



RÉPUBLIQUE
FRANÇAISE

Liberté
Égalité
Fraternité



Géosciences pour une Terre durable

brgm

Document à accès immédiat

RN 125 – Déviation de Saint-Béat-Lez – Etude géologique et structurale du massif du Hournech

Rapport final

BRGM/RP-73114-FR

Version 2 du 10 novembre 2023

Etude, prestation, expertise

Monod B., Baudin T.

Vérificateur :

Nom : Colas Bastien

Fonction : Ingénieur géotechnicien

Date : 26/10/2023

Signature :

Approbateur :

Nom : Frédéric Tronel

Fonction : Directeur Régional délégué

Date : 10/11/2023

Signature :

Le système de management de la qualité et de l'environnement du BRGM est certifié selon les normes ISO 9001 et ISO 14001.

Contact : qualite@brgm.fr

Avertissement

Ce rapport est adressé en communication exclusive au demandeur, au nombre d'exemplaires prévu.

Le demandeur assure lui-même la diffusion des exemplaires de ce tirage initial.

La communicabilité et la réutilisation de ce rapport sont régies selon la réglementation en vigueur et/ou les termes de la convention.

Le BRGM ne saurait être tenu comme responsable de la divulgation du contenu de ce rapport à un tiers qui ne soit pas de son fait et des éventuelles conséquences pouvant en résulter.

Votre avis nous intéresse

Dans le cadre de notre démarche qualité et de l'amélioration continue de nos pratiques, nous souhaitons mesurer l'efficacité de réalisation de nos travaux.

Aussi, nous vous remercions de bien vouloir nous donner votre avis sur le présent rapport en complétant le formulaire accessible par cette adresse <https://forms.office.com/r/yMgFcU6Ctg> ou par ce code :



Mots clés : Carte géologique, coupe structurale, fracturation, stratification, schistosité, Pyrénées, Hournech, Dévonien, zone axiale

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Monod B., Baudin T. 2023. RN 125 – Déviation de Saint-Béat-Lez – Etude géologique et structurale du massif du Hournech. Rapport final V2. BRGM/RP-73114-FR, 41 p.

© BRGM, 2023, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.
IM003-MT008-P2-09/03/2023

Sommaire

1. Introduction	6
1.1. Contexte de l'étude	6
1.2. Contexte géologique général.....	6
1.2.1. <i>Le cycle hercynien</i>	7
1.2.2. <i>Le cycle alpin</i>	9
1.2.3. <i>Histoire glaciaire</i>	10
1.3. Travaux antérieurs dans le secteur de Saint Béat	10
1.4. Structure tectonique de la zone.....	13
2. Cartographie géologique et structurale du massif du Hournech.....	14
2.1. Succession lithostratigraphique du massif.....	14
2.2. Carte géologique du massif.....	17
2.3. CoupeS structuraleS N-S du massif	18
3. Etude structurale du massif du Hournech.....	19
3.1. Données structurales issues des travaux antérieurs.....	20
3.1.1. <i>Mesures structurales de la stratification S0</i>	21
3.1.2. <i>Mesures structurales de la fracturation</i>	22
3.2. Données structurales (de l'étude) mesurées sur le terrain.....	24
3.2.1. <i>Les plans de stratification (S0)</i>	24
3.2.2. <i>Les plans de schistosité (S1)</i>	24
3.2.3. <i>Les plans de fracture</i>	26
3.3. Comparaison avec les études précédentes.....	27
3.3.1. <i>Plans de stratification S0 et Schistosité S1</i>	27
3.3.2. <i>Plans de fracture</i>	28
4. Conclusions.....	31
5. Bibliographie	33
6. Annexes : Photos des différentes formations observées sur le terrain.....	35
6.1. Contact entre Le silurien et le devonien.....	35
6.2. Formation des schistes ardoisiers	36
6.3. Les schistes soyeux	36
6.4. Partie sommitale des schistes soyeux.....	37
6.5. Contact entre les schistes soyeux et les calcaires de Pierre Blanche.....	37
6.6. Réfraction de schistosité	38
6.7. Contact entre les calcaires de Pierre Blanche et les calcaires de transition.....	38
6.8. Formation des calcaires de transition	39
6.9. Formation des dolomies	40
6.10. Géologie de l'éperon du Hournech	41

Liste des figures

Figure 1 – Position de la zone d'étude dans le contexte structural général des Pyrénées 6

Figure 2 – Modèle de déformation de la croûte pyrénéenne lors de la phase D2/D3 de l'orogénèse hercynienne d'après Cochelin et al., 2017. a) dans un premier temps le raccourcissement se

traduit par une extrusion latérale horizontale dans l'infrastructure qui amorce néanmoins une forme en dôme allongé, b) dans un second temps l'extrusion verticale domine. La superstructure, quant à elle, accommode cette déformation en se plissant et en couissant le long des dômes extrudés (généralement dans les couches siluriennes)..... 8

Figure 3 – Coupe géologique à travers le dôme de la Garonne (dôme de Bossòst), d'après Barnolas et Chiron (1996). La position structurale équivalente à celle du massif du Hournech est encadrée en rouge..... 11

Figure 4 – Colonne stratigraphique récapitulative d'Argut-dessus (Bodin, 1988)..... 12

Figure 5 – Extrait de la feuille Arreau (n°1072) de la carte géologique de France à 1/50 000 (Barrère et al., 1984). L'éperon du Hournech se situe dans le rectangle rouge 13

Figure 6 – Coupe structurale N-S dans les ardoisières d'Argut-dessus (Bodin, 1988)..... 14

Figure 7 – Colonne lithostratigraphique du massif du Hournech (observations de terrain BRGM) 15

Figure 8 – Carte géologique à 1/10 000 du massif du Hournech. Les pointillés noirs correspondent à la limite des alluvions de la Garonne à l'ouest de laquelle les contours sont spéculatifs. Le carré violet positionne sur la carte l'éperon du Hournech (déblai DB001) au sein du massif du même nom..... 18

Figure 9 – Coupe structurale n°1 N-S du massif du Hournech positionnée juste à l'Est de l'éperon du même nom (DB 001) ; la position de celui-ci projetée sur la coupe correspond au rectangle rouge. Le code couleur est identique aux figures 7 et 8. 19

Figure 10 – Coupe structurale n°2 N-S du massif du Hournech montrant la structure générale du massif. Le code couleur est identique aux figures 7 et 8 19

Figure 11 – Exemple de la représentation d'un plan orienté N110° plongeant à 45° (N20° - 45, Dip dir - Dip) vers le NW sur un stéréogramme de Wulff hémisphère inférieur. Sur l'image de gauche, le plan est représenté en bleu. La ligne d'intersection entre le plan et la sphère, projetée sur la surface plane de l'hémisphère apparaît comme une courbe (grand cercle) en noir. Le pôle du plan est la ligne (en rouge) perpendiculaire au plan et passant par le centre de la sphère et projeté sur la surface de l'hémisphère. Pour une meilleure lisibilité, les plans sont représentés par leur pôle et non pas par leur grand cercle. 20

Figure 12 – Projection stéréographique (hémisphère inférieur, equal angle) des pôles des plans de stratification S0 mesurés dans les forages. Le plan moyen est N3° 67 (DipDir – Dip). Contours de densité : Surface de comptage 4.15 %, niveau significatif = 5 sigma..... 21

Figure 13 – Projection stéréographique (hémisphère inférieur, equal angle) des pôles des plans de stratification S0 mesurés en surface (paroi rocheuse). Le plan moyen est N0° - 65° (DipDir – Dip). Contours de densité : Surface de comptage 15.79 %, niveau significatif = 3 sigma)..... 21

Figure 14 – Projection stéréographique (hémisphère inférieur, equal angle) des pôles des plans de fractures (s.l.) mesurés dans les forages. Il apparaît trois familles majeures de fractures, la première (quadrant NE du Stéréogramme) est orientée en moyenne N227° - 60° (DirDir – Dip), une seconde moins marquée orientée N0° - 80°, enfin une troisième faiblement représentée orientée N95° - 45°. Surface de comptage 3.71%, niveau significatif = 5 sigma..... 22

Figure 15 – Projection stéréographique (hémisphère inférieur, equal angle) des pôles des plans de fractures (s.l.) mesurés sur paroi. Il apparaît 1 famille de fractures très dispersée, (quadrant NE du Stéréogramme) qui évolue en moyenne de N250° - 80° à N90° – 90° (DirDir – Dip). Surface de comptage 17.65 %, niveau significatif = 3 sigma. 23

Figure 16 – Projection stéréographique (hémisphère inférieur, equal angle) des pôles des plans de fractures ouvertes (s.l.) mesurés dans les forages. Il apparaît trois familles majeures de

fractures, la première (quadrant NE du Stéréogramme) est orientée en moyenne N227° - 60° (DirDir – Dip), une seconde moins marquée orientée N0° - 80°, enfin une troisième faiblement représentée orientée N95° - 45°. Surface de comptage 2.62 %, niveau significatif = 3 sigma. .23

Figure 17 – Projection stéréographique (hémisphère inférieur, equal angle) des pôles des plans de stratification S0 mesurés sur le terrain. Le plan moyen S0 est N0° - 70° (DipDir – Dip). Cette direction correspond globalement au plan axial du plissement. La direction moyenne de l'axe du pli est de N285° - 13° (pôle n°3 sur la figure de droite est l'axe du plissement). Kamb contouring : Surface de comptage 7.5 %, niveau significatif = 3 sigma. 24

Figure 18 – Projection stéréographique (hémisphère inférieur, equal angle) des pôles des plans de schistosité S1 mesurés sur le terrain. Le plan S1 moyen est N 7° - 85° (DipDir – Dip). Cette direction correspond globalement au plan axial du plissement. L'axe du pli mesuré à partir de la ligne perpendiculaire au plan contenant les pôles (point noté 3 sur la figure de gauche) est de N280° – 10°, en accord avec la mesure de l'axe obtenu avec les pôles des plans de stratification S0 (Figure 17). Kamb contouring : Surface de comptage 18 %, niveau significatif = 3 sigma. ... 25

Figure 19 – Schéma illustrant la schistosité en éventail (en rouge à droite) ainsi que la réfraction de schistosité entre des couches peu compétentes comme des schistes (S1 en bleu à fort plongement) et des couches plus compétentes comme des calcaires (S1 en rouge à pendage moindre). 26

Figure 20 – Projection stéréographique (hémisphère inférieur, equal angle) des pôles des plans de fractures majeures mesurées sur le terrain. Le plan moyen de cette fracturation est N 243° - 75° (DipDir – Dip). Kamb contouring : Surface de comptage 25,71 %, niveau significatif = 3 sigma. 26

Figure 21 – Photos des plans de fractures inclinés vers le SW, enduits d'un encroûtement calcaire de couleur jaune qui tranche avec la couleur grise de la roche (Eperon rocheux de la Formation des calcaires de Pierres Blanche) 27

Figure 22 – Orientations de plans de stratification (S0) et de schistosité (S1) de la présente étude (à gauche et au centre) avec les valeurs confondues S0/S1 des études antérieures (à droite) 28

Figure 23 – Orientations de plans de fracture de la présente étude et des plans de fractures des études antérieures mesurées sur l'éperon rocheux des calcaires de Pierre Blanche (à droite). 28

Figure 24 – Orientations de plans de fracture mesurés en forage lors des études précédentes (à gauche) comparée aux mesures cumulées de stratification et de schistosité, en surface lors de la présente étude (à droite). Les 2 stéréogrammes montrent une même distribution des pôles sur un grand cercle (plan) 29

Figure 25 – A droite : Ensemble des mesures de fracture acquises sur le terrain lors de cette étude et des travaux antérieurs (fusion des mesures de la Figure 23). La distribution des pôles des plans sur un grand cercle (plan) indique que les plans tournent autour d'un axe N175 – 50 (noté 3 sur figure droite)) qui pourrait éventuellement correspondre à l'intersection de plans conjugués. A gauche : Ensemble des mesures de fracturation issues des forages (identique au stéréogramme de gauche de la figure précédente). 30

1. Introduction

1.1. CONTEXTE DE L'ETUDE

Suite à la recommandation d'un comité d'experts indépendants, la DREAL a sollicité le BRGM pour effectuer une étude géologique et structurale du massif du Hournech, situé dans les Pyrénées de la Haute-Garonne. Un éperon rocheux de ce massif se trouve directement sur le tracé du prolongement de la RN125, qui vise à relier la France et l'Espagne tout en contournant les centres des communes de Saint-Béat-Lez et Arlos. Cet éperon, d'une hauteur de 75 mètres, doit être entaillé pour accueillir les routes D44 et RN125, et les déblais seront utilisés pour remblayer d'autres parties du chantier.

Il est à noter que le modèle géologique initialement élaboré lors des études de projet a été remis en question par les observations de reconnaissance réalisées par le groupement d'entreprises lors de la phase d'études d'exécution. En conséquence, une nouvelle évaluation géologique a été déployée pour éviter des retards dans la progression globale des travaux. A ce titre, le BRGM a été contacté en mai 2023 et les reconnaissances de terrain ont été réalisées fin août 2023. Les premiers résultats ont été présentés au comité d'expert et à la DREAL mi-septembre, et le rapport est finalisé fin octobre 2023.

1.2. CONTEXTE GEOLOGIQUE GENERAL

Le secteur étudié se situe dans la Zone axiale pyrénéenne, à environ 500m au sud de la Faille nord-pyrénéenne. Cette dernière constitue un accident tectonique majeur de la chaîne pyrénéenne qui met en contact, les formations de marbres mésozoïques de la Zone nord-pyrénéenne, au nord, avec les séries paléozoïques de la Zone axiale, dite aussi « Haute chaîne primaire », au sud (Figure 1). C'est dans cette dernière zone que se localisent les travaux d'aménagement de la RN 125.

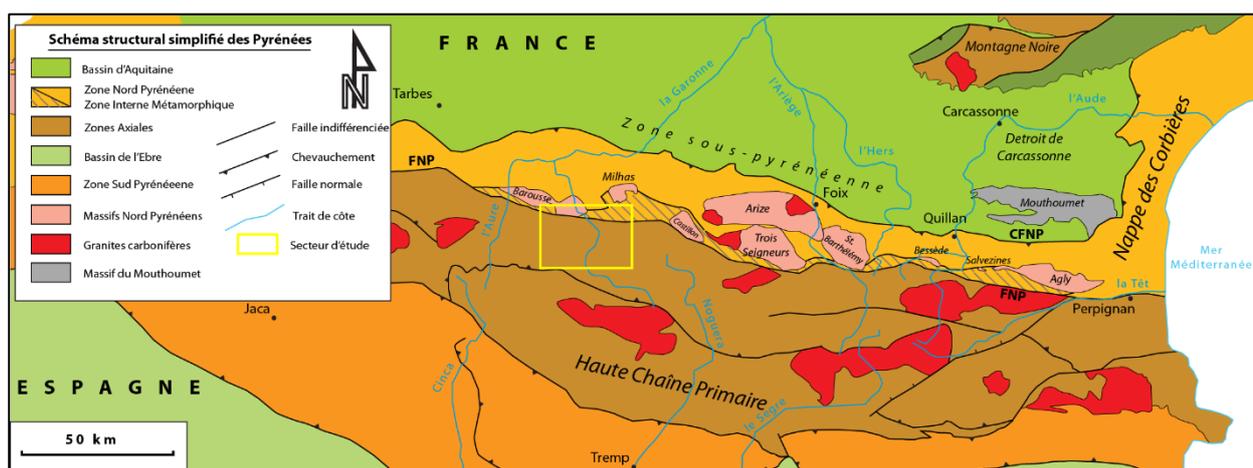


Figure 1 – Position de la zone d'étude dans le contexte structural général des Pyrénées

1.2.1. Le cycle hercynien

a) Présentation générale

Les terrains traversés les travaux couvrent une période géologique allant du Silurien (environ 430 millions d'années (Ma)) au Carbonifère (environ 350 Ma). Dans le découpage structural de la Zone Axiale des Pyrénées, ces terrains sédimentaires constituent la *superstructure*, laquelle repose sur une *infrastructure* caractérisée par des terrains plus anciens, d'âge cambrien à ordovicien (de 540 à 440 Ma), qui sont plus métamorphiques et plus déformés. Dans le secteur de Saint Béat, la limite entre ces deux structures empilées est constituée par la formation des schistes siluriens qui représente un niveau de décollement ou de glissement majeur (couche « savon »).

