



**HAL**  
open science

## L'aléa sismique : une revue des méthodes d'étude

J.P. Meneroud

► **To cite this version:**

| J.P. Meneroud. L'aléa sismique : une revue des méthodes d'étude. 1990, pp.165-175. insu-00503014

**HAL Id: insu-00503014**

**<https://insu.hal.science/insu-00503014v1>**

Submitted on 16 Jul 2010

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

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

**L'ALEA SISMIQUE : UNE REVUE DES METHODES D'ETUDE****PAR J.P.MENEROUD\***

**RESUME.**- La définition de l'aléa sismique nécessite une grande diversité de méthodes d'étude où la géologie a une place prépondérante. Dans le domaine spatial on assiste à un développement important de méthodes expérimentales, mettant en oeuvre des procédures d'enregistrement (macro - microsismicité - bruit de fond etc.), et numériques 2D et 3D. Mais l'observation demeure un élément capital qu'elle soit purement géologique ou post sismique. Dans le domaine temporel si des progrès sont à attendre dans les années ou décennies à venir, il n'existe pas encore de méthode fiable de prédiction.

-----

Bien que la notion de risque sismique fasse appel à des disciplines très différentes comme : la sismologie, la géologie, la géophysique, la géotechnique, le génie civil, l'architecture, les études de vulnérabilité, les sciences économiques, les sciences humaines, les sciences historiques..., l'origine en est bien la géologie qui doit donc intervenir de façon importante dans les deux aspects fondamentaux de la détermination de l'aléa sismique :

- l'aléa régional,
- l'aléa local.

L'aléa régional, qui concerne la probabilité d'occurrence d'un événement donné, peut se définir d'après les données instrumentales (sismologiques) ou historiques. Or, ni les unes, ni les autres ne permettent une bonne quantification, surtout en domaine intraplaques de sismicité modérée comme c'est le cas pour les Alpes.

Les séismes ont une récurrence d'ordre géologique et non humaine, les méthodes historiques sont donc impuissantes à décrire l'état stationnaire du phénomène qui ne peut, s'il existe, être mis en évidence que sur de très grandes périodes. Ceci est encore plus vrai pour la voie instrumentale. Reste alors l'analyse tectonique mais avec toutefois une échelle de temps beaucoup plus réduite que dans les études classiques.

-----

\* CETE Méditerranée - Laboratoire des Ponts et Chaussées de Nice.

D'autre part, il s'agit de rechercher des événements s'étant produits il y a moins d'un million voire de cent mille ou même dix mille ans. Cette néotectonique est en pleine gestation et elle utilise, à son tour, d'autres disciplines comme la stratigraphie du quaternaire, la topographie, la métrologie, la sismologie et la morphologie qui, dans son application néotectonique est elle-même en plein développement car il apparaît de plus en plus que les grands traits de la géographie physique sont directement dépendants de l'activité tectonique actuelle ou récente (dans les régions sismiques bien sûr).

Le site d'El Asnam est, à ce titre, tout à fait exemplaire mais on peut également citer le couloir rhodanien, issu d'une ancienne extension remobilisée ou la Durance, directement calée sur une faille actuelle. Il existe de très nombreux autres exemples de cours d'eau plus modestes dont le tracé est directement dépendant de l'activité sismique et tectonique actuelle, la Roya et la Bévéra en sont une illustration caractéristique dans le sud-est de la France.

On voit donc que la place de la géologie dans la définition de l'aléa régional est primordiale et, dans ce domaine longtemps abandonné aux sismologues, des progrès sont à attendre. Il y a là un champ d'action important pour notre discipline.

L'aléa local, quant à lui, vise un site unitaire, de dimensions restreintes (de l'hectare ou moins à quelques  $\text{Km}^2$ ) et qui dépend à la fois de la modification du signal vibratoire imposé par la structure géologique et la morphologie et des phénomènes induits par le séisme : liquéfaction, mouvements de terrain. Le rôle de la géologie, dans son analyse, est également fondamental. Actuellement, les méthodes concernant la prise en compte de la modification du signal vibratoire par les conditions locales se développent dans deux directions :

#### LES MÉTHODES EXPÉRIMENTALES avec :

- les observations macrosismiques lorsque le site à étudier a déjà subi des séismes notables dans un passé suffisamment récent pour que des enquêtes macrosismiques détaillées aient été faites. L'examen détaillé de ces observations macrosismiques peut alors amener à distinguer qualitativement différentes zones où les différences d'intensité ne soient imputables qu'aux conditions locales ; comme par exemple à Rognes en 1909, où les cartes isoséistes montrent un effet topographique flagrant.

