

Würzburger Geographische Arbeiten	87	313–324	Würzburg	1993
-----------------------------------	----	---------	----------	------

## L'apport de la géodésie à la néotectonique des massifs anciens

Alain DEMOULIN, Albert PISSART, Liège  
& Karl ZIPPELT, Karlsruhe

**Résumé:** Une méthode d'analyse des données de nivellement est présentée, qui permet de localiser avec grande précision les accidents structuraux actifs actuellement. Elle montre que les massifs anciens ne se soulèvent pas en bloc, mais sont morcelés en de nombreux blocs tectoniques affectés de mouvements divers. Les mouvements relatifs de ces blocs s'effectuent par creep dans des zones de fracture larges de quelques centaines de mètres. Un grand nombre de ces zones de fracture coïncident strictement avec des photolinéations identifiées sur images Landsat mais non reconnues sur le terrain.

**Summary:** A method of analyzing levelling data is presented, which allows to locate accurately currently active structural features. It shows that the ancient massifs are not en-bloc uplifted, but are broken up into a lot of tectonic blocks moving independently. Relative movements of these blocks take place along fracture zones a few hundreds meters wide and are of creep type. Many of the active fracture zones strictly coincide with photolineaments identified on Landsat images but not recognized in the field.

### 1. Introduction

La néotectonique des massifs anciens à l'intérieur des plaques tectoniques peut être abordée par l'intermédiaire de plusieurs disciplines complémentaires. Bien entendu, les informations géologiques restent prépondérantes mais malheureusement, sur les massifs varisques ou plus vieux encore d'Europe nord-occidentale, on rencontre extrêmement peu de zones de sédimentation récente où les mouvements néotectoniques (c'est-à-dire néogènes ou quaternaires, dans la mesure où en Europe on qualifie de néotectonique tout événement postérieur à la phase paroxysmale de l'orogénèse alpine) puissent être datés ou même individualisés vis-à-vis des mouvements plus anciens de structures généralement établies lors de l'orogénèse hercy-

nienne.

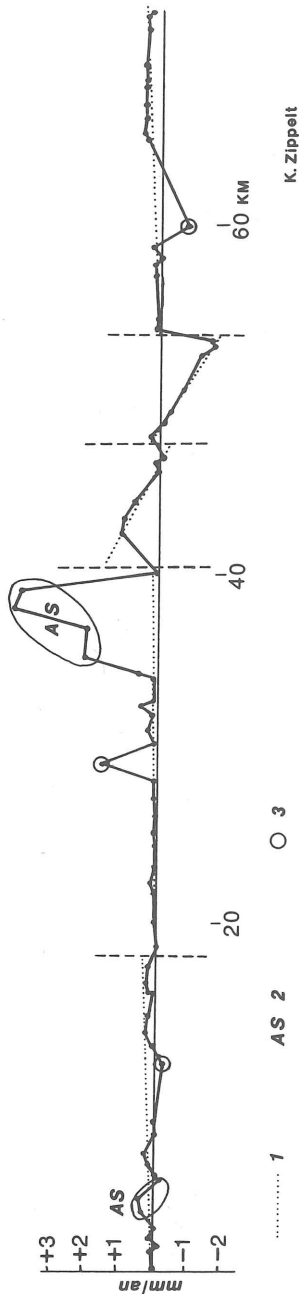
Les études géomorphologiques permettent fréquemment de mieux cerner la question, grâce aux perturbations affectant des formes plus ou moins récentes (surfaces d'érosion tertiaires, terrasses fluviatiles quaternaires), qui permettent de déceler l'existence et de quantifier, à l'échelle géologique, les mouvements néotectoniques des plateaux où ces formes se sont développées : ce sont d'abord les études des terrasses de la Meuse (Macar 1938, Pissart 1974), du Rhin (Brunnacker et Boenigk 1983) et de leurs affluents, ainsi que celles des surfaces d'érosion tertiaires (Demoulin 1988) qui ont démontré le soulèvement plio-quaternaire du Massif schisteux rhénan et de l'Ardenne et ont localisé certains accidents où se matérialisait le soulèvement relatif du massif. Cependant, si on admet maintenant que celui-ci s'est élevé d'environ 400 m depuis l'Oligocène, la marche du mouvement au fil du temps n'est guère détaillée et, de toute façon, à peu près aucune indication morphologique n'en révèle l'évolution holocène. Pour connaître la valeur actuelle des mouvements du sol d'origine tectonique, il faut s'en remettre à la sismotectonique et à la géodésie, dans le cadre dressé par les mesures géophysiques (qui fournissent la configuration du champ actuel des contraintes) et la télédétection (grâce à laquelle peut être établi le canevas structural susceptible d'évolution en réponse aux contraintes tectoniques). L'étude des tremblements de terre est évidemment source d'informations fondamentales dans les régions sismiquement actives comme le rift rhénan, mais sur les massifs anciens, dont l'activité tectonique est plus faible et plus diffuse, la rareté des séismes en restreint très fort l'intérêt. Aussi la géodésie semble-t-elle être l'outil le plus approprié à la détermination des mouvements actuels de ces régions.