La géométrie et les caractères physico-chimiques de ces roches sédimentaires résultent évidemment des différents épisodes de transformation tectonique, métamorphique et d'altération que celles-ci ont subi depuis leurs dépôts. Sur la base des travaux de recherche les plus récents dans la zone axiale pyrénéenne, on peut résumer son histoire géologique avec la succession des événements suivants :

- *Dépôts sédimentaires* sur les marges continentales sud de l'Océan Rhéique (infrastructure) puis de l'océan Paléothéthys (suprastructure) depuis la fin du Protérozoïque (antérieur à 540 Ma) jusqu'au carbonifère moyen (330 Ma).
- Au Carbonifère moyen, vers 340 Ma, débute *l'orogénèse pyrénéenne*. Un *épisode compressif* D1, encore débattu par nombre d'auteurs, serait d'abord à l'origine d'un (faible ?) épaissement de la croûte continentale avec le développement d'un métamorphisme Moyenne température/moyenne pression (Type barrovien). Celui-ci se manifesterait, à faible profondeur, par des chevauchements et des plis couchés, affectant la superstructure (Silurien à Carbonifère).
- De la fin du carbonifère au début du Permien (entre 310 et 290 Ma) l'ensemble de la croûte pyrénéenne (pile de sédiments de la fin du Protérozoïque au Carbonifère) subit une *élévation de température anormale couplée à des contraintes compressives* orientées Sud-Nord. Les déformations (dites D2) qui s'ensuivent seront différentes en fonction de leur profondeur dans la croûte expliquant ainsi la différence de comportement rhéologique entre la superstructure, niveaux supérieurs et plus froid, et l'infrastructure, niveaux plus profonds et plus chauds (> 500°C -Figure 2) :

L'infrastructure subira d'abord une déformation ductile, en constriction, avec une expulsion latérale de la matière (fluage horizontal vers l'Est et vers l'Ouest) dans des conditions de hautes températures (entre 600 et 850 °C) qui conduisent, dans les parties les plus profondes, à une fusion partielle des roches (migmatites). L'extrusion latérale (de direction Est-Ouest) s'accompagne aussi d'une expulsion de la matière vers la surface (vers le haut) conduisant à la formation de dômes allongés.

Les couches de la superstructure, plus froides et moins ductiles vont glisser et se plisser progressivement le long des flancs de ces dômes en voie d'exhumation (surrection). En réalité ce glissement s'effectue « couche sur couches » et se produit pour l'essentiel dans le niveau des argilites noires du Silurien qui joue le rôle de couche « savon ».

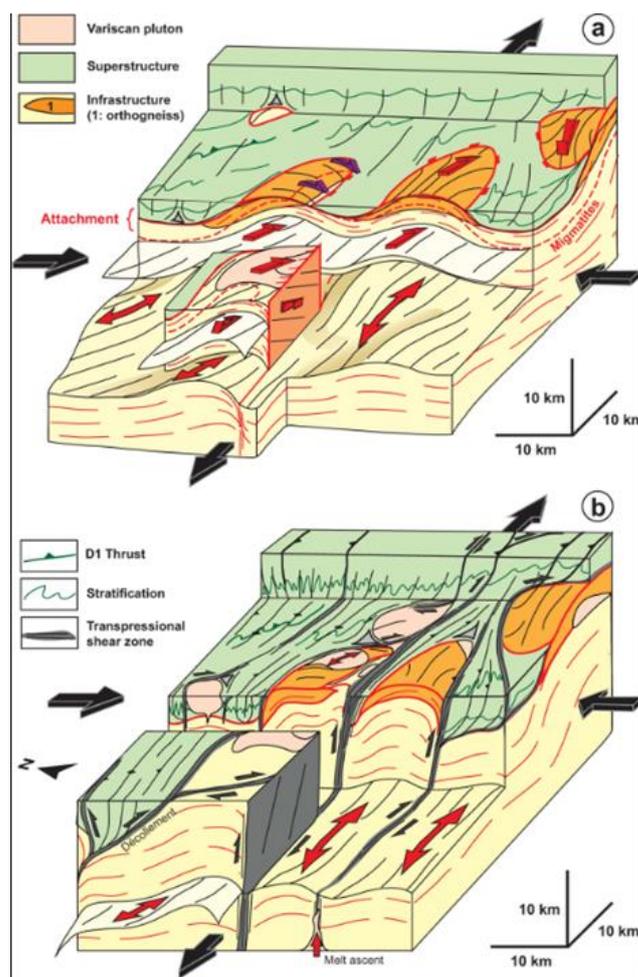


Figure 2 – Modèle de déformation de la croûte pyrénéenne lors de la phase D2/D3 de l'orogénèse hercynienne d'après Cochelin et al., 2017. a) dans un premier temps le raccourcissement se traduit par une extrusion latérale horizontale dans l'infrastructure qui amorce néanmoins une forme en dôme allongé, b) dans un second temps l'extrusion verticale domine. La superstructure, quant à elle, accomode cette déformation en se plissant et en coulissant le long des dômes extrudés (généralement dans les couches siluriennes).

Durant cette déformation, les produits de fusion de la croûte profonde de l'infrastructure sont canalisés vers la superstructure pour y former de grandes poches magmatiques qui constituent aujourd'hui les nombreux plutons granitiques des Pyrénées. De manière synchrone, les principales minéralisations des Pyrénées (particulièrement Plomb – Zinc) résultent de la remobilisation des éléments due aux circulations hydrothermalisme résultant du magmatisme.

En résumé, cette phase majeure de la structuration des Pyrénées hercynienne correspond à un transfert vertical de matière où les couches profondes et de haute température (infrastructure) « remontent » en forme de dômes métamorphiques dans la superstructure laquelle « descend » relativement le long de la surface ces dômes, en coulissant sur les schistes siluriens.

A la fin de ce processus, les terrains de l'infrastructure se retrouvent au même niveau de profondeur (< 10 km) que ceux de la superstructure, sous les mêmes conditions thermiques et avec le même régime de déformation compressif, accomodé cette fois par la formation de plis serrés subverticaux, globalement orientés E-W (déformation D3 de la plupart des auteurs). Notons d'ores et déjà que le plissement dont il va être question dans cette étude correspond à ce

plissement relativement tardif lequel, pour des raisons de simplification, a été désigné comme une déformation D1 dans ce rapport.

La compression N-S associée à un cisaillement dextre persiste jusqu'au Permien et conduit à une exhumation d'une chaîne alors soumise à l'érosion. Seuls quelques bassins permien localisés sont remplis par les produits de l'érosion, en même temps que par des dépôts volcaniques, qui traduisent, à la surface cette fois, le magmatisme enclenché à la fin du Carbonifère.

b) Situation du secteur du Hournech dans l'histoire hercynienne.

Dans le contexte de l'orogénèse hercynienne, les terrains concernés par les travaux d'aménagement de la RN 125 reflète la sédimentation du Silurien au Carbonifère en marge sud de l'Océan paléotéthysien. Ce secteur appartient à la superstructure qui couvre la bordure nord du dôme métamorphique de Bossost qui représente ici l'infrastructure. Les mesures d'orientation des couches stratigraphiques, fortement inclinées vers le Nord résultent du continuum de déformation D2 et D3 (cf. plus haut), et les terrains siluriens devraient y avoir joué le rôle de plan de glissement le long des terrains ordoviciens et cambriens qui affleurent à quelques centaines de mètres plus au Sud.

1.2.2. Le cycle alpin

Les premiers dépôts du cycle alpin sont constitués par les sédiments détritiques du Trias inférieur (vers 250 Ma) et sont liés à la transgression de l'océan téthysien, qui dans les Pyrénées, se connecte à l'océan Atlantique central en cours de formation.

Ce bras de mer va perdurer durant toute la période jurassique sur l'emplacement de la future chaîne des Pyrénées, avec des dépôts carbonatés typiques d'un plateau continental peu profond.

Dans la région de Saint Béat, les terrains de cette couverture sédimentaire sont uniquement représentés par la formation triasique (Formation d'Escalère), masqués par les dépôts quaternaires morainiques, au niveau du village de Lez. Des roches magmatiques (ophites) du Trias supérieur-Lias, affleurent plus au nord, le long de la faille nord-pyrénéenne.

Les évènements tectoniques marquants du cycle alpin dans les Pyrénées se produisent dès le Crétacé inférieur (autour de 145 Ma) où un bombement généralisé conduit la plateforme carbonatée à l'émersion provoquant des altérations météoriques (bauxite) ou des érosions localisées.

Dès l'Aptien (vers 125 Ma) une extension majeure affecte le domaine nord pyrénéen qui se distingue alors de la Zone axiale en formant un profond bassin sédimentaire, limité au nord et au sud par des failles normales majeures. Cette extension, qui prolonge l'ouverture du golfe de Gascogne (ouverture de l'Atlantique nord) aboutit à l'Albien (110 Ma) à une disparition (par étirement) quasi complète de la croûte continentale profonde. La couverture carbonatée du Trias et du Jurassique, se retrouvant alors en contact tectonique directe avec le manteau (Lherzolite) subit une température extrême (entre 400 et 600°C) qui transforme les calcaires en marbres. Ces derniers forment aujourd'hui la grande barre carbonatée de la cluse de Saint Béat, dont les marbres sont exploités depuis l'antiquité.

Dès le Santonien (84 Ma) le bloc ibérique, « poussé » par la plaque africaine remonte vers le Nord, ce qui a pour effet de compresser le bassin nord-pyrénéen jusqu'à son exhumation. Cette

période de compression vers le Nord est lente et va perdurer jusqu'à l'Oligocène (25 Ma). Elle aboutit à la formation des reliefs des Pyrénées actuelles. Ce raccourcissement se traduit par la formation de chevauchements majeurs lesquels chevauchent vers le Nord au nord du bassin et chevauchent vers le Sud au sud du Bassin, sur la Zone axiale.

Les marbres, constituant les parties les plus profondes du bassin nord-pyrénéen (environ 8 km), se retrouvent alors « charriés » sur la Zone axiale par l'intermédiaire de failles majeures.

La Faille nord-pyrénéenne, qui traverse la vallée entre Saint Béat et Lez est la dernière manifestation de la remontée des marbres (500°C) le long de la Zone axiale. Ceux-ci se retrouvent en contact contre les sédiments moins métamorphiques (300°C) et plus anciens (paléozoïques) de la Zone axiale. Cette zone de discontinuité majeure entre les 2 blocs est encore active et explique une partie de la sismicité des Pyrénées.

1.2.3. Histoire glaciaire

Durant le Pléistocène (1,8 millions d'années à 12 000 ans), plusieurs glaciations ont façonné le paysage des Pyrénées. Les reconstitutions des paléo-englacements montrent que la façade nord de la chaîne abritait, lors de la dernière expansion glaciaire maximale, de grands glaciers de vallées composites suffisamment étendus pour atteindre le piémont. Par exemple, dans les vallées de l'Ariège, de la Garonne et du Gave de Pau, des langues de glace, respectivement de 65, 70 et 50 km de long, s'avançaient respectivement jusqu'à 380, 450 et 370 m d'altitude.

La chronologie des fluctuations glaciaires survenues dans les Pyrénées au cours du dernier cycle glaciaire a fait l'objet d'un grand nombre de travaux depuis une vingtaine d'années (synthèse in Delmas, 2022a,c, 2023a,b,c,d). Sur la Garonne, comme sur le Gave de Pau et le Gave d'Ossau, les données chronologiques disponibles reposent en partie sur une série de datations par ¹⁴C obtenues dans les remplissages glacio-lacustres du piémont nord-pyrénéen (Estarrès, Biscaye, Barbazan).

Dans la vallée de la Garonne, les moraines contemporaines de la dernière expansion glaciaire (c.-à-d. l'emprise würmienne maximale) ont été datées dans les dépôts du remplissage du lac de Barbazan. Elles ont livré un âge entre 32 300 et 40 700 ans, dans le niveau à rythmites glaciolacustres et diamictons de la base d'un sondage (Andrieu, 1991 ; Andrieu et al., 1988 ; Jalut et al., 1992). Suite à ce maximum Würm ancien (SIM 3 et/ou 4), la glace stagne un temps sur le piémont avant de se retirer définitivement dans la haute vallée de la Garonne, à Vielha où des moraines en témoignent. La séquence de Barbazan place cet épisode entre 30 070 et 31 600 ans (Andrieu, 1991 ; Andrieu et al., 1988 ; Jalut et al., 1992). C'est donc depuis cet âge que la vallée de la Garonne, au niveau de l'éperon du Hournech, est libérée de la glace et que les versants ont commencé leur évolution, soumis aux processus d'altération, de décompression, d'érosion, de dépôts de pentes et de mouvements gravitaires.

1.3. TRAVAUX ANTERIEURS DANS LE SECTEUR DE SAINT BEAT

Le secteur d'étude se situe dans l'extrémité Nord-Ouest du dôme de la Garonne (dôme de Bossost), structure géologique composée essentiellement de terrains métamorphiques d'âge ordovicien dont le pourtour est limité par des schistes noirs du Silurien.

Au Sud de Saint Béat, ces schistes siluriens affleurent dans des charnières de pli anticlinales, orientées E-W et sont surmontés par les sédiments dévonien et carbonifères. C'est ce type de structures qui est concernée par les travaux d'aménagement de la RN 125 (Figure 3).

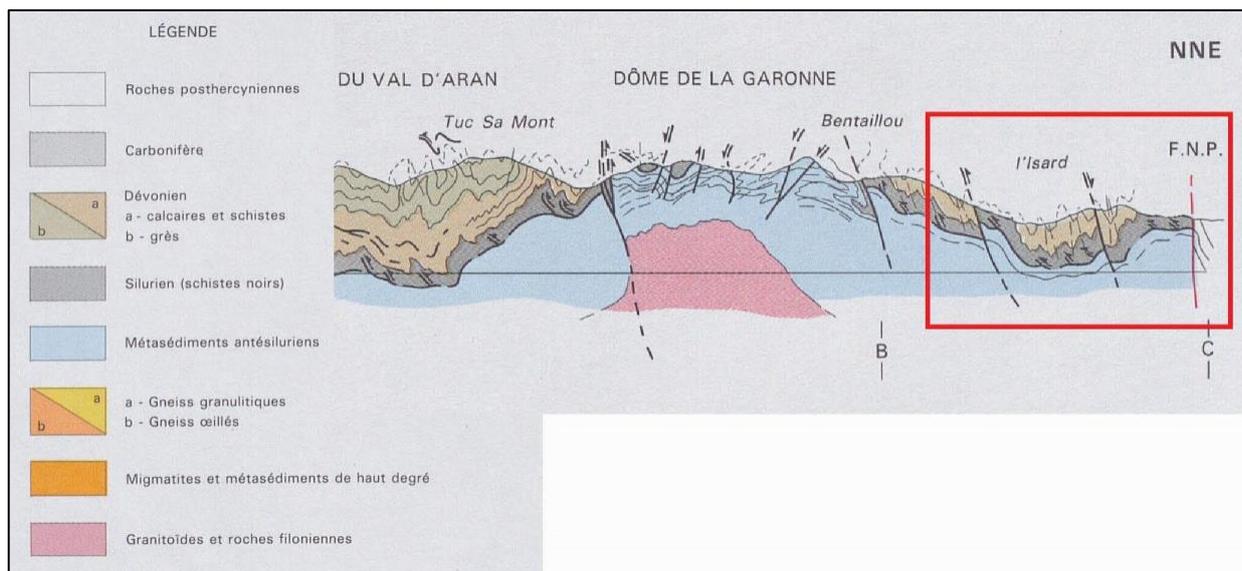


Figure 3 – Coupe géologique à travers le dôme de la Garonne (dôme de Bossost), d'après Barnolas et Chiron (1996). La position structurale équivalente à celle du massif du Hournech est encadrée en rouge

Les derniers levés de terrain dans le secteur ont été réalisés à Argut-dessus (5 km au sud de Saint Béat en rive droite de la Garonne) dans le cadre de la Thèse de J. Bodin en 1988 (Document BRGM n°153). Ces données sont donc postérieures aux levés de la carte géologique (1/50 000) de Arreau, publiée en 1982, qui couvre la zone.

