
Elaboration d'un catalogue de sismicité de la France métropolitaine avec estimation des magnitudes de moment M_w et de leurs incertitudes à partir de la coda sismique

Metropolitan France seismicity catalog production with moment magnitude M_w and their uncertainties estimated from crustal coda waves

Marylin Denieul* — Olivier Sèbe* — Bruno Hernandez*

* CEA, DAM, DIF, F-91297Arpajon Cedex, France

marylin.denieul@cea.fr

olivier.sebe@cea.fr

bruno.hernandez@cea.fr

RÉSUMÉ.

Afin d'évaluer l'aléa sismique, une estimation précise de la magnitude est nécessaire pour établir avec fiabilité des catalogues de sismicité. Plusieurs études ont montré l'intérêt d'utiliser la coda des ondes crustales pour déterminer les paramètres de la source sismique (Aki & Chouet, 1975 ; Mayeda et al., 2003). Denieul et al. (2015) ont développé une méthode d'estimation de la magnitude de moment M_w à partir de la coda sismique applicable aussi bien sur les enregistrements récents numériques que sur les sismogrammes analogiques enregistrés sur papier du LDG (Laboratoire de Détection et de Géophysique). Cette méthode « coda » a permis d'estimer la magnitude M_w de tous les événements de magnitude locale M_{L-LDG} supérieure à 4 s'étant produit en France durant la période 1962-2013 (Denieul, 2015 ; Cara et al., 2015).

L'objectif de ce présent travail est de tester la méthode « coda » sur des événements de plus faible magnitude ($M_{L-LDG} < 4$) et ainsi de déterminer les limites de la méthode. Un re-évaluation des paramètres de coda est nécessaire. Les résultats obtenus permettront de déterminer un catalogue de sismicité (dans les limites de la méthode) et de quantifier les incertitudes sur les magnitudes M_w estimées.

ABSTRACT.

Accurate magnitude estimation is required to establish reliable seismicity catalogues for assessing seismic hazard. Several studies have shown advantages to use crustal coda waves for estimating seismic source parameters (Aki & Chouet, 1975; Mayeda et al., 2003). Denieul et al. (2015) have developed a method for estimating moment magnitude M_w from coda waves of recent digital seismograms as well as old paper analog records of LDG (Laboratoire de Détection Géophysique). This « coda » method permitted to estimate M_w magnitude of all events with local magnitude M_{L-LDG} greater than 4 which have occurred between 1962 and 2013 (Denieul, 2015; Cara et al., 2015).

This study aim is to test the « coda » method on lower magnitude ($M_{L-LDG} < 4$) and thus to determine the method limits. A re-evaluation of coda parameters is required. The obtained results will permit to determine a seismicity catalogue (within the method limits) and to quantify estimated M_w magnitudes uncertainties.

MOTS-CLÉS : magnitude de moment, coda sismique, France métropolitaine.

KEYWORDS: moment magnitude, seismic coda waves, metropolitan France.

1. Introduction

Composée d'ondes diffusées par les hétérogénéités latérales de la lithosphère, la coda sismique présente un taux de décroissance d'amplitude en fonction du temps qui ne dépend ni de la distance épacentrale, ni de la magnitude, ni de la nature du trajet des ondes mais uniquement de la géologie de la zone entourant la source et la station (Aki, 1969). Cette propriété est un réel avantage pour une estimation fiable de la magnitude, notamment grâce à la stabilité des amplitudes de coda entre les stations (Mayeda & Walter, 1996). De plus, dans le cas des sismogrammes analogiques saturés en amplitude, la coda sismique reste la seule partie du signal sismique utilisable pour déterminer la magnitude.

