

PRÉVOIR LES SÉISMES

BERTRAND MEYER ET ROLANDO ARMIJO
 MARC NICOLAS ET NICOLE BÉTHOUX
 CHRISTOPHE LARROQUE ET STÉPHANE GAFFET
 ROBERT D'ERCOLE ET OLIVIER DOLLFUS



(Arménie, 1988, cliché V. Grissak/Rapho)

La Terre ne tremble pas, comme se l'imaginait le poète latin Lucrèce, à cause de l'écroulement d'immenses cavernes souterraines hantées par les vents, mais parce qu'il y a des failles. Le tout est de les identifier pour en comprendre le fonctionnement et surtout prévoir la rupture, donc le séisme. Une démarche en apparence banale qui commence tout juste à faire ses premiers pas en Europe (voir page 918). La France, moins active que ses voisins, n'est pourtant pas à l'abri d'un tremblement de terre de forte intensité (voir page 924). Ici comme ailleurs, deux outils de prévention méritent d'être mis à l'honneur pour atténuer l'impact des bris de croûte : dresser la liste des zones à risques en tenant compte de la nature des sols et cultiver la mémoire des catastrophes. Démonstration, par la logique géophysique, que l'important c'est d'anticiper.

SISMICITÉ DE L'EUROPE :



Certaines failles affleurent et modèlent le paysage, d'autres restent cachées en sous-sol. Tout le problème est de les repérer pour décrypter leur fonctionnement et prévoir la date d'une éventuelle rupture, lourde de conséquences. Une démarche fondamentale, puisque de récents séismes, destructeurs aux États-Unis comme au Japon, ne se sont pas produits sur les grandes failles connues et étroitement surveillées.

BERTRAND MEYER ET ROLANDO ARMIGO

BERTRAND MEYER et **ROLANDO ARMIGO** sont chercheurs à l'Institut de physique du globe de Paris et travaillent au sein de l'équipe de Sismotectonique dirigé par Rolando Armijo.

Là où la Terre a tremblé, elle retremblera. C'est une règle élémentaire en sismologie. L'Europe et le Bassin méditerranéen ont été par le passé le théâtre de séismes meurtriers : Jéricho en 1250 avant Jésus-Christ, Bâle en 1356, Lisbonne en 1755, Frioul en 1976, El Asnam et Irpinia en 1980, ou encore, le golfe de Corinthe il y a tout juste quelques mois (fig. 1). Et toujours les mêmes questions : sur quelles failles et à

quel moment se produira la prochaine secousse ?

Les séismes ne sont qu'un des effets superficiels du lent mouvement des plaques lithosphériques à la surface du Globe. Environ 95 % de l'énergie sismique totale relâchée à la surface de la Terre l'est au niveau des grandes failles qui les bordent. Qu'elles s'enfoncent comme au Japon ou qu'elles coulisent le long de grandes fractures comme à San Andreas, en Cali-

fornie, les plaques se déplacent les unes par rapport aux autres à des vitesses moyennes de un à dix centimètres par an. Les zones de friction sont le lieu privilégié des séismes. Les tensions s'accumulent pendant des dizaines voire des centaines d'années, déformant les roches. Comme un ressort trop tendu qui lâche, les roches déformées finissent par se casser, libérant de manière quasi instantanée toute l'énergie emmagasinée sous la

CHERCHEZ LA FAILLE !



contrainte. Les tremblements de terre les plus violents, de magnitude 8 à 9, correspondent à des glissements soudains, en quelques secondes, de 10 ou 20 mètres sur des surfaces (« le plan de faille ») de plusieurs dizaines de milliers de kilomètres carrés. Ces glissements et ébranlements violents relâchent l'énergie accumulée sous forme de déformation élastique, résultat du déplacement relatif entre les deux plaques pendant l'intervalle de temps séparant un fort séisme du suivant. Cet intervalle ou récurrence est généralement de l'ordre de la centaine d'années. Les grandes failles qui constituent ces frontières de plaques rapides produisent des grands séismes assez fréquemment et sont donc relativement bien connues. Pour certains segments de frontières de plaques on peut donc déterminer la probabilité d'occurrence d'un grand tremblement de terre à long

