

Géophysique interne (Géophysique appliquée)

Atténuation de l'intensité macrosismique pour la France métropolitaine : importance de l'intensité épacentrale

Pierre Arroucau*, Antoine Mocquet, Pierre Vacher

Université de Nantes, Nantes Atlantique Universités, CNRS, UMR 6112, laboratoire de planétologie et de géodynamique, faculté des sciences et des techniques, 2, rue de la Houssinière, BP 92208, 44322 Nantes cedex 3, France

Reçu le 5 octobre 2004 ; accepté après révision le 3 avril 2006

Disponible sur Internet le 12 juin 2006

Présenté par Xavier Le Pichon

Résumé

Le principal résultat de ce travail est de montrer que la décroissance de l'intensité macrosismique avec la distance dépend fortement de l'intensité épacentrale. Un modèle d'atténuation prenant en compte ce paramètre est proposé pour la France métropolitaine, à partir de l'étude de la base de données macrosismiques SISFRANCE. Un tel modèle permet de diminuer significativement l'écart des intensités observées par rapport aux intensités théoriques. Une carte des variations d'atténuation est ensuite établie pour la France métropolitaine. Aucune anomalie majeure de l'atténuation n'est observée, mais l'atténuation des régions alpines apparaît, à grande échelle, plus importante que celle des zones de socle. *Pour citer cet article : P. Arroucau et al., C. R. Geoscience 338 (2006).*

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

Abstract

Macroseismic intensity attenuation for Metropolitan France: importance of the epicentral intensity. The main result of this work is to show that macroseismic intensity decay with distance strongly depends on the epicentral intensity. An attenuation law that takes this parameter into account is proposed for Metropolitan France, from the analysis of SISFRANCE macroseismic database. Such a model significantly reduces the difference between observed and theoretical intensities. A map of the attenuation variations is also set up for Metropolitan France. No major site effects are observed, but at a broad scale, young Alpine regions display a stronger attenuation than old Hercynian regions. *To cite this article: P. Arroucau et al., C. R. Geoscience 338 (2006).*

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

Mots-clés : Intensité macrosismique ; Loi d'atténuation ; Intensité épacentrale ; France métropolitaine

Keywords : Macroseismic intensity; Attenuation law; Epicentral intensity; Metropolitan France

Abridged English version

Introduction

The evaluation of the ground response to seismic motion needs some geological, accelerometric and macroseismic data. Respective limits and complementarity of

* Auteur correspondant.

Adresses e-mail : pierre.arroucau@univ-nantes.fr (P. Arroucau),
antoine.mocquet@univ-nantes.fr (A. Mocquet),
pierre.vacher@univ-nantes.fr (P. Vacher).

instrumental and macroseismic methods have been reviewed by several authors (e.g., [2,8,11]). Because of a great spatial as well as temporal coverage, macroseismic data have been widely used to study attenuation properties of several regions [1], to detect site effects [3,10], and to determine magnitude and depth of historical earthquakes [2,9,11]. Ambraseys [1] set up an intensity attenuation law for Northwest Europe, based on Sponheuer's model. This kind of model depends on the focal depth, but it only takes into account a subset of the whole information contained in the value of the epicentral intensity I_0 . Indeed, the latter value depends on the focal depth, the magnitude of the event [6,11], and eventually on local amplification of ground motion in the epicentral area. The main result of our work is to show that, in the absence of information concerning these three parameters for most historical earthquakes, an intensity attenuation law depending on the epicentral intensity implicitly takes them into account and thus fits better the observations. A new empirical reference relationship is proposed and discussed for Metropolitan France and a map of the spatial variations of this law is set up.

This study is carried out from SISFRANCE macroseismic database (BRGM, EDF, IRSN). We selected 420 events that occurred between 1711 and 2001 (Fig. 1a), and for which 26 551 intensity observations are available (Fig. 1b). Their epicentral intensities range between IV and IX. The number of data is listed in Table 1 for each class of integer epicentral intensity.

Reference model

The decay laws usually encountered in the literature only take into account the effect of the source depth. For instance, Sponheuer's model [12] looks for a decay of the form:

$$\Delta I = I_0 - I = k_1(R - h) + k_2 \log_{10}(R/h) \quad (1)$$

I is the observed intensity at the focal distance R (in km) and h the source depth. The constants k_1 and k_2 account for the attenuation properties of the media and are independent of I_0 . An implicit assumption of relation (1) is that ΔI is independent of magnitude.

Influence of the source depth

Sponheuer's model was used by Ambraseys [1] to analyse 152 earthquakes of northwestern Europe. The result of the analysis was:

$$\Delta I = -0.22 + 2.40 \times 10^{-3}(R - h) + 2.85 \log_{10}(R/h) \quad (2)$$

By removing the explicit dependence of ΔI with respect to focal depth, Ambraseys [1] obtained a law depending only on the epicentral distance D :

$$\Delta I = I_0 - I = -1.46 + 4.94 \times 10^{-3}D + 1.88 \log_{10} D \quad (3)$$

For large distances, D can be considered as equivalent to R and (2) and (3) can be compared. Fig. 2a shows that Eq. (3) would correspond to a depth of approximately 10 km, which is a reasonable value for Northwest European earthquakes, usually confined in the upper crust.

The least-square inversion [13] of SISFRANCE database, with a similar law, gives:

$$\Delta I = I_0 - I = -0.59 + 1.50 \times 10^{-3}D + 1.69 \log_{10} D \quad (4)$$

The standard deviation of the data to (4) is 0.88, whereas it reaches a value of 1.06 to Eq. (3), i.e. it is improved by 17%. In the case of Metropolitan France, Ambraseys' law [1] tends to overestimate the intensity decay for the largest distances (Fig. 2b).

Influence of the epicentral intensity

Since both magnitude and focal depth are unknown for most historical earthquakes, we propose to modify Sponheuer's model by including a dependence of the coefficients k_1 and k_2 with respect to I_0 , and by removing the explicit dependence with respect to the focal depth:

$$\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}} = k_1(I_0)D + k_2(I_0) \log_{10}(D + 1) \quad (5)$$

where $\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}}$ is the mean value of ΔI at an epicentral distance D , and for an epicentral intensity I_0 . Relation (5) verifies that $\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}}$ vanishes at the epicentre. It accounts implicitly for the dependence of ΔI with respect to both magnitude and focal depth, even though the actual values of the latter parameters are unknown.