Denieul et al. (2015) et Denieul (2015) ont développé une méthode afin d'estimer la magnitude de moment M_w à partir de la coda des enregistrements sur papier du LDG. Cette méthode a été utilisée pour déterminer la magnitude M_w de tous les événements de la période instrumentale 1962-2009 et de magnitude M_{L-LDG} supérieure à 4 pour le catalogue de sismicité instrumentale de la France Métropolitaine SI-Hex (Cara et al., 2015). La méthode « coda » présentant de bons résultats pour cette gamme de magnitude ($M_{L-LDG} > 4$), il est donc intéressant de la tester à plus faible magnitude et d'en définir les limites, tel est l'objectif du présent travail. Dans un premier temps, nous rappellerons la méthodologie développée par Denieul (2015). Puis, nous testerons la méthode sur l'ensemble des stations du LDG, contrairement à Denieul et al. (2015) qui ne considéraient que les plus anciennes stations, et enfin sur des événements de plus faible magnitude. Cette étude s'inscrit dans le cadre du projet SINAPS@ (Séisme & Installations Nucléaires : Assurer et Pérenniser la Sécurité).

2. Méthode « coda »

Afin de rester homogène avec la période analogique (enregistrement sur papier) du LDG (1962-1977), les stations utilisées dans la méthode « coda » sont uniquement celles installées durant cette période (Figures 1 et 2).

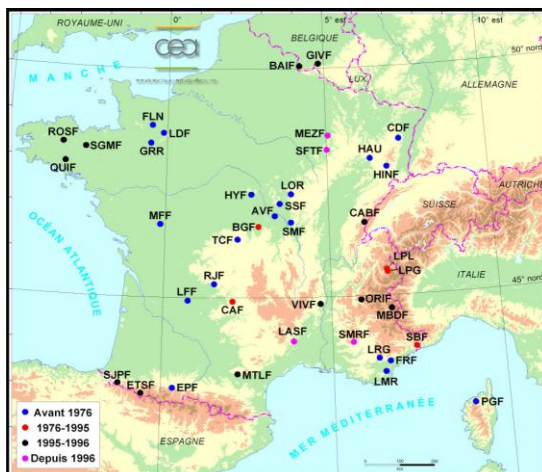


Figure 1. Evolution du réseau sismologique du DASE-LDG au cours du temps.

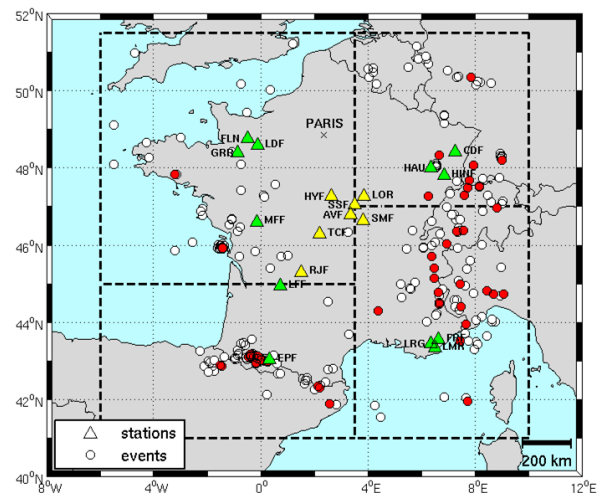


Figure 2. Localisation des stations et des épicentres des séismes utilisés dans le développement de la méthode « coda ». Les stations régionales et centrales sont représentées par des triangles verts et jaunes respectivement. Les séismes sont représentés par un cercle qui est rouge lorsque l'évènement a une magnitude M_w de référence.

Etant donné que la forme de la coda dépend du contexte géologique de la région, la zone d'étude a été divisée en 4 régions en fonction des différentes unités tectoniques et géologiques du territoire français (Figure 2). La coda enregistrée par les stations situées au centre de la France présentant des formes d'enveloppe similaires quelque soit la région épiscopentrale, un traitement particulier est effectué sur la coda enregistrée par ces stations.

La fenêtre de coda considérée est la suivante :

- le début de la coda est défini en fonction du temps d'arrivée de l'onde S_{MS} (réfléchi par le Moho)

$$t_d = 1.5 \times [\Delta^2 + (2H-h)^2]^{1/2} / v \quad [1]$$

où v est la vitesse de l'onde S, H la largeur de la croûte terrestre et h la profondeur du séisme. Les valeurs des paramètres crustaux utilisés sont ceux définis dans Cara et al. (2015).

