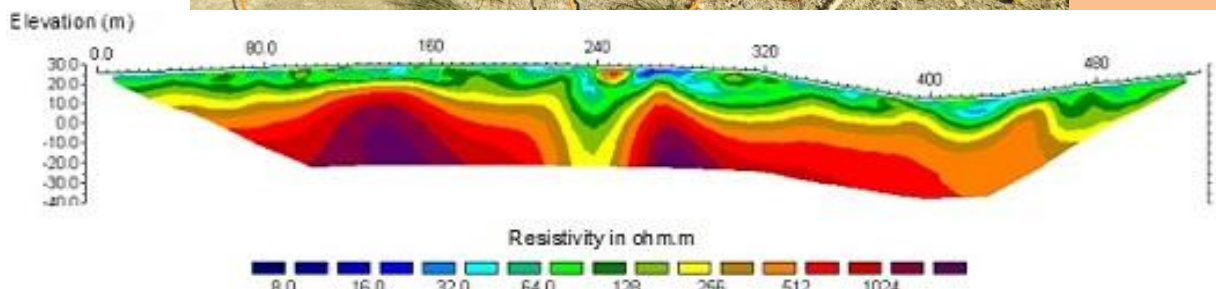




Brochure de cours Géophysique appliquée



Présenté par : Dr BRAHMI Serhane

Année universitaire 2023/2024

Semestre : 3

Unité d'enseignement : UEM 2.1

Matière 1: Géophysique appliquée

VHS : 22h30 (Cours : 1h30, TD : 1h30)

Crédit : 4

Coefficient : 2

Objectifs du cours

Ce cours a pour objectifs de fournir aux étudiants de **(Niveau d'étude 1^{ère} et 2^{ème} année Master géotechnique)**, une base d'initiation sur les méthodes géophysiques nécessaires permettant de dialoguer avec le géophysicien, de choisir une méthode géophysique adaptée à une problématique donnée et de comprendre les résultats fournis par les méthodes géophysiques.

Ce cours expose notamment les possibilités et les limites des méthodes présentées, ainsi que les techniques de mesure et d'interprétation.

Les présentations Powerpoint accompagnant ce cours proposent de plus une série d'exemples pour chaque méthode ainsi que des compléments d'information plus techniques. Un grand nombre d'illustrations ont été reléguées dans les présentations afin de rendre ces notes de cours plus claires et plus méthodologiques.

Connaissances préalables recommandées :

Mécanique des sols 1 et 2, Mécanique des milieux continus.

Contenu de la matière:

Chapitre 1. Généralités sur la géophysique et ses applications (3 Semaines)

(Géophysique et reconnaissance géotechnique, paramètres physiques mesurés, méthodes de prospection géophysique, avantages et inconvénients)

Chapitre 2. Méthodes gravimétriques et micro-gravimétriques (3 Semaines)

(Champ gravifique ; Champ de pesanteur ; Correction gravimétriques. ; Prospection gravimétriques).

Chapitre 3. Méthodes électriques (3 Semaines)

(Méthode des cartes de potentiel ; Méthode des résistivités ; Polarisation spontanée (PS) ; Polarisation induite (PI)).

Chapitre 4. Méthodes sismiques (3 Semaines)

(Analyse de la propagation des ondes ; Solutions élémentaires de l'équation d'onde ; Acquisition des données ; Traitement et interprétation des données).

Chapitre 5. Méthodes électromagnétiques (3 Semaines)

Programme des TP (selon la disponibilité des bancs d'essais et des logiciels spécifiques à la reconnaissance géophysique)

Mode d'évaluation:

Contrôle continu: 40%; Examen: 60%

CONTINU

Cette brochure de cours en « **géophysique appliquée** » est structuré en **5 chapitres** complémentaires.

Pré-requis

Propriété physique des roches, Onde sismique, longueur d'onde, les différents types d'ondes (P, S), champ de pesanteur, gravité terrestre....

Sommaire

	Page
Chapitre I : Généralités sur la géophysique et ses applications	5
I.1 Qu'est-ce que la géophysique ?	5
I.2 La géophysique interne	5
I.3 La géophysique externe	6
I.4 L'outil géophysique	6
I.5 Propriétés physiques des roches	6
I.6 Géophysique appliquée	9
I.7 Problématiques et choix des méthodes	10
Chapitre II: Méthodes gravimétriques et micro-gravimétriques	12
II.1 La densité des roches	12
II.2 Les lois de Newton	14
II.3 Le champ gravimétrique	15
II.4 La gravité terrestre	15
II.5 Géoïde et ellipsoïde de référence	16
II.6 Mesure de la gravité : le gravimètre	16
II.7 Prospection gravimétrique	19
II.8 Interprétation	20
II.9 Anomalie de Bouguer	22
Chapitre III : Méthodes électriques	23
III.1 Informations préalablement nécessaires à la réalisation d'une prospection électrique.	23
III.2 Résistance, Différence de potential et Courant électrique	24
III.2.1 Potentiel et champ électrique	26
III.2.2 Méthode utilisant le courant naturel	28
III.2.3 Méthode utilisant des courants artificiels	28
III.3 Méthode de résistivité	28
III.3.1 Le dispositif Wenner	31
III.3.2 Le dispositif dipôle-dipôle :	31
III.3.3 Le dispositif pôle-pôle :	31
III.4 Principe et mise en oeuvre	32

III.5 Interprétation des résultats	34
III.6 Résistivité des roches	36
III.7 Notions de modèle en géo-électrique	38
III.8 La tomographie de résistivité électrique	38
III.9 Depth of investigation in "ROLL ALONG" ARRAY	41
III.10 Domaines d'Application de la TRE	42
Chapitre IV: Methodes sismiques	46
IV.1 Les différentes ondes sismiques	46
IV.2 Principes	47
IV.3 Enregistrement d'un profil sismique.	48
IV.4 Dispositifs de mesure	51
IV.5 Les ondes sismiques	52
IV.6 Les différents types de la sismique	54
IV.7 Quelques cas d'études	58
Chapitre V: Méthodes électromagnétiques	62
<i>V.1 Les méthodes électromagnétiques</i>	62
<i>V.1.1 Les méthodes à faible nombre d'induction</i>	62
<i>V.1.2 Les méthodes VLF et RMT</i>	63
<i>V.1.3 La Résonance Magnétique des Protons (RMP)</i>	64
<i>V.1.4 Le radar géologique</i>	65
Bibliographiques/Webographiques	67

Chapitre I
Généralités sur la géophysique et ses
applications

Chapitre I : Généralités sur la géophysique et ses applications

I.1 Qu'est-ce que la géophysique ?

La géophysique étudie le sous-sol par l'intermédiaire de ses propriétés physiques. Le géologue, par exemple, utilise l'observation directe et visuelle, il examine les roches qui affleurent, prélève des échantillons, les étudie et en déduit l'architecture du sous-sol.

Les principales méthodes géophysiques sont :

- La prospection électrique (résistivité) (SEV et Trainée)
- La prospection sismique (réflexion et réfraction)
- La prospection gravimétrique et micro-gravimétrique
- La prospection électromagnétique et le radar géologique
- La prospection magnétique

Cette brochure décrit plus en détail les trois premières méthodes de prospection.

I.2 La géophysique interne

- Etude de l'intérieur des planètes et particulièrement la Terre

a- Définition: Etude de la structure et l'histoire des composants telluriques de la Terre à partir de mesures de leurs caractéristiques physiques.

b- Propriétés physiques des matériaux terrestres :

- Gravitaires
- Mécaniques
- Thermiques
- Electromagnétiques

c- Méthodes géophysiques associées :

- Gravimétrie : Densité
- Flux de chaleur : Chaleur
- Magnétisme : Susceptibilité magnétique
- Sismique : Elasticité, densité
- Electriques : Résistivité électrique
- Electromagnétisme : Conductance, inductance, permittivité

I.3 La géophysique externe

- Etude de la couverture non minérale des planètes

- Météorologie
- Océanologie
- Hydrologie

I.4 L'outil géophysique

- La géophysique est un **outil d'investigation** qui nous donne des informations sur la croûte terrestre et la subsurface dans un but pratique et souvent économique.

- Domaines d'application

- Exploration et production minière, pétrolière
- Archéologie
- Environnement
- Génie civil
- Glaciologie
- Hydrogéologie
- Planétologie
- Géothermie
- et autres.

I.5 Propriétés physiques des roches

a- Propriétés acoustiques

- Lorsqu'une roche est soumise à une **contrainte**, un déplacement du milieu se produit et se propage sous forme d'une **onde acoustique** (Bolt, 1976) :

➤ **Ondes de compression** (ondes P) : $V_p = \sqrt{(\lambda+2\mu)/\rho}$

Fonction de densité (ρ), rigidité (μ), compressibilité (λ)

➤ **Ondes de cisaillement** (ondes S) : $V_s = \sqrt{(\mu/\rho)}$

Fonction de densité (ρ), rigidité (μ).

En générale, dans les solides, λ et μ sont très voisins.

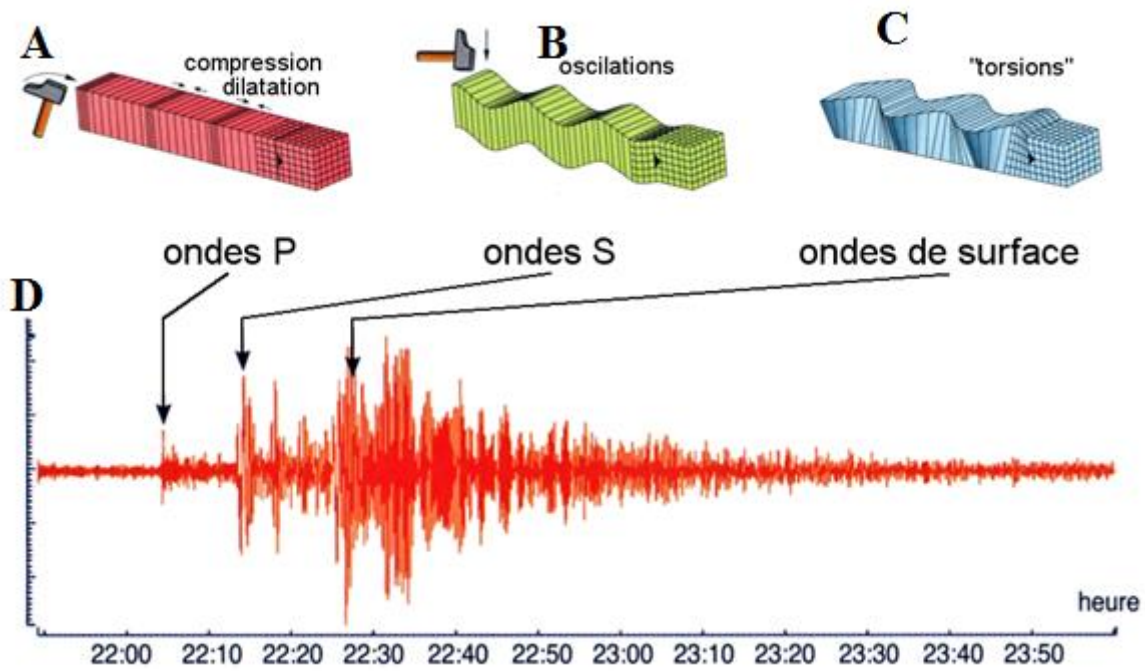


Fig. I.1 : Déplacement des particules d'un milieu à travers lequel se propagent les ondes de volume ((a) compression et (b) cisaillement) et les ondes de surface ((c) ondes de torsion (d) temps d'arrivées des ondes sismiques (Bolt, 1976).

b- Propriétés électriques

- Réaction à une **injection de courant**
- Fonction de la résistivité (ρ) ou conductivité (σ) et la chargeabilité (M)
- Injection d'un courant dans le sol :
 - **Loi d'ohm** : $U=RI$ avec $R=\rho L/A$ d'où $U = \rho I L/A$

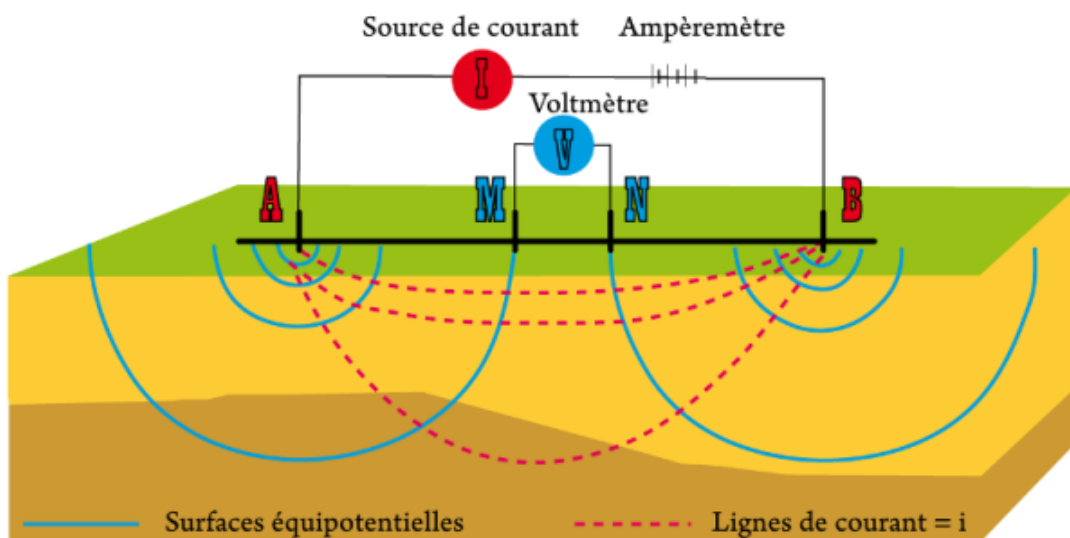


Fig. I.2 : Principe de la méthode géo-électrique (Chouteau, M et Giroux, B. 2006).

c- Propriétés gravimétriques

- Mesure du **champ d'accélération de la pesanteur** (Force d'attraction)
- Fonction de la masse (et donc de la **densité**) et de la Distance

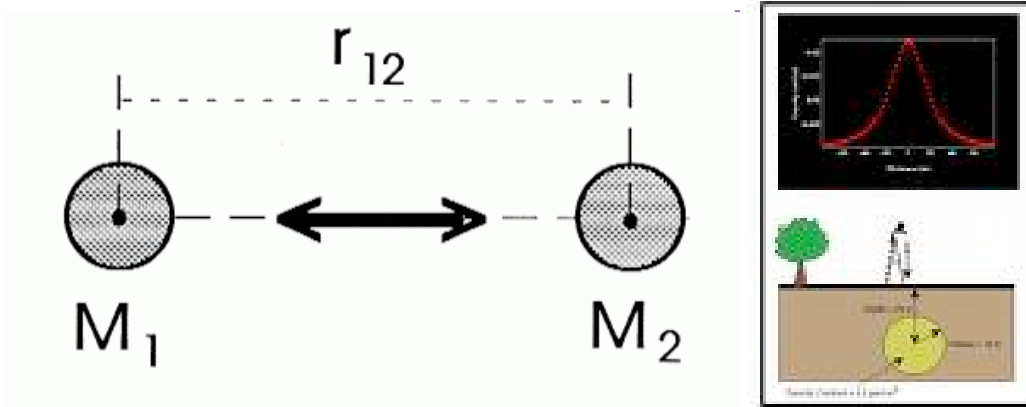


Fig. I.3 : Principe de la méthode gravimétrique (Chouteau, M et Giroux, B. 2006).

d- Propriétés magnétiques

- Magnétisation, aimantation
- Fonction de la **susceptibilité magnétique** (κ) sans unité

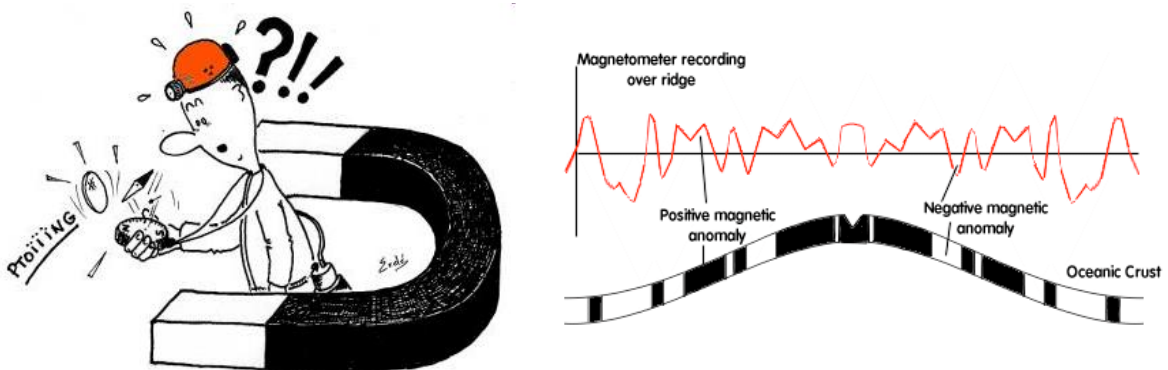


Fig. I.4 : Principe de la méthode magnétique (Chouteau, M et Giroux, B. 2006).

e- Propriétés électromagnétiques

- Ondes électromagnétiques (combinaison champs magnétique et électrique)

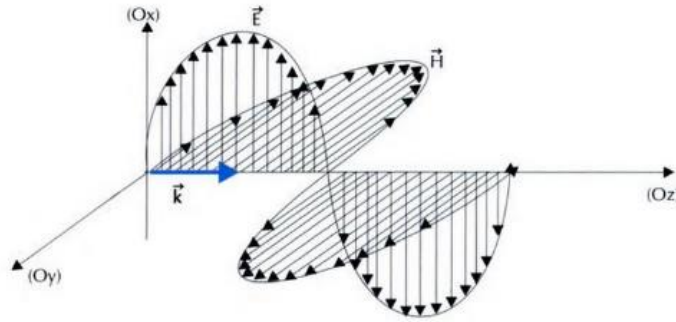


Fig. I.5 : les ondes électromagnétiques (Chouteau, M et Giroux, B. 2006).

I.6 Géophysique appliquée

- 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 (origine naturelle ou provoquée), dépend d'un ou plusieurs paramètres caractéristiques des matériaux dont on cherche à déterminer la répartition dans le terrain.

a- La méthode gravimétrique :

La gravimétrie est une technique géophysique qui mesure les variations du champ potentiel gravitationnel de la Terre. La gravimétrie est une méthode de prospection qui permet de déterminer des anomalies de densité dans le sous-sol. Ces minuscules variations, causées par des contrastes de densité des constituants de l'écorce terrestre peuvent être mesurées par des levés gravimétriques, en utilisant des instruments extrêmement sensibles.

b- La méthode magnétique :

Principe : Mesure des perturbations du champ magnétique terrestre générées par l'aimantation du sol.

c- Méthode électrique

La méthode de prospection électrique repose sur la mesure d'une propriété physique, et de ses variations, utilisée pour décrire la structure du sous-sol : il s'agit de la résistivité électrique apparente (ρ_a , qui s'exprime en $\Omega.m$), qui intègre les résistivités du volume pris en compte dans la mesure. Cette propriété caractérise la difficulté qu'a un courant électrique à traverser un matériau. Elle varie donc principalement selon la nature des matériaux constitutifs du terrain

(propriété très sensible au contenu en argile) et de leur état de saturation (teneur en eau du matériau traversé).

d- Méthode sismique

La méthode sismique implique la production d'énergie qui est transmise au sous-sol. Après un certain temps, cette énergie ayant été **réfléchie** ou **réfractée** sur une ou plusieurs discontinuités retourne en surface où elle est perçue par des **récepteurs** ou **géophones**.

e- Thermométrie

- On mesure la température des roches et on définit le gradient géothermique.
- On nomme **gradient géothermique** l'augmentation de température constatée dans le sous-sol à mesure que l'on s'éloigne de la surface, soit 3 °C tous les 100 mètres.

f- Méthode diagraphique

Elle consiste à mesurer la variation des paramètres physiques en fonction de la profondeur dans un forage. Elle permet d'étudier les limites des couches et leurs natures, la position des aquifères, la porosité et la salinité de l'eau. Elle est utilisée surtout en hydrogéologie. Elle est basée sur des paramètres physiques tel que la différence de potentiel électrique (**Log PS : Polarisation spontanée**), la radioactivité (**Log gamma Ray**) et résistivité électrique (Log électrique), vitesse de propagation des ondes (**Log Sonique**).

I.7 Problématiques et choix des méthodes

Le premier travail du géophysicien appliqué consiste à repérer les sites d'anomalies. Plusieurs raisons président au choix du site : **Problème de temps** : Les sites sont souvent menacés par l'expansion routière et urbaine : **Problème du coût** : Les géophysiciens ont souvent des moyens financiers limités : choix de la zone la plus appropriée pour l'investigation. Le géophysicien a donc besoin de méthodes permettant de:

- Localiser les zones d'anomalies ;
- Préciser leur étendue ;
- En préciser la nature si possible.

Les méthodes géophysiques permettent à partir de mesures effectuées en surface de déduire la présence et parfois la nature des structures.

Pour le géophysicien, les structures se résument souvent à des formes simples:

- des objets horizontaux ;
- des objets verticaux ;

- des objets métalliques.
- des amas ;
- des cavités ;

Ce choix de la méthode géophysique dépend essentiellement...

- Du pouvoir de résolution de la méthode envisagée (c'est-à-dire le degré de détail pouvant être obtenu), de sa capacité à détecter des structures à diverses profondeurs
- Du coût de la mise en œuvre
- De la nature des objets enfouis et leur possibilité de provoquer une anomalie sur la ou les grandeurs mesurées (contraste de propriété physiques)
- De la sensibilité de la méthode au bruit géophysique.

Tableau I.1 : les paramètres physiques des méthodes géophysiques.

Type	Méthode	Grandeur mesurée	Paramètre
Naturelle	Gravimétrie	Accélé. pesanteur	Densité
Naturelle	Magnétométrie	Champ magnétique	Susceptibilité
Naturelle	Tellurique	Champ tellurique	Résistivité
Naturelle	Magnéto-tellurique	Champ magnétique + Champ tellurique	Résistivité
Provoquée	Electrique et électromagnétique	Tension électrique Champ E.M	Résistivité
Provoquée	Sismique réfraction	Temps de trajet	Vitesse
	Sismique réflexion	Temps de trajet + amplitude des ondes	Vitesse Impédance

Chapitre II

Méthodes gravimétriques et micro- gravimétriques

Chapitre II : Méthodes gravimétriques et micro-gravimétriques

Introduction

La gravimétrie consiste à mesurer, étudier et analyser les variations dans l'espace et dans le temps du champ de pesanteur de la Terre et des autres corps du système solaire. Elle est étroitement liée à la géodésie, qui a pour objet l'étude de la forme de la Terre et la mesure de ses dimensions.

Le but de la gravimétrie est l'étude des variations du champ de gravité pour en déduire la repartition des masses au sein de la Terre et ainsi sa structure. Localiser la position des contrastes de densité dans le sous-sol.

II.1 La densité des roches

Le paramètre qui intervient dans cette méthode est la masse volumique ou densité des roches. On définit tout d'abord la **masse volumique** comme le quotient de la masse par le volume. Elle est notée (à ne pas confondre avec la résistivité électrique !) :

$$\rho = m/V$$

L'unité S.I. est le kg/m^3 avec : $1 \text{ g/cm}^3 = 10^3 \text{ kg/m}^3$

La masse volumique de l'eau vaut, à 25°C , 10^3 kg/m^3 .

Attention : en anglais masse volumique est appelée *density* et densité et appelée *relative density* !

➤ *La gravimétrie est une des disciplines fondamentales de la géophysique.*

Son champ d'application couvre différents objectifs, parmi lesquels on peut citer : L'analyse des **variations de la pesanteur** peut résoudre plusieurs problèmes d'ordre **structurale, géodynamique, hydrogéologique** ou **volcanologique**, ou encore dans les domaines du **génie civil**, de l'**archéologie** et de la **géologie de l'environnement**, etc.

Tableau II.1 : quelques échantillons des densités des roches

Désignation	Densité
Eau pure	1
Sable « sec »	1,4 à 1,65
Sable « humide »	1,9 à 2,05
Sel	2,1 à 2,4
Marnes	2,1 à 2,6
Calcaires	2,4 à 2,8
Granites	2,5 à 2,7
Basaltes	2,7 à 3,1
Fer	7,3 à 11,1
Or	15,6 à 19,4
Pétrole	0,6 à 0,9
Pour les modélisations à l'échelle crustale:	$\rho_c = 2.67$, $\rho_m = 3.35$

➤ *L'étude de la structure interne à diverses échelles.*

En effet les anomalies de pesanteur s'expliquent par la présence d'hétérogénéités de masse dans le sous-sol, depuis la subsurface jusqu'au noyau !

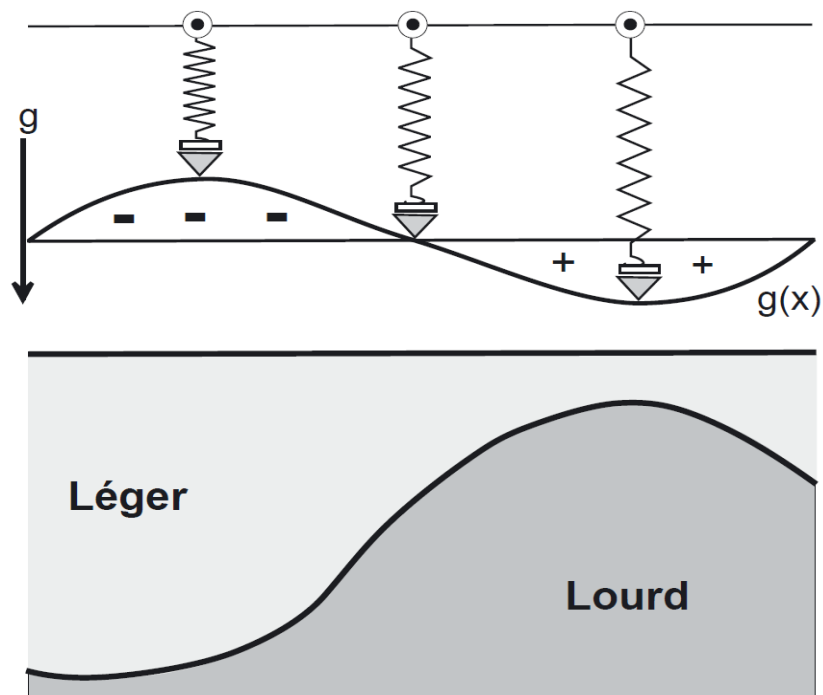


Figure II.1 : Les hétérogénéités dans le sous-sol sont sources de variations de la pesanteur (Dubois et Diament, 2011).

II.2 Les lois de Newton

- **1^{ère} loi de Newton** : Newton établit en 1687 qu'il existe une force F qui attire deux masses M et m distantes de d .

Son intensité vaut :

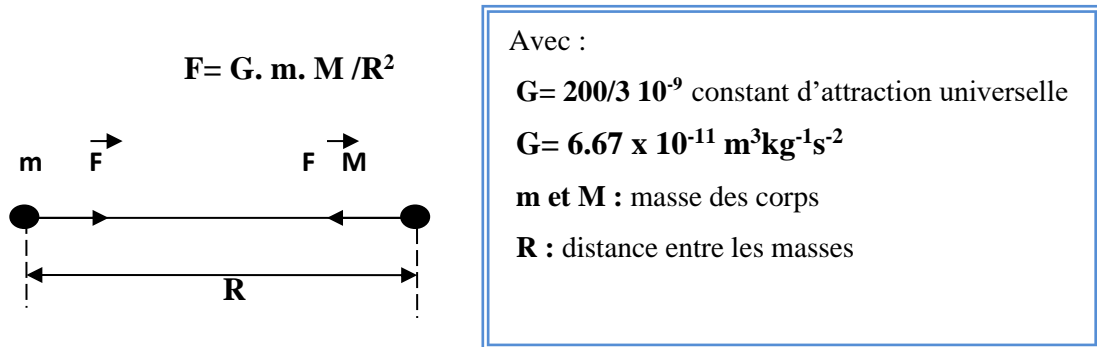


Figure II.2: Attraction réciproque de deux masses et force gravitationnelle.

- **2^{ème} loi de Newton** :

Il faut appliquer une force F à une masse m pour lui faire subir une accélération a . Ceci se traduit par la relation

$$F = m \cdot a$$

L'accélération d'une masse m à la surface du sol s'exprime donc par:

$$F = GM / R^2 = g_n$$

où M est la masse de la terre et R le rayon moyen de la terre (6370 km). g_n est dite "accélération de la gravité" et vaut en moyenne 9.81 m/s^2 à la surface de la terre.

En l'honneur de Galilée, on a nommé l'unité d'accélération gravitationnelle le **gal** avec:

$$1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2 = 10^{-2} \text{ m/s}^2$$

$$1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ gal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$$

On trouve aussi une unité plus modern **SI**, le **g.u. (gravity unit)** :

$$1 \text{ g.u.} = 10^{-6} \text{ m/s}^2 = 0,1 \text{ mGal}$$

En utilisant ces deux équations précédentes, on trouve que l'accélération d'une masse m à la surface du sol s'exprime par :

$$a = \frac{-GM_T}{R_T^2} r = 9,81 \text{ m/s}^2 = g$$

Où M_T est la masse de la terre ($5.9736 \times 10^{24} \text{ kg}$) et R_T le rayon moyen de la terre (6370 km). g est dite accélération de la gravité, ou simplement gravité, et vaut en moyenne 9.797 m/s^2 .

II.3 Le champ gravimétrique

La pesanteur terrestre dépend de plusieurs facteurs:

- La latitude,
- L'altitude,
- La topographie environnante
- Les marées terrestres,
- Les variations de la densité sous la surface du sol

Comme on s'intéresse uniquement aux variations de densité dans le sous-sol, il faut donc s'affranchir de tous les autres paramètres intervenant dans la mesure de la pesanteur.

II.4 La gravité terrestre

Pour prédire le champ gravitationnel de la terre en tout point, sa forme et ses variations de densité doivent être connus. À cause de sa rotation, la terre n'est pas sphérique. Sa forme peut être approximée par un ellipsoïde de révolution quelquefois appelée sphéroïde (Laurent, 2009).

Le sphéroïde donne la gravité qui serait observée au niveau de la mer sur une terre de forme sphéroïdale (approximant de près sa forme réelle) et dont la densité ne varie qu'en profondeur et non pas latéralement).

Les lois de Newton nous donnent déjà la définition de g_N . De part la rotation de la terre, une force centrifuge existe également ce qui crée une composante supplémentaire g_c pour le champ de gravité. La gravité mesurée à la surface de la terre g est donc la somme de g_N et de g_c (Laurent, 2009).

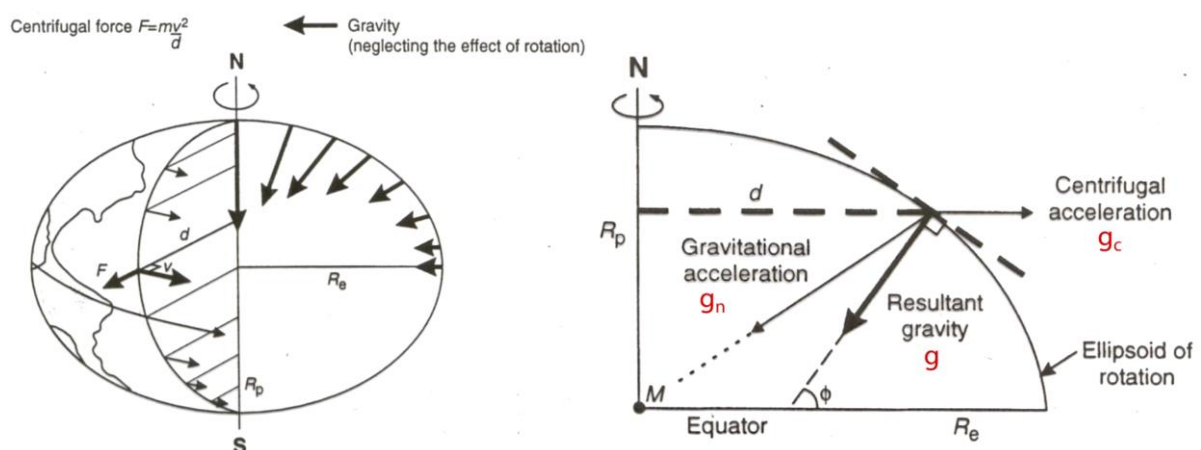


Figure II.3 : Accélération centrifuge et centripète (Laurent, 2009).

