



Université 08 Mai 1945 – Guelma
Faculté des Sciences et de la Technologie
Département de Génie Civil et d'Hydraulique

Cours de Géophysique Appliquée

Présenté par :

Dr. BOUTELDJA FATHE

2017

Avant Propos

J'enseigne le cours de géophysique appliquée aux étudiants de Master Géotechnique depuis l'année 2011. Ce cours fait partie de l'unité d'enseignement méthodologique, il comporte des cours, des travaux dirigés et des travaux pratiques. Le but de ce cours peut se résumer dans les points suivants :

- Montrer l'utilité et les possibilités qui offre la géophysique pour résoudre les problèmes de génie civil.
- Connaître les techniques géophysiques et comprendre leurs principes de fonctionnement.
- Développer le sens d'analyse et d'interprétation des résultats des mesures géophysiques.
- Développer le sens critique pour juger des études effectuées.
- Développer le pouvoir de décider de la ou les meilleures techniques géophysiques à adopter.

Contenu du cours

Chapitre I : Généralités sur la géophysique

Chapitre II : Méthodes électriques

Chapitre III : Méthodes sismiques

Chapitre VI : Méthodes électromagnétiques

Chapitre I: Généralités sur la géophysique

Chapitre I: Généralités sur la géophysique

1. Introduction
2. Définition
3. Géophysique et reconnaissance
4. Techniques géophysiques
5. Paramètres physiques
6. Méthodes géophysiques
7. Échelle de résolution
8. Avantages et inconvénients
9. Campagne de géophysique
10. Exemples d'application

1. Introduction (1/3)

➤ Reconnaissance des sols

1. Connaître les matériaux en présence : sols, remblais divers...
 - caractéristiques physico-chimiques (classification)
 - caractéristiques mécaniques (résistance, déformabilité...)
2. Estimer la variabilité
3. Connaître les conditions hydrogéologiques

1. Introduction (2/3)

➤ Techniques de reconnaissance

1. Forage/Carottage :

Prise d'échantillon pour analyses de laboratoire en utilisant une pelle mécanique, tarière, carottier...

2. Essais d'identification en place (in situ) :

Sondages destructifs, pénétromètre, pressiomètre, scissomètre, essai d'eau, essai de plaque, *essais géophysiques*...

1. Introduction (3/3)

➤ Matériaux naturels : sols et roches

Les sols et les roches se caractérisent par leurs :

Diversité : argiles, limons, sables, graviers, mélanges

Hétérogénéité : en plusieurs couches, présence de blocs, mélanges...

Variabilité dans l'espace : résulte de condition de formation et d'évolution des matériaux, transport gravitaire, glaciaire, fluvial, éolien, sédimentation...

Inconnu (ignorance) : on connaît pas le sol à tout point, les observations et les mesures sont effectuées sur des carottes prélevées à des endroits choisis préalablement. Ces carottes ne concernent qu'une fraction très faible du volume du massif.

Dans ce cas, les données peuvent être complétées par **géostatistique** en s'appuyant sur les règles de la géologie et/ou sur les données de mesures **géophysiques**.

2. Définition (1/1)

➤ La Géophysique

La géophysique est l'une des approches utilisées pour la reconnaissance géotechnique *de site* (*in situ/en place*).

C'est l'étude du sous-sol caché en mesurant certaines propriétés physiques à partir de la surface ou dans un forage.

Cette étude permet de déduire l'architecture souterraines du terrain (la nature, la distribution et les propriétés des matériaux) par le biais de l'étude de contrastes (variation) dans les propriétés physiques (description du sous-sol partout dans son volume).

Cela conduit à faire des choix d'emplacement, de conception et de procédés de construction adaptés pour l'ouvrage à réalisé.

Elle se pratique à partir de la surface, dans un forage, entre forages, entre forage et surface.

3. Géophysique et reconnaissance (1/1)

➤ Utilité de la géophysique

La géophysique sert à :

- Améliorer de modèle géologique (premier modèle géologique de la structure du sous-sol) → optimiser l'implantation et le nombre de sondages mécaniques
- Valoriser les forages au moyen des diagraphies et des techniques géophysique de forage.
- Aide à la résolution de problèmes spécifiques comme par exemple la détection de cavités souterraines ou autres types d'hétérogénéités, la détermination des masses volumiques ou des teneurs en eau...

4. Techniques géophysiques (1/2)

➤ Choix de techniques géophysiques

Les techniques géophysiques sont choisies en fonction du :

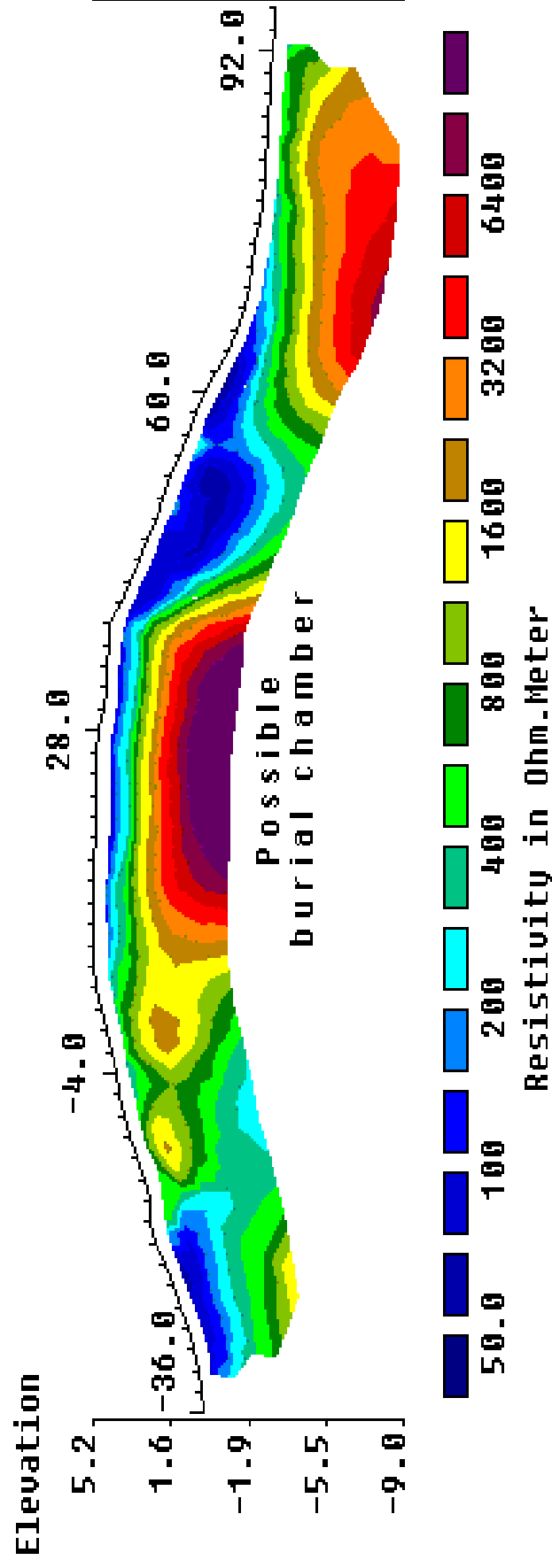
- type de terrain rencontré
- type de contraste attendu
- la profondeur d'investigation
- détail visé
- type de problème technique à résoudre

L'interprétation des mesures géophysiques abouti à un **zonage du terrain**. Ce zonage sert à définir l'emplacement des **sondages mécaniques** de manière optimale (forages destructifs, carottage, puits, galeries, tranchées...)

4. Techniques géophysiques (2/2)

➤ Choix de techniques géophysiques

Exemple : Résistivité électrique



5. Paramètres physiques (1/5)

➤ Masse volumique

La gravimétrie : le champ de pesanteur dépend de la répartition des masses donc de la répartition de la masse volumique des matériaux du terrain.

Exemple d'application : détection de cavité souterraines.

La méthode permettant de déterminer ce paramètre est « diagraphie différée (gamma-gamma) ».

Densités de différents matériaux

Type	Intervalle	Moyenne	Type	Intervalle	Moyenne
Neige	-	0.125	Gypse	2.20-2.60	2.35
Pétrole	0.60-0.90	-	Glace	0.88-0.92	-
Eau de mer	1.01-1.05	-	Tourbe	-	1.05
Sel gemme	2.10-2.60	2.22	Quartz	2.50-2.70	2.65
Asphalte	1.10-1.20	-	Calcite	2.60-2.70	-
Graphite	1.90-2.30	2.15	Talc	2.70-2.80	2.71
Houille grasse	1.20-1.50	1.32	Anhydrite	2.90-3.00	2.93
Anthracite	1.34-1.80	1.50	Soufre	1.90-2.10	-
Brique	-	1.50	Magnésite	2.90-3.12	3.03
Craie	1.53-2.60	2.01	Diamant	-	3.52

5. Paramètres physiques (2/5)

➤ Caractéristiques élastiques

Les caractéristiques élastiques sont les modules d'élasticité et les vitesses des ondes mécaniques.

La propagation des ondes mécaniques dans les matériaux dépend des modules d'élasticité (modules d'Young et de poisson...) et de la masse volumique.

Les méthodes permettant de déterminer ces paramètres sont les « Méthodes sismiques (réfraction et réflexion) »

5. Paramètres physiques (3/5)

➤ Caractéristiques électriques

Les matériaux du sous sol sont conducteur d'électricité.

La conductivité électrique, notée σ , se mesure en siemens par mètre (S/m)

La résistivité électrique, notée ρ , est l'inverse de la conductivité, elle se mesure en ohms-mètres ($\Omega.m$).

Terrain très argileux → faible résistivité ;

Matériaux rocheux → forte résistivité

Milieu	Eau de mer	Vase, Argile	Marne	Tourbe	Eau douce	Glace	Craie	Calcaire fissuré et saturé	Calcaire compact sec	Sable et gravier sec
Résistivité (ohm.m)	0,25	0,5-30	10-60	≅25	25	70-10000	100-300	100-1000	1000-10000	> 1000

5. Paramètres physiques (4/5)

➤ Caractéristiques magnétiques

Les propriétés **magnétiques** sont quantifiées par deux paramètres :

- la perméabilité magnétique relative μ_r
- la susceptibilité magnétique χ

$$\mu_r = 1 + \chi$$

Ces méthodes sont peu utilisées en génie civil

Susceptibilité de certains minéraux

Type	$k \times 10^6$ emu		
	Intervalle	Moyenne	Type
Graphite	-	-8	Quartz
Sel	-	-1	Gypse
Calcite	-0.6 - -1	-	Charbon
Argiles	-	20	Ilménite
Hématite	40-3000	550	Pyrrhotite
Pyrite	4-420	130	Magnétite
			Moyenne
			Intervalle
			Moyenne

■ Matériaux contenant du fer : k élevé

5. Paramètres physiques (5/5)

➤ Caractéristiques électromagnétiques

Les propriétés électromagnétique autres que μ_r , χ sont la conductivité σ (déjà cité) et la permittivité relative ϵ_r .

Il faut savoir que ϵ_r a une influence sur la vitesse de propagation des ondes électromagnétiques calculée comme suit :

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

c : vitesse de la lumière dans le vide (3.10^8 m/s)

	Air	Matériau sec	Matériau très humide	Eau
ϵ_r	1	4	20	80

L'appareil permettant de déterminer ces paramètres est le « Radar géologique »

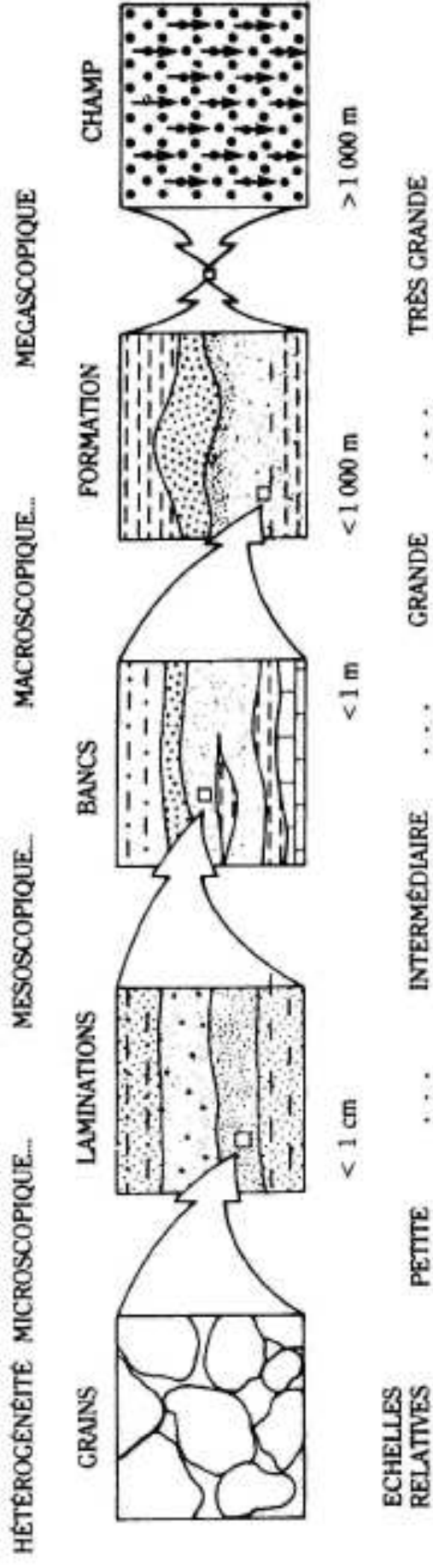
6. Méthodes géophysiques (1/1)

➤ Différentes méthodes géophysiques

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

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 **diagrapies**.

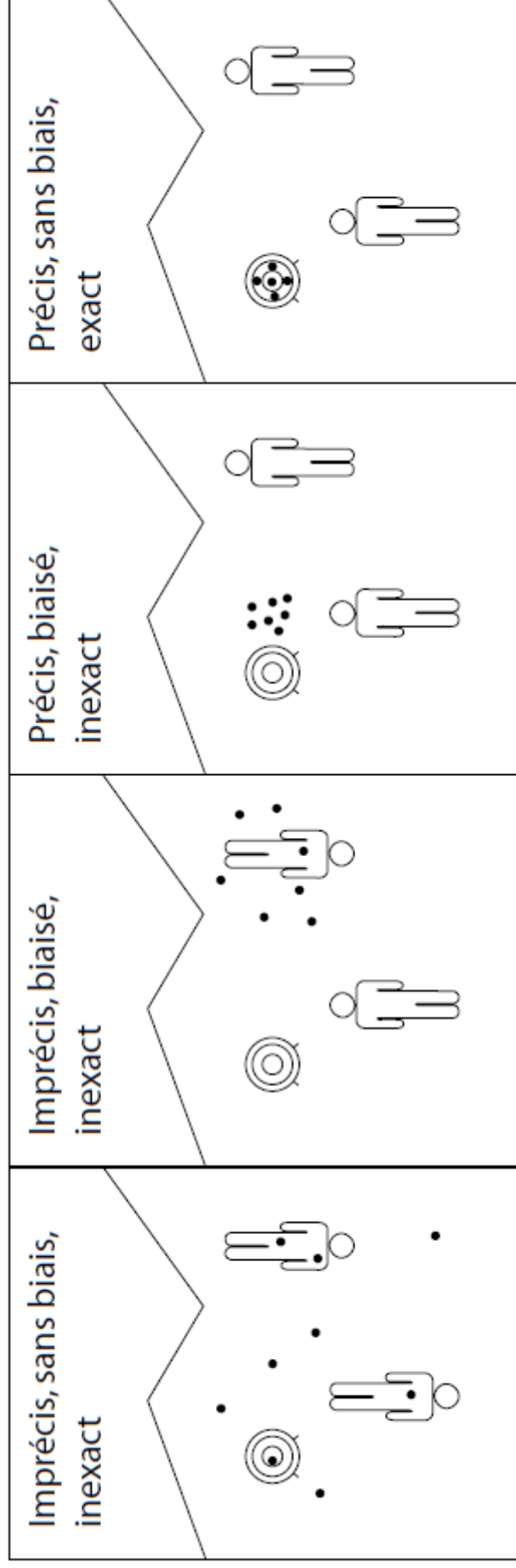
7. Echelles de résolution (1/2)



En général, la géophysique permet d'obtenir des résultats avec une résolution macroscopique et au mieux la résolution mésoscopique (Radar géologique).

7. Echelles de résolution (2/2)

Pour qu'une mesure soit **exacte** il faut qu'elle soit **précise** et **sans biais**.



8. Avantages et inconvénients (1/1)

➤ Avantages

- Les méthodes géophysique de surface permettent d'investiguer simultanément un grand volume de sol
- Elles sont particulièrement intéressantes dans le cas de sols comportant des particules de dimensions décimétrique à métrique (sols grossiers et hétérogènes)
- Coût relativement modéré
- Rapidité de mise en œuvre

➤ Inconvénients

- Diminution de la résolution avec la profondeur
- Propriétés du sol obtenus indirectement par corrélations entre les paramètres géophysiques et certains caractéristiques géotechniques.

9. Campagne de géophysique (1/1)

➤ Déroulement des essais

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.

10. Exemples d'application (1/1)

➤ Quelques exemples

- Localisation de cavités, d'hétérogénéité, d'objet...
- Estimation des modules dynamiques
- Contribution aux études environnementales
- Niveau de la nappe phréatique
- Estimation de la porosité/conductivité hydraulique
- Diagnostic des ouvrages de génie civil
- ...

Références bibliographiques

1. J-L Mari, G. Arens, D. Chapellier, P. Gaudiani (1998), « Géophysique de gisement et de génie civil ». Livre
2. Richard Lagabriele «Géophysique appliquée au génie civil ». Techniques de l'ingénieur (2007) [C 224v2]
3. Michel Chouteau et Bernard Giroux (2008), « cours de géophysique appliquée II ». Ecole Polytechnique de Montréal
4. J-P. Magnan (2000), « Cours de mécanique des sols et des roches ». Ecole nationale des ponts et chaussées
5. ...

Chapitre II : Méthodes électriques

Chapitre II : Méthodes électriques

1. Généralités
2. Résistivité électrique
3. Paramètres d'influence
4. Dispositifs de mesure
5. Tomographie électrique

1. Généralités (1/3)

➤ Introduction

La résistivité électrique permet la connaissance de la distribution des propriétés physiques du sol. Elle dispose des avantages suivants :

- méthode non-destructive
- permet de couvrir de grandes surfaces d'investigation ainsi que de grands volumes
- générer un faible coût
- facile à mettre en œuvre et adaptée à tous les types d'environnement
- permet d'obtenir des images de surface et/ou en profondeur à un temps donné ou de faire un suivi dans le temps

Il existe deux types de méthodes pour mesurer la résistivité électrique :

- ➔ • les méthodes directes en courant continu (loi d'Ohm)
- les méthodes électromagnétiques (loi de Maxwell)

1. Généralité (2/3)

➤ Loi d'Ohm

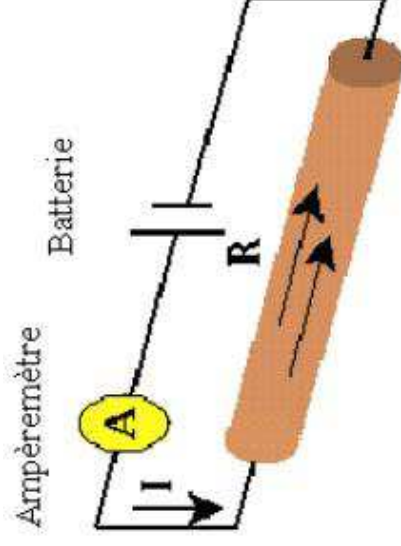
Le physicien Allemand **Georg Ohm** a montré que la différence de **potentiel** « **V** » aux bornes d'un dipôle passif est proportionnelle à l'**intensité** « **I** » du courant électrique qui le traverse. Le facteur reliant la différence de potentiel à l'intensité est appelé la **résistance** « **R** ». C'est la loi d'Ohm, qui s'exprime sous la forme :

$$V = R.I$$

V : différence de potentiel (en Volt, V)

R : Résistance électrique (en Ohm, Ω)

I : Intensité du courant électrique traversant le dipôle (en Ampère, A)



La résistance électrique « **R** » d'un milieu est fortement dépendante de sa géométrie. Mais cette résistance n'apporte pas directement d'information sur la nature et les dimensions du matériau traversé. Il est donc nécessaire d'introduire la notion de **résistivité**.

