Evolution morphotectonique post-compressive de la chaîne des Pyrénées : altération et démantèlement d'une surface d'aplanissement en cours de soulèvement

Jessica Uzel

▶ **To cite this version:**

Jessica Uzel. Evolution morphotectonique post-compressive de la chaîne des Pyrénées : altération et démantèlement d'une surface d'aplanissement en cours de soulèvement. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 2019. Français. NNT : 2019REN1B040 . tel-02502375

HAL Id: tel-02502375
https://theses.hal.science/tel-02502375

Submitted on 9 Mar 2020

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.

UNIVERSITE ECOLOGIE
BRETAGNE GEOSCIENCES
LOIRE AGRONOMIE ALIMENTATION

UNIVERSITÉ DE RENNES 1

THESE DE DOCTORAT

L'UNIVERSITE DE RENNES 1
COMUE UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

ECOLE DOCTORALE N° 600
Ecole doctorale Ecologie, Géosciences, Agronomie et Alimentation
Spécialité : « *Sciences de la Terre et de l'Environnement* »

Par
Jessica UZEL

Evolution morphotectonique post-compressive de la chaîne des Pyrénées : altération et démantèlement d'une surface d'aplanissement en cours de soulèvement

Thèse présentée et soutenue à Rennes, le 25 Octobre 2019
Unité de recherche : UMR 6118

Rapporteurs avant soutenance :

Carole Petit	Professeure, Université de Nice
Jean-François Ritz	Directeur de Recherche CNRS, Université de Montpellier

Composition du Jury :

Président :	Marc Jolivet	Directeur de Recherche CNRS, Université de Rennes 1
Examinateurs :	Carole Petit	Professeure, Université de Nice
	Jean-François Ritz	Directeur de Recherche CNRS, Université de Montpellier
	Magali Rizza	Maître de Conférences, CEREGE
Dir. de thèse :	Yves Lagabrielle	Directeur de Recherche CNRS, Université de Rennes 1
Co-dir. de thèse :	Robert Wyns	Géologue Chercheur, BRGM Orléans

Invités

Charlotte Fillon	Ingénieure Total, Centre Scientifique et Technique Total Pau
Bernard Monod	Géologue Régional, BRGM Toulouse

Titre : Evolution morphotectonique post-compressive de la chaîne des Pyrénées : altération et démantèlement d'une surface d'aplanissement en cours de soulèvement

Mots clés : Surface d'aplanissement, altération soustractive, datation $^{40}Ar/^{39}Ar$, géomorphologie tectonique, InSAR, Pyrénées

Résumé : L'histoire tardi- à post-compressive des Pyrénées est caractérisée par la formation d'une surface d'aplanissement dont les reliques sont aujourd'hui retrouvées au sommet de la chaîne. Cette surface a fait l'objet d'une littérature abondante dans laquelle les auteurs se sont appliqués à en caractériser la géométrie, l'extension ainsi que le mécanisme et l'âge de sa formation. Les études les plus récentes ont montré que la surface d'aplanissement s'était probablement formée en altitude au cours de l'intervalle Oligocène - Miocène supérieur. Cependant, cette altitude reste indéterminée.

Ces travaux de thèse apportent un nouvel élément de caractérisation des reliques de la surface d'aplanissement en décrivant des pro ls d'altération soustractive préservés au niveau de ces surfaces. L'altération d'échantillons collectés sous les surfaces reliques d'altitude a été datée par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ appliquée à des oxydes de manganèse potassiques. Un âge crétacé, cohérent avec l'âge du rifting pyrénéen au cours duquel les sommets de blocs basculés ont été émergés, ainsi qu'un âge quaternaire ont été obtenus. La lacune d'enregistrement de l'information géochronologique entre ces deux périodes est interprétée comme le résultat de la réactivation des pro ls d'altération liée au soulèvement de la chaîne au cours de la période post-compressive. Ces résultats montrent que l'altération a continué dans les Pyrénées jusqu'au Quaternaire.

L'analyse géomorphologique du démantèlement de la surface, basée sur l'étude morphométrique des incisions uviales miocènes à actuelles des Pyrénées occidentales révèle l'implication d'un soulèvement de la chaîne, intervenu à partir du Miocène moyen. Ce soulèvement est con rmé pour la période actuelle par l'analyse d'un jeu de données InSAR. L'origine de ce soulèvement est discutée à l'échelle des plaques Afrique et Eurasie. Le soulèvement Miocène moyen à actuel des Pyrénées à l'origine du démantèlement de la surface d'aplanissement peut être expliqué par une propagation de la déformation engendrée au niveau des limites de plaques actives suite à une modi cation de la direction de convergence Afrique - Eurasie.

Title: Morphotectonic evolution of the Pyrenan range during the post-compressive period: weathering and dismantling of an uplifting planation surface

Keywords: Planation surface, subtractive weathering, $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating, tectonic geomorphology, InSAR, Pyrenees

Abstract: The late to post-compressive evolution of the Pyrenees is characterized by the formation of a planation surface whose relics are observed today on top of the range. This surface is the subject of an abundant literature, where authors focused on the characterization of its geometry, extent and on the age and mechanism of its formation. The most recent studies showed that the planation surface probably formed at high elevation during the Oligocene - upper Miocene interval. However, this elevation remains unconstrained.

Our work brings a new qualifying element of the relics of the pyrenean planation surface, which is the description of subtractive weathering pro les developed on these surfaces. Weathering in samples collected below surface remnants was dated by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ method applied to potassic manganese oxides. A Cretaceous age, consistent with the timing of the Pyrenean rifting during which the top of tilted blocks surfaced, and a Quaternary age were obtained. The lack of geochronological information between those two ages is interpreted as a result of the reactivation of weathering pro les due to uplift during the post-compressive period. These results show that weathering continued until Quaternary times in the Pyrenees.

The geomorphological analysis of the dismantling of the planation surface, based on Miocene to present-day uvial incisions analysis in the Western Pyrenees reveals the occurrence of an uplift of the range, which started during middle Miocene times. This uplift is con rmed for present-day by the analysis of a new InSAR dataset. The forcing mechanism of this uplift is discussed at the African and Eurasian plates-scale. The middle Miocene to present-day uplift of the Pyrenees which provokes the dismantling of the planation surface may be explained by a propagation of the deformation from active plates boundaries toward intraplate areas caused by a reorganization of African - Eurasian plate motion.

Remerciements

De très nombreuses personnes ont contribué à faire de cette thèse une belle aventure, et j'espère n'oublier personne ici...

Pour commencer, je tiens à remercier tout particulièrement Jacques B., sans qui je ne serais très certainement pas en train d'écrire ces mots. Jacques qui m'a transmis sa passion pour la géologie, qui m'a soutenue dans la préparation du CAPES et de l'Agrégation, et qui m'a mise en contact avec Yves. Sans toi je n'aurais probablement jamais bifurqué vers la recherche, et je n'aurais pas vécu cette belle aventure. Les étudiants ont de la chance de t'avoir et j'espère que tu continueras longtemps à susciter des vocations !

Merci infiniment à toi, Yves, qui a été un directeur de thèse vraiment génial. Toujours disponible pour m'aiguiller, même en cette toute fin de thèse où tu avais pourtant bien d'autres choses à faire. Ta bonne humeur et tes nombreux mots positifs m'ont été d'une grande aide, merci pour ça. Je voudrais aussi remercier Robert, qui a proposé le sujet de thèse qui m'a portée durant ces trois dernières années. Si l'on m'avait dit il y a quelques années que je passerai des heures entières les genoux dans la saprolite, à la recherche de plans striés ... ! Un mot aussi pour Bernard, qui nous a accompagnés sur le terrain et a été très présent en cette fin de thèse. Merci d'avoir pris le temps de me relire et de m'encourager. Merci à Charlotte, Sylvain, Eric, Jean-Yves et Marie qui m'ont suivie et encouragée côté Total et BRGM. La "communauté S_2S" m'a vraiment beaucoup aidée à avancer, grâce notamment à toutes les réflexions stimulantes que nous avons eues au détour des Workshops, des summerschools et des winterschools. J'ajoute aussi un mot pour Bertrand, qui a accepté de guider une inconnue dans la brume du Béarn et qui m'a énormément aidée dans la rédaction du premier article de ma thèse. Et merci aussi à Johan et Augustin qui m'ont accueillie à Namur et initiée à l'art d'étudier les oxydes de manganèse. Augustin, tu as pris tellement de temps pour me transmettre ce que tu savais, à Namur et dans les Skypes qui ont suivi, et toujours dans la bonne humeur : merci pour ça !

Au tour maintenant de la dream-team du labo... Luc, on a commencé nos thèses quasiment au même moment, et j'ai adoré toutes nos petites pauses au soleil pour parler science, vider notre sac ou raconter des bêtises. Désolée de t'abandonner pour les soirées sushi au labo ! Alex (dit Ortizi...), le copain de commérages, le gastronome de l'équipe (haha !), ses blagues ... presque drôles ! Vous êtes tous les deux dans la rédaction vous aussi, je vous souhaite beaucoup de courage, et plein de bêtises aussi. Une pensée pour mes co-bureaux durant ces trois ans, Brendan et Romain. Enorme merci à Romain, mon assistant dépannage informatique attitré et aussi ami, qui a toujours su me redonner la pêche (et qui a supporté mes bêtises ... enfin, j'ai bien supporté les siennes aussi...). Même quand tu n'étais plus à Rennes, tu étais toujours là pour moi ! La meilleure preuve en est ce jour de rendu de manuscrit, alors que tu m'aides dans les méandres de PdfPro ! Merci aussi à la team tarot (ou plus récemment belote) du midi, avec par ordre (plus ou moins) d'apparition Julien Morinx, Céline, Marie O., Marie D., Guillaume, Christian, Elie, Anthony, La mère Cuzot, Rémix, Kut-Jan, Alix, Pierrix, Jéromix, Aurélix. Une pensée pour tous les autres croisés au quotidien (Riccardo, Tarik, Nataline, Diane, Camille...) et ceux que j'oublie sûrement mais qui contribuent à la bonne ambiance de Géosciences Rennes ! Grosse pensée aussi pour toute la team Convergence des docs et post-docs d'un peu partout (Saspi, Constance, Thomas F., Mustapha, Laura, Maxime, Jessica S., Dimitri, Guillaume, ...) on aura bien rigolé pendant les meetings (j'ai notamment apprécier les balades en tapis volant avec Saspi) !

Je n'oublie bien sûr pas la ribambelle de colocs avec qui j'ai partagé mon quotidien pendant les deux premières années de cette thèse, et pendant les années précédentes aussi (allez, je me lance dans la liste car il faut bien qu'elle soit inscrite quelque part, on tient peut-être un record) : Maëlle, Simone, Cédric, Antoine, Victor, Lénaïg C., Lénaïg M., Yannis, Gui-Gui, Laura, Nina, Paul, Lucile, Caro, Mathilde, Aurélien, Adèle, Juliette, Pierre. J'ai passé de super moments avec vous entre papotages, cuisine, jardinage, jeux etc...

Un million de merci à mes amis, qui ont toujours été là pour moi quel que soit le temps que j'avais à leur accorder (ils se reconnaîtront, la liste des personnes bienveillantes qui ont croisé mon chemin ces dernières années est bien trop longue...). Que vous soyez à mes côtés depuis l'enfance, le lycée ou la fac, tous les moments partagés avec vous les midis, les week-ends ou les vacances, pour papoter, danser, jouer ou voyager m'ont toujours permis de décompresser : merci les copains !

Merci mille fois à toi aussi Toni. Tu es dans la case "copains" bien sûr, mais tu as aussi ta case spéciale, celle qui a vu tous les doutes et toutes les joies, à Nice, à Rennes ou en vadrouille. Tu as toujours été là pour moi, malgré ta thèse à toi qui te demande aussi beau coup d'énergie... Ana Baheb-bak !

Et pour terminer j'embrasse ma famille, parents, frère et soeur, grands-parents, couz etc... qui ont toujours supporté mon emploi du temps de ministre, entre le travail, les copains, les voyages. Merci de m'avoir toujours soutenue et d'avoir essayé de suivre mon parcours alambiqué, sans votre soutien tout aurait été différent !

Cadre de la recherche

Cette thèse s'inscrit dans le cadre du projet Source-to-Sink co-financé par le BRGM (Bureau des Recherches Géologiques et Minières) et le groupe Total, qui vise à mieux comprendre les processus de création et d'érosion des reliefs en lien avec le dépôt des sédiments dans les bassins d'avant-pays. Le sujet de la thèse a été élaboré par Robert Wyns. La thèse a été co-encadrée par Yves Lagabrielle et Robert Wyns, à l'Université de Rennes et au BRGM (site d'Orléans). Elle a bénéficié de collaborations avec les acteurs du BRGM (B. Monod, B. Bourgine), de Total (C. Fillon, S. Calassou), de l'UPPA (B. Nivière, J. Berthelon), de l'Université de Namur (A. Dekoninck, J. Yans) et du CNRS - Université de Rennes (G. Ruffet). Une partie des travaux a été effectuée au sein du département de Géologie de l'Université de Namur. Les missions de terrain ont été réalisées en compagnie de R. Wyns et de B. Monod.

Table des matières

1 Introduction générale **23**

1.1 Les facteurs de contrôle de la morphogenèse 25

1.2 Les surfaces d'aplanissement 35

1.3 Les reliques de surfaces d'aplanissement : marqueurs du soulèvement ? 47

1.4 Méthodes de datation des surfaces d'aplanissement 48

2 Evolution géologique et géomorphologique des Pyrénées : état des connaissances **53**

2.1 Contexte géologique 55

2.2 Evolution morphologique tardi- à post-compressive 85

3 Objectifs de la thèse et méthodologie **97**

3.1 Objectifs de la thèse 99

3.2 Méthodologie 99

4 Caractérisation des altérites associées aux reliques de la surface d'aplanissement pyrénéenne **101**

4.1 Résumé 103

4.2 Introduction : altérations de surface et de subsurface 104

4.3 Cartographie des indices d'altération dans les Pyrénées 112

4.4 Age des altérations pyrénéennes 123

5 Minéralogie, pétrographie et datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ des gîtes supergènes de manganèse de Las Cabesses (Zone nord-pyrénéenne) et des Hautes-Pyrénées (Zone axiale) **137**

5.1 Résumé 139

5.2 Introduction 141

5.3 Description des gisements 146

5.4 Minéralogie, pétrographie et datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ 162

5.5 Discussion : nouvelles contraintes sur l'évolution de la chaîne 198

6 Analyse de la dégradation des reliefs pyrénéens durant la période post-compressive 203

6.1 Résumé 206

6.2 Introduction 207

6.3 Les surfaces étagées de la Vallée du Louron 215

6.4 Dissection de la surface d'aplanissement sommitale 221

6.5 Etude InSAR dans les Pyrénées occidentales 252

6.6 Confrontation de données 265

7 Evidence and possible origins of a Middle Miocene to present-day uplift around a fossilized plate boundary : far-field effects in the Iberian and Eurasian plates ? 267

7.1 Résumé étendu 269

7.2 Introduction 271

7.3 European-scale synthesis of vertical motion evidence 272

8 Discussion - Conclusion - Perspectives 287

Bibliographie 337

Annexes 339

Table des figures

1.1 Schémas de principe illustrant la terminologie utilisée pour les mouvements verticaux des roches . . . 26

1.2 Caractéristiques d'un knickpoint . . . 29

1.3 Cycle géographique de Davis (1899) . . . 30

1.4 Caractéristiques majeures des morphologies glaciaires . . . 31

1.5 Contrôle de l'altitude de la Chaîne des Cascades dans l'état de Washington par l'érosion glaciaire (théorie du "glacial buzzsaw") . . . 32

1.6 Représentation schématique de la dynamique d'une calotte glaciaire (A) et d'un glacier de vallée (B) en lien avec l'accumulation et l'évacuation de glace . . . 33

1.7 Modèles de répartition de la dénudation dans un environnement fluvial (à gauche) et dans un environnement glaciaire (à droite) . . . 34

1.8 Un exemple de glacier abritant un réseau fluviale : le Humbolt Glacier, Groenland . . . 34

1.9 Formation des surfaces d'érosion fluviales . . . 36

1.10 Formation des surfaces d'altération . . . 37

1.11 Formation des surfaces d'abrasion marine . . . 38

1.12 Surface d'abrasion glaciaire aux alentours du Sognefjord (Norvège) . . . 39

1.13 Exemples de surfaces structurales . . . 40

1.14 Caractéristiques morpho-structurales des Andes centrales . . . 41

1.15 Caractéristiques géomorphologiques de la surface d'érosion observée dans la Quebrada de Purmamarca (Cordillère orientale, Argentine) . . . 42

1.16 Modèles géodynamiques envisagés pour expliquer le soulèvement du plateau des Andes centrales . . . 43

1.17 Exemples de reliques de surface observées en Asie centrale . . . 44

1.18 Contexte géodynamique de l'Asie centrale . . . 45

1.19 A) Localisation de l'Atlas au Nord de l'Afrique. B) Carte structurale simplifiée du Haut Atlas . . . 46
1.20 Vues Google Earth du plateau d'Angour . . . 47
1.21 Surface d'aplanissement scellée par des dépôts lacustres dans la région du Tian Shan (Asie centrale) . . . 48
1.22 Evolution schématique de la sédimentation dans les bassins d'avant-pays au cours d'un cycle orogénique . . . 49
1.23 Histoire thermique obtenue à partir d'échantillons de granite prélevés sur la partie nord-est du Plateau du Tibet (chaîne du Songpan-Garzê ; Fig. 1.18) analysés via différentes méthodes géochronologiques . . . 50

2.1 La chaîne des Pyrénées dans le cadre des chaînes alpines . . . 55
2.2 Taux de convergence N-S entre les plaques Afrique et Europe, Afrique et Ibérie et Ibérie et Europe au cours de la période Crétacé inférieur - actuel . . . 56
2.3 Schéma structural simplifié de la chaîne des Pyrénées . . . 57
2.4 Localisation du bassin d'Aquitaine . . . 59
2.5 Unités tectonosédimentaires présentes dans le bassin de l'Ebre . . . 60
2.6 Principaux modèles de la structure profonde des Pyrénées proposés avant les campagnes ECORS . . . 61
2.7 Données du profil ECORS Central Pyrenees . . . 62
2.8 Variabilité des modèles basés sur le profil ECORS Central Pyrenees . . . 63
2.9 Imagerie de la structure profondes Pyrénées par la méthode de tomographie sismique par migration en profondeur des ondes P converties en ondes S . . . 65
2.10 Position des Pyrénées au sein des grandes zones de la chaîne hercynienne . . . 66
2.11 Trois scénarii proposés pour les mouvements relatifs de l'Ibérie et de l'Eurasie à la fin du Mésozoïque . . . 67
2.12 Localisation des corps de péridotite dans la ZNP . . . 68
2.13 Trajectoires des plaques Afrique, Ibérie et Adria par rapport à l'Eurasie . . . 69
2.14 Compilation de données issues de la thermochronologie basse température montrant la propagation de l'exhumation de l'est vers l'ouest et du nord au sud dans les Pyrénées 70
2.15 Modèles d'évolution tectonique des Pyrénées occidentales (A, tiré de Teixell et al. (2016)) et centrales (B, tiré de Mouthereau et al. (2014)) . . . 73
2.16 Proposition de reconstruction en Méditerranée occidentale pour la période Eocène - actuel 74

2.17 Expression du rifting oligo-miocène dans les Pyrénées orientales : formation de bassins extensifs à terre et en mer 75
2.18 Série de coupes montrant l'évolution du Golfe du Lion au cours du rifting oligo-miocène 76
2.19 Séquence d'activation des chevauchements des Pyrénées centrales 76
2.20 Carte du remplissage cénozoïque des bassins péri-pyrénéens 77
2.21 Carte simplifiée des dépôts évaporitiques et des canyons messiniens en Méditerranée . 78
2.22 Synthèse des événements climatiques, tectoniques et biologiques majeurs du Cénozoïque 80
2.23 Courbe d'estimation des variations eustatiques entre 9 Ma et aujourd'hui basée sur les variations du $\delta^{18}O$ 81
2.24 Evolution du $\delta^{18}O$ des foraminifères planctoniques au cours des derniers 2,8 Ma 82
2.25 Carte de l'extension des glaces dans les Pyrénées au Würm et au Pléistocène moyen . 83
2.26 Aires de répartition des différents climats auxquels sont soumises les Pyrénées 84
2.27 Exemples de surfaces reliques d'altitude observées dans la ZA pyrénéenne 85
2.28 Résultat de la cartographie semi-automatique des surfaces reliques d'altitude dans les Pyrénées 87
2.29 Reconstruction de la surface d'aplanissement sommitale pyrénéenne par interpolation des données de la cartographie semi-automatique des surfaces reliques d'altitude . . . 88
2.30 Contraintes sédimentaires permettant d'attribuer un âge au minimum miocène moyen - supérieur à la surface d'aplanissement pyrénéenne 89
2.31 Résultats de la modélisation analogique de l'effet de la sédimentation de piémont sur la dynamique de l'érosion dans une chaîne de montagne en soulèvement 92
2.32 Schéma conceptuel du modèle d'aplanissement en altitude 93
2.33 Principaux arguments en faveur du modèle d'aplanissement en altitude par les rivières connectées à l'avant-pays sud pyrénéen et schémas conceptuels 95
2.34 Quelques exemples de morphologies glaciaires rencontrées dans les Pyrénées 96

4.1 Répartition des principaux types d'altération dans un paysage théorique 104
4.2 Organisation des profils d'altération soustractive développés sur des roches granitiques 106
4.3 Echelle de sensibilité à l'altération des minéraux silicatés 107
4.4 Séquences d'altération des principaux minéraux d'une roches de type granitoïde 108
4.5 Contrôles exercés par le relief sur la formation d'un profil d'altération soustractive . . 109
4.6 Répartition latitudinale des types d'altération 111
4.7 Cartographie des indices d'altération observés dans les Pyrénées dans le cadre de nos travaux 113

4.8 Affleurements de saprolite de roches plutoniques - orthodérivées dans les Pyrénées orientales (A, B), centrales (C, D, E) et le Pays Basque français (F) 115
4.9 A) Localisation du Massif de Bordères-Louron. B) Carte géologique simplifiée du Massif de Bordères-Louron 116
4.10 Différents horizons du profil d'altération soustractive observé dans le Massif de Bordères-Louron 117
4.11 Cartographie des horizons d'altérites observés sur le Massif de Bordères-Louron sur fond de modèle numérique de terrain (RGE ALTI® 5m IGN) 118
4.12 Fissuration dans trois massifs plutoniques pyrénéens 119
4.13 Profils d'altération soustractive sur les marnes albiennes 120
4.14 Résultats de l'analyse DRX de deux échantillons collectés sur l'affleurement AF 18 . . 121
4.15 Résultats de l'analyse DRX de trois échantillons collectés sur l'affleurement AF 126 . . 122
4.16 Reconstruction schématique de l'évolution tectonique des massifs de l'Arize et des Trois Seigneurs contrainte par les données de thermochronologie basse température 125
4.17 Affleurements d'altérites dans le Massif des Trois Seigneurs 126
4.18 A) Comparaison de la position des reliques de surface d'aplanissement préservées dans les Pyrénées et des indices d'altération soustractive. B) Détail de (A) sur la portion délimitée par le cadre rouge 128
4.19 Cartographie des horizons d'altération observés sur le Massif de Bordères-Louron sur fond de carte des pentes (calculée à partir du MNT RGE ALTI® 5m IGN) 130
4.20 Panorama montrant l'étagement des surfaces dans le Massif de Bordères-Louron et ses environs 131
4.21 Quatre interprétations différentes possibles à partir de la cartographie des horizons d'altération dans le Massif de Bordères-Louron 134
4.22 Brèche observée à la base des formations triasiques discordantes sur la bordure nord-est du Massif de Bordères-Louron 135

5.1 Structure cristalline des principaux oxydes de manganèse (vue parallèle aux chaînes octaédriques de Mn) 142
5.2 Principales origines des dépôts de Mn sur Terre 143
5.3 Tentative de synthèse des séquences d'altération des minéraux manganésifères selon le type de roche-mère 144
5.4 Localisation des gisements de Mn dans les Pyrénées 147
5.5 Carte des gisements de manganèse visités dans le cadre de cette étude 148

5.6 Quelques exemples d'échantillons d'oxydes de Mn rencontrés dans les Pyrénées 149
5.7 A) Carte géologique du secteur du Massif de l'Arize. B) Coupe géologique. 151
5.8 Position des surfaces reliques d'altitude dans le Massif de l'Arize 152
5.9 A) Localisation des échantillons sur le MNT Aster GDEM (résolution 30 m). B), C) Profils topographiques des flancs de la Vallée du Nert (exagération verticale x 2,5) . . 153
5.10 Localisation du minerai de Mn au sein des calcaires dévoniens supérieurs de Las Cabesses 154
5.11 Affleurements de terres noires manganésifères 155
5.12 Carte géologique du secteur des Hautes-Pyrénées 156
5.13 Coupe géologique du secteur des Hautes-Pyrénées 157
5.14 Reconstruction de l'évolution tectonique pré-orogénique des Pyrénées centrales 158
5.15 Position des surfaces reliques d'altitude dans le secteur des Hautes-Pyrénées 159
5.16 A) Localisation des échantillons sur le MNT Aster GDEM (résolution 30 m). B) Profil topographique orthogonal à la Vallée du Louron (exagération verticale x 5) 160
5.17 Localisation du minerai de Mn au contact des formations du Dévonien supérieur et du Carbonifère inférieur 161
5.18 Principe de fonctionnement d'un MEB 165
5.19 Principe de la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ 167
5.20 Exemple de résultat obtenu par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ 168
5.21 Diversité des spectres d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenus par l'étude d'oxydes de manganèse potassiques d'origine supergène 170
5.22 Exemples représentatifs des échantillons provenant du gîte de Las Cabesses 172
5.23 Observations pétrographiques des échantillons d'oxydes de Mn provenant de Las Cabesses 175
5.24 Spectres d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$, rapports $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ et diagrammes isochrones inverses des échantillons formés de todorokite, birnessite, ramsdellite du gîte de Las Cabesses . 178
5.25 Spectres d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$, rapports $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ et diagrammes isochrones inverses des échantillons formés de cryptomélane et ramsdellite du gîte de Las Cabesses 179
5.26 Tentative de séquence paragénétique pour le gîte de Mn de Las Cabesses 181
5.27 Synthèse des informations apportées par l'étude des échantillons du gîte de Las Cabesses 182
5.28 Exemples représentatifs des échantillons provenant du gîte des Hautes-Pyrénées 183
5.29 Observations pétrographiques des échantillons d'oxydes de Mn provenant des Hautes-Pyrénées 185
5.30 Observations pétrographiques des échantillons d'oxydes de Mn provenant des Hautes-Pyrénées (suite) 186

5.31 Spectres d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$, rapports $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ et diagrammes isochrones inverses des échantillons formés de todorokite, birnessite, ramsdellite du gîte des Hautes-Pyrénées 191

5.32 Spectres d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$, rapports $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ et diagrammes isochrones inverses des échantillons formés de cryptomélane et / ou ramsdellite du gîte des Hautes-Pyrénées (Groupe 1) . . . 193

5.33 Spectres d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$, rapports $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ et diagrammes isochrones inverses des échantillons formés de cryptomélane et / ou ramsdellite du gîte des Hautes-Pyrénées (Groupe 2) . . . 194

5.34 Spectres d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$, rapports $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ et diagrammes isochrones inverses des échantillons formés de cryptomélane et / ou ramsdellite du gîte des Hautes-Pyrénées (Groupe 3) . . . 195

5.35 Tentative de séquence paragénétique pour le gîte de Mn des Hautes-Pyrénées . . . 197

5.36 Synthèse des informations apportées par l'étude des échantillons du gîte des Hautes-Pyrénées . . . 199

6.1 Localisation des zones d'études correspondant aux travaux présentés dans le Chapitre 6 208

6.2 A) Reconstruction de l'histoire d'incision de la Têt depuis le Burdigalien (Sartégou et al., 2018a). B) Reconstruction de l'histoire d'incision de l'Ariège depuis le Serravallien (Sartégou, 2017). . . . 210

6.3 Synthèse des taux d'incision et de dénudation obtenus dans les Pyrénées centrales par Genti (2015) . . . 211

6.4 Décalage des surfaces reliques d'altitude par des failles normales dans les Pyrénées centrales . . . 213

6.5 Décalage des surfaces reliques d'altitude par des failles normales dans les Pyrénées orientales . . . 214

6.6 Photos des plans argileux et plans indurés observés au sein des affleurements de saprolite 216

6.7 Stéréogrammes (diagramme de Wulf, hémisphère inférieure, A) et rosaces directionnelles (B) des données microtectoniques mesurées dans les affleurements de saprolite du Massif de Bordères-Louron . . . 219

6.8 Stéréogrammes (A) et rosaces directionnelles (B) des données mesurées dans les affleurements de roche saine et d'horizon fissuré du Massif de Bordères-Louron . . . 220

6.9 Vallées étroites et gorges dans les Pyrénées occidentales . . . 222

6.10 La surface relique d'altitude de La-Pierre-Saint-Martin . . . 223

6.11 Analyse des paysages en Vallée d'Aspe . . . 224

6.12 Schématisation des deux hypothèses envisagées pour expliquer le motif d'incision différentielle observée entre la Zone axiale et la Zone nord-pyrénéenne 226

6.13 a) Location of the study zone in the Axial Zone and North Pyrenean Zone of the North-Western Pyrenees. b) DEM of the Aspe catchment showing the main geomorphic features of the Aspe Valley. c) Geological map of the Aspe catchment, simplified from Castéras et al. (1970b) and Ternet et al. (2004). 234

6.14 a) NNE-SSW geological cross-section of the study zone. b) N-S geological cross-section of the study zone showing the location of the blind Bedous Fault in the Axial Zone (Lacan, 2008). 235

6.15 Stacking of sequential topographic profiles orthogonal to the Aspe Valley in the North Pyrenean Zone (a) and in the Axial Zone (b) 236

6.16 Location of the profiles presented in Figure 3 on the DEM (a) and on the geological map (b) of the Aspe catchment 237

6.17 Google Earth views of markers of vertical incision in the Aspe Valley 238

6.18 Facet height as a function of mean slope (based on data from Table 6.2) 239

6.19 Longitudinal profile of the Aspe River and projection of the vertical incision markers . 240

6.20 Synthetic sketches showing two possible hypotheses to explain the multi-stage entrenchment of the Aspe River (not to scale) 241

6.21 Supporting information : Determination of the amount of the incision (I) from the geometry of the valley flanks 243

6.22 A) Schéma théorique montrant la formation de facettes d'érosion par l'incision fluviale liée à une chute du niveau de base. B) Schéma interprétatif reliant l'étagement des facettes aux chutes successives du niveau de base 244

6.23 A) Evolution morphologique des facettes triangulaires situées au niveau d'un plan de faille normale actif (résultats de la modélisation numérique de Petit et al. (2009b)). B) (bas) Coupe réalisée au travers d'une facette triangulaire tectonique montrant l'absence de corrélation entre la pente de la facette et le pendage de la faille qui la génère. . . . 245

6.24 Schéma conceptuel montrant l'approche de pointé des reliques de la paléotopographie en vue de son interpolation 247

6.25 Différentes vues de la paléotopographie du bassin versant d'Aspe reconstituée 248

6.26 Corrélation des données de la géomorphologie et de la sédimentologie dans les Pyrénées occidentales 251

6.27 Schéma de principe de la technique InSAR (©TRE ALTAMIRA) 254

6.28 Acquisition des données en modes ascendant et descendant (©TRE ALTAMIRA) . . . 254
6.29 Principe de détermination du mouvement vertical à partir des mesures réalisées dans la ligne de visée du satellite (©TRE ALTAMIRA) 255
6.30 Extension du jeu de données et localisation du point repère à Pau (mode ascendant ; ©TRE ALTAMIRA) 256
6.31 Répartition des points de mesure dans les Pyrénées 257
6.32 Procédure appliquée pour le nettoyage de la base de données : exemples issus des données de la Vallée d'Aspe (images Google Earth) 258
6.33 Localisation des profils de vitesses moyennes des mouvements verticaux des Pyrénées occidentales 259
6.34 Exemple-type de profil. A) Swath topographique montrant les altitudes minimale, moyenne, et maximale projetées du profil. B) Profil des vitesses moyennes des mouvements verticaux produit à partir des données InSAR. 260
6.35 A) Swath topographique montrant les altitudes minimale, moyenne et maximale du profil Vallée d'Aspe. B) Profil des vitesses moyennes des mouvements verticaux. C) Coupe géologique N-S de la Vallée d'Aspe. 261
6.36 Type de données observées sur le versant sud de la chaîne (image Google Earth) . . . 262
6.37 A) Swath topographique montrant les altitudes minimale, moyenne, et maximale projetées du profil Vallée d'Ossau. B) Profil des vitesses moyennes des mouvements verticaux 263
6.38 A) Swath topographique montrant les altitudes minimale, moyenne, et maximale projetées du profil Vallée de Lourdes. B) Profil des vitesses moyennes des mouvements verticaux 264

7.1 Schematic diagrams of the geomorphological evolution of the five geologic data sources used in this study 272
7.2 Synthetic map of the evidences of vertical motion for the Langhian - Serravallian interval 277
7.3 Synthetic map of the evidences of vertical motion for the Tortonian - Messinian interval 279
7.4 Synthetic map of the evidences of vertical motion for the Pliocene epoch 281
7.5 Synthetic map of the evidences of vertical motion for the Quaternary - present-day interval 283

8.1 Résultats principaux apportés par nos travaux 292

Liste des tableaux

5.1 Composition des principaux minéraux contenant du Mn évoqués dans ce chapitre . . . 141
5.2 Gîtologie du secteur Hautes-Pyrénées 161
5.3 Localisation et types d'analyses réalisées sur les échantillons d'oxydes de Mn pyrénéens 164
5.4 Synthèse des phases identifiées en DRX et MEB-EDS dans les échantillons provenant du gîte de Las Cabesses 173
5.5 Informations relatives aux sous-échantillons utilisés pour les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ du gîte de Las Cabesses 177
5.6 Synthèse des phases identifiées en DRX et MEB-EDS dans les échantillons provenant du gîte des Hautes-Pyrénées 184
5.7 Informations relatives aux sous-échantillons utilisés pour les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ du gîte des Hautes-Pyrénées 188

6.1 Quelques taux d'incision karstique obtenus dans les Pyrénées centrales et occidentales pour l'intervalle Pliocène - actuel (datations par le couple $^{26}Al/^{10}Be$) 210
6.2 Main geomorphic features and location of the studied triangular facets 242

7.1 Radiometric dating systems and closure temperatures for zircon and apatite 276

c

Chapitre 1

Introduction générale

Sommaire

1.1 Les facteurs de contrôle de la morphogenèse 25
1.1.1 Généralités 25
1.1.2 L'érosion fluviale et ses facteurs de contrôle 27
1.1.2.1 Modalités de l'érosion fluviale 27
1.1.2.2 Facteurs de contrôle 28
1.1.3 L'érosion glaciaire et ses facteurs de contrôle 30
1.1.3.1 Modalités de l'érosion glaciaire 30
1.1.3.2 Facteurs de contrôle de l'érosion glaciaire 33
1.2 Les surfaces d'aplanissement 35
1.2.1 Généralités 35
1.2.2 Diversité des mécanismes d'aplanissement 35
1.2.2.1 Surfaces d'érosion fluviale 35
1.2.2.2 Surfaces d'altération ("Etchplains") 36
1.2.2.3 Surfaces d'abrasion marine 37
1.2.2.4 Surfaces d'abrasion glaciaire ou périglaciaire 37
1.2.2.5 Surfaces structurales 40
1.2.3 Quelques exemples de surfaces d'érosion fluviale préservées en contexte orogénique 41
1.2.3.1 Le plateau des Andes centrales : une surface d'érosion fluviale néogène soulevée 41
1.2.3.2 La surface d'Asie centrale : une surface d'érosion fluviale mésozoïque localement préservée 43
1.2.3.3 La surface du Haut Atlas : une surface d'érosion fluviale pré-orogénique enfouie puis ré-exhumée 46
1.3 Les reliques de surfaces d'aplanissement : marqueurs du soulèvement ? . 47
1.4 Méthodes de datation des surfaces d'aplanissement 48
1.4.1 Datations indirectes des surfaces d'aplanissement 48
1.4.2 Datations directes des surfaces d'aplanissement 50

Le terme "orogenèse", composé à partir des mots grecs *oros*, "montagne", et *genesis*, "origine, action de devenir", désigne littéralement la création des montagnes. Les montagnes, en tant que reliefs positifs [1], sont formées par divers processus géologiques tels que : (i) le soulèvement intervenant en contexte de convergence (subduction et collision), (ii) le soulèvement intervenant du fait d'un réajustement isostatique ou (iii) le soulèvement résultant de flux mantelliques ascendants. Cependant, aujourd'hui l'utilisation du terme d'orogenèse est limitée à la création des montagnes dans les chaînes de subduction - collision actives (Ollier and Pain, 2004, et les références qui y figurent). Aussi, afin d'éviter toute confusion, nous choisissons d'utiliser le terme purement descriptif de "morphogenèse" pour désigner la formation des reliefs, ce qui nous permet de discuter les différents facteurs contrôlant ce phénomène.

1.1 Les facteurs de contrôle de la morphogenèse

1.1.1 Généralités

Les paysages géologiques évoluent sous l'influence de l'érosion, qui est régie par trois facteurs de contrôle principaux : le climat, le niveau de base et les déformations de la lithosphère (on exclut ici et dans ce qui suivra la création de relief en contexte volcanique). Commençons par une brève définition de chacun de ces facteurs de contrôle.

Le climat peut être défini par deux paramètres principaux : la température moyenne annuelle et les précipitations annuelles (Peltier, 1950). D'autres paramètres tels que l'intensité du gel, la direction et la puissance du vent peuvent dans certains contextes jouer un rôle dans la morphogenèse (Ahnert, 1998). L'ensemble de ces paramètres peut influencer les processus d'érosion, les modalités de transport des sédiments, la sédimentation et le niveau moyen des océans (Grujic et al., 2006; Norton et al., 2010; Ferrier et al., 2013). Il faut de plus noter l'influence des formes du relief sur le climat (*e.g.* effet orographique ; Willett, 1999).

Le niveau de base correspond à la surface limitant les domaines en érosion et les domaines en sédimentation (Powell, 1875). Selon le contexte géologique de la zone étudiée, il est parfois nécessaire de distinguer :

- le niveau de base global, qui correspond à la surface du niveau des océans,

- le niveau de base local, dont la position est contrôlée par des caractéristiques géologiques locales

1. Le relief est la différence d'altitude entre les sommets de collines ou de montagnes et les plaines ou vallées d'une région donnée (Bates and Jackson, 1980).

telles que : (i) la présence d'une lithologie ou structure résistante à l'érosion, qui limite la propagation du niveau de base global en amont, (ii) la présence d'un bassin endoréique ou d'une surface continentale sub-plane qui permettent un ajustement local des cours d'eau.

Une chute du niveau de base induit donc l'érosion de la surface jusqu'à l'ajustement des rivières au nouveau niveau de base.

Les mouvements verticaux de la surface, qui peuvent être positifs (soulèvement) ou négatifs (subsidence), sont l'objet d'étude principal de la géomorphologie tectonique. Dans ce manuscrit, nous utiliserons la terminologie définie par England and Molnar (1990), qui peut être résumée par l'équation suivante :

Soulèvement de la surface = Soulèvement de la colonne de roche + Dépôts à la surface - Compaction des roches - Erosion *(Fig. 1.1)*

Le terme de "soulèvement" sera dans la suite de ce manuscrit utilisé pour désigner le "soulèvement de la surface" au sens de England and Molnar (1990).

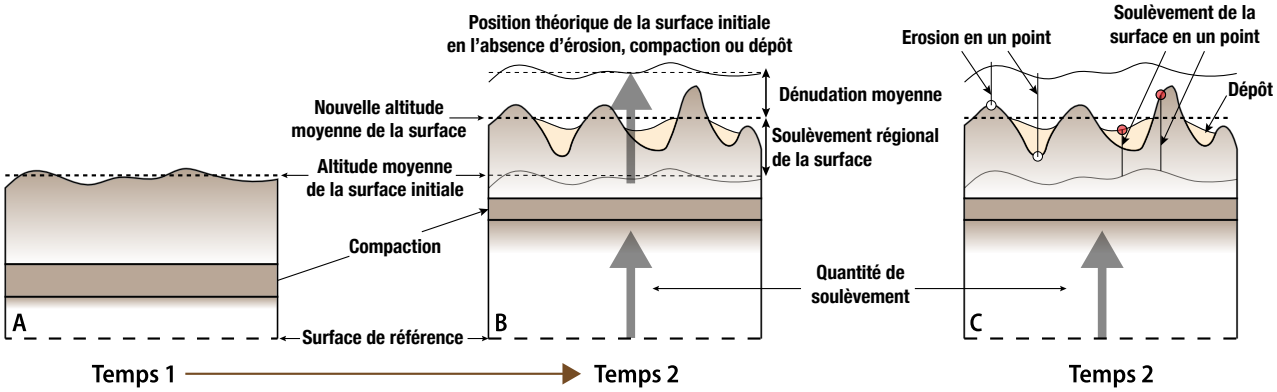


FIGURE 1.1: **Schémas de principe illustrant la terminologie utilisée pour les mouvements verticaux des roches.** Redessiné d'après Burbank and Anderson (2011).

Les mouvements verticaux de la surface sont l'expression de déformations, qui peuvent être regroupées suivant leur longueur d'onde :

- **Les déformations de courte longueur d'onde** ($\lambda = 10$ km) peuvent être reliées à des processus d'origine crustale, généralement des failles à l'origine d'amincissements ou d'épaississements de la croûte. Ces phénomènes localisés agissent généralement sur des durées limitées et sont caractérisés par des vitesses de l'ordre de 0,1 à 1 mm.a^{-1}. Les déformations de courte longueur d'onde peuvent néanmoins être à l'origine de déformations de longueur d'onde plus importante, comme par exemple dans le cas d'un flambage résultant de la surcharge d'une croûte épaissie.

L'ensemble de ces déformations est à l'origine de mouvements verticaux de forte amplitude.

- **Les déformations de moyenne longueur d'onde** (λ = 100 km) sont attribuées à (i) des phénomènes de flambage lithosphérique liés à des événements de charge ou de décharge (*e.g.* bassin sédimentaire, épaississement crustal, dénudation dans une chaîne de montagnes ; Karner and Watts, 1983; Molnar and Lyon-Caen, 1988) ou (ii) des phénomènes thermiques sub-lithosphériques (*e.g.* sous-placage mantellique ; Summerfield, 1991; Watts, 2001; Sandiford and Quigley, 2009). Ces phénomènes peuvent s'exprimer sur des durées importantes et sont caractérisés par des vitesses de l'ordre de 0,001 à 1 mm.a^{-1}.
- **Les déformations de grande longueur d'onde** (λ = 1000 km) sont désignées par le terme de "topographie dynamique" et sont l'expression en surface de la convection mantellique. Les branches ascendantes des cellules de convection mantellique sont à l'origine de soulèvements de grande extension géographique, alors que les branches descendantes sont à l'origine de mouvements subsidents (Braun, 2010; Moucha and Forte, 2011). Ce phénomène est caractérisé par des vitesses relativement lentes (V = 0,01 mm.a^{-1}) et est à l'origine de mouvements verticaux de faible amplitude.

Les différents types de déformation peuvent donc être, au premier ordre, reliés au contexte géodynamique de la zone étudiée. Ainsi, les déformations affectant les limites de plaques actives (chaînes de montagnes et zones de rifts) sont généralement caractérisées par des déformations de courte à moyenne longueur d'onde qui traduisent la participation de processus affectant la croûte et/ou la lithosphère. Dans les domaines intraplaques, les déformations sont généralement caractérisées par des moyennes à grandes longueurs d'onde, révélatrices de phénomènes plus profonds (lithosphériques et mantelliques ; Sandiford and Quigley, 2009; Braun et al., 2014).

Les principaux agents d'érosion responsables de la morphogenèse au sein des chaînes de montagnes sont les rivières, les glaciers, et les processus de versants (Robl et al., 2017). L'incision par les fleuves conditionne les processus de pente en créant les reliefs et influence l'érosion glaciaire en préparant notamment leurs directions d'écoulement ("pré-conditionnement topographique" ; Robl et al., 2017). L'érosion fluviale est donc très souvent le principal processus responsable de la morphogenèse dans les chaînes de montagnes.

1.1.2 L'érosion fluviale et ses facteurs de contrôle

1.1.2.1 Modalités de l'érosion fluviale

De nombreuses descriptions s'appuyant sur des cas naturels et des modèles analogiques et numériques ont montré que les reliefs montagneux évoluent naturellement vers un état d'équilibre dyna-

mique dans lequel l'érosion compense le soulèvement (*e.g.* Hack, 1960; Ahnert, 1987; Willett et al., 2001; Willett and Brandon, 2002; Cyr et al., 2014). Le temps nécessaire pour atteindre cet état est difficile à estimer et dépend de nombreux paramètres, ce qui a conduit certains auteurs à remettre en question la possibilité d'atteindre réellement un état d'équilibre (*e.g.* Beeson et al., 2017).

Lorsqu'elles sont en déséquilibre, les rivières ajustent leurs profils de pente jusqu'à ce que les taux d'érosion compensent les taux de soulèvement (Whipple and Tucker, 1999; Willett and Brandon, 2002). La dépendance de l'action des rivières aux variations climatiques et aux mouvements verticaux de la surface est démontrée par la loi de l'érosion par les rivières (dans le cas des systèmes en érosion, dits "détachement limités" ; Howard and Kerby, 1983; Whipple and Tucker, 1999) :

$$E = K \times A^{m} \times S^{n} \quad \textit{(Eq. 1)}$$

(où E est le taux d'érosion, K un coefficient d'érosion dimensionné, A l'aire drainée et S la pente de la rivière ; m et n sont des constantes positives qui dépendent des caractéristiques hydrologiques du bassin versant, de la géométrie du lit des rivières et des processus d'érosion, et telles que $m/n \simeq 0{,}5$).

1.1.2.2 Facteurs de contrôle

Le **climat**, et en particulier les précipitations, agit sur le flux d'eau et sur l'érosion (K). Les **déformations de la lithosphère** induisent une modification de la pente régionale (et *a fortiori* de la pente locale des rivières (S) ; Ahnert, 1970). La perturbation de l'état d'équilibre d'une rivière due à une modification de la pente locale se traduit par la formation d'un *knickpoint topographique* (Fig. 1.2). L'augmentation de la pente provoque une augmentation de l'érosion du lit de la rivière, ce qui induit la migration progressive du knickpoint vers l'amont ("erosion régressive", Fig. 1.2 ; *e.g.* Whipple and Tucker, 1999; Burbank and Anderson, 2011).

La vitesse de migration des knickpoints définit la vitesse à laquelle un paysage fluvial s'ajuste à une perturbation du niveau de base ou à une modification de la pente. Au premier ordre, la vitesse de migration des knickpoints décroît progressivement en s'éloignant du point de perturbation (Whipple and Tucker, 1999). L'ajustement d'un paysage fluvial aux perturbations tectoniques est ainsi caractérisé par un temps de latence, qui varie en fonction de l'aire drainée et de la pente des rivières (Whipple and Tucker, 1999), et qui nous permet d'observer aujourd'hui les conséquences de perturbations passées. L'existence d'hétérogénéités lithologiques (variation de l'érodabilité des roches) ainsi que l'intervention de processus stochastiques (*e.g.* glissements de terrain) est un obstacle à l'acquisition d'un état d'équilibre par les rivières (Whipple, 2001; Robl et al., 2017). Ces perturbations locales génèrent également des knickpoints plus ou moins transitoires.

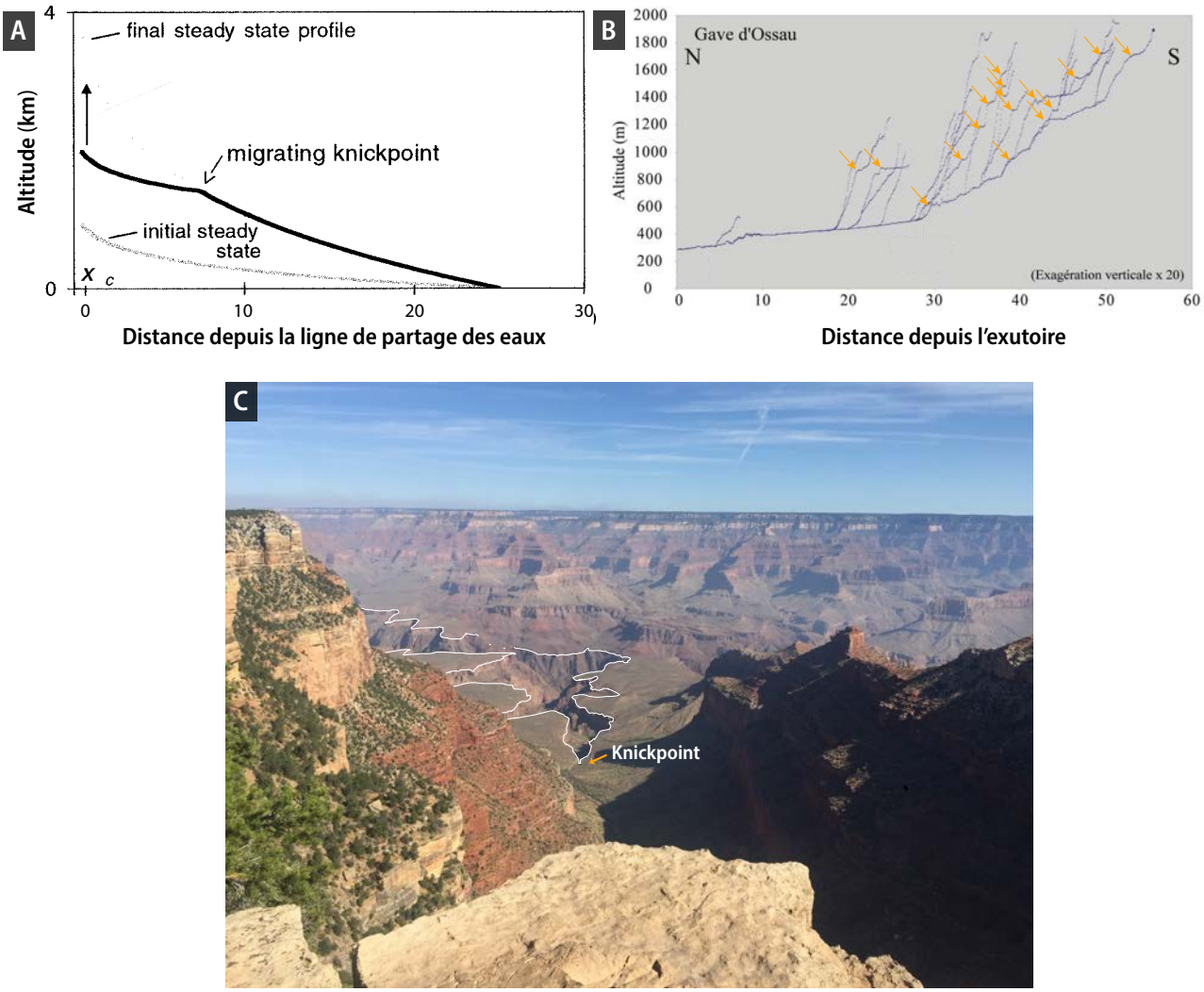


FIGURE 1.2: **Caractéristiques d'un knickpoint. A) Profils en long montrant l'évolution d'un knickpoint théorique suite à une perturbation du profil d'équilibre d'une rivière. La courbe grise correspond au profil d'équilibre de la rivière avant la perturbation. La courbe noire correspond au profil de la rivière en cours d'ajustement aux nouvelles conditions. Le knickpoint correspond à un point d'inflexion séparant la portion aval du profil, où la rivière s'est ajustée aux nouvelles conditions, et la portion amont du profil où la pente initiale est conservée. Les pointillés gris correspondent au profil qui sera atteint dans la partie amont de la rivière lorsqu'elle aura de nouveau atteint l'équilibre.** Tiré de Whipple (2001), modifié d'après Whipple and Tucker (1999). **B) Exemple de profil en long des rivières d'un bassin versant (Ossau, Pyrénées) montrant de nombreux knickpoints (indiqués par des flèches).** Modifié d'après Lacan (2008). **C) Photographie d'un knickpoint formé par la Colorado River dans le Grand Canyon (USA, photographie Y. Lagabrielle).**

Le **climat** et la **tectonique des plaques** sont également responsables de variations du niveau de base global (climato-eustatisme, glacio-eustatisme, tectono-eustatisme). Les rivières évoluent donc au gré des modifications climatiques et tectoniques et ajustent leur lit au nouveau niveau de base, local ou global. Lorsqu'elles parviennent à s'approcher de leur niveau de base, les rivières commencent à divaguer et peuvent totalement aplanir un relief par érosion latérale (Fig. 1.3 ; Gregory and Goudie, 2011, et les références qui y figurent).

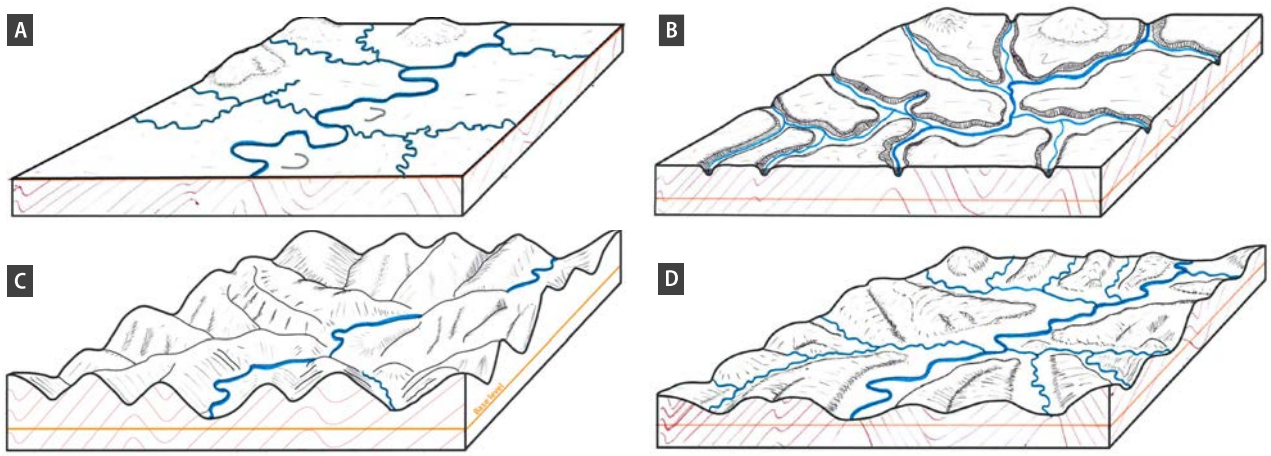


FIGURE 1.3: **Cycle géographique de Davis (1899).** Lorsqu'elle est soulevée pendant une durée limitée, une topographie initialement à l'équilibre (A) est incisée par les rivières, générant des vallées étroites et un relief de plus en plus acéré (B, C). Lorsque les rivières se rapprochent de leur niveau de base, elles commencent à divaguer et le relief est de nouveau lissé (D), jusqu'à former à nouveau une pénéplaine (A). Cette pénéplaine sera de nouveau disséquée dans le cas d'un soulèvement ultérieur de la surface (redessiné d'après Strahler et al. (1965))

.

1.1.3 L'érosion glaciaire et ses facteurs de contrôle

1.1.3.1 Modalités de l'érosion glaciaire

Les paysages actuels de nombreuses chaînes de montagnes sont caractérisés par des formes du relief que l'on attribue à l'érosion glaciaire (Fig. 1.4).

Les glaciers représentent en effet un agent d'érosion très efficace (Hallet et al., 1996), dont les effets sur la topographie varient selon le contexte considéré. Dans certains contextes, généralement aux hautes latitudes, l'érosion glaciaire est à l'origine d'une exagération du relief par élargissement et surcreusement des vallées (Fig. 1.4). Dans d'autres contextes, cependant, l'érosion glaciaire est maximale aux alentours de la ligne d'équilibre des glaciers ("ELA" : *Equilibrium Line Altitude*) et contrôle l'altitude moyenne des montagnes englacées, quelles que soient les lithologies en présence ou les taux éventuels de soulèvement (théorie de la "scie circulaire" ou "*buzzsaw hypothesis*", Fig. 1.5 ; Brozović et al., 1997; Mitchell and Montgomery, 2006). Cette seconde théorie s'applique généralement aux climats tempérés et caractérisés par une forte activité tectonique (Crest, 2017).

L'érosion glaciaire est la conséquence de deux mécanismes principaux :

- (i) le "quarrying", qui correspond à la désolidarisation de blocs du substrat sous l'effet de l'infiltration puis du gel-dégel d'eaux de fonte dans les fissures du substrat (Whipple et al., 2000; Herman et al., 2011). Les blocs ainsi individualisés à la base du glacier sont généralement fragmentés et forment des débris qui peuvent être piégés dans la glace ;
- (ii) l'abrasion mécanique, permise par la présence de débris à la base des glaciers. Le moteur de cette abrasion est le déplacement des glaciers.

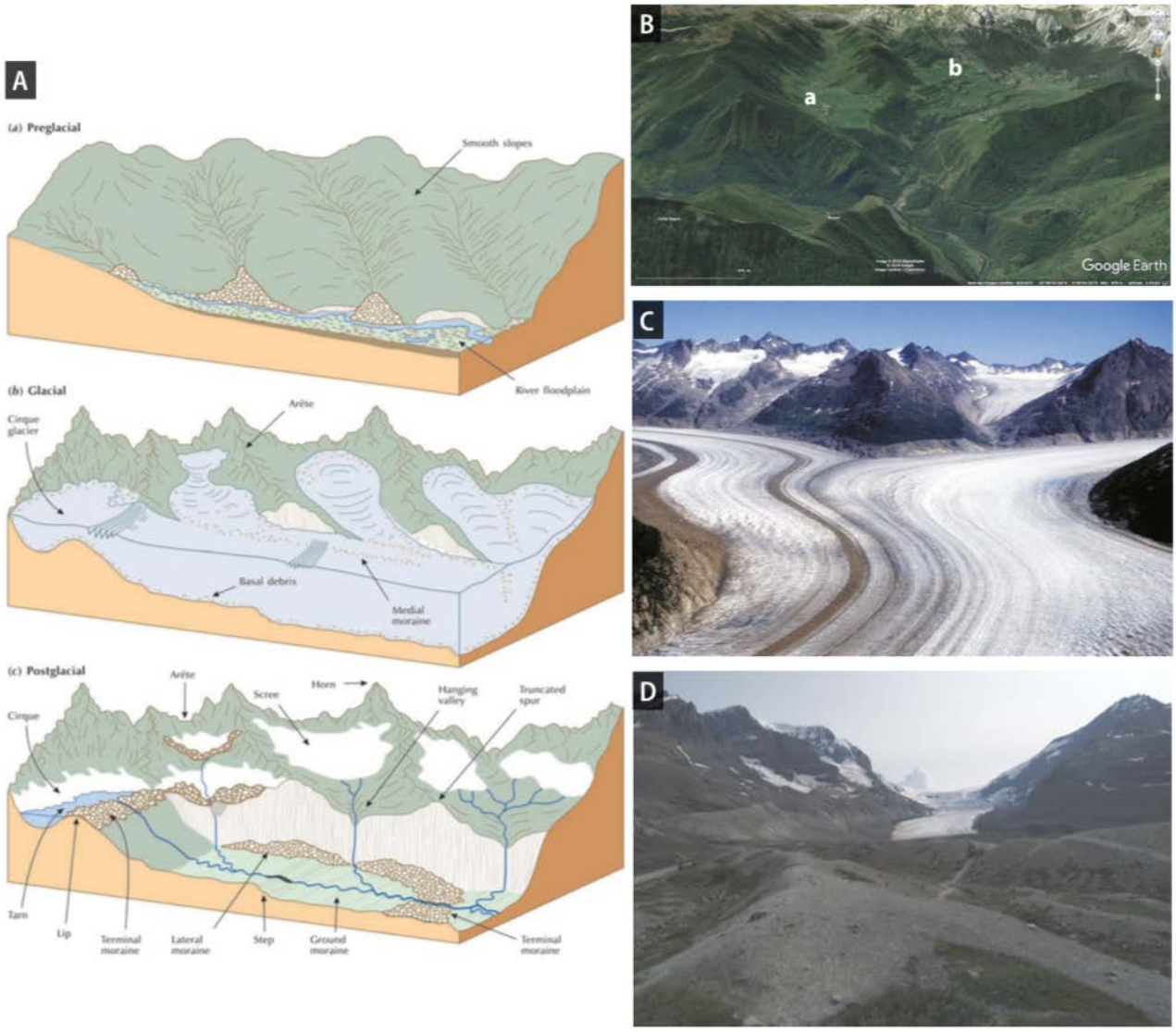


FIGURE 1.4: **Caractéristiques majeures des morphologies glaciaires. A) Evolution du relief en contexte glaciaire. (a) Formes du relief d'une région avant englacement, (b) Même région englacée et sujette à l'érosion glaciaire, (c) Formes du relief dans cette même région, après retrait du glacier (tiré de Huggett (2011). B) Vallée suspendue de Lhers (a) et cirque glaciaire de Lescun (b), Vallée d'Aspe, Pyrénées occidentales (vue Google Earth). C) Convergence de deux glaciers de vallée. Noter le large fond plat des vallées, l'existence d'une moraine médiane et de "truncated spurs" sur les flancs des vallées. Meade Glacier, Juneau Icefield, Alaska, USA (tiré de Huggett (2011), Photographie de Tony Waltham Geophotos). D) Moraine latérale du glacier Athabasca, Columbia Icefield, Alberta, Canada (photographie J. Uzel).**

Le déplacement des glaciers est régi par la gravité et le poids de la glace. Ce poids varie en fonction du ratio entre volume de glace accumulé (qui dépend des précipitations neigeuses, du gel, des avalanches et des précipitations de pluie) et volume de glace évacué (par fusion et sublimation sous l'effet du rayonnement solaire incident à la surface du glacier, de la chaleur géothermique libérée à l'interface substrat-glace et de la chaleur générée par la friction du au déplacement du glacier ; Fig. 1.6). Lorsque ce ratio est supérieur à 1 (bilan de masse positif), le volume de glace dans la zone d'accumulation augmente, ce qui permet l'avancée du front du glacier.

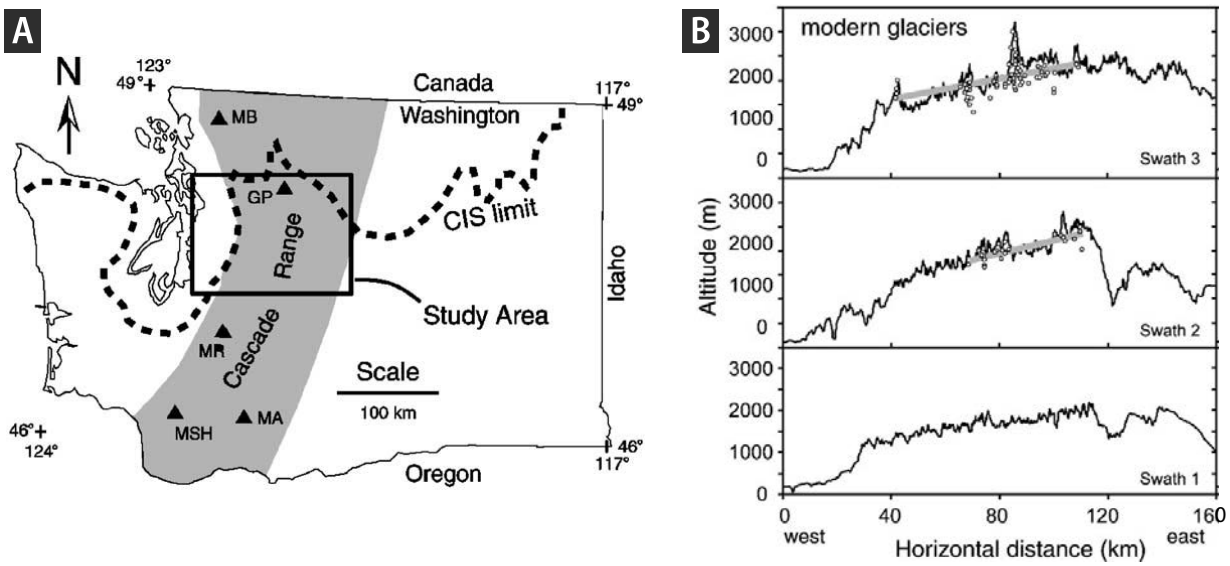


FIGURE 1.5: **Contrôle de l'altitude de la Chaîne des Cascades dans l'état de Washington par l'érosion glaciaire (théorie du "glacial buzzsaw"). A) Localisation de la Chaîne des Cascades dans l'état de Washington (en grisé). Le rectangle noir montre la région où ont été réalisés les profils topographiques présentés en (B) - *voir Mitchell and Montgomery (2006) pour la localisation des profils.* Les triangles noirs localisent des volcans quaternaires. CIS : Cordilleran Ice Sheet. B) Altitude maximale des compilations de profils topographiques W-E au travers de la Chaîne des Cascades. Les points indiquent l'altitude moyenne des glaciers modernes. Les lignes grises épaisses correspondent à une droite de régression linéaire (méthode des moindres carrés) de l'altitude moyenne des glaciers modernes. Notez l'excellente correspondance entre l'altitude moyenne des glaciers et l'altitude maximale de la chaîne.** Modifié d'après Mitchell and Montgomery (2006).

La présence d'eaux de fonte à la base des glaciers dits "à base tempérée" limite la friction et favorise le déplacement rapide des glaciers, ce qui a pour effet d'augmenter l'efficacité de l'érosion. L'érosion glaciaire est fortement limitée lorsqu'une forte épaisseur de débris est accumulée à la base d'un glacier (tills de fond) et protège le substrat de la dénudation glaciaire.

Contrairement à l'érosion fluviale, la dénudation glaciaire ne concerne pas uniquement le fond des vallées, mais également une partie des versants. Il en résulte les profils topographiques en "U" typiques des vallées glaciaires. Cette phase d'ajustement de la topographie, qui se produit en début de glaciation, correspond au maximum d'efficacité de l'érosion glaciaire et est responsable de l'augmentation de l'amplitude du relief (Montgomery, 2002; Brocklehurst and Whipple, 2004). Après cette période d'ajustement, l'efficacité de la dénudation glaciaire et de la dénudation fluviale sont comparables, en particulier dans les régions tectoniquement actives (Koppes and Montgomery, 2009).

Il faut néanmoins souligner que les glaciers à base tempérée peuvent abriter de véritables réseaux fluviaux sous-glaciaires, à l'origine d'incisions "en V" surimposées aux morphologies typiquement glaciaires (Fig. 1.8 ; Livingstone et al., 2017).

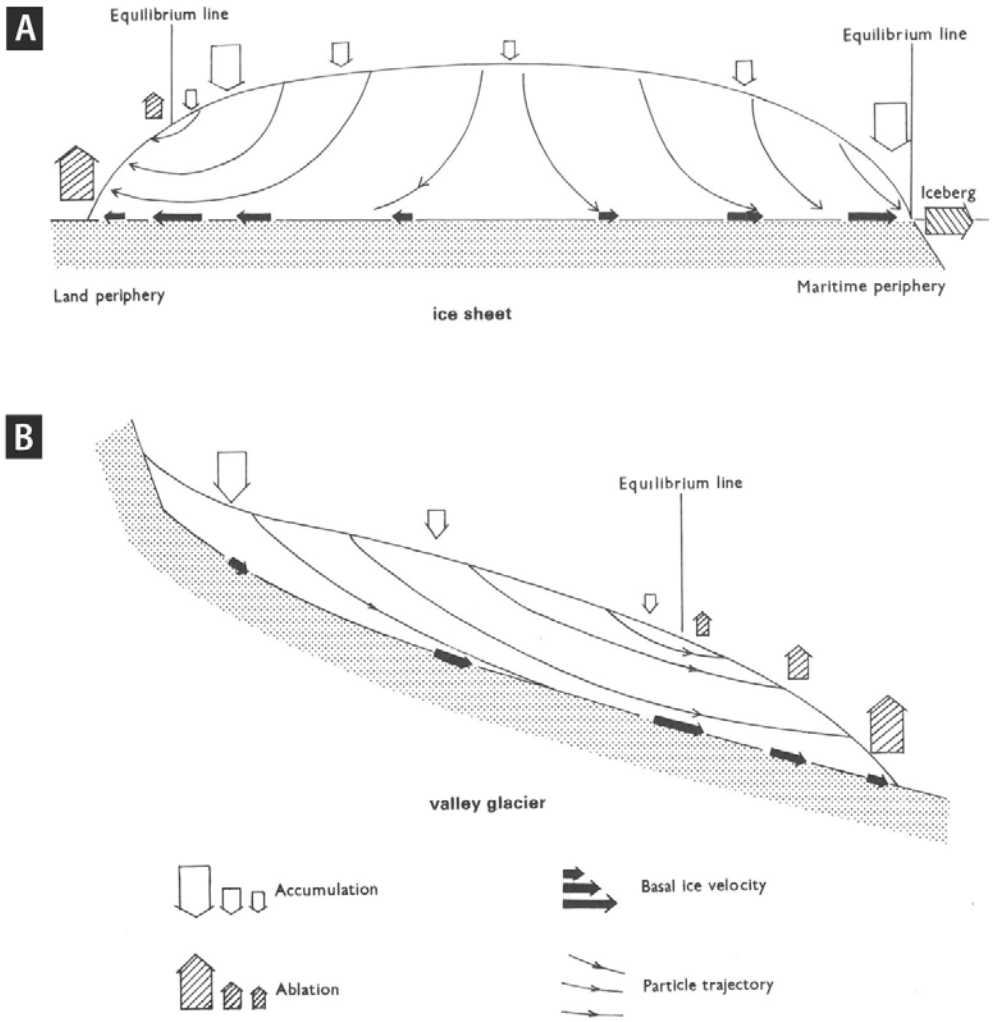


FIGURE 1.6: **Représentation schématique de la dynamique d'une calotte glaciaire (A) et d'un glacier de vallée (B) en lien avec l'accumulation et l'évacuation de glace. Notez la vitesse basale maximale au niveau de la ligne d'équilibre des glaces.** Tiré de Sugden and John (1976).

1.1.3.2 Facteurs de contrôle de l'érosion glaciaire

De nombreux paramètres tels que la topographie initiale, la lithologie, les structures et le climat influent sur le type d'érosion glaciaire (Sugden and John, 1976; Fabel et al., 2004; Ward et al., 2012). Le **climat** est cependant le facteur de contrôle principal de l'érosion glaciaire, puisque :

- (i) les précipitations et la température conditionnent le bilan de masse des glaciers ;
- (ii) l'épaisseur de la glace et la température influent fortement sur la thermicité à la base des glaciers (établissement des gradients thermiques au sein des glaciers).

Certains auteurs rapportent également qu'un climat humide favorise l'incision dans les contextes qui étaient déjà soumis à une incision rapide avant l'établissement des glaciers (Yanites and Ehlers, 2012). La **tectonique** impacte également l'efficacité de l'érosion glaciaire puisqu'elle contrôle l'altitude des glaciers, et donc la température à laquelle est soumis le glacier, ce qui influe sur son bilan de masse.

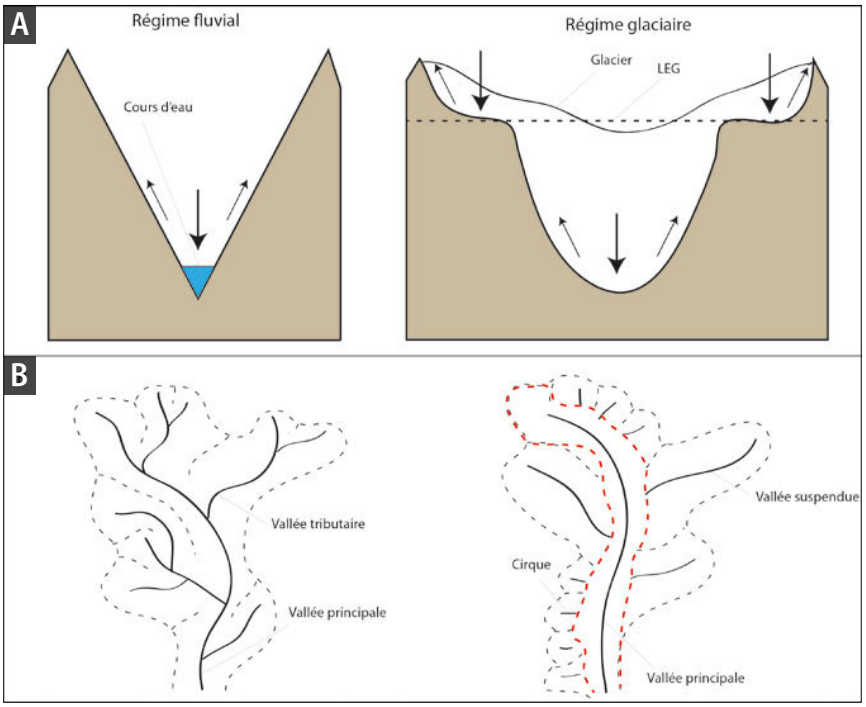


FIGURE 1.7: **Modèles de répartition de la dénudation dans un environnement fluvial (à gauche) et dans un environnement glaciaire (à droite). A) Coupes transversales montrant le lieu d'action des processus contrôlant la dénudation des versants (flèches en gras). Les flèches minces montrent la direction de transmission de la dénudation vers les versants. B) Vues en plan des réseaux de drainage. Les traits noirs continus représentent les zones contrôlant la dénudation des versants adjacents (cours d'eau en contexte fluvial et glaciers en contexte glaciaire). Les tirets marquent la ligne de crêtes. L'ensemble du réseau fluvial montre une continuité de l'action de sape des versants par les cours d'eau tandis que la LEG (ligne rouge discontinue) sépare le champ d'action du fond de vallée principale de celui des cirques et vallées suspendues. Notez que la possibilité d'une érosion fluviale sous le glacier n'est pas présentée ici.** Tiré de Crest (2017).

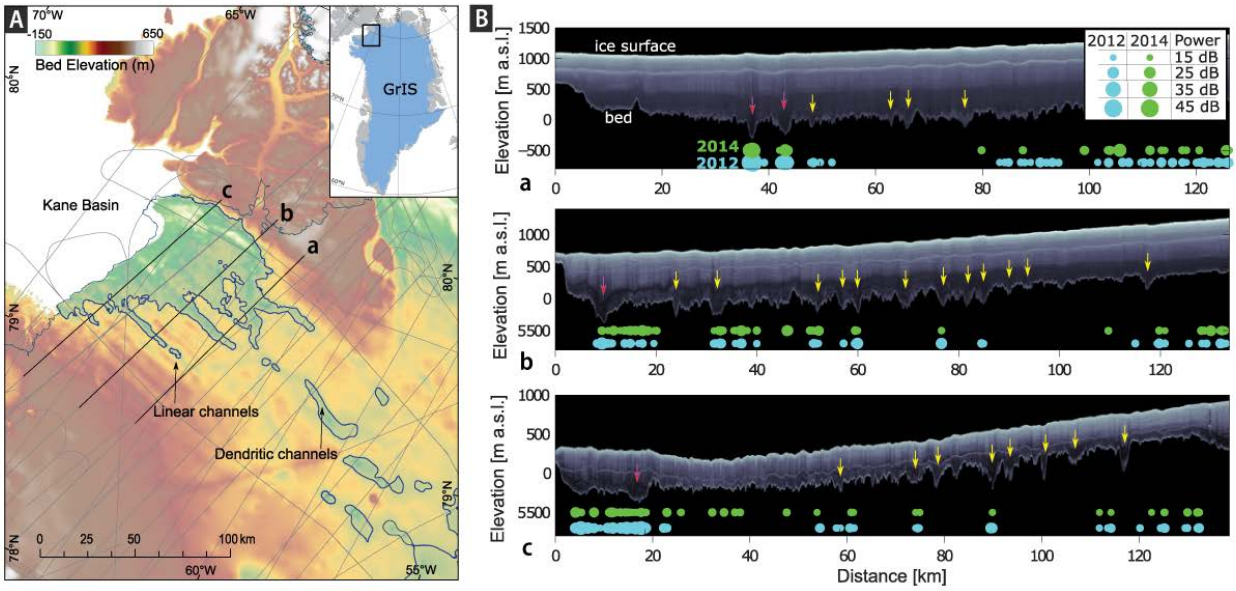


FIGURE 1.8: **Un exemple de glacier abritant un réseau fluviale : le Humbolt Glacier, Groenland. A) Localisation. B) Radargrammes imageant le substrat sous-glaciaire. Flèches roses : réseaux fluviaux interprétés comme étant antérieurs à l'englacement du fait de leurs grandes dimensions (> 250 km de longueur) et de leur caractère dendritique ; flèches jaunes : réseaux sous-glaciaires sub-linéaires. Notez la coexistence de vallées entaillées en "V" pré-glaciaires et glaciaires.** Modifié d'après Livingstone et al. (2017).

1.2 Les surfaces d'aplanissement

1.2.1 Généralités

Le terme de *surface d'aplanissement* est un terme avant tout descriptif utilisé pour désigner des surfaces topographiques de pente faible, de faible relief, et occupant souvent de vastes zones géographiques (10 à 1000 km^2 ; Widdowson, 1997). Dans la grande majorité des cas, la formation des surfaces d'aplanissement est associée à l'évolution morphologique des domaines continentaux intraplaques, en l'absence de convergence active. Les modèles récents de formation des surfaces d'aplanissement ont toutefois démontré la possibilité de former de telles surfaces d'aplanissement au niveau des frontières de plaques convergentes (Babault et al., 2005a; Whipple et al., 2017; Ortuño and Viaplana-Muzas, 2018). Les mécanismes de l'aplanissement des reliefs diffèrent selon le contexte considéré (climatique, tectonique). Nous proposons dans la partie qui suit une brève revue de littérature rendant compte de la diversité des mécanismes de formation de surfaces d'aplanissement décrits dans le monde.

1.2.2 Diversité des mécanismes d'aplanissement

1.2.2.1 Surfaces d'érosion fluviale

Les surfaces d'érosion fluviale les plus fréquemment rencontrées sont les pénéplaines (Davis, 1899). Ce sont des surfaces "presque planes" qui peuvent néanmoins comprendre des reliefs locaux, tels que des collines résiduelles (Fig. 1.9 ; Brown, 1968; Migoń, 2004; Huggett, 2011). Elles résultent de l'érosion de topographies préexistantes par les réseaux de drainage proches de leur niveau de base (généralement le niveau marin). L'aplanissement des topographies initiales est réalisé par un abaissement des interfluves résultant de la combinaison de l'érosion fluviale et des processus de versant (Fig. 1.9 ; Davis, 1899). La formation des pénéplaines nécessite le maintien d'un système à l'équilibre sur une période de temps suffisamment longue pour autoriser l'érosion du relief par les rivières.

Les pédiments, pédivallées et pédiplaines constituent un second groupe de surfaces générées par l'érosion fluviale. Parmi la variété des définitions existant pour ces surfaces d'aplanissement, nous retenons celles données par Bessin (2014) qui s'est basé sur une synthèse de nombreuses publications. Les pédiments, pédivallées et pédiplaines répondent à la définition des surfaces d'aplanissement (faible pente, faible relief). Ces surfaces sont caractérisées par (i) un profil longitudinal concave à rectiligne, (ii) des valeurs de pente très faibles en aval des rivières (10^{-4} à 1 %) et augmentant vers l'amont (1 à $>$ 15 %) où l'on peut observer un escarpement les reliant à la morphologie située en amont, (iii) l'absence de dépôts sédimentaires (ou présence d'éventuels dépôts minces et discontinus), ainsi que (iv) l'absence de réseaux de rivières majeurs surimposés. Des reliefs résiduels (*"inselbergs"*) peuvent

être présents. La distinction entre pédiments, pédivallées et pédiplaines est basée sur leurs dimensions. Les pédiments sont caractérisés par une aire comprise entre 10^2 et 10^4 km^2. Les pédivallées sont de larges vallées à fond plat, de taille réduite par rapport aux pédiments (largeur de l'ordre de 10 à 100 km, aire comprise entre 10 et 10^4 km^2. La réunion de pédiments et de pédivallées forme les pédiplaines (aire comprise entre 10^3 et 10^6 km^2). Contrairement aux pénéplaines, l'aplanissement des pédiments, pédivallées et pédiplaines est réalisé majoritairement par un recul des interfluves (Fig. 1.9 ; Penck, 1953; King, 1953).

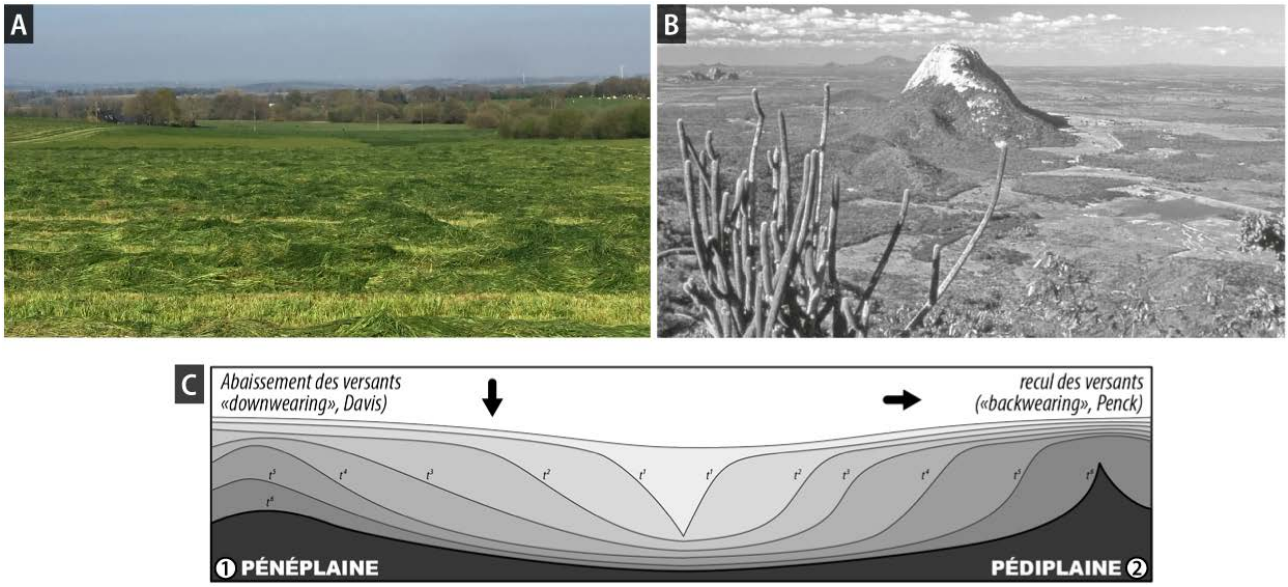


FIGURE 1.9: **Formation des surfaces d'érosion fluviales. A) Exemple de pénéplaine dans le Massif Armoricain (Bretagne, France ; Photographie Y. Lagabrielle). B) Exemple de pédiplaine à inselbergs (surface Sertaneja, région de Quixadá, Ceará, Nordeste brésilien). Les inselbergs sont formés de granites leucocrates (Serra de Urucu, au milieu) et de monzonites (à l'arrière-plan gauche) et résultent d'une érosion différentielle par rapport aux gneiss, migmatites et roches supracrustales du Groupe du Ceará au cours de la formation de la pédiplaine (Tiré de Peulvast and Claudino Sales, 2005). C) Coupes schématiques représentant l'évolution des versants dans le cas de la pénéplanation (1, abaissement des versants ; Davis, 1899) et de la pédiplanation (2, recul des versants ; Penck, 1953).** Tiré de Bessin (2014), redessiné d'après Huggett (2011).

1.2.2.2 Surfaces d'altération ("Etchplains")

Le terme d'*"etchplain"*, introduit par Wayland (1934), désigne les surfaces de faible relief qui résultent de la formation d'un profil d'altération chimique soustractive (*Cf.* Section 4.2.2, Chapitre 4). La formation d'un profil d'altération, en particulier de saprolite dans la portion sommitale du profil, facilite l'érosion mécanique de la colonne de roche (Fig. 1.10). Une seconde surface de faible relief, qui porte parfois le nom d'*"etch-surface"*, peut ainsi être formée à l'interface entre les horizons altérés et la roche saine. Cette interface, qui correspond au front d'altération n'est pas nécessairement plane. Sa géométrie dépend en effet des possibilités de percolation des fluides météoriques (porosité, fracturation) et de l'altérabilité du substratum (Tardy, 1993). Ainsi, des *"inselbergs"* formés de roches

non altérées surplombent fréquemment les etch-surfaces.

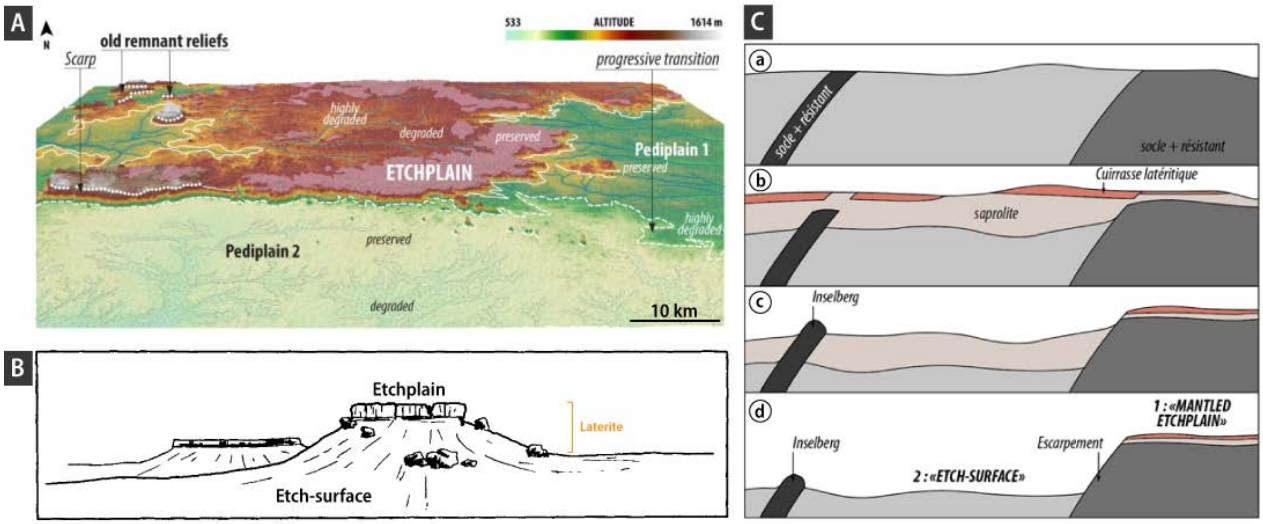


FIGURE 1.10: **Formation des surfaces d'altération. A) Modèle numérique de terrain montrant un exemple d'etchplain au Cameroun. Deux générations de pédiplaines, générées par deux épisodes successifs de chute du niveau de base relatif, sont présentes sous l'etchplain.** Tiré de Guillocheau et al. (2018). **B) Schéma montrant les relations existant entre etchplain et etch-surface aux environs de Cue (Yilgarn Block, Australie occidentale). La etchplain constitue le sommet du profil latéritique et correspond à la surface sommitale. La etch-surface coïncide avec le front d'altération, situé à la base des latérites, et constitue une seconde génération de surface.** Modifié d'après Twidale and Mueller (1988). **C) Schémas théoriques montrant l'évolution des surfaces d'altération dans les contextes impliquant des roches de lithologies différentes. (a) Surface initiale constituée de lithologies plus ou moins résistantes à l'altération chimique. (b) Développement d'un profil d'altération latéritique. Le front d'altération pénètre plus profondément dans les roches moins résistantes. (c) Les processus d'érosion mécanique dénudent préférentiellement les zones les plus altérées, ce qui façonne un inselberg. (d) Les processus d'érosion ont entièrement décapé les formations meubles. Deux surfaces ont été créées simultanément : (1) une etchplain protégée par une cuirasse latéritique et (2) une etch-surface issue du décapage des altérites, interrompue par un inselberg qui correspond à une zone de lithologie plus résistante.** Tiré de Bessin (2014).

1.2.2.3 Surfaces d'abrasion marine

Les surfaces d'abrasion marine (ou plate-formes d'abrasion marine) sont des surfaces d'aplanissement souvent observées sur les côtes actuelles, et dont la pente est dirigée en direction de la mer (Fig. 1.11). Elles résultent de l'action érosive des vagues exercée durant les phases de niveau marin stationnaire, ou plus fréquemment de transgression marine (Bradley, 1958; Trenhaile, 2004). L'abrasion marine est facilitée par une altération chimique préalable (Fairbridge, 1968; Trenhaile, 2004).

1.2.2.4 Surfaces d'abrasion glaciaire ou périglaciaire

En contexte périglaciaire, les processus cryogénétiques (nivation, gélifraction, solifluxion, ruissellement...) peuvent être à l'origine de la formation de surfaces d'aplanissement (Goudie, 2013; Orme, 2013). Les surfaces ainsi formées sont appelées *surfaces de cryoplanation* (parfois appelées surfaces d'altiplanation ; Goudie, 2013) lorsqu'elles ont une pente faible ($< 12°$) et sont limitées vers l'amont par des ruptures de pente fortes (25 à 35°). On les trouve dans les portions les plus élevées des versants.

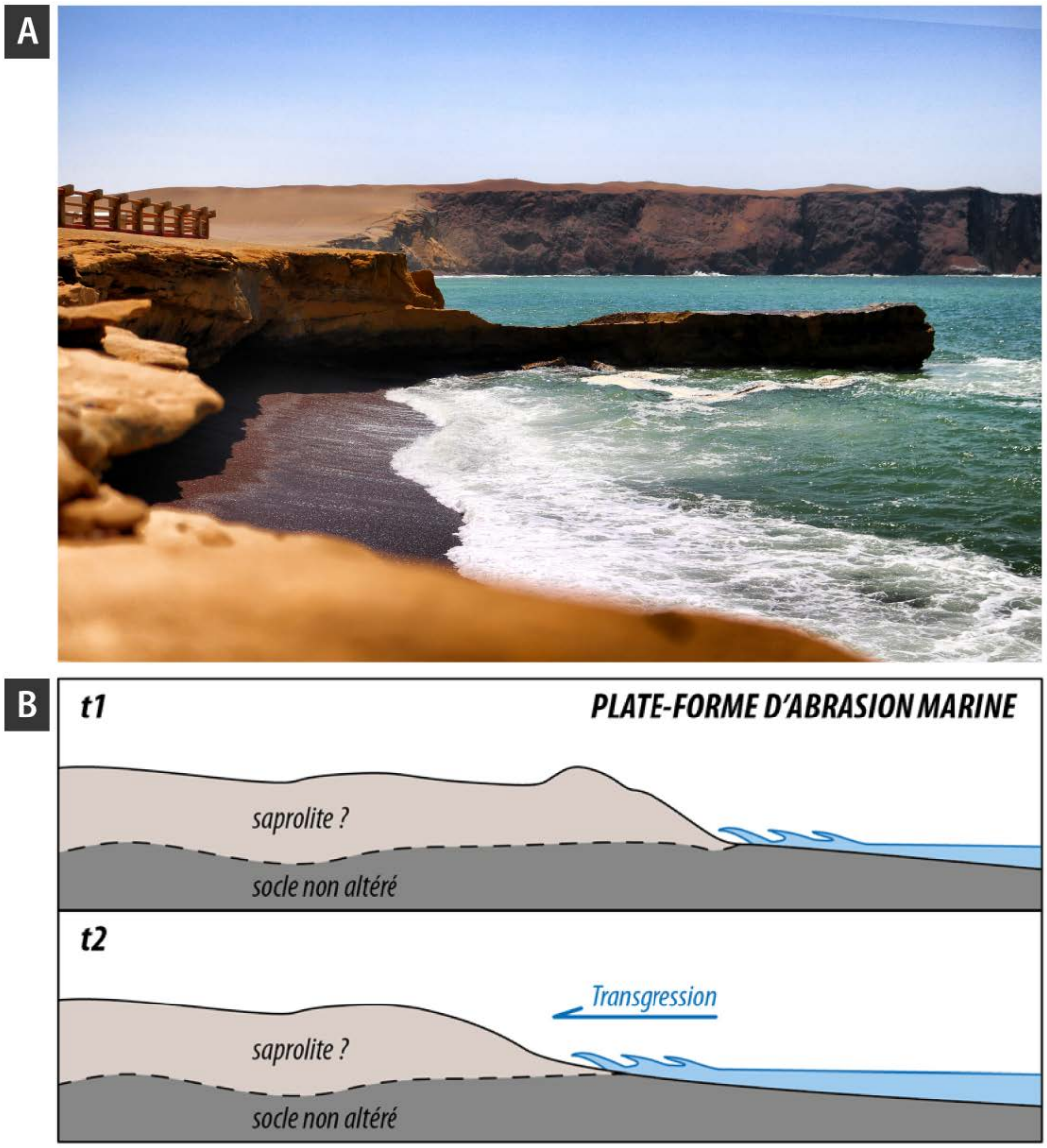


FIGURE 1.11: **Formation des surfaces d'abrasion marine. A) Exemple de surface d'abrasion marine émergée sur le littoral péruvien (Réserve nationale de Paracas, photo de Spencer Arquimedes sur Unsplash). B) Représentation schématique de la formation d'une surface d'abrasion marine. La transgression marine entraîne une progression de la surface vers les terres entre les stades t1 et t2. Le caractère indispensable d'une altération préalable du domaine continental, qui favorise l'érosion par les vagues, est discuté.** Tiré de Bessin (2014).

On distingue les surfaces de cryoplanation des *cryopédiments*, que l'on trouve en fond de vallées et qui sont caractérisés par les mêmes paramètres morphométriques que les pédiments (Section 1.2.2.1). Il n'est, *a priori*, pas possible de former des surfaces d'aplanissement d'extension régionale par les processus cryogénétiques (Migoń, 2004).

La possibilité de former des surfaces d'aplanissement par des mécanismes d'abrasion glaciaire est débattue :

- (i) selon de nombreux auteurs, l'effet des glaciers est de protéger des surfaces d'aplanissement préexistantes (surfaces couvertes par des glaciers à base froide ou des inlandsis) et de concentrer l'érosion glaciaire dans les vallées (Ebert et al., 2011; Hall et al., 2013). Une altération chimique préalable peut néanmoins faciliter l'érosion glaciaire, permettant la formation des *etch-surfaces* ;
- (ii) certains travaux suggèrent au contraire la formation en altitude de surfaces de faible relief aux hautes latitudes par érosion glaciaire et périglaciaire (Fig. 1.12 ; Steer et al., 2012). Cette érosion est réalisée aux alentours de l'ELA, conformément à la théorie du "glacial buzzsaw" (Section 1.1.3.1).

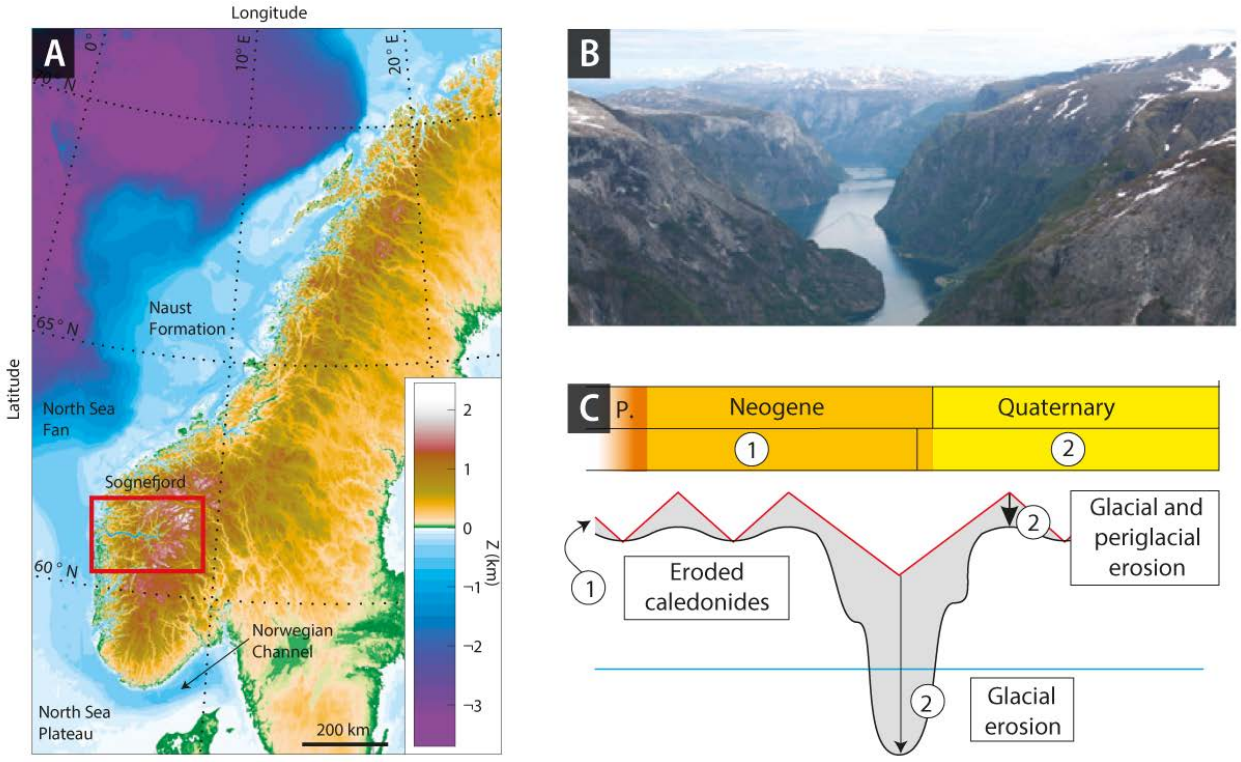


FIGURE 1.12: **Surface d'abrasion glaciaire aux alentours du Sognefjord (Norvège). A) Modèle numérique de terrain de la Scandinavie et localisation du Sognefjord en Norvège. B) Photographie d'un affluent du Sognefjord. Notez le contraste existant entre le fjord très encaissé et les surfaces planes de faible relief en altitude. C) Représentation simplifiée de l'évolution de la morphologie de la Scandinavie occidentale au cours du Cénozoïque. La topographie initiale est représentée en rouge, et la topographie moderne en noir. La ligne bleue correspond au niveau de la mer actuel. La portion grisée représente le volume de roche érodé au cours du Plio-quaternaire. Ces travaux proposent l'intervention d'un aplanissement en altitude par érosion glaciaire et le creusement de vallées de manière simultanée.** Tiré de Steer et al. (2012).

1.2.2.5 Surfaces structurales

Les surfaces dites "structurales" sont des surfaces de très faible relief qui coïncident avec le sommet de couches géologiques résistantes (roches sédimentaires, volcaniques ou métamorphiques). Elles sont relativement fréquentes, en particulier dans les domaines qui ont subi peu de déformation. Les surfaces structurales sont le résultat d'une érosion différentielle des couches géologiques, du fait de variations lithologiques (différences d'érodabilité) et structurales (Fig. 1.13 ; Huggett, 2011).

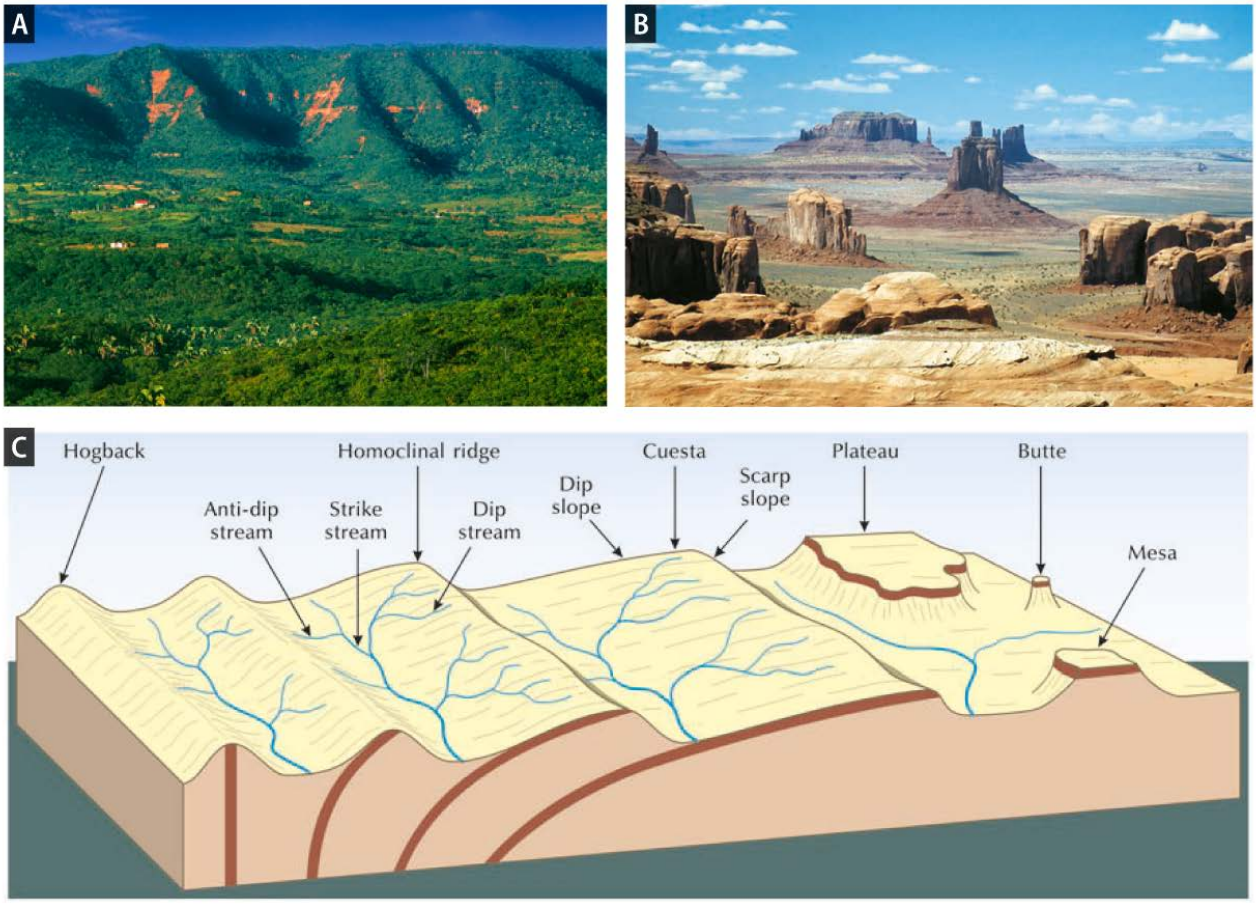


FIGURE 1.13: **Exemples de surfaces structurales. A) Plateau de Chapada do Araripe (Brésil). Le sommet du plateau correspond au sommet d'une formation de grès continentaux cénomaniens (Crédits photo : Augusto Pessoa, Creative commons Attribution-Share Alike 3.0 Unported licence ; Peulvast and de Claudino Sales, 2004). B) Mesas et buttes de grès à Monument Valley (Arizona, USA ; tiré de Huggett, 2011). C) Formes du relief associées à des strates de pendages variables. La strate représentée en marron sombre est caractérisée par une érodabilité inférieure à celle des roches environnantes. Les surfaces subplanes sont observées lorsque le pendage des couches est faible. Leur sommet coïncide avec celui de la strate résistante ; les strates sus-jacentes, plus facilement érodables, ont été décapées.** Tiré de Huggett (2011).

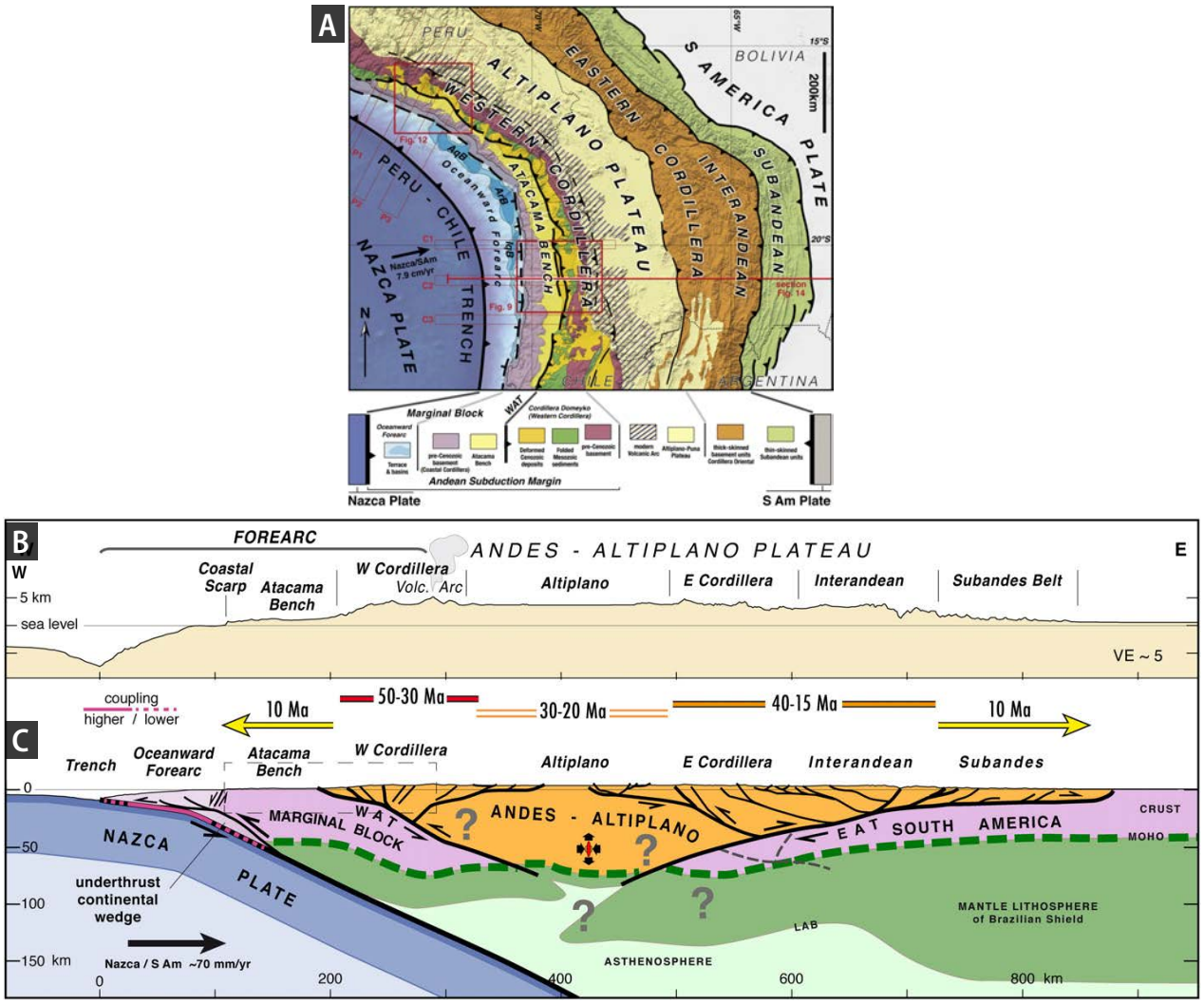


FIGURE 1.14: **Caractéristiques morpho-structurales des Andes centrales. A) Principales unités morpho-structurales des Andes centrales. La localisation du profil topographique et de la coupe présentés en (B) et (C) est représentée par le trait rouge. B) Profil topographique W - E à 21°S (exagération verticale x5). C) Coupe géologique du système andin à 21°S. L'âge des principales période de déformation à travers l'orogène est indiqué par les barres situées au dessus de la coupe.** Tiré de Armijo et al. (2015).

1.2.3 Quelques exemples de surfaces d'érosion fluviale préservées en contexte orogénique

1.2.3.1 Le plateau des Andes centrales : une surface d'érosion fluviale néogène soulevée

Le plateau des Andes centrales, qui se trouve à une altitude de plus de 3 km, s'étend sur 1800 km par 350 - 400 km dans les Andes centrales. C'est le second plus grand plateau orogénique mondial. Il comprend la Cordillère de l'ouest, le bassin de l'Altiplano-Puna et la Cordillère de l'est (Fig. 1.14). Cette structure à double vergence résulte de la double subduction de la plaque Nazca et de la plaque brésilienne sous le domaine andin (Fig. 1.14.C). Le plateau de l'Altiplano-Puna est un bassin endoréique, rempli par une grande épaisseur de sédiments continentaux syn-compressifs cénozoïques (4 - 10 km ; Welsink et al., 1995; Baby et al., 1997; Rochat et al., 1999). Ces dépôts sont localement

recouverts par des sédiments fluviaux et lacustres quaternaires.

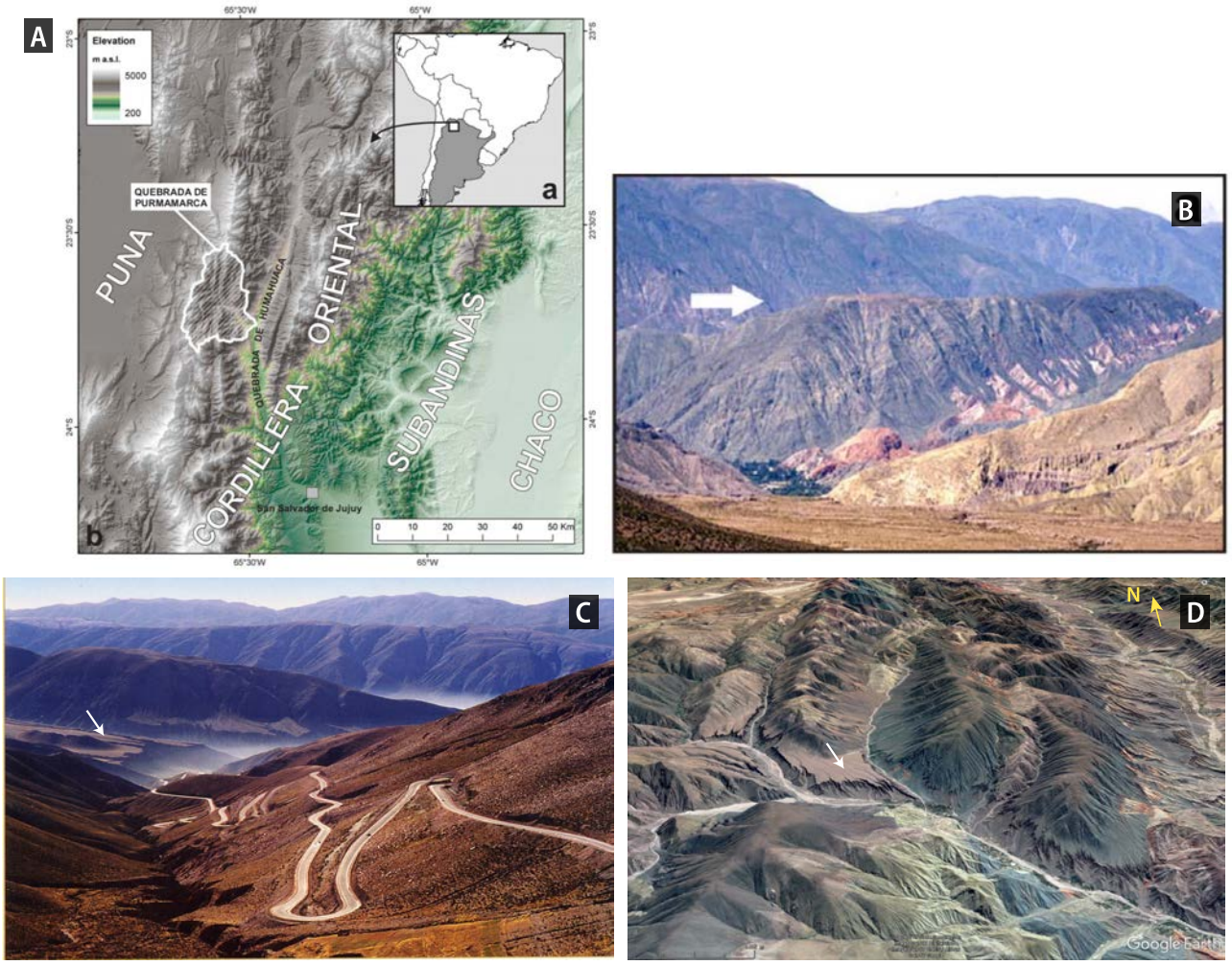


FIGURE 1.15: **Caractéristiques géomorphologiques de la surface d'érosion observée dans la Quebrada de Purmamarca (Cordillère orientale, Argentine). A) Modèle numérique de terrain et localisation de la Quebrada de Purmamarca.** Tiré de May (2008). **B) Surface plane observée dans la Quebrada de Purmamarca (indiquée par la flèche blanche). Cette surface d'érosion recoupe des formations paléozoïques et précambriennes.** Tiré de May (2008). **C) Photographie montrant les sommets plats de deux sierras (arrière-plan) et une terrasse quaternaire (indiquée par la flèche blanche ; Source : carte postale, auteur inconnu). D) Vue Google Earth de la Quebrada de Purmamarca vers le NNE. On observe à nouveau les sommets plats des sierras orientées NNE-SSW, ainsi qu'une terrace quaternaire extrêmement bien préservée (flèche blanche, "Great terrace").**

Un exemple emblématique de paléosurface d'aplanissement dans le plateau des Andes centrales se trouve au sein de la Cordillère orientale argentine, dans la Quebrada de Purmamarca (Fig. 1.15). Les reliques actuelles de cette surface d'érosion recoupent des roches précambriennes et paléozoïques plissées. Elles constituent le sommet de sierras allongées selon une direction NNE - SSW, de largeur de l'ordre de quelques centaines de mètres et dont la longueur est de l'ordre de quelques km (May, 2002). Leur altitude est relativement constante à l'échelle des sierras. Au sein de la Quebrada de Purmamarca, l'altitude des reliques de cette paléosurface varie entre 4600 m et 2800 m *a.s.l.* d'ouest en est (May, 2002). D'autres reliques de cette paléosurface ont été décrites dans le sud de la Bolivie à une altitude comprise entre 2200 et 3800 m *a.s.l.* (Kennan et al., 1997; May, 2002). Cette paléosurface

a été formée par des processus d'érosion fluviale intervenus à proximité du niveau de la mer au cours du Miocène (Gubbels et al., 1993; Kennan et al., 1997; May, 2002).

Le soulèvement du plateau des Andes centrales a eu lieu au Cénozoïque. L'origine de ce soulèvement a été largement débattue. Aujourd'hui, deux grands modèles géodynamiques - ne s'excluant pas mutuellement - sont retenus (Fig. 1.16 ; Garzione et al., 2017). Le premier modèle fait appel à un épaississement de la croûte continentale par fluage de la croûte inférieure - moyenne depuis les Cordillères occidentale et centrale vers l'Altiplano-Puna. Le second implique une délamination de la racine lithosphérique de la chaîne, à l'origine de flux asthénosphériques ascendants qui provoquent la fusion de la base de la croûte et des intrusions magmatiques dans la croûte continentale.

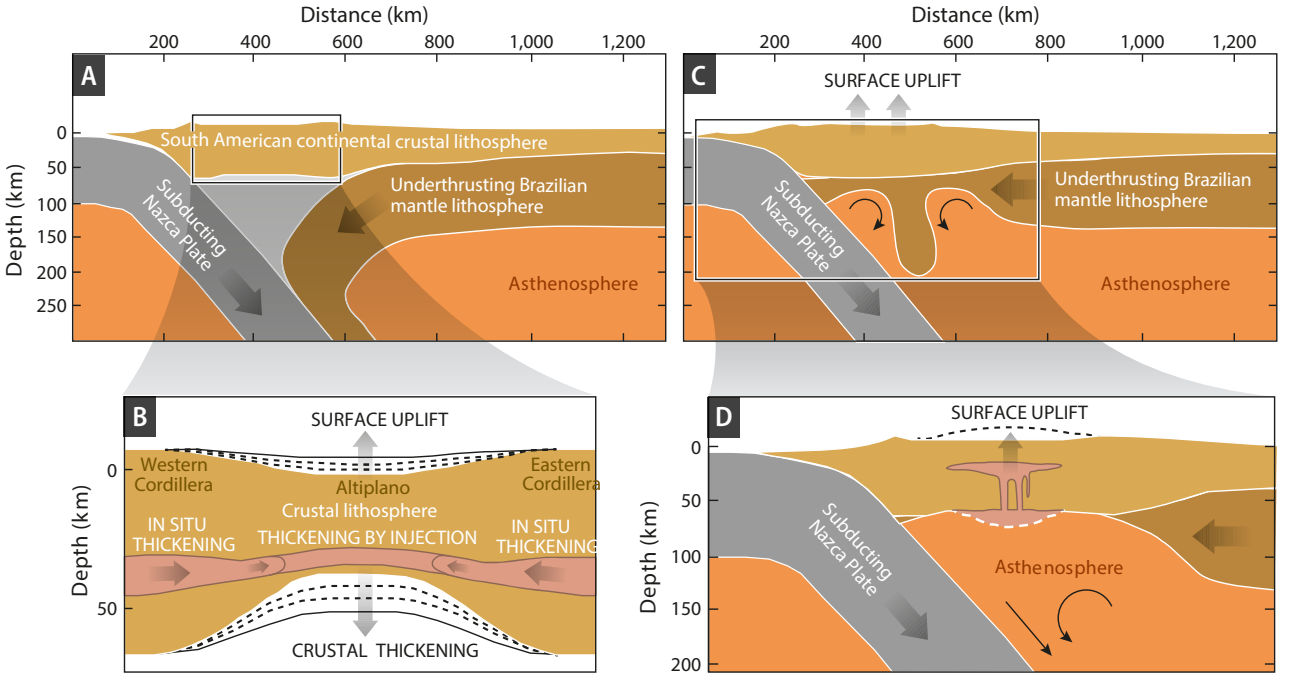


FIGURE 1.16: **Modèles géodynamiques envisagés pour expliquer le soulèvement du plateau des Andes centrales. A) Subduction du manteau lithosphérique brésilien et épaississement crustal accompagnés d'un soulèvement progressif de la surface (modifié de Pope and Willett, 1998). B) Détail des processus intervenant dans l'image (A) : Flux de matière dans la croûte moyenne ou inférieure, depuis les régions à croûte épaissie vers les régions à croûte moins épaisse. L'épaississement de la croûte est à l'origine du soulèvement (modifié de Husson and Sempere, 2003). C) Elimination de la croûte continentale inférieure (éclogites) et/ou du manteau lithosphérique brésilien à l'aplomb de la zone d'épaississement crustal. Le soulèvement intervient au-dessus de la zone amincie en profondeur. D) Détail des processus intervenant dans l'image (C) : intrusions magmatiques dans la croûte lithosphérique (en rose) à l'origine d'un soulèvement de la surface (modifié de Perkins et al., 2016).** Tiré de Garzione et al. (2017).

1.2.3.2 La surface d'Asie centrale : une surface d'érosion fluviale mésozoïque localement préservée

De nombreuses surfaces planes de grande extension sont observées en Asie centrale, du Tibet à la Sibérie (Fig. 1.17). Ces surfaces recoupent le socle protérozoïque - paléozoïque. Elles sont interprétées comme les reliques d'une unique surface d'aplanissement d'origine fluviale formée durant l'intervalle

Jurassique supérieur - Crétacé, et donc partiellement préservée depuis une centaine de millions d'années (Jolivet et al., 2007b; Jolivet, 2017; Morin et al., 2019). Un impact limité de l'érosion glaciaire sur ces reliques a été démontré (Jolivet, 2017).

FIGURE 1.17: **Exemples de reliques de surface observées en Asie centrale. A), B) et C) : reliques horizontales de la surface mésozoïque dans les chaînes du Sayan et de Gobi Altai.** Tiré de Jolivet (2017). **D) Relique de la surface d'aplanissement mésozoïque dans le Tien-Shan kirghize. Notez le pendage important de la relique de surface.** Tiré de Morin et al. (2019).

La préservation de ces surfaces, pour la plupart maintenues à l'horizontale et non enfouies sous une épaisseur importante de sédiments détritiques, est exceptionnelle compte tenu du contexte géodynamique de l'Asie centrale. En effet, la formation de la ceinture orogénique d'Asie centrale est le résultat d'une histoire tectonique particulièrement complexe, impliquant (i) l'accrétion de nombreux blocs entre le Carbonifère supérieur et le Crétacé inférieur (Jolivet, 2017), et (ii) un nouvel épisode compressif au Tertiaire résultant de la collision Inde - Asie, et caractérisé par des mouvements verticaux rapides (Fig. 1.18 ; Loury, 2016). La localisation de l'érosion au niveau des grandes structures asiatiques, héritées des déformations compressives et transpressives intervenues entre le Paléozoïque et le début du Cénozoïque, est le premier facteur permettant d'expliquer l'ubiquité des surfaces en Asie centrale (Jolivet, 2017). L'existence d'un climat aride à semi-aride dans la région durant la quasi-totalité du Cénozoïque a de manière probable également favorisé la préservation de la surface d'aplanissement (*e.g.* Hay and Floegel, 2012; Jolivet, 2017).

Bien que les reliques de surface qui ont été ici décrites succinctement soient toujours restées à l'affleurement ou aient été enfouies sous une épaisseur modérée de sédiments, il existe également en Asie centrale des reliques de surface qui ont été enfouies sous des épaisseurs importantes de sédiments.

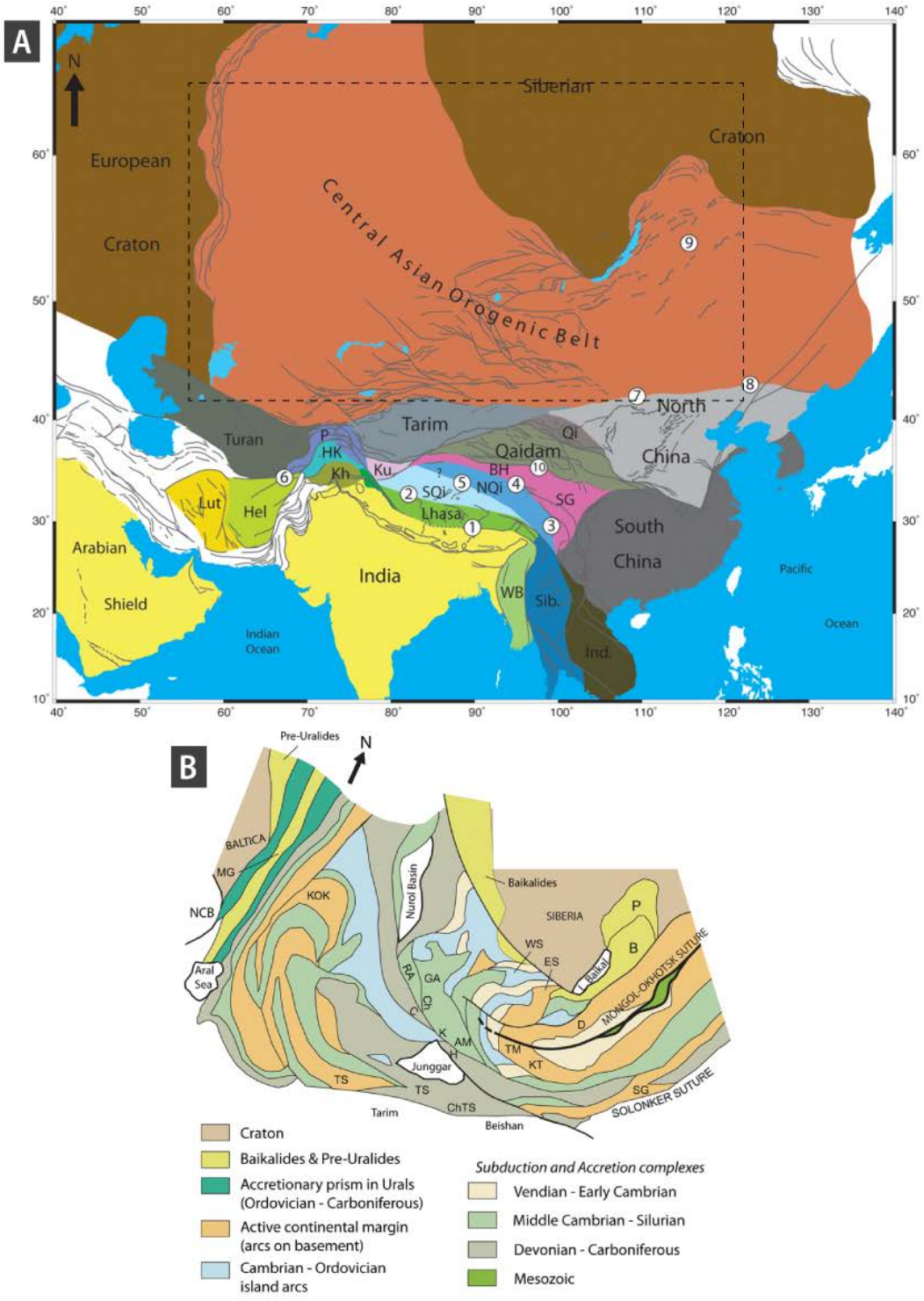


FIGURE 1.18: **Contexte géodynamique de l'Asie centrale. A) Principaux blocs continentaux et zones de suture asiatiques.** BH, Bayan Har ; Hel, Helmand ; HK, Hindu Kush ; Ind. Indochine ; Kh, Kohistan ; Ku, Kudi ; NQi, Nord Qiangtang ; P, Pamir ; Qi, Qilian Shan ; SG, Songpan-Garzê ; Sib., Sibumasu ; SQi, Sud Qiangtang ; WB, Ouest Burma. 1, Suture Indus-Yarlung-Zangbo ; 2,Suture Bangong Nujiang ; 3, Suture Yushu-Batang ; 4, Suture Jinsha ; 5, Suture Longmu Co-Shanghu ; 6, Suture Panjao ; 7, Suture Solonker ; 8, Suture Jilin ; 9, Suture Mongol-Okhotsk ; 10, Suture Kunlun-Anyemaqen. **B) Principaux blocs formant la Ceinture Orogénique d'Asie Centrale (localisation en (A)).** AM, Bloc Altai-Mongolie ; B, Barguzin ; C, Suture Chara ; Ch, Suture Charysh ; ChTS, Tien Shan chinois ; D, Dzhida ; ES, Est Sayan ; GA, Gorny Altai ; H, Halatongke ; K, Keketuohai ; KOK, Kokchetav ; KT, Khantaishir ; MG, Magnitogorsk ; NCB, Bassin nord-caspien ; P, Patom ; RA, Rudny Altai ; SG, Microcontinent Sud Gobi ; TM, Massif Tuva-Mongol ; TS, Tien Shan ; WS, Ouest Sayan. Modifié d'après Jolivet (2017).

C'est par exemple le cas de la surface fini-Mésozoïque observée dans la Chaîne Kirghize (Kirghizistan), qui a été enfouie sous *ca.* 1 km de sédiments cénozoïques puis ré-exhumée au cours de la phase de déformation oligo-miocène. L'exhumation de cette surface pré-orogénique est permise par le fort contraste d'érodabilité existant entre les formations cénozoïques et le socle paléozoïque (Sobel et al., 2006; Calvet et al., 2015b).

1.2.3.3 La surface du Haut Atlas : une surface d'érosion fluviale pré-orogénique enfouie puis ré-exhumée

Les reliques d'une surface anté-triasique à anté-permienne ont été décrites dans la partie centrale du Haut-Atlas (Maroc; Dresch, 1941; Calvet et al., 2015b). L'Atlas est une chaîne de montagnes intracontinentale, qui résulte de l'inversion alpine intervenue au cours du Cénozoïque dans la portion nord de la plaque Afrique (Fig. 1.19; Teixell et al., 2003). Malgré des quantités de raccourcissement et d'exhumation modérées, le Haut-Atlas comprend des sommets dépassant 4000 m d'altitude.

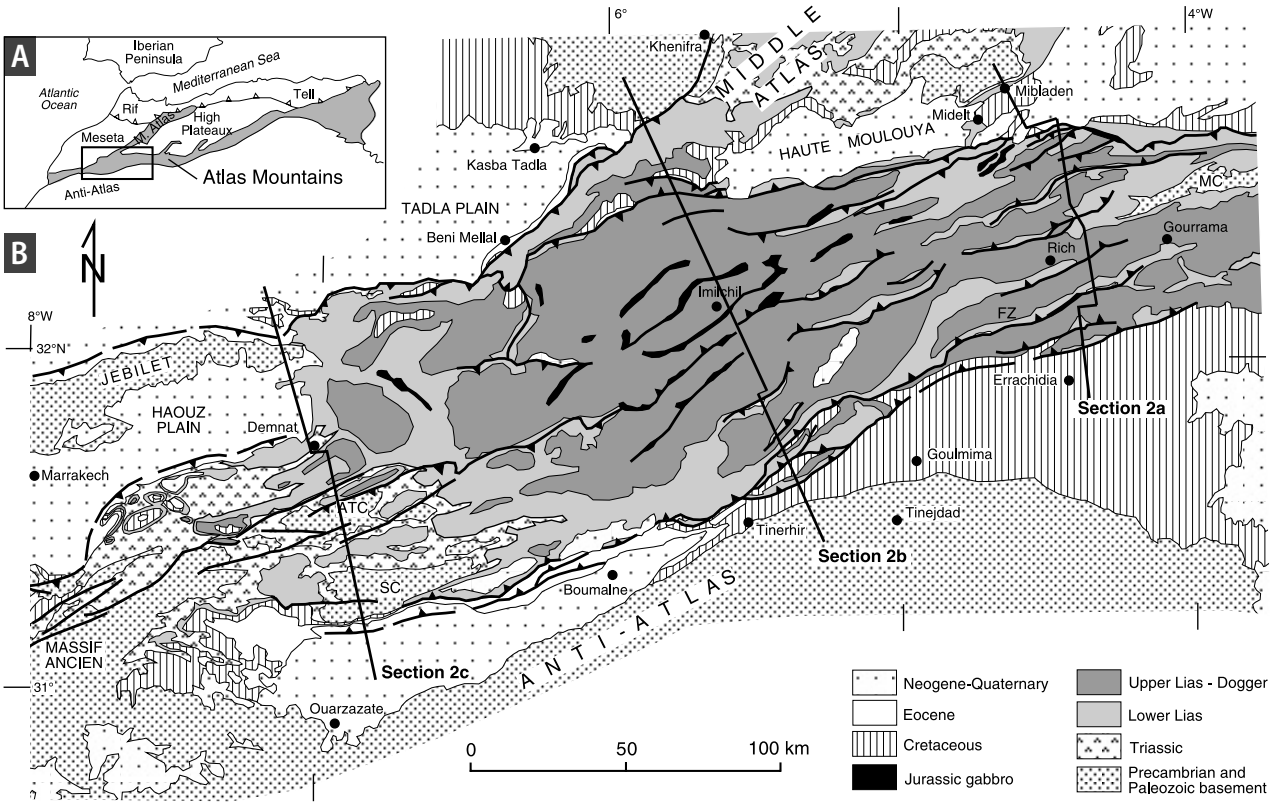


FIGURE 1.19: **A) Localisation de l'Atlas au Nord de l'Afrique. B) Carte structurale simplifiée du Haut Atlas.** Tiré de Teixell et al. (2003).

La surface anté-triasique est observée au niveau du plateau d'Angour, dans le massif ancien situé au sud de Marrakech (Fig. 1.19). La surface d'érosion fluviale matérialisée par ce plateau recoupe le socle précambrien. Elle est observée à une altitude maximale de 3600 m *a.s.l.* et présente une pente modérée vers l'est (Fig. 1.20). La surface d'Angour a été enfouie sous des sédiments permo-triasiques,

dont une mince épaisseur (*ca.* 5 m) est aujourd'hui préservée, puis exhumée à la faveur de failles normales (Calvet et al., 2015b).

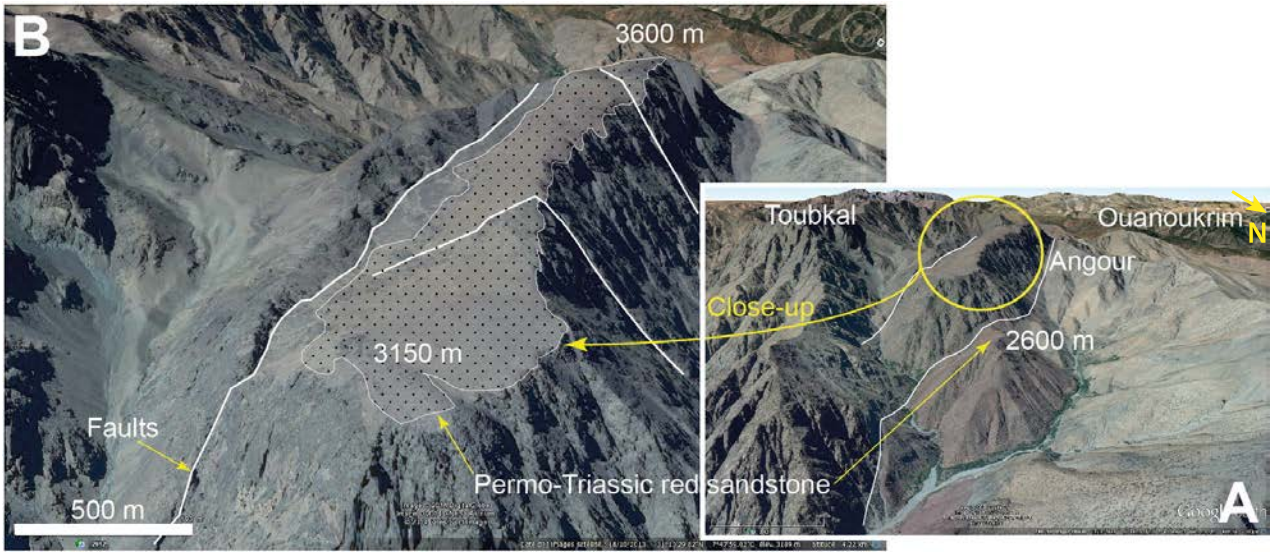


FIGURE 1.20: **Vues Google Earth du plateau d'Angour. A) Le plateau d'Angour est bordé de deux failles normales (en blanc). Notez la présence de grès rouges permo-triasiques au pied de la faille la plus septentrionale. B) Détail de (A) montrant le pendage du plateau d'Angour ainsi que la présence d'une mince épaisseur de grès rouges permo-triasiques discordants sur le plateau, lui-même formé de roches volcaniques cambriennes (andésite et rhyolite).** Tiré de Calvet et al. (2015b).

1.3 Les reliques de surfaces d'aplanissement : marqueurs du soulèvement ?

Les surfaces d'aplanissement les plus fréquentes, formées par les processus d'érosion fluviale, témoignent d'une érosion intervenue à proximité du niveau de base des rivières. Ce niveau de base correspondant souvent au niveau marin global, de nombreux auteurs ont utilisé les reliques de surfaces d'aplanissement observées en altitude dans les chaînes de montagnes comme marqueurs du soulèvement (*e.g.* Birot, 1937; Calvet, 1996; Kennan et al., 1997; Ollier and Pain, 2004; Clark et al., 2006). Cependant, les travaux de Babault et al. (2007) et de Yang et al. (2015) ont démontré la possibilité de former des surfaces d'aplanissement en altitude dans les orogènes. Babault et al. (2007) démontrent par la modélisation analogique la possibilité d'aplanir une chaîne en altitude du fait de la remontée du niveau de base des rivières associée à la sédimentation de piémont, alors même que le soulèvement continue (*Cf.* Chapitre 2, Section 2.2.2.1). Les travaux de Yang et al. (2015), basés sur les lois d'érosion des rivières et la modélisation numérique, ont également montré la possibilité de former au sein des orogènes actifs des surfaces de faible relief en altitude par des processus de capture de rivière et de migration de lignes de partage des eaux. Les surfaces ainsi formées sont des surfaces isolées, transitoires, et qui ne témoignent pas de l'existence passée d'une surface d'aplanissement (Yang et al.,

2015). Finalement, ces exemples nous montrent que l'étude d'une même morphologie peut conduire à des interprétations génétiques variées. Ceci souligne les précautions à prendre dans l'utilisation des surfaces de faible relief observées en altitude comme marqueurs du soulèvement.

Les surfaces d'abrasion marine émergées, ainsi que les surfaces structurales correspondant au sommet d'une série sédimentaire marine, témoignent d'une diminution relative du niveau de base, engendrée par un soulèvement de la surface ou une chute absolue du niveau de base. L'étude des amplitudes des variations eustatiques sur la période de temps concernée est alors indispensable pour confirmer ou infirmer l'intervention d'un soulèvement de ces surfaces d'abrasion (*e.g.* Bessin et al., 2017). Ainsi, quel que soit le type de surface d'aplanissement auquel on s'intéresse, une étude approfondie est toujours indispensable avant de pouvoir conclure ou non à un soulèvement.

1.4 Méthodes de datation des surfaces d'aplanissement

Selon le contexte, les surfaces d'aplanissement peuvent être datées indirectement ou, plus rarement, directement.

1.4.1 Datations indirectes des surfaces d'aplanissement

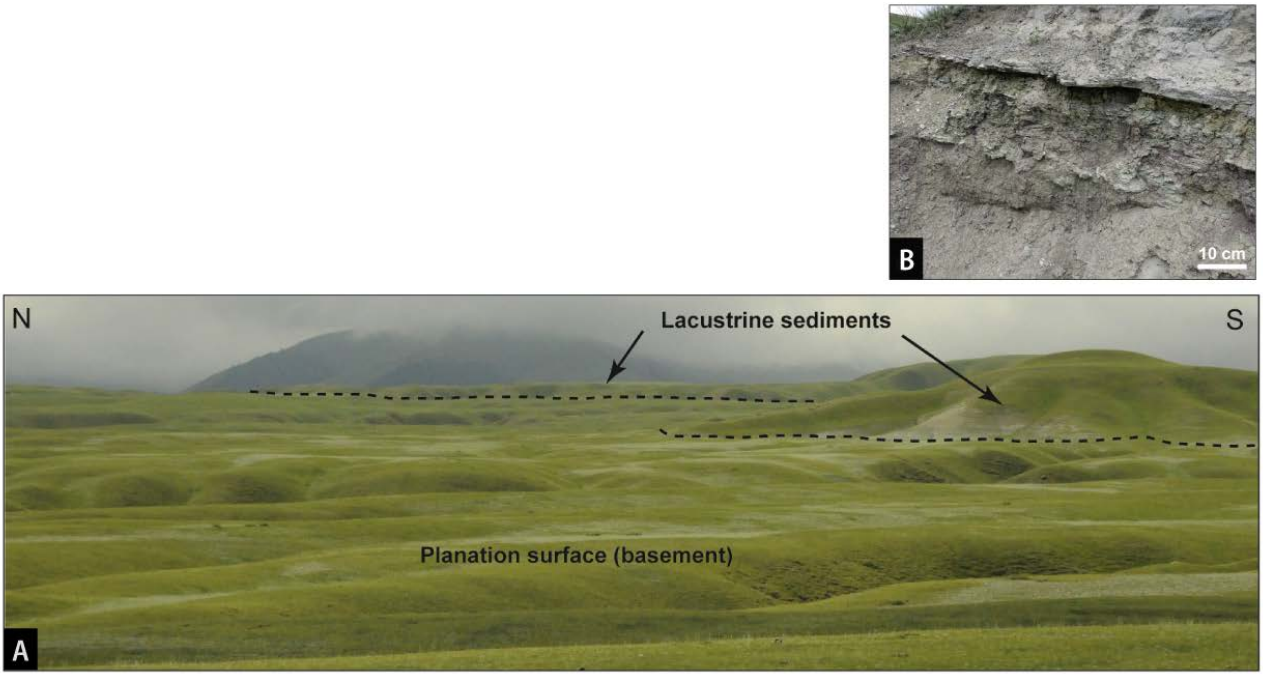


FIGURE 1.21: **Surface d'aplanissement scellée par des dépôts lacustres dans la région du Tian Shan (Asie centrale). A) Vue de la surface d'aplanissement. Les dépôts lacustres sont délimités par les pointillés noirs. Notez l'incision de la surface. B) Vue rapprochée des dépôts lacustres.** Tiré de Jolivet et al. (2018).

Dans les cas les plus simples, les surfaces d'aplanissement sont scellées par des dépôts sédimentaires ou volcaniques dont l'âge est bien contraint (Fig. 1.21 ; Jolivet, 2017). Ces dépôts fournissent ainsi l'âge

minimum de formation de la surface d'aplanissement. On peut, par exemple, citer le cas de la surface du Tian Shan, qui est une surface d'abrasion du socle d'extension pluri-décakilométrique observée en altitude au sein de la chaîne du Tian Shan (Fig. 1.18.B). Cette surface est recouverte de sédiments lacustres discordants identiques à ceux présents dans le bassin sédimentaire situé 1500 m plus bas. Ces sédiments ont été datés au Burdigalien (Miocène inférieur) par leur contenu en fossiles. La surface du Tian Shan était donc formée avant le Burdigalien, et a été secondairement soulevée. L'incision d'une surface, lorsqu'on peut la dater, peut également fournir un âge minimum de cette surface.

L'âge maximal des surfaces d'aplanissement peut être celui de : (i) l'âge de dépôt des formations sommitales qui la constituent dans le cas des surfaces structurales, (ii) l'âge de la déformation du substrat dans le cas de surfaces d'érosion recoupant des structures géologiques (plis, failles).

En contexte orogénique, l'analyse du remplissage sédimentaire des bassins d'avant-pays peut fournir des informations sur l'âge de formation des surfaces d'aplanissement. Ainsi, l'établissement et la préservation d'une surface d'aplanissement sont souvent exprimées par une surface de discordance (lacune de dépôt) dans les bassins d'avant-pays (Fig. 1.22 ; Morin et al., 2019). Les intervalles sédimentaires détritiques caractérisés par des volumes importants de sédiments et des granulométries élevées sont au contraire associés à la dissection des surfaces. Il faut néanmoins prendre en compte l'implication du climat dans les processus d'érosion - sédimentation. Ainsi, un climat aride peut également limiter très fortement la sédimentation, et des événements climatiques ponctuels (*e.g.* flash-floods) peuvent engendrer des flux sédimentaires très importants.

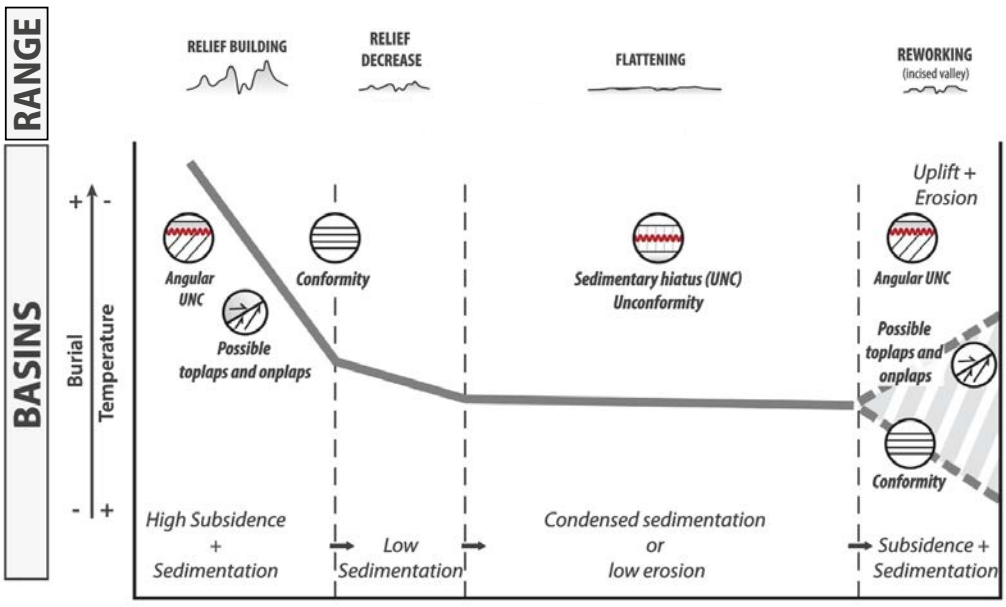


FIGURE 1.22: **Evolution schématique de la sédimentation dans les bassins d'avant-pays au cours d'un cycle orogénique. L'aplanissement est corrélé avec une période de très faible sédimentation ou d'érosion.** Modifié d'après Morin et al. (2019).

1.4.2 Datations directes des surfaces d'aplanissement

Lorsque des profils d'altération sont associés aux surfaces d'aplanissement, des datations directes peuvent être réalisées par les méthodes utilisant les radio-isotopes (*e.g.* datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ du cryptomélane, datation (U-Th)/He de la goethite) ou par le paléomagnétisme (sur hématite). En l'absence de profils d'altération, certains auteurs utilisent les données fournies par la thermochronologie basse température (TBT). L'observation de plateaux à basse température dans les profils temps - température est alors interprétée comme une période dénuée d'exhumation (donc d'érosion), supposée refléter l'existence d'une surface d'aplanissement (Fig. 1.23 ; Roger et al., 2011). La fin du pic d'exhumation qui précède le plateau thermique correspond à l'âge maximum de la surface d'aplanissement.

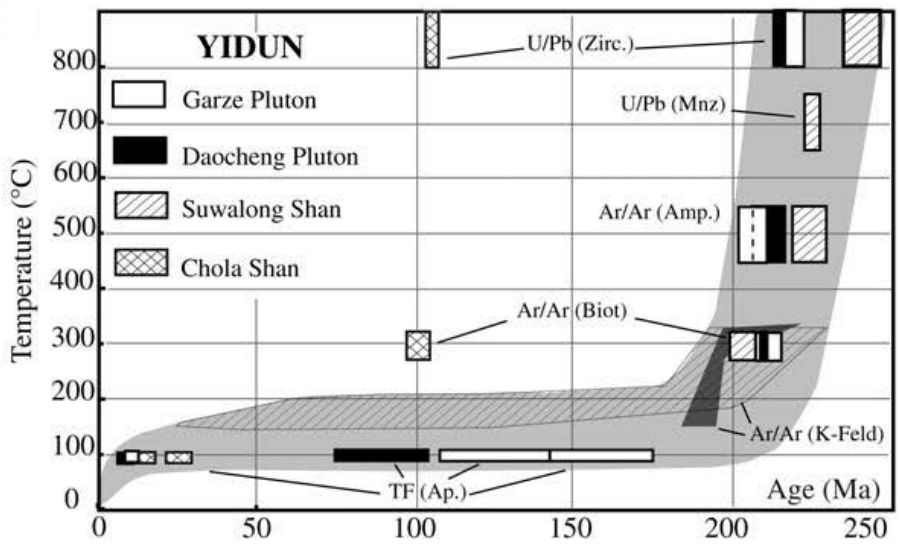


FIGURE 1.23: **Histoire thermique obtenue à partir d'échantillons de granite prélevés sur la partie nord-est du Plateau du Tibet (chaîne du Songpan-Garzê ; Fig. 1.18) analysés via différentes méthodes géochronologiques. L'intervalle 250 - 200 Ma est caractérisé par une diminution rapide de la température au cours du temps, interprétée comme le refroidissement des plutons. Le plateau thermique à *ca.* 100°C observé entre 200 et 5 Ma est interprété comme une période durant laquelle l'érosion était très limitée, ce qui peut traduire l'existence de la pénéplaine tibétaine.** Tiré de Roger et al. (2011).

Plusieurs difficultés sont rencontrées pour la datation directe de surfaces d'aplanissement :

- Dans le cas des datations par les radio-isotopes et le paléomagnétisme, la principale inconnue est la chronologie relative surface d'aplanissement - altération. En effet, dans certains cas l'altération précède la formation de la surface (*etchplains*) alors que dans d'autres l'établissement du profil fait suite à la formation de la surface. En l'absence de contraintes géologiques, ces méthodes de datation permettent donc au mieux d'indiquer une période de temps imprécise pour la formation de la surface (ce qui reste une information précieuse).
- La datation par les radio-isotopes est aussi dépendante de la localisation des échantillons, puisque l'âge d'un profil d'altération décroît depuis son sommet vers sa base (altération *"per descensum"*, Chapitre 4).

- La résolution de la TBT peut être problématique lorsque l'on étudie des surfaces d'aplanissement. En effet, la TBT permet au mieux (dans le cas de la datation (U-Th)/He sur apatite, température de fermeture : 75 ± 15°C ; Wolf et al., 1998; Farley, 2000) de détecter une érosion de l'ordre de 1,3 km au-dessus des échantillons collectés (dans le cas où le géotherme est de 30°C / km et la température de surface de 20°C). Une telle quantité d'érosion est suffisante pour remettre en cause la corrélation plateau d'exhumation - surface d'aplanissement. Cette difficulté peut être levée lorsque l'on dispose d'un grand nombre d'échantillons, répartis sur une grande surface géographique : si tous ces échantillons fournissent le même âge et une période isotherme longue, on peut en déduire qu'il n'y a pas de différentiel d'exhumation entre ces points et donc que l'on caractérise une surface d'aplanissement.

La datation des surfaces d'aplanissement n'est donc pas aisée et doit bénéficier d'un maximum de points de mesure, et dans l'idéal du croisement de diverses données géologiques afin d'être la plus précise possible.

Chapitre 2

Evolution géologique et géomorphologique des Pyrénées : état des connaissances

Sommaire

2.1 Contexte géologique 55
2.1.1 Structure de la chaîne des Pyrénées 55
2.1.1.1 Structure générale des Pyrénées 55
2.1.1.2 Structure profonde des Pyrénées 61
2.1.2 Histoire tectonique des Pyrénées 64
2.1.2.1 L'orogenèse hercynienne 64
2.1.2.2 L'extension anté-orogénique pyrénéenne 66
2.1.2.3 L'orogenèse pyrénéenne 68
2.1.3 Histoire climatique Cénozoïque dans les Pyrénées 79
2.1.3.1 L'englacement des Pyrénées 81
2.2 Evolution morphologique tardi- à post-compressive 85
2.2.1 Les reliques de surface d'aplanissement en altitude dans les Pyrénées 85
2.2.2 Age de la surface d'aplanissement sommitale 89
2.2.2.1 Processus de formation de la surface d'aplanissement sommitale . . . 90

2.1 Contexte géologique

La chaîne pyrénéenne (ou pyrénéo-cantabrique) est une chaîne d'orientation générale Est-Ouest, qui s'étend sur 1000 km de la Provence aux Asturies, et forme la frontière entre l'Espagne et le reste de l'Europe (Fig. 2.1). Elle résulte de la collision « alpine » (*s.l.*) entre les plaques Ibérie et Eurasie, qui a débuté au Crétacé terminal (Santonien, *ca.* 85 Ma ; Garrido-Megías, 1972; Olivet, 1996; García Senz, 2002; Rosenbaum et al., 2002; McClay et al., 2004; Handy et al., 2010).

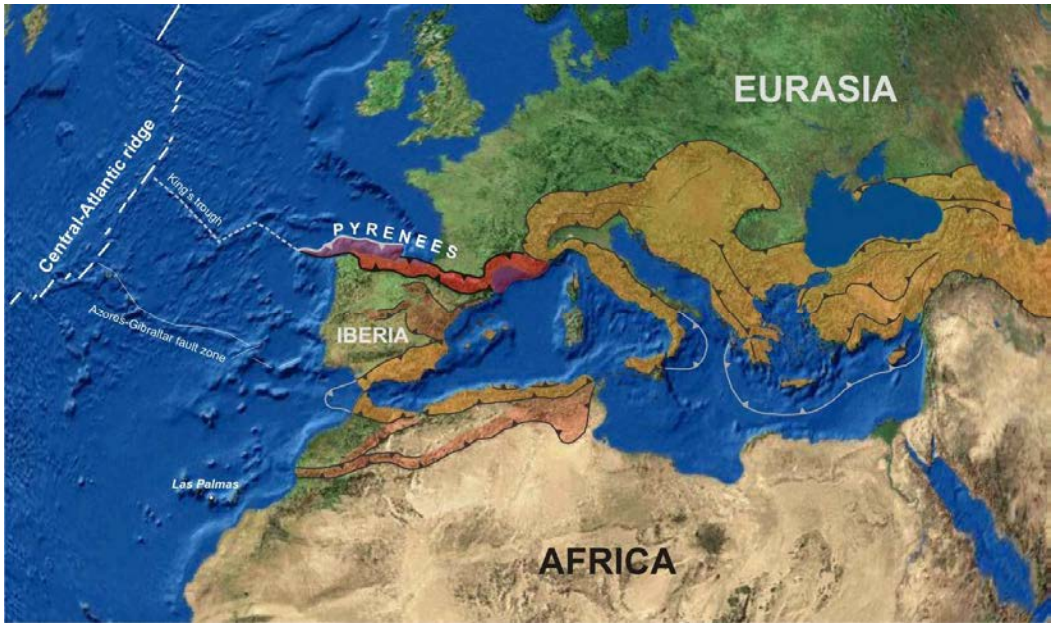


FIGURE 2.1: **La chaîne des Pyrénées dans le cadre des chaînes alpines.** Tiré de Ducoux (2017).

La compression pyrénéenne se termine au Miocène inférieur (Burdigalien, *ca.* 20 Ma), du fait d'un ralentissement important des mouvements relatifs entre les plaques Eurasie et Ibérie (Fig. 2.2 ; Rosenbaum et al., 2002; Macchiavelli et al., 2017).

2.1.1 Structure de la chaîne des Pyrénées

2.1.1.1 Structure générale des Pyrénées

La chaîne des Pyrénées *s.s.* est classiquement présentée comme une chaîne asymétrique à double vergence, formée dans sa partie centrale - la Zone axiale - d'un empilement de nappes crustales (Fig. 2.1). Cinq domaines structuraux parallèles à l'allongement de la chaîne sont généralement distingués (du nord au sud) : le bassin d'Aquitaine, la Zone Nord Pyrénéenne (ZNP), la Zone Axiale (ZA), la Zone Sud Pyrénéenne (ZSP) et le bassin de l'Ebre (*e.g.* Casteras, 1933; Choukroune et al., 1973, Fig. 2.3).

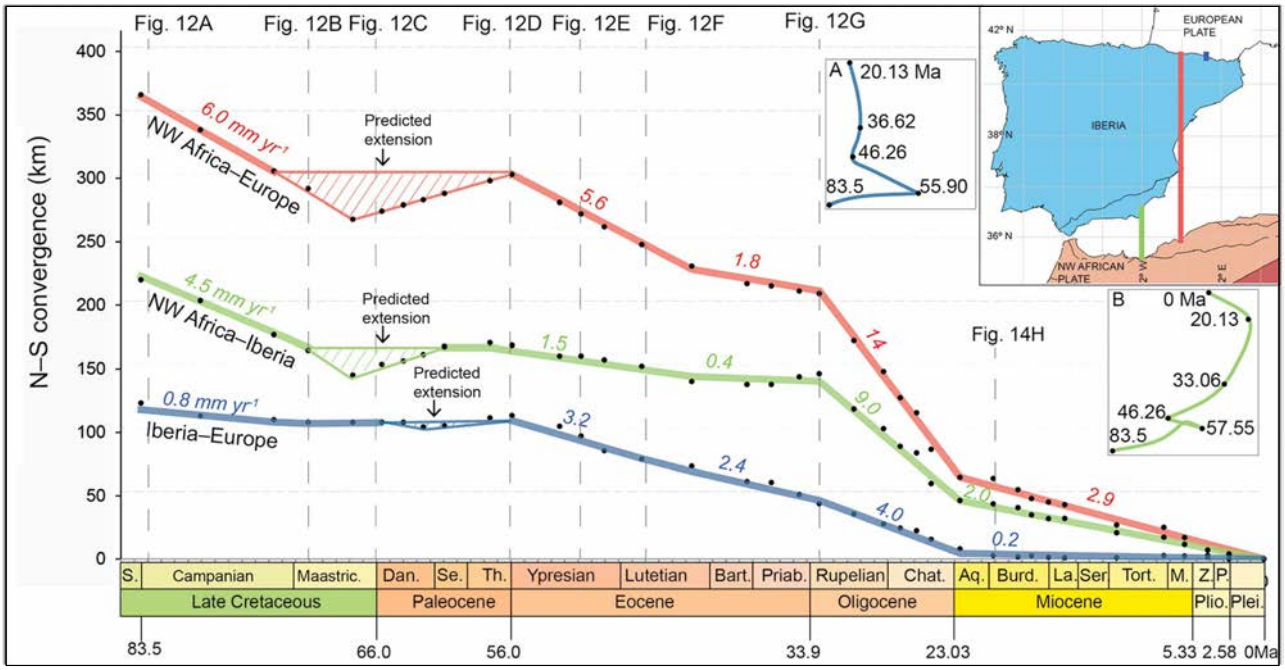


FIGURE 2.2: **Taux de convergence N-S entre les plaques Afrique et Europe (en rouge), Afrique et Ibérie (en vert) et Ibérie et Europe (en bleu) au cours de la période Crétacé inférieur - actuel. La localisation des sections sur lesquelles ont été estimés ces taux de convergence est donnée sur la carte située en haut à droite de la figure. Les encarts A et B représentent les trajectoires de la plaque Ibérie par rapport à l'Europe (A) et de la plaque Afrique par rapport à l'Ibérie (B). Noter l'arrêt de la convergence Ibérie - Europe à partir de *ca.* 20 Ma, ainsi que la modification importante de la trajectoire de la plaque Afrique par rapport à l'Ibérie.** Tiré de Macchiavelli et al. (2017).

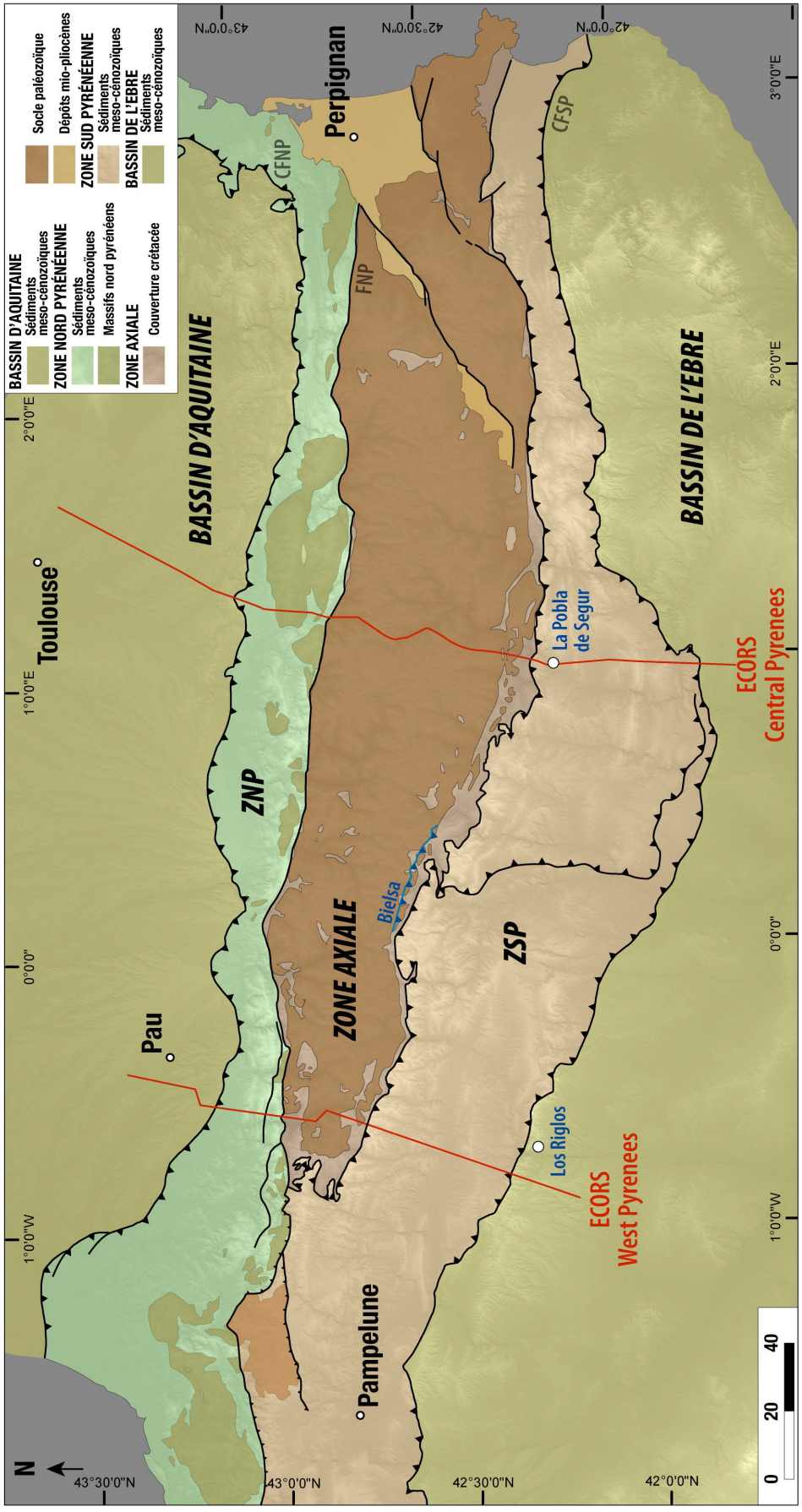


FIGURE 2.3: **Schéma structural simplifié de la chaîne des Pyrénées. La localisation des profils ECORS Central Pyrenees et Arzacq est réprésentée.** Redessiné à partir de la carte géologique des Pyrénées à l'échelle du 1 : 400 000 (BRGM-IGME).