Si nous faisons abstraction des déplacements horizontaux, qui peuvent être suivis par répétition de triangulation ou maintenant grâce à des réseaux GPS, mais qui sont probablement secondaires sur les plateaux soulevés, les mouvements verticaux du sol constituent l'objet principal de l'utilisation de la géodésie à des fins tectoniques. Alors que les mesures GPS n'ont pas encore atteint la précision souhaitable eu égard à la faible amplitude des mouvements sur les massifs anciens, les nivellements de précision restent la seule méthode fournissant des données intéressantes. Il s'agit toutefois d'une méthode d'investigation extrêmement lourde; ils ne sont donc le plus souvent utilisés que dans des études ciblées visant à déterminer le comportement local à court terme d'une faille déterminée (Vyskocil et al. 1991, Fedotov et al.

1992, Karcz 1992) ou dans des études a posteriori de mouvement coséismique (Stein et Barrientos 1985). Cependant, les nivellements de précision effectués à l'échelle nationale dans un grand nombre de pays et généralement réitérés permettent l'étude systématique des mouvements verticaux de vastes régions. Ce type d'étude a souvent été mené de manière à fournir des cartes synthétiques des mouvements du sol, et a donc procédé à un lissage des informations ponctuelles fournies par chaque repère nivelé, si bien que la plupart des variations spatiales brutales de mouvement ont été effacées, d'autant que les déviations standards calculées ont imposé des seuils de signification élevés, compréhensibles à l'échelle de réseaux géodésiques couvrant éventuellement plusieurs centaines de milliers de km<sup>2</sup> (Jones 1950, Pissart et Lambot 1989, Salvioni 1957). Dans les cas les plus favorables, ce type de traitement des données a conduit à produire des cartes de la vitesse des mouvements verticaux, pour lesquelles les mêmes réserves peuvent être exprimées quant à la précision spatiale des résultats (Mälzer et al 1983, Lorenz 1990).

## 2. Méthode d'analyse

Afin d'éviter la perte d'information considérable qu'entraîne la méthodologie classique de traitement des nivellements de précision, une méthode de comparaison analytique des données géodésiques le long de chaque ligne de nivellement a été utilisée. Aménagée à partir des principes généraux établis par Fourniguet (1987), elle a été testée avec succès en Belgique et dans la moitié occidentale du Massif schisteux rhénan (Allemagne). Elle nécessite évidemment deux nivellements de précision ayant en commun un maximum de repères (idéalement, la comparaison doit reposer sur une fréquence d'un repère par km au moins) et dont le degré de précision soit comparable. En Belgique, les nivellements IGN qui ont été comparés furent exécutés respectivement de 1946 à 1948 et de 1972 à 1980, avec des erreurs probables de 1,76 et 1,25 mm/km; en Rhénanie-Palatinat, les nivellements utilisés datent de 1934 à 1957 pour le premier et de 1968 à 1973 pour le second, avec des déviations standard comprises entre 0,2 et 0,5 mm/km<sup>0,5</sup>. De plus, les compensations doivent être semblables pour les nivellements comparés. Il est toutefois utile de noter que l'analyse de profils de nivellement est beaucoup moins restrictive quant à la précision des données, puisqu'elle compare des mouvements relatifs de repères proches.



