

Géophysique appliquée au génie civil

par **Richard LAGABRIELLE**

Ingénieur Civil des Mines

Docteur ès Sciences

Directeur technique

Laboratoire Central des Ponts et chaussées

1. Présentation	C224v2 – 2
1.1 Les méthodes de reconnaissance	— 2
1.2 Place de la géophysique dans les méthodes de reconnaissance.....	— 2
2. Généralités sur la géophysique.....	— 3
2.1 Définition de la géophysique	— 3
2.2 Paramètres physiques utilisés en géophysique.....	— 3
2.3 Méthodes géophysiques.....	— 4
2.4 Déroulement d'une campagne de géophysique.....	— 4
3. Gravimétrie	— 4
3.1 Principe de base.....	— 4
3.2 Microgravimétrie	— 5
4. Sismique	— 7
4.1 Principe de base des méthodes sismiques	— 7
4.2 Sismique réfraction	— 9
4.3 Sismique réflexion.....	— 10
4.4 Sismique en ondes de surface	— 11
5. Méthodes électriques en courant continu.....	— 13
5.1 Principe de base.....	— 13
5.2 Sondage électrique.....	— 13
5.3 Traîné et carte de résistivité, panneaux électriques	— 15
6. Magnétisme (pour mémoire).....	— 17
7. Méthodes électromagnétiques.....	— 17
7.1 Principe de base.....	— 17
7.2 Radio-magnétotellurique	— 19
7.3 Dipôle-dipôle électromagnétique.....	— 21
7.4 Radar géologique	— 21
8. Radioactivité (pour mémoire).....	— 22
Références bibliographiques	— 23

La géophysique applique les moyens de la physique à l'étude de la structure des terrains. Elle se pratique à partir de la surface du sol (géophysique de surface), dans un forage au moyen d'une sonde portant les instruments de mesure (diagraphies) ou entre forages, forage et surface, forage et galerie (géophysique de forage). C'est l'une des approches utilisées pour la reconnaissance géotechnique du site avant la construction d'un ouvrage (bâtiment, infrastructure urbaine ou infrastructure de transport, barrage...). La reconnaissance géotechnique d'un site consiste à déterminer la nature et la répartition des

matériaux dont il est composé et à déterminer leurs propriétés. Ces éléments servent à préciser l'emplacement ou le tracé de l'ouvrage à construire, à concevoir ses fondations et à décider des procédés de construction. Une grande partie des reconnaissances s'applique à l'hydrogéologie et en particulier aux relations de l'ouvrage avec l'eau.

La reconnaissance se traduit par l'élaboration d'un modèle géologique.

Un **modèle géologique** est un ensemble de représentations d'un site sous ses différents aspects (nature, répartition, propriétés des matériaux qui le constituent). Ces représentations prennent matériellement la forme de cartes, de coupes, de blocs diagrammes, de coupes de sondages, de textes ou même de maquettes.

Au départ, la reconnaissance est toujours fondée sur un premier modèle géologique, qui peut être très sommaire, imprécis ou peu fiable. Le but de la reconnaissance est de l'améliorer, de le rendre fiable, précis, le plus complet possible afin de permettre une conception de l'ouvrage qui repose sur les données dont on a besoin et qui soient les plus sûres possible.

1. Présentation

Une qualité indispensable du modèle géologique est sa cohérence. Toutes les méthodes employées pour la reconnaissance consistent à faire des observations et des mesures et à les interpréter. Observations et mesures ne peuvent se faire qu'à partir de la surface du sol ou d'excavations (forages, galeries, tranchées, puits...) : leur interprétation doit conduire à la description du sous-sol partout dans son volume. C'est là que l'exigence de cohérence intervient : les interprétations doivent être compatibles. Plus les méthodes utilisées sont variées, plus les contraintes sur l'interprétation sont fortes et plus la vérification du critère de cohérence rend fiable le modèle géologique élaboré.

1.1 Les méthodes de reconnaissance

Elles peuvent être classées selon un ordre chronologique de leur usage et selon le niveau de détail souhaité. Naturellement, le processus de reconnaissance n'est pas linéaire ; à mesure que celle-ci est réalisée et que de nouvelles observations et de nouvelles mesures apportent des données supplémentaires, les données accumulées depuis le début sont réexaminées afin de s'assurer de la cohérence de l'ensemble.

L'**élaboration du modèle géologique** préalable commence par la recherche et l'exploitation des données disponibles, cela grâce à des enquêtes, collectes d'archives orales ou écrites, étude de documents géologiques (cartes géologiques, articles, thèses, rapports, etc.), banques de données publiques et privées, études de photos aériennes et satellitaires. Les résultats précédents sont validés et enrichis par des observations, des relevés et la cartographie détaillée sur le terrain, qui doivent être faits par un spécialiste mais restent d'un coût faible. Des échantillons peuvent être prélevés à la surface du sol dès ce stade de la reconnaissance ; ils servent à identifier précisément les matériaux rencontrés.

Le modèle géologique est maintenant de plus en plus élaboré. Les **techniques géophysiques de surface** sont choisies en fonction du type de terrain rencontré, du type de contraste attendu, des profondeurs d'investigation, du niveau de détail visé ainsi que du type particulier de problème technique à résoudre (par exemple évaluation des difficultés de terrassement, détection d'éventuelles cavités souterraines, etc.).

L'**interprétation des mesures géophysiques** aboutit à un zonage du terrain reconnu, à une première répartition des différents matériaux et à une évaluation de leurs propriétés. Le zonage sert à implanter des **sondages mécaniques** de manière optimale. Il s'agit de forages, destructifs ou carottés, avec éventuellement enregistrement de paramètres. Dans cette catégorie entrent aussi les tranchées de reconnaissance, les puits ou les galeries.

Les observations réalisées grâce aux sondages mécaniques servent à identifier précisément la nature des matériaux rencontrés et à définir la position des interfaces. Elles sont aussi mises à profit pour affiner les interprétations de la géophysique qui, en retour, permet de juger de la représentativité des informations issues des sondages.

Pour les essais de laboratoire, des échantillons (aussi peu remaniés que possible) sont prélevés à partir de sondages mécaniques. Les forages peuvent être valorisés par des diagraphies différées [C 225]. Ils peuvent également servir de base à des dispositifs de géophysique de forage et à pratiquer des essais géotechniques en place. Dans ce dernier cas, le forage est réalisé spécialement pour l'essai ou il peut être constitutif de l'essai (essai pressiométrique, essai pénétrométrique...).

1.2 Place de la géophysique dans les méthodes de reconnaissance

Dans le processus de reconnaissance, la géophysique intervient donc à plusieurs stades. Elle sert à améliorer le premier modèle géologique en donnant une vision d'abord approximative de la structure du sous-sol en volume (en complétant en profondeur les observations de surface), puis elle est utilisée pour optimiser l'implantation des sondages mécaniques qui, à leur tour, permettent de préciser les interprétations géophysiques.

À un stade plus avancé de la reconnaissance, la géophysique sert à valoriser les forages au moyen des diagraphies et des techniques géophysiques de forage.

Avec la géologie, la géophysique permet d'évaluer le caractère représentatif des informations ponctuelles tirées des sondages mécaniques et des essais géotechniques en place et elle contribue à la cohérence du modèle géologique. Elle aide à la résolution de problèmes spécifiques comme les problèmes de terrassement, la détection de cavités souterraines ou d'autres types d'hétérogénéités, la détermination des masses volumiques ou des teneurs en eau, l'identification des argiles, l'évaluation de la fracturation, etc.

2. Généralités sur la géophysique

2.1 Définition de la géophysique

La **géophysique appliquée** est la discipline qui consiste à étudier (observer, mesurer) un champ physique à la surface du sol ou dans des cavités creusées dans le sol. Ce champ physique, dont l'origine peut être naturelle ou provoquée, dépend d'un ou plusieurs paramètres caractéristiques des matériaux dont on cherche à déterminer la répartition dans le terrain.

Cette définition ne se comprend pas immédiatement si l'on n'a pas d'exemple de méthode en tête. Elle deviendra plus claire quand on aura lu les paragraphes suivants et, en particulier, le tableau synoptique 1.

2.2 Paramètres physiques utilisés en géophysique

■ Masse volumique

L'ordre de grandeur courant de la masse volumique des sols en place est de 2 000 kg/m³.

Le champ de pesanteur dépend de la répartition des masses donc de la répartition de la masse volumique des matériaux du terrain. Par exemple, l'existence d'une cavité souterraine correspond à un déficit de masse et provoque une anomalie négative de la pesanteur mesurée en surface. La **gravimétrie** est la méthode qui exploite ces phénomènes.

Une autre méthode géophysique est utilisée pour déterminer précisément la valeur de la masse volumique et sa répartition ; il s'agit de la méthode de **diagraphie différée** appelée gamma-gamma.

■ Caractéristiques élastiques (modules d'élasticité, vitesses des ondes mécaniques)

La vitesse de propagation des ondes mécaniques dans les matériaux dépend de leurs modules d'élasticité (modules d'Young et de Poisson, coefficients de Lamé) et de leur masse volumique. Les méthodes sismiques ont pour but de découvrir la répartition des vitesses des ondes mécaniques.

Les valeurs les plus basses (500 m/s) correspondent aux matériaux très altérés de surface, les valeurs les plus fortes (6 000 m/s) à du rocher très sain et non fracturé. Pour mémoire, la vitesse du son dans l'air est d'environ 340 m/s, dans l'eau elle vaut 1 425 m/s.

Les principales méthodes sismiques sont la **sismique réfraction** et la **sismique réflexion**, la **sismique par ondes de surface**, la **tomographie sismique**, le **cross-hole** ainsi que les **diagraphies sonique et microsismique**.

■ Caractéristiques électriques

Les matériaux du sous-sol sont conducteurs de l'électricité.

La **conductivité**, notée σ , est la grandeur qui caractérise cette propriété. Elle se mesure en siemens par mètre (S/m).

La **résistivité**, notée ρ , est l'inverse de la conductivité, elle se mesure en ohms-mètres ($\Omega \cdot m$). Plus ρ est faible, plus le matériau est conducteur.

La résistivité peut prendre des valeurs qui couvrent plusieurs ordres de grandeur, de quelques ohms-mètres pour des terrains très argileux et très humides à plusieurs dizaines de milliers d'ohms-mètres pour des matériaux rocheux très sains, en passant par toutes les valeurs intermédiaires.

Il y a donc entre les matériaux des contrastes de résistivité très forts. Cela confère aux méthodes fondées sur la recherche de la répartition de la résistivité un grand pouvoir de discrimination entre les matériaux. Ces méthodes sont la **prospection électrique** par courant injecté (dont les diagraphies de résistivité, cf. [C 225]) et les méthodes **électromagnétiques en basses fréquences**.

■ Caractéristiques magnétiques et électromagnétiques

Les propriétés magnétiques des matériaux sont quantifiées par la **perméabilité** magnétique relative μ_r et la **susceptibilité** magnétique χ :

$$\mu_r = 1 + \chi$$

Elles sont peu utilisées en génie civil. Une méthode magnétique est parfois utilisée pour rechercher des objets contenant du fer sur un site qui peut avoir servi de décharge (en revanche, le magnétisme est très utilisé en archéologie pour découvrir des restes de poteries ou d'autres hétérogénéités comme les vestiges du phare de Pharos). Nous ne parlerons pas dans cet article des méthodes magnétiques.

Tableau 1 – Méthodes utilisées en géophysique

Méthode	Grandeur mesurée	Paramètre	Origine du champ physique
Gravimétrie	Champ de pesanteur	Masse volumique	Naturelle
Sismique	Temps de trajet	Vitesse d'ondes mécaniques	Provoquée
Électrique par courant injecté	Potentiel électrique	Résistivité	Provoquée
Magnétique	Champ magnétique	Susceptibilité magnétique	Naturelle
Électromagnétique	Champ électromagnétique	Résistivité et permittivité	Provoquée
Radioactivité	Nombre d'événements	Radioactivité des roches	Naturelle ou provoquée

Les caractéristiques électromagnétiques autres que μ_r et χ sont encore la **conductivité** σ , déjà citée, et la permittivité relative ϵ_r . Celle-ci a une influence sur la vitesse de propagation des ondes électromagnétiques qui vaut :

$$v = c / \sqrt{\epsilon_r}$$

avec c vitesse de la lumière dans le vide ($3 \cdot 10^8$ m/s).

ϵ_r vaut 1 pour l'air, environ 4 pour un matériau sec, jusqu'à environ 20 pour un matériau très humide et 80 pour l'eau.

La vitesse de l'onde électromagnétique varie donc dans un rapport de 1 à 9 et peut être utilisée pour distinguer les matériaux du sous-sol.

Les méthodes géophysiques fondées sur la détermination de la répartition des caractéristiques électromagnétiques (σ et ϵ_r) sont le **radar géologique** et la **tomographie électromagnétique** en ondes monochromatiques.

■ Radioactivité des roches

Les roches contiennent en quantités variables des éléments naturels radioactifs, le potassium 40, le radium et l'uranium.

Elles sont donc naturellement plus ou moins radioactives. Cette propriété est mise à profit en géophysique pour les distinguer. Ainsi, parmi les matériaux sédimentaires, les argiles sont les matériaux les plus radioactifs, les calcaires purs ne le sont pas et les marnes et marnocalcaires le sont plus ou moins suivant leurs teneurs en minéraux argileux. Parmi les matériaux cristallins, les granites sont les plus radioactifs.

Les **diagraphies** de radioactivité naturelle (RAN ou γ -ray) utilisent ces propriétés pour déterminer les matériaux traversés par un forage.

La radioactivité peut aussi être provoquée par un bombardement neutronique des matériaux. L'étude de ces phénomènes (de durée de vie de quelques dizaines de minutes au maximum) a conduit à la mise au point de méthodes d'analyse chimique élémentaire en forage (diagraphie neutron $-\gamma$).

Enfin, les propriétés d'absorption des rayonnements par les matériaux sont exploitées. L'absorption des rayons γ permet la mesure en place, très précise, de leur masse volumique (diagraphie $\gamma - \gamma$). L'absorption des neutrons permet la mesure de leur teneur en eau (diagraphie neutron - neutron).

2.3 Méthodes géophysiques

Le fondement d'une méthode géophysique est l'influence de la valeur et de la répartition dans le sol d'une caractéristique physique particulière sur un champ physique. Ainsi chaque type de caractéristique cité paragraphe 2.2 est associé à une méthode géophysique.

Il faut souligner au passage que les caractéristiques qui viennent d'être évoquées ne sont pas toutes directement utiles à la conception des ouvrages. Elles servent simplement d'intermédiaires pour reconnaître la structure du sous-sol. C'est pour cela que la géophysique est souvent qualifiée de méthode indirecte de reconnaissance. Lorsque, par exemple, l'extension d'une couche géologique est déterminée grâce à la résistivité du matériau qui la constitue, l'hypothèse qui justifie ce type de méthode est que, si la résistivité est constante, les propriétés géotechniques du matériau sont aussi constantes puisqu'il s'agit partout du même matériau. Il suffit donc d'évaluer les propriétés géotechniques en un point pour les connaître partout dans le matériau. Ces méthodes seront décrites dans les paragraphes 3 à 8.

Le tableau 1 indique les six grandes méthodes utilisées en géophysique. Sur chaque ligne, on reconnaît les éléments de la définition 2.1. En particulier, on a indiqué dans la dernière colonne quelle était l'origine du champ physique observé, naturelle ou provoquée. Certaines méthodes font en effet appel à un phénomène physique dont la source est parfaitement naturelle (gravimétrie, magnétisme, radioactivité naturelle), d'autres au contraire nécessitent l'emploi de sources artificielles (sismique, électrique, électromagnétisme, radioactivité provoquée).

Chacune des méthodes, définies par le domaine de la physique auquel elles se rattachent, est divisée en **techniques géophysiques** suivant le type de mise en œuvre et les objectifs visés. On distingue les techniques géophysiques de surface, les techniques de forage et les diagraphies.

Les **techniques géophysiques de surface** sont mises en œuvre uniquement à partir de la surface du sol.

Les **diagraphies** sont des techniques géophysiques mises en œuvre à l'intérieur d'un forage et dont le rayon d'investigation n'est jamais beaucoup plus grand que le rayon du forage. Elles servent à mesurer en place un paramètre physique avec la meilleure définition verticale possible, mais elles ne permettent pas d'augmenter le rayon d'investigation du forage ni de porter un jugement sur le caractère représentatif des informations obtenues à partir du forage.

Les **techniques géophysiques de forage** tirent parti de l'existence d'un ou plusieurs forages pour se rapprocher de leur cible ; elles servent à augmenter le rayon d'investigation des forages, à obtenir des informations sur le sous-sol à des profondeurs plus grandes qu'avec les méthodes de surface et avec une meilleure résolution.