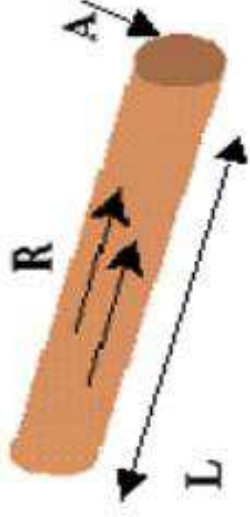
1. Généralités (3/3)

➤ Résistivité électrique

La résistivité électrique « **Rho** » (exprimée en $\Omega.m$) d'un matériau représente sa capacité à limiter le passage d'un courant électrique. Cette propriété est fortement liée aux caractéristiques intrinsèques de ce matériau.

Si l'on considère le cas simple de la figure ci-dessous, pour un cylindre de longueur « L » et de section « A », la résistivité électrique s'exprime comme :

$$\rho = (R.A)/L$$



ρ : Résistivité électrique ($\Omega.m$)

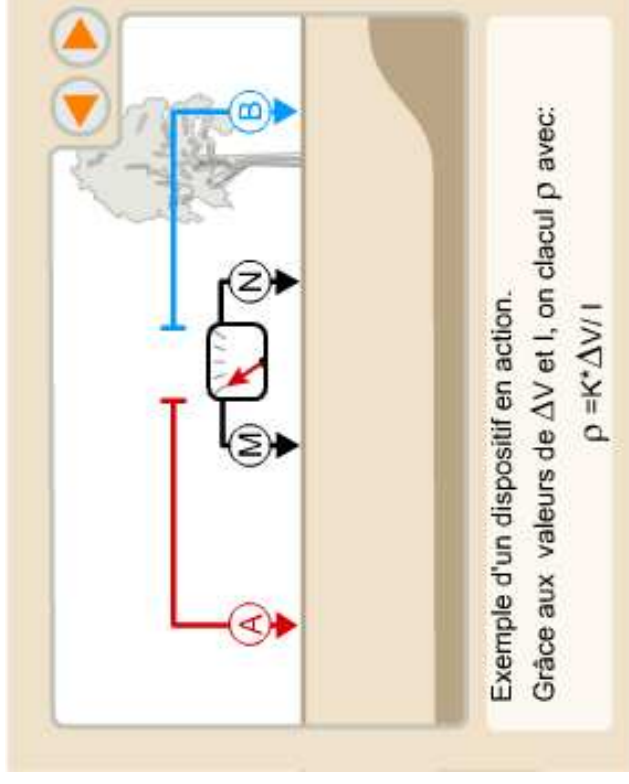
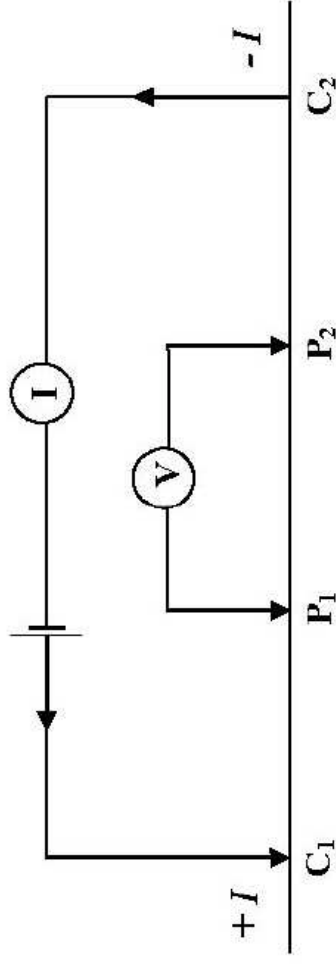
A : Section du matériau traversé (m^2)

L : Longueur du matériau traversé (m)

2. Résistivité électrique (1/6)

➤ Mesure de la résistivité électrique

En pratique, une mesure de résistivité du sol nécessite **4 électrodes** reliées à un **générateur** de courant. Deux des électrodes, dites de courant (C_1 , C_2), font circuler dans le sol un courant continu d'intensité fixée et contrôlé par un **ampèremètre**. La différence de potentiel induite dans le sol par la circulation de ce courant est mesurée par un **voltmètre** relié aux deux électrodes dites de potentiel (P_1 , P_2). L'ensemble (ampèremètre + voltmètre, éventuellement générateur de courant) est appelé « **Résistivimètre** ».



2. Résistivité électrique (2/6)

➤ Mesure de la résistivité électrique

Au niveau des points P_1 et P_2 , le potentiel s'exprime selon :

$$V_{(P1)} = \frac{\rho J}{2\pi} \left(\frac{1}{P_1 C_1} - \frac{1}{P_1 C_2} \right)$$

$$V_{(P2)} = \frac{\rho J}{2\pi} \left(\frac{1}{P_2 C_1} - \frac{1}{P_2 C_2} \right)$$

La différence de potentiel entre P_1 et P_2 s'écrit alors :

$$\Delta V_{P_1 P_2} = V_{(P1)} - V_{(P2)} = \frac{\rho J}{2\pi} \left(\frac{1}{P_1 C_1} - \frac{1}{P_1 C_2} - \frac{1}{P_2 C_1} + \frac{1}{P_2 C_2} \right)$$

et la résistivité du **demi-espace homogène** vaut :

$$\rho = \frac{2\pi \cdot \Delta V_{P_1 P_2}}{I} \left(\frac{1}{P_1 C_1} - \frac{1}{P_1 C_2} - \frac{1}{P_2 C_1} + \frac{1}{P_2 C_2} \right)^{-1}$$

2. Résistivité électrique (3/6)

➤ Résistivité électrique apparente

Un sol naturel est un milieu hétérogène et anisotrope, dans ce cas la résistivité mesurée est dite **apparente** « ρ_a » car elle diffère de la résistivité réelle ou intrinsèque du sol. La valeur de résistivité apparente obtenue lors d'une mesure résulte en effet de la contribution de tous les matériaux traversés par le courant injecté, en fonction de leur résistivité et de leur localisation par rapport aux sources de courant. Elle constitue un excellent moyen de **normalisation des mesures** en fonction de la géométrie du système de mesure. L'équation précédente peut s'écrire de la façon suivante :

$$\rho_a = k \cdot R = k \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad \text{avec} \quad k = 2\pi \left(\frac{1}{P_1 C_1} - \frac{1}{P_1 C_2} - \frac{1}{P_2 C_1} + \frac{1}{P_2 C_2} \right)^{-1}$$

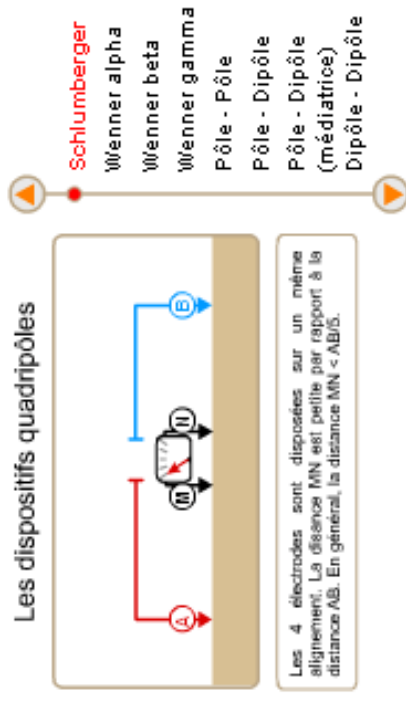
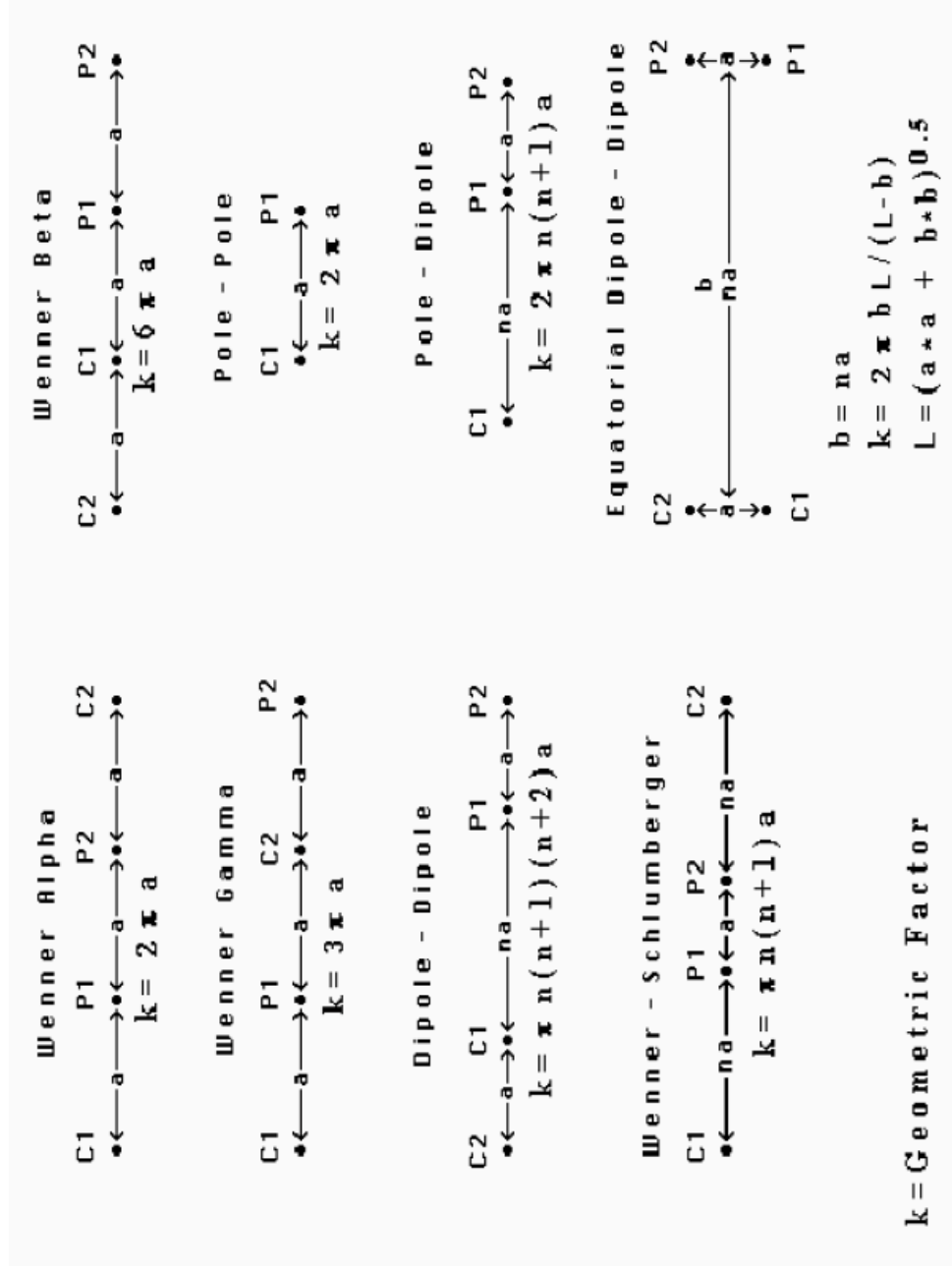
Le facteur géométrique « k » dépend du dispositif de mesure utilisé, c'est-à-dire de la disposition relative des électrodes de courant et de potentiel. Dans le cas d'un **dispositif Wenner- α** , où $C_1 P_1 = P_1 P_2 = P_2 C_2 = a$, le facteur géométrique « k » équivaut à :

$$k = 2\pi \left(\frac{1}{a} - \frac{1}{2a} - \frac{1}{2a} + \frac{1}{a} \right)^{-1} = 2\pi a$$

2. Résistivité électrique (4/6)

➤ Différents dispositifs pour mesurer la résistivité électrique

La Figure ci-dessous présente plusieurs dispositifs de mesure différents et leur facteur géométrique associé. Les caractéristiques des **plus couramment utilisés** (Wenner α , dipôle-dipôle et Schlumberger) sont abordées en détails ci-après.



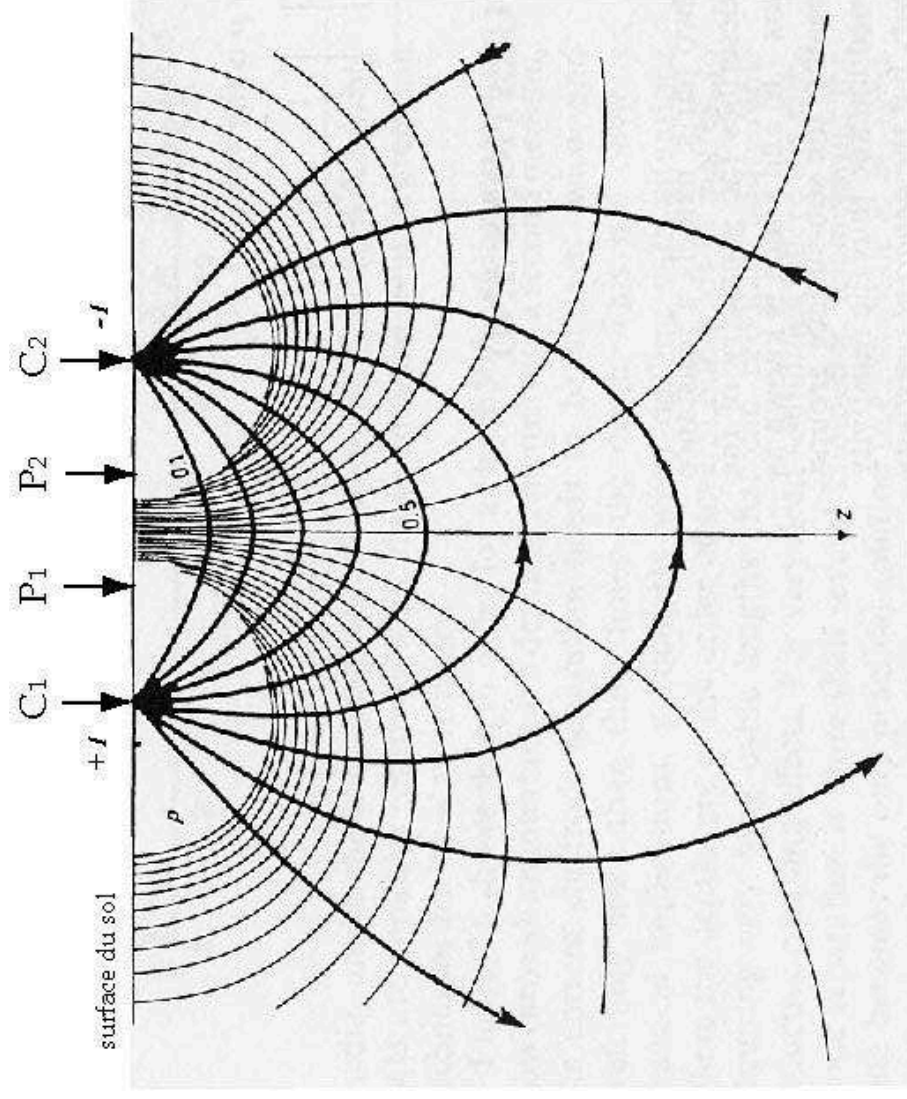
2. Résistivité électrique (5/6)

➤ Equipotentielles et lignes de courant

La circulation d'un courant continu dans un demi-espace homogène infini isotrope entre 4 électrodes est représentée figure ci-dessous. Le courant entre dans le sol en un point C_1 (+I) et en sort par un point C_2 (-I). Le potentiel en un point M quelconque est la somme des contributions des sources C_1 et C_2 .

En gras : ligne de courant

Normal : équipotentielles



2. Résistivité électrique (6/6)

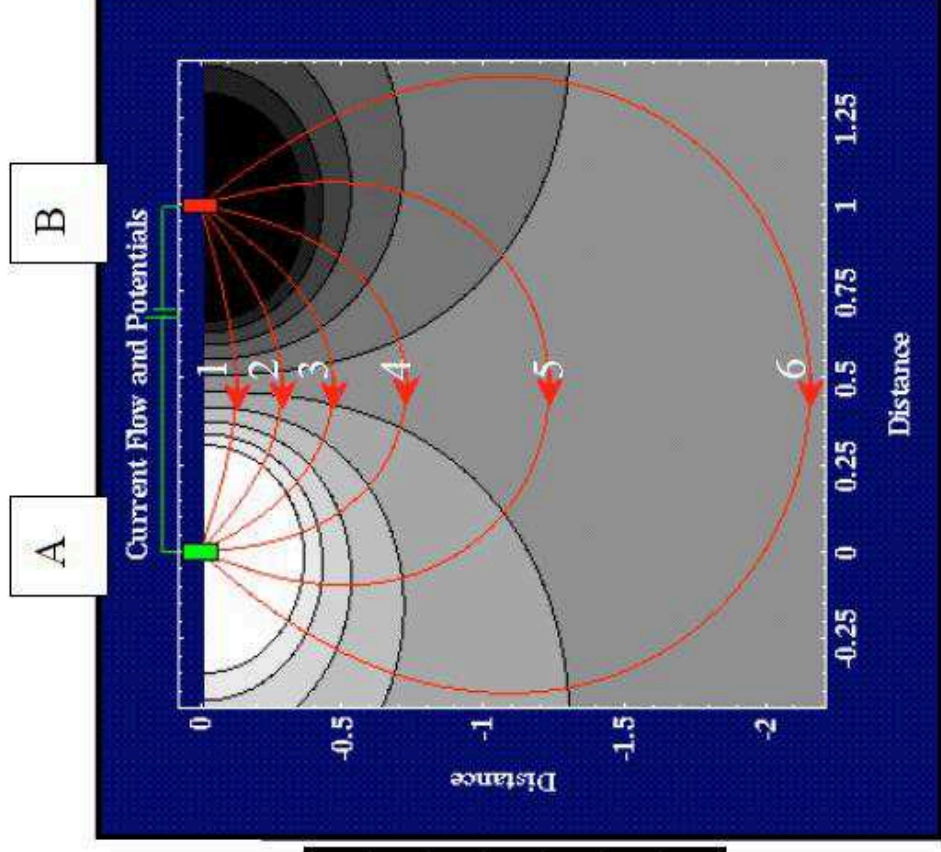
➤ Equipotentielle et lignes de courant

Plus les lignes équipotentielles sont rapprochées, plus le gradient électrique est fort. Dans le cas illustré dans cette figure, le courant se concentre surtout proche de la surface.

— : Lignes de courant

— : Lignes équipotentielles

Ligne de courant	% de courant
1	17
2	32
3	42
4	49
5	51
6	57



3. Paramètres d'influence (1/2)

Des travaux scientifiques ont montrés la forte dépendance de la résistivité électrique des variables intrinsèques des sols aussi bien physiques que chimiques. Les sources principales d'influence sont :

- la teneur en eau ou le degré de saturation (w ou S_r $\nearrow \Rightarrow \sigma \nearrow \Rightarrow \rho \searrow$)
- la salinité du fluide interstitiel (quantité de sels solubles) (salinité $\nearrow \Rightarrow \sigma \nearrow \Rightarrow \rho \searrow$)
- la porosité (forme et taille des pores) (n $\nearrow \Rightarrow \sigma \searrow \Rightarrow \rho \nearrow$)

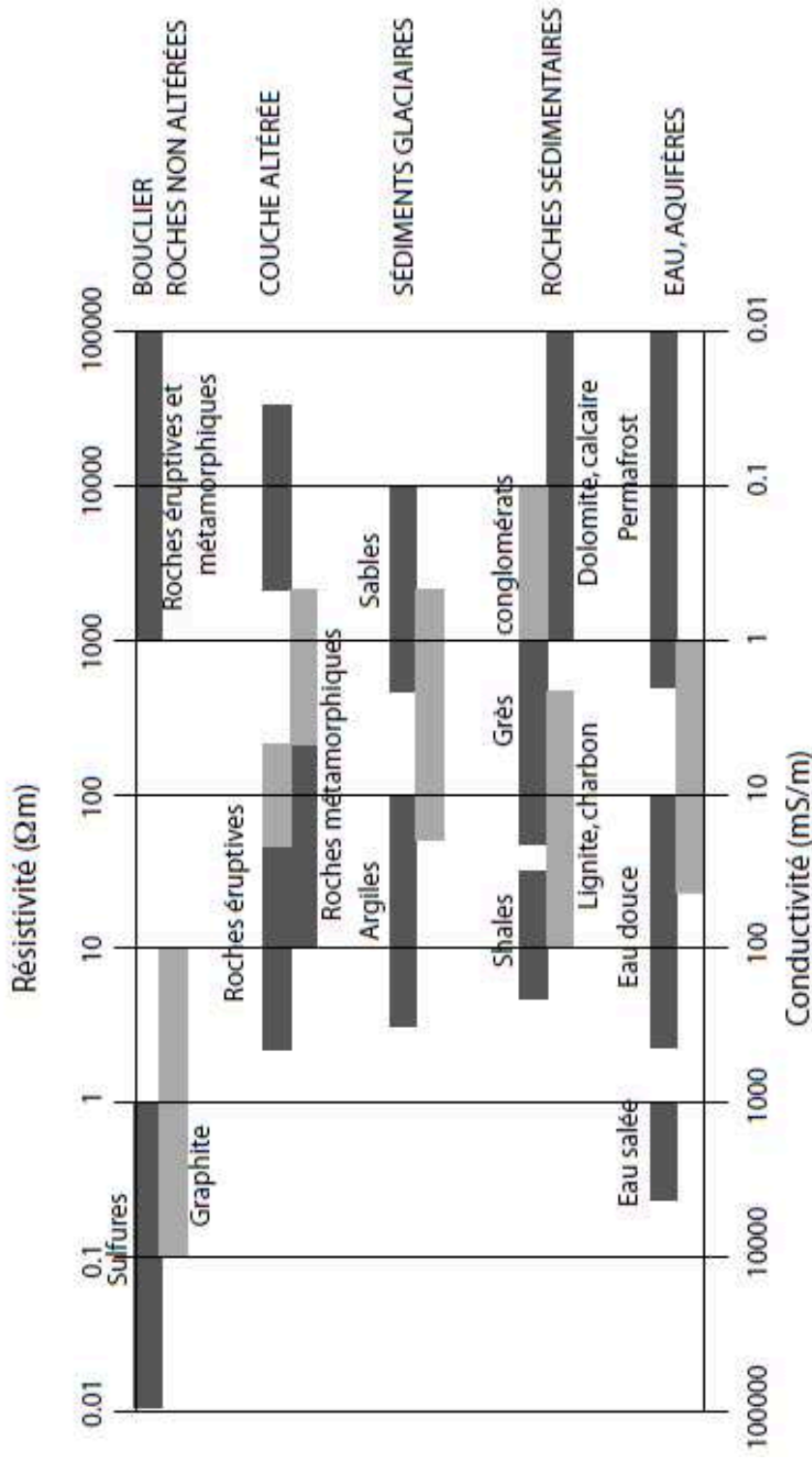
d'autres chercheurs ont montrés de fortes corrélations avec :

- la texture (minéralogie, granulométrie, forme des particules)
- la structure interne (distribution des dimensions des pores)
- la profondeur et le type de substrat

La résistivité électrique dépend soit d'une variable intrinsèque si elle est prédominante dans le milieu prospecté, soit d'un groupe de variables au sein duquel des interactions très complexes existent.