K. Zippelt

Fig.1: Profil de comparaison des nivellements (1934-57 et 1968-73) de Gödenroth à Wittlich (Hunsrück - Eifel méridional). Cinq segments successifs peuvent être distingués, séparés par des fractures dont le mouvement basculés peut atteindre 3 cm en 20 ans; deux segments sont très nettement basculés (1. segments de la droite moyenne, 2. anomalie significative, 3. anomalie de signification incertaine).

Seul le réseau de 1er ordre a été traité. Après vérification sur le terrain de la fiabilité de chaque repère, des profils représentant les variations entre les deux nivellements des dénivelées entre repères successifs sont tracés suivant chaque ligne de nivellement (fig.1). L'erreur standard  $e$  sur la variation de dénivelée entre 2 repères consécutifs est donnée par  $e = \pm (e_1^2 + e_2^2)^{0,5} \cdot k^{0,5}$  avec  $e_1$  et  $e_2$  = erreurs standards des nivellements comparés et  $k$  = distance en km entre les deux repères. L'interprétation des profils consiste à définir une droite moyenne constituée de segments approchant au mieux le profil réel (en pointilles sur la fig. 1). Il est admis que ces segments, qui sont soit horizontaux, soit diversement basculés, correspondent à des zones de comportements tectoniques différents. Les jonctions entre segments successifs correspondent soit à de simples inflexions, soit à un décalage vertical qui peut être graduel, signalant la présence d'une flexure, ou brutal, indiquant alors le mouvement d'une faille. Un tel mouvement peut également être renseigné par des points aberrants dans le tracé d'un profil. Le collationnement des informations obtenues au niveau des profils permet ensuite de dresser une carte des discontinuités. L'interpolation des données à l'intérieur des polygones de nivellement doit évidemment être menée avec grand soin, en tenant compte du canevas structural régional.

### 3. Résultats en Belgique et en Rhénanie - Palatinat

La comparaison par profils des données de deux nivellements successifs a fourni un grand nombre d'informations nouvelles concernant la néotectonique des massifs anciens. Tout d'abord, elle montre clairement que les variations spatiales de mouvement vertical du sol ne sont guère si douces que le suggèrent les cartes classiques de comparaison; au contraire, l'analyse des profils met en évidence la grande fréquence des discontinuités brutales de nivellement, et localise ainsi avec grande précision (généralement à moins de 500 m puisque la distance entre repères successifs est en moyenne de 1 km) bon nombre de zones de fracture actives actuellement. Dans les massifs étudiés (Brabant, Ardenne, Hunsrück), on constate donc que le soulèvement du plateau ne s'est pas effectué en bloc, mais résulte des mouvements divers, quoique globalement convergents, de nombreux blocs tectoniques séparés par des zones de fracturation où se concentre le mouvement (fig. 2). La partie centrale du massif de Brabant, de même que son avant-pays septentrional en Campine anversoise, sont ainsi parcourus par une série de cassures NE-SO d'établissement très