In order to check the impact of the possibly large uncertainty associated with the value of I_0 , relation (5) is applied to two different datasets. The first dataset (hereafter called A) is constructed using classes of integer epicentral intensities. For example, class $I_0 = V$ includes all data from $I_0 = \text{IV-V}$ to $I_0 = V$. In the second dataset (hereafter called B), class $I_0 = V$ includes all data from $I_0 = \text{IV-V}$ to $I_0 = \text{V-VI}$. We divide the 420 events selected in SISFRANCE database according to their epicentral intensity (from IV to IX). We then calculate $\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}}$ using a moving window of 5 km. The value of $\Delta I_{\text{moy}}(D)$ strongly depends on I_0 (Fig. 3). Indeed, for distances greater than 150 km:

$$\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{VII}} - \Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{V}} \geq 1.5$$

According to Eqs. (3) and (4), ΔI exhibits a logarithmic pattern in the near-field ($D < 150$ km) and tends to accord with a linear one in the far-field. The dependence of ΔI to I_0 is controlled by the logarithmic term, and the decay is faster for a higher I_0 . Sponheuer's model could only explain this observation by a focal depth effect. Nevertheless, the persistency of this behaviour in Fig. 3b, which only includes the 122 earthquakes whose depth is 5 km (instrumental depth provided by the BCSF, 'Bureau central sismologique français'), shows that the source depth could not be the only cause of this dependence. The inverted values of $k_1(I_0)$ and $k_2(I_0)$ are listed in Table 1 and shown in Fig. 4 for both datasets. The values of $k_1(I_0)$ vary at most in the ranges $[-0.05; 0.05]$ km⁻¹ (Fig. 4a) for both datasets, with no dependence on I_0 in either case. Conversely, $k_2(I_0)$ (Fig. 4b) is a linear function of this parameter:

$$k_2(I_0) = -0.58 (\pm 0.53) + 0.31 (\pm 0.20) I_0 \quad (6)$$

According to the respective standard deviation associated with the parameters of relation (6), the latter predicts that the difference between the ΔI values obtained for $I_0 = \text{V}$ and $I_0 = \text{VII}$ is in the range 0.5–2.0 at a distance of 100 km. Since datasets A and B yield similar results (Fig. 4), we only present hereafter the inversion results for dataset A and propose a general law of the form:

$$\Delta I_{\text{moy}}(D, I_0) = c_1 D + [c_2 + c_3 I_0] \log_{10}(D + 1) \quad (7)$$

This inversion gives the following results:

$$c_1 \sim 0 \text{ km}^{-1} (\pm 0.02 \text{ km}^{-1}) \quad (8a)$$

$$c_2 \sim -0.71 (\pm 0.17) \quad (8b)$$

$$c_3 \sim 0.33 (\pm 0.07) \quad (8c)$$

These values are coherent with Eq. (6). The standard deviation of ΔI_{moy} to this model is 0.27. The one of the raw data with respect to the same model is 0.78, whereas it reaches the values of 1.06 with respect to Eq. (3), and 0.88 with respect to Eq. (4): the improvements are thus equal to 26 and 11%, respectively. For a distance of 100 km, ΔI can vary between 1 ($I_0 = \text{IV}$) and 3 ($I_0 = \text{VII}$), whereas Eq. (4) gives a value of 3.

Spatial variations of the attenuation

The laws (7) and (8) are used as a reference model to highlight some possible significant variations of the ground response. Once the standard deviation $\sigma(D)$ has been evaluated, we calculate for each intensity data a residual $r(D_i)$ defined as:

$$\begin{aligned} r(D_i) &= (\Delta I_i^{\text{obs}} - \Delta I_i^{\text{th}}) / (2\sigma(D)) \\ &= (I_i^{\text{th}} - I_i^{\text{obs}}) / (2\sigma(D)) \end{aligned} \quad (9)$$

ΔI_i^{th} is given by (7). For a given epicentral distance, a negative residual corresponds to an observed intensity greater than the theoretical one. Fig. 5 shows the spatial distribution of the residuals, averaged by means of a circular, 10-km-radius window, moving on a grid whose mesh is 1-km wide. We only use nodes with at least five observations. At the scale of Metropolitan France, the residual values appear homogeneously distributed, as suggested by their Gaussian distribution.

Discussion and conclusions

The analysis of the SISFRANCE macroseismic database enabled us to determine a reference law for intensity decay in Metropolitan France. The basic hypothesis of the classical attenuation law is that the intensity decay is independent of the magnitude. As previously pointed out by Hough et al. [7], this assumption is not necessarily valid. Instrumental studies [4,5,15] show that the attenuation of the amplitude of the peak ground acceleration (PGA) as a function of distance depends on the magnitude: the larger the magnitude (correlatively the PGA at the source), the faster the attenuation, especially at short distances (< 100 km). Our study shows that the macroseismic intensity decay behaves in a similar way: the higher the epicentral intensity, the faster the decay, particularly in the near-field. This observation is in a good agreement with the nonlinear behaviour of acceleration attenuation close to the epicentre.

The originality of our approach consists in taking implicitly into account both the unknown magnitude and focal depth of the events, by means of the epicentral intensity. The comparison of our model with Ambraseys' one [1] suggests that the latter cannot be applied just as it is to France. Taking the epicentral intensity into account makes it possible to significantly reduce the difference between observed and theoretical intensities. An attenuation model that would not be a function of this parameter could only be applied for values of I_0 close to the mean value of the observation period. Neglecting the influence of I_0 in a reference law might induce a systematic bias in the estimation of local ground response and might lead to an overestimation of possible site effects.

At the scale of Metropolitan France, the residuals are homogeneously distributed, with no important 'amplification' phenomenon, i.e. [$r(D_i) < -2\sigma(D)$]. However, at a regional scale, the different attenuation pattern of Northwest and Southeast France might reflect different

values of the quality factor Q , higher and lower values being representative of old Hercynian and young Alpine regions, respectively. At a local scale, some anomalies (positive as well as negative) are distributed around some epicentres. A source-depth effect might explain the latter observation, but it cannot explain the observed regional trends. At last, possible site effects could now be highlighted at local scale by combining the reference law (7) with geological studies in local ground response estimation.

