

Was the Trévaresse thrust the source of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake? Historical and geomorphic evidence

Robin Lacassin*, Paul Tapponnier, Bertrand Meyer, Rolando Armijo

Laboratoire de tectonique et mécanique de la lithosphère, UMR 7578 CNRS, Institut de physique du Globe de Paris, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France

Received 26 March 2001; accepted 16 July 2001

Abstract – The destructive ‘Lambesc’ earthquake that struck southeastern France on 11 June 1909 reached maximum MSK intensity of IX. Critical reassessment of macroseismic observations shows that the VIII and VII isoseismal contours surround the Trévaresse ridge, a 15 km long, post-Miocene anticline. A rather steep escarpment, several tens of meters high, marks the southern flank of this fold. A locally steeper cumulative scarp, with, at one place, a south-facing free-faced scarplet, probably marks the emergence of successive surface ruptures, perhaps the last one in 1909. The bulk of the evidence suggests that the 1909 Lambesc earthquake activated a north-dipping thrust ramp below the growing Trévaresse anticline. © 2001 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

seismotectonics / fault / earthquake / Provence / France

Résumé – Le séisme destructeur de Lambesc a affecté le Sud-Est de la France le 11 juin 1909, atteignant une intensité MSK maximum de IX. La réévaluation critique des observations macrosismiques montre que les isoséistes VIII et VII entourent la chaîne de la Trévaresse, anticlinal post-Miocène long de 15 km. Une pente raide, haute de plusieurs dizaines de mètres, marque le flanc sud de ce pli. À sa base, un escarpement cumulatif plus raide avec, localement, un *scarplet* frais faisant face au sud marque probablement l’émergence en surface de ruptures cosismiques successives. La dernière de ces ruptures a pu se produire en 1909. L’ensemble des arguments présentés suggère que le séisme de 1909 a activé la rampe de chevauchement à pendage nord située sous l’anticlinal de la Trévaresse. © 2001 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

sismotectonique / faille / séisme / Provence / France

Version abrégée

L’Ouest de la Provence, région de sismicité instrumentale modérée, est caractérisée par quelques séismes historiques d’intensité supérieure ou égale à VII (*figure 1, tableau I*). La proportion de la convergence Afrique–Europe (6–7 mm·an⁻¹ à la longitude de la France [14]) qui y est absorbée est faible et discutée (~0,1 à 2 mm·an⁻¹ [8, 16, 25]). Lors du séisme de Lambesc du 11 juin 1909, l’intensité MSK IX a été atteinte dans la zone épiscopale [1, 18, 20, 21, 33]. La magnitude de ce séisme a été évaluée à 6,2 [17] ou 6,3 [7] d’après les sismogrammes existants.

Une valeur nettement plus faible (5,5) est proposée par Levret et al. [21] d’après les données macrosismiques. L’hypocentre était peu profond, 2–5 km [17], ~ 10 km [21]. À ce jour, la faille responsable de ce séisme n’a pas été clairement identifiée.

Dans cette partie de la Provence, les plis et chevauchements alpins (vergence sud, direction est–ouest) réactivent souvent des chevauchements pyrénéens (Éocène, vergence généralement nord). Ils déforment la surface d’abrasion marine miocène (par exemple, [4, 8, 15]). Le raccourcissement alpin, très actif au Tortonien supérieur–Messinien, de 8,5 à 5,7 Ma [10], a probablement continué jusqu’à

* Correspondence and reprints.

E-mail address: lacassin@ipgp.jussieu.fr (R. Lacassin).

l'Actuel (par exemple, [32]). Les mesures de contraintes in situ [13] et de stries sur des micro-failles (par exemple, [12, 32]) ainsi que les mécanismes au foyer [24] suggèrent un régime de contrainte plio-quadernaire, associant compression ~nord-sud, perpendiculaire aux plis alpins, et extension est-ouest. La plupart des anticlinaux provençaux (par exemple, Lubéron, Alpilles, *figure 1*) sont des hauts topographiques, avec une morphologie jeune, peu disséquée par l'érosion, ressemblant aux plis en croissance d'Algérie, Californie, Asie centrale ou Italie (par exemple, [6, 22, 23, 26, 29, 30]). Les conglomérats plio-quadernaires du Valensole sont plissés à la terminaison est de l'anticlinal de Lubéron-Manosque, marquée par la faille de la Durance, rampe latérale à mouvement chevauchant-décrochant (*figure 1*). Les conglomérats de la Crau sont basculés au sud des Alpilles (ouest d'Eyguières, *figures 2 et 3*, [11]). Une cluse sèche (WG, *figure 2*) y marque un cours abandonné de la Durance (canyon messinien, [9]). L'anticlinal des Alpilles se prolonge sans doute à l'ouest du Rhône, dans l'anticlinal de Vauvert, qui plisse le Pliocène (*figure 1*) [5]. Les anticlinaux des Costes et de la Trévaresse (*figures 1 et 2*), limités par des chevauchements vers le sud, affectent le Miocène [15].

Les cartes macrosismiques à grande échelle (par exemple, [1, 21]) montrent que le séisme de Lambesc a été ressenti dans toute la Provence et le Languedoc (intensité supérieure à III) et que l'aire d'intensité supérieure ou égale à VII est allongée est-ouest, parallèlement aux plis et chevauchement alpins. Pour contraindre la géométrie des isoséistes supérieures ou égales à VII, nous avons compilé une carte (*figure 3*) des intensités (*tableau II*) estimées par Levret et al. [21], combinées à celles évaluées pour chaque village, hameau ou mas par Lemoine [20]. Lemoine donne une intensité IX pour au moins cinq localités, alors que Levret et al. [21] ne l'attribuent qu'à Rognes. Vogt [33] attribuait l'intensité IX à un nombre encore plus élevé de villages (*tableau II*). De probables effets de sites, déjà notés par Lemoine et Spiess [20, 31], existent à Vernègues, situé en haut d'un promontoire, Cornillon et peut-être Venelles. Lemoine [20] fournit également le coût des dégâts, le nombre d'habitants et le rapport entre les deux à chaque commune. Nous avons reporté ces valeurs (en F/habitant, *tableau II*, *figure 3*), en utilisant les classes suivantes : > 900 F/hab. ; 500–900 F/hab. ; 200–500 F/hab. ; < 200 F/hab. (correspondant aux intensités > VIII, VIII, VII, < VII). Ces données, très cohérentes entre elles, définissent clairement l'aire de dégâts maximum (VIII, *figure 3*). Celle-ci englobe la chaîne de la Trévaresse, et son axe d'allongement (N110°E) est parallèle à cette chaîne, alors que la chaîne des Costes recoupe ce contour.

