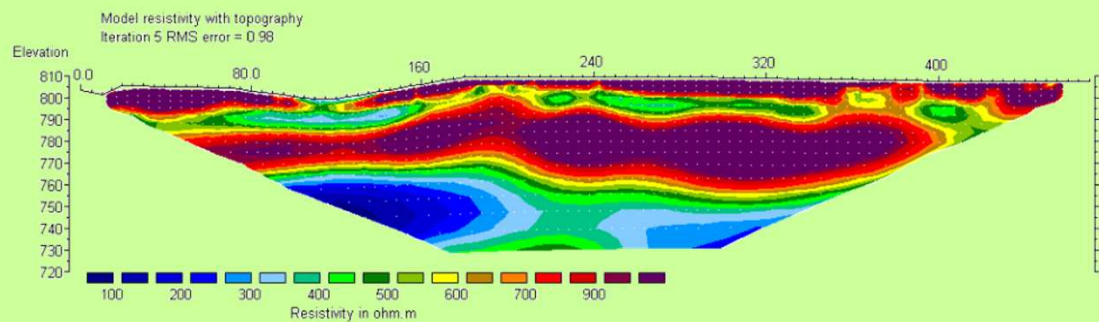
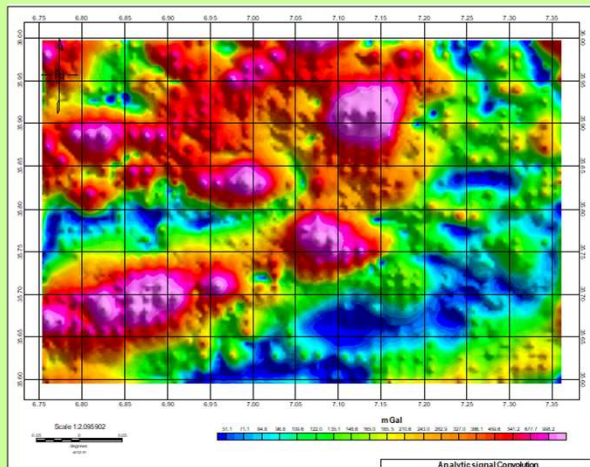


Les Méthodes gravimétriques électriques



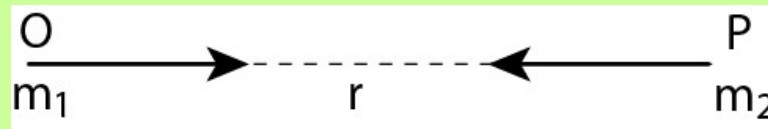
Méthode gravimétrique

Le champ de pesanteur

- Attraction universelle:
 - **Newton**: deux lois fondamentales:
 - **le principe fondamental de la dynamique**:

$$\boxed{f = mg} \text{ avec } g = \text{accélération du corps} \quad (1)$$

- **La loi d'attraction universelle**:



$$\boxed{f = G \frac{m_1 m_2}{r^2}} \text{ avec } G = \text{constante de la gravitation universelle} \quad (2)$$

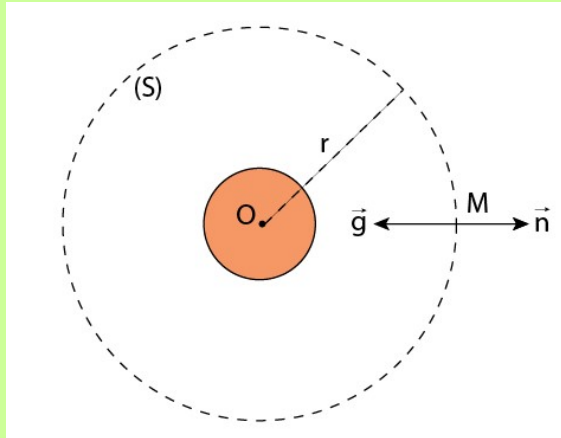
$G = 6.67 \times 10^{-8} \text{ (cgs), ou } \times 10^{-11} \text{ (SI)}$

- de (1) et (2) on obtient l'accélération de m_2 due à la présence de m_1 :

- $$\boxed{\vec{g} = G \frac{m_1}{r^2} \vec{r}}$$
 avec \vec{r} Vecteur unitaire allant de P vers O.

