Formation du plateau de Sault : Timing et place dans l'évolution post-orogénique des Pyrénées

Mémoire de Master 2

Rédigé par **Alexis Laffitte**, encadré par **Vincent Regard** et **Bernard Monod**

Université Paul Sabatier Toulouse 3

Projet RGF Chantier Pyrénées
03 janvier au 23 juin 2017

Remerciements

De manière générale, je souhaite m'adresser à toutes les personnes ayant contribué à la réalisation de ce mémoire.

Tout d'abord, je remercie le laboratoire Géosciences Environnement Toulouse (GET) de m'avoir accueilli durant ces 6 mois de stage. Je remercie Vincent Regard, enseignant chercheur à l'Université de Toulouse, de m'avoir fait confiance, de m'avoir encadré et beaucoup apporté pour la réalisation de ce travail de recherche. Je remercie également mon référent du BRGM Bernard Monod, pour ses précieux conseils, pour ses nombreux apports scientifiques et pour m'avoir transmis un grand nombre de documents m'ayant permis de travailler dans les meilleures conditions possibles. Je les remercie tous les deux pour le temps qu'ils m'ont accordé ainsi que pour leurs qualités et connaissances scientifiques dont ils m'ont fait part et qu'ils ont tenté de me transmettre.

Je désire également remercier Amandine Sartégou (doctorante à l'Université de Perpignan et au CEREGE, Aix-en-Provence) pour sa gentillesse, et pour avoir pris le temps de me former lors de ma semaine de manipulation au CEREGE. Je la remercie pour les multiples échanges que nous avons pu avoir et pour sa disponibilité. Elle m'a fournie de nombreux conseils et de précieuses informations.

Je tiens à remercier les Mairies de Belvis, Espezel et Belfort-su-Rébenty de nous avoir autorisé à mener notre campagne d'excavation. Je remercie aussi Jean Paul Pibouleu pour sa disponibilité et ses services pour les travaux de terrassement. Je remercie également Marc Calvet et Sébastien Carretier qui ont pris de leur temps pour nous conseiller lors de cette campagne sur le terrain.

Enfin, mes remerciements sont adressés à tous les professeurs, intervenants ainsi que toutes les personnes qui par leurs paroles, leurs écrits, leurs conseils et critiques, ont guidé plus ou moins volontairement mon éducation et m'ont fait part de leur passion pour la géologie, toute au long de ma formation. Ma famille, mais également mes proches, amis, et collègues pour tous les bons moments passés durant ce stage mais aussi durant toute ma scolarité. Je pense notamment à Antoine Crémades, Léopold de la Lavaissière, Hugo Serra, Yannis Poupon et Matthieu Ribot, sans qui, l'aventure n'aurait pas été aussi excitante.

Résumé

Le relief du Pays de Sault (zone Nord Pyrénéenne) est marqué par la présence de surfaces d'aplanissement. La surface d'Espezel qui est le centre de cette étude, est une surface située à environ 900 m d'altitude, incisé par le Rébenty. Son âge de formation ainsi que sa place dans les Pyrénées restent aujourd'hui énigmatique. Nous avons cartographié les surfaces sur le terrain et au moyen d'un modèle numérique de terrain (MNT) de l'Aude à haute résolution (5 m). Les résultats dévoilent deux niveaux d'aplanissement S1 et S2 sur la zone d'étude. La surface d'Espezel est associée à la surface S2. Elle est recouverte par un épandage de nature alluviale probablement déposé par un ancien cours du Rébenty. Deux excavations dans cette formation ont permis d'échantillonner des galets de quartz qui seront prochainement datés par méthode isochrone (isotopes cosmogéniques) pour contraindre l'âge du de la surface d'Espezel. Les travaux d'A. Sartégou sur les datations des karsts perchés dans les vallées de l'Aude et du Rébenty ont permis de contraindre l'âge de la surface entre 1,5 et 11 Ma. Nous proposons une reconstitution du relief avant les épisodes d'incision du Rébenty et de l'Aude. Nous en déduisons un taux de dénudation moyen sur l'aire d'interpolation depuis la formation de la surface compris entre 13,5 et 75 m/Ma.

Mots clés : Géomorphologie ; Paléosurfaces ; Pyrénées ; Post-orogénique ; Érosion ; Nucléïdes cosmogéniques.

Abstract

The relief of the Pays de Sault (North Pyrenean zone) is characterized by flat high-elevation surfaces. The Espezel surface is the center of this study; it is located at an elevation of about 900 m, deeply incised by the Rebenty river. When and how this planation surface formed, what it tells as about the Pyrenees orogeny is still debated. Maps were produced using a high-resolution (5 m) Aude digital elevation model (DEM). The results reveal two flat surface S1 and S2 levels. The Espezel surface is associated with the surface S2. It is covered by an alluvial formation probably deposited by an old course of the Rebenty. Two excavations in this formation allowed for the sampling of quartz pebbles that will analyzed for cosmogenic isotopes concentration. This data, will permit to constrain the age of the Espezel surface through the isochron burial method. Amandine's work on dating local karst along Aude and Rebenty valleys allowed to constrain the age of the surface between 1.5 and 11 Ma. We propose a reconstruction of the relief before incision. We derived an average denudation rate on the interpolation area since the formation of the surface S2 between 13.5 and 75 m/Ma.

Keywords: Geomorphology; Paleosurfaces; Pyrenees; Postorogenic; Weathering; Cosmogenic nuclide.

1. **Introduction** 6

2. **État de l'art** 7

2.1. Histoire tectonique des Pyrénées 7

2.2. Modèles de morphogénèse des surfaces d'aplanissement et dynamique profonde 9

2.2.1. Distribution et reconnaissances des paléosurfaces des Pyrénées 9

2.2.2. Implications géodynamiques sur la morphogénèse des surfaces 11

2.2.3. Processus de surface et asymétrie de la chaîne 13

2.3. Géologie de la zone d'étude : Pays de Sault 16

2.3.1. Structure et lithologie des terrains du Pays de Sault 16

2.3.2 Géomorphologie du Pays de Sault 19

3. **Méthodologie de travail** 21

3.1. Travail de terrain 21

3.2. Traitement SIG : extraction des surfaces d'aplanissement 21

3.3. Datation des alluvions par méthode isochrone 22

4. **Résultats des observations de terrain** 26

4.1. Identification des surfaces d'aplanissements du Pays de Sault : observations de terrain 26

4.1.1. Les environs d'Espezel 26

4.1.2. Surfaces au Sud du Rébenty 31

4.1.3. Environs de Le Clat : Est d'Espezel 33

4.1.4. Environs de Camurac : Sud-Ouest d'Espezel 35

4.2. Identification des vallées perchées et vallées mortes 38

4.3. Sources/Alimentation des dépôts superficiels de la surface d'Espezel : relation entre Fv et Fu 39

4.4. Stratégie d'échantillonnage en vue d'effectuer des datations en isotopes cosmogéniques $^{26}Al/^{10}Be$ par méthode isochrone 39

5. **Discussion des résultats** 42

5.1. Interprétation et corrélation des surfaces observées : les surfaces S2 et S1 42

5.2. Âge de la surface d'Espezel (S2) 43

5.3. Modèle d'interpolation de la surface S2 et vitesse de dénudation 44

6. **Conclusion** 47

7. **Références** 48

8. **Annexes** 51

1. Introduction

La morphologie actuelle des Pyrénées est caractérisée par la présence de surfaces isolées à faible relief situées à haute altitude (*De Sitter*, 1952 ; *Calvet, 1996 ; Babault et al., 2005 ; Bosch et al., 2015 ; Monod et al., 2016*). La morphogénèse de ces surfaces est largement débattue et reste un élément clé de l'évolution post-orogénique des Pyrénées. Actuellement, de nombreuses études réalisées sur les surfaces Pyrénéennes se focalisent sur leurs distributions, leurs reconnaissances et leurs interprétations géodynamiques (*Gunnell et al., 2008 ; Bosch et al., 2016*).

Le plateau de Sault, (ou surface d'Espezel), est située dans la zone Nord Pyrénéenne, en position intermédiaire entre les surfaces déjà étudiées et le piedmont. Les précédentes études, notamment sur le plateau de Beille (*Monod et al., 2016*), ont montré que la datation des surfaces d'aplanissement reste un problème majeur. Le plateau de Sault est incisé au Sud-Est par un canyon de 200 m de profondeur, creusé par le Rébenty. La présence de replats sur la rive Sud du Rébenty mais aussi sur toute la zone d'étude tend à montrer que la surface pourrait s'étendre spatialement dans le Pays de Sault. La surface d'Espezel est recouverte par un épandage alluvial de plusieurs mètres d'épaisseur (*Goron, 1937 ; Lagasquie, 1963 ; Calvet, 1996*). Dans ce travail, nous souhaiterions réaliser une étude géomorphologique afin de reconstituer dans l'espace le paléorelief du Pays de Sault. Nous envisageons de dater la formation alluviale dans le but de contraindre l'âge de la formation de l'aplanissement d'Espezel. Ce travail consistera donc à effectuer du travail géomorphologique de terrain, du traitement par système d'information géographique (SIG) et de localiser un endroit propice à l'échantillonnage en vue d'une datation.

2. État de l'art

2.1. Histoire tectonique des Pyrénées

L'orogénèse des Pyrénées s'est produite durant le cycle Alpin. Elle est le résultat de l'inversion d'un rift au Crétacé supérieur lors de la convergence entre la plaque Eurasie et la plaque Africaine et de la collision entre la plaque Eurasie et Ibérique (*Choukroune et al., 1990 ; Muñoz, 1992*) (**Figure 1**).

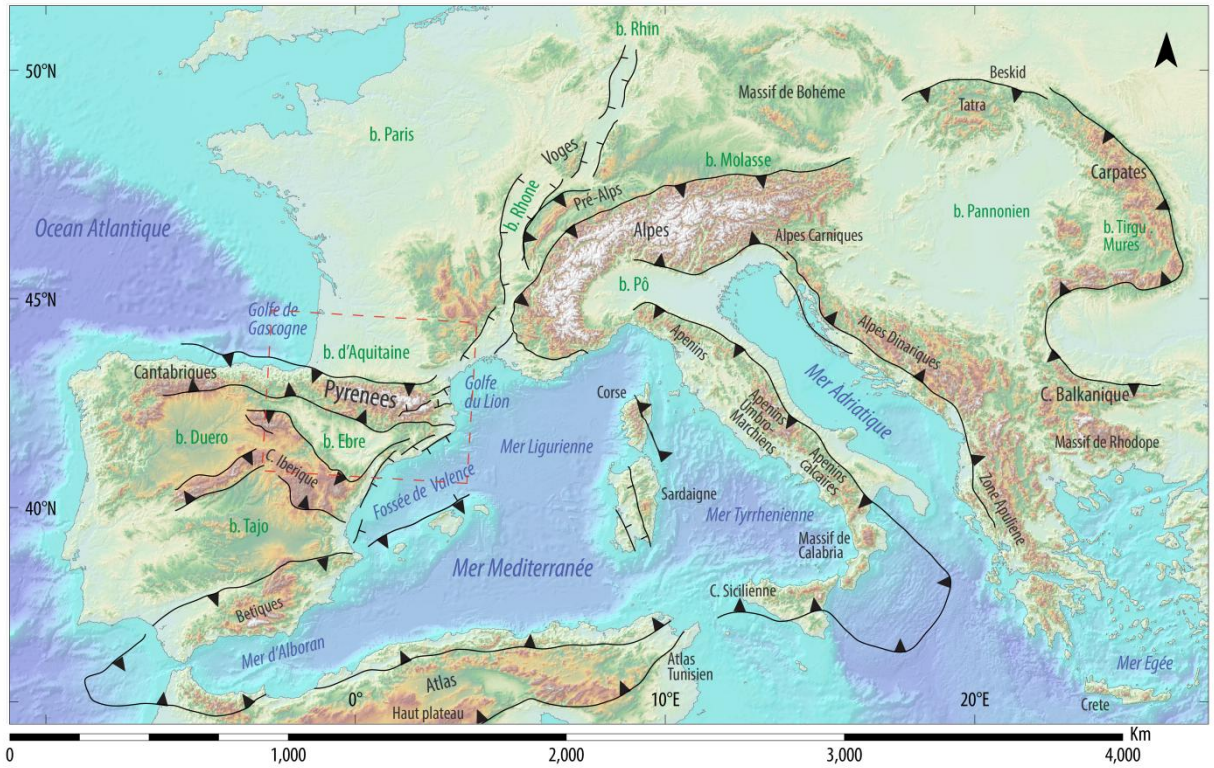

Figure 1 : Carte structurale de l'Europe (Thèse *G. Bosch, 2016*). Les principales structures sont représentées : les structures compressives sont liées à l'orogénèse alpine, les structures extensives sont liées à l'ouverture de la Mer Méditerranée. Les principaux bassins sont représentés en vert.

La convergence Europe-Ibérie se traduit par la subduction vers le Nord d'un micro bloc de la plaque Ibérie sous la marge européenne amincie durant le rifting continental mésozoïque. Le raccourcissement est accommodé au Nord par des chevauchements à vergence Nord et au Sud par des chevauchements à vergence Sud dans le bloc Ibérie (*Choukroune et al., 1990*). La structure générale des Pyrénées est ainsi décomposée en 3 domaines qui sont la Zone Nord-Pyrénéenne, la Zone Axiale et le Versant Sud. La Zone Nord-Pyrénéenne est délimitée au Nord par le chevauchement frontal nord-pyrénéen et au Sud par la faille nord-pyrénéenne. Cette zone est principalement composée de sédiments marins du Jurassique et du Crétacé et de massifs hercyniens. Elle chevauche au Nord, par l'intermédiaire du chevauchement frontal nord-

pyrénéen, les séries détritiques continentales du bassin Aquitain issues de l'érosion de la chaîne. Le Versant Sud est délimité au Sud par le chevauchement frontal sud-pyrénéen et le contact avec la Zone Axiale au Nord correspond à une zone de décollement majeur du Trias qui sépare les séries sédimentaires du Jurassique et du Crétacé du Versant Sud du socle hercynien de la Zone Axiale.

Il est admis que l'épaississement crustal des Pyrénées soit à l'origine de l'uplift Pyrénéen de l'Eocène à l'Oligocène. De ce fait, le Moho sous la chaîne centrale qui présente une racine crustale, atteint une profondeur d'environ 50 km (*Chevrot et al., 2014*). L'absence de suture océanique dans la chaîne indique que la formation des Pyrénées ne résulte pas de la fermeture d'un domaine océanique mais la présence de roches mantelliques montre que l'extension continentale a été extrême et a entrainé la dénudation du manteau lithosphérique (*Lagabrielle and Bodinier, 2008*). À l'échelle de la chaîne, le raccourcissement débute à l'Est au Crétacé (84 Ma) et se propage vers l'Ouest. Les bassins mésozoïques anormalement chauds se ferment (*Mouthereau et al., 2014 ; Vacherat et al., 2014*). Dans les Pyrénées orientales, le chevauchement de Vallfogona qui recoupe les conglomérats de Berga datés à 39.5 Ma par magnétostratigraphie *(Burbank et al., 1992 ; Vergés and Burbank, 1996*) marque la fin des mouvements tectoniques. À partir de 39 Ma, le dépocentre des séries détritiques migre vers le sud jusqu'à 24 Ma (*Burbank et al., 1992*), en s'accompagnant de déformations très mineures. Les derniers mouvements le long du chevauchement de Montargull, au sud des Sierras Marginales, sont enregistrés dans des conglomérats oligocènes datés à 24 Ma par magnétostratigraphie (*Meigs et al., 1996*). *Meigs et al. (1996)* précisent que les déformations dans cette zone entre 30 Ma et 24 Ma sont très faibles et correspondent à une quantité de raccourcissement inférieure à 1 km. Sur le flanc nord, le scellement des séries oligocènes redressées sous le chevauchement frontal nord-pyrénéen, par des sédiments miocènes subhorizontaux, indique un âge limite supérieur de 23 Ma pour la fin de la déformation pyrénéenne.

À la même époque, le rifting Oligo-Miocène se développe dans une orientation NNE-SSO à NE-SO (voir la **Figure 1**) à l'Est de la chaîne des Pyrénées. Les failles majeures au Nord des Pyrénées sont la faille de la Têt et la faille de Prades dont le remplissage syntectonique de sédiments détritiques oligocène et miocène témoignent de l'activité de ces failles à cette époque. Le bassin de la Cerdagne et le bassin du Roussillon appartiennent également à ce système extensif. Cette extension provoque l'ouverture du Golfe du Lion jusqu'à la formation de croûte océanique et s'accompagne de la rotation du bloc corso-sarde. Cet évènement est associé à un fort amincissement crustal et lithosphérique affectant la partie la plus orientale des

Pyrénées (*Séranne et al., 1995*). L'extension Oligo-Miocène en Méditerranée provoquerait également un soulèvement de la zone nord-est des Pyrénées et des Corbières ce qui entraîne une réorganisation du drainage (ex. changement de la direction d'écoulement dans le bassin supérieur de l'Aude ; *Larue, 2007*) et limite l'étendue des dépôts du Bassin Aquitain vers l'est.

2.2. Modèles de morphogénèse des surfaces d'aplanissement et dynamique profonde

2.2.1. Distribution et reconnaissances des paléosurfaces des Pyrénées

La morphologie actuelle des Pyrénées est caractérisée par la présence de surfaces isolées à faible relief situées à haute altitude (*De Sitter, 1952* ; *Calvet, 1996 ; Babault et al., 2005*). Ces surfaces sont des surfaces d'érosion planes qui sont situées à haute altitude dans la zone axiale des Pyrénées et sont indépendantes de la lithologie. La morphogénèse de ces surfaces qui est largement débattue reste un élément clé de l'évolution post-orogénique des Pyrénées. Plusieurs modèles géodynamiques sont proposés pour la formation de ces surfaces à faible relief. Afin de localiser les surfaces d'aplanissement dans les Pyrénées, une compilation a été réalisée par *Monod et al., 2016*. La **Figure 2** montre que les surfaces sont généralement récurrentes dans la zone axiale des Pyrénées Centrales et dans les Pyrénées Orientales.

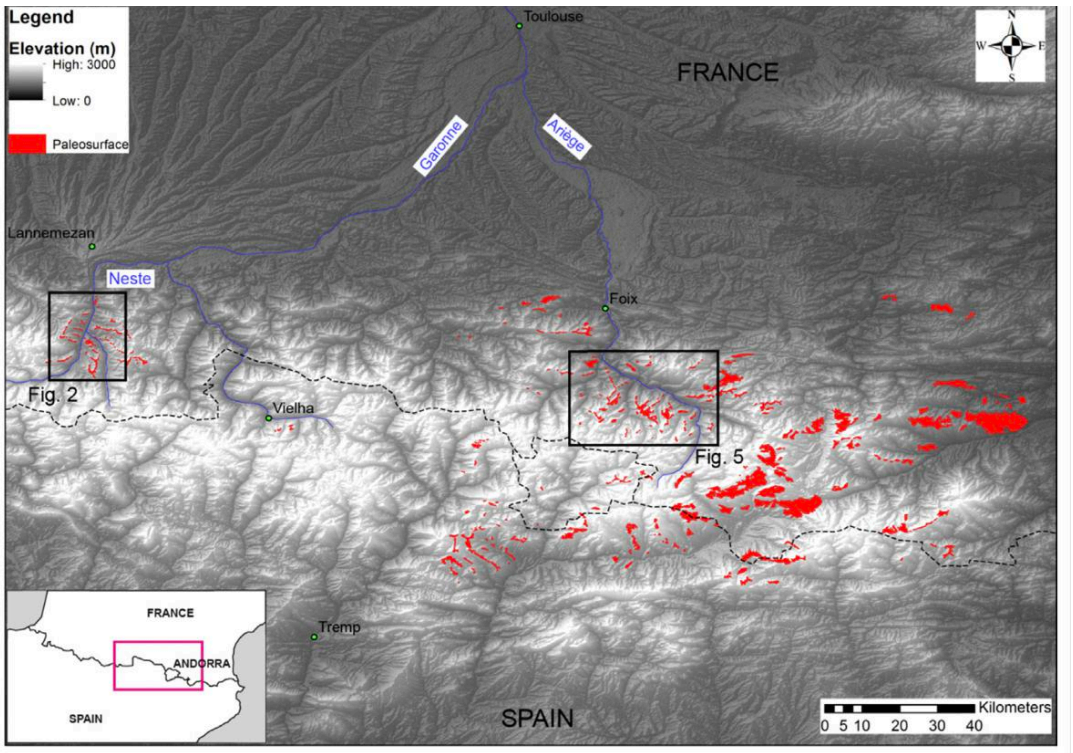

Figure 2 : Carte d'élévation des Pyrénées Centrales et Orientales (*Monod et al., 2016*). Les paléosurfaces qui possèdent un pendage inférieur à 10° sont représentées en rouge. Les données sont issues d'une compilation de *Calvet (1996)* et *Delmas (2009).*

Bosch et al. (2015) utilise un modèle numérique de terrain qui consiste à mesurer la différence entre l'altitude de chaque cellule et l'altitude moyenne avec un rayon de calcul variable suivant la méthode développée par *Weiss et al., 2001*. La variation du rayon, du type TPI (Topographic Position Index) et de la pente permet de distinguer les différents reliefs du paysage. Les paléosurfaces perchées potentielles sont représentées sur la **Figure 3**. Les profils de la figure montrent que les surfaces d'aplanissement suivent l'altitude moyenne du relief (**Figure 3B)**. L'altitude moyenne des surfaces d'aplanissement est légèrement supérieure à l'altitude moyenne de la topographie actuelle.

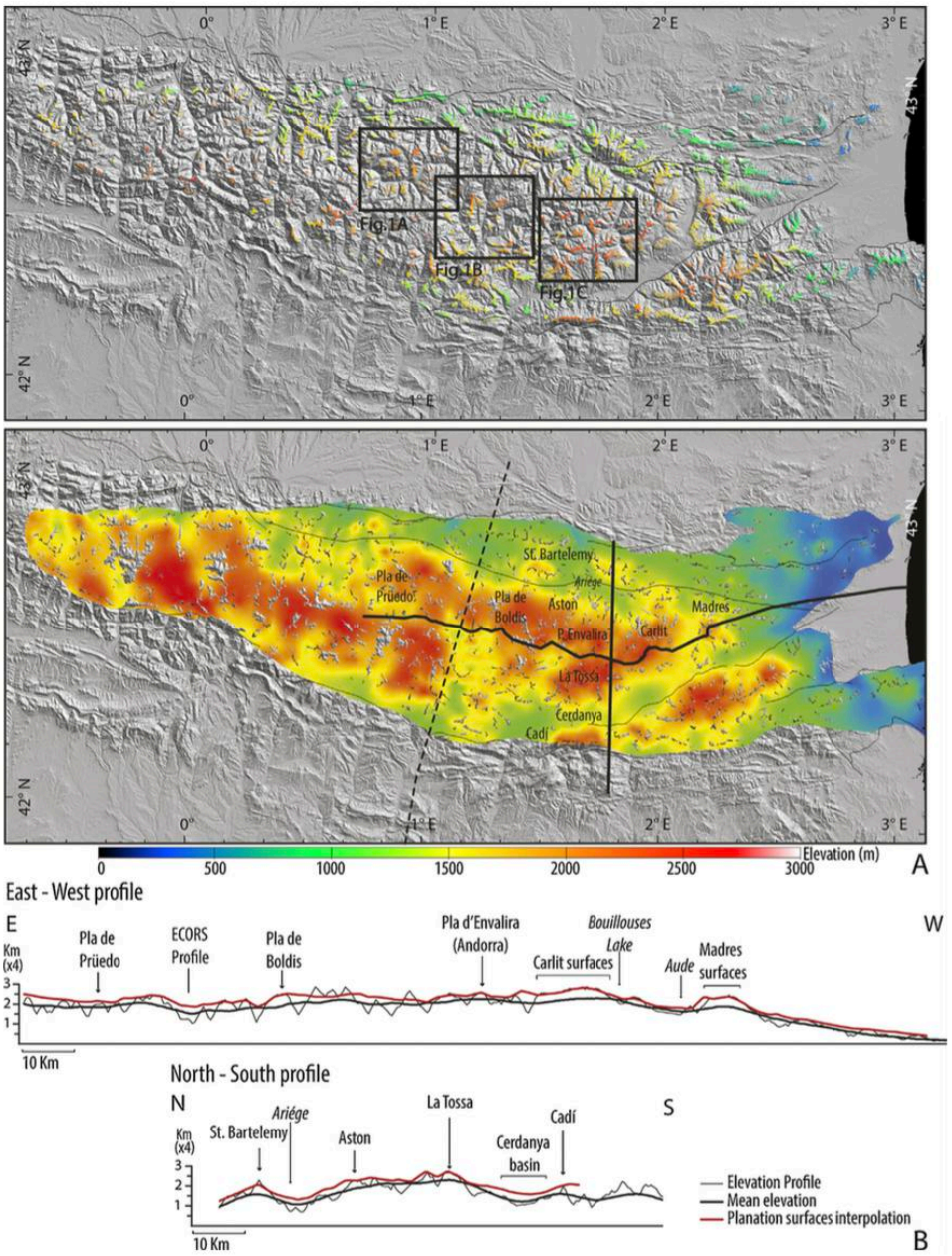

Figure 3 *:* Surfaces d'aplanissement des Pyrénées. **A** : Carte des différentes surfaces obtenues par le modèle numérique. **B** : Profils Est- Ouest et Nord-Sud et restauration des surfaces d'aplanissement (*Bosch et al. 2015*).

