

Aléa et risque sismique en Provence: tectonique active et sismotectonique des Failles de la Moyenne Durance et de la Trévaresse

Olivier Bellier, S Molliex, M. Cushing, F. Hollender, Ph Dussouillez, L Mocochain, J C Hippolyte, N Espurt, L Bestani, A Revil, et al.

▶ **To cite this version:**

Olivier Bellier, S Molliex, M. Cushing, F. Hollender, Ph Dussouillez, et al.. Aléa et risque sismique en Provence: tectonique active et sismotectonique des Failles de la Moyenne Durance et de la Trévaresse. Bulletin d'information des géologues du Bassin de Paris, 2016. hal-01780344

HAL Id: hal-01780344
https://hal.science/hal-01780344

Submitted on 12 Jul 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ALÉA ET RISQUE SISMIQUES EN PROVENCE : TECTONIQUE ACTIVE ET SISMOTECTONIQUE DES FAILLES DE LA MOYENNE DURANCE ET DE LA TRÉVARESSE
JOURNÉES D'ÉTUDE DE PRINTEMPS – 5-8 MAI 2016

SEISMIC HAZARD IN PROVENCE : ACTIVE TECTONICS AND SISMOTECTONICS OF THE MIDDLE DURANCE AND TRÉVARESSE FAULTS
SPRING STUDIES DAYS – 5-8 MAY 2016

Olivier BELLIER[1]
avec la collaboration de S. Molliex[1], M. Cushing[2], F. Hollender[3,4] J. Fleury[1], Ph. Dussouillez[1], L. Mocochain[1,*5], J.C. Hippolyte[1], N. Espurt[1], L. Bestani[1], A. Revil[1,*4], V. Tamisier[1], P. Guignard[1], G. Clauzon[1], D. Chardon[1,*6], D. Hermitte[1], F. Nguyen[4,*7], S. Garambois[4], L. Siame[1] et M. Sébrier[5]

Résumé
Le séisme de Lambesc de 1909 est une illustration du risque sismique auquel la Provence est exposée. L'approche de la tectonique active et de la paléosismologie appliquée aux failles de la Moyenne Durance et de la Trévaresse, complémentaire de la sismologie instrumentale, montre que ces accidents ont des taux de déplacement d'environ 0,1 mm/an. La première, qui constitue la bordure orientale du bassin du Sud-Est, est active depuis le Paléozoïque. Son activité actuelle est limitée à l'épaisse couverture sédimentaire qui paraît découplée mécaniquement du socle. Les déformations plio-quaternaires le long de cet accident indiquent un mouvement décrochant senestre à composante inverse. Cette activité peut s'expliquer, partiellement, par une poussée alpine vers le sud combinée à « l'effondrement » gravitaire de la chaîne. La faille de la Moyenne Durance comprend plusieurs segments. L'un de ces segments paraît être en connexion avec la faille de la Trévaresse. Celle-ci, très probablement responsable du séisme de 1909, a formé l'anticlinal de rampe de la Trévaresse. La question des effets de site est illustrée par les caractéristiques lithologiques et topographiques dans le secteur de Vernègues. On envisage également le rôle du remplissage sédimentaire des canyons messiniens dans l'apparition de dégâts à la surface du sol.

Mots-clés :

Failles actives, déformations récentes, couverture provençale, séisme de Lambesc, canyons messiniens, effets de site.

Abstract:

[1] Aix-Marseille Univ, CEREGE, CNRS, IRD, UM34, Technopôle Environnement Arbois-Méditerranée, B.P. 80, F-13545 Aix-en-Provence Cedex 04, France – bellier@cerege.fr
[2] IRSN/DEI/SARG/BERSSIN, Fontenay-aux-Roses, France
[3] CEA, DTAP/CASI, Commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives. Saint-Paul-lez-Durance, France
[4] Université Grenoble Alpes, ISTerre, CNRS, IRD, IFSTTAR, Grenoble, France
[5] UMR ISTeP UPMC-CNRS, Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), 75252 PARIS Cedex 05, France
[6] Geosciences Environnement Toulouse (GET), Observatoire Midi Pyrénées, Université de Toulouse - CNRS - IRD – CNES, Toulouse, France
[7] Argenco, Géophysique appliquée, Université de Liège, Liège, Belgique
* Adresse actuelle

The 1909 Lambesc earthquake proved that the seismic risk in Provence is a reality. The Middle Durance and Trévaresse faults have displacement rates amounting to 0,1 mm/y, as demonstrated by active tectonics and paleoseismology investigations, backing instrumental data. The former, which is the eastern boundary of the South-East basin, is active since the Paleozoïc. Presently its seismic activity is restricted within the thick sedimentary cover which seems to be mechanically quite disconnected from the basement. Along this fault the plio-quaternary deformations indicate a sinistral-reverse motion. This activity can be accounted for, at least partly, by an alpine southward movement combined with the gravitational « collapse » of the range. Several segments form the Middle Durance fault. One of them seems to be connected to the Trévaresse fault. The latter, which most probably caused the 1909 earthquake, produced the Trévaresse ramp anticline. Site effects examples, connected to the lithological and topographical characteristics of the Vernègues area, are shown. The sediments filling the messinian canyons are also considered as a potential factor for surface damages.

Key-words :

Active faults, recent deformations, Provence sedimentary cover, Lambesc earthquake, messinian canyons, site effects.