Le bassin d'Aquitaine

Le bassin d'Aquitaine est le bassin d'avant-pays septentrional de la chaîne. C'est un bassin flexural, formé en réponse à la construction du prisme orogénique pyrénéen (Brunet, 1986; Desegaulx and Brunet, 1990; Curry et al., 2019). Il est limité au sud par le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP), et s'étend au nord jusqu'au seuil du Poitou (Fig. 2.4). Le socle du bassin est caractérisé par la présence de structures héritées du cycle varisque (*e.g.* Faille de Toulouse, Faille de Pampelune). L'héritage crustal hercynien et crétacé a joué un rôle majeur dans le contrôle de la subsidence, et donc du remplissage, du bassin d'Aquitaine au cours de l'orogenèse pyrénéenne et durant la période post-compressive (Ford et al., 2016; Angrand et al., 2018). Le remplissage de ce bassin est formé de : (i) séries syn-rift jurassiques à crétacées observées uniquement à l'ouest de la Faille de Toulouse, (ii) sédiments syn-compressifs marins (Santonien - Yprésien) puis continentaux (Yprésien - Chattien), et (iii) sédiments post-compressifs continentaux (*e.g.* dépôts des cônes de Gers et de Lannemezan ; Ford et al., 2016). Une propagation du remplissage synorogénique du bassin d'Aquitaine de l'est vers l'ouest a été mise en évidence (Plaziat, 1984; Ford et al., 2016). Il est important de noter qu'une quantité non négligeable des dépôts (daniens à aquitaniens) ne sont pas issus de l'érosion des Pyrénées mais du Massif central situé à l'est du bassin d'Aquitaine (Schoeffler, 1971; Dubreuilh et al., 1995).

Le sud du bassin d'Aquitaine, parfois appelé « Zone sous-pyrénéenne » a subi une déformation Eocène à post-Eocène (*e.g.* plis du Mas d'Azil et de Lavelanet ; Biteau et al., 2006). Un gradient de déformation est décrit à l'approche du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (CFNP ; Deramond et al., 1993; Ford et al., 2016).

La Zone nord-pyrénéenne

La ZNP est essentiellement constituée de sédiments mésozoïques et cénozoïques recouvrant le socle paléozoïque. Ce socle affleure sous la forme de massifs discontinus appelés massifs nord-pyrénéens. La ZNP est limitée au nord par le CFNP et au sud par la Faille Nord Pyrénéenne (FNP).

La Zone axiale

La ZA constitue le cœur des Pyrénées, où l'on rencontre les altitudes les plus élevées de la chaîne (d'où l'appellation encore parfois utilisée de « *Haute Chaîne* »). Elle résulte de l'empilement de nappes formées de roches précambriennes à paléozoïques plissées et métamorphisées pendant le cycle hercynien (Dévonien - Carbonifère) et intrudées de granites tardi-hercyniens. Cette description, basée sur des études menées dans les Pyrénées centrales et occidentales (Choukroune and Team, 1989; Roure et al., 1989; Choukroune et al., 1990; Muñoz, 1992), ne s'applique plus lorsque l'on se déplace vers l'est de

la chaîne où le système alpin est manifestement plus complexe (Carreras et al., 1996; Laumonier, 2015).

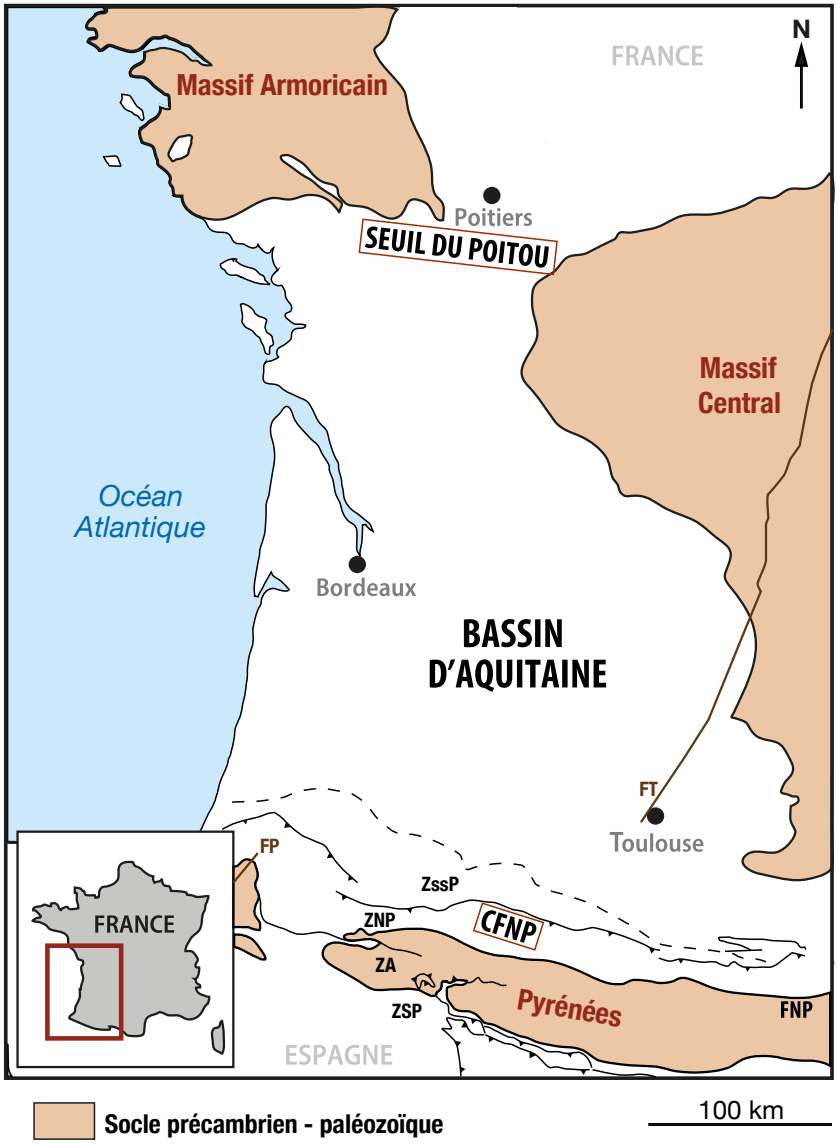


FIGURE 2.4: **Localisation du bassin d'Aquitaine. CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen ; FNP : Faille Nord Pyrénéenne ; Zssp : Zone Sous Pyrénéenne ; ZNP : Zone Nord Pyrénéenne ; ZA : Zone Axiale ; ZSP : Zone Sud Pyrénéenne ; FP : Faille de Pampelune ; FT : Faille de Toulouse. La ligne pointillée localise la limite septentrionale de la Zone Sous Pyrénéenne, affectée d'une déformation modérée à partir de l'Eocène.** Redessiné d'après Biteau et al. (2006), Chevrot et al. (2014) et Moreau et al. (2017).

La Zone sud-pyrénéenne

La ZSP est constituée de sédiments mésozoïques et cénozoïques plissés et engagés dans des nappes à vergence sud, dont la base est généralement localisée au niveau d'évaporites du Trias. Elle est limitée au nord par un contact stratigraphique à pendage sud sur la ZA et au sud par le Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen (CFSP).

Le bassin de l'Ebre

Le bassin de l'Ebre constitue le bassin d'avant-pays méridional de l'orogène pyrénéen. Il est limité au

nord par le CFSP, au sud-ouest par la Chaîne ibérique et au sud-est par la Chaîne côtière catalane (Fig. 2.5). Il est rempli par des formations sédimentaires marines et continentales datées du Crétacé supérieur au Miocène moyen - supérieur. L'épaisseur des sédiments atteint jusqu'à 5 km à proximité du CFSP, où la flexure lithosphérique liée à la construction de l'orogène pyrénéen a permis de créer un espace d'accommodation conséquent (Brunet, 1986; Desegaulx et al., 1990).

Initialement connecté à l'Océan Atlantique, le bassin de l'Ebre devient endoréique à partir de la fin de l'Eocène (*ca.* 36 Ma ; Costa et al., 2010). Cette réorganisation a permis l'accumulation d'une grande quantité de sédiments alluviaux grossiers au sein de la ZSP et sur la bordure nord du bassin de l'Ebre (épaisseur > 1000 m à La Pobla de Segur, > à 400 m à Los Riglos : Mellere (1993); Coney et al. (1996); Beamud et al. (2011); Babault (2004)). Le bassin de l'Ebre redevient exoréique au cours de la seconde moitié du Néogène, période à partir de laquelle il n'est plus connecté à l'Océan Atlantique mais à la mer Méditerranée. L'âge précis de sa connexion à la Méditerranée est débattu : pour certains auteurs l'ouverture du bassin de l'Ebre est intervenue au Serravallien - Tortonien (Evans and Arche, 2002; Garcia-Castellanos et al., 2003; Fillon et al., 2016), alors que selon Babault et al. (2006) cela s'est produit après la crise de salinité messinienne (Section 2.1.2.3).

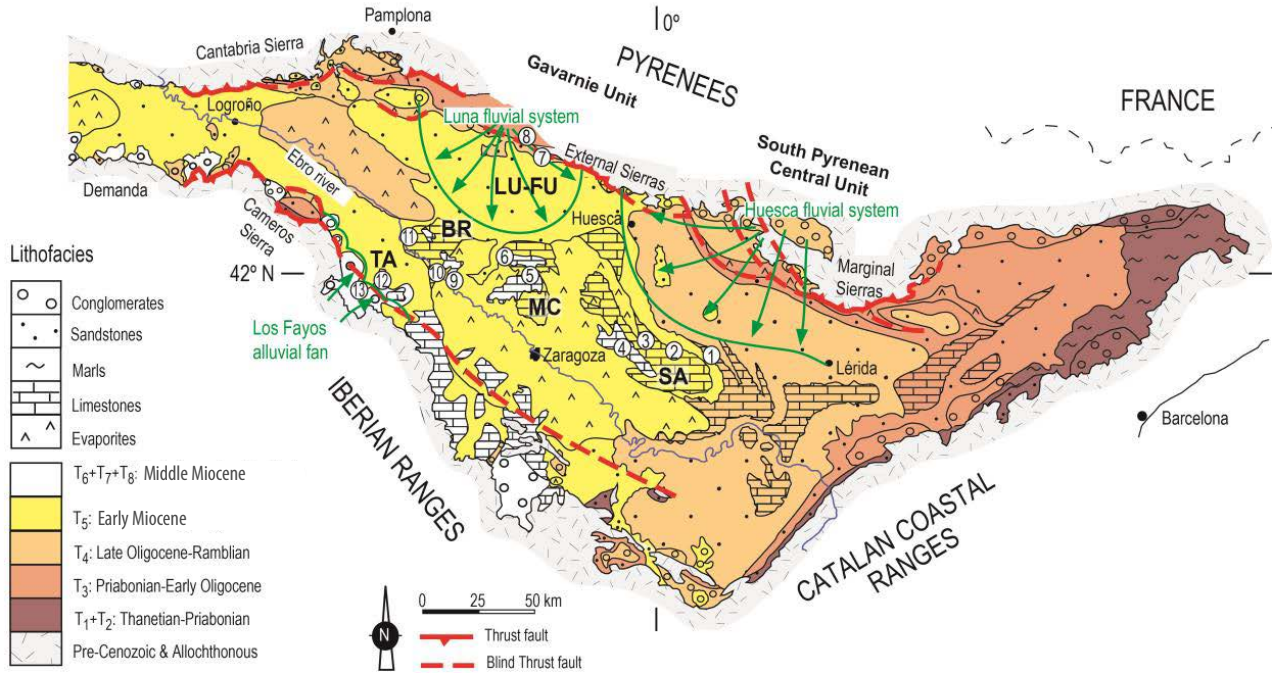


FIGURE 2.5: **Unités tectonosédimentaires présentes dans le bassin de l'Ebre. SA : Sierra de Alcubierre ; MC : Montes de Castejón ; BR : Bardenas ; TA : Tarazona.** Tiré de Oliva-Urcia et al. (2019).

2.1.1.2 Structure profonde des Pyrénées

Apports des données géologiques

Avant que l'on ne dispose d'images de la structure profonde de la chaîne pyrénéenne, la géométrie de l'orogène pyrénéen était largement débattue. Bien que les contraintes géologiques avaient déjà permis de démontrer la structure en éventail de la chaîne (*e.g.* Choukroune, 1976; Boillot and Capdevila, 1977; Williams and Fischer, 1984; Seguret and Daignieres, 1986), rien ne permettait d'établir l'organisation profonde des grandes structures pyrénéennes et des modèles très différents étaient proposés (Fig. 2.6).

La profondeur d'enracinement des chevauchements observés en surface ainsi que l'existence ou non d'une subduction étaient des points particulièrement discutés (Fig. 2.6). Le recours aux données de la géophysique a permis d'apporter des réponses à ces questions majeures.

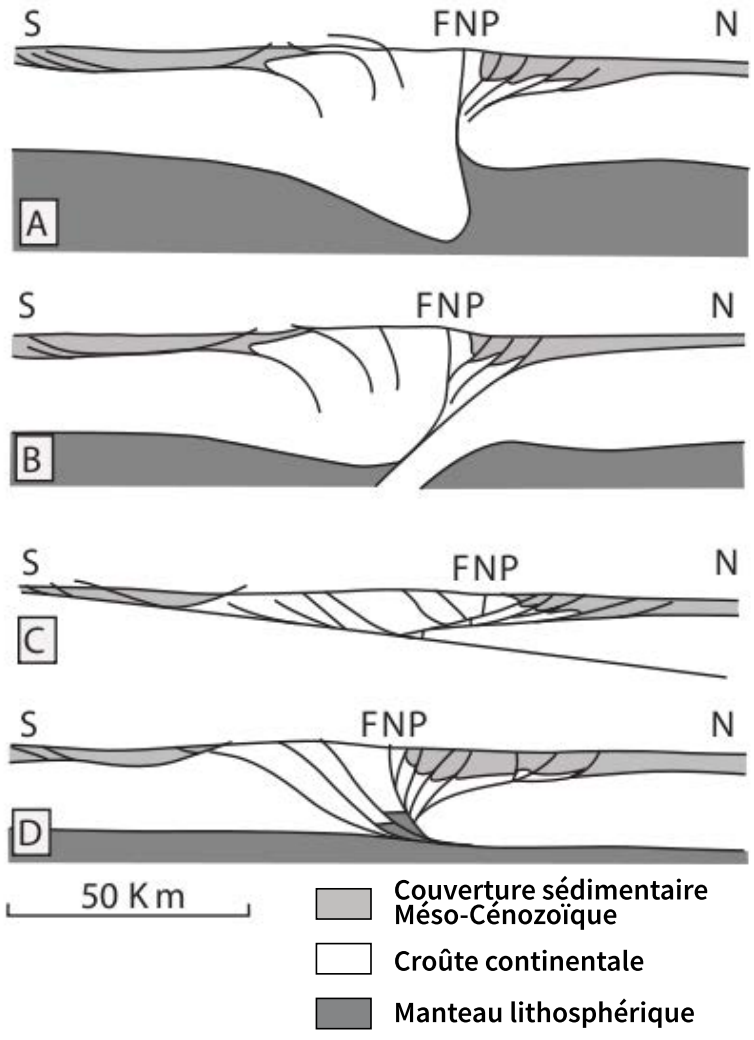


FIGURE 2.6: **Principaux modèles de la structure profonde des Pyrénées proposés avant les campagnes ECORS. A) Existence d'une croûte épaissie sous la chaîne liée à l'activité de la FNP. Les chevauchements pyrénéens sont des structures superficielles qui s'enracinent dans une zone de déformation ductile (Choukroune, 1976). B) Subduction de la lithosphère européenne sous la lithosphère ibérique épaissie (Boillot and Capdevila, 1977). C) Charriage de la lithosphère européenne le long d'un plan de chevauchement à vergence sud et caractérisé par un faible pendage (Williams and Fischer, 1984). D) Les chevauchements pyrénéens s'enracinent sur un plan de décollement profond au niveau du Moho (Deramond et al., 1985).** Tiré de Lacan (2008).

Apport des données géophysiques

La réalisation des profils ECORS (*Etude de la croûte Continentale et Océanique par Réflexion et réfraction Sismique*) Central Pyrenees et Arzacq (*Cf.* Fig. 2.3 pour la localisation) à la fin des années 1980 a permis d'imager la structure profonde de la chaîne (Fig. 2.7 ; Choukroune and Team, 1989; Daignières et al., 1989; Roure et al., 1989; Choukroune et al., 1990; Muñoz, 1992; Daignières et al., 1994).

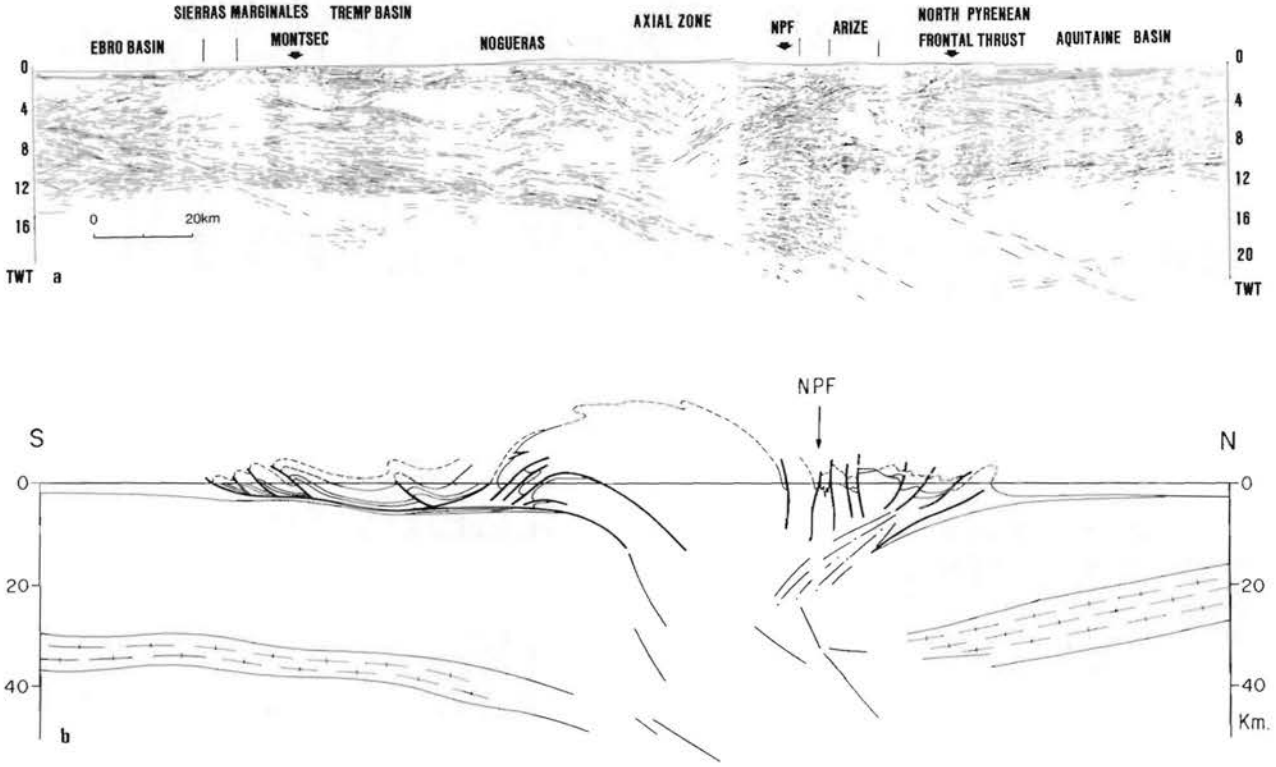


FIGURE 2.7: **Données du profil ECORS Central Pyrenees. a) « Line drawing » des données sismiques non migrées (échelle verticale en secondes-temps-double). b) Interprétation sommaire de a). Les principales structures superficielles et réflecteurs profonds sont soulignés (échelle verticale en km).** Tiré de Roure et al. (1989).

Les données fournies par le profil ECORS Central Pyrenees ont permis d'apporter des informations précieuses quant à la structure profonde de la chaîne. Elles permettent notamment d'imager l'approfondissement du Moho ibérique sous la ZA. Les informations fournies par ce profil ECORS sont néanmoins lacunaires, ce qui a conduit les auteurs à proposer différentes interprétations de la structure profonde de la chaîne (Fig. 2.8).

Les études de gravimétrie (*e.g.* Torné et al., 1989; Grandjean, 1992, 1994; Vacher and Souriau, 2001; Pedreira et al., 2007) et de tomographie sismique (*e.g.* Souriau and Granet, 1995; Sibuet et al., 2004; Souriau et al., 2008; Chevrot et al., 2014, 2015; Wang et al., 2016) publiées par la suite ont permis de préciser la structure profonde de la chaîne. La subduction de la lithosphère ibérique sous l'Eurasie dans les Pyrénées occidentales et centrales a notamment été confirmée. L'existence d'anomalies positives de

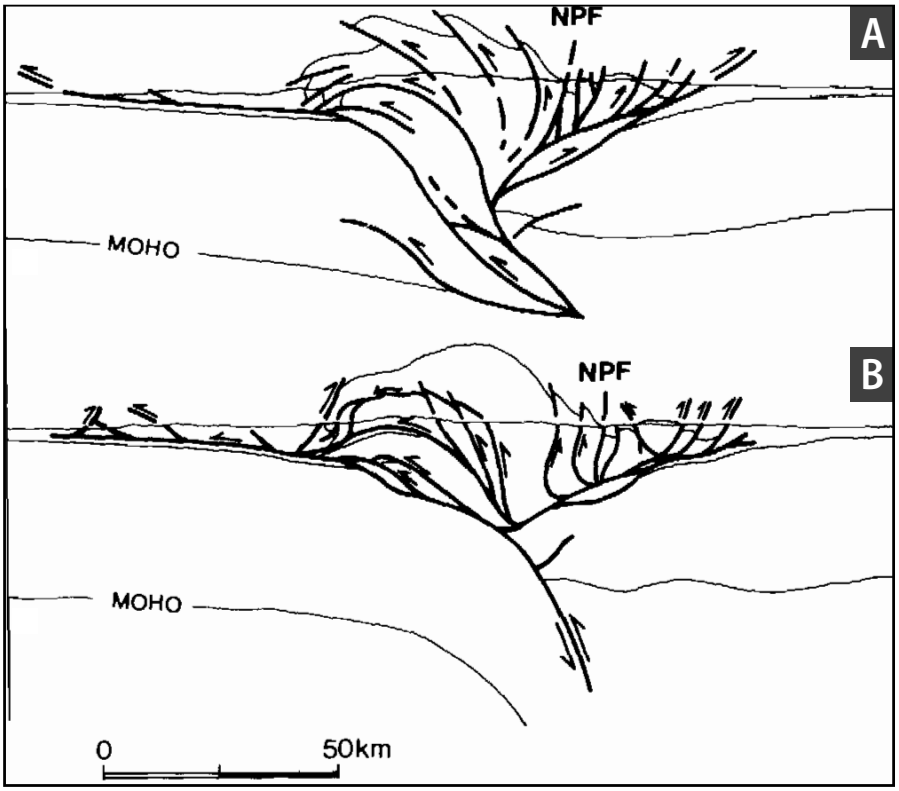


FIGURE 2.8: **Variabilité des modèles basés sur le profil ECORS Central Pyrenees. A) Modèle proposé par Roure et al. (1989) impliquant un poinçonnement de la croûte ibérique par la croûte européenne. La déformation implique la totalité de la croûte. B). Modèle proposé par Muñoz (1992) dans lequel la déformation affecte principalement la croûte supérieure.** Tiré de Muñoz (1992).

densité situées au droit de la ZNP des Pyrénées occidentales (bassin de Mauléon) et centrales (Saint-Gaudens) a également été mise en évidence. Ces anomalies ont été interprétées comme le témoignage de corps mantelliques exhumés à faible profondeur (*ca.* 10 km), sous une faible épaisseur de roches crustales (Wang et al., 2016). L'exhumation de ces roches mantelliques est liée à l'épisode transtensif du Crétacé inférieur, qui a mené à la formation du rift ibéro-eurasiatique (*Cf.* Section 2.1.2.2 ci-après). Les dernières contributions majeures à l'étude de la structure profonde des Pyrénées ont été récemment publiées par Chevrot et al. (2015, 2018), et Diaz et al. (2018). Ces travaux de tomographie sismique (migration en profondeur des ondes P converties en ondes S) ont permis de mettre en évidence les variations latérales (E-W) de l'architecture profonde de l'orogène pyrénéen (Fig. 2.9). Le Moho, qui est aisément détecté par cette technique et que l'on peut corréler d'un transect à l'autre, est utilisé comme marqueur de premier ordre des géométries crustales et permet de mettre en évidence de façon très nette :

- le sous-charriage de la croûte ibérique profonde sous la lithosphère eurasiatique dans les Pyrénées occidentales et centrales (Fig. 2.9 A-A', B-B', C-C') ;
- les variations du pendage du panneau plongeant, plus faible dans les Pyrénées centrales (Fig. 2.9.C-C') que dans les Pyrénées occidentales (Fig. 2.9 A-A', B-B') ;

- l'absence de racine crustale sous les Pyrénées orientales (mohos ibérique et eurasiatique quasi plans à une profondeur de 35 à 37 km sur les sections Fig. 2.9 D-D' et E-E'), déjà proposée dans des publications antérieures (Gallart et al., 2001; Gunnell et al., 2009; Palomeras et al., 2017) mais étendue à une zone plus vaste vers l'ouest que ce qui était jusqu'ici considéré (*e.g.* Vergés et al., 1995; Bosch et al., 2016a).

Les travaux de Chevrot et al. (2018) permettent également de cartographier une bande à forte vitesse de propagation des ondes sismiques située au droit de la ZNP des Pyrénées occidentales et centrales. Cette bande continue correspond au domaine hyper-aminci (*e.g.* Jammes et al., 2009; Clerc and Lagabrielle, 2014; Masini et al., 2014, *Cf.* Section 2.1.2.2) où le manteau a été porté à une profondeur d'environ 10 km, sous une faible épaisseur de roches crustales (Wang et al., 2016). Cette bande n'est pas observée dans les Pyrénées orientales. L'ensemble des variations latérales ainsi mises en évidence dans les Pyrénées est très probablement contrôlé par les structures pré-orogéniques héritées (structuration du socle engendrée par la tectonique varisque et/ou fragilisation du manteau engendrée par la serpentinisation intervenue au cours de l'épisode extensif du Crétacé inférieur ; Chevrot et al., 2018).

2.1.2 Histoire tectonique des Pyrénées

2.1.2.1 L'orogenèse hercynienne

La formation des Pyrénées au cours du cycle alpin n'a pas effacé les marques de l'orogenèse hercynienne (ou varisque). L'orogenèse hercynienne est la conséquence de la collision des plaques Laurussia (Laurentia + Baltica) et Gondwana intervenue entre le Dévonien et la fin du Carbonifère (Ballèvre et al., 2009; Denèle et al., 2014). Durant le cycle hercynien, bien que situé dans les zones externes de l'orogène (Fig. 2.10), le domaine pyrénéen a subi de nombreuses déformations.

La croûte que l'on observe aujourd'hui dans la ZA est classiquement décrite comme une superposition de deux niveaux structuraux (De Sitter and Zwart, 1962; Carreras and Capella, 1994) : (i) un niveau supérieur - dit « *suprastructure* » - constitué de roches sédimentaires paléozoïques de faible degré métamorphique et dont la déformation correspond essentiellement à des nappes et plis couchés à vergence sud (Autran et al., 1995; Mattauer et al., 1967) ; et (ii) un niveau inférieur - dit « *infrastructure* » - constitué de roches précambriennes à paléozoïques inférieures affectées par un métamorphisme de haute température et de basse pression, formant des dômes à foliation plane. Les travaux récents ont montré que ces deux niveaux structuraux se sont formés dans un régime transpressif dextre (Gleizes et al., 1998; Mezger, 2009; Denèle et al., 2014; Cochelin, 2016).

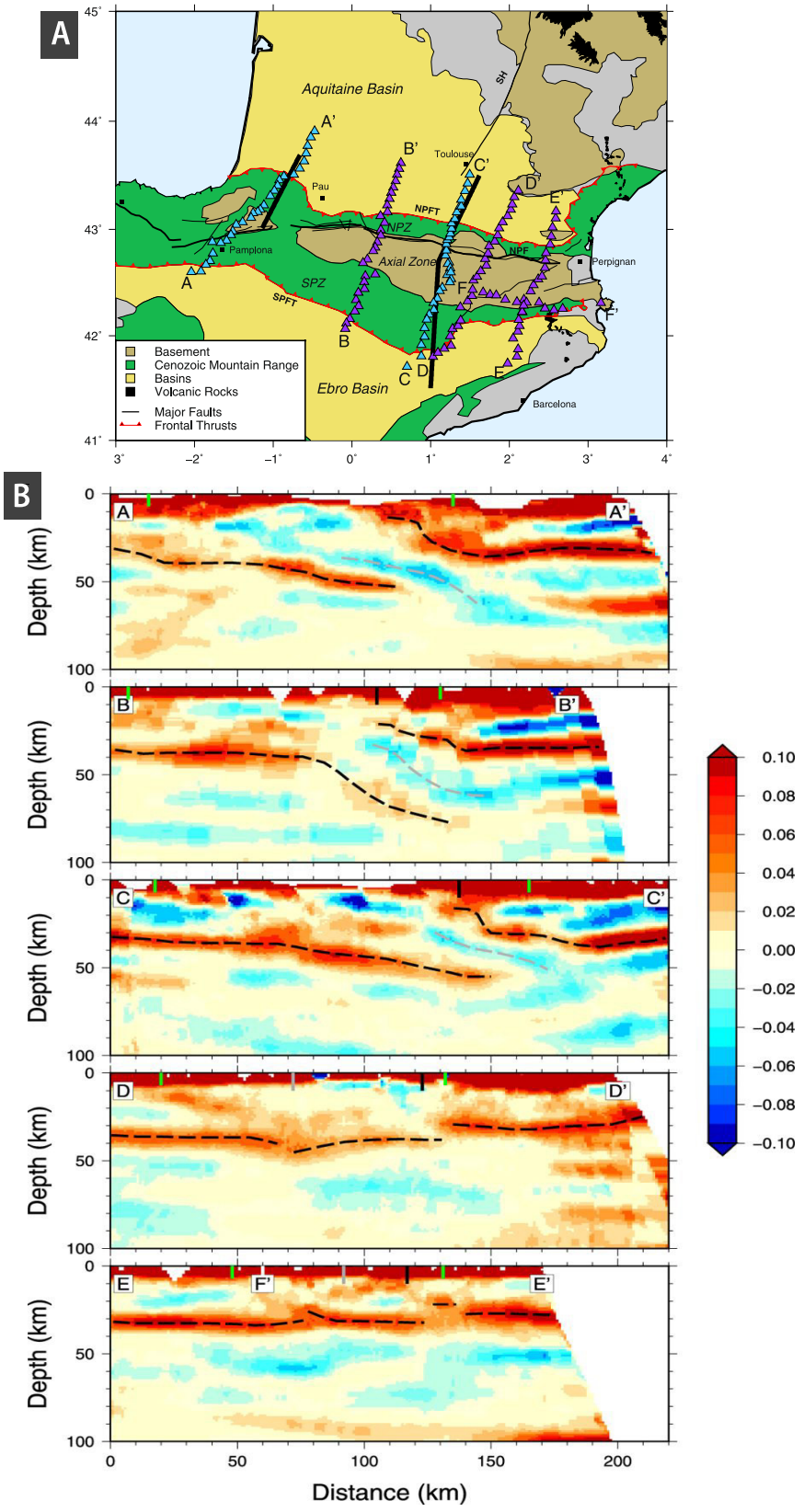


FIGURE 2.9: **Imagerie de la structure profondes Pyrénées par la méthode de tomographie sismique par migration en profondeur des ondes P converties en ondes S. A) Localisation des profils. B) Profils *ca.* N-S régulièrement espacés le long de la chaîne. Les teintes de rouge (bleu) représentent les discontinuités caractérisées par un saut de vitesse positif (négatif) vers le bas. Les lignes pointillées noires soulignent ainsi la position du Moho. Les lignes pointillées grises soulignent la position du sommet de la croûte ibérique subduite Les traits verticaux montrent la position du CFNP et du CFSP (vert), de la FNP (noir) et de la faille de la Têt (gris).** Tiré de Chevrot et al. (2018).

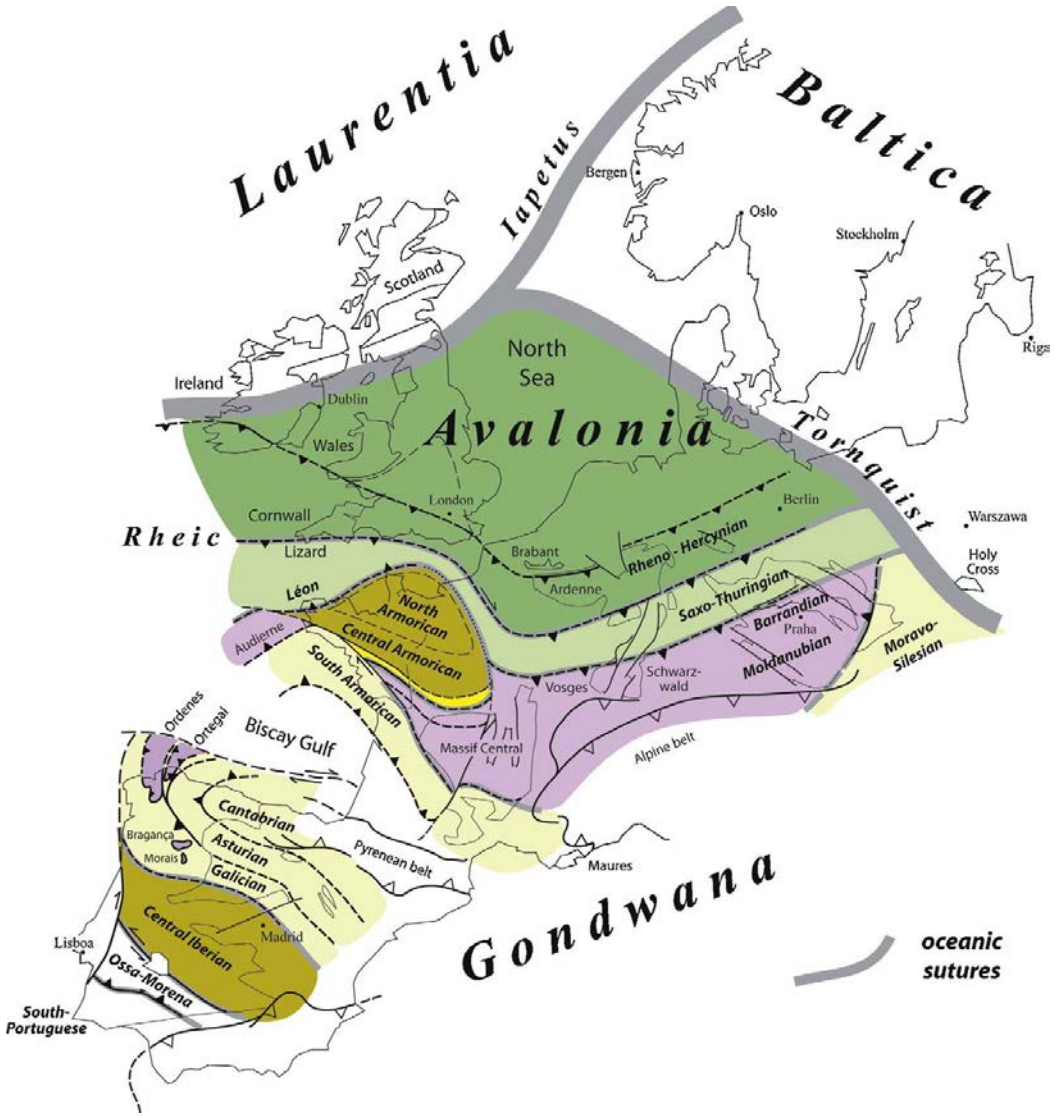


FIGURE 2.10: **Position des Pyrénées au sein des grandes zones de la chaîne hercynienne. Noter que le Golfe de Gascogne n'était pas encore ouvert durant le cycle hercynien.** Tiré de Ballèvre et al. (2009).

Des bassins extensifs sont individualisés au cours de la période dite « tardi-hercynienne », stéphano-permienne (*e.g.* Saspiturry et al., 2019). Les bassins permiens sont remplis par des séries continentales, constituées de poudingues, de grès et de pélites rouges discordantes sur les sédiments syn-orogéniques. Les failles normales bordières de ces bassins s'enracinent au niveau des sédiments siluriens, qui constituent l'ancien niveau de découplage des grandes nappes hercyniennes.

2.1.2.2 L'extension anté-orogénique pyrénéenne

A partir du Trias, le supercontinent Pangée formé à la suite de l'orogenèse hercynienne entre en phase de divergence. Cette divergence se traduit notamment par l'ouverture de l'océan Atlantique central au Jurassique supérieur et de l'Atlantique sud puis nord au Crétacé inférieur (*e.g.* Olivet, 1996; Scotese, 2001). A l'emplacement des futures Pyrénées, l'ouverture de l'Atlantique nord est relayée par l'ouverture du Golfe de Gascogne et de bassins extensifs entre l'Aptien et le Santonien, qui séparent

la plaque eurasiatique de la micro-plaque ibérique (Olivet, 1996; Sibuet et al., 2004). Bien qu'il soit communément admis que l'ouverture du Golfe de Gascogne a été à l'origine d'une rotation anti-horaire de la micro-plaque ibérique (*ca.* 35 ° ; Boillot and Capdevila, 1977; Le Pichon et al., 1971; Olivet et al., 1984; Srivastava et al., 1990; Gong et al., 2008, 2009; Jammes et al., 2009), les mouvements relatifs de l'Ibérie et de l'Eurasie sont aujourd'hui encore controversés pour cette période de temps (Fig. 2.11). Ces controverses résultent de la confrontation de nouvelles données d'anomalies magnétiques dans l'Atlantique nord et de données de terrain (Sibuet et al., 2004).

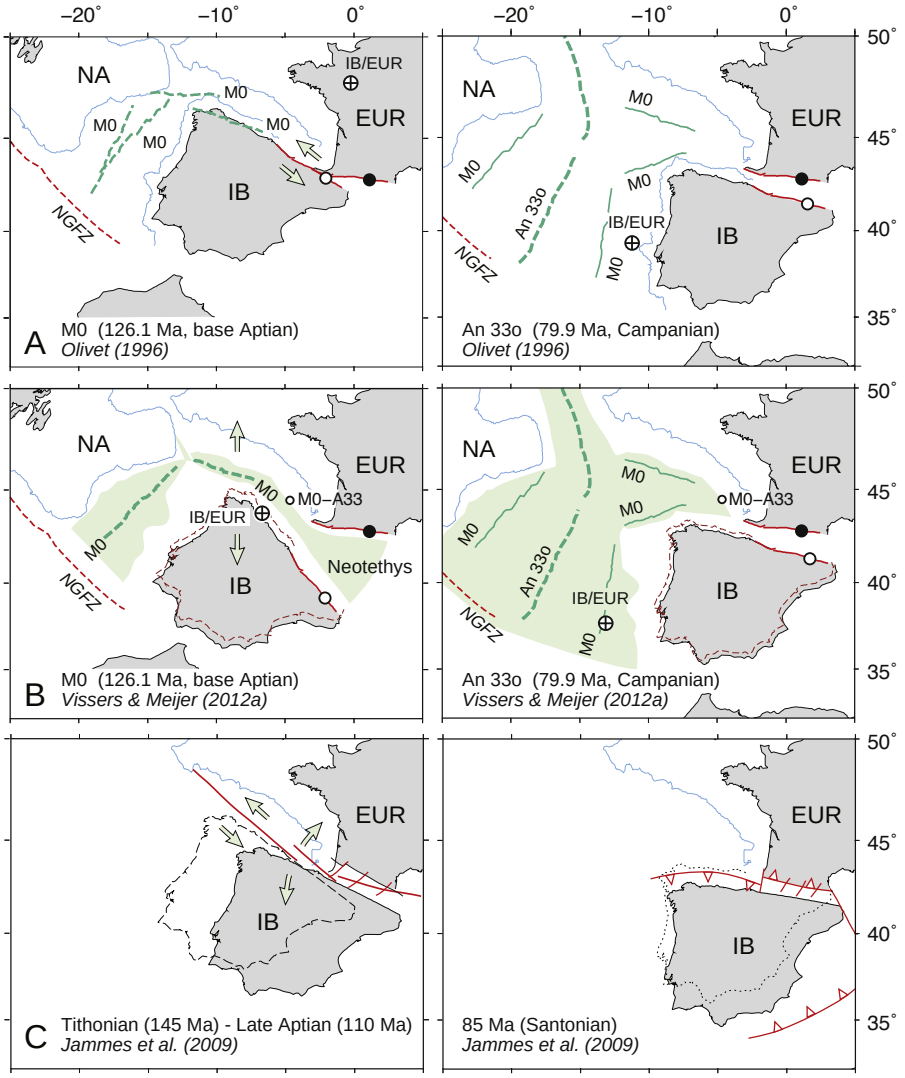


FIGURE 2.11: **Trois scénarii proposés pour les mouvements relatifs de l'Ibérie et de l'Eurasie à la fin du Mésozoïque. A) Ouverture du Golfe de Gascogne en décrochement sénestre, avec un pôle de rotation situé à l'ouest de Paris (Olivet, 1996). B) Ouverture en « ciseaux » du Golfe de Gascogne, avec un pôle de rotation situé sur la marge ibérique (Vissers and Meijer, 2012). C) Scénario proposé par Jammes et al. (2009), dans lequel l'Ibérie est soumise à un mouvement de translation sénestre (Tithonien - Albien), suivi d'une extension orthogonale.** Abréviations : NA : Amérique du Nord, IB : Ibérie, EUR : Europe, NGFZ : Zone de fracture de Terre Neuve - Gibraltar. Les lignes bleues correspondent à l'isobathe 2000 m. Les croix entourées d'un cercle sont les pôles de rotation de la plaque ibérique. Tiré de Vissers et al. (2016).

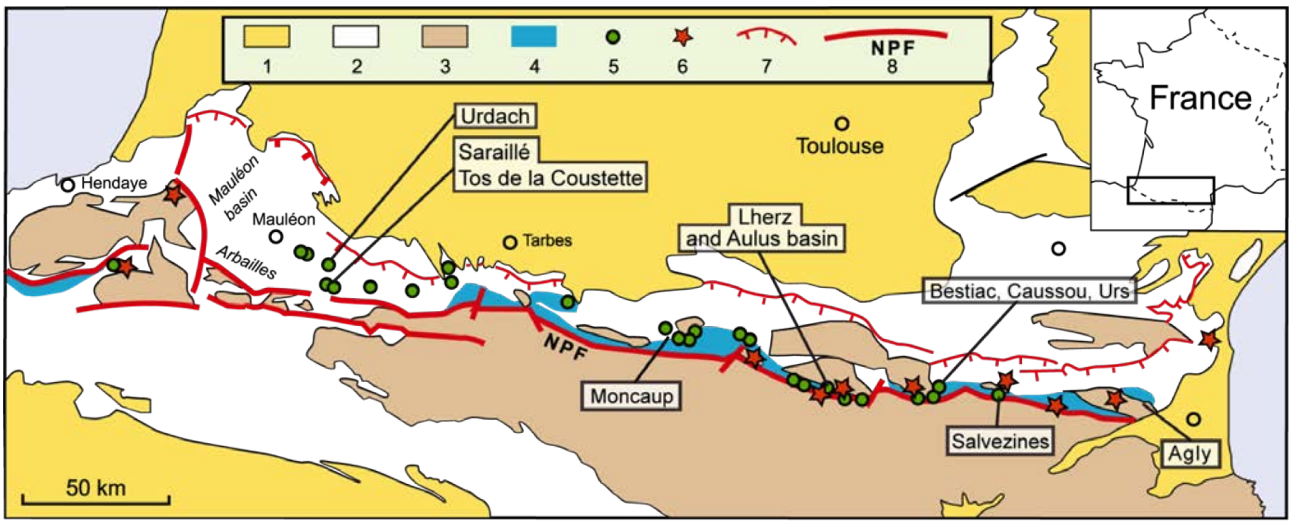


FIGURE 2.12: **Localisation des corps de péridotite (cercles verts) dans la ZNP.** Tiré de Clerc and Lagabrielle (2014).

Dans la ZNP, cet épisode de rifting a été à l'origine de la formation de nombreux bassins remplis par des formations gréso-pélitiques correspondant aux *Flyschs Noirs* datés de l'albo-cénomanien (*e.g.* Debroas, 1987; Souquet et al., 1977; Souquet and Debroas, 1980). L'existence de corps de péridotite affleurant le plus fréquemment au sein de formations sédimentaires mésozoïques ayant subi un métamorphisme de Haute Température et de Basse Pression (HT-BP ; Fig. 2.12) tout le long de la ZNP a également été interprétée comme une conséquence du rifting pyrénéen (*e.g.* Golberg and Leyreloup, 1990; Lagabrielle and Bodinier, 2008; Jammes et al., 2009).

Selon les interprétations les plus récentes, les corps de péridotite pyrénéens correspondent à des portions de manteau subcontinental exhumé à la faveur de grands détachements sur le fond des bassins albo-cénomaniens (Jammes et al., 2009; Lagabrielle et al., 2016). Le métamorphisme HT-BP de la ZNP est alors interprété comme la conséquence de la mise en contact des séries sédimentaires mésozoïques pré-rift et du manteau subcontinental après extraction latérale de la croûte continentale au cours de l'exhumation.

2.1.2.3 L'orogenèse pyrénéenne

La confrontation des travaux de la sédimentologie, de la thermochronologie basse température (TBT) et des indicateurs de paléoaltitude (palynochronologie, paléoaltimétrie) permet de reconstituer les étapes de la construction de l'orogène pyrénéen. L'ensemble de ces données a révélé le caractère diachrone de l'orogenèse pyrénéenne, initiée à l'est et propagée vers l'ouest (*e.g.* Plaziat, 1984; Whitchurch et al., 2011; Ford et al., 2016; Roigé et al., 2017), mais également plus précoce sur son flanc nord que sur son flanc sud (Sinclair et al., 2005; Mouthereau et al., 2014). Les caractéristiques majeures de

cette orogenèse sont rapportées succinctement dans les paragraphes qui suivent.

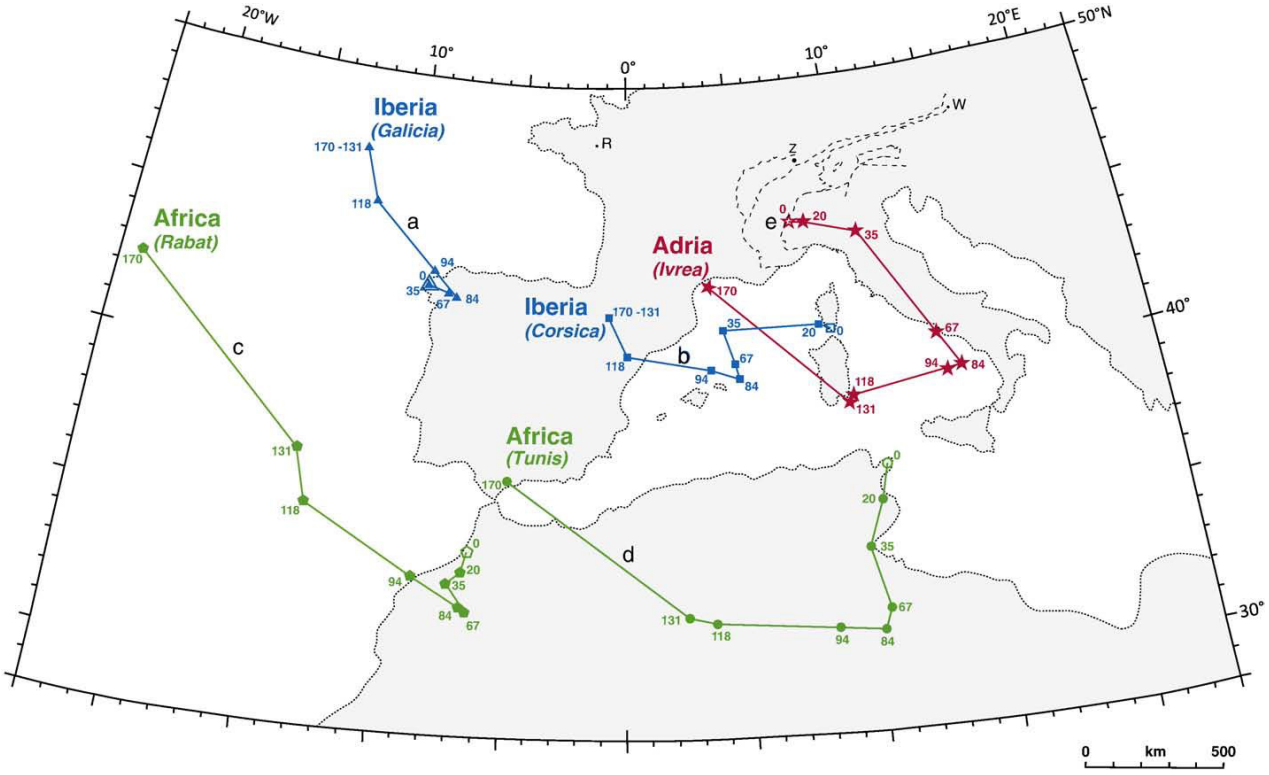


FIGURE 2.13: **Trajectoires des plaques Afrique, Ibérie et Adria par rapport à l'Eurasie. Notez le changement majeur de trajectoire de chacune de ces plaques à 84 Ma.** Tiré de Handy et al. (2010).

Initiation de la compression : *Santonien*

Les prémices de l'orogenèse pyrénéenne sont enregistrés dans le bassin d'Aquitaine, où une accélération de la subsidence intervient aux alentours de 83 - 84 Ma (Santonien ; Brunet, 1984; Desegaulx and Brunet, 1990; Biteau et al., 2006; Rougier et al., 2016), ce qui marque l'initiation de la compression pyrénéenne (Olivet, 1996; Sibuet et al., 2004). Cet événement coïncide avec un net changement dans la direction de convergence Ibérie-Eurasie (Fig. 2.13).

Les premiers dépôts continentaux apparaissent autour du Paléocène à l'est de la chaîne et du Lutétien à l'ouest (Plaziat, 1981; Vera and Martínez-Algarra, 2004). Cependant, l'intervention de transgressions majeures au Paléocène suggère l'absence de reliefs conséquents dans les Pyrénées orientales à cette époque (Plaziat, 1981). De plus, la subsidence et les taux de sédimentation sont très faibles dans les Pyrénées orientales (Ford et al., 2016).

Phase orogénique majeure : *Yprésien - Rupélien*

Les études de TBT ont mis en évidence l'existence d'une phase orogénique majeure, concernant l'ensemble de la chaîne, entre 40 et 30 Ma (*e.g.* Fitzgerald et al., 1999; Sinclair et al., 2005). Dans le détail, les données de la TBT suggèrent une propagation de l'exhumation de l'est vers l'ouest de la

chaîne (*e.g.* Whitchurch et al., 2011). Elles indiquent également une propagation de l'exhumation du nord vers le sud de l'orogène (Sinclair et al., 2005; Jolivet et al., 2007a; Mouthereau et al., 2014; Fillon et al., 2016; Labaume et al., 2016a).

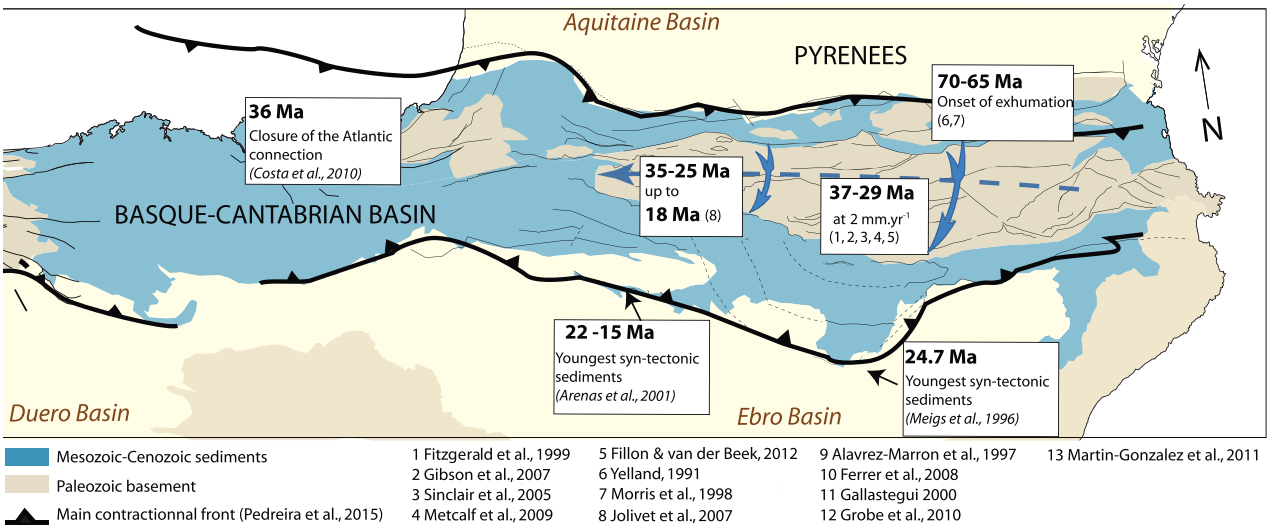


FIGURE 2.14: **Compilation de données issues de la thermochronologie basse température montrant la propagation de l'exhumation de l'est vers l'ouest et du nord au sud dans les Pyrénées.** Modifié d'après (Fillon et al., 2016).

Ces taux d'exhumation rapides obtenus par la TBT peuvent être comparés à l'enregistrement sédimentaire dans les bassins flexuraux :

- (i) **Sur la bordure nord de la chaîne**, l'intervalle Thanétien - Oligocène correspond à une phase de subsidence et de remplissage majeure dans la partie orientale du bassin d'Aquitaine (Ford et al., 2016). Les Poudingues de Palassou affleurant dans ce secteur correspondent aux premières contributions détritiques majeures en provenance des Pyrénées (Yprésien - Priabonien ; Crochet, 1991). L'existence de ces dépôts continentaux indique qu'un relief mature était déjà établi dans les Pyrénées orientales à l'Yprésien, avant le pic d'exhumation indiqué par la TBT. Trois unités sédimentaires ont été définies dans le Poudingue de Palassou (Crochet, 1991). Chacune de ces unités est caractérisée par des périodes d'avancée très forte de cônes alluviaux, qui alternent avec des dépôts de plaine d'inondation. En particulier, la fin de l'Unité 1 (Lutétien moyen à Bartonien basal) correspond à une période de pause dans la sédimentation au cours de laquelle se déposent des argiles rouges et se forment des paléosols. Ceci peut refléter une période de quiescence tectonique, une période aride ou la présence d'une surface plane en amont, n'offrant pas de prise à l'érosion. Le pic d'aridité dans les Pyrénées correspond effectivement à l'intervalle Lutétien supérieur - Bartonien (Cavagnetto and Anadón, 1996; Barrón et al., 2010), mais ceci n'exclut pas les deux autres possibilités. A l'ouest du bassin d'Aquitaine, les dépôts basaux des Poudingues de Jurançon ont été attribués à l'intervalle Lutétien - Bartonien grâce

à la présence de paléofaunes continentales et sont ainsi considérés par certains auteurs comme les équivalents latéraux de la série de Palassou (Hourdebaigt et al., 1986). Il faut cependant noter qu'un âge Miocène est adopté par d'autres auteurs, également sur la base d'arguments paléontologiques, faisant de ces poudingues le faciès de piémont de la molasse Oligo-Miocène du bassin d'Aquitaine (*e.g.* Goguel, 1963; Thomas et al., 1993).

- (ii) **Sur la bordure sud de la chaîne**, on retrouve dans la ZSP et le bassin de l'Ebre (La Pobla de Segur, La Sierra de Sis, La Sierra de Gurp, Le Salto de Roldan, Los Riglos) une épaisseur importante de conglomérats synorogéniques qui atteignent une épaisseur de plusieurs milliers de mètres et une altitude de 1500 m (Birot, 1937; Mellere, 1993; Coney et al., 1996). Ils sont datés de l'Eocène moyen - supérieur au Miocène inférieur (*e.g.* Mellere, 1993). La transition marin - continental coïncide dans ces séries avec le passage d'un système exoréique, connecté à l'Atlantique, à un système endoréique à partir du Priabonien (Puigdefabregas, 1975; Friend, 1996; Arenas et al., 2001; Costa et al., 2010; Roigé et al., 2017). Les travaux de paléoaltimétrie, basés sur l'étude des isotopes stables de l'oxygène dans des échantillons provenant de la bordure sud de la chaîne, confirment l'existence de reliefs culminant à *ca.* 2000 m dans les Pyrénées dès le Lutétien (Huyghe et al., 2012).

Phase orogénique tardive : *Rupélien - Aquitanien*

Les travaux de TBT démontrent la persistance de l'activité tectonique au sud de la ZA des Pyrénées centrales durant l'intervalle Rupélien - Aquitanien (Sinclair et al., 2005; Gibson et al., 2007). Les forts taux d'exhumation mis en évidence pour cette période de temps au cœur de l'empilement de nappes paléozoïques sont interprétés par Sinclair et al. (2005) comme la résultante de la croissance du prisme d'accrétion. Ces âges jeunes pourraient également être une expression méridionale du pic d'exhumation correspondant à la phase orogénique majeure (40 - 30 Ma), puisqu'il a été montré une propagation d'est en ouest et du nord au sud de l'exhumation dans les Pyrénées (voir ci-dessus).

L'ensemble de ces données, ainsi que les données de la structure profonde des Pyrénées ont permis de reconstruire l'histoire tectonique des Pyrénées. Deux exemples récents de restaurations réalisées dans les Pyrénées occidentales et centrales sont illustrés par la Figure 2.15.

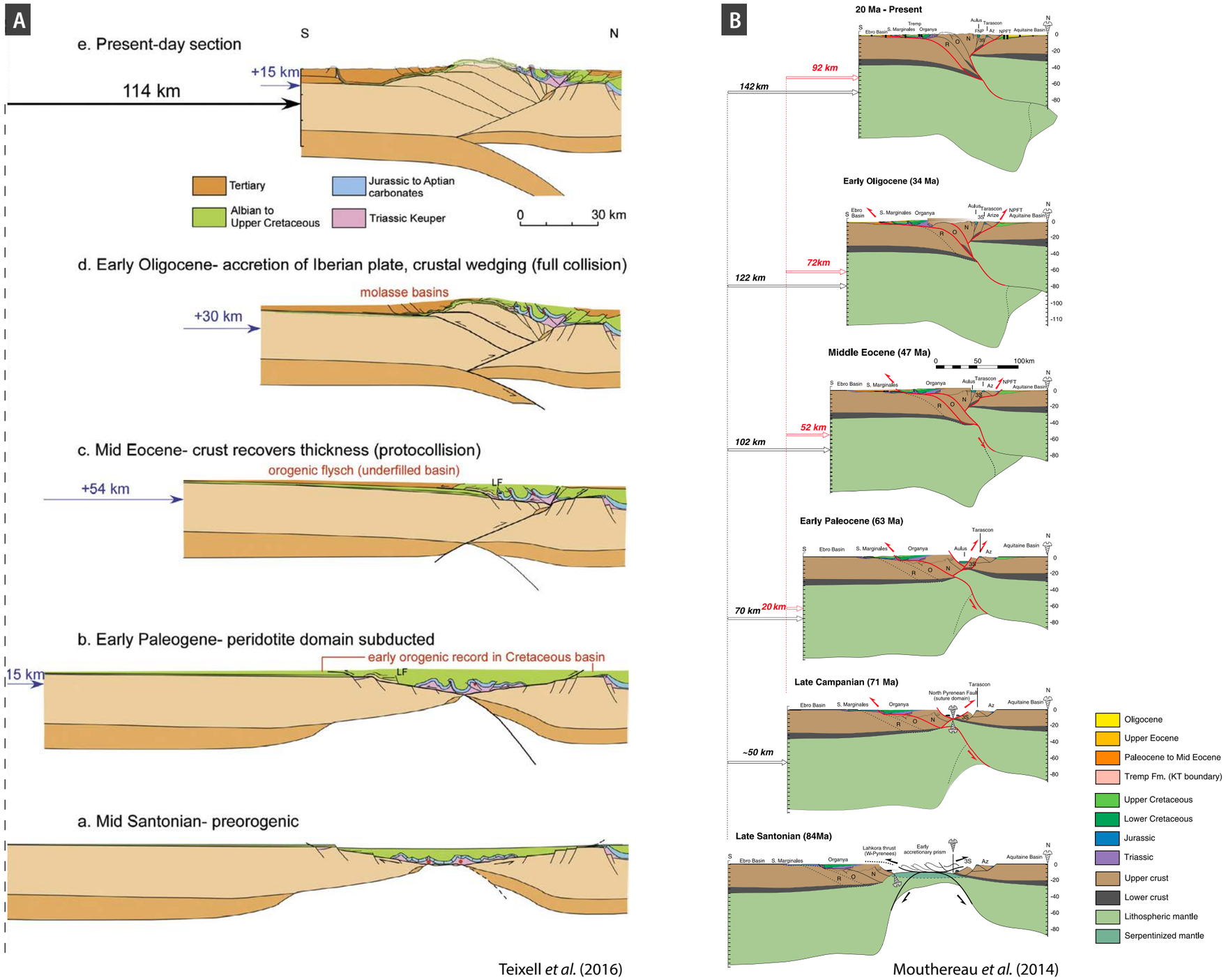


FIGURE 2.15: **Modèles d'évolution tectonique des Pyrénées occidentales (A, tiré de Teixell et al. (2016)) et centrales (B, tiré de Mouthereau et al. (2014)).**

L'ouverture du Golfe du Lion : *Rupélien - Aquitanien*

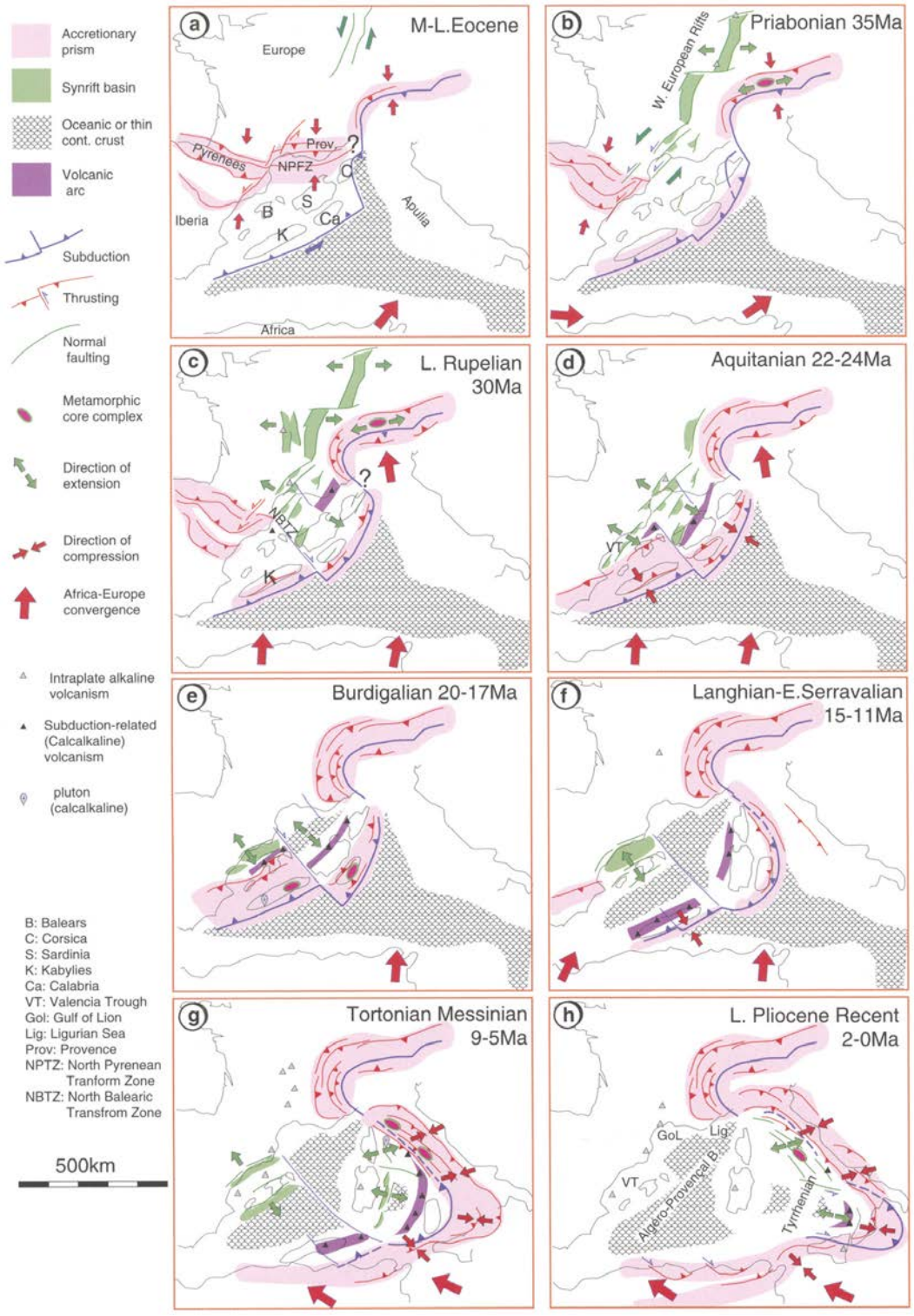


FIGURE 2.16: **Proposition de reconstruction en Méditerranée occidentale pour la période Eocène - actuel.** Tiré de Séranne (1999).

Alors que la convergence est toujours active à l'ouest des Pyrénées, la Méditerranée occidentale est soumise à un régime extensif dont le moteur principal est le retrait du slab apenninique (*e.g* Roca, 2001; Séranne, 1999; Jolivet et al., 2015). Ce régime de contraintes est à l'origine de l'ouverture du

Golfe du Lion, de la dépression de Valence et de bassins extensifs à terre (Fig. 2.16 et 2.17). Ces bassins sont contrôlés par un système de failles normales de direction générale NE-SW, parallèles aux côtes du littoral oriental de l'Espagne.

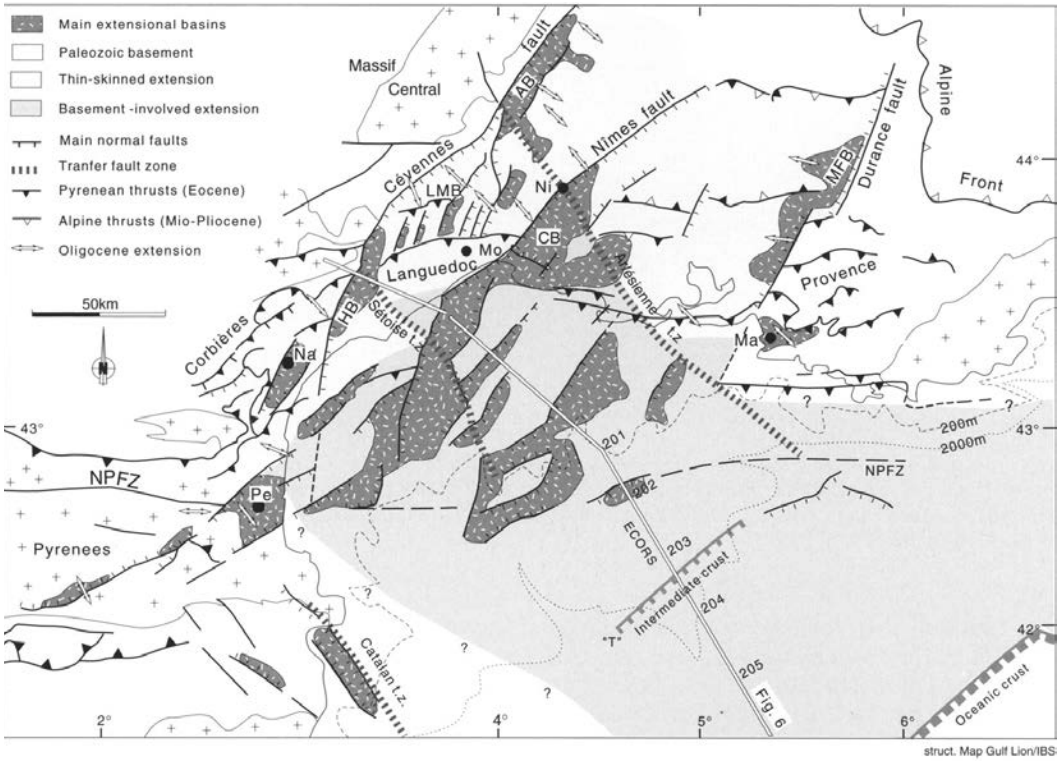


FIGURE 2.17: **Expression du rifting oligo-miocène dans les Pyrénées orientales : formation de bassins extensifs à terre et en mer.** Abréviations : NPFZ : North Pyrenean Fault Zone, MFB : Manosque-Forcalquier Basin, CB : Camargue Basin, AB : Alès Basin, LMB : Les Matelles Basin, HB : Hérault Basin. Tiré de Séranne (1999).

Le remplissage sédimentaire de certains bassins extensifs des Pyrénées orientales indique néanmoins qu'ils se sont ouverts plus tardivement, à partir de 12 Ma (*e.g.* bassins de Cerdagne, Urgell, Capcir, Empordà et La Selva ; Calvet, 1996; Calvet and Gunnell, 2008). Cet épisode extensif provoque un hyper-amincissement de la croûte des Pyrénées orientales, et l'exhumation de la croûte continentale inférieure ("*oceanic core complexe*" du Golfe du Lion) et du manteau sous-continental (Fig. 2.18). A partir du Burdigalien, le rifting est relayé par l'accrétion océanique algéro-provençale (Fig. 2.16.e, f).

La période post-compressive pyrénéenne : *Aquitanien - actuel*

Du point de vue de la cinématique, la période post-compressive est définie par des taux de convergence très faibles dans les Pyrénées à partir de l'Aquitanien (Fig. 2.2). Durant cette période, la convergence Afrique - Eurasie est toujours active mais l'activité tectonique est transférée au niveau de l'Arc bético-rifain, à la bordure Sud de l'Ibérie (*e.g.* Vergés et al., 2002; Macchiavelli et al., 2017). Sur la limite de plaque fossile que constituent alors les Pyrénées, les travaux de Jolivet et al. (2007a) indiquent une réactivation hors séquence du chevauchement de Bielsa au Miocène inférieur - moyen (Fig. 2.19).

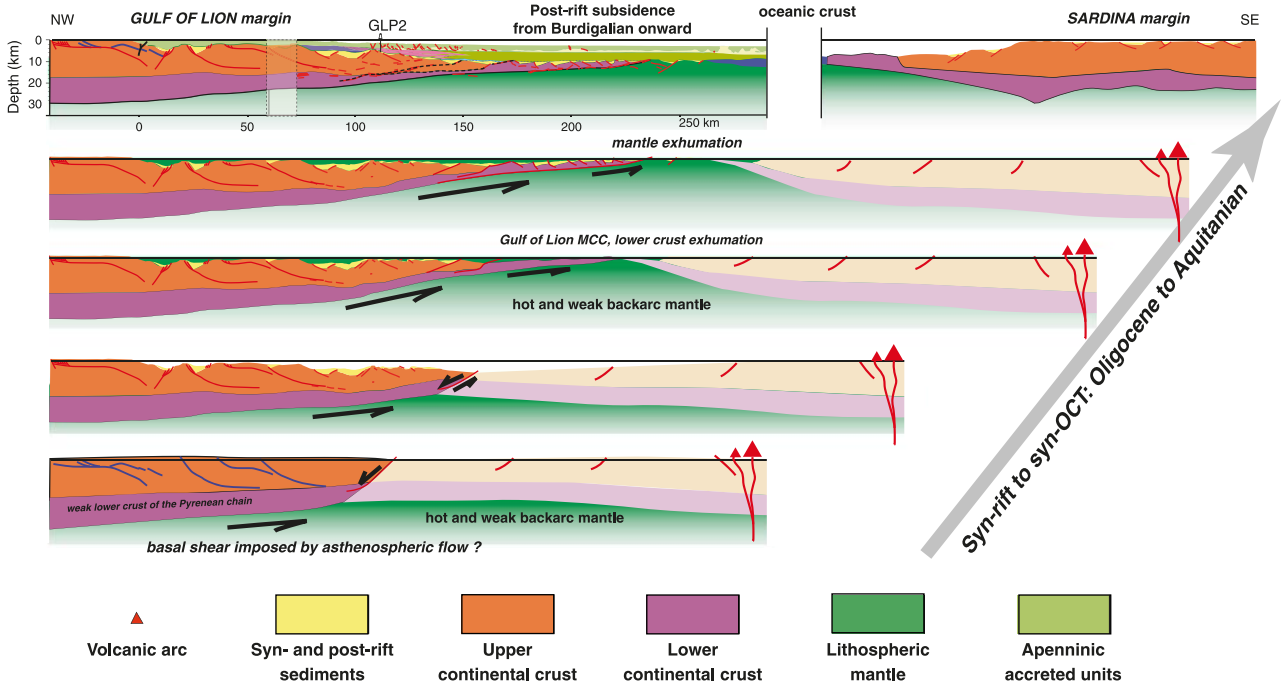


FIGURE 2.18: **Série de coupes montrant l'évolution du Golfe du Lion au cours du rifting oligo-miocène. Notez l'amincissement progressif des croûtes continentales pyrénéenne et sarde, ainsi que l'exhumation de la croûte continentale inférieure (metamorphic core complex du Golfe du Lion) et du manteau sous-continental. Notez également la faible épaisseur initiale de la croûte continentale pyrénéenne.** Tiré de Jolivet et al. (2015).

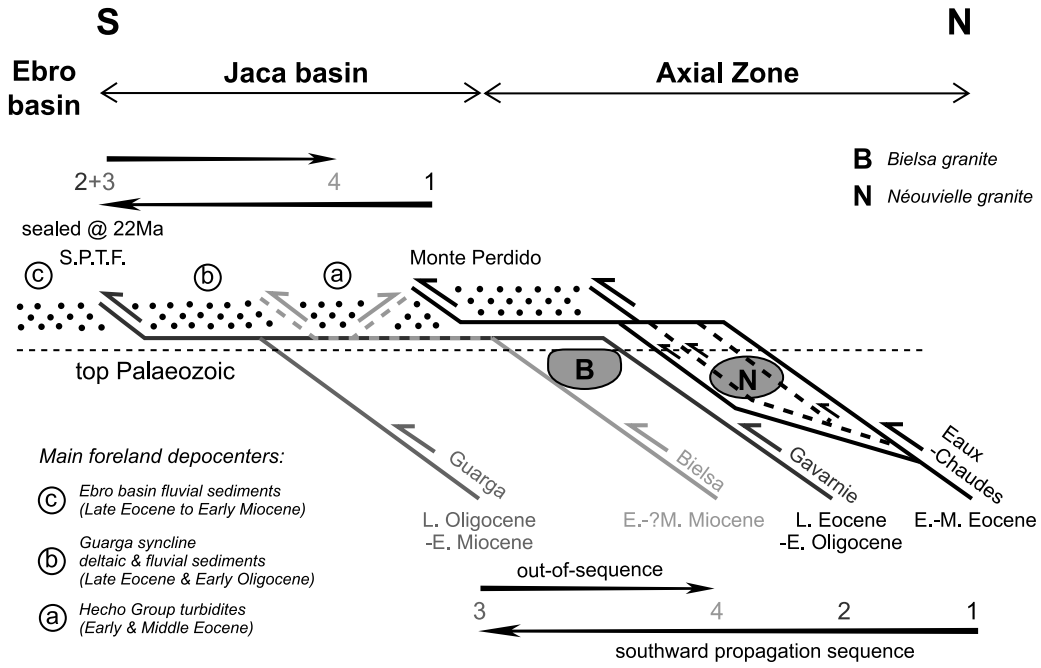


FIGURE 2.19: **Séquence d'activation des chevauchements des Pyrénées centrales. Durant la période orogénique, l'activation est propagée du nord vers le sud. Notez la réactivation hors séquence du chevauchement de Bielsa (localisation Fig. 2.3).** Tiré de Jolivet et al. (2007a).

Plusieurs équipes de recherche ont également montré, de manière indépendante, l'existence d'une accélération des taux d'exhumation enregistrés par la TBT dans différents massifs plutoniques des Pyrénées occidentales et centrales à partir de *ca.* 9 Ma (massifs de Maladeta et de Balaïtous-Panticosa ; Metcalf et al., 2009; Bosch et al., 2016b) ou *ca.* 5 Ma (Jolivet et al., 2007a). Ces accélérations tardives des taux d'exhumation ont été, selon les auteurs, reliées à une accélération de l'érosion en lien avec la connexion du bassin de l'Ebre avec la Méditerranée (responsable d'une chute du niveau de base) ou à un phénomène tectonique (réajustement isostatique post-compressif).

Dans le bassin d'Aquitaine, les derniers dépôts synorogéniques, datés de l'Oligocène, sont surmontés par des formations détritiques grossières discordantes, datées du Miocène au Pliocène (Fig. 2.20). Ces formations scellent les chevauchements pyrénéens et participent au remplissage transgressif d'un paléorelief localement érodé, créé par les déformations résultant de l'orogenèse pyrénéenne (Mouchené, 2016). Les formations miocènes sont également observées en discordance sur les formations mésozoïques de la ZNP (*e.g.* Castéras et al., 1970a; Barrouquère et al., 1976). Des études de provenance ont montré qu'une partie des sédiments miocènes du bassin d'Aquitaine provenait du Massif central (Dubreuilh et al., 1995). Un système de cônes alluviaux plio-quaternaires vient recouvrir les formations molassiques miocènes (cônes de Ger, de l'Adour et du Lannemezan ; Crouzel, 1957).

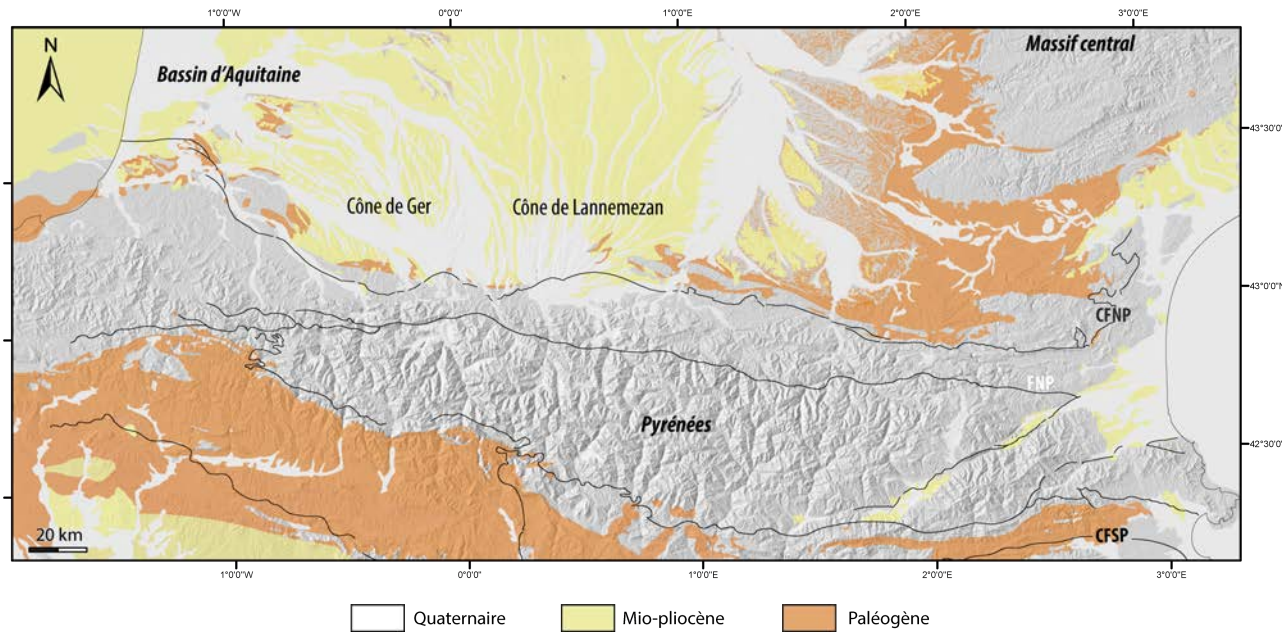


FIGURE 2.20: **Carte du remplissage cénozoïque des bassins péri-pyrénéens.** CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, FNP : Faille Nord Pyrénéenne, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen. Source des données : Carte géologique de la France au 1 : 1 000 000 (BRGM et al., 2003).

L'échantillonnage de grains de pollen de sapin et d'épicéa dans les dépôts du bassin d'Aquitaine datés de l'Aquitanien inférieur montre que les Pyrénées culminaient à *ca.* 1500 - 2000 m à cette période (valeur obtenue en déterminant des paléogradients altitudinal et latitudinal de températures,

afin de s'affranchir des biais liés aux variations climatiques ; Fauquette, 2017). L'établissement des hautes altitudes dans les Pyrénées est donc intervenu avant l'Aquitanien, ce qui est compatible avec les conclusions des études de TBT. La palynologie ne permet malheureusement pas d'établir les paléoaltitudes de la chaîne au cours de la période orogénique puisque les grains de pollen n'ont pas pu être préservés au sein des conglomérats synorogéniques (milieux oxydants). Le recours à la palynologie a néanmoins permis de mettre en évidence un soulèvement du bassin intracontinental de Cerdagne de l'ordre de 1000 m entre *ca.* 11 Ma et l'actuel (Pyrénées orientales ; Suc and Fauquette, 2012).

Le Chapitre 7 de ce manuscrit s'intéresse plus particulièrement aux déformations intervenues dans les Pyrénées et plus largement en Europe de l'ouest durant la période post-compressive pyrénéenne.

La crise de salinité messinienne

La crise de salinité messinienne est un événement majeur de l'histoire de la Méditerranée, qui a pu être impliqué indirectement dans la morphogenèse des Pyrénées. Elle est décrite comme une chute drastique (*ca.* 1500 m) du niveau de la mer Méditerranée, datée entre 5,97 et 5,6 Ma (une revue de littérature exhaustive est disponible dans Roveri et al., 2014). Cette chute du niveau eustatique méditerranéen est enregistrée par : (i) la présence d'importants dépôts d'évaporites dans différents bassins méditerranéens, et (ii) l'existence de canyons incisés à terre et en mer (Fig. 2.21).

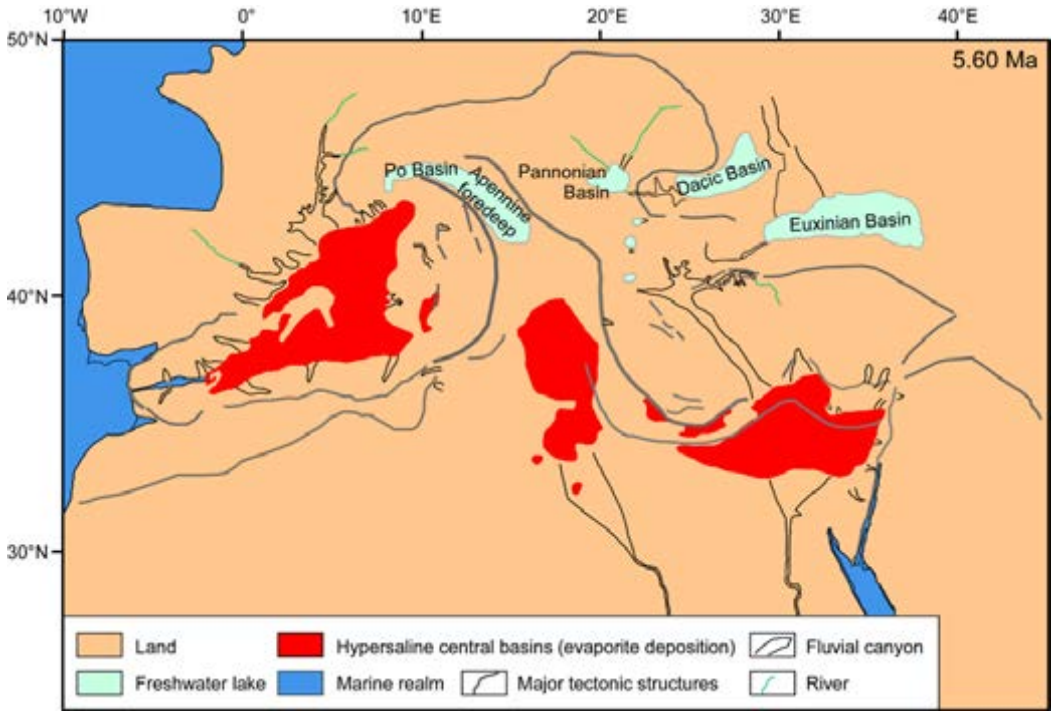


FIGURE 2.21: **Carte simplifiée des dépôts évaporitiques et des canyons messiniens en Méditerranée.** Compilation de données réalisée par Bache (2012).

L'origine aujourd'hui majoritairement retenue pour la crise de salinité messinienne est la fermeture

de la connexion de la Méditerranée avec l'océan Atlantique du fait des mouvements transpressifs au niveau de l'arc Bétiques - Rif (Roveri et al., 2014), conséquence de la convergence des plaques Afrique et Ibérie toujours active (*e.g.* Macchiavelli et al., 2017). Soumise à un climat subaride (Suc and Bessais, 1990), la Méditerranée a alors un bilan hydrique négatif (évaporation > apports), qui explique la chute eustatique et le dépôt d'évaporites. Cette chute importante se répercute sur le niveau de base des rivières du pourtour méditerranéen, ce qui provoque une importante érosion régressive qui a mené à définir une surface d'érosion messinienne (Ryan and Cita, 1978) identifiée à terre (*e.g.* Clauzon, 1973) et en mer (*e.g.* Gorini et al., 1993; Guennoc et al., 2000; Lofi et al., 2003). Les produits de l'érosion messinienne se sont déposés dans les bassins profonds de la Méditerranée (Lofi et al., 2005; Roveri et al., 2008). Aux alentours de 5,55 - 5,33 Ma, la connexion entre la Méditerranée et l'océan est rétablie. Un modèle basé sur la propagation d'une intense érosion régressive depuis la mer Méditerranée vers l'océan Atlantique (au niveau du détroit de Gibraltar) a été proposé pour expliquer le nouveau remplissage de la Méditerranée (Blanc, 2002; Loget et al., 2005). Ce remplissage, intervenu à la fin du Messinien, a pu opérer en une phase (Blanc, 2002; Loget et al., 2005) ou en deux phases (Bache, 2012). Il a été à l'origine du ré-ennoiement de la marge du Golfe du Lion et des canyons messiniens. Cette transgression se traduit par la mise en place de prismes progradants, observés en sismique (Lofi et al., 2003).

2.1.3 Histoire climatique Cénozoïque dans les Pyrénées

Après un épisode de Greenhouse très chaud au début du Crétacé supérieur (Cénomanien - Turonien), la Terre a été globalement sujette à un refroidissement (Friedrich et al., 2012). Deux périodes de Greenhouse ont néanmoins interrompu ce refroidissement : l'Optimum Climatique Yprésien (47 - 55 Ma) et l'Optimum Climatique Miocène inférieur à moyen (20 - 15 Ma, Fig. 2.22 ; Zachos et al., 2001; Friedrich et al., 2012).

A l'échelle de la plaque ibérique, l'Optimum Climatique Miocène est mis en évidence par l'analyse des pollens, qui révèle une grande abondance d'espèces thermophiles attribuées à l'intervalle Burdigalien - Langhien (Jiménez-Moreno et al., 2010). Un refroidissement progressif est enregistré par les données polliniques entre le Serravallien et le Pliocène. Une possible augmentation des précipitations annuelles est également mise en évidence par l'étude des pollens attribués au Miocène supérieur dans le bassin de Cerdagne et le bassin d'Aquitaine (Delfaud, 1983; Fauquette et al., 2007; Barrón et al., 2016).

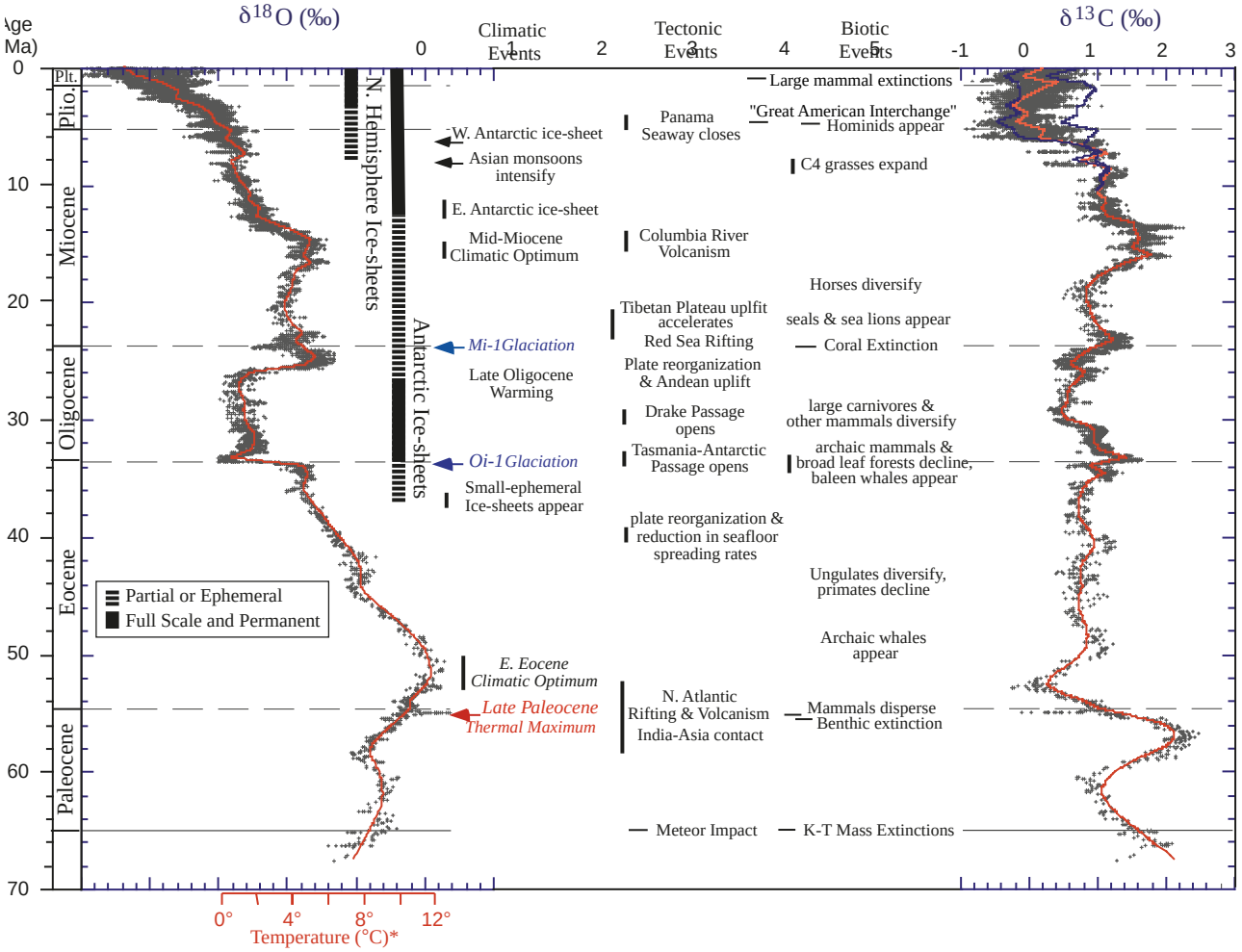


FIGURE 2.22: **Synthèse des événements climatiques, tectoniques et biologiques majeurs du Cénozoïque. Les variations du $\delta^{18}O$ des sédiments marins profonds permettent de déduire l'évolution des températures sur la période 70 - 35 Ma (anti-corrélation entre température et $\delta^{18}O$).** Tiré de Zachos et al. (2001).

2.1.3.1 L'englacement des Pyrénées

A partir du Bartonien (35 Ma), une calotte glaciaire se forme au niveau de l'Antarctique, ce qui marque l'entrée en glaciation de la Terre (Fig. 2.22 ; Zachos et al., 2001). La calotte Arctique ne sera établie que bien plus tard, au cours du Pliocène (*ca.* 3 Ma, Fig. 2.22 ; Raymo, 1994; Zachos et al., 2001). La période 3 Ma - actuel est caractérisée par une accélération du refroidissement et par une diminution globale du niveau des océans (Fig. 2.23 ; Miller et al., 2005).

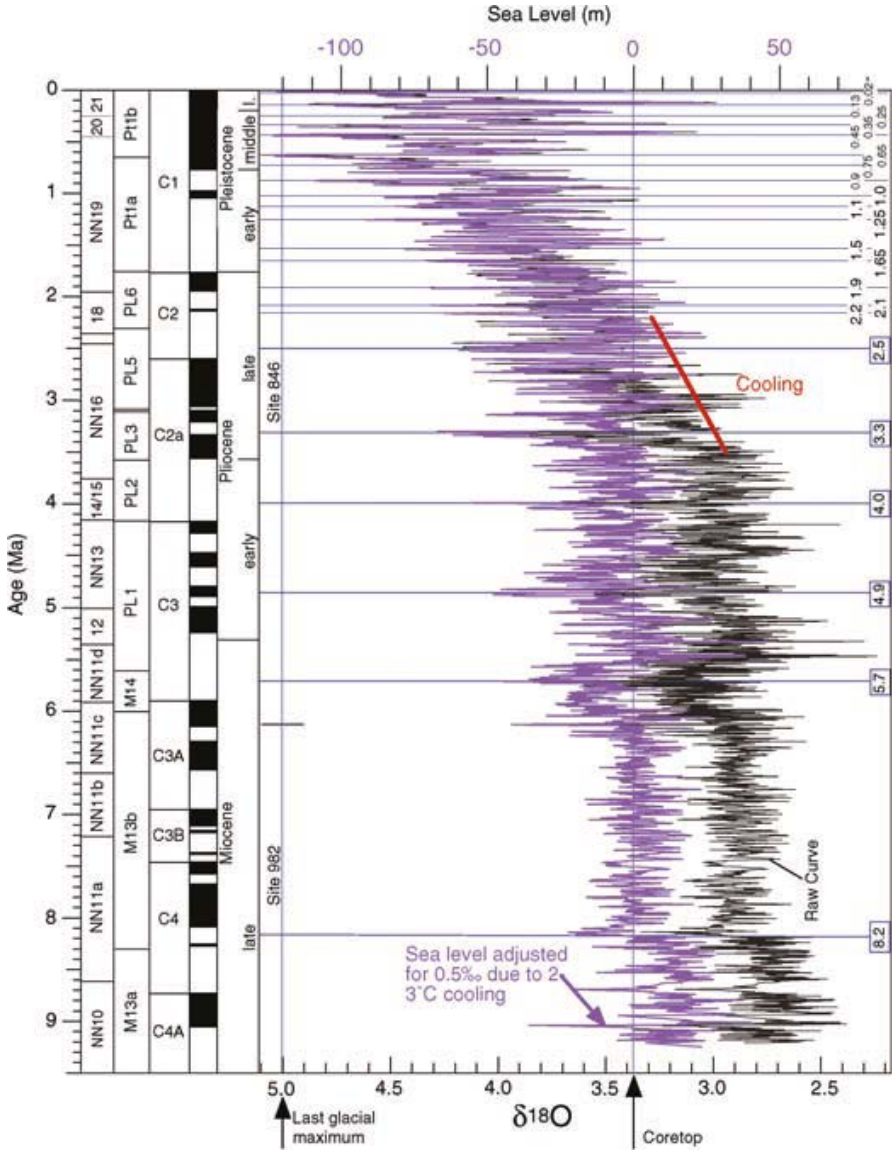


FIGURE 2.23: **Courbe d'estimation des variations eustatiques entre 9 Ma et aujourd'hui (violet) basée sur les variations du $\delta^{18}O$.** La courbe noire correspond aux données brutes du $\delta^{18}O$. Les variations eustatiques sont estimées à partir des données brutes en appliquant une correction liée à l'effet de la température. Tiré de Miller et al. (2005).

Cette diminution globale résulte du stockage de glace sur les continents. Dans le détail, l'amplitude des variations eustatiques augmente à partir de cette période. Ceci peut être expliqué par l'alternance de stades glaciaires et interglaciaires (Fig. 2.24). Le dernier maximum glaciaire global (LGM : *Last Glacial Maximum*) est daté à 23 - 19 ka et coïncide avec le plus bas niveau marin du stade isotopique

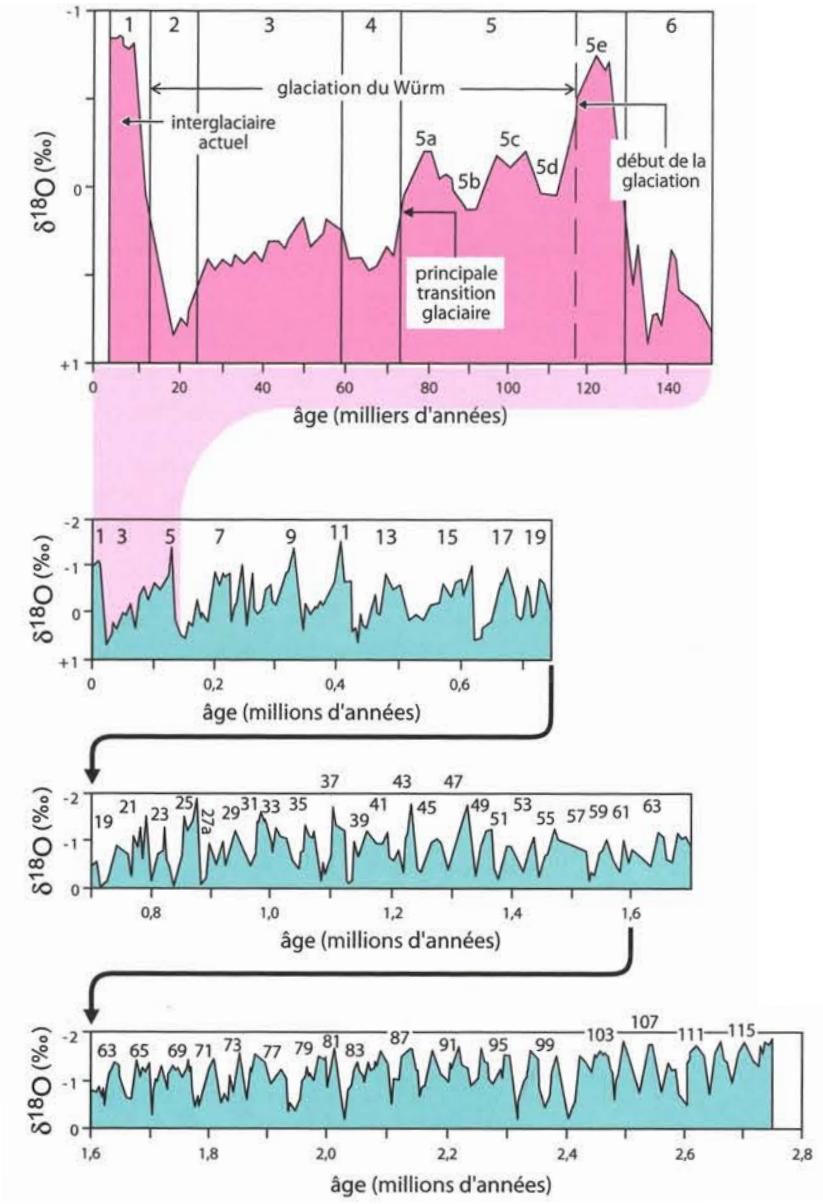


FIGURE 2.24: **Evolution du $\delta^{18}O$ des foraminifères planctoniques au cours des derniers 2,8 Ma.** Tiré de Maurice Renard Mémo visuel de géologie 2013.

marin 2 (MIS 2 : *Marine Isotopic Stage 2*, *ca.* 120 m en dessous du niveau actuel ; Mix et al., 2001; Miller et al., 2005).

La chronologie des stades glaciaires pyrénéens a été déterminée grâce à la combinaison de travaux de datation relative (*e.g.* Penck, 1883; Taillefer, 1960; Alimen, 1964) et de datation absolue (*e.g.* Andrieu et al., 1988; Delmas, 2005; Delmas et al., 2008; Sorriaux, 1981; Lewis et al., 2009; Pallàs et al., 2006). Il est probable que l'englacement des Pyrénées ait débuté à la fin du Pliocène (Crest, 2017), et se soit poursuivi durant le Pléistocène.

Stades pré-würmiens

Bien que les cycles glaciaires ultérieurs aient remanié l'essentiel des dépôts glaciaires antérieurs, des évidences de fronts glaciaires pré-würmiens ont été décrites dans les Pyrénées (Fig. 2.25 ; Calvet, 2004; Calvet et al., 2011).

Würm (*ca.* 115 - 12 ka)

La plupart des auteurs s'accordent à définir un cycle glaciaire au Würm synchrone de celui décrit dans les Alpes (Calvet et al., 2011). L'extension des glaciers pyrénéens au Würm est relativement bien connue (Fig. 2.25). A cette période, la quasi-totalité des massifs élevés étaient couverts de glace et de grandes langues glaciaires descendaient les vallées pyrénéennes jusqu'à atteindre le piémont (*e.g.* Vallée d'Ossau, Vallée du gave de Pau, Vallée de l'Ariège). Les travaux de datation absolue de moraines terminales ont, de manière intéressante, montré que le maximum d'extension des glaciers würmiens est intervenu dans les Pyrénées plusieurs milliers à dizaines de milliers d'années avant le LGM global (*Cf.* Hughes and Woodward, 2008, pour une synthèse détaillée). Le même constat a été réalisé dans la Chaîne cantabrique et dans les Apennins. Les données de paléobotanique indiquent une aridité marquée autour de la Méditerranée à la période du LGM, qui pourrait expliquer cette particularité (Hughes and Woodward, 2008).

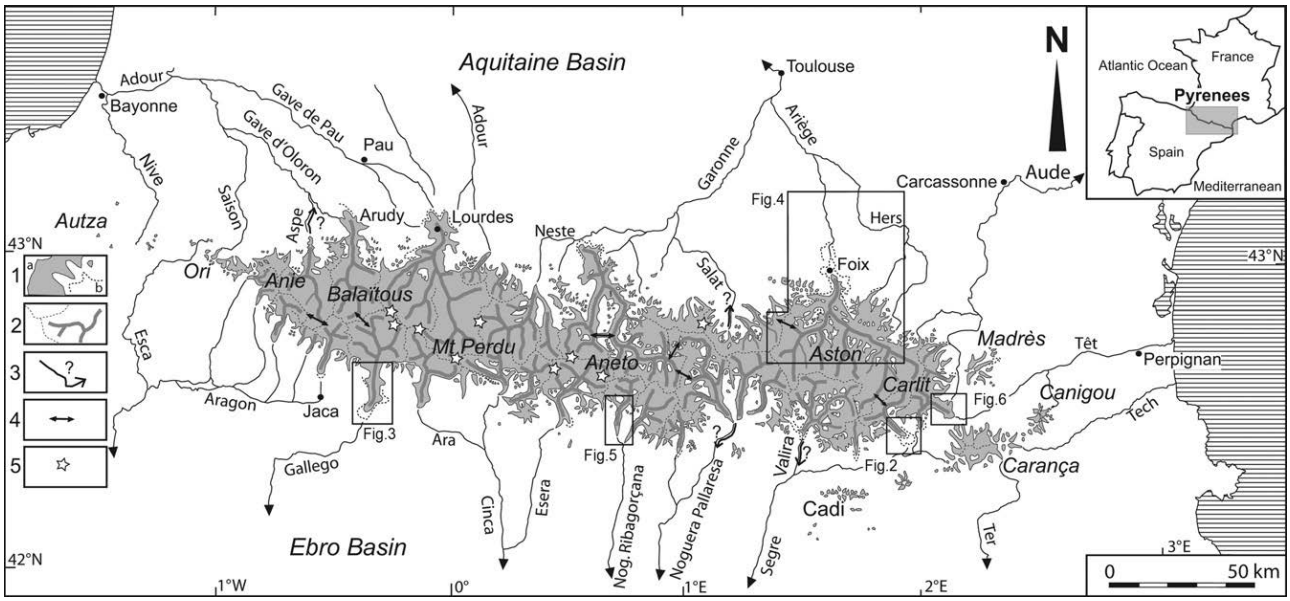


FIGURE 2.25: **Carte de l'extension des glaces dans les Pyrénées au Würm et au Pléistocène moyen (blanc entouré de pointillés).** 1 : Domaines englacés (a : au Würm, b : au Pléistocène moyen), 2 : Principales crêtes supra-glaciaires et limites des bassins versants, 3 : Extension possible de certains glaciers de vallées au Pléistocène, 4 : Principaux cols de transfluence, 5 : Massifs actuellement englacés. Tiré de Calvet et al. (2011).

A partir de *ca.* 20 - 19 ka, les glaciers pyrénéens sont soumis à une dynamique de retrait généralisée (*e.g.* Pallàs et al., 2006; Delmas et al., 2008, 2011; Delmas, 2015). Le recul des glaciers est relativement rapide entre la fin du LGM et le début du Dryas ancien (17 - 14,7 ka).

Climat actuel des Pyrénées

Actuellement, les Pyrénées sont soumises à l'influence de l'océan Atlantique et de la Méditerranée. Un climat doux et humide (climat océanique), contrôlé par les influences atlantiques, domine la majorité des Pyrénées (Fig. 2.26 ; Crest, 2017). Les courants atmosphériques provenant de la Méditerranée tendent à modifier spatialement l'influence des courants atlantiques (climat méditerranéen à tendance subcontinentale dans les Pyrénées orientales, Fig. 2.26). Le climat se refroidit dans les massifs les plus internes de l'orogène (climat subocéanique froid), caractérisés par des altitudes élevées (Fig. 2.26). Au nord de ces massifs, les influences atlantiques sont modérées et les précipitations sont ainsi réduites par rapport à celles caractérisant la façade atlantique (climat subocéanique). Au sud des massifs les plus internes de l'orogène, les versants sont plus ensoleillés et le climat plus sec, sous l'influence méditerranéenne (climat subcontinental à tendance méditerranéenne). Ce contraste climatique, accentué par l'effet orographique lié au relief de la chaîne, se traduit par une couverture végétale très différente.

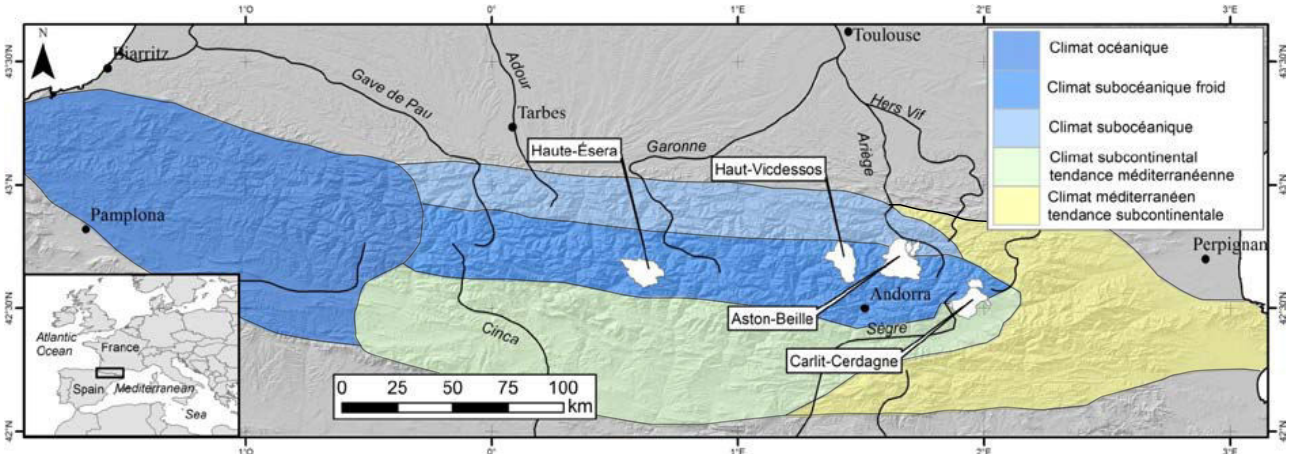


FIGURE 2.26: **Aires de répartition des différents climats auxquels sont soumises les Pyrénées.** Tiré de Crest (2017)

.

2.2 Evolution morphologique tardi- à post-compressive

2.2.1 Les reliques de surface d'aplanissement en altitude dans les Pyrénées

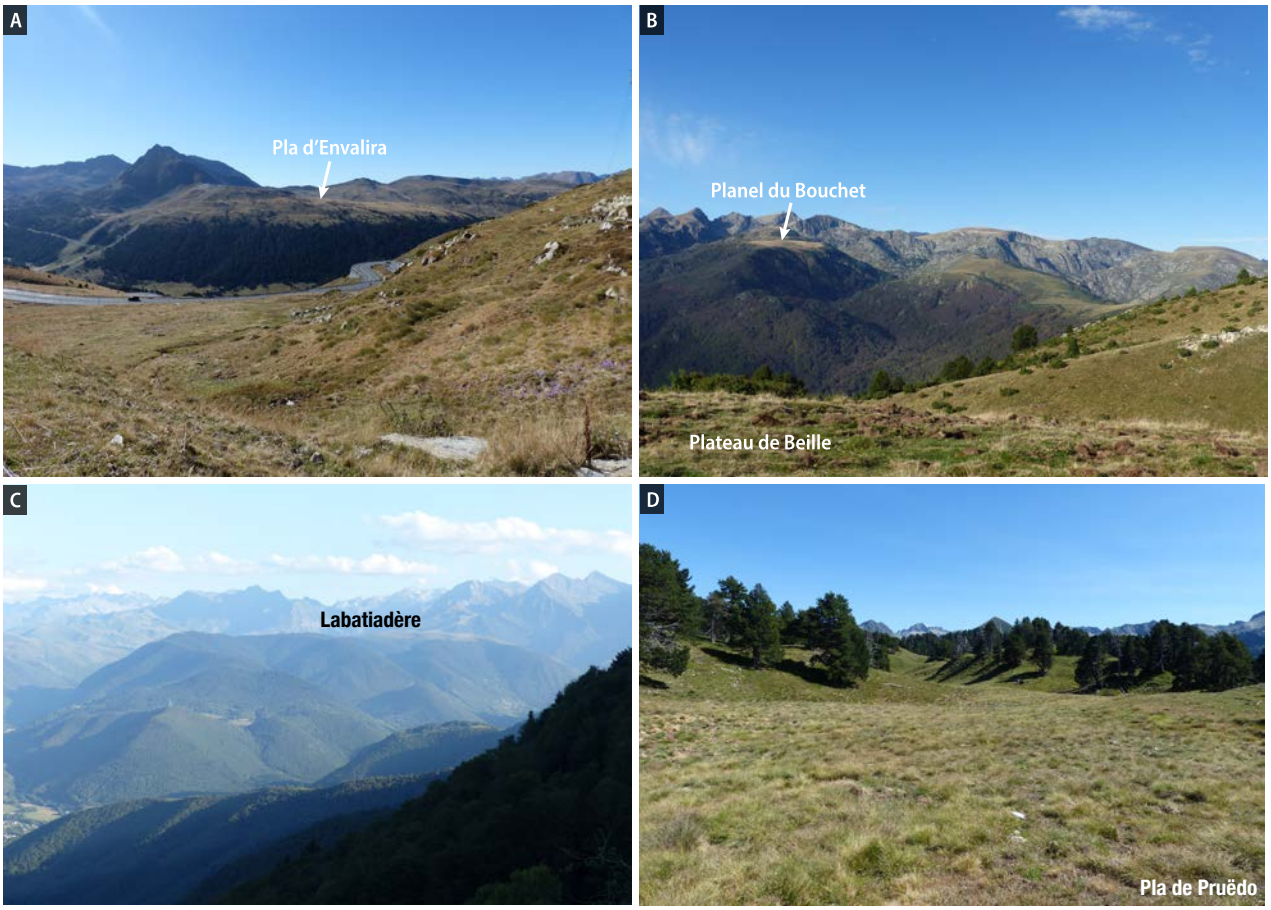


FIGURE 2.27: **Exemples de surfaces reliques d'altitude observées dans la ZA pyrénéenne** (localisation Fig. 2.28).

Du point de vue de la géomorphologie, un fait marquant dans les Pyrénées est l'existence au cœur de la chaîne de surfaces d'érosion caractérisées par de faibles pentes et un faible relief local (Fig. 2.27 Nussbaum, 1931; Boissevain, 1934; De Sitter, 1952; Zandvliet, 1960; Kleinsmiede, 1960; Calvet, 1996; Babault et al., 2005a). Ces surfaces ont été reconnues très tôt dans les Pyrénées. Quelques exemples sont cités ci-dessous afin de donner un aperçu du grand nombre de descriptions des surfaces de faible pente et de faible relief pyrénéennes (localisations Fig. 2.28). Goron (1931) a décrit ces surfaces d'érosion sur la bordure Est du Massif de l'Arize et au toit des formations jurassiques de la ZNP ("niveau du Saint-Sauveur et des conques du haut Arget"). Il rattache les surfaces les plus hautes à une surface d'érosion faiblement ondulée qui pouvait s'étendre jusqu'au Massif de l'Aston. Cette surface recoupe les unités tectoniques pyrénéennes. Goron décrit également des surfaces moins bien définies, situées à des niveaux inférieurs et qu'il considère donc postérieures à la surface sommitale. Dans les Pyrénées orientales, aux alentours du graben de Cerdagne, Boissevain (1934) a proposé

l'existence de cinq niveaux de surfaces, dont une surface ondulante particulièrement bien identifiable car actuellement située à l'altitude du fond des cirques glaciaires. Il attribue la formation de cette surface à la superposition de quatre stades d'érosion intervenus aux alentours du Messinien au niveau de la mer, suivi d'un soulèvement supérieur à 2000 m durant l'intervalle plio-quaternaire. Toujours dans les Pyrénées orientales, Birot (1937) décrit également différents niveaux de surfaces d'érosion mais insiste sur la difficulté de leur attribuer un âge précis (Mésozoïque à Néogène). Enfin, dans la Zone axiale des Pyrénées centrales, Kleinsmiede (1960) décrit trois niveaux de surfaces étagés dont l'âge est également mal contraint (anté- ou post-Miocène supérieur).

Les études précitées ayant toutes été réalisées à des échelles relativement locales, l'image que donne leur synthèse est très morcelée. De nombreuses surfaces situées à des altitudes très variables sont en effet identifiées sans possibilité de corrélations, et sans consensus concernant leur âge.

Ces surfaces d'altitude ont été cartographiées numériquement à l'échelle de la chaîne (Fig. 2.28 Bosch, 2016). Cette cartographie a l'avantage de faciliter les tentatives de corrélations entre les nombreuses surfaces que l'on retrouve majoritairement dans la ZA, mais également dans la ZNP et le Bassin Basco-Cantabrique (Fig. 2.28). La méthode de cartographie semi-automatique des surfaces reliques développée par (Bosch, 2016, Fig. 2.28) repose sur l'application d'un filtre qui permet théoriquement d'écarter les morphologies glaciaires (indice de concavité). Les surfaces pyrénéennes d'altitude ont une extension variable (aire moyenne : *ca.* 29 000 m^2, gamme de valeurs : 400 m^2 - 14 km^2, valeurs obtenues par la cartographie semi-automatique de Bosch, 2016). Elles sont également situées à des altitudes variables (*ca.* 1000 - 3248 m *a.s.l*), les plus élevées se trouvant dans la ZA (Fig. 2.28). En se basant sur l'hypsométrie des surfaces dans chacun des trois principaux bassins drainant les Pyrénées ainsi que sur l'interpolation des surfaces d'altitude (Fig. 2.29), Bosch (2016) argumente l'existence d'une unique surface d'aplanissement à l'échelle des Pyrénées, aujourd'hui disséquée. Les variations d'altitude des surfaces reliques à l'échelle locale sont interprétées comme la marque d'une certaine rugosité de cette paléosurface d'aplanissement. D'autres auteurs expliquent ces variations par le fonctionnement de failles normales décalant les surfaces (Ortuño et al., 2013; Monod et al., 2016; Ortuño and Viaplana-Muzas, 2018).

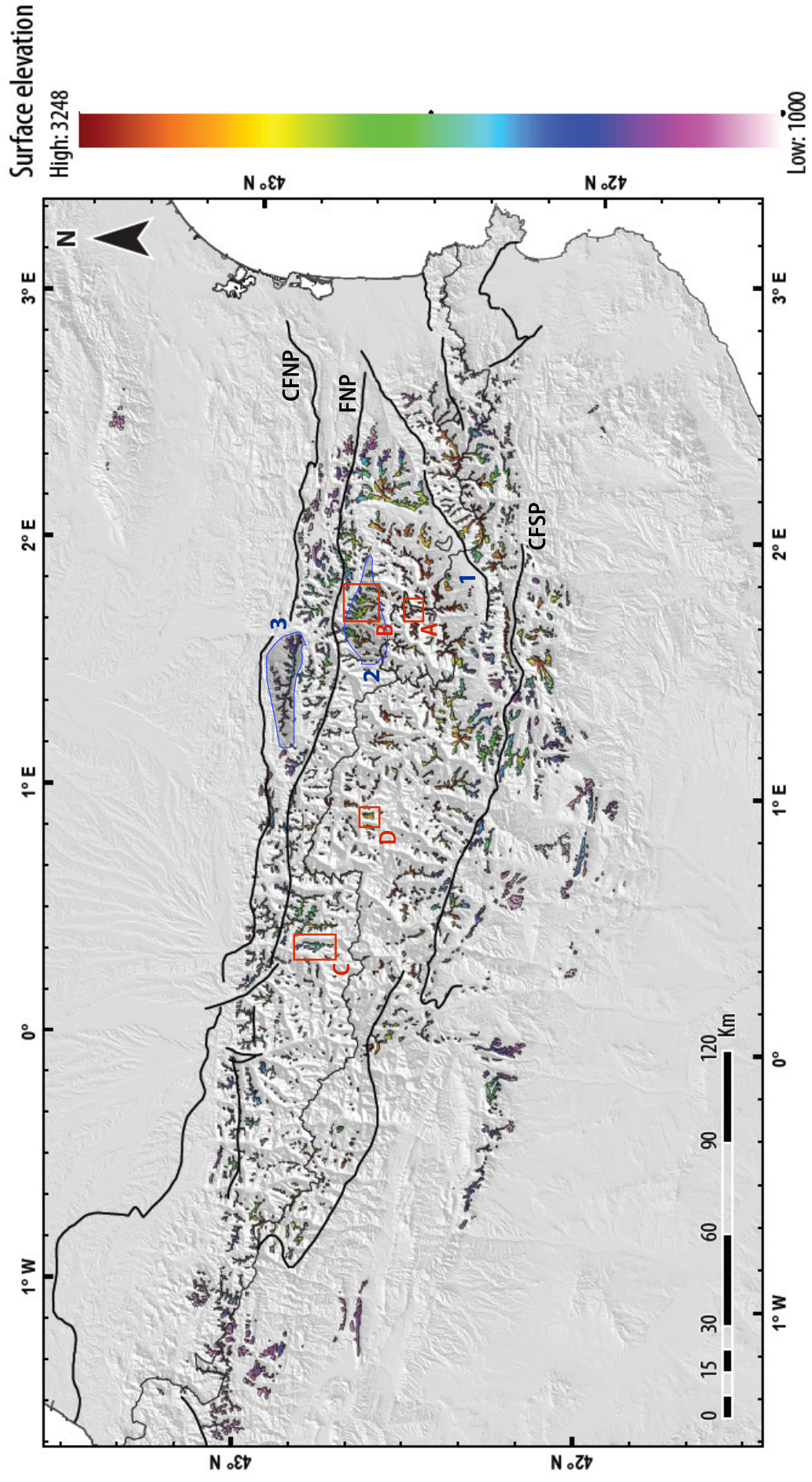


FIGURE 2.28: **Résultat de la cartographie semi-automatique des surfaces reliques d'altitude dans les Pyrénées. Un seuil de pente égal à 20,4° a été choisi en se basant sur la pente des surfaces reliques décrites dans la littérature. Les surfaces concaves, que l'on peut attribuer à l'érosion glaciaire, ont été écartées par la méthode.** Les cadres rouges montrent la localisation des photographies de la Figure 2.27. 1 : Graben de Cerdagne ; 2 : Massif de l'Aston ; 3 : Massif de l'Arize. CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, FNP : Faille Nord Pyrénéenne, CFSP : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen. Modifié d'après Bosch (2016).

L'étude de Bosch (2016) réalisée à l'échelle de la chaîne permet d'extraire une information de premier ordre. Il faut néanmoins garder à l'esprit le fait que ces travaux (interpolation et hypsométrie) à l'échelle des Pyrénées génèrent un lissage important des données, qui pourrait masquer l'existence de surfaces d'aplanissement de second ordre, de nombre et de taille réduite (*e.g.* pédiments et surfaces abaissées par des failles normales). L'idée d'une unique surface d'aplanissement formée dans les Pyrénées est par conséquent aujourd'hui encore débattue, en particulier dans les Pyrénées orientales ou certains auteurs argumentent l'existence de différents niveaux de surfaces étagés (Calvet, 1996; Calvet and Gunnell, 2008; Gunnell et al., 2009; Sartégou, 2017).

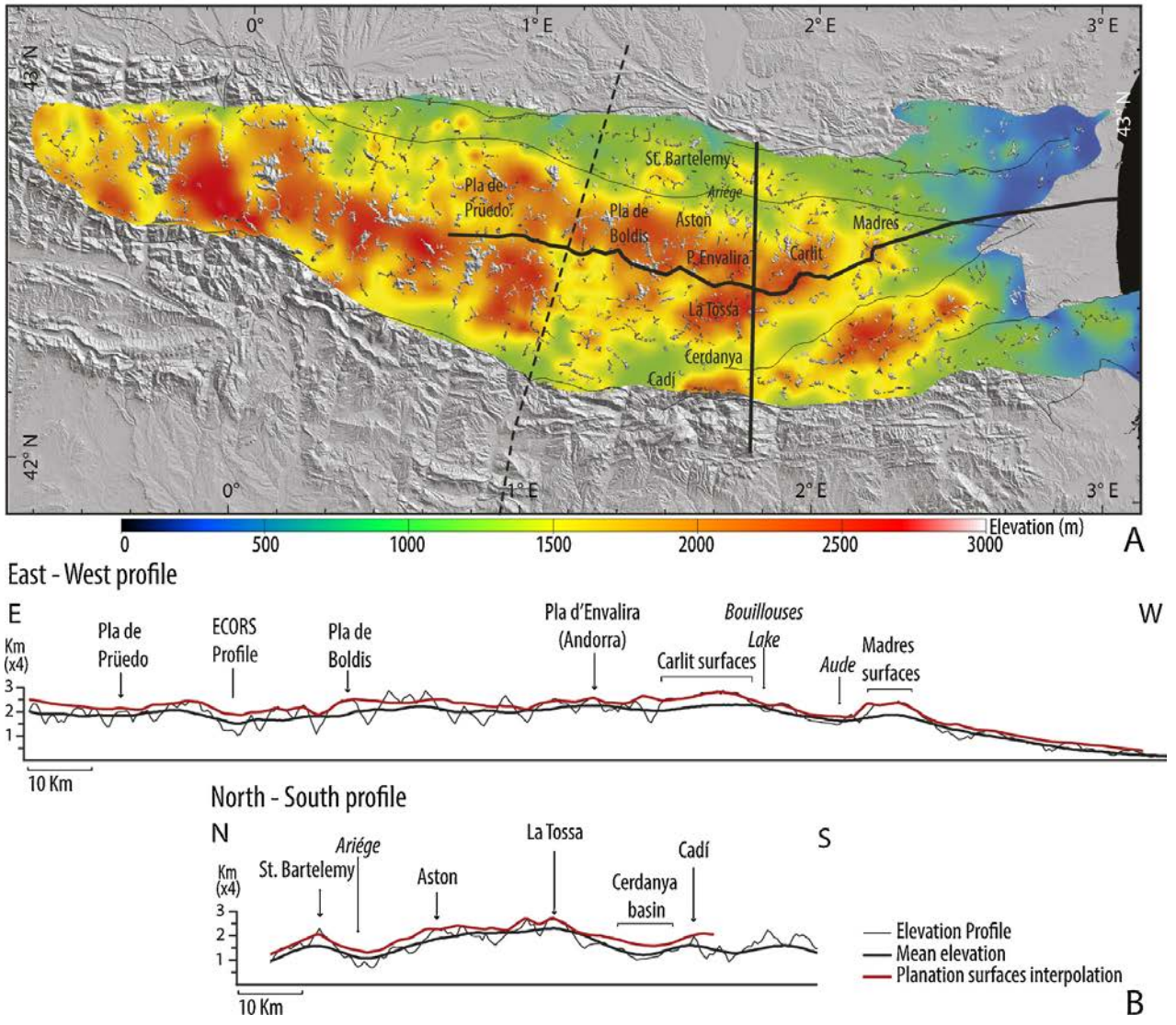


FIGURE 2.29: **Reconstruction de la surface d'aplanissement sommitale pyrénéenne par interpolation des données de la cartographie semi-automatique des surfaces reliques d'altitude. A) Résultat de l'interpolation superposé au MNT des Pyrénées. B) Profils topographiques E-W et N-S de la surface d'aplanissement reconstituée (rouge) superposée au profil topographique actuel (trait fin noir). La courbe d'altitude moyenne actuelle est donnée pour comparaison. La surface d'aplanissement ainsi reconstituée est une surface rugueuse, dont le relief local ne dépasse pas 300 m (Bosch et al., 2016a).**

2.2.2 Age de la surface d'aplanissement sommitale

La surface d'aplanissement sommitale des Pyrénées n'a, à ce jour, jamais été datée de manière directe. Des arguments de chronologie relative permettent néanmoins d'encadrer l'âge de cette surface. Les études de géomorphologie de terrain (*e.g.* Goron, 1931) ainsi que la cartographie numérique montrent de manière très claire que les surfaces reliques recoupent certaines grandes structures pyrénéennes (CFNP, FNP ; Fig. 2.28). La formation de la surface d'aplanissement sommitale pyrénéenne est donc intervenue après le fonctionnement de ces structures, c'est à dire au cours de la période tardi- à post-raccourcissement. Localement, les surfaces reliques sont scellées par des dépôts sédimentaires qui ont été datés au Miocène supérieur (Fig. 2.30). La surface d'aplanissement des Pyrénées a donc un âge au minimum miocène moyen - supérieur (Calvet, 1996; Babault et al., 2005a; Ortuño et al., 2013). La formation de la surface d'aplanissement sommitale des Pyrénées est donc intervenue entre l'Oligocène et le Miocène supérieur. Le Chapitre 5 de ce manuscrit présente les résultats d'une tentative de datation directe de la surface sommitale pyrénéenne par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur des oxydes de manganèse potassiques.

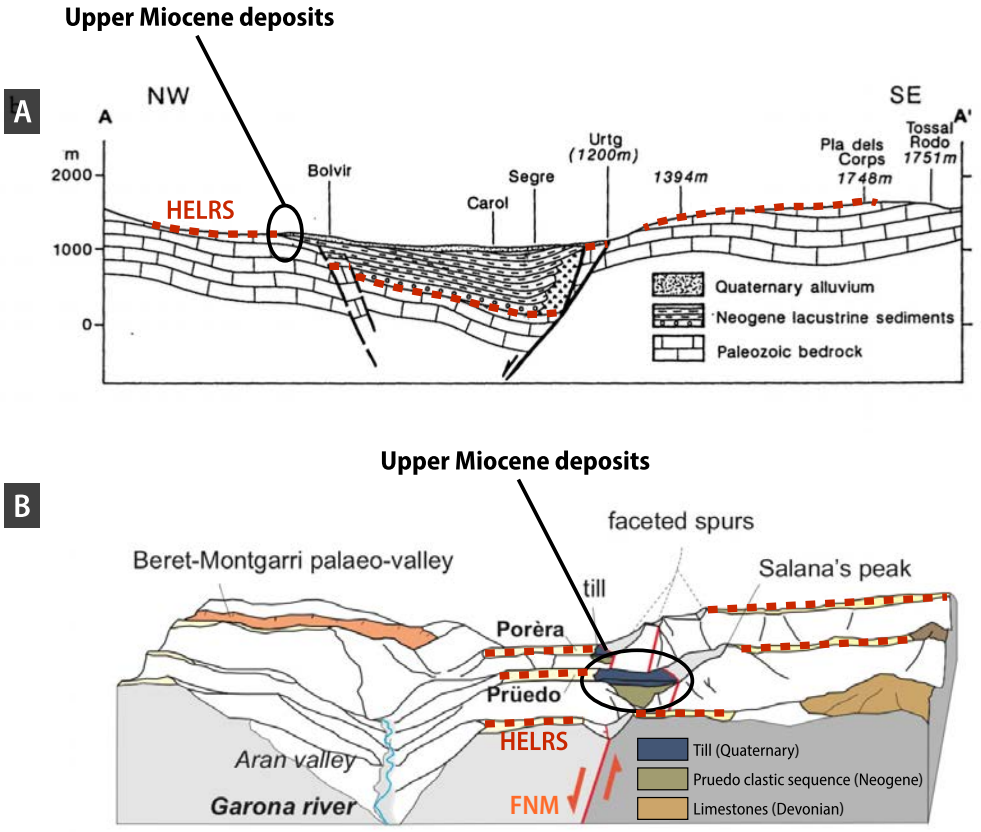


FIGURE 2.30: **Contraintes sédimentaires permettant d'attribuer un âge au minimum miocène moyen - supérieur à la surface d'aplanissement pyrénéenne. Les surfaces soulignées par les pointillés rouges et légendées "HELRS" (High Elevation, Low Relief Surfaces) correspondent à des reliques de la surface d'aplanissement pyrénéenne. A) Reliques de la surface d'aplanissement pyrénéenne décalées au niveau du graben de Cerdagne et recouvertes en discordance par des sédiments lacustres d'âge Miocène supérieur.** Tiré de Briais et al. (1990). **B) Reliques de la surface d'aplanissement pyrénéenne décalées de part et d'autre de la Faille nord-Maladeta. Une relique est recouverte en discordance par des sédiments d'âge Miocène supérieur au niveau du Bassin de Pruëdo.** FNM : Faille nord-Maladeta. Tiré de Ortuño et al. (2013).

2.2.2.1 Processus de formation de la surface d'aplanissement sommitale

Le mécanisme de formation de la surface d'aplanissement sommitale des Pyrénées fait l'objet d'un débat toujours en cours, dans lequel différents modèles ont été proposés.

Modèle de la pénéplaine soulevée

Conformément aux modèles classiques d'aplanissement en contexte orogénique (*Cf.* Chapitre1, Section 1.2.2.1), les surfaces pyrénéennes d'altitude ont été interprétées comme les reliques de pénéplaines formées au niveau de la mer ou à proximité. Elles ont ainsi été utilisées par de nombreux auteurs comme marqueurs d'un soulèvement d'environ 2 km sur les dix derniers millions d'années (Boissevain, 1934; De Sitter, 1952; Briais et al., 1990; Calvet, 1996; Calvet and Gunnell, 2008; Gunnell et al., 2008; Ortuño et al., 2013). Gunnell et al. (2008) ont relié ce soulèvement à l'effet thermique résultant d'un amincissement de la racine lithosphérique des Pyrénées orientales, en accord avec l'absence de racine crustale (*Cf.* Section 2.1.1.2) et le volcanisme Miocène supérieur observés dans cette région. Cet amincissement pourrait être la conséquence d'une érosion de la racine lithosphérique (la possibilité d'une rupture de slab est écartée du fait du manque d'évidences d'un tel phénomène). L'origine proposée pour l'érosion de cette racine lithosphérique est une combinaison de l'extension oligo-miocène méditerranéenne et d'un effet thermique résultant d'une remontée asthénosphérique en lien avec l'ouverture du domaine océanique algéro-provençal ou avec le plume du Massif central (Gunnell et al., 2008). Cependant, le modèle décrit ci-dessus considère que la surface d'aplanissement est cantonnée aux Pyrénées orientales. Bien qu'il envisage la possibilité d'un soulèvement dans les Pyrénées centrales, il ne permet pas d'expliquer l'existence des surfaces d'altitude dans les Pyrénées occidentales.

Modèle d'aplanissement en altitude

Les travaux de Babault et al. (2005a,b, 2007) ont démontré la possibilité de former une surface d'aplanissement en altitude (à son altitude actuelle $\pm$ 400 m dus au réajustement isostatique durant la période post-compressive) dans les Pyrénées, s'opposant ainsi à l'idée dominante selon laquelle les surfaces reliques pyrénéennes résultent d'un aplanissement au niveau de la mer suivi d'une reprise du soulèvement durant la période mio-pliocène. Ce modèle de pénéplanation en altitude est basé sur : (i) les lois d'érosion des rivières, (ii) des observations de terrain, et (iii) des travaux de modélisation analogique. Il met en avant la possibilité d'éroder un relief préexistant jusqu'à l'aplanir en altitude, du fait de la remontée du niveau de base global des rivières drainant la chaîne. L'origine proposée de cette remontée du niveau de base est l'accumulation des produits d'érosion de la chaîne dans le piémont (Fig. 2.31).

Dans le cas des Pyrénées, cette remontée du niveau de base est permise par l'accumulation des produits d'érosion de la chaîne dans les bassins d'avant-pays. Un tel stockage a été démontré dans l'ensemble bassin de l'Ebre - ZSP, qui était endoréique durant la majeure partie de la compression et pendant toute la première partie de la période post-compressive pyrénéenne (*Cf.* Section 2.1.1.1 ci-dessus). La possibilité d'un tel stockage a été remise en cause dans le bassin d'Aquitaine du fait de son caractère exoréique permanent. Les données de thermochronologie détritique récentes tendent toutefois à confirmer la possibilité d'une accumulation modérée suivie d'un export de sédiments dans le bassin d'Aquitaine (Mouthereau et al., 2014; Bosch, 2016).

Ainsi, la surface d'aplanissement sommitale des Pyrénées a pu se former à une altitude proche de l'altitude actuelle de ses reliques. La dissection ultérieure par les rivières et les glaciers de cette surface d'aplanissement et des sédiments accumulés dans les bassins d'avant-pays (notamment du fait de l'ouverture du bassin de l'Ebre vers la Méditerranée) a mené au paysage que l'on observe actuellement dans les Pyrénées (Fig. 2.32). Le rebond isostatique lié à cette phase d'érosion a probablement engendré un soulèvement de la chaîne estimé à *ca.* 400 m au maximum (Babault et al., 2005a; Bosch, 2016).

Ce modèle de formation en altitude de la surface sommitale pyrénéenne démontre qu'on ne peut pas nécessairement déduire une valeur de soulèvement à partir de l'altitude des surfaces reliques que l'on trouve dans les chaînes de montagnes. Cependant, la formation en altitude de la surface sommitale pyrénéenne n'invalide pas l'intervention d'un soulèvement durant la période post-compressive, à l'échelle locale ou régionale.

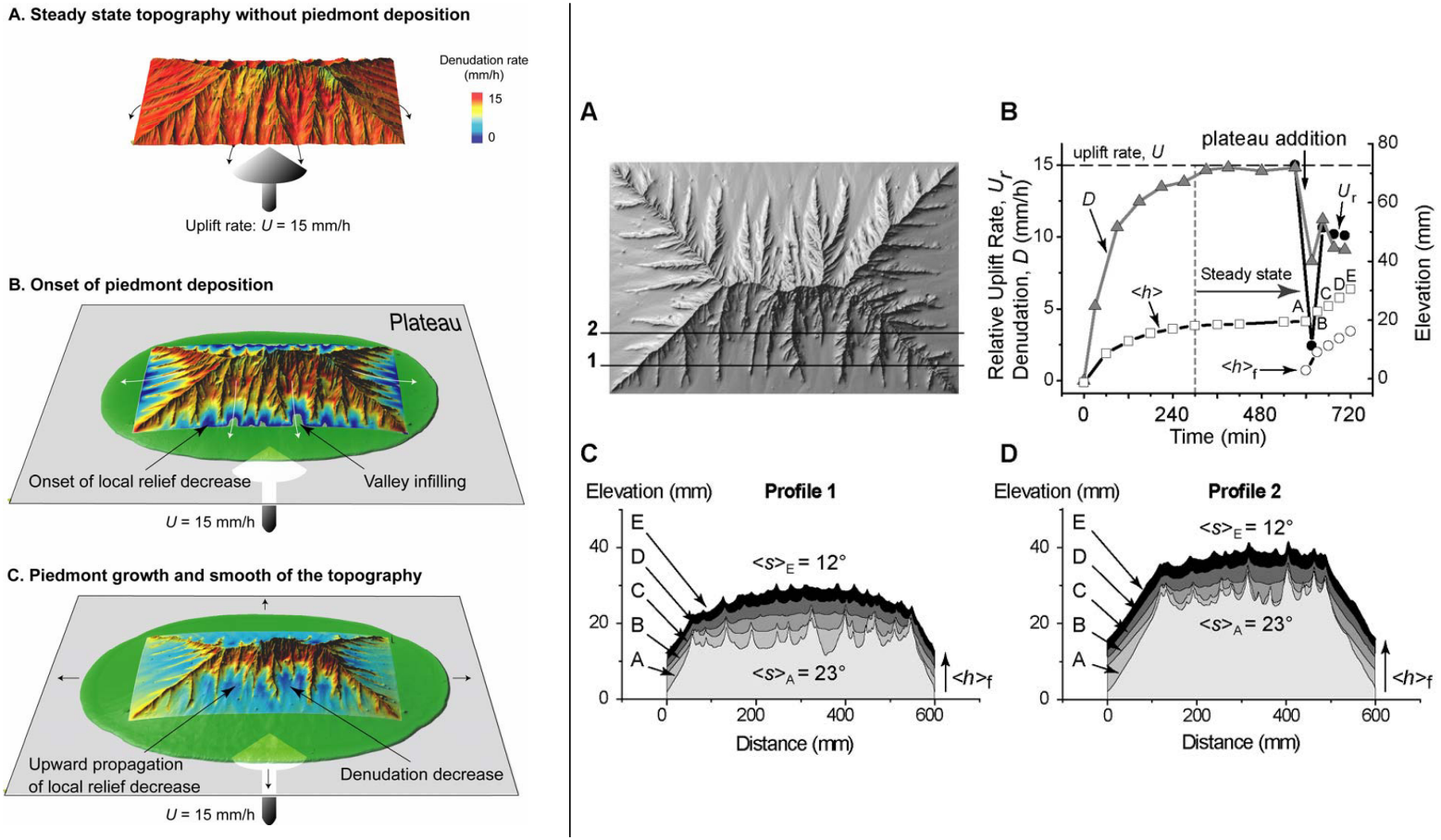


FIGURE 2.31: **Résultats de la modélisation analogique de l'effet de la sédimentation de piémont sur la dynamique de l'érosion dans une chaîne de montagne en soulèvement. 1 : (Panneau de gauche) Evolution du relief et des taux de dénudation suite à l'ajout d'un plateau recueillant les produits de l'érosion de l'orogène. Le soulèvement est continu et constant à chaque étape. Alors que les produits d'érosion s'accumulent dans le piémont, le relief de l'orogène est lissé et les taux de dénudation diminuent. 2 : A) (Panneau de droite) Caractéristiques morphométriques de l'orogène au cours de l'expérience (point D du graphe suivant). Evolution des taux de soulèvement et de dénudation au cours de l'expérience. Carrés : altitude moyenne (<h>) ; Cercles blancs : altitude moyenne du piémont (<h>$_f$) ; Triangles : taux de dénudation moyen (D) ; Cercles noirs : Taux de soulèvement relatif (U_r). C) et D) Profils topographiques à différents moments de l'expérience (localisation des profils : *Cf.* A). L'ajout d'un plateau est à l'origine d'une augmentation de l'altitude moyenne de la chaîne (inhibition de l'érosion), et d'une diminution du relief local, qui se propage depuis le piémont vers le cœur de la chaîne (comparer les profils 1 et 2).** Tiré de Babault et al. (2007).

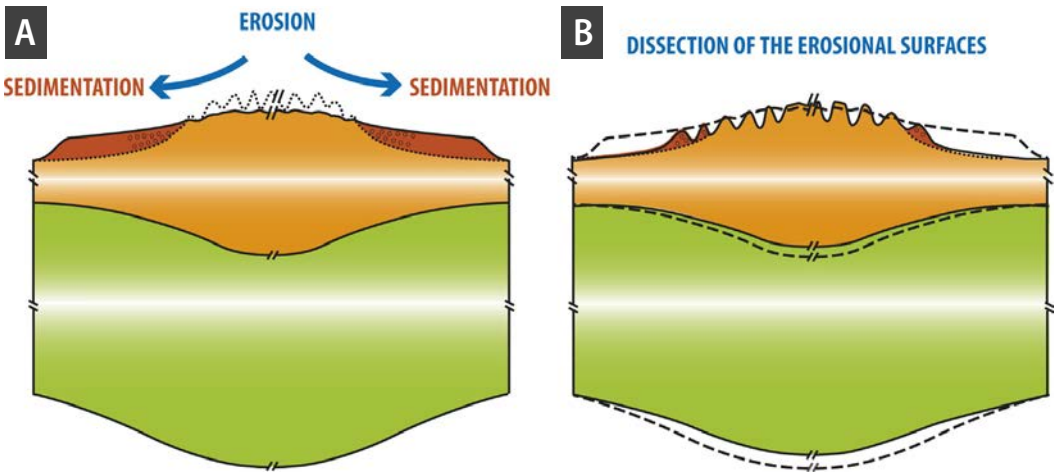


FIGURE 2.32: **Schéma conceptuel du modèle d'aplanissement en altitude. A) L'accumulation des sédiments détritiques dans les bassins d'avant-pays est à l'origine de la remontée du niveau de base des rivières, ce qui a pour effet de lisser la topographie. B) La dissection ultérieure de la surface d'aplanissement et des sédiments de l'avant-pays aboutit au paysage actuel dans lequel seules des reliques de la surface d'aplanissement sont préservées. Noter la préservation des racines crustale et lithosphérique sous la chaîne, contrairement au modèle de la pénéplaine soulevée qui induit leur disparition.** Tiré de Bosch (2016).

Modèle mixte (Variante du modèle d'aplanissement en altitude)

La limite principale du modèle d'aplanissement en altitude décrit ci-dessus est l'absence de preuves solides de l'accumulation d'une quantité de sédiments dans le bassin d'Aquitaine suffisante pour porter le niveau de base des rivières à une altitude semblable à celle constatée dans l'ensemble bassin de l'Ebre - ZSP. A partir d'une nouvelle étude morphométrique des surfaces reliques d'altitude dans les Pyrénées, Ortuño and Viaplana-Muzas (2018) ont proposé un nouveau modèle de formation de la surface d'aplanissement sommitale, fortement inspiré par le modèle d'aplanissement en altitude. Ces travaux confirment la bonne corrélation existant entre les surfaces reliques de la ZA et les dépôts de la ZSP dans les Pyrénées occidentales et centrales (Fig. 2.33 F-F'). L'analyse morphométrique de détail des surfaces reliques met également en évidence un décalage de la surface sommitale par des failles normales ayant joué au cours de la période post-raccourcissement (Fig. 2.33 D-D' et C-C' ; Ortuño et al., 2013; Ortuño and Viaplana-Muzas, 2018). Ortuño and Viaplana-Muzas (2018) ont utilisé les surfaces reliques pour quantifier le jeu de ces failles normales et reconstituer la paléo-pente moyenne des versants pyrénéens. La morphologie de la chaîne ainsi reconstituée montre une forte asymétrie, caractérisée par un flanc nord penté et peu étendu, et un flanc sud peu penté et très large (Fig. 2.33.D). Cette reconstruction est utilisée pour proposer un modèle d'aplanissement en altitude du paléo-versant méridional des Pyrénées, connecté au niveau de base défini par le sommet des sédiments synorogéniques de l'avant-pays sud pyrénéen (Ortuño and Viaplana-Muzas, 2018). La migration ultérieure de la ligne de partage des eaux pyrénéennes serait la conséquence du jeu des failles normales identifiées dans cette étude et dans des travaux antérieurs (Lacan and Ortuño, 2012; Ortuño et al.,

2013). Ce modèle est appuyé par les données de la sédimentologie, qui démontrent une position très septentrionale de la ligne de partage des eaux pyrénéenne à l'Eocène supérieur - Oligocène (Roigé et al., 2017).

Empreinte de l'érosion glaciaire

Les morphologies typiques de l'érosion glaciaire sont observées en de nombreux points des Pyrénées (Fig. 2.34). Les travaux de quantification de la dénudation glaciaire dans les Pyrénées ont montré une incision des fonds de vallées plus rapide que celle des zones de plateaux et de crêtes dans les Pyrénées orientales à l'échelle du dernier cycle glaciaire - interglaciaire (Delmas et al., 2008, 2011, 2012; Crest et al., 2017). La présence de glaciers à base froide au cours du Pléistocène dans les massifs internes des Pyrénées orientales caractérisés par des altitudes élevées est une cause probable de la préservation de ces zones de plateaux et crêtes (Crest et al., 2017). Ces observations vont à l'encontre de la « théorie de la scie circulaire » (Brozović et al., 1997; Mitchell and Montgomery, 2006, *Cf.* Introduction générale, Section 1.1.3.1) et invalident l'idée d'une origine glaciaire pour les surfaces d'altitude pyrénéennes. Néanmoins, certains plateaux pyrénéens montrent les indices d'une érosion glaciaire modérée (*e.g.* dans le Massif du Carlit ; Delmas et al., 2008; Crest, 2017), ce qui indique que les surfaces reliques ont pu être localement retravaillées par des glaciers à base tempérée.

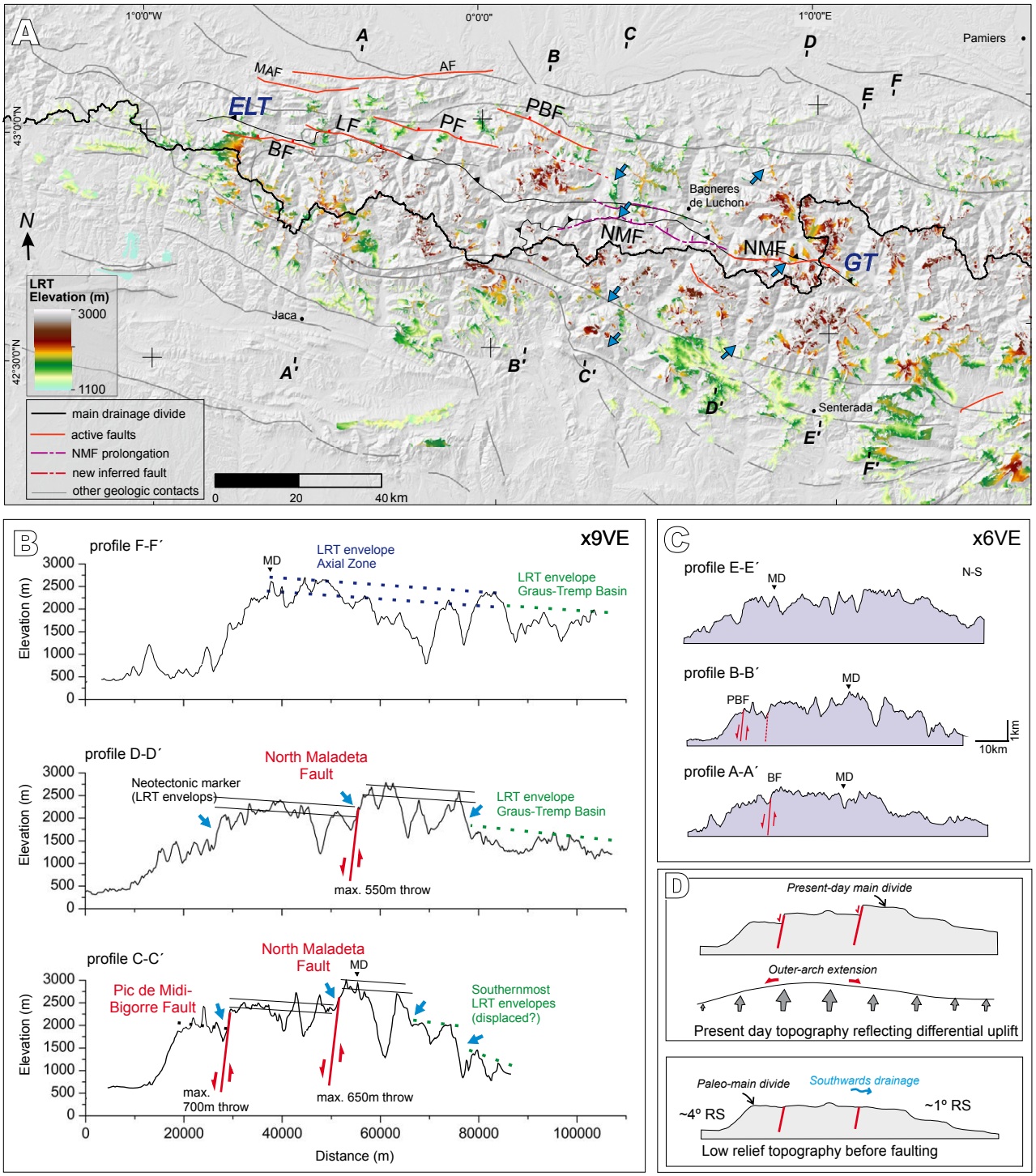


FIGURE 2.33: **Principaux arguments en faveur du modèle d'aplanissement en altitude par les rivières connectées à l'avant-pays sud pyrénéen et schémas conceptuels. A) Modèle Numérique de Terrain (résolution 60m) des Pyrénées centro-occidentales montrant la position des surfaces reliques d'altitude (LRT) et des principales structures tectoniques de la région. La position des profils topographiques présentés en (B) et (C) est également indiquée. B) Trois exemples de de profils topographiques approximativement N-S montrant la position des surfaces reliques d'altitude (LRT) et leur éventuel décalage par des failles normales (flèches bleues sur les profils D-D' et C-C'). x9VE : exagération verticale x9. C) Trois exemples de profils topographiques approximativement N-S présentés à un niveau de détail moins important que les profils présentés en (B). x6VE : exagération verticale x6. D) Schéma simplifié de la topographie actuelle des Pyrénées (profil N-S ; en haut) et restauration de la topographie antérieure au jeu des failles normales identifiées dans cet article (en bas). L'hypothèse d'un soulèvement régional est ici retenue. Les variations du soulèvement au travers de la chaîne sont indiquées par les flèches grises. La restauration indique une pente continue d'environ 1° sur le flanc sud de la chaîne, et une ligne de partage des eaux de la chaîne située beaucoup plus au nord que sa position actuelle.** AF : Faille de l'Adour ; BF : Faille de Bedous ; ELC : Chevauchement des Eaux-Chaudes-Lakhoura ; GT : Chevauchement de Gavarnie ; LF : Faille de Laruns ; MAF : Faille du Mail-Arrouy ; MD : position de la ligne de partage des eaux actuelle de la chaîne ; NMF : Faille nord-Maladeta ; PBF : Faille du Pic du Midi de Bigorre ; PF : Faille de Pierrefitte. Tiré de Ortuño and Viaplana-Muzas (2018).

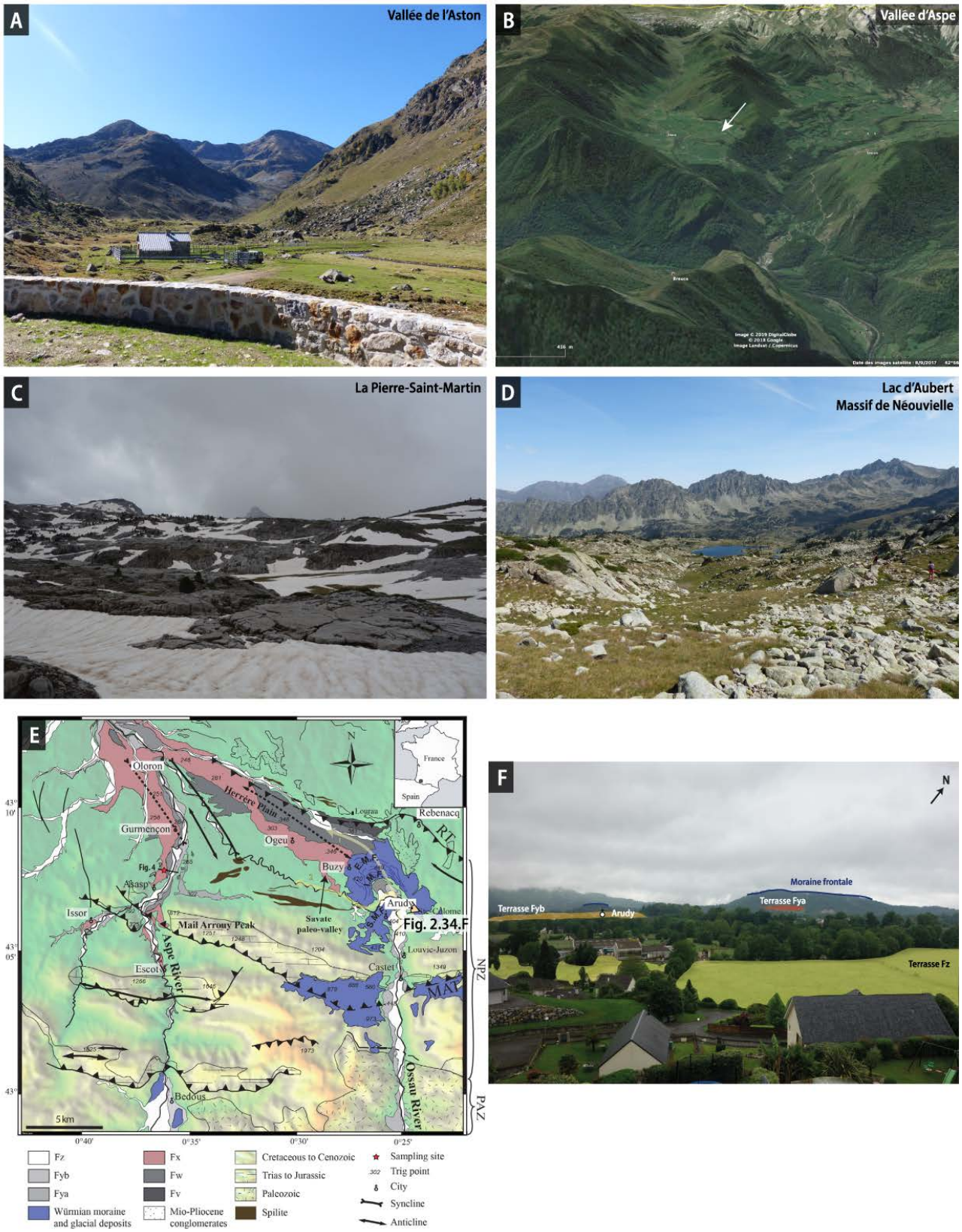


FIGURE 2.34: **Quelques exemples de morphologies glaciaires rencontrées dans les Pyrénées. A) Vallée glaciaire de l'Aston (Ariège, Occitanie). Noter la forme « en U » du fond de la vallée. B) Vallées glaciaire suspendue de Lhers (flèche blanche, Béarn, Pyrénées Atlantiques). C) Poli glaciaire de La-Pierre-Saint-Martin (Béarn, Pyrénées Atlantiques). D) Cirque et lac glaciaire dans le Massif de Néouvielle (Hautes-Pyrénées, Occitanie). E) Cartographie des dépôts quaternaires des vallées d'Aspe et d'Ossau (Béarn, Pyrénées Atlantiques). Noter l'existence de la moraine frontale du glacier würmien extrêmement bien préservée au Nord d'Arudy en Vallée d'Ossau. Le lieu où a été prise la photographie présentée en F est indiqué, au sud-est d'Arudy. F) Vue sur la moraine frontale du glacier würmien d'Arudy et sur les terrasses quaternaires environnantes.**

Chapitre 3

Objectifs de la thèse et méthodologie

Sommaire

3.1 Objectifs de la thèse 99

3.2 Méthodologie 99

3.1 Objectifs de la thèse

Cette thèse a pour objectifs :

- de contribuer à la caractérisation des surfaces de faible relief situées en altitude dans les Pyrénées en décrivant l'altération qui leur est associée,
- d'apporter de nouvelles contraintes sur l'âge de formation de la surface d'aplanissement sommitale des Pyrénées,
- de déterminer si la surface a été soulevée postérieurement à sa formation, quantifier ce soulèvement et en élucider la cause le cas échéant,
- de replacer l'histoire morphotectonique post-compressive des Pyrénées à l'échelle des plaques Eurasie et Afrique.

3.2 Méthodologie

Plusieurs **campagnes de terrain** ont été menées dans les Pyrénées pour cartographier et décrire l'altération associée aux reliques de la surface d'aplanissement pyrénéenne. Ces campagnes ont également été mises à profit pour échantillonner, au niveau de ces surfaces reliques, des oxydes de manganèse d'origine potentiellement supergène que l'on a **datés au laboratoire Géosciences Rennes par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$**. Ces échantillons ont été caractérisés aux laboratoires de l'Université de Namur, de l'Université Catholique de Louvain-la-Neuve et de Géosciences Rennes au moyen d'analyses en diffraction des rayons X (DRX) et d'analyses au microscope électronique à balayage (MEB) couplé à une sonde d'énergie dispersive (EDS).

Une analyse de la dissection de la surface d'aplanissement sommitale pyrénéenne a été réalisée sur la base d'**observations de terrain** couplées à des **mesures morphométriques** réalisées à l'aide du système d'information géographique ArcGIS. L'utilisation du logiciel GDM développé par le BRGM a permis la **reconstruction d'une paléotopographie** postérieure à la surface d'aplanissement pyrénéenne dans les Pyrénées occidentales. La mise en relation des niveaux d'incisions postérieurs à la surface d'aplanissement sommitale des Pyrénées avec les dépôts sédimentaires préservés dans l'avant-pays a permis d'apporter des contraintes temporelles à la dissection de la surface.

Les travaux portant sur la dissection de la surface d'aplanissement sommitale des Pyrénées ont également permis de mettre en évidence un soulèvement de la Zone axiale de la chaîne pyrénéenne durant la période post-compressive. L'analyse d'un jeu de données **InSAR** montrant un soulèvement

actuel conséquent du cœur de la chaîne pyrénéenne est venue appuyer nos conclusions. La **compilation des données** publiées démontrant un soulèvement de certains secteurs de la chaîne confirme également notre interprétation. Cette compilation a été étendue à l'échelle de l'Europe de l'ouest, ce qui a permis de mettre en évidence un relatif synchronisme des événements de soulèvement à cette échelle et d'en discuter les causes.