Figure 1. Les séismes qui jalonnent l'Europe et le Bassin méditerranéen sont parfois très meurtriers. En 1976, 3 000 personnes succombaient au séisme du Frioul dans le nord de l'Italie. En 1980, l'Algérie et l'Italie sont endeuillées à leur tour : 28 000 morts à El Asnam et 5 000 morts à Irpinia, à l'est de Naples. Plus récemment, en juin dernier, 29 morts sont recensés dans le golfe de Corinthe (Grèce). Tous ces séismes se sont produits sur des failles actives conséquentes de la collision entre l'Europe et l'Afrique. Sur cette carte sismotectonique, les séismes récents enregistrés depuis 1950 par le réseau sismologique mondial sont représentés en jaune, ceux antérieurs à 1950 en gris. Les vitesses de déplacement de l'Afrique par rapport à l'Europe, indiquées sur le parallèle 30°N, ont été calculées d'après les modèles de cinématique globale. Le tracé des failles actives résulte du décryptage des images satellitaires LANDSAT et SPOT. (D'après une carte établie par l'Institut de physique du globe de Paris et disponible auprès de ses services généraux)

et moyen terme (siècles, décennies). D'autres séismes sont très destructeurs et meurtriers malgré leur faible poids dans le bilan énergétique total (moins de 5%). De magnitude 6 à 8, ils se produisent à l'intérieur des continents tous les quelques milliers d'années. Les déplacements sont plus lents (un à dix millimètres par an) et les failles impliquées plus petites (quelques centaines de kilomètres carrés). Même si ces failles existent au voisinage immédiat des zones de subduction, comme à Kobe, au Japon, elles sont particulièrement nombreuses au niveau des frontières plus diffuses et larges de plusieurs centaines de kilomètres, telle celle séparant l'Afrique de l'Europe (fig. 1).

En l'absence de prévisions fiables, le repérage des failles actives est un préalable indispensable pour répertorier les zones à risques

La relative lenteur des mouvements de plaques dans ces régions continentales fait que les tremblements de terre sont plus rares, ce qui freine l'accumulation d'observations sismologiques, instrumentales ou historiques nécessaires pour estimer la probabilité que surviennent de fortes secousses. Dans ces régions, seule l'étude des failles actives est efficace : détecter, cartographier les réseaux de failles en décryptant les traces qu'elles laissent dans le paysage (géomorphologie), en s'aidant de l'imagerie satellitaire. Seuls les quinze premiers kilomètres de la croûte terrestre sont susceptibles de se casser (« couche sismogénique »). Plus froids et plus rigides que les couches plus profondes, ils sont capables de se déformer de manière élastique et d'engendrer un séisme. Conformément aux lois d'échelle qui relient la magnitude à l'ampleur du glissement et aux dimensions de rupture, un séisme de magnitude 7 correspond à un glissement de deux à trois mètres sur un plan de faille qui casse toute la couche sismogénique et entaille la surface sur quelques dizaines de kilomètres de long. Le séisme de magnitude 5 rompt un plan de faille d'à peine quelques kilomètres carrés et la rupture reste généralement invisible en surface. Les séismes très destructeurs du pourtour méditerranéen, de magnitude intermédiaire (6 à 7), ne se produisent que sur des failles visibles en surface. Par addition de glissements récurrents, les failles cumulent des déplacements en surface

de plusieurs centaines de mètres et façonnent le relief. Un relief caractéristique que le sismotectonicien doit repérer sur les images satellitaires, les photographies aériennes, les cartes topographiques détaillées et, plus prosaïquement sur le terrain. Objectif : repérer les failles actives susceptibles de produire des séismes destructeurs.

