

# Quelques utilisations des sondages sismiques en géomorphologie

## Deux applications dans la région de Stavelot <sup>(1)</sup>

par L.J. BECKERS

Chercheur au Centre National de Recherches géomorphologiques

et A. OZER

Aspirant au Fonds national de la Recherche scientifique

Résumé. — *Les sondages sismiques permettent une meilleure connaissance du sous-sol et, par là même, une meilleure compréhension de certaines formes de terrain.*

*Grâce à cette méthode, les auteurs ont démontré d'une part, que l'asymétrie de la vallée de Burnenville est d'origine structurale et, d'autre part, ils ont, lors de l'étude des sections rectilignes, apporté des éléments qui permettent une meilleure compréhension de la genèse de ces formes.*

L'utilité des données fournies par les sondages sismiques par réfraction est connue depuis longtemps dans les travaux de Génie Civil et de prospection minière notamment.

Au cours de leurs recherches respectives, les auteurs furent amenés à utiliser fréquemment cette méthode de recherche. Les nombreuses mesures réalisées leur ont fourni des éléments déterminants pour la compréhension de la genèse de certaines formes en l'absence de coupes ou de sondages de type classique.

### I. — PRINCIPE PHYSIQUE DU SONDAGE SISMIQUE

Lors d'un choc sur le sol, des ondes sont transmises dans toutes les directions. Dans un milieu homogène, la surface d'onde est sphérique et, selon le principe de Huygens, chaque point atteint par une onde devient à son tour émetteur d'une autre onde qui présente les mêmes caractéristiques (cycle, intensité...). L'onde résulte donc de la transmission, de

---

(1) Que MM. Macar et Pissart trouvent ici nos remerciements pour nous avoir conseillés au cours de nos recherches et pour avoir bien voulu relire ce texte.

particule à particule, de compressions et détentes successives résultant d'un choc sur le sol. Cette onde peut se déplacer en surface mais également en profondeur, où elle va traverser diverses couches de nature et de compacité différentes, ce qui influencera sa vitesse de transmission.

*Fonctionnement de l'appareil* (2). — L'appareil utilisé se compose d'un chronomètre relié d'une part à un marteau muni d'un interrupteur et d'autre part à un géophone récepteur. Lors de l'impact du marteau sur une masse posée à même le sol, des ondes de choc sont émises et, au même instant, un contact est réalisé dans l'interrupteur placé sur le marteau. Ce contact déclenche un chronomètre qui s'arrêtera à la réception par le géophone de l'onde de choc.

Le rapport entre le temps, mesuré au 1/4000 de seconde, et la distance entre le marteau et le géophone récepteur, fournit la vitesse de propagation des ondes. Lorsque la distance marteau-géophone est faible, l'appareil enregistre les ondes se propageant dans la couche superficielle ; par contre, lorsque cette distance augmente, ce sont les ondes traversant les couches inférieures, plus denses et donc plus rapides, qui atteignent les premières le géophone. C'est ce qui permet de déceler ces couches. Etant donné que les ondes de choc s'atténuent avec la distance parcourue, il est rare qu'un sondage sismique puisse s'effectuer sur un parcours en surface supérieur à 50 mètres, ce qui limite l'interprétation du sous-sol à une profondeur de 15 mètres environ.

Les buts de ces sondages sismiques sont donc :

- 1) de détecter la variation de la nature du sol en profondeur ;
- 2) de mesurer les profondeurs auxquelles ont lieu ces variations ;
- 3) de déterminer l'allure des contacts entre les diverses couches.

*Classification des vitesses observées.* — Dans le cadre de nos recherches géomorphologiques, nous avons réalisé 72 sondages sismiques dans les régions de Harzé et La Gleize d'une part et de Stavelot et Malmédy d'autre part.

Nous avons observé partout la présence d'une couche superficielle peu consistante surmontant une formation intermédiaire dont l'origine peut être variable . Il peut s'agir soit de dépôts de solifluxion, soit de la

---

(2) Il s'agit de l'appareil à sondage sismique par réfraction dénommé Engineering Seismograph, Modèle MD<sub>1</sub>, construit par Geophysical specialities Company, Minneapolis, Minnesota, U.S.A. Cet appareil est accompagné d'un manuel d'instruction très clair. Il est donc inutile de décrire ici son maniement.

