

Tectonique

Analyse d'un essaim de sismicité (mai 2004) dans les Pyrénées orientales : vers une nouvelle interprétation tectonique du séisme de Saint-Paul-de-Fenouillet (1996)

Matthieu Sylvander^{*}, Bernard Monod, Annie Souriau, Alexis Rigo

CNRS/UMR5562, observatoire Midi-Pyrénées, 14, avenue Édouard-Belin, 31400 Toulouse, France

Reçu le 10 juillet 2006 ; accepté après révision le 13 novembre 2006

Présenté par Paul Tapponnier

Résumé

Un petit essaim de sismicité a eu lieu en mai 2004 à proximité immédiate du massif de l'Agly, dans les Pyrénées, où s'est produit le séisme de Saint-Paul-de-Fenouillet (18 février 1996, $M_L = 5.2$). La localisation fine des événements de cet essaim, grâce aux enregistrements de stations temporaires rapidement mises en place, et la comparaison avec la répartition des répliques de février 1996 ont permis de mettre en évidence une structure tectonique active, inconnue jusqu'alors. Le séisme de février 1996 peut être réinterprété à la lumière de ces nouvelles informations. *Pour citer cet article : M. Sylvander et al., C. R. Geoscience 339 (2007).* © 2006 Académie des sciences. Publié par Elsevier Masson SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Analysis of an earthquake swarm (May 2004) in the French eastern Pyrenees: Towards a new tectonic interpretation of the Saint-Paul-de-Fenouillet earthquake (1996). A small earthquake swarm occurred in May 2004 immediately north of the Agly massif, in the Pyrenees, where the so-called Saint-Paul-de-Fenouillet earthquake ($M_L = 5.2$) took place in February 1996. Accurate locations of the events, thanks to the records of temporary stations, and comparison with the distribution of the 1996 aftershocks reveal a new tectonically active structure. The 1996 event can be reinterpreted in the light of this new evidence. *To cite this article: M. Sylvander et al., C. R. Geoscience 339 (2007).*

© 2006 Académie des sciences. Publié par Elsevier Masson SAS. Tous droits réservés.

Mots clés : Séisme ; Essaim ; Pyrénées ; Saint-Paul-de-Fenouillet ; Agly ; France

Keywords: Earthquake; Swarm; Pyrenees; Saint-Paul-de-Fenouillet; Agly; France

Abridged English version

In 1996, the region of Saint-Paul-de-Fenouillet (eastern Pyrenees, France) was struck by a $M_L = 5.2$

earthquake, one of the strongest events of the last 30 years in France. This earthquake was thoroughly investigated, with a multidisciplinary approach involving various fields of geosciences, from classical seismotectonics to hydrogeochemistry [5,8,17–21,24]. Therefore, the Saint-Paul region can now be considered as presenting a special scientific interest. The occurrence in May 2004 of a small seismic swarm in this

^{*} Auteur correspondant.

Adresse e-mail : sylvand@ntp.obs-mip.fr (M. Sylvander).

region provided a unique opportunity of complementing the local seismotectonic knowledge.

The 1996 Saint-Paul-de-Fenouillet earthquake occurred in a moderately active region situated in the eastern French Pyrenees [3,11,17,23]. The mainshock and all aftershocks were located in the Hercynian Agly massif, a Palaeozoic outcrop isolated in the North-Pyrenean Zone (Fig. 1). This granitic and metamorphic massif is bordered to the north and the south by Mesozoic synclines and limited by subvertical faults (Fig. 2). It was set up during the Lower Cretaceous, when the opening of the Bay of Biscay was accompanied by regional extension. The uplift phase ended during the Upper Cretaceous. The massif endured compression and intense faulting during the Alpine phase of the Pyrenean orogeny [7]. The interpretation generally adopted for the mechanism of the 1996 mainshock is a left-lateral strike-slip on the subvertical east–west-oriented Saint-Arnac Fault [18,21]. From the aftershock distribution, it was supposed that this fault was deeply rooted (down to 11 km). No aftershock was located north of the massif.

The 2004 earthquake swarm lasted for two weeks, starting from 9 May. Twenty-four stations from various French and Spanish networks provided recordings (Fig. 3). The accelerometric PYFE station, situated in Saint-Paul-de-Fenouillet, at less than 5 km from all events, provided a good depth control on the hypocentres. Two temporary stations were installed within the two first days of the beginning of the swarm. A total of 71 events with M_L magnitudes ranging from 0.7 to 2.0 could be located with a good accuracy. In order to make easier the comparison with previous results on the 1996 crisis [17,18], the same location software (HYPO71 [12]) and the same location parameters (crustal model, V_p/V_s ratio [14,18]) as in those studies were used. Mean horizontal and vertical location errors are 0.9 km and 0.6 km. Unfortunately, because of the low magnitudes of the events, no focal mechanism could be computed. However, waveforms of the events recorded at the nearest (15 km) velocimetric station display a great similarity, which suggests a great homogeneity of the mechanisms.

All epicentres of the 2004 swarm are concentrated in the Saint-Paul-de-Fenouillet syncline, north of the Agly massif (Fig. 4). The comparison with a map of the 1996 aftershocks suggests that the two earthquake populations are distinct. It clearly appears that the 2004 swarm cannot have been caused by the Saint-Arnac fault or by any other fault within the Agly massif. This is confirmed again by a north–south cross-section through both swarms, which unambiguously shows that the two

earthquake populations are distinct, in surface as well as in depth (Fig. 5). The 1996 aftershocks are distributed as a 7–11 km-deep compact cloud, whereas the hypocentres of the 2004 swarm are concentrated closer to the surface, between 4.5 and 6.5 km. It also appears from this cross-section that the best located 2004 events, i.e. those that were located with the help of the temporary stations, are clearly dipping to the south. This tendency is also found when locating the events with other software [10,13]. It seems thus interesting to consider the hypothesis of the swarm events revealing a concealed fault plane.