Chapitre 4

Caractérisation des altérites associées aux reliques de la surface d'aplanissement pyrénéenne

Les surfaces reliques pyrénéennes sont parfois associées à des altérites, dont la nature et l'âge n'ont jamais été approfondis dans la littérature (*e.g.* Crest, 2017; Monod et al., 2016). La description de ces altérites est un élément important de caractérisation des surfaces reliques pyrénéennes car : (i) ces altérites nous renseignent sur l'environnement de formation ou postérieur à la formation des surfaces d'aplanissement, et (ii) elles peuvent être datées par des méthodes directes (Chapitre 1, Section 1.4.2). Dans ce chapitre, nous présentons en introduction quelques points théoriques concernant la formation des altérites. Nous présentons ensuite les résultats de campagnes de cartographie des altérites dans les Pyrénées.

Sommaire

4.1 Résumé 103

4.2 Introduction : altérations de surface et de subsurface 104

4.2.1 Les altérations additives 105

4.2.2 Les altérations soustractives 105

4.2.2.1 Les profils d'altération soustractive 105

4.2.2.2 Processus impliqués dans l'altération soustractive 107

4.2.2.3 Facteurs contrôlant l'altération soustractive 108

4.3 Cartographie des indices d'altération dans les Pyrénées 112

4.3.1 Produits d'altération soustractive 114

4.3.1.1 Altérations soustractives développées sur les massifs plutoniques . . . 114

4.3.1.2 Altérations soustractives développées sur des roches sédimentaires ou métamorphiques para-dérivées 119

4.3.2 Produits d'altération additive 123

4.4 Age des altérations pyrénéennes 123

4.4.1 Des altérations ante-orogéniques 123

4.4.1.1 Sur les cratons bordant la zone des futures Pyrénées (Jurassique supérieur - Aptien) 123

4.4.1.2 Au sommet des blocs basculés des marges européenne et ibérique (Aptien - Albien inférieur) 123

4.4.1.3 Autres périodes d'altération envisageables 126

4.4.2 Des altérations tardi- à post-orogéniques 127

4.4.2.1 Comparaison de la position des altérites et des surfaces reliques d'altitude 127

4.4.2.2 Réflexions sur la position des profils dans la topographie actuelle . . . 131

4.4.3 Age minimal de l'altération soustractive dans les Pyrénées 133

4.1 Résumé

Ce chapitre présente une étude inédite des caractéristiques de nombreux affleurements d'altérites observés dans les Pyrénées (Zone axiale et Zone nord-pyrénéenne). La majorité des altérations sont de type soustractif et affectent des roches plutoniques ou métamorphiques orthodérivées. Ces profils d'altération sont caractérisés par des épaisseurs importantes de saprolite. Quelques altérations soustractives affectant des roches sédimentaires ou paradérivées ont également été observées et caractérisées en DRX dans la Zone nord-pyrénéenne. L'ensemble de ces indices d'altération a été cartographié à l'échelle de la chaîne des Pyrénées.

La plupart des indices d'altération sont observés au niveau des surfaces reliques d'altitude sommitales des pyrénéennes. Cette corrélation suggère l'existence d'un lien génétique entre la surface d'aplanissement sommitale des Pyrénées (celle décrite par Babault et al. (2005a); Bosch et al. (2016a); Ortuño and Viaplana-Muzas (2018), *Cf.* Chapitre 2 Section 2.2) et le développement des profils d'altération soustractive. L'existence d'altérations anté-compressives préservées dans les Pyrénées oblige néanmoins à considérer cette hypothèse avec prudence. La cartographie des altérites à l'échelle du massif granitique de Bordères-Louron montre que, à cette échelle, la corrélation surfaces - altérites est imparfaite, ce qui laisse un doute persister quant à l'âge de formation des profils d'altération. Plusieurs hypothèses impliquant (i) un âge anté-compressif, ou (ii) un âge post-compressif de l'altération dans ce massif sont discutées. L'hypothèse selon laquelle un profil d'altération s'est développé sous la surface d'aplanissement pyrénéenne durant la période post-compressive et a été secondairement décalé par des processus de glissement gravitaire sur les versants de la Vallée du Louron et/ou par le jeu de failles normales est favorisée sur la base des relations topographie - altération dans le Massif de Bordères-Louron. Afin d'apporter de nouvelles contraintes géologiques concernant l'âge des profils d'altération soustractive pyrénéens, le Chapitre 5 présente les résultats de la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ de minéralisations de manganèse impactées par des processus d'altération supergène.

4.2 Introduction : altérations de surface et de subsurface

On appelle altération (du latin « *alterare* » qui signifie « rendre autre », « changer ») l'ensemble des processus chimiques et physiques qui sont à l'origine de la transformation des roches de surface et de sub-surface. Un profil d'altération représente donc toute la tranche de roche altérée depuis la surface du sol jusqu'à la roche-mère saine. On distingue trois grands types d'altération : (i) l'altération physique (*e.g.* gélifraction, alternances de températures, microchocs éoliens) ; (ii) l'altération biologique (*e.g.* altération liée aux acides organiques des plantes, fracturation liée à la croissance des racines) et (iii) l'altération chimique.

Nous nous intéressons ici aux transformations liées à l'altération chimique supergène, qui peuvent résulter de l'addition ou de la soustraction de divers éléments chimiques à proximité de la surface, sous l'influence des eaux météoriques. En contexte continental, ce processus d'altération climatique (au sens de Tardy, 1993) est à distinguer de l'altération hydrothermale qui est induite par des fluides chauds circulant à des profondeurs pouvant atteindre plusieurs dizaines de kilomètres. On peut distinguer deux grands types d'altérations chimiques supergènes : (i) les **altérations soustractives**, caractérisées par un export de matière sous l'effet de l'hydrolyse, de la dissolution et du lessivage des éléments chimiques mobiles, et (ii) les **altérations additives**, caractérisées par un apport de matière lié à une sursaturation des éléments en solution (Fig. 4.1).

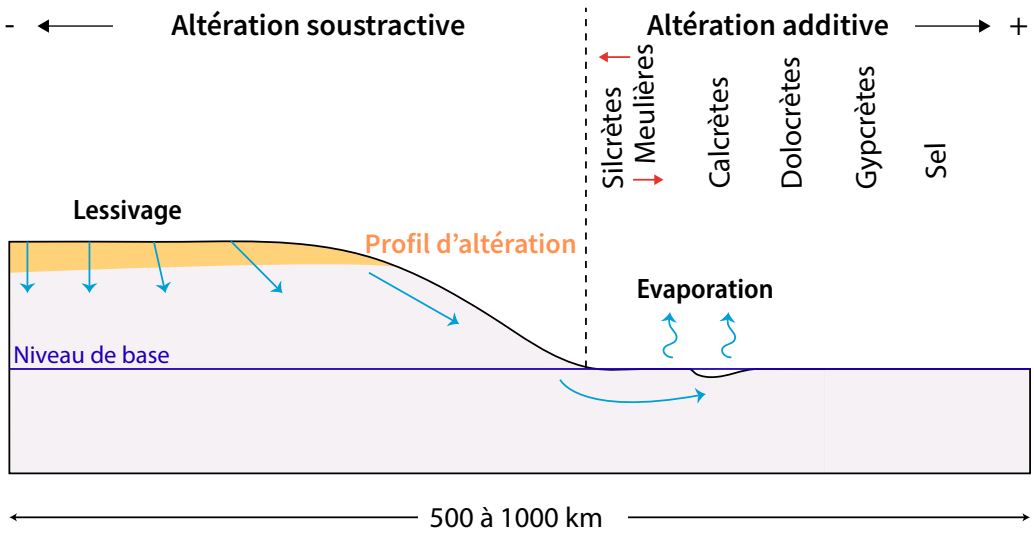


FIGURE 4.1: **Répartition des principaux types d'altération dans un paysage théorique.** Modifié d'après Wyns et al. (2003).

Ces différents types d'altération sont au premier ordre régis par les propriétés des roches (chimie initiale, texture, structure), la topographie, le climat, ainsi que le temps (*Cf.* Section 4.2.2.3 ci-dessous).

4.2.1 Les altérations additives

Elles correspondent à un apport net de matière par précipitation d'éléments chimiques en solution dans les eaux souterraines. Cette précipitation a lieu dans la zone vadose (espace entre la surface du sol et la surface de la nappe phréatique), lorsque la limite de saturation de l'eau vis-à-vis des minéraux environnants est franchie. Ceci est permis par l'évapotranspiration (évaporation à partir des surfaces d'eau libre, du sol, de la neige, de la glace et de la végétation), ce qui suppose que la nappe d'eau se trouve à faible profondeur (quelques dm à quelques m). Les altérations additives sont, par conséquent, favorisées par l'alternance de périodes humides et de périodes sèches. Les minéraux qui précipitent forment des cuirassements (ou « *duricrusts* » ; *e.g.* Huggett, 2011) au niveau du sol, d'où leur nom se terminant par le suffixe « -crète », dérivé de l'anglais « concrete » (béton). Selon les éléments chimiques majoritaires les constituant, on distingue parmi les cuirassements formés par altération additive : (i) les silcrètes, riches en silice ; (ii) les calcrètes, riches en carbonates de calcium ; (iii) les dolocrètes, riches en carbonates de magnésium, et (iv) les gypcrètes, riches en gypse (Huggett, 2011). Les altérations additives se forment généralement dans les dépressions de la topographie (Fig. 4.1).

4.2.2 Les altérations soustractives

Les altérations soustractives sont caractérisées par un export net de matière, sous l'effet du lessivage d'éléments chimiques constituant la roche-mère par les fluides météoriques. Elles se développent au niveau de reliefs positifs (Fig. 4.1). L'altération progresse le long du trajet des fluides, du haut vers le bas (altération « *per descensum* »).

4.2.2.1 Les profils d'altération soustractive

L'ensemble des matériaux altérés situés au-dessus de la roche-mère saine est appelé « manteau d'altération » ou « régolithe ». Lorsqu'il est formé de la superposition de différents horizons, on parle de profil d'altération (Fig. 4.2).

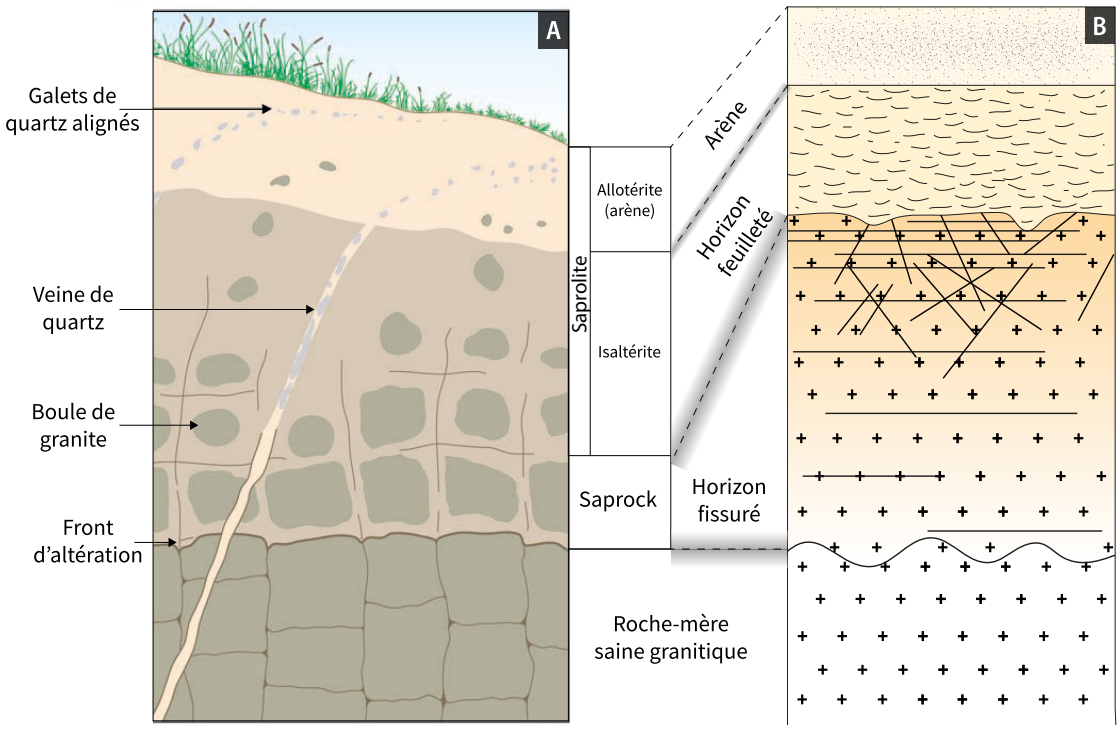


FIGURE 4.2: **Organisation des profils d'altération soustractive développés sur des roches granitiques. A) Vision classique d'un profil d'altération soustractive développé sur une roche-mère granitique. Modifié d'après Huggett (2011). B) Représentation théorique d'un profil d'altération soustractive développé sur une roche-mère granitique contenant des minéraux gonflants (biotite, muscovite).** Modifié d'après Wyns dans Monod et al. (2016).

Les horizons des profils d'altération soustractive traduisent différents stades d'altération, de moins en moins avancés lorsque l'on se rapproche de la roche-mère. Au sein des profils d'altération développés sur des granitoïdes, qui nous intéresseront particulièrement dans le Chapitre 4 de ce manuscrit, on distingue classiquement trois horizons de roches altérées (de bas en haut) :

- Au contact de la roche-mère, juste au-dessus du front d'altération, on trouve un horizon de roches peu altérées et encore bien cohérentes, qui conserve la structure de la roche saine (Fig. 4.2). La terminologie varie selon les auteurs. Le terme de « ***saprock*** » est utilisé pour désigner de manière générale cet horizon dans lequel coexistent des minéraux partiellement altérés et des minéraux primaires (*e.g.* Taylor et al., 2001). Dans certains cas, le saprock est caractérisé par un réseau de fissures (majoritairement horizontales) dont la densité et l'interconnexion augmentent du bas vers le haut (Fig. 4.2.B). On peut alors alors parler d' « ***horizon fissuré*** » (Wyns et al., 2003). La percolation des fluides responsables de l'altération est facilitée par l'existence de fractures dans la roche, et le niveau d'altération des minéraux primaires varie donc en fonction de leur distance aux fissures. Il en résulte une structure en boules caractéristique (Fig. 4.2.A).

- Au-dessus du saprock, on trouve un premier horizon de saprolite (du grec, « *sapros* », qui signifie « pourri », « décomposé ») formé de roches meubles dans lesquelles la structure de la

roche-mère est conservée : on parle d'***isaltérite***. Dans les profils où se développent des joints horizontaux, la densité de ces joints augmente vers le haut, ce qui permet de distinguer un « ***horizon feuilleté*** » dans lequel les joints très rapprochés définissent un feuilletage (Fig. 4.2.B).

- Dans la partie supérieure du profil, on observe un second horizon de saprolite dans lequel la structure de la roche parente est perdue : l'allotérite, zone mobile ou arène (du grec « *arena* », sable). La roche est alors meuble, de texture sableuse ou graveleuse. Des boules résiduelles de roches inaltérées peuvent être observées dans les horizons de saprolite (Fig. 4.2.A).

L'épaisseur de chacun des horizons d'altération est fonction de la nature de la roche-mère, et de l'environnement dans lequel elle se trouve (Huggett, 2011). Dans les environnements où l'altération est limitante, le transport des éléments est plus rapide que les processus d'altération. L'épaisseur du profil d'altération est alors très réduite. Dans les environnements où le transport est limitant, la vitesse de l'altération est supérieure à celle du transport des éléments. L'épaisseur du profil d'altération est alors importante.

4.2.2.2 Processus impliqués dans l'altération soustractive

La principale réaction impliquée dans l'altération est l'hydrolyse, qui peut complètement dissocier ou fortement modifier les minéraux primaires de la roche-mère. Cette réaction chimique intervient entre les molécules d'eau (divisées en ions H^+ et OH^-) et les molécules constituant les minéraux silicatés des roches. Les ions H^+ remplacent les cations métalliques dans les réseaux cristallins (K^+, Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}). Les cations ainsi expulsés passent en solution. Ainsi, l'hydrolyse des minéraux primaires permet l'évacuation des éléments mobiles ainsi que la concentration sur place des éléments immobiles ou peu mobiles (Al^{3+}, Fe^{3+}, Si^{4+}). L'importance de l'altération dans les roches silicatées est donc fonction de la nature des minéraux primaires qui les composent (Fig. 4.3).

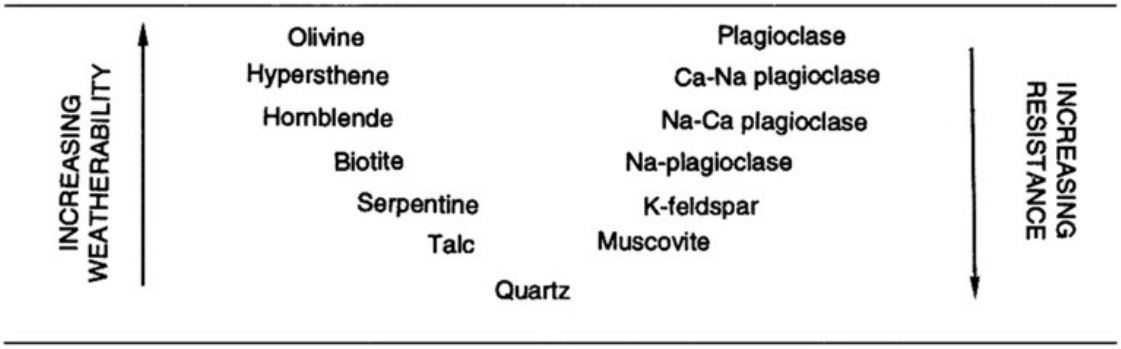


FIGURE 4.3: **Echelle de sensibilité à l'altération des minéraux silicatés.** Tiré de Wyns (2017), d'après Goldich (1938).

Les minéraux néoformés par hydrolyse de minéraux silicatés sont principalement des argiles et des oxydes ou hydroxydes. Les argiles sont des phases transitoires, en équilibre avec la composition de l'eau environnante et les conditions physiques du milieu. Lorsque l'altération progresse, alors que l'eau s'appauvrit en cations dissous, les argiles sont progressivement transformées. La Fig. 4.4 montre les séquences d'altération des principaux minéraux des roches de type granitoïdes. On observe donc dans les profils d'altération intégralement préservés une zonation verticale au sein de la saprolite où la teneur en kaolinite - gibbsite augmente de la base vers le haut. La saprolite contient également des grains de goethite (FeO(OH)) et d'hématite (Fe_20_3), provenant de l'oxydation du fer issu des sulfures et des minéraux ferro-magnésiens de la roche-mère.

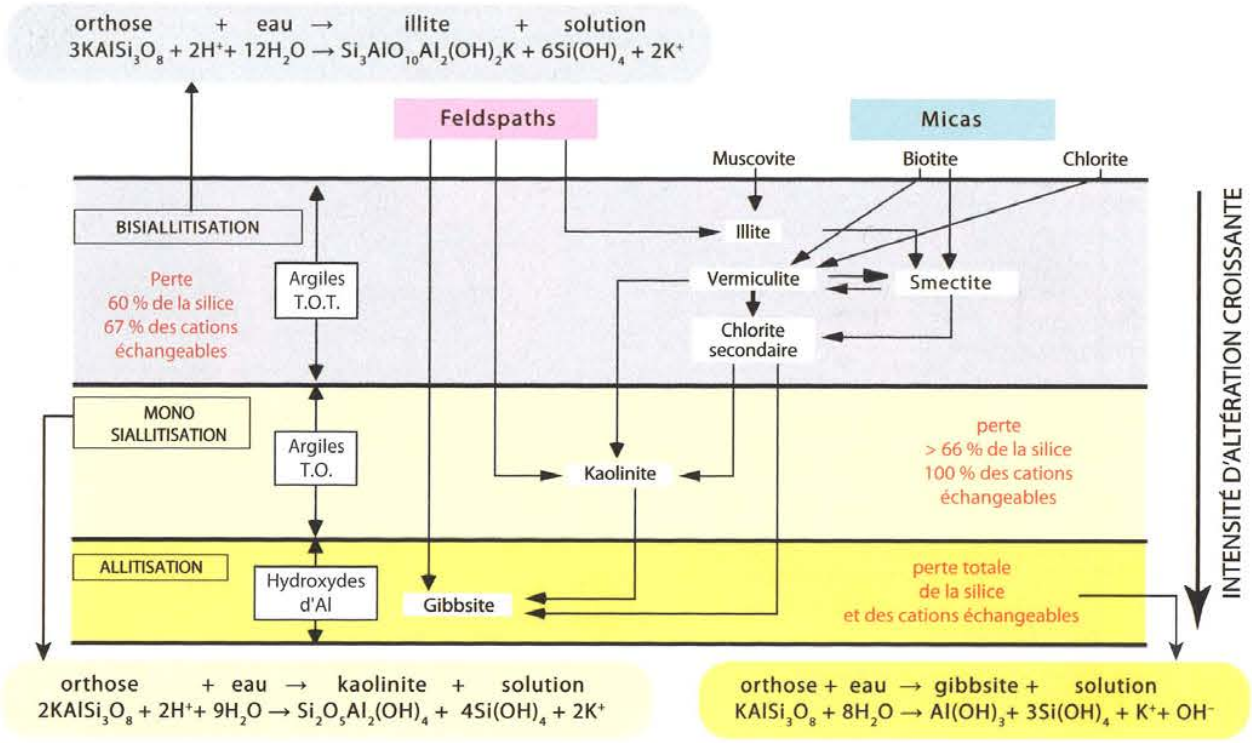


FIGURE 4.4: **Séquences d'altération des principaux minéraux d'une roches de type granitoïde. L'intensité de l'altération est croissante du haut vers le bas de la figure.** Argiles T.O.T : argiles constituées de deux feuillets tétraédriques (T) encadrant une couche octaédrique (O) ; Argiles TO : argiles constituées d'un feuillet tétraédrique surplombant une couche octaédrique. Tiré de Mémo visuel de géologie 2013.

4.2.2.3 Facteurs contrôlant l'altération soustractive

Minéralogie, texture et structure de la roche-mère

Les processus décrits dans le paragraphe précédent montrent la relation immédiate qui existe entre la minéralogie de la roche-mère et l'altération. Ainsi, plus une roche est riche en minéraux silicatés sensibles à l'altération, plus son altération sera rapide et poussée (toutes choses égales par ailleurs). Une roche constituée de différents minéraux soumise à l'altération montre une altération différentielle. Ainsi, dans le cas d'un granite les feldspaths plagioclases et la biotite sont les premiers altérés, alors

que les feldspaths potassiques ne sont altérés que dans les stades les plus poussés et le quartz est préservé dans les stades ultimes (Fig. 4.3). Il existe également une relation entre texture de la roche-mère et altération. Lorsqu'elles sont poreuses, les roches à grains fins sont plus sensibles à l'altération du fait de leur plus grande surface par unité de volume (*e.g.* roches volcaniques Pope, 2013). Dans le cas de roches peu poreuses, ce sont au contraire les roches à gros grains qui sont les plus sensibles à l'altération. Cette observation peut être expliquée par la présence de minéraux dits "gonflants" (phyllites et minéraux ferro-magnésiens Wyns, 2017), dont le volume augmente au cours de l'altération. Selon le modèle de Wyns et al. (2003) et Lachassagne et al. (2011), les contraintes générées par le gonflement de ces minéraux sont responsables d'une fracturation de la roche-mère, qui favorise l'altération. Cette remarque nous emmène à considérer l'importance de la structure de la roche-mère (fissuration, foliation ou litage), qui contrôle la possibilité de percolation et de circulation des fluides, et favorise donc l'altération. Finalement, la sensibilité à l'altération est contrôlée par une combinaison de facteurs propres à chaque roche-mère qui expliquent la relative complexité de la formation des profils d'altération. Par exemple, l'altération d'une roche-mère formée de minéraux de grande taille peut être très poussée si cette roche-mère est initialement intensément fracturée.

Le relief

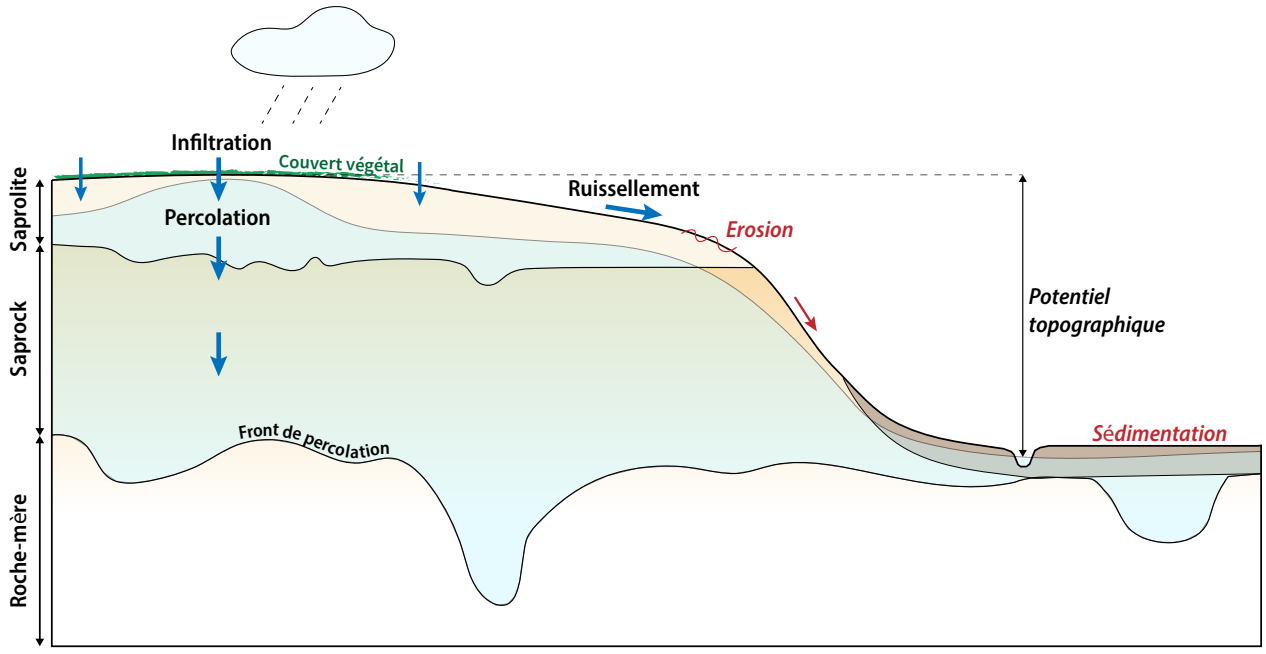


FIGURE 4.5: **Contrôles exercés par le relief sur la formation d'un profil d'altération soustractive.** Adapté de Wyns (2002).

Le relief exerce également un contrôle majeur sur les possibilités de percolation et d'évacuation des fluides dans la colonne de roche. L'infiltration des eaux météoriques est indispensable pour permettre l'altération. Elle est possible lorsque la pente moyenne du sol est suffisamment faible pour autoriser l'infiltration (Fig. 4.5). Une pente trop élevée favorise le ruissellement, qui provoque une érosion mécanique de la surface. Un profil d'altération se développera donc favorablement en dessous d'une surface plane ou de faible pente. Les modalités de l'altération soustractive décrites dans ce qui précède induisent une géométrie subhorizontale du front d'altération. Les surfaces qui séparent les différents horizons d'altération sont donc subparallèles à la surface d'infiltration (Fig. 4.5). A l'échelle locale, le basculement de l'ensemble des horizons d'un profil d'altération peut donc être un argument d'ancienneté par rapport à un profil d'altération subhorizontal. Il faut néanmoins noter que le front d'altération ainsi que les surfaces séparant les horizons d'altération peuvent présenter des irrégularités liées à la minéralogie, la texture et la structure des roches soumises à l'altération.

La composition des solutions au contact des minéraux est un paramètre de contrôle majeur de l'altération. Un drainage efficace est donc nécessaire afin de permettre un renouvellement de ces solutions pour que l'altération puisse se poursuivre. Les conditions de drainage interne des versants sont régies par (i) la perméabilité des roches, et (ii) la vitesse de circulation des fluides. Ce dernier paramètre est au premier ordre contrôlé par le potentiel topographique, qui correspond à la différence entre l'altitude de la surface sommitale du profil et celle du niveau de base (Fig. 4.5). Un soulèvement lent du profil d'altération (*" doming "*) permet donc d'entretenir le potentiel topographique et favorise l'altération Wyns et al. (2003). Notons tout de même que Migoń (2013) souligne la possibilité de former des profils d'altération soustractive au niveau de pentes relativement élevées si l'ensemble des autres paramètres favorisant l'altération sont réunis.

La végétation

La présence d'un couvert végétal est également un facteur qui favorise l'altération. Elle est en particulier responsable d'une fracturation de la roche-mère (effet des racines), qui favorise l'altération en favorisant la percolation des eaux météoriques au sein des profils d'altération et en augmentant la surface de contact entre les minéraux et les solutions environnantes (Tardy, 1993). La végétation a également pour effet d'acidifier la portion supérieure des profils d'altération, ce qui favorise les réactions d'hydrolyse (Tardy, 1993). Enfin, la présence d'un couvert végétal limite l'érosion et favorise donc le maintien des profils d'altération (Migoń, 2013).

Le climat

Les effets du climat sur le développement des profils d'altération soustractive sont controversés. Les travaux anciens ainsi que de nombreux travaux récents portant sur l'altération font du climat le facteur de contrôle dominant de l'altération (Strakhov, 1967; Pedro, 1968). Dans la conception de Strakhov (1967), la minéralogie des minéraux néoformés ainsi que l'épaisseur des différents horizons du profil d'altération varient en fonction de la latitude (Fig. 4.6).

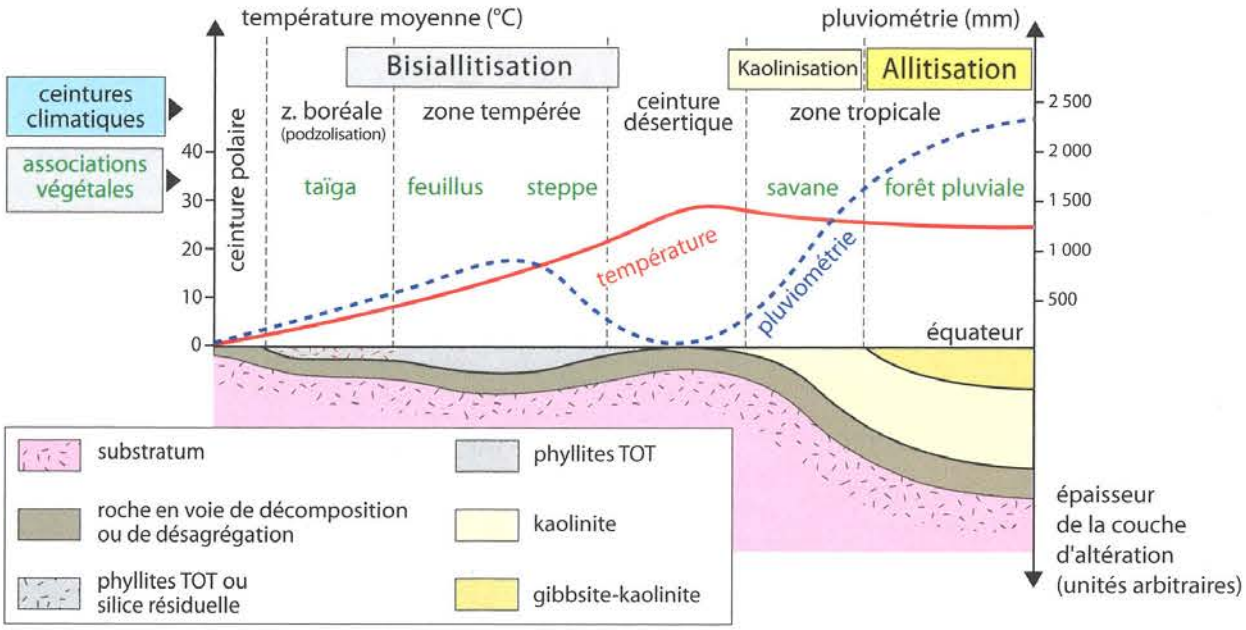


FIGURE 4.6: **Répartition latitudinale des types d'altération. Les températures et pluviométries moyennes annuelles sont indiquées.** D'après Strakhov (1967) puis Pedro (1968), tiré de Mémo visuel de géologie 2013.

Selon la latitude, les conditions climatiques (température et pluviométrie) autorisent une hydrolyse plus ou moins complète des minéraux silicatés. Une hydrolyse complète (allitisation) produit la gibbsite. Une hydrolyse partielle produit la kaolinite (argile TO, monosiallitisation ; Fig. 4.4) ou la smectite/vermiculite (argiles TOT, bisiallitisation ; Fig. 4.4). Dans cette vision climatique de l'altération, la gibbsite et la kaolinite sont caractéristiques de la zone intertropicale, alors que la smectite et la vermiculite sont typiques des régions tempérées. L'épaisseur des profils d'altération soustractive est maximale dans la zone intertropicale, minimale dans les régions désertiques (ceinture désertique et ceinture polaire) et intermédiaire dans les régions tempérées (Fig. 4.6 ; Strakhov, 1967).

De nombreuses nuances ont été apportées à cette vision climatique de l'altération au cours des 30 dernières années. Tout d'abord, l'altération des minéraux est un processus progressif (*e.g.* séquence d'altération de la biotite présentée dans le paragraphe précédent). L'allitisation est ainsi nécessairement précédée de la monosiallitisation et de la bisiallitisation. La progression de l'altération *per descensum* est par conséquent à l'origine de la formation de profils d'altération verticaux caractérisés par la superposition d'horizons formés d'argiles de plus en plus évoluées de bas en haut (Tardy, 1993).

L'épaisseur des horizons d'altération dans les profils est bien sûr contrôlée par la température, qui régit la cinétique des réactions chimiques. Les précipitations et l'évaporation exercent également un contrôle indirect sur la composition chimique des eaux percolantes, et donc sur les processus d'hydrolyse (Tardy, 1993). Le climat est, en outre, un facteur de contrôle majeur du développement de la végétation au sommet des profils d'altération. Néanmoins, il ne faut pas négliger l'effet de la lithologie et de la topographie qui conditionnent l'efficacité du drainage, et donc la vitesse d'enfoncement du front d'altération. Ainsi, le modèle climatique de Strakhov (1967) ne permet pas de rendre compte seul de la distribution des types d'altération autour du globe et doit être nuancé par les effets du relief local (Wyns et al., 2003; Pope, 2013; Wyns, 2017).

4.3 Cartographie des indices d'altération dans les Pyrénées : étude de terrain

Au cours de ce travail, des altérites ont été observées en différents points des Pyrénées. La majorité des altérites observées résultent de processus d'altération soustractive. Afin de synthétiser nos observations, nous présentons une carte des indices d'altération observés dans les Pyrénées (Fig. 4.7). Il faut noter que cette carte est incomplète, puisque nous n'avons pas eu l'occasion de visiter la totalité des vallées pyrénéennes. Les secteurs étudiés dans lesquels nous n'avons pas noté d'indices d'altération majeure sont donc également indiqués. La Zone sud-pyrénéenne n'a pas été étudiée dans le cadre de ce travail. De même, les processus karstiques n'ont pas été étudiés au cours de cette thèse, mais font l'objet d'une littérature relativement abondante (se référer à Sartégou, 2017, pour une synthèse de ces travaux).

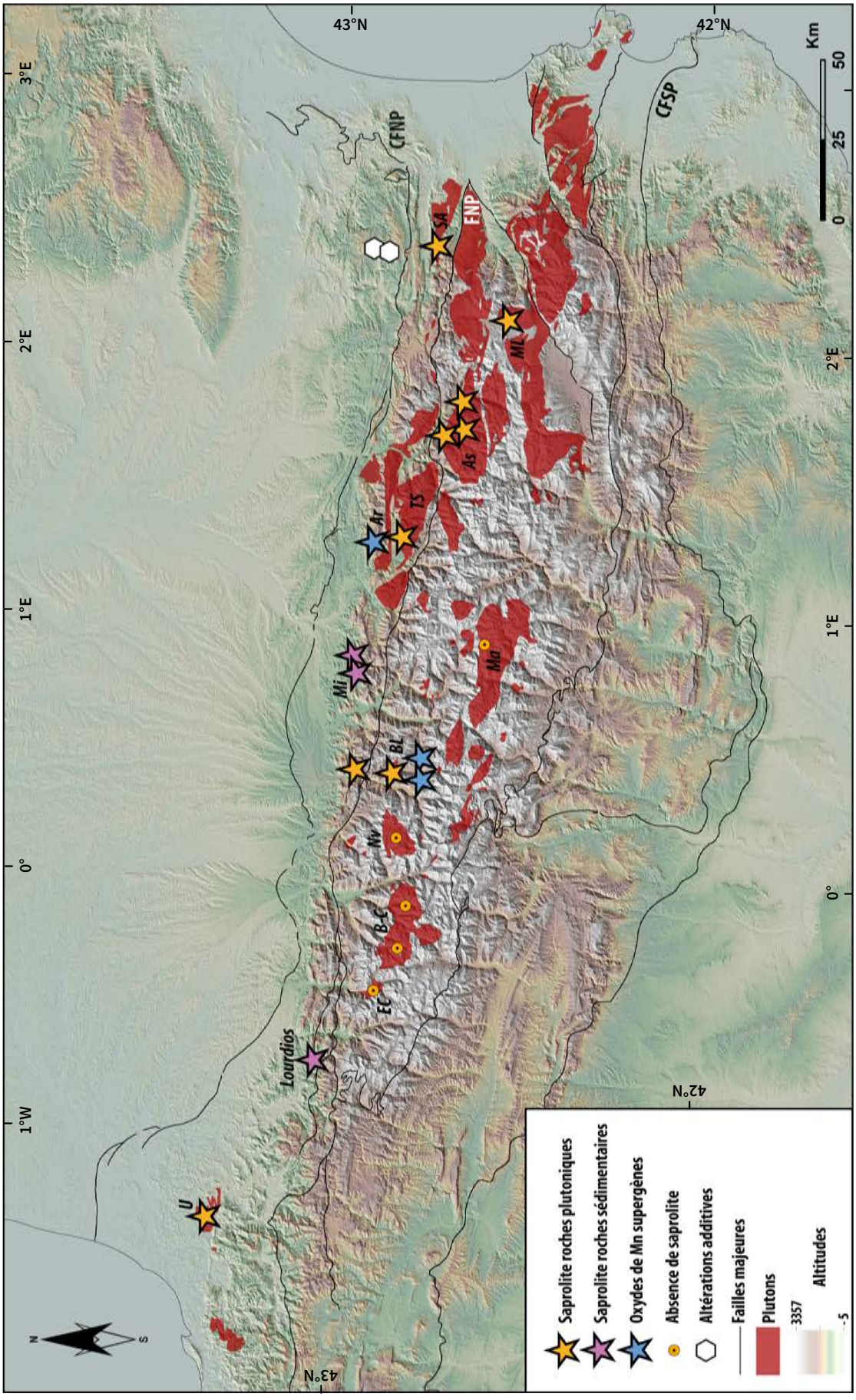


FIGURE 4.7: **Cartographie des indices d'altération observés dans les Pyrénées dans le cadre de nos travaux.** *En italique sont donnés les noms des massifs pyrénéens. U : Ursuya, EC : Eaux-Chaudes, B-C : Balaïtous-Cauterets, Nv : Néouvielle, BL : Bordères-Louron, Mi : Milhas, Ma : Maladeta, Ar : Arize, TS : Trois-Seigneurs, As : Aston, ML : Mont-Louis, SA : Saint-Arnac.* CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, FNP : Faille Nord Pyrénéenne, CFSP Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen.

4.3.1 Produits d'altération soustractive

Des profils d'altération soustractive, partiellement ou complètement préservés, ont été observés au sein de la Zone axiale et de la Zone nord-pyrénéenne. Dans la préparation de nos missions de terrain, nous avons ciblé principalement les massifs de roches plutoniques et de roches métamorphiques ortho-dérivées (appelés « massifs plutoniques » dans ce qui suit), pour lesquels l'altération soustractive est particulièrement efficace du fait de leur composition minéralogique. De rares occurrences de produits d'altération soustractive développés à partir de roches-mères d'origine sédimentaire ou métamorphique para-dérivée ont également été observées.

4.3.1.1 Altérations soustractives développées sur les massifs plutoniques

De nombreux affleurements de saprolite de roches plutoniques dans les Pyrénées

L'existence d'altérites sur les massifs plutoniques pyrénéens est relativement peu connue. Dans la littérature pyrénéenne récente, seuls de rares auteurs en font mention (Monod et al., 2016; Crest, 2017). Ces descriptions concernent en grande majorité des massifs situés dans les Pyrénées orientales, ainsi qu'un massif des Pyrénées centrales (Massif de Bordères-Louron). Nos travaux permettent de compléter ces observations et montrent que des profils d'altération soustractive peuvent être observés dans les Pyrénées orientales, la moitié septentrionale des Pyrénées centrales et le Pays Basque français (Fig. 4.7). Dans chacun de ces trois secteurs, les horizons saprolitiques sont bien développés (Fig. 4.8).

Les caractéristiques principales des produits d'altération soustractive sont retrouvées dans les saprolites de roches plutoniques pyrénéennes. Dans la plupart des cas, elles présentent les teintes caractéristiques des roches altérées, rouges ou ocres, qui révèlent la présence d'oxydes de fer (Fig. 4.8). Dans certains cas, des boules de roche-mère sont préservées au sein de la saprolite (Fig. 4.8.C, D). Les teneurs en argiles varient selon les affleurements. Certains affleurements montrent des isaltérites, dans lesquelles les structures de la roche-mère sont préservées (Fig. 4.8.B, F). De nombreux affleurements d'arène ont également été observés (Fig. 4.8.C, D, E).

L'épaisseur des horizons saprolitiques varie selon le secteur. Elle atteint *ca.* 200 m (épaisseur apparente) dans le cas du Massif de Bordères-Louron.

Description d'un profil d'altération complet : le profil de Bordères-Louron

Le Massif de Bordères-Louron est un massif plutonique concentrique plurikilométrique (*ca.* 4 x 6 km) de la Zone axiale pyrénéenne, formé (depuis la périphérie vers le centre) de gabbro, de granodiorite, de monzogranite à biotite et de granite à deux micas (Fig. 4.9 ; Gleizes et al., 2006). Son encaissant est composé de métasédiments dévoniens et carbonifères, et des sédiments triasiques reposent en

FIGURE 4.8: **Affleurements de saprolite de roches plutoniques - orthodérivées dans les Pyrénées orientales (A, B), centrales (C, D, E) et le Pays Basque français (F). A) Isaltérite développée sur le granite porphyrique à biotite de Saint-Arnac. La roche est relativement cohérente et dépourvue d'argile. Notez la teinte rouge qui traduit la présence probable d'hématite. B) Isaltérite développée sur la migmatite de l'Aston (sablière d'Ax-Bonascre). La roche est peu cohérente, de texture sableuse. Des argiles sont néanmoins présentes. Notez la préservation du litage magmatique, visible au centre de l'image. C) et D) Arène développée sur la granodiorite de Bordères-Louron. La roche est peu cohérente, de texture sableuse. Des argiles sont néanmoins présentes. Notez la présence de boules de granite préservées (C) et en cours d'altération (D), ainsi que la teinte ocre des affleurements qui traduit la présence de goethite. E) Arène développée sur la granodiorite d'Ercé. Notez la teinte ocre des affleurements qui traduit la présence de goethite. F) Isaltérite développée sur le gneiss de l'Ursuya. La teneur en argiles est ici très importante. Notez l'excellente préservation de la structure de la roche-mère, ainsi que la teinte ocre bien marquée, qui traduit la présence de goethite.**

discordance sur la bordure nord-est du massif. La datation des zircons présents dans le monzogranite à biotite a fourni un âge carbonifère supérieur (309 ± 4 Ma ; Gleizes et al., 2006).

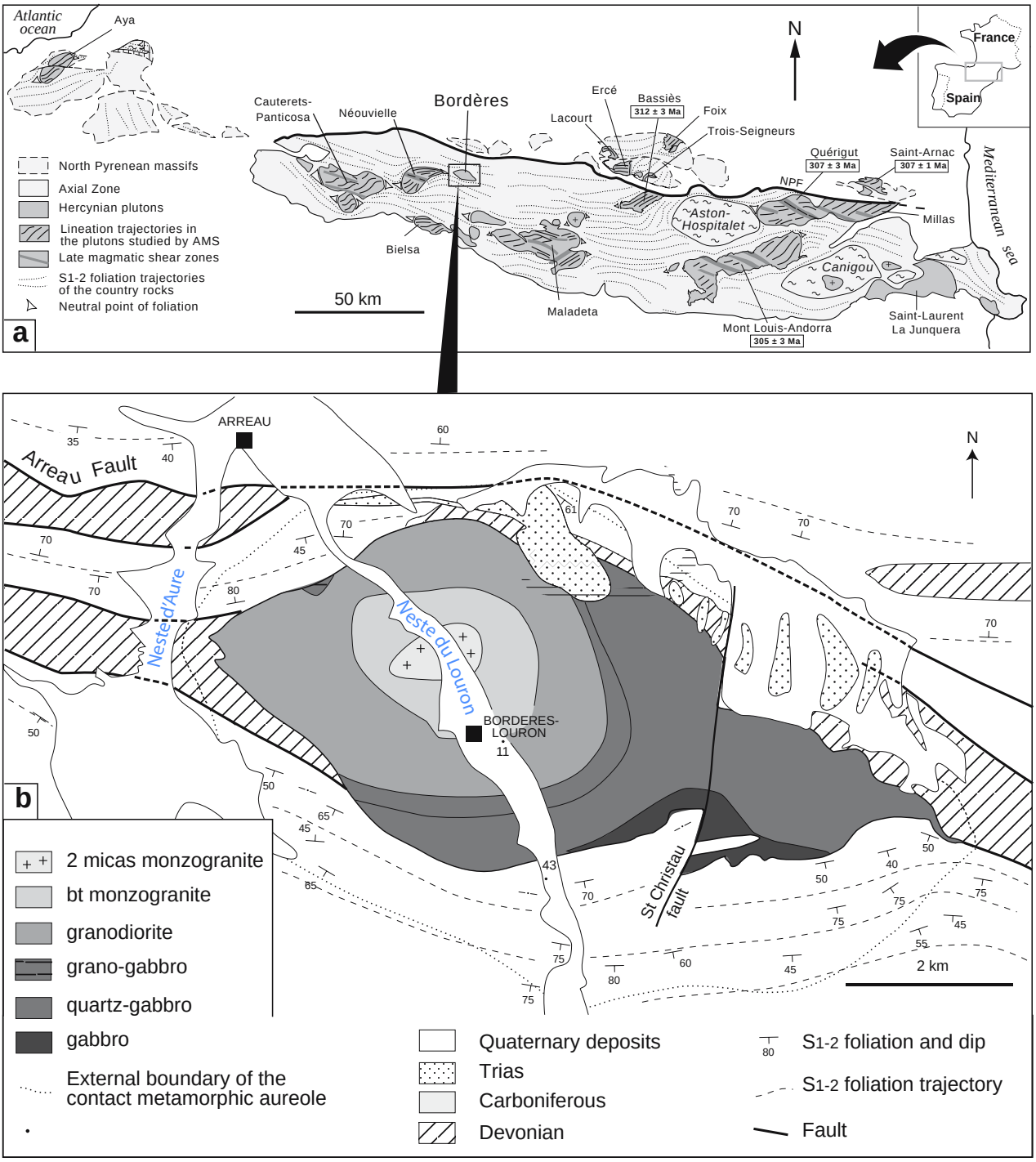


FIGURE 4.9: **A) Localisation du Massif de Bordères-Louron. B) Carte géologique simplifiée du Massif de Bordères-Louron.** Adapté de Gleizes et al. (2006).

Le Massif de Bordères-Louron est traversé de part en part par la Neste du Louron, d'orientation *ca.* N140 à cette latitude. La Neste du Louron rejoint la Neste d'Aure à hauteur d'Arreau, formant ainsi la Neste qui s'écoule vers le nord jusqu'à l'apex du cône du Lannemezan, dont elle était probablement la rivière d'alimentation (Mouchené, 2016).

La présence d'altérites sur le Massif de Bordères-Louron est indiquée sur la carte géologique d'Arreau (Barrère et al., 1984). L'existence de tous les horizons caractéristiques d'un profil d'altération soustractive développé sur roches granitiques a également été signalée par Monod et al. (2016). La Figure 4.10 présente les caractéristiques de chacun de ces horizons dans le Massif de Bordères-Louron. Ces différents horizons d'altération ont été observés en de nombreux points du massif (Fig. 4.11). Il n'existe pas de contrôle de l'altération par la nature de la roche-mère entre les différentes enveloppes de roches plutoniques constituant le Massif de Bordères-Louron (Fig. 4.11).

FIGURE 4.10: **Différents horizons du profil d'altération soustractive observé dans le Massif de Bordères-Louron. A) Arène extrêmement meuble dans laquelle des boules de granodiorite sont préservées. B) Arène plus cohérente dans laquelle se dessine un feuilletage (horizon feuilleté). Noter en particulier le feuilletage au niveau des ovoïdes de roches moins altérées (quart haut droit de la photographie). C) Limite horizon feuilleté - horizon fissuré sous un muret. D) Horizon fissuré probable dont les fissures sont remplies d'arène. Notez la présence d'un bloc désolidarisé et rompu.**

Nous signalons ici que notre cartographie des altérites dans le Massif de Bordères-Louron invalide celle présentée sur la carte géologique au 1 : 50 000ème d'Arreau (Barrère et al., 1984). L'étude des relations entre la topographie actuelle et la position des altérites est présentée dans la Section 4.4.2.2 ci-dessous.

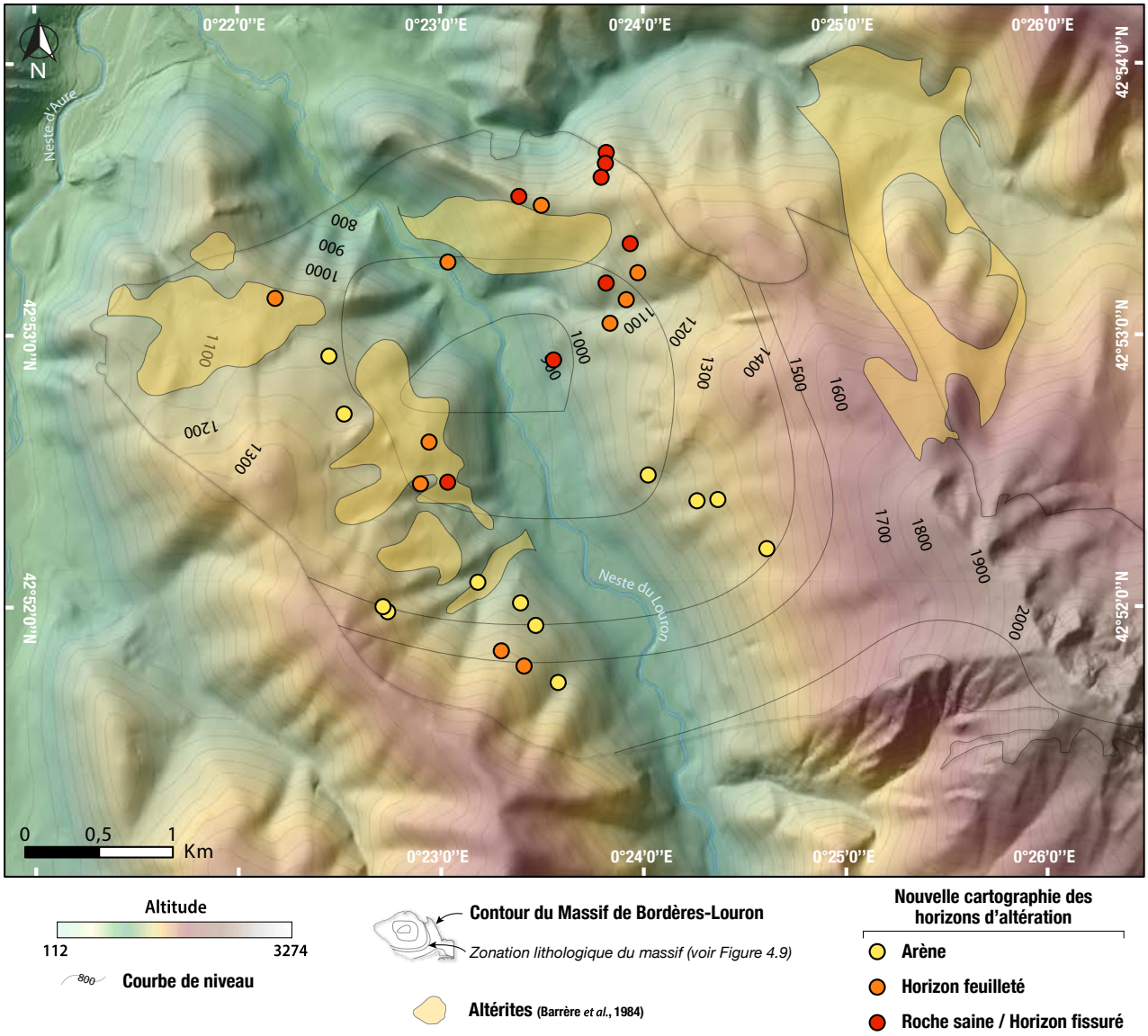


FIGURE 4.11: **Cartographie des horizons d'altérites observés sur le Massif de Bordères-Louron sur fond de modèle numérique de terrain (RGE ALTI® 5m IGN).** Contour du massif granitique d'après (Barrère et al., 1984).

Existence de massifs plutoniques dépourvus de saprolite

L'étude de plusieurs massifs plutoniques pyrénéens a permis de montrer qu'ils ne portaient pas de saprolite (d'ouest en est : massifs des Eaux-Chaudes, de Balaïtous-Cauterets, de Néouvielle et de la Maladeta ; Fig. 4.7). Dans les massifs de Balaïtous-Cauterets, de Néouvielle et de Maladeta, la présence d'un nombre important de fissures horizontales peut suggérer l'existence d'un horizon fissuré (Fig. 4.12). Ceci implique l'existence soit : (i) d'une phase d'altération peu poussée, qui n'a pas permis la formation de saprolite, ou (ii) d'un profil d'altération complet par le passé et dont les horizons meubles ont été secondairement érodés. Cependant, il est tout aussi possible que ces fissures soient le résultat d'autres processus géologiques (fentes de décompression développées au cours de l'exhumation, fentes de rétraction thermique dans le cas des massifs plutoniques, processus de versants). L'observation de

fissures horizontales dans un massif, en l'absence de saprolite, ne constitue donc pas pour nous une preuve suffisante de l'existence passée d'un profil d'altération.

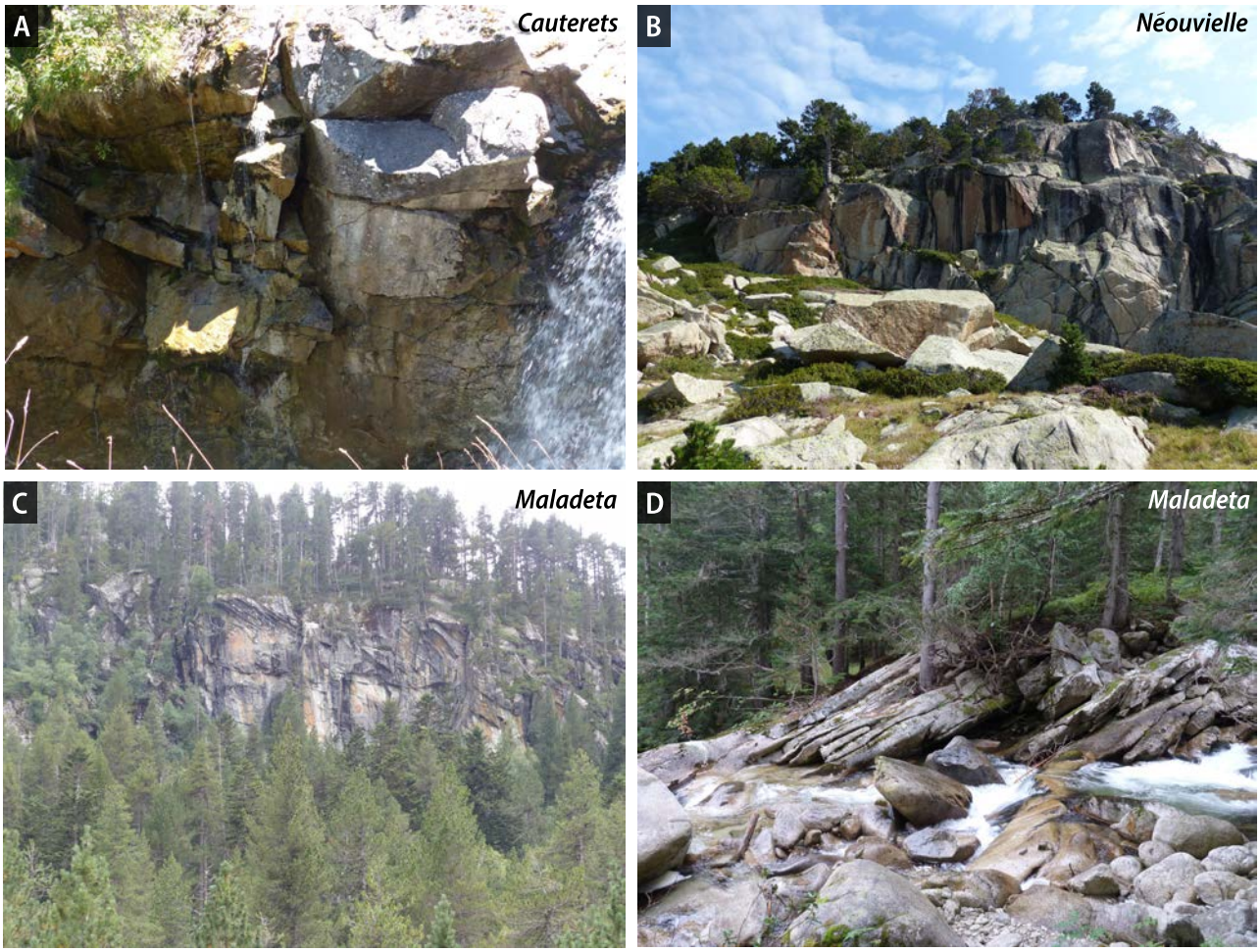


FIGURE 4.12: **Fissuration dans trois massifs plutoniques pyrénéens. A) Granodiorite de Cauterets. A l'échelle du massif, la granodiorite est intensément fracturée. Sur cette photographie, les fractures d'orientation subhorizontale sont majoritaires. Cette observation n'est pas généralisée à l'ensemble du massif. B) Granodiorite de Néouvielle. Ici également, la granodiorite est intensément fracturée. Des plans subhorizontaux sont parfois observés mais ne représentent pas la direction majoritaire des fractures. C) Granodiorite de la Maladeta. Des fractures subhorizontales (minoritaires) sont observées. D) Granodiorite de Tredos (Massif de Maladeta). Fissures subparallèles d'espacement décimétrique. L'orientation des plans définis par la fissuration est subparallèle à celle des flancs de la vallée d'Aiguamòg.**

4.3.1.2 Altérations soustractives développées sur des roches sédimentaires ou métamorphiques para-dérivées

Description et caractérisation de l'altération des marnes albiennes des Pyrénées occidentales (Zone nord-pyrénéenne)

Dans les Pyrénées occidentales, au niveau de la Vallée du Lourdios (*Cf.* Fig. 4.7), des affleurements de saprolite développée sur les faciès marneux du flysch albien (marnes à spicules ; Castéras et al., 1970b) ont été observés dans le cadre de nos travaux. Les deux affleurements présentés en Fig. 4.13 sont les plus complets qu'on ait pu observer. La roche-mère non altérée est présente à la base des

profils. Au sein des altérites, la stratification de la roche-mère est préservée (S_0, Fig. 4.13). Un à deux plans de schistosité sont également parfois visibles dans les altérites, que l'on peut donc appeler *« isaltérites »*. Dans les deux cas, le front d'altération est relativement irrégulier et ne semble pas contrôlé par la lithologie puisqu'il recoupe les bancs de la S_0 (Fig. 4.13.D.).

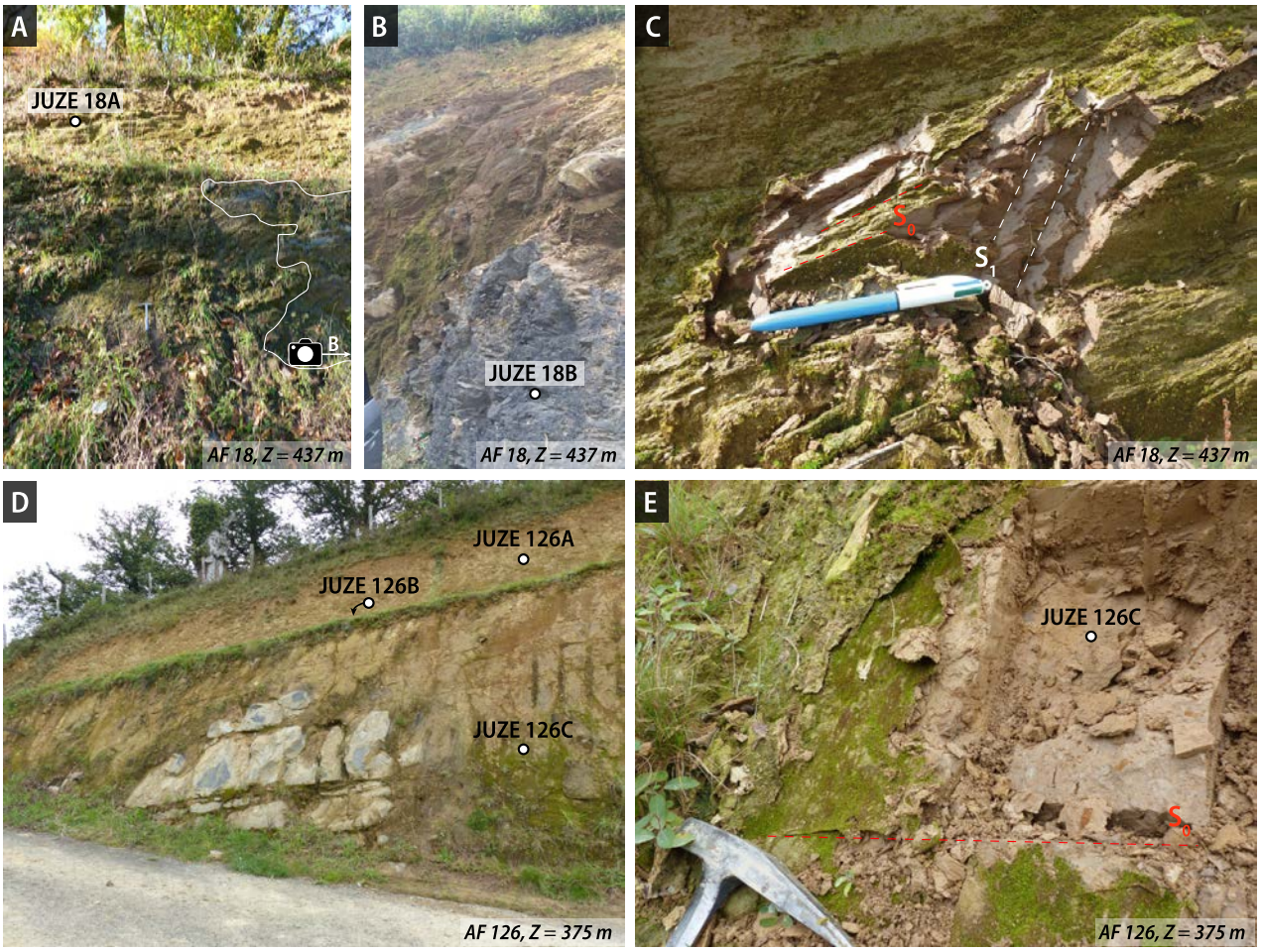


FIGURE 4.13: **Profils d'altération soustractive sur les marnes albiennes. A), B) Photographies de l'affleurement AF 18. A) La position des échantillons de l'échantillon d'isaltérite utilisé pour la caractérisation DRX est indiquée. Noter la présence de roche-mère saine à droite de l'image (délimitée par le trait blanc). B) Position de l'échantillon JUZE 18B, prélevé au sein de la roche-mère saine située en dessous des échantillons précédents. C) Détail des isaltérites, qui préservent la S_0 et la S_1 de la roche-mère. On distingue facilement la stratification de la roche-mère des altérites S_0 (N125 65S) et une S_1 (N005 60W). Une S_2 dont l'orientation varie beaucoup à l'échelle de l'affleurement est également présente. D) Photographie de l'affleurement AF 126. La S_0 est bien visible dans la portion basale de l'affleurement, au niveau de la roche-mère saine comme des isaltérites. La position des échantillons utilisés pour la caractérisation DRX des altérites est indiquée. E) Détail sur les isaltérites, qui préservent la stratification de la roche-mère S_0.**

Caractérisation DRX des échantillons de saprolite de marnes albiennes

Les isaltérites qui surmontent la roche-mère sont en apparence très riches en argiles. Sur les deux profils d'altération majeurs que nous avons pu observer (Fig. 4.13), cinq échantillons ont été collectés afin de caractériser l'évolution verticale de la minéralogie. Un échantillon de roche-mère saine située en base du profil et un échantillon d'isaltérite ont été prélevés à l'AF 18 (Fig. 4.13.A, B). Trois échantillons

d'isaltérite ont été collectés sur l'AF 126 (Fig. 4.13.D). Les analyses de diffraction des rayons X (DRX) ont été réalisées au BRGM Orléans. Le principe de la méthode DRX est présenté en Annexe 1. Les spectres DRX sont fournis en Annexe 2.

Résultats. La roche-mère saine est constituée de (par ordre d'abondance) : calcite, quartz, phyllites, chlorite, microcline, pyrite, rutile et gypse (en traces). La fraction phylliteuse est constituée de micas ou d'illite, avec possiblement des interstratifiés illite-smectite (argiles de structure TOT ; Fig. 4.14). Dans l'ensemble des échantillons d'isaltérite, les analyses DRX montrent l'absence de calcite. On note la présence de goethite dans l'échantillon JUZE 18A.

A l'échelle de l'affleurement AF 18, trois différences majeures sont à noter : (i) l'absence de calcite dans l'échantillon d'isaltérite, alors qu'elle représente 52% massique de la roche-mère, (ii) la proportion beaucoup plus importante de phyllites dans l'isaltérite, et (iii) la proportion beaucoup plus importante de quartz dans l'isaltérite. La calcite initialement présente dans la roche-mère est donc dissoute au cours de l'altération, et des argiles d'altération de type TOT se forment. Le quartz, très difficilement altérable (*Cf.* Fig. 4.3), voit sa proportion augmenter du fait de l'altération et du lessivage des autres constituants.

Echantillon JUZE 18A

Phases	% massique	Erreur (% massique)
Quartz	45	3
Illite et/ou micas (+ interstratifié illite/smectite ?)	44	5
Goethite	6	3
Chlorite	4	5
Microcline	1	3
Rutile	En traces	

Echantillon JUZE 18B

Phases	% massique	Erreur (% massique)
Calcite	52	3
Quartz	19	3
Illite et/ou micas (+ interstratifié illite/smectite ?)	19	5
Chlorite	5	5
Microcline	3	3
Pyrite	1	3
Rutile	1	3
Gypse	En traces	

FIGURE 4.14: **Résultats de l'analyse DRX de deux échantillons collectés sur l'affleurement AF 18.** La localisation des échantillons est montrée sur la Fig. 4.13.A, B.

L'analyse DRX des trois échantillons d'isaltérites de l'affleurement AF 126 montre qu'ils sont

formés des mêmes minéraux, dont la proportion n'évolue pas de manière significative à l'échelle de l'affleurement. Leur contenu est semblable à celui de l'échantillon JUZE 18A, hormis l'absence de goethite.

Echantillon JUZE 126A

Phases	% massique	Erreur (% massique)
Illite et/ou micas (+ interstratifié illite/smectite ?)	49	5
Quartz	42	3
Chlorite	7	5
Microcline	2	3
Rutile	En traces	

Echantillon JUZE 126B

Phases	% massique	Erreur (% massique)
Illite et/ou micas (+ interstratifié illite/smectite ?)	47	5
Quartz	45	3
Chlorite	6	5
Microcline	1	3
Rutile	1	3

Echantillon JUZE 126C

Phases	% massique	Erreur (% massique)
Quartz	47	3
Illite et/ou micas (+ interstratifié illite/smectite ?)	43	5
Chlorite	8	5
Microcline	2	3
Rutile	En traces	

FIGURE 4.15: **Résultats de l'analyse DRX de trois échantillons collectés sur l'affleurement AF 126.** La localisation des échantillons est montrée sur la Fig. 4.13.D, E.

Interprétation. Les échantillons d'isaltérites des deux affleurements montrent un contenu semblable, qui révèle une altération peu poussée, de type bisiallitisation (Fig. 4.4). Ce résultat peut être interprété de deux manières : (i) l'altération que nous décrivons est une altération récente et peu poussée, et (ii) les échantillons ont été prélevés à la base d'un profil d'altération plus épais, dont la partie supérieure a été érodée. L'observation de roche-mère saine à la base des deux affleurements étudiés est compatible avec ces deux interprétations. En l'absence d'autres éléments de datation, il n'est pas possible de trancher entre ces deux interprétations.

Minéralisations de manganèse affectées par des processus d'altération supergène (Zone nord-pyrénéenne et Zone axiale)

Il est important de noter ici l'existence de minéralisations de manganèse affectées par des processus d'altération supergène au cours de la période post-compressive dans les Pyrénées centrales (Fig. 4.7). Les roches porteuses de ces minéralisations sont des schistes et calcaires dévono-carbonifères. Ces roches, qui témoignent également de l'intervention de processus d'altération soustractive dans les Pyrénées, sont traitées à part dans le Chapitre 5 puisque les oxydes de manganèse qu'elles contiennent ont été utilisés en vue d'apporter des contraintes temporelles à l'altération supergène dans les Pyrénées (datations par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$).

4.3.2 Produits d'altération additive

En complément des indices d'altération soustractive qui nous intéressent particulièrement dans ce manuscrit, nous signalons quelques indices d'altération additive observés au cours de nos travaux (Fig. 4.7). Ces roches ne feront pas l'objet d'une étude détaillée dans le cadre de ce manuscrit.

4.4 Age des altérations pyrénéennes

4.4.1 Des altérations ante-orogéniques

4.4.1.1 Sur les cratons bordant la zone des futures Pyrénées (Jurassique supérieur - Aptien)

Au cours de l'intervalle Jurassique supérieur - Aptien, les cratons européen et ibérique bordant la zone où se formeront les Pyrénées sont émergés et soumis à une intense altération latéritique (Bardossy and Dercourt, 1990; Combes and Peybernès, 1996). Des bauxites de type latéritique (Bardossy and Combes, 1995) et des latérites sont formées sur ces cratons stables. A l'emplacement des futures Pyrénées, les dépôts sont majoritairement marins carbonatés.

4.4.1.2 Au sommet des blocs basculés des marges européenne et ibérique (Aptien - Albien inférieur)

A l'Aptien - Albien inférieur, l'ouverture du Golfe de Gascogne (*Cf.* Chapitre 2, Section 2.1.2.2) est à l'origine de la formation du Bassin axial pyrénéen et de la déstabilisation des cratons (Boillot, 1984; Dercourt and Vrielynck, 1993). Ceci provoque l'érosion des altérites portées par les cratons européen et ibérique et leur transport en direction du Bassin axial pyrénéen, où se localise l'essentiel de la subsidence (Combes and Peybernès, 1996). Des bauxites de karst (Bardossy and Combes, 1995)

sont ainsi déposées sur les plate-formes carbonatées du Kimméridgien - Urgonien (Barrémien - Albien supérieur ; Peybernès, 1979). Ces gisements de bauxites allochtones sont retrouvés aujourd'hui en de nombreux points des Pyrénées, principalement au sein de la Zone nord-pyrénéenne (*e.g.* Ariège, Pays Basque et Béarn ; Combes and Peybernès, 1987, 1989, 1991).

Plusieurs arguments géologiques rendent compte d'émersions du sommet des blocs basculés de la marge européenne à la fin du Crétacé inférieur. Ainsi, (i) la karstification des formations urgoniennes en Ariège et l'évolution polyphasée des bauxites ariégeoises témoignent d'émersions successives influencées par les oscillations eustatiques (Combes and Peybernès, 1991). De plus (ii), l'acquisition récente de données de thermochronologie basse température sur les massifs de l'Arize et des Trois Seigneurs a permis de mettre en évidence un refroidissement barrémo-albien des échantillons prélevés dans la moitié sud des massifs, qui suggère leur exhumation (Vacherat et al., 2016). Ce refroidissement n'est pas observé dans les échantillons provenant de la bordure nord des massifs, ce qui a été interprété par Vacherat et al. (2016) comme le témoignage de leur basculement vers le nord au cours de l'intervalle Barrémien - Albien. La présence de sédiments turono-coniaciens (flyschs à Fucoïdes) reposant directement sur la bordure nord du Massif des Trois Seigneurs est un indice de l'émersion de ce massif au Crétacé inférieur (Barrouquère et al., 1976). L'ensemble de ces observations peut être expliqué par le fonctionnement de blocs basculés dont le sommet aurait été temporairement émergé au cours du rifting pyrénéen (Fig. 4.16 ; Vacherat et al., 2016).

Au contact du flysch à Fucoïdes (Turonien - Coniacien), la granodiorite d'Ercé (Massif des Trois Seigneurs), est complètement arénisée (Fig. 4.17.A). L'épaisseur de l'arène granitique est d'environ 10 m à Ercé (R. Wyns, communication personnelle). L'horizon fissuré est observé sous les affleurements d'arène (Fig. 4.17.B), ce qui indique l'existence d'un profil d'altération préservé dans le granite d'Ercé.

L'altération de la granodiorite d'Ercé est problablement ante-turonienne car : (i) le flysch à Fucoïdes qui scelle l'arène ne présente pas de traces d'altération importante, et (ii) le contact entre flysch et arène granitique a été basculé, probablement au cours de l'inversion pyrénéenne. Compte-tenu de l'histoire tectonique de la région ariégeoise présentée ci-dessus, il est très probable que le granite d'Ercé ait été altéré au cours de l'émersion du toit d'un bloc basculé correspondant au Massif des Trois Seigneurs au cours du rifting pyrénéen.

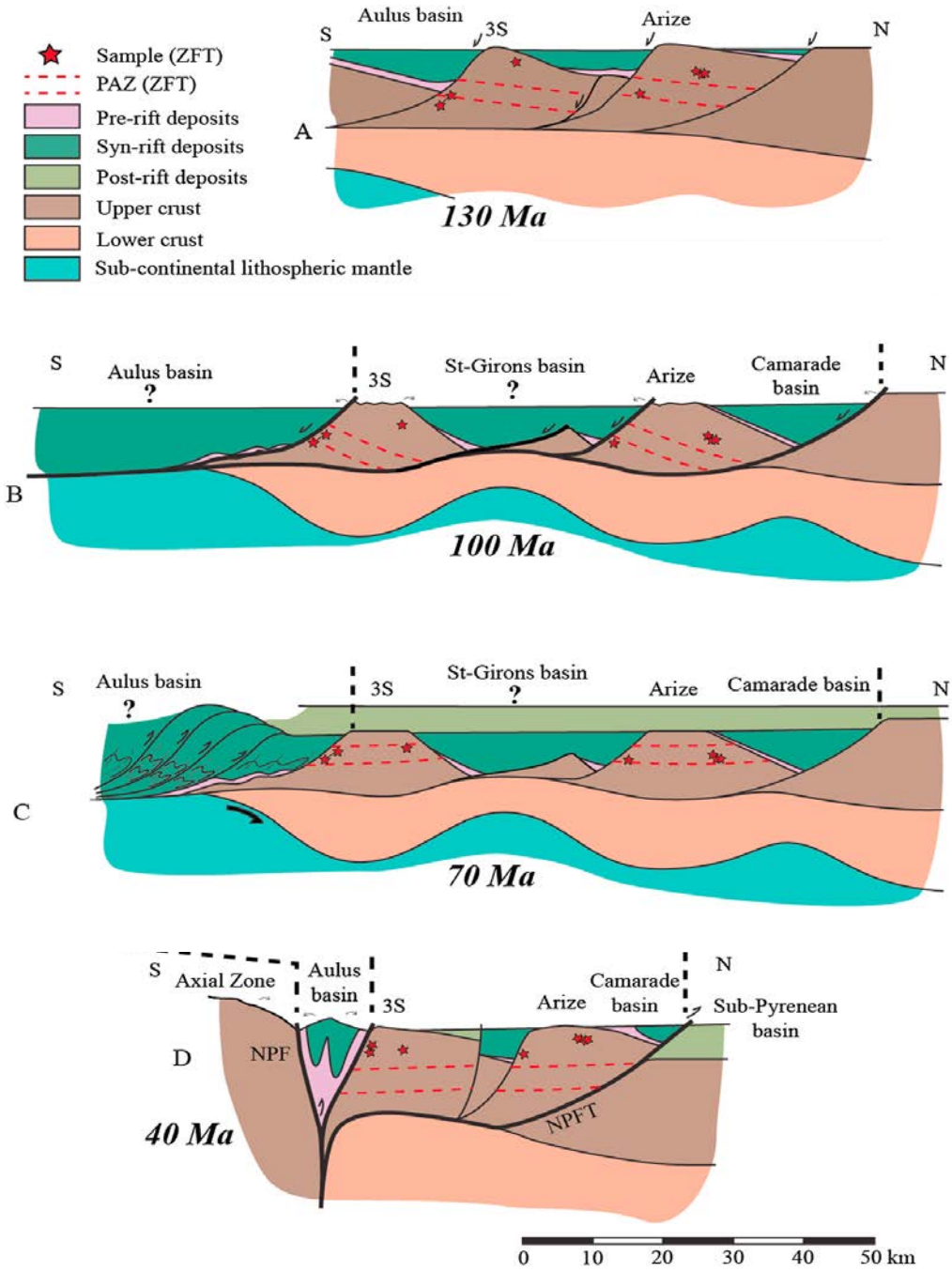


FIGURE 4.16: **Reconstruction schématique de l'évolution tectonique des massifs de l'Arize et des Trois Seigneurs contrainte par les données de thermochronologie basse température.** Tiré de Vacherat et al. (2016). **A) Crétacé inférieur. Individualisation de blocs basculés en réponse au rifting pyrénéen. B) Albo-Cénomanien. Les portions sud des massifs enregistrent un refroidissement interprété en termes de dénudation tectonique. Les portions nord enregistrent un réchauffement associé à l'enfouissement sous une épaisseur importante de sédiments syn-rifts. C) Crétacé supérieur. La convergence a débuté et s'exprime par la formation d'un prisme d'accrétion dans le Bassin d'Aulus. Les massifs de l'Arize et des Trois Seigneurs sont enfouis sous les sédiments post-rifts. D) Eocène supérieur. La compression pyrénéenne mène à l'organisation actuelle de la zone ariégeoise. Les massifs des Trois Seigneurs et de l'Arize subissent un nouveau refroidissement associé à l'érosion de la majeure partie des sédiments crétacés supérieurs.**

FIGURE 4.17: **Affleurements d'altérites dans le Massif des Trois Seigneurs. A) Contact discordant du flysch à Fucoïdes (Turonien-Coniacien) sur l'arène granitique d'Ercé. Noter le fort pendage du contact (photographie B. Monod). B) Horizon fissuré observé sous l'arène granitique. Noter la présence de fissures d'orientation majoritairement horizontale**.

4.4.1.3 Autres périodes d'altération envisageables

Dans le Massif central, l'étude des altérites a également permis de mettre en évidence plusieurs phases majeures d'altération qui ont été datées : (i) anté-Carbonifère terminal, (ii) anté-Permien, (iii) anté-Trias, (iv) anté-Lias, (v) anté-Crétacé terminal (équivalente de la phase apto-albienne décrite dans la partie qui précède), et (vi) Eocène (*e.g.* Migoń and Lidmar-Bergström, 2001; Pierre, 1989; Wyns et al., 2003). Ces phases d'altération ont pu affecter les terrains que l'on observe aujourd'hui dans les Pyrénées. Les produits d'altération des phases (i) à (iv), anté-orogéniques, pourraient éventuellement

être retrouvés au niveau des zones où le socle paléozoïque est exposé (Zone axiale et massifs nord-pyrénéens), si l'on envisage leur préservation au cours de l'orogenèse pyrénéenne. Une telle préservation, bien que difficile au cœur d'une chaîne de collision où les taux d'exhumation ont dépassé le $mm.an^{-1}$ au cours du Paléogène (*e.g.* Fitzgerald et al., 1999; Gibson et al., 2007; Gunnell et al., 2009; Fillon and van der Beek, 2012; Vacherat et al., 2016), est possible à la condition que ces profils d'altération aient été enfouis sous des épaisseurs importantes de sédiments les protégeant de l'érosion. La probabilité de former et de préserver des profils d'altération au cours de l'Eocène dans les Pyrénées est, par contre, extrêmement faible en raison des taux de soulèvement et d'érosion qui existaient à cette période.

4.4.2 Des altérations tardi- à post-orogéniques

4.4.2.1 Comparaison de la position des altérites et des surfaces reliques d'altitude

Comparaison à l'échelle des Pyrénées

Nous avons vu en Introduction (Section 1.2.2) que l'altération peut favoriser la formation d'une surface d'aplanissement. De plus, les processus à l'origine de la formation d'un profil d'altération soustractive requièrent l'existence de pentes modérées (Chapitre 4, Section 4.2.2.3). Lorsque les conditions sont favorables (pluviométrie, drainage, lithologie ... *Cf.* Section 4.2.2.3), un profil d'altération soustractive peut donc se développer sous une surface d'aplanissement. Ainsi, il est tout à fait possible qu'un profil d'altération soit associé à la surface d'aplanissement pyrénéenne. La comparaison de la position des indices d'altération soustractive dans les Pyrénées et des surfaces reliques d'altitude montre une bonne correspondance entre ces deux types d'objets dans les Pyrénées (Fig. 4.18). Au premier ordre, les massifs sur lesquels les surfaces d'altitude ont été bien préservées sont aussi ceux qui montrent des évidences d'altération soustractive (*e.g.* massifs de l'Aston, de Milhas, de Bordères-Louron). Au contraire, les massifs sur lesquels peu de surfaces reliques sont observées ne montrent pas d'indices d'altération majeure (*e.g.* massifs de la Maladeta, de Néouvielle, de Cauterets et des Eaux-Chaudes). Il faut bien sûr garder à l'esprit le fait que nous n'ayons pas pu visiter l'ensemble des plutons pyrénéens. Néanmoins, l'image globale donnée par cette cartographie semble confirmée à une échelle d'étude plus locale (Fig. 4.18.B). Ceci nous conduit à accorder une confiance raisonnable à cette corrélation.

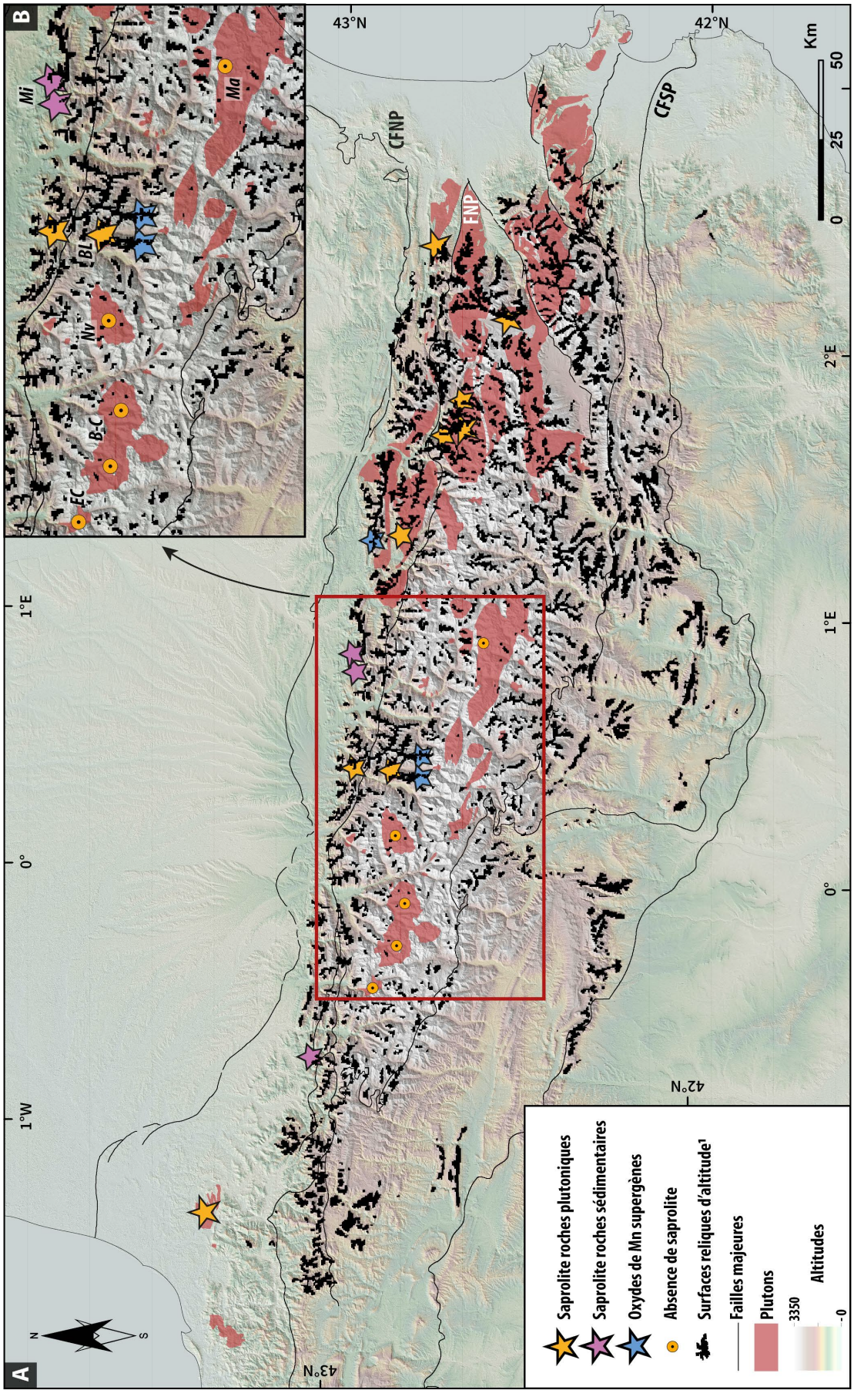


FIGURE 4.18: **A) Comparaison de la position des reliques de surface d'aplanissement préservées dans les Pyrénées et des indices d'altération soustractive (1 Bosch, 2016). B) Détail de (A) sur la portion délimitée par le cadre rouge.** *En italique sont donnés les noms des massifs pyrénéens. EC : Eaux-Chaudes, B-C : Balaïtous-Cauterets, Nv : Néouvielle, BL : Bordères-Louron, Mi : Milhas, Ma : Maladeta.* CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, FNP : Faille Nord Pyrénéenne, CFSP Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen.

La corrélation entre surfaces reliques d'altitude et indices d'altération soustractive dans les Pyrénées nous conduit à proposer un âge post-oligocène pour la majorité de ces altérations. L'hypothèse la plus simple consiste à envisager le développement de profils d'altération soustractive sous la surface d'aplanissement pyrénéenne au cours de la période post-compressive. Cette altération aurait été favorisée par l'existence de la surface d'aplanissement pyrénéenne et par le climat subtropical régnant au cours du Miocène inférieur à moyen (Chapitre 2, Section 2.1.3). Un soulèvement lent de cette surface (« *doming* ») serait un facteur supplémentaire favorisant la formation des profils d'altération soustractive (Section 4.2.2.3 ; Wyns et al., 2003). Il faut alors envisager une érosion importante de la chaîne au cours de la période post-compressive, à l'origine (i) de la dissection de la surface d'aplanissement pyrénéenne, et (ii) de l'érosion différentielle des différents secteurs des Pyrénées expliquant l'existence actuelle de massifs plutoniques dépourvus de surfaces reliques et de saprolite. La possibilité et l'origine d'un tel soulèvement est discutée dans les chapitres 6 et 7 de ce manuscrit.

En l'absence de datation directe des profils d'altération pyrénéens, et compte-tenu de l'existence d'indices d'altération anté-orogéniques dans les Pyrénées (Section 4.4.1 ci-dessus), il est également possible que cette corrélation soit fortuite. Les indices d'altération que nous avons décrits dans ce qui précède peuvent être le résultat de plusieurs périodes d'altération, anté- ou post-orogéniques. Une étude détaillée des relations surfaces reliques - altération est donc nécessaire.

Comparaison de la position des altérites et des surfaces reliques d'altitude à l'échelle locale : *exemple du Massif de Bordères-Louron*

La Figure 4.19 montre l'existence de surfaces de faible pente à différentes altitudes dans le Massif de Bordères-Louron. Les surfaces sommitales (Z = 1200 - 2100 m), majoritairement localisées sur les crêtes, sont interprétées par Bosch (2016) comme des reliques de la surface d'aplanissement pyrénéenne. Des surfaces de pente inférieure à 10 ° existent à des altitudes inférieures (Z = 1050 - 1200 m ; "Replats de Lançon et de Notre-Dame-des-Neiges sur la Fig. 4.19). L'ensemble de ces surfaces ont été décrites par Monod et al. (2016), dont les observations montrent que l'on peut distinguer trois niveaux de surfaces sous la surface sommitale (Fig. 4.20). Ces niveaux situés respectivement à des altitudes de 1350 m, 1100 m et 1020 - 1050 m sont observés de part et d'autre de la Vallée du Louron. La surface sommitale ainsi qu'un niveau situé à *ca.* 1050 m sont retrouvés dans la Vallée d'Aure (Fig. 4.20).

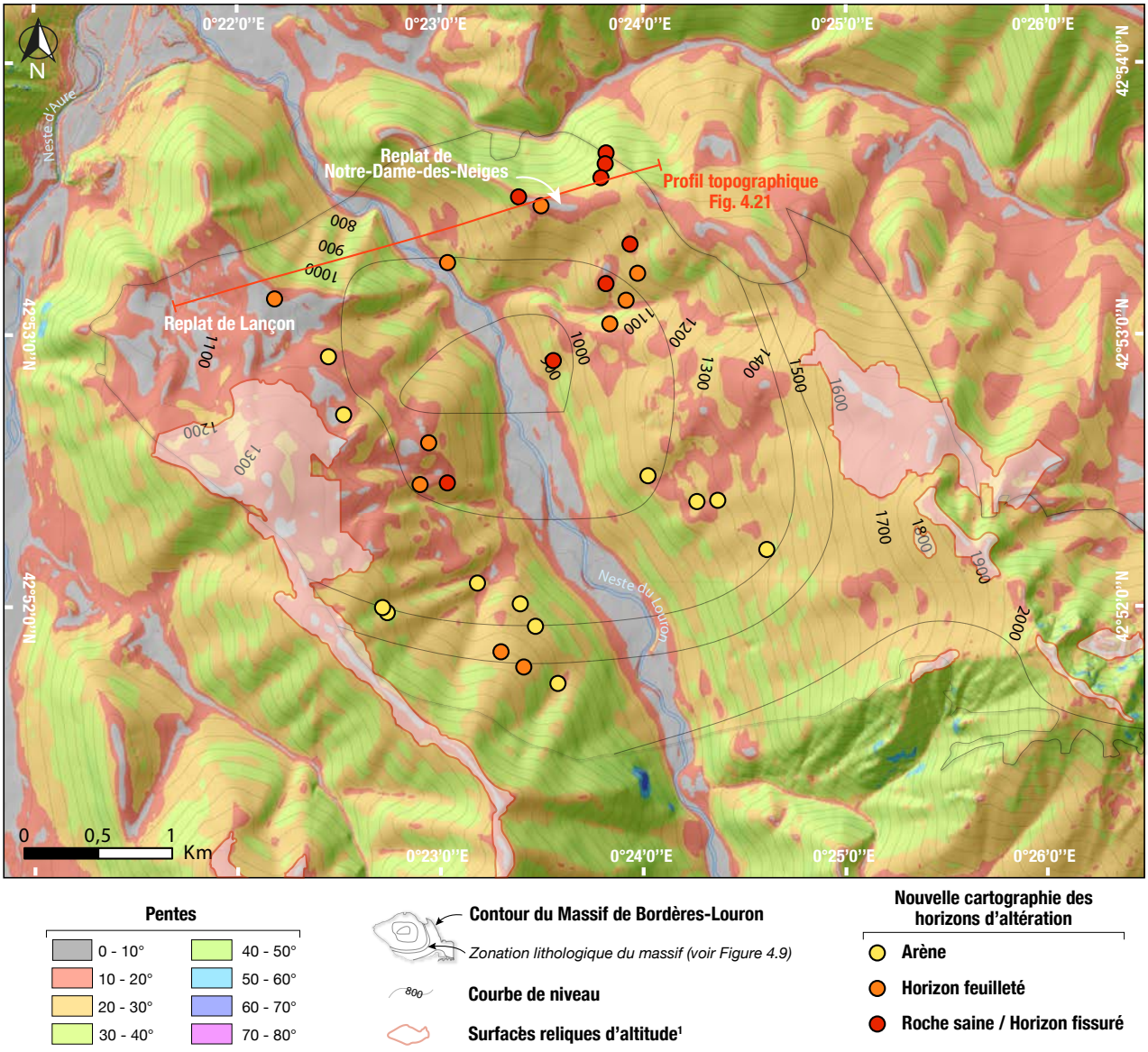


FIGURE 4.19: **Cartographie des horizons d'altération observés sur le Massif de Bordères-Louron sur fond de carte des pentes (calculée à partir du MNT RGE ALTI® 5m IGN).** 1 : Redessiné d'après Bosch (2016).

La cartographie des différents affleurements d'altérites du Massif de Bordères-Louron, bien que lacunaire, montre que la succession verticale théorique des horizons d'altération n'y est pas partout observée (Fig. 4.19). En effet, dans le cas d'un profil d'altération soustractive bien développé sur une roche-mère granitique, on s'attend à observer la saprolite (arène et/ou horizon feuilleté) au niveau des replats topographiques et les affleurements d'horizon fissuré et de roche-mère saine sur les versants et en fond de vallée (Fig. 4.5). Ce n'est pas ce que l'on observe à l'échelle du Massif de Bordères-Louron (Fig. 4.19) et Fig. 4.21).

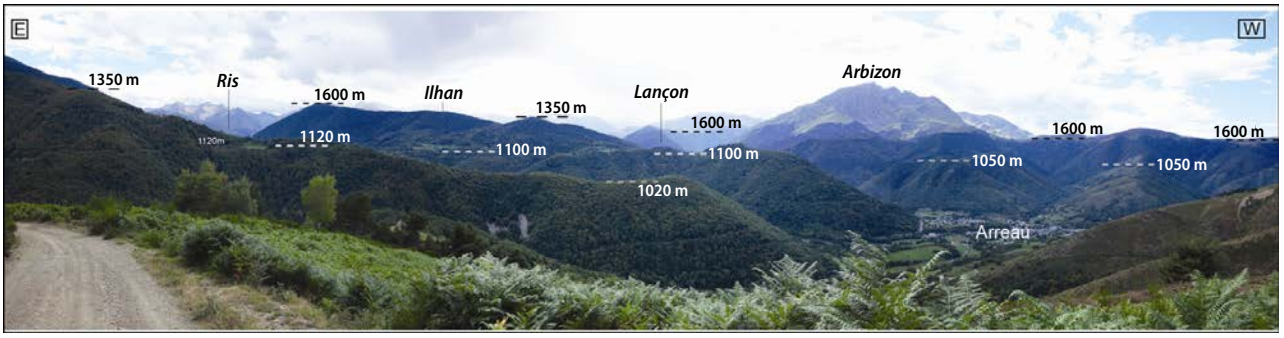


FIGURE 4.20: **Panorama montrant l'étagement des surfaces dans le Massif de Bordères-Louron et ses environs.** Adapté de Monod et al. (2016).

Afin de présenter dans le détail les relations existant entre topographie et horizons d'altération, on peut diviser le massif en trois secteurs :

- Dans le quart nord-ouest du massif, on observe une relation topographie - horizons d'altération conforme à la théorie. En effet, la présence de saprolite coïncide avec le replat de Lançon (Fig. 4.19). A ce niveau, l'arène granitique (Z = 1125 à 1180 m) est observée au-dessus de l'horizon feuilleté (Z = 1080 - 1120 m). On retrouve sous ces horizons saprolitiques l'horizon fissuré (Z = 1050 m), qui coïncide avec les pentes les plus fortes du versant.
- Dans toute la moitié sud du massif, seuls des horizons de saprolite ont été observés. Les arènes granitiques sont localement observées au niveau de secteurs de pente modérée ($< 20^\circ$), mais également au niveau de pentes relativement fortes (20 à 40° ; Fig. 4.19). L'horizon feuilleté est observé à une altitude inférieure à certains affleurements d'arène (environ 100 m en dessous).
- Enfin, dans le quart nord-est du massif, les affleurements d'horizon feuilleté alternent avec l'horizon fissuré ou la roche saine sans relation apparente avec la topographie. Un affleurement d'horizon feuilleté est observé à proximité du fond de la Vallée du Louron.

4.4.2.2 Réflexions sur la position des profils dans la topographie actuelle

La cartographie des altérites présentée ci-dessus nous conduit à envisager deux grandes hypothèses quant à l'âge de formation du profil d'altération de Bordères-Louron : (1) L'altération est intervenue au cours de la période post-compressive, et (2) elle est intervenue avant l'orogenèse pyrénéenne.

Hypothèse 1 : âge post-compressif de l'altération dans le Massif de Bordères-Louron

Cette hypothèse peut être subdivisée en trois sous-hypothèses, détaillées dans ce qui suit.

- L'hypothèse 1A consiste à interpréter l'observation de la succession théorique des horizons d'altération d'une roche-mère granitique aux environs du replat de Lançon comme la preuve d'un

lien génétique entre la surface d'aplanissement pyrénéenne et le développement de l'altération soustractive (Fig. 4.21). L'observation d'un affleurement d'horizon feuilleté au niveau du replat de Notre-Dame-des-Neiges est compatible avec cette interprétation. La dissection de la surface d'aplanissement pyrénéenne aurait alors permis d'arriver à l'image actuelle de l'altération dans le Massif de Bordères-Louron. L'existence de replats intermédiaires dans le secteur pourrait, ainsi, être la marque d'une incision réalisée en plusieurs étapes, comme nous le décrivons dans le cas de la Vallée d'Aspe (Chapitre 6, Section 6.4). Néanmoins, cette interprétation ne permet pas d'expliquer : (i) la présence d'horizon fissuré/roche saine sur la bordure est du replat de Notre-Dame-des-Neiges, (ii) la présence d'un affleurement d'horizon feuilleté à proximité du fond de la vallée, et (iii) la présence de saprolite sur la quasi-totalité des versants dans la moitié sud du massif.

- Dans l'hypothèse 1B, on suppose également que le profil d'altération observé sur le Massif de Bordères-Louron s'est formé sous la surface d'aplanissement pyrénéenne au cours de la période post-compressive (Fig. 4.21). La complexité de la succession des horizons d'altération dans le massif est dans cette hypothèse expliquée par un décalage ultérieur du profil d'altération. Un tel décalage peut être réalisé de deux manières différentes : (i) par des processus de glissement gravitaire sur les versants de la Vallée du Louron, et (ii) par le fonctionnement de failles, qui n'ont jusqu'ici pas été décrites. Le fonctionnement de failles normales sur les versants de la vallée pourrait par ailleurs expliquer l'étagement des replats observé dans le secteur. La Section 6.3 du Chapitre 6 est consacrée à la recherche d'indices de telles failles normales sur les versants de la Vallée du Louron.

- L'hypothèse 1C se base principalement sur les observations réalisées dans la moitié sud du massif et envisage la possibilité d'une altération développée au cours de l'incision de la Vallée du Louron (Fig. 4.21). Les indices d'altération soustractive dans le Massif de Bordères-Louron ne seraient alors pas liés à la surface d'aplanissement pyrénéenne. Cette hypothèse nous paraît peu probable compte-tenu des conditions nécessaires à l'altération décrites dans la Section 4.2.2.3 de ce chapitre (en particulier du fait de la nécessité de faibles pentes pour autoriser la formation et la préservation d'un profil d'altération soustractive suffisamment avancé pour former l'arène granitique).

Hypothèse 2 : âge anté-compressif de l'altération dans le Massif de Bordères-Louron

Une dernière hypothèse consiste à attribuer un âge anté-compressif à l'altération que l'on observe dans le Massif de Bordères-Louron (Fig. 4.21). Dans ce cas, deux cas de figure sont envisageables

et permettent d'expliquer la mauvaise corrélation existant entre la topographie actuelle du massif et la cartographie des horizons d'altération : (i) le profil d'altération a pu être basculé au cours de l'orogenèse pyrénéenne, ou (ii) l'altération que l'on observe aujourd'hui est le résultat de plusieurs phases d'altération successives. A la base des formations triasiques qui recouvrent le massif plutonique, on observe une brèche formée de clastes de nature granitique dans un ciment pélitique (Fig. 4.22). Les clastes présentent les indices d'une altération modérée : ils ont tous la teinte ocre caractéristique de l'altération des roches de nature granitique, et certains de ces clastes montrent un léger débit en pelure d'oignon (Fig. 4.22). Ces observations peuvent être interprétées de deux manières différentes. On peut, tout d'abord, envisager une altération du granite de Bordères-Louron intervenue avant le Trias, suivie d'une bréchification et d'un dépôt au cours du Trias. Ceci implique la mise à l'affleurement du granite de Bordères-Louron avant le Trias. L'altération que l'on observe aujourd'hui dans le massif pourrait donc résulter d'un épisode anté-triasique. Cependant, il est également possible que l'altération des blocs de granite que l'on observe aujourd'hui dans les formations triasiques résulte d'une phase d'altération post-Miocène (telle qu'évoquée ci-dessus) d'une brèche déjà en place.

L'attribution d'un âge aux altérites de Bordères-Louron est donc extrêmement difficile. La bonne correspondance topographie - horizons d'altération au niveau du replat de Lançon nous conduit à favoriser l'hypothèse post-compressive. L'hypothèse 1B, qui permet à la fois d'expliquer cette bonne correspondance à l'échelle locale et la répartition plus aléatoire observée à d'autres endroits du massif, est la plus probable. La possibilité d'un décalage du profil d'altération par des failles normales, comme cela a été décrit dans le cas du profil d'altération du Massif de l'Aston (Monod et al., 2016) est étudiée dans le Chapitre 6 (Section 6.3).

4.4.3 Age minimal de l'altération soustractive dans les Pyrénées

Récemment, Crest (2017) a fourni un âge minimal d'altération dans les massifs plutoniques des Pyrénées orientales (massifs de Mont-Louis, de l'Aston et de Bassiès). Ses travaux portant sur la quantification de la dénudation glaciaire dans les Pyrénées ont démontré l'âge pré-Würmien (voire pré-quaternaire) des altérites portées par les surfaces reliques de ces massifs plutoniques.

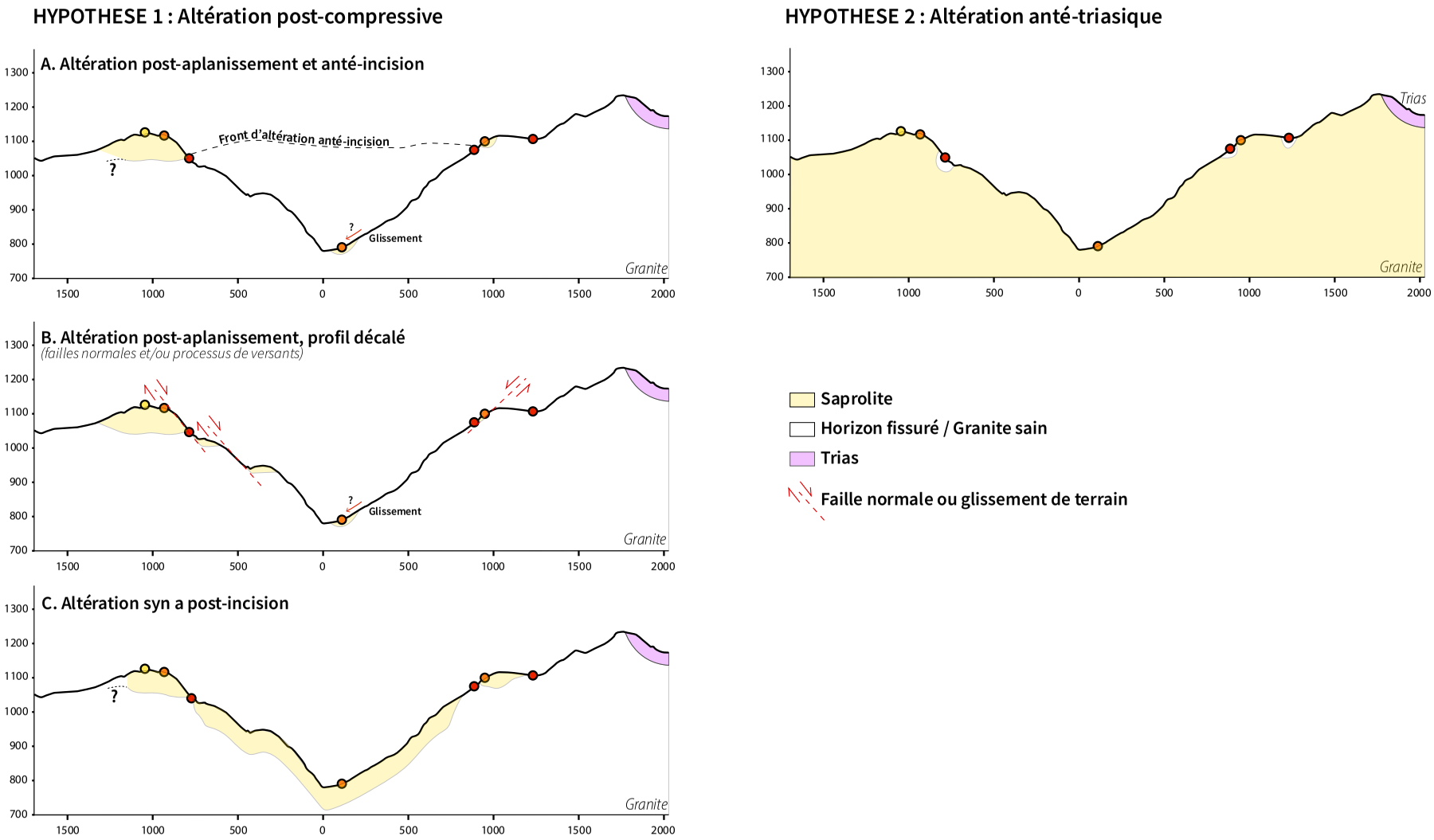


FIGURE 4.21: **Quatre interprétations différentes possibles à partir de la cartographie des horizons d'altération dans le Massif de Bordères-Louron. La localisation du profil topographique est fournie Figure 4.19. Les cercles colorés correspondent aux affleurements d'altérites (légende : voir Fig. 4.19).**

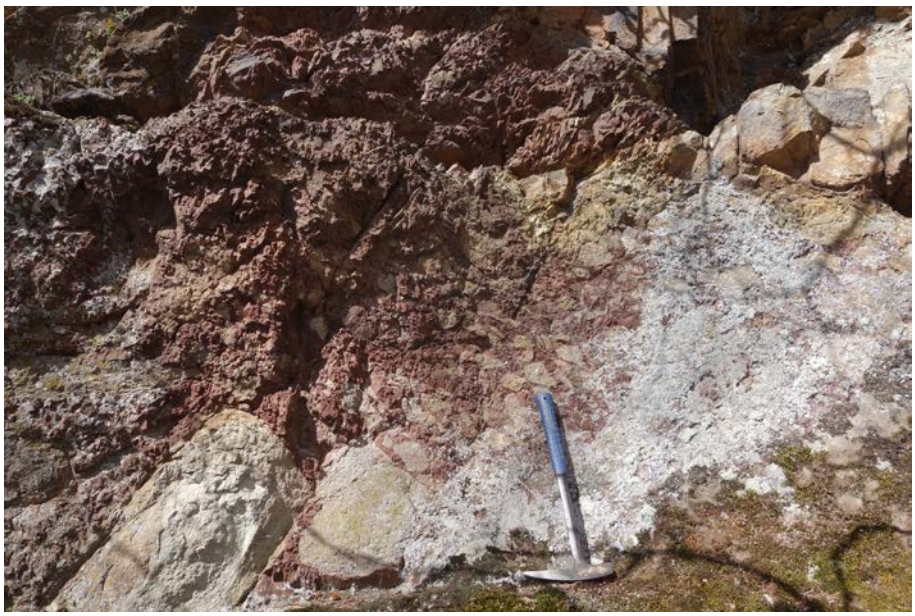


FIGURE 4.22: **Brèche observée à la base des formations triasiques discordantes sur la bordure nord-est du Massif de Bordères-Louron (localisation Figure 4.9). Les clastes sont formés de boules et de blocs anguleux de granite altéré, dans un ciment d'argilite rouge. Notez l'apparent débit en pelure d'oignon observé sur le gros bloc situé en bas à gauche de la photographie.**

Chapitre 5

Minéralogie, pétrographie et datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ des gîtes supergènes de manganèse de Las Cabesses (Zone nord-pyrénéenne) et des Hautes-Pyrénées (Zone axiale)

Sommaire

5.1 Résumé 139

5.2 Introduction 141

5.2.1 Structure et propriétés des oxydes de manganèse 141

5.2.2 Origines des oxydes de manganèse 142

5.2.3 Oxydes de manganèse utilisés pour les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ 144

5.2.4 Objectifs des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ des oxydes de Mn 145

5.3 Description des gisements 146

5.3.1 Stratégie d'échantillonnage 146

5.3.1.1 Les indices de Mn dans les Pyrénées 146

5.3.1.2 Gîtes étudiés 146

5.3.2 Présentation des deux gîtes échantillonnés 149

5.3.2.1 Las Cabesses 149

5.3.2.2 Hautes-Pyrénées 155

5.3.3 Origine des oxydes de manganèse pyrénéens 161

5.4 Minéralogie, pétrographie et datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ 162

5.4.1 Importance de la caractérisation des échantillons 162

5.4.1.1 Sélection des échantillons contenant des oxydes de Mn potassiques . . 162

5.4.1.2 Vérification de la pureté des échantillons 162

5.4.1.3 Minéralogie et pétrographie 163

5.4.2 Matériel et méthodes 163

5.4.2.1 Pétrographie et minéralogie 163

5.4.2.2 Datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ des oxydes de Mn potassiques 166

5.4.3 Résultats 171

5.4.3.1 Gîte de Las Cabesses 171

5.4.3.2 Gîte des Hautes-Pyrénées 182

5.5 Discussion : nouvelles contraintes sur l'évolution de la chaîne 198

5.1 Résumé

Dans ce chapitre, nous présentons les résultats d'une étude minéralogique, pétrologique et géochronologique d'échantillons d'oxydes de manganèse récoltés dans le but d'obtenir de nouvelles contraintes sur l'âge de la surface d'aplanissement sommitale des Pyrénées. Les échantillons ont été collectés à proximité des surfaces reliques d'altitude pyrénéennes, dans deux secteurs des Pyrénées centrales : le secteur de Las Cabesses (Massif de l'Arize, Zone nord-pyrénéenne) et le secteur des Hautes-Pyrénées (Unité de Gavarnie, Zone axiale). La caractérisation minéralogique et pétrologique des échantillons, réalisée au moyen d'analyses DRX et MEB-EDS, permet de mettre en évidence l'intervention d'au moins une phase d'altération supergène au cours de l'histoire de cristallisation des échantillons. Les analyses MEB-EDS ont permis l'identification du cryptomélane ($K_x(Mn^{4+},Mn^{3+})_8O_{16}$) au sein de certains échantillons. Cet oxyde de manganèse potassique peut être daté par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$. Dans les échantillons d'oxydes de manganèse pyrénéens, il n'a pas été possible d'isoler le cryptomélane pur de la ramsdellite (MnO_2) à laquelle il est intimement lié. Les échantillons qui ont été datés sont donc systématiquement caractérisés par des teneurs faibles en K et représentent ainsi un matériau non idéal pour la datation par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$. Des tentatives de datations ont également été réalisées sur d'autres types d'oxydes de manganèse potassiques, généralement non datés par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ (todorokite $(Ca,Na,K)_x(Mn^{4+},Mn^{3+})_6O_{12}$. $3{,}5H_2O$, birnessite $(Na,Ca)Mn_7O_{14}$. $2{,}8H_2O$).

Deux pôles d'âges ont pu être isolés à partir des résultats de l'analyse $^{40}Ar/^{39}Ar$: l'un à *ca.* 1 Ma et l'autre à *ca.* 118 - 80 Ma. Hormis un échantillon de todorokite permettant de calculer un âge quaternaire, les datations réalisées sur des échantillons formés de todorokite-birnessite ont fourni des résultats inexploitables. L'âge quaternaire est retrouvé au sein des échantillons provenant des deux gîtes de manganèse échantillonnés. L'âge crétacé a été obtenu uniquement à partir d'échantillons provenant du site situé dans la Zone axiale. Cet âge peut correspondre à : (i) un épisode d'altération intervenu au toit d'un bloc basculé de la marge ibérique émergé au moment du rifting pyrénéen, ou (ii) à un épisode d'hydrothermalisme intervenu à cette période. Notre étude ne permet pas de trancher entre ces deux possibilités. L'âge quaternaire correspond à un épisode d'altération supergène, nécessairement intervenu au cours d'un stade interglaciaire durant lequel l'eau liquide était disponible.

Nous discutons la signification de la lacune d'enregistrement existant entre le Crétacé et le Quaternaire, alors qu'à certaines périodes les conditions étaient favorables au développement d'un profil d'altération (en particulier au moment où la chaîne des Pyrénées était une pénéplaine d'altitude). Cette lacune peut être interprétée comme le signe d'une ou plusieurs phases de réactivation des profils d'altération préexistants. La dernière phase d'altération a ainsi probablement été à l'origine du remplacement ou de la cristallisation de nouveaux oxydes de manganèse durant le Quaternaire. La

préservation des âges crétacés au coeur de la Zone axiale est, dans ce contexte, surprenante et devra être étudiée plus en détail.

5.2 Introduction

5.2.1 Structure et propriétés des oxydes de manganèse

Le manganèse (Mn) est le dixième élément le plus abondant dans la croûte terrestre (la teneur moyenne en Mn des roches crustales est d'environ 0,1 % ; Turekian and Wedepohl, 1961). Il est très fréquemment oxydé, donnant naissance à plus d'une trentaine d'oxydes de manganèse naturels (Post, 1999), pour la plupart formés dans des conditions supergènes (i.e., groupe de la hollandite). Les minéraux principaux contenant du Mn dont il est question dans ce chapitre sont présentés Table 5.1.

TABLE 5.1: **Composition des principaux minéraux contenant du Mn évoqués dans ce chapitre.** * Oxydes appartenant au groupe de la hollandite *s.l.* (Source : Post (1999)).

	Minéral	Formule chimique
Oxydes et hydroxydes	Pyrolusite	MnO_2
	Ramsdellite	MnO_2
	Hollandite *	$Ba_x(Mn^{4+}, Mn^{3+})_8O_{16}$
	Cryptomélane *	$K_x(Mn^{4+}, Mn^{3+})_8O_{16}$
	Manjiroite *	$Na_x(Mn^{4+}, Mn^{3+})_8O_{16}$
	Coronadite *	$Pb_x(Mn^{4+}, Mn^{3+})_8O_{16}$
	Todorokite	$(Ca,Na,K)_x(Mn^{4+}, Mn^{3+})_6O_{12} \cdot 3{,}5H_2O$
	Birnessite	$(Na,Ca)Mn_7O_{14} \cdot 2{,}8H_2O$
	Hausmannite	$Mn^{2+}Mn_2{}^{3+}O_4$
Carbonate	Rhodochrosite	$MnCO_3$
	Kutnohorite	$(Ca,Mn^{+2})CO_3$
Silicate	Spessartine	$Mn^{2+}{}_3Al_2(SiO_4)_3$

Le Mn possède trois états d'oxydation (II, III, IV), qui lui permettent de former de nombreux motifs et variétés structurales dans des conditions chimiques, physiques et biologiques variées (Post, 1999). Dans les oxydes et hydroxydes de Mn, l'ion tétravalent (Mn^{4+}) associé à six atomes d'oxygène constitue un radical octaédrique ($Mn[IV]O_6$) qui peut former deux types de structures par partage d'arêtes ou des coins : (i) les structures en chaîne et tunnel ou (ii) les structures en feuillets (Fig. 5.1 ; Post, 1999). La configuration structurale des divers oxydes de manganèse permet l'incorporation de nombreux autres cations métalliques. La structure en tunnel des oxydes du groupe de la hollandite *s.l.* [$(K,Na,Pb,Ba)Mn_8O_{16}$], qui nous intéressera particulièrement dans la suite de ce chapitre, permet ainsi à des ions de grand rayon atomique tels que le Pb^{2+}, le Ba^{2+}, ou encore le K^+ de s'y loger (Post, 1999; Vasconcelos, 1999; Biagioni et al., 2012).

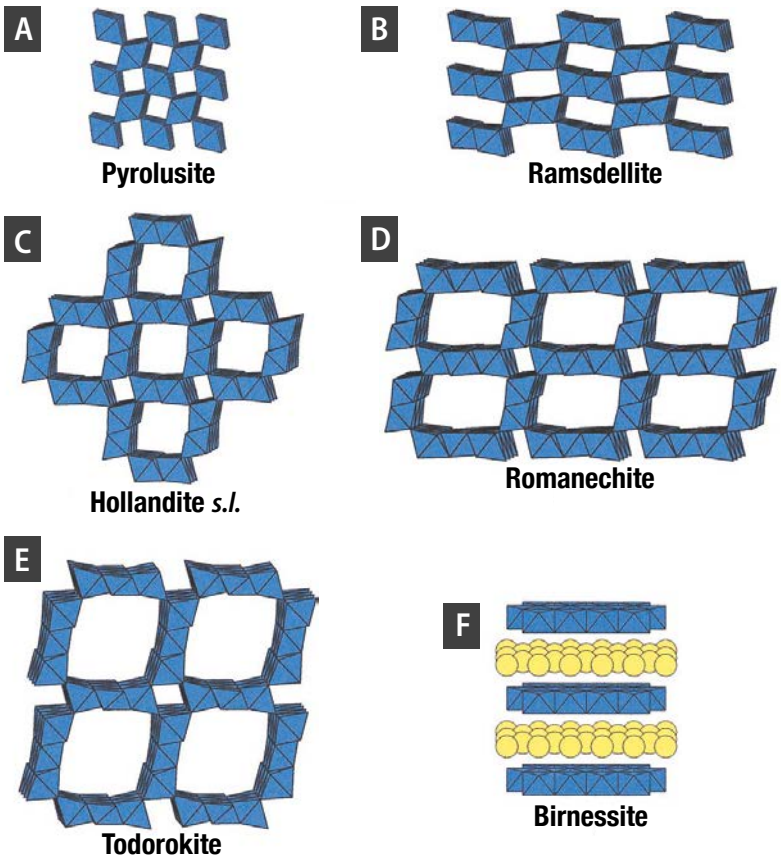


FIGURE 5.1: **Structure cristalline des principaux oxydes de manganèse (vue parallèle aux chaînes octaédriques de Mn). A), B), C), D), E) Structures en chaînes et tunnels. Les tunnels sont formés par l'association de chaînes simples, doubles ou triples d'octaèdres de MnO_6. F) Structure en feuillets : en jaune sont représentés les sites H_20/Na, alternant avec les feuillets d'octaèdres de MnO_6 en bleu.** Adapté de Post (1999).

5.2.2 Origines des oxydes de manganèse

Les dépôts d'oxydes de Mn se forment selon quatre mécanismes principaux, favorisés par le caractère extrêmement mobile du Mn^{2+} en milieu aqueux (Fig. 5.2 ; Crerar, 1980; Roy, 1997; Kuleshov, 2011; Dekoninck, 2019) :

- (i) par l'accumulation de particules de Mn provenant des continents ou des cheminées hydrothermales médio-océaniques. La teneur en Mn de ces dépôts peut être augmentée par les processus diagénétiques ;

- (ii) en contexte métamorphique ;

- (iii) sous l'influence de fluides hydrothermaux sur les fonds océaniques, dans les bassins intracontinentaux ou en périphérie de plutons. L'activité de microorganismes mangano-oxydants peut accélérer le taux d'oxydation du Mn^{2+} de cinq ordres de grandeur par rapport à une oxydation abiotique (Tebo, 1997) ;

- (iv) par l'altération de carbonates ou de silicates manganésifères, menant soit à l'oxydation du Mn divalent en formant des oxydes, hydroxydes et oxyhydroxydes de Mn, ou bien à sa dissolution,

migration et re-précipitation à la faveur des fluides météoriques.

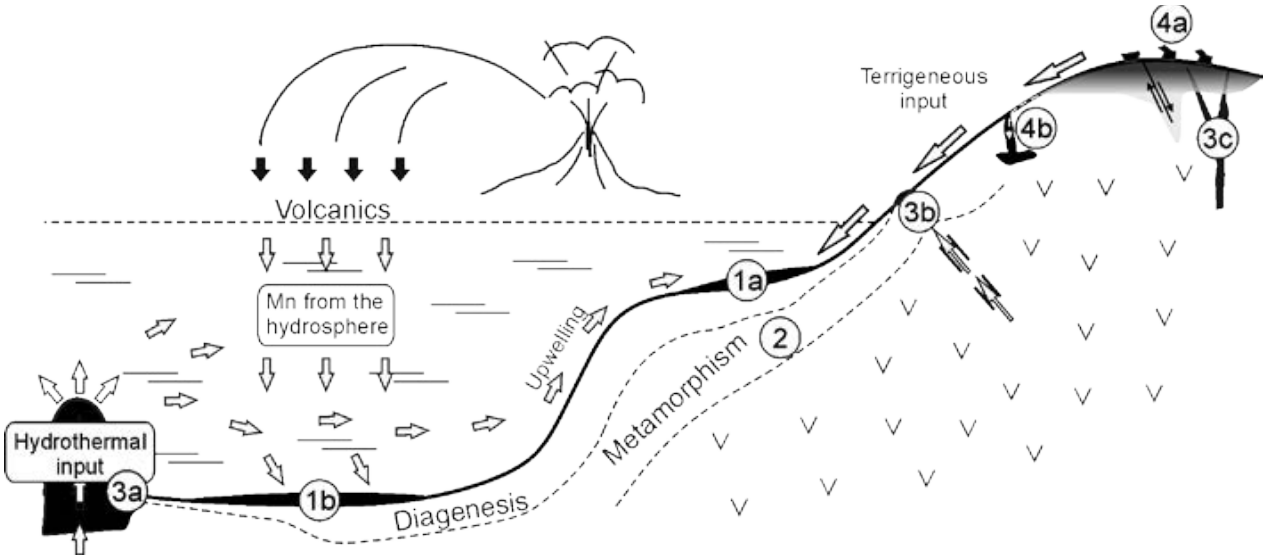


FIGURE 5.2: **Principales origines des dépôts de Mn sur Terre. 1) Dépôts sédimentaires-diagénétiques non volcaniques (1a), volcano-sédimentaires (1b) ; 2) Dépôts métamorphiques ; 3) Dépôts hydrothermaux de type SEDEX (3a), continentaux type sources chaudes (3b) ou filons hypogènes (3c) ; Dépôts supergènes correspondant aux cuirasses d'altération et à l'oxydation de dépôts primaires (4a) ou aux remplissages karstiques (4b).** Tiré de Dekoninck (2019) (modifié de Kuleshov (2011)).

La majorité (93,6 %) des gisements mondiaux d'oxydes de Mn sont affectés par des processus d'altération (Laznicka, 1992). Au cours de l'altération, le Mn a un comportement semblable à celui du fer et il lui est fréquemment associé. Le Mn contenu dans les minéraux primaires de la roche-mère (biotite, pyroxène, amphibole, rhodochrosite...) est libéré par les réactions d'hydrolyse (*Cf.* Chapitre 4, Section 4.2.2.2). Il est lessivé par les fluides météoriques sous forme de Mn^{2+}, et est à nouveau oxydé dans la zone de battement de la nappe phréatique. De nombreuses séquences d'altération de minéraux manganésifères ont été décrites, et il est actuellement difficile d'en établir un schéma générique (Fig. 5.3). Néanmoins, la tendance générale montre une oxydation progressive du Mn au cours de l'altération, depuis le Mn^{2+} des minéraux primaires jusqu'aux Mn^{3+} et Mn^{4+} des oxydes, ces deux derniers étant souvent associés en proportions variées.

Le Mn peut également s'associer à d'autres cations et précipiter sous de nombreuses formes (Fig. 5.1), parmi lesquelles le cryptomélane $[K_xMn^{4+}{}_{8-x}Mn^{3+}{}_xO_{16}]$ dont il sera question plus tard dans ce chapitre car c'est l'oxyde de Mn le plus fréquemment utilisé pour la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ de l'altération.

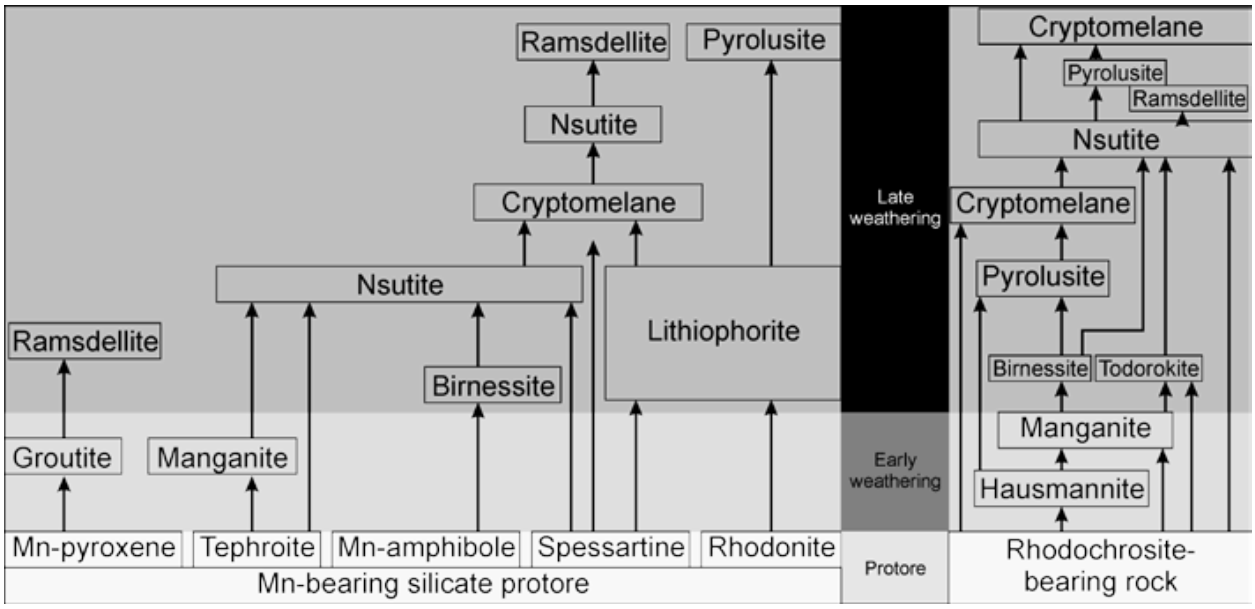


FIGURE 5.3: **Tentative de synthèse des séquences d'altération des minéraux manganésifères selon le type de roche-mère. Notez que ces séquences d'altération sont indicatives et peuvent être complexifiées en fonction de la composition du fluide impliqué dans les processus d'altération ainsi que du taux d'altération.** Tiré de Dekoninck (2019).

5.2.3 Oxydes de manganèse utilisés pour les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$

Les minéraux ciblés pour la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ de l'altération dans les Pyrénées appartiennent au groupe de la hollandite *s.l.* [(K,Na,Pb,Ba)Mn_8O_{16}]. Leur structure en tunnel, formée par l'association des chaînes octaédriques de MnO6, permet l'intégration de K (jusqu'à 5,32 % dans le cryptomélane pur ; Dekoninck, 2019). Les dimensions du tunnel (2x2 chaînes octaédriques, Fig. 5.1) favorisent également la rétention de l'argon radiogénique (^{40}Ar). Ces deux caractéristiques propres aux minéraux du groupe de la hollandite *s.l.*, et en particulier au cryptomélane, autorisent une datation précise par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Vasconcelos et al., 1994; Ruffet et al., 1996; Hénocque et al., 1998; Vasconcelos, 1999). Les autres oxydes de Mn à structure en tunnel sont moins (ou pas du tout) favorables à ce type de datation. Ainsi la todorokite, qui peut contenir de faibles quantités de K en substitution au Na et Ca, ne permet pas de retenir efficacement l'^{40}Ar en raison des dimensions supérieures des tunnels (3x3 chaînes octaédriques,Fig. 5.1) et est donc peu recommandée pour les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Ostwald, 1986; Post, 1999; Vasconcelos, 1999). La pyrolusite et la ramsdellite n'intègrent théoriquement pas de K en raison de la petite taille des tunnels (Fig. 5.1) et ne sont donc pas non plus propices à ce type de datation (Ostwald, 1984; Post, 1999; Vasconcelos, 1999), bien que la structure compacte puisse retenir les gaz volatiles. Notons tout de même que la todorokite a déjà fait l'objet de datations par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Dammer et al., 1996). Outre une teneur suffisante en K, la méthode de datation requiert des échantillons présentant une bonne cristallinité. Cette caractéristique peut être évaluée à l'œil nu par la cohérence du matériel et l'existence de reflets métalliques. Une étude approfondie des

échantillons en diffraction des rayons X (DRX) et en microscopie est ensuite nécessaire afin d'identifier les minéraux du groupe de la hollandite, dont la forme est aciculaire lorsqu'ils sont bien cristallisés (Cf. Section 5.4 ci-dessous).

5.2.4 Objectifs des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ des oxydes de Mn

Le cryptomélane se forme dans la grande majorité des cas au sein des profils d'altération soustractive. Il faut tout de même noter qu'il est également, plus rarement, retrouvé dans les contextes hydrothermaux (*e.g.* Endo et al., 1974; Roy, 1968). La datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ des oxydes de Mn potassiques permet de dater l'intervention du processus - hydrothermalisme ou altération - à l'origine de leur cristallisation.

Dans le cas des oxydes de Mn ayant cristallisé au cours de l'altération, qui nous intéressera plus particulièrement dans la suite de ce chapitre, les âges obtenus par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ doivent être examinés à la lumière du fonctionnement des profils d'altération. Nous avons vu dans le Chapitre 4 que l'évolution d'un profil d'altération soustractive est à la fois régie par le climat, la nature de la roche-mère et par le relief. Par conséquent, les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ peuvent refléter : (i) l'établissement de périodes climatiques favorables à la formation des oxydes de Mn, ou (ii) des périodes caractérisées par la présence de morphologies peu pentées subissant une surrection lente (Vasconcelos, 1999; Hautmann and Lippolt, 2000; Dekoninck, 2019). De nombreuses études s'intéressant à la formation de surfaces d'aplanissement utilisent les âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ des altérites observées au niveau de ces surfaces afin d'apporter des contraintes temporelles à l'histoire érosive des régions concernées (*e.g.* Beauvais et al., 2008; Dill et al., 2010; De Putter et al., 2015; Bonnet et al., 2016; Vasconcelos and Carmo, 2018). C'est précisément dans cet objectif que nous avons entrepris une datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ des oxydes de manganèse pyrénéens. Il faut ici noter que les âges d'altération obtenus sont des âges minimums dans le cas où le sommet des profils d'altération, où l'on s'attend à observer les âges les plus anciens du fait de la progression *per descensum* de l'altération, est érodé (Vasconcelos et al., 1994; Ruffet et al., 1996; Vasconcelos, 1999).

Les travaux présentés dans ce chapitre ont été réalisés en collaboration avec : (i) Bernard Monod (BRGM Toulouse) et Robert Wyns (BRGM Orléans) pour l'échantillonnage des oxydes de manganèse, et (ii) Augustin Dekoninck, Johan Yans (UNamur) ainsi que Gilles Ruffet (CNRS - Université de Rennes) pour la préparation et l'analyse des échantillons.

5.3 Description des gisements

5.3.1 Stratégie d'échantillonnage

Les sites d'échantillonnage ont été choisis pour : (i) la présence d'indices miniers de Mn, permettant leur localisation, et (ii) l'existence de surfaces reliques au-dessus des gisements.

5.3.1.1 Les indices de Mn dans les Pyrénées

Deux des trois principaux gisements de Mn du territoire français se trouvent dans les Pyrénées : les gîtes de Las Cabesses (Ariège) et des Hautes-Pyrénées (Lougnon, 1981). Quelques gisements, de tailles plus modestes, existent également à d'autres endroits dans les Pyrénées (Fig. 5.4). Les mines de Mn pyrénéennes ont commencé à être exploitées au cours de la seconde moitié du 19ème siècle. Le minerai extrait était un minerai oxydé, utilisé pour la fabrication du chlore, le blanchissement des verres, la fabrication de colorants pour les faïenceries et les poteries. Le fonctionnement des mines de Mn pyrénéennes a cessé au cours des années 1940, après épuisement quasi-total des réserves (Lougnon, 1981).

La très grande majorité des gîtes et indices décrits dans les Pyrénées sont localisés au sein des formations dévono-carbonifères des massifs nord pyrénéens et de la Zone axiale (Fig. 5.4 ; Lougnon, 1981). Les calcaires « infragriottes », « griottes » et « supragriottes » du Dévonien supérieur renferment en particulier des teneurs anormales en Mn, souvent de l'ordre de quelques % (Lougnon, 1981). Certaines formations gréso-argileuses du Permien au Jurassique inférieur abritent également des gîtes de Mn.

5.3.1.2 Gîtes étudiés

La localisation des gisements sur lesquels nous nous sommes rendus est présentée en Figure 5.5. Il n'est généralement pas possible de distinguer les différentes espèces d'oxydes de Mn à l'œil nu, la plupart se présentant sous la forme d'amas ou revêtements marrons à noirs, cryptocristallins et souvent polyminéraux. Seules les analyses approfondies (DRX, microscopie et analyses chimiques) permettent d'identifier les différents oxydes. Pour chaque site investigué dans lequel on a observé des oxydes de Mn, les échantillons d'oxydes les mieux cristallisés en apparence ont été collectés. Les roches présentant des oxydes de Mn dendritiques ou sous forme d'enduits peu épais (Fig. 5.6.F, G) ont ainsi été laissées de côté au profit d'échantillons formés d'amas ou de revêtements d'épaisseur importante (Fig. 5.6.A, B, C, D, E). Deux des secteurs étudiés ont permis de collecter des échantillons favorables à la datation (Fig. 5.5).

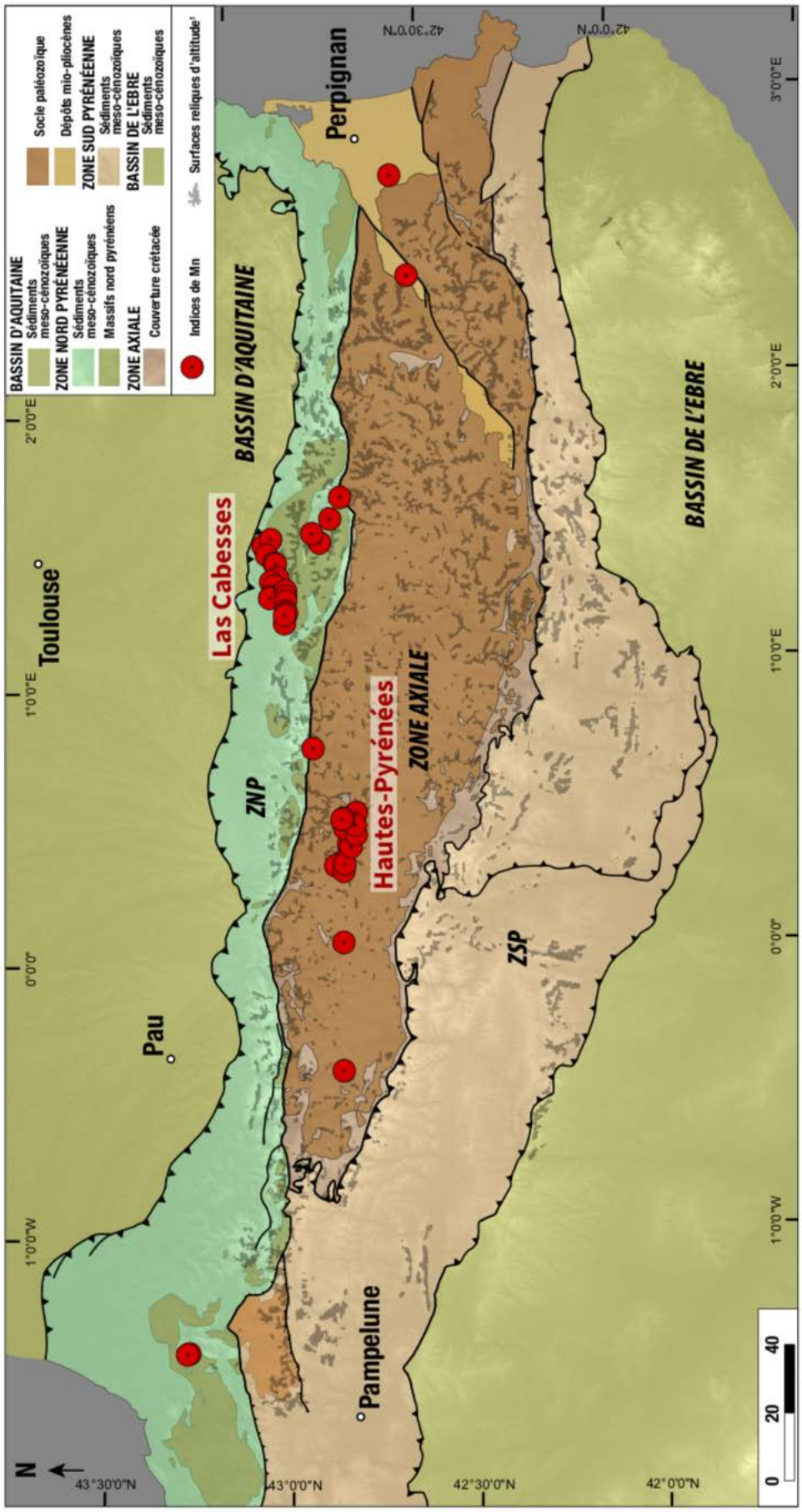


FIGURE 5.4: **Localisation des gisements de Mn dans les Pyrénées (sources : Lougnon (1981) et cartes géologiques au 1 : 50 000 du BRGM).** Fond de carte redessiné à partir de la carte géologique des Pyrénées à l'échelle du 1 :400 000 (BRGM-IGME). 1 : surfaces reliques d'altitude cartées par Bosch (2016), ajoutées à titre indicatif.

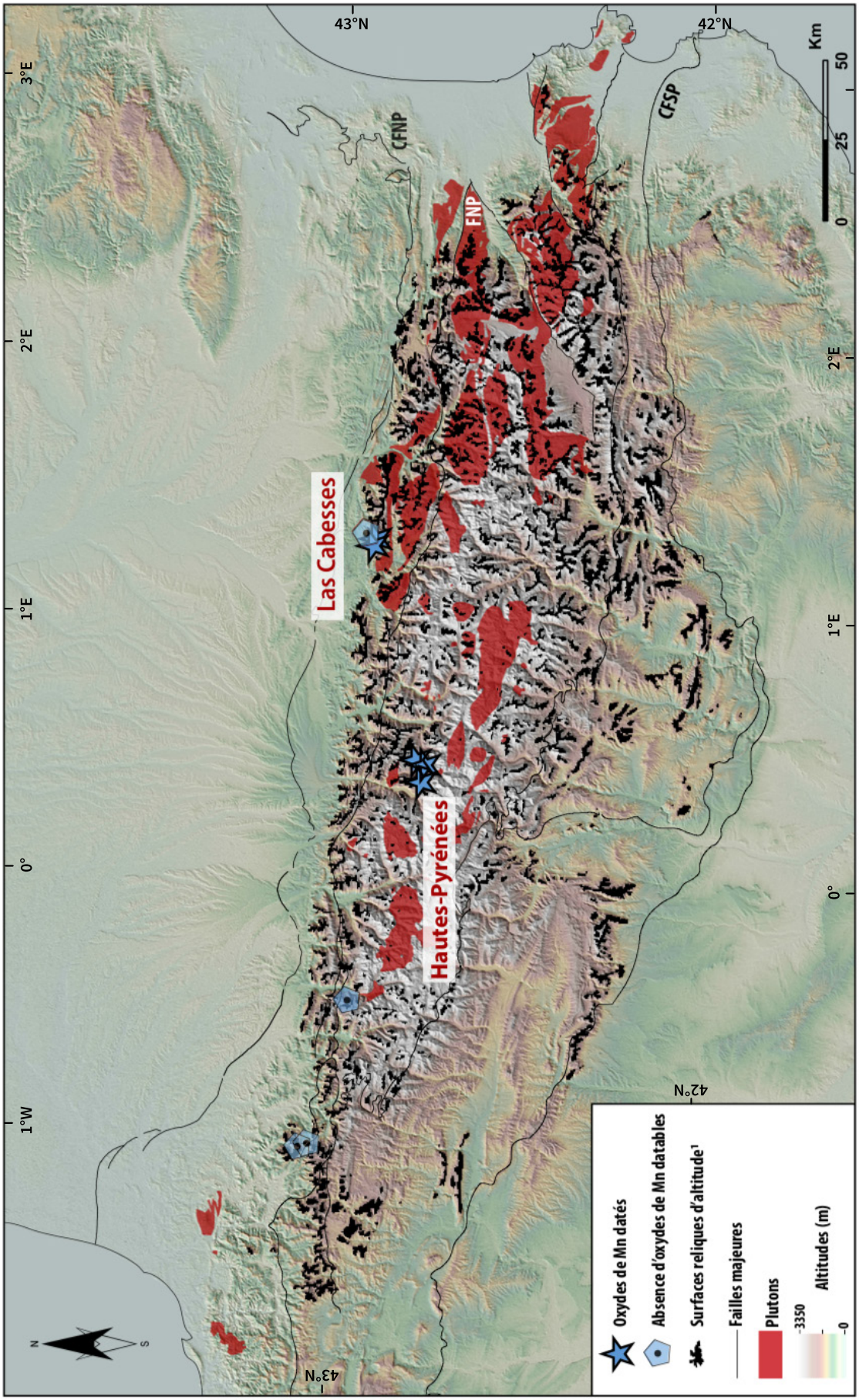


FIGURE 5.5: **Carte des gisements de manganèse visités dans le cadre de cette étude. Les gisements dans lesquels des oxydes de manganèse ont été échantillonnés sont représentés par les étoiles bleues.** 1 : Bosch (2016).

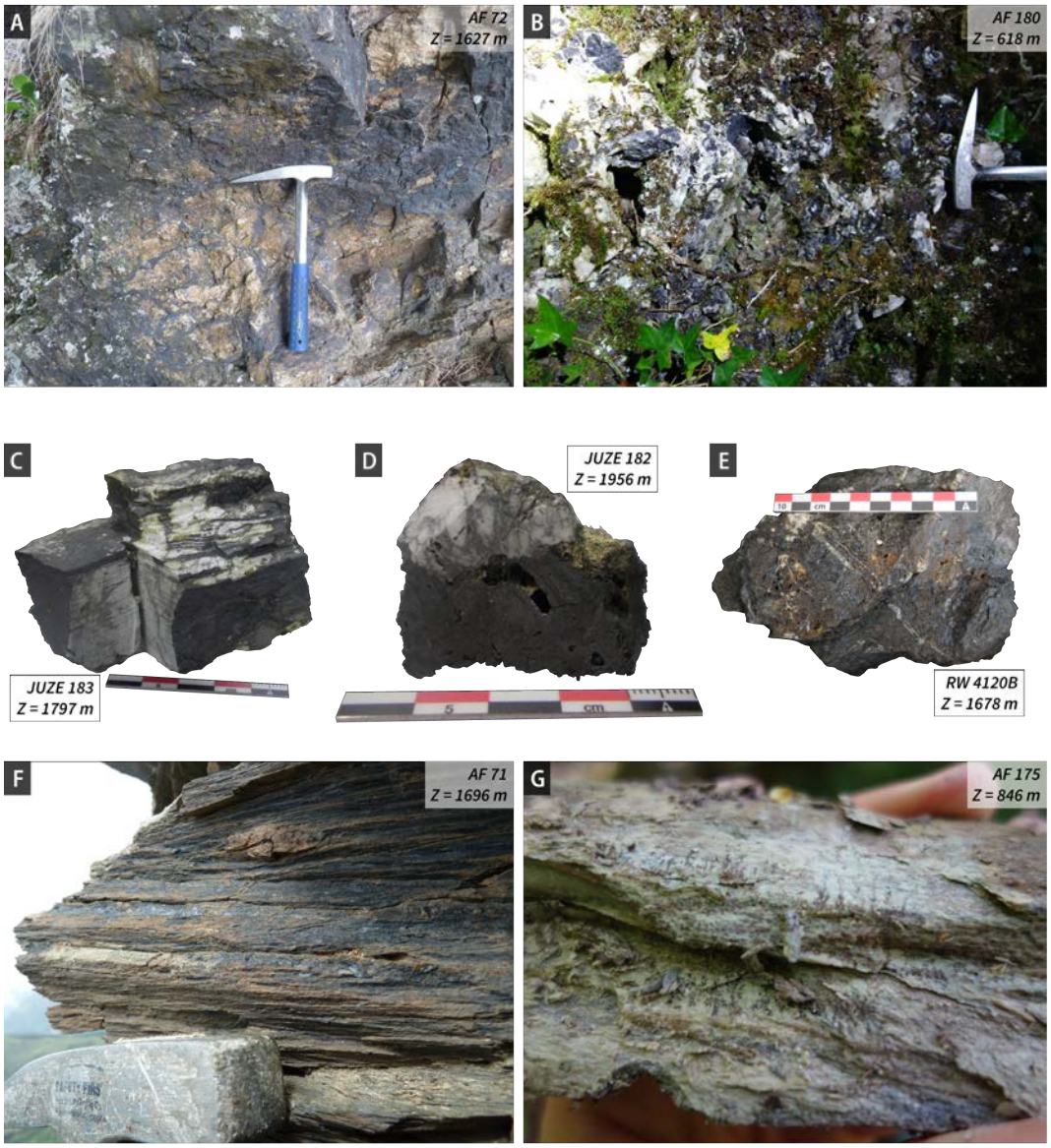


FIGURE 5.6: **Quelques exemples d'échantillons d'oxydes de Mn rencontrés dans les Pyrénées. A) B) C) D) E) Echantillons collectés pour la caractérisation minéralogique et pétrographique en vue de la datation. F), G) Enduits de surface non utilisables pour les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$.**

La majorité des échantillons provient des parois d'entrées de galeries minières ou de déblais de mines. Ainsi, il n'a pas été possible de replacer les échantillons au sein de profils d'altération complets, et nous n'avons donc pas été en mesure de réaliser des profils d'échantillonnage verticaux qui auraient été intéressants pour étudier la succession verticale des oxydes de Mn.

5.3.2 Présentation des deux gîtes échantillonnés

5.3.2.1 Las Cabesses

Géologie du secteur de Las Cabesses

Le gîte de Las Cabesses se trouve dans le Massif de l'Arize, situé dans la partie centrale de la Zone nord-pyrénéenne (Fig. 5.4). Le Massif de l'Arize est formé de roches sédimentaires cambriennes

à permiennes, intrudées par des roches plutoniques tardi-carbonifères (Fig. 5.7 ; Vacherat et al., 2017). Ce massif est scellé par des sédiments triasiques discordants au nord, et est bordé par le Massif des Trois Seigneurs au sud (Barrouquère et al., 1976). Les terrains du Massif de l'Arize forment une série d'anticlinaux et de synclinaux légèrement déversés vers le nord, et traversés par d'importants accidents d'orientation E-W. Plusieurs gîtes de Mn sont rapportés dans ce massif (Lougnon, 1981). Tous sont localisés dans les formations dévoniennes de la moitié ouest du massif, à proximité du contact avec les terrains carbonifères (Fig. 5.7). L'ensemble des échantillons d'oxydes de Mn potentiellement favorables pour la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ a été collecté au sein de formations du Dévonien supérieur.

Histoire de l'exhumation du Massif de l'Arize

L'histoire pré-orogénique de l'exhumation du secteur du Massif de l'Arize a été décrite dans le Chapitre 4 (Section 4.4.1.2). Elle est, au premier ordre, caractérisée par le fonctionnement de blocs basculés - qui correspondent aujourd'hui aux massifs de l'Arize et des Trois-Seigneurs - dont le toit a probablement été exhumé au cours du Crétacé inférieur (Barrouquère et al., 1976; Vacherat et al., 2016). Les travaux de thermochronologie basse température montrent donc une histoire d'exhumation du Massif de l'Arize en deux phases : (i) la bordure sud du massif est exhumée au cours de l'intervalle Barrémien-Albien (*ca.* 130 - 110 Ma), et (ii) l'inversion pyrénéenne est à l'origine d'un second pic d'exhumation entre l'Eocène inférieur et le Miocène (50 - 35 Ma ; Vacherat et al., 2016).

Géomorphologie du secteur de Las Cabesses

Le Massif de l'Arize est caractérisé par une très bonne préservation des surfaces reliques d'altitude. Ces reliques recoupent à la fois les roches sédimentaires paléozoïques et les roches cristallines qui constituent le massif (Fig. 5.8). L'analyse des paysages, appuyée par les cartes topographiques à l'échelle du 1 : 25 000 de l'IGN (Institut Géographique National) montre l'existence de surfaces planes sur les crêtes du versant nord de la Vallée du Nert, à une altitude inférieure à 1000 m (Fig. 5.9.A). Ces surfaces ont des caractéristiques semblables à celles des surfaces situées sur les crêtes du flanc sud de cette vallée, qui apparaissent sur la cartographie semi-automatique de Bosch (2016) (Fig. 5.8). L'absence des surfaces situées au nord de la vallée sur cette cartographie est expliquée par le seuil inférieur d'altitude des surfaces fixé à 1000 m dans cette méthode (Bosch, 2016). Les points d'échantillonnage d'oxydes de Mn de Las Cabesses se trouvent à des altitudes comprises entre 590 et 899 m (Fig. 5.9.B, C). L'altitude relative des échantillons par rapport aux surfaces de faible pente est fournie dans la Figure 5.9.B, C.

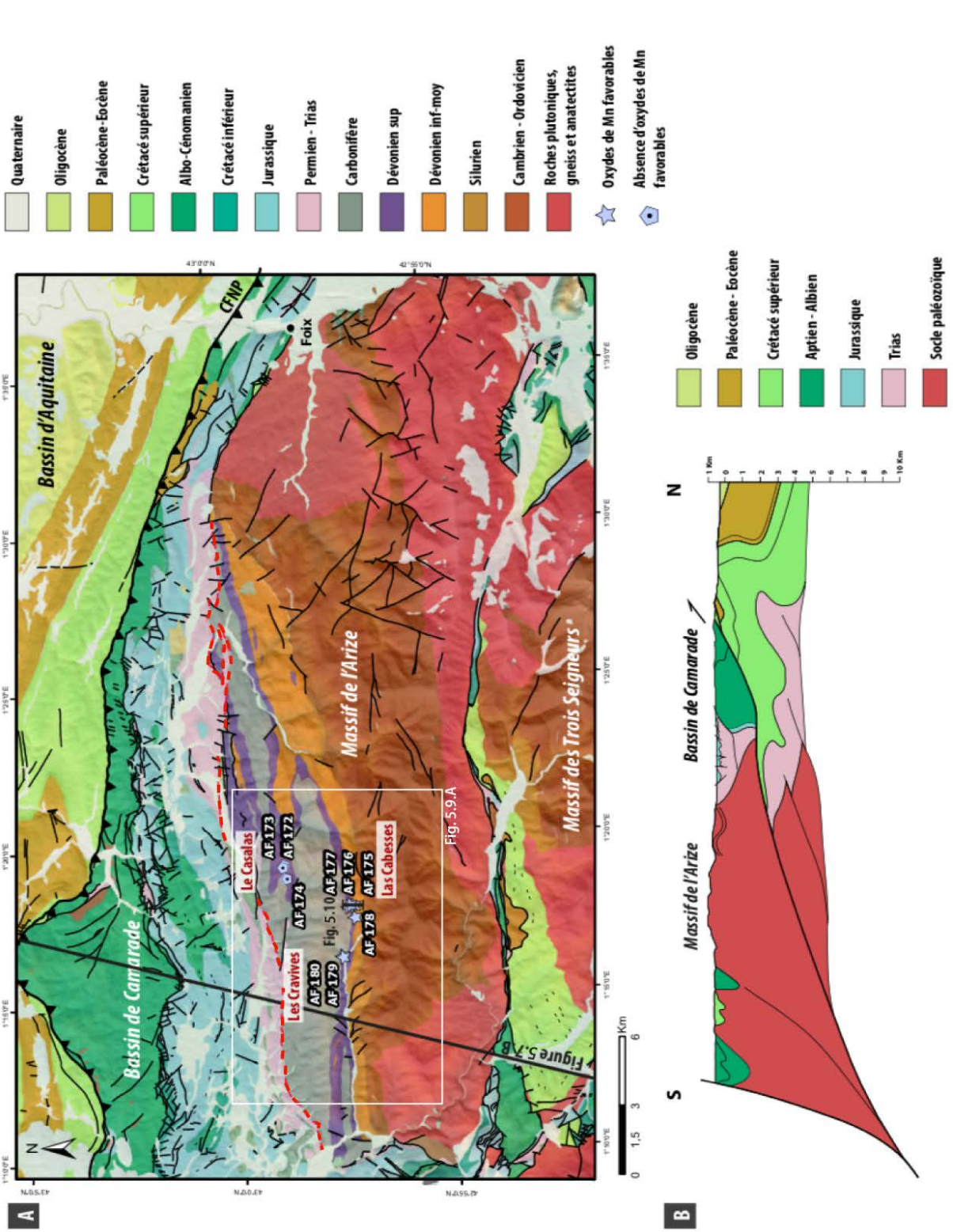


FIGURE 5.7: **A) Carte géologique du secteur du Massif de l'Arize (source : cartes géologiques n ° 1074, 1075, 1086 et 1087 à l'échelle du 1 : 50 000 du BRGM). Les pointillés rouges soulignent la discordance du Trias sur la bordure nord du Massif de l'Arize. Le cadre blanc localise la Fig. 5.9.A. CFNP : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen. B) Coupe géologique (localisation en A).** Redessinée d'après Vacherat et al. (2016).

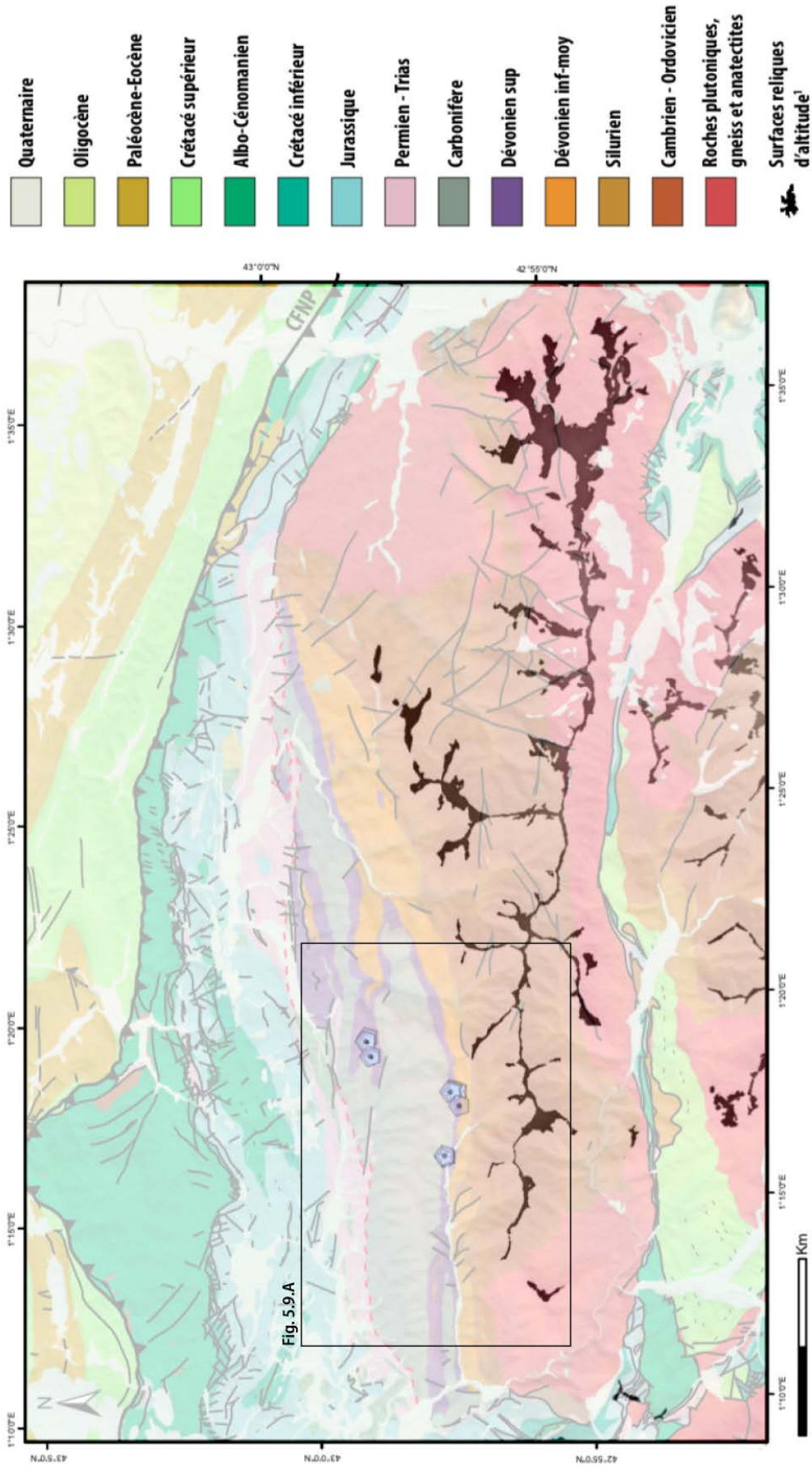


FIGURE 5.8: **Position des surfaces reliques d'altitude dans le Massif de l'Arize (sources du fond de carte : cartes géologiques n° 1074, 1075, 1086 et 1087 à l'échelle du 1 : 50 000 du BRGM). Le cadre noir localise la Fig. 5.9.A.** 1 : (Bosch, 2016).