Les travaux de thèse de J. Bodin sont repris dans la Synthèse géologique des Pyrénées – Volume 1, 1996 – Edition BRGM – ITGE) sous forme du log géologique synthétique ci-dessous (Figure 4).

Sont décrites du bas vers le haut les unités du Silurien (S) et du Dévonien (D) suivantes :

- **S** : Les schistes graphiteux du Silurien contenant à la base des gros nodules métriques de calcaires gréseux à patine rouille puis des schistes noirs très pyriteux à *Graptolites* (fossiles typiques de cet étage).
- **D1** : Une alternance (cm à dm) de schistes ardoisiers gris-bleu et de bancs calcaires de 100m d'épaisseur attribuée au Lochkovien (419 à 410 Ma). Ce sont ces schistes qui ont été exploités dans les ardoisières d'Argut.
- **D2** : Une première barre de calcaire bleu à patine beige, d'environ 30 m d'épaisseur, datée du Praguien (410 à 407 Ma environ).
- **D3** : Une alternance (de 70 m d'épaisseur environ) de schistes ardoisiers bleus à patine rouille (dominants) et de minces bancs carbonatés. (407 à 400 Ma).
- **D4** : Une deuxième barre carbonatée, dolomitique, de couleur ocre de 70 m d'épaisseur, contenant des lits schisteux à la base et devenant de plus en plus massive vers le haut, datée de l'Emsien à Eifélien inférieur (400 à 390 Ma environ).
- **D5** : Des schistes gris-marron à bancs et/ou lentilles de calcaires ocres passant à une alternance de schistes et calcschistes satinés gris-vert, d'une épaisseur de 80m et datés de l'Eifélien (390 à 387 Ma environ).
- **D6** : Une troisième barre carbonatée de calcaires noduleux gris-clair datée du Givétien (387 – 382 Ma environ).

Âge	Épaisseurs	Lithologie sommaire	Faune
Givétien Eifélien - Givétien Emsien - Givétien	20 à 30 m	D6 Calcaires noduleux gris clair	Conodontes: <i>Polygnathus linguiformis linguiformis</i> , <i>P. robusticostatus</i> , <i>P. varcus</i> , <i>P. cf. xylus</i> , <i>P. latifossatus</i> , <i>Lonchodina monodentata</i>
	80 m	D5 Schistes et calcschistes satinés, gris clair à vert. Bancs et nodules de calcaires dolomitiques ocre	Tentaculites Conodontes: <i>Icriodus difficilis</i> , <i>Polygnathus linguiformis linguiformis</i>
		Lacune de visibilité	
Emsien - Eifélien	70 m	D4 Calcaires dolomitiques à lits schisteux à la base	Conodontes: <i>Ozarkodina carinthiaca</i> , <i>Bellodella devonica</i> , <i>Bellodella triangularis</i>
	60 à 80 m	D3 Schistes bleus	
Praguien - Emsien Praguien	30 m	D2 Calcaires gris à lits argileux	Conodontes: <i>Icriodus cf. hudlei curvicauda</i> , <i>Pandorellina steinhornensis</i> Tentaculites: <i>Mowakia acuarina</i>
	100 m	D1 Alternance décimétrique de schistes et de calcaires	Crinoïdes Tentaculites
SILURIEN (Wenlock)		S Schistes graphiteux à lentilles de calcaires noirs	Graptolites

Figure 4 – Colonne stratigraphique récapitulative d'Argut-dessus (Bodin, 1988)

En résumé, d'après Bodin (1988) sur les schistes graphiteux du silurien reposent d'abord, en contact stratigraphique (parallèle aux couches) une formation de schistes ardoisiers (D1) de 100m d'épaisseur (Lochkovien) suivi par une succession de 3 barres carbonatées (respectivement de 30, 70 et 30 m d'épaisseur) qui alternent avec 2 séries de schistes (D3 et D5) d'environ 80 m d'épaisseur. Ces formations ont des âges qui couvre une période du Silurien au Dévonien inférieur.

La carte géologique (1/50 000) d'Arreau (Figure 5) est moins détaillée que la colonne stratigraphique de Bodin (1988) puisqu'elle ne distingue que des niveaux carbonatés (d1-3c) dans une formation indifférenciée (d1-3).

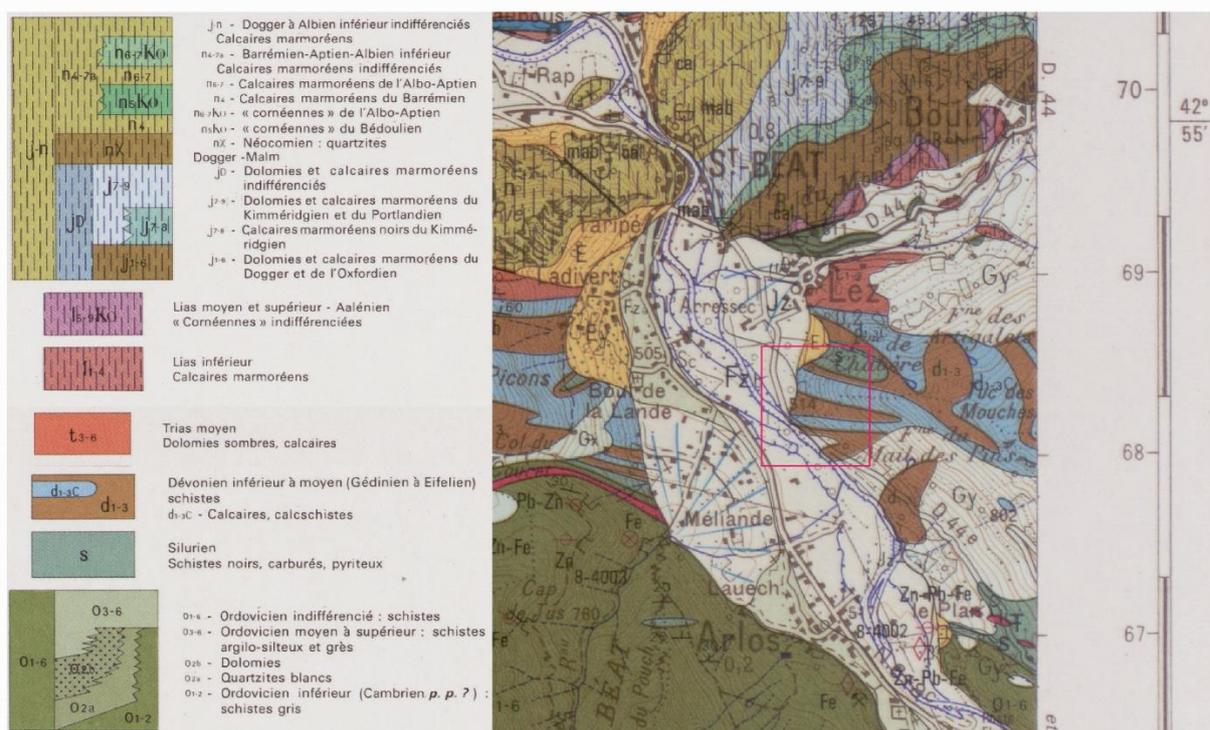


Figure 5 – Extrait de la feuille Arreau (n°1072) de la carte géologique de France à 1/50 000 (Barrère et al., 1984). L'éperon du Hournech se situe dans le rectangle rouge

1.4. STRUCTURE TECTONIQUE DE LA ZONE.

Il n'existe aucune étude structurale précise sur le secteur d'étude. Les contours géologiques de la feuille d'Arreau suggèrent l'existence de plis orientés E-W lesquels sont aussi reconnus sur l'ensemble de la zone axiale des Pyrénées. Cependant sur la zone d'étude, cette apparence de plissement pourrait résulter d'une mauvaise interprétation stratigraphique. En effet, 2 barres carbonatées peuvent être interprétées soit comme le plissement d'une seule barre (ce que montre la carte géologique d'Arreau), soit comme 2 barres distinctes dans une pile stratigraphique. Néanmoins, la carte géologique indique la présence de schistes graphiteux du Silurien à l'intérieur des séries dévoniennes, à 400m au sud de Lez, ce qui laisse supposer la réalité d'un tel plissement à moins qu'il ne s'agisse d'une écaïlle tectonique.

Une coupe réalisée par J. Bodin (1988) dans les ardoisières d'Argut-dessus (Figure 6) montre la présence d'un niveau de schistes graphiteux du Silurien à l'intérieur des schistes ardoisiers du Dévonien inférieur (noté 3 sur la Figure 6). A nouveau on peut interpréter ce niveau soit comme le cœur de pli soit comme un redoublements par faille.

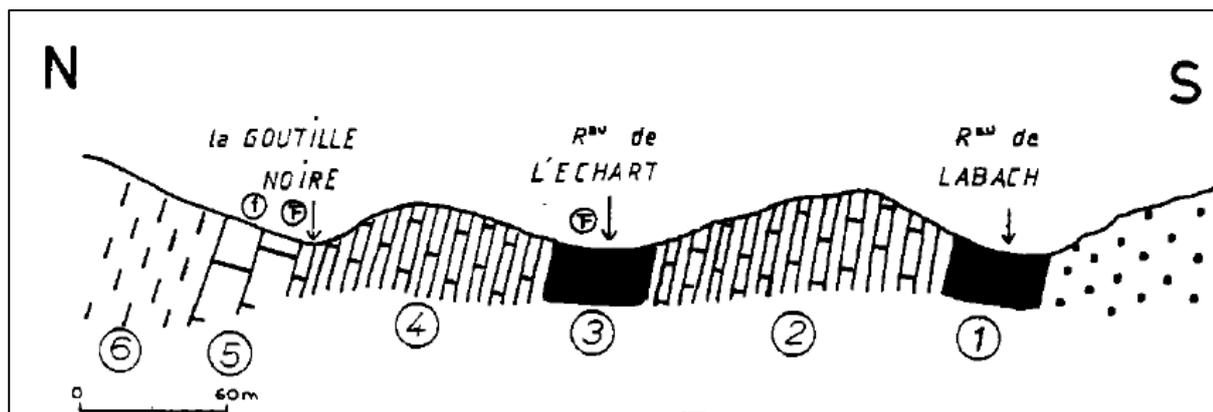


Figure 6 – Coupe structurale N-S dans les ardoisières d'Argut-dessus (Bodin, 1988)

Les différents rapports réalisés durant les travaux de reconnaissance, quant à eux, ne fournissent pas d'informations supplémentaires quant aux lithologies et à la géométrie globale de la zone d'étude, en dehors de mesures structurales acquises sur forages et sur l'éperon rocheux du Hournech.

La collecte d'informations bibliographiques réalisé dans le cadre de la présente étude a permis de contextualiser la géologie du secteur d'étude et d'établir un plan d'action de reconnaissance sur le terrain. Il s'agissait dans cette approche de lever la colonne stratigraphique directement sur le secteur élargi de la zone de travaux, d'en établir la structuration géométrique et de comparer ces nouvelles informations avec les données existantes issues des études précédentes.

2. Cartographie géologique et structurale du massif du Hournech

2.1. SUCCESSION LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU MASSIF

Les observations de terrain, couvrant le versant droit de la Garonne entre les villages de Lez et d'Argut-Dessous, ont permis de reconstituer l'empilement des formations géologiques allant du Silurien pour les plus anciennes (au Sud) au Mésozoïque post-triasique indéterminé pour les plus récentes, au Nord (Figure 7). La succession du Silurien au Carbonifère paraît en continuité stratigraphique même si les corrélations sont difficiles à établir du fait de la rareté des affleurements rocheux dans ce secteur très boisé. Le Permo-Trias, quant à lui, est séparé des terrains précédents par une faille de même qu'il est séparé des marbres mésozoïques, au Nord de Lez, par la faille nord-pyrénéenne.

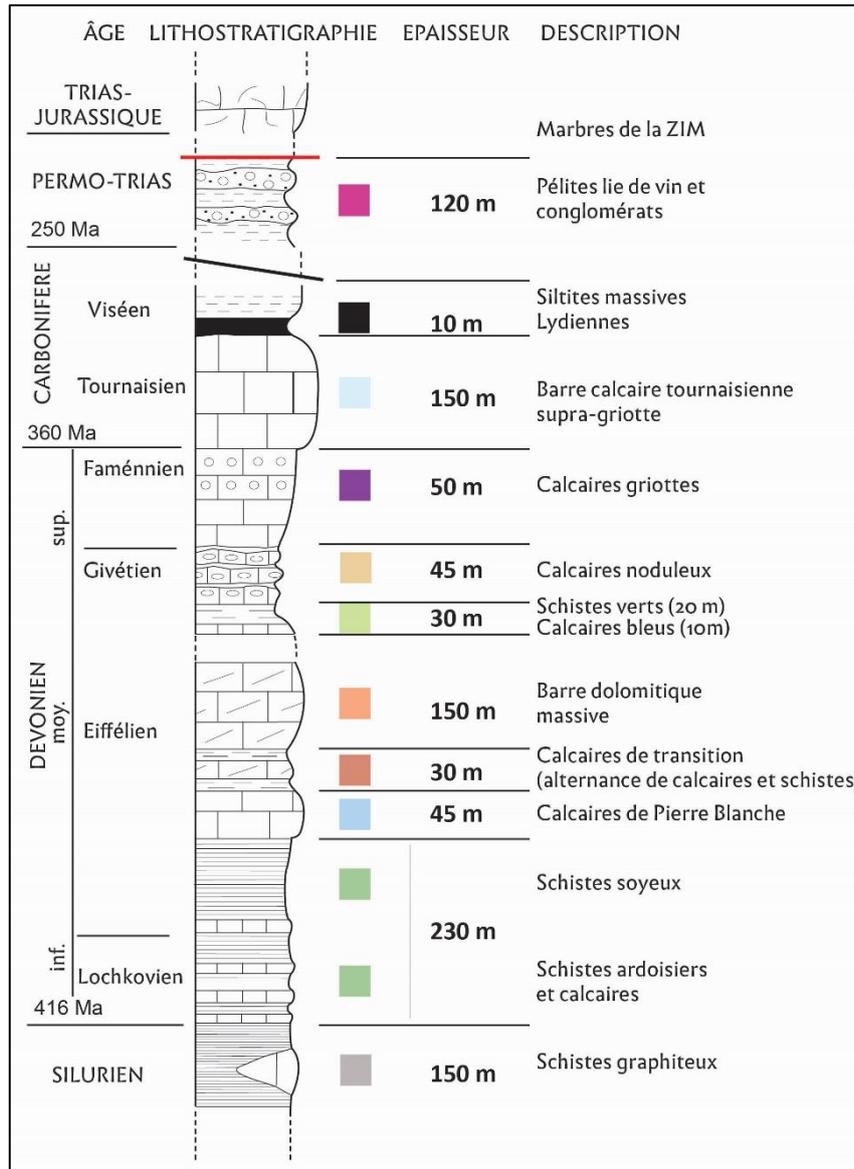


Figure 7 – Colonne lithostratigraphique du massif du Hournech (observations de terrain BRGM)

La colonne lithostratigraphique levée sur le terrain au cours de cette étude présente de bas en haut

- 1) La formation des Schistes graphiteux du Silurien, estimés à 150 m d'épaisseur. Ce sont des schistes argileux noirs, à grain très fin, graphiteux (tachant les doigts). Ces schistes contiennent des cristaux de pyrite parfois en amas de taille pluricentimétrique. Des bancs de calcaires marneux sombres décimétriques, parfois lenticulaires, sont interstratifiés dans les schistes. **Cette formation s'altère facilement en argile ce qui produit généralement des glissements gravitaires** sur des pentes faiblement inclinées.
- 2) La formation des *schistes ardoisiers* est la première unité du Dévonien inférieur. Son épaisseur est évaluée à 230m. Elle se distingue des schistes Silurien qu'elle surmonte, par l'apparition de bancs calcaires ou dolomitiques décimétriques, qui alternent avec des schistes plus clairs, ou des calcaires marneux (Annexe 6.1). Plus

haut, les niveaux carbonatés tendent à se raréfier au profit des schistes (Annexe 6.2). Ceux-ci s'organisent en niveaux décamétriques plus massifs et plus homogènes qui ont été exploités dans les ardoisières.

