

Mesures GPS continues et tectonique des plaques

Christophe Vigny

Chargé de recherches au laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale supérieure,
UMR 8538 du CNRS

Anne Socquet

Post-Doc à UCLA, dept. of Earth and Space sciences

Alain Rudloff

Doctorant au laboratoire de Géologie de l'Ecole Normale supérieure

Introduction

Parce qu'il permet un positionnement précis à quelques millimètres près, le GPS est un merveilleux outil pour la mesure de la déformation de l'écorce terrestre. En particulier les mesures en continu permettent d'établir des séries temporelles qui ont mis en évidence des phénomènes variables dans le temps à l'échelle de quelques jours à quelques années dans des contextes tectoniques où l'on parlait plutôt en termes de millions d'années auparavant. Dans les premiers temps du GPS on se satisfaisait de déterminer des vitesses de déformation à partir des déplacements constatés entre deux campagnes de mesures. Aujourd'hui que l'on dispose de mesures en continu sur bon nombre de structures actives, on constate de plus en plus :

1. que les modèles standard (ie. Okada) d'accumulation de déformation élastique n'expliquent pas toute la déformation constatée,
2. que la déformation n'est pas constante dans le temps, et ce sur des durées assez courtes,
3. que des déformations transitoires (parfois périodiques) se produisent de manière épisodique, et peut être en lien avec le déclenchement des séismes.

Il y a donc beaucoup de choses à découvrir sur le fonctionnement des failles à l'aide de cette méthode relativement récente. L'exemple récent du séisme de Sumatra montre à quel point il peut être important de comprendre comment se prépare la rupture d'un segment de faille et qu'est-ce qui contrôle le timing de son déclenchement.

Comment une faille fonctionne-t-elle?

Une faille est simplement la limite entre deux blocs tectoniques qui se déplacent l'un par rapport à l'autre. Ces blocs représentant d'énormes quantités de matière ont un déplacement lent (jusqu'à 10 cm/an) et régulier, très stable sur au moins des centaines de milliers d'années. Si le contact entre les deux plaques est assez lisse, alors la faille va glisser en continu, on parle alors de fluage. A l'opposé, si la rugosité du contact empêche ce fluage, alors la faille ne glisse pas : elle est bloquée. Le déplacement des plaques ne change en rien. C'est donc la bordure des plaques qui va se déformer en accumulant la déformation élastique créée par le déplacement en champ lointain et le blocage local. Comme un ressort qui se tend, la bordure

de plaque va encaisser la déformation jusqu'à ce qu'elle soit suffisante pour faire sauter le blocage sur la faille : c'est à ce moment que se produit le séisme. Par la suite, la faille va de nouveau se bloquer et le cycle accumulation lente – rupture sismique se reproduira à l'infini. La déformation en bordure de faille présentera donc la courbe typique en « dent de scie » visible sur la figure 1. Bien évidemment les choses sont un peu plus complexes que ce modèle simple. En particulier, le déplacement co-sismique n'est peut être pas si instantané que cela. Le séisme proprement dit n'absorbe probablement qu'une partie de la déformation accumulée, le reste se faisant par du glissement a-sismique avant ou après le séisme. L'amplitude et la durée de ces déformations pré- et post-sismiques sont peu connues. Aujourd'hui très peu d'observations directes de ces phénomènes ont été effectuées. En effet, il faut pour cela disposer d'une station GPS qui mesure en continu à quelques dizaines de km au plus d'une faille sur laquelle va se produire, ou vient de se produire, un séisme assez gros pour donner lieu à des déplacements mesurables en surface. La mesure très précise de ces déformations et la caractérisation de leur durée apporte des éléments nouveaux et essentiels à la compréhension de la déformation de la croûte terrestre et en particulier à la genèse des séismes.

Pourquoi faire du GPS permanent ?