2.2.2. Implications géodynamiques sur la morphogénèse des surfaces

Il existe aujourd'hui 2 modèles principaux pour la mise en place des surfaces d'aplanissement.

- Hypothèse d'un uplift post-orogénique

Dans un premier modèle, lequel dérive de la théorie de *Davis (1899), Gunnell et al. (2008)* propose que l'amincissement lithosphérique affecte la partie orientale des Pyrénées jusqu'à une latitude d'environ 2°E (**Figure 4**). Un soulèvement important de plus de 2000 m serait causé par plusieurs évènements tectoniques régionaux. L'amincissement lithosphérique est en relation avec l'ouverture à l'Ouest de la Méditerranée du bassin arrière arc (28 Ma) mais aussi les évènements thermiques comme l'érosion thermique du slab Pyrénéen (12 Ma) et le volcanisme Quaternaire.

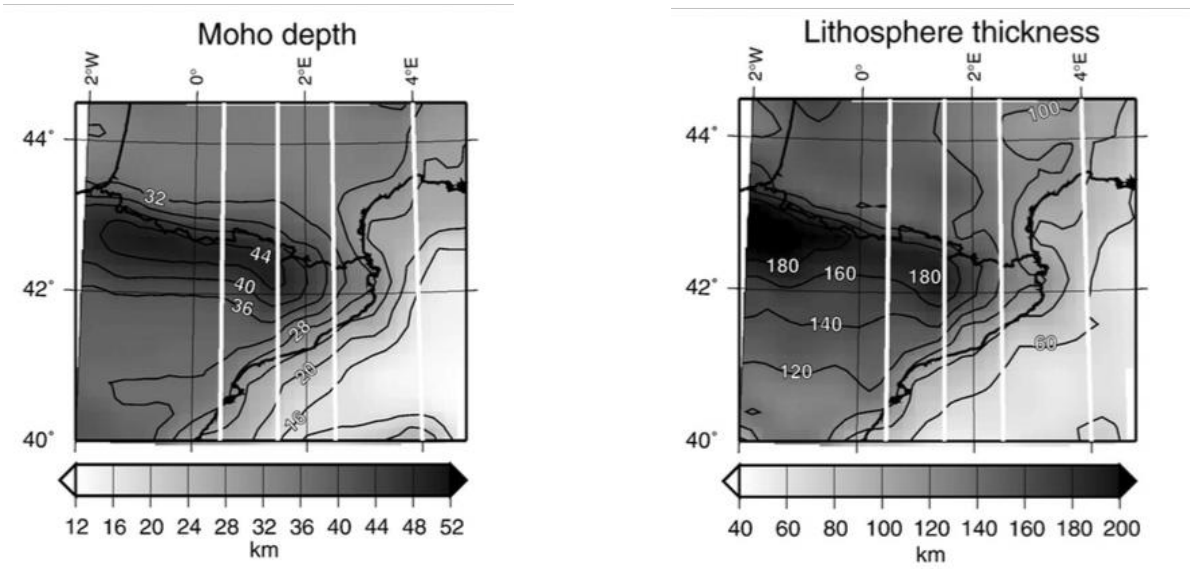

Figure 4 : Modèle lithosphérique des Pyrénées. (*Gunnell et al., 2008*)

Les auteurs suggèrent que les surfaces sont formées à faible altitude, proche du niveau marin. Ces surfaces seraient ensuite élevées par un important soulèvement post-orogénique Plio-Quaternaire lié à la dynamique mantellique du rifting Oligo-Miocène et enfin isolées par érosion. Ces arguments sont très débattus avec ceux de *Babault et al. (2005)* qui eux proposent un second modèle.

- Morphogénèse des surfaces par augmentation du niveau de base de la chaîne

Dans l'étude de de *Bosch et al. (2015)*, les résultats du modèle géophysique sont représentés

sur la **Figure 5**. Si on considère que les surfaces se sont formées à une altitude faible, le moteur permettant de retrouver ces surfaces est un soulèvement par la dynamique du manteau. Les résultats de leur modèle montrent que la chaîne possède une racine crustale jusqu'à 50 km (**Figure 5**). Les profondeurs du Moho et de la lithosphère sont en accord avec les résultats de *Chevrot et al. (2014)*. Aucun amincissement n'est observé sous les zones d'études. Ces résultats sont donc en désaccord avec l'hypothèse d'un soulèvement post-orogénique lié à un dynamisme mantellique.

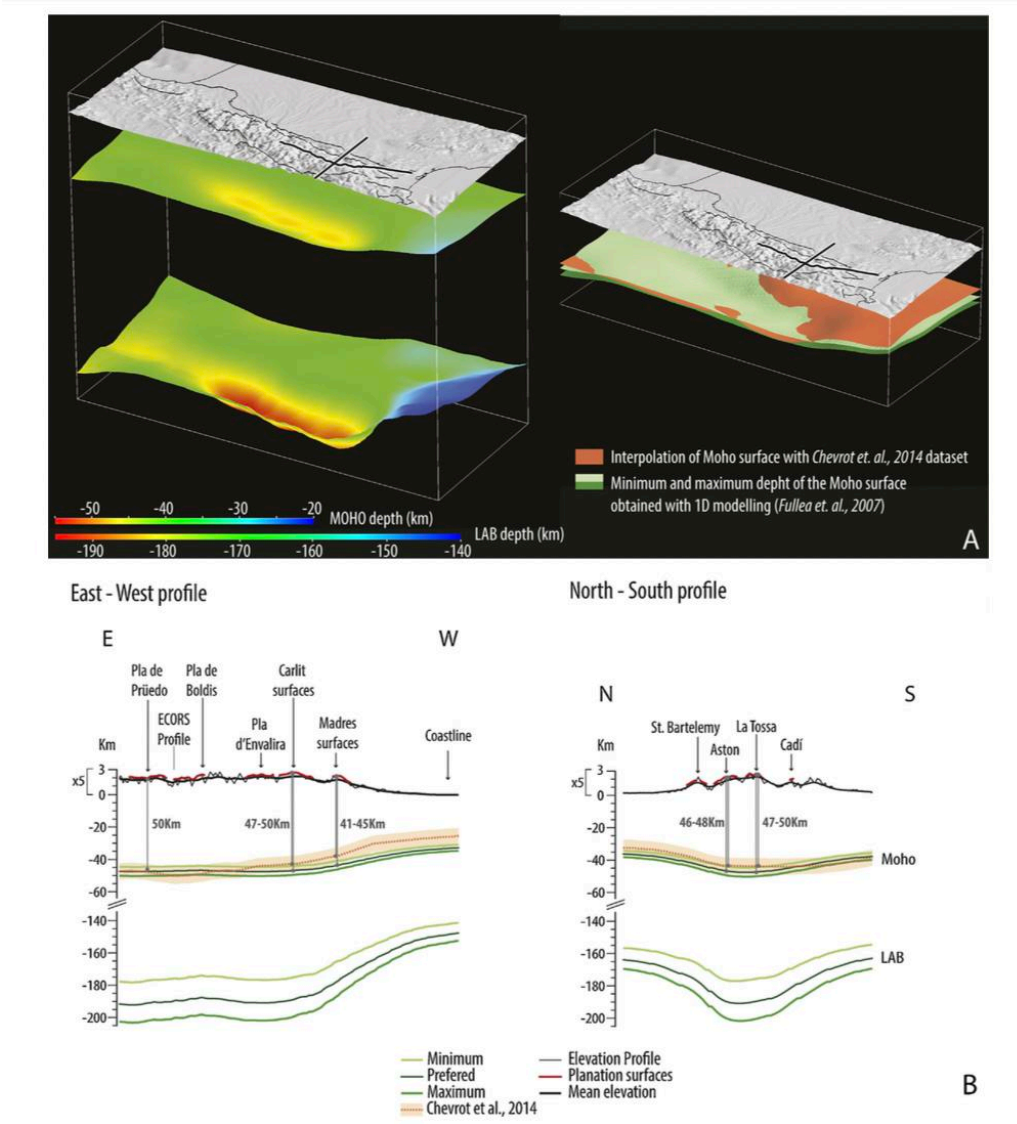

Figure 5 : Profondeur du Moho et du LAB (Litosphere Astenosphere Boudary). **A** : Modèle 3D. **B** : Profils lithosphériques Est- Ouest et nord-Sud (*Bosch et al. 2015*).

Ils confirment cependant les propos de *Babault et al. (2005)* qui montrent que le remplissage très épais de sédiments continentaux dans les bassins signifie que l'aplanissement du relief ne nécessite pas nécessairement l'abaissement de la topographie. Ils supposent que

l'agglomération des sédiments détritiques Eocène à Miocène issus de l'érosion induit une augmentation du niveau de base de la chaîne. Cet événement réduirait par la suite l'efficacité de l'érosion du système de drainage ce qui entrainerait un lissage progressif du relief. Un tel procédé permet de développer une surface érosive unique à haute altitude et faible relief à l'échelle de la chaîne (voir **Figure 3**). Cette inhibition de l'érosion est appuyée par les résultats thermochronologiques (*Gunnell et al., 2009*). Les restes de paléosurfaces observées aujourd'hui résulteraient de la tectonique extensive et de la dissection au Miocène supérieur de la surface initiale formée à haute altitude dont l'activité érosive est renforcée à la fin du Pliocène (*Molnar & England, 1990 ; Babault et al., 2005*). Les auteurs proposent un soulèvement causé par un rebond isostatique généré par l'érosion liée aux variations climatiques Miocène et Pliocène. Ce soulèvement ne devrait pas excéder 400 m contre 2000 m proposé par *Gunnell et al., (2008)*. Les deux modèles sont représentés sur la **Figure 6**.

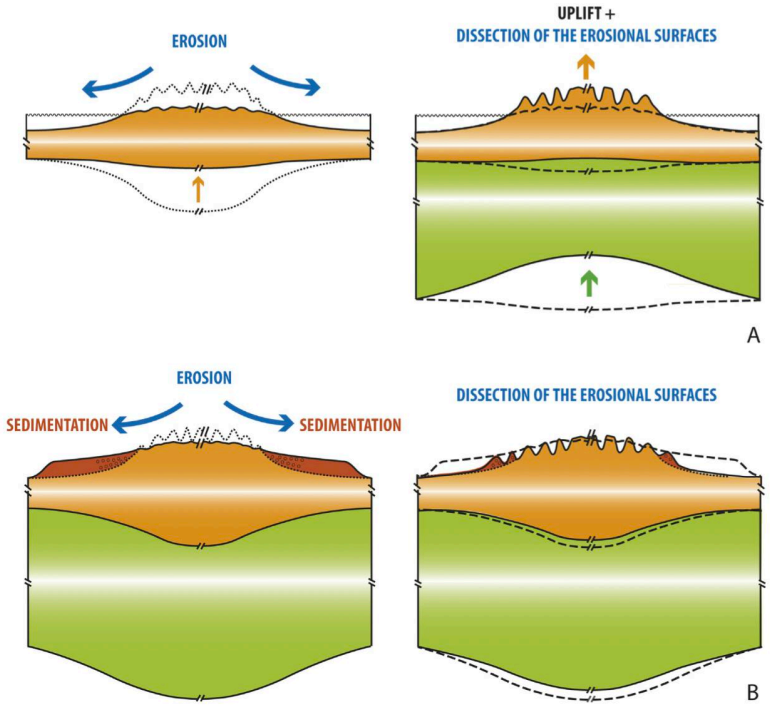

Figure 6 : Schéma simplifié des deux modèles (*Bosch et al., 2015*). A : Modèle de Gunnell et al. (2008). B : Modèle de *Babault et al. (2005).* Les pointillés représentent le mouvement vertical lithosphérique.

2.2.3. Processus de surface et asymétrie de la chaîne

Le bassin de l'Ebre est situé en Espagne, il constitue le bassin d'avant pays sud de la chaîne des Pyrénées. D'après *Babault et al. (2005)*, l'asymétrie générale de la chaîne ne modifie pas significativement les processus géomorphologiques de la chaîne, elle est plutôt liée à

l'asymétrie structurale crustale et lithosphérique. Ils en déduisent que les surfaces à haute altitude et à faible relief du flanc nord ont évolué de la même manière que les surfaces à haute altitude et à faible relief du flanc sud. Lors de la fermeture du bassin d'avant pays à l'Eocène, le bassin de l'Ebre commence à se remplir puis le drainage interne entraine une augmentation générale du niveau de base. Les vallées fluviatiles développées sur le flanc sud des Pyrénées sont rapidement comblées lorsque le bassin de l'Ebre est devenu endoréique. Certains auteurs (*Coney et al., 1996 ; Garcia-Castellanos et al., 2003*) suggèrent que la tectonique extensive du Miocène ou la baisse importante du niveau marin (1500 m) au Messinien (*Clauzon et al., 1996*) aurait pu permettre une capture du bassin avec la Méditerranée. Si le bassin de l'Ebre avait été relié à la Méditerranée avant ou pendant la Crise de Salinité Messinienne, des canyons semblables à ceux observés avec le Rhône (*Aunay et Le Strat, 2002*) auraient été développés dans le bassin de l'Ebre, mais aucun n'a été identifié à l'heure actuelle. Il est donc probable que le bassin de l'Ebre n'a pas été relié à la Méditerranée avant le Pliocène. Une reconstruction de la paléo topographie a été réalisée dans le bassin de l'Ebre et à travers la chaîne des Pyrénées (**Figure 7** et **Figure 8**). L'asymétrie des bassins d'avant pays de la chaîne pourrait donc s'expliquer par le fait que la zone nord a toujours été reliée à la mer, alors que la zone a été endoréique et a accumulé un remplissage continental important à partir de l'Eocène supérieur. L'analyse des caractéristiques du réseau actuel sur les deux flancs, a permis de conclure que la morphologie récente des Pyrénées résulte de conditions climatiques assez uniformes (*Zhang et al., 2001*).

Babault et al. (2005) suggèrent, dans le cas des Pyrénées, que le climat du Pliocène supérieur, associé à des variations importantes de température, aurait dû améliorer la capacité de transport des rivières, abaissant ainsi le niveau de base des Pyrénées au niveau de la mer. Le climat marqué par la cyclicité glaciaire/interglaciaire du Pliocène tardif et du Quaternaire a probablement été très efficace grâce à la combinaison de plusieurs processus d'érosions (dénudation physique, altération chimique, érosion glaciaire). Ces arguments sont en accord avec les propos de *England et Molnar (1990)*. Cependant, ce n'est pas ce que d'autres auteurs ont observé. *Monod et al. (2016), Calvet et al. (2015)* et *Sartégou et al. (Comm pers.)* ont mesuré une vitesse de dénudation et/ou d'incision relativement faible notamment dans la vallée de l'Ariège et la vallée de la Têt.

La géométrie et l'histoire sédimentaire du versant Nord des Pyrénées diffère de celle du versant Sud. Les relations entre la zone axiale et les bassins d'avant pays nécessitent encore aujourd'hui d'être approfondies. C'est pourquoi l'étude de surfaces situées dans la zone Nord-Pyrénéenne pourrait apporter des informations intéressantes notamment sur l'évolution post-

orogénique des Pyrénées.

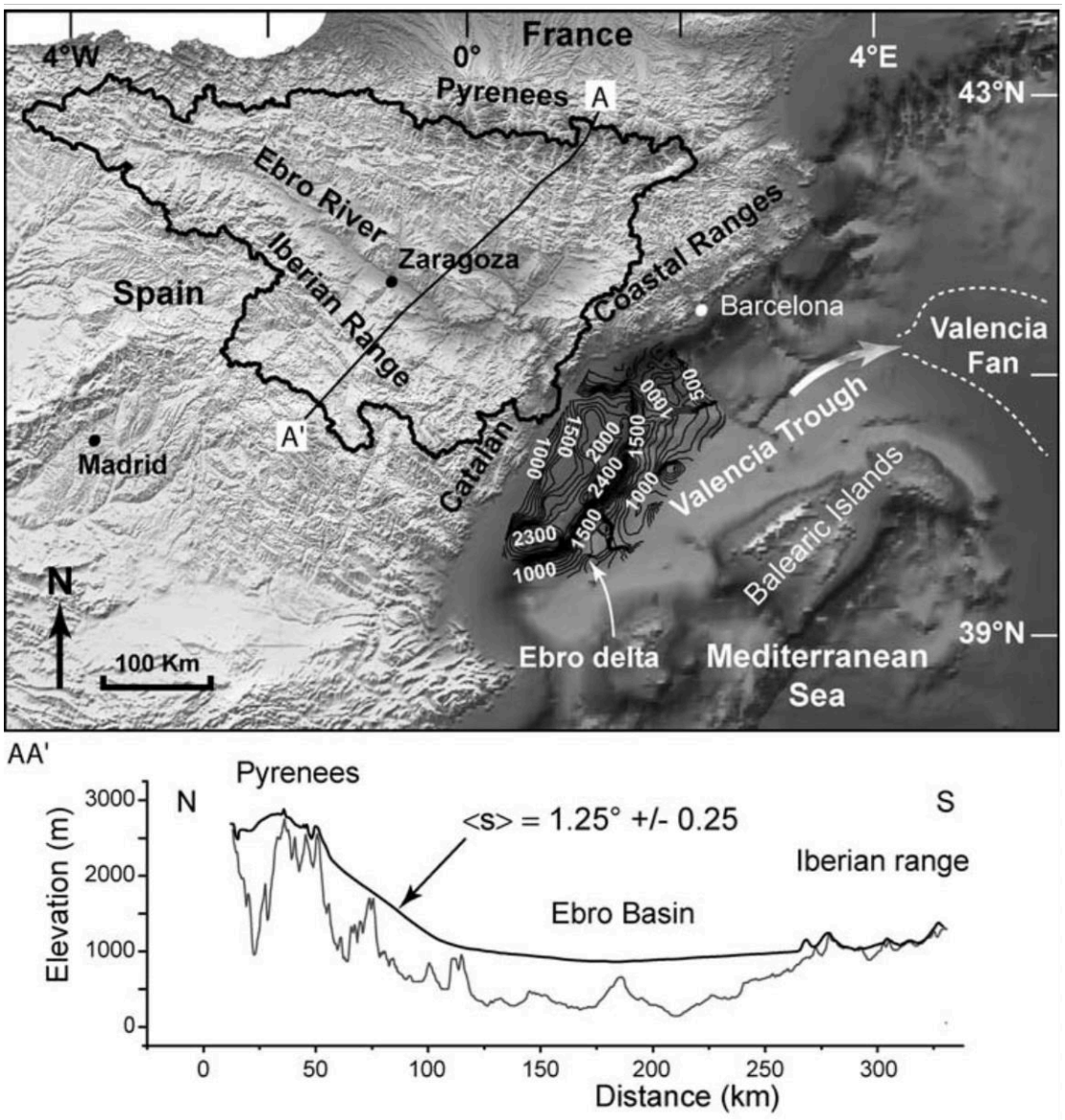

Figure 7 : Carte des Pyrénées et du bassin de l'Ebre. Le volume total érodé probablement post-Messinien à la capture du bassin de l'Ebre est de 32,000 km3. Le profil est réalisé de la chaîne des Pyrénées jusqu'à la chaîne Ibérique en Espagne. La ligne noire représente la reconstitution paléo topographique au Pliocène avec une pente de drainage de 1,25°, la linge grise la topographie actuelle (*Babault et al., 2005*).

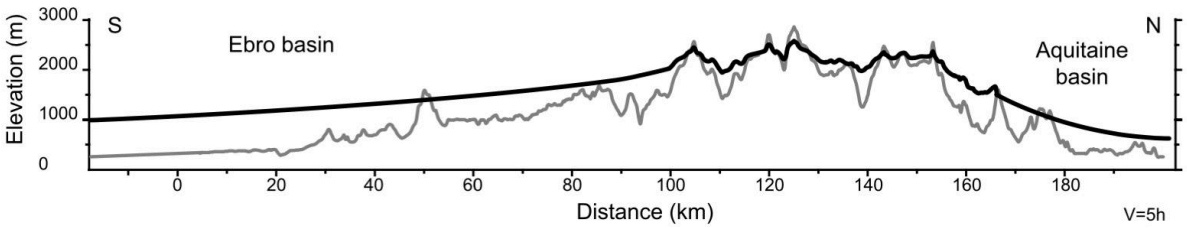

Figure 8 : Reconstitution de la paléo topographie des Pyrénées avant les évènements érosifs post-Miocène.

2.3. Géologie de la zone d'étude : Pays de Sault

2.3.1. Structure et lithologie des terrains du Pays de Sault

La zone d'étude se situe sur le flanc Nord des Pyrénées, dans l'Aude et les Pyrénées Orientales (**Figure 9**).

