

LES MOUVEMENTS TECTONIQUES ACTUELS DE L'ARDENNE MESURABLES PAR GPS ?

Alain DEMOULIN, James CAMPBELL, Alain DE WULF, Alain MULS,
Jean-Michel JACQMOTTE & Robert ARNOULD

Résumé

Le NE de l'Ardenne est une région de tectonique actuelle peu intense, où les mouvements crustaux attendus, principalement verticaux, sont de l'ordre de 0,1 mm/an. Un réseau de dix stations GPS fixes y a été installé afin de suivre les mouvements actuels du sol à l'aide de campagnes annuelles de mesure. Sept campagnes de printemps ont été réalisées de 1999 à 2005. Seules quatre des dix stations ont montré une évolution assez régulière de déformation verticale du sol, mais les vitesses calculées, de l'ordre de 1 mm/an, ne peuvent être interprétées en termes de déplacement tectonique. Quoique probablement d'origine superficielle, ces déformations n'ont pu être rapportées à aucune cause en particulier. Notamment, un lien avec des variations de niveau des nappes aquifères n'a pu être démontré. Cette étude a souligné la nécessité d'utiliser des stations GPS permanentes couplées à des mesures piézométriques et de pression atmosphérique pour espérer mettre en évidence un signal tectonique intraplaque très faible dans des délais raisonnables (~10 ans).

Abstract

The north-eastern part of the Ardenne region currently shows a low tectonic activity, with expected – mainly vertical – crustal motions in the order of 0.1 mm/year. In order to monitor the ground movements, a network made of ten fixed GPS stations was set up and surveyed by yearly campaigns. Seven spring campaigns were carried out between 1999 and 2005. Only four stations showed a fairly regular evolution of the ground vertical displacement. However the obtained rate estimates, in the order of 1 mm/year, cannot be interpreted as tectonic motion. Although the observed movements are likely of near-surface origin, they could not be related to any particular cause. In particular, no relationship with the variations of the groundwater level could be demonstrated. This study underlines the need for permanent GPS stations which, coupled with piezometric and atmospheric pressure measurements, should allow the detection of such very low intraplate tectonic signals within a reasonable time span (~10 years).

I. INTRODUCTION

Déclaré opérationnel le 8 décembre 1993, le système NAVSTAR GPS (*NAVigation System with Timing And Ranging Global Positioning System*) est constitué, d'une part, d'une constellation de 24 satellites (actuellement 29 en fonction) répartis sur six orbites quasi-circulaires inclinées de 55° sur l'équateur à ~20 000 km d'altitude et avec une période de 11h58' et, d'autre part, de cinq stations terrestres de contrôle calculant les orbites et les paramètres d'horloge des satellites, qui sont ensuite transmis à ces derniers (Hofmann-Wellenhof *et al.*, 2001). Jusqu'en 2005, les satellites n'émettaient que deux signaux électromagnétiques (L1 = 1575,42 MHz et L2 = 1227,60 MHz) modulés par des codes pseudo-aléatoires (C/A, de $\lambda \sim 300$ m, sur L1 et P, de $\lambda \sim 30$ m, crypté sur L1 et L2). Le positionnement sur terre s'effectue grâce à un récepteur synchronisé qui mesure sur base des codes et/ou des phases les temps de parcours des signaux émis par les satellites et en déduit

des pseudo-distances (affectées par les erreurs d'horloge des satellites et du récepteur). La réception de quatre satellites est nécessaire à la détermination des quatre inconnues que sont les coordonnées du point et l'erreur d'horloge. L'utilisation des phases engendre une inconnue supplémentaire, appelée ambiguïté, et correspondant à un nombre entier de longueurs d'onde.

Actuellement, sous nos latitudes, rares sont les moments de la journée où on n'observe pas simultanément au moins 6 ou 7 satellites. La quantité des données ainsi recueillies, associée à la qualité de la détermination actuelle des orbites et au fait que le positionnement est calculé de façon différentielle sur base des phases, permet de déterminer des positions relatives avec une précision de l'ordre du millimètre sur les composantes horizontales et de 2-3 mm sur la composante verticale pour des lignes de base de quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres (Lindqwister *et al.*, 1991).

Initialement conçu pour la navigation et la synchronisation au sol des militaires américains, le système GPS n'a

évidemment pas tardé à être utilisé à des fins géodésiques et géodynamiques. Dans ce domaine, les premiers résultats significatifs remontent au début des années 1990, lorsque les mesures par GPS des déplacements aux limites des plaques tectoniques commencèrent à se multiplier (par exemple, Dong & Bock, 1989 ; Larson & Agnew, 1991 ; Shimada & Bock, 1992 ; Argus & Heflin, 1995 ; Noomen *et al.*, 1996 ; Reilinger *et al.*, 1997). En contraste avec ces mouvements interplaques atteignant généralement plusieurs centimètres par an et avec des déplacements cosismiques pluridécimétriques, les déformations crustales intraplaques s'accumulent fréquemment à des vitesses de l'ordre de 0,1 mm/an. Leur évaluation par GPS a donc attendu le développement des réseaux permanents de stations GPS et la constitution de cadres de référence suffisamment stables (Altamimi *et al.*, 2002) et de séries temporelles suffisamment longues pour ces stations (Zhang *et al.*, 1997 ; Nocquet *et al.*, 2001 ; Nocquet & Calais, 2003). Encore faut-il noter que seules des estimations de déformation horizontale sont généralement proposées et que leur validité est fortement dépendante des caractéristiques attribuées par les analystes au bruit affectant les séries temporelles (Zhang *et al.*, 1997 ; Mao *et al.*, 1999 ; Caporali, 2003). La

détermination des déformations verticales intraplaques est encore plus délicate en raison de la moindre qualité de la résolution verticale des positions GPS. Pourtant, de rares expériences se sont intéressées très tôt aux mouvements verticaux de la croûte en contexte extensif (Görres & Campbell, 1998) et, malgré le caractère discret des mesures recueillies par campagnes annuelles, il est maintenant possible, après plus de 10 ans de mesures, d'en tirer certaines indications (Campbell *et al.*, 2002 ; Kötter, 2003).

II. OBJECTIF ET ZONE D'ÉTUDE

Les observations géologiques et géomorphologiques dont on dispose, en particulier les niveaux de terrasse des rivières, ne délivrent que des informations assez générales sur l'activité tectonique de l'Ardenne au cours du Pléistocène (Demoulin, 1995) et il est malaisé d'en tirer des conclusions sur le taux actuel d'activité des structures géologiques. Par ailleurs, le massif n'a encore fait l'objet d'aucune étude paléosismologique, et les données sismologiques restent trop peu nombreuses pour évaluer l'aléa sismique régional de façon fiable. Dans ce contexte, pourvu qu'elle soit suffisamment