Appliquée au Bassin méditerranéen, la démarche est difficile tant le réseau de failles est complexe et diffus. Certaines ne sont toujours pas repérées. Le cas de la

La sismicité du Bassin méditerranéen résulte de la collision entre l'Afrique et l'Europe qui s'opposent depuis bientôt quatre vingt millions d'années. Les tremblements de terre diminuent à mesure que l'on remonte vers le nord ou que l'on descend vers le sud, de part et d'autre de la zone d'affrontement marquée par la chaîne alpine au sens large : Maghrébides, Bétiques, Pyrénées, Alpes, Apennins, Carpates, Dinarides, Hellénides, Pontides⁽¹⁾... (fig. 1). La sismicité augmente en revanche d'ouest en est au sein

dures irrégulières des deux continents engendre des déformations compliquées : on observe, côte à côte, des zones écrasées (Alpes, Maghrébides) où dominent des phénomènes de compression et des failles inverses ; des zones expulsées latéralement par coulissage horizontal (plateau Anatolien chassé vers l'ouest entre les failles décrochantes nord-anatolienne et est-anatolienne) ; et même des zones étirées (domaine égéen) hachées par des failles normales⁽³⁾ (voir l'encadré « Trois types de failles »). La

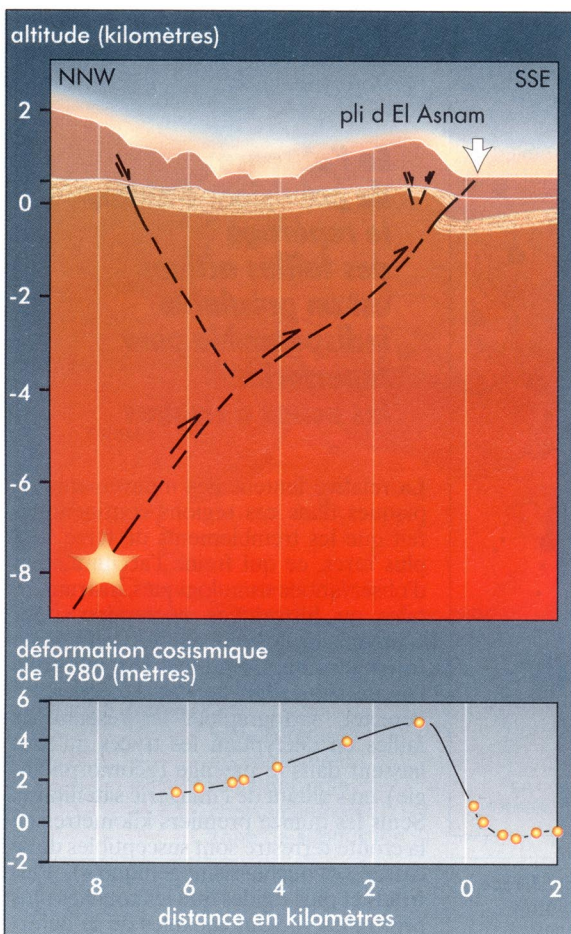


Figure 2. Le séisme, de magnitude 7,3 qui a ébranlé le nord de l'Algérie en 1980 s'est produit sur une faille inverse située sous le pli d'El Asnam. La topographie est restituée à l'échelle, et exagérée d'un facteur 4. Le glissement de 1980 a débuté vers 8-9 km de profondeur et s'est propagé vers la surface où il a produit une rupture sur environ 30 km de longueur (à gauche). En surface, des escarpements se forment (flèche sur le schéma de gauche et photo de droite). Parfois le plan de faille qui sépare le bloc de gauche, resté en surplomb, du bloc de droite, est bien visible. Plus souvent il disparaît, masqué par le plissement et l'effondrement du bloc en surplomb (ci-dessous). (Clichés auteurs)



faille d'El Asnam, qui n'a été identifiée et étudiée qu'après avoir produit le séisme tragique d'octobre 1980, illustre l'insuffisance des connaissances. Un problème d'autant plus délicat que le Bassin méditerranéen est très peuplé et que certaines grandes villes sont situées à proximité immédiate de failles dangereuses.

Pour comprendre le fonctionnement du réseau de failles du Bassin méditerranéen, il est nécessaire de connaître l'histoire géologique de la collision qui l'a engendré. Pour estimer leur degré d'activité, il faut en outre retracer leur histoire sismique. Mais, en dernière instance, l'évaluation du risque passe par la détection et l'étude systématique des empreintes laissées dans le paysage par les failles actives.

de cette zone de collision en même temps que les vitesses de convergence entre les deux continents : de six millimètres par an au niveau du méridien d'Alger, à onze millimètres par an au niveau de celui du Caire (fig. 1).