The hypocentres of the 2004 swarm are situated in the Hercynian basement, beneath the Mesozoic Saint-Paul syncline. When reported on an interpretative geological north–south cross-section (Fig. 6), they display a geometry similar to those of the main regional thrusts, such as the North Pyrenean Frontal Thrust [4], and its duplications [2,6]. The fault responsible for the swarm may thus be connected to one of these thrusts, which would then be tectonically active. Besides, new geological evidence and results from seismic surveys helped refining the geometry of the Agly massif [6,9,15,16]. In particular, the extension at depth of the granitic material is probably limited at 4–6 km, thus is significantly shallower than in previous studies on the 1996 event [18,19] (Fig. 6).

Under these conditions, the 1996 crisis has been reinterpreted. In particular, the 1996 main shock and aftershocks are now located in the Hercynian basement, and no longer within the massif. The existence in the basement of a vertical fault (according to the focal mechanism of the main shock) with a scale of a few kilometres (according to the magnitude) has thus to be considered. It may connect to the thrust system as sketched in Fig. 6, according to a classical configuration in the North-Pyrenean Zone [1,4,16]. The 1996 aftershocks would then have occurred within an intracrustal block, which might consist of lower crust detached because of a shortening consecutive to the compression episode of the Pyrenean orogeny [1,16,22]. This reinterpretation of the 1996 Saint-Paul-de-Fenouillet seismic crisis is more satisfactory on a mechanical, geological and seismological point of view than former conclusions.

1. Introduction

Durant le mois de mai 2004, un petit essaim de sismicité a affecté les environs de Saint-Paul-de-Fenouillet (Pyrénées-Orientales, France). En deux semaines, les réseaux locaux de surveillance sismique

ont enregistré quelques dizaines de séismes, dont plusieurs ont été bien ressentis par la population, sans toutefois occasionner de dommages.

Cet épisode d'activité sismique accrue s'est produit à proximité de la région affectée par un séisme beaucoup plus important, le 18 février 1996 [18,19]. D'une magnitude M_L de 5,2 environ (selon l'observatoire Midi-Pyrénées [19]), cet événement avait été senti jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres, et constitue le premier séisme de cet ordre en France à avoir été enregistré par des réseaux régionaux, puis étudié de façon systématique. De nombreux travaux ont été menés dans divers domaines : caractérisation par différentes techniques du choc principal (mécanisme au foyer [18], inversion du tenseur des moments [8], interférométrie radar [21], profils de nivellement [20]), études exhaustives de la crise de répliques (répartition spatiale [18–20], champ de contrainte associé [17,18], modélisation de la loi d'Omori [5]) et, enfin, analyse géochimique des eaux [24]. Cette région présente donc désormais un intérêt sismotectonique tout particulier, qui explique la présente étude et justifie notamment la décision de déployer quelques stations temporaires durant l'essai de mai 2004, afin d'en assurer une surveillance ponctuelle. On verra que, grâce à ces stations, associées à celles des réseaux permanents, l'activité, inconnue jusque-là, d'une structure tectonique locale cachée, a pu être mise en évidence, ce qui a conduit à la réinterprétation de la crise de 1996.

2. Contexte sismotectonique local et crise de 1996

L'activité sismique historique de la région de Saint-Paul-de-Fenouillet est modérée. Avant le séisme de 1996, seuls trois événements d'intensité maximale supérieure à VI (28/11/1920, 23/09/1922, et 28/12/1922) avaient été recensés dans cette partie de la chaîne pyrénéenne [3,11]. La sismicité instrumentale antérieure à 1996 est également faible [17,23]. Après la crise de février 1996, de nombreuses répliques ont été enregistrées (plus de 800 en cinq jours), et l'activité est restée soutenue pendant plusieurs mois, avant de décroître progressivement. Entre 1999 et 2005, abstraction faite de l'essai de mai 2004, seuls 39 séismes ont été enregistrés par les réseaux permanents dans un rayon de 10 km autour de Saint-Paul, avec des magnitudes M_L allant de 0,7 à 2,4. Ce chiffre est inférieur d'un facteur 10 environ à ceux des régions les plus actives des Pyrénées (Béarn, Bigorre).

Le séisme du 18 février 1996 et la crise de répliques consécutive se sont produits au niveau du massif

hercynien de l'Agly, dans l'Est des Pyrénées (Fig. 1). Isolé à l'intérieur de la zone Nord-Pyrénéenne, ce massif est constitué de matériel granitique et métamorphique. Il est situé entre deux synclinaux mésozoïques (Saint-Paul-de-Fenouillet, au nord, et Boucheville, au sud), et limité par les failles sub-verticales de la Clue-de-la-Fou, au nord, et de Trilla-Bélesta, au sud (Fig. 2). Sa mise en place remonte à la phase d'extension régionale consécutive à l'ouverture du golfe de Gascogne (Crétacé inférieur), le dernier épisode de surrection qu'on lui connaisse s'étant achevé au Crétacé supérieur [7]. Pendant la phase compressive de l'orogène pyrénéen, qui a débuté il y a 65 Ma environ, le massif s'est profondément fracturé et a développé un réseau de failles décrochantes orientées N110, déformées ensuite à l'Oligocène [7].

Selon les interprétations retenues jusqu'à présent, le choc principal de 1996 aurait joué en coulissage senestre sur la faille quasi-verticale dite de Saint-Arnac [18,21]. De direction générale est-ouest, cette faille présente néanmoins une géométrie assez complexe, avec trois segments formant une jonction triple (Fig. 2). D'après la répartition des répliques, on a conclu que la faille devait s'enraciner en profondeur jusqu'à 11 km, probablement à la limite entre la croûte supérieure fragile et la croûte inférieure ductile. La modélisation de la contrainte de Coulomb permet d'expliquer la distribution des répliques, mais pas la diversité de leurs mécanismes au foyer, ce qui signifierait qu'elles se sont produites, non sur la faille de Saint-Arnac elle-même, mais sur des failles préexistantes [18] affectant l'ensemble du massif de l'Agly. Aucune de ces répliques ne s'est produite au nord de la faille de la Clue-de-la-Fou.