ancien (Legrand, 1968) mais dont le jeu actuel détermine un affaissement en escaliers vers le SE (Demoulin et al. 1992). Le nord et l'est de l'Ardenne, de même que la Campine limbourgeoise sont quant à eux découpés en blocs tectoniques basculés vers l'est ou le NE et délimités par des fractures NO-SE dont la mise en place date du Permien pour la plupart d'entre elles et qui doivent être rattachées au système de failles principal gouvernant l'extension de la baie du Rhin inférieur. Par contre, il semble que tout l'avant-pays méridional des deux massifs précités soit en surrection vis-à-vis de ceux-ci, au-delà d'une large flexure s'étirant du NO au SE, approximativement le long de la frontière belge. En Eifel méridional, dans le Hunsrück et la dépression de la Saar et de la Nahe un schéma similaire se développe, avec la décomposition du mouvement global de surrection en une série de mouvements partiels, parfois antagonistes, qui intéressent des blocs tectoniques d'orientations diverses, mais dont certains correspondent également à des structures fort anciennes comme par exemple le graben de Wittlich, repris dans un bloc un peu plus large, d'orientation NE-SO. Celui-ci, perpendiculaire à  $\sigma_H$  est évidemment actuellement en compression, les failles qui le délimitent fonctionnant en failles inverses. Une série de failles NE-SO découpent son flanc sud en gradins qui subissent actuellement un fort basculement vers le graben de Wittlich. De même les failles majeures en bordure NO du graben du Rhin, ou la grande faille délimitant au sud le Hunsrück sont également le lieu de mouvements verticaux actuels non négligeables.

Par ailleurs, l'analyse des profils de nivellement permet aussi de déterminer la nature et l'importance des mouvements verticaux. Toutefois, cette détermination des vitesses "instantanées" de mouvement (à l'échelle géologique) reste très approximative, puisque les nivellements étudiés ont généralement été réalisés sur une durée de plusieurs années. On peut néanmoins constater que le mouvement des cassures NE-SO du massif de Brabant atteint 1,7 cm en 30 ans. En Ardenne, sur le même laps de temps, les mouvements verticaux enregistrés sont de l'ordre de 1,4 à 1,7 cm. Dans le Hunsrück, les mouvements semblent plus rapides puisque pour certaines fractures leur évaluation atteint 3,4 cm en 20 ans, soit 1,7 mm/an. A l'exception de quelques flexures de peu d'ampleur, la majorité des déplacements verticaux actuellement observés sur les massifs étudiés correspondent donc à un mouvement de creep affectant des zones de fracture dont la largeur est inférieure à 500 m.