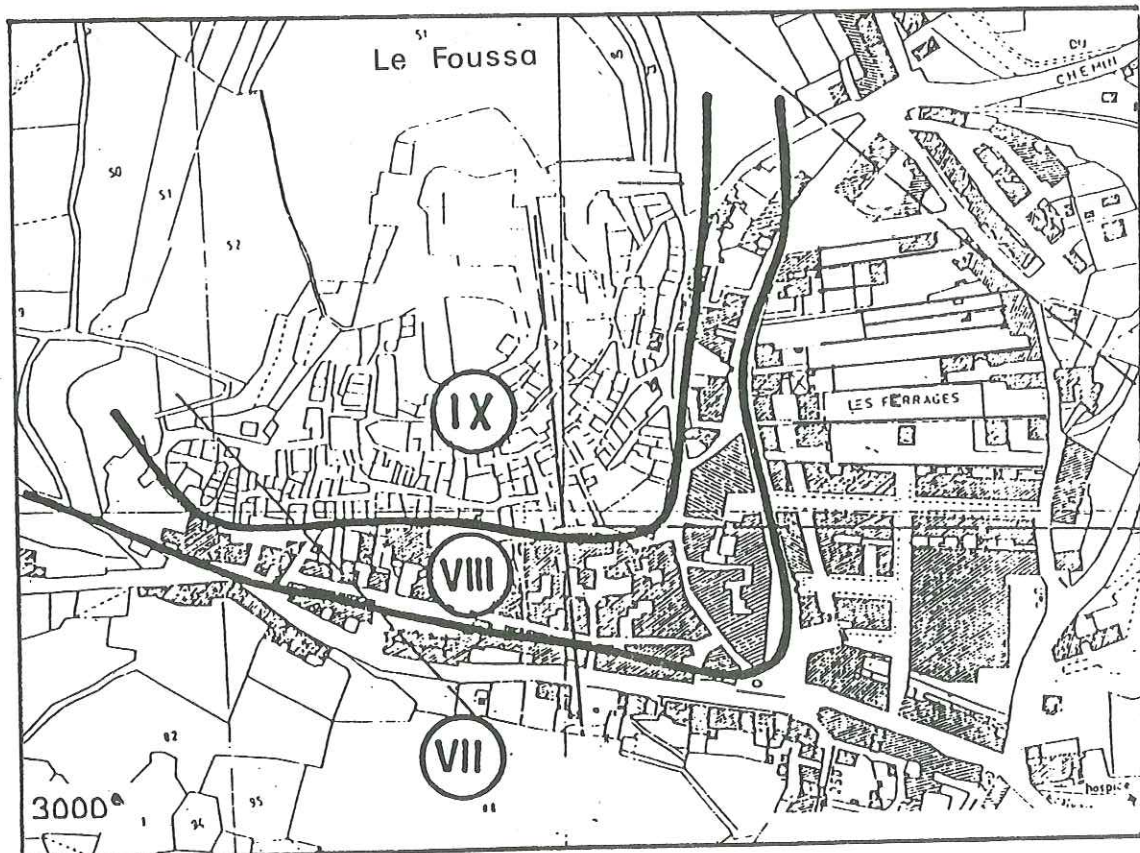
- les études du bruit de fond : l'estimation des fréquences de résonance et des amplifications correspondantes, à partir de l'étude spectrale de bruit de fond sismique est actuellement très utilisée au Japon, mais beaucoup moins aux Etats-Unis ou en Europe. Plusieurs problèmes se posent en effet, rendant discutable a priori la transposition des résultats ainsi acquis au cours des forts séismes :

- \* les sources de bruit de fond sont en majorité très superficielles, et les ondes qu'elles engendrent (de surface essentiellement), comme leur gamme de fréquence, sollicitent souvent le site de façon très différente d'un séisme. En particulier, la transposition aux fortes déformations du sol n'est valable que si celui-ci se comporte de façon linéaire ;