La Provence est située au nord de la Méditerranée occidentale et appartient au domaine de collision Afrique (Nubie) / Eurasie. A cette longitude, la vitesse de convergence est de l'ordre de 5 mm/an selon une direction NW-SE. Bien que la Provence soit caractérisée par une sismicité instrumentale modérée, elle a été le siège de plusieurs séismes destructeurs (fig. 1) dont le plus récent est celui de Lambesc (engendré par la faille de la Trévaresse, le 11 juin 1909, intensité VIII-IX), faisant de la Provence une région à risque sismique non négligeable, puisqu'il s'agit d'une région urbanisée, qui concentre des pôles industriels. La gestion d'un tel risque nécessite une bonne compréhension du contexte sismotectonique et une évaluation rigoureuse de l'aléa sismique. Étant donné la faible microsismicité provençale, la sismologie ne peut, à elle seule, permettre cette évaluation. C'est pourquoi la mise en œuvre des méthodes d'analyse de la tectonique active et de la paléosismicité est nécessaire pour élargir la fenêtre d'observation sismologique. La combinaison de ces méthodes complémentaires a été appliquée à deux des accidents majeurs de la Provence, les failles de la Moyenne Durance et de la Trévaresse (localisation figure 1), afin d'améliorer la prise en compte de l'aléa sismique (Bellier, 2011, 2014). Ce sont essentiellement ces études que nous allons illustrer aux différents arrêts de cette excursion.

CONTEXTE GÉODYNAMIQUE, TECTONIQUE ACTIVE ET ALÉA SISMIQUE DE LA PROVENCE

Les déformations actives en Provence ne seraient pas uniquement liées à la convergence entre les plaques Afrique-Eurasie, celle-ci étant accommodée pour l'essentiel dans les Maghrébides. Elles résulteraient partiellement de la propagation des déformations alpines vers le sud et le sud-ouest, qui sont elles-mêmes la conséquence de la rotation anti-horaire du bloc Adriatique, probablement combinée aux forces de volume alpines, *i.e.* « l'effondrement » gravitaire des Alpes (*e.g.* Le Pichon *et al.*, 2009). La Provence est située à la limite de trois grands domaines morpho-structuraux : les Alpes au NE, où la croûte est épaissie, le Massif Central au NW, où la croûte est amincie et la Méditerranée occidentale comprenant de la croûte océanique.

Les taux de déformation miocènes intégrés sur 10 Ma semblent souvent plus forts que ceux intégrés à l'échelle du Quaternaire (2 Ma), cependant les travaux récents de Molliex (2009)

montreraient que cette tendance pourrait s'inverser avec des vitesses plus rapides concernant le Quaternaire récent que celles intégrées sur tout le Quaternaire. Ceci serait confirmé par des études récentes qui montrent que l'essentiel de la structuration de certains chaînons provençaux, tels que le Lubéron et les Alpilles, est réalisé vers 5.9 Ma (*e.g.* Champion *et al.*, 2000 ; Clauzon *et al.*, 2011). En outre, la comparaison des mécanismes aux foyers et de la cinématique de faille suggère un changement de régime tectonique au cours du Quaternaire (Baroux, 2000 ; Baroux *et al.*, 2001).

La sismicité de la Provence et plus particulièrement les séismes historiques destructeurs témoignent de l'activité non négligeable des failles provençales. D'après les lois d'échelle (relations empiriques de Wells et Coppersmith, 1994), les magnitudes maximales des séismes que ces failles peuvent engendrer sont de l'ordre de 6.5. Les taux de déplacement calculés à partir des marqueurs géologiques récents sont d'environ 0,1 mm/an (*e.g.* Baroux, 2000 ; Molliex, 2009); estimations qui sont du même ordre de grandeur pour les failles de la Trévaresse et de la Moyenne Durance (cf. ci-dessous). Les failles provençales sont donc lentes et par conséquent caractérisées par des temps de retour, pour les événements majeurs, longs (magnitudes : 6- 6.5 / récurrence plusieurs milliers d'années ; *e.g.* Chardon *et al.*, 2005b ; Cushing *et al.*, 2008), ce qui n'exclurait pas un risque sismique significatif en absence de mesures préventives. Cependant, la contribution de la déformation asismique pourrait être non négligeable, le comportement sismogénique des failles « lentes » restant très mal connu.

ARRÊT 1 : VERNÈGUES - LES EFFETS DE SITE - ALÉA LOCAL / ALÉA RÉGIONAL (43°41'20"N – 5°10'5"E - Alt. 363,1 m)

On peut répertorier les effets des séismes en deux grandes catégories : (*i*) les effets directs liés à la rupture de surface (déplacement du sol au niveau de la faille) et à la propagation des ondes, qui résultent directement de la « rupture » (source du séisme) et que l'on définit comme l'aléa régional et (*ii*) des effets indirects que sont les effets de site et induits et l'aléa local, illustrés au 1er arrêt.

Les effets de sites

Lors d'un séisme, les vibrations du sol (augmentation ou atténuation de la fréquence et de la durée de la vibration) peuvent varier localement en raison de la topographie ou de la « nature » du sous-sol. On parle, respectivement, d'effets de site topographiques et lithologiques, qui constituent des phénomènes très pénalisant en termes d'aléa local. Les reliefs (buttes topographiques, rebords de falaise) et les alluvions accumulées sur des grandes épaisseurs (plaines alluviales) enregistrent généralement des désordres supérieurs par effet d'amplification de la vibration sismique. En fait dans ces conditions, c'est l'accélération du sol au passage de l'onde qui va jouer un rôle crucial. Elle peut varier localement d'un facteur un à cent pour une même propagation d'onde en fonction des conditions locales du site. Or, c'est l'accélération qui agit sur les fondations d'un bâtiment et donc qui peut produire sa destruction. Les conditions environnementales peuvent également entraîner une augmentation de la durée de propagation de l'onde. C'est un autre effet de site important car plus une onde mettra du temps à se propager, plus elle « fatiguera » le bâtiment jusqu'à sa destruction éventuelle.

Les effets induits

Les vibrations sismiques peuvent également être le facteur déclenchant de phénomènes tels que des mouvements de terrain (glissements de terrains, chutes de blocs, ou bien encore affaissement du toit de cavités souterraines) ou la liquéfaction du sol. La liquéfaction concerne les sols « mous » (sableux, limoneux…) ; l'agitation sismique peut provoquer un tassement rapide des sédiments avec une expulsion d'eau entraînant alors la déconsolidation brutale et momentanée du sol. Plus rarement, les forts séismes sous-marins (le plus souvent de subduction) peuvent être à l'origine de la mise en mouvement de masses d'eau considérables, les tsunamis, comme en

témoignent les récents et catastrophiques séismes de Sumatra (2004) et du Japon (2011). Ils peuvent alors frapper des côtes situées à plusieurs centaines, voire milliers de kilomètres de l'épicentre. Les mouvements de terrain, la liquéfaction et les tsunamis sont des effets induits.