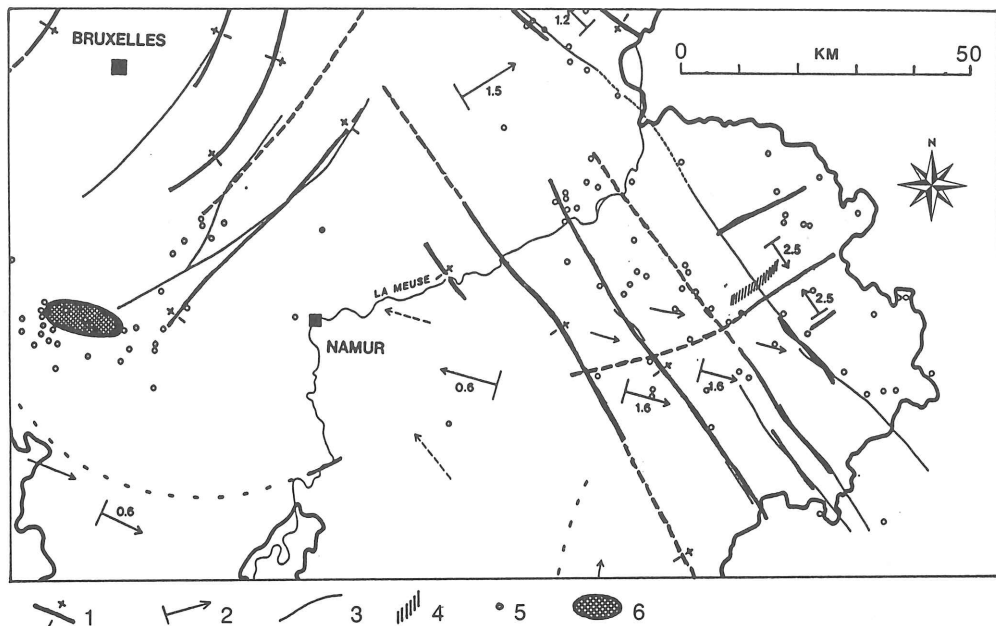


Fig.2: Fractures identifiées dans l'est de la Belgique grâce à la comparaison de nivellements de précision (1946-48 et 1972-80). Ces fractures découpant la région en blocs tectoniques coïncident remarquablement avec le tracé de failles connues et concentrent sur elles une majorité des séismes enregistrés en Belgique de 1900 à 1989 (1. zone de fracture, avec sens du mouvement, 2. basculement des blocs tectoniques, avec valeur du basculement en mm/km entre 1948 et 1980, 3. faille, 4. flexure, 5. épicode des séismes survenus entre 1900 et 1989, 6. zone où les nivellements sont influencés par des mines abandonnées).

Cela n'exclut cependant pas l'existence de mouvements coséismiques de surface lors des rares tremblements de terre qui peuvent ébranler ces régions, comme le démontre une réitération locale du nivellement effectuée sur la faille de Malmédy, en Ardenne NE, après un essaim de microséismes qui secoua cette zone de décembre 1990 à février 1991.

Enfin, la comparaison de profils de nivellement fournit parfois des indications surprenantes, lorsqu'on les compare aux mouvements tectoniques d'ensemble à l'échelle géologique, ou même lorsqu'on a l'occasion de comparer trois nivellements, et donc deux courtes périodes successives. Il apparaît par exemple que les Hautes Fagnes, constituant la zone culminante du massif ardennais, et qui se soulevait rapidement entre 1892 et 1948 (Jones 1950), s'est par contre abaissée relativement aux régions voisines entre 1948 et 1980 (Pissart et Lambot 1989). Les Hautes Fagnes sont par ailleurs limitées au nord par une flexure très bien individualisée morphologiquement: quoique dévalorisé par l'absence d'un certain nombre de repères, le profil de nivellement effectué à cet endroit (fig. 3) montre clairement un abaissement relatif du point d'inflexion supérieur de la flexure, soit un aplatissement, un effacement de celle-ci.

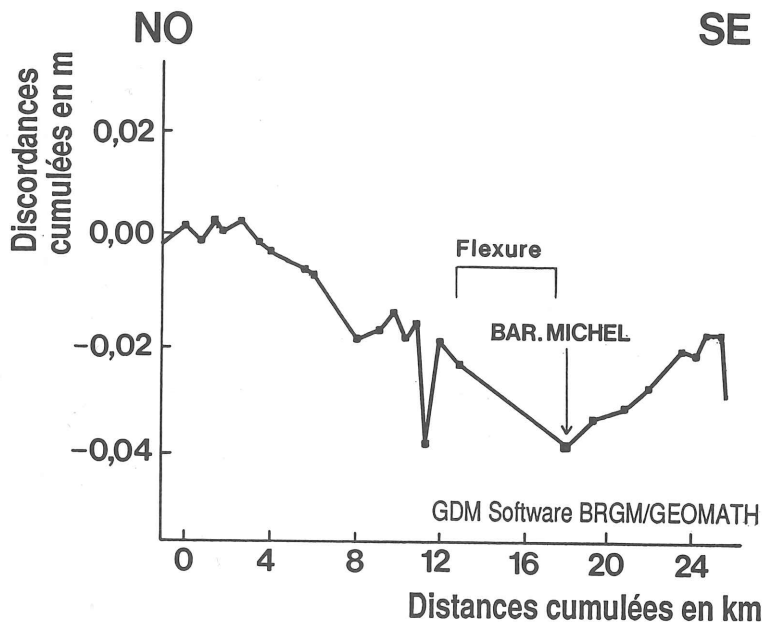


Fig.3: Profil de comparaison de nivellements (1946-48 et 1972-80) sur le flanc nord du massif des Hautes Fagnes (Ardenne NE) montrant la relation existant entre la limite de segments identifiée à la Baraque Michel et la flexure apparaissant dans l'allure des surfaces d'érosion à cet endroit.