Le champ de pesanteur

Cas de la sphère



- Le champ gravifique g est un vecteur dirigé de M vers le centre de la sphère

$$\vec{g} \cdot \vec{n} = -g \cdot r_0 \quad \text{Avec } r_0 \text{ la normale unitaire dirigée vers l'extérieur de (S)}$$

- Le flux de g à travers la sphère (S) s'écrit:

$$\phi = \int_S \vec{g} \cdot \vec{n} \cdot dS = -g \int_S r_0 \cdot dS = -g \cdot 4\pi \cdot r^2 \cdot r_0$$

- et d'après le théorème de Gauss

$$\phi = 4\pi \cdot G \cdot M \quad \text{avec } M \text{ la masse de la sphère}$$

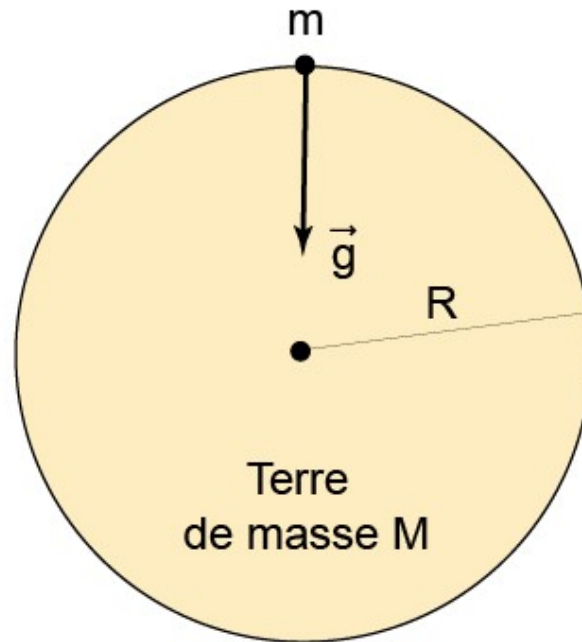
- d'où:

$$\boxed{g = -G \frac{M}{r^2} r_0}$$

L'attraction de la sphère, à l'extérieur, est la même que celle d'une masse ponctuelle de même masse ramassée en son centre

Le champ de pesanteur

Cas de la sphère



l'attraction exercée par le globe terrestre sur la petite masse m en surface est équivalente à l'attraction d'un point situé au centre de la Terre et de masse M égale à la masse de la Terre.

L'accélération de la pesanteur g s'écrit:

$$\vec{g} = G \frac{M}{R^2} \vec{r}$$

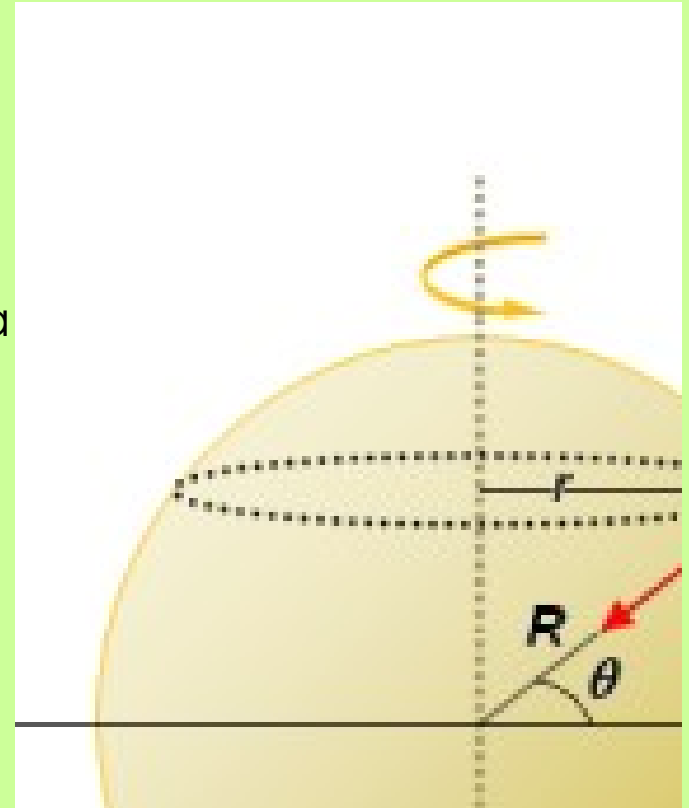
l'unité est le milligal (cgs)
ou le m/s^2 (SI)