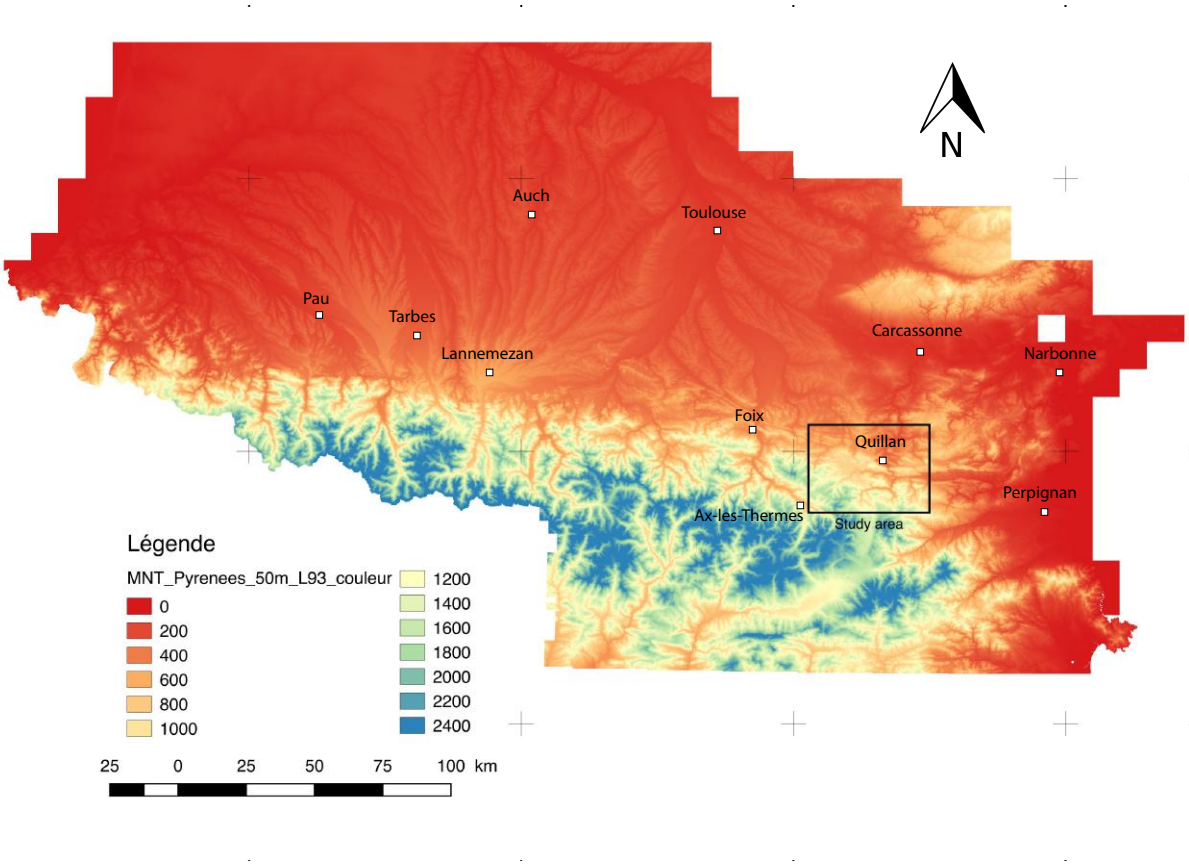

Figure 9 : MNT des Pyrénées à une Résolution de 50 m et localisation de la zone d'étude.

Les formations sédimentaires présentes sur l'ensemble de la région correspondent pour la plupart à des bassins mésozoïques (**Figure 10, Figure 11**). Elles sont constituées de calcaires et de marnes. Ce sont également des lithologies favorables au développement de réseaux karstiques (*Mangin, 1978 ; Aunay et Le Strat, 2002*).

Le Pays de Sault est situé sur trois unités tectoniques du versant Nord des Pyrénées. Il traverse du Nord vers le Sud, la zone nord-pyrénéenne (ZNP), la zone interne métamorphique (ZIM) et la zone axiale (ZA). Les massifs (Massif du Saint-Barthélemy, Massif de Bessède-de-Sault, Massif de Camurac, Massif de Montaillou et Massif du Picou de la Montjoie) et les principales unités et structures sont représentées sur la **Figure 11**.

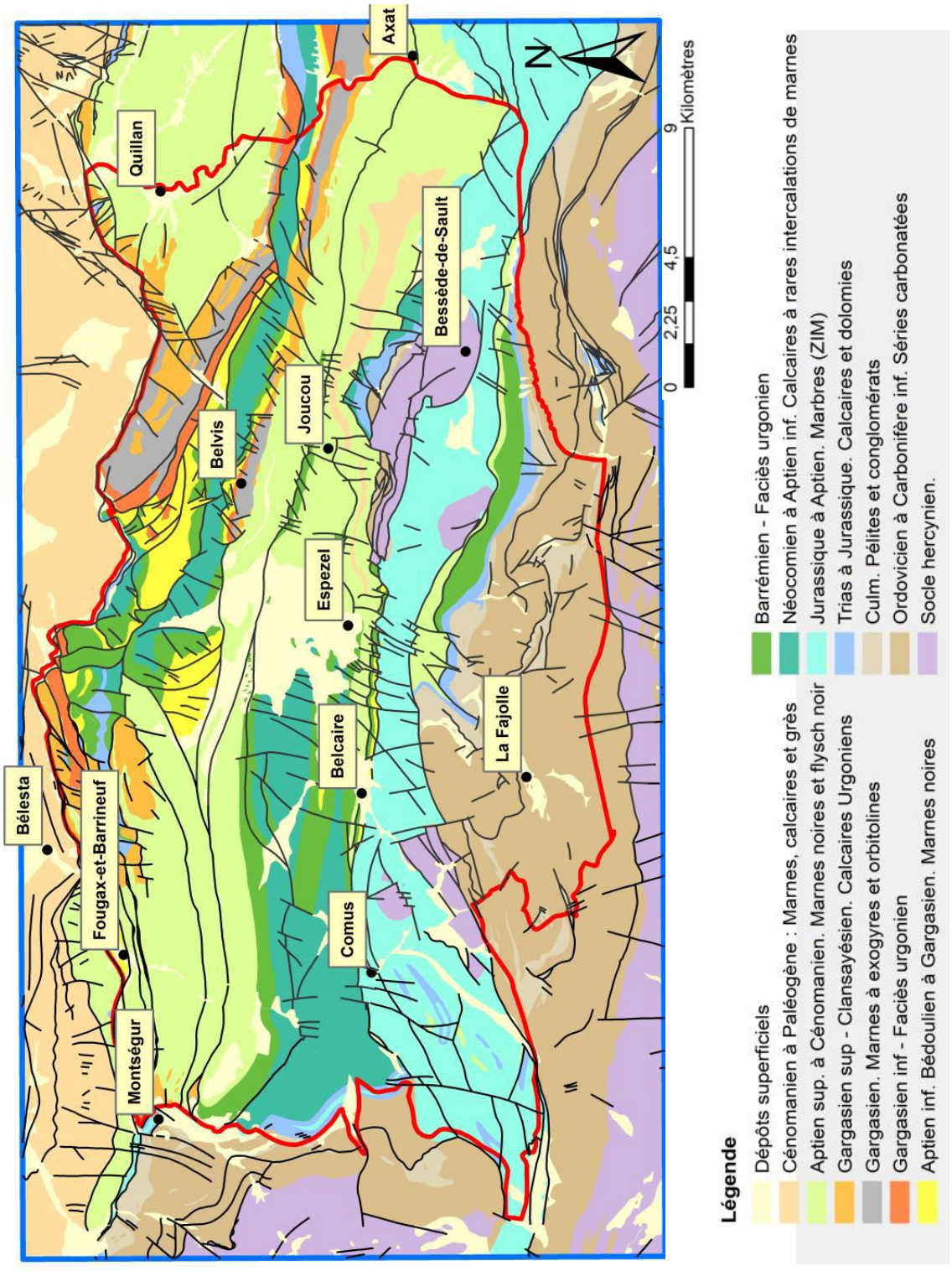

Figure 10 : Carte géologique simplifiée du Pays de Sault (*Bardeau et al., 2015*).

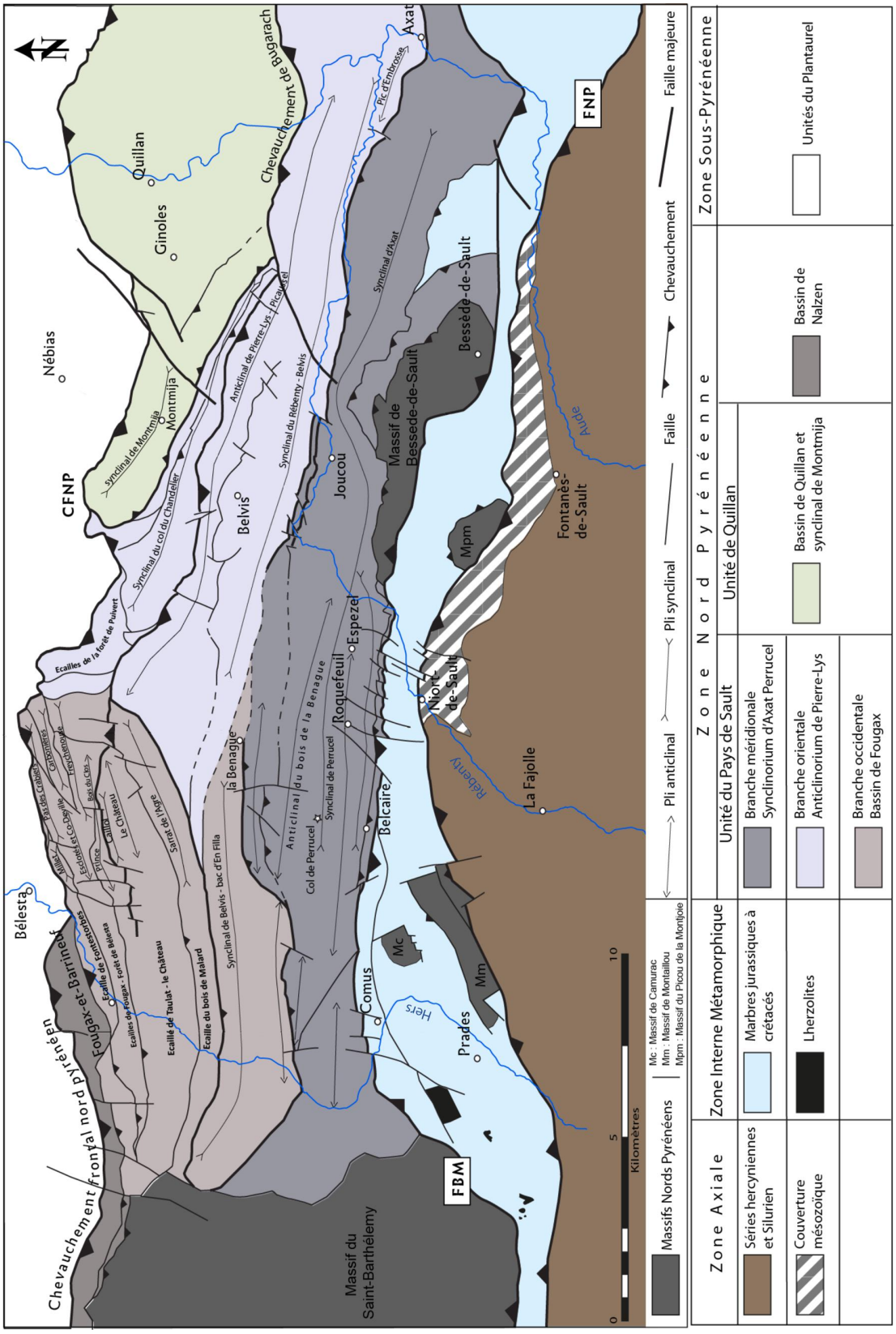

Figure 11 : Schéma structural du Pays de Sault. FNP : Faille nord-pyrénéenne ; FBM : Faille bordière Méridionale. Modifié d'après *Monod et al. (2016).*

2.3.2 Géomorphologie du Pays de Sault

La morphologie du pays de Sault est marquée par la présence de surfaces d'érosion qui ont été bien reconnues (*Goron, 1937 ; Lagasquié, 1963 ; Meurisse, 1973 ; Calvet, 1996)*. *Calvet (1996)* observe des surfaces situées à différentes altitudes (**Figure 12**). Ce fait sous-entend deux hypothèses. Soit les évènements passés marquent le relief par plusieurs épisodes d'érosion, soit une surface unique a pu être décalée après formation par des épisodes tectoniques. Sur la **Figure 12**, les surfaces en rouges représentent l'aplanissement fondamental Miocène moyen appelé S1 par Calvet. Cette surface est le résultat d'une période d'altération où le gradient hydraulique est faible, permettant que les reliefs soient émoussés plutôt qu'incisés. Les surfaces en vert représentent des niveaux d'aplanissement partiels que l'auteur défini comme plus récents.

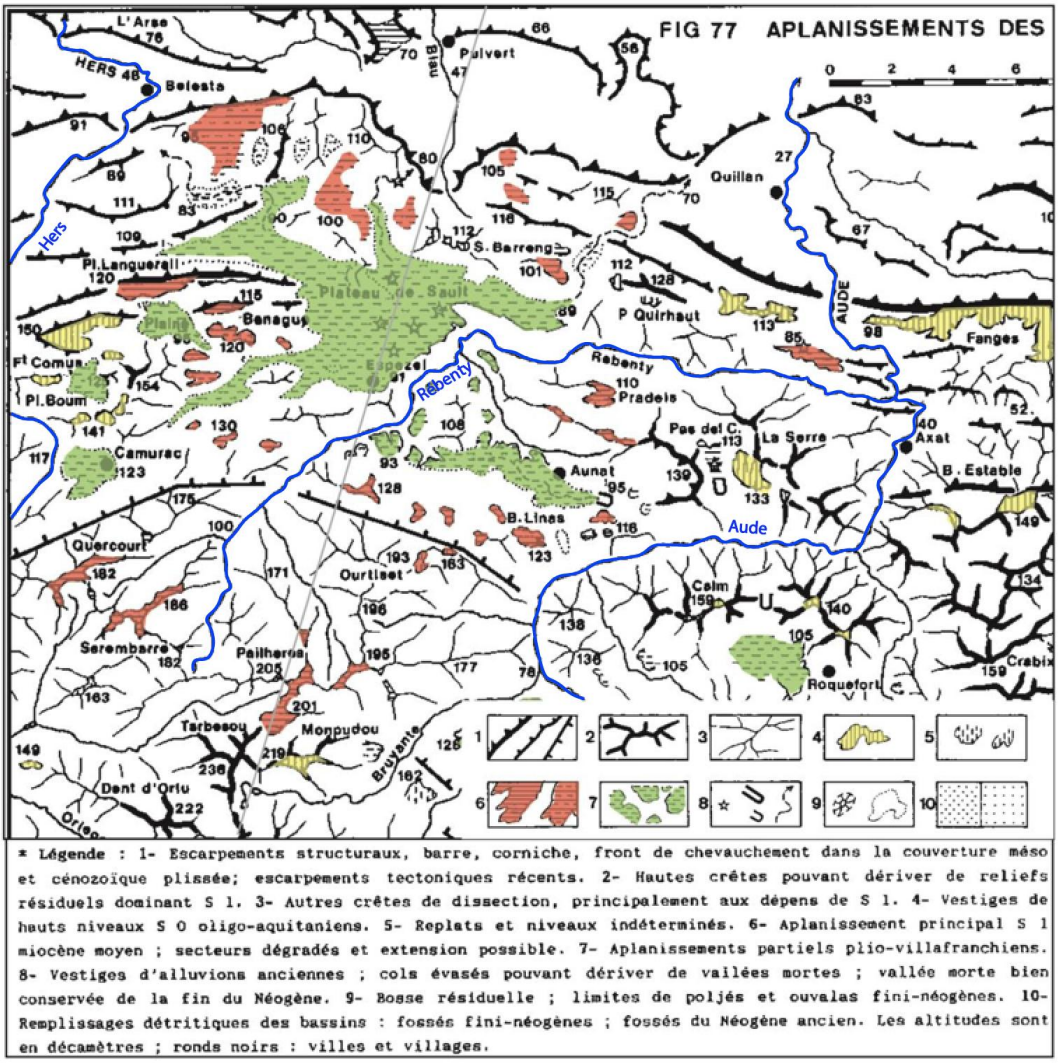

Figure 12 : Carte des aplanissements du Pays de Sault d'après *Calvet (1996)*.

La zone d'étude est également accompagnée d'un réseau de vallées encaissées et des karsts très développés. La surface d'Espezel située entre 850 et 910 m est bordée par deux cours d'eau qui ont fortement incisé le paysage (**Figure 12**). L'Hers à l'Ouest, prend sa source au Sud-Ouest du Plateau de Sault dans des séries carbonatés, au col de Chioula. À l'Ouest du plateau, au niveau des gorges de la Frau, l'Hers incise les calcaires du Crétacé inférieur puis draine vers le Nord-Ouest jusqu'à l'Ariège. Le Rébenty prend sa source au pied du col de Pradel (1600 m) avec une direction d'écoulement Nord-Sud puis change de direction vers l'Est au niveau de la surface d'Espezel. À ce niveau, le Rébenty incise fortement le Plateau de Sault et draine vers l'Est jusqu'à l'Aude. L'Aude prend sa source dans la zone axiale et draine à l'amont du matériel granitique et sédimentaire hercynien. Le réseau hydrographique moderne se met en place au Quaternaire et incise fortement. Cette incision a pu débuter dès le Pliocène selon certains auteurs. En effet, elle est interprétée comme résultant d'un soulèvement tectonique lié à une phase pliocène (*de Sitter, 1952 ; Meurisse, 1973*), ou quaternaire (*Calvet, 1996*), ou d'une baisse du niveau de base en lien avec les cycles glaciaires et interglaciaires (*Lagasquié, 1963 ; Meurisse, 1973*). Les glaciers atteignent la partie sud de la zone d'étude jusqu'à Camurac lors du dernier maximum glaciaire au Würm (*Calvet et al., 2011*). Une sédimentation périglaciaire se met en place sur la surface d'Espezel, ainsi une dizaine de mètres de limon jaune très fin se sont déposés au niveau de la vallée des Coumeilles *(Lagasquié, 1963*) et des grèzes litées forment de longs talus sous la corniche sommitale dans la vallée de Belcaire (*Lagasquié, 1963 ; Meurisse, 1973*).

Les surfaces du Pays de Sault ont déjà bien été décrites auparavant (*Goron, 1937 ; Lagasquie, 1963 ; Calvet, 1996*), mais le lien entre les différentes surfaces et l'âge de la surface d'Espezel n'est pas encore bien éclairci aujourd'hui. Comme le montre la **Figure 10**, la surface d'Espezel est recouverte par des dépôts superficiels de nature alluviale, probablement associés à un ancien cours du Rébenty (*Goron, 1937*). Certains auteurs ont proposé un âge de ces dépôts afin de contraindre l'âge de l'aplanissement du plateau de Sault. *Goron, 1937* propose un âge Villafranchien (3,6 à 0,95 Ma), il interprète cet épandage comme une ancienne formation alluviale du type cône de déjection, similaire au cône de Lannemezan. Par ailleurs, en se basant sur des critères de degrés d'altération, *Meurisse (1973)* propose un âge Messinien (7,2 à 5,3 Ma) et il associe cet épandage à un pré-Aude qui devait se jeter dans l'Hers à cette époque. Cette hypothèse est cependant critiquée par *Calvet (1996)* qui prétend qu'un tel fleuve n'aurait pas manqué de laisser, à l'image du Rébenty, d'amples épandages alluviaux dans la vallée sans issus d'Aunat. Plus au Sud, au niveau de la vallée de l'Ariège, les récents travaux de *Monod et al. (2016)* sur le plateau de Beille ont permis de contraindre la mise en place du niveau

d'aplanissement du plateau. Les auteurs en déduisent que les surfaces du plateau de Beille sont post-orogénique et se sont mise en place entre 30 et 10 Ma.

3. Méthodologie de travail

Les principaux outils nécessaires à la réalisation de ce travail sont la carte géologique (**Figure 14** et légende en **Annexe 1**), les observations de terrain et l'utilisation d'un SIG pour la cartographie des surfaces. Tous les arrêts de terrain sont localisés sur la **Figure 15**. Le tableau récapitulatif des arrêts est disponible en **Annexe 2**.

3.1. Travail de terrain

Le travail de terrain a permis de couvrir la zone d'étude. Il consiste à identifier les surfaces d'aplanissement, leurs caractéristiques, leurs altitudes sur le terrain, ainsi que les indices ou marqueurs d'un relief passé. Comme par exemple les vallées perchées ou les épaulements dans les vallées. Une grande partie du travail de terrain consistera à décrire en détail la formation alluviale qui nappe la surface d'Espezel.

3.2. Traitement SIG : extraction des surfaces d'aplanissement

Afin de cartographier les surfaces d'aplanissement, une partie du travail a été réalisée grâce à un MNT de l'Aude d'une résolution de 5 m fournir par le BRGM. L'objectif est d'extraire les surfaces d'aplanissement. Ce sont des surfaces planes à faible pente. Elles peuvent être extraites en considérant les terrains d'une pente inférieure à 3°. Cette valeur permet d'extraire la majorité des surfaces reconnues sur le terrain sans y ajouter trop d'artefacts. La plupart des pentes utilisées dans la littérature sont inférieures à 10° (*Monod et al., 2016 ; Bosch et al., 2016*) et permettent d'afficher des surfaces sur une grande zone. Les surfaces ont d'abord été extraites par des intervalles d'altitudes de 100 m (800-900 m ; 900-1000 m ; 1000-1100 m ; 1100-1200 m ; 1200-1300 m) et 150 m (1700-1850 m). Enfin, les différentes couches vecteurs obtenues sont combinées en une seule couche puis converties en une couche raster.

3.3. Datation des alluvions par méthode isochrone

Les nucléides cosmogéniques sont utilisés en géosciences comme outils de quantification des processus géomorphologiques et sédimentaires et de datation d'objets d'intérêt géomorphologiques. Les particules du rayonnement cosmique bombardent en permanence l'atmosphère terrestre produisant des réactions nucléaires. Certaines particules atteignent la surface terrestre avec suffisamment d'énergie pour entraîner à leur tour des réactions nucléaires dans les minéraux composant les roches de la croûte terrestre exposées en surfaces. C'est ainsi que se forment les nucléides cosmogéniques en surface. La plupart des particules sont arrêtées par la masse de la roche et ne pénètrent que dans les premiers mètres de la surface. L'accumulation des nucléides cosmogéniques dans la roches ou les sédiments est fonction de la profondeur et de la durée d'exposition.

La méthode isochrone, développée par *Balco et Rovey (2008)* et utilisée plus récemment par *Jungers et Heimsath (2016)*, est basée sur l'utilisation de deux nucléides cosmogéniques (Al et Be). L'utilisation de 2 isotopes est primordiale car il est possible de connaître le rapport entre ces 2 éléments. Cette méthode permet de dater des sédiments alluviaux et nécessite des échantillons provenant d'un même niveau situé le plus profond possible (4-5 m). Les échantillons doivent également partager une histoire d'enfouissement commune mais une histoire d'exposition ou d'érosion différente (*Balco et Rovey, 2008*). Lorsque les sédiments arrivent dans un environnement de dépôt en surface (**Figure 13**), le taux de production (atome/g/an) est égal au taux de production initial (rapport Al/Be d'environ 6,6). Lorsque ces dépôts sont enfouis, les nucléides commence à se désintégrer en fonction de leurs constantes de décroissance exponentielle individuelles sachant que l'Aluminium se désintègre environ deux fois plus vite que le Béryllium. La pente de la droite isochrone diminue au fur et à mesure de l'enfouissement, la nouvelle pente permet de calculer la durée d'enfouissement. Cependant, si les sédiments sont exposés pendant leurs enfouissements, ils continuent de subir de la production appelée production post-dépôt.

La méthode permet donc d'évaluer la production post-dépôt, de calculer un temps d'enfouissement et d'évaluer des taux d'érosion/dénudation du bassin versant d'où proviennes les échantillons.