La « faille de la Trévaresse » sépare les calcaires oligocènes de l'anticlinal de la Trévaresse du Miocène du synclinal de Saint-Cannat-Puyricard (*figure 2* et Rouire [27]). La géométrie des bancs oligocènes, horizontaux sur le plateau de la Trévaresse et à pendage fort sur son versant sud, et la forme en dos de baleine de ce versant sont caractéris-

tiques d'une flexure au-dessus d'une rampe chevauchante à pendage nord (*figures 2 et 4*). Cette flexure montre une incision jeune par de courts ruisseaux orthogonaux à la pente maximum (longueur 200–1 000 m, *figure 4*). Elle est plus haute et raide le long du segment est (70 à 140 m de haut, *figures 4, 5a et 5b*), avec des pentes de 10,8° (est) et 12,7° (centre). Au nord-ouest du Grand-Saint-Jean (*figure 4*), la base du flanc sud est marquée par un escarpement plus raide, haut de 10 à 20 m (*figures 5c–e*). En carte, la base de la flexure forme une trace nette, avec deux segments distincts longs de 9 et 6 km (*figure 4*), correspondant à peu près à la faille géologique de la Trévaresse [27, 28]. Cette trace morphologique marque probablement l'émergence en surface d'un chevauchement actif situé sous l'anticlinal de la Trévaresse, tandis que la pente convexe, haute de plusieurs dizaines de mètres, correspond à un escarpement cumulé, dû à l'addition d'incrémentations de chevauchement et de plissement cosismiques. Au nord-ouest du Grand-Saint-Jean (*figure 4*), on observe à la base de l'escarpement cumulé de petits escarpements très raides et frais, hauts de quelques dizaines de centimètres (*figures 5f et 5g*), qui pourraient correspondre à des restes de rupture superficielle lors du séisme de 1909 (*figure 5h*, failles normales secondaires, [2]). À ce stade de notre étude, nous ne pouvons néanmoins pas exclure une origine, ou une amplification anthropique, de ces *scarplets*.

Les arguments morphologiques et structuraux suggèrent donc que la Trévaresse est un anticlinal en croissance au-dessus d'une rampe de chevauchement active (*figure 2*). Cette rampe pourrait se prolonger en profondeur jusque dans les évaporites du Trias (6–7 km, **1** sur la coupe de la *figure 2*, [8, 12, 28]). La petite taille de l'anticlinal de la Trévaresse en comparaison du Lubéron (*figure 1*) suggère cependant que la rampe pourrait être moins profonde et s'enraciner dans un décollement au niveau des marnes Crétacé (~3 km), reliant ainsi la Trévaresse et le Lubéron (**2** sur la *figure 2*). La géométrie des isoséistes (*figure 3*), l'existence d'escarpement cumulé et peut-être de ruptures cosismiques en surface nous amènent à conclure que le séisme de 1909 s'est produit sur la rampe chevauchante de la Trévaresse. En utilisant la loi d'échelle $M_w = 4,07 + 0,98 \log(RA)$, où RA est la surface de rupture en km^2 [34], nous estimons une borne supérieure de ~6,2 pour la magnitude de moment (rupture des deux segments sur 15 km, profondeur de la rampe 7 km, pendage ~45°, $RA = 15 \times 10 \text{ km}^2$), comparable aux valeurs calculées à partir des enregistrements instrumentaux [7, 17], et une borne inférieure de ~5,6 (segment ouest seul, 6 km, rampe moins profonde, 3 km, pendage 30°, alternative **2** sur la *figure 2*), proche de la magnitude macrosismique de Levret et al. [21]. Pour tester ces hypothèses, et estimer la vitesse et les temps de récurrence sur la rampe de la Trévaresse et sur les autres plis probablement actifs de Provence (*figure 1*), il est maintenant urgent de dater des marqueurs morphologiques quadernaires et d'effectuer des études paléosismologiques.

1. Introduction

Western Provence is a region of currently moderate instrumental seismicity, with only a few historical earthquakes with peak MSK intensities larger than VII (Lambesc 1909; Durance valley near Manosque 1509, 1708, 1812, 1913; Tricastin 1773, 1873; *figure 1, table 1*). Large-scale plate tectonic models such as NUVEL1 [14] predict 6 to 7 mm·yr⁻¹ of NNW–SSE convergence between stable Africa and Europe at the longitude of France. The fraction of convergence absorbed in western Provence appears to be small and is subject of debate (~ 0.1 to a maximum of 2 mm·yr⁻¹ [8, 16, 25]).

Together with the Ligurian Sea earthquake of 23 February 1887, the Lambesc earthquake of 11 June 1909 is one of the largest earthquakes known to have affected southeastern France in the last 120 years. MSK intensities reached values of IX in the epicentral area, near Rognes, about 18 km northwest of Aix-en-Provence [1, 18, 20, 21, 33]. The earthquake killed 46 people and resulted in damage evaluated at 1 500 to 2 250 million FF (recalculated in 1982 French Francs by the ‘Délégation aux risques majeurs, ministère de l’Environnement’ [18, p. 150]). It consisted of two principal shocks about 30 min apart [1]. The first one, a stronger shock, occurred at about 21 h 14 local time [21]. Its magnitude was estimated to 6.2 [17] or 6.3 [7] from available seismograms, and 5.5 from macroseismic reports [21], with a shallow hypocenter, 2 to 5 km [17] or 10 km [21]. The second shock, only described qualitatively (“less strong and shorter” [1]), could correspond to a strong aftershock. Several large aftershocks with MSK epicentral intensities up to VII occurred during the following year [19]. Detailed descriptions of the damage are available but there was no report of unambiguous surface breaks. Therefore, the fault responsible for the earthquake has never been identified with certainty.

Here, we examine the macroseismic data of the 1909 earthquake, and we compare with morphological and tectonic observations in the epicentral area, in particular the existence of young scarps identified south of the Trévaresse ridge.

2. Geological and seismotectonic setting of western Provence

The main Cenozoic structures of Provence result from the Pyrenean (Eocene) and Alpine (Miocene to present) tectonic events. Southwest of the Digne thrust nappes, folds and thrusts related to both events trend east–west on average. Generally south-vergent alpine folds and thrusts often reactivate commonly north-vergent Pyrenean ones. They deform a Lower

Miocene marine abrasion surface, bearing perforations left by barnacles [15]. The vastness of the abrasion surface implies that most of the Pyrenean relief has been abraded prior to deposition of the Burdigalian (~ 20 Myr) molasse (e.g., [4, 8, 15]). Alpine shortening began during the Middle Miocene, with a major pulse in the Upper Tortonian–Messinian (8.5 to 5.7 Ma), as suggested by syntectonic sedimentation of conglomerates south of the Luberon [10]. Such shortening has probably continued up to the present (e.g., [32]). Stresses measured in situ near Aix-en-Provence [13], and slickensides on small faults (e.g., [12, 32]) suggest that the present-day Plio-Quaternary stress regime is characterised by north–south to NNE–SSW compression, perpendicular to alpine fold axes. Fault plane solutions of small magnitude earthquakes are compatible with this view (east–west extension or north–south compression [24]).

