

Les Tremblements de Terre. Quelques éléments de sismologie

Tout le monde sait l'importance des civilisations qui se sont développées dans différentes régions de la zone alpine *sensu lato* (au sens des géologues, de Gibraltar à l'Iran-Afghanistan et même bien au-delà) : elles ont fortement contribué à modeler le monde moderne et laissé un patrimoine, notamment monumental, très riche qu'il faut évidemment préserver au mieux. Les causes de dégradation sont nombreuses ; l'une d'elles retient ici l'attention : les tremblements de terre.

Il ne s'agit pas d'une simple question académique ; la zone est sujette à une activité sismique importante ; or elle est abondamment peuplée depuis très longtemps ; de sorte que le sismologue suédois M. Båth, utilisant son concept de « destruction spécifique » (qui soulève d'ailleurs pas mal de questions), a pu montrer que la zone alpine *s.l.* était de loin en tête vis-à-vis des dégâts dus aux tremblements de terre. Chacun se souvient de quelques événements récents particulièrement destructeurs : Açores (01.01.80), El Asnam (10.10.80), Irpinia (23.11.80), Kerman (11.06.81), Erzurum (30.10.83), Tadjikistan (13.10.85), et beaucoup d'autres.

Quelles sont les incidences des tremblements de terre sur le patrimoine ? Comment minimiser leurs effets ? Ces thèmes seront traités par les autres intervenants. Ici, les définitions des principaux termes utilisés par les sismologues sont données, autant qu'il est possible de le faire en évitant tout développement mathématique ; quelques éléments sont présentés pour tenter de faire comprendre ce qu'est un tremblement de terre et comment il est caractérisé. Aucune originalité n'est à chercher dans ce qui suit ; de plus, on consultera avec profit quelques ouvrages plus détaillés dont on trouvera la liste plus loin.

Source sismique

Les phénomènes à l'origine d'un tremblement de terre sont essentiellement des effets locaux, même s'ils sont dus à des causes beaucoup plus générales.

Comme tout solide courant, certaines parties (les plus externes) de la Terre ont des propriétés élastiques : si on les sollicite (si on leur applique des contraintes), elles se déforment ; si on cesse d'appliquer des efforts (si on relâche les contraintes), elles reprennent leur forme initiale. À moins que l'on ait voulu trop déformer le matériau : il a alors pu se briser. Autrement dit, il existe une relation entre contraintes appliquées et déformations observées ; ces dernières sont « élastiques » si les premières restent inférieures au seuil de résistance du matériau ; au-delà, le matériau montre des propriétés « fragiles » : il ne reprendra plus spontanément sa forme si les contraintes sont supprimées.

En tout point de la Terre, le matériau est soumis à des contraintes (ne serait-ce qu'en raison du poids des matériaux sous-jacents) et a une certaine résistance ; contraintes et seuil de résistance varient d'un point à un autre. Si en un point, les contraintes dépassent le seuil de résistance, le matériau casse : c'est un séisme ; on parle de « source sismique », de « foyer » du séisme (on dit aussi « hypocentre »). Le point de la surface de la Terre qui se trouve à la verticale du foyer s'appelle l'« épïcêtre ».

Ce mécanisme d'un séisme, connu sous le nom de « rebond élastique », a été introduit par Reid pour expliquer certaines observations qu'il avait faites à l'occasion du tremblement de terre qui a gravement endommagé San Francisco en 1906. Le comportement d'alignements, coupés par la rupture lors d'un séisme, montre bien comment les choses peuvent se passer (fig. 1).

La différence d'énergie accumulée dans l'état de contraintes avant la rupture et dans l'état de contraintes après la rupture, est dissipée suivant différents modes ; par exemple par déplacement définitif d'une partie du matériau dans le champ de pesanteur pour certains types de source sismique ; ou par échauffement au cours du glissement le long de la surface de rupture ; ou encore par émission d'ondes élastiques qui se propagent dans le solide, un peu comme quand on casse un solide il émet un son (encore que, dans ce dernier cas, le son émis soit des vibrations de l'air excitées par les vibrations du solide qui casse). Ce sont ces ondes élastiques qui constituent à proprement parler le tremblement de terre (elles sont dites élastiques parce que les déformations subies par le solide qui les transmet correspondent à des contraintes qui restent inférieures au seuil de résistance du solide).

Ondes sismiques

On montre qu'à l'intérieur d'un solide, deux types d'ondes élastiques peuvent se propager (elles sont dites « ondes de volume »). Les ondes de pression appelées « ondes P », (qui se propagent aussi dans un fluide) font aller et venir les particules du milieu dans la direction où elles se propagent ;

les vitesses de propagation de ces ondes vont de quelques kilomètres par seconde à $10\text{-}14 \text{ km s}^{-1}$ dans les zones les plus rapides de la Terre ; à quelques kilomètres de profondeur, une valeur moyenne serait de $5\text{-}6 \text{ km s}^{-1}$, à comparer avec la vitesse du son dans l'air (340 m s^{-1} environ) et dans l'eau (à peu près 1450 m s^{-1}).

Les ondes de cisaillement, elles, (appelées « ondes S ») font vibrer les particules du milieu dans un plan perpendiculaire à la direction de propagation (elles ne se propagent pas dans un fluide) ; elles voyagent avec une vitesse beaucoup plus faible que les ondes de volume, moins de la moitié.