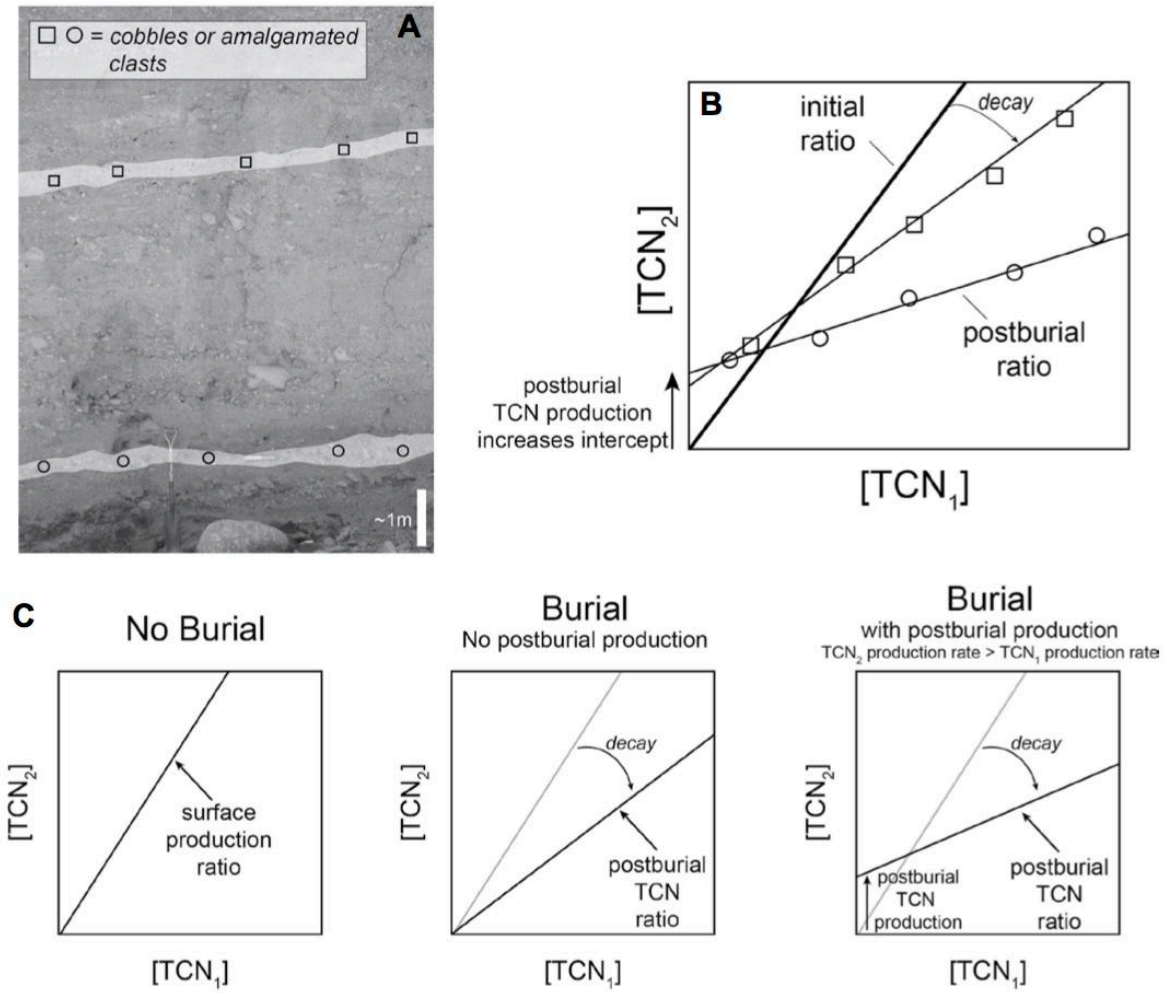

Figure 13 : Résumé de la méthode isochrone par utilisation des nucléides cosmogéniques (Jungers et Heimsath, 2016). Les échantillons possèdent la même histoire d'enfouissement mais des antécédents d'exposition différents. La pente du rapport entre les 2 nucléides est égale au taux de production initial. Lors de l'enfouissement, la décroissance exponentielle diminue la pente, ce qui permet de calculer une durée d'enfouissement. Si les sédiments sont encore exposés à la production, la production post-dépôt augmente l'ordonnée à l'origine.

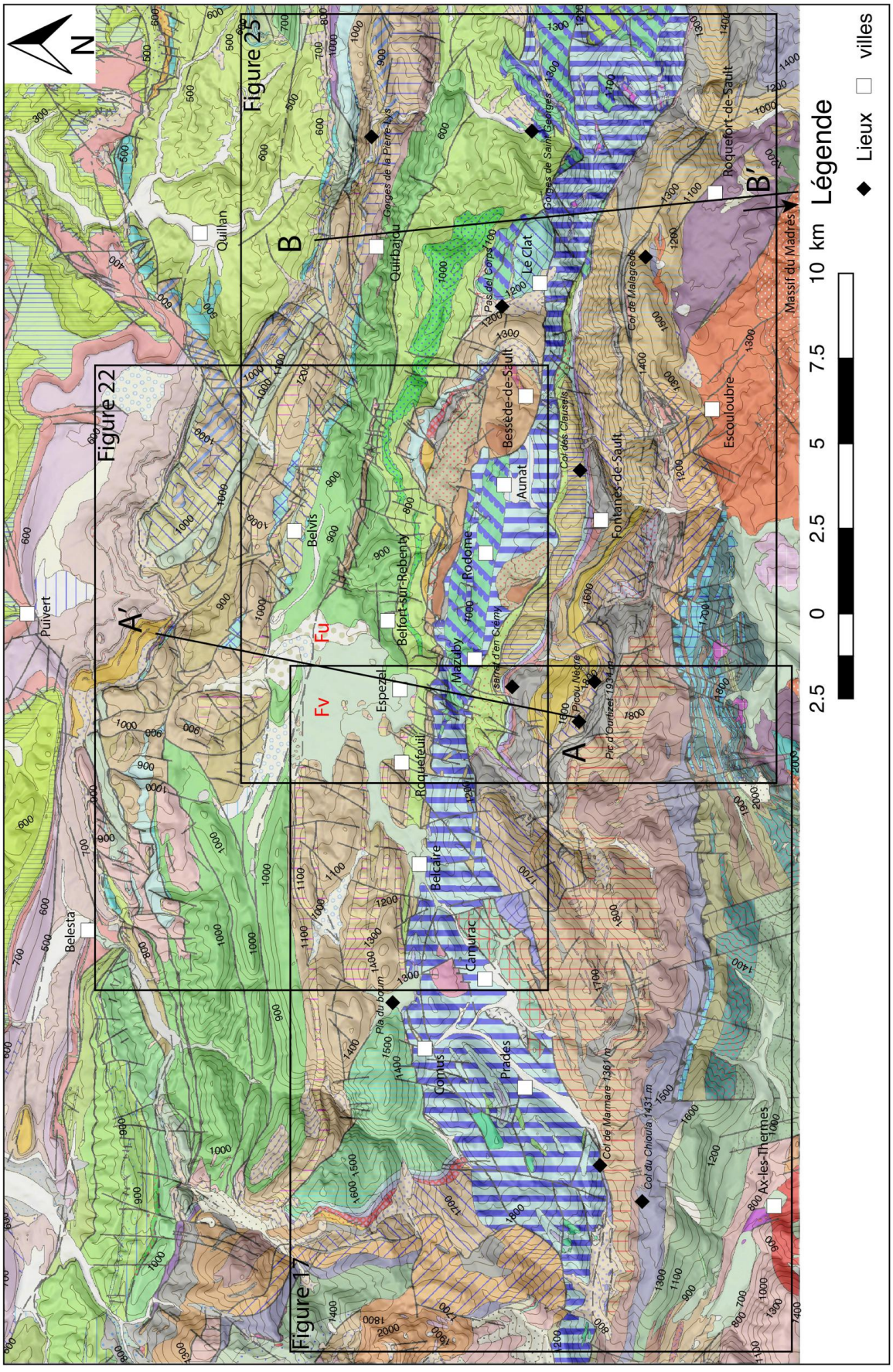

Figure 14 : Carte géologique harmonisée réalisée par le BRGM. La légende est détaillée en **Annexe 1**. La coupe AA' est représentée sur la **Figure 19**, la coupe BB' sur la **Figure 31**.

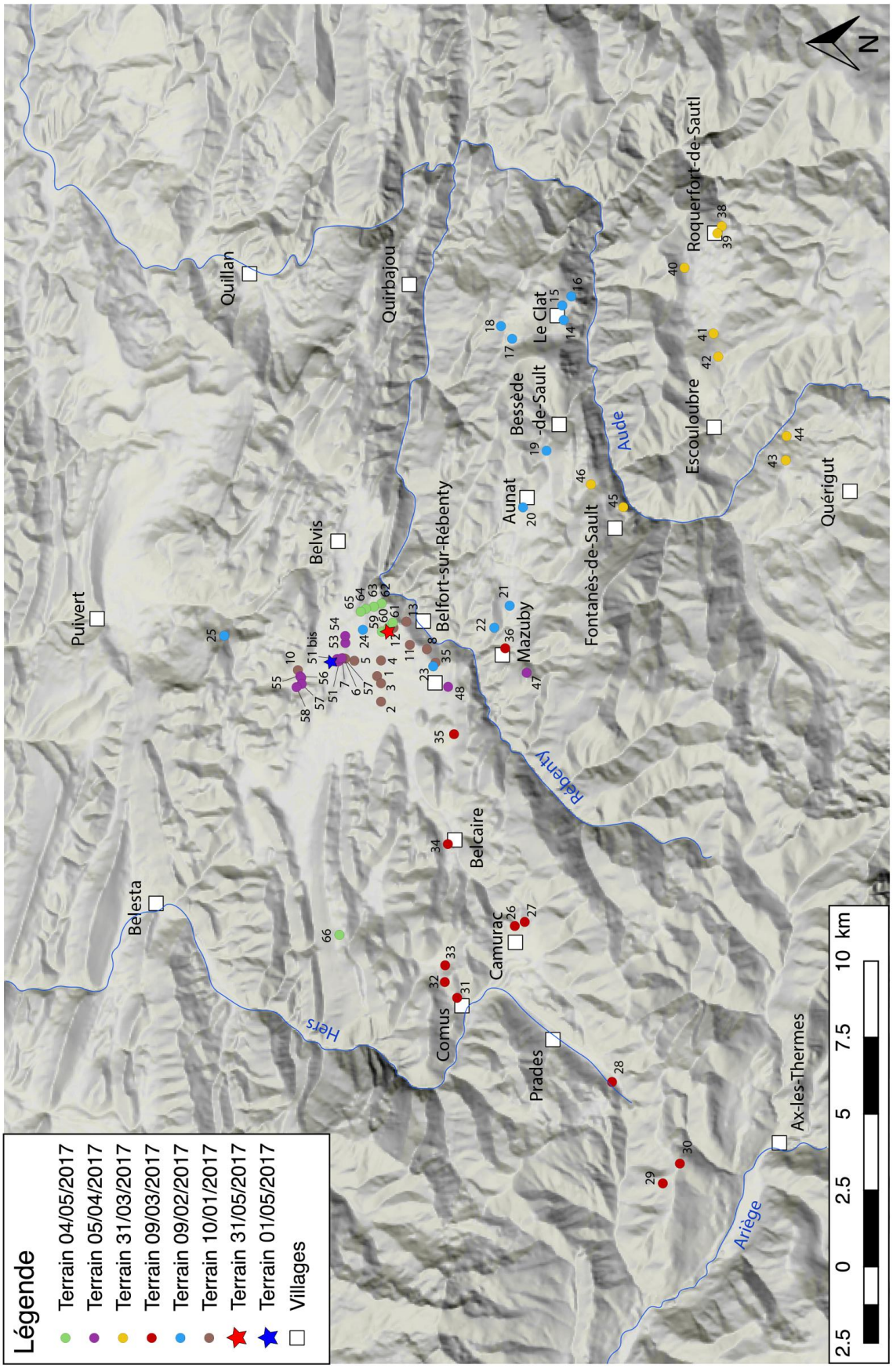

Figure 15 : carte des arrêts de terrain. Un tableau récapitulatif comprenant les coordonnées des points est disponible en **Annexe 2**.

4. Résultats des observations de terrain

4.1. Identification des surfaces d'aplanissements du Pays de Sault : observations de terrain

Dans cette partie, les observations de terrain seront traitées par zones (**Figure 14**). La première partie concernera les environs d'Espezel et décrira les surfaces d'aplanissement observées. La seconde partie décrira les observations réalisées au Sud de la vallée du Rébenty. La troisième partie traitera les environs de Camurac au Sud-Ouest d'Espezel, en amont de la vallée de Belcaire. La dernière partie sera focalisée sur la zone au Sud-Est et à l'Est d'Espezel. La légende des cartes géologiques est disponible en **Annexe 1**.

4.1.1. Les environs d'Espezel

La surface principale d'Espezel (SP), définie S2 par *Calvet, 1996*, est située entre 870 et 920 m d'altitude et mesure environ 10 km sur 5 km. Elle se trouve très légèrement en dépression (**Figure 16**), bordée à l'Ouest par les structures plissées calcaires du Crétacé inférieur et à l'Est par les marnes de Fougax (**Figure 17**). Sur la bordure Sud de la surface (ALAF008[1]), les marnes

Figure 16 : Photographie de la surface d'Espezel vue depuis Belvis. Noter l'incision de la surface par le Rébenty.

[1] ALAF suivi d'un numéro désigne les différents arrêts effectués sur le terrain

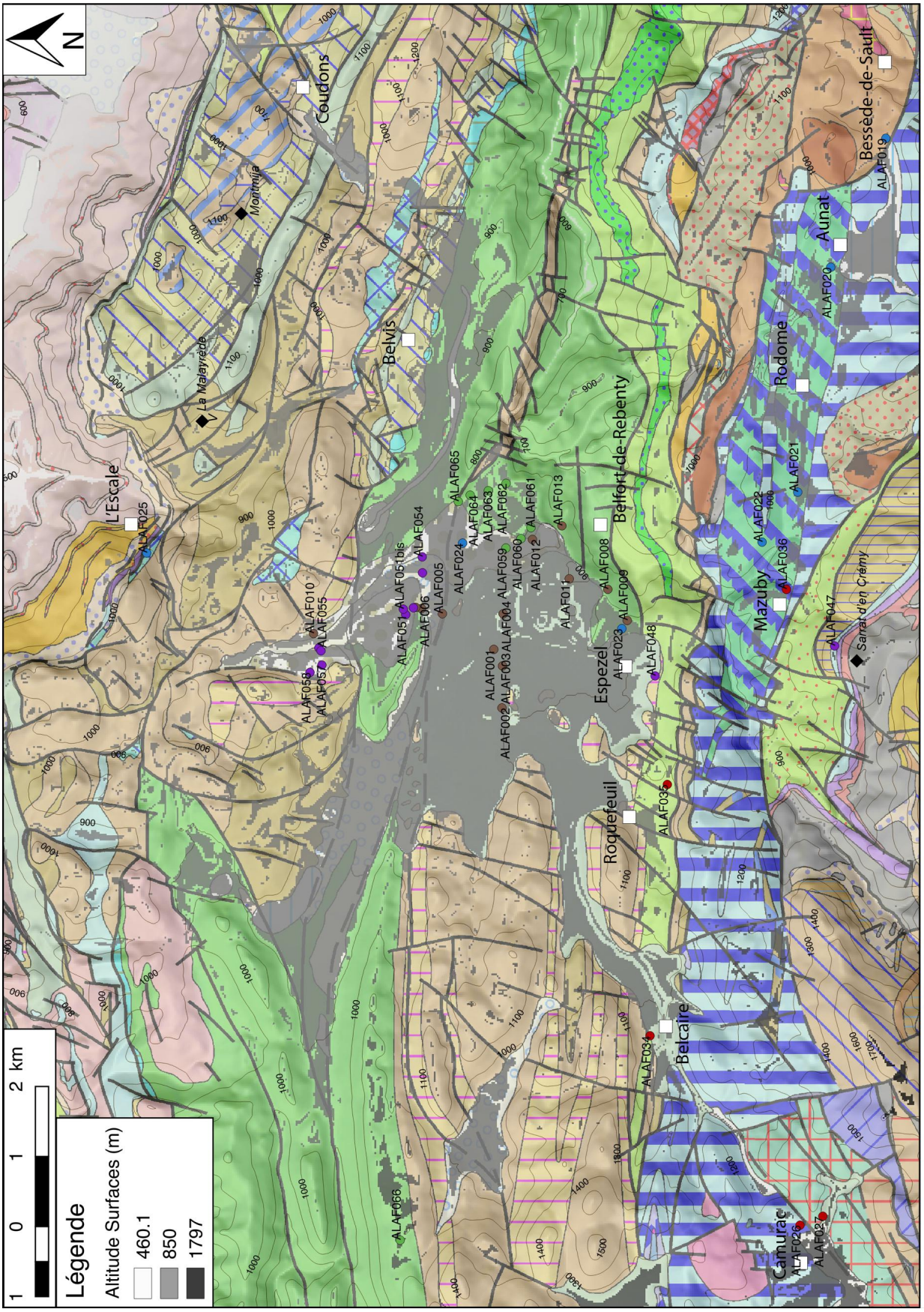

Figure 17 : Carte géologique de la surface principale d'Espezel et les différents arrêts d'observations. Les surfaces sont extraites avec une pente inférieure à 3°. La légende de la lithologie est détaillée en **Annexe 1**.

Figure 18 : Photographie des marnes de Fougax au Sud de la surface d'Espezel (ALAF008). Noter le pendage des couches et le niveau d'érosion. Coordonnées : 42,8233 ; 2,03401 ; 897 m. Vue vers le Nord.

sous-jacentes sont parfaitement observables et le pendage des couches indique bien que la surface est une surface qui a été façonné par un processus d'érosion (**Figure 18**). De plus, la couleur jaune des marnes près de la surface traduit une importante altération. Cette surface s'étend jusqu'à l'Est, à 2 km de Belvis sur les marnes de Fougax. Au Nord de Belvis, des replats de vallée mortes ou abandonnées persistent jusqu'à Coudons et Malayrède (**Figure 17**). La **Figure 19** représente la coupe Nord-Sud de la surface. Il peut être remarqué encore une fois que les structures plissées sont recoupées par érosion.

La surface est en quasi-totalité recouverte de dépôts superficiels où deux formations peuvent être distinguées. La première formation intitulée Fv recouvre une grande partie de la surface (**Figure 14**). Cette formation est partiellement cimentée dans une matrice argileuse et carbonatée (**Figure 20A**). Elle contient des éléments plus ou moins anguleux essentiellement carbonatés (calcaires et marbres) d'origine locale et quelques schistes qui semblent avoir été déposés juste au-dessus du substratum calcaire. Cette formation est également associée au remplissage des nombreuses dolines de la surfaces. Fu est seulement localisé sur la carte géologique au Nord-Est de la surface principale. Ce dépôt est géomorphologiquement positionné un peu au-dessus de Fv et il contient des éléments plus gros et plus arrondis.

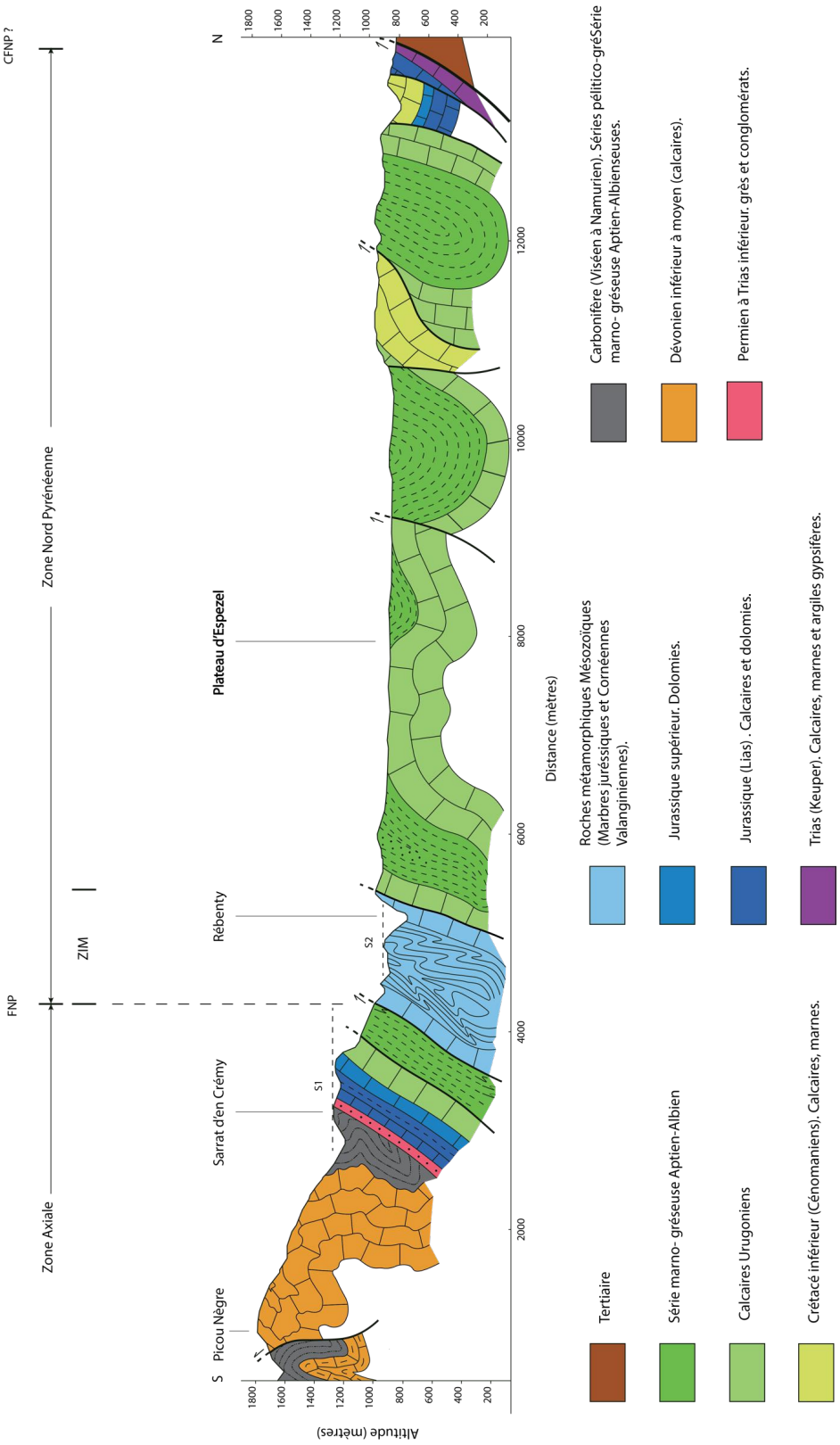

Figure 19 : Coupe géologique de la Surface d'Espezel (AA'). La coupe est localisée sur la **Figure 14**. Modifiée d'après *Calvet (1996)*.

On y retrouve des schistes, quelques carbonates mais aussi beaucoup de quartzites (**Figure 20D**). Au Nord de Montplaisir, en marchant vers le Nord, se trouve un faciès de colluvions assez homogène, très argileux, de couleur jaune orangé (**Figure 20B**). Il s'agit de l'altération des marnes de Fougax comme au niveau du point ALAF008 (**Figure 20C**). A l'Est de la SP, la formation Fu domine les champs. Lors des arrêts ALAF060 à ALAF065, nous avons identifié un épandage alluvial contenant un grand nombre de quartzites bien arrondies là où la cartographie désigne la présence des marnes de Fougax[2]. La formation Fu peut aussi être observé dans la vallée morte de la D120 dans la forêt de Picaussel, au Nord (ALAF055, 57 et 58). Sur les flancs de la vallée, quelques éléments ressemblant potentiellement à la formation Fu ont été observé mais le faciès Urgonien carbonaté domine largement l'environnement.