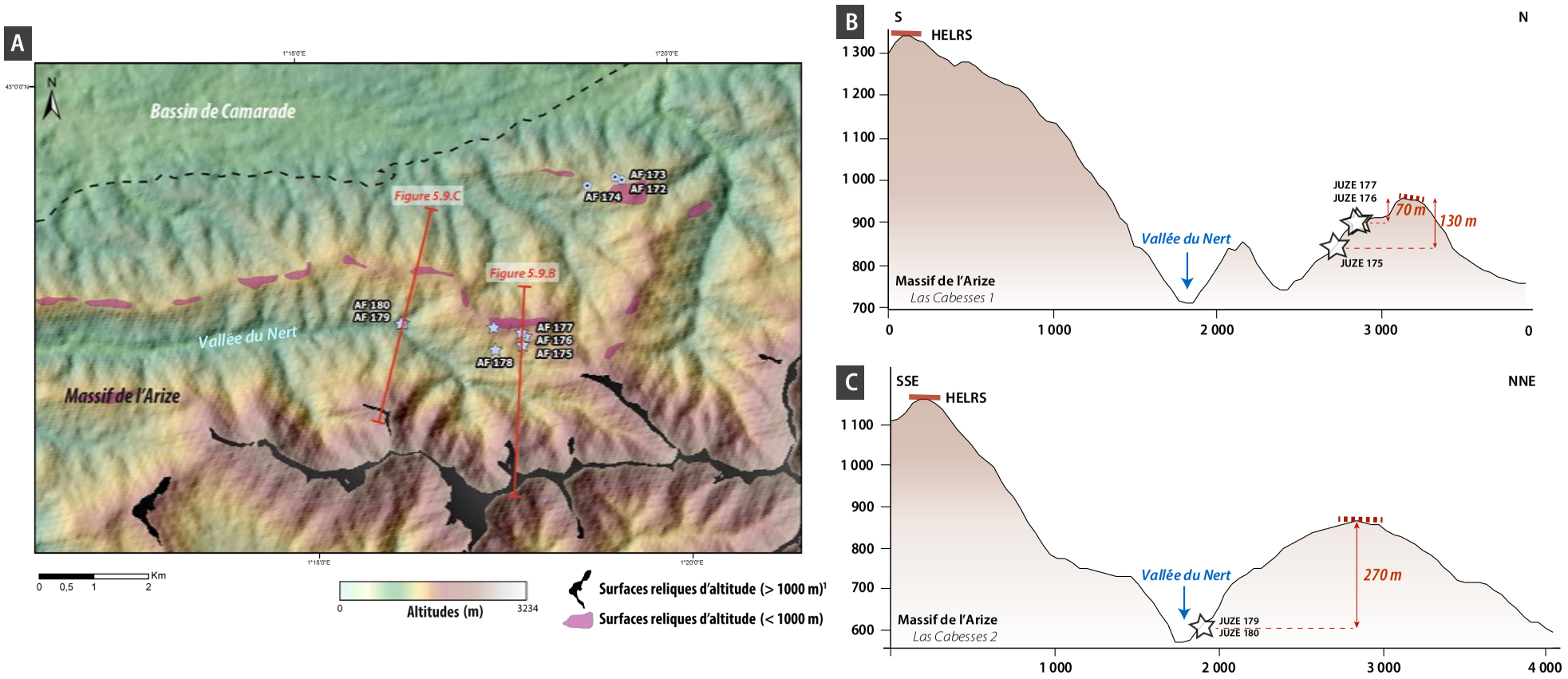


FIGURE 5.9: **A) Localisation des échantillons sur le MNT Aster GDEM (résolution 30 m). Les pointillés noirs soulignent la bordure nord du Massif de l'Arize. Les surfaces de faible pente situées à une altitude inférieure à 1000 m (représentées en rose) ont été cartographiées à partir de la carte topographique de Saint-Girons/Couserans à l'échelle du 1 : 25 000. 1 : Bosch (2016). B), C) Profils topographiques des flancs de la Vallée du Nert (exagération verticale x 2,5). La position des affleurements où des oxydes de manganèse ont été observés est donnée par les étoiles. HELRS : surfaces reliques d'altitude selon Bosch (2016). Les surfaces de faible relief et de faible pente représentées par les pointillés rouges correspondent aux surfaces que nous avons cartées à la main. L'altitude relative des échantillons par rapport aux surfaces reliques est indiquée en rouge.**

Le gisement de Las Cabesses

Le gîte de Las Cabesses a été le deuxième gisement producteur de Mn français (Lougnon, 1981). Il est localisé au sein des formations du Dévonien supérieur du Massif de l'Arize. L'ensemble des descriptions du gisement données ci-dessous sont tirées du rapport minier établi par Lougnon. Le minerai exploité se présentait sous la forme d'amas localisés dans la partie supérieure des calcaires dévoniens supérieurs qui sont ici fortement dolomitisés, redressés et chevauchent les formations du Carbonifère inférieur (Fig. 5.10).

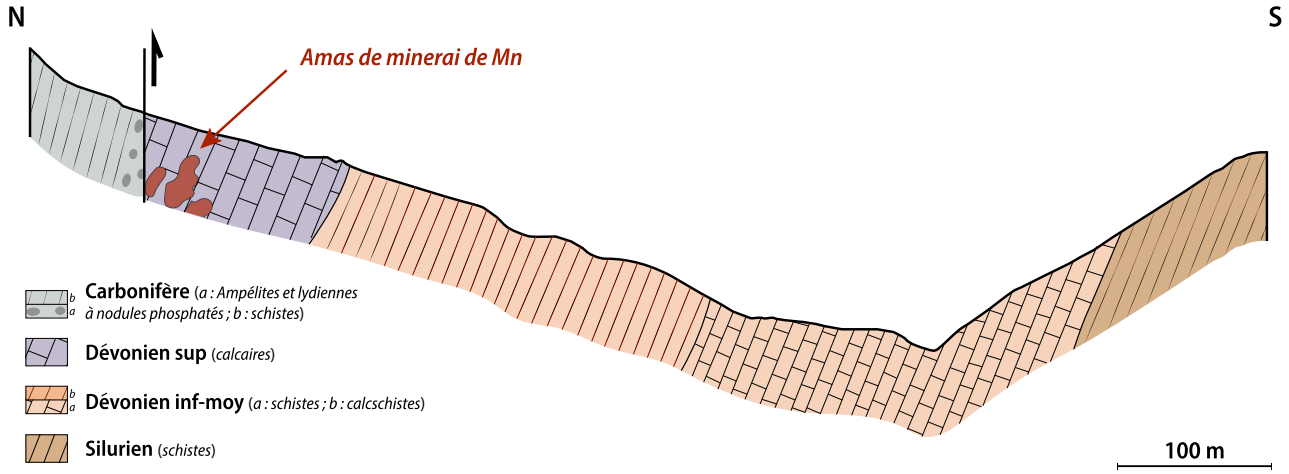


FIGURE 5.10: **Localisation du minerai de Mn au sein des calcaires dévoniens supérieurs de Las Cabesses (localisation : *Cf.* Fig. 5.7).** Redessiné d'après Lougnon (1981).

Au niveau de l'ancienne concession de Las Cabesses (au Clot d'Enderre), le minerai était oxydé sur les vingt premiers mètres. Ce "chapeau de Mn" était en partie encaissé dans des cavernes de dissolution. Les contours des amas de minerais étaient très irréguliers et se trouvaient localement dans un encaissant très fracturé qui pouvait présenter des écailles de minerai subhorizontales, fortement tectonisées et limitées par des plans de glissement courbes. Ces écailles montraient de nombreuses failles verticales et de nombreux filons de calcite. Le calcaire dolomitisé est rougeâtre et présente une structure bréchique. Les calcaires et calcschistes du Dévonien supérieur contiennent de la rhodochrosite et de la kutnahorite (Table 5.1). Ces minéraux primaires sont retrouvés dans le minerai qui était exploité. La hausmannite et la parsettensite (silicate de Mn) sont également décrites dans le minerai, dont la teneur en MnO atteignait jusqu'à 45 % (Lougnon, 1981).

Des « terres noires manganésifères », selon l'expression employée par Lougnon (1981), caractérisées par des teneurs en Mn pouvant atteindre 40 %, sont présentes en différents points du secteur de Las Cabesses. Ces gîtes d'oxydes de Mn non cristallins (ou "*wads*") sont observés sous deux états différents :

- (i) ils sont parfois interstratifiés dans les schistes et jaspes noirs ("*lydiennes*") du tournaisien-viséen (Lougnon, 1981). Ces terres noires résultent de l'altération d'un schiste manganésifère

du Carbonifère supérieur ;

- (ii) ils constituent à d'autres endroits des remplissages de poches karstiques formées dans les calcaires dévoniens supérieurs (Fig. 5.11).

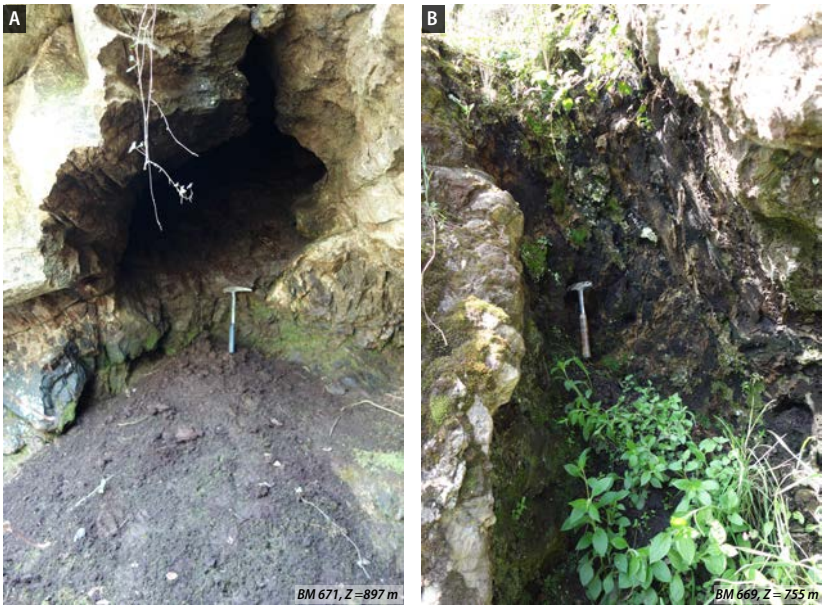


FIGURE 5.11: **Affleurements de terres noires manganésifères. A) Poche karstique formée dans les calcaires dévoniens supérieurs. Les parois de la poche sont tapissées de terres noires manganésifères. Ces terres noires sont retrouvées au pied de la cavité. B) Remplissage karstique de terres noires manganésifères.**

Ce matériel n'est pas propice aux datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ en raison de sa très faible cristallinité. L'existence des terres noires manganésifères permet néanmoins de montrer l'intervention d'une phase d'altération affectant les roches du Dévonien supérieur et du Carbonifère inférieur. Cette altération est superficielle et a été interprétée comme la marque d'un épisode d'altération récent (Lougnon, 1981).

5.3.2.2 Hautes-Pyrénées

Géologie du secteur des Hautes-Pyrénées

Le gîte ici appelé des « Hautes-Pyrénées » regroupe en réalité un ensemble de gîtes situés dans la Zone axiale des Pyrénées centrales, à la frontière entre les départements des Hautes-Pyrénées et de la Haute-Garonne. La Zone axiale des Pyrénées centrales est caractérisée par l'empilement de différentes nappes de nature crustale à vergence sud mises en place au cours de la construction de l'orogène pyrénéen (nappes de Gavarnie, de Milares, de Bielsa et de Guarga ; Fig. 5.12 et 5.13). La majorité des gîtes du secteur des Hautes-Pyrénées sont observés au sein des formations du Carbonifère inférieur du Bassin de Vielle-Aure (Lougnon, 1981). L'ensemble des échantillons que nous avons collectés se trouvent au sein des formations du Viséen (Fig. 5.12). Quelques gîtes sont également décrits dans les formations du Dévonien supérieur. L'ensemble de ces formations appartient à l'unité de Gavarnie.

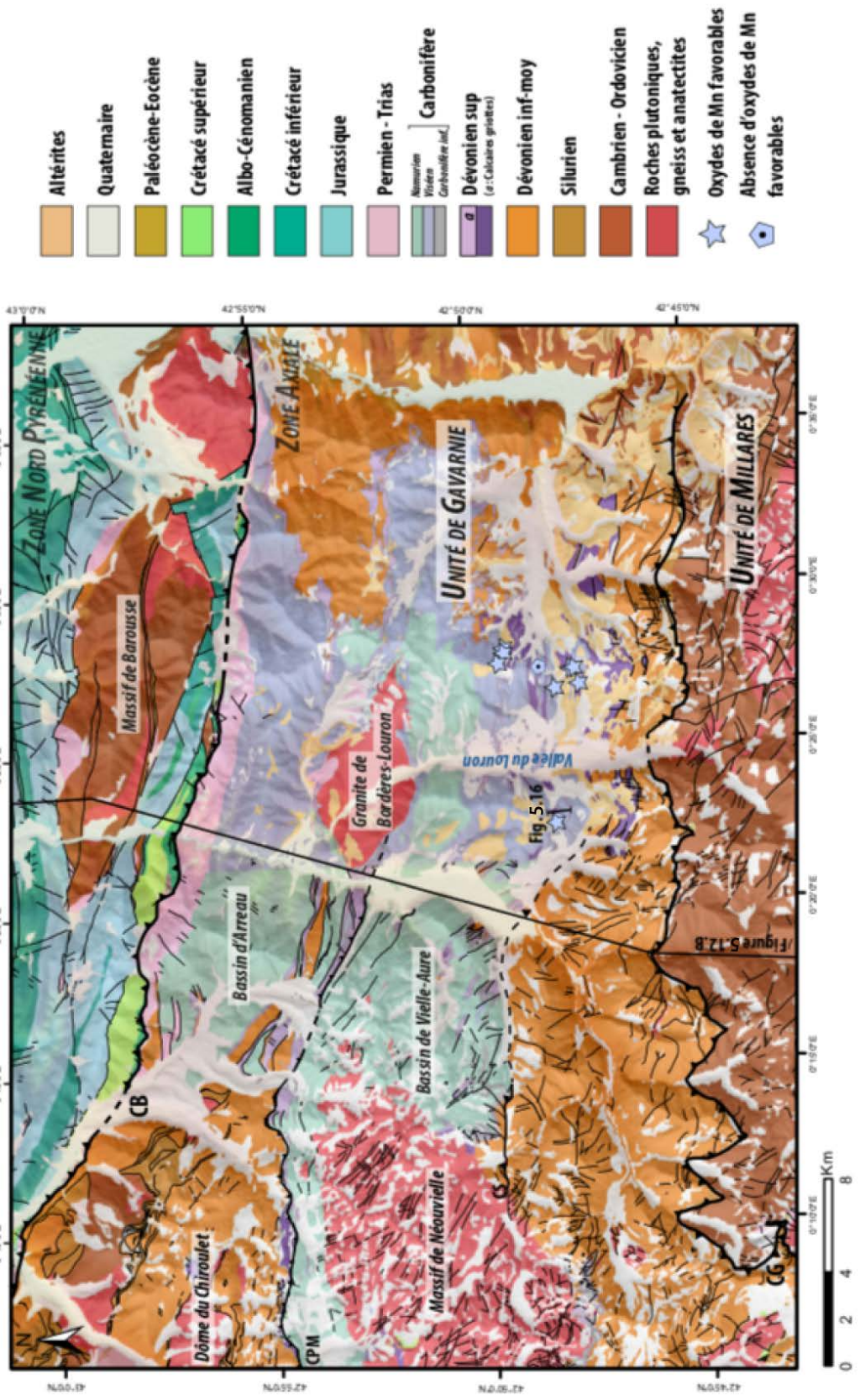


FIGURE 5.12: **Carte géologique du secteur des Hautes-Pyrénées** (source : cartes géologiques n°1071, 1072, 1083, 1084 à l'échelle du 1 : 50 000 du BRGM)

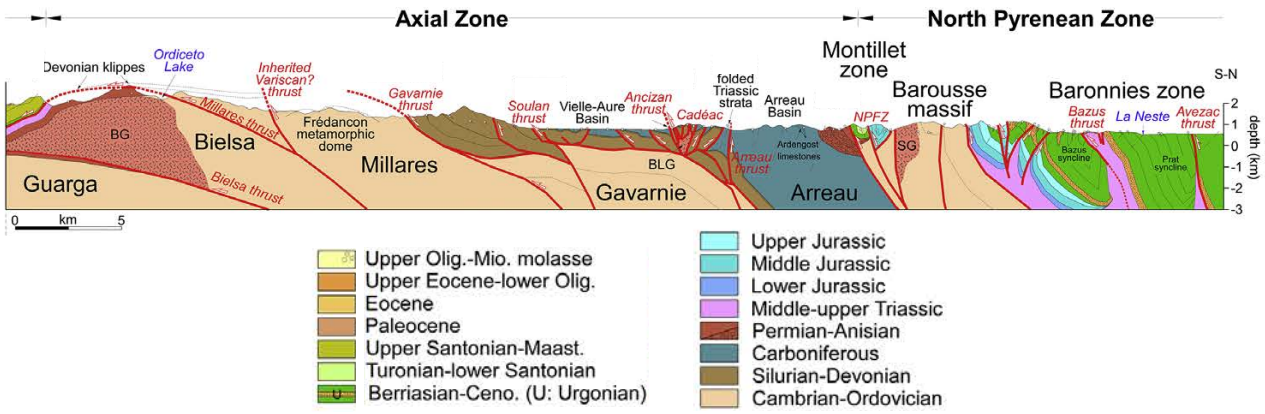


FIGURE 5.13: **Coupe géologique du secteur des Hautes-Pyrénées (localisation en Fig. 5.12).** Tirée de Espurt et al. (2019).

Les unités paléozoïques du bassin de Vielle-Aure ont été déformées au cours de l'orogenèse hercynienne et présentent une direction de plissement générale ∼ E-W. Tout comme ce que l'on a décrit dans le secteur du gîte de Las Cabesses (Section 5.3.2.1), le gîte des Hautes-Pyrénées se trouve au niveau d'un domaine qui a été étiré au cours du rifting pyrénéen. Les reconstructions récemment publiées par Espurt et al. (2019) présentent l'unité de Gavarnie, au niveau de la Vallée des Nestes, comme un ancien bloc basculé de la marge ibérique. Cette unité a été enfouie sous une épaisseur non contrainte de sédiments continentaux permo-triasiques, ses failles bordières ont été réactivées au cours de l'orogenèse pyrénéenne (Fig. 5.14).

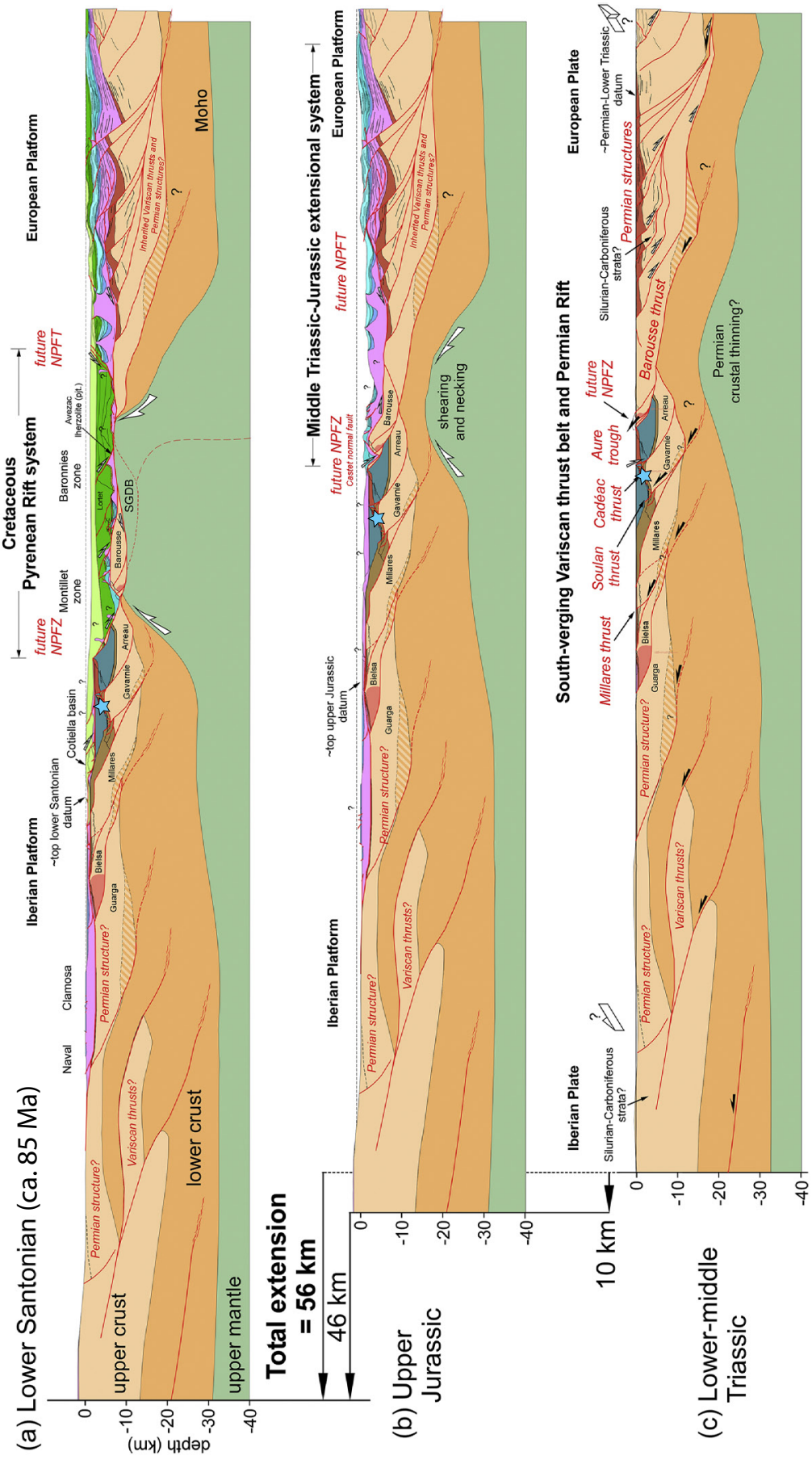


FIGURE 5.14: **Reconstruction de l'évolution tectonique pré-orogénique des Pyrénées centrales. Légende : voir Fig. 5.13.** Tiré de Espurt et al. (2019).

Géomorphologie du secteur des Hautes-Pyrénées

Le secteur des Hautes-Pyrénées est caractérisé par la présence de nombreuses surfaces reliques d'altitude. Celles situées aux alentours du Massif de Bordères-Louron, localisé sur la bordure nord du bassin d'Arreau (Fig. 5.14), ont été décrites dans le Chapitre 4 de ce manuscrit. De nombreuses surfaces sont également préservées au sein des unités sédimentaires paléozoïques du bassin de Vielle-Aure (Fig. 5.15).

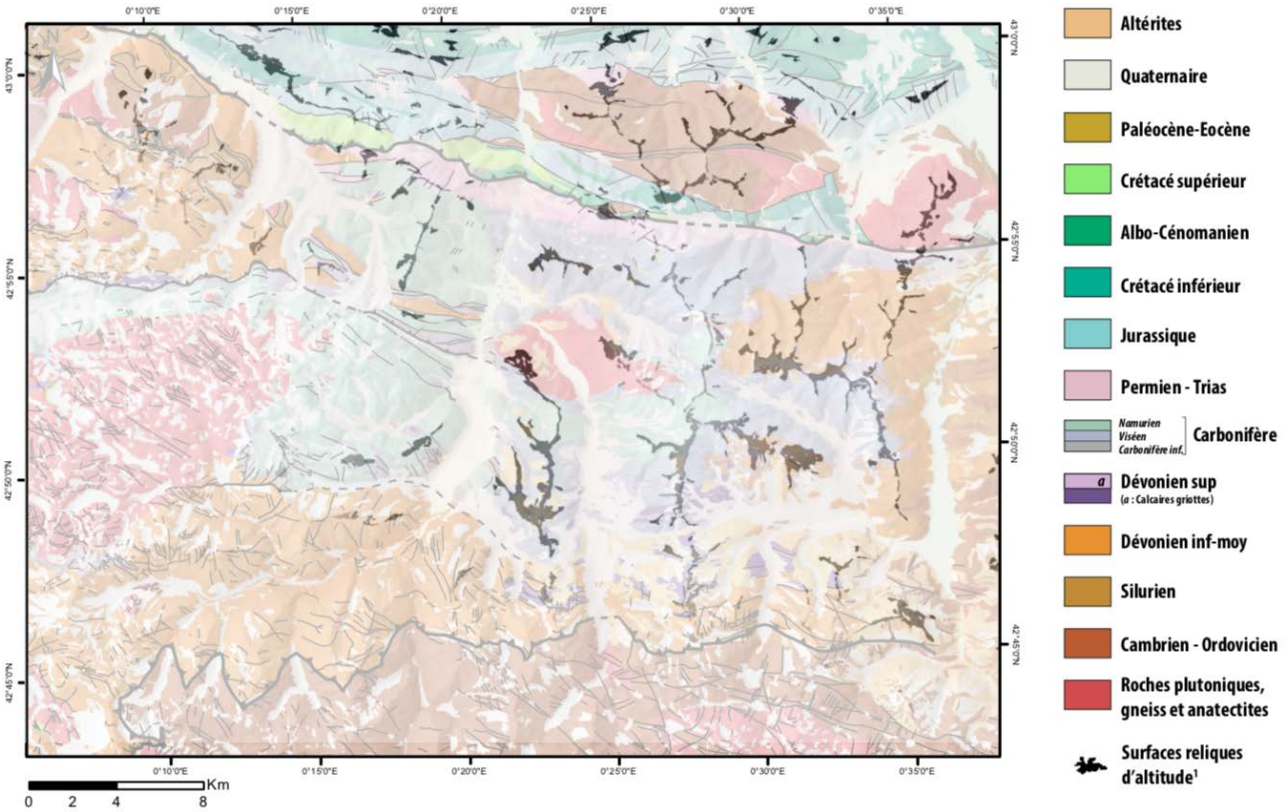


FIGURE 5.15: **Position des surfaces reliques d'altitude dans le secteur des Hautes-Pyrénées (sources du fond de carte : cartes géologiques n°1071, 1072, 1083, 1084 à l'échelle du 1 : 50 000 du BRGM).** 1 : Bosch (2016).

Les points d'échantillonnage d'oxydes de Mn dans le gîte des Hautes-Pyrénées se trouvent à des altitudes comprises entre 1467 et 1956 m. De nombreuses reliques de surfaces sont observées à proximité de ces points (Fig. 5.16).

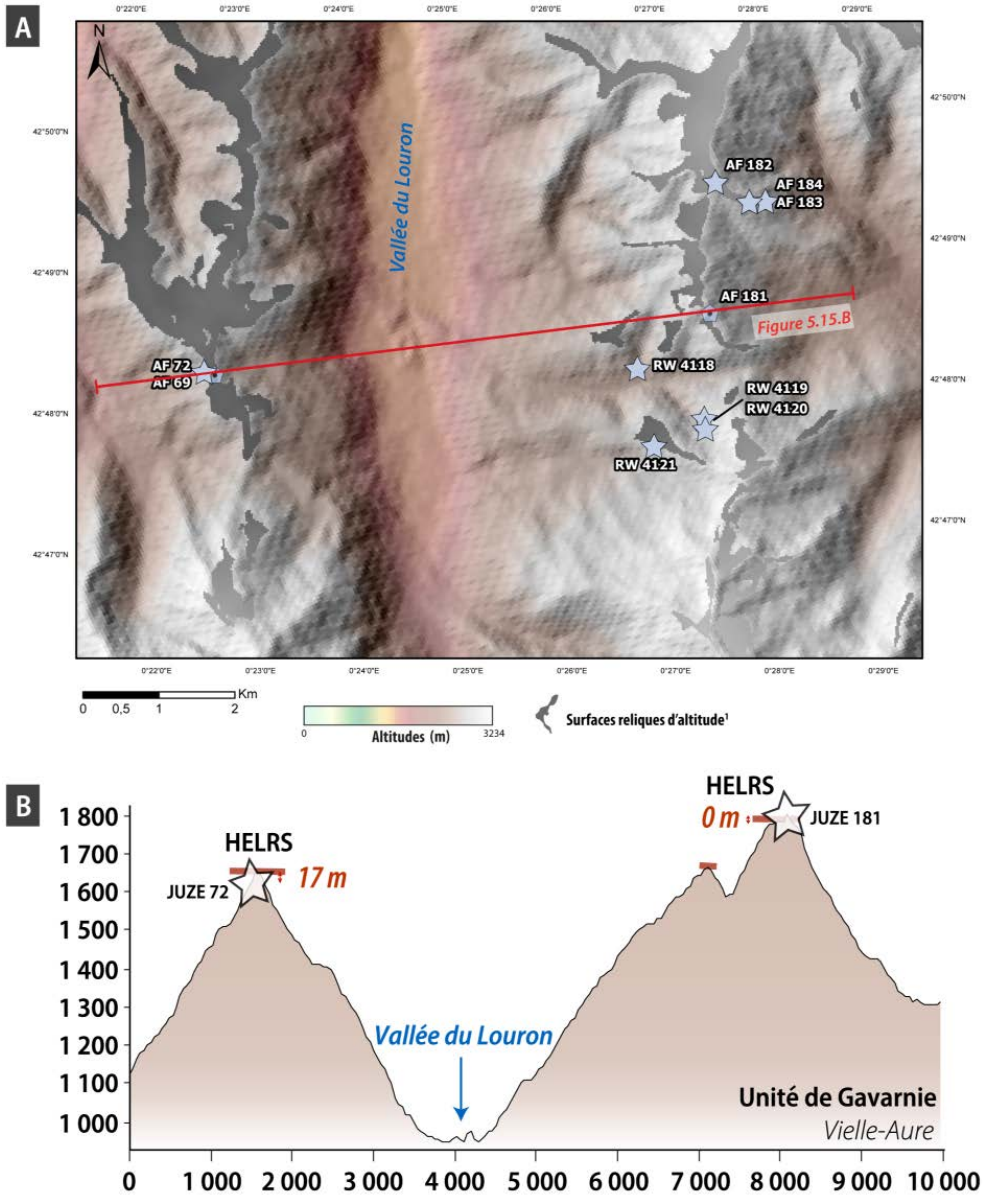


FIGURE 5.16: **A) Localisation des échantillons sur le MNT Aster GDEM (résolution 30 m). 1 : Bosch (2016). B) Profil topographique orthogonal à la Vallée du Louron (exagération verticale x 5). La position des affleurements où des oxydes de manganèse ont été observés est donnée par les étoiles. HELRS : surfaces reliques d'altitude selon Bosch (2016). L'altitude relative des échantillons par rapport à ces surfaces est indiquée en rouge.**

Le gisement des Hautes-Pyrénées

L'ensemble des descriptions du gisement données ci-dessous sont tirées du rapport minier établi par Lougnon. La majorité des concentrations de Mn dans les gisements du secteur des Hautes-Pyrénées sont interstratifiées dans des jaspes gris-verts du Carbonifère inférieur ou se présentent sous la forme de lentilles ou de filons dans les calcaires à silexites également du Carbonifère inférieur (Fig. 5.17).

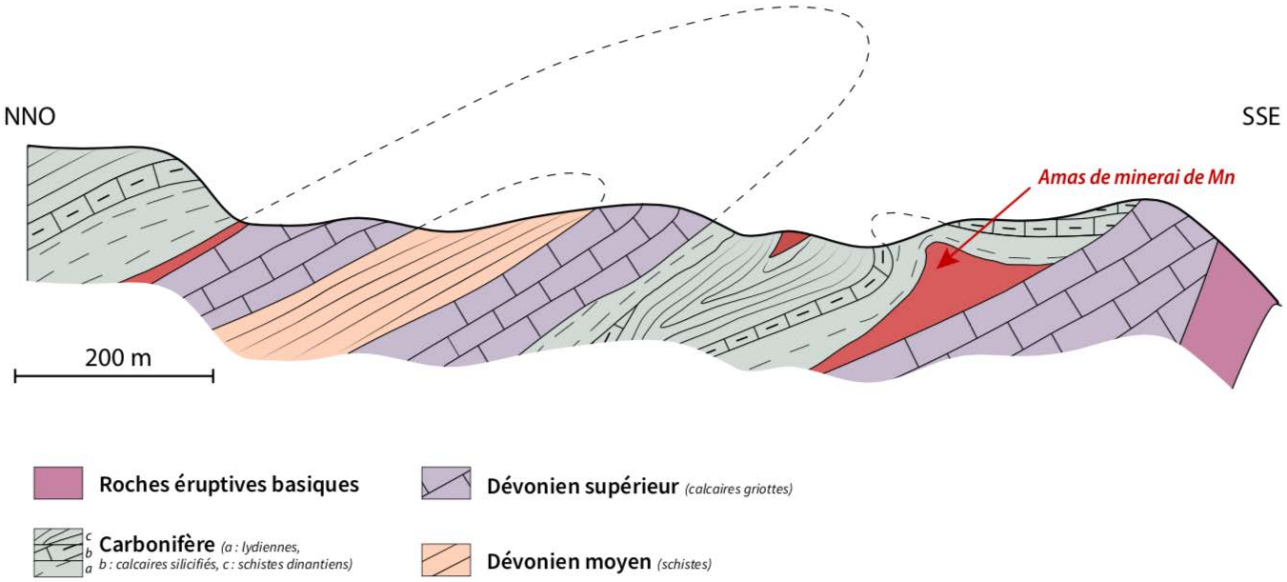


FIGURE 5.17: **Localisation du minerai de Mn au contact des formations du Dévonien supérieur et du Carbonifère inférieur.** Localisation de la coupe Fig. 5.12. Adapté de Lougnon (1981), d'après Pelissonnier (1956).

La Table 5.2 ci-dessous synthétise les informations qui concernent les minéraux porteurs de Mn décrits dans le gîte des Hautes-Pyrénées.

TABLE 5.2: **Gîtologie du secteur Hautes-Pyrénées.** Informations tirées de Lougnon (1981).

	Description	Minéraux contenant du Mn (hors oxydes et hydroxydes)	Oxydes et hydroxydes de Mn	Teneur en MnO (maximum)
Minerai	Lentilles de minerai	Rhodochrosite, Rhodonite, Friedélite	Ramsdellite, Groutite, Birnessite, Manganite, Todorokite, Pyrolusite, Cryptomélane	50 - 60 %
	Filets de minerai	Rhodochrosite, Rhodonite, Friedélite, Spessartine, Alabandite, Hübnérite, Tephroïte, Bustamite		
Roche-hôte	Imprégnations dans les calcaires supérieurs	Friedélite, Rhodochrosite, Rhodonite		25 - 32 %

5.3.3 Origine des oxydes de manganèse pyrénéens

Dans le secteur de Las Cabesses comme dans le secteur des Hautes-Pyrénées, les formations du Dévonien supérieur et du Carbonifère inférieur sont caractérisées par la présence de roches volcaniques acides (filons de roches volcaniques dans le Dévonien du secteur Las Cabesses ; intercalations de couches

de kératophyres et de tufs dans les roches carbonatées et les jaspes noirs du Carbonifère inférieur du secteur de Las Cabesses, intercalations de cinérites dans les jaspes du Carbonifère inférieur du secteur des Hautes-Pyrénées ; Lougnon, 1981). Dans le secteur des Hautes-Pyrénées, les concentrations de Mn se trouvent au voisinage immédiat des niveaux de cinérites. La localisation des gîtes de Mn dans les séries du Dévonien supérieur - Carbonifère inférieur, qui abritent par ailleurs des roches volcaniques, est observée dans la majeure partie des Pyrénées, mais également dans la Montagne Noire (Lougnon, 1981). Ceci indique, selon toute vraisemblance, une forte implication des processus volcano-sédimentaires dans la formation de ces gisements. L'intervention ultérieure de processus hydrothermaux a été proposée dans le gîte des Hautes-Pyrénées pour expliquer les minéralisations en filons (Lougnon, 1981). Enfin, dans le secteur de Las Cabesses, la description d'un "chapeau de Mn" oxydé au Clôt d'Enderre, l'observation de cavités de dissolution et la présence des terres noires manganésifères remplissant les poches karstiques témoignent d'une remobilisation du manganèse par des processus d'altération post-Carbonifère inférieur (Lougnon, 1981).

5.4 Minéralogie, pétrographie et datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ des oxydes de Mn potassiques pyrénéens

5.4.1 Importance de la caractérisation des échantillons

5.4.1.1 Sélection des échantillons contenant des oxydes de Mn potassiques

Il n'est généralement pas possible d'identifier les oxydes de Mn à l'œil nu. Afin de sélectionner les échantillons contenant des oxydes de Mn potassiques, il est indispensable d'avoir recours à des analyses de diffraction des rayons X (DRX) et à des analyses au microscope électronique à balayage (MEB) couplé à une sonde d'énergie dispersive (EDS).

5.4.1.2 Vérification de la pureté des échantillons

La qualité des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ repose non seulement sur la présence d'une quantité suffisante de K dans les échantillons, mais également sur la pureté des échantillons afin de s'assurer de l'absence d'une contamination, qui pourrait biaiser les âges obtenus par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$. Les analyses DRX assurent l'identification de différentes espèces minérales de l'échantillon, notamment la présence d'autres minéraux contenant du K (*i.e.* micas, feldspaths, ...), de minéraux formés de Ca ou de minéraux phylliteux pouvant perturber la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$. A noter que la diffraction aux rayons X est une méthode destructive. Dès lors, la composition minéralogique des échantillons étudiés via la DRX et la microscopie électronique se fait sur aliquote. Suite à l'analyse minéralogique, des grains

d'oxydes de Mn sont isolés de l'échantillon macroscopique. On étudie chacun de ces grains au MEB-EDS pour confirmer les analyses DRX, vérifier la pureté et la cristallinité des phases minérales. Chaque grain est préalablement nettoyé au bain à ultrason afin de retirer les impuretés liées à leur manipulation et leur stockage. Chaque grain est posé sur un plot en Al lors de l'analyse au MEB, en évitant toute résine ou colle qui pourrait pénaliser l'interprétation des âges par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$. A l'issue des étapes (i) et (ii) présentées ci-dessus, les échantillons favorables sont identifiés. On sélectionne à partir de ces échantillons des grains propices à la datation.

5.4.1.3 Minéralogie et pétrographie

Au sein des échantillons collectés, plusieurs espèces minérales manganésifères peuvent être identifiées. Afin de comprendre le mode de genèse des gisements de Mn, et de confirmer (ou infirmer) l'origine supergène des oxydes de Mn potassiques des sites échantillonnés, il est nécessaire d'établir l'origine du Mn ainsi que la séquence de cristallisation des oxydes de Mn au sein des différents échantillons. Ceci passe (i) par l'observation microscopique des relations texturales entre les différents minéraux présents au sein des échantillons (microscope à lumière réfléchie et MEB), ainsi que (ii) l'analyse chimique des différents minéraux, qui ne sont pas toujours aisément identifiables en microscopie (MEB-EDS).

Les résultats de la caractérisation de l'ensemble de nos échantillons (14 échantillons pour le gîte de Las Cabesses, 15 échantillons pour le gîte des Hautes-Pyrénées) sont présentés dans ce qui suit.

5.4.2 Matériel et méthodes

5.4.2.1 Pétrographie et minéralogie

A. Diffraction des rayons X (DRX)

Le principe de fonctionnement des analyses DRX est présenté en Annexe 1. L'analyse DRX des échantillons d'oxyde de Mn pyrénéens a été réalisée par Augustin Dekoninck à l'Université de Namur. L'ensemble des échantillons ont été broyés avec des billes en métal dans un broyeur RETSCH PM100, ceci afin d'éviter une contamination, et analysés à l'aide d'un micro-diffractomètre XPERT-PRO. Les rayons X sont générés par un tube à radiation Cu fonctionnant à une tension de 40 kV et une intensité de 30 mA. Les échantillons broyés sont placés sur un porte-échantillon en aluminium. La base de données " Powder Diffraction File " (PDF data base 2009) a été utilisée pour l'identification minéralogique des poudres analysées.

Dix échantillons provenant du site de Las Cabesses et quinze échantillons provenant du site des Hautes-Pyrénées ont été caractérisés en DRX. Les informations relatives à ces échantillons sont présentées dans la Table 5.3.

TABLE 5.3: **Localisation et types d'analyses réalisées sur les échantillons d'oxydes de Mn pyrénéens.**

Echantillon	Latitude	Longitude	Altitude (m)	DRX	MEB-EDS (sections polies)	MEB-EDS (sous-échantillons)	^{40}Ar-^{39}Ar
Las Cabesses							
JUZE 175-001	N 42° 57'12.78"	E 1° 17'52.32"	846	x			
JUZE 175-002	N 42° 57'12.78"	E 1° 17'52.32"	846	x			
JUZE 176-001	N 42° 57'17.94"	E 1° 17'54.48"	898	x			
JUZE 176-002	N 42° 57'17.94"	E 1° 17'54.48"	898	x	x	x	x
JUZE 176-003	N 42° 57'17.94"	E 1° 17'54.48"	898	x			
JUZE 177	N 42° 57'17.76"	E 1° 17'54.36"	899	x			
JUZE 178	N 42° 57'11.10"	E 1° 17'30.06"	766	x	x	x	
JUZE 179	N 42° 57'29.28"	E 1° 16'14.94"	590	x			
JUZE 180-001	N 42° 57'29.76"	E 1° 16'16.80"	618	x		x	x
JUZE 180-002	N 42° 57'29.76"	E 1° 16'16.80"	618	x	x	x	
JUZE 180-003	N 42° 57'29.76"	E 1° 16'16.80"	618	x			
Hautes-Pyrénées							
JUZE 182	N 42° 49'27.72"	E 0° 27'33.60"	1956	x	x	x	x
JUZE 183	N 42° 49'18.42"	E 0° 27'52.86"	1797	x	x	x	
JUZE 184	N 42° 49'18.42"	E 0° 28'2.22"	1699	x			
RW 4118	N 42° 48'9.48"	E 0° 26'44.64"	1467	x		x	x
RW 4119	N 42° 47'46.92"	E 0° 27'21.48"	1654	x	x	x	x
RW 4120 A-001	N 42° 47'42.84"	E 0° 27'21.96"	1668	x	x	x	x
RW 4120 A-002	N 42° 47'42.84"	E 0° 27'21.96"	1668	x	x	x	x
RW 4120 B-001	N 42° 47'42.84"	E 0° 27'21.96"	1678	x		x	x
RW 4120 B-002	N 42° 47'42.84"	E 0° 27'21.96"	1678	x	x	x	x
RW 4120B-003	N 42° 47'42.84"	E 0° 27'21.96"	1678	x			
RW 4121	N 42° 47'3624"	E 0° 26'52.02"	1716	x	x	x	x
JUZE 72-001	N 42° 48,259'	E 0° 22,561'	1628	x		x	
JUZE 72-002	N 42° 48,259'	E 0° 22,561'	1628	x		x	x
JUZE 72-003	N 42° 48,259'	E 0° 22,561'	1628	x		x	x
JUZE 72-004	N 42° 48,259'	E 0° 22,561'	1628	x		x	x

B. Microscopie électronique à balayage (MEB) et analyses semi-quantitatives par une sonde d'énergie dispersive (EDS)

La technique MEB est basée sur le balayage d'une surface par un faisceau d'électrons, qui permet d'obtenir une image. Les électrons interagissent avec la surface de l'échantillon et produisent différents signaux qui peuvent être utilisés pour imager la topographie de la surface de l'échantillon ou obtenir des informations sur sa composition. La Figure 5.18 illustre le fonctionnement d'un MEB. Les électrons sont émis par un canon situé au sommet de la colonne et franchissent une succession de lentilles électromagnétiques et de fenêtres qui permettent d'accélérer le faisceau et de le focaliser sur la surface de l'échantillon. L'échantillon est placé dans une chambre située dans le prolongement de la colonne optique, connectée à un circuit de pompage qui permet d'obtenir le vide. Lorsqu'il arrive en surface de l'échantillon, le faisceau interagit avec la matière et produit - entre autres - des électrons secondaires, des électrons rétrodiffusés et des rayons X qui sont perçus par des détecteurs. Le signal collecté par les détecteurs est utilisé pour former les images observables à l'écran.

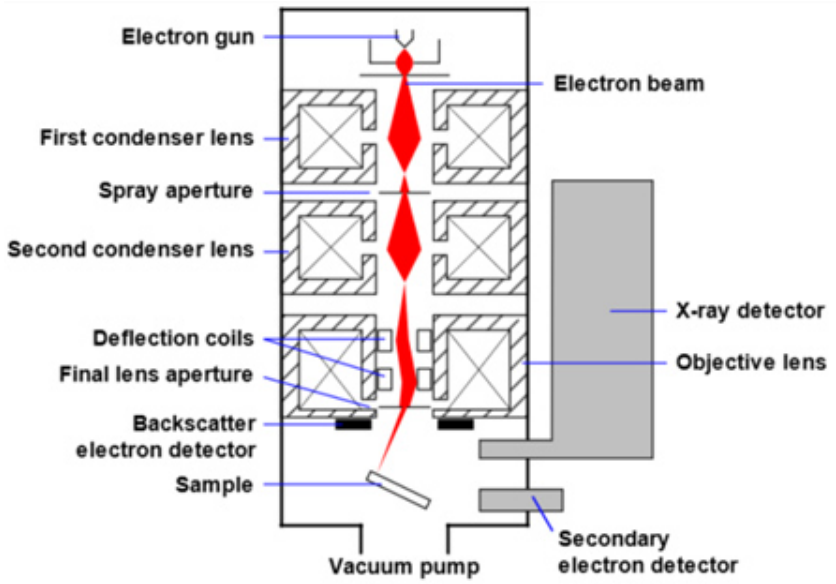


FIGURE 5.18: **Principe de fonctionnement d'un MEB** (source : https ://www.nanoscience.com/techniques/scanning-electron-microscopy/).

La quantité d'électrons secondaires produite par un échantillon est ainsi transcrite en une échelle de gris : l'image est d'autant plus blanche (ou « brillante ») que le nombre d'électrons secondaires produits est élevé. Ce nombre dépend notamment des propriétés de l'échantillon. Cette information permet donc de mettre en évidence l'existence de différentes phases dans un échantillon, ainsi que l'existence de variations chimiques au sein d'une même phase.

La présence d'une sonde EDS couplée aux MEB permet de préciser ces informations en fournissant des analyses chimiques semi-quantitatives. L'EDS utilise le même faisceau incident d'électrons que le MEB, mais contrairement au MEB, le détecteur de l'EDS analyse les photons X émis par la surface dont l'énergie est caractéristique de chaque élément. Le traitement des signaux X permet d'obtenir une analyse qualitative en attribuant chaque photon détecté à un élément chimique, et une analyse semi-quantitative via un comptage des photons en fonction de leur énergie.

Les observations microscopiques et analyses EDS présentées dans ce chapitre ont été réalisées au cours de plusieurs sessions analytiques, à l'Université de Namur sur un MEB JEOL JSM-7500F, l'Université Catholique de Louvain sur un MEB JEOL JSM-7600F et à l'Université de Rennes sur un MEB JEOL JSM-IT300, en collaboration avec Augustin Dekoninck (UNamur), Johan Yans (UNamur) et Delphine Magnin (UCL). Les échantillons ont été métallisés au carbone afin de permettre des observations de qualité.

Trois sections polies ont été préparées à partir des échantillons du site de Las Cabesses, et sept à partir des échantillons du site des Hautes-Pyrénées (Table 5.3).

Sur la base des analyses DRX et MEB-EDS, quatre échantillons du site de Las Cabesses et dix échantillons du site des Hautes-Pyrénées ont été sélectionnés pour le sub-échantillonnage du fait de la présence potentielle de cryptomélane ou d'autres oxydes de Mn à structure en tunnel. Les grains d'oxydes de Mn sont prélevés à la main sur la face découpée lors de la préparation de la section polie dans les portions les plus favorables dans notre échantillon. Certains grains ont également été prélevés à d'autres endroits des échantillons où les oxydes semblaient bien cristallisés et homogènes afin d'augmenter nos chances d'obtenir des sous-échantillons aux propriétés adéquates pour la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$. L'ensemble des sous-échantillons est observé sous la loupe binoculaire afin de vérifier leur homogénéité. Au total, 38 grains ont été caractérisés au MEB-EDS.

5.4.2.2 Datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ des oxydes de Mn potassiques

A. Principe et méthode pour les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$

La méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ est une méthode de datation isotopique dérivée de la méthode $^{40}K/^{40}Ar$. Ces méthodes sont basées sur la désintégration radioactive du ^{40}K, dont les éléments-fils sont l'^{40}Ar et le ^{40}Ca (*e.g.* Pereira, 2017). Seule la chaîne de désintégration impliquant le ^{40}Ar est utilisée comme géochronomètre. Comme tout élément radioactif, le ^{40}K est caractérisé par une demi-vie, qui correspond à la durée au bout de laquelle la moitié de la quantité initiale d'atomes de ^{40}K sont désintégrés dans un système clos. Cette valeur étant connue, il est possible de déterminer le temps écoulé depuis la fermeture du système isotopique en mesurant le rapport actuel entre la quantité d'élément-père (^{40}K) et d'élément-fils (^{40}Ar) dans les cristaux des échantillons. La loi de désintégration radioactive du ^{40}K est classiquement exprimée par l'équation suivante :

$$N = N_0 \exp -\lambda t$$

(où N est le nombre d'atomes de ^{40}K au temps t, N_0 le nombre d'atomes de ^{40}K au moment de la fermeture du système isotopique et λ la constante de désintégration, qui est proportionnelle à l'inverse du temps de demi-vie).

Connaissant la proportion d'^{40}Ar et de ^{40}Ca issus de la désintégration naturelle du ^{40}K, ainsi que la constante de désintégration associée à chacune des réactions de désintégration, il est possible de déterminer un âge (Fig. 5.19.a, b). Cet âge peut correspondre à celui de la fermeture du système isotopique pour les minéraux potassiques formés dans les contextes hypogènes (magmatiques, métamorphiques ou hydrothermaux) ou à celui de la précipitation d'une phase potassique dans les contextes supergènes.

Dans la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$, les échantillons sont soumis à un flux neutronique dans un réacteur nucléaire (Merrihue and Turner, 1966). Au cours de cette irradiation le ^{39}K, qui est un autre isotope

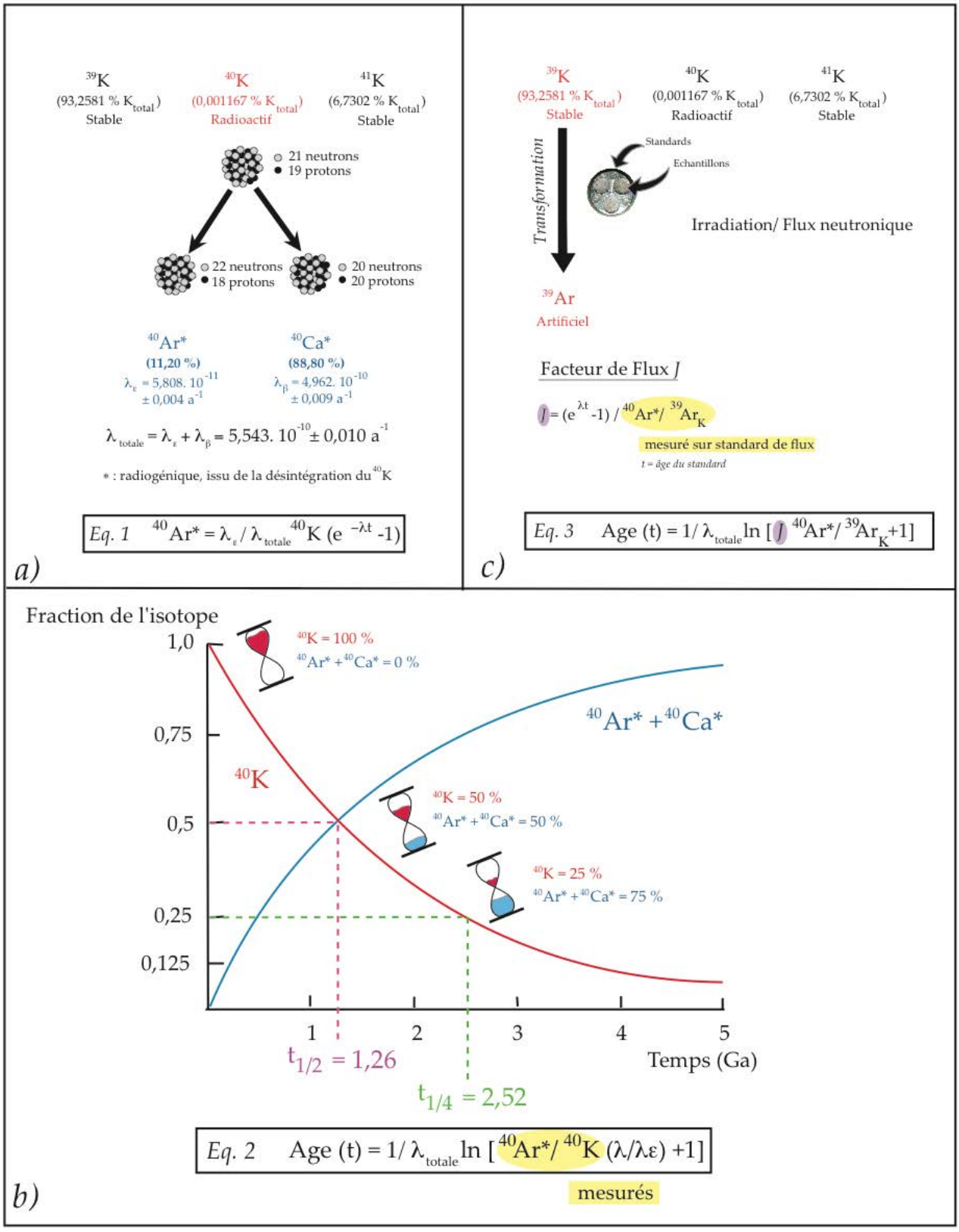


FIGURE 5.19: **Principe de la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$. a) Proportion des différents isotopes du potassium dans la nature, désintégration naturelle du ^{40}K en ^{40}Ar et en ^{40}Ca par radioactivité β et par capture électronique (respectivement) et équation de la décroissance radioactive du ^{40}K en ^{40}Ar (*Eq.1*). b) Décroissance radioactive du ^{40}K en ^{40}Ar et équation d'âge correspondante (*Eq.2*). C) Schéma illustrant la transformation du 39K en 39Ar sous l'effet de l'activation neutronique (irradiation) et équation d'âge correspondant à la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$.** Tiré de Pereira (2017).

naturel (stable) du potassium, est transformé en ^{39}Ar (isotope artificiel). Les abondances relatives dans la nature des différents isotopes du potassium sont constantes et bien connues (^{39}K : 93,2581 %, ^{40}K : 0,01167 % et ^{41}K : 6,7302 % ; Garner et al., 1975). La teneur en ^{39}Ar mesurée dans un échantillon est donc proportionnelle à la quantité initiale d'^{39}K, et donc de ^{40}K présente dans l'échantillon. Le rapport ^{40}Ar/^{39}Ar de l'échantillon est mesuré par un spectromètre de masse. Ce rapport est directement proportionnel au rapport ^{40}Ar/^{40}K, et permet donc de déterminer l'âge de l'échantillon (Fig. 5.19.c). Un principe plus détaillé de la méthode est fourni en Annexe 3.

Méthode du *« Step heating »* et présentation des résultats

La méthode du *« Step heating »* (chauffage par étapes) repose sur une augmentation régulière de la température de chauffe de l'échantillon jusqu'à sa fusion, qui permet d'extraire les gaz de façon progressive. A chaque étape de chauffe, les quantités d'isotopes de l'argon libérées (^{40}Ar, ^{39}Ar, ^{38}Ar, ^{37}Ar, ^{36}Ar) sont mesurées par le spectromètre de masse, ce qui permet de calculer un âge apparent pour chaque étape. Les données sont ensuite présentées sous forme d'un spectre d'âge où l'on représente les âges apparents en fonction du % cumulé d'^{39}Ar libéré au cours du chauffage (Fig. 5.20.A).

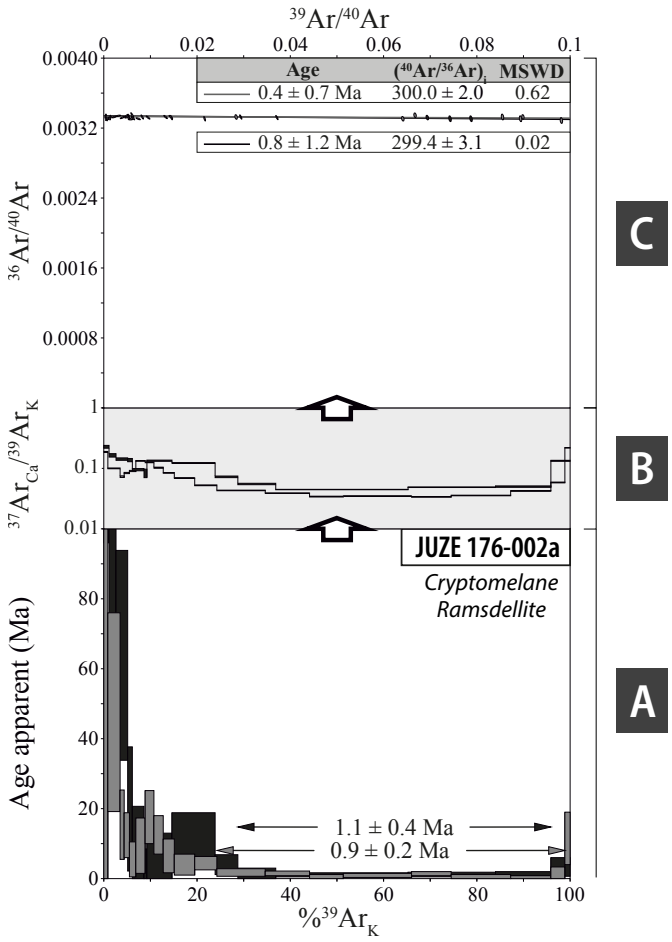


FIGURE 5.20: **Exemple de résultat obtenu par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$. A) Spectre d'âge. B) Spectre du rapport $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$. C) Diagramme isochrone inverse.**

Dans le cas idéal, les âges apparents sont concordants et définissent un plateau dont l'âge moyen correspond à l'âge de l'échantillon (Fig. 5.21.a ; Vasconcelos, 1999). Mais dans d'autres cas, les spectres ne montrent pas un tel plateau car les âges apparents sont discordants. Ceci peut résulter d'un excès, d'une perte d'argon radiogénique, ou encore du recul (*« recoil »*) de l'^{39}Ar (Fig. 5.21).

Il est alors plus difficile de calculer un âge, un âge plateau étant considéré comme valable lorsque plus de 70 % de l'^{39}Ar libéré démontre un âge statistiquement homogène. Il est également possible de calculer un âge en utilisant un diagramme isochrone (ou isochrone inverse) afin de vérifier l'âge plateau obtenu. Pour nos résultats, nous utilisons des diagrammes isochrones inverses, dans lesquels on place le rapport $^{39}Ar/^{40}Ar$ en abscisse et le rapport $^{36}Ar/^{40}Ar$ en ordonnée (Fig. 5.20.C ; Faure, 1986; McDougall et al., 1999). La comparaison des âges estimés grâce aux spectres d'âges et aux diagrammes isochrones inverses permet d'évaluer la validité des analyses. Les dates ainsi déterminées correspondent ou non à de véritables âges géologiques. Ces différentes approches constituent des manières différentes de visualiser le jeu de données.

Biais et solutions analytiques

Des incorporations d'Ar peuvent intervenir et constituer un problème pour les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$. Les diagrammes isochrones permettent de vérifier ce type de biais. En effet, l'intersection de la droite isochrone avec l'axe des ordonnées correspond au rapport $^{36}Ar/^{40}Ar$ existant à la fermeture du système isotopique. Une valeur inférieure à celle du rapport $^{36}Ar/^{40}Ar$ atmosphérique démontre la présence d'argon non radiogénique à la fermeture du système isotopique.

Des pertes d'^{40}Ar par chauffage ou d'^{39}Ar par le phénomène de recul peuvent intervenir au cours de l'irradiation. Ces pertes sont alors à l'origine d'erreurs dans la détermination des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$. Le recul correspond au déplacement d'^{39}Ar lors de l'irradiation depuis son site original vers un autre site situé à 0 - 0.5 µm (McDougall et al., 1999). L'effet de ce déplacement sur la distribution d'âges d'un cristal dépend de sa taille : il est négligeable pour les cristaux de grande taille (> 100 µm) mais devient problématique lorsque l'on analyse des minéraux de petite taille, ce qui est fréquemment le cas pour les oxydes de Mn supergènes (Huneke and Smith, 1976; Vasconcelos, 1999). Plusieurs études ont néanmoins montré que les pertes d'^{39}Ar par recul étaient suffisamment faibles pour permettre de dater précisément les oxydes de Mn supergènes (Vasconcelos et al., 1994, 1995; Ruffet et al., 1996).

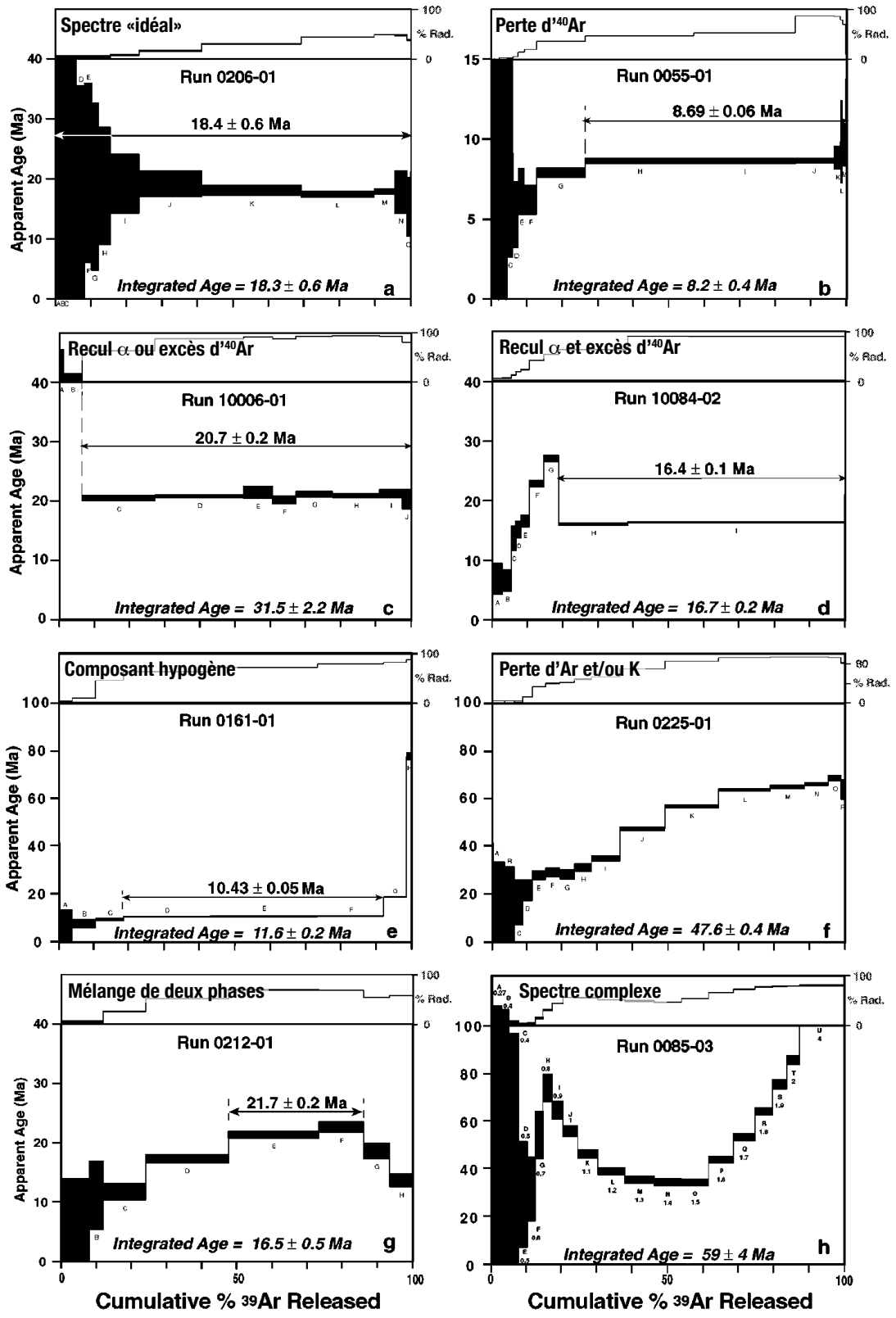


FIGURE 5.21: **Diversité des spectres d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenus par l'étude d'oxydes de manganèse potassiques d'origine supergène. Noter que toutes les combinaisons entre ces spectres sont possibles.** Tiré de Vasconcelos (1999).

B. Matériel analysé

Les sous-échantillons étudiés au MEB-EDS (Table 5.3) ont été divisés en quatre catégories correspondant à leur qualité pour les datations :

- **Catégorie 1** : les grains analysés sont homogènes et contiennent des oxydes de Mn souvent potassiques (cryptomélane et/ou ramsdellite montrant de faibles teneurs en K). Ces grains conviennent a priori pour la datation. Il convient ici de noter qu'aucun cryptomélane pur n'est présent. Ce dernier est souvent mélangé avec la ramsdellite.

- **Catégorie 2** : les grains sont hétérogènes avec une large dominance d'oxydes de Mn mélangés à du quartz. La composition chimique de ces oxydes ne permet pas de confirmer la présence de cryptomélane. Au mieux, il s'agit de todorokite ou de ramsdellite, qui possèdent toutes les deux une structure en tunnel (Fig. 5.1). Ces grains non idéaux pourraient convenir à la datation.

- **Catégorie 3** : les grains hétérogènes montrent des oxydes de Mn (minoritaires) mélangés avec du quartz ou d'autres oxydes de manganèse ayant une structure en feuillet (*i.e.* birnessite). Ces grains ne sont *a priori* pas favorables pour une datation.

- **Catégorie 4** : ces grains constituent un mélange très hétérogène entre des éléments de différentes natures (argiles, chlorite, carbonate, quartz), dans lequel les oxydes de Mn sont minoritaires. Ces grains ne sont pas favorables à la datation.

L'ensemble des grains des catégories 1, 2 et 3 ont été utilisés pour la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ des oxydes de Mn. Ils ont été placés dans un bain à ultrasons durant 10 minutes afin d'éliminer les phases cryptocristallines adsorbées à la surface et les poussières éventuellement piégées dans des cavités internes, puis séchés dans une étuve avant d'être irradiés (McMaster Nuclear Reactor of Hamilton, Ontario, Canada). Les analyses et calculs ont été réalisés par G. Ruffet au sein de l'unité de mesures $^{40}Ar/^{39}Ar$ de Géosciences Rennes (UMR CNRS 6118).

5.4.3 Résultats

5.4.3.1 Gîte de Las Cabesses

A. Minéralogie et pétrographie

La majorité des échantillons, prélevés au sein des formations du Dévonien supérieur (Calcaires griottes, Section 5.3.2.1), correspondent à des amas de minerai dans lesquels on observe des veines de rhodochrosite ($MnCO_3$) ou de quartz (Fig. 5.22.A, B). Les oxydes de Mn forment aussi parfois le remplissage de cavités dissoutes au sein du protore (Fig. 5.22.C). Enfin, au niveau d'un affleurement les oxydes de Mn forment les clastes de brèches dont le ciment est quartzeux (Fig. 5.22.D).

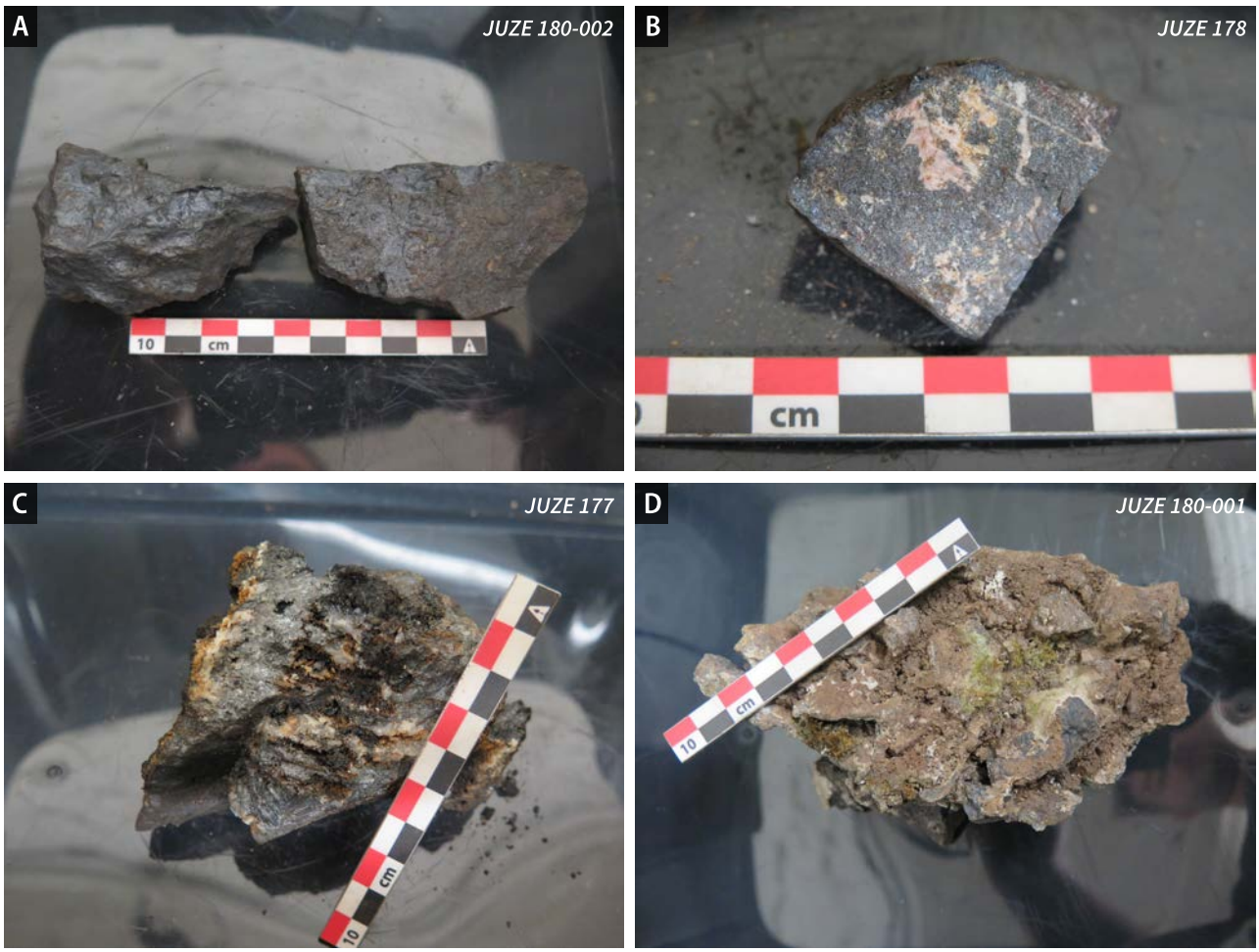


FIGURE 5.22: **Exemples représentatifs des échantillons provenant du gîte de Las Cabesses. A) Amas d'oxydes de Mn. B) Amas d'oxydes de Mn mélangés à de la rhodochrosite (en rose). C) Echantillon formé de quartz et de chlorite montrant des marques de dissolution - remplissage par un oxyde de Mn. D) Brèche formée de clastes d'oxydes de Mn dans un ciment quartzeux.**

La combinaison des analyses DRX et MEB-EDS indique la présence de six oxydes ou hydroxydes de Mn (appelés « oxydes de Mn » dans ce qui suit) différents au sein des échantillons du gîte de Las Cabesses (Table 5.4). Les oxydes de Mn dominants sont la birnessite, la hausmannite, la todorokite et la ramsdellite. La pyrolusite ainsi que le cryptomélane sont difficilement identifiables et semblent accessoires.

La **birnessite** ($(Na,Ca)Mn_7O_{14} \cdot 2{,}8H_2O$) forme la matrice des échantillons dans lesquels on l'observe. Dans les échantillons *JUZE 176-002* et *JUZE 180-002*, la birnessite présente des hétérogénéités de compositions (Fig. 5.23.A). La teneur en cations des plages de birnessite analysées dans l'échantillon *JUZE 176-002* est extrêmement faible ($Ca^{2+} < 0{,}17$ poids %, $Na^{+} = 0$ poids %). La birnessite se présente également sous la forme de minces filons dans l'échantillon *JUZE 180-002* (Fig. 5.23.B).

TABLE 5.4: **Synthèse des phases identifiées en DRX et MEB-EDS dans les échantillons provenant du gîte de Las Cabesses.** Les données DRX sont représentées par des « X » (le nombre de « X » représente l'abondance relative des minéraux au sein des échantillons, l'ensemble des spectres DRX est fourni en Annexe 4), les données MEB-EDS par des « * ». Voir texte pour une description détaillée.

Echantillon	Contenu minéralogique														
	Qz	Arg	Chl	Rh	Ktn	Do	Cal	Spe	Hau	Bir	To	Rs	Py	Cry	Fe-Mn ox
JUZE 175-001	X		XXX	XXX	X		X								
JUZE 175-002	X		XXX	XXX	XX		X								
JUZE 176-001				XXXX						X					
JUZE 176-002									XXX	X		XX		*	
JUZE 176-003		XX	XX	XXX											
JUZE 177	X		XXX								XX				
JUZE 178	X			XX				XX	XXXX						
JUZE 179	XXXX										X				
JUZE 180-001	*									*?	*?				
JUZE 180-002				XX				X		XXXX		XX	X	X?	*
JUZE 180-003	X					X	XXX			XXXX	XXXX				

La **hausmannite** ($Mn^{2+}Mn_2^{3+}O_4$) est très abondante dans les échantillons *JUZE 176-002* et *JUZE 178*, où elle forme de grandes plages de cristaux subhédraux. Au sein de l'échantillon *JUZE 176-002*, la birnessite pénètre la hausmannite suivant ses directions de clivage (Fig. 5.23.A). Dans l'échantillon *JUZE 178*, la hausmannite est envahie par la spessartine (Fig. 5.23.C).

La présence de **todorokite** ($((Ca,Na,K)_x(Mn^{4+},Mn^{3+})_6O_{12} \cdot 3{,}5H_2O$) dans trois échantillons du gîte de Las Cabesses est montrée par les analyses DRX. Cet oxyde de Mn n'a pas été mis en évidence par les analyses MEB-EDS.

La **ramsdellite** (MnO_2) est mise en évidence dans les échantillons *JUZE 176-002* et *JUZE 180-002* par les analyses DRX. Elle est, dans le cas de *JUZE 176-002*, difficile à distinguer de la birnessite au MEB-EDS du fait de la faible teneur en cations dans cette dernière (Fig. 5.23.A). Dans l'échantillon *JUZE 180-002*, on n'identifie pas la ramsdellite au MEB-EDS. Il est donc possible que certaines espèces que nous avons identifiées comme de la birnessite correspondent en réalité à de la ramsdellite ayant intégré de faibles quantités de cations.

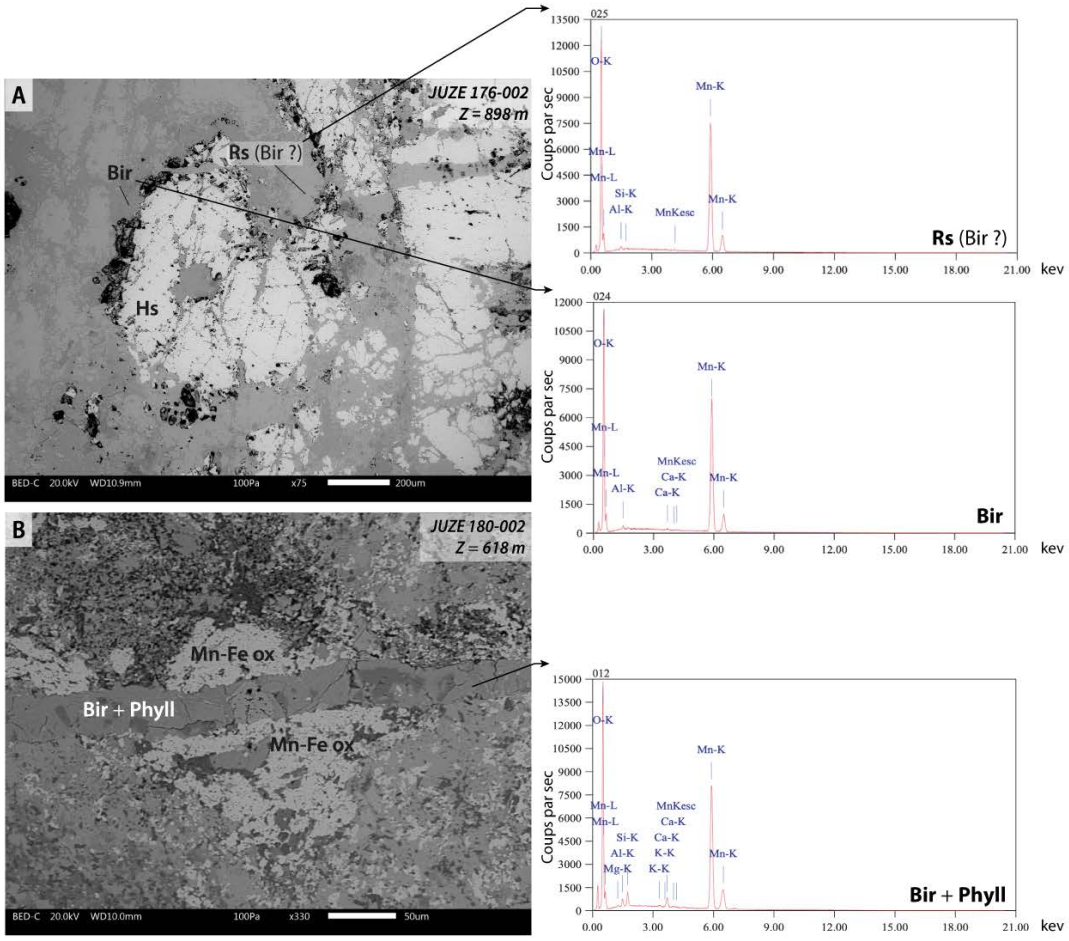


FIGURE 5.23: **Observations pétrographiques des échantillons d'oxydes de Mn provenant de Las Cabesses** (la suite de la légende se trouve à la page suivante).

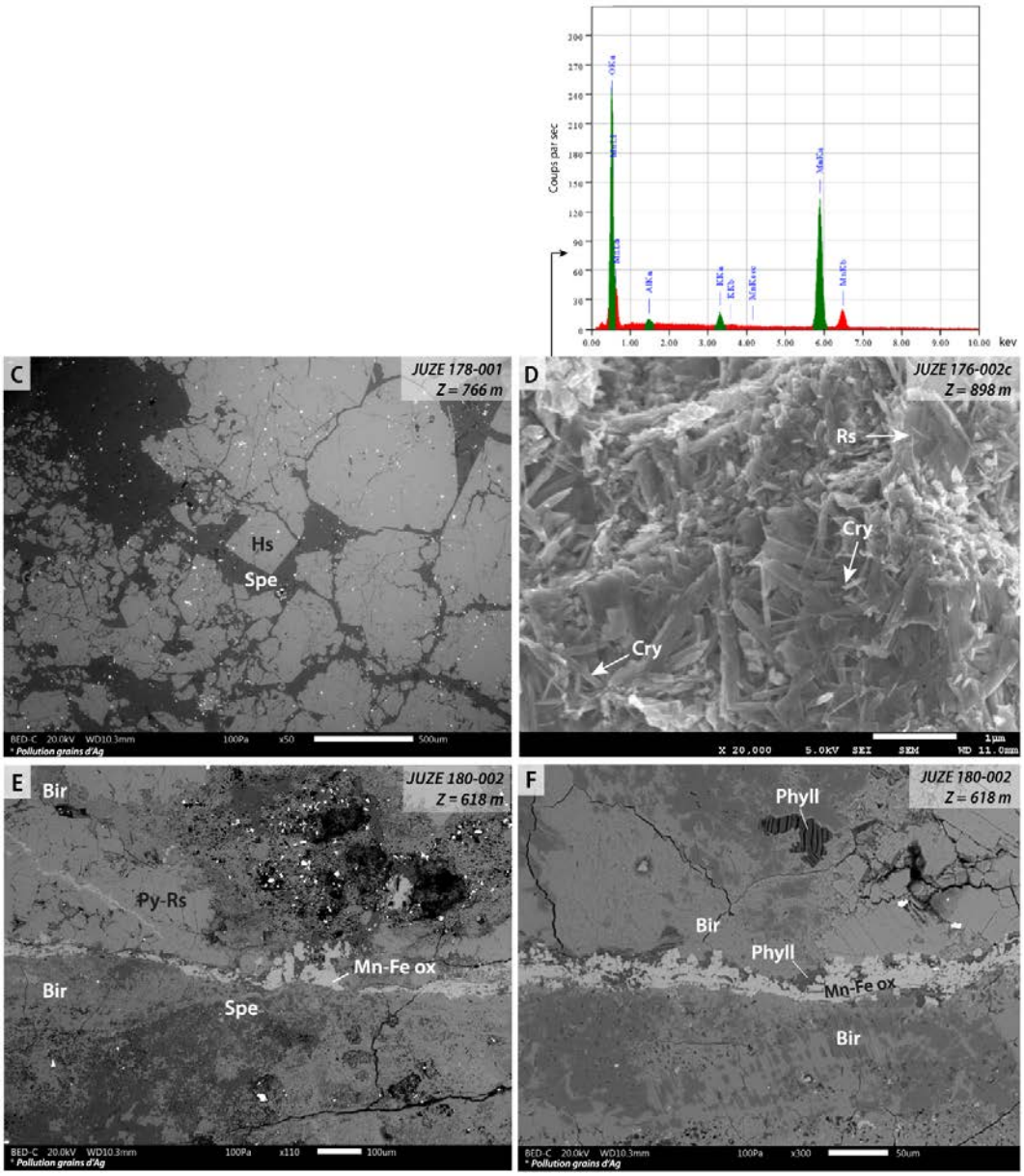


FIGURE 5.23: **Observations pétrographiques des échantillons d'oxydes de Mn provenant de Las Cabesses (suite). A) Image en électrons rétrodiffusés (BSE) montrant la présence de ramsdellite et birnessite postérieures à la hausmannite. Les analyses EDS de la ramsdellite et de la birnessite sont montrées à droite de l'image. Notez la très faible teneur en cations de la birnessite. B) Image BSE montrant un grain d'oxydes de Mn et de Fe recoupé par un filon de birnessite et phyllosilicates. L'analyse EDS du filon est fournie à droite de l'image. C) Image BSE montrant le caractère bréchique de la hausmannite. Les interstices situés entre les fragments de hausmannite sont constitués de spessartine. D) Image en électrons secondaires montrant des aiguilles de cryptomélane croissant sur la ramsdellite. L'analyse EDS correspondante est fournie au-dessus de l'image. Elle montre la présence d'une quantité faible de K. E) Image BSE montrant les relations complexes pouvant exister entre les différents oxydes de Mn au sein des échantillons. La spessartine apparaît en gris sombre. Elle est partiellement remplacée par la birnessite, de teinte grise plus claire, visible dans la moitié inférieure de l'électronographie. Une veine d'oxydes de Mn et de Fe très brillante recoupe ces phases au centre de l'image. La pyrolusite (ramsdellite ?) est observée au-dessus de cette veine, dans le quart supérieur gauche de l'électronographie. Elle est formée de cristaux bien visible et semble associée à un mince filonnet relativement brillant. F) Image BSE montrant la présence de phyllosilicates sur les bordures du filon d'oxydes de Fe et de Mn et au sein de la matrice de birnessite.** Notez la pollution de certaines images BSE par des grains d'argent (grains brillants de très petite taile) utilisés lors des manipulations. Bir : birnessite, Cry : cryptomélane, Hs : hausmannite, Mn-Fe ox : oxydes de Mn et Fe, Phyll : phyllosilicate, Py : pyrolusite, Rs : ramsdellite, Spe : spessartine.

Le **cryptomélane** ($K_x(Mn^{4+},Mn^{3+})_8O_{16}$) est identifié de manière incertaine en DRX dans l'échantillon *JUZE 180-002*. Il n'y a pas été retrouvé au cours des analyses MEB-EDS. Des cristaux aciculaires de cryptomélane ont par contre été observés dans l'échantillon *JUZE 176-002a* (Fig. 5.23.D). Dans cet échantillon, les aiguilles de cryptomélane ont cristallisé sur les cristaux de ramsdellite. La composition du cryptomélane montre une relative pauvreté en K (Fig. 5.23.D).

La **pyrolusite** (MnO_2) est également présente en faible quantité dans l'échantillon *JUZE 180-002* où elle forme de minces filons de minéraux sub-automorphes (Fig. 5.23.E). Bien que sa composition chimique et sa structure cristallographique soient proches de la ramsdellite, la texture pallissadique caractéristique de la pyrolusite est ici observable.

Les analyses des échantillons de Las Cabesses montrent, de plus, la présence de carbonates (rhodochrosite) et de silicates (spessartine) de manganèse. La rhodochrosite est observée en abondance dans six échantillons, généralement sous forme de veines (Fig. 5.22.B). La spessartine est associée à la hausmannite dans l'échantillon *JUZE 178* (Fig. 5.23.C). Elle constitue la matrice de l'échantillon *JUZE 180-002*, où elle semble recoupée par la birnessite (Fig. 5.23.E). Nous signalons ici la présence d'oxydes de Fe et Mn qui forment des filons ainsi que des fragments isolés dans l'échantillon *JUZE 180-002* (Fig. 5.23.B, E, F). Hormis les minéraux manganésifères, les échantillons du site de Las Cabesses contiennent du quartz (majoritaire), des carbonates (calcite et dolomite), de la chlorite et des argiles (Table 5.4).

B. Datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ des oxydes de Mn potassiques

Cinq grains issus de deux échantillons provenant du gîte de Las Cabesses ont été analysés. Leurs caractéristiques sont résumées dans la Table 5.5. On souligne la présence de cryptomélane dans trois sous-échantillons issus d'un même échantillon du gîte de Las Cabesses (*JUZE 176-002a, c* et *d*). Compte-tenu de la rareté du cryptomélane dans nos échantillons, les sous-échantillons contenant des oxydes de Mn présentant une bonne cristallinité et une bonne pureté ont également été utilisés pour la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Table 5.5). La datation de ces oxydes ayant été très peu (todorokite) ou jamais (birnessite, ramsdellite) réalisée avec succès, nous séparons dans ce qui suit les résultats des analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenus sur les grains formés de todorokite et/ou birnessite, avec éventuellement de la ramsdellite (Catégorie 3) des résultats obtenus sur les mélanges cryptomélane - ramsdellite (Catégorie 1).

TABLE 5.5: **Informations relatives aux sous-échantillons utilisés pour les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ du gîte de Las Cabesses**

Echantillon	Grain	Catégorie	Contenu minéralogique
JUZE 176-002	a	1	Cryptomélane et ramsdellite
	c	1	Cryptomélane et ramsdellite
	d	1	Cryptomélane et ramsdellite
	e	3	Ramsdellite et birnessite/todorokite
JUZE 180-001	a	3	Birnessite/todorokite et quartz
	b	3	Birnessite/todorokite

Analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ réalisées sur des todorokite - birnessite

Les deux spectres d'âges montrent des âges apparents anormalement élevés dans les premières étapes de chauffe (Fig. 5.24). Le sous-échantillon *JUZE 176-002e* est moins affecté par ce phénomène. L'âge apparent diminue rapidement après 1 à 4 étapes de chauffe. Ces âges ne peuvent pas correspondre à une réalité géologique et ne seront donc pas pris en compte dans la suite de ce chapitre. Une telle perturbation est problématique puisqu'elle masque potentiellement des informations contenues dans le domaine de basse température. Un excès d'^{40}Ar explique fréquemment les âges anciens aux basses températures. Cette hypothèse ne peut pas être invoquée ici puisque les diagrammes isochrones inverses indiquent des valeurs de rapports $^{36}Ar/^{40}Ar$ proches du rapport atmosphérique. Des pertes d'$^{39}Ar_K$ liées au phénomène de recul au cours de l'irradiation pourraient également expliquer le dégazage aux basses températures de phases mal cristallisées ou de cristaux de très petite taille. Bien que l'implication de processus supergènes dans l'évolution du gîte de Las Cabesses ne soit pas encore démontrée, on souligne ici que l'incorporation d'Ar en excès lors de processus supergènes est difficilement envisageable. Enfin, il paraît important de noter les valeurs très élevées des taux de contamination atmosphériques dans nos échantillons, qui dépassent fréquemment 99% du signal et qui, lorsqu'elles sont combinées à des valeurs élevées des rapports $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (proportionnels au rapport Ca/K), rendent les interprétations très hasardeuses.

Les résultats obtenus à partir des grains *JUZE 176-002e* et *JUZE 180-001b* en sont une illustration :

- Le spectre d'âge du grain *JUZE 176-002e* montre un plateau à 17,7 ± 3,5 Ma, apparemment confirmé par le diagramme isochrone inverse. La présence de Ca dans la birnessite et la todorokite explique le rapport $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ très élevé, ainsi que les incertitudes très fortes sur les âges apparents (jusqu'à 35 Ma d'incertitude).
- Le spectre d'âge du grain *JUZE 180-001b* montre un pseudo-plateau à 26,6 ± 7,0 Ma, compatible avec l'âge de 22,6 ± 16,2 Ma fourni par le diagramme isochrone inverse. Là encore, la présence de Ca dans les oxydes formant le grain est responsable de la valeur très forte du rap-

port $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ ainsi que des incertitudes sur les âges apparents (jusqu'à 50 Ma au niveau du pseudo-plateau).

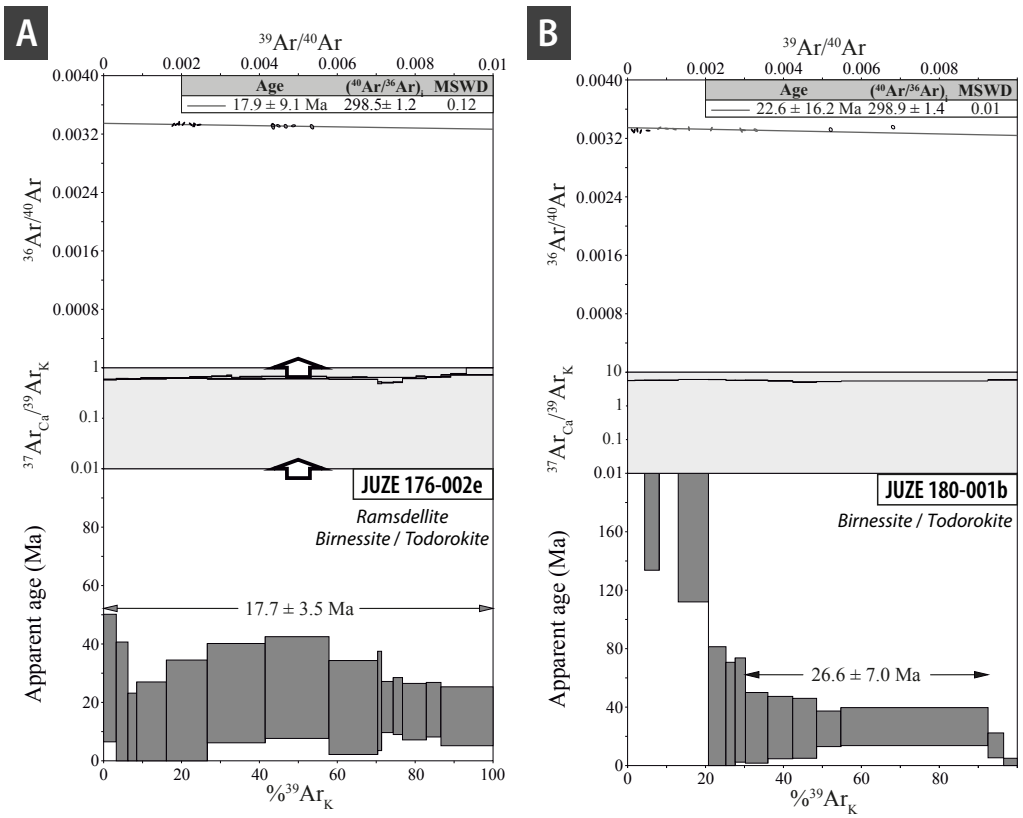


FIGURE 5.24: **Spectres d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$, rapports $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ et diagrammes isochrones inverses des échantillons formés de todorokite, birnessite, ramsdellite du gîte de Las Cabesses**. *Cf.* texte pour le commentaire des diagrammes

.

Analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ réalisées sur les cryptomélane et ramsdellite

Comme les spectres précédents (Fig. 5.24), les trois spectres d'âges obtenus à partir des grains de cryptomélane - ramsdellite montrent des âge apparents anormalement élevés dans les premières étapes de chauffe (Fig. 5.25). L'âge apparent diminue rapidement après 3 à 5 étapes de chauffe. Là encore, les diagrammes isochrones inverses indiquent des valeurs de rapports $^{36}Ar/^{40}Ar$ proches du rapport atmosphérique qui excluent l'hypothèse d'un excès d'^{40}Ar. Les taux de contamination atmosphériques de ces trois échantillons sont également très élevés, mais les teneurs en Ca sont apparemment plus faibles ($^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K < 0{,}1$).

Les spectres d'âges obtenus à partir des grains *JUZE 176-002a, c* et *d* permettent de calculer des âges pseudo-plateaux :

- Les sous-échantillons *JUZE 176-002a* et *c* montrent des spectres d'âges très similaires, caractérisés par des âges pseudo-plateaux centrés autour de *ca.* 1 Ma aux moyennes et hautes

températures (Fig. 5.25). Les valeurs du rapport $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ sont très inférieures à celles des sous-échantillons décrits dans le paragraphe précédent. Ceci s'explique par la composition des grains, formés de cryptomélane et de ramsdellite. Les spectres $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ montrent une forme en selle aux intervalles de dégazage qui correspondent aux âges pseudo-plateaux. Ceci suggère le dégazage d'une phase enrichie en potassium (le cryptomélane).

- Le grain *JUZE 176-002d* montre un spectre d'âge irrégulier caractérisé par des âges apparents « anciens » aux moyennes à basses températures (*ca.* 20 - 75 Ma), et des âges plus jeunes aux moyennes à hautes températures. Ces derniers permettent de calculer un âge pseudo-plateau à 14,3 ± 5,9 Ma. Comme dans le cas des spectres d'âges obtenus à partir des sous-échantillons formés de birnessite - todorokite, le grain *JUZE 176-002d* est caractérisé par un rapport $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ relativement élevé. Cette valeur peut être expliquée par la présence de birnessite - todorokite ou d'une autre phase calcique au cœur du grain (*e.g.* la rhodochrosite, qui est présente au sein de l'échantillon *JUZE 176-002*, *Cf.* Table 5.4). Le résultat fourni par cet échantillon doit donc être considéré avec précaution.

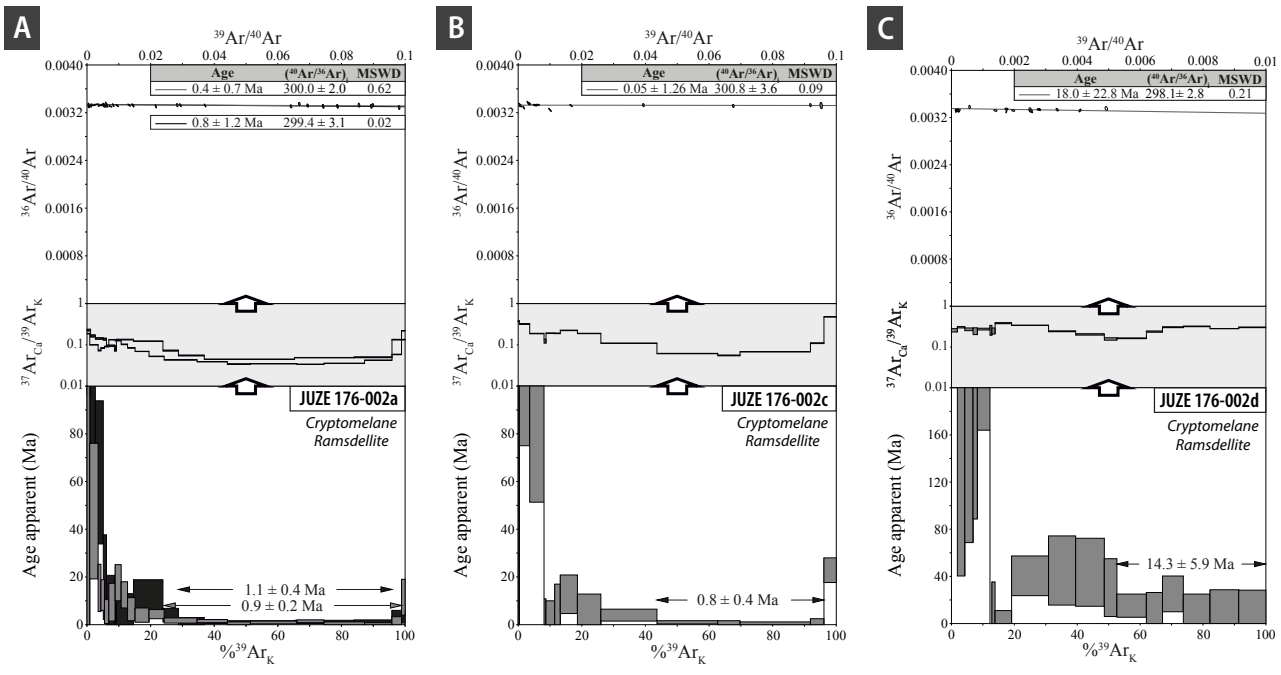


FIGURE 5.25: **Spectres d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$, rapports $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ et diagrammes isochrones inverses des échantillons formés de cryptomélane et ramsdellite du gîte de Las Cabesses.** *Cf.* texte pour le commentaire des diagrammes.

C. Discussion

Evidences de l'implication de processus d'altération supergènes

L'association minéralogique caractérisant le gîte de Las Cabesses montre bien le caractère oxydé des échantillons. La hausmannite est un oxyde de Mn typique de conditions hydrothermales ou métamor-

phiques (Post, 1999). La birnessite est un oxyde qui peut se former dans différents environnements géologiques (sédimentaire, hydrothermal, supergène), bien qu'elle soit plus fréquente dans les sols et les profils d'altération. La todorokite, en revanche, compose le plus souvent les nodules polymétalliques des fonds marins, et caractérise la zone oxydée des gisements de manganèse (Post, 1999; Vasconcelos, 1999). L'association birnessite - todorokite est assez commune dans la littérature, et la todorokite y est décrite comme le produit de transformation de la birnessite par les processus diagénétiques et en conditions hydrothermales de basse température (Atkins et al., 2016). La ramsdellite et la pyrolusite sont des polymorphes qui se forment dans les dépôts hydrothermaux de basse température, ou par remplacement d'autres minéraux porteurs de manganèse lors de l'altération météorique (*e.g.* rhodocrosite, $MnCO_3$). La pyrolusite correspond au terme le plus oxydé du remplacement des minéraux primaires (Fig. 5.3).

Par conséquent, bien que plusieurs oxydes de Mn formant le gîte de Las Cabesses soient fréquemment décrits dans des profils d'altération, l'association minéralogique ne permet pas à elle seule de démontrer formellement l'implication de processus d'altération supergène dans la formation du gîte de Las Cabesses. L'analyse pétrographique des échantillons n'a pas permis de mettre en évidence des textures typiques des oxydes de Mn cristallisant dans les conditions supergènes (voir Section 5.4.3.2 pour des exemples de ces textures dans les échantillons du gîte des Hautes-Pyrénées).

Cependant, plusieurs arguments sont en faveur de l'implication de processus d'altération supergène au gîte de Las Cabesses. Tout d'abord, l'observation fréquente de dissolutions de la roche-hôte carbonatée à l'échelle des affleurements et des échantillons (Fig. 5.11 et 5.22) témoigne de l'intervention de processus d'altération. De plus, la présence d'un nombre restreint d'éléments chimiques au sein des échantillons provenant du gîte de Las Cabesses et l'absence de carbonates préservés dans les amas de minerai sont des caractéristiques plus fréquemment observées dans les contextes d'altération supergène qu'en contexte hydrothermal. Finalement, les âges post-compressifs fournis par la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ des sous-échantillons provenant du gîte de Las Cabesses démontrent une remobilisation récente du matériel analysé (Section 5.4.3.1).

Séquence paragénétique

La séquence paragénétique déterminée par l'étude des échantillons du gîte de Las Cabesses au MEB-EDS est présentée sur la Figure 5.26. Le Mn est probablement initialement fourni par la rhodochrosite ($MnCO_3$), la hausmanite (Mn_3O_4) et la spessartine ($Mn^{2+}Al_2(SiO_4)_3$) présentes dans la roche-mère (ou « protore »). L'assemblage formant le protore est typique des hautes températures (Hewett, 1972; Gutzmer et al., 1995). Deux phases de minéralisation peuvent être distinguées. (1) La première est

à l'origine de la cristallisation de la ramsdellite, qui est observée dans les clivages de la hausmannite fracturée (Fig. 5.23.A), et suivie d'un remplacement partiel de la ramsdellite par la birnessite (Fig. 5.23.A). (2) La seconde phase de minéralisation est à l'origine de la cristallisation de la pyrolusite - ramsdellite associée à des filonnets (Fig. 5.23.E). La cristallisation du cryptomélane, dont les aiguilles croissent sur la ramsdellite peut être intervenue au cours de la phase 1 ou 2 (Fig. 5.23.D). Les phases au cours desquelles birnessite et cryptomélane cristallisent correspondent probablement à des phases d'altération météorique.

On souligne que la todorokite n'a pas été formellement identifiée dans les sections polies qui ont servi aux analyses MEB-EDS des échantillons du gîte Las Cabesses. La présence de traces de K et de Ca dans les analyses EDS d'oxydes de Mn d'échantillons dans lesquels les analyses DRX n'indiquaient pas la présence de todorokite laisse un doute persister quand à la présence ou non de todorokite dans ces échantillons.

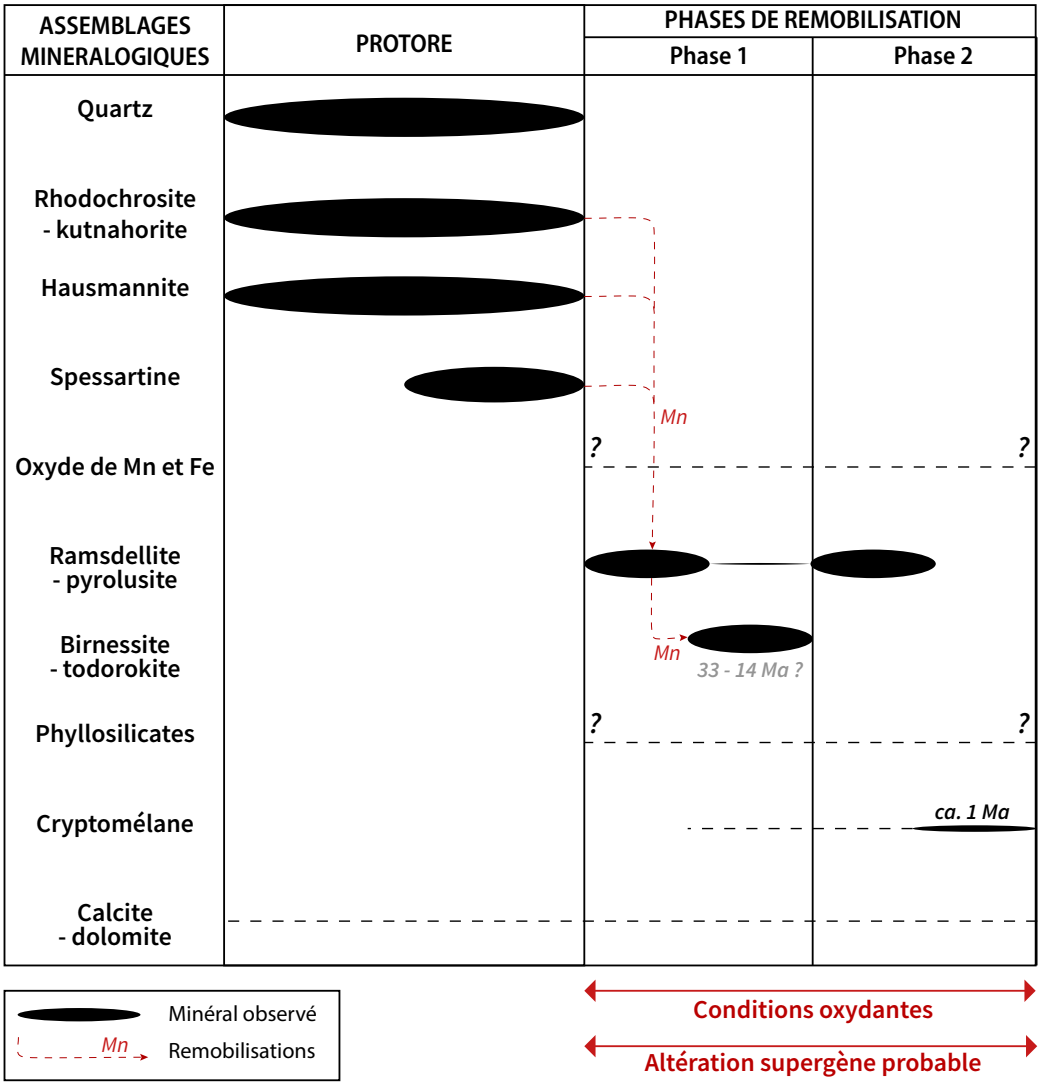


FIGURE 5.26: **Tentative de séquence paragénétique pour le gîte de Mn de Las Cabesses.**

Signification des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$

Deux pôles d'âges ont pu être distingués parmi les spectres d'âges des échantillons du gîte de Las Cabesses. Chacun de ces pôles peut être relié aux types d'oxydes de Mn qui ont été datés : les âges les plus anciens (*ca.* 33 - 14 Ma) ont été obtenus à partir d'oxydes de Mn à teneur en K extrêmement faible (birnessite - todorokite), alors que les âges les plus récents (*ca.* 1 Ma) proviennent des grains formés de cryptomélane - ramsdellite. Une confiance très modérée doit être accordée aux âges de *ca.* 33 - 14 Ma, qui ont été obtenus à partir de grains non favorables pour les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ et dont les incertitudes sont très élevées. Ces âges pourraient correspondre à une première phase de minéralisation au cours de laquelle ont cristallisé la birnessite et/ou la todorokite. Les spectres fournissant un âge de *ca.* 1 Ma sont, au contraire, beaucoup plus fiables. Ils sont caractérisés par des pseudo-plateaux bien définis. La teneur en K dans ces échantillons est supérieure à celle du groupe d'échantillons précédent. Elle reste néanmoins très faible en comparaison des teneurs généralement présentes dans les oxydes de Mn potassiques habituellement utilisés pour les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$. Cette faible teneur résulte de la présence de ramsdellite (MnO_2) en grande quantité au sein des grains datés. L'âge de *ca.* 1 Ma est celui de la cristallisation du cryptomélane (seconde phase de minéralisation, Fig. 5.26).

La Figure 5.27 résume la succession des phases de cristallisation déduite de l'étude des oxydes de Mn du gîte de Las Cabesses.

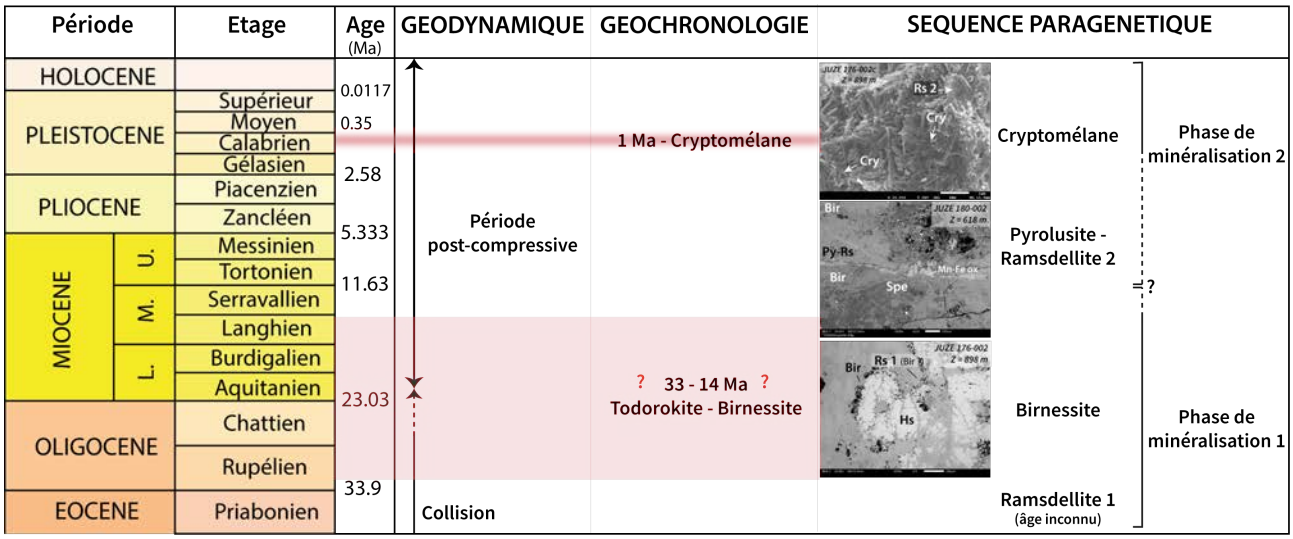


FIGURE 5.27: **Synthèse des informations apportées par l'étude des échantillons du gîte de Las Cabesses.**

5.4.3.2 Gîte des Hautes-Pyrénées

A. Minéralogie et Pétrographie

L'ensemble des échantillons du gîte des Hautes-Pyrénées a été prélevé au sein des formations viséennes de l'Unité de Gavarnie (Calcaires amygdalaires et jaspes noirs, Section 5.3.2.2). La majorité

des échantillons correspondent à des amas de minerais mélangés à du quartz (Fig. 5.28.A). Dans certains cas, les oxydes de Mn forment des croûtes de faible épaisseur ou remplissent des fractures traversant le quartz (Fig. 5.28.B, C). Des veines de quartz recoupant les amas d'oxydes de Mn ont également été observées (Fig. 5.28.D).

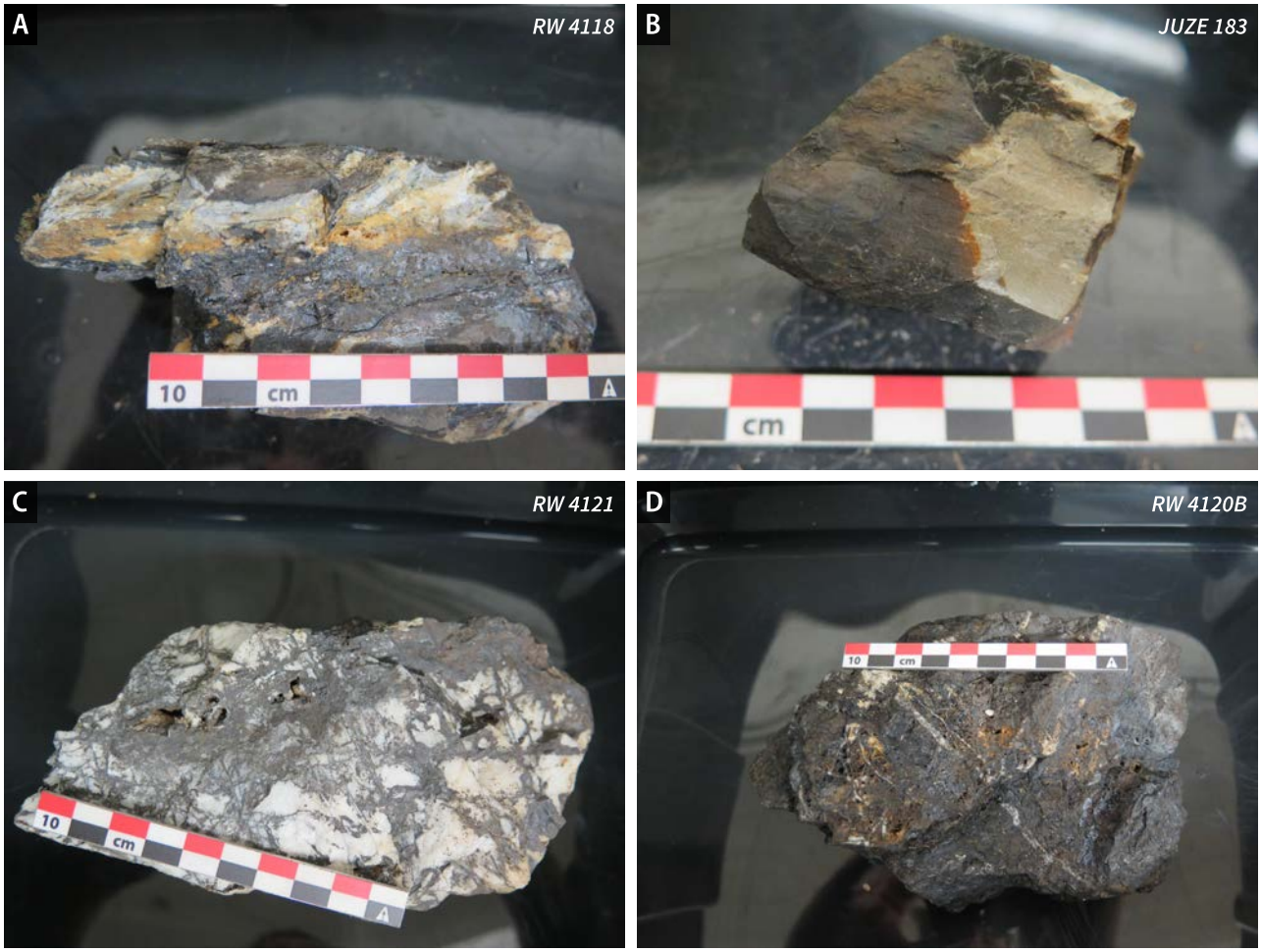


FIGURE 5.28: **Exemples représentatifs des échantillons provenant du gîte des Hautes-Pyrénées. A) Amas d'oxydes de Mn mélangé à du quartz. B) Croûte d'oxydes de Mn d'épaisseur infra-millimétrique sur une roche quartzeuse. C) Roche quartzeuse fracturée et/ou dissoute dont les vides ont été remplis par des oxydes de Mn. D) Amas d'oxyde de Mn recoupé par des veines de quartz.**

En comparaison du gîte de Las Cabesses (Section 5.4.3.1), les échantillons du gîte des Hautes-Pyrénées montrent un nombre beaucoup plus restreint d'espèces minérales : six espèces minérales ont été identifiées, parmi lesquelles cinq sont manganésifères (Table 5.6). Les oxydes de Mn dominants sont la ramsdellite, la birnessite et la todorokite. La pyrolusite est abondante dans un échantillon (*JUZE 182*). Le cryptomélane est également présent en faibles quantités dans deux échantillons (*JUZE 182* et *RW 4121*).

TABLE 5.6: **Synthèse des phases identifiées en DRX et MEB-EDS dans les échantillons provenant du gîte des Hautes-Pyrénées.** Les données DRX sont représentées par des « X » (le nombre de « X » représente l'abondance relative des minéraux au sein des échantillons, l'ensemble des spectres DRX est fourni en Annexe 4), les données MEB-EDS par des « * ». Voir texte pour une description détaillée.

Echantillon	Contenu minéralogique						
	Qz	Phyll	Bir	To	Rs	Py	Cry
JUZE 182	XXXX		*?	*?	XXX	XXX	X?
JUZE 183	XXXX		X	X	X		
JUZE 184	XX		XXX		XX		
RW 4118	XXXX			X			
RW 4119	XXXX	*			X		
RW 4120 A-001	XXXX		*?	*?	X		
RW 4120 A-002	XXXX				X		
RW 4120 B-001	XXXX				XX		
RW 4120 B-002	XXX		XXX		*?	*?	
RW 4120 B-003	XXX		X				
RW 4121	XXX	*	*		XX		*
JUZE 72-001	X		XX	X			
JUZE 72-002	X		X				
JUZE 72-003	X		XXX		X?		
JUZE 72-004	XXX			XXX			

La **ramsdellite** (MnO_2) est mise en évidence dans de nombreux échantillons du gîte des Hautes-Pyrénées (Table 5.6). Des cristaux automorphes de ramsdellite sont localement visibles, mais on l'observe plus généralement sous forme cryptocristalline (Fig. 5.29). Les ramsdellites présentent parfois des formes mamelonnées (Fig. 5.29.B). De nombreux cristaux rhomboédriques de ramsdellite sont visibles dans les échantillons *RW 4119* et *RW 4120B-002* (Fig. 5.29.C, D, voir aussi Fig. 5.30.C). Ces cristaux correspondent à des pseudomorphoses d'un minéral rhomboédrique, potentiellement un carbonate. La ramsdellite tapisse également des géodes de petite taille (*ca.* 100 à 500 µm ; Fig. 5.30.B, C, D) et remplit d'anciennes géodes de grande taille (> 1 mm ; Fig. 5.30.E) Enfin, la ramsdellite est observée sous la forme de minces filons recoupant la matrice quartzeuse de l'échantillon *RW 4119*. Il est important de noter ici que de nombreuses analyses EDS de ramsdellites montrent la présence de traces de K, parfois associées à des traces infimes de Ca qui indiquent des mélanges de phases.

La **birnessite** ($(Na,Ca)Mn_7O_{14} \cdot 2{,}8H_2O$) est également identifiée dans de nombreux échantillons (Fig. 5.30.A, B). Elle est toujours cryptocristalline. Les teneurs en cations des birnessites analysées au MEB-EDS sont très faibles (Fig. 5.30.C ; $Ca^{2+} < 1{,}18$ poids %, $Na^{+} = 0$ poids %). Là encore, les images en électrons secondaires permettent de mettre en évidence des hétérogénéités de composition au sein des plages de birnessite. Dans certains cas, ces hétérogénéités sont progressives et imagent la percolation d'un fluide à l'origine de la cristallisation de la birnessite (Fig. 5.30.A, B).

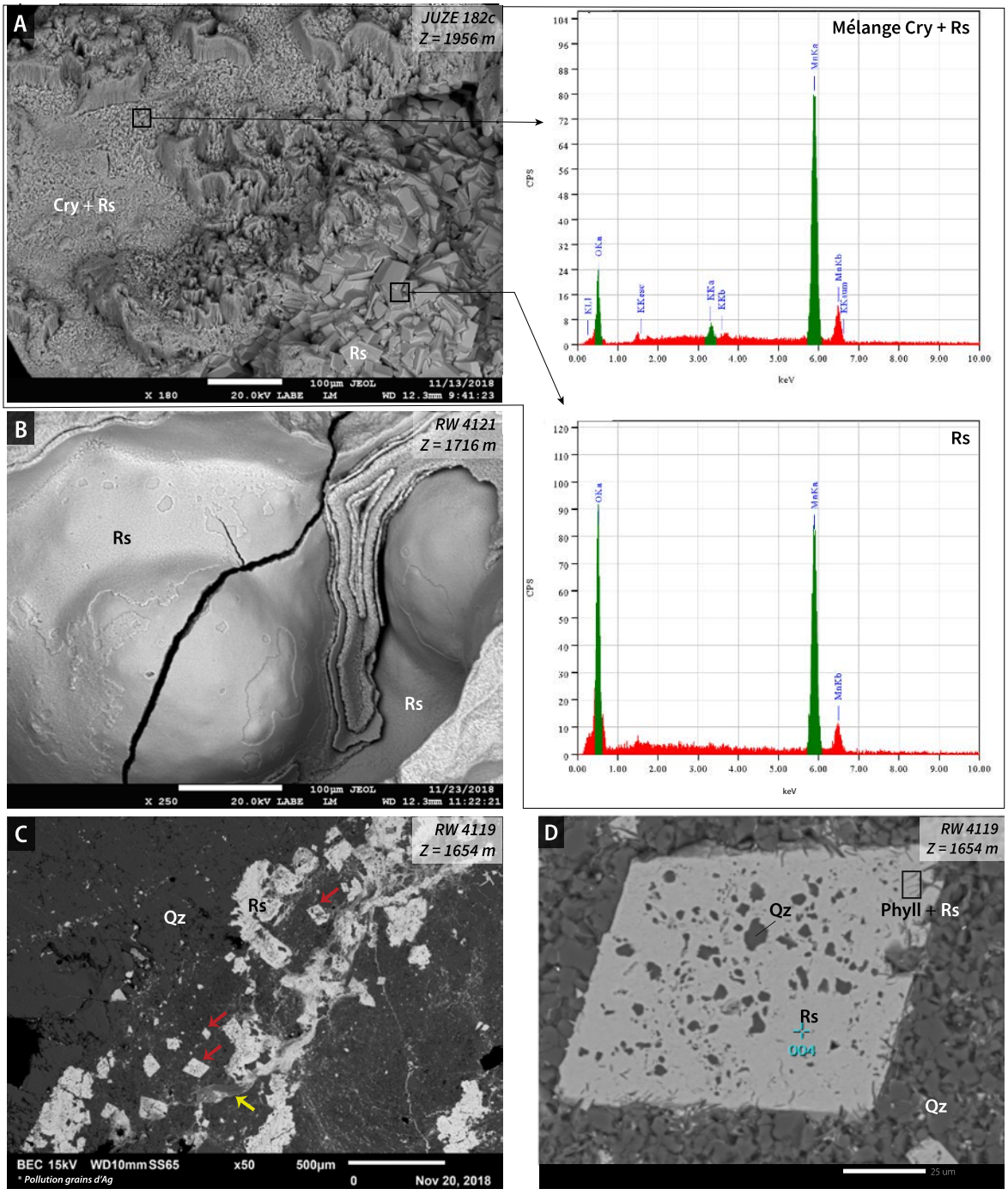


FIGURE 5.29: **Observations pétrographiques des échantillons d'oxydes de Mn provenant des Hautes-Pyrénées. A) Image en électrons secondaires montrant des cristaux automorphes de ramsdellite (moitié inférieure droite de l'image), ainsi qu'un mélange ramsdellite - cryptomélane (parties gauche et supérieure de l'image. Les cadres noirs montrent les zones analysées en EDS (spectres correspondants à droite de l'image). B) Image en électrons secondaires de ramsdellite caractérisée par une texture mamelonnée. C) Image en électrons rétrodiffusés (BSE) montrant des cristaux rhomboédriques de ramsdellite + quartz (flèches rouges) et l'existence de ramsdellite diffuse (flèche jaune) au sein de la matrice quartzeuse. D) Image BSE centrée sur un rhomboèdre de ramsdellite + quartz. Noter également la présence de phyllosilicates en périphérie du cristal.** Cry : cryptomélane, Phyll : phyllosilicate, Qz : quartz, Rs : ramsdellite.

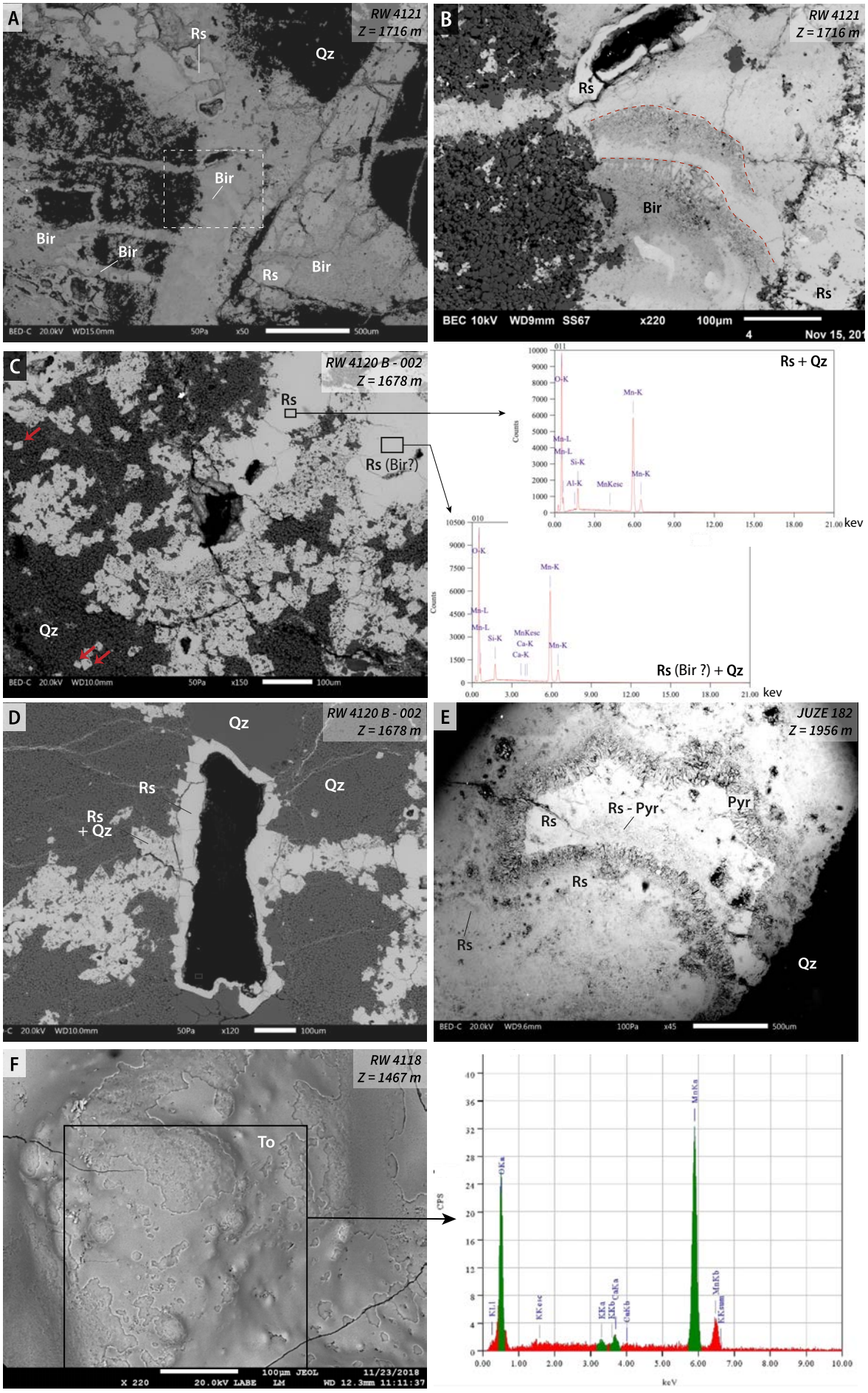


FIGURE 5.30: **Observations pétrographiques des échantillons d'oxydes de Mn provenant des Hautes-Pyrénées (suite)** (la légende continue à la page suivante).

FIGURE 5.30: (suite) **A) Image en électrons rétrodiffusés (BSE) montrant le remplacement de la ramsdellite par la birnessite. Les filons de birnessite et ramsdellite recoupent le quartz matriciel. Noter également la présence de géodes tapissées de ramsdellite. Le rectangle blanc localise l'image B. B) Détail de E montrant une texture de remplacement de la ramsdellite par la birnessite. C) Image BSE et analyses EDS correspondantes montrant l'absence de ou la très faible teneur en cations au sein des oxydes de Mn identifiés comme des birnessites par les analyses DRX (Table 5.6). Ces analyses correspondent à celles de ramsdellites ou pyrolusites. La texture est celle d'une ramsdellite. Noter également la présence des cristaux rhomboédriques de ramsdellite + quartz (flèches rouges) et de deux géodes tapissées de ramsdellite au centre de l'électronographie. D) Image BSE d'une géode de grande taille (*ca.* 500 µm de longueur) tapissée de ramsdellite. E) Image BSE d'une autre géode de grande taille (*ca.* 1,5 mm de longueur) au sein d'une matrice de ramsdellite dont les parois sont tapissées de pyrolusite. Noter le filon de quartz qui recoupe la géode dans la moitié inférieure droite de l'électronographie. F) Image en électrons secondaires de todorokite caractérisée par une texture mamelonnée. Le rectangle noir montre la zone analysée en EDS (spectre correspondant à droite de l'image).** Bir : birnessite, Cry : cryptomélane, Hs : hausmannite, Mn-Fe ox : oxydes de Mn et Fe, Phyll : phyllosilicate, Qz : quartz, Rs : ramsdellite, Spe : spessartine, To : todorokite.

La **todorokite** ($(Ca,Na,K)_x(Mn^{4+},Mn^{3+})_6O_{12}$. $3{,}5H_2O$) est mise en évidence dans quatre échantillons par les analyses DRX. Elle est cryptocristalline et présente parfois des formes mamelonnées (Fig. 5.30.F).

La **pyrolusite** (MnO_2) est mise en évidence dans l'échantillon *JUZE 182*. Des cristaux automorphes de pyrolusite tapissent les bordures de géodes (Fig. 5.30.E). Leur croissance a eu lieu entre deux phases de mise en place de ramsdellite (- pyrolusite ?) cryptocristallin.

La présence de **cryptomélane** ($K_x(Mn^{4+},Mn^{3+})_8O_{16}$) est suggérée par les analyses DRX dans l'échantillon *JUZE 182*. Aucune aiguille de cryptomélane n'y a été observée. Des oxydes de Mn présentant des traces de K ont par contre été identifiés dans des plages cryptocristallines situées à côté de ramsdellites automorphes (Fig. 5.29.A). Il est donc probable que les analyses de ramsdellites qui présentent des traces de K correspondent à des mélanges ramsdellite - cryptomélane.

Le quartz est présent dans l'ensemble des échantillons provenant du gîte de Las Cabesses. Il y est observé sous forme de filons ou constitue la gangue des échantillons. Les analyses MEB-EDS mettent également en évidence la présence de phyllosilicates mélangés à la ramsdellite au sein de l'échantillon *RW 4119* (Fig. 5.29.D). La baryte a été identifiée dans un échantillon (*JUZE 72-003*).

Il est important de souligner ici l'existence d'apparentes contradictions entre les analyses DRX et MEB-EDS dans certains échantillons. Ainsi, dans l'échantillon *JUZE 182* un oxyde de Mn présentant des traces de cations est mis en évidence par les analyses MEB-EDS, bien que ni la birnessite, ni la todorokite n'aient été identifiées en DRX. De même, dans les échantillons *RW 4120B-002* et *RW 4121*, pour lesquels les analyses DRX indiquent que la birnessite est le seul oxyde de Mn présent, les analyses EDS des oxydes de Mn montrent souvent l'absence de cations, même en traces. Il semble donc qu'un oxyde de formule MnO_2 (ramsdellite, pyrolusite ou nsutite) y soit également présent. Cet oxyde de Mn pur, cryptocristallin, tapisse généralement les parois de géodes de petite taille (Fig. 5.30.A, B, C).

L'hypothèse la plus probable pour expliquer ces contradictions est que le matériel utilisé pour les analyses DRX et MEB-EDS était légèrement différent. La fraction prélevée pour les analyses DRX n'avait probablement pas strictement la même composition que les fractions prélevées pour la préparation des sections polies et le sous-échantillonnage, ce qui peut s'expliquer par l'existence d'hétérogénéités au sein des échantillons.

B. Datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ des oxydes de Mn potassiques

21 grains issus de 9 échantillons provenant du gîte des Hautes-Pyrénées ont été analysés. Leurs caractéristiques sont résumées dans la Table 5.7.

TABLE 5.7: **Informations relatives aux sous-échantillons utilisés pour les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ du gîte des Hautes-Pyrénées**

Echantillon	Grain	Catégorie	Contenu minéralogique
JUZE 182	b	1	Ramsdellite
	c	1	Cryptomélane et ramsdellite
	d	1	Ramsdellite
RW 4118	a	2	Todorokite et quartz
RW 4119	b	3	Ramsdellite et quartz
	c	2	Ramsdellite et quartz
RW 4120 A-001	a	3	Ramsdellite et quartz
	b	3	Birnessite/todorokite et quartz
RW 4120 A-002	a	3	Ramsdellite et quartz
	b	3	Ramsdellite et quartz
RW 4120 B-001	a	3	Ramsdellite et quartz
	b	3	Ramsdellite et quartz
RW 4120 B-002	a	2	Ramsdellite et quartz
RW 4121	b	3	Ramsdellite et quartz
	d	2	Ramsdellite et quartz
	e	1	Ramsdellite, muscovite et quartz
	f	3	Cryptomélane et ramsdellite
	g	2	Ramsdellite et quartz
JUZE 72-002	b	3	Birnessite/todorokite et quartz
JUZE 72-003	c	3	Birnessite/todorokite, baryte et quartz
JUZE 72-004	d	2	Todorokite et quartz

Le cryptomélane a été identifié dans deux sous-échantillons issus de deux échantillons différents, où il est mélangé à la ramsdellite. Tout comme pour le gîte de Las Cabesses (Section 5.4.3.1), l'ensemble des sous-échantillons contenant des oxydes de Mn présentant une bonne cristallinité et une bonne pureté a été utilisé pour la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Table 5.7). Les résultats des analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$

présentés ci-après sont classés selon la nature des sous-échantillons analysés.

Mesures réalisées sur todorokite et birnessite

Parmi les mesures réalisées sur todorokite et birnessite, trois spectres montrent des âges apparents anormalement élevés durant les premiers paliers de dégazage (sous-échantillons *JUZE 72-002b*, *JUZE 72-004d* et *RW 4120A-001b* ; Fig. 5.31.C, D, E), comme on l'a également observé dans les échantillons du gîte de Las Cabesses (Section 5.4.3.1). Ces âges ne peuvent pas correspondre à une réalité géologique et ne seront donc pas pris en compte dans la suite de ce chapitre. Un excès d'^{40}Ar explique fréquemment les âges anciens aux basses températures. Cette hypothèse ne peut pas être invoquée ici, puisque les diagrammes isochrones inverses indiquent des valeurs de rapports $^{36}Ar/^{40}Ar$ proches du rapport atmosphérique. Des pertes d'$^{39}Ar_K$ liées au phénomène de recul au cours de l'irradiation pourraient également expliquer le dégazage aux basses températures de phases mal cristallisées ou de cristaux de très petite taille. Il paraît important de noter les valeurs extrêmement élevées des taux de contamination atmosphérique dans nos échantillons.

- Le sous-échantillon *JUZE 72-003c* ne permet pas de calculer un âge (Fig. 5.31.A). Il est caractérisé par des incertitudes élevées sur les âges apparents (jusqu'à 100 Ma), que l'on peut relier à la forte teneur en Ca du grain indiquée par la valeur élevée du rapport $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$. La tendance des âges apparents indique un événement de cristallisation récent, situé entre 0 et 20 Ma.

- Le sous-échantillon *RW 4118a* permet de calculer un âge pseudo-plateau à 33,8 ± 1,5 Ma, confirmé par l'âge isochrone inverse à 33,4 ± 6,6 Ma (Fig. 5.31.B). Le spectre d'âge présente néanmoins une forme très irrégulière, caractérisée par des âges très anciens (jusqu'à 650 Ma !) aux basses à moyennes températures de dégazage. Cet âge ne peut donc pas être tenu pour un âge « vrai », rendant compte d'un événement géologique. Le sous-échantillon *RW 4120A-001b* permet de calculer un âge pseudo-plateau à 3,7 ± 0,6 Ma, confirmé par l'âge isochrone inverse (Fig. 5.31.C). Il est, comme le sous-échantillon précédent, caractérisé par des âges plus anciens aux basses à moyennes températures (*ca.* 30 - 40 Ma) qui mettent en doute la valeur géologique de cet âge.

- Les sous-échantillons *JUZE 72-002b* et *JUZE 72-004d* permettent de calculer des âges pseudo-plateaux et sont caractérisés par des rapports $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ relativement stables (Fig. 5.31.D, E). Le diagramme isochrone inverse ne permet pas de calculer un âge précis en raison de la très forte contamination atmosphérique qui existe dans ces échantillons. Le grain *JUZE 72-002b* montre un âge

de 16,6 ± 3,4 Ma (Fig. 5.31.D). Il est caractérisé par des incertitudes élevées sur les âges apparents (jusqu'à 40 Ma), que l'on peut relier à la faible teneur en K indiquée par la valeur élevée du rapport $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_{K}$. Le grain *JUZE 72-004d* fournit un âge pseudo-plateau de 0,8 ± 0,4 Ma (Fig. 5.31.E). Il montre un rapport $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_{K}$ sensiblement inférieur à celui des échantillons décrits précédemment, qui indique une teneur plus élevée en K. Cet âge peut être considéré comme un âge valide compte-tenu de la stabilité du pseudo-plateau et de sa teneur en K sensiblement plus élevée. Contrairement à l'âge de 16,6 ± 3,4 Ma fourni par le grain *JUZE 72-002b*, l'âge de 0,8 ± 0,4 Ma est caractérisé par de faibles marges d'erreur.

Les informations géochronologiques fournies par les spectres d'âges des grains formés de todorokite - birnessite issus du gîte des Hautes-Pyrénées sont comparables à celles obtenues dans le gîte de Las Cabesses (Section 5.4.3.1). Un sous-échantillon caractérisé par un rapport $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_{K}$ élevé (*JUZE 72-002b*) fournit un âge mal contraint et donc incertain de 16,6 ± 3,4 Ma. Un sous-échantillon caractérisé par un rapport $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_{K}$ inférieur (d'un ordre de grandeur) fournit un âge de 0,8 ± 0,4 Ma. Les oxydes de Mn les plus potassiques semblent donc avoir, ici encore, cristallisé très tardivement.

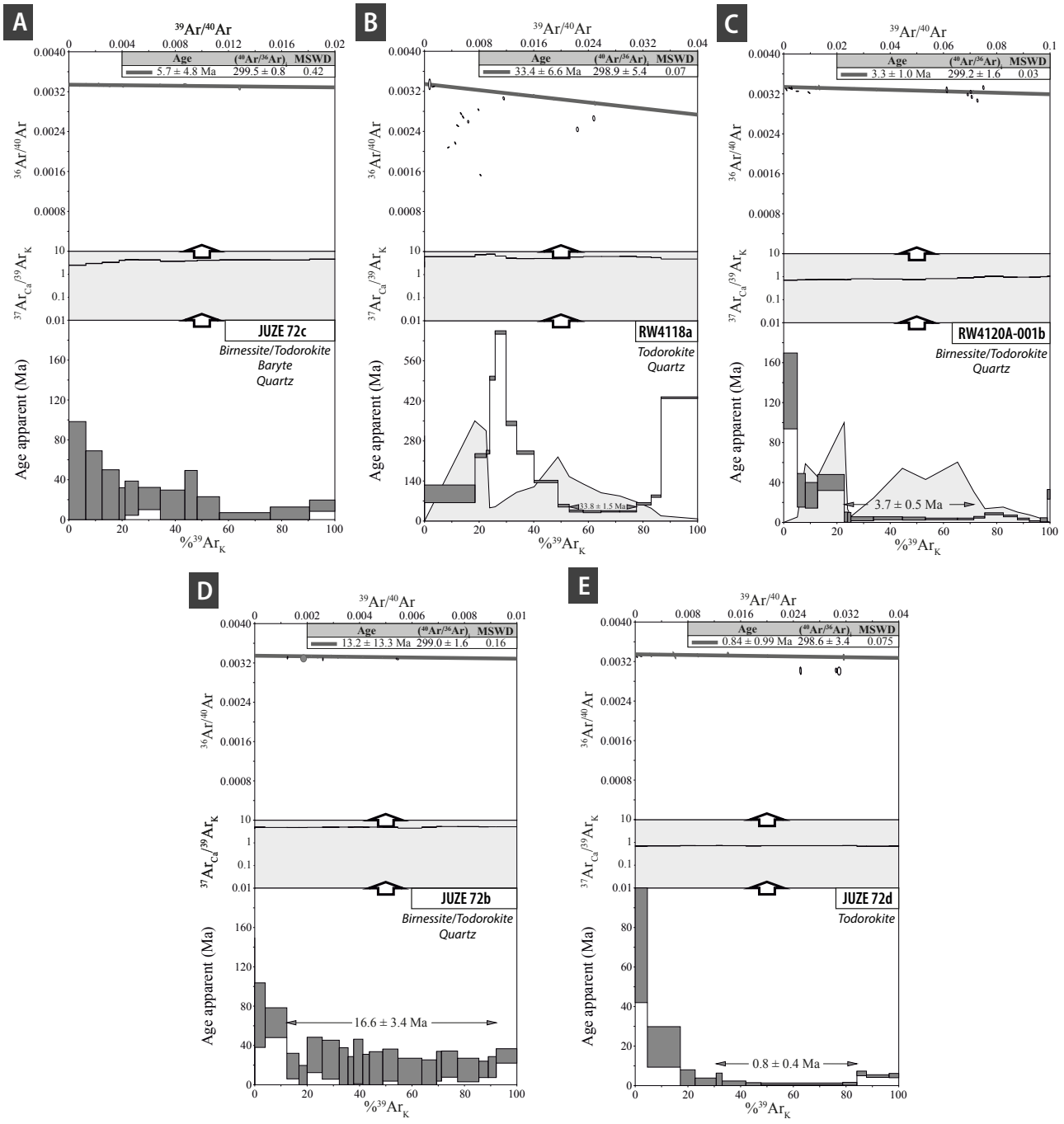


FIGURE 5.31: **Spectres d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$, rapports $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ et diagrammes isochrones inverses des échantillons formés de todorokite, birnessite, ramsdellite du gîte des Hautes-Pyrénées**. *Cf.* texte pour le commentaire des diagrammes.

Mesures réalisées sur cryptomélane et ramsdellite

Ici encore, la plupart des spectres d'âge sont caractérisés par des âges apparents anormalement élevés durant les premiers paliers de dégazage (Fig.5.33 et 5.34). L'âge apparent diminue rapidement après 1 à 4 étapes de chauffe. Les diagrammes isochrones inverses indiquent des valeurs de rapports $^{36}Ar/^{40}Ar$ proches du rapport atmosphérique qui excluent l'hypothèse d'un excès d'^{40}Ar. Les taux de contamination atmosphériques de ces trois échantillons sont également très élevés.

Compte-tenu du nombre important de grains datés pour le gîte des Hautes-Pyrénées et de la diversité des résultats, nous regroupons les spectres en trois groupes :

- **Groupe 1** : ces spectres montrent un signal très aléatoire lors du dégazage, qui ne permet pas d'en tirer des informations géochronologiques (Fig. 5.32). La dispersion des âges apparents au sein de l'ensemble de ces spectres ne permet jamais de délimiter un plateau ou un pseudo-plateau. La variabilité du rapport $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ au cours du dégazage montre que la cristallinité des échantillons n'est pas constante et qu'il existe probablement différents sites cristallographiques dégazant de manière hétérogène. Cette variation est probablement accentuée par la faible quantité de K dans les échantillons.

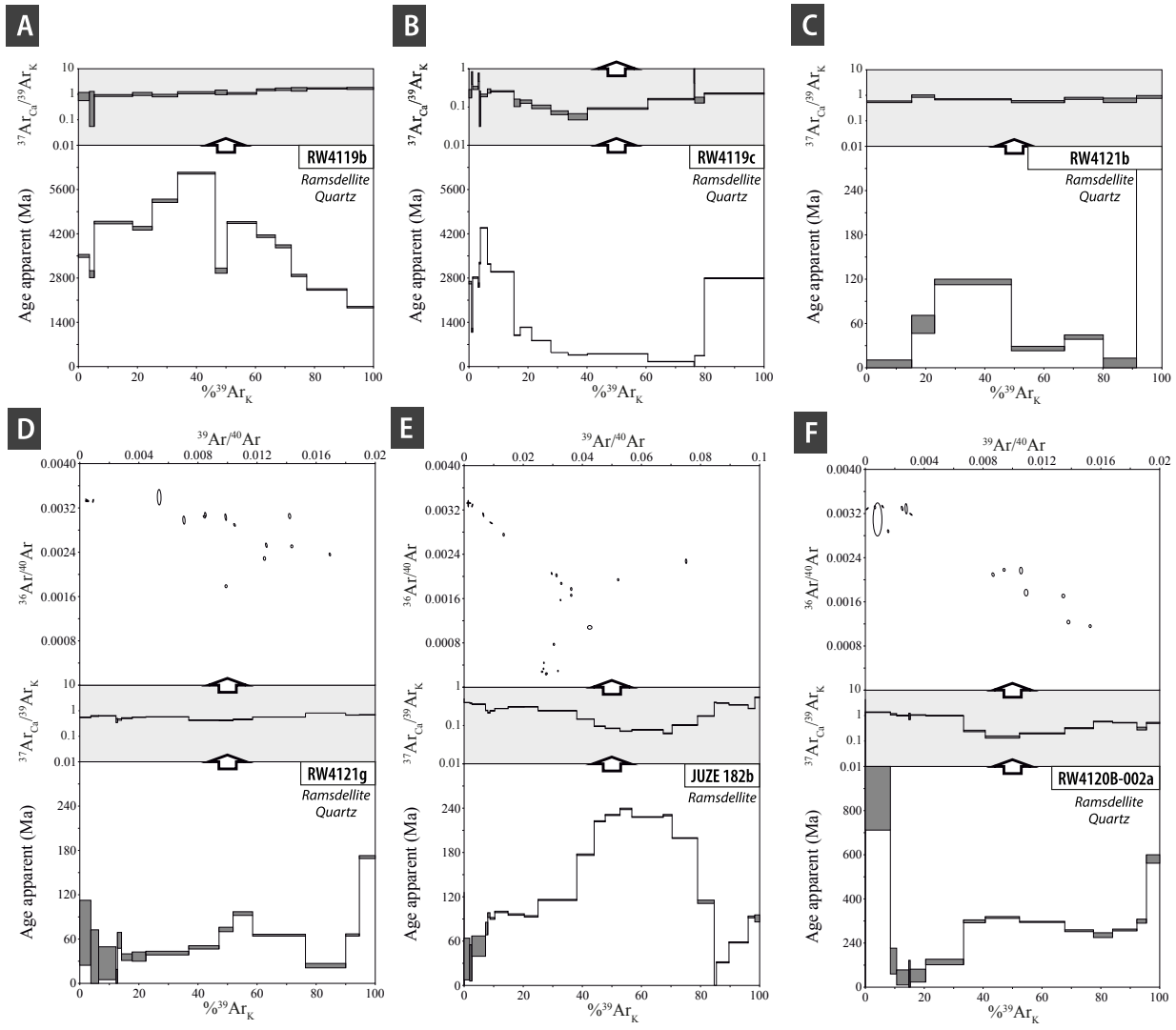


FIGURE 5.32: **Spectres d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$, rapports $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ et diagrammes isochrones inverses des échantillons formés de cryptomélane et / ou ramsdellite du gîte des Hautes-Pyrénées (Groupe 1).** La figure continue à la page suivante.

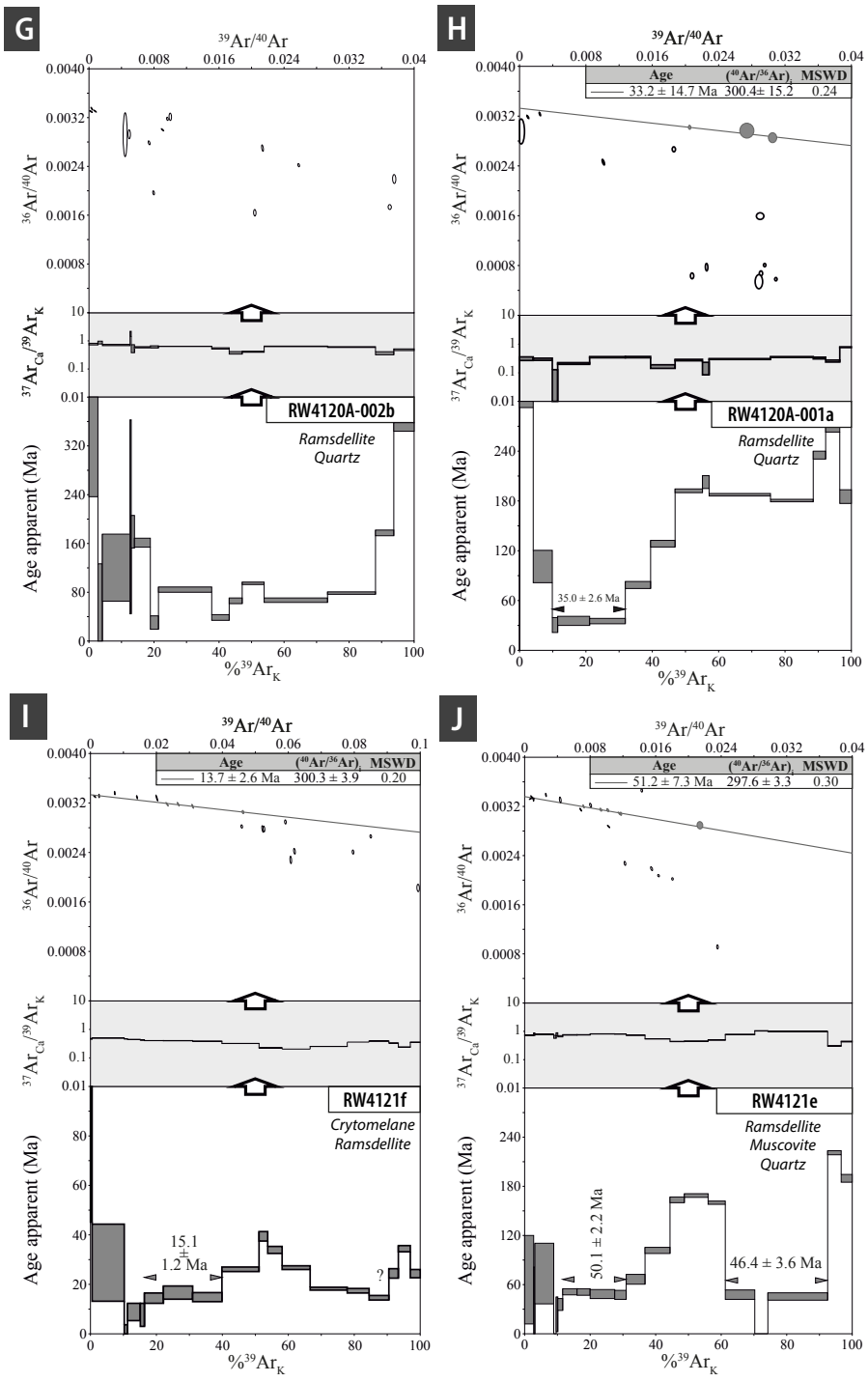


FIGURE 5.32: **Spectres d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$, rapports $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ et diagrammes isochrones inverses des échantillons formés de cryptomélane et / ou ramsdellite du gîte des Hautes-Pyrénées (Groupe 1)**. *Cf.* texte pour le commentaire des diagrammes.

- **Groupe 2** : on regroupe ici les spectres des sous-échantillons *JUZE 182c*, *RW 4121d* et *RW 4120A-002a*. Ils montrent également une grande dispersion des âges apparents mais se distinguent du groupe 1 par l'existence de pseudo-plateaux qui coïncident avec une stabilité des rapports $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ (Fig. 5.33). Le sous-échantillon *JUZE 182c* permet de définir deux pseudo-plateaux, qui indiquent des âges à 36,4 ± 1,4 Ma et 8,2 ± 1,0 Ma, confirmés par les âges isochrones (Fig. 5.33.A). Dans le cas du sous-échantillon *RW 4121d*, on isole un âge pseudo-plateau à 5,0 ± 1,3 Ma (Fig. 5.33.B). Cet âge

n'est pas confirmé par l'âge isochrone qui est très imprécis en raison de l'importante contamination atmosphérique (4,9 ± 17,4 Ma). Le sous-échantillon *RW 4120A-002a* montre un rapport $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ plus stable que les grains précédents. Dans ce cas, le spectre d'âge permet de définir un pseudo-plateau stable à 4,3 ± 1,9 Ma (Fig. 5.33.C). L'importance de la contamination atmosphérique dans ce sous-échantillon ne permet pas non plus de calculer un âge isochrone fiable (5,6 ± 7,8 Ma). Bien qu'ils renferment des informations géochronologiques, la complexité du signal au sein de ces sous-échantillons ne permet pas de parler d'âges valides.

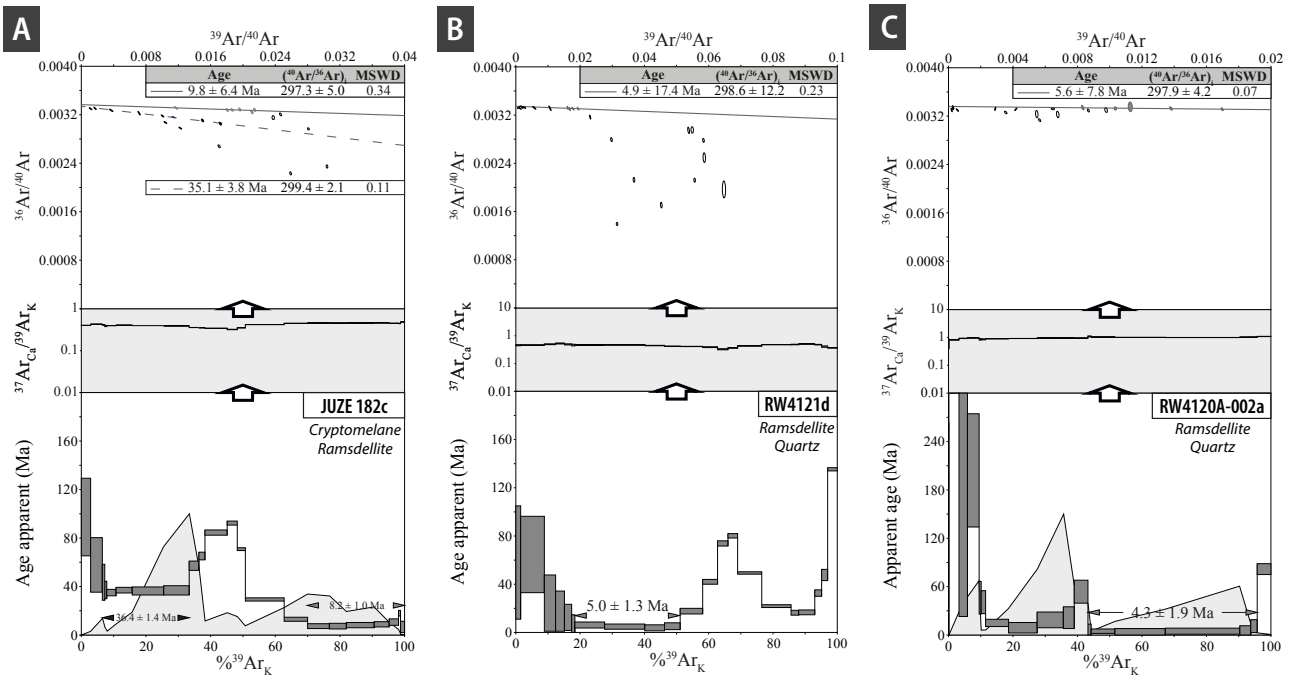


FIGURE 5.33: **Spectres d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$, rapports $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ et diagrammes isochrones inverses des échantillons formés de cryptomélane et / ou ramsdellite du gîte des Hautes-Pyrénées (Groupe 2)**. *Cf.* texte pour le commentaire des diagrammes.

- **Groupe 3** : les spectres d'âges des sous-échantillons *RW4120B-001a* et *RW4120B-001b*, issus du même échantillon, fournissent des âges pseudo-plateaux à 80,8 ± 0,6 et 118,4 ± 0,4 Ma respectivement, reproductibles et confirmés par les isochrones inverses (Fig. 5.34). Les rapports $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ montrent une forme en selle dont la base (valeur minimale) coïncide avec les pseudo-plateaux identifiés. Bien que les deux sous-échantillons soient formés de ramsdellite et de quartz (Table 5.7), les valeurs des rapports $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ sont proches de celles obtenues à partir des grains dans lesquels la présence de cryptomélane a été décelée (< 0,1 ; Fig. 5.32.I et 5.33.A). On doit donc envisager l'existence d'une phase potassique, non détectée au MEB-EDS, au sein de ces sous-échantillons. L'écart existant entre ces deux âges est conséquent (*ca.* 40 Ma). Le sous-échantillon *RW 4120A-002b*, placé dans le Groupe 1 de sous-échantillons et également formé de ramsdellite et de quartz, a été prélevé 10 m au-dessus de l'échantillon précédent. Le spectre d'âge fourni par ce grain ne permet pas de calculer un âge (Fig.

5.32.G). On peut toutefois y estimer un âge apparent moyen proche de 80 Ma (en excluant les âges très vieux observés aux très basses et très hautes températures), qui conforte l'âge pseudo-plateau fourni par l'échantillon *RW4120B-001a*. Bien qu'aucun autre sous-échantillon ne montre un âge autour de 118 Ma, la reproductibilité de l'âge de *ca.* 118 Ma sur le grain *RW 4120B-001b* suggère que cet âge pourrait correspondre à un événement géologique. L'échantillon *RW 4120B-001* a donc enregistré une histoire complexe, qui a duré au moins 40 Ma. Notons ici également que les spectres d'âges des grains *RW4120B-001a* et *RW4120B-001b* montrent des âges jeunes aux basses températures (après les âges très anciens caractérisant les premières étapes de chauffe). Ceci suggère l'existence d'une perturbation des phases cristallisant au Crétacé par au moins un événement plus récent. Ceci est totalement en accord avec les âges post-compressifs que l'on a décrits plus haut.

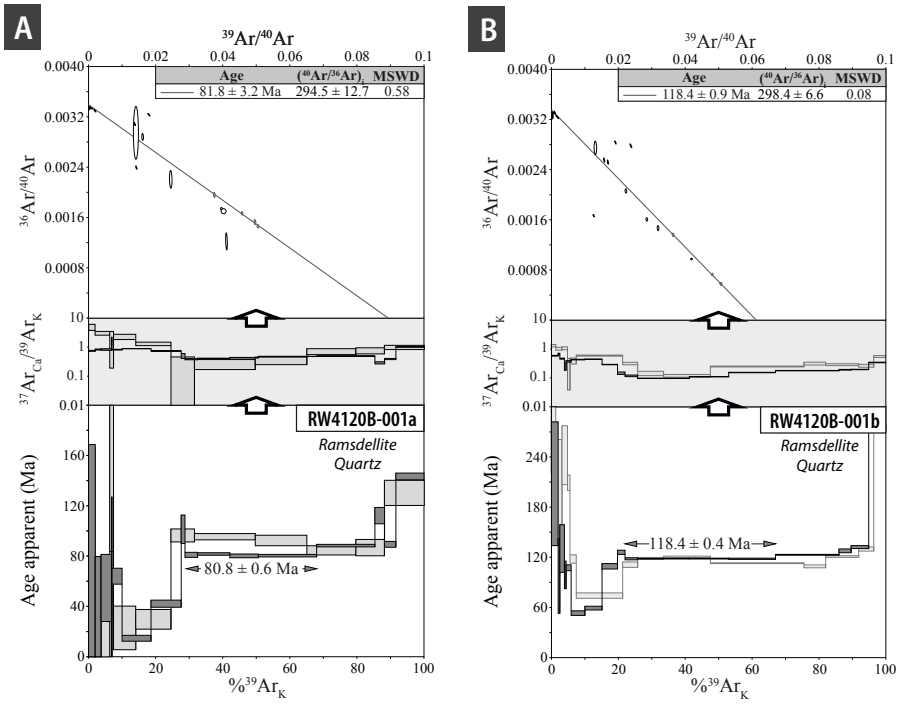


FIGURE 5.34: **Spectres d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$, rapports $^{37}Ar_{Ca}/^{39}Ar_K$ et diagrammes isochrones inverses des échantillons formés de cryptomélane et / ou ramsdellite du gîte des Hautes-Pyrénées (Groupe 3)**. *Cf.* texte pour le commentaire des diagrammes.

Les mesures réalisées sur les grains formés de cryptomélane et de ramsdellite issus du gîte des Hautes-Pyrénées permettraient ainsi de mettre en évidence : (i) une période d'enregistrement crétacée (*ca.* 118 - 80 Ma), et (ii) une série d'âges mal contraints et incertains entre et 2 et 9 Ma.

C. Discussion

Evidences de l'implication de processus d'altération supergènes

Tout comme les échantillons provenant du gîte de Las Cabesses (Section 5.4.3.1), les associations minéralogiques caractérisant les échantillons des Hautes-Pyrénées ne permettent pas de démontrer à

elles seules la participation de processus d'altération supergène. La présence d'un nombre restreint d'éléments chimiques au sein des échantillons et l'absence de carbonates préservés dans les amas de minerai est un indice de l'intervention de processus d'altération supergènes. L'analyse pétrographique des échantillons issus du gîte des Hautes-Pyrénées fournit, de plus, des indices de l'origine supergène de certains oxydes de Mn :

- La ramsdellite, qui est présente dans la majorité des échantillons (Table 5.6), ainsi que la todorokite montrent des formes mamelonnées fréquemment observées dans les contextes supergènes (Fig. 5.29.B et 5.30.F ; Varentsov and Frakes, 1996; Hénocque et al., 1998; Vasconcelos, 1999; Hautmann and Lippolt, 2000; Li et al., 2007; Decrée et al., 2010).