Le GPS est un outil unique et irremplaçable pour ce faire car il est le seul à permettre de quantifier et suivre la déformation en continu, et ce de quelques secondes à quelques décennies avec une précision millimétrique. A l'inverse, l'interférométrie radar (INSAR) permet de mesurer la déformation crustale avec une extraordinaire définition spatiale, mais avec une précision moindre et surtout une répétition temporelle de l'ordre du mois seulement. Pour la détection de mouvements transitoires sur les failles, il est nécessaire de faire des mesures en continu. En effet, les techniques de positionnement GPS permettent aujourd'hui d'atteindre des précisions de l'ordre de quelques millimètres sur les positions horizontales des points mesurés lors d'une campagne de quelques jours. En répétant de telles campagnes on arrive donc à définir des vitesses de déplacement horizontales pour ces points avec une précision de l'ordre de quelques mm/an en quelques années. A condition qu'aucune erreur n'ait été faite dans le centrage des instruments au dessus des marqueurs géodésiques, et surtout que les déplacements des points soient linéaires dans le temps. En effet, le déplacement d'une station (surtout vertical, mais pas uniquement) est souvent affecté par des phénomènes saisonniers (variation troposphériques, charge d'eau dans les nappes phréatiques, etc...) qui rendent difficilement interprétables des mouvements faiblement échantillonnés dans le temps (sans parler des erreurs de mesures de hauteur d'antenne ou de la variabilité de la position du centre de phase des antennes différentes, fatalement utilisées lors de campagnes de mesures à plusieurs années d'intervalle). D'autre part, les mouvements transitoires dans les zones actives sont souvent de faible amplitude par rapport aux tendances à long terme : des variations temporaires de quelques millimètres se superposent à des déformations de quelques centimètres par an (sauf lorsque la station est très proche d'un séisme majeur évidemment). Il est donc nécessaire de réaliser des mesures très fines pour ne pas attribuer ces variations à du simple bruit de mesure mais bien à un signal, faible mais cohérent.

En conséquence, la seule méthode adaptée à la mesure de mouvements variables dans le temps (chargement élastique, mouvements pré- co- et post- sismiques), avec une forte composante verticale (failles normales), est celle du GPS permanent. L'antenne étant solidement fixée au repère géodésique, il est absolument certain que tout déplacement de cette antenne est attribuable à des mouvements du sol. Ensuite, le fait que les séries temporelles sont continues, permet de filtrer efficacement tout type de signal parasite qui se produirait

avec une fréquence donnée (variation saisonnière du niveau des nappes phréatiques par exemple). Les différents exemples de réseau GPS permanent continus dans le monde (Canada, Californie, Japon, Alpes,...), montrent qu'il est possible de mesurer des vitesses très faibles (1 mm/an, voire moins) en quelques années, et surtout de voir des variations de très faible amplitude dans ces vitesses, soit instantanées (saut d'un jour à l'autre), soit plus étalées dans le temps (séismes lents, glissements a-sismiques, ...), le bruit résiduel étant de l'ordre de 1 à 3 mm au maximum.

Les domaines d'application

Déformation post-sismique

La figure 2 montre le déplacement au cours du temps de repère géodésique qui se situe aux Célèbes, Indonésie, à proximité d'une zone de subduction. Cette station a été mesurée tous les ans entre 1994 et 2004, et plusieurs fois en 1996 (points violets). On voit clairement qu'il est très difficile, sinon impossible, de définir la vitesse stable « long terme » de ce point sur la période de mesure considérée. La courbe bleue montre le meilleur ajustement par un modèle en loi de puissance et deux sauts co-sismiques. Ce modèle permet de déterminer non seulement le taux « long terme » de la station, mais aussi les paramètres de la relaxation exponentielle qui correspond à des phénomènes d'écoulements visqueux dans le manteau terrestre. Plusieurs constatations s'imposent:

- Si l'on ne tient pas compte de la variabilité du déplacement dans le temps, c'est-à-dire de la présence du saut co-sismique et de la relaxation qui s'ensuit, on estime un taux de déformation moyen sur 10 ans dans la région qui est tout simplement faux.
- Si l'on n'est pas capable de quantifier la relaxation, et en particulier sa durée, alors on ne peut pas déterminer la déformation à long terme dans la région.
- Le post-sismique sur 2 ans est d'amplitude au moins égale à celle du co-sismique. Ce résultat est plutôt une bonne nouvelle : la moitié de la déformation accumulée a été relâchée lentement (en 2 ans) plutôt qu'instantanément, c'est-à-dire sismiquement : le séisme du 1^{er} Janvier 1996 aurait pu être deux fois plus gros !

Déclenchement de séisme

Sur une faille proche de la subduction des Célèbes, la faille de Palu, un phénomène intéressant est également visible sur les 3 composantes de la ligne de base entre deux stations de part et d'autre de la faille. Après le séisme du 1^{er} janvier 1996, de la déformation supplémentaire se superpose à celle établie en temps normal. Ensuite, après une période de 18 à 24 mois, le mouvement sur la faille redevient normal. Ce qui est plus étonnant c'est le comportement de la faille pendant cette durée : alors que normalement la faille est en compression (la distance entre les stations diminue au cours du temps), le mouvement s'inverse pendant deux ans !