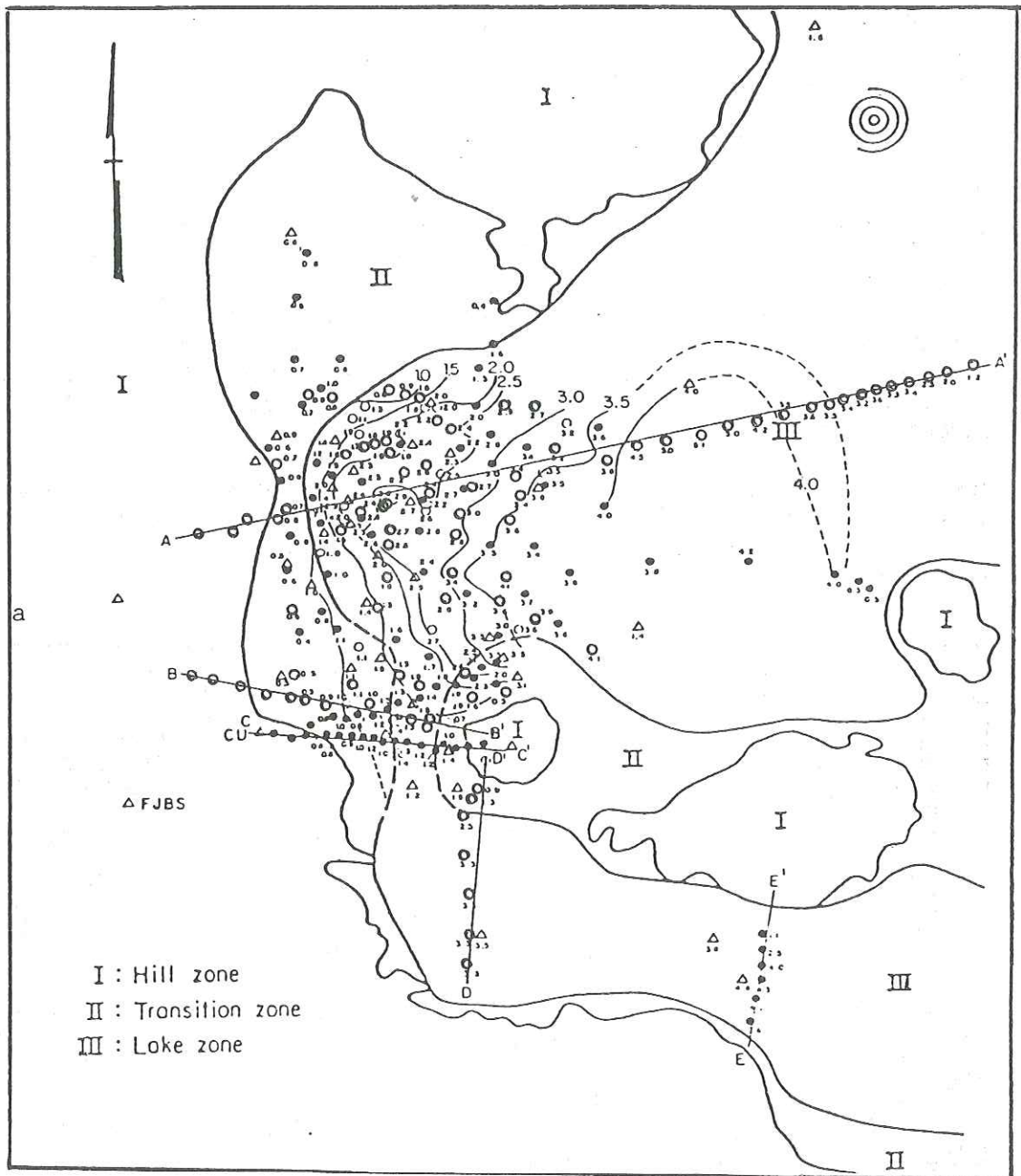
\* le bruit de fond se révèle, surtout en zone urbaine, très variable dans le temps. Il paraît donc indispensable d'effectuer de nombreux enregistrements, espacés dans le temps, et de faire une analyse statistique des spectres de Fourier ainsi obtenus. La technique devient alors beaucoup plus longue à mettre en oeuvre.

L'utilisation d'une telle méthode, très intéressante en zone urbaine, doit donc être critique et, en particulier, la stabilité des résultats doit être clairement démontrée. Cela a été le cas par exemple à Mexico (et, semble-t-il, dans tous les sites où la période propre du sol est très longue, c'est-à-dire supérieure à 1s), et a conduit à l'établissement d'une "carte des périodes propres", très bien corrélée avec la carte d'épaisseur des formations argileuses superficielles. L'obtention d'une carte des amplifications correspondantes semble pour l'instant encore prématurée.

Reste à tester ce genre de méthode, ailleurs et notamment en Europe, ce qui n'a pas encore été fait. Si, dans l'avenir, cette méthode était validée, elle permettrait plus facilement d'effectuer de nombreuses études de site.



Carte des isoséistes pour le village de Rognes lors du séisme du 11.06.1909. Les dégâts sont maximaux sur les flancs et au sommet de la colline du Foussa (Int. : IX), importants sur la ceinture au pied du Foussa (Int. VIII) et minimaux dans les quartiers Est et Sud (Int. VII) (extrait de Payany, 1983).