Avant l'essai de mai 2004, pratiquement toute l'activité sismique connue dans la région restait localisée au niveau du massif de l'Agly, et presque aucun séisme n'avait été décelé plus au nord, dans le synclinal de Saint-Paul.

3. Données : acquisition et traitement

L'essai de sismicité a débuté le 9 mai 2004, et s'est achevé le 24 mai. Les principaux événements ont été enregistrés par 24 stations distantes de moins de 120 km (Fig. 3), appartenant aux réseaux de surveillance de l'OMP (observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse), du LDG (laboratoire de géophysique du Commissariat à l'énergie atomique), du SGC (Servei Geològic de Catalunya, Barcelone, Espagne), de l'IGN (Instituto Geográfico Nacional, Madrid), ainsi qu'au RAP (Réseau accélérométrique permanent). Parmi ces 24

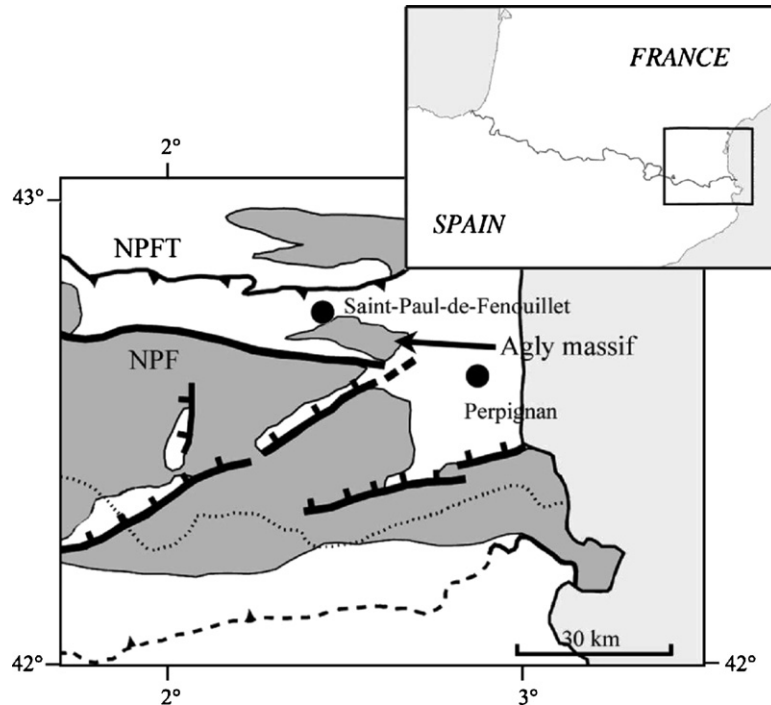


Fig. 1. Localisation de la zone d'étude et contexte tectonique régional. Les principales failles sont représentées, ainsi que les massifs d'âge Paléozoïque (en grisé). NPFT : chevauchement frontal Nord-Pyrénéen – NPF : faille Nord-Pyrénéenne.

Fig. 1. Location map of the study area and regional tectonic context: main faults and Palaeozoic massifs (grey). NPFT: North Pyrenean Frontal Thrust – NPF: North Pyrenean Fault.

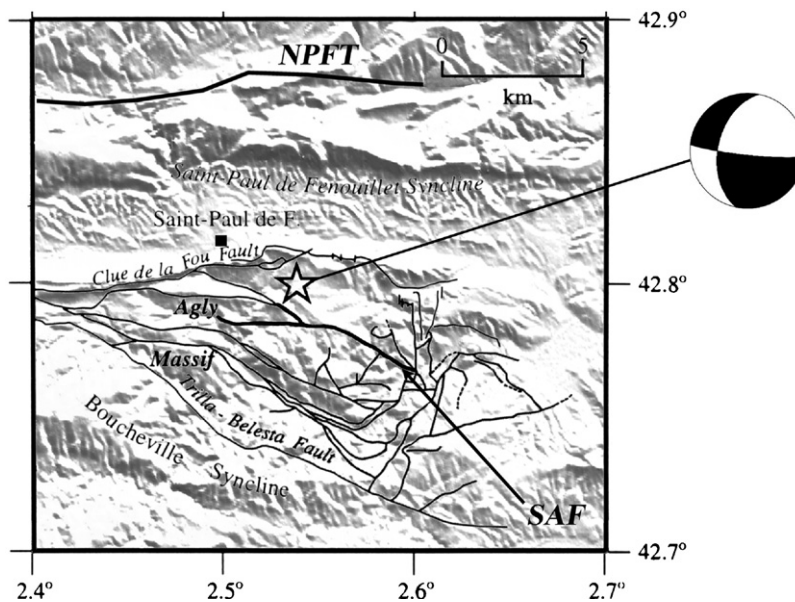


Fig. 2. Carte tectonique du massif de l'Agly, adaptée de Delay [7]. Le séisme du 18 février 1996 est figuré par son épicerne (étoile) et son mécanisme [19]. Le massif est délimité au nord et au sud par les failles de la Clue-de-la-Fou et de Trilla-Bélesta. NPFT : chevauchement frontal Nord-Pyrénéen – SAF : faille de Saint-Arnac.

Fig. 2. Tectonic map of the Agly massif, from Delay [7]. The 1996 earthquake is marked by its epicentre (star) and focal mechanism [19]. The massif is bordered to the north and the south by the Clue-de-la-Fou and the Trilla-Bélesta faults, respectively. NPFT: North Pyrenean Frontal Thrust – SAF: Saint-Arnac Fault.