- L'observation de textures de remplacement est un second indice de l'intervention de processus supergènes dans la formation de nos échantillons. Ainsi, dans l'un de nos échantillons on observe un remplacement partiel de la ramsdellite par la birnessite (Fig. 5.30.E, F). De manière similaire, un échantillon montre la présence de ramsdellite diffuse au sein du quartz (Fig. 5.29.C). Enfin, dans plusieurs échantillons on note la présence de rhomboèdres de ramsdellite qui traduisent un remplacement total d'un minéral préexistant par cet oxyde (Fig. 5.29.C, D et Fig. 5.30.C). Il est probable que ce minéral soit la rhodochrosite ($MnCO_3$), qui peut avoir fourni le Mn à l'origine de la ramsdellite. La rhodochrosite n'est pas mise en évidence dans les échantillons du gîte des Hautes-Pyrénées. Elle a par ailleurs été mise en évidence par les analyses DRX des échantillons provenant du gîte de Las Cabesses.

Ces observations sont compatibles avec une origine supergène pour la ramsdellite et la birnessite contenues dans les échantillons du gîte des Hautes-Pyrénées.

Séquence paragénétique

La séquence paragénétique déterminée par l'étude des échantillons du gîte des Hautes-Pyrénées au MEB-EDS est présentée sur la Figure 5.35. La rhodochrosite a été décrite dans l'ensemble des roches du gîte des Hautes-Pyrénées par Lougnon (1981, Tab. 5.2). Elle n'est pas présente au sein de nos échantillons (Table 5.6). On note cependant la présence de cristaux rhomboédriques dont la composition est celle d'une ramsdellite (Fig. 5.29.C, D et Fig. 5.30.C). Ces rhomboèdres témoignent du remplacement pseudomorphique d'une phase carbonatée primaire - probablement la rhodochrosite - par un oxyde de Mn. La présence d'inclusions de quartz dans les rhomboèdres de ramsdellite indique l'origine précoce du quartz. Les phyllosilicates observés en bordure des rhomboèdres de ramsdellite pourraient également appartenir à la paragenèse du protore des échantillons du gîte des Hautes-Pyrénées (Fig. 5.29.D).

La rhodochrosite ($MnCO_3$) probablement présente dans le protore est un bon candidat pour la source du Mn du gîte des Hautes-Pyrénées. On peut distinguer trois phases de minéralisation successives dans les échantillons. (1) La première correspond au remplacement de la rhodochrosite par la ramsdellite. (2) La seconde phase de minéralisation est caractérisée par le remplacement de la ramsdellite par la birnessite. (3) La dernière phase de minéralisation correspond au remplissage de géodes par la ramsdellite et la pyrolusite, qui témoigne de la percolation de fluides météoriques à l'origine d'une dissolution et cimentation (partielle ou totale) de ces géodes. Cette dernière phase est suivie par la mise en place de filons de quartz qui recoupent l'ensemble des éléments décrits ci-dessus. Le cryptomélane n'a pas été observé directement au sein des échantillons des Hautes-Pyrénées. Sa présence en mélange avec la ramsdellite a été déduite à partir d'analyses EDS de plages de ramsdellite cryptocristallines montrant des traces de K (la dimension des tunnels de la ramsdellite ne permet pas l'intégration de K contrairement au cryptomélane ; Feng et al., 1999). La position du cryptomélane dans la séquence paragénétique est donc difficile à établir. De même, nous ne disposons pas d'arguments pour contraindre la position des phyllosilicates dans la séquence paragénétique.

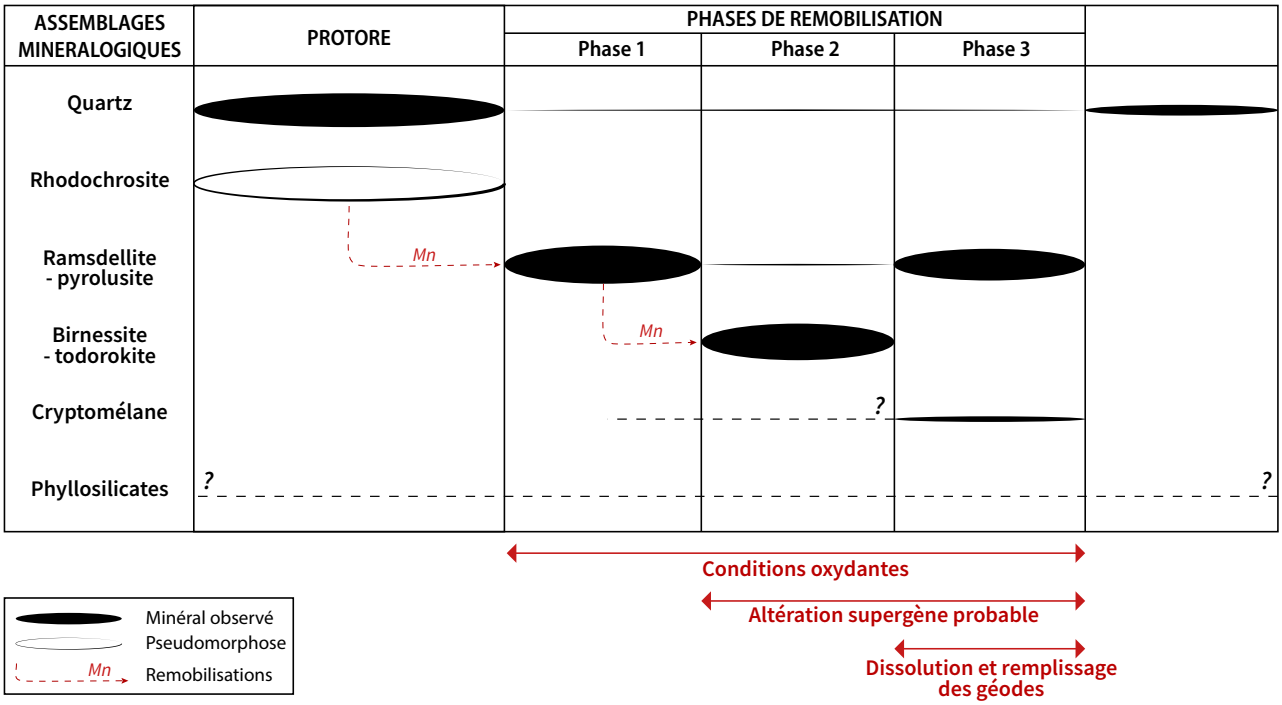


FIGURE 5.35: **Tentative de séquence paragénétique pour le gîte de Mn des Hautes-Pyrénées.**

On souligne que la todorokite n'a pas été formellement identifiée en DRX dans les sections polies qui ont servi aux analyses MEB-EDS des échantillons du gîte des Hautes-Pyrénées. L'observation de traces de K et de Ca dans les analyses EDS d'oxydes de Mn d'échantillons dans lesquels les analyses DRX n'indiquaient pas la présence de todorokite laisse un doute persister quant à la présence ou non de todorokite dans ces échantillons.

Signification des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$

L'étude des nombreuses analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ des échantillons provenant du gîte des Hautes-Pyrénées a permis de montrer l'existence de deux phases de cristallisation principales.

(1) La phase datée entre *ca.* 118 et 80 Ma a été mise en évidence à partir de grains formés uniquement d'un mélange de ramsdellite et de quartz (à leur surface) et pour lesquels aucune trace de K n'avait été décelée au MEB-EDS (sous-échantillons *RW 4120B-001a* et *RW 4120A-002a*). La phase potassique qui a cristallisé durant cet intervalle reste donc inconnue. L'analyse minéralogique et pétrographique des échantillons du gîte des Hautes-Pyrénées a montré des mélanges de ramsdellite - birnessite (ou todorokite) et de ramsdellite - cryptomélane (Fig. 5.29 et 5.30). La birnessite, la todorokite ou le cryptomélane ont donc pu fournir le K présent dans les sous-échantillons *RW 4120B-001a, b* et *RW 4120A-002a*. Néanmoins, le cryptomélane cristallisant plutôt tardivement dans la séquence paragénétique, il est plus probable que cet âge ancien soit celui de la cristallisation de la ramsdellite au cours de la phase 1 de remobilisation, ou de la cristallisation de la birnessite (Fig. 5.35).

(2) L'âge de *ca.* 0,8 Ma a été obtenu à partir de l'analyse du grain *JUZE 72-004d*, formé de todorokite et de quartz. On date donc l'âge de la cristallisation de la todorokite. Toutefois, cette phase tardive n'a pas été observée dans les échantillons.

La Figure 5.36 résume la succession des phases de cristallisation déduite de l'étude des oxydes de Mn du gîte des Hautes-Pyrénées.

5.5 Discussion : nouvelles contraintes sur l'évolution de la chaîne

Les travaux de datation des oxydes de Mn potassiques pyrénéens, combinés à une analyse minéralogique et pétrologique détaillée, ont permis de mettre en évidence deux événements de cristallisation : l'un entre *ca.* 118 et 80 Ma et l'autre à *ca.* 1 Ma. La phase datée entre *ca.* 118 et 80 Ma a été mise en évidence uniquement à partir des échantillons du gîte des Hautes-Pyrénées, alors que l'âge de *ca.* 1 Ma est observé à la fois dans les échantillons provenant des gîtes des Hautes-Pyrénées et de Las Cabesses. La précision de l'ensemble des analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ a été pénalisée par la teneur extrêmement faible en potassium des échantillons, où les oxydes de Mn potassiques étaient très souvent mélangés à un oxyde de Mn pur (ramsdellite, MnO_2), ainsi que par des contaminations atmosphériques inhabituellement élevées et fréquemment supérieures à 99 %.

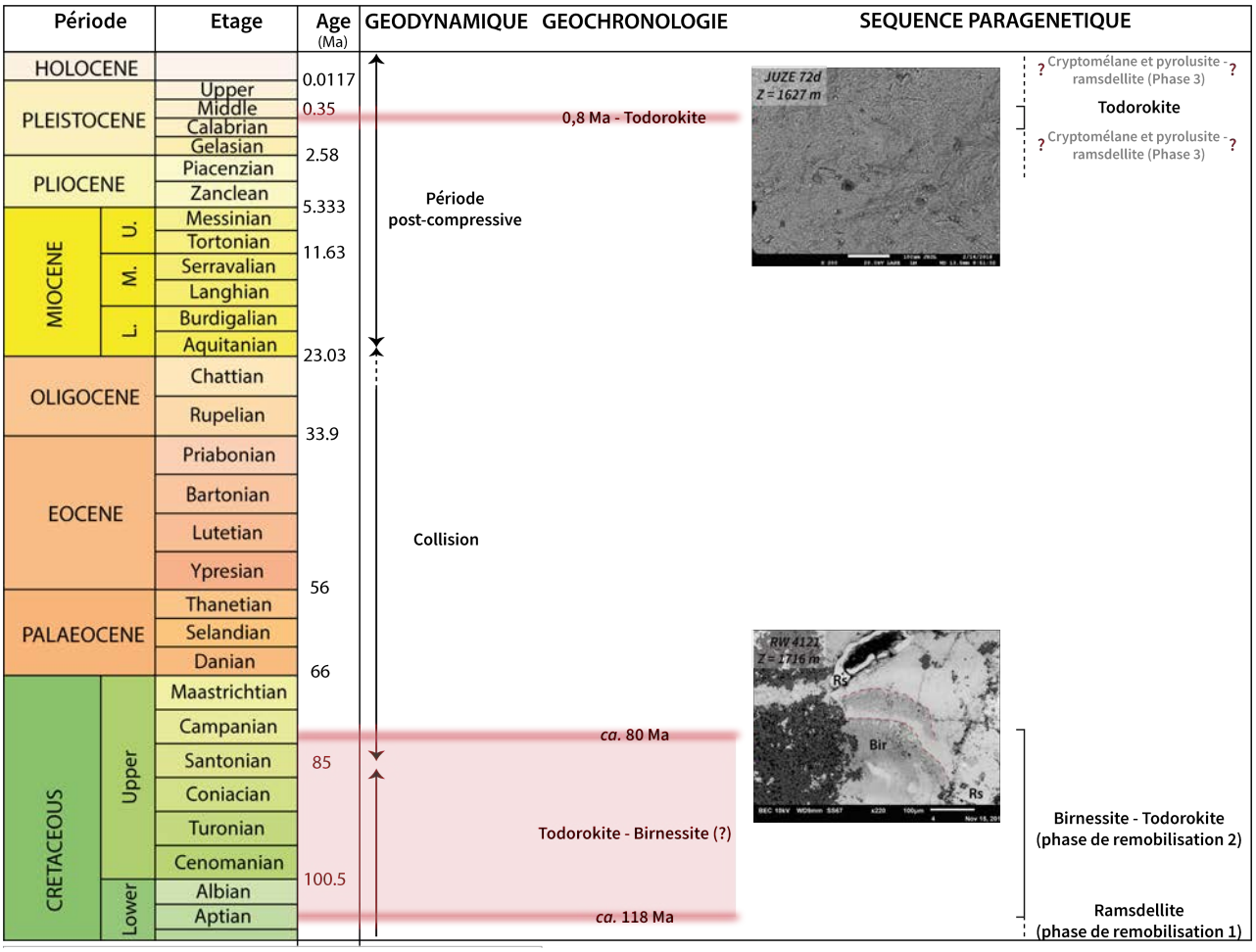


FIGURE 5.36: **Synthèse des informations apportées par l'étude des échantillons du gîte des Hautes-Pyrénées.** On peut supposer que la phase qui a cristallisé à *ca.* 80 Ma correspond à la remobilisation du Mn de la première génération de ramsdellite, à l'origine de la cristallisation de la birnessite (phase 1 de la séquence paragénétique). La todorokite formant le sous-échantillon *JUZE 72-004d* n'a pas été observée au sein de la séquence paragénétique.

La phase à *ca.* 118 - 80 Ma (Albien-Campanien) mise en évidence au gîte des Hautes-Pyrénées est inattendue. En effet, l'analyse pétrologique des échantillons du gîte des Hautes-Pyrénées a permis de mettre en évidence de nombreux indices de l'intervention de processus d'altération supergène (Section 5.4.3.2). Or, durant l'intervalle Albien-Campanien, la roche-hôte du gîte des Hautes-Pyrénées se trouvait au sommet d'un ancien bloc basculé de la marge ibérique du rift pyrénéen, enfouie sous une épaisseur importante de sédiments triasico-crétacés (possiblement d'ordre kilométrique, Fig. 5.14 ; Espurt et al., 2019). Deux hypothèses peuvent permettre d'expliquer la cristallisation d'oxydes de Mn potassiques entre *ca.* 118 et 80 Ma.

Hypothèse 1. C'est bien un processus d'altération supergène qui est à l'origine de la cristallisation de ces oxydes de Mn potassiques. Cette première hypothèse implique une émersion de la roche-hôte du gîte des Hautes-Pyrénées. Une telle émersion a pu intervenir sur le toit du bloc basculé correspondant à l'actuelle Unité de Gavarnie. En effet, la présence passée d'une couverture sédimentaire mésozoïque

à cet endroit de la chaîne est incertaine (*Cf.* les points d'interrogation portés par Espurt et al. sur la Fig. 5.14). La formation d'oxydes de Mn supergènes sur le toit d'un bloc basculé du rift pyrénéen exige : (i) un climat propice, en particulier une pluviométrie non négligeable, (ii) des pentes suffisamment faibles pour autoriser l'infiltration des eaux météoriques, (iii) une surrection suffisamment lente pour favoriser le fonctionnement et la préservation d'un profil d'altération (*Cf.* Section 4.2.2.3 dans le Chapitre 4). Ces conditions ont pu être réunies durant l'intervalle Albien-Campanien, qui correspond à une période de Greenhouse (Huber et al., 2002) au cours de laquelle un raccourcissement crustal lent a commencé dans les Pyrénées (Garrido-Megías, 1972; Olivet, 1996; Sibuet et al., 2004). L'hypothèse 1 suppose la préservation des oxydes de Mn potassiques formés par l'altération depuis 80 Ma au coeur de l'orogène pyrénéen. Cela paraît peu probable au vu des taux d'exhumation déduits de la thermochronologie basse température à d'autres endroits de la Zone axiale de la chaîne (*e.g.* Fitzgerald et al., 1999). Néanmoins, cette hypothèse est vraisemblable dans le secteur qui correspond au gîte des Hautes-Pyrénées puisque c'est un endroit particulier de la chaîne, où les taux d'exhumation sont extrêmement faibles depuis le crétacé supérieur (Fillon *et al., pers. com.*).

Hypothèse 2. Les oxydes de Mn potassiques ayant fourni un âge de *ca.* 118 - 80 Ma n'ont pas cristallisé au cours d'un épisode d'altération supergène. Cette hypothèse doit être envisagée puisque les évidences d'une origine supergène des oxydes de Mn du gîte des Hautes-Pyrénées n'ont pas été observées au sein même des échantillons qui ont été datés à *ca.* 118 - 80 Ma (mais au sein d'échantillons collectés à une distance faible, inférieure à 1 km). Ces oxydes de Mn pourraient donc avoir une origine hydrothermale. Un traçage isotopique des fluides ayant circulé dans nos échantillons pourrait permettre de trancher entre ces deux hypothèses. A l'heure actuelle, nous considérons l'hypothèse 1 comme la plus probable, puisqu'un tel épisode d'émersion et d'altération sur le toit de blocs basculés a déjà été mis en évidence pour la marge européenne du rift pyrénéen durant l'intervalle Hauterivien - Cénomanien (140 - 100 Ma Combes and Peybernès, 1991; Vacherat et al., 2016).

L'âge de *ca.* 1 Ma, obtenu à partir des échantillons provenant des deux gîtes étudiés, reflète clairement une phase d'altération supergène. Cette phase se manifeste par la cristallisation de cryptomélane dans le gîte de Las Cabesses, et par la cristallisation de todorokite dans le gîte des Hautes-Pyrénées. Cet âge est également inattendu, puisqu'à cette période l'englacement des Pyrénées a déjà débuté (Crest, 2017). Bien que la température ne soit pas un facteur limitant pour les processus d'altération supergène, et donc pour la cristallisation des oxydes de Mn potassiques, la disponibilité en eau est un facteur essentiel (*e.g.* Bird and Chivas, 1993; Pope, 2013). Cette phase d'altération est donc nécessai-

rement intervenue durant un stade interglaciaire. Elle a manifestement été favorisée par la présence des surfaces de faible relief décrites en altitude dans les secteurs des gîtes de Las Cabesses et des Hautes-Pyrénées (Sections 5.3.2.2 et 5.3.2.1).

Il existe une lacune très importante d'enregistrement de l'information par les oxydes de Mn entre 80 et 1 Ma. Cette lacune peut être interprétée de deux manières : (i) à aucun moment les conditions ne se sont prêtées à la cristallisation d'oxydes de Mn potassiques, ou (ii) les oxydes de Mn potassiques qui ont cristallisé au cours de cette période n'ont pas été préservés (érosion des profils d'altération ou remobilisations du potassium). La faible teneur en potassium de la roche-hôte des gîtes de Mn pyrénéens peut en partie expliquer l'absence de cristallisation des oxydes de Mn potassiques. Néanmoins, la datation de certains oxydes à *ca.* 1 Ma, en particulier le cryptomélane qui correspond au pôle pur potassique des hollandites *s.l.*, indique que du K était disponible à ce moment. Il paraît peu probable qu'aucun oxyde de Mn potassique ne se soit formé durant 80 Ma. On comprend aisément que l'intervalle durant lequel s'est construit l'orogène pyrénéen (Crétacé supérieur - Oligocène) n'ait pas été propice à l'établissement de profils d'altération. Cependant, au cours du Miocène toutes les conditions étaient *a priori* réunies pour autoriser la formation d'un profil d'altération soustractive (existence probable d'une surface d'aplanissement en altitude, climat propice et soulèvement en l'absence de raccourcissement crustal, *Cf.* chapitres 2 et 4). Le scenario dans lequel des profils d'altération supergène développés au cours de l'intervalle Miocène ont été soumis à des érosions - réactivations successives jusqu'à 1 Ma paraît donc plus probable. Les oxydes de Mn que l'on collecte actuellement auraient alors uniquement conservé la mémoire de la dernière phase d'altération, intervenue à *ca.* 1 Ma. Ce scenario implique l'intervention de plusieurs phases de soulèvement (ou d'un soulèvement continu) au cours de l'histoire post-compressive de la chaîne des Pyrénées. Les indices de ce soulèvement seront discutés dans les chapitres 6 et 7 suivants.

Chapitre 6

Analyse de la dégradation des reliefs pyrénéens durant la période post-compressive

Les reliques de la surface d'aplanissement pyrénéenne constituent des marqueurs de l'évolution morphologique post-compressive des Pyrénées. La formation de cette surface, intervenue au début de la période post-compressive, a été suivie de sa dégradation, ne laissant que des surfaces reliques plus ou moins étendues sur les points hauts de la chaîne (Chapitre 2). Des publications récentes ont montré que la dégradation de la surface pyrénéenne est la conséquence de deux processus principaux : (i) l'érosion fluviale, et (ii) le fonctionnement de failles normales (Section 6.2 ci-dessous). Le(s) moteurs de ces processus ont été jusqu'à ce jour très peu discutés. Après une brève revue de littérature, ce chapitre présente une analyse de l'étagement des surfaces dans un massif des Pyrénées centrales (Massif de Bordères-Louron, Section 6.3), ainsi qu'une analyse de la dissection de la surface d'aplanissement à l'échelle d'une vallée des Pyrénées occidentales (Vallée d'Aspe, Section 6.4). Ces études sont complétées par l'analyse d'un nouveau jeu de données InSAR acquises dans les Pyrénées occidentales, qui met en évidence l'existence actuelle de soulèvements différentiels au sein de l'orogène pyrénéen.

Sommaire

6.1 Résumé 206

6.2 Introduction 207

6.2.1 Quelques définitions 207

6.2.2 Les incisions fluviales post-compressives dans les Pyrénées 208

6.2.2.1 Quantification des incisions post-compressives 208

6.2.2.2 Quantification de la dénudation récente 211

6.2.3 Le décalage tectonique des surfaces reliques pyrénéennes 212

6.2.3.1 Des surfaces décalées par des failles de grande dimension (25 - 80 km) 212

6.2.3.2 Des surfaces décalées par des failles de moyenne dimension (2 - 10 km)213

6.3 Les surfaces étagées de la Vallée du Louron 215

6.3.1 Analyse des indices de déformation dans la saprolite 215

6.3.1.1 Analyse de la déformation affectant la saprolite 215

6.3.1.2 Analyse de la déformation dans la roche-mère et l'horizon fissuré . . . 218

6.4 Dissection de la surface d'aplanissement sommitale 221

6.4.1 Introduction à l'article (Fluvial incisions in the North-Western Pyrenees (Aspe Valley) : dissection of a former planation surface and some tectonic implications) publié à Terra Nova par J.Uzel, B. Nivière et Y. Lagabrielle 221

6.4.2 Résumé étendu de l'article 223

6.4.3 Fluvial incisions in the North-Western Pyrenees (Aspe Valley) : dissection of a former planation surface and some tectonic implications 228

6.4.3.1 Abstract 228

6.4.3.2 Introduction 228

6.4.3.3 Geological setting 229

6.4.3.4 Methods 230

6.4.3.5 Morphology of the Aspe Valley 230

6.4.3.6 Discussion 231

6.4.3.7 Acknowledgement 233

6.4.4 Données complémentaires à l'article 243

6.4.4.1 Utilisation des facettes triangulaires comme marqueurs d'une chute du niveau de base 243

6.4.4.2 Reconstruction d'une paléotopographie du Gave d'Aspe 246

6.4.4.3 Informations apportées par l'étude du remplissage du bassin d'Aquitaine 249

6.5 Etude InSAR dans les Pyrénées occidentales 252

6.5.1 Avant-propos 252

6.5.2 Méthode et données à disposition 253

6.5.2.1 La technique InSAR 253

6.5.2.2 Acquisition des données InSAR Pyrénées 253

6.5.2.3 Traitement du jeu de données 256

6.5.3 Résultats 260

6.5.4 Discussion 264

6.6 Confrontation de données 265

6.1 Résumé

Ce chapitre présente les résultats de trois études portant sur l'analyse de l'évolution du relief pyrénéen postérieurement à la formation de la surface d'aplanissement sommitale. Cette évolution, à l'origine de la préservation lacunaire de cette surface, est la conséquence de trois mécanismes principaux : les processus de versants, le jeu de failles normales et l'incision fluviale dont le moteur principal est le soulèvement de la chaîne.

La première étude (Section 6.3) revient sur l'hypothèse d'un décalage tectonique des surfaces reliques d'altitude portant un profil d'altération soustractive dans le Massif de Bordères-Louron émise au terme du Chapitre 4 (Section 4.4.2.2, Hypothèse 1B). L'étude des affleurements de saprolite dans ce massif plutonique pyrénéen a montré l'existence de plans de friction tapissés d'argiles et portant des stries. Ces plans, qui peuvent être suivis sur plusieurs décamètres, semblent équivalents à des plans de failles ou des plans de glissement. Une analyse de la déformation dans la saprolite du Massif de Bordères-Louron a donc été réalisée afin de mettre en évidence l'origine de ces plans (tectonique ou gravitaire) et de tester ainsi l'hypothèse 1B d'un décalage des surfaces reliques par des failles normales. Les résultats de cette analyse ne permettent pas de confirmer ou infirmer l'hypothèse d'un décalage tectonique en raison de la grande diversité d'orientation des plans et des stries mesurés. La similitude des altitudes auxquelles ont trouve les surfaces étagées de part et d'autre de la Vallée du Louron, ainsi que l'observation de replats à une même altitude en aval de cette vallée nous conduisent à proposer la nouvelle hypothèse d'une origine fluviale pour ces replats étagés. La deuxième étude présentée dans ce chapitre est centrée sur une publication soumise à la revue Terra Nova et en cours de révisions. Ces travaux portent sur l'analyse des modalités de la dissection de la surface d'aplanissement pyrénéenne dans un bassin versant des Pyrénées occidentales (bassin versant d'Aspe, Pyrénées Atlantiques ; Section 6.4). Ce secteur des Pyrénées est caractérisé par une préservation faible des surfaces reliques d'altitude. L'analyse de la dissection de la surface est basée sur la réalisation de compilations de profils topographiques orthogonaux au Gave d'Aspe dans (i) la Zone axiale et (ii) la Zone nord-pyrénenne, ainsi que sur la description de facettes triangulaires d'érosion fluviale bordant le Gave est ses tributaires. Nous mettons en évidence une incision fluviale réalisée en plusieurs étapes, caractérisée par l'alternance de phases d'incision et de phases d'élargissement de la vallée. Un niveau supplémentaire d'incision est observé dans la Zone axiale. Nous interprétons cette observation comme le résultat d'un soulèvement différentiel de la chaîne intervenu au cours de la période post-compressive et accommodé au niveau de l'escarpement de Bedous (Lacan, 2008; Lacan and Ortuño, 2012). La corrélation des incisions avec les formations continentales déposées dans l'avant-pays et le bassin d'Aquitaine occidental permet d'attribuer un âge Langhien (*ca.* 15 Ma) probable au début de la

dissection de la surface d'aplanissement dans les Pyrénées occidentales. Le début du creusement de la paléovallée d'Aspe est suivi d'une incision majeure affectant uniquement la Zone axiale engendrée par le soulèvement différentiel de la Zone axiale par rapport à la Zone nord-pyrénéenne. Le Gave d'Aspe a ensuite atteint un nouveau profil d'équilibre, dont les reliques sont retrouvées dans le paysage. Nous reconstituons cette étape intermédiaire de dissection de la surface d'aplanissement pyrénéenne par une interpolation de ces reliques. Cette phase, caractérisée par l'existence d'une paléovallée large, est suivie d'une nouvelle phase d'incision majeure débutant au Tortonien (10,6 Ma) et affectant cette fois-ci l'ensemble du bassin versant ainsi que l'avant-pays pyrénéen et caractérisée par une amplitude maximale dans la Zone axiale. Cette incision résulte vraisemblablement d'un soulèvement de grande longueur d'onde. Enfin, la troisième étude présentée dans ce chapitre montre les résultats de l'analyse d'un nouveau jeu de données InSAR acquises dans les Pyrénées occidentales. La réalisation de trois transects nord-sud sur lesquels sont projetées les données InSAR permet de mettre en évidence les mouvements verticaux relatifs existant actuellement entre la Zone axiale, la Zone nord-pyrénéenne et l'avant-pays pyrénéen. Les trois profils montrent des résultats relativement semblables et permettent de mettre en évidence : (i) un soulèvement des reliefs par rapport à l'avant-pays nord-pyrénéen, et (ii) un soulèvement différentiel de la Zone axiale par rapport à la Zone nord-pyrénéenne accommodé au niveau des escarpements de Bedous, Laruns et Pierrefitte (Lacan, 2008; Lacan and Ortuño, 2012). L'analyse des données InSAR des mouvements verticaux confirme donc l'existence d'un soulèvement différentiel de la Zone axiale par rapport à la Zone nord-pyrénéenne jusqu'à l'actuel.

6.2 Introduction

6.2.1 Quelques définitions

Quand on traite de morphogenèse, on utilise communément les termes de " *taux de dénudation* ", " *taux d'incision* " et " *taux d'érosion* ". Cependant, ces termes sont parfois confondus, alors qu'ils sont reliés à des processus différents. C'est donc dans un souci de clarté que nous rappelons ici leurs définitions respectives. La **dénudation** désigne la somme des processus (non tectoniques) qui conduisent à l'abaissement d'une surface au cours du temps. Le taux de dénudation quantifie donc la vitesse d'abaissement de la surface au cours du temps (exprimé en $mm.an^{-1}$; Gunn, 2013). L'**incision** désigne de manière plus spécifique le creusement du relief qui intervient au niveau des vallées ; le taux d'incision est également exprimé en $mm.an^{-1}$ (Gunn, 2013). L'**érosion** correspond au retrait de matériel qui intervient en surface et sub-surface (*e.g.* dissolution dans les réseaux karstiques). Le taux d'érosion s'exprime en $m^3.km^2.an^{-1}$ (Gunn, 2013).

La localisation des zones d'études évoquées dans ce chapitre est donnée sur la Figure 6.1.

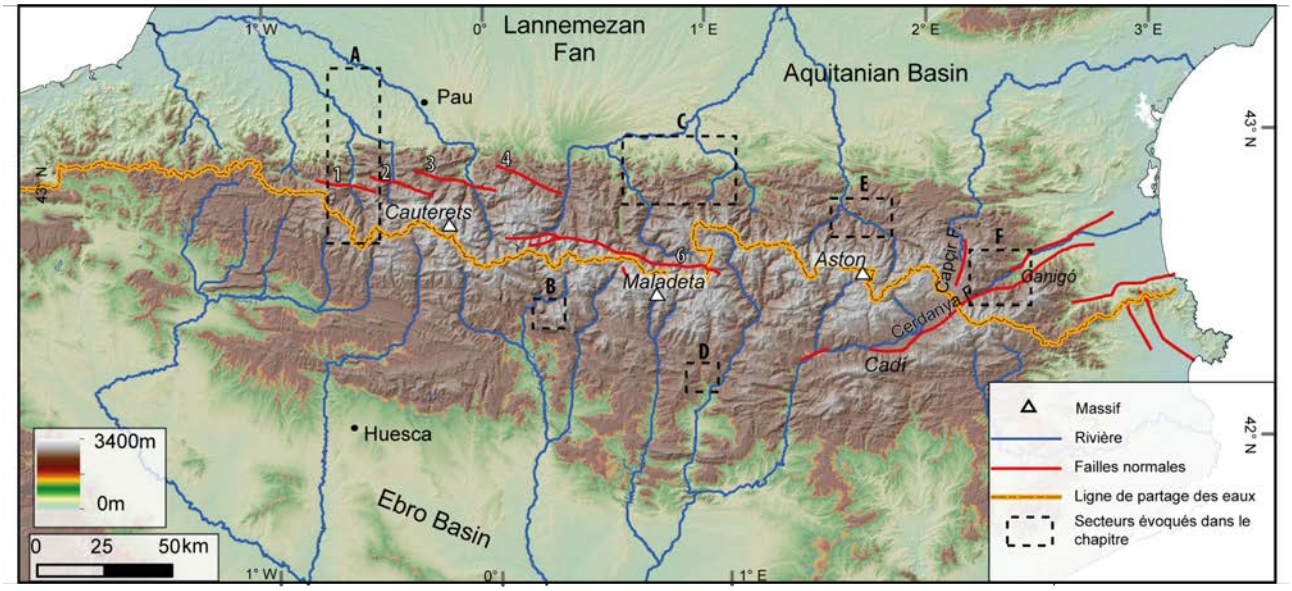


FIGURE 6.1: **Localisation des zones d'études correspondant aux travaux présentés dans le Chapitre 6.** A : Vallée d'Aspe. B : Karst du 5 Agosto. C : Massif d'Arbas. D : Karst de Llenes. E : Vallée de l'Ariège. F : Vallée de la Têt. 1 : Faille de Bedous. 2 : Faille de Laruns. 3 : Faille de Pierrefitte. 4 : Faille du Pic du Midi de Bigorre. 5 : Faille Nord Maladeta. Modifié d'après Ortuño and Viaplana-Muzas (2018).

6.2.2 Les incisions fluviales post-compressives dans les Pyrénées

L'importance de l'incision intervenue dans les Pyrénées postérieurement à la formation de la surface d'aplanissement peut être estimée en mesurant le différentiel d'altitude existante entre le fond des vallées et les surfaces reliques présentes sur les sommets des versants. L'érosion intervenue depuis l'abandon de la surface d'aplanissement pyrénéenne peut être datée et quantifiée par différentes méthodes, parmi lesquelles : (i) la datation de l'exposition des versants par les cosmonucléides (*e.g.* Valla et al., 2010), (ii) la détermination des taux d'incision karstique basée sur la production *in situ* des isotopes cosmogéniques dans les alluvions piégés dans les réseaux karstiques étagés (*e.g.* Granger et al., 2001). (iii) L'utilisation des cosmonucléides permet également d'estimer des taux d'érosion moyens des bassins versants à partir de l'échantillonnage des sédiments de rivière, ce qui apporte des informations sur la dynamique d'incision dans une chaîne (*e.g.* Brown et al., 1995).

6.2.2.1 Quantification des incisions post-compressives

Dans les Pyrénées, les isotopes cosmogéniques ont été utilisés pour dater l'abandon des terrasses fluviales des zones nord et sud-pyrénéennes et du bassin d'Aquitaine (*e.g.* Stange et al., 2014; Delmas, 2015; Nivière et al., 2016; Mouchené et al., 2017; Stange et al., 2018). Ces études ont apporté des

informations sur l'incision tardive intervenue dans la chaîne, mineure (< 100 m) à côté de l'ampleur totale de l'incision post-compressive.

La détermination des taux d'incision des rivières par les cosmonucléides produits *in situ* dans les réseaux karstiques a été appliquée aux Pyrénées orientales, centrales (Zone axiale, Zone nord-pyrénéenne et Zone sud-pyrénéenne ; Genti, 2015; Calvet et al., 2015a; Sartégou et al., 2018a) et au Pays Basque français (Zone nord-pyrénéenne ; Audra, 2017). Cette méthode est basée sur la mesure de la quantité d'isotopes cosmogéniques produits *in situ* au sein des sédiments piégés dans les différents étages d'un réseau endokarstique. Au fur et à mesure de l'encaissement d'une vallée, différentes générations de galeries horizontales se mettent en place dans un endokarst, les réseaux plus récents se formant en-dessous des générations précédentes. Ainsi, les différentes galeries étagées enregistrent les altitudes de paléo-niveaux de base locaux. La datation des alluvions piégés dans les galeries permet donc d'accéder à des taux d'incision karstiques qui sont équivalents aux taux d'incision des rivières (*e.g.* Huggett, 2011).

Les travaux de Sartégou et al. (2018a) couplant les résultats des datations $^{26}Al/^{10}Be$ et $^{10}Be/^{21}Ne$ ont ainsi permis d'accéder à l'histoire de l'incision de la Vallée de la Têt, sur le versant nord de la Zone axiale des Pyrénées orientales, depuis environ 16 Ma (Fig. 6.2). Ce creusement s'est fait en plusieurs étapes, avec une période d'incision majeure entre le Tortonien et le Messinien (*ca.* 80 - 160 $m.Ma^{-1}$ entre 11 et 6 Ma, Fig. 6.2.A ; Sartégou et al., 2018a). La profondeur de l'incision réalisée sur cette période de temps est de 550 - 600 m. L'histoire d'incision de la Vallée de l'Ariège (Zone nord-pyrénéenne) depuis le Serravallien (*ca.* 13 Ma) a également pu être reconstruite par cette méthode. L'histoire de la Vallée de l'Ariège est moins bien contrainte que la précédente, mais elle semble montrer une incision continue entre le Serravallien et l'actuel (*ca.* 40 m/Ma entre 14 Ma et l'actuel, Fig. 6.2.B ; Sartégou, 2017).

Le creusement des vallées du versant nord des Pyrénées orientales était donc effectif dès le Burdigalien - Serravallien (*ca.* 16 Ma). Cet âge est un âge minimal, puisqu'aucun échantillon plus ancien n'a pu être daté par cette méthode (on peut au mieux remonter à 20 Ma en utilisant le couple d'isotopes cosmogéniques $^{10}Be/^{21}Ne$; Genti, 2015). Le Tableau 6.1 regroupe les taux d'incision karstiques déterminés dans les Pyrénées centrales et occidentales (zones Nord et Sud-pyrénéennes et Zone axiale) par Genti (2015) et (Audra, 2017) pour l'intervalle Pliocène - actuel (datations par le couple $^{26}Al/^{10}Be$). Ces taux atteignent des valeurs très élevées pour l'intervalle Pléistocène - actuel dans les Pyrénées centrales.

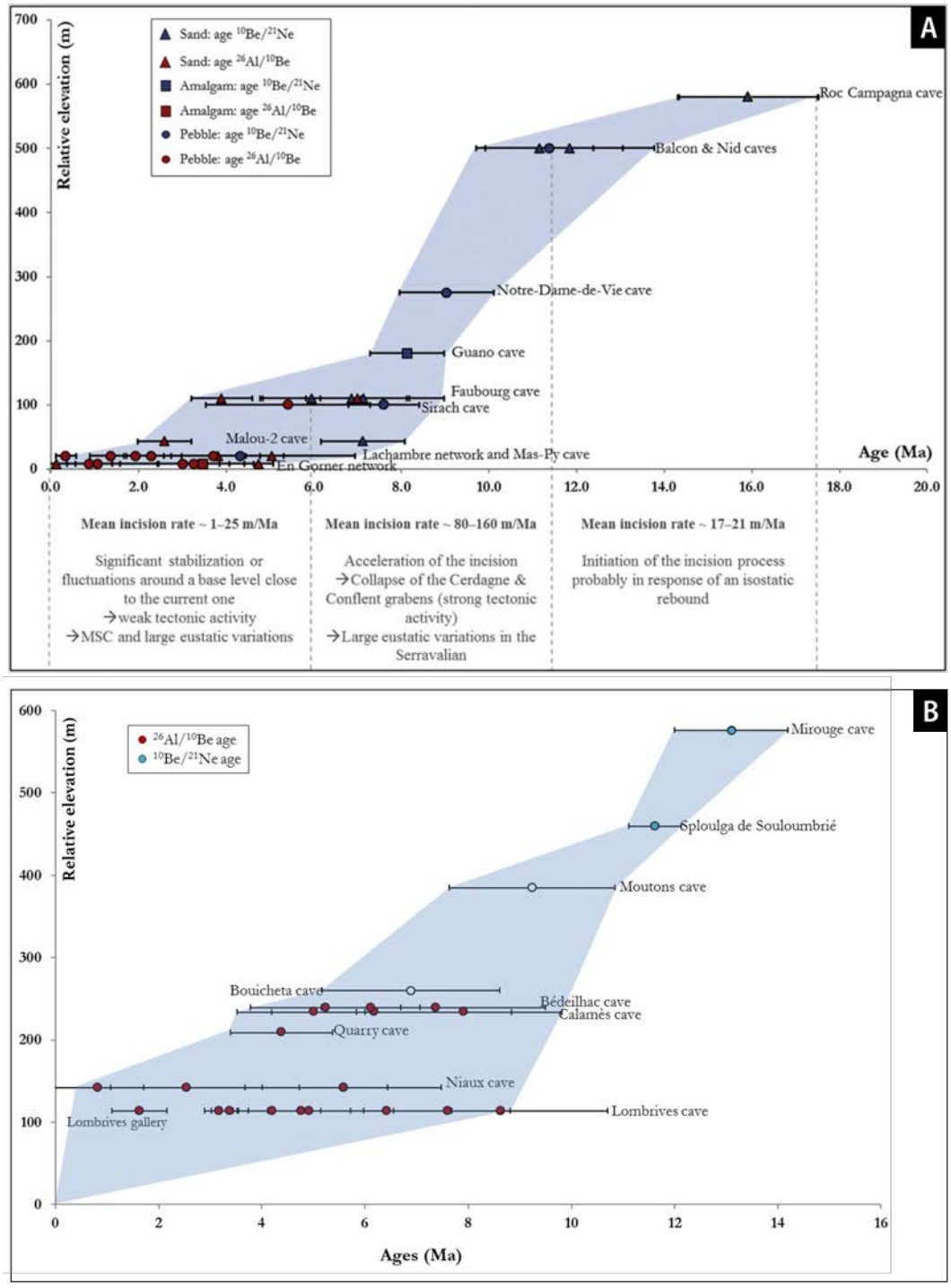


FIGURE 6.2: **A) Reconstruction de l'histoire d'incision de la Têt depuis le Burdigalien (Sartégou et al., 2018a). B) Reconstruction de l'histoire d'incision de l'Ariège depuis le Serravallien (Sartégou, 2017).**

TABLE 6.1: **Quelques taux d'incision karstique obtenus dans les Pyrénées centrales et occidentales pour l'intervalle Pliocène - actuel (datations par le couple $^{26}Al/^{10}Be$)**

Localisation		Massif	Période	Taux d'incision ($m.Ma^{-1}$)	Publication
Pyrénées centrales	ZNP	Massif d'Arbas	3,7 Ma - actuel	85 - 165	Genti (2015)
	ZA	Karst du 5 Agosto	1,24 ± 0,22 Ma - actuel	860,1 ± 381,0	
	ZSP	Karst de Llenes	1,12 ± 0,16 Ma - actuel	269,2 ± 175,6	
Pyrénées occidentales	ZNP	Karst d'Isturitz-Oxocelhaya	5,33 - 2,6 Ma	5 - 25	Audra *et al.* (2017)

6.2.2.2 Quantification de la dénudation récente

Les travaux de Genti (2015) ont également permis l'estimation des taux de dénudation moyens de bassins versants des Pyrénées centrales. Cette méthode repose sur la mesure des concentrations en cosmonucléides des sables siliceux ou calciques collectés à l'exutoire d'un bassin versant. Les sédiments formant ces sables sont issus de l'érosion des pentes situées en différents points du bassin versant. Avant leur érosion, les grains ont été exposés aux rayonnements cosmiques et leur concentration en cosmonucléides reflète donc leur durée d'exposition à la surface. Il a été montré que, sous certaines conditions, la concentration en cosmonucléides reflète le taux de dénudation moyen du bassin versant (*e.g.* Brown et al., 1995; Granger et al., 1996). Le calcul de la moyenne des concentrations de l'ensemble des grains permet ainsi d'accéder à un taux de dénudation moyen pour une échelle de temps de 10^3 à 10^4 ans (Siame et al., 2011).

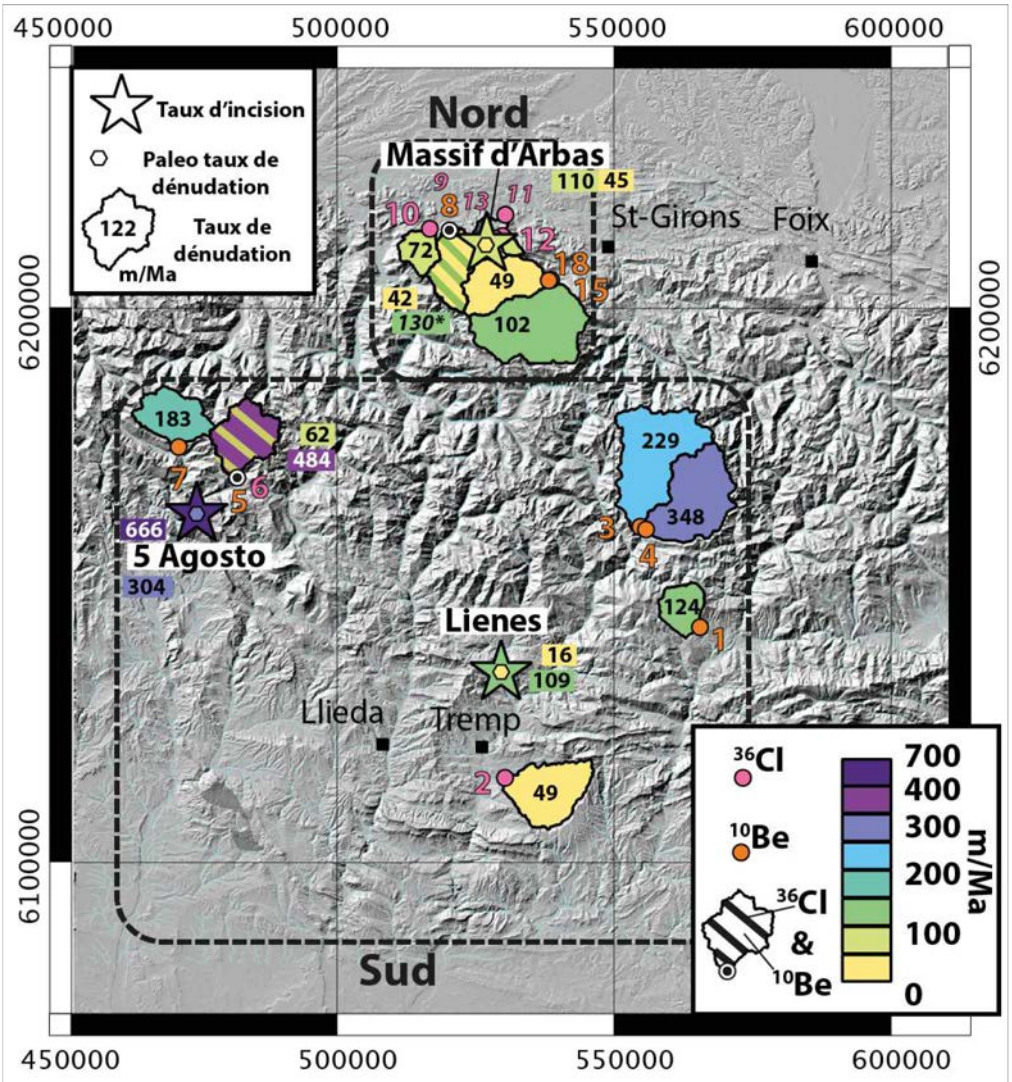


FIGURE 6.3: **Synthèse des taux d'incision et de dénudation obtenus dans les Pyrénées centrales par Genti (2015).** Les taux de dénudation moyens des bassins versants qui nous intéressent dans ce paragraphe correspondent aux chiffres noirs inscrits au centre des bassins versants. La couleur de remplissage des bassins versants reflète les taux de dénudation moyens.

Dans les Pyrénées centrales, Genti (2015) a obtenu des taux de dénudation moyens compris entre 42,1 et 484 m.Ma^{-1}, résumés sur la Figure 6.3. Les taux de dénudation élevés (> 200 m.Ma^{-1}) sont obtenus dans les bassins versants situés aujourd'hui à une altitude moyenne d'environ 2000 m et qui se trouvaient dans les secteurs englacés au cours du dernier maximum glaciaire (Genti, 2015). L'érosion glaciaire pourrait donc être à l'origine de ces taux de dénudation élevés. Néanmoins, certains auteurs mettent en garde sur la possibilité d'introduction d'un biais méthodologique pour les échantillons prélevés sur des terrains glaciaires, dont la concentration en isotopes cosmogéniques a pu être perturbée par l'érosion glaciaire (Glotzbach et al., 2014). Les valeurs de dénudation obtenues par la concentration en ^{10}Be des sables de bassins versants qui ont subi de la dénudation glaciaire pourrait par conséquent être surestimées. Les travaux de Genti (2015) montrent donc une variabilité spatiale des taux de dénudation dans les Pyrénées centrales. Les taux les plus élevés caractérisent les bassins versants de la Zone axiale. Ces taux sont comparables dans les zones nord et sud pyrénéennes (Fig. 6.3).

6.2.3 Le décalage tectonique des surfaces reliques pyrénéennes

6.2.3.1 Des surfaces décalées par des failles de grande dimension (25 - 80 km)

L'existence de failles normales actives durant la période post-compressive dans les Pyrénées a été suggérée par de nombreux auteurs, principalement sur la base d'observations géomorphologiques (Fig. 6.1 ; *e.g.* Ortuño et al., 2013; Lacan and Ortuño, 2012; Genti et al., 2016; Ortuño and Viaplana-Muzas, 2018). Cette interprétation a été appuyée par l'analyse du tenseur des moments sismiques des Pyrénées, qui révèle la prédominance de mécanismes en faille normale dans les Pyrénées centrales et occidentales selon une direction parallèle à celle de la chaîne (Stich et al., 2018). Plusieurs processus ont été proposés pour expliquer ces déformations, parmi lesquels : (i) l'effondrement post-orogénique (compatible avec les mesures GPS continues dans les Pyrénées occidentales, qui montrent une extension selon une direction NNE-SSW ; Asensio et al., 2012; Rigo et al., 2015; Nguyen et al., 2016), et (ii) le rebond isostatique résultant de l'érosion de la chaîne et de la déglaciation (Babault et al., 2005a; Vernant et al., 2013; Genti et al., 2016).

Les travaux récents de Ortuño et al. (2013) et Ortuño and Viaplana-Muzas (2018) ont fait le lien entre les failles normales évoquées ci-dessus et des décalages verticaux des surfaces reliques d'altitude dans les Pyrénées centrales et occidentales (Fig. 6.4). Ces décalages sont caractérisés par une amplitude verticale de l'ordre de plusieurs centaines de m de part et d'autre des failles (de 100 à 700 m pour la Faille Nord Maladeta et la faille du Pic du Midi de Bigorre ; Ortuño et al., 2013; Ortuño and Viaplana-Muzas, 2018). La présence de facettes triangulaires le long du tracé de la Faille Nord Maladeta appuie l'idée d'un jeu en faille normale (Fig. 6.4).

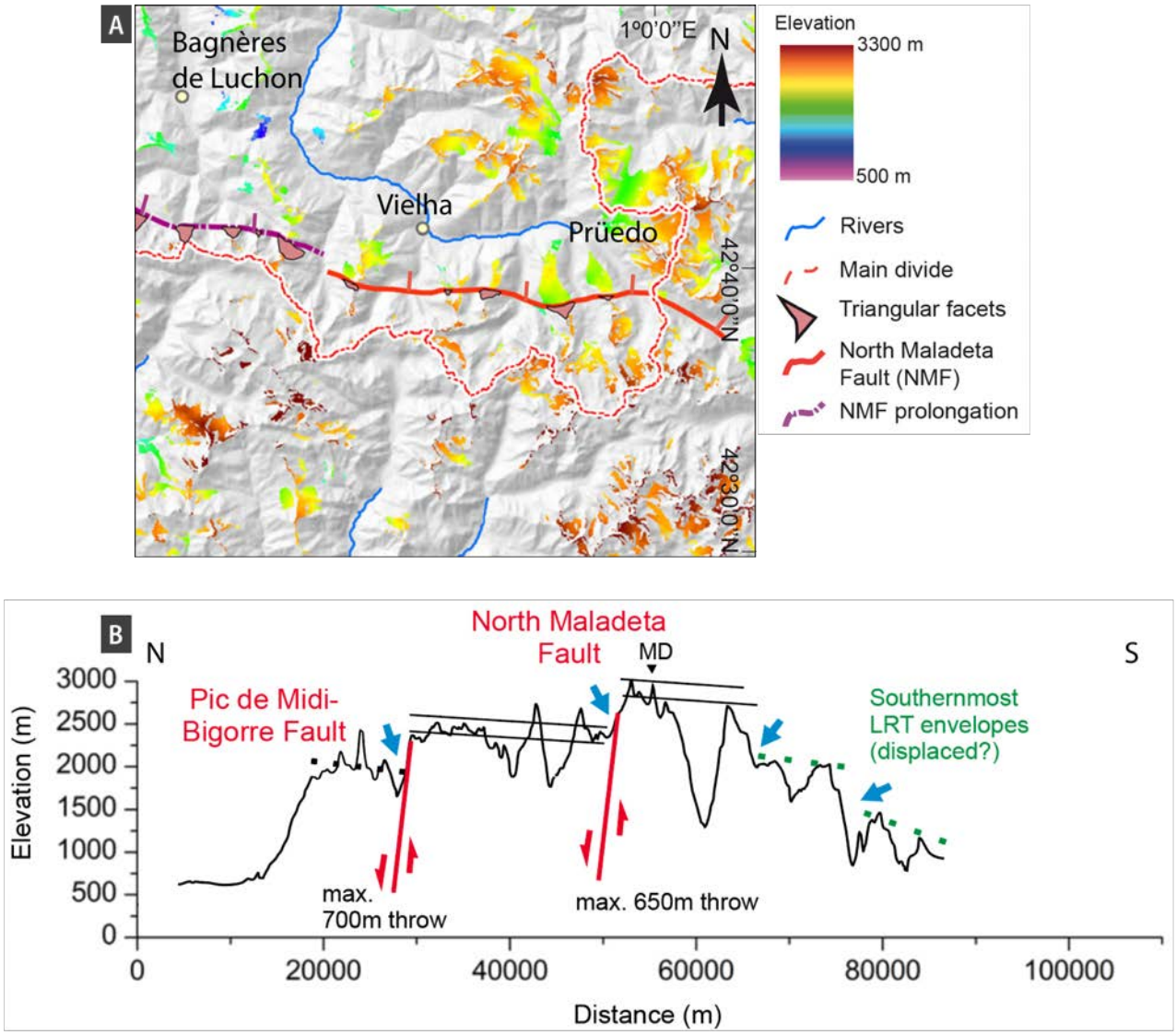


FIGURE 6.4: **Décalage des surfaces reliques d'altitude par des failles normales dans les Pyrénées centrales. A) Modèle numérique de terrain des Pyrénées centrales dans la région de Vielha. Les surfaces reliques sont représentées par les patchs, dont la couleur correspond à leur altitude. Notez le saut d'altitude net de part et d'autre de la Faille Nord Maladeta. B) Profil topographique nord-sud des Pyrénées centrales montrant l'altitude des surfaces reliques (donnée par l'enveloppe des altitudes - double trait noir - ou par l'enveloppe supérieure des altitudes - lignes pointillées bleue et verte) et la position des failles normales majeures. Notez le décalage de l'enveloppe des altitudes des surfaces reliques de part et d'autre des deux failles normales. Le jeu des failles est estimé à partir du décalage des surfaces reliques.** Modifié d'après Ortuño and Viaplana-Muzas (2018).

6.2.3.2 Des surfaces décalées par des failles de moyenne dimension (2 - 10 km)

Les travaux de Monod et al. (2016) montrent également un décalage vertical des surfaces reliques du Plateau de Beille et du profil d'altération qui leur est associé (Massif de l'Aston ; Fig. 6.5). L'écart d'altitude entre les reliques est de l'ordre de 200 m minimum. Monod et al. (2016) attribuent ce décalage au jeu de failles normales d'orientation semblable à celle de la Faille nord-pyrénéenne (Fig. 6.5.B). Il est néanmoins nécessaire de souligner qu'à ce jour, aucun miroir de faille orientée *ca.* N110 n'a été décrit à cet endroit.

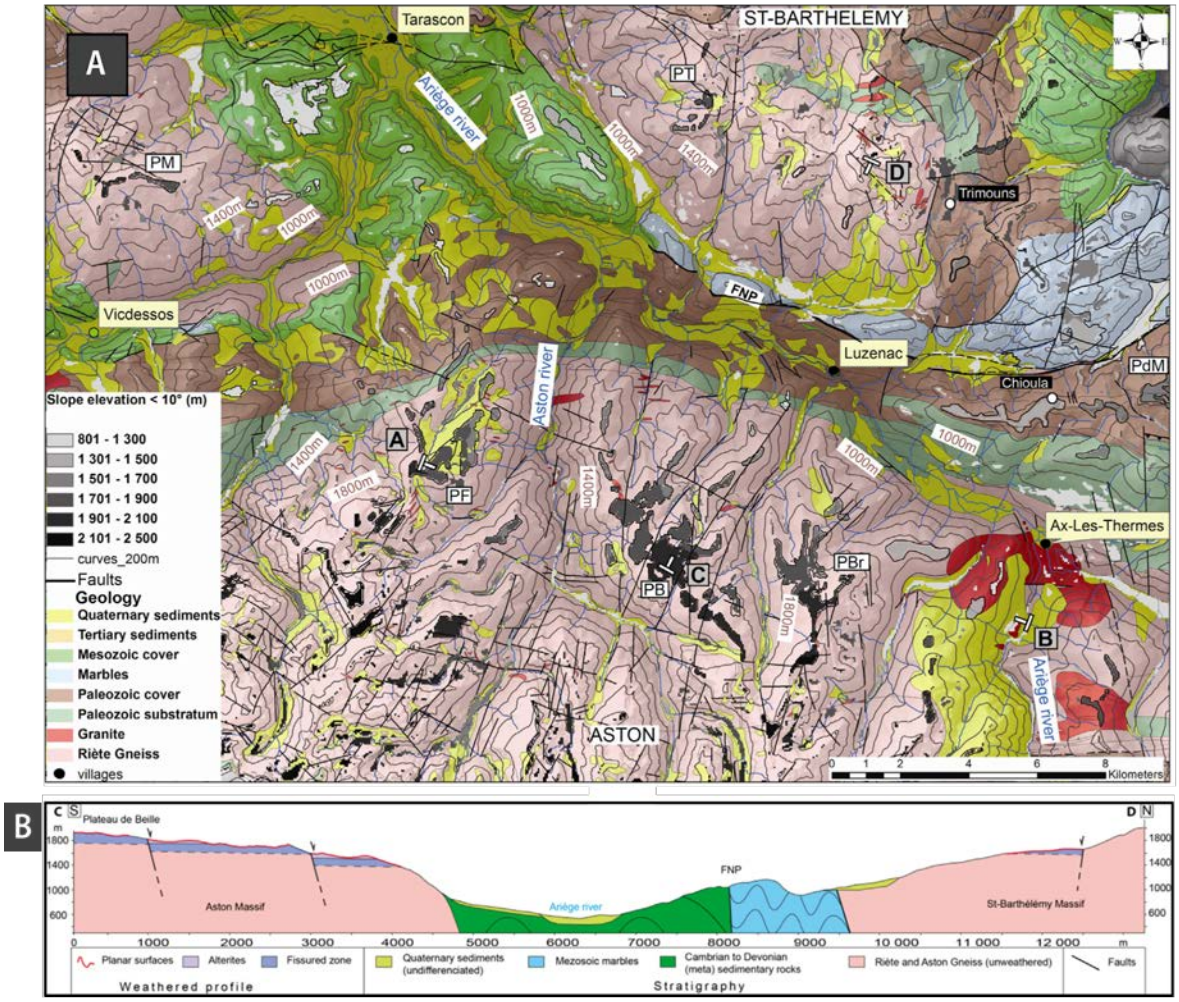


FIGURE 6.5: **Décalage des surfaces reliques d'altitude par des failles normales dans les Pyrénées orientales. A) Carte géologique simplifiée de la région du massif de l'Aston. Les surfaces reliques sont représentées par les patchs, dont la teinte de gris représente l'altitude. Notez le réseau de failles d'orientation N110 dans le Massif de l'Aston. Cette orientation est celle de la FNP. B) Coupe N-S des flancs de la vallée de l'Ariège à l'ouest de Luzenac (la position de la coupe est donnée en A)). Les surfaces reliques sont représentées en rouge. Notez les failles normales qui bordent les surfaces reliques étagées.** Tiré de Monod et al. (2016).

La brève synthèse des travaux présentée ci-dessus révèle une dégradation importante du relief pyrénéen depuis le début de la période post-compressive. Cette dégradation est la conséquence :

- (i) du fonctionnement de failles normales localisées dans la Zone axiale et la Zone nord-pyrénéenne ;

- (ii) d'une érosion marquée qui a débuté dès le Langhien - Serravalien (16 - 13 Ma) dans les Pyrénées orientales et centrales et qui semble avoir connu des pics d'intensité à l'échelle locale au tortono-messinien (*ca.* 11 - 6 Ma) et à une échelle plus régionale au Quaternaire. Les processus de versants, également responsables de la dégradation du relief pyrénéen mais dans une moindre mesure, n'ont pas été évoqués dans cette partie. Ils seront abordés succinctement dans les sections 6.3 et 6.5.

6.3 Les surfaces étagées de la Vallée du Louron : surfaces décalées tectoniquement ou surfaces polyphasées ?

L'étagement des surfaces existant dans la moitié nord du Massif granitique de Bordères-Louron et ses relations avec les affleurements de saprolite ont été décrits dans le Chapitre 4 (Section 4.4.2.2). La complexité de ces relations nous a conduite à envisager plusieurs hypothèses génétiques (Fig. 4.21). L'hypothèse 1B envisageant (i) le développement du profil d'altération sur la surface d'aplanissement pyrénéenne au cours de la période post-compressive, suivi (ii) d'un décalage de ce profil a été favorisée. Un tel décalage peut être la conséquence du fonctionnement de failles normales ou de processus de versants.

Nous testons dans ce chapitre cette hypothèse en nous basant sur une analyse de la déformation dans les affleurements de saprolite du Massif de Bordères-Louron.

6.3.1 Analyse des indices de déformation dans la saprolite

6.3.1.1 Analyse de la déformation affectant la saprolite

Méthodologie

L'étude des affleurements de saprolite dans le Massif de Bordères-Louron a montré l'existence de plans tapissés d'argiles et que l'on peut facilement dégager (Fig. 6.6.A, B). Ces plans peuvent généralement être suivis sur plusieurs décamètres de hauteur et de profondeur et semblent donc équivalents à des plans de failles ou des plans de glissements. Les argiles portent fréquemment des stries. Un second type de plans, cette fois indurés et non argileux, a été observé dans les affleurements de saprolite. Ils sont toujours caractérisés par la présence de taches noires, formées d'un minéral oxydé qui n'a pas été analysé (Fig. 6.6.C). Des stries et/ou des cannelures ont été observées sur ces plans. Enfin, des stries ont également été identifiées sur des filons de quartz préservés au sein de la saprolite.

L'analyse structurale qui suit présente les mesures effectuées sur l'ensemble des plans dégagés dans les affleurements de saprolite du Massif de Bordères-Louron. Les affleurements dans lesquels des plans argileux sont identifiés affectent toujours une saprolite fortement argileuse, et donc relativement cohérente. Ces plans sont dégagés à l'aide de la lame d'un couteau, utilisée comme levier pour détacher la saprolite les recouvrant. Pour chaque mesure de strie, nous vérifions que l'angle selon lequel le « bloc » de saprolite recouvrant le plan a été détaché ne correspond pas à la direction de la strie afin de nous assurer que la strie n'est pas générée par nos manipulations.

FIGURE 6.6: **Photos des plans argileux et plans indurés observés au sein des affleurements de saprolite (localisation de l'AF 49 : voir Fig. 6.7). A) Vue de l'AF 49 montrant trois plans argileux qui ont été dégagés (flèches rouges). B) Vue rapprochée d'un plan argileux où l'on observe des stries orientées dans la ligne de plus grande pente (les pointillés rouges soulignent la direction des stries). C) Vue rapprochée d'un plan induré, tapissé d'un oxyde noir. Des cannelures d'angle de pitch faible sont observées (les pointillés rouges soulignent la direction des cannelures).**

Les mesures structurales (direction, plongement des plans de failles et des stries éventuelles) sont reportées sur des stéréogrammes à l'aide du logiciel Stereonet (v.10.2.9 ; Allmendinger et al., 2011;

Cardozo and Allmendinger, 2013). Les mesures effectuées dans des plans argileux sont distinguées des mesures correspondant aux plans indurés (respectivement représentées en noir et en rouge, Fig. 6.7). Afin de faciliter la lecture des stéréogrammes, des rosaces directionnelles [1] des directions des plans ont également été générées.

Résultats

Sur les 22 affleurements de saprolite observés dans le massif, des plans ont pu être dégagés et des mesures ont été réalisées au niveau de 14 affleurements. L'observation de stries n'est pas systématique. Lorsque des stries sont présentes, l'identification de critères de sens des mouvements de chaque compartiment est généralement impossible ou très discutable. L'ensemble des mesures est fourni dans l'Annexe 5. Les stéréogrammes correspondants ont été replacés sur la carte des pentes du Massif de Bordères-Louron (Fig. 6.7).

On note, au premier abord, une grande diversité d'orientation des plans mesurés.

- Sur le versant est de la Vallée du Louron, les affleurements AF 243, AF 47, AF 14 et AF 15 montrent des groupements de directions préferentielles des plans. Ainsi, l'AF 243 montre une direction *ca.* N145 dominante (mais trois plans seulement ont été mesurés). L'AF 47 est, lui, caractérisé par des directions *ca.* N125 et N085 majoritaires (portées chacune par trois plans sur le total de 9 plans). L'AF 14 montre une direction N115 majoritaire (portée par 4 plans sur le total de 6 plans) et une direction *ca.* N150 (portée par deux plans). Enfin, l'AF 15 est caractérisé par une direction N0 majoritaire, et également par une direction *ca.* N130. Toujours sur le versant est de la vallée, l'AF 58 montre une grande diversité d'orientation des plans. La direction *ca.* N080 apparaît plus nettement que les autres. L'AF 13 montre des plans dans de nombreuses directions, sans aucune direction majoritaire. Enfin, un seul plan, de direction N030, a été mesuré à l'AF 62. En l'absence d'autres mesures, nous ne pouvons pas savoir si cette direction est représentative de l'état de la déformation au sein de cet affleurement ou non. Notons que la grande diversité des orientations ne semble pas résulter de la combinaison des directions des plans argileux et des plans indurés dans les stéréogrammes.
- Sur le versant ouest de la Vallée du Louron, on retrouve une grande diversité des orientations des plans mesurés. A l'AF 73, les plans argileux mesurés dans la saprolite montrent des directions N015-N045 et N115-145 majoritaires. Les plans indurés montrent des directions *ca.* N035 et N140 majoritaires. Là encore, les directions mesurées dans les plans argileux et les plans indurés

1. Les rosaces directionnelles représentent les histogrammes de fréquence des directions de structures planaires.

ne semblent donc pas significativement différentes. L'AF 75 est caractérisé par de nombreuses directions d'orientation des plans, dont une direction *ca.* N005 majoritaire. De même, l'orientation des plans est variable à l'AF 64, avec une direction majoritaire *ca.* N130. L'AF 50 montre, lui aussi, une grande diversité d'orientation des plans, avec une direction majoritaire *ca.* N135. L'AF 49 montre une moins grande diversité d'orientation des plans et est caractérisé par une direction *ca.* N155 majoritaire.

A l'échelle des deux versants, l'orientation des plans est donc variable. Des plans ont été observés dans toutes les directions de l'espace, et avec des pendages très variables. Seule une direction située dans la fourchette large N115 - N150 semble pouvoir être isolée.

Si l'on s'intéresse maintenant aux stries portées par les plans que l'on vient de décrire, on remarque également une grande diversité d'orientations (Fig. 6.7). Aucune tendance ne se dégage au sein du versant est de la vallée, où l'on observe des stries orientées dans une grande gamme de directions (voir notamment les AF 58 et 15). A l'échelle du versant ouest de la vallée, les stries sont quasi-systématiquement portées par des plans à pendages vers le SW et sont majoritairement orientées dans la ligne de plus grande pente de ces plans.

6.3.1.2 Analyse de la déformation dans la roche-mère et l'horizon fissuré

La question de l'origine des plans indurés striés au sein des affleurements de saprolite doit être posée. On peut envisager qu'ils correspondent à des plans de failles striés hérités de la roche-mère saine et préservés au cours de l'altération. Les stries portées par les plans argileux sont, elles, nécessairement postérieures à l'altération. Cependant, l'orientation des plans argileux pourrait être héritée ou fortement guidée par l'état de déformation de la roche-mère des altérites. Afin de vérifier cette possibilité, nous avons donc également effectué une analyse de la déformation au sein des affleurements de roche saine et d'horizon fissuré (Fig. 6.8). Les affleurements étudiés se trouvent tous sur le versant est de la Vallée du Louron. Deux affleurements de roche saine (AF 88 et 89) ont permis de mesurer un nombre de plans suffisant pour permettre une analyse structurale (N = 12 et 20 respectivement). Les plans mesurés à l'AF 88 montrent une direction N055 majoritaire et des stries d'orientations variables, montrant systématiquement des critères en failles inverses. L'AF 89 est caractérisé par une plus grande diversité d'orientation des plans, avec une direction *ca.* N175 majoritaire. Aucun critère de sens de mouvement n'a été observé et les stries ont des orientations ici encore variables.

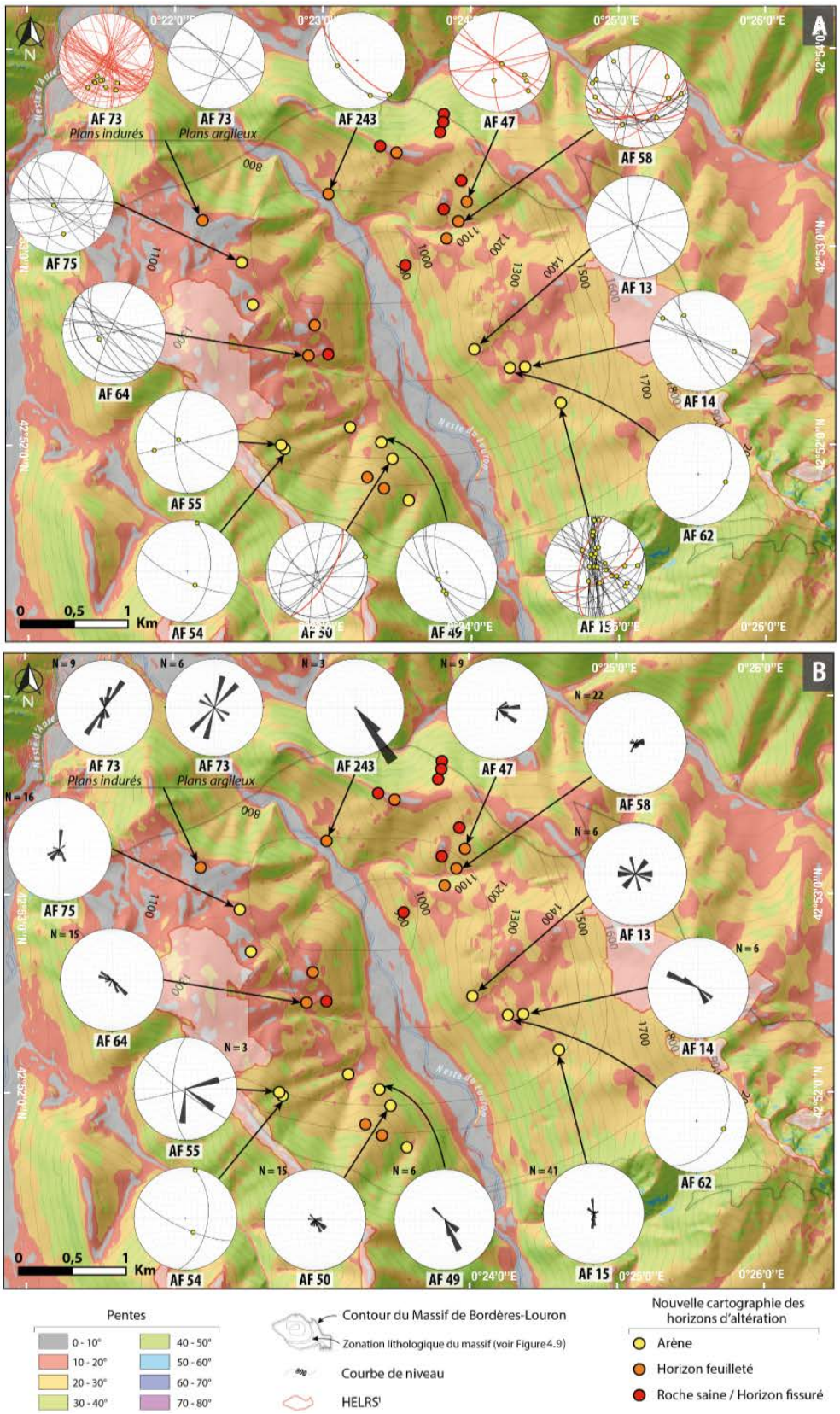


FIGURE 6.7: **Stéréogrammes (diagramme de Wulf, hémisphère inférieure, A) et rosaces directionnelles (B) des données microtectoniques mesurées dans les affleurements de saprolite du Massif de Bordères-Louron. A) Les mesures correspondant aux plans argileux (données en noir) et aux plans indurés (données en rouge) sont représentées. Les cercles jaunes dans les stéréogrammes correspondent aux stries mesurées sur ces plans. B) Les rosaces des directions des plans ont été construites à partir de l'ensemble des données mesurées (plans argileux et plans indurés). Le nombre de données utilisé pour la construction des rosaces est donné en marge pour chaque affleurement.**

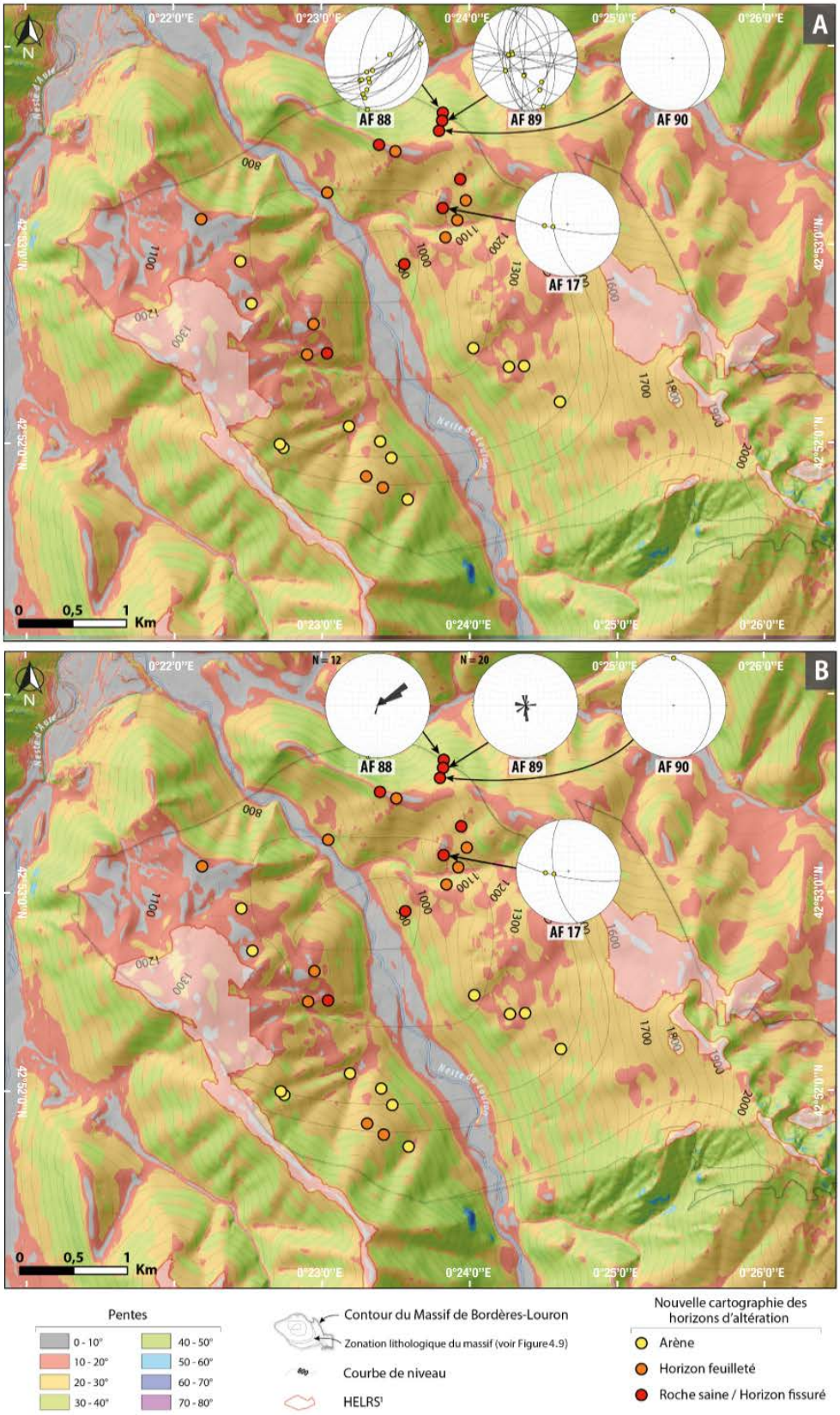


FIGURE 6.8: **Stéréogrammes (A) et rosaces directionnelles (B) des données mesurées dans les affleurements de roche saine et d'horizon fissuré du Massif de Bordères-Louron. Le nombre de données utilisé pour la construction des rosaces est donné en marge pour chaque affleurement.**

Discussion et conclusion

Les données présentées ci-dessus montrent une grande variabilité d'orientation des plans affectant les altérites. L'orientation de ces plans semble indépendante de l'orientation des plans mesurés dans la roche saine. Les critères de sens de mouvement indiquent une tendance plutôt en failles normales ou en décrochement des plans qui affectent les altérites. Les plans de failles décrits dans la roche-mère des altérites correspondent à des failles inverses. La trop grande disparité des directions des stries et des orientations des plans affectant les altérites ne permet d'aboutir à aucune conclusion. En effet, l'ensemble des mesures peut être compatible avec : (i) des accidents antérieurs à la formation des altérites, (ii) des failles normales affectant les altérites déjà formées, et/ou (iii) des processus de versants affectant les flancs de la vallée. Notons que les processus de versants ont pu se surimposer à l'une des deux premières hypothèses envisagées.

L'étagement des replats observé au sein du Massif de Bordères-Louron montre une bonne correspondance des altitudes de part et d'autre de la Vallée du Louron (Fig. 4.20, Chapitre 4). De plus, le niveau de replats situé à une altitude de *ca.* 1020 - 1050 m est également observé à l'extérieur du massif, sur les versants de la Neste d'Aure à hauteur d'Arreau. Une analyse géomorphologique semblable à celle menée en Vallée d'Aspe (*Cf.* Section 6.4 ci-dessous) serait ici nécessaire afin de vérifier si l'on peut suivre le niveau de replats situé à 1020 - 1050 m tout le long de la Vallée des Nestes, en amont et en aval d'Arreau. Si cela était le cas, l'étagement des surfaces observé dans le Massif de Bordères-Louron pourrait être expliqué par des processus d'incision fluviale.

Les travaux publiés qui concernent la caractérisation et la datation de l'incision fluviale pour la période ante-quaternaire sont restreints aux Pyrénées orientales et centrales (Section 6.2). Nous présentons dans la Section qui suit une étude de l'incision fluviale dans les Pyrénées occidentales et de ses relations avec les surfaces reliques d'altitude.

6.4 Dissection de la surface d'aplanissement sommitale pyrénéenne : analyse et interprétation à l'échelle locale (Vallée d'Aspe, Pyrénées occidentales)

6.4.1 Introduction à l'article (Fluvial incisions in the North-Western Pyrenees (Aspe Valley) : dissection of a former planation surface and some tectonic implications) publié à Terra Nova par J.Uzel, B. Nivière et Y. Lagabrielle

A partir du Miocène (23 Ma), le taux de convergence entre les plaques Ibérie et Eurasie devient très faible (< 0.2 mm.an^{-1} ; Macchiavelli et al., 2017) et la chaîne des Pyrénées est alors considérée

comme une limite de plaques fossile (Chapitre 2, Section 2.1). Pour l'intervalle Burdigalien - actuel (20 - 0 Ma), les travaux de Calvet et al. (2015a) et Sartégou et al. (2018a) ont montré des taux d'incision élevés dans les Pyrénées orientales, en particulier entre le Tortonien et le Messinien (11 - 6 Ma ; *Cf.* Section 6.2.2.1).

Les taux d'incision fluviale ou karstique anté-quaternaires ne sont pas connus à ce jour dans les Pyrénées occidentales. Néanmoins, les Pyrénées occidentales correspondent à la portion de la chaîne au niveau de laquelle la préservation de reliques de la surface d'aplanissement pyrénéenne est minimale (*Cf.* Fig. 2.28 dans le Chapitre 2). L'érosion a, par conséquent, dû être particulièrement importante dans ce secteur de la chaîne durant la période post-compressive. Une observation rapide des paysages dans les Pyrénées occidentales montre l'existence de nombreuses gorges et vallées fortement encaissées au sein de la Zone axiale comme de la Zone nord-pyrénéenne (Fig. 6.9).

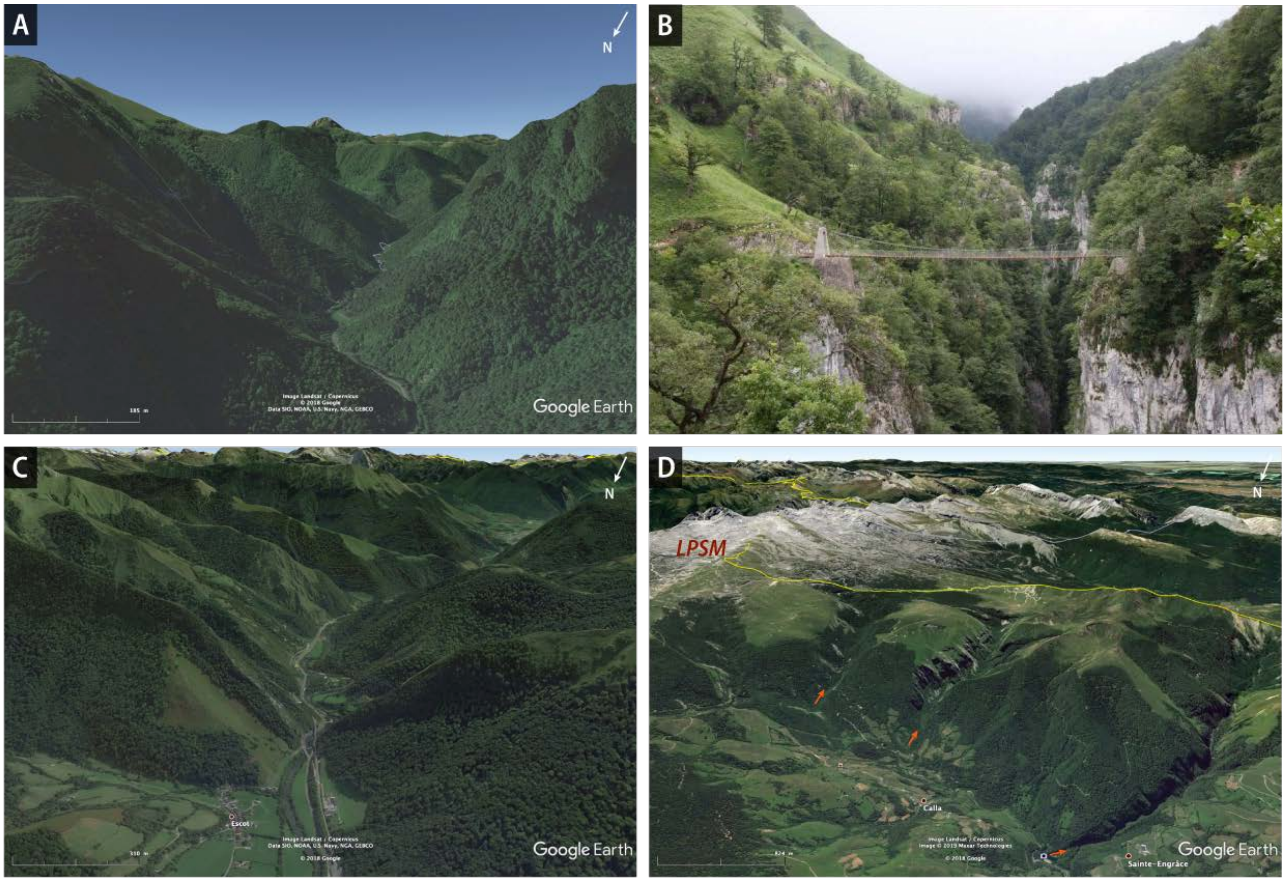


FIGURE 6.9: **Vallées étroites et gorges dans les Pyrénées occidentales. A) Image Google Earth de la partie haute de la Vallée de l'Ouzom (Hautes-Pyrénées). B) Photographie des gorges d'Holzarté (Pyrénées-Atlantiques ; crédit photo Jean-Louis Belhartz). C) Image Google Earth de la Vallée d'Aspe au niveau des Chaînons Béarnais (Pyrénées-Atlantiques). D) Image Google Earth montrant trois gorges (flèches rouges) aux pieds de la surface relique de La-Pierre-Saint-Martin (LPSM, Hautes-Pyrénées).** *NB : Aucune exagération verticale n'a été ajoutée sur les images Google Earth.*

Des surfaces reliques d'aire généralement réduite sont observées au-dessus de ces gorges dans la Zone nord-pyrénéenne et dans la Zone axiale. Il faut noter ici l'existence d'une surface relique d'al-

titude de grande extension au niveau de La-Pierre-Saint-Martin (Fig. 6.10). Cette surface présente une forte rugosité et est surmontée par le pic d'Anie, qui témoigne de l'existence de reliques d'un relief ante-miocène au-dessus de la surface d'aplanissement pyrénéenne. La surface de La-Pierre-Saint-Martin fournit donc une bonne image de ce qu'était la surface d'aplanissement pyrénéenne avant sa dissection. Signalons tout de même que cette surface a été retravaillée par l'érosion glaciaire au cours du quaternaire (*e.g.* Calvet, 2004). Les rivières qui ont creusé les gorges de Kakuetta (Fig. 6.9.D) forment des knickpoints sur la bordure sud de la surface de La-Pierre-Saint-Martin. La dissection de la surface d'aplanissement pyrénéenne est donc toujours en cours dans les Pyrénées occidentales.

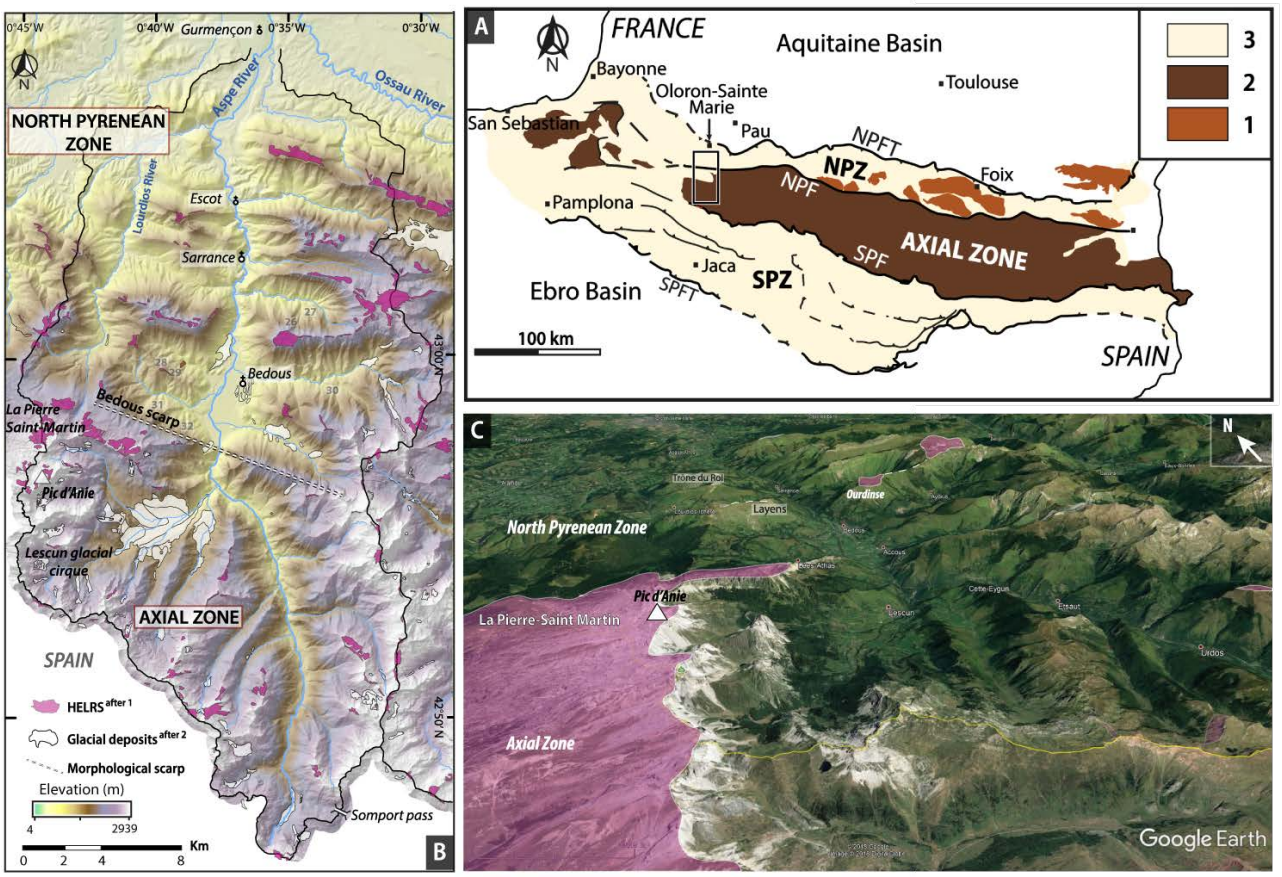


FIGURE 6.10: **La surface relique d'altitude de La-Pierre-Saint-Martin. A) Schéma structural simplifié de la chaîne des Pyrénées montrant la localisation de l'image B. 1 : Massifs nord pyrénéens. 2 : Socle paléozoïque de la Zone axiale. 3 : Formations sédimentaires mésozoïques et cénozoïques. B) Modèle numérique de terrain du bassin versant d'Aspe (MNT RGE ALTI® 5m IGN). HELRS : surfaces reliques d'altitude d'après 1 : Bosch (2016). 2 : Ternet et al. (2004). C) Vue Google Earth de la Vallée d'Aspe en direction du NE. Les surfaces reliques ont été soulignées en rose. Noter la surface de La-Pierre-Saint-Martin de grande étendue, qui présente une forte rugosité.**

6.4.2 Résumé étendu de l'article

L'objectif de l'article présenté Section 6.4.3 est de préciser les modalités de la dissection de la surface d'aplanissement sommitale des Pyrénées et d'identifier le(s) moteur(s) de cette dissection.

En particulier, la question de l'intervention d'un soulèvement de la chaîne, déjà proposée par divers auteurs dans les Pyrénées orientales (*e.g.* Suc and Fauquette, 2012; Calvet et al., 2015a; Sartégou et al., 2018a), centrales (Ortuño et al., 2013) et occidentales (Vanara et al., 1997), y est étudiée. La Vallée d'Aspe (Pyrénées Atlantiques ; Fig. 6.10) a été choisie pour cette étude car : (i) des surfaces reliques d'altitude ont été identifiées sur ses flancs, et (ii) la part de l'incision glaciaire peut y être évaluée.

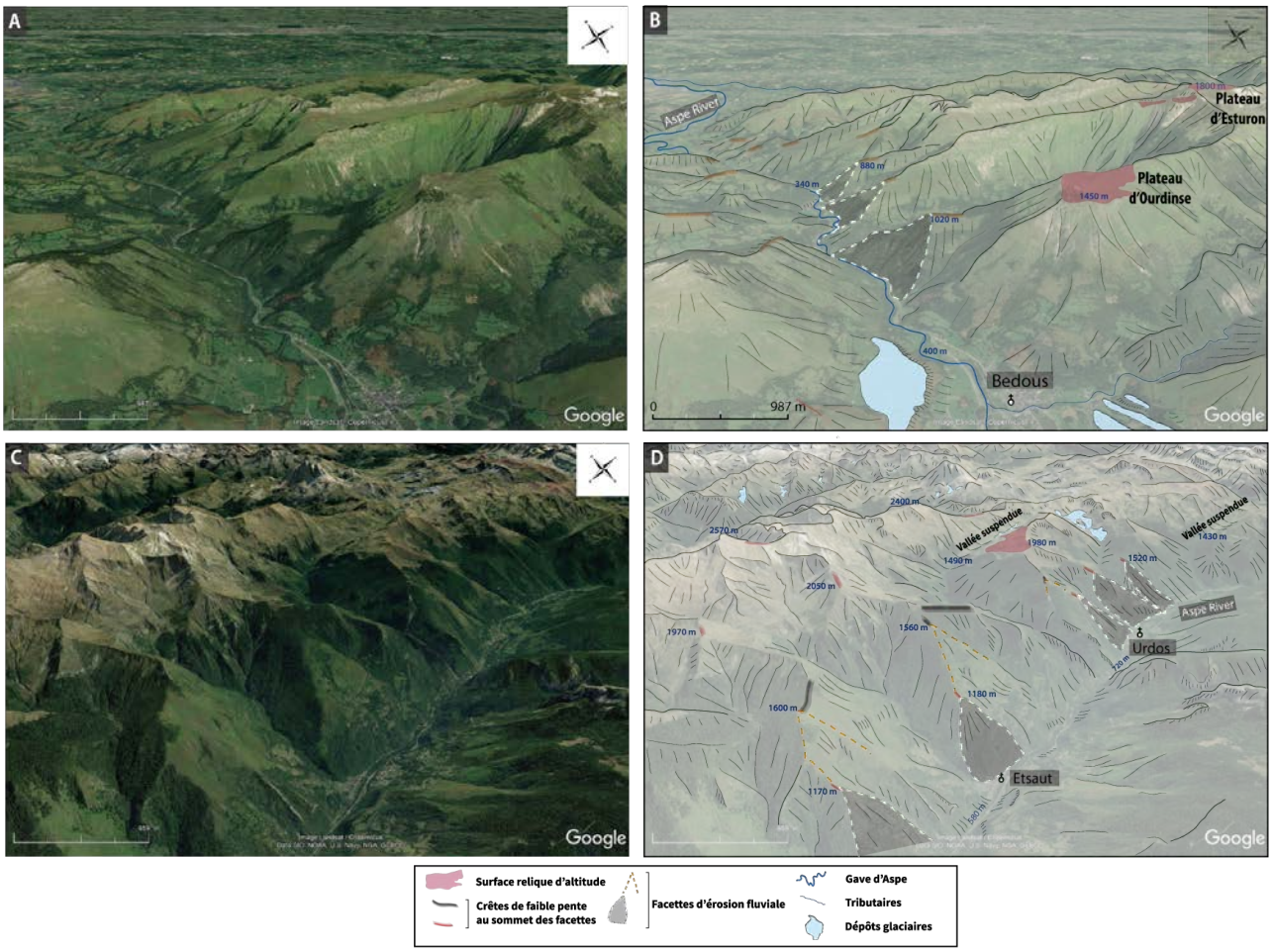


FIGURE 6.11: **Analyse des paysages en Vallée d'Aspe. A) Vue Google Earth de la Zone nord-pyrénéenne depuis le sud-ouest. B) Dessin de A indiquant la localisation de (de haut en bas) : surfaces reliques d'altitude, crêtes faiblement pentées, et facettes triangulaires bordant le Gave d'Aspe. C) Vue Google Earth de la Zone axiale depuis le nord-est. D) Dessin de C indiquant la localisation de surfaces reliques d'altitude, surplombant deux niveaux de facettes triangulaires superposés. L'apex de chaque facette triangulaire est connecté à des crêtes de faible pente.**

L'analyse du paysage couplée à une analyse morphométrique des versants du Gave d'Aspe révèle la présence de facettes triangulaires surmontées de zones de faible pente au sein des versants. Ces facettes triangulaires sont observées le long du Gave d'Aspe et de ses tributaires. Elles suivent les courbures des rivières et ne coïncident à aucun moment avec des failles. Les facettes triangulaires sont observées au-delà des derniers dépôts glaciaires de la vallée. Ce sont donc des objets d'origine fluviale, façonnés au cours de l'incision par le réseau quasi-orthogonal des rivières du bassin versant d'Aspe

(Paliaga, 2015). La morphologie des flancs de la Vallée d'Aspe diffère entre la Zone axiale et la Zone nord-pyrénéenne (Fig. 6.11.A, B). Dans la Zone axiale, deux niveaux superposés de facettes, chacun surmonté de zones caractérisées par de faibles pentes, ont été observés. Dans la Zone nord-pyrénéenne, un seul niveau de facettes, dont la base se situe en moyenne 90 m au dessus du Gave d'Aspe, est présent. Il est également surmonté d'un niveau caractérisé par des pentes très faibles. Ces observations sont renforcées par l'analyse de compilations de profils topographiques construits perpendiculairement à l'axe du Gave d'Aspe dans la Zone axiale et la Zone nord-pyrénéenne, qui montrent l'existence d'un niveau supplémentaire d'incision dans la Zone axiale.

Les portions des flancs de la vallée caractérisées par des pentes modérées sont interprétées comme les reliques de paléovallées larges, caractérisant des périodes durant lesquelles le Gave d'Aspe était proche de l'équilibre. La dissection de la surface d'aplanissement dans le bassin versant d'Aspe s'est donc faite en plusieurs étapes, caractérisées par un pouvoir d'érosion des rivières variable : des périodes d'incision rapide, soulignées par les facettes triangulaires, ont alterné avec des périodes d'incision plus lente, à l'origine des pentes faibles à flanc de versants. Deux niveaux de paléovallées larges sont préservés dans la Zone axiale alors qu'un seul a été identifié dans la Zone nord-pyrénéenne. Il existe donc deux manières de connecter ces paléovallées (Fig. 6.12). On peut, tout d'abord (Hypothèse 1), penser que la paléovallée haute de la Zone axiale était connectée à l'unique paléovallée de la Zone nord-pyrénéenne. Dans ce cas, un knickpoint haut d'environ 350 m existait au niveau de la zone de transition entre ces deux secteurs. Les couches géologiques qui forment la transition entre le socle de la Zone axiale et sa couverture mésozoïque ont été verticalisées durant la compression pyrénéenne et forment aujourd'hui l'escarpement de Bedous (Lacan, 2008). Le contraste de lithologie entre la Zone axiale et sa bordure nord a donc été le même tout au long de la période post-compressive. Pourtant, le knickpoint formé aujourd'hui par le gave d'Aspe au niveau de l'escarpement de Bedous est inférieur à 50 m. Il est donc peu probable qu'un knickpoint haut de 350 m aie pu exister à cet endroit par le passé, ce qui affaiblit l'hypothèse 1. De plus, il n'existe pas de reliques d'une paléovallée qui représenterait la continuité de la paléovallée basse de la Zone axiale, formée durant un stade d'incision postérieur (Fig. 6.12a). Une seconde hypothèse (Hypothèse 2) peut être envisagée. Il est possible que la paléovallée haute de la Zone axiale était initialement connectée à la paléovallée de la Zone nord-pyrénéenne, puis qu'un soulèvement différentiel de ces deux zones ait été à l'origine de l'incision par le Gave d'Aspe dans la Zone axiale alors que l'incision est restée modérée dans la Zone nord-pyrénéenne (Fig. 6.12b). Un tel soulèvement différentiel de la Zone axiale par rapport à la Zone nord-pyrénéenne a pu être accommodé au niveau d'une faille aveugle (normale ou inverse) située sous l'escarpement de Bedous. Notons qu'aujourd'hui la sismicité indique la présence probable d'une faille normale à ce niveau (Lacan,

2008; Lacan and Ortuño, 2012). Le nombre limité de surfaces reliques dans la Vallée d'Aspe ainsi que la très forte rugosité de la surface d'aplanissement pyrénéenne (Fig. 2.28, Chapitre 2) rendent impossible l'utilisation des surfaces reliques pour confirmer ou infirmer ce soulèvement différentiel.

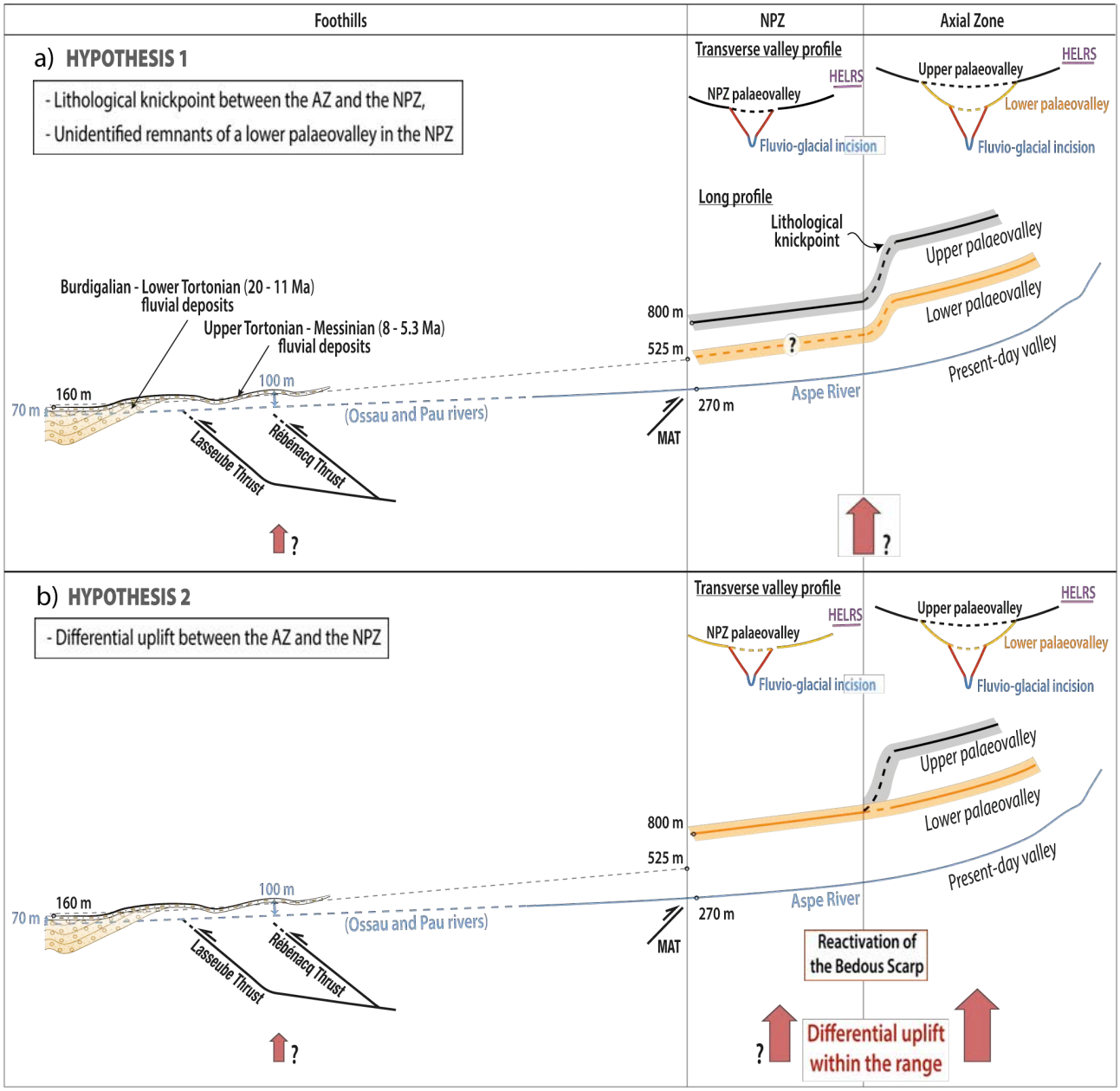


FIGURE 6.12: **Schématisation des deux hypothèses envisagées pour expliquer le motif d'incision différentielle observée entre la Zone axiale et la Zone nord-pyrénéenne.** Explications dans le texte. NPZ : Zone nord-pyrénéenne, AZ : Zone axiale, HELRS : Surfaces reliques d'altitude, MAT : Chevauchement du Mail Arrouy.

Peu d'éléments de datation de ces incisions sont disponibles. Elles sont nécessairement postérieures à la formation de la surface d'aplanissement, qu'elles disséquent. Or l'âge de cette surface est mal contraint (Oligocène - Miocène supérieur, *Cf.* Chapitre 2, Section 2.2.2). Deux formations sédimentaires fluviatiles affleurent au nord de l'exutoire du bassin versant d'Aspe : les Poudingues de Jurançon (d'âge éocène à Tortonien inférieur ; Hourdebaigt et al., 1986; Goguel, 1963) et les Argiles à Galets (d'âge Tortonien supérieur à Messinien ; Goguel, 1963). La formation des Poudingues de Jurançon regroupe

probablement une unité syn-compressive, équivalente du Poudingue de Palassou (Hourdebaigt et al., 1986), et une unité post-compressive puisque les âges éocènes et miocènes ont été attribués sur la base d'arguments paléontologiques. Nous nous intéressons donc ici à la portion post-compressive des Poudingues de Jurançon. Il est possible que la première incision (soulignée par les facettes hautes dans la Zone axiale), qui a mené à l'établissement de la paléovallée haute, soit à l'origine des dépôts de cette portion des Poudingues de Jurançon. La seconde incision (soulignée par les facettes basses), qui a mené à l'établissement de la vallée existant avant la période glaciaire (*ca.* 90 m au dessus du niveau actuel du Gave d'Aspe), serait alors à l'origine des dépôts de la Formation des Argiles à Galets. La dissection de la surface d'aplanissement dans le bassin versant d'Aspe aurait donc majoritairement eu lieu au cours du Miocène. Nous ne disposons pas d'autres preuves pour aller plus loin dans cette interprétation (d'autres éléments de datation, non présentés dans l'article, sont évoqués Section 6.4.4.3).

Cette étude, qui présente pour la première fois des facettes triangulaires d'érosion fluviale dans les Pyrénées, permet donc de mettre en évidence l'intervention probable d'un soulèvement différentiel de la Zone axiale par rapport à la Zone nord-pyrénéenne au cours de la période post-compressive. Ce soulèvement, compatible avec les conclusions de l'étude du karst de La-Pierre-Saint-Martin de Vanara et al. (1997), a probablement été le moteur principal de la dissection de la surface d'aplanissement dans les Pyrénées occidentales. Cela signifie que - contrairement au modèle proposé par Babault et al. (2005a,b) et Bosch (2016) - la surface d'aplanissement pyrénéenne n'a, en tout cas dans ce secteur, pas été formée à son altitude actuelle.

6.4.3 Fluvial incisions in the North-Western Pyrenees (Aspe Valley) : dissection of a former planation surface and some tectonic implications

Ce manuscript est paru en Janvier 2020 dans la revue Terra Nova sous le titre "**Fluvial incisions in the North-Western Pyrenees (Aspe Valley) : dissection of a former planation surface and some tectonic implications**" *Uzel, J.* [1] *; Nivière, B.* [2] *; Lagabrielle, Y.* [1] DOI :10.1111/ter.12431

1. Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes - UMR 6118, F-35000 Rennes, France
2. UMR UPPA CNRS Total 5150, Laboratoire des fluides complexes et de leurs réservoirs, IPRA, BP 1155, 64013 Pau cedex, France

6.4.3.1 Abstract

Dissected remnants of a high elevation low relief surface (HELRS) are encountered all along the Pyrenean range. All authors agree that the HELRS was shaped during the post-shortening evolution of the belt, but doubt remains on its original elevation. Notably, whether a post-shortening uplift event occurred after the generation of the Pyrenean planation surface is still debated. Based on a geomorphological study of the entrenchment of the Aspe River in the North-Western Pyrenees, we describe a post-Oligocene multi-stage dissection of the HELRS in the North-Western Pyrenees linked to a regional post-shortening uplift. Each incision stage is recorded by erosional triangular facets and associated stepped remnants of former smooth topographies. Compared analysis of patterns of incision in the Axial Zone and its northern border allows to evidence differential vertical motions. We discuss the forcing mechanism(s) that controlled this morphological evolution.

6.4.3.2 Introduction

In the Pyrenees, maximum uplift rates occurred during the convergence of the Iberian and Eurasian plates (Fitzgerald et al., 1999; Mouthereau et al., 2014). However, and as reported from other orogenic ranges (*e.g.* Appalachian Mountains : Miller et al., 2013) and (Sierra Nevada range : Hammond et al., 2012), many authors have pointed out evidence of substantial post-shortening vertical motion in the Pyrenees (*e.g.* Vanara et al., 1997; Calvet et al., 2015a). Seismicity is moderate with a few “major” events of M $>$ 5 registered mainly in the Western Pyrenees (*e.g.* Souriau and Pauchet, 1998). Normal faulting mechanisms with strike parallel to the mountain range predominate (Stich et al., 2018). High elevation low relief surface (HELRS) remnants encountered all along the range represent significant morphologic markers which relate to late to post-convergence evolution (De Sitter, 1952; Penck, 1953; Babault et al., 2005a; Ortuño et al., 2013; Calvet et al., 2014; Bosch, 2016; Monod et al., 2016; Ortuño and Viaplana-Muzas, 2018). Doubt remains on the original elevation of the HELRS and its remnants

thus provide poor information to quantify post-shortening uplift (Bosch et al., 2016a; Ortuño and Viaplana-Muzas, 2018). This study brings new geomorphological data to constrain the post-shortening evolution of the Western Pyrenean topography. We recognize in the Aspe Valley stepped remnants of palaeovalleys associated with erosional triangular facets marking significant incisions. We discuss the significance of these features, their timing and the processes able to cause such high amount of localized erosion.

6.4.3.3 Geological setting

Resulting from the collision between the Iberian and Eurasian plates since the Santonian (Olivet, 1996; Rosenbaum et al., 2002; Handy et al., 2010), the double-verging Pyrenean prism is divided into three structural domains bounded by the southern Ebro and the northern Aquitaine foreland basins (Fig. 6.13a). The antiformal Axial Zone (AZ) exposes Paleozoic basement rocks. The North Pyrenean Zone (NPZ) is made of inverted extensional Mesozoic basins (*e.g.* Canérot, 2017b). The South Pyrenean Zone is composed of thrust sheets involving Paleozoic basement overlain by Mesozoic and Cenozoic flysch and molasse sediments (Teixell, 1996; Labaume et al., 2016b). Iberia has shown no relevant motion with respect to Eurasia since Lower Miocene times (Srivastava et al., 1990; Macchiavelli et al., 2017). Therefore, the Pyrenees can no longer be considered as an active plate boundary from Miocene onwards.

We focus hereafter on the Aspe River catchment which encompasses terrains of the AZ and the NPZ. The AZ is made of folded Paleozoic rocks (Fig. 6.13, 6.14a). Northwards, the unconformity between the AZ and its Triassic-Upper Cretaceous marine sedimentary cover coincides with a remarkable escarpment dominating the Bedous depression (Bedous scarp ; Fig.6.13b). North of the Bedous depression in the NPZ, the Chaînons Béarnais display E-W trending thrust-folds of Mesozoic terrains (Fig.6.13c,6.14a). Albian and Cenomanian flyschs outcrop between the Chaînons Béarnais. According to Lacan (2008), the Bedous scarp results from tectonic displacements along one or few normal faults. Indeed, seismic records document the presence of an active, north-dipping blind fault (Bedous normal fault ; Fig.6.14b). Such topographic offset might as well result from displacements along a north-verging reverse fault.

The Aspe River runs N160 in the AZ and then roughly follows a south-north direction before its confluence with the Ossau River (Fig.6.13b). The river deeply entrenched the bedrock all along the valley except in the 2 km-wide Bedous depression. Glacial cirques and hanging valleys are clear imprints of the Plio-Pleistocene glacial erosion on the morphology in the AZ (Fig.6.13b) (Debourle and Deloffre, 1976; Ternet et al., 2004). The Aspe glacier probably did not overpass the Bedous depression

(Barrere, 1963; Mardones and Jalut, 1983; Ternet et al., 2004).

6.4.3.4 Methods

Field analysis of landforms was performed based on topographic maps analysis (1 :25 000 IGN maps) and was completed by Google Earth images. A 5m Digital Elevation Model (DEM ; RGE ALTI® 5m IGN) was used in ArcGIS v.10.6 software to quantify observations. We use a set of topographic profiles perpendicular to the river, generated at 500 m intervals, to study the morphology of the valley walls (Fig. 6.15, 6.16). We exclude the Bedous depression of the analysis given the poor preservation of the valley walls. We also eliminate parts of profiles when they cross tributary valleys walls in order to obtain an image strictly reflecting the morphology of the Aspe Valley walls. We identify a complex landscape with low relief surface remnants and steep faceted spurs along the Aspe Valley (Fig. 6.13b, 6.17). Facet height is defined as the local relief between the base and the apex of the triangle. Facet slope is the mean slope of the facet surface. Landslides impact the morphology of two facets (n°22 and 23 in Fig.6.13b ; Fabre et al., 2002; Lebourg et al., 2014). They induce lower slope values (∼30°) that will consequently not be considered in the following.

6.4.3.5 Morphology of the Aspe Valley

Morphology of the valley flanks

In the NPZ, the stack profile of the valley flanks can be subdivided into two or three segments (A, B, C in Fig.6.15a) separated by inflexion points (red arrows). Slopes in the Albian flysch form low areas in the topography whereas below 600 m above the riverbed, steep slopes outline valley entrenchment in regions dominated by carbonates (A in Fig.6.15a, see also Fig.6.16). This points to a lithological control of the topography in the NPZ. Above 600 m, profiles are concave-up with more gentle slopes over ∼2 km-width regardless of the lithology (B in Fig.6.15a). Slopes get steeper again above 750 m (C in Fig.6.15a). In the AZ, the valley walls are rather convex-up and present three distinct segments (Fig.6.15b) characterized by slope values decreasing towards the top.

Landscape analysis reveals the presence of triangular facets aligned along the Aspe River in the whole study zone. Facets are distributed along two stepped levels between the Aspe riverbed and HELRS remnants in the AZ but along only one level in the NPZ (Fig.6.17a,b). They correspond to fluvial erosion facets (Brancucci and Marini, 1990; Paliaga, 2015). Indeed : (i) they follow the curves of the river (they are not tectonic-related), and (ii) they are observed downstream the Aspe glacier frontal deposits (non-glacial features ; Fig.1b,c). Table 6.2 yields the geomorphic attributes of the facets. In the AZ, heights of lower level facets are between 574 m and 744 m-high with mean slope

values ranging from 34° to 40°. In the NPZ, facets heights vary from 87 m to 711 m and slope values from 22° to 42°. Diagram in Figure 6.18 displays a correlation between facets slope and height values, the highest and steepest facets being carved in the most resistant lithologies.

In Figure 6.15, we represent the elevation ranges of facets apexes by coloured swathes. Interestingly, the transitions between segments A and B in the NPZ and A to C in the AZ roughly coincide with the position of facets apexes. The concave-up slopes of the valley flanks are remnants of former topographies characterized by gentle slopes and wide palaeovalleys. Within the study zone, the basal portion of the valley flanks (<100 m above the riverbed) is locally characterized by steep slopes that record a recent incision stage (Fig.6.17c,d).

Longitudinal profile and morphological remnants

Figure 6.19 is a projection of the incision markers (inflexion points, facets and palaeovalley remnants) along the Aspe River. Markers recording the basal incision and gentle slopes above the low level of facets show a good continuity between the AZ and the NPZ (blue and orange swathes in Fig.7). Note that the starred red level in Figure 6.19 was mapped as HELRS remnant by Bosch (2016). Facets n°15 and 16 apexes, carved in Triassic material (Table 6.2), are too low to be related to the NPZ palaeovalley and too high with respect to the basal incision. We suggest that a lithological control is responsible for this lower altitude, the high erodibility of the Triassic material allowing a higher decrease in elevation of the facets than in the stronger limestones (*e.g.* Petit et al., 2009a). Hence, the apex of those facets should be connected to the NPZ palaeovalley. At km 10 of the profile, facets n°2 to 6 in the Albian flysch are also very small (∼140 m) and illustrate the lithological control on the topography in the NPZ (Fig.6.18 and Section 6.4.3.5).

6.4.3.6 Discussion

The morphological analysis illustrates a multi-stage dissection of the North-Western Pyrenean topography. Initiation of valley entrenchment necessarily postdated the Oligocene-Upper Miocene HELRS formation (*e.g.* Calvet, 1996; Babault et al., 2005a; Ortuño et al., 2013). The youngest entrenchment stage (<100 m) affects both the chain and the foreland, as demonstrated by Nivière et al. (2016) in their study of the foothills near Gurmençon (Fig.6.13b). There, the Aspe River entrenchment reaches 30 m in the 18 ± 2 Ka terrace. Similarly, west of Arudy the Ossau River entrenchment reaches 80 m in the late Pleistocene moraines (Castéras et al., 1970b). Accordingly, the basal incision is post-glacial. Additional dating information comes from correlation of palaeovalley remnants in the chain with foothills fluvial deposits infill. In the foothills, Upper Tortonian to Messinian fluvial deposits (Goguel, 1963) unconformably overly : (i) Mesozoic marine formations near Oloron-Sainte-Marie

(Castéras et al., 1970b), and (ii) Lutetian-Bartonian (Hourdebaigt et al., 1986) to Burdigalian-Lower Tortonian fluvial deposits further north (Goguel, 1963,; Fig. 6.20). Late Miocene stratas are folded over the Lasseube and Rébénacq blind thrusts, thus evidencing post-5.3 Ma contractional deformation (Fig. 6.20). The southward prolongation of the late Miocene deposits reaches ∼525 m in elevation at the outlet of the valley, that is ∼275 m below the NPZ palaeovalley floor (Fig. 6.20).

A key point of our study is the identification of two stepped palaeovalley levels in the AZ (upper and lower palaeovalleys). By contrast, only one perched palaeovalley is identified in the NPZ. This leads to two possible interpretations :

- **Hypothesis 1** : we infer that no differential motion occurred between the AZ and the NPZ. Assuming that the upper palaeovalley of the AZ used to be connected to the upper NPZ palaeovalley, then a ∼350 m-high knickpoint existed above the Bedous scarp (Fig.6.20a) and the subsequent AZ lower palaeovalley (lying 350 m below the upper one) had to be in continuity with unidentified valley remnants in the NPZ. In Hyp.1, late Miocene fluvial deposits may have transited through the lower palaeovalley, as suggested in Figure 8a. Whatever the case, currently the outlet of the NPZ palaeovalley is ∼275 m higher than the southward prolongation of the late Miocene fluvial deposits, which suggests either important erosion in the foothills and/or differential tectonic motion at the NPZ and foothills boundary. In addition, Hyp.1 implies that the 350 m-high knickpoint corresponding to the current Bedous scarp should be only lithologically-controlled. We do not favour such control because the Upper Palaeozoic sediments of the AZ (shales, sandstones and carbonates) do not display stronger erosional resistance than the Mesozoic sediments of the NPZ (Albian schists and carbonates). Presently, the Aspe River crosses the subvertical Cretaceous carbonate beds of the AZ cover at the Bedous scarp and the resulting knickpoint is < 50 m-high (Fig. 6.19). In homogeneous lithologies without any tectonic differential motion, only climatic variation could explain a transition from a 350 to 50 m-high knickpoint during the post-shortening period. We know that a transition from a subtropical climate during Lower-Middle Miocene times to a cooling and humidification occurred during the Upper Miocene (Jiménez-Moreno et al., 2010). Even if this transition triggered some erosional effects, we stress that its impact has never been reported at a regional scale.

- **Hypothesis 2** : we envision a differential uplift between the AZ and the NPZ, and we assume that the AZ upper and lower palaeovalleys were successively connected to the NPZ palaeovalley (Fig. 6.20b). We thus infer that the Bedous scarp marks the presence of a blind fault which accommodated the AZ upper palaeovalley uplift. Hyp.2 rules out the hypothesis of the 350 m-high Bedous knickpoint as a strictly lithological morphology. It implies that differential vertical

motions occurred between the AZ and its northern border, in agreement with works by Lacan and Ortuño (2012) and Ortuño and Viaplana-Muzas (2018).

Finally, we favour Hyp.2 pointing to differential motion within the chain, but we do not solve the question of recent vertical displacement at the transition between the chain and the foothills. Tectonic quiescence of this transition is generally inferred, but the deformation of the base of the late Miocene deposits above the Lasseube and Rébénacq thrusts, with a magnitude of ∼150 m, reveals a post-Messinian activity of the mountain front (Lacan, 2008). In addition, the morphology of the triangular facets supports Hyp.2. Indeed, Petit et al. (2009a) numerical modelling showed that the morphology of tectonic facets does not depend on the dip angle of the normal fault but rather on its throw rate. Their results are transposable to our situation, considering that base-level drops due to the incision of a river and to the activity of a steep normal fault are comparable at a local scale. Incision rate values calculated from the difference in elevation between the base of the late Miocene deposits and the bottom of the present-day rivers fall in the range of values used in Petit et al. (2009a). In the Aspe Valley, the highest facets are the steepest and are preferentially located in the AZ (Fig. 6.18). This suggests that the amount of incision was greater in the AZ than in the NPZ during the incision stage leading to the entrenchment of the river. Such a differential incision is most likely explained by differential uplift.

Our contribution corroborates recent publications concerning post-shortening deformation in the Pyrenees. Indeed, the occurrence of generalized or differential uplift is evidenced or suspected elsewhere in the Pyrenees for Middle Miocene to present-day times by various methods : low temperature thermochronology (Western and Central Pyrenees : Metcalf et al., 2009; Bosch et al., 2016b) ; karstology (Western, Central and Eastern Pyrenees : Vanara et al., 1997; Genti, 2015; Calvet et al., 2015a; Sartégou et al., 2018a) ; palynology (Central and Eastern Pyrenees : Suc and Fauquette, 2012; Ortuño et al., 2013). Whether this uplift is the consequence of isostatic rebound and uplift following denudation and deglaciation (Babault et al., 2005a; Vernant et al., 2013; Genti et al., 2016) or of dynamic mantle processes locally accommodated by faults is beyond the scope of this paper and will be discussed in a subsequent study.

6.4.3.7 Acknowledgement

This work is funded and carried out in the framework of the BRGM-TOTAL project Source-To-Sink. We thank three anonymous reviewers for their accurate and constructive remarks which helped to improve this manuscript.

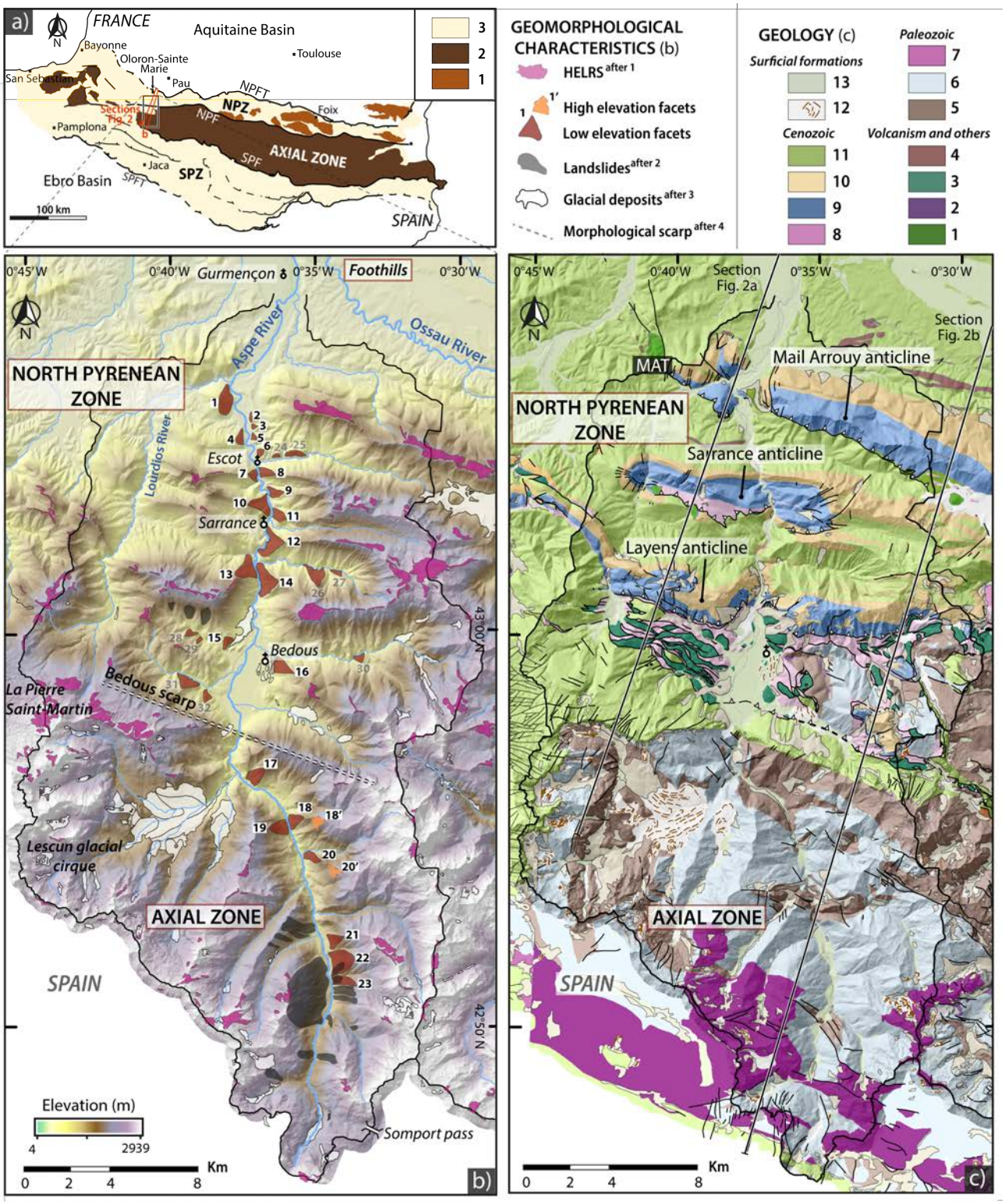


FIGURE 6.13: **a) Location of the study zone in the Axial Zone and North Pyrenean Zone of the North-Western Pyrenees. The location of the geological cross-sections presented in Figure 6.14 is given in red. b) DEM of the Aspe catchment showing the main geomorphic features of the Aspe Valley. 1 HELRS (High Elevation Low Relief Surfaces) remnants redrawn after Bosch (2016), 2 Landslides location redrawn after Fabre et al. (2002), 3 Glacial deposits from Ternet et al. (2004), 4 Morphological scarp redrawn after Lacan (2008). c) Geological map of the Aspe catchment, simplified from Castéras et al. (1970b) and Ternet et al. (2004). The location of the geological cross-sections presented in Figure 2 is given in black. 1 : Lherzolite. 2 : Permian volcanism. 3 : Ophites. 4 : Cretaceous volcanism. 5 : Devonian. 6 : Carboniferous. 7 : Permian. 8 : Triassic. 9 : Jurassic to Barremian. 10 : Aptian-Albian (Urgonian facies limestones). 11 : Aptian-Maastrichtian (flysch and conglomerates). 12 : Glacial deposits. 13 : Alluvial terraces. MAT : Mail Arrouy Thrust.**

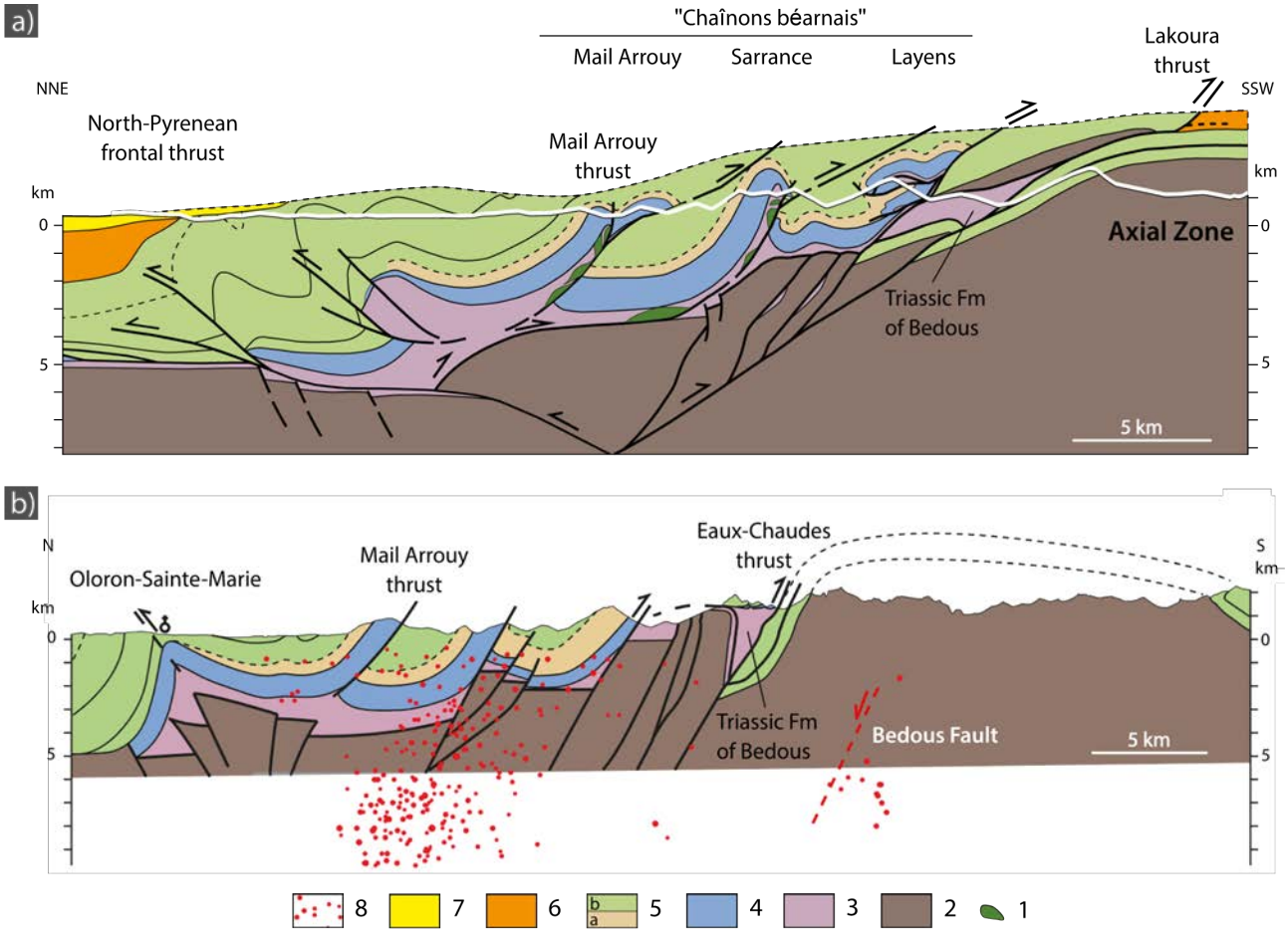


FIGURE 6.14: **a) NNE-SSW geological cross-section of the study zone (modified after Labaume in Lagabrielle et al., 2010). b) N-S geological cross-section of the study zone showing the location of the blind Bedous Fault in the Axial Zone (Lacan, 2008). Instrumental seismicity for the 1997-2007 interval projected on the cross-section also after Lacan (2008) ; dataset source : Observatoire Midi-Pyrénées, Réseau de surveillance sismique des Pyrénées). 1 : Lherzolite. 2 : Palaeozoic basement. 3 : Triassic. 4 : Jurassic to Barremian. 5 : Albian-Maastrichtian (a, Urgonian facies limestones ; b, flysch and conglomerates). 6 : Paleogene deposits. 7 : Miocene Poudingues de Jurançon and Argiles à galets formations. 8 : Instrumental seismicity (1997-2007).**

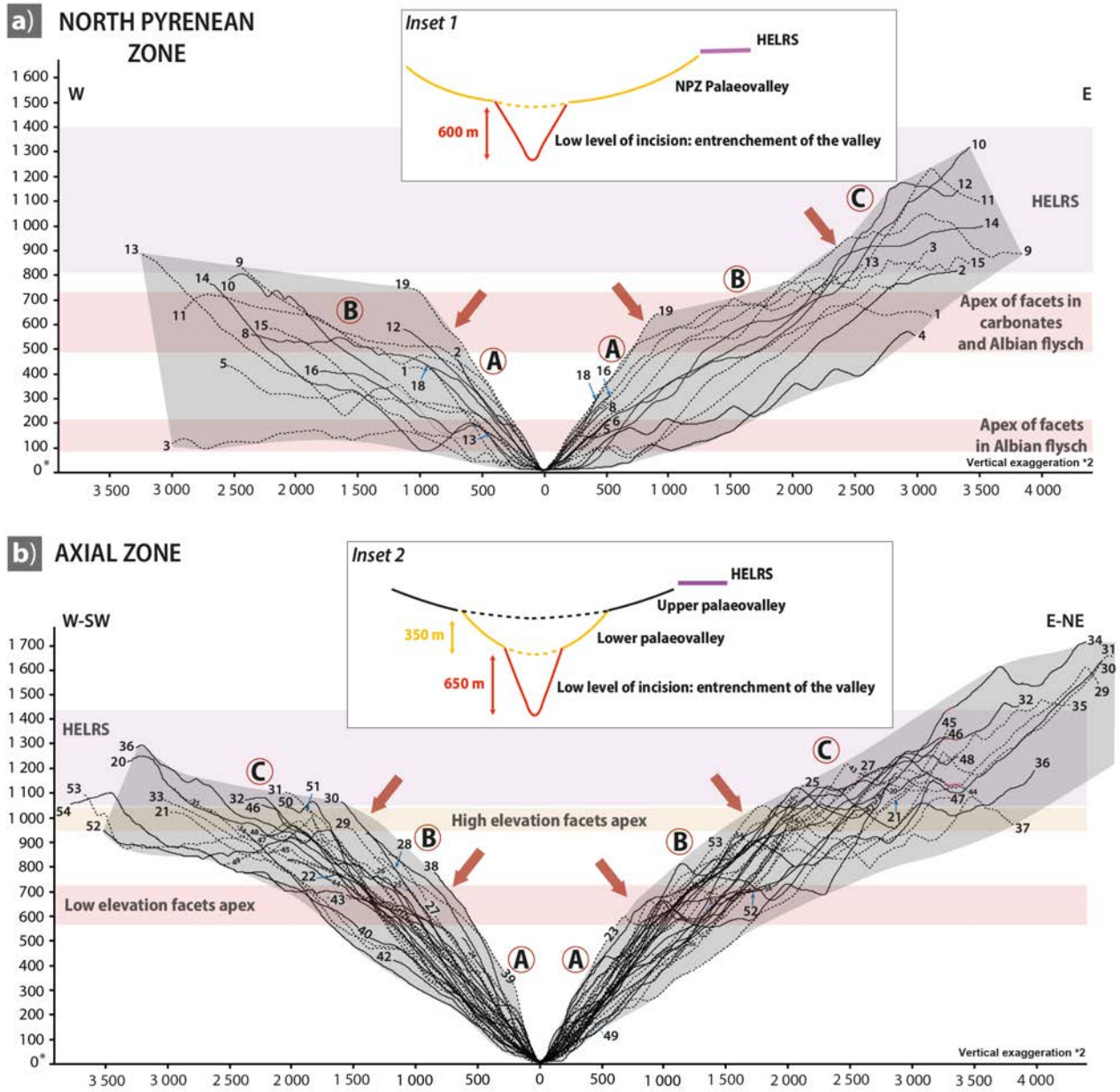


FIGURE 6.15: **Stacking of sequential topographic profiles orthogonal to the Aspe Valley in the North Pyrenean Zone (a) and in the Axial Zone (b). The location of the profiles is given in Figure 6.16. Topographic profiles are projected on a same reference level corresponding to the river bottom. Red arrows indicate the position of the inflexion points, which delineate segments with similar morphologies (labelled by capital letters on each valley flank). The relative elevation ranges of HELRS remnants and facets apexes are given by coloured swathes for comparison. Our interpretation of the image of the mean morphology of the valley walls derived from both stacks is given in insets 1 and 2. * Riverbed elevation.**

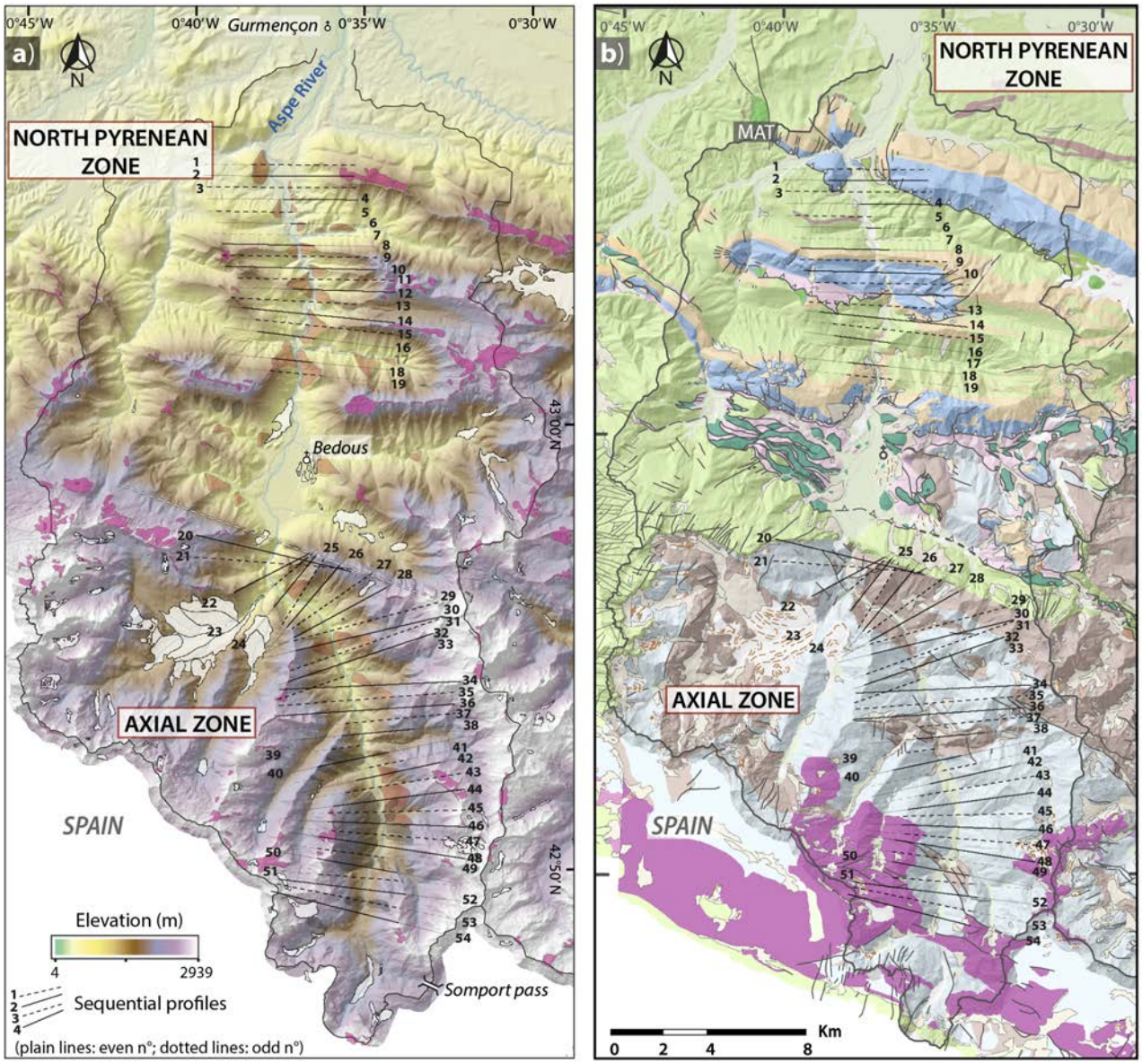


FIGURE 6.16: **Location of the profiles presented in Figure 3 on the DEM (a) and on the geological map (b) of the Aspe catchment. See legends of Figures 1a and 1b. The scale is the same for both maps. Parts of the topographic profiles which were eliminated in Figure 6.15 since they do not intersect the Aspe Valley walls are shaded here. MAT : Mail Arrouy Thrust.**

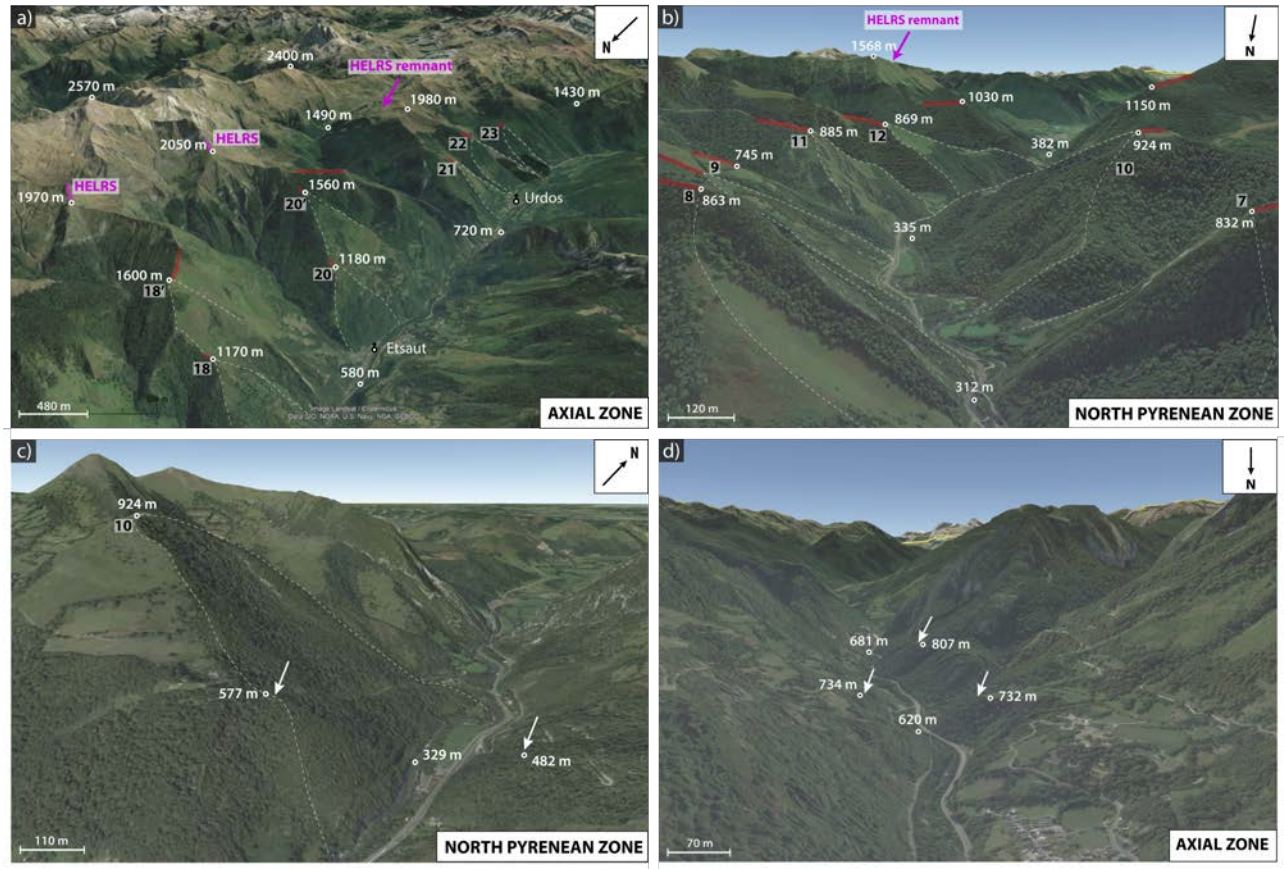


FIGURE 6.17: **Google Earth views of markers of vertical incision in the Aspe Valley. a) Triangular facets in the Axial Zone (white dotted lines), aligned on two stepped levels. The apexes of both facet levels are connected to gently sloping ridges (red lines). HELRS remnants are observed above the facets, at ∼2000 m a.s.l. (pink lines and arrow). Landslides on facets n° 22 and 23 are located by shaded polygons. b) Triangular facets in the North Pyrenean Zone (white dotted lines), aligned on a single level and connected to very well-defined gently sloping ridges interpreted as relicts of a smooth landscape (red lines). A HELRS remnant is observed above the facets, at ∼ 1550 m (pink arrow). c) Close-up view of a facet showing steeper slopes in its basal portion, indicative of a recent incision stage. White arrows indicate the location of the corresponding break-in-slopes. d) Steep slopes observed in the Axial Zone valley bottom, irrespective of triangular facets, indicative of the same recent incision stage as steep slopes described on c). White arrows indicate the location of the corresponding break-in-slopes.**

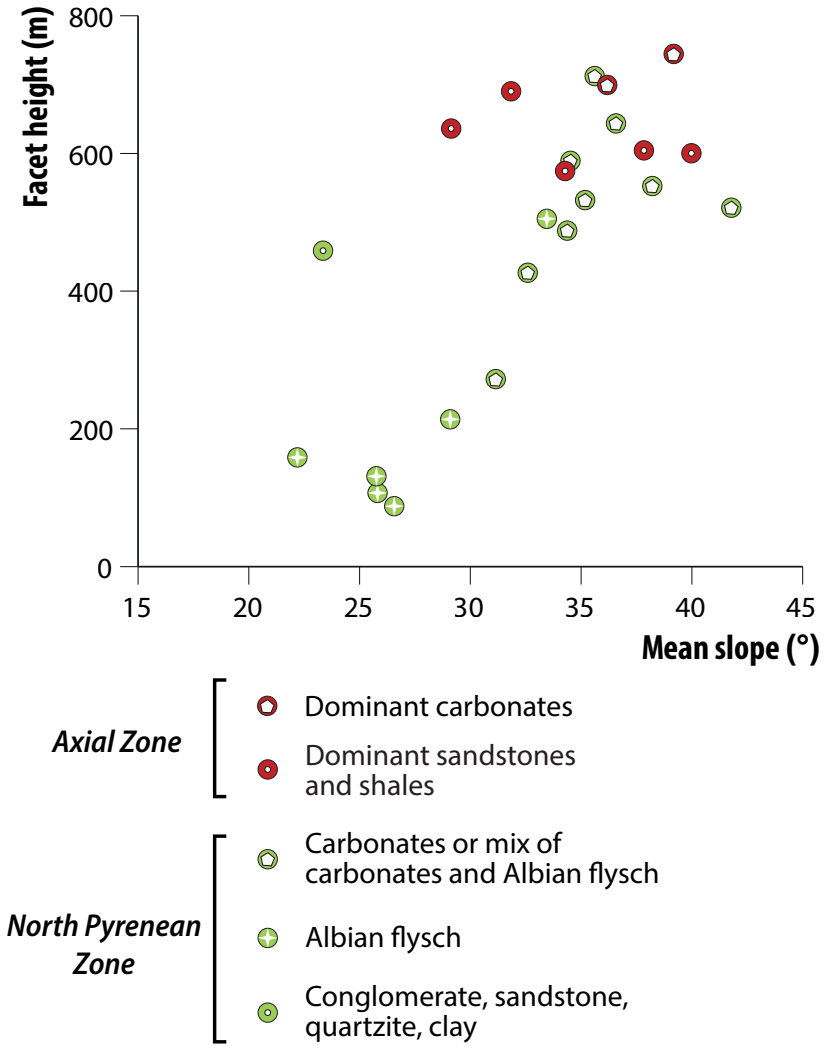


FIGURE 6.18: **Facet height as a function of mean slope (based on data from Table 6.2). The colour of the circles refers to the position of the facet along the Aspe Valley. The white shapes inside the circles represent the dominant lithology of the facet. Average height values are higher in the Axial Zone (650 m) than in the North Pyrenean Zone (403 m). A lithological control in the North Pyrenean Zone is clearly shown by this diagram, the facets being generally higher and steeper in carbonates than in the Albian flysch.**

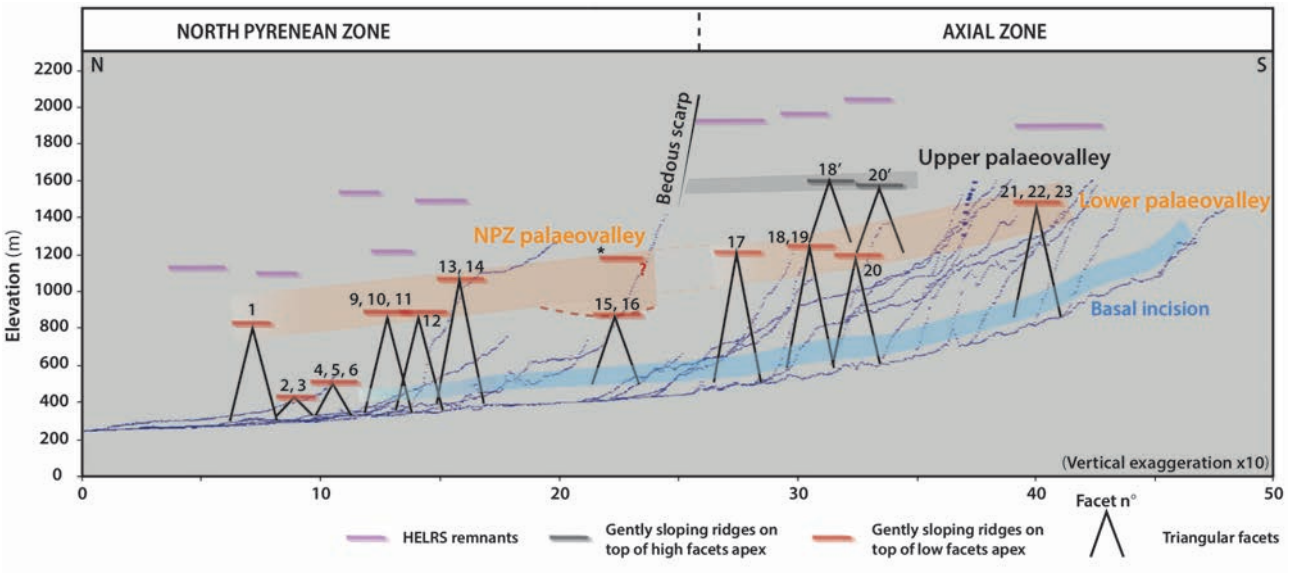


FIGURE 6.19: **Longitudinal profile of the Aspe River (modified from Lacan, 2008) and projection of the vertical incision markers. HELRS remnants elevation values are from Bosch (2016). The elevation ranges of each marker are given by coloured swathes. The basal incision amount was corrected from the morphology of the valley flanks due to the overestimation of incision values when valley flanks are steep (see Supporting Information for further detail). Note the lack of upper palaeovalley remnants north of the Bedous scarp. The Axial Zone lower palaeovalley remnants and the North Pyrenean Zone palaeovalley remnants show a good continuity, so do the basal incision remnants found all the valley long. Both features allow the reconstruction of former river profiles roughly parallel to the present-day profile. * Mapped as HELRS by Bosch (2016).**

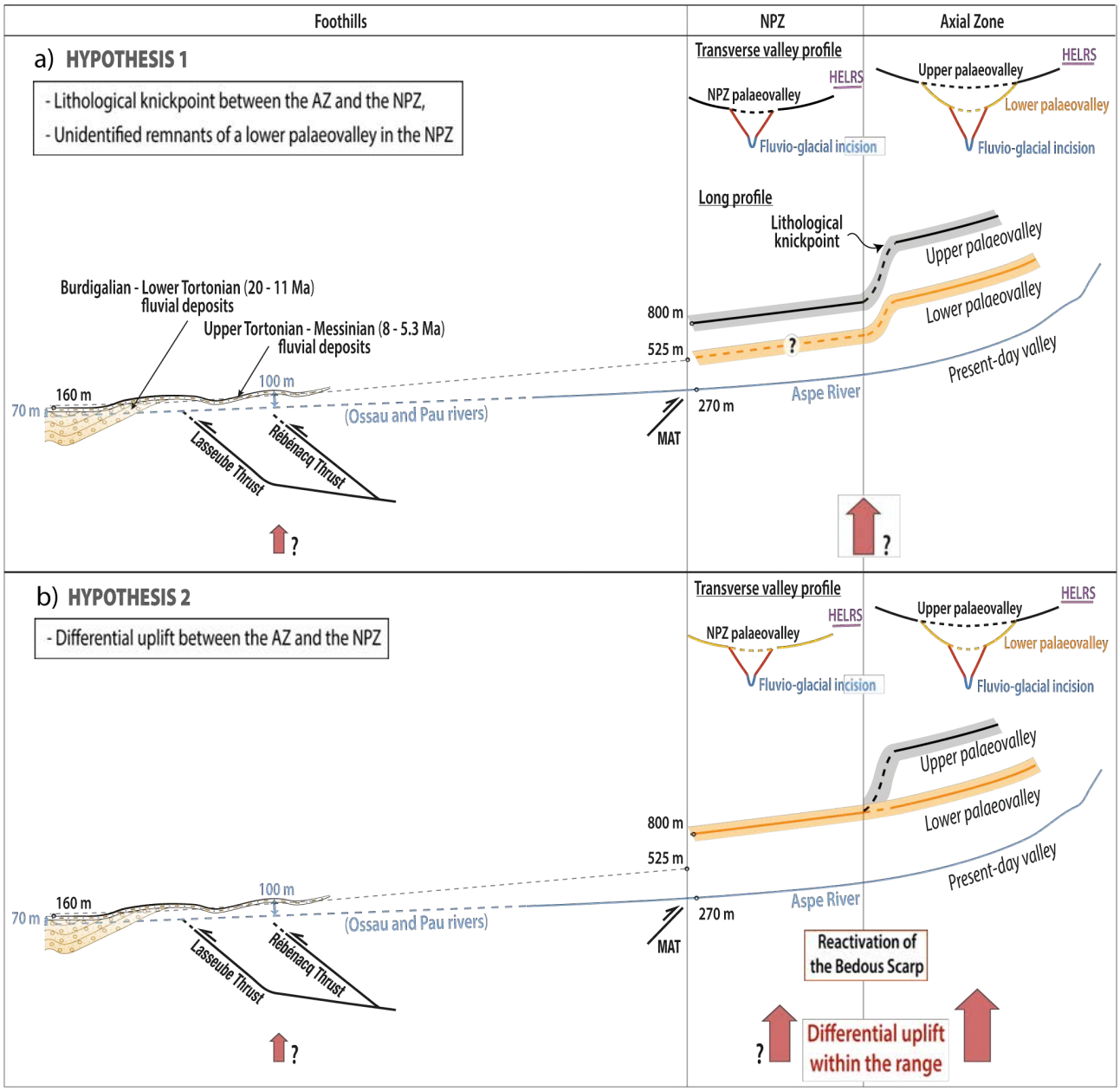


FIGURE 6.20: **Synthetic sketches showing two possible hypotheses to explain the multi-stage entrenchment of the Aspe River (not to scale). a) Hypothesis 1 : the upper palaeovalley of the Axial Zone was first in continuity with the North Pyrenean Zone palaeovalley, forming the upper palaeovalley represented in black on this sketch. A ~350 m lithological knickpoint separated the Axial Zone and the North Pyrenean Zone. Due to a relative base-level drop, the river profile readjusted to form the lower palaeovalley in the Axial Zone (represented in orange), for which no remnants are found in the North Pyrenean Zone (dotted orange line). The lower palaeovalley is located ~350 m below the upper palaeovalley in the Axial Zone. At the outlet of the Aspe Valley, the projection of the late Miocene deposits (Argiles à galets Fm) is located ~300 m below the upper palaeovalley and may thus be connected to the lower palaeovalley. A subsequent ~250 m entrenchment of the Aspe River led to the present-day river long profile. b) Hypothesis 2 : the lower palaeovalley of the Axial Zone used to be in continuity with the North Pyrenean Zone palaeovalley, forming the lower palaeovalley represented in orange on this sketch. The lower palaeovalley outlet lies 275 m above the southward prolongation of the late Miocene fluvial deposits. The upper palaeovalley of the Axial Zone used to be in continuity with the North Pyrenean Zone but is presently disconnected from any remnants in the North Pyrenean Zone due to an uplift of the Axial Zone with respect to the North Pyrenean Zone. This differential uplift within the range is interpreted as the consequence of a reactivation of the Bedous scarp. It was followed by : (i) a ~500 m entrenchment which occurred in both the Axial Zone and the North Pyrenean Zone, and (ii) : a ~90 m entrenchment corresponding to fluvio-glacial incision. MAT : Mail Arrouy Thrust. Black numbers indicate elevations a.s.l. Blue numbers indicate incision values. Thin black dotted line : southward projection of the late Miocene deposits using their average dip. Red vertical arrows indicate suspected or evidenced uplift.**

TABLE 6.2: **Main geomorphic features and location of the studied triangular facets. Data corresponding to high elevation facets are indicated in italics (facets n°18' and 20'). Data corresponding to facets affected by landslides are indicated in grey (facets n°22 and 23). * Lithological abbreviations after Castéras et al. (1970b) and Ternet et al. (2004).**

Facet number	Latitude	Longitude	Slope direction	Elevation of the apex (m)	Relative height (m)	Mean slope (°)	Cross-cut lithologies (*)	Dominant lithologies
NORTH PYRENEAN ZONE								
1	43° 6'5.89"N	0°37'31.33"W	E	787	487	34,4	l3-2, l5-4, j2-l6, j7-3	Dolomite
2	43° 5'37.78"N	0°36'42.44"W	W	414	87	26,6	c1	Flysch
3	43° 5'24.94"N	0°36'35.57"W	W	440	106	25,8	c1	Flysch
4	43° 5'6.82"N	0°37'0.90"W	E	548	213	29,1	c1, τ	Flysch and volcanics
5	43° 5'9.22"N	0°36'34.81"W	W	458	130	25,8	c1	Flysch
6	43° 5'9.40"N	0°36'34.67"W	W	500	157	22,2	c1	Flysch
7	43° 4'15.87"N	0°36'22.23"W	E	832	520	41,8	j8, n4-2, n6 , c1	Limestone
8	43° 4'15.87"N	0°36'22.23"W	W	863	551	38,3	j8, n4-2, n5, n6 , c1	Limestone
9	43° 3'46.54"N	0°35'46.95"W	W	770	425	32,6	t, l3-2, l5-4, j2-l6, j7-3	Dolomite and limestone
10	43° 3'36.82"N	0°36'13.29"W	ENE	924	588	34,5	t, l3-2, l5-4, j2-l6, j7-3, n6	Dolomite and limestone
11	43° 3'12.11"N	0°35'38.37"W	W	885	530	35,2	j7-3, j8, n5, n6, C1	Dolomite and limestone
12	43° 2'34.25"N	0°35'45.90"W	W	869	503	33,5	n6, c1	Flysch
13	43° 1'46.37"N	0°36'35.27"W	E	1150	711	35,6	n6, c1	Limestone
14	43° 1'32.42"N	0°35'53.35"W	W	1030	641	36,6	n6, c1	Limestone
15	43° 0'0.13"N	0°37'7.33"W	ESE	732	273	31,2	t3-4, O	Limestone and Dolomite
16	42°59'24.94"N	0°35'14.32"W	W	992	459	23,4	t1-2, t3-7	Conglomerate, sandstone, quartzite, clays
AXIAL ZONE								
17	42°56'33.33"N	0°35'58.26"W	SW	1207	700	36,3	d6L	Pelite, limestone, sandstone
18	42°55'35.17"N	0°34'37.80"W	W	1170	600	40,1	d6L, d7, h1L, h1-3, h3	Shale, sandstone, limestone
18'	*42°55'29.15"N*	*0°34'1.95"W*	*W*	*1600*	*360*	*26,7*	*h3*	*Shale and sandstone*
19	42°55'25.01"N	0°34'45.00"W	E	1309	744	39,3	d7, h1L, h1-3, h3	Limestone, shale, sandstone
20	42°54'35.60"N	0°34'0.45"W	W	1180	574	34,4	h1-3, h3	Shale and sandstone
20'	*42°54'18.98"N*	*0°33'26.42"W*	*W*	*1560*	*324*	*19,3*	*h3*	*Shale and sandstone*
21	42°52'31.19"N	0°33'4.30"W	WSW	1369	604	37,9	h3	Shale and sandstone
22	42°52'2.98"N	0°32'43.70"W	W	1504	691	31,9	h3	Shale and sandstone
23	42°51'30.80"N	0°32'40.75"W	W	1496	636	29,2	h3	Shale and sandstone

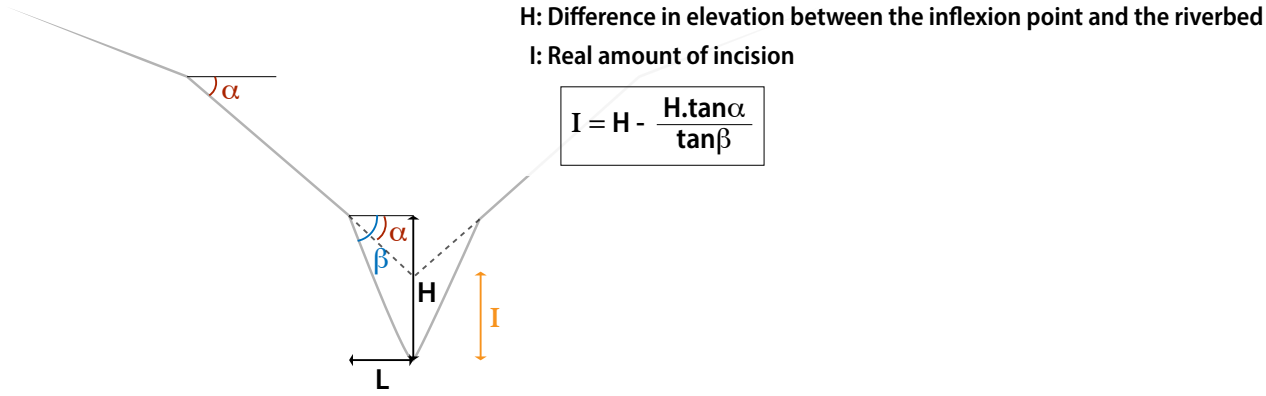


FIGURE 6.21: **Supporting information : Determination of the amount of the incision (I) from the geometry of the valley flanks. The difference in elevation measured between the inflexion point and the riverbed (H) is higher than or equal to the real amount of incision due to subsequent erosion. The difference between H and I depends on the steepness of the valley flanks.**

6.4.4 Données complémentaires à l'article

6.4.4.1 Utilisation des facettes triangulaires comme marqueurs d'une chute du niveau de base

Les facettes triangulaires sont des objets géomorphologiques de forme triangulaire dont le sommet correspond généralement à une crête d'interfluve. Elles sont générées par l'incision fluviale et par les processus de versants. On distingue les facettes triangulaires d'origine tectonique, observées le long des failles normales (*e.g.* Briais et al., 1990; Petit et al., 2009b) et les facettes érosives observées le long des rivières en l'absence de failles (Brancucci and Marini, 1990; Paliaga, 2015). La différence majeure entre ces deux types de facettes est le moteur de l'incision fluviale : il est nécessairement tectonique dans le premier cas alors que les causes peuvent être nombreuses dans le cas des facettes érosives (*Cf.* 1).