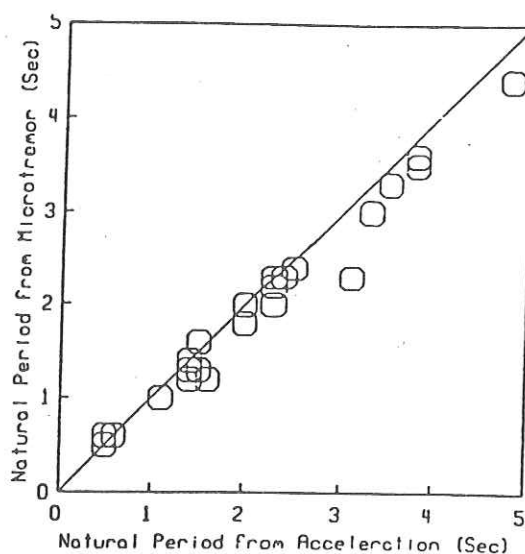


a) Carte des périodes propres mesurées dans la vallée de Mexico, à partir de différents enregistrements :

Triangles : enregistrement "Strong motion" (Singh et al, 1988)

Cercles : enregistrement du bruit ambiant

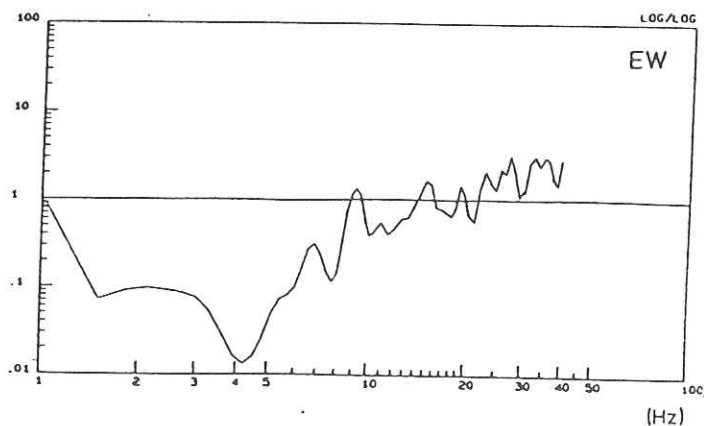
- cercles ouverts : mesures Instituto de Ingeniería, UNAM
- cercles pleins : mesures japonaises.



b) Correspondance, pour différents sites de la vallée de Mexico, entre les périodes propres mesurées à partir du bruit ambiant (ordonnée) et celles mesurées à partir d'enregistrements accélérométriques (abscisse). (Tiré de Lermo et al, 1988).

- les enregistrements de la petite sismicité : cette méthode consiste à installer des sismomètres, analogiques ou digitaux, en différents sites judicieusement choisis de la zone à étudier, et à obtenir ainsi un maximum d'enregistrements sismiques : on peut utiliser pour cela la sismicité locale et régionale "normale", si elle est suffisante, ou profiter de crises sismiques épisodiques ou de tirs de carrière suffisamment puissants ou enfin, enregistrer les fortes répliques après un séisme important, qui peut d'ailleurs être distant de plusieurs centaines de kilomètres.

L'étude des rapports spectraux entre les différents sites et un site choisi comme référence (affleurement rocheux de préférence) conduit alors à une estimation expérimentale de leurs fonctions de transferts respectives, comme sur l'exemple présenté dans la figure ci-après.



Exemple de rapport spectral calculé à partir des enregistrements réalisés dans la Roya (AM) le 25.02.1984 à 0 h 18 pour la voie E-W entre la station de Roya située dans la vallée et celle de Château de Piène sur une crête.

Cette méthode supprime un certain nombre de handicaps des précédentes sauf celui relié à la non linéarité. Mais elle est souvent délicate à utiliser en milieu urbain, en raison du niveau très élevé du bruit ambiant.

- Enfin, les enregistrements accélérométriques locaux, correspondant à des mouvements forts, qui permettent d'obtenir des résultats incontestables.

### LES MÉTHODES THÉORIQUES OU NUMÉRIQUES

Les calculs de propagation d'ondes en milieu complexe peuvent permettre de prédire de façon fiable la réponse sismique des différents sites à étudier, à condition bien entendu que les paramètres géométriques (structure géologique) et surtout mécaniques (masse volumique, vitesse des ondes, amortissement,...) soient suffisamment bien connus. Ces modèles numériques peuvent alors fournir :

- la fonction de transfert locale,
- le spectre de réponse local, tenant compte des effets de site (si l'on dispose d'accélérogrammes correspondant au spectre "de référence" des règles parasismiques en vigueur)
- et beaucoup d'autres informations, spectrales ou temporelles, sur les paramètres habituellement utilisés en ingénierie sismique.