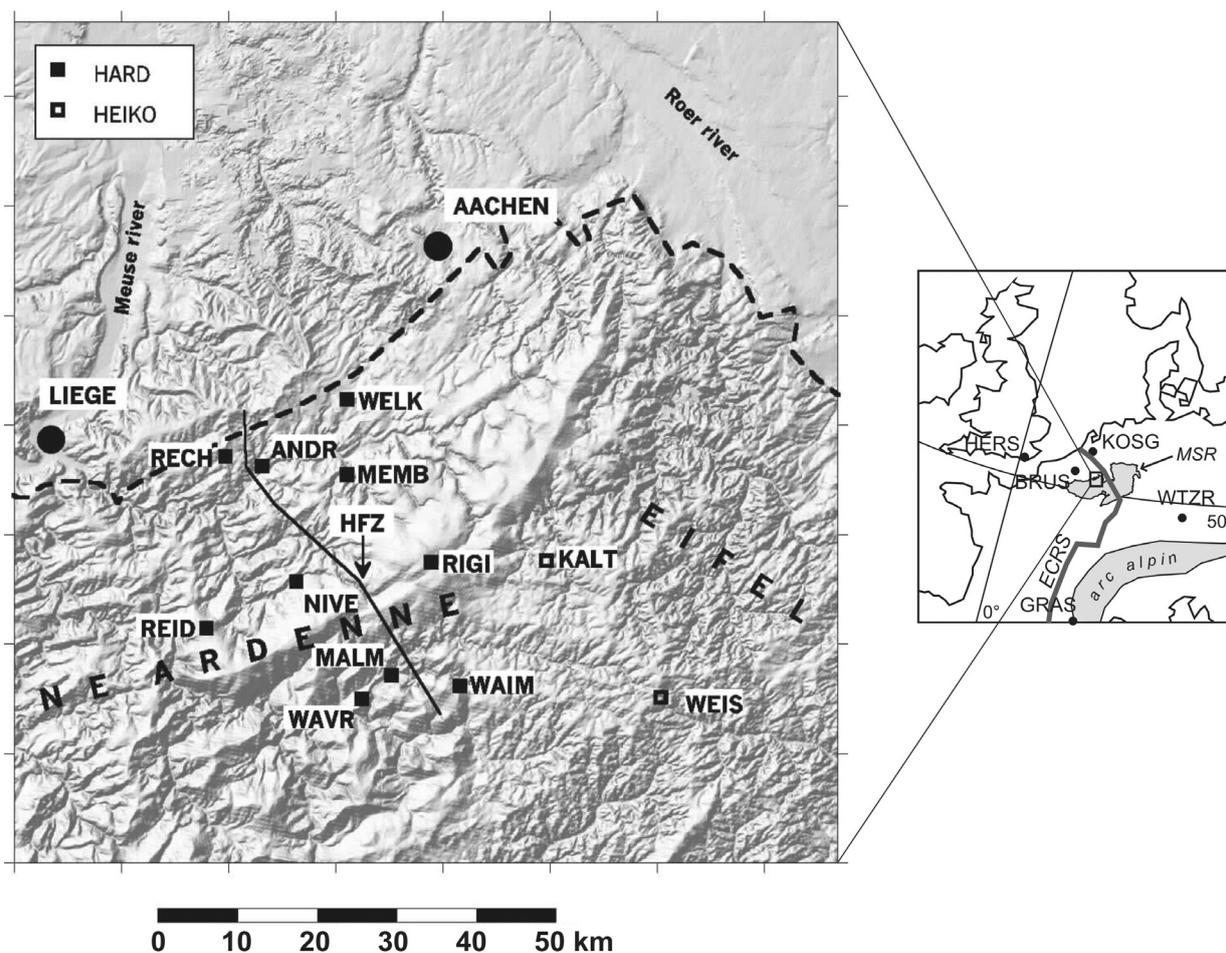


Figure 1. Le réseau GPS HARD en Ardenne NE et les stations HEIKO d'Eifel occidentale intégrées au traitement du réseau HARD. Le trait tireté délimite le massif paléozoïque d'Ardenne-Eifel (HFZ: zone faillée de Hockai). A droite, localisation des stations IGS incluses dans le calcul des solutions (MSR: Massif schisteux rhénan; ECRS: système du rift cénozoïque européen).

précise, toute mesure des mouvements du sol permettant de caractériser l'activité actuelle des structures géologiques est d'un grand intérêt. Dix ans de nivellements de précision répétés en Ardenne NE ont permis d'obtenir les premières indications réalistes sur le taux de soulèvement régional et le mode de glissement de certaines failles actives (Demoulin, 2004). L'objectif de la présente étude est d'évaluer la capacité de campagnes annuelles de mesures GPS à identifier des mouvements du sol, surtout verticaux mais horizontaux aussi le cas échéant, d'origine crustale en domaine intraplaque à activité modérée. Si cette approche s'avère fructueuse, un objectif supplémentaire sera évidemment l'accumulation des informations tectoniques relatives à l'Ardenne NE et la validation des résultats obtenus précédemment par nivellement.

Notre zone d'étude s'étend dans le NE de l'Ardenne et sur la bordure de l'Eifel voisin, soit dans la partie occidentale du Massif schisteux rhénan, lui-même localisé dans l'avant-pays de l'orogène alpin et traversé par le système actif du rift cénozoïque européen (ECRS, fig. 1). Centré sur le massif des Hautes Fagnes, le réseau de mesure se situe à ~20 km au S des principales failles bordières du graben de la Rur, lequel appartient au segment le plus septentrional du rift européen. À proximité immédiate du front varisque, les Hautes Fagnes correspondent à la moitié nord du massif cambrien de Stavelot. Le plissement varisque s'y est développé en superposition sur les structures héritées de l'orogène calédonienne. Il en a résulté un socle structuralement très complexe, où des plis et chevauchements longitudinaux orientés ENE-OSO sont recoupés par un grand nombre de failles NO-SE à NNO-SSE susceptibles d'être actuellement activées en mode normal.

Depuis l'Oligocène, la région s'est soulevée de 400 à 500 m. La vitesse de surrection s'est considérablement accrue à partir du Pliocène, culminant à 0,3-0,5 mm/an durant le Pléistocène moyen. L'étude de l'incision quaternaire des rivières suggère en effet que le soulèvement a pu atteindre 200-250 m en Eifel et dans le NE de l'Ardenne depuis 0,8 Ma (Meyer & Stets, 1998). Or, cette incision s'est très fortement ralentie depuis 0,4 Ma (Quinif, 1999 ; Van Balen *et al.*, 2000). Il semble donc qu'après une phase d'activité tectonique importante du massif entre 0,8 et 0,4 Ma, l'Ardenne-Eifel se soit nettement stabilisée. Plusieurs causes sont invoquées pour expliquer cette évolution, le soulèvement du Pléistocène moyen pouvant résulter de l'influence combinée d'une compression intraplaque en avant de l'arc alpin, du développement d'un panache mantellique sous l'Eifel et du soulèvement isostatique des épaules du rift (Van Balen *et al.*, 2000 ; Garcia-Castellanos *et al.*, 2000).

Par ailleurs, plusieurs failles normales orientées NNO-SSE et recoupant le massif de Stavelot et son avant-pays ont été réactivées depuis l'Oligocène supérieur, en liaison avec l'ouverture à partir de ce moment du segment bas-rhénan du rift européen. Au moins une d'entre elles, la zone faillée de Hockai, présente une expression morphologique marquée indiquant une activité récente dans les environs

de Verviers. On y a aussi enregistré une certaine activité sismique au cours des vingt dernières années (Camelbeek, 1993). De manière plus générale, le graben de la Rur et sa marge occidentale, incluant le NE de l'Ardenne, sont actuellement caractérisés par une sismicité modérée (Ahorner, 1983), et le tremblement de terre de 1692 à Verviers, un des plus violents séismes historiques recensés en Europe du NO, s'est produit à proximité immédiate de notre zone d'étude (Camelbeek *et al.*, 1999).

Le réseau HARD que nous avons mesuré en Ardenne NE a été établi en 1999. Il était initialement constitué de dix stations (y compris la station permanente de l'ORB à Membach), auxquelles furent adjointes deux stations du réseau allemand HEIKO (Görres & Campbell, 1998), situées en Eifel à proximité de la frontière, à Kalterherberg et au Weisser Stein (fig. 1). Les sites de mesure couvrent les trois unités néotectoniques susceptibles de présenter des mouvements individualisés, à savoir le massif des Hautes Fagnes, son avant-pays au nord du front varisque et, au sud, le graben permien de Malmédy. Sur le massif, il est également possible d'enregistrer un éventuel comportement différentiel des sommets de la Baraque Michel et du Weisser Stein ainsi que du haut plateau intermédiaire. De plus, notre réseau offre trois transects au travers de la zone faillée de Hockai, respectivement localisés dans les trois unités néotectoniques mentionnées. Les longueurs des lignes de base sont comprises entre 3 et 44 km, avec une moyenne de 19,9 km. La différence d'altitude maximum entre sites est de 438 m.

III. AVANTAGES ET CONTRAINTES DES MESURES GPS

Dans un cadre régional, trois techniques sont susceptibles d'être utilisées pour le suivi des mouvements verticaux actuels du sol. Les mesures de gravité peuvent fournir des indications de mouvement vertical du sol. Toutefois, la dérive importante affectant les gravimètres relatifs limite la résolution de cette approche à 3-4 μ gals, soit ~1 cm en termes de déplacement vertical du sol, et l'utilisation d'un gravimètre absolu, malgré sa lourdeur relative, ne permet pas encore d'approcher la qualité des données de nivellement sur des lignes de base de quelques kilomètres (par exemple, van Camp *et al.*, 2003). Mais surtout, il est toujours problématique de faire la part, dans les mesures gravimétriques, des effets de masse (variations des nappes principalement) et des effets dus aux mouvements du sol. Restent donc en présence les diverses mesures géodésiques des mouvements du sol. D'un côté, les très nombreuses études qui ont tenté d'extraire des informations tectoniques de données de nivellement en domaine intraplaque se sont la plupart du temps heurtées à l'existence d'erreurs systématiques non ou mal identifiées contaminant les données, à un très faible rapport signal/bruit des mesures et à des époques de mesure trop peu fréquentes pour déterminer efficacement des vitesses de mouvement (par exemple, Jackson *et al.*, 1980 ; Stein, 1981 ; Four-niguet, 1987 ; Pissart & Lambot, 1989 ; van den Berg

et al., 1994 ; Gimenez *et al.*, 1996 ; Kooi *et al.*, 1998 ; Lenôtre *et al.*, 1999 ; Demoulin & Collignon, 2000 ; Ruiz *et al.*, 2003). De l'autre côté, les mesures GPS, et en particulier leur collecte par campagnes successives, font l'objet de l'évaluation proposée ci-dessous. Nous examinerons d'abord les avantages et les contraintes de cette approche relativement aux techniques classiques de nivellement.

A. Avantages du GPS sur le nivellement

1. Durée des mesures

Un obstacle majeur à la répétition des nivellements de précision est le temps nécessaire à leur réalisation. Dans de bonnes conditions, les niveaux numériques actuels permettent à une équipe de trois personnes de niveler environ 3 km par jour. Le levé d'un réseau régional devient donc rapidement très lourd et sa répétition régulière requiert d'importants moyens humains. Par contre, pourvu qu'on dispose de récepteurs en suffisance, tous les points du réseau sont mesurés simultanément lors de campagnes GPS, et la durée usuelle de celles-ci est de 3-4 jours. L'installation de sites GPS permanents accroît évidemment encore l'intérêt de ce type de données.