L'origine du champ de pesanteur

La pesanteur (ou accélération de la pesanteur) est l'accélération que subit tout point matériel du fait de:

- **l'attraction newtonienne** de la masse de la Terre, encore appelée gravité,
- **l'accélération centrifuge** due à la rotation de la Terre,
- **l'attraction newtonienne des corps extérieurs à la Terre** (à savoir essentiellement la Lune par sa proximité et le Soleil par sa masse), appelée attraction **lunisolaire**.

$$g = (g_T - \omega^2 r) + A$$

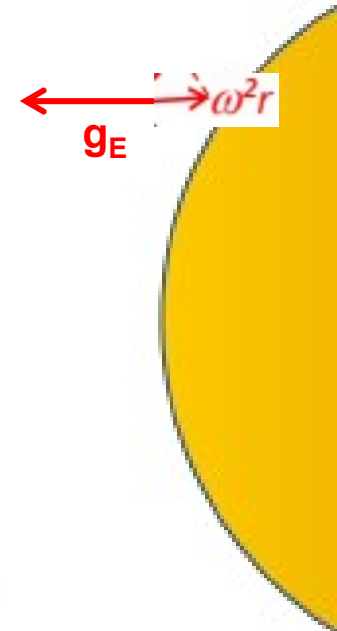


Le champ de pesanteur

Théorie de Clairaut

$$g(\vartheta) = g_P - \omega^2 r \cos \vartheta$$

$$g_P = g_E + \omega^2 r \quad \rightarrow \quad r = R \cos \vartheta$$



Le champ de pesanteur

Théorie de Clairaut

Du fait de la rotation, la Terre n'est pas parfaitement sphérique, elle est aplatie aux pôles. C'est un ellipsoïde aplati (sphéroïde). Donc il faudrait tenir compte de l'écart à la sphéricité en ajoutant des termes correctifs. L'aplatissement peut être défini par:

$$f = \frac{a-b}{a}$$

- Clairaut a montré en utilisant les équations de l'hydrostatique que, quelque soit la distribution de densité, on avait toujours :

$$f + \gamma = \frac{5}{2} \frac{\omega^2 R}{g_E} =$$

Le Sphéroïde ou Ellipsoïde de référence

- C'est une surface équipotentielle où, en chaque point, la pesanteur est normale à la surface.
- Le sphéroïde est rapporté à la surface moyenne de la mer, les masses en excès étant supprimées et les creux océaniques comblés.
- L'expression mathématique est un développement en harmoniques sphériques dont la formule **appelée *International Gravity Formula (IGF)* a été adoptée en 1980** s'écrit:

$$g = g_0 \left(1 + \alpha \sin^2 \phi + \beta \sin^2 2\phi \right) \quad \text{ms}^{-2} \quad \text{SI}$$