1. Introduction

L'évaluation de la réponse du sol aux mouvements sismiques nécessite de disposer de données géologiques, accélérométriques et macrosismiques. Les limites respectives et la complémentarité des méthodes instrumentales et macrosismiques ont été synthétisées par plusieurs auteurs (par exemple, [2,8,11]). Les données instrumentales fournissent des mesures fréquentielles précises et objectives de la réponse du sol, mais elles ne sont pas nécessairement représentatives à une échelle régionale. Par ailleurs, les réseaux accélérométriques en France métropolitaine sont irrégulièrement distribués et généralement récents. Les données macrosismiques résultent d'une mise en commun d'observations et de témoignages moins précis, mais qui offrent l'avantage d'une couverture spatiale et temporelle sans équivalent instrumental. C'est pourquoi les observations d'intensité macrosismique ont été largement exploitées pour déduire les propriétés d'atténuation de diverses régions [1], pour mettre en évidence des effets de site potentiels [3,10] et pour déterminer la magnitude et la profondeur des séismes historiques [2,9,11]. Ambraseys [1] a établi une loi d'atténuation de l'intensité en fonction de la distance épacentrale pour l'Europe du Nord-Ouest à partir de séismes historiques et instrumentaux ressentis entre 1816 et 1984. Cette loi empirique (modèle de Sponheuer) dépend de la profondeur focale, mais ne prend pas en compte la totalité de l'information contenue dans la valeur de l'intensité épacentrale I_0 . Cette dernière dépend non seulement de la profondeur focale, mais également de la magnitude du séisme [6,11] et des éventuelles amplifications du mouvement du sol dans la zone épacentrale. En l'absence d'informations concernant ces trois paramètres pour la plupart des séismes historiques, nous proposons de les prendre en compte implicitement par une nouvelle loi empirique de référence, dépendante de I_0 . Cette loi est établie et discutée à partir des données disponibles pour la France métropolitaine. Dans un deuxième temps, nous établissons une carte des variations spatiales de cette loi.

L'étude est menée à partir de la base de données SisFrance (BRGM, EDF, IRSN), auparavant nommée Sirene. Environ 6000 événements y sont répertoriés, depuis le V^e siècle jusqu'à nos jours. Parmi ceux-ci, 1253 événements ont une intensité épacentrale échelonnée entre III et IX sur l'échelle MSK 1964. Les critères de Bossu et al. [3] sont utilisés pour la sélection des épacentres : seuls sont retenus les séismes pour lesquels la base de données SisFrance indique une incertitude sur la localisation épacentrale inférieure à 10 km. Seules les intensités dont l'indice de qualité est A ou B (critère SisFrance) sont utilisées, et les intensités inférieures à II sont écartées. Dans les calculs qui suivent, nous attribuons des poids respectifs de 1,0 et de 0,5 aux données dont l'indice de qualité est A et B. Ces critères permettent de sélectionner 420 séismes advenus entre 1711 et 2001, auxquels sont associées 26 551 observations d'intensité (Fig. 1). Les valeurs d'intensité épacentrale des séismes sélectionnés varient entre IV et IX. Le nombre de données analysées pour chaque classe d'intensité est indiqué dans le Tableau 1.

2. Établissement du modèle de référence

Dans un milieu isotrope et pour une source ponctuelle dont les éventuels effets de directivité ne sont pas pris en compte, la décroissance de l'intensité macrosismique (ΔI) avec la distance peut être décrite par le modèle de Sponheuer [12] :

$$\Delta I = I_0 - I = k_1(R - h) + k_2 \log_{10}(R/h) \quad (1)$$

où I_0 est l'intensité épacentrale, I l'intensité observée en un point situé à la distance focale R (exprimée en kilomètres) et h la profondeur de la source. Les constantes k_1 et k_2 sont caractéristiques des propriétés d'atténuation du milieu et indépendantes de la valeur de I_0 , et donc de la magnitude, pour une profondeur focale donnée.

2.1. Influence de la profondeur de source

À partir d'observations d'intensité pour 152 séismes d'Europe du Nord-Ouest, Ambraseys [1] obtient :

$$\Delta I = -0,22 + 2,40 \times 10^{-3}(R - h) + 2,85 \log_{10}(R/h) \quad (2)$$

Quelle que soit la distance focale, l'expression (2) conduit à une variation de ΔI de 2, suivant que la source est située à 5 ou à 25 km de profondeur. En ne prenant pas en compte la dépendance explicite de ΔI par rapport à la profondeur focale, Ambraseys [1] obtient une loi qui dépend uniquement de la distance épacentrale D , exprimée en kilomètres :

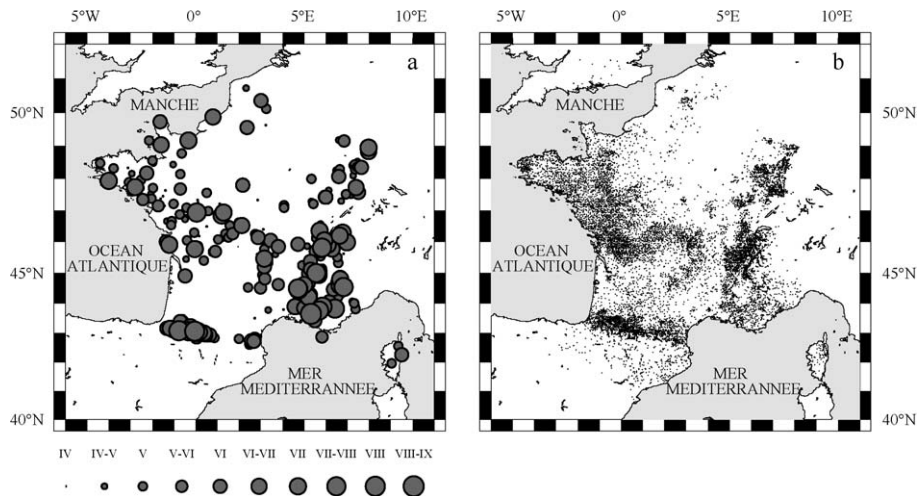


Fig. 1. (a) Carte de localisation des 420 séismes sélectionnés dans la base de données macrosismiques SisFrance. (b) Carte de localisation des 26 551 observations d'intensité analysées.

Fig. 1. (a) Location map of the 420 earthquakes selected in SISFRANCE macroseismic database. (b) Location map of the 26 551 intensity observations analysed in this work.