Aléas local et régional

Même si nous avons beaucoup progressé en ce qui concerne la prise en compte de l'aléa régional : connaissance des « failles » (localisation, vitesse) et de leurs séismes potentiels (magnitude et récurrence), il nous reste des efforts considérables à faire en ce qui concerne l'aléa local, c'est à dire la prise en compte de conditions locales qui augmentent l'accélération du sol au moment de la propagation des ondes sismiques, ainsi que la durée de propagation (effets de site liés à la lithologie -nature du substrat- et à la topographie).

Rappelons que l'aléa local peut être localement plus pénalisant que l'aléa régional, dans les domaines d'aléa sismique modéré comme en France métropolitaine (*i.e.* où les séismes potentiels sont de magnitude modéré : 6-6.5). Et donc les conditions de site peuvent s'avérer souvent primordiales en terme de risque sismique en domaine à séismicité modérée comme ce fut le cas lors du séisme de Lambesc, en 1909, où les destructions majeures se sont produites dans des villages localisés sur des reliefs (Vernègues, fig. 2 ; Rognes, fig. 3 ; Bonnet et Bellier, 2009). Plus récemment, les séismes italiens de l'Aquila (Apennins, 2009) et Ferrara (Plaine du Pô, 2012), nous ont encore démontré l'importance de ces effets de site (et induits).

Canyons messiniens et aléas local et régional

Des études récentes conduites par le CEA (projet Cashima), d'une part, et l'IRSN, d'autre part (en collaboration avec le CEREGE, ISTerre, Géoazur…) se concentrent sur la connaissance des canyons de la crise messinienne. Ces études visent à caractériser les marqueurs de cette crise (canyons messiniens et remplissage des canyons) et leur interaction avec l'aléa sismique (local et régional). Elles visent à améliorer notre connaissance des canyons messiniens (de la Durance et du Rhône) afin d'améliorer la connaissance de l'aléa sismique régional (comportement sismogénique des failles - cf. arrêt 3, Meyrargues), ainsi que de l'aléa local (effets de site liés à la géométrie et au remplissage des canyons messiniens) du SE de la France. Ces études ont permis de montrer que les canyons messiniens, de par leur géométrie et leur remplissage, sont d'éventuels lieux d'effets de site non négligeables. Bien imager et bien comprendre la géométrie ainsi que la rhéologie des couches qui forment le remplissage, constitue donc une étape cruciale pour la compréhension de ces effets de site. Comme nous le montrerons à Meyrargues, ces derniers contribuent à améliorer nos connaissances sur l'aléa régional (connaissance du comportement sismogénique des failles : localisation de failles et calcul des vitesses de faille à partir des marqueurs de la crise messinienne), mais aussi sur l'aléa local (les canyons et leur remplissage constituant des conditions de site pénalisantes lors d'un séisme). Cette problématique est tout à fait d'actualité, tant sur la maîtrise du risque « normal » (mise à jour de la réglementation parasismique, pression immobilière, etc.) que du risque « spécial », essentiellement lié aux activités industrielles (pétrochimie, grands ouvrages hydrauliques et nucléaires, ITER…).

ARRÊT 2 : GANAY-PUYRICARD - LE SÉISME PROVENÇAL DU 11 JUIN 1909 ET LA FAILLE DE LA TRÉVARESSE (43°36'11"N - 525'32"E - Alt. 378,7 m)

Le massif de la Trévaresse, situé au nord d'Aix-en-Provence, se présente sous la forme d'un relief d'orientation moyenne E-W, qui culmine à 500 m d'altitude, constitué par un anticlinal sur rampe à vergence sud (figs 4 et 5). La Trévaresse est un des chaînons les plus jeunes de la Provence, son raccourcissement est essentiellement post-Tortonien, en réponse à une compression N-S à NNE-SSW (N05°E-N10°E) (Chardon et Bellier, 2003) (fig. 4). La faille de la Trévaresse, localisée au pied du versant méridional du chaînon, se branche, à l'est, sur le système de failles de la Moyenne Durance (cf. ci-dessous, Guignard *et al.*, 2005; Cushing *et al.,* 2008).

Plusieurs études récentes attribuent le séisme de Lambesc (1909, intensité macrosismique épicentrale VIII-IX d'après Sisfrance ; magnitude estimée Mw~6, Baroux *et al.,* 2003) à une réactivation en faille inverse de la faille de la Trévaresse (*e.g.* Lacassin *et al.*, 2001; Chardon et Bellier, 2003 ; Baroux *et al.,* 2003). L'analyse géologique et géomorphologique menée dans la zone épicentrale du séisme de 1909 a permis de contraindre la géométrie et la cinématique de la faille de la Trévaresse responsable du séisme (Chardon et Bellier, 2003; Chardon *et al.*, 2005b).

Cette structure, de 16 à 17 km de long, est constituée de deux segments majeurs (Lacassin *et al.*, 2001; Chardon et Bellier, 2003) sur lesquels viennent se brancher plusieurs petites failles (*splayfaults*, Chardon *et al.*, 2005b) (figs 5 et 6). La faille de la Trévaresse souligne donc le flanc sud d'un anticlinal de rampe déversé vers le sud et formant le relief de 100 à 250 m de haut du chaînon de la Trévaresse. Elle met en contact l'Oligocène (Chattien : 25 Ma environ) sur le Miocène (Tortonien : 10 Ma environ) (fig. 1). Ce pli en genou s'est développé du Miocène terminal au Pliocène (voire au Pléistocène) sous l'effet d'un raccourcissement moyen orienté N-S à NNE-SSW (N05°-10°E) (Chardon et Bellier, 2003) (fig. 1). La géométrie en profondeur de cette faille est mal connue et sa profondeur d'enracinement reste discutée (décollement dans la couverture sédimentaire *i.e.* les « Terres noires », à la base de la série sédimentaire *i.e.* le Trias salifère, ou structure de socle). Sur la base d'une analyse structurale combinée avec les ré-estimations récentes des paramètres de source proposés par Baroux *et al.,* (2003), Chardon et Bellier (2003) proposent une profondeur d'enracinement à environ 6 km, probablement au niveau des évaporites du Trias. Ces derniers donnent également des arguments qui montrent la décroissance vers l'ouest de la maturité morphologique du chaînon et de l'escarpement de faille associé, ce qui suggère une propagation du pli vers l'ouest.