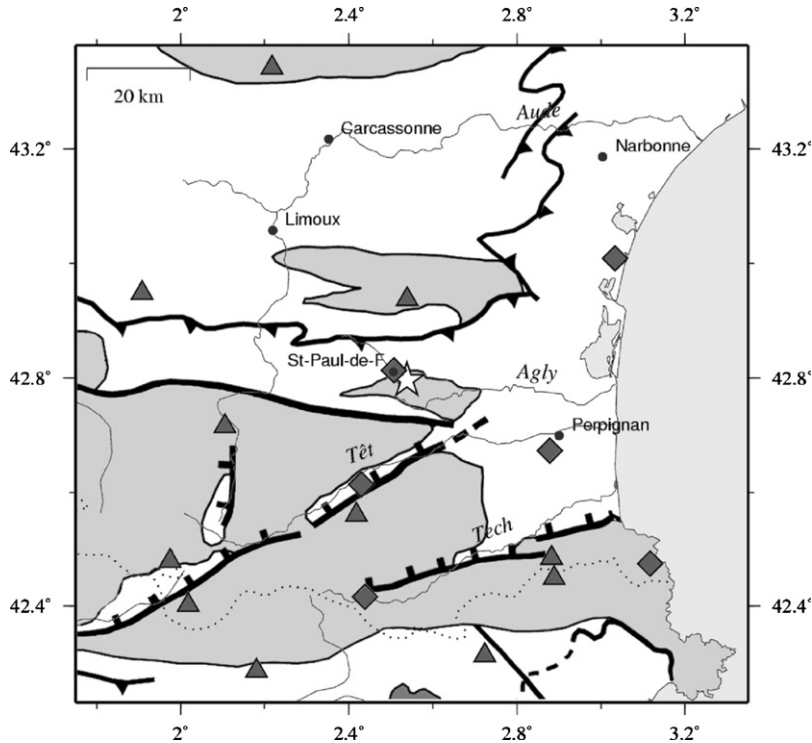


Fig. 3. Stations permanentes dont les enregistrements ont été utilisés ici. Seules les stations les plus proches (distances de moins de 60 km) ont été représentées. L'étoile marque l'épicentre du séisme du 18 février 1996. Triangles : stations vélocimétriques – losanges : stations accélérométriques. Les principales structures régionales ont été reportées.

Fig. 3. Permanent seismological stations closer than 60 km to the swarm, whose data have been used in this study. The star marks the epicentre of the 1996 earthquake. Triangles: velocimetric stations – diamonds: accelerometric stations. The main regional structures are reported.

stations, 13 seulement ont enregistré plus de 10 séismes. La station accélérométrique PYFE, située dans Saint-Paul-de-Fenouillet, a enregistré chacun des 71 événements localisés durant la crise. Sa présence, à une distance épacentrale inférieure à 3 km pour plus de 90 % des séismes et jamais supérieure à 5 km, assure un excellent contrôle de la profondeur hypocentrale, même avant l'installation des stations temporaires.

Deux jours après le début de l'essai, nous avons installé, dans les environs immédiats de Saint-Paul, deux stations temporaires équipées de capteurs courte période à trois composantes. Ces deux stations, combinées avec la station accélérométrique permanente PYFE, ont permis de détecter et localiser, avec une bonne précision, des séismes de très faible magnitude. On verra par la suite l'importance de ces stations temporaires dans l'interprétation des résultats obtenus.

Au total, 71 séismes ont pu être localisés, dont la plupart (64) se sont produits durant la première semaine. Les magnitudes (M_L alignées sur celles du LDG) varient entre 0,7 et 2. Afin de pouvoir comparer les résultats avec ceux obtenus pour la crise de 1996, étudiée en détail grâce au déploiement d'un réseau

temporaire dense [17,18], nous avons utilisé la même technique de localisation (programme HYPO71 [12]) et les mêmes paramètres (modèle de croûte [18], rapport V_p/V_s [14]) que lors de cette première étude. L'erreur moyenne de localisation donnée par l'inversion est de 0,9 km en horizontal et de 0,6 km en vertical, du même ordre que celle obtenue par Pauchet et al. sur la crise de 1996 [18]. Malheureusement, aucun mécanisme au foyer n'a pu être calculé pour les séismes de l'essai, trop petits pour donner des sens de premier mouvement nets en nombre suffisant. En revanche, les formes d'ondes des séismes enregistrés à la station vélocimétrique permanente la plus proche (environ 15 km) sont extrêmement similaires pendant toute la durée de l'essai, ce qui suggère une grande homogénéité de mécanismes, signature d'une structure tectonique cohérente.

4. Résultats : cartes et coupes

La première constatation est la concentration des épicentres sur une surface de moins de 10 km^2 à l'intérieur du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet

(Fig. 4). La comparaison avec la répartition des répliques du séisme de février 1996, situées au niveau du massif de l'Agly, suggère, au premier abord, qu'il s'agit de deux populations différentes. En particulier, il est clair que, ni la faille de Saint-Arnac, ni aucune autre

faille du massif de l'Agly, ne peut être le siège de l'essai de 2004.

Une coupe nord-sud passant par le choc principal de 1996 (Fig. 5) montre clairement que, si les populations apparaissent disjointes en surface, elles le