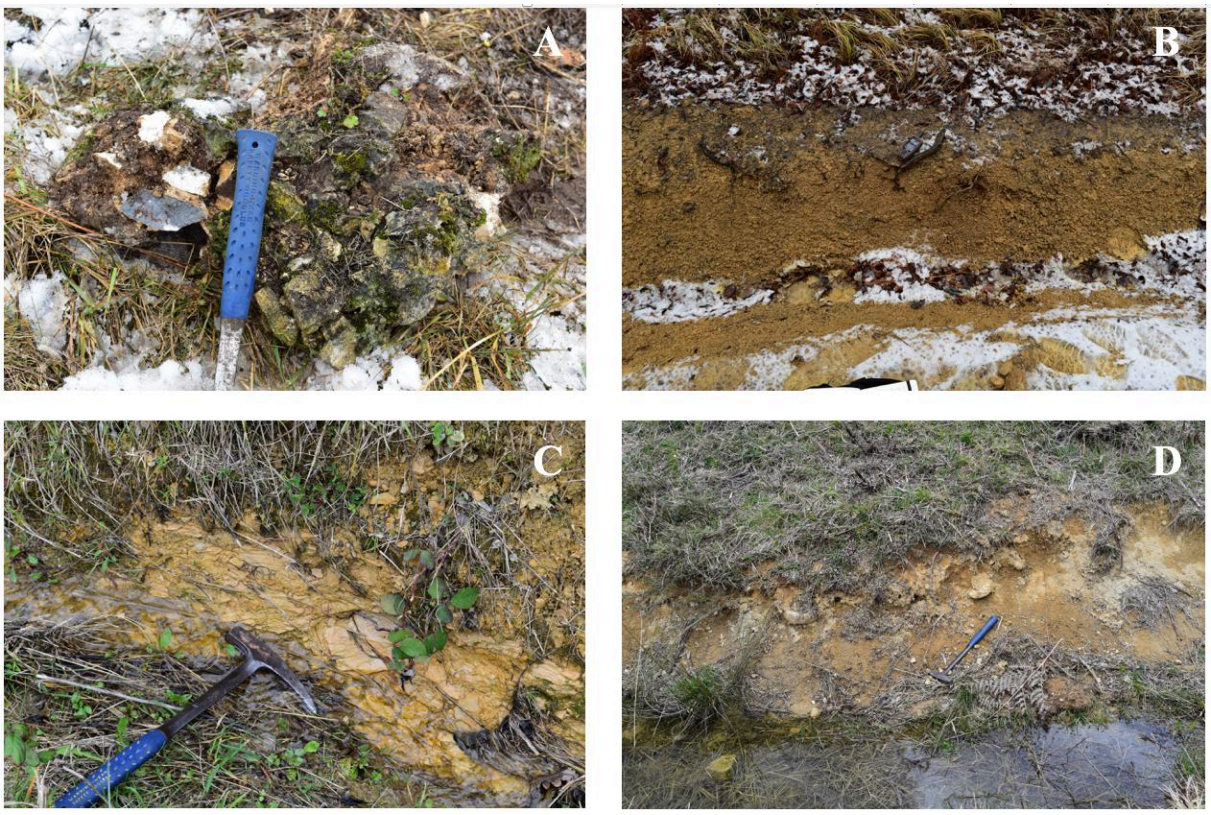

Figure 20 : A : Photographies du matériel observé en surface. Fv consolidé (ALAF001) ; 42,8377 ; 2,0232 ; 884 m. **B** : Faciès de colluvion marneux observé au Nord de Montplaisir (ALAF006) ; 42,8474 ; 2,0302. **C** : Marnes altérées au Sud de la surface d'Espezel (ALAF048) ; 42,8170 ; 2,0190 ; 974 m. **D** : Bloc de quartzites dans une matrice argileuse (ALAF053) ; 42,8473 ; 2,0364 ; 879 m.

Il possible d'identifier un second niveau d'aplanissement situé au-dessus de SP. Ce niveau est défini S1 par *Calvet, 1996*. Il est difficilement identifiable au niveau de Sarrat d'en Crémy.

[2] Nous avons procédé à des rectifications de la cartographie qui seront incluses dans la carte géologique 1 :50000 Ax-les-Thermes en préparation au BRGM

4.1.2. Surfaces au Sud du Rébenty

Au Sud de l'incision du Rébenty (**Figure 22**), de Bessède-de-Sault à Masuby, le paysage dessine une surface d'aplanissement située environ entre 910 et 980 m d'altitude. Elle semble moins bien définie que SP (**Figure 21A**) mais les altitudes tendent à montrer une similarité avec la surface principale d'Espezel. Cette surface s'est développée sur les marbres mésozoïque de la zone interne métamorphique (ZIM). Des ruisseaux actifs situés au Nord et au Nord-Est de cette surface tentent d'établir un début d'incision. Il est à noter qu'aucun dépôt superficiel n'a été observé sur cette surface (**Figure 21B**).

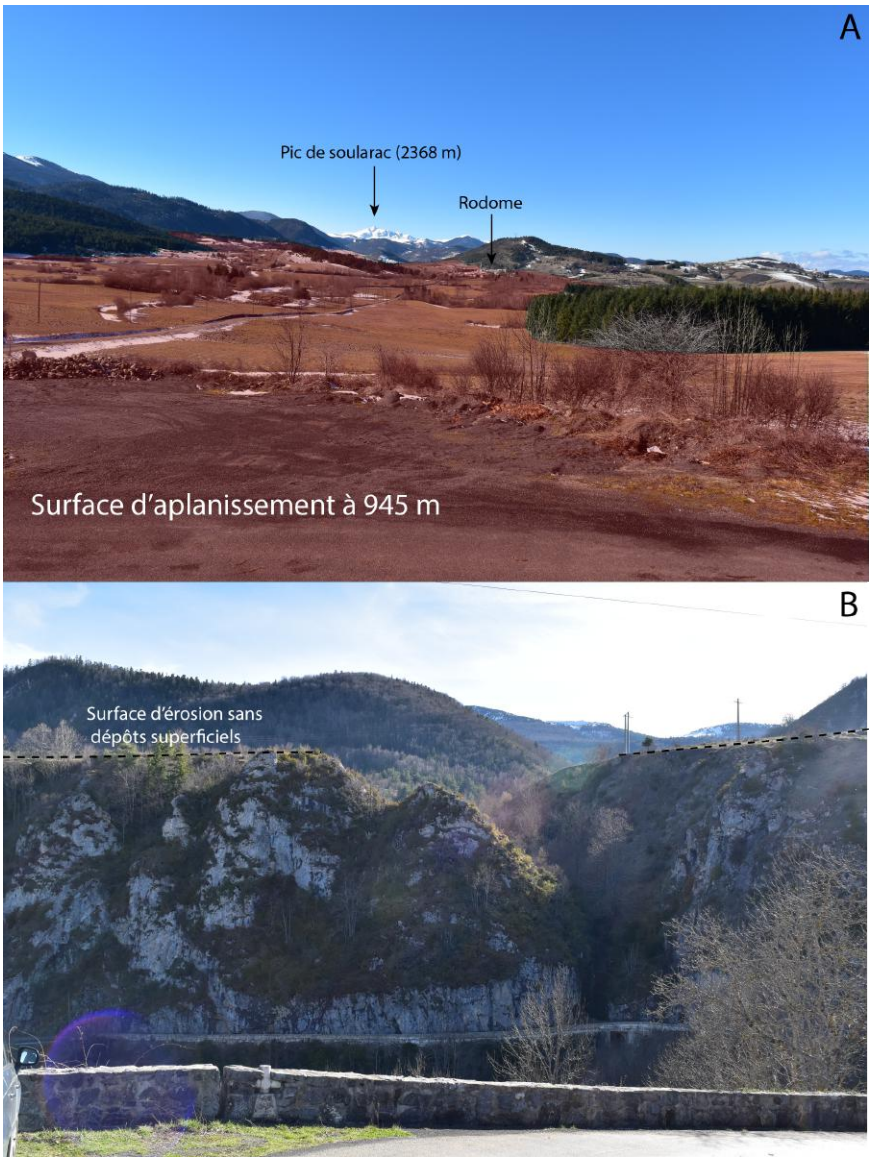

Figure 21 : Photographies de la zone Sud du Rébenty. **A** : Surface d'aplanissement mise en place sur la ZIM (ALAF020) ; 42,7953 ; 2,0906 ; 945 m ; vue vers l'E-SE. **B** : Surface sur calcaire à proximité de Mazuby, noter l'absence de dépôts (ALAF036) ; 42,8005 ; 2,0343 ; 937 m ; vue vers le Sud.

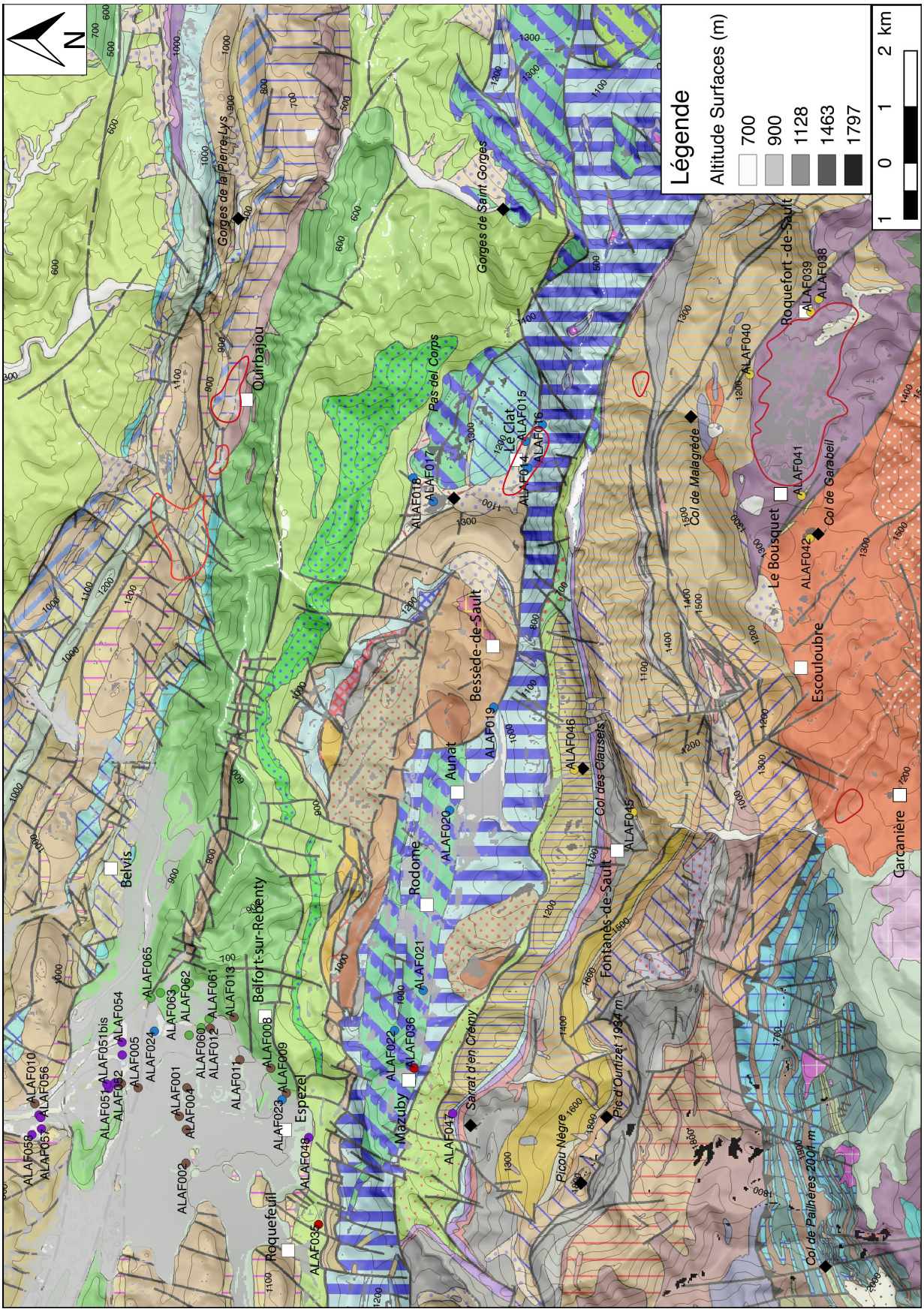

Figure 22 : Carte géologique de la zone Sud et Sud-Est d'Espezel. Les surfaces sont extraites avec une pente inférieure à 3°. Les surfaces les moins visibles sont entourés en rouge. La légende de la lithologie est détaillée en **Annexe 1**.

4.1.3. Environs de Le Clat : Est d'Espezel

Sur la D137 en allant à Le Clat, nous avons observé en direction du Nord le village de Quirbajou qui se situe sur le flanc Nord de la vallée du Rébenty appelé massif de la Suques de la Serre. On peut y distinguer un replat au niveau du village se trouvant entre 800 et 900 m d'altitude. Comme le montre la **Figure 23A**, Cette relique semble avoir été mise en place puis incisée ultérieurement par le Rébenty. La route qui mène à Le Clat traverse une superbe vallée perchée, ouverte vers le Nord, dont le fond est situé à 1130 m (**Figure 23D**). Le Clat est positionné sur une surface perchée à environ 1040 m sur le flanc de la vallée de l'Aude. Depuis la surface, des épaulements et de petites reliques de surface sont bien visibles sur le flanc Sud de la vallée dans les calcaires du Dévonien et semblent peut-être correspondre au prolongement de la surface de Le Clat (**Figure 23C**). On y retrouve aussi une paléo-vallée perchée (Col de Malagrède) dont l'orientation semblerait être Sud-Nord. Plus au Sud, en arrière-plan, le massif du Madrès ressort bien dans le paysage. Il présente des surfaces relativement planes et retouchées par les processus d'érosion glaciaires (**Figure 23B**).

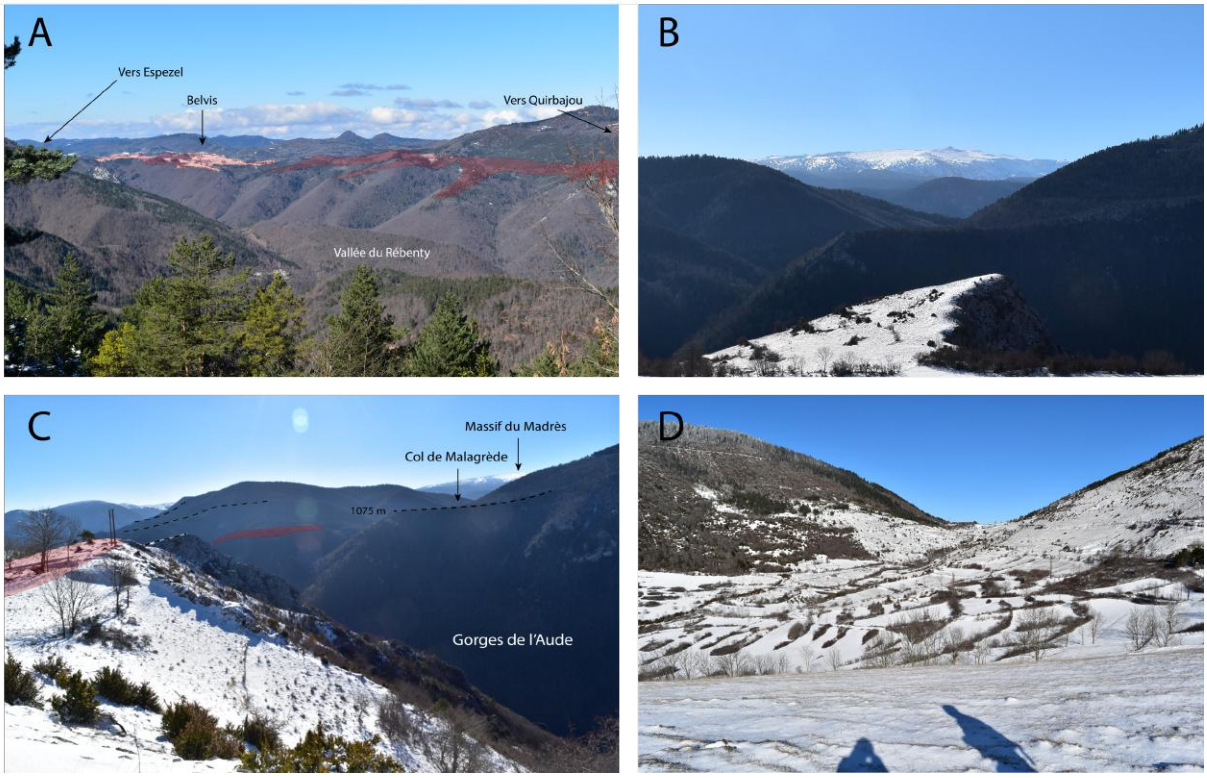

Figure 23 : Photographies de la zone Sud-Ouest d'Espezel. **A** : Reliques de surfaces le long de la vallée du Rébenty (ALAF018) ; 42,8016 ; 2,163 ; 1110 m ; vue vers le NO. **B** : Massif du Madrès observé depuis Le Clat (ALAF015) ; 42,7838 ; 2,1713 ; 1043 m ; vue vers le S. **C** : Gorges de l'Aude et reliques d'aplanissements (ALAF014) ; 42,7834 ; 2,1654 ; 1040 m ; vue vers le SE. D : Vallée perchée du Pas del Corps (ALAF014) ; 42,7834 ; 2,1654 ; 1034 m ; vue vers le NO.

Vers le Sud, à Roquefort-de-Sault, on trouve un la granodiorite de Quérigut datée du Carbonifère qui semble avoir été encaissé dans la série dévonienne carbonatée pour former une surface plane. Elle porte un horizon feuilleté ainsi que des horizons très épais de saprolites (**Figure 24A**). Il faut noter qu'un tel horizon d'altération nécessite quelques millions d'années pour se constituer (*Wyns, 2002 ; Wyns et al., 2003*). L'environnement granitique se retrouve alors situé dans une dépression fermée qui forme une cuvette avec au fond une surface d'aplanissement mise en place entre 1000 et 1100 m d'altitude. Depuis le panorama au village du Bousquet, on peut observer que la partie Sud du col de Malagrède se situe à la même altitude que la surface de Roquefort-de-Sault (**Figure 24B**). Aucun dépôt n'a été rencontré dans le fond de cette paléo-vallée.

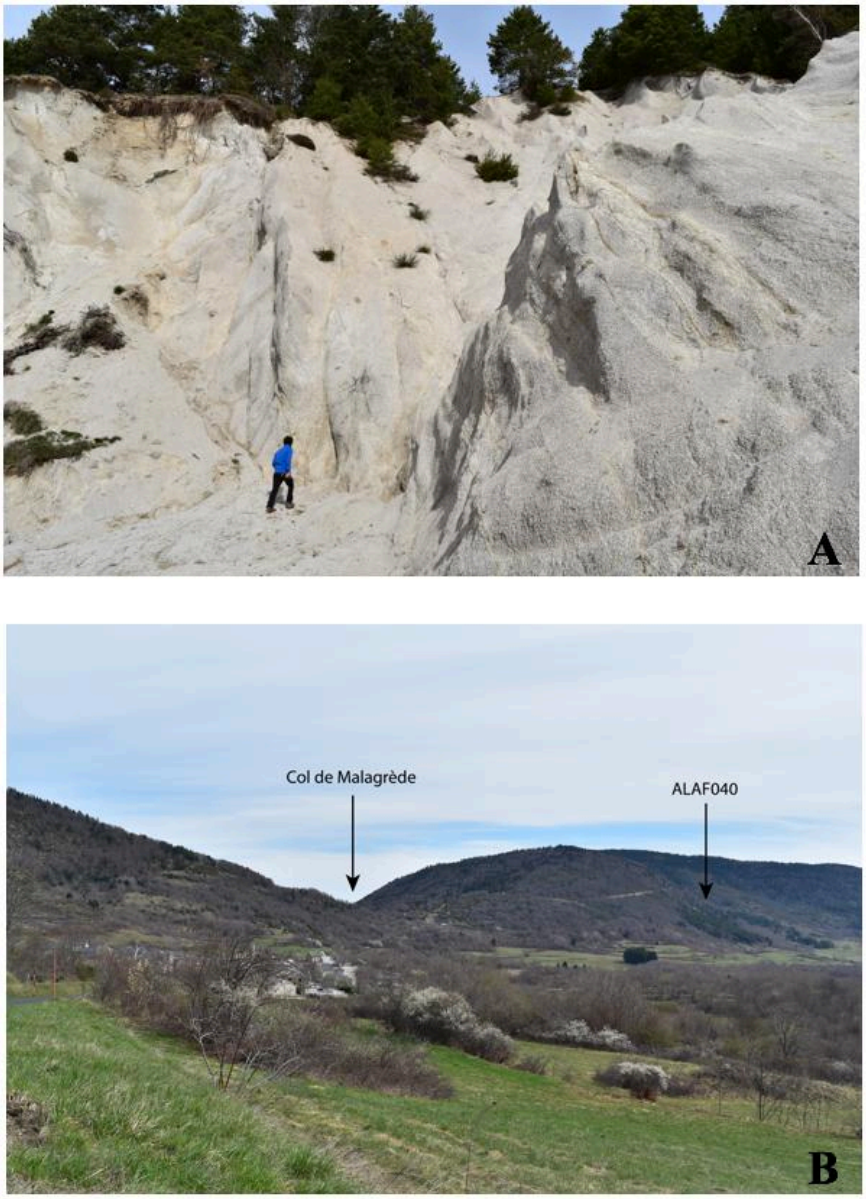

Figure 24 : Photographies dans les environs de Roquefort-de-Sault. **A** : Horizon de saprolite granitique (ALAF040) ; 42,7474 ; 2,866 ; 987m. **B** : Panorama depuis le village de Le Bousquet (ALAF041) ; 42,7395 ; 2,16 ; 1165 m.

Plus au Sud-Ouest, vers Carcanièr, le granite de Quérigut se trouve également en dépression à environ 1200 m d'altitude. Il est difficile de définir ici une surface d'aplanissement mais les épaulements à pente douces dans la vallée de l'Aude observés depuis Fontanès-de-Sault pourraient indiquer un prolongement du pla de Quérigut.

4.1.4. Environs de Camurac : Sud-Ouest d'Espezel

Depuis la surface d'Espezel, en remontant la vallée de Belcaire jusqu'à Camurac, on se retrouve sur la ZIM et on observe, comme au Sud du Rébenty, une surface plus ou moins définie située entre 1200 et 1300 m d'altitude (**Figure 25**, **Figure 26C**). Le bassin de Comus-Camurac est un bassin kartisque entouré de massifs primaires. Le drainage actuel s'effectue vers les gorges de l'Hers, au le Nord-Ouest. Les marbres apparaissent directement au sol comme l'indique la présence de lapiaz. Proche du lac de Camurac, la lithologie de la carte géologique indique que Fv s'est déposé sur les gneiss du Cambrien inférieur. Aucune formation alluviale rappelant celle se situant sur SP n'a été observée, mais plutôt un faciès de colluvions ou de sols contenant des schistes, des marbres et quelques quartz. Il en est de même au Pla du Boum où la carte géologique propose que la formation Fv se soit déposée. Cette dépression située vers 1250 m est entièrement fermée, le fond est relativement plat et aucun dépôt superficiel n'a été observé. Au centre se trouvent des pertes et des dolines, caractéristiques du milieu karstique (**Figure 26A**). En suivant la route se rendant au col de Marmare, nous avons remonté la vallée de Prades vers le Sud (**Figure 26D**). Le fond de la vallée pauvre en eau et est assez large. Ce type de vallée témoigne d'un hydrodynamisme faible et peu incisif. Elle draine en aval jusqu'à la surface de Camurac. Depuis le col de Chioula, le panorama permet de contempler la vallée de l'Ariège et le plateau de Bielle situé sur le flanc Nord de la vallée (**Figure 26B**). Les reliques d'aplanissement situées à environ 1800 m d'altitude sont bien visible avec une pente orientée vers le Sud. Ces surfaces ont été étudiées et corrélées avec celles que l'on peut observer sur le massif du Saint Barthélemy, sur le flanc Nord de la vallée (*Monod et al., 2016*).

