SCIENCES

Publication trimestrielle de
l'Association française pour
l'avancement des sciences

114e congrès de l'AFAS

Peurs et espoirs du troisième millénaire

Séismes et failles actives
De la catastrophe naturelle à la prise en compte du risque sismique

(Bertrand Meyer)

juillet 1997 N° 97-3

Séismes et failles actives
De la catastrophe naturelle à la prise en compte du risque sismique

par Bertrand Meyer
Institut de physique du globe de Paris, Équipe Sismotectonique et Laboratoire de tectonique

Résumé *:*
Les séismes sont des catastrophes naturelles aussi meurtrières qu'imprévisibles. En l'espace de quelques dizaines de secondes et sans signes précurseurs clairement identifiables, des villes entières peuvent être détruites et les victimes se compter par dizaines de milliers. À défaut de prédire les séismes, mieux vaut prévenir leurs effets et construire des bâtiments capables de résister aux secousses. Évaluer le risque sismique, c'est avant tout reconnaître et étudier les structures géologiques qui produisent les séismes : les failles actives.
Après quelques définitions aussi nécessaires que rapides, nous analyserons la répartition et les échelles de temps de la sismicité. Ces considérations nous conduiront à nous intéresser aux failles actives et aux traces que laissent les séismes à la surface du sol. Nous verrons que l'addition du déplacement produit lors de chaque séisme finit par construire un relief cumulé, ou relief de faille, dont la détection permet de mieux appréhender le risque sismique. Nous verrons enfin que si l'on est encore très loin de pouvoir prédire un séisme, nous avons quelque espoir d'en mieux comprendre le mécanisme de déclenchement.

Introduction

Un séisme correspond à un glissement soudain sur un plan de faille. Ce glissement relâche l'énergie accumulée sous forme de déformation élastique pendant l'intervalle de temps, ou récurrence, qui sépare un séisme du suivant. Que les forces tectoniques à l'origine de cette déformation élastique soient compressives, cisaillantes ou extensives, le phénomène reste le même. Prenons par exemple le cas d'une région en extension. Très schématiquement, la partie fragile de la croûte terrestre étirée s'y comporte à la manière d'un élastique dont on tire lentement sur les deux bouts et qui finit par casser brutalement au-delà d'un étirement limite. Dans ces régions, les forces responsables de cet étirement sont permanentes. Dès qu'un tremblement de terre a relâché les contraintes au voisinage de la faille, le système se met de nouveau en charge, préparant le prochain séisme. On comprend donc qu'une faille qui a produit un séisme en produira d'autres. De plus, conformément aux lois d'échelles reliant magnitude, ampleur de glissement et dimensions de rupture, on sait que les séismes destructeurs, de magnitude supérieure à 6, ne se produisent que sur de grandes failles. On peut donc *a priori* espérer repérer les failles dangereuses en étudiant la répartition des séismes destructeurs.

Le calendrier de la sismicité, une histoire fondamentale mais trop courte

L'histoire sismique d'une région est une information essentielle puisque toute zone frappée par un séisme le sera à nouveau. Les catalogues de sismicité instrumentale donnent une image exhaustive de la sismicité depuis les années cinquante, depuis que le réseau sismologique mondial permet de localiser et de répertorier tout séisme important. Installé au départ pour détecter les explosions nucléaires, le WWSSN (Worldwide Standardized Seismograph Network) permet d'enregistrer tous les séismes de magnitude supérieure à 6, c'est-à-dire tous les séismes destructeurs. On peut alors établir des cartes générales de

répartition de la sismicité et définir les grandes provinces sismiques du globe. On reconnaît des zones très sismiques constituées par les frontières de plaques (fosses de subductions soulignées par des tremblements de terre profonds, dorsales et limites de plaques décrochantes soulignées par des tremblements de terre superficiels), des zones assez sismiques comme les chaînes de montagnes et les rifts intracontinentaux, et des zones intraplaques peu sismiques.

Regardons maintenant de manière plus précise ce que nous apprend la sismicité instrumentale d'une des régions les mieux surveillées au monde, la Californie. Cet état de la côte ouest des États-Unis est traversé par la frontière entre les plaques Pacifique et Amérique du Nord. Cette frontière de plaques, la célèbre faille de San Andreas est surveillée depuis plusieurs dizaines d'années par un réseau dense de sismographes très sensibles. En 1988, l'USGS (United States Geological Survey) décide de rendre publique une prévision à moyen terme, et annonce officiellement que le segment de Parkfield est le segment de la faille de San Andreas dont la probabilité de rupture est la plus élevée pour les trente années à venir. L'USGS y prévoit un séisme de magnitude 6 avec une probabilité de 90% pour la période 1988-2018. Trois séismes ont frappé la Californie depuis cette prévision. Aucun ne s'est produit sur le segment de Parkfield et deux se sont produits sur d'autres failles que celle de San Andreas. Le séisme de Loma Prieta (M = 7,1 - 17 octobre 1989) a rompu un segment de la faille de San Andreas dont la probabilité de rupture n'était que de 20% pour la période 1988-2018. Le séisme de Landers (M = 7,3 - 28 juin 1992) a rompu une faille peu étudiée dont le potentiel sismique était mésestimé. Le séisme de Northridge (M = 6,7 - 17 janvier 1994), qui a secoué le bassin de Los Angeles, a rompu une faille inverse non connue. Sans anticiper sur l'échec de la prévision de Parkfield (qui oserait raisonnablement affirmer qu'un séisme ne s'y produira pas d'ici 2018?), cette série de séismes destructeurs a conduit l'USGS à revoir radicalement son approche du risque sismique. Plutôt que de focaliser toute l'attention sur la seule faille de San Andreas, un inventaire systématique de toutes les failles dangereuses est actuellement en cours. Ces quelques exemples démontrent que quelques décennies d'observations instrumentales, aussi précises et sophistiquées soient elles, ne permettent pas de déterminer avec certitude l'endroit où se produira le prochain séisme.