2. Précision des mesures

La précision nominale annoncée du niveau WILD/LEICA NA3000 que nous avons utilisé pour de nombreux nivellements en Ardenne NE est de 0,4 mm/km. Empiriquement, nous avons même constaté que, dans les conditions très favorables de mesure de sections spécialement aménagées, la précision sur une lecture est meilleure de l'ordre de 0,03 mm. Pour des visées à 25 m, la précision obtenue est donc de $0,03 \cdot \sqrt{40} \approx 0,2$ mm/km (Demoulin, 2006). Toutefois, dans le cadre d'un levé régional, une telle précision ne peut être maintenue et les valeurs généralement atteintes lors des levés de précision sur des réseaux de premier ordre vont de 0,3 à 0,8 mm/km (Draheim, 1979 ; Demoulin, 2005). Par

comparaison, la précision des solutions GPS issues de nos campagnes de 72 heures est comprise entre 1,7 et 3,8 mm pour la composante verticale de lignes de base de 5 à 50 km (voir ci-dessous). À cette échelle régionale, les retards atmosphériques subis par les signaux GPS sont relativement homogènes, et la précision obtenue est indépendante de la longueur de la ligne de base considérée. En conséquence, si le nivellement reste la technique la plus précise pour de courtes lignes de base (<10 km), les mesures GPS deviennent concurrentielles dès que les distances entre sites comparés dépassent ~15 km et sont plus intéressantes encore pour des distances supérieures à 50 km (fig. 2).

3. Densité des mesures

Le moindre coût en temps des mesures GPS permet de multiplier les campagnes et, dans le meilleur des cas de suivre certains sites en permanence. Ainsi, grâce à la constitution de séries temporelles plus ou moins denses, l'analyse du bruit de diverses origines (retards atmosphériques variables, variations saisonnières de charge atmosphérique et hydrologique...) est possible et on peut mieux appréhender les interactions de diverses influences superficielles et d'une éventuelle activité tectonique sur les mouvements du sol. De plus, on dispose évidemment de l'information en z mais également en x, y. Toutefois, par rapport au nivellement, l'accroissement de la densité temporelle des mesures GPS est partiellement contrebalancé par leur moindre densité spatiale.

4. Nature des mesures et référentiels

La nature différente des mesures de nivellement et GPS empêche de les comparer directement. Toute mesure de nivellement repose sur la détermination de la verticale du lieu et donc sur la direction du vecteur gravité en ce lieu. De plus, la correction orthométrique des altitudes prend en compte la magnitude locale de g. Lorsqu'on ne considère que des dénivelées brutes locales (se rapportant à une surface équipotentielle non parallèle au géoïde), aucune difficulté de comparaison

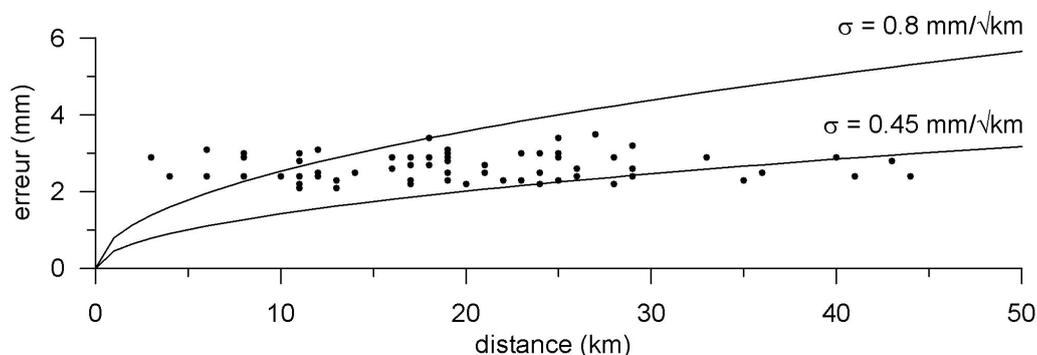


Figure 2. Erreurs standard comparées des mesures de nivellement (courbes pour $\sigma = 0,45\sqrt{L_{LB}}$ et $0,8\sqrt{L_{LB}}$, avec L_{LB} = longueur de la ligne de base) et GPS (points, issus de la solution de la campagne HARD2002) réalisées en Ardenne NE. Une figure semblable a été donnée par Görres & Campbell (1998) pour des mesures en Eifel.

ne se pose cependant, à condition que les chemins suivis lors des nivellements comparés soient identiques et que les variations temporelles de g ne soient pas trop importantes. Dans le graben du Rhin supérieur, où un important rabatement de la nappe est enregistré, Heck (1997) calcule que les variations de g sont responsables de moins de 10 % des variations d'altitude mesurées. Pour la comparaison de mesures plus anciennes issues des nivellements généraux, le problème est plus subtil si on ne connaît pas la nature exacte des données fournies : hauteurs orthométriques, approximativement rapportées au géoïde suivant diverses expressions (de Helmert, Mader, Niethammer) dépendant du type d'approximation de g'_m , ou hauteurs normales relatives au quasi-géoïde (Vanicek & Krakiwsky, 1996). De plus, par défaut de mesure de gravité, les corrections effectuées jusqu'il y a peu reposaient sur les valeurs de la gravité normale $\gamma(\phi, H)$.

Les mesures GPS évitent l'écueil de la détermination locale de g car elles sont de nature essentiellement géométriques. Plutôt que de se référer au géoïde ou à un datum apparenté, elles fournissent des positions dans un référentiel terrestre cartésien géocentrique, et les altitudes sont exprimées relativement à un ellipsoïde de révolution. Le référentiel terrestre utilisé est calculé et régulièrement mis à jour par l'IERS (*International Earth Rotation Service*) sur base d'un cadre de référence (ensemble de stations de mesure) de plus en plus étoffé. Actuellement, la version la plus récente est l'ITRF2000, les paramètres de transformation d'une version à l'autre étant disponibles et la stabilité des versions successives étant de l'ordre de quelques cm depuis l'ITRF96. L'ellipsoïde de référence est la mise à jour WGS84 (G873) du WGS84, mise en coïncidence avec l'ITRF96 (Snay & Soler, 2000).

B. Contraintes sur les mesures GPS

1. Acquisition des données

La faible ampleur des mouvements étudiés impose des conditions strictes d'acquisition des données. Au niveau des sites de mesure, la collecte des données sur plusieurs jours en continu nécessite l'usage de monuments géodésiques sécurisés. La protection contre le vol la plus économique est l'installation des antennes GPS sur des toits de bâtiments. Cette disposition offre l'avantage supplémentaire d'un bon dégagement panoramique. Nos supports d'antenne ont été ancrés dans le béton des corniches de bâtiments à toit plat pour lesquels un âge supérieur à 20 ans et la nature du sol réduisent au minimum les problèmes de tassement et d'instabilité (Demoulin *et al.*, 2005). Les sites choisis assurent en outre une excellente visibilité du ciel jusqu'au moins 10° d'élévation. Neuf sites ont été installés pour le réseau HARD en Ardenne NE, auxquels il faut ajouter deux sites du réseau allemand HEIKO dans l'Eifel occidentale (Görres & Campbell, 1998) et, de 1999 à 2002, la station

permanente de l'Observatoire Royal de Belgique (ORB) à Membach (fig. 1).

Depuis 1999, nos campagnes annuelles de mesure ont toujours été réalisées à la même période de l'année (mars-avril) et tous les sites du réseau sont occupés simultanément. Ceci assure des conditions atmosphériques (mais également de constellation GPS) semblables pour tous les sites lors d'une campagne et reproduit au mieux des conditions similaires d'une année à l'autre. De 2003 à 2005, une seconde campagne, qui ne couvre qu'une partie du réseau, a été réalisée en automne afin d'estimer grossièrement l'impact des mouvements saisonniers. Chaque campagne de mesure dure au moins 72 heures, produisant un minimum de trois solutions journalières basées sur des sessions de 24 heures.

Quoique tous les récepteurs utilisés ne sont pas de mêmes marque et type, chaque site a toujours été réoccupé par la même paire antenne/récepteur, de telle manière que la configuration instrumentale du réseau restât parfaitement identique d'une année à l'autre. Les dérogations forcées à cette règle ont généralement entraîné un saut dans les solutions des stations concernées et ont donc imposé le rejet des données incriminées.

2. Facteurs influençant la qualité du traitement des données

La qualité des solutions GPS calculées dépend de l'emploi des données annexes les plus précises. Il est indispensable d'utiliser les orbites précises (wrms = 1-3 cm) des satellites fournies avec un délai de deux semaines, par exemple par l'IGS (*International GPS Service for Geodynamics*), et les valeurs « finales » des paramètres de la rotation terrestre (mouvement du pôle et variation de la vitesse de rotation), délivrés avec un retard de deux mois.