Vers le haut de la formation ces niveaux ardoisiers laissent place à des schistes soyeux à patine beige, et au toucher talqueux (Annexe 6.3). Ceux-ci sont extrêmement altérables et délitables et **présentent les mêmes caractéristiques rhéologiques que les schistes siluriens**. Du fait de leur grande ductilité, on y observe souvent des zones de cisaillement et des petits plis isoclinaux qui conduisent à une vision d'une structure quelque peu chaotique. En surface de versant, ces **schistes montrent systématiquement des phénomènes de fauchage et sont propices aux glissements gravitaires**. Ils affleurent particulièrement bien à l'entrée de la piste d'accès à l'éperon rocheux en bordure de la D44 E. Sur ce front de taille, on peut observer des cavités karstiques, de dimension pluridécimétrique, enduites de précipitations calcaires, ce qui suggère des circulations d'eau importantes.

Dans leur partie sommitale, en direction de l'éperon rocheux, de petits niveaux décimétriques de calcaires marneux et de marnes apparaissent dans les schistes soyeux donnant à la formation un aspect stratifié (Annexe 6.4).

- 3) Une barre de calcaires gris, dénommés les « *calcaires de Pierre Blanche* », du nom de la grange où ils ont été observés la première fois lors des reconnaissances. Cette barre, probablement d'âge Praguien (≈ 408 Ma, par analogie avec les travaux de Bodin, 1988), a une épaisseur de 45m environ et forme l'éperon rocheux qui surplombe la zone de travaux. Elle débute à sa base (au Sud) par des bancs de calcaires parfois dolomités, d'épaisseur pluridécimétrique à métrique qui tranchent par rapport à l'alternance schistes (Annexe 6.5). L'ensemble est assez massif et homogène et assez bien stratifié. Il s'agit d'un calcaire micritique, gris sombre à la cassure. La patine, de couleur beige, montre fréquemment de petits débris coquillers ou de crinoïdes. Les bancs carbonatés sont souvent séparés par des intercalations centimétriques à décimétriques de calcaire plus marneux, voire par des horizons schisteux. Malgré sa dureté, la roche est affectée par une forte schistosité qui montre une forte réfraction (variation du pendage de schistosité) en fonction de la compétence des bancs (Annexe 6.6). Ces derniers présentent souvent de fentes de calcite liées à un début de boudinage acquis durant les premières phases de la déformation hercynienne.

Au sommet de l'éperon rocheux concerné par les travaux (en fin de piste) on peut observer que certains bancs dolomitiques sont altérés sur plus de 2 mètres de profondeur entre des couches de calcaire sain. Ce phénomène peut éventuellement conduire à la désolidarisation de masses rocheuses.

- 4) Au-dessus de la barre calcaire précédemment décrite apparaît une unité plus hétérogène appelée ici « *calcaires de transitions* » qui ne devrait pas excéder la trentaine de mètres d'épaisseur. Cette dernière se marque par une stratification plus régulière en bancs épais de 1 à 3 dm où alternent des calcaires, des dolomies, des horizons marneux (calcschistes) ou schisteux (Annexes 6.7 et 6.8). Il faut aussi noter la présence de cristaux de pyrite de taille centimétrique.

La base de cette formation n'a été observée que dans la zone de grattage de la partie nord de l'éperon rocheux et on ignore la nature lithologique des terrains compris entre cette base et la formation dolomitique sus-jacente.

- 5) La formation des « dolomies », constitue une barre carbonatée la plus puissante qui arme le versant, de la crête de Hournech jusqu'aux falaises des rochers de la Gleysette. D'une épaisseur estimée à 150m, elle est composée à la base de bancs dolomitiques pluri-décimétriques à patine rousse qui alternent avec de minces niveaux

de calcschistes. L'ensemble devient rapidement plus massif vers le haut où la stratification devient parfois difficile à distinguer (Annexe 6.9). La dolomie est extrêmement indurée et difficilement cassable au marteau. Les cristaux de dolomies confèrent souvent à la roche un aspect saccharoïde. Les faciès qui constituent le sommet de la barre n'ont jamais été observés, ce qui ne représente pas un problème pour cette étude car les terrains suivants, datant du Dévonien moyen à Carbonifère, ne seront pas concernés par les travaux de la RN 125. Cette barre dolomitique pourrait marquer la fin du Dévonien inférieur (≈ 395 Ma).

Les terrains surmontant la barre dolomitique sont les suivants :

- Après une lacune d'affleurement, une barre de calcaire bleuté bien stratifiée d'une dizaine de mètres d'épaisseur ;
- Une unité de schistes verts et de calcschistes ;
- Une unité de calcaires noduleux, daté par ailleurs de la fin du Dévonien moyen (≈ 385 Ma)
- Une unité de calcaires griottes classiquement attribuée au Famménien (≈ 360 Ma)
- Une unité appelée « barre de calcaire supra-griotte » et marquant probablement le début du Carbonifère (Tournaisien) ;
- Un niveau de Lydiennes (datée du Tournaisien (≈ 350 Ma) dans la région de Bagnères-de-Luchon) recouvert par une épaisse formation de siltites massives grises.

2.2. CARTE GEOLOGIQUE DU MASSIF

La reconnaissance sur le terrain des différentes unités de la succession lithostratigraphique décrite précédemment ainsi que les mesures structurales des couches et de la schistosité associée ont permis de dessiner une nouvelle carte géologique plus précise de ce secteur (Figure 8).

La structure des couches montre un pli anticlinal dont le cœur situé entre les crêtes de Figure 8II n'est donc pas exclu que le cœur du synclinal contienne des calcaires et calcschistes du Dévonien moyen.

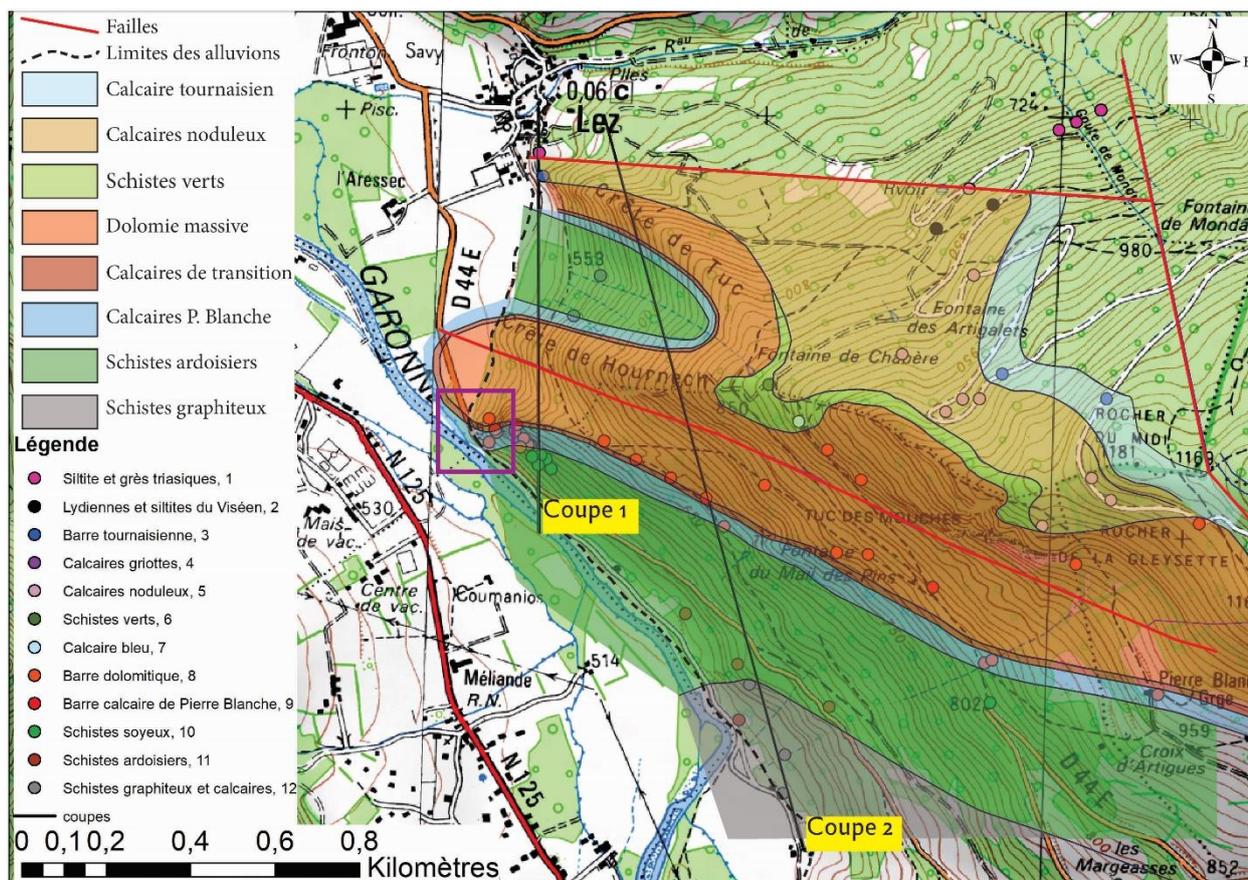


Figure 8 – Carte géologique à 1/10 000 du massif du Hournech. Les pointillés noirs correspondent à la limite des alluvions de la Garonne à l'ouest de laquelle les contours sont spéculatifs. Le carré violet positionne sur la carte l'éperon du Hournech (déblai DB001) au sein du massif du même nom.

2.3. COUPES STRUCTURALES N-S DU MASSIF

Le massif du Hournech est structuré par un pli anticlinal déversé vers le sud, suivi d'un pli synclinal recoupé par une faille expliquant la superposition de deux épaisseurs l'une sur l'autre de l'unité des dolomies (Figure 9 et Figure 10). L'axe du plissement est en moyenne orienté N285° avec un plongement d'environ 13° vers l'Ouest. La distinction entre les flancs des plis a été corroboré sur le terrain par les relations angulaires entre les plans de stratification (S0) et les plans de schistosité associée au plissement (S1) (cette relation est appelée vergence de schistosité – « cleavage vergence », en anglais). Il faut noter que l'on désigne ici comme S1 une schistosité qui en réalité est notée S3 dans la nomenclature pyrénéenne (comme précisé précédemment au §1.2.1a)

Dans cette structure plissée, l'éperon du Hournech se situe sur le flanc sud du synclinal avec des couches qui plongent de ~65° vers le nord (Figure 9). Lithostratigraphiquement il concerne du haut vers le bas la formation des dolomies, les calcaires de transition, les calcaires de Pierre Blanche et les schistes soyeux, appartenant tous au Dévonien inférieur (Figure 9 et Annexe 6.10).

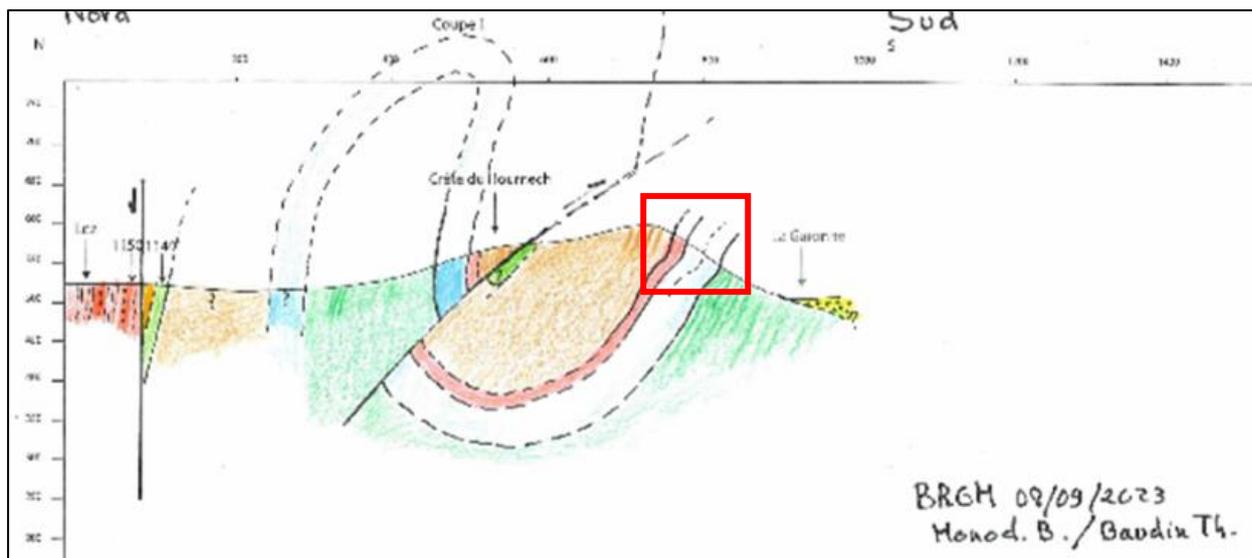


Figure 9 – Coupe structurale n°1 N-S du massif du Hournech positionnée juste à l'Est de l'éperon du même nom (DB 001) ; la position de celui-ci projetée sur la coupe correspond au rectangle rouge. Le code couleur est identique aux figures 7 et 8.

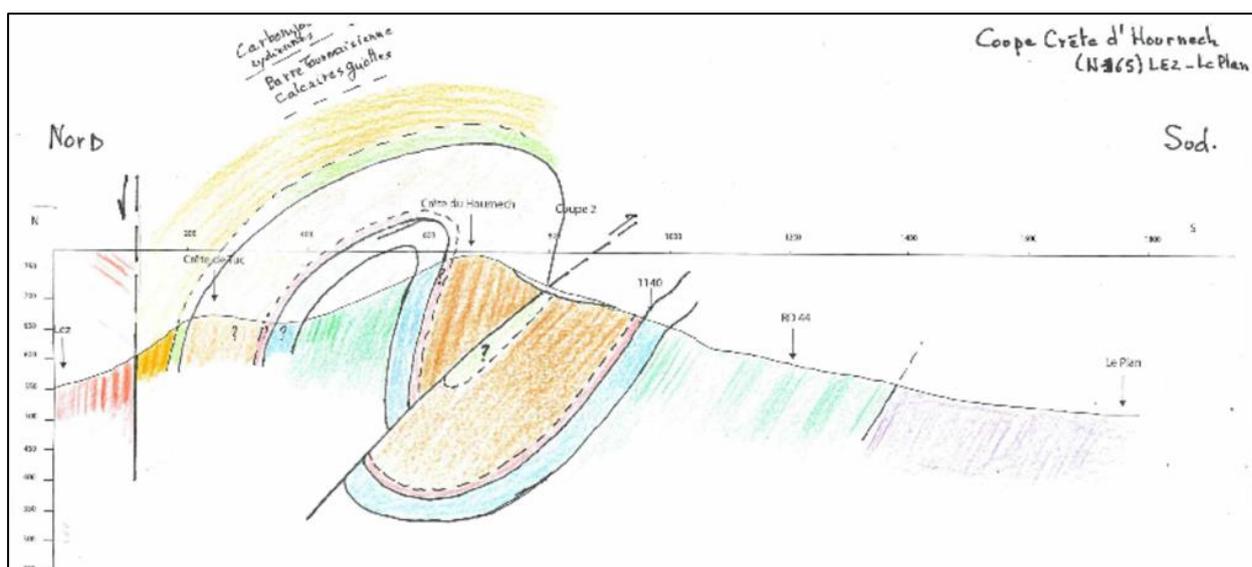


Figure 10 – Coupe structurale n°2 N-S du massif du Hournech montrant la structure générale du massif. Le code couleur est identique aux figures 7 et 8

3. Etude structurale du massif du Hournech

Les mesures structurales sont présentées dans ce rapport selon la notation direction de plongement (Dip dir) et valeur de plongement (dip). Elles sont représentées sur des stéréogrammes de Wulff en hémisphère inférieure (Figure 11). La représentation d'un plan intersectant un hémisphère inférieure correspond à une courbe (grand cercle) à laquelle est associée un pôle qui est la ligne normale au plan passant par le centre de la sphère (Figure 11). La représentation de plusieurs plans sous forme de courbes sur un même diagramme étant rapidement illisible, l'utilisation des pôles des plans est souvent privilégiée.