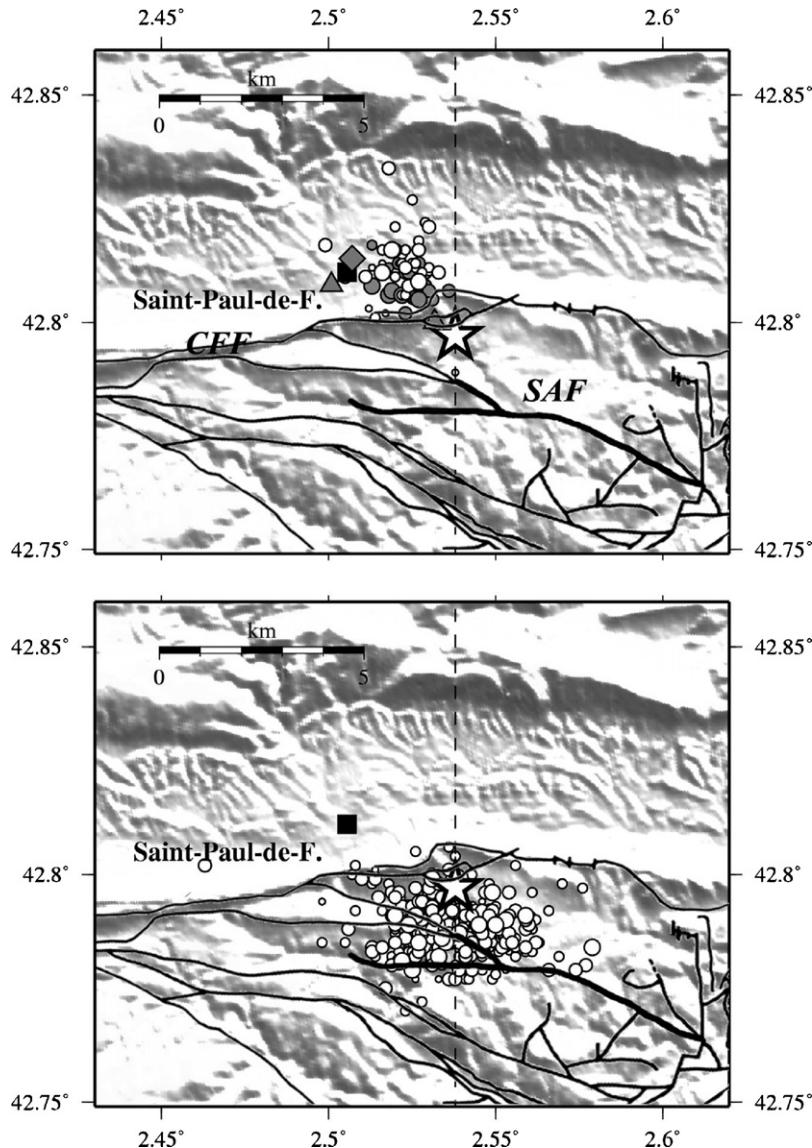


Fig. 4. Haut : séismes de l'essai de mai 2004. Le diamètre des cercles est proportionnel à la magnitude (0,5–2,5) et leur couleur figure les conditions d'enregistrement (gris clair : séismes localisés avant l'installation des stations temporaires ; blanc : séismes localisés en incluant les enregistrements des stations temporaires). L'étoile marque l'épicentre du séisme du 18 février 1996. Triangles : stations temporaires – losange : station accélérométrique permanente PYFE. Pointillés : trace de la coupe nord-sud des Figs. 5 et 6. Bas : répliques du séisme du 18 février 1996, enregistrées par un réseau temporaire [18] (magnitudes 2,1–3,9). L'échelle des magnitudes n'est pas la même pour les deux périodes. SAF : faille de Saint-Arnac – CFF : faille de la Clue-de-la-Fou.

Fig. 4. Top: earthquakes of the 2004 swarm. The sizes of the circles are proportional to the magnitudes (0.5–2.5), and their colours mark the recording conditions (light grey: events located before the installation of temporary stations; white: events located including the records of the temporary stations). The star marks the epicentre of the 1996 event. Triangles: temporary stations – diamond: permanent accelerometric station PYFE. Dashed line: trace of the cross-section of Figs. 5 and 6. Bottom: aftershocks of the 18 February 1996 earthquake, recorded by a temporary network [18] (magnitudes 2.1–3.9). The magnitude scale is different from that of the top panel. SAF: Saint-Arnac Fault – CFF: Clue-de-la-Fou Fault.

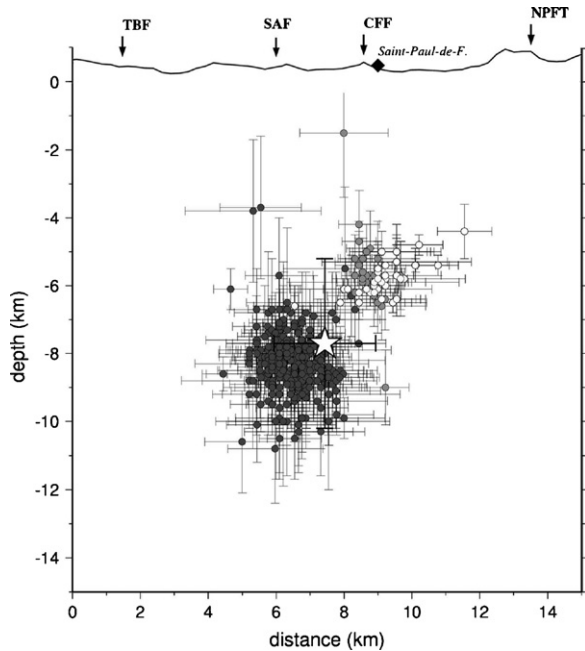


Fig. 5. Coupe nord-sud centrée sur le séisme du 18 février 1996 (étoile). Gris foncé : crise de répliques de 1996 [18]. Gris clair : essaim de mai 2004, séismes localisés avant l'installation des stations temporaires. Blanc : essaim de mai 2004, séismes localisés en incluant les enregistrements des stations temporaires. Les barres d'erreur horizontales et verticales sont calculées lors de l'inversion HYPO71. TBF : faille de Trilla-Bélesta – CFF : faille de la Clue-de-la-Fou – NPFT : chevauchement frontal Nord-Pyrénéen.