Pour les séismes antérieurs à la période instrumentale, les seules sources d'informations dont on dispose sont les témoignages historiques qui mentionnent l'existence de tremblements de terre. L'analyse critique et systématique des textes anciens permet de compiler l'information existante et de dresser les catalogues de sismicité historique. De durée et de fiabilité variables, ces catalogues augmentent néanmoins la durée échantillonnée par la seule sismicité instrumentale et donnent accès à des périodes temporelles *a priori* plus représentatives du comportement sismique à long terme d'une région donnée; les premiers fragments de l'histoire sismique du Bassin méditerranéen datent d'environ 4000 ans. Cette information essentielle est là encore insuffisante. Les séismes de Manjil (M = 7,5 - nord de l'Iran, 1990) et de Grevena (M = 6,6 - nord de la Grèce, 1995) se sont produits dans des régions réputées sans risque car ne correspondant pas aux zones frappées par des séismes historiques. Un catalogue incomplet ou porteur de biais* pourrait expliquer ces cas «particuliers». De nombreux autres exemples montrent en fait que le calendrier de la sismicité historique n'est pas représentatif du phénomène sismique.

La mémoire de la sismicité instrumentale, trop courte, et celle de la sismicité historique, souvent défaillante, ne parviennent pas à déterminer toutes les zones à risque. La récurrence des grands tremblements de terre intracontinentaux, de l'ordre de quelques centaines à quelques milliers d'années, est généralement plus longue que la période de temps pour laquelle on dispose d'un catalogue complet de la sismicité. Les études probabilistes qui utilisent ces catalogues pour définir le risque sismique sont donc très contestables. D'où la nécessité d'une approche déterministe du risque sismique privilégiant la reconnaissance et l'étude des failles qui produisent les séismes destructeurs superficiels. Par addition de glissement sismiques successifs, ces failles cumulent plusieurs centaines de mètres de rejet en surface et façonnent le relief. L'étude de ce signal morphologique permet de déchiffrer la mémoire géologique de la sismicité et d'accéder à des périodes de temps beaucoup plus longues, mille ans, dix mille ans, voire même un million d'années**.

---

* *Les catalogues de sismicité historique sont naturellement biaisés et souvent incomplets. Une compilation fiable de la sismicité historique ne peut exister que dans les zones habitées, ce qui n'a pas été, et n'est toujours pas, le cas de vastes régions du globe. De manière générale, le nombre de séismes historiques mentionnés pendant un intervalle de temps donné augmente quand on se rapproche de l'époque actuelle. Cet accroissement du nombre de séismes répertoriés au cours du temps n'est pas lié à une augmentation graduelle du niveau de sismicité. Il traduit simplement la croissance de la population et la conquête de nouveaux territoires qui diminuent les espaces inhabités. Dans certains cas particuliers, des périodes apparemment peu sismiques s'expliquent par des périodes troublées (guerres, famines, invasions...) pendant lesquelles les registres des autorités locales, administratives ou religieuses, ne sont plus à jour.*

** *Paul Tapponnier et Rolando Armijo, du laboratoire de tectonique de l'IPG de Paris, sont à l'origine de ce type d'approche qu'ils ont développée et appliquée à l'étude des failles actives du Tibet, lors des expéditions scientifiques franco-chinoises des années 1980-84. Cette approche novatrice, appliquée par la suite au reste de l'Asie centrale, au Bassin méditerranéen, à la chaîne andine et à la dépression des Afars, a permis non seulement de caractériser de nombreuses failles actives, mais aussi de préciser les mécanismes de déformation de la lithosphère.*

Addition de glissements sismiques et formation des reliefs de faille

Avant de décrire les traces que laissent les séismes destructeurs à la surface du sol, il est utile de rappeler quels sont les trois grands types de faille que le géologue est susceptible de rencontrer. Les deux premiers types de faille sont des plans inclinés sur lesquels le glissement est à l'origine de la formation de reliefs.

Sur les **failles inverses**, la composante horizontale du glissement correspond à un rapprochement (R, ***figure 1a***) qui s'accompagne du chevauchement d'un des blocs sur l'autre. Ces failles se rencontrent dans les régions raccourcies et épaissies comme au front des chaînes de montagne.

Sur les **failles normales**, la composante horizontale du glissement correspond cette fois à un écartement (E, ***figure 1b***) qui s'accompagne de l'affaissement d'un des blocs par rapport à l'autre. Ces failles se rencontrent dans les régions étirées et amincies comme les dorsales médio-océaniques et les rifts continentaux.

Le troisième type de faille correspond à un plan vertical sur lequel se produit un glissement horizontal. Ces failles que l'on appelle **décrochements** ne créent pas de reliefs, et les déplacements se font parallèlement à la surface de la terre. Pour un observateur arbitrairement placé sur l'un des blocs, on parle de décrochement **sénestre** lorsque l'autre bloc auquel il fait face, se déplace vers sa gauche (***figure 1c***), et de décrochement **dextre** lorsqu'il se déplace vers sa droite. Ces trois grands types de faille se rencontrent souvent dans la nature. Parfois, mouvements décrochants et verticaux se combinent et les failles sont mixtes. On parle par exemple de faille décrochante-normale (combinaison 1c et 1b) ou de faille inverse-décrochante (combinaison la et 1c) suivant la prépondérance d'une des composantes du mouvement.