3. Paramètres d'influence (2/2)

➤ Ordre de grandeur de la résistivité



Sulfures : Soufre mélangé avec d'autres éléments ; **Graphites** : Carbone naturel presque pur

Shales (Schistes) : Roche sédimentaire feuilletée ; **Conglomérat** : Roche formée de blocs agglomérés

Grès : Roche sédimentaire formée de grains de sable agglomérés par un ciment

Lignite : Charbon fossile brunâtre ; **Dolomite** : Carbonate naturel de calcium et magnésium

Permafrost : couche de sol gelée en permanence

4. Dispositifs de mesure (1/4)

➤ Choix du dispositif de mesure

Le choix du dispositif de mesure dépend de l'objet géologique étudié et des objectifs recherchés (résolution spatiale, sensibilité,...). Chaque dispositif présente en effet des avantages et inconvénients qui lui sont propres et qui sont liées à son diagramme de sensibilité.

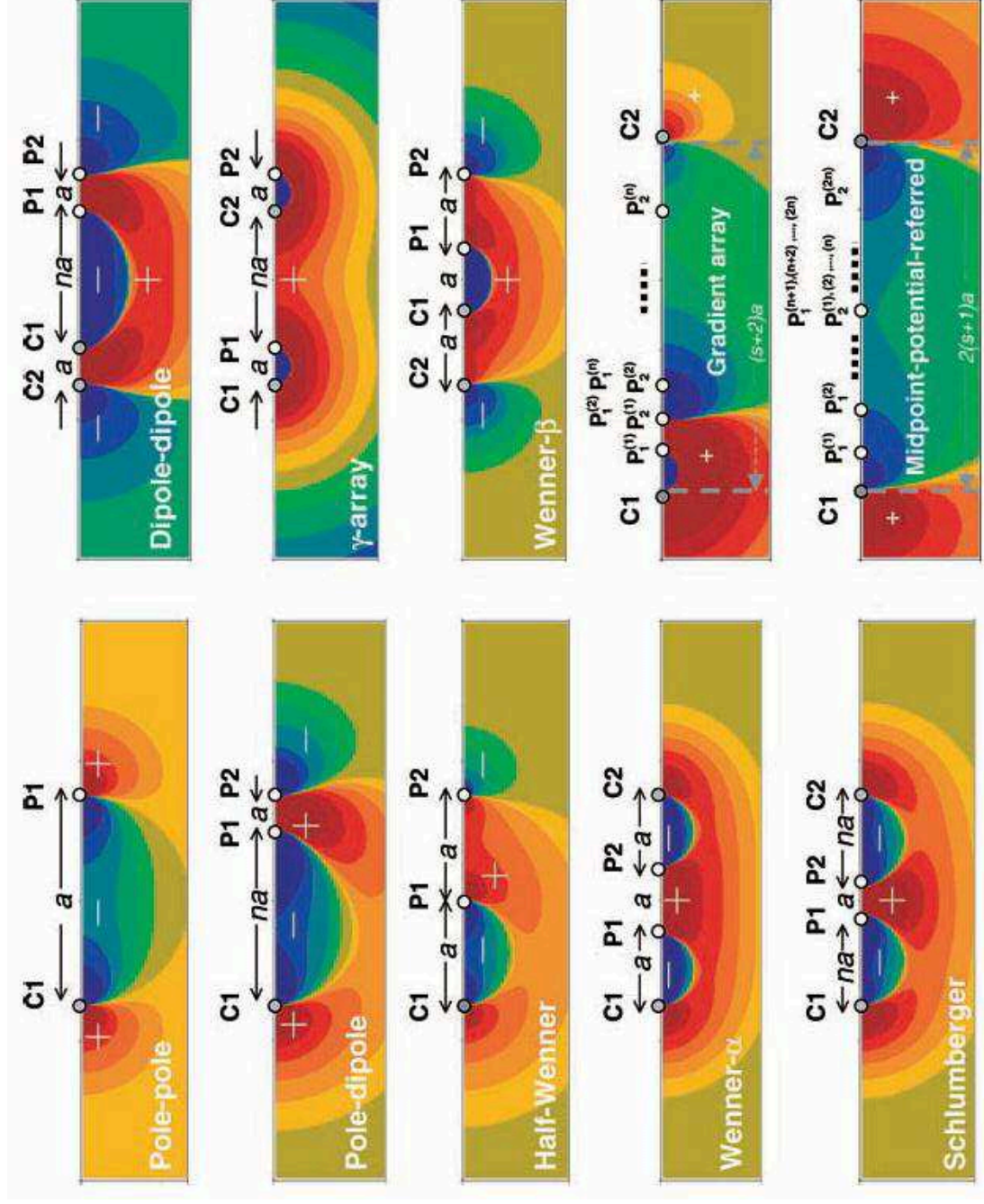
La Figure ci-après présente les diagrammes de sensibilité pour 10 dispositifs de mesure en 2D. On peut remarquer que :

- La matrice de sensibilité du dispositif dipôle-dipôle montre que les mesures sont influencées par une surface importante (zone sombre), contrairement à celles effectuées selon le dispositif Wenner- α qui affectent une zone plus concentrée et mieux définie verticalement.
- les dispositifs Wenner α et Wenner β se caractérisaient par une bonne stabilité (faible sensibilité aux courants parasites)
- les dispositifs Dipôle-Dipôle, Pôle-Dipôle et gradient permettent d'obtenir une très bonne résolution spatiale.

4. Dispositifs de mesure (2/4)

➤ Choix du dispositif de mesure

Plus une zone est **sombre**, plus sa contribution à la mesure est importante



4. Dispositifs de mesure (3/4)

➤ Avantages

a) Le dispositif Wenner

- Recommandé pour les structures horizontales
- Profondeur d'investigation plus faible que celle du dipôle - dipôle et du Schlumberger
- Le nombre de points d'acquisition est inférieur à celui du dipôle - dipôle et Schlumberger

b) Le dispositif Schlumberger

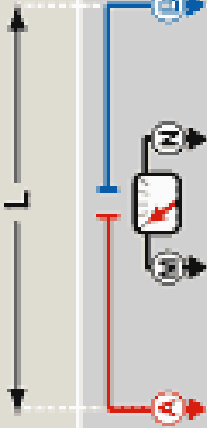
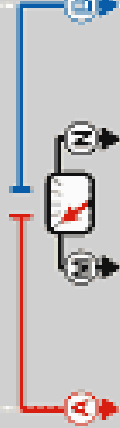


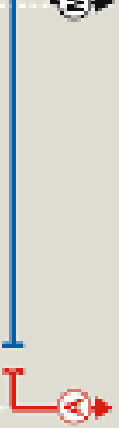
- Recommandé à la fois pour les structures horizontales et verticales
- Profondeur d'investigation est d'environ 10% plus élevée qu'avec le Wenner
- Le nombre de points d'acquisition est inférieur à celui du dipôle - dipôle

c) Le dispositif Dipôle - Dipôle

- Recommandé surtout pour les structures verticales
- Profondeur d'investigation et nombre de points d'acquisitions plus grand que les deux premiers

4. Dispositifs de mesure (4/4)

➤ Profondeurs d'investigation

Dispositifs		Prof. d'investigation		Pouvoir de résolution
		Roy (1971)	Barker (1989)	
Wenner		0.11L	0.17L	1/2.25
Schlumberger		0.125L	0.19L	1/2.45
Dipôle-Dipôle		0.195L	0.25L	1/3.45
Pôle-Pôle		0.35L		1/8.4

5. Tomographie électrique (1/9)

➤ Principe

La tomographie électrique permet de imager la **résistivité apparente** « ρ_a » du sol selon un plan vertical 2D (comme une coupe de terrain) ou dans un volume de sol (3D). Elle permet d'obtenir les variations de résistivité apparente en fonction de la profondeur le long d'un profil.

Des électrodes métalliques plantés en surface du sol permettent de réaliser les mesures. Des profils multiples sont interrogés en augmentant régulièrement l'espacement entre les 4 électrodes de mesures.

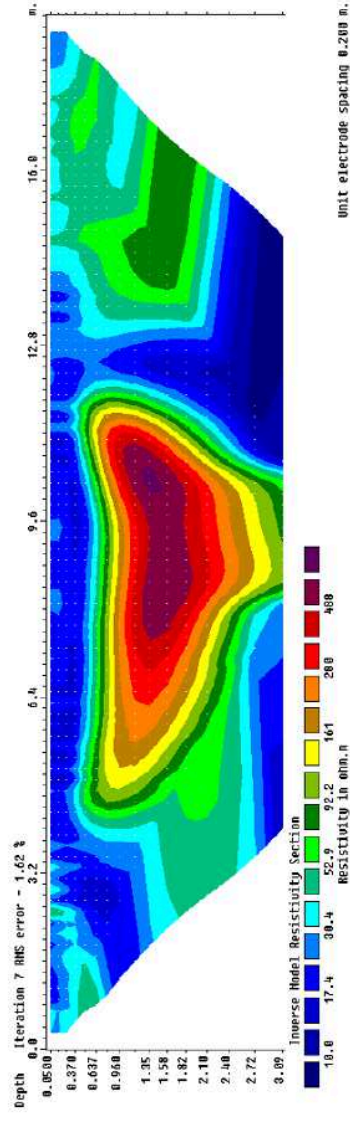
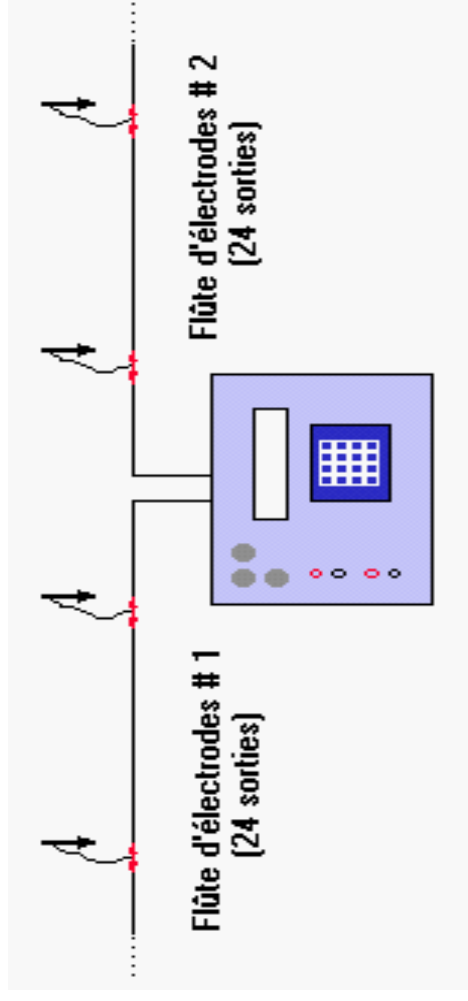
Les points de mesures sont ensuite reportés dans un plan vertical a une profondeur proportionnelle à l'écartement des électrodes. Elles permettent la construction d'une **pseudo section**.

Dans le cas de mesures en dispositif Wenner α , par exemple, l'abscisse représente généralement le **centre du quadripôle** et la profondeur est choisie égale à **la moitié** de l'**espace inter-électrodes** « a ».

5. Tomographie électrique (2/9)

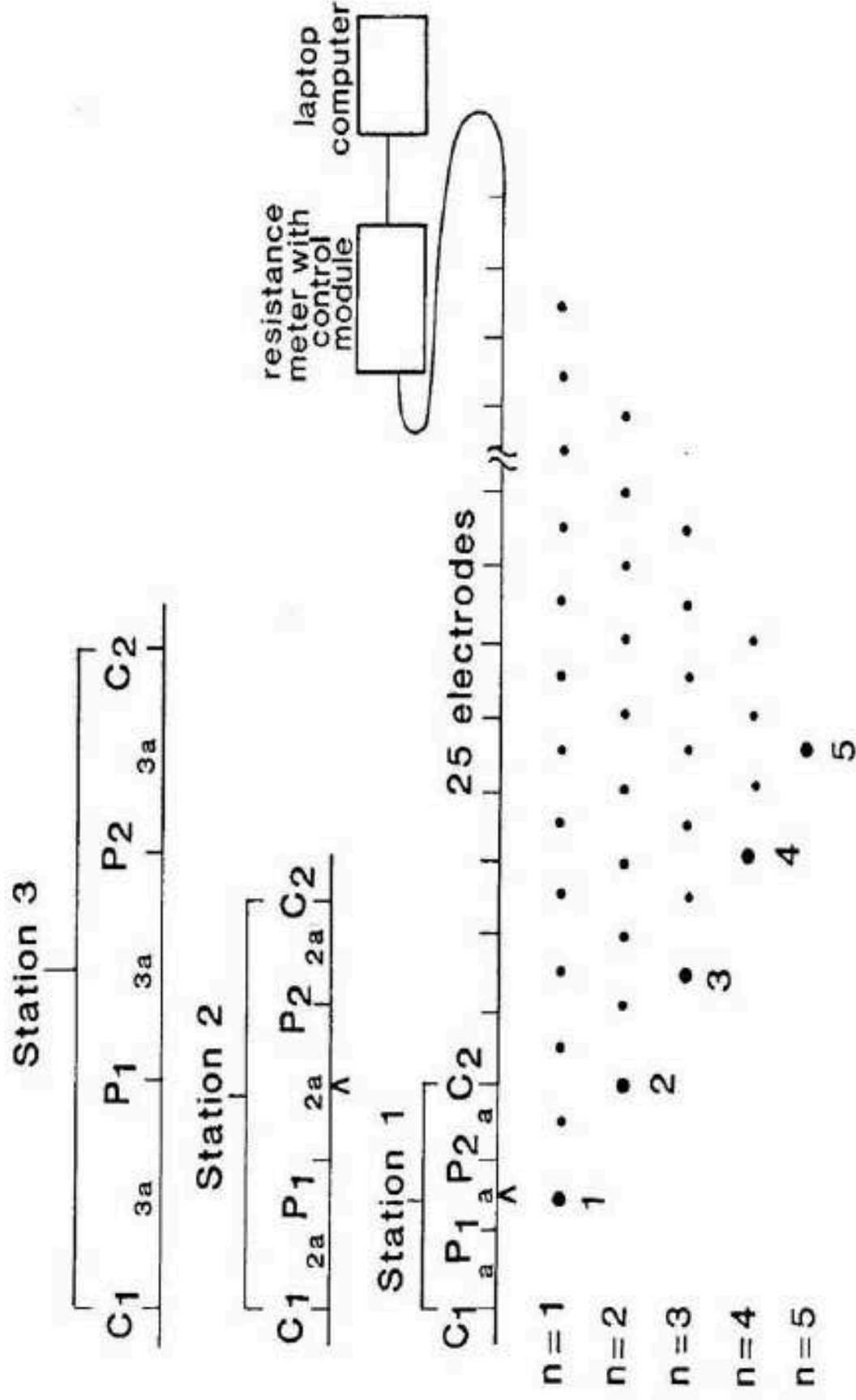
➤ Matériels de mesure

Exemple : Le *Syscal Pro* possède un système de commutation interne permettant de piloter 48 électrodes (2 flûtes de 24 électrodes) et une source de 250 W maximum.



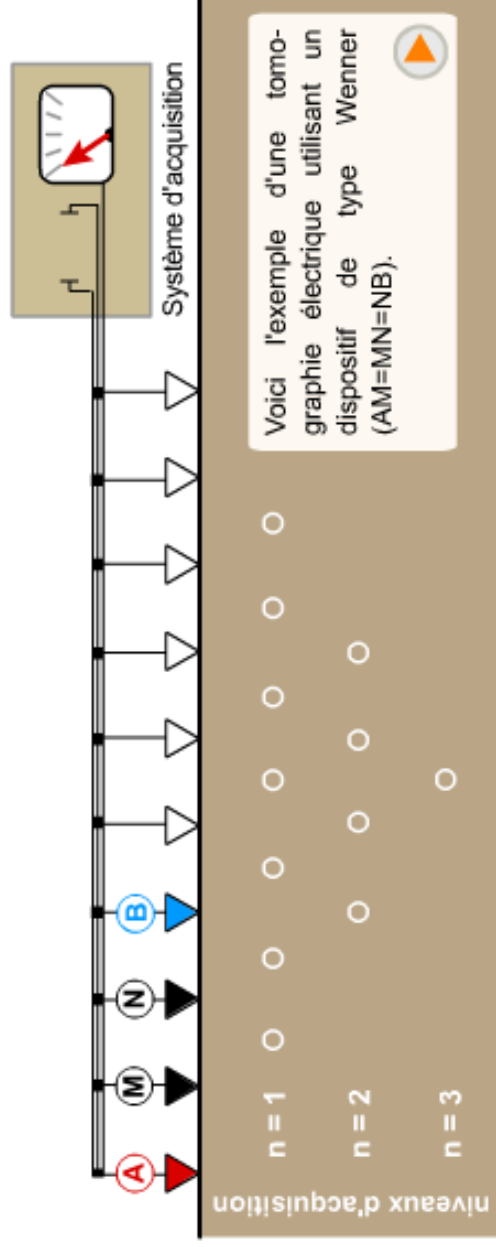
5. Tomographie électrique (3/9)

➤ Mode d'acquisition



5. Tomographie électrique (4/9)

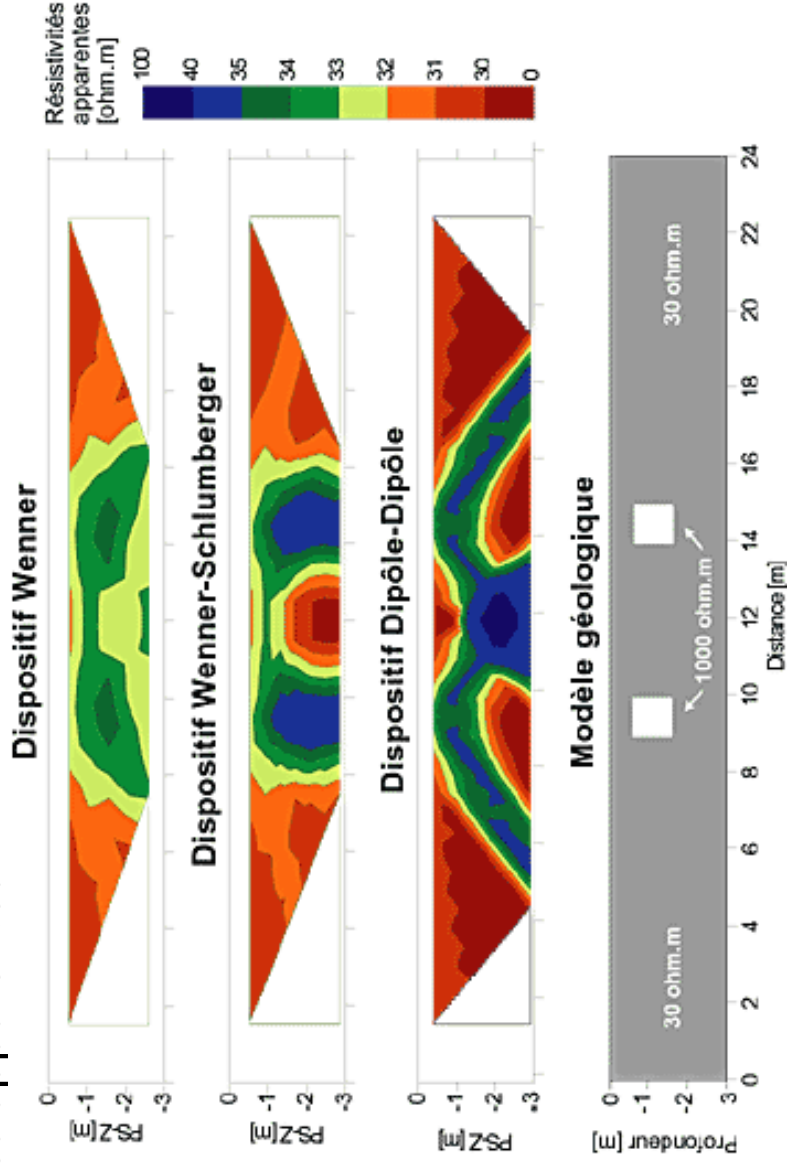
➤ Mode d'acquisition



5. Tomographie électrique (5/9)

➤ Résultats brutes

La figure ci-dessous présente des tomographies électriques obtenues avec trois dispositifs différents sur un modèle constitué de deux corps identiques, infiniment longs perpendiculairement au dispositif et éloignés de quatre fois leur largeur. Les formes engendrées par un objet identique diffèrent fortement en fonction du dispositif employé. C'est la raison pour laquelle il est quasiment impossible d'interpréter correctement une tomographie non inversée. Il est juste possible de faire quelques hypothèses sur la distribution des résistivités apparentes.