Fig. 5. North-south cross-section centred on the 1996 earthquake (star). Dark grey: 1996 aftershocks [18]. Light grey: May 2004 swarm, events located before the installation of temporary stations. White: May 2004 swarm, events located including the records of the temporary stations. The error bars have been calculated for the HYPO71 inversion. TBF: Trilla-Bélesta Fault – CFF: Clue-de-la-Fou Fault – NPFT: North Pyrenean Frontal Thrust.

sont également en profondeur (même si le plan de coupe se situe en dehors de l'essaim de 2004, ce qui n'a aucune incidence sur cette observation). Les erreurs de localisation, calculées selon la même méthode pour les deux populations, montrent que l'on ne peut attribuer à un biais de localisation cette séparation en deux groupes. Les répliques de 1996 forment un nuage de points compact situé entre 7 et 11 km de profondeur, englobant le choc principal. L'essaim de mai 2004 est situé au nord de la faille de la Clue-de-la-Fou, donc à l'extérieur du massif de l'Agly, et à une profondeur moindre, entre 4,5 et 6,5 km. On constate également sur cette coupe que la profondeur des séismes localisés grâce aux stations temporaires tend à augmenter vers le sud. Des localisations réalisées à l'aide des logiciels Hypoinverse [10] et NLOCC [13] révèlent la même tendance, alors que la technique de localisation est

différente (en particulier pour NLOCC, qui utilise une approche de type exploration de grille en 3D). Les événements localisés uniquement à partir des données des réseaux permanents ne permettent pas de détecter une telle tendance. Grâce aux données apportées par les stations temporaires, on peut donc considérer l'hypothèse selon laquelle les hypocentres des séismes de l'essaim révéleraient un plan de faille. La discussion suivante nous permettra d'émettre des suppositions quant à la faille en question.

5. Discussion : implications tectoniques et réinterprétation de la crise de 1996

Si, d'un point de vue sismologique, il semble assuré que les deux populations de séismes (1996 et 2004) sont géométriquement disjointes, il reste néanmoins à les resituer dans la tectonique locale, et à examiner les informations que peut nous apporter l'analyse de la crise de 2004 sur le contexte de celle de 1996.

Les hypocentres des séismes de mai 2004 sont tous (sauf un) situés dans le socle hercynien, sous les couches mésozoïques du synclinal de Saint-Paul. Si on les reporte sur une coupe géologique nord-sud (Fig. 6), on constate que le plan de faille qu'ils suggèrent présente une géométrie similaire à celle des chevauchements présents dans la région : chevauchement frontal Nord-Pyrénéen [4], dédoublement de ce chevauchement présent sur les cartes géologiques locales [2], ou tout autre chevauchement plus au nord [16]. Il est donc probable que la faille responsable de l'essaim se raccorde en surface à l'un de ces chevauchements, même si les données actuellement à notre disposition ne nous permettent pas de nous montrer plus précis.

À cette information de nature tectonique viennent se combiner de nouvelles informations géologiques sur le massif granitique de l'Agly [15,16], qui précisent la géométrie du massif. Celui-ci est chevauchant vers le nord sur le synclinal de Saint-Paul, tandis que le contact avec le synclinal de Boucheville est à pendage vers le nord (Fig. 6). Plus précisément, le massif serait un pluton basculé, dont le toit se situerait au nord [15]. Cette configuration permet d'apporter une contrainte sur l'extension en profondeur du massif de l'Agly, qui semble plus limitée que ne le suggéraient les études antérieures sur le séisme de 1996 [18,19]. Ainsi, le pluton basculé de l'Agly devrait avoir une profondeur maximale de l'ordre de 5–6 km plutôt que de 11 km. Par ailleurs, les résultats de sismique-réfraction obtenus dans l'Est des Pyrénées [6,9] montrent l'existence d'un réflecteur très énergétique, avec un fort contraste de vitesse vers 4–6 km dans la région de l'Agly. Ce