Le rapprochement entre l'Afrique et l'Europe s'est accompagné de la disparition, par subduction, de la croûte océanique qui les séparait. La croûte continentale progressivement raccourcie a donné naissance aux différents segments de la chaîne alpine qui ponctuent le pourtour méditerranéen. Des portions de l'ancienne croûte océanique subsistent, et sont en cours de subduction comme au niveau de l'arc hellénique.

L'enchevêtrement progressif des bor-

sismicité est le reflet des mécanismes actuels de collision. Mécanismes qui se superposent à ceux plus précoces de ce processus. Il faut donc pouvoir distinguer les failles actives de celles qui ne le sont plus. L'histoire sismique de la région méditerranéenne est malheureusement très fragmentaire. Ce n'est que depuis l'installation du réseau sismologique mondial dans les années 50, que tout séisme important est systématiquement enregistré et répertorié. Quelques données instrumentales, très incomplètes, existent pour la période 1890 à 1950. Pour les périodes antérieures, il faut recourir aux compilations historiques, établies après l'analyse des textes anciens. Les premiers fragments de l'histoire sismique du Bassin

méditerranéen datent d'environ 4 000 ans (fig. 1).

Certaines régions, comme le Levant, actuellement peu sismiques, l'ont été fortement par le passé. D'autres, comme l'est de la Grèce aujourd'hui très sismiques, ne l'étaient guère, du moins en apparence. Des comportements qui n'indiquent pas un changement radical de la sismicité depuis 1950 mais les imperfections du catalogue historique. La mémoire de la sismicité instrumentale, trop courte, et celle de la sismicité historique, souvent défaillante, ne suffisent pas à cerner toutes les régions à risque. D'où l'intérêt de recenser les failles actives par leur signature morphologique qui permet d'accéder à des périodes beaucoup plus anciennes, mille ans, voire un million d'années. Trois exemples illustrent comment, à partir de l'analyse du paysage, on peut identifier deux types de failles actives, les inverses et les normales.

Les failles inverses telles celle d'El Asnam, sont difficiles à repérer. Peu inclinées, elles sont le plus souvent masquées

Le 9 octobre 1954, un tremblement de terre de magnitude 6,7 secoue le nord de l'Algérie, rasant la ville d'Orléansville et faisant plus de 1 200 victimes⁽⁴⁾. Vingt-six ans et un mois plus tard, le 10 octobre 1980, une nouvelle secousse de magnitude 7,3 ravage cette même ville rebaptisée El Asnam, tuant quelque 20 000 personnes. Peu après la catastrophe, sismologues, géodésiens et géologues se rendent sur place dans l'espoir d'en démêler les mécanismes et les causes. La trace de la rupture principale est rapidement découverte : des escarpements qui se suivent de manière continue sur plus de

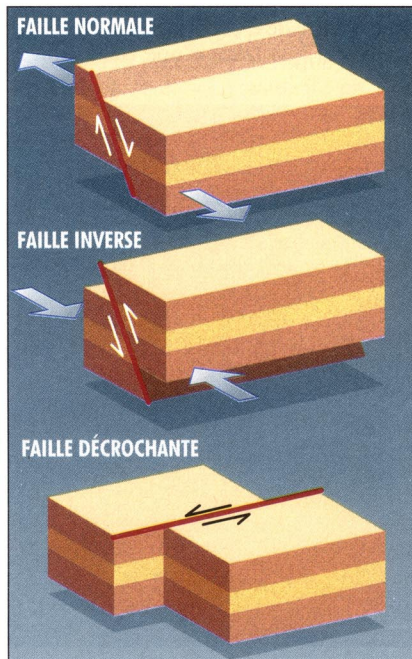
trente kilomètres, au front d'un pli dominant la plaine adjacente^(5,6) (fig. 2). Les escarpements, hauts de deux mètres, traduisent le chevauchement d'un bloc par un autre, et un raccourcissement horizontal. Deux mouvements qui correspondent au glissement d'une faille inverse, désormais appelée faille d'El Asnam. Des ruptures associées à des failles secondaires normales sont aussi observées au sommet du pli et à plusieurs kilomètres au nord de la rupture principale. Des traces d'extension secondaire qui reflètent la complexité de la déformation du bloc chevauchant, raccourci et plissé. Lors du séisme, le pli associé à la faille a grandi⁽⁷⁾.