La modélisation de la contrainte de Coulomb, montre qu'en effet, le séisme du 1^{er} Janvier induit une augmentation de la contrainte cisailante sur la faille et une diminution de la contrainte normale à la faille : c'est le phénomène d' "**unclamping** ", qui peut être la source du déclenchement de deux plus petits séismes, qui se produisent sur la faille à la fin de cette période anormale d'ouverture. En d'autres termes, le séisme du 1^{er} janvier 96 sur la subduction a généré de la déformation qui a « tiré sur les bords » d'une autre faille, facilitant, et peut être déclenchant, la rupture sur celle-ci.

Il est clair qu'il n'est pas très facile de quantifier les phénomènes de déformation post-sismique, transfert de déformation, ou encore déclenchement de séisme, à partir de mesures de campagnes annuelles. C'est pourquoi il est absolument nécessaire de développer des réseaux de stations GPS permanentes, mesurant en continu au voisinage des failles susceptibles de produire des grands séismes.

Déformation a-sismique, séismes lents

En 2001, des géodésiens Canadiens découvrent que des « bulles de déformation » traversent leur réseau GPS permanent dans l'Ouest Canadien (sur la subduction des cascades). Ces « bulles » se manifestent comme des petits sauts (quelques mm) dans les séries temporelles des stations. Dans un premier temps, ces sauts sont attribués à des erreurs de mesures. Puis l'évidence s'impose, en particulier grâce à la cohérence spatio-temporelles de ces sauts : il s'agit d'une zone de déformation qui voyage au travers du réseau. Ces « pulses » se reproduisent à intervalles plus ou moins réguliers. Leur origine est discutée, mais l'hypothèse selon laquelle il s'agirait de glissements a-sismiques dans la zone de transition ductile-fragile le long de l'interface de la subduction semble solide. Pour l'instant, aucun séisme majeur ne s'est produit sur la partie fragile de la subduction mais à l'évidence la question est de savoir si une telle rupture pourrait être déclenchée par l'un de ces épisodes de glissement en profondeur. De tels événements étaient inconnus il y a à peine 3 ans. Ils n'ont pu être mis en évidence que grâce à un réseau de stations GPS permanentes dense et précisément calculé. Le réseau des cascades était le premier à permettre cela. Des résultats encore plus récents semblent montrer que de tels événements se produisent également le long de la subduction mexicaine, dans la lacune de Guerrero.

Une station permanente que nous avons installée sur la subduction Minahassa dans les Célèbes montre également un glissement lent anormal sur une période de quelques années (figure 3). Ce glissement commence quelques semaines après un séisme modéré (Mw 6.5) qui se produit en mars 2001 sur le plan de subduction à 100 km de la station (le petit saut co-sismique de la série temporelle de la station de Tomini, figure 2). Le séisme ne produit pas de déplacement co-sismique détectable à la station permanente. Il est trop loin pour un effet élastique instantané. C'est seulement quelques temps après que la station commence à « glisser », avant de ralentir et de retourner sur sa tendance « naturelle » au bout de 2 à 3 ans. Dans ce cas ci, on peut supposer que la subduction n'était pas mure pour une nouvelle rupture, d'où l'atténuation du petit glissement et le retour à la normale. Dans le cas contraire, par exemple s'il avait trouvé un état de contrainte favorable à son amplification, ce petit glissement aurait pu être l'initiation d'une grande rupture.

Les différents types de failles

Afin de bien comprendre les phénomènes de friction sur les failles et de déclenchement de la rupture, il est nécessaire de travailler sur tous les différents types de failles que l'on trouve dans la nature. L'avantage de la subduction provient de sa géométrie oblique : elle produit un signal en trois dimensions avec un mouvement vertical qui permet de contraindre la déformation. L'obliquité a aussi pour conséquence d'étaler à la surface les événements qui se produisent à des profondeurs différentes. Enfin, la zone bloquée d'une subduction est très large, la zone de transition étant à plus grande profondeur (en général 50-60 km). L'inconvénient est double : la moitié du problème est sous la mer, et l'on ne peut jamais s'approcher (avec le GPS) à moins de plusieurs dizaines de kilomètres de la faille. Cet

inconvenient n'existe pas dans le cas d'une faille décrochante pour laquelle on peut placer des stations jusqu'à exactement sur la trace de la faille en surface. Ceci permet de détecter facilement des épisodes de glissement et de variation de contraintes parallèles et normales à la faille. A l'inverse, la zone bloquée est plus petite (en général la profondeur sismogénique de 15 km) et la segmentation de surface plus complexe. Enfin, l'extension d'un rift naissant comme à Corinthe ou en Afar est très différente des deux cas précédents car on se trouve en présence d'une croûte très amincie, avec un manteau affleurant plus chaud et moins visqueux. Malgré tout, là aussi, on trouve des épisodes de déformation transitoire.