Les facettes triangulaires décrites en Vallée d'Aspe (*Cf.* Article, Section 6.4.3 ci-dessus) sont des objets d'origine érosive. Leur formation résulte de l'érosion fluviale des versants suivant deux directions approximativement orthogonales. La formation des facettes d'érosion en Vallée d'Aspe est donc la conséquence d'une chute du niveau de base des rivières du bassin versant (Paliaga, 2015). L'observation d'un étagement des facettes sur deux niveaux dans la Zone axiale témoigne de la succession de plusieurs épisodes d'incision (Fig. 6.22). Le schéma très simplifié dessiné par Paliaga (2015) suggère que la hauteur de la facette peut être directement reliée à la valeur de la chute du niveau de base (quelle qu'en soit sa cause). Néanmoins, les versants évoluent de manière continue sous l'influence des processus gravitaires, en particulier lorsque les pentes sont fortes (*e.g.* Niviére et al., 1998). On peut donc s'interroger sur la signification de la hauteur des facettes érosives, en particulier lorsqu'elles sont

anciennes (donc perchées par rapport au fond des rivières).

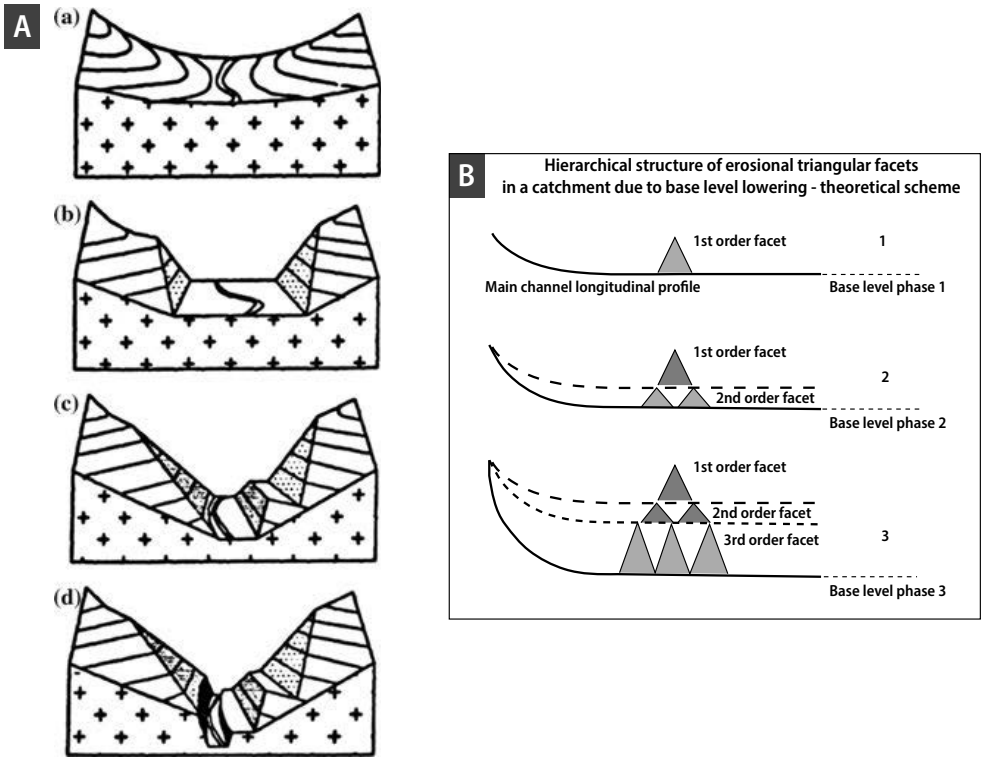


FIGURE 6.22: **A) Schéma théorique montrant la formation de facettes d'érosion par l'incision fluviale liée à une chute du niveau de base. B) Schéma interprétatif reliant l'étagement des facettes aux chutes successives du niveau de base.** Redessiné d'après Paliaga (2015).

L'évolution morphologique des facettes triangulaires a été étudiée par des travaux de modélisation numérique (Petit et al., 2009b; Petit and Mouthereau, 2012) et analogique (Strak et al., 2011). Les travaux de Petit et al. (2009a) et Petit et al. (2009b) montrent que, dans les systèmes topographiques à l'équilibre, la forme des facettes dépend de trois paramètres principaux : la tectonique (vitesse et amplitude), l'incision fluviale et la diffusion *in situ*. Dans le cas des facettes associées à des failles normales, les résultats des modélisations numériques montrent des corrélations directes entre (i) la pente des facettes, et leur hauteur moyenne, et (ii) la quantité de mouvement sur les failles à condition que le déplacement ne soit pas trop rapide. La pente des facettes est par contre indépendante du pendage de la faille qui les génère (Fig. 6.23). Les modélisations analogiques de Strak et al. (2011) arrivent aux mêmes conclusions. Ces relations ont été confirmées par des données naturelles (Faille de Wasatch, USA ; failles du Rift Nord Baikal, Russie). Les facettes triangulaires sont donc des marqueurs tectoniques importants. Leur formation est modulée par les paramètres climatiques, qui influent sur la dynamique d'érosion des rivières (Introduction 1), et par la nature des terrains érodés. Leur préservation est également conditionnée par la nature des terrains (lithologie et structure) qui forment la facette (Petit and Mouthereau, 2012). Il est ainsi possible de préserver la morphologie des facettes sur des temps longs (supérieurs au Ma).

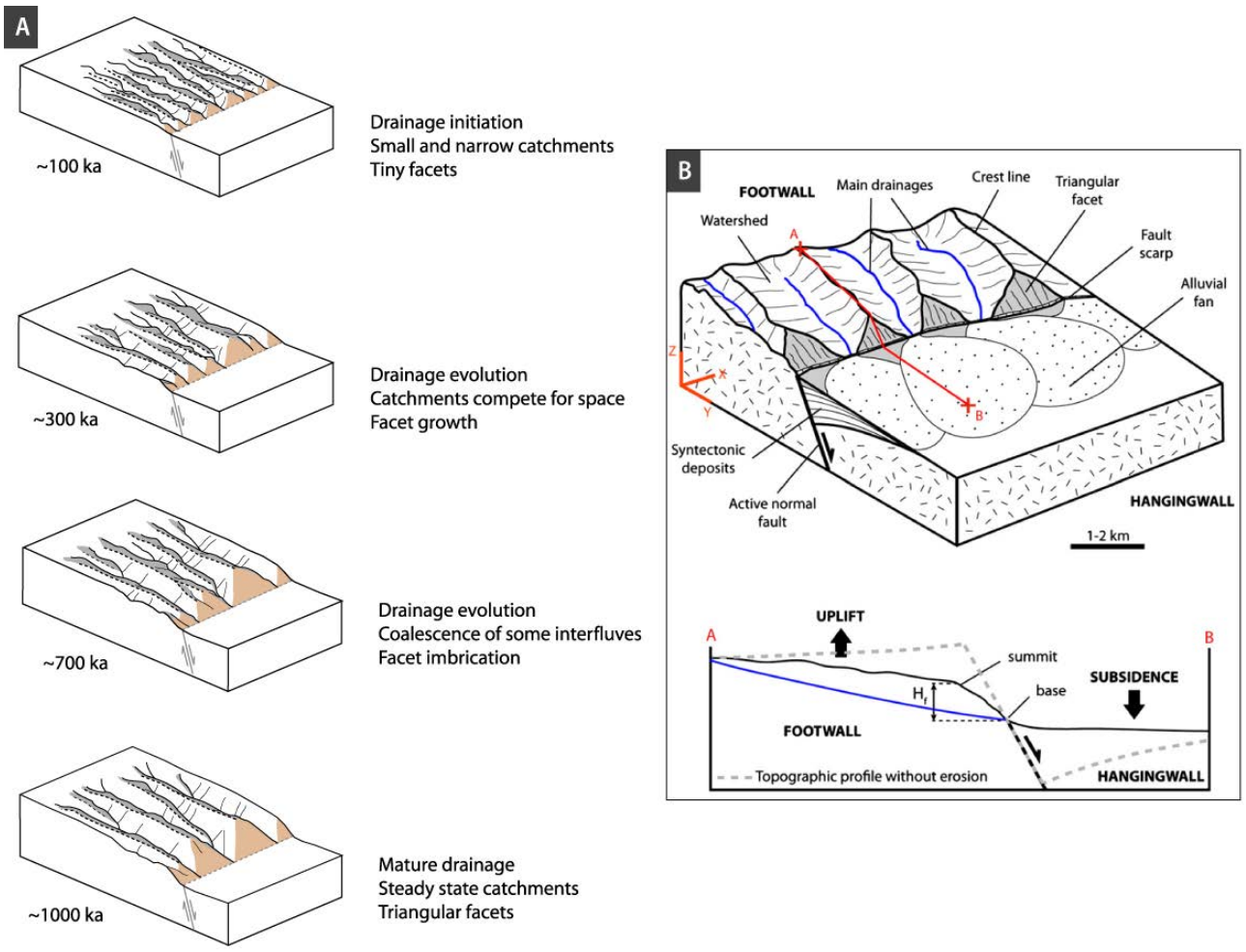


FIGURE 6.23: **A) Evolution morphologique des facettes triangulaires situées au niveau d'un plan de faille normale actif (résultats de la modélisation numérique de Petit et al. (2009b)). Noter l'augmentation de la hauteur des facettes au cours du temps qui démontre la relation existant entre la hauteur des facettes et le déplacement cumulé sur la faille qui les génère. B) (bas) Coupe réalisée au travers d'une facette triangulaire tectonique montrant l'absence de corrélation entre la pente de la facette et le pendage de la faille qui la génère. La localisation de la coupe est montrée sur le bloc diagramme en haut de l'image. Hf : Hauteur de facette. Le profil en pointillés gris est un profil topographique théorique représentant la morphologie d'un plan de faille normale actif en l'absence d'érosion (Strak et al., 2011).**

Signalons ici tout de même que les travaux cités ci-dessus ne modélisent pas la formation des facettes étagées dont il est question dans l'article présenté Section 6.4.3.

Bien que l'ensemble de ces travaux de modélisation concerne des facettes triangulaires d'origine tectonique, un parallèle peut être tiré avec l'évolution des facettes érosives en Vallée d'Aspe. Dans les deux cas de figure, le moteur de l'incision fluviale est une diminution du niveau de base des rivières, liée à l'abaissement du toit de la faille dans le cas des facettes tectoniques et liée à la recherche du profil d'équilibre après un soulèvement pour les rivières de la Vallée d'Aspe. De plus, la corrélation observée entre la hauteur des facettes et leur pente moyenne par Petit et al. (2009b) semble être également observée en Vallée d'Aspe pour les facettes situées à basse altitude (*Cf.* Fig. 6 de l'Article présenté Section 6.4.3 ci-dessus). La hauteur de ces facettes doit donc refléter l'ampleur de la chute du

niveau de base liée au soulèvement, et permettre d'accéder à une valeur de soulèvement de la chaîne. Dans ce cas précis, la hauteur des facettes ne correspond probablement pas directement à la valeur du soulèvement car l'incision semble être toujours active aujourd'hui, ce qui laisse supposer que les rivières n'ont jamais atteint leur niveau d'équilibre. La hauteur des facettes indique donc vraisemblablement une valeur minimale de soulèvement. On ne peut pas appliquer ce raisonnement aux facettes situées à haute altitude dans la Zone axiale puisque seulement deux facettes ont été identifiées. Néanmoins, la compilation des profils topographiques réalisée dans la Zone axiale montre bien l'existence de ce niveau d'incision supplémentaire par rapport à la Zone nord-pyrénéenne (*Cf.* Fig. 3 de l'article présenté Section 6.4.3 ci-dessus). La hauteur de l'incision mesurée sur la compilation peut donc être utilisée pour quantifier le soulèvement minimal de la Zone axiale par rapport à la Zone nord-pyrénéenne. Ainsi, on peut avancer : (i) une valeur minimale de soulèvement de la Zone axiale de 350 m par rapport à la Zone nord-pyrénéenne, et (ii) un soulèvement ultérieur de l'ensemble de la chaîne d'au moins 500 m (hauteur des facettes - hauteur de l'incision fluvio-glaciaire).

6.4.4.2 Reconstruction d'une paléotopographie du Gave d'Aspe

Cette partie présente une reconstruction de la topographie du bassin versant du Gave d'Aspe lorsque la rivière principale s'écoulait dans la seconde paléovallée (« lower palaeovalley » dans l'Article présenté Section 6.4.3 ci-dessus), après l'intervention du soulèvement différentiel de la Zone axiale et de la Zone nord-pyrénéenne. Les reliques de cette ancienne topographie correspondent : (i) aux crêtes de faible pente situées au sommet des facettes de basse altitude décrites le long du Gave d'Aspe dans l'Article, et (ii) aux mêmes crêtes de faible pente observées au sommet de facettes au niveau des tributaires du gave actuel, dans la Zone nord-pyrénéenne.

Méthode de reconstruction

Les reliques de la paléotopographie ont été échantillonnées tous les 100 m à partir du MNT au pas de 5m de l'IGN (RGE ALTI®; Fig. 6.24). L'interpolation par krigeage des données échantillonnées permet de reconstituer la paléotopographie du bassin versant du Gave d'Aspe. Elle est réalisée à l'aide du logiciel GDM 2018 (développé par le BRGM). L'extension N - S de la surface interpolée est contrainte par les données à disposition (Fig. 6.25.A). La surface a été extrapolée en E - W au-delà des zones comportant les données afin de donner une image parlante de la paléotopographie (Fig. 6.25.C). Ces figures sont commentées dans le paragraphe qui suit.

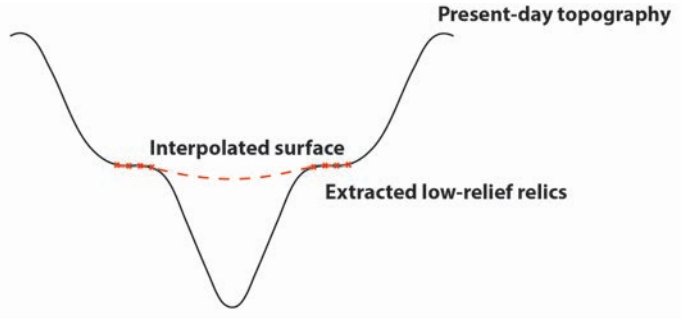


FIGURE 6.24: **Schéma conceptuel montrant l'approche de pointé des reliques de la paléotopographie en vue de son interpolation**

Description de la paléotopographie reconstruite

La topographie reconstruite est caractérisée par une morphologie transverse concave et par une inclinaison moyenne de 2° vers le NNW (Fig. 6.25.A, B). La pente est relativement constante dans le cœur de la Zone axiale jusqu'à la hauteur d'Etsaut, où elle forme une dépression. La bande correspondant à l'actuel escarpement de Bedous forme un haut dans la paléotopographie reconstituée. Il borde la zone qui correspond à l'actuelle dépression de Bedous, et qui montre également un creusement marqué de la paléotopographie reconstituée. On retrouve une pente relativement constante au niveau des Chaînons du Layens et de Sarrance, puis un nouveau creusement à hauteur d'Escot et du Chaînon du Mail Arrouy.

Le creusement imagé à hauteur de Bedous n'est probablement pas représentatif de la paléotopographie reconstruite puisqu'un surcreusement glaciaire semble être intervenu dans ce secteur qui correspond à la terminaison nord de la langue glaciaire d'Aspe au Würm (Ternet et al., 2004). Le contraste de lithologie qui existe entre la Zone axiale et la dépression de Bedous (*Cf.* Fig. 1 de l'Article présenté Section 6.4.3 ci-dessus) a également pu influencer l'évolution des versants de la dépression de Bedous. De même, le creusement imagé à hauteur d'Escot est très probablement influencé par la lithologie des terrains situés entre les Chaînons Béarnais (Flysch albien, *Cf.* Article présenté Section 6.4.3 pour plus de détails). La cause de l'existence d'un creusement à hauteur d'Etsaut est plus difficile à comprendre car l'hypothèse lithologique ne semble pas pouvoir être invoquée ici. Nous faisons remarquer ici que ce dernier creusement est beaucoup moins marqué que les deux précédents. Le haut topographique qui le borde vers le sud peut être expliqué par la nature des terrains qui le forment (calcaires du Dévonien supérieur).

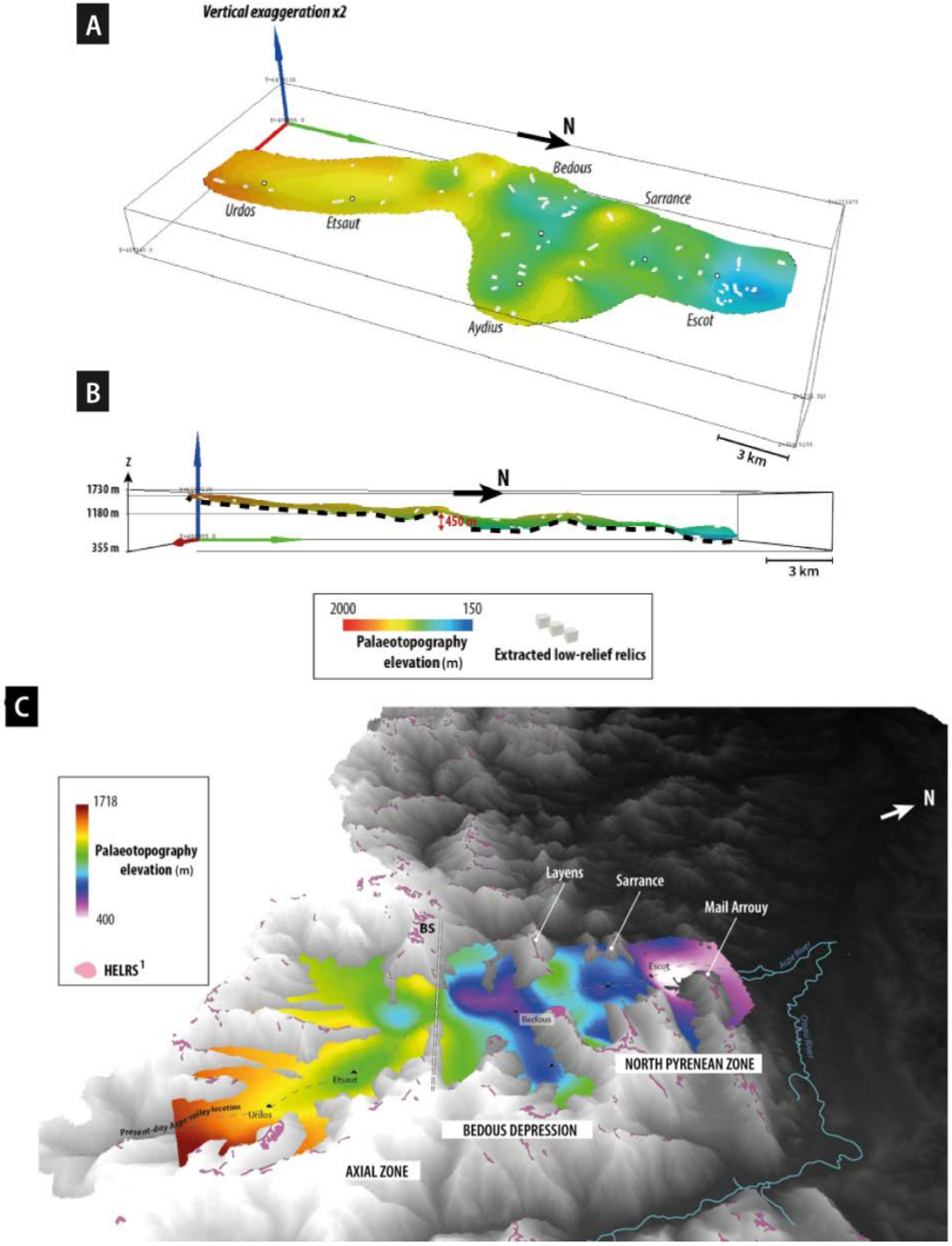


FIGURE 6.25: **Différentes vues de la paléotopographie du bassin versant d'Aspe reconstituée. Vues oblique (A) et latérale (B) de la surface interpolée. L'échelle de couleur code l'altitude de la surface. Les points échantillonnés sur le MNT sont représentés par les cubes blancs. C). Vue oblique de la surface interpolée replacée dans le MNT de la topographie actuelle au pas de 5m (RGE ALTI®). BS : Escarpement de Bedous, HELRS : surfaces reliques d'altitude redessinées d'après Bosch (2016). Le tracé actuel du Gave d'Aspe dans la chaîne est représenté en pointillés gris.**

Discussion

La morphologie concave de la paléotopographie reconstituée, bien visible au niveau de l'axe de la vallée, nous renforce dans l'idée que l'on image un paléoréseau de drainage. Ce paléoréseau était formé d'une paléovallée large d'orientation globalement S - N et de tributaires qui lui étaient orthogonaux. La largeur de la paléovallée principale montre que le Gave d'Aspe était à cette période proche de l'équilibre.

La Figure 6.25.C montre la position de la surface reconstituée par rapport à la topographie actuelle. Cette surface se trouve sous les surfaces reliques d'altitude. On obtient ainsi une image complète de la paléotopographie, qui était formée (de haut en bas) : (i) de surfaces reliques d'altitude, et (ii) de versants connectés au (iii) paléoréseau de drainage. Cette vue permet donc d'illustrer une étape intermédiaire de dissection de la surface d'aplanissement pyrénéenne. Cette étape est ensuite suivie d'une phase d'incision majeure (*ca.* 500 m) à l'origine du façonnement des facettes triangulaires de basse altitude dans la Zone axiale et dans la Zone nord-pyrénéenne. Une dernière phase d'incision est active depuis le Pléistocène.

L'une des difficultés de l'étude des incisions en Vallée d'Aspe est de déterminer l'âge des différentes étapes d'incision que nous avons décrites. La paléotopographie reconstituée pourrait être extrapolée à l'avant-pays pour corréler la « lower palaeovalley » aux dépôts sédimentaires fluviatiles dans l'avant-pays. Cependant, une telle corrélation géométrique nous paraît peu informative puisque l'on soupçonne l'intervention de mouvements différentiels entre la chaîne pyrénéenne et son avant-pays (*Cf.* Article présenté Section 6.4.3 ci-dessus).

6.4.4.3 Informations apportées par l'étude du remplissage du bassin d'Aquitaine

L'étude du remplissage post-compressif du bassin d'Aquitaine et de ses incisions tardives peut néanmoins apporter quelques éléments de contrainte dans la réflexion menée ci-dessus. Les travaux menés au cours de la thèse d'Alexandre Ortiz (Projet Source-to-Sink, Université de Rennes), basés sur une synthèse des données disponibles et sur la ré-interprétation de données sismiques, ont permis (i) des mettre en relation les dépôts sédimentaires du piémont pyrénéen, du triangle landais et du Golfe de Gascogne, et ainsi (ii) de préciser les intervalles de remplissage - érosion - export dans le bassin d'Aquitaine. Ces travaux montrent notamment que la sédimentation détritique post-compressive débute au Langhien (16,2 Ma), après une période de non-dépôt au Chattien (27,1 - 23 Ma) et une période de sédimentation très limitée (essentiellement carbonatée et localisée au Nord du fleuve Adour au droit des Pyrénées occidentales) durant l'Aquitanien - Burdigalien (23 - 16,2 Ma ; Ortiz et al., soumis à la revue *Marine and Petroleum Geology*). Un événement majeur est identifié au Tortonien (10,6

Ma) et se traduit par : (i) une surface sédimentaire remarquable sur la marge Aquitaine, (ii) l'incision locale de dépôts antérieurs, et (iii) un by-pass des sédiments en provenance des Pyrénées, déposés dans le Golfe de Gascogne (Crouzel, 1957 ; Ortiz et al., soumis à la revue *Marine and Petroleum Geology*). A partir de ces informations, on peut proposer les âges suivants pour les différentes étapes d'évolution morphologique de la chaîne dans le bassin versant d'Aspe (Fig. 6.26) :

- Au Chattien - Burdigalien (27,1 - 16,2 Ma), la surface d'aplanissement est formée (probablement à une altitude moindre en comparaison de son altitude actuelle) et l'érosion est très limitée dans la chaîne ;
- A partir du Langhien (16,2 Ma), la dissection de la surface d'aplanissement démarre et les produits de son érosion sont retrouvés dans le bassin d'Aquitaine. L'intervalle Langhien - Serravallien (16,2 - 10,6 Ma) englobe probablement la période de creusement des paléovallées haute et basse dans la Vallée d'Aspe ;
- A partir du Tortonien (plus précisément à partir de 10,6 Ma), un événement majeur intervient. Il est à l'origine d'un non-dépôt (voire d'incisions locales) dans le bassin d'Aquitaine et de l'export des sédiments en direction du Golfe de Gascogne. Cet événement pourrait être corrélé à l'incision majeure dans la Vallée d'Aspe (*ca.* 500 m), à l'origine du façonnement des facettes de basse altitude dans la Zone axiale comme dans la Zone nord-pyrénéenne.

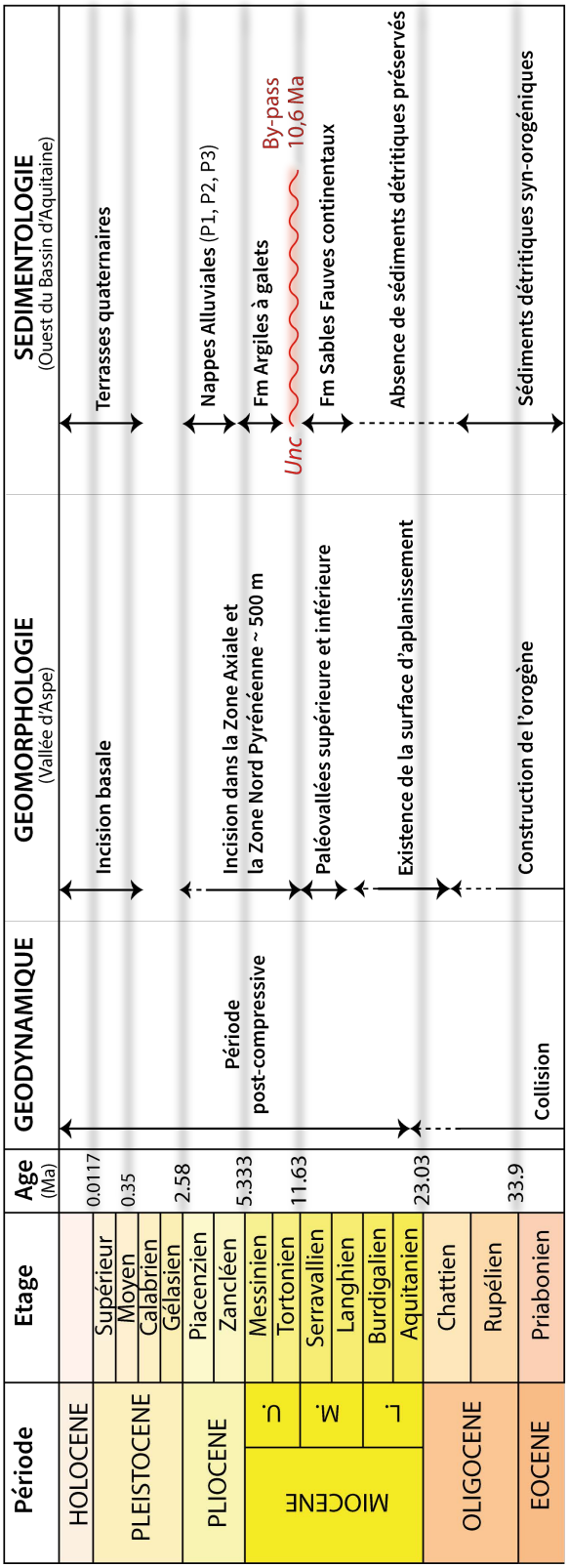


FIGURE 6.26: **Corrélation des données de la géomorphologie et de la sédimentologie dans les Pyrénées occidentales.** Géomorphologie : données déduites de cette étude. Sédimentologie : données issues de Ortiz *et al.* (soumis à la revue *Marine and Petroleum Geology*), et de Delmas et al. (2018).

6.5 Etude InSAR des mouvements verticaux actuels dans les Pyrénées occidentales

6.5.1 Avant-propos

L'étude portant sur l'évolution morphologique de la Vallée d'Aspe présentée dans la partie précédente a permis de mettre en évidence l'intervention d'un soulèvement différentiel entre la Zone axiale et la Zone nord-pyrénéenne durant la période post-compressive. Ce soulèvement a probablement débuté durant l'intervalle Langhien - Serravallien et a pu se poursuivre jusqu'à l'actuel. Au niveau de la Vallée d'Aspe, il a pu être accommodé au niveau de la faille profonde de Bedous, dont l'escarpement de Bedous serait l'expression morphologique. Les travaux de Lacan (2008) ont permis de mettre en évidence l'existence de quatre escarpements disposés en échelon sur la bordure nord de la Zone axiale, appelés (d'ouest en est) les escarpements de Bedous, de Laruns, de Pierrefitte et du Pic du Midi de Bigorre (Fig. 6.4). Chacun de ces escarpements est associé en profondeur à une microsismicité sans qu'il y ait émergence de rupture en surface (Lacan and Ortuño, 2012). Il s'agirait, par conséquent, de failles normales aveugles. L'âge et l'ampleur de la déformation associée à ces failles est peu contrainte, mais elles semblent avoir été actives au Quaternaire (Lacan and Ortuño, 2012).

Alors que les mesures GPS à composante horizontale en continu ont démontré l'existence d'une contrainte extensive approximativement orientée NNE-SSO dans les Pyrénées occidentales (Asensio et al., 2012; Rigo et al., 2015; Nguyen et al., 2016), le nombre de données GPS en continu à composante verticale fiable est très faible dans les Pyrénées (Serpelloni et al., 2013). Jusqu'ici, aucun jeu de données InSAR des mouvements verticaux actuels des Pyrénées n'était disponible. La société CLS TRE-ALTAMIRA a récemment réalisé un traitement InSAR des Pyrénées occidentales et centrales, réalisé à partir d'images obtenues grâce aux satellites Sentinel-1. Le traitement et l'interprétation de ces données ont fait l'objet d'une étude spécifique réalisée par Josselin Berthelon (Post-doctorant UPPA), Charlotte Fillon et Sylvain Calassou (Ingénieurs Total). Cette étude est en cours de publication. La partie qui suit présente un extrait des données InSAR, représentées sous la forme de profils nord-sud qui recoupent les escarpements de Bedous, Laruns et Pierrefitte. Nous avons choisi la localisation de ces profils afin de rechercher l'existence de potentiels mouvements différentiels actuels au sein de la chaîne, qui pourraient être mis en parallèle avec les mouvements différentiels mis en évidence dans la partie qui précède.

6.5.2 Méthode et données à disposition

6.5.2.1 La technique InSAR

L'interférométrie radar (ou **InSAR**, pour **In**terferometric **S**ynthetic **A**perture **R**adar) est une technique de mesure de la déformation de surface qui repose sur l'utilisation d'images acquises successivement par un radar embarqué à bord d'un satellite. La comparaison de deux images radar successives d'une même zone, acquises au cours d'une période de temps identique avec un angle d'incidence légèrement différent permet d'accéder aux mouvements horizontaux et verticaux de la surface du sol. Contrairement aux mesures GPS qui fournissent des mesures discrètes, la méthode InSAR permet d'obtenir des cartes relativement uniformes de la déformation de surface. Cette technique permet également une mesure submillimétrique des vitesses verticales, sur plusieurs milliers voire centaines de milliers de points. Une telle densité de données et une telle précision ne sont pas accessibles par les campagnes GPS.

L'InSAR est largement utilisé pour étudier ou surveiller les effets à court terme de phénomènes naturels, tels que l'inflation liée au volcanisme, les séismes, les glissements de terrains, les cycles de chargement hydraulique, ou les phénomènes anthropiques (altération environnementale, déplétion des réservoirs, effondrement des mines ; Massonnet and Feigl, 1998; Cavalié, 2007; Lagios et al., 2013; Herrera et al., 2013; Hu et al., 2013; Fernandez et al., 2018). L'InSAR a également été utilisé pour détecter des phénomènes naturels intervenant à plus long terme, tels que la déformation intersismique (*e.g.* Cavalié, 2007; Berthelon et al., 2017; Maurin et al., 2018b,a; Elias and Briole, 2018).

6.5.2.2 Acquisition des données InSAR Pyrénées

Les déformations de surface sont établies à l'aide d'un radar embarqué à bord d'un satellite. Le radar émet un signal très haute fréquence en direction du sol et reçoit l'écho réfléchi sur différents objets terrestres (*e.g.* terre, bâtiment, glace, rivière, océan). Par une simple multiplication avec la vitesse de propagation des ondes émises, la mesure du temps de trajet aller-retour du signal permet de calculer la distance entre le satellite et l'objet qui a réfléchi le signal radar. La technique InSAR repose sur la comparaison des phases des images SAR acquises successivement. La différence de phase entre deux images SAR renseigne sur le déplacement de l'objet repère selon la direction de la ligne de visée du satellite (ligne of sight, LOS) durant l'intervalle de temps correspondant (Fig. 6.27 ; Massonnet and Feigl, 1998; Hu et al., 2013).

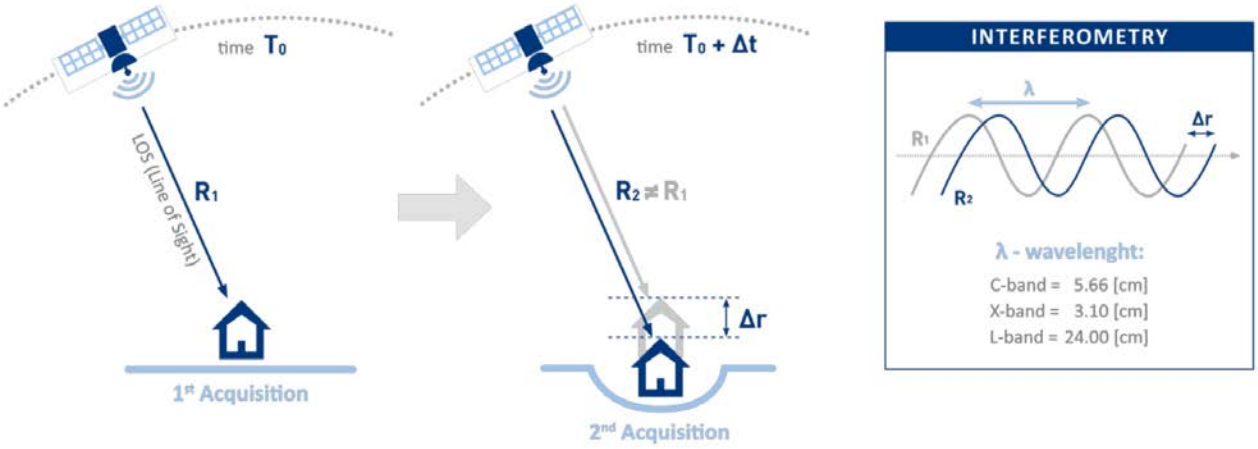


FIGURE 6.27: **Schéma de principe de la technique InSAR** (©TRE ALTAMIRA)

Les satellites Sentinel-1 ayant permis l'acquisition de nos données décrivent une orbite quasi-polaire, avec une période de revisite de 12 jours entre octobre 2014 et août 2017, puis 6 jours depuis septembre 2017 dans les Pyrénées. Les acquisitions sur une zone sont possibles durant le trajet nord-sud (mode descendant) et le trajet sud-nord (mode ascendant) du satellite (Fig. 6.28). On obtient donc dans le cas de notre jeu de données un point de mesure tous les 12 puis 6 jours pour un objet repère donné.

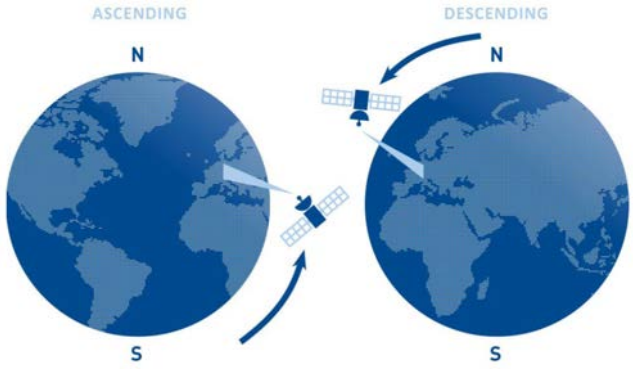


FIGURE 6.28: **Acquisition des données en modes ascendant et descendant** (©TRE ALTAMIRA)

Bien que des déformations de surface centimétriques à millimétriques soient théoriquement détectées par l'InSAR, la précision est en pratique contrainte par le bruit lié à la décorrélation spatio-temporelle et à des artefacts atmosphériques (*e.g.* Zebker and Villasenor, 1992; Hu et al., 2013). Plusieurs méthodes basées sur des approches multi-images ont été développées dans le but de minimiser ces effets et de fournir l'histoire de la déformation sur des intervalles de temps successifs (*e.g.* Hu et al., 2013). La technique des *Permanent Scatterers* (Ferretti et al., 2001), commercialisée par CLS TRE-ALTAMIRA sous le nom de *PSInSAR*™, est un exemple de ces techniques. Elle repose sur l'identification d'objets repères (**P**ermanent **S**catterers, **PS**) montrant un comportement de phase cohérent

sur l'ensemble des images SAR obtenues par de nombreux passages successifs du satellite au-dessus de la même zone. Les PS utilisés dans cette technique sont des cibles généralement ponctuelles telles que des bâtiments, des antennes, des viaducs, des conduites ou encore des roches affleurantes. Le nombre de données est ainsi très important dans les régions urbanisées, mais bien moindre hors des villes.

L'algorithme *SqueeSAR*™ développé en 2011 par Ferretti et al. permet d'exploiter d'autres objets repères appelés « **D**istributed **S**catterers » (**DS**). Les DS correspondent à des surfaces caractérisées par une signature radar très homogène telles que des terres non cultivées, des zones désertiques ou encore des coulées de débris. La technique *SqueeSAR*™ permet ainsi d'augmenter le nombre de points de mesure, en fournissant des informations sur les zones homogènes à réflectivité réduite telles que les zones montagneuses, qui nous intéressent tout particulièrement dans le cadre de cette étude.

Les points de mesure (PS et DS) permettent d'accéder : (i) à la vitesse moyenne annuelle de déplacement du point de mesure par rapport à la LOS (exprimée en $mm.an^{-1}$) et (ii) aux séries temporelles de déplacement. Le déplacement vertical pour chaque point de mesure correspond à la projection du vecteur déplacement 3D associé à l'objet repère (Fig. 6.29).

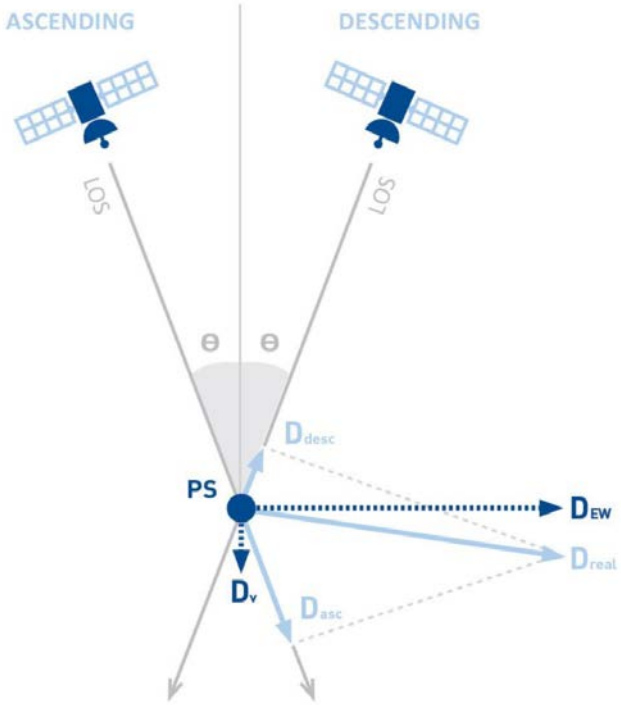


FIGURE 6.29: **Principe de détermination du mouvement vertical à partir des mesures réalisées dans la ligne de visée du satellite** (©TRE ALTAMIRA). Le vecteur déplacement (D_{real}) est reconstitué à partir des mesures en mode ascendant (D_{asc}) et descendant (D_{desc}). D_{real} est ensuite décomposé en mouvement vertical (D_v) et horizontal (D_{EW}).

Les vitesses moyennes des mouvements verticaux dont nous disposons ont été calculées à partir de mesures effectuées sur une période d'environ 4 ans (Octobre 2014 – Août 2018), ce qui correspond à 315 images en orbites ascendantes et descendantes. On note qu'un traitement des données a été réalisé en amont par la société CLS TRE-ALTAMIRA afin de filtrer les signaux saisonniers, et que

la technique *SqueeSAR*™ utilisée repose sur des algorithmes qui permettent de filtrer les artefacts atmosphériques lorsque ceux-ci ne sont pas trop complexes, comme c'est le cas pour le jeu de données pyrénéen. L'ensemble des mesures de vitesses des mouvements verticaux sont relatives à un point de repère stable situé au sein de la zone d'étude, sélectionné pour ses faibles valeurs de mouvements verticaux et horizontaux mesurées par l'InSAR. Dans notre cas, le point de repère est situé dans la ville de Pau (Fig. 6.30).

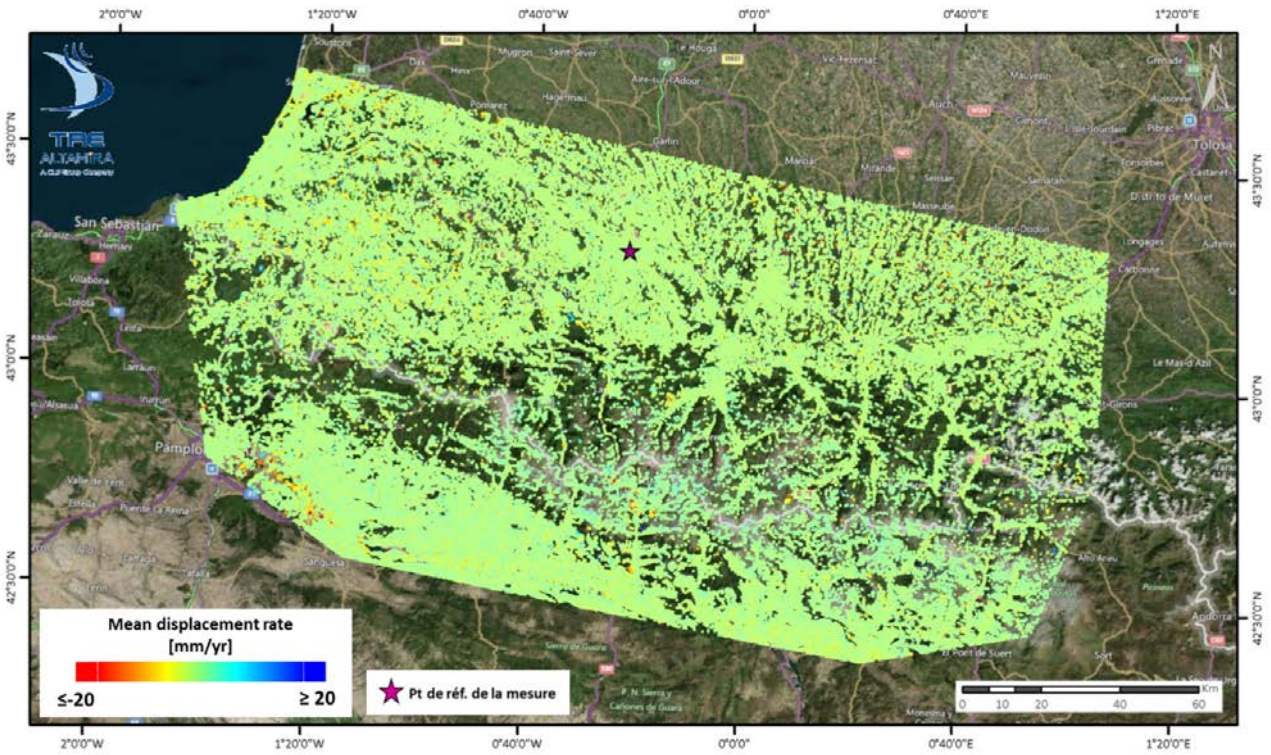


FIGURE 6.30: **Extension du jeu de données et localisation du point repère à Pau** (mode ascendant ; ©TRE ALTAMIRA).

La précision des mesures est fournie par la valeur de déviation standard des taux de déplacement annuel. Cette dernière dépend de : (i) la qualité de la base de donnée acquise, (ii) la qualité de l'estimation du bruit atmosphérique, (iii) la qualité des objets repères, et (iv) la distance au point de référence. Sur la zone d'étude pyrénéenne, la précision d'une valeur de déplacement fournie par une mesure unique est d'environ 5 mm. Etant donné le grand nombre d'images, on obtient une déviation standard sur la vitesse moyenne allant de 0,1 mm.an^{-1} à 0,4 mm.an^{-1}, suivant le point de mesure. Pour plus de détails sur la précision et la justesse de ce type de mesures, se référer à Ferretti (2014).

6.5.2.3 Traitement du jeu de données

Distribution des données

La base de données des mouvements verticaux annuels moyens montre une très claire hétérogénéité dans la répartition des points de mesure (Fig. 6.30 et Fig. 6.31).

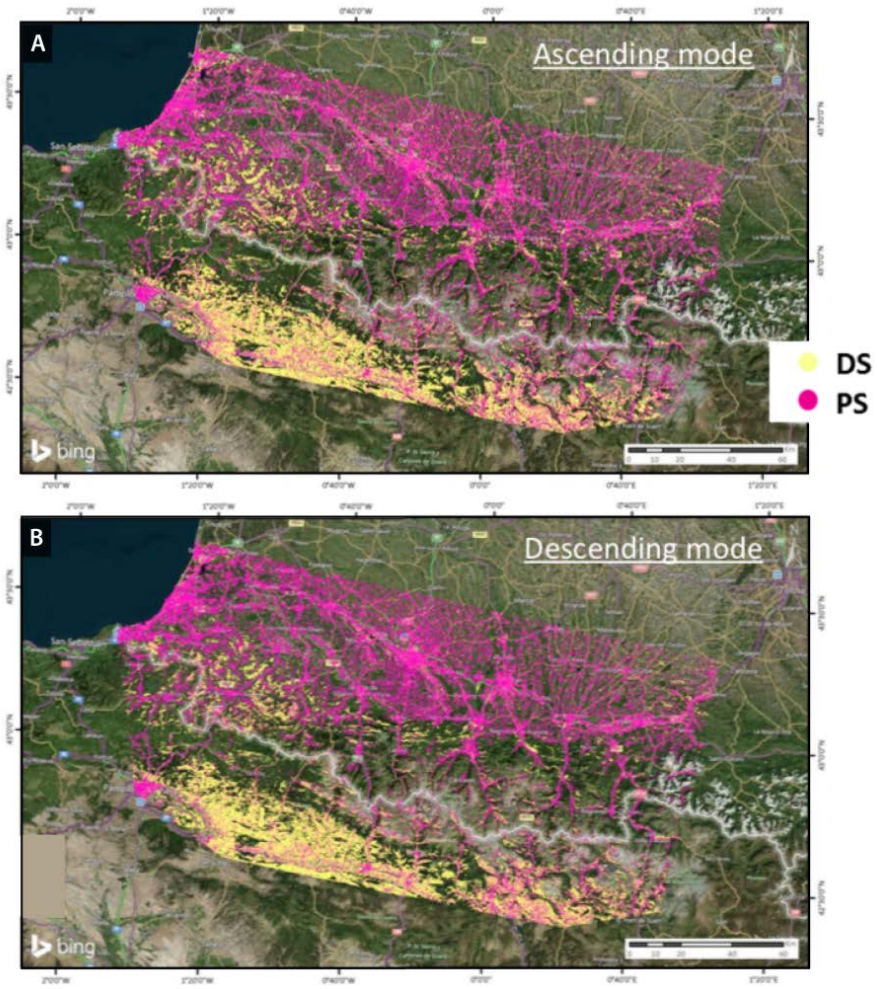


FIGURE 6.31: **Répartition des points de mesure dans les Pyrénées. A. Mode ascendant. B. Mode descendant.** Les PS sont représentés en rose, les DS en jaune (*Cf.* section 6.5.2.2 pour les définitions).

La majorité des points se trouvent dans le bassin d'Aquitaine et dans la Zone sud-pyrénéenne. Les points du bassin d'Aquitaine sont majoritairement des PS et reflètent la très forte urbanisation de ce domaine. La majorité des points de mesure dans la Zone sud-pyrénéenne sont des DS, probablement du fait de l'existence d'une couverture végétale très réduite dans ce domaine, qui rend possible la détection de surfaces homogènes. Le nombre de points est plus restreint dans la Zone axiale ; ils correspondent généralement à des PS dans les fonds de vallées qui sont les seules zones urbanisées. Des DS sont également observés. Il est important de garder à l'esprit cette hétérogénéité de répartition des points de mesure afin d'apporter un regard critique sur les données des profils qui seront présentés par la suite.

Nettoyage de la base de données

Pour les besoins de l'étude, certains points de mesure correspondant à des glissements de terrain et à des carrières en exploitation ont été retirés. Cette suppression vise à focaliser nos observations sur les mouvements post-compressifs, en nous affranchissant des mouvements liés à des processus

plus superficiels. Nous avons choisi d'observer la règle objective suivante : ne sont retirés que les mouvements subsidents locaux anormalement forts (vitesse de subsidence > 2 mm.an^{-1}) et corrélés à (i) des carrières en exploitation, ou (ii) des observations claires de glissements sur images satellites, et/ou (iii) des informations tirées de la littérature (*e.g.* Fabre et al., 2000; Lebourg et al., 2014).

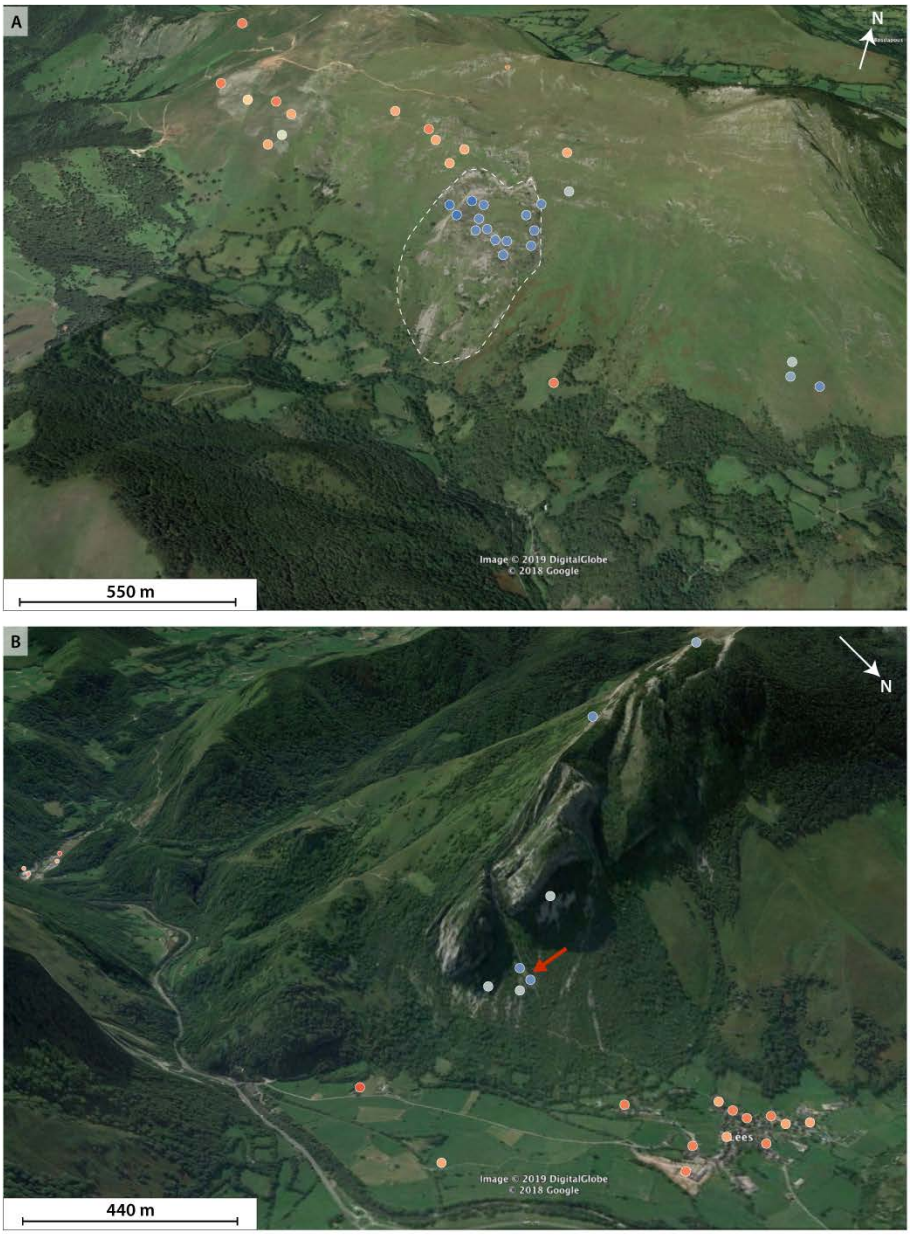


FIGURE 6.32: **Procédure appliquée pour le nettoyage de la base de données : exemples issus des données de la Vallée d'Aspe (images Google Earth).** Les cercles indiquent la localisation des points de mesure. La couleur de remplissage des cercles renseigne sur le type de mouvement vertical moyen : le rouge indique un soulèvement, le bleu une subsidence. A) Données indiquant un mouvement subsident au niveau du glissement de terrain du Layens, retirées de la base de données. B) Données indiquant un mouvement subsident associées à un glissement de terrain suspecté (flèche rouge), conservées dans la base de données.

La Figure 6.32.A fournit un exemple de mesures indiquant des mouvements moyens subsidents qui ont été retirées de la base de données initiale, puisqu'elles sont clairement localisées sur un glissement de terrain (glissement de terrain du Layens, décrit par Fabre et al. (2000)). Au contraire, les points de mesure subsidents indiqués sur la Figure 6.32.B n'ont pas été retirés car ils ne correspondent pas

à un glissement de terrain déjà décrit dans la littérature, et ne montrent pas d'indications claires de glissement sur les images satellites. Ces données semblent pourtant être associées à des processus de versants et seront donc à considérer avec précaution lors de l'étude des profils longitudinaux présentés ci-après (*cf.* Section 6.5.3).

Production des profils de vitesses verticales moyennes

Les résultats de cette étude InSAR sont présentés sous la forme de profils de vitesses moyennes des mouvements verticaux, réalisés perpendiculairement à l'axe de la chaîne. Ces profils sont construits par projection des données InSAR sur un axe centré sur un rectangle de 20 km de largeur environ (Fig. 6.33). A notre échelle d'étude, les données sont fortement bruitées par de fortes variations locales. Afin de mettre en évidence les tendances d'évolution des mouvements verticaux le long des profils, les vitesses sont filtrées en appliquant la méthode de Savitzky and Golay (1964), basée sur une régression polynômiale locale. Le résultat de ce filtre est représenté par les points bleus sur la Figure 6.34. Les courbes noires et rouges sont lissées par une méthode d'interpolation par fonction spline, à partir respectivement des données brutes et des données filtrées par la méthode de Savitzky and Golay (1964) (Fig. 6.34).

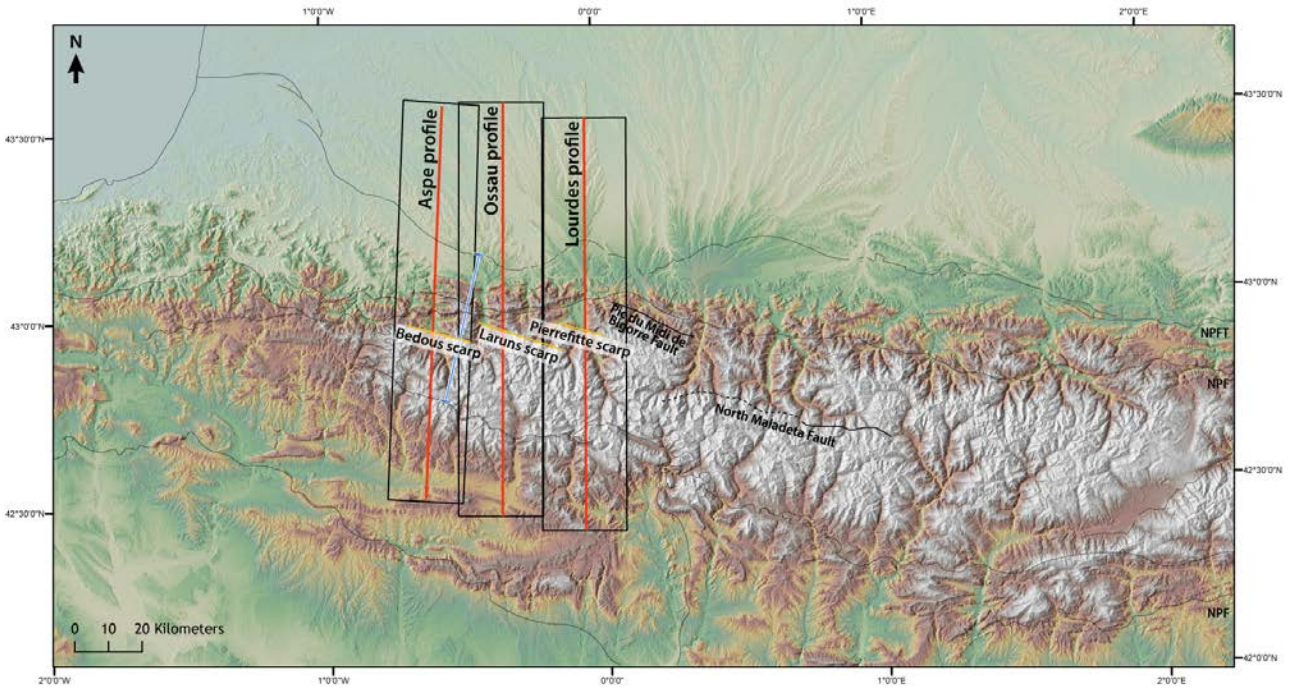


FIGURE 6.33: **Localisation des profils de vitesses moyennes des mouvements verticaux des Pyrénées occidentales.** Les axes rouges correspondent au tracé des profils. Les rectangles noirs délimitent la localisation des données projetées sur chacun des profils. NPFT : Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen ; NPF : Faille Nord Pyrénéenne ; SPF : Faille Sud Pyrénéenne.

Des profils topographiques sont également produits en utilisant la méthode proposée par Pérez-Peña et al. (2017) et sont alignés sur les profils de vitesses verticales pour comparaison (Fig. 6.34).

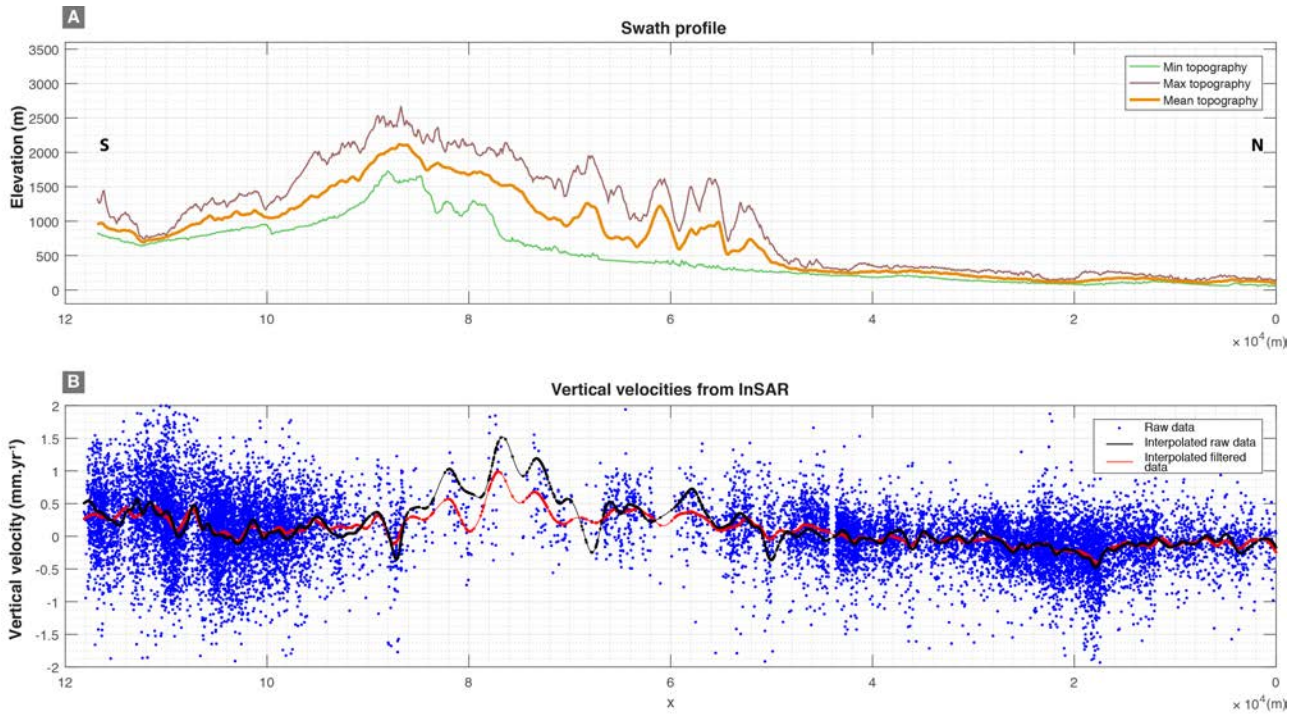


FIGURE 6.34: **Exemple-type de profil. A) Swath topographique montrant les altitudes minimale, moyenne, et maximale projetées du profil. B) Profil des vitesses moyennes des mouvements verticaux produit à partir des données InSAR.** Voir texte pour une description des méthodes d'obtention des différentes courbes.

6.5.3 Résultats

Profil des vitesses verticales moyennes - Vallée d'Aspe

Le profil Vallée d'Aspe est présenté Fig. 6.35. Si l'on se focalise sur la courbe des vitesses verticales brutes interpolées (courbe noire sur la Figure 6.35.B), le bassin d'Aquitaine est en subsidence entre les km 0 et 28 du profil (repère 1). Il est ensuite stable jusqu'au Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (repère 2). Dans la Zone nord-pyrénéenne, les données indiquent une région stable jusqu'au km 44 (repère 3). Au delà de ce secteur, vers le sud, la zone des Chaînons Béarnais est caractérisée par des vitesses moyennes annuelles en soulèvement (0 à 0,75 mm.an^{-1}). Deux zones très localisées de la Zone nord-pyrénéenne montrent des mouvements subsidents (km 50 et 68 indiqués par des flèches rouges sur la Figure 6.35.B). Les données subsidentes du km 50 sont liées à l'existence d'une zone fortement subsidente centrée sur le massif péridotitique d'Urdach. Au km 68, les données subsidentes correspondent au glissement de terrain suspecté que nous présentons sur la Figure 6.35.B. Ces tendances subsidentes disparaissent par ailleurs lorsque l'on applique le filtre de Savitzky and Golay (1964) aux données avant de les interpoler (courbe rouge sur la Figure 6.35.B). Elles ne reflètent pas une tendance générale. La Zone axiale est caractérisée par les vitesses verticales les plus importantes du profil (0,6 à 1,4 mm.an^{-1}) et par les altitudes les plus élevées de la topographie.

On met donc ici en évidence un soulèvement différentiel entre la Zone axiale et sa bordure nord.

La zone de transition qui sépare ces deux secteurs est située environ 3 km au sud de l'escarpement de Bedous (repère 4), à l'aplomb de la position de la Faille de Bedous donnée par Lacan (2008) sur sa coupe géologique (Fig. 6.35.C).

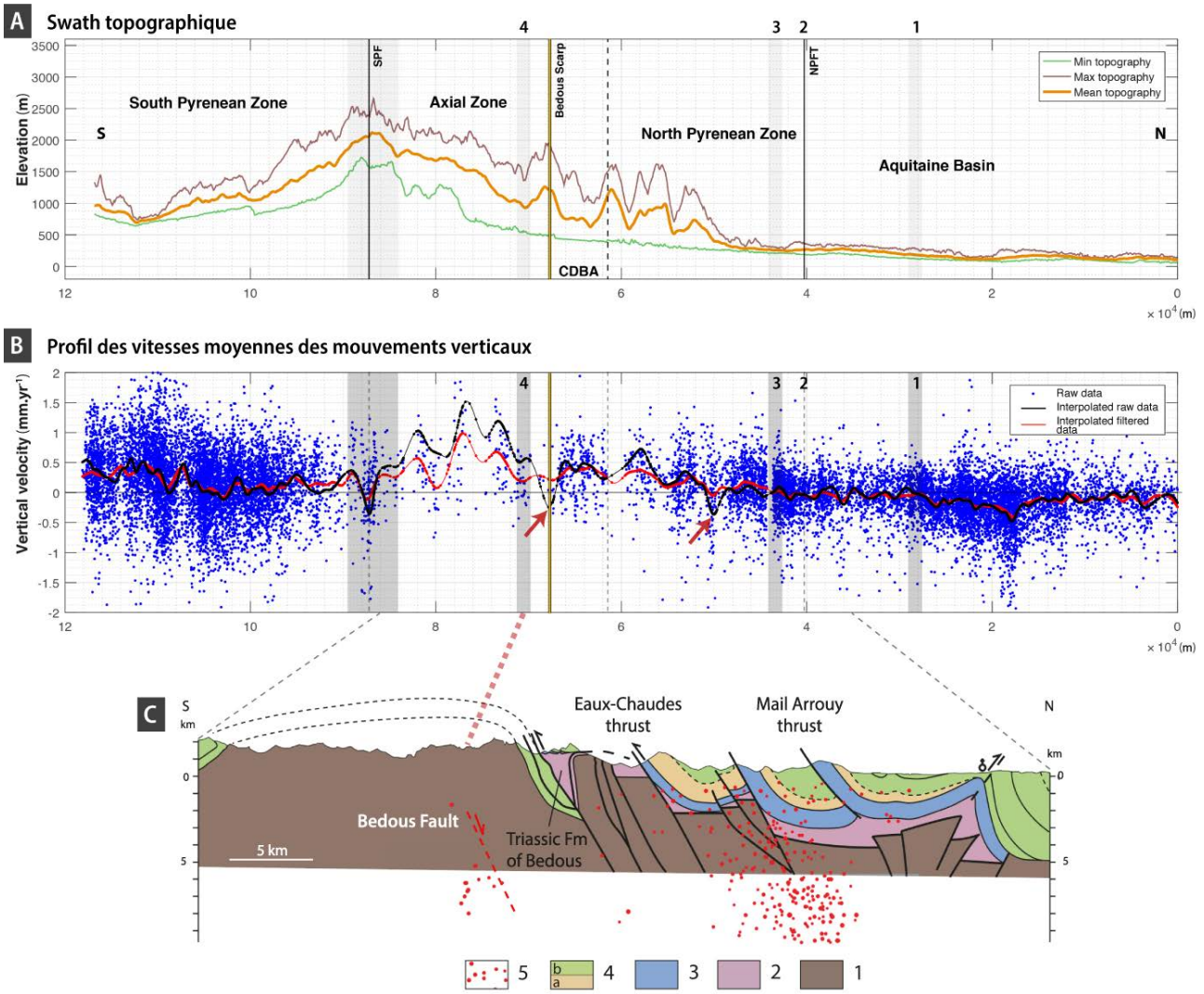


FIGURE 6.35: **A) Swath topographique montrant les altitudes minimale, moyenne et maximale du profil Vallée d'Aspe. B) Profil des vitesses moyennes des mouvements verticaux. C) Coupe géologique N-S de la Vallée d'Aspe (localisation Fig. 6.33). Les points rouges indiquent la sismicité instrumentale pour l'intervalle 1997-2007 (Source : Observatoire Midi-Pyrénées, Réseau de surveillance sismique des Pyrénées). Coupe redessinée d'après Lacan (2008). 1 : Socle paléozoïque. 2 : Trias. 3 : Jurassique à Barrémien. 4 : Albien-Maastrichtien (a, Calcaires urgoniens ; flysch et conglomérats). 5 : Sismicité instrumentale (1997-2007).** Les bandes grises ajoutées sur les profils A) et B) indiquent les zones de contrastes de vitesses. NPFT : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen ; SPF : Faille Sud Pyrénéenne ; CDBA : Couloir de Décrochement de Bielle-Accous.

Sur le versant sud de la chaîne, les données sont plus difficiles à interpréter car la gamme des vitesses est très étendue, sans évidences de glissements de terrain (Fig. 6.36). La grande tendance fournie par l'interpolation des données montre un léger soulèvement de la Zone sud-pyrénéenne ($< 0{,}5$ mm.an^{-1}).

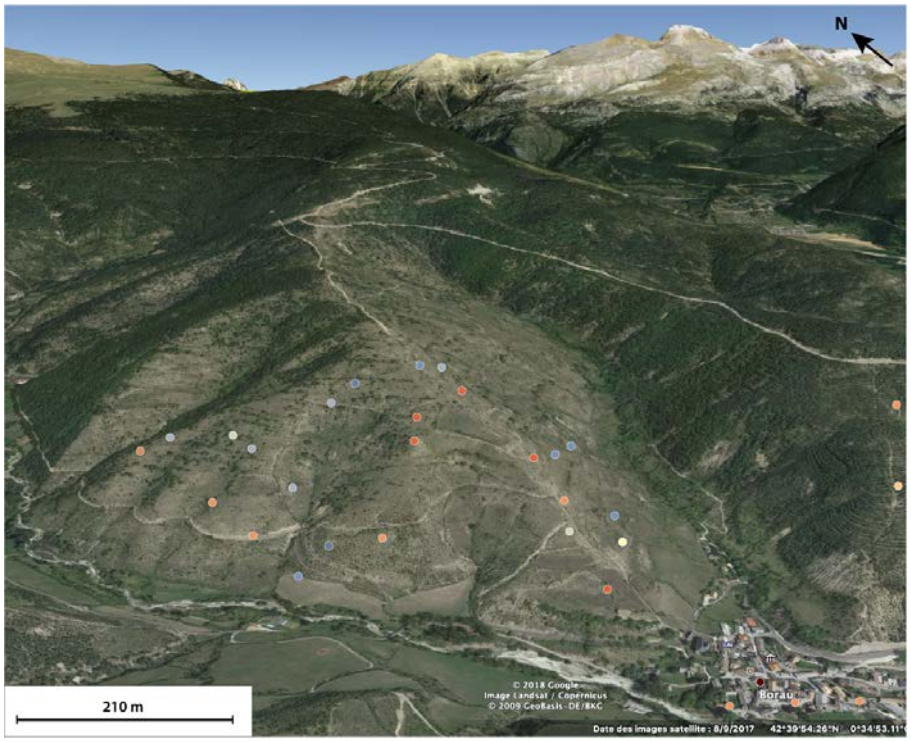


FIGURE 6.36: **Type de données observées sur le versant sud de la chaîne (image Google Earth).** Des données en subsidence (cercles bleus, valeur minimale : -1,9 mm.an^{-1}) coexistent avec des données en soulèvement (cercles rouges, valeur maximale : + 2,4 mm.an^{-1}) en l'absence d'indices de processus de surface.

Profil Vallée d'Ossau

Le profil Vallée d'Ossau est présenté Fig. 6.37. La courbe des vitesses verticales brutes interpolées montre l'existence de mouvements très légèrement subsidents dans le bassin d'Aquitaine jusqu'au km 43 du profil (repère 1). Au-delà, le bassin d'Aquitaine puis la Zone nord-pyrénéenne montrent un faible soulèvement jusqu'au km 56 (repère 2). Le soulèvement devient ensuite significatif (0,25 - 1,25 mm.an^{-1}) jusqu'au km 87 du profil (repère 3). Cette zone de soulèvement important englobe la moitié sud de la Zone nord-pyrénéenne, ainsi qu'une grande partie de la Zone axiale. Une accélération du soulèvement est observée au km 69 du profil, dans la Zone axiale (flèche rouge sur la Figure 6.37). Comme dans le profil « Vallée d'Aspe », les données sont fortement bruitées sur le versant sud de la chaîne. Si l'on se fie aux grandes tendances, la Zone sud-pyrénéenne montre un léger soulèvement ($<$ 0,5 mm.an^{-1}).

Le profil Vallée d'Ossau semble ainsi montrer, comme pour le profil d'Aspe, un soulèvement différentiel du cœur de la Zone axiale par rapport à sa bordure nord et à la Zone nord-pyrénéenne, dont la zone de contraste serait située à proximité de l'escarpement de Laruns. Si cette accélération semble très localisée au sud de l'escarpement de Laruns, on note cependant qu'un nombre très réduit de points de mesure est disponible sur ce profil entre les km 70 et 87, ce qui rend la vitesse moyenne calculée sur ce tronçon discutable. On ne peut donc pas, à partir de ce profil Vallée d'Ossau seul, conclure avec certitude à l'existence de ce soulèvement différentiel.

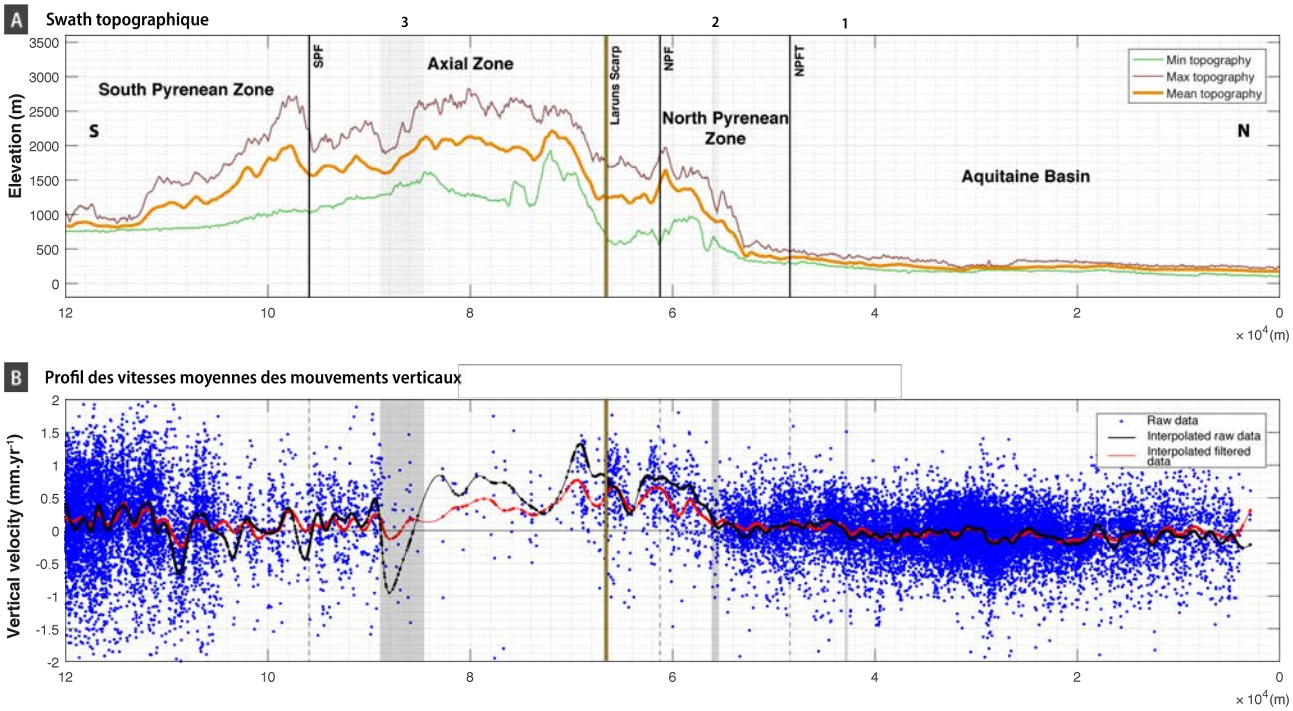


FIGURE 6.37: **A) Swath topographique montrant les altitudes minimale, moyenne, et maximale projetées du profil Vallée d'Ossau. B) Profil des vitesses moyennes des mouvements verticaux.** Les bandes grises ajoutées sur les profils indiquent les zones de contrastes de vitesses. NPFT : Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen ; NPF : Faille Nord Pyrénéenne ; SPF : Faille Sud Pyrénéenne.

Profil Vallée de Lourdes

Le profil Vallée de Lourdes est présenté Fig. 6.38. La courbe des vitesses verticales interpolées montre l'existence de mouvements en très léger soulèvement dans le bassin d'Aquitaine entre les km 0,9 et 24 du profil (repères 1 et 2). Au-delà, en direction du sud, les données n'indiquent pas de mouvements verticaux significatifs jusqu'au km 51 du profil (repère 3). Les premiers mouvements verticaux conséquents (0,15 - 0,70 mm.an^{-1}) sont enregistrés entre les km 51 et 65 (repères 3 et 4), *i.e.* 3 km au sud des premiers reliefs rencontrés le long du profil. Au-delà du km 65 et jusqu'au km 96 (repère 5), les données indiquent un soulèvement plus important (0,2 - 1,25 mm.an^{-1}). Là encore, il faut noter le nombre restreint de points de mesure sur cette portion du profil. Cependant, ces données montrent une bonne cohérence, ce qui nous autorise à conclure à un soulèvement différentiel du cœur de la Zone axiale par rapport à sa bordure nord dans la Vallée d'Ossau. La zone de transition entre ces deux portions de la Zone axiale se trouve à 1 km au sud de l'escarpement de Pierrefitte. Au sud du km 96, sur le versant espagnol de la chaîne, les données sont légèrement moins bruitées que dans les deux profils précédents et semblent indiquer une stabilité des terrains, hormis entre les km 109 et 116 où les données indiquent une zone en subsidence (flèche rouge sur la Figure 6.38.B).

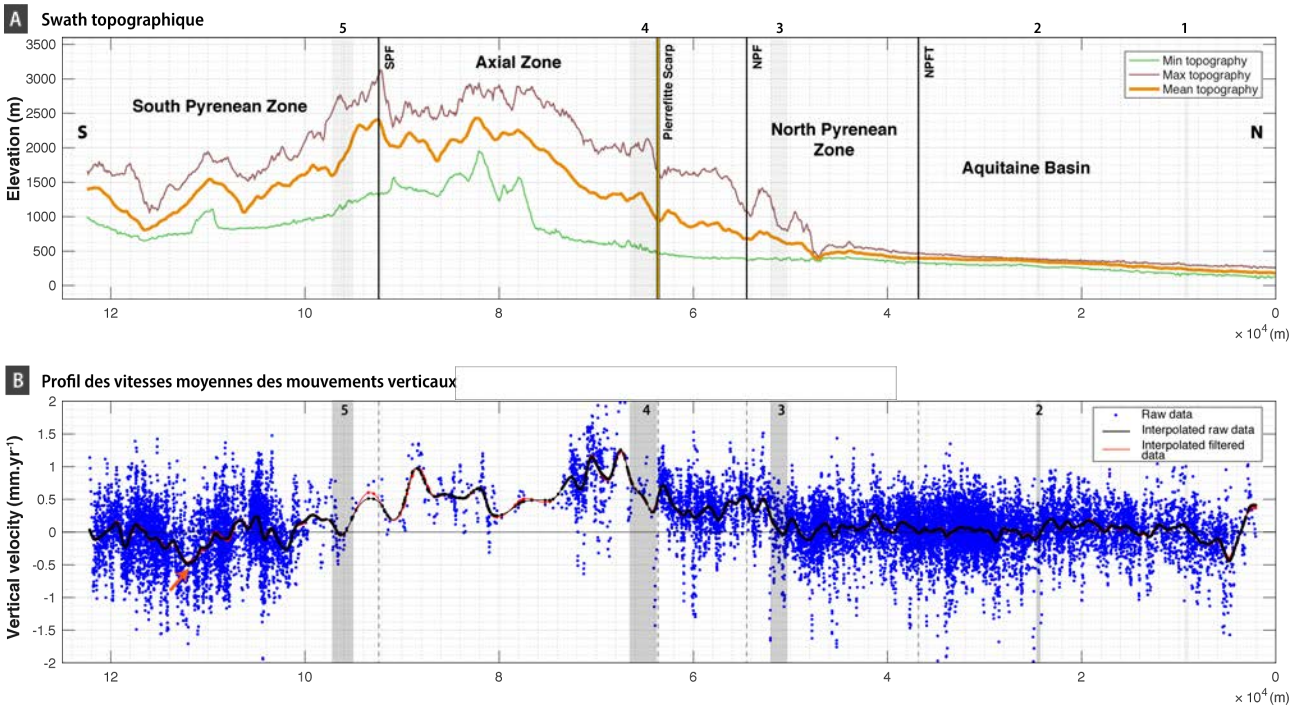


FIGURE 6.38: **A) Swath topographique montrant les altitudes minimale, moyenne, et maximale projetées du profil Vallée de Lourdes. B) Profil des vitesses moyennes des mouvements verticaux.** Les bandes grises ajoutées sur les profils A) et B) indiquent les zones de contrastes de vitesses. NPFT : Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen ; NPF : Faille Nord Pyrénéenne ; SPF : Faille Sud Pyrénéenne.

6.5.4 Discussion

L'analyse des trois profils de vitesses verticales moyennes réalisés dans les Pyrénées occidentales montre des résultats relativement similaires. La portion sud de la Zone nord-pyrénéenne ainsi que la Zone axiale montrent systématiquement un soulèvement différentiel par rapport à l'avant-pays nord pyrénéen. Les données observées dans la Zone sud-pyrénéenne sont extrêmement bruitées et ne permettent pas de déduire des mouvements verticaux. L'hypothèse d'un soulèvement différentiel de la chaîne par rapport à son avant-pays au cours de l'intervalle Miocène-actuel a été proposée au terme de notre analyse morphométrique des incisions en Vallée d'Aspe (Section 6.4.3). Les seules données présentées dans cette étude n'ont pas permis de démontrer formellement ce soulèvement. Le soulèvement actuel de la chaîne par rapport à l'avant-pays démontré par le jeu de données InSAR dans les Pyrénées occidentales vient appuyer cette hypothèse. Il serait, par conséquent, intéressant d'étendre l'analyse morphométrique des incisions à l'ensemble des Pyrénées occidentales afin de vérifier si l'on retrouve systématiquement le même schéma d'incision différentielle entre les reliefs de la chaîne (Zone axiale et partie méridionale de la Zone nord-pyrénéenne) et l'avant-pays.

L'étude des profils de vitesses verticales réalisés en vallées d'Aspe, d'Ossau et de Lourdes permet également de mettre en évidence un soulèvement différentiel de la Zone axiale par rapport à sa bordure

nord. La zone de transition entre la zone qui montre un soulèvement rapide (jusqu'à 1,4 mm.an^{-1}) et celle qui montre un soulèvement modéré (0 à 0,75 mm.an^{-1}) se trouve toujours dans la partie septentrionale de la Zone axiale, quelques km au sud des escarpements de Bedous, Laruns et Pierrefitte. Les failles associées à ses escarpements semblent donc bien accommoder un soulèvement différentiel actuel de la Zone axiale par rapport à sa bordure nord, conformément à (i) l'idée proposée par Lacan and Ortuño (2012) pour l'époque quaternaire, et (ii) aux conclusions de l'analyse morphométrique menée en Vallée d'Aspe pour l'intervalle Miocène-actuel (Section 6.4.3). Ici encore, il paraît pertinent d'étendre l'analyse morphométrique aux vallées voisines des Pyrénées occidentales afin de vérifier si l'on y retrouve le même schéma d'incision différentielle entre la Zone axiale et sa bordure nord.

L'existence de soulèvements différentiels au sein de la chaîne des Pyrénées pendant la période post-compressive a déjà été suggérée par différents auteurs, en différents endroits de la chaîne (*Cf.* Chapitre 7 pour une synthèse de ces publications). Au vu des données InSAR présentées dans ce chapitre, le soulèvement est toujours effectif actuellement, au moins dans les Pyrénées occidentales. Bien que la chaîne des Pyrénées montre aujourd'hui des taux de convergence très limités (Macchiavelli et al., 2017), voire de l'extension (Asensio et al., 2012; Rigo et al., 2015; Nguyen et al., 2016), les valeurs de soulèvement observées dans la Zone axiale correspondent aux valeurs observées dans les orogènes modernes (*e.g.* Finisterre Range, Papouasie Nouvelle-guinée ; Abbott et al., 1997). La longueur d'onde du soulèvement des Pyrénées ainsi que le ou les processus qui le contrôlent restent à élucider.

6.6 Confrontation des données présentées dans les chapitres 5 et 6

Les données présentées dans les chapitres 5 et 6 ont, de manière indépendante, permis d'aboutir à la conclusion d'un (de phases de) soulèvement des Pyrénées durant la période post-compressive. En effet, l'absence de préservation de l'information géochronologique par les oxydes de manganèse potassiques pendant l'intervalle Crétacé supérieur - Quaternaire est le plus simplement expliquée par la réactivation des profils d'altération, qui est en partie contrôlée par le soulèvement des surfaces. Ce soulèvement a dû être suffisamment lent pour autoriser la réactivation des profils tout en permettant leur préservation. Les travaux de géomorphologie quantitative menés dans le Chapitre 6 ont également permis d'aboutir à la conclusion d'un soulèvement affectant la Zone axiale (et possiblement la portion méridionale de la Zone nord-pyrénéenne). Ce soulèvement a probablement débuté au cours du Miocène (Langhien, *ca.* 16 Ma), s'est intensifié au Tortonien (*ca.* 11 Ma) et a continué jusqu'à l'actuel. Enfin, l'étude des données InSAR a révélé l'existence d'un soulèvement actuel de la chaîne dans les Pyrénées occidentales. Ici encore, un soulèvement différentiel de la Zone axiale par rapport à

sa bordure septentrionale a été mis en évidence.

Dans le Chapitre 7, nous présentons une synthèse des indices de mouvements verticaux à l'échelle de l'Europe de l'Ouest durant la période post-compressive. Cette synthèse permet de confirmer l'existence d'un soulèvement post-compressif dans les Pyrénées et d'en estimer l'amplitude et la longueur d'onde. Nous discutons les moteurs possibles du soulèvement post-compressif des Pyrénées en nous appuyant sur les informations fournies par cette synthèse.

Chapitre 7

Evidence and possible origins of a Middle Miocene to present-day uplift around a fossilized plate boundary : far-field effects in the Iberian and Eurasian plates ?

Sommaire

7.1 Résumé étendu 269

7.2 Introduction 271

7.3 European-scale synthesis of vertical motion evidence 272

7.3.1 Methods 272

7.3.2 European-scale vertical motion synthesis maps for the Langhian - present-day interval 276

7.3.2.1 Langhian - Serravallian interval (16 - 11 Ma) 276

7.3.2.2 Tortonian - Messinian interval (11 - 5 Ma) 278

7.3.2.3 Pliocene (5 - 2,5 Ma) 280

7.3.2.4 Quaternary - present-day interval (2,5 - 0 Ma) 282

7.3.3 Discussion 284

Les chapitres 5 et 6 ont, de manière indépendante, permis de conclure à un probable soulèvement de la chaîne des Pyrénées durant la période post-compressive. Un tel soulèvement a déjà été suggéré à l'échelle locale dans les Pyrénées (*e.g.* Calvet, 1996; Ortuño et al., 2013; Calvet et al., 2015a; Suc and Fauquette, 2012; Vanara et al., 1997), mais les différents indices n'ont jamais été intégrés à l'échelle de la chaîne. Différents moteurs ont été proposés pour expliquer cette surrection, parmi lesquels : (i) le fonctionnement de failles normales dû à un effondrement post-compressif de la chaîne ou à une réponse flexurale liée à la dénudation de la chaîne et/ou à la déglaciation (Briais et al., 1990; Lacan and Ortuño, 2012; Ortuño et al., 2013; Vernant et al., 2013; Genti et al., 2016; Ortuño and Viaplana-Muzas, 2018), (ii) un effet thermique résultant d'un amincissement de la racine lithosphérique des Pyrénées orientales (Gunnell et al., 2008). Les modèles (i) et (ii) sont majoritairement basés sur des observations de terrain localisées et ne rendent pas compte de l'ensemble des indices de soulèvement dans la chaîne. De plus, l'amplitude verticale maximale du soulèvement lié à une réponse flexurale a été estimée à 400 m (Babault et al., 2005a), ce qui est largement en dessous des valeurs de soulèvement proposées à l'échelle locale dans la chaîne (*e.g. ca.* 1000 m dans les Pyrénées orientales (Suc and Fauquette, 2012), centrales (Ortuño et al., 2013) et occidentales (Vanara et al., 1997). Dans ce chapitre, nous présentons la synthèse des indices de mouvements verticaux à l'échelle des Pyrénées et de l'Europe de l'Ouest durant l'intervalle Miocène - actuel. Cette synthèse permet de confirmer l'existence d'un soulèvement post-compressif dans les Pyrénées et d'en estimer l'amplitude et la longueur d'onde. Nous discutons les moteurs possibles du soulèvement post-compressif des Pyrénées dans le cadre de la géodynamique à l'échelle de l'Europe de l'Ouest en nous appuyant sur les informations fournies par cette synthèse.

Le travail présenté dans ce chapitre fera prochainement l'objet d'une publication et est donc présenté en anglais. Un résumé en français est fourni dans la section qui suit.

7.1 Résumé étendu

La mise en évidence d'épisodes de soulèvement intervenus par le passé est généralement difficile car la majorité des marqueurs géologiques du soulèvement sont également sous contrôle des variations climatiques et eustatiques (Molnar and England, 1990). Le meilleur moyen de s'affranchir de ce problème est de croiser un maximum d'informations, issues de différentes disciplines de la géologie. Cette étude présente le résultat d'une compilation des marqueurs du soulèvement à l'échelle de l'Europe de l'ouest pour la période Miocène - actuel. La confrontation des données de la géomorphologie (terrasses marines et dépôts côtiers soulevés, terrasses fluviales et vallées incisées, incisions karstiques), de la palynochronologie et de la thermochronologie basse température permet de confirmer l'existence d'un soulèvement des Pyrénées durant la période post-compressive et de replacer cet événement dans le

cadre plus large des plaques Afrique et Eurasie (Fig. 7.1).

Les premiers indices de soulèvement apparaissent au Langhien - Serravallien (16-11 Ma, Fig. 7.2), principalement au niveau des limites actives des plaques Afrique et Eurasie (Arc bético-rifain et Alpes). A partir du Tortonien (11 Ma, Fig. 7.3), les indices de soulèvement se multiplient au niveau de ces chaînes de montagnes. Des indications de soulèvement commencent également à apparaître dans les domaines intraplaques (Système Central Ibérique, Pyrénées et Massif central). Au cours du Pliocène et du Quaternaire, ces indices deviennent de plus en plus nombreux et sont observés à des distances de plus en plus grandes des limites de plaques actives vers le nord (Fig. 7.4 et 7.5). L'amplitude verticale du soulèvement apparaît maximale dans les chaînes de collision actives et au niveau des Pyrénées.

La corrélation temporelle existant entre l'accélération du soulèvement au niveau des limites de plaques actives et l'initiation d'un soulèvement au sein des domaines intraplaques à partir du Tortonien suggère un transfert de la déformation depuis les limites en convergence vers les domaines intraplaques (effet "*far-field*"). La propagation de la déformation vers le nord entre le Tortonien et le Quaternaire renforce cette hypothèse. Certains auteurs ont déjà proposé l'existence d'un tel effet far-field à l'échelle de la micro-plaque Ibérie pour expliquer les déformations que l'on observe jusqu'à la Chaîne cantabrique (Cloetingh et al., 2002; De Bruijne and Andriessen, 2002; Quintana et al., 2015). Du fait de l'existence d'indices de soulèvement au delà de l'Ibérie et de la synchronicité des événements dans les Alpes et l'Arc bético-rifain, nous proposons d'expliquer la déformation Néogène en Europe de l'ouest par un effet far-field lié à la convergence en cours au niveau des deux limites de plaques. La présence d'une croûte épaissie dans les Pyrénées pourrait expliquer l'amplitude très importante du soulèvement dans les Pyrénées, en comparaison des autres domaines intraplaques.

Il est important de noter que le Tortonien ne correspond pas à la phase orogénique majeure au niveau des limites de plaques actives, ces phases ayant été datées à l'Eocène dans l'arc bético-rifain et à l'Oligo-Miocène dans les Alpes (Michard et al., 2002; Garzanti and Malusà, 2008). La reprise du soulèvement dans ces secteurs peut être mise en relation avec une modification de la direction générale de convergence Afrique - Eurasie (*e.g.* Rodríguez-Fernández et al., 2011). En effet, le mouvement de la plaque Afrique par rapport à l'Eurasie est passé de nord-nord-est à nord-ouest au Miocène moyen - supérieur (Dewey et al., 1989; Mazzoli and Helman, 1994; Macchiavelli et al., 2017). Cette réorientation pourrait être mise en parallèle avec la découverte d'une réorganisation majeure des directions et taux d'accrétion en Atlantique au cours du Pliocène (Cloetingh et al., 1990). Une telle réorientation pourrait également expliquer le soulèvement intervenu au Banc de Gorringe durant l'intervalle Tortonien - Messinien (Sallarès et al., 2013). D'autres interprétations ont été données pour expliquer les différents indices de soulèvement en Europe de l'ouest au cours du Néogène, à partir d'études à des échelles

plus locales. Ainsi, certains auteurs ont proposé d'expliquer le soulèvement par un bombement lié à l'activité des points chauds du Massif central (Granet et al., 1995), du Massif rhénan (Ritter et al., 2001), de la marge est-ibérique (Cloetingh et al., 2005), et même du point chaud islandais (Japsen and Chalmers, 2000). D'autres auteurs ont proposé d'expliquer le soulèvement tardi-cénozoïque des Alpes et de l'Arc bético-rifain par la rupture des panneaux plongeants sous-jacents (*e.g.* Zeck et al., 1992; Fox et al., 2015). Nous préférons l'hypothèse d'un effet "far-field" puisque l'activité des points chauds ou les ruptures de slab ne permettent pas d'expliquer l'extension géographique des indices de soulèvement ainsi que la propagation vers le nord de la déformation. D'autres mécanismes ont bien sûr pu se superposer à cet effet far-field, en particulier une réponse flexurale liée à l'érosion dans les Pyrénées.

7.2 Introduction

Inferring past uplifts from present-day geological records requires many precautions. Indeed, the relative effects of tectonic forcing and of variations in climate and eustasy on relief production, and on erosion or exhumation rates are generally difficult to discriminate (*e.g.* Molnar and England, 1990; Wobus et al., 2010; Whittaker, 2012). In that framework, the occurrence of a late Cenozoic tectonic uplift in many orogenic domains worldwide has been the subject of an active debate over the past three decades (*e.g.* Raymo et al., 1988; Herman et al., 2013; Bridgland and Westaway, 2014). In the pioneering article of this debate, Molnar and England (1990) showed that many datasets which were initially interpreted as demonstrative of tectonic uplift could be explained by a climatic effect alone.

With those warnings in mind, determining whether uplift occurred during the middle Miocene to present-day period near the fossilized boundary of the Iberian and Eurasian plates is not straightforward. In particular, in the Pyrenean range, the occurrence of a tectonic post-shortening uplift is a matter of some debate (*e.g.* Calvet, 1996; Coney et al., 1996; Babault et al., 2007; Calvet et al., 2015a; Ortuño and Viaplana-Muzas, 2018). The Pyrenean range post-shortening evolution has been the focus of many recent studies, using various analytical methods (among them low temperature thermochronology, karstochronology and palynochronology) which independently suggest but hardly succeed in demonstrating the occurrence of post-shortening uplift. We thus believe that only crossing the information given by each analytical method will allow to discriminate the main forcing mechanism between climate, eustasy and tectonics accounting for the local increases in exhumation, incision and erosion rates.

7.3 European-scale synthesis of vertical motion evidence from Miocene to present-day

7.3.1 Methods

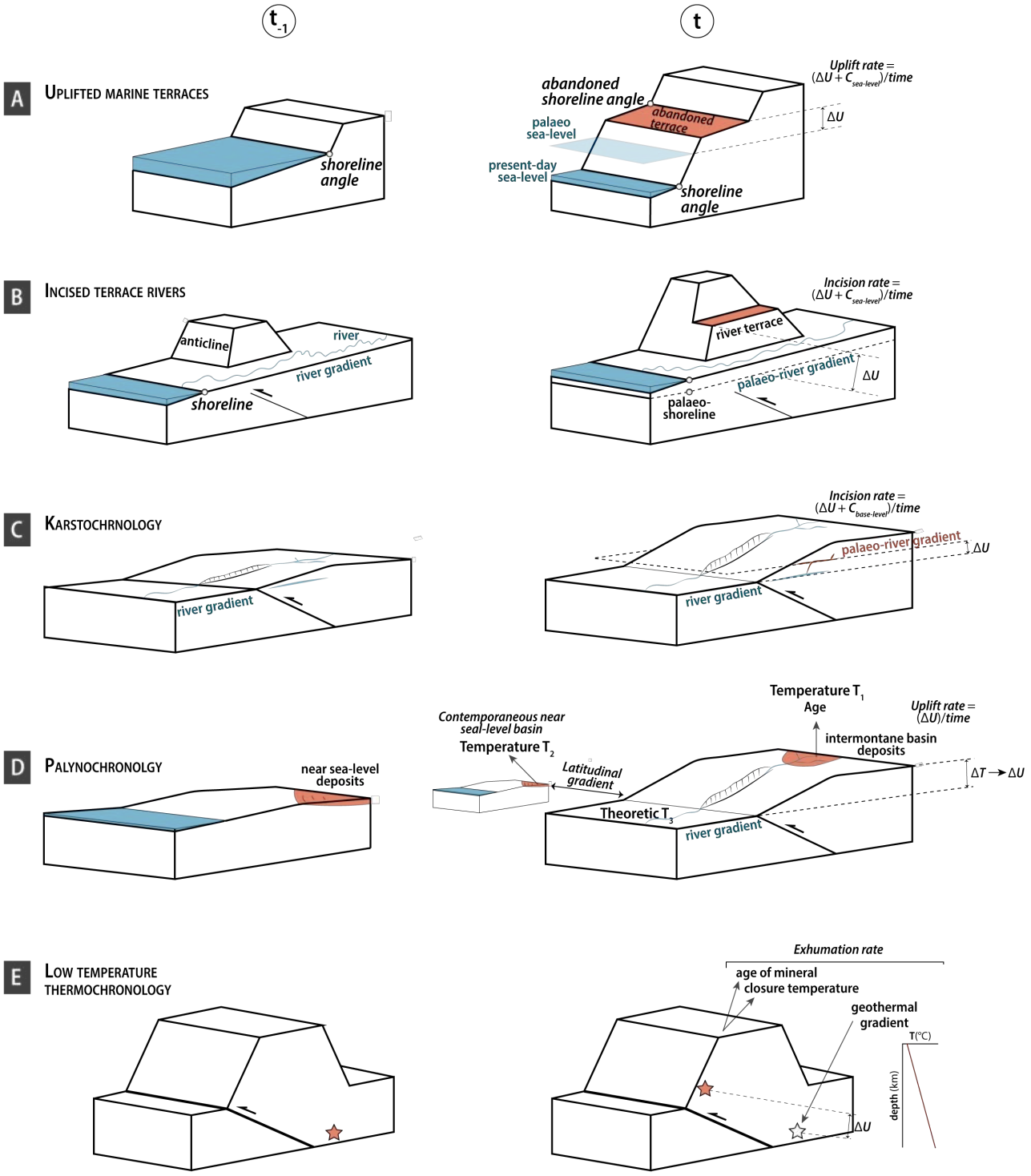


FIGURE 7.1: **Schematic diagrams of the geomorphological evolution of the five geologic data sources used in this study.** See text for further explanation. Based on Niemi et al. (2008) and Fauquette (2017).

The maximum number of evidence of vertical motion was collected from published papers and grouped in a database. These pieces of evidence are based on seven principal geologic data sources, namely : marine terraces and uplifted shoreline markers, incised river terraces and valley entrenchment, palynochronology, karstochronology, thermochronology. We briefly present each type of data source in the following in order to discuss the information they provide and their possible limitations.

- Marine terraces and uplifted shoreline deposits

Marine terraces correspond to emerged marine platforms (*Cf.* Chapter 1, Section 1.2.2.3). They develop as a consequence of drops in relative sea level, either due to eustasy or uplift. When sea level is well-constrained, marine terraces thus allow to infer precise absolute vertical motion (*e.g.* Bloom et al., 1974; Pedoja et al., 2018). Relative uplift is easily calculated by substracting the terrace elevation measured near its inland back-edge ("shoreline angle") to the modern shoreline angle elevation (Niemi et al., 2008). Absolute uplift is calculated by correcting the relative uplift amount from the highstand elevation of the corresponding sea-level stage (Fig. 7.1.A ; Niemi et al., 2008). This is only possible when the terrace age is well-constrained. Uplifted shoreline deposits provide equivalent information to that of marine terraces.

- Incised river terraces and valley entrenchment

Like marine terraces and uplifted shoreline deposits, river terraces are formed when a portion of a riverbed is isolated from inundation (Fig. 7.1.B ; Niemi et al., 2008). Two classes of river terraces are typically distinguished : aggradational and erosional terraces. The former result from downcutting in aggraded alluvium along a river's course, which leaves the previous aggradational surface abandoned as a terrace (Burbank and Anderson, 2011). The latter can form either by : (i) incision into alluvium until the river reaches an equilibrium during which incision ceases and the river bevels sideways into the valley fill, or (ii) incision into bedrock until the river reaches an equilibrium during which a broad and flat bedrock surface is created and subsequently incised. The signal can become more complex if the river switches its course back and forth during incision (Burbank and Anderson, 2011). Tectonic uplift may be inferred provided that the climatic and eustatic controls can be ruled out. In such cases, the age of the terraces must be known in order to infer tectonic uplift rates. Inferring uplift from abandoned terraces implies the simplifying assumption that one terrace along a river represents an isochronous surface. This is not always true due to the complexity of a river response to changes in controlling parameters (Burbank and Anderson, 2011).

Valley entrenchment in the absence of fluvial terraces can also allow to bring to light uplift events

in some particular cases. Like incision into river terraces, valley entrenchment can be demonstrated to be the consequence of uplift if climatic, eustatic and lithological parameters can be ruled out. Providing that the incision can be dated (*e.g.* some geomorphological markers can be dated on the valley flanks, ideally on top of the incisions ; the incision can be correlated with well-dated continental deposits, *etc.*...), uplift rates may be inferred. The simplifying assumption of synchronicity of incision along valley is also made here.

- Karstochronology

This method was presented in Chapter 6 (Section 6.2.2.1). It is based on the cosmogenic radionuclide dating of successive endokarst levels. Given that these levels correspond to river palaeo-base levels, incision rates can be calculated by measuring the elevation difference between two karst levels and dividing it by the elapsed time (Fig. 7.1.C ; Granger et al., 2001). Incision rates in karsts are thus equivalent to river incision rates. They can be attributed to uplift if climatic and eustatic forcings can be ruled out. Methodological biases come from the type of material which is dated. Indeed, measured radionuclide concentrations in river sediments might be influenced by the pre-burial history of these sediments (Sartégou et al., 2018a). The karstochronological record also depends on the number of preserved palaeo-base levels preserved, which depends on the incision rate (Sartégou, 2017).

- Palynochronology

Palynochronology is a very good tool to retrace palaeoaltitudes in mountain ranges. All palynochronological data presented in this synthesis were obtained in the Pyrenees and are based on the method developed by S. Fauquette and J-P Suc. This method relies upon the identification and dating of pollen grains deposited in detrital sedimentary formations of intermontane basins. For low-lying sedimentary basins, minimal elevations of upstream reliefs are deduced after : (i) reconstruction of the past climate for the considered time period, based on pollen data ; (ii) identification of the species which represent the highest belt of vegetation ; (iii) comparison with modern vegetation belts of areas characterized by a climate equivalent to the reconstructed past climate (Troll, 1973; Fauquette et al., 1998a,b, 1999). In the particular case of intermontane basins, since the initial elevation is unknown, comparison is systematically made with a contemporaneous site located near the sea level (Suc and Fauquette, 2012). Providing that the difference in latitude between the two sites is known, it is possible to deduce the hypothetical palaeotemperature of the intermontane site if it were at the sea level. The difference between this latter palaeotemperature and the reconstructed palaeotemperature from pollen data in the intermontane basin allows to infer the palaeoaltitude of the continental site (Fig. 7.1.D). Uplift

rates can be calculated from the difference between several palaeoaltitudes since their timing are necessarily well-constrained. It can also be calculated from the difference between a single palaeoaltitude and the present-day elevation of the intermontane basin. The main simplifying assumption of this method is the hypothesis of actualism. Palynochronology might be irrelevant for very ancient pollen data. Biases might also be introduced due to the influence of local parameters such as the nature of the soil and slope orientation on altitudinal distribution on the vegetation. This can be overcome by large-scale studies (Fauquette, 2017). A main limitation of this method is its dependency on the preservation of pollen grains in continental basins, which is difficult due to the sensitivity of pollen grains to oxidation (Fauquette, 2017). Hence, the palynochronological record is very incomplete in the Pyrenees.

- Thermochronology

Low temperature thermochronology allows to infer erosion histories based on two different dating systems, namely : (U-Th)/He and fission-track systems. Both systems can be applied to apatite and zircon minerals. Thermochronometers are characterized by a temperature window over which the daughter product (^{4}He or damage tracks for (U-Th)/He and fission-track dating respectively) starts to be retained in the system. The amount of both parent nuclide and daughter product within a crystal allows to infer the cooling age, which represents the time when the crystal passed through this temperature window (Peyton and Carrapa, 2013). Closure temperature ranges of low temperature thermochronometers are given in Table 7.1. Each closure temperature is a proxy for depth assuming a geothermal gradient (*ca.* 30°C.km^{-1}). Accurate time-Temperature paths can be reconstructed through a combination of various thermochronological systems. Cooling of rocks may result from exhumation or from thermal processes at depth (*e.g.* cold fluid flow ; Ehlers, 2005). Exhumation, which is of particular interest here, is defined as the upward displacement of rock with respect to the surface (England and Molnar, 1990). It may result either from erosion or tectonic exhumation (*e.g.* footwall exhumation due to normal faulting). Hence, erosion rates can be deduced from low temperature thermochronology datasets.

Since uplift is an important driver of erosion (*e.g.* Champagnac et al., 2014), cooling of rocks indicated by low temperature thermochronology may be interpreted as a consequence of uplift (Fig. 7.1.E), providing that the geological constraints allow to discard a climatically-induced exhumation. Given the complexity of erosional systems, it is not straightforward to deduce vertical motion rates from erosion rates. We thus look at contrasts in the rates of cooling through time rather than at absolute values. The main bias of this method is the assumption of a geothermal gradient, whereas the gradient is almost never reliably defined at the local scale (Burbank and Anderson, 2011). Moreo-

ver, assuming a geothermal gradient of *ca.* 30°C.km^{-1}, reset of low temperature thermochronological systems requires at least more than 1,3 km of exhumation. Low temperature thermochronology thus only provides information on high vertical amplitude phenomena.

TABLE 7.1: **Radiometric dating systems and closure temperatures for zircon and apatite.** Based on Peyton and Carrapa (2013).

Mineral	Dating system	Closure temperature (°C)
Zircon	Fission track	180 - 350
Apatite	Fission track	60 - 120
Zircon	(U-Th)/He	130 - 190
Apatite	(U-Th)/He	40 - 70

We synthesize the evidence of vertical motion on four maps corresponding to four successive time intervals. The type of data source is given by the colour of the symbols. The shape of the symbols indicates the information provided by the data source (uplift or erosion). Simple symbols correspond to unquantified data, whereas duplicated symbols indicate quantified data. Finally, we also show in shaded areas the regions for which the absence of significant vertical motion was demonstrated (uplift or erosion rates < 0.05 mm.yr^{-1}).

7.3.2 European-scale vertical motion synthesis maps for the Langhian - present-day interval

Since vertical motion indications are very scarce in the Aquitanian - Burdigalian interval, the first map we provide starts in Langhian times (16 Ma).

7.3.2.1 Langhian - Serravallian interval (16 - 11 Ma)

During this time interval, few pieces of evidence of vertical motion are recorded at the Western Europe-scale (Fig. 7.2). These pieces of evidence are mainly located in and around the Alps, which correspond to an active boundary between the Eurasia - Africa plates. In the Rif - Betics arc, which also represents an active plate boundary, only one indication of uplift was found in the literature. The southern part of the French Massif Central, which corresponds to an intracontinental area, also registered uplift. In the Pyrenees and its foreland, while low temperature thermochronology data mainly indicate no uplift for this time interval, whereas valley entrenchment in the Aspe Valley is demonstrative of limited uplift.

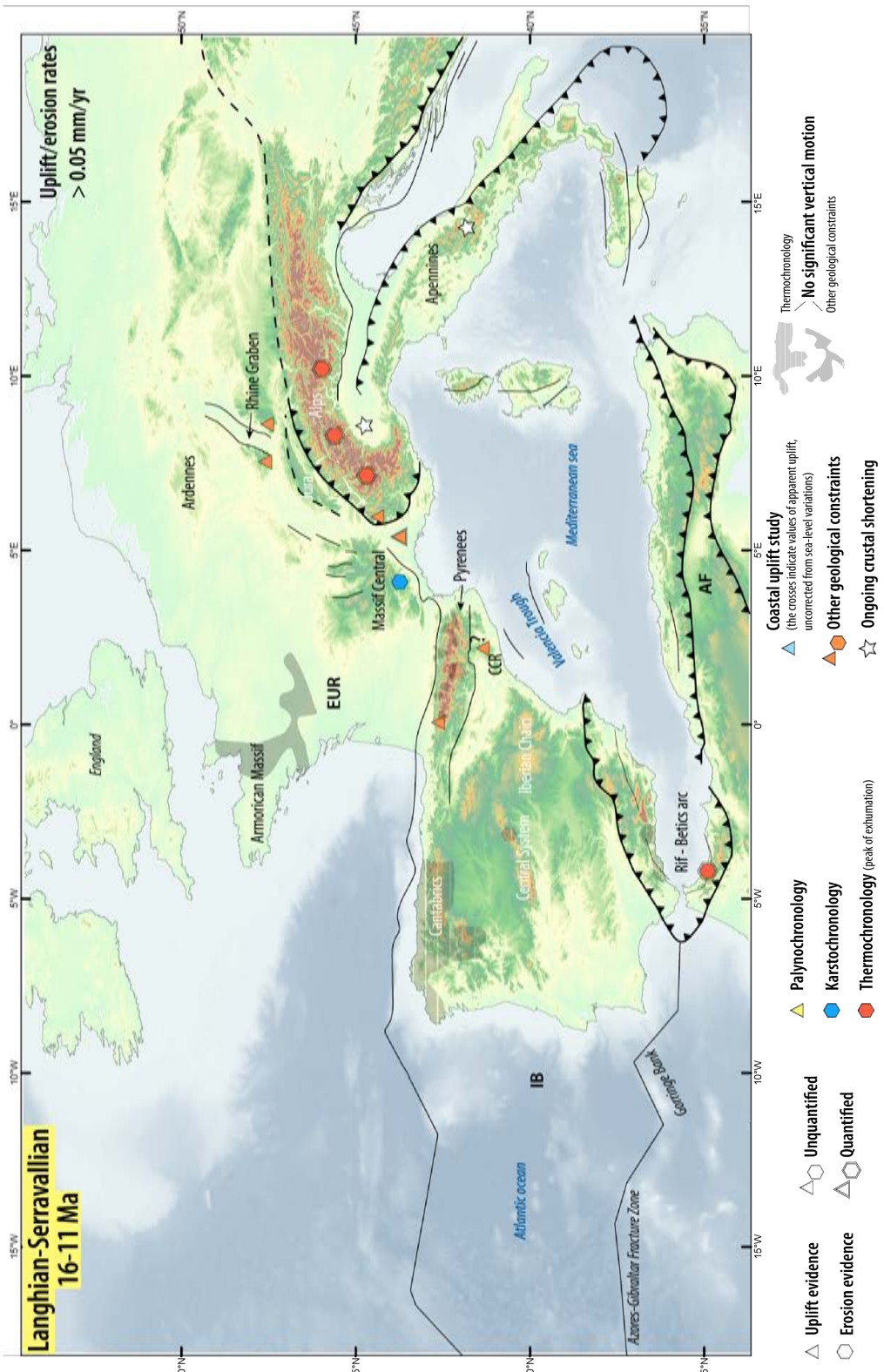


FIGURE 7.2: **Synthetic map of the evidences of vertical motion for the Langhian - Serravallian interval.** EUR : Eurasian plate, AF : African plate. CCR : Catalan Coastal Range. Sources : *Iberia* : Kenter et al. (1990); Bartrina et al. (1992); Zeck (1996); Fillon et al. (2016). *Pyrenees* : Uzel et al. (2020); Fillon et al., pers. com. *Betic-Rif arc* : Romagny et al. (2014). *Alps* : Vernon et al. (2008); Champion et al. (2000); Piana (2000); Glotzbach et al. (2011). *Jura* : Rosenberg and Berger (2009); Laubscher (2001, and references therein). *French Massif Central - Cevennes* : Ambert and Ambert (1995). *Armorican Massif* : Bessin et al. (2017, and references therein).

7.3.2.2 Tortonian - Messinian interval (11 - 5 Ma)

From Tortonian onwards, pieces of evidence of vertical motion become more numerous (Fig. 7.3). Here again, active plate boundaries (Alps and Rif - Betics arc) and their surrounding areas are subject to uplift. A representative example of such event is the uplifted Dachstein palaeosurface, at the northern border of the Eastern Alps (Frisch et al., 2001). The Azores-Gibraltar fracture zone also records uplift at the Gorringe Bank. Interestingly, indications of uplift become more numerous in the intracontinental areas during the Tortonian - Messinian interval. In that respect, in the French Massif Central, uplift continues in the south and starts propagating to the north. In the Central System of Iberia, low temperature thermochronology also indicates significant amount of uplift. Finally, in the Pyrenees, a very large number of geologic data sources register uplift in the Tortonian - Messinian interval. These indications of uplift are encountered in the eastern, the central and the western parts of the chain. It is worth noting that low temperature thermochronology also registers a lack of uplift in the eastern and northern central Pyrenees. The apparent mismatch between the information given by low temperature thermochronology and other geologic data sources can be explained by the difference in sensitivity of the methods (low temperature thermochronology does not detect exhumations of less than 1.3 km, Section 7.3.1).

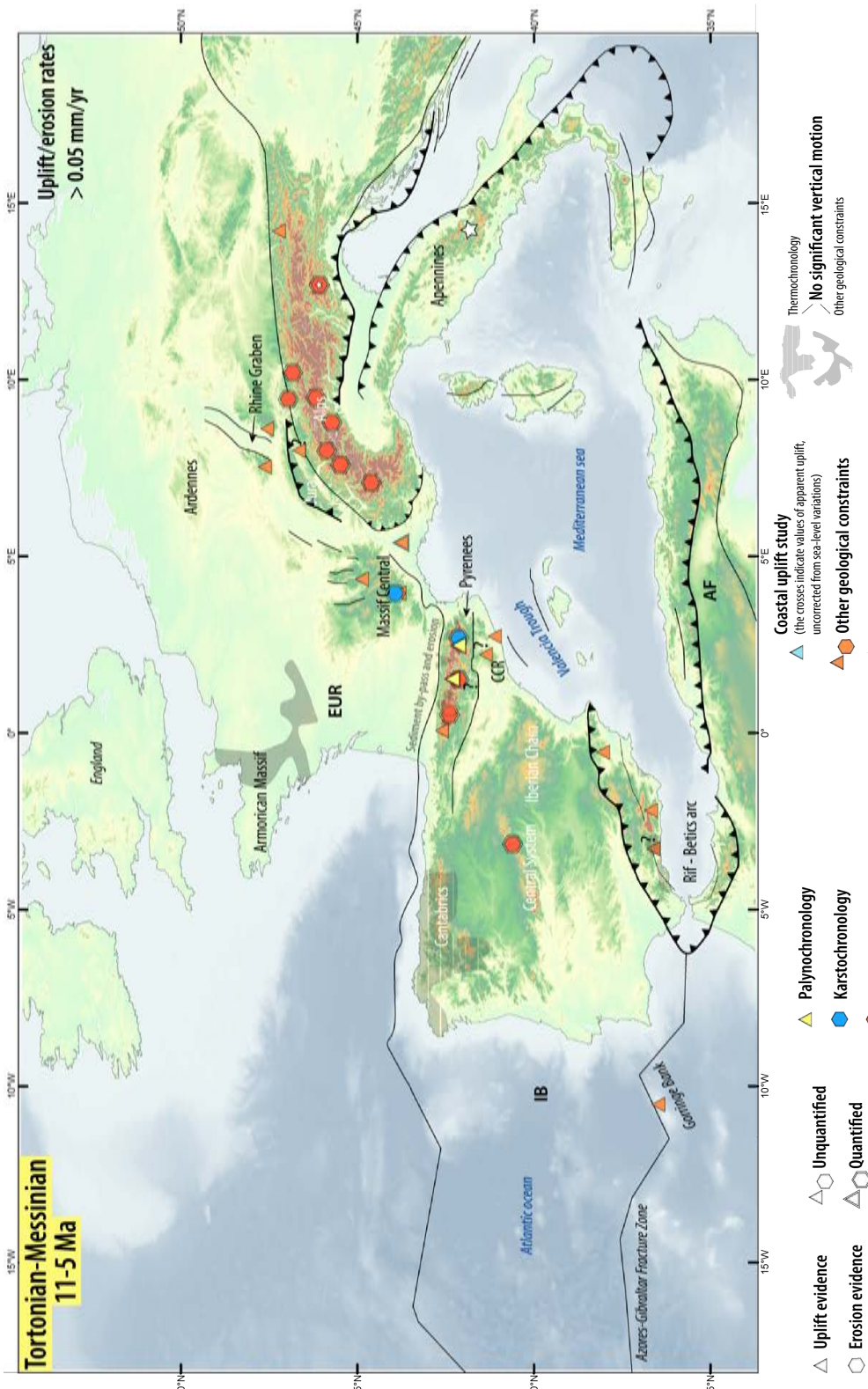


FIGURE 7.3: **Synthetic map of the evidences of vertical motion for the Tortonian - Messinian interval.** EUR : Eurasian plate, AF : African plate. CCR : Catalan Coastal Range. Sources : *Iberia* : Kenter et al. (1990); Bartrina et al. (1992); Cloetingh et al. (1992); Zeck (1996); De Bruijne and Andriessen (2002); Fillon et al. (2016); Janowski et al. (2017). *Pyrenees* : Vanara et al. (1997); Metcalf et al. (2009); Suc and Fauquette (2012); Ortuño et al. (2013); Bosch et al. (2016b); Sartégou et al. (2018a) ; Uzel et al. (2020) ; Fillon et al., pers. com. ; Ortiz et al. (2020). *French Massif Central* : Michon and Merle (2001); Defive (2008); Sartégou et al. (2018b). *Alps* : Dunkl et al. (1996); Champion et al. (2000); Frisch et al. (2001); Vernon et al. (2008); Valla et al. (2012); Handy et al. (2015). *Jura* : Rosenberg and Berger (2009); Laubscher (2001); Ziegler and Fraefel (2009, and references therein). *Gorringe Bank* : Sallarès et al. (2013). *Armorican Massif* : Bessin et al. (2017, and references therein).

7.3.2.3 Pliocene (5 - 2,5 Ma)

During the Pliocene, the image given by the synthetic map of uplift pieces of evidence at the Western Europe-scale is very similar to what was described during the Tortonian - Messinian interval. Uplift is generalized at the northern hinterland of the Eastern Alps whilst thrusting continues in the Jura fold-and-thrust belt. Pieces of evidence of uplift are multiplied in the Rif - Betics arc. In the central Betic Cordillera, the record of uplift by uplifted marine deposits is not in line with low temperature thermochronology which do not show any peak of exhumation for this time interval. Indications of uplift are also more numerous within intracontinental areas. In the French Massif Central, uplift is documented mainly in the north-eastern part of the massif. Karstochronology also documents continued incision in the Causses-Cévennes area (southern part of the massif). Uplift is still ongoing in the Central System of Iberia and is suspected in the Iberian Chain. Indications of uplift appear near the Valencia Trough as well as in the Balearic Islands, and are suspected in the Catalan Coastal Range. In the Pyrenees, uplift is documented all along the range and propagates westwards. Finally, the southern part of England starts to be uplifted.

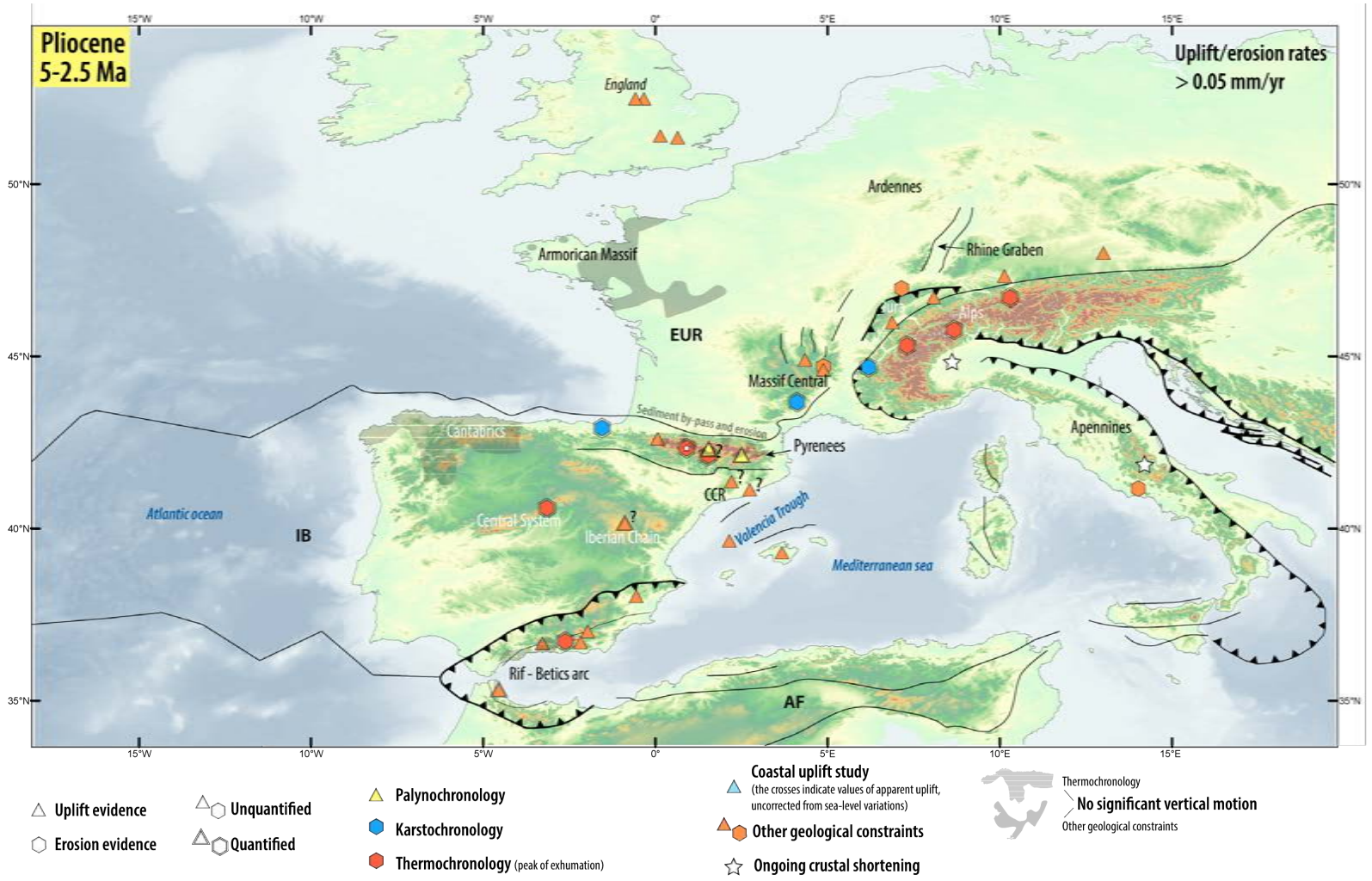


FIGURE 7.4: **Synthetic map of the evidences of vertical motion for the Pliocene epoch.** EUR : Eurasian plate, AF : African plate. CCR : Catalan Coastal Range. Sources : *Iberia* : Kenter et al. (1990); Bartrina et al. (1992); Cloetingh et al. (1992); Roca and Desegaulx (1992); Janssen et al. (1993); Zeck (1996); Johnson (1997); De Bruijne and Andriessen (2002); Scotti et al. (2014); Giachetta et al. (2015); Aranburu et al. (2015); Farines et al. (2015); Fillon et al. (2016); Janowski et al. (2017, and references therein). *Pyrenees* : Vanara et al. (1997); Metcalf et al. (2009); Suc and Fauquette (2012); Ortuño et al. (2013) ; Uzel et al. (2020) ; Fillon et al., pers. com. ; Ortiz et al. (2020). *French Massif Central* : Michon and Merle (2001); Olivetti et al. (2016); Malcles et al. (2018). *Alps* : Piana (2000); Vernon et al. (2008); Delannoy et al. (2009). *Jura and Alpine northern hinterland* : Ziegler and Fraefel (2009); Baran et al. (2014). *Apennines* : Ascione et al. (2008, and references therein). *Armorican Massif* : Bessin et al. (2017, and references therein). *Great Britain* : Maddy et al. (2001); Westaway (2009).

7.3.2.4 Quaternary - present-day interval (2,5 - 0 Ma)

During the last 2,5 Ma, indications of uplift are still very numerous in Western Europe. Some of them coincide with active structures. In that respect, uplift is observed in the Apennines and in the Jura fold-and-thrust belt and its northern hinterland. The number of areas experiencing uplift among intracontinental areas is even higher than in the previously considered time intervals. All the southern-eastern part of the French Massif Central is being uplifted. Iberia shows numerous indications of uplift, mainly at its fossilized boundaries (*i.e.* Pyrenees and Rif - Betics arc). Uplift is still ongoing in the Central System and in the Iberian Chain. Moreover, uplift starts at the northern and western coasts of Iberia. The vertical motion documented by uplifted marine terraces at the northern coast of Iberia is not in line with low temperature thermochronological data which indicate no significant exhumation for the whole western half of the coast (Fillon et al., 2016, and references therein). Rapid uplift also starts in the western and northern Armorican Massif, as well as in the central and northern parts of England. Finally, uplift is also documented in the Ardennes area.

Coastal apparent uplift data from Pedoja et al. (2014) are also shown on the map. Indications are widespread around the Mediterranean Sea, in particular along the northern African and Italian coasts. Note that these data were not corrected from sea-level variations and thus need to be considered with caution (Section 7.3.1).

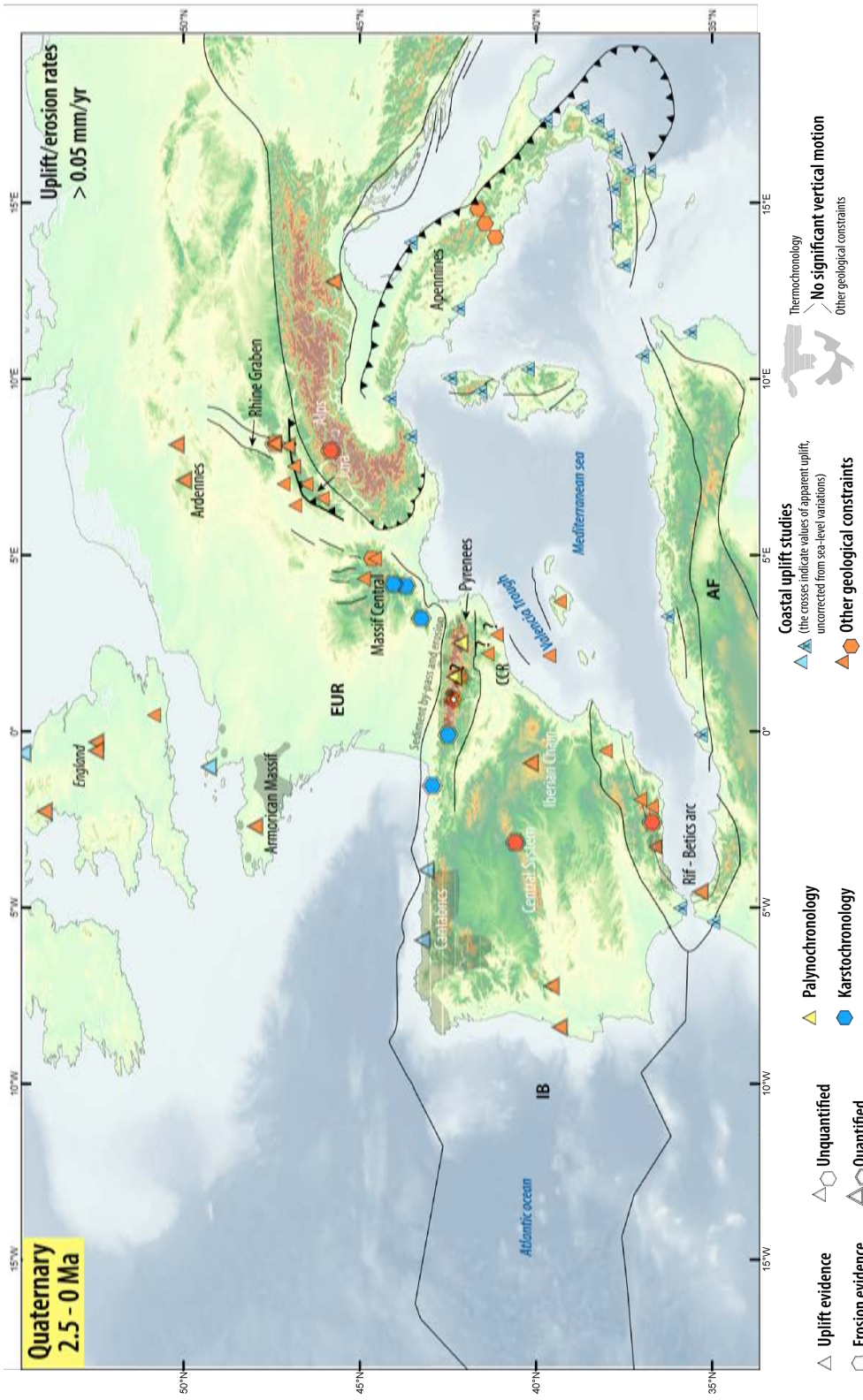


FIGURE 7.5: **Synthetic map of the evidences of vertical motion for the Quaternary - present-day interval.** EUR : Eurasian plate, AF : African plate. CCR : Catalan Coastal Range. Sources : *Iberia* : Kenter et al. (1990); Bartrina et al. (1992); Cloetingh et al. (1992); Janssen et al. (1993); Zeck (1996); Johnson (1997); De Bruijne and Andriessen (2002); Cunha et al. (2005); Alvarez-Marrón et al. (2008); Benedetti et al. (2009); Scotti et al. (2014); Aranburu et al. (2015); Giachetta et al. (2015); Farines et al. (2015); Fillon et al. (2016); Janowski et al. (2017). *Pyrenees* : Vanara et al. (1997); Jolivet et al. (2007a); Metcalf et al. (2009); Suc and Fauquette (2012); Ortuño et al. (2013) Fillon et al., pers. com. ; Ortiz et al. (2020). *Betic-Rif arc* : Romagny et al. (2014). *French Massif Central* : Michon and Merle (2001); Olivetti et al. (2016); Malcles et al. (2018); Sartégou et al. (2018b). *Alps* : Benedetti et al. (2000); Valla et al. (2011). *Jura* : Niviere and Marquis (2000); Müller et al. (2002); Niviere et al. (2006); Ziegler and Fraefel (2009); Madritsch et al. (2010b,a); Molliex et al. (2011); Rabin et al. (2015). *Apennines* : Ascione et al. (2008, and references therein). *Armorican Massif* : Bonnet et al. (2000); Brault et al. (2004); Bessin et al. (2017); Pedoja et al. (2018, and references therein). *Ardennes* : Demoulin and Hallot (2009). *Great Britain* : Jones (1999); Maddy et al. (2001); Westaway (2009). *Mediterranean coasts* : Pedoja et al. (2014, and references therein).

7.3.3 Discussion

The general image given by these four maps shows that the timing of uplift in the Pyrenees is similar to the timing of late Neogene - Quaternary intraplate uplift in Western Europe. After a period during which uplift was restricted to the active plate borders and their close neighbours (Langhian - Serravallian), many pieces of evidence of intraplate uplift start to appear. The number of these uplift indications increases with time until present-day. The information given by localized evidence of intraplate uplift in the former Iberian microplate is supplemented by the abnormally high present-day mean elevation of the peninsula with respect to its crustal thickness, which may be the consequence of a recent stage of uplift (Casas-Sainz and De Vicente, 2009). The four synthesis maps of uplift evidence also show an apparent propagation of the intraplate deformation toward the north from Tortonian onwards at the Western Europe-scale. It is worth noting here that the number of indications of uplift at the active plate boundaries also increases from Tortonian onwards.

The vertical amplitude of uplift estimated in orogenic domains (Betic-Rif arc, Alps and Pyrenees) is significantly higher than in intraplate areas. For instance, in the Pyrenees, estimated amounts of uplift are comprised between 500 and 2 km for the Tortonian - present-day interval. In intraplate areas, the following examples indicate an uplift at least two times lower : *ca.* 300 m since late Miocene in the French Massif Central (Sartégou et al., 2018b; Malcles et al., 2018), 30 to 200 m on the Asturian coast since Pliocene (4 Ma ; Alvarez-Marrón et al., 2008), 140 m in the Ardennes since middle Pleistocene (Demoulin and Hallot, 2009). Note that high exhumation rates are, nevertheless, inferred from low temperature thermochronology in the Central System of Iberia and can be explained by uplift due to tectonic shortening (De Bruijne and Andriessen, 2002).

As regards the horizontal wavelength of the deformation, at the Pyrenean-scale we observe contrasts of exhumation rates. Indeed, low temperature thermochronological studies show that some massifs record an acceleration of exhumation rates during late Miocene whereas others do not (*e.g.* Balaïtous-Panticosa or Néouvielle *vs.* Bordères-Louron Massif : Bosch et al., 2016b, and Fillon, *pers. com.*). Those massifs are sometimes located very close to each other (*ca.* 25 km for the above-mentioned massifs). The occurrence of such discrepancy of exhumation signals may result from the non-cylindrical structure of the Pyrenees (Chevrot et al., 2018). At the Western Europe-scale, it is more difficult to assess the wavelength of the deformation since we do not have any marker of vertical motion in many areas. The synthesis map of Pliocene times suggests a large wavelength style of deformation, with motion as far as England whereas no significant vertical motion is recorded in the Armorican Massif.

It is important to point out here that the Armorican Massif does show uplift pieces of evidence for the late Serravallian - Quaternary time interval, but the corresponding uplift rates are quite low (below 0.05 $mm.yr^{-1}$; Guillocheau et al., 2003; Bessin et al., 2017).

Different driving mechanisms may explain the large amount of uplift evidence in Western Europe during the Langhian - present-day time interval. First, the good synchronicity of the demultiplication of indications of uplift in (i) the Alps and in the Betic-Rif arc, and (ii) in the intracontinental areas from Tortonian onwards may indicate that far-field deformation due to the Eurasia - Africa convergence was responsible for the European Neogene uplift. Such transfer of the deformation from the active plate boundaries toward the intraplate areas was already proposed by several authors to explain uplift pieces of evidence within the Iberian microplate (Ribeiro et al., 1990; Cloetingh et al., 2002; De Bruijne and Andriessen, 2002; Quintana et al., 2015). These works focused on the Iberian microplate and thus mainly contemplated the convergence occurring in the Betic-Rif arc as the driving force of a far-field deformation which may have affected areas as far as the Cantabrian Belt (Quintana et al., 2015). Since many uplift indications are also evidenced in other intraplate areas of Eurasia, and since the timing of events is quite similar in the Alps, we propose to explain the Western Europe intraplate deformation as a far-field effect of the convergence occurring at both plate boundaries. The transfer of deformation probably occurred through both crustal and lithospheric structures in the Iberian plate, possibly as far as the Pyrenees (*e.g.* Cloetingh et al., 2002; Quintana et al., 2015). The deformation observed in the Armorican Massif, in Southern England and in the Ardennes Massif is better explained by lithospheric buckling (*e.g.* Guillocheau et al., 2003; Demoulin and Hallot, 2009). In that framework, the higher amount of uplift existing in the Pyrenees may be the consequence of the presence of a thick crust.

We highlight here the fact that the main orogenic phases in the Alps and in the Betic-Rif arc started long before the Tortonian (Eocene in the Betic-Rif arc, Michard et al. (2002) ; Oligo-Miocene in the Western Alps, Garzanti and Malusà (2008)). Renewed uplift during the late Miocene to present-day might be a consequence of plate tectonics, as proposed for the Betics by Rodríguez-Fernández et al. (2011). Indeed, Africa - Eurasia plate reconstructions show evidence of shifts in relative motion during middle to late Miocene times (Dewey et al., 1989; Mazzoli and Helman, 1994; Macchiavelli et al., 2017). After a nearly north-north-east general motion with respect to Eurasia, the African plate started to move toward the north-west. Such shift may be compared with a major reorganization of spreading direction and rate which occurred during the Pliocene along the whole Atlantic spreading

system (Cloetingh et al., 1990). Accordingly, the numerous indications of uplift existing in Western Europe during the middle Miocene to present-day period may be linked to a plate reorganization event. However, this interpretation must be tempered by the well-known influence of deep processes on surface processes during the Miocene to present-day period in Western Europe. Indeed, late Cenozoic increase in erosion rates in the Betic-Rif arc and in the Alps have been attributed to slab break-off by various authors (*e.g.* Zeck et al., 1992; Fox et al., 2015). Uplift pieces of evidence could also be explained by the doming effects of mantle plumes beneath the French Massif Central (Granet et al., 1995), the Rhenish Massif (Ritter et al., 2001), the eastern margin of Iberia (Cloetingh et al., 2005), and even the Iceland plume (Japsen and Chalmers, 2000). We favour the far-field hypothesis due to the observation of indications of uplift as far as Southern England, as well as the apparent propagation of deformation toward the north from Tortonian to Quaternary. Finally, recent uplift in the Alps was also explained by a flexural response to intensified erosion due to an increase in precipitation rates during the Pliocene and the onset of major Alpine glaciations around 1 Ma (Glotzbach et al., 2011; Valla et al., 2011, 2012; Chery et al., 2016). Such a climatic control does not allow to explain the spatial and temporal distribution of pieces of evidence of uplift at the Western Europe-scale.

In conclusion, the scenario in which the uplift occurring in the intraplate areas of Eurasia is mainly due to a propagation of the deformation from the active Eurasia - Africa plate boundaries seems most likely due to : (i) the good timing coincidence between the increase in the number of pieces of evidence of uplift at the active plate borders and in the intraplate areas, (ii) the propagation of the deformation toward the north from Tortonian to present-day, and (iii) the evidence of a plate reorganization event occurring during middle Miocene to Pliocene times. We obviously do not preclude a superposition of several forcing mechanisms. For instance, the uplift in the Pyrenees may result from a combination of far-field effects of the Alps and the Betic-Rif compression and a flexural response to erosion.

We acknowledge that some biases might have been introduced in this study. Besides the biases inherent to the methods we have already described in Section 7.3.1 (mainly detection limits of vertical motions and restricted conditions allowing application of the methods), the main limitation of our study is that some areas still need to be better investigated, in particular subsiding areas. A more comprehensive compilation will help to better characterize the wavelength of the deformation and thus discuss the forcing mechanism(s) of the Western European Neogene uplift in more detail.

Chapitre 8

Discussion - Conclusion - Perspectives

Alors que la convergence a quasiment cessé entre l'Eurasie et l'Ibérie à la limite Oligocène - Miocène (*ca.* 23 Ma), l'évolution morphogénique de la chaîne des Pyrénées a été caractérisée par la succession de différentes étapes jusqu'à acquérir sa forme actuelle. La première de ces étapes, qui a pu débuter dès la période tardi-compressive alors que la chaîne se soulevait encore (Oligocène), a abouti au Miocène à la formation d'une surface d'aplanissement en altitude (Babault et al., 2005a,b). D'autres surfaces, d'extension plus modérée, ont pu se développer postérieurement (Calvet, 1996; Calvet and Gunnell, 2008; Gunnell et al., 2008).

Description des altérites et tentative de datation des surfaces reliques d'altitude

Les reliques actuellement préservées de cette paléosurface sommitale des Pyrénées ont déjà été décrites par de nombreux auteurs (*e.g.* Goron, 1931; Birot, 1937; Calvet, 1996; Babault et al., 2005a; Bosch et al., 2016a; Ortuño and Viaplana-Muzas, 2018). Ces derniers se sont principalement focalisés sur la caractérisation morphologique des surfaces reliques d'altitude. La nouveauté de cette thèse est la description de profils d'altération soustractive préservés au niveau de nombreuses surfaces reliques. L'existence de ces profils d'altération, bien développés au niveau de certains massifs plutoniques pyrénéens, avait déjà été rapportée par Monod et al. (2016) et Crest (2017) pour les massifs de Bordères-Louron, de Mont-Louis, de l'Aston et de Bassiès. La cartographie des profils d'altération soustractive a ici été réalisée à l'échelle de la chaîne et comparée avec la cartographie des surfaces reliques d'altitude de Bosch (2016). Ce travail met en évidence l'existence d'une bonne correspondance entre les profils d'altération soustractive développés sur les plutons et la préservation des surfaces à l'échelle de la chaîne. Cette correspondance nous incite à penser que ces altérites se sont développées au sein de profils établis sur la surface d'aplanissement au cours de l'intervalle Oligocène - Miocène. Cette période, caractérisée par l'existence de pentes modérées et d'un climat subtropical était en effet propice au fonctionnement de profils d'altération soustractive. Néanmoins, l'existence d'altérites anté-orogéniques préservées dans les Pyrénées pose la question du synchronisme des indices d'altération que nous avons décrits au sein des massifs plutoniques des Pyrénées. Ainsi, on ne peut pas exclure que certaines altérites soient plus anciennes que la surface d'aplanissement. Il faut signaler, de plus, que l'âge des altérations affectant des roches métasédimentaires que nous avons décrites dans la Zone nord-pyrénéenne n'est pas contraint.

Les travaux de datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ des oxydes de manganèse potassiques d'échantillons provenant des Pyrénées centrales ont mis en évidence deux phases de remobilisation du manganèse dans la Zone axiale (gîte des Hautes-Pyrénées), et d'une phase dans la Zone nord-pyrénéenne (gîte de Las Cabesses). La première phase, datée à l'intervalle Aptien - Campanien (*ca.* 118 - 80 Ma) pourrait correspondre à

la période d'altération crétacée bien connue dans les Pyrénées et sur les cratons européen et ibérique. Néanmoins, cette phase de remobilisation pourrait également résulter d'une phase d'hydrothermalisme intervenue au cours du rifting pyrénéen. Des travaux de traçage isotopique des fluides ayant circulé dans les échantillons du gîte des Hautes-Pyrénées pourraient permettre de vérifier cette possibilité. La seconde phase de remobilisation, datée à *ca.* 1 Ma résulte d'une réactivation des profils d'altération qui a pu masquer le signal correspondant aux potentielles phases d'altération antérieures. Les travaux de datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ des oxydes de manganèse potassiques ne nous ont donc pas permis de confirmer ou infirmer l'hypothèse d'une altération développée sur la surface d'aplanissement pyrénéenne au cours de l'intervalle Oligocène supérieur - Miocène. Il serait intéressant de réaliser de nouvelles datations des altérites pyrénéennes en utilisant des méthodes qui n'ont pas été tentées ici, comme par exemple la méthode (U-Th)/He appliquée à des goethites (*e.g.* Vasconcelos et al., 2013) ou la datation par résonance paramagnétique électronique (RPE) appliquée à des kaolinites (*e.g.* Mathian et al., 2019).

Démantèlement de la surface d'aplanissement pyrénéenne

La préservation extrêmement lacunaire de la surface d'aplanissement sommitale des Pyrénées sous forme de reliques généralement peu étendues témoigne de l'importance de l'érosion qui a eu lieu au cours de la période post-compressive. Cette érosion a été en grande partie réalisée par les rivières. Dans les Pyrénées occidentales, l'incision fluviatile a débuté au Langhien (*ca.* 16 Ma). Elle s'est faite en plusieurs étapes, dont une étape majeure qui s'est probablement initiée au Tortonien (plus précisément à 10,6 Ma). Les travaux de Sartégou (2017) ont abouti à des conclusions très similaires pour les Pyrénées orientales, où l'incision fluviale aurait commencé au Miocène inférieur et se serait intensifiée durant l'intervalle Tortonien - Messinien. Cette accélération des vitesses d'incision peut être reliée à un soulèvement de la chaîne. En effet, une synthèse des publications concernant l'évolution post-compressive de la chaîne des Pyrénées a permis de mettre en évidence l'existence de nombreux indices de soulèvement à partir du Tortonien et jusqu'à la période actuelle. Ces indices de soulèvement sont retrouvés en majorité dans la Zone axiale de la chaîne, mais concernent également la Zone nord-pyrénéenne. Un tel soulèvement peut permettre d'expliquer la lacune d'enregistrement de l'information géochronologique mise en évidence par les oxydes de manganèse potassiques datés par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$. L'amplitude du soulèvement a probablement été maximale dans les Pyrénées occidentales et centrales, où la thermochronologie de basse température signe une exhumation d'au moins 1,3 km d'épaisseur alors qu'aucun pic d'exhumation n'a été enregistré dans les Pyrénées orientales pour la période post-compressive. Cette observation est en accord avec la préservation d'un nombre de surfaces reliques beaucoup plus important dans les Pyrénées orientales par rapport au reste de la chaîne.

Enfin, la période post-compressive pyrénéenne est caractérisée par l'intervention de mouvements différentiels au sein de la chaîne des Pyrénées. Ces mouvements ont été mis en évidence par l'existence d'une incision différentielle entre la Zone axiale et la Zone nord-pyrénéenne, intervenue probablement dès le Miocène moyen, dans une vallée des Pyrénées occidentales (Vallée d'Aspe). Un soulèvement différentiel de la Zone axiale par rapport à sa bordure nord a également été mis en évidence, cette fois à l'échelle des Pyrénées occidentales et pour la période actuelle, par l'analyse d'un nouveau jeu de données InSAR. Ces mouvements différentiels ont participé au démantèlement de la surface d'aplanissement pyrénéenne, qui est décalée de part et d'autre des escarpements au niveau desquels ils ont été accommodés.

Dans le modèle proposé par Babault et al. (2005a, 2007) et Bosch et al. (2016a), la surface d'aplanissement pyrénéenne s'est formée à une altitude proche de son altitude actuelle du fait de la remontée du niveau de base des rivières résultant de l'accumulation des produits d'érosion de la chaîne dans les bassins d'avant-pays. Bien que nous ne disposions pas de contraintes sur l'altitude initiale de cette surface, nos travaux ont permis de montrer qu'elle s'est formée à une altitude inférieure à son altitude actuelle et que ce soulèvement ne peut pas être expliqué par un seul réajustement isostatique.

Synthèse des soulèvements intervenus entre le Miocène et l'actuel en Europe de l'ouest

Le soulèvement qui est intervenu dans les Pyrénées à partir du Tortonien doit être intégré à l'échelle plus large de l'Europe de l'ouest. En effet, de nombreux indices de soulèvement ont également été mis en évidence dans les domaines intraplaques de l'Eurasie et de l'Ibérie à partir du Tortonien. Ces indices ne sont pas répartis uniformément à l'échelle de ces plaques et le soulèvement semble se propager vers le nord entre le Miocène supérieur et l'actuel. Plusieurs hypothèses permettent d'expliquer ce soulèvement dans le contexte géodynamique complexe où se trouve l'Europe de l'ouest durant l'intervalle Miocène - actuel, parmi lesquelles : (i) des bombements dus à la présence de points chauds localisés sous le Massif central, le Massif rhénan et la bordure orientale de la microplaque ibérique, voire un effet dû à l'influence du point chaud islandais, (ii) un rebond occasionné par la rupture de panneaux plongeants en subduction sous les Alpes et sous l'Arc Bético-Rifain, et (iii) une propagation de la déformation (effet *« far-field »*) depuis les frontières de plaques en convergence (les Alpes et l'Arc bético-rifain) vers les domaines intraplaques. L'hypothèse qui permet le mieux d'expliquer la répartition spatio-temporelle des indices de soulèvement à l'échelle de l'Europe de l'ouest est celle d'un effet far-field. L'intervention d'un événement de réorganisation des plaques tectoniques, à l'origine d'un changement de la direction de convergence Afrique - Eurasie à partir du Miocène moyen pourrait expliquer la multiplication des indices de soulèvement en Europe de l'ouest à partir de cette période.

Une synthèse plus précise des évidences de mouvements verticaux à l'échelle de l'Europe de l'ouest, ainsi qu'un travail approfondi concernant la dynamique de convergence Afrique - Eurasie pour l'intervalle Miocène - actuel devrait permettre de préciser la discussion menée ci-dessus.

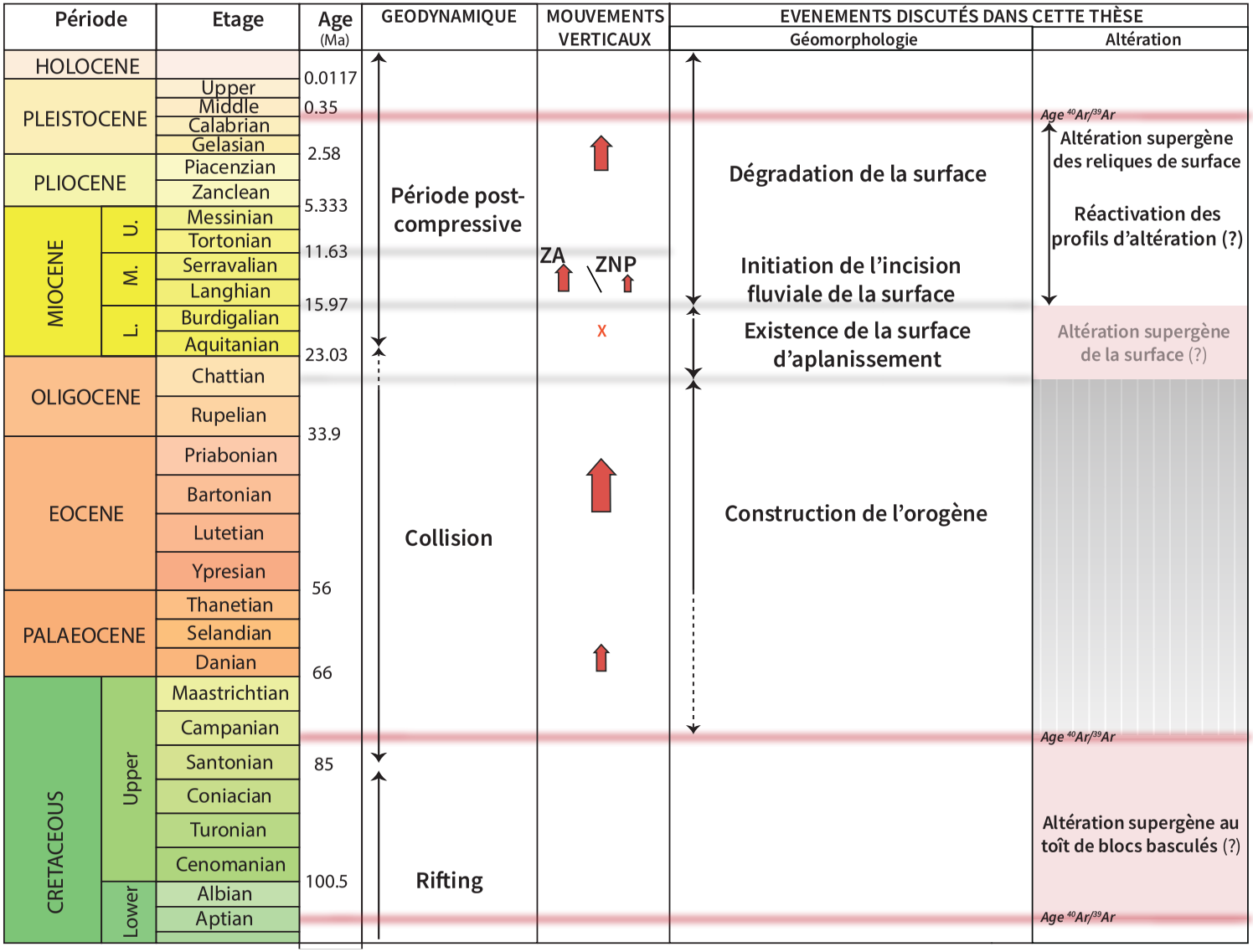


FIGURE 8.1: **Résultats principaux apportés par nos travaux.** ZA : Zone axiale, ZNP : Zone nord-pyrénéenne.

Bibliographie

Bibliographie

Abbott, L.D., Silver, E.A., Anderson, R.S., Smith, R., Ingle, J.C., Kling, S.A., Haig, D., Small, E., Galewsky, J., Sliter, W.S., 1997. Measurement of tectonic surface uplift rate in a young collisional mountain belt. Nature 385, 501.

Ahnert, F., 1970. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large, mid-latitude drainage basins. American Journal of Science 268, 243–263.

Ahnert, F., 1987. Approaches to dynamic equilibrium in theoretical simulations of slope development. Earth Surface Processes and Landforms 12, 3–15.

Ahnert, F.O., 1998. Introduction to geomorphology. John Wiley & Sons Inc.

Alimen, H., 1964. Le quaternaire des Pyrénées de la Bigorre. Impr. nationale.

Allmendinger, R.W., Cardozo, N., Fisher, D.M., 2011. Structural geology algorithms : Vectors and tensors. Cambridge University Press.

Alvarez-Marrón, J., Hetzel, R., Niedermann, S., Menéndez, R., Marquínez, J., 2008. Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain : A multiple cosmogenic nuclide approach. Geomorphology 93, 316–334.

Ambert, M., Ambert, P., 1995. Karstification des plateaux et encaissement des vallées au cours du Néogène et du Quaternaire dans les Grands Causses méridionaux (Larzac, Blandas). Géologie de la France 4, 37–50.

Andrieu, V., Hubschman, J., Jalut, G., Hérail, G., 1988. Chronologie de la déglaciation des Pyrénées françaises. Dynamique de sédimentation et contenu pollinique des paléolacs ; application à l'interprétation du retrait glaciaire. Quaternaire 25, 55–67.

Angrand, P., Ford, M., Watts, A., 2018. Lateral variations in foreland flexure of a rifted continental margin : The Aquitaine Basin (SW France). Tectonics 37, 430–449.

Aranburu, A., Arriolabengoa, M., Iriarte, E., Giralt, S., Yusta, I., Martínez-Pillado, V., Del Val, M., Moreno, J., Jiménez-Sánchez, M., 2015. Karst landscape evolution in the littoral area of the Bay of Biscay (north Iberian Peninsula). Quaternary International 364, 217–230.

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, 65–89.

Armijo, R., Lacassin, R., Coudurier-Curveur, A., Carrizo, D., 2015. Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate. Earth-Science Reviews 143, 1–35.

Ascione, A., Cinque, A., Miccadei, E., Villani, F., Berti, C., 2008. The Plio-Quaternary uplift of the Apennine chain : new data from the analysis of topography and river valleys in Central Italy. Geomorphology 102, 105–118.

Asensio, E., Khazaradze, G., Echeverria, A., King, R., Vilajosana, I., 2012. GPS studies of active deformation in the Pyrenees. Geophysical Journal International 190, 913–921.

Atkins, A.L., Shaw, S., Peacock, C.L., 2016. Release of Ni from birnessite during transformation of birnessite to todorokite : Implications for Ni cycling in marine sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta 189, 158–183.

Audra, P., 2017. Hypogene caves in France, in : Hypogene Karst Regions and Caves of the World. Springer, pp. 61–83.

Autran, A., Enrique, P., Soler, A., 1995. Le pluton de Mont Louis-Andorra, Synthèse géologique de la chaîne des Pyrénées et de ses avant-pays Aquitain-Languedocien et Ibérique.

Babault, J., 2004. Dynamique de l'érosion dans les chaînes de montagnes : Influence de la sédimentation de piedmont. L'exemple des Pyrénées. Ph.D. thesis. Université Rennes 1.

Babault, J., Bonnet, S., Crave, A., Van Den Driessche, J., 2005b. Influence of piedmont sedimentation on erosion dynamics of an uplifting landscape : An experimental approach. Geology 33, 301–304.

Babault, J., Bonnet, S., Driessche, J.V.D., Crave, A., 2007. High elevation of low-relief surfaces in mountain belts : does it equate to post-orogenic surface uplift ? Terra Nova 19, 272–277.

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, 155–165.

Babault, J., Van Den Driessche, J., Bonnet, S., Castelltort, S., Crave, A., 2005a. Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain. Tectonics 24.

Baby, P., Rochat, P., Mascle, G., Hérail, G., 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. Geology 25, 883–886.