En bordure du graben du Rhin semblable contradiction est également présente. Les données géodésiques indiquent en effet qu'entre Landau et Wissembourg, la partie marginale du graben serait actuellement en élévation relativement à l'épaule du graben. Ces observations tendent à corroborer l'hypothèse rappelée par Sychev et al. (1986), selon laquelle, spécialement dans les régions affectées d'un soulèvement néotectonique, des oscillations de courte durée se superposent au mouvement global, et peuvent même l'oblitérer lorsque la période d'observation est réduite.

#### **4. Relation des anomalies de nivellement aux photolinéations**

Il a déjà été noté qu'un grand nombre d'anomalies identifiées par la comparaison de nivellements successifs se localisent sur des failles établies anciennement et réactivées en réponse au champ actuel de contraintes. Cela est évidemment particulièrement vrai dans les régions où de tels systèmes de failles sont orientés de manière telle qu'ils peuvent résoudre directement les contraintes actuelles, comme par exemple les failles NO-SE à NNO-SSE du nord de l'Ardenne jouant en extension dans un champ de contraintes où  $\sigma_1$  est vertical et  $\sigma_3$  orienté à l'ENE. Cependant, là où ces failles orientées favorablement font défaut ou sont plus rares, les anomalies de nivellement ne sont pas moins fréquentes, et il est difficile alors de les rapporter à une quelconque structure géologique.

C'est le cas par exemple du Hunsrück et de la dépression Saar-Nahe. Une comparaison a donc été effectuée dans cette région entre les accidents de nivellement et les photolinéations identifiées sur Landsat 2 (Wahba et Zöller 1983), dont la nature est également très mal connue. Or cette comparaison a montré qu'une relation très étroite existe entre ces deux types d'observation (fig.4) : 81,5 % des anomalies de nivellement décelées se localisent en effet aux intersections des lignes de nivellement avec une photolinéation, et inversement, 43 % des endroits où une photolinéation croise une ligne de nivellement sont marqués par la présence d'un accident déduit des données géodésiques; ce dernier pourcentage monte même à près de 60 % si on prend en compte également les accidents de nivellement jugés moins fiables (par exemple parce qu'ils sont indiqués par un seul repère).