Lorsqu'un fort séisme superficiel se produit, le glissement se propage sur le plan de faille et arrive en surface où il produit un escarpement que l'on peut associer à l'un des trois types de faille. Les quelques exemples qui suivent en sont l'illustration (***figure 1d-f***).

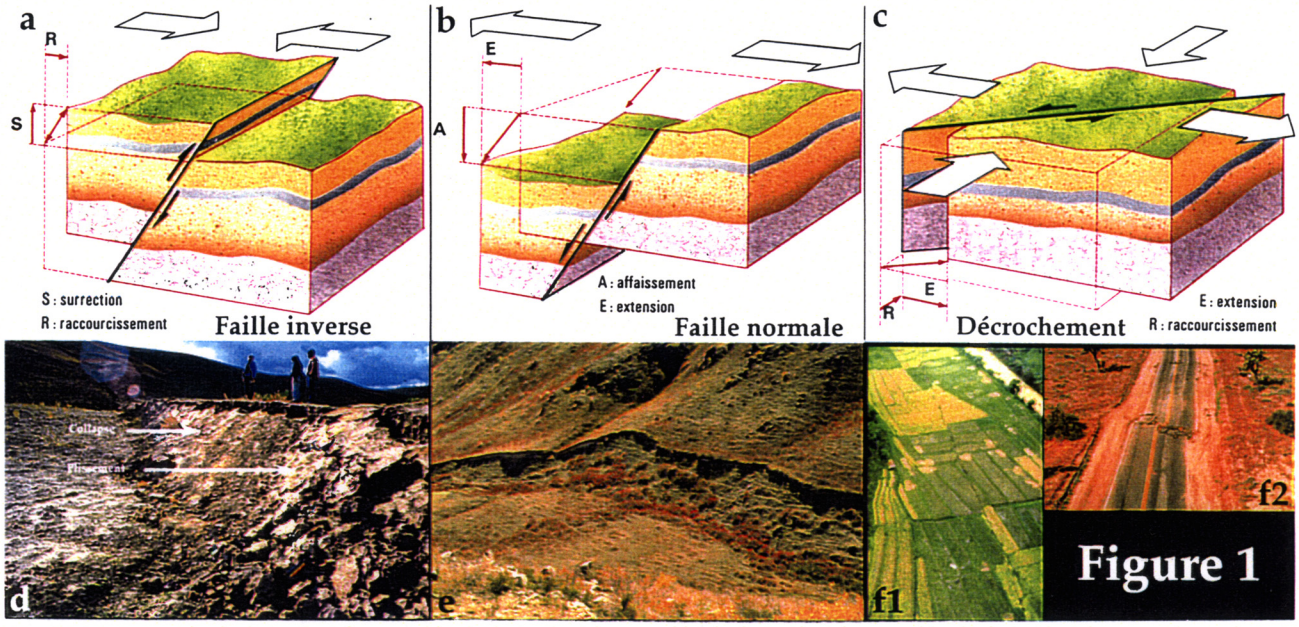
L'escarpement de faille formé lors du séisme d'El Asnam en Algérie (M = 7,3 - 10 octobre 1980) correspond au jeu d'une faille inverse (***figure 1d***). Dans certains cas, le plan de faille bien visible sépare le compartiment de gauche, resté en surplomb, du compartiment de droite. Souvent, le plan de faille n'est plus visible car le compartiment en surplomb s'effondre ou se plisse, parfois même lors du séisme (figure 1d). Le fond de vallée cultivé, à droite, est monté d'environ deux mètres par rapport à sa position avant le séisme. Cet escarpement, typique des failles inverses, correspond à un raccourcissement horizontal.

L'escarpement de faille (***figure 1e***) photographié soixante ans après le séisme de Fuyun en Mongolie (M = 8 - 11 août 1931) correspond ici au jeu d'une faille normale. Cet escarpement déchire la steppe et correspond à un affaissement de plusieurs mètres du bloc aval par rapport au bloc amont.