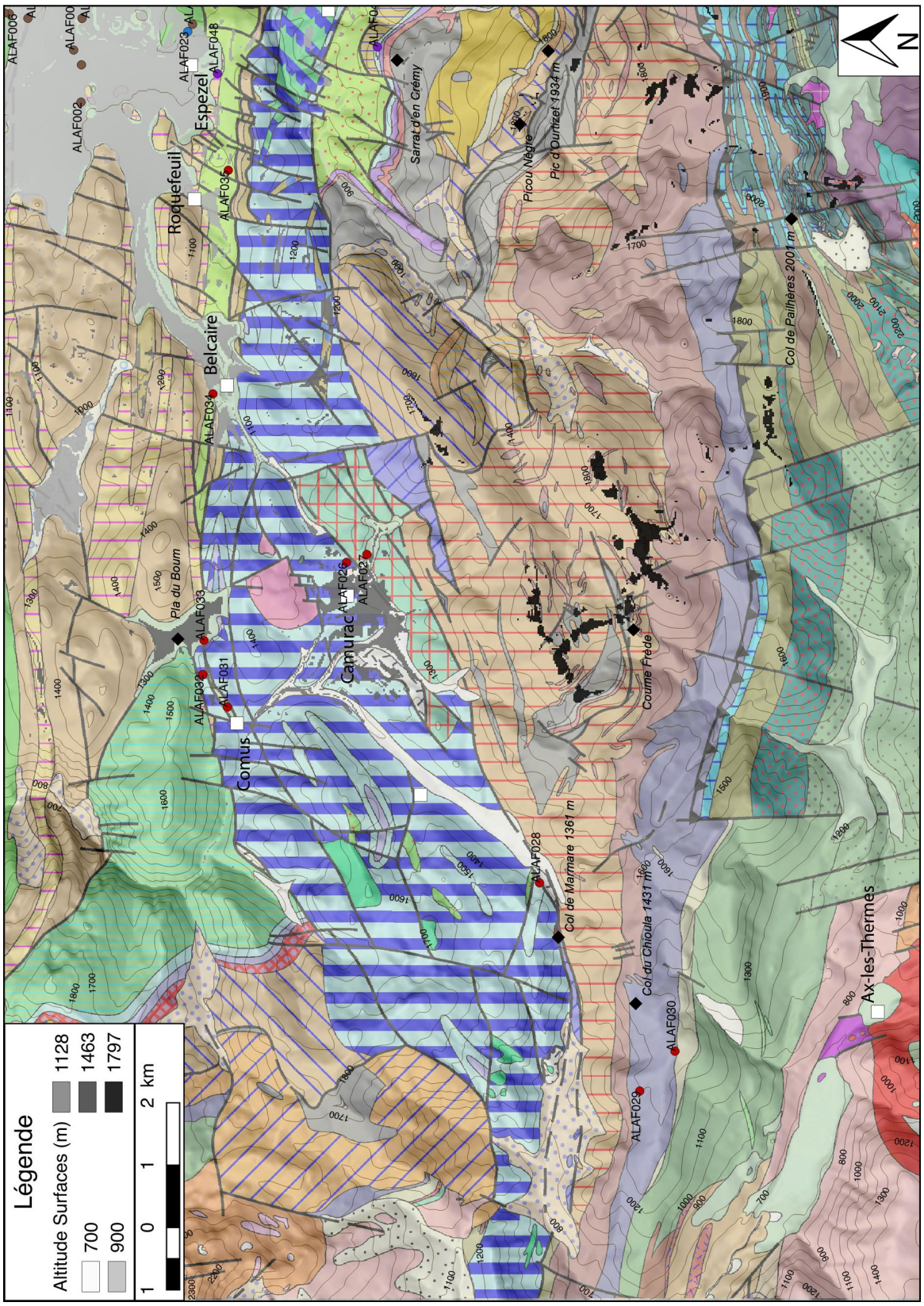

Figure 25 : Carte géologique de la zone de Camurac au Sud-Ouest d'Espezel. Les surfaces extraites avec une pente inférieure à 3°. La légende de la lithologie est détaillée en **Annexe 1**.

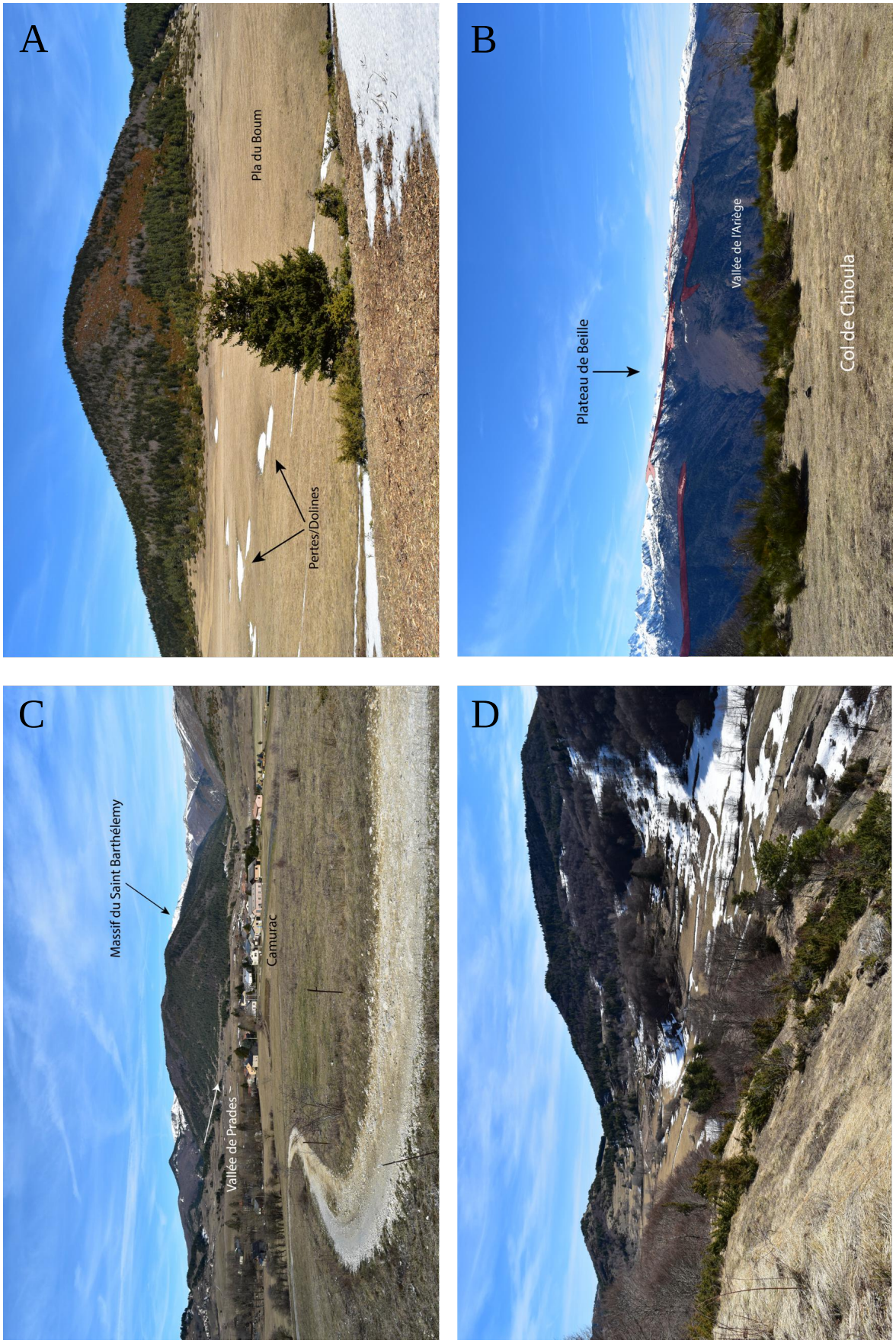

Figure 26 : Photographies des environs de Camurac. **A** : Pla du boum (ALAF033) ; 42,818 ; 1,9077 ; 1296 m. **B** : Plateau de Beille depuis le col de Chioula (ALAF030) ; 42,7493 ; 1,8284 ; 1450 m. **C** : Surface de Camurac (ALAF026) ; 42,7977 ; 1,9234 ; 1269 m. **D** : Vallée de Prades (ALAF028) ; 42,7692 ; 1,8611 ; 1322 m, vallée large qui n'esr pas d'origine glaciaire.

4.2. Identification des vallées perchées et vallées mortes

Dans la zone d'étude, plusieurs vallées abandonnées ont été identifiées. Le fond des vallées perchées de Malayrède, de l'Escale et Coudons se trouvent toutes les trois à la même altitude que la surface d'Espezel. Ces vallées sont orientées Sud-Nord. La vallée qui mène jusqu'à l'Escale semble assez fraîche et relativement bien conservée. Elle contient la formation alluviale Fu sur les flancs. Certaines de ces vallées ont évolué en vallées dolinaires (**Figure 27**).

D'autres paléovallées situées topographiquement au-dessus ont été observées. La vallée perchée du pas del Corps, sur les hauteurs de Le Clat est orientée Sud-Nord. Elle semble avoir incisé la surface supérieur S1 définie par Calvet. Il en est de même pour le col de Malagrède qui est également orienté Sud-Nord. Cette vallée perchée incise les calcaires dévoniens et connecte la vallée de l'Aude avec la surface de Roquefort-de-Sault. Le Col des Clausels, en aval de la vallée d'Escouloubre, de l'autre côté de l'Aude, incise les calcaires Crétacé puis rejoint la surface principale.

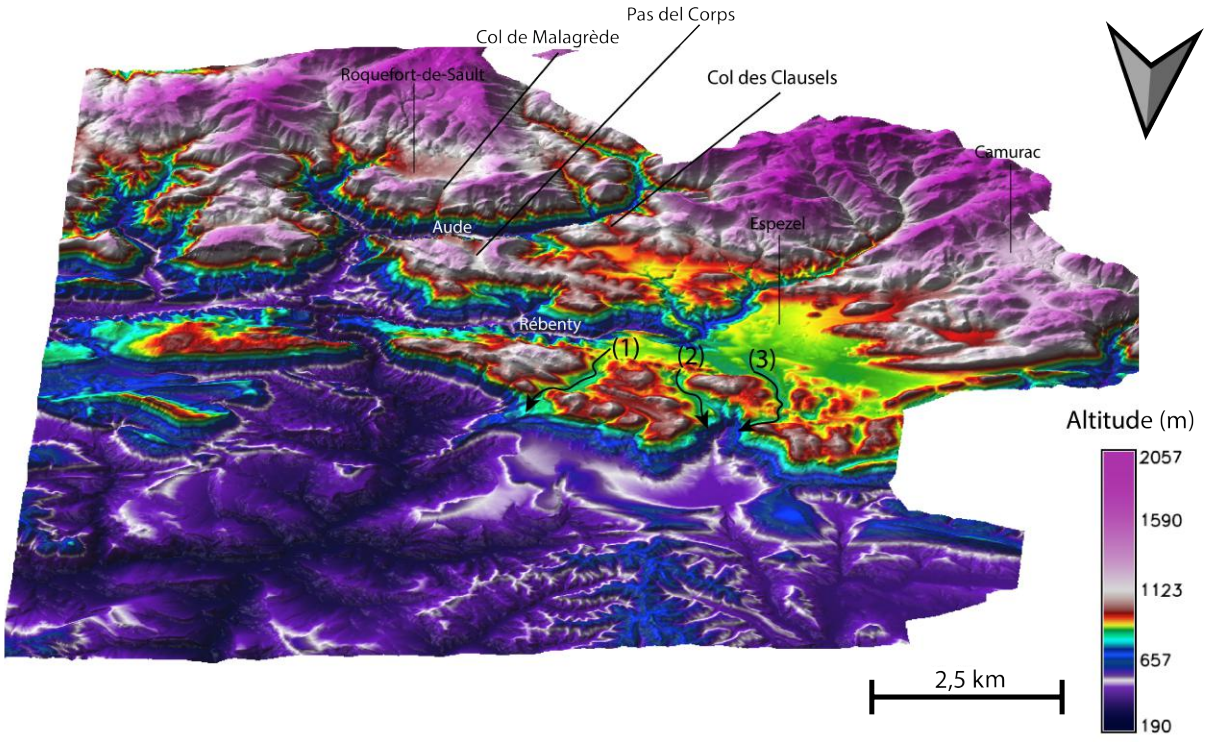

Figure 27 : Carte 3D du MNT 5m de l'Aude. Les vallées morte (1), (2) et (3) sont respectivement la vallée de Coudons, la vallée de Malayrède et la vallée de l'Escale.

4.3. Sources/Alimentation des dépôts superficiels de la surface d'Espezel : relation entre Fv et Fu

La formation Fv semble provenir de la vallée de Belcaire depuis l'Ouest vers l'Est. Comme énoncé dans la littérature (*Lagasquié, 1963 ; Meurisse, 1973*), Fv a probablement été remanié lors des épisodes glaciaires. La **Figure 28** dévoile un cône de déjection au débouché de la vallée de Belcaire. La forte teneur en éléments carbonatés (dont beaucoup de marbres) contenue dans la formation correspond bien au matériel présent en aval de la vallée de Belcaire vers Camurac.

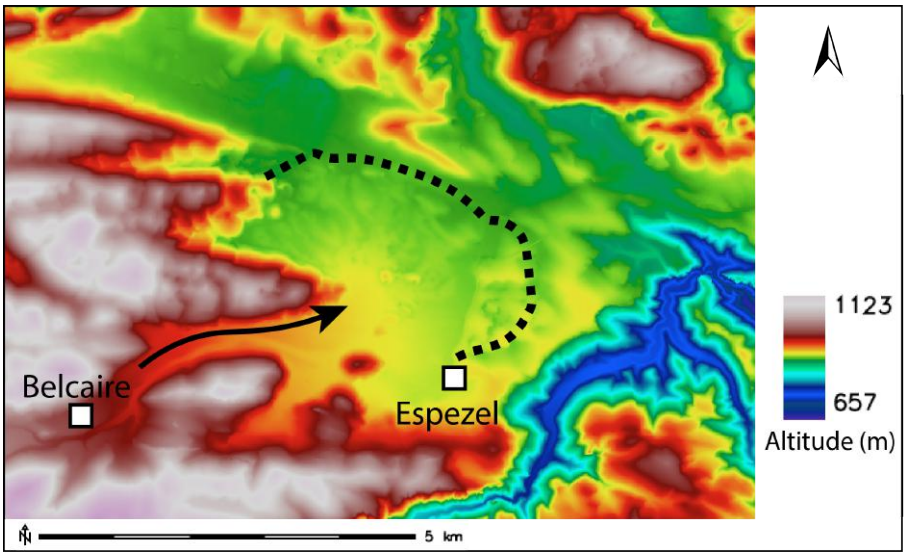

Figure 28 : Carte topographique haute résolution (5 m) de la surface d'Espezel. Les pointillés bordent la limite d'un éventuel cône de déjection débouchant de la vallée de Belcaire.

La formation Fu s'est déposée sur la bordure Est de la surface d'Espezel et dans la vallée morte de l'Escale (**Figure 27**) orienté Nord-Sud, le drainage s'effectuais alors vers le Nord lors du dépôt de Fu.

4.4. Stratégie d'échantillonnage en vue d'effectuer des datations en isotopes cosmogéniques $^{26}Al/^{10}Be$ par méthode isochrone

Dans ce travail, nous souhaitons donner un âge de la surface d'Espezel. Nous avons vu que la surface principale est associée à deux formations sédimentaires de nature alluvionnaire. L'important recouvrement de Fv pourrait faire de cette formation un parfait candidat pour effectuer une datation. Cependant, il existe deux inconvénients. Les éléments de cette formation sont essentiellement carbonatés, ce qui peut poser problème car il faut des échantillons de quartz

qui contiennent du Béryllium et de l'Aluminium. De plus, il est possible que la surface ait pu être réactivée durant les périodes glaciaires (*Lagasquié, 1963 ; Meurisse, 1973*). La formation Fu montre plus d'arguments favorables à la datation. Elle contient du matériel siliceux (galets de quartzites) et ne semble pas avoir été retouchée et remobilisé par les évènements récents puisqu'elle se trouve légèrement au-dessus de Fv. De plus, l'altération observée dans ces galets montre que le matériel sédimentaire est probablement resté longtemps à la surface. Nous avons donc localisé deux sites propices pour une excavation en vue d'échantillonner d'effectuer la méthode isochrone $^{26}Al/^{10}Be$ dans la formation Fu. Les sites sont situés au niveau des arrêts ALAF051 et ALAF60.

La première excavation atteint une profondeur de 4m50. Elle dévoile différents horizons représentés sur la **Figure 29**. Dans l'horizon le plus profond riche en galets roulés, plusieurs échantillons siliceux d'environ 15 cm ont été prélevés autour de 4m40 pour la méthode isochrone. Nous y avons observé des fantômes de galets de schistes devenus argileux par l'effet de l'altération. Dans les horizons d'argile, des segments orientés ont été échantillonné (**Figure 29**) en vue de réaliser des analyses en paléomagnétisme pour repérer une éventuelle inversion du champ magnétique. En effet, le croisement de ces deux méthodes pourrait permettre

Figure 29 : Photographie du profil de la première excavation. Plusieurs horizons sont observés. Les galets des horizons plus sableux sont bien roulés. L'excavation (31/05/2017) est localisée sur la **Figure 15**.

d'obtenir une meilleure précision pour la datation. Les résultats des analyses devraient être disponible d'ici 1 an environ.

La seconde excavation atteint également une profondeur de 4m50 et dévoile un horizon plutôt homogène sableux contenant des galets avec quelques intercalations de lentilles plus argileuses. Des fantômes de galets de schistes ont également été observés (**Figure 30**). Des galets de nature siliceuse ont également été prélevé au fond du trou.

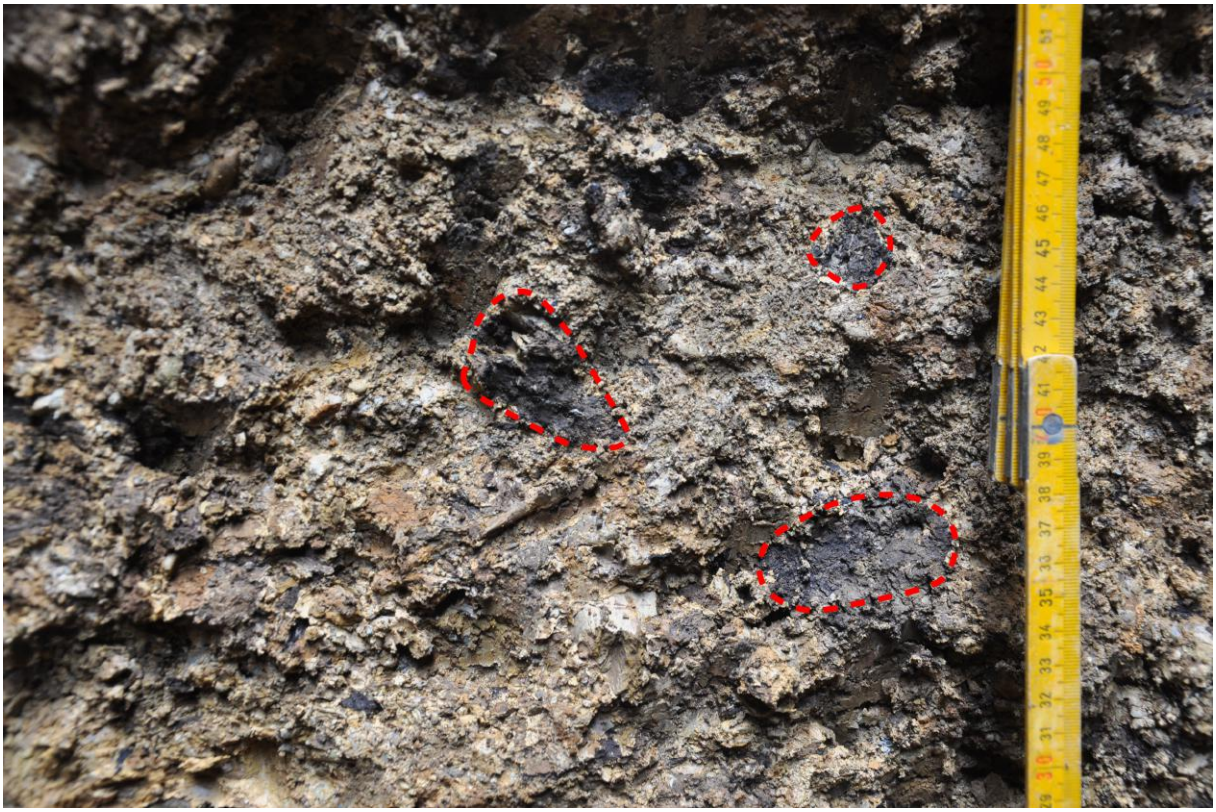

Figure 30 : photographie des éléments de l'excavation n°2. Les galets de schistes entourés en rouge sont extrêmement altérés. L'excavation 2 (01/06/2017) est localisée sur la **Figure 15**.

5. Discussion des résultats

5.1. Interprétation et corrélation des surfaces observées : les surfaces S2 et S1

Les résultats affirment donc la présence d'au moins deux niveaux d'aplanissement dans la zone d'étude. Le niveau le plus haut, a été façonné au Miocène moyen d'après la littérature (*Calvet, 1996 ; Monod et al., 2016*) et correspond au niveau fondamental récurrent dans toutes les Pyrénées Orientales. Le second niveau S2 est situé en contrebas, étagé sous le niveau S1.

En étudiant la surface d'Espezel et la surface au Sud du Rébenty, nous proposons qu'une surface correspondant au niveau S2 a été formée par l'aplanissement du relief et incisé par la suite par le Rébenty. Comme le montre la similitude des altitudes entre Belvis et le replat de Quirbajou avec l'altitude de la surface d'Espezel, la surface S2 peut être étendue plus à l'Est, jusqu'aux gorges de la Pierre-Lys.

La surface du Clat est située topographiquement un peu plus haut (1050 m) mais se trouve plus en Sud. La surface de Roquefort-de-Sault peut être également parfaitement corrélable avec la surface de Le Clat en termes d'altitude (1050 à 1100 m). La **Figure 31** est une coupe Nord-Sud. Le niveau le plus bas où se tient la surface de Quirbajou, les surfaces de Le Clat et Roquefort-de-Sault peuvent correspondre au niveau S2. Le second niveau situé au-dessus, sur les hauteurs du Clat, de Quirbajou peut correspondre probablement au niveau S1 Miocène moyen décrit par *Calvet (1996)*. La profondeur de l'incision de l'Aude au niveau de la coupe est d'environ 500 à 600 m par rapport la surface de Le Clat et celle du Rébenty d'environ 300 m par rapport à la surface de Quirbajou.