- la fin de la fenêtre de coda est désignée par le temps correspondant à un rapport signal sur bruit de 2.

Dans ce modèle de coda, l'amplitude B_c à un temps t est définie par :

$$B_c(t) = W_0 \cdot S_0 \cdot t^{-0.75} \cdot \exp(\beta_1 t + \beta_2 t^2) \quad [2]$$

où W_0 correspond au produit des termes de source, de génération de coda et de l'instrument, S_0 est le terme de site et $C_0 = t^{-0.75} \exp(\beta_1 t + \beta_2 t^2)$ est le terme de propagation. Afin de déterminer la magnitude M_{coda} qui correspond à $\log_{10}(W_0)$, il faut donc corriger les amplitudes de coda $B_c(t)$ des termes de site S_0 et de propagation C_0 . Les termes de site S_0 ont été déterminés en utilisant la même méthode que Lacombe et al. (2003). Le terme de propagation C_0 défini par les paramètres de coda β_1 et β_2 est représenté pour chaque région dans le tableau 1. Ce dernier définit la forme de l'enveloppe de coda dans une région donnée. Bien que le taux de décroissance d'amplitude de coda en fonction du temps soit quasiment similaire pour toutes les stations centrales, il faut néanmoins corriger les amplitudes enregistrées à ces stations d'un facteur correctif régional K (tableau 1).

	Nord-Ouest	Nord-Est	Sud-Ouest	Sud-Est	Centre
$\beta_1 (\times 10^{-3})$	13.6	18.7	18.9	26.2	16.6
$\beta_2 (\times 10^{-6})$	-9.4	-16.3	-16.1	-29.7	-12.2
$K (\log_{10})$	0.4	0	-0.05	-0.5	/

Tableau 1. Valeurs des paramètres de coda β_1 , β_2 et K pour les 4 régions ainsi que pour les enregistrements de stations du centre.

Après avoir corrigé les amplitudes de coda des termes de site S_0 et de propagation C_0 , la magnitude M_{coda} est obtenue en moyennant le logarithme décimal des amplitudes de coda corrigées. En comparant les magnitudes M_{coda} obtenues avec des magnitudes de moment M_w de référence (Figure 2), on obtient la relation linéaire suivante :

$$M_w = 0.91 \times M_{\text{coda}} - 1.68 \quad [3]$$

A partir de cette relation $M_{\text{coda}}-M_w$, on peut déterminer la magnitude de moment directement à partir de la coda des sismogrammes analogiques enregistrés sur papier. Pour utiliser la méthode « coda » sur les enregistrements numériques, il suffit de filtrer les signaux dans la même bande de fréquence que le système d'enregistrement analogique du LDG. Une illustration de la méthode est montrée dans la figure 3.

L'incertitude sur la $M_{w-\text{coda}}$ est définie par :

$$\sigma^2 = (M_{\text{coda}} - \langle M_{\text{coda}} \rangle)^2 \sigma_a^2 + a^2 \sigma_{M_{\text{coda}}}^2 + \sigma_b^2 \quad [4]$$