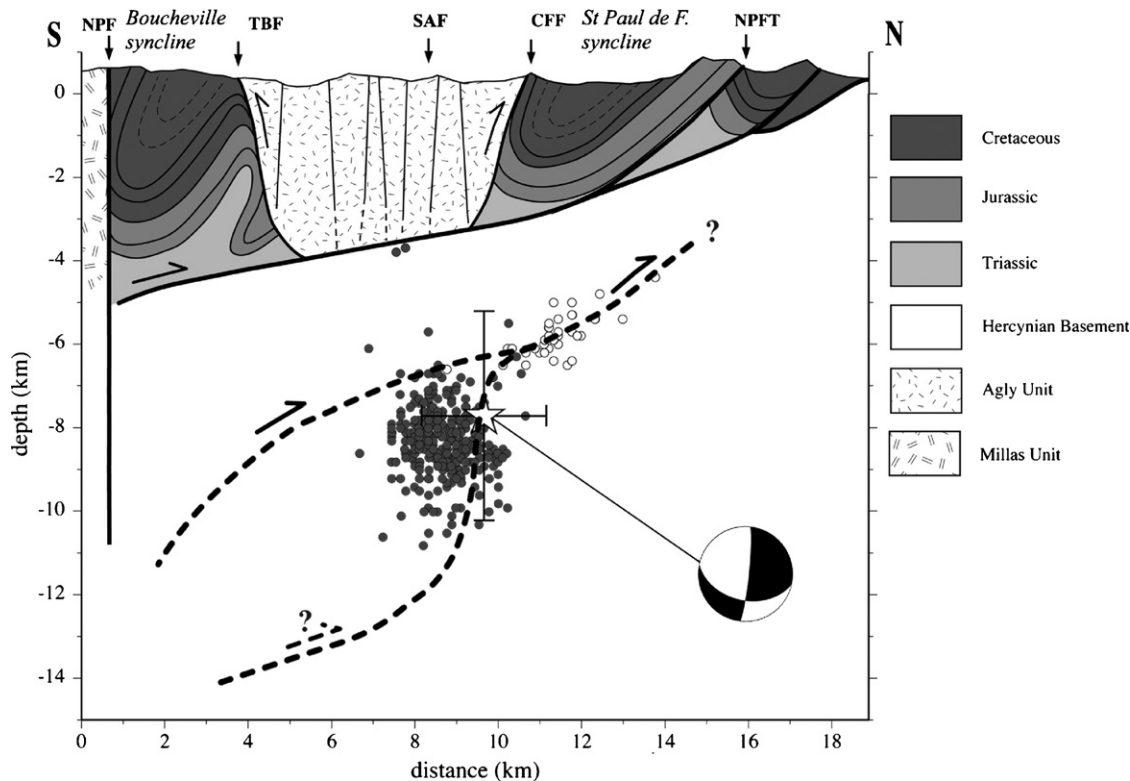


Fig. 6. Coupe interprétative nord-sud à travers le massif de l'Agly. Étoile : événement principal de 1996, avec l'incertitude de localisation. Cercles sombres : répliques de 1996 [18]. Cercles blancs : essai de mai 2004, séismes localisés à l'aide des enregistrements des stations temporaires. Pointillés : failles supposées, permettant d'expliquer les crises sismiques de 1996 et 2004 (voir texte). NPF : faille Nord-Pyrénéenne – TBF : faille de Trilla-Bélesta – CFF : faille de la Clue-de-la-Fou – NPFT : chevauchement frontal Nord-Pyrénéen.

Fig. 6. NS interpretative cross-section through the Agly massif. Star: 1996 main shock, with location uncertainties. Dark circles: 1996 aftershocks [18]. White circles: May 2004 swarm, events located with the recordings of the temporary stations. Dashed lines: inferred faults (see text). NPF: North Pyrenean Fault – TBF: Trilla-Bélesta Fault – CFF: Clue-de-la-Fou Fault – NPFT: North Pyrenean Frontal Thrust.

réflecteur pourrait correspondre à la base du massif granitique, au contact du socle hercynien (Fig. 6).

Dans ces conditions, une réinterprétation de la crise sismique de 1996 devient nécessaire. Les conclusions initiales, qui plaçaient le choc principal sur la faille de Saint-Arnac et l'ensemble des répliques à l'intérieur du massif de l'Agly, sont infirmées par les arguments avancés ci-dessus sur la géométrie en profondeur du massif. Si la base de celui-ci se trouve vers 4–6 km, le choc principal, comme la crise de répliques, est situé dans le socle hercynien et non plus à l'intérieur du massif. Il faut donc envisager l'existence dans le socle d'une faille verticale (d'après le mécanisme au foyer du choc principal) de dimensions suffisantes pour occasionner un séisme de magnitude 5,2, soit une longueur d'environ 4–5 km d'après les lois d'échelles reliant la longueur d'une faille au moment sismique et à la magnitude d'un séisme. Cette faille peut alors se raccorder au système de chevauchements de la façon représentée sur la Fig. 6. Cette configuration a déjà été

rencontrée à l'intérieur de la zone Nord-Pyrénéenne [1,4,16,22]. En effet, les images tomographiques régionales des Pyrénées [22] mettent en évidence, dans la croûte supérieure de la zone Nord-Pyrénéenne, plusieurs blocs décakilométriques, provenant probablement de la croûte inférieure d'après leurs caractéristiques sismiques, remontés lors de la compression alpine à la faveur de failles chevauchantes bien décrites par les profils ECORS [6]. Si des blocs décakilométriques ont pu être arrachés à la croûte inférieure, il est fort probable que des objets de dimensions plus modestes ont pu subir le même sort. Les répliques de 1996 se seraient alors produites à l'intérieur d'un tel bloc intracrustal, qui pourrait donc être de la croûte inférieure décollée à la faveur du raccourcissement et donc de l'épaississement crustal lié à la compression alpine, lors de la formation des Pyrénées [1].

Notre hypothèse soulève plusieurs questions. Le bloc que nous évoquons ici, fréquemment décrit dans les interprétations et reconstructions géologiques des

Pyrénées et plus particulièrement de la partie orientale de la zone Nord-Pyrénéenne [1,6,9], n'est pas décelé par la tomographie régionale [22], ce qui s'explique par la résolution insuffisante des images obtenues. Par ailleurs, le fait que le choc principal de 1996 soit en décrochement senestre, et non en faille inverse, comme le suggère notre interprétation, nous conduit à penser que la structure chevauchante ayant permis la remontée du bloc crustal (flèche pointillée sur la Fig. 6) a adopté un comportement différent aujourd'hui. Ce changement peut être imputé aux effets tectoniques et cinématiques de l'ouverture du golfe du Lion, survenue entre le moment de la compression et l'époque actuelle. Enfin, le schéma que nous proposons semble distinguer localement une tectonique de couverture d'une tectonique de socle, cohérentes entre elles, mais d'ampleur inégale. Ce découplage, qui se démarque des interprétations communément admises pour la géologie de la zone Nord-Pyrénéenne, peut être considéré comme un artefact de la résolution de notre étude : à petite échelle, l'analyse de la microsismicité, propos de ce travail, ouvre souvent sur d'apparents conflits avec les schémas interprétatifs à grande échelle.

Une autre hypothèse pourrait être évoquée pour unifier l'interprétation des deux crises sismiques. On pourrait envisager la possibilité que l'ensemble des séismes soient dus à une structure unique, qui correspondrait au second plan nodal du choc principal de 1996, c'est-à-dire un plan orienté nord-sud (N192), avec un pendage de 47 degrés vers l'ouest. Si c'était le cas, cependant, les séismes de l'essai de 2004, nettement plus superficiels que ceux de 1996, devraient être situés à l'est de ceux-ci, et non à l'ouest, comme c'est clairement le cas. Cette hypothèse est donc peu probable.

6. Conclusions

Même s'il subsiste des zones d'ombre dans l'interprétation tectonique de l'essai de sismicité de mai 2004, il n'en reste pas moins que l'étude de cet épisode a permis de révéler une structure active inconnue jusqu'alors. Située vers 6 km de profondeur sous le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet, cette faille, probablement chevauchante, a pu être mise en évidence grâce aux stations sismologiques temporaires déployées rapidement après le début de l'essai, venant compléter les enregistrements des réseaux permanents. À la lumière de ces nouvelles données, nous proposons une réinterprétation de la crise sismique de 1996, mécaniquement, géologiquement et sismologiquement plus satisfaisante que les conclusions présentées par les

études précédentes. Ces résultats démontrent amplement le fait que, dans les zones de déformation lente, c'est notamment sur la durée et grâce à des réseaux permanents denses que l'on pourra améliorer notre connaissance de la tectonique et des failles potentiellement actives.