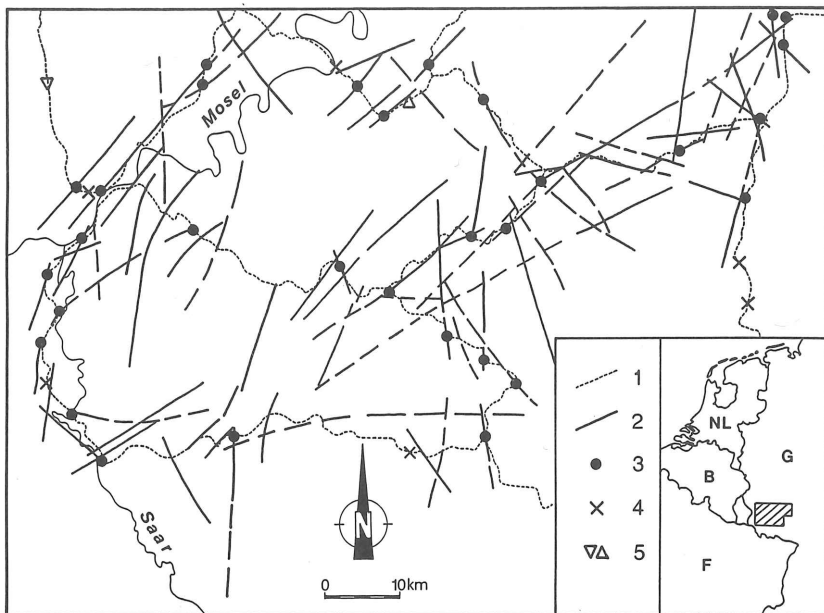


Fig.4: Corrélation étroite des accidents structuraux déduits de la comparaison de nivellements, et des photolinéations reconnues sur images Landsat 2, dans la région centrée sur le Hunsrück (1. ligne de nivellement de premier ordre, 2. photolinéation, 3. accident de nivellement coïncidant avec la trace d'une photolinéation, 4. discontinuité de nivellement, 5. anomalie locale de nivellement).

Ceci constitue une indication tout à fait nouvelle de la signification de nombreuses photolinéations qui ne correspondent à aucune faille et sont généralement assimilées à la trace de zones intensément diaclasées (Kronberg 1977) : ces linéations correspondraient aux zones de fracturation anciennes ou néoformées, qui sont soumises à un déplacement actuel du sol, vertical et peut-être aussi horizontal. Leur mouvement implique en effet que ces zones de fracture ne sont pas scellées et peuvent donc être exploitées par l'érosion et mises en évidence topographiquement, ou au moins constituer des zones de percolation plus importante, apparaissant sur les documents satellitaires par l'intermédiaire de leur plus grand degré d'humidité. Par ailleurs, on comprend aisément qu'elles n'apparaissent pas sur le terrain comme des zones faillées malgré le déplacement qui les affecte, car ce mouvement de creep, globalement de faible ampleur, est en outre, réparti sur les innombrables joints hachant une zone de fracturation large de plusieurs centaines de mètres.

## 5. Conclusion

L'approche de la néotectonique des massifs anciens par la comparaison de nivellements de précision successifs, tout en fournissant une vue extrêmement détaillée de la distribution des mouvements verticaux du sol, permet de mieux saisir le mécanisme du soulèvement de ces massifs. A l'image du simple mouvement épéirogénique homogène, ou du soulèvement en bloc d'un plateau bordé par de larges flexures se substitue un ensemble complexe de mouvements divers animant des blocs tectoniques assemblés en un canevas dont l'architecture repose à la fois sur des structures géologiques anciennes et sur des zones de cassure éventuellement néoformées. Les mouvements verticaux se concentrent donc sur un nombre limité de fractures, accessoirement sur l'une ou l'autre flexure, délimitant des blocs soit diversement basculés, soit relativement abaissés ou soulevés. Ces mouvements sont assimilables à un creep tectonique dont la vitesse est de l'ordre de 1 mm/an, mais il est clair qu'il s'agit là d'une valeur "instantanée" qui ne se maintient pas à l'échelle géologique, les mouvements globaux apparaissant comme la résultante d'oscillations de courte durée (mais peut-être aussi de période plus longue, plurimillénaire, comme le suggèrent les variations dans la rapidité d'encaissement des rivières ardennaises ou rhénanes au cours du Quaternaire). Enfin, l'analyse régionale conjointe des données de nivellement et des photolinéations sur image satellitaire indique que les linéaments repérés sur ces documents marqueraient préférentiellement les zones de fracturation, éventuellement les failles, pour lesquelles on peut détecter une activité actuelle.

## Références bibliographiques

- Brunnacker K. et W. Boenigk. (1983). The Rhine valley between the Neuwied Basin and the Lower Rhenish Embayment. in *Plateau uplift. The Rhenish shield. A case history*. K. Fuchs, K. von Gehlen, H. Mälzer, H. Murawski et A. Semmel ed.:62-72.
- Demoulin A. (1988). Cenozoic tectonics on the Hautes Fagnes plateau (Belgium). *Tectonophys.*,145: 31-41.
- Demoulin A., N. Lenôtre, J. Moxhet et A. Pissart. (1992). Les régions néotectoniques de la Belgique définies par la comparaison de nivellements. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 115 (1): 99-111.
- Fedotov S.A., N.A. Zharinov, G.A. Sharoglavova et Y. V. Demianchuk. (1992). Deformations of the Earth's surface in the Klyuchi geodynamic polygon, Kamchatka, 1978-1987. *Tectonophys.*, 202: 151-156.
- Fourniguet J. (1987). Géodynamique actuelle dans le nord et le nord-est de la France. *Mém. BRGM*, 127 - 160 p.
- Jones L. (1950). Les premiers résultats de la comparaison du Deuxième Nivellement Général (1948)