Tableau 1

Valeurs des paramètres $k_1(I_0)$ et $k_2(I_0)$ de l'Éq. (5) et de leurs écarts-types $\sigma(k_1)$ et $\sigma(k_2)$, obtenus par l'inversion des $\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}}$ pour chaque classe d'intensité épiscoptrale I_0 entière (colonnes A) et après lissage des classes de I_0 (colonnes B). Le nombre d'événements (N_{ev}), le nombre de données brutes issues de la base de données SisFrance (N_{brutes}) et le nombre de ΔI_{moy} utilisés pour l'inversion (N_{moy}) sont indiqués pour chaque jeu de données

Table 1

Values of the parameters $k_1(I_0)$ and $k_2(I_0)$ of Eq. (5) and of their standard deviations $\sigma(k_1)$ and $\sigma(k_2)$, obtained from the inversion of $\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}}$ for each class of integer epicentral intensity I_0 (columns A), and after smoothing of I_0 classes (columns B). The number of events (N_{ev}), the number of raw data from the SISFRANCE database (N_{brutes}), and the number of ΔI_{moy} used in the inversion (N_{moy}) are indicated for each dataset

I_0	N_{ev}		N_{brutes}		N_{moy}		$k_1(I_0)$		$\sigma(k_1)$		$k_2(I_0)$		$\sigma(k_2)$	
	A	B	A	B	A	B	$(\times 10^{-3} \text{ km}^{-1})$		$(\times 10^{-3} \text{ km}^{-1})$		$(\times 10^{-3})$		$(\times 10^{-3})$	
							A	B	A	B	A	B	A	B
IV	88	137	1915	3244	76	82	6,5	2,6	64,9	60,1	379	663	354	350
V	199	226	8956	11056	186	215	-2,4	3,1	28,7	32,8	1080	925	243	250
VI	75	91	6558	8592	242	249	3,0	1,7	29,5	26,3	1135	1250	248	252
VII	44	55	6203	8136	324	336	-1,2	-1,0	22,8	29,3	1637	1697	230	231
VIII	13	14	2609	2919	249	267	-1,3	-0,8	29,5	30,3	1842	1842	259	261
IX	1	1	310	310	77	77	-0,3	58,6	40,9	40,2	1923	1923	285	281

$$\Delta I = I_0 - I = -1,46 + 4,94 \times 10^{-3} D + 1,88 \log_{10} D \quad (3)$$

Lorsque la distance épiscoptrale est très supérieure à la profondeur de la source, D devient équivalent à R , et l'on peut alors comparer les courbes d'Éqs. (2) et (3). Les paramètres de l'Éq. (3) sont compatibles avec une profondeur moyenne d'une dizaine de kilomètres (Fig. 2a). Cela paraît acceptable pour les séismes intra-plaques d'Europe du Nord-Ouest et de France en particulier, généralement confinés dans la croûte supérieure.

Une inversion de type moindres carrés [13] des observations que nous avons sélectionnées dans la base de

données SisFrance donne :

$$\Delta I = I_0 - I = -0,59 + 1,50 \times 10^{-3} D + 1,69 \log_{10} D \quad (4)$$

L'écart-type des données SisFrance par rapport à l'Éq. (3) est de 1,06, tandis qu'il est de 0,88 par rapport à l'Éq. (4), ce qui correspond à une amélioration de 17%. Il apparaît donc que la loi établie par Ambraseys [1] pour l'ensemble de l'Europe de l'Ouest n'est pas directement applicable à la France métropolitaine. Elle tend à surestimer la décroissance de l'intensité pour de grandes distances (Fig. 2b).

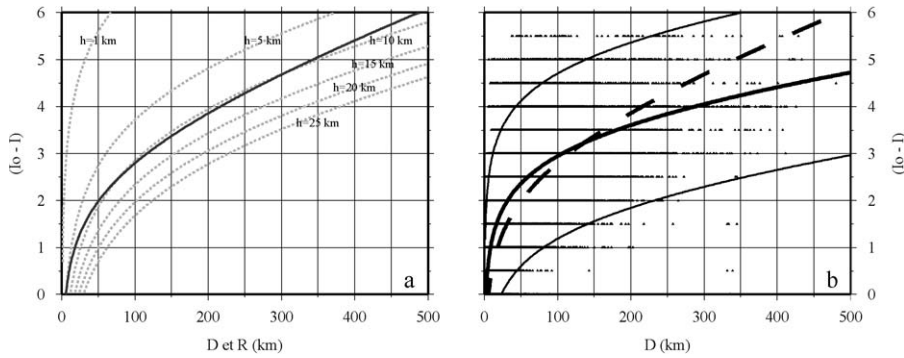


Fig. 2. (a) Lois d’Ambraseys [1] et influence de la profondeur de la source. En gris : $\Delta I = f(R, h)$ (Éq. (2)). En noir : $\Delta I = f(D)$ (Éq. (3)). Si on assimile R à D , l’Éq. (3) correspond à l’Éq. (2) pour une profondeur moyenne d’une dizaine de kilomètres, ce qui paraît raisonnable pour les séismes d’Europe du Nord-Ouest. (b) Atténuation de l’intensité (ΔI) en fonction de la distance. Les 26 551 observations étudiées sont représentées par les points noirs. La ligne en pointillé correspond à la loi de décroissance établie par Ambraseys [1] pour l’Europe du Nord-Ouest (Éq. (3)). Le modèle obtenu suivant une loi similaire à partir des observations analysées (ce travail, Éq. (4)) est représenté par le trait continu épais, et ses limites à 1σ par les traits continus fins. Le modèle d’Ambraseys [1] est situé dans ces limites, mais tend néanmoins à surestimer l’atténuation pour les grandes distances.

Fig. 2. (a) Ambraseys’ laws [1] and source depth influence. Grey lines : $\Delta I = f(R, h)$ (Eq. (2)). Black line : $\Delta I = f(D)$ (Eq. (3)). If one considers that D and R are equivalent, Eq. (3) corresponds to Eq. (2) for an approximate mean depth of 10 km, which is a reasonable value for Northwest European earthquakes. (b) Intensity attenuation (ΔI) as a function of epicentral distance. The black circles show the location of the 26 551 observations we analysed. The dashed line corresponds to the intensity fall-off law set up by Ambraseys [1] for Northwest Europe (Eq. (3)). The model we obtained from the SISFRANCE data following a similar law (Eq. (4)) is shown by the thick solid line, and its confidence limits by the thin ones. Ambraseys’ model [1] is located inside the confidence domain. However, it tends to overestimate the attenuation for large distances.