Remerciements

Nous remercions P. Dominique et S. Depinois pour la mise à disposition rapide des données RAP/BRGM de la station PYFE, ainsi que G. Gleizes, P. Olivier et J.-L. Bouchez pour des discussions intéressantes. Nous tenons également à remercier Anne Replumaz et un lecteur anonyme pour leurs commentaires constructifs.

Références

- [1] C. Beaumont, J.A. Muñoz, J. Hamilton, P. Fullsack, Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models, *J. Geophys. Res.* 105 (2000) 8121–8145.
- [2] BRGM, Carte géologique de la France 1:80 000 – Quillan, Ed. BRGM, Orléans, France, 1967.
- [3] B. Cadiot, J. Delaunay, J. Vogt, Tableaux anthologiques de la sismicité de la France, in : J. Vogt (Ed.), Les tremblements de terre en France, vol. 96, Éditions du Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans, 1979, pp. 17–152.
- [4] P. Choukroune, M. Séguret, Carte structurale des Pyrénées, Ed. ELF-ERAP, Boussens, France, 1973.
- [5] A.M. Correig, M. Urquizú, J. Vila, Aftershock series of event February 18, 1996: an interpretation in terms of self-organized criticality, *J. Geophys. Res.* 102 (1997) 27407–27420.
- [6] M. Daignières, J. Gallart, E. Banda, Lateral variations of the crust in the North Pyrenean Zone, *Ann. Geophys.* 37 (1981) 435–456.
- [7] F. Delay, Le massif Nord-Pyrénéen de l'Agly (Pyrénées-Orientales) : évolution tectono-métamorphique et exemple d'un amincissement crustal polyphasé, thèse, université de Lille, France, 1989.
- [8] H. Dufumier, Synthesis of magnitude and focal mechanism computations for the $M \geq 4.5$ earthquakes in France for the period 1995–2000, *J. Seismol.* 6 (2002) 163–181.
- [9] J. Gallart, M. Daignières, E. Banda, E. Suriñach, A. Hirn, The eastern Pyrenean domain: lateral variations at crust-mantle level, *Ann. Geophys.* 36 (1980) 141–158.
- [10] F. Klein, User's guide to HYPOINVERSE-2000, a Fortran program to solve for earthquake locations and magnitudes, U.S. Geol. Survey Open-file Rep. 02–171 (2002) (121 p.).
- [11] J. Lambert, A. Levret-Albaret, Mille ans de séismes en France, Ouest Éditions, Nantes, 1996.
- [12] W.H.K. Lee, J.C. Lahr, HYPO71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes, U.S. Geol. Survey Open-file Rep. 75–311 (1975) (116 p.).
- [13] A. Lomax, J. Virieux, P. Volant, C. Berge, Probabilistic earthquake location in 3D and layered models: Introduction of a Metropolis–Gibbs method and comparison with linear locations,

- in : C.H. Thurber, N. Rabinowitz (Eds.), *Advances in Seismic Event Location*, Kluwer, Amsterdam, 2000, pp. 101–134.
- [14] J.-D. Njike-Kassala, A. Souriau, J. Gagnepain-Beyneix, L. Martel, M. Vadell, Frequency-magnitude relationship and Poisson's ratio in the Pyrenees, in relation to earthquake distribution, *Tectonophysics* 215 (1992) 363–369.
- [15] P. Olivier, G. Gleizes, J.-L. Paquette, Gneiss domes and granite emplacement in an obliquely convergent regime: new interpretation of the Variscan Agly Massif (eastern Pyrenees, France), *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.* 380 (2004) 229–242.
- [16] J. Paquet, J.-L. Mansy, La structure de l'Est des Pyrénées (transversale du massif de l'Agly) : un exemple d'amincissement crustal, *C. R. Acad. Sci. Paris Ser. II* 312 (1991) 913–919.
- [17] H. Pauchet, Sismicité de la chaîne pyrénéenne : image générale et analyse de la crise sismique de Saint-Paul-de-Fenouillet (février 1996), thèse, université Paul-Sabatier, Toulouse, France, 1998.
- [18] H. Pauchet, A. Rigo, L. Rivera, A. Souriau, A detailed analysis of the February 1996 aftershock sequence in the eastern Pyrenees, France, *Geophys. J. Int.* 137 (1999) 107–127.
- [19] A. Rigo, H. Pauchet, A. Souriau, A. Grésillaud, M. Nicolas, C. Olivera, S. Figueras, The February 1996 earthquake sequence in the eastern Pyrenees: first results, *J. Seismol.* 1 (1997) 3–14.
- [20] A. Rigo, M. Cushing, Effets topographiques sur les comparaisons de profils de nivellement : cas français de Saint-Paul-de-Fenouillet (Pyrénées-Orientales) et d'Arudy (Pyrénées-Atlantiques), *C. R. Acad. Sci. Paris Ser. IIA* 329 (1999) 697–704.
- [21] A. Rigo, D. Massonnet, Investigating the 1996 Pyrenean earthquake (France) with SAR interferograms heavily distorted by atmosphere, *Geophys. Res. Lett.* 26 (21) (1999) 3217–3220.
- [22] A. Souriau, M. Granet, A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data, *J. Geophys. Res.* 100 (1995) 18117–18134.
- [23] A. Souriau, H. Pauchet, A new synthesis of the Pyrenean seismicity and its tectonic implications, *Tectonophysics* 290 (1998) 221–244.
- [24] J.-P. Toutain, M. Muñoz, F. Poitrasson, C. Lienard, Springwater chloride ion anomaly prior to a $M_L = 5.2$ earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.* 149 (1997) 113–119.