Most of the alpine anticlines of western Provence (e.g., Luberon, Alpilles; *figure 1*) correspond to moderately dissected topographic highs. They have youthful morphology, with bedding in Oligocene or Miocene rocks often outlining their asymmetric structure and topography, despite greater complexity in their Mesozoic cores. Locally, Plio-Quaternary conglomerates are seen tilted on the southern flanks of the southern Alpilles and eastern Luberon anticlines. Such anticlines are thus very similar to actively growing folds documented in Algeria, California, Central Asia or Italy (e.g., [3, 6, 22, 23, 26, 30, 31]). To the east of the Luberon–Manosque anticline (*figure 1*), the Durance fault may be a lateral ramp with oblique thrust and sinistral motion. West of the Luberon, the Alpilles range forms a broad anticline (*figure 1*) folding the pre-Miocene erosion surface and the Burdigalian molasse. West of Eyguières (*figures 2 and 3*), the oldest conglomeratic beds of the Crau plain are tilted by a few degrees along the southern flank of the range [11]. An abandoned wind-gap (WG, *figures 2 and 3*), with gently warped terraces, marks one former course of the Durance, corresponding to the Messinian canyon of the river [9]. The Alpilles anticlinorium probably extends west of the Rhone River into the Vauvert anticline (*figure 1*), a topographic high with divergent regressive erosion, where Pliocene beds are folded [5].

South of the Luberon, the Costes and Trévaresse ridges (*figures 1 and 2*) are smaller anticlinal structures bounded by south-vergent thrusts [15]. Both fold Burdigalian and Lower Tortonian sediments [15]. While the Trévaresse anticline is barely dissected by erosion and topped by an uplifted axial plateau, the Costes ridge has a more mature shape with stream catchments reaching its crest. Below, we first show that the Trévaresse anticline lies fully within the mesoseismal area of the 1909 earthquake, then proceed to examine its morphology in greater detail.

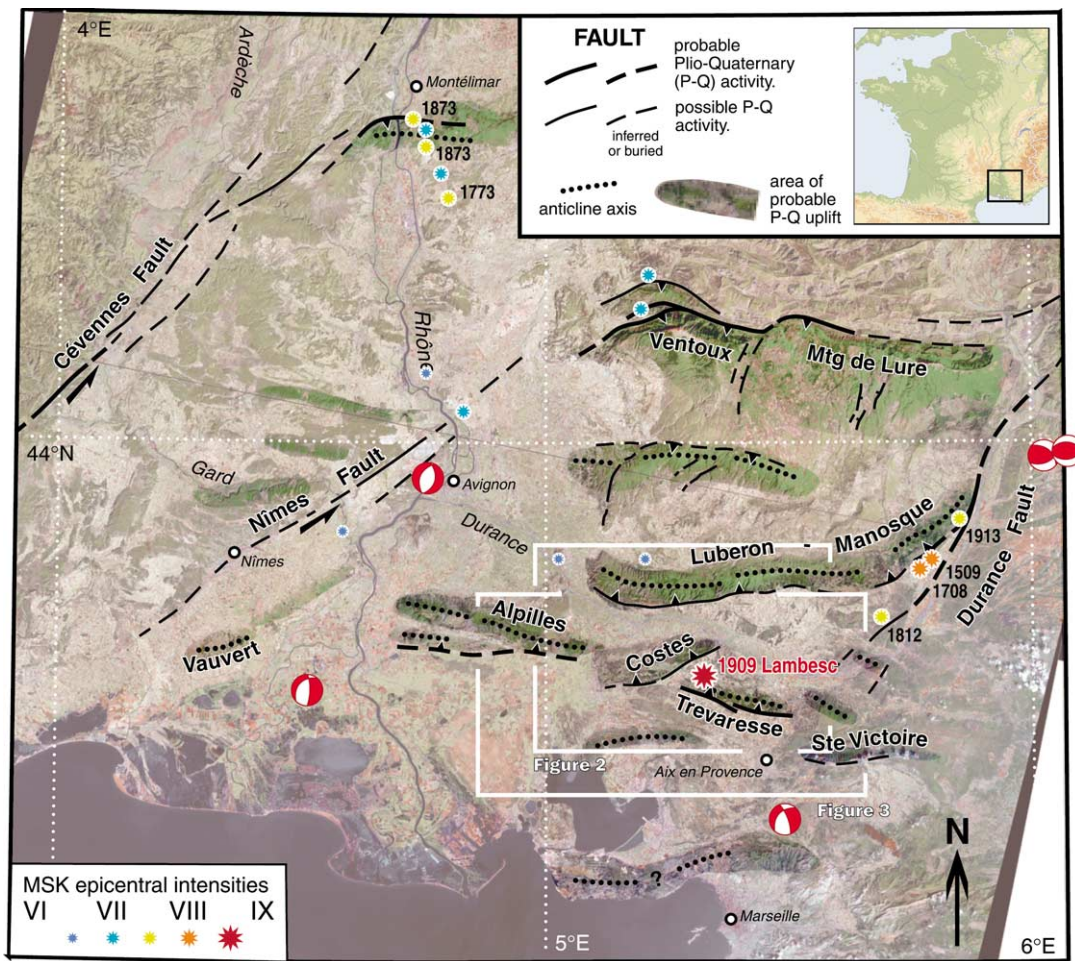


Figure 1. Structural sketch map of western Provence and southern Rhône valley. Identification of young, possibly active faults and folds is based on geomorphic and geological evidence (youthful incision, steepness of cumulative scarps, continuity of fault traces, deformed Pliocene or Quaternary rocks). Areas of probable Plio-Quaternary uplift are shown in saturated colours. Historical earthquakes, with epicentral MSK intensities larger than VI (years indicated when $> VII$), from Vogt [33] and Lambert et al. [19], are listed in *table 1*. Fault plane solutions are from Nicolas et al. [24]. Map is drawn on Landsat TM mosaic (519–602, 519–603; channels 7–4–1). Boxes show areas of *figures 2* and *3*.

Figure 1. Schéma structural de la Provence occidentale et de la vallée du Rhône. Les failles et plis jeunes, peut-être actifs, sont identifiés sur la base de critères morphologiques et géologiques (incision jeune, existence d'escarpements cumulés jeunes, continuité et netteté des traces de failles, sédiments plio-quaternaires déformés). Les régions de soulèvement plio-quaternaire probable sont en couleurs saturées. Séismes historiques (intensités MSK $> VI$, année indiquée lorsque $I > VII$, *tableau 1*) d'après Vogt [33] et Lambert et al. [19]. Mécanismes au foyer d'après Nicolas et al. [24]. Mosaïque Landsat TM (519–602, 519–603; canaux 7–4–1). Les cadres correspondent aux *figures 2* et *3*.

3. Review of macroseismic observations

Immediately after the Lambesc earthquake, an extensive survey of its near and far-field effects was performed, and large-scale isoseismal maps were published by the end of 1909 [1], and reevaluated recently [21]. The maps show that the earthquake was felt over most of Languedoc and Provence (MSK intensities larger than III), with a maximum intensity area ($I \geq VII$) elongated in the east–west direction, roughly parallel to the alpine fold and thrust trends.