Idéalement, les antennes GPS utilisées doivent être calibrées individuellement et de façon absolue de telle manière à définir la position moyenne de leur centre de phase pour L1 et L2 relativement à un point physique de référence et à prendre en compte les variations de ce « centre » en fonction de l'élévation et de l'azimut du signal reçu. En pratique, nous n'avons pu réaliser que des calibrations individuelles relatives de nos antennes (Vansuypeene, 2002) et, en raison de difficultés rencontrées à cette occasion, notre choix s'est porté sur les modèles de calibration absolue par type d'antenne fournis par la firme Geo++ (Wübbena *et al.*, 2003). Les variations du centre de phase dépendant de l'azimut ont en outre été moyennées. Le biais introduit par la non-prise en compte simultanée des modèles de calibration des antennes des satellites (Gendt & Schmid, 2005) est négligeable à l'échelle de comparaisons locales.

Enfin, la procédure de traitement des données (voir ci-dessous) et la manière de prendre en compte divers facteurs d'erreur (retards ionosphérique et troposphérique, multitrajets, pression de radiation solaire sur les satellites...) et de procéder au nettoyage des données détermi-

nent également la qualité des solutions et constituent en soi un facteur d'erreur à considérer lorsqu'on compare les résultats obtenus à partir d'analyses différentes des mêmes données (Gandolfi *et al.*, 2003).

IV. PROCEDURE DE TRAITEMENT DES DONNEES

Le traitement des données GPS a concerné sept campagnes annuelles réalisées en mars-avril de 1999 à 2005. Il a été effectué avec le logiciel GAMIT/GLOBK, version 10.7 (King & Bock, 1998 ; Herring, 1999) utilisant les doubles différences sur les phases et les codes pour la combinaison *ionosphere-free* Lc suivant l'approche en deux étapes décrite par Feigl *et al.* (1993). Nous avons utilisé les fichiers sp3 d'orbites précises délivrés par l'IGS et, lors du calcul des conditions orbitales initiales, nous nous sommes assurés que l'écart quadratique moyen sur les paramètres orbitaux après ajustement, moyenné sur l'ensemble de la constellation, ne dépassait pas 0,05 m. Cette précaution était imposée par la configuration des sessions traitées, courant de 06.00 à 06.00 UTC et impliquant donc de modéliser les orbites des satellites à partir de deux fichiers sp3 journaliers. La possibilité d'un écart dans les paramètres au passage d'un jour à l'autre est en effet susceptible d'induire une dégradation de la qualité des orbites modélisées sur la session, et il a été quelquefois nécessaire d'éliminer l'un ou l'autre satellite à comportement déficient (généralement marqué par au moins un paramètre orbital montrant un écart quadratique moyen >0,5 m). Nous avons inclus cinq stations permanentes IGS (BRUS, GRAS, HERS, KOSG et WTZR) dans le calcul de nos solutions. Ces stations ceinturent le réseau HARD et en accroissent la taille (fig. 1), ce qui devrait réduire l'impact de sources d'erreur externes sur la détermination des lignes de base « intraHARD ». De plus, leurs coordonnées et vitesses de déplacement sont connues avec une très bonne exactitude et permettent de stabiliser nos solutions dans le référentiel ITRF97. Les données GPS ont été prises en compte jusqu'à 10° d'élévation, valeur que Görres et Campbell (1998) considèrent comme optimale pour des réseaux régionaux. Les retards troposphériques zénithaux ont été considérés comme inconnues et estimés en chaque site toutes les trois heures. Le traitement des données par GAMIT fournit deux solutions journalières avec contraintes lâches sur tous les paramètres estimés, l'une avec ambiguïtés flottantes (réelles) et l'autre avec ambiguïtés fixées à des valeurs entières. Étant donné leur très bonne qualité, les solutions à ambiguïtés fixées ont été utilisées par la suite dans les combinaisons GLOBK. Deux stratégies de traitement ont été appliquées, la première incluant dans l'ajustement les paramètres orbitaux pourvus de contraintes serrées, la seconde fixant les orbites des satellites sur les positions déduites des conditions initiales estimées au préalable à partir des fichiers sp3. Cette seconde approche, qui a fourni des solutions finales plus cohérentes, a été retenue.

L'étape suivante, effectuée sous GLOBK, combine les solutions de sessions individuelles à l'aide d'un filtre de Kalman (Herring, 1999). Dans un premier temps, la combinaison concerne les sessions appartenant à une même campagne, dont la répétabilité peut être évaluée. Les coordonnées journalières estimées des stations, traitées en « quasi-observations », et leur matrice de covariance sont utilisées pour calculer une solution par campagne, lors de laquelle les contraintes sur les coordonnées des sites IGS restent lâches mais des contraintes serrées sont appliquées aux paramètres d'orientation de la Terre. Ensuite, les solutions de campagne sont à leur tour combinées afin d'estimer les vitesses de déplacement des sites. À ce niveau, non seulement les coordonnées et vitesses de l'ensemble des sites IGS sont fortement contraintes sur leurs valeurs ITRF, mais nous fixons en outre complètement l'un d'entre eux (BRUS), localisé au plus près du réseau HARD. L'usage d'une référence fixe sur Terre accroît la précision sur les lignes de base du réseau par rapport à celle obtenue dans le seul cadre de référence plus distant constitué des orbites fixées des satellites. De plus, cela élimine la dérive affectant les solutions de campagne non contraintes d'un réseau régional (Altamimi, 2002), qui atteint par exemple ~6 cm/an pour la composante verticale dans le réseau HARD. Enfin, dans le calcul de la solution globale, nous avons inclus dans la modélisation des variations des coordonnées des stations (sauf BRUS, fixée), en plus du bruit blanc, un bruit en marche aléatoire (*random walk*) pour lequel plusieurs valeurs d'amplitude du bruit blanc générateur ont été testées.

V. RÉSULTATS 1999-2005

Nos solutions journalières résolvent en général la quasi-totalité des ambiguïtés sur les lignes de base du réseau HARD. Les écarts quadratiques moyens sur les pseudo-distances après ajustement, moyennés par jour sur l'ensemble des stations du réseau, sont de 6 à 8 mm et témoignent de la très bonne qualité des solutions. Seule la station de Malmédy (MALM) montre de façon persistante des résidus moyens sur les pseudo-distances d'environ 11 mm après ajustement. Au niveau des solutions journalières, l'incertitude sur les composantes E et N des lignes de base est de 1-2 mm, l'incertitude sur la composante verticale atteignant 3 à 6 mm. Bien sûr, tant que le réseau reste libre, les incertitudes élevées sur les positions absolues (8-10 cm sur la composante verticale) reflètent surtout l'instabilité du référentiel orbital. À l'échelle de la campagne, l'incertitude sur la composante verticale des lignes de base du réseau HARD tombe à 1,7-3,8 mm. Toutes nos campagnes furent de qualité comparable à l'exception de celle, un peu moins bonne, du printemps 2000, réalisée lors d'un maximum cyclique d'activité solaire et de perturbation ionosphérique. L'analyse de la répétabilité journalière au sein de chaque campagne après intégration dans une solution globale fixant BRUS et contraignant fortement les autres

Tableau 1. Vitesse de mouvement vertical « absolu » des sites GPS du réseau HARD (+ 2 sites HEIKO). En A, les valeurs sont obtenues par la combinaison des solutions de campagne dans un filtre de Kalman avec bruit blanc seul. En B, elles proviennent de régressions linéaires pondérées calculées individuellement sur chaque paramètre. En C, le filtre de Kalman inclut un bruit blanc + un bruit en marche aléatoire de 1 mm/√an et 0,4 mm/√an respectivement sur les coordonnées 'up' et nord/est des stations. Ces valeurs « absolues » sont calculées pour une vitesse verticale de 0,66 mm/an de la station IGS de BRUS telle qu'elle est calculée dans l'ITRF97. Les solutions pour MEMB et NIVE sont exclues de la discussion car leurs séries sont trop courtes (4 valeurs), limitées à la période 1999-2002.

Site	A		B		C	
	Vitesse (mm/an)	σ (mm/an)	Vitesse (mm/an)	σ (mm/an)	Vitesse (mm/an)	σ (mm/an)
ANDR	0,99	0,40	0,18	1,48	1,66	0,72
KALT	1,03	0,58	1,04	0,75	1,68	0,88
MALM	2,74	0,53	2,17	1,76	3,49	0,79
MEMB	-0,22	0,77	0,54	1,08	0,46	1,05
NIVE	6,41	0,96	5,82	3,12	7,08	1,20
RECH	2,54	0,39	2,77	1,03	2,76	0,71
REID	1,40	0,49	1,07	1,39	2,07	0,75
RIGI	0,37	0,36	0,17	0,78	1,05	0,68
WAIM	-0,60	0,53	-0,61	0,53	0,05	0,81
WAVR	0,32	0,45	0,11	0,46	0,95	0,76
WEIS	2,28	0,60	2,51	0,77	2,99	0,89
WELK	-1,91	0,43	-0,86	1,87	-1,72	0,73

sites IGS confirme des valeurs de 1,4-3,8 mm pour cette même incertitude. À ce niveau où le réseau est enfin fixé, des valeurs semblables caractérisent aussi l'incertitude sur l'altitude des stations individuelles.