Conclusion

Le GPS est une technique relativement récente (pleinement opérationnelle que depuis 1994, c'est-à-dire une dizaine d'années). Les méthodes de mesures les plus fines (utilisation des orbites précises de l'IGS, mesures de phases sur les deux fréquences, utilisation d'antennes précises et calibrées, modélisations des effets atmosphériques, longues sessions de mesures, etc...) permettent aujourd'hui de mesurer des déformations extrêmement ténues et passagères. L'impact de ces mesures sur notre connaissance du fonctionnement des failles est énorme. Nous ne sommes qu'au début d'une nouvelle ère de recherches qui pourrait déboucher sur une nouvelle compréhension de la genèse des séismes, et pourquoi pas leur prédiction.

Pour plus d'informations sur la tectonique des plaques, le fonctionnement des failles ou la mesure de tout cela par GPS : <http://www.geologie.ens.fr/~vigny>

Déplacement d'une station proche d'une faille au cours du temps

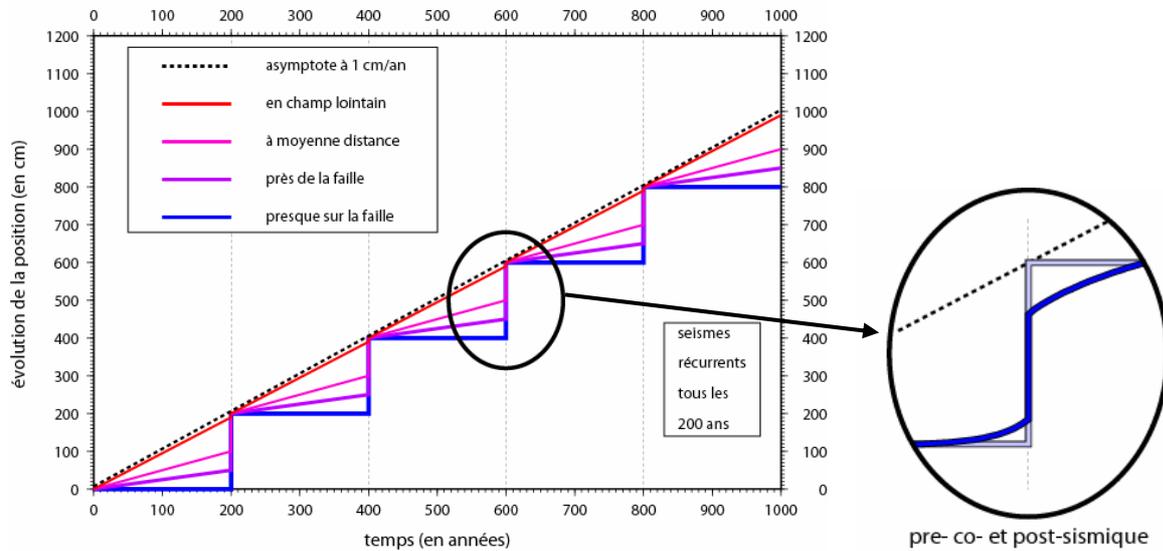


Figure 1 : Le cycle sismique. Le trait pointillé le déplacement (constant dans le temps) d'une station située sur une plaque, en dehors sa bordure qui se déforme. Le trait bleu montre le déplacement en dent de scie d'une station positionnée sur la faille : pas de déplacement pendant des centaines d'années (faille bloquée), puis un saut co-sismique quasi instantané (quelques minutes) qui rattrape la déformation accumulée. Les traits orange, rose et violet montrent le déplacement d'une station qui se trouve dans la bande de déformation, plus ou moins loin de la faille. Le zoom détaille la complexité du déplacement co-sismique sur la faille : dent de scie théorique (bleu pâle) et déplacement réel (bleu foncé).