On comprend maintenant mieux la géométrie et le fonctionnement de la faille d'El Asnam⁽⁸⁾. Les séismes se déclenchent en profondeur et correspondent à un glissement qui se propage sur le plan de faille vers la surface. Si le séisme est violent, comme en 1980, le glissement atteint la surface et produit des escarpements. Dans le cas contraire, comme en 1954, seule la partie profonde du plan de faille est activée et la rupture reste « aveugle ». Dans tous les cas de figure, le mouvement sur la faille contribue au plissement progressif du pli d'El Asnam. Un pli en croissance, actuellement large de quatre kilomètres, et haut de trois cent cinquante mètres, résultat de l'activité de la faille inverse sous-jacente dont il signe la présence. Un pli qui s'est formé progressivement lors de chaque secousse. L'excavation de tranchées au travers de la faille et la datation de sédiments récents décalés ont permis d'en dénombrer au moins cinq au cours des dix derniers millénaires, comparables à celle de 1980⁽⁸⁾.

De façon générale, les failles inverses, peu inclinées, restent cachées et produisent des déformations diffuses en surface. Elles sont d'autant plus difficiles à diagnostiquer que le bloc chevauchant s'écroule sous l'action de la gravité et en masque la trace. Nombreuses au front des Maghrébides, des Apennins, et des

Trois types de failles

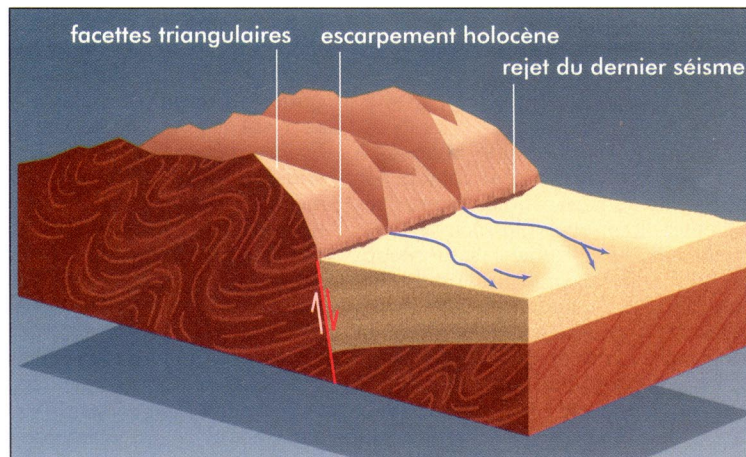
Les failles actives (qui sont susceptibles d'engendrer des tremblements de terre) sont de trois types en fonction de leurs orientations et du déplacement relatif des deux compartiments de roches qu'elles séparent : — les failles normales où les deux blocs, soumis à des forces d'étirement, s'éloignent l'un de l'autre, engendrant un allongement et un affaissement. C'est ce qui est observé notamment au niveau des zones de rift (mer Rouge,...);



— les failles inverses (encore appelées chevauchements) où les deux blocs sont poussés l'un vers l'autre par des forces de compression. Elles produisent un raccourcissement et une surrection comme au niveau de l'Himalaya ; — les failles décrochantes, ou décrochements, qui s'accompagnent de déplacements horizontaux avec raccourcissement et extension.

- (1) R. Armijo et al., Carte sismotectonique de l'Europe et du Bassin méditerranéen, Institut de physique du globe de Paris, 1986.
- (2) C. DeMets et al., *Geophys. J. Int.*, 101, 425, 1990.
- (3) P. Tapponnier, *Bull. Soc. Géol. France*, 3, 437, 1977.
- (4) J.P. Rothé, *La Nature*, 3237, 1, 1955.
- (5) G.C.P. King et al., *Nature*, 292, 22, 1981.
- (6) H. Philip et M. Meghraoui, *Tectonics*, 2, 1749, 1983.
- (7) J.C. Ruegg et al., *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 2227, 1982.
- (8) M. Meghraoui et al., *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 979, 1988.
- (9) J.P. Avouac et al., *Tectonics*, 11, 1, 1992.