avec $g_0 = 9.780327$

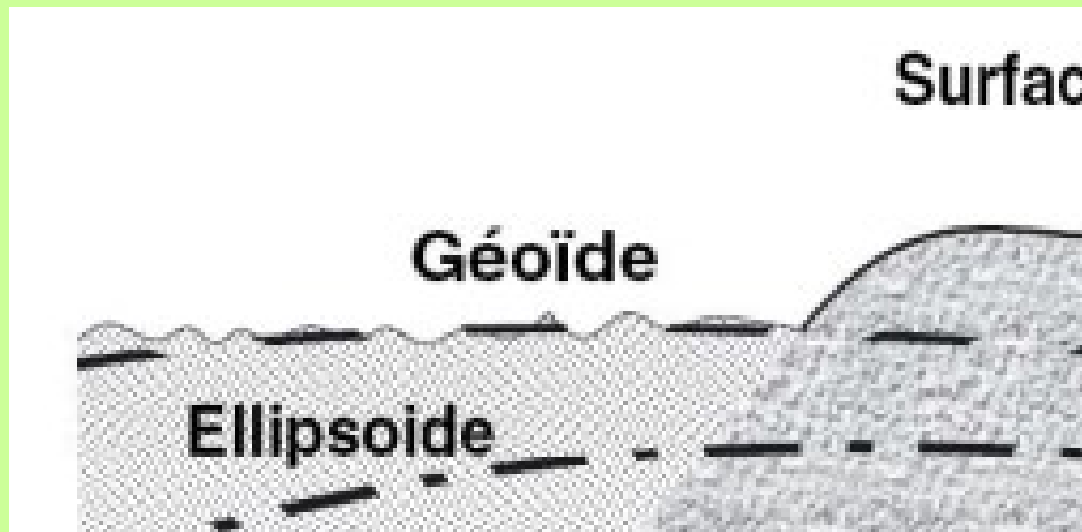
$$\alpha = 0.0053024$$
$$\beta = -0.0000058$$

Ainsi du fait de l'aplatissement de la Terre aux pôles et de sa rotation sur elle-même, la pesanteur théorique n'est pas la même en tout point du globe, ce qui serait le cas si la Terre était sphérique et immobile, mais varie de près de 5 000 mGal entre **l'équateur (978 000 mGal ou 9,78 m.s⁻²)** et **le pôle (983 000 mGal ou 9,83 m.s⁻²)**.

Rappelons encore une fois que cette valeur théorique **suppose l'absence d'hétérogénéités de densité à l'intérieur du globe.**

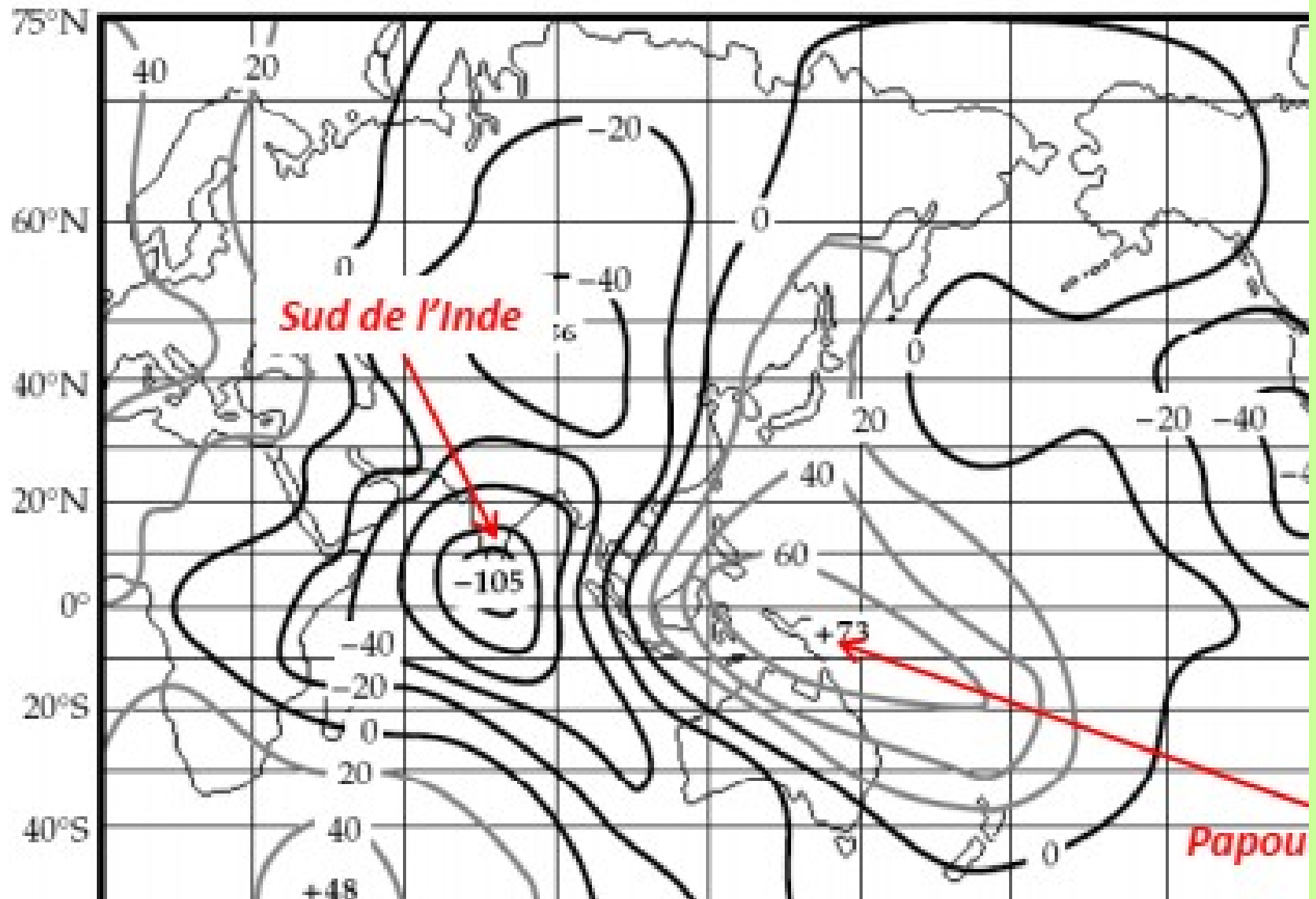
Géοide - Ellipsoide de révolution (le sphéroide)