La faille majeure, qui met en contact le Miocène et l'Oligocène et constitue l'escarpement souligné à sa base par un *scarp* (ressaut topographique) métrique, est scellée par un cône d'âge rissien (arrêt 2 : site de Ganay-Puyricard, Chardon *et al.*, 2005b), suggérant que le *scarp* est lié à de l'érosion différentielle et à des remaniements anthropiques et qu'il ne correspond pas à un *scarp* tectonique comme suggéré par Lacassin *et al.* (2001). En effet, Chardon *et al.,* (2005b) ont cartographié un cône régional d'âge rissien (d'après la carte géologique du BRGM à 1/50 000, 1970 ; Chardon *et al.*, 2009) dont la surface est indurée par une calcrète. Ce cône semble sceller la déformation associée à l'escarpement majeur. Le segment oriental de la faille frontale majeure serait donc aujourd'hui inactif car la surface du cône rissien ne semble pas montrer de décalage de part et d'autre de la faille.

Or, Lacassin *et al.,* (2001) ont associé la rupture de pente située à la base du relief à l'émergence en surface de la faille lors du séisme de Lambesc. Ils attribuent la topographie totale au cumul de déformation lors de ruptures sismiques antérieures. Leur interprétation est fondée sur l'analyse conjointe de la répartition des intensités de ce séisme et de la topographie. Cependant, ils ont pondéré cette interprétation en indiquant que la rupture de pente pouvait avoir une origine anthropique. Des travaux récents de tranchées confirment que le petit escarpement à la base du relief à Collavery (segment occidental de la faille, site D sur la figure 4) est d'origine anthropique. De même, la rupture de pente de 15 m décrite par Lacassin *et al.,* (2001) pourrait s'expliquer par de l'érosion différentielle, ce qui n'exclut pas qu'une partie significative du relief total corresponde à l'accumulation de glissements sur la faille sous-jacente pendant le Plio-Quaternaire.
Bien que Mattauer (2005) conteste l'existence d'une faille et l'origine tectonique de la topographie, qu'il attribue à de l'érosion différentielle, les travaux récents confirment l'existence et l'activité de la faille de la Trévaresse (Chardon *et al.*, 2005a, 2005b, 2009). La faille majeure est composée de deux segments séparés par une zone de relais associée à une série de plis en échelons compatible avec une légère composante sénestre du segment oriental (fig. 4, Chardon et Bellier, 2003 et fig. 6, Chardon *et al.*, 2005b).

Chardon *et al.* (2005b) ont montré que la déformation s'est récemment propagée (au moins depuis le Riss) plus au sud. Sur la base d'une approche pluridisciplinaire (analyses détaillées de géologie et géomorphologie, microtopographie, analyse et interprétation de documents géomatiques ...), ils ont mis en évidence des anomalies topographiques (*scarp*) et géologiques (plis métriques en genou) associées aux segments de l'Ermitage et de la Fauchonne situés à respectivement 500 et 700 m au sud de l'escarpement de la Trévaresse (au SSW du site de Ganay). Les segments de faille de l'Ermitage et de la Fauchonne se connectent latéralement, vers l'est, au segment oriental de la Trévaresse (fig. 5), ce qui implique qu'ils sont connectés en profondeur avec la faille majeure. L'étude microtopographique montre clairement un *scarp* dégradé affectant la surface du cône rissien au droit du segment de l'Ermitage. Des terrasses alluviales, historiques d'après les âges ^{14}C, se sont mises en place dans ce cône. Une anomalie topographique (léger bombement) d'une terrasse holocène est observée en amont du segment de la Fauchonne. L'émergence en surface de la faille de la Fauchonne est suggérée par la verticalisation des couches tortoniennes orientées N100°E. L'ensemble des travaux réalisés par Chardon *et al.,* (2005b) leur a permis de faire l'excavation d'une tranchée de paléosismologie au nord de Puyricard, sur le segment de l'Ermitage (fig. 7). Dans cette tranchée, ils décrivent plusieurs failles inverses de direction N100°E, dont la principale, à pendage nord, fait chevaucher des terrains d'âge tortonien sur une série quaternaire et affecte la base du sol actuel. Ce décalage pourrait correspondre à l'émergence en surface de la rupture du séisme de 1909. Les dépôts affectés attestent de l'occurrence de plusieurs événements paléosismiques durant le Pléistocène supérieur, associés à des déplacements verticaux décimétriques à pluridécimétriques.

Sur la base des déplacements cosismiques observés dans la tranchée (de l'ordre de 20 à 30 cm, fig. 7) et des relations empiriques de Wells et Coppersmith (1994), Chardon *et al.* (2005b) déduisent des magnitudes de 6.2 à 6.4 (Mw) compatibles avec la longueur de la faille de la Trévaresse. La vitesse de cette faille reste assez mal contrainte en absence de datations absolues des dépôts affectés par la faille. Une première estimation du taux de déplacement vertical d'environ 0,03+/-0,02 mm/an a été proposée à partir de la déformation cumulée depuis 11 Ma. Le décalage de la base du cône rissien observé sur le toit de la faille dans la tranchée et imagé par géophysique dans le mur, suggère une vitesse de glissement comprise entre 0,05 et 0,3 mm/an, compatible avec celle déduite à partir du décalage des marqueurs miocènes. Les résultats préliminaires de datations OSL (Luminescence simulée optiquement) de ce cône (plutôt 300 000 ans) seraient plus en faveur de vitesses autour des vitesses lentes à 0,05 mm/an (Chardon *et al.*, 2009). Les déplacements observés dans la tranchée, combinés aux vitesses estimées, conduisent à des récurrences de l'ordre de plusieurs milliers d'années, en prenant la vitesse minimale, plus probable pour des séismes de magnitude 6.2-6.4. En toute rigueur celles-ci sont de 700 à 5 000 ans (en prenant les bornes max. et min. des vitesses calculées). Compte tenu des incertitudes inhérentes à l'estimation des magnitudes, les valeurs proposées sont compatibles avec la magnitude maximale probable d'un séisme correspondant à la rupture complète de la faille de la Trévaresse. Les travaux de Chardon *et al.,* (2005b; 2009) confirment que la faille de la Trévaresse est active et qu'elle est probablement responsable du séisme de 1909.