La principale limitation de ces méthodes vient de leur coût, à la fois direct (coût du calcul proprement dit) et indirect (coût des reconnaissances géotechniques nécessaires à l'estimation des paramètres géomécaniques à injecter dans les calculs).

Les principaux types de programmes actuellement utilisés pour les études de microzonage sont soit uni, soit bi, soit tridimensionnels.

Les calculs unidimensionnels (1D) prennent en compte la colonne de sol au droit du site considéré, et en calculant - généralement - la réponse à une onde S verticalement incidente. Le comportement est soit visco-élastique linéaire, soit visco-élastique "linéaire équivalent" pour les méthodes travaillant dans le domaine fréquentiel, soit enfin non-linéaire pour les méthodes travaillant dans le domaine temporel (ce qui suppose la fourniture d'un accélérogramme incident). Les exemples de microzonage réalisés selon cette procédure sont très nombreux (Japon, Etats-Unis, Italie,...)

Les calculs bi ou tridimensionnels (2D ou 3D) prennent en compte les variations latérales de la structure géologique (en plus de ses variations verticales) selon une direction (modèles 2D) ou deux directions (modèles 3D), les modèles les plus simples et les plus répandus étant, de très loin, les modèles 2D. Le champ incident y est généralement constitué d'ondes planes P ou S, d'incidence variable, mais il peut aussi être, dans certains cas, le champ rayonné par une source sismique ponctuelle ou étendue. Le comportement mécanique des différentes formations y est la plupart du temps la viscoélasticité linéaire, mais la non-linéarité équivalente ou la vraie non-linéarité peuvent être parfois prises en compte (modèles aux éléments ou différences finis, lois rhéologiques évoluées intégrant la nature diphasique des sols,...). Les méthodes numériques de résolution de l'équation d'ondes sont nombreuses, les plus utilisées actuellement étant les éléments finis, les différences finies, les méthodes "optiques" (et surtout les rai gaussiens), les équations intégrales, et la discrétisation dans le domaine des nombres d'onde.

La lourdeur et le coût de ces méthodes font qu'on ne peut les appliquer que sur quelques profils (modèles 2D) ou sites (modèles 3D) judicieusement choisis, et ils permettent alors de contrôler et de corriger ponctuellement les résultats obtenus avec des méthodes plus simples (méthodes simplifiées de 2.2.1 ou calculs 1D).

Ces méthodes ont déjà été utilisées pour un certain nombre d'études de microzonage, en Italie et en France.

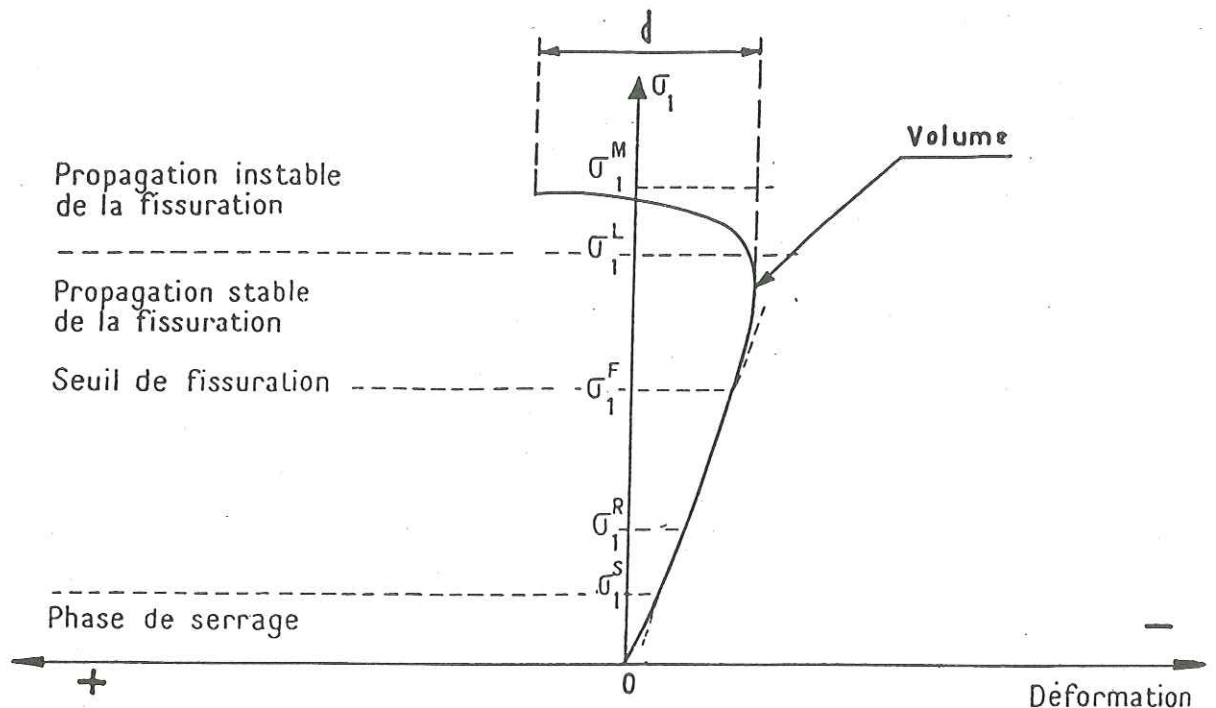
La définition de cet aléa se traduit cartographiquement par un microzonage sismique dont le support indispensable est une carte géologique précise réalisée à des échelles comprises entre le 1/2.000 et le 1/10.000.