Le géοide 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 'est la surface de référence des altitudes (niveau 0). Il définit la forme de la Terre.

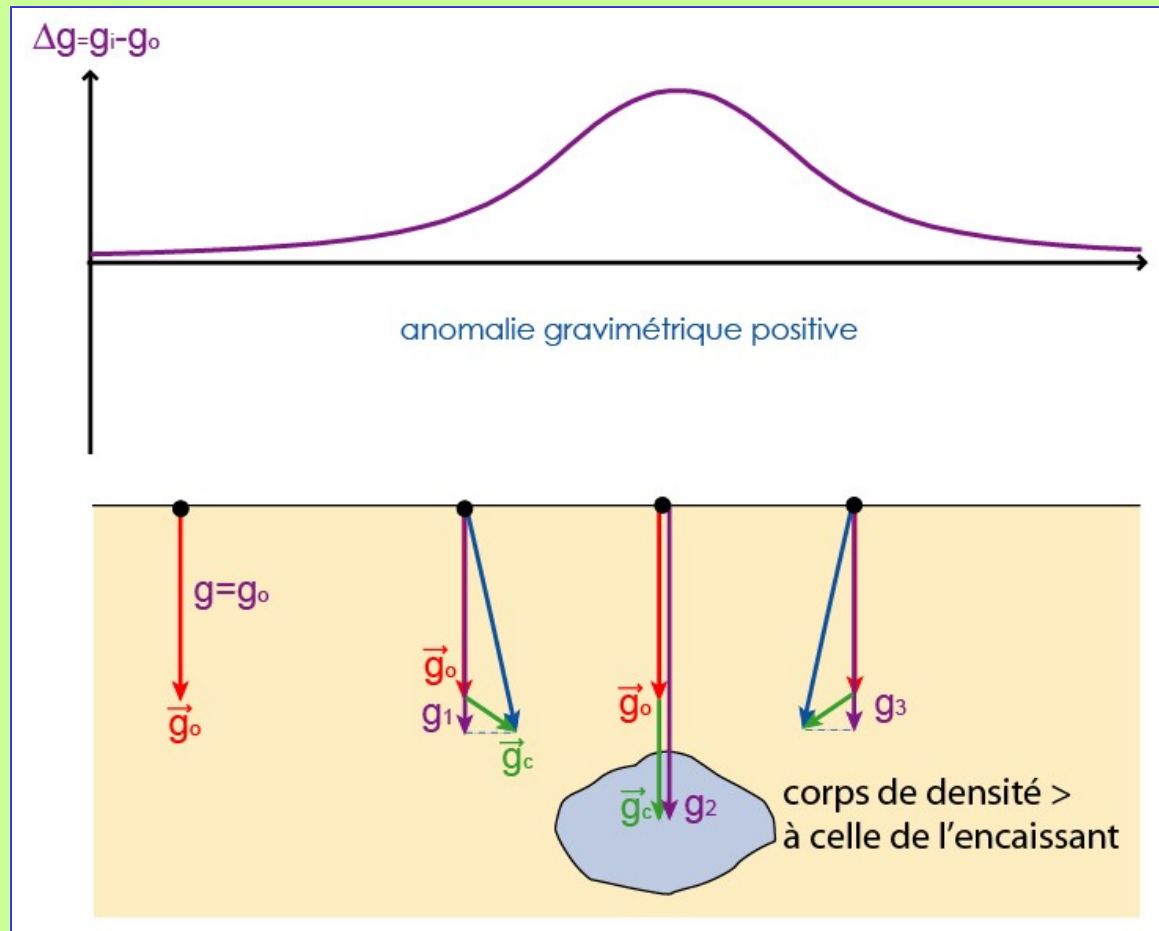


L'ellipsoide de référence est un ellipsoide de révolution qui se rapproche au mieux du géοide. Il correspond à une équipotentielle du champ de pesanteur théorique de la Terre.