Les trois types de techniques sont naturellement complémentaires.

2.4 Déroulement d'une campagne de géophysique

Une campagne de géophysique comporte toujours cinq **phases** :

- la conception ;
- la mesure sur le terrain ;
- le traitement des mesures ;
- l'interprétation géophysique des mesures ;
- l'interprétation en termes du problème de reconnaissance à résoudre.

Dans la suite de cet article, les travaux à réaliser au cours de chaque phase seront décrits pour chaque technique géophysique. Cette description est fortement inspirée par le document intitulé « *Géophysique appliquée. Code de bonne pratique* » [1]. Ce document, élaboré et édité par des professionnels français de la géophysique appliquée, décrit pour chaque technique géophysique en quoi doit consister une prestation minimale pour que l'on puisse la considérer comme une prestation de qualité. Le document est régulièrement révisé par l'Association professionnelle AGAP-QUALITÉ. Dans cet article, nous développons et justifions ces recommandations.

3. Gravimétrie

3.1 Principe de base

La gravimétrie est l'étude des variations du champ de pesanteur à la surface du sol. La figure 1 montre la variation de la composante

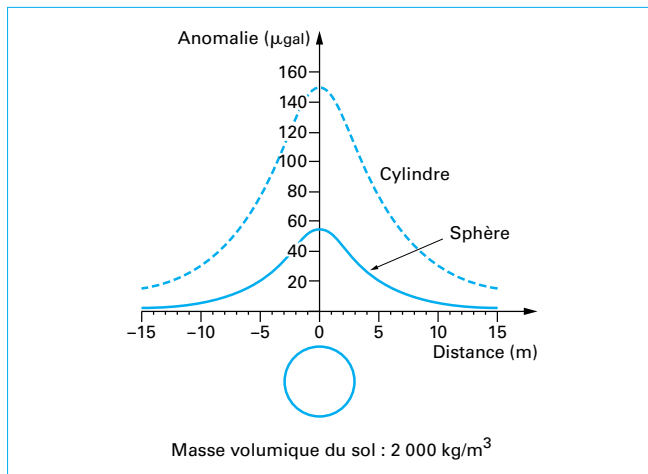


Figure 1 – Anomalie gravimétrique due à une cavité de 6 m de diamètre, centrée à 5 m de profondeur

verticale de l'anomalie du champ de pesanteur due à la présence dans le sous-sol d'une cavité de 6 m de diamètre dont le toit est à 2 m de profondeur dans un terrain homogène de masse volumique $2\,000\text{ kg/m}^3$. Deux courbes sont représentées l'une pour une cavité de forme sphérique (en trait plein), l'autre pour une cavité cylindrique d'axe perpendiculaire au plan de la figure (en tireté). L'anomalie est naturellement négative ; en valeur absolue, elle vaut au maximum $1,5 \cdot 10^{-6}\text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$, soit un peu plus d'un dix millionième de la valeur du champ de pesanteur total ($10\text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$).

En pratique, on n'utilise pas comme unité de mesure le $\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ mais un sous-multiple de l'ancienne unité du système CGS, le gal ou $\text{cm} \cdot \text{s}^{-2}$. En gravimétrie appliquée à la reconnaissance en génie civil, l'unité est le microgal ($1\text{ }\mu\text{gal} = 10^{-8}\text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$).

Le champ de pesanteur se mesure au moyen d'un **gravimètre**. Le principe est de mesurer la force qui s'exerce sur une masse unitaire suspendue à un ressort (peson à ressort). Naturellement, un gravimètre comporte des raffinements qui lui confèrent une très grande sensibilité et qui rendent la mesure aussi peu dépendante que possible de la pression atmosphérique ou de la température. Les gravimètres utilisés pour la reconnaissance ne servent pas à mesurer la gravité absolue mais ses variations dans l'espace et dans le temps, leur précision est de quelques microgals.

La force qui s'exerce sur la masse du gravimètre dépend du temps (phénomène de la marée terrestre due à l'influence sur la valeur de la gravité de la position de la lune et du soleil). Elle dépend aussi de la latitude et de l'altitude du point de mesure ainsi que du relief.

On compare la valeur de la gravité en différents points d'un réseau maillé à celle d'un point de référence appelé *base*. Les mesures sont toutes ramenées à la même altitude, corrigées des variations temporelles, de l'effet de la latitude et du relief. On calcule ainsi « l'anomalie de Bouguer » :

$$A = g - (g_0 - Cz - T) \quad (1)$$

avec	g	la gravité au point courant,
	g_0	gravité à la base,
	C	constante,
	z	différence d'altitude entre le point courant et la base,
	T	la correction due au relief.

La constante C vaut :

$$C = 3 \cdot 10^{-6} - 2\pi G d \text{ (en unités SI)}$$

où d est la masse volumique des terrains de surface qu'il convient d'estimer au mieux, G étant la constante universelle de gravitation ($G = 6,67 \times 10^{-11}\text{ N} \cdot \text{m}^2/\text{kg}^2$). Le terme indépendant de la densité correspond à la correction dite « à l'air libre » (la gravité diminue lorsque l'altitude augmente, parce que l'on s'éloigne des masses qui en sont la source), le terme dépendant de la densité compense partiellement ce phénomène, il s'agit de la correction dite de « plateau », qui tient compte de la présence d'une lame de matière entre l'altitude de référence et celle du point courant.

La correction T de relief corrige le fait que cette dernière lame de matière présente en réalité une épaisseur variable, un relief. Son calcul est analytique et il existe des logiciels permettant de l'effectuer à partir d'un modèle numérique de terrain.

Dans la formule (1), les variations temporelles de g dues à la marée ou à la dérive de l'appareil sont déjà prises en compte et évaluées expérimentalement grâce à des mesures périodiques à la base avec une période inférieure à 1 h.

La formule (1) de l'**anomalie de Bouguer**, avec la signification des termes que l'on vient de donner, n'est pas la formule rigoureuse de la gravimétrie en général mais celle qui est utilisée pour la reconnaissance en génie civil. Dans sa **définition rigoureuse**, g_0 est une valeur théorique sur un ellipsoïde de référence dont l'altitude est zéro par définition. z est alors l'altitude du point de mesure par rapport à l'ellipsoïde de référence. En **génie civil**, il vaut mieux prendre l'altitude de référence à la base pour que les corrections soient faibles.

La carte de l'anomalie de Bouguer est le document qui résulte d'une campagne de mesures (figure 2). Remarquons au passage que les mesures ne se résument pas à celle de la gravité mais qu'il faut aussi connaître l'heure de passage aux différentes stations (avec une précision de l'ordre de la minute) et les altitudes relatives (avec une précision de l'ordre du centimètre).

L'anomalie de Bouguer (figure 2 a) présente des variations de grandes longueurs d'onde dues à des phénomènes géologiques régionaux et profonds et des variations à petites longueurs d'ondes dues à des phénomènes locaux et peu profonds. Le premier type de variation est l'anomalie régionale (figure 2 b) et n'intéresse pas en principe la reconnaissance en génie civil. L'**anomalie résiduelle** (figure 2 c) est la différence entre l'anomalie de Bouguer et l'anomalie régionale. C'est elle qu'il faut interpréter.

3.2 Microgravimétrie

C'est la seule technique de gravimétrie utilisée en génie civil. D'autres techniques existent pour d'autres domaines d'application de la géophysique.

3.2.1 Domaine d'application

En génie civil, la microgravimétrie sert à rechercher des cavités souterraines qu'elles soient d'origine naturelle (cavités karstiques principalement) ou artificielles (anciennes carrières souterraines, anciennes exploitations minières, caves, citernes, galeries de drainage ou d'alimentation en eau...). Les cavités sont soit remplies d'air, soit plus ou moins remblayées ou noyées. Dans ces deux derniers cas, elles sont plus difficiles à détecter que s'il s'agit de vides francs.

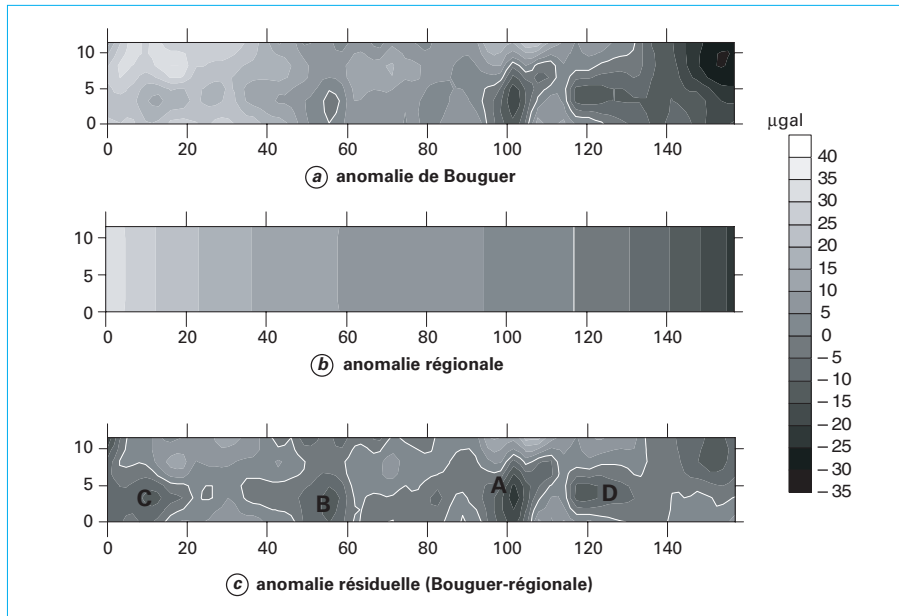


Figure 2 – Carte de l'anomalie de Bouguer. Recherche de cavités

Les **limites de la méthode** sont faciles à déterminer : une anomalie peut être considérée comme significative si elle dépasse en valeur absolue $20 \mu\text{gal}$ ($2 \cdot 10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$). La figure 3 montre les limites théoriques de la microgravimétrie quand les cavités à détecter sont des vides francs localisés (qu'on peut assimiler à des sphères) ou allongés (cylindres). Ces limites dépendent de la masse volumique du terrain encaissant. Si la cavité est noyée ou remblayée avec un matériau peu dense, il faut remplacer la masse volumique de l'encaissant par la différence entre cette masse volumique et celle du matériau contenu dans la cavité. Les courbes analogues à celles de la figure 3, sont alors obtenues en appliquant les formules suivantes :

— pour une sphère :

$$z = \sqrt{\frac{28 d R^3}{g}} - R \quad (2)$$

— pour un cylindre :

$$z = \frac{42 d R^2}{g} - R \quad (3)$$

avec z profondeur du toit de la cavité (en m),
 d différence entre la densité de l'encaissant et celle du matériau éventuellement contenu dans la cavité (sans dimension),
 R rayon de la cavité (en m),
 g anomalie maximale que l'on considère comme significative (en μgal).

L'apparente inhomogénéité de ces formules – par ailleurs correctes – provient du fait qu'elles sont exprimées en unités pratiques qui ne sont pas homogènes ; une cavité correspond à un déficit de masse, l'anomalie est donc négative et, dans les formules ci-dessus, g est la valeur absolue de cette anomalie.

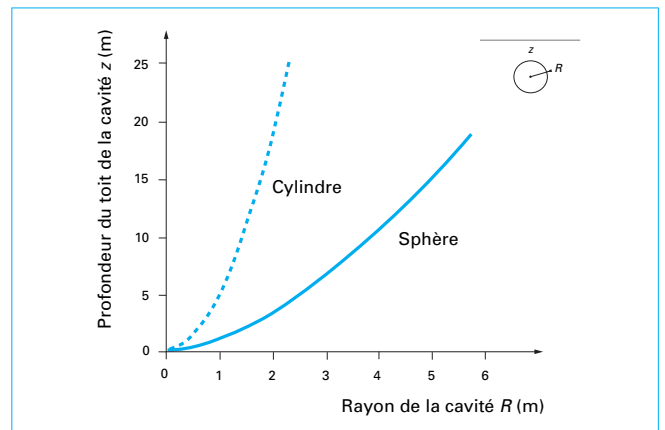


Figure 3 – Limite de détectabilité d'une cavité de rayon R dont le toit est à une profondeur z dans un sol de masse volumique $2\,000 \text{ kg/m}^3$

3.2.2 Conditions d'application

Il faut qu'il existe un contraste de densités entre les cibles à détecter et le matériau encaissant et, naturellement, que la géométrie des cibles (dimensions, profondeur) soit telle que l'anomalie prévisible soit supérieure à $20 \mu\text{gal}$ si les conditions de mesure sont bonnes (§ 3.2.3).

Dans certains cas, il convient d'augmenter cette limite de $20 \mu\text{gal}$; par exemple si le relief est très complexe et les corrections correspondantes ne sont pas assez précises ou, encore, si la zone de mesure est affectée par des microséismes ou de forts bruits industriels qui rendent aléatoire la précision des mesures. Si les mesures doivent être réalisées au voisinage d'un chantier en activité, il peut être nécessaire de travailler la nuit lorsque aucun engin ne provoque de vibrations. On doit alors prendre garde que le confort de l'opérateur est réduit au moment d'un travail de nuit et que la précision des mesures risque de ne pas être aussi bonne que le jour.

3.2.3 Type de résultat fourni

Le résultat d'une campagne de microgravimétrie est une carte de l'anomalie de Bouguer au sens où elle a été définie au paragraphe 3.1. Cette carte sert à établir l'anomalie régionale qui, retranchée de l'anomalie de Bouguer, donne l'**anomalie résiduelle**. L'interprétation consiste alors à identifier les anomalies négatives et à en déduire l'existence possible de cavités dont on peut calculer, moyennant des hypothèses sur les contrastes de densité, le volume et la profondeur maximale. Ces informations sont alors utilisées pour préconiser l'emplacement de sondages mécaniques destinés à découvrir effectivement les cavités. Certaines anomalies sont positives ; elles ne correspondent naturellement pas à des cavités souterraines. Il peut pourtant être utile de les contrôler par forage car, le but de la reconnaissance étant toujours d'affiner le modèle géologique du site, il convient d'expliquer les anomalies positives. L'information qu'on obtient grâce aux forages permet aussi d'évaluer le « **bruit géologique** », c'est-à-dire les fluctuations de la gravité dues aux variations de masse volumique des matériaux à faible profondeur dont l'influence sur l'anomalie résiduelle peut brouiller le signal dû aux cavités.

Sur la figure 2, la carte de l'anomalie résiduelle met bien en évidence une anomalie négative de forte amplitude et très focalisée (A) qui correspond à une cavité peu profonde. L'anomalie B est moins nette, plus étalée et d'amplitude réduite, elle correspond en réalité à une cavité plus profonde. Les anomalies C et D représentent l'effet du bruit géologique, elles sont de faible amplitude et relativement peu étalées.

Les forages de contrôle sont implantés sur le terrain à partir de la carte de l'anomalie résiduelle. Un forage est placé à l'extrémum d'une anomalie négative, mais ceci est insuffisant. En effet, l'extrémum peut être décalé par rapport à la cavité qui en est à l'origine, à cause du bruit géologique qui vient perturber la forme des anomalies. D'autre part, plusieurs petites cavités voisines produisent une anomalie qui peut paraître simple alors qu'elle est la combinaison (la somme) de plusieurs anomalies. Il n'y a alors aucune raison pour que l'extrémum soit exactement au-dessus d'un vide. C'est pourquoi, il est important de réaliser plusieurs forages de contrôle par anomalie négative identifiée et, dans le cas où aucun de ces forages n'aurait rencontré de vide, de les utiliser pour mettre en œuvre de la géophysique de forage afin d'en augmenter le volume d'investigation (cf. [C 225]).

3.2.4 Organisation et déroulement d'une campagne

■ La première phase d'une campagne de microgravimétrie est la **phase de conception**.

● Elle consiste, en premier lieu, à vérifier que le **choix de la méthode est bien approprié**. Il s'agit de répondre aux questions suivantes :

- quelle est la taille prévisible des cavités que l'on recherche ? ;
- quelle est leur profondeur présumée ? ;
- dans quelles formations géologiques se trouvent-elles, sont-elles noyées ou hors d'eau ?

Si l'on n'est pas capable de répondre au moins approximativement à ces questions, c'est que les études préalables des archives, du contexte géologique ou historique (pour des cavités d'origine artificielle) n'ont pas été suffisamment approfondies et il convient de les améliorer.