La représentation en pôles des jeux de données de mesures de plans adoptée dans la suite du rapport utilise les contours de densité de la méthode de densité de Kamb ou "Kamb Contouring". Cette méthode calcule la densité statistique pour créer des contours autour des concentrations de points sur un stéréogramme. C'est une procédure de réduction statistique pour déterminer où placer les contours, en se basant sur une zone d'influence pour chaque point et sur la densité de points dans cette zone.

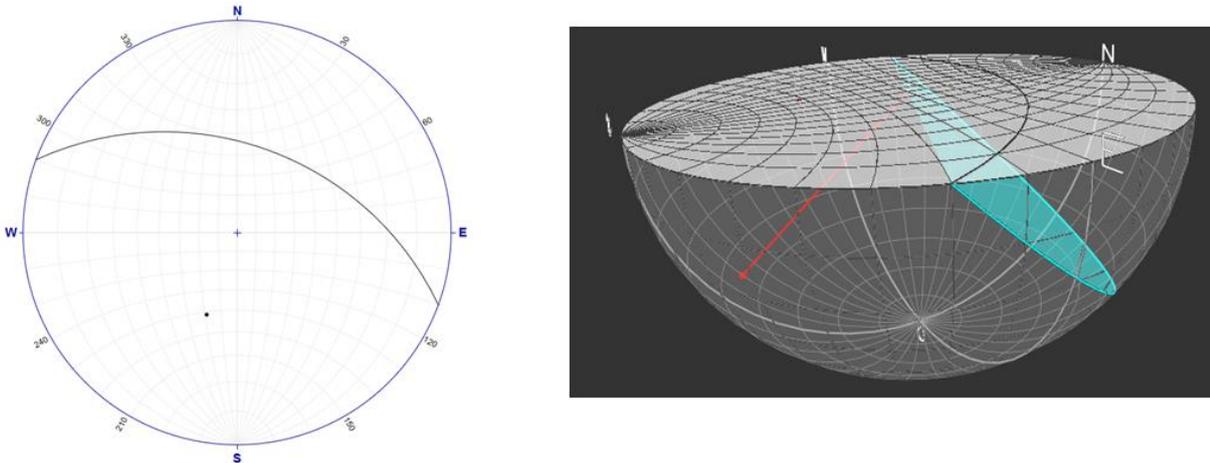


Figure 11 – Exemple de la représentation d'un plan orienté N110° plongeant à 45° (N20° - 45, Dip dir - Dip) vers le NW sur un stéréogramme de Wulff hémisphère inférieure. Sur l'image de gauche, le plan est représenté en bleu. La ligne d'intersection entre le plan et la sphère, projetée sur la surface plane de l'hémisphère apparaît comme une courbe (grand cercle) en noir. Le pôle du plan est la ligne (en rouge) perpendiculaire au plan et passant par le centre de la sphère et projeté sur la surface de l'hémisphère. Pour une meilleure lisibilité, les plans sont représentés par leur pôle et non pas par leur grand cercle.

La limite d'une telle représentation est qu'elle n'est pas spatialisée. On ignore donc si différentes famille d'orientation de plans coexistent réellement sur un point d'observation ou si l'il s'agit d'une variation d'orientation dans l'espace. Il est donc important de segmenter les données par zone d'observation (terrain ou forage) pour mettre en évidence les éventuelles variations spatiales des orientations des plans.

3.1. DONNEES STRUCTURALES ISSUES DES TRAVAUX ANTERIEURS.

Des levés structuraux sur forage, implantés en rive droite de la Garonne le long de la zone de travaux entre Lez et Arlos, ou en paroi sur l'éperon rocheux du Hournech, ont été réalisés lors des études précédentes (AVP, EXE, PRO). Ces données structurales ont été compilées lors de cette étude et projetées sur un stéréogramme de Wulff, hémisphère inférieure. Ces mesures correspondent à l'orientation des principaux plans de débit qui découpe la roche. Il s'agit de plans de stratification (S0), correspondant aux couches sédimentaires originelles (Figure 12, Figure 13) ou de plans de fracturation (Figure 14). Dans ces études, les plans de schistosité n'ont pas été distingués des plans de stratification et sont notés S0/1).

3.1.1. Mesures structurales de la stratification S0

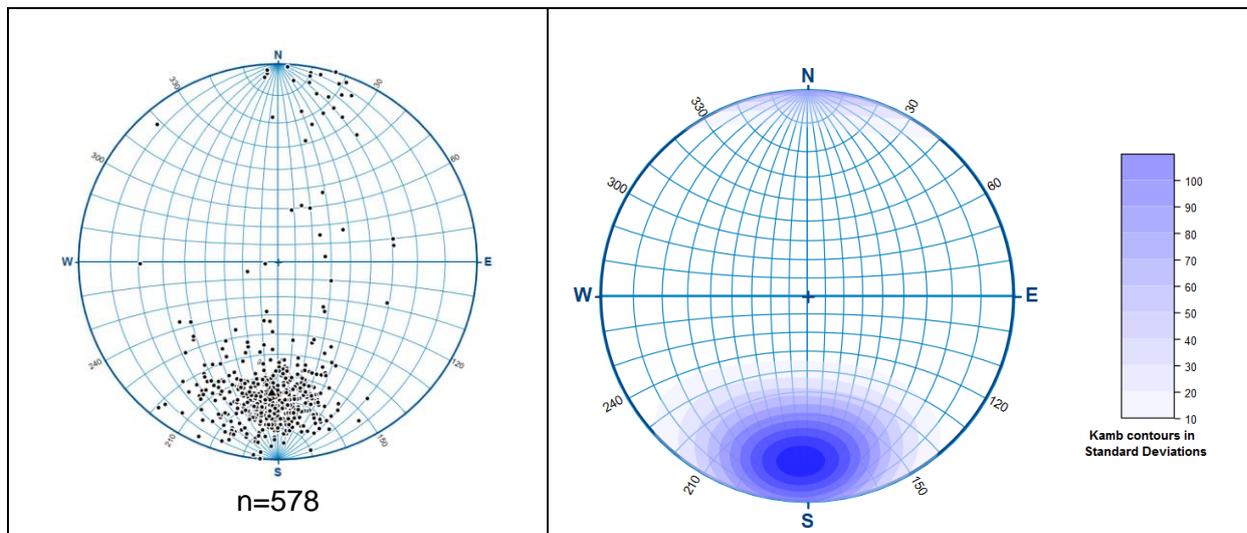


Figure 12 – Projection stéréographique (hémisphère inférieure, equal angle) des pôles des plans de stratification S0 mesurés dans les forages. Le plan moyen est N3° 67 (DipDir – Dip). Contours de densité : Surface de comptage 4.15 %, niveau significatif = 5 sigma

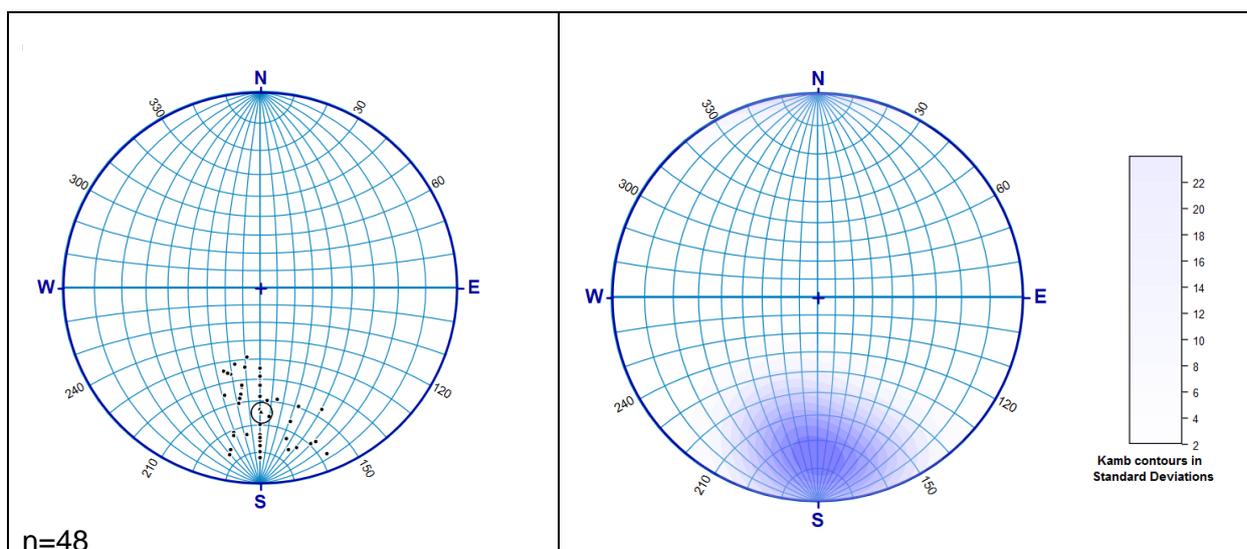


Figure 13 – Projection stéréographique (hémisphère inférieure, equal angle) des pôles des plans de stratification S0 mesurés en surface (paroi rocheuse). Le plan moyen est N0° - 65° (DipDir – Dip). Contours de densité : Surface de comptage 15.79 %, niveau significatif = 3 sigma

Les strates sont très majoritairement inclinées de 50 à 80° vers le Nord (rappel : une ligne verticale est inclinée de 90°). Les mesures réalisées en forage et sur paroi (bien que moins nombreuses) sont cohérentes entre elles, ce qui montre que le calcul de réorientation des imageries de paroi sont fiables (Figure 12 et Figure 13).

3.1.2. Mesures structurales de la fracturation

Les fractures mesurées en forages (Figure 14) et sur paroi (Figure 15) diffèrent quelque peu en direction mais restent cohérentes. Les mesures en paroi se retrouvent bien dans le champ des mesures en forage à l'exception de la famille de fractures fortement inclinées vers le Nord, lesquelles sont parallèles à la direction moyenne des strates (S0). Il est par ailleurs possible que ces dernières (S0), aient été confondues avec des fractures sur l'imagerie des forages. En effet, l'imagerie des parois de forage montre fréquemment des plans de stratification ouverts et donc considérés comme des fractures, ce qui ressort sur la Figure 16. Cette dernière figure sélectionne les fractures décrites comme ouvertes et ne diffère guère de la figure 13 (fractures totales) ce qui montre qu'il n'existe pas de direction privilégiée pour les fractures ouvertes.

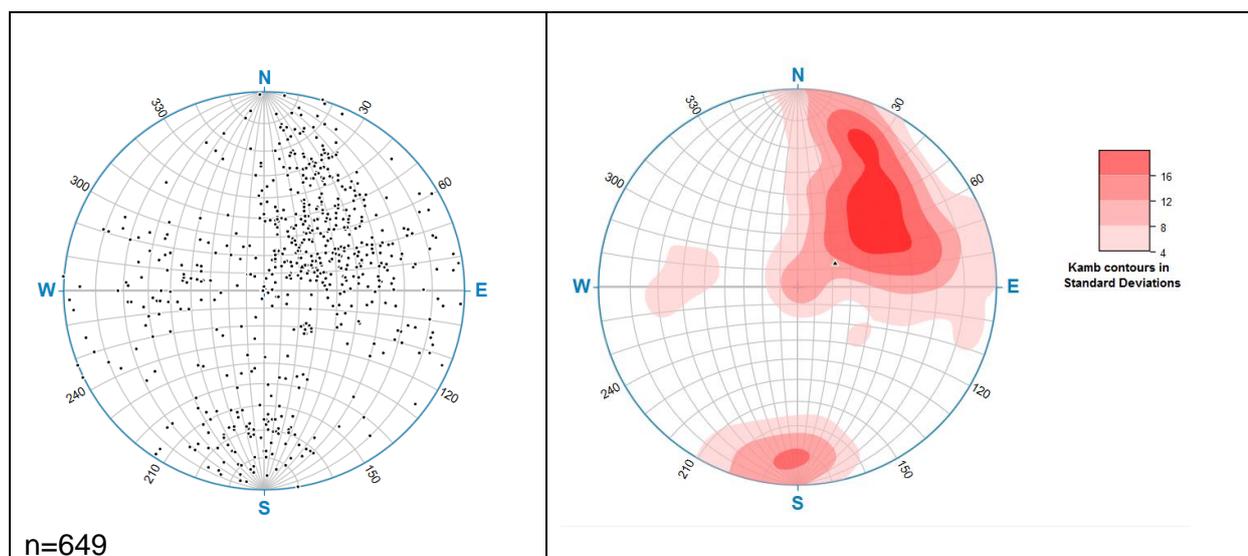


Figure 14 – Projection stéréographique (hémisphère inférieur, equal angle) des pôles des plans de fractures (s.l.) mesurés dans les forages. Il apparaît trois familles majeures de fractures, la première (quadrant NE du Stéréogramme) est orientée en moyenne N227° - 60° (DirDir – Dip), une seconde moins marquée orientée N0° - 80°, enfin une troisième faiblement représentée orientée N95° - 45°. Surface de comptage 3.71%, niveau significatif = 5 sigma

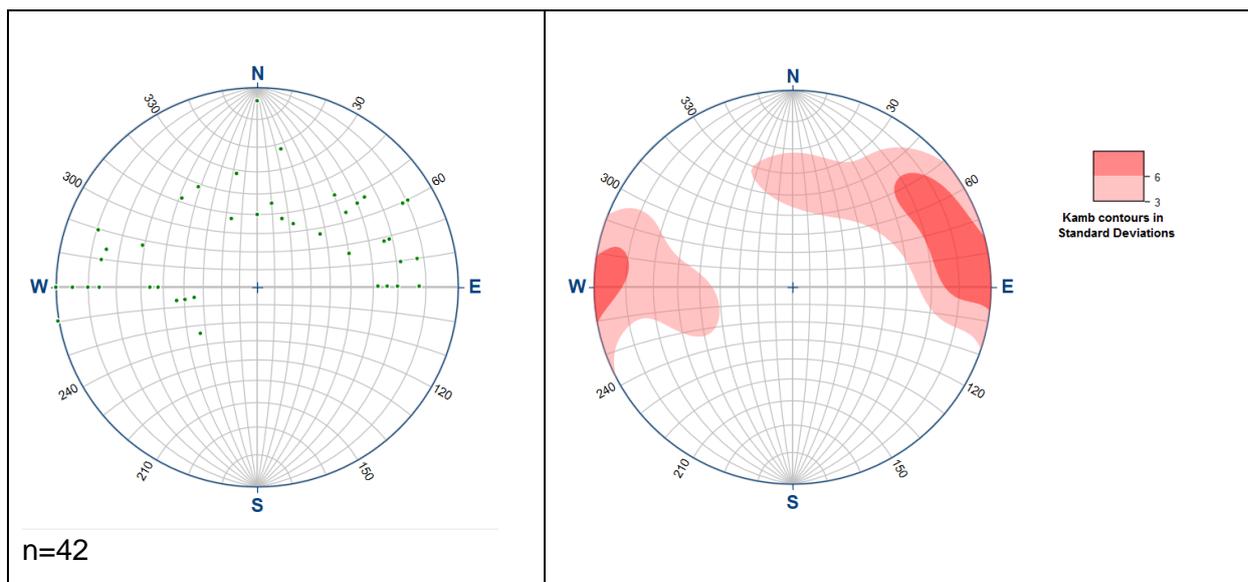


Figure 15 – Projection stéréographique (hémisphère inférieur, equal angle) des pôles des plans de fractures (s.l.) mesurés sur paroi. Il apparaît 1 famille de fractures très dispersée, (quadrant NE du Stéréogramme) qui évolue en moyenne de N250° - 80° à N90° - 90° (DirDir – Dip). Surface de comptage 17.65 %, niveau significatif = 3 sigma.