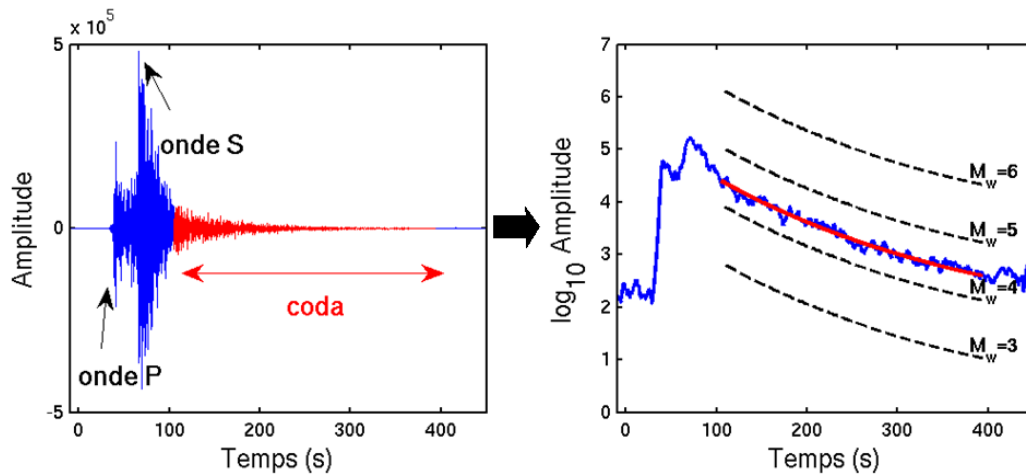


Figure 3. Estimation de la magnitude de moment M_w à partir de la coda de l'enregistrement à la station LFF d'un séisme près d'Argelès-Gazost (17/11/2006 à 18h19). La magnitude $M_{w-\text{coda}}$ obtenue pour ce séisme est 4.43.

3. Test sur l'ensemble des stations du réseau DASE

Afin de pouvoir utiliser la méthode « coda » sur des événements de plus faible magnitude, il faut intégrer le reste des stations du LDG (i.e. installées après 1977) et évaluer l'impact de l'évolution du réseau sur l'estimation de la magnitude M_{coda} .

En observant les enregistrements de coda à chacune des stations, nous avons remarqué que la coda enregistrée à la station CABF (figure 1) présentait les mêmes caractéristiques que dans la région Nord-Est. Nous avons donc décalé la frontière Nord-Sud de la région Est (figure 2) de 0.5° vers le sud afin d'intégrer la station CABF dans la région Nord-Est. Nous avons ensuite recalculé les valeurs des paramètres de coda β_1 et β_2 en intégrant l'ensemble des enregistrements aux stations LDG (à l'exception de la station corse PGF). Pour chacune des régions, la figure 4 compare les termes de propagation $C_0(t)$ obtenus à partir des coda enregistrées par l'ensemble des stations et uniquement par les plus anciennes stations. A l'exception de la région sud-est, on remarque que les paramètres de coda β_1 et β_2 obtenus en considérant l'ensemble du réseau sont quasi similaires à ceux obtenus dans Denieul (2015). Nous avons donc décidé d'utiliser les valeurs de β_1 - β_2 définies dans le tableau 1 pour les régions Nord-Ouest, Nord-Est, Sud-Ouest et les stations « centre ». Pour la région Sud-Est, nous avons considéré les paramètres β_1 et β_2 calculés par l'ensemble des enregistrements du réseau actuel, soient $23.3 \cdot 10^{-3}$ et $-22.1 \cdot 10^{-6}$ respectivement.

En comparant les magnitudes M_{coda} obtenues dans Denieul (2015) et celles obtenues en considérant l'ensemble des stations et les nouvelles valeurs de paramètres de coda (figure 5), on remarque qu'elles sont quasi identiques sauf pour les évènements qui ont changé de région (SE → NE).

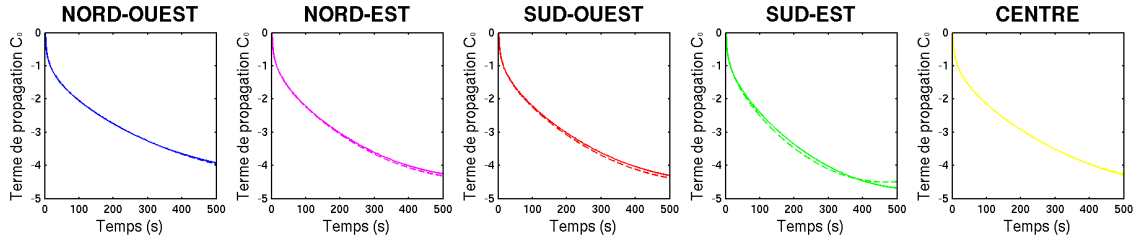


Figure 4. Terme de propagation C_0 en fonction du temps pour chacune des régions estimé à partir uniquement des enregistrements du réseau installé avant 1977 (ligne pointillée) et à partir de l'ensemble des enregistrements du réseau DASE actuel (ligne pleine).