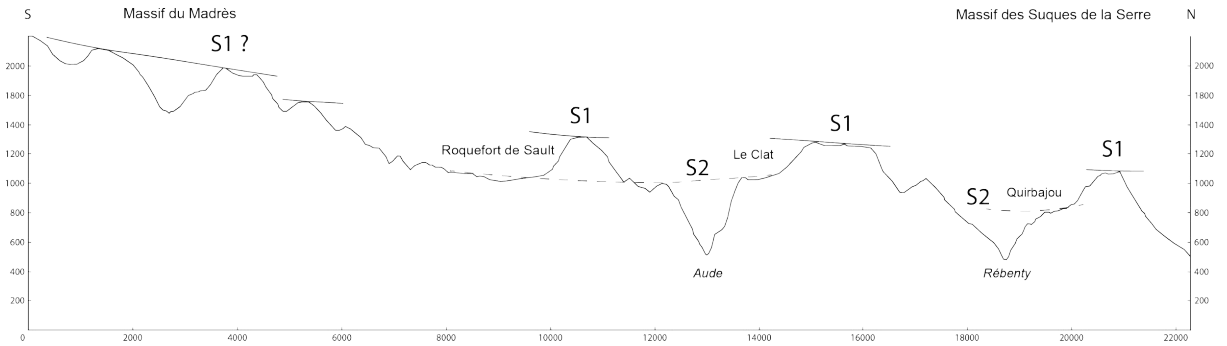

Figure 31 : Profil Nord-Sud du massif de la Suque de la Serre au massif du Madrès. Noter la présence de deux niveaux (ou plus) d'aplanissement. La coupe est localisée sur la **Figure 14**.

Du côté de Camurac, la surface observée peut également se corréler avec la surface S2 d'Espezel car il n'y a pas de rupture de pente entre les deux surfaces. Même si les hauteurs au Sud-Ouest de Camurac n'ont pas été observées sur le terrain, le niveau situé au-dessus, plus ou moins aplani comme par exemple à la Coume Frède, au Pic de Tarbésou, au col de Paillères et au Pic de l'Ourtiset correspond au niveau S1.

5.2. Âge de la surface d'Espezel (S2)

Hormis le fait que les résultats des datations des échantillons prélevés dans la formation Fu ne soient pas encore disponibles, il est possible de discuter de l'âge de la surface d'Espezel.

L'intensité de l'altération observée dans la formation Fu, notamment la transformation des galets de schistes en argile, montre bien que la formation alluviale n'a rien de récente. L'importante épaisseur de saprolite granitique observé à Roquefort-de-Sault est aussi un indice d'une longue période d'altération (*Wyns, 2002 ; Wyns et al., 2003*).

Monod et al. (2016) ont réalisé une synthèse des périodes favorables à la karstification à partir des travaux de *Aunay et Le Strat (2002)* sur le potentiel de karstification. Ils font également le lien avec les périodes d'aplanissement. Les auteurs suggèrent que les karsts se mettent en place après les périodes d'aplanissement et que les périodes de karstification seraient caractérisées par des déplacements verticaux ou/et des chutes du niveau de base. Concernant le karst situé sous la surface S2 d'Espezel, l'épaisseur totale de karstification est estimée entre 400 et 600 m. La karstification serait déclenchée par l'incision des cours d'eau actuels (l'Aude, l'Hers et le Rébenty). La mise en place du karst est donc postérieure au dépôt de la formation Fu sur le plateau. Les périodes favorables au développement karstique sont le Miocène inférieur, le Miocène supérieur, le Pliocène supérieur et le Quaternaire.

Les récents travaux d'Amandine Sartégou (Comm. pers.) effectués pendant sa thèse consistent à dater les sédiments enfouis et piégés dans les grottes situées dans les vallées avoisinant la zone d'étude. Ces résultats ont pour but d'apporter des informations sur les vitesses de dénudations des bassins versant et d'incision des vallées. Dans la vallée du Rébenty la grotte des Fées débouche à 827 m d'altitude, 79 m au-dessus du niveau actuel du Rébenty (748 m). Bernard Monod y a récupéré un galet de Quartz daté par A. Sartégou à 630 ± 60 ka. Ce qui signifie que le Rébenty a transporté ce galet et l'a déposé dans la cavité à une altitude

de 827 m à cette époque. La vitesse d'incision depuis la karstification de la grotte des fées est de 0,125mm/a. La surface d'Espezel est situé environ 120 m au-dessus du Rébenty. Si on suppose que la vitesse d'incision est restée constante, on peut proposer un âge d'environ 1,5 Ma pour l'abandon de la surface d'Espezel. Au niveau du tunnel de Quirbajou situé à environ 800 m d'altitude sur la surface S2, 330 m au-dessus du cours du Rébenty, les échantillons de galets et graviers cimentés ont donné un âge d'enfouissement d'environ 5 ± 3 Ma (vitesse d'incision moyenne de 0,066 mm/an). Dans les gorges de la Pierre-Lys de la vallée de l'Aude, des grès moyens ont été échantillonnés dans la grotte des Trois simples à une altitude de 870 m, un peu au-dessus du niveau S2, 483 m au-dessus du cours de l'Aude. L'âge calculé pour le couple $^{10}Be/^{21}Ne$ est de 11 ± 0,16 Ma (vitesse d'incision moyenne de 0,044 mm /an) et le paléo taux de dénudation du bassin versant correspondant est de 0,15 cm/ka. Ces résultats permettent d'encadrer l'âge de la surface d'Espezel entre 1,5 et 11 Ma. Ces âges obtenus par Amandine Sartégou sont bien en accord avec les âges de l'épandage alluvial villafranchien (3,6 à 0,9 Ma) proposé par *Goron (1937)* ou Messinien (7,2 à 5,3 Ma) proposé par *Meurisse (1973).*

La datation absolue de la formation Fu semble donc indispensable si nous voulons préciser l'âge de la surface d'Espezel. Bien que la connexion des paléo-fleuves de la zone d'étude avec la Méditerranée ne soit pas établie, la chute drastique du niveau marin au Messinien (- 1500 m) est un candidat potentiel du déclenchement de l'incision de la surface S2. En effet, nous avons vu que les sédiments alluviaux Fu transportés par un possible ancien cours du Rébenty ont été déposés dans une vallée orienté Nord-Sud. Le changement brutal de direction de l'Aude et du Rébenty vers l'Est pourrait expliquer une possible connexion avec la Méditerranée lors de la chute du niveau marin. Il est très probable qu'à une époque l'Aude drainait vers l'Atlantique (cf. travail de Léopold de Lavaissière, M2).

5.3. Modèle d'interpolation de la surface S2 et vitesse de dénudation

Plusieurs reliques de la surface S2 ont été observées sur la zone d'étude. Nous proposons ici une reconstitution de la surface S2 par méthode d'interpolation. La **Figure 32** montre un environnement à faible relief ne dépassant pas les 500 m au-dessus de la surface, situé à environ 1000 m d'altitude. À partir de cette reconstruction, il est possible de calculer une vitesse de dénudation sous la surface d'interpolation S2. Nous avons vu que la surface a pu se former sur un intervalle de temps allant de 1,5 à 11 Ma. La hauteur moyenne de matériel érodé sous la surface S2 est d'environ 150 m sur l'aire du modèle d'interpolation. Si on considère que la surface S2 s'est formée il y a 2 Ma, le taux de dénudation moyen est de 75 m/Ma soit 0,075

mm/an. Si la surface S2 est plus ancienne (11 Ma), le taux de dénudation moyen est de 13,5 m/Ma soit 0,0135 mm/an. Ces valeurs de dénudation sont plutôt faibles et correspondent à ce qui a été observé par Amandine Sartégou (comm. Pers.) dans la vallée de l'Ariège (23 à 310 m/Ma) et dans l'ensemble de la haute vallée de l'Aude : 55 à 150 m/Ma de la limite Serravalien-Tortonien (11,6 Ma) au Messinien (55,3 Ma) et 11 à 45 m/Ma depuis le Messinien.

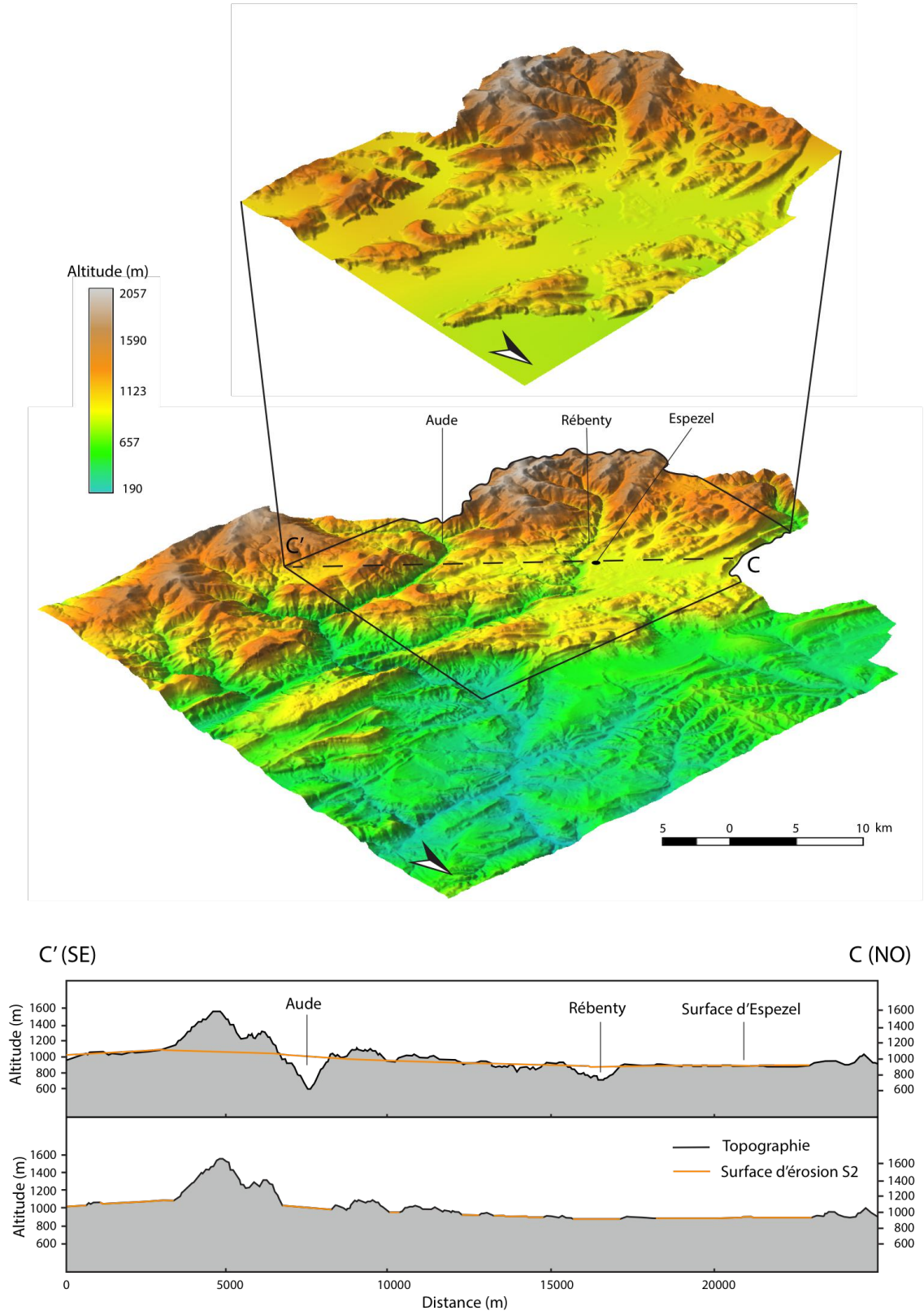

Figure 32 : Carte 3D du relief actuel du Pays de Sault (bas) et reconstitution de la surface S2 par méthode d'interpolation (haut). Les profils représentent le relief actuel et la reconstruction du relief passé lors de la formation de la surface S2 entre 1,5 et 11 Ma.

6. Conclusion

Les résultats des observations de terrain montrent qu'il existe deux niveaux d'aplanissement S1 et S2 comparable aux niveaux définit par *Calvet (1996)*. S1 est le niveau d'aplanissement fondamental, il est situé à environ 1800 m d'altitude et il est daté du Miocène moyen (entre 30 et 10 Ma) d'après la littérature (*eg. Monod et al., 2016*). La surface d'Espezel est associée au niveau S2. Cette surface est recouverte par un épandage alluvial probablement ancien. Des échantillons ont été prélevés dans cette formation en vue d'effectuer des analyses en isotopes cosmogéniques par méthode isochrone. Plusieurs reliques du niveau S2 ont été observées dans la zone d'étude mais aucun dépôt alluvial n'a été observé comme sur le plateau de Sault. Les résultats d'Amandine Sartégou concernant les datations des karsts situés dans la vallée du Rébenty et la vallée de l'Aude permettent de contraindre un âge entre 1,5 et 11 Ma pour la formation du plateau de Sault. Nous avons proposé une reconstitution de la surface S2 à partir des différentes reliques observées par une méthode d'interpolation dans le but de reconstruire le relief passé. À partir de cette reconstruction, nous pouvons proposer des vitesses de dénudation entre 13,5 et 75 m/Ma. Ces vitesses sont faibles dans un contexte post-orogénique et impliquent une évolution lente du relief depuis la formation du plateau de Sault.

Les objectifs imposés par le RGF ont été atteints. Nous avons pu récolter des échantillons sur 2 sites grâce aux travaux d'excavation. Les résultats des analyses et les datations devraient être disponibles d'ici un an environ.

7. Références

Aunay B., Le Strat P., avec la collaboration de Aguilar JP., Camus H., Clauzon G., Dörfliger N., 2002. Introduction à la géologie du karst des Corbières. Rapport BRGM/RP-51595-FR, 22 fig., 28 photo., 3 tab., 4 pl. h. text., 80 p.

Babault, J., Van Den Driessche, J., Bonnet, S., Castelltort, S., Crave, A., 2005. Origin of the highly-elevated Pyrenean peneplain. Tectonics 24, TC2010.

Balco, G., and Rovey, C.W., 2008, An isochron method for cosmogenic-nuclide dating of buried soils and sedi- ments: American Journal of Science, v. 308, no. 10, p. 1083–1114, doi:10.2475/10.2008.02.

Bardeau M., Monod B., Lamotte C., Ladouche B., Le Goff E., Maréchal J.C, Delvoye P. (2015) - Synthèse géologique et hydrogéologique du Plateau de Sault (Aude – Ariège). Rapport final 256 p., 131 ill., 13 ann.

Bosch, G.V., Van Den Driessche, J., Babault, J., Robert, A., Carballo, A., Le Carlier, C., Loget, N., Prognon, C., Wyns, R., and Baudin, T., 2015, Peneplanation and lithosphere dynamics in the Pyrenees: Comptes Rendus Geoscience, v. 348, p. 194–202, doi: 10.1016/j.crte.2015.08.005.

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

Calvet, M., 1996. Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées orientales (Thèse d'Etat, document du BRGM). 255 p.

Calvet M., Delmas M., Gunnel Y., Braucher R., Bourlès D., 2011. Recent Advances in Research on Quaternary Glaciations in the Pyrenees. In Quaternary glaciations – Extent and chronology, a closer look. Edited by Ehlers J., Gibbard PL., Hughes PD. Chap 11, p. 127-139.

Calvet, M., Gunnell, Y., Farines, B., 2015. Flat-topped mountain ranges: their global distribution and value for understanding the evolution of mountain topography. Geomorphology 241, 255–291, http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.04.015.

Chevrot, S., Villaseñor, A., Sylvander, M., Benahmed, S., Beucler, E., Cougou- lat, G., Delmas, P., de Saint Blanquat, M., Diaz, J., Gallart, J., Grimaud, F., Lagabrielle, Y., Manatschal, G., Mocquet, A., Pauchet, H., Paul, A., Péquegnat, C., Quillard, O., Roussel, S., Ruiz, M., Wolyniec, D., 2014. High-resolution imaging of the Pyrenees and Massif Central from the data of the PYROPE and IBERARRAY portable array deployments. J. Geophys. Res. Solid Earth 119, 6399–6420.

Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B., ECORS Pyrenees Team, 1990. Main results of the ECORS Pyrenees profile. Tectonophysics 173, 411–423.

Clauzon, G., J.-P. Suc, F. Gautier, A. Berger, and M.-F. Loutre, 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved? Geol- ogy, 24, 363–366.

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

Davis, W.M., 1899. The geographical cycle. Geogr. J. 14, 481–504.
England, P., and P. Molnar (1990), Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks, Geology, 18, 1173 – 1177.

De Sitter, I. U., 1952. Pliocene uplift of Tertiary mountain chains. American Journal of science, Vol. 250, 297-307.

Garcia-Castellanos, D., J. Vergés, J. Gaspar Escribano, and S. Cloetingh (2003), Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia), J. Geophys. Res., 108(B7), 2347, doi:10.1029/ 2002JB002073.

Gunnell, Y., Zeyen, H., Calvet, M., 2008. Geophysical evidence of a missing lithospheric root beneath the eastern Pyrenees: consequences for post- orogenic uplift and associated geomorphic signatures. Earth Planet. Sci. Lett. 276, 302– 313.

Goron, L., 1937, Les unités topographiques du Pays ariégeois : Le rôle des cycles d'érosion tertiaires et des glaciations quaternaires dans leur morphologie : Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, v. 8, p. 300–334, doi: 10.3406/rgpso.1937.4268.

Jungers, M.C., Heimsath, A.M., 2016. Post-tectonic landscape evolution of a coupled basin and range: Pinaleño Mountains and Safford Basin, southeastern Arizona. GSA Bulletin. V. 128, no. ¾, p. 469-486; doi: 10.1130/B31276.1

Lagabrielle, Y., Bodinier, J.L., 2008. Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz perido- tites, French Pyrenees. Terra Nova 20, 11–21.

Lagasquié, J.-J., 1963, Le relief calcaire du plateau de Sault : Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, v. 34, p. 11–32.

Larue, J.-P., 2007. Drainage pattern modifications in the Aude basin (France): tectonic and morphodynamic implications. Proceedings of the Geologists' Association 118, 187–200.

Mangin A (1978) Karst du Pays de Sault, excursion sur le karst ariégeois, 35-44 p.

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

Meurisse M., 1973. Etude structurale de la zone Nord-Pyrénéenne orientale. Thèse 3ème cycle, Université Paris VI, 2 vol., 325 p.

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

Molnar, P., England, P., Jones, C.H., 2015. Mantle dynamics, isostasy and the support of high terrain. J. Geophys. Res. Solid Earth 120, 1932– 1957.

Monod B., Regard V., Carcone J., Wyns R., Christophoul F., 2016. Postorogenic planar palaeosurfaces of the central Pyrenees: Weathering and neotectonic records. C. R. Geoscience 348, p184–193.

Monod B., Allanic C., Bailly-Comte V., Jacob T., Maréchal JC., avec la collaboration de Martel L., Courrioux G., (2016) – Evaluation des ressource en eaux souterraines du Plateau de Sault –étude structurale, modèle géologique 3D, acquisition gravimétrique et analyse de la fracturation, Rapport final BRGM/RP-68288-FR, 201 p., 98 ill., 1 tabl., 3 ann..

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, 1–32, http://dx.doi.org/10.1002/2014TC003663.

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

Robert, A., Fernandez, M., Jiménez-Munt, I., Vergés, J., 2015. Lithospheric structures in central Eurasia derived from elevation, geoid anomaly and a thermal analysis. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ. 427.

Séranne, M., Benedicto, A., Labaum, P., Truffert, C., Pascal, G., 1995. Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: role of Pyrenean orogeny. Mar. Petrol. Geol. 12, 809–820.

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

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

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

Weiss, A.D., 2001. Topographic Position and Landforms Analysis. In: Poster Presentation. ESRI Users Conference, San Diego, CA.

Wyns, R., 2002. Climat, eustatisme, tectonique : quels contro^les pour l'alte´ration continentale ? Exemple des se´quences d'alte´ration ce´no- zo¨iques en France. Bull. Inf. Ge´ol. Bass. Paris 39, 5–16.

Wyns, R., Quesnel, F., Simon-Coinc¸on, R., Guillocheau, F., Lacquement, F., 2003. Major weathering in France related to lithospheric deforma- tion. Geol. Fr. In: Special conference on Paleoweathering and paleo- surfaces in the Ardennes-Eifel region, Preizerdaul, Luxembourg, 14– 17/05/2003, pp. 79–87.

8. Annexes

Annexe 1 : Légende de la carte géologique

c3c-4a, Coniacien supérieur à Santonien inférieur. Formation des Marnes de Bugarach, marno-calcaires à Gauthiericeras et marnes à Micraster - 45
c3a, Coniacien inférieur. Calcaires de Montferrand - 46
c2-3, Turonien à Coniacien. Marnes de Pechiquelle, à Marginatruncana indica, M.difformis, Hedbergella flandrini - 47
c2b-c, Turonien moyen-supérieur. Calcaires à rudistes - 48
c1-3, Cénomanien à Turonien basal. Conglomérat de Freychenet, à Praealveolina cretacea, Marginotruncana angusticarinata - 49
c1-2, Cénomanien à Turonien. Calcaires, marnes, grès - 50
c1b, Cénomanien moyen. Marnes de Cubières, niveau de calcaires gréseux et grès ferrugineux - 51
c1Br, Cénomanien. Brèches stratifiées de Freychenet, marnes et grès à Orbitolines - 52
n6-c1aBr, Albien supérieur à Cénomanien inférieur. Brèche chaotique de Serre-Longue - 53
n6-c1G, Albien à Cénomanien(?). Lambeau de Gesse, pélites calcareuses, conglomérats - 54
n6c, Albien supérieur à Cénomanien inférieur. Flysch noir externe : marnes noires schisteuses à spicules de Spongiaires et Orbitolines, brèches, calcaires à floridées - 55
n6b(U), Albien moyen. Calcaire urgonien - 56
n6b(G), Albien moyen. Grès de la Dalle du Bec - 57
n6b(C), Albien moyen. Calcaires gréso-glauconieux de la Dalle du Bec - 58
n6b(M), Albien moyen. Marnes noires supérieures à spicules et grès à trigonies - 59
n6, Albien indifférencié. Marnes moires - 60
n6(Mt), Albien indifférencié. Marnes noires à intercalations gréseuses, localement métamorphisées (zone de Vingrau) - 61
í, Albien. Lherzolite - 62
n5-6aF, Bédoulien à Albien inférieur. Marnes de Fougax - 63
n5-6aF(G), Bédoulien à Albien inférieur. Marnes de Fougax, niveaux de grès glauconieux - 64
n5c-6aMH, Clansayésien "moyen" à Albien inférieur. Marnes noires à Hypacanthoplites et grès verts - 65
n5-6a, Aptien à Albien inférieur. Marnes - 66
n5-6(Mt), Aptien à Albien. Marnes et marno-calcaires métamorphisés du synclinal de Boucheville - 67
n5cU, Aptien supérieur. Clansayésien. Calcaires à Floridées encroûtantes (faciès urgonien), Mesorbitolina texana, calcaires subrécifaux à Toucasia - 68
n5c, Clansayésien. Calcaires argilo-gréseux - 69
n5b(1), Gargasien. Calcaires à faciès urgonien - 71
n5b(2), Gargasien. Marnes de Montmija. Marno-calcaires à orbitolines - 72
n5b(M), Gargasien. Marnes à Exogyres et Mésorbitolines - 73
n5bU1, Gargasien. Calcaires à Iraquia simplex, Mesorbitolina parva, Toucasia carinata, Offneria rhodanica (faciès urgonien) - 75
n5bU, Gargasien à Clansayésien. Calcaires à Mesorbitolina parva, M. minuta, M. texana, Pseudochofatella cuvillieri et Floridées (faciès urgonien) - 76
n5a(Mt), Bédoulien. Marnes et marno-calcaires métamorphisés - 77
n5aMD, Bédoulien. Marnes et marno-calcaires à Deshayesites et Palorbitolina lenticularis - 78
n4-5, Barrémien à Aptien. Calcaires à faciès urgonien - 79
n4b, Barrémien supérieur. Calcaires à annélides,Trocholina aptiana, Palorbitolina lenticularis - 80
n4a, Barrémien inférieur. Calcaires graveleux, à Falsurgonina pileola, Urgonina protuberans, Paracoskinolina alpillensis - 81
n2-5(Mt), Valanginien à Aptien. Marnes et Calcaires indifférenciés. Cornéennes (ZIM) - 83
n1-5, Néocomien à Aptien. Calcaires et marnes indifférenciés plus ou moins métamorphiques et bréchiques - 84
n1-3, Néocomien. Calcaires à trocholines, calcaires roux en plaquettes, calcaires à pfendérines, calcaires à bryozoaires, marnes - 85
n1-2(Mt), Berriasien supérieur à Valanginien inférieur. Calcaires roux en plaquettes métamorphisés - 86
Al, Crétacé inférieur. Bauxite - 87
j6-n5, Kimméridgien à Aptien. Calcaires et dolomies plus ou moins métamorphisés - 88
j5-n1(Br), Jurassique supérieur indifférencié à Berriasien. Brèche-limite à Favreina. Calcaires, dolomies et brèches polygéniques. Calcaires à calpionelles, calcaires à trocholines et dasycladacées - 89
j6-n1, Kimméridgien à Berriasien. Calcaires fins ou graveleux, dolomies - 90
Br, Mésozoïque indifférencié. Brèches - 91
Mi, Mésozoïque indifférencié. Calcaires métamorphisés, marbres - 92