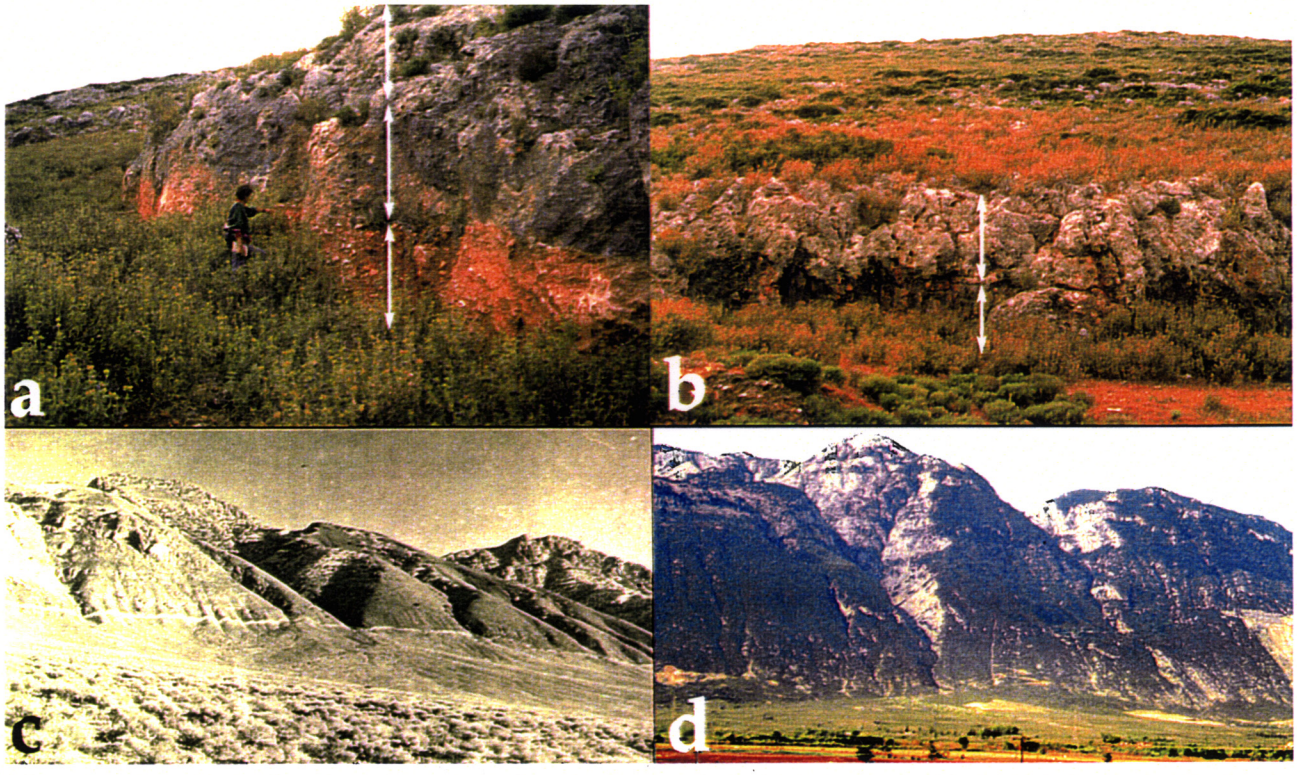
L'escarpement formé lors du séisme de Landers en Californie (M = 7,2 - 28 juin 1992) correspond au jeu d'une faille décrochante dextre. Le décalage de la route asphaltée est de quelques mètres. L'escarpement du séisme de Luçon aux Philippines (M = 7,7 - 16 juillet 1990) correspond au jeu d'une faille décrochante sénestre. Les bords de rizières sont systématiquement décalés d'environ quatre mètres le long de trace de la faille. L'absence de décalages plus importants cumulant les déplacements associés aux séismes précédents s'explique ici par le renouvellement rapide du paysage dans cette région inondable et intensément cultivée.

Généralement, la répétition de séismes destructeurs sur une même faille et l'addition des glissements sismiques correspondants construit un escarpement cumulé caractéristique des failles actives. En voici un exemple sur une faille normale située au nord du golfe de Corinthe, en Grèce (***figure 2a,b***). La trace de cette faille est soulignée par un escarpement qui décale d'environ trois mètres les pentes érodées d'une colline. À la base de l'escarpement, taillé dans des calcaires massifs, un liseré de couleur ocre correspond au décalage métrique du séisme de 1981 (M = 6,2 - 4 février 1981). Ce liseré est «sorti de terre» pendant le séisme lors de l'effondrement du bloc aval. Les morceaux de sol et les particules argileuses que l'érosion n'a pas eu le temps de lessiver, sont à l'origine de cette couleur ocre. Au-dessus de ce liseré ocre, on distingue un liseré grisâtre homogène, de hauteur métrique, colonisé par quelques lichens. Enfin, la partie supérieure de l'escarpement, plus érodée et colonisée par de nombreux lichens, délimite un liseré blanchâtre visible sur la figure 2a. Cet escarpement cumule probablement le déplacement métrique des trois derniers tremblements de terre sur cette faille, 1981 inclus. Sur certains segments qui n'ont pas été réactivés lors du tremblement de terre de 1981, on ne distingue que deux liserés. L'escarpement visible sur la figure 2b, haut de deux mètres, est composé pour moitié par un liseré inférieur grisâtre et pour moitié par un liseré supérieur blanchâtre. Cet escarpement cumule seulement les déplacements métriques des deux tremblements de terre qui ont précédé le séisme de 1981 (figure 2b).

Les failles normales qui ont une longue histoire sismique cumulent les glissements de plusieurs centaines de séismes et fabriquent un relief caractéristique (***figure 2c***). En effet, la répétition des tremblements de terre finit par créer un dénivelé topographique important. Le compartiment que la faille fait monter est soumis à l'érosion alors que le compartiment abaissé piège les matériaux enlevés au relief naissant. Le front montagneux créé par la faille normale est incisé par les rivières qui découpent des facettes triangulaires sur sa façade. Ces facettes triangulaires peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres de hauteur et représentent le déplacement cumulé pendant plusieurs centaines de milliers d'années. Cette morphologie caractéristique résulte de la compétition entre la vitesse de mouvement sur la faille qui crée le relief, et la vitesse