To better assess the near-field effects of the earthquake, in particular the location and geometry of the

$I \geq VII$ isoseismals, we plotted the intensities estimated by Levret et al. [21] for the main towns and villages on the TM map of the area (*figure 3*, *table II*). The MSK-VII isoseismal encompasses all the Trévaresse and part of the Costes anticlines, with maximum intensities at Rognes, Lambesc, Saint-Cannat and Vernègues. Vernègues lies in an outer lobe of destruction, within areas with intensities between VI and VII. This may be due to the location of the village on top of a promontory, a likely site effect already identified by Lemoine [20] and Spiess [31]. These authors point to comparable site effects at Venelles and Cornillon (*figure 3*). It was also noted that the great-

Table I. Historical earthquakes, with peak MSK intensities larger than VI, in area of *figure 1*. Data from Lambert et al. [19] and Vogt [33].**Tableau I.** Séismes historiques avec des intensités MSK supérieures à VI, dans la zone de la *figure 1*. D'après Lambert et al. [19] et Vogt [33].

Date	Region	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Peak intensity (Lambert et al. [19])	Peak intensity (Vogt [33])
13 Dec. 1509	Manosque	5°47'	43°50'	VIII	
14 Aug. 1708	Manosque	5°46'	43°49'	VIII	VIII–XI
15 June 1731	Cavaillon	5°02'	43°50'	VI–VII	VI–VII
12 July 1763	Lubéron	5°13'	43°50'	VI–VII	VII
18 Nov. 1769	Comtat	4°50'	44°03'	VII	VII
21 Dec. 1769	Comtat	4°50'	44°03'	VII	
23 Jan. 1773	Tricastin	4°48'	44°22'	VII–VIII	VIII
7 Feb. 1773	Tricastin	4°49'	44°22'	VI–VII	
20 Mar. 1812	Beaumont	5°42'	43°45'	VII–VIII	VIII–IX
26 Mar. 1812	Beaumont	5°42'	43°45'	VII	VIII
14 July 1873	Tricastin	4°45'	44°28'	VII	
19 July 1873	Tricastin	4°43'	44°29'	VII–VIII	VII–VIII
8 Aug. 1873	Tricastin	4°45'	44°27'	VII–VIII	VII
14 Nov. 1887	Cavaillon	5°02'	43°50'	VI–VII	VII
13 May 1901	Crest	5°01'	44°39'	VI–VII	VII–VIII
11 June 1909	Lambesc	5°19'	43°39'	VIII–IX	IX
22 Sept. 1909	Lambesc	5°18'	43°39'	VI–VII	
14 May 1913	Volx	5°51'	43°53'	VII–VIII	VII–VIII
24 Sept. 1924	Comtat	4°45'	44°06'	VI–VII	
24 July 1927	Barronnies	5°12'	44°12'	VII	VII
12 May 1934	Tricastin	4°47'	44°24'	VII	VII
30 Sept 1946	Gard	4°35'	43°53'	VI–VII	VII
8 July 1952	Barronnies	5°13'	44°15'	VII	VII

est destruction in Salon and Pelissanne was on soft Quaternary sediments that may have amplified ground motion [31].

Lemoine [20] published a map of intensities that he personally evaluated by visiting every locality, including hamlets and farms over the entire epicentral area. Plotted together with Levret et al.'s intensities, his estimates provide a denser dataset (*figure 3*). Lemoine's intensities appear to be somewhat higher than those of Levret et al. [21]. Lemoine quotes IX at many localities, while, according to Levret et al. [21], they reached this value only at Rognes (*table II*). Vogt [33] quoted IX at an even larger number (12) of localities (*table II*). Lemoine provides a table with damage cost, number of inhabitants and ratio between the two in every commune [20]. We plotted these ratios (in French Francs per inhabitant, *table II*) using the following classes: > 900 FF/inhab.; 500 to 900 FF/inhab.; 200 to 500 FF/inhab.; < 200 FF/inhab. (*figure 3*). Such classes appear to roughly correspond to intensities > VIII, VIII, VII, < VII, respectively. At Charleval, Eguilles, Meyrargues and Silvacane, where Lemoine gives two evaluations, which he considers to be under- and overestimated, we used the mean of the two values (*table II*). At Venelles, only a minimum evaluation of destruction costs (491 FF/inhab.) is given. We thus class

Venelles in the 500–900 FF/inhab. class, in keeping with Lemoine's (IX) and Levret et al.'s (VIII) intensity evaluation.

The different data sets are mostly self-consistent and define rather precisely the area of maximum damage (VIII, *figure 3*). Although there are a few intensities of only VII on top of the Trévaresse ridge, we infer them to correspond to less reliable evaluation in a sparsely populated area. The map of *figure 3* shows that the isoseismal VIII encompasses only the Trévaresse ridge and that the corresponding area's maximum elongation (N100°E) is parallel to it. The maximum elongation of the area with intensities \geq VII, between Salon and Peyrolles, is also roughly east–west. Although the macroseismic data northwest of Lambesc and Rognes is insufficient to define the exact contour of the isoseismal VIII, it is clear that most of the Costes ridge straddles this contour.

4. Geomorphic evidence for an emerging thrust along the southern front of the Trévaresse

A well-known geological fault, the 'Trévaresse Fault', generally separates the Upper Oligocene limestone of the N110°E trending Trévaresse anticline

Table II. Summary of macroseismic data in and around epicentral area of 1909 earthquake, after Angot [1], Lemoine [20], Vogt [33] and Levret et al. [21].**Tableau II.** Résumé des données macrosismiques dans la région proche de la zone épiscopentrale du séisme de 1909, d'après Angot [1], Lemoine [20], Vogt [33] et Levret et al. [21].

Locality	MSK intensity (Levret [21])	MSK Intensity (Lemoine [20])	MSK Intensity (Vogt [33], Angot [1])	Damages (FF/inhab.) (Lemoine [20])	Remark on damage evaluation (bounds in FF/inhab.)
Rognes	IX	IX	IX		
Lambesc	VIII–IX	IX	IX	928	
St Cannat	VIII–IX	IX	IX	1 615	
Vernègues	VIII–IX	IX	IX	1 006	
Le-Puy-Sainte-Reparate	VIII	VIII and IX	IX	890	
Venelles	VIII	IX	IX	491	minimum
Charleval	VII	VII or VIII	IX	44.5	average (22–67)
Cornillon	VII	VII		148	
La Barben	VII	IX and VII	IX	177	
La Roque-d'Antheron	VII	VIII	IX	467.5	average (161–774)
Pélissanne	VII	VIII	IX	387	
Pertuis	VII				
Puyricard	VII				
Salon-de-Provence	VII	VIII or IX	IX	331	
Aix-en-Provence	VI–VII				
Alleins	VI–VII	VII or VIII		184	
Ansouis	VI–VII				
Aurons	VI–VII	VII or VIII		54	
Eguilles	VI–VII	VII or VIII		289.5	average (225–354)
Eyguières	VI–VII	VII		9	
Grambois	VI–VII				
Grans	VI–VII	VII		112	
Lançon-de-Provence	VI–VII	VI		15	
Lauris	VI–VII				
Lourmarin	VI–VII				
Mallemort	VI–VII	VII or VIII		137	
Meyrargues	VI–VII	VII and VIII	IX	183.5	average (52–315)
Peyrolles	VI–VII	VI		158	
Puget	VI–VII				
Puyvert	VI–VII				
Saint-Estève-Janson	VI–VII			196	
Ventabren	VI–VII				
Villelaure	VI–VII				
Aureille	VI				
Cadenet	VI				
Istres	VI			16	
Jouques	VI			41	
La Bastidonne	VI				
La Fare-les-Oliviers	VI				
La Tour-d'Aigues	VI				
Lamanon	VI				
Mérindol	VI				
Meyreuil	VI				
Mirabeau	VI				
Miramas	VI				
Mouriès	VI	VI or VII		6	
Saint-Chamas	VI				
Saint-Marc-Jaumegarde	VI			127	
Sénas	VI				
Vauvenargues	VI			403	