Résistivités apparentes sur un même modèle selon 3 dispositifs différents

5. Tomographie électrique (6/9)

➤ Inversion

Afin d'obtenir la résistivité réelle du sol en chaque point de la coupe verticale, les valeurs de résistivité apparente ρ_a doivent être inversées.

Le principe de l'inversion consiste à trouver des modèles de sol (résistivité réelle) permettant d'expliquer les résistivités apparentes mesurées (pseudo-section).

L'objectif de l'inversion est de minimiser l'écart entre la pseudo-section calculée pour un modèle de sol et la pseudo-section mesurée, celui-ci étant généralement quantifié par le critère des moindres carrés RMS (Root Mean Square), qui s'écrit :

$$RMS(\%) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\rho_{cal} - \rho_m)^2}$$

ρ_{cal} et ρ_m représentent respectivement la résistivité apparente calculée et mesurée en chaque point de la pseudo-section.

Divers logiciels (Res2Dinv, Res3Dinv,...) permettent de faire le traitement, l'inversion et l'interprétation des données de résistivité électrique.

5. Tomographie électrique (7/9)

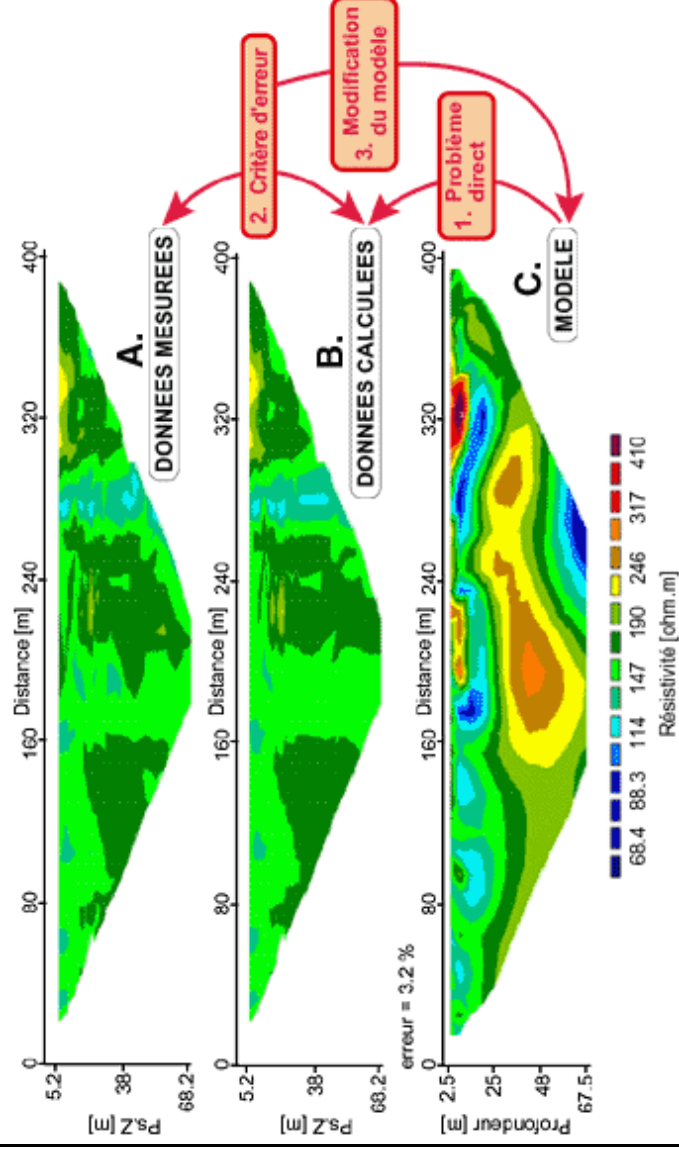
➤ Processus d'inversion

Les différentes étapes de la méthode d'inversion :

- 1/ Un modèle (C) est tout d'abord élaboré soit à partir des données de résistivités apparentes mesurées (A), soit à partir d'informations a priori entrées par l'utilisateur.

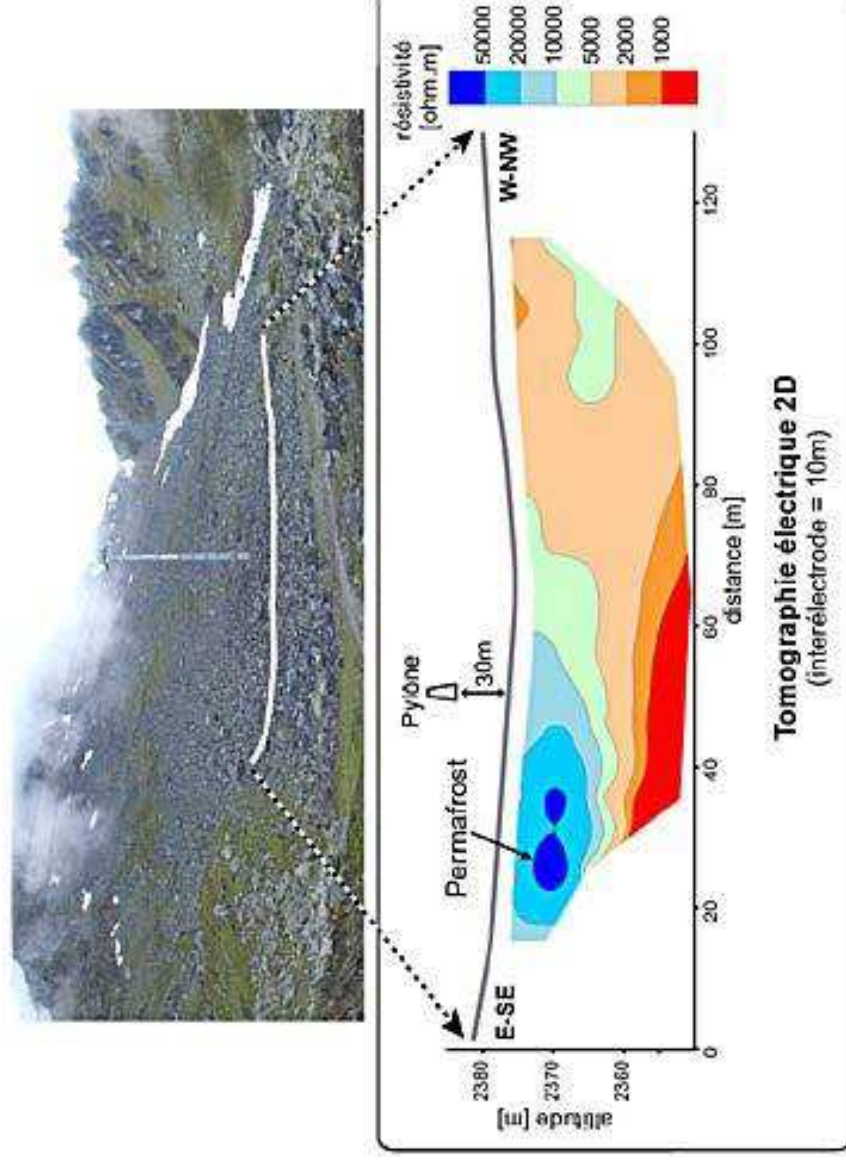
- 2/ L'algorithme calcule ensuite la réponse de ce modèle en y effectuant une "acquisition fictive", le problème direct (c'est à dire le calcul de résistivités apparentes à partir de résistivités vraies) étant connu (étape 1). On obtient alors le profil calculé (B).

- 3/ L'algorithme détermine alors le degré de différence entre les données mesurées (A) et le profil calculé (B) selon un certain critère (étape 2). Le modèle est ensuite modifié dans le but de diminuer le degré de différence (erreur) entre (A) et (B) (étape 3). L'opération est alors répétée de manière itérative jusqu'à ce que le processus converge (c-à-d que l'erreur ne diminue plus de manière significative).



5. Tomographie électrique (8/9)

➤ Exemple de résultat

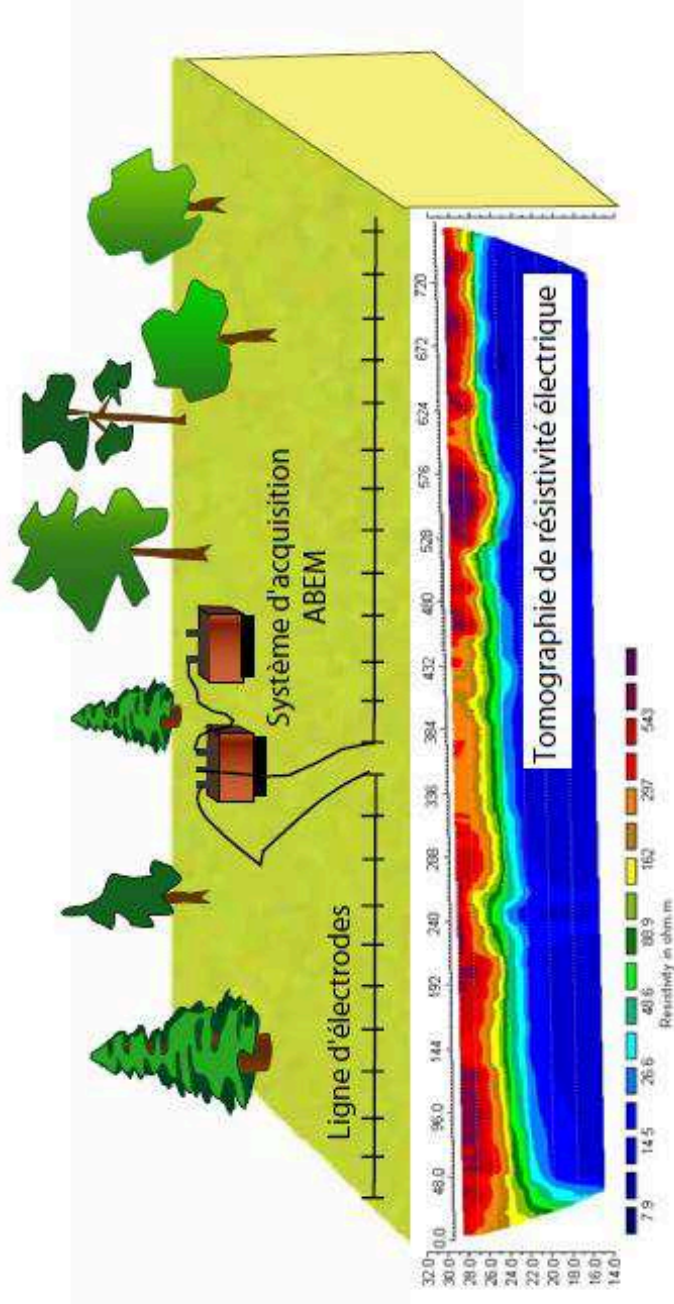


Exemple de tomographie électrique 2D sur un glacier rocheux dans la région de Verbier, Suisse

5. Tomographie électrique (9/9)

➤ Conseils pratiques

- En présence d'un terrain sans aucune connaissance préalable de la géométrie et la nature des couches de sol à étudier, on utilise de préférence un dispositif Schlumberger. Ce dispositif peut à la fois être utilisé en étude géologique à grande échelle, en hydrogéologie, en génie civil, en archéologie et pour des problèmes d'environnement.
- Il est recommandé d'utiliser les dispositifs Dipôle – Dipôle ou pôle – pôle pour réaliser des cartographies en 3 Dimensions (3D).



Références bibliographiques

1. Claude Plumelle (2015). Théorie et pratique de la géotechnique. Livre édition le Moniteur.
2. Richard Lagabrielle «Géophysique appliquée au génie civil ». Techniques de l'ingénieur (2007) [C 224v2]
3. Michel Chouteau et Bernard Giroux (2008), « cours de géophysique appliquée II ». Ecole Polytechnique de Montréal
4. Fathe Bouteldja (2009), Diagnostic en place et prévision de l'évolution d'un système d'assainissement non collectif, Thèse de doctorat. Univ Blaise Pascal – Clermont Ferrand II. France
5. ...

Chapitre III : Méthodes sismiques

Chapitre III : Méthodes sismiques

1. Introduction
2. Types d'ondes sismique
3. Vitesses sismiques
4. Principe de mesure
5. Acquisition de données sismique
6. Sismique réflexion
7. Formules de calcul en sismique réflexion

1. Introduction (1/1)

La méthode sismique est la branche la plus développée de la géophysique. Elle est née de l'étude des tremblements de terre (séisme).

Depuis, le domaine s'est développé surtout sous l'impulsion de l'exploration économique du **pétrole**. Actuellement ce champ d'étude couvre plusieurs domaines.

La sismique est l'étude de la propagation des ondes sismiques (mécaniques) dans le sol. Elle permet de mesurer *la variation de la vitesse* de propagation de ces ondes, qui dépend des propriétés élastiques des matériaux présents (dureté, degré de consolidation et la saturation).

Avec cette méthode on peut distinguer la roche compacte du terrain meuble, la roche compacte et la roche altérée, les zones fracturées dans une roche saine, le niveau de la nappe phréatique.

2. Type d'ondes sismiques (1/5)

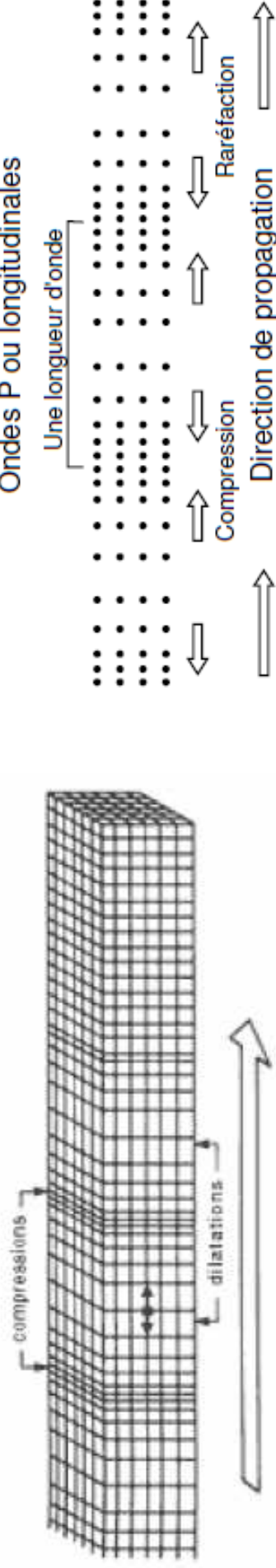
Il existe deux grands types d'ondes sismiques :

- Ondes de volume :
 - Ondes **de compression**, ou encore ondes **longitudinales**, ou ondes **P**
 - Ondes **de cisaillement**, ou encore ondes **transversales**, ou ondes **S**
- Ondes de surface :
 - Ondes **de Rayleigh**
 - Ondes **de Love**

2. Type d'ondes sismiques (2/5)

➤ Les ondes P

C'est les ondes 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 vitesse d'onde V_p s'écrit :

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\rho(1-2\nu)(1+\nu)}} = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad [\text{m/s}].$$

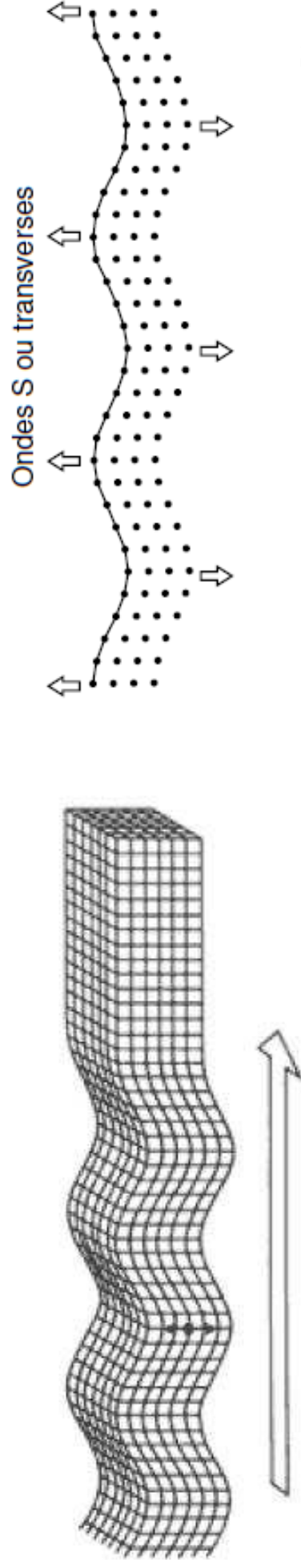
μ : module de cisaillement [Pa], λ : constante de Lamé [Pa], E : module d'Young [Pa], ν : coefficient de poisson, K : module d'incompressibilité [Pa], ρ : masse volumique [Kg/m³]

2. Type d'ondes sismiques (3/5)

➤ Les ondes S

Ces ondes se propagent plus lentement que les ondes P ($V_p/V_s \approx 1,5 - 2$), 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. L'expression de V_s s'écrit :

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\nu)}} \quad [\text{m/s}].$$

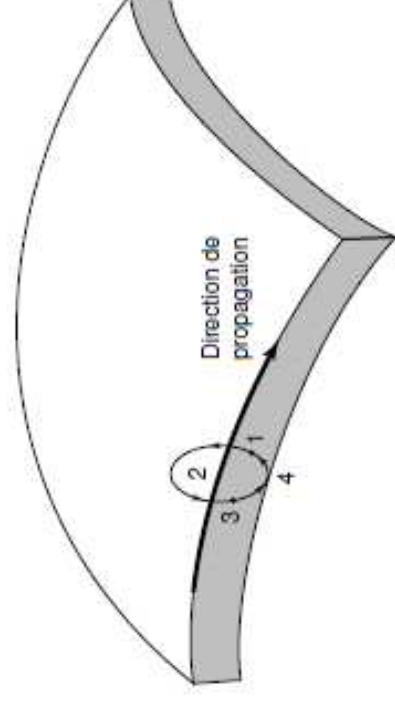
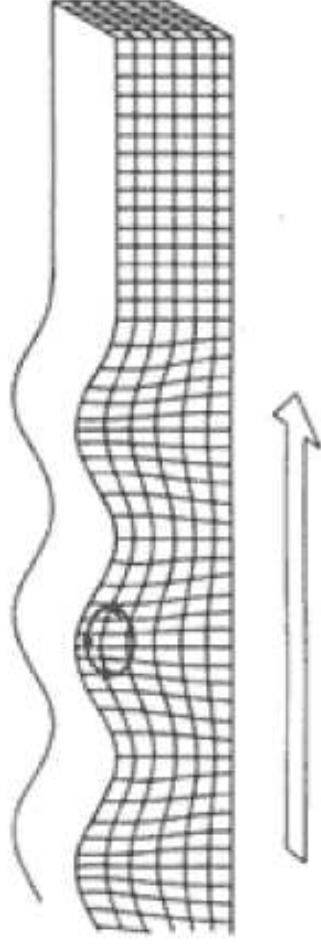


2. Type d'ondes sismiques (4/5)

➤ Ondes de Rayleigh

Les ondes de Rayleigh se propagent uniquement au voisinage de la surface du sol à faible profondeur. Elles résultent de l'interférences constructives des ondes P et SV (cisaillement vertical) car le cisaillement ne peut pas se transmettre dans l'air.