Figures 1a, b, c *: Les trois grands types de failles. Certaines failles peuvent associer mouvements décrochants et verticaux (combinaisons en proportion variable de 1a et 1c ou 1b et 1c).* ***1d*** *: rupture en surface de faille inverse (séisme d'El Asnam, Algérie, M = 7,3 - 10 octobre 1980, cliché R. Armijo, IPGP).* ***1e*** *: rupture en surface de faille normale (séisme de Fuyun, Chine-Mongolie, M = 8 - 11 août 1931, cliché P. Tapponnier, IPGP).* ***1f*** *: rupture en surface de failles décrochantes.* ***f1*** *: décrochement sénestre, séisme de Luçon, Philippines, M = 7,7 - 16 juillet 1990 (cliché J.C. Ringenbach, université de Nice).* ***f2*** *: décrochement dextre, séisme de Landers, Californie, M = 7,2 - 28 juin 1992 (cliché K. Sieh, Caltech).*



Figures 2a *: faille de Kaparelli (Grèce) réactivée lors du dernier choc de la séquence de Corinthe (M = 6,3 - 4 février 1981, cliché R. Armijo, IPGP). La base de l'escarpement est soulignée par le glissement cosismique métrique de 1981.* ***2b*** *: segment non réactivé par le séisme de 1981 (cliché R. Armijo, IPGP).* ***2c*** *: morphologie typique de faille normale active (États-Unis, Basin and Range, cliché R. Wallace, USGS). La base de l'escarpement cumulé est soulignée par l'incrément de mouvement du dernier séisme produit sur cette faille.* ***2d*** *: faille normale active en Grèce. Les rivières sont perchées au niveau de vallées «en verre à vin» (cliché B. Meyer, IPGP).*

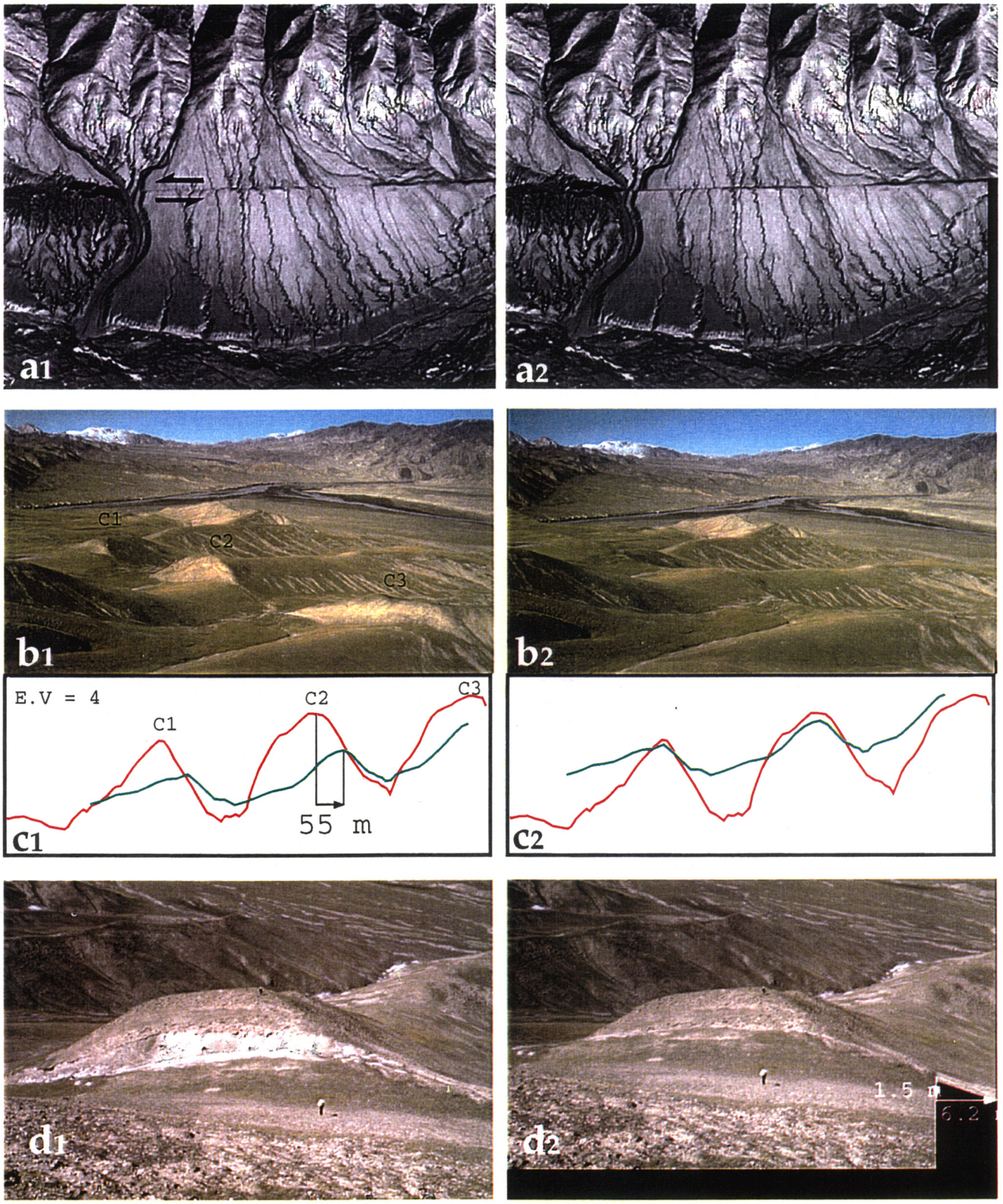


Figure 3 *(légende page suivante, planche IV)*

Figure 3 *(planche III, page précédente) :*

a1 *: extrait d'une image SPOT panchromatique (pixel de 10 m de côté). Faille du Kunlun (Chine, plateau Tibétain). La faille se suit comme une trace de couteau sur un cône alluvial d'âge postglaciaire < 12 000 ans). Le cours de chaque rivière dessine une baïonnette au passage de la faille; le décalage entre les cours amont et aval est d'environ 50 m.*