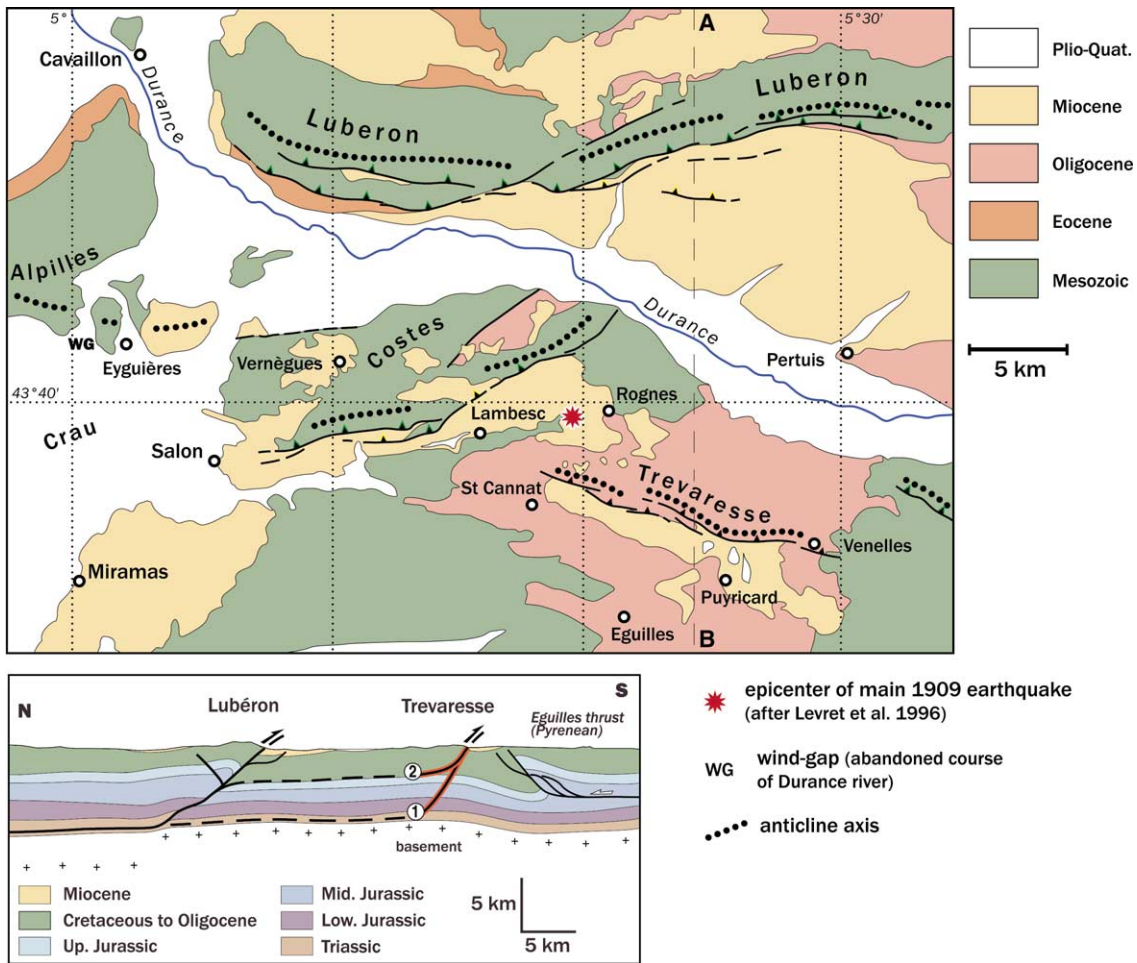


Figure 2. Geological sketch map of Luberon, Costes and Trévaresse region (after 1:250 000 geological map). WG (near Eyguières) corresponds to abandoned Pliocene wind-gap of Durance river course across Alpilles range. Inset: schematic cross-section of Luberon–Trévaresse thrust system (along dashed line A–B on map), showing two alternatives for ramp geometry below the Trévaresse, adapted from Champion et al. [8].

Figure 2. Carte géologique simplifiée de la région du Lubéron, des Costes et de la Trévaresse (d’après la carte géologique au 1:250 000). WG (près d’Eyguières) marque le cours pliocène abandonné de la Durance à travers les Alpilles. En bas : coupe schématique du système de chevauchements Lubéron–Trévaresse (A–B sur la carte) présentant deux alternatives pour la géométrie de la rampe sous la Trévaresse, adapté de Champion et al. [8].

from the Miocene (Tortonian–Messinian) sediments of the Saint-Cannat–Puyricard syncline (figure 2) [27]. While bedding is nearly horizontal on the Trévaresse plateau, localised, steep, south dips rim the southern flank of the ridge, indicative of south-vergent flexure above a north-dipping thrust (figure 2).

The southern side of the Trévaresse ridge has a half ‘whale-back’ morphology, with the topographic envelope delineating the shape of the flexure. The ridge is composed of two coalescent segments separated by a left-step north of Le Grand-Saint-Jean (figure 4). The eastern part of the plateau on top of the range is bounded to the northeast by a cuesta cliff that rises ~ 250 m above the Durance valley. The cliff results from headward erosion, since entrenchment of the Durance valley during the Messinian. To the south, the Trévaresse flexure shows more youthful incision

by shorter streams (200–1 000 m, figure 4). The southern flexure is steepest and highest along the eastern segment (70 to 140 m high, figures 4, 5a and 5b), with slopes of 10.8 and 12.7, in the east and centre respectively. Northwest of Le Grand-Saint-Jean (figure 4), the southern flank, which is about 60 m-high, is bounded at its base by a steeper, 10 to 20 m high, escarpment, with a flatter surface perched on top (figures 5c–5e). In map view, the base of the flexure and escarpment forms a sharp trace with two left-stepping segments 9 km and 6 km long (figure 4), which nearly corresponds to the Trévaresse Fault as mapped on the 1:50 000 geological sheets [27, 28]. The morphological trace thus appears to mark the surface emergence of an active thrust ramp beneath the growing Trévaresse anticline. The steep, convex slopes several tens of metres high are best interpreted to correspond to