II.5 Géoïde et ellipsoïde de référence

- Le **géoïde** est une surface équipotentielle du champ de pesanteur de la Terre qui se confond avec le niveau moyen des océans au repos, et qui se prolonge sous la surface topographique des continents. C'est la surface de référence des altitudes (niveau 0). Il définit la forme de la Terre (Dubois et Diament, 2011).
- L'**ellipsoïde de référence** est un ellipsoïde de révolution qui se rapproche au mieux du géoïde. Il correspond à une équipotentielle du champ de pesanteur théorique de la Terre (Dubois et Diament, 2011).

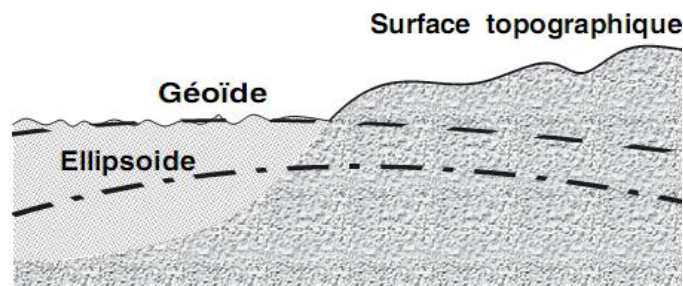


Figure II.4 : Le géoïde est une surface équipotentielle du champ de pesanteur terrestre (Dubois et Diament, 2011).

II.6 Mesure de la gravité : le gravimètre

Il existe des **gravimètres absolus**, qui mesurent le champ de gravité total g . Les gravimètres absolus ne sont pas utilisés pour une prospection gravimétrique car trop volumineux et de mesure très complexe. On utilise des gravimètres relatifs qui mesurent des différences relatives du champ de gravité..

Un **gravimètre relatif** peut être schématisé par un ressort portant une masse. Un petit changement d'attraction, g , causera un déplacement de la masse et aussi un changement de la longueur x du ressort d'une petite quantité Δx . Pour mesurer g avec une précision de **0,01 mGals** le changement relatif de la longueur du ressort $\Delta x/x$, doit être mesuré avec une précision de **1** part par **108**, ce qui est extrêmement précis. Les gravimètres sont donc des instruments très complexes et coûteux.

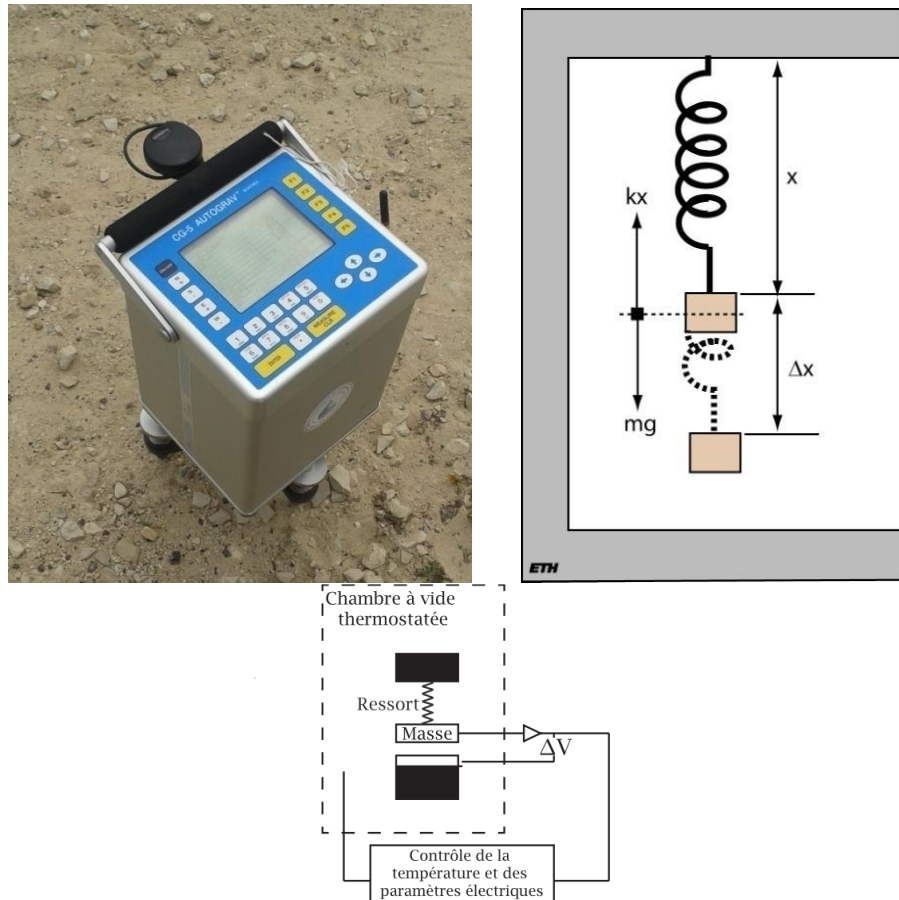


Figure II.5: Gravimètre CG5 relatif Sintrex, schéma de fonctionnement du gravimètre (Dubois et Diament, 2011).

Les appareils modernes (type CG5 Autograv de Scintrex) sont capables de se mettre à niveau automatiquement (le gravimètre devant être posé sur un support horizontal), de mesurer la gravité en répétant les mesures afin d'améliorer la qualité des données (6 mesures par seconde) le bruit incohérent étant atténué et de filtrer ces données. Ces appareils utilisent un système plus élaboré que celui du ressort décrit ci-dessus pour mesurer la gravité..

Une variation de la densité du sous-sol induit une variation de la force d'attraction gravitationnelle.

- Un déficit de masse témoigne de la présence d'une cavité, d'un terrain moins dense ou encore de la présence de décompressions.
- Un surplus de masse témoigne de la présence de variations géologiques telles qu'une variation du toit du substratum, la présence d'un matériau plus dense.

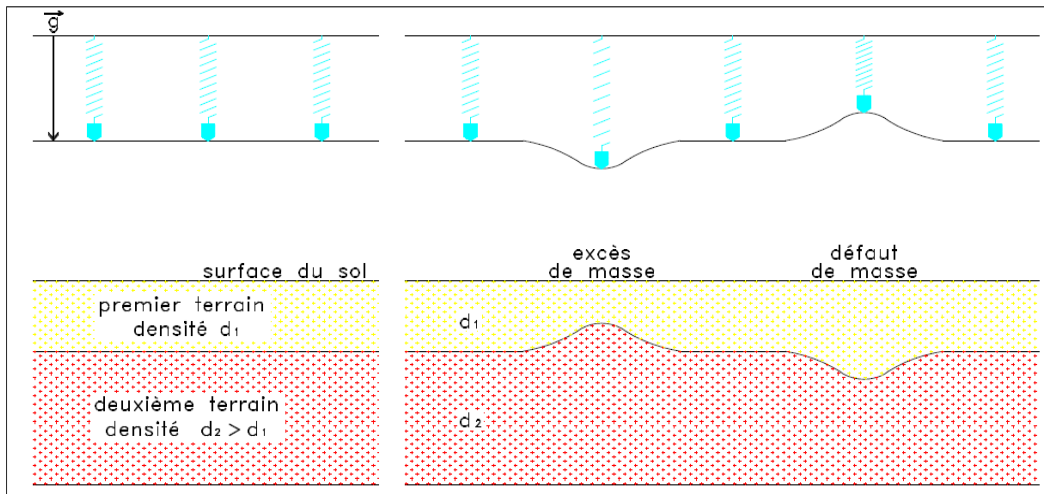


Fig. II.6 : Les hétérogénéités dans le sous-sol sont sources de variations de la pesanteur (www.gravimep.fr).

Pour la microgravimétrie

A une échelle locale, on recherche des variations de moins de 0,1 mGal (100 μ Gal) ; dans plusieurs domaines de recherche en utilisant des gravimètres très sensibles avec un espacement métrique entre les stations. Cette technique nécessite une bon précision de nivellement d'élévation. (GPS de précision).

Remarque : Une variation verticale de 10 cm correspond à une variation de 0.03 mGal.

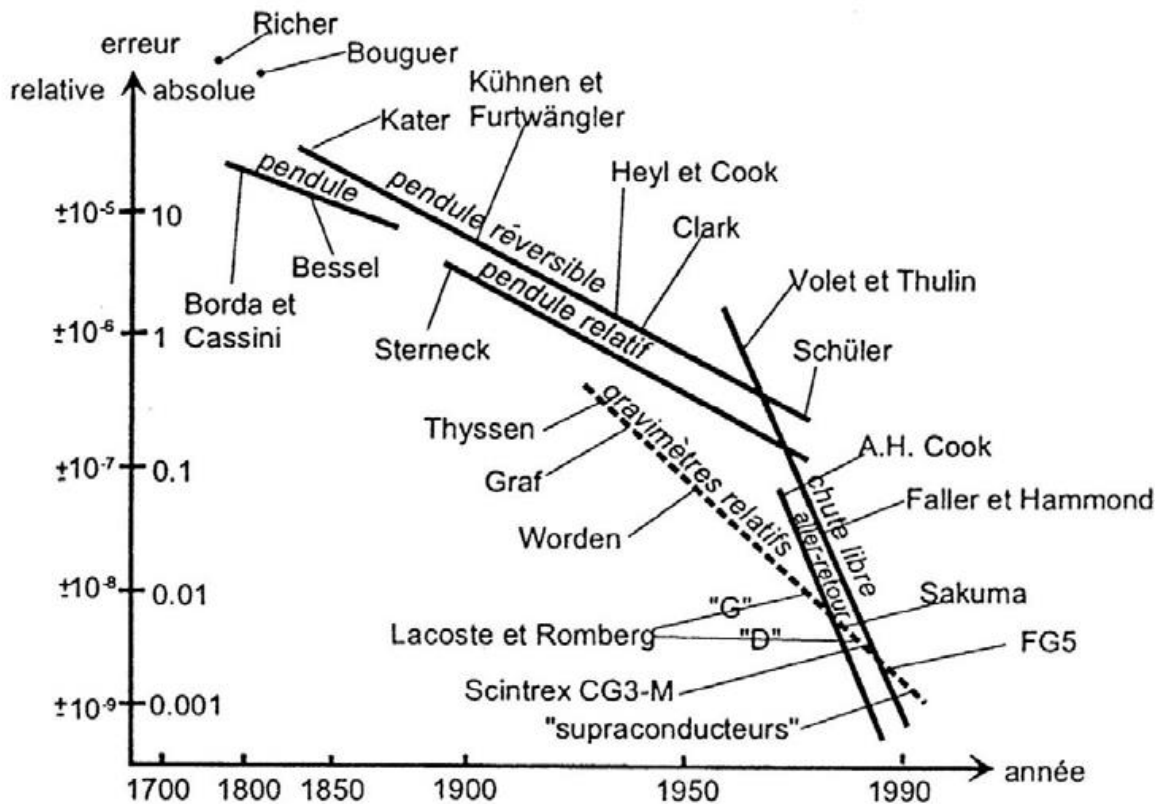


Figure .II.7 : Évolution des précisions des gravimètres absolus et relatifs (d’après Torge, modifiée par S. Merlet). L’erreur absolue est exprimée en mGal (Dubois et Diament, 2011).

II.7 Prospection gravimétrique

Avec un gravimètre relatif, on mesure la gravité relative (entre différentes stations) selon une grille ou un profil sur le terrain. Il est nécessaire de connaître la position de chaque station précisément (précision d’environ quelques cm latéralement et meilleure qu’un cm en altitude). Des GPS différentiels sont souvent utilisés..

Chaque station est généralement mesurée plusieurs fois selon un **cycle de mesures gravimétriques** (voir figure ci-dessous). Ces points en relatif peuvent être reliés (les mesures relatives s’additionnent) à une base gravimétrique où la gravité absolue est déjà connue. Il existe un réseau de telles bases en Tunisie. On obtient alors les données mesurées, ou observées (gobs).

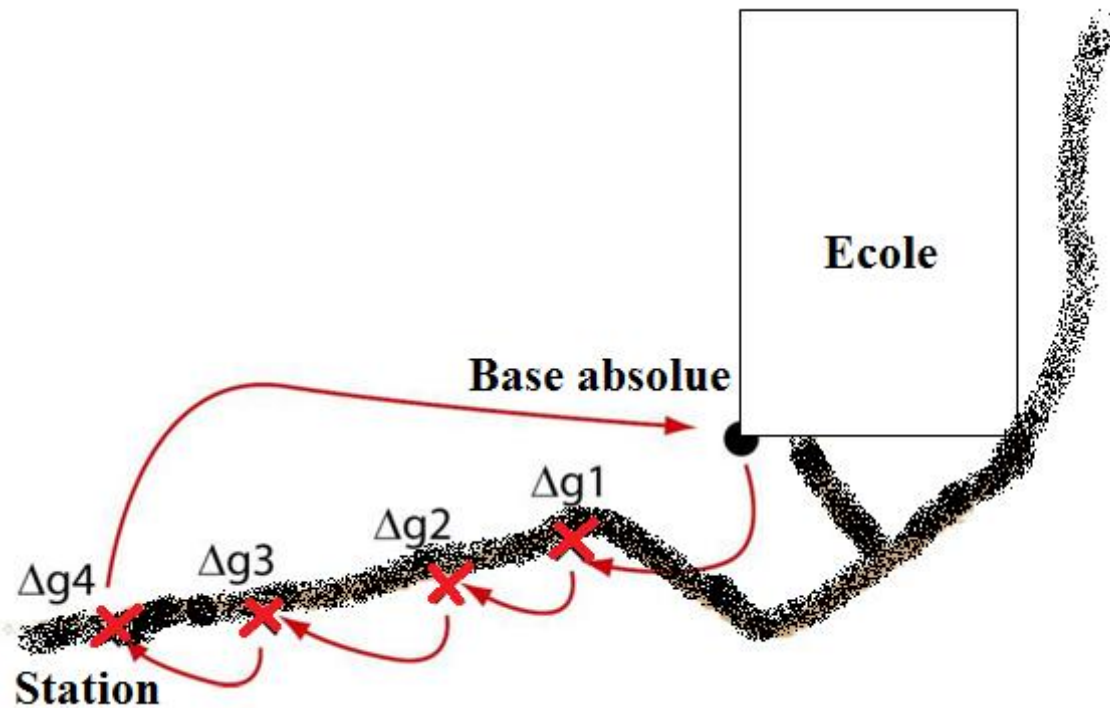


Figure .II.8: Principe de l'acquisition gravimétrique.

Les données mesurées (g_{obs}) doivent être corrigées pour l'effet de **l'attraction de la lune et du soleil** (qui ont une masse propre qui agit sur le gravimètre) ainsi que de la **dérive du gravimètre** (les propriétés mécaniques du ressort évoluent durant la journée).

II.8 Interprétation

Pour être exploitable, les mesures g_{obs} doivent être corrigées d'un certain nombre de facteurs afin de définir ce que l'on appelle l'anomalie de Bouguer (AB) :

$$AB = g_{obs} - g_{model}$$

On cherche par cette opération à extraire du signal mesuré toute information déjà connue (par exemple la topographie environnante) afin de faire ressortir l'anomalie uniquement.

Cette information connue est contenue dans un modèle. Cette correction g_{model} est l'effet gravifique d'un modèle composé d'une couche de roche de densité imposée et tenant compte de la **latitude** et de l'**altitude** du point de mesure ainsi que de la **topographie** environnante.

L'anomalie de Bouguer ainsi obtenue est donc corrigée des effets pris en compte dans le modèle. On extrait ensuite une **anomalie résiduelle**, c'est-à-dire une déviation locale du **champ gravifique régional** (ou anomalie régionale obtenue par une surface lissée à plus grande à grand rayon de courbure), (voir figure ci-dessous). L'anomalie résiduelle est donc supposée refléter la présence de la cible que nous cherchons à localiser.

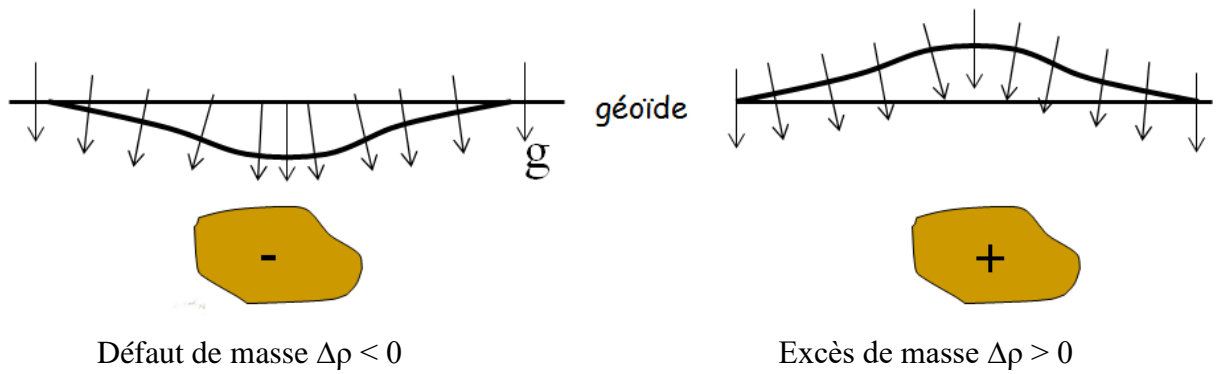


Figure .II.9 : Effet d'un excès ou défaut de masse sur le géoïde.

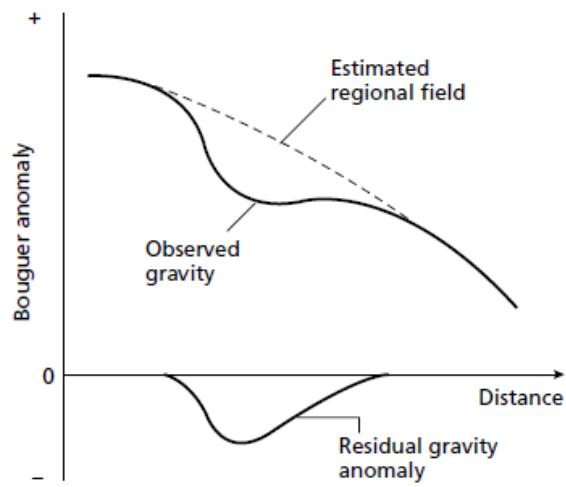


Figure .II.10 : Séparation des anomalies graviùétriques (Dubois et Diament, 2011).

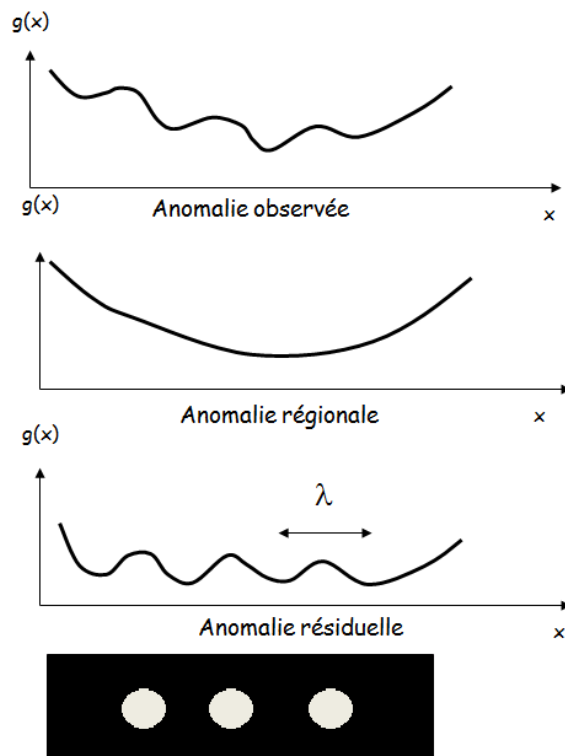


Figure . II.11: Anomalie régionale et résiduelle ($g_{total} = g_{régionale} + g_{résiduelle}$) (Dubois et Diament, 2011).

II.9 Anomalie de Bouguer

L'anomalie de Bouguer, ou anomalie gravimétrique est égale à la mesure de g , corrigée des effets de la latitude, de l'altitude, des masses situées au-dessus du niveau de référence (plateau et topographie) et des marées, moins la valeur de g_0 du sphéroïde à la latitude de référence (ou d'un autre niveau de référence) (Dubois et Diament, 2011).

$$\Delta g_i = g_{mes,i} \pm C_{lat} + C_{alt} - C_{pla} + C_{topo} \pm C_{mar} - g_0$$

$$C_{lat} = 0.811 \sin 2\varphi \text{ mgal/km}$$

$$C_{alt} = 0.3085(h_i - h_r) \text{ mgal}$$

$$C_{p\text{lat}} = 2\pi k \rho (h_i - h_r) \text{ mgal}$$

C_{topo} est calculé à partir du MNT

C_{mar} est calculé à partir des éphémérides et de l'heure de la mesure

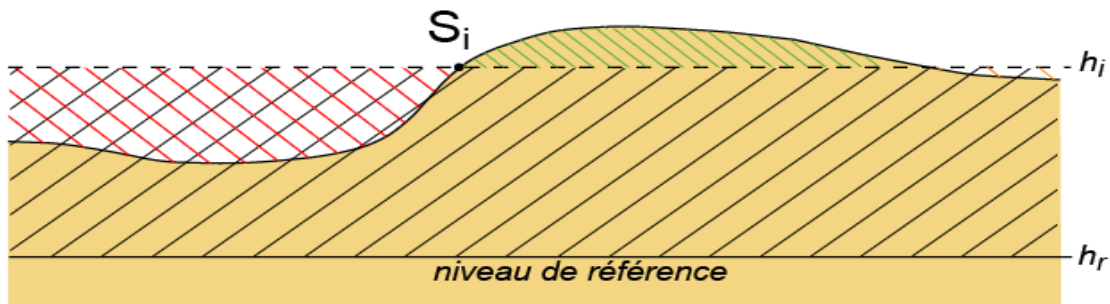


Figure .II.112 : Décomposition de l'effet du terrain compris entre le géoïde et la surface topographique en deux parties : un plateau infini (limité par les deux surfaces parallèles séparées de la hauteur $h_i - h_r$) et l'écart au plateau créé par les variations de la topographie autour du point de mesure S_i (partie quadrillée) (Dubois et Diament, 2011).

Anomalie = différence entre la valeur mesurée et sa valeur théorique

Conclusion

La gravimétrie est une méthode géophysique simple et depuis longtemps utilisée pour deux choses : trouver la répartition des masses dans le sous-sol, et obtenir une information sur la réponse à la déformation de la lithosphère. Les échelles spatiales d'investigation vont de quelques mètres (en microgravimétrie) à l'échelle du Globe.

Chapitre III

Méthodes électriques

Chapitre III : Méthodes électriques

Généralités

Les méthodes électriques sont basées sur l'étude de la propagation du courant électrique dans le sous-sol. La possibilité de distinguer électriquement les diverses formations du sous-sol résulte du fait que celles-ci possèdent souvent des résistivités électriques différentes. Les méthodes électriques permettent d'identifier à partir de la surface les structures qui diffèrent de la norme par leurs résistivités et ainsi de localiser, par exemple, des vestiges archéologiques enfouis. Les méthodes fondées sur la mesure du paramètre « résistivité » sont très répandues pour les applications archéologiques. Ces méthodes ont été imaginées en 1912 par les frères Schlumberger.

Les méthodes électriques utilisent le passage de courant naturel ou artificiel :

a) Méthode utilisant le courant naturel :

- Méthode de la polarisation spontanée PS
- Méthode tellurique

b) Méthode utilisant des courants artificiels :

- Méthode de résistivité
- Méthode de la polarisation induite ou provoquée

III.1 Informations préalablement nécessaires à la réalisation d'une prospection électrique.

- L'objectif de l'étude
- Les caractéristiques attendues de(s) la cible(s) : nature(s), taille(s) et profondeur(s) supposée(s)*
- Le contexte géologique
- Formations géologiques connues ;

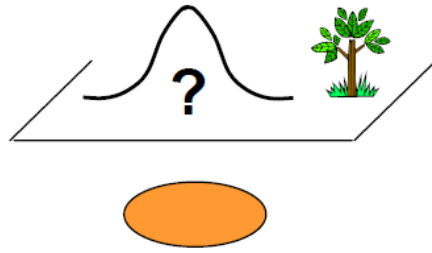
- la topographie, les cartes et les plans ;

- pendage et direction des structures ;

- données de sondages disponibles sur le site ou son environnement proche.

OBJECTIFS DE LA GEOPHYSIQUE

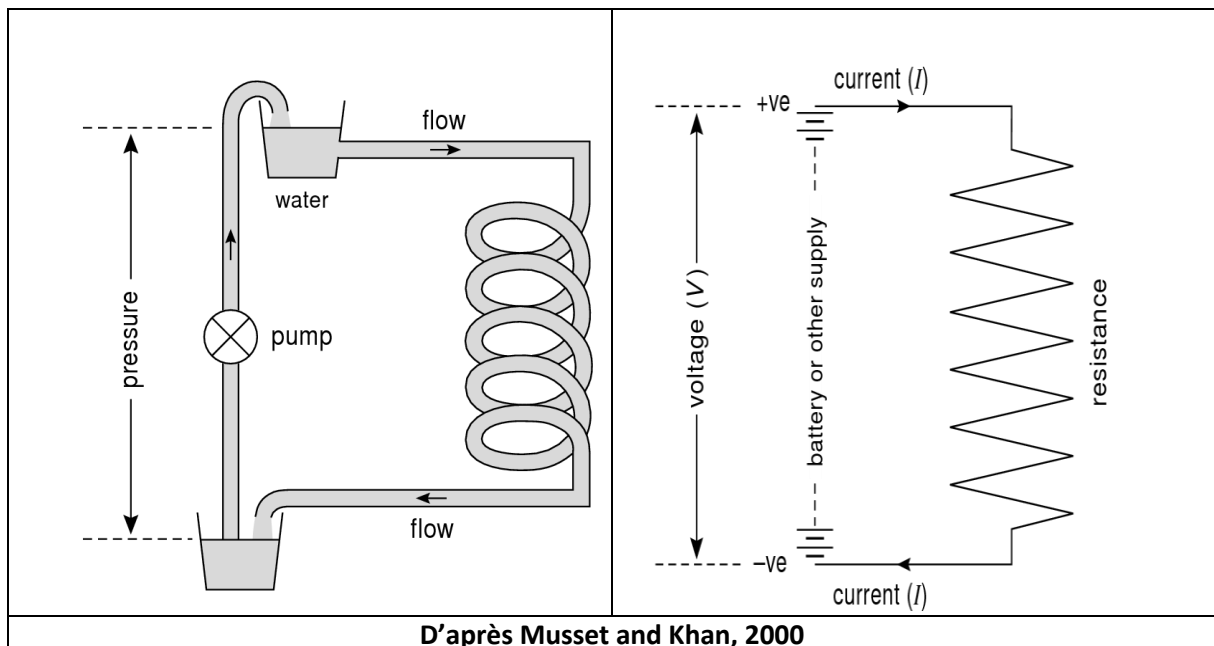
**REALISER DES MESURES EN SURFACE POUR METTRE EN EVIDENCE
DES STRUCTURES CACHEES DANS LE SOUS SOL**



**OBJECTIFS DES METHODES ELECTRIQUES
DETECTER EN SUB-SURFACE
DES CORPS CONDUCTEURS OU RESISTANTS**

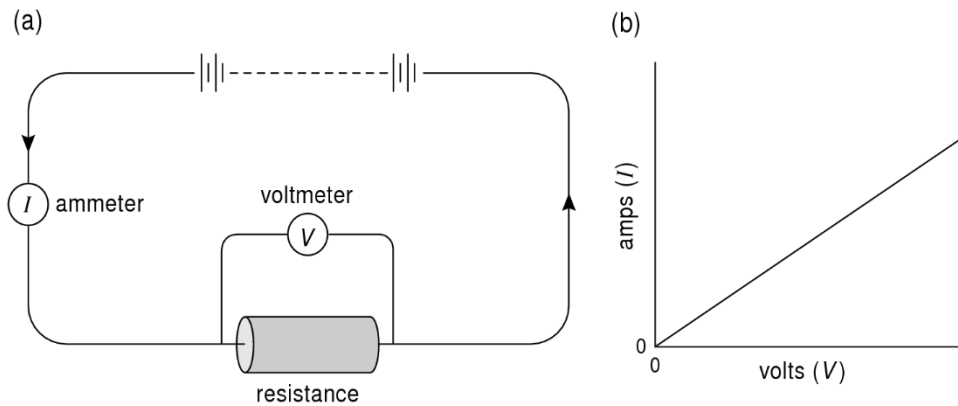
III.2 Résistance, Différence de potentiel et Courant électrique

- Pour que l'eau circule dans le système ci-dessous, on doit exercer une pression.
- L'électricité agit de manière identique
- Pour que le courant circule, il faut exercer une pression
- La « pression » est appelée différence de potentiel ou Voltage (volt) , V , ΔV
- La circulation est appelée courant, I (Ampère)



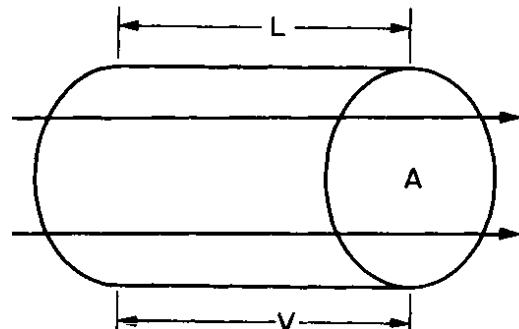
- La différence de potentiel exigée pour faire circuler un courant est directement proportionnelle à la " Résistance "

- **La loi d'Ohm:**
 - Résistance [=] Ohm (symbole = Ω)
 - Mais on parle de résistivité , et non pas de résistance...
 - Résistance, $R \neq$ Résistivité, ρ (rho)
- Elles sont liées, mais sont des choses fondamentalement différentes...