Bache, F., 2012. A two step process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian salinity crisis. Basin Research 24, 125–153.

Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif : models for the tectonic evolution of the suture zones. Comptes Rendus Geoscience 341, 174–201.

Baran, R., Friedrich, A.M., Schlunegger, F., 2014. The late Miocene to Holocene erosion pattern of the Alpine foreland basin reflects Eurasian slab unloading beneath the western Alps rather than global climate change. Lithosphere 6, 124–131.

Bardossy, G., Combes, P.J., 1995. Karst bauxites : interfingering of deposition and palaeoweathering. Palaeoweathering, palaeosurfaces and related continental deposits , 189–206.

Bardossy, G., Dercourt, J., 1990. Les gisements de bauxites téthysiens (Méditerranée, Proche et Moyen Orient) ; cadre paléogéographique et contrôles génétiques. Bulletin de la Société Géologique de France 6, 869–888.

Barrere, P., 1963. La période glaciaire dans l'ouest des Pyrénées centrales franco-espagnoles. Bulletin de la Société géologique de France 7, 516–526.

Barrère, P., Bouquet, C., Debroas, E., Pelissonnier, H., Peybernès, B., Soule, J., Souquet, P., Ternet, Y., 1984. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Arreau. BRGM, Orléans .

Barrón, E., Postigo-Mijarra, J.M., Casas-Gallego, M., 2016. Late Miocene vegetation and climate of the La Cerdanya Basin (eastern Pyrenees, Spain). Review of palaeobotany and palynology 235, 99–119.

Barrón, E., Rivas-Carballo, R., Postigo-Mijarra, J.M., Alcalde-Olivares, C., Vieira, M., Castro, L., Pais, J., Valle-Hernández, M., 2010. The Cenozoic vegetation of the Iberian Peninsula : a synthesis. Review of palaeobotany and palynology 162, 382–402.

Barrouquère, G., Castaing, C., Roux, L., Souquet, P., Rey, J., Peybernes, B., Debroas, E., 1976. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Saint-Girons. Carte Géologique de la France au 1/50 000, BRGM .

Bartrina, M., Cabrera, L., Jurado, M.J., Guimerà, J., Roca, E., 1992. Evolution of the central Catalan margin of the Valencia trough (western Mediterranean). Tectonophysics 203, 219–247.

Bates, R.L., Jackson, J.A., 1980. Glossary of Geology : Falls Church. Virginia, American Geological Institute 167.

Beamud, E., Muñoz, J.A., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Garcés, M., Cabrera, L., Metcalf, J.R., 2011. Magnetostratigraphy and detrital apatite fission track thermochronology in syntectonic conglomerates : constraints on the exhumation of the South-Central Pyrenees. Basin Research 23, 309–331.

Beauvais, A., Ruffet, G., Hénocque, O., Colin, F., 2008. Chemical and physical erosion rhythms of the West African Cenozoic morphogenesis : The 39Ar-40Ar dating of supergene K-Mn oxides. Journal of Geophysical Research : Earth Surface 113.

Beeson, H.W., McCoy, S.W., Keen-Zebert, A., 2017. Geometric disequilibrium of river basins produces long-lived transient landscapes. Earth and Planetary Science Letters 475, 34–43.

Benedetti, L., Tapponnier, P., King, G.C., Meyer, B., Manighetti, I., 2000. Growth folding and active thrusting in the Montello region, Veneto, northern Italy. Journal of Geophysical Research : Solid Earth 105, 739–766.

Benedetti, M.M., Haws, J.A., Funk, C.L., Daniels, J.M., Hesp, P.A., Bicho, N.F., Minckley, T.A., Ellwood, B.B., Forman, S.L., 2009. Late Pleistocene raised beaches of coastal Estremadura, central Portugal. Quaternary Science Reviews 28, 3428–3447.

Berthelon, J., Maurin, T., Conin, M., Leclère, B., Mazuyer, A., Aubourg, C.T., Dhont, D., 2017. Deciphering second order spatial stress variations from multiple data sources, the case of the Neuquén basin in Argentina, in : AGU Fall Meeting Abstracts.

Bessin, P., 2014. Evolution géomorphologique du Massif armoricain depuis 200 Ma : approche Terre-Mer. Ph.D. thesis. Rennes 1.

Bessin, P., Guillocheau, F., Robin, C., Braun, J., Bauer, H., Schrötter, J.M., 2017. Quantification of vertical movement of low elevation topography combining a new compilation of global sea-level curves and scattered marine deposits (Armorican Massif, western France). Earth and Planetary Science Letters 470, 25–36.

Biagioni, C., Capalbo, C., Pasero, M., 2012. Nomenclature tunings in the hollandite supergroup. European Journal of Mineralogy 25, 85–90.

Bird, M., Chivas, A., 1993. Geomorphic and palaeoclimatic implications of an oxygen-isotope chronology for Australian deeply weathered profiles. Australian Journal of Earth Sciences 40, 345–358.

Birot, P., 1937. Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles : thèse pour le doctorat ès lettres présentée à la Faculté des lettres de l'Université de Paris par Pierre Birot,... J.-B. Baillière et fils.

Biteau, J.J., Le Marrec, A., Le Vot, M., Masset, J.M., 2006. The aquitaine basin. Petroleum Geoscience 12, 247–273.

Blanc, P.L., 2002. The opening of the Plio-Quaternary Gibraltar Strait : assessing the size of a cataclysm. Geodinamica acta 15, 303–317.

Bloom, A., Broecker, W., Chappell, J., Matthews, R., Mesolella, K., 1974. Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast : new 230 Th/234 U dates from the Huon Peninsula, New Guinea. Quaternary research 4, 185–205.

Boillot, G., 1984. Some remarks on the continental margins in the Aquitaine and French Pyrenees. Geological Magazine 121, 407–412.

Boillot, G., Capdevila, R., 1977. The Pyrenees : subduction and collision ? Earth and Planetary Science Letters 35, 151–160.

Boissevain, H., 1934. Etude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la Haute Sègre (Pyrénées catalanes). [sn].

Bonnet, N.J., Beauvais, A., Arnaud, N., Chardon, D., Jayananda, M., 2016. Cenozoic lateritic weathering and erosion history of Peninsular India from 40Ar/39Ar dating of supergene K–Mn oxides. Chemical Geology 446, 33–53.

Bonnet, S., Guillocheau, F., Brun, J.P., Van Den Driessche, J., 2000. Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement : The Armorican Massif, NW France. Journal of Geophysical Research : Solid Earth 105, 19273–19288.

Bosch, G.V., 2016. Pénéplanation et dynamique de la lithosphère dans les Pyrénées. Ph.D. thesis. Université de Rennes 1.

Bosch, G.V., Van den Driessche, J., Babault, J., Robert, A., Carballo, A., Le Carlier, C., Loget, N., Prognon, C., Wyns, R., Baudin, T., 2016a. Peneplanation and lithosphere dynamics in the Pyrenees. Comptes Rendus Géoscience 348, 194–202.

Bosch, G.V., Teixell, A., Jolivet, M., Labaume, P., Stockli, D., Domenech, M., Monie, P., 2016b. Timing of Eocene–Miocene thrust activity in the Western Axial Zone and Chaînons Béarnais (west-central Pyrenees) revealed by multi-method thermochronology. Comptes Rendus Géoscience 348, 246–256.

Bradley, W.C., 1958. Submarine abrasion and wave-cut platforms. Geological Society of America Bulletin 69, 967–974.

Brancucci, G., Marini, M., 1990. Le faccette triangolari : un elemento utile nell'interpretazione morfogenetica delle valli liguri. Mem. Soc. Geol. Ital 45, 893–898.

Brault, N., Bourquin, S., Guillocheau, F., Dabard, M.P., Bonnet, S., Courville, P., Estéoule-Choux, J., Stepanoff, F., 2004. Mio–Pliocene to Pleistocene paleotopographic evolution of Brittany (France) from a sequence stratigraphic analysis : relative influence of tectonics and climate. Sedimentary Geology 163, 175–210.

Braun, J., 2010. The many surface expressions of mantle dynamics. Nature Geoscience 3, 825.

Braun, J., Guillocheau, F., Robin, C., Baby, G., Jelsma, H., 2014. Rapid erosion of the Southern African Plateau as it climbs over a mantle superswell. Journal of Geophysical Research : Solid Earth 119, 6093–6112.

BRGM, Chantraine, J., Autran, A., Cavelier, C., Clozier, L., 2003. Carte géologique de France à l'échelle du millionième. Sixième édition révisée.

Briais, A., Armijo, R., Winter, T., Tapponnier, P., Herbecq, A., 1990. Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees, in : Annales tectonicae, pp. 19–42.

Bridgland, D.R., Westaway, R., 2014. Quaternary fluvial archives and landscape evolution : a global synthesis. Proceedings of the Geologists' Association 125, 600–629.

Brocklehurst, S.H., Whipple, K.X., 2004. Hypsometry of glaciated landscapes. Earth Surface Processes and Landforms 29, 907–926.

Brown, E., 1968. Planation surface. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. pp. 856–856.

Brown, E.T., Stallard, R.F., Larsen, M.C., Raisbeck, G.M., Yiou, F., 1995. Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced 10Be in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. Earth and Planetary Science Letters 129, 193–202.

Brozović, N., Burbank, D.W., Meigs, A.J., 1997. Climatic limits on landscape development in the northwestern Himalaya. Science 276, 571–574.

Brunet, M., 1986. The influence of the evolution of the Pyrenees on adjacent basins. Tectonophysics 129, 343–354.

Brunet, M.F., 1984. Subsidence history of the Aquitaine basin determined from subsidence curves. Geological Magazine 121, 421–428.

Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2011. Tectonic geomorphology. John Wiley & Sons.

Calvet, M., 2004. The Quaternary glaciation of the Pyrenees, in : Developments in Quaternary Sciences. Elsevier. volume 2, pp. 119–128.

Calvet, M., Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlès, D., 2011. Recent advances in research on Quaternary glaciations in the Pyrenees, in : Developments in Quaternary Sciences. Elsevier. volume 15, pp. 127–139.

Calvet, M., Gunnell, Y., 2008. Planar landforms as markers of denudation chronology : an inversion of East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. Geological Society, London, Special Publications 296, 147–166.

Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Hez, G., Bourles, D., Guillou, V., Delmas, M., Team, A., et al., 2015a. Cave levels as proxies for measuring post-orogenic uplift : Evidence from cosmogenic dating of alluvium-filled caves in the French Pyrenees. Geomorphology 246, 617–633.

Calvet, M., Gunnell, Y., Delmas, M., 2014. The têt river valley : a condensed record of long-term landscape evolution in the pyrenees, in : Landscapes and Landforms of France. Springer, pp. 127–138.

Calvet, M., Gunnell, Y., Farines, B., 2015b. Flat-topped mountain ranges : Their global distribution and value for understanding the evolution of mountain topography. Geomorphology 241, 255–291.

Calvet, P., 1996. Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne, les Pyrénées orientales, Editions brgm ed.. Presses universitaires de Perpignan. volume 2, p. 1170.

Canérot, J., 2017b. Origine de la chaîne des Pyrénées : collision entre les plaques ibérique et européenne ou inversion d'un ancien rift intracontinental avorté ? Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse 153, 95–110.

Cardozo, N., Allmendinger, R.W., 2013. Spherical projections with OSXStereonet. Computers & Geosciences 51, 193–205.

Carreras, J., Capella, I., 1994. Tectonic levels in the Palaeozoic basement of the Pyrenees : a review and a new interpretation. Journal of Structural Geology 16, 1509–1524.

Carreras, J., Debat, P., et al., 1996. Tectonique hercynienne. Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées 1, 501–584.

Casas-Sainz, A., De Vicente, G., 2009. On the tectonic origin of Iberian topography. Tectonophysics 474, 214–235.

Casteras, M., 1933. Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. Libraire Polytechnique, C. Béranger.

Castéras, M., Canérot, J., Paris, J., Tisin, D., Azambre, M., Alimen, H., 1970a. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Oloron-Sainte-Marie (1051). BRGM.

Castéras, M., Canérot, J., Paris, J., Tisin, D., Azambre, M., Alimen, H., 1970b. Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Oloron-Sainte-Marie (1051).

Cavagnetto, C., Anadón, P., 1996. Preliminary palynological data on floristic and climatic changes during the Middle Eocene-Early Oligocene of the eastern Ebro Basin, northeast Spain. Review of Palaeobotany and Palynology 92, 281–305.

Cavalié, O., 2007. Mesures InSAR et modélisation de faibles déformations d'origine anthropique (lac Mead, USA) ou tectonique (faille de Haiyuan, Chine). Ph.D. thesis. Université Paris Sud-Paris XI.

Champagnac, J.D., Valla, P.G., Herman, F., 2014. Late-Cenozoic relief evolution under evolving climate : A review. Tectonophysics 614, 44–65.

Champion, C., Choukroune, P., Clauzon, G., 2000. La déformation post-Miocène en Provence occidentale. Geodinamica Acta 13, 67–85.

Chery, J., Genti, M., Vernant, P., 2016. Ice cap melting and low-viscosity crustal root explain the narrow geodetic uplift of the Western Alps. Geophysical Research Letters 43, 3193–3200.

Chevrot, S., Sylvander, M., Diaz, J., Martin, R., Mouthereau, F., Manatschal, G., Masini, E., Calassou, S., Grimaud, F., Pauchet, H., Ruiz, M., 2018. The non-cylindrical crustal architecture of the Pyrenees. Scientific Reports 8, 9591.

Chevrot, S., Sylvander, M., Diaz, J., Ruiz, M., Paul, A., Group, P.W., 2015. The Pyrenean architecture as revealed by teleseismic P-to-S converted waves recorded along two dense transects. Geophysical Journal International 200, 1096–1107.

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

Choukroune, P., 1976. A Discussion on natural strain and geological structure-Strain patterns in the Pyrenean Chain. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences 283, 271–280.

Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B., Team, E.P., 1990. Main results of the ECORS Pyrenees profile. Tectonophysics 173, 411–423.

Choukroune, P., Seguret, M., Galdeano, A., 1973. Caracteristiques et evolution structurale des Pyrenees ; un modele de relations entre zone orogenique et mouvement des plaques. Bulletin de la Société géologique de France 7, 600–611.

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

Clark, M.K., Royden, L.H., Whipple, K., Burchfiel, B., Zhang, X., Tang, W., 2006. Use of a regional, relict landscape to measure vertical deformation of the eastern Tibetan Plateau. Journal of Geophysical Research : Earth Surface 111.

Clauzon, G., 1973. The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône valley. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 13, 1251–1256.

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.

Cloetingh, S., Van der Beek, P., Van Rees, D., Roep, T.B., Biermann, C., Stephenson, R., 1992. Flexural interaction and the dynamics of Neogene extensional basin formation in the Alboran-Betic region. Geo-Marine Letters 12, 66–75.

Cloetingh, S., Burov, E., Beekman, F., Andeweg, B., Andriessen, P., Garcia-Castellanos, D., De Vicente, G., Vegas, R., 2002. Lithospheric folding in Iberia. Tectonics 21, 5–1.

Cloetingh, S., Gradstein, F., Kooi, H., Grant, A., Kaminski, M., 1990. Plate reorganization : a cause of rapid late Neogene subsidence and sedimentation around the North Atlantic ? Journal of the Geological Society 147, 495–506.

Cloetingh, S., Ziegler, P., Beekman, F., Andriessen, P., Matenco, L., Bada, G., Garcia-Castellanos, D., Hardebol, N., Dèzes, P., Sokoutis, D., 2005. Lithospheric memory, state of stress and rheology : Neotectonic controls on Europe's intraplate continental topography. Quaternary Science Reviews 24, 241–304.

Cochelin, B., 2016. Champ de déformation du socle paléozoïque des Pyrénées. Ph.D. thesis. Université Toulouse 3 Paul Sabatier.

Combes, P., Peybernès, B., 1987. Les altérites et les brèches des Pyrénées basco-béarnaises liées à l'évolution polyphasée de la marge passive nord-ibérique au Jurassique et au Crétacé inférieur. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 305, 49–54.

Combes, P., Peybernès, B., 1989. Tectonique albienne dans les gisements de bauxites des Pyrénées ariégeoises (France) en relation avec l'évolution géodynamique de la marge passive européenne. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 308, 953–959.

Combes, P., Peybernès, B., 1991. Rôle de l'eustatisme dans la génèse des bauxites de type Ariège (Pyrénées Centrales). Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 313, 669–676.

Combes, P., Peybernès, B., 1996. Succession des faciès, mise en place des bauxites et structuration des Pyrénées au Crétacé inférieur. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes 322, 669–676.

Coney, P., Muñoz, J., McClay, K., Evenchick, C., 1996. Syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold–thrust belt. Journal of the Geological Society 153, 9–16.

Costa, E., Garces, M., Lopez-Blanco, M., Beamud, E., Gomez-Paccard, M., Larrasoaña, J.C., 2010. Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE Spain) : magnetochronological constraints. Basin Research 22, 904–917.

Crerar, D., 1980. Geochemistry of manganese : an overview. Geology and Geochemistry of Manganese. , 293–334.

Crest, Y., 2017. Quantification de la dénudation glaciaire et postglaciaire dans l'orogène pyrénéen : bilans comparés parmi des cirques et des petits bassins versants en contexte climatique océanique et méditerranéen à l'aide des nucléides cosmogéniques produits in-situ et de mesures topométriques sous SIG. Ph.D. thesis. Université de Perpignan.

Crest, Y., Delmas, M., Braucher, R., Gunnell, Y., Calvet, M., Team, A., et al., 2017. Cirques have growth spurts during deglacial and interglacial periods : Evidence from 10Be and 26Al nuclide inventories in the central and eastern Pyrenees. Geomorphology 278, 60–77.

Crochet, B., 1991. Molasses syntectoniques du versant nord des Pyrénées : la série de Palassou. Ph.D. thesis. Université Toulouse 3.

Crouzel, F., 1957. Le Miocène continental du bassin d'Aquitaine. Bulletin du Service de la Carte Géologique de France 54, 245–258.

Cunha, P.P., Martins, A.A., Daveau, S., Friend, P., 2005. Tectonic control of the Tejo river fluvial incision during the late Cenozoic, in Ródao—central Portugal (Atlantic Iberian border). Geomorphology 64, 271–298.

Curry, M.E., van der Beek, P., Huismans, R.S., Wolf, S.G., Muñoz, J.A., 2019. Evolving paleotopography and lithospheric flexure of the Pyrenean Orogen from 3D flexural modeling and basin analysis. Earth and Planetary Science Letters 515, 26–37.

Cyr, A.J., Granger, D.E., Olivetti, V., Molin, P., 2014. Distinguishing between tectonic and lithologic controls on bedrock channel longitudinal profiles using cosmogenic 10Be erosion rates and channel steepness index. Geomorphology 209, 27–38.

Daignières, M., De Cabissole, B., Gallart, J., Hirn, A., Surinach, E., Torné, M., 1989. Geophysical constraints on the deep structure along the ECORS Pyrenees line. Tectonics 8, 1051–1058.

Daignières, M., Séguret, M., Specht, M., Team, E., et al., 1994. The Arzacq-western Pyrenees ECORS deep seismic profile, in : Hydrocarbon and petroleum geology of France. Springer, pp. 199–208.

Dammer, D., Chivas, A., McDougall, I., 1996. Isotopic dating of supergene manganese oxides from the Groote Eylandt Deposit, Northern Territory, Australia. Economic Geology 91, 386–401.

Davis, W.M., 1899. The geographical cycle. The Geographical Journal 14, 481–504.

De Bruijne, C., Andriessen, P., 2002. Far field effects of Alpine plate tectonism in the Iberian microplate recorded by fault-related denudation in the Spanish Central System. Tectonophysics 349, 161–184.

De Putter, T., Ruffet, G., Yans, J., Mees, F., 2015. The age of supergene manganese deposits in Katanga and its implications for the Neogene evolution of the African Great Lakes Region. Ore Geology Reviews 71, 350–362.

De Sitter, L., 1952. Pliocene uplift of Tertiary mountain chains. American Journal of Science 250, 297–307.

De Sitter, L., Zwart, H., 1962. Geological map of the Paleozoic of the central Pyrenees. Leidse Geologische Mededelingen 27, 191–236.

Debourle, A., Deloffre, R., 1976. Pyrénées occidentales, Béarn, Pays Basque. volume 14. Masson.

Debroas, E., 1987. Modèle de bassin triangulaire à l'intersection de décrochements divergents pour le fossé albo-cénomanien de la Ballongue (Zone nord-pyrénéenne, France). Bulletin de la Société géologique de France 3, 887–898.

Decrée, S., Deloule, É., Ruffet, G., Dewaele, S., Mees, F., Marignac, C., Yans, J., De Putter, T., 2010. Geodynamic and climate controls in the formation of Mio–Pliocene world-class oxidized cobalt and manganese ores in the Katanga province, DR Congo. Mineralium Deposita 45, 621–629.

Define, E., 2008. Facteurs de continuité et de disjonction spatio-temporelle des évolutions aux échelles moyennes en Haute-Loire et Haut-Allier (Massif central, France)(Continuous and discontinuous evolution factors in the upper Loire and Allier catchments-Massif central, France). Bulletin de l'Association de Géographes Français 85, 237–244.

Dekoninck, A., 2019. Constraints to the formation and timing of supergene manganese deposits. Ph.D. thesis. Université de Namur.

Delannoy, J.J., Gauchon, C., Hobléa, F., Jaillet, S., Maire, R., Perrette, Y., Perroux, A.S., Ployon, E., Vanara, N., 2009. Karst : from palaeogeographic archives to environmental indicators. Géomorphologie : relief, processus, environnement 15, 83–94.

Delfaud, J., 1983. Géodynamique du piémont pyrénéen entre Pau et Lannemezan. 20, Université de Pau et des pays de l'Adour.

Delmas, M., 2005. La déglaciation dans le massif du Carlit (Pyrénées orientales) : approches géomorphologique et géochronologique nouvelles. Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire 16, 45–55.

Delmas, M., 2015. The last maximum ice extent and subsequent deglaciation of the Pyrenees : an overview of recent research. Cuadernos de Investigación Geográfica 41, 359–387.

Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlès, D., 2011. Palaeogeography and 10Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees : implications for reconstructing regional palaeoclimates. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 305, 109–122.

Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlès, D., 2012. Les glaciations quaternaires dans les Pyrénées ariègeoises : approche historiographique, données paléogéographiques et chronologiques nouvelles. Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire 23, 61–85.

Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Voinchet, P., Manel, C., Braucher, R., Tissoux, H., Bahain, J.J., Perrenoud, C., Saos, T., et al., 2018. Terrestrial 10Be and electron spin resonance dating of fluvial terraces quantifies quaternary tectonic uplift gradients in the eastern Pyrenees. Quaternary Science Reviews 193, 188–211.

Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Calvet, M., Bourlès, D., 2008. Exposure age chronology of the last glaciation in the eastern Pyrenees. Quaternary Research 69, 231–241.

Demoulin, A., Hallot, E., 2009. Shape and amount of the Quaternary uplift of the western Rhenish shield and the Ardennes (western Europe). Tectonophysics 474, 696–708.

Denèle, Y., Laumonier, B., Paquette, J.L., Olivier, P., Gleizes, G., Barbey, P., 2014. Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. Geological Society, London, Special Publications 405, 265–287.

Deramond, J., Graham, R., Hossack, J., Baby, P., Crouzet, G., 1985. Nouveau modèle de la chaîne des Pyrénées. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 301, 1213–1216.

Deramond, J., Souquet, P., Fondecave-Wallez, M.J., Specht, M., 1993. Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps : model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain). Geological Society, London, Special Publications 71, 193–219.

Dercourt, J., Vrielynck, B., 1993. Atlas Tethys paleoenvironmental maps. Gauthier-Villars.

Desegaulx, P., Brunet, M.F., 1990. Tectonic subsidence of the Aquitaine basin since Cretaceous times. Bulletin de la Société géologique de France 8, 295–306.

Desegaulx, P., Roure, F., Villein, A., 1990. Structural evolution of the Pyrenees : tectonic inheritance and flexural behaviour in the continental crust. Tectonophysics 182, 211–225.

Dewey, J., Helman, M., Knott, S., Turco, E., Hutton, D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. Geological Society, London, Special Publications 45, 265–283.

Diaz, J., Vergés, J., Chevrot, S., Antonio-Vigil, A., Ruiz, M., Sylvander, M., Gallart, J., 2018. Mapping the crustal structure beneath the Eastern Pyrenees. Tectonophysics 744, 296–309.

Dill, H., Hansen, B., Keck, E., Weber, B., 2010. Cryptomelane : A tool to determine the age and the physical–chemical regime of a Plio-Pleistocene weathering zone in a granitic terrain (Hagendorf, SE Germany). Geomorphology 121, 370–377.

Dresch, J., 1941. Recherches sur l'évolution du relief dans le massif central du Grand Atlas : le Haouz et le Sous. Atlas. volume 2. Arrault et cie, imprimeurs.

Dubreuilh, J., Capdeville, J., Farjanel, G., Karnay, G., Platel, J., Simon-Coinçon, R., 1995. Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire : l'exemple du bassin d'Aquitaine. Géologie de la France 4, 3–26.

Ducoux, M., 2017. Structure, thermicité et évolution géodynamique de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées. Ph.D. thesis. Institut des Sciences de la Terre d'Orléans.

Dunkl, I., Picotti, V., Selli, L., Castellarin, A., Frisch, W., 1996. Low temperature thermal history of the Dolomites, in : Preliminary results : 78 Summer Meeting of the Italian Geological Society, San Cassiano (BZ), pp. 16–18.

Ebert, K., Hättestrand, C., Hall, A.M., Alm, G., 2011. DEM identification of macroscale stepped relief in arctic northern Sweden. Geomorphology 132, 339–350.

Ehlers, T.A., 2005. Crustal thermal processes and the interpretation of thermochronometer data. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 58, 315–350.

Elias, P., Briole, P., 2018. Ground Deformations in the Corinth Rift, Greece, Investigated Through the Means of SAR Multitemporal Interferometry. Geochemistry, Geophysics, Geosystems .

Endo, T., Kume, S., Shimada, M., Koizumi, M., 1974. Synthesis of potassium manganese oxides under hydrothermal conditions. Mineralogical Magazine 39, 559–563.

England, P., Molnar, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. Geology 18, 1173–1177.

Espurt, N., Angrand, P., Teixell, A., Labaume, P., Ford, M., de Saint Blanquat, M., Chevrot, S., 2019. Crustal-scale balanced cross-section and restorations of the Central Pyrenean belt (Nestes-Cinca transect) : Highlighting the structural control of Variscan belt and Permian-Mesozoic rift systems on mountain building. Tectonophysics .

Evans, G., Arche, A., 2002. The flux of siliciclastic sediment from the Iberian Peninsula, with particular reference to the Ebro. Geological Society, London, Special Publications 191, 199–208.

Fabel, D., Harbor, J., Dahms, D., James, A., Elmore, D., Horn, L., Daley, K., Steele, C., 2004. Spatial patterns of glacial erosion at a valley scale derived from terrestrial cosmogenic 10Be and 26Al concentrations in rock. Annals of the Association of American Geographers 94, 241–255.

Fabre, R., Desreumaux, C., Lebourg, T., 2000. Les glissements rocheux du versant sud du Layens (Vallee d'Aspe, Pyrenees occidentales). Bulletin de la Société Géologique de France 171, 407–418.

Fabre, R., Lebourg, T., Clément, B., 2002. Typologie et modèles de glissements de terrain : exemples de sites des Pyrénées occidentales et centrales. Revue française de Géotechnique , 35–48.

Fairbridge, R.W., 1968. Platform - wave-cut. Geomorphology , 859–865.

Farines, B., Calvet, M., Gunnell, Y., 2015. The summit erosion surfaces of the inner Betic Cordillera : Their value as tools for reconstructing the chronology of topographic growth in southern Spain. Geomorphology 233, 92–111.

Farley, K., 2000. Helium diffusion from apatite : General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. Journal of Geophysical Research : Solid Earth 105, 2903–2914.

Fauquette, S., 2017. Paléoenvironnements en Europe et région méditerranéenne au Cénozoïque. Habilitation à Diriger les Recherches.

Fauquette, S., Clauzon, G., Suc, J.P., Zheng, Z., 1999. A new approach for palaeoaltitude estimates based on pollen records : example of the Mercantour Massif (southeastern France) at the earliest Pliocene. Earth and Planetary Science Letters 170, 35–47.

Fauquette, S., Guiot, J., Suc, J.P., 1998a. A method for climatic reconstruction of the Mediterranean Pliocene using pollen data. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 144, 183–201.

Fauquette, S., Quézel, P., Guiot, J., Suc, J.P., 1998b. Signification bioclimatiquede taxons-guides du Pliocène méditerranéen. Geobios 31, 151–169.

Fauquette, S., Suc, J., Jiménez-Moreno, G., Micheels, A., Jost, A., Favre, E., Bachiri-Taoufiq, N., Bertini, A., Clet-Pellerin, M., Diniz, F., et al., 2007. Latitudinal climatic gradients in the Western European and Mediterranean regions from the Mid-Miocene (c. 15 Ma) to the Mid-Pliocene (c. 3.5 Ma) as quantified from pollen data. Deep–Time Perspectives on Climate Change : Marrying the Signal from Computer Models and Biological Proxies. The Micropalaeontological Society, Special Publications. London : The Geological Society , 481–502.

Faure, G., 1986. Principles of isotope geology, 2nd edn.

Feng, Q., Kanoh, H., Ooi, K., 1999. Manganese oxide porous crystals. Journal of Materials Chemistry 9, 319–333.

Fernandez, J., Prieto, J.F., Escayo, J., Camacho, A.G., Luzón, F., Tiampo, K.F., Palano, M., Abajo, T., Pérez, E., Velasco, J., et al., 2018. Modeling the two-and three-dimensional displacement field in Lorca, Spain, subsidence and the global implications. Scientific reports 8.

Ferretti, A., 2014. Satellite InSAR data : reservoir monitoring from space. EAGE publications.

Ferretti, A., Fumagalli, A., Novali, F., Prati, C., Rocca, F., Rucci, A., 2011. A new algorithm for processing interferometric data-stacks : SqueeSAR. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 49, 3460–3470.

Ferretti, A., Prati, C., Rocca, F., 2001. Permanent scatterers in SAR interferometry. IEEE Transactions on geoscience and remote sensing 39, 8–20.

Ferrier, K.L., Huppert, K.L., Perron, J.T., 2013. Climatic control of bedrock river incision. Nature 496, 206.

Fillon, C., van der Beek, P., 2012. Post-orogenic evolution of the southern P yrenees : constraints from inverse thermo-kinematic modelling of low-temperature thermochronology data. Basin Research 24, 418–436.

Fillon, C., Pedreira, D., Van Der Beek, P., Huismans, R., Barbero, L., Pulgar, J., 2016. Alpine exhumation of the central Cantabrian mountains, Northwest Spain. Tectonics 35, 339–356.

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, 157–170.

Ford, M., Hemmer, L., Vacherat, A., Gallagher, K., Christophoul, F., 2016. Retro-wedge foreland basin evolution along the ECORS line, eastern Pyrenees, France. Journal of the Geological Society 173, 419–437.

Fox, M., Herman, F., Kissling, E., Willett, S.D., 2015. Rapid exhumation in the Western Alps driven by slab detachment and glacial erosion. Geology 43, 379–382.

Friedrich, O., Norris, R.D., Erbacher, J., 2012. Evolution of middle to Late Cretaceous oceans—a 55 my record of Earth's temperature and carbon cycle. Geology 40, 107–110.

Friend, D., 1996. Tertiary basins of Spain : the stratigraphic record of crustal kinematics. volume 6. Cambridge University Press.

Frisch, W., Kuhlemann, J., Dunkl, I., Székely, B., 2001. The Dachstein paleosurface and the Augenstein Formation in the Northern Calcareous Alps–a mosaic stone in the geomorphological evolution of the Eastern Alps. International Journal of Earth Sciences 90, 500–518.

Gallart, J., Díaz, J., Nercessian, A., Mauffret, A., Reis, T.D., 2001. The eastern end of the Pyrenees : seismic features at the transition to the NW Mediterranean. Geophysical research letters 28, 2277–2280.

Garcia-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). Journal of Geophysical Research : Solid Earth 108.

García Senz, J., 2002. Cuencas extensivas del Cretácico Inferior en los Pirineos centrales. Formación y subsecuente inversión. Universitat de Barcelona.

Garner, E.L., Murphy, T.J., Gramlich, J., Paulsen, P., Barnes, I., 1975. Absolute isotopic abundance ratios and atomic weight of a reference sample of potassium, in : Journal of research of the National Bureau of Standards. Section A. Physics and chemistry 79A, Citeseer.

Garrido-Megías, A., 1972. Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo central de la vertiente surpirenaica, provincias de Huesca y Lérida). Boletín Geológico y Minero de España 83, 1–47.

Garzanti, E., Malusà, M.G., 2008. The Oligocene Alps : Domal unroofing and drainage development during early orogenic growth. Earth and Planetary Science Letters 268, 487–500.

Garzione, C.N., McQuarrie, N., Perez, N.D., Ehlers, T.A., Beck, S.L., Kar, N., Eichelberger, N., Chapman, A.D., Ward, K.M., Ducea, M.N., et al., 2017. Tectonic evolution of the Central Andean plateau and implications for the growth of plateaus. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 45, 529–559.

Genti, M., 2015. Impact des processus de surface sur la déformation actuelle des Pyrénées et des Alpes. Ph.D. thesis. Université de Montpellier.

Genti, M., Chery, J., Vernant, P., Rigo, A., 2016. Impact of gravity forces and topography denudation on normal faulting in Central–Western Pyrenees : Insights from 2D numerical models. Comptes Rendus Geoscience 348, 173–183.

Giachetta, E., Molin, P., Scotti, V.N., Faccenna, C., 2015. Plio-Quaternary uplift of the Iberian Chain (central–eastern Spain) from landscape evolution experiments and river profile modeling. Geomorphology 246, 48–67.

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

Gleizes, G., Crevon, G., Asrat, A., Barbey, P., 2006. Structure, age and mode of emplacement of the Hercynian Bordères-Louron pluton (Central Pyrenees, France). International Journal of Earth Sciences 95, 1039–1052.

Gleizes, G., Leblanc, D., Bouchez, J., 1998. The main phase of the Hercynian orogeny in the Pyrenees is a dextral transpression. Geological Society, London, Special Publications 135, 267–273.

Glotzbach, C., Röttjer, M., Hampel, A., Hetzel, R., Kubik, P.W., 2014. Quantifying the impact of former glaciation on catchment-wide denudation rates derived from cosmogenic 10Be. Terra Nova 26, 186–194.

Glotzbach, C., Van Der Beek, P.A., Spiegel, C., 2011. Episodic exhumation and relief growth in the Mont Blanc massif, Western Alps from numerical modelling of thermochronology data. Earth and Planetary Science Letters 304, 417–430.

Goguel, J., 1963. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Pau (1029). Bureau des recherches géologiques et minières, Paris.

Golberg, J., Leyreloup, A., 1990. High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). Contributions to Mineralogy and Petrology 104, 194–207.

Goldich, S.S., 1938. A study in rock-weathering. The Journal of Geology 46, 17–58.

Gong, Z., van Hinsbergen, D.J., Vissers, R.L., Dekkers, M.J., 2009. Early Cretaceous syn-rotational extension in the Organyà basin—new constraints on the palinspastic position of Iberia during its rotation. Tectonophysics 473, 312–323.

Gong, Z., Langereis, C., Mullender, T., 2008. The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. Earth and Planetary Science Letters 273, 80–93.

Gorini, C., Le Marrec, A., Mauffret, A., 1993. Contribution to the structural and sedimentary history of the Gulf of Lions (western Mediterranean) from the ECORS profiles, industrial seismic profiles and well data. Bulletin de la Société géologique de France 164, 353–363.

Goron, L., 1931. Un type de vallée prépyrénéenne : la Barguillère (Pyrénées Ariégeoises). Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest. Sud-Ouest Européen 2, 251–316.

Goudie, A., 2013. Encyclopedia of geomorphology. Routledge.

Grandjean, G., 1992. Mise en évidence des structures crustales dans une partion de chaîne et de leur relation avec les bassins sédimentaires. Application aux Pyrénées occidentales au travers du projet ECORS Arzacq-Pyrénées. Ph.D. thesis. Univ. de Montpellier II, Montpellier, France.

Grandjean, G., 1994. Study of crustal structures in a section of a mountain-range-relationship with sedimentary basins-application to western pyrenees. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine 18, 391–419.

Granet, M., Wilson, M., Achauer, U., 1995. Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. Earth and Planetary Science Letters 136, 281–296.

Granger, D.E., Fabel, D., Palmer, A.N., 2001. Pliocene- Pleistocene incision of the Green River, Kentucky, determined from radioactive decay of cosmogenic 26Al and 10Be in Mammoth Cave sediments. Geological Society of America Bulletin 113, 825–836.

Granger, D.E., Kirchner, J.W., Finkel, R., 1996. Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ-produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment. The Journal of Geology 104, 249–257.

Gregory, K.J., Goudie, A.S., 2011. The SAGE handbook of geomorphology. Sage Publications.

Grujic, D., Coutand, I., Bookhagen, B., Bonnet, S., Blythe, A., Duncan, C., 2006. Climatic forcing of erosion, landscape, and tectonics in the Bhutan Himalayas. Geology 34, 801–804.

Gubbels, T., Isacks, B., Farrar, E., 1993. High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian central Andes. Geology 21, 695–698.

Guennoc, P., Gorini, C., Mauffret, A., 2000. Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitanien et de la surface messinienne. Géologie de la France 3, 67–97.

Guillocheau, F., Brault, N., Thomas, E., Barbarand, J., et al., 2003. Histoire géologique du Massif Armoricain depuis 140 Ma (Crétacé-Actuel). Bulletin d'information des géologues du Bassin de Paris .

Guillocheau, F., Simon, B., Baby, G., Bessin, P., Robin, C., Dauteuil, O., 2018. Planation surfaces as a record of mantle dynamics : the case example of Africa. Gondwana Research 53, 82–98.

Gunn, J., 2013. Denudation and Erosion Rates in Karst, in : Treatise on Geomorphology. Elsevier Inc., pp. 72–81.

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, 208–218.

Gunnell, Y., Zeyen, H., Calvet, M., 2008. Geophysical evidence of a missing lithospheric root beneath the Eastern Pyrenees : Consequences for post-orogenic uplift and associated geomorphic signatures. Earth and Planetary Science Letters 276, 302–313.

Gutzmer, J., Beukes, N., Kleyenstuber, A., Mintek, A.B., 1995. Magnetic hausmannite from hydrothermally altered manganese ore in the Palaeoproterozoic Kalahari manganese deposit, Transvaal Supergroup, South Africa.

Hack, J.T., 1960. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. Bobbs-Merrill.

Hall, A.M., Ebert, K., Kleman, J., Nesje, A., Ottesen, D., 2013. Selective glacial erosion on the Norwegian passive margin. Geology 41, 1203–1206.

Hallet, B., Hunter, L., Bogen, J., 1996. Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers : A review of field data and their implications. Global and Planetary Change 12, 213–235.

Hammond, W.C., Blewitt, G., Li, Z., Plag, H.P., Kreemer, C., 2012. Contemporary uplift of the Sierra Nevada, western United States, from GPS and InSAR measurements. Geology 40, 667–670.

Handy, M.R., Schmid, S.M., Bousquet, R., Kissling, E., Bernoulli, D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. Earth-Science Reviews 102, 121–158.

Handy, M.R., Ustaszewski, K., Kissling, E., 2015. Reconstructing the Alps–Carpathians–Dinarides as a key to understanding switches in subduction polarity, slab gaps and surface motion. International Journal of Earth Sciences 104, 1–26.

Hautmann, S., Lippolt, H., 2000. 40Ar/39Ar dating of central European K–Mn oxides—a chronological framework of supergene alteration processes during the Neogene. Chemical Geology 170, 37–80.

Hay, W.W., Floegel, S., 2012. New thoughts about the Cretaceous climate and oceans. Earth-Science Reviews 115, 262–272.

Hénocque, O., Ruffet, G., Colin, F., Féraud, G., 1998. 40Ar/39Ar dating of West African lateritic cryptomelanes. Geochimica et Cosmochimica Acta 62, 2739–2756.

Herman, F., Beaud, F., Champagnac, J.D., Lemieux, J.M., Sternai, P., 2011. Glacial hydrology and erosion patterns : a mechanism for carving glacial valleys. Earth and Planetary Science Letters 310, 498–508.

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, 423.

Herrera, G., Gutiérrez, F., García-Davalillo, J., Guerrero, J., Notti, D., Galve, J., Fernández-Merodo, J., Cooksley, G., 2013. Multi-sensor advanced DInSAR monitoring of very slow landslides : The Tena Valley case study (Central Spanish Pyrenees). Remote Sensing of Environment 128, 31–43.

Hewett, D., 1972. Manganite, hausmannite, braunite ; features, modes of origin. Economic Geology 67, 83–102.

Hourdebaigt, M., Villatte, J., Crochet, B., 1986. The Poudingue de Jurançon at the south of Pau (Pyrenees-Atlantiques) belongs to the syntectonic Palassou group-Evidence by the discovery of an Eocene mollusca fauna. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series II 303, 951.

Howard, A.D., Kerby, G., 1983. Channel changes in badlands. Geological Society of America Bulletin 94, 739–752.

Hu, J., Ding, X.L., Li, Z.W., Zhu, J.J., Sun, Q., Zhang, L., 2013. Kalman-filter-based approach for multisensor, multitrack, and multitemporal InSAR. IEEE transactions on geoscience and remote sensing 51, 4226–4239.

Huber, B.T., Norris, R.D., MacLeod, K.G., 2002. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. Geology 30, 123–126.

Huggett, R.J., 2011. Fundamentals of geomorphology. Third edition ed., Routledge.

Hughes, P.D., Woodward, J.C., 2008. Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. Journal of Quaternary Science : Published for the Quaternary Research Association 23, 575–588.

Huneke, J., Smith, S., 1976. The realities of recoil-Ar-39 recoil out of small grains and anomalous age patterns in Ar-39-Ar-40 dating, in : Lunar and Planetary Science Conference Proceedings, pp. 1987–2008.

Husson, L., Sempere, T., 2003. Thickening the Altiplano crust by gravity-driven crustal channel flow. Geophysical Research Letters 30.

Huyghe, D., Mouthereau, F., Emmanuel, L., 2012. Oxygen isotopes of marine mollusc shells record Eocene elevation change in the Pyrenees. Earth and Planetary Science Letters 345, 131–141.

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.

Janowski, M., Loget, N., Gautheron, C., Barbarand, J., Bellahsen, N., Van den Driessche, J., Babault, J., Meyer, B., 2017. Neogene exhumation and relief evolution in the eastern Betics (SE Spain) : insights from the Sierra de Gador. Terra Nova 29, 91–97.

Janssen, M., Torné, M., Cloetingh, S., Banda, E., 1993. Pliocene uplift of the eastern Iberian margin : Inferences from quantitative modelling of the Valencia Trough. Earth and Planetary Science Letters 119, 585–597.

Japsen, P., Chalmers, J.A., 2000. Neogene uplift and tectonics around the North Atlantic : overview. Global and Planetary Change 24, 165–173.

Jiménez-Moreno, G., Fauquette, S., Suc, J.P., 2010. Miocene to Pliocene vegetation reconstruction and climate estimates in the Iberian Peninsula from pollen data. Review of Palaeobotany and Palynology 162, 403–415.

Johnson, C., 1997. Resolving denudational histories in orogenic belts with apatite fission-track thermochronology and structural data : An example from southern Spain. Geology 25, 623–626.

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, 662–679.

Jolivet, M., 2017. Mesozoic tectonic and topographic evolution of Central Asia and Tibet : a preliminary synthesis. Geological Society, London, Special Publications 427, 19–55.

Jolivet, M., Barrier, L., Dauteuil, O., Laborde, A., Li, Q., Reichenbacher, B., Popescu, S.M., Sha, J., Guo, Z., 2018. Late Cretaceous–Palaeogene topography of the Chinese Tian Shan : New insights from geomorphology and sedimentology. Earth and Planetary Science Letters 499, 95–106.

Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N., Campani, M., 2007a. Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France-Spain). Tectonics 26.

Jolivet, M., Ritz, J.F., Vassallo, R., Larroque, C., Braucher, R., Todbileg, M., Chauvet, A., Sue, C., Arnaud, N., De Vicente, R., et al., 2007b. Mongolian summits : an uplifted, flat, old but still preserved erosion surface. Geology 35, 871–874.

Jones, D.K., 1999. Evolving models of the Tertiary evolutionary geomorphology of southern England, with special reference to the Chalklands. Geological Society, London, Special Publications 162, 1–23.

Karner, G., Watts, A., 1983. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. Journal of Geophysical Research : Solid Earth 88, 10449–10477.

Kennan, L., Lamb, S., Hoke, L., 1997. High-altitude palaeosurfaces in the Bolivian Andes : evidence for late Cenozoic surface uplift. Geological Society, London, Special Publications 120, 307–323.

Kenter, J.A., Reymer, J.J., van der Straaten, H.C., Peper, T., 1990. Facies patterns and subsidence history of the Jumilla-Cieza region (southeastern Spain). Sedimentary Geology 67, 263–280.

King, L.C., 1953. Canons of landscape evolution. Geological Society of America Bulletin 64, 721–752.

Kleinsmiede, W.F.J., 1960. Geology of the Valle de Aran (Central Pyrenees). Leidse Geologische Mededelingen 25, 129–245.

Koppes, M.N., Montgomery, D.R., 2009. The relative efficacy of fluvial and glacial erosion over modern to orogenic timescales. Nature Geoscience 2, 644.

Kuleshov, V., 2011. Manganese deposits : Communication 1. Genetic models of manganese ore formation. Lithology and Mineral Resources 46, 473.

Labaume, P., Meresse, F., Jolivet, M., Teixell, A., 2016a. Exhumation sequence of the basement thrust units in the west-central Pyrenees. Constraints from apatite fission track analysis. Geogaceta .

Labaume, P., Meresse, F., Jolivet, M., Teixell, A., Lahfid, A., 2016b. Tectonothermal history of an exhumed thrust-sheet-top basin : An example from the south Pyrenean thrust belt. Tectonics 35, 1280–1313.

Lacan, P., 2008. Activité sismotectonique plio-quaternaire de l'ouest des Pyrénées. Ph.D. thesis. Université de Pau et des Pays de l'Adour.

Lacan, P., Ortuño, M., 2012. Active Tectonics of the Pyrenees : A review. Journal Of Iberian Geology, 2012, vol. 38, num. 1, p. 9-30 .

Lachassagne, P., Wyns, R., Dewandel, B., 2011. The fracture permeability of hard rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. Terra Nova 23, 145–161.

Lagabrielle, Y., Bodinier, J.L., 2008. Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks : field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. Terra Nova 20, 11–21.

Lagabrielle, Y., Clerc, C., Vauchez, A., Lahfid, A., Labaume, P., Azambre, B., Fourcade, S., Dautria, J.M., 2016. Very high geothermal gradient during mantle exhumation recorded in mylonitic marbles and carbonate breccias from a Mesozoic Pyrenean palaeomargin (Lherz area, North Pyrenean Zone, France). Comptes Rendus Géoscience 348, 290–300.

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.

Lagabrielle, Y., Maury, R.C., Renard, M., 2013. Mémo visuel de géologie : L'essentiel en fiches. Dunod.

Lagios, E., Sakkas, V., Novali, F., Bellotti, F., Ferretti, A., Vlachou, K., Dietrich, V., 2013. SqueeSAR™ and GPS ground deformation monitoring of Santorini Volcano (1992–2012) : Tectonic implications. Tectonophysics 594, 38–59.

Laubscher, H., 2001. Plate interactions at the southern end of the Rhine graben. Tectonophysics 343, 1–19.

Laumonier, B., 2015. Les Pyrénées alpines sud-orientales (France, Espagne)–essai de synthèse. Revue de Géologie pyrénéenne .

Laznicka, P., 1992. Manganese deposits in the global lithogenetic system : Quantitative approach. Ore Geology Reviews 7, 279–356.

Le Pichon, X., Bonnin, J., Francheteau, J., Sibuet, J., 1971. Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne. Histoire structurale du Golfe de Gascogne 2, 1–44.

Lebourg, T., Zerathe, S., Fabre, R., Giuliano, J., Vidal, M., 2014. A Late Holocene deep-seated landslide in the northern French Pyrenees. Geomorphology 208, 1–10.

Lewis, C.J., McDonald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L., Rhodes, E.J., 2009. Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. Global and Planetary Change 67, 141–152.

Li, J.W., Vasconcelos, P., Duzgoren-Aydin, N., Yan, D.R., Zhang, W., Deng, X.D., Zhao, X.F., Zeng, Z.P., Hu, M.A., 2007. Neogene weathering and supergene manganese enrichment in subtropical South China : An 40Ar/39Ar approach and paleoclimatic significance. Earth and Planetary Science Letters 256, 389–402.

Livingstone, S.J., Chu, W., Ely, J.C., Kingslake, J., 2017. Paleofluvial and subglacial channel networks beneath Humboldt Glacier, Greenland. Geology 45, 551–554.

Lofi, J., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., Dos Reis, A.T., Ryan, W.B., Steckler, M.S., 2005. Erosional processes and paleo-environmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. Marine Geology 217, 1–30.

Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Dos Reis, A.T., Mountain, G.S., Ryan, W.B., Steckler, M.S., et al., 2003. Plio–Quaternary prograding clinoform wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. Marine Geology 198, 289–317.

Loget, N., Driessche, J.V.D., Davy, P., 2005. How did the Messinian salinity crisis end ? Terra Nova 17, 414–419.

Lougnon, J., 1981. Ressources minières françaises : les gisements de manganèse (Bureau de Recherches Géologiques et Minières No. Tome 10). BRGM.

Loury, C., 2016. Paleozoic geodynamic evolution of Tien-Shan (Central Asia Orogenic Belt) and tectonic reactivation. Ph.D. thesis. Université Côte d'Azur.

Macchiavelli, C., Vergés, J., Schettino, A., Fernàndez, M., Turco, E., Casciello, E., Torne, M., Pierantoni, P.P., Tunini, L., 2017. A new southern North Atlantic isochron map : Insights into the drift of the Iberian plate since the Late Cretaceous. Journal of Geophysical Research : Solid Earth 122, 9603–9626.

Maddy, D., Bridgland, D., Westaway, R., 2001. Uplift-driven valley incision and climate-controlled river terrace development in the Thames Valley, UK. Quaternary International 79, 23–36.

Madritsch, H., Fabbri, O., Hagedorn, E.M., Preusser, F., Schmid, S., Ziegler, P., 2010a. Feedback between erosion and active deformation : Geomorphic constraints from the frontal Jura fold-and-thrust belt (eastern France). International Journal of Earth Sciences 99, 103–122.

Madritsch, H., Preusser, F., Fabbri, O., Bichet, V., Schlunegger, F., Schmid, S., 2010b. Late Quaternary folding in the Jura Mountains : Evidence from syn-erosional deformation of fluvial meanders. Terra Nova 22, 147–154.

Malcles, O., Vernant, P., Chéry, J., Camps, P., Cazes, G., Ritz, J.F., Fink, D., 2018. Intraplate deformation of the southern French Massif Central : from karst sediments to numerical modeling of the regional geodynamic, in : EGU General Assembly Conference Abstracts, p. 7679.

Mardones, M., Jalut, G., 1983. tourbiere de Biscaye (alt. 409 m, Hautes Pyrenees) : approche paleoecologique des 45.000 dernieres annees. Pollen et spores .

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, 1569–1596.

Massonnet, D., Feigl, K.L., 1998. Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. Reviews of geophysics 36, 441–500.

Mathian, M., Aufort, J., Braun, J.J., Riotte, J., Sélo, M., Balan, E., Fritsch, E., Bhattacharya, S., Allard, T., 2019. Unraveling weathering episodes in Tertiary regoliths by kaolinite dating (Western Ghats, India). Gondwana Research 69, 89–105.

Mattauer, M., Dalmayrac, B., Laubacher, G., Vidal, J., 1967. Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne : le 'synclinal' paléozoïque de Villefranche-de-Conflent (Pyrénées orientales). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris 265, 1361–1364.

Maurin, T., Berthelon, J., Dhont, D., Koudogbo, F., Urdiroz, A., 2018a. Deciphering slow transient deformation from a spatial frequency analysis of InSAR data, in : EGU General Assembly Conference Abstracts, p. 15443.

Maurin, T., Berthelon, J., Dhont, D., Koudogbo, F., Urdiroz, A., 2018b. Subtile Interseismic Strain Rate Distribution Detected from a Spatial Frequency Analysis of InSAR, in : 80th EAGE Conference & Exhibition 2018 Workshop Programme.

May, J.H., 2002. The Quebrada de Purmamarca, Juyuj, NW-Argentina : Landscape Evolution and Morphodynamics in the Semi-Arid Andes .

May, J.H., 2008. A geomorphological map of the Quebrada de Purmamarca, Jujuy, NW Argentina. Journal of Maps 4, 211–224.

Mazzoli, S., Helman, M., 1994. Neogene patterns of relative plate motion for Africa-Europe : some implications for recent central Mediterranean tectonics, in : Active Continental Margins—Present and Past. Springer, pp. 464–468.

McClay, K., Muñoz, J.A., García-Senz, J., 2004. Extensional salt tectonics in a contractional orogen : A newly identified tectonic event in the Spanish Pyrenees. Geology 32, 737–740.

McDougall, I., Harrison, T.M., et al., 1999. Geochronology and Thermochronology by the 40Ar/39Ar Method. Oxford University Press on Demand.

Mellere, D., 1993. Thrust-generated, back-fill stacking of alluvial fan Sequences, south-central Pyrenees, Spain (La Pobla de Segur Conglomerates). Special Publications of the International Association of Sedimentologists 20, 259–276.

Merrihue, C., Turner, G., 1966. Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. Journal of Geophysical Research 71, 2852–2857.

Metcalf, J.R., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Muñoz, J.A., 2009. Thermochronology of a convergent orogen : Constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of the Maladeta Pluton in the Central Pyrenean Axial Zone. Earth and Planetary Science Letters 287, 488–503.

Mezger, J.E., 2009. Transpressional tectonic setting during the main Variscan deformation : evidence from four structural levels in the Bossòst and Aston-Hospitalet mantled gneiss domes, central Axial Zone, Pyrenees. Bulletin de la Société Géologique de France 180, 199–207.

Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B., Montigny, R., 2002. How does the Alpine belt end between Spain and Morocco ? Bulletin de la Société géologique de France 173, 3–15.

Michon, L., Merle, O., 2001. The evolution of the Massif Central Rift ; spatio-temporal distribution of the volcanism. Bulletin de la Société géologique de France 172, 201–211.

Migoń, P., 2004. Planation surface. Encyclopedia of Geomorphology. Routledge, London and New-York , 788–792.

Migoń, P., 2013. Weathering Mantles and Long-Term Landform Evolution, in : Treatise on Geomorphology. Elsevier Inc., pp. 127–144.

Migoń, P., Lidmar-Bergström, K., 2001. Weathering mantles and their significance for geomorphological evolution of central and northern Europe since the Mesozoic. Earth-Science Reviews 56, 285–324.

Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. science 310, 1293–1298.

Miller, S.R., Sak, P.B., Kirby, E., Bierman, P.R., 2013. Neogene rejuvenation of central Appalachian topography : Evidence for differential rock uplift from stream profiles and erosion rates. Earth and Planetary Science Letters 369, 1–12.

Mitchell, S.G., Montgomery, D.R., 2006. Influence of a glacial buzzsaw on the height and morphology of the Cascade Range in central Washington State, USA. Quaternary Research 65, 96–107.

Mix, A.C., Bard, E., Schneider, R., 2001. Environmental processes of the ice age : land, oceans, glaciers (EPILOG). Quaternary Science Reviews 20, 627–657.

Molliex, S., Fabbri, O., Bichet, V., Madritsch, H., 2011. Possible Quaternary growth of a hidden anticline at the front of the Jura fold-and-thrust belt : Geomorphological constraints from the Forêt de Chaux area, France. Bulletin de la Societe Geologique de France 182, 337–346.

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

Molnar, P., Lyon-Caen, H., 1988. Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts. Processes in continental lithospheric deformation 218, 179–207.

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

Montgomery, D.R., 2002. Valley formation by fluvial and glacial erosion. Geology 30, 1047–1050.

Moreau, J.D., Néraudeau, D., Philippe, M., Dépré, É., 2017. Albian flora from Archingeay-Les Nouillers (Charente-Maritime) : comparison and synthesis of Cretaceous meso-and macro-remains from the Aquitaine Basin (southwestern France). Geodiversitas 39, 729–741.

Morin, J., Jolivet, M., Barrier, L., Laborde, A., Li, H., Dauteuil, O., 2019. Planation surfaces of the Tian Shan Range (Central Asia) : Insight on several 100 million years of topographic evolution. Journal of Asian Earth Sciences 177, 52–65.

Moucha, R., Forte, A.M., 2011. Changes in African topography driven by mantle convection. Nature Geoscience 4, 707.

Mouchené, M., 2016. Evolution post-orogénique du système couplé piémont/bassin versant : le méga-cône alluvial de Lannemezan et son bassin versant au Nord des Pyrénées. Ph.D. thesis. Université Grenoble Alpes.

Mouchené, M., van der Beek, P., Mouthereau, F., Carcaillet, J., 2017. Controls on Quaternary incision of the Northern Pyrenean foreland : Chronological and geomorphological constraints from the Lannemezan megafan, SW France. Geomorphology 281, 78–93.

Mouthereau, F., Filleaudeau, P.Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M.G., Castelltort, S., Christophoul, F., Masini, E., 2014. Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees : Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. Tectonics 33, 2283–2314.

Müller, W.H., Graf, H., Naef, H., 2002. Geologische Entwicklung der Nordschweiz, Neotektonik und Langzeitszenarien Zürcher Weinland. National Cooperative for the Disposal of Radioactive Waste.

Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt : ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section, in : Thrust tectonics. Springer, pp. 235–246.

Nguyen, H., Vernant, P., Mazzotti, S., Khazaradze, G., Asensio Ferreira, E., 2016. 3D GPS velocity field and its implications on the present-day postorogenic deformation of the Western Alps and Pyrenees. Solid Earth, 2016, vol. 7, p. 1349-1363 .

Niemi, N.A., Oskin, M., Rockwell, T.K., 2008. Southern California earthquake center geologic vertical motion database. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 9.

Niviere, B., Giamboni, M., Innocent, C., Winter, T., 2006. Kinematic evolution of a tectonic wedge above a flat-lying décollement : the Alpine foreland at the interface between the Jura Mountains (Northern Alps) and the Upper Rhine graben. Geology 34, 469–472.

Nivière, B., Lacan, P., Regard, V., Delmas, M., Calvet, M., Huyghe, D., Roddaz, B., 2016. Evolution of the late Pleistocene Aspe River (Western Pyrenees, France). Signature of climatic events and active tectonics. Comptes Rendus Geoscience 348, 203–212.

Niviere, B., Marquis, G., 2000. Evolution of terrace risers along the upper Rhine graben inferred from morphologic dating methods : evidence of climatic and tectonic forcing. Geophysical Journal International 141, 577–594.

Niviére, B., Marquis, G., Maurin, J.C., 1998. Morphologic dating of slowly evolving scarps using a diffusive analogue. Geophysical Research Letters 25, 2325–2328.

Norton, K.P., Abbühl, L.M., Schlunegger, F., 2010. Glacial conditioning as an erosional driving force in the Central Alps. Geology 38, 655–658.

Nussbaum, F., 1931. Sur des surfaces d'aplanissement d'âge tertiaire dans les Pyrénées orientales et leurs transformations pendant l'époque quaternaire. Librairie Armand Colin.

Oliva-Urcia, B., Beamud, E., Arenas, C., Pueyo, E., Garcés, M., Soto, R., Valero, L., Pérez-Rivarés, F., 2019. Dating the northern deposits of the Ebro foreland basin ; implications for the kinematics of the SW Pyrenean front. Tectonophysics .

Olivet, J., 1996. La cinématique de la plaque ibérique. Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine 20, 131–195.

Olivet, J., Bonnin, J., Beuzart, P., Auzende, J., 1984. Cinematique de l'Atlantique nord et central. Publication CNEXO Rapport Scientific et technique 54.

Olivetti, V., Godard, V., Bellier, O., team, A., et al., 2016. Cenozoic rejuvenation events of Massif Central topography (France) : Insights from cosmogenic denudation rates and river profiles. Earth and Planetary Science Letters 444, 179–191.

Ollier, C., Pain, C., 2004. The origin of mountains. Routledge.

Orme, A.R., 2013. Denudation, planation, and cyclicity : myths, models, and reality. The Foundations of Geomorphology 1, 11–36.

Ortiz, A., Guillocheau, F., Lasseur, E., Briais, J., Robin, C., Serrano, O., Fillon, C., 2020. Sediment routing system and sink preservation during the post-orogenic evolution of a retro-foreland basin : The case example of the North Pyrenean (Aquitaine, Bay of Biscay) Basins. Marine and Petroleum Geology 112, 104085.

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

Ortuño, M., Viaplana-Muzas, M., 2018. Active fault control in the distribution of Elevated Low Relief Topography in the Central-Western Pyrenees. Geologica Acta 16, 499–518.

Ostwald, J., 1984. Some observations on the genesis of nsutite. N. Jb. Mineral. Mh 9, 385–392.

Ostwald, J., 1986. Some observations on the chemical composition of todorokite. Mineralogical Magazine 50, 336–340.

Paliaga, G., 2015. Erosion triangular facets as markers of order in an open dissipative system. Pure and Applied Geophysics 172, 1985–1997.

Pallàs, R., Rodes, A., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuno, M., Bordonau, J., Bourlès, D., Vilaplana, J.M., Masana, E., Santanach, P., 2006. Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees : a critical review and new evidence from 10Be exposure ages, south-central Pyrenees. Quaternary Science Reviews 25, 2937–2963.

Palomeras, I., Villaseñor, A., Thurner, S., Levander, A., Gallart, J., Harnafi, M., 2017. Lithospheric structure of I beria and Morocco using finite-frequency Rayleigh wave tomography from earthquakes and seismic ambient noise. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 18, 1824–1840.

Pedoja, K., Husson, L., Johnson, M.E., Melnick, D., Witt, C., Pochat, S., Nexer, M., Delcaillau, B., Pinegina, T., Poprawski, Y., et al., 2014. Coastal staircase sequences reflecting sea-level oscillations and tectonic uplift during the Quaternary and Neogene. Earth-Science Reviews 132, 13–38.

Pedoja, K., Jara-Muñoz, J., De Gelder, G., Robertson, J., Meschis, M., Fernández-Blanco, D., Nexer, M., Poprawski, Y., Dugué, O., Delcaillau, B., et al., 2018. Neogene-Quaternary slow coastal uplift of Western Europe through the perspective of sequences of strandlines from the Cotentin Peninsula (Normandy, France). Geomorphology 303, 338–356.

Pedreira, D., Pulgar, J., Gallart, J., Torné, M., 2007. Three-dimensional gravity and magnetic modeling of crustal indentation and wedging in the western Pyrenees-Cantabrian Mountains. Journal of Geophysical Research : Solid Earth 112.

Pedro, G., 1968. Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn 10, 457–470.

Pelissonnier, H., 1956. Caractère syngénétique du manganèse des Hautes-Pyrénées, in : Symposium de Manganeso. 20ème Cong. géol. inter, pp. 175–195.

Peltier, L.C., 1950. The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology. Annals of the association of American Geographers 40, 214–236.

Penck, A., 1883. La période glaciaire dans les Pyrénées. Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse , 105–200.

Penck, W., 1953. Morphological analysis of land forms : a contribution to physical geology .

Pereira, A., 2017. Apport de la datation 40Ar/39Ar à la compréhension de l'évolution culturelle des pré-néanderthaliens en Italie centrale et méridionale entre 750 et 250 ka. Ph.D. thesis. Museum national d'histoire naturelle-MNHN PARIS.

Pérez-Peña, J.V., Al-Awabdeh, M., Azañón, J.M., Galve, J.P., Booth-Rea, G., Notti, D., 2017. SwathProfiler and NProfiler : Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. Computers & Geosciences 104, 135–150.

Perkins, J.P., Ward, K.M., De Silva, S.L., Zandt, G., Beck, S.L., Finnegan, N.J., 2016. Surface uplift in the Central Andes driven by growth of the Altiplano Puna Magma Body. Nature communications 7, 13185.

Petit, C., Gunnell, Y., Gonga-Saholiariliva, N., Meyer, B., Séguinot, J., 2009a. Faceted spurs at normal fault scarps : Insights from numerical modeling. Journal of Geophysical Research : Solid Earth 114.

Petit, C., Meyer, B., Gunnell, Y., Jolivet, M., San'Kov, V., Strak, V., Gonga-Saholiariliva, N., 2009b. Height of faceted spurs, a proxy for determining long-term throw rates on normal faults : Evidence from the North Baikal Rift System, Siberia. Tectonics 28.

Petit, C., Mouthereau, F., 2012. Steep topographic slope preservation by anisotropic diffusion : An example from the Neogene Têt fault scarp, eastern Pyrenees. Geomorphology 171, 173–179.

Peulvast, J.P., de Claudino Sales, V., 2004. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian «Nordeste» : constraints on models of morphotectonic evolution. Geomorphology 62, 89–122.

Peulvast, J.P., Claudino Sales, V., 2005. Surfaces d'aplanissement et géodynamique. Géomorphologie : relief, processus, environnement 11, 249–274.

Peybernès, B., 1979. L'Urgonien des Pyrénées ; essai de synthèse. Geobios 12, 79–87.

Peyton, S.L., Carrapa, B., 2013. An introduction to low-temperature thermochronologic techniques, methodology, and applications .

Piana, F., 2000. Structural setting of western Monferrato (Alps-Apennines junction zone, NW Italy). Tectonics 19, 943–960.

Pierre, G., 1989. Les altérites fossilisées par des coulées de lave : valeur paléoclimatique et implications géomorphologiques ; l'exemple de l'Auvergne, de l'Aubrac et du Velay. Ph.D. thesis.

Plaziat, J.C., 1981. Late Cretaceous to Late Eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 36, 263–320.

Plaziat, J.C., 1984. Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène : stratigraphie, paléoenvironnements et évolution paléogéographique. Ph.D. thesis. Université de Paris-Sud.

Pope, D.C., Willett, S.D., 1998. Thermal-mechanical model for crustal thickening in the central Andes driven by ablative subduction. Geology 26, 511–514.

Pope, G., 2013. Weathering and sediment genesis, in : Treatise on Geomorphology. Elsevier Inc., pp. 284–293.

Post, J.E., 1999. Manganese oxide minerals : Crystal structures and economic and environmental significance. Proceedings of the National Academy of Sciences 96, 3447–3454.

Powell, J.W., 1875. Exploration of the Colorado River of the West and its Tributaries.

Puigdefabregas, S., 1975. La sedimentation molasica en la cuenca de Jaca. Pirineos , 1–188.

Quintana, L., Pulgar, J., Alonso, J., 2015. Displacement transfer from borders to interior of a plate : A crustal transect of Iberia. Tectonophysics 663, 378–398.

Rabin, M., Sue, C., Valla, P., Champagnac, J.D., Carry, N., Bichet, V., Eichenberger, U., Mudry, J., 2015. Deciphering neotectonics from river profile analysis in the karst Jura Mountains (northern Alpine foreland). Swiss Journal of Geosciences 108, 401–424.

Raymo, M., 1994. The initiation of Northern Hemisphere glaciation. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 22, 353–383.

Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., Froelich, P.N., 1988. Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. Geology 16, 649–653.

Ribeiro, A., Kullberg, M.C., Kullberg, J.C., Manuppella, G., Phipps, S., 1990. A review of Alpine tectonics in Portugal : foreland detachment in basement and cover rocks. Tectonophysics 184, 357–366.

Rigo, A., Vernant, P., Feigl, K., Goula, X., Khazaradze, G., Talaya, J., Morel, L., Nicolas, J., Baize, S., Chery, J., et al., 2015. Present-day deformation of the Pyrenees revealed by GPS surveying and earthquake focal mechanisms until 2011. Geophysical Journal International 201, 947–964.

Ritter, J.R., Jordan, M., Christensen, U.R., Achauer, U., 2001. A mantle plume below the Eifel volcanic fields, Germany. Earth and Planetary Science Letters 186, 7–14.

Robl, J., Hergarten, S., Prasicek, G., 2017. The topographic state of fluvially conditioned mountain ranges. Earth-Science Reviews 168, 190–217.

Roca, E., 2001. The northwest Mediterranean basin (Valencia trough, Gulf of Lions and Liguro-Provencal basins) : structure and geodynamic evolution. Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle 186, 671–706.

Roca, E., Desegaulx, P., 1992. Analysis of the geological evolution and vertical movements in the Valencia Trough area, western Mediterranean. Marine and Petroleum Geology 9, 167–185.

Rochat, P., Hérail, G., Baby, P., Mascle, G., 1999. Bilan crustal et contrôle de la dynamique érosive et sédimentaire sur les mécanismes de formation de l'Altiplano. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science 328, 189–195.

Rodríguez-Fernández, J., Azor, A., Miguel Azañón, J., 2011. The Betic intramontane basins (SE spain) : stratigraphy, subsidence, and tectonic history. Tectonics of sedimentary basins : Recent advances , 461–479.

Roger, F., Jolivet, M., Cattin, R., Malavieille, J., 2011. Mesozoic-Cenozoic tectonothermal evolution of the eastern part of the Tibetan Plateau (Songpan-Garzê, Longmen Shan area) : insights from thermochronological data and simple thermal modelling. Geological Society, London, Special Publications 353, 9–25.

Roigé, M., Gómez-Gras, D., Remacha, E., Boya, S., Viaplana-Muzas, M., Teixell, A., 2017. Recycling an uplifted early foreland basin fill : An example from the Jaca basin (Southern Pyrenees, Spain). Sedimentary geology 360, 1–21.

Romagny, A., Münch, P., Cornée, J.J., Corsini, M., Azdimousa, A., Melinte-Dobrinescu, M., Drinia, H., Bonno, M., Arnaud, N., Monie, P., et al., 2014. Late Miocene to present-day exhumation and

uplift of the Internal Zone of the Rif chain : Insights from low temperature thermochronometry and basin analysis. Journal of Geodynamics 77, 39–55.

Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. Tectonophysics 359, 117–129.

Rosenberg, C., Berger, A., 2009. On the causes and modes of exhumation and lateral growth of the Alps. Tectonics 28.

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, 224–235.

Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P., Deramond, J., 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross sections : Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. Tectonics 8, 41–50.

Roveri, M., Flecker, R., Krijgsman, W., Lofi, J., Lugli, S., Manzi, V., Sierro, F.J., Bertini, A., Camerlenghi, A., De Lange, G., et al., 2014. The Messinian Salinity Crisis : past and future of a great challenge for marine sciences. Marine Geology 352, 25–58.

Roveri, M., Lugli, S., Manzi, V., Schreiber, B.C., 2008. The Messinian Sicilian stratigraphy revisited : new insights for the Messinian salinity crisis. Terra Nova 20, 483–488.

Roy, S., 1968. Mineralogy of the different genetic types of manganese deposits. Economic Geology 63, 760–786.

Roy, S., 1997. Genetic diversity of manganese deposition in the terrestrial geological record. Geological Society, London, Special Publications 119, 5–27.

Ruffet, G., Innocent, C., Michard, A., Féraud, G., Beauvais, A., Nahon, D., Hamelin, B., 1996. A geochronological 40Ar/39Ar and 87Rb/87Sr study of K-Mn oxides from the weathering sequence of Azul, Brazil. Geochimica et cosmochimica Acta 60, 2219–2232.

Ryan, W.B., Cita, M.B., 1978. The nature and distribution of Messinian erosional surfaces—Indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. Marine Geology 27, 193–230.

Sallarès, V., Martínez-Loriente, S., Prada, M., Gràcia, E., Ranero, C., Gutscher, M.A., Bartolome, R., Gailler, A., Dañobeitia, J.J., Zitellini, N., 2013. Seismic evidence of exhumed mantle rock basement at the Gorringe Bank and the adjacent Horseshoe and Tagus abyssal plains (SW Iberia). Earth and Planetary Science Letters 365, 120–131.

Sandiford, M., Quigley, M., 2009. TOPO-OZ : Insights into the various modes of intraplate deformation in the Australian continent. Tectonophysics 474, 405–416.

Sartégou, A., 2017. Évolution morphogénique des Pyrénées orientales : apports des datations de systèmes karstiques étagés par les nucléides cosmogéniques et la RPE. Ph.D. thesis. Université de Perpignan Via Domitia.

Sartégou, A., Bourlès, D.L., Blard, P.H., Braucher, R., Tibari, B., Zimmermann, L., Leanni, L., Aumaitre, G., Keddadouche, K., 2018a. Deciphering landscape evolution with karstic networks : A Pyrenean case study. Quaternary Geochronology 43, 12–29.

Sartégou, A., Braucher, R., Bourles, D., Blard, P.H., Zimmermann, L., Tibari, B., 2018b. Quantifying incision rates since the early Miocene using terrestrial cosmogenic nuclides into caves : methodological issues, solutions and expectations, in : 4th Nordic Workshop on Cosmogenic Nuclides.

Saspiturry, N., Razin, P., Baudin, T., Serrano, O., Issautier, B., Lasseur, E., Allanic, C., Thinon, I., Leleu, S., 2019. Symmetry vs. asymmetry of a hyper-thinned rift : Example of the Mauléon Basin (Western Pyrenees, France). Marine and Petroleum Geology .

Savitzky, A., Golay, M.J., 1964. Smoothing and differentiation of data by simplified least squares procedures. Analytical chemistry 36, 1627–1639.

Schoeffler, J., 1971. Etude structurale des terrains molassiques du piedmont-nord des Pyrénées de Peyrehorade à Carcassonne.

Scotese, C.R., 2001. Atlas of earth history. University of Texas at Arlington. Department of Geology. PALEOMAP Project.

Scotti, V., Molin, P., Faccenna, C., Soligo, M., Casas-Sainz, A., 2014. The influence of surface and tectonic processes on landscape evolution of the Iberian Chain (Spain) : Quantitative geomorphological analysis and geochronology. Geomorphology 206, 37–57.

Seguret, M., Daignieres, M., 1986. Crustal scale balanced cross-sections of the Pyrenees ; discussion. Tectonophysics 129, 303–318.

Séranne, M., 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS : an overview. Geological Society, London, Special Publications 156, 15–36.

Serpelloni, E., Faccenna, C., Spada, G., Dong, D., Williams, S.D., 2013. Vertical GPS ground motion rates in the Euro-Mediterranean region : New evidence of velocity gradients at different spatial

scales along the Nubia-Eurasia plate boundary. Journal of Geophysical Research : Solid Earth 118, 6003–6024.

Siame, L., Angelier, J., Chen, R.F., Godard, V., Derrieux, F., Bourlès, D., Braucher, R., Chang, K.J., Chu, H.T., Lee, J.C., 2011. Erosion rates in an active orogen (NE-Taiwan) : A confrontation of cosmogenic measurements with river suspended loads. Quaternary Geochronology 6, 246–260.

Sibuet, J.C., Srivastava, S.P., Spakman, W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. Journal of Geophysical Research : Solid Earth 109.

Sinclair, H., Gibson, M., Naylor, M., Morris, R., 2005. Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. American Journal of Science 305, 369–406.

Sobel, E.R., Oskin, M., Burbank, D., Mikolaichuk, A., 2006. Exhumation of basement-cored uplifts : Example of the Kyrgyz Range quantified with apatite fission track thermochronology. Tectonics 25.

Sorriaux, P., 1981. Étude et datation de remplissages karstiques : nouvelles données sur la paléogéographie quaternaire de la région de Tarascon (Pyrénées ariégeoises). Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences Série II 293, 703–706.

Souquet, P., Debroas, E., 1980. Tectorogenèse et évolution des bassins de sédimentation dans le cycle alpin des Pyrénées. Géologie de la France. 26eme Congr Géol Int Coll C 7, 213–233.

Souquet, P., Peybernes, B., Bilotte, M., Debroas, E.J., 1977. La chaîne alpine des Pyrénées. Géologie alpine 53, 193–216.

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

Souriau, A., Granet, M., 1995. A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data. Journal of Geophysical Research : Solid Earth 100, 18117–18134.

Souriau, A., Pauchet, H., 1998. A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications. Tectonophysics 290, 221–244.

Srivastava, S., Roest, W., Kovacs, L., Oakey, G., Levesque, S., Verhoef, J., Macnab, R., 1990. Motion of Iberia since the Late Jurassic : results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. Tectonophysics 184, 229–260.

Stange, K., Van Balen, R., Kasse, C., Vandenberghe, J., Carcaillet, J., 2014. Linking morphology across the glaciofluvial interface : A 10Be supported chronology of glacier advances and terrace formation in the Garonne River, northern Pyrenees, France. Geomorphology 207, 71–95.

Stange, K.M., Midtkandal, I., Nystuen, J.P., Kuss, H.J., Spiegel, C., 2018. Direct response of small non-glaciated headwater catchments to Late Quaternary climate change : The Valle de la Fueva, southern Pyrenees. Geomorphology 318, 187–202.

Steer, P., Huismans, R.S., Valla, P.G., Gac, S., Herman, F., 2012. Bimodal Plio–Quaternary glacial erosion of fjords and low-relief surfaces in Scandinavia. Nature Geoscience 5, 635.

Stich, D., Martín, R., Batlló, J., Macià, R., Mancilla, F.d.L., Morales, J., 2018. Normal faulting in the 1923 Berdún earthquake and postorogenic extension in the Pyrenees. Geophysical Research Letters 45, 3026–3034.

Strahler, A.N., et al., 1965. Introduction to physical geography .

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

Strakhov, N., 1967. Principles of lithogenesis, v. 1 : New York. Consultants Bureau, and Edinburgh, Oliver and Boyd .

Suc, J.P., Bessais, E., 1990. Pérennité d'un climat thermo-xérique en Sicile avant, pendant, après la crise de salinité messinienne. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 310, 1701–1707.

Suc, J.P., Fauquette, S., 2012. The use of pollen floras as a tool to estimate palaeoaltitude of mountains : The eastern Pyrenees in the Late Neogene, a case study. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 321, 41–54.

Sugden, D.E., John, B.S., 1976. Glaciers and landscape. E. Arnold.

Summerfield, M., 1991. Tectonic geomorphology. Progress in Physical Geography 15, 193–205.

Taillefer, F., 1960. Les terrasses d'obturation glaciaire de la vallée de Saurat (Ariège). Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest. Sud-Ouest Européen 31, 45–61.

Tardy, Y., 1993. Pétrologie des latérites et des sols tropicaux. Masson.

Taylor, G., Eggleton, R.A., Eggleton, R.A., 2001. Regolith geology and geomorphology. John Wiley & Sons.

Tebo, B.M., 1997. Bacterially mediated mineral formation : Insights into manganese (II) oxidation from molecular genetic and biochemical studies. Geomicrobiology : interactions between microbes and minerals , 225–266.

Teixell, A., 1996. The Ansó transect of the southern Pyrenees : basement and cover thrust geometries. Journal of the Geological Society 153, 301–310.

Teixell, A., Arboleya, M.L., Julivert, M., Charroud, M., 2003. Tectonic shortening and topography in the central High Atlas (Morocco). Tectonics 22.

Teixell, A., Labaume, P., Lagabrielle, Y., 2016. The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited : inferences from a new kinematic scenario. Comptes Rendus Geoscience 348, 257–267.

Ternet, Y., Majesté-Menjoulas, C., Canérot, J., Baudin, T., Cocherie, A., Guerrot, C., Rossi, P., 2004. Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Laruns-Somport (1069). BRGM, Orléans .

Thomas, G., Sabrier, R., Geisler-Cussey, D., 1993. Découverte de puissantes altérites interstratifiées dans la Formation des Poudingues de Jurançon (Oligocène-Miocène, Pyrénées occidentales). Implications paléoclimatiques. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série II, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 316, 1581–1586.

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

Trenhaile, A.S., 2004. Modeling the effect of tidal wetting and drying on shore platform development. Journal of Coastal Research , 1049–1060.

Troll, C., 1973. High mountain belts between the polar caps and the equator : their definition and lower limit. Arctic and Alpine Research 5, A19–A27.

Turekian, K.K., Wedepohl, K.H., 1961. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. Geological Society of America Bulletin 72, 175–192.

Twidale, C., Mueller, J.E., 1988. Etching as a process of landform development. The Professional Geographer 40, 379–391.

Uzel, J., Nivière, B., Lagabrielle, Y., 2020. Fluvial incisions in the North-Western Pyrenees (Aspe Valley) : Dissection of a former planation surface and some tectonic implications. Terra Nova 32, 11–22.

Vacher, P., Souriau, A., 2001. A three-dimensional model of the Pyrenean deep structure based on gravity modelling, seismic images and petrological constraints. Geophysical Journal International 145, 460–470.

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

Vacherat, A., Mouthereau, F., Pik, R., Huyghe, D., Paquette, J.L., Christophoul, F., Loget, N., Tibari, B., 2017. Rift-to-collision sediment routing in the Pyrenees : A synthesis from sedimentological, geochronological and kinematic constraints. Earth-Science Reviews 172, 43–74.

Valla, P.G., Beek, P.A., Shuster, D.L., Braun, J., Herman, F., Tassan-Got, L., Gautheron, C., 2012. Late Neogene exhumation and relief development of the Aar and Aiguilles Rouges massifs (Swiss Alps) from low-temperature thermochronology modeling and 4He/3He thermochronometry. Journal of Geophysical Research : Earth Surface 117.

Valla, P.G., Shuster, D.L., Van Der Beek, P.A., 2011. Significant increase in relief of the European Alps during mid-Pleistocene glaciations. Nature geoscience 4, 688.

Valla, P.G., Van Der Beek, P.A., Carcaillet, J., 2010. Dating bedrock gorge incision in the French Western Alps (Ecrins-Pelvoux massif) using cosmogenic 10Be. Terra Nova 22, 18–25.

Vanara, N., Maire, R., Lacroix, J., 1997. La surface carbonatee du massif des Arbailles (Pyrenees-Atlantiques) ; un exemple de paleoreseau hydrographique neogene deconnecte par la surrection. Bulletin de la Société Géologique de France 168, 255–265.

Varentsov, I.M., Frakes, L., 1996. Manganese Ores of Supergene Zone : Geochemistry of Formation. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists 91, 1322–1322.

Vasconcelos, P.M., 1999. K-Ar and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of weathering processes. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 27, 183–229.

Vasconcelos, P.M., Carmo, I.d.O., 2018. Calibrating denudation chronology through 40Ar/39Ar weathering geochronology. Earth-science reviews 179, 411–435.

Vasconcelos, P.M., Heim, J.A., Farley, K.A., Monteiro, H., Waltenberg, K., 2013. 40Ar/39Ar and (U–Th)/He–4He/3He geochronology of landscape evolution and channel iron deposit genesis at Lynn Peak, Western Australia. Geochimica et Cosmochimica Acta 117, 283–312.

Vasconcelos, P.M., Renne, P.R., Becker, T.A., Wenk, H.R., 1995. Mechanisms and kinetics of atmospheric, radiogenic, and nucleogenic argon release from cryptomelane during 40Ar39Ar analysis. Geochimica et Cosmochimica Acta 59, 2057–2070.

Vasconcelos, P.M., Renne, P.R., Brimhall, G.H., Becker, T.A., 1994. Direct dating of weathering phenomena by 40Ar/39Ar and K-Ar analysis of supergene K-Mn oxides. Geochimica et Cosmochimica Acta 58, 1635–1665.

Vera, J., Martínez-Algarra, A., 2004. Geología de España, in : Instituto Geológico y Minero de España. Sociedad Geológica de España, Madrid.

Vergés, J., Fernàndez, M., Martínez, A., 2002. The Pyrenean orogen : pre-, syn-, and post-collisional evolution. Journal of the Virtual Explorer 8, 55–74.

Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J., Marzo, M., Cirés, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins : pre-, syn-and post-collisional crustal-scale cross-sections. Marine and Petroleum geology 12, 903–915.

Vernant, P., Hivert, F., Chery, J., Steer, P., Cattin, R., Rigo, A., 2013. Erosion-induced isostatic rebound triggers extension in low convergent mountain ranges. Geology 41, 467–470.

Vernon, A., Van Der Beek, P., Sinclair, H., Rahn, M., 2008. Increase in late Neogene denudation of the European Alps confirmed by analysis of a fission-track thermochronology database. Earth and Planetary Science Letters 270, 316–329.

Vissers, R., Meijer, P.T., 2012. Mesozoic rotation of Iberia : subduction in the Pyrenees ? Earth-Science Reviews 110, 93–110.

Vissers, R.L., van Hinsbergen, D.J., van der Meer, D.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.

Wang, Y., Chevrot, S., Monteiller, V., Komatitsch, D., Mouthereau, F., Manatschal, G., Sylvander, M., Diaz, J., Ruiz, M., Grimaud, F., et al., 2016. The deep roots of the western Pyrenees revealed by full waveform inversion of teleseismic P waves. Geology 44, 475–478.

Ward, D.J., Anderson, R.S., Haeussler, P.J., 2012. Scaling the Teflon Peaks : Rock type and the generation of extreme relief in the glaciated western Alaska Range. Journal of Geophysical Research : Earth Surface 117.

Watts, A.B., 2001. Isostasy and Flexure of the Lithosphere. Cambridge University Press.

Wayland, E., 1934. Peneplains of east Africa. The Geographical Journal 83, 79–79.

Welsink, H., Martinez, E., Aranibar, O., Jarandilla, J., 1995. Structural inversion of a Cretaceous rift basin, southern Altiplano, Bolivia .

Westaway, R., 2009. Quaternary uplift of northern England. Global and Planetary Change 68, 357–382.

Whipple, K.X., 2001. Fluvial landscape response time : How plausible is steady-state denudation ? American Journal of Science 301, 313–325.

Whipple, K.X., DiBiase, R.A., Ouimet, W.B., Forte, A.M., 2017. Preservation or piracy : Diagnosing low-relief, high-elevation surface formation mechanisms. Geology 45, 91–94.

Whipple, K.X., Hancock, G.S., Anderson, R.S., 2000. River incision into bedrock : Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. Geological Society of America Bulletin 112, 490–503.

Whipple, K.X., Tucker, G.E., 1999. Dynamics of the stream-power river incision model : Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. Journal of Geophysical Research : Solid Earth 104, 17661–17674.

Whitchurch, A., Carter, A., Sinclair, H., Duller, R., Whittaker, A., Allen, P., 2011. Sediment routing system evolution within a diachronously uplifting orogen : Insights from detrital zircon thermochronological analyses from the South-Central Pyrenees. American Journal of Science 311, 442–482.

Whittaker, A.C., 2012. How do landscapes record tectonics and climate ? Lithosphere 4, 160–164.

Widdowson, M., 1997. Palaeosurfaces : recognition, reconstruction and palaeoenvironmental interpretation, Geological Society of London.

Willett, S.D., 1999. Orogeny and orography : The effects of erosion on the structure of mountain belts. Journal of Geophysical Research : Solid Earth 104, 28957–28981.

Willett, S.D., Brandon, M.T., 2002. On steady states in mountain belts. Geology 30, 175–178.

Willett, S.D., Slingerland, R., Hovius, N., 2001. Uplift, shortening, and steady state topography in active mountain belts. American journal of Science 301, 455–485.

Williams, G.D., Fischer, M.W., 1984. A balanced section across the Pyrenean orogenic belt. Tectonics 3, 773–780.

Wobus, C.W., Tucker, G.E., Anderson, R.S., 2010. Does climate change create distinctive patterns of landscape incision ? Journal of Geophysical Research : Earth Surface 115.

Wolf, R., Farley, K., Kass, D., 1998. Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U–Th)/He thermochronometer. Chemical Geology 148, 105–114.

Wyns, R., 2002. Climat, eustatisme, tectonique : quels contrôles pour l'altération continentale ? Exemple des séquences d'altération cénozoïques en France. Bull. Inf. Géol. Bass. Paris 39, 5–16.

Wyns, R., 2017. Géologie de la surface (0 - 100 m) : Les altérites ; impact des paléoaltérations sur les propriétés des roches. Support de cours, BRGM FORMATION. 208 p.

Wyns, R., Quesnel, F., Simon-Coinçon, R., Guillocheau, F., Lacquement, F., 2003. Major weathering in France related to lithospheric deformation. Géologie de la France 1, 79–87.

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

Yanites, B.J., Ehlers, T.A., 2012. Global climate and tectonic controls on the denudation of glaciated mountains. Earth and Planetary Science Letters 325, 63–75.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. science 292, 686–693.

Zandvliet, J., 1960. The geology of the upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France/Spain. Leidse Geologische Mededelingen 25, 1–127.

Zebker, H.A., Villasenor, J., 1992. Decorrelation in interferometric radar echoes. IEEE Transactions on geoscience and remote sensing 30, 950–959.

Zeck, H.P., 1996. Betic-Rif orogeny : subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics. Tectonophysics 254, 1–16.

Zeck, H.P., Monié, P., Villa, I., Hansen, B., 1992. Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain. Geology 20, 79–82.

Ziegler, P., Fraefel, M., 2009. Response of drainage systems to Neogene evolution of the Jura fold-thrust belt and Upper Rhine Graben. Swiss Journal of Geosciences 102, 57–75.

Annexes

Annexe 1 : Méthode DRX

CARACTERISATION DES MATERIAUX CRISTALLINS PAR DIFFRACTION DES RAYONS X (DRX)

La Diffraction des Rayons X (DRX) est une technique de caractérisation des matériaux cristallisés. Elle repose sur l'interaction des rayons X avec les réseaux cristallins. Dans ce manuscrit, les échantillons analysés sont toujours des poudres formées d'un ensemble de cristaux, obtenues à partir du broyage des échantillons.

L'échantillon est soumis à un rayonnement X caractérisé par un angle d'incidence θ (angle de Bragg). Le rayonnement X diffusé élastiquement par l'échantillon cristallin présente des interférences constructives dans un nombre limité de directions. Ce phénomène de diffraction est modélisé par la loi de Bragg :

$$2d.sin\theta = \lambda$$

où d désigne la distance interréticulaire des plans atomiques, θ l'angle d'incidence mesuré à partir de la direction des plans atomiques et λ la longueur d'onde des photons diffusés. Lorsqu'une famille de plans réticulaires est en condition de diffraction, les faisceaux de rayons X incident et diffractés se trouvent dans une géométrie de réflexion sur ces plans (Fig. 1).

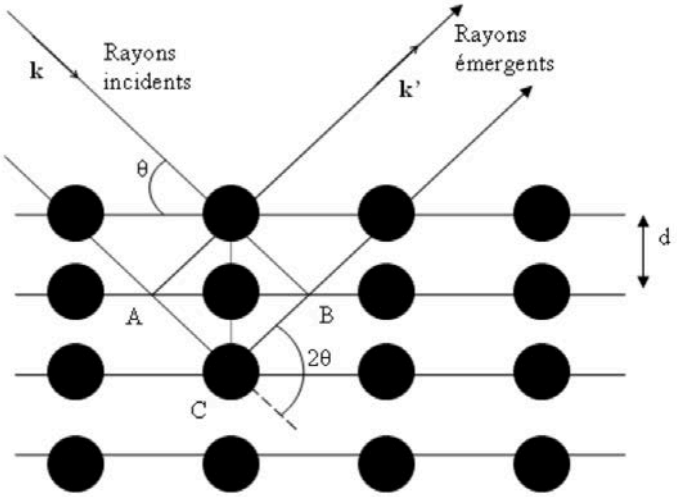


Figure 1 : Réflexion des rayons X par une famille de plans réticulaires espacés d'une distance d.
La loi de Bragg exprime le fait que la diffraction a lieu lorsque la différence de marche entre les rayons réfléchis par deux plans consécutifs est égale à λ. (source : http://culturesciencesphysique.ens-lyon.fr/ressource/Diffraction-rayons-X-techniques-determination-structure.xml)

Afin de mettre en évidence la structure d'un composé, on cherche à déterminer l'ensemble des distances interréticulaires d pour en déduire la métrique de la maille cristallographique. Lors d'une expérience de diffraction sur poudre, chaque famille de plans génère un cône de diffraction d'angle 2θ. Les anneaux de diffraction sont enregistrés à l'aide d'un détecteur ponctuel balayant l'angle 2θ. Un diagramme de

diffraction donnant l'intensité diffractée pour chaque valeur de d en fonction de 2θ est ainsi obtenu. Les positions et intensités des pics observés sont comparées avec ceux de la base de données standard PDF (Powder Diffraction File) de l'ICDD (International Centre for Diffraction Data). Cette comparaison permet, dans la majorité des cas, l'identification des phases présentes dans l'échantillon de poudre (Fig. 2).

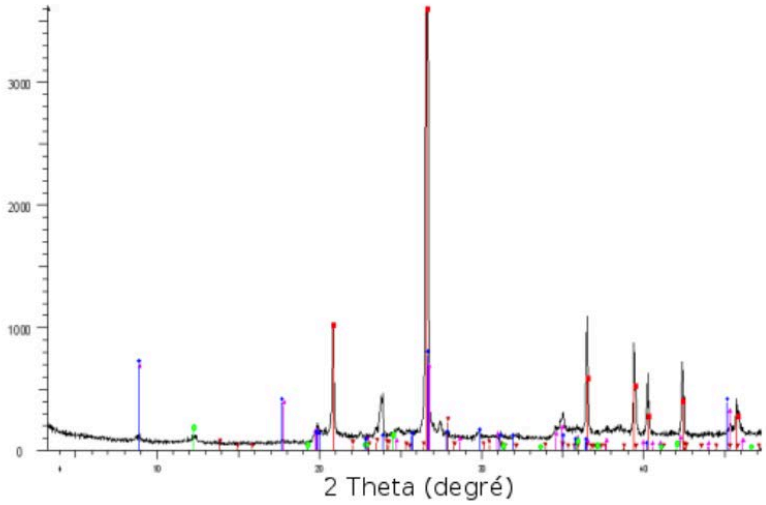


Figure 2 : Diffractogramme sur poudre d'un mélange de phases. En noir la mesure et en couleur l'association de plusieurs diagrammes de référence (rouge : quartz ; violet : Muscovite ; bleu : Illite ; marron : albite ; vert : lizardite) (source : http://culturesciencesphysique.ens-lyon.fr/ressource/Diffraction-rayons-X-techniques-determination-structure.xml)

Sources consultées (sur le web) :

Aronica, C. & Jeanneau, E. 28/10/2009. Diffraction des rayons X. Techniques et études des structures cristallline. http://culturesciencesphysique.ens-lyon.fr/ressource/Diffraction-rayons-X-techniques-determination-structure.xml

Haziza, S. & Deleporte, E. Septembre 2014. Introduction à la Diffraction des Rayons X. *ENS Cachan*. phytem.ens-paris-saclay.fr › com.univ.collaboratif.utils.LectureFichiergw

Annexe 2 : Analyses DRX des isaltérites de flysch noir présentées dans le Chapitre 3

1. Nature de l'essai :

La fraction cristallisée de chaque échantillon est déterminée par diffractométrie des rayons X à partir de leur diffractogramme de poudre. Le seuil de détection est de l'ordre de quelques pourcents, mais peut largement varier en fonction de la nature des différentes phases.

La fraction phylliteuse de(s) l'échantillon(s) est déterminée par diffractométrie des rayons X à partir de lames orientées normales, glycolées pendant 12 heures en tension de vapeur puis chauffées à 490°C pendant 4 heures.

Une phase dite « amorphe aux rayons X » peut être : une phase non cristallisée ou une phase cryptocristalline.

2. Appareillage et conditions expérimentales :

➢ Conditions expérimentales – Analyses des poudres

Appareillage : ☒ Diffractomètre BRUKER D8 ADVANCE

- Balayage de 4 à 90°2θ
- Vitesse de balayage de 0,03°2θ/seconde
- Temps de comptage : 480 secondes par pas
- Echantillon tournant
- Tube au Cuivre (λ Kα1 ≈ 1.54 Å)

➢ Conditions expérimentales – Analyses sur lame orientée (fraction < 2µm) :

Appareillage : ☒ Diffractomètre BRUKER D8 ADVANCE

- Balayage de 2.5 à 35°2θ
- Vitesse de balayage de 0,02°2θ/seconde
- Temps de comptage : 130.5 secondes par pas
- Echantillon fixe
- Tube au Cuivre (λ Kα1 ≈ 1.540 Å)

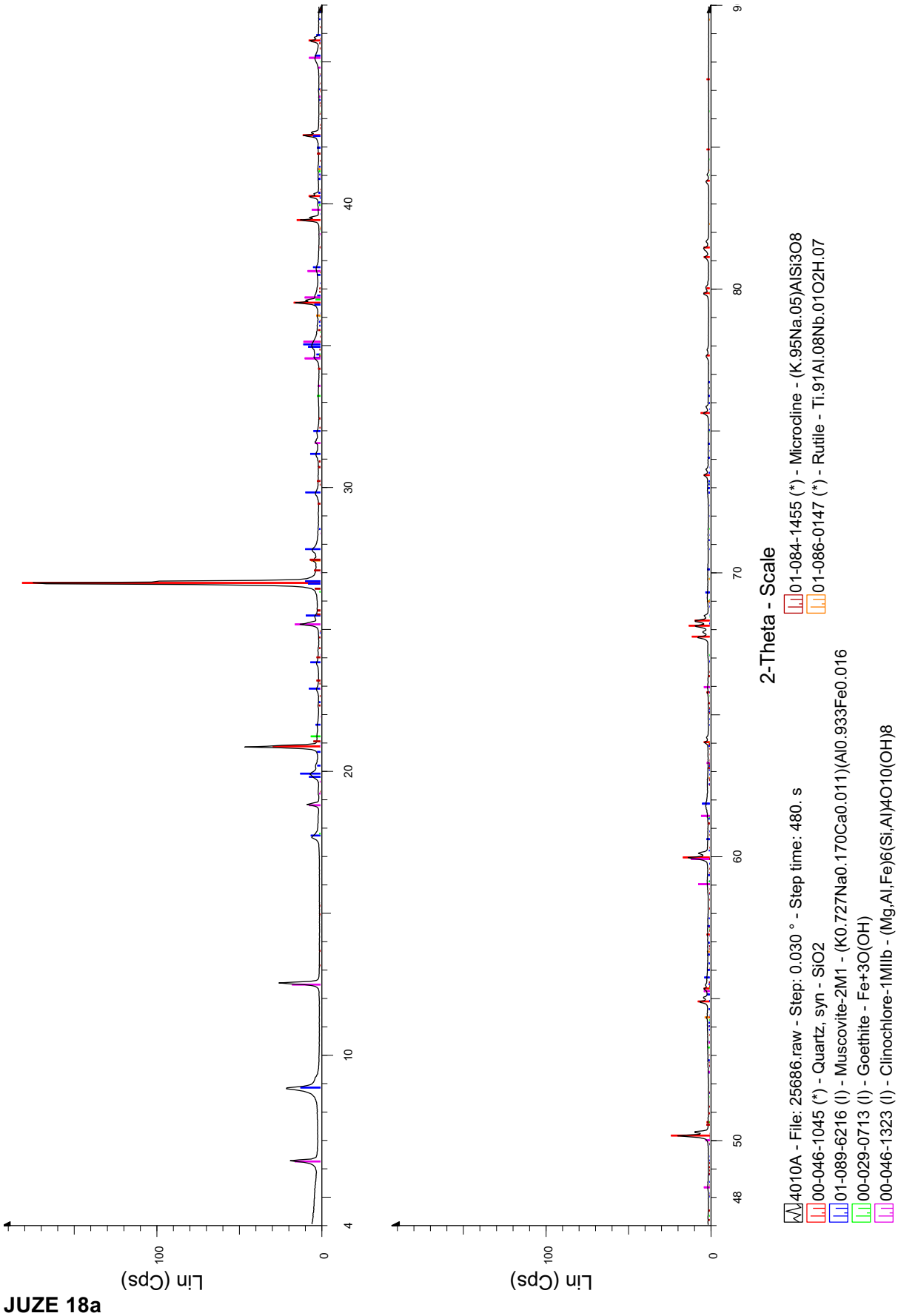
Traitement des diagrammes : Logiciel DIFFRAC Suite

Analyse quantitative :
Elle a été réalisée à l'aide du logiciel SiroQuant V.4. La quantification est réalisée par un affinement basée sur la méthode Rietveld. Cette méthode consiste à simuler un diffractogramme à partir des modèles cristallographiques des phases présentes dans l'échantillon considéré, puis d'ajuster les paramètres de ces modèles afin que le diffractogramme simulé soit le plus proche possible du diffractogramme mesuré.

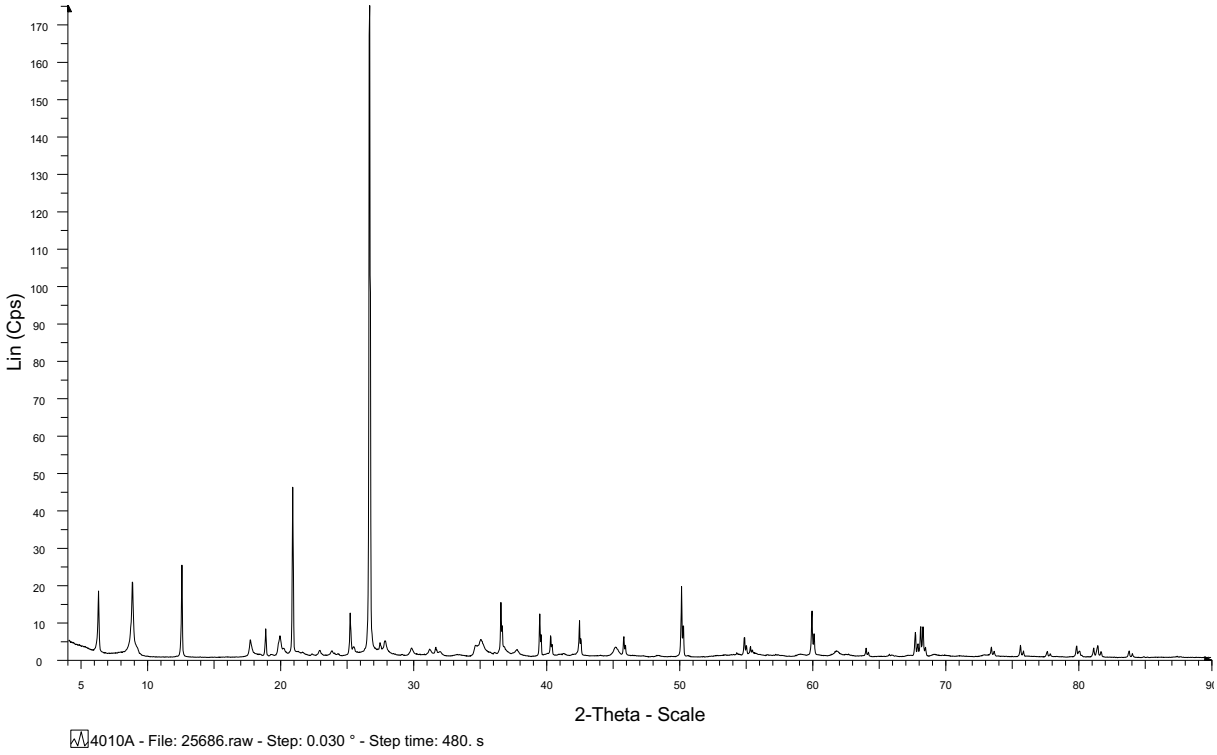
ANNEXE

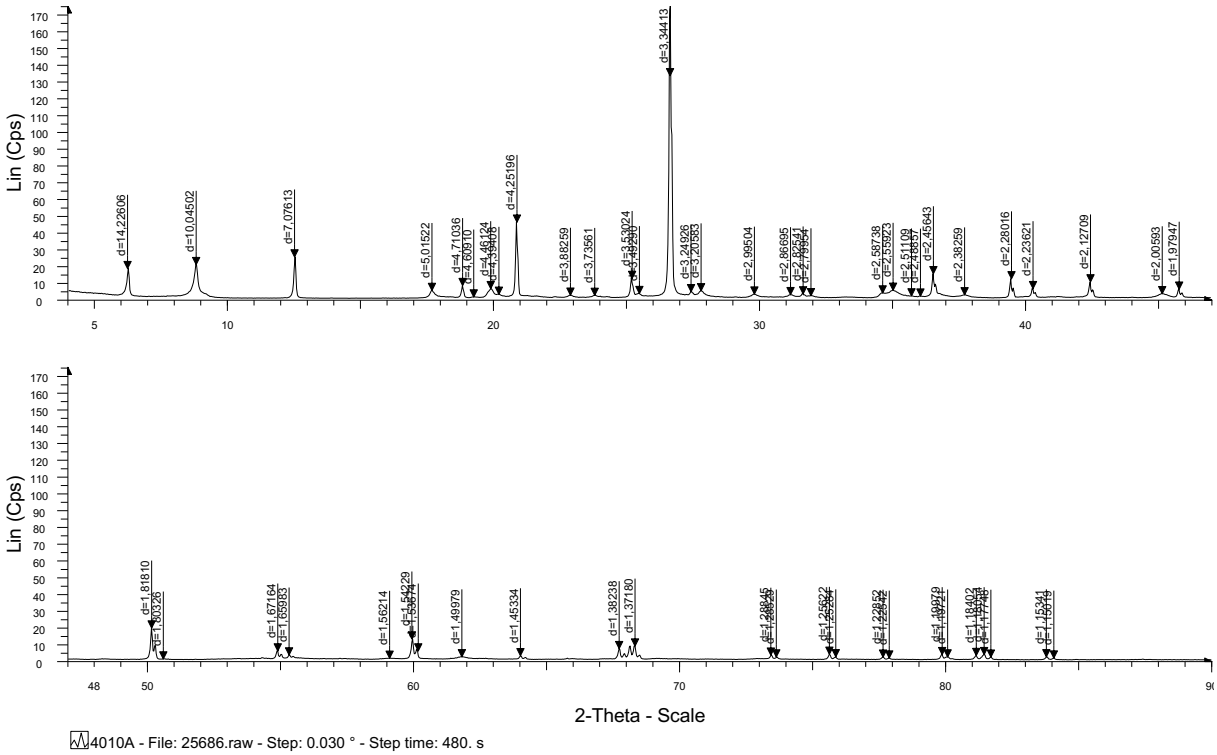
Pour chaque échantillon :

- Le diffractogramme interprété avec les références internationales J.C.P.D.S. (mise à jour de la base 2013)
- Le diffractogramme brut
- Le diffractogramme avec les valeurs (en Á) attribuées à chaque pic
- Le diffractogramme obtenu à partir de la lame normale (indexé N), de la lame glycolée pendant 12 heures en tension de vapeur (indexé G), de la lame chauffée à 490°C pendant 4 heures (indexé C)
- Le diffractogramme calculé par affinement Rietveld comparé au diffractogramme expérimental

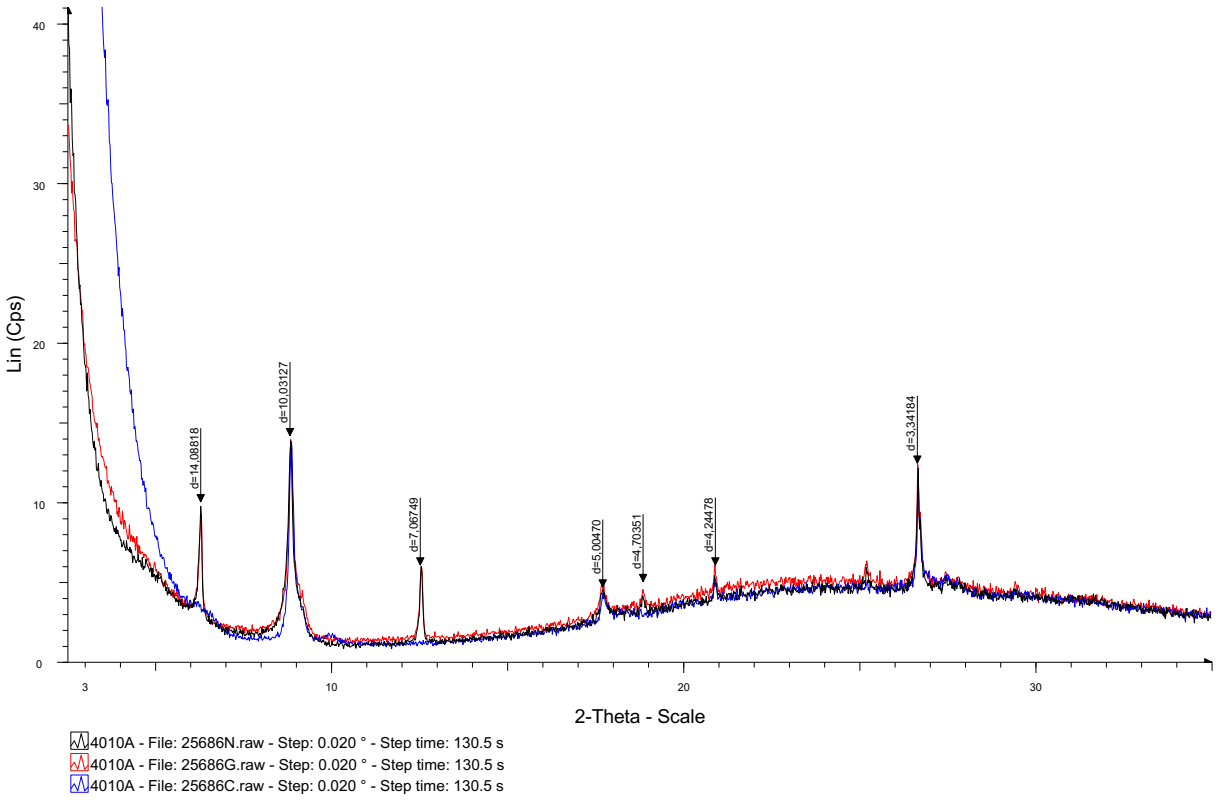

Lin (Cps)
0
100
4
10
20
30
40
Lin (Cps)
0
100
48
50
60
70
80
90
2-Theta - Scale
4010A - File: 25686.raw - Step: 0.030 ° - Step time: 480. s
00-046-1045 (*) - Quartz, syn - SiO2
01-089-6216 (I) - Muscovite-2M1 - (K0.727Na0.170Ca0.011)(Al0.933Fe0.016
00-029-0713 (I) - Goethite - Fe+3O(OH)
00-046-1323 (I) - Clinochlore-1MIIb - (Mg,Al,Fe)6(Si,Al)4O10(OH)8
01-084-1455 (*) - Microcline - (K.95Na.05)AlSi3O8
01-086-0147 (*) - Rutile - Ti.91Al.08Nb.01O2H.07

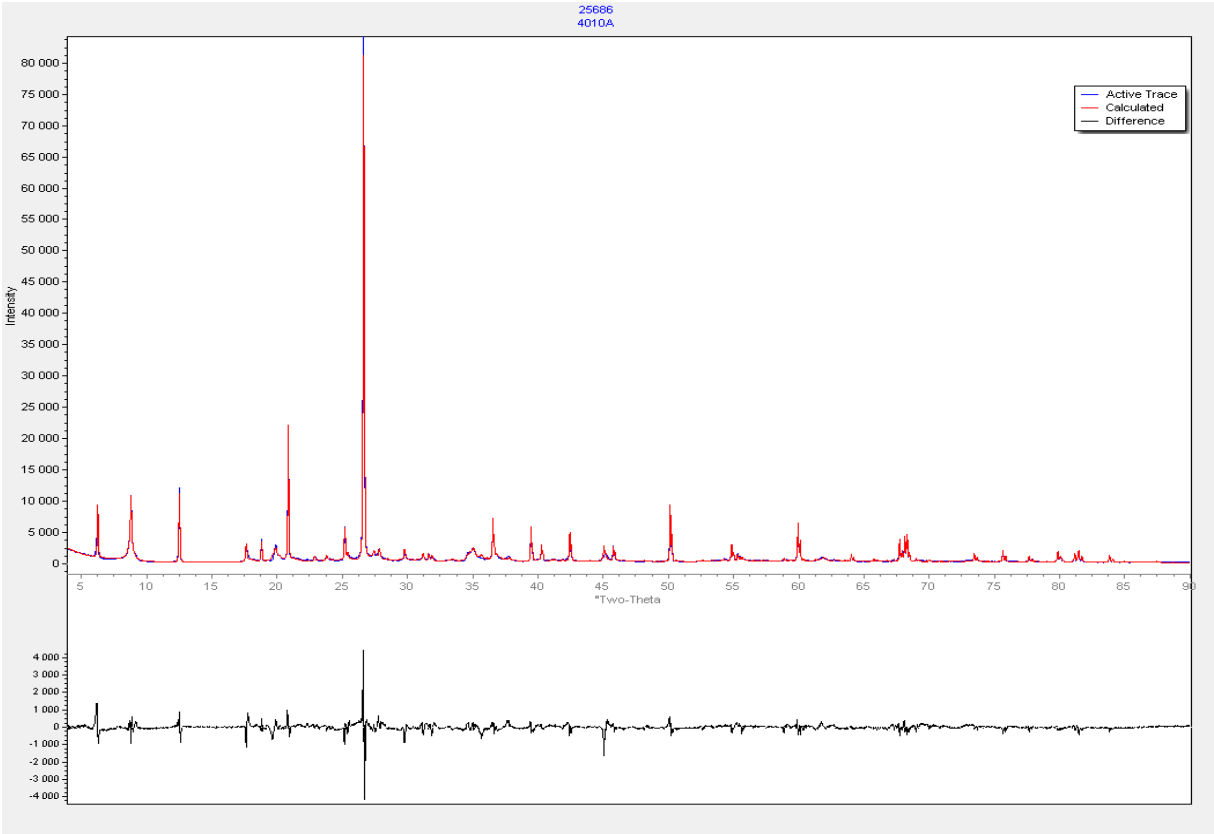
JUZE 18a


Lin (Cps)
2-Theta - Scale
4010A - File: 25686.raw - Step: 0.030 ° - Step time: 480. s

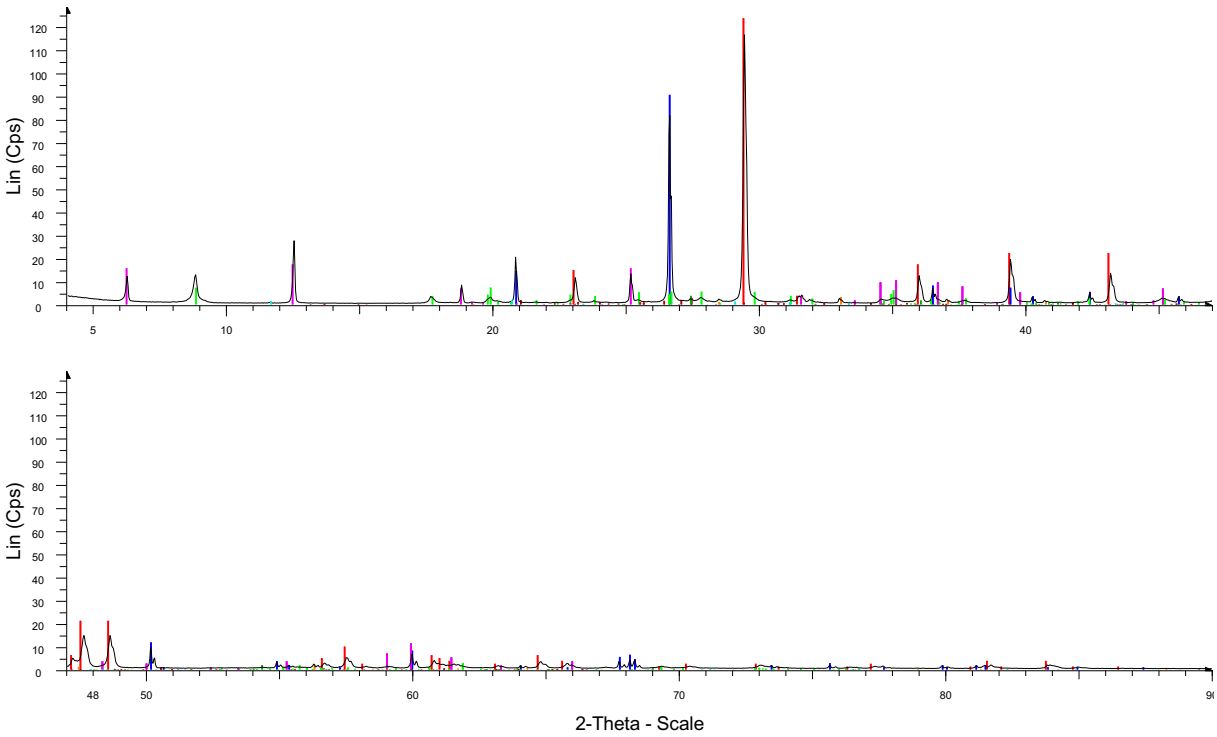

Lin (Cps)
d=14,22606
d=10,04502
d=7,07613
d=5,01522
d=4,71036
d=4,60910
d=4,46124
d=4,39406
d=4,25196
d=3,88259
d=3,73561
d=3,53024
d=3,48280
d=3,34413
d=3,24026
d=3,20365
d=2,99504
d=2,86695
d=2,77941
d=2,58738
d=2,55923
d=2,51109
d=2,45643
d=2,38259
d=2,28016
d=2,23621
d=2,12709
d=2,00593
d=1,97947
d=1,81810
d=1,67164
d=1,65983
d=1,56214
d=1,54229
d=1,49979
d=1,45334
d=1,38238
d=1,37180
d=1,28845
d=1,25622
d=1,22852
d=1,18402
d=1,15341
2-Theta - Scale
4010A - File: 25686.raw - Step: 0.030 ° - Step time: 480. s

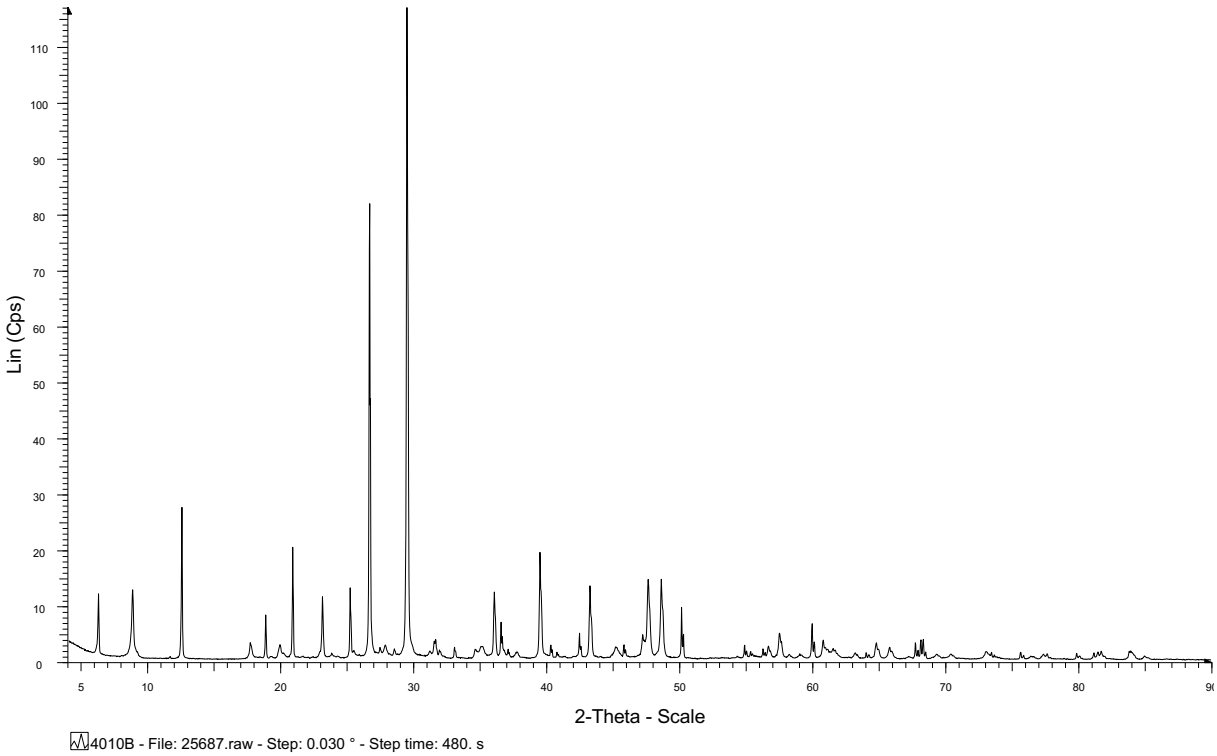
JUZE 18a


Lin (Cps)
2-Theta - Scale
d=14,08818
d=10,03127
d=7,067 49
d=5,00470
d=4,70351
d=4,24478
d=3,34184
4010A - File: 25686N.raw - Step: 0.020 ° - Step time: 130.5 s
4010A - File: 25686G.raw - Step: 0.020 ° - Step time: 130.5 s
4010A - File: 25686C.raw - Step: 0.020 ° - Step time: 130.5 s

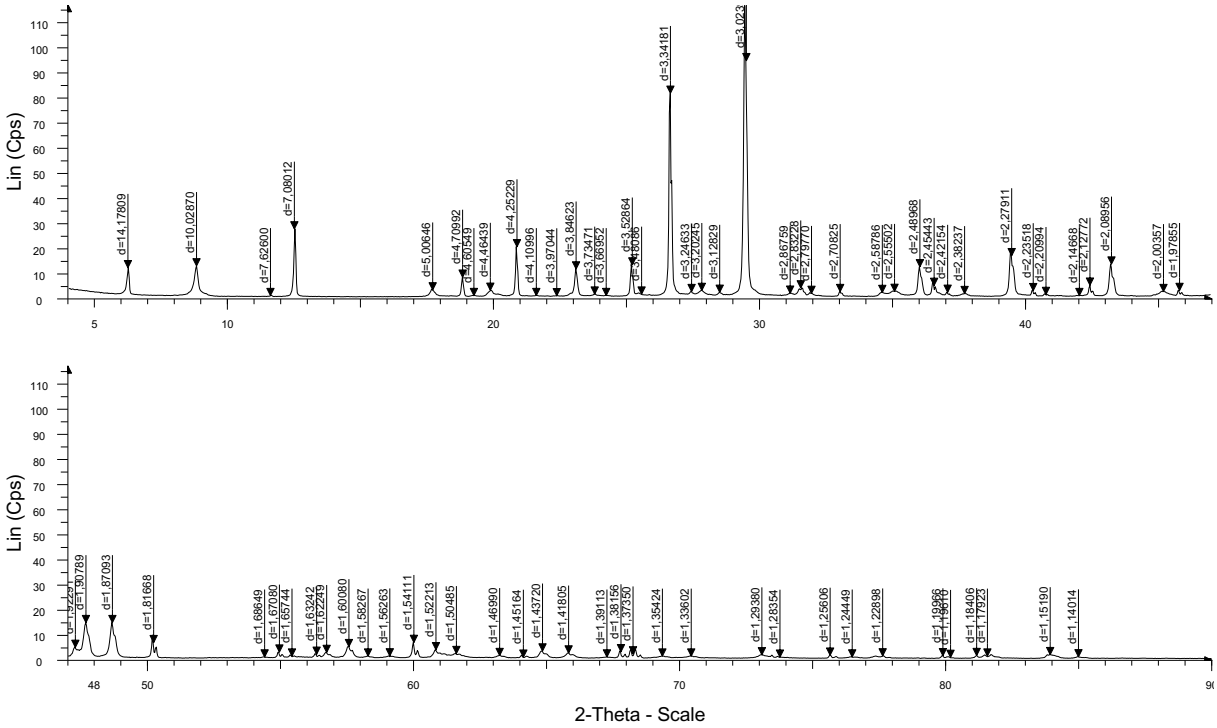

25686
4010A
Active Trace
Calculated
Difference
Intensity
°Two-Theta

JUZE 18a

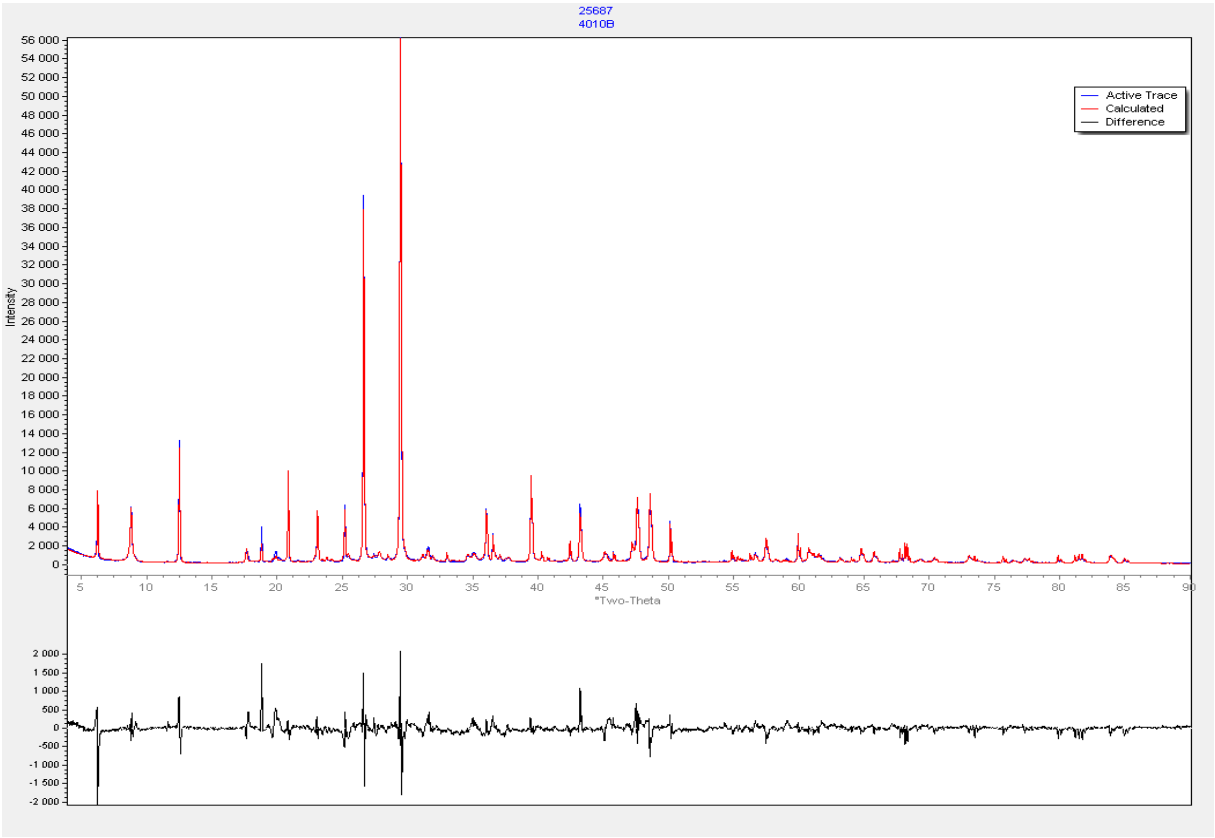

Lin (Cps)
2-Theta - Scale
4010B - File: 25687.raw - Step: 0.030 ° - Step time: 480. s
00-005-0586 (*) - Calcite, syn - CaCO3
00-046-1045 (*) - Quartz, syn - SiO2
01-089-6216 (I) - Muscovite-2M1 - (K0.727Na0.170Ca0.011)(Al0.933Fe0.016
00-046-1323 (I) - Clinochlore-1MIIb - (Mg,Al,Fe)6(Si,Al)4O10(OH)8
01-084-1455 (*) - Microcline - (K.95Na.05)AlSi3O8
00-042-1340 (*) - Pyrite - FeS2
01-086-0147 (*) - Rutile - Ti.91Al.08Nb.01O2H.07
01-070-0983 (*) - Gypsum - Ca(SO4)(H2O)2


Lin (Cps)
2-Theta - Scale
4010B - File: 25687.raw - Step: 0.030 ° - Step time: 480. s

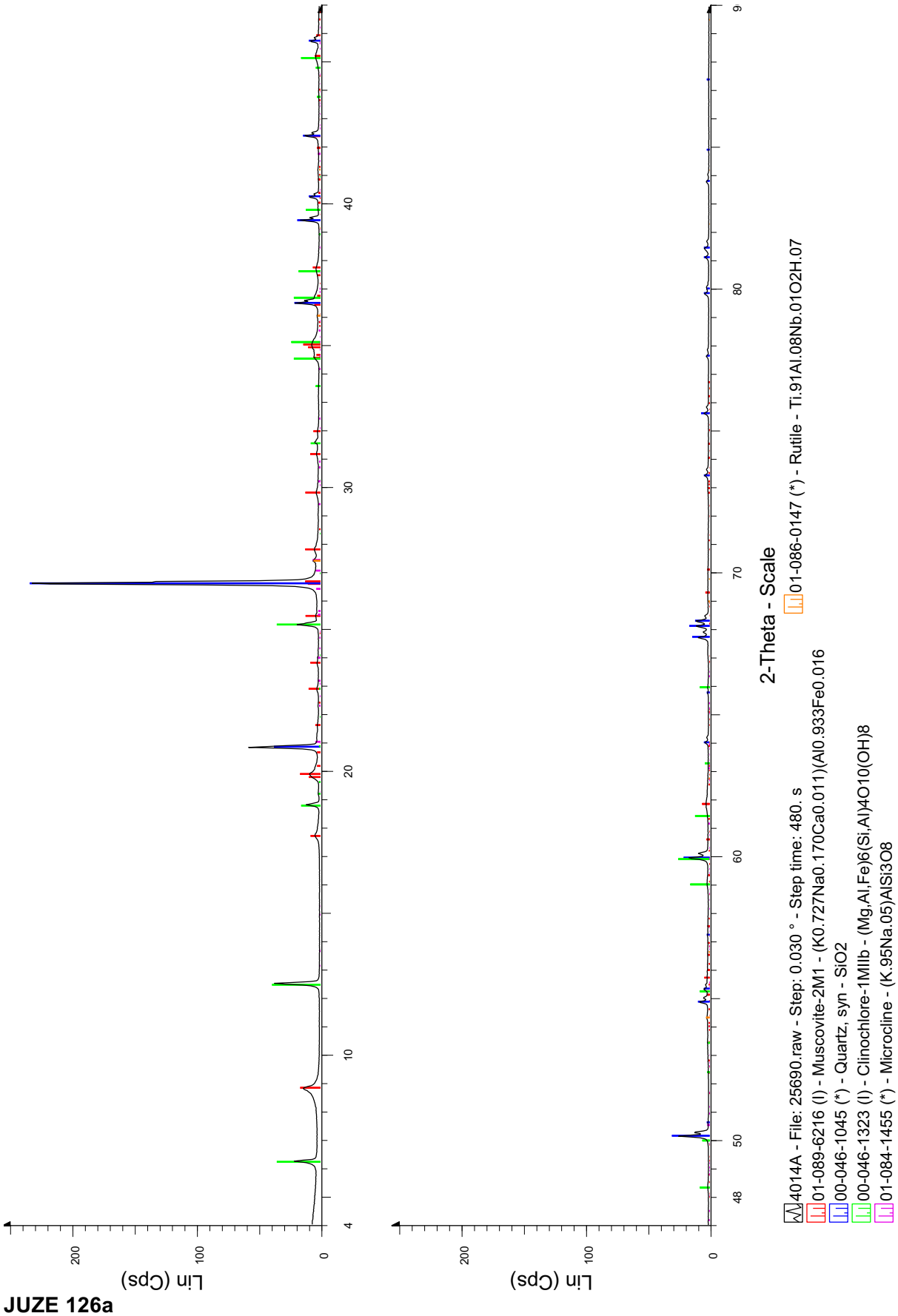
JUZE 18b



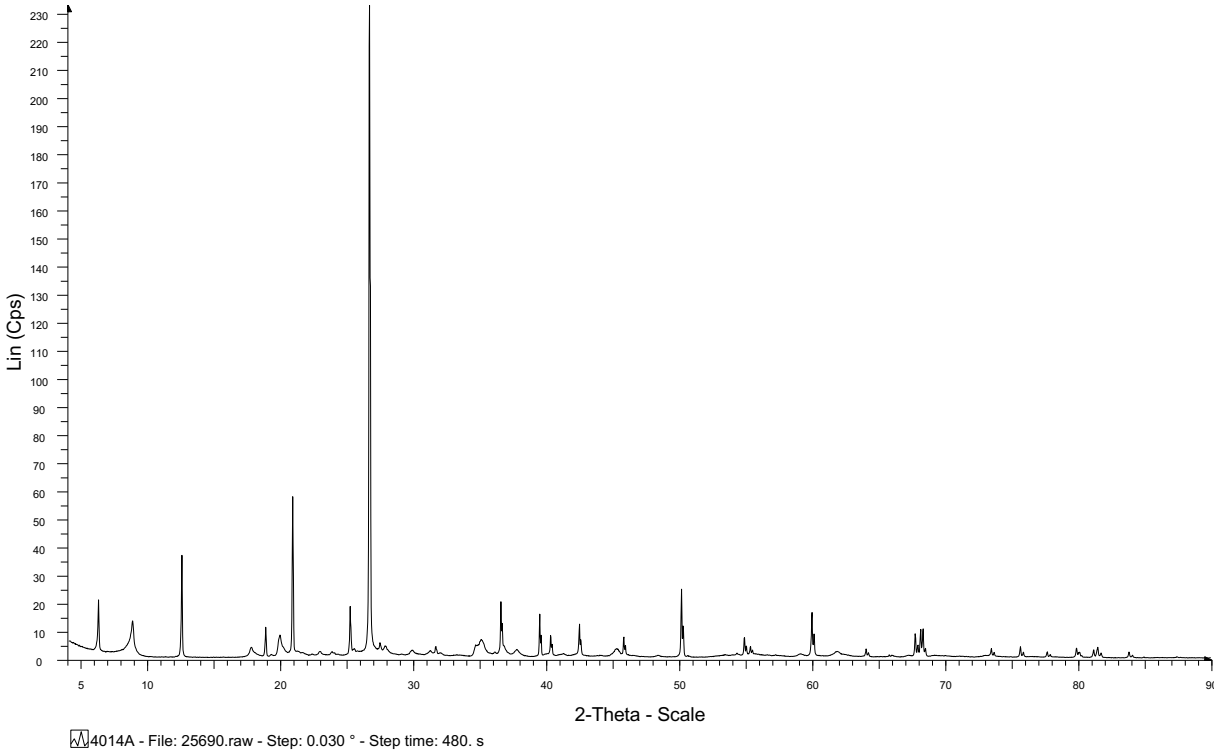
4010B - File: 25687.raw - Step: 0.030 ° - Step time: 480. s

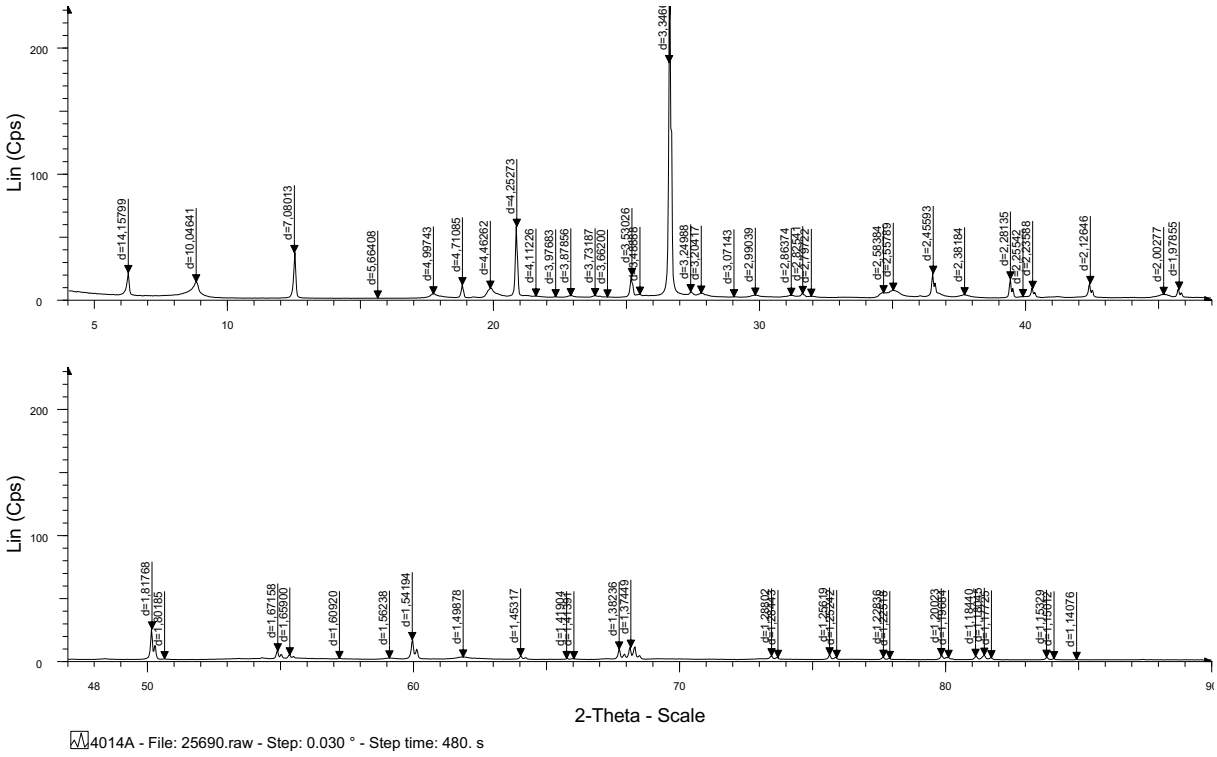


JUZE 18b

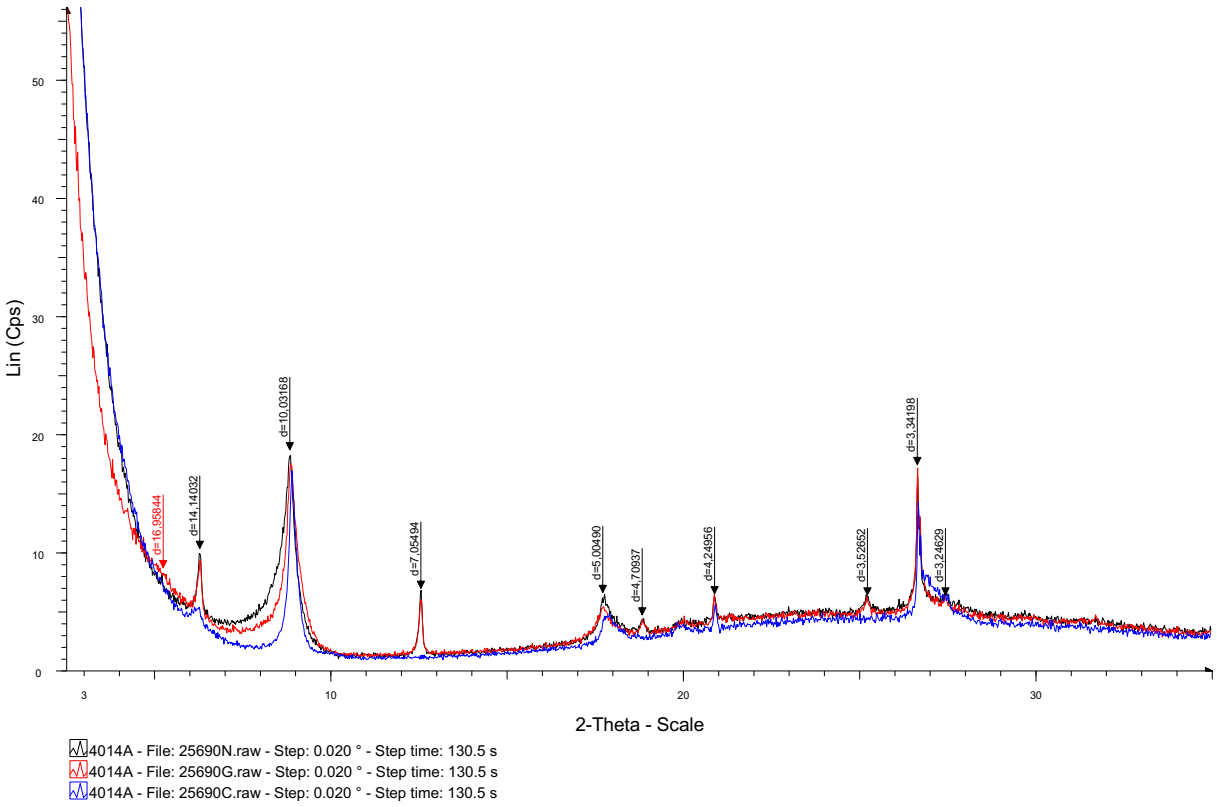

Lin (Cps)
2-Theta - Scale
4014A - File: 25690.raw - Step: 0.030 ° - Step time: 480. s
01-089-6216 (I) - Muscovite-2M1 - (K0.727Na0.170Ca0.011)(Al0.933Fe0.016
00-046-1045 (*) - Quartz, syn - SiO2
00-046-1323 (I) - Clinochlore-1MIIb - (Mg,Al,Fe)6(Si,Al)4O10(OH)8
01-084-1455 (*) - Microcline - (K.95Na.05)AlSi3O8
01-086-0147 (*) - Rutile - Ti.91Al.08Nb.01O2H.07

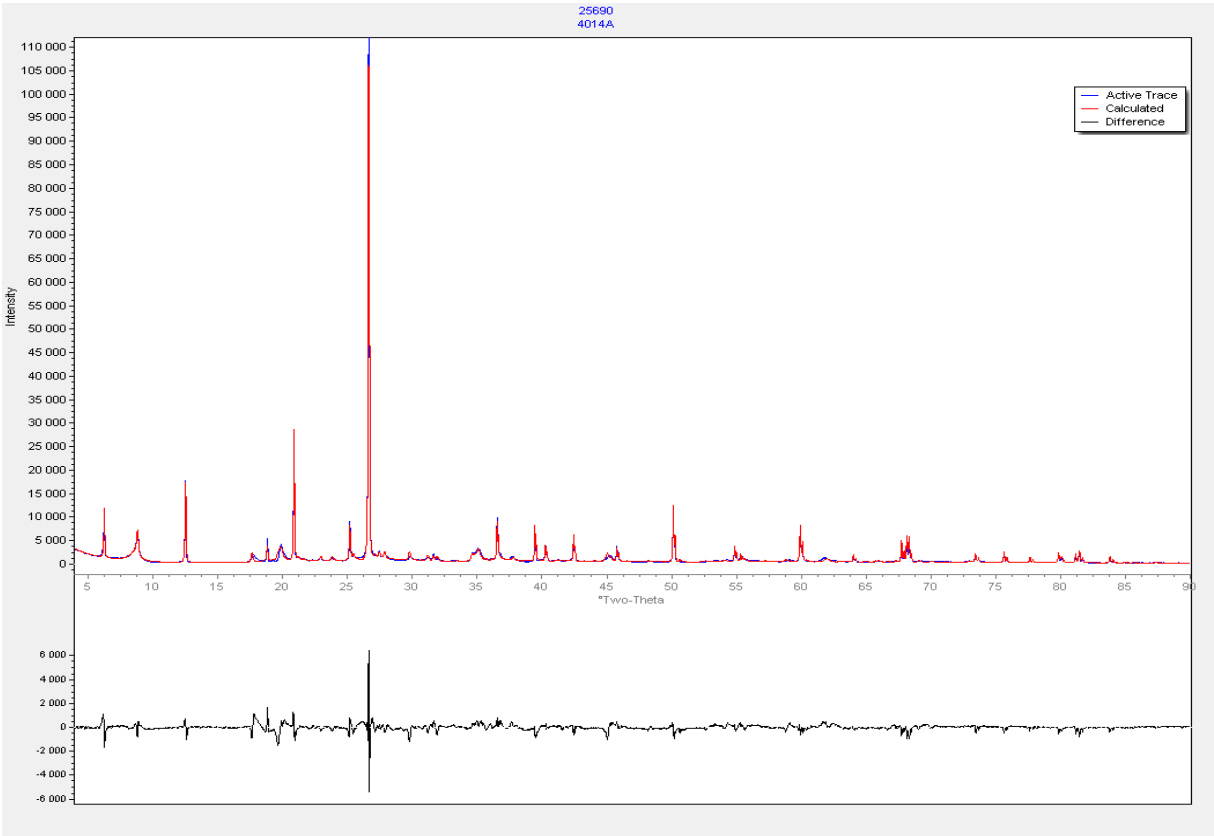
JUZE 126a


Lin (Cps)
2-Theta - Scale
4014A - File: 25690.raw - Step: 0.030 ° - Step time: 480. s

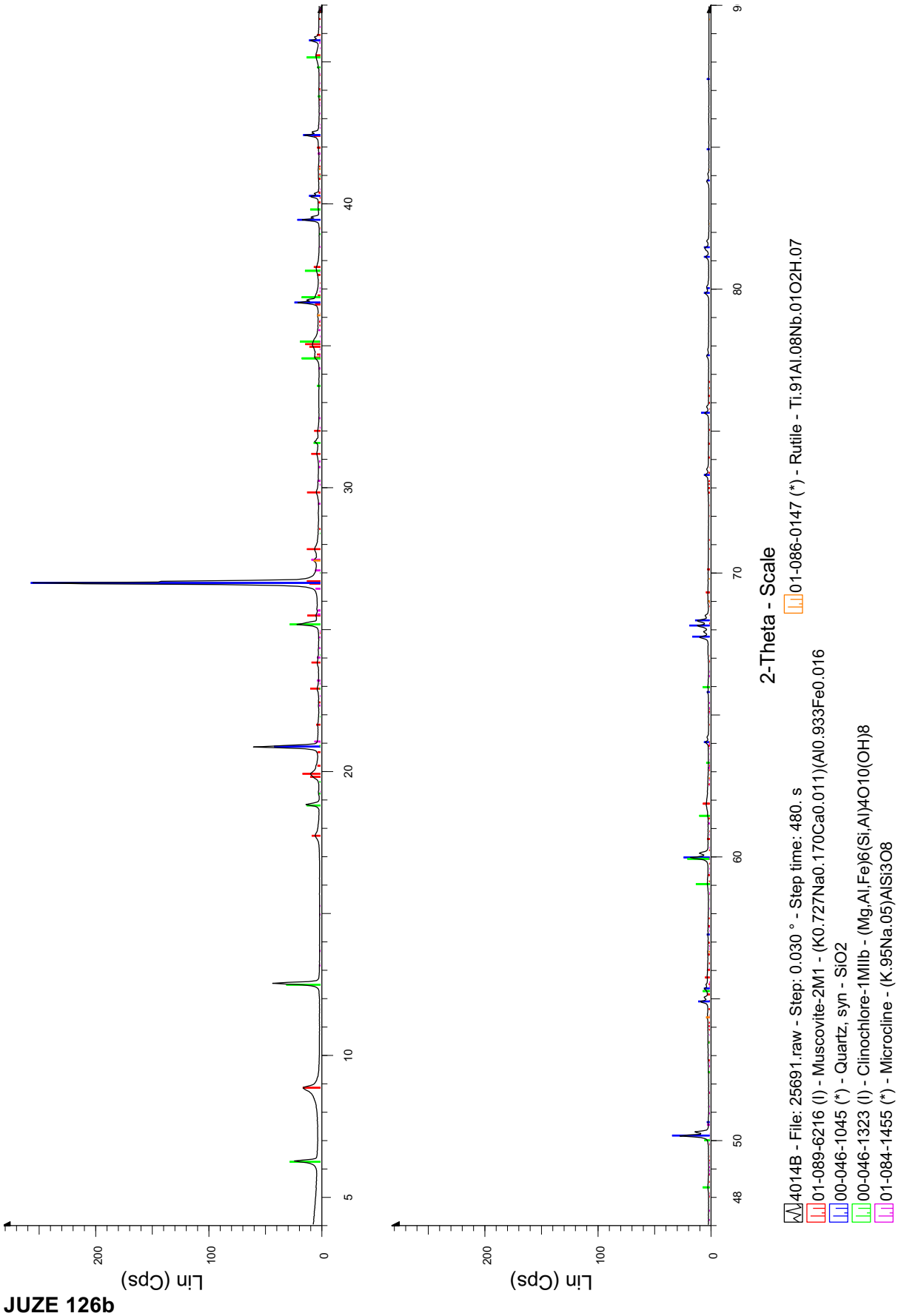

Lin (Cps)
d=14,15799
d=10,04641
d=7,08013
d=5,66408
d=4,997 43
d=4,71085
d=4,46262
d=4,25273
d=4,11226
d=3,97683
d=3,87856
d=3,73187
d=3,662 00
d=3,53026
d=3,34611
d=3,24988
d=3,20417
d=3,07143
d=2,99039
d=2,86374
d=2,58384
d=2,55789
d=2,45593
d=2,38184
d=2,28135
d=2,25542
d=2,23358
d=2,12646
d=2,00277
d=1,97855
d=1,81768
d=1,80185
d=1,67158
d=1,65900
d=1,60920
d=1,56238
d=1,54194
d=1,49878
d=1,45317
d=1,38236
d=1,37449
d=1,28802
d=1,25619
d=1,22836
d=1,20023
d=1,15329
d=1,14076
2-Theta - Scale
4014A - File: 25690.raw - Step: 0.030 ° - Step time: 480. s

JUZE 126a

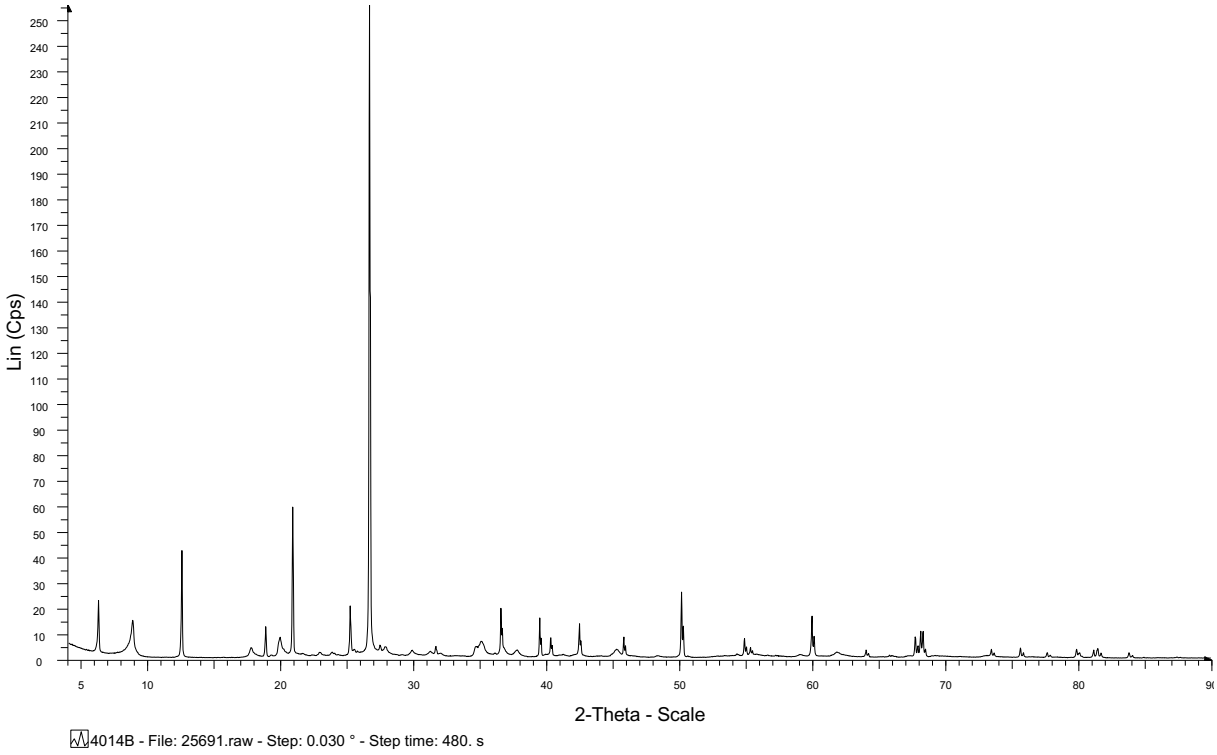

Lin (Cps)
2-Theta - Scale
d=16,95844
d=14,14032
d=10,03168
d=7,05494
d=5,00490
d=4,70937
d=4,24956
d=3,52652
d=3,34198
d=3,24629
4014A - File: 25690N.raw - Step: 0.020 ° - Step time: 130.5 s
4014A - File: 25690G.raw - Step: 0.020 ° - Step time: 130.5 s
4014A - File: 25690C.raw - Step: 0.020 ° - Step time: 130.5 s

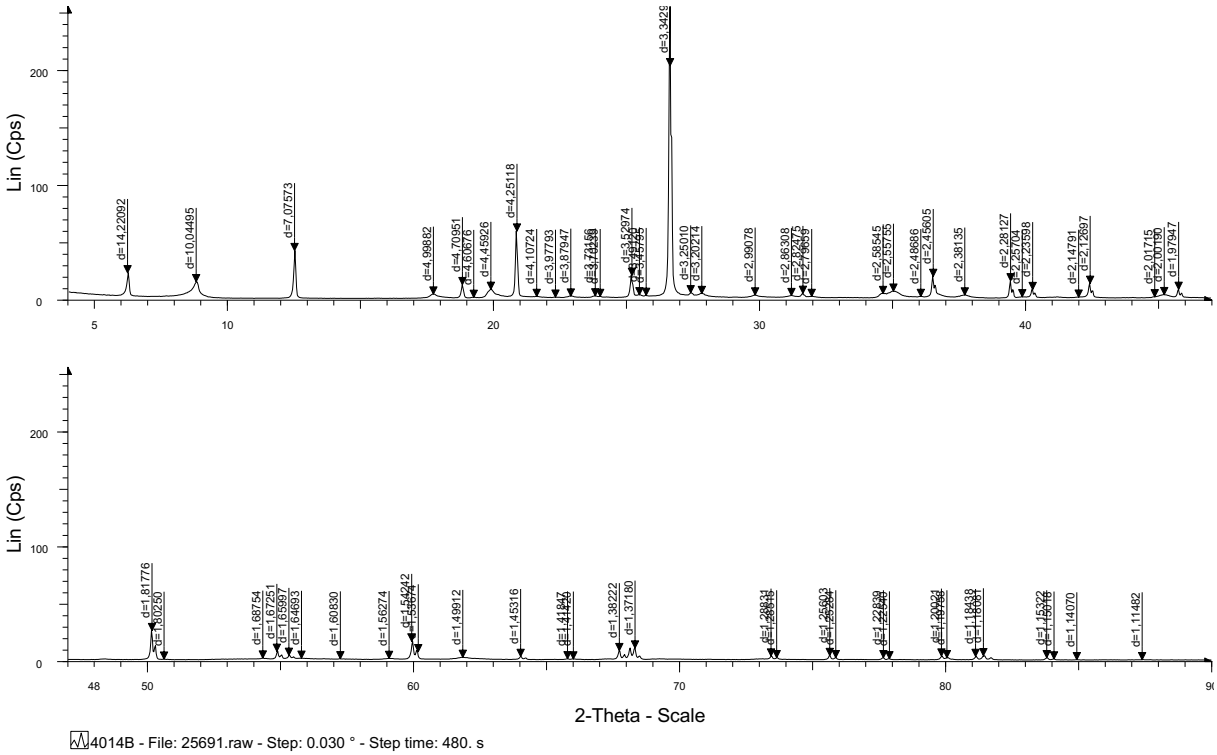

25690
4014A
Active Trace
Calculated
Difference
Intensity
°Two-Theta

JUZE 126a

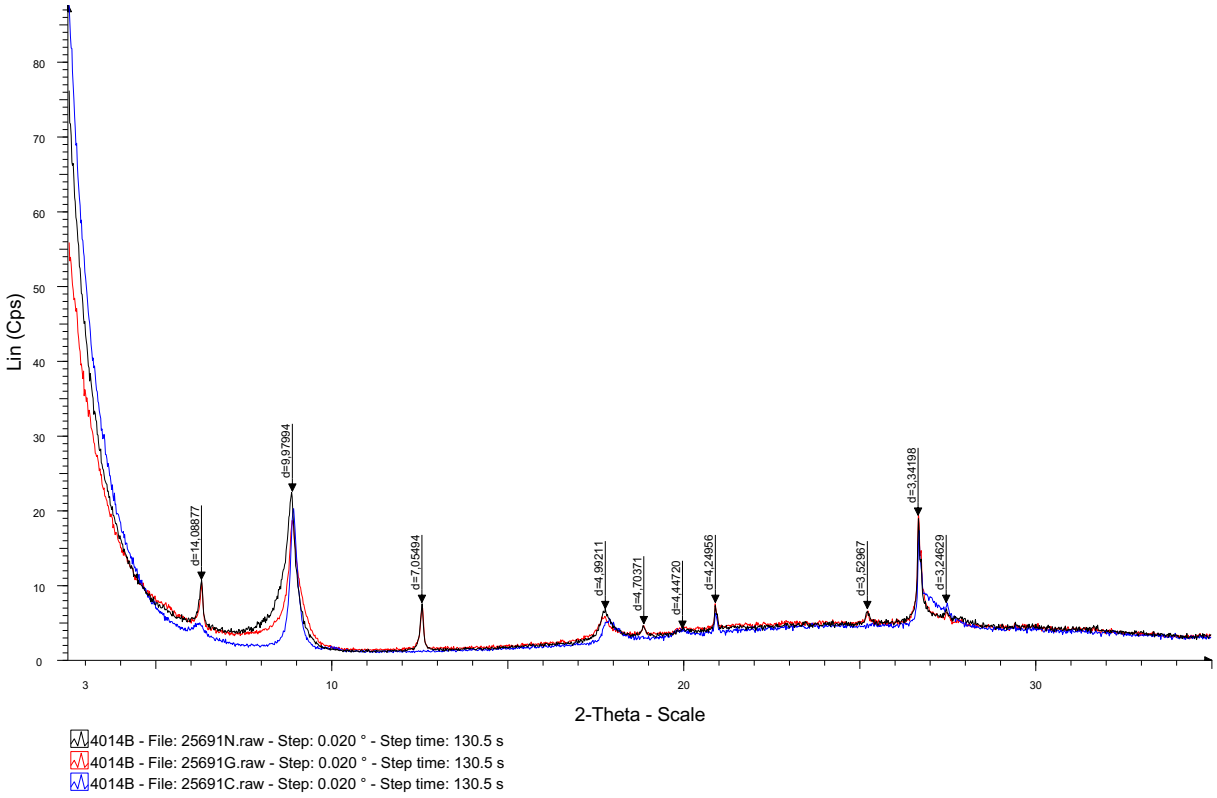

Lin (Cps)
2-Theta - Scale
4014B - File: 25691.raw - Step: 0.030 ° - Step time: 480. s
01-086-0147 (*) - Rutile - Ti.91Al.08Nb.01O2H.07
01-089-6216 (I) - Muscovite-2M1 - (K0.727Na0.170Ca0.011)(Al0.933Fe0.016
00-046-1045 (*) - Quartz, syn - SiO2
00-046-1323 (I) - Clinochlore-1MIIb - (Mg,Al,Fe)6(Si,Al)4O10(OH)8
01-084-1455 (*) - Microcline - (K.95Na.05)AlSi3O8

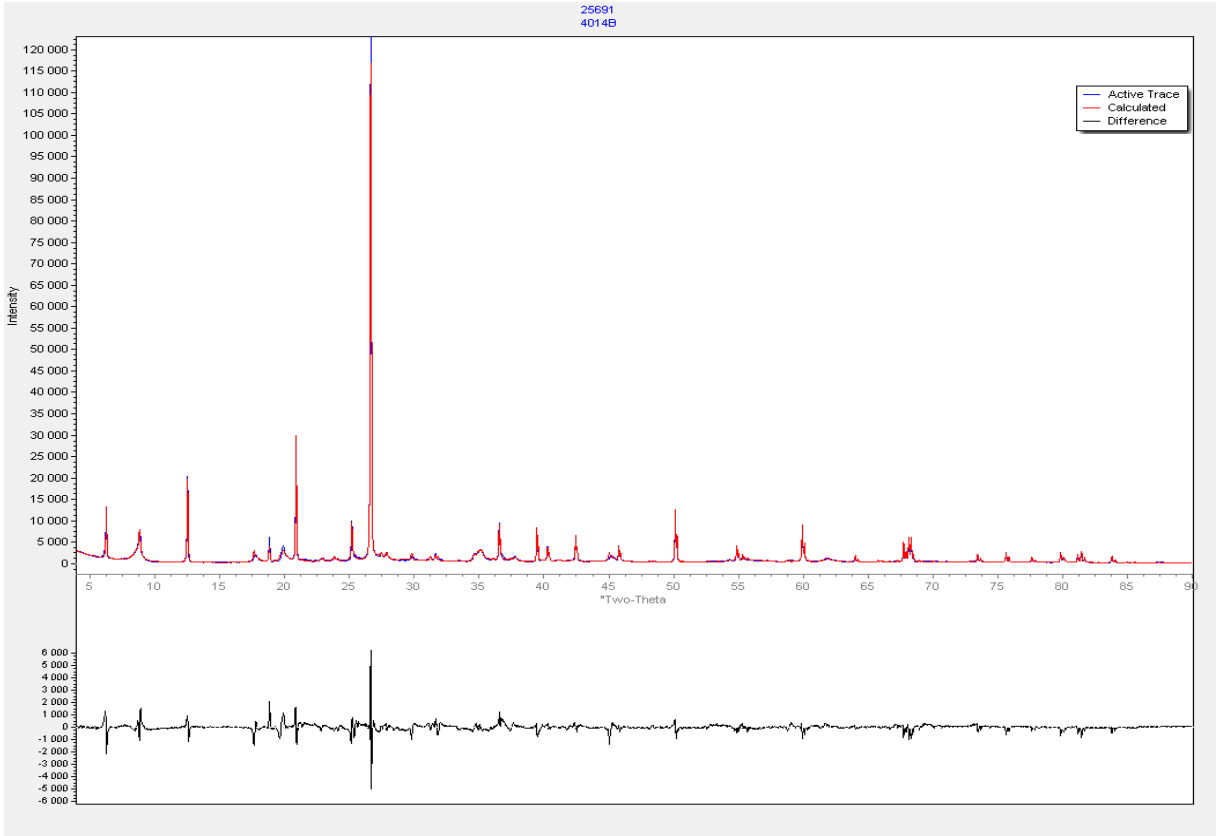
JUZE 126b


Lin (Cps)
2-Theta - Scale
4014B - File: 25691.raw - Step: 0.030 ° - Step time: 480. s

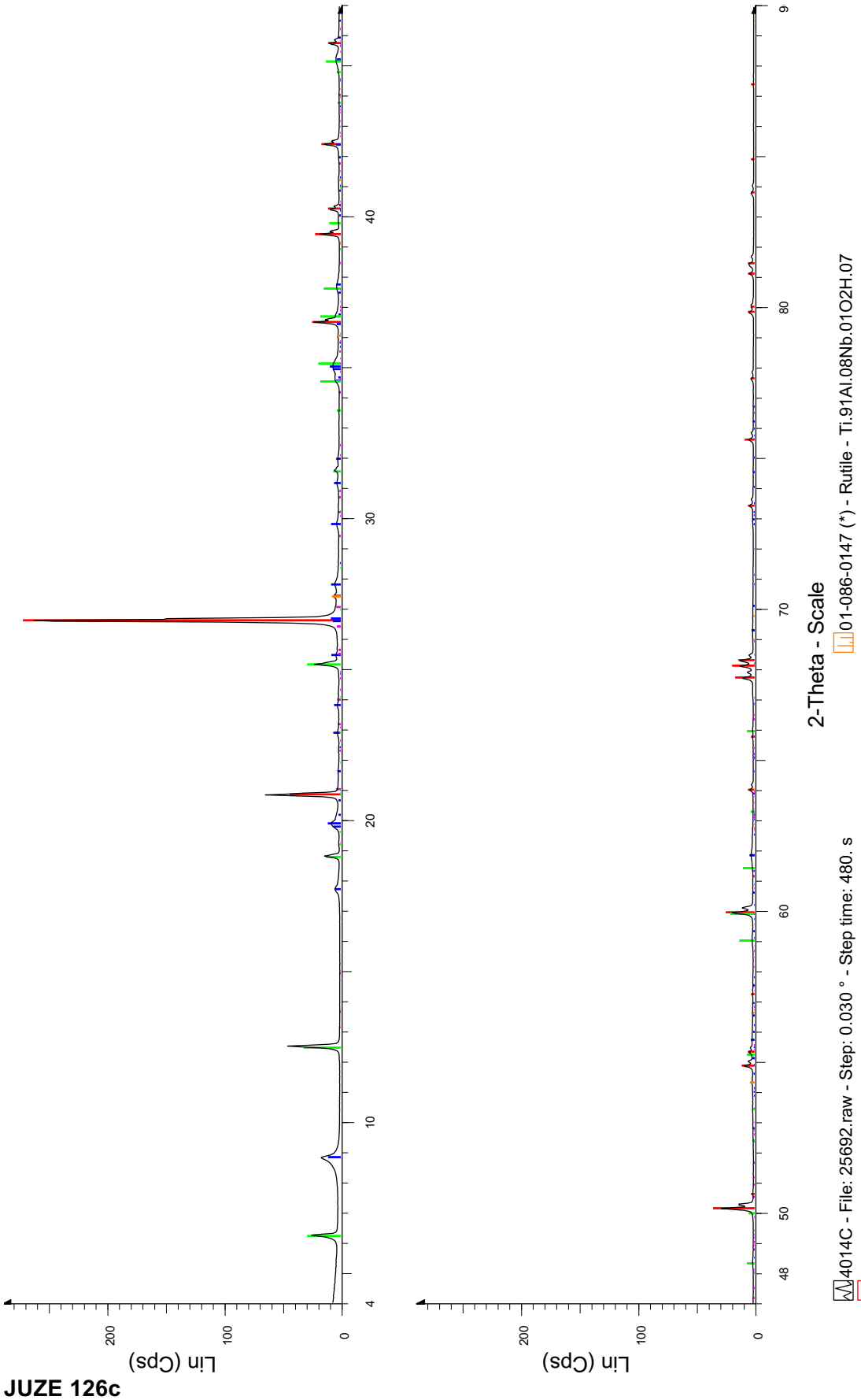

Lin (Cps)
d=14,22092
d=10,04495
d=7,07573
d=4,99882
d=4,70951
d=4,50676
d=4,45926
d=4,25118
d=4,10724
d=3,97793
d=3,87947
d=3,52974
d=3,3425
d=3,25010
d=3,20214
d=2,99078
d=2,58545
d=2,55755
d=2,48886
d=2,45605
d=2,38135
d=2,28127
d=2,25704
d=2,23598
d=2,14791
d=2,12687
d=1,97947
d=1,81776
d=1,80250
d=1,68754
d=1,67251
d=1,65997
d=1,64693
d=1,60830
d=1,56274
d=1,54042
d=1,49912
d=1,45316
d=1,41842
d=1,38222
d=1,37180
d=1,28831
d=1,28611
d=1,25603
d=1,25284
d=1,22839
d=1,22548
d=1,20921
d=1,20782
d=1,18438
d=1,18081
d=1,15322
d=1,15016
d=1,14070
d=1,11482
2-Theta - Scale
4014B - File: 25691.raw - Step: 0.030 ° - Step time: 480. s

JUZE 126b

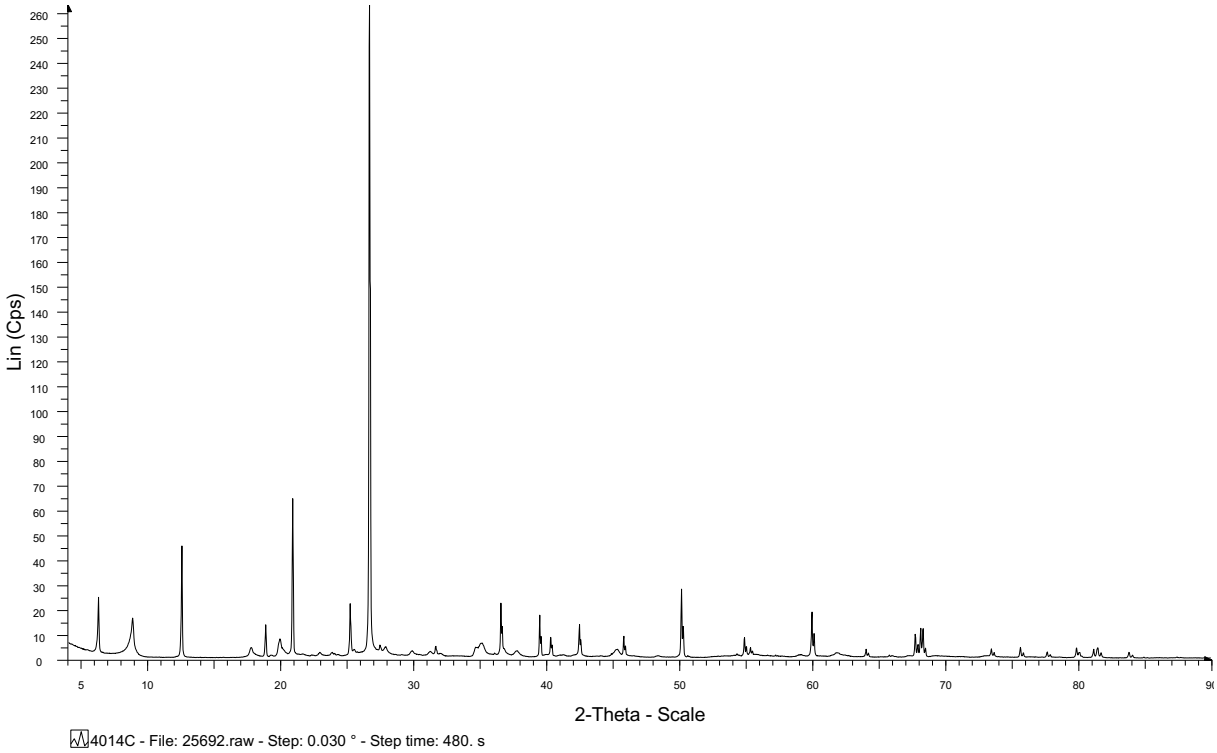

Lin (Cps)
2-Theta - Scale
d=14,09877
d=9,97994
d=7,05494
d=4,99211
d=4,70371
d=4,44720
d=4,24956
d=3,52967
d=3,34198
d=3,24629
4014B - File: 25691N.raw - Step: 0.020 ° - Step time: 130.5 s
4014B - File: 25691G.raw - Step: 0.020 ° - Step time: 130.5 s
4014B - File: 25691C.raw - Step: 0.020 ° - Step time: 130.5 s

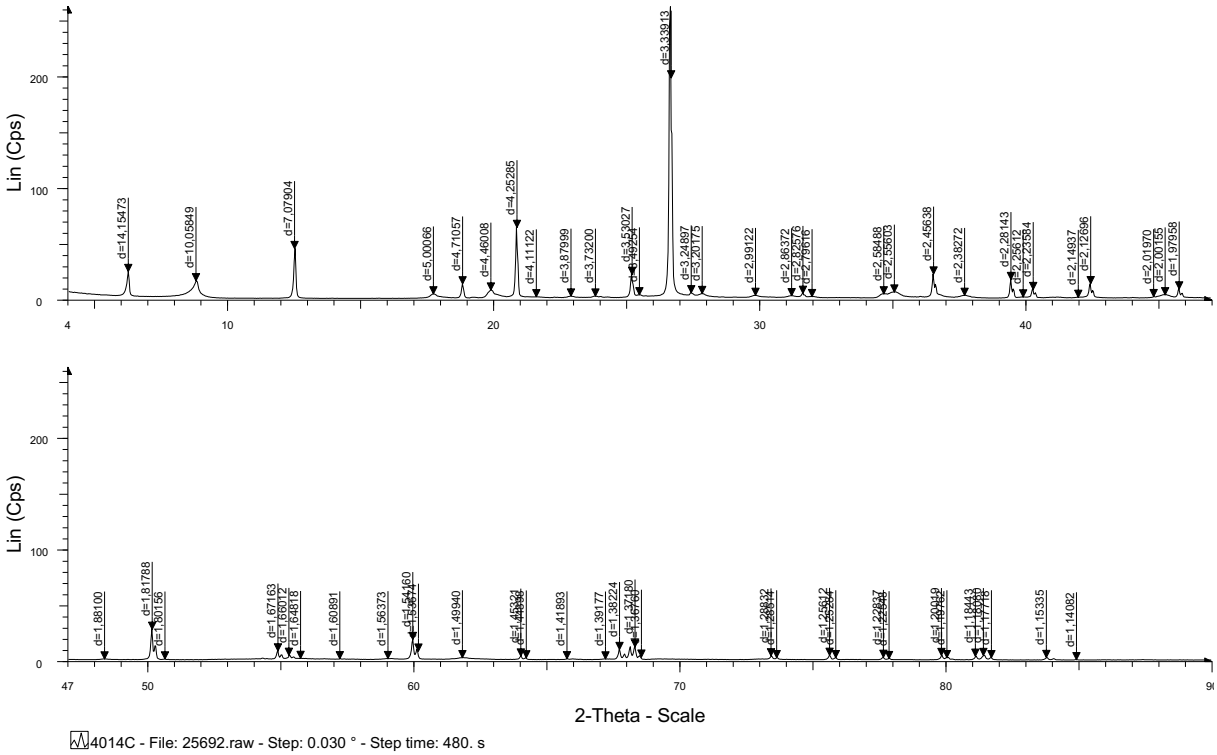

25691
4014B
Active Trace
Calculated
Difference
Intensity
°Two-Theta

JUZE 126b

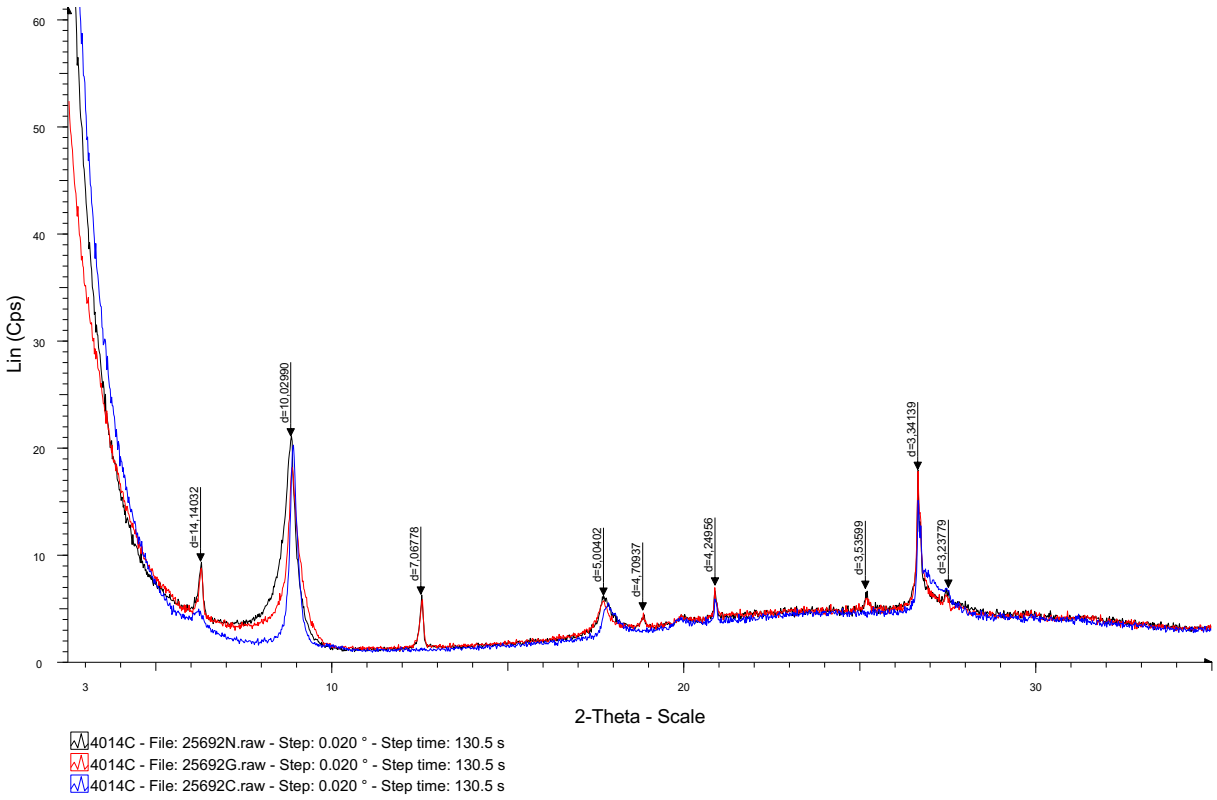

Lin (Cps)
2-Theta - Scale
4014C - File: 25692.raw - Step: 0.030 ° - Step time: 480. s
01-086-0147 (*) - Rutile - Ti.91Al.08Nb.01O2H.07
00-046-1045 (*) - Quartz, syn - SiO2
01-089-6216 (I) - Muscovite-2M1 - (K0.727Na0.170Ca0.011)(Al0.933Fe0.016
00-046-1323 (I) - Clinochlore-1MIIb - (Mg,Al,Fe)6(Si,Al)4O10(OH)8
01-084-1455 (*) - Microcline - (K.95Na.05)AlSi3O8

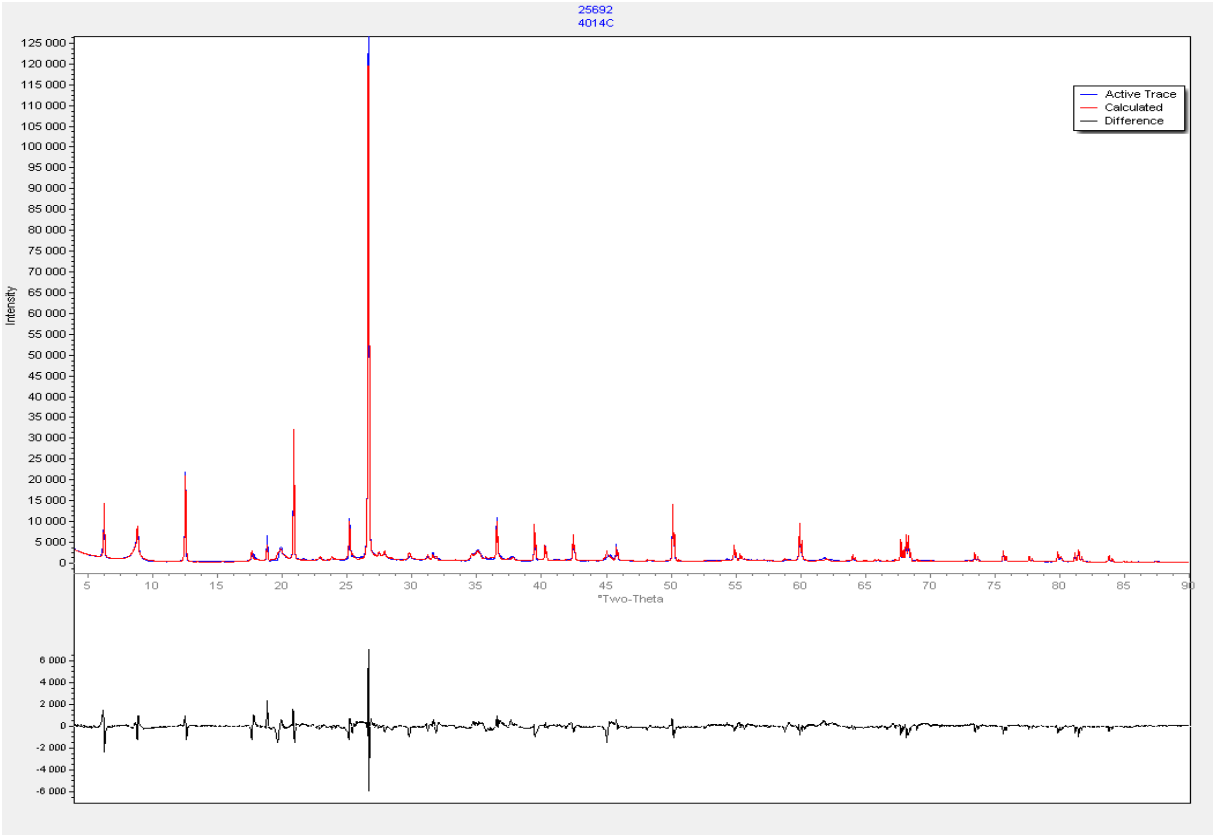
JUZE 126c


Lin (Cps)
2-Theta - Scale
4014C - File: 25692.raw - Step: 0.030 ° - Step time: 480. s


d=14,15473
d=10,05849
d=7,07904
d=5,00066
d=4,71057
d=4,46008
d=4,25285
d=4,11122
d=3,87999
d=3,73200
d=3,53027
d=3,46254
d=3,33913
d=3,24897
d=3,20775
d=2,99122
d=2,86372
d=2,59488
d=2,55603
d=2,45638
d=2,38272
d=2,28143
d=2,25612
d=2,23584
d=2,14937
d=2,12696
d=2,01970
d=1,97958
d=1,88100
d=1,81788
d=1,80156
d=1,67163
d=1,66012
d=1,64818
d=1,60891
d=1,56373
d=1,54160
d=1,49940
d=1,46332
d=1,41693
d=1,39177
d=1,38224
d=1,37680
d=1,28832
d=1,28614
d=1,25612
d=1,25584
d=1,22837
d=1,22584
d=1,20019
d=1,19762
d=1,18443
d=1,17916
d=1,15335
d=1,14082
Lin (Cps)
2-Theta - Scale
4014C - File: 25692.raw - Step: 0.030 ° - Step time: 480. s

JUZE 126c


Lin (Cps)
2-Theta - Scale
d=14,14032
d=10,02990
d=7,06778
d=5,00402
d=4,70937
d=4,24956
d=3,53599
d=3,34139
d=3,23779
4014C - File: 25692N.raw - Step: 0.020 ° - Step time: 130.5 s
4014C - File: 25692G.raw - Step: 0.020 ° - Step time: 130.5 s
4014C - File: 25692C.raw - Step: 0.020 ° - Step time: 130.5 s


25692
4014C
Active Trace
Calculated
Difference
Intensity
°Two-Theta

JUZE 126c

Annexe 3 : Méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$

LA METHODE $^{40}Ar/^{39}Ar$ APPLIQUEE A L'ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE DES OXYDES DE MANGANESE RICHES EN POTASSIUM.