Figure 3. Les failles normales sont plus facilement décelables en surface. La répétition de tremblements de terre crée un dénivelé important. Le compartiment que la faille surélève est érodé tandis que celui qu'elle fait descendre piège les matériaux enlevés au relief naissant. Le front montagneux créé par la faille est incisé par les rivières qui découpent des facettes triangulaires. Ces facettes, qui peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres de hauteur, 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 d'érosion qui tend à l'aplanir. Les parties les plus hautes des facettes, les plus vieilles, ont été plus érodées que les parties basses, plus jeunes. La pente moyenne des facettes augmente depuis le sommet vers le bas. Le profil convexe du front montagneux traduit le rajeunissement que subit la base du relief à chaque séisme. Ce rajeunissement permanent entretient le contraste entre les deux compartiments séparés par la faille, dont la trace apparaît nettement sur les images satellitaires.



Alpes, les failles inverses demeurent très mal connues. Celles qui, d'après les sismogrammes, ont provoqué, en 1976, les séismes du Frioul, dans le nord de l'Italie, n'ont toujours pas été identifiées en surface.

Le repérage des failles normales est un peu plus facile. Leur signature dans le paysage est franche : fortement inclinées, elles recoupent la surface en y produisant des déformations très localisées (fig. 3). La Grèce, et en particulier le sud du Péloponnèse à proximité de la ville de Kalamata, en fournit un exemple. La ligne nord-sud, presque linéaire, qui sépare la plaine côtière des reliefs, à l'est de la ville, correspond à la trace d'une faille active

5,8, les scientifiques connaissent déjà la coupable⁽¹⁰⁾. La rupture, qui a pris naissance à la verticale de Kalamata, vers six kilomètres de profondeur, s'est propagée jusqu'à la surface, où elle a produit un escarpement en forme de marches d'une dizaine de centimètres de hauteur et ce, sur une distance de sept kilomètres (fig. 5).

Associer un grand séisme historique à un glissement sur une faille précise est un exercice délicat qui vaut d'être tenté. C'est le cas du célèbre séisme qui, selon les textes anciens, détruisit la ville de Sparte en 464 avant Jésus-Christ et auquel Thucydide se réfère en tant que « grand tremblement de terre de Sparte »⁽¹¹⁾.



Figure 4. La région de Kalamata, dans le Péloponnèse, en Grèce, est affectée par des failles normales actives. Sur l'image du satellite SPOT, la ville et son port apparaissent en haut et à gauche. La trace de la faille de Kalamata forme à l'est de la ville une ligne nord-sud qui sépare deux domaines de morphologie différente : la plaine côtière ocre et les reliefs adjacents aux teintes plus sombres. Cette limite est indiquée par des flèches blanches à la base des reliefs. Les flèches noires indiquent l'extension des ruptures de surface observée sur le terrain après le séisme de 1986. (Cliché © Spot image/IPGP)

normale (fig. 4). Le bloc abaissé, à l'ouest, est progressivement comblé par les produits de l'érosion des montagnes adjacentes. Les reliefs du bloc surélevé sont disséqués par les rivières qui découpent des facettes triangulaires caractéristiques (fig. 3 et 5). La faille, claire sur les images SPOT, avait déjà été identifiée et cartographiée comme faille active grâce aux images plus anciennes du satellite LANDSAT. Lorsque le 13 septembre 1986, la ville de Kalamata est détruite par un tremblement de terre de magnitude