L'aléa évoqué plus haut, qu'il soit régional ou local, a été envisagé sous son aspect spatial (prévision), l'autre aspect est celui de la prédiction temporelle qui permettrait de définir la date d'occurrence du phénomène. Où en est-on dans ce domaine ?

### Les méthodes de prédiction temporelle

Depuis une trentaine d'années, de nombreux chercheurs dans le monde se sont attachés à développer des méthodes de prédictions pour les séismes. Ces prédictions sont basées sur la modification de certains paramètres physiques, à l'intérieur de la croûte terrestre, avant un tremblement de terre, en particulier le phénomène de dilatance qui régit la phase terminale du processus de rupture. Cette dilatance correspond à une augmentation de volume et dépend fortement de la nature de la roche et de sa porosité, voire de la totalité des vides du massif rocheux auquel est appliquée la contrainte.



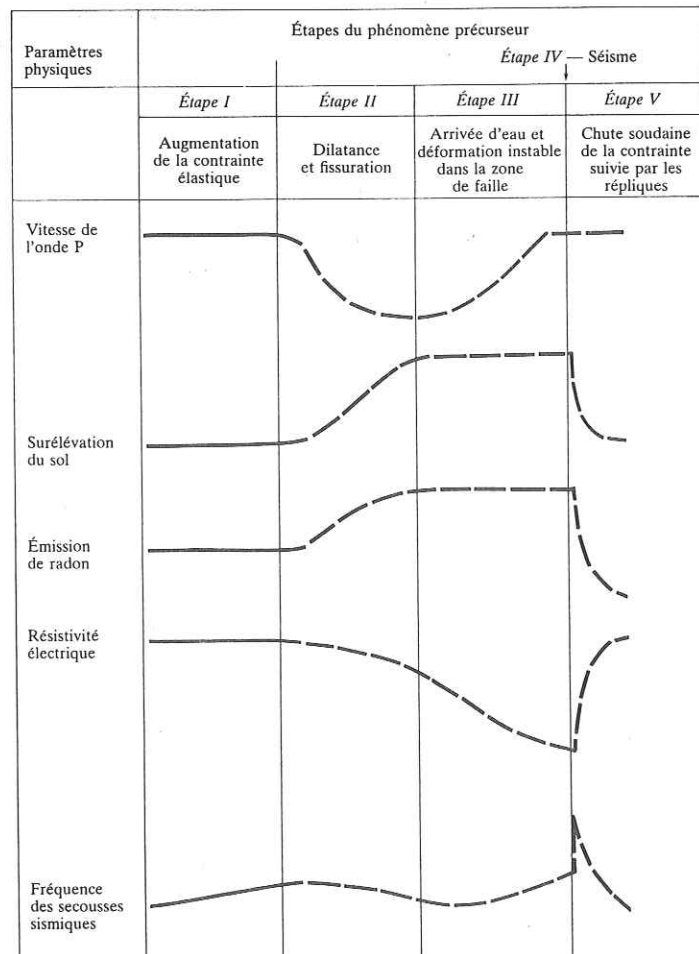


Principales phases du comportement d'une roche au cours d'un essai de compression.  $d$  = dilatance

A la suite de ce phénomène vont se produire des changements importants pour certains paramètres :

- perméabilité qui va décroître avec la dilatance
- niveau d'eau dans le puits
- vitesse de propagation des ondes sismiques P (compression) et S (cisaillement) et de leur rapport  $V_p/V_s$
- résistivité qui décroît avec la dilatance
- modifications topographiques avec notamment un gonflement de la surface du sol
- petits glissements sur la faille avant la rupture principale se traduisant par un accroissement de la microsismicité
- libération de gaz inclus dans les roches tels que  $H_2$ ,  $CH_4$ ,  $Co$ ,  $CO_2$ ,  $H_2O$ ,  $N_2$  et  $O_2$  et surtout de radon
- modification des champs électriques et magnétiques.