Ces éléments permettent d'apprécier les contrastes de masse volumique et de prévoir (par exemple grâce aux formules (2) et (3) ou au moyen de programmes de calcul plus sophistiqués) quelle est la valeur des anomalies que l'on peut attendre ainsi que leur forme (étendue de l'anomalie à mi-hauteur) :

- si l'amplitude de l'anomalie est inférieure à 20 μgal , on renonce à la microgravimétrie comme moyen de détecter les cavités ;

- si elle est supérieure, on choisit la distance entre les points de mesure (la maille) de manière à ce qu'elle soit inférieure au tiers de la distance entre les points où l'anomalie vaut la moitié de sa valeur maximale.

● Il faut de plus identifier les sources d'**anomalies parasites** ; ce sont par exemple des caves, des bâtiments, des surépaisseurs de terrain altéré, des lentilles de matériaux de nature différente de leur environnement... Tout cela contribue à un bruit qui risque de masquer les anomalies recherchées. Il faut en évaluer l'ordre de grandeur et vérifier que la limite des 20 μgal que l'on s'est fixée est bien réaliste. Il peut être nécessaire de l'augmenter.

Les vibrations (bruits de chantier, circulation automobile intense, vent fort, etc.) sont une autre origine possible d'imprécision des mesures. Il convient de travailler dans une ambiance aussi calme que possible, ce qui conduit à opérer de nuit.

● La préparation de la campagne comporte aussi le **positionnement** sur un plan **des points de mesure**. Cette phase est délicate car elle détermine le nombre de points de mesure dont le prix de la prestation dépend directement. Les points doivent être suffisamment rapprochés pour que les anomalies soient bien définies. D'autre part, on se rappelle que l'anomalie résiduelle (celle que l'on cherche) est la différence entre l'anomalie de Bouguer (qui est une mesure objective) et l'anomalie régionale à variations pouvant être de forte amplitude mais lentes. L'anomalie régionale ne peut donc être bien définie que si les profils de mesure sont suffisamment longs. Il faut donc trouver le meilleur compromis possible entre les impératifs économiques et l'exigence de précision des résultats.

■ La deuxième phase est celle des **mesures proprement dites** sur le terrain. Elle comporte d'abord une partie de topographie dans laquelle les points de mesure doivent être repérés en coordonnées horizontales (x et y) et en cote (z) avec pour les différences d'altitude entre celle de la base et celle de chaque point de mesure (station) une précision de l'ordre du centimètre.

Les mesures s'effectuent à partir de la base avec un cheminement de station en station et un retour à la base suivant une période approximative inférieure à 1 h. À chaque mesure, l'heure est notée. Elle servira à corriger les mesures de gravité des variations naturelles dues au mouvement de la lune et du soleil ainsi que de la dérive instrumentale.

Si le domaine à explorer est trop grand pour que le retour à la base ait lieu toutes les heures, on commence par établir un réseau de base.

Toutes les stations sont visitées au moins une fois, mais au moins 20 % d'entre elles doivent être reprises.

4. Sismique

4.1 Principe de base des méthodes sismiques

Les méthodes sismiques sont fondées sur l'étude de la propagation des ondes mécaniques dans le sol. La vitesse de propagation des ondes dépend des propriétés élastiques des matériaux.

■ Plusieurs **types d'ondes** se propagent simultanément ; on distingue les ondes de volume (qui existent toujours), des ondes de surface, qui n'existent et ne se propagent qu'au voisinage des interfaces séparant deux matériaux de propriétés élastiques différentes.

Les **ondes de volume** sont elles-mêmes de deux sortes :

● La première est constituée par les ondes **de compression**, ou encore ondes **longitudinales**, ou ondes **P**, car ce sont elles qui se propagent le plus vite et sont observées en premier sur un enregistrement des mouvements du sol ; le phénomène élastique correspondant est un phénomène de compression-dilatation du matériau dans la direction de propagation de l'onde.

● La seconde est celle des ondes de **cisaillement**, ou encore ondes **transversales**, ou ondes **S**, car elles se propagent plus lentement que les ondes P (mais plus vite que les ondes de surface) et que leur arrivée est le second événement observé sur un enregistrement des mouvements du sol ; le phénomène élastique correspondant est un phénomène de cisaillement du matériau (sans modification de la masse volumique) dans la direction perpendiculaire à celle de la propagation de l'onde.

À la surface du sol, le cisaillement ne peut pas se transmettre dans l'air, lors de la propagation d'une onde mécanique ; ce phénomène implique l'existence, au voisinage de la surface, d'un type d'onde particulier qui n'existe qu'à faible profondeur. En particulier, l'onde de Rayleigh résulte d'interférences constructives des ondes P et SV (cisaillement vertical). Elle se propage à une vitesse légèrement inférieure à celle de l'onde S. La profondeur de terrain affectée par l'onde de Rayleigh dépend de la longueur d'onde (il n'y a pratiquement plus d'énergie à une profondeur égale à la moitié de la longueur d'onde). Si la vitesse de cisaillement dans le terrain varie avec la profondeur alors la vitesse de l'onde de Rayleigh varie avec la longueur d'onde (ou avec la fréquence). Ce phénomène, appelé « dispersion » est celui qui est mis à profit pour la reconnaissance du sol.

Bien que tous les types d'ondes puissent être utilisés, les principales méthodes sont fondées sur l'observation de la propagation des ondes P. Leur arrivée, la première, est en effet la plus facile à mettre en évidence sur un enregistrement.

L'exploitation des ondes de surface (principalement l'onde de Rayleigh) est en plein développement et est, de plus en plus, souvent mise en œuvre de manière opérationnelle. La figure 4 est l'enregistrement simplifié d'un signal sismique mettant en évidence l'arrivée successive des trois types d'ondes : P, S et Rayleigh.

En prospection sismique, une onde élastique est générée artificiellement grâce à un impact mécanique bref et violent à la surface du sol (coup de marteau, chute de poids, explosion d'une faible charge d'un produit détonnant...). La déformation ainsi provoquée se propage de proche en proche dans le matériau en formant des surfaces concentriques de rayon croissant. Ces surfaces sont les **surfaces d'ondes** ; elles se propagent à une vitesse, la **vitesse des ondes P**, qui dépend des propriétés du matériau :

$$v_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (4)$$

avec λ et μ coefficients de Lamé,
 ρ masse volumique du matériau.

On appelle **rayon (ou rais) sismiques** les lignes perpendiculaires aux surfaces d'ondes (figure 5). Lorsqu'un rayon sismique atteint une interface entre deux milieux (1 et 2) caractérisés par des vitesses d'ondes v_1 et v_2 , une partie de l'énergie élastique est transmise dans le deuxième milieu (milieu 2) et une autre partie est réfléchi dans le premier (milieu 1).

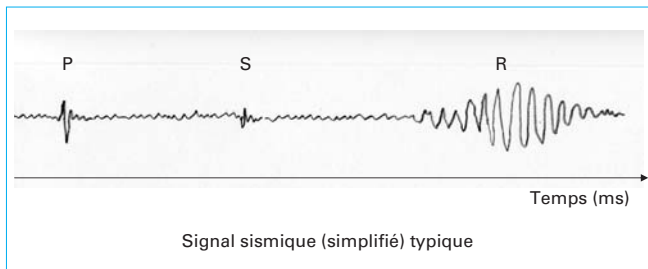


Figure 4 – Signal sismique (simplifié) typique

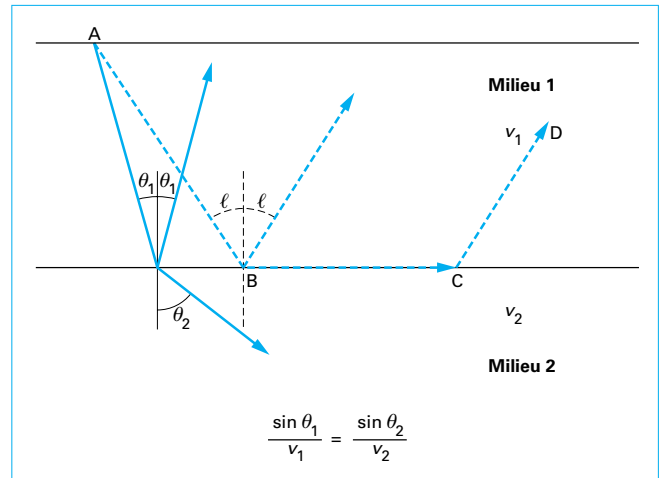


Figure 5 – Rayons sismiques modèle 2 terrains

Si on ne considère que l'onde P, le rayon sismique (rayon incident) se dissocie en deux rayons : un rayon réfléchi et un rayon réfracté. Avec le rayon incident, ces trois demi-droites obéissent aux **lois de Snell-Descartes** :

- elles sont coplanaires ;
- la normale à l'interface est la bissectrice du rayon incident et du rayon réfléchi ;
- si θ_1 est l'angle que forme le rayon incident avec la normale à l'interface et θ_2 celui que forme le rayon réfracté avec la normale, alors :

$$\frac{\sin \theta_1}{v_1} = \frac{\sin \theta_2}{v_2} \quad (5)$$

L'angle limite ℓ pour lequel l'onde se réfléchit entièrement est tel que :

$$\sin \ell = \frac{v_1}{v_2}$$

■ La méthode sismique qui consiste à placer les récepteurs à la surface du sol au voisinage de la source et à observer les arrivées réfléchies s'appelle la **sismique réflexion** (§ 4.3). C'est la méthode géophysique la plus utilisée en prospection pétrolière où l'on recherche des gisements profonds parfois de plusieurs kilomètres et de grande extension. Elle est peu utilisée en génie civil, sauf lorsque l'on veut reconnaître les terrains sur de grandes épaisseurs comme pour l'étude des grands tunnels alpins. Cependant, les développements des nouvelles sources sismiques et de matériel d'enregistrement comptant un grand nombre de voies (typiquement 48) rendent la sismique réflexion de plus en plus performante en génie civil.

■ Si, au contraire, la distance entre la source et les récepteurs est grande devant l'épaisseur des couches, on observe surtout les phénomènes de réfraction. Il s'agit de la **sismique réfraction** (cf. § 4.2).

Elle est d'usage courant en génie civil. Elle sert à déterminer la géométrie des premières couches du sous-sol (quelques dizaines de mètres de profondeur au maximum), ainsi que la valeur de la vitesse des ondes P dans ces couches. Cette vitesse donne en effet des indications sur les propriétés géotechniques des matériaux (degré d'altération, aptitude au terrassement...).

■ En utilisant un dispositif source-récepteurs analogue à celui de la sismique réfraction, on peut s'intéresser non pas au début du signal sismique (ondes P et éventuellement S), mais à la partie la plus énergétique de ce signal, c'est-à-dire aux ondes de surface, principalement l'onde de Rayleigh. Les méthodes sismiques fondées sur l'observation des ondes de surface sont en plein développement en génie civil, leur intérêt principal est qu'elles donnent accès à un paramètre très utile aux géotechniciens : le module de cisaillement dont la connaissance est importante pour la conception des ouvrages (§ 4.3).

Les méthodes sismiques sont également mises en œuvre entre forages (*cross-hole* et tomographie) et dans un seul forage sous forme de diagraphies (mesure *in situ* des vitesses des ondes P, S, etc.).

4.2 Sismique réfraction

4.2.1 Domaine et conditions d'application. Résultat fourni

■ Le principal **domaine d'application** de la sismique réfraction en génie civil est l'étude du terrain superficiel altéré et du substratum rocheux. L'étude est quantitative puisqu'elle fournit l'épaisseur du terrain altéré et la vitesse des ondes mécaniques dans ce terrain ainsi que dans le substratum. Ces informations peuvent servir en particulier pour la préparation des terrassements en donnant des indications sur la qualité des matériaux que l'on pourra extraire avec des engins ou au contraire abattre à l'explosif.

Si le terrain superficiel est constitué de plusieurs couches, celles-ci pourront être distinguées.

■ **Conditions d'application** : la sismique réfraction ne peut être appliquée que si la vitesse des ondes sismiques croît avec la profondeur. De même, il est indispensable que les limites entre couches soient, au moins grossièrement, parallèles à la surface du sol. Elles peuvent être affectées d'un pendage mais celui-ci doit être faible (moins de 10°).

Il convient aussi de prendre garde à ce que les conditions de mesures soient suffisamment bonnes : le signal mesuré est le mouvement de la surface du sol résultant d'une impulsion mécanique créée par l'opérateur. Si le mouvement provoqué par d'autres sources (microséismes, circulation automobile, etc.) est trop important, les mesures peuvent être impossibles à réaliser.

■ Le **résultat d'une campagne de sismique réfraction** est une coupe du sol décrivant la géométrie des couches qui le constituent, caractérisées par la valeur de la vitesse des ondes mécaniques de compression.

La **profondeur d'investigation** dépend de la longueur des dispositifs de mesures (distance source-capteur) mis en œuvre ; elle est en génie civil généralement inférieure à 20 m pour des dispositifs de moins de 200 m.

4.2.2 Réalisation

Pour une étude de sismique réfraction, on installe ce que l'on appelle une **base sismique** : entre 12 et 48 géophones sont plantés à la surface du sol, équidistants, le long d'un profil rectiligne. Un **géophone** est un capteur qui transforme la vitesse de son boîtier (donc la vitesse des particules du sol) en un signal électrique. Une source sismique est activée à l'une des extrémités du dispositif de géophones et on enregistre les signaux produits par chacun des géophones.

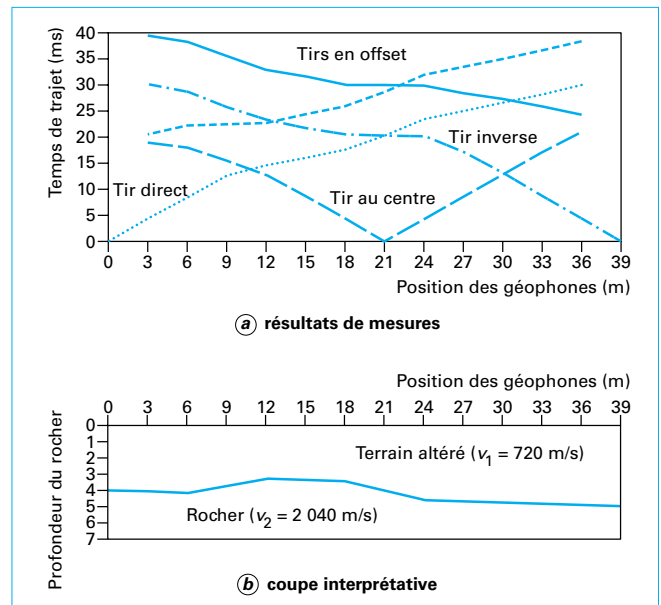


Figure 6 – Sismique réfraction. Étude d'un recouvrement altéré

Pour les géophones éloignés, on montre que l'onde la plus rapide se propage d'abord dans le premier terrain, puis, après réfraction totale, à la vitesse v_2 au contact des deux terrains ; puis de nouveau dans le premier terrain (parcours ABCD, figure 5).

On pointe le premier événement sur ce signal, il correspond au temps de trajet (en millisecondes) de l'onde de compression entre la source et le récepteur.

Ensuite, la source est déplacée à l'autre extrémité du dispositif et de nouveau activée. On a ainsi réalisé ce que l'on appelle un **tir direct** et un **tir inverse**.

On recommence en plaçant la source au milieu du dispositif, puis dans l'alignement du dispositif, mais à l'extérieur de celui-ci, décalé par rapport à l'une des extrémités, puis à l'autre (tirs **au centre**, tirs **offset direct et inverse**).

Les **temps de trajet** correspondant à chaque tir sont reportés sur un graphique sur lequel la position des géophones est indiquée en abscisse et le temps de trajet en ordonnée (figure 6 a). On constate que les points de ce graphique s'organisent grossièrement en segments de droites appelés **dromochroniques** dont les pentes sont les inverses des vitesses des ondes dans les différentes couches.

L'interprétation consiste à calculer, à partir de ces données, la profondeur des différentes interfaces à l'aplomb de chacun des géophones et les vitesses des ondes de compression dans les matériaux (figure 6 b).

Les sources sismiques utilisées sont soit des explosifs de faible puissance (moins de 100 g de dynamite), soit des coups de masse sur une enclume, des chutes de poids ou encore des coups de fusils tirés, dans le sol, avec un fusil spécialement conçu à cet effet.

4.2.3 Techniques voisines

La sismique réfraction est aussi utilisée en **site aquatique**. Les géophones sont posés sur le fond et la source est une source de sismique marine actionnée au voisinage du fond. La technique est la même qu'à terre, mais plus délicate à mettre en œuvre.

On peut ainsi, en mer, réaliser des profils en déplaçant tout le dispositif source récepteur de manière quasiment continue.

L'absence de tir inverse rend l'interprétation plus délicate ; elle est compensée par la multiplicité des données car, en appliquant le théorème de réciprocité sur les temps de trajet, on peut recalculer le résultat des tirs inverses.