- avec les nivellements anciens. *Bull. Soc. belge Géol., Paléont. et Hydr.*, 59: 156-162.
- Karcz J. (1992). Geodetic analysis of recent crustal movements in the Dead Sea Rift zone. Commun. présentée à la International Neotectonics Conference, Londres, juin 1992.
- Kronberg H. (1977). Die regionale und überregionale Bruchtektonik Mitteleuropas. Bestandsaufnahme und Interpretationen. *Geotekt. Forsch.*, 53: 7-41.
- Legrand R. (1968). Le massif de Brabant. Mémoire pour servir à l'explication des cartes géologiques et minières de la Belgique. *Mém. Serv. Géol. Belg.*, 9 - 148 p.
- Lorenz G.K. (1990). Recent vertical movements in the Netherlands. Commun. présentée au Workshop on Precise Vertical Positioning, Hannover, 1990.
- Macar P. (1938). Compte rendu de l'excursion du 24 avril 1938, consacrée à l'étude des terrasses de la Meuse entre Liège et l'Ubagsberg (Limbourg néerlandais). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 61: B187-217.
- Mälzer H., G. Hein et K. Zippelt. (1983). Height changes in the Rhenish massif. Determination and analysis. in *Plateau uplift. The Rhenish shield. A case history*. K. Fuchs, K. von Gehlen, H. Mälzer, H. Murawski et A. Semmel ed.: 164-171.
- Pissart A. (1974). La Meuse en France et en Belgique. Formation du bassin hydrographique. Les terrasses et leurs enseignements. in *L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale*. Soc. Géol. Belg. ed.: 105-131.
- Pissart A. et P. Lambot. (1989). Les mouvements actuels du sol en Belgique: comparaison de deux nivellements IGN (1946-1948 et 1976-1980). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 112: 495-504.
- Salvioni G. (1957). I Movimenti del suolo nell'Italia centro-settentrionale. Dati preliminari dedotti dalla comparazione di livellazioni. *Bollet. Geodes. e Scienze affini*, 16 (3): 325-344.
- Stein R.S. et S.E. Barrientos. (1985). Planar high-angle faulting in the Basin and Range: geodetic analysis of the 1983 Borah Peak, Idaho, earthquake. *Journ. Geophys. Research*, 90 (B13): 11355-11366.
- Sychev P.M., V.K. Zacharov et V.P. Semakin. (1986). On the origin of recent and modern vertical movements in the island systems of northeastern Asia. *Tectonophys.*, 122: 283-305.
- Vyskocil P., A. Tealeb et A.S. Mohamed. (1991). Recent crustal movement studies at Seiyal area, northwest of Aswan Lake, Egypt. *Journ. of Geodyn.*, 14: 263-276.
- Wahba Y. et L. Zöllner. (1983). Terrassenverstellungen und tektonische Analyse von Satellitenbildern. Ein methodischer Versuch, dargestellt an Beispielen aus dem Mosel-Saar-Nahe-Raum. *Eiszeitalt. u. Gegenw.*, 33: 21-30.

Alain Demoulin (FNRS) et Albert Pissart  
 Dépt. de Géographie physique et Quaternaire  
 Université de Liège  
 7, place du 20 Août  
 B-4000 Liège  
 Belgique

Karl Zippelt  
 Geodätisches Institut  
 Universität Karlsruhe  
 Englerstraße 7  
 D-76131 Karlsruhe  
 Deutschland