## II — INDICATIONS PHYSIQUES POUR LA PRÉVISION D'UN SÉISME

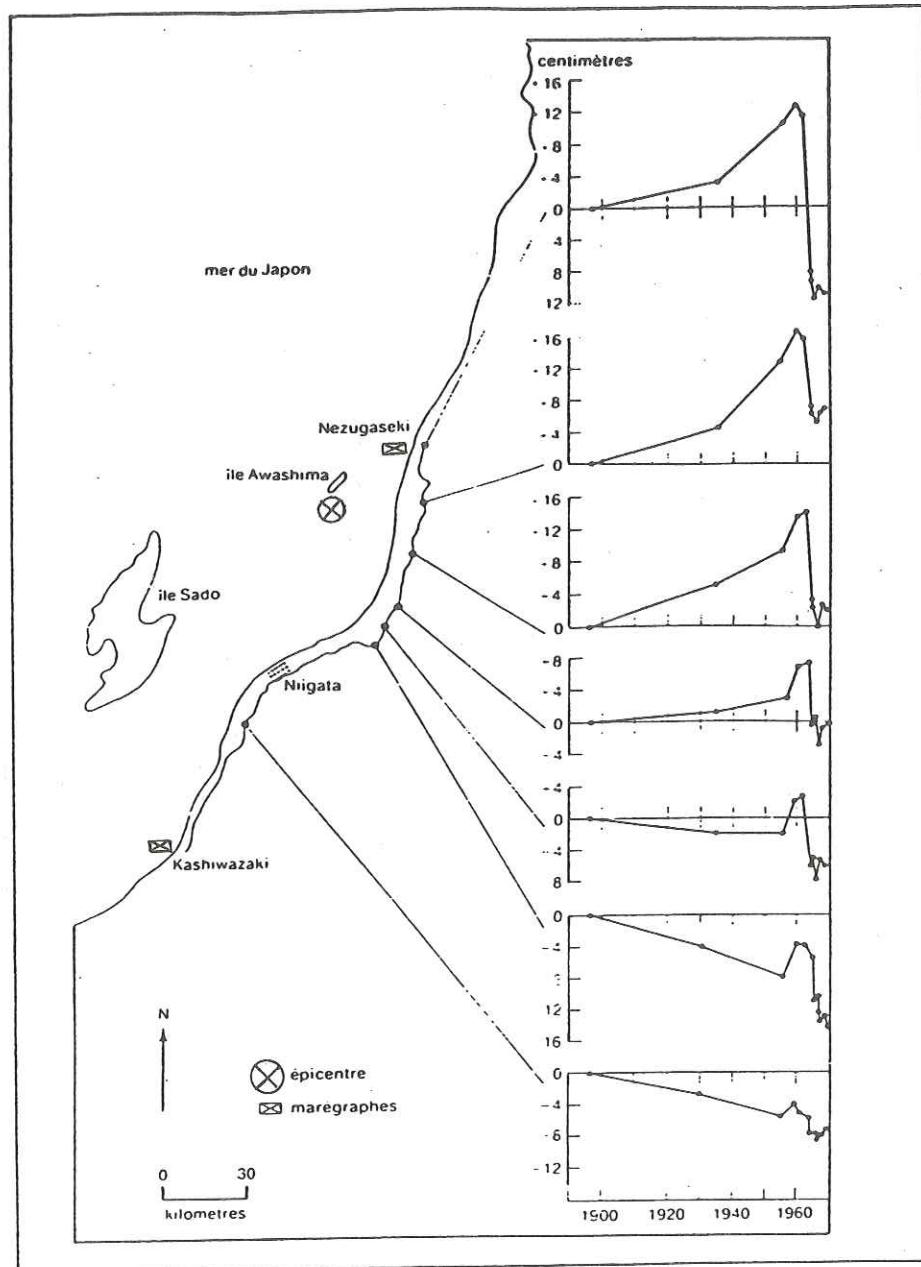


D'après *Prévision des tremblements de terre*, National Academy of Sciences, 1976.