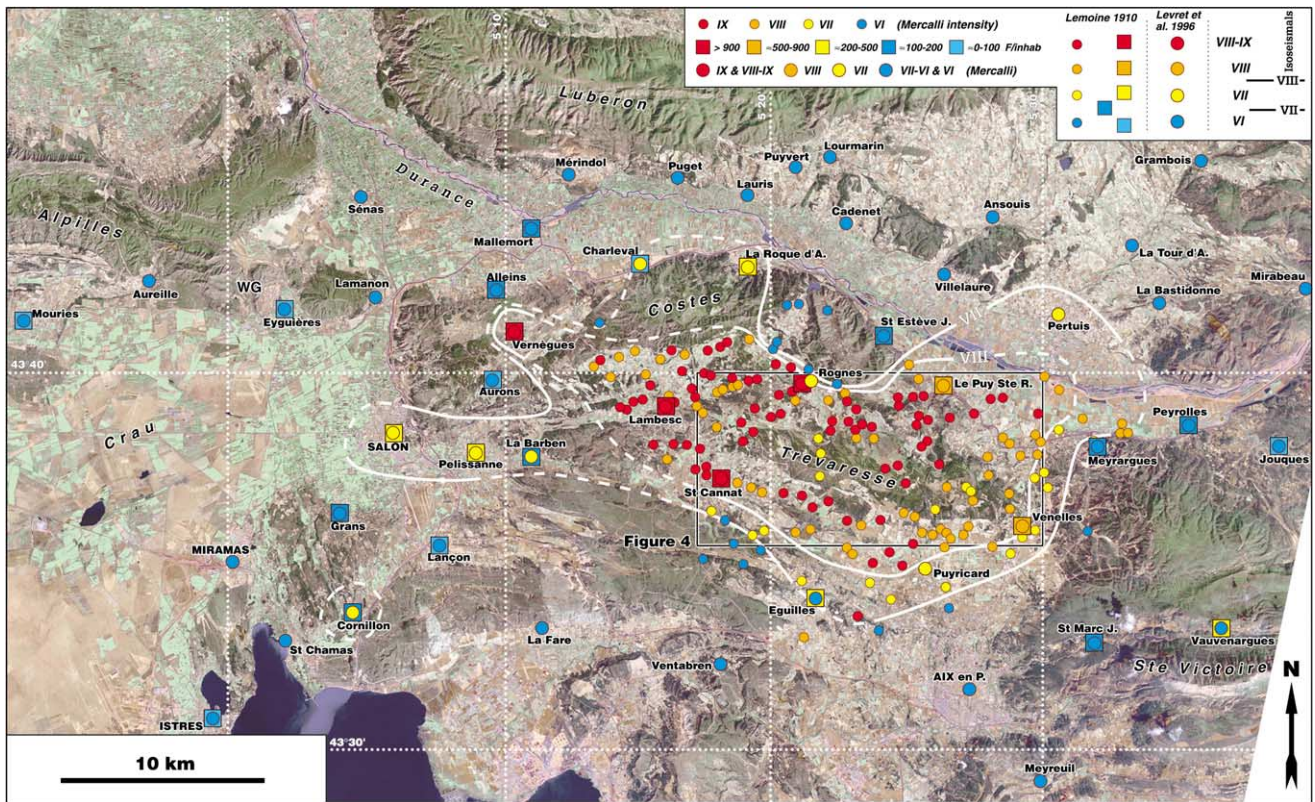


Figure 3. Summary of 1909 earthquake macroseismic data [20, 21], plotted on TM image (see text and *table II* for discussion). Inferred isoseismal contours VII and VIII are in white. Note that east–west elongated isoseismals are parallel to Trévaresse ridge.

Figure 3. Synthèse des données macrosismiques sur le séisme de 1909 [20, 21], reportées sur l’image TM (voir texte et *tableau II* pour discussion). Les isoséistes VII et VIII déduits sont en blanc. Ces isoséistes, allongées est–ouest, sont parallèles à la chaîne de la Trévaresse.

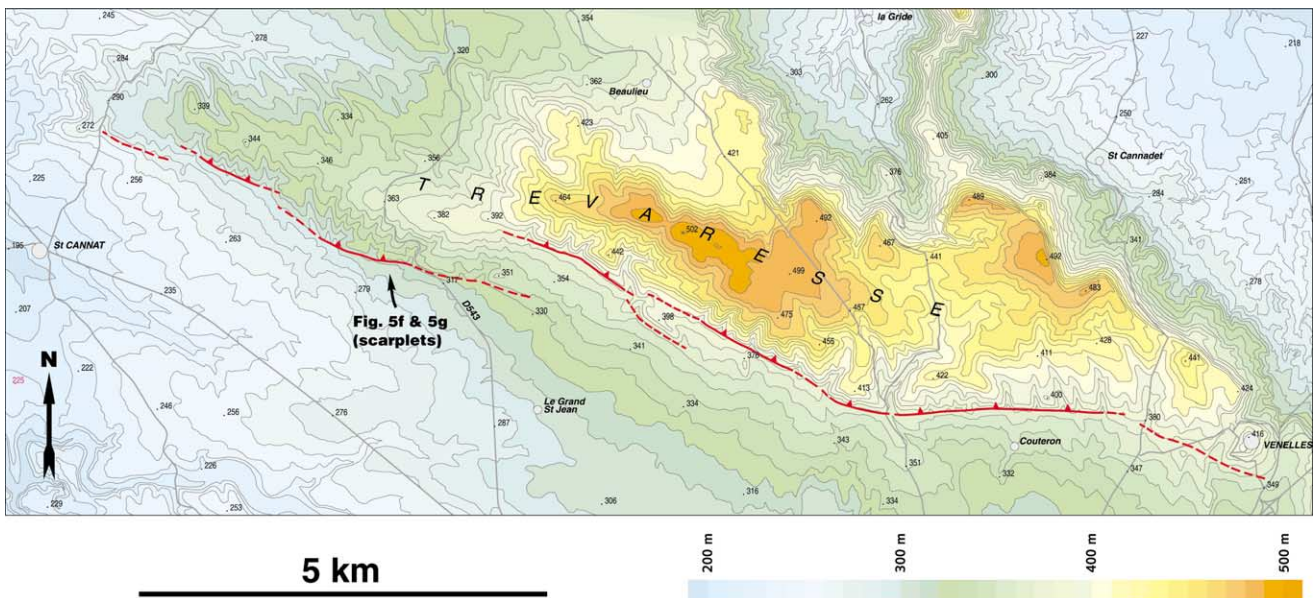


Figure 4. 10 m resolution topographic map of Trévaresse ridge (extracted from 1:25 000 scale ‘Institut géographique national’ maps). Base of southern Trévaresse escarpment probably corresponds to surface trace of emergent thrust ramp (red). Arrow points to location of cumulative escarpment with scarplets (*figures 5f* and *5g*).

Figure 4. Carte topographique (résolution 10 m) de la chaîne de la Trévaresse (extraite des cartes 1:25 000 de l’IGN). La base de l’escarpement sud de la Trévaresse correspond probablement à l’émergence en surface de la rampe chevauchante (en rouge). La flèche indique la localisation des *scarplets* (*figures 5f* et *5g*) à la base de l’escarpement cumulé.

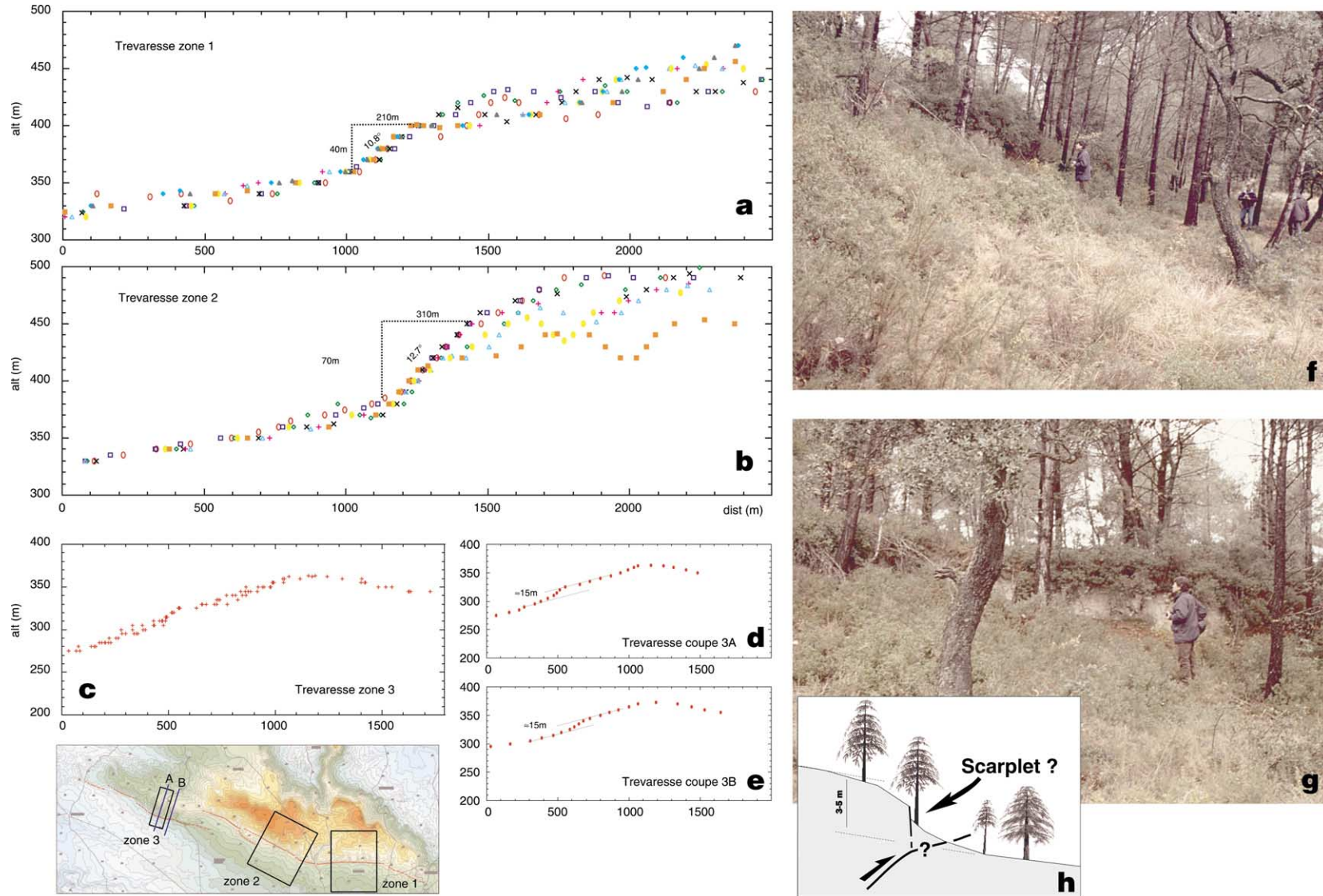


Figure 5. Topographic profiles across southern Trévaresse ridge front (data from 1:25 000 maps). **a, b, c**, profile stacks in zones 1, 2 and 3 (locations on inset), projected perpendicular to local trace of escarpment. **d, e**, topographic sections of Trévaresse escarpment in zone 3. **f**, view of cumulative escarpment, several meters high, in zone 3. Relatively fresh scarplet (**g**) may be interpreted as remnant of 1909 coseismic surface break (**h**). See text for discussion.

Figure 5. Profils topographiques du front sud de la Trévaresse (d'après les cartes au 1:25 000). **a, b, c**, synthèse des profils dans les zones 1, 2 et 3 (localisées sur la petite carte), projetés perpendiculairement à la trace locale de l'escarpement. **d, e**, profils de l'escarpement dans la zone 3. **f**, vue de l'escarpement cumulé, haut de plusieurs mètres, dans la zone 3. Les petits escarpements très raides et relativement frais (**g**) peuvent être interprétés comme des restes de ruptures de surface du séisme de 1909 (**h**). Voir texte pour discussion.

the cumulative scarp due to the sum of successive increments of seismic thrusting and growth folding on this ramp (e.g., [23, 26]).

Northwest of Le Grand-Saint-Jean and west of D543 (*figure 4*), relatively fresh, even steeper scarplets several tens of centimetres high are found near the base of the cumulative southern Trévaresse escarpment (*figures 5f* and *5g*). The spatial coincidence of the scarplets with the larger scale structures suggests that they may correspond to the coseismic surface break of the 1909 earthquake on the emergent Trévaresse thrust ramp. They possibly represent secondary, surface collapse of the up-thrust wedge [2] (*figure 5h*). At this stage, one cannot exclude, however, an anthropogenic origin, or the amplification of these scarplets by anthropic action. That pinus and quercus trees have grown next to the base of the scarplets (*figures 5g* and *5h*), probably after their formation, implies that their minimum age is several tens of years, thus compatible with formation in 1909.

5. Summary and discussion

Geomorphic and structural evidence concur to indicate that the Trévaresse ridge corresponds to a young, presently growing ramp-anticline above an active north-dipping thrust ramp (*figure 2*). This deeper ramp may extend down to the base of the 6–7 km thick Mesozoic sedimentary pile [8, 12, 28] to root into a regional ‘décollement’ within the Triassic evaporites, as often observed in the outer ranges of the Alps (1 on section of *figure 2*). The rather small width and length of the Trévaresse anticline, compared to those of the Luberon (*figure 1*), suggests, however, another possible ramp geometry linking these two folds. A shallower, flat ‘décollement’ within the Lower Cretaceous marls might connect the Trévaresse ramp to that beneath the Luberon, to the north (2 in *figure 2*).

The macroseismic data shows that the area of maximum destruction in 1909 lays parallel to, and around the Trévaresse ridge, but mostly outside the Costes ridge. The location of the macroseismic epicentre

near Rognes [21], well southeast of the north-dipping Costes thrust (*figures 1* and *2*), is incompatible with activation of this thrust by the 1909 earthquake. The Trévaresse thrust ramp reaches the surface along the southern front of the range at the base of a steep cumulative escarpment. This topographic escarpment is locally marked by even steeper, fresh scarplets that we interpret as possible remnants of the 1909 coseismic surface break. We therefore conclude that the 1909 earthquake activated the Trévaresse thrust ramp. Possibly, the two shocks ruptured in succession the two segments of that thrust. The probable existence of a shallow north-dipping ‘décollement’ at depth implies a relatively shallow hypocenter for the earthquake (maximum ramp depth 7 km, possibly 3 km, *figure 2*). Using commonly accepted scaling laws between surface rupture and magnitude, $M_w = 4.07 + 0.98 \log(RA)$, where RA is rupture area in square kilometres [34], rupture of the two segments (15 km) of a 7 km deep ramp would imply an upper bound of ~ 6.2 for the moment magnitude ($RA = 15 \times 10 \text{ km}^2$, with ramp depth 7 km and dip 45°), comparable to estimates made from instrumental records [7, 17]. Activation of the western segment alone (6 km), and a shallower ramp ($RA = 6 \times 6 \text{ km}^2$, with ramp depth 3 km and dip 30° , alternative 2 in *figure 2*) yields a lower bound of ~ 5.6 , closer to the macroseismic magnitude of Levret et al. [21].