Elles se propagent à une vitesse légèrement inférieure à celle des ondes 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).

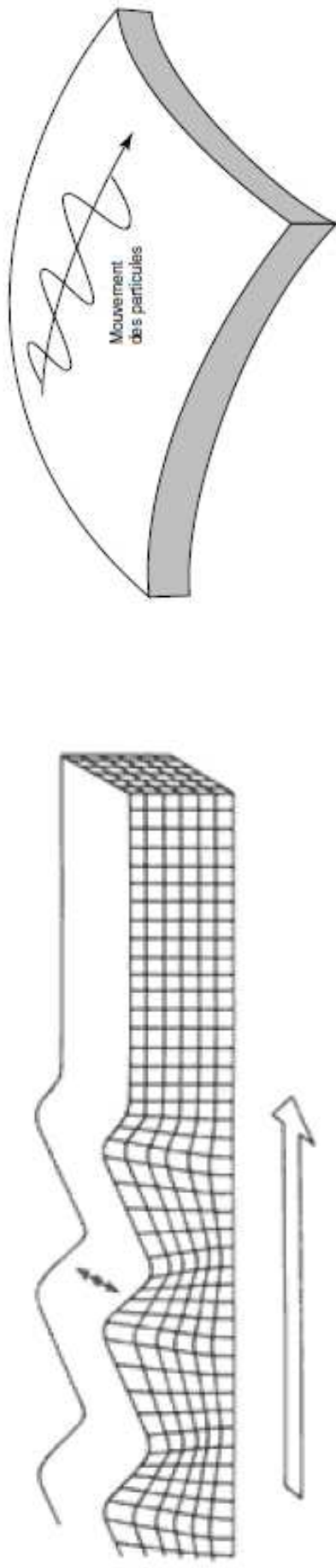


2. Type d'ondes sismiques (5/5)

➤ Ondes de Love

Les ondes de Love sont des ondes S polarisées horizontalement. Le direction de polarisation étant perpendiculaire à la direction de propagation.

Elles sont observées seulement lorsqu'il y a une couche de basse vitesse recouvrant un substratum de vitesse plus élevée.

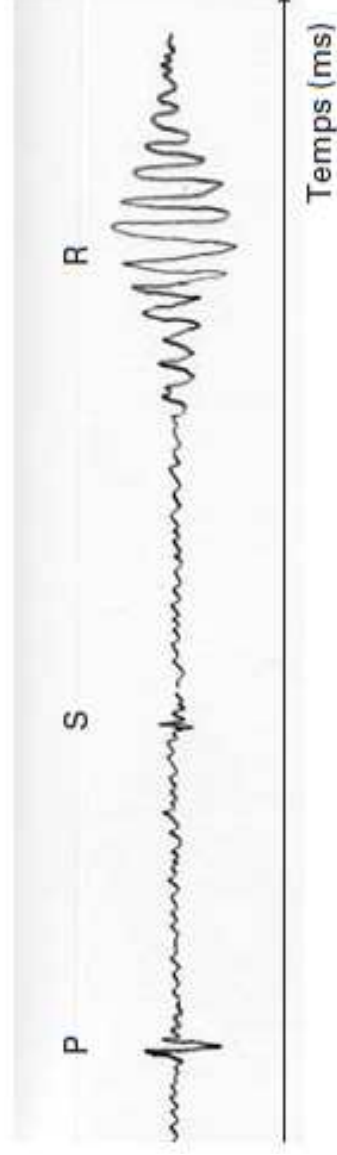


3. Vitesses sismiques (1/3)

Tous les types d'ondes puissent être utilisés en méthodes sismiques mais principalement on utilise les ondes P car leur arrivée en premier est en effet la plus facile à mettre en évidence sur un enregistrement.

Il faut savoir que l'exploitation des ondes de surface (principalement l'onde de Rayleigh) est en plein développement en Génie Civil. Elle est, de plus en plus, souvent mise en œuvre de manière opérationnelle. 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.

La figure ci-dessous est l'enregistrement simplifié d'un signal sismique mettant en évidence l'arrivée successive des trois types d'ondes : P, S et Rayleigh.



Signal sismique (simplifié) typique

3. Vitesses sismiques (2/3)

Voici des exemples des vitesses des ondes P, S et les masses volumiques de divers types de sols :

Nature des terrains	V_p [m/s]	V_s [m/s]	ρ [g/cm ³]
éboulis, terre végétale	300-700	100-300	1.7-2.4
sable sec	400-1200	100-500	1.5-1.7
sable humide	1500-4000	400-1200	1.9-2.1
argiles	1100-2500	200-800	2.0-2.4
marnes	2000-3000	750-1500	2.1-2.6
grès	3000-4500	1200-2800	2.1-2.4
calcaires	3500-6000	2000-3300	2.4-2.7
craie	2300-2600	1100-1300	1.8-2.3
sel	4500-5500	2500-3100	2.1-2.3
anhydrite	4000-5500	2200-3100	2.9-3.0
dolomie	3500-6500	1900-3600	2.5-2.9
granite	4500-6000	2500-3300	2.5-2.7
basalte	5000-6000	2800-3400	2.7-3.1
charbon	2200-2700	1000-1400	1.3-1.8
eau	1450-1500	-	1
glace	3400-3800	1700-1900	0.9
huile	1200-1250	-	0.6-0.9

3. Vitesses sismiques (3/3)

➤ Utilité des vitesses sismiques

La vitesse de propagation des ondes sismiques dans un sol renseigne sur **ses caractéristiques mécaniques** en domaine élastique. Pour des déformations de faible amplitude ($< 10^{-6}$), les différents modules élastiques du matériau (K , μ , E , ν) peuvent être calculés en connaissant la masse volumique ρ et la vitesse de propagation des ondes de compression (V_P) et de cisaillement (V_S), selon les équations suivantes :

$$K = \rho \cdot \left(V_P^2 - \left(\frac{4}{3} \right) V_S^2 \right)$$

$$\mu = \rho \cdot V_S^2$$

$$E = \rho \cdot V_P^2 \frac{(1-2\nu)(1+\nu)}{(1-\nu)}$$

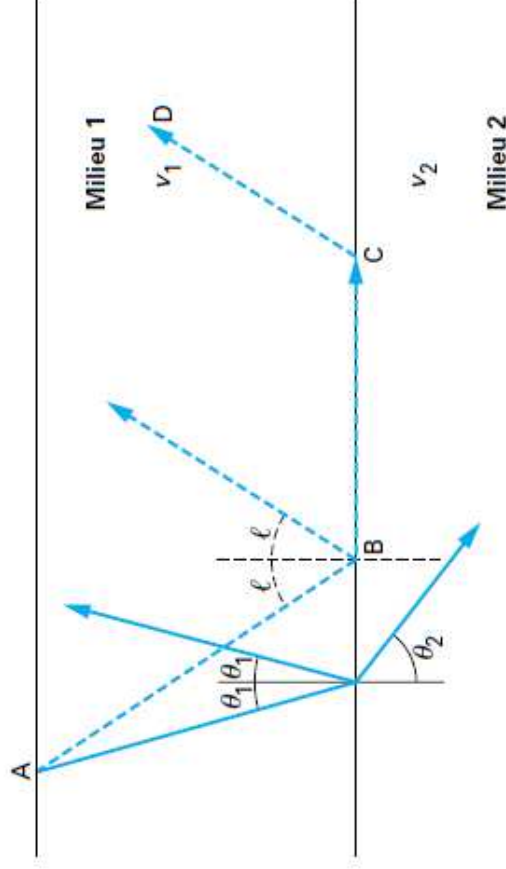
$$\nu = \frac{V_P^2 - 2V_S^2}{2(V_P^2 - V_S^2)}$$

Nb : Par l'intermédiaire de corrélations empiriques, les vitesses sismiques V_P et V_S dans un sol peuvent aussi permettre d'estimer certains de ses paramètres de nature géotechnique, comme la résistance en pointe d'un essai pénétrométrique, certains paramètres granulométriques comme le D_{50} ou la teneur en argiles.

4. Principe de mesure (1/3)

➤ Principe de mesure

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...).



$$\frac{\sin \theta_1}{V_1} = \frac{\sin \theta_2}{V_2}$$

$$\sin \ell = \frac{V_1}{V_2}$$

ℓ : angle limite pour lequel l'onde se réfléchit entièrement

On appelle **rayon (ou rais)** sismiques les lignes perpendiculaires aux surfaces d'ondes. 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).

On dit dans ce cas que le rayon sismique (rayon incident) se dissocie en deux rayons : un rayon réfracté et un rayon réfléchi.

4. Principe de mesure (2/3)

➤ Sismique réflexion

La méthode sismique réflexion consiste à placer les récepteurs à la surface du sol au voisinage de la source et à observer les arrivées réfléchies. 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. Cependant, les développements des nouvelles sources sismiques et de matériel d'enregistrement comptant un grand nombre de voies rendent la sismique réflexion de plus en plus performante en génie civil.

4. Principe de mesure (3/3)

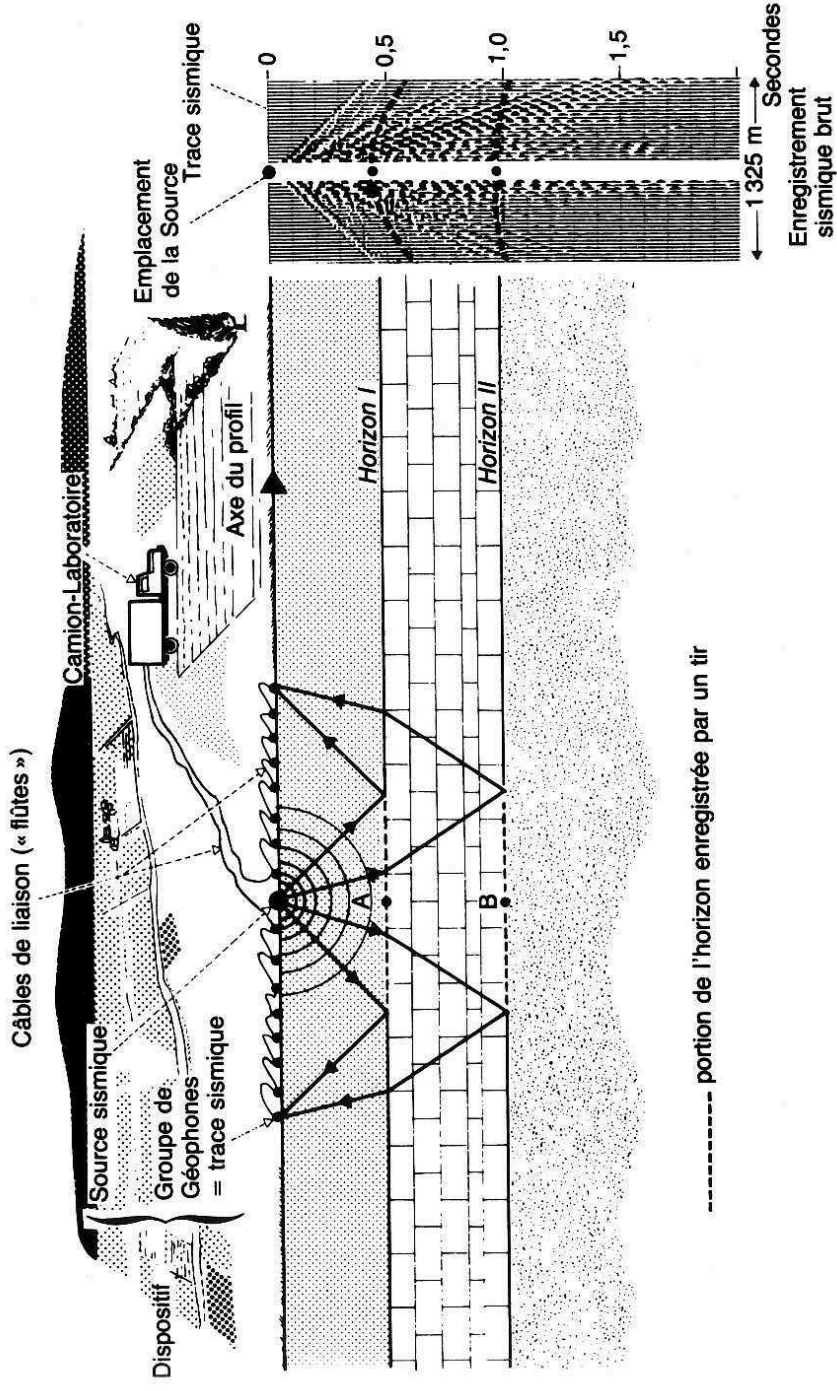
➤ Sismique réfraction

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**.

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...).

5. Acquisition des données sismiques (1/4)

Le mode d'acquisition des données sismiques consiste à enregistrer grâce à des **géophones** les signaux sismiques émis par une **source artificielle** (marteau, explosif...) et transmis par le sol. Les caractéristiques fréquentielles de la source et des géophones doivent être optimisées pour enregistrer soit les ondes de volume (sismique réflexion ou sismique réflexion), soit les ondes de surface (inversion), soit les deux.



5. Acquisition des données sismiques (2/4)

➤ Sources sismique

Les sources sont de trois types :

- Impact : marteau, chute de poids
- Explosive : fusil à cartouche (buffalo gun) ; Le bout du fusil est enfoncé dans un trou d'un mètre rempli d'eau, ce qui améliore le couplage et permet de réduire l'arrivée dans l'air.
- Vibratoire : la source vibre à fréquence croissante pendant une durée donnée

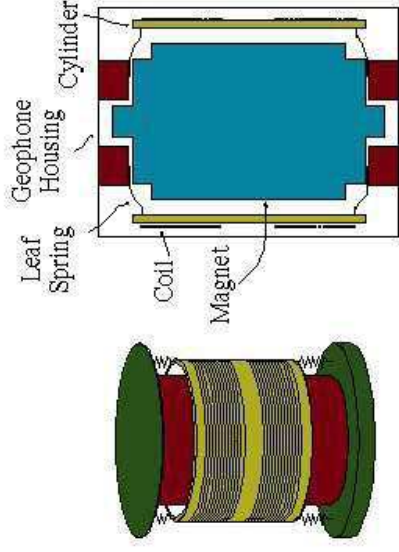


5. Acquisition des données sismiques (3/4)

➤ Récepteurs (géophones)

Un géophone est un capteur qui transforme la vitesse de son boîtier (donc la vitesse des particules du sol) en un signal électrique.

Une bobine est suspendue à un ressort mobile par rapport à un aimant fixe ; lorsque le sol vibre, la bobine produit une force électromotrice.

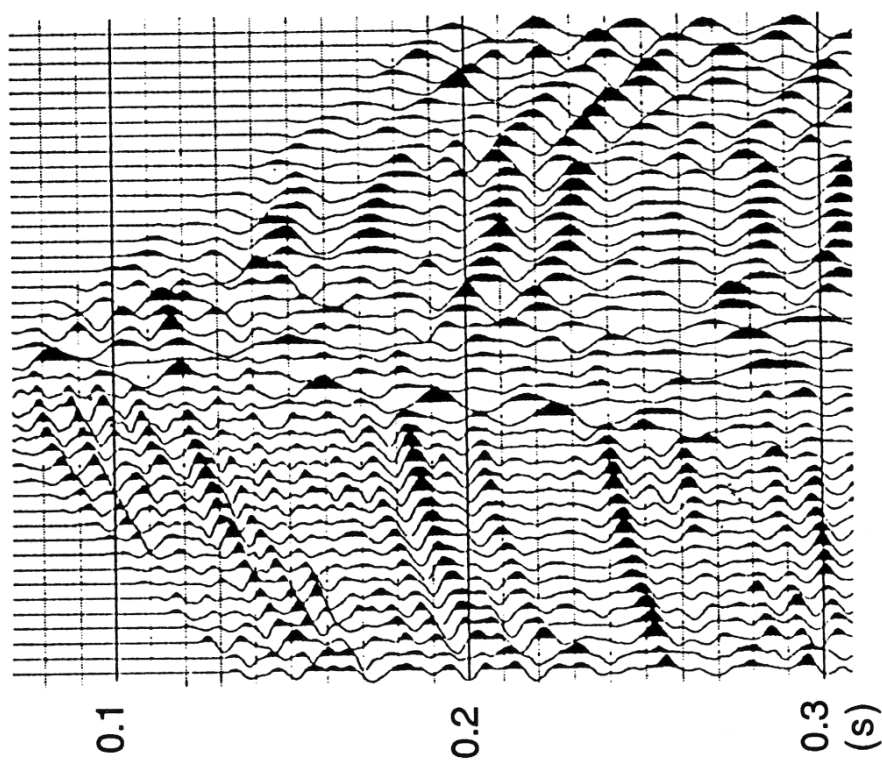
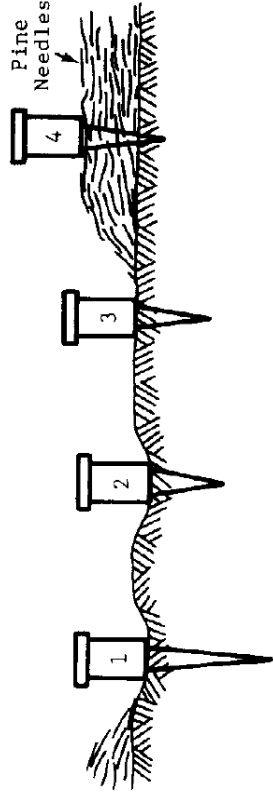


5. Acquisition des données sismiques (4/4)

➤ Récepteurs (géophones)

Le couplage des géophones avec le sol est très important

1 : excellent ⇒ 4 : médiocre



Résultats :

- Gauche : géophones enterrés
- Droite : géophones en surface

6. Sismique réfraction (1/6)

➤ Domaine d'application

En Génie Civil, la sismique réfraction est utilisée pour l'étude du terrain superficiel altéré et du substratum rocheux. Cette étude sismique permet de fournir :

- Épaisseurs des couches
- Vitesses des ondes sismiques dans chaque couche (généralement V_p)

Ces informations peuvent servir à titre d'exemple pour la préparation des terrassements en donnant des indicateurs sur la qualité des matériaux que l'on pourra extraire avec les engins ou au contraire abattre à l'explosif.

6. Sismique réfraction (2/6)

➤ Conditions d'application

- Il faut que la vitesse des ondes sismiques croît avec la profondeur ($V_1 < V_2 < \dots < V_n$)
- Couches grossièrement parallèles à la surface du sol (pente $< 10^\circ$)
- Mouvement du sol enregistré lors des mesures résulte uniquement d'une impulsion sismique créée par l'opérateur (absence d'autres sources : microséismes, circulation automobile, etc)

Nb: La profondeur d'investigation dépend de la longueur des dispositifs de mesures mis en œuvre. Elle est en Génie Civil généralement inférieure à 20 m.

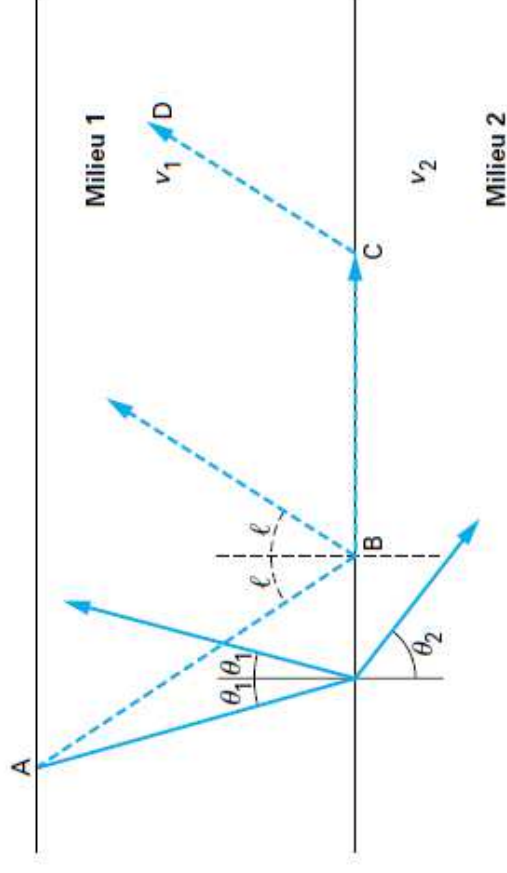
6. Sismique réfraction (3/6)

➤ Réalisation des mesures

Implantation des récepteurs à la surface du sol (géophones) : entre 12 et 48 selon le dispositif utilisé, équidistants, le long d'un profil rectiligne.

Une source sismique est activée à l'une des extrémités du dispositif de géophones et on enregistre les signaux produits par chacun des géophones.

l'onde la plus rapide se propage d'abord dans le premier terrain V1, puis, après réfraction totale, à la vitesse V2 au contact des deux terrains, puis de nouveau dans le premier terrain V1

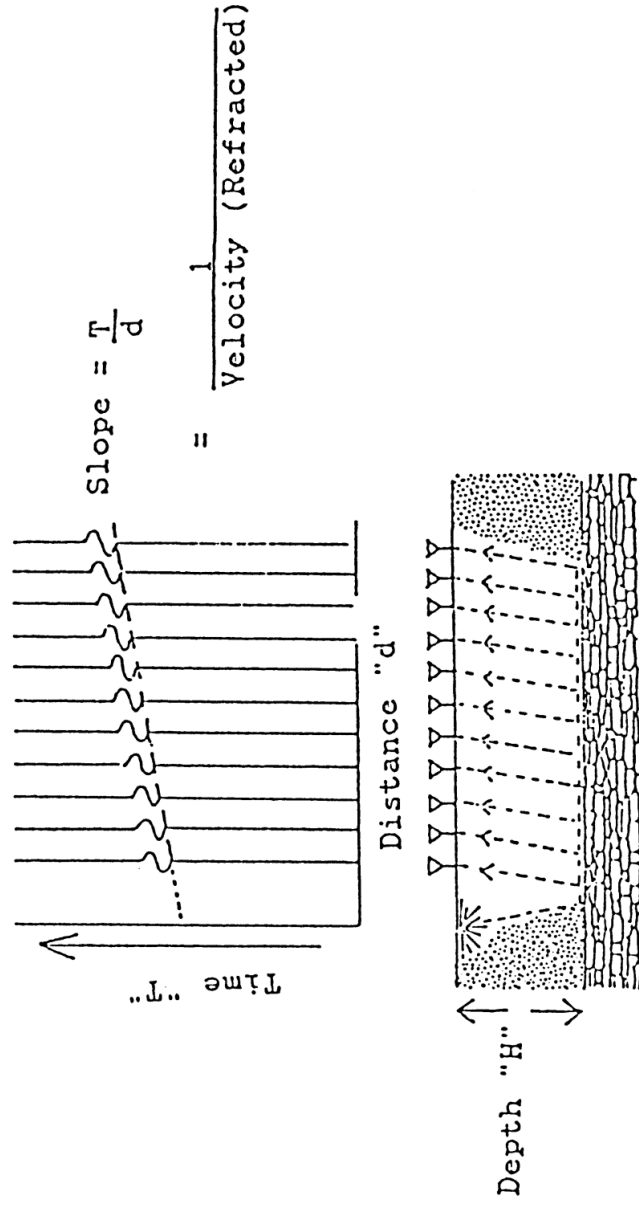


6. Sismique réflexion (4/6)

➤ Principe

Le premier événement sur le signal correspond au **Temps de trajet** (en millisecondes) de l'onde entre la source et le récepteur.

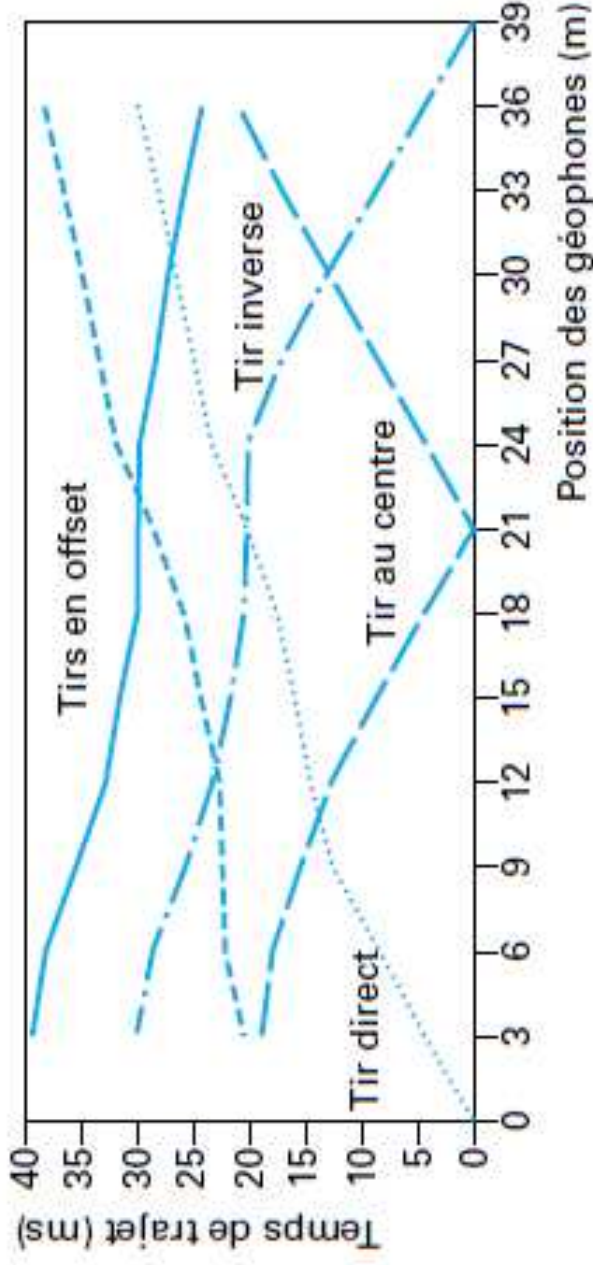
Ensuite, la source est déplacée à l'autre extrémité du dispositif et de nouveau activée. On a ainsi réalisé ce que l'on appelle un **tir direct** et un **tir inverse**.



6. Sismique réfraction (5/6)

➤ Résultats

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.

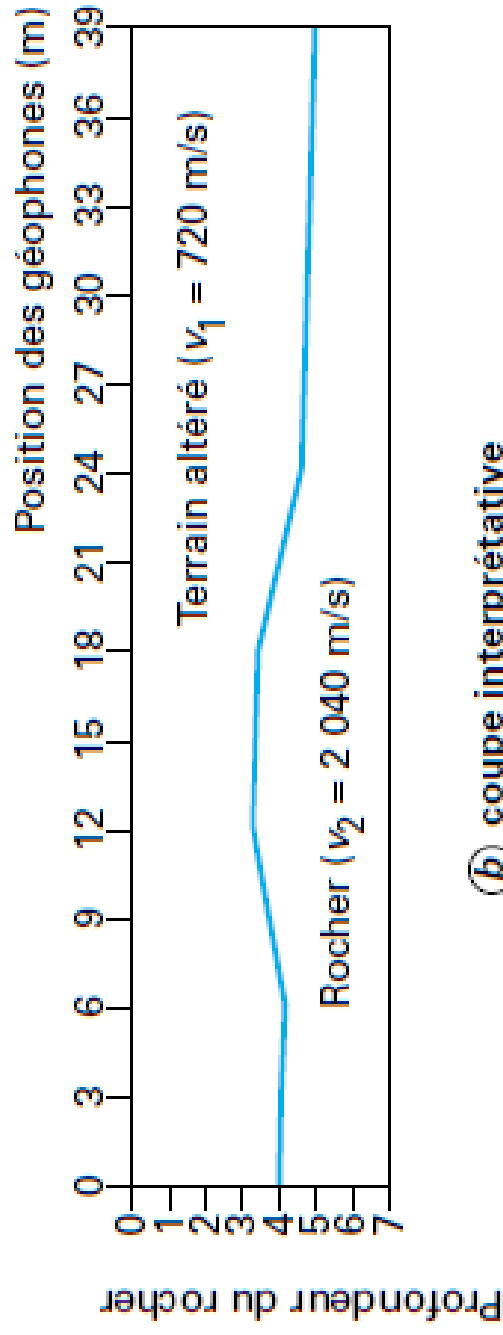


Ⓐ résultats de mesures

6. Sismique réfraction (6/6)

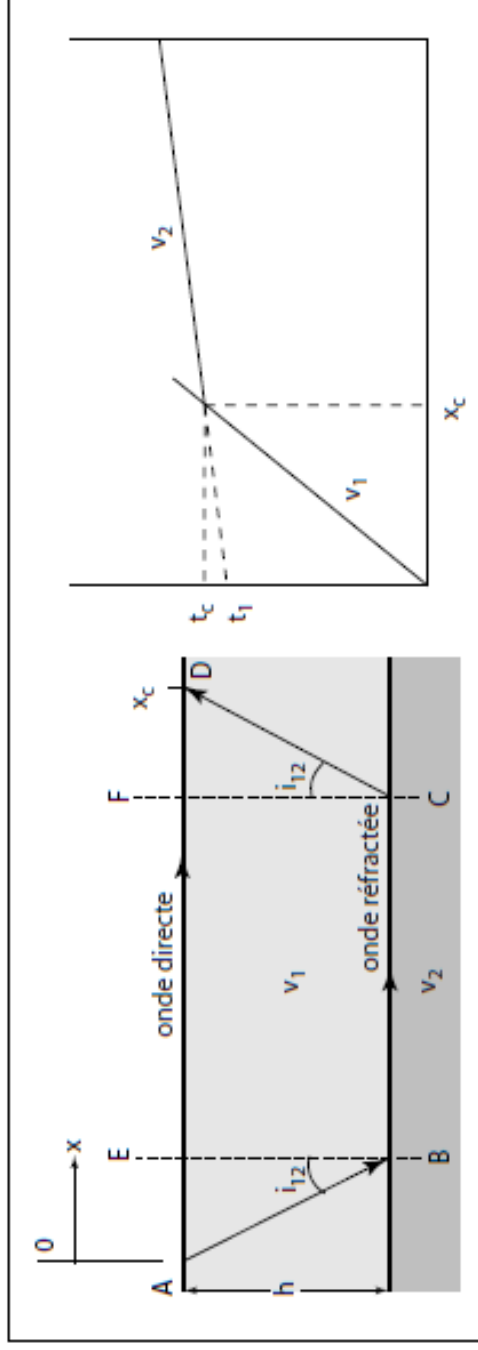
➤ Interprétations

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 selon différents modèles (bicouche, tricouche, etc.).



7. Formules de calcul en sismique réflexion (1/5)

A) Deux couches horizontales



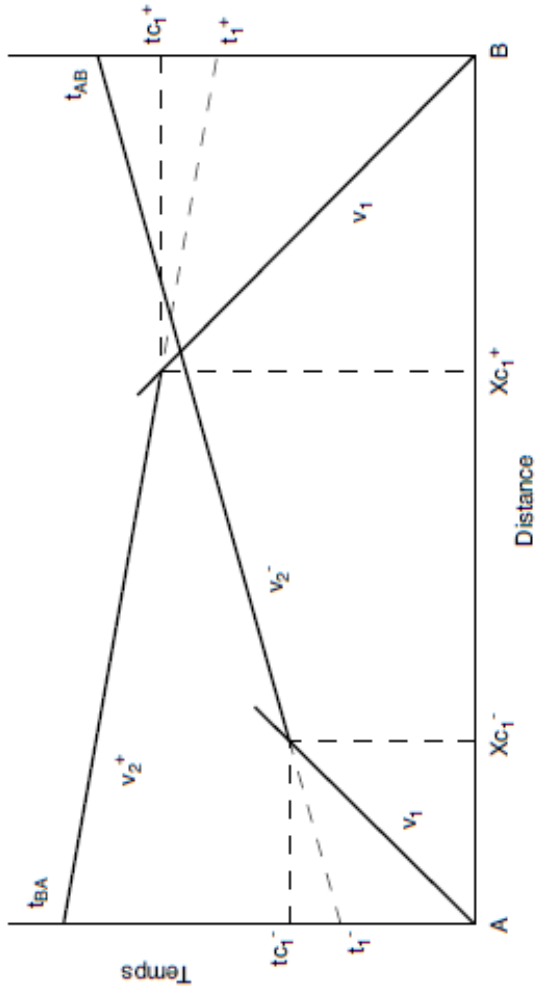
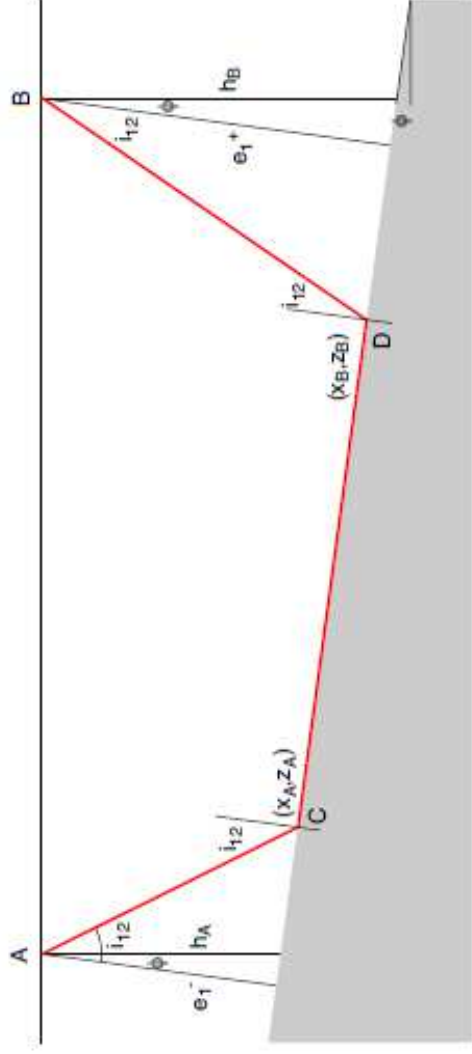
La profondeur « h » de la première couche est calculée par la formule suivante :

$$h = \frac{x_c}{2} \sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}} = \frac{t_1}{2} \frac{v_1 v_2}{\sqrt{v_2^2 + v_1^2}}$$

V_1 et V_2 sont obtenues directement à partir de la dromochronique (inverse de la pente).

7. Formules de calcul en sismique réflexion (2/5)

B) Deux couches séparées par un plan incliné



La démarche à suivre pour déterminer les vitesses « V_1, V_2 » et les hauteurs « h_A, h_B » ainsi que le pendage « ϕ » :

- Transformer les résultats brutes (tir direct et inverse) en dromochroniques.
- Obtenir les vitesses V_1, V_2^+ et V_2^- (pentes).
- Obtenir les distances critiques x_{C1}^- et x_{C1}^+ .
- Calculer les angles i_{12} et ϕ selon les formules suivantes :

$$i_{12} = \frac{1}{2} \left[\sin^{-1} \left(\frac{v_1}{v_2^-} \right) + \sin^{-1} \left(\frac{v_1}{v_2^+} \right) \right]$$

$$\phi = \frac{1}{2} \left[\sin^{-1} \left(\frac{v_1}{v_2^-} \right) - \sin^{-1} \left(\frac{v_1}{v_2^+} \right) \right]$$

7. Formules de calcul en sismique réflexion (3/5)

B) Deux couches séparées par un plan incliné (suite)

- Calculer la vitesse V_2 selon la formule suivante :

$$v_2 = \frac{v_1}{\sin i_{12}} = \frac{2v_2^- v_2^+ \cos \phi}{v_2^- + v_2^+}$$

- Calculer h_A et h_B par les distances critiques selon les formules suivantes :

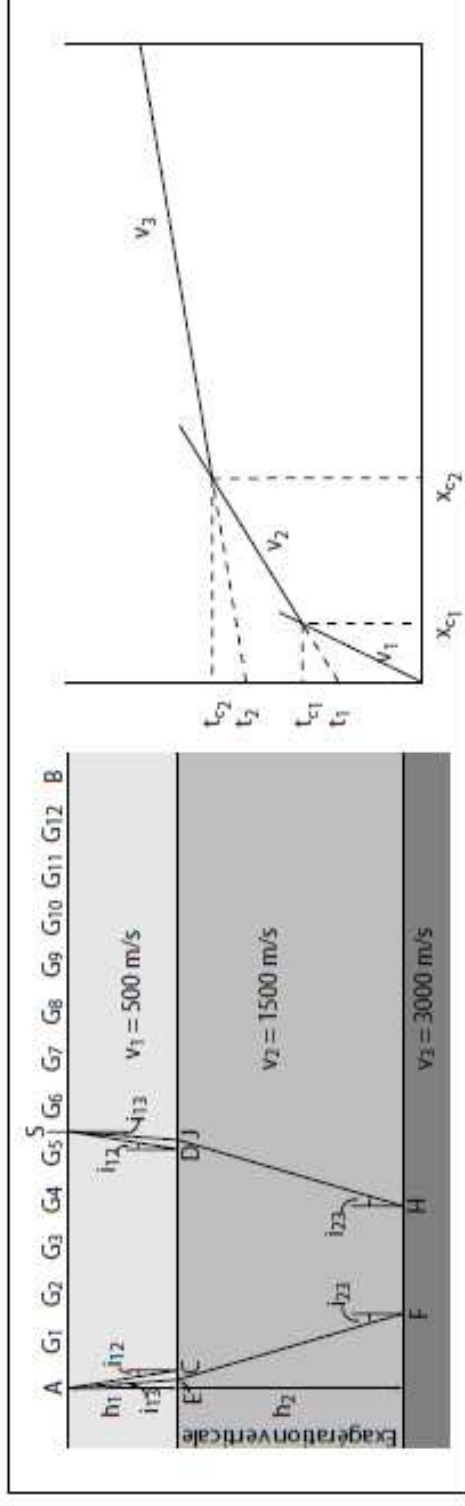
$$h_A = \frac{x_{c_1}^- [1 - \sin(i_{12} + \phi)]}{2 \cos i_{12} \cos \phi} = \frac{x_{c_1}^- \left[1 - \frac{v_1}{v_2} \right]}{2 \cos \phi \sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_2} \right)^2}}$$

$$h_B = \frac{x_{c_1}^+ [1 - \sin(i_{12} - \phi)]}{2 \cos i_{12} \cos \phi} = \frac{x_{c_1}^+ \left[1 - \frac{v_1}{v_2} \right]}{2 \cos \phi \sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_2} \right)^2}}$$

- Vérifier que : $h_B = h_A + \tan \phi$

7. Formules de calcul en sismique réflexion (4/5)

C) Trois couches horizontales



Si on observe deux ruptures (trois pentes) sur la dromochronique, on est en présence d'un terrain à trois couches. L'épaisseur de la première couche « h_1 » est calculée avec la formule suivante :

$$h_1 = \frac{x_{c1}}{2} \sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}} = \frac{t_1}{2} \frac{v_1 v_2}{\sqrt{v_2^2 + v_1^2}}$$

La hauteur « h_2 » est calculée selon les formules suivantes :

$$h_2 = \frac{x_{c2}}{2} \sqrt{\frac{v_3 - v_2}{v_3 + v_2}} - h_1 \frac{\sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_3}\right)^2} - \sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_2}\right)^2}}{\sqrt{\left(\frac{v_1}{v_2}\right)^2 - \left(\frac{v_1}{v_3}\right)^2}}$$

7. Formules de calcul en sismique réfraction (5/5)

D) Epaisseurs des couches sous les géophones (Hawkins)

Les méthodes vues précédemment permettent uniquement d'obtenir les épaisseurs des couches dans le voisinage du point de tir. La méthode de Hawkins (1961) permet de calculer des épaisseurs intermédiaires sous les géophones.

$$h_1 G_8 = \frac{\Delta t_{G_8} v_1}{\cos i_{12}}$$

Avec :