ARRÊTS 3 et 4 : LA FAILLE DE LA MOYENNE DURANCE À MEYRARGUES (43°38'24"N - 5°32'31" E – Alt. 258 m) ET À ORAISON (43°53'59"N - 5°55'15"E - Alt.540, 4 m)

La faille de la Moyenne Durance (FMD) est une des failles majeures du SE de la France. C'est une des rares failles en France dont la sismicité est « observable » sur trois échelles de temps : en effet, elle est le siège d'une activité microsismique, enregistrée par le réseau sismique de l'IRSN (*e.g.* Cushing *et al.*, 2008, 2014), d'une sismicité historique modérée (I = VII à VIII sur l'échelle MSK) mais régulière (séismes de 1509, 1708, 1812, 1913 ; cf. fig. 1). D'autre part, des terrains quaternaires déformés et certaines anomalies géomorphologiques attesteraient d'une activité

paléosismique et néotectonique (*e.g.* Sébrier *et al.*, 1997 ; Peulvast *et al.*, 1999 ; Baroux, 2000 ; Guignard *et al.*, 2005 ; Cushing *et al.*, 2008 ; Molliex, 2009). La FMD forme un système NNE-SSW d'accidents tardi-hercyniens (Arthaud et Matte, 1975), réactivés au cours des différentes phases tectoniques méso-cénozoïques. Elle est très segmentée (fig. 8), constitue la bordure orientale du bassin du Sud-Est et délimite les Provence occidentale et orientale caractérisées respectivement par des couvertures sédimentaires épaisse (cf. carte des isobathes de la couverture, fig. 1) à l'ouest et réduite à l'est. En effet, elle sépare, à l'ouest une zone morphologiquement accidentée (panneau provençal caractérisé par une couverture sédimentaire très épaisse - 6 à 10 km - surmontant un Trias salifère très épais et des plis (ou des plis de propagation sur des failles à vergence sud), d'une zone peu accidentée à l'est (plateau de Valensole caractérisé par une couverture sédimentaire peu épaisse - 1 à 2 km - et un Trias salifère localement très mince ou absent).

Si la FMD a joué un rôle prépondérant dans l'histoire géologique de la Provence et même si son activité sismologique est avérée, son expression morphologique actuelle est peu marquée, à cause de son faible taux de déplacement et de la dégradation rapide des signaux morphologiques d'origine tectonique, dégradation liée à des taux d'érosion naturelle et anthropique élevés (*e.g.* Peulvast *et al.*, 1999). La FMD est actuellement considérée comme une rampe latérale présentant un pendage d'environ 60° vers l'ouest (fig. 9) (Benedicto *et al.*, 1996 ; Roure et Colletta, 1996; Cushing *et al.*, 2008 ; Hollender *et al.*, 2009 ; Guyonnet-Benaize *et al.*, 2015 ; Bestani *et al.*, 2016), avec un mouvement actuel décrochant senestre à composante inverse (Baroux *et al.*, 2001 ; Cushing *et al.*, 2008). Elle est composée de près de dix segments de longueur moyenne d'environ 10 km (Cushing et Bellier, 2003 ; Cushing *et al.*, 2008). Certains semblent connectés en terminaison à des plis-failles E-W à vergence vers le sud (Luberon, Trévaresse…) (Chardon et Bellier, 2003 ; Guignard *et al.*, 2005). Au Sud, la faille de la Moyenne Durance est relayée, au niveau de Meyrargues, par la faille d'Aix (Guignard *et al.*, 2005), portant la longueur totale du système à 90 km.

Cet accident, très segmenté (fig. 8), est complexe puisqu'il est organisé en deux systèmes superposés (fig. 9) :

1- la FMD « cénozoïque » est composée de failles listriques qui s'enracinent sur un niveau de décollement dans les évaporites du Trias (Keuper), à la base du panneau provençal,

2- des failles normales contrôlent le mouvement du socle sous ce panneau de couverture. Ces failles normales se sont mises en place à la fin du Paléozoïque et au début du Mésozoïque.

La FMD plio-quaternaire, dont la segmentation a été proposée ci-dessus, réactive une partie de ces anciennes failles. Selon Cushing *et al.* (2008), la segmentation définie est limitée à la couverture sédimentaire (de l'ordre de 6 km de profondeur au voisinage de la faille). Son activité actuelle est essentiellement dans sa partie « sédimentaire », le Trias salifère favorisant le découplage tectonique du panneau provençal vis-à-vis de son socle ainsi que le transfert vers le SSW, au niveau des chaînons E-W de la Trévaresse voire du chaînon de La Fare, du front de la déformation alpine qui siège en Provence orientale au niveau des nappes de Digne et de Castellane.

La FMD est le siège d'une activité microsismique régulière enregistrée par le réseau sismologique de l'IRSN (1999 à 2006). L'analyse de ces données montre (fig. 10) (Cushing *et al.*, 2008) :
1- que l'activité sismique autour de la FMD est essentiellement localisée dans la couverture du panneau provençal ;
2- une différence de direction des axes P (en pression) entre les séismes dans la couverture (axes P orientés NNW-SSE) et dans le socle (axes P orientés NNE-SSW). Ces caractéristiques suggèrent un découplage mécanique entre la couverture du panneau provençal et son substratum autochtone, localisé au niveau des évaporites du Trias.