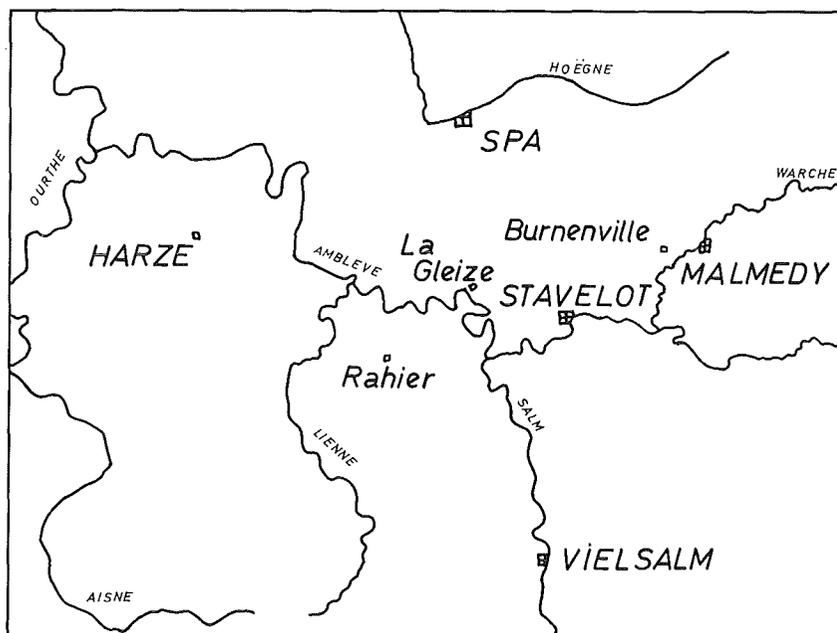


FIG. 1. — La région de Stavelot (Ech. : 1/400.000).

zone fauchée, soit encore la roche en place altérée. Enfin, nos sondages nous ont permis d'atteindre le bed-rock frais qui était soit le Cambrien, soit le Poudingue de Malmédy.

Tableau des vitesses observées (m/s) (3)

	Valeurs extrêmes	Limite des 2 <sup>e</sup> et 3 <sup>e</sup> quartiles	Médiane	Nombre d'essais
Sols superficiels	140-520	240-300	280	72
Dépôts de solifluxion	715-1080	770-900	850	18
Zone de fauchage	900-1500	1030-1250	1150	22
Bed-rock cambrien	1660-6000	1850-2500	2000	40
Poudingue de Malmédy	780-1730	1000-1180	1150	20
Poudingue altéré	380-880	570-750	675	16

(3) Ces résultats ont fait l'objet d'une communication à la Société Géologique de Belgique (voir bibliographie *in fine*, 4).

Ce tableau montre que les vitesses de déplacement des ondes de choc dans le Poudingue de Malmédy sont très différentes de celles enregistrées dans le bed-rock cambrien. D'autre part, on constate qu'il est possible de différencier, dans bon nombre de cas, les dépôts de solifluxion des zones de fauchage. En ce qui concerne le Cambrien, les mesures se groupent en diverses classes. En général, la roche altérée présente des vitesses de transmission comprises entre 1660 et 2000 m/s ; la roche saine est souvent caractérisée par des vitesses qui s'échelonnent entre 2000 et 3000 m/s. Quelques vitesses de 4000 à 6000 m/s pourraient provenir de roches non fissurées.

## II. — APPLICATIONS

### A. — LA VALLÉE ASYMÉTRIQUE DE BURNENVILLE

Les vallées asymétriques ont fait l'objet de nombreuses études. Des hypothèses fort diverses ont été invoquées pour expliquer leur genèse. C'est ainsi que J. Alexandre, en 1956, a montré qu'en Ardenne centrale, un grand nombre de ces formes avait pour origine une solifluxion plus importante sur un versant que sur l'autre ; cela dépendait de l'orientation de la vallée, de la longueur des versants et de la nature du substratum. En 1955, J. Grimbérieux avait insisté sur le rôle de l'orientation des versants dans le façonnement de ces asymétries sous climat périglaciaire. Le versant exposé au sud-ouest subissait le dégel le plus rapide, tandis que le versant tourné vers le nord-est était affecté par une succession de cycles gel-dégel y entraînant une solifluxion intense.

Entre Stavelot et Malmédy, à proximité du village de Burnenville, la vallée du Haut-Ru-Stave, orientée N 5° E, présente une asymétrie notable. Son versant oriental est en forte pente (40 %) alors que le versant occidental est faiblement incliné (10 %). De plus, d'après la carte géologique de Geukens, le Poudingue de Malmédy (4) s'étend de part et d'autre de l'axe de la vallée.

Cette asymétrie ne paraissait pas s'expliquer par l'orientation de la vallée puisqu'elle ne correspondait pas à celle avancée dans la théorie de Grimbérieux.

---

(4) Formation conglomératique, d'origine continentale, généralement datée du Permien.

D'autre part, la différence de longueur du versant a très bien pu jouer un rôle important dans la genèse de cette asymétrie puisque le versant occidental est quatre fois plus long que son vis-à-vis. Restait la différence de nature de substratum entre versants, facteur qui devait en principe n'avoir aucune influence au vu du tracé géologique.

En réalité, seul sur le versant oriental nous avons décelé des affleurements de Permien. Un sondage sismique  $S_1$  a donné des vitesses de propagation des ondes dans le bed-rock variant entre 1180 et 1380 m/s. vitesses qui sont caractéristiques du Poudingue de Malmédy. Par contre, sur le versant occidental, le seul affleurement visible consiste en un dépôt de solifluxion remaniant des débris anguleux de Revinien. Vu le manque d'affleurements du bed-rock, des sondages ( $S_2$ ,  $S_3$  et  $S_4$ ) ont été réalisés en divers points de ce versant. Ils ont fourni :

- 1) des vitesses faibles de l'ordre de 300 m/s caractérisant la zone superficielle ;
- 2) ensuite des vitesses allant de 750 à 940 m/s caractérisant les dépôts de solifluxion observés ;
- 3) enfin des vitesses variant entre 1750 et 4000 m/s pour le bed-rock.

Ces vitesses élevées nous permettent de présumer la présence en cet endroit de Cambrien, en l'occurrence probablement du Revinien puisqu'il affleure à quelques centaines de mètres au nord-ouest.

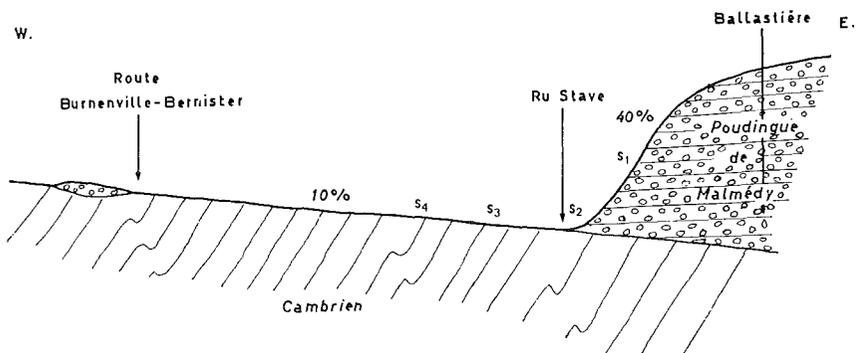


FIG. 2. — Coupe schématique de la vallée asymétrique de Burnenville.

Dès lors, l'asymétrie de la vallée s'explique aisément : la solifluxion qui s'est mieux développée sur le Revinien, a repoussé le ruisseau de

Burnenville et donc le versant oriental facilement érodable puisque façonné dans le Permien, roche moins cohérente que le Cambrien.

De plus, à mi-versant occidental, on retrouve un petit placage résiduel de Poudingue, témoin d'une extension plus grande de cette formation ; cela prouve que la solifluxion a peu retouché ce versant qui n'est que la surface de contact Cambrien-Permien exhumée. La vallée de Burnenville est donc une vallée asymétrique *structurale*.

Sans l'appoint précieux des sondages sismiques, nous n'aurions jamais pu proposer une telle hypothèse.

#### B. — UTILISATION DU SISMOGRAPHE DANS L'ÉTUDE DES PENTES RECTILIGNES

Bon nombre de versants de la région de la Gleize présentent, soit à leur sommet, soit à leur partie inférieure, une section rectiligne peu inclinée très étendue. Les coupes y font défaut le plus souvent ; on manque ainsi d'éléments positifs pour étudier leur morphogenèse. Les réponses à plusieurs questions fondamentales, pour la compréhension de leur géomorphologie, nous ont été fournies par les sondages sismiques.

Dans un premier stade, le sismographe fut utilisé pour dresser le profil du bed-rock au long des glacis, ce qui a permis de montrer de manière péremptoire qu'on avait affaire à des formes d'érosion.

Dans un deuxième stade, la solution aux difficultés d'interprétation des courbes obtenues nous ont permis de distinguer le plus souvent couches de solifluxion, zone fauchée et roche altérée.

Nous avons ensuite utilisé le sismographe comme appareil de prospection des dépôts sur les glacis.

La superposition de couches présentant des vitesses de transmission des ondes très voisines crée sur certains glacis des difficultés sérieuses ; pour résoudre le problème posé par leur différenciation, nous avons plusieurs fois dû interpréter les irrégularités qui apparaissent sur certains profils partiels. Les anomalies sont le plus souvent imputables soit à une variation lithologique qui intervient le long du profil, soit à la présence à l'aplomb du parcours du sondage, d'un bloc de quartzite de grande dimension, isolé dans les dépôts de pente.

Comme d'une part, la présence de blocs volumineux n'a rien d'exceptionnel dans la région et que, d'autre part, le bed-rock essentiellement

phylladeux, peut localement comporter des concentrations plus quartzitiques, les irrégularités enregistrées sont assez fréquentes (5).

A Rahier, au lieu-dit « Sur le Fâ », nous avons éprouvé maintes difficultés pour distinguer entre couches de solifluxion et zone fauchée. Nous avons partiellement résolu le problème en utilisant les anomalies observées dans les sondages longitudinaux. Au niveau d'une irrégularité, un ou deux profils transversaux permettent de déterminer s'il existe ou non une continuité latérale de ce qui l'a engendrée, et rend possible le choix entre les origines évoquées auparavant.

Lorsqu'il n'y a pas de continuité latérale, il s'agit le plus souvent d'un bloc quartzitique isolé. Par contre, si on observe de part et d'autre du profil une certaine extension des terrains ayant donné naissance à l'anomalie, celle-ci est due à une passée plus quartzitique dans le sous-sol.

Dans le premier cas, nous sommes toujours dans les dépôts de solifluxion à la profondeur à laquelle apparaît l'irrégularité. Dans l'autre cas, nous pouvons déterminer à quel niveau se trouve la base des dépôts. Voici un exemple : à partir des profils transversaux, nous avons pu calculer que la roche en place se trouvait à 4,20 mètres contre 5,50 mètres sur le profil longitudinal. La localisation en profondeur de la tête des bancs du niveau résistant constitue la limite entre les couches de solifluxion et la zone fauchée le long du profil longitudinal. La différence de 1,30 mètres indique la puissance minimale des terrains fauchés à ce niveau du glacier.

A deux reprises, alors que les sondages s'effectuaient dans les meilleures conditions, nos profils n'ont pas atteint la roche saine malgré des parcours atteignant 45 à 50 mètres. En ces endroits, il semble donc qu'il n'existe pas de couche permettant des vitesses de translation supérieures à 1100 m/s jusqu'à 15 et 17 mètres de profondeur. En réalité, il existe trois possibilités d'interprétation de ces sondages :

- 1) les dépôts de congélifluxion ont plus de 15 mètres d'épaisseur ;
- 2) la limite entre les dépôts de congélifluxion et la zone fauchée du bed-rock n'apparaît pas, parce que leurs propriétés géosismiques sont identiques et leur épaisseur cumulée atteint 15 mètres au moins ;

---

(5) Les profils réalisés avec le sismographe suivent la ligne de plus grande pente, c'est le sens longitudinal. Cette orientation est le plus souvent perpendiculaire à la direction des bancs, et l'était effectivement aux endroits où furent levés les profils dont il est fait mention ici. Cette disposition oblige les ondes à traverser les couches orthogonalement et supprime ainsi toutes possibilités d'erreurs qui résulteraient de la transmission des ondes par des zones plus compactes de bed-rock, parallèles au parcours du sondage.

- 3) la vitesse de transmission des ondes dans une couche intermédiaire est inférieure à celles des couches qui l'entourent et la vitesse caractérisant la zone inférieure est très voisine de celle de la couche supérieure.

L'importance du problème justifiait amplement le creusement de fouilles atteignant la roche en place au site même de ces observations. Une telle fouille de vérification a montré que la troisième hypothèse était la bonne. En effet, sous 2,40 mètres de dépôts de congélifluxion très compacts ( $v = 1050$  à  $1080$  m/s), on a trouvé le sommet de la zone fauchée ( $v = 950$  m/s).

La fouille entreprise montre donc superposées, deux couches dont la supérieure présente la vitesse de transmission la plus élevée. Les vitesses étant du même ordre de grandeur, il est possible de déceler la réfraction des ondes dans une couche sous-jacente qui présente une vitesse de transmission plus élevée que les deux autres.

Connaissant l'épaisseur de la couche de solifluxion et les vitesses de transmission des deux couches supérieures, en nous servant de formules approchées (6), nous avons calculé la vitesse de transmission minimale à partir de laquelle le bed-rock apparut sur le sondage, compte tenu que nous n'avons jamais observé de zone fauchée qui avait plus de 1,50 mètres d'épaisseur dans la région.

Le calcul indique que toute couche sous-jacente qui eut permis une vitesse de transmission supérieure à 1450 m/s serait apparue lors du sondage, or nous n'avons rien observé. L'erreur possible sur le calcul de cette vitesse est de 15 % ; ainsi on peut estimer qu'en aucun cas, la vitesse ne dépasse 1660 m/s dans le bed-rock qui se trouve sous la zone fauchée atteinte par la fouille.

Cette vitesse de transmission caractérise une roche en place exclusivement phylladeuse, ce qui est vérifié par la nature de la zone fauchée. De plus la roche doit être fortement altérée sur plusieurs mètres

(6)

$$D_2 = D_1 \left( \frac{A-1}{A} \right) + \frac{V_1}{2A} \left( \frac{V_3 - V_1}{V_3 + V_1} \right) \text{ où } A = \frac{V_1}{V_2} \sqrt{\frac{V_3^2 - V_2^2}{V_3^2 - V_1^2}}$$

$D_2$  = épaisseur des couches de solifluxion + zone fauchée.

$D_1$  = épaisseur des couches de solifluxion.

$V_1$  = vitesse de transmission spécifique aux couches de solifluxion.

$V_2$  = vitesse de transmission spécifique à la zone fauchée.

$V_3$  = vitesse de transmission spécifique au bed-rock sous-jacent.

d'épaisseur, sinon on aurait observé des vitesses de transmission supérieures à 1700 m/s.

#### CONCLUSIONS

Si le sismographe n'a pas toujours apporté la solution définitive des problèmes envisagés, il a souvent été un auxiliaire précieux. Il a permis de pallier la carence des coupes dans les zones étudiées. Utilisé avec prudence, son appoint dans l'étude des problèmes géomorphologiques est évident par la meilleure connaissance des couches du sous-sol qu'il nous apporte. Comme nous l'avons vu, le sismographe nous a permis de progresser dans nos études des régions où affleure le Poudingue de Malmédy et dans la connaissance des dépôts de couverture des glacis.

(Laboratoire de Géologie et de Géographie Physique,  
Université de Liège).

#### BIBLIOGRAPHIE

1. ALEXANDRE J., 1957. — Le modelé quaternaire de l'Ardenne Centrale. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, tome 81, pp. 213-331.
2. BECKERS L.J., 1966. — Glacis et pentes rectilignes. Etude géomorphologique d'un type de versant. (Mémoire inédit Lic. Sc. géogr. Université de Liège, 170 p.).
3. BECKERS L.J., 1968. — *Documents de travail*. Vol. VIII. Centre national de Recherches Géomorphologiques, pp. 1-21 et pp. 44-58.
4. BECKERS L.J. et OZER A., 1970. — Résultats de sondages sismiques réalisés lors d'études géomorphologiques sur le massif de Stavelot. (*Annales de la Société Géologique de Belgique*, tome 93, pp. 127-133).
5. DOBRIN M.B., 1960. — Introduction to geophysical Prospecting. International Student Edition, McGraw-Hill, 441 p.
6. GRIMBERIEUX J., 1955. — Origine et symétrie des vallées sèches de la Hesbaye. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, tome 78, pp. 267-286.
7. OZER A., 1967. — Contribution à l'étude géomorphologique des régions où affleure le poudingue de Malmédy. (Mémoire inédit Lic. Sc. géogr. Université de Liège, 189 p.).
8. OZER A. et MACAR P., 1968. — Le poudingue de Malmédy occupe-t-il un graben ? *Annales de la Société Géologique de Belgique*, tome 81, pp. 559-568.