4.2.4 Organisation et déroulement d'une campagne de sismique réfraction

■ La **conception** de la campagne de mesure consiste d'abord à vérifier que la **méthode peut bien être appliquée**.

On vérifie que l'hypothèse selon laquelle les couches ont des interfaces à peu près parallèles à la surface du sol, ou sont affectées d'un faible pendage, est acceptable.

Il convient aussi de vérifier que les vitesses des ondes de compression dans les différentes couches sont bien croissantes avec la profondeur et qu'elles sont caractérisées par un contraste suffisant.

Il est nécessaire d'avoir une idée des ordres de grandeur des vitesses dans les différents matériaux et de leurs épaisseurs. Ces données servent à effectuer une **modélisation** (les calculs sont simples et ne nécessitent pas d'autre moyen qu'une calculatrice). On peut ainsi définir les longueurs des dispositifs et le nombre de géophones à employer. (Il en faut au moins 12), ainsi que le nombre et la position des points sources (au moins 5, comme décrit paragraphe 4.2.2, mais on peut aussi réaliser plus de deux tirs offset et plus d'un tir à l'intérieur du dispositif des géophones).

■ Lors des **mesures**, il faut prendre garde à bien aligner les géophones, vérifier que le pointé des temps de trajet est aisé, sinon il faut augmenter la puissance de la source ou même renoncer à la campagne de mesure.

On procède immédiatement au pointé des temps et on construit les **dromochroniques** sur le terrain. Cela sert à vérifier que la conception de la mesure est correcte (longueur, nombre de géophones et distances entre eux, position des sources) par rapport aux objectifs fixés. Si ce n'est pas le cas, on peut alors modifier la conception et recommencer les mesures afin d'optimiser les résultats.

■ Le **traitement des données** consiste à pointer les temps de trajet. Il existe des logiciels qui aident l'interpréteur dans cette opération afin d'obtenir des temps aussi précis que possible (précision meilleure que 0,5 ms).

■ L'**interprétation** aboutit à une identification du nombre de couches, aux profondeurs des interfaces à l'aplomb de chacun des géophones et à la détermination des vitesses des ondes de compression dans les différents matériaux.

On se sert alors de ces résultats pour préciser les propriétés et les répartitions des matériaux pour améliorer la connaissance de la géologie du site étudié, organiser le terrassement, etc. De très bonnes explications pratiques sur la sismique réfraction sont données par Olivier Magnin et Yves Bertrand dans leur « Guide de la sismique réfraction » [2].

4.3 Sismique réflexion

4.3.1 Domaine et conditions d'application

■ Le **domaine d'application** de la sismique réflexion est l'étude de la structure du sous-sol lorsque celui-ci est formé de couches sédimentaires plus ou moins plissées et tectonisées, en particulier pour les tracés de tunnels à couverture importante (plusieurs centaines de mètres). Pour des profondeurs plus faibles, quelques dizaines de mètres, elle peut être utilisée aussi pour rechercher à l'intérieur d'une structure sédimentaire monotone des hétérogénéités telles que des cavités souterraines de grandes dimensions.

Suivant le type d'ondes utilisées (onde P ou ondes S), elle sert aussi parfois à déterminer la répartition des propriétés élastiques du sous-sol.

■ Comme pour la sismique réfraction, il est nécessaire qu'il existe entre les différentes couches des **contrastes d'impédance acoustique** (vitesse sismique et/ou densité) permettant d'obtenir de bons réflecteurs pour les ondes sismiques.

Lorsque les couches présentent des pendages supérieurs à 60°, les réflexions des ondes sont déviées et ne retournent pas en surface. Cela constitue donc une contre-indication majeure à l'emploi de la sismique réflexion.

4.3.2 Principe de la méthode et type de résultat fourni

■ Le **principe de la méthode** consiste à envoyer dans le sol une impulsion mécanique sous la forme d'un choc (explosif, chute de poids...) qui se propage dans le sol et se réfléchit sur les différentes interfaces caractérisées par un contraste d'impédance acoustique entre les couches (produit de la vitesse de l'onde par la densité du matériau).

En surface, on place des géophones suivant une ligne rectiligne. La distance source-géophones est faible devant la profondeur de l'interface. À chaque géophone (capteur de vitesse particulière), on enregistre le signal sismique en fonction du temps. Celui-ci est formé d'une série d'impulsions réfléchies sur les interfaces successives. L'ensemble du dispositif source-géophones est ensuite déplacé. Les signaux correspondant aux positions des dispositifs sont juxtaposés sur une **section sismique ou coupe-temps** (figure 7) dans laquelle la coordonnée verticale est le temps et la coordonnée horizontale la position de la source et des géophones.

Pour une position donnée de la source et des distances source-géophones croissantes, les réflexions sur une interface plane se matérialisent sur les coupes-temps par des **hyperboles** dont le sommet est à l'aplomb de la source et les asymptotes ont pour pente l'inverse de la vitesse de l'onde dans le matériau (s'il n'y a pas de pendage).

La sismique réflexion est une des méthodes géophysiques où les techniques de traitement du signal jouent le rôle le plus important. Les coupes-temps sont traitées pour que les informations qui y apparaissent soient ramenées à celles que l'on aurait pour une distance source-géophone idéalement nulle et pour en effacer tout ce qui peut être considéré comme du bruit non organisé ou organisé (ondes réfractées, ondes aériennes, réflexions multiples, ondes de surface, etc.).

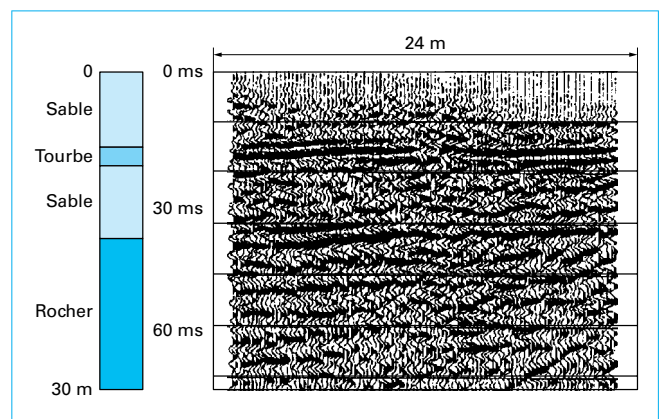


Figure 7 – Coupe-temps de sismique réflexion

■ Une coupe-temps de sismique réflexion, une fois traitée, représente une image déformée de la structure du sous-sol puisque les corrélations qui apparaissent entre les signaux sous forme de lignes mettent en évidence les interfaces, leur structure plissée ou non, faillée ou non. D'autre part, le traitement des signaux correspondant à une position de la source et des géophones qui s'en éloignent de plus en plus fournit des informations sur la vitesse des ondes qui servent, d'une part, à aider à l'identification mécanique des terrains et, d'autre part, à passer de la coupe-temps à la coupe-profondeur.

Du point de vue formel, la sismique réflexion ressemble au radar géologique (§ 7.4) et aboutit à des documents comparables (coupes-temps). Mais ce sont des techniques extrêmement différentes : la sismique s'intéresse aux ondes mécaniques qui se propagent à des vitesses au maximum de quelques kilomètres par seconde ; l'unité de temps est la milliseconde.

Les **profondeurs d'investigation** sont de quelques dizaines à quelques centaines de mètres (en génie civil), la résolution est de quelques mètres (pour le radar, il s'agit d'ondes électromagnétiques, de vitesse de centaines de milliers de kilomètres par seconde, l'unité de temps est la nanoseconde, la profondeur d'investigation de quelques mètres et la résolution de quelques décimètres).

4.3.3 Organisation et déroulement d'une campagne de sismique réflexion

■ La **conception** de la campagne consiste d'abord à vérifier que la méthode est **bien indiquée** : le sous-sol contient des réflecteurs sismiques caractérisés par des contrastes d'impédance acoustique, la structure n'est pas trop complexe, les pendages ne sont pas trop grands.

Avec toutes les informations dont on peut disposer (profondeur des couches, vitesses dans les différents matériaux), il peut être utile de procéder à une **modélisation** préalable et de calculer des signaux sismiques synthétiques.

■ On choisit ensuite les **paramètres d'acquisition** : type et propriétés de la source, en particulier du point de vue du type d'ondes émis (P ou S) et de son contenu fréquentiel en fonction des profondeurs d'investigation et résolutions visées ; nombre et types de géophones par point de mesure (trace), écartement des traces, pas d'échantillonnage des signaux, distances entre dispositifs sources-géophones successifs...

Au moment de mesurer, on évalue le **niveau de bruit** afin de déterminer les réglages d'acquisition optimaux.

Un **levé topographique** est nécessaire afin de corriger les mesures et les rendre comparables. D'autre part, il faut étudier la zone altérée de surface en déterminant son épaisseur et la vitesse des ondes qui la caractérise au moyen d'une petite campagne de sismique réflexion.

Le **pas d'échantillonnage** est de l'ordre de la milliseconde. Il doit être réglé en fonction du contenu fréquentiel souhaité et constaté des signaux sismiques.

■ Le **traitement des données** constitue une phase importante d'une campagne de sismique réflexion. Il sert à augmenter le rapport signal sur bruit dans les coupes-temps afin de bien identifier les signaux correspondant à des réflexions et à éliminer les autres (bruit aérien, réfraction, etc.). On effectue, d'autre part, les corrections statiques (effets de la couche altérée, de la topographie de surface) et les corrections dynamiques (ramener les signaux à ce qu'ils seraient si la distance source-géophone était nulle).

On obtient ainsi des coupes-temps traitées dans lesquelles on identifie les réflexions correspondant aux réflecteurs (marqueur) du sous-sol. Si les informations sur les vitesses issues des mesures sont suffisantes, on peut éventuellement calculer des coupes-profondeurs.

Les différentes réflexions sont interprétées en les associant à des interfaces géologiques dans le sous-sol dont on décrit la structure.

En sismique réflexion, peut-être plus qu'avec d'autres méthodes géologiques, on utilise au maximum les informations fournies par des forages mécaniques dans lesquels on réalise des diagraphies (vitesse sismique, densité, radioactivité naturelle...) qui servent à caler les interprétations des coupes-temps.

4.4 Sismique en ondes de surface

4.4.1 Domaine et conditions d'application

■ Le **domaine d'application** de la sismique en ondes de surfaces est la détermination des caractéristiques mécaniques des terrains en cisaillement : elles sont utilisées pour fournir une coupe verticale du sous-sol en termes de vitesse de cisaillement V_s fonction de la profondeur. Si on connaît la masse volumique du sol, on peut en déduire une coupe en termes de module de cisaillement G fonction de la profondeur. Ce module est le module en faibles déformations, généralement bien plus grand que le module des mécaniciens des sols qui correspond à des déformations d'ordres de grandeur diverses et plus élevées. Cependant, il existe des formules pour passer de l'un à l'autre, en fonction du type de sol.

Autre domaine d'application : la détermination de l'épaisseur des sédiments meubles au-dessus du substratum rocheux dans les travaux de génie côtier. Bien que cette détermination s'obtienne plus aisément avec la sismique réfraction (le dispositif étant au fond de l'eau) ou avec la sismique réflexion, si l'eau est assez profonde, il arrive que l'énergie sismique des ondes de volume ne puisse pas pénétrer des sédiments vaseux riches en gaz ; les ondes de surface, beaucoup plus basses fréquences les pénètrent. Leur utilisation représente alors une alternative efficace aux autres méthodes sismiques.

Enfin les ondes de surface ont été récemment utilisées pour détecter des cavités souterraines là où d'autres méthodes étaient inopérantes (voir Baltazart et al. [3]).

■ Comme pour les autres méthodes sismiques, il est nécessaire qu'il existe entre les différentes couches des contrastes d'impédance acoustique.

Lorsque les interfaces présentent des pendages trop élevés (plus de 10°), l'interprétation devient très difficile.

4.4.2 Principe de la méthode et résultat fourni

■ Le **principe de la méthode** consiste à envoyer dans le sol une impulsion mécanique sous la forme d'un choc (chute de poids, coup de masse, explosif, canon à air en site aquatique), mais on peut aussi utiliser une source sismique non impulsive comme un vibreur, un engin de chantier assez loin du dispositif de mesure ou, même, le bruit sismique ambiant (par exemple provoqué par le trafic routier ou ferroviaire). L'énergie sismique se propage au voisinage de la surface du sol et interagit avec celui-ci sur des profondeurs croissantes avec la longueur d'onde (grossièrement sur une épaisseur égale à la moitié de la longueur d'onde).

Si les caractéristiques élastiques des terrains varient avec la profondeur, la vitesse des ondes de surfaces dépend donc de la longueur d'onde et donc de la fréquence. Ce phénomène, la *dispersion*, est décrit par une courbe vitesse en fonction de la longueur d'onde.

Le dispositif de mesure est constitué de géophones verticaux (d'hydrophones en site aquatique) qui sont alignés à intervalle constant. Les signaux sismiques sont enregistrés suffisamment longtemps (plus longtemps qu'en sismique réfraction) pour que les ondes de surface fassent bien partie de l'enregistrement. Comme c'est elles qui contiennent le plus d'énergie, on les voit très bien sur les sections sismiques correspondantes (figure 8).

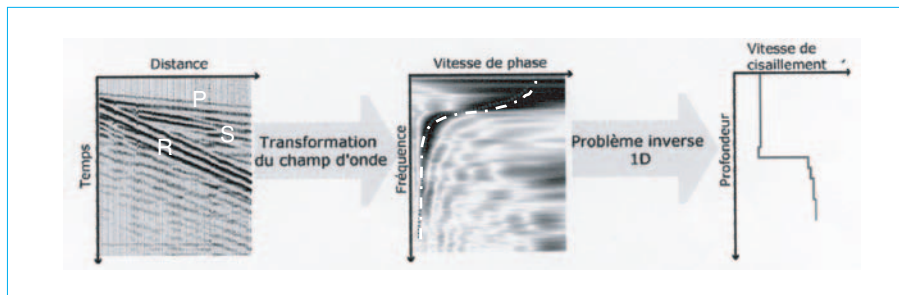


Figure 8 – Schéma de principe pour les ondes de surface

(à gauche) section sismique temps-distance. Les ondes P se voient bien comme premières arrivées, suivies des ondes S plus lentes et des ondes de Rayleigh très énergétiques ; (au milieu) diagramme de dispersion, en pointillé courbe de dispersion du mode fondamental ; (à droite) coupe du sous-sol interprétée, vitesse des ondes de cisaillement en fonction de la profondeur.

■ La section sismique ne peut pas être interprétée directement, elle doit d'abord être transformée pour obtenir le diagramme de dispersion. Cette transformation consiste à calculer, à partir de l'enregistrement, l'amplitude du signal sismique en fonction de l'abscisse et du temps, une carte qui décrit cette même amplitude en fonction du nombre d'onde k et de la pulsation ω .

Cette transformation s'apparente à une transformée de Fourier à deux dimensions. On peut alors en déduire le diagramme de dispersion, vitesse fonction de la fréquence.

Dans sa version la plus simple, l'interprétation consiste à inverser la courbe de dispersion pour obtenir finalement la variation de la vitesse de cisaillement en fonction de la profondeur (figure 8).

4.4.3 Conception et réalisation

Pour une reconnaissance par ondes de surfaces, on installe un dispositif de géophones alignés à intervalle constant. Le nombre de géophones doit être assez grand (au moins 24, mais 48 est préférable) afin que les informations suivant l'abscisse soient suffisamment riches pour rendre les calculs efficaces.

De même, l'intervalle entre géophones détermine le contenu informatif des données dans les petites longueurs d'onde.

La longueur totale du dispositif, quant à elle, détermine la quantité d'informations dans les grandes longueurs d'ondes. Le choix du dispositif et de ses caractéristiques joue donc un rôle fondamental dans la conception de la campagne : avec le choix du type de géophones (et de leur fréquence basse de coupure), il conditionne les performances de la méthode en termes de profondeur d'investigation et de résolution (tant latérale que verticale).

Concernant la profondeur d'investigation, on peut se référer aux règles approximatives suivantes :

- la résolution est le double de la distance entre deux géophones ;
- la profondeur d'investigation est la moitié de la plus grande longueur d'onde (soit le quart de la longueur du dispositif de géophones).

Par exemple, si on utilise un dispositif de 48 géophones avec un intervalle de 1 m, la profondeur d'investigation est de 12 m. Elle est de 24 m si l'intervalle est fixé à 2 m ; mais la résolution est alors moins bonne que dans le cas précédent.

4.4.4 Interprétation

L'interprétation des mesures passe d'abord par le calcul du diagramme de dispersion.

Dans le cas le plus simple, l'objectif de la reconnaissance est l'exploration verticale du sous-sol à l'aplomb du dispositif. Dans le diagramme de dispersion, on identifie la courbe de dispersion (vitesse en fonction de la fréquence) correspondant au mode fondamental. Cette courbe est alors inversée en utilisant un modèle de

sous-sol stratifié. Dans ce cas, l'interprétation peut conduire à plusieurs coupes du terrain susceptibles d'expliquer les données. Il convient donc d'imposer des contraintes qui tiennent compte de tout ce que l'on connaît, a priori, sur la structure du sous-sol ; par exemple, on peut connaître la profondeur de quelques interfaces entre couches ou disposer de l'interprétation d'une campagne de sismique réfraction qui fournit la valeur de la vitesse des ondes P en fonction de la profondeur.

Si l'on dispose de ce type d'information, pris en compte dans le processus d'inversion, alors la coupe du sous-sol en termes de vitesse des ondes S fonction de la profondeur devient plus fiable.

Pour des applications plus complexes qui impliquent une exploration latérale du sous-sol, deux types d'interprétations sont utilisées en fonction de ce que l'on veut :

- connaître la variation latérale de l'épaisseur du sédiment sur un substratum rocheux ; le dispositif est déplacé en même temps que la source le long d'un profil. On interprète alors les résultats de mesure de la même manière que précédemment, mais pour les positions successives du dispositif. Pour que cette interprétation soit valable, on vérifie, a posteriori, que les variations d'épaisseur sont faibles devant la longueur du dispositif. On a encore besoin de connaissances a priori pour contraindre l'interprétation : généralement, un seul forage de calibration suffit pour l'ensemble du domaine exploré ;

- détecter des hétérogénéités localisées dans le sol ; l'interprétation à une seule dimension devient inefficace. Dans ce cas, pour une position donnée du dispositif, on calcule la répartition de l'énergie contenue dans le signal mesuré à chacun des géophones en fonction de la longueur d'onde, ceci en se servant du diagramme de dispersion. On peut alors tracer une carte dans laquelle la position du géophone est en abscisse et la longueur d'onde en ordonnée. La valeur dont on représente la variation est l'énergie par longueur d'onde (ou par fréquence) et par géophone. Dans le cas d'un milieu dont les propriétés ne varient pas latéralement, on ne constate pas de variation de l'énergie selon l'abscisse. Si une hétérogénéité est présente sous un groupe de géophones voisins, l'énergie varie sous ces géophones. Les longueurs d'onde correspondantes renseignent sur la profondeur de l'hétérogénéité (figure 9).

4.4.5 Conclusions sur les ondes de surface

Ces méthodes se sont développées récemment. On voit que si leur mise en œuvre est assez simple, l'interprétation est complexe : elle implique des calculs lourds et l'utilisation d'algorithmes qui ont été mis au point au cours des quelques dernières années.

La puissance et la rapidité des systèmes d'acquisition de données numériques et des ordinateurs de bureau, ainsi que les avancées théoriques, ont rendu ces développements possibles et on peut prévoir que ces méthodes seront de plus en plus utilisées en génie civil.

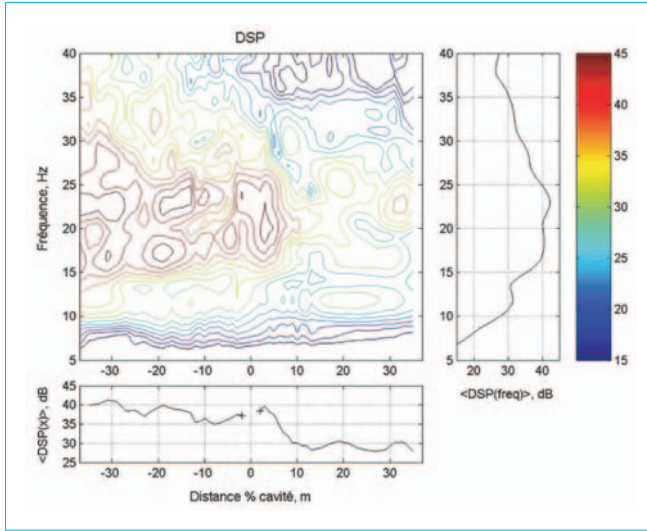


Figure 9 – Détection d’une cavité par ondes de surface.

Carte de la répartition de l’énergie sismique en fonction de la fréquence et de la position du géophone. La source est à gauche de la figure. La cavité (au milieu de la figure) provoque un effet d’ombre portée à droite (atténuation de l’énergie) pour les fréquences autour de 20 Hz, soit ici une longueur d’onde d’environ 10 m et une profondeur de l’hétérogénéité voisine de 4 à 5 m (la cavité se situe entre 3,5 et 5,5 m de profondeur). Les courbes situées dessous et à droite, décrivent la variation de l’énergie moyenne sur chaque géophone et pour chaque fréquence (d’après [3]).

5. Méthodes électriques en courant continu

5.1 Principe de base

Les méthodes de prospection électrique par courant continu permettent de déterminer la répartition des matériaux dans le sol par l’intermédiaire de leur résistivité. Pour cela on injecte dans le sol un courant continu, dont on mesure l’intensité I au moyen de deux électrodes métalliques notées A et B plantées dans le sol et reliées aux deux bornes d’un générateur de courant continu (figure 10).

On mesure ensuite, au moyen de deux autres électrodes notées M et N, la différence de potentiel $V_M - V_N$ résultant de la circulation du courant.

La résistivité apparente :

$$\rho_a = k \frac{V_M - V_N}{I} \quad (6)$$

nous renseigne sur les propriétés électriques du sol ; k , le facteur géométrique, a la dimension d’une longueur et dépend de la géométrie du dispositif ABMN (§ 5.2.2).

Il y a trois manières principales de mettre en œuvre ces méthodes.

■ **Sondage électrique.** Il consiste à mesurer la résistivité apparente du sol pour des longueurs croissantes du dispositif ABMN (§ 5.2). Il sert à déterminer la variation de la résistivité du terrain en fonction de la profondeur. Il ne s’applique strictement que si le site a une structure tabulaire (pas de variations de la résistivité dans les directions horizontales).

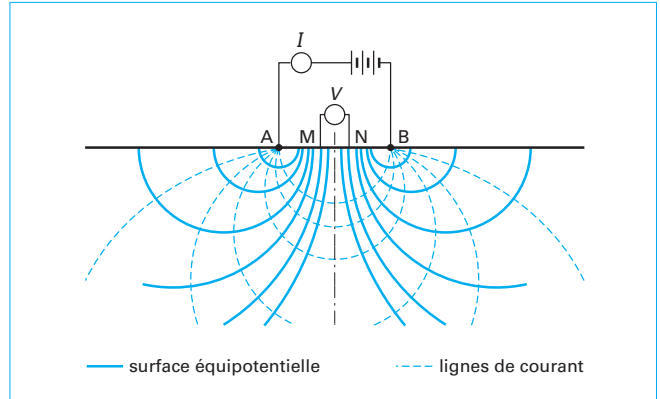


Figure 10 – Prospection électrique par courant continu : schéma de principe

■ **Trainé de résistivité.** Il consiste à mesurer les variations latérales de la résistivité apparente le long d’un profil rectiligne où l’on déplace le dispositif ABMN en maintenant constantes ses dimensions (§ 5.3). Il sert à mettre en évidence les variations latérales des propriétés des terrains pour une profondeur d’investigation dont l’ordre de grandeur reste constant et dépend de la longueur de ABMN.

Si plusieurs traînées sont réalisées le long de profils parallèles, on obtient des cartes de résistivité apparente.

■ **Diagraphie.** Le dispositif ABMN est placé sur une sonde descendue dans un forage. En remontant la sonde, on mesure la variation en fonction de la profondeur de la résistivité des terrains traversés par le forage. Les diagraphies électriques servent (comme les autres diagraphies) à identifier les matériaux, à préciser la position des interfaces, à étudier la fracturation et à fournir des données qui permettent d’interpréter de manière plus sûre les mesures de surface (figure 11).

On peut combiner les deux premiers types de mise en œuvre (sondages et traînées) pour obtenir des « **panneaux électriques** ». On pratique aussi des mesures entre forages ou entre forages et surface.

5.2 Sondage électrique

5.2.1 Domaine et conditions d’application. Résultat fourni

■ Le sondage électrique sert comme toute méthode géophysique à préciser le modèle géologique du sous-sol que l’on reconnaît. Plus particulièrement en génie civil, il est bien indiqué lorsque l’on veut déterminer l’épaisseur d’altération, celle d’un matériau de recouvrement ou du matériau stérile avant exploitation d’une carrière (découverte) ou encore l’épaisseur d’une couche de gravier ou de sable entre une couche altérée de surface et un substratum rocheux.

■ Le sondage électrique, pour être efficace, nécessite que deux **conditions** soient remplies : la couche que l’on désire étudier doit présenter un contraste de résistivité avec les matériaux encaissants et les variations latérales de résistivité doivent être faibles. Le sondage électrique est en effet une technique dont le but est de décrire les variations de la résistivité du sous-sol en fonction de la profondeur à l’aplomb d’un point donné. Ce but ne peut être atteint que si la résistivité ne varie que dans la direction verticale.

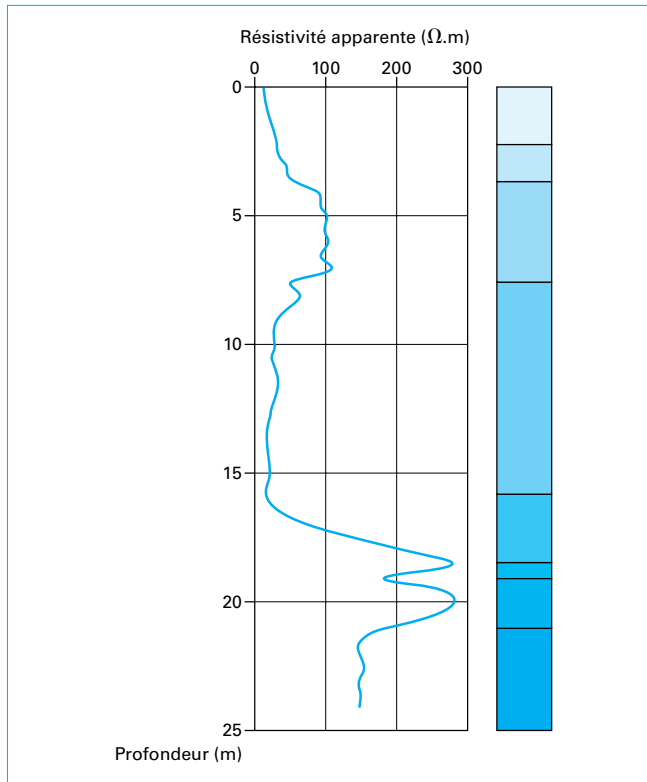


Figure 11 – Diagramme de résistivité apparente

Du point de vue des conditions de mesure, la mesure de potentiel doit être aussi peu perturbée que possible par les courants circulant dans le sol au voisinage des installations urbaines et industrielles. On doit s'assurer de pouvoir réaliser des mesures telles que le rapport signal sur bruit soit suffisant, sinon la pratique du sondage électrique dans ces zones doit être évitée.

■ Comme nous venons de l'évoquer, le **résultat** d'un sondage électrique est une coupe du sous-sol décrite à partir de la distribution des résistivités à la verticale d'un point donné.

5.2.2 Réalisation du sondage électrique

Un **dispositif** quadripôle ABMN est installé à la surface du sol (figure 10). Les deux électrodes A et B sont reliées aux pôles positif et négatif d'un générateur de courant électrique continu ou très basse fréquence ; elles servent à injecter dans le sol un courant dont on mesure l'intensité I (A). Les deux électrodes M et N sont reliées à un appareil de mesure de différence de potentiel V (V). La formule (6) fournit la résistivité apparente ρ_a ($\Omega \cdot m$) :

$$\rho_a = k \frac{V}{I}$$

Le facteur géométrique k (m) dépend de la disposition géométrique relative des quatre électrodes ABMN :

$$k = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (7)$$

La résistivité apparente mesurée est fonction de la distribution des résistivités dans le sol jusqu'à une profondeur qui croît avec la dimension du dispositif ABMN. Ici, cette dimension est la plus petite des distances entre une électrode d'injection et une électrode de potentiel. On la note AM. Si on augmente AM, la profondeur jusqu'à laquelle la résistivité du sous-sol a une influence sur la résistivité du sous-sol augmente.

Le **résultat** des mesures en sondage électrique peut donc être traduit sous la forme d'un graphique (la courbe de sondage électrique) où AM est en abscisse et ρ_a en ordonnées (figure 12 a). Pour des raisons que nous n'explicitons pas ici, ce graphique est représenté en coordonnées bilogarithmiques.

L'**interprétation** consiste à calculer à partir de la courbe de sondage électrique la variation de la résistivité du sous-sol en fonction de sa profondeur (figure 12 b).

5.2.3 Principaux dispositifs

La géométrie du quadripôle ABMN a été standardisée et quelques dispositifs seulement sont généralement utilisés.

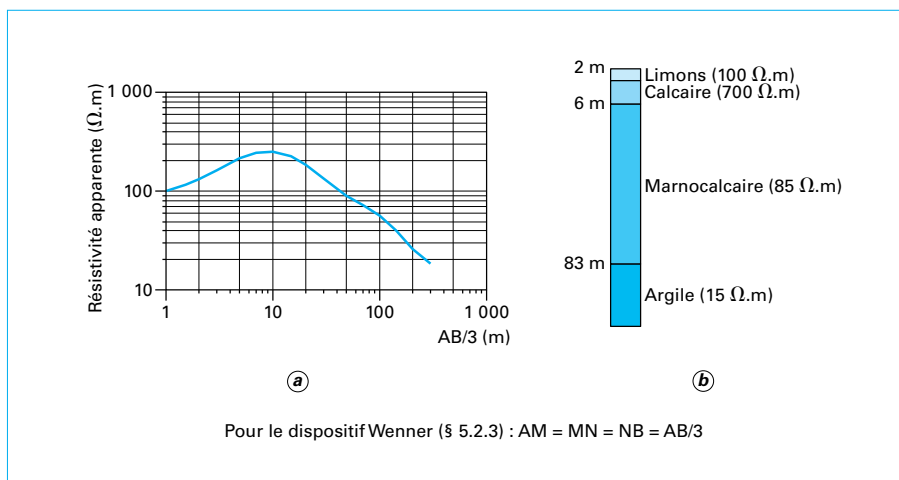


Figure 12 – Sondage électrique (dispositif Wenner) au-dessus d'un terrain à stratification horizontale

■ Il s'agit le plus souvent de **dispositifs symétriques** où les quatre électrodes sont alignées :

- le dispositif Wenner : $AM = MN = NB = a$; soit : $k = 2\pi a$
- le dispositif Schlumberger : $MN \ll AM$; $k = \pi AB^2/4MN$
- le dispositif pôle-pôle (à 2 électrodes) est le plus simple ; N et B sont fixes et loin devant AM : $k = 2\pi AM$
- dans les dispositifs dipôle-dipôle A et B ainsi que M et N sont proches l'un de l'autre, tandis que AB et MN sont éloignés.

■ On utilise aussi parfois (pour les études d'anisotropie) un **dispositif carré** : A et B forment un côté du carré, M et N le côté opposé :

$$AB = MN = a ; k = (2 + \sqrt{2})\pi a$$

5.2.4 Organisation et découlement d'une campagne

■ La **conception** et la **préparation** d'une campagne de sondage électrique consiste d'abord à vérifier que l'application d'une telle **technique** est **bien indiquée** : le terrain à reconnaître présente-t-il bien une structure tabulaire et la résistivité des différentes couches est-elle caractérisée par des contrastes suffisants. La réponse à ces questions résulte de l'étude géologique préalable que l'on a réalisée.

Afin de prévoir l'allure des courbes de sondage électrique que l'on risque d'obtenir sur le terrain et d'étudier leur sensibilité aux variations de paramètres tels que la profondeur, l'épaisseur d'une couche et sa résistivité, il peut être judicieux d'effectuer une **modélisation** avec les éléments dont on dispose. Des logiciels de modélisation efficaces existent dans le commerce.

On peut alors définir le type de dispositif que l'on utilisera et en déterminer la longueur maximale.

■ **Phase de mesure** proprement dite.

La **longueur** totale du **dispositif** devra être d'au moins six fois la profondeur d'investigation visée ; c'est un ordre de grandeur ; ce chiffre peut varier en fonction de la structure et des propriétés du sous-sol ; il est déterminé plus précisément lors de la modélisation préalable.

Afin d'optimiser la résolution, les longueurs successives des dispositifs devront être telles que l'on fasse au moins 5 mesures par décade ; la longueur du dispositif entre deux mesures augmente approximativement suivant une progression géométrique : la raison de cette progression est de l'ordre ou inférieur à 1,5.

La **forme géométrique du dispositif** doit être respectée au mieux : en particulier, si le dispositif est rectiligne, il convient de ne pas dévier de plus de 10° par rapport à la droite de référence. La géométrie du dispositif (distances entre les électrodes) doit être connue avec une précision meilleure que 5 % et les mesures des différences du potentiel V et d'intensité du courant I doivent être telles que le rapport V/I soit connu avec une précision meilleure que 3 %.

La mesure la plus délicate à réaliser est celle des **différences de potentiel** V . En effet, cette mesure est perturbée par le phénomène de polarisation des électrodes et par l'existence de courants vagabonds dans le sous-sol. Toutes les précautions doivent être prises pour que ces phénomènes perturbent la mesure le moins possible et en tout état de cause pour que V soit supérieur à 0,5 mV.

À la suite de la réalisation d'un sondage électrique, on peut tracer la courbe de sondage en coordonnées bilogarithmiques (figure 12 a).

■ L'**interprétation** consiste à passer de la courbe de sondage électrique expérimentale à une coupe du sous-sol en termes de résistivités interprétées en fonction de la profondeur. Plusieurs modèles de terrain permettent d'expliquer les mesures, c'est pourquoi l'interpréteur doit s'aider de toutes les informations qu'il possède sur le sous-sol pour lever les ambiguïtés (autres sondages électriques, résultats de diagrammes, de sondages destructifs ou carottés...).

Il est rare qu'une campagne de mesure ne consiste qu'en un seul sondage électrique, en général plusieurs sondages sont réalisés et l'interprétation de toutes les mesures doit conduire à un modèle cohérent du sous-sol.

À tous les stades de l'étude, il convient de s'assurer de la validité de l'hypothèse de tabularité.

5.3 Traîné et carte de résistivité, panneaux électriques

5.3.1 Domaine et conditions d'application. Résultat fourni

■ La principale **application** en génie civil du traîné et des cartes de résistivité est l'étude des variations de l'épaisseur et des propriétés du terrain de recouvrement, zone d'altération, découverte pour les gisements de matériaux. D'une manière générale, ces techniques aident la cartographie géologique en précisant la position des contacts lithologiques ou tectoniques.

Les **panneaux électriques** sont une combinaison des techniques de traîné et de sondage ; ils se ramènent à pratiquer des traînées électriques le long d'un seul profil avec des longueurs de lignes croissantes. L'hypothèse de tabularité n'est pas nécessaire ; même si l'interprétation quantitative peut être délicate, cette interprétation peut conduire à une description du sous-sol en termes de variations de la résistivité dans une coupe verticale à l'aplomb du profil de mesures. Si l'interprétation quantitative n'est pas possible, une interprétation qualitative peut être riche d'enseignements.

Cette méthode peut bien convenir lorsque l'on recherche des karsts, des failles ou des vides. Dans le cas où ces hétérogénéités se traduisent par des résistivités plus faibles que l'encaissant (par exemple si les cavités sont noyées), la méthode présente une efficacité maximale. Si, au contraire, les hétérogénéités sont plus résistantes que l'encaissant, elle est moins efficace. En particulier, pour des cavités hors d'eau, la microgravimétrie (§ 3) est généralement plus indiquée.

La technique des **panneaux de résistivité**, souvent appelée *tomographie électrique*, connaît beaucoup de succès depuis quelques années. En effet, les systèmes d'acquisition de données numériques permettent la réalisation pratiquement automatique du très grand nombre de mesures nécessaires à la construction d'un panneau. D'autre part, le logiciel RES2DINV mis au point par Loke [4] est largement distribué, il permet l'interprétation quantitative des panneaux en termes de résistivité en fonction de la profondeur sous chacune des électrodes, on obtient ainsi des coupes de résistivité interprétée.

Ces coupes sont souvent très parlantes et riches d'enseignement. Elles ne représentent cependant pas une coupe exacte du sous-sol. L'hypothèse de base de l'algorithme de calcul est que la résistivité des matériaux ne varie pas dans la direction horizontale perpendiculaire au dispositif d'électrodes. Cette hypothèse n'est jamais vérifiée s'il existe des hétérogénéités très localisées. En revanche, la méthode décrit très bien les variations générales de la géologie du sous-sol (voir exemple de panneau interprété figure 13).

■ Comme pour toutes les méthodes électriques, il faut que le terrain présente des contrastes de résistivité et que les **conditions** de mesures soient telles que le rapport signal/bruit soit suffisamment important (§ 5.2.1). Il convient de prendre des précautions particulières en zones urbaines et industrielles où les courants électriques vagabonds peuvent perturber les mesures.

■ Les **résultats** fournis par une campagne de mesures sont une combinaison de profils de résistivité apparente. Pour un **traîné**, un seul profil représente les résultats : on porte en abscisse la position du dispositif de mesure (le quadripôle ABMN) et en ordonnée la

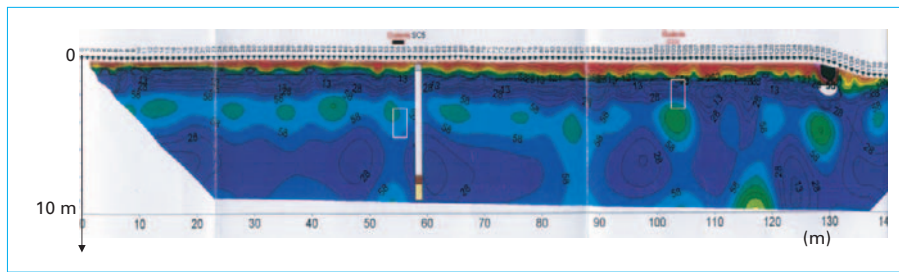


Figure 13 – Panneau de résistivités

interprétées au-dessus d'un sous-sol constitué de limon sur de la craie. Le forage indique la limite limon-craie. Les limons et la craie ne présentent pas de contraste de résistivité : le panneau ne met pas l'interface en évidence. En revanche, la couche superficielle résistante est précisément décrite ainsi qu'une couche résistante à l'intérieur des limons, il s'agit d'une couche de loess. Les deux galeries vides (rectangles blancs) n'ont aucune influence sur le résultat des mesures et de l'interprétation.

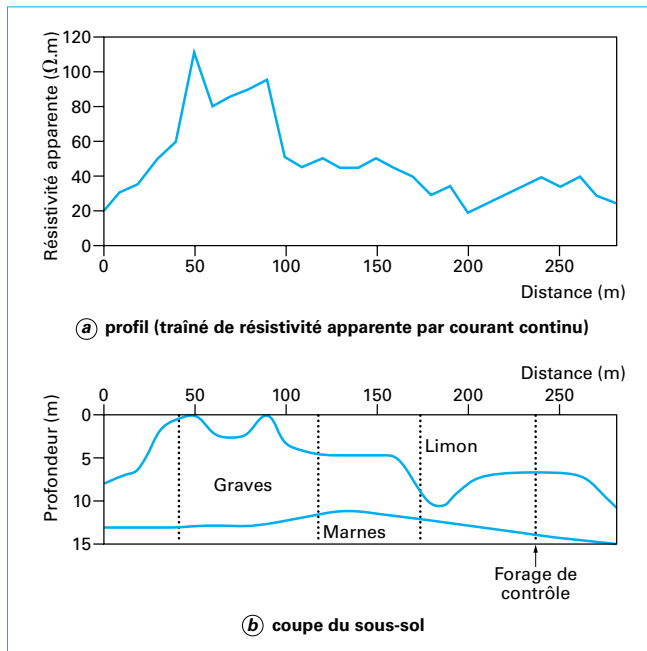


Figure 14 – Étude d'un gisement alluvionnaire

résistivité apparente correspondante (figure 14 a). Sur la figure 14 b, on a reporté, sous le profil, une coupe schématique du sous-sol à l'aplomb du profil (graves recouvertes d'une couche de limons) qui peut expliquer les mesures.

Plusieurs trainés réalisés avec la même longueur de dispositif le long de lignes parallèles permettent, par interpolation, de tracer en plan une carte de résistivité apparente et de visualiser ainsi les variations latérales des propriétés du sous-sol. Lorsque plusieurs trainés sont réalisés sur la même ligne avec des longueurs croissantes des dispositifs de mesures, ils conduisent à autant de profils de résistivité apparente portés sur le même graphique. Cela permet de visualiser qualitativement des variations horizontales et verticales des propriétés du sous-sol.

Ces résultats de mesures sont ainsi souvent représentés sous forme de panneaux. Il s'agit d'une représentation à trois dimensions : en abscisse, on porte la position du dispositif de mesure, en ordonnée sa longueur et au point défini dans le plan par une position et une longueur de ligne, on affecte, par un niveau de gris ou un code de couleur, la valeur de la résistivité apparente correspondante. Cette manière de faire apparaît séduisante, mais nous ne la recommandons pas car on est souvent tenté de considérer ce panneau comme une vraie coupe du sous-sol, ce qui est naturellement faux et peut conduire à des interprétations complètement erronées.

5.3.2 Réalisation

On mesure la résistivité apparente du sous-sol à partir d'un quadripôle ABMN de taille et de forme fixes. On déplace ensuite ce quadripôle le long d'une ligne droite pour réaliser un trainé, le long de plusieurs lignes parallèles pour réaliser une carte. Nous avons vu (§ 5.3.1) le principe des panneaux électriques.

5.3.3 Techniques voisines

Suivant le type de quadripôle choisi les techniques présentent des variantes.

Pour de faibles profondeurs d'investigation (20 m au maximum) le dispositif à deux électrodes ou **pôle-pôle** est le plus adapté ; seule une électrode de courant (A) et une électrode de potentiel (M) sont mobiles, les deux autres électrodes (B et N) sont fixes à une distance grande devant AM (plus de 20 fois AM).

Pour de plus grandes profondeurs d'investigation, cela devient trop complexe et on utilise plutôt un dispositif **Wenner** pour le trainé, les cartes et les panneaux.

Les dispositifs **dipôle-dipôle**, souvent utilisés pour les panneaux, ne sont pas recommandés car ils conduisent à des résultats difficiles à interpréter qualitativement.

Un dispositif **pôle-dipôle** peut aussi être utilisé pour les panneaux.

5.3.4 Organisation et déroulement d'une campagne

■ La **conception** et la **préparation** de la campagne commence par la vérification du fait que la **technique est bien indiquée** pour résoudre le problème posé. On vérifie en particulier que les contrastes de résistivité sont suffisants pour que les cibles visées puissent être distinguées.

Il s'agit ensuite de choisir le type de dispositif quadripôle ABMN à utiliser et ses dimensions. Une **modélisation** préalable peut être très utile.

■ Concernant les **mesures sur le terrain**, avant de décider pour l'ensemble de la campagne la longueur des dispositifs, on vérifie, d'abord, au moyen de quelques sondages électriques que la résistivité apparente varie avec la longueur de ligne de la manière prévue dans la phase de préparation. Ces tests permettent d'ajuster au mieux les longueurs de dispositifs effectifs.

Ensuite, les **spécifications** sont les mêmes que pour le sondage électrique (§ 5.2.4) : connaissance de la géométrie des dispositifs à 5 % près au plus, la différence de potentiel doit être supérieure à 0,5 mV, le rapport potentiel/intensité doit être connu avec une précision meilleure que 3 %. Les électrodes doivent être bien alignées.

■ L'**interprétation** des mesures est avant tout qualitative, elle consiste pour les trainés de résistivité et la carte de résistivité à identifier des anomalies, des zones plus ou moins homogènes, à

comparer les résultats avec des informations d'origine différente (autres mesures géophysiques, sondages électriques, données géologiques sur le terrain étudié) et à positionner des sondages mécaniques (au wagon-drill ou à la pelle) dont les résultats croisés avec les résultats des mesures électriques permettent d'affiner la connaissance du sous-sol.

Concernant les **panneaux**, après une interprétation qualitative soignée, on peut tester une interprétation quantitative grâce par exemple à des logiciels d'inversion qui sont fondés sur l'hypothèse que la résistivité ne varie que dans le plan vertical à l'aplomb de la ligne de mesure et non dans la direction perpendiculaire. On arrive ainsi à des coupes représentant la résistivité interprétée du sous-sol dans un plan vertical. Ces coupes doivent être regardées avec un esprit critique. Sans considérer qu'elles représentent effectivement bien le sous-sol, elles peuvent servir à affiner l'interprétation (figure 13).

6. Magnétisme (pour mémoire)

Le magnétisme est peu utilisé pour la reconnaissance en génie civil. Cette méthode est fondée sur la détection d'anomalies du champ magnétique terrestre. La seule application constatée en génie civil est la recherche d'objets enfouis contenant beaucoup de fer. Par exemple on peut vouloir vérifier qu'il n'y a pas d'épaves de péniches métalliques au fond d'un fleuve, ou encore rechercher des bombes non explosées, enfouies dans les sédiments avant la construction d'un ouvrage portuaire.

Concernant l'étude des anciennes décharges, les méthodes électromagnétiques du type dipôle-dipôle (§ 7.3) sont faciles d'emploi et très efficaces pour détecter les métaux mais la technique magnétique fondée sur la mesure d'un gradient vertical du champ magnétique est très légère et conduit à une excellente résolution lors de la détection. Pour plus d'informations sur cette technique, on pourra consulter « *Le magnétisme et la prospection magnétique* » de Raymond Millon [5].

7. Méthodes électromagnétiques

7.1 Principe de base

7.1.1 Généralités

Il y a deux grands types de méthodes électromagnétiques suivant les fréquences f de variation du champ électromagnétique observé.

On définit d'abord la **fréquence caractéristique** :

$$f_c = \frac{1}{2\pi} \frac{\sigma}{\varepsilon} = \frac{1}{2\pi} \frac{1}{\rho \varepsilon} = \frac{18 \cdot 10^9}{\rho \varepsilon_r} \quad (8)$$

avec σ conductivité du terrain,
 ε permittivité,
 ρ résistivité,
 ε_r permittivité relative.

Exemple

Pour un matériau courant avec $\rho = 100 \Omega \cdot m$ et $\varepsilon_r = 4$, on trouve $f_c = 45 \text{ MHz}$.

Lorsque la fréquence de variation du champ électromagnétique est beaucoup plus petite que f_c , on démontre que la valeur du champ électromagnétique mesuré à la surface du sol dépend de la résistivité et non de sa permittivité. Les méthodes géophysiques correspondantes sont qualifiées de méthodes électromagnétiques **en basses fréquences** (méthodes em BF). Leur objectif est de déterminer la répartition des matériaux du sol à travers la variation de leur résistivité.

Si la fréquence de variation du champ électromagnétique est plus grande que f_c , l'onde électromagnétique doit être considérée comme se propageant dans le sol ; sa vitesse de propagation ne dépend que très peu de la résistivité et elle dépend fortement de la constante diélectrique. Les méthodes géophysiques correspondantes sont qualifiées de méthodes électromagnétiques **dans le domaine de la propagation**. Leur objectif est de déterminer la répartition des matériaux du terrain principalement à travers les variations de la permittivité. La plus connue de ces méthodes est le **radar géologique**, mais d'autres méthodes existent dans ce domaine, comme celles qui utilisent des ondes monochromatiques de fréquence suffisamment élevée.

7.1.2 Méthodes électromagnétiques en basses fréquences

■ Source du champ électromagnétique à l'infini

On mesure le champ électrique E et le champ magnétique H au même endroit et pour une fréquence donnée. Si le site a une structure stratifiée horizontale, le champ électrique en surface est horizontal (dans la direction de la source) et le champ magnétique est horizontal et perpendiculaire à E . Si, de plus, le terrain est homogène, alors les modules de E et H et la résistivité sont liés par la relation :

$$\rho = \frac{1}{2\pi\mu_0 f} \frac{E^2}{H^2} \quad (9)$$

avec μ_0 perméabilité magnétique du vide ($\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ H/m}$).

Lorsque la structure du site est inconnue, la connaissance de E et H permet, grâce à la formule (9), de définir la résistivité apparente du terrain.