Trois versions de la solution globale 1999-2005 sont présentées (tableau 1). La première, qui admet un simple bruit blanc pour les variations stochastiques des coordonnées des stations, fournit les vitesses de mouvement vertical « absolues » données dans la colonne A du tableau 1. L'erreur sur la vitesse verticale des sites pour lesquels au moins cinq données annuelles sont disponibles y est estimée à 0,36-0,60 mm/an. Il s'agit là d'erreurs formelles résultant de la propagation des erreurs *a priori* assignées aux observations brutes de phase sur la base des résidus des pseudo-distances après un premier ajustement lors des sessions journalières et, dans ce sens, ces erreurs apparaissent réalistes. Les régressions linéaires pondérées réalisées de façon individuelle sur les séries chronologiques de la coordonnée verticale (altitude ellipsoïdale) en chaque site constituent une seconde approche qui donne des vitesses similaires à la première mais les assortit d'incertitudes plus élevées, comprises le plus souvent entre 0,75 et 1,87 mm/an (colonne B du tableau 1). Enfin, une troisième approche a consisté à appliquer aux coordonnées des stations un bruit en marche aléatoire, pour lequel la source du bruit a été successivement fixée à 1 ; 5 et 10 mm/√an. Le traitement par filtre de Kalman a montré qu'un bruit à 1 mm/√an en x, y et 0,4 mm/√an en z, réaliste en termes de marche aléatoire (Langbein & Johnson, 1997), fournissait les vitesses les plus satisfaisantes (tableau 1, colonne C),

comparables à celles déduites des autres approches. Dans ce cas, l'incertitude sur les vitesses verticales est comprise entre 0,68 et 0,89 mm/an.

En principe, les solutions obtenues par filtre de Kalman sont les plus rigoureuses puisqu'elles prennent en compte toutes les corrélations spatiales (entre sites) et temporelles et, pour autant que le modèle de bruit retenu soit correct, la troisième approche décrite ci-dessus est la plus appropriée à la discussion géodynamique des résultats. Toutefois, si Langbein et Johnson (1997) pensent que le bruit auto-corrélé affectant des mesures horizontales pourrait être exclusivement de type « marche aléatoire », Johnson et Agnew (1997) prétendent le contraire à propos du bruit affectant les vitesses de mouvement vertical déduites de mesures GPS, et Mao *et al.* (1999) suggèrent que le modèle le plus représentatif du bruit associé aux séries chronologiques des trois composantes GPS (E, N et verticale) combine un bruit blanc et un bruit 1/f (ou *flicker noise*, d'indice spectral égal à 1). Ils proposent l'expression approximative suivante pour l'erreur totale sur la vitesse :

$$\sigma_r = \left[\frac{12 \sigma_w^2}{g T^3} + \frac{a \sigma_f^2}{g^b T^2} + \frac{\sigma_{rw}^2}{T} \right]^{1/2}$$

où g = nombre de mesures par an, T = durée totale de la série, en années, σ_w et σ_f = amplitudes des bruits blanc et 1/f en mm et σ_{rw} = bruit en marche aléatoire, en mm/√an. Dans cette expression, a et b sont des constantes empiriques fixées à 1,78 et 0,22 par Mao *et al.* (1999). Leur application au réseau HARD mesuré de 1999 à 2005

fournit une incertitude sur les vitesses verticales de $\sim 1,7$ mm/an si on adopte les valeurs empiriques conservatrices de 4 ; 6 et 1 mm respectivement pour les bruit blanc, 1/f et en marche aléatoire des solutions de campagne. La discussion ci-dessous se base donc sur les estimations de vitesse de la solution C, sous la réserve que les incertitudes annoncées sont probablement optimistes en raison de la pauvre idée que nous avons des caractéristiques exactes du bruit des séries.

VI. DISCUSSION

L'importance du bruit des mesures GPS par rapport aux mouvements tectoniques attendus et l'incertitude qui affecte toujours les vitesses de mouvements au terme de 6 ans de mesure, spécialement sur la composante verticale, empêchent à ce jour de tirer la moindre conclusion relative à de possibles mouvements tectoniques différentiels en Ardenne NE. Les vitesses élevées de mouvement vertical présentées au tableau 1 reflètent très certainement des effets systématiques non identifiés dans l'analyse géodésique et/ou l'influence de facteurs superficiels de déplacement du sol.

A. Effets dus au mode de suivi des mouvements du sol (campagnes)

La durée de nos campagnes GPS (de 3 à 6 jours) nous donne une idée raisonnable de la répétabilité à court terme des solutions journalières, généralement meilleure que 5 mm pour la composante verticale des lignes de base du réseau HARD. Les variations saisonnières et annuelles des mesures, spécialement celles liées aux conditions atmosphériques, sont par ailleurs minimisées par l'inclusion des délais troposphériques zénithaux dans les paramètres estimés.

Cependant, d'éventuelles variations saisonnières des solutions GPS traduisant de véritables mouvements du sol échappent aux mesures par campagnes annuelles. La principale influence saisonnière dépend des variations de niveau des nappes aquifères. Une série de campagnes semestrielles menées de 2003 à 2005 sur une partie du réseau HARD a montré que les changements saisonniers de niveau des nappes entraînent un mouvement vertical saisonnier des stations HARD pouvant atteindre 1 cm (Demoulin *et al.*, 2006). L'impact des variations de nappe a été réduit grâce à la réalisation de toutes les campagnes à la même période de l'année, ce qui diminue les risques d'*aliasing* dans nos ébauches de séries chronologiques. Toutefois, comme l'ont montré les mesures de nivellement réalisées en Ardenne NE (Demoulin & Collignon, 2002 ; Demoulin 2004), des variations de nappe interannuelles importantes se superposent aux variations saisonnières, causant un bruit à période pluriannuelle qui présente de forts contrastes latéraux à l'échelle locale et peut donc faire accroire des mouvements tectoniques. En raison de la réponse particulière de chaque site aux variations de nappe, seules des séries

suffisamment longues, en l'occurrence d'au moins une dizaine d'années, peut-être sept ou huit si deux campagnes étaient menées par an, permettraient de s'affranchir de ce bruit à longue période, par élimination de la part de mouvement du sol corrélée aux variations de nappe (ou d'un indicateur adéquat, comme par exemple les précipitations hivernales dans le cas de l'Ardenne NE ; Demoulin, 2004, 2006).

Une autre difficulté inhérente à la collecte des données au moyen de campagnes annuelles est le temps nécessaire à l'acquisition de séries chronologiques suffisamment fournies pour obtenir des estimations significatives. Cela apparaît intuitivement si on examine les tendances excessives que semblaient suggérer les solutions annuelles pour les sites de MALM, WELK et ANDR sur la période 1999-2002 (fig. 3).

B. Effets liés à la procédure d'analyse des données

La comparaison des séries chronologiques obtenues pour des sites GPS permanents par diverses procédures d'analyse montre que le « bruit » lié au traitement peut conduire à des estimations différentes de vitesse (Gandolfi *et al.*, 2003). Un effet du même ordre apparaît clairement à la comparaison des résultats du tableau 1, montrant que les vitesses estimées et leurs incertitudes présentent des différences importantes selon la nature et l'ampleur des bruits inclus dans la modélisation.

En amont, les choix posés lors du traitement des données journalières (utilisation des doubles ou triples différences, contraintes sur les orbites des satellites et les paramètres d'orientation de la Terre, définition du référentiel, calcul de paramètres troposphériques ou utilisation de modèles atmosphériques, etc.) semblent ne devoir exercer aucune influence significative sur les très courtes lignes de base du réseau HARD. Il n'en va évidemment pas de même en termes de mouvement « absolu ». Pour le réseau HEIKO en Eifel, Kötter (2003) a par exemple obtenu deux vitesses de déplacement vertical de la station de Weisserstein (fig. 1, WEISS) pour la période 1995-2002, très différentes suivant le cadre de référence retenu. En fixant le réseau sur une référence locale, soit Todenfeld, station d'Eifel septentrionale supposée stable, WEIS s'affaisse à la vitesse relative de $-0,45$ mm/an. Par contre, en fixant un cadre de référence plus large constitué de quatre stations IGS (BRUS, KOSG, POTS, WTZR), la vitesse verticale de la station passe à $+1,09$ mm/an.