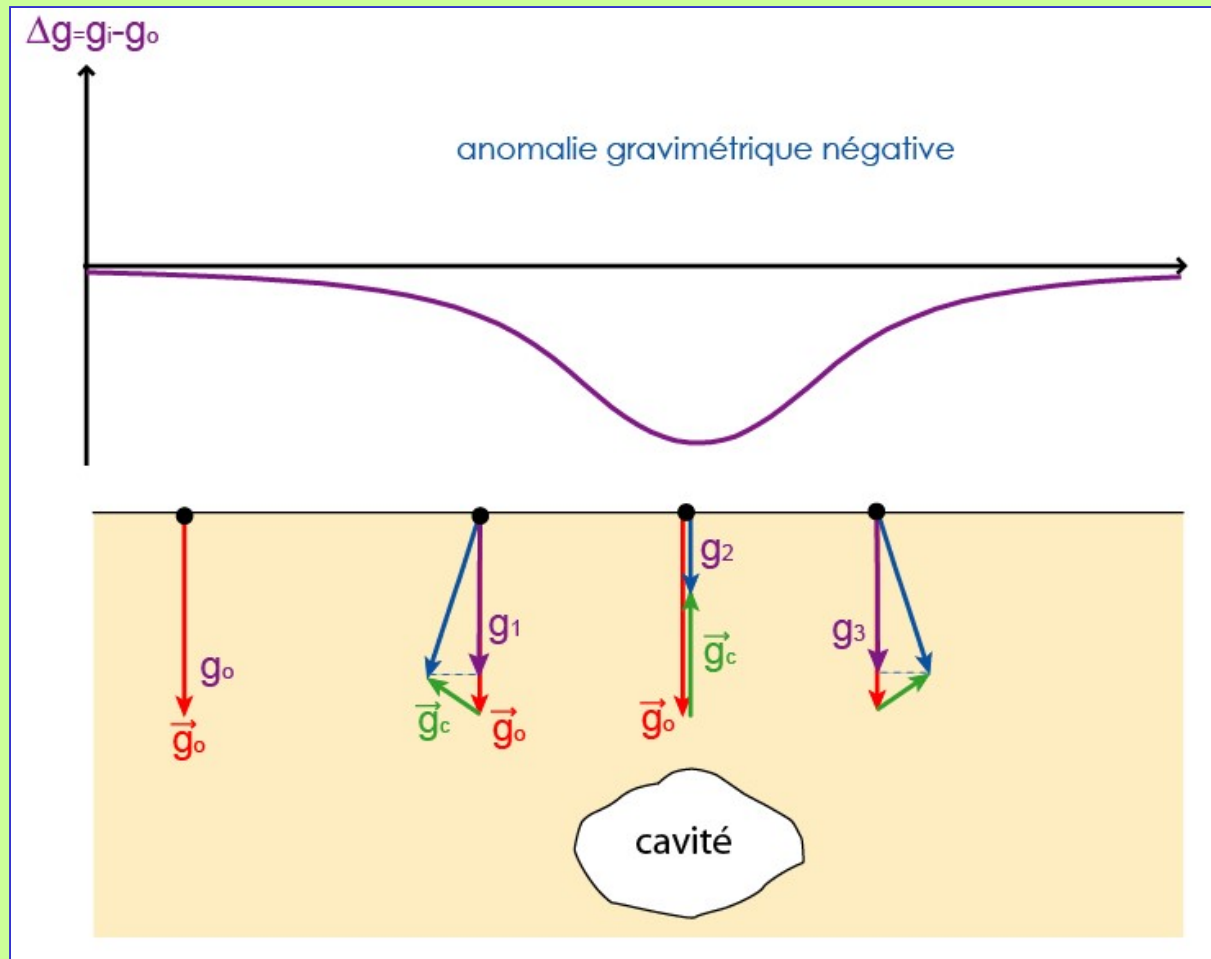
Géοide et Ellipsoïde de référence



Effet gravimétrique d'une structure « lourde »



effet gravimétrique d'une cavité



Le champ gravimétrique

La pesanteur terrestre est influencée par plusieurs facteurs:

- La latitude,
- L'altitude,
- La topographie environnante
- L'effet luni-solaire (Les marées terrestres)
- **Les variations de la densité sous la surface du sol**

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

Anomalie de Bouguer

(Pierre Bouguer (1698-1758))

Par définition, l'anomalie de Bouguer sera la différence entre la valeur de la pesanteur mesurée et la valeur théorique après les corrections nécessaires.

pesanteur mesurée et la valeur théorique après les cor

$$AB = g_{mes.} \pm \sum corr. - g_{théor.}$$

$$AB = g_{mes} + C_F - C_P + C_T - g_{théor}$$

mes. est la valeur de la pesanteur au point
théor. est la valeur de la pesanteur sur l'ell

Anomalie de Bouguer

Les corrections appliquées aux mesures gravimétriques

1. Correction d'altitude (air libre, Faye)