D'autre part, dans un milieu conducteur, une onde électromagnétique s'atténue en profondeur ; les modules des champs E et H diminuent exponentiellement avec la profondeur (figure 15) :

$$E(z) = E(0) \exp(-z/p)$$

$$H(z) = H(0) \exp(-z/p)$$

avec z profondeur sous la surface du sol homogène et de résistivité ρ ,

p **profondeur de pénétration** valant :

$$p = \sqrt{\frac{\rho}{\pi\mu_0 f}} = 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (10)$$

On conçoit facilement que la **profondeur d'investigation** d'une méthode électromagnétique est d'autant plus grande que la profondeur de pénétration est grande. Pour les méthodes où la source est

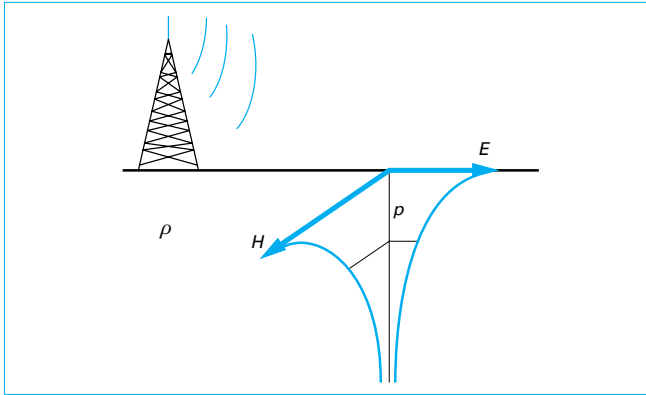


Figure 15 – Principe de la radiomagnétotellurique (radio-MT)

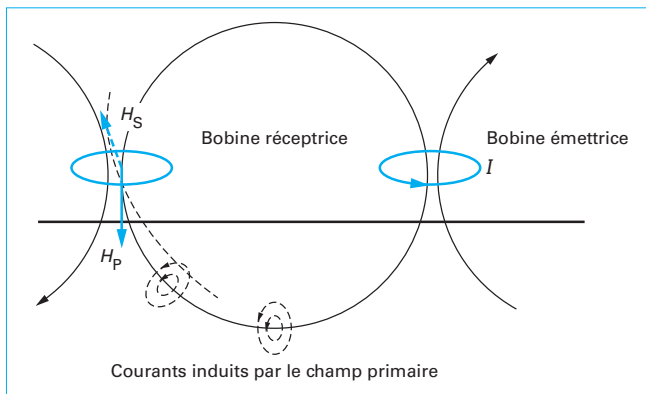


Figure 16 – Principe du dipôle-dipôle électromagnétique

à l'infini, on considère en général que la profondeur d'investigation vaut à peu près la moitié de p .

Exemple

Pour $p = 100 \, \Omega \cdot \text{m}$, p vaut 5 000 m à 1 Hz, 160 m à 1 000 Hz, 16 m à 100 kHz et 5 m à 1 MHz.

Deux méthodes relevant de cette catégorie sont d'usage courant :

- la **radiomagnétotellurique** (radio-MT), dans laquelle on mesure E et H pour des fréquences correspondant à celles des émetteurs de radiodiffusion, entre 8 kHz et 1 MHz ;
- la **méthode VLF** dans laquelle on mesure l'inclinaison du champ H par rapport à la verticale pour des fréquences correspondant aux émetteurs VLF (entre 8 et 25 kHz).

■ Source du champ électromagnétique à distance finie

C'est en réalité une source de champ magnétique constituée d'une bobine conductrice dans laquelle on fait circuler un courant alternatif dont la fréquence peut varier entre quelques dizaines de hertz et quelques dizaines de kilohertz. Le champ magnétique ainsi créé est appelé champ primaire H_P (figure 16) ; sa répartition dans l'air (en absence de sous-sol conducteur) est parfaitement connue.

Le terrain étant conducteur de l'électricité, le champ primaire y induit la circulation d'un courant électrique qui, à son tour, est responsable d'un champ magnétique appelé champ secondaire H_S . Au moyen d'une deuxième bobine, on mesure le champ total H_T :

$$H_T = H_P + H_S \quad (11)$$

Le champ secondaire est beaucoup plus petit que le champ primaire (quelques millièmes), mais il est déphasé de 90° , sa mesure est donc assez facile. Le rapport H_S/H_P (ou H_S/H_T très peu différent) est proportionnel à la conductivité σ du terrain.

La **profondeur d'investigation** dépend peu de la fréquence, sauf pour des résistivités inférieures à $10 \, \Omega \cdot \text{m}$ ou des conductivités supérieures à 100 mS/m (la profondeur de pénétration est grande devant les dimensions du dispositif). Elle dépend surtout de la distance entre l'émetteur et le récepteur et de l'orientation des bobines (verticales ou horizontales).

Les méthodes dites **dipôle-dipôle** utilisent deux bobines séparées (il s'agit par exemple de la série des EM31, EM34 très connues de la société canadienne GEONICS). Les méthodes s'appliquent d'autant mieux que le sous-sol est conducteur (rapport signal/bruit maximum) ou qu'il contient des hétérogénéités conductrices.

Dans la même famille, on peut aussi ranger la **technique dite TDEM** (méthode électromagnétique dans le domaine temporel). La source est constituée par une boucle d'environ 100 m de diamètre dans laquelle on fait circuler un courant continu que l'on coupe brutalement. Le récepteur est une petite bobine à axe vertical située au centre de l'émetteur. L'analyse de la décroissance du courant induit dans le récepteur permet de calculer la répartition verticale de la résistivité des terrains, si le site a bien une structure tabulaire.

7.1.3 Radar géologique

Une antenne placée à la surface du sol émet vers le bas une impulsion électromagnétique brève (de l'ordre de 1 ns à quelques nanosecondes). Celle-ci se propage d'abord dans l'air à la vitesse c de la lumière ; lorsqu'elle parvient à la surface, une partie de l'énergie correspondante est réfléchiée, une autre partie est transmise et se propage dans le sol à une vitesse :

$$v = c \sqrt{\epsilon_r}$$

À chaque interface séparant deux matériaux caractérisés par des permittivités différentes, une partie de l'énergie est réfléchiée et une autre transmise (figure 17 a).

Au moyen de la même antenne (mode monostatique) ou d'une deuxième antenne (mode bistatique), on enregistre en fonction du temps le signal remontant à la surface du sol (figure 17 b).

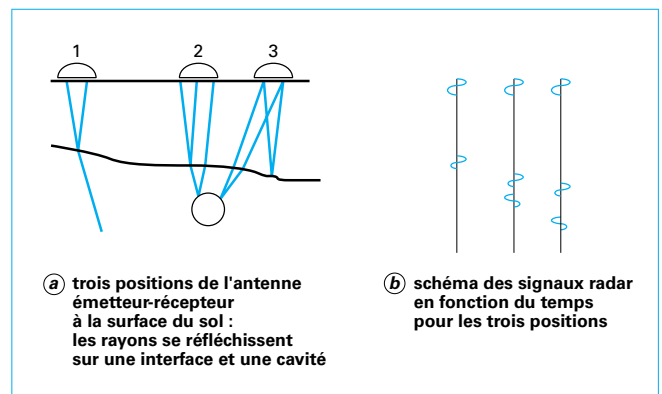


Figure 17 – Principe du radar géologique

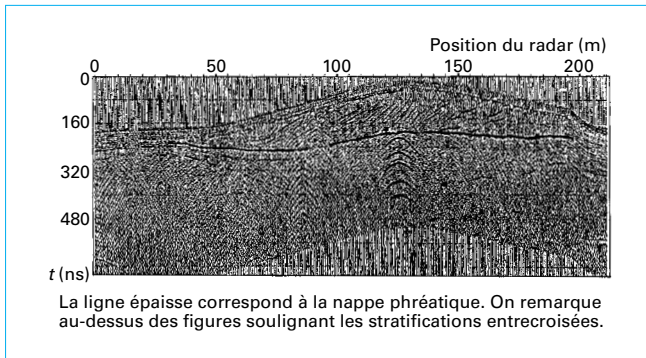


Figure 18 – Coupe-temps radar sur une dune (d'après S. Tillard)

■ Lorsque le radar est déplacé le long d'un profil rectiligne, la juxtaposition des enregistrements successifs forme une **section radar** ou **coupe-temps** (figure 18). Sur cette dernière, la coordonnée horizontale est la position du radar le long du profil, la coordonnée verticale, orientée vers le bas, est le temps. Une coupe-temps met en évidence les corrélations entre les différents signaux. Elle représente une image déformée des terrains.

■ La **profondeur d'investigation** dépend de deux paramètres principaux :

- **Durée de l'impulsion.** Plus l'impulsion initiale est brève, plus vite elle est atténuée par les matériaux du sol. Au contraire, plus elle est dure, plus elle se propage profondément. La durée de l'impulsion dépend du choix des antennes, qui ont une taille égale à environ la moitié de la longueur de l'onde dans l'air correspondant à la fréquence centrale de l'impulsion émise. On choisit donc l'antenne en fonction de la profondeur d'investigation visée. Les antennes sont définies par la fréquence centrale du signal émis ; celle-ci va de quelques dizaines de mégahertz à quelques gigahertz. L'augmentation de la profondeur d'investigation se fait au détriment de la résolution. Il y a donc un compromis à trouver.

- **Propriétés intrinsèques des matériaux.** Pour un matériau idéal dont la résistivité ne dépendrait pas de la fréquence, on définit la **longueur caractéristique** :

$$L_c = \frac{\rho}{60\pi} \sqrt{\epsilon_r} \quad (12)$$

Dans un tel matériau, l'amplitude de l'onde électromagnétique s'atténue de manière exponentielle au cours de sa propagation :

$$A = A_0 \exp(-z/L_c) \quad (13)$$

avec A amplitude après une propagation sur un trajet z d'amplitude initiale A_0 .

Exemple

L_c vaut quelques centimètres pour de l'argile (l'onde ne peut pratiquement pas se propager) à quelques mètres pour les matériaux peu conducteurs d'électricité. L_c est infinie dans l'air.

Les formules (12) et (13) montrent que les matériaux conducteurs de l'électricité se prêtent moins bien à l'investigation par radar géologique que les matériaux électriquement résistants.

En pratique, ρ dépend un peu de la fréquence ; la résistivité diminue quand la fréquence augmente, cela explique que la profondeur d'investigation est plus grande à basse fréquence (impulsion longue) qu'à haute fréquence (impulsion plus brève). Le phénomène est aussi dû au fait qu'à basse fréquence les antennes sont plus grandes.

Compte tenu de tous ces paramètres, la profondeur d'investigation peut aller de 0 à quelques mètres dans les cas les plus courants. Elle peut exceptionnellement atteindre quelques dizaines de mètres dans la glace, du sable sec, du rocher très sain.

7.2 Radio-magnétotellurique

7.2.1 Domaine et conditions d'application. Résultat fourni

■ La radio-magnétotellurique (radio-MT) sert à préciser l'étude géologique d'un site. C'est, en particulier, une technique bien indiquée pour identifier des contacts à faible profondeur (contact géologique incliné, contact par faille) et à en préciser la position. Bien adaptée à la cartographie, c'est aussi une technique à grand rendement qui permet de reconnaître de grands tracés linéaires (routes, voies ferrées, tranchées, canaux, tranchées) où elle aide notamment à prendre des décisions en matière de terrassements. Comme la prospection électrique par courant continu (§ 5), elle permet de cartographier les variations d'épaisseur ou de nature (à l'aide de forages qui aident à caler l'interprétation) des matériaux altérés avant exploitation d'une carrière...

■ La radio-MT pour être applicable nécessite que deux **conditions** soient remplies : les formations géologiques que l'on désire distinguer doivent présenter un **contraste de résistivité** suffisant le long des profils où les mesures sont réalisées puisque le but de la radio-MT est de décrire les variations de la résistivité du sous-sol le long de profils horizontaux ou en plan ; la résistivité apparente étant mesurée grâce à l'interaction entre une onde électromagnétique, émise par un émetteur de radio-diffusion, et le sous-sol à une fréquence comprise entre 8 kHz et 1 MHz, il est indispensable que les conditions de réception des ondes radio soient bonnes dans l'une au moins des bandes VLF, grandes ondes et ondes moyennes, celle-ci étant choisie en fonction des résistivités des matériaux et de l'ordre de grandeur de la profondeur d'investigation souhaitée.

Les **conditions de mesure** doivent être bonnes : les mesures sont perturbées par les masses métalliques proches de l'appareil (clôtures grillagées) et les matériaux métalliques enterrés. La technique peut être utilisée pour détecter les objets métalliques enterrés, mais, si ce n'est pas le but de l'étude, la présence de ces derniers peut masquer l'effet des autres propriétés du sous-sol. La radio-MT doit donc être employée avec prudence en milieu urbain. D'autre part, une surface topographique irrégulière (sillons dans un champ labouré par exemple) peut causer des perturbations qui rendent la radio-MT inapplicable.

■ Le **résultat** d'une campagne de radio-MT se présente sous la forme de profils de résistivité apparente obtenue à une fréquence donnée (figure 19). Les profils peuvent être éventuellement assemblés sous la forme de cartes de résistivité qui mettent en évidence les variations latérales de la résistivité du sous-sol sur une épaisseur dont l'ordre de grandeur dépend de la fréquence et de la résistivité des matériaux (la moitié de la profondeur de pénétration de l'onde, § 7.1.2).

La **profondeur d'investigation** peut varier de 1 m (ondes moyennes, terrains très conducteurs) à quelques dizaines de mètres (ondes VLF, matériaux électriquement résistants). En pratique, elle est rarement supérieure à 20 m.

7.2.2 Réalisation

On mesure à la surface du sol au moins une composante horizontale du champ électrique (E) et la composante horizontale perpendiculaire du champ magnétique (H) issu d'un émetteur de

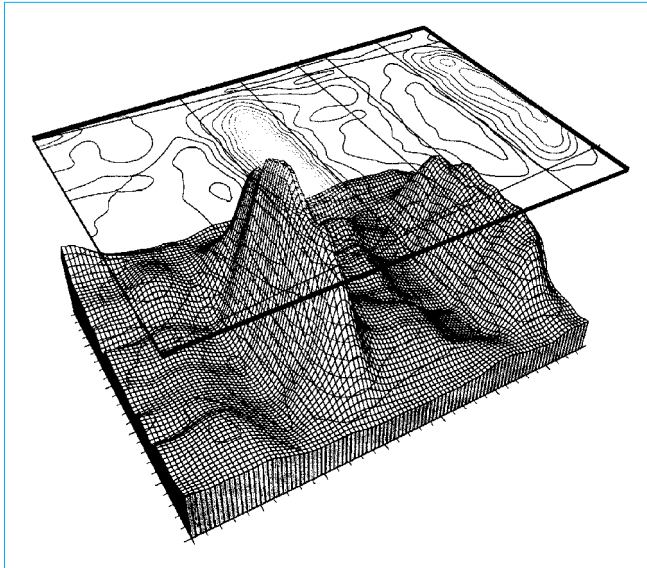


Figure 19 – Carte de résistivité apparente radio-MT sur des remblais anthropiques mettant en évidence les différents matériaux de remblai (d'après A. Hollier-Larousse)



Figure 20 – Appareil de radio-MT. Le capteur de champ magnétique est la double spire de cuivre dans la partie supérieure, le capteur de champ électrique est situé entre les deux roues, il est constitué de deux pôles capacitifs

radiodiffusion pour des fréquences inférieures à 2 MHz (cf. figure 20). La connaissance de ces deux grandeurs ainsi que celle de la fréquence permet de calculer la résistivité apparente du sous-sol (§ 7.1.2).

On peut aussi mesurer toutes les composantes du champ électromagnétique ainsi que leurs écarts de phases.

Cependant, en génie civil, les modules des deux composantes E et H sont généralement suffisants.

L'interprétation quantitative des cartes et des profils seuls est rarement possible. L'interprétation consiste à délimiter des zones homogènes du point de vue de la résistivité apparente (donc souvent homogènes du point de vue de leur nature et de l'épaisseur des matériaux), à y implanter des forages permettant d'identifier les matériaux. On étend ensuite les résultats des forages à l'ensemble des zones délimitées. Si seule l'épaisseur d'une formation varie, alors l'interprétation quantitative devient possible en tenant compte à la fois de la résistivité apparente mesurée et des données de forages.

7.2.3 Autres applications. Techniques voisines

La radio-MT peut être utilisée en site aquatique en eau douce, par exemple pour étudier le matériau formant le fond d'un cours d'eau en vue de sa traversée par un forage dirigé. Le matériel étant peu volumineux (environ 2 m de long), on réalise des profils en travers d'une rivière. La résistivité apparente dépend des variations de la profondeur de l'eau, mais si on la mesure (ainsi que sa résistivité), on sait calculer la correction de l'effet de l'eau. Il faut simplement vérifier que la profondeur de la rivière est plus petite que le tiers de la profondeur de pénétration dans l'eau.

Concernant les profils en long dans un cours d'eau ou l'étude des sédiments formant le fond d'un lac, il vaut mieux avoir recours à une technique de prospection électrique par courant continu en site aquatique, car alors l'interprétation quantitative est souvent possible (§ 5).