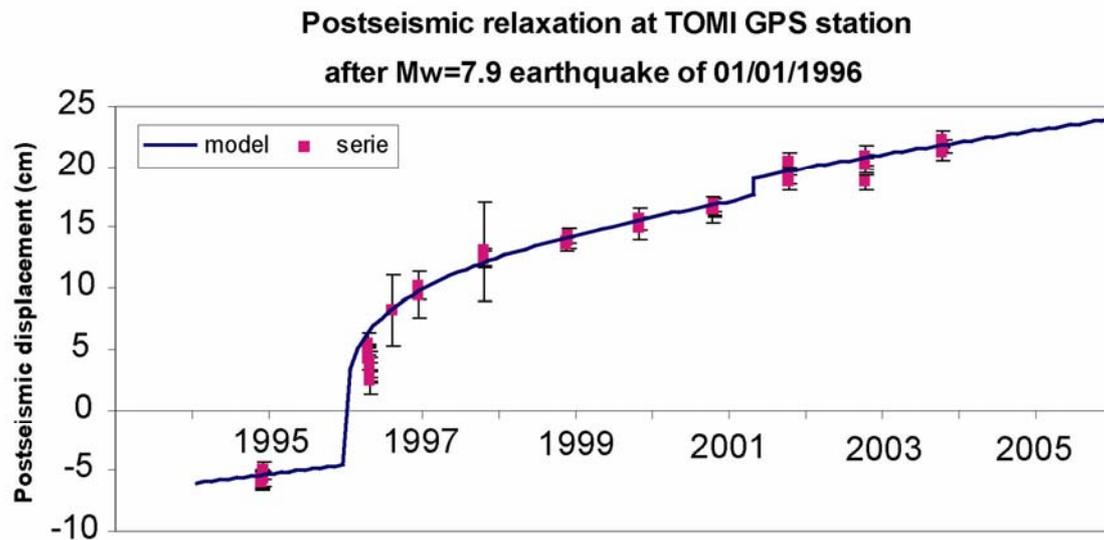


Figure 2 : Relaxation post-sismique. Variation avec le temps de la position de la station de Tomini, Célèbes, Indonésie mesurée chaque année (carrés violets) pendant près de 10 ans. La courbe bleue montre le modèle de déformation avec un saut co-sismique au 1^{er} Janvier 1996, une relaxation post-sismique suivant une exponentielle amortie ensuite, et un nouveau petit saut co-sismique au 22 mars 2001.

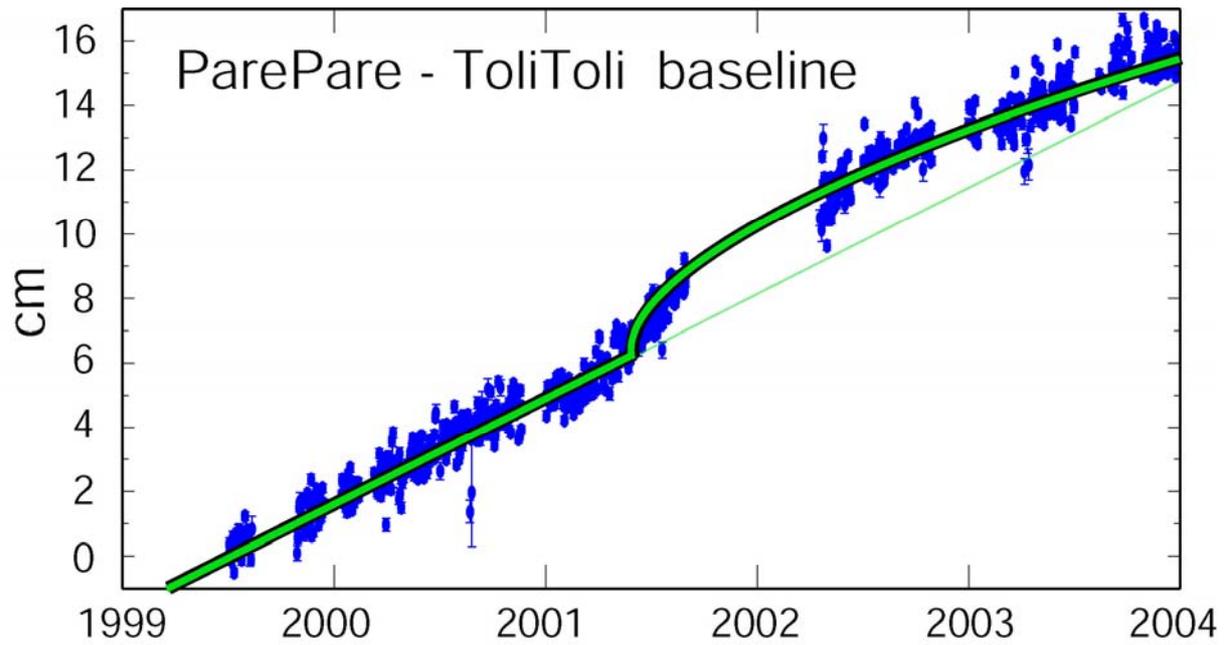


Figure 3 : Glissement lent a-sismique. Série temporelle de la station de ToliToli, Célèbes, Indonésie : position quotidienne en bleu, vitesse tectonique long terme (droite verte fine) modèle du déplacement (courbe verte épaisse).