Etant donné que les mesures d'un levé gravimétrique ne sont pas forcément au-dessus d'un terrain plat, donc il faudrait corriger la valeur de la pesanteur selon son altitude. Cette correction correspond à l'élévation du point de mesure, au-dessus de la surface du géoïde.

$$g_0 = \frac{GM}{R^2}$$

$$g_h = \frac{GM}{(R+h)^2} = \frac{GM}{R^2 + 2Rh + h^2} = \frac{GM}{R^2 \left(1 + 2\frac{h}{R} + \left(\frac{h}{R}\right)^2 \right)}$$

Puisque $R \gg h$, alors le terme $(h/R)^2$ peut être négligé

$$g_h = \frac{GM}{R^2} \frac{1}{1 + 2\frac{h}{R}} = \frac{GM}{R^2} \left(1 - 2\frac{h}{R} \right)$$

1. Correction d'altitude (air libre, Faye)

- De cette expression, on déduit que l'augmentation d'altitude de 1 m entraînerait une diminution de la pesanteur de 0.3086 mGal.
- Pour une précision de mesure de 0.01 mGal, il faudrait connaître l'altitude à ± 3.3 cm .

Ce gradient vertical varie :

de 0.3077 mGal/m  ***À l'équateur (g= 978.0***

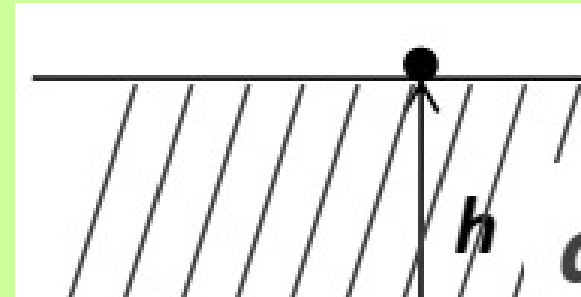
à 0.3093 mGal/m  ***Aux pôles (g= 983.2 Ga***