Différentes estimations intégrées sur des échelles temporelles variables (ca. 10 Ma, 100 ka, 10 ka) montrent que les taux de déplacement de la faille de la Moyenne Durance sont de l'ordre de 0,01 à 0,1 mm/an (*e.g.* Siame *et al.*, 2004 ; Cushing *et al.*, 2008). Les résultats de la géodésie (réseau RENAG-IRSN) sont compatibles avec ces résultats (Cushing *et al.*, 2014). Ces vitesses sont cruciales en termes d'aléa sismique puisqu'elles conditionnent la « période de retour » des événements sismiques majeurs. L'analyse de la segmentation de la FMD couplée aux estimations de vitesse suggère, en admettant un couplage sismique total, que des séismes de magnitude de l'ordre de 6.5 (0,5 à 1 m de rejet d'après les lois d'échelle) pourraient se produire avec des temps de retour de l'ordre de la dizaine de milliers d'années.

Guignard *et al.*, (2005) proposent que la faille d'Aix permette la propagation de la déformation récente le long de la FMD vers le sud, *via* un segment de faille qui traverse la vallée actuelle de la Durance (cf. localisation fig. 11). Si au sud de la vallée, la faille est bien identifiée par le contact entre le Crétacé et l'Oligocène qui affleure le long du canal de Provence au niveau de la commune de Meyrargues, sa continuité vers le nord est incertaine (deux tracés possibles, Cushing et Bellier, 2003 ; cf. fig. 4).

Sur le plan de faille majeur (orienté NE-SW et à fort pendage vers l'W), l'analyse de cinématique de faille montre clairement deux générations de stries (fig. 11). Une première famille de stries souligne un mouvement purement normal qui témoigne de l'extension oligocène et une deuxième génération senestre avec une légère composante inverse correspond à la phase tectonique alpine, post-oligocène (fini-miocène à actuelle).

Dans ce secteur, au nord de Meyrargues, la vallée actuelle de la Durance est surimposée à son cours messinien (*e.g.* Clauzon, 1979 ; Clauzon *et al.*, 2011).

Une étude de tomographie par résistivité électrique combinée à une compilation des données de forages (existants et supplémentaires réalisés dans le cadre d'une collaboration CEREGE, CEA, IRSN ; cf. Molliex, 2009) a permis « d'imager » (fig. 11):
1- le tracé de la faille ;
2- la morphologie actuelle du canyon messinien ;
3- la base de la nappe alluviale wurmienne de la Durance, ceci afin de contraindre la géométrie de la FMD et les déformations récentes.

Les résultats relatifs à ces études sont en cours de publication mais convergent pour proposer des vitesses de déplacement de cette faille de l'ordre du dixième de millimètre par an.

La figure 9 présente la synthèse et la géométrie 3D de la Faille de la Moyenne Durance dans le secteur de Manosque - Volx.

Pour l'interprétation des références aux couleurs dans les légendes des figures ou dans le texte, le lecteur est renvoyé à la version pdf de cet article.

For the interpretation of references to colors in the figure captions or in the text, the reader is referred to the pdf version of this article.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

J'ai rayé les réf. non appelées dans le texte (sauf erreur de ma part), si on doit en conserver certaines merci (1) d' ajouter les appels dans le texte et (2) de les mettre en rouge dans la liste ci-dessous.

~~Aguilar, J.-P., Clauzon, G., Michaux, J. 1989. La limite Mio-Pliocène dans le Sud de la France d'après les faunes de rongeurs; état de la question et remarques sur les datations à l'aide des rongeurs. Boll. Soc. Paleontol. It., 28 (2-3), p. 137-145.~~

ARTHAUD F. et MATTE P. (1975) - Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, 139-171.

BAROUX E. (2000) - Tectonique active en région à sismicité modérée : le cas de la Provence (France). Apport d'une approche pluridisciplinaire. Thèse de doctorat de l'Université Paris Sud, Orsay, 327 p.

BAROUX E., BETHOUX N. et BELLIER O. (2001) - Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms. *Geophys. J. Int*., 145, 336-348.

BAROUX E., PINO N.A., VALENSISE G., SCOTTI O. et CUSHING M.E. (2003) - Source parameters of the 11 June 1909, Lambesc (Provence, southeastern France) earthquake: A reappraisal based on macroseismic, seismological, and geodetic observations. *J. Geophys. Res.*, 108-B9, 2454-2003, doi:10.1029/2002JB002348.

BELLIER O., 2011. Forewords : Risque sismique dans les zones à sismicité modérée : de l'aléa à la vulnérabilité. Spec. Vol. "Provence 2009" "Seismic risk in regions of moderate seismicity: from Hazard to vulnerability". Edt. O. Bellier, Bull. Soc. Géol. France, 182, n°4, 271-275.

BELLIER O. (2014) - Tremblements de terre et aléa sismique, l'apport de la tectonique active et de la paléosismologie. *Géologues*, thème "Géologie de la France, quoi de neuf ? n°180, 1/2014, 93-97.

BENEDICTO A., LABAUME P., SEGURET M. et SERANNE M. (1996) - Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin : Oligocene -Aquitanian Vistrenque graben, SE France. *Tectonics,* 15, 6, 1192-1212.

BESTANI L., ESPURT N., LAMARCHE J., BELLIER O. et HOLLENDER F. (2016) - Reconstructing the Provence Chaine evolution SE France. Tectonics, 34, doi:10.1002/2016TC004115.

A CONSERVER :

Bonnet-Vidal E., Bellier O., 2009. Séismes en Provence : du tremblement de terre de 1909 à la Provence sismiqued'aujourd'hui. Estelle Bonnet-Vidal et Olivier Bellier (préface de X. Le Pichon). Edition Campanile, France Région Edition Diffusion. 95 pp.

CHAMPION C., CHOUKROUNE P. et CLAUZON G. (2000) - La déformation post-Miocène en Provence occidentale. *Geodinamica Acta*, 13, 67-85.

CHARDON D. et BELLIER O. (2003) - Geological boundary conditions of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake : structure and evolution of the Trévaresse ridge anticline. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 174, (5), 497-510.