7.2.4 Organisation et déroulement d'une campagne de radio-magnétotellurique

■ Il convient d'abord de vérifier que la **technique** radio-MT est bien **indiquée** pour résoudre le problème ; il faut donc vérifier qu'il existe bien des contrastes de résistivité entre les différents matériaux que l'on veut distinguer, que les émetteurs de radiodiffusion que l'on peut capter dans la zone d'étude sont suffisamment puissants pour que le rapport signal/bruit soit acceptable et que les fréquences disponibles soient compatibles avec les profondeurs d'investigation recherchées.

On prévoit ensuite la direction des profils et le mode de positionnement de l'appareil de mesure.

■ Au moment des **mesures**, on prendra garde à contrôler en temps réel le niveau des signaux reçus et l'évolution de la résistivité apparente sous forme de profils analogiques, l'acquisition des données (champ E , champ H , position) étant numérique. Le capteur de champ électrique doit être orienté dans une direction qui ne dépasse pas un angle d'une vingtaine de degrés par rapport à celle de l'émetteur. Le capteur de champ magnétique doit être maintenu dans la direction perpendiculaire à celle du capteur de champ électrique.

On vérifie que l'ordre de grandeur des résistivités apparentes est proche de celui qui était prévu et que les profondeurs de pénétrations sont celles que l'on attendait.

Le **traitement des données** consiste à tracer les profils et les cartes de résistivité apparente.

La première phase de l'**interprétation** est **qualitative** : elle consiste à identifier les zones homogènes du point de vue de leur résistivité apparente et à les relier à des matériaux ou des formations géologiques ainsi qu'à positionner les contacts, mettre en évidence des anomalies. Il est exceptionnel que, à cette phase, l'interprétation quantitative soit possible (exception : pour un matériau conducteur de résistivité connue sur un substratum isolant, on sait alors passer de la résistivité apparente à l'épaisseur de recouvrement – granite altéré sur granite, argile sur calcaire franc).

On se sert donc des profils et des cartes pour implanter des **sondages mécaniques** (un par zone identifiée). L'interprétation des sondages mécaniques peut être extrapolée partout dans la zone d'étude (profil ou carte). L'interprétation simultanée des données de la radio-MT et des sondages mécaniques conduit donc à une connaissance qualitative (en termes de nature de matériaux) et quantitative (en termes d'épaisseurs et de limites des formations) de la géologie de la zone connue.

Les résistivités serviront alors à aider à l'organisation des terrassements, à la décision de l'ouverture d'une carrière, à guider son exploitation, etc.).

7.3 Dipôle-dipôle électromagnétique

7.3.1 Domaine et conditions d'application. Résultat fourni

■ Les techniques de type **dipôle-dipôle électromagnétique** sont utilisées lorsque l'on veut préciser l'étude géologique d'un site. Les mesures étant très sensibles à la présence d'hétérogénéités conductrices, elles permettent de positionner les contacts géologiques entre matériaux de conductivités contrastées.

Suivant la conception particulière du matériel, les techniques de mise en œuvre et les applications peuvent être différentes.

- La **distance bobine émettrice-bobine réceptrice** est **constante** (entre 1,5 et 3 ou 4 m). Les deux bobines sont aux extrémités d'une tige que l'on peut porter au moyen d'une bretelle posée sur l'épaule. Le système peut se déplacer facilement à pied sur le terrain, même si la configuration du site fait qu'il n'est pas accessible avec un véhicule, et on peut réaliser des mesures point par point. Le rendement dépend de la maille de mesure. La profondeur d'investigation est de l'ordre de quelques mètres au maximum. Cette technique est bien adaptée à l'aide à la cartographie géologique en surface. Comme elle est très sensible à la présence de métaux, elle peut aussi servir à les détecter (en particulier dans les décharges).

- La **distance bobine émettrice-bobine réceptrice** est **variable**, de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Il faut alors deux opérateurs (un par bobine). On peut réaliser des sondages électromagnétiques en termes de conductivité en fonction de la profondeur avec une profondeur d'investigation qui peut dépasser dix mètres, ou encore faire des profils ou des cartes de résistivité pour plusieurs profondeurs d'investigations.

La encore l'application est la cartographie géologique et l'étude des matériaux de recouvrement ainsi que des variations de leur épaisseur. Le rendement est naturellement plus faible que dans le cas précédent, mais cet inconvénient est compensé par l'augmentation de la profondeur d'investigation et des informations dépendant de la profondeur.

- Dans la méthode **TDEM** (électromagnétique dans le domaine temporel), la boucle émettrice est un câble posé sur le sol et formant un carré d'environ 100 m de côté. La bobine réceptrice est au centre, elle aussi à axe vertical et reliée au dispositif électronique d'enregistrement. On envoie un courant dans la boucle émettrice pendant un temps court et on enregistre le champ magnétique au centre de la boucle en fonction du temps après la coupure du courant primaire. Il s'agit d'une méthode de sondage qui, si le sous-sol présente une structure tabulaire, permet de connaître la conductivité en fonction de la profondeur sur quelques dizaines de mètres (mais, pour les premiers mètres nous n'avons pas de réponse).

- Les **conditions d'application** sont les suivantes : d'abord il doit exister des contrastes de conductivités entre les matériaux que l'on désire distinguer, de plus, ces techniques étant très sensibles à la présence de masses métalliques, si le but n'est pas de les détecter, celles-ci interdisent pratiquement leur utilisation en milieu industriel ou urbain.

Les résultats sont des profils, des cartes qui décrivent le terrain par l'intermédiaire de sa conductivité sur une épaisseur qui dépend de la configuration des bobines et des fréquences. Ceci dans le cas où on travaille avec des paires de bobines séparées.

Dans le cas de la technique TDEM, le résultat est une coupe du sous-sol sous forme de variation de la conductivité en fonction de la profondeur.

- Il est important de noter que, comme en sondage électrique par courant continu, l'interprétation des **mesures** en termes de variation des propriétés du sous-sol en fonction de la profondeur n'est pas unique si l'on ne dispose pas d'informations complémentaires. Cependant, les causes d'incertitude ne sont pas les mêmes pour les

sondages électriques et les sondages électromagnétiques et l'interprétation simultanée des deux types de mesures conduit à des résultats plus fiables que les interprétations séparées.

7.3.2 Applications

Les noms donnés à ces techniques sont souvent les noms commerciaux des constructeurs et comportent souvent les deux lettres EM suivies d'un nombre. Le terme SLINGRAM est aussi employé.

7.3.3 Organisation et déroulement d'une campagne

- On vérifie d'abord que la **méthode** choisie est **bien indiquée**, c'est-à-dire que les contrastes de conductivités existent entre les matériaux que l'on désire distinguer. En particulier le sous-sol devrait comporter des matériaux de résistivité inférieure à $100 \Omega \cdot m$ (conductivités supérieures à $0,01 \text{ S/m}$ ou 10 mS/m).

Le mode de mesure (sans contact) est tel que le terrain peut être difficile d'accès (buissons, sous-bois, terrains cultivés), sans que cela soit une contre-indication. C'est un avantage important de ces techniques.

- Au moment des mesures, il convient de s'assurer de leur répétitivité en établissant une **base de référence** où l'on repasse de temps en temps (par exemple au début et à la fin de la campagne).

- L'**interprétation** est d'abord qualitative ; on identifie les zones où la conductivité apparente est constante (dans le cas des profils et des cartes) et on les confronte au contexte géologique. Dans les cas où cela est possible (modèles bi-couches de terrain), on peut, par **modélisation**, calculer des épaisseurs. Les résultats doivent être considérés avec précaution et confrontés à des sondages mécaniques. On identifie aussi les contacts entre matériaux ou formations géologiques différents.

Si l'on a employé la méthode TDEM, on calcule les conductivités en fonction de la profondeur après s'être assuré qu'un modèle tabulaire du sous-sol était acceptable. On confronte les résultats avec d'autres informations (sondages mécaniques, sondages électriques en courant continu, sismique...) pour contraindre l'interprétation.

7.4 Radar géologique

7.4.1 Domaine et conditions d'application. Résultat fourni

Le radar géologique sert surtout à détecter les réseaux (câbles, canalisations) enterrés, mais ses applications peuvent être variées : préciser la géologie superficielle, étudier la fracturation, détecter les cavités souterraines à faible profondeur. C'est un outil de contrôle non destructif des ouvrages (chaussées, pistes d'aéroports, ouvrages en béton, soutènements de tunnels). C'est une des meilleures techniques pour la géophysique en site urbain.

Fondé sur la propagation des ondes électromagnétiques dans les matériaux à des fréquences variant de quelques dizaines de mégahertz à 3 GHz, le radar géologique ne peut être efficace que si les ondes ne sont pas absorbées trop vite par les matériaux. Ceux-ci doivent donc être aussi peu conducteurs de l'électricité que possible. Plus le matériau est électriquement résistant, plus les ondes se propagent facilement et plus la profondeur d'investigation est importante. En pratique on considère que si la résistivité est inférieure à $100 \Omega \cdot m$, l'utilisation du radar géologique devient

aléatoire. Elle est impossible dans les matériaux de résistivité inférieure à $50 \Omega \cdot \text{m}$. Ceci exclut l'emploi du radar géologique dans les sous-sols argileux.

Naturellement, les phénomènes que l'on désire mettre en évidence doivent être caractérisés par un contraste de propriétés électromagnétiques (constante diélectrique, permittivité magnétique).

La **profondeur d'investigation** est de quelques mètres. Elle dépend des fréquences (plus la fréquence est basse, plus grande est la profondeur d'investigation) et des propriétés d'absorption du matériau. L'augmentation de la profondeur d'investigation se fait aux dépens de la résolution. À titre d'exemple la profondeur d'investigation peut être nulle dans un sol argileux, de plusieurs dizaines de mètres dans la glace ou des sables très secs.

7.4.2 Réalisation

Une antenne est tournée vers le sol (posée en surface ou à quelques centimètres ou décimètres) et émet vers le sol une impulsion électromagnétique pendant un temps qui peut varier de moins d'une nanoseconde (10^{-9} s) à un peu plus de 10 ns. L'impulsion se propage dans l'air vers le bas, une partie de l'énergie se réfléchit à la surface du sol, une autre partie y pénètre et s'y propage (figure 17). À chaque interface caractérisée par un contraste de propriétés électromagnétiques, une partie de l'énergie est réfléchi et remonte vers l'antenne réceptrice en surface (elle peut être confondue avec l'antenne émettrice – mode monostatique – ou distincte de celle-ci – mode bistatique). On enregistre le signal reçu à l'antenne réceptrice en fonction du temps.

L'appareil est alors déplacé et le processus est recommencé. On juxtapose les signaux reçus aux différents points d'un profil et l'on obtient ainsi une image – appelée **coupe-temps** ou **section radar** – qui représente la réponse du sous-sol le long du profil considéré (figure 18). Les corrélations qui apparaissent entre les différents signaux juxtaposés mettent en évidence la structure du sous-sol ou l'existence d'hétérogénéités en son sein sous la forme de figures (lignes, hyperboles, courbes...) sur la coupe-temps. Le temps de trajet correspondant à une figure est d'autant plus grand que la structure qui en est la cause est plus profonde. L'interprétation des coupes-temps consiste à identifier les structures (canalisations, fractures, couches géologiques, couches de chaussées, armatures dans le béton, cavités...), éventuellement à trouver leur profondeur, déterminer leur forme, etc.

7.4.3 Autres applications. Techniques voisines

Le terme de radar géologique, même s'il tend à s'imposer, n'est pas très fixé, on parle aussi simplement de radar (risque de confusion avec le radar atmosphérique), de radar géophysique, de géoradar, mais ce dernier terme est un nom déposé.

Le **radar géologique de forage** et la tomographie électromagnétique sont des techniques voisines de géophysique de forage (cf. [C 225]).

Les **radars aéroportés** ou **portés par des satellites** sont aussi utilisés pour la reconnaissance en génie civil mais, là, on est dans le domaine des reconnaissances extensives et l'on détermine plutôt les propriétés de réflectivité de la surface du sol, ce qui peut en particulier servir à mettre en évidence des structures géologiques.

7.4.4 Organisation et déroulement d'une campagne

■ On commence par vérifier que le recours au radar géologique permet bien de résoudre le problème posé compte tenu de la profondeur et des dimensions des structures à détecter, de la nature

des matériaux à pénétrer (en particulier ne sont-ils pas de trop bons conducteurs de l'électricité ?). À ce stade il est possible qu'une **modélisation** puisse aider à répondre à ces questions. Le type d'antennes que l'on emploie détermine la durée des impulsions émises et donc la bande de fréquences dans laquelle elles se propagent. Compte tenu de la taille et de la profondeur des cibles et de la nature des matériaux, on choisit les antennes les plus adaptées, ainsi que le mode de travail (mono ou bistatique).

Exemple

Pour mesurer en continu l'épaisseur des couches de chaussées on pourra travailler avec des antennes cornets de 2,5 GHz ; si l'on cherche à détecter une grande cavité à 5 m de profondeur dans un calcaire franc, on choisira des antennes à 100 MHz...

Il faut aussi implanter les profils, choisir le pas d'échantillonnage et la durée de l'enregistrement.

■ Pendant les **mesures**, il faut contrôler graphiquement en temps réels les enregistrements qui sont par ailleurs numériques. Repérer précisément les profils et la position du radar le long de ceux-ci. Des mesures d'étalonnage pour évaluer les vitesses des ondes dans le sous-sol sont aussi réalisées (par exemple en mode bistatique en écartant les antennes autour d'un point milieu fixe, ou encore au moyen de sondages mécaniques pour déterminer des profondeurs d'interfaces que l'on compare aux temps des trajets aller-retour des ondes entre la surface et les interfaces identifiées).

■ Le **traitement des données** est parfois réalisé en temps réel (contrôle automatique des gains, filtrages temporels et spatiaux), ce qui peut être suffisant pour obtenir une coupe-temps directement interprétable.

Il peut aussi être réalisé au laboratoire sur des données numériques pour améliorer les coupes-temps (filtrages, convolution, calcul des coupes-profondeurs à l'aide des étalonnages en vitesse et au moyen de processus qu'on appelle des migrations), etc.

■ L'**interprétation** consiste à identifier dans les coupes-temps les phénomènes que l'on peut relier à la structure du sous-sol ou à la nature des matériaux traversés. À déterminer la présence, la forme ou la profondeur des objets identifiés. Plusieurs coupes-temps réalisées à des fréquences différentes peuvent apporter des informations complémentaires pour préciser l'interprétation.

Certains doutes peuvent être levés grâce à l'interprétation de sondages mécaniques judicieusement placés ou de tranchées (souvent préférables compte tenu des faibles profondeurs d'investigation du radar).

8. Radioactivité (pour mémoire)

Les propriétés de radioactivité des matériaux sont mises à profit dans le domaine de la reconnaissance en génie civil presque uniquement sous la forme de diagraphies (diagraphies de radioactivité naturelle et diagraphies de radioactivités provoquées : $\gamma - \gamma$ pour mesurer la masse volumique en place des matériaux, neutron-neutron pour mesurer leur teneur en eau *in situ*) (cf. [C 225]).

En géophysique de surface, seule la mesure de la teneur en radon des gaz piégés dans la terre végétale est parfois réalisée dans le but de détecter des cavités souterraines (dont la présence provoque le dégagement de radon du matériau encaissant). Cette méthode n'est pas très développée.

Références bibliographiques

- [1] *Géophysique Appliquée, Code de Bonne Pratique*. BRGM, Compagnie Générale de Géophysique (CGG), Compagnie de Prospection Géophysique Française (CPGF), Réseau des Laboratoires des Ponts et Chaussées (LRPC), géré par AGAP-Qualité, diffusé par UFG, Paris, 206 pp (1996).
- [2] MAGNIN (O.) et BERTRAND (Y.). – *Guide Sismique réfraction*. Les Cahiers de l'AGAP N° 2, édité par le Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Paris, 91 pp (2005).
- [3] BALTAZART (V.), ABRAHAM (O.), LEPAROUX (D.), COTE (Ph.), DEMAND (J.), ALEXANDRE (J.) et DURAND (O.). – *Utilisation des ondes sismiques de surface pour la détection de cavités souterraines sous voies ferrées*, in « Champs physiques et propagation dans les sols et les structures de génie civil », Éditions
- [4] LOKE (M.H.). – Res2dInv, logiciel d'inversion des mesures de résistivité par la méthode des moindres carrés, distribué par IRIS INSTRUMENT, Orléans (1996).
- [5] MILLON (R.). – *Magnétisme et prospection magnétique*. Les Cahiers de l'AGAP N° 1, édité par le Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Paris, 80 pp. (2005).