Now that a targetable earthquake surface trace is reasonably well identified, it is urgent to date Quaternary geomorphic markers, and to perform palaeoseismological trenching, in order to test the above hypotheses and assess present-day average slip-rates and recurrence intervals on the Trévaresse thrust ramp. That several of the alpine anticlines of western Provence have comparably youthful morphology (*figure 1*) implies that they might hide thrust-ramps capable of rupturing during earthquakes comparable to the 1909 event, again with presently unknown recurrence intervals. All these anticlines should thus be targeted for further geomorphic and palaeoseismological research, and taken into account for regional seismic hazard assessment.

References

- [1] Angot A., Le tremblement de terre du 11 juin 1909 dans le Sud-Est de la France – I, Enquête du Bureau central météorologique, 19, 1910, pp. 8–15.
- [2] Avouac J.-P., Meyer B., Tapponnier P., On the growth of normal faults and the existence of faults and ramps along the El Asnam active fold and thrust system, *Tectonics* 11 (1) (1992) 1–11.
- [3] Avouac J.-P. et al., Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and Late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan, *J. Geophys. Res.* 98 (B4) (1993) 6755–6804.
- [4] Balme C. et al., Comment les paysages du Lubéron évoquent le plissement alpin, in: Découverte géologique du Lubéron; guide et carte géologique à 1:100 000^e, Éditions du BRGM, Orléans, 1998, pp. 23–50.
- [5] Barrière J., Bousquet J.-C., Toni C., Données nouvelles sur la néotectonique des costières du Gard, *C. R. Acad. Sci. Paris, série D* 277 (1973) 285–288.
- [6] Benedetti L. et al., Growth folding and active thrusting in the Montello region, Veneto, northern Italy, *J. Geophys. Res.* 105 (B1) (2000) 739–766.
- [7] Cara M. et al., Historical instruments and seismograms in Strasbourg, *Gerlands Beitr. Geophysik* 96 (1987) 374–384.

- [8] Champion C., Choukroune P., Clauzon P., La déformation post-Miocène en Provence occidentale, *Geodin. Acta* 13 (2000) 67–85.
- [9] Clauzon G., Le canyon messinien de la Durance (Provence, France) : une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation, *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 29 (1979) 15–40.
- [10] Clauzon G., Limites de séquences et évolution géodynamiques, *Géomorphologie* 1 (1996) 3–22.
- [11] Colomb E., Roux R.N., La Crau. Données nouvelles et interprétations, *Géol. Méditerran.* 57 (1) (1978) 31–42.
- [12] Combes P., La tectonique récente de la Provence occidentale : microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques, Méthodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité, thèse, université Louis-Pasteur, Strasbourg, 1984, 182 p.
- [13] Cornet F.H., Burlet D., Stress field determinations in France by hydraulic tests in boreholes, *J. Geophys. Res.* 97 (B8) (1992) 11829–11849.
- [14] DeMets C. et al., Current plate motions, *Geophys. J. Int.* 101 (1990) 425–478.
- [15] Dubois P., Sur la sédimentation et la tectonique du Miocène de la Provence occidentale, *Bull. Soc. géol. France* 8 (1966) 793–801.
- [16] Ferhat G. et al., Geodetic measurement of tectonic deformation in the southern Alps and Provence, France, 1947–1994, *Earth Planet. Sci. Lett.* 159 (1998) 35–46.
- [17] Karnik V., Seismicity of the European area — Part 1, D. Reidel, Dordrecht, The Netherlands, 1969, 364 p.
- [18] Lambert J., Les tremblements de terre en France, Éditions du BRGM, Orléans, 1997, 196 p.
- [19] Lambert J. et al., Mille ans de séismes en France, Catalogue d'épicentres, paramètres et références, Ouest Éditions, Nantes, 1996, 75 p.
- [20] Lemoine P., Le tremblement de terre du 11 juin 1909 dans le Sud-Est de la France – II. Observations sur place dans la région dévastée, *Ann. Géogr.* 19 (1910) 15–25.
- [21] Levret A., Cushing M., Peyridieu G., Recherche des caractéristiques de séismes historiques en France, Atlas de 140 cartes macrosismiques, Institut de protection et de sûreté nucléaire, Fontenay-aux-Roses, 1996, 399 p.
- [22] Meghraoui M., Géologie des zones sismiques du Nord de l'Algérie : paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique, thèse, université Paris-Sud, Orsay, 1988, 356 p.
- [23] Meyer B. et al., Crustal thickening in Gansu-Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the Tibet plateau, *Geophys. J. Int.* 135 (1998) 1–47.
- [24] Nicolas M., Santoire J.-P., Delpéch P.-Y., Intraplate seismicity: new seismotectonic data in western Europe, *Tectonophysics* 179 (1990) 27–53.
- [25] Peulvast J. et al., Le problème de l'activité des failles de Nîmes, de Salon-Cavaillon et de la moyenne Durance (SE de la France) : apports de la géomorphologie structurale, *Géomorphologie* 4 (1999) 327–358.
- [26] Philip H., Meghraoui M., Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El Asnam earthquake of October 10, 1980, *Tectonics* 2 (1983) 17–49.
- [27] Rouire J., Carte géologique de la France à 1:50 000^e, feuille Pertuis, BRGM, Orléans, 1970.
- [28] Rouire J., Gouvenet C., Carte géologique de la France à 1:50 000^e, feuille Salon-de-Provence, BRGM, Orléans, 1968.
- [29] Stein R.S., King G.C.P., Seismic potential revealed by surface folding: 1983 Coalinga, California, earthquake, *Science* 224 (1984) 869–872.
- [30] Tapponnier P. et al., Active thrusting and folding in the Qi Lian Shan, and decoupling between the upper crust and mantle in northeastern Tibet, *Earth Planet. Sci. Lett.* 97 (1990) 382–403.
- [31] Spiess X., Note sur le tremblement de terre de Provence du 11 juin 1909 par M. le commandant Spiess, Comptes rendus du congrès des sociétés savantes en 1926, Clermont-Ferrand, Sciences (1926).
- [32] Villéger M., Andrieux J., Phases tectoniques post-éocènes et structuration polyphasée du panneau de couverture nord-Provençal (Alpes externes méridionales), *Bull. Soc. géol. France* 1 (1987) 147–156.
- [33] Vogt J., Les tremblements de terre en France, mémoire du Bureau de recherches géologiques et minières, Vol. 96, Éditions du BRGM, Orléans, France, 1979, 220 p.
- [34] Wells D.L., Coppersmith J., New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.* 84 (4) (1994) 974–1002.