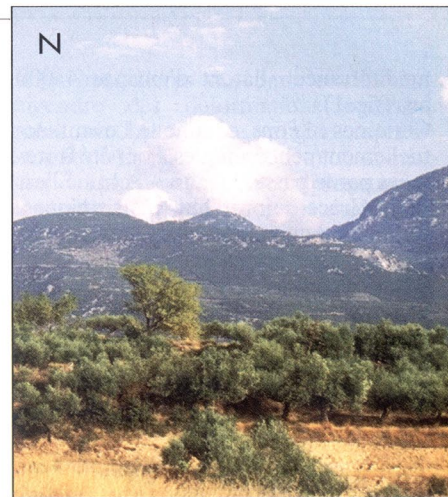


Figure 5. La faille de Kalamata est particulièrement nette là où elle est soulignée par les facettes triangulaires hautes de 300 mètres (ci-dessus). Le séisme de magnitude 5,8 du 13 septembre 1986 correspond à un glissement sur cette faille. Glissement qui s'exprime en surface par une marche haute d'une dizaine de centimètres qui s'étend sur sept kilomètres. Cette marche se situe à la base d'un escarpement postglaciaire de deux mètres de hauteur (à droite). (Clichés auteurs)

avaient été tués par le tremblement de terre, ils se jugèrent supérieurs aux survivants, qui étaient peu nombreux. » Que les effets du tremblement de terre aient été bien plus importants dans la vallée de Sparte que dans la vallée voisine occupée par les Messéniens, démontre que la source du séisme est superficielle et locale. En effet, un séisme profond, survenant sur le plan de subduction égéen à quelque cent kilomètres vers le sud-ouest, aurait été ressenti dans tout le Péloponnèse, provoquant des destructions semblables dans les deux vallées, distantes de moins de quarante kilomètres.

Ce tremblement de terre, accompagné de destructions massives et très localisées, n'a pu être produit que par la grande faille active située à seulement cinq kilomètres à l'ouest des ruines de l'ancienne Sparte⁽¹⁴⁾. Cette faille se remarque dans le paysage, soulignée par un escarpement raide et continu long de vingt kilomètres, qui interrompt et décale d'une dizaine de mètres la base des facettes triangulaires (fig. 3 et 6). Cet escarpement s'est probablement formé depuis la fin de la dernière grande glaciation⁽¹⁵⁾. Les encroûtements calcaires qui forment les pentes des facettes résultent de l'érosion de la façade montagnueuse sous un climat plus froid de type glaciaire. L'escarpement qui décale ces encroûtements cumule donc les déplacements produits sur la faille depuis que le régime climatique actuel s'est mis en place, voilà environ dix mille ans. En divisant sa hauteur (environ dix mètres) par son âge (environ 10 000 ans), on obtient une

Diodore de Sicile donne une estimation des pertes humaines et une indication de chocs multiples : « ...Les maisons s'écroulèrent sur leurs bases, et plus de vingt mille Lacédémoniens périrent. Comme la destruction de la ville et l'écroulement des maisons se prolongèrent pendant une longue période, beaucoup de personnes furent prises dans l'effondrement des murs et périrent »⁽¹²⁾. Plutarque rapporte des effets locaux qui fournissent une indication sur la source possible du séisme, au pied du mont Taygète : « ...Un tremblement de terre plus terrible que tous ceux dont on avait gardé le souvenir ouvrit dans le territoire de Lacédémone une grande quantité de fissures ; plusieurs cimes du Taygète furent arrachées par la secousse, et la ville elle-même fut entièrement détruite ». Aussi il témoigne de l'invention d'un mot nouveau : « Ils périrent tous ensemble, et leur tombeau, aujourd'hui encore, est appelé *Seismatias* (Σεισματίας) »⁽¹³⁾.

Selon Diodore, ce séisme fut à l'origine de la troisième guerre messénienne. « Les Hilotes et les Messéniens étaient restés jusque-là tranquilles, par crainte de la puissance et de la supériorité de Sparte. Voyant que la plupart de ses citoyens

Mont Kalathio



Figure 6. Le tremblement de terre qui détruisit la ville de Sparte en 464 avant Jésus-Christ a été produit par la grande faille normale qui passe aux pieds des montagnes du Taygète (ci-dessous). A la base des facettes triangulaires, un escarpement raide, d'une dizaine de mètres de hauteur (flèche), s'est probablement formé depuis la fin de la dernière période glaciaire. La présence de marches secondaires au sein de l'escarpement suggère que plusieurs séismes ont contribué à sa formation, le dernier étant celui de 464 avant Jésus-Christ. (Clichés auteurs)

vitesse moyenne de mouvement sur la faille de l'ordre du millimètre par an. La présence de marches secondaires au sein de l'escarpement suggère que plusieurs séismes sont responsables de sa formation, peut-être trois ou quatre, chacun accompagné d'un glissement de deux à trois mètres (fig. 6).

La division de l'âge de l'escarpement (dix mille ans) par le nombre de séismes responsables de sa formation montre qu'il s'en produit un en moyenne tous les trois mille ans. L'une des marches secondaires correspond sans doute aux ruptures de surface du séisme de 464 avant Jésus-Christ dont la magnitude aurait été voisine de 7, expliquant bien l'ampleur des destructions à Sparte.

Ces trois exemples illustrent comment les nouvelles méthodes de la morphotectonique permettent d'associer chaque tremblement de terre destructeur, présent ou passé, à une rupture sur une faille active identifiable en surface. L'étude détaillée de ces failles fournit des indications précises de leur vitesse moyenne de glissement et sur le temps de récurrence de forts séismes. La reconnaissance et l'étude systématique du réseau de failles actives sont donc un préalable indispensable pour compléter l'inventaire des failles dangereuses dans le pourtour méditerranéen et aborder sérieusement le problème de l'évaluation du risque sis-

mique. Ces études prometteuses sont, pour l'instant, incomplètes. Pour beaucoup de grands séismes historiques l'association avec une faille précise n'a toujours pas été établie, ou reste encore incertaine. C'est le cas des célèbres séismes de 1428 en Catalogne⁽¹⁶⁾, de 1356 à Bâle⁽¹⁷⁾, et de 1564 dans l'arrière-pays niçois⁽¹⁸⁾. D'autres failles actives restent vraisemblablement à découvrir. Les failles inverses, souvent masquées, se retrouvent au front de presque tous les segments de la chaîne alpine, et notamment des Alpes occidentales. Les périodes de récurrence sont en outre vraisemblablement très longues (des millénaires). D'où la difficulté d'évaluer le risque sismique en France (voir « La sismicité en France » dans ce numéro).

Tant que le mécanisme de déclenchement des grands séismes restera incompris, la prévision à moyen et court terme, sera sinon impossible, du moins incertaine. Ce n'est qu'après avoir identifié les failles actives les plus dangereuses, qu'il deviendra utile de déployer toute la panoplie moderne de réseaux sismologiques denses (accéléromètres et autres enregistrements numériques). Sans négliger les mesures géodésiques extrêmement fines de la déformation du sol notamment avec les nouvelles techniques satellitaires d'une précision centimétrique, voire millimétrique (GPS, DORIS, interférométrie SAR). Enfin, enregistrer les variations subtiles d'autres paramètres géophysiques tels que les champs gravitaire, électrique et magnétique. ■

POUR EN SAVOIR PLUS

■ C. Allègre, *Les Fureurs de la Terre*, Odile Jacob, Paris, 1987.

■ 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.

■ B.A. Bolt, *Les Tremblements de terre*, Belin, « Bibliothèque pour la science », Paris, 1979.

■ R. Madariaga et G. Perrier, *Les Tremblements de terre*, Presses du CNRS, Paris, 1991.

(10) H. Lyon-Caen et al., *Jour. Geophys. Res.*, 93, B-12, 14967, 1988.

(11) Thucydide, *La Guerre du Péloponnèse*, Penguin, Melbourne, 1960.

(12) Diodore de Sicile, *Volume IV*, Harvard University Press, Cambridge, 1961.

(13) Plutarque, *Vies : Cimon*, Harvard University Press, Cambridge, 1968.

(14) R. Armijo et al., *Nature*, 351, 137, 1991.

(15) R. Armijo et al., *Geology*, 20, 491, 1992.

(16) A. Biais et al., *Annales Tectonicae*, IV, 1, 19, 1990.

(17) B. Meyer et al., *Terra Nova*, 6, 54, 1994.

(18) J.F. Ritz, Thèse de doctorat de l'université des sciences et techniques du Languedoc, 1991.