Par ailleurs, dans nos solutions du réseau HARD, le fait de fixer BRUS sur ses vitesses dans l'ITRF97 a des implications importantes. La vitesse de déplacement vertical de $+0,66$ mm/an que l'ITRF97 assigne à BRUS repose en effet sur une série chronologique arrêtée en 1997, qui inclut les mouvements du sol associés aux variations de nappe à Bruxelles, et notamment à la tendance à long terme de son niveau durant la première moitié des années 90. Or, cette tendance et son impact sur le mouvement du sol, ont pu être très différents au

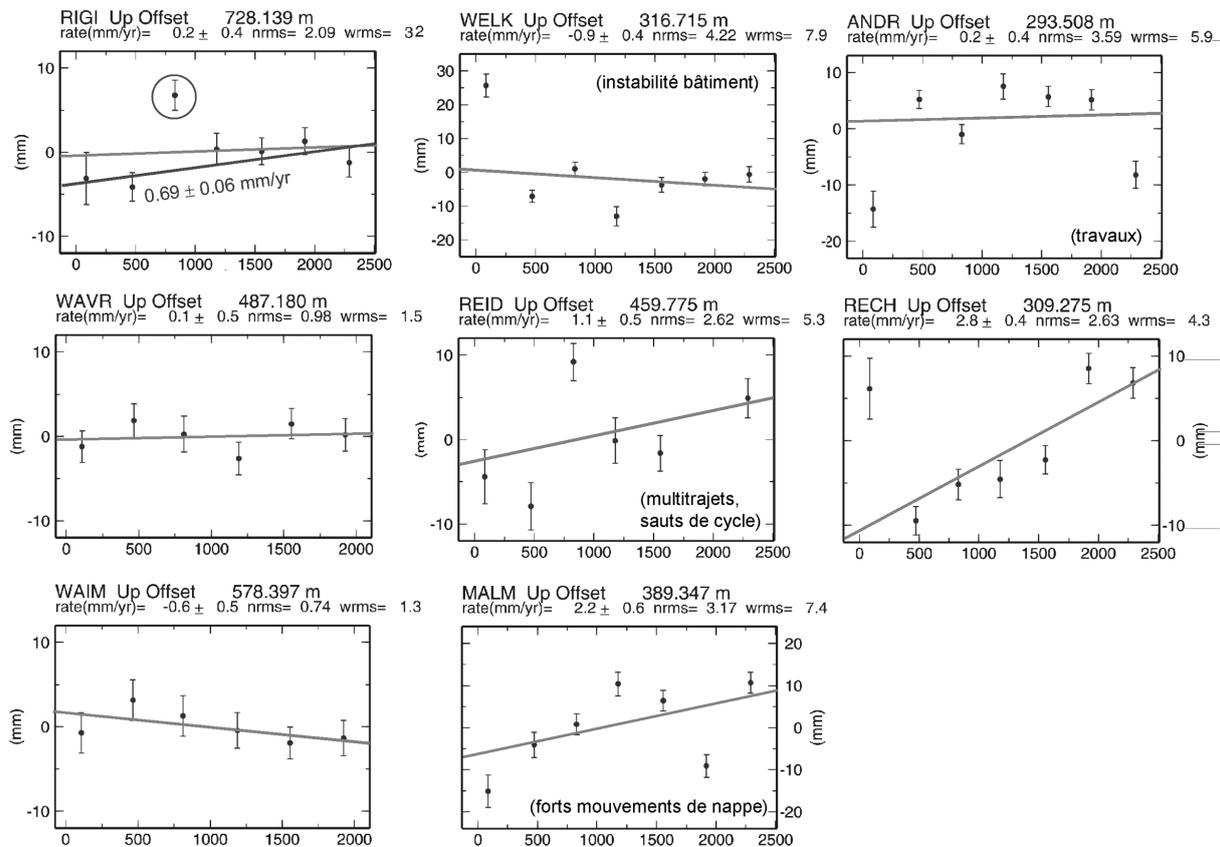


Figure 3. Séries chronologiques, de 03/1999 (03/2000 pour WAIM et WAVR) à 03/2005, de la composante verticale de positionnement absolu des 8 stations exploitables du réseau HARD. Ces valeurs « absolues » se réfèrent à une vitesse verticale de la station IGS de BRUS fixée à 0,66 mm/an dans l'ITRF97. Peu significatifs et présentés pour mémoire, les ajustements correspondent aux vitesses présentées au tableau 1, colonne B. La droite la plus pentue du graphe de RIGI représente l'ajustement sur la série après exclusion de la valeur anormale de 2001.

cours de la période 1999-2005 considérée ici, rendant erronée la vitesse verticale fixée de BRUS. Une telle erreur se reporterait alors sur les estimations de l'ensemble des stations HARD. De même, toute anomalie dans la série des solutions sur les coordonnées de BRUS se reporterait sur tous les autres sites. Or, il apparaît que si, au lieu de fixer BRUS totalement, nous l'avions contraint sur ses valeurs ITRF97 au même niveau que les autres sites IGS, sa vitesse verticale sur la période 1999-2005 aurait été calculée à $2,0 \pm 0,9$ mm/an, en raison d'un saut inexplicable de 8,1 mm entre 2001 et 2003 (fig. 4). Le fait de forcer cette vitesse à 0,66 mm/an a donc eu pour conséquence de réduire sensiblement toutes les vitesses verticales calculées pour les sites HARD.

À l'inverse, la recherche, dans les séries disponibles, d'éventuels artefacts ou d'erreurs liées à une modélisation déficiente de certains effets doit aussi prendre en compte la bonne linéarité temporelle révélée par les solutions de la période 1999-2005 pour le comportement de plusieurs stations du réseau HARD (fig. 3 - WAIM, WAVR, RIGI, RECH), même si les vitesses calculées ne sont pas encore statistiquement significatives. Cette linéarité suggérerait que les paramètres mal ou non

modélisés auraient un effet systématique dans le temps pour les stations en question. Cela semble *a priori* improbable pour les problèmes de multitrajet puisque toutes les campagnes sont réalisées à la même époque de l'année, avec un environnement, notamment végétal, qui reste semblable à lui-même et une constellation revenant chaque année quasiment à l'identique. Malgré l'estimation des retards troposphériques zénithaux effectuée par GAMIT, leur extrapolation à des élévations moindres ou leur mauvaise modélisation lors de certaines étapes du traitement pourrait aussi induire des erreurs de quelques millimètres sur la composante verticale des positions mais, à nouveau, celles-ci ne devraient pas présenter un caractère temporel systématique. Enfin, la dégradation de l'électronique des antennes et récepteurs au fil du temps ou encore les variations de constellation liées au remplacement de satellites, ne devraient pas non plus donner lieu à un effet systématique.

En résumé, en raison spécialement des hypothèses faites sur le cadre de référence et la nature du bruit affectant les données, il faut rester extrêmement circonspect vis-à-vis de vitesses calculées sur une période de seulement six ans (sept époques de mesure). Toutefois, la petite taille

du réseau HARD nous incite à penser que les tendances relatives que l'on peut déduire de la figure 3 pourraient pour partie représenter de véritables mouvements du sol.

C. Style et origine des mouvements observés

Si nous suivons cette dernière hypothèse, les fortes vitesses calculées seraient donc susceptibles de répondre à diverses influences superficielles. Nous distinguerons les sites pour lesquels une évolution régulière se dessine de ceux dont le comportement semble beaucoup plus aléatoire.

En ce qui concerne ces derniers, malheureusement, des contingences matérielles mal ou pas du tout contrôlées sont probablement responsables de la majorité des déplacements observés. Ainsi, ce n'est qu'au fil des campagnes que l'environnement des sites de MALM (nappe sub-affleurante) et REID (couvert arboré proche de l'antenne, favorable aux multitrajets et causant de fréquents sauts de cycle) s'est révélé impropre aux mesures de très grande précision effectuées. À WELK, ce furent des fissurations du bâtiment sur lequel l'antenne était installée qui, dès 2000, mirent à jour l'instabilité des terrains superficiels du site. Enfin, à ANDR, des travaux lourds de construction ont perturbé l'environnement du site de mesure dès 2001.

Quant aux sites évoluant plus régulièrement, nous prendrons pour exemple celui de RIGI, sur le sommet du plateau des Hautes Fagnes, qui montre un soulèvement assez régulier à la vitesse de $1,05 \pm 0,68$ mm/an (tableau 1, colonne C), soit une vitesse relative de +0,4 mm/an par rapport à BRUS fixé sur sa vitesse verticale ITRF97. Cependant, la régression linéaire sur la seule

série chronologique 1999-2005 de la coordonnée verticale de RIGI donne pour sa part une vitesse absolue très différente de $0,17 \pm 0,78$ mm/an (tableau 1, colonne B), rectifiée à $\sim 0,7$ mm/an si on élimine la valeur extrême de 2001 (fig. 3). Dans tous les cas, ces vitesses sont à la fois statistiquement peu fiables et « tectoniquement inacceptables ». En effet, elles sont par exemple supérieures par au moins un ordre de grandeur à la vitesse d'incision des rivières dans le massif ardennais depuis 0,4 Ma (van Balen *et al.*, 2000). S'il s'avère que la linéarité temporelle observée ne résulte pas d'un biais de la procédure de traitement, il semble donc que même une tendance à moyen terme (6 ans) de mouvement du sol pourrait dépendre de facteurs superficiels, masquant un possible signal tectonique beaucoup plus ténu.

Par conséquent, nous avons tenté d'évaluer l'éventuelle liaison que les déplacements du sol enregistrés par GPS pourraient avoir avec des mouvements de nappe, principal facteur superficiel de déformation. En l'absence d'information directe sur le niveau des nappes, nous avons eu recours à la courbe de précipitation

$$f = \sum_{m=-3}^{-1} P_m + 0.5 \sum_{m=-6}^4 P_m$$

où P_m correspond aux précipitations mensuelles durant le semestre précédant la campagne de mesure. Nous avons en effet montré que la variation de cette fonction est hautement corrélée à celle du basculement moyen des sections de nivellement dans la région (Demoulin, 2004). Toutefois, aucune relation n'est apparue entre les mouvements verticaux du sol aux sites GPS à évolution régulière (WAIM, WAVR, RIGI et RECH, ainsi que WEIS et KALT dans le réseau allemand HEIKO) et cette courbe de précipitation, suggérant que la réponse saisonnière

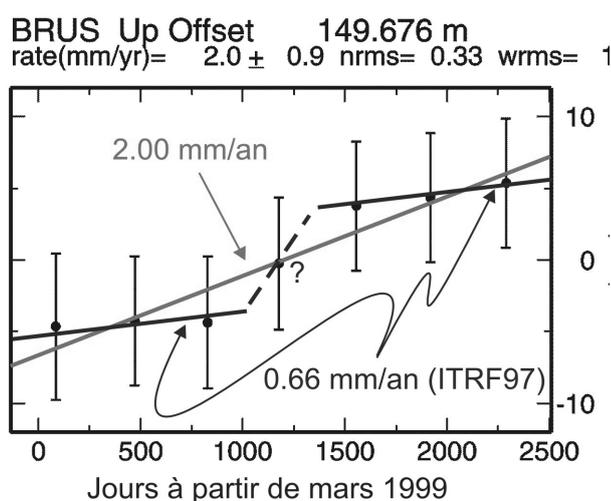


Figure 4. Série chronologique de mars 1999 à mars 2005 de la composante verticale de positionnement de BRUS (station IGS de Bruxelles) obtenue dans une combinaison où la station, au lieu d'être fixée totalement, est contrainte au même niveau que les autres stations IGS, à savoir ± 5 mm sur les composantes N et E et ± 10 mm sur la composante Up et $\pm 0,2$ et $\pm 0,3$ mm/an pour les vitesses respectives de ces composantes. Dans ce cadre, la vitesse de déplacement vertical de BRUS serait de $2,0 \pm 0,9$ mm/an.

différentielle en mouvement du sol observée à l'échelle locale (0,1 – 1 km) grâce aux nivellements est oblitérée par l'effet d'autres facteurs (par exemple la variabilité spatiale des précipitations) sur le plan régional.

Tant les tendances observées que l'ampleur des mouvements restent donc actuellement inexplicables. Il semble toutefois que parmi les trois causes susceptibles d'expliquer ces mouvements réels ou apparents, à savoir des erreurs systématiques affectant le traitement des données, des causes superficielles de déformation et une tectonique active, cette dernière soit la moins à même d'en rendre compte de façon réaliste.

CONCLUSION

L'analyse des résultats de sept campagnes de mesure GPS du réseau HARD a montré que, sur dix sites soigneusement sélectionnés, moins de la moitié n'est pas affectée de déplacements verticaux erratiques liés aux particularités de l'environnement immédiat de l'antenne et peut-être aussi au matériel de mesure lui-même.

Ces sites à série temporelle relativement régulière présentent cependant des vitesses de déplacement élevées qui soulignent la contamination des solutions par des influences superficielles. En domaine intraplaque, le rapport signal (tectonique)/bruit est tellement faible qu'il semble illusoire de vouloir obtenir une information tectonique significative à partir de campagnes de mesure annuelles en l'absence d'une modélisation efficace, spécifique à chaque site, des influences superficielles principales, en l'occurrence celles des variations de niveau des nappes (van Dam *et al.*, 2001) et probablement aussi des variations de pression atmosphérique (van Dam *et al.*, 1994). Il apparaît donc que, dans ce contexte, seules des stations GPS permanentes dûment installées sur des monuments géodésiques minimisant les influences superficielles et environnementales et couplées à des mesures piézométriques et de pression atmosphérique également continues seront susceptibles d'identifier un signal tectonique à moyen terme (soit à partir de 8-10 ans de mesure).

BIBLIOGRAPHIE

- AHORNER, L., 1983. Historical seismicity and present-day microearthquake activity of the Rhenish massif, Central Europe. In *Plateau uplift. The Rhenish shield, a case history* (K. Fuchs, K. von Gehlen, H. Mälzer, H. Murawski & A. Semmel eds.), Springer, Berlin, pp. 198-221.
- ALTAMIMI, Z., 2002. Discussion on how to express a regional GPS solution in the ITRF. In *EUREF permanent network – Developments and applications*. International Association of Geodesy/Section I, Publ. 12, pp. 162-167.
- ALTAMIMI, Z., SILLARD, P., & BOUCHER, C., 2002. ITRF2000 : a new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications. *Journal of Geophysical Research*, 107/B, p. 2214 (10.1029/2001JB000561).
- ARGUS, D., & HEFLIN, M., 1995. Plate motion and crustal deformation estimated with geodetic data from the Global Positioning System. *Geophysical Research Letters*, 22, pp. 1973-1976.
- CAMELBEECK, T., 1993. *Mécanisme au foyer des tremblements de terre et contraintes tectoniques: le cas de la zone intraplaque belge*. Thèse de doctorat, Louvain-la-Neuve, 343 p.
- CAMELBEECK, T., VANNESTE, K., & ALEXANDRE, P., 1999. L'Europe occidentale n'est pas à l'abri d'un grand tremblement de terre. *Ciel et Terre*, 115, pp. 13-23.
- CAMPBELL, J., KÜMPEL, H., FABIAN, M., FISCHER, D., GÖRRES, B., KEYSERS, C., & LEHMANN, K., 2002. Recent movement pattern of the Lower Rhine Embayment from tilt, gravity and GPS data. *Netherlands Journal of Geosciences (Geologie & Mijnbouw)*, 81, pp. 223-230.
- CAPORALI, A., 2003. The contribution of the University of Padova to Central European geodesy. *Reports on Geodesy, Université technique de Varsovie*, 2 (65), pp. 23-32.
- DEMOULIN, A., 1995. L'Ardenne bouge toujours. Néotectonique du massif ardennais. In *L'Ardenne. Essai de géographie physique* (A. Demoulin ed.), Département de Géographie Physique, Université de Liège, Liège, pp. 110-135.
- DEMOULIN, A., 2004. Reconciling geodetic and geological rates of vertical crustal motion in intraplate regions. *Earth and Planetary Science Letters*, 221, pp. 91-101.
- DEMOULIN, A., 2005. *Contribution à l'étude néotectonique de l'Ardenne-Eifel et des régions avoisinantes*. Thèse d'Agrégation de l'Enseignement Supérieur, Liège, 131 p.
- DEMOULIN, A., 2006. Slip rate and mode of the Feldbiss normal fault (Roer Valley Graben) after removal of groundwater effects. *Earth and Planetary Science Letters*, 245, pp. 630-641.
- DEMOULIN, A., & COLLIGNON, A., 2000. Nature of the recent vertical ground movements inferred from high-precision leveling data in an intraplate setting: NE Ardenne, Belgium. *Journal of Geophysical Research*, 105/B, pp. 693-705.
- DEMOULIN, A., & COLLIGNON, A., 2002. Reply to comment by T. Camelbeeck *et al.* on "Nature of the recent vertical ground movements inferred from high-precision leveling data in an intraplate setting: NE Ardenne, Belgium". *Journal of Geophysical Research*, 107/B, p. 2282 ETG7 – 1-5 (10.1029/2002JB001837).
- DEMOULIN, A., CAMPBELL, J., DE WULF, A., MULS, A., ARNOULD, R., GÖRRES, B., FISCHER, D., KÖTTER, T., BRONDEEL, M., VAN DAMME,

- D., & JACQMOTTE, J.M., 2005. GPS monitoring of ground motion in northern Ardenne-Eifel: Five campaigns (1999-2003) of the HARD project. *International Journal of Earth Sciences*, doi: 10.1007/s00531-004-0450-3.
- DEMOULIN A., EVERAERTS, M., & DUCARME, B., 2006. Seasonal height change influence in GPS and gravimetric campaign data. *Journal of Geodynamics*, accepté.
- DONG, D., & BOCK, Y., 1989. Global Positioning System network analysis with phase ambiguity resolution applied to crustal deformation studies in California. *Journal of Geophysical Research*, 94/B, pp. 3949-3966.
- DRAHEIM, H., 1979. Das Nivellementnetz 1960. *Allgemeine Vermessungsnachrichten*, 86, pp. 171-174.
- FEIGL, K. et al (12 coauteurs), 1993. Space geodetic measurement of crustal deformation in central and southern California, 1984-1992. *Journal of Geophysical Research*, 98/B, pp. 21677-21712.
- FOURNIGUET, J., 1987. *Géodynamique actuelle dans le nord et le nord-est de la France*, BRGM, Mém. 127, Orléans, 160 p.
- GANDOLFI, S., GUSELLA, L., PERFETTI, N., & DUBBINI, M., 2003. Accuracy and precision vs software and different conditions using Italian GPS fiducial network (IGFN) data. *Reports on Geodesy, Université technique de Varsovie*, 2 (65), pp. 65-71.
- GARCIA-CASTELLANOS, D., CLOETINGH, S., & VAN BALEN, R., 2000. Modelling the Middle Pleistocene uplift in the Ardennes-Rhenish Massif: thermo-mechanical weakening under the Eifel? *Global and Planetary Change*, 27, pp. 39-52.
- GENDT, G., & SCHMID, R., 2005. Planned changes to IGS antenna calibrations (<http://igs.cb.jpl.nasa.gov/mail/igsmail/2005/msg00111.html>) (IGS mail 5189).
- GIMENEZ, J., SURINACH, E., FLETA, J., & GOULA, X., 1996. Recent vertical movements from high-precision leveling data in northeast Spain. *Tectonophysics*, 263, pp. 149-161.
- GÖRRES, B., & CAMPBELL, J., 1998. Bestimmung vertikaler Punktbewegungen mit GPS. *eitschrift für Vermessungswesen*, 123, pp. 222-230.
- HECK, B., 1997. Geodätische Arbeiten zum Nachweis rezenter Krustenbewegungen im Bereich des Oberrheingrabens. *81e Deutsche Geodätentag, Schriftenreihe des DVW*, 27, pp. 70-82.
- HERRING, T., 1999. GLOBK. Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program. Version 4.1. (<http://bowie.mit.edu/~simon/gtgk/tutorial/Index.html>).
- HOFMANN-WELLENHOF, B., LICHTENEGGER, H., & COLLINS, J., 2001. *GPS. Theory and Practice*. Springer, Wien, 5e éd., 382 p.
- JACKSON, D., LEE, W., & LIU, C., 1980. Aseismic uplift in Southern California: an alternative interpretation. *Science*, 210, pp. 534-536.
- JOHNSON, H., & AGNEW, D., 1997. Correlated noise in geodetic time series. USGS report 1434-HQ-97-GR-03155 (<http://erp-web.er.usgs.gov/reports/abstract/1997/pt/g3155.htm>).
- KING, R., & BOCK, Y., 1998. Documentation for the GAMIT GPS analysis software. Release 10.07 (<http://bowie.mit.edu/~simon/gtgk/tutorial/Index.html>).
- KOOI, H., JOHNSTON, P., LAMBECK, K., SMITHER, C., & MOLENDIJK, R., 1998. Geological causes of recent (~100 yr) vertical land movement in the Netherlands. *Tectonophysics*, 299, pp. 297-316.
- KÖTTER, T., 2003. *Überführung der GPS-Kampagnen des Netzes HEIKO in einem einheitlichen Bezugsrahmen*. Diplomarbeit, Universität de Bonn, inédit, 83 p.
- LANGBEIN, J., & JOHNSON, H., 1997. Correlated errors in geodetic time series: Implications for time-dependent deformation. *Journal of Geophysical Research*, 102/B, pp. 591-604.
- LARSON, K., & AGNEW, D., 1991. Application of the Global Positioning System to crustal deformation measurement. 1. Precision and accuracy. *Journal of Geophysical Research*, 96/B, pp. 16547-16565.
- LENÔTRE, N., THIERRY, P., BLANCHIN, R., & BROCHARD, G., 1999. Current vertical movement demonstrated by comparative levelling in Brittany (northwestern France). *Tectonophysics*, 301 pp. 333-344.
- LINDQWISTER, U., BLEWITT, G. ZUMBERGE, J., & WEBB, F., 1991. Millimeter-level baseline precision results from the California permanent GPS Geodetic Array. *Geophysical Research Letters*, 18, pp. 1135-1138.
- MAO, A., HARRISON, C., & DIXON, T., 1999. Noise in GPS coordinate time series. *Journal of Geophysical Research*, 104/B, pp. 2797-2816.
- MEYER, W., & STETS, J., 1998. Junge Tektonik im Rheinischen Schiefergebirge und ihre Quantifizierung. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 149, pp. 359-379.
- NOCQUET, J., & CALAIS, E., 2003. Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996-2001. *Geophysical Journal International*, 154, pp. 72-88.
- NOCQUET, J., CALAIS, E., ALTAMIMI, Z., SIL-LARD, P., & BOUCHER, C., 2001. Intraplate deformation in western Europe deduced from an analysis of the International Terrestrial Reference Frame 1997 (ITRF97) velocity field. *Journal of Geophysical Research*, 106/B, pp. 11239-11257.
- NOOMEN, R., SPRINGER, T., AMBROSIUS, B., HERZBERGER, K., KUIJPER, D., METS, G., OVERGAAUW, B., & WAKKER, K., 1996. Crustal deformation in the Mediterranean area computed from SLR and GPS observations. *Journal of Geodynamics*, 21, pp. 73-96.
- PISSART, A., & LAMBOT, P., 1989. Les mouvements

- actuels du sol en Belgique; comparaison de deux nivellements IGN (1946-1948 et 1976-1980). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 112, pp. 495-504.
- QUINIF, Y., 1999. Karst et évolution des rivières: le cas de l'Ardenne. *Geodynamica Acta*, 12, pp. 267-277.
- REILINGER, R., MCCLUSKY, S., ORAL, M., KING, R., TOKSOZ, M., BARKA, A., KINIK, I., LENK, O., & SANLI, I., 1997. Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research*, 102/B, pp. 9983-9999.
- RUIZ, A., FERHAT, G., ALFARO, P., SANZ DE GALDEANO, C., DE LACY, M.C., RODRIGUEZ-CADEROT, G., & GIL, A., 2003. Geodetic measurements of crustal deformation on NW-SE faults of the Betic Cordillera, southern Spain, 1999-2001. *Journal of Geodynamics*, 35, pp. 259-272.
- SHIMADA, S., & BOCK Y., 1992. Crustal deformation measurements in Central Japan determined by a GPS fixed-point network. *Journal of Geophysical Research*, 97/B, pp. 12437-12455.
- SNAY, R., & SOLER, T., 2000. Modern terrestrial reference systems. Part 3: WGS84 and ITRS. *Professional Surveyor*, 20 (3), pp. 1-3.
- STEIN, R., 1981. Discrimination of tectonic displacement from slope-dependent errors in geodetic levelling from southern California, 1953-1979. In *Earthquake prediction. An international review*, Maurice Ewing Ser. Vol. 4, AGU, Washington, pp. 441-456.
- VAN BALEN, R., HOUTGAST, R., VAN DER WATEREN, F., VANDENBERGHE, J., & BOGAART, P., 2000. Sediment budget and tectonic evolution of the Meuse catchment in the Ardennes and the Roer Valley Rift System. *Global and Planetary Change*, 27, pp. 113-129.
- VAN CAMP, M., CAMELBEECK, T., VANNESTE, K., & WARNANT, R., 2003. Present-day and geologic deformation rates in the Ardenne and the Lower Rhine Embayment (north-western Europe). *Geophysical Research Abstracts*, 5, pp. 2177.
- VAN DAM, T., BLEWITT, G. & HEFLIN, M., 1994. Atmospheric pressure loading effects on Global Positioning System coordinate determinations. *Journal of Geophysical Research*, 99/B, pp. 23939-23950.
- VAN DAM, T., WAHR, J., MILLY, P., SHMAKIN, A., BLEWITT, G., LAVALLÉE, D., & LARSON, K., 2001. Crustal displacements due to continental water loading. *Geophysical Research Letters*, 28, pp. 651-654.
- VAN DEN BERG, M., GROENEWOUD, W., LORENZ, G., LUBBERS, P., BRUS, D., & KROONENBERG, S., 1994. Patterns and velocities of recent crustal movements in the Dutch part of the Roer Valley rift system. *Geologie en Mijnbouw*, 73, pp. 157-168.
- VANICEK, P., & KRAKIWSKY, E., 1996. *Geodesy. The concepts*. Elsevier, Amsterdam, 2^e édition, 697 p.
- VANSUYPEENE, E., 2002. *Influence et calcul de la variabilité du centre de phase d'antennes GPS*. Mémoire de licence en Sciences géographiques, Liège, 92 p.
- WÜBBENA, G., SCHMITZ, M., & BOETTCHER, G., 2003. Analyse umfangreicher Messreihen von GPS Antennen aus absoluten Roboter-Feldkalibrierungen seit Januar 2000. *5th GPS-Antennen_Workshop (5th SPOS symposium)* (Görres B., Campbell J. & Seeber G. eds.), Institut de Géodésie, Université de Bonn, 3 novembre 2003, Frankfurt-am-Main.
- ZHANG, J., BOCK, Y., JOHNSON, H., FANG, P., WILLIAMS, S., GENRICH, J., WDOWINSKI, S., & BEHR, J., 1997. Southern California permanent GPS geodetic array: error analysis of daily position estimates and site velocities. *Journal of Geophysical Research*, 102/B, pp. 18035-18055.

Adresses des auteurs :

Alain DEMOULIN
Unité de Géographie physique et Quaternaire
Université de Liège
2, Allée du 6 Août (B11)
4000 Liège, Belgique
ademoulin@ulg.ac.be

James CAMPBELL
Institut de Géodésie
Université de Bonn
Nussallee, 17
D-53115 Bonn, Allemagne

Alain DE WULF
Département de Géographie
Université de Gand
Krijgslaan, 281,
B-9000 Ghent, Belgique

Alain MULS
Département d'Astronomie, Géodésie et Topographie
École Royale Militaire
30, Avenue de la Renaissance
B-1000 Brussels, Belgique

Jean-Michel JACQMOTTE
DGRNE
Ministère de la Région Wallonne
15, Avenue Prince de Liège
B-5100 Namur, Belgique

Robert ARNOULD
Unité de Géomatique
Université de Liège
17, Allée du 6 Août (B5)
B-4000 Liège