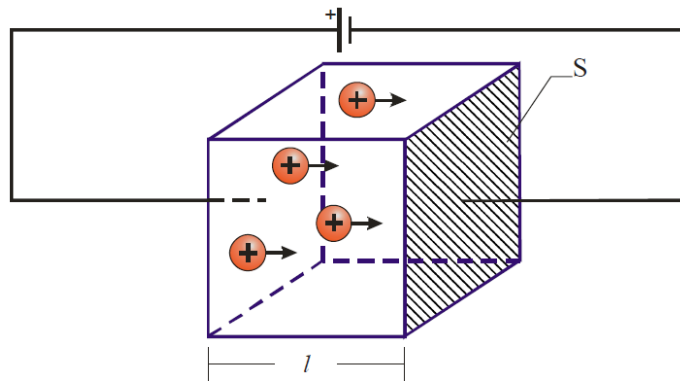


$$\rho = \frac{RA}{L}$$

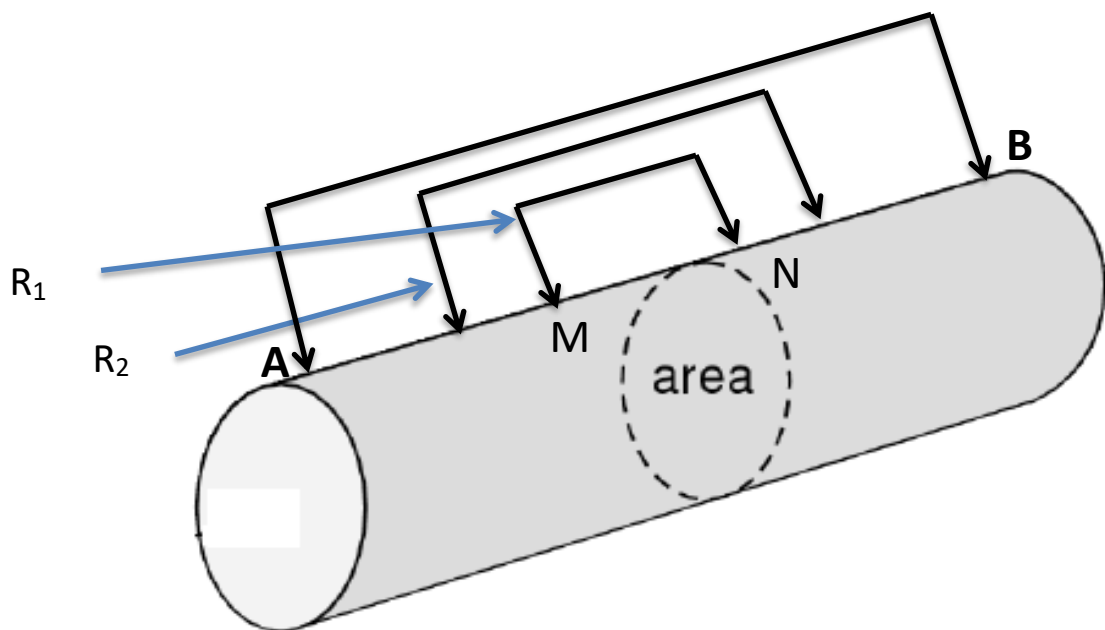
R- est la résistance mesurée entre deux lignes Equipotentielles séparée par une distance L.
 A: Aire ou surface



La résistivité correspond à la résistance d'un tronçon de matériau d'un mètre de longueur et d'un mètre carré de section et est exprimée en ohms mètres (ou ohm-mètre), ou ($\Omega \cdot m$)



La résistivité d'un milieu est la propriété physique qui détermine la capacité de ce milieu à s'opposer au passage d'un courant électrique.



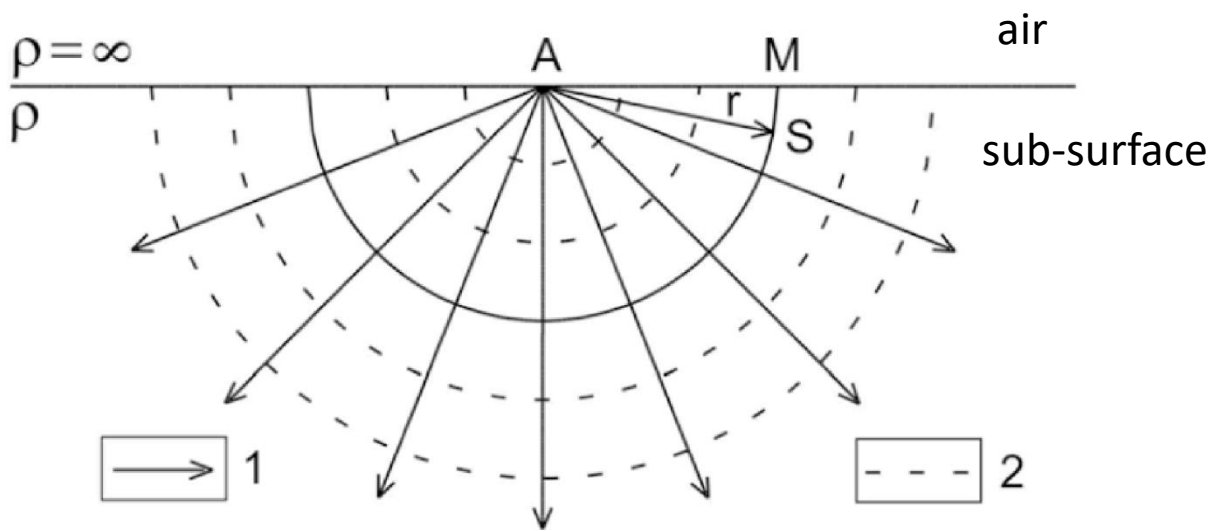
R_1 n'est pas égale à R_2 pour le même matériel



$$\rho = K_1 \times R_1 = K_2 \times R_2$$

III.2.1 Potentiel et champ électrique

a) Potentiel électrique d'une source ponctuelle (une seule électrode)



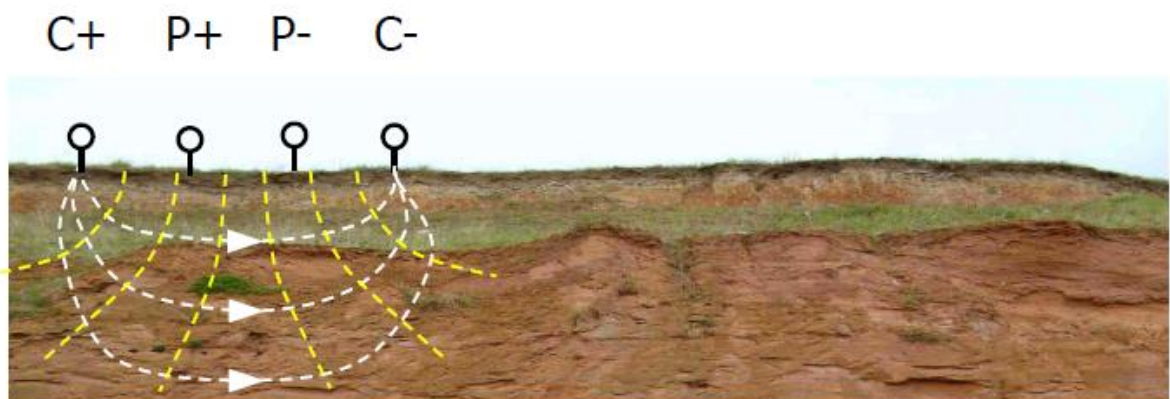
1- Lignes de courant

2-Lignes équipotentielles

A- Electrode de courant

M- Electrode de Potentiel

b) Potentiel électrique de deux sources ponctuelles



NB : Le courant est injecté entre C+ et C-

(correspondant aux électrodes de courant A et B dans d'autres documents)

La différence de potentiel est mesurée entre les électrodes P+ et P-

(correspondant aux électrodes du potentiel M et N dans d'autres documents)

III.2.2 Méthode utilisant le courant naturel

a) Méthode de la polarisation spontanée PS

Il s'agit de la génération naturelle de courants électriques dans le sous-sol sans l'intervention humaine. Elle est causée par l'activité électrochimique due essentiellement à l'altération des sulfures métalliques du type pyrite, chalcopyrite, galène, etc.

La mesure en surface de la polarisation spontanée est donc un moyen de prospection géophysique des minerais sulfurés. Les courants mesurés varient de quelques mV à 1 V, un courant de 200 mV étant considéré comme une bonne anomalie locale.

b) Méthode tellurique

Une méthode de prospection électromagnétique de surface basée sur la mesure des champs magnétiques induits par les courants électriques d'origine naturelle ou artificielle et liés à la conductivité des terrains traversés.

III.2.3 Méthode utilisant des courants artificiels

Les formations géologiques ont subies au cours des temps des déformations suite aux différents mouvements tectoniques. Aussi elles ont subies une altération plus ou moins importante sous l'influence du climat.

Les zones d'intérêt hydrogéologique et même minier correspondent à des zones fracturées, ou fortement altérée. Ces zones dites anomalies se caractérisent par une faible résistivité électrique.

En appliquant la méthode géophysiques des résistivités électrique nous pouvons détectées ses zones grâce à la technique des **traînés** électriques et donner une profondeur approximative du forage grâce à la technique des **sondages électriques verticaux** :

III.3 Méthode de résistivité

Le principe de la prospection électrique est d'injecter dans le sol un courant électrique d'intensité I entre deux électrodes A et B et de mesurer la différence de potentiel V induite entre une autre paire d'électrodes M et N (Figure .1).

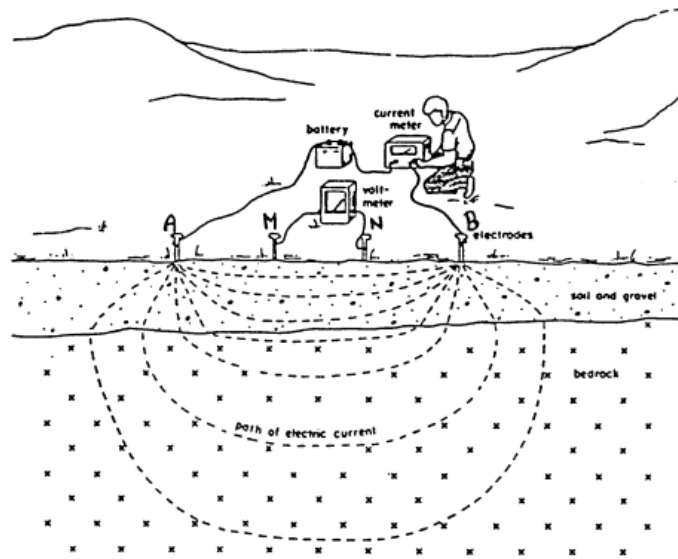


Fig. III.1 : Dispositif d'électrodes pour la prospection électrique (Chouteau, M et Giroux, B. 2006).

A partir de la valeur du courant injecté I , de la mesure de la différence de potentiel V et de l'écartement entre les différentes électrodes, on peut déterminer la **résistivité électrique apparente** du sous-sol sur base de la loi d'Ohm :

Potentiel électrique en un point M :

Potentiel électrique en un point N :

$$V_M = \frac{\rho_a I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right)$$

$$V_N = \frac{\rho_a I}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)$$

Avec :

- ρ : résistivité en ($\Omega \cdot m$)
- I : intensité de courant (mA)
- V : potentiel de courant en (mV)
- MA, MB, NA et NB : des distance entre les électrodes en mètre (m)
- La différence de potentiel entre M et N est :

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{\rho_a I}{2\pi} \left(\frac{1}{MA} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{NA} + \frac{1}{NB} \right)$$

$$\rho = \frac{2\pi \Delta V}{I} \left[\frac{1}{MA} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{NA} + \frac{1}{NB} \right]^{-1}$$

On peut écrire

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

Avec :

$$k = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{MA} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{NA} + \frac{1}{NB}\right)}$$

$$k = 2\pi \left[\frac{1}{MA} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{NA} + \frac{1}{NB} \right]^{-1}$$

K est appelé facteur géométrique.

Dans la nature le milieu n'est plus homogène et la résistivité mesurée n'est plus vraie. Elle est appelée résistivité apparente ρ_a .

Remarque : La résistivité est mesurée en ohms-mètres ($\Omega \cdot m$). L'inverse de la résistivité est appelée la conductivité, elle est mesurée en $(\Omega \cdot m)^{-1}$.

La résistivité apparente d'un terrain hétérogène correspond à la résistivité d'un terrain homogène qui, pour une configuration identique des électrodes et un même courant injecté, donnerait la même mesure V. Elle est fonction de la résistivité, de la géométrie des diverses couches et de la disposition des électrodes. Il existe plusieurs dispositifs d'électrodes utilisés en pratique : **Schlumberger**, **Wenner**, **pôle-pôle**, **dipôle-dipôle**, etc (Figures 2-4).

Le dispositif Wenner-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 à l'acquisition est plus grand que pour le Wenner mais inférieur à celui du Dipôle-Dipôle.

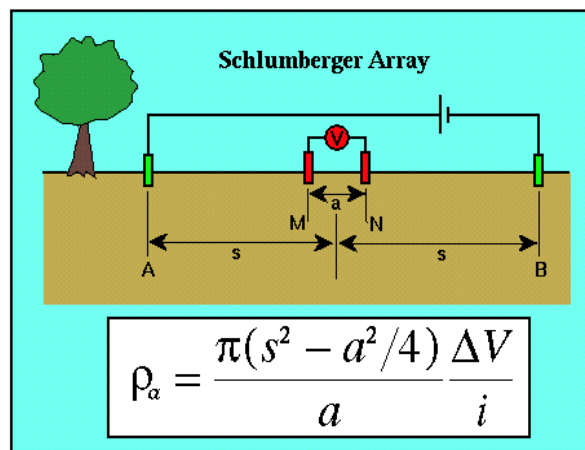


Fig. III.2 : Le dispositif Wenner-Schlumberger (Chouteau, M et Giroux, B. 2006).

III.3.1 Le dispositif Wenner :

C'est un quadripôle avec une distance identique entre les électrodes. Le dipôle de mesure de tension est au centre.

- recommandé pour les structures horizontales ;
- profondeur d'investigation plus faible que celle du Dipôle-Dipôle et du Wenner-Schlumberger ;
- le nombre de points à l'acquisition est inférieur à celui du Dipôle-Dipôle et du Wenner-Schlumberger.

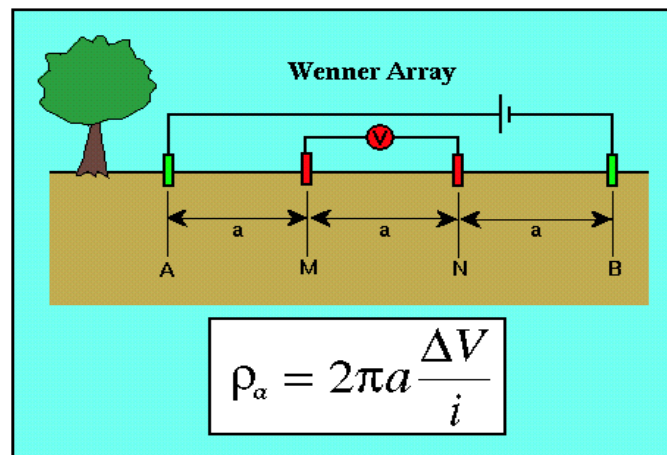


Fig. III.3: Le dispositif Wenner (Chouteau, M et Giroux, B. 2006).

III.3.2 Le dispositif dipôle-dipôle :

- recommandé surtout pour les structures verticales ;
- profondeur d'investigation plus grande que pour le Wenner et Wenner-Schlumberger ;
- le nombre de points à l'acquisition est plus grand que pour le Wenner et le Wenner-Schlumberger.

III.3.3 Le dispositif pôle-pôle :

- profondeur d'investigation la plus grande ;
- faible résolution ;
- nécessité de mettre deux électrodes à l'infini ;
- très sensible au bruit ;
- surtout utile en 3D, car grand nombre de points à l'acquisition.

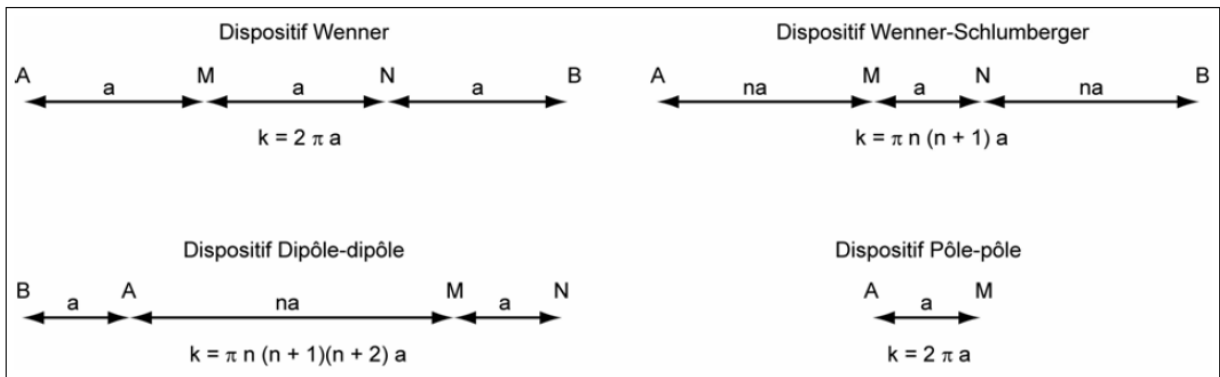


Fig. III.4 : Dispositifs de mesure les plus couramment utilisés où A et B sont les électrodes de courant, M et N, les électrodes de potentiel ([Cours online de géophysique - Université de Lausanne](#)).

III.4 Principe et mise en œuvre

Les propriétés électriques peuvent être exploitées de deux manières différentes:

a- Sondage électrique vertical (SEV)

Au moyen de deux électrodes on injecte dans le sol un courant continu d'une intensité connue I . À l'aide de deux autres électrodes on mesure la différence de potentiel U induite par les caractéristiques du sous-sol. On déduit de ses mesures les valeurs de la résistivité apparente R du sous-sol suivant la formule $U = R \cdot I$.

En éloignant les électrodes d'un point de mesure (Figure.5), on notera la résistivité apparente des terrains de plus en plus profondément, réalisant ainsi un véritable « sondage électrique ».

Cette méthode s'intéresse à déterminer des variations de résistivité dans des couches perpendiculaires à la surface.

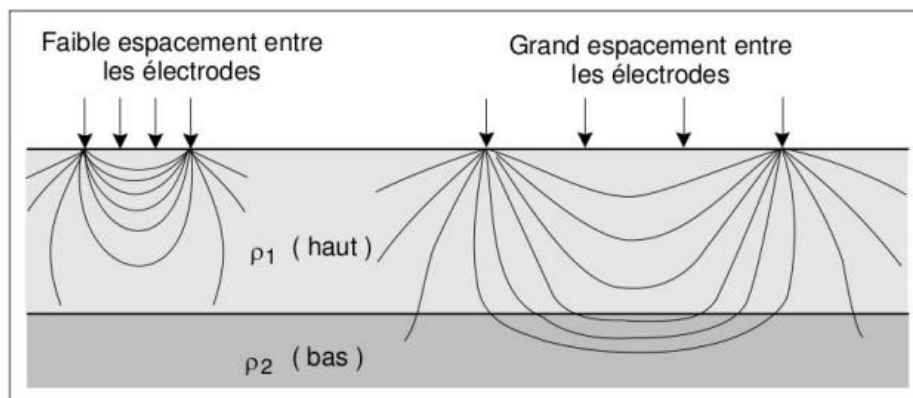


Fig. III.5 : Illustration du principe du sondage électrique : les lignes de courant issues d'un espacement d'électrodes plus grand pénètrent plus profondément et sont perturbées par la couche inférieure ([d'après Chouteau & Giroux 2006](#)).

Remarque : Afin d'obtenir une plus grande profondeur d'investigation du courant on écarte les électrodes MN c'est : le **débrayage** (ou l'**embrayage**).

En effet pour les très grandes longueurs de ligne, le potentiel ΔV mesuré serait trop faible. On effectue alors ce que l'on appelle un débrayage, pour trouver de bonnes résistivités donc on a mesure avec MN = 15, 50 et 150 m.

b- Trainée électrique (SEV)

Cette méthode s'intéresse à la détection de variations latérales de résistivités. Le principe, différent de celui du sondage électrique, est d'effectuer une série de mesures avec le même dispositif (même écartement entre électrodes) en déplaçant ce dernier le long d'un axe.

La traînée électrique permet de caractériser une zone pour une profondeur à peu près constante. Il permet une exploration horizontale du sol (Figure .6).

Cette méthode permet de localiser des anomalies géologiques latérales telles que des variations de faciès, des failles, etc.

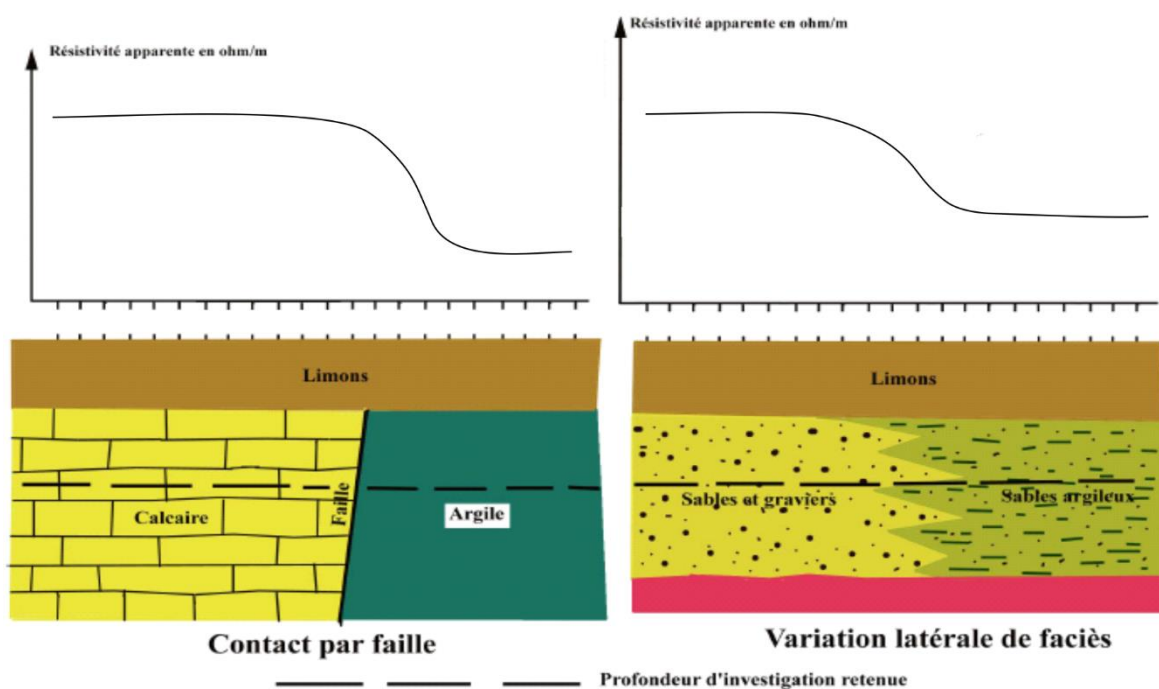


Fig. III.6 : Exemples d'utilisation de traînées électriques (Brossier, 2012).

1. sondages électriques : exploration verticale ;
2. profilage (traînée électrique) : exploration horizontale.

Tableau III.1 : Les résistivités de différents types d'eau :

Types d'eaux	Concentration ppm (part par million)	Résistivité (Ωm)	Conductibilité (Microsiemens/cm)
Eau potable	500	12	833
Eau médiocre	1000	6	1666
Eau mauvaise	2000	2,8	3571
Eau non-potable	8000	0.75	13333
Eau de mer	35000	0,2	50000
Eau de Vichy	5167	1,2	8000
Eau d'Henniez	500	12	833
Eau du robinet	311	18	550

La qualité d'une eau dans une roche va aussi dépendre :

- De la nature des eaux originelles (eau douce ou marine) ;
- De la solubilité des minéraux de la roche (de la matrice) ;
- De l'âge de la roche.

Remarque :

D'une manière générale, les roches à grains fins et à pores fins renferment des eaux plus salines, donc plus conductrices, que les roches plus perméables car l'eau ne circule pas et se charge en ions provenant de la matrice. Ainsi, la moraine argileuse renferme une eau en général beaucoup plus conductrice que celle des graviers. Les roches les plus vieilles présentent également des eaux plus chargées en sels (provenant de la matrice).

III.5 Interprétation des résultats

Il existe deux manières d'interprétation quantitative et qualitative, la dernière intéresse les résistivités apparentes ρ_a et ne peut nous fournir que des indications sur la nature des roches à explorer. Par contre l'interprétation quantitative peut nous fournir une image réelle sur le sous-sol. Le but de ce type d'interprétation est de déterminer les résistivités vraies de différentes formations investiguées.

L'interprétation de la courbe obtenue à partir des mesures de la résistivité apparente en fonction de l'éloignement des électrodes de réception est souvent délicate et nécessite l'utilisation d'abaques pré-calculées pour plusieurs terrains superposés.

En effet les résultats d'un sondage électrique sont portés sous forme d'un diagramme que l'on porte en abscisse de demi-longueur de **AB** ($AB/2$) et en ordonnées les résistivités apparentes ρ_a correspondants à une échelle linéaire bilogarithmique.

Dans le cas de deux couches on utilise l'abaque principal (**CH1**), alors que dans le cas de 3 couches l'interprétation devient un peu plus compliquée, puisque on a deux courbes possibles et on passe à 4 cas possibles.

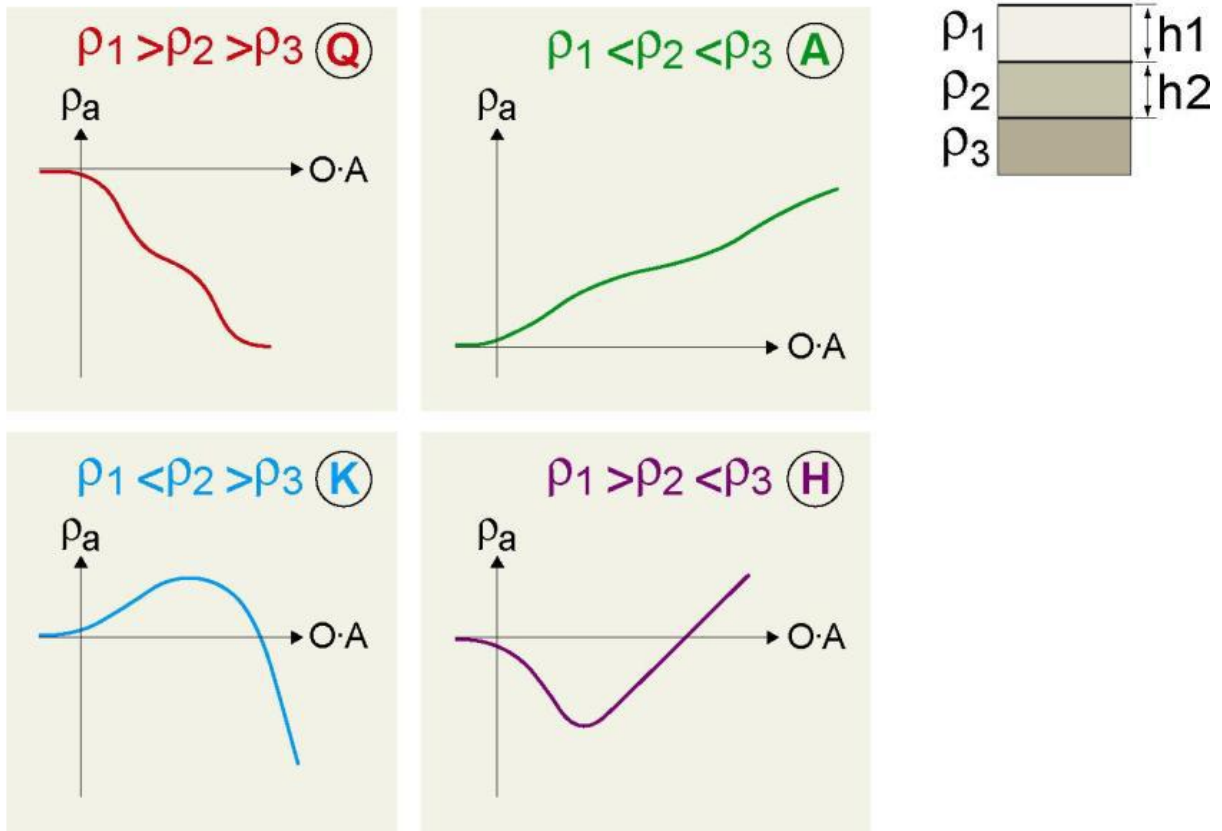


Fig. III.7 : Les quatre types de courbe de sondage pour des terrains à trois couches ([Cours online de géophysique](#)).

L'emploi de l'informatique est désormais la règle pour dresser une coupe interprétative du sous-sol. Il est souvent nécessaire d'étalonner les valeurs de résistivité mesurées avec la coupe géologique d'un forage existant.

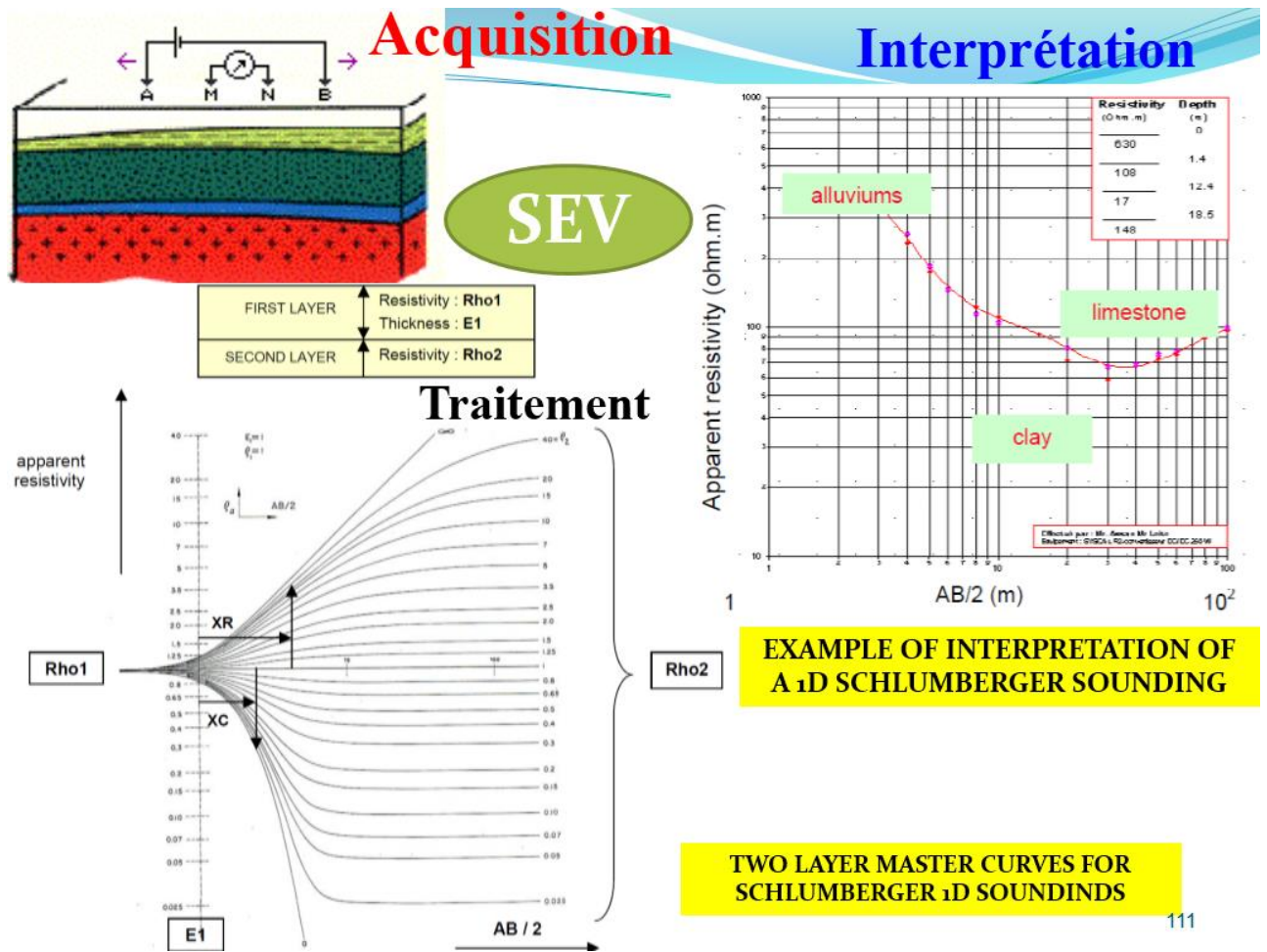


Fig. III.8 : Exemple d'interprétation de SEV d'une courbe à deux couches.