2.2. Influence de l’intensité épacentrale

Les effets de la valeur de I_0 sur la décroissance de l’intensité en fonction de la distance épacentrale sont testés sur deux jeux de données. Dans le jeu de données A, les valeurs d’intensité sont arrondies à l’entier supérieur (I_0 et observations). Par exemple, la classe $I_0 = V$ comprend ainsi les séismes dont l’intensité épacentrale est comprise dans l’intervalle $[IV-V; V]$. Dans le jeu de données B, les valeurs d’intensité restent inchangées, mais les séismes sont regroupés par intervalle glissant d’intensité épacentrale. Par exemple, l’inversion des données de la classe $I_0 = V$ concerne les événements dont l’intensité épacentrale est comprise dans l’intervalle $[IV-V; V-VI]$. La similitude des résultats obtenus pour ces deux jeux de données nous conduit à ne présenter en détail que ceux relatifs au jeu de données A. Nous classons les 420 événements sélectionnés dans la base de données SisFrance suivant leur intensité épacentrale et calculons les valeurs de $\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}}$, moyennées sur une fenêtre passante de 5 km et leur écart-type $\sigma_{\text{moy}}(D)$. La Fig. 3a montre que la décroissance de ΔI en fonction de la distance épacentrale dépend fortement de la valeur de I_0 . Par exemple, pour des distances supérieures à 150 km, $\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=VII} - \Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=V} \geq 1,5$.

Conformément aux Éqs. (3) et (4), l’intensité macro-sismique décroît de manière logarithmique en champ

proche ($D < 150$ km), puis de manière linéaire en champ lointain. La dépendance de ΔI par rapport à I_0 est principalement contrôlée par le terme logarithmique ; cette décroissance est d’autant plus rapide que la valeur de I_0 est élevée. L’équation de Sponheuer (1), qui ne dépend pas de la magnitude (k_1 et k_2 constants), ne pourrait expliquer cette observation que par des variations de profondeur focale, la valeur de I_0 étant d’autant plus élevée que le séisme est superficiel. Cependant, la persistance de cette observation sur la Fig. 3b, qui n’inclut que les 122 séismes dont la profondeur h est de 5 km (profondeur instrumentale indiquée dans le bulletin du BCSF, Bureau central sismologique français), montre que la profondeur de la source ne peut être la seule cause de cette dépendance et que d’autres paramètres, tels que la magnitude et/ou des effets locaux dans la région épacentrale, contribuent à ce résultat.

Comme la magnitude et la profondeur focale sont inconnues pour la plupart des séismes historiques, nous proposons d’utiliser le modèle (4) en y incluant une dépendance des coefficients k_1 et k_2 par rapport à I_0 :

$$\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}} = k_1(I_0)D + k_2(I_0)\log_{10}(D + 1) \quad (5)$$

La relation (5) vérifie $\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}} = 0$. Elle prend implicitement en compte la dépendance de ΔI par rapport à la magnitude et à la profondeur focale, même lorsque les valeurs exactes de ces paramètres sont inconnues. Nous appliquons la relation (5) aux

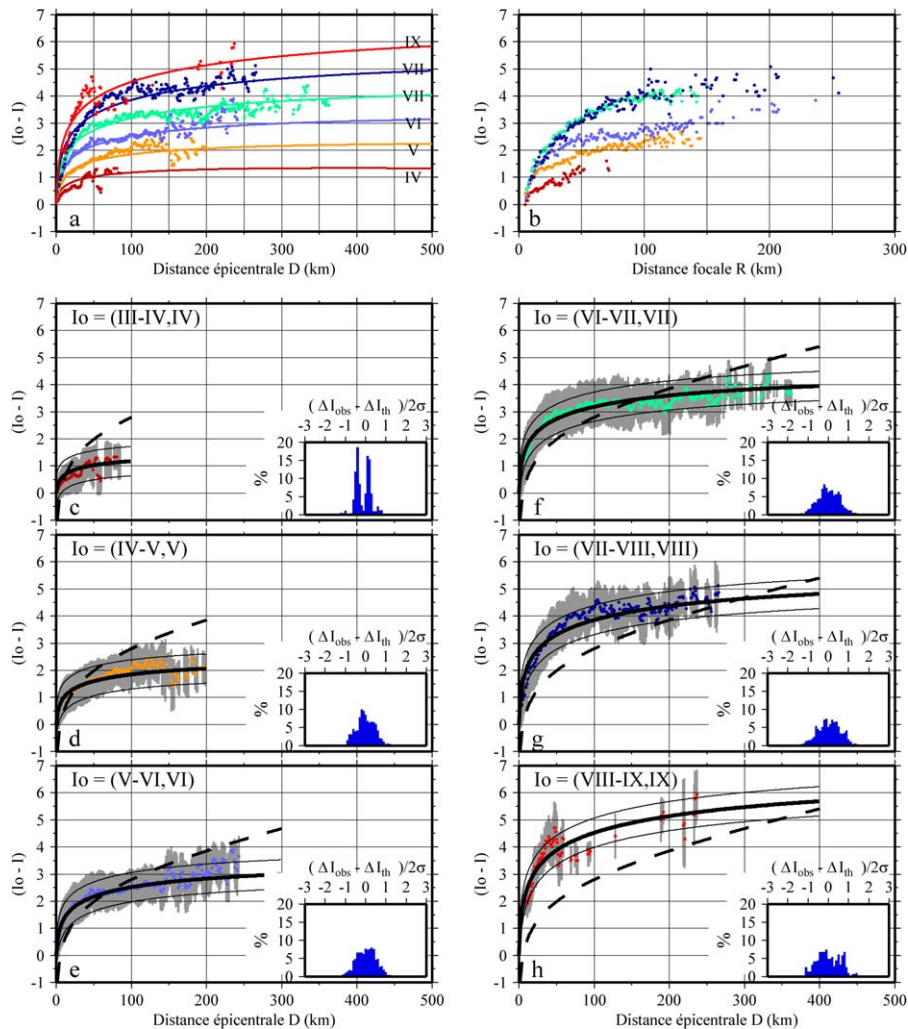


Fig. 3. (a) Loi d'atténuation de l'intensité en fonction de la distance épacentrale D [Éq. (5)] pour toutes les classes de I_0 (trait plein épais). Les valeurs de I_0 correspondantes sont indiquées sur chaque courbe, à droite du graphique. Les points colorés représentent les $\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}}$. Le même code couleur est utilisé sur l'ensemble de la figure. (b) Atténuation de l'intensité en fonction de la distance focale R pour les 122 séismes dont la profondeur instrumentale est égale à 5 km (données BCSF). La dépendance à l'intensité épacentrale est confirmée et ne peut être attribuée à un seul effet de profondeur de source. (c)–(h) Loi d'atténuation (Éq. (5)) pour chaque classe de I_0 (trait plein épais) et ses limites à 2σ (trait fin). La courbe en pointillé correspond au modèle d'Ambraseys [1]. L'écart-type à la moyenne glissante est représenté par les barres grisées pour chaque valeur $\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}}$. Les histogrammes situés dans le coin inférieur droit indiquent la distribution des résidus $r(D_i)$ calculés à partir des données brutes.