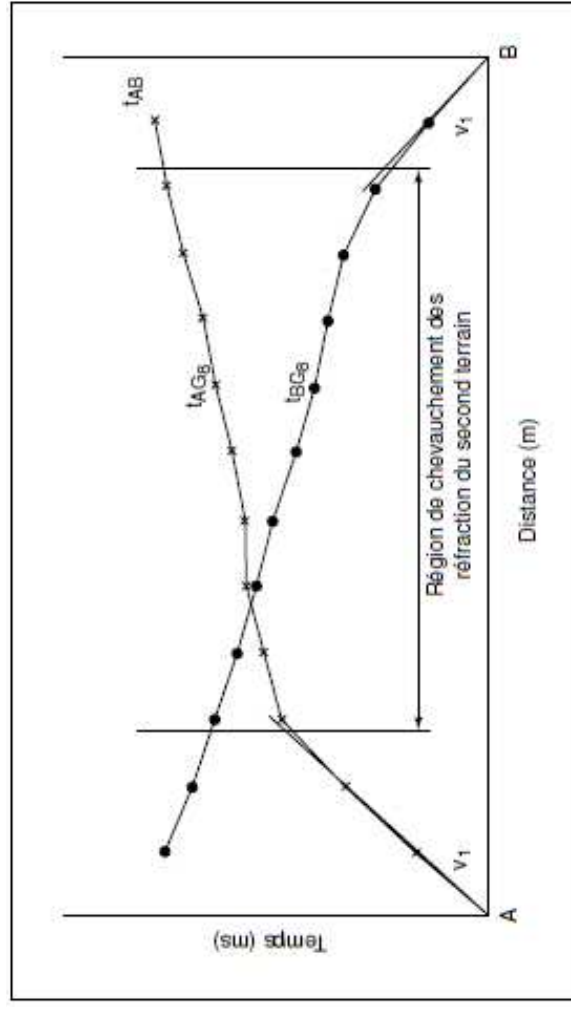
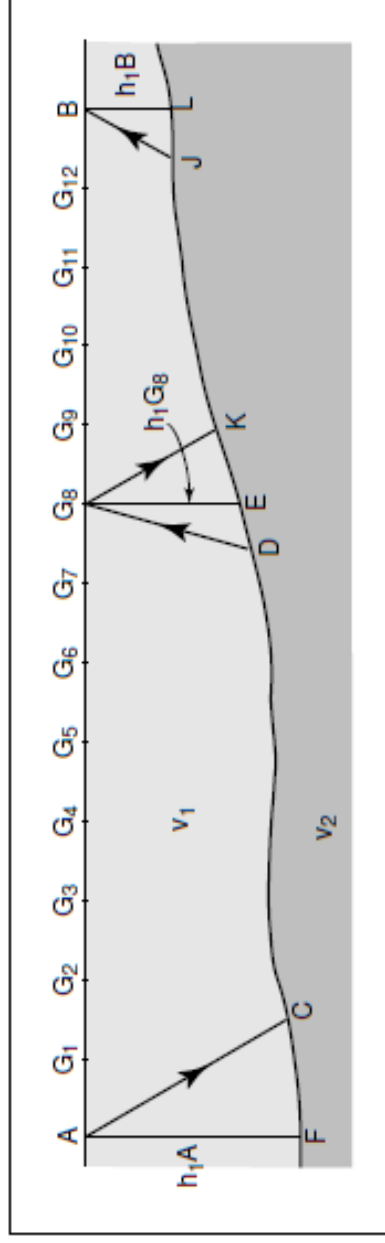
$$\Delta t_{G_8} = \frac{1}{2} [t_{AG_8} + t_{BG_8} - t_{AB}]$$

$$i_{12} = \frac{1}{2} \left[\sin^{-1} \left(\frac{v_1}{v_2} \right) + \sin^{-1} \left(\frac{v_1}{v_2} \right) \right]$$

Si on générale on obtient :

$$h_1 G_n = \frac{\Delta t_{G_n} v_1}{\cos i_{12}}$$

$$\Delta t_{G_n} = \frac{1}{2} [t_{AG_n} + t_{BG_n} - t_{AB}]$$



Références bibliographiques

1. J-L Mari, G. Arens, D. Chapellier, P. Gaudiani (1998), « Géophysique de gisement et de génie civil ». Livre
2. Richard Lagabriele «Géophysique appliquée au génie civil ». Techniques de l'ingénieur (2007) [C 224v2]
3. Michel Chouteau et Bernard Giroux (2008), « cours de géophysique appliquée II ». Ecole Polytechnique de Montréal
4. Claude Plumelle (2015). Théorie et pratique de la géotechnique. Livre édition le Moniteur.
5. ...Autres

Chapitre IV : Méthodes électromagnétiques

Chapitre IV : Méthodes électromagnétiques

1. Généralités
2. Radar géologique
 - Historique
 - Présentation
 - Principe général
 - Mode de propagation des ondes géoradar
 - Différents modes d'acquisition
 - Domaines d'application
 - Composantes d'un géoradar
 - Étapes des études géoradar
 - Exemples de résultats

1. Généralités (1/4)

➤ Electromagnétisme

Il existe une grande variété de **conducteurs électromagnétique** tant naturels qu'artificiels :

- Terrain marécageux, argileux,
- Fonds de lacs et lits de cours d'eau,
- Roche en place (Graphite, Sulfures massifs, failles),
- Réservoirs métalliques,
- Conduites et déchets métalliques,
- Pipe-lines,
- Voies ferrées,
- Lignes a haute tension...

Champ électrique et **champ magnétique** sont étroitement liés et indissociables :

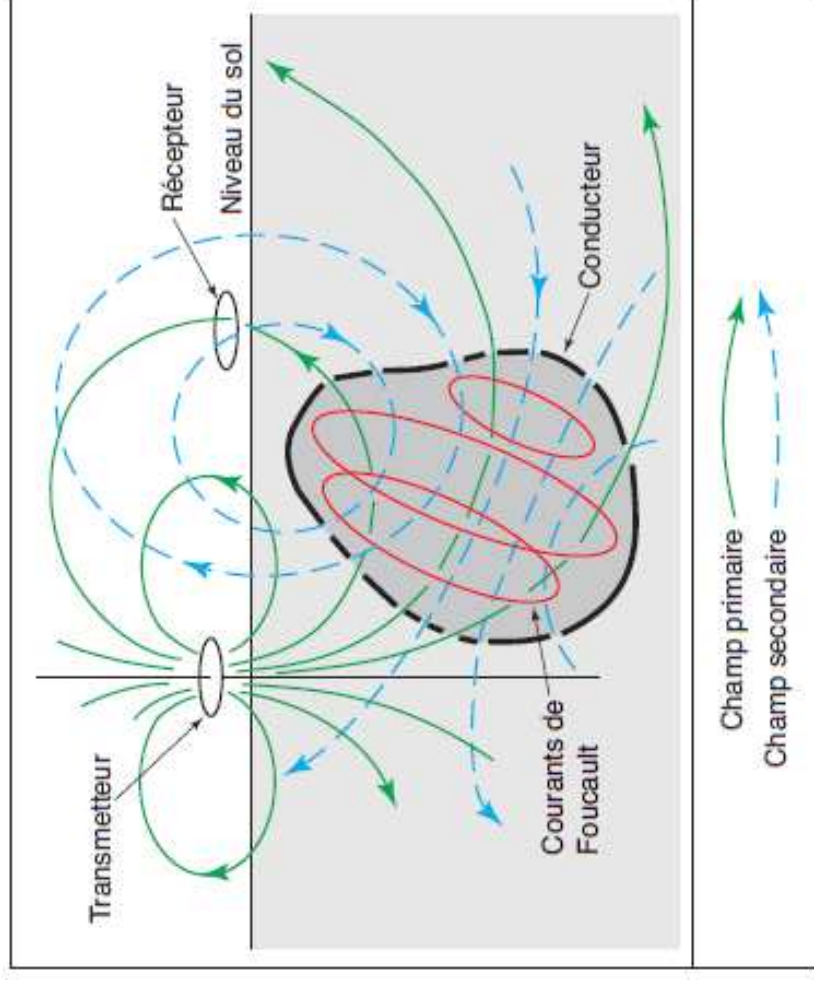
- un champ magnétique variable engendre un champ électrique (Faraday)
- dans un conducteur, un champ électrique crée un courant, lequel crée un champ magnétique (Loi d'Ampère)

1. Généralités (2/4)

➤ Processus électromagnétiques

Les méthodes de prospection EM font intervenir simultanément trois processus physiques distincts :

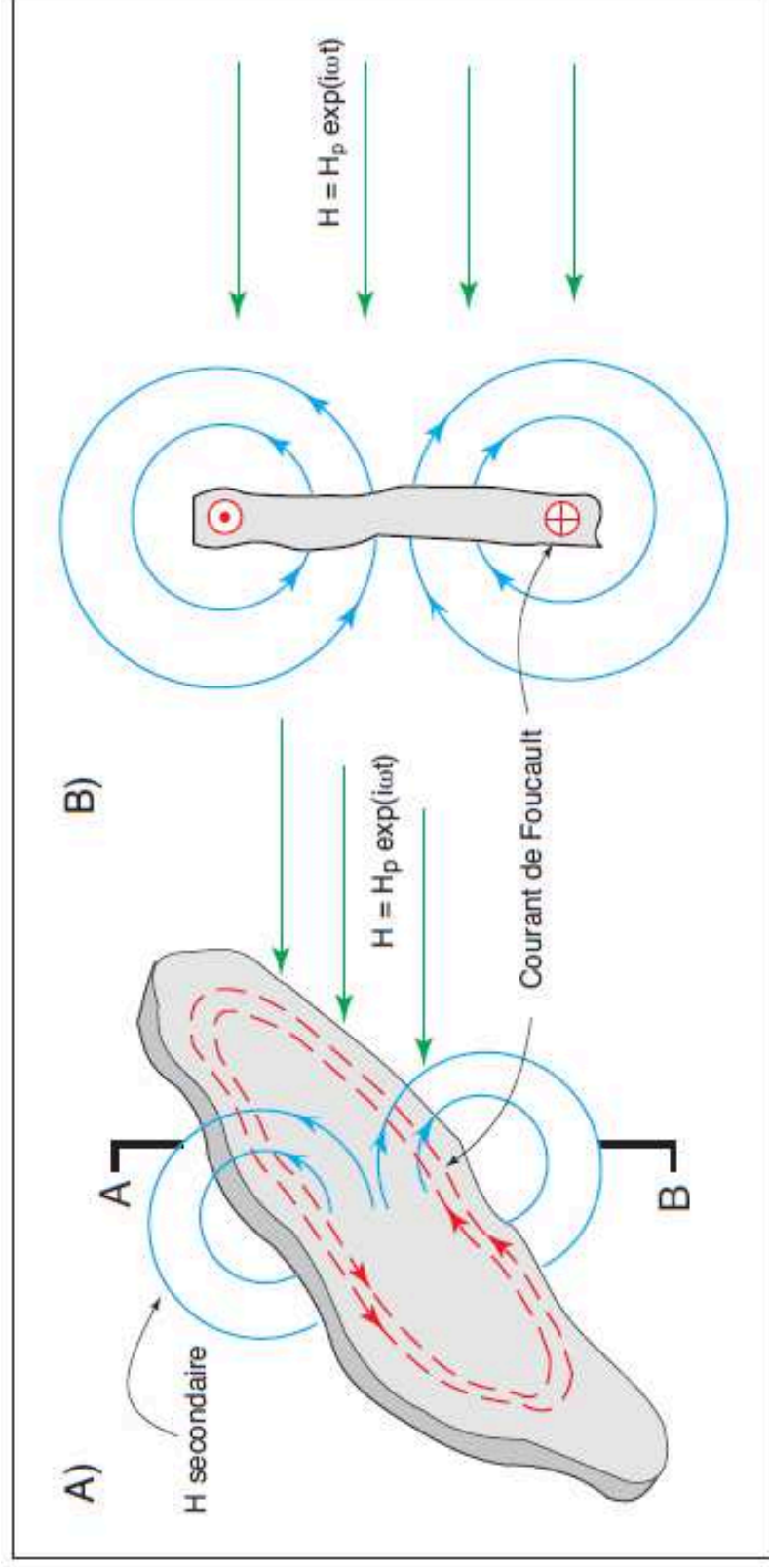
- la production d'un **champ magnétique primaire** qui varie avec le temps
- la naissance de **courants induits** (courants de Foucault) dans tous les conducteurs sur lesquels agit ce champ primaire
- la détection de ces conducteurs par la mesure des **champs magnétiques secondaires** créés par les courants de Foucault.



1. Généralités (3/4)

➤ Illustration

Les courants de Foucault circulent dans le conducteur de telle sorte que le champ magnétique ainsi créé (champ secondaire) s'oppose, sur les surfaces du conducteur, au champ inducteur (champ primaire).



1. Généralités (4/4)

➤ Différentes méthodes EM

Les méthodes électromagnétiques permettent de déterminer la répartition des matériaux du terrain à travers les variations de la permittivité. Les méthodes EM sont extrêmement variées (une dizaine de variantes), elles peuvent être classées :

- suivant qu'on choisit tel ou tel type de source
- suivant que les sources sont fixes ou mobiles
- Suivant l'orientation du champ résultant
- suivant la fréquence adoptée

il est assez difficile de faire une classification distincte des méthodes électromagnétiques. La branche la plus connue de ces méthodes est le **Radar géologique ou Géoradar** (**Ground Penetrating Radar « GPR »**)

2. Radar Géologique (1/16)

➤ Historique

La première étude au radar géologique a été réalisée en Autriche en 1929 par le géophysicien allemand Stern, dans le but de déterminer la profondeur d'un glacier. A partir de 1960, Cook et d'autres scientifiques ont développé le radar géologique pour détecter des réflexions en profondeur, permettant d'imager les sols et les aquifères. C'est en 1972 avec la première commercialisation des radars géologiques par l'entreprise GSSI (Geophysical Survey System Inc.) que l'utilisation du GPR a explosé.

Depuis les années 80, le développement et l'utilisation du radar géologique comme technique d'exploration de la subsurface est devenue un atout majeur. Son imagerie haute résolution dans les milieux peu conducteurs (sols, roches, structures) en fait une méthode bien adaptée aux problèmes de **géotechnique** et de **géologie de l'ingénieur**, ou de **l'environnement**.

2. Radar Géologique (2/16)

➤ Présentation

Le radar géologique ou GPR (Ground Penetrating Radar) est une méthode de prospection géophysique relativement comparable à celle de la sismique réflexion verticale.

Le principe est basée sur la propagation d'ondes électromagnétiques (EM) hautes fréquences (de 1 à 2000 MHz), et leur réflexion ou diffraction, pour la détection d'objets géologiques ou les interfaces entre milieux (naturels ou artificiels).

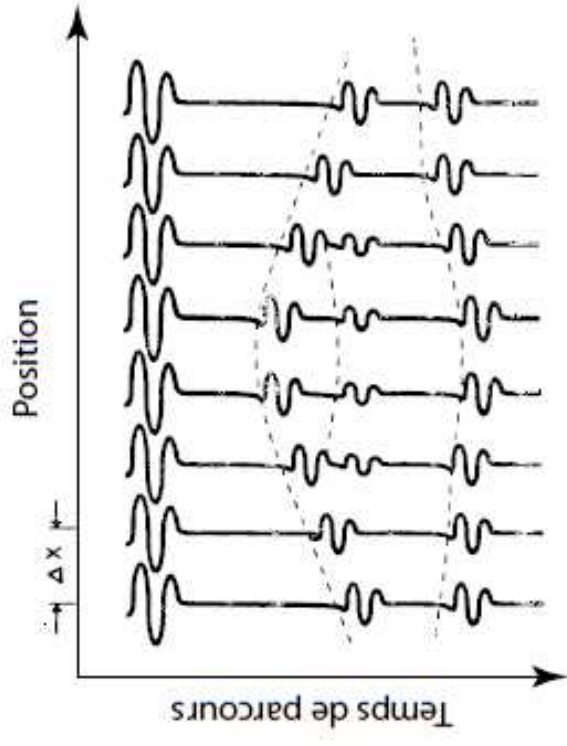
En surface, la technique permet d'obtenir une image en fonction du temps de propagation, avec une très bonne résolution pouvant atteindre quelques centimètres, en fonction de la fréquence utilisé et de la nature du sous-sol.

Le Géoradar "voit" les contrastes de permittivité diélectrique (constante diélectrique) et de conductivité électrique, qui dépendent essentiellement de la teneur en eau.

2. Radar Géologique (3/16)

➤ Principe général

- Une impulsion EM de haute fréquence est émise par une antenne
- Cette impulsion induit une onde EM qui se propage dans le sol
- L'énergie réfléchie, réfractée et diffractée est enregistrée par une antenne réceptrice
- La durée du trajet permet, en estimant la vitesse, de construire une image du sous-sol.



2. Radar Géologique (4/16)

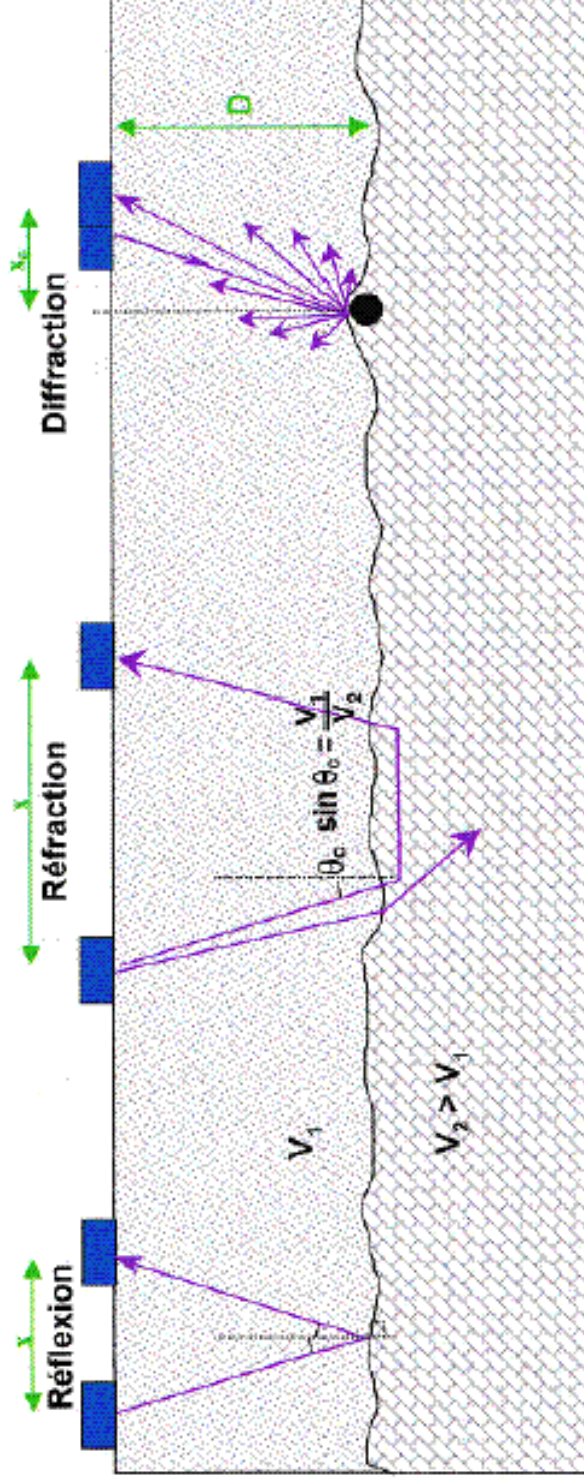
➤ Modes de propagation des ondes Géoradar

Il existe trois modes de propagation des ondes radar dans les matériaux :

➔ **Réflexion** : L'angle de réflexion est égal à l'angle d'incidence. Dans la plupart des cas de mises en œuvre de Géoradar, l'incidence est normale et l'amplitude du champ électrique réfléchi est égale à celle du champ incident multipliée par le coefficient de réflexion r . Ce coefficient est fonction de la constante diélectrique.

Réfraction : L'onde EM subit une déviation lorsqu'elle pénètre dans une couche sous-sol, guidée par l'interface entre couches.

Diffraction : Lorsqu'un objet réfléchissant isolé (une discontinuité) est présent dans la sous-sol, l'énergie réfléchie est dispersée dans toutes les directions quelque soit l'angle d'incidence.