III.6 Résistivité des roches

La résistivité, peut varier :

De 1 à quelques dizaines d'ohms.m pour les argiles et les marnes

D'une dizaine à quelques milliers d'ohms.m pour les grès

D'une centaine à plusieurs milliers d'ohms.m pour les calcaires et les roches éruptives

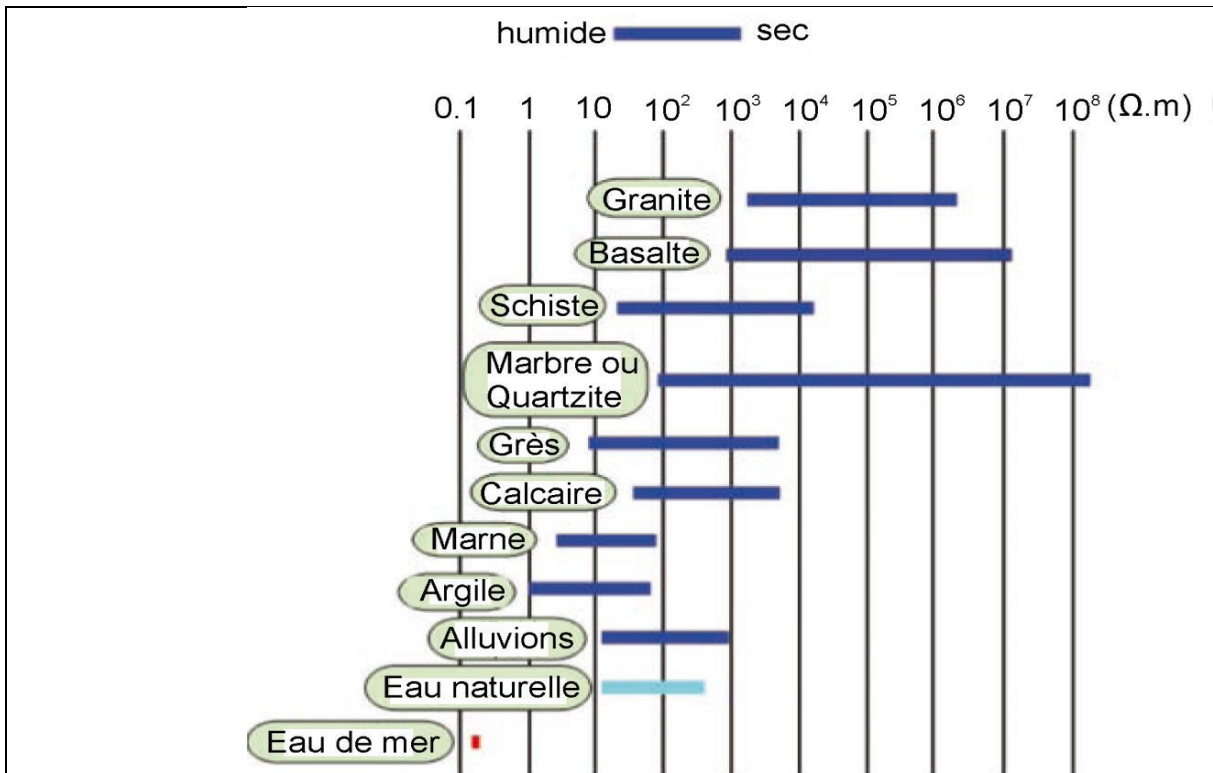


Fig. III.9 : Résistivité de quelques roches (d'après Florsch and Muhlach, 2018)

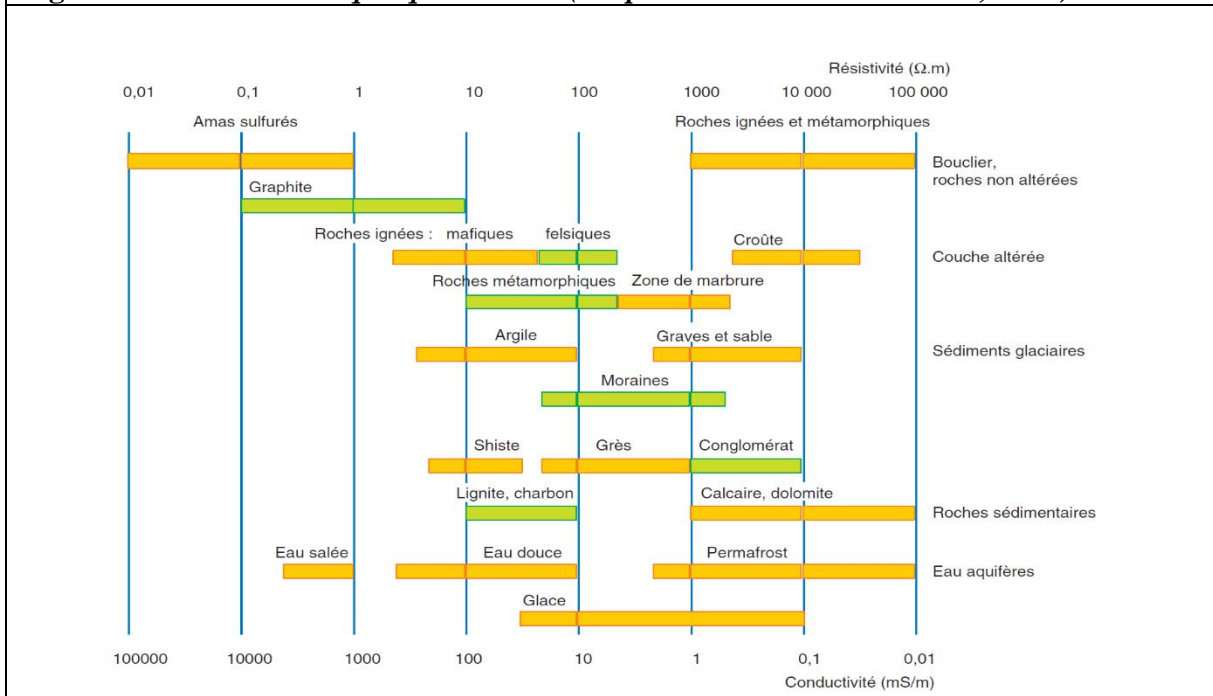


Fig. III.10 : Classification de différents sols, roches et liquides du point de vue de leur résistivité (Placky, 1987 et Fargier 2011).

III.7 Notions de modèle en géo-électricité

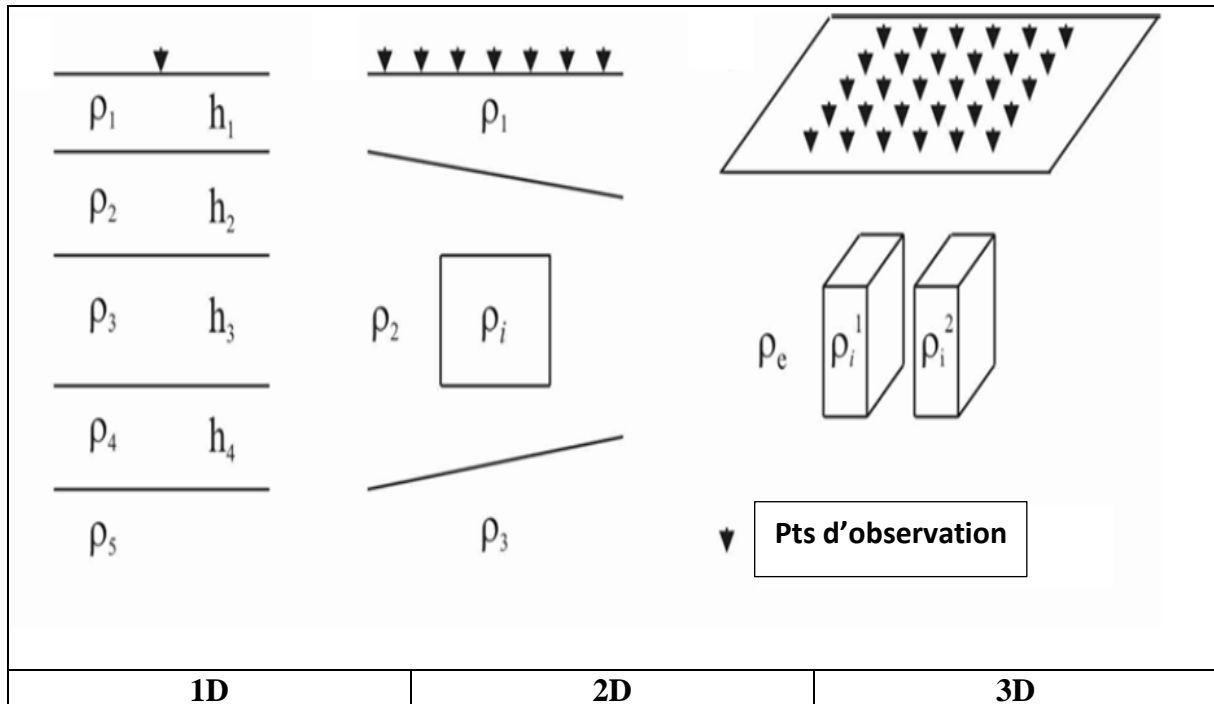


Fig. III.11 : schéma représentatif du type de protocole pour investir un terrain 1D, 2D ou 3D.

III.8 La tomographie de résistivité électrique

La TRE (ERT en anglais) aussi appelée panneau électrique, est une méthode non destructrice d'analyse, qui permet d'imager en 2D (ou 3D) les variations de résistivité électrique du sous-sol.

a) Principe de la mesure

- Présentation des équipements de mesure (Résistivimètre Syscal Pro) ;
- Présentation de la chaîne de mesure globale et des logiciels associés (Electre Pro, Prosys II, Res2dinv) ;
- Construire une séquence d'acquisition en lien avec la cible recherchée (logiciel Electre Pro).

b) Matériel utilisé

- Résistivimètre : type IRIS – Syscal Pro,
- Bobines multi-sorties : 2 Bobines avec 24 prises,
- 24 Electrodes inox + 24 prises de connexion + 2 marteaux,
- Batterie + câbles de connexion + Chargeur batterie,
- PC portable.

c) Atelier pratique

- ❖ Utilisation du Résistivimètre Syscal Pro en conditions réelles (installation du dispositif sur le terrain);
- ❖ Réalisation d'une tomographie de résistivité électrique en 2D ;
- ❖ Visualisation en direct, téléchargement des données et premiers traitements avec le logiciel Prosys II.

La réalisation d'un panneau électrique avec l'appareil Syscal Pro nécessite l'accomplissement de différentes étapes:

il s'agit de préparer un profil rectiligne (le plus rectiligne possible !) permettant l'installation de l'équipement et la réalisation des mesures.

Parmi les étapes principales, nous distinguerons :

1. La préparation du matériel nécessaire
2. La sélection du profil de mesure
3. La préparation de la (des) séquence(s) de mesure
4. La préparation du profil
5. La mise en place des électrodes
6. Les connexions des câbles multiélectrodes aux électrodes et au Syscal
7. La mise en route et la vérification des connexions
8. Le lancement de la mesure
9. La fin de la mesure et le rangement du matériel

c) Dispositifs de mesures et acquisition des données

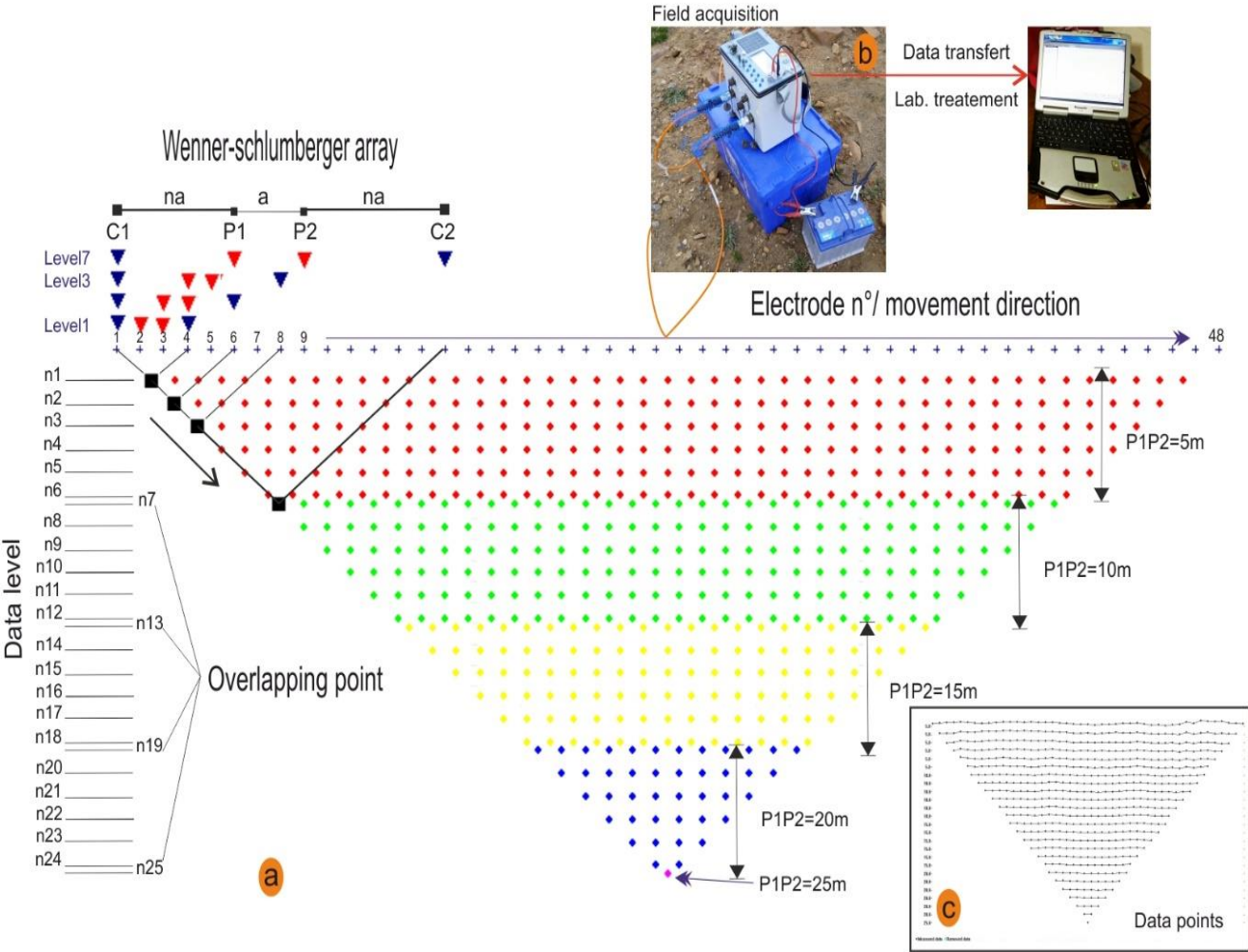


Fig. III.12 : schema représentatif d'un protocole ERT en mesure 2D.

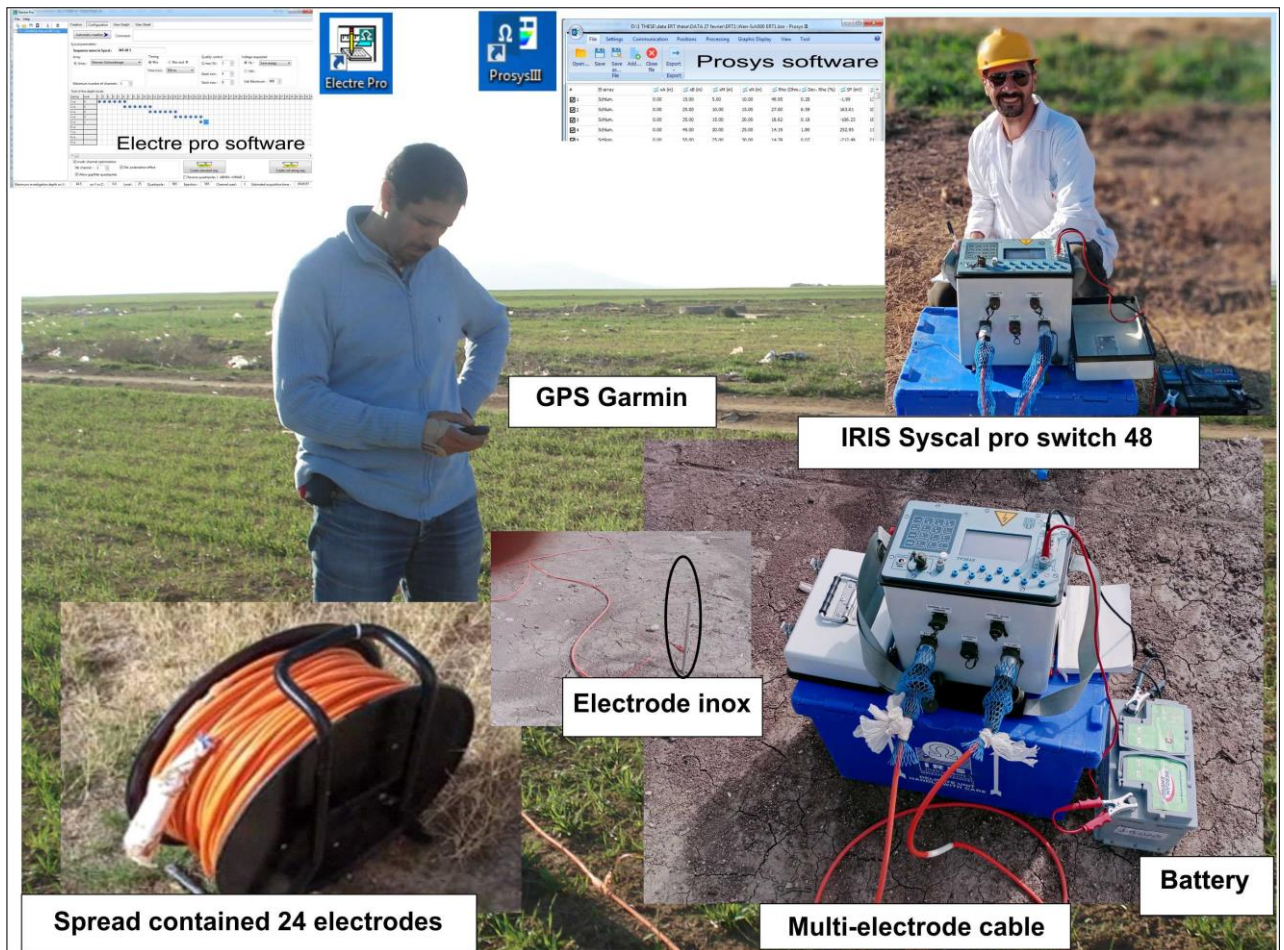


Figure III.13 : Photos des mesures de tomographie de résistivité électrique, équipement IRIS Syscal pro d'acquisition en multi-électrodes et logiciels de préparation de séquence et traitement des données.

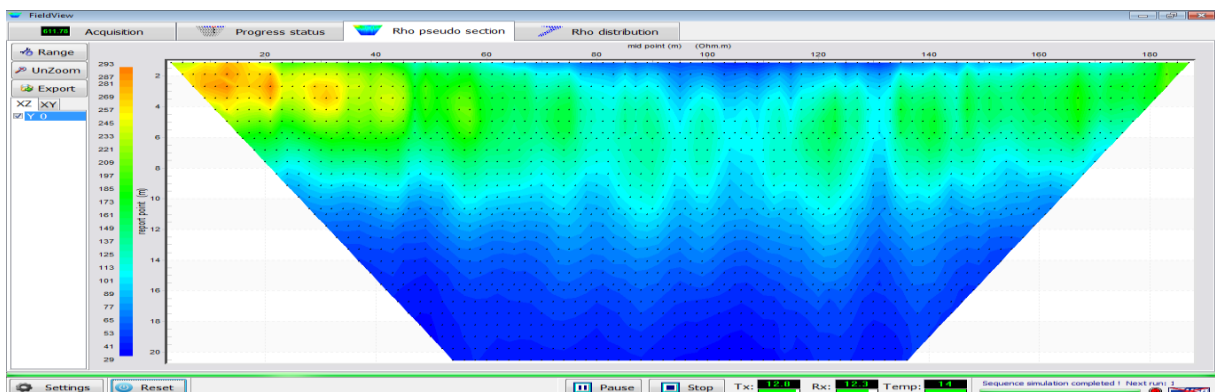


Fig. III.14 : 2D ERT Software avec suivi de l'évolution des mesures de la pseudo-section.

Tomographie de résistivité électrique (ERT)

- Inversion géo-électrique : déconvolution du signal mesuré

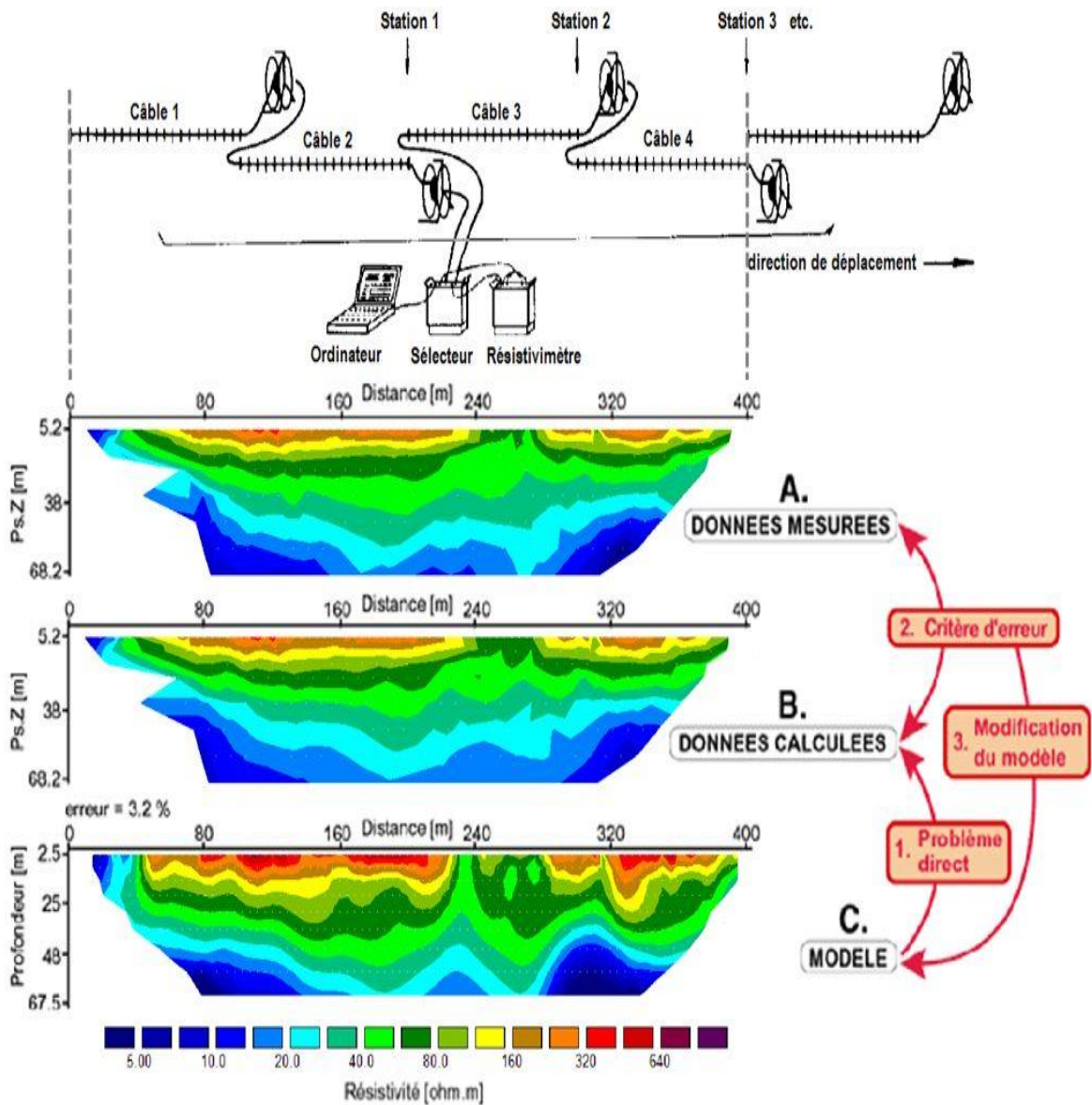


Fig. III.15 : Méthode itérative pour calculer un modèle correspondant aux données du terrain (Loke 2011).

III.9 profondeur d'investigation de la configuration "ROLL ALONG" ARRAY

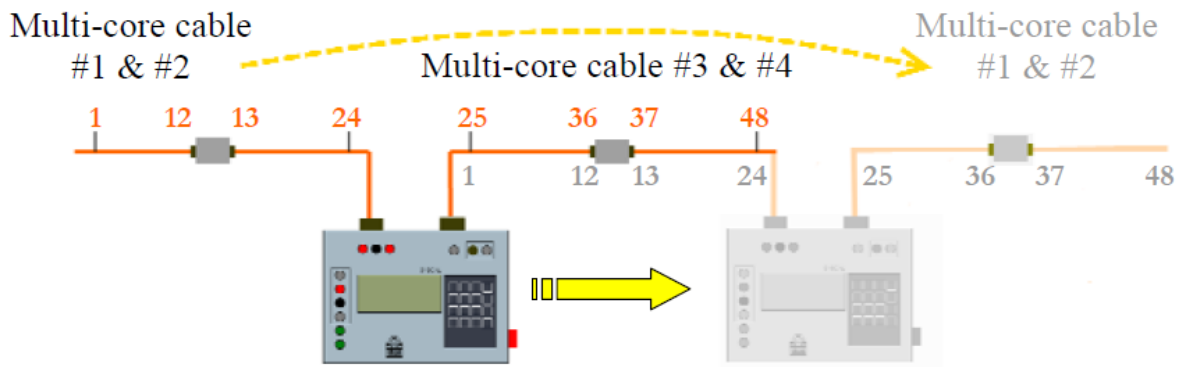
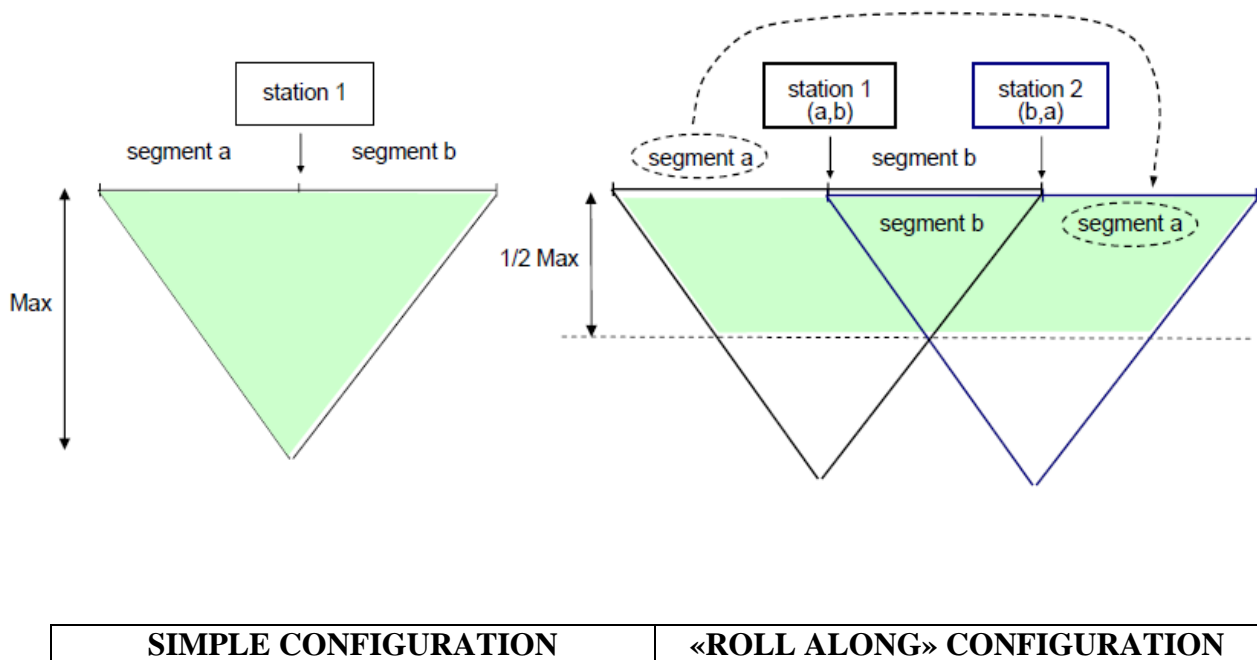


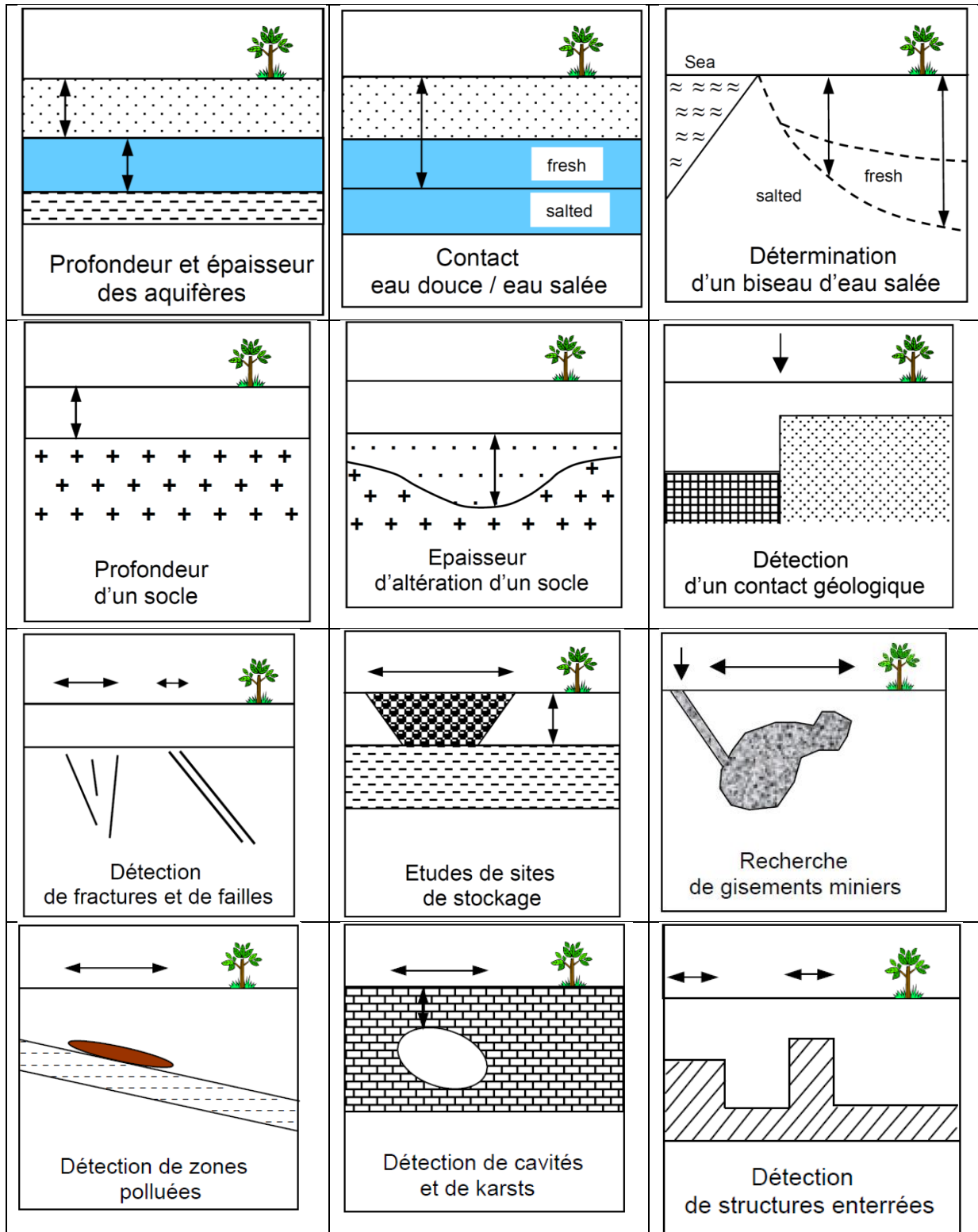
Fig. III.16 : protocole de la méthode *ROLL ALONG*