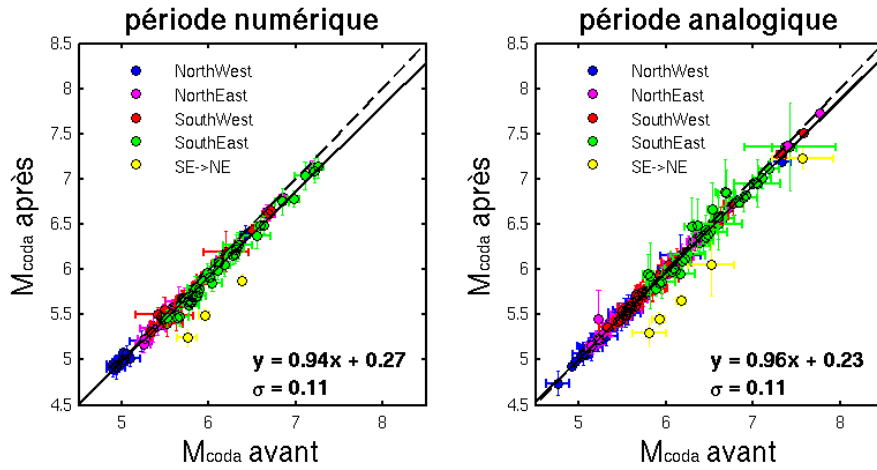


Figure 5. Comparaison des magnitudes M_{coda} obtenues dans Denieul (2015), M_{coda} avant, et celles obtenues dans cette étude, M_{coda} après, durant les périodes d'enregistrement analogique (1962-1997) et numérique (>1997) du LDG.

La relation M_w - M_{coda} obtenue en considérant l'ensemble des stations est la suivante :

$$M_w = 0.93 \times M_{\text{coda}} - 1.73. \quad [5]$$

Les lois de calage [3] et [5] étant quasi-similaires, les magnitudes de moment obtenues dans cette étude sont très proches de celles obtenues dans Denieul (2015) sauf pour les évènements ayant changé de région. L'évolution du réseau a donc peu d'impact sur l'estimation de M_{coda} , ce qui prouve la stabilité de la magnitude estimée à partir de la coda. En revanche, le choix du découpage des régions influe beaucoup sur l'estimation de M_{coda} et donc M_w .

4. Test sur des évènements de magnitude locale plus faible

Après avoir considéré l'ensemble des stations DASE et déterminé de nouveaux paramètres de coda, nous avons testé la méthode « coda » pour des évènements de plus faible magnitude. Les données utilisées sont les enregistrements de tous les évènements de magnitude M_{L-LDG} supérieur à 3.4 qui ont été enregistrés par le DASE entre 1997 et 2013. Comme pour le test précédent, nous avons re-calculé les valeurs de paramètres β_1 et β_2 en considérant les nouvelles données. Les paramètres de coda obtenus sont quasiment identiques à ceux estimés dans le paragraphe 3. Nous avons donc conservé les valeurs de β_1 - β_2 déterminées précédemment pour traiter les évènements de plus faible magnitude.

Nous avons ensuite estimé la magnitude M_{coda} pour l'ensemble des évènements, soit 560 séismes. Les magnitudes M_{coda} de 15 évènements de $M_{L-LDG} < 4$ n'ont pu être déterminées dues aux limites de la méthode « coda ». En effet, la méthode nécessite au moins 10 secondes de fenêtre de coda. Pour les enregistrements de séismes de faible magnitude et/ou à grande distance épacentrale, la coda peut se confondre dans le bruit sismique et donc la méthode « coda » ne peut être appliquée.