a2 *: annulation du mouvement sur la faille et remise en coïncidence des cours amont et aval. Ce décalage cumulé de 50 m est nécessairement plus récent que le cône, la vitesse moyenne de ce décrochement sénestre est d'au moins 4 mm/an.*

b1 *: escarpement cumulé sur la faille de Chang Ma (Chine, nord du plateau Tibétain, cliché Y. Gaudemer, IPGP). La faille décale de manière sénestre-normale plusieurs collines d'âge postglaciaire.*

b2 *: annulation du décalage des collines et reconstitution de la morphologie fini-glaciaire.*

c1 *: résultat du levé topographique de deux profils, respectivement réalisés au sommet et à la base de l'escarpement cumulé. Le décalage de 55 m, d'âge postglaciaire (environ 10 000 ans), implique une vitesse moyenne de l'ordre de 5,5 mm/an sur cette faille.*

c2 *: déplacement du profil inférieur et annulation du décalage sénestre.*

d1 *: escarpement instantané (faille de Chang Ma, cliché Bertrand Meyer, IPGP). La trace blanche dénuée de végétation correspond à la cicatrice du dernier séisme qui s'est produit sur cette faille le 25 décembre 1932 (M = 7,6). Le glissement cosismique est essentiellement sénestre et un peu normal.*

d2 *: annulation du décalage de 1932 et reconstitution de la morphologie antérieure au dernier séisme. L'escarpement résiduel cumule les déplacements de plusieurs séismes antérieurs à celui de 1932.*

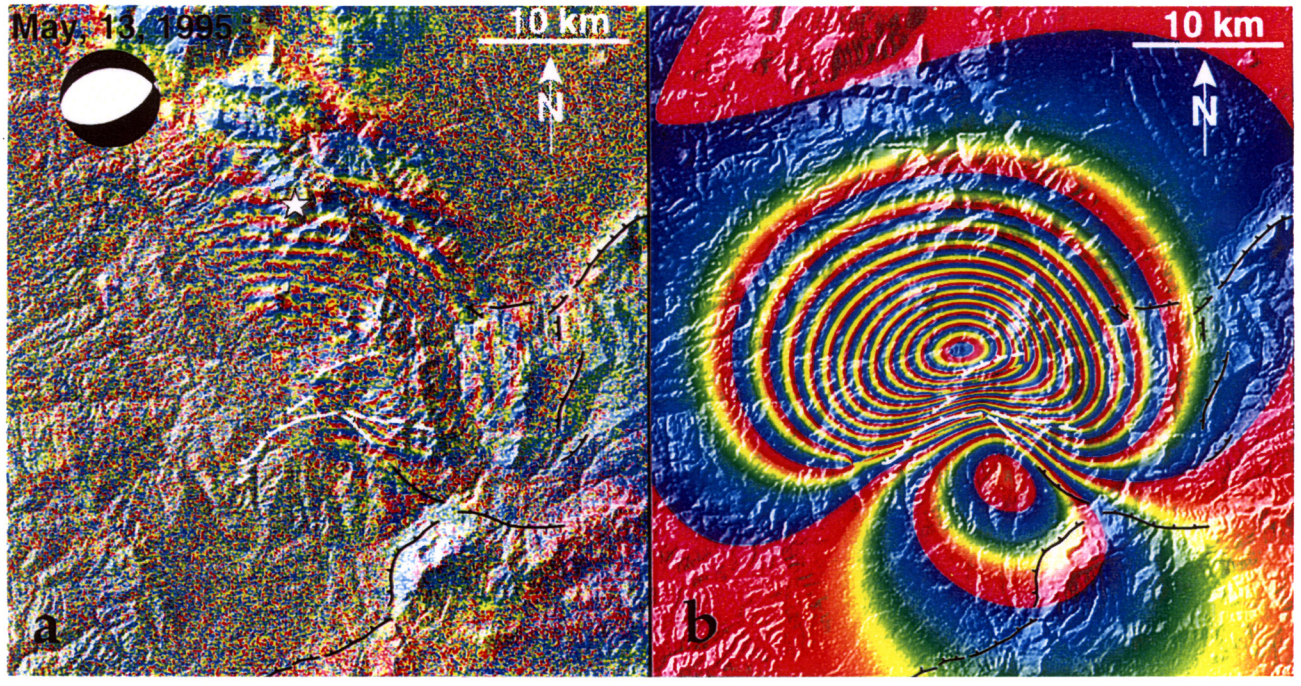


Figure 4 *: Carte des failles actives de la région de Grevena (nord de la Grèce) superposée à l'image radar du champ de déplacement associé au tremblement de terre de Grevena (Ms = 6,6 - 13 mai 1995). Le système de failles qui a rompu lors du séisme est représenté en blanc. Les franges interférométriques observées sont à gauche, les franges modélisées, à droite. Chaque frange représente un déplacement de 28 mm entre la surface du sol et le satellite ERS 1.*

d'érosion qui tend à l'aplanir. Les parties les plus hautes et plus âgées des facettes ont subi plus d'érosion que les parties basses et plus jeunes. La pente moyenne des facettes augmente du sommet vers le bas, et le profil convexe du front montagneux traduit le rajeunissement du relief, à sa base, lors de chaque séisme. Ce rajeunissement permanent entretient le contraste morphologique entre les deux compartiments séparés par la faille. Cette morphologie typique est bien illustrée par l'exemple de la ***figure 2c*** qui montre l'une des failles normales du Basin and Range (ouest des États-Unis). Cette faille porte la trace du dernier tremblement de terre, liseré blanchâtre réactivant la base de l'escarpement cumulé. L'exemple de la faille de Lamia (Grèce centrale) est lui aussi spectaculaire. Cette faille présente de très grandes facettes triangulaires et des vallées très particulières (***figure 2d***). On parle de vallée en verre a vin : les rivières dont le profil amont dessine un V (la coupe du verre), sont perchées au-dessus d'une gorge très étroite (le pied du verre) au niveau de la partie la plus récente de l'escarpement. La morphologie de cette façade montagneuse signe la présence d'une faille active à fort potentiel sismique. L'impossibilité d'individualiser, à la base du relief, les traces d'un escarpement récent attribuable à un événement historique n'est pas pour rassurer. Cette faille active, comme beaucoup d'autres, est d'autant plus dangereuse qu'elle ne figure pas au catalogue de la sismicité historique! Partir à la reconnaissance de la signature morphologique des failles actives est indispensable. Pour preuve, la faille de Kalamata, dans le sud du Péloponnèse, identifiée et reconnue active d'après sa morphologie* s'est signalée par la suite par un séisme meurtrier (tremblement de terre de Kalamata, M=5,8 - 13 septembre 1988).

Lecture du signal morphologique et approche déterministe du risque sismique

L'identification des failles actives nécessite une analyse morphologique axée sur la recherche de critères attestant de l'activité tectonique. La recherche de cette signature morphologique peut se faire sur le terrain mais elle se fait d'autant mieux qu'on observe les failles de haut. Les images des satellites Landsat et SPOT sont devenues l'outil de travail indispensable à toute évaluation du risque sismique**. Voici, grâce au satellite SPOT, un détail de l'une des plus grandes failles actives d'Asie centrale, la faille du Kunlun (***figure 3a1***). La trace de cette faille décrochante, nette comme un trait de couteau, décale de manière systématique les rivières qui parcourent un cône alluvial postglaciaire. Le sens de ces décalages en baïonnette indique qu'il s'agit d'un décrochement sénestre. Si l'activité des décrochements et des failles normales peut être assez facilement décelée sur les images satellitaires, ce n'est pas le cas des failles inverses dont la signature morphologique plus ténue rend l'exercice délicat. Une fois repérées et cartographiées, il faut ensuite décrire le comportement des failles : mesurer leur vitesse moyenne de mouvement, estimer magnitude et récurrence de leur séisme maximal.

Dans certains cas favorables, on peut estimer la vitesse moyenne de mouvement sur une faille décrochante, sans même se rendre sur le terrain! Il suffit de mesurer le décalage de marqueurs morphologiques dont on connaît ou dont on peut estimer l'âge. C'est le cas de l'exemple précédent. Le décalage entre les cours amont et aval des petits chenaux qui parcourent le cône alluvial postglaciaire (<12 000 ans), est d'environ 50 m. Ce décalage cumulé, plus récent que la mise en place du cône, implique une vitesse moyenne d'au moins 4 mm/an sur ce décrochement (***figure 3a2***). De manière générale, le passage sur le terrain est une étape indispensable. Après sélection de quelques sites prometteurs sur les images Spot, le travail sur le terrain permet de mesurer précisément les décalages des structures morphologiques identifiées et de prélever des échantillons que l'on cherche ensuite à dater.

Voici, sur le terrain, la trace de la faille de Chang Ma, une autre faille active d'Asie centrale. La faille décale trois collines de manière essentiellement sénestre et un peu normale (***figure 3b1***). En levant deux profils topographiques de précision, l'un au sommet de l'escarpement cumulé, l'autre à sa base, on détermine la géométrie du paysage décalé (***figure 3c1***). On peut alors restaurer le paysage initial en annulant le décalage de la faille pour faire disparaître l'escarpement cumulé (***figure 3b2***). On détermine qu'un décalage horizontal sénestre de 55 m s'est produit depuis la formation des collines (***figure 3c2***). La datation de ce déca-

* *De nombreuses failles actives, dont celle de Kalamata, sont cartographiées sur un document publié en 1986 (R. Armijo, A. Deschamps et J.P. Poirier,* Carte sismotectonique de l'Europe et du Bassin méditerranéen, *Institut de physique du globe de Paris, 1986). Ce document recense la sismicité historique et instrumentale et superpose cette information au tracé des failles actives résultant de l'analyse des images satellitaires Landsat et SPOT. Cette carte et le catalogue de sismicité qui l'accompagne sont disponibles auprès des Services généraux de l'Institut de physique du globe.*

** *L'évaluation du risque sismique se fait par étapes successives :*

a) Identification des failles actives par reconnaissance de leur signature morphologique.

b) Cartographie de la segmentation interne de chaque faille.

c) Estimation de la magnitude du séisme maximal. La longueur de la faille est une estimation de la magnitude du séisme maximal. Les différents segments d'une même faille peuvent rompre séparément lors de séismes moins énergétiques et plus fréquents que ceux activant l'ensemble de la faille.

d) Détermination des vitesses et récurrences moyennes.

e) Analyse des effets de sites et calibration de la réponse des sols en fonction de la distance à la faille et de l'énergie du séisme maximal qu'elle est susceptible de déclencher.

