

■ **EN DEUX MOTS** ■ La recherche de signaux précurseurs des séismes s'est révélée jusqu'ici infructueuse. Petites secousses, gonflement du sol, élévation du niveau de l'eau dans les puits, émission de certains gaz rares, variations des propriétés électriques

des roches, voire comportement anormal de certains animaux : autant de pistes qui n'ont pas abouti. L'absence d'un modèle général de la rupture des roches, qui crée le séisme, explique peut-être cet échec. Les spécialistes tentent d'y pallier. On peut

assimiler les séismes à des instabilités de glissement dans la croûte terrestre. Pour comprendre leur déclenchement, Michel Campillo et Ioan Ionescu cherchent à élucider la transition entre un état stable et la propagation catastrophique de la rupture sismique.

# Séismes : avant la secousse



OPÉRATION DE SAUVETAGE DANS LA VILLE DE DONGSHI le 22 septembre 1999, au lendemain du séisme qui secoua Taiwan.

© PAT ROQUE/AP/SIPA

Avant de trembler, la terre émet-elle des signes qui permettraient de prendre des mesures pour protéger les populations ? C'est un vieux débat aux nombreux rebondissements. Aujourd'hui, les sismologues explorent une piste dont la clé se trouve au tout début des enregistrements sismologiques : un signal qui révélerait une phase dite d'« initiation ».

## Michel Campillo

est professeur à l'université de Grenoble. Il travaille au laboratoire de géophysique interne et de tectonophysique. [campillo@obs.ujf-grenoble.fr](mailto:campillo@obs.ujf-grenoble.fr)

## Ioan Ionescu

est professeur à l'université de Savoie, au laboratoire de mathématiques. [ionescu@univ-savoie.fr](mailto:ionescu@univ-savoie.fr)

### \* La lithosphère

est l'enveloppe externe, rigide, de la Terre. Épaisse d'une centaine de kilomètres, elle comprend la croûte superficielle et une partie du manteau supérieur. Elle se découpe en une mosaïque de plaques qui se déplacent les unes par rapport aux autres.

### \* La magnitude

originelle, introduite par Richter en 1935 pour quantifier un séisme, est progressivement remplacée depuis 1964 par la magnitude de moment. Il s'agit d'une mesure physique des séismes : le moment sismique est le produit de la rigidité des roches, du glissement et de la surface de rupture de la faille. Et la magnitude est une fonction logarithme de ce produit.

N'aurait-on pu le prévoir ? La question revient comme un leitmotiv après chaque séisme meurtrier, que ce soit en Italie à l'automne 2002, ou en Turquie en 1999. Bien sûr, les spécialistes connaissent les régions susceptibles de trembler à plus ou moins brève échéance. On peut, grâce à cela, définir des normes de construction parasismique. Mais, il faut bien l'avouer, une prévision à court terme capable d'indiquer l'instant précis de la secousse, sa position et sa magnitude, la seule qui permettrait de prendre des dispositions de protection des populations, demeure hors de portée. L'insuffisance de nos connaissances est-elle en cause ou bien, comme certains scientifiques l'affirment, les séismes sont-ils tout simplement des phénomènes imprévisibles ?

Pour apprécier les termes du débat, revenons sur quelques notions de base. Les séismes sont une des manifestations du mouvement des plaques lithosphériques\* [fig. 1]. Ces déplacements, comme celui de la plaque anatolienne en Turquie, génèrent des tensions : là où ces dernières s'accumulent, les roches se déforment et, comme un ressort trop tendu qui lâche soudainement, finissent par casser. La rupture se propage alors très rapidement dans la croûte terrestre en faisant glisser deux blocs de roches l'un contre l'autre, le long d'une faille. C'est cette rupture qui génère les ondes sismiques que l'on ressent en surface. Les tensions accumulées pendant des dizaines, des centaines, voire des milliers, d'années, sont ainsi relâchées quasi instantanément : la vitesse de déplacement est alors de l'ordre du mètre par seconde pour les séismes. Soit trois milliards de fois plus grande que celle du mouvement des plaques ! La rupture s'arrête dès qu'un nouvel équilibre est atteint. Les contraintes s'accumulent à nouveau, préparant à la secousse suivante. Tout le problème est de comprendre pourquoi la rupture se déclenche, et si ce phénomène est prévisible.

La vision, un peu naïve, d'un modèle mécaniste simple est aujourd'hui écartée. Elle reposait sur le principe suivant : si l'on connaît le dernier séisme généré par une faille et l'accumulation des contraintes sur cette faille depuis, on pourra prévoir la prochaine secousse. Mais cela ne marche pas ! Dernièrement encore, un article publié dans la revue *Nature* en fournissait une nouvelle preuve. Sur la faille de San Andreas, en Californie, la petite localité de Parkfield est sous haute surveillance depuis 1985 : la terre y a tremblé régulièrement depuis plus de cent cinquante ans, provoquant en moyenne une secousse de magnitude 6 tous les vingt à vingt-deux ans ; la dernière datant de 1966. Le réseau de surveillance géologique américain (USGS) a donc décidé d'y mesurer les déformations et vibrations du sol, dans l'espoir d'avoir enfin toutes les données avant, pendant et après le prochain séisme. Mais presque quarante ans plus tard, l'événement n'a toujours pas eu lieu. Or, à partir des données géodésiques, deux chercheurs de l'université Stanford, Jessica Murray et Paul

## Fig.1 Des frontières chahutées

LES ZONES SISMIQUES SE LOCALISENT pour la plupart au niveau des frontières des plaques lithosphériques composant l'enveloppe superficielle de la Terre (ci-contre, les points représentent les séismes). Ces blocs, d'une centaine de kilomètres d'épaisseur, se déplacent les uns par rapport aux autres, s'écartent, se télescopent ou coulissent les uns contre les autres, créant des zones de friction à l'origine de séismes : des tensions s'accumulent localement sur la faille et sont libérées brutalement lors de séismes. On sait donc que là où elle a déjà tremblé, la terre retremblera. Une analyse historique permet d'identifier les zones qui n'ont pas connu de grosses secousses depuis longtemps, et ont donc une plus forte probabilité d'en connaître à nouveau. Ces études probabilistes à long terme sont très utiles pour définir le risque maximal que peut encourir une région. Grâce à elles, il est possible de définir des normes de construction parasismique et de dimensionner les bâtiments à risque (installations nucléaires par exemple). Mais elles ne donnent pas de prévisions exactes.

Il existe trois types de failles susceptibles d'engendrer des séismes :



LES FAILLES NORMALES. Quand les forces tectoniques étirent deux compartiments de roches, ces derniers s'éloignent horizontalement et l'un s'affaisse par rapport à l'autre. Le glissement se fait sur un plan plus ou moins incliné. Ce type de failles se retrouve dans les zones d'étirement de la croûte terrestre, comme ici dans le rift d'Asal à Djibouti.

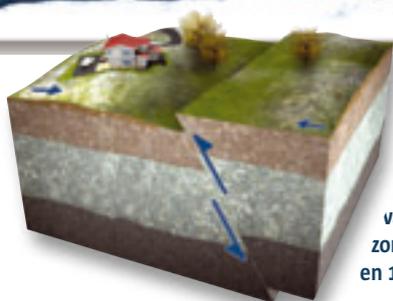
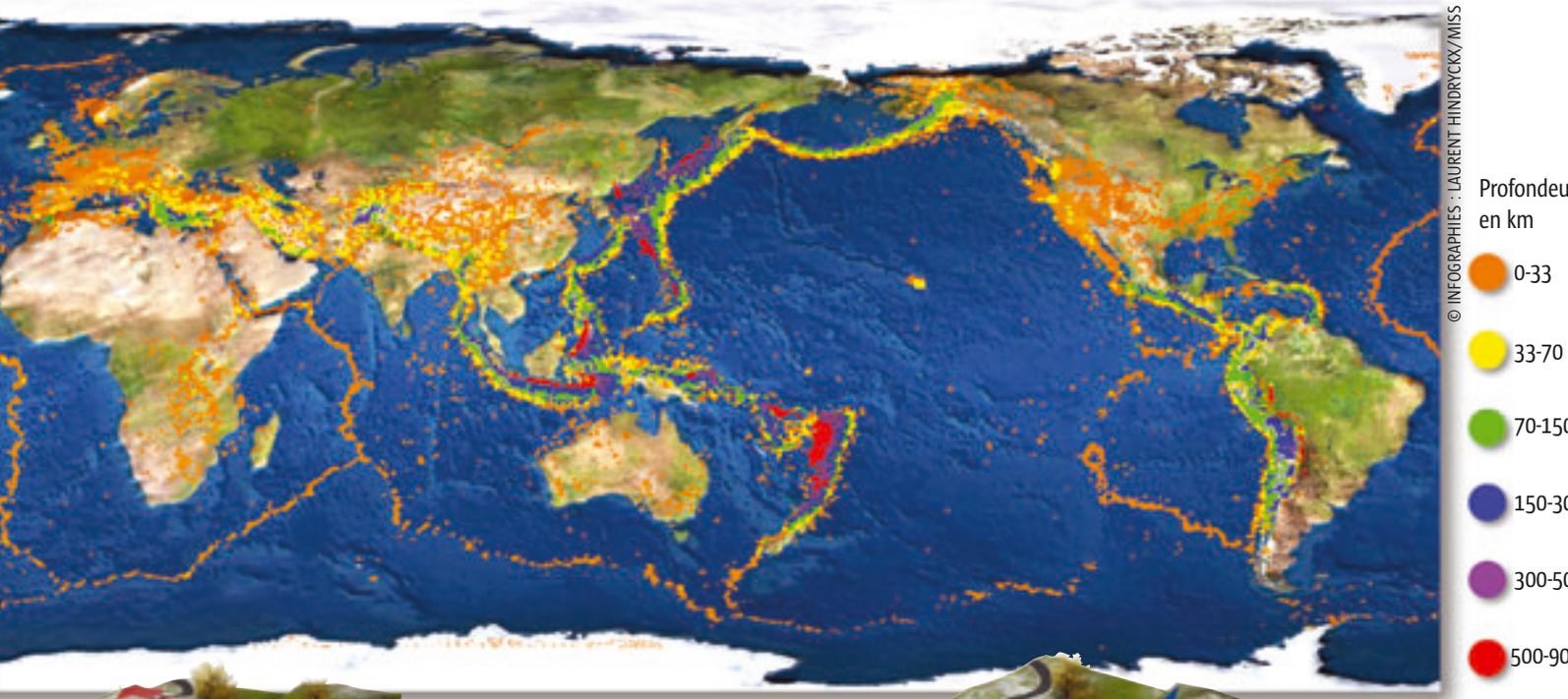


© P. TAPPONNIER

Segall, ont montré que, selon la loi d'accumulation de contrainte, la terre aurait bel et bien dû trembler entre 1973 et 1987... [1]

## Cascade aléatoire ?

Cela apporte-t-il de l'eau au moulin des tenants de l'imprévisibilité intrinsèque des séismes ? Pour eux, une grande secousse serait le résultat d'une suite d'événements déclenchés de manière quasiment aléatoire [2]. Il est vrai qu'une même faille peut produire des séismes de taille très variable : elle peut, par exemple, se rompre sur quelques mètres (ce qui correspond à un séisme de magnitude 1 environ) ou sur une centaine de kilomètres (magnitude 7 à 8). Chaque secousse, y compris la plus modeste, modifie la distribution des contraintes sur la faille. Et les incessantes



**LES FAILLES INVERSES.** Les mouvements des plaques poussent les deux blocs l'un vers l'autre : ils se chevauchent et l'on observe un raccourcissement horizontal, et une formation de relief. Le séisme de Taiwan en 1999 est un exemple de ce type de mécanisme.



**LES FAILLES DÉCROCHANTES.** Le glissement est horizontal et les deux blocs coulissent l'un contre l'autre, décalant les éléments du paysage. C'est le cas de la double bande blanche sur la route (ci-contre), décalée par le séisme de Landers en Californie, en 1992.



taille imprévisible, un gros séisme serait le fruit d'une « cascade » déclenchée de manière quasiment fortuite par un petit tremblement de terre.

En d'autres termes, lorsqu'une cassure

interactions entre événements de taille très différente rendent l'évolution d'une faille au fil du temps extrêmement complexe. Tout se passe comme si elle était en permanence dans un état « critique » où tout peut arriver, où des perturbations, même mineures, peuvent déclencher des séismes de n'importe quelle taille. Développée à la fin des années quatre-vingt par le Danois Per Bak pour expliquer l'occurrence d'avalanches sur un tas de sable, cette idée a séduit bon nombre de géophysiciens : tout comme l'effondrement d'un tas de sable résulte d'une cascade de

se produit quelque part, elle va, par effet domino, en créer une autre par transfert de force, et aboutir à une vaste réaction en chaîne qui forme finalement un grand tremblement de terre. De très nombreux séismes petits et moyens se produisant sans déclencher de cascades, l'observation de la sismicité ne nous apprendra pas grand-chose sur la prochaine secousse majeure. Comme pour le tas de sable, l'évolution ne peut être décrite que statistiquement. Et tout espoir d'une prévision à court terme doit être abandonné.

[1] J. Murray et P. Segall, *Nature*, 419, 287, 2002.

[2] R.J. Geller et al., *Science*, 275, 1616, 1997 ; R.J. Geller, *Geophys. J. Int.*, 131, 425, 1997.



© SVERRIR VILHELMSSON/AP/SIPA

À 50 KILOMÈTRES DE REYKJAVIK, UN HABITANT DÉCOUVRE LA FISSURE ouverte dans son jardin par le tremblement de terre du 21 juin 2000. L'Islande, située dans une zone d'amincissement, est régulièrement le théâtre de secousses sismiques.

\* Le pascal est l'unité de mesure de la pression. Il représente une force par unité de surface. Comme il s'agit d'une petite unité, on utilise couramment les mégapascals (millions de pascals).

versité Stanford, ont pu contredire cette hypothèse [3]. En analysant très finement une collection de sismogrammes produits par des secousses de magnitude variée, ils ont confirmé ce que Yoshihisa Iio, de l'université de Tokyo, avait décelé trois ans plus tôt : au tout début de l'enregistrement, un signal de très faible amplitude précède l'arrivée des premières ondes sismiques (celles produites au moment où la rupture se propage et qui ébranlent le sol et les bâtiments) [4]. Pour eux, ce signal est la preuve de l'existence d'une phase dite d'« initiation », préalable à la rupture.

## Loi de frottement

À quoi correspond cette phase ? Et, surtout, combien de temps dure-t-elle ? C'est un paramètre crucial : si l'« initiation » ne dure que trois secondes, elle ne sera pas très utile pour la prévision... Pour comprendre en profondeur les processus en jeu avant la rupture, intéressons-nous au phénomène de frottement. Schématiquement, il faut imaginer une faille comme une surface de contact entre deux

surfaces élastiques hétérogènes et établir la loi physique qui régit ce contact [fig. 2]. Or nous ne disposons sur le frottement en profondeur que de données indirectes déduites de la modélisation des mouvements de la croûte terrestre pendant les séismes. Cette modélisation permet cependant de remonter au relâchement de contraintes au moment de la rupture et, résultat important, quelle que soit la magnitude du séisme étudié, la valeur est pratiquement constante : elle tourne toujours autour de 1 mégapascal\*. Pour reproduire ce relâchement, le Japonais Mitiyasu Ohnaka a réalisé en 1996 les premières expériences dynamiques de frottement sur des blocs de granite à l'université de Tokyo [5]. Cette prouesse technique consistait à mesurer le glissement et les déformations grâce à une dizaine de microcapteurs placés sur les surfaces de contact des deux blocs. Il a ainsi obtenu la loi de frottement en différents points, et non plus une moyenne sur toute la surface comme dans les expériences précédentes. Résultat : il met lui aussi en évidence l'existence d'une phase d'initiation. En effet, la force de frottement sur la surface de contact ne chute pas instantanément quand le glissement commence. Il faut atteindre un glissement caractéristique pour qu'un nouvel état des contacts soit atteint, correspondant à une force de frottement beaucoup plus petite. On parle d'« affaiblissement en déplacement ». Cependant, cette description se limite à l'échelle de quelques secondes, le temps caractéristique d'un séisme. Elle n'est pas valide pour les périodes beaucoup plus longues (de l'ordre de centaines d'années) entre deux secousses. Des lois du frottement plus générales devront donc être utilisées pour décrire l'évolution à long terme des failles, d'autant plus que l'on sait par d'autres expériences que la force de frottement dépend aussi de la vitesse de glissement, de la durée du contact ou de la présence de fluides [6].

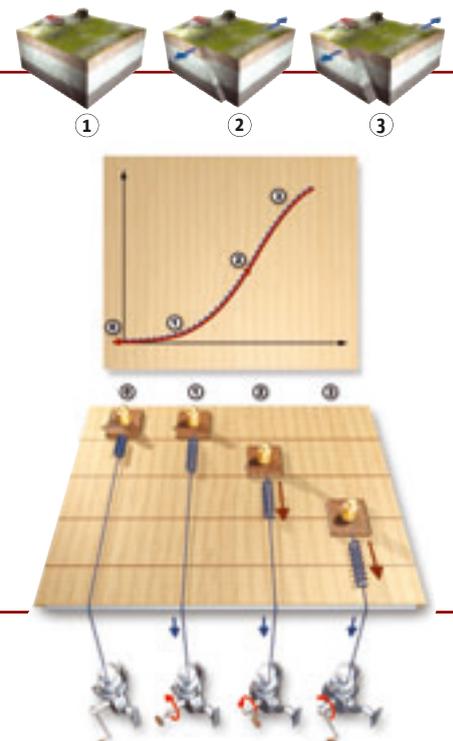
À partir de ces différentes observations, nous avons éla-

## Fig.2 Frottement et séismes

■ IMAGINONS UNE FAILLE COMME UNE SURFACE DE FROTTEMENT ENTRE DEUX CORPS élastiques : le frottement s'oppose au glissement des deux surfaces. Tous ceux qui, un jour, ont tenté de déménager un meuble lourd, ont expérimenté ce phénomène ! La force de frottement diminue rapidement lorsque le mouvement s'amorce. Autrement dit, le meuble glisse plus facilement dès lors qu'il a déjà commencé à bouger. Les physiciens parlent de « frottement avec affaiblissement ». Bien sûr, dans la nature, ce dernier dépend de la nature des matériaux en contact, de la durée et de la géométrie du contact, de l'existence ou non de roches broyées,

ou encore de la présence d'un fluide. Les failles sont des milieux très hétérogènes !

Nous avons modélisé l'évolution du glissement en fonction du chargement tectonique, c'est-à-dire de l'accumulation de l'énergie élastique dans la lithosphère provoquée par le mouvement des plaques dans le cadre d'un modèle où la force de frottement dépend du glissement. Résultat : le paramètre clé est le taux d'affaiblissement, c'est-à-dire la manière dont la résistance au frottement dépend du glissement. Cela peut être illustré par une expérience simple. Imaginons une plaquette portant un poids tirée par un ressort dont l'autre extrémité est entraînée à vitesse constante par un moulinet. Ce dernier mime la force exercée par les plaques tectoniques, et l'amplitude





À NISHINOMIYA, près de la ville de Kobe au Japon, les voies ferrées ont été déformées par l'une des secousses secondaires qui suivirent le choc principal le 17 janvier 1995.

vernée par l'affaiblissement de la force de frottement. Plus précisément, par le taux d'affaiblissement, c'est-à-dire la manière dont le frottement diminue en fonction du glissement dès que ce dernier commence. Et, en théorie toujours, cette durée peut atteindre des heures. Qu'en est-il en pratique ?

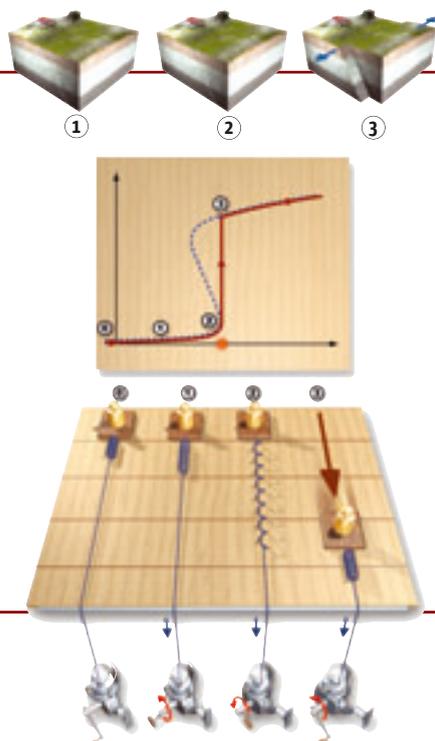
On peut tenter d'extrapoler

boré un modèle théorique de la phase initiale de l'instabilité et réalisé des simulations numériques [7] [fig. 3]. Limitons-nous au premier cas, le plus simple, celui de l'affaiblissement en déplacement. Imaginons que les lents mouvements des plaques lithosphériques aient amené notre faille à son niveau de résistance maximale. Il suffit alors d'une variation minimale des conditions locales pour la faire basculer, au temps  $T_0$ , vers l'instabilité. Cela peut être un microséisme en profondeur – il s'en produit un grand nombre chaque jour –, un séisme lointain ou bien des variations de contraintes dues à l'influence de la Lune sur la lithosphère (il existe aussi des marées terrestres !). À  $T_0$ , donc, le glissement démarre. Son amplitude est d'abord très faible, puis elle croît d'une manière quasi exponentielle en raison de l'affaiblissement du frottement. Lorsque le glissement caractéristique est atteint, au temps  $T_R$  (pour « temps de rupture »), la phase de propagation de la rupture débute et les ondes sismiques sont émises. Le temps de référence des sismologues est donc  $T_R$  et non  $T_0$ . Toute la question est d'évaluer la durée de l'initiation ( $T_R - T_0$ ). Ce paramètre est crucial pour le choix d'éventuels signes précurseurs, et donc pour le développement de techniques de prévision à court terme. Selon nos résultats théoriques, cette durée d'initiation est gou-

les lois forgées en laboratoire à partir de mesures sur des échantillons de taille centimétrique à ce qui se passe dans la réalité sur une faille. L'évolution du glissement lors des grands séismes peut être reconstituée à partir des sismogrammes et des mesures de la déformation du sol. Cela a été fait par exemple pour le tremblement de terre de Landers, un séisme de magnitude 7,3 qui secoua la Californie en 1992 [8]. Mais ces modèles ne peuvent décrire des détails inférieurs au kilomètre. On pensait cependant que ce type d'approches, confronté aux expériences, permettrait de remonter jusqu'à la bonne loi de friction. Autrement dit, d'en ajuster les paramètres. Mais on se heurte ici à un écueil de taille. Les modèles numériques donnent pour le paramètre d'affaiblissement une valeur de l'ordre du mètre, alors que, d'après les expériences en laboratoire sur des roches, il serait de quelques microns. Or, la loi devrait être la même dans les deux cas... Force est de constater qu'il y a un problème d'échelle. De plus, non seulement la loi utilisée pour les gros tremblements de terre est très différente de celle mesurée en laboratoire, mais elle ne fonctionne pas non plus pour les petits séismes.

Reste à comprendre pourquoi. Revenons à l'origine physique de l'affaiblissement. Une surface n'est jamais par-

[3] W.L. Ellsworth et G.C. Beroza, *Science*, 268, 851, 1995.  
 [4] Y. Iio, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 477, 1992.  
 [5] M. Ohnaka, article présenté au Earthquake Prediction : The Scientific Challenge, Académie américaine des sciences, Irvine (Californie), 1996.  
 [6] J.H. Dieterich, *J. Geophys. Res.*, 84, 2161, 1979 ; A.L. Ruina, *J. Geophys. Res.*, 88, 10359, 1983.  
 [7] M. Campillo et I. Ionescu, *J. Geophys. Res.*, 122, 20363, 1997.  
 [8] S. Peyrat et al., *J. Geophys. Res.*, 106, 26467, 2001 ; M. Campillo et R. Madariaga, « Sciences de la Terre et des planètes », *CR Acad. Sci. Paris*, 333, 531, 2001.



de la force de frottement est proportionnelle au poids. Dans le premier cas (à gauche), le poids est faible, le taux d'affaiblissement l'est donc aussi pour une surface de contact donnée, et le glissement augmente lentement et continûment à mesure que le chargement croît. Dans le deuxième cas (à droite), avec un poids plus grand, la valeur du frottement est bien plus importante et le comportement est très différent : le glissement doit faire un « saut ». Le ressort se tend sans que la plaque ne bouge (2) et, soudainement, le mouvement s'amorce (3). Sur la courbe qui lie le glissement au chargement des plaques, on passe du point 2 au point 3 en quelques secondes, c'est-à-dire presque instantanément à l'échelle des temps géologiques. Le glissement s'accélère jusqu'à ce que

la contrainte qui l'a généré se relâche suffisamment. La contrainte est alors à nouveau équilibrée par la force de frottement et le glissement s'arrête. Puis le cycle recommence. Concrètement, le glissement est saccadé, et chaque saccade est analogue à un grand séisme.

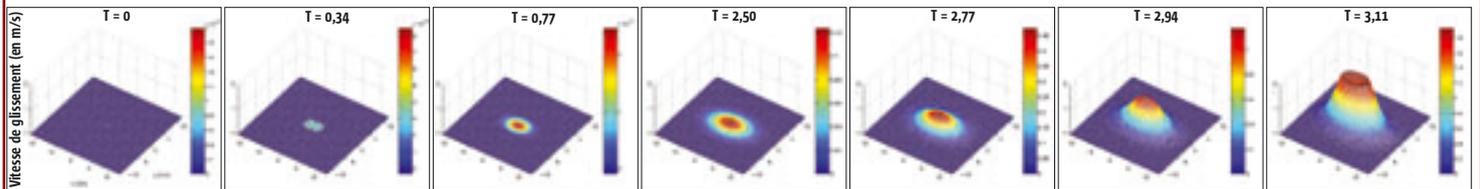
Le concept de frottement avec affaiblissement permet ainsi d'expliquer deux grands types de failles au comportement différent : celles en glissement lent, qui ne génèrent pas de tremblement de terre, et les failles en glissement saccadé, qui en produisent. Une même faille peut présenter les deux comportements sur des sections différentes, c'est le cas de celle de San Andreas, en Californie.

## Fig.3 Séismes sur ordinateur

■ ON SIMULE ICI UN DÉBUT DE GLISSEMENT SUR UNE FAILLE, pour une phase d'initiation très courte. Dans le premier cas, la faille est lisse et partout en limite

de rupture (sa résistance mécanique ne peut que décroître en glissant). Pour démarrer l'initiation au temps 0, on perturbe la faille par un petit glissement localisé. L'axe vertical et le code de couleur indiquent la vitesse de glissement. Cette dernière

augmente rapidement jusqu'à 3,1 secondes, la chute de résistance s'arrête, saturant la vitesse de glissement. Celui-ci se propage alors, et c'est le début de la rupture et de l'émission des ondes sismiques.

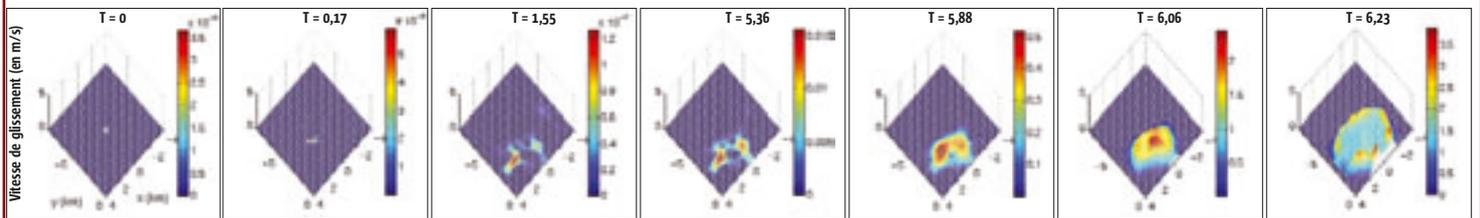


DANS LE SECOND CAS CI-DESSOUS, pour se rapprocher de la réalité, la résistance mécanique de la faille est supposée hétérogène : toute la faille n'est donc pas au bord de la rupture et peut encore

résister. Les obstacles confinent le glissement, ralentissant sa croissance : la durée de l'initiation augmente. Ensuite, quand les différents endroits qui glissent se connectent en une seule zone, au bout

de plus de 2 secondes, on retrouve un comportement proche de celui de la faille lisse.

[D'après Pascal Favreau, thèse de l'université UJF Grenoble, 2000.]



⇒ faite. Elle a une certaine rugosité, si bien que le contact réel entre deux corps accolés est en réalité limité à celui entre les aspérités de chacune des surfaces. Donc, pour qu'il y ait glissement, il faut d'abord rompre les aspérités et l'affaiblissement traduit cette évolution de la surface de contact.

### Mesures « in situ »

Mais à quelle échelle doit-on définir la zone de contact ? Les failles, comme la plupart des objets naturels, ont une géométrie dont la complexité s'exprime à toutes les échelles d'observation. Dès lors, comment définir une loi de frottement qui soit l'expression de cette géométrie ? C'est la question fondamentale qui se pose aujourd'hui. Y répondre signifie être capable de déterminer la durée et l'extension de la phase d'initiation d'un grand séisme, et donc de fixer un cadre rationnel à la recherche de signaux précurseurs. En effet, un déplacement, même faible, sur la faille affecte nécessairement différents paramètres du milieu, dont certains pourraient être observables. L'idée n'est pas de chercher un précurseur en aveugle, comme par le passé, mais de l'imaginer comme la signature de la phase d'initiation. Avant d'en arriver là, il faudra développer de nouvelles théories définissant les règles de changement d'échelle et permettant d'extrapoler des résultats de laboratoire au domaine des séismes, tout en intégrant les connaissances sur la géométrie des systèmes de faille. Peut-être s'apercevra-t-on néanmoins, comme le pensent les défenseurs du caractère aléatoire des séismes, que la durée de cette phase est trop courte pour servir à la prévision...

Il faut aussi avoir en tête que la détection de cette phase

d'initiation sera difficile sur les enregistrements sismologiques traditionnels. Ces derniers sont en effet sensibles aux mouvements transitoires, et non aux déplacements progressifs, comme ceux attendus lors de cette phase préalable. Quant aux mesures de déformation de la surface de la terre, elles risquent d'être peu fructueuses compte tenu des faibles amplitudes attendues.

Cela dit, si les progrès technologiques dans les prochaines années sont à l'image de ceux de la dernière décennie, on peut espérer des avancées importantes du côté des mesures. Mais une difficulté persistera : le temps entre le début de l'observation et la rupture, et le seuil de détection sont liés par une relation logarithmique. Autrement dit, même si l'observation est cent fois plus précise, la marge pour la prévision sera seulement deux fois plus longue ! De plus, notre analyse de l'initiation montre que la déformation se concentre au voisinage immédiat de la faille. D'où la nécessité de dispositifs de mesures *in situ*, si possible dans des forages qui atteignent la zone de faille. De telles mesures seront réalisées dans le cadre de grands projets de forage qui ont été lancés ces dernières années, et ils visent à mieux comprendre les différents aspects du fonctionnement des failles en profondeur. Citons le projet européen du golfe de Corinthe [9], ou celui américain de la faille de San Andreas [10]. Ces mesures, interprétées à la lumière des modèles mathématiques, apporteront vraisemblablement des éléments déterminants quant à l'intérêt de cette phase d'initiation pour la prévision sismique. ■

M. C. et I. I.

[9] [www.corinth-rift-lab.org/index\\_en.html](http://www.corinth-rift-lab.org/index_en.html)

[10] [www.icdp-online.de/html/Sites/sanandreas/objectives/objectives.html](http://www.icdp-online.de/html/Sites/sanandreas/objectives/objectives.html)

### POUR EN SAVOIR PLUS

■ R. Madariaga et G. Perrier, *Les tremblements de terre*, Éditions du CNRS, 1991.

■ [www.larecherche.fr](http://www.larecherche.fr)  
Les séquences complètes des simulations numériques.