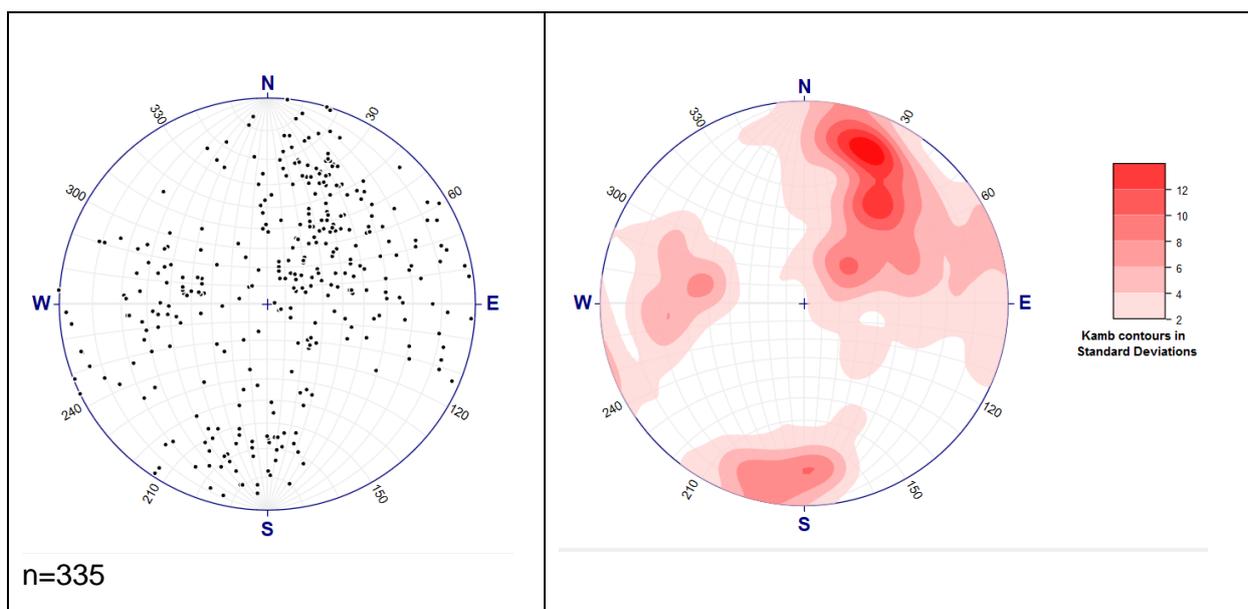


Figure 16 – Projection stéréographique (hémisphère inférieur, equal angle) des pôles des plans de fractures ouvertes (s.l.) mesurés dans les forages. Il apparaît trois familles majeures de fractures, la première (quadrant NE du Stéréogramme) est orientée en moyenne N227° - 60° (DirDir – Dip), une seconde moins marquée orientée N0° - 80°, enfin une troisième faiblement représentée orientée N95° - 45°. Surface de comptage 2.62 %, niveau significatif = 3 sigma.

3.2. DONNEES STRUCTURALES (DE L'ETUDE) MESUREES SUR LE TERRAIN

3.2.1. Les plans de stratification (S0)

Lors de cette étude, 111 plans de stratification (S0) ont été mesurés sur le terrain ainsi que 41 plans (S1) de schistosité associés (Figure 17). Ce couplage de mesures (S0/S1) a permis de déterminer la vergence de schistosité (cleavage vergence) en chaque point d'observation et de mettre en évidence la structure plissée de la zone d'étude.

La dispersion des pôles des plans de stratification s'aligne sur un grand cercle qui représente le plan perpendiculaire à l'axe du plissement. Le pôle de ce dernier plan représente en fait l'axe moyen du plissement. Cet axe de plissement calculé est N285 – 13, et le plan axial du pli correspond grossièrement au plan moyen de S0 soit N0 -70.

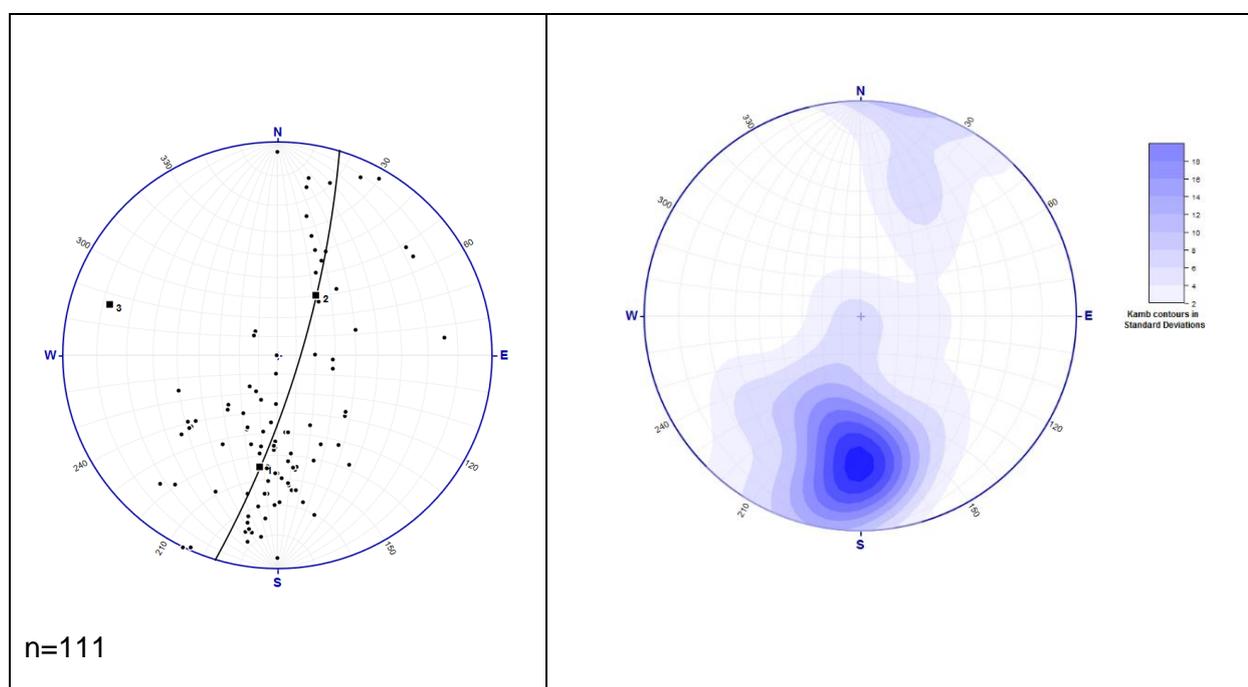


Figure 17 – Projection stéréographique (hémisphère inférieur, equal angle) des pôles des plans de stratification S0 mesurés sur le terrain. Le plan moyen S0 est N0° - 70° (DipDir – Dip). Cette direction correspond globalement au plan axial du plissement. La direction moyenne de l'axe du pli est de N285° - 13° (pôle n°3 sur la figure de droite est l'axe du plissement). Kamb contouring : Surface de comptage 7.5 %, niveau significatif = 3 sigma.

3.2.2. Les plans de schistosité (S1)

De même, 41 mesures de plans de schistosité ont été effectuées sur le terrain (Figure 18). Contrairement à ce que laissait supposer les rapports précédents, la schistosité se distingue bien de la stratification, ce qui a été particulièrement utile pour déterminer la structure plissée du massif.

Les représentations stéréographiques à elles seules ne permettent pas d'identifier les plans S0 de la schistosité S1 qui les affectent. Seule l'observation de terrain permet cette distinction entre les 2 plans lorsqu'ils sont suffisamment sécants pour être mesurés.

Les pôles de schistosité S1 s'alignent, à l'instar des plans S0, sur un grand cercle (plan) dont le pôle correspond à l'axe du plissement soit N280° - 10° (Figure 17). Cette valeur est conforme à la direction d'axe calculée précédemment avec les plans S0 (N285 - 13).

Cette dispersion des pôles de schistosité (Figure 17) est dû à un effet d'une disposition en éventail de la schistosité, ainsi qu'à une réfraction de cette dernière entre les bancs compétents (carbonatés) et incompétents (schistes et calcschistes) (Figure 19). Ainsi dans le secteur étudié, la schistosité est moins inclinée dans les bancs plus durs et plus inclinée dans les niveaux plus tendres.

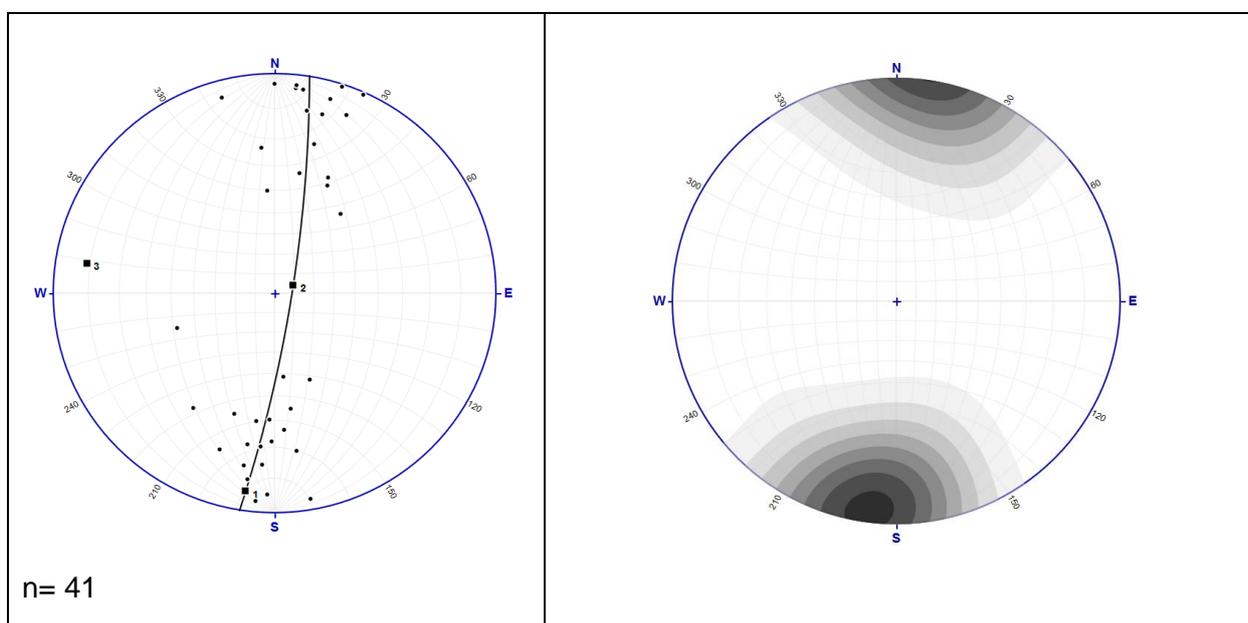


Figure 18 – Projection stéréographique (hémisphère inférieur, equal angle) des pôles des plans de schistosité S1 mesurés sur le terrain. Le plan S1 moyen est N 7° - 85° (DipDir – Dip). Cette direction correspond globalement au plan axial du plissement. L'axe du pli mesuré à partir de la ligne perpendiculaire au plan contenant les pôles (point noté 3 sur la figure de gauche) est de N280° - 10°, en accord avec la mesure de l'axe obtenu avec les pôles des plans de stratification S0 (Figure 17). Kamb contouring : Surface de comptage 18 %, niveau significatif = 3 sigma.

La ligne d'intersection entre le plan moyen S0 (N0° - 70°) et le plan moyen S1 (N7° - 85°) correspond aussi à l'axe du plissement soit N280° - 20°. Cette valeur est conforme aux 2 valeurs précédentes (à partir des pôles de S0 : N285° - 13° et des pôles de S1 : N280° - 10° Figure 17 et Figure 18 respectivement). Ces 3 calculs de valeurs de l'axe du plissement confortent la validité des mesures de terrain.

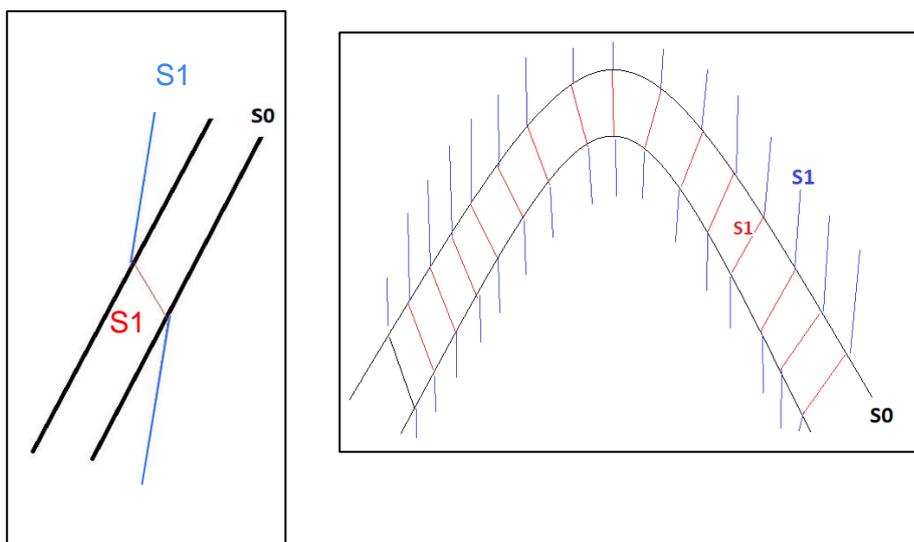


Figure 19 – Schéma illustrant la schistosité en éventail (en rouge à droite) ainsi que la réfraction de schistosité entre des couches peu compétentes comme des schistes (S1 en bleu à fort plongement) et des couches plus compétentes comme des calcaires (S1 en rouge à pendage moindre).

3.2.3. Les plans de fracture

Les fractures majeures mesurées sur la zone d'étude montrent une principale famille de plans inclinés vers le SSW dont l'orientation moyenne est de N243 – 75 (Figure 20). Sur le terrain cette famille correspond à des plans remarquables qui découpent les falaises ou ressauts de dolomies ou de calcaires (Figure 21). Ce sont souvent des surfaces onduleuses et enduites d'un encroûtement carbonaté qui révèle des circulations d'eau, sans atteindre le stade d'épikarstification. Les orientations sont identiques à celles relevées lors des études précédentes, sur l'éperon rocheux de la zone du chantier.

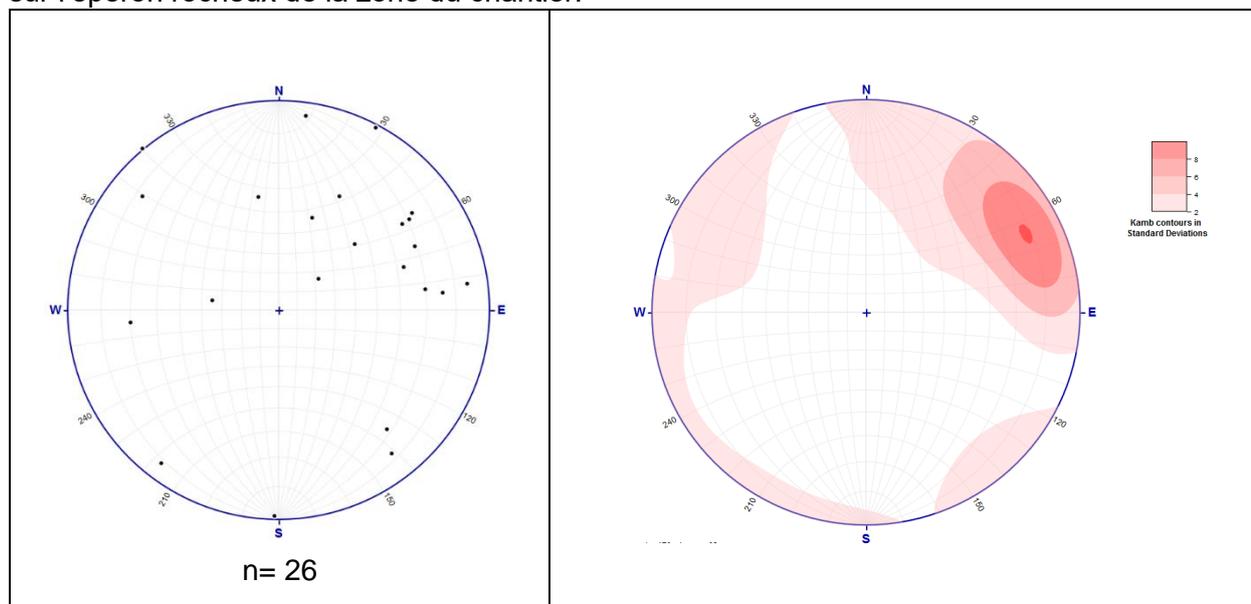


Figure 20 – Projection stéréographique (hémisphère inférieur, equal angle) des pôles des plans de fractures majeures mesurées sur le terrain. Le plan moyen de cette fracturation est N 243° - 75° (DipDir – Dip). Kamb contouring : Surface de comptage 25,71 %, niveau significatif = 3 sigma.

3.3. COMPARAISON AVEC LES ETUDES PRECEDENTES

3.3.1. Plans de stratification S0 et Schistosité S1

Etant donné que les précédentes études n'ont pas distingué S0 de S1, la Figure 22 affiche les orientations des plans S0 et S1 de la présente étude (à gauche et au centre) avec les valeurs confondues de S0/S1 des études antérieures (à droite). Les précédentes valeurs provenant essentiellement des forages sont plus localisées sur la zone des travaux. Il n'existe pas de différence notable entre les différentes études, et la valeur moyenne d'orientation de N0 – 67 pour S0 et de N7-85 pour S1. Sans observation directe sur le terrain des relations entre S0 et S1, il serait impossible de distinguer les 2 plans sur le seul critère de leurs orientations, celle-ci étant globalement identique.



Figure 21 – Photos des plans de fractures inclinés vers le SW, enduits d'un encroûtement calcaire de couleur jaune qui tranche avec la couleur grise de la roche (Eperon rocheux de la Formation des calcaires de Pierres Blanche)

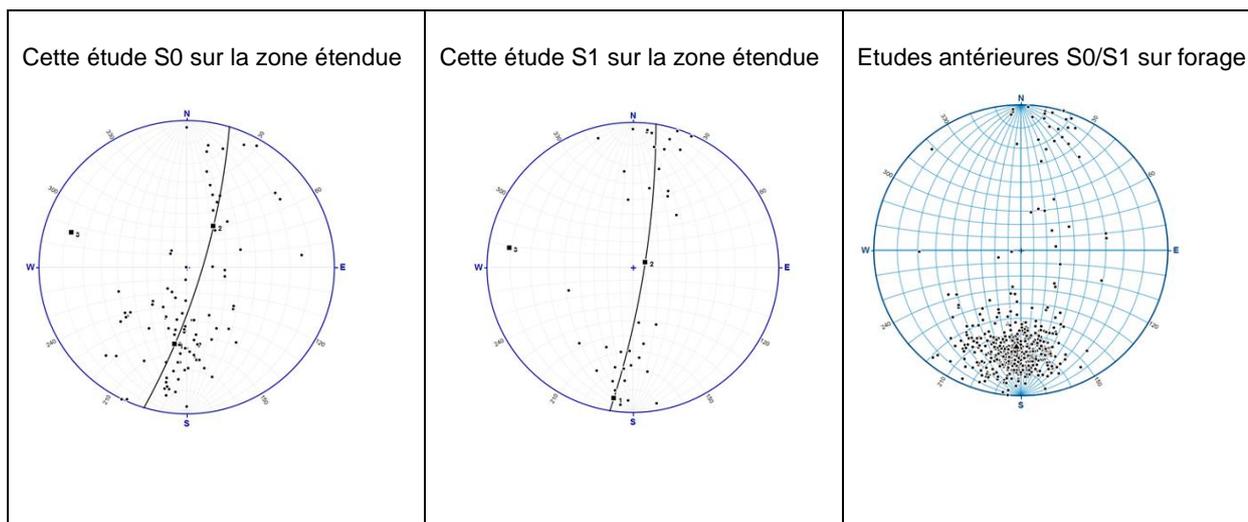


Figure 22 – Orientations de plans de stratification (S0) et de schistosité (S1) de la présente étude (à gauche et au centre) avec les valeurs confondues S0/S1 des études antérieures (à droite)

3.3.2. Plans de fracture

La Figure 23 compare la fracturation majeure levée sur la zone de la présente étude (à gauche) avec les mesures réalisées antérieurement sur la paroi de l'éperon rocheux des calcaires de Pierre Blanche. Les mesures sont assez semblables avec une prédominance de la fracturation fortement inclinée vers l'WSW. L'étude de terrain a permis d'observer que les plans de fracturation étaient généralement onduleux, ce qui explique en partie la dispersion des mesures.

A noter que les études précédentes indiquent aussi quelques plans de fractures inclinés vers l'Est ou le SE, lesquels sont anecdotiques dans la présente étude.

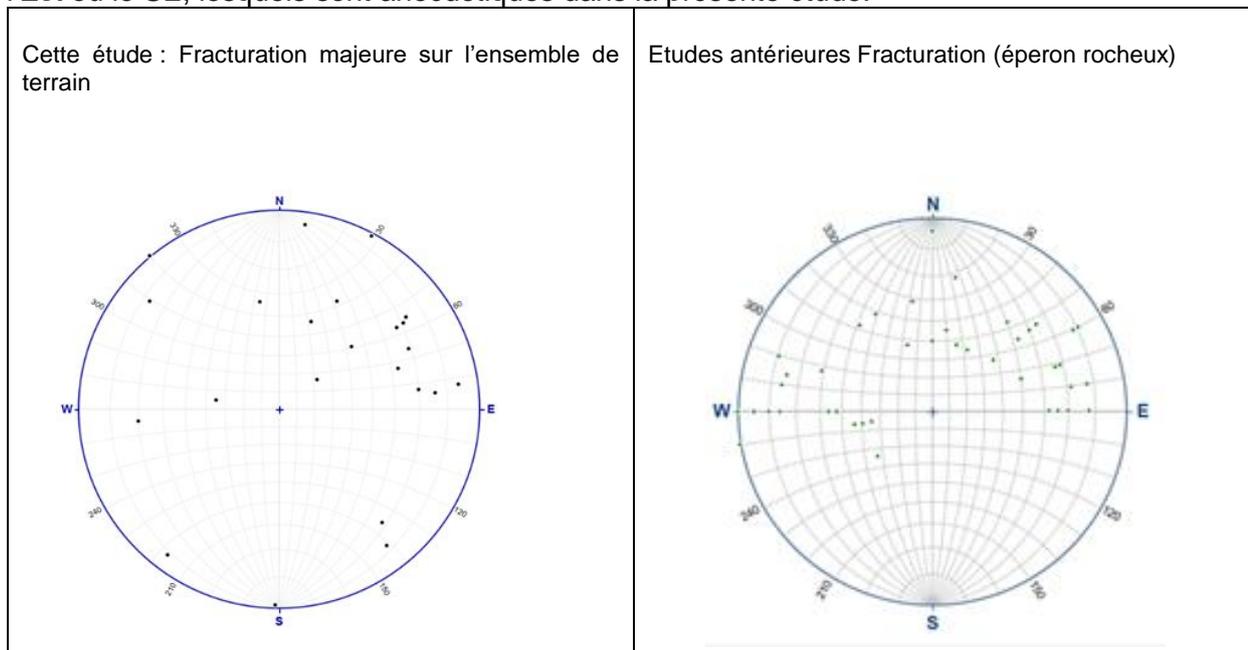


Figure 23 – Orientations de plans de fracture de la présente étude et des plans de fractures des études antérieures mesurées sur l'éperon rocheux des calcaires de Pierre Blanche (à droite).

Si l'on considère la totalité des mesures ($n = 690$) de la fracturation acquise sur forages lors les études antérieures (Figure 24, gauche) la famille dominante est inclinée vers le quadrant SW. Si l'on compare ces données avec les mesures de stratifications et de schistosité de l'étude, on remarque que l'ensemble de ces 2 classes de plans (S0/1 et fractures) s'alignent sur le même grand cercle du stéréogramme. Ceci peut signifier que, statistiquement, une part des plans identifiée comme une fracturation (en forage) pourraient être en réalité des plans de stratification (S0) ou des plans de schistosité (S1). Il paraît en effet étonnant qu'une famille de fracture n'apparaissent qu'en forage et non sur le terrain.

Il faut rappeler que les plans de schistosités inclinés vers le Sud / Sud-Ouest (pôle vers le Nord) correspondent à une réfraction de schistosité dans les bancs plus compétents. Il n'en demeure pas moins que ces plans « discutables » constituent des plans de débit de la roche et doivent être considérés comme tels.

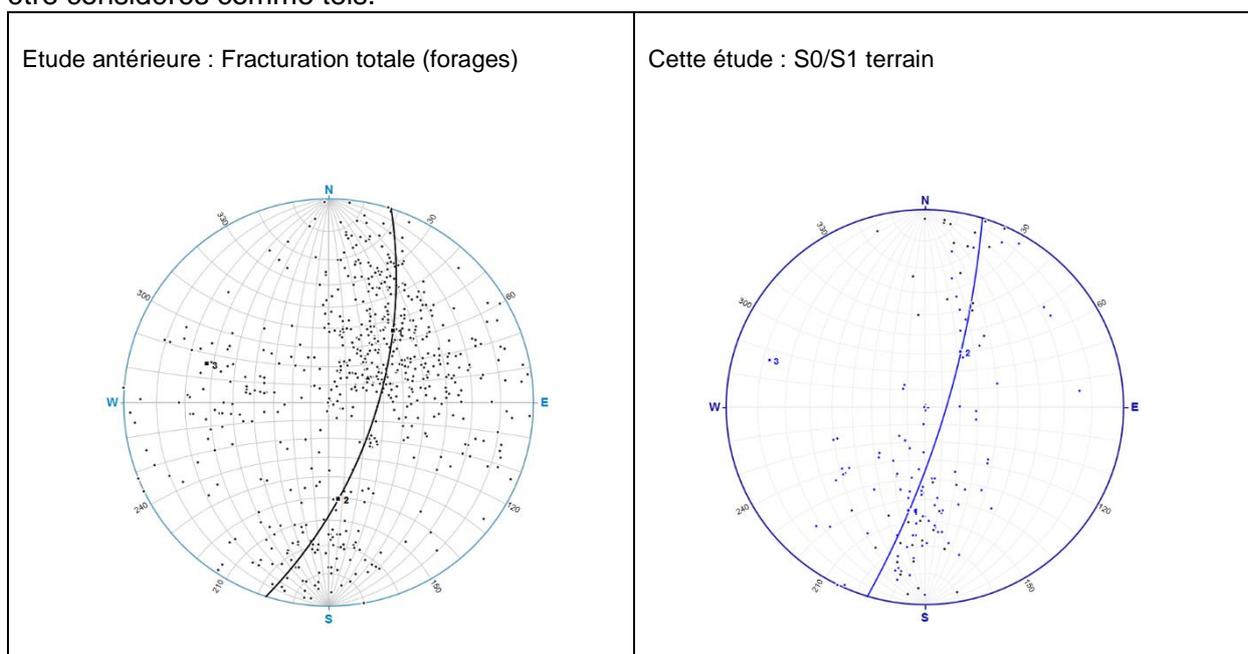


Figure 24 – Orientations de plans de fracture mesurés en forage lors des études précédentes (à gauche) comparée aux mesures cumulées de stratification et de schistosité, en surface lors de la présente étude (à droite). Les 2 stéréogrammes montrent une même distribution des pôles sur un grand cercle (plan)

La totalité des mesures ($n = 68$) des fractures prises sur le terrain lors de cette étude et des précédents rapports (Figure 25 droite) montre que les pôles sont alignés sur un grand cercle (plan) quasi perpendiculaire à celui obtenu à partir des mesures en forages (Figure 25 gauche). Cette distribution des pôles sur un grand cercle signifie que les plans « tournent » autour d'un axe orienté N175 – 50. Cet axe pourrait correspondre aussi à l'intersection des plans de fractures conjuguées respectivement inclinées vers le SE et vers le SW.

La comparaison entre la Figure 25 et la Figure 24 (gauche) permet de discriminer dans cette dernière (mesures en forage) les directions qui peuvent relever de plans S0/S1 et de ceux de la fracturation. Ainsi les plans inclinés vers le NNE ainsi que ceux inclinés vers le SSW ne devraient pas constituer des familles de fracturation mais plutôt correspondent à des débits schisteux ou de stratification. Seuls les plans inclinés vers l'W à SW et les plans inclinés vers l'E à SE définiraient des familles de fracturation.

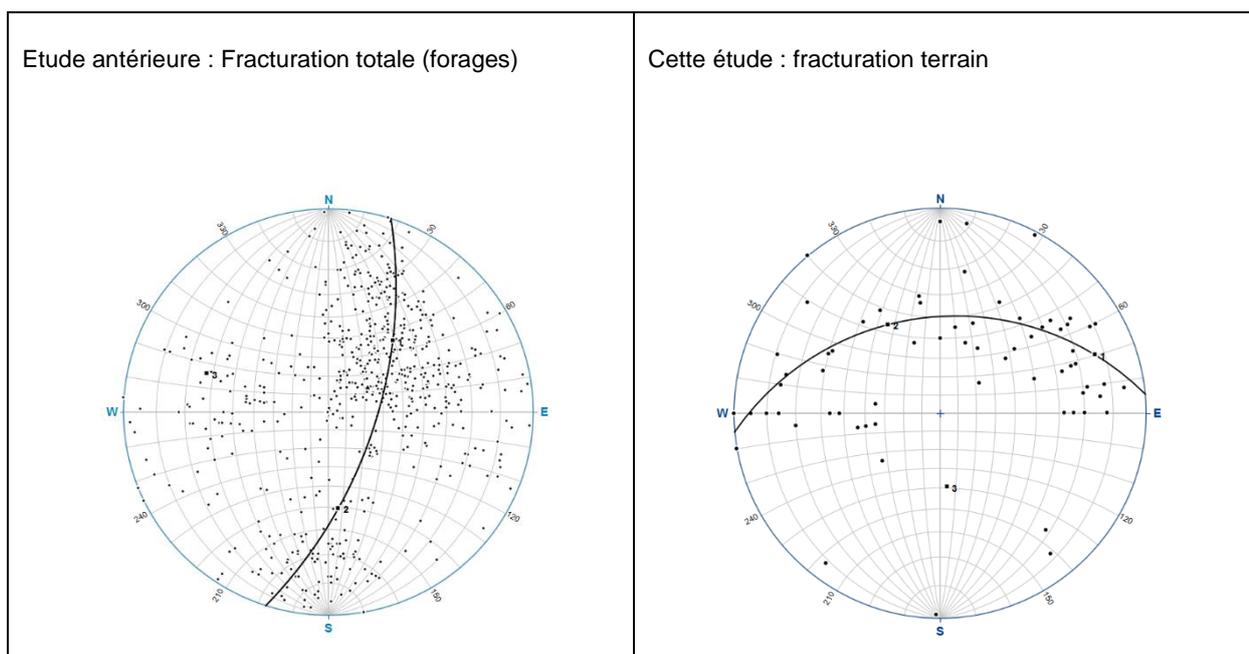


Figure 25 – A droite : Ensemble des mesures de fracture acquises sur le terrain lors de cette étude et des travaux antérieurs (fusion des mesures de la Figure 23). La distribution des pôles des plans sur un grand cercle (plan) indique que les plans tournent autour d'un axe N175 – 50 (noté 3 sur figure droite) qui pourrait éventuellement correspondre à l'intersection de plans conjugués. A gauche : Ensemble des mesures de fracturation issues des forages (identique au stéréogramme de gauche de la figure précédente).

4. Conclusions

Le BRGM a répondu à une sollicitation de la DREAL pour réaliser une étude géologique et structurale du massif du Hournech afin de contextualiser les données scientifiques dans un cadre géologique plus général. L'objectif était de préciser le modèle géologique qui permettra de concevoir et dimensionner de façon optimale l'ouvrage à entreprendre sur le déblai du Hournech lié à la construction de la R.N. 125 en contrebas.

La zone des travaux se situe sur le flanc méridional d'un pli synclinal déversé vers le sud et faillé en son cœur, dont l'axe orienté N105° (E-W) plonge de 10° vers l'Ouest (N285- 10° en DipDir - Dip). Ce flanc est composé de couches du Dévonien inférieur qui sont en moyenne inclinées de 70° vers le nord. La stratification (S0) est fortement affectée par une schistosité à vergence Sud (S1 plus inclinée que S0). La faille inverse vers le Sud, qui recoupe le synclinal, est déduite de la reconstruction structurale mais n'a jamais été observée sur le terrain. Son tracé recoupe l'unité des dolomies au niveau d'une grande dépression couverte d'éboulis entre la crête d'Hournech et l'éperon rocheux concerné par les travaux. A priori cette faille ne devrait pas être atteinte par les travaux de déblai.

Nature des terrains

Les terrains concernés par l'emprise des travaux présentent des faciès lithologiques très contrastés. Ces unités empilées sont formées du bas vers le haut (du Sud vers le Nord) par : la formation des Schistes graphiteux du Silurien, la formation des schistes ardoisiers passant au sommet à des schistes soyeux, avec des bancs calcaires vers le haut, les « calcaires de Pierre Blanche » qui constituent l'éperon rocheux, les calcaires de transitions connus seulement en leur base et la formation des dolomies massives.

Les points de vigilance particuliers, liées à la lithologie des terrains concernent :

- la présence de pyrite dans les schistes graphiteux du Silurien ainsi que dans les calcaires de transition. En effet, exposée à l'air et à l'eau, la pyrite peut s'oxyder pour former de l'acide sulfurique, entraînant, par drainage, une acidification des milieux aquatiques et des sols et pouvant aussi corroder les équipements métalliques ;
- l'altération des formations des schistes graphiteux du Silurien et des Schistes ardoisiers et soyeux en argile, qui provoque des glissements gravitaires le long de tous les versants que ces terrains occupent ;
- des poches de dissolution karstique peuvent être attendues dans les niveaux carbonatés, de telles cavités ont été observées dans le faciès des schistes soyeux.

Il faut noter qu'il n'était pas dans les objectifs de cette étude d'identifier et de caractériser les formations superficielles qui couvrent le secteur. Celles-ci sont cependant présentes et sont constituées par des colluvions de versants et des éboulis et non pas par des dépôts morainiques comme indiqués sur la carte géologique (1/50000, Arreau). L'épaisseur des colluvions peut varier du mètre au décimètre. Toutes sont soumises à des mouvements de glissement ou de reptation de terrain (présence de niches d'arrachement, lobes, arbres « en pipe » etc...).

Mesures structurales

Il est rappelé que les différentes natures de roches se traduisent par des réponses différentes de ces dernières à la déformation : soumis à des mêmes contraintes, là où un calcaire massif sera fracturé, un schiste présentera un plan de cisaillement ductile qui *in fine* sera peu distinguable du débit schisteux.

Ces différences rhéologiques entraînent aussi, sur le terrain, un biais dans les mesures d'orientation des fractures puisque celles-ci sont surtout observables dans les roches carbonatées (compétentes) dont les affleurements sont aussi les plus nombreux. A l'inverse, les mesures en forage, exhaustives et continues, paraissent *a priori* plus représentatives. Mais, ces dernières souffrent par ailleurs de la difficulté à reconnaître les structures et à les hiérarchiser. En effet l'extension spatiale des fractures n'est pas déterminable en forage et l'effet mécanique de la foration a tendance à provoquer une « fracturation induite » qui accentue le débit de la roche.

Fort de ces dernières remarques, l'étude structurale du secteur a montré que la schistosité S1 est sub parallèle à la stratification S0 (plan E-W) avec un plongement majoritairement vers le nord pour les deux plans et une valeur moyenne de plongement de 85° pour S1 contre 70° pour S0. A l'échelle du massif, la dispersion des mesures de stratification est due au plissement en anticlinal et synclinal. A l'échelle de la zone des travaux, localisée sur le flanc sud du synclinal, la dispersion de S0 est due à des ondulations locales.

La dispersion de la schistosité, quant à elle, est due à une réfraction de la schistosité dans les bancs compétents (par exemple carbonatés) par rapport aux bancs moins compétents (calcaires argileux, marnes ou schistes intercalés). Cette réfraction, dans les bancs compétents génère des plans plongeant vers le SSW avec un pendage plus faible que la S1 dominante.

La fracturation observée et mesurée sur le terrain montre une dispersion des orientations variant, dans un sens antihoraire, d'un pendage vers l'WSW à un pendage vers l'ESE. La dispersion des pôles de ces plans s'aligne sur un grand cercle stéréographique (plan) ce qui est compatible avec des fractures conjuguées (ligne d'intersection des plans de N175 – 50).

Les fractures systématiquement mesurées en forage (n=650) sur les images de logging de paroi (rapports de travaux antérieurs) montrent des variations d'orientation beaucoup plus complexes à analyser que celles des mesures de surface. Il apparaît cependant clairement qu'une partie des mesures en forage présentent des orientations identiques (direction et plongement) à celles des plans de débit S0/S1 relevées sur le massif du Hournech (inclinés vers le N à NNE ou vers le S à SSW) et devraient (statistiquement) être considérées comme tels.

Pour la suite des travaux d'aménagement il serait recommandé de catégoriser des secteurs en fonction des différentes lithologies définies dans ce rapport celles-ci présentant des rhéologies très différentes. Ceci permettrait d'assigner à chaque catégorie rocheuse une caractérisation propre de sa structuration et de sa rhéologie.

5. Bibliographie

Andrieu V., Jalut G., Hubschman J., Hérail G., 1988. Chronologie de la déglaciation des Pyrénées françaises. Dynamique de sédimentation et contenu pollinique des paléolacs : application à l'interprétation du retrait glaciaire. *Quaternaire*, 25, 55-67.

Andrieu, V., 1991. Dynamique du paléoenvironnement de la vallée montagnarde de la Garonne (Pyrénées centrales, France) de la fin des temps glaciaires à l'actuel. Thèse de géographie, Université Toulouse le Mirail, 334 p.

Barnolas A., et Chiron J.C., 1996. Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées - Volume 1 : Introduction. Géophysique. Cycle hercynien. Edition BRGM - ITGE.

Barrère, P., Bouquet, C., Debroas, E.-J., Pélissonnier, H., Peybernès, B., Soulé, J.-C., Souquet, P., Ternet, Y., 1984. Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Arreau. BRGM Orléans.

Cochelin, B., Chardon, D., Denèle, Y., Gumiaux, C., et Le Bayon, B. (2017). Vertical strain partitioning in hot Variscan crust: Syn-convergence escape of the Pyrenees in the Iberian-Armorican syntax. *Bull. Soc. géol. Fr. BSGF - Earth Sciences Bulletin* 2017, 188, 39, Published by EDP Sciences 2017 <https://doi.org/10.1051/bsgf/2017206>.

Bodin, J. 1988. Le Dévonien inférieur et moyen des Pyrénées ariégeoises et centrales: biostratigraphie, séries hétéropiques et mise en évidence de nappes hercyniennes précoces (Vol. 153). BRGM.

Delmas, M., Gunnell, Y., Calvet, M., Reixach, T., Oliva, M., 2022a. Glacial landscape of the Pyrenees (chapter 16). In: Palacios, D., Hughes, P., García-Ruiz, J.M., Andrés, A. (Eds.), *European Glacial Landscapes (volume 1): Maximum Extent of Glaciations*. Elsevier, 123–128.

Delmas, M., Gunnell, Y., Calvet, M., Reixach, T., Oliva, M., 2022c. The Pyrenees: glacial landforms from the Last Glacial Maximum (chapter 59). In: Palacios, D., Hughes, P., García-Ruiz, J.M., Andrés, A. (Eds.), *European Glacial Landscapes (volume 1): Maximum Extent of Glaciations*. Elsevier, 461–472.

Delmas, M., Gunnell, Y., Calvet, M., Reixach, T., Oliva, M., 2023a. The Pyrenees: environments and landforms in the aftermath of the LGM (chapter 21). In: Palacios, D., Hughes, P., García-Ruiz, J.M., Andrés, A. (Eds.), *European Glacial Landscapes (volume 2): Last Deglaciation*. Elsevier, 185–200.

Delmas, M., Oliva, M., Gunnell, Y., Fernandes, M., Reixach, T., Fernández-Fernández, J.M., Calvet, M., 2023b. The Pyrenees: glacial landforms from the Bølling–Allerød Interstadial (chapter 38). In: Palacios, D., Hughes, P., García-Ruiz, J.M., Andrés, A. (Eds.), *European Glacial Landscapes (volume 2): Last Deglaciation*. Elsevier, 361–368.

Delmas, M., Oliva, M., Gunnell, Y., Reixach, T., Fernandes, M., Fernández-Fernández, J.M., Calvet, M., 2023c. The Pyrenees: glacial landforms from the Younger Dryas (chapter 56). In: Palacios, D., Hughes, P., García-Ruiz, J.M., Andrés, A. (Eds.), *European Glacial Landscapes (volume 2): Last Deglaciation*. Elsevier 441–452.

Delmas, M., Oliva, M., Gunnell, Y., Fernández-Fernández, J.M., Reixach, T., Fernandes, M., Chapron, E., René, P., Calvet, M., 2023d. The Pyrenees: glacial landforms from the Holocene (chapter 21). In: Palacios, D., Hughes, P., Jomelli, V., Tanarro, L.M., (Eds.), *European Glacial Landscapes during the Holocene* (volume 3). Elsevier, sous presse.

Jalut G., Monserrat Marti J., Fontugne M., Delibrias G., Vilaplana JM., Julia R., 1992. Glacial to interglacial vegetation changes in the northern and the southern Pyrenees: deglaciation, vegetation cover and chronology. *Quat. Sci. Rev.*, 11, 449-480.

6. Annexes : Photos des différentes formations observées sur le terrain

6.1. CONTACT ENTRE LE SILURIEN ET LE DEVONIEN



Contact entre la formation des schistes graphiteux siluriens (à droite) et la formation des schistes ardoisiers (à gauche) lesquels contiennent ici des niveaux carbonatés (vue vers l'Est).

6.2. FORMATION DES SCHISTES ARDOISIERS



Formation des schistes ardoisiers (sensus stricto) qui se présente en dalles massives à débit ardoisier (vue vers l'Est)

6.3. LES SCHISTES SOYEUX



Partie sommitale de la formation des schistes ardoisiers qualifiée de « schistes soyeux » en raison du caractère talqueux au toucher. Très sensibles à la déformation, ces schistes affichent souvent un aspect chaotique qui tranche avec le débit régulier des schistes ardoisiers (s.s.) de la photo précédente (vue vers l'Est).

6.4. PARTIE SOMMITALE DES SCHISTES SOYEUX



Partie sommitale des schistes soyeux avec alternance fréquente de bancs carbonatés

6.5. CONTACT ENTRE LES SCHISTES SOYEUX ET LES CALCAIRES DE PIERRE BLANCHE



Contact entre les schistes soyeux (à droite) et les calcaires massifs de la Formation des calcaires de Pierre Blanche, à gauche (vue vers le SE).

6.6. REFRACTION DE SCHISTOSITE



Réfraction de schistosité, dans la formation de Pierre Blanche, entre des calcaires massifs (débit S1 peu incliné) et des calcaires plus marneux (débit S2 très incliné)

6.7. CONTACT ENTRE LES CALCAIRES DE PIERRE BLANCHE ET LES CALCAIRES DE TRANSITION



Contact entre les calcaires massifs de la formation de Pierre Blanche (à droite) et la formation des calcaires de transition, plus stratifiée (à gauche)

6.8. FORMATION DES CALCAIRES DE TRANSITION



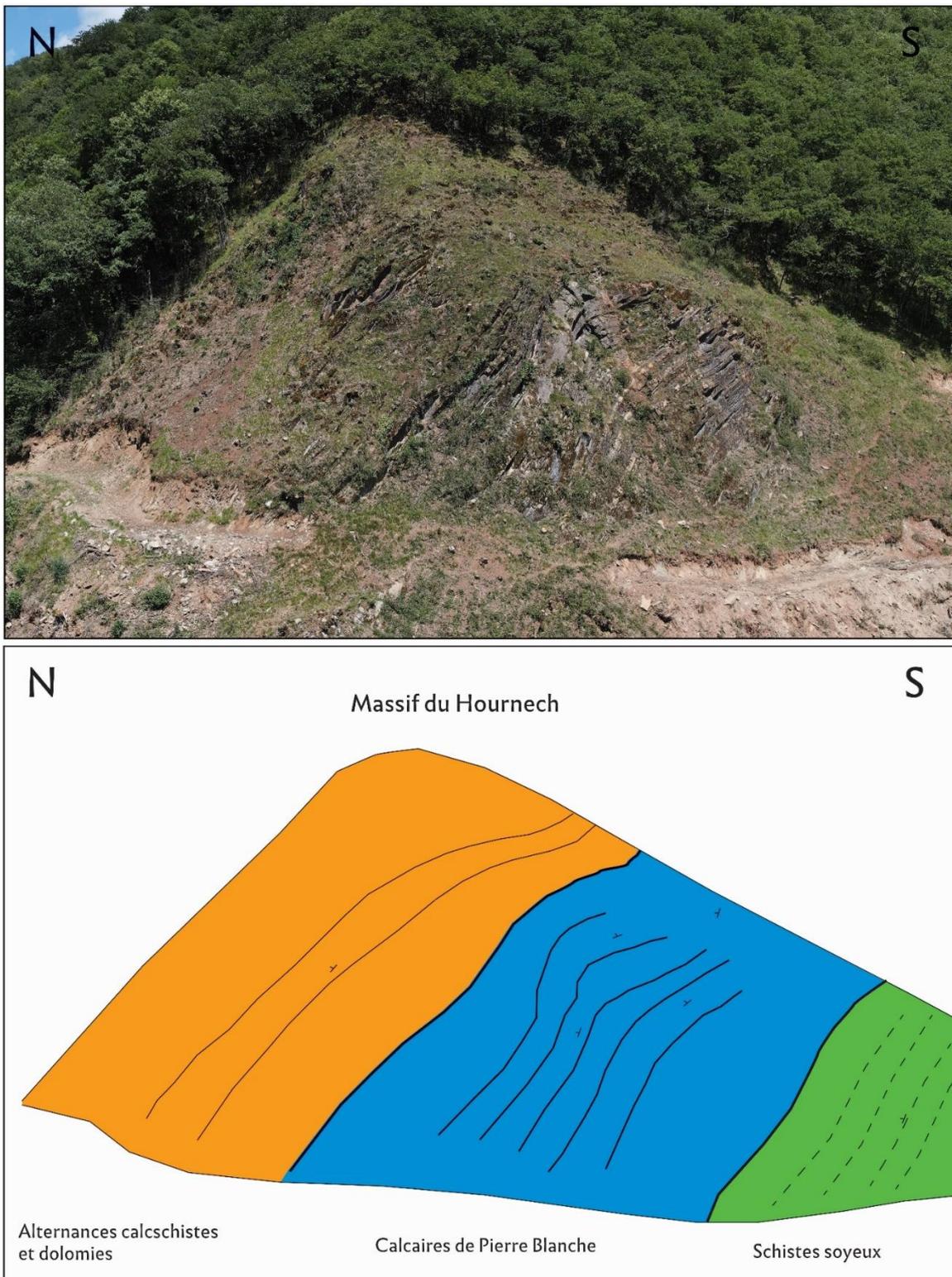
Formation des calcaires de transition présentant une stratification en bancs plus minces et une lithologie plus variée (calcaire, calcaire marneux, dolomie, et horizons marneux ou schisteux) que les calcaires de Pierre Blanche sous-jacents

6.9. FORMATION DES DOLOMIES



Formation des « dolomies » massive, à patine rousse, difficilement cassable au marteau, avec une stratification difficile à distinguer

6.10. GEOLOGIE DE L'EPERON DU HOURNECH



Haut) photo de l'éperon du Hournech après déboisement et avant le début des travaux. Bas) Schéma de la géologie de l'éperon du Hournech d'après la même photo



**RÉPUBLIQUE
FRANÇAISE**

*Liberté
Égalité
Fraternité*

Centre scientifique et technique

3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009
45060 – Orléans Cedex 2 – France
Tél. : 02 38 64 34 34

Direction régionale Occitanie – site de Toulouse

Parc technologique du canal
3, rue Marie Curie, Bât ARUBA, BP 49
31527 – Ramonville-Saint-Agne – France
Tél. : 05 62 24 14 50

www.brgm.fr



Géosciences pour une Terre durable

brgm