D'après *Prévision des tremblements de terre*. National Academy of Sciences. 1976.

La figure visualise l'évolution de certains de ces paramètres.

Il ressort de ce qui précède qu'il devrait être possible en théorie de faire des prédictions efficaces sur l'occurrence des tremblements de terre puisqu'il suffirait d'enregistrer les variations des paramètres évoqués pour pouvoir porter un diagnostic réaliste. En fait, la réalité est beaucoup plus complexe car la mesure n'est possible que si l'on connaît parfaitement les zones précises à surveiller, c'est-à-dire les accidents actifs. D'autre part, la précision des appareils de mesures actuels est souvent insuffisante pour mettre en évidence les variations des paramètres, ce qui ne permet pas une approche correcte de l'analyse du phénomène. La durée même de ce dernier est également un handicap au diagnostic. Par exemple, la reprise des mesures géodésiques au Japon dans les années qui ont précédé le séisme de Niigata ont mis en évidence une remontée régulière pendant 60 ans avec un ralentissement sur les dix dernières années et un affaissement brutal de 20 cm juste avant le 16 Juin 1964, date du séisme.



Mouvements verticaux des balises de nivellement le long de la côte ouest du Japon, autour de l'épicentre du séisme de Niigata (magnitude 7.5) en Juin 1964. Les variations de niveau avant et après le séisme sont indiquées à droite.

Des essais de prédictions ont été tentés, certains avec succès, d'autres, au contraire, tout à fait décevants. Le séisme chinois, de magnitude 7.3, survenu dans la province de Liaoning le 4 Février 1975, a été prédit quelques heures à l'avance. Malheureusement, ce succès a été suivi du cuisant échec du séisme de Tangshan qui, le 27 Juillet 1976, fit 650.000 morts.

Plus récemment est apparue une méthode appelée VAN, du nom de ses trois inventeurs ou promoteurs : P.Varotsos, K.Alexopoulos, K.Nomicos, qui, contrairement aux précédentes, a été fortement médiatisée et qui est née, semble-t-il, d'une observation fortuite de bruits radio-électriques insolites observés pendant dix minutes par quatre radiotélescopes américains six jours avant le tremblement de terre du Chili en Mai 1960.

Des expériences de laboratoire ont confirmé ultérieurement que des émissions radioélectriques se produisent lorsqu'on soumet les roches à une contrainte croissante. Ceci serait en liaison avec la création de champs électriques dans les cristaux de quartz sous l'effet de la contrainte. Ces champs réorienteraient les impuretés des roches se comportant comme des dipôles électriques, ce qui augmenterait le champ électrique global. Cette théorie séduisante repose sur une réalité physique indéniable : il existe bien des phénomènes électromagnétiques provoqués par un état de contrainte croissant sur les roches. Par contre, la polarisation électrique en "cascade" de milieux rocheux sous l'effet d'une faible variation de contrainte ne semble pas crédible compte tenu des énergies nécessaires pour rayonner des signaux électromagnétiques sur de grandes distances dans la croûte conductrice. Des expériences sont donc encore nécessaires pour mieux cerner le processus physique et il ne semble pas que les promoteurs de la méthode VAN aient sérieusement confronté leur théorie avec les connaissances géophysiques sur les propriétés électriques et magnétique de la croûte terrestre. Les expériences faites en Grèce dans un contexte très favorable du point de vue de la sismicité ne sont pas si convaincantes que certains le laissent entendre. Nous citerons à ce propos D. Hatzfeld :

" Il ne semble pas que les tests aient été menés dans de bonnes conditions. Ceux réalisés sur des séries limitées ne permettent pas de valider la méthode de prédiction VAN sur le plan statistique. Il apparaît en outre que, même en restreignant la prédiction VAN à la région de l'île Céphalonie où des séismes importants ont déjà permis d'étalonner la méthode, il reste des prédictions non vérifiées.

L'échec le plus cinglant est celui du séisme de Kalamata du 13 Septembre 1986 de magnitude 6. Bien qu'il exista dans cette région plusieurs stations VAN, la prédiction fut manquée et il en résulta de nombreuses victimes. La prédiction des séismes est donc encore un domaine de recherche fondamentale qui débouchera vraisemblablement dans l'avenir sur des possibilités concrètes, probablement d'abord dans les régions de forte sismicité et pour des séismes de grandes magnitudes, ce qui n'est pas le cas de la France en général et du Sud-Est en particulier. Cette prédiction ne se fera probablement pas en enregistrant un seul paramètre. Seule l'analyse de convergence d'évolution de plusieurs critères physiques permettra, dans l'avenir, de réaliser des pronostics réalistes.