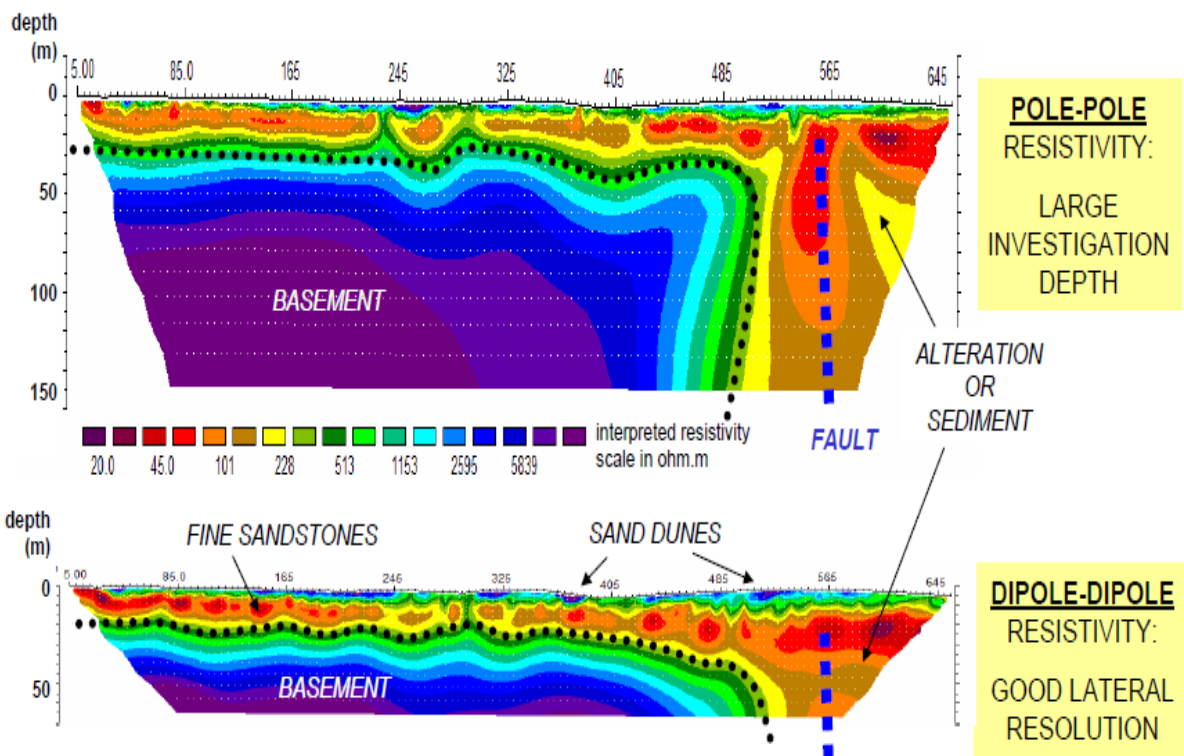
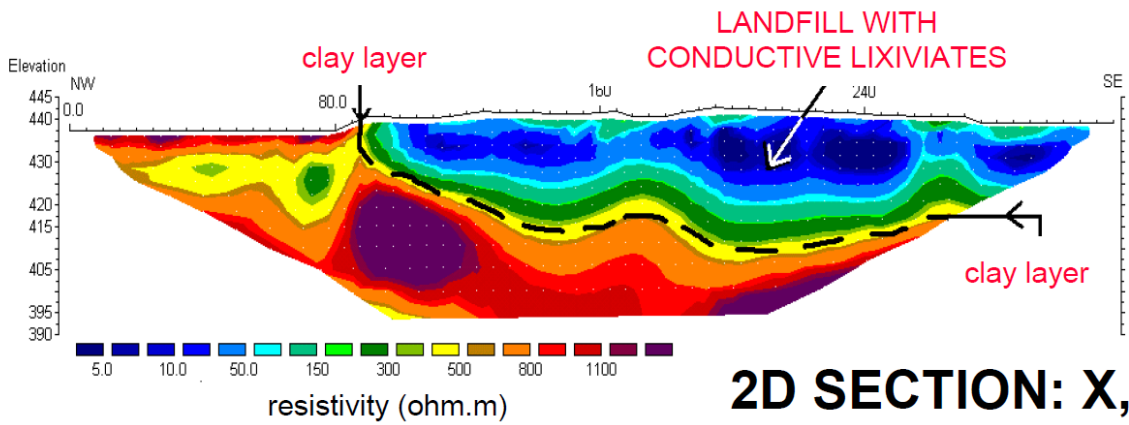
III.10 Domaines d'Application :

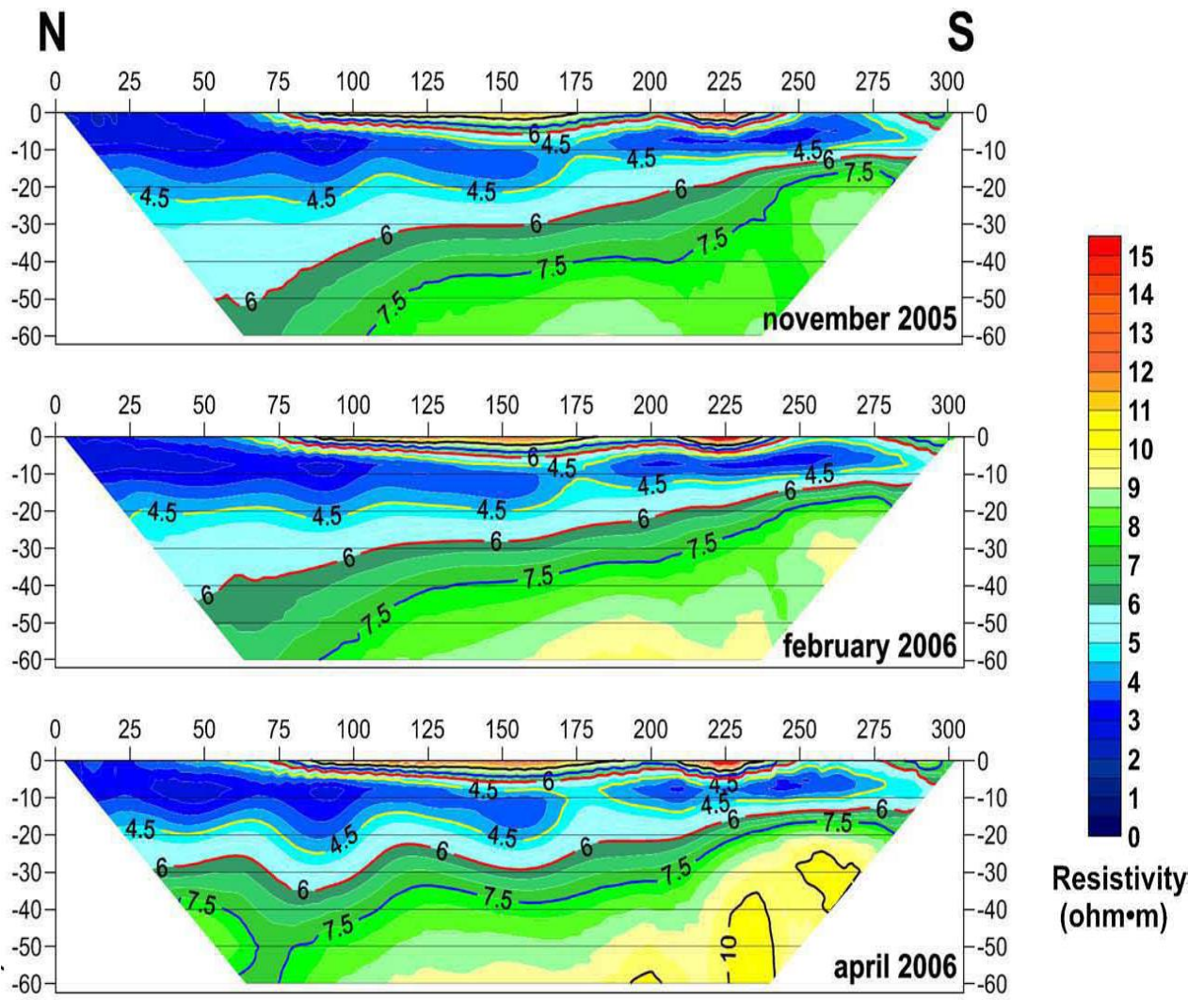
- **Les applications des sondages de résistivité sont :**
 - ✓ Caractériser l'hydrogéologie du sous-sol
 - ✓ Déterminer la profondeur du substratum rocheux/mort-terrain épaisseur
 - ✓ Déterminer la profondeur des eaux souterraines
 - ✓ Stratigraphie cartographique

- ✓ Carte des aquitards d'argile
- ✓ Carte de l'intrusion d'eau salée
- ✓ Cartographier l'étendue verticale de certains types de sols et contamination des eaux souterraines
- ✓ Estimer l'épaisseur de la décharge
- **Le profilage de résistivité est utilisé pour :**
 - ✓ Cartographier les défauts
 - ✓ Cartographier l'étendue latérale du contaminant conducteur panaches
 - ✓ Localiser les vides
 - ✓ Cartographier la contamination des sols par les métaux lourds
 - ✓ Délimiter les zones d'élimination
 - ✓ Carte des paléocanaux
 - ✓ À la recherche de sable et de gravier
 - ✓ Cartographier les sites archéologiques
- **Génie civil - Géotechnique**
 - ✓ Recherche de cavités potentiellement présentes au droit de projets de construction,
 - ✓ Identification de zones de fracturation et/ou d'effondrement sous des ouvrages d'art,
 - ✓ Localisation de zones d'affaissement sous la voirie publique,
 - ✓ Zonage de sols argileux pour l'étude des risques d'inondation,
 - ✓ Recherche d'unités géologiques massives et profondes avant le percement de tunnels,
 - ✓ Étude de la stabilité de talus et des glissements de terrain.
- **Environnement** : délimitation de décharges et recherche de contaminants,
- **Hydrogéologie** : recherche d'eau souterraine (thermale, minérale, potable et agricole...),
- **Archéologie** : recherche de vestiges archéologiques,
- **Application dans le domaine minier:**
 - ✓ Détermination de l'épaisseur des couches géologiques et des gisements de minerais;
 - ✓ Détermination de la nature des minéraux (résistivité, conductivité, Polarisation Spontanée et Provoquée (PS/PP))
 - ✓ Localisation des discontinuités « failles, variation latérale»;
 - ✓ Détermination de la fracturation, des zones faillées, de la présence d'argile, recherche de contact lithologique, etc;
 - ✓ Détermination des pendages des couches, filons et des dykes,...
 - ✓ Détermination de la profondeur d'une nappe phréatique.....

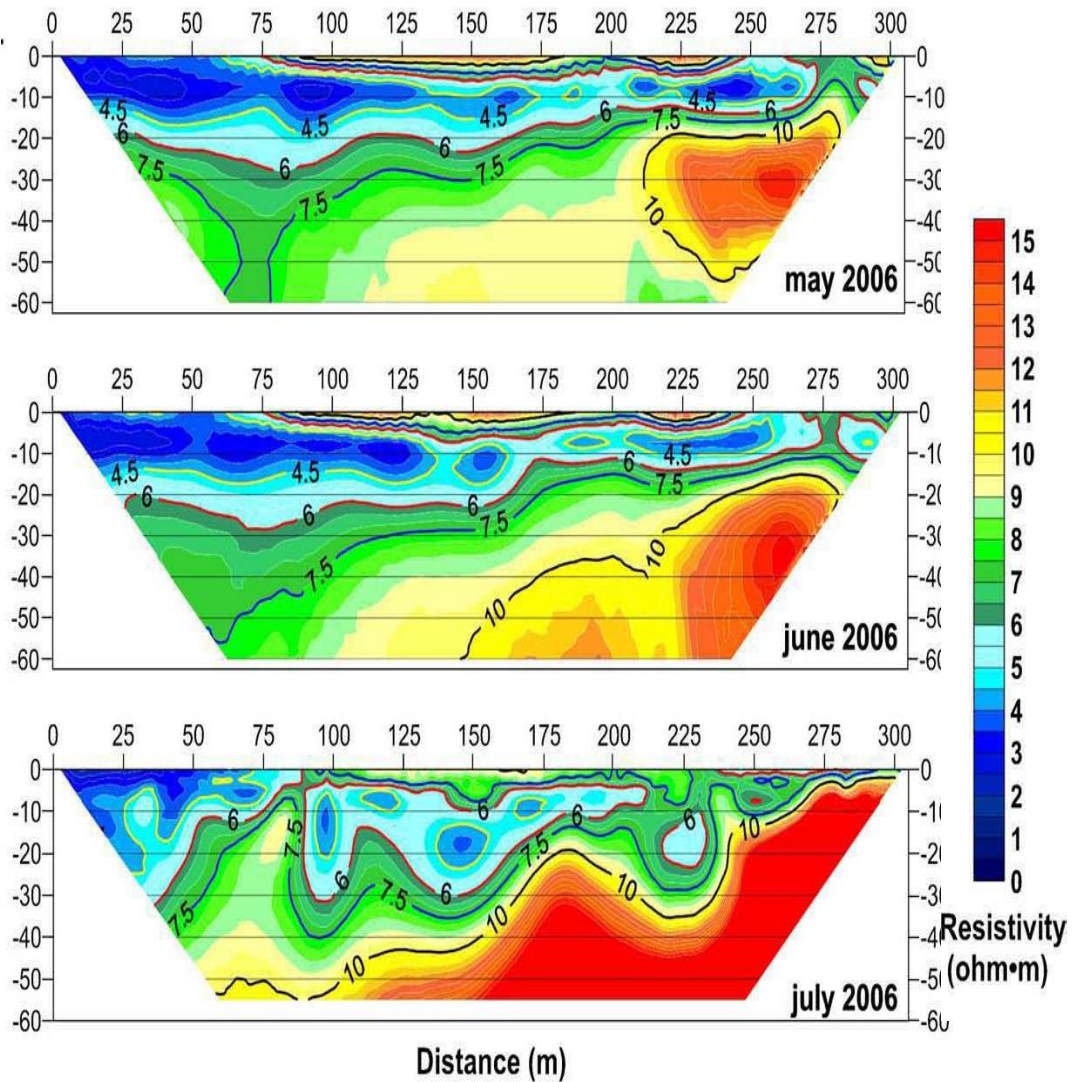
Exemples de domaines d'applications







Inverted resistivity models showing the evolution of seawater intrusion between November and July for TL-ETR LR line.



**4D Monitoring the saltwater intrusion by time lapse electrical resistivity tomography:
The Chioggia test site (Venice Lagoon, Italy) (Franco et al., 2009)**

Chapitre IV

Méthodes sismiques

Chapitre IV : Méthodes sismiques

Introduction

La méthode sismique est l'étude de la propagation d'ondes sismiques (vibrations) dans le sol. Le paramètre qui nous intéresse est la vitesse de propagation de ces ondes dans le sous-sol (en mètres / secondes, m/s).

La propagation des ondes sismiques dépend des propriétés élastiques des roches composant le sous-sol. Les roches peuvent être considérées comme élastiques lorsque les déformations sont faibles. 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.

IV.1 Les différentes ondes sismiques

Dans un milieu isotrope et élastique deux principales sortes d'ondes peuvent se propager : les ondes **P** et les ondes **S**.

a) Les ondes P

Le premier type d'ondes est appelé ondes **longitudinales**, ondes de **compression** ou ondes **primaires P** car ce sont elles qui arrivent en premier. Le mouvement des particules se fait selon un mouvement de compression et de dilatation. La déformation se propage selon l'axe OX. La vitesse de telles ondes peut s'exprimer en fonction des différents paramètres d'élasticité (paramètres de Lamé).

Ondes de compression (ondes P) : $V_p = \sqrt{(\lambda+2\mu)/\rho}$

Fonction de densité (ρ), compressibilité (λ), rigidité (μ).

b) Les ondes S

Le second type d'ondes correspond à un mouvement de **cisaillement**. On les appelle des ondes **transverses**, ondes de torsion ou ondes secondaires S car ce sont elles qui arrivent en **second**. Le mouvement des particules dans ce cas se fait perpendiculairement à la direction de propagation. La vitesse des ondes secondaires s'exprime en fonction elle aussi des paramètres d'élasticité. Comme il n'existe pas de module de cisaillement dans les liquides, les ondes S ne s'y propagent pas.

Ondes de cisaillement (ondes S) : $V_s = \sqrt{(\mu / \rho)}$

Fonction de densité (ρ), compressibilité (λ)

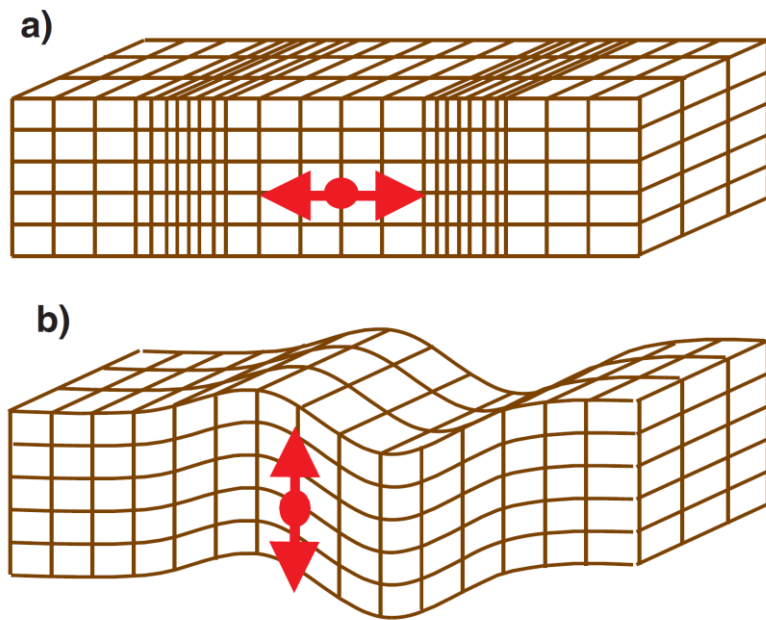


Fig. IV.1 : Déplacement particulière des ondes de volume :

a) Ondes de compression – b) Ondes de cisaillement

En générale, dans les solides, λ et μ sont deux coefficients appelés coefficients de Lamé (Physicien Français au XIX siècle).

Le rapport des vitesses longitudinales et transversales est ainsi de :

$$V_p / V_s = \sqrt{(\lambda + 2\mu) / \rho} * \sqrt{\mu / \rho} = \sqrt{(\lambda + 2\mu) / \mu}$$

Où λ et μ étant positif, ce rapport vaut au moins $\sqrt{2}$.

En générale, dan les solides, λ et μ sont très voisins ; le rapport vaut alors $\sqrt{3}$.

Dans les fluides il n'y a pas de cisaillement, $\mu = 0$

IV.2 Principes

Cette technique fait appel à la mesure du temps de propagation des ondes de compression (aussi appelées ondes longitudinales).

La vitesse d'un milieu est étroitement liée aux caractéristiques du matériau traversé (**densité, dureté, porosité, compacité** etc.).

Cette méthode utilise donc la propagation des ondes le long des interfaces entre les niveaux géologiques afin d'estimer un modèle de vitesse et le pendage des couches.

Plusieurs types d'ondes sont alors enregistrés par ce dispositifs, comme le montre l'exemple tabulaire à deux couches suivants :

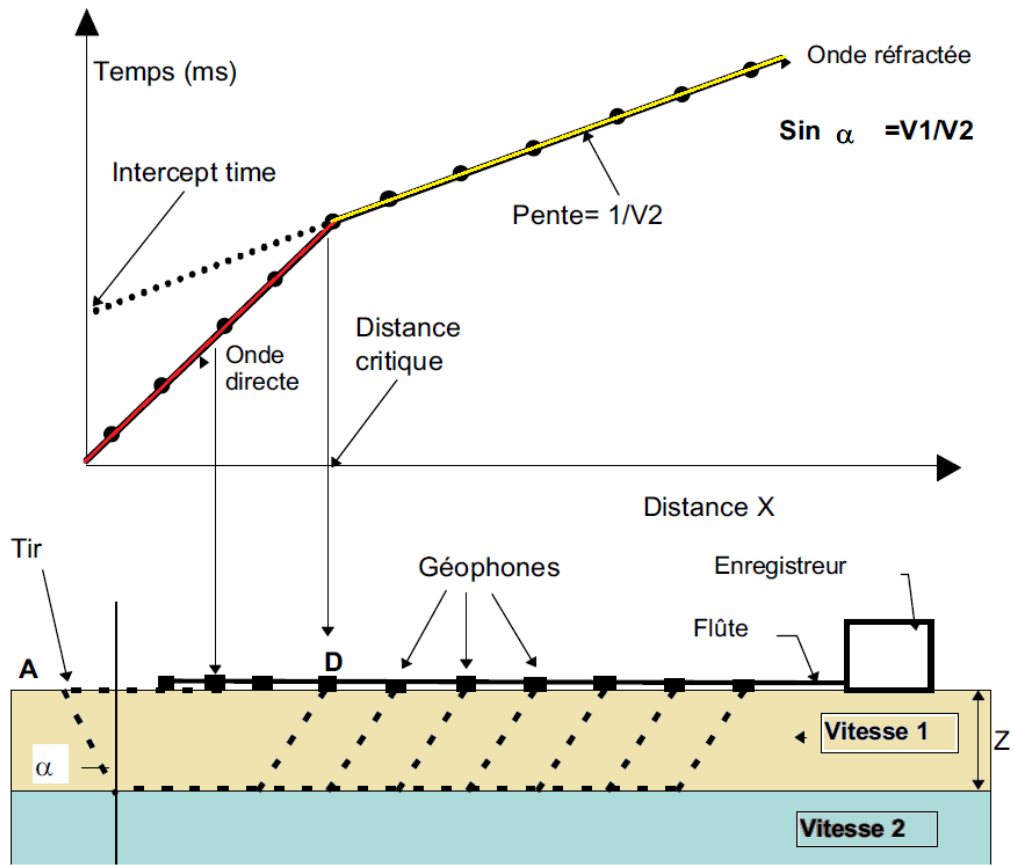


Fig. IV.2 : Schéma de principe de la méthode sismique refraction (Jenny et al, 1999)

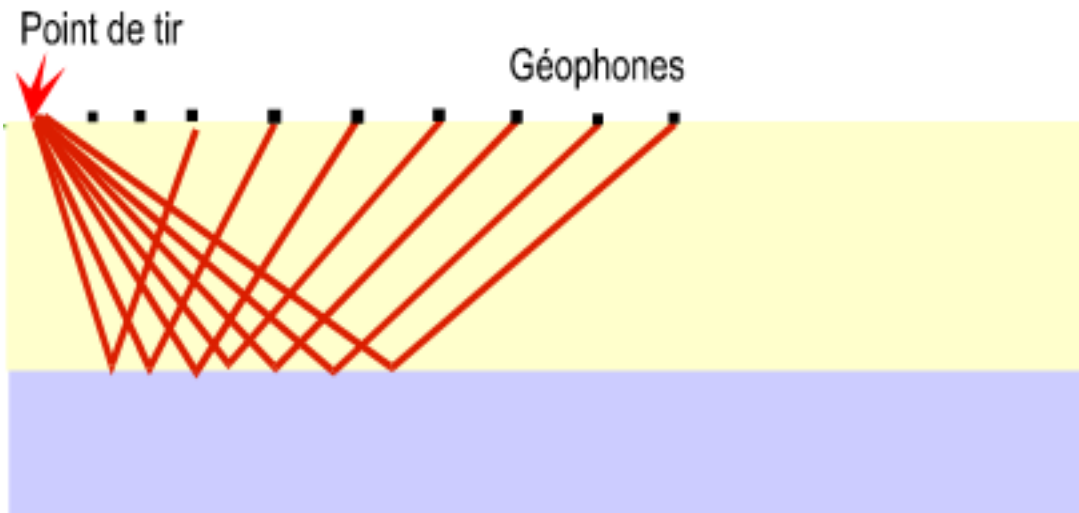


Fig. IV.3 : Principe de la sismique réflexion.

Ebranlement en point de tir. Détection en géophones. On a représenté les rayons sismiques en supposant le milieu homogène.

IV.3 Enregistrement d'un profil sismique.

Une onde est émise à l'aide d'une source activée en surface. L'onde se propage dans les couches géologiques inférieures. Ensuite enregistrée à la surface à l'aide de géophones (capteurs qui enregistrent la vitesse de déplacement du sol) disposés de façon régulière à la surface du sol.

La profondeur d'investigation dépend de la largeur du dispositif. Un dispositif large permet une profondeur d'investigation importante. Si le profil est plus étroit, on resser les points d'observation donc on obtient une meilleure résolution de l'onde dans le milieu 1.

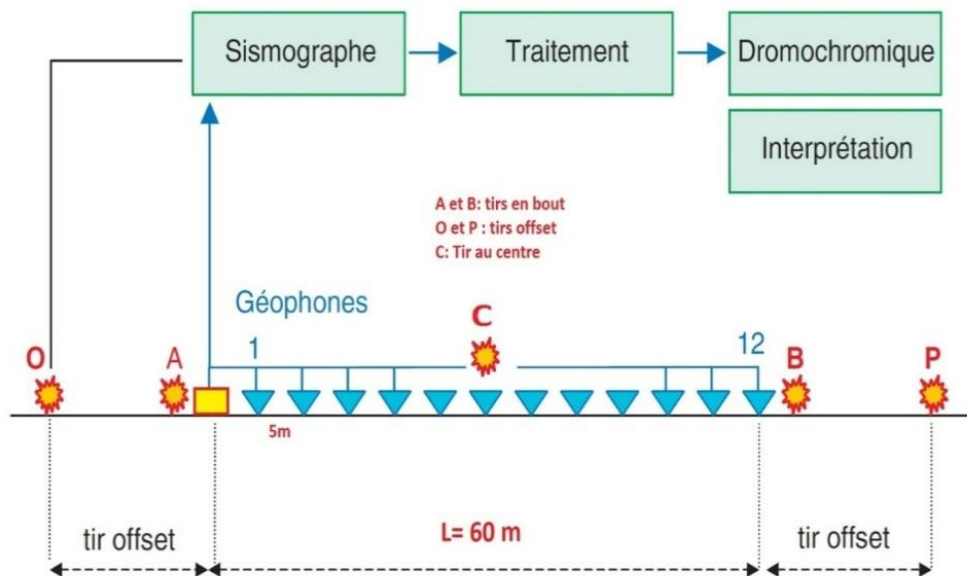


Fig. IV.4 : Principe d'acquisition de la méthode sismique réfraction (<http://www.georeva.fr>)

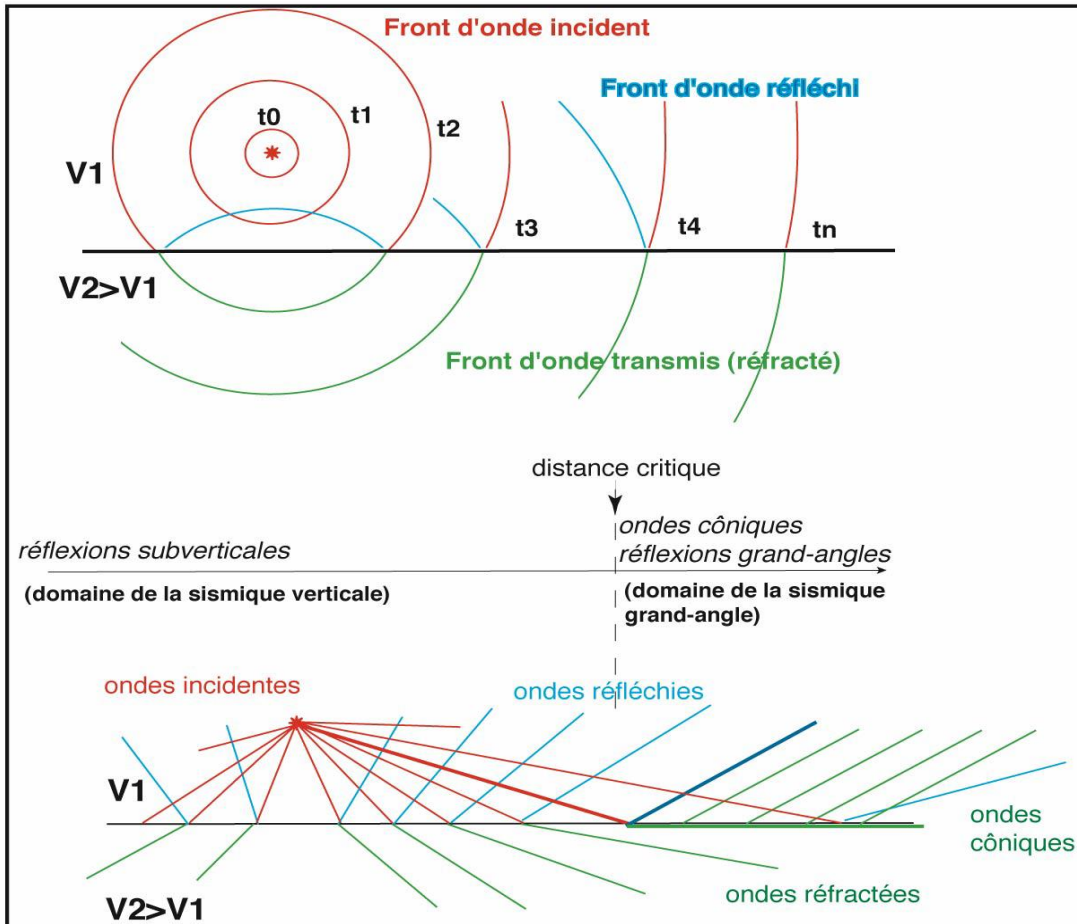


Fig. IV.5 : Trajet des ondes sismiques, front d'onde et rais sismiques.

Remarque : Les rais sismiques sont toujours orthogonaux au front d'onde.

En présence d'une interface, on enregistre également :

- 1- une onde réfractée ;
- 2- une onde réfléchie.