CHARDON D., BELLIER O. et HERMITTE D. (2005a) - Réponse au commentaire de M. Mattauer à l'article : Cadre géologique du séisme de Lambesc du 11 Juin 1909 (Provence, France) : structure et évolution de l'anticlinal de la Trévaresse. *Bull. Soc. Géol. France*, 176, 1, 122-123.

CHARDON D., HERMITTE D., NGUYEN F. et BELLIER O. (2005b) - First paleoseismological constraints on the strongest earthquake in France (Provence) in the twentieth century. *Geology*, 33, 11, 901-904.

CHARDON D., HERMITTE D., PARISOT J.-C., DUSOUILLEZ P. et NGUYEN F. (2009) - Geology, Tectonic Geomorphology and Seismic Hazard of the Trévaresse fault, the source of the 1909 Lambesc Earthquake. Internat. Conf. Provence'2009, 6-8 july, Aix-en-Provence, paper#99.

CLAUZON G. (1979) - Le canyon messinien de la Durance (Provence, France) : une preuve paléogéographique du bassin profond de dessication. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol*., 29, 15-40.

~~Clauzon, G., Rubino, J.-L., Savoye, B., 1995. Marine Pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast. IAS 16th Regional Meeting of Sedimentology. Field trip Guide Book. Publication ASF, 23, p. 145-222.~~

~~Clauzon, G., 1996. Limites de séquences et évolution géodynamique. Géomorphologie 1, p. 3–22.~~
~~Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A., Loutre, M.-F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved? Geology 24, p. 363–366.~~
~~Clauzon, G., 1999. L'impact des variations eustatiques du bassin de Méditerranée occidentale sur l'orogène alpin depuis 20 Ma. Et. Géogr. Phys., 28, p. 33-44.~~
CLAUZON G., FLEURY J., BELLIER O., MOLLIEX S. et MOCOCHAIN L. (2011) - Tectonics and morphogenesis of northern Provence during the Miocene: a morphostructural study of the Luberon (Vaucluse). *Bull. Soc. Géol. France*, 182, 2, 93-108.
CUSHING E.M. et BELLIER O. (2003) - La Faille de la Moyenne Durance : précision concernant le tracé en surface de la faille entre Pertuis et Château-Arnoux. Note technique IRSN, n° 03-21, 16 pp., 1 Annexe, 1 carte à 1/100 000.
CUSHING E.M., BELLIER O., NECHTSCHEIN S., SEBRIER M., LOMAX A., VOLANT P., DERVIN P., GUIGNARD P., BOVE L. (2008) - A multidisciplinary study of a slow-dipping fault for seismic hazard assessment. The example of the Middle Durance Fault (SE France). *Geophys. J. Int.*, 172, 1163-1178.
CUSHING M., BAIZE S., NECHTSCHEIN S., BELLIER O., SCOTTI O. et BAUMONT D. (2014) - Contexte sismotectonique régional : géologie, sismotectonique et sismicité historique de la région de Manosque - Chapitre 1 de l'ouvrage collectif : Le tremblement de terre de 1708 à Manosque : apport d'une étude historique et archéologique à l'évaluation du risque sismique en Moyenne Durance, Groupe APS éd., 279 pp.
GUIGNARD P., BELLIER O. et CHARDON D. (2005) - Géométrie et cinématique post-oligocène des failles d'Aix et de la moyenne Durance (Provence, France). *C. R. Geoscience*s, 337, 375-384.
GUYONNET-BENAIZE C., LAMARCHE J., HOLLENDER F., VISEUR S., MÜNCH P. et J. BORGOMANO (2015) - Three-dimensional structural modeling of an active fault zone based on complex outcrop and subsurface data : The Middle Durance Fault Zone inherited from polyphase Meso-Cenozoic tectonics (southeastern France), *Tectonics*, 34, doi: 10.1002/2014TC003749.
HOLLENDER F., CUSHING M.E., MOLLIEX S., FLEURY J., BOLLINGER L., COMBES P., RENOUX P., BELLIER O., HANOT F., TERRIER M. et GUYONNET-BENAIZE C. (2009) - Deep geometry of the Middle Durance Faults system (SE of France : reprocessing and new interpretation of reflection seismic sections. Intern. Conf. Provence'2009, 6-8 July, Aix-en-Provence, paper #130.
LACASSIN R., TAPPONNIER P., MEYER B. et ARMIJO R. (2001) - Was the Trévaresse thrust the source of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake ? Historical and geomorphic evidence. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, Sciences de la Terre et des Planètes, 333, p. 571-581.
LE PICHON X., RANGIN C. et ANDREANI L. (2009) - Geodynamics of the France Southeast basin. Internat. Conf. Provence' 2009 - Aix-en-Provence (France) - July, 6-8, 2009, Paper #119.
MATTAUER M. (2005) - Commentaire de M. Mattauer à l'article : Cadre géologique du séisme de Lambesc du 11 Juin 1909 (Provence, France) : structure et évolution de l'anticlinal de la Trévaresse. *Bull. Soc. Géol. France*, 176, 1, p. 121-122.
MOLLIEX S. (2009) - Caractérisation de la déformation sismogénique de la Provence. Thèse de Doctorat de l'Université Paul Cézanne, Aix-Marseille, 346 p.
PEULVAST J.-P., BAROUX E., BELLIER O. et SEBRIER M. (1999) - Le problème de l'activité des failles de Nîmes, de Salon-Cavaillon et de la Moyenne Durance (SE France) : apports de la géomorphologie structurale. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, p. 327-358.
ROURE F. et COLLETTA B. (1996) - Cenozoic inversion structures in the foreland of the Pyrenean and the Alps. *In* Ziegler, P.A., Horvath, F. (eds), Peri-Tethys memoir 2 : Structure and prospects of Alpine Basins and Forelands. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, 170, 173-209.
SÉBRIER M., GHAFIRI A. et BLÈS J.-L. (1997) - Paleoseismicity in France: Fault trench studies in a region of moderate seismicity. *Journal of Geodynamics*, 24, 1-4, 207-217.
SIAME L. BELLIER O. BRAUCHER R., SÉBRIER M., CUSHING M., BOURLÈS D., HAMELIN B., BAROUX E., DE VOOGD B., RAISBECK G. et YIOU F. (2004) - Local

erosion rates versus active tectonics : cosmic ray exposure modeling in Provence (SE France). *Earth Pl. Sc. Lett.*, 220, 345-364.