Fig. 3. (a) Attenuation laws of intensity as a function of the epicentral distance D (Eq. (5)) for all I_0 classes. I_0 values are indicated on the right of the graph, and the corresponding coloured dots represent $\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}}$. The same colour palette is used in the whole figure. (b) Intensity attenuation as a function of the focal distance R for the 122 earthquakes whose instrumental depth is 5 km (according to BCSF). As the dependence to I_0 remains, it cannot be only due to a source depth effect. (c)–(h) Attenuation law (Eq. (5)) for each I_0 (thick solid line) and its 2σ limits. The dashed line corresponds to Ambraseys' model [1]. The ΔI_{moy} values from which Eq. (5) was obtained are shown by the coloured circles and the standard deviation of the data to each ΔI_{moy} value is represented by a grey bar. The histograms located in the lower left corner indicate the distribution of the residuals $r(D_i)$ calculated from the raw data.

jeux de données A et B en assignant à chaque valeur de $\Delta I_{\text{moy}}(D)|_{I_0=\text{Cte}}$ une incertitude égale à $\sigma_{\text{moy}}(D)$. La Fig. 3 représente les résultats obtenus pour le jeu de données A. Les valeurs de $k_1(I_0)$ et de $k_2(I_0)$ sont listées dans le Tableau 1 et représentées sur la Fig. 4.

La valeur du paramètre $k_1(I_0)$ varie approximativement entre $-0,05$ et $+0,05 \text{ km}^{-1}$ (Fig. 4a), sans montrer de dépendance cohérente vis-à-vis de l'intensité épacentrale. Ce résultat confirme qu'en champ lointain, la variation de ΔI avec la distance ne dépend pas de I_0 , ce

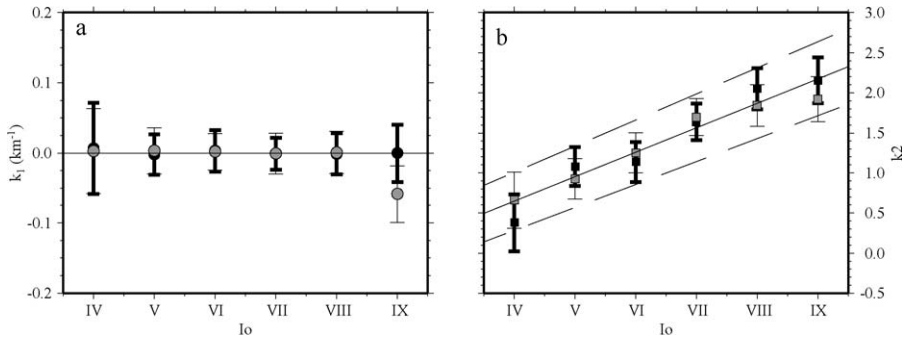


Fig. 4. (a) Paramètre k_1 de l'Éq. (5) en fonction de I_0 pour les jeux de données A (cercles noirs) et B (cercles gris). (b) Paramètre k_2 de l'Éq. (5) en fonction de I_0 : k_2 est une fonction linéaire croissante de I_0 pour les deux jeux de données A (cercles noirs) et B (cercles gris). Celle-ci est représentée en trait plein, tandis que les pointillés figurent l'intervalle de confiance à 2σ .

Fig. 4. (a) k_1 parameter of Eq. (5) as a function of I_0 . Black and grey circles represent the data sets A and B, respectively. (b) k_2 parameter of Eq. (5) as a function of I_0 . k_2 is a linear function of I_0 for both datasets: this function is shown by the solid line, whereas the dashed lines show the 2σ interval.

qui se traduit, sur la Fig. 3a, par des courbes parallèles aux distances supérieures à 150–200 km. En revanche, la valeur de $k_2(I_0)$ (Fig. 4b) est une fonction linéaire croissante de I_0 :

$$k_2(I_0) = -0,58 (\pm 0,53) + 0,31 (\pm 0,20)I_0 \quad (6)$$

Si l'on prend en compte les incertitudes sur les paramètres de la relation (6), celle-ci prédit une différence entre les valeurs de ΔI obtenues pour $I_0 = V$ et $I_0 = VII$, à une distance de 100 km, comprise entre 0,5 et 2,0. Les résultats obtenus pour chaque classe individuelle nous ont donc amenés à rechercher une loi générale en inversant simultanément l'ensemble des données :

$$\Delta I_{\text{moy}}(D, I_0) = c_1 D + [c_2 + c_3 I_0] \log_{10}(D + 1) \quad (7)$$

Les résultats de l'inversion sont les suivants :

$$c_1 \sim 0 \text{ km}^{-1} (\pm 0,02 \text{ km}^{-1}) \quad (8a)$$

$$c_2 \sim -0,71 (\pm 0,17) \quad (8b)$$

$$c_3 \sim 0,33 (\pm 0,07) \quad (8c)$$

Les coefficients obtenus sont compatibles avec ceux de l'Éq. (6). L'écart-type des données moyennées par rapport au modèle (7) est égal à 0,27. L'écart-type des données brutes est égal à 0,78 pour le même modèle, tandis qu'il est respectivement égal à 1,06 et à 0,88 par rapport aux Éqs. (3) et (4) : les améliorations sont donc de 26 et de 11%. Pour une distance de 100 km, la valeur de ΔI peut varier entre 1 ($I_0 = IV$) et 3 ($I_0 = VII$), tandis que l'Éq. (4) donne une valeur de 3.

3. Variations spatiales de l'atténuation

À partir de l'analyse de 450 séismes de la même base de données, Bossu et al. [3] avaient conclu que

seuls les terrains d'âge inférieur à 2 Ma étaient à même de produire des effets de site. L'étude individuelle de 35 événements sélectionnés dans cette base de données avait conduit ces auteurs à proposer une relation entre l'âge des roches et la probabilité qu'elles produisent des effets de site, ce qui les avait enfin amenés à proposer une carte prédictive de ces effets. L'approche présentée ici est différente, puisque toutes les données de tous les séismes sélectionnés ont été inversées simultanément.

Les lois (7) et (8) sont utilisées comme référence pour la détection d'éventuelles variations spatiales de la réponse du sol aux mouvements sismiques. Les écarts-types $\sigma(D)$ des données brutes par rapport au modèle sont calculés pour chaque distance D suivant la formule :

$$\sigma(D) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N(D)} \{w_i \times [\Delta I_i^{\text{obs}} - \Delta I_i^{\text{th}}]\}^2}{\sum_{i=1}^{N(D)} w_i^2}} \quad (9)$$

où $N(D)$ est le nombre total d'observations ΔI_i^{obs} à la distance D , ΔI_i^{th} est donné par les relations (7) et (8), et w_i est égal, respectivement, à 1,0 et 0,5 pour les données d'indice A et B dans la base de données SisFrance. Nous calculons, pour chaque donnée d'intensité, les résidus $r(D_i)$ tels que :

$$\begin{aligned} r(D_i) &= (\Delta I_i^{\text{obs}} - \Delta I_i^{\text{th}}) / (2\sigma(D)) \\ &= (I_i^{\text{th}} - I_i^{\text{obs}}) / (2\sigma(D)) \end{aligned} \quad (10)$$

Pour une distance épacentrale donnée, un résidu négatif correspond donc à une intensité observée supérieure à l'intensité théorique. La distribution gaussienne des résidus, centrée sur zéro, illustre l'homogénéité de l'ensemble des données et la validité des relations (7)

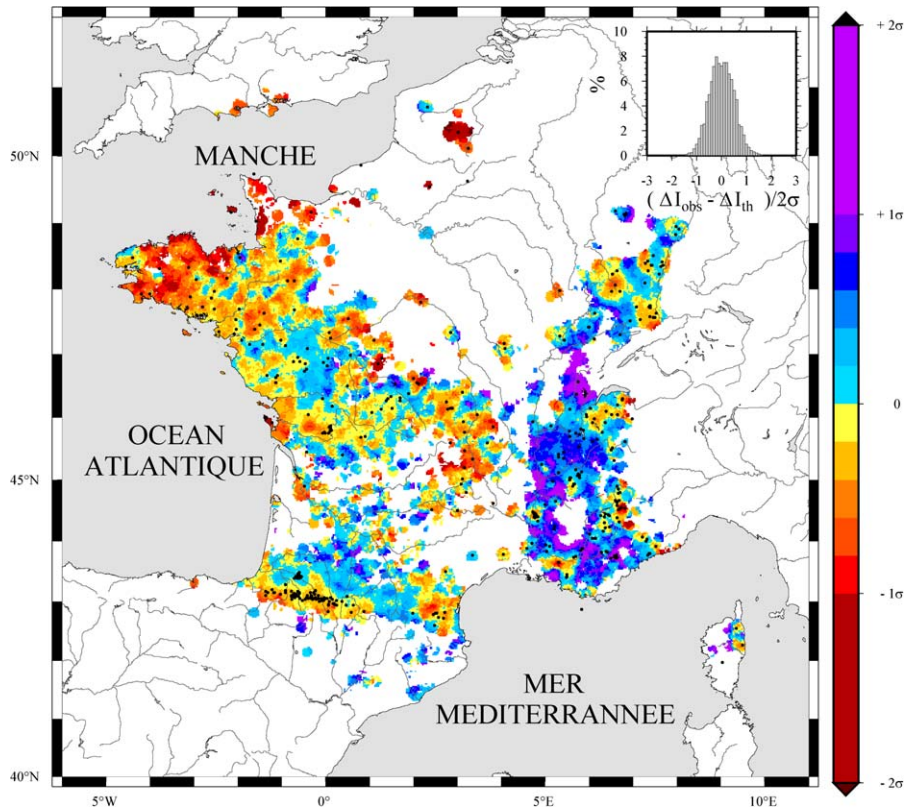


Fig. 5. Distribution spatiale des résidus $r(D_i) = (\Delta I_i^{\text{obs}} - \Delta I_i^{\text{th}}) / (2\sigma(D))$ (Éq. (10)) en France métropolitaine, moyennés à l'aide d'une fenêtre circulaire de 10 km de rayon, déplacée sur une grille de maille de 1 km. Les points noirs correspondent aux épicentres des 420 séismes étudiés. L'histogramme situé dans le coin supérieur droit représente la distribution des résidus par rapport au modèle [Éq. (7), paramètres (8a), (8b), (8c)] pour la totalité des observations.

Fig. 5. Spatial distribution of the residuals $r(D_i) = (\Delta I_i^{\text{obs}} - \Delta I_i^{\text{th}}) / (2\sigma(D))$ (Eq. (10)) in Metropolitan France, averaged through a circular, 10-km-radius window moved on a grid whose mesh is 1-km wide. The black points correspond to the 420 events we studied. The histogram located in the upper right corner shows the distribution of the residuals according to our model [Eq. (7), parameters (8a), (8b), (8c)].

et (8) comme lois empiriques de référence (Fig. 5). La Fig. 5 présente la distribution spatiale des résidus, moyennés sur une fenêtre circulaire de 10 km de rayon, déplacée sur une grille de maille carrée de 1 km. Seuls les nœuds disposant d'au moins cinq observations sont retenus, afin d'éviter des artefacts dus à un nombre insuffisant de données. À l'échelle de la France métropolitaine, les valeurs des résidus sont réparties de manière assez homogène, comme le suggère la distribution gaussienne visible dans l'histogramme.

Une zone d'intensités supérieures à la référence [c'est-à-dire $r(D_i) < -\sigma(D)$] ressort à l'échelle régionale au Nord-Ouest d'une ligne joignant le Sud Finistère au Cotentin. Les zones où la réponse du sol est inférieure à la référence [i.e. $r(D_i) > \sigma(D)$] correspondent, pour l'essentiel, à l'Est et au Sud-Est de la France, dans une région qui regroupe la Bresse, le Bas-Dauphiné et la Provence.