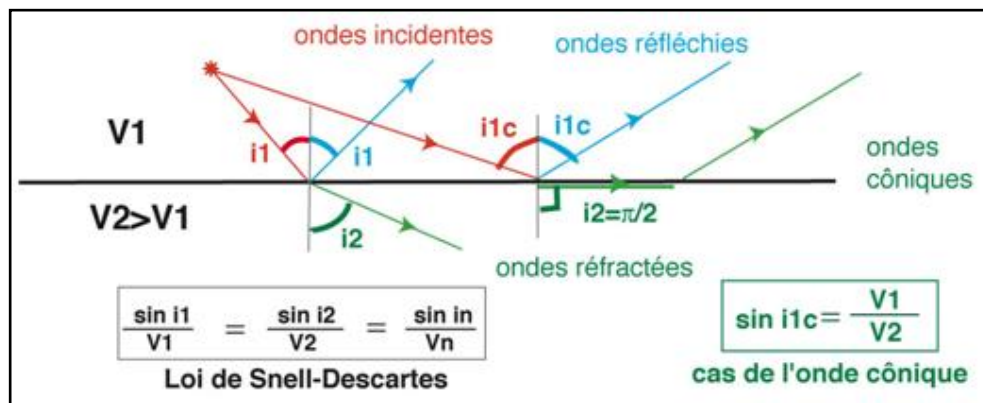


Fig. IV.6: Géométrie des ondes sismiques (http://hestia.lgs.jussieu.fr/~boschil/ondes/Cours-TD1_poly.pdf)

- **Lois de Snell-Descartes**

La loi nous donne les relations angulaires entre les rais incidents, réfléchies et réfractés ().

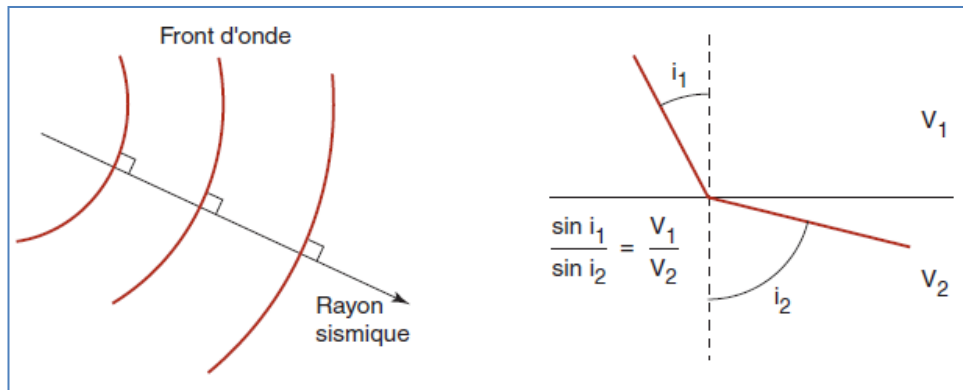


Fig. IV.7 : Front d'onde et Loi de Snell-Descartes

IV.4 Dispositifs de mesure

Un dispositif de prospection sismique réflexion comprend une source, des récepteurs et un ensemble destiné à amplifier les signaux, à les traiter et les enregistrer.

Sur terre (offshore) :

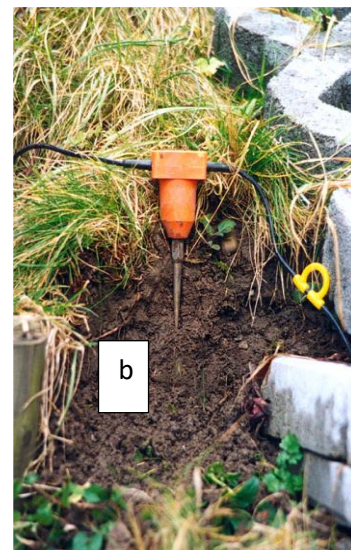


Fig. IV.8: a) **Source:** marteau, explosif, camion vibrateur b) **Récepteur :** Géophones

En mer (Onshore): La sismique marine

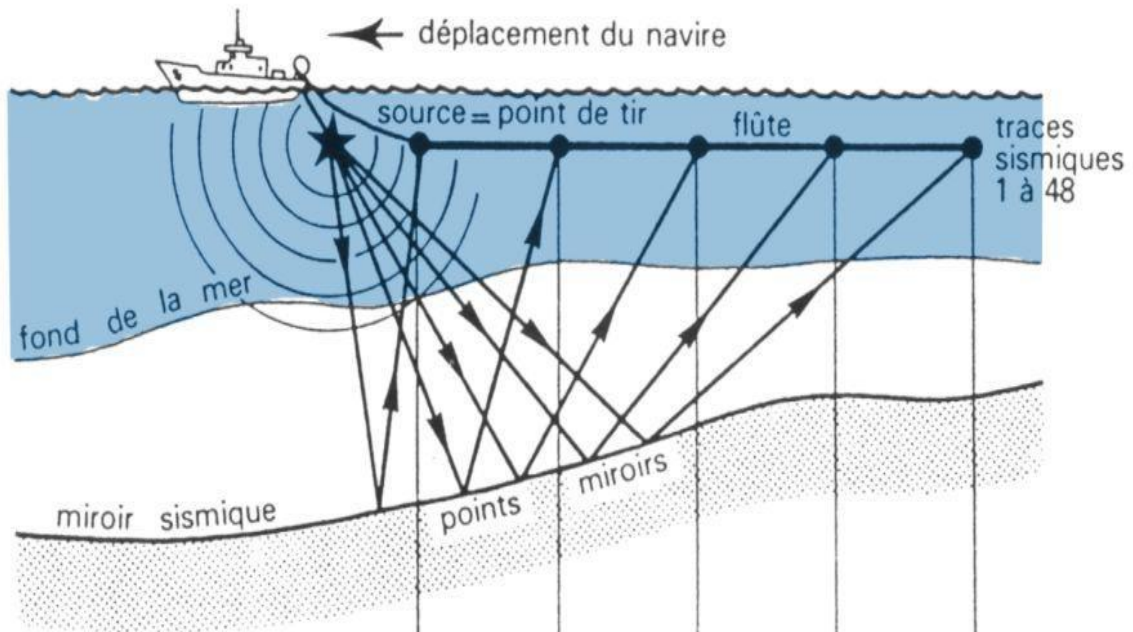


Fig. IV.9 : Principe de l'aquisition en Onshore.

Source: marteau, explosif, camion vibreur

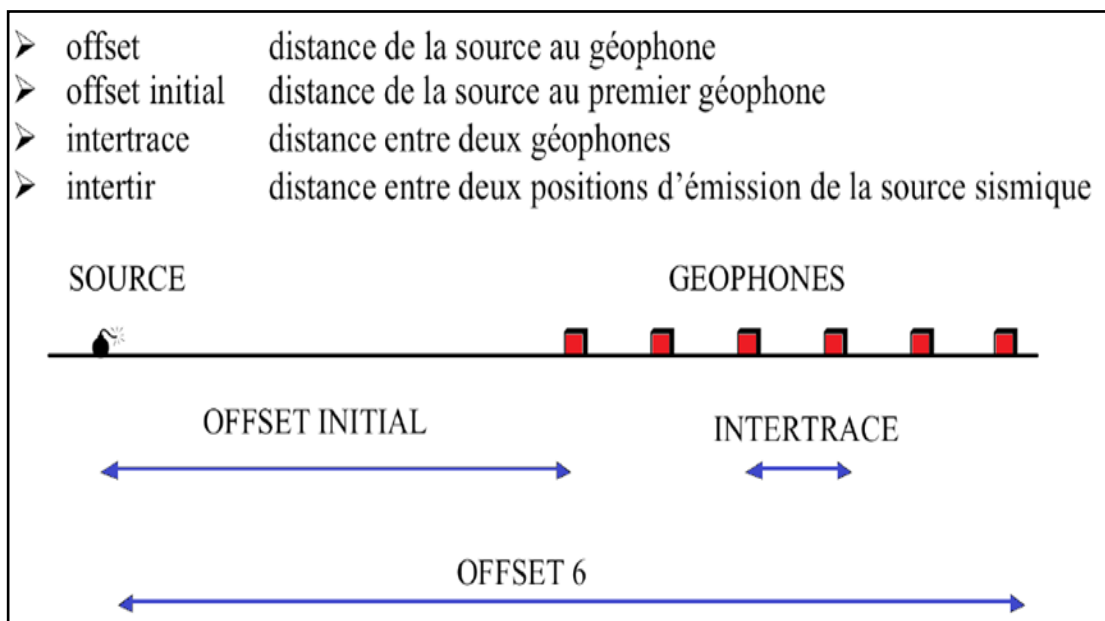


Fig. IV.10 : Offset et intertrace.

IV.5 Les ondes sismiques

➤ Les ondes de volumes

Elles se propagent à l'intérieur du globe suivant des lois proches de celles de l'optique géométrique. Lorsqu'elles se réfléchissent sur des surfaces de discontinuité (et notamment sur la surface du globe), elles peuvent interférer et générer des "ondes de surfaces". Leur vitesse de propagation dépend du matériau traversé et d'une manière générale elle augmente avec la profondeur.

On distingue deux types d'ondes: Les **ondes P** et les **ondes S**:

Tableau IV.1: Tableau de comparaison entre les ondes P et S

Les ondes P	Les ondes S
Ondes primaires elles sont les plus rapides	Ondes secondaires, moins rapides
Mouvement des particules parallèle a leur direction de propagation, Elles génèrent successivement dilatation et compression	Mouvement des particules perpendiculaire a leur direction de propagation. Elles génèrent un mouvement de cisaillement.
Propagation dans tous les milieux	Pas de propagation en milieu liquide (voir théorie).
On les nomme, ondes primaires, onde longitudinales ou ondes de compression	On les nomme, ondes secondaires, ondes transversales, ou ondes de cisaillement

➤ Les Ondes de surface

Ce sont des ondes qui se propagent de la surface du milieu solide aux détecteurs sans pénétrer profondément dans la subsurface.

On rappellera que :

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}} \text{ et } V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

où λ et μ sont deux coefficients de Lamé (physicien Français du XIX siècle).

Le rapport des vitesses longitudinales et transversales est ainsi de :

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}} * \sqrt{\frac{\rho}{\mu}} = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\mu}}$$

Où λ et μ étant positif, ce rapport vaut au moins $\sqrt{2}$.

En règle générale, dans les solides, λ et μ sont très voisins : le rapport vaut alors $\sqrt{3}$.

Dans les fluides il n'y a pas de cisaillement, $\mu = 0$.

IV.6 Les différents types de la sismique

- a) **La sismique réfraction** définit la vitesse sismique des structures traversées par les ondes sismiques (V) et Détermine les limites des couches géologiques marquées par des contrastes de vitesse sismique. Cette technique utilise une source active et mesure la propagation des ondes sismique dans le sol, les vitesses sont enregistrées à de nombreux capteurs ce qui permet après inversion la détection des interfaces entre deux milieux avec des propriétés physiques différentes.

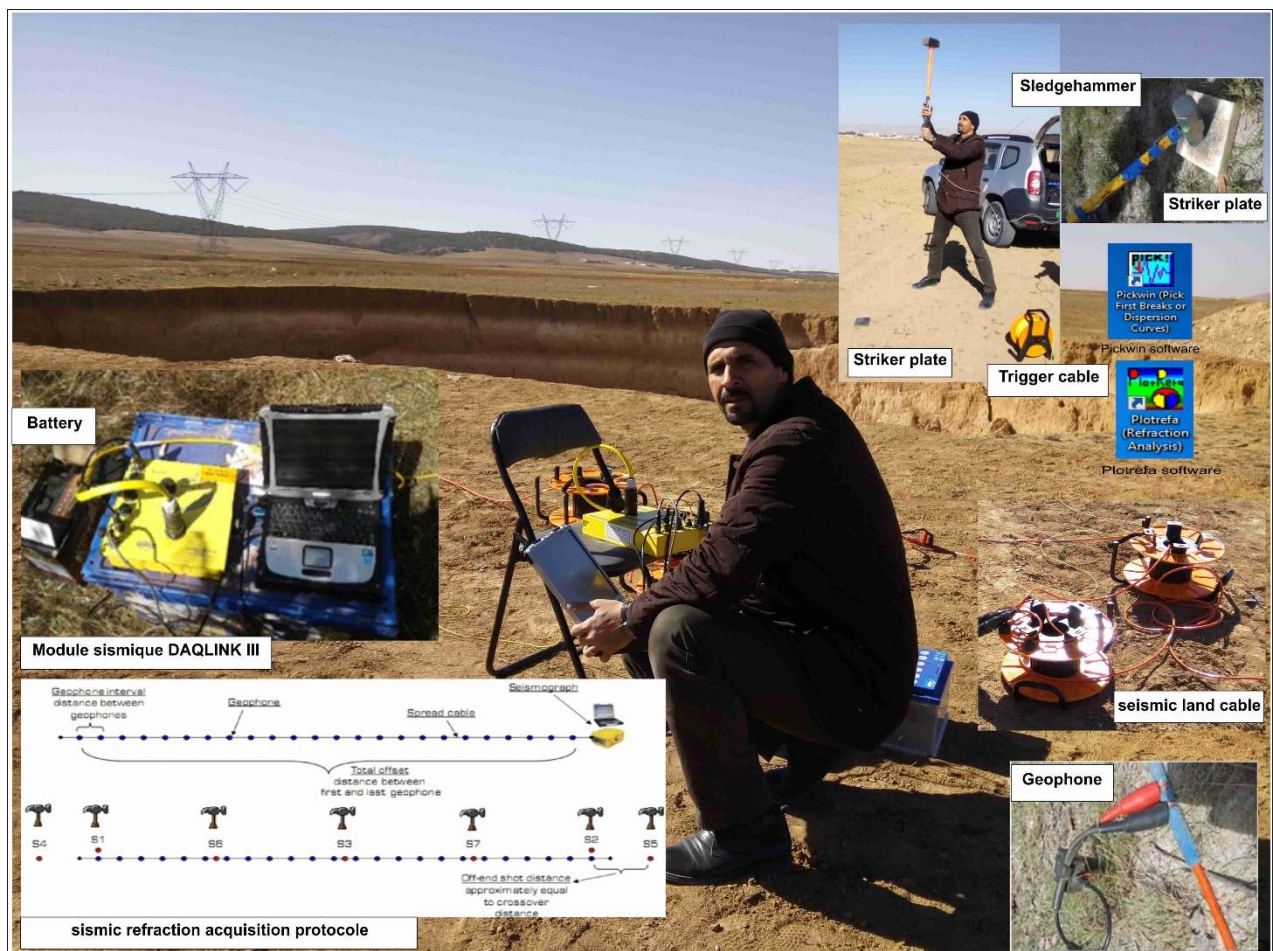


Fig. IV.11 : Schéma d'un dispositif de mesure de la sismique réfraction

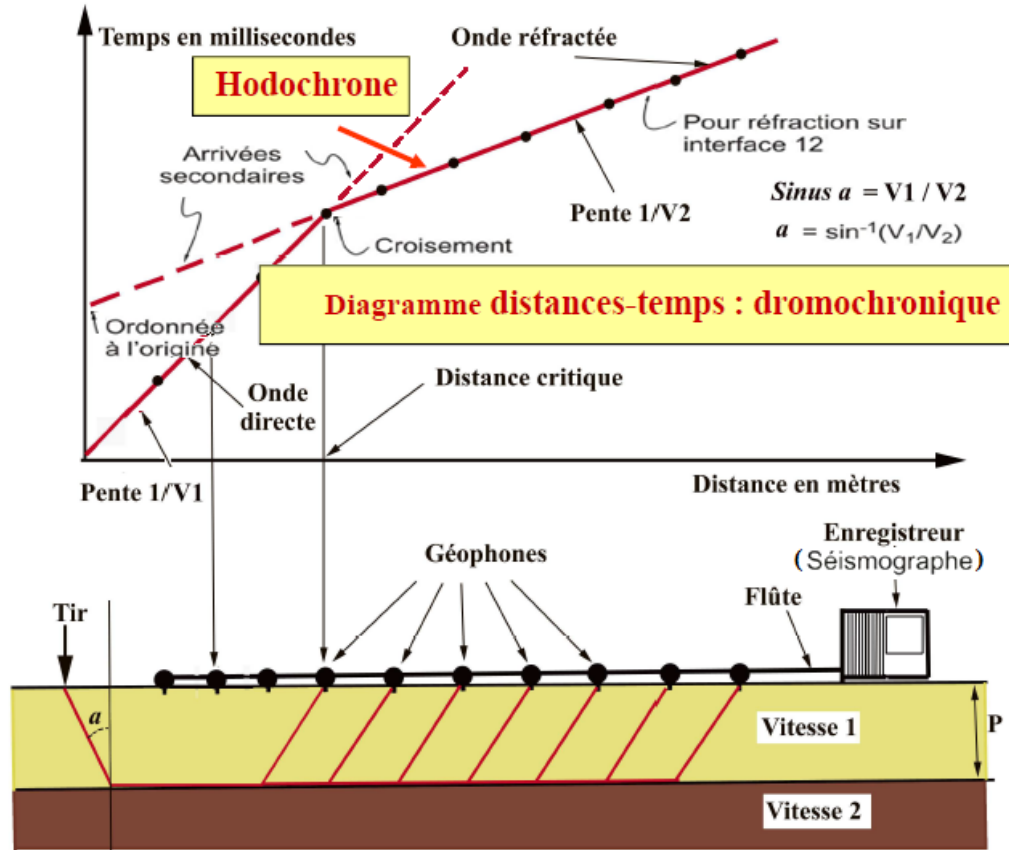


Fig. IV.12: Schéma d'un dispositif de sismique réfraction (Jenny et al, 1999).

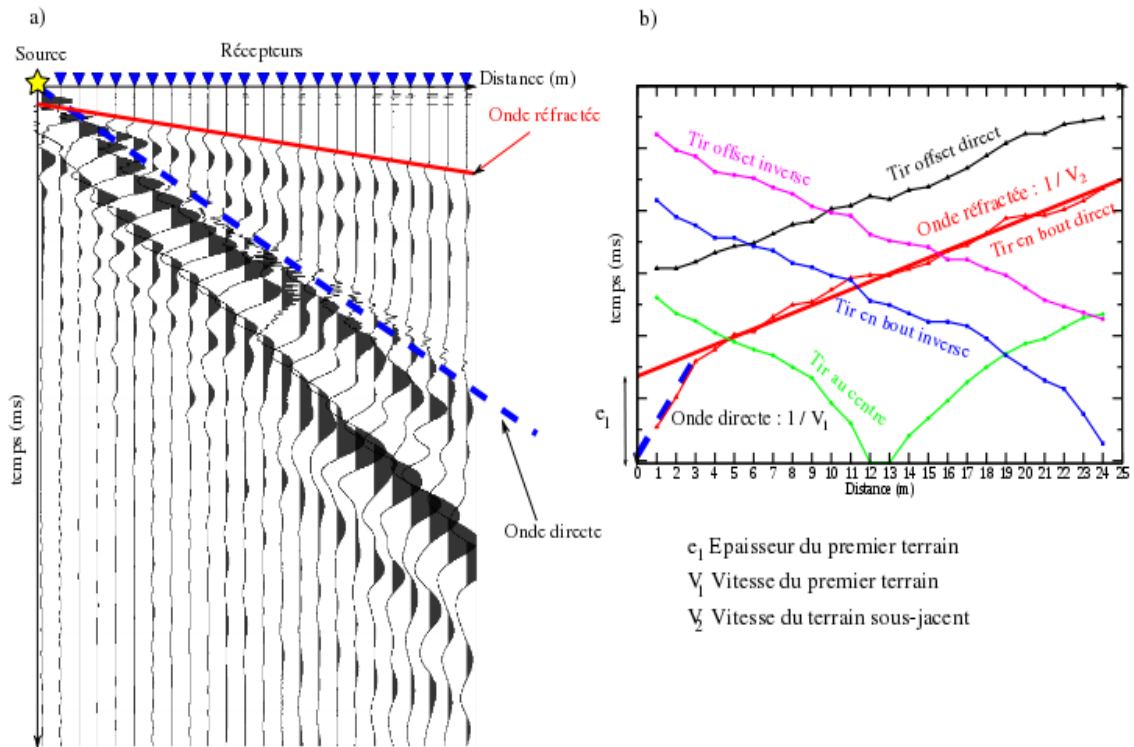


Fig. IV.13 : a) Sismogramme brut (image réelle et schéma qualitatif). b) Dromochronique

(image réelle et schéma qualitatif) (ADEME, 2016).

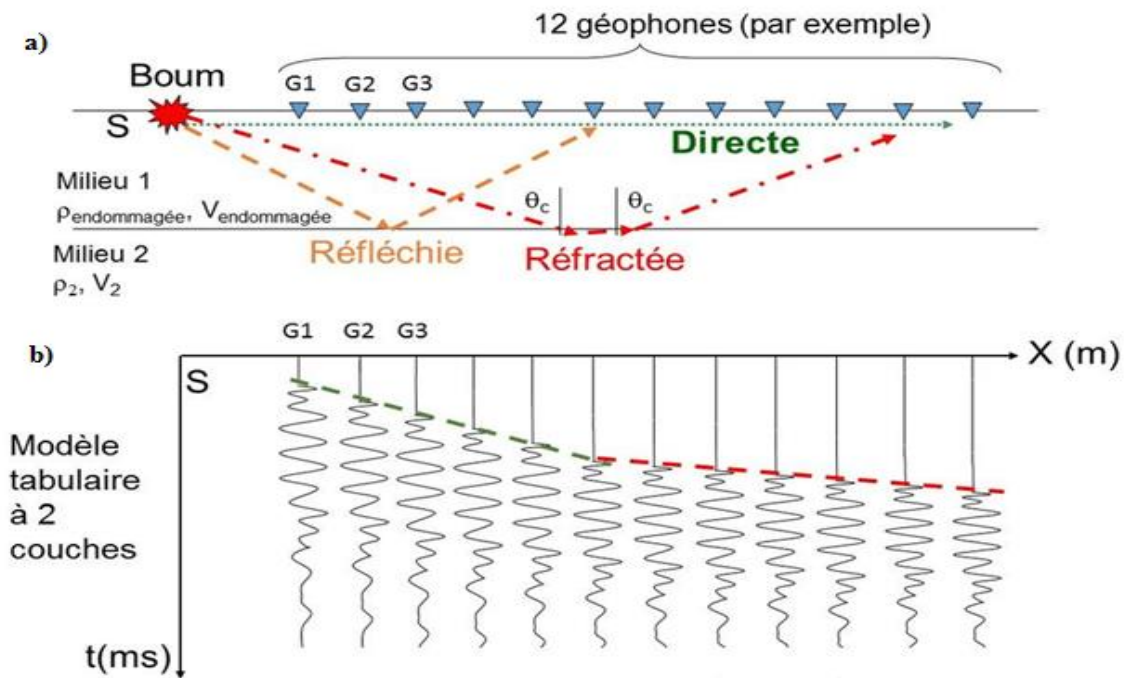


Fig. IV.14 : a) Dispositif d'acquisition à 12 géophone ; b) hodochrone des premières arrivées (http://hestia.lgs.jussieu.fr/~boschil/ondes/Cours-TD1_poly.pdf).

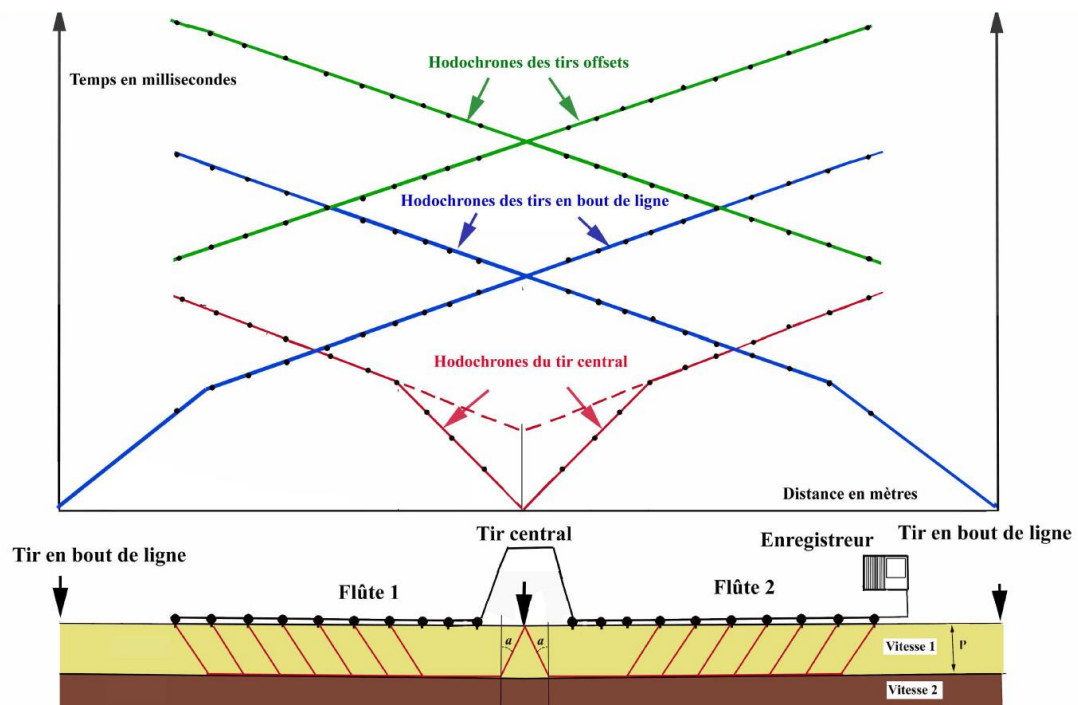


Fig. IV.15 : Géométrie des dispositifs de sismique réfraction et ordre d'enregistrements des hodochrones (Jenny et al, 1999).

Rq : La pente d'une hodochrone correspond à l'inverse de la vitesse du terrain traversé.

➤ **Avantages et limites de la méthode sismique**

• **Avantages:**

- Calcul des paramètres vitesse sismique, indicateur de dureté qualité des massifs rocheux etc...
- Etudes fine des structures à toutes les échelles
- Bonne résolution verticale et horizontale
- Souplesse des dispositifs

• **Limites:**

- Peu efficace en cas de recherche de structures verticales
- Emploi d'explosifs
- Interprétation délicate
- Méthode assez lourde à mettre en œuvre dans certains cas.

Les ondes énergétiques de la sismique réfraction favorisent sont utilisation dans les milieux karstiques en comparaison à la sismique réflexion ([Sumanovac and Weisser, 2001](#)). Alors les données sont de meilleures qualités par rapport au signal sur bruit. Une couche à forte vitesse comme le calcaire massif montre une variations importantes de son toit est un bon indice de développement karstique. Ces bonnes propriétés mécaniques et des variations au niveau du toit peuvent être attribuer à des zones altérées comme du karst. Les cavités se manifestent par un retard sur les ondes réfractées car les ondes contournent d'abord la cavité ([Bosch and Müller, 2005](#)). Cependant, une partie de ces ondes est diffractée au contact de cette cavité, ce qui constitue alors une deuxième méthode de détection. Ainsi, l'utilisation jointe des ondes réfractées pour construire un modèle de vitesse et des ondes diffractées sur des hétérogénéités locales peut permettre de localiser des cavités karstiques ([Ezersky et al., 2006](#)).

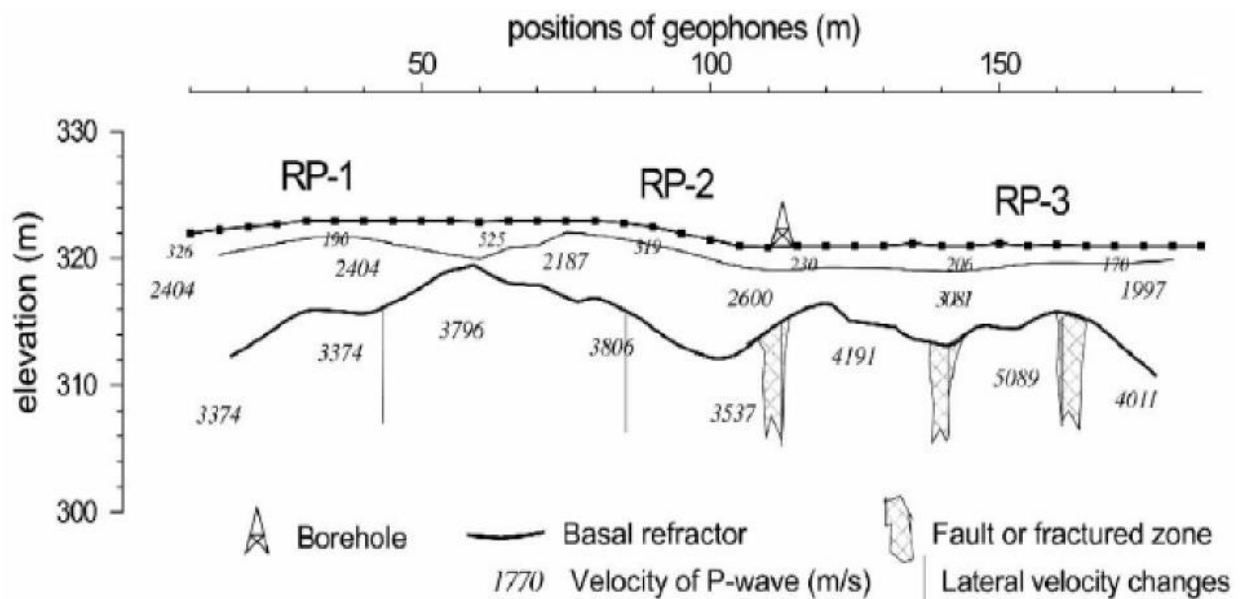


Fig. IV.16 : Modèle de vitesse sismique (Sumanovac and Weisser, 2001).

b) La sismique réflexion

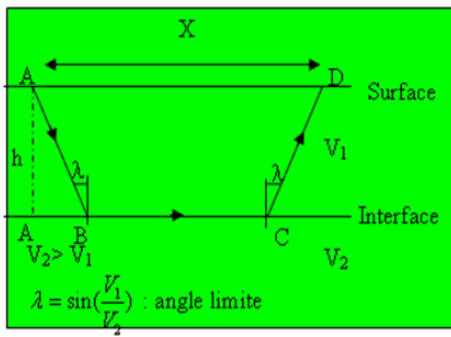
La **sismique réflexion** traite et sépare toutes les réflexions des différentes couches. Elle permet de localiser et de distinguer avec précision les interfaces des failles lors des discontinuités sur les réflecteurs (Sumanovac and Weisser, 2001 ; Ezersky et al., 2006). Son traitement est assez lourd, les images obtenues montrent généralement les différents réflecteurs et interfaces dans une section en profondeur. Dans des cas particuliers des karsts, les drains et conduits ont une influence sur les données acquises en présence d'un horizon réflecteur en dessous de ces derniers. En effet, les ondes réfléchies sur cet horizon ne remonteront pas en surface si le conduit est sur le trajet. Les signaux sismiques seront donc marqués par une absence de réflexion à peu près au niveau des conduits.