Suc, JP., Bellier O., Rubino JL., 2011. Introduction to the publication of the Special Session of the Geological Society of France dedicated to Georges Clauzon "Miocene – Pliocene geodynamics and paleogeography in the Mediterranean region: eustasy – tectonics interference". Bull. Soc. Géol. France, 182, n°2, 69-72.

WELLS D.L. et COPPERSMITH J. (1994) - New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Seismological Society of America Bulletin*, 84, 974–1002.

Légende des figures

Fig. 1 : Modèle sismotectonique et répartition de la sismicité instrumentale et historique en Provence (Molliex, 2009, modifié d'après Baroux *et al.*, 2003 et Cushing *et al.*, 2008). Encart en haut à droite : localisation de la carte ; encart en bas à droite : isohypses du toit du socle (isobathes de la couverture).

Fig. 1 : Seismotectonic model and instrumental and historical seismicity distribution in Provence (Molliex, 2009, modified after Baroux *et al.*, 2003 and Cushing *et al.*, 2008) ; upper right inset : location of the map ; lower right inset : isohypses of the basement roof (isobaths of the sedimentary cover).

Fig. 1 : Destructions du haut village de Vernègues relatives à un effet de site topographique.

Fig. 2 : Destructions in the upper part of the Vernègues village caused by a topographical site effect.

Fig. 2 : Les destructions du haut village de Rognes (photographie du haut) ont été produites par des effets de site combinant la topographie et la lithologie (photographie du bas : aspect actuel du village - d'après Bonnet et Bellier, 2009).

Fig. 3 : The destructions in the upper part of the Rognes village (upper picture) were produced by combined topographical and lithological site effects (photograph after Bonnet and Bellier, 2009).

Fig. 4 : Schéma structural détaillé du chaînon de la Trévaresse (Chardon et Bellier, 2003).

Fig. 4 : Detailed structural sketch of the Trévaresse ridge (Chardon and Bellier, 2003).

Fig. 5 : Coupe géologique à travers le chaînon de la Trévaresse (Chardon et Bellier, 2003).

Fig. 5 : Geological cross-section across the Trévaresse ridge (Chardon and Bellier, 2003).

Fig. 6 : Segmentation de la faille de la Trévaresse (Chardon *et al.*, 2005b).

Fig. 6 : Segmentation of the Trévaresse fault (Chardon *et al.*, 2005b).

Fig. 7 : Tranchée de paléosismologie au travers de la faille de la Trévaresse (Chardon *et al.*, 2005b).
À gauche : photographie vue vers le SE du mur oriental de la tranchée ;
À droite : interprétations de la zone de faille majeure à vergence sud (mur oriental) où le Tortonien, en jaune, chevauche une série de niveaux quaternaires post-cône Riss. La base du sol est affectée par la faille « V » ; ce rejet de 20 cm est attribué à la rupture du séisme de 1909.

Fig. 7 : Paleoseismological trench across the Trévaresse fault (Chardon *et al.*, 2005b). To the left : view towards the south-east of the eastern wall of the trench ; to the right : interpretation sketch of the south-verging major fault zone (eastern wall) showing that the Tortonian (yellow) overthrusts several quaternary levels younger than the Riss cone. The bottom of the soil is cut by fault « V » ; this 20 cm offset is ascribed to the rupture of the 1909 earthquake.

Fig. 8 : Carte de la segmentation de la Faille de la Moyenne Durance, d'après Cushing *et al.* (2008).

Fig. 8 : Map showing the segmentation of the Middle Durance fault, after Cushing *et al.* (2008).

Fig. 9 : Géométrie de la Faille de la Moyenne Durance, d'après Cushing *et al.* (2014).

Fig. 9 : Geometry of the Middle Durance fault, after Cushing *et al.* (2014).

Fig. 10 : Localisation de la microsismicité sur la Faille de la Moyenne Durance, d'après Cushing *et al.,* (2008) (enregistrements IRSN de 1999 à 2006).

Fig. 10 : Microseismicity location along the Middle Durance fault, after Cushing *et al.* (2008) (IRSN recordings from 1999 to 2006).

Fig. 11 : La Faille de la Moyenne Durance, d'après Molliex, 2009. À gauche : localisation de la zone d'étude et du site de Meyrargues (arrêt 3), carte d'après Guignard *et al.,* (2005). En haut à droite : photo du plan de faille de la Moyenne Durance à Meyrargues (rive gauche de la Durance),

mettant en contact le calcaire du Crétacé inférieur avec les conglomérats oligocènes, photo de détail du plan de faille montrant les deux cinématiques visibles, les stries décrochantes recoupant les cannelures normales et représentation de la cinématique de la dernière phase tectonique (Molliex, 2009). En bas à droite : localisation des profils électriques, ainsi que des forages réalisés dans le secteur de Peyrolles (collaboration CEREGE, CEA (programme Cashima), IRSN). En pointillé les deux tracés proposés pour la FMD d'après Cushing et Bellier, 2003.

Fig. 11 : after Molliex (2009). To the left : location of the investigated area and of the Meyrargues site (stop 3), map after Guignard *et al.* (2005). Upper right inset, photographs of the Middle Durance fault plane in Meyrargues (left bank of the Durance river) which brings the Oligocene conglomerates against the Lower Cretaceous limestone. The close view picture of the fault plane shows two visible kinematics, the strike-slip striations cross-cutting the normal grooves. Representation of the kinematical characteristics of the last tectonic phase (Molliex, 2009). Lower right inset, location of the electrical profiles and of the drill-holes realized near Peyrolles (CEREGE, CEA (Cashima program), IRSN collaboration). Dotted lines : two possible traces of the Middle Durance fault proposed by Cushing and Bellier (2003).