Nous avons comparé les magnitudes M_{coda} des évènements restants avec les magnitudes de moment M_w de référence (figure 6). La loi de calage M_{coda} - M_w obtenue est la suivante:

$$M_w = 0.85 \times M_{coda} - 1.20. \quad [6]$$

On remarque que la loi de calage diffère légèrement de celle de Denieul (2015) [3], ce qui induira une différence dans les résultats de magnitude de moment M_w .

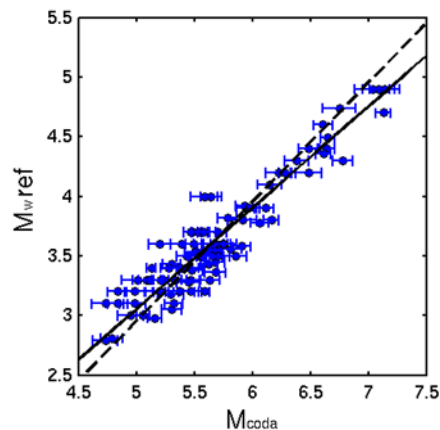


Figure 6. Comparaison entre les magnitudes M_{coda} et M_w de référence pour des évènements de M_{L-LDG} supérieures à 3.4.

Une étude est en cours pour tester la méthode « coda » sur des évènements de magnitude M_{L-LDG} supérieure à 3.

5. Conclusion et perspectives

Cette étude a montré que l'évolution du réseau du DASE et l'ajout d'évènements de magnitude plus faible avaient peu d'influence sur le calcul des paramètres de coda β_1 - β_2 sauf pour la région Sud-Est. Malgré cette

légère variation de β_1 et β_2 pour le Sud-Est, l'utilisation de l'ensemble des stations a peu d'influence sur l'estimation de la magnitude M_{coda} , ce qui prouve la stabilité de l'amplitude de coda.

Par contre, l'ajout d'évènements de plus faible magnitude provoque une modification de la loi de calage $M_{\text{coda}}-M_w$, ce qui induit une variation dans l'estimation de M_w . Néanmoins, la plus forte influence sur les magnitudes M_{coda} et M_w est due au choix du découpage régional.

Bien que la méthode « coda » fonctionne très bien sur des évènements de plus faible magnitude, elle ne peut être appliquée à l'ensemble des séismes de $M_{\text{L-LDG}}$ inférieure à 4 due aux limites de fenêtrage de la méthode.

Bibliographie

- Aki, K., « Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves », *Journal of Geophysical Research.*, vol. 74, 1969, p. 615-631.
- Aki, K., Chouet, B., « Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects », *Journal of Geophysical Research.*, vol. 80, 1975, p. 3322-3342.
- Cara, M., Cansi, Y., Schlupp, A., the SI-Hex group, « SI-Hex: a new catalogue of instrumental seismicity in metropolitan France », *Bulletin de la Société Géologique de France*, vol. 186, 2015, p. 3-19.
- Denieul, M., « Moment sismique et coda d'ondes crustales », Thèse de doctorat, Université de Strasbourg, 2014.
- Denieul, M., Sèbe, O., Cara, M., Cansi, Y., « M_w estimation from crustal coda waves recorded on analog seismograms », *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 105, 2015.
- Lacombe, C., Campillo, M., Paul, A., Margerin, L., « Separation of intrinsic absorption and scattering attenuation from L_g coda decay in central France using acoustic radiative transfer theory », *Geophysical Journal International*, vol. 154, 2003, p.417-425.
- Mayeda, K., Walter, W.R., « Moment, energy, stress drop, and source spectra of western United States earthquakes from regional coda envelopes », *Journal of Geophysical Research*, vol. 101, 1996, p.11,195-11,208.
- Mayeda, K., Hofstetter, A., O'Boyle, J.L., Walter, W.R., « Stable and transportable regional magnitudes based on coda-derived moment-rate spectra », *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 93, 2003, p. 224-239.