Tenant compte de la forme de la terre, la valeur n

2. Correction du Plateau

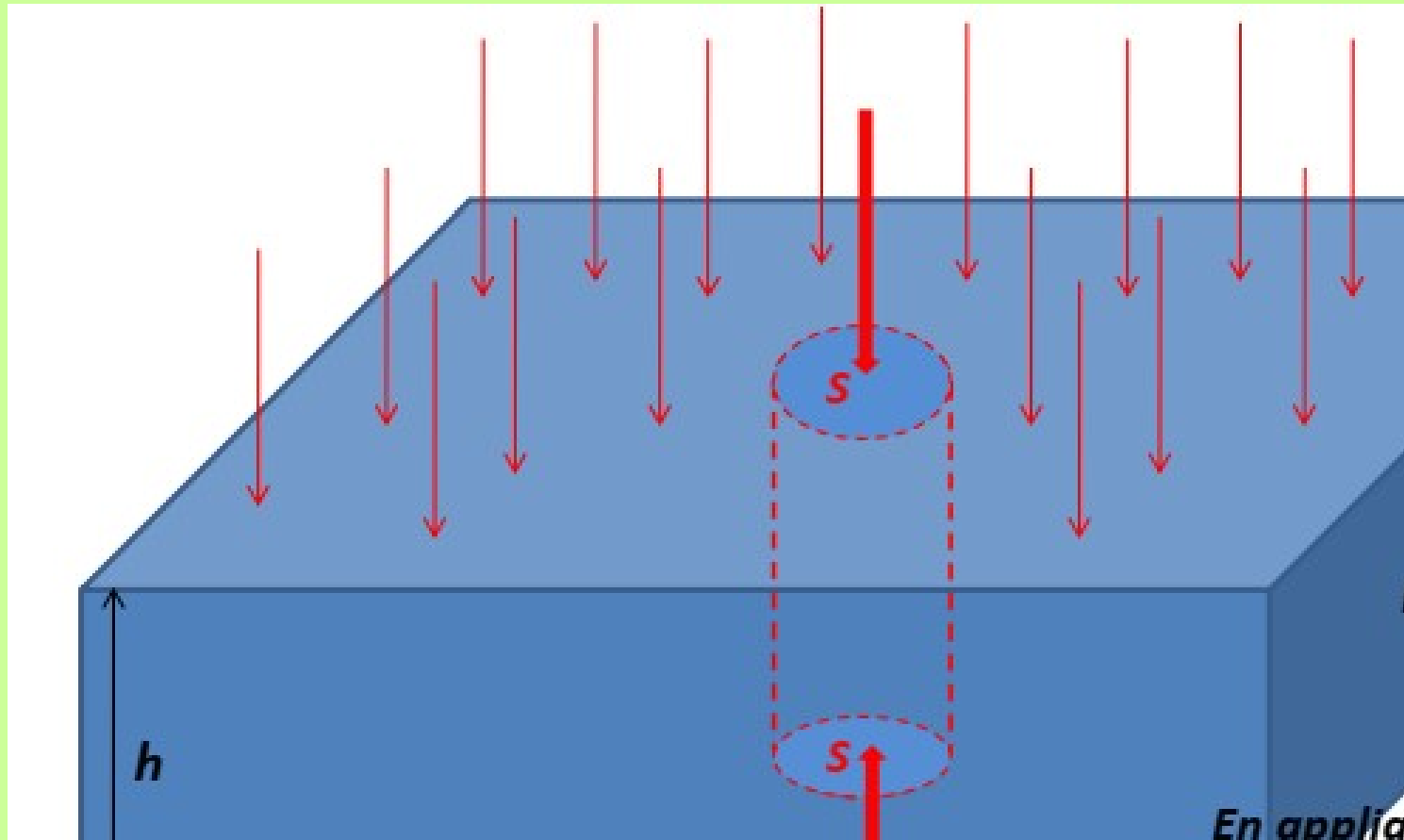
Cette correction est également liée à l'altitude du point de mesure. Comme il existe, en fait, un terrain de densité « d » sous le point de mesure, la valeur de la pesanteur va être augmentée par l'effet de son attