

13. Annexes

Annexe 1
**Note technique : place des Pyrénées orientales dans
le contexte tectonique régional**

PLACE DES PYRENEES ORIENTALES DANS LE CONTEXTE TECTONIQUE REGIONAL

La structuration des Pyrénées Orientales s'intègre dans un contexte tectonique global avec des structures héritées de l'histoire hercynienne (cycle hercynien) et des structures associées à l'histoire alpine (cycle alpin) dont certains épisodes : la collision Europe-Ibérie du Crétacé supérieur à Eocène (orogénèse pyrénéenne) à l'origine des grandes failles pyrénéennes, l'ouverture du golfe du Lion et la rotation du bloc corso-sarde (Oligocène à l'actuel).

D'un point de vue géographique, ces structures se déploient bien au-delà du département des Pyrénées orientales : depuis la Catalogne jusqu'à la Provence en passant au travers du golfe du Lion (Illustration 1).

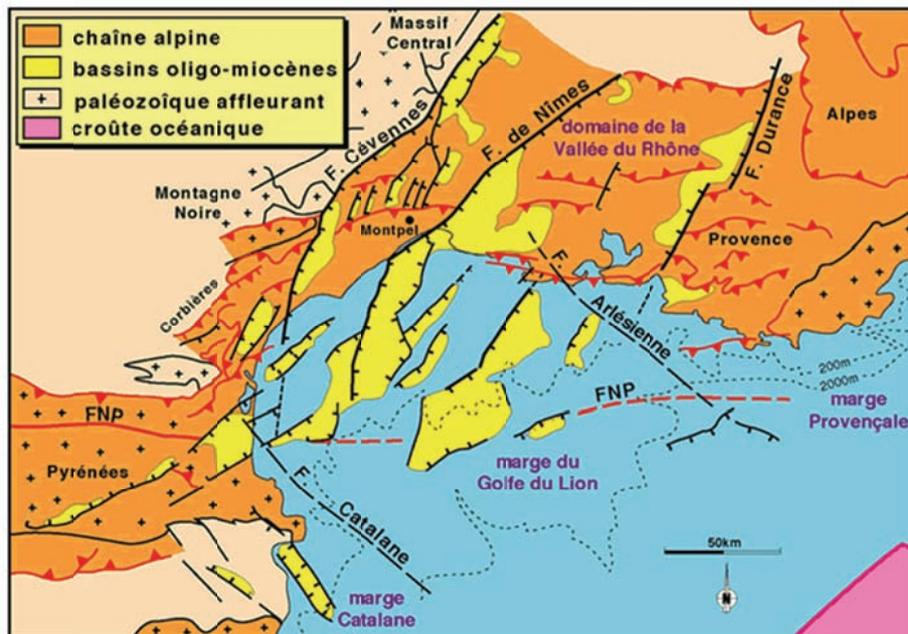


Illustration 1 – Schéma structural sur le pourtour NW méditerranéen (Séranne et al., 1999)

L'histoire hercynienne

A l'échelle régionale, les témoins de l'histoire hercynienne se situent sur la bordure méridionale du Massif central (Cévennes, Montagne noire), dans l'avant-pays pyrénéen (Mouthoumet), dans les Pyrénées Orientales (Massifs de l'Agly, de Madres, des Aspres, des Albères, du Canigou, du Carlit...).

Dans les Pyrénées Orientales, les roches les plus anciennes connues et datées sont des volcanites datées à 580 Ma (**Néoprotérozoïque**) (Cocherie et al., 2005). Elles sont interstratifiées à la base d'une formation sédimentaire azoïque (la Formation de Canaveilles).

Au début du Paléozoïque, du Cambrien au Silurien (-540 à -410 Ma), au niveau de l'actuelle zone axiale pyrénéenne, des sédiments argileux se déposent dans un milieu marin profond (dépôts volcano-détritiques d'un bassin arrière-arc sur la bordure nord du Gondwana). Cependant, cette sédimentation est absente à l'Ordovicien inférieur et moyen. Pendant cette période, s'opère une intense activité magmatique avec la mise en place de plutons granitiques (Barbey et al., 2001 ; Cocherie et al., 2005) dans le massif du Canigou. Le contexte géodynamique de ce magmatisme en marge du Gondwana est peu connu (Stampfli et Borel, 2002 ; Von Raumer et al., 2003).

A partir du Dévonien (-410 à -360 Ma), les faciès sont essentiellement calcaires et dolomitiques, (synclinal de Villefranche, bordure nord du massif de l'Agly, bordure nord des Aspres), signe d'une sédimentation marine en eau moins profonde. Ce changement de condition de sédimentation marque le début de l'orogénèse hercynienne. La chaîne hercynienne pyrénéenne en représente la partie méridionale (*Illustration 2*).

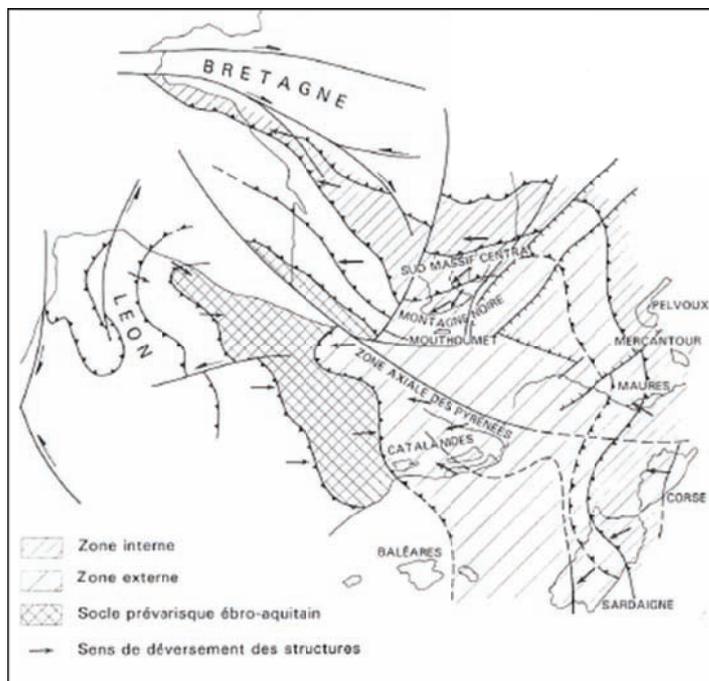


Illustration 2- Essai de reconstitution (fin Carbonifère= du segment péri Baléaire de la chaîne hercynienne (Barnolas et Chiron, 1996)

La tectonique hercynienne associée à un métamorphisme est polyphasée (Barnolas et Chiron, 1996). Elle fait l'objet aujourd'hui de débats. Dans les Pyrénées Orientales, elle se traduit par de grands accidents chevauchants associés à des plissements (chevauchements du Puigmal, chevauchement de Villefranche de Conflent, chevauchement du Ravirou) et des accidents ductiles décrochevauchants (Shear zone de Mérens, décrochements sénestres des Albères) dont certains vont rejouer pendant l'orogénèse pyrénéenne.

Du Permien (fin du Paléozoïque, -295 à -245 Ma) au Trias inférieur (début Mésozoïque, -245 à -240 Ma), l'ancienne chaîne orogénique hercynienne est érodée et pénéplanée. Elle est recouverte par des formations sédimentaires détritiques, grès et conglomérats, dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs centaines de mètres par endroit. C'est en particulier le cas dans la partie orientale du massif du Mouthoumet (conglomérats, grès, silts avec intercalations de laves volcaniques, présence de failles syn-sédimentaires). A la limite entre les grès permien et le trias, se met en place un volcanisme fissural d'origine mantellique.

Entre le **Trias supérieur et Lias inférieur (-205 Ma)**, des tholéiites doléritiques (Ophites, éruptions volcaniques dans les fissures sous-marines) empruntent d'anciennes fractures hercyniennes. Elles sont associées dans les Corbières au trias évaporitique. Ce volcanisme serait selon Azambre (1981) et Demant & Morata (1996) associé à l'ouverture de l'Atlantique. Il marquerait le début de l'histoire alpine. Cette hypothèse est néanmoins contestée par certains auteurs (Desreumaux et al., 2002), pour qui l'âge des roches tholéitiques observées le long de la FNP serait plutôt Paléocène inférieur (-65 à -59 Ma), en relation avec l'orogénèse pyrénéenne.

L'histoire alpine

Du Jurassique inférieur jusqu'au Crétacé inférieur (-240 à -116 Ma), plusieurs régimes marins dépendant de l'Atlantique à l'Ouest, de la Téthys à l'Est vont se succéder dans les Pyrénées. Au Lias (Jurassique inférieur) (*Illustration 3*), l'influence thétysienne est prédominante. La mer transgresse en direction de l'ouest et dépose des sédiments sur une plateforme peu profonde dans les Pyrénées occidentales et des sédiments à caractère marin franc dans les Pyrénées orientales. Dans les Corbières, ce sont des dépôts de calcaires, de calcaires argileux, de marnes et d'argiles.

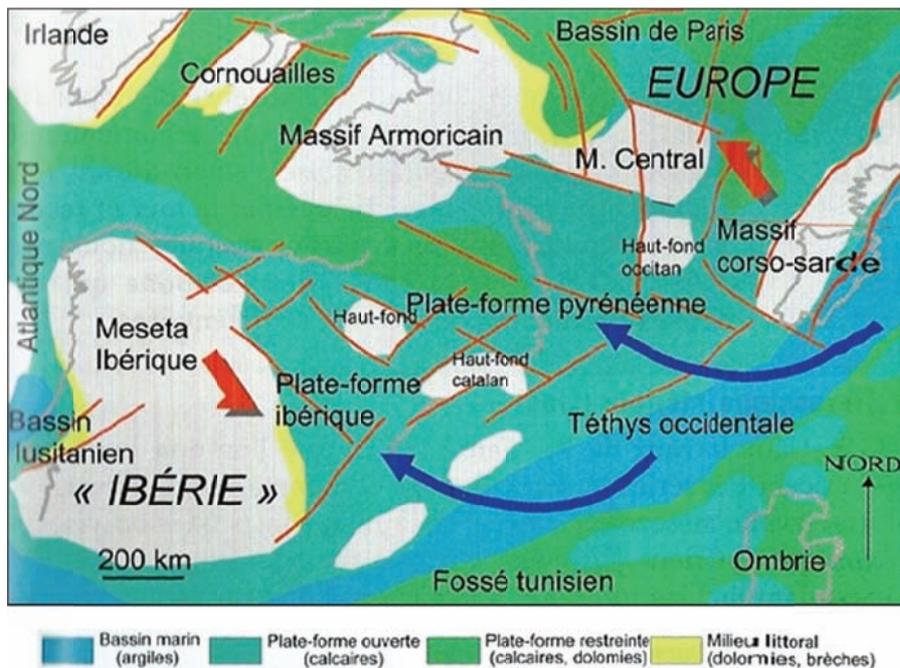


Illustration 3 – Paléogéographie de l'Europe occidentale au Lias (Dercourt et al., 2002 modifié par Canérot, 2008).

Au Dogger (Jurassique moyen) (*Illustration 4*), l'aire de sédimentation se rétrécit : on assiste à la mise en place d'une plateforme (« plateforme pyrénéo-provençale »). La sédimentation montre des lacunes et présente des épisodes de dolomitisation. Dans les Corbières, les calcaires marins francs du Bajocien font place à des calcaires à foraminifères benthiques et débris bioclastiques et dolomies.

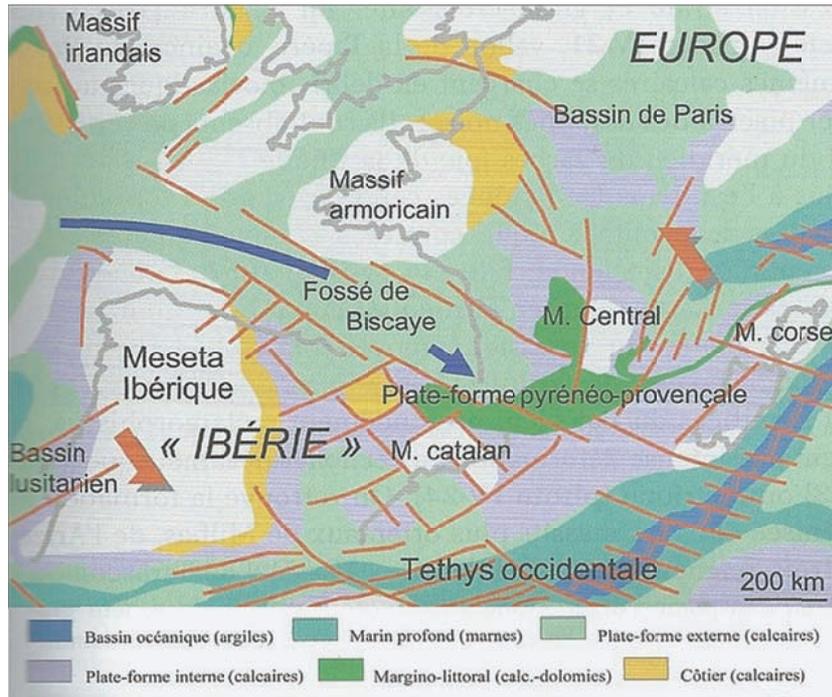


Illustration 4- Paléogéographie de l'Europe occidentale au Jurassique moyen (Dercourt et al., 2002 modifié par Canérot, 2008).

Au début du **Jurassique supérieur**, la sédimentation marine est marquée à l'Ouest tandis que vers l'Est dans les Corbières, les dépôts sont ceux d'une plateforme peu profonde à caractère littoral. A la fin du Jurassique, on assiste à un retrait de la mer côté téthysien et côté atlantique.

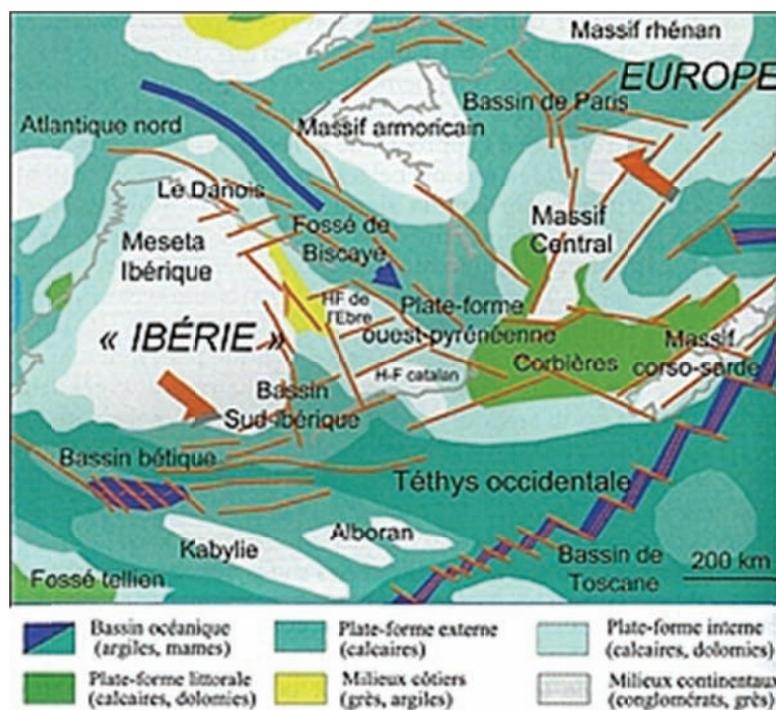


Illustration 5 - Paléogéographie de l'Europe occidentale au Jurassique supérieur (Kimméridgien) (Dercourt et al., 2002 modifié par Canérot, 2008).

A la transition **Jurassique-Crétacé**, se déposent les formations bauxitiques en bordure des marges du « Massif occitan » et du « Massif de l'Ebre ». **Au Crétacé inférieur** (Illustration 6), dans les Pyrénées orientales, la mer oscille le long d'un golfe ouvert vers la Téthys et déposent des formations carbonatées d'environnement profond.

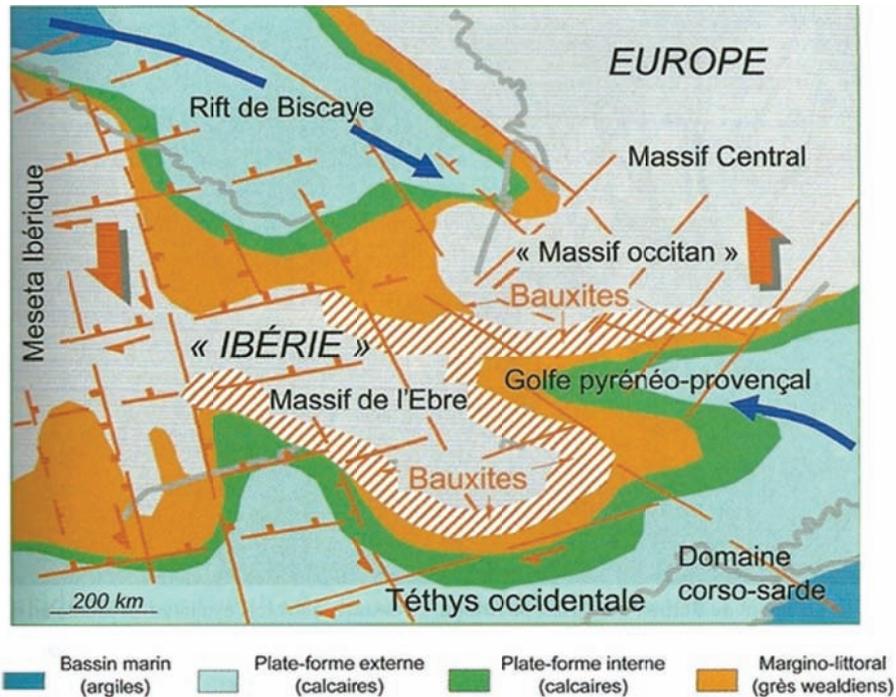


Illustration 6 - Paléogéographie de l'Europe occidentale au début du Crétacé (Hauterivien) (Dercourt et al., 2002 modifié par Canérot, 2008).

Le Crétacé moyen (Barrémien – Aptien, -116 à -108 Ma) est marqué par une période de distension importante, en lien avec l'ouverture de l'Atlantique Nord. Cette ouverture s'accompagne de la dérive vers l'Est de la plaque ibérique par rapport à la plaque européenne. La zone transformante ainsi créée conduit à un amincissement de la croûte européenne.

A l'**Aptien-Albien (-114 à -96 Ma)**, l'ouverture du Golfe de Gascogne induit un régime transtensif d'orientation NNW-SSE. Dans ce contexte, un rift oblique décrochant se forme et entraîne la formation de bassins de type pull-apart d'orientation N110° à N140°, parallèles à la future FNP (Illustration 7). A l'**Albien-Cénomaniens (vers -108 à -91 Ma)**, la FNP aurait accommodé une partie du mouvement transformant avec un jeu estimé à une centaine de kilomètres (Olivet, 1996).

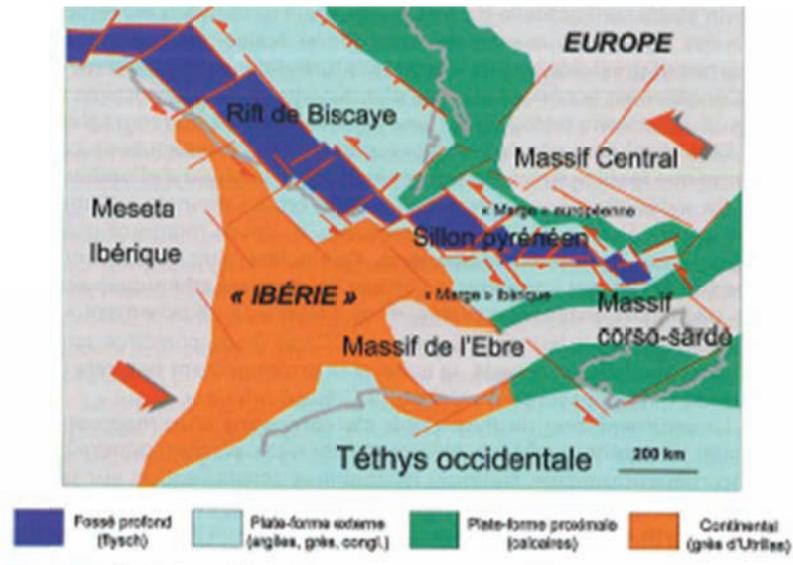


Illustration 7 - Paléogéographie de l'Europe sud-occidentale à l'Albien supérieur (Dercourt et al., 2002 modifié par Canérot, 2008).

A partir du **Crétacé supérieur (Santonien – Campanien, -87 à -72 Ma)**, un changement du contexte géodynamique global lié à l'ouverture de l'Atlantique Sud modifie le sens de déplacement de la plaque ibérique qui devient globalement NS.

A la **fin du Crétacé (vers -65 Ma)**, poussée par la plaque africaine, la plaque ibérique entre en collision avec la plaque européenne, entraînant la première phase de plissement dans les Pyrénées centrales et orientales (Illustration 8). Elle s'exprime par des plis et des chevauchements intenses dans les Pyrénées orientales et le long de la FNP. Dans la partie ouest de la chaîne, les premières évidences d'une déformation compressive seraient postérieures au Crétacé supérieur. Cette compression va perdurer jusqu'à la limite Eocène – Oligocène.

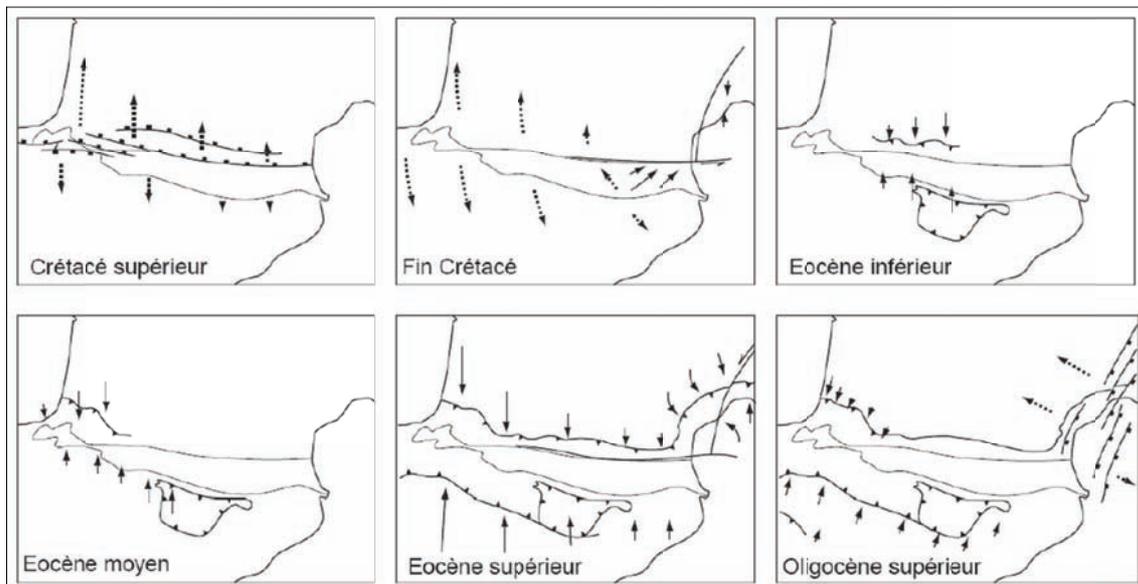


Illustration 8 – Schéma d'évolution des contraintes dans le domaine pyrénéen, du Crétacé supérieur à l'Oligocène supérieur (Serrano, 2001, d'après Choukroune, 1976)

Durant l'Eocène (-53 à -34 Ma), la distribution et la nature des dépôts sédimentaires sont étroitement corrélées aux mouvements tectoniques compressifs. C'est à cette période que se forme le sillon sud pyrénéen. Il s'y dépose, à l'Est, des sédiments côtiers à dominance marneuse et, à l'Ouest, 3 à 5 km de faciès flysch. Le paroxysme de l'orogénèse pyrénéenne survient à l'Eocène supérieur avec une importante phase de serrage qui provoque l'immersion du domaine pyrénéen sur une centaine de km de largeur (*Illustration 9*). Au nord de la chaîne axiale, les chevauchements sont à vergence Nord (chevauchement des Corbières par exemple), alors qu'au Sud de la chaîne axiale, les chevauchements sont à vergence sud (chevauchements de Mongri par exemple). Le raccourcissement de la chaîne pyrénéenne est évalué à 150 km (Roure et al., 1989).

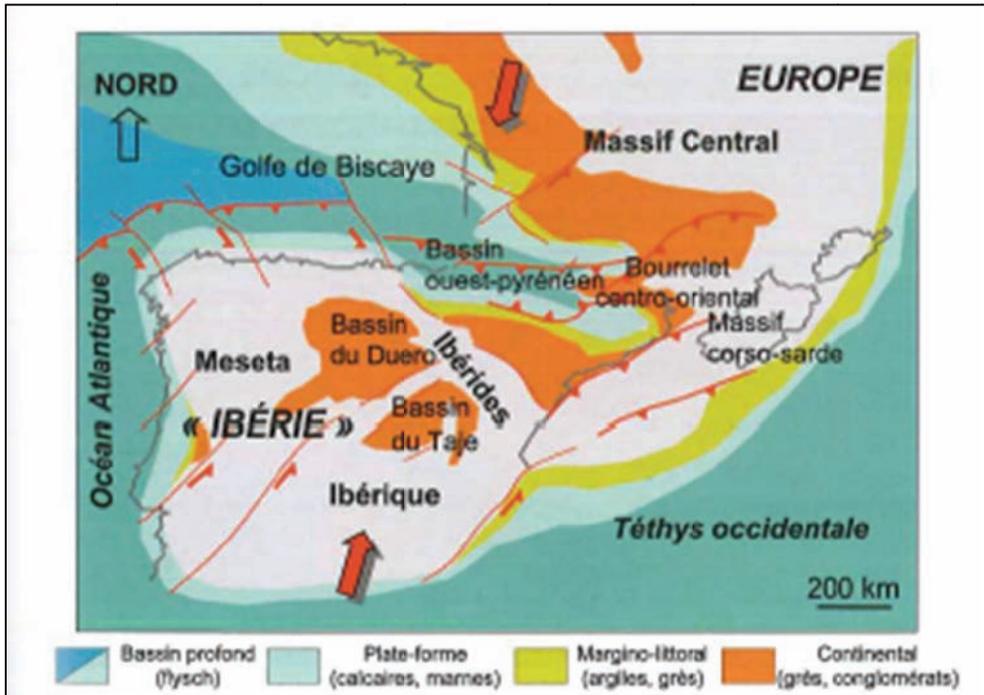


Illustration 9 - Paléogéographie de l'Europe sud-occidentale à l'Ilerdien vers -52 millions d'années (Dercourt et al., 2002).

A la fin de l'Eocène, il s'agit d'une chaîne de montagnes étendue d'Est en Ouest sur plus de 1 000 km depuis la marge Nord espagnole (Monts cantabriques) jusqu'à la Provence (*Illustration 10* Erreur ! Source du renvoi introuvable.).

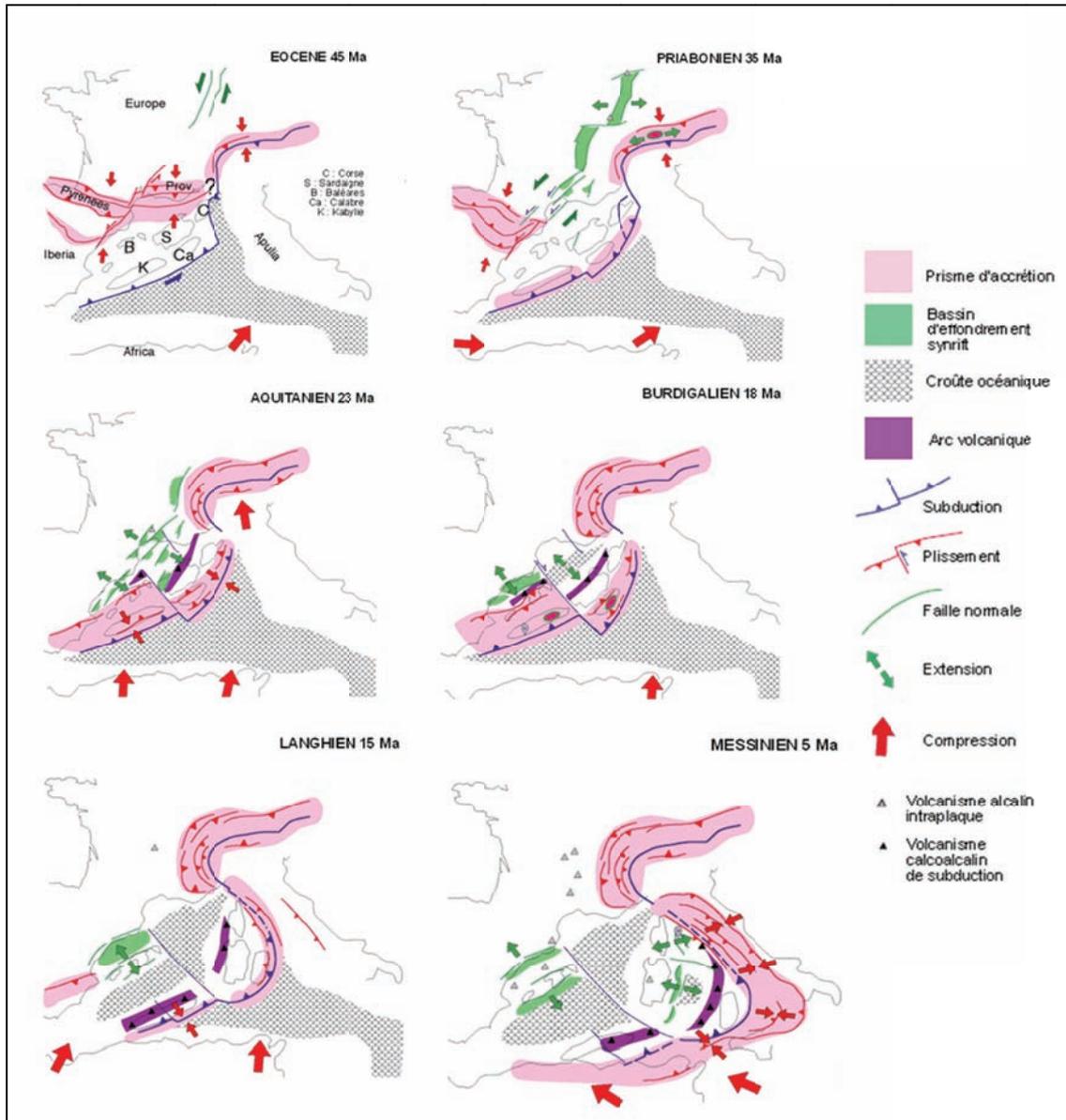


Illustration 10 – Reconstitution géodynamique de la Méditerranée occidentale de l'Eocène au Messinien (Séranne, 1999).

Durant l'**Oligocène et le Miocène inférieur (-34 à -20 Ma)**, une importante distension NW-SE donne lieu à la migration vers le SW du bloc corso-sarde, la formation du bassin provençal (ou de l'océan liguro-provençal), ainsi que de l'effondrement de la chaîne pyrénéenne au niveau du Golfe du Lion. La réactivation d'anciens accidents conduit au découpage du bâti hercynien et à la formation de bassins néogènes (ou Mio-pliocènes, entre -20 et -2 Ma environ). Il s'agit notamment des bassins du Roussillon, de Prades, de Conflent et d'Ampordan.

L'assèchement partiel de la Méditerranée au cours du **Messinien (5,8 Ma à 5,35 Ma)** produit un abaissement du niveau marin relatif de l'ordre de 1500 m. Une intense érosion fluviale se produit alors : Les cours d'eau s'enfoncent et sur les bordures de la Méditerranée se forment de profonds canyons à pente très forte pour rattraper leur niveau de base (Orb, Cesse, Agly, Têt, Tech).

Au Pliocène (-5 Ma), les systèmes de vallées creusées au Messinien vont être envahis par la transgression et transformés en rias étroites. La fin du Pliocène correspond à un large épandage de cailloutis et d'argiles continentales résultant de la vigoureuse érosion qui affecte les Alpes, les Cévennes, la Montagne noire et les Pyrénées. Partout les dépôts de cet étage peuvent être considérés comme la première terrasse des systèmes fluviaux (Villafranchien).

Au **Quaternaire (-1,7Ma à -10 000 ans)**, une compression NS semble remplacer la distension précédente. Plusieurs failles inverses de direction variant de NE-SW à NW-SE sont observées, ainsi que des failles décrochantes dextres ou senestres (Philip et al., 1992; Goula et al., 1999 ; Lacan et Ortuño, 2012). Quelques rares failles normales, de direction subméridienne ou NE-SW sont néanmoins visibles. Elles pourraient témoigner d'une extension sensiblement EW locale.

Actuellement, on enregistre de la sismicité dans l'Est des Pyrénées, beaucoup plus rarement dans le Golfe du Lion. D'après les mécanismes au foyer des séismes, le régime compressif semble se poursuivre, mais avec une contrainte maximale horizontale de direction différente au nord et au sud de la chaîne axiale : de direction proche de NW-SE au NE de l'Espagne, et de direction proche de NW-SE dans les Corbières, le Golfe du Lion et le long de la FNP.

Bibliographie sommaire

Azambre (1981)

Barbey P., Cheilletz A., Laumonier B. (2001) - The Canigou orthogneisses (Eastern Pyrenees, France, Spain): an Early Ordovician rapakivi granite laccolith and its contact aureole, C.R. Acad. Sci., 332, 129–136.

Barnolas A., Chiron J.-C., (1996) - Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, vol. 1 : Introduction. Géophysique. Cycle hercynien, Éditions BRGM–ITGE, 729 p.

Canérot J. (2008) – Les Pyrénées, BRGM Editions, 516p.

Cocherie A., Baudin T., Autran A., Guerrot C., Fanning M., Laumonier B. (2005) - U-Pb zircon (ID-TIMS and SHRIMP) evidence for the early Ordovician intrusion of metagranites in the late Proterozoic Canaveilles Group of the Pyrenees and the Montagne Noire (France). Bull. Soc. géol. Fr., 2005, t. 176, no 3, pp. 269-282

Demant & Morata (1996)

Dercourt J. et al., 2002– Atlas Peri-Téthys, Paleogeographical maps. CCGM/CGMW, Paris, 24 maps and explanatory notes : I-XX, 269p.

Desreumaux et al., (2002)

Goula X., Olivera C., Fleta J., Grellet B., Lindo R., Rivera L.A., Cisternas A., Cardon D. (1999) - Present and recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees, Tectonophysics 308, pp. 487–502

Philip et al., 1992 – Présence de failles inverse dans l'Est des Pyrénées : implications sismotectoniques. C.R. Acad. Sci., t.314, pp.1230-1245.

Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J.A., Vil-ien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P., Deramond, J. (1989) - ECORS deep seismic data and balanced cross sections: geometric constraints to trace the evolution of the Pyrenees. Tectonics, S(1): 41.-50.

Seguret, M., 1972. Etude tectonique des nappes et series

Séranne, M., Benedicto, A., Truffert, C., Pascal G. & Labaume P. (1995).- Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting : Role of the Pyrenean orogeny. Marine and Petroleum Geology, 12, 809-820.

Séranne M., (1999) - The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview, in *The Mediterranean Basins : Tertiary extension within the Alpine Orogen*, vol. Special Publication 156, edited by B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne, pp. 15-36, The Geological Society, London, 1999.

Serrano O. (2001) – Le Crétacé supéroérieur-Paléogène du Bassin compressif nord-pyrénéen (Bassin de l'Adour). Sédimentologie, stratigraphie, géodynamique. Thèse doct. Université Rennes 1, 175p.

Stampfli G. et Borel G.D., (2002). – A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196, 17-33.

Von Raumer J.F., Stampfli G.M. & Bussy F. (2003). – Gondwana-derived microcontinents – the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. – *Tectonophysics*, 365, 7-22.

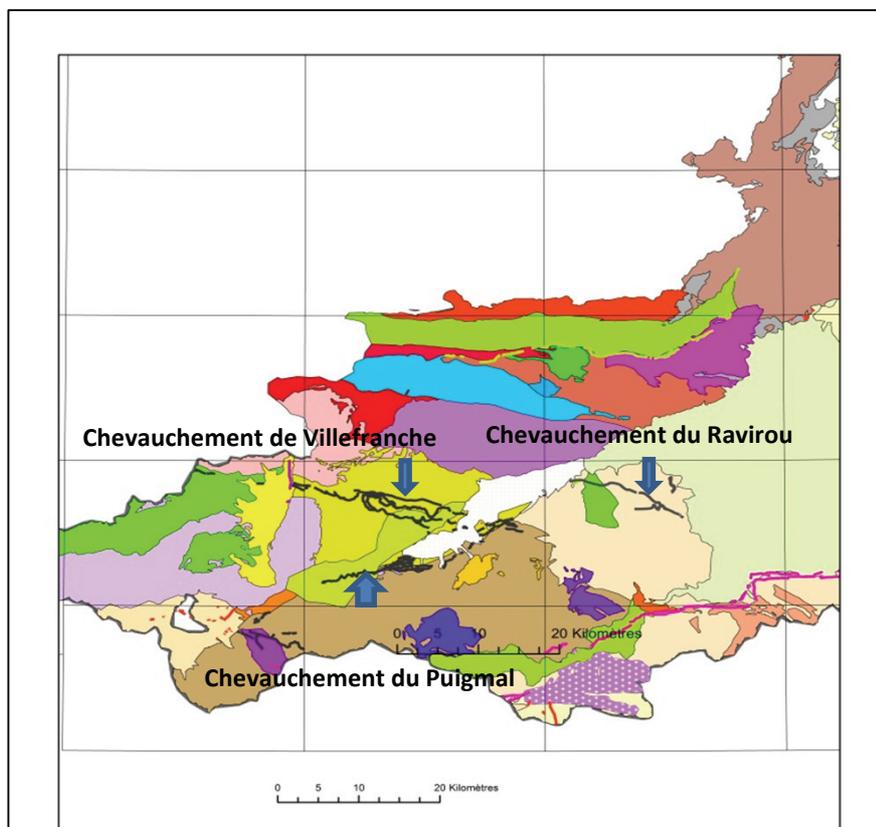
Annexe 2

Description et cartographie détaillée des failles

LISTE DE DESCRIPTIFS DETAILLES DES ACCIDENTS TECTONIQUES PRINCIPAUX

ID_FAILLE	NOM
F101	Chevauchement du Puigmal
F103	Faille de l'Hospitalet
F104	Shear zone de Mérens
F105	Décrochevauchement hercynien
F114	Faille Nord-Pyrénéenne
F122	Faille de Lesquerde
F126	Faille de Nuria
F129	Faille de la Parcigoule
F130	Faille de Py-Mantet
F160	Faille de Castelnou
F135	Faille Le Boulou - Montesquieu
F136	Faille du Tech
F137	Faille de la Têt
F138	Faille bordière de Cerdagne
F139	Faille bordière Capcir
F147	Faille de Cantapoc

Situation



Description

Le chevauchement du Puigmal affecte la partie inférieure de la pile lithotectonique hercynienne dans les Pyrénées orientales. Il surmonte les gneiss du Canigou et est surmonté par le chevauchement de Villefranche. Selon Laumonier et Autran (2001), ce chevauchement à vergence SE correspond à un déplacement de l'ordre de 25 km et un raccourcissement qui pourrait atteindre 80 km. Il se produit au cours du Namuro-Westphalien (Hercynien précoce). Une part de ce chevauchement est reprise à l'alpin et réactivé d'une part le long de la faille de la Têt d'autre part à proximité de la faille de Nuria.

Âges, cinématiques, structures et microstructures

Age	Cinématique associée
Hercynien: Namuro-Westphalien	Chevauchement à vergence sud
Alpin	non documenté
Actuel	non documenté

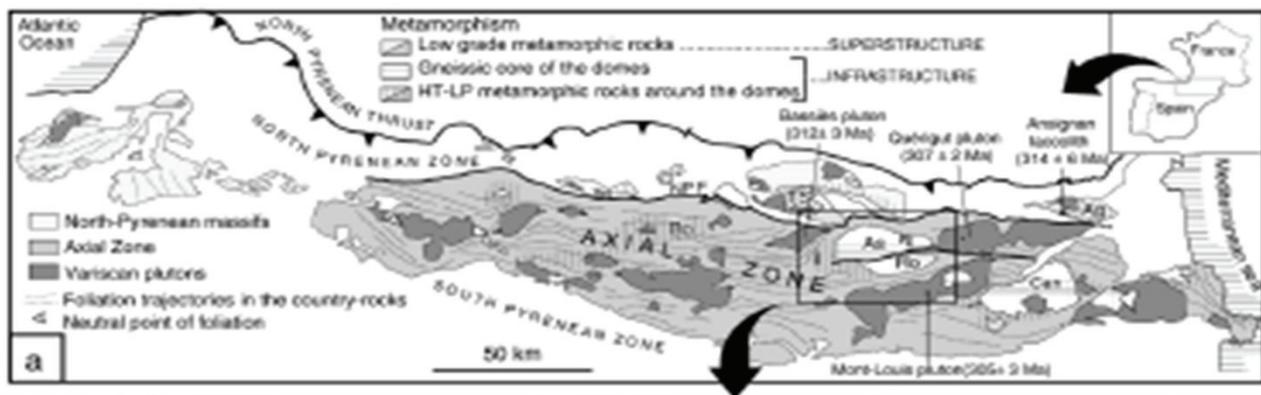
Direction : NE-SW à EW puis NW-SE

Expression en profondeur : inconnue sans doute plusieurs km

Expression en surface : faille ductile avec mylonite (T>550-600°C)

Commentaire :

Situation



Description

La faille de l'Hospitalet de direction NE-SW borde au Sud le massif du même nom. Elle s'étend sur environ 40 km jusqu'à rejoindre la faille de Mérens. Vraisemblablement associée à la mise en place du dôme de l'Hospitalet vers 315-305 Ma (Carbonifère supérieur) avec un jeu chevauchant vers le sud, elle est reprise à l'Alpin.

Âges, cinématiques, structures et microstructures

Age	Cinématique associée
Hercynien: Westphalien-Stéphanien	Chevauchement à vergence sud probable
Alpin : Paléocène puis oligocène	Chevauchement à vergence sud
Actuel	sismicité historique et instrumentale à proximité

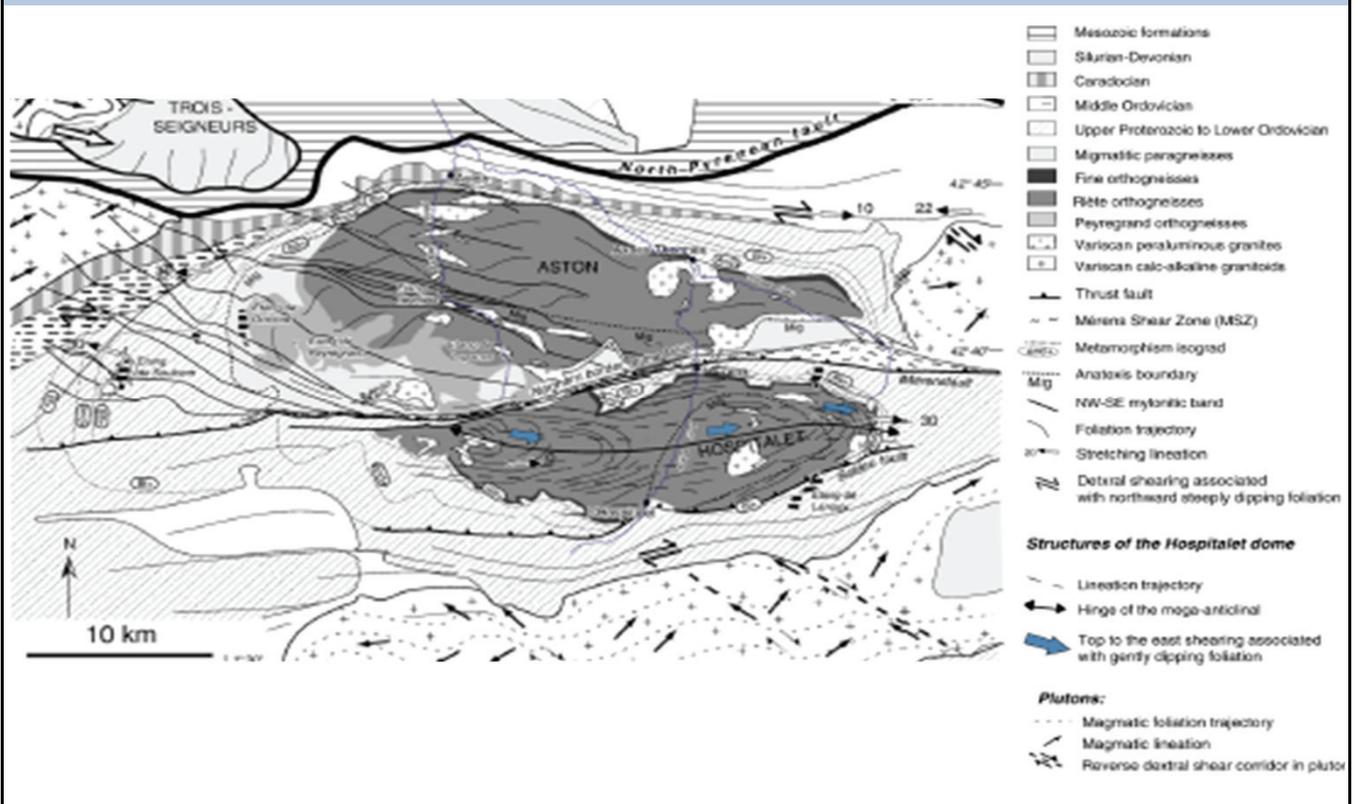
Direction : NE-SW

Expression en profondeur : 3-5 km

Expression en surface : faille ductile avec mylonite

Commentaire : Faille inverse avec rehaussement du compartiment septentrional

Contexte structural



Commentaire

Références bibliographiques

- 22 Denele Y., Olivier P., Gleizes G. (2008). Progressive deformation of a zone of magma transfer in a transpressional regime: The Variscan Mérens shear zone (Pyrenees, France). *J. Struct. Geol.* 30, pp. 1138–1149
- 13 Carreras J. et Cirés J. (1986). The geological significance of the western termination of the Merens Fault at Port Vell (Central Pyrenees). *Tectonophysics*, 129, pp. 99-114.
- 27 Paquette, J.-L., Gleizes, G., Leblanc, D., Bouchez, J.-L. (1987). Le granite de Bassiès (Pyrénées): un pluton syntectonique d'âge westphalien. *Géochronologie U–Pb sur zircons. C. R. Acad. Sci, Paris* 324, pp.387–392.
- 28 Maurel, O., Respaut, J.-P., Monié, P., Arnaud, N., Brunel, M (2004). U–Pb emplacement and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ cooling ages of the eastern Mont-Louis granite massif (Eastern Pyrenees, France). *Comptes Rendus Geoscience* 336, 1091–1098.
- 17 Muller J. et Roger P. (1977). L'évolution structurale des Pyrénées (Domaine central et occidental). *Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine. Géologie alpine*, 53, pp.149-191.
- 18 Mc Caig A.M. et Miller J.A. (1986). $40\text{Ar}-39\text{Ar}$ age of mylonites along the Merens, Central Pyrenees.. *Tectonophysics*, 129, pp. 149-172.
- 19 Mc Caig A.M. (1984). Fluid-rock interaction in some shear zones from the Pyrenees. *J. Metamorphic Geol.*, 2, pp.129-141.
- 20 Zwart H.J. (1958). La faille de Mérens dans les Pyrenees Ariégeoises.. *Bull. Soc. Geol. France*, sér.6, 8, pp.783-796.
- 21 Mc Caig A.M. (1986). Thick and thin-skinned tectonics in the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, pp.319-342.
- 22 Denele Y., Olivier P., Gleizes G. (2008). Progressive deformation of a zone of magma transfer in a transpressional regime: The Variscan Mérens shear zone (Pyrenees, France). *J. Struct. Geol.* 30, pp. 1138–1149
- 23 (2003). L'exhumation de la Zone Axiale des Pyrénées orientales: o-chronologique multi-méthodes du rôle des failles.. Thèse de l'Université de Montpellier II, 215p.
- 24 Denèle Y., Philippe Olivier P., Gérard Gleizes G, Pierre Barbey P. (2009). Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow: Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France). *Tectonophysics*, 477, pp. 244–261
- 25 Laumonier B et Baetens E. (1986). Tectonique tangentielle alpine dans le Paléozoïque inférieur de la région de Prats de Mollo (Pyrénées orientales, frontière franco-espagnole).. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 302, pp.363-366.
- 26 Soliva et al. (1992). .
- 61 Turu V, Planas X. (2005). Inestabilidad de vertientes en los valles del Valira. Datos y dataciones para el establecimiento de una cronología, posibles causas. Andorra y Alt Urgell (Pirineos orientales). VI Simposi Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Valencia.
- 62 Turu V., Peila J.L. (2006). Ensayo de reconstrucción cuaternaria de los valles del Segre y Valira (Andorra - La Seu d'Urgell - Organya, Pirineos orientales) morenas y terrazas fluviales.. *Geomorfología y Territorio: Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología*. Universidad de Santiago de Compostella, 171, pp.113-129.

Situation

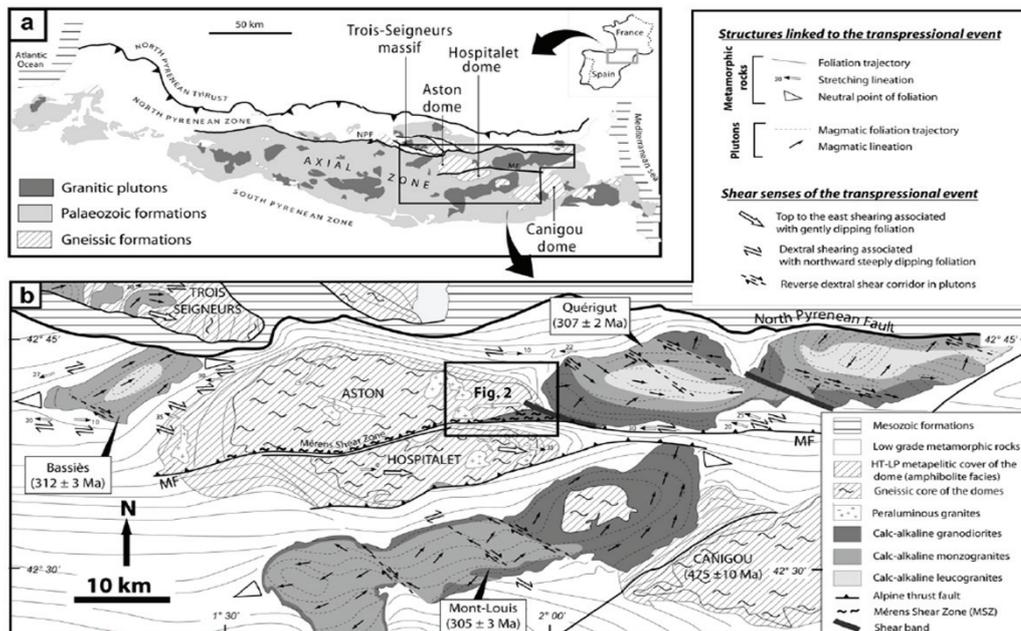


Fig. 1. Sketch maps of the Variscan segment of the Pyrenees. (a) The Variscan formations of the Pyrenees. NPF: North Pyrenean Fault. (b) Geological map of the Mérens shear zone (MSZ) and Mérens Fault (MF) area. The references for the structures and ages of the plutons are given in the text.

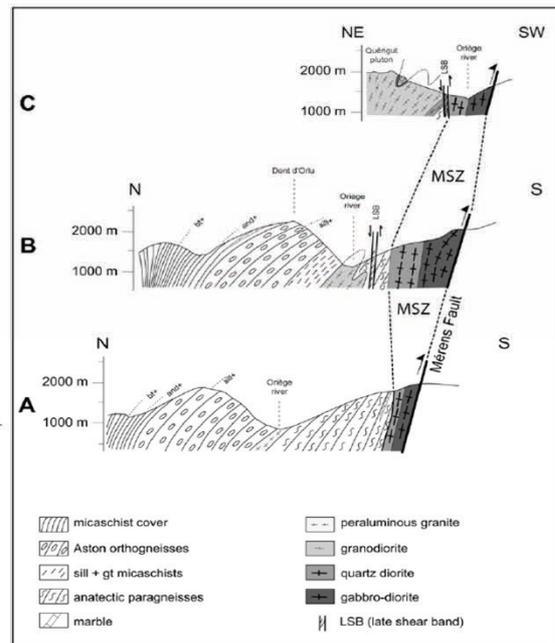
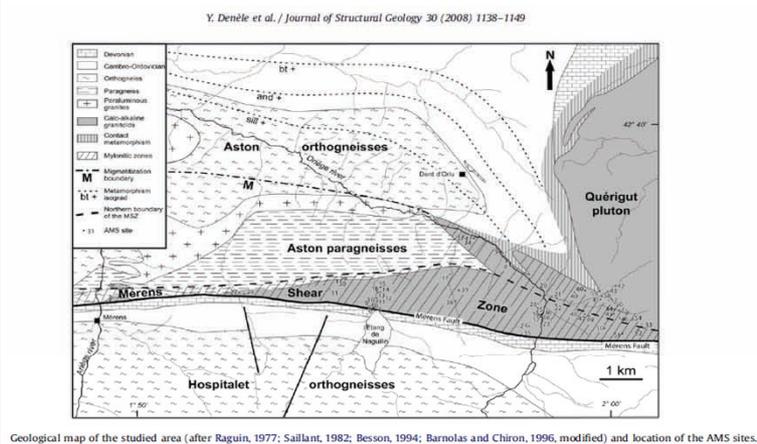
Description

Le chevauchement de Mérens est une structure hercynienne reprise à l'alpin. Ce chevauchement globalement EW se suit sur environ 35 km depuis l'extrémité du massif de Quérigut jusqu'à la Têt en bordant au nord le synclinal de Villefranche. Cette structure est dans la continuité de la shear zone hercynienne de Mérens d'orientation N80 et qui sépare les domes gneissiques de l'Aston et de l'Hospitalet. La largeur de la shear zone de Mérens s'accroît d'ouest en est jusqu'à atteindre 2 km à l'extrémité du dôme de l'Aston. Vers l'Est, elle borde au Nord le synclinal de Villefranche. Elle présente un jeu inverse à composante décrochante dextre qui réhausse le compartiment septentrional. A l'extrémité orientale du massif de l'Aston, elle est reprise par des shear zone d'orientation N100-N120 à jeu inverse dextre, ici appelés le chevauchement de Mérens. Elle est tronquée ou s'anastomose avec la faille de l'Hospitalet qui borde la partie Sud de ce même massif. La paragenèse à biotite + sillimanite + garnet + cordierite implique des conditions PT de 3kbar, 650°C dans le dôme de l'Aston en contraste avec la paragenèse en faciès des schistes verts du dôme de l'Hospitalet. Cette différence suggère un mouvement vertical de plusieurs km au travers de cette shear zone. Cette shear zone est associée à la mise en place des plutons de Quérigut et Millas en conditions transpressives dextres au Westphalien Stéphanien. Cette zone est reprise dans sa partie méridionale par la faille de Mérens au cours de l'orogénèse alpine au Paléocène et à l'Oligocène.

Âges, cinématiques, structures et microstructures

Age	Cinématique associée
Hercynien: Westphalien-Stéphanien	Shear zone à composante inverse dextre
Alpin : Paléocène puis oligocène	Chevauchement à vergence sud
Actuel	sismicité historique et instrumentale EW
Direction :	
Expression en profondeur : 3-5 km	
Expression en surface : faille ductile avec mylonite (T>550-600°C) et ultramylonites à mica blanc au Paléocène puis oligocène.	
Commentaire : Faille inverse avec rehaussement du compartiment septentrional	

Contexte structural



Commentaire

Le long de la faille de Mérens activité néotectonique notée par le déplacement rocheux des glaciers pendant la dernière période glaciaire (Turus et Planas, 2005; Turus et Pleinas, 2006).

Références bibliographiques

- 22 Denele Y., Olivier P., Gleizes G. (2008). Progressive deformation of a zone of magma transfer in a transpressional regime: The Variscan Mérens shear zone (Pyrenees, France). *J. Struct. Geol.* 30, pp. 1138–1149
- 13 Carreras J. et Cirés J. (1986). The geological significance of the western termination of the Merens Fault at Port Vell (Central Pyrenees). *Tectonophysics*, 129, pp. 99–114.
- 27 Paquette, J.-L., Gleizes, G., Leblanc, D., Bouchez, J.-L. (1987). Le granite de Bassiès (Pyrénées): un pluton syntectonique d'âge westphalien. *Géochronologie U–Pb sur zircons*. *C. R. Acad. Sci, Paris* 324, pp.387–392.
- 28 Maurel, O., Respaut, J.-P., Monié, P., Arnaud, N., Brunel, M (2004). U–Pb emplacement and 40Ar/39Ar cooling ages of the eastern Mont-Louis granite massif (Eastern Pyrenees, France). *Comptes Rendus Geoscience* 336, 1091–1098.
- 17 Muller J. et Roger P. (1977). L'évolution structurale des Pyrénées (Domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine.. *Géologie alpine*, 53, pp.149–191.
- 18 Mc Caig A.M. et Miller J.A. (1986). 40Ar-39Ar age of mylonites along the Merens, Central Pyrenees.. *Tectonophysics*, 129, pp.319–342.
- 19 Mc Caig A.M. (1984). Fluid-rock interaction in some shear zones from the Pyrenees. *J. Metamorphic Geol.*, 2, pp.129–140.
- 20 Zwart H.J. (1958). La faille de Mérens dans les Pyrenees Ariègeoises.. *Bull. Soc. Geol. France*, sér.6, 8, pp.783–796.
- 21 Mc Caig A.M. (1986). Thick and thin-skinned tectonics in the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, pp.319–342.
- 22 Denele Y., Olivier P., Gleizes G. (2008). Progressive deformation of a zone of magma transfer in a transpressional regime: The Variscan Mérens shear zone (Pyrenees, France). *J. Struct. Geol.* 30, pp. 1138–1149
- 23 (2003). L'exhumation de la Zone Axiale des Pyrénées orientales!: o-chronologique multi-méthodes du rôle des failles.. Thèse de l'Université de Montpellier II, 215p.
- 24 Denèle Y., Philippe Olivier P., Gérard Gleizes G, Pierre Barbey P. (2009). Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow: Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France). *Tectonophysics*, 477, pp. 244–261
- 25 Laumonier B et Baetens E. (1986). Tectonique tangentielle alpine dans le Paléozoïque inférieur de la région de Prats de Mollo (Pyrénées orientales, frontière franco-espagnole).. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 302, pp.363–366.
- 61 Turu V, Planas X. (2005). Inestabilidad de vertientes en los valles del Valira. Datos y dataciones para el establecimiento de una cronología, posibles causas. *Andorra y Alt Urgell (Pirineos orientales)*. VI Simposi Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Valencia.
- 62 Turu V., Peila J.L. (2006). Ensayo de reconstrucción cuaternaria de los valles del Segre y Valira (Andorra - La Seu d'Urgell - Organya, Pirineos orientales) morenas y terrazas fluviales.. *Geomorfología y Territorio: Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología*. Universidad de Santiago de Compostella, 171, pp.113–129.

Situation

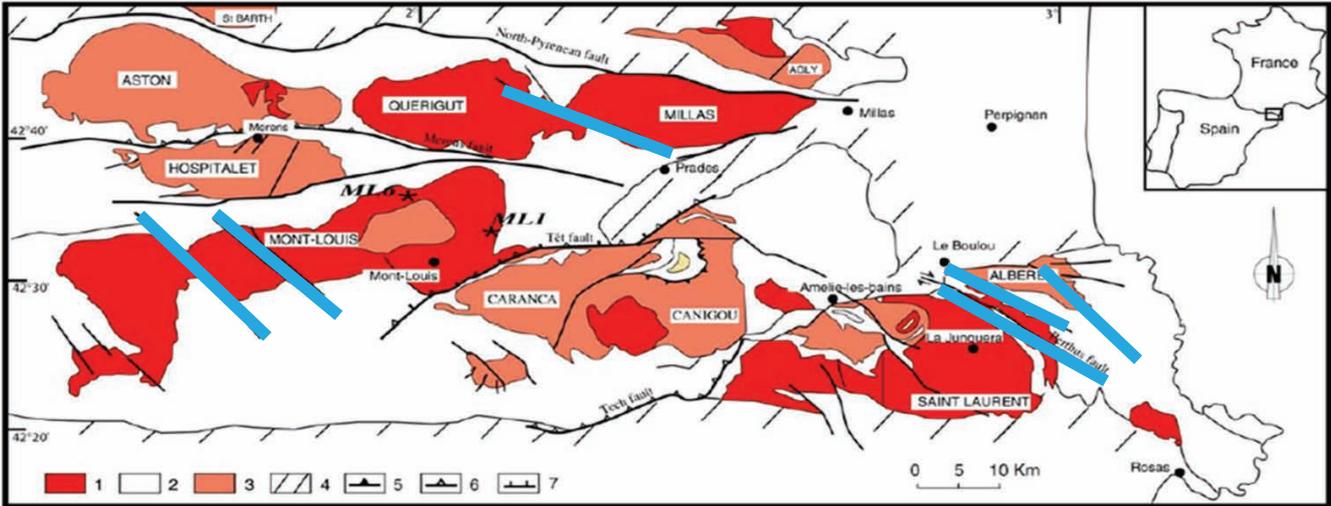


Fig. 1. Simplified geological sketch map of the eastern Axial Zone of Pyrenees (modified after [26]) with sampling location. 1. Hercynian granitoid. 2. Palaeozoic metasediments. 3. Palaeozoic gneiss. 4. Post-Hercynian rocks. 5. Hercynian thrusts. 6. Alpine thrusts. 7. Oligo-Miocene normal faults. ML1 and ML6 samples are located.

Décrochements hercyniens

Description

Les décrochevauchements hercyniens comprennent: (1) les décrochevauchements des plutons de Querigut et de Millas (2) les décrochements dextres de Mont-Louis et (3) les décrochements des Albères et du Roc de France.

Dans les massifs de Querigut Millas, une zone mylonitique de direction N100 serait contemporaine de la mise en place de ces plutons au tardi-hercynien (307 Ma) en contexte transpressif (cinématique inverse à composante dextre). Le massif des Albères et du Roc de France sont affectées par une série de zones mylonitiques d'orientation NW-SE à pendage de 45-50° vers le Nord. Ces mylonites d'âge tardi-hercynine ont une cinématiques dextres et ne semblent pas reprises à l'alpin. Enfin le masiif de Mont-Louis et son encaissant présent de nombreuses zones parfois décrites mylonitiques de direction NW-SE avec souvent un jeu dextre. Elles seraient subcontemporaines de la mise en place du granite vers 305 Ma.

Ages, cinématiques, structures et microstructures

Age	Cinématique associée
Hercynien : tardihercynien	composante inverse dextre
Alpin	partiellement reprise pour Mont-Louis et Querigut-Millas
Actuel	séismes historiques et instrumentaux

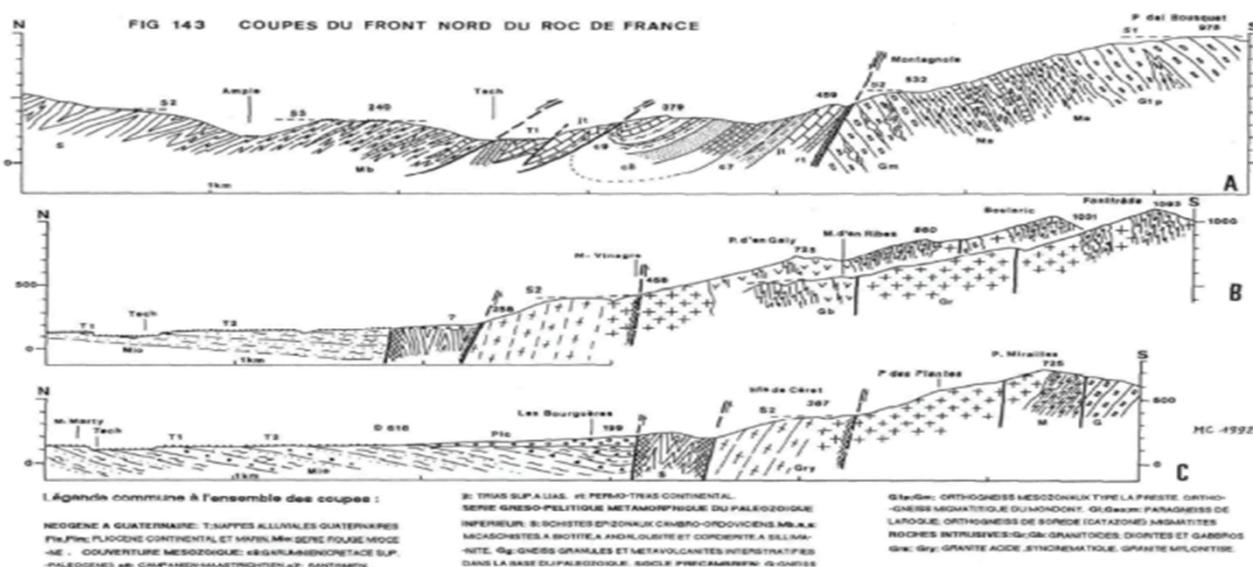
Direction : NW-SE à EW

Expression en profondeur : probable mais inconnu

Expression en surface : mylonites

Commentaire :

Contexte structural



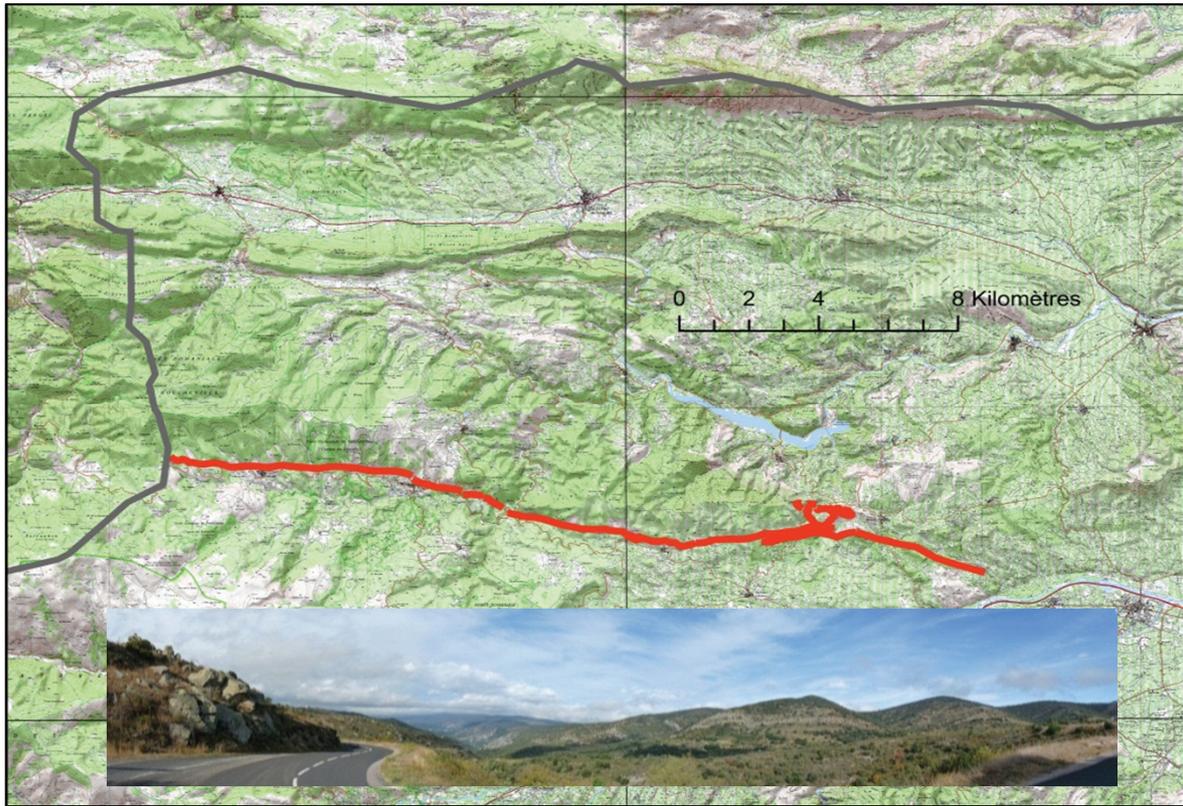
Commentaire

Pour les Albères: séismes historiques (intensité < V), peu de séismes instrumentaux.
 Pour Querigut-Millas, pas de séismes.
 Pour Mont-Louis, séismes historiques (dont un à intensité V-VII) et séismes instrumentaux.

Références bibliographiques

60 Calvet M. (1996). Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne: les Pyrénées orientales. Document du BRGM, 255.

Situation



Description

Située à la bordure septentrionale de la zone axiale, la faille nord-pyrénéenne est une structure majeure ancienne remobilisée au cours de la tectogénèse pyrénéenne. Cette faille dont les rejeux successifs verticaux cumulés sont estimés à 10 000 m est E-W et subverticale. Elle se situe au droit de la variation de profondeur du moho. Au Nord de la faille, les formations calcaro-dolomitiques du Jurassique et calcaro-gréseuses d'âge albien sont affectées par 3 épisodes de déformation; la phase majeure (S1) est responsable de la formation de plis hectométriques (synclinal de Boucheville). La phase S3 cassante est localisée à proximité des failles dont la faille nord-pyrénéenne et s'accompagne d'une activité filonienne. L'âge du fonctionnement de la faille est peu contraint (Crétacé supérieur à éocène). Au sud, les granitoïdes de Millas (granite, granodiorite et adamellite) d'âge tard-hercynien présentant une mégastucture zonée, allongée E-W sont tronqués par la faille nord-pyrénéenne. Au contact les marbres du synclinal de Boucheville présentent des textures mylonitiques et bréchiques (voir photo). Dans le paysage, la morphologie présente des facettes triangulaires.

Âges, cinématiques, structures et microstructures

Age	Cinématique associée
Alpin: Crétacé	Faille transformante
Alpin : Eocène	faille inverse
Actuel	décrochement sénestre

Direction : EW
 Expression en profondeur : >10000 m
 Expression en surface : mylonite
 Commentaire :

Contexte structural

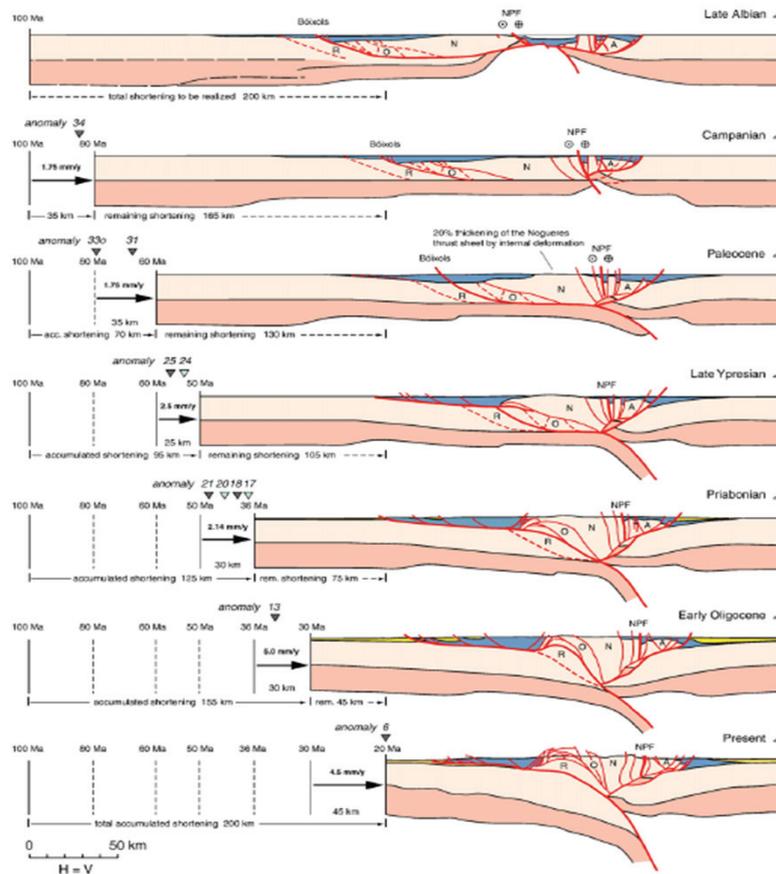
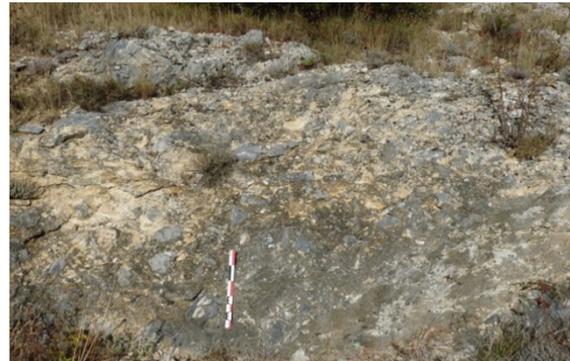


Fig. 3. Balanced, partially restored cross sections of the crust along the ECORS Pyrenees profile, after Beaumont et al. (2000) except for uppermost (Late Albian) section which is slightly modified after Lagabrielle et al. (2010). Partial restorations are shown for the Late Albian, Campanian (Cenomanian in Beaumont et al., 2000), Paleocene, Late Ypresian, Priabonian, Early Oligocene and Present (since early Miocene). Note that the time scales shown upper left of each section are distorted. Ages of magnetic anomalies indicated with inverted triangles, dark triangles denote anomalies for which reconstructions are shown in Fig. 12. Abbreviations: NPF: North Pyrenean Fault, R: Rialp unit, O: Orri unit, N: Noguères unit, A: Arizé unit.

Commentaire



Références bibliographiques

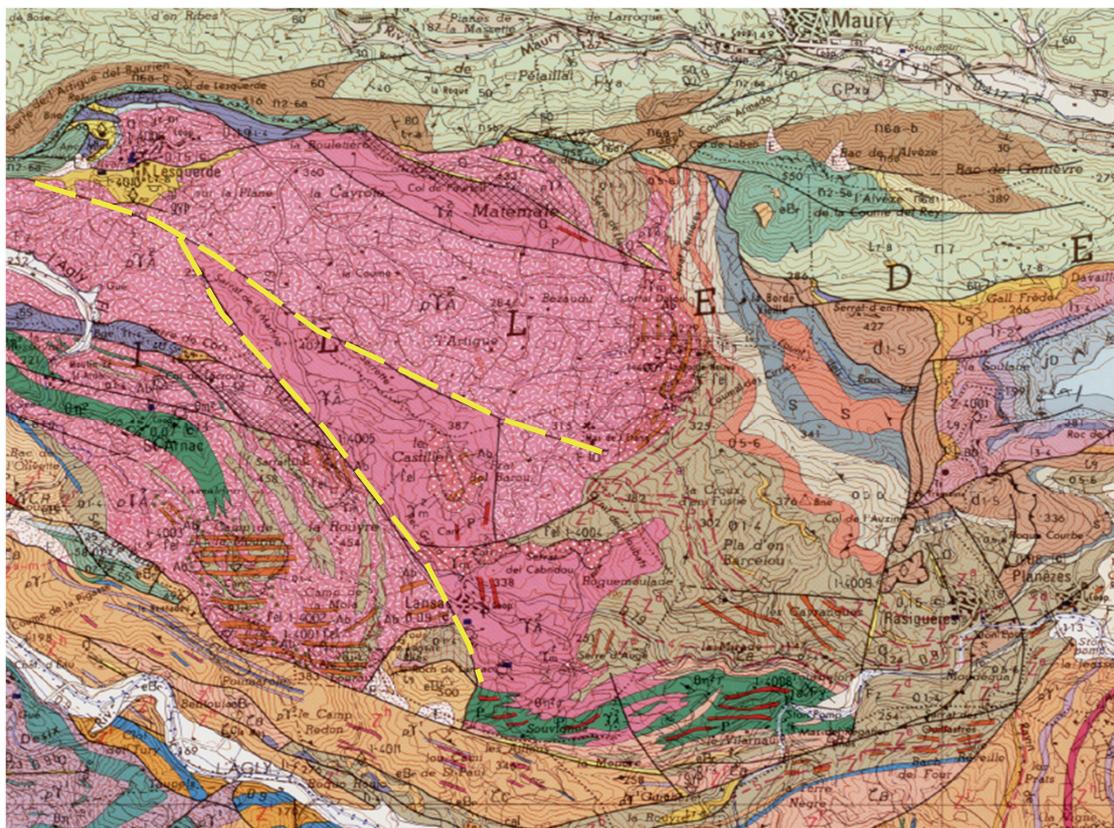
51 Choukroune P. (1976). Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. Mémoires de la S.G.F., Tome LV, n°127, 116p.

30 Fitzgerald P.G., Munoz J.A., Coney P.J., Baldwin S.L. (1999). Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen.. E.P.S.L. 173, pp.157-170.

58 Lacan P., Ortuno M. (2012). Active tectonics of the Pyrenees: a review. J. Iberian Geol., 38, pp. 9-39.

41 Souriau A., Chevrot S., Olivera C. (2008). A new tomographic image of the Pyrenean lithosphere from teleseismic data. Tectonophysics, 460, pp. 206-214.

Situation



Description

Faille de Lesquerde de direction NW-SE se subdivisant en deux branches: Lesquerde-St Arnac, Lesquerde-Rasigières. Elles font apparaître entre elles deux le granite de St Arnac non porphyroïde. Pas de données concernant la cinématique. Elle est en continuité avec la faille de Saint-Arnac. A proximité, séismes de St Paul de Fenouillet en 1996 (à l'extrémité du synclinal, profondeur de l'ordre de 7-11 km) et séismes de mai 2004 plus au nord (4,5-6,5 km de profondeur). Les hypocentres des séismes de 2004 semblent correspondre à un chevauchement qui se raccorderait au chevauchement frontal nord-pyrénéen ou tout autre chevauchement plus au nord.

Âges, cinématiques, structures et microstructures

Age	Cinématique associée
Hercynien	aucune
Alpin : Post-Crétacé	chevauchement vers le nord probable
Actuel	séismes sous le massif de l'Agly, en chevauchement

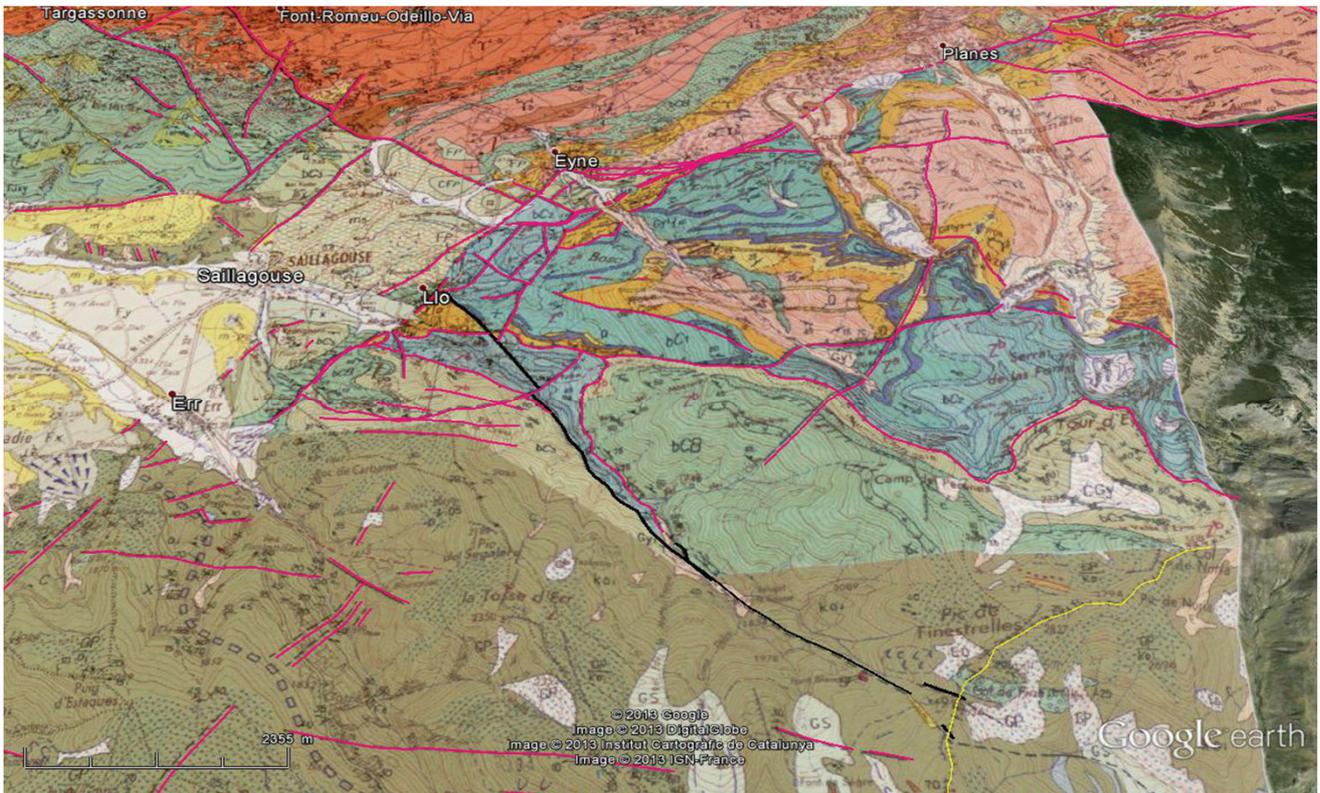
Direction : NW-SE

Expression en profondeur : inconnue

Expression en surface : localement mylonitique

Commentaire :

Situation



Description

A l'extrémité SW du Massif du Canigou, la faille de Nuria est une faille d'âge Néogène de direction NW-SE. Son extension en profondeur n'est pas connue et son expression en surface n'est pas précisée sur la carte. Elle se prolonge vers l'Espagne où elle bifurque vers une direction NNW-SSE.. Elle décale le chevauchement hercynien de Puigmal et les chevauchements alpins du Canigou et de Vallespir.

Ages, cinématiques, structures et microstructures

Age	Cinématique associée
Hercynien	non documenté
Alpin : Néogène	Faille normale
Actuel	probable (voir commentaire)

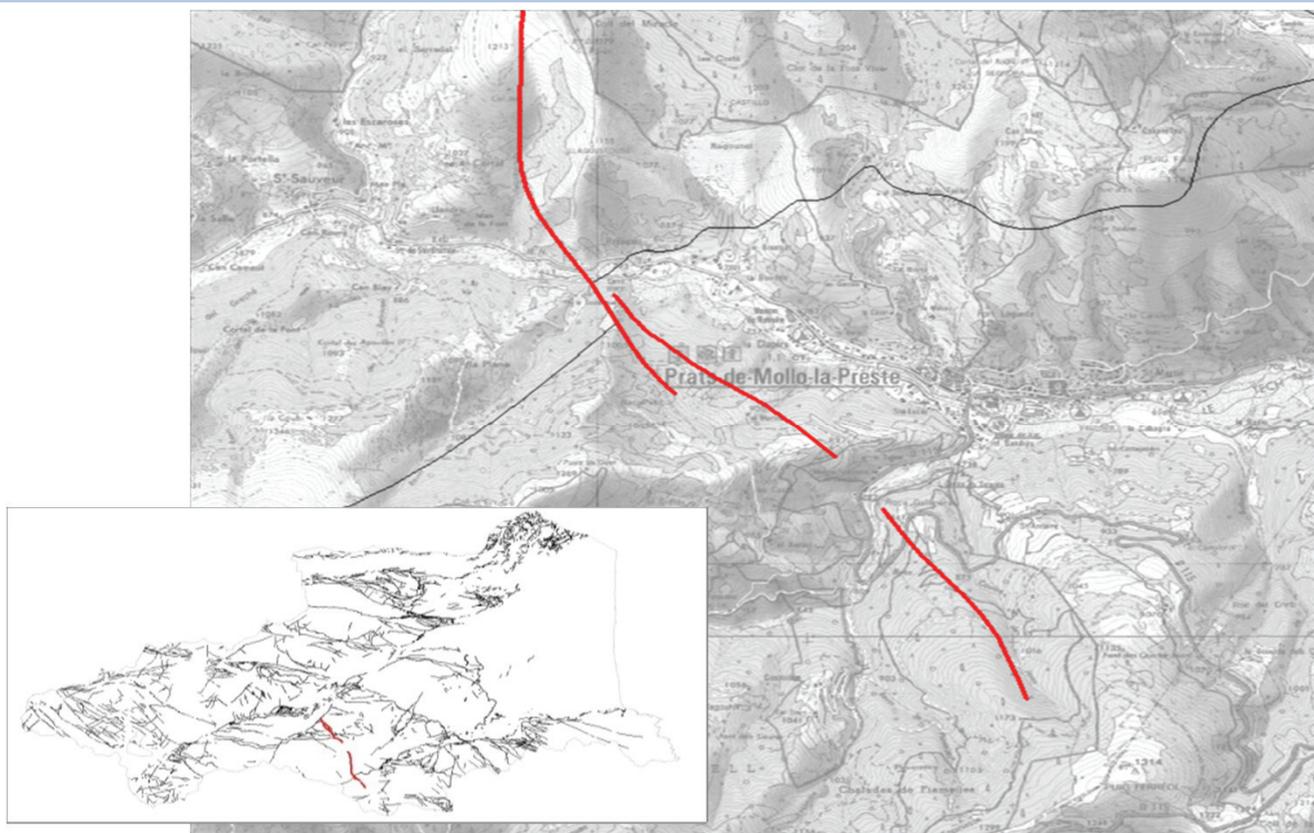
Direction : NW-SE

Expression en profondeur : probable.

Expression en surface : non documenté

Commentaire :

Situation



Description

Faille normale de direction NW-SE d’une longueur moyenne de 6 km, à pendage subvertical, sectionné en plusieurs tronçons. Elle abaisse le compartiment occidental et affecte la surface d’aplanissement Miocène. Elle est antérieure ou synchrone à la faille de Py-Mantet. Failles probablement les plus jeunes du Massif du Canigou et joue probablement en même temps que le tronçon NE de la faille de Py. Elle se prolonge jusqu'en Haut-Vallespir où elle atteint le chevauchement du Vallespir. Présence de séismes historiques (intensité V-VII et < à V) et sismicité instrumentale.

Âges, cinématiques, structures et microstructures

Age	Cinématique associée
	aucune
Alpin : Post-Miocène	faille normale
Actuel	sismicité historique et instrumentale

Direction : NW-SE

Expression en profondeur : inconnue

Expression en surface : faille cassante avec brèches et cataclasites.

Commentaire : Faille normale avec abaissement du compartiment occidental

Contexte structural

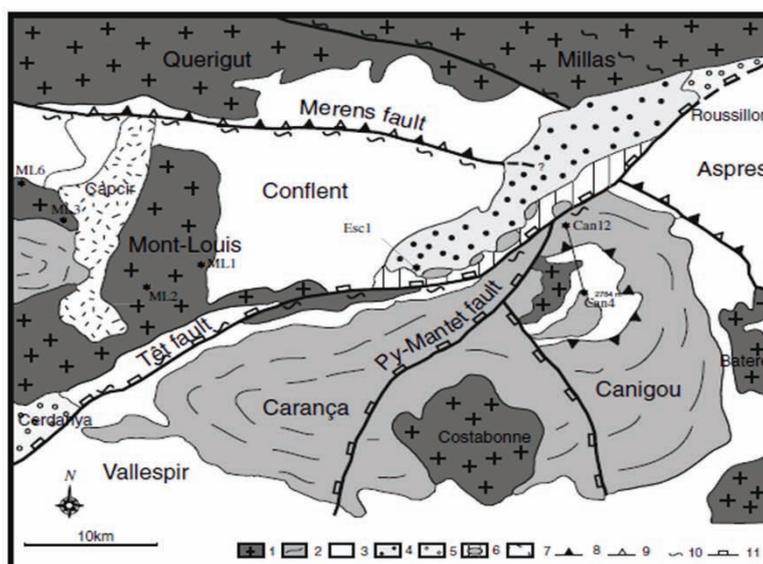


Fig. 2 Simplified geological map of the Têt fault area with the location of dated samples (after Maurel et al. 2002). 1 Variscan granitoid, 2 Paleozoic gneiss, 3 Paleozoic metasediment, 4 Lower miocene of the Conflent basin, 5 Upper miocene of Roussillon and Cerdanya, 6 Miocene collapse of paleozoic terrane, 7 Glaciary quaternary, 8 Variscan thrusting, 9 Alpine thrusting, 10 Mylonite, 11 Oligo-miocene normal fault

Commentaire

Faille qui pourrait se prolonger dans l'Emporda (failles transformantes à séismes historiques > à VIII).

Références bibliographiques

- 7 Guitard G. (1998). Carte géologique de la France au 1/50 000, feuille de Prades – BRGM.
- 2 BRGM (-). Carte géologique à 1/250 000.
- 3 Calvet (1994). Calvet, 1994.
- 44 Cocherie A., Baudin T., Autran A., Guerrot C, Fanning C., Laumonier B. (2005). U-Pb evidence for the early Ordovician intrusion of metagranites in the late Proterozoic Canaveilles Group of the Pyrenees and the Montagne noire (France).. Bull. Soc. Geol. France, 176, n°3, pp.269-282.
- 36 Maurel O., Brunel M., Monié P. (2002). Exhumation cénozoïque des Massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France).. C.R. Geosciences 334, pp.941-948.
- 35 Maurel O., Monié P., Pik R., Arnaud N., Brunel M., Jolivet M. (2008). The Meso-Cenozoic thermal-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees: an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fission track and (U-Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs.. Int J Earth Sci (Geol Rundsch), 97, pp.565-584.
- 28 Maurel, O., Respaut, J.-P., Monié, P., Arnaud, N., Brunel, M (2004). U–Pb emplacement and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ cooling ages of the eastern Mont-Louis granite massif (Eastern Pyrenees, France). . Comptes Rendus Geoscience 336, 1091–1098.
- 38 Briais A., Armijo R., Winter T., Tapponier P., Herbecq A. (1990). Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees.. Annales Tectonicae, vol. IV, 1, pp. 19-42.

Situation

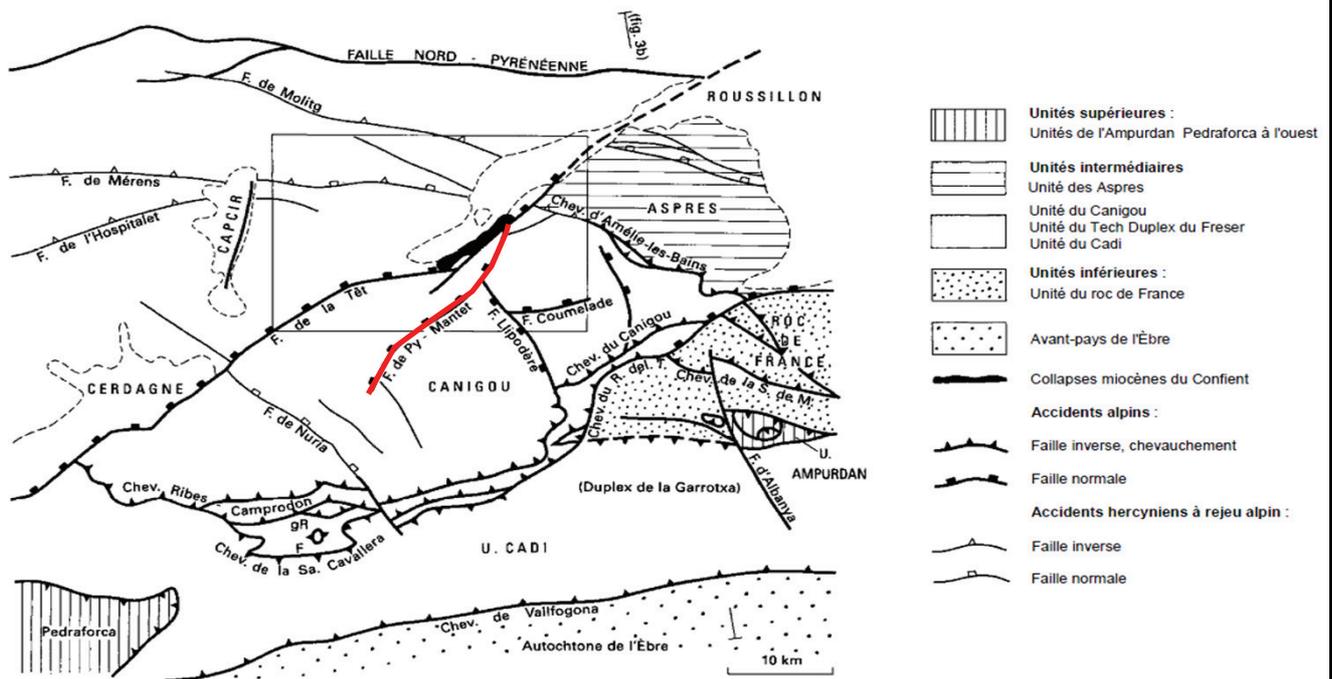


Fig. 3a - Cadre tectonique alpin des Pyrénées orientales (Laumonier, 1997)

Description

Faille normale de direction N45 à fort pendage NW d'une longueur moyenne de 18 km., avec également une composante décrochante sénestre d'une dizaine de km. Elle se caractérise par des cataclasites et brèches. Entre Py et Mantet, présence de quelques tronçons qui s'anastomosent. Entre Thorrent et Vernet-les-Bains, nombreuses ramifications avec décrochement sénestre, disposées en échelon. L'âge de cette faille alpine est probablement Pliocène.

Âges, cinématiques, structures et microstructures

Age	Cinématique associée
Hercynien	non documenté
Alpin : Post-Miocène, Pliocène	faille normale avec composante décrochante sénestre
Actuel	séismicité instrumentales (< 2,5).

Direction : NW-SE

Expression en profondeur : inconnue

Expression en surface : faille cassante avec brèches et cataclasites

Commentaire : Faille normale avec abaissement du compartiment septentrional

Contexte structural

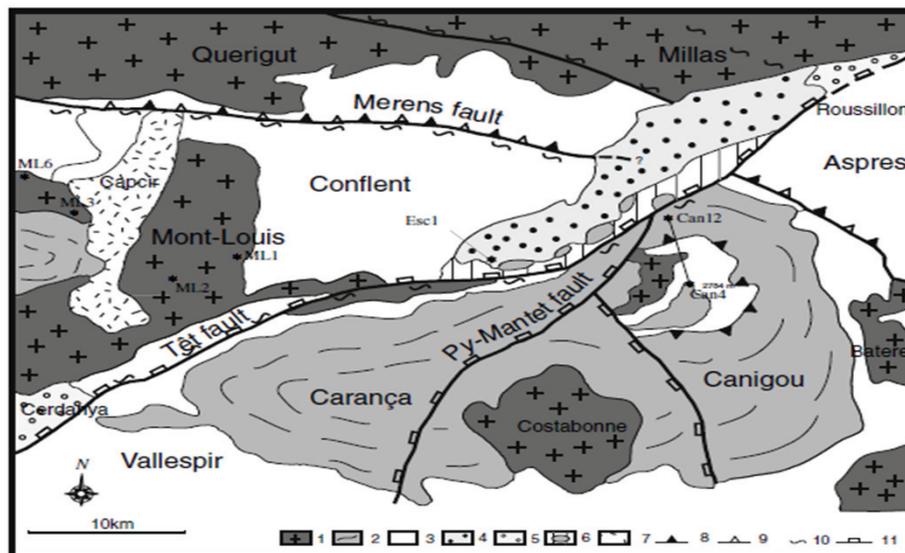


Fig. 2 Simplified geological map of the Têt fault area with the location of dated samples (after Maurel et al. 2002). 1 Variscan granitoid, 2 Paleozoic gneiss, 3 Paleozoic metasediment, 4 Lower miocene of the Conflent basin, 5 Upper miocene of Roussillon and Cerdanya, 6 Miocene collapse of paleozoic terrane, 7 Glaciary quaternary, 8 Variscan thrusting, 9 Alpine thrusting, 10 Mylonite, 11 Oligo-miocene normal fault

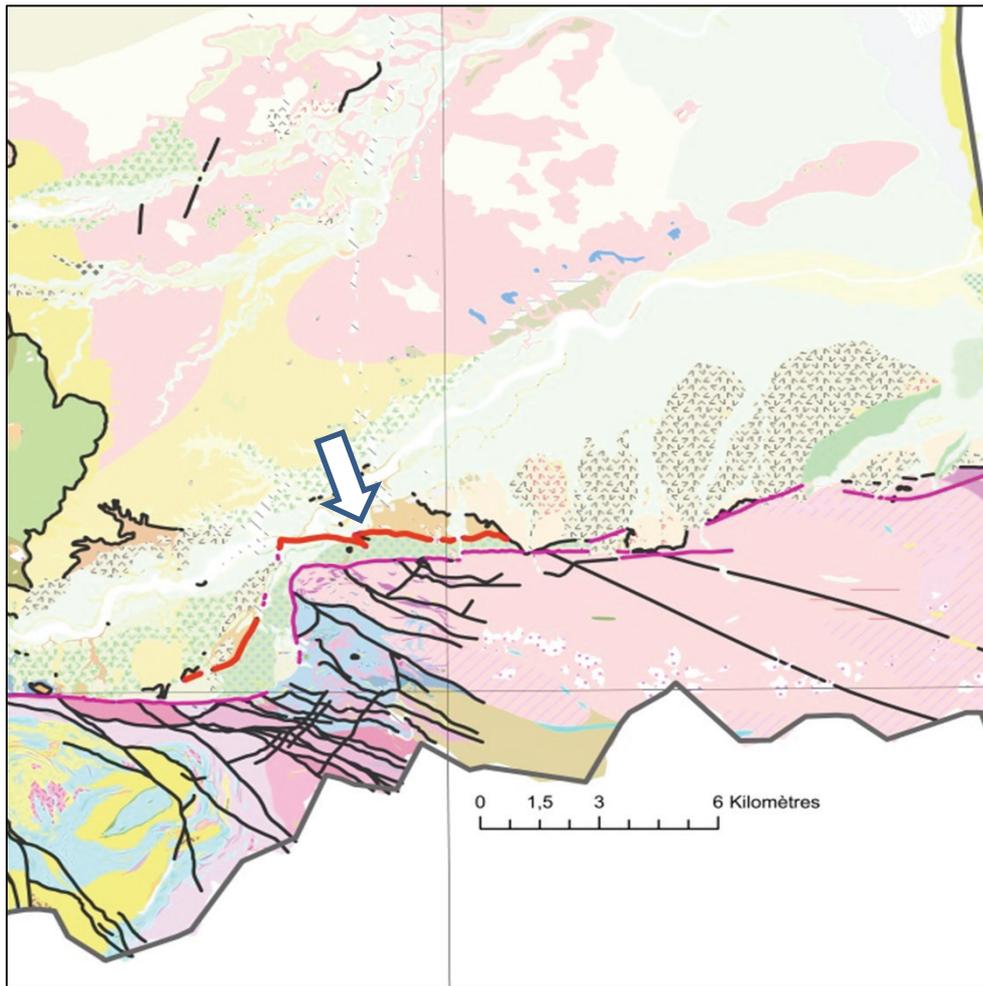
Commentaire

NB: voir la relation avec le chevauchement de Vallespir. Elle abaisse le compartiment occidental et affecte la surface d'aplanissement Miocène. Failles probablement les plus jeunes du Massif du Canigou et joue probablement en même temps que le tronçon NE de la faille de Py.

Références bibliographiques

- 7 Guitard G. (1998). Carte géologique de la France au 1/50 000, feuille de Prades – BRGM.
- 2 BRGM (-). Carte géologique à 1/250 000.
- 3 Calvet (1994). Calvet, 1994.
- 44 Cocherie A., Baudin T., Autran A., Guerrot C, Fanning C., Laumonier B. (2005). U-Pb evidence for the early Ordovician intrusion of metagranites in the late Proterozoic Canaveilles Group of the Pyrenees and the Montagne noire (France).. Bull. Soc. Geol. France, 176, n°3, pp.269-282.
- 36 Maurel O., Brunel M., Monié P. (2002). Exhumation cénozoïque des Massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France).. C.R. Geosciences 334, pp.941-948.
- 38 Briaux A., Armijo R., Winter T., Tapponier P., Herbecq A. (1990). Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees.. Annales Tectonicae, vol. IV, 1, pp. 19-42.
- 28 Maurel, O., Respaut, J.-P., Monié, P., Arnaud, N., Brunel, M (2004). U-Pb emplacement and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ cooling ages of the eastern Mont-Louis granite massif (Eastern Pyrenees, France). . Comptes Rendus Geoscience 336, 1091–1098.
- 35 Maurel O., Monié P., Pik R., Arnaud N., Brunel M., Jolivet M. (2008). The Meso-Cenozoic thermal-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees: an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fission track and (U-Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs.. Int J Earth Sci (Geol Rundsch), 97, pp.565-584.

Situation



Description

Faille d'orientation essentiellement EW en bordure de la plaine du Roussillon (bordure du Roc de France et des Albères) et NE-SW vers Le Tech. Il s'agit d'une faille inverse faisant chevaucher le Paléozoïque sur le Miocène (Calvet, 1996). Cette cinématique permettrait l'accomodement de mouvement décrochant le long de la faille du Tech. Elle est d'âge post-post-pliocène à quaternaire.

Ages, cinématiques, structures et microstructures

Age	Cinématique associée
Hercynien	
Alpin: moi-pliocène	faille inverse
Actuel	non documentée

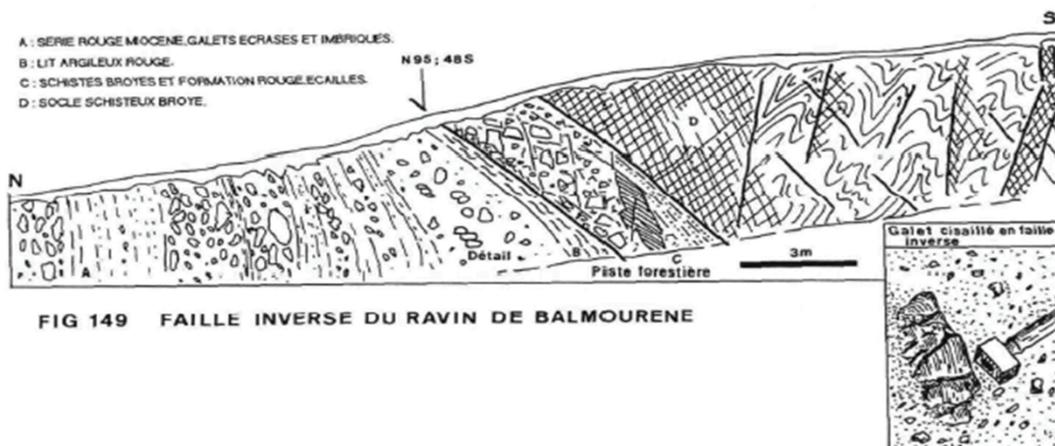
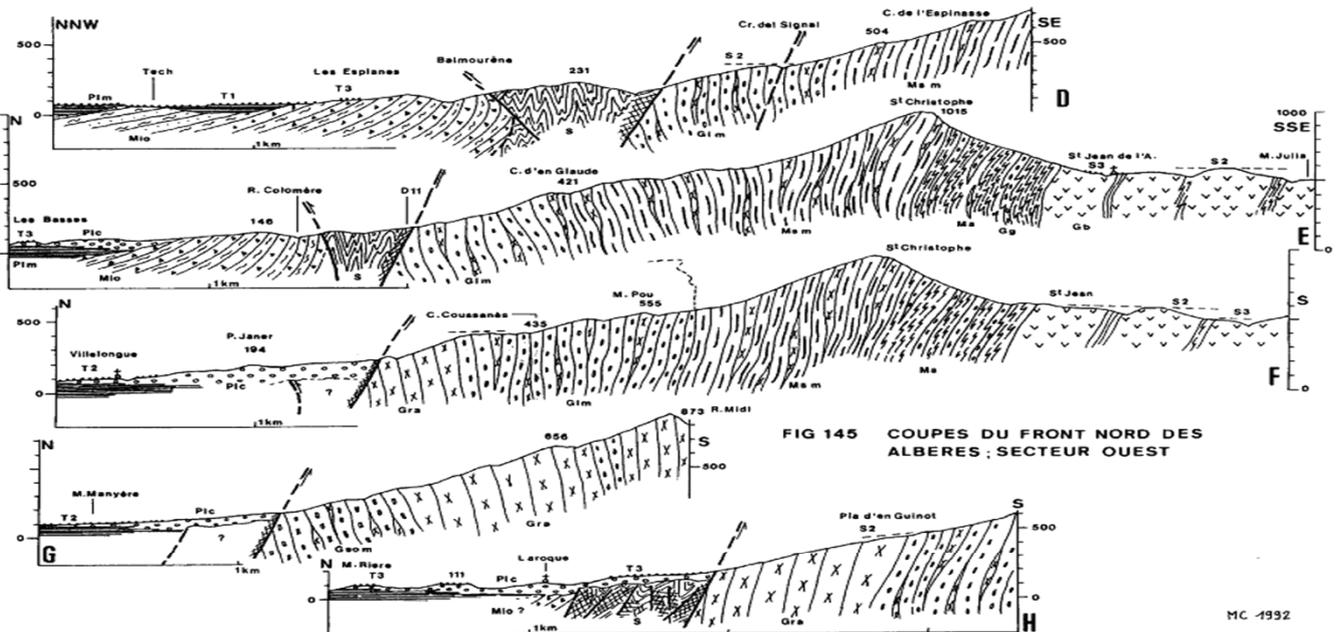
Direction : EW à NE-SW

Expression en profondeur : non documentée

Expression en surface : fissures, galets écrasés.

Commentaire :

Contexte structural



Commentaire

Références bibliographiques

- 38 Briais A., Armijo R., Winter T., Tapponier P., Herbecq A. (1990). Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees.. *Annales Tectonicae*, vol. IV, 1, pp. 19-42.
- 58 Lacan P., Ortuno M. (2012). Active tectonics of the Pyrenees: a review. *J. Iberian Geol.*, 38, pp. 9-39.
- 36 Maurel O., Brunel M., Monié P. (2002). Exhumation cénozoïque des Massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France).. *C.R. Geosciences* 334, pp.941-948.
- 35 Maurel O., Monié P., Pik R., Arnaud N., Brunel M., Jolivet M. (2008). The Meso-Cenozoic thermal-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees: an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fission track and (U-Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs.. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 97, pp.565-584.
- 42 Olivera C., Gallart J., Goula X., Banda E. (1986). Recent activity and seismotectonics of the Eastern Pyrenees.. *Tectonophysics*, 129, pp. 367-380
- 60 Calvet M. (1996). Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne: les Pyrénées orientales. Document du BRGM, 255.

Situation

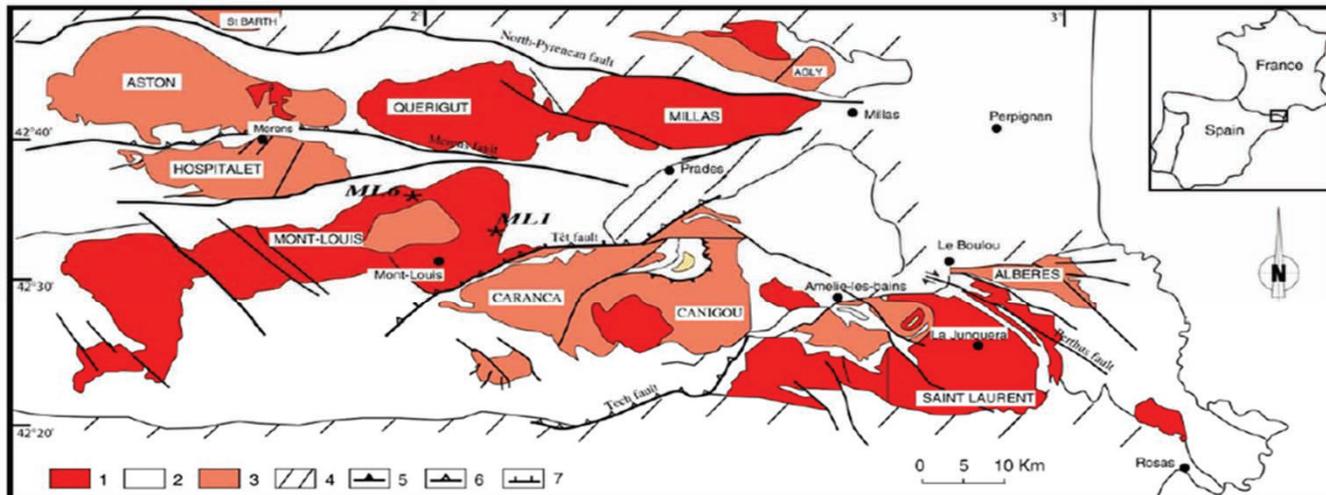


Fig. 1. Simplified geological sketch map of the eastern Axial Zone of Pyrenees (modified after [26]) with sampling location. 1. Hercynian granitoid. 2. Palaeozoic metasediments. 3. Palaeozoic gneiss. 4. Post-Hercynian rocks. 5. Hercynian thrusts. 6. Alpine thrusts. 7. Oligo-Miocene normal faults. ML1 and ML6 samples are located.

Description

Faille d'orientation EW en bordure de la plaine du Roussillon (Montesquieu Le Boulou) et NE-SW. Elle est responsable de du soulèvement du massif des Albères. Faille normale d'environ 50 km. Pas de données sismiques historiques et instrumentales. Miocène et quaternaire déformés. Pas de données sismiques.

Âges, cinématiques, structures et microstructures

Age	Cinématique associée
Hercynien	
Alpin: oligo-miocène	faille normale avec composante décrochante. Mouvement vertical estimée de l'ordre de 1,6 km.
Actuel: Quaternaire	composante inverse

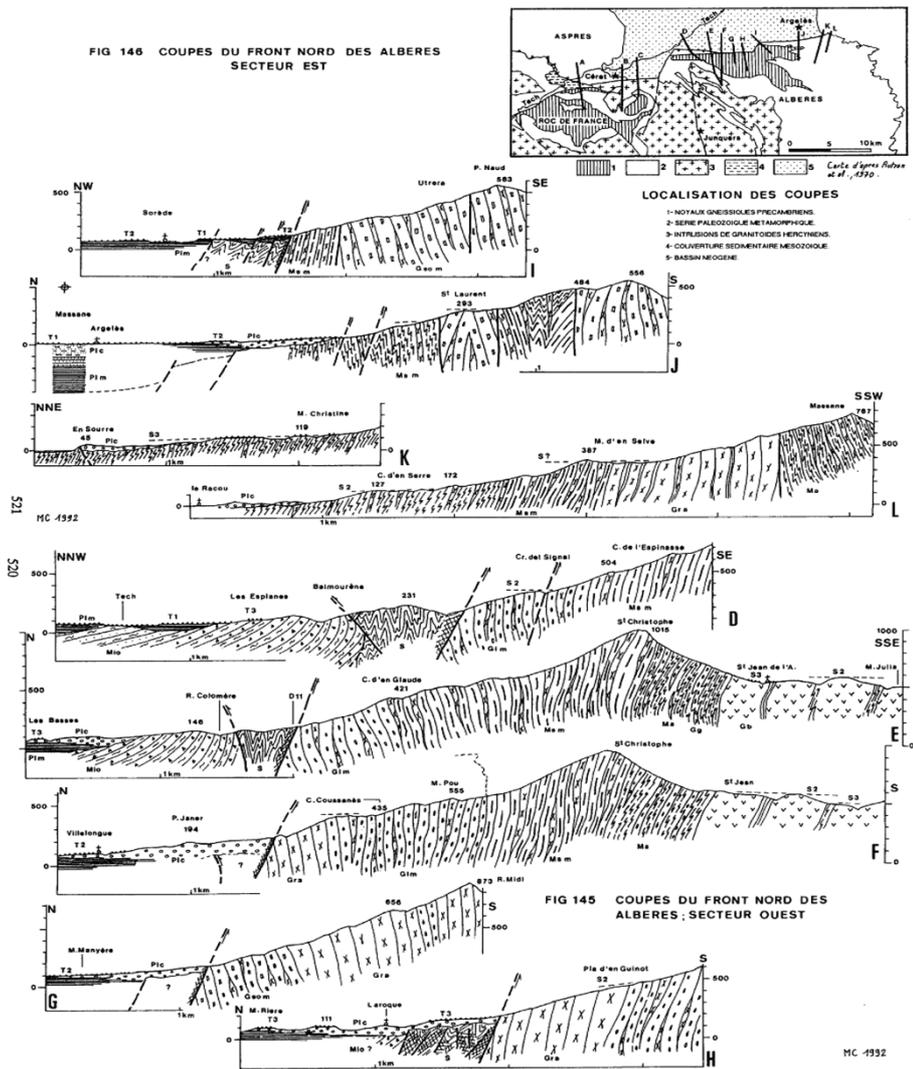
Direction : EW à NE-SW

Expression en profondeur : non documentée

Expression en surface : Sédiments déformés

Commentaire :

Contexte structural



Commentaire

Références bibliographiques

38 Briais A., Armijo R., Winter T., Tapponier P., Herbecq A. (1990). Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees.. Annales Tectonicae, vol. IV, 1, pp. 19-42.

58 Lacan P., Ortuno M. (2012). Active tectonics of the Pyrenees: a review. J. Iberian Geol., 38, pp. 9-39.

36 Maurel O., Brunel M., Monié P. (2002). Exhumation cénozoïque des Massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France).. C.R. Geosciences 334, pp.941-948.

35 Maurel O., Monié P., Pik R., Arnaud N., Brunel M., Jolivet M. (2008). The Meso-Cenozoic thermal-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees: an ⁴⁰Ar/³⁹Ar fission track and (U-Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs.. Int J Earth Sci (Geol Rundsch), 97, pp.565-584.

42 Olivera C., Gallart J., Goula X., Banda E. (1986). Recent activity and seismotectonics of the Eastern Pyrenees.. Tectonophysics, 129, pp. 367-380

Situation

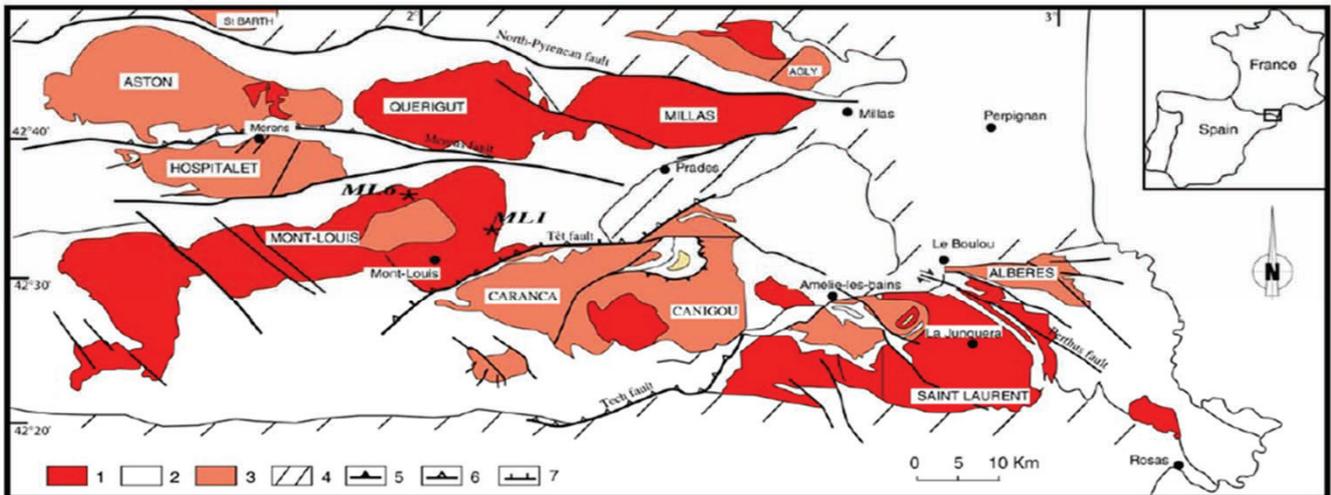


Fig. 1. Simplified geological sketch map of the eastern Axial Zone of Pyrenees (modified after [26]) with sampling location. 1. Hercynian granitoid. 2. Palaeozoic metasediments. 3. Palaeozoic gneiss. 4. Post-Hercynian rocks. 5. Hercynian thrusts. 6. Alpine thrusts. 7. Oligo-Miocene normal faults. ML1 and ML6 samples are located.

Description

Longue de 80 km et d'orientation NE-SW, la faille de la Têt borde les bassins de Conflent-Cerdagne. Elle débute à Oligocène inférieur (35-30 Ma) après une période de tectonique chevauchante à l'Eocène. La période d'extension se termine au Pliocène moyen. Son mouvement est responsable de l'accumulation de 2 km de sédiments clastiques oligocènes et pliocènes et de l'exhumation du Canigou. Forte exhumation entre 32-18 Ma suivie par une décélération. Un amincissement après 12 Ma serait responsable de la préservation du relief. A partir de la morphologie (triangles en facettes), des études ont montré que l'activité de la faille diminue depuis le fin Miocène et cesse au Pléistocène, indiquant que la morphologie est acquise au Miocène. La préservation de l'escarpement serait du à l'accumulation de 400 m de sédiments ultérieurement incisés au Pléistocène moyen (0,5-1 Ma). - Chevauchement mylonitique Nord-Canigou-Carança: de St Thomas à Escaro, 500 à 700 m d'épaisseur de mylonites. Direction N80-90 avec un pendage 40-50°. Présence de laccolithe. Au Pliocène (150-300 m de rejet). La géométrie des nappes quaternaires est contrôlée par la tectonique active et les mouvements eustatiques. L'activité sismo-tectonique se prolonge durant tout le Quaternaire jusqu'à l'actuel (33).

Âges, cinématiques, structures et microstructures

Age	Cinématique associée
Hercynien: Westphalien-Stéphanien	Chevauchement à vergence sud
Alpin : Eocène-Oligocène- Pliocène	Faille inverse (Eocène) et normale (Oligocène-Pliocène)
Actuel	Aquitainen (régime extensif) - Depuis régime cisailant et compressif

Direction : NE-SW

Expression en profondeur : 3-5 km

Expression en surface : faille cassante, facettes triangulaires.

Commentaire : Faille normale ayant joué en faille inverse aub tardi-hercynien et à l'Eocène. Zones mylonitiques probablement tardi-hercyniennes.

Contexte structural

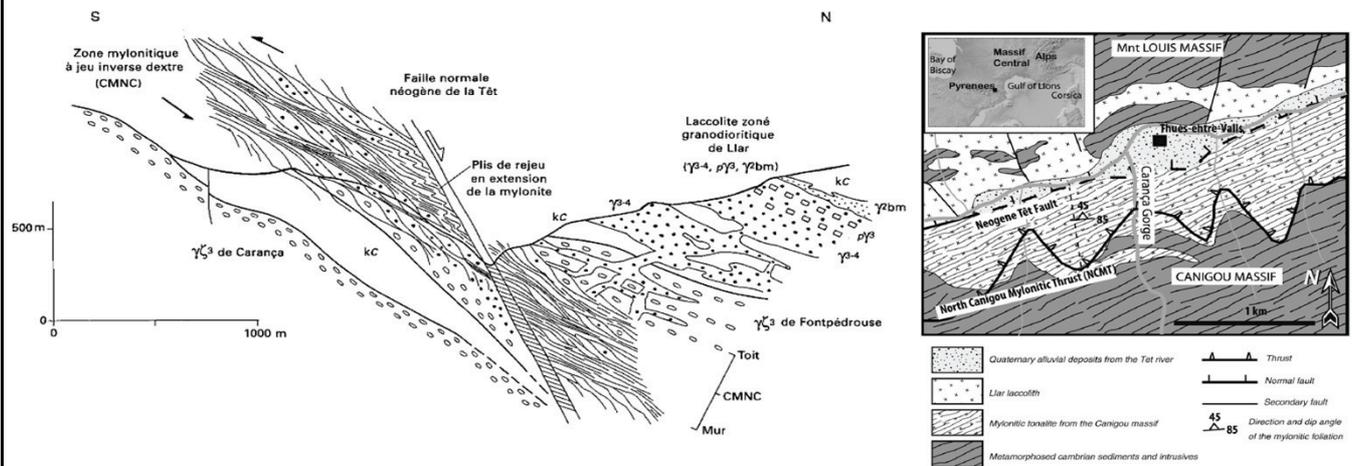


Fig. 21 - Coupe schématique du chevauchement mylonitique tardi-hercynien nord-Canigou (CMNC), de la faille de la Têt et du laccolite de Liar
 Situation entre Thuès et Fontpédrouse (A. Autran)

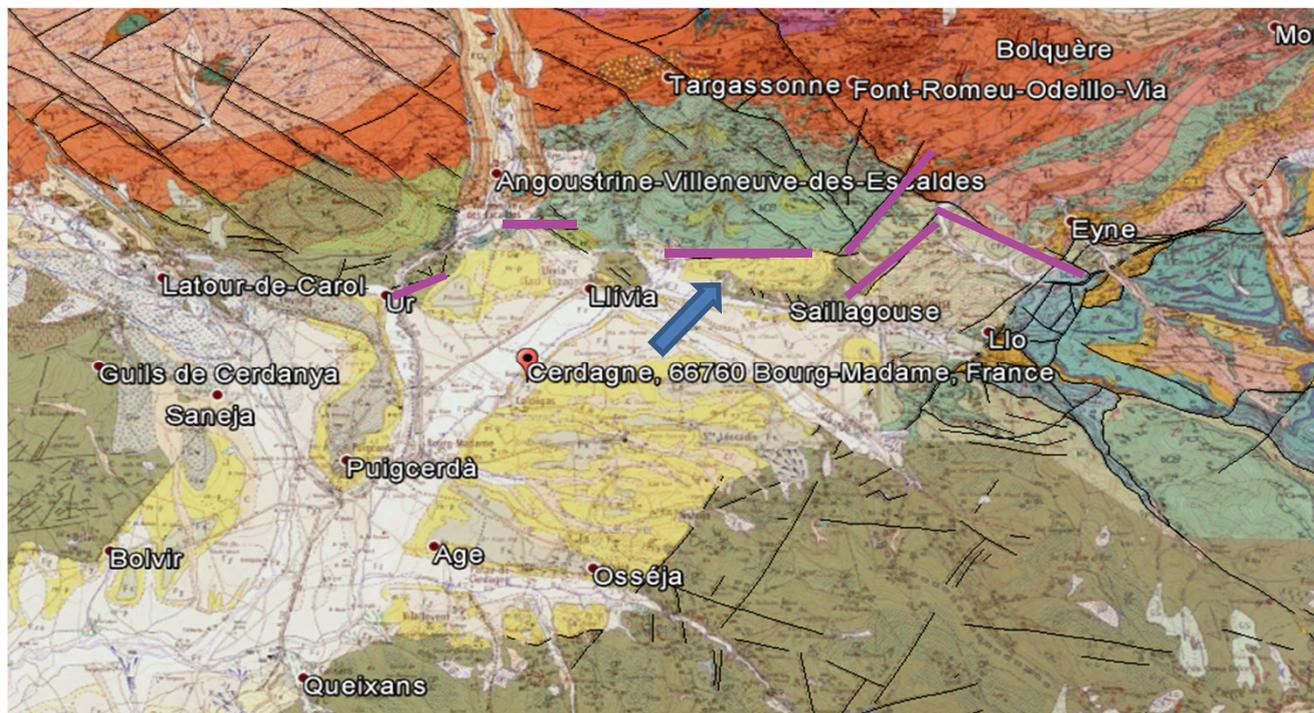
Commentaire

Dans le bassin de Cerdagne, quelques autres failles intra-bassin ou bordières au bassin de Cerdagne sont vraisemblablement associées à cette faille. Le bassin de Cerdagne tout comme le Roussillon constituerait un graben associé à des failles transformantes NW-SE dextres en contexte extensif avec l'ouverture du golfe du Lion. Les données sismiques dans les Pyrénées orientales montrent un régime extensif à la fin de l'Aquitarien (23 Ma) puis un régime soit cisailant soit compressif depuis l'Aquitarien.

Références bibliographiques

- 29 Petit C., Mouthereau F. (2012). Steep topographic slope preservation by anisotropic diffusion: an example from the Neogene Têt fault scarp, eastern Pyrenees.. *Geomorphology*, 171-172, pp.173-179.
- 30 Fitzgerald P.G., Munoz J.A., Coney P.J., Baldwin S.L. (1999). Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen.. *E.P.S.L.* 173, pp.157-170.
- 27 Paquette, J.-L., Gleizes, G., Leblanc, D., Bouchez, J.-L. (1987). Le granite de Bassiès (Pyrénées): un pluton syntectonique d'âge westphalien. *Géochronologie U-Pb sur zircons*. C. R. Acad. Sci, Paris 324, pp.387-392.
- 28 Maurel, O., Respaut, J.-P., Monié, P., Arnaud, N., Brunel, M. (2004). U-Pb emplacement and 40Ar/39Ar cooling ages of the eastern Mont-Louis granite massif (Eastern Pyrenees, France). *Comptes Rendus Geoscience* 336, 1091-1098.
- 31 Guitard G., Laumonier B., Autran A., Bandet Y., Berger G.M. (1998). Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, feuille de Prades, n°1095, BRGM..
- 32 Delcaillau B., Carozza J.M., Font M. (2004). Le segment nord de la faille de la Têt (Pyrénées orientales): fonctionnement néogène et implications géomorphologiques. *Bull. Soc. Géol. Fr*, n°3, pp.257-272.
- 34 Mauffret A., Durand de Grossouvre B., Tadeu Dos Reis A., Gorini C., Nercessian A. (2001). Structural geometry in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion (Western Mediterranean). *Journal of Structural Geology*, 23, pp.1701-1726.
- 35 Maurel O., Monié P., Pik R., Arnaud N., Brunel M., Jolivet M. (2008). The Meso-Cenozoic thermal-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees: an 40Ar/39Ar fission track and (U-Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs.. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 97, pp.565-578.
- 36 Maurel O., Brunel M., Monié P. (2002). Exhumation cénozoïque des Massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France).. *C.R. Geosciences* 334, pp.941-948.
- 33 Carozza J.M., Delcaillau B. (1999). L'enregistrement géomorphologique de la tectonique quaternaire par les nappes alluviales: l'exemple du bassin de la Têt (Roussillon, France).. *C. Rendus Acad. Sci.*, 329, pp.735-740.
- 37 Rigo A., Pauchet H., Souriau A., Grésillaud A., Nicolas M., Olivera C., Figueras S. (1997). The february 1996 earthquake sequence in the Eastern Pyrenees: first results. *Journal of Seismology*, pp.3-14.
- 38 Briais A., Armijo R., Winter T., Tapponier P., Herbecq A. (1990). Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees.. *Annales Tectonicae*, vol. IV, 1, pp. 19-42.
- 39 Carozza J.M., Baize S. (2004). L'escarpement de la faille de la Têt est-il le résultat de la tectonique active Plio-Pléistocène ou d'une exhumation Pléistocène ?. *C.R. Geosciences*, 336, pp.217-226.
- 40 Goula X., Olivera C., Fleta J., Grelet B., Lindo R., Rivera L.A., Cisternas A., Carbon D. (1999). Present and recent stress regime in the Eastern part of the Pyrenees.. *Tectonophysics*, 308, pp.487-502.
- 41 Souriau A., Chevrot S., Olivera C. (2008). A new tomographic image of the Pyrenean lithosphere from teleseismic data. *Tectonophysics*, 460, pp. 206-214.
- 42 Olivera C., Gallart J., Goula X., Banda E. (1986). Recent activity and seismotectonics of the Eastern Pyrenees.. *Tectonophysics*, 129, pp. 367-380
- 43 Gallart J., Daignières M., Gagnepain-Beyneix J., Hirn A., Olivera C. (1984). Seismostructural studies in Pyrenees: Evolution and recent results.. *Pageoph*, 122, pp.713-724.
- 41 Souriau A., Chevrot S., Olivera C. (2008). A new tomographic image of the Pyrenean lithosphere from teleseismic data. *Tectonophysics*, 460, pp. 206-214.

Situation



Description

Faille présente dans les bassins de Cerdagne. Les directions privilégiées sont NW-SE, EW et NE-SW. En Cerdagne, activité sismique observée sur ses failles secondaires dans le graben qui jouent en faille inverse. Près d'Osseja (Cerdagne), deux failles normales non cartographiées de direction N10 montrent un jeu normal décrochant sénestre avec un contact entre une terrasse würmienne du ruisseau de Faitou sur les schistes paléozoïques (Philipp et al. 1992). Près de Livia (Cerdagne), failles inverses de direction WNW-ESE mettant en contact des terrasses würmiennes avec des sédiments miocènes. Le rejet vertical est estimé à 2 m (figure en p.2).

Ages, cinématiques, structures et microstructures

Age	Cinématique associée
Hercynien	
Alpin: oligo-miocène	faille normale avec composante décrochante. Mouvement vertical estimée de l'ordre de 1,6 km.
Actuel: Fini-quaternaire	non documentée

Direction : NE-SW et EW

Expression en profondeur : non documentée

Expression en surface : facette, contact anormal par recouvrement gravitaire.

Commentaire :

Contexte structural

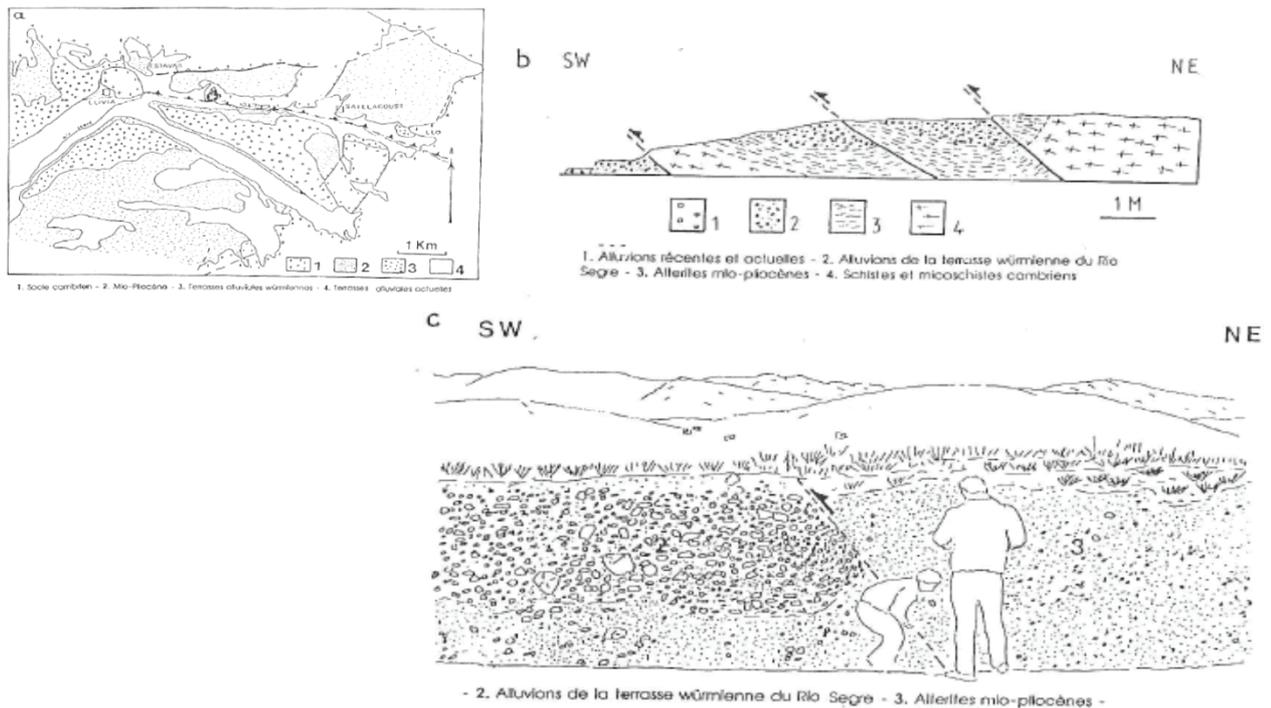


Fig. 28 - a - Carte géologique du secteur d'Estavar - Saillagouse, Indice 21 (GEOTECNIS/ GEO-TER 1991)

b - Failles inverses affectant la terrasse alluviale würmienne du Segre.

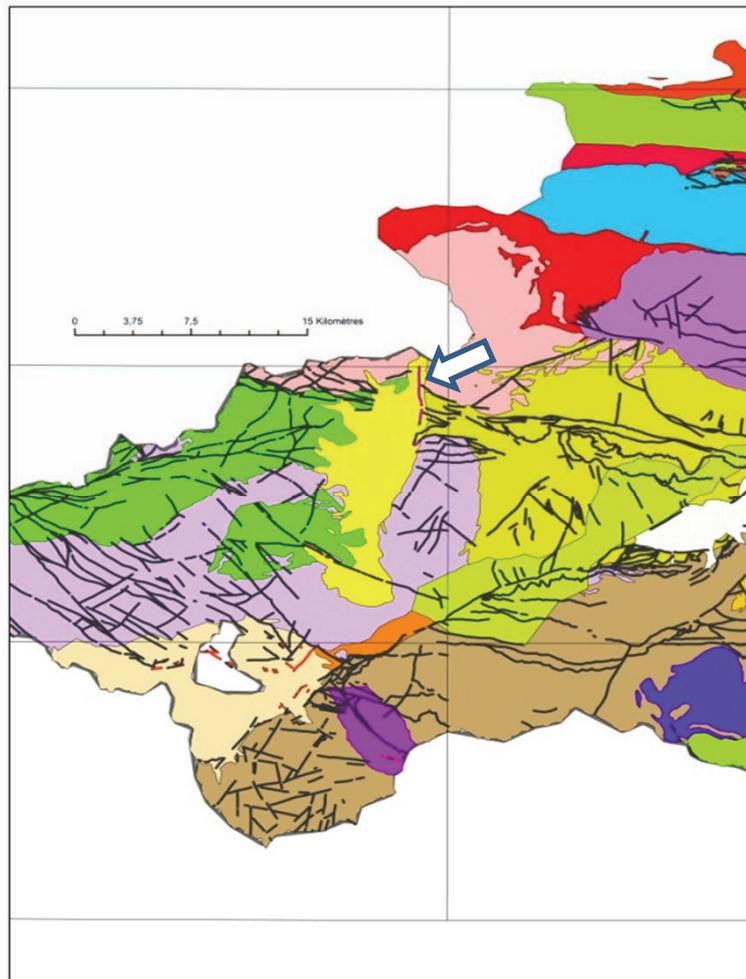
c - Détail d'une faille inverse sur laquelle des tranchées ont été réalisées.

Commentaire

Références bibliographiques

- 38 Briais A., Armijo R., Winter T., Tapponier P., Herbecq A. (1990). Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees.. *Annales Tectonicae*, vol. IV, 1, pp. 19-42.
- 58 Lacan P., Ortuno M. (2012). Active tectonics of the Pyrenees: a review. *J. Iberian Geol.*, 38, pp. 9-39.
- 36 Maurel O., Brunel M., Monié P. (2002). Exhumation cénozoïque des Massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France).. *C.R. Geosciences* 334, pp.941-948.
- 35 Maurel O., Monié P., Pik R., Arnaud N., Brunel M., Jolivet M. (2008). The Meso-Cenozoic thermal-tectonic evolution of the Eastern Pyrenees: an $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ fission track and (U-Th)/He thermochronological study of the Canigou and Mont-Louis massifs.. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 97, pp.565-584.
- 42 Olivera C., Gallart J., Goula X., Banda E. (1986). Recent activity and seismotectonics of the Eastern Pyrenees.. *Tectonophysics*, 129, pp. 367-380
- 64 Philip, H., Bousquet, J.C., Escuer, J., Fleta, J., Goula, X., Grellet, B. (1992). Présence de failles inverses d'âge quaternaire dans l'Est des Pyrénées: implications sismotectoniques. *C. R. Acad. Sci. Paris.* 314, 1239-1245.

Situation



Description

Faille NS d'environ 6 km (très mal cartographiée) sur la bordure d'un demi-graben NS et située sur la bordure orientale du bassin du Capcir, jouant en faille normale. Remplissage néogène peu visible masqué par les épandages fluvio-glaciaires et les moraines. Sous les moraines, argiles avec galets d'origine fluvio-lacustres ou deltaïque (Calvet, 1996) d'âge probable Miocène. Les dépôts impliquent l'écoulement d'une paléo-Aude vers le Nord au Vallésien. Présence de microséismes. Les apports grossiers détritiques sont quasi-absents en particulier sur la marge Est réputée faillée. 300 à 400 m de dénivellation estimée.

Ages, cinématiques, structures et microstructures

Age	Cinématique associée
Hercynien	
Alpin: Miocène	non documentée sinon en faille normale.
Actuel: Plio-Quaternaire	données sismiques indiquant une cinématique en faille normale

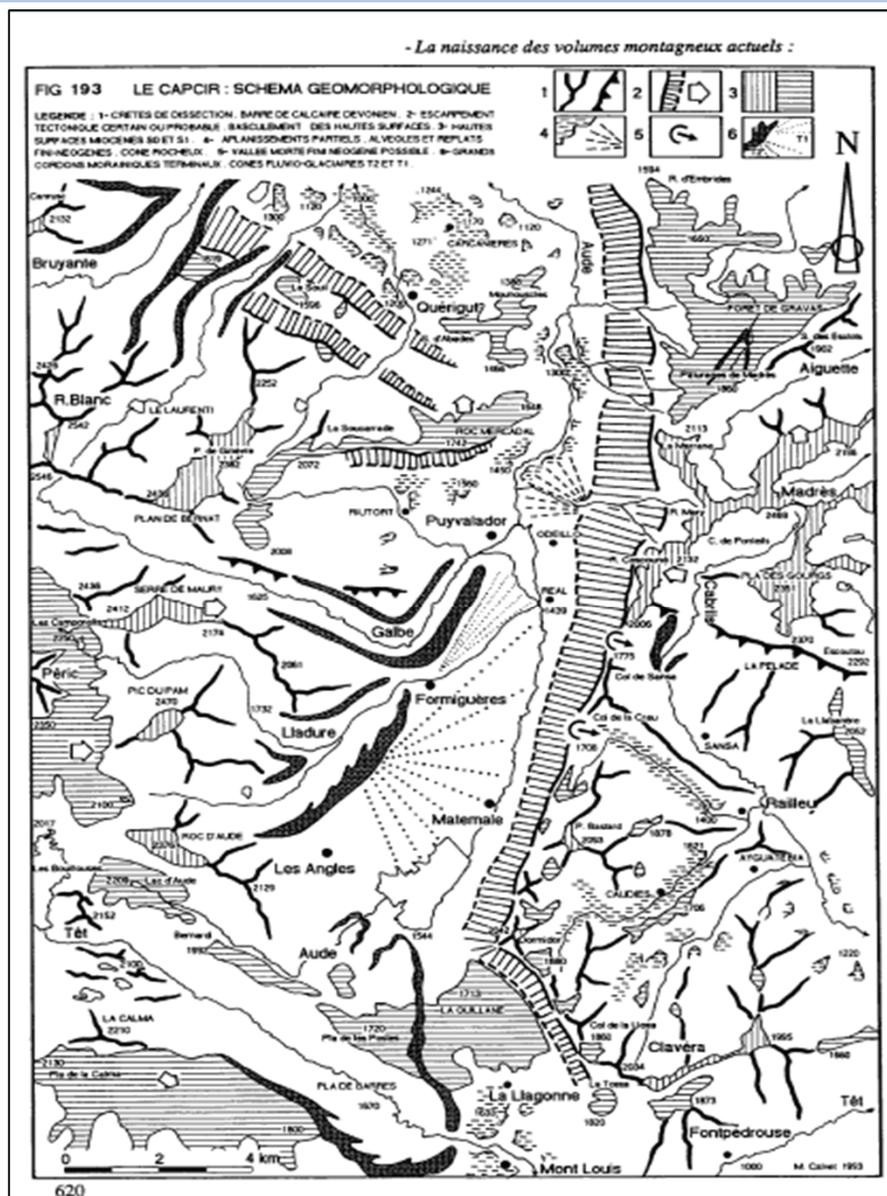
Direction : NS

Expression en profondeur : non documentée

Expression en surface : aucune

Commentaire :

Contexte structural

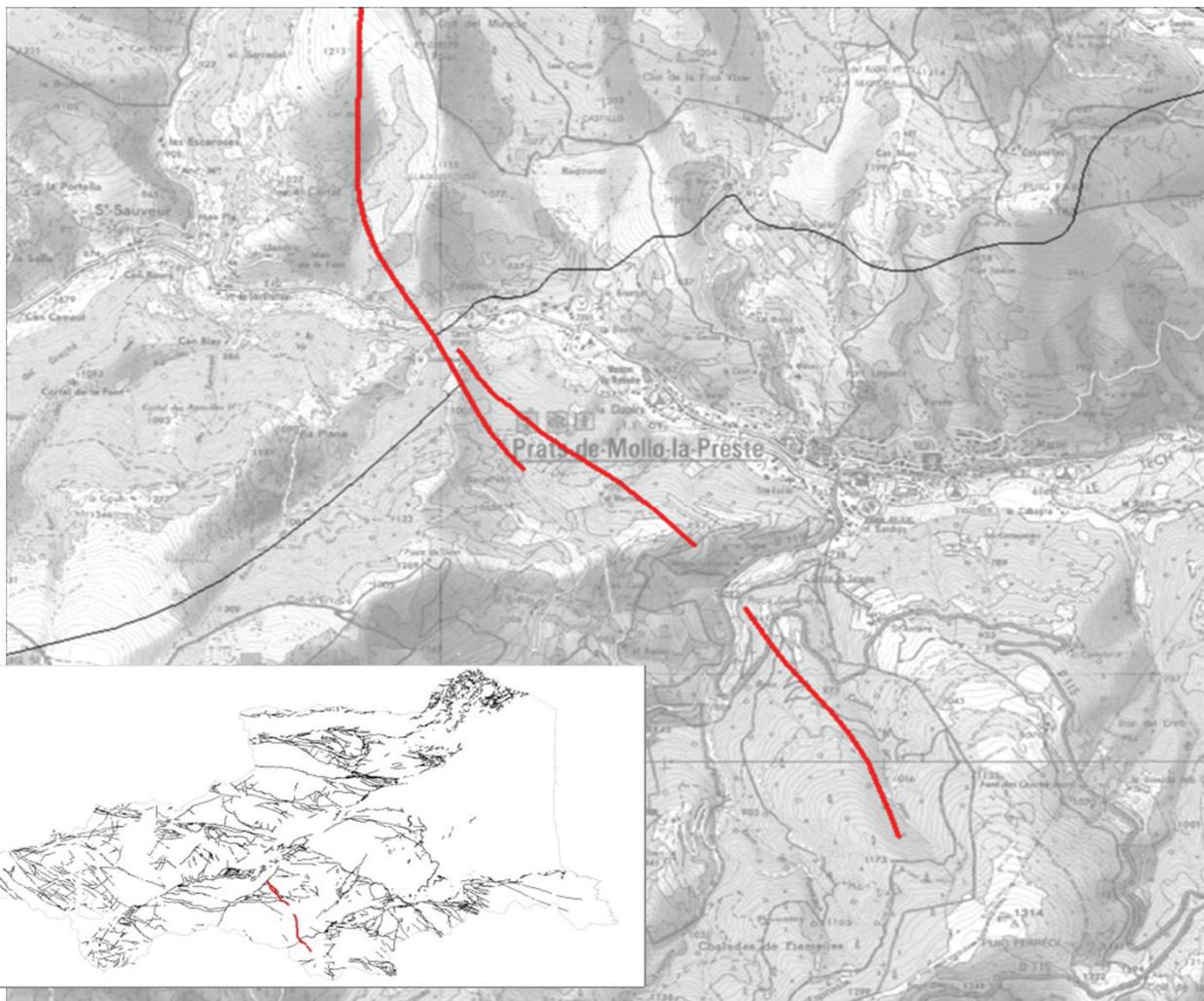


Commentaire

Références bibliographiques

- 38 Briais A., Armijo R., Winter T., Tapponier P., Herbecq A. (1990). Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees.. *Annales Tectonicae*, vol. IV, 1, pp. 19-42.
- 58 Lacan P., Ortuno M. (2012). Active tectonics of the Pyrenees: a review. *J. Iberian Geol.*, 38, pp. 9-39.
- 65 Calvet M. (1999). Régimes des contraintes et volumes de relief dans l'est des Pyrénées. . *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 3, 253-278.

Situation



Description

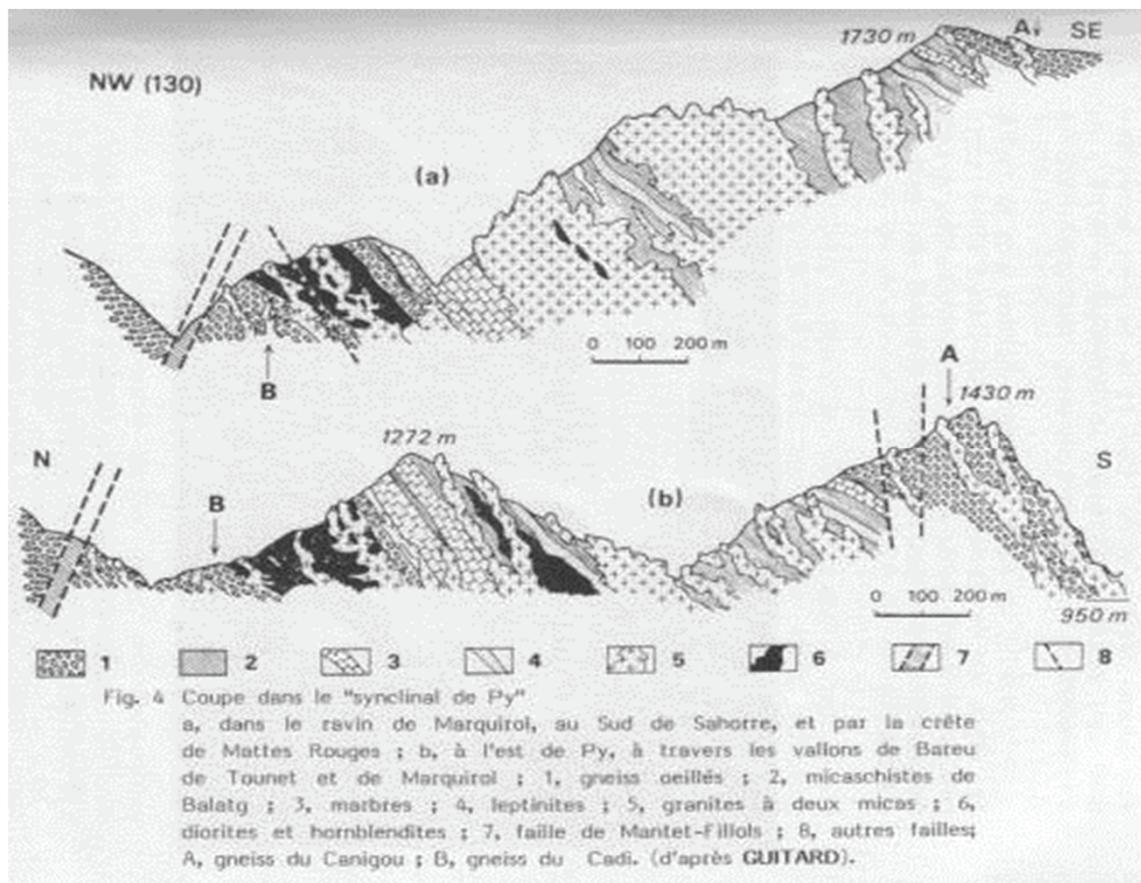
Faille réplique de la faille de Parcigoule plus à l’Est de direction NW-SE et d’une longueur moyenne de 6 km, sectionné en plusieurs tronçons. Elle abaisse le compartiment oriental (Matte vert et synclinal de Py) et affecte la surface d’aplanissement Miocène. Failles probablement les plus jeunes du Massif du Canigou et joue probablement en même temps que le tronçon NE de la faille de Py.

Âges, cinématiques, structures et microstructures

Age	Cinématique associée
Hercynien	aucune
Alpin : Pliocène	faille normale
Actuel	sismicité historique et instrumentale

Direction : NW-SE
Expression en profondeur : inconnue
Expression en surface : faille cassante avec brèches et cataclasites. Facettes
Commentaire : Faille normale avec abaissement du compartiment oriental

Contexte structural

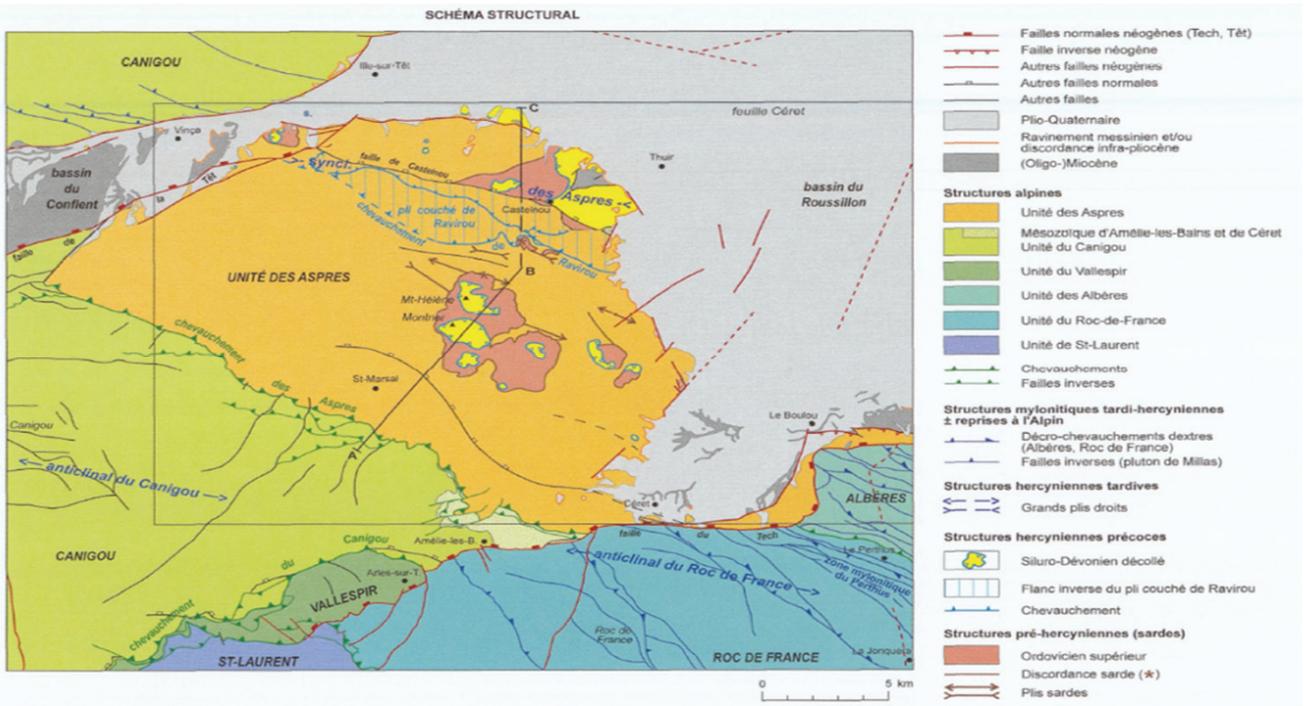


Commentaire

Références bibliographiques

- 7 Guitard G. (1998). Carte géologique de la France au 1/50 000, feuille de Prades – BRGM.
- 2 BRGM (-). Carte géologique à 1/250 000.
- 3 Calvet (1994). Calvet, 1994.
- 58 Lacan P., Ortuno M. (2012). Active tectonics of the Pyrenees: a review. *J. Iberian Geol.*, 38, pp. 9-39.
- 60 Calvet M. (1996). Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne: les Pyrénées orientales. Document du BRGM, 255.

Situation



Description

Faille de direction NW-SE à l'extrémité NE du massif des Aspres. Elle abaisse le compartiment NE. Elle est recoupée par la faille de la Têt. Probablement associée aux mouvements le long de la faille de la Têt (oligocène jusqu'au plio-quadernaire).

Âges, cinématiques, structures et microstructures

Age	Cinématique associée
Hercynien	non documenté
Alpin	faille normale
Actuel	à proximité sismicité instrumentale et historique

Direction : NW-SE

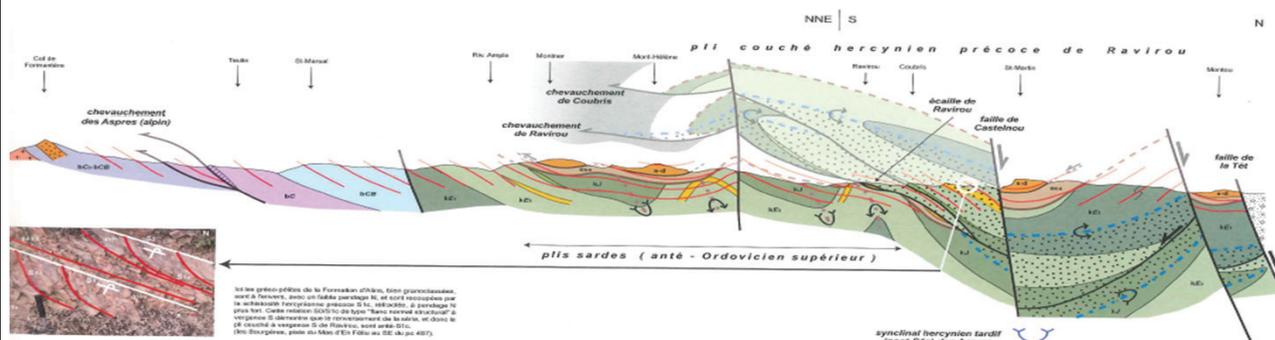
Expression en profondeur :

Expression en surface : Plis et mylonites

Commentaire :

Commentaire :

Contexte structural



Commentaire

Références bibliographiques

- 45 Laumonier B., Autran A. (2001). Un chevauchement hercynien majeur dans les Pyrénées orientales: le chevauchement du Puigmal.. C. Rendus Acad. Sci., 332, pp. 585-594.
- 60 Calvet M. (1996). Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne: les Pyrénées orientales. Document du BRGM, 255.

Annexe 3
**Liste des formations lithologiques susceptibles de
présenter des effets de site lithologiques**

ENSEMBLE	NOTATION	DESCRIPTION
PLAGE	q(5)	Quaternaire : dunes
	q(6)	Quaternaire : dépôts littoraux Eutyrrhénien
	q(8)	Quaternaire : cordons littoraux, dépôts modernes
	q4	Flandrien : cordon littoral à galets siliceux remaniés
	q4(1)	Flandrien : cordons littoraux
DELTA COTIER	Cz	Colmatage saumâtre des étangs littoraux
	q(12)	Quaternaire : vases
	q(9)	Quaternaire : dépôts lagunaires, vases, limons argilo-sableux des étangs salés
	S	Sables et sables vaseux
	Sv	Sables vaseux avec 25 à 50% de fraction fine
	Vt2	Vases terrigènes
RIVIERE	a2b	Alluvions récentes et actuelles, fonds de vallées et méandres
ALLUVIONS	B	Bourrelet sableux des berges du Tech
	F(xyz)	Terrasses alluviales
	Fv	Günz : Alluvions anciennes de la très haute terrasse
	Fv(1)	Günz probable : alluvions des très hautes terrasses
	Fw	Mindel : alluvions des terrasses
	Fx	Riss : alluvions anciennes
	Fx(2)	Riss : dépôts fluviatiles - Alluvions anciennes des terrasses
	Fy	Wurm ancien : alluvions anciennes des terrasses
	Fy(6)	Würm : alluvions anciennes des moyennes terrasses et de la Crau de Rivesaltes
	Fy(9)	Wurm récent : alluvions, terrasses et tardiglaciaire indifférenciées
	Fya	Alluvions des terrasses de Toulouges et de Rivesaltes-Ille-sur-Têt
	Fza	Alluvions récentes, bases terrasse
	Gz	tardiglaciaire : alluvions anciennes des terrasses
	My	Tyrrhénien : dépôts littoraux molassiques
	q(11)	Quaternaire : alluvions récentes des basses terrasses, épandage alluvial à faune saumâtre
	q(15)	Quaternaire : formations superficielles
	q(3)	Quaternaire : alluvions des terrasses de Rivesaltes et Bompas
	q1-3(5)	Pléistocène : alluvions de hautes terrasses
	q1-3(7)	Pléistocène : alluvions de basses et moyennes terrasses
	q3(5)	Pléistocène supérieur : formations fluvio-glaciaires : Nappes alluviales
DEPOTS LACUSTRES	q4(2)	Holocène : alluvions indifférenciées, tourbières, remplissages lacustres

ENSEMBLE	NOTATION	DESCRIPTION
COLLUVIONS	A	Dépôts meubles, colluvions, Colluvions de versant
	C	Colluvions, alluvions et formations glaciaires étroitement associées
	E	Eboulis, brèches de versants, chaos et cônes de déjections actuels et anciens
	Fx(1)	Riss : Colluvions
	Fx(4)	Riss : formations de versant - Colluvions
	Fx34)	Riss : cônes de déjection
	Fy(1)	Würm ancien : colluvions
	Fy(10)	Würm récent : colluvions
	Fy(11)	Würm récent : cônes de déjection
	Fy(2)	Würm ancien : cônes de déjection
	Gpy	Eboulis cryoclastiques récents
	Gz(2)	Tardiglaciaire : cônes de déjection
	Gz(4)	Tardiglaciaire : formations de versant, colluvions
	pg-C	Paquet glissé et zones d'arrachements, chaos et remplissages de hautes vallées
	q(10)	Quaternaire : alluvions anciennes remaniées et colluvions associées
	q(14)	Quaternaire : colluvions et alluvions anciennes à sub-récentes
	q1-3(2)	Pléistocène : formations périglaciaires : formations meubles de pente, éboulis fixés, grèzes litées
	q1-3(6)	Pléistocène : cônes de déjection
	q3	Pléistocène supérieur : colluvions et alluvions tourbeuses
	q3(3)	Pléistocène supérieur : colluvions, formations de pente solifluées ou gélifluées pouvant être d'âge quaternaire moyen
	q3(4)	Pléistocène supérieur : colluvions et cônes de déjection torrentiels
	X	Dépôts anthropiques, remblais
	MORAINES	Fy(3)
Fy(4)		Würm : glaciers noirs d'ablation et résiduels
Fy(5)		Würm : cordons et dépôts des langues glaciaires actives - Stade du maximum : crêtes des cordons majeurs
Fy(7)		Würm : glaciaire du massif du Canigou
Gz(1)		Tardiglaciaire : moraines de cirques (Massif du Madrès) et crête morainique
Gz(3)		Tardiglaciaire : dépôts fluviaux, alluvions anciennes de terrasses
q		Quaternaire : cordons morainiques d'âge Würm ou plus ancien
q(1)		Quaternaire : néoglaciale, "glaciers de blocs" dans les cirques
q(2)		Quaternaire : dépôts meubles de pentes et de bas versants évoluant depuis le Würm par remaniement des moraines et des éboulements plus récents
q(4)		Quaternaire : cordons morainiques des cirques et des plateaux (avec figuration de la crête pour les grandes moraines)
q1-2		Pléistocène inférieur et moyen : formations glaciaires : cordons très émoussés et altérés en bordure externe
q1-2(1)		Pléistocène inférieur et moyen : formations glaciaires : dépôts morainiques résiduels, très altérés (équivalent des moraines de Guils-en-Cerdagne)
q1-2(2)		Pléistocène inférieur et moyen : formations glaciaires : cordons et dépôts morainiques altérés d'âge Riss probable, équivalent des moraines de Sanéja-en-Cerdagne
q1-3		Pléistocène : formations glaciaires de la haute chaîne, glaciers rocheux tardi-glaciaires
q1-3(1)		Pléistocène : éboulis et moraines
q1-3(3)		Pléistocène : fluvio-glaciaire
q1-3(4)		Pléistocène : cône de transition fluvio-glaciaire moraines de la Vignole
q3(1)		Pléistocène supérieur : nappes alluviales würmiennes ; cônes proglaciaires
q3(2)		Pléistocène supérieur : glaciers rocheux de cirques et éboulis flués associés d'âge tardiglaciaire
RFx		Formations résiduelles : matériaux épars provenant de l'érosion de terrasses et moraines

ENSEMBLE	NOTATION	DESCRIPTION
DEPOTS TERTIAIRES	im-p	Néogène : formations d'altérations anteglaciaires et alluvions résiduelles : altérites anciennes sur les surfaces d'érosion culminantes miocènes ou les aplanissements pliocènes
	e1	Danien : calcaires lacustres, marnes rouges et marnes à microcodium
	e4a	Illerdien : faciès de transition entre les Formations de Cadi et de Sagnari : marnes détritiques
	FP	Formations continentales du Néogène : formations d'altérations anteglaciaires et alluvions résiduelles : très hautes nappes alluviales de la Perche et colluvions en dérivant
	g	Oligocène : Formations de Paziols - Estagel et d'Espira-de-l'Agly
	m1-2	Aquitano-Burdigalien probable : apports longitudinaux issus du haut Vallespir
	m1-2(1)	Miocène inférieur : Formation d'Escaro : conglomérats à blocs de gneiss
	m1-2a	Aquitaniens-Burdigalien inférieur : Formation de Marquixanes : série de sables arkosiques
	m2	Burdigalien : sables marins, calcaires molassiques
	m2-4	Vindobonien : argiles et lignites d'Estavar
	m2a	Burdigalien inférieur : Formation de la Lentilla : alternance de sables, galets et blocs roulés
	m2a(1)	Burdigalien inférieur : Formation de Codalet : cailloutis, sables et blocs avec prédominance des éléments schisteux
	m3-4	Langhien-Serravalien : grès de Moulas
	m5	Tortonien : Vallésien de Cerdagne : sables et argiles palustres à lignites d'Estavar et formation torrentielle
	m5-6a	Miocène supérieur : brèches
	m5-6c	Miocène supérieur : apports latéraux issus des Albères, Série rouge de Maureillas et de Trompette Montesquieu
	m6brb	Messinien : brèche carbonatée de Tordères
	m-p	Mio-Pliocène : brèches et limons rouges continentaux
	m-p(1)	Néogène : formations fluvio-lacustres du remplissage des fossés d'effondrement, remplissage alluvial du Capcir, argiles à lignites brunes et grise, sables et cailloutis très altérés
	m-p(2)	Miocène et Pliocène non différenciés : argiles et passées détritiques grossières
	p	Pliocène : surface caillouteuse assimilée à la surface d'abandon fini pliocène
	p(1)	Pliocène : faciès marin, sables arkosiques et marnes bleutées
	p(2)	Pliocène : faciès sableux ± argileux à paléosols hydromorphes et débris de végétaux épars ou bancs ligneux
	p(3)	Pliocène : apports longitudinaux du paléotech, faciès fluviatile de plaine d'inondation limoneuse à bancs carbonatés et chenaux sableux à sablo-caillouteux
	p(4)	Pliocène : apports longitudinaux du paléo-Tech, faciès de cônes torrentiels proximaux
	p(5)	Pliocène : faciès à mégablocs, apports longitudinaux localisés au piémont des Albères
	p(6)	Pliocène : conglomérat de Tordères, cônes proximaux rutilants des Aspres
	p1	Pliocène inférieur : faciès marin, marnes bleues, sables arkosiques
	p1(1)	Pliocène inférieur : faciès deltaïque, sables, graviers, galets
	p1(2)	Pliocène inférieur : faciès continental, limons et marnes concrétionnées
	p1(3)	Pliocène inférieur : brèches supérieures
	p1(4)	Pliocène inférieur : faciès à mégablocs, apports proximaux localisés au piémont des Albères
pC	Pliocène continental : poudingues, arkoses, limons jaunes, sables et marnes concrétionnées	
pM	Pliocènes marin : conglomérats, sables littoraux du ravin de Saint-Colombe	

Annexe 4
**Enregistrement de bruit de fond, méthode H/V,
implantation, traitement et valorisation des mesures**

MESURES H/V

1.1. DESCRIPTION DE LA METHODE H/V BRUIT DE FOND SISMIQUE

De nombreuses techniques théoriques, numériques ou instrumentales ont été développées pour estimer les effets de site lithologiques (par ex. Borchardt, 1970). Les techniques expérimentales font généralement appel à un site de référence, c'est-à-dire un site rocheux n'amplifiant pas le mouvement sismique. Ce site rocheux n'est pas toujours présent sur les zones d'études, ce qui peut engendrer des erreurs dans les estimations des effets de site. C'est pourquoi des techniques plus récentes, ne faisant pas intervenir de site de référence, ont été mises au point (Lermo et Chávez-García, 1993). L'une de ces techniques consiste, à partir de l'enregistrement du bruit de fond ambiant, à calculer le rapport spectral entre les composantes horizontales et la composante verticale : c'est la méthode appelée couramment H/V (Nakamura, 1989). Le dispositif expérimental est constitué d'un sismomètre trois composantes et d'une station d'acquisition (Figure 1).

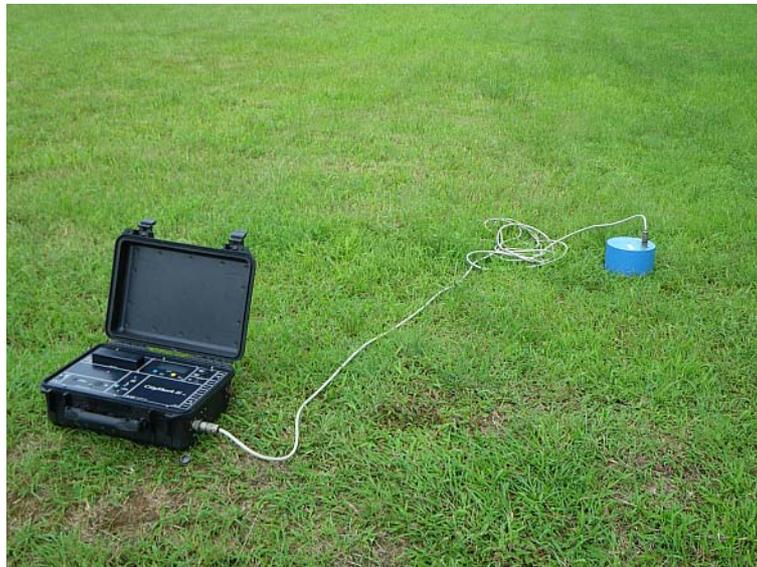


Figure 1 : Dispositif H/V utilisé dans les Pyrénées-Orientales : à gauche : la station d'acquisition CityShark et à droite : le sismomètre tridimensionnel Lennartz 5 secondes.

Les principes physiques sous-tendus par cette méthode ne sont actuellement pas tous bien cernés. Cependant, de nombreuses expériences ont comparé cette méthode avec des méthodes classiques et ont montré sa capacité à évaluer la fréquence propre du site puis, en conjonction avec d'autres éléments, les effets de site proprement dits (Lachet et Bard, 1994 ; Field et Jacob, 1995). L'explication la plus communément admise est la suivante : soit un modèle très simple constitué d'une couche meuble (souvent sédimentaire) surmontant un demi-espace homogène. Le bruit de fond est engendré par des sources proches comme le trafic urbain et donc composé d'ondes de surface. Seules les composantes horizontales sont amplifiées par les réflexions sur les interfaces des couches sous-jacentes. La composante verticale du bruit de fond contient, elle, la signature des sources de bruit. On suppose également que la base de la couche sédimentaire n'est pas affectée par les ondes de surface.

Pour obtenir une pseudo-fonction de transfert à l'aide du bruit de fond, en s'affranchissant de l'effet de source, on divise donc le spectre d'une composante horizontale par le spectre de la

composante verticale (d'où l'appellation H/V). Ce rapport donne avec une bonne précision la fréquence de résonance fondamentale du site (ou fréquence propre).

En définitive, la réalisation d'une campagne de mesures ponctuelles H/V permet, en première approche, de déterminer en chaque point de mesure la fréquence propre du sol. Lorsque la géométrie du site peut être assimilée à un milieu mono-dimensionnel, On peut relier l'épaisseur d'une couche sédimentaire meuble (ayant un fort contraste d'impédance avec le substratum rocheux) à sa fréquence de résonance fondamentale f_0 par l'expression :

$$H = \frac{V_s}{4f_0}$$

avec H : épaisseur moyenne de la couche meuble,

V_s : vitesse moyenne de propagation des ondes S dans la couche meuble,

f_0 : fréquence de résonance fondamentale de la couche meuble.

Le traitement des données a été réalisé à partir du logiciel GEOPSY (<http://www.geopsy.org>) et suit les critères de qualité définis dans le cadre du projet SESAME (2004).

1.2. LOCALISATION DES MESURES REALISEES

La Table 1 et les Figure 2 et Figure 3 présentent l'ensemble des mesures réalisées.

Au total, ce sont 43 mesures qui ont été menées, réparties globalement sur des profils en travers de chaque bassin testé.

Table 1 : Localisation des mesures H/V réalisées dans le cadre de l'étude

ID	Date	Latitude	Longitude
HV01	17-DEC-12	42.78755	3.02518
HV02	17-DEC-12	42.75696	3.02654
HV03	17-DEC-12	42.71083	3.00986
HV04	17-DEC-12	42.65014	3.00711
HV05	17-DEC-12	42.6274	3.00991
HV06	17-DEC-12	42.56804	3.01257
HV07	18-DEC-12	42.5929	2.97529
HV08	18-DEC-12	42.54395	2.88977
HV09	18-DEC-12	42.58896	2.89255
HV10	18-DEC-12	42.63477	2.8905
HV11	18-DEC-12	42.67701	2.89602
HV12	18-DEC-12	42.71347	2.90463
HV13	18-DEC-12	42.72684	2.90495
HV14	19-DEC-12	42.7383	2.90133
HV15	19-DEC-12	42.77496	2.87925
HV16	19-DEC-12	42.80302	2.8917
HV17	19-DEC-12	42.76121	2.83005
HV17B	19-DEC-12	42.76075	2.82918
HV18	19-DEC-12	42.71004	2.7794
HV19	19-DEC-12	42.68594	2.78232
HV20	18-DEC-12	42.64288	2.78443
HV21	18-DEC-12	42.60914	2.77951
HV22	18-DEC-12	42.57618	2.77891
HV23	18-DEC-12	42.52094	2.78613
HV24	18-DEC-12	42.49725	2.77996
HV25	19-DEC-12	42.64619	2.70212
HV26	20-DEC-12	42.66171	2.70352
HV27	20-DEC-12	42.68734	2.70387
HV28	20-DEC-12	42.70644	2.70896
HV29	19-DEC-12	42.76876	2.68505
HV30	19-DEC-12	42.79297	2.68533
HV31	20-DEC-12	42.63489	2.43192
HV31B	20-DEC-12	42.63365	2.42931
HV32	20-DEC-12	42.61801	2.435
HV34	20-DEC-12	42.55164	2.32375
HV35	20-DEC-12	42.5603	2.29095
HV36	20-DEC-12	42.51274	2.10111
HV37	20-DEC-12	42.51563	2.07499
HV38	20-DEC-12	42.61103	2.1103
HV39	20-DEC-12	42.60916	2.10763
HV40	20-DEC-12	42.61453	2.08572
HV41	20-DEC-12	42.61664	2.12481

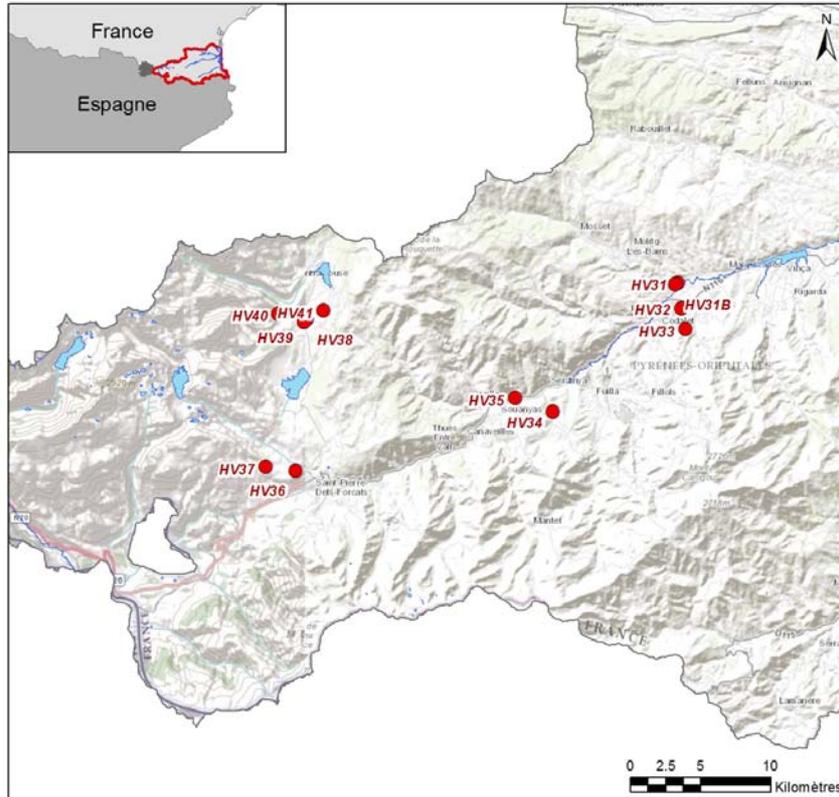


Figure 2 : Localisation des mesures H/V réalisées dans la vallée de la Têt et en Cerdagne.

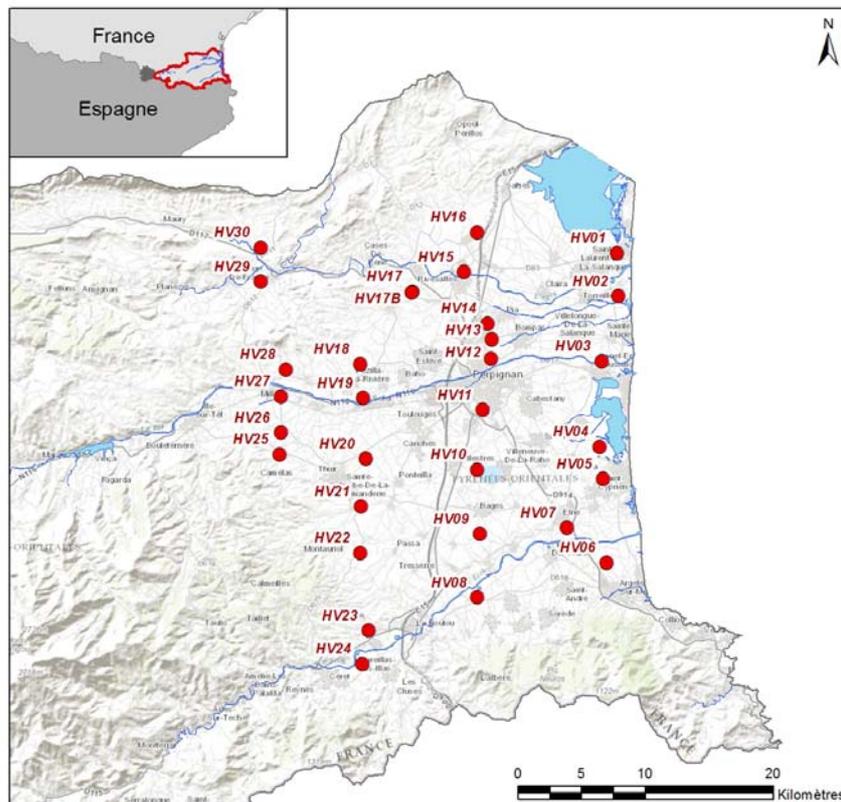
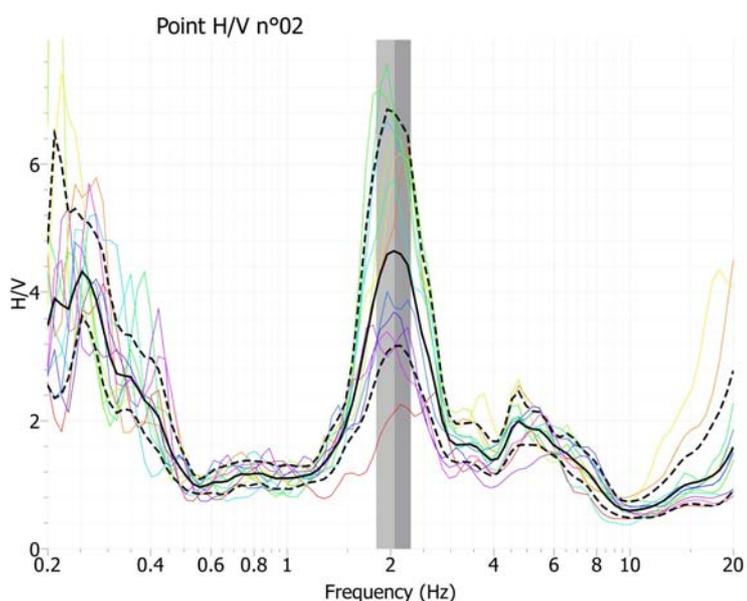
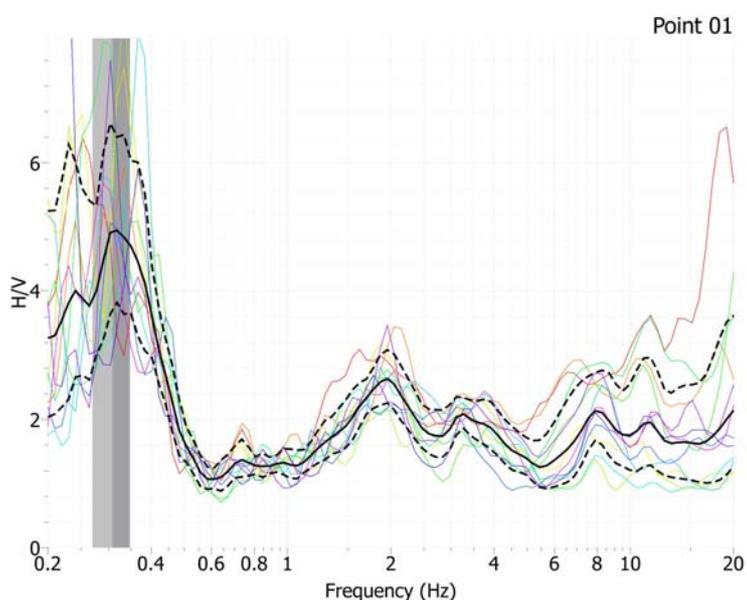


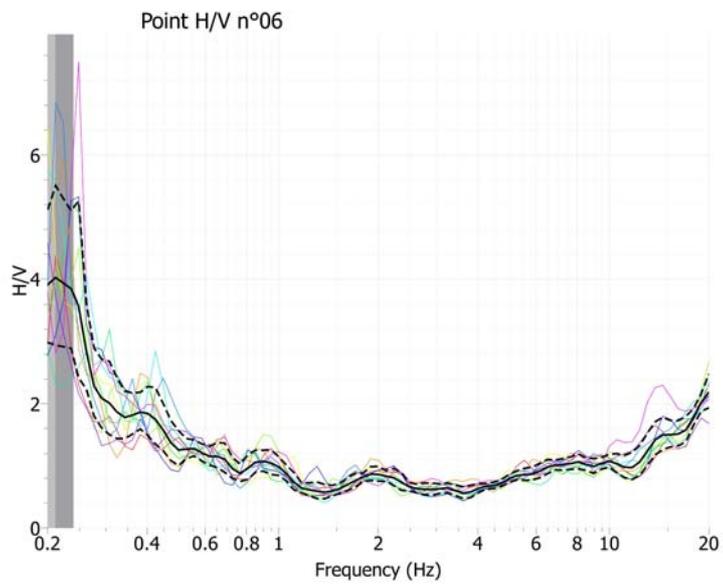
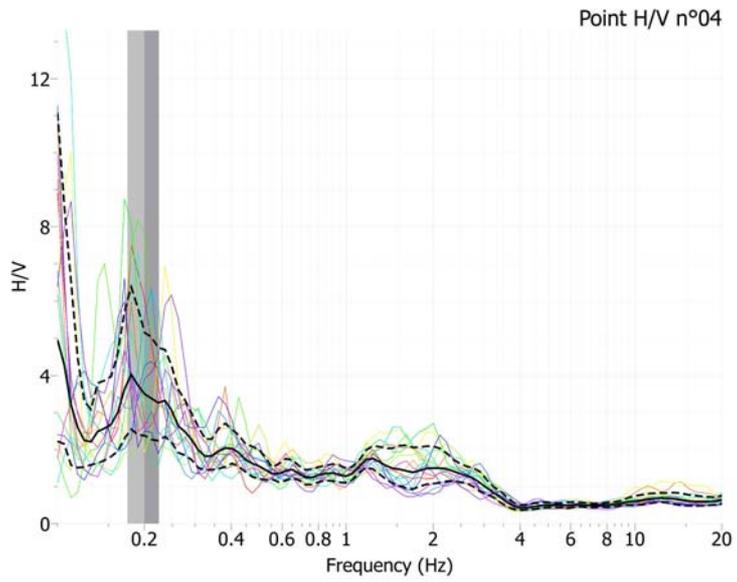
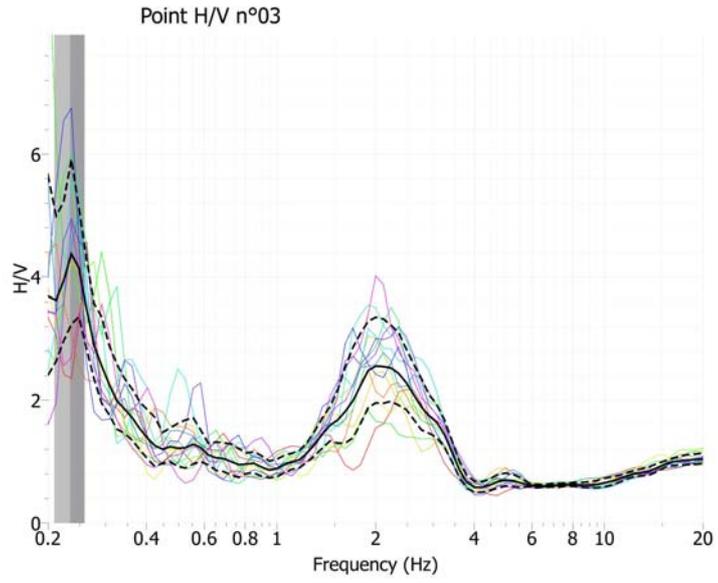
Figure 3 : Localisation des mesures H/V réalisées sur la plaine du Roussillon

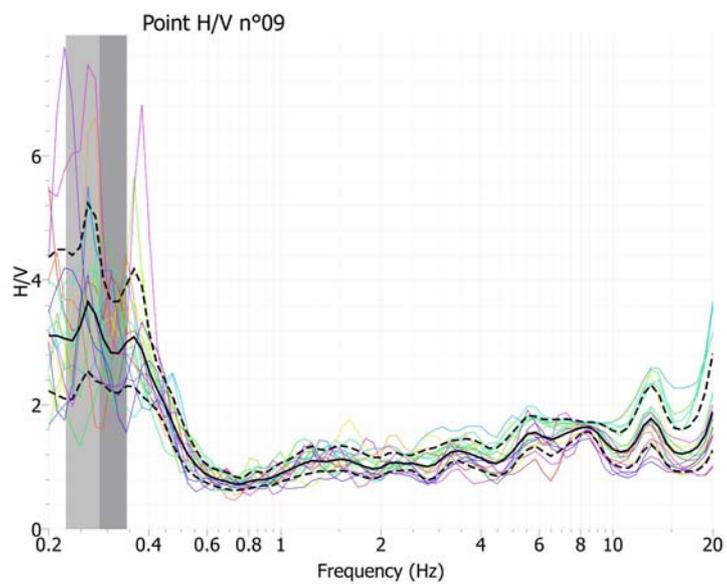
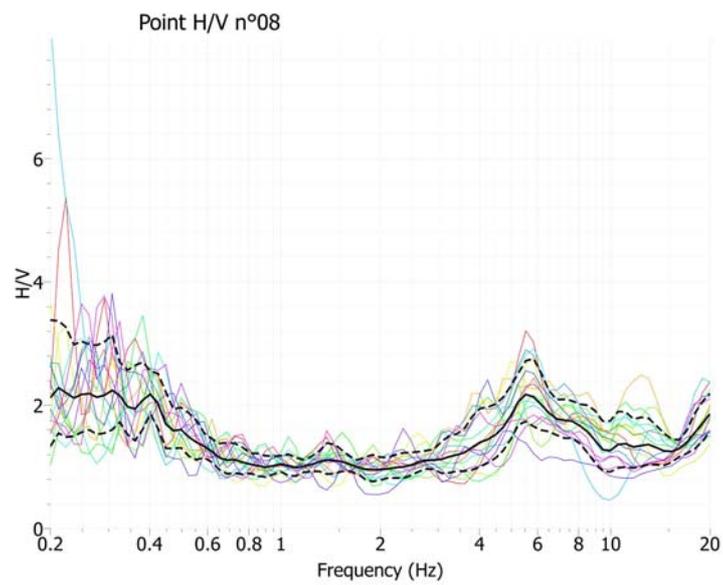
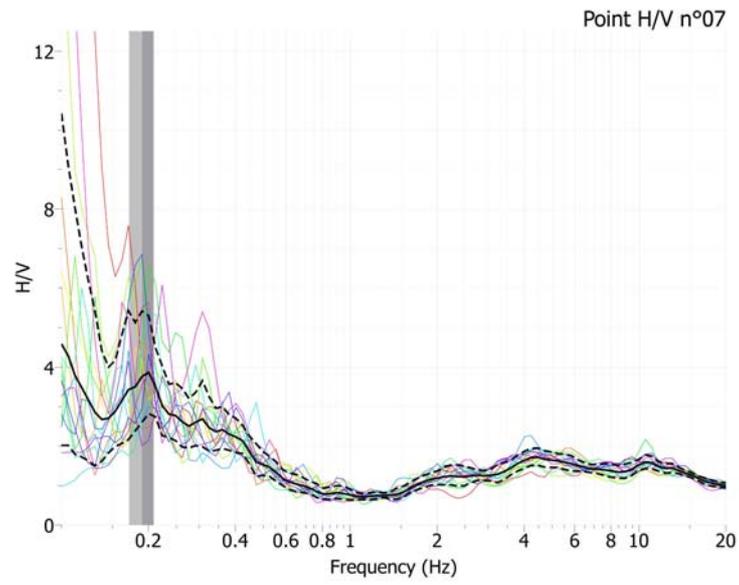
1.3. TRAITEMENTS

Pour chaque site de mesure, nous donnons ici les résultats des traitements H/V réalisés à l'aide du logiciel GEOPSY en respectant les critères de qualité SESAME (2004). Certaines mesures étant inexploitable, (points H/V n° 5, 36, 38, 41) leur résultat n'est pas présenté ici. Les mesures ont été classées selon trois niveaux de qualité (voir Figure 4 et Figure 5):

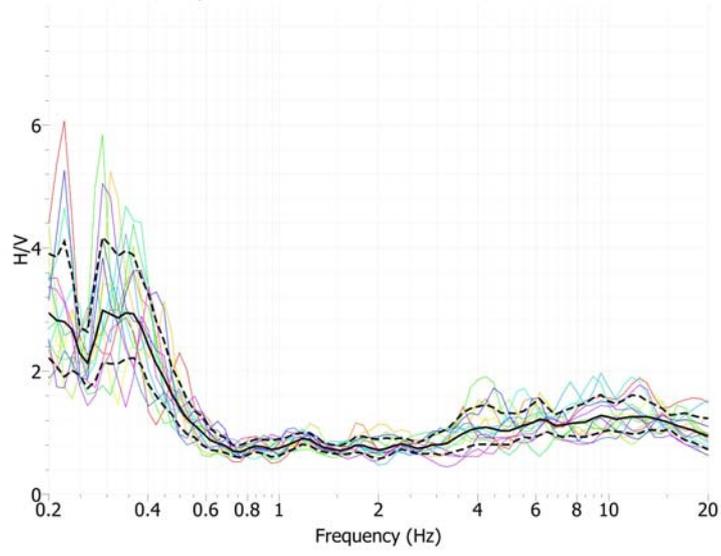
- Bon : l'interprétation de la mesure est simple et sans ambiguïté (H/V présentant un pic de résonance net ou H/V plat)
- Moyen : la mesure est bruitée ou l'interprétation est complexe avec un H/V présentant un pic peu marqué (amplitude inférieure à 3) ou en limite de résolution du capteur (0.2 Hz)
- Mauvais : la mesure est inexploitable soit en raison de problème lors de l'acquisition (site très bruité, vent ou neige) soit en raison d'un rapport H/V trop complexe pour être interprété.



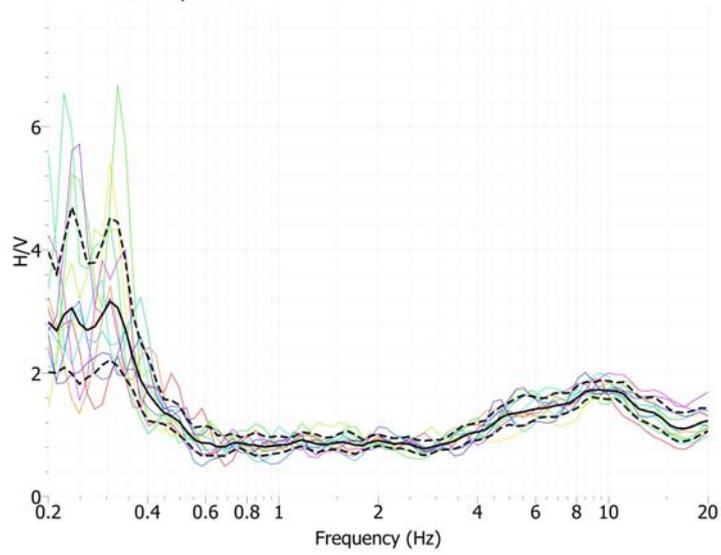




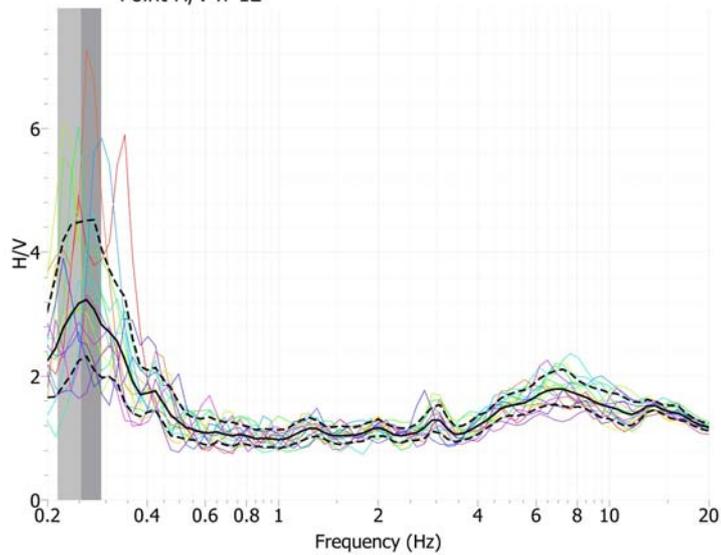
Point H/V n°10

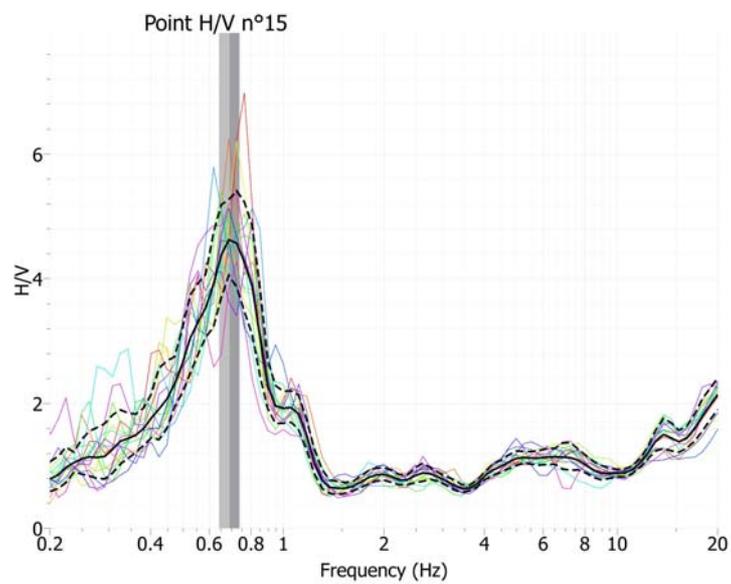
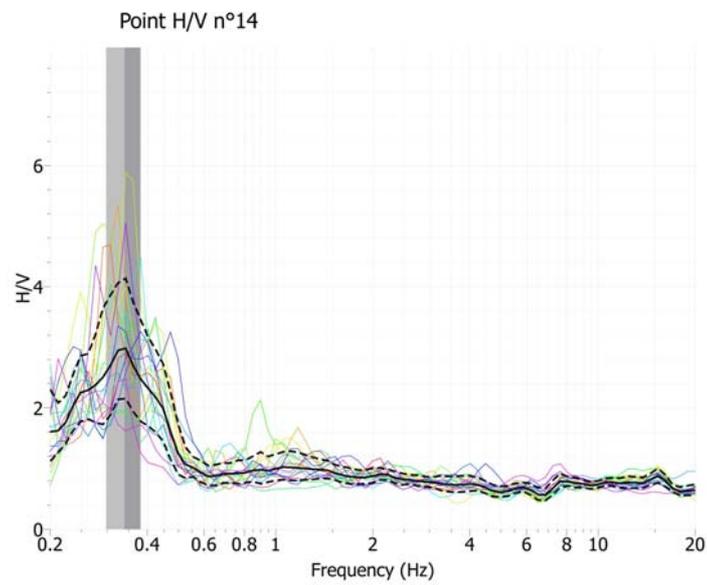
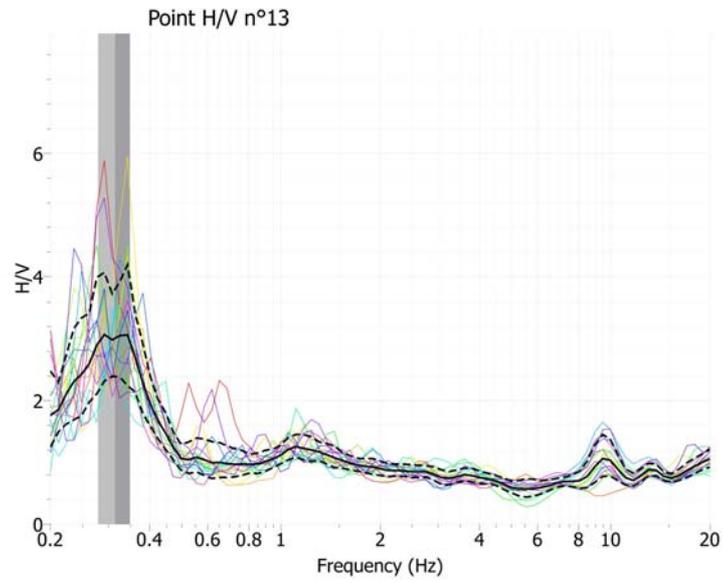


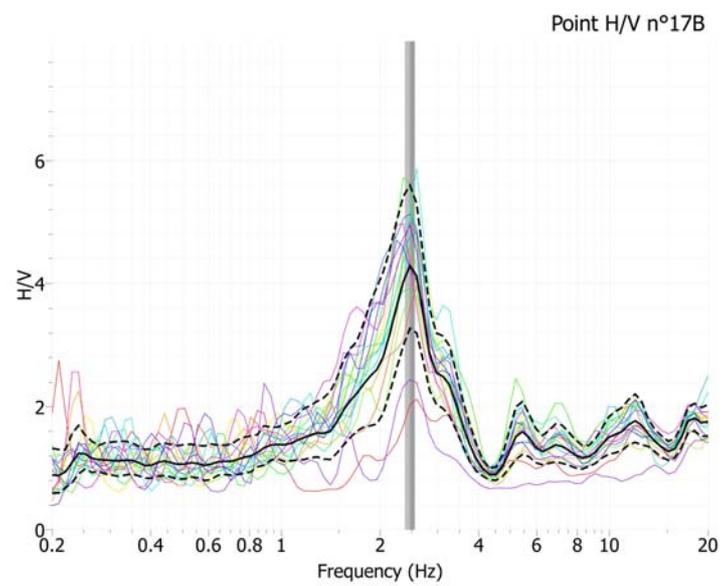
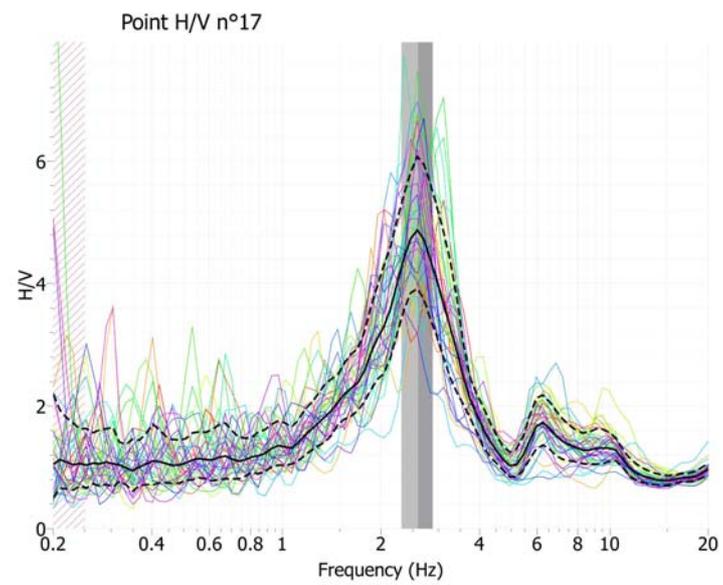
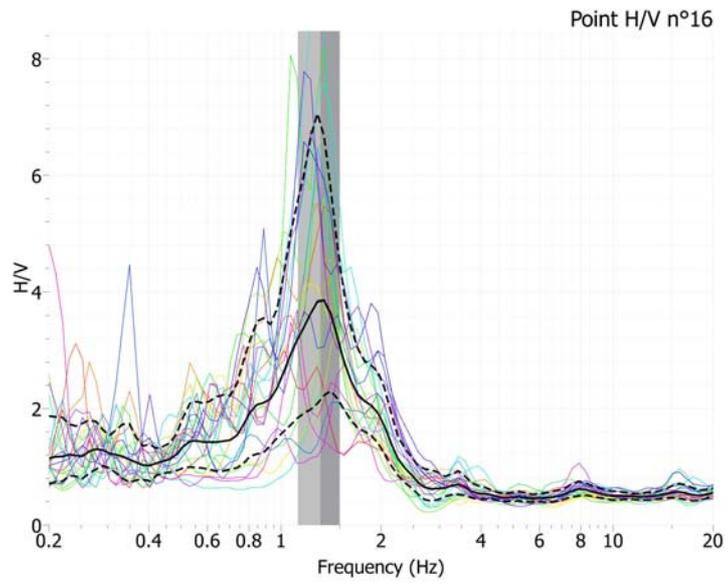
Point H/V n°11



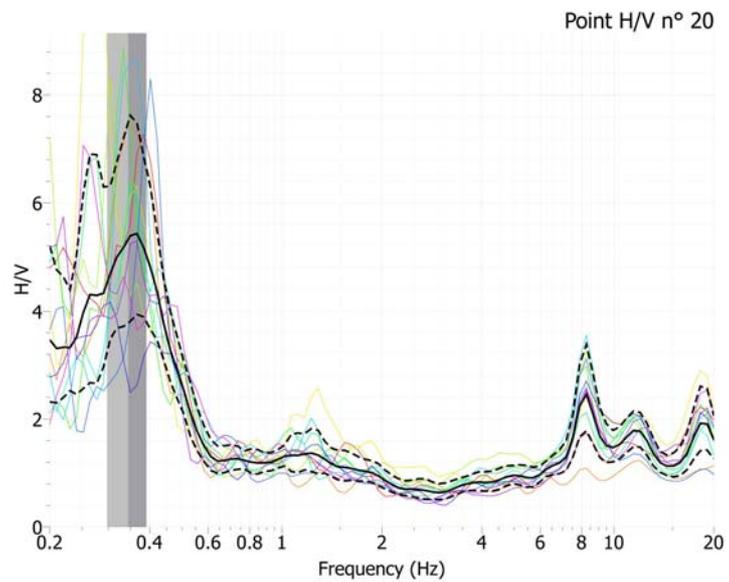
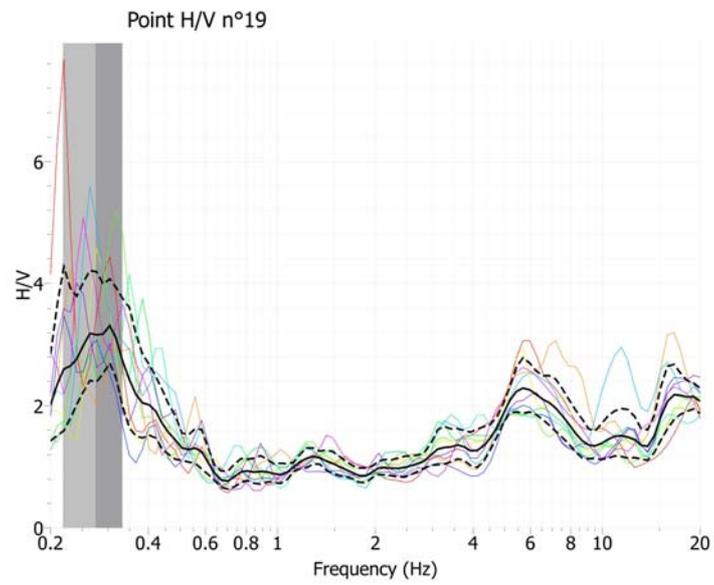
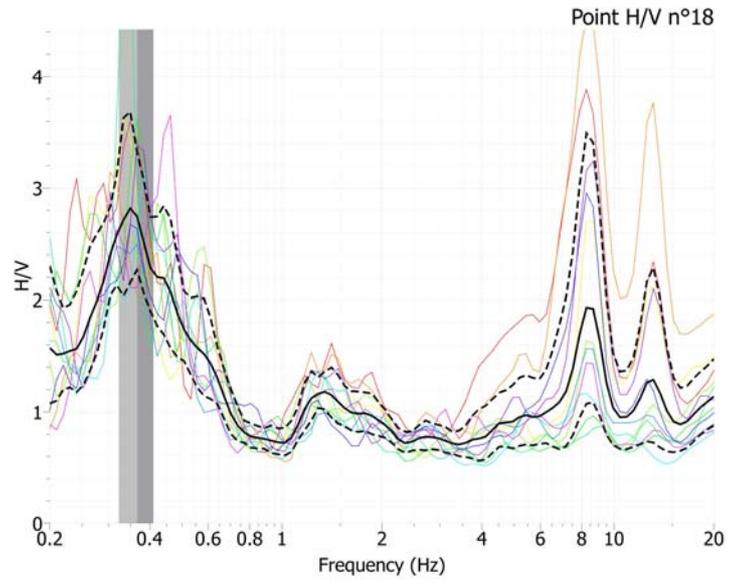
Point H/V n°12

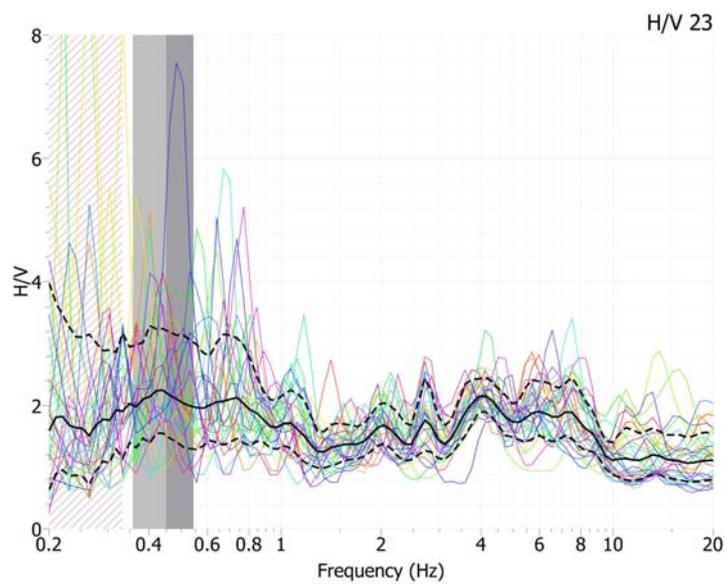
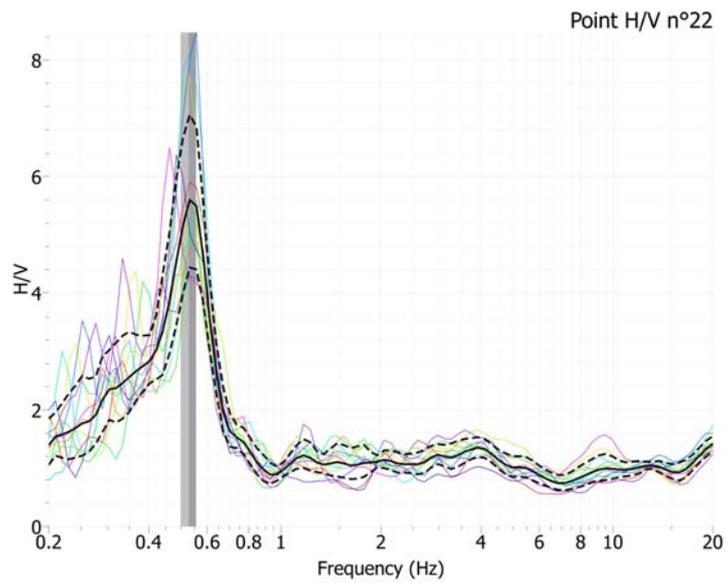
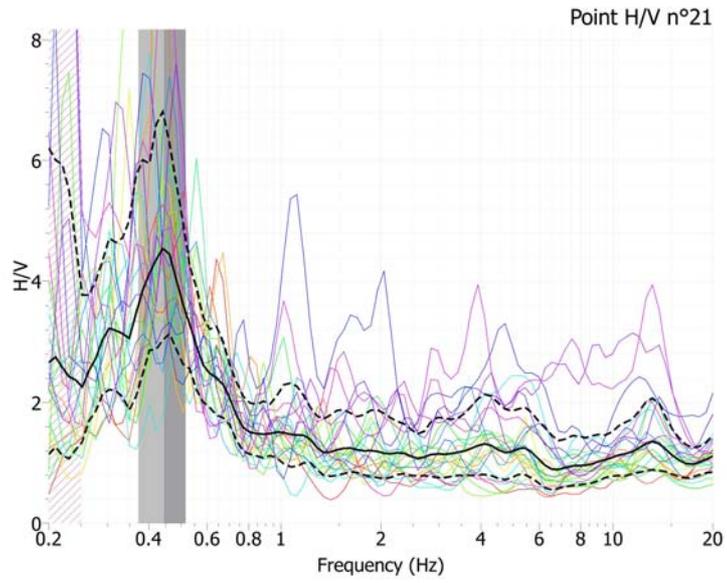


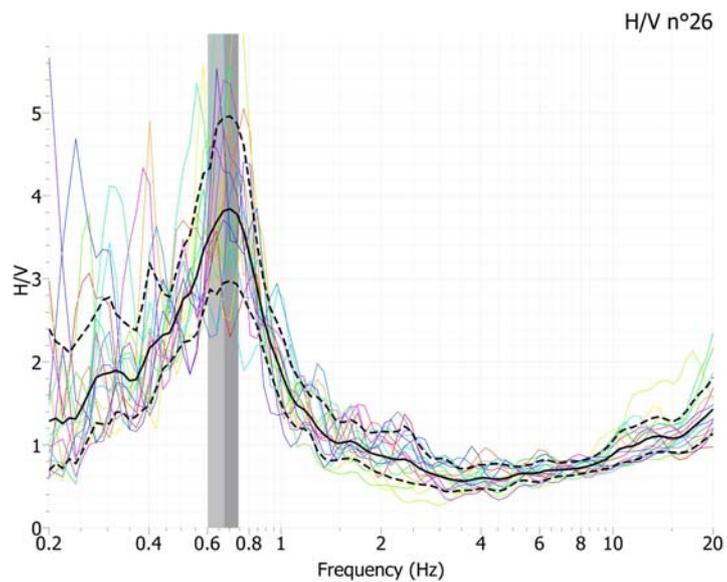
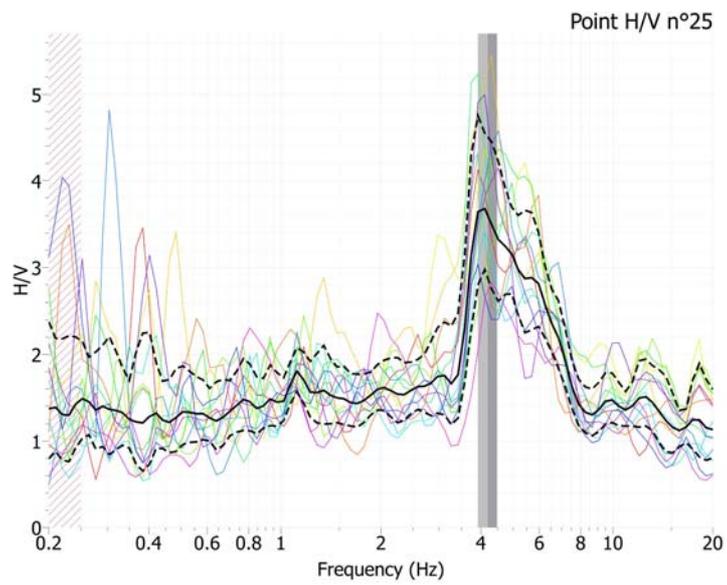
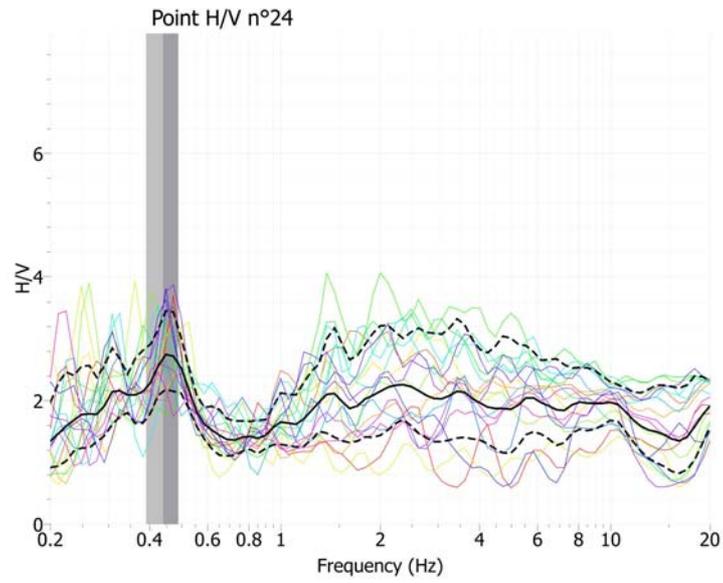


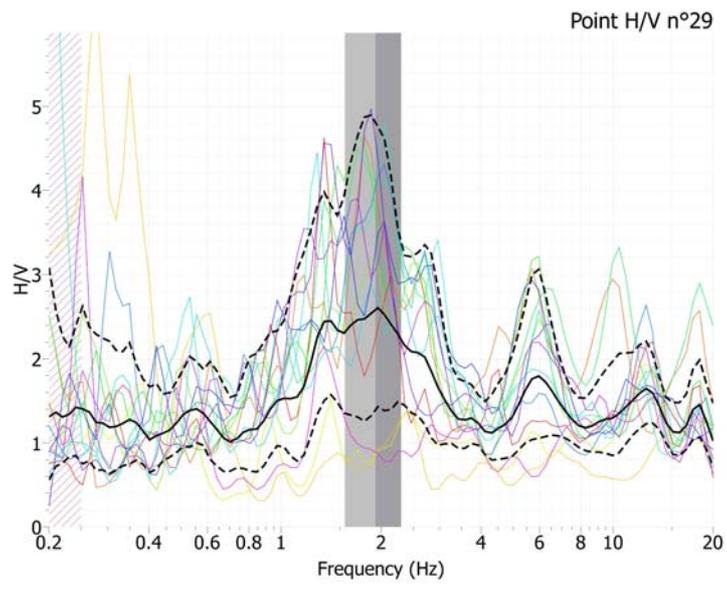
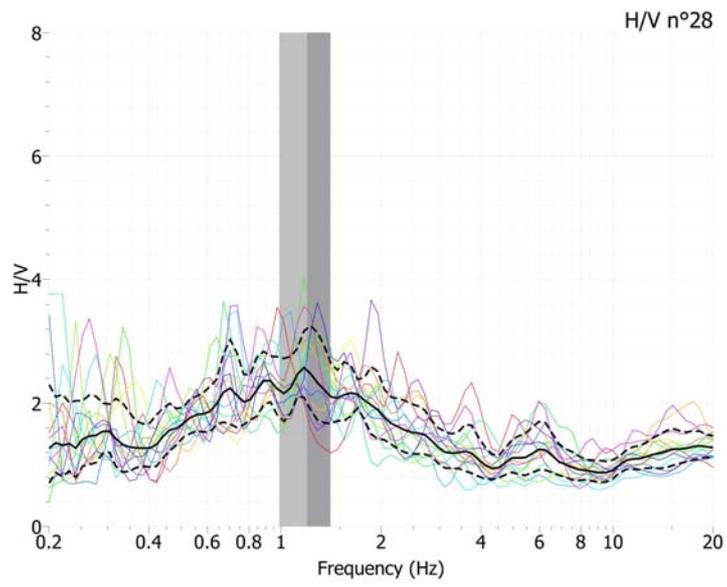
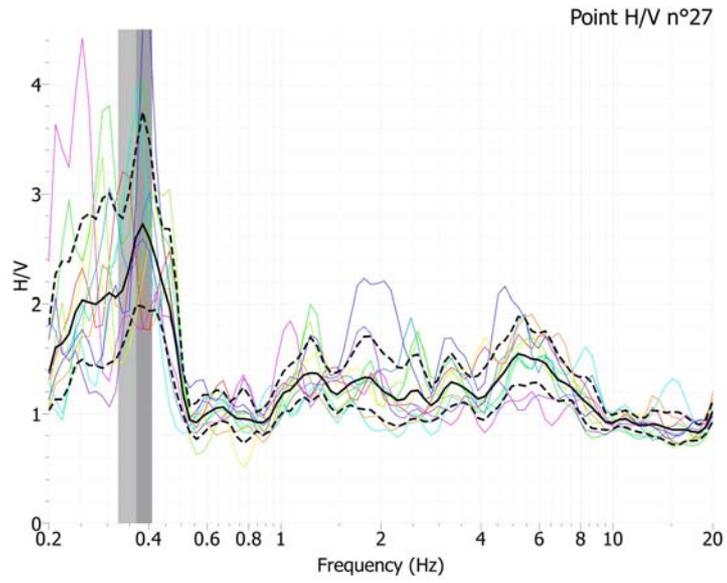


Macrozonage des Pyrénées-Orientales – Mesures de bruit de fond

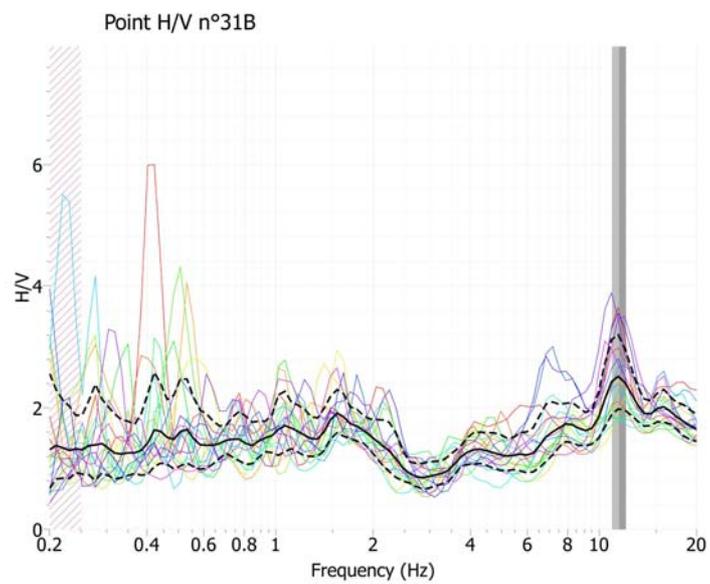
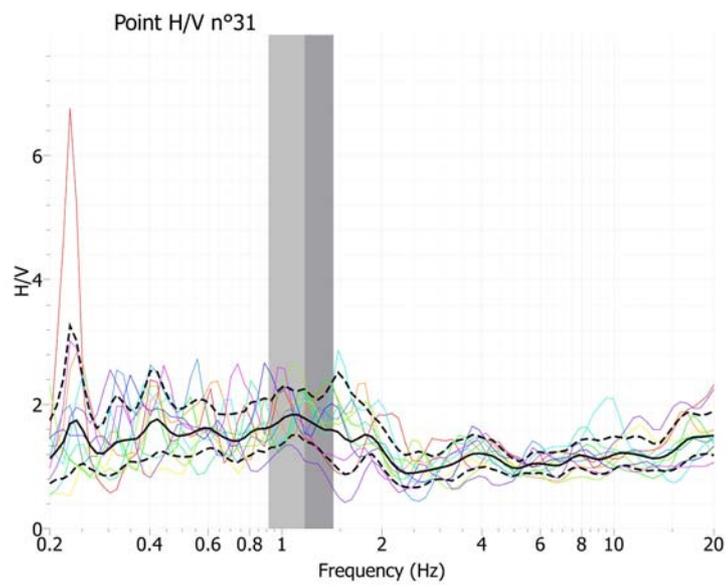
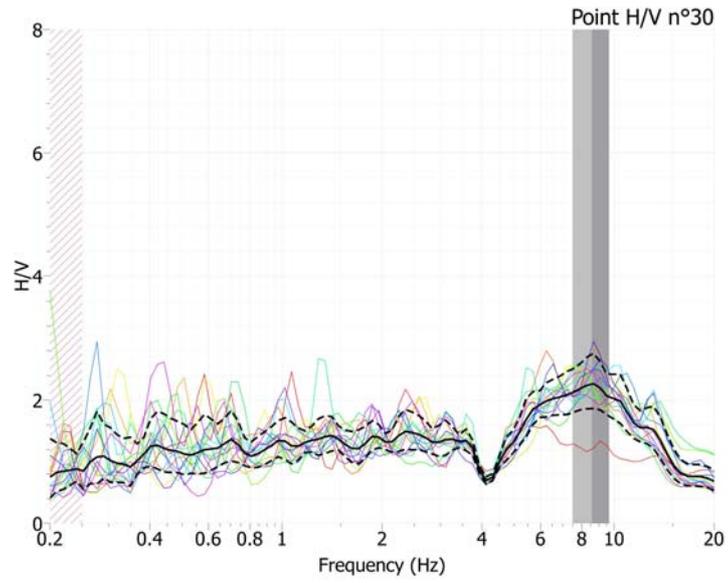


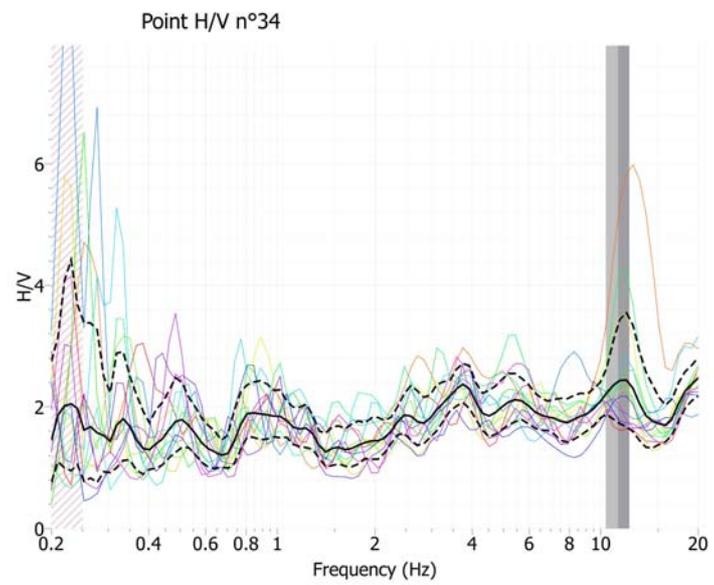
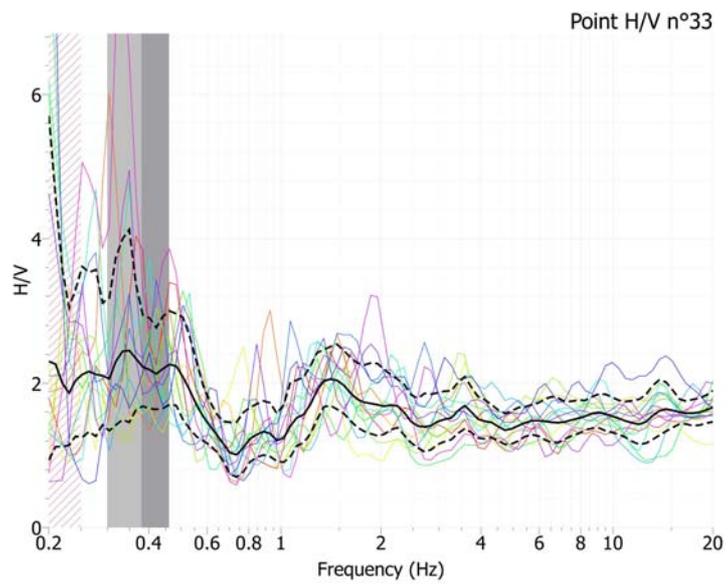
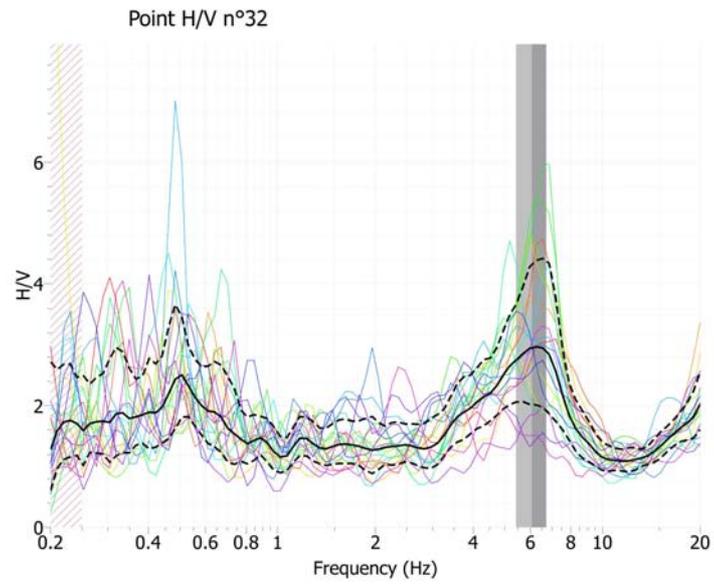


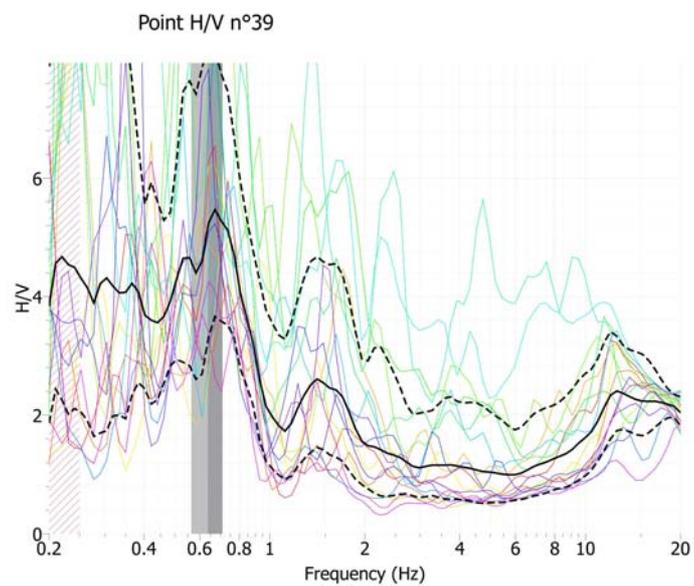
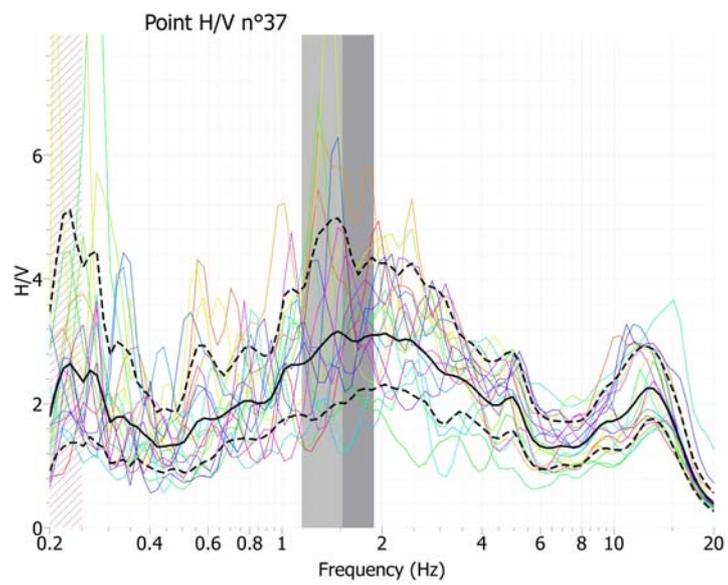
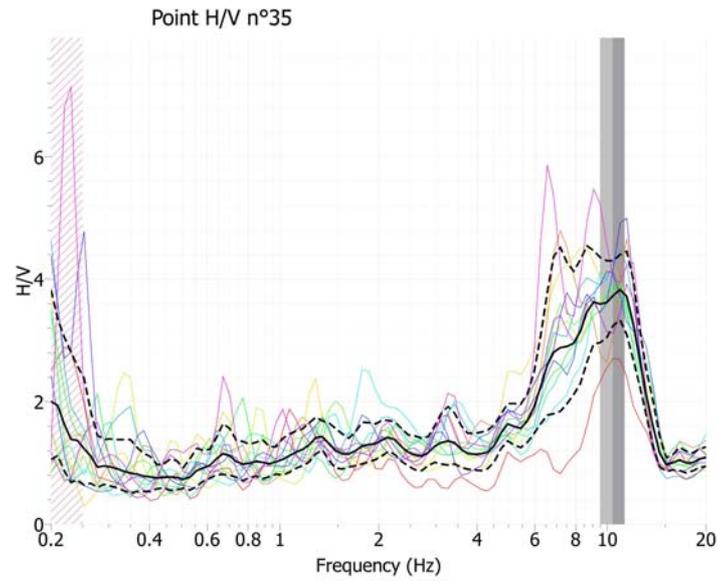


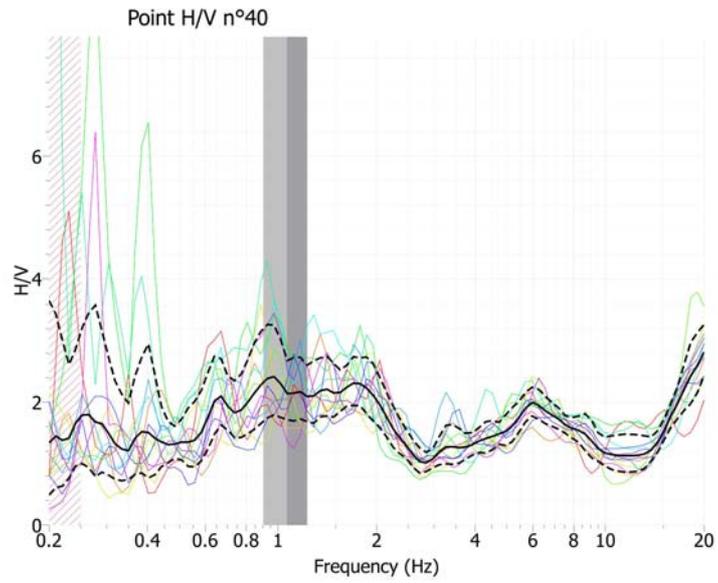


Macrozonage des Pyrénées-Orientales – Mesures de bruit de fond









Les fréquences de résonance obtenues sont indiquées sur les Figure 4 et Figure 5.

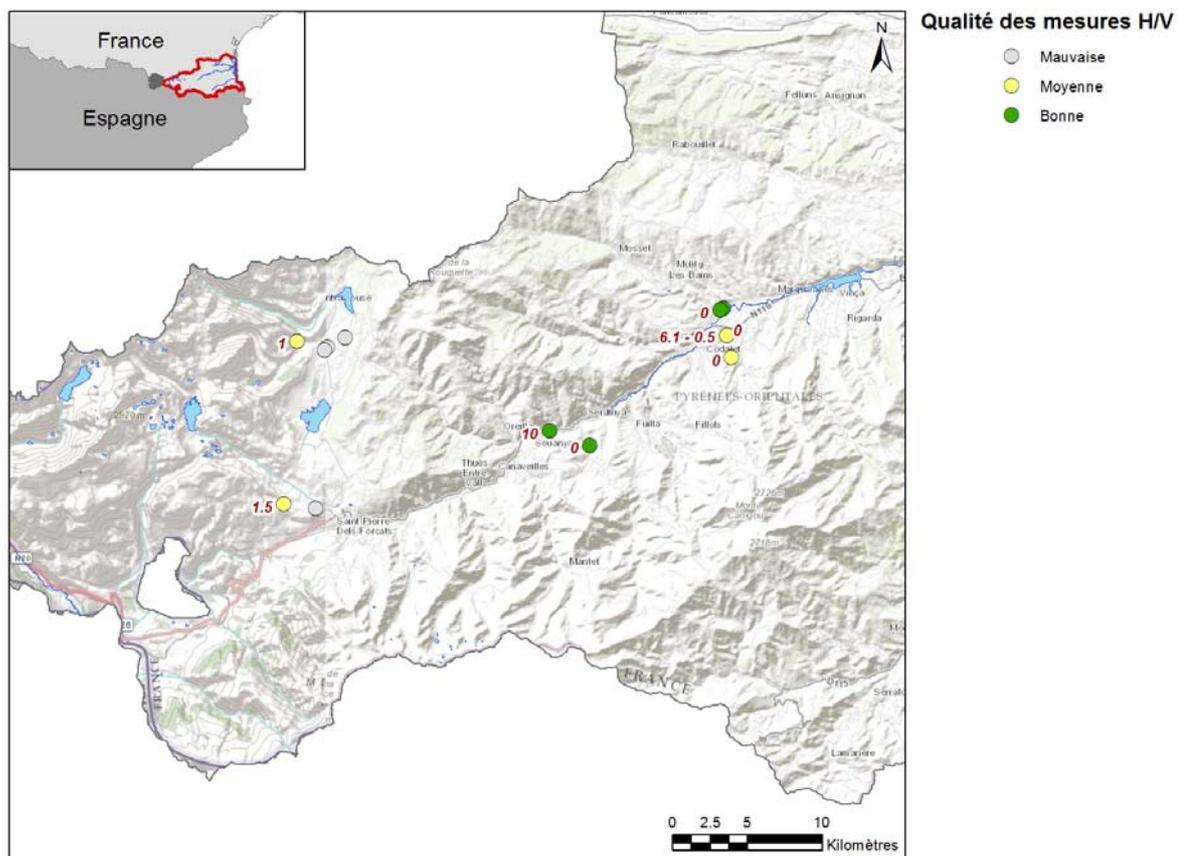


Figure 4 : Fréquences de résonance et qualité des mesures H/V réalisées dans le cadre du projet en Cerdagne et dans la vallée de la Têt.

Annexe 5

Catégories d'importance de bâtiments

Catégorie d'importance	Définition	
I		<ul style="list-style-type: none"> les bâtiments dans lesquels est exclue toute activité humaine nécessitant un séjour de longue durée et non visés par les autres catégories
II		<ul style="list-style-type: none"> les bâtiments d'habitation individuelle ; les établissements recevant du public des 4^e et 5^e catégories au sens des articles R. 123-2 et R. 123-19 du code de la construction et de l'habitation, à l'exception des établissements scolaires ; les bâtiments dont la hauteur est inférieure ou égale à 28 mètres ; les bâtiments d'habitation collective ; les bâtiments à usage commercial ou de bureaux, non classés établissements recevant du public au sens de l'article R. 123-2 du code de la construction et de l'habitation, pouvant accueillir simultanément un nombre de personnes au plus égal à 300 ; les bâtiments destinés à l'exercice d'une activité industrielle pouvant accueillir simultanément un nombre de personnes au plus égal à 300 ; les bâtiments abritant les parcs de stationnement ouverts au public.
III		<ul style="list-style-type: none"> les établissements scolaires ; les établissements recevant du public des 1^{re}, 2 et 3^e catégories au sens des articles R. 123-2 et R. 123-19 du code de la construction et de l'habitation ; les bâtiments dont la hauteur dépasse 28 mètres : <ul style="list-style-type: none"> bâtiments d'habitation collective ; bâtiments à usage de bureaux. les autres bâtiments pouvant accueillir simultanément plus de 300 personnes appartenant notamment aux types suivants : <ul style="list-style-type: none"> les bâtiments à usage commercial ou de bureaux, non classés établissements recevant du public au sens de l'article R. 123-2 du code de la construction et de l'habitation ; les bâtiments destinés à l'exercice d'une activité industrielle ; les bâtiments des établissements sanitaires et sociaux, à l'exception de ceux des établissements de santé au sens de l'article L. 711-2 du code de la santé publique qui dispensent des soins de courte durée ou concernant des affections graves pendant leur phase aiguë en médecine, chirurgie et obstétrique et qui sont mentionnés à la catégorie d'importance IV ci-dessous.

Catégorie d'importance	Définition
	<ul style="list-style-type: none"> • les bâtiments des centres de production collective d'énergie quelle que soit leur capacité d'accueil.
<p style="font-size: 2em; font-weight: bold; margin: 0;">IV</p> 	<ul style="list-style-type: none"> • les bâtiments dont la protection est primordiale pour les besoins de la sécurité civile et de la défense nationale ainsi que pour le maintien de l'ordre public et comprenant notamment : <ul style="list-style-type: none"> ○ les bâtiments abritant les moyens de secours en personnels et matériels et présentant un caractère opérationnel ; ○ les bâtiments définis par le ministre chargé de la défense, abritant le personnel et le matériel de la défense et présentant un caractère opérationnel ; ○ les bâtiments contribuant au maintien des communications, et comprenant notamment ceux : <ul style="list-style-type: none"> ▪ des centres principaux vitaux des réseaux de télécommunications ouverts au public ; ▪ des centres de diffusion et de réception de l'information ; ▪ des tours hertziennes stratégiques. ○ les bâtiments et toutes leurs dépendances fonctionnelles assurant le contrôle de la circulation aérienne des aérodromes classés dans les catégories A, B et C2 suivant les instructions techniques pour les aérodromes civils (ITAC) édictées par la direction générale de l'aviation civile, dénommées respectivement 4 C, 4 D et 4 E suivant l'organisation de l'aviation civile internationale (OACI) ; ○ les bâtiments des établissements de santé au sens de l'article L. 711-2 du code de la santé publique qui dispensent des soins de courte durée ou concernant des affections graves pendant leur phase aiguë en médecine, chirurgie et obstétrique ; ○ les bâtiments de production ou de stockage d'eau potable ; ○ les bâtiments des centres de distribution publique de l'énergie ; ○ les bâtiments des centres météorologiques.



Centre scientifique et technique
3, avenue Claude-Guillemain – BP 36009
45060 – Orléans Cedex 2 – France
Tél. : 02 38 64 34 34 - www.brgm.fr

Direction Régionale Languedoc-Roussillon
1039, rue de Pinville
34 000 – Montpellier
Tél. : 04 67 15 79 80