1. Les bases de la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$.

a. Notion de fermeture d'un minéral et principes généraux.

La notion de fermeture isotopique d'un minéral est à l'origine des principes de datation basés sur la désintégration nucléaire d'un "atome père" instable en un (ou plusieurs) "atome(s) fils". Les processus de désintégration nucléaire ne dépendent que du temps, ils suivent une loi statistique stricte selon laquelle, à chaque unité de temps, une proportion fixe d'atomes pères s'est désintégrée en produisant une quantité équivalente d'atomes fils (Fig. 1). De fait, une réaction nucléaire se définit par la production d'un ou plusieurs éléments fils à partir d'un père instable et, à toute réaction est associée une période (demi-vie propre à cette réaction) qui est le temps nécessaire à la désintégration de la moitié du stock initial d'atomes pères et que l'on note T.

Ainsi, il existe une équation générale de calcul de l'âge, utilisée par toutes les méthodes radiométriques, déduite de la loi de décroissance exponentielle d'un nucléide radioactif au cours du temps :

$$dN = -\lambda N.dt$$

Dans cette expression, N représente le nombre d'atomes du nucléide radioactif, dN/dt est le taux instantané de transformation et λ est la constante radioactive. Le signe négatif de l'équation représente la décroissance. La constante radioactive à une dimension inverse du temps et est spécifique de l'élément considéré. Elle est inversement proportionnelle à la période ($\lambda = ln2/T$).

L'équation de décroissance radioactive s'exprime également par $N_t = N_0.e^{-\lambda t}$
(où N_t et N_0 représentent respectivement les nombres d'atomes du nucléide radioactif à l'instant t et à l'origine).

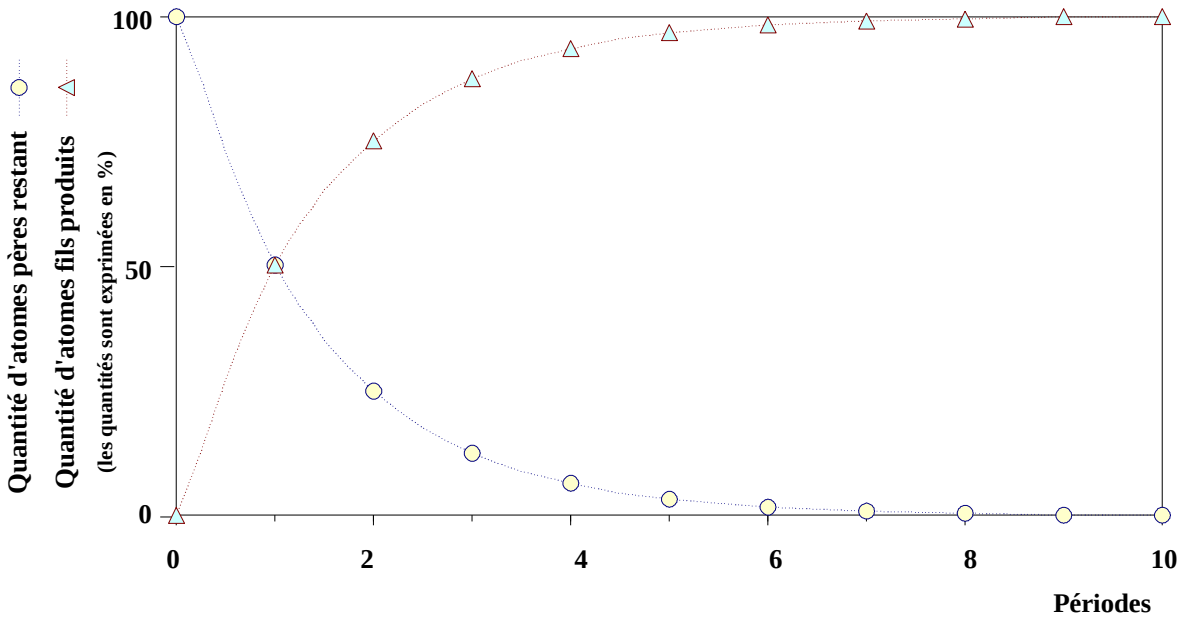


Fig. 1 : Illustration de la loi de désintégration d'un atome père avec production d'un atome fils

Pour appliquer cette équation, il est nécessaire :

- que les rapports des isotopes du chronomètre soient homogènes dans l'échantillon analysé,
- et qu'il n'y ait eu aucun apport, ni aucune perte, tant de l'atome père que du fils, par d'autres processus que ceux de désintégration naturelle. On parle alors de système isotopique clos vis à vis d'un couple père-fils (chronomètre isotopique).

Ceci implique que l'atome père radioactif soit inclus dans la structure cristalline du minéral et que l'atome fils conserve cette position sans possibilité de diffusion hors du minéral. Cependant, les sources d'ouverture d'un système sont nombreuses. Il s'agit principalement des changements de conditions de pression et de température, de conditions redox,… qui peuvent être à l'origine de phénomènes de diffusion, de modifications cristallochimiques, avec ou sans recristallisation, ou d'une destruction de la structure.

Dans le cas du système K-Ar, c'est principalement la diffusion de l'argon qui est contraignante. Elle est généralement contrôlée par la diffusion volumique mais les défauts dans la structure des minéraux sont aussi responsables de diffusions non volumiques. Dans les milieux endogènes, la diffusion s'interrompt théoriquement en dessous d'une température (Dodson, 1973 ; Jäger, 1973) appelée température de fermeture isotopique. Dans les milieux supergènes, ce sont principalement les reprises par l'altération des phases néoformées qui induiront la diffusion de l'argon.

b. La méthode K-Ar.

Le ^{40}K est connu pour être radioactif depuis le début du vingtième siècle (1900-1910), mais ce n'est qu'en 1948 que Aldrich & Nier ont montré que l'argon, extrait de minéraux riches en potassium, était significativement enrichi en ^{40}Ar par rapport à l'argon atmosphérique (^{40}Ar/^{36}Ar = 298.56). La méthode de datation K-Ar était née.

- *La décroissance radioactive du ^{40}K.*

Très abondant sur Terre (huitième élément de la croûte continentale, avec un clarke de l'ordre de 25000 g./ t.), le potassium est un élément très réactif qui n'existe pas à l'état non combiné. Il est produit lors de la nucléosynthèse (Burdrige *et al.*, 1957) et possède trois isotopes de masses 41, 40 et 39, avec des abondances relatives respectives de 6.730 ± 0.003 %, 0.01167 ± 0.00004 % et 93.2581 ± 0.0003 %. Les variations de la composition isotopique générale du potassium ne seraient pas supérieures à 1%. Pour les échantillons terrestres, il semble qu'elles soient inférieures à 0.15 %. Seul le ^{40}K est radioactif bien que tous ses isotopes aient un nombre de neutrons supérieur au nombre de protons (Z=19 et N=20, 21 ou 22). Les deux isobares du ^{40}K, ^{40}Ar et ^{40}Ca, sont stables.

La décroissance du ^{40}K se fait selon plusieurs mécanismes (Fig. 2) :

- ^{40}K $\rightarrow$ ^{40}Ar par capture d'un électron orbital et dégagement d'une énergie totale de 1.51 MeV. Cette capture se fait par un proton du noyau qui se transforme alors en neutron avec émission d'un neutrino. L'élément fils isobarique produit ($^{40}_{18}$Ar) se trouve à l'état excité. Il atteint l'état de repos par émission d'un rayonnement γ (~11% de l'ensemble des réactions). Cette voie de production d'^{40}Ar est la principale.

- ^{40}K $\rightarrow$ ^{40}Ar par capture d'un électron et production directe d'^{40}Ar à l'état de repos. (~0.16% de l'ensemble des réactions).

- ^{40}K $\rightarrow$ ^{40}Ar par émission d'un positron (β+), ayant un point d'énergie de 0.49 MeV, avec l'annihilation du positron et dégagement d'une énergie complémentaire de 1.02 MeV. (~0.001% de l'ensemble des réactions). La réaction par émission d'un positron est donc négligeable.

- ^{40}K $\rightarrow$ ^{40}Ca par émission d'un électron et perte de 1.33 MeV. (~88.8% de l'ensemble des réactions). C'est la voie principale de désintégration du ^{40}K. Elle ne pourrait être utilisée en géochronologie que dans des échantillons qui seraient initialement dépourvus de calcium.

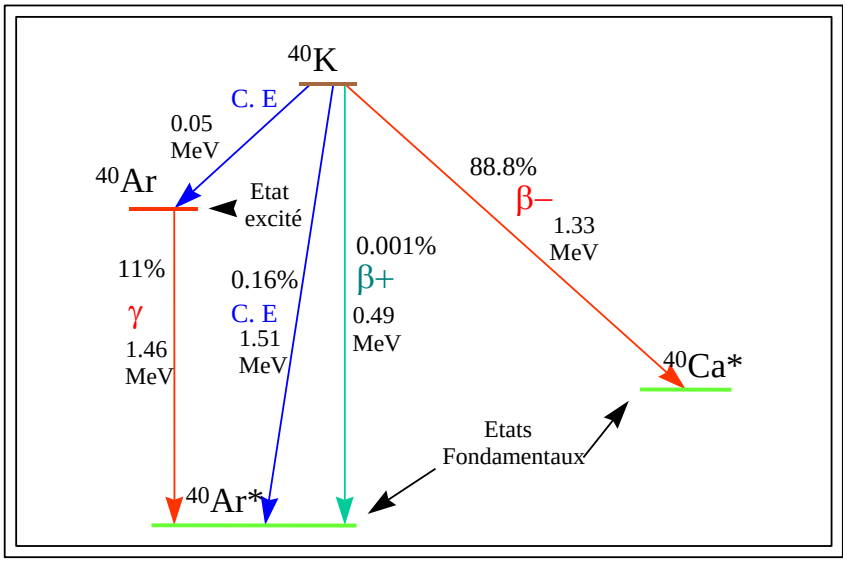


Fig. 2 : Schéma de désintégration naturelle du 40K d'après Dalrymple & Lanphere (1969).

La constante de désintégration λ du ^{40}K dépend des constantes partielles λ_i qui sont déterminées à partir des activités spécifiques de ces différentes réactions (Tab.1 et 2).

Activités	Désintégrations . s^{-1}. g^{-1}
$dn_{\beta-}/dt$	28.27 ± 0.05
dn_{γ}/dt	3.26 ± 0.02
$dn_{\beta+}/dt$	0.000325 ± 0.000037
dn_{ec}/dt	0.05 ± 0.01

Tab. 1 : Activités spécifiques du potassium naturel, d'après Beckinsale & Gale (1969).

Les constantes partielles de désintégration (λ_i) sont calculées par l'équation suivante :

$\lambda_i = (dn_i/dt).(AY/fN_a)$ (où dn_i/dt est l'activité spécifique en désintégrations par seconde par gramme de potassium naturel, A est la masse atomique du potassium (39.0983), f représente l'abondance atomique du K naturel (0.0001167), N_a est le nombre d'Avogadro, Y est le nombre d'atomes.)

Quantités	Valeurs
$\lambda_{\beta-}$	4.962 (± 0.009) $.10^{-10}$ a^{-1}
λ_e	0.572 (± 0.004) $.10^{-10}$ a^{-1}
λ_e'	0.0088 (± 0.0017) $.10^{-10}$ a^{-1}
$\lambda = \lambda_{\beta-}+\lambda_e+\lambda_e'$	5.543 (± 0.010) $.10^{-10}$ a^{-1}
$\lambda_e+\lambda_e'/\lambda_{\beta-}$	0.117 (± 0.001)
$\lambda/\lambda_e+\lambda_e'$	9.544
$T = \ln 2/\lambda$	1.250 (0.002) $.10^9$ a

Tab. 2 : **Constantes de radioactivité du ^{40}K**
d'après Beckinsale & Gale (1969), Garner *et al.* (1975) et Steiger & Jäger (1977).
Rmq : les constantes utilisées dans nos calculs sont celles de Renne et al. (2010, 2011)

- *L'équation de calcul de l'âge utilisée par la méthode K-Ar.*

Des différentes réactions décrites précédemment, il est possible de déduire l'équation de l'âge en considérant l'équation de radioactivité du potassium :

$$^{40}K_t = {}^{40}K_o.e^{-\lambda t}$$

où $^{40}K_t$ représente le nombre d'atomes de ^{40}K présents dans l'échantillon à l'instant t et $^{40}K_o$ le nombre d'atomes de ^{40}K présents dans l'échantillon à l'origine.

et en considérant que $^{40}K_o = {}^{40}Ar^* + {}^{40}Ca^* + {}^{40}K_t$ (où $^{40}Ar^*$ et $^{40}Ca^*$ représentent respectivement l'argon 40 et le calcium 40 radiogéniques), on a :

$$^{40}Ar^{*} + {}^{40}Ca^{*} = {}^{40}K_{t}.(e^{\lambda t}-1)$$

En ne considérant que les deux mécanismes principaux de désintégration du ^{40}K (capture électronique et émission β-), on pose : $\lambda = \lambda_{\beta} + \lambda_{e}$ (où λ_{β} et λ_{e} sont les constantes partielles de désintégration par émission β- et capture électronique).

On en déduit :

$$^{40}Ar^{*} + {}^{40}Ar^{*}.(\lambda_{\beta}/\lambda_{e}) = {}^{40}K.(e^{(\lambda\beta + \lambda e)t}-1) \qquad (1)$$

et donc, l'équation de calcul de l'âge est :

$$t = 1/\lambda \ .ln[1+(({}^{40}Ar^{*}/{}^{40}K).(\lambda_{\beta}/\lambda_{e}))].$$

Pour que cet âge soit valide, les conditions suivantes doivent être respectées :

- les termes λ_{β} et λ_{e} doivent être véritablement des constantes ;
- le potassium ne doit pas avoir subi de fractionnement isotopique ;
- le minéral daté doit s'être comporté en système clos vis à vis de l'argon et du potassium ;
- l'argon contenu dans le minéral ne peut être que d'origine radiogénique ou atmosphérique, ce qui implique qu'au moment de la fermeture du minéral, tout l'argon de composition différente de celle de l'argon atmosphérique ($^{40}Ar/^{36}Ar \neq 298.56$) aura été dégazé.

Si les deux premières conditions sont toujours vérifiées, les deux autres ne le sont pas nécessairement. Les minéraux peuvent subir des pertes d'argon ou au contraire, incorporer de l'argon en excès. Alors que les pertes d'^{40}Ar entraînent une sous-évaluation de l'âge, les excès et héritages d'^{40}Ar engendrent alors une surévaluation de l'âge. Ces perturbations ne sont pas discernables avec la méthode K-Ar.

2. La méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$

La méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$, dont le principe a été défini par Sigurgeirsson (1962) et qui a été développée ensuite par Merrihue (1965) et Merrihue et Turner (1966), est issue de la méthode K-Ar. Elle s'appuie sur l'irradiation de l'échantillon à dater qui permet de transformer une partie du ^{39}K en ^{39}Ar sous l'action d'un flux de neutrons rapides. Placé ensuite dans un système sous ultravide, l'échantillon est chauffé par paliers de température, jusqu'à la fusion. Les gaz extraits sont purifiés et l'argon analysé à l'aide d'un spectromètre de masse. On mesure les abondances relatives des différents isotopes de l'argon (^{40}Ar, ^{39}Ar, ^{38}Ar, ^{37}Ar, ^{36}Ar). L'âge de l'échantillon n'est plus déterminé à partir de la mesure du rapport $^{40}Ar^{*}/^{40}K$ mais à partir de celle du rapport $^{40}Ar^{*}/^{39}Ar_{K}$ (où $^{39}Ar_{K}$ est l'argon produit lors de l'irradiation du ^{39}K). Ces deux rapports sont proportionnels du fait de la constance du rapport $^{39}K/^{40}K$ dans la nature et de la relation directe entre la quantité d'$^{39}Ar_{K}$ produit dans l'échantillon et la quantité de ^{39}K présent à l'origine.

a. Les réactions nucléaires et les isotopes de l'argon produits lors de l'irradiation.

La réaction nucléaire principale utilisée par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ réside dans la production d'^{39}Ar par interaction entre un neutron et un noyau de ^{39}K :

$$^{39}_{19}K + {}^{1}_{0}n = {}^{39}_{18}Ar + {}^{1}_{1}H + Q$$

(où Q représente l'énergie cinétique dispersée ou absorbée en cours de réaction.)

Ce qui s'exprime également par :

^{39}K(n, p)^{39}Ar.

Une réaction nucléaire conserve le nombre de nucléons, la charge, le moment et l'énergie. Q est positif quand l'énergie est dégagée et négatif quand elle est absorbée. Sa valeur est calculée par noyau transformé, et obtenue par comparaison des masses atomiques des réactifs et des produits.

Exemple : Dans ^{39}K(n, p)^{39}Ar, la somme des masses des réactifs (^{39}K + n) est de 39.972373 uma (unité de masse atomique), celle des produits (^{39}Ar + p) est de 39.972140 uma, la différence est de 0.000233 uma ce qui correspond à une énergie dégagée de 0.22 MeV (d'après la théorie de la relativité générale exposée par Einstein en 1916, 1 uma = 931.5 MeV).

Théoriquement on pourrait penser qu'un neutron d'énergie quasiment nulle peut produire la réaction, en particulier tant qu'il n'y a pas de barrière d'énergie de Coulomb pour inhiber l'entrée du neutron dans le noyau. En pratique, l'énergie requise est supérieure à 1 MeV.

^{39}K(n, p)^{39}Ar n'est pas la seule réaction intervenant pour la production d'argon lors de l'irradiation. D'autres réactions ont lieu à partir de différents isotopes du potassium, du calcium, de l'argon et du chlore. Ces réactions et leurs produits sont reportés dans le tableau 3.

Atomes et réactions	Produits	Etats et productions secondaires
^{40}Ca(n, nα)	**^{36}Ar**	stable
^{35}Cl(n, γ) ; ^{36}Ar(n, p) ; ^{39}K(n, α)	^{36}Cl	instable ; → **^{36}Ar** (T = 3.10^5 ans)
^{40}Ca(n, α)	**^{37}Ar**	instable ; → ^{37}Cl (T = 35.1 jours)
^{37}Cl(n, γ) ; ^{38}Ar(n, p) ; ^{41}K(n, α)	^{38}Cl	instable ; → ^{38}Ar (T = 37.5 minutes)
^{39}K(n, d)	^{38}Ar	stable
^{39}K(n, p) ; ^{42}Ca(n, α)	**^{39}Ar**	instable ; → ^{38}K (T = 265 ans)
^{40}K(n, p) ; ^{43}Ca(n, α)	**^{40}Ar**	stable
^{40}Ar(n, γ) ; ^{41}K(n, p) ; ^{44}Ca(n, α)	41Ar	instable ; → ^{41}K (T = 1.82 heures)

Tab. 3 : Réactions associées à la production d'isotopes de l'argon lors de l'irradiation.
(Où les symboles n, p, β-, d, α et γ représentent respectivement le neutron, le proton, l'électron, le deutérium, la particule α et le rayonnement γ)

On constate dans ce tableau que pour les différents isotopes produits, il existe généralement plusieurs "sources". Ainsi l'^{40}Ar qui est mesuré lors des analyses comprend, en plus de l'^{40}Ar d'origine atmosphérique et radiogénique, l'^{40}Ar produit par interaction du ^{40}K avec le flux de neutrons rapides et celui produit par l'interaction du ^{43}Ca avec des particules α. Comme l'^{37}Ar n'est produit que par le ^{40}Ca, la mesure de cette masse (corrigée de sa décroissance radioactive) permet d'effectuer les corrections sur les autres isotopes et de déterminer ainsi la valeur du rapport ^{40}Ar*/^{39}Ar$_K$.

b. Le facteur d'irradiation et l'équation de calcul de l'âge utilisée par la méthode ^{40}Ar/^{39}Ar$_K$.*

La réaction ^{39}K(n, p)^{39}Ar, produite au sein du réacteur nucléaire lors de l'irradiation de l'échantillon, peut être quantifiée de la manière suivante :

$$^{39}Ar_K = {}^{39}K.\Delta T\int\Phi(E)\sigma(E)dE \qquad (2)$$

(où ^{39}Ar$_K$ représente le nombre d'atomes d'^{39}Ar produits par interaction entre le ^{39}K et le flux de neutrons du réacteur, ^{39}K représente le nombre d'atomes de ^{39}K présents initialement dans l'échantillon, ΔT représente la durée de l'irradiation, Φ(E) est le flux de neutrons d'énergie E et σ(E) représente la section de capture de la réaction ^{39}K(n, p)^{39}Ar à l'énergie E)

En reprenant l'équation (1) : ^{40}Ar* + ^{40}Ar*.(λ_β/λ_e) = ^{40}K.($e^{(\lambda\beta + \lambda e)t}$-1), on obtient avec (2) une expression du rapport ^{40}Ar*/^{39}Ar$_K$:

$$(^{40}Ar^*/^{39}Ar_K) = (^{40}K/^{39}K).(\lambda_e/\lambda).(1/\Delta T\int\Phi(E)\sigma(E)dE).(e^{\lambda t}-1) \qquad (3)$$

On définit alors le facteur d'irradiation J tel que $1/J = (^{40}K/^{39}K).(\lambda_e/\lambda).(1/\Delta T\int\Phi(E)\sigma(E)dE)$. J caractérise le rendement de production de l'$^{39}Ar_K$ durant l'irradiation. L'expression (3) devient :

$$(^{40}Ar^*/^{39}Ar_K) = (1/J).(e^{\lambda t}-1)$$

et donc :

$$J = (e^{\lambda t}-1)/(^{40}Ar^*/^{39}Ar_K) \qquad (4)$$

et

$$t = 1/\lambda \; . \; ln(1 + J(^{40}Ar^*/^{39}Ar_K)) \qquad (5)$$

Le paramètre J est déterminé pour chaque irradiation à l'aide d'échantillons standards (ou moniteurs) d'âge connu, irradiés en même temps que les échantillons à analyser, en appliquant l'équation (4). Cette valeur spécifique est alors introduite dans l'équation (5) pour le calcul des âges des autres échantillons.

Le choix du moniteur est motivé par les critères suivants :

- ❖ son rapport $^{40}Ar^*/^{40}K$ doit être uniforme afin de minimiser l'erreur sur l'âge apparent mesuré de l'échantillon.
- ❖ L'âge doit être aussi proche que possible de ceux des échantillons à dater.
- ❖ Le minéral choisi comme moniteur doit avoir une très grande pureté (>>99%) et être disponible en quantité suffisante pour permettre son utilisation sur une longue période.

Ainsi, on définit comme étant un bon moniteur tout échantillon qui présente une grande reproductibilité. Le choix de cet échantillon moniteur est également motivé par l'étendue de son utilisation.

Lors d'une irradiation, plusieurs échantillons standards (ou moniteurs) sont intercalés régulièrement avec les échantillons à analyser (Fig. 4). L'ensemble forme une colonne et est introduit dans un tube en aluminium pour être irradié. La disposition des moniteurs dans le tube d'irradiation permet de connaître les hétérogénéités du flux de neutrons sur l'ensemble de la colonne d'échantillons. Ces hétérogénéités sont liées au positionnement du tube par rapport à la source de neutrons et aux effets d'écran successifs induits par les échantillons eux-mêmes. Elles entraînent des variations dans les taux de production d'$^{39}Ar_K$, en fonction de la position dans la colonne, dont il faut tenir compte pour la détermination de la valeur de J spécifique à l'échantillon à analyser. Les rapports ($^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$) des échantillons standards sont mesurés par fusion directe. Dans le cas de la présente étude, le moniteur d'irradiation est la sanidine TCR-2 dont l'âge est 28.608 ± 0.034 Ma (Renne et al., 1998, 2010 and 2011)

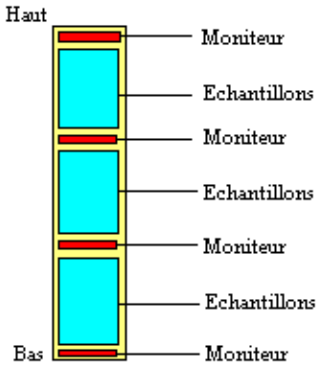


Fig. 4 : position des échantillons moniteurs dans le tube d'irradiation.

c. La détermination du rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$.

Il existe plusieurs sources de production des différents isotopes de l'argon lors de l'irradiation (Tableau 3). Si les réactions d'interférence entre des neutrons et des isotopes de l'argon peuvent être négligées, ce n'est pas le cas des réactions associées aux différents isotopes du potassium et du calcium. Dans un souci de simplification, nous ne prendrons pas en considération les réactions associées au chlore. Les masses mesurées lors des analyses peuvent alors être décomposées de la manière suivante :

$$^{40}Ar_m = {}^{40}Ar^* + {}^{40}Ar_{atm} + {}^{40}Ar_K$$

$$^{39}Ar_m = {}^{39}Ar_K + {}^{39}Ar_{Ca}$$
$$(^{38}Ar_m = {}^{38}Ar_K + {}^{39}Ar_{Cl})$$
$$^{37}Ar_m = {}^{37}Ar_{Ca}$$
$$^{36}Ar_m = {}^{36}Ar_{atm} + {}^{36}Ar_{Ca} \ (+ {}^{36}Ar_{Cl})$$

(m = mesuré ; atm = atmosphérique ; K = produit par le potassium ; Ca = produit par le calcium ; Cl = produit par le Chlore).

En exprimant le rapport $(^{40}Ar^*/^{39}Ar_K)$ de la manière suivante :

$$(^{40}Ar^*/^{39}Ar_K) = [^{40}Ar_m - (^{40}Ar_{atm} + {}^{40}Ar_K)]/\ ^{39}Ar_K$$

En ne tenant pas compte, afin de simplifier la présentation, des réactions liées au chlore on démontre l'équation (6) :

$$\frac{^{40}Ar^*}{^{39}Ar_K} = \frac{\left(\frac{^{40}Ar}{^{39}Ar}\right)_m - \left(\frac{^{40}Ar}{^{36}Ar}\right)_{Atm}\left(\frac{^{36}Ar}{^{39}Ar}\right)_m + \left(\frac{^{40}Ar}{^{36}Ar}\right)_{Atm}\left(\frac{^{36}Ar}{^{37}Ar}\right)_{Ca}\left(\frac{^{37}Ar}{^{39}Ar}\right)_m}{1 - \left(\frac{^{39}Ar}{^{37}Ar}\right)_{Ca}\left(\frac{^{37}Ar}{^{39}Ar}\right)_m} - \left(\frac{^{40}Ar}{^{39}Ar}\right)_K$$

dans laquelle tous les termes se réfèrent à des grandeurs connues ou mesurées. Les indices m, Atm, Ca et K se rapportent respectivement aux rapports mesurés, atmosphériques, issus du Calcium et du Potassium. Les rapports $(^{40}Ar/^{39}Ar)_K$, $(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$ et $(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$ sont des paramètres qui ne dépendent pas de l'échantillon mais du réacteur. Ils traduisent les rendements de production des différentes masses de l'argon à partir de l'irradiation du potassium et du calcium. Ils sont déterminés en irradiant, dans les mêmes conditions que les échantillons, des sels de calcium ($CaCO_3$ ou CaF_2) et de potassium (K_2SO_4).

Ces rapports, pour le réacteur McMaster (Hamilton, Canada), au sein duquel les échantillons analysés durant ce travail de thèse ont été irradiés, sont actuellement les suivant :

- $(^{40}Ar/^{39}Ar)_K = 8.5\ 10^{-4}$ (± 3%),
- $(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Ca} = 3.22\ 10^{-4}$ (± 3%),
- $(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca} = 7.88\ 10^{-4}$ (± 4%).

Les corrections liées aux productions des isotopes ^{36}Ar et ^{38}Ar par désintégration des isotopes du chlore produits en cours d'irradiation ne sont prises en compte que partiellement. Pour mémoire, les réactions sont les suivantes :

Réactions de production durant l'irradiation	Réactions de désintégration des isotopes artificiels	Périodes
$^{35}Cl + n \rightarrow {}^{36}Cl + \gamma$	$^{36}Cl \rightarrow {}^{36}Ar$	3.10^5 ans
$^{37}Cl + n \rightarrow {}^{38}Cl + \gamma$	$^{38}Cl \rightarrow {}^{38}Ar$	37.5 minutes

Il apparaît clairement que, au moment de l'analyse, l'ensemble du ^{38}Cl s'est transformé en ^{38}Ar et que la production d'^{36}Ar par la désintégration du ^{36}Cl n'est pas suffisante pour induire, dans le cas d'échantillons normaux (c'est à dire ne présentant pas de fortes teneurs en chlore), une erreur sur la mesure du rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ atmosphérique.

L'âge de l'échantillon est donc déduit, connaissant la valeur de J, à partir du rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ calculé et de l'équation (5).

3. Processus expérimental.

a. le matériel étudié.

Les cryptomélanes sont des oxydes de manganèse riches en potassium appartenant au groupe de la Hollandite. Les oxydes de ce groupe ont une formule générale de type $\mathbf{A_{1\text{-}2}B_8O_{16}, nH_2O}$ (avec **A** = K^+, Ba^{2+}, Na^+, Pb^{2+},… et **B** = Mn^{3+}, Mn^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+},…). Ils cristallisent dans le système quadratique avec une structure en tunnel T(2,2) (Byström et Byström, 1950 ; Burns et Burns, 1979 ; Turner et Buseck, 1979 et 1981). Les tunnels sont constitués par des doubles chaînes d'octaèdres MnO_6 accolées par leurs arêtes. Cette disposition, du fait des différents états d'oxydation du manganèse, crée un déficit de charges. Les cations A sont intégrés à l'intérieur des tunnels pour équilibrer ce déficit. Dans la nature, ces oxydes appartiennent à des solutions solides entre différents pôles et leurs noms reflètent le cation le plus abondant. Ainsi, la manjiroïte correspond au pôle sodique, la coronadite au pôle plombifère, la hollandite s.s. au pôle barytique et le cryptomélane au pôle potassique. La grande diversité chimique de ces oxydes, même dominés par un même pôle, nous amène à utiliser le pluriel et à parler généralement de "cryptomélanes". Le potassium occupe donc dans ces oxydes une position structurale qui laisse supposer un comportement en système clos vis à vis du potassium et de l'argon. D'autres oxydes présentant des structures analogues existent et peuvent s'exprimer sous la forme d'intercroissances au sein des cryptomélanes. Dans la classification des oxydes de manganèse à structure en tunnel (Turner & Buseck, 1979 et 1981 ; Veblen, 1991), chaque groupe d'oxyde est caractérisé par deux dimensions (Tab. 5) : l'une fixe (m) et l'autre variable (n). La notation générale pour un oxyde à structure en tunnel est T(m, n). Les termes T(m, ∞) correspondent aux phyllomanganates (i.e. la birnessite et la busérite).

T(m, n)	n = **1**	n = **2**	n = **3**	n=…	n = **7**	n = …	n = **∞**
m = **1**	**Pyrolusite**	**Ramsdellite**	…	…	…	…	
notation	T(1, 1)	T(1, 2)	…	…	…	…	T(1, n)
m = **2**	-	**Hollandite**	**Romanèchite**	…	**RUB-7***	…	**Birnessite (7 Å)**
notation	-	T(2, 2)	T(2, 3)	…	T(2, 7)	…	T(2, n)
m = **3**	-	-	**Todorokite**	…	…	…	**Busérite (10 Å)**
notation	-	-	T(3, 3)		…		T(3, n)

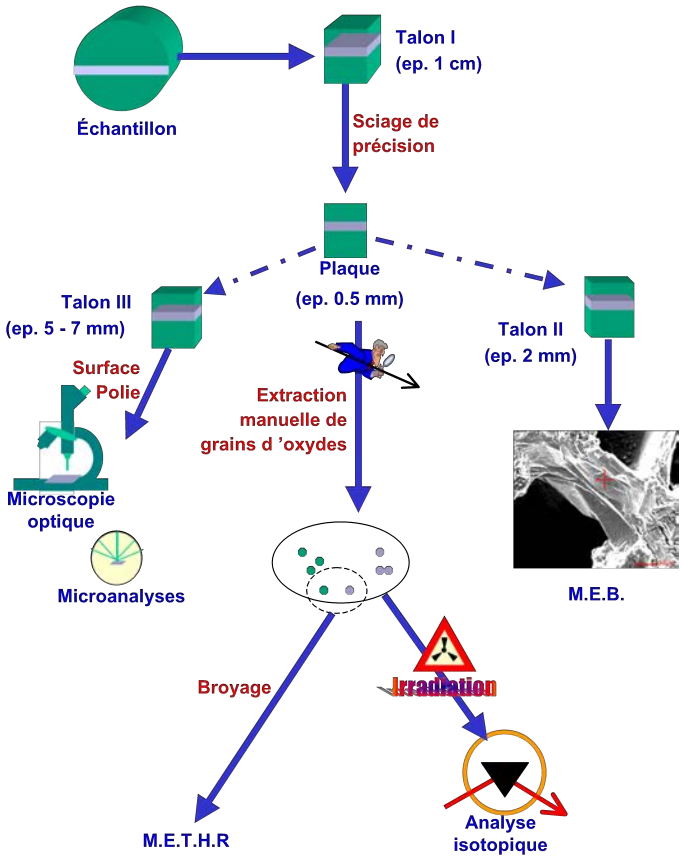
Tab. 5 : Classification des oxydes de manganèse à structure en tunnel d'après Veblen (1991).
* : RUB-7 est un minéral synthétique obtenu par traitement hydrothermal de birnessites alcalines, contenant du potassium, du sodium ou du rubidium par Rziha *et al.* (1996).

Les premières applications de la méthode K-Ar sur ce type de matériel, bien que prometteuses, mirent en évidence les difficultés de séparer les cryptomélanes des minéraux de gangue, des minéraux hérités, ainsi que d'en différencier les différentes générations (Chukhrov *et al.*, 1966 ; Yashvili et Gukasyan, 1974 ; Varentsov et Golovin, 1987 ; Segev et Steinitz, 1986 ; Segev *et al.*, 1991a et 1991b). L'utilisation de la méthode K-Ar, qui nécessite de grandes quantités de matériel, ne permet généralement pas de résoudre ces problèmes de contamination des échantillons. En effet, les cryptomélanes, minéraux principalement supergènes ou hydrothermaux, apparaissent sous des habitus variés (plasmas cryptocristallins, veines et veinules, concrétions) en générations simples ou multiples, associés à des minéraux hérités (feldspathoïdes, quartz), à des paragenèses argileuses en milieu supergène, et à des minéraux de gangue (en milieux hydrothermaux ou volcaniques). Les premières applications de la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ ont confirmé le comportement en système clos vis à vis du couple ^{40}K-^{40}Ar de ce type de minéraux (Vasconcelos *et al.*, 1992, 1994a, 1994b et 1995 ; Hénocque, 1995 ; Lippolt et Hautman, 1995 ; Ruffet *et al.*, 1996 ; Hénocque *et al.*, 1998). La méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ nécessitant beaucoup moins de matériau que la méthode K-Ar, ces problèmes de contamination des échantillons s'en trouvent amoindris, sans être toutefois entièrement résolus (Ruffet *et al.*, 1996).

b. Protocole d'échantillonnage et préparation des échantillons.

L'extraction des cryptomélanes pour l'analyse $^{40}Ar/^{39}Ar$ doit être la plus précise possible afin de limiter tant que possible, l'échantillon à dater à une seule génération et une seule phase. Par ailleurs, il a été montré que l'échantillonnage doit être couplé à une étude pétrographique précise permettant de lever toute ambiguïté lors de l'interprétation des résultats (Hénocque *et al.*, 1998). Pour respecter cette contrainte, nous avons dû développer un protocole rigoureux d'échantillonnage permettant d'obtenir une lame mince (ou un plot) en vis-à-vis d'une plaque fine (d'une épaisseur maximum de 0.5 mm) de laquelle sont extrait les fragments à analyser (Fig. 5). On utilise pour découper ces plaques fines, une scie de précision équipée d'une lame diamantée de 150 µm d'épaisseur. Les fragments sont extraits de la plaque sous loupe binoculaire à l'aide d'une pointe d'acier, après polissage succinct et rinçage de la plaque. Cette manœuvre de polissage facilite l'identification des plages de cryptomélane. Un rinçage de la plaque est effectué à l'eau distillée. Lors de cette opération, la plaque est plongée dans un petit Becher que l'on place deux minutes dans une cuve à ultrasons. Ce nettoyage a pour effet d'éliminer les dépôts associés au sciage et au polissage ainsi que de faciliter la solubilisation des phases argileuses qui pourraient contaminer les échantillons.

Fig. 5 : protocole d'extraction des échantillons pour l'analyse $^{40}Ar/^{39}Ar$.



Les fragments extraits des plaques correspondent à autant de sous-échantillons. Ils sont soigneusement emballés dans une feuille d'aluminium et empilés pour former une colonne. Un paquet d'échantillons moniteur est intercalé tous les dix échantillons (voir figure 4). L'ensemble est orienté et intégré dans un tube en aluminium (container d'irradiation), puis expédié à un réacteur nucléaire pour irradiation.

Le réacteur utilisé pour cette étude est le réacteur McMaster (Hamilton, Canada). Le container d'irradiation est placé en position 8E à proximité du œur du réacteur. La durée d'irradiation dépend des caractéristiques du réacteur et de l'âge supposé des échantillons. Elle sera courte pour les échantillons d'âges jeunes (relativement pauvres en ^{40}Ar radiogénique) et longue pour les échantillons anciens (relativement enrichis en $^{40}Ar^*$). Ceci permet de conserver un rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ ni trop bas ni trop élevé.

c. *Dispositif de mesure et d'acquisition d'un spectre d'âges.*

Le dispositif décrit ici concerne les analyses $^{40}Ar/^{39}Ar$ par chauffage au laser qui se compose succinctement d'un dispositif d'extraction des gaz associés à une ligne de purification et d'un spectromètre de masse (Fig. 6). Le dispositif d'extraction se compose du laser, d'un porte-échantillons en cuivre placé dans une chambre en acier inoxidable, sous une fenêtre en pyrex. L'ensemble de la chambre est maintenu sous ultravide (~10^{-9} Torr) et relié à la ligne de purification. Le laser utilisé est un laser CO_2.

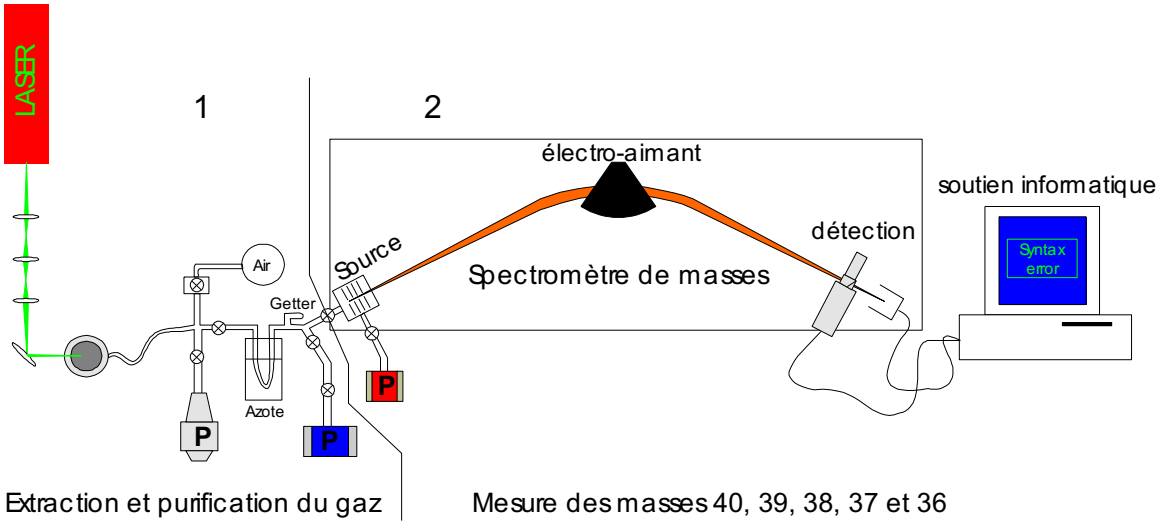


Fig. 6 : Schéma du dispositif d'analyse et d'acquisition des mesures.

Le porte-échantillons se compose de deux plaques en cuivre vissées l'une à l'autre. La plaque supérieure est percée de trous de dimensions variables (de 2 à 6 mm de diamètre) dans lesquels sont disposés les échantillons (Fig. 7). L'ensemble est placé dans la chambre d'extraction, sous la fenêtre en ZnSe. Le faisceau est focalisé à travers un jeu de lentilles optiques et dirigé sur l'échantillon analysé à l'aide d'un miroir. Sa dimension est de l'ordre de 2.5 fois celle de l'échantillon afin d'obtenir une température homogène pour l'ensemble du grain.

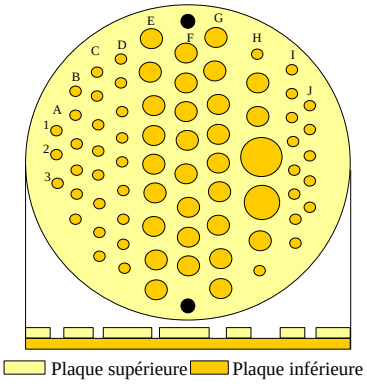


Fig. 7 : schéma du porte-échantillons

Le chauffage des échantillons se fait en montant graduellement la puissance du laser. A chaque palier de température l'extraction dure 3 minutes dans la ligne statique.

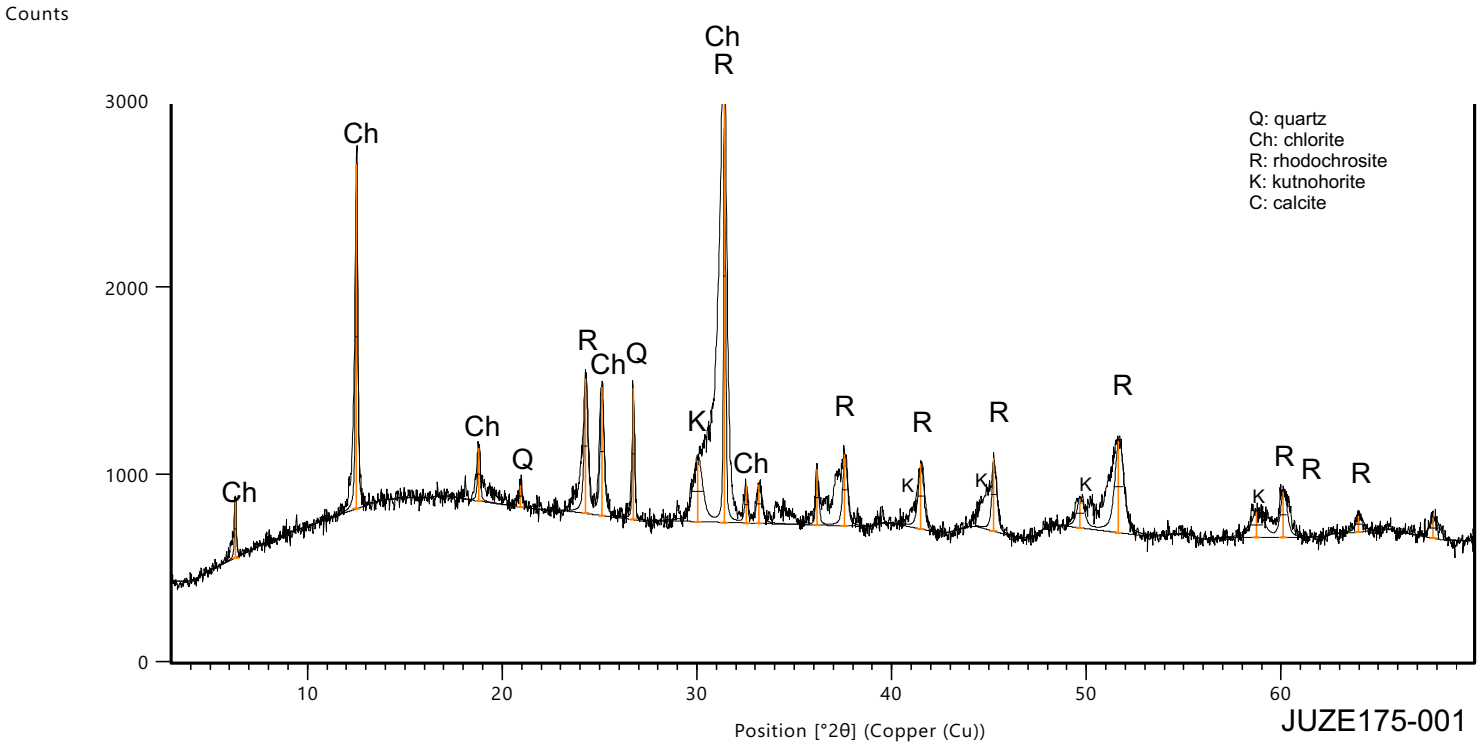
La purification des gaz extraits se fait par l'intermédiaire d'un piège froid et d'un getter (piège chaud constitué d'une résistance en alliage Zn-Al) fonctionnant à 400°C. Les gaz sont alors introduits dans le spectromètre de masse (MAP215) et analysés sur 11 cycles de mesure pour les masses 40, 39, 38, 37 et 36.

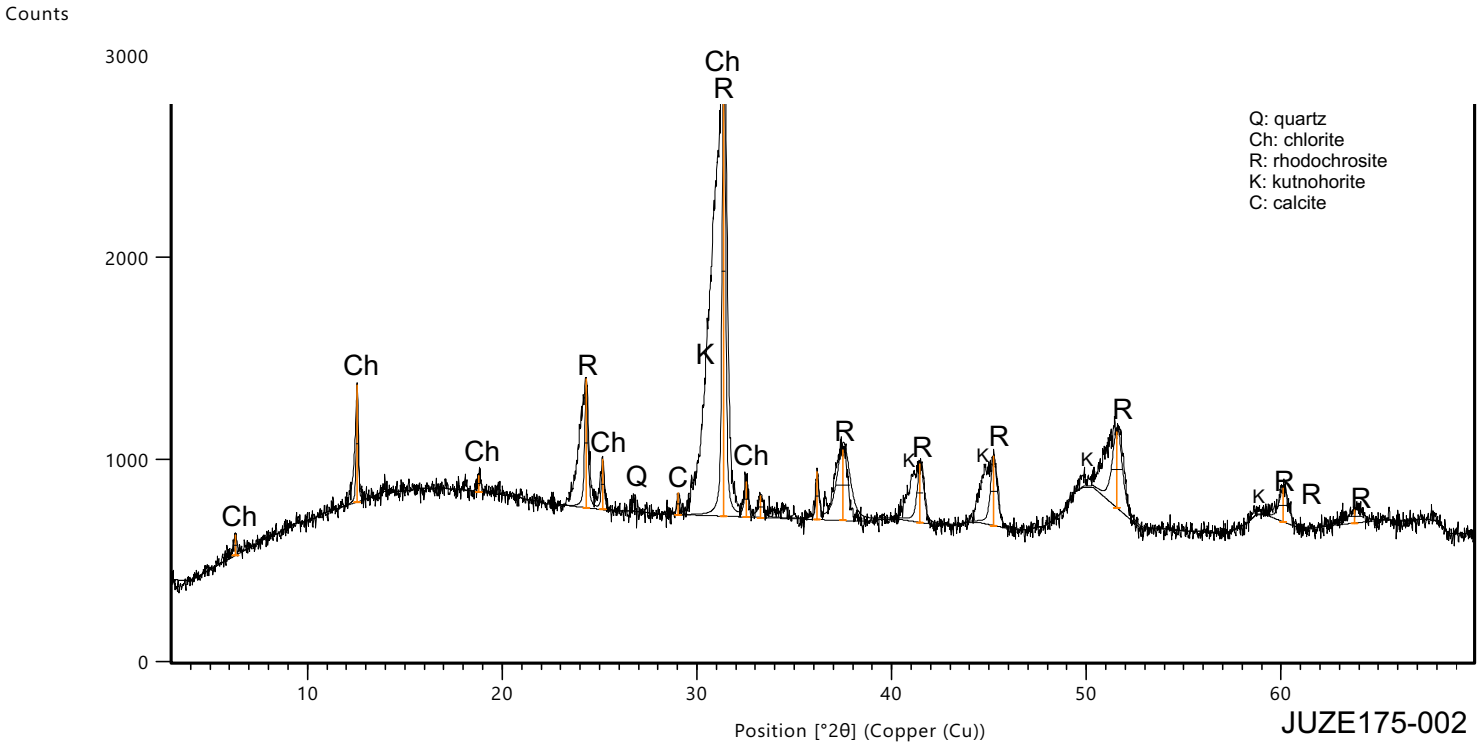
Le bruit de fond du spectromètre est mesuré au début de chaque cycle aux masses 40.5 et 39.5. Le bruit de fond de la ligne (ou blank) est mesuré toutes les 3/4 étapes de température et soustrait aux résultats des 3/4 analyses suivantes. On procède de la même manière que pour une analyse classique en introduisant dans le spectromètre le signal produit après avoir laissé la ligne en statique durant trois minutes sans chauffage. L'analyse complète d'un échantillons comprend toute les étapes de chauffage progressif jusqu'à la fusion. Un âge apparent est calculé pour chaque étape (ou pallier) de température. Le résultat d'une analyse

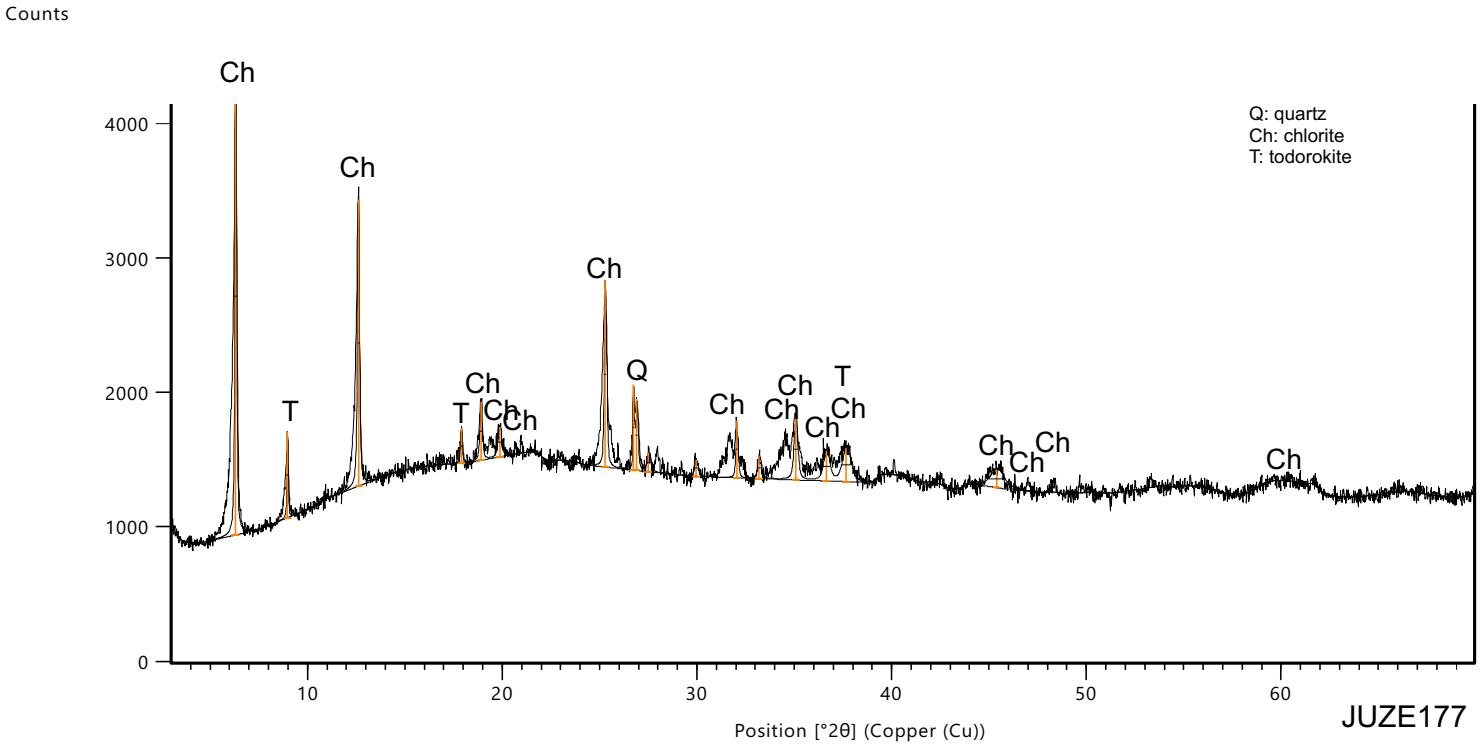
$^{40}Ar/^{39}Ar$ se présente alors sous la forme d'un diagramme (encore appelé spectre d'âge) présentant l'âge en fonction de la proportion cumulée d'^{39}Ar dégazé. La forme du spectre d'âge est une source d'informations importantes pour l'analyse et l'interprétation des résultats. Cette particularité de la méthode s'ajoute à l'intérêt qu'elle offre, en comparaison à la méthode K-Ar, de mesurer une valeur relative sur une seule phase gazeuse. En effet, le spectre d'âge renseigne en premier lieu sur l'évolution du rapport $^{40}Ar/^{39}Ar$ en fonction de la température. Il donne ainsi une image de la répartition de l'^{40}Ar et du K (à travers la répartition de l'^{39}Ar) au sein du minéral. Une répartition inhomogène peut en effet traduire l'existence de pertes ou d'excès d'argon, ou même de déplacements de l'^{39}Ar lors de l'irradiation. Le deuxième intérêt de la représentation en spectre d'âge est qu'elle permet, à chaque étape de séparer les composantes atmosphériques et radiogéniques ou même, sur l'ensemble du spectre, de séparer les composantes radiogéniques issues de phases distinctes (mélange de phases ou héritage). En troisième lieu, elle permet un suivi de l'évolution du rapport Ca/K en fonction de la température, ce qui peut intervenir dans la détection de phases annexes ou de phases d'altération.

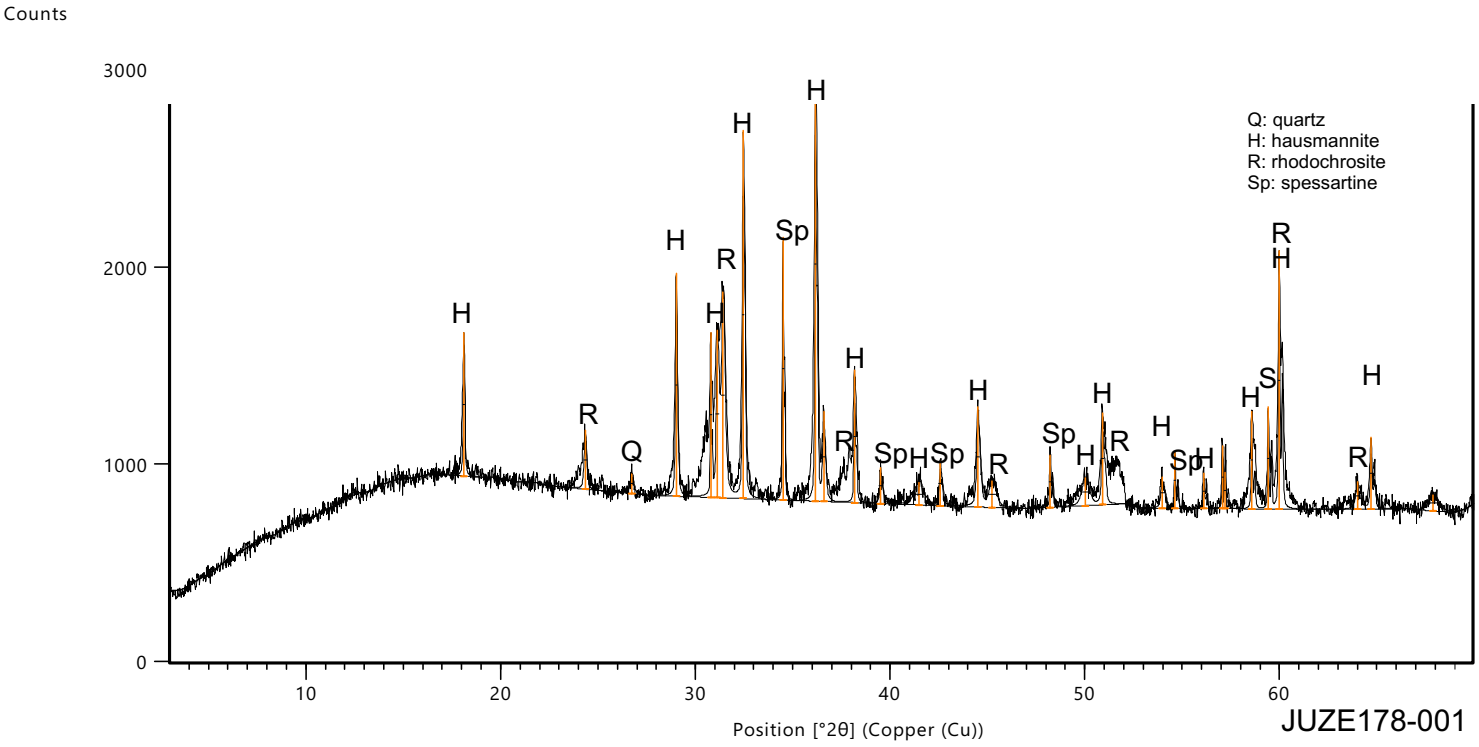
Des analyses régulières de microvolumes d'air permettent de déterminer la discrimination de masse du spectromètre de masse en comparant le rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ mesuré au rapport atmosphérique vrai qui est de 298.56. La valeur mesurée du rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ atmosphérique est utilisée lors des corrections pour la mesure du rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ intervenant dans le calcul de l'âge.

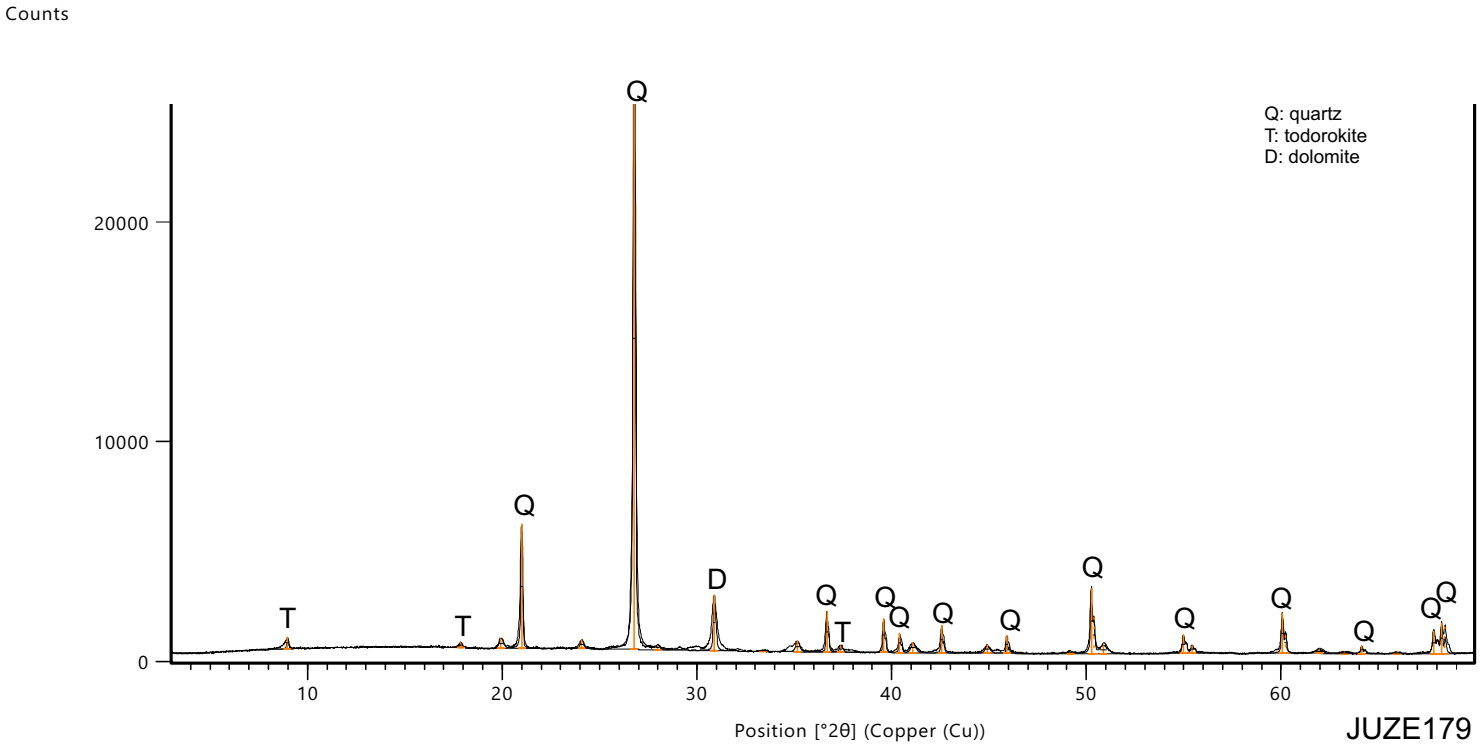
Annexe 4 : Analyses DRX des oxydes de manganèse présentés dans le Chapitre 4

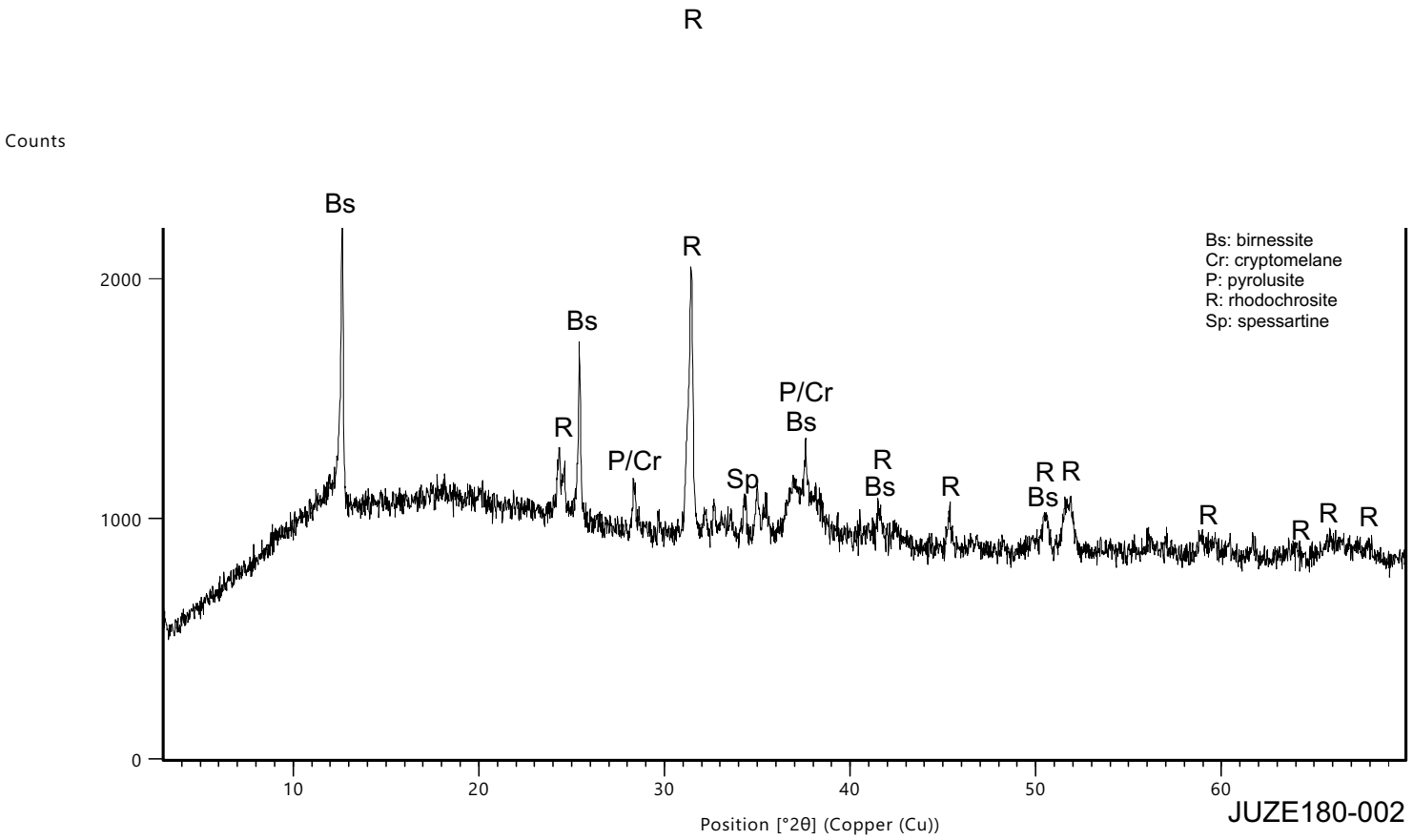

Counts
3000
2000
1000
0
10
20
30
40
50
60
Position [°2θ] (Copper (Cu))
Q: quartz
Ch: chlorite
R: rhodochrosite
K: kutnohorite
C: calcite
JUZE175-001

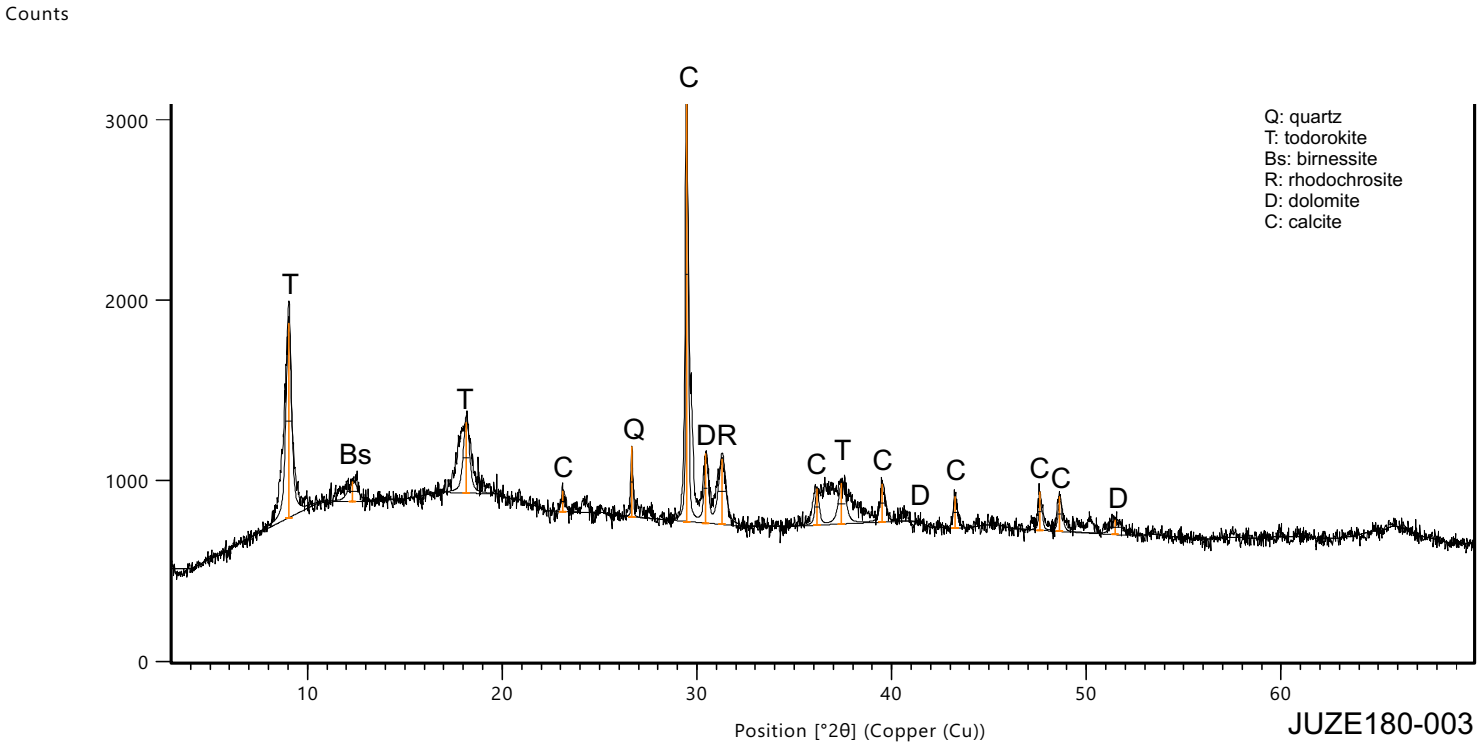

Counts
3000
2000
1000
0
Ch
R
K
Q
C
Ch
R
K
Ch
R
Ch
Q
C
Ch
R
K
R
K
R
K
R
K
R
R
R
Q: quartz
Ch: chlorite
R: rhodochrosite
K: kutnohorite
C: calcite
10
20
30
40
50
60
Position [°2θ] (Copper (Cu))
JUZE175-002

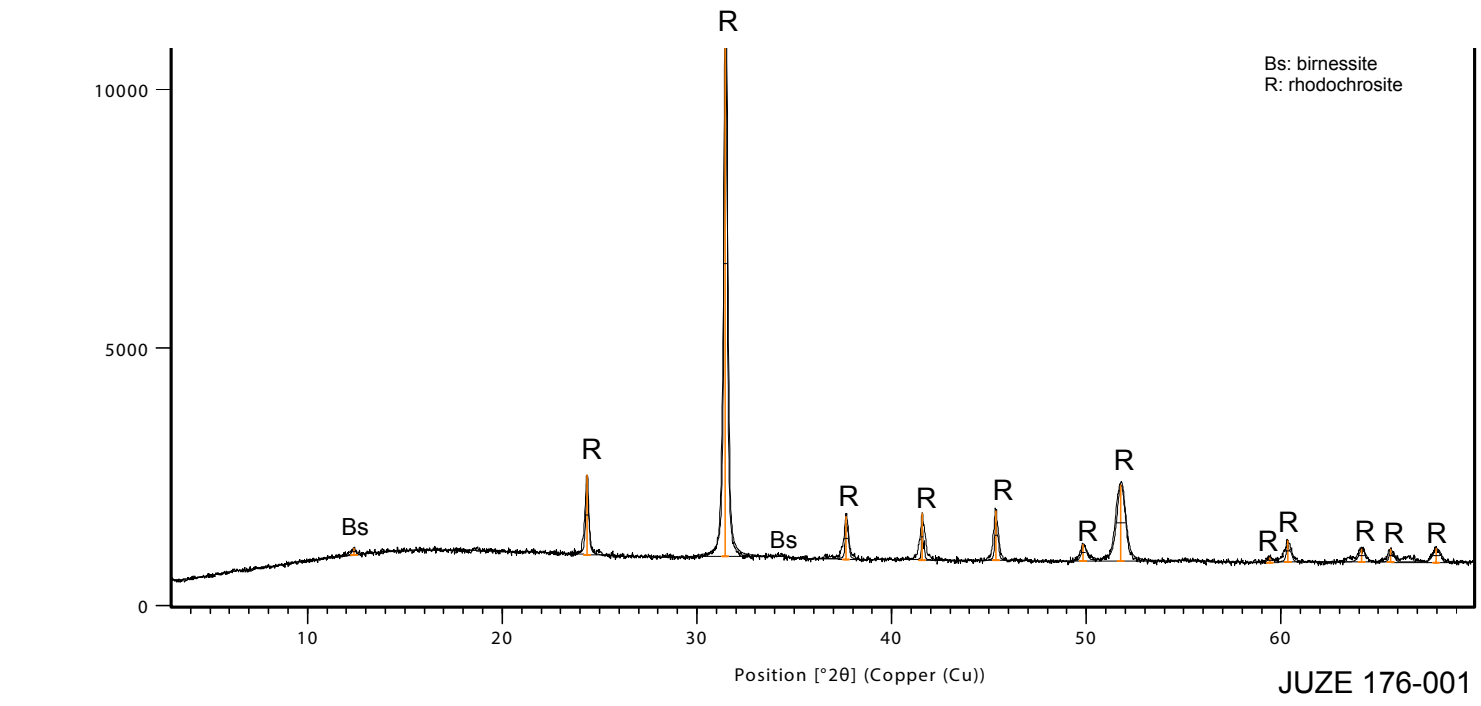

Counts
Q: quartz
Ch: chlorite
T: todorokite
Position [°2θ] (Copper (Cu))
JUZE177

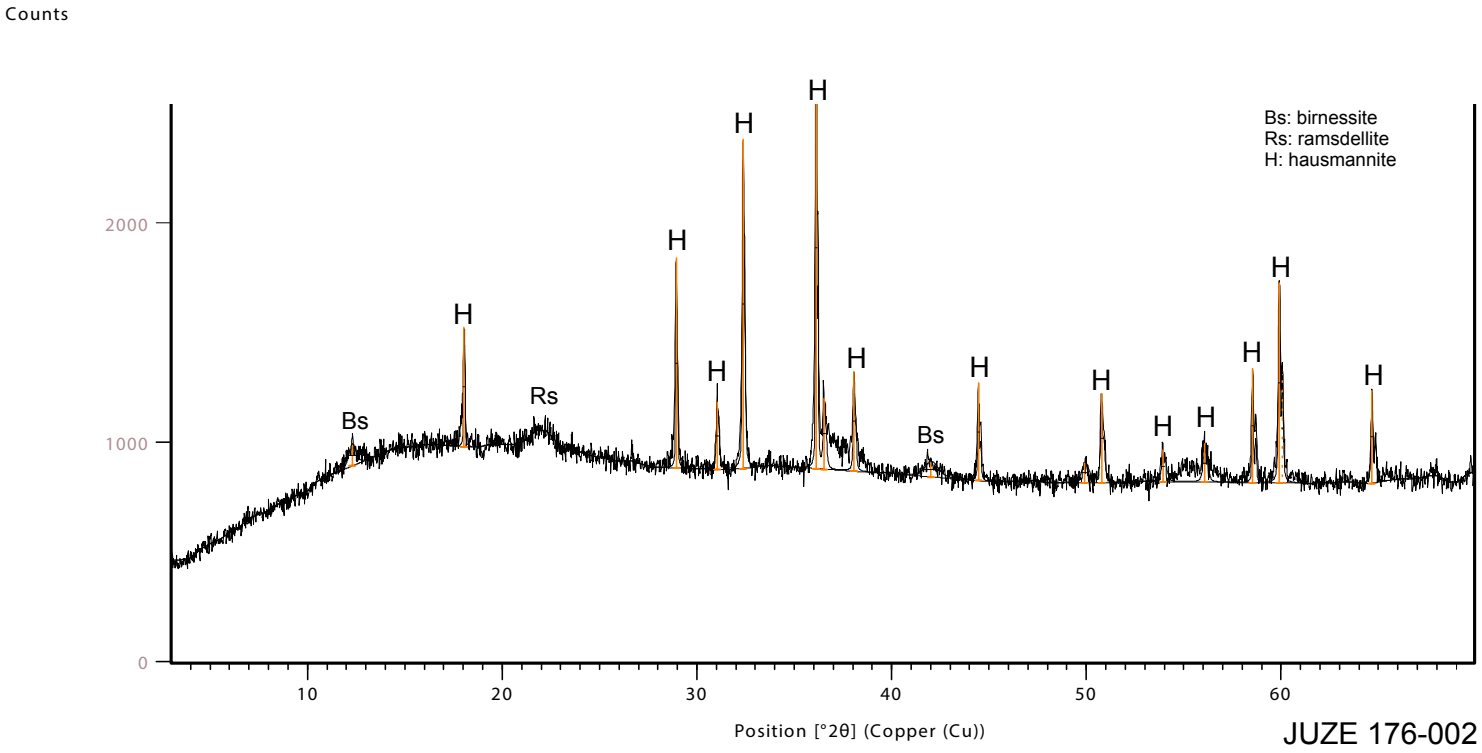

Counts
3000
2000
1000
0
10
20
30
40
50
60
Position [°2θ] (Copper (Cu))
Q: quartz
H: hausmannite
R: rhodochrosite
Sp: spessartine
JUZE178-001

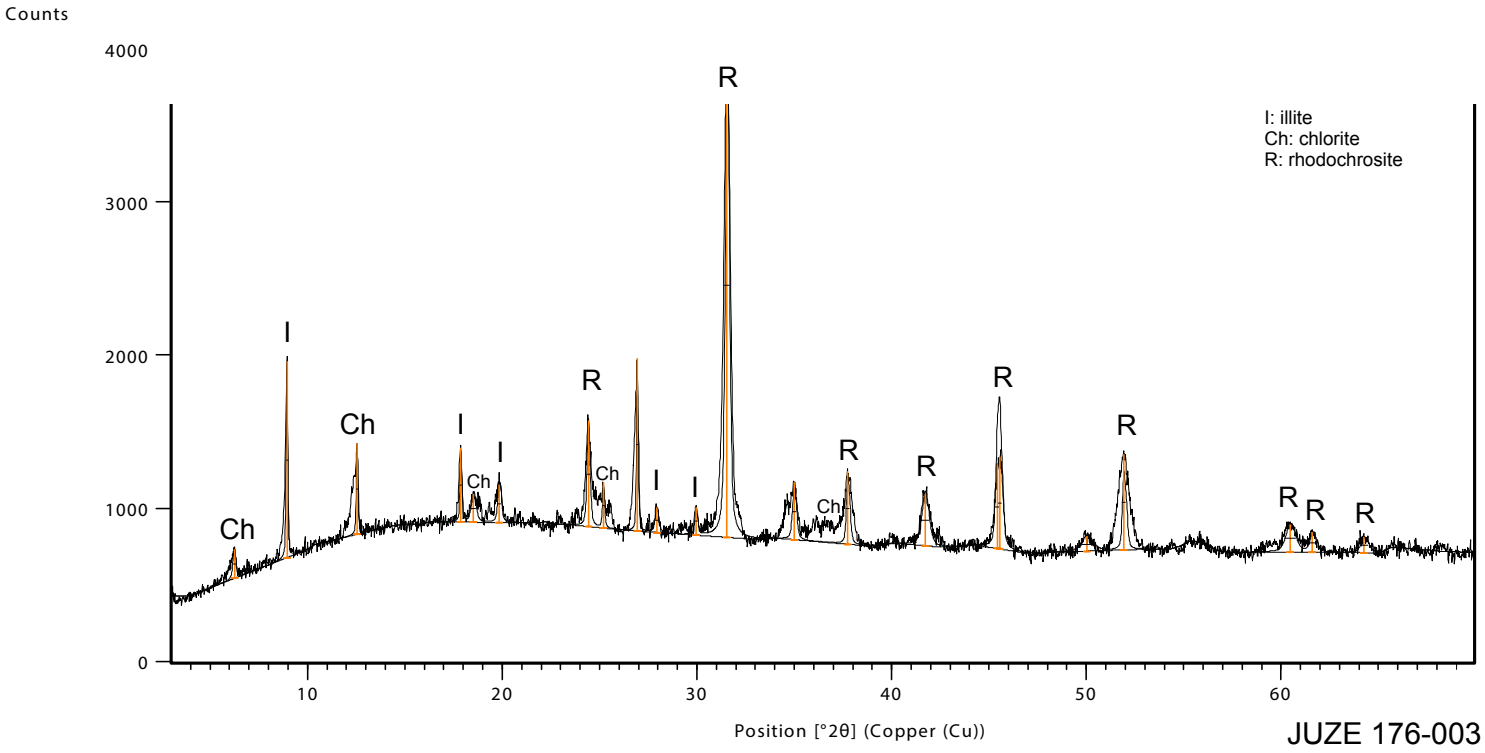

Counts
Q: quartz
T: todorokite
D: dolomite
20000
10000
0
10
20
30
40
50
60
Position [°2θ] (Copper (Cu))
JUZE179

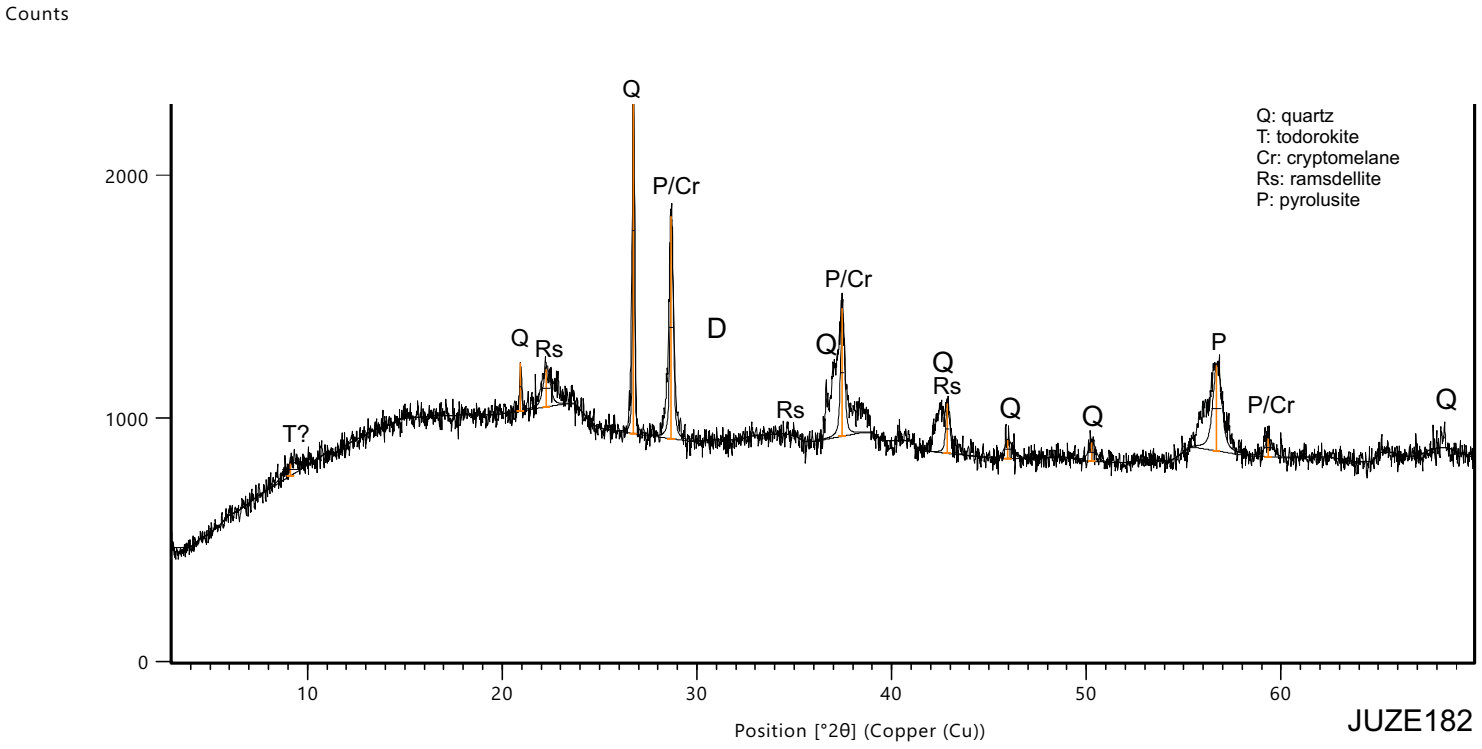

R
Counts
Bs
R
Bs
R
P/Cr
P/Cr
Bs
Sp
R
Bs
R
R
R
Bs
R
R
R
R
Bs: birnessite
Cr: cryptomelane
P: pyrolusite
R: rhodochrosite
Sp: spessartine
2000
1000
0
10
20
30
40
50
60
Position [°2θ] (Copper (Cu))
JUZE180-002

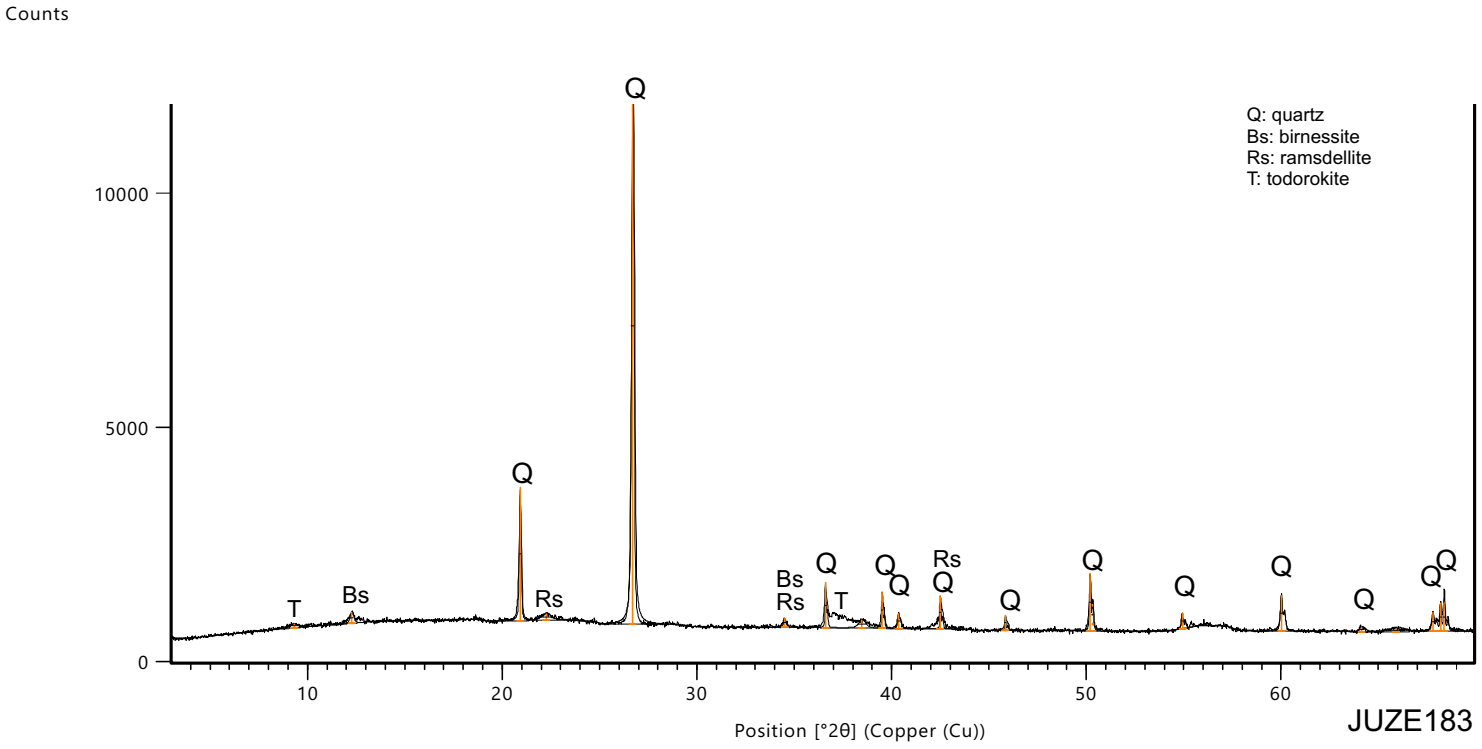

Counts
3000
2000
1000
0
10
20
30
40
50
60
Position [°2θ] (Copper (Cu))
Q: quartz
T: todorokite
Bs: birnessite
R: rhodochrosite
D: dolomite
C: calcite
C
T
Bs
T
C
Q
DR
C
T
C
D
C
C
C
D
JUZE180-003

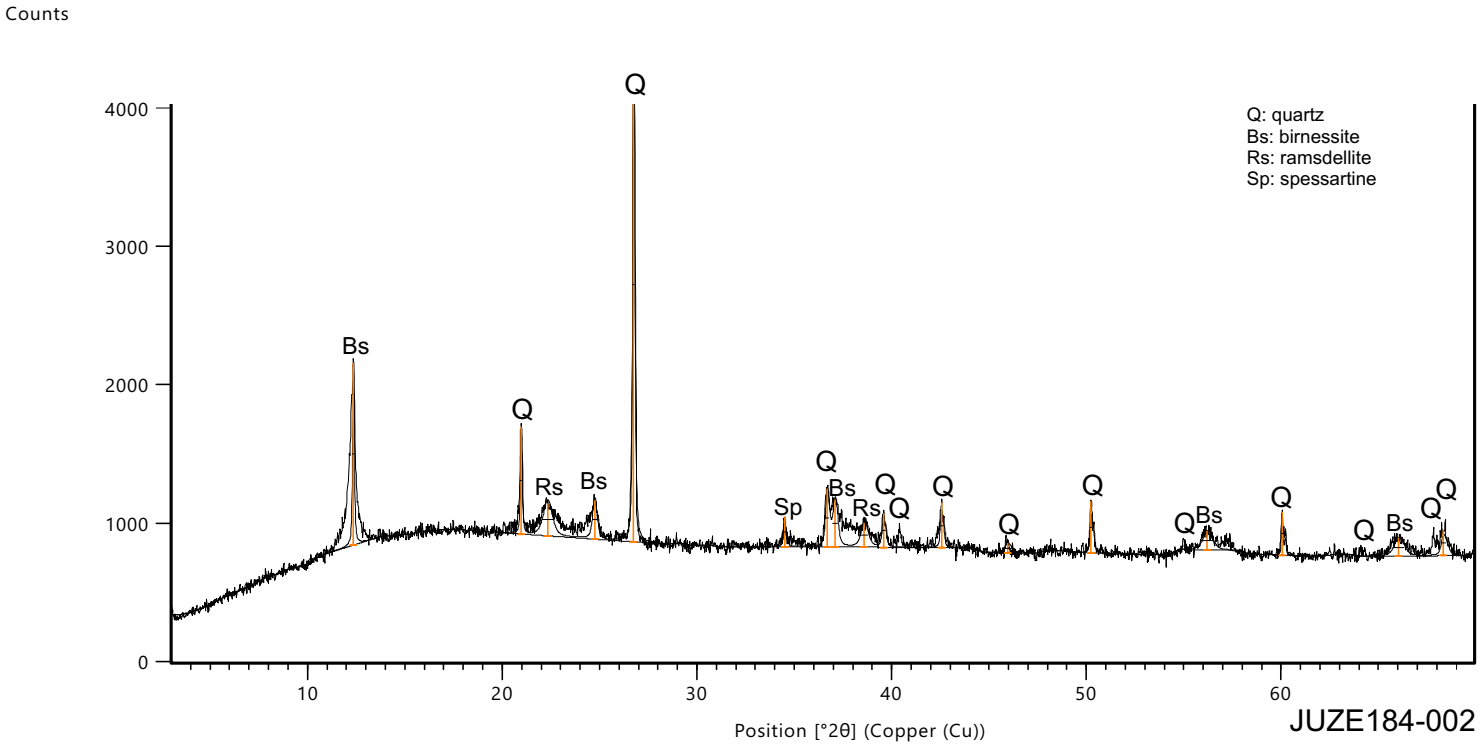

Counts
Bs: birnessite
R: rhodochrosite
10000
5000
0
10
20
30
40
50
60
Position [°2θ] (Copper (Cu))
JUZE 176-001
Bs
Bs
R
R
R
R
R
R
R
R
R
R
R
R
R
R

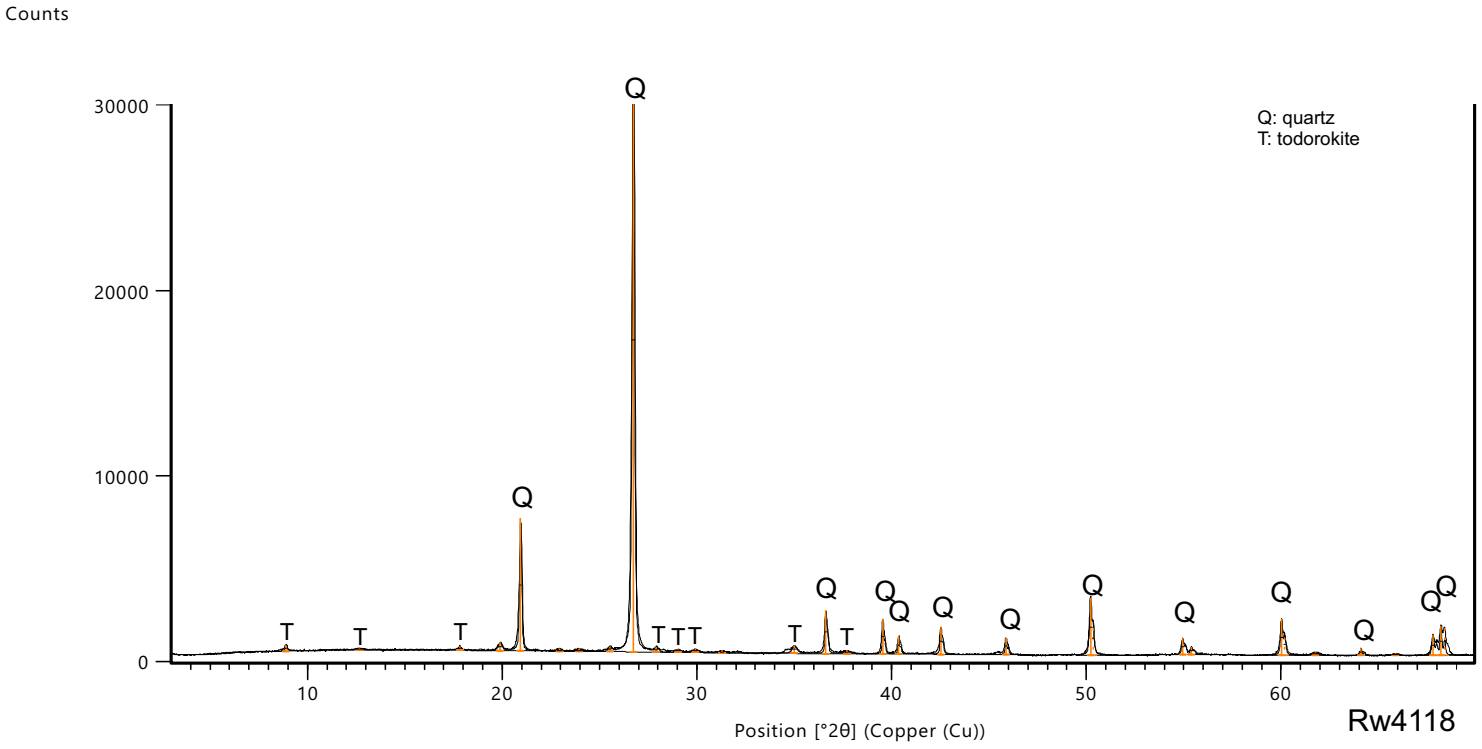

Counts
Bs: birnessite
Rs: ramsdellite
H: hausmannite
2000
1000
0
10
20
30
40
50
60
Position [°2θ] (Copper (Cu))
JUZE 176-002

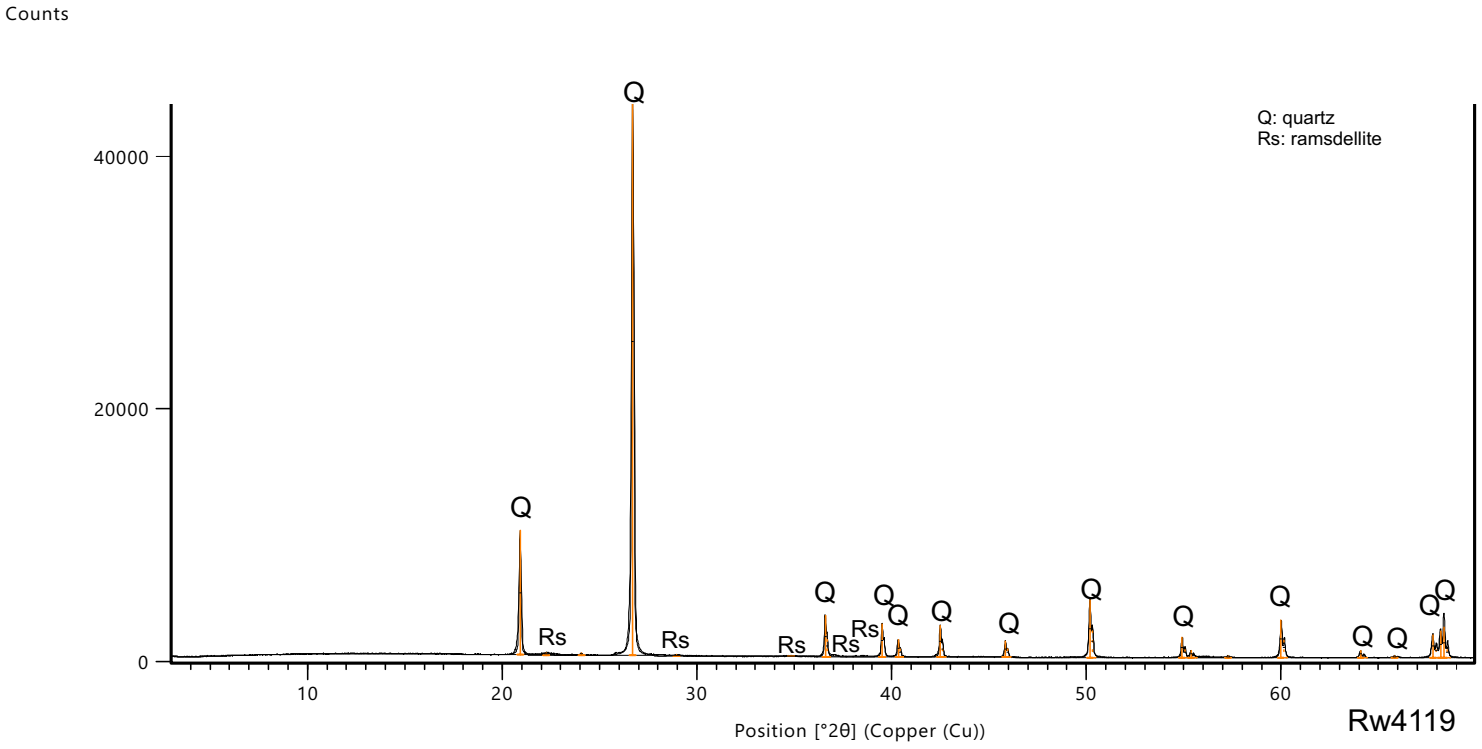

Counts
4000
3000
2000
1000
0
10
20
30
40
50
60
Position [°2θ] (Copper (Cu))
I: illite
Ch: chlorite
R: rhodochrosite
Ch
I
Ch
I
I
Ch
R
Ch
I
I
R
Ch
R
R
R
R
R
R
R
JUZE 176-003

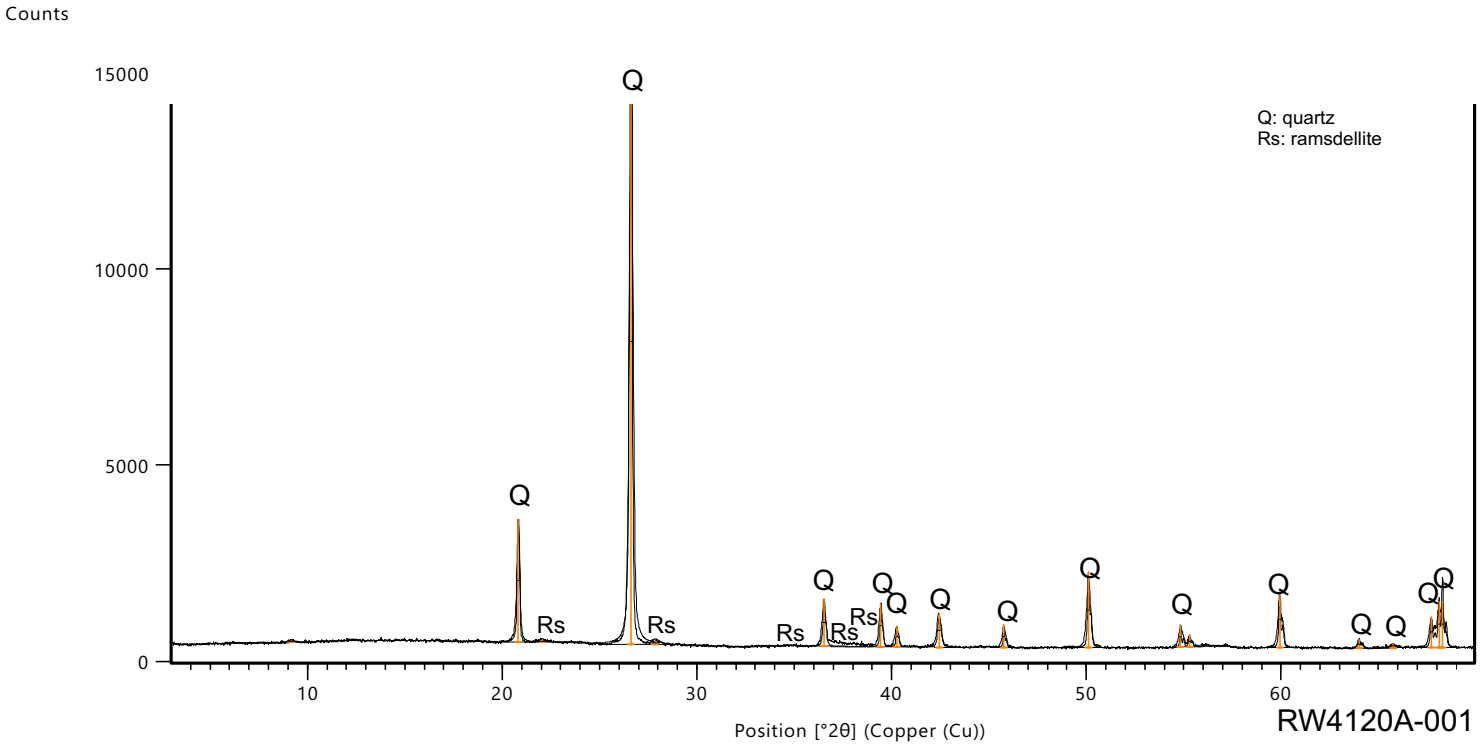

Counts
Q
P/Cr
D
Q
Rs
P/Cr
Q
Rs
Rs
Q
Q
P
P/Cr
Q
T?
Q: quartz
T: todorokite
Cr: cryptomelane
Rs: ramsdellite
P: pyrolusite
2000
1000
0
10
20
30
40
50
60
Position [°2θ] (Copper (Cu))
JUZE182

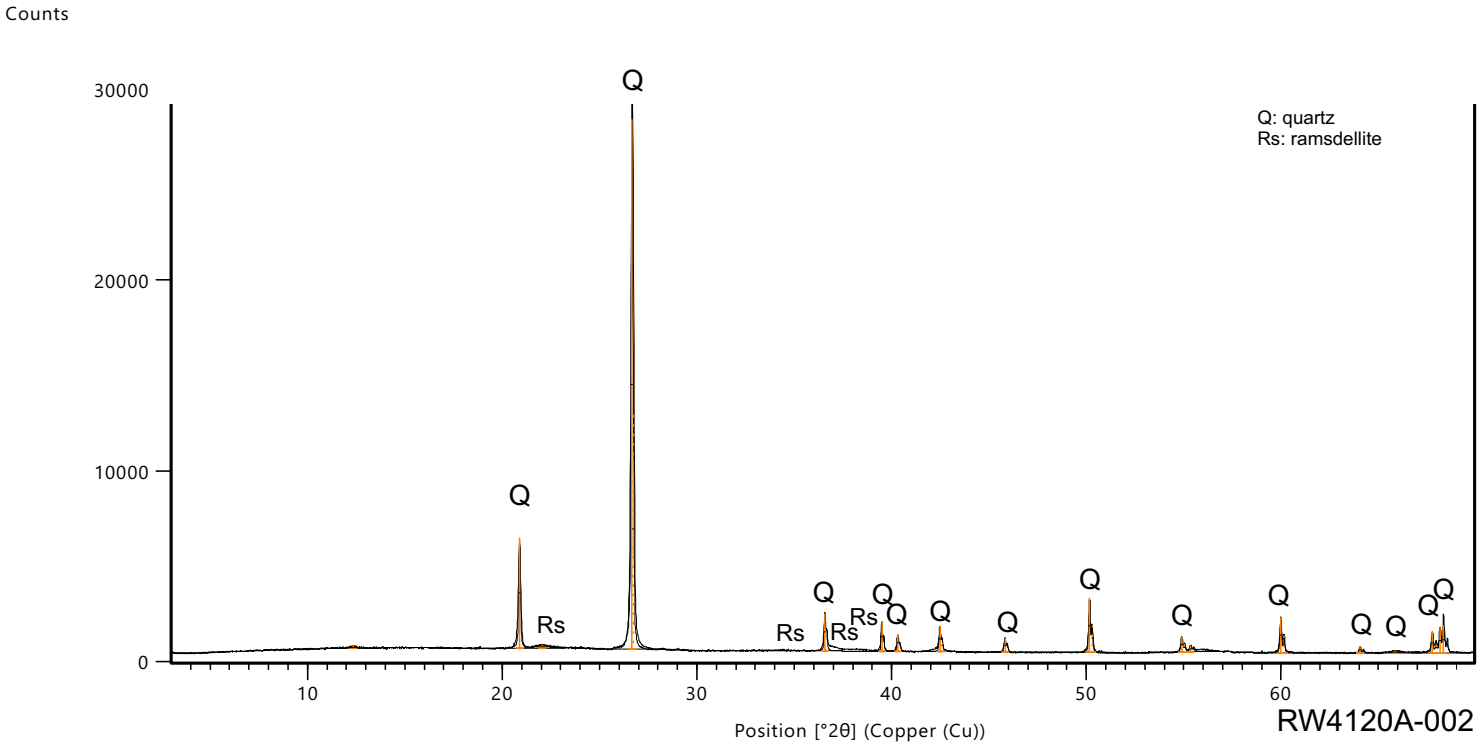

Counts
Q: quartz
Bs: birnessite
Rs: ramsdellite
T: todorokite
10000
5000
0
10
20
30
40
50
60
Position [°2θ] (Copper (Cu))
JUZE183

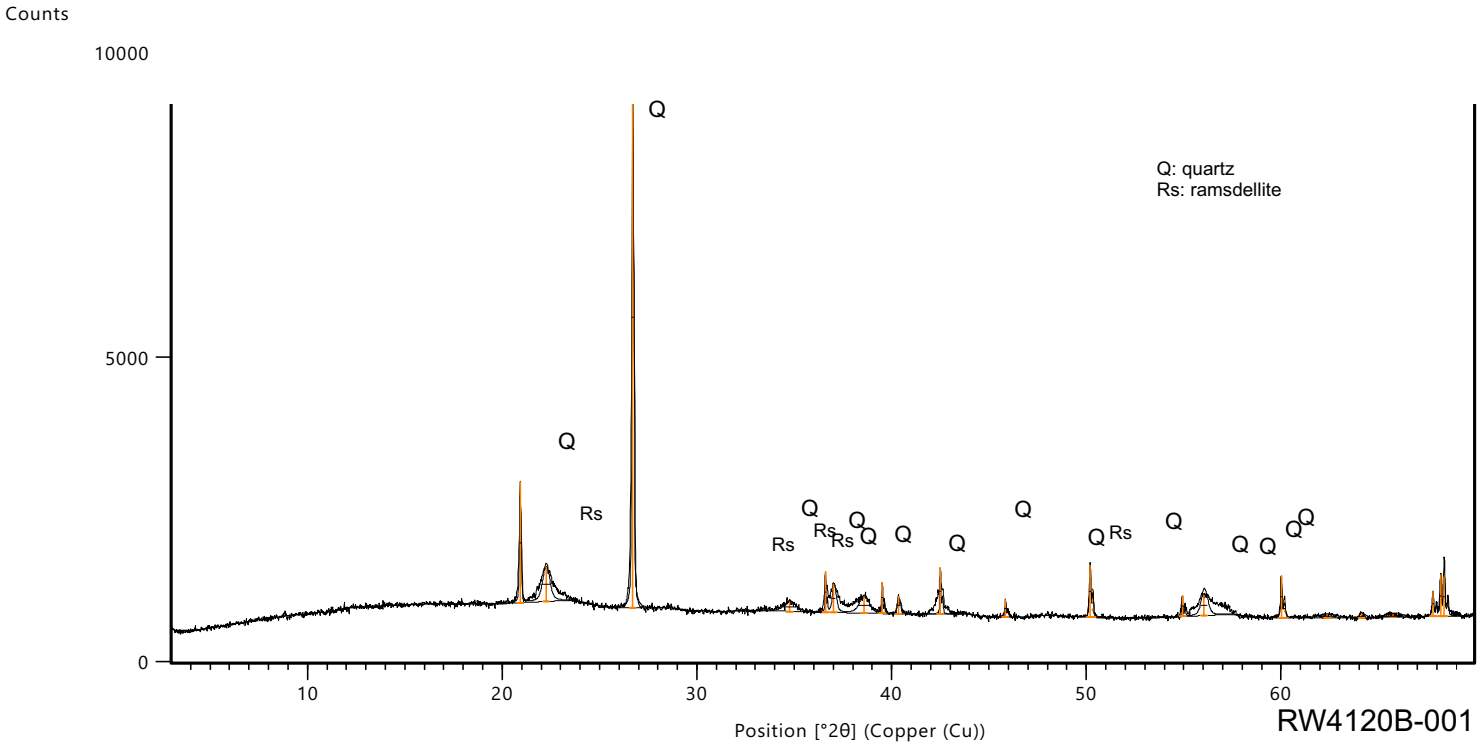

Counts
Q: quartz
Bs: birnessite
Rs: ramsdellite
Sp: spessartine
Position [°2θ] (Copper (Cu))
JUZE184-002

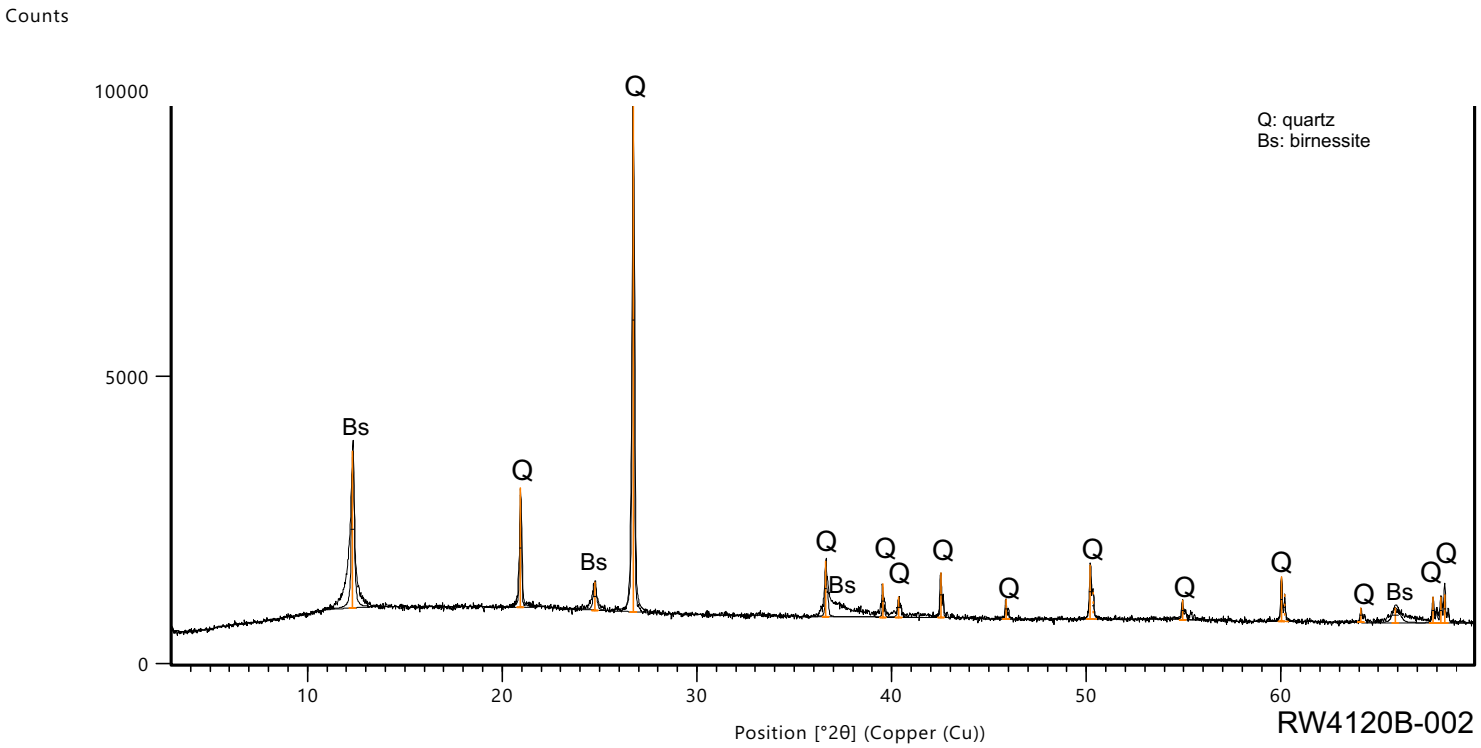

Counts
30000
20000
10000
0
Q
T
10
20
30
40
50
60
Position [°2θ] (Copper (Cu))
Q: quartz
T: todorokite
Rw4118

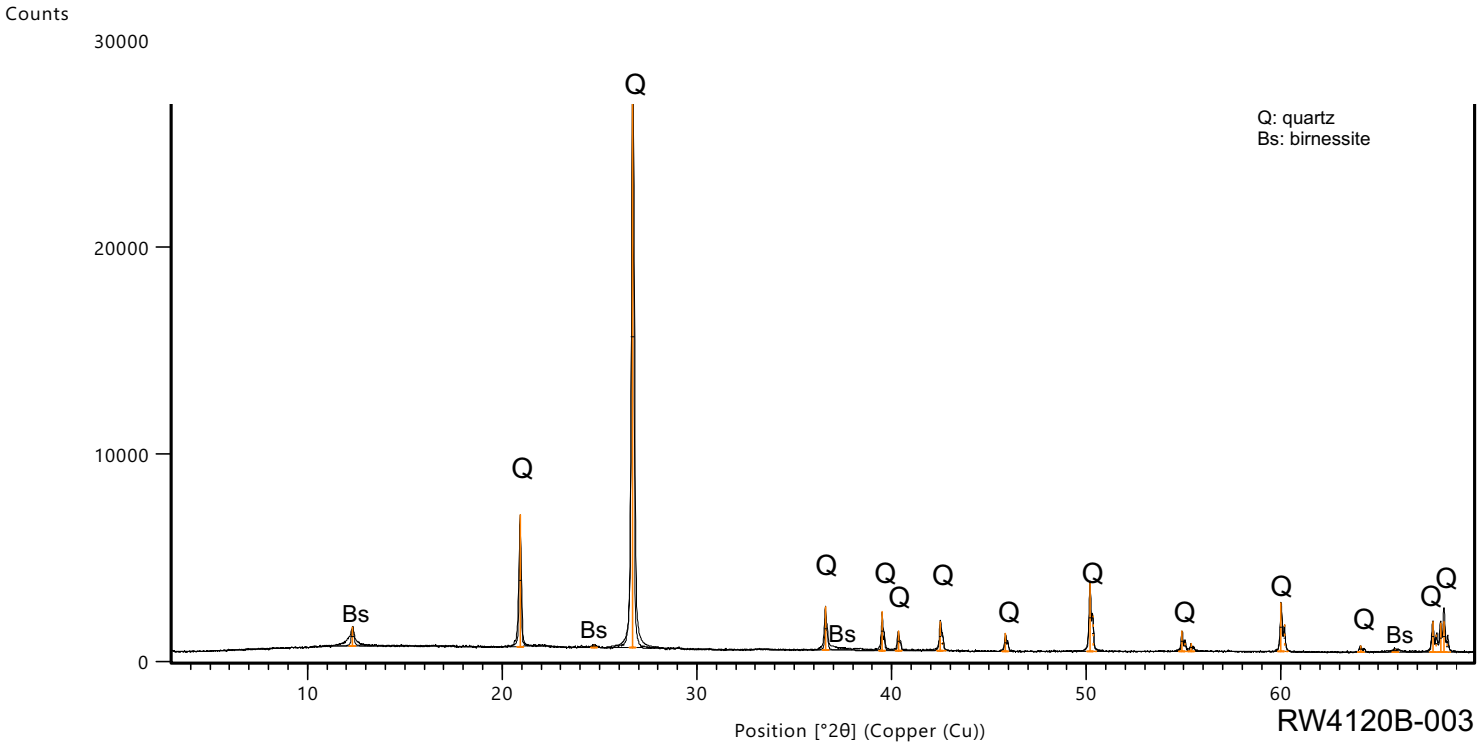

Counts
Q: quartz
Rs: ramsdellite
40000
20000
0
10
20
30
40
50
60
Position [°2θ] (Copper (Cu))
Rw4119

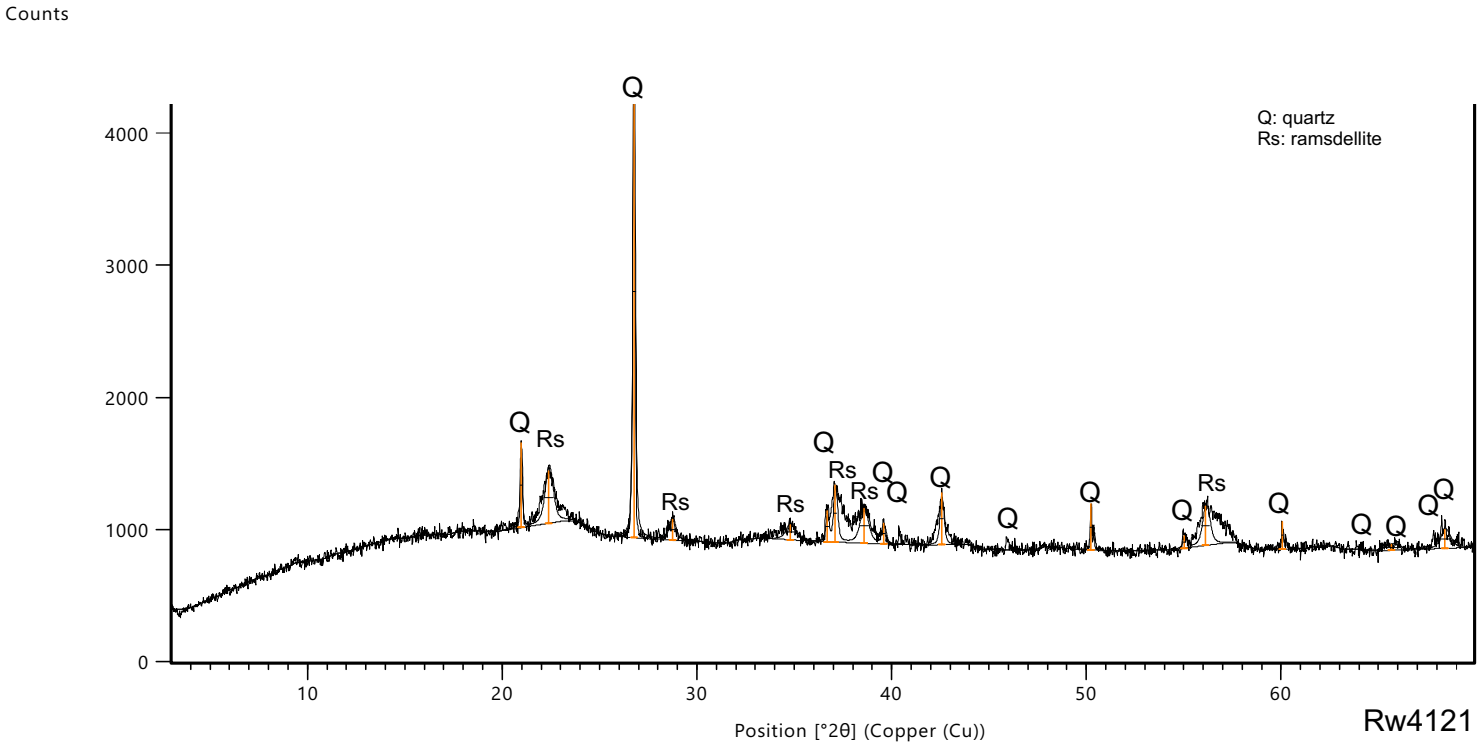

Counts
15000
10000
5000
0
Q
Rs
Q: quartz
Rs: ramsdellite
10
20
30
40
50
60
Position [°2θ] (Copper (Cu))
RW4120A-001


Counts
30000
20000
10000
0
Q
Q
Rs
Rs
Q
Rs
Rs
Q
Q
Q
Q
Q
Q
Q
Q
Q
Q
Q
Q
Q: quartz
Rs: ramsdellite
10
20
30
40
50
60
Position [°2θ] (Copper (Cu))
RW4120A-002


Counts
10000
5000
0
Q
Q
Rs
Rs
Q
Rs
Rs
Q
Q
Q
Q
Q
Q
Rs
Q
Q
Q
Q
Q
Q: quartz
Rs: ramsdellite
10
20
30
40
50
60
Position [°2θ] (Copper (Cu))
RW4120B-001


Counts
10000
5000
0
Q
Bs
Q
Bs
Q
Bs
Q
Q
Q
Q
Q
Q
Q
Q
Bs
Q
Q
Q: quartz
Bs: birnessite
10
20
30
40
50
60
Position [°2θ] (Copper (Cu))
RW4120B-002


Counts
30000
20000
10000
0
Q
Q
Q
Q
Q
Q
Q
Q
Q
Q
Q
Q
Q
Q
Bs
Bs
Bs
Bs
10
20
30
40
50
60
Position [°2θ] (Copper (Cu))
Q: quartz
Bs: birnessite
RW4120B-003


Counts
Q: quartz
Rs: ramsdellite
Position [°2θ] (Copper (Cu))
Rw4121

Annexe 5 : Données microtectoniques présentées dans le Chapitre 5

AFFLEUREMENT	Coordonnées			Lithologie	Description	Dip	Dip_Dir	pitch_dip	Pitch_dir (lettres)	Indice confiance strie	Cinématique	Indice confiance cinématique	Type de plan
	X	Y	Z										
AF 14	N42° 52,391'	E0° 24,341'	1191 m	Granodiorite	Arène dans le talus du chemin	90	058	40	N				Cannelures
						85	030	15	NW				Cannelures
						90	020						
						85	215						
						74	245						
						85	020	30	SE				
AF 15	N42° 52,228'	E0° 24,692'	1286 m	Granodiorite	Gros affleurement (8 m) d'arène sur le bord du chemin	72	260	61	NW				Argiles blanches
						50	128						Argiles beiges
						65	284						Plan « induré » avec enduits noirs
						84	278						Argiles beige-marron
						75	134						Argiles blanches, taches noires
						66	150						Plan « induré » avec enduits noirs
						70	289						Argiles beige-marron
						85	338						Argiles blanches-vertes
						86	030	52	S				Argiles blanches-vertes et argiles marrons
						89	087	60	N				Argile marron
						85	036	73	SSE				Argiles blanches-vertes et argiles marrons
						75	054	85	S				Argiles marron-verdâtres
						85	270	40	N				Argiles marron clair
						20	157						Argiles blanches
						80	040	30	E				
						85	080	39	N				
						87	282						
						86	030	30	E				Argile marron clair
						86	260						Argile orange, taches noires
						59	168	21	NNW				Argiles marron clair
						85	175	42	E				
						80	240						Argile marron, aspect très « frais »
						75	227						Argile rouille
						82	241	63	E				Argile blanche + rouille + taches noires allongées
						81	047	61	SSE				Argile rouille + taches noires
						90	265						
						80	272	89	W				
						89	088	70	N				
						85	090	60	N				
						40	165						
						90	274	09	N		sénestre	probable	Argile ocre
						88	265	90					
								32	N				
						90	228						
						87	070	75	N				Stries
						85	262	70	N		normale		Belles stries dans argile lustrée (photo)
						80	275	65	S				
						80	270	10	N		sénestre	Probable	
						88	085	89	S	douteux			Strie peu visible
						88	085	32	N				
						80	026	04	W				Strie sur argile brune
AF 17	N42° 53,169'	E0° 23,853'	1078 m	Granodiorite	Transition horizon feuilleté / fissuré	80	190	55	W				Cannelures
						67	260	90			normale		
AF 47	N42°53,213'	E0°24,015'	1154 m	Granodiorite	Horizon feuilleté	55	099						Plan dur tapissé d'oxydes noirs
						79	270						Roche dure
						84	223	20	SE				Plan induré noir
						80	030						Plan induré avec argiles
						80	280						Plan induré avec argiles
						80	270	60	S		normale	+	Plan induré.
						90	215	35	SE		sénestre	Probable	Plan induré.

AF 47						87	205	43	E		sénestre	Probable	Plan induré.
						89	215	85	SE		sénestte	Probable	
AF 49	N42° 51,995'	E0° 23,487'	1047 m	Granodiorite	Arène dans le talus du chemin	74	212	85	NE				Arène, stries sur argile brune
						77	258						Argiles dans arène
						70	228						Argiles dans arène
						72	246	65	S				Arènes très argileuses
						45	042						Argiles dans arène
						72	243	60	SE				Argile, plan tapissé d'enduit noir
AF 50	N42° 51,917'	E0° 23,562'	1074 m	Granodiorite	Arène dans le talus du chemin	78	133						Arène avec enduit tacheté noir, un peu induré
						76	130						
						47	314						
						12	204						
						71	226						
						85	184						
						78	155						Argile ocre
						70	121						Plan induré
						17	155						Argile jaune-orange
						86	121						Argile jaune-orange
						80	212						Argile blanche et enduit tacheté noir, induré
						89	075						
						87	278						Argiles ocres
						89	342	00					Argiles vertes
AF 54	N42° 51,943'	E0° 22,825'	1269 m	Granodiorite	Arène dans le talus du chemin	54	098	06	N				Cannelures dans la saprolite
						75	205	70	SE				Stries sur argiles blanches + marrons + taches noires
AF 55	N42° 51,964'	E0° 22,806'	1275 m	Granodiorite	Arène dans le talus du chemin	89	166	34	W				Argile brune lustrée
						84	216	77	NW				
						70	270	00					Argile brune lustrée
AF 57	N42° 53,170'	E0°23,853'	1066 m	Granodiorite	Transition horizon feuilleté / fissuré	74	105	74	W		inverse	probable	Cannelures
AF 58	N42° 53,115'	E0° 23,960'	1055 m	Granite monzonitique à Biotite	Horizon feuilleté	82	008						Argile brune « dure » (séchée)
						83	297						Plan assez dur ; taches noires et oranges
						77	015						Argile brune « dure » (séchée)
						50	150						Argile verdâtre + brune
						83	263						Plan assez irrégulier, induré
						62	159	44	N				Plan de granite dur strié, beurrage d'argiles beiges non affecté par la striation
						52	120	40	NE				Plan dur beurré d'argiles. On a l'impression que la strie est ancienne – discutable -
						84	286						Argile beige
						68	235						Argile marron foncé
						75	250						Argile marron foncé
						45	170	62	SW				Argile marron foncé. Strie ancienne
						75	176						Argile verdâtre
						86	020						Argile jaune-marron
						50	160						Argile marron
						52	180	60	E				Argile marron
						62	290						Argile marron, dur
						60	168	17	E				Plan induré, argile marron strie ancienne
						55	194	25	264				Plan induré, enduit d'oxydes
						88	056	20	241				Stries dans argile
						50	180	30	W		inverse	possible	Stries
						44	220	23	W				Stries
						57	204	13	SW				Stries
AF 62	N42° 52,397'	E0° 24,445'	1232 m	Granodiorite	Arène dans le talus du chemin	45	120	80	E				Argiles blanches + brunes
AF 64	N42° 52,420'	E0° 22,971'	1086 m	Granite monzonitique à Biotite	Horizon feuilleté	75	218						Arène, plan induré (argile séchée)
						84	292						Arène
						89	349						Arène
						80	037						Arène
						37	223						Arène
						81	046						Arène

AF 64						73	031						Arène
						36	223						Arène
						24	226						Arène
						85	016						Arène
						75	008						Arène
						85	014						Arène
						81	230						Arène
						72	240						Arène
						65	246	90			normale		Argile brune
AF 73	N42° 52,911'	E0°22,144'	1118 m	Granodiorite	Roche dure en bas de chemin, de plus en plus friable quand on le remonte.	80	190						Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						72	184						Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						89	138						Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						52	036						Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						82	035						Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						70	136						Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						87	032						Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						85	213						Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						89	200						Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						89	286						Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						86	108						Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						18	150						Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						84	204						Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						88	218						Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						84	090						Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						88	208						Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						25	168						Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						89	220						Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						88	218						Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						80	204						Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						85	304						Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						84	216						Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						82	014						Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						85	140						Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						64	142						Arènes
						75	015						Arènes
						85	045						Arènes
						62	193						Arènes
						85	110						Arènes
						81	042						Arènes

AF 73						38	187	70	SE				Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						45	195	80	SE				Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						56	216	78	SE				Plan induré de l'hz feuilleté avec enduit noir
						88	326						Granite dur altéré
						88	250						Granite dur altéré
						85	138						Granite dur altéré
						28	215						Granite dur altéré
						80	210						Granite dur altéré
						82	148						Granite dur altéré
						77	148						Granite dur altéré
						75	074						Granite dur altéré
						80	208						Granite dur altéré
						80	200						Granite dur altéré
						80	086						Granite dur altéré
						85	200						Granite dur altéré
						85	116						Granite dur altéré
						75	076						Granite dur altéré
						80	230						Granite dur altéré
						85	140						Granite dur altéré
						68	144						Granite dur altéré
						40	166						Granite dur altéré
						85	298						Granite dur altéré
						30	215						Granite dur altéré
						80	121						Granite dur altéré
						35	166						Granite dur altéré
						85	030						Granite dur altéré
						87	101						Granite dur altéré
						40	206						Granite dur altéré
						60	220						Granite dur altéré
						70	218						Granite dur altéré
						80	115						Granite dur altéré
						88	029						Granite dur altéré
						80	204						Granite dur altéré
						75	084						Granite dur altéré
						85	013						Granite dur altéré
						85	084						Granite dur altéré
						81	235						Granite dur altéré
						85	222						Granite dur altéré
						80	340						Granite dur altéré
						85	224						Granite dur altéré
						84	310						Granite dur altéré
						56	174						Granite dur altéré
						74	224						Granite dur altéré
						86	301						Granite dur altéré
						82	083						Granite dur altéré
						82	319						Granite dur altéré
						89	206						Granite dur altéré
						72	224	50	E				Granite dur altéré, strie sur enduit
						59	210	90					Argile brune
						48	210	90			normale	probable	Granite dur Argile brunes, taches noires.
						47	207	90					Granite dur Argile brunes, taches noires.
						32	217	88	SE		normale	+	Plan qui tourne, base horizon feuilleté
						56	190	90			normale	+	Base horizon feuilleté
AF 75	N42° 52,870'	E0° 22,498'	1121 m	Granodiorite	Arène en bord de chemin, avant la barrière	40	249						Arène
						85	287						Arène, enduit à taches noires
						89	179						Arène, enduit à taches noires
						80	242						Arène, enduit à taches noires
						60	052						Arène, enduit à taches noires
						75	191						Arène, enduit à taches noires
						72	211						Arène, enduit à taches noires

AF 75						84	001						Arène, enduit à taches noires
						55	145						Arène, enduit à taches noires
						85	220						Arène
						88	004						Arène
						78	224	85	W				Strie dans argile verdâtre
						41	153	72	SW				Arène, stries sur argile blanche
						84	000						Surface argileuse verte
						72	158						
						80	210						
AF 88	N42° 53,644'	E0° 23,833'	1083 m	Granodiorite	Roche dure, pas de traces d'altération, fracturation importante sans orientation préférentielle des fractures	71	142	61	SW				Plan 1 (incurvé) stries dans la calcite
						45	130	32	SW				Plan 1 (incurvé) stries dans la calcite
						68	152	54	SW				Plan 1 (incurvé) stries dans la calcite
						70	123	40	SW				Plan 1 (incurvé) stries dans la calcite
						65	140	58	SW				Plan 1 (incurvé) stries dans la calcite
						65	280	00					Plan 2 (incurvé) stries dans la calcite
						74	160	78	W				Plan 3 (incurvé) stries dans la calcite
						18	117	46	E				Plan 4 (incurvé) stries dans la calcite
						82	144	70	E		inverse	probable	Plan 5 (incurvé)
						75	158	68	SW		inverse	probable	Plan 5 (incurvé)
						68	152	51	SW		inverse	probable	Plan 5 (incurvé)
						42	146	44	SW		inverse	probable	Plan 5 (incurvé)
AF 89	N42° 53,603'	E0° 23,835'	1058 m	Granodiorite	Roche dure, pas de traces d'altération, fracturation importante sans orientation préférentielle des fractures	74	179						Plan non strié
						46	122	74	S				Plan 6 (incurvé) stries dans la calcite
						60	072	30	SE				Plan 6 (incurvé) stries dans la calcite
						50	098	46	S				Plan 6 (incurvé) stries dans la calcite
						70	226						Plan non strié
						90	093	63	S				Strie dans la calcite
						85	260	65	S				Stries sur dépôts oranges, taches qui rappellent les plans indurés de la saprolite
						73	171						Plan non strié
						80	360	70	NW				Plan 7 (incurvé) stries dans la calcite
						90	018	70	NW				Plan 7 (incurvé) stries dans la calcite
						54	248						Plan non strié
						67	265						Plan non strié
						60	261						Plan non strié
						56	270						Plan non strié
						67	273						Plan non strié
						70	329						Plan non strié
						84	360	65	NW				Strie dans la calcite
						90	010	65	NW				Strie dans la calcite
						90	327	54	W				Strie dans la calcite
						46	070	02	SE				Strie dans la calcite
AF 90	N42° 53,501'	E0° 23,849'	1005 m	Granodiorite	Roche dure, pas de traces d'altération, fracturation importante sans orientation préférentielle des fractures	32	073	20	N				Cannelure
AF 243	N42° 53,228'	E0°23,066'	816 m	Granite monzonitique à Biotite	Horizon feuilleté	58	230	76	W		normale	+	Plan dur, bien altéré. Stries dans argiles oranges.
						62	235	28	SE				
						76	225	05	S				Plan dur, stries anciennes
RW 4131	N 42°52,232	E 00°24,688'	1279 m	Arène de granite à biotite	Arène en place dans talus chemin	72	260	61	NW				

UNIVERSITE ECOLOGIE BRETAGNE GEOSCIENCES LOIRE AGRONOMIE ALIMENTATION

UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Titre : Evolution morphotectonique post-compressive de la chaîne des Pyrénées : altération et démantèlement d'une surface d'aplanissement en cours de soulèvement.

Mots clés : Surface d'aplanissement, altération soustractive, datation $^{40}Ar/^{39}Ar$, géomorphologie tectonique, InSAR, Pyrénées

Résumé : L'histoire tardi- à post-compressive des Pyrénées est caractérisée par la formation d'une surface d'aplanissement dont les reliques sont aujourd'hui retrouvées au sommet de la chaîne. Cette surface a fait l'objet d'une littérature abondante dans laquelle les auteurs se sont appliqués à en caractériser la géométrie, l'extension ainsi que le mécanisme et l'âge de sa formation. Les études les plus récentes ont montré que la surface d'aplanissement s'était probablement formée en altitude au cours de l'intervalle Oligocène - Miocène supérieur. Cependant, cette altitude reste indéterminée.

Ces travaux de thèse apportent un nouvel élément de caractérisation des reliques de la surface d'aplanissement en décrivant des profils d'altération soustractive préservés au niveau de ces surfaces. L'altération d'échantillons collectés sous les surfaces reliques d'altitude a été datée par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ appliquée à des oxydes de manganèse potassiques. Un âge crétacé, cohérent avec l'âge du rifting pyrénéen au cours duquel les sommets de blocs basculés ont été émergés, ainsi qu'un âge quaternaire ont été obtenus. La lacune d'enregistrement de l'information géochronologique entre ces deux périodes est interprétée comme le résultat de la réactivation des profils d'altération liée au soulèvement de la chaîne au cours de la période post-compressive. Ces résultats montrent que l'altération a continué dans les Pyrénées jusqu'au Quaternaire.

L'analyse géomorphologique du démantèlement de la surface, basée sur l'étude morphométrique des incisions fluviales miocènes à actuelles des Pyrénées occidentales révèle l'implication d'un soulèvement de la chaîne, intervenu à partir du Miocène moyen. Ce soulèvement est confirmé pour la période actuelle par l'analyse d'un jeu de données InSAR. L'origine de ce soulèvement est discutée à l'échelle des plaques Afrique et Eurasie. Le soulèvement Miocène moyen à actuel des Pyrénées à l'origine du démantèlement de la surface d'aplanissement peut être expliqué par une propagation de la déformation engendrée au niveau des limites de plaques actives suite à une modification de la direction de convergence Afrique - Eurasie.

Title: Morphotectonic evolution of the Pyrenan range during the post-compressive period: weathering and dismantling of an uplifting planation surface

Keywords: Planation surface, subtractive weathering, $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating, tectonic geomorphology, InSAR, Pyrenees

Abstract: The late to post-compressive evolution of the Pyrenees is characterized by the formation of a planation surface whose relics are observed today on top of the range. This surface is the subject of an abundant literature, where authors focused on the characterization of its geometry, extent and on the age and mechanism of its formation. The most recent studies showed that the planation surface probably formed at high elevation during the Oligocene - upper Miocene interval. However, this elevation remains unconstrained.

Our work brings a new qualifying element of the relics of the pyrenean planation surface, which is the description of subtractive weathering profiles developed on these surfaces. Weathering in samples collected below surface remnants was dated by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ method applied to potassic manganese oxides. A Cretaceous age, consistent with the timing of the Pyrenean rifting during which the top of tilted blocks surfaced, and a Quaternary age were obtained. The lack of geochronological information between those two ages is interpreted as a result of the reactivation of weathering profiles due to uplift during the post-compressive period. These results show that weathering continued until Quaternary times in the Pyrenees.

The geomorphological analysis of the dismantling of the planation surface, based on Miocene to present-day fluvial incisions analysis in the Western Pyrenees reveals the occurrence of an uplift of the range, which started during middle Miocene times. This uplift is confirmed for present-day by the analysis of a new InSAR dataset. The forcing mechanism of this uplift is discussed at the African and Eurasian plates-scale. The middle Miocene to present-day uplift of the Pyrenees which provokes the dismantling of the planation surface may be explained by a propagation of the deformation from active plates boundaries toward intraplate areas caused by a reorganization of African - Eurasian plate motion.