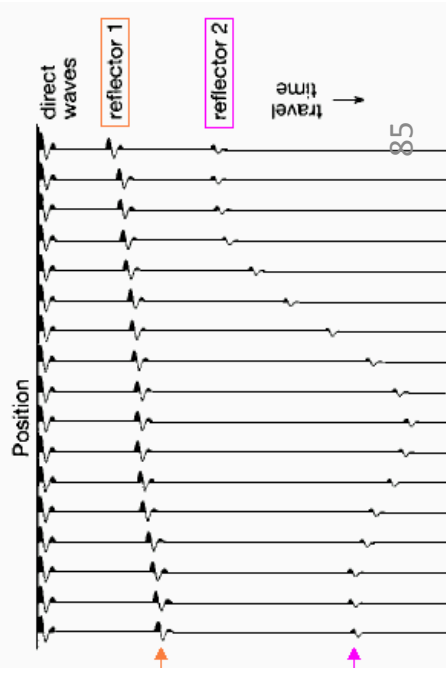
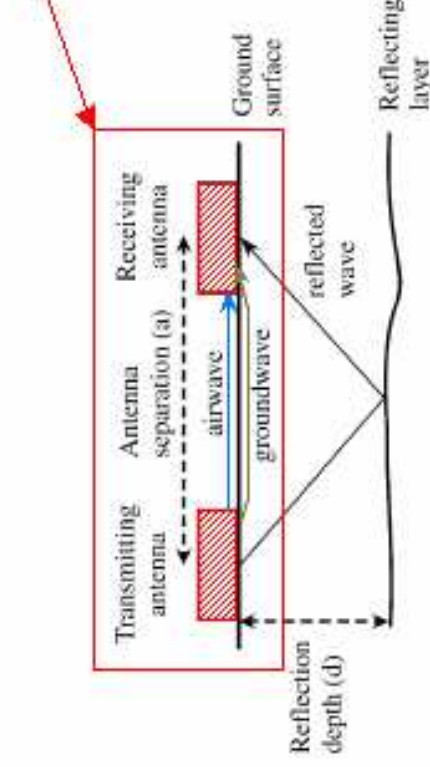
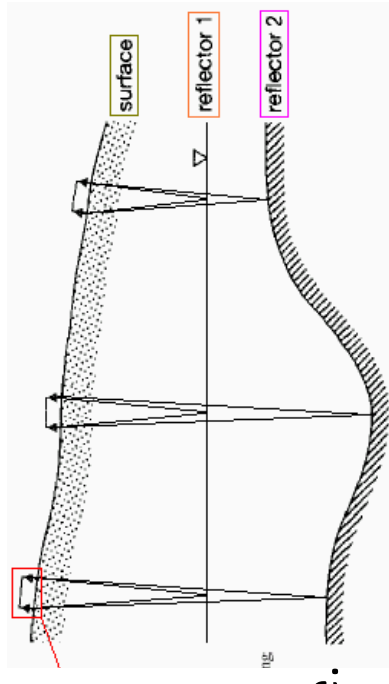
2. Radar Géologique (5/16)

➤ Différents modes d'acquisition

En fonction de l'orientation et de la position relative des antennes, il est possible de définir plusieurs modes d'acquisition. On présente ici uniquement le **mode réflexion** et le **mode CMP**.

La mesure par le **mode réflexion** (constant offset) est la plus utilisée en prospection radar. Elle consiste à déplacer, à intervalle régulier, les antennes émettrices et réceptrices à distance fixe, le long d'un profil.

Chaque mesure correspond à une trace. Le profil obtenu (radargramme) a donc en abscisse la position « x » sur le profil en mètre et en ordonnée, le temps « t » en nanoseconde.

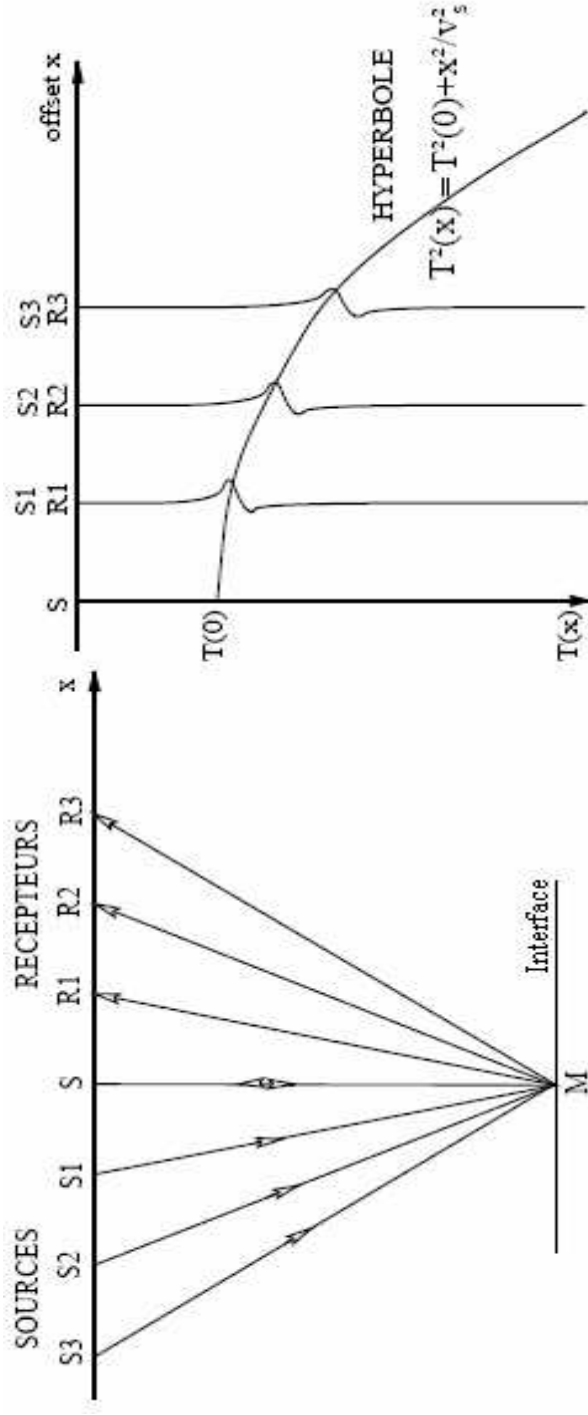


2. Radar Géologique (6/16)

➤ Différents modes d'acquisition

Dans le cas où la distance entre les antennes émettrice et réceptrice varie, on parle d'un **mode d'acquisition en point milieu commun ou CMP (Common Mid-Point)**. Le mode d'acquisition en CMP (Common Mid-Point). Le CMP consiste à écarter le transmetteur et le récepteur à un pas régulier autour d'un point fixe.

Les antennes émettrice et réceptrice sont écartées à pas constant autour d'un point milieu fixe. Si les réflecteurs sont parallèles à la surface et que les variations latérales de vitesse sont faibles, alors, les hyperboles formées par les amplitudes du signal mesurées en fonction du temps permettent d'estimer la vitesse de propagation des ondes dans les milieux traversés.



2. Radar Géologique (7/16)

➤ Domaines d'application

Les applications du radar géologique dans le monde du génie civil et de la géotechnique sont nombreuses :

- Le Géoradar est largement utilisé pour caractériser la teneur en eau d'un sol ou la qualité d'une roche
- C'est un outil de contrôle non destructif des ouvrages (détection de cavités le long des voies ferrées, étude de la stabilité d'un tunnel, auscultation de barrages, et caractérisation de problèmes de génie civil complexes)
- En milieu urbain, le Géoradar est couramment utilisé pour la caractérisation des structures en bétons, pour déterminer l'épaisseur du bitume sur les routes et pour toute détection des réseaux enterrés (câbles, canalisations)
- Détection d'objets enfouis en milieu naturels comme par exemple les sites archéologiques et les mines anti-personnelles recherchées par l'armée.
- En géologie, le Géoradar est employé pour la caractérisation des aquifères et permafrost (nature, fracturation, cavités) et pour les problèmes de contamination par des polluants.

2. Radar Géologique (8/16)

➤ Composantes d'un géoradar

1) *L'unité centrale d'enregistrement*

Elle contrôle l'émission et la réception des ondes radar, ainsi que les amplitudes du signal reçu avant l'enregistrement, selon les paramètres fixés par l'opérateur. Un écran et un enregistreur graphique peuvent être ajoutés à cette unité pour le contrôle de la qualité de l'enregistrement.

2) *Un système de positionnement*

Généralement le système de positionnement le plus utilisé est la « *roue codeuse* » qui produit un certain nombre d'impulsions par tour et qui a un dispositif compte ces impulsions. Dans tous les cas, cette roue transfère la position des antennes le long du profil à l'axe des distances de la section radar et surtout, démarre l'enregistrement par l'envoi des premières impulsions.

2. Radar Géologique (9/16)

➤ Composantes d'un géoradar

3) Le système d'antennes

Il est composé par deux antennes, l'antenne émettrice qui envoie les impulsions radar et l'antenne réceptrice qui reçoit le signal réfléchi.

Le choix des antennes dépend de la nature du sous-sol ausculté et de la profondeur de l'anomalie recherchée. On peut se baser sur le tableau ci-dessous pour le choix de l'antenne à utiliser.

Fréquence centrale de l'antenne	Profondeur moyenne d'investigation	Résolution	Applications
1500 MHz	< 1 m	centimétrique	Chaussée, structures en béton haute résolution
1000 MHz	1 m	centimétrique	Chaussée, structures en béton
900 MHz	1,5 m	pluricentimétrique	Chaussée, structures en béton
400 MHz	3 m	décimétrique	Reconnaissance des sols, archéologie
200 MHz	5 m	métrique	Reconnaissance des sols
70 MHz	10 – 15 m	métrique	Géologie, géotechnique
40 MHz	15 – 20 m	kilométrique	Géologie

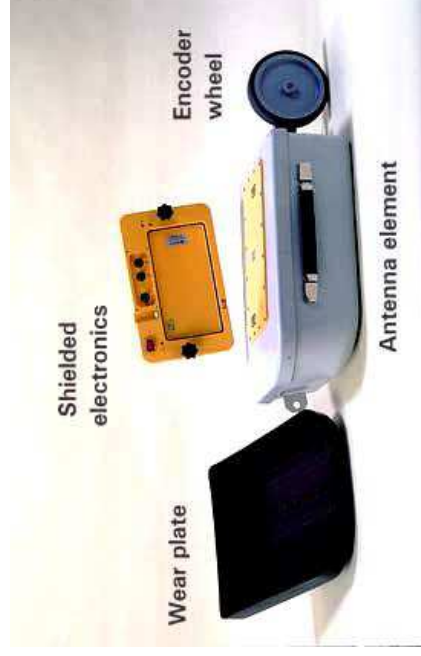
Nb :

- plus la fréquence est élevée, meilleure est la résolution
- plus la fréquence est faible, meilleure est la pénétration

2. Radar Géologique (10/16)

➤ Quelques appareils utilisés

Ce type de dispositif, élaboré par Malå, est composé principalement d'une antenne blindée et d'un odomètre. Il permet d'effectuer des mesures dans un environnement urbain et/ou non urbain où il y aurait présence d'objets tels des câbles électriques, des clôtures,...Ce système offre une large gamme d'antennes : 100, 250, 500, 800, 1200 et 1600 MHz.



2. Radar Géologique (11/16)

➤ Quelques appareils utilisés

Géoradar équipé d'un système adapté au voies ferrées



2. Radar Géologiques (12/16)

➤ Ordres de grandeur de la permittivité diélectrique

Le Géoradar permet de mesurer la permittivité diélectrique notée « ϵ » et exprimée en farads par mètre (F/m) des ondes électromagnétiques émises dans le sol. permittivité relative $\epsilon_r = (\epsilon / \epsilon_0)$, $\epsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12}$ F/m est la permittivité diélectrique du vide

Matériaux	$\epsilon_r = (\epsilon / \epsilon_0)$
Air	1
Eau	81
Argile	8 – 12
Calcaires	4 – 9
sable	5 – 40
Grés	4 – 5
Sel	5 – 6
Schistes	5 - 15
Roches altérées	8 – 12
Roches saines	4 – 5

2. Radar Géologique (13/16)

➤ Conditions d'application

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 $50 \Omega \cdot m$. Ceci exclut l'emploi du radar géologique dans les sous-sols argileux (effet écran)
- 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

2. Radar Géologique (14/16)

➤ Etapes des études géoradar

1) *Définir clairement l'objectif de l'étude*

L'efficacité de l'étude dépend de quelques paramètres fondamentaux de la cible et des matériaux environnants. La profondeur de la cible doit être estimée approximativement, pour choisir la fréquence des ondes électromagnétiques qui seront envoyées sous la surface. L'estimation de la géométrie de la cible est nécessaire pour déterminer l'orientation des profils d'enregistrement.

2) *L'enregistrement*

Pendant l'enregistrement de l'information donnée par le Géoradar, on doit fixer de nombreux paramètres, dans le but d'obtenir le signal le plus nettement interprétable.

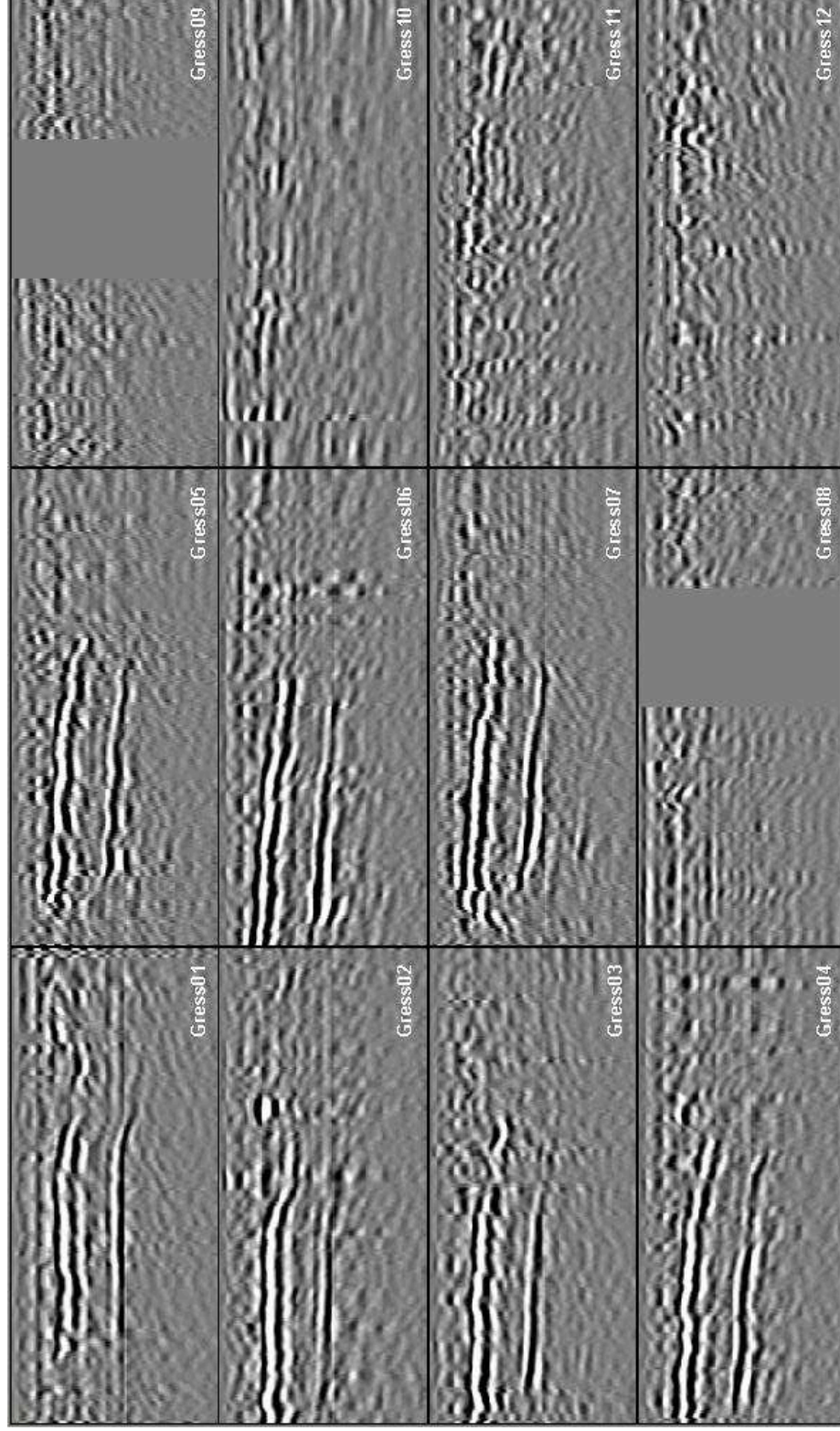
3) *Le traitement informatique et la présentation des résultats*

Le traitement consiste à améliorer le signal des données par différents algorithmes, pour obtenir une image réelle (en profondeur) de la coupe de la subsurface à l'aplomb des profils d'enregistrement. Les images traitées sont alors exploitées pour fournir une présentation claire des résultats, selon la nature de l'étude.

2. Radar Géologique (15/16)

➤ Exemples de résultats

Exemple de résultats Géoradar obtenus à partir des essais réalisés sur terrain.

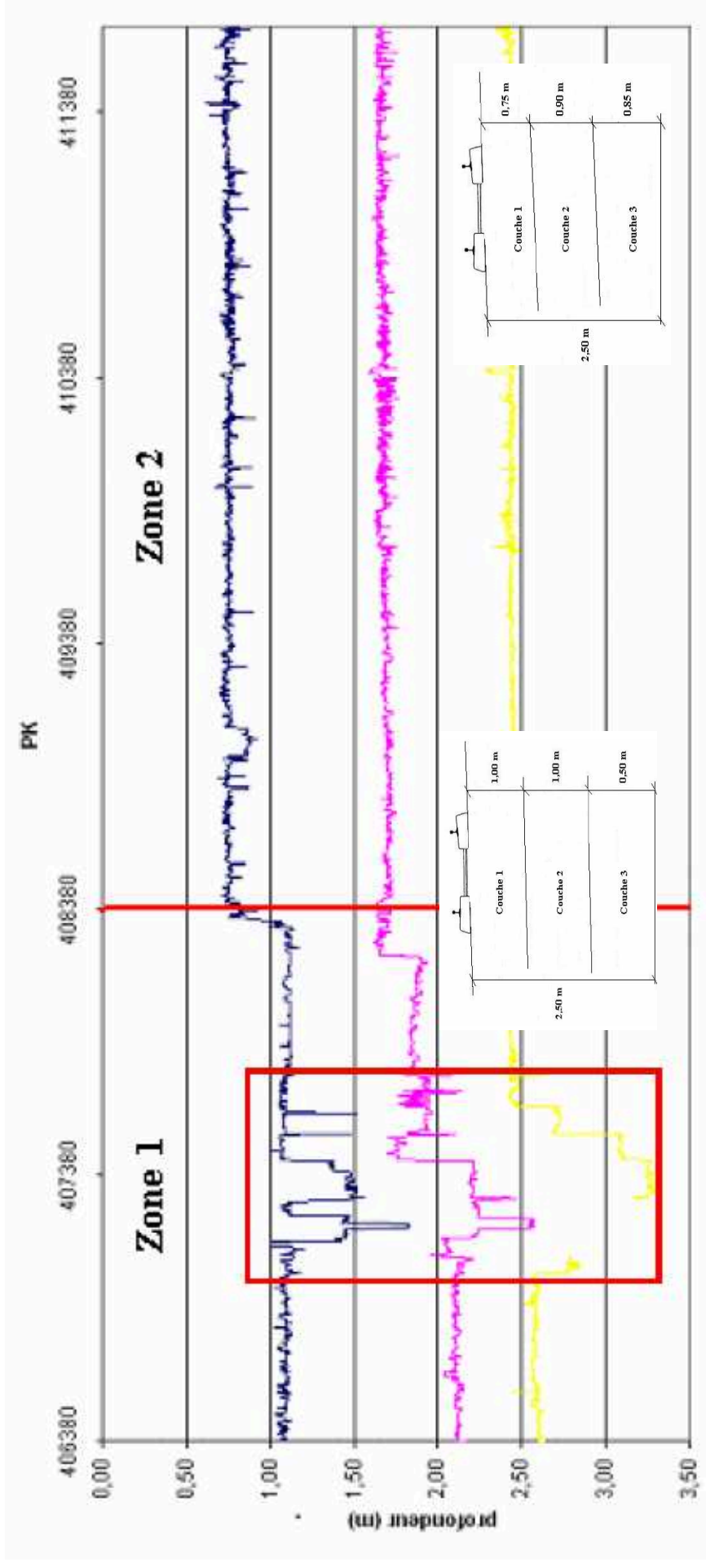


2. Radar Géologique (16/16)

➤ Exemples de résultats

Exemple de résultats géoradar obtenus à partir des essais réalisés sur une Plateforme ferroviaire.

Erreur inférieure à 10 % dans le cas d'estimation d'épaisseur de couche de ballast.



Références bibliographiques

1. Fathe Bouteldja (2009), Diagnostic en place et prévision de l'évolution d'un système d'assainissement non collectif, Thèse de doctorat.
2. Alejandro R. ELASKAR (2006), Développement d'une méthode de diagnostic et d'évaluation du potentiel des plates-formes ferroviaires, Rapport de Projet recherche développement. Polytech Clermont Ferrand - France
3. Michel Chouteau et Bernard Giroux (2008), « cours de géophysique appliquée II ». Ecole Polytechnique de Montréal
4. Sophie Mann (2006), Cartographie des zones de répartition d'eaux usées dans des filtres à sable non collectifs. Rapport de stage, université Strasbourg I – France.