Si le solide, à l'intérieur duquel sont générées des ondes de volume, a une surface libre (la surface topographique de la Terre, par exemple), il peut s'établir un système d'ondes particulières qui sont guidées par la surface libre : on les appelle « ondes de surface » et elles se propagent le long de la surface avec une vitesse voisine de la vitesse de propagation des ondes de cisaillement.

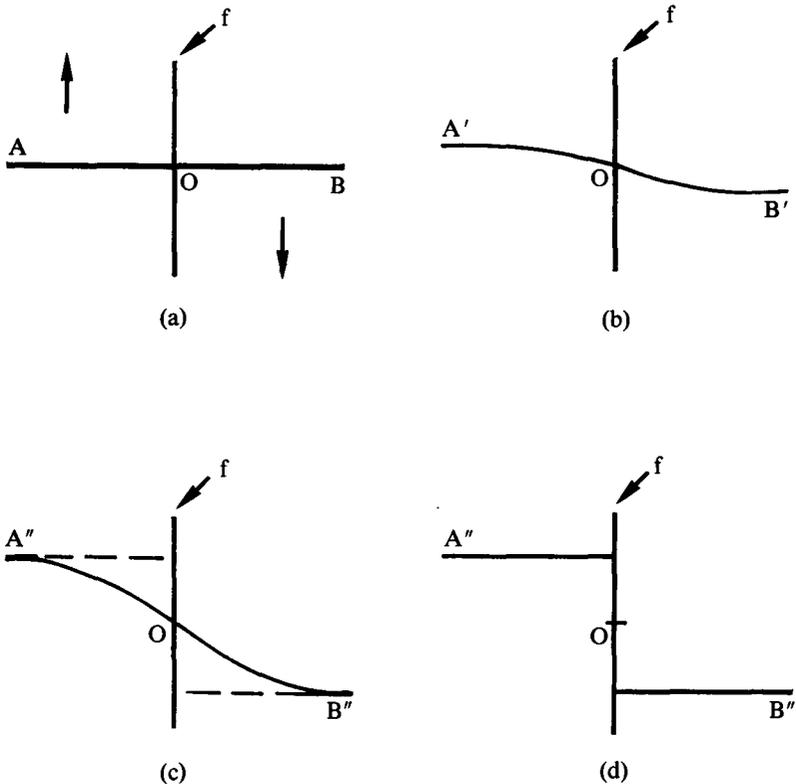


Fig. 1. Le « rebond élastique » (d'après SMITH, 1973).

Quand une onde de volume (P ou S) rencontre une limite marquant un changement brusque de la vitesse de propagation (par exemple, un changement de la nature géologique du matériau, comme le passage d'une roche à un sédiment mal consolidé), cette onde subit réflexion et réfraction, tout comme la lumière quand elle rencontre une frontière entre deux milieux d'indices différents. Les lois classiques de Descartes sont valables ; dans le cas des ondes sismiques cependant, les phénomènes sont un peu plus complexes dans la mesure où une onde de volume incidente (qu'elle soit de pression ou de cisaillement) sur une frontière entre deux milieux, donne *a priori* naissance à une onde P et une onde S réfléchies, et à une onde P et une onde S réfractées.

Du point de vue instrumental, on détecte les ondes au moyen de sismographes. En simplifiant à l'extrême, il s'agit d'une masse liée à un bâti par des ressorts qui, quand une onde fait bouger le sol donc le bâti de l'appareil, a d'abord tendance à rester immobile en raison de son inertie : on détecte, par des procédés variés, le mouvement de la masse inertielle (immobile au moins au début) par rapport au bâti (entraîné par le mouvement du sol). Suivant le type de sismographe utilisé, on enregistre le déplacement du capteur, ou bien sa vitesse (cas le plus fréquent), ou bien son accélération (on parle alors d'accélérographe).

Localisation de la source sismique

Depuis que l'on dispose de sismographes (pratiquement à partir de la fin du siècle dernier) pour faire des observations sur la propagation des ondes sismiques, on a pu se faire une bonne idée du temps que mettent les différents types d'ondes à aller de la source à une station sismographique, et donc de la distribution des vitesses de propagation dans l'intérieur de la Terre : des « tables de temps de parcours » ont été établies qui fournissent le temps qui s'écoule entre la génération de l'onde et sa détection en fonction de la distance entre la source et le détecteur. Inversement, si on dispose de ces tables et de l'heure d'arrivée des ondes dans plusieurs stations sismographiques, on peut déterminer la position de la source par rapport aux stations et l'heure à laquelle le séisme a eu lieu. En particulier, en utilisant la différence entre les temps d'arrivée dans une même station des ondes de pression et des ondes de cisaillement (« différence S-P », a-t-on l'habitude de dire), on peut connaître la distance entre la source et le capteur.

En raison des hétérogénéités des vitesses de propagation des ondes et de la distribution spatiale, pas toujours convenable, des stations par rapport à la source, l'épicentre est rarement connu avec une précision supérieure à une dizaine de kilomètres. Plus le séisme est fort, plus de stations détecteront les ondes engendrées, et meilleure sera la précision que l'on peut espérer. Inversement, les épicentres de séismes anciens (quand les stations étaient peu

nombreuses et quand la mesure du temps était moins précise) sont connus avec une grande imprécision ; il n'est pas rare que jusque dans les années 1930, un épïcêtre soit systématiquement placé sur un degré rond (en latitude et/ou en longitude) ! Dans le cas où une source sismique est à l'intérieur d'un réseau local dense de stations, on peut espérer atteindre une précision de l'ordre du kilomètre.

La troisième coordonnée du foyer sismique (ou hypocentre) est, en général, beaucoup plus difficile à préciser. Là encore, pour l'évaluer on utilise les heures d'arrivée des ondes dans les stations sismographiques ; mais les temps de parcours étant relativement peu sensibles à la profondeur du foyer pour une géométrie donnée du réseau de détecteurs, cette coordonnée est le plus souvent très mal contrainte par les observations ; à moins qu'on se trouve dans un cas spécialement favorable comme avoir une station au voisinage de l'épïcêtre (le temps de parcours entre la source et la station fixe alors la profondeur, pourvu que l'on connaisse les vitesses de propagation), ou encore disposer d'un réseau dense de capteurs à l'intérieur duquel se trouve l'épïcêtre et dont l'extension horizontale est comparable à la profondeur de la source. La profondeur est parfois si difficile à préciser que l'on renonce à la calculer et elle est alors fixée arbitrairement (le plus souvent à 10 km ou 33 km suivant les habitudes des observateurs).

Quand on peut la déterminer, on observe que la profondeur est rarement plus grande que 10-30 km (on dit que les foyers sont « superficiels »), sauf pour certaines zones très limitées et bien connues où l'on observe des sources jusqu'à 350 km (séismes dits « intermédiaires »), voire jusque vers 700 km (séismes dits « profonds »).

Aspects énergétiques de la source sismique

On ne sait pas très bien comment se répartit l'énergie globale dissipée par une source sismique suivant les différents effets provoqués (déplacements de matière dans le champ de pesanteur, échauffement par frottement le long de la surface de rupture, ondes rayonnées, ...). Depuis les travaux de Richter (années 1930), il est d'usage courant d'estimer la « magnitude » d'une source sismique en mesurant l'énergie rayonnée sous forme d'ondes élastiques. Il faut cependant que la méthode rende compte de la source sismique tout en s'affranchissant, autant que faire se peut, des effets de propagation des ondes entre la source et le lieu où elles sont observées, et des caractéristiques du sismographe.

Au début, Richter avait fixé des conventions très strictes : observations effectuées à une centaine de kilomètres de la source (ou corrigées pour faire comme si), utilisation d'un certain type d'appareil, choix d'une source de référence dont la magnitude est arbitrairement fixée à 0. Les inconvénients de cette façon de faire sont manifestes : ça ne marche bien que pour une région

équipée comme il convient ; la méthode ne convient pas pour étudier des sources hors de la région ; il est difficile de comparer les sources d'une région « instrumentée » à une autre. Depuis, les études se sont multipliées et on admet maintenant des lois du type :

$$m_b = \log (A/T) + a D + b$$

ou encore

$$M_s = \log A + a' \log D + b'$$

où A est l'amplitude du mouvement du sol en μm (excité soit par des ondes de volume, soit par des ondes de surface) ;

T est la période de l'onde en s ;

D est la distance angulaire (en degrés) entre la source et le lieu d'observation ;

m_b est la magnitude de la source, calculée à partir des ondes de volume ;

M_s est la magnitude de la source, calculée à partir des ondes de surface (dans ce dernier cas, la période de l'onde n'intervient pas explicitement ; en fait, il est admis que l'on considère l'amplitude maximale des ondes de surface ayant une période d'environ 20 s).

L'utilisation de la fonction logarithme permet de restreindre le domaine de variation du paramètre magnitude ; il s'agit ici de logarithmes décimaux. Les constantes (a, b, a', b') doivent être choisies de manière que la formule fournisse des valeurs qui ne dépendent pas du site d'observation ; le terme fonction de D est ici pour compenser la variation normale de l'amplitude en raison de la dispersion de l'énergie dans toutes les directions de l'espace à partir de la source, et l'atténuation de l'onde due au fait que le matériau n'est pas parfaitement élastique. Le terme constant (b ou b') est là pour prendre en compte la source de référence de magnitude conventionnellement nulle.

La valeur d'une magnitude résulte donc de mesures (amplitudes, période éventuellement, distance). On parle souvent de l'« échelle des magnitudes de Richter » : cette terminologie prête malheureusement à confusion (cf. le paragraphe sur les intensités) ; il faut entendre ici le terme « échelle » dans le même sens que l'on parlait jadis de l'« échelle des températures » de Celsius ; tout comme les températures de Celsius, une magnitude peut prendre *a priori* n'importe quelle valeur de l'« échelle » ; y compris d'ailleurs une valeur négative, si la source considérée est moins énergétique que la source de référence fixant la magnitude 0. Il est donc tout à fait incorrect de dire ce que l'on trouve trop fréquemment dans les bulletins d'information : « le tremblement de terre avait une magnitude 5 degrés sur l'échelle de Richter qui en compte 9 ».

M_s n'est souvent pas donnée par les observateurs pour les sources trop faibles : en effet celles-ci excitent difficilement les ondes de surface qui permettraient d'évaluer M_s . Les plus forts événements que l'on connaisse ne dépassent guère $M_s = 9$. Parmi ceux-ci, on peut citer :

| | |
|-------------------|-------------------|
| Lisbonne (1755) | : évaluée à 8 3/4 |
| Inde (1897) | : 8,7 |
| Colombie (1906) | : 8,9 |
| Tien Shan (1911) | : 8,7 |
| Japon (1933) | : 8,9 |
| Inde-Tibet (1950) | : 8,7 |

encore que les valeurs à attribuer à certains séismes, enregistrés avec des appareils anciens pas toujours adaptés à l'estimation des magnitudes, soient discutées et souvent modifiées ; il n'est pas impossible que le séisme du Chili en 1939 doive être gratifié d'une magnitude supérieure à 9.

Dans la région méditerranéenne, l'un des plus forts a été celui d'Erzincan (Turquie) en 1939 : la magnitude serait voisine de 8.

Entre m_b et M_s , pour une même source sismique, il y a souvent une différence marquée. On a essayé d'établir des relations empiriques entre ces deux paramètres ; par exemple $m_b = 2,5 + 0,63 M_s$ qui montre que (quand on a une évaluation de chacune des deux magnitudes pour un ensemble de sources) m_b croît moins vite que M_s . Une source donnée aura une m_b supérieure à M_s si l'une et l'autre sont inférieures à 6,7 environ ; ce sera l'inverse si elles sont l'une et l'autre supérieures à 6,7 environ ; et les valeurs de m_b et M_s seront voisines autour de 6,7. Il est donc très important de savoir quel type de magnitude est estimée à une valeur donnée.

4 Au début de ce paragraphe, il a été question d'énergie rayonnée, puis de magnitude évaluée à partir de l'amplitude des ondes observées. Il est effectivement courant, en matière de vibrations en physique, de rapporter l'énergie transportée par l'onde à l'amplitude de la vibration. Dans le cas des ondes sismiques, il existe des formules qui permettent d'évaluer l'énergie rayonnée par une source à partir de la magnitude qui lui est attribuée ; par exemple :

$$\log E = 4,8 + 1,5 M_s$$

où E est l'énergie dissipée par la source sous forme d'ondes élastiques ; il s'agit toujours de logarithmes décimaux. Une telle formule montre que l'énergie vibratoire mise en jeu par une source de magnitude 5 est environ 30 fois moins grande que l'énergie vibratoire mise en jeu par un séisme de magnitude 6 ; et environ 1000 fois moins que dans le cas d'une source de magnitude 7. Si l'on préfère, il faut environ 30000 séismes de magnitude 5 pour rayonner autant d'énergie vibratoire qu'un séisme de magnitude 8.

Intensités

La notion d'intensité a , en sismologie, a une tout autre signification. Il ne s'agit plus de caractériser la source, mais de décrire les effets observés en des points donnés. Pour donner une idée des conséquences d'un tremblement de terre, on ne peut plus se fier à quelques observations en des points éloignés et

dispersés (les stations sismologiques), comme pour étudier l'énergie rayonnée par la source ; il faut au contraire multiplier les observations en de nombreux points de la zone affectée.

Il n'est plus question d'étudier le tremblement de terre lui-même, mais bien plutôt ses effets sur l'activité humaine (sauf pour les effets les plus violents qui incluent, par exemple, les fissures dans le sol). On ne mesure pas une quantité donnée, mais on cherche à apprécier la gravité des dégâts en les comparant à des dégâts-types, en les confrontant à une « échelle » pré-établie (un peu comme on attribue une note à un élève en se référant à un barème). Une intensité est donnée sous la forme d'un nombre (le plus souvent écrit en chiffres romains) : on dit « intensité VI » observée en tel lieu, quelquefois « intensité V-VI » quand on ne sait pas trop bien choisir ; jamais avec une valeur décimale, l'échelle de référence étant bien trop imprécise.

On établit ainsi des cartes d'intensités, où sont représentées des « lignes isoséistes », qui délimitent les zones où des intensités supérieures à une valeur donnée sont observées. Si la propagation des ondes était isotrope à partir de la source, et si les activités humaines étaient uniformément réparties, en quantité et en qualité, dans la zone affectée, les lignes isoséistes seraient des cercles centrés sur l'épicentre ; ces conditions ne sont pas remplies le plus souvent ; et même en s'en tenant aux seules propriétés de propagation, il y a en général beaucoup d'hétérogénéités plus ou moins locales.

Quand on ne peut pas faire autrement (par exemple quand il n'y a pas de données instrumentales), les isoséistes peuvent être utilisées pour localiser approximativement l'épicentre du séisme : on prend en général le centre de la surface limitée par l'isoséiste d'intensité maximale. Il faut bien savoir cependant que les rapports entre une source sismique (au sens de l'endroit où il y a cassure) et les effets provoqués peuvent être très complexes : ainsi les effets du séisme du 19 septembre 1985 au Mexique apparaissent-ils particulièrement catastrophiques dans l'énorme ville de Mexico elle-même, qui se trouve pourtant à plus de 400 km de l'épicentre. L'aire comprise à l'intérieur de l'isoséiste d'intensité maximale peut aussi donner une idée de la profondeur h de la source : pour une énergie donnée, plus une source est superficielle, plus les dégâts seront importants mais sur une étendue limitée. Si I_0 est l'intensité maximale observée, on utilise souvent des formules empiriques du type :

$$I_0 = p \log a_0 + q$$

où a_0 est l'accélération maximale en cm s^{-2} , et p et q des constantes ; ou encore :

$$M_s = u I_0 + v \log h + t$$

où t , u , v sont des constantes, qui permettent d'approcher l'accélération maximale et la magnitude d'un événement pour lequel ces paramètres n'ont pas été mesurés, à partir des observations d'intensité (observations très souvent appelées « macrosismiques »).

Différentes échelles d'intensité sont utilisées dont les plus connues sont les échelles de Rossi-Forel (parmi les plus anciennes), Mercalli, Mercalli modifiée (notamment pour tenir compte des techniques de construction modernes). On trouvera ces échelles et des études comparatives dans la plupart des ouvrages de sismologie.

Mécanisme au foyer

Une fois que la fracture a été initiée en un point (le foyer), elle se propage dans le milieu sous contraintes jusqu'à produire une surface de rupture, souvent proche d'un plan. La propagation de la rupture est plus ou moins rapide ; elle peut cesser (plus ou moins longtemps après son initiation) en raison des variations des propriétés du matériau. Le glissement des deux blocs sur la surface de rupture subit aussi des avatars, comme un blocage, plus ou moins temporaire, sur les aspérités de la surface de rupture qui peut être irrégulière. Tout cela a une expression dans les caractéristiques (amplitudes, fréquences) des ondes émises et peut être étudié quand les ondes engendrées ont été enregistrées.

En première approximation, on a remarqué que les ondes rayonnées par la source sismique (de la même manière que l'antenne d'un émetteur radio rayonne des ondes électro-magnétiques) pouvaient être interprétées comme le résultat des deux « rebonds élastiques » (cf. plus haut) simultanés le long de deux plans perpendiculaires (appelés « plans nodaux »), et ceci pour la plupart des sources sismiques. En admettant ce modèle (dit « du double couple »), on peut déduire, des observations dans les stations tout autour de la source, la position des plans nodaux dans l'espace ; il faut connaître le foyer du séisme et avoir des observations bien réparties autour de la source sismique, à la fois en azimut et en distance. Une fois les plans nodaux déterminés, on peut se faire une idée, sous certaines hypothèses non développées ici, du champ de contrainte régnant dans la zone focale au moment de la rupture : on a alors déterminé le « mécanisme au foyer » (ou encore la « solution focale ») du séisme.

Si le modèle exige deux plans nodaux, perpendiculaires l'un sur l'autre, un seul d'entre eux correspond à la surface physique de rupture : c'est le « plan de faille » (l'autre est appelé « plan auxiliaire »). Savoir lequel des deux plans nodaux est le plan de faille est difficile ; le diagramme de radiation des ondes de surface peut y aider, mais les cas sont rares où il peut être étudié. Le plus souvent, c'est le contexte tectonique régional ou local qui permet le choix. Connaître les mécanismes au foyer des séismes est très important : outre qu'ils donnent des indications sur le jeu en fracture d'une région, les réponses régionales ou locales en vibration dépendent de la manière dont elles sont sollicitées ; en certains endroits, les vibrations du sol pourront être excitées plus ou moins facilement suivant le mécanisme au

foyer du séisme générateur des ondes, et les calculs de simulation doivent tenir compte du (des) mécanisme(s) au foyer dominant(s) dans une région donnée. Malheureusement, parce qu'il faut des observations nombreuses (dans beaucoup de stations), les mécanismes au foyer ne peuvent être construits que pour des sources sismiques relativement énergétiques.

Séries temporelles d'événements

On connaît des régions où l'activité sismique est faible ou nulle (il faudrait dire inconnue), comme les zones stables d'Afrique par exemple ; d'autres, *a contrario*, où l'activité est quasi permanente, où il est fréquent (presque quotidiennement parfois) de ressentir des chocs qui n'émeuvent même plus les populations ; et tous les intermédiaires sont observés.

Les événements importants sont heureusement moins fréquents que les chocs de faible magnitude. Chaque année dans le monde, on estime qu'il y a une vingtaine d'événements de magnitude supérieure à 7, et plus de 100.000 de magnitude 3 ou plus. Dans une région donnée, une relation du type :

$$\log n = A - BM$$

est souvent utilisée pour exprimer le nombre n de chocs (en fait son logarithme décimal) de magnitude M (ou plus grande) ; A et B sont des constantes caractéristiques de la région considérée.

L'activité d'une région se répartit le plus souvent, dans le temps, en une activité moyenne, dont le niveau varie avec la région, et des « crises » qui s'y superposent. La fréquence des chocs peut augmenter sensiblement sans que l'importance des événements individuels dépasse de beaucoup la moyenne. Un événement de magnitude anormalement élevée peut aussi avoir lieu : il est alors le plus souvent suivi par une activité soutenue, avec des chocs de magnitude plus élevée qu'à l'ordinaire, mais décroissant avec le temps. L'activité retrouve son niveau usuel au bout d'un temps qui dépend souvent de l'importance du choc principal : ce retour à la normale peut durer quelques jours ou quelques mois, voire plus. On parle d'une série de « répliques » au choc principal. L'événement majeur est quelquefois précédé d'événements de magnitude et de fréquence inhabituelles : ce sont les « précurseurs ». Malheureusement pour d'éventuelles tentatives de prévision du choc principal, lui-même et les précurseurs ne peuvent être reconnus comme tels que ... lorsqu'on connaît la structure de l'ensemble de la crise. On a d'ailleurs observé des cas où le choc principal avait été, au contraire, précédé d'une période de quiescence bien marquée dans l'activité moyenne.

Les causes des séismes

Il a été rappelé plus haut que la déformation élastique d'un solide créait des contraintes, qui entraînent la rupture quand le seuil de résistance du matériau est dépassé. La surface de la Terre est en quelque sorte un puzzle

dont les pièces auraient tendance à bouger les unes par rapport aux autres. Les pièces elles-mêmes (les « plaques lithosphériques ») sont rigides ou presque : elles ne se déforment pas (ou peu) et l'état de contraintes dans leur intérieur est rarement tel qu'il puisse entraîner des ruptures (on connaît cependant des séismes « intraplaques »). Par contre, leurs mouvements relatifs provoquent des déformations importantes sur les bords des pièces voisines en contact (les « frontières de plaques »).

De fait, on observe que globalement les tremblements de terre sont en général concentrés dans des zones assez étroites délimitant des régions à activité sismique faible ou nulle. Dans certaines circonstances, et principalement quand les frontières de plaques sont situées en milieu continental), l'activité sismique est dispersée dans des zones dont la largeur peut atteindre un millier de kilomètres : c'est le cas de la région méditerranéenne *sensu lato*, qui résulte de l'affrontement des deux grandes plaques Afrique et Eurasie, dans un environnement continental pour l'essentiel. La zone frontière est ici mal définie (peut-on même encore parler de « frontière » ?) : entre les deux grandes plaques peu sismiques, tout un ensemble de blocs, de tailles très variées, bougent les uns par rapport aux autres, et la déformation affecte des régions étendues.

Les séismes sont en quelque sorte les manifestations instantanées, passablement aléatoires, d'un phénomène géologique à très grande échelle de temps (de l'ordre de plusieurs dizaines de millions d'années) : les déplacements des plaques à la surface de la Terre.

Séismes et failles

À une échelle plus détaillée, les géologues connaissent bien les effets cumulés de nombreux séismes sur une même surface de rupture : ce sont les failles. Mais il faut prendre garde à l'effet d'échelle dans le temps : un séisme (pour ce qui concerne la source) dure quelques secondes ou fractions de seconde ; une faille observée sur le terrain a eu une durée de vie active de quelques dizaines de milliers d'années au moins, parfois même plusieurs millions.

Il reste que failles et séismes sont génétiquement liés. Les études de sismotectonique ont pour but de mettre en relation (ou d'utiliser conjointement) les séismes connus de l'homme moderne (c'est-à-dire un échantillon quasiment instantané) et les failles « récentes » au sens du géologue néotectonicien, c'est-à-dire qui ont eu une activité dans les dernières centaines de milliers d'années de l'histoire de la Terre. À cause de cette énorme différence d'échelles entre les phénomènes étudiés, l'exercice est très difficile.

D'autres facteurs contribuent à compliquer les choses. Très peu nombreux sont en effet les séismes qui ont une surface de rupture qui affecte la surface topographique, alors que c'est sur cette dernière que les tectoniciens observent

les failles. Par ailleurs, on ne connaît jamais la position d'une source sismique avec une précision comparable à celle dont on dispose pour une faille en surface. De plus, il est exceptionnel de connaître la géométrie d'une faille à plus de quelques centaines de mètres de profondeur ; les sources sismiques sont pourtant souvent profondes d'une dizaine de kilomètres.

En dépit de ces difficultés, les séismes et les failles, à des échelles de temps très différentes, sont l'expression du même comportement cassant d'une région en déformation.

Effets des séismes

Outre leurs effets géologiques, les séismes ont des conséquences sur l'homme et sa civilisation. Bien sûr, si une construction se trouve juste là où une fracture affecte le sol, il y a bien peu de chances que son intégrité soit préservée ; elle peut éventuellement l'être si elle a été conçue comme une structure très résistante ; mais si la structure reste intègre ce sont les fondations qui seront nécessairement affectées. À vrai dire, il y a fort peu de « chances » qu'une construction destinée à l'habitation se trouve dans une telle situation, ne serait-ce qu'en raison de ses dimensions relativement limitées. Pour certaines installations industrielles, par contre, cela peut se produire. Un barrage hydraulique, par exemple est en général une construction de grande dimension, installé de plus dans une vallée pour l'obturer ; or une vallée est très souvent localisée sur une zone de failles parce que l'érosion y est souvent plus facile qu'ailleurs ...

Causes de dégâts beaucoup plus étendus sont les mouvements du sol au passage des ondes rayonnées par la source sismique. Le facteur le plus important est ici l'accélération maximale atteinte : elle est couramment mesurée, depuis dix ou quinze ans, par des accéléromètres pour des tremblements de terre assez forts. On a pris l'habitude d'utiliser comme référence l'accélération de la pesanteur ($1 \text{ g} = 9,8 \text{ m s}^{-2}$). La composante verticale de l'accélération du sol est souvent de quelques centièmes à quelques dixièmes de g, suivant la magnitude de la source, sa distance et la « qualité » du site ; elle a pu atteindre 0,5 à 0,7 g (exceptionnellement 1,3 g) ; ceci veut dire qu'une masse donnée (par exemple un bâtiment) voit son poids varier, au passage de l'onde responsable (c'est-à-dire pendant quelques secondes ou fractions de seconde), de 0,5 à 1,5 fois son poids statique : les bases de la construction ne résistent pas toujours à de telles sollicitations ; on a même vu des bâtiments littéralement projetés en l'air (quand l'accélération verticale, dirigée vers le haut, est plus grande que g). Ce sont les ondes P qui sont en général responsables de ces effets.

Plus redoutables encore sont les effets des ondes S et des ondes de surface qui font vibrer le sol horizontalement. Là encore, la composante horizontale de l'accélération peut atteindre des valeurs du même ordre que celles qui sont

observées verticalement. Les conséquences en sont souvent plus désastreuses car les constructions ne sont pas prévues (sauf mesures spécifiques) pour résister à de telles charges horizontales qui n'ont pas d'équivalentes habituelles dans la nature (sauf les charges aéro-dynamiques dues à un vent violent sur des structures à grande surface portante). De plus, des effets de résonance (c'est-à-dire d'une très forte amplification) peuvent apparaître quand la fréquence des ondes sismiques approche la fréquence de vibration naturelle des constructions (fréquence « propre ») ; les ondes de surface (de périodes supérieures à quelques secondes) sont en général à l'origine de ces résonances.

L'accélération maximale atteinte dépend, comme il a été dit, de la magnitude de la source, de la distance entre la source et le site considéré, mais aussi du mécanisme au foyer du séisme (c'est-à-dire de la position du site par rapport au diagramme de radiation de la source), et des propriétés locales du site. On constate par exemple que la simple configuration géométrique du socle d'une vallée peut entraîner en certains points des focalisations d'ondes, donc une amplification du mouvement du sol. De même, les caractéristiques physiques du sol (ce qu'il y a par dessus la roche dure en place) ont une grande importance : des sols mal consolidés ou gorgés d'eau peuvent avoir une réponse particulièrement « bonne » aux sollicitations des ondes excitatrices (une illustration spécialement bonne est fournie par le cas de Mexico, fondée sur des dépôts lacustres encore très aqueux qui ont favorisé les destructions). Cataloguer les sites en fonction de leurs propriétés locales est le but des opérations de « microzonation ».

Effets indirects

Ceux-ci sont très souvent confondus avec le tremblement de terre lui-même, surtout dans les descriptions anciennes. Il s'agit le plus souvent du déclenchement, par les vibrations sismiques, du mouvement de masses en équilibre précaire : éboulements de rochers, effondrements de falaises, glissements de terrains, ... On observe aussi que certains terrains sont susceptibles de se « liquéfier » quand ils sont soumis à des vibrations (comme les « sables mouvants ») : les constructions implantées sur de tels terrains ont bien du mal à résister !

Les « tsunamis » (ou « raz de marées ») sont aussi la conséquence de séismes sous-marins : si en pleine mer une portion du fond subit un mouvement vertical brusque (faille affectant le fond), une vague est générée ; elle atteint rarement plus d'un mètre ; mais elle se propage (avec une longueur d'onde de quelques centaines de kilomètres) sur des très grandes distances, avec une vitesse grossièrement fonction de la racine carrée de la profondeur d'eau : $v = (gd)^{1/2}$ (où g est la pesanteur), soit environ 800 km/h dans un océan de 5000 m de profondeur. En approchant des côtes, la vague est freinée par le fond, parce que la profondeur diminue : elle déferle alors et entraîne

souvent d'énormes catastrophes (ce fut la cause majeure des dégâts dans Lisbonne en 1755 ; une grosse vague, de 12 m dit-on, a été générée par le tremblement de terre de Messine en décembre 1908).

Des vagues déferlantes comparables (en général moins amples) peuvent être provoquées par des glissements de terrain sous-marins particulièrement importants ; le déclenchement de ces derniers n'est pas nécessairement dû à un tremblement de terre, mais peut l'être : ça a été le cas en Méditerranée, lors du séisme d'Orléansville en 1954, où des câbles télégraphiques sous-marins ont été rompus par les coulées subaquatiques déclenchées. À noter que le plus important raz-de-marée qui ait affecté la région méditerranéenne est probablement celui qui a été provoqué, vers 1500 av. J.-C., vraisemblablement par le volcan Santorin dans l'île égéenne de Thera.

Parmi les effets indirects des tremblements de terre, on peut aussi classer des désastres provoqués par l'interaction séisme — activité industrielle, comme les conséquences de rupture de barrages ou les éventuelles pollutions dues à l'endommagement d'installations industrielles à risques, ...

Prévention contre le risque sismique

Produits « instantanés » de processus géologiques se développant à l'échelle de la centaine de millions d'années, il est évidemment exclu de penser qu'on puisse éviter les tremblements de terre. Tout au plus peut-on espérer que l'on pourra provoquer le relâchement local des contraintes accumulées dans des conditions telles que le(s) séisme(s) provoqué(s) sera(ont) sans conséquences sur l'homme et ses activités (des tentatives pas vraiment concluantes ont déjà été conduites par injection d'eau, cette dernière jouant manifestement un rôle important dans les processus de rupture).

Force est donc de tenter d'agir dans le sens de la minimisation *a priori* des effets d'un tremblement de terre possible : suivant l'idée que l'on se fait de la probabilité d'occurrence d'un tremblement de terre de magnitude donnée, les mesures idéales de prévention peuvent inclure : la décision de non-constructibilité en un lieu (voire le déplacement d'une ville ou d'une installation industrielle sensible), le renforcement des structures des constructions (ce qui n'évitera pas nécessairement leur endommagement, mais limitera les conséquences), l'information des responsables de toutes sortes et du public sur la conduite à adopter en cas d'événement. La suite du présent cours sera en grande partie consacrée à ces sujets, dans leur application au domaine du patrimoine culturel.

Reste à savoir où et quand les mesures de prévention doivent être appliquées : c'est tout le problème de la prévision des séismes qui se trouve posé. Il est hors de question de l'aborder sérieusement ici. Deux approches sont possibles : une approche probabiliste qui, à partir de la sismicité observée en un lieu et de sa distribution temporelle, cherche à évaluer les « chances »

pour qu'un événement de magnitude donnée se produise en ce lieu (on parle d'évaluation de l'« aléa » sismique) ; il faut pour cela disposer de données réparties sur une période suffisamment longue par rapport au temps de récurrence des événements ; dans beaucoup d'endroits du domaine méditerranéen, ces temps de récurrence peuvent être de quelques dizaines à quelques centaines d'années pour les chocs importants, d'où l'intérêt de la sismicité « historique ».

Une autre approche est dite déterministe : elle suppose que l'on a identifié un (ou plusieurs) paramètre(s) dont l'évolution dans le temps fait apparaître des signes précurseurs, à partir desquels on évalue le lieu et la date à laquelle le choc potentiellement grave va se produire. C'est peu de dire que la recherche en est aux balbutiements dans ce domaine. Quand bien même on saurait « prévoir » les séismes, il faudrait encore apprécier les conséquences socio-économiques de l'annonce de la prévision, ce qui pose des problèmes redoutables aux autorités responsables.

Un point n'a pas été abordé jusqu'ici parce qu'il n'est pas du ressort de telle ou telle spécialité, mais doit être considéré globalement (le problème n'a d'ailleurs pas de solution probablement) : pourquoi « protéger » le patrimoine contre les effets des tremblements de terre (ou de n'importe quel désastre, d'ailleurs) ? Le tremblement de terre lui-même et ses effets ne font-ils pas partie intégrante du patrimoine culturel à protéger ?

Un exemple pour méditer : les deux statues colossales d'Aménophis III, primitivement intégrées au temple funéraire de ce pharaon de la XVIII^e dynastie, représentaient pour les Grecs et les Romains le héros légendaire Memnon, fils du roi d'Égypte Tithon et de la déesse de l'aurore Éos ; Memnon avait participé au siège de Troie où il avait été tué par Achille. En 27 ap. J.C., une des statues avait été brisée par un tremblement de terre ; au lever du soleil, la statue émettait un bruit, probablement sous l'effet d'échauffements inhomogènes dans le grès : Memnon, réincarné dans la statue après sa mort, appelait sa mère chaque matin (laquelle pleurait à l'appel de son fils, en répandant des larmes sous forme de rosée). De très nombreux touristes gréco-latins étaient attirés par le phénomène, y compris l'empereur Hadrien. En 199, l'empereur Septime-Sévère fit réparer la statue qui n'émettra plus aucun bruit : préservation-reconstitution du patrimoine monumental égyptien endommagé par un tremblement de terre certes, mais atteinte irrémédiable au patrimoine légendaire gréco-latin ; et le tremblement de terre dont on a essayé de gommer les effets : effacé du patrimoine historique ?

Jean BONNIN

Centre sismologique Euro-Méditerranéen
Institut de physique du globe de Strasbourg
5, rue René Descartes
67084 STRASBOURG — FRANCE

ORIENTATIONS BIBLIOGRAPHIQUES

- BOLT, B.A., 1978, *Earthquakes. A Primer*, San Francisco, Freeman and Co., (version anglaise originale).
- BOLT, B.A., 1982, *Les tremblements de terre*, (Bibliothèque « Pour la Science »), Paris, (version française).
- Les tremblements de terre*, Éditions Time-Life, Amsterdam, 1982 (aspects « mass-media » des tremblements de terre).
- MAYER ROSA, D., 1986, *Tremblements de terre. Origine, risque et aide*, Commission Nationale Suisse pour l'UNESCO, (livret illustré, version française).
- RICHTER, C.F., 1958, *Elementary Seismology*, San Francisco, Freeman and Co., (en anglais, ouvrage classique très lisible, réédité plusieurs fois).
- SMITH, P.J., 1973, *Topics in Geophysics*, Cambridge MA, MIT Press, (en anglais, excellente introduction à la géophysique en général, et à la sismologie en particulier).
- VOGT, J., 1979, *Les tremblements de terre en France*, Orléans, Éditions du BRGM (en français, très bon exemple de révision de la sismicité historique de la France).