4. Discussion et conclusion

L'analyse de la base de données d'intensités macrosismiques SisFrance nous a permis de déterminer une loi de référence pour la décroissance de l'intensité en fonction de la distance, pour la France métropolitaine. Les lois classiquement utilisées sont fondées sur l'hypothèse que cette décroissance est indépendante de la magnitude. Or, comme l'ont par exemple souligné Hough et al. [7], cette hypothèse n'est pas nécessairement valide. Les modèles d'atténuation de l'amplitude du pic d'accélération du sol en prédisent une décroissance d'autant plus rapide que la magnitude est élevée (par exemple, [14]). Les résultats obtenus par Dahle et al. [4], dans une gamme de fréquences inférieures à 10 Hz et pour des séismes survenus en domaine continental intraplaque, indiquent, en outre, que cette dépendance à l'amplitude du pic d'accélération à l'épicentre

semble exister, quelle que soit la fréquence considérée. Ces résultats, complétés par ceux de l'EPRI [5], sont repris par Van Gelder et Varpasuo [15] et confirmés pour une gamme de fréquences allant jusqu'à 33 Hz. Selon ces modèles, la dépendance de l'atténuation par rapport à la magnitude est particulièrement nette pour des distances inférieures à 100 km. Parallèlement, notre étude montre que la décroissance moyenne de l'intensité macrosismique avec la distance est d'autant plus rapide que l'intensité épiscopentrale I_0 est élevée, en particulier en champ proche. Cette observation est en accord avec la non-linéarité de la décroissance de l'accélération en fonction de la magnitude à proximité de l'épicentre.

L'originalité de notre approche réside dans la prise en compte implicite de paramètres dont les valeurs sont généralement inconnues et qui contrôlent la valeur de I_0 (magnitude, profondeur focale, éventuelles amplifications des mouvements du sol dans la zone épiscopentrale), en incluant une dépendance des coefficients de la loi d'atténuation vis-à-vis de I_0 . La comparaison de notre modèle avec celui proposé par Ambraseys [1] pour l'Europe du Nord-Ouest montre que ce dernier ne peut être appliqué tel quel à la France et que la prise en compte de l'intensité épiscopentrale permet de diminuer de manière significative l'écart des observables par rapport au modèle. Un modèle de référence ne tenant pas compte de l'intensité épiscopentrale n'est applicable que pour des valeurs de I_0 proches de la valeur moyenne des séismes ressentis sur l'ensemble de la période d'observation. Négliger l'influence de I_0 dans une loi empirique de référence peut induire un biais systématique dans la cartographie des réponses locales du sol et conduire à une surestimation d'éventuels effets de site.

À l'échelle de la France métropolitaine, les résidus d'intensité par rapport au modèle (7) se répartissent de façon homogène, sans que des régions entières ne présentent de phénomènes d'« amplification » importants, i.e. [$r(D_i) < -2\sigma(D)$]. Cependant, à l'échelle régionale, les atténuations différentes observées dans le Nord-Ouest et le Sud-Est de la France pourraient être dues à des valeurs du facteur de qualité Q plus élevées en région de socle. Des anomalies ponctuelles, aussi bien positives que négatives, sont observées près de quelques épiscopentres. Un effet de profondeur focale ne peut expliquer ces observations qu'à l'échelle locale. Des tests réalisés en ne prenant en compte que les données situées à 50 ou à 100 km de l'épicentre confirment les caractéristiques régionales de la répartition des résidus. À l'échelle locale, la loi (7), combinée à des études géologiques, pourrait servir de base à des études de la réponse du sol, afin de mettre en évidence d'éventuels effets de site.

Remerciements

P.A. remercie le conseil régional des Pays de la Loire pour le financement de sa thèse de 3^e cycle, dans laquelle s'intègre ce travail. Nous tenons d'autre part à saluer l'amabilité de H. Modaressi (BRGM), qui nous a autorisés à utiliser la base de données SisFrance. Les remarques constructives de deux experts anonymes ont permis de clarifier la première version de ce manuscrit.

Références

- [1] N. Ambraseys, Intensity-attenuation and magnitude intensity relationships for Northwest European earthquakes, *Earthquake Eng. Struct. Dyn.* 13 (1985) 307–320.
- [2] W.H. Bakun, C.M. Wentworth, Estimating Earthquake location and magnitude from seismic intensity data, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 87 (6) (1997) 1502–1521.
- [3] R. Bossu, O. Scotti, F. Cotton, M. Cushing, A. Levret, Determination of geomechanical site effects in France from macroseismic intensities and reliability of macroseismic magnitude of historical events, *Tectonophysics* 324 (2000) 81–110.
- [4] A. Dahle, H. Bungum, L.F. Kvamme, Attenuation models inferred from intraplate earthquake recordings, *Earth. Eng. Struct. Dyn.* 19 (1990) 1125–1141.
- [5] Electric Power Research Institute, EPRI TR-102293, Method and guidelines for estimating earthquake ground motion in Eastern North America, Guidelines for Determining Design Basis Ground Motion, vol. 1, 1993.
- [6] B. Gutenberg, C.F. Richter, Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 46 (1958) 105–145.
- [7] S.E. Hough, J.G. Armbruster, L. Seeber, J.F. Hough, On the modified Mercalli intensities and magnitudes of the 1811–1812 New Madrid earthquakes, *J. Geophys. Res.* 105 (B10) (2000) 839–864.
- [8] T.R.M. Kebeasy, E.S. Husebye, Revising the 1759 Kattgat earthquake questionnaires using synthetic wavefield analysis, *Phys. Earth Planet Inter.* 139 (2003) 269–284.
- [9] A. Levret, J. Backe, M. Cushing, Atlas of macroseismic maps for French earthquakes with their principal characteristics, *Nat. Hazards* 10 (1994) 19–46.
- [10] A.S. Savvaïdis, C.B. Papazachos, P.M. Hatzidimitriou, Site effect estimation based on source and path modelling of macroseismic intensities in the area of Greece, *Eur. Earthquake Eng.* 1 (1998) 18–27.
- [11] O. Scotti, A. Levret, B. Hernandez, Verification of macroseismic methods on five $M_L > 5$ instrumental earthquakes in France, *Phys. Chem. Earth (A)* 24 (6) (1999) 495–499.
- [12] W. Sponheuer, Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik, Freiberg. Forsch. C 88 (1960).
- [13] A. Tarantola, B. Valette, Generalized non-linear problems solved using the least squares criterion, *Rev. Geophys. Space Phys.* 20 (1982) 219–232.
- [14] G.R. Toro, N.A. Abrahamson, J.F. Schneider, Model of strong ground motions from earthquakes in Central and Eastern North America: best estimates and uncertainties, *Seismol. Res. Lett.* 68 (1997) 41–57.
- [15] P.H.A.J.M. Van Gelder, P. Varpasuo, Bayesian seismic hazard assessment for a nuclear power plant, in: ESREL'98: European Safety and Reliability Conference, 16–19 June 1998, Trondheim, Norway.