lage permet alors de déduire la vitesse moyenne de mouvement sur la faille. Pour ce site, la morphologie décalée est nappée d'une couche de loess dont la datation par thermoluminescence a fourni des âges voisins de 10 000 ans. On obtient donc une vitesse moyenne de glissement horizontal sénestre de 5,5 mm/an. La vitesse moyenne calculée pour cette faille n'indique évidemment pas un coulissage lent et régulier. Le déplacement s'est fait au contraire par brusques incréments lors de chaque tremblement de terre. Ceci est bien illustré par l'analyse d'un autre site, voisin du précédent, sur la faille de Chang Ma ***(figure 3d1)***. Ici, la trace blanche correspond à la cicatrice du dernier séisme qui s'est produit sur cette faille le 25 décembre 1932 (M = 7,6). Le glissement cosismique est sénestre-normal. L'utilisation des mêmes techniques que sur le site précédent permet de déterminer le glissement cosismique (décalage sénestre de 6,2 m et décalage vertical de 1,5 m, figure 3d1). L'annulation du décalage et la reconstitution de la morphologie présismique ***(figure 3d2)*** ne suppriment pas la totalité du dénivelé topographique. L'escarpement résiduel cumule donc les déplacements des séismes précédant celui de 1932. Connaissant la vitesse moyenne de la faille (5,5 mm/an) et l'incrément de déplacement cosismique (environ 6 m), on estime que la récurrence moyenne de séisme du type de celui de 1932 est de l'ordre de 1000 ans.

L'interférométrie radar : un espoir de déchiffrer le mécanisme de déclenchement des grands séismes

L'utilisation de l'imagerie satellitaire, particulièrement efficace pour détecter et étudier les déformations cumulées pendant plusieurs cycles sismiques, l'est aussi pour l'étude des déformations instantanées. Une nouvelle technique utilisant un radar à ouverture synthétique (SAR) embarqué à bord d'un satellite permet de visualiser le champ de déformation associé à une rupture sismique.

Les principes de cette technique qui repose sur le traitement interférométrique des images SAR sont les suivants : le satellite survole une région donnée et fabrique une image de cette région. Chaque image est composée de nombreux pixels élémentaires dont la phase du signal radar est fonction de la distance entre le sol et le satellite. En différenciant la phase de deux images acquises sur une même région à deux dates différentes, on obtient les déplacements de la surface du sol entre ces deux passages. Cette technique a été utilisée pour la première fois par une équipe française lors du séisme de Landers. En différenciant une image acquise avant le séisme et une image acquise après, ils ont mesuré, sur une très vaste surface (100 km²) et avec une précision remarquable (environ 4 cm) les déplacements cosismiques associés au séisme de Landers. Depuis la démonstration de ses capacités, cette technique a été appliquée à d'autres séismes. La ***figure 4*** correspond à l'image interférométrique produite pour le séisme de magnitude 6,6 qui a frappé le nord de la Grèce, le 13 mai 1995. Le système de failles normales activé lors de ce séisme, reconnu à l'aide du satellite SPOT et dont la rupture a été cartographiée sur le terrain (en blanc sur la figure 4), a été superposé à l'image interférométrique représentant la déformation cosismique. Chaque frange interférométrique représente un contour d'isodéplacement d'environ 3 cm de la surface du sol dans la direction du satellite. Les franges circulaires visibles ici dessinent une dépression dont le bord sud est limité par la trace des failles normales qui ont rompu lors du séisme. Les douze franges que l'on peut dénombrer indiquent que le maximum de subsidence a été de l'ordre de 35 cm au niveau du compartiment effondré. En intégrant les informations sur le réseau de failles, on peut ensuite modéliser le champ de déformation observé en assimilant les failles à des dislocations dans un milieu élastique ***(figure 4b)***.

L'interférométrie radar a aussi permis de détecter de petits mouvements (quelques centimètres) au voisinage de la faille de Landers dans les deux années qui ont suivi le séisme. Ce résultat important qui démontre les capacités de cette technique pour l'analyse des déplacements post-sismiques laisse espérer que l'on puisse aussi détecter les très petits déplacements auquel on s'attend avant un séisme. Il est envisageable que l'on puisse à terme suivre l'évolution temporelle des plus petites déformations présismiques pour étudier le déclenchement d'un grand séisme avec la finesse nécessaire.

Conclusions

S'il existe de réels espoirs de comprendre comment les séismes se préparent, insistons sur le fait qu'aucune méthode ne permet actuellement de les prédire. La prédiction n'est du reste pas un but en soi : prédire une catastrophe ne permet pas de l'éviter; aucune prédiction ne peut empêcher les immeubles mal construits ou hors normes parasismiques de s'écrouler. Oublions les méthodes prédictives des dernières décennies, aussi médiatisées qu'inefficaces, pour redistribuer efforts et crédits vers la prévention.

Prévenir, c'est établir des normes parasismiques efficaces. Cela nécessite une bonne connaissance du réseau de failles actives et des effets de site dans les zones à risque. L'approche déterministe qui permet d'identifier les failles et de documenter leur histoire sismique reste plus que jamais d'actualité.

L'évaluation de l'aléa et la prévention du risque sismique sont l'un des enjeux majeurs du troisième millénaire.

Bertrand Meyer
IPG de Paris - 4, place Jussieu - 75252 Paris Cedex 05
e-mail : meyer@ipgp.jussieu.fr