IV.7 Quelques cas d'études

a) Cas de deux couches séparées par un plan horizontal

1. En sismique refraction

Réfraction



$$t_{\text{réfracté}} = \frac{AB}{V_1} + \frac{BC}{V_2} + \frac{CD}{V_1}$$

$$= \frac{2AB}{V_1} + \frac{BC}{V_2}$$

$$= \frac{2h}{V_1 \times \cos \lambda} + \frac{X - 2h \times \tan \lambda}{V_2}$$

$$= \frac{X}{V_2} + \frac{2h}{V_1 \times \cos \lambda} + \frac{2h \times \tan \lambda}{V_2}$$

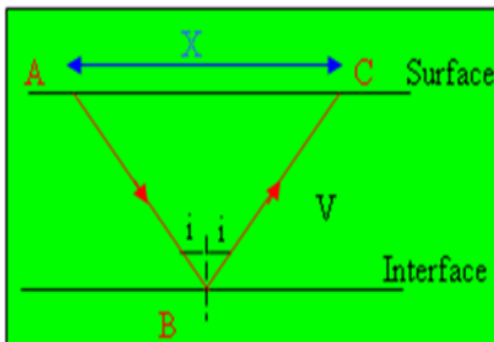
$$= \frac{X}{V_2} + \frac{2h}{\cos \lambda} \left(\frac{1}{V_1} - \frac{\sin \lambda}{V_2} \right), \text{ or } \sin \lambda = \frac{V_1}{V_2}$$

$$= \frac{X}{V_2} + \frac{2h}{\cos \lambda} \left(\frac{1}{V_1} - \frac{\sin^2 \lambda}{V_1} \right)$$

$$= \frac{X}{V_2} + \frac{2h \times \cos \lambda}{V_1}, \text{ équation d'une droite}$$

2. En sismique réflexion

Réflexion



Pour le phénomène de réflexion le point d'impact(B) se situe à mi-distance entre le point d'ébranlement et le point de réception

$$t_{\text{réflexion}} = \frac{AB}{V} + \frac{BC}{V} = \frac{2AB}{V}$$

$$= \frac{2}{V} \sqrt{\left(\frac{X}{2}\right)^2 + h^2}$$

$$t_{\text{réflexion}}^2 = \frac{4}{V^2} \left(\frac{X^2}{4} + h^2 \right)$$

$$= \frac{4h^2}{V^2} + \frac{X^2}{V^2}, \text{ on pose } t_0 = \frac{2h}{V} \text{ (temps double)}$$

d'où $t_{\text{réflexion}}^2 = t_0^2 + \frac{X^2}{V^2}$

$$t_{\text{réflexion}} = \sqrt{t_0^2 + \frac{X^2}{V^2}}, \text{ équation d'hyperbole, hyperbole de réflexion}$$

Hodochrone : Répartition d'une onde dans le plan x, t.

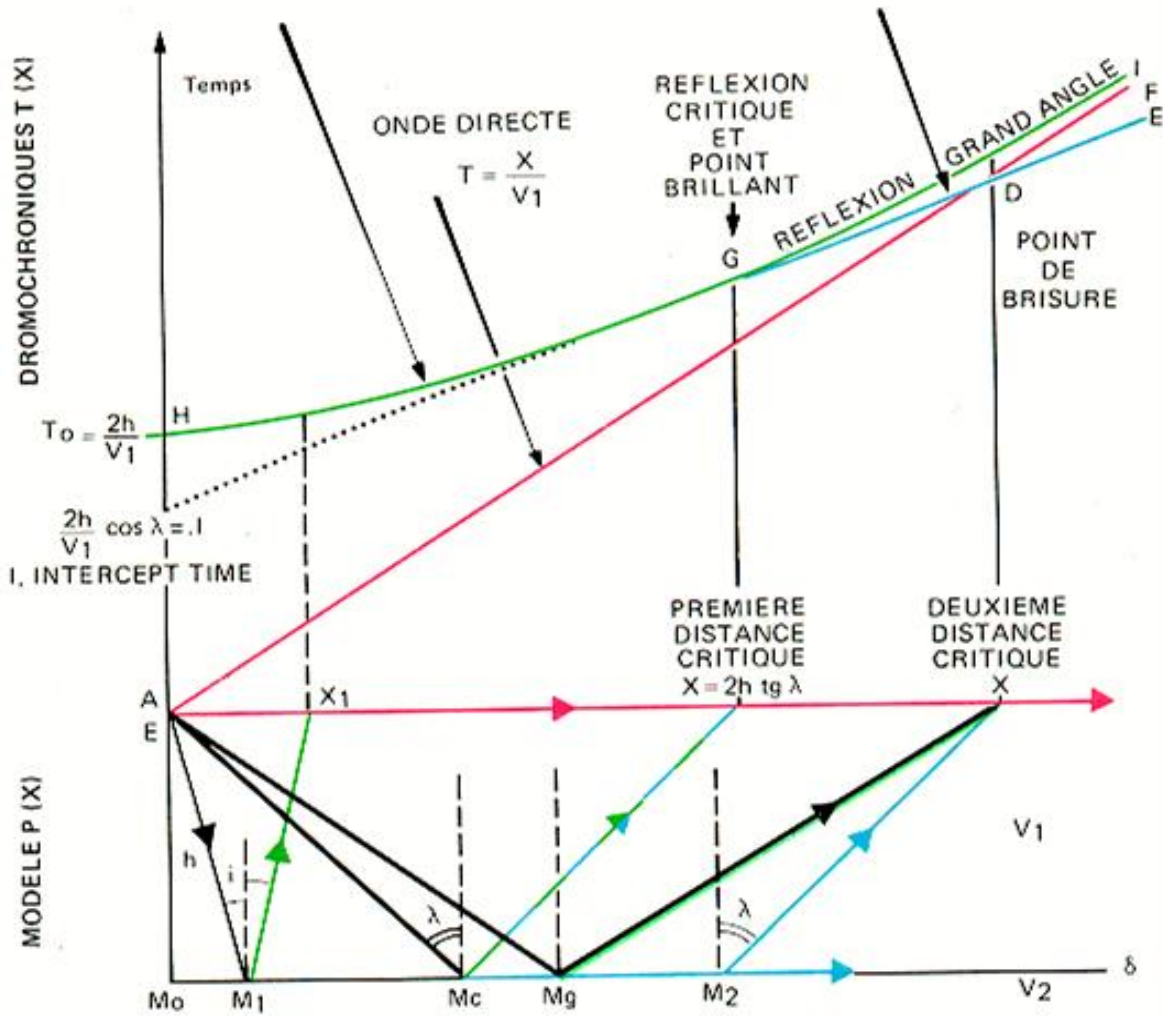
Dromochronique : Hodochrone d'une onde directe ou réfractée.

Dromochronique de Réflexion
 ou
 INDICATRICE : courbe de propagation correspondant à une réflexion sur le miroir M :

$$T = \sqrt{\frac{X^2}{V_1^2} + T_0^2}$$

Dromochronique de Réfraction
 ou
 DROMOCHRONIQUE : courbe de propagation correspondant à une réfraction sur le marqueur M :

$$T = \frac{X}{V_2} + \frac{2h \cos \lambda}{V_1}$$



Quelle que soit la position du DISPOSITIF, on enregistrera toujours une réflexion.

Par contre, pour enregistrer une réfraction, il faudra placer le DISPOSITIF au-delà du point brillant, ce qui explique qu'en sismique réfraction le DISPOSITIF est toujours relativement éloigné du point de tir.

Ces remarques expliquent la différence de mise en œuvre entre les méthodes sismique réflexion et sismique réfraction.

Fig. IV.17 : Comparaison entre la méthode réfraction et la méthode réflexion.

(Documentation interne CGG)

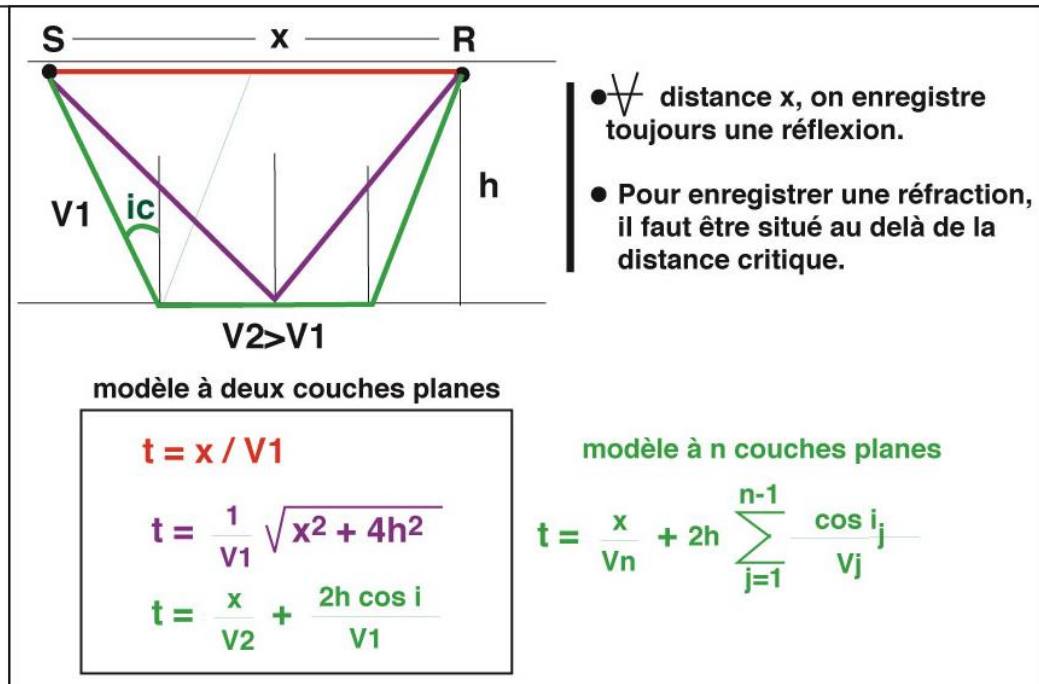
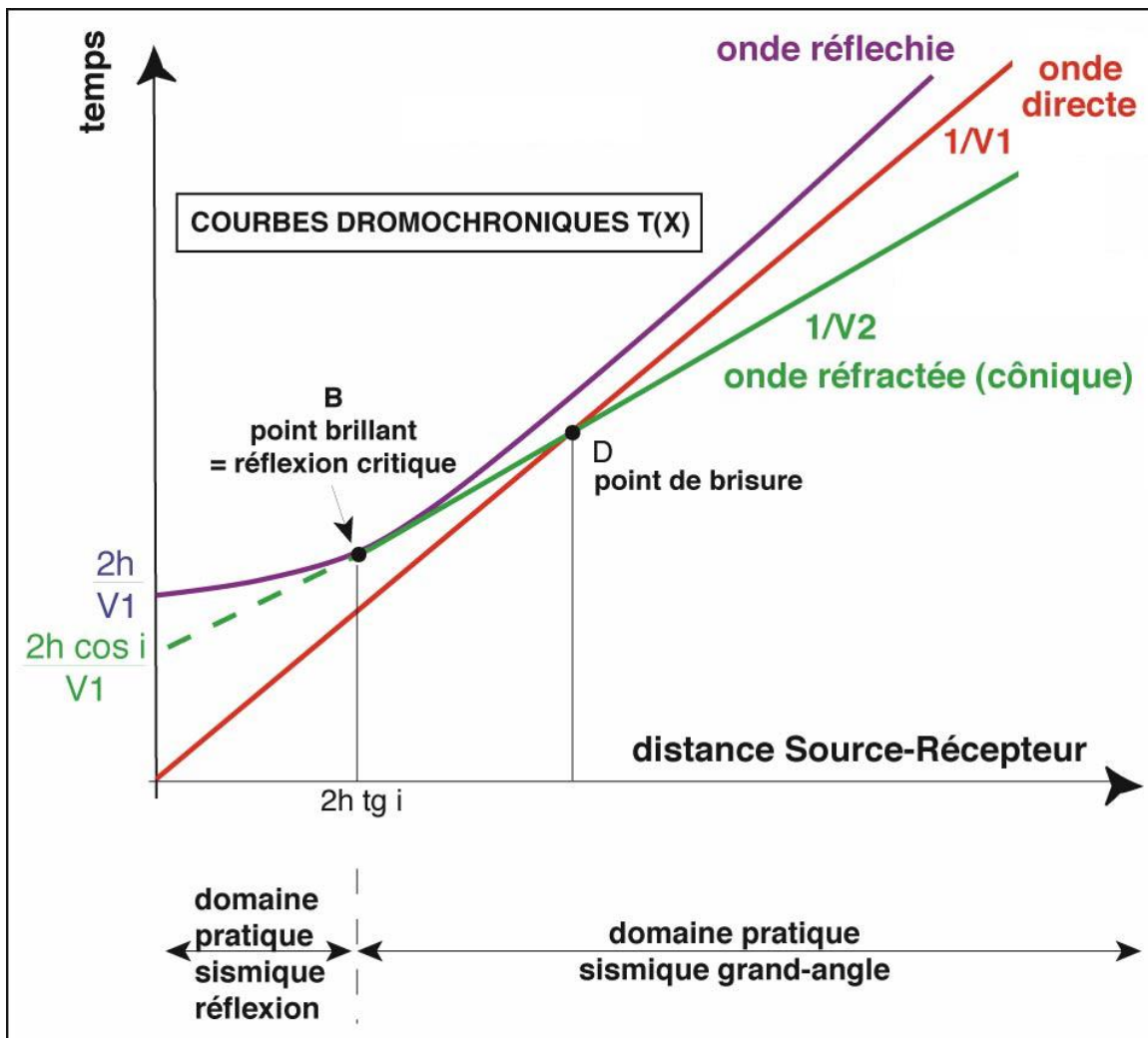


Fig. IV.18: Equations des ondes (Onde directe, Onde réfléchie et Onde conique

(http://hestia.lgs.jussieu.fr/~boschil/ondes/Cours-TD1_poly.pdf).

1^{er} cas : Couches planes et horizontales

équation des hodochrones :

-onde directe

$$t = \frac{x}{V_1}$$

-onde réfléchi

$$t = \frac{1}{V_1} \sqrt{x^2 + 4h_1^2}$$

-onde conique (réfractée), couche 2

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2h_1 \cos i}{V_1}$$

avec $\sin i = \frac{V_1}{V_2}$ et $x_{critique} = 2h_1 \tan i$

-onde conique (réfractée), couche 3

$$t = \frac{x}{V_3} + \frac{2h_1 \cos i_1}{V_1} + \frac{2h_2 \cos i_2}{V_2}$$

avec $\sin i_1 = \frac{V_1}{V_3}$ et $\sin i_2 = \frac{V_2}{V_3}$ et $x_{critique} = 2h_1 \tan i_1 + 2h_2 \tan i_2$

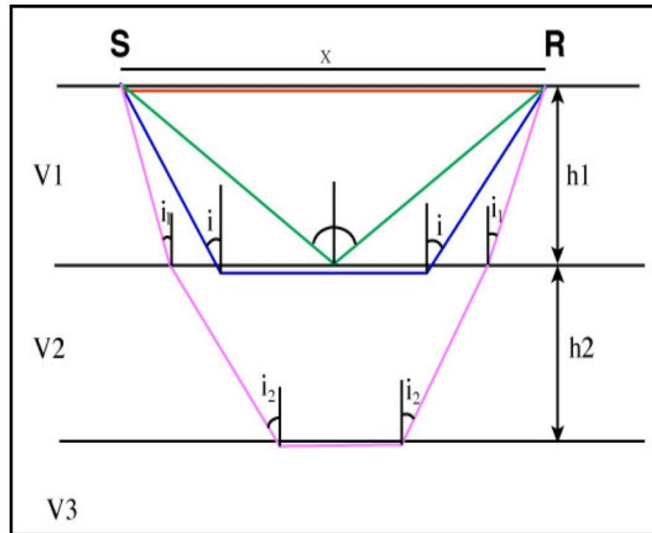


Fig. IV.19: Formules: récapitulatif (http://hestia.lgs.jussieu.fr/~boschil/ondes/Cours-TD1_poly.pdf)

Conclusion

Deux méthodes bien différentes mais complémentaires:

- **Sismique réfraction:** distance S-R fixe, obtention d'un profil sismique s'apparentant à une coupe géologique. Interprétation des formations et structures superficielles.
- **Sismique réflexion:** distance S-R augmente, obtention d'un diagramme « dromochronique » permettant d'obtenir les vitesses de propagation des ondes et les épaisseurs des formations traversées. Objectif plus profond, résolution plus faible.

Chapitre V

Méthodes électromagnétiques

Chapitre V : Méthodes électromagnétiques

V.1 Les méthodes électromagnétiques

Les méthodes électromagnétiques (EM) comportent plusieurs variétés, on distingue les méthodes actives et passives, les méthodes en champ proche ou lointain, basse fréquence et haute fréquence et les méthodes fréquentielles ou temporelles. Parmi les méthodes les plus utilisées dans le domaine karstique on trouve :

V.1.1 Les méthodes à faible nombre d'induction

Cette méthode active en champ proche utilise une source située à proximité du récepteur. Cette source utilise une onde monochromatique basse fréquence pour mesurer les phénomènes dans le domaine fréquentiel. Cette onde crée un champ magnétique secondaire qui est ensuite analysé pour obtenir la valeur de résistivité électrique apparente.

La distance entre l'émetteur et le récepteur étant fixe, tout comme la fréquence. Ainsi, le rapport de la composante en quadrature du champ secondaire sur le champ primaire est proportionnel à la conductivité apparente du terrain, qui est une moyenne localisée de la conductivité des différentes structures prises en compte. Cette technique est très utile pour la cartographie de la résistivité apparente des premiers mètres et ainsi localiser les dolines montrant des anomalies conductrices lorsque elles sont remplies d'eau ou d'élément argileux (Jardani *et al.*, 2007). De plus, avec quelques autres hypothèses, on peut obtenir un modèle 3D de résistivité. Issue de la même zone. La corrélation entre les résultats de l'EM3 1, de la PS et du panneau électrique est bien montrée. Par contre, elle est très limitée en profondeur d'investigation, à moins que l'anomalie soit surmontée d'une cheminée verticale .

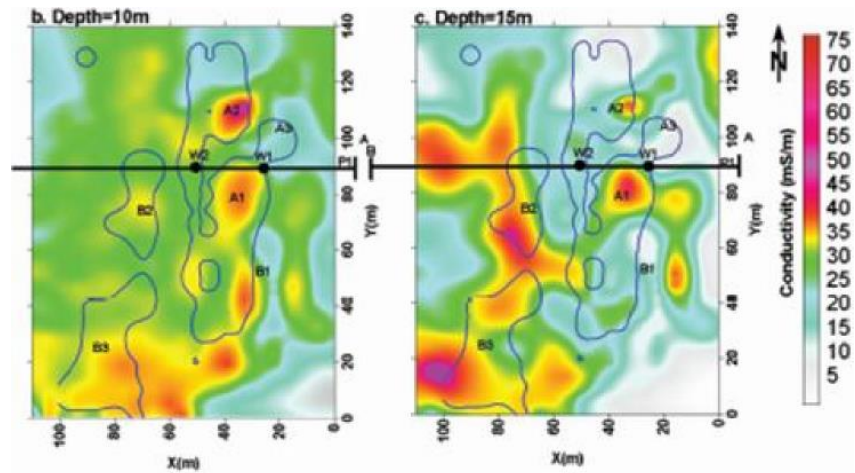


Figure V.1: Modèle de résistivité issue de l'EM 34. Les A1, A2, A3, B1, B2 et B3 correspondent aux anomalies PS (Jardani et al., 2007).

V.1.2 Les méthodes VLF et RMT

Les méthodes VLF (Very Low Frequency) et RMT (Radio Magnéto Tellurique) sont des méthodes électromagnétiques basse fréquence en champ lointain. La première utilise les émetteurs militaires destinés à la radiocommunication sous-marine tandis que la deuxième utilise en plus la gamme commerciale des radios. Le champ primaire crée des courants dans le sol, puis ces courants sont modifiés par la présence d'hétérogénéités et créent un champ secondaire induit.

On distingue deux modes :

- Le mode VLF-EM où la mesure du champ magnétique vertical par rapport au champ magnétique horizontal permet de localiser des anomalies.
- Le mode VLF-R et RMT où une résistivité électrique apparente est calculée à partir des mesures des champs électrique et magnétique.

Ces méthodes ont fait leurs preuves pour la localisation des zones de fracturations sub-verticales et donc des points d'infiltration préférentielle dans le cas des karsts (Fischer et al., 1983). Une autre technique dans le mode VLF-EM a été développée. Celle-ci peut permettre une meilleure caractérisation des fractures en milieu karstique que les autres modes (Bosch and Müller, 2005).

Par ailleurs, la détection d'une ancienne galerie est possible comme dans l'article d'Ogilvy (Ogilvy et al., 1991). Aucun signal associé au conduit lui-même n'a été mesuré, par contre il y a une zone très conductrice par rapport à l'encaissant situé juste à côté du conduit. Cette zone pourrait tout à fait correspondre à une zone de fracturation ou altérée remplie de matériel

argileux.

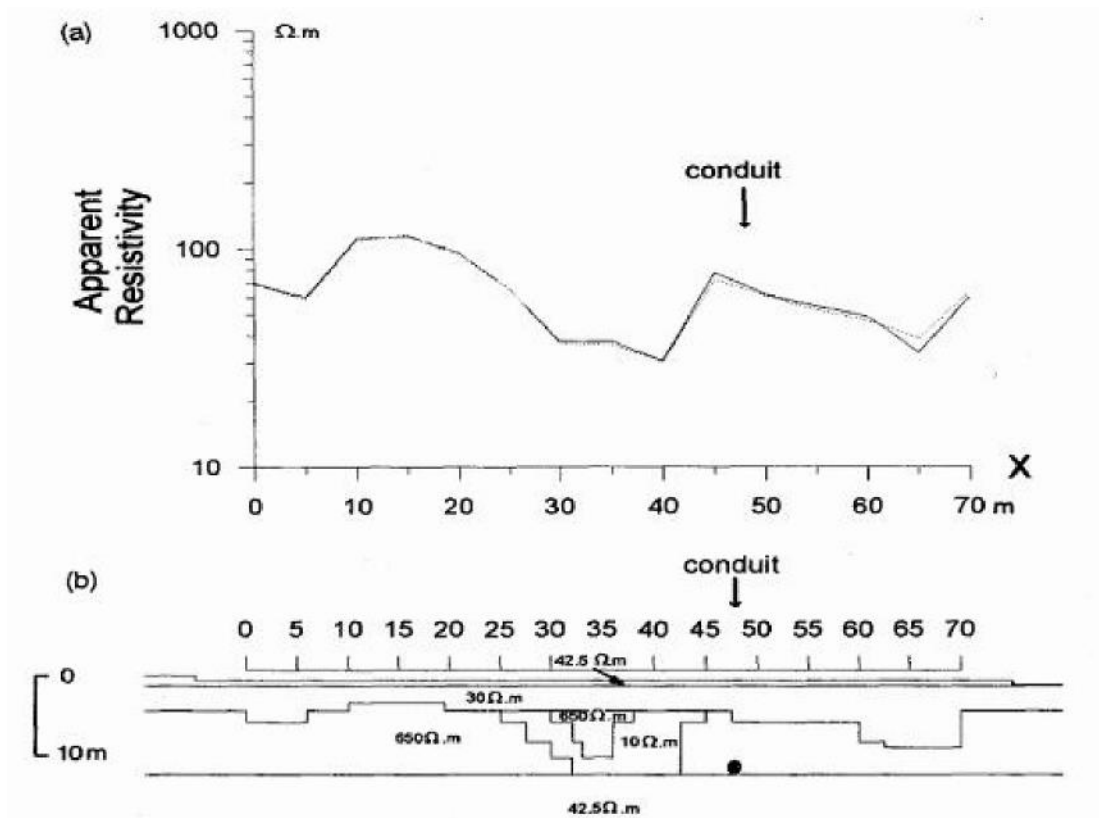


Figure V.2 : a) Résistivité apparente en profil (données). b) Modèle de résistivité avec la zone conductrice au milieu (Guérin and Benderitter, 1995).

V.1.3 La Résonance Magnétique des Protons (RMP)

Cette méthode relativement récente, est particulièrement adaptée à la recherche du système karstique saturé en eau car le contraste autour d'une matrice calcaire est maximal (Al-Fares, 2002). La RMP est une méthode qui donne une information directement liée à la teneur en eau du sous-sol. L'analyse des données par inversion permet de déterminer la distribution de cette teneur en eau en profondeur et fournit des informations sur les paramètres hydrodynamiques des aquifères.

L'émission d'un champ magnétique à la fréquence de Larmor perturbe les moments magnétiques des molécules d'eau. Cette perturbation crée un champ magnétique alternatif qui est mesuré et analysé pour décrire les paramètres étudiés (Boucher, 2007).

V.1.4 Le radar géologique

Cette méthode utilise des hautes fréquences à champ proche. Les images sont mesurés dans un domaine temporel en forme de pseudo-section similaire à celui de la sismique. Une onde EM est envoyée dans le sous-sol et les signaux réfléchis sont enregistrés et visualisés directement en temps réel. Cette méthode très adapté dans le domaine karstique offre la rapidité et la possibilité d'investigation sur plusieurs profondeurs en milieux résistants tel que les calcaires. Les réflecteurs visualiseront nettement les forme des interfaces et les zones de fracturations qui présentent des discontinuités. Si en plus de la zone fracturée, le substratum présente une dépression, alors il y a de fortes chances pour qu'il y ait une doline.

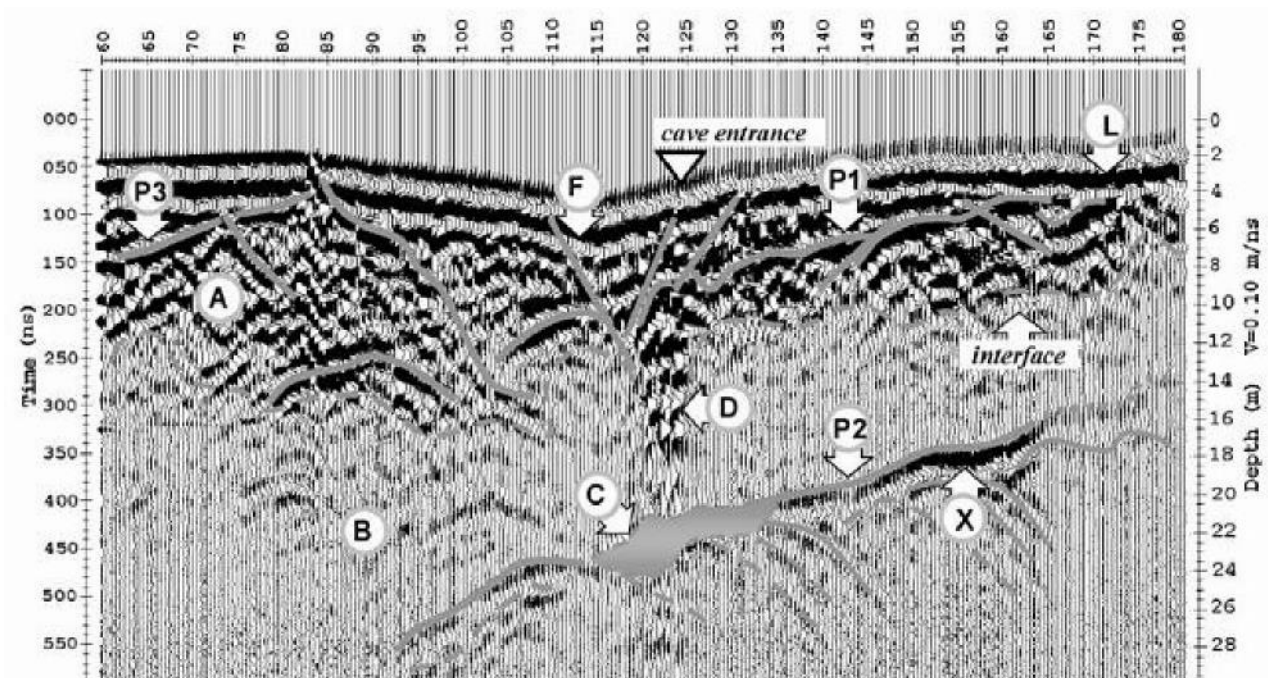


Figure V.3: Coupe radar interprétée (Al-Fares et al., 2002). P1, P2, P3 sont des interfaces. C'est la cavité connue et X une extension de la cavité inconnue. Les autres symboles sont de petites anomalies.

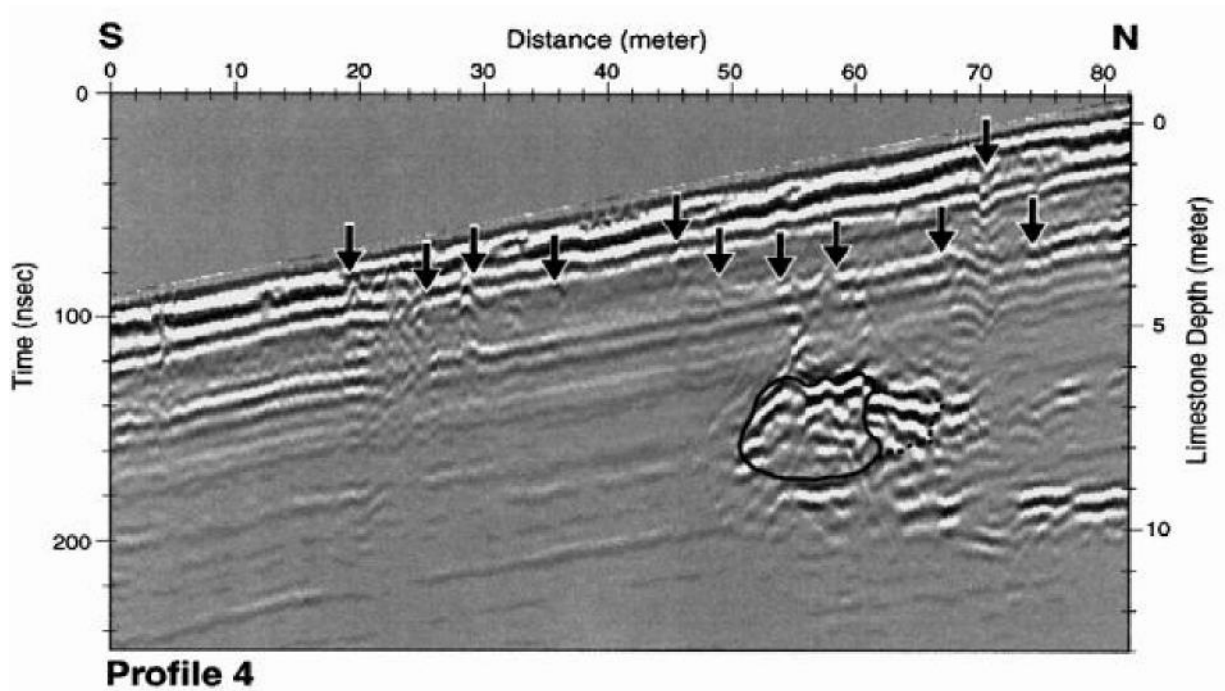


Figure V.4 : Coupe radar interprétée (Beres et al., 2001). Les flèches pointent des failles ou de petites anomalies. Le conduit connu est en trait plein et les traits en pointillés représentent une partie inconnue.