j6, Kimméridgien. Dolomies (couverture de la zone axiale) - 93
j1-7(Mt), Jurassique moyen à supérieur. Séries jurassiques dolomitiques métamorphisées - 94
j1-5D, Dogger à Oxfordien. Dolomies noires, dolomies cristallines, calcaires dolomitiques, calcaires à Trocholines, oncolites. Marbres dolomitiques - 95
j4-5, Callovien à Oxfordien. Dolomies noires et brèches dolomitiques avec localement quelques intercalations calcaires - 96
l3-4, Pliensbachien à Toarcien. Calcaires oolithiques ferrugienux, marnes et calcaires gréseux, brachiopodes, marbres noirs et schistes noirs, lumachelles, gryphées, pecten - 97
l3b-j1(Mt), Domérien à Aalénien. Marnes métamorphisées - 98
l1-3 (Mt), Lias indifférencié. Formations calcaires métamorphisées - 99
l1-4, Lias indifférencié. Couverture zone axiale - 100
l1-4B, Lias indifférencié. Couverture du massif de Bessède - 101
l1-2B, Lias inférieur. Calcaires, dolomies (couverture du massif de Bessède) - 102
l2, Sinémurien. Calcaires rubanés, calcaires oolithiques - 103
l1c-2a, Hettangien supérieur à Sinémurien inférieur. Brèches dolomitiques - 104
l1-2, Hettangien à Sinémurien. Calcaires rubanés ou compacts, dolomies souvent bréchiques - 105
l1, Hettangien inférieur. Calcaires compacts et dalle à Diademopsis - 106
t7-l1, Rhétien à Hettangien basal. Grès calcareux roux, dolomies jaunâtres, calcaires marneux - 107
t5-7, Trias supérieur. Marnes irisées avec gypse du Keuper, dolomie de Labat - 108
t7(1), Rhétien. Cargneules et calcaires de Rouze, calcaires en plaquettes, marnes, marnes vertes, calcaires marneux et lumachelles à Avicula contorta - 109
t6-7, Keuper. Calcaires à Avicula contorta, argiles bariolées gypsifères, cargneules, grès lie de vin, calcaires vacuolaires, marnes - 110
ÿC, Keuper. Ophites de Camurac - 111
t3-5, Muschelkalk. Calcaires en plaquettes, dolomies - 112
r-t2, Permien(?) à Trias inférieur. Grès rouges grossiers, conglomérats, pélites rouges, dolomies bréchiques - 113
h2b-3, Viséen supérieur et Namurien. Faciès Culm : pélites à débit schisteux, passées gréseuses - 114
h2, Viséen. Faciès culm : pélites à intercalations gréseuses, calcaires, albitophyres - 115
h2-3C, Viséen-Namurien. Faciès Culm : pélitico-gréseux - 116
h1-2, Tournaisien-Viséen : jaspes sombres (lydiennes à nodules phosphatés), schistes silteux et quartzites, calcaires rubanés à Conodontes - 117
h1-2C, Tournaisien-Viséen. Calcaires de plate-forme - 118
h, Carbonifère - 119
d7c-h2a, Faménnien supérieur-Viséen inférieur. Calcaires beiges massifs, calcaires noduleux gris, jaspes - 120
d7c-h2aB, Faménnien supérieur-Viséen inférieur. Calcaires beiges et gris, jaspes - 121
d7a-bC, Faménnien inférieur-moyen. Calcaires noduleux rouge-brique ou verdâtres à ammonoïdés (griottes), calcaires massifs beiges et noduleux gris - 122
d7, Faménnien. Calcaires noduleux à goniatites, rouges (faciès "griottes") et gris (faciès "supragriottes"), calcschistes, calcaires en partie dolomitisés - 123
d7a-bB, Faménnien inférieur-moyen. Calcaires noduleux rouge-brique à verdâtres à ammonoïdés (griottes) - 124
d1-6, Dévonien anté-Faménnien indifférencié. Terrains très dolomitisés - 125
d3-6, Emsien-Frasnien. Série du pic d'Ourtiset, faciès carbonatés dominants, indifférenciés - 126
d5-6O, Givétien supérieur-Frasnien. Série du pic d'Ourtiset, calcaires gris-bleu bioclastiques à rares chailles - 127
d5-6Fa, Givétien à Frasnien. Série de la Fajolle, pélites multicolores, calcaires micritiques à tentaculites, brèches - 128
d4-7, Dévonien moyen à supérieur. Calcaires amygdalaires et calcaires griottes, calcaires à microrythmes et calcaires cryptocristallins - 129
d4-7Br, Dévonien moyen et supérieur. Brèches - 130
d5O, Givétien. Série du pic d'Ourtiset, calcaires roses veinés de calcite blanche - 131
d4O, Eifélien. Série du pic d'Ourtiset, calcaires roses, lités, riches en crinoïdes, avec interbancs de pélites verdâtres; calcaires à chailles et polypiers siliceux - 132
d3O, Emsien. Série du pic d'Ourtiset, calcaires blancs, massifs - 133
d2-3O, Pragien à Emsien. Série du pic d'Ourtiset, calcaires dolomitiques, dolomies, calcaires bleus à entroques - 134
d1-2, Lochkovien à Pragien. Série du pic d'Ourtiset, calcaires à crinoïdes et bryozoaires - 135
d1-5, Dévonien inférieur à moyen. Alternance de formations calcaires à microrythmes et détritiques à grès, pélites et calcaires gréseux - 136
d, Dévonien indifférencié. Calcaires et calcaires gréseux, schistes, pélites, griottes, goniatites, entroques, dolomies - 137
d1-3C, Dévonien inférieur. Série calcaire azoïque : calcaires massifs, calcschistes, calcaires à microrythmes, shale noir - 138
s-d, Silurien à Dévonien. Série d'Usson-les-Bains : conglomérats du col de Paillères, grauwackes du col de Pradel, siluro-dévonien indifférencié - 139
s4-d1, Silurien à Dévonien. Série du Pic d'Ourtiset : niveaux de passage - 140
s4-d1O, Silurien à Dévonien. Série du pic d'Ourtiset : formation détritique de Campagna - 141
s-d1, Silurien à Lochkovien. Ampélites noires, calcaires en nodules et en bancs - 142

s, Silurien. Schistes carbonés, ampélites et shales noirs, série de La Fajolle, calcaires noduleux, calcaires noirs à tiges de Crinoïdes, pélites, Schistes à andalousite-chiastolite - 143
o5-6B, Ordovicien supérieur. Grès, pélites calcareuses, schistes, conglomérats - 144
o5-6, Ordovicien supérieur. Conglomérats, grès passant au sommet à des schistes gréseux bleu-noir. Série de La Fajolle - 145
o5, Ordovicien V-VI (Caradoc). Calcaires, grès et poudingues - 146
o1-4, Ordovicien inférieur et moyen. Grès et poudingues - 147
k-o, Cambro-Ordovicien. Série gréso-pélitique indifférenciée - 148
k-o(10), Cambro-Ordovicien. Série d'Evol : calcaires clairs cristallisés - 149
k-o(9), Cambro-Ordovicien. Série d'Evol : calcaires à plaquettes avec alternances silteuses - 150
k-o(6), Cambro-Ordovicien. Série d'Evol : schistes et quartzites noirs - 151
k-o(7), Cambro-Ordovicien. Série d'Evol : méta-pélites verdâtres (sans andalousite) - 152
k-o(4), Cambro-Ordovicien. Série d'Evol : formation gréso-silteuse à lamines, microconglomérats au sommet - 153
k-o(8), Cambro-ordovicien. Série d'Evol : Conglomérats polygéniques - 154
k-o(3), Cambro-ordovicien. Série d'Evol : série siltogréseuse laminée (homogène au sommet) - 155
k-o(2), Cambro-ordovicien. Série d'Evol : gneiss à silicates calciques, microconglomérats, micaschistes à andalousite et quartzites, quartzites rubannées - 156
k-o(1), Cambro-ordovicien. Série de La Fajolle - 157
k-oQ, Cambro-Ordovicien. Quartzites - 158
k-oS, Infra-Silurien. Ectinites du Massifs du St-Barthélémy et des trois Seigneurs : quartzophyllades rythmiques et schistes satinés, à séricite et chlorite - 159
k-oÃ, Infra-Silurien. Ectinites du Massifs du St-Barthélémy et des trois Seigneurs : micaschistes quartzeux à deux micas - 160
k-s, Cambrien-Silurien(?). Schistes satinés - 161
Kñ, Cambrien probable. Micaschistes pélitiques - 162
M, Précambrien probable. Paragneiss migmatitiques - 163
Mæ1, Précambrien probable. Paragneiss plagioclastiques - 164
ñ, Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur. Micaschistes - 165
Ci, Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur. Calcaires et cipolins, marbres - 166
æi, Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur. Gneiss inférieur du Massif du St-Barthélémy - 167
ñ7, Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur. Massif de l'Aston : schistes albitiques - 168
æ2, Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur. Gneiss, Gneiss à sillimanite et feldspath potassique, métatexites, Gneiss à deux micas et feldspath alcalin - 169
æA, Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur. Gneiss de Riète - 170
ÿë, Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur. Porphyres dioritiques à quartzo-dioritiques - 171
ñ2, Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur. Ecailles de Camurac : micaschistes et gneiss broyés/mylonitisés - 172
æB, Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur. Gneiss de Bessède - 173
æO, Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur. Gneiss du pic de l'Orte - 174
ã1, Moscovien. Pluton de Quérigut : monzogranite porphyroïde - 175
ã3, Moscovien. Pluton de Quérigut : granodiorite à biotite et amphibole - 176
ì-ë, Moscovien. Pluton de Quérigut : gabrro, diorite - 177
ã19, Moscovien. Pluton de Quérigut : monzogranite du Puch - 178
ã9, Moscovien. Complexe de Quérigut : monzogranite à biotite - 179
ã20, Moscovien. Complexe de Quérigut : monzogranite à phénocristaux de microcline - 180
ì, Moscovien. Gabbros, gabbro-diorite, amas basiques - 181
ã6, Moscovien. Monzogranite à biotite - 182
ã21, Gzhélien. Granite d'Ax-les-Thermes - 183
P(3), Pegmatites - 184
P-a, Néoprotérozoïque à Cambrien inférieur. Pegmatites et aplites schistosées des massifs de Bessède et du Picou de la Montjoie - 185
tal, Talc (lié au chevauchements) - 186
my, Mylonites - 187
ÀC, Migmatites de Camurac - 188
Q, Filon de Quartz - 189

Annexe 2 : Tableau récapitulatif des arrêts de terrain

Arrêt	Date	latitude N	longitude E	altitude GPS (m)	Localisation	Formation carte géologique	Observations de terrain
ALAF001	10/01/2017	42,83767	2,02323	880	surface Espezel	Fv	Calcaire à la base de l'affleurement. Au dessus, formation consolidée à matrice et carbonaté à clastes marbres calcaire et schistes.
ALAF002	10/01/2017	42,83635	2,013	884	surface Espezel	Fv	Eléments calcaires, schistes et marbres.
ALAF003	10/01/2017	42,8376	2,02033	885	surface Espezel	Fv	Eléments calcaires, schistes et marbres.
ALAF004	10/01/2017	42,83688	2,02943	890	surface Espezel sur la D613	Fv	Beaucoup de marbres, schistes. Galet de granodiorite.
ALAF005	10/01/2017	42,84469	2,02932	874	Montplaisir D120	EC	Schistes, marbres, calcaires et quartzites +++.
ALAF006	10/01/2017	42,84739	2,03018	867	Nord de Montplaisir	EC	Faciès de colluvions homogène à matrice argileuse de couleur brun/orangé.
ALAF007	10/01/2017	42,84813	2.03036	858	Nord de Montplaisir	n5-6aF	Roche en place de couleur très jaune. Peut être calcaire marneux très altéré.
ALAF008	10/01/2017	42,82346	2,03393	886	D29 vers la vallée du Rébenty	n5-6aF	Marnes bleutés . Beaucoup moins orange que ALAF007.
ALAF009	10/01/2017	42,82092	2,02854	915	D29 bordure de la surface Espezel	n5-6aF	On se trouve à l'Est d'Espezel sur la bordure du plateau. On peut apercevoir les marnes de couleur jaune sur le côté de la route.
ALAF010	10/01/2017	42,86122	2,02557	868	D120 vers le Nord	n1-3 et Fu	Calcaire blanc. Barémien inférieur.
ALAF011	10/01/2017	42,82844	2,03568	868	Nord/Est Esperzel	Fv?	Formation Fu. Les éléments ont une taille décimétrique et sont relativement arrondi. Schsites, calcaires, quartzites.
ALAF012	10/01/2017	42,83323	2,04248	901	Nord/Est Esperzel	Fu	Le champ n'est pas labouré. Moins de gros blocs en surface. Beaucoup de quartz, schistes et calcaires.
ALAF013	10/01/2017	42,82947	2,04492	894	Nord/Est Esperzel	n5-6aF	Marnes.
ALAF014	09/02/2017	42,7833	2,1654	1033	Au Sud de Le Clat	Mi	Surface perchée incisée par l'Aude juste au Sud.
ALAF015	09/02/2017	42,7838	2,1713	1043	A l'Est de Le Clat	E	Surface perchée incisée par l'Aude juste au Sud.
ALAF016	09/02/2017	42,7811	2,1749	1041	A l'Est de Le Clat	Mi	Surface perchée incisée par l'Aude juste au Sud.
ALAF017	09/02/2017	42,7984	2,158	1103	Pas del Coprs au Nord de Le Clat	E	Pas del Corps. Paléovallée perchée ouverte vers le Nord.
ALAF018	09/02/2017	42,8016	2,163	1110	D83 en direction de l'Est	Br	On apreçoit vers le Nord une surface d'érosion au niveaux du village de Quirbajou.
ALAF019	09/02/2017	42,7884	2,1132	1111	D20 depuis Bessède-de-Sault en direction d'Aunat	aeB	On est sur une surface mais elle est bien moins régulière que la surface d'Espezel.
ALAF020	09/02/2017	42,7953	2,0906	958	D20 juste après Aunat vers la D29	n2-5(Mt)	On est sur une surface mais elle est bien moins régulière que la surface d'Espezel. Pas d'épendage.
ALAF021	09/02/2017	42,7992	2,0513	949	D20 après Rodome vers la D107	n2-5(Mt)	On est sur une surface mais elle est bien moins régulière que la surface d'Espezel. Pas d'épendage. On Descend en altitude.
ALAF022	09/02/2017	42,8047	2,0425	980	Au Sud de Galinagues, au Nord de la D20	n2-5(Mt)	On observe l'incision du Rébenty et une surface située de part et d'autre de l'incision.
ALAF023	09/02/2017	42,8216	2,0271	910	Le long de la D29 à l'Est d'Espezel	n2-5(Mt)	On se situe sur le haut niveau d'Espezel.
ALAF024	09/02/2017	42,8422	2,0417	892	D613 en direction de Belvis	Fu	
ALAF025	09/02/2017	42,8828	2,0393	821	D120 vers l'Escale avant le croisement de la D16	j5-n1(Br)	On observe une vallée morte perchée proche de La Malayrède. Au Nord, Surface de Puivert en contrebas.
ALAF026	09/03/2017	42,7977	1,9234	1270	Col des 7 frères à l'Est de Camurac proche de D613	Mi	On est sur des calcaires. Si il y a des dépôts, il n'en reste pas beaucoup.
ALAF027	09/03/2017	42,7949	1,925	1284	Lac de Camurac	Fv et ñ2	Sol ou colluvions avec schistes, marbres, quartz.
ALAF028	09/03/2017	42,7692	1,8611	1322	D613 en direction du col de Marmare vers le Sud	j1-5D	Le fond de la vallée de Prade est assez large. Caractéristique d'un hydrodynamisme faible. En avale, on retrouve Camurac.
ALAF029	09/03/2017	42,7543	1,8206	1322	Col de Chioula	s	On oberve le plateau de Beille au Sud de la vallée de l'Ariège.
ALAF030	09/03/2017	42,7493	1,8285	1450	Col de Chioula	s	On oberve le plateau de Beille au Sud de la vallée de l'Ariège .
ALAF031	09/03/2017	42,8146	1,8947	1269	Nord Est de Comus et de la D20	my	
ALAF032	09/03/2017	42,8182	1,901	1300	Col à l'entrée du Pla du Boum	Mi	
ALAF033	09/03/2017	42,8181	1,9077	1296	Pla du Boum	Fv	Depression fermée avec sur les flancs peut être des anciennes terrasses. Au centre, des pertes (dolines).
ALAF034	09/03/2017	42,8173	1,9561	1294	D613 Belcaire	n6(Mt), Fv	
ALAF035	09/03/2017	42,8155	2	977	Sud de Roquefeuil	n6(Mt)	
ALAF036	09/03/2017	42,8005	2,0343	937	Sud de Mazuby	n2-5(Mt)	Surface directement sur le calcaire. Pas de formation superficielle.
ALAF038	31/03/2017	42,737	2,20287	954	D17 avant Roquerfort-de-Sault	a3	granodiorite de Quérigut. Le granite est altéré, on observe des horizons feuilletés.
ALAF039	31/03/2017	42,73827	2,200003	980	D17 à Roquerfort-de-Sault	a3	On se situe dans une dépression fermée.
ALAF040	31/03/2017	42,74794	2,18625	1090	Nord de D17 juste après Buillac	a3	Horizon très épais de saprolite, régolite. Echantillonage pour recherche de goethite.
ALAF041	31/03/2017	42,73944	2,16	1153	D17 vers l'Ouest après Le Bousquet	a3	Panorama vue vers l'Est.
ALAF042	31/03/2017	42,738055	2,150759	1266	D17 Col de Garabeil	a19	Panorama sur le col de Garabeil. Les sommets n'ont pas l'air d'avoir tous été façonné par le glaiciaire. Le paysage n'est pas si aplani.
ALAF043	31/03/2017	42,71824	2,10938	1174	Nord de la D25 Carcanières	a19	Les vallées d'Escouloubre et de Carcanières sont séparées. Pas le même drainage. Le réseau de drainage était probablement établi avant ????
ALAF044	31/03/2017	42,71799	2,11905	986	D25 descente dans la vallée à l'Est	a19	On observe un horizon fissuré.
ALAF045	31/03/2017	42,765911	2,090682	933	D29 à l'Est de Fontanès-de-Sault	h2b-3	Regarder si les épaulements sur les flancs de la vallée de l'Aude sont corélable avec le pla de Quérigut.
ALAF046	31/03/2017	42,775379	2,099743	977	D29 col de Clausels	n4-5	On se situe sur un vallon perché orienté N/S.
ALAF047	05/04/2017	42,794217	2,024537	1268	Sarrat d'en Crémy	j6	La surface est peu définie, peut être corélable avec d'autres surfaces situées vers 1200 m d'altitude.
ALAF048	05/04/2017	42,80724	2,01892	942	300 m au Sud d'Espezel	n5-6aF	Marnes altérées de couleur jaune orangée. Aucun dépôts superficiels ne sont observés.
ALAF049	05/04/2017						
ALAF050	05/04/2017						
ALAF051	05/04/2017	42,8494	2,02909	886	Au Nord de Montplaisir	Fu	Cette affleurement de Fu rempli les critères d'échantillonage pour les analyses et est pottentiellement exploitable. Les éléments sont petits et arrondis
ALAF051bis	05/04/2017	42,84972	2,030039	894	Au Nord de Montplaisir	Fu	Cette affleurement de Fu rempli les critères d'échantillonage pour les analyses et est pottentiellement exploitable. +2 m d'épaisseur.
ALAF052	05/04/2017	42,84842	2,0303	889	Au Nord de Montplaisir	n5-6aF	Une correction de la carte géologique est a envisager. Pas de Fu sur cet affleurement.
ALAF053	05/04/2017	42,84731	2,03643	867	Au Nord de Montplaisir	EC	On trouve des galets bien arrondis.
ALAF054	05/04/2017	42,84737	2,03921	864	Au Nord de Montplaisir	n5-6aF	Dans les trous de taupes, on observe des éléments de la formation n5-6aF.
ALAF055	05/04/2017	42,86052	2,02309	872	A l'Ouest de la D120 vers L'Escale	Fu	Les blocs sont bien arrondis dans la montée vers l'Ouest. L'affleurement est potentiellement exploitable pour les analyses cosmogéniques.
ALAF056	05/04/2017	42,86024	2,02258	881	A l'Ouest de la D120 vers L'Escale	n1-3 n4a	On observe directement le substratum, pas de dépôts superficiels.
ALAF057	05/04/2017	42,8601	2,02009	889	A l'Ouest de la D120 vers L'Escale	Fu	On retrouve les dépôts alluvionnaires après être passé sur le substratum. Les calloutis observés ressemblent à ALAF051.
ALAF058	05/04/2017	42,86162	2,01879	872	A l'Ouest de la D120 vers L'Escale	Fu	On retrouve les dépôts alluvionnaires après être passé sur le substratum. Les calloutis observés ressemblent à ALAF051.
ALAF059	04/05/2017	42,83663	2,04092	893	A l'Ouest de la surface entre D613 et D107	Fu	Fu dans les champs.
ALAF060	04/05/2017	42,8347	2,0426	891	A l'Ouest de la surface entre D613 et D107	Fu	Sur le côté du chemin, partie défranchie. Environ 5m d'épaisseur.
ALAF061	04/05/2017	42,83344	2,04455	896	A l'Ouest de la surface entre D613 et D107	Fu	Fu dans les champs.
ALAF062	04/05/2017	42,83671	2,052214	856	A l'Ouest de la surface entre D613 et D107	Fu	3 possibilités: soit le Fu vient d'au dessus, soit c'est une autre formation, soit pas du Fu mais terrasse R2benty qui contient argile.
ALAF063	04/05/2017	42,83898	2,05089	858	A l'Ouest de la surface entre D613 et D107	Fu	Fu.
ALAF064	04/05/2017	42,8413	2,05008	881	A l'Ouest de la surface entre D613 et D107	Fu	Fu. Talu en bord de route, site pottentiel à l'échantillonage.
ALAF065	04/05/2017	42,84282	2,04894	881	A l'Ouest de la surface entre D613 et D107	Fu	Fu.
ALAF066	04/05/2017	42,84907	21,91984	1186	Plateau de Languerail par la route des Sapins	n5-6aF	On est sur un plateau relativement pla. Rien de plus à ajouter