Références Bibliographiques

Références Bibliographiques

- ADEME/IFSTTAR/AGAP QUALITE. 2016. Guide des méthodes géophysiques pour la détection d'objets enfouis sur les sites pollués. 122 P
(<http://www.ademe.fr/mediatheque>)
- Al-Fares W., Bakalowicz M., Guérin R., and Dukhan M., 2002. Analysis of the karst aquifer structure of the Lamalou area (Hérault, France) with ground penetrating radar. *Journal of Applied Geophysics* 51, 97-106.
- Beres, M., Luetscher, M., & Olivier, R. (2001). Integration of ground-penetrating radar and microgravimetric methods to map shallow caves. *Journal of applied geophysics*, 46(4), 249-262.
- Bosch F.P., and Müller I., 2005. Improved karst exploration by VLF-EM-gradient survey: comparison with other geophysical methods. *Near Surface Geophysics* 3,
- Boucher M., Girard J.F., Legchenko A., Baltassat J.M., Dörfliger N., and Chalikakis K., 2006. Using 2D inversion of magnetic resonance soundings to locate a water-filled karst conduit. *Journal of Hydrology* 330, 413-421.
- Brahmi, S., 2022 : KARSTIC LANDSCAPE DETECTION USING ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY IN NORTHEAST ALGERIAN
<http://dx.doi.org/10.15576/GLL/2022.3.103>
- Brossier, R. 2012: (ISTerre, UJF) Méthode Electrique L3P PPRS, PPT, 87p.
- Champollion C. (2007). La propagation des ondes sismiques appliquée à la sismique UM II / M1 Reservoirs.42p.
- Chapellier, D. 2000, Cours de géophysique . Résistivités électriques. 102p.
Documentation interne CGG
- Dubois, J., Diament, M., 2001. Géophysique, cours et exercices corrigés, Ed. DUNOD, 2ème édition, 211p.
- Dubois J, Diament M, Cogné J-P., 2011. Géophysique Cours et exercices corrigés, 4^{ème} édition. 264p.
- Fauchard Cyrille, Pothérat Pierre, Côte Philippe, Mudet Marcel., 2014 : techniques et méthodes des laboratoires des ponts et chaussées. Guide technique Détection de cavités souterraines par méthodes géophysiques, 176p. ISSN 1151-1516

- Fischer G., Le Quang B.V., and Müller I., 1983. VLF ground surveys, a powerful tool for the study of shallow two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting* 31, 977-991.
- Ogilvy R.D., Cuadra A., Jackson P.D., and Monte J.L., 1991. Detection of an air-filled drainage gallery by VLF resistivity method. *Geophysical Prospecting* 39, 845-859.
- Gish O.H. et Rooney W.J. (1925), Measurement of resistivity of large masses of undisturbed earth, *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity*, 30(4), 161-188. (in Sombo, 1978).
- Grellier, S., Suivi hydrologique des centres de stockage de déchet-bioréacteurs par mesures géophysiques, thèse de doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 237 pp., 2005.
- Jardani, A., Revil, A., Bolève, A., Crespy, A., Dupont, J. P., Barrash, W., & Malama, B. (2007). Tomography of the Darcy velocity from self-potential measurements. *Geophysical Research Letters*, 34(24).
- Jenny, C., Hymel, K. P., Ritzen, A., Reinert, S. E., & Hay, T. C. (1999). Analysis of missed cases of abusive head trauma. *Jama*, 281(7), 621-626.
- Laurent Marescot, 2008a: IMAGERIE ELECTRIQUE POUR GEOLOGUES acquisition, traitement, interprétation, 73p. (www.tomoquest.com).
- Laurent, M., 2009. Cours bloc « Géophysique appliquée à l'archéologie » 90p.
- Lavergne M. - Méthodes Sismiques - Ed. Technip, 1986, 207p.
- Loke, M.H., 1997a. Res2Dinv ver 3.30b, Rapid 2D Resistivity & IP Inversion, Malaysia.
- Loke, M.H., 2011. Electrical resistivity surveys and data interpretation. in Gupta, H (ed.), *Solid Earth Geophysics Encyclopaedia (2nd Edition) "Electrical & Electromagnetic"* Springer-Verlag, 276-283.
- Mari, J.-L., G. Arens, D. Chapellier et P. Gaudiani (1998). *Géophysique de gisement et de génie civil*. Editions Technip, Paris. ISBN : 9782710807278, 488 p.
- Rentier C. (2002), Méthode stochastique de délimitation des zones de protection autour des captages d' eau, mémoire de thèse, Université de Liège, 215p.
- Sumanovac F., and Weisser M., 2001. Evaluation of resistivity and seismic methods for hydrogeological mapping in karsts terrains. *Journal of Applied Geophysics* 47, 13-28.
- Samouëlian, A., Cousin, I., Tabbagh, A., Bruand, A., Richard, G., (2005), Electrical resistivity survey in soil science : a review, *Soil & Tillage Research*, 83, pp. 173-193

Références Webographiques

http://hestia.lgs.jussieu.fr/~boschil/ondes/Cours-TD1_poly.pdf

Cours online de géophysique - Université de Lausanne: <http://www-ig.unil.ch/cours/index.htm>

GuideTechnique-LCPC-AGAP2_2

Cours online de géophysique - Université de Lausanne: <http://www-ig.unil.ch/cours/index.htm>

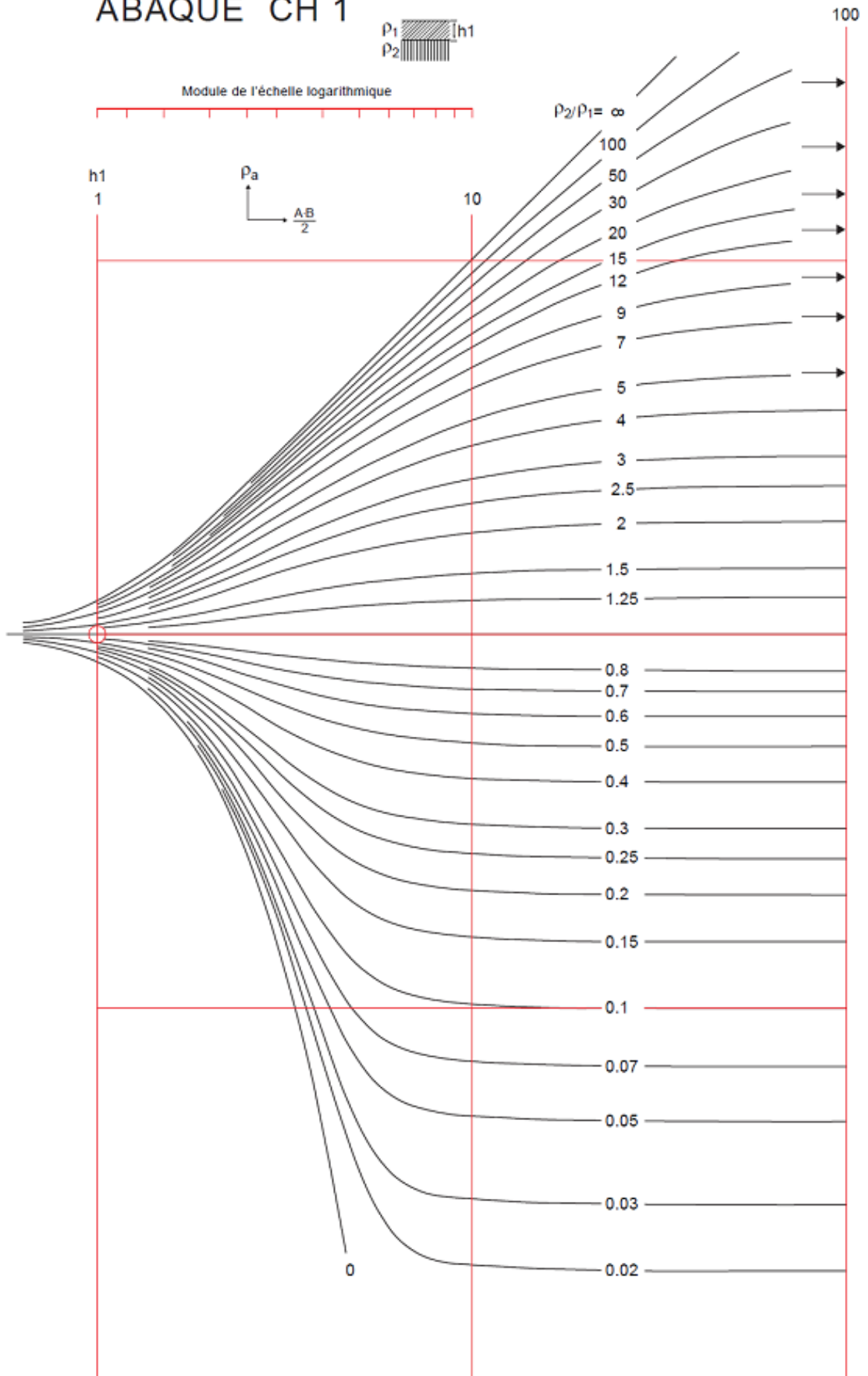
<http://www.chimix.com/an9/prem9/gene51.htm>

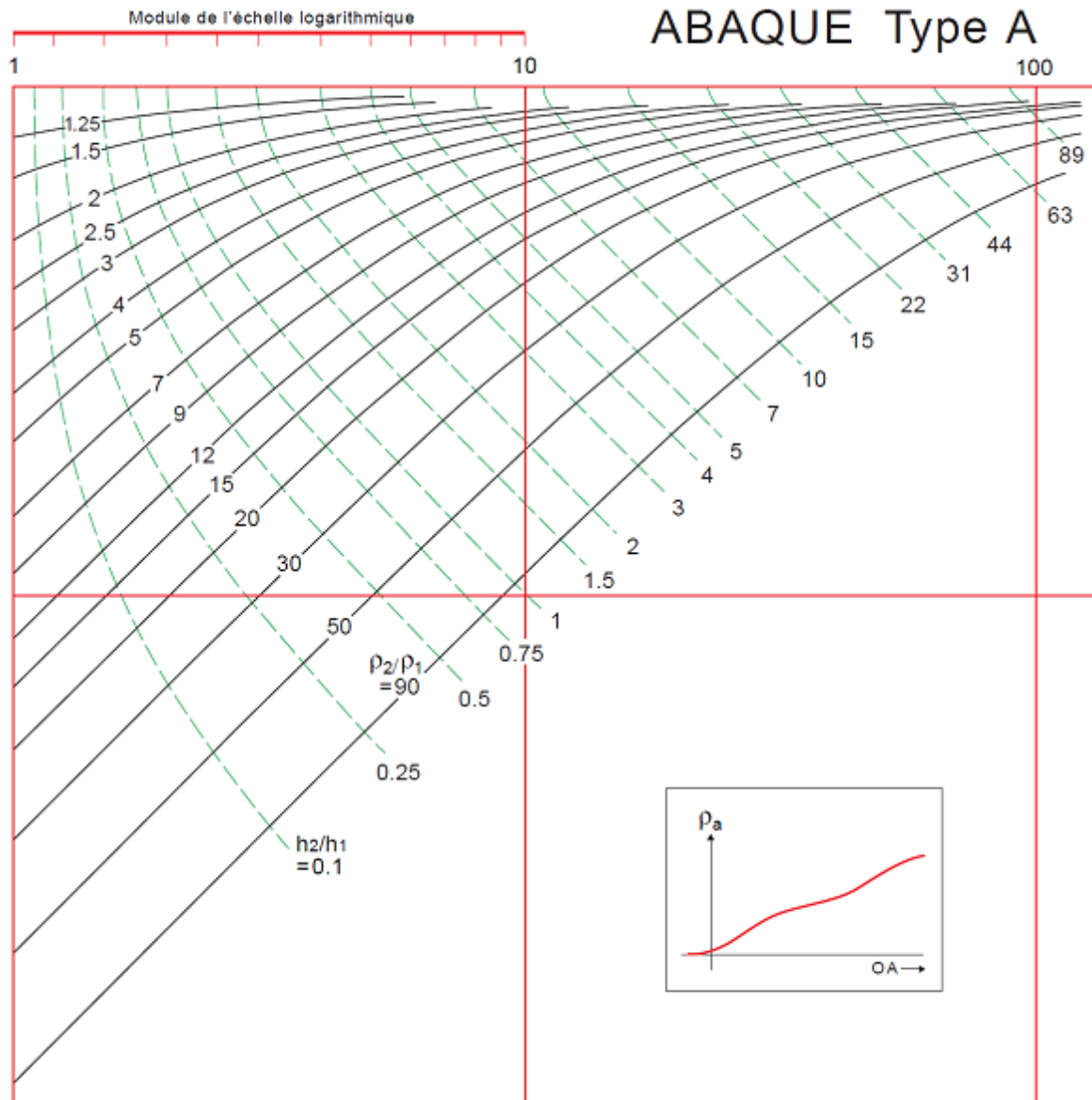
www.iris-instruments.com

<http://www.georeva.fr>

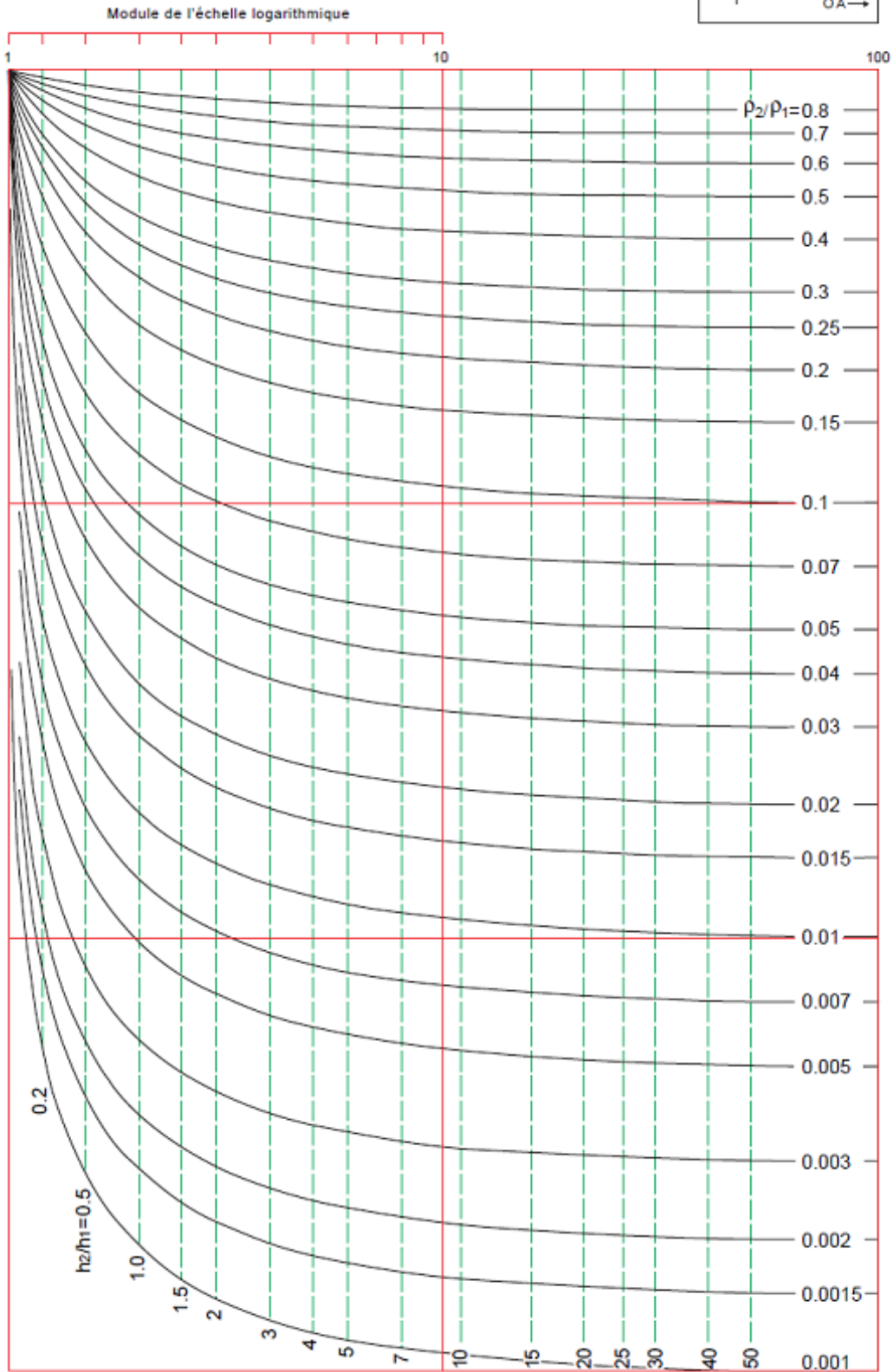
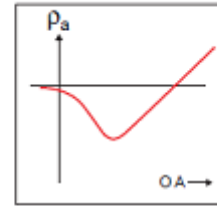
ANNEXES

ABAQUE CH 1

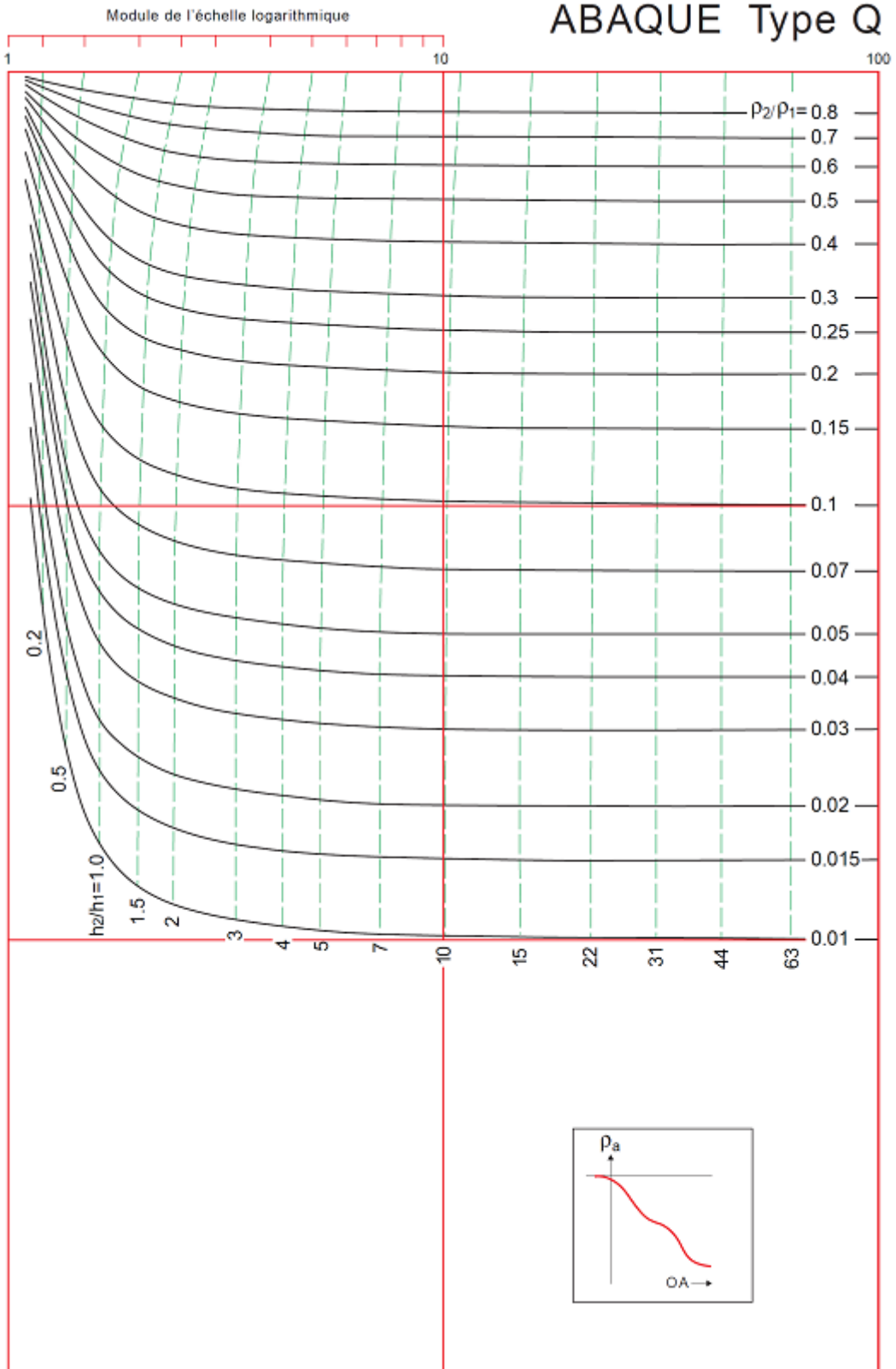




ABAQUE Type H

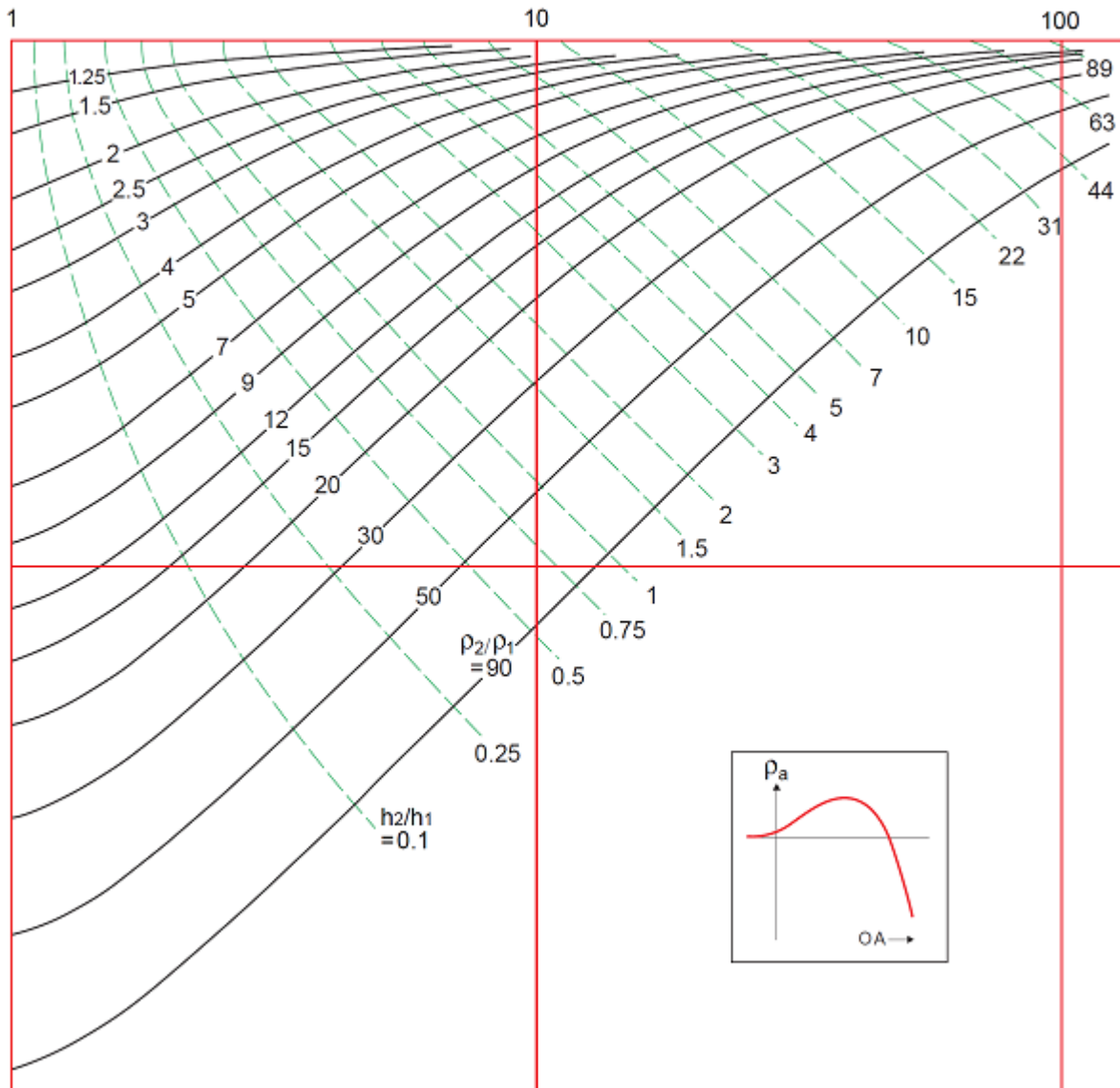


ABAQUE Type Q



Module de l'échelle logarithmique

ABAQUE Type K



Exercices

Géophysique électrique

Exercice 1

Plusieurs configurations d'électrodes ont été mis en évidence en prospection électrique,

Déterminer le facteur géométrique « k » pour chaque dispositif. Faites une comparaison entre ces principaux dispositifs, justifie le choix de l'utilisation de chaque dispositifs.

1. Pour un dispositif Wenner :

AB = 30m.

AB = 90m.

AB = 150m.

AB = 210m.

AB = 300m.

2. Pour un dispositif de Schlumberger :

AB = 14m, MN = 1m,

AB = 50m, MN = 5m,

AB = 300m, MN = 20m,

AB = 800m, MN = 20m,

AB = 1200m, MN = 50m.

3. Pour un dispositif Dipôle-Dipole :

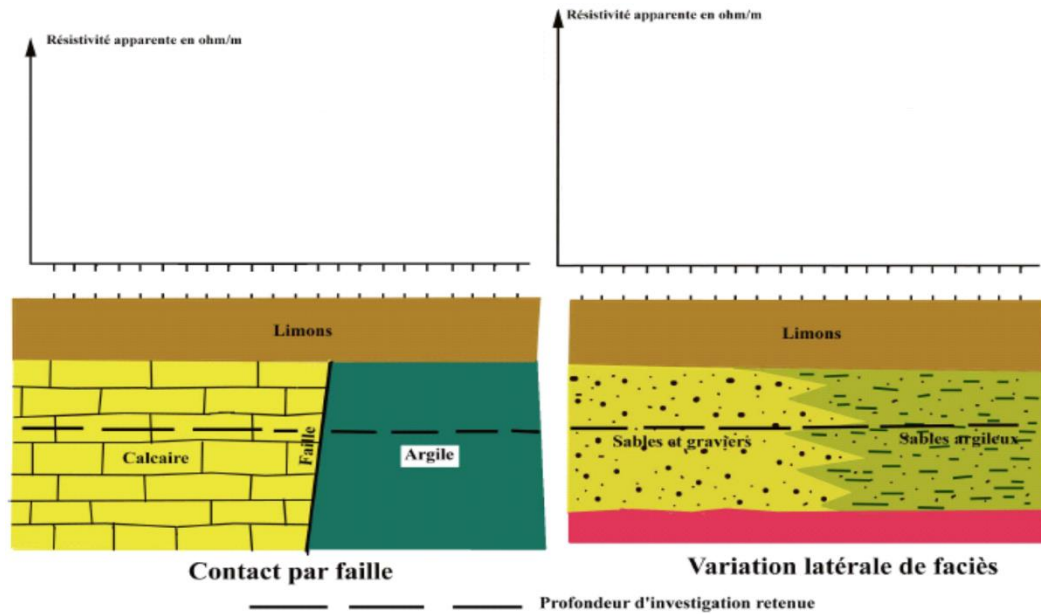
AM = 80m, MN = 20m, NB = 800m.

AM = 120m, MN = 30m, NB = 1200m.

AM = 200m, MN = 40m, NB = 2000m.

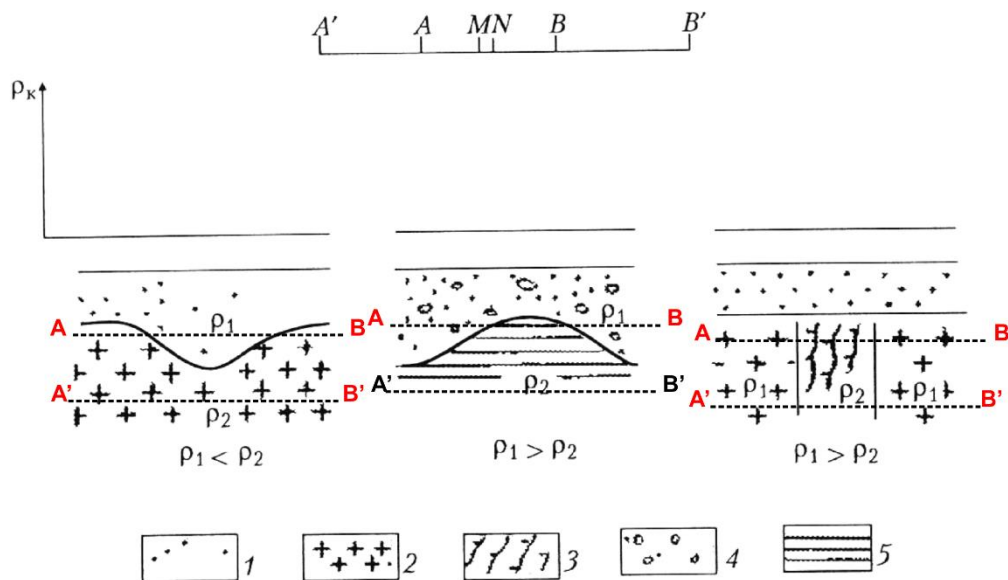
Exercice 2

Tracez la courbe correspondante aux changements de faciès.



Exercice 3

Tracez les courbes correspondantes à la relation entre ρ_1 et ρ_2 .



Exercice 4

Deux SEV (sondage électrique vertical) sont réalisés dans un terrain horizontal avec un espacement de 200 mètres en les SEV. A partir des résultats dans le tableau suivant. On vous demande de :

- 1- Tracer la courbe du SEV en utilisant le papier bi logarithmique et déterminer les résistivités apparente et l'épaisseur des couches.
- 2- Tracer la coupe géoélectrique et estimer la profondeur du bon sol en se référant aux caractéristiques géoélectriques.

Tableaux des résultats :

AB/2(m)	3	5	7	10	15	20	30	50	70	100	150	200	300
$\rho(\text{Ohm.m})$ SEV 1	8.4	8.6	9.6	11	13.4	16.5	21	23.5	23.9	22.5	19.7	16.3	11.2
$\rho(\text{Ohm.m})$ SEV 2	11.8	13	13.2	11	9	7.8	8.1	10.1	12.8	16.5	21.5	27.3	36.1

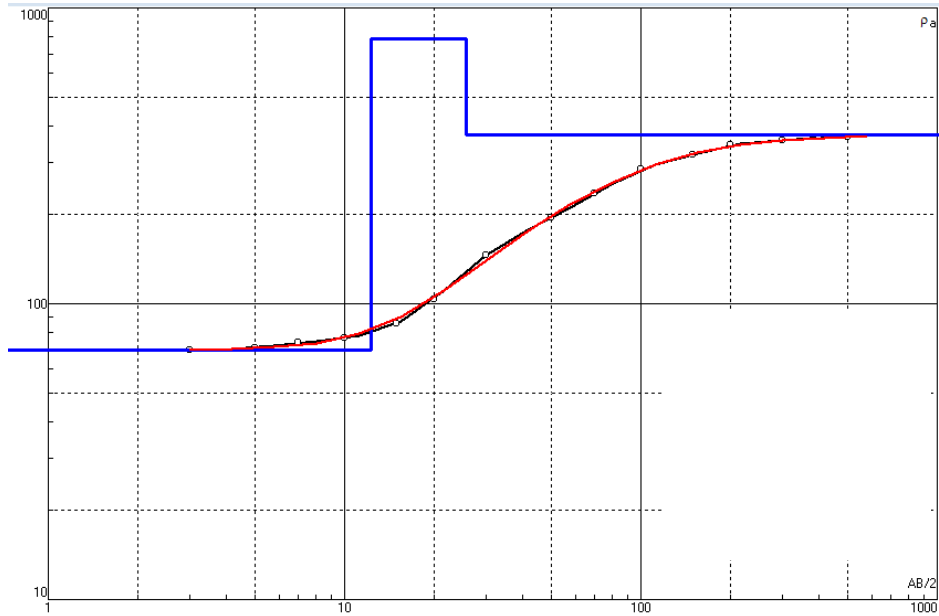
Exercice 5

Au cours d'un essai sismique réfraction, un tir en bout à enregistrer le diagramme dromochronique qui a permis d'en déduire : $V_{p1} = 350$ m/s de la 1^{ère} couche et $V_{p2} = 1700$ m/s de la 2^{ème} couche, la distance critique $X_c = 16$ m.

- 1- A partir des données enregistrées, Tracez la courbe schématique du diagramme dromoscopique $t=f(x)$, sachant que t_0 de la deuxième couche = 42 ms.
- 2- déterminez la profondeur du bedrock (substratum).

Exercice 6

Un sondage électrique vertical SEV est réalisé afin d'estimer la profondeur du bon sol en se référant aux caractéristiques géoélectriques. Les résultats ont donné la courbe de SEV suivante.



Sur la base des pré-requis :

- 1- Quel est le type de cette courbe ?
- 2- Déterminez le nombre de couche et les caractéristiques de chaque couche.
- 3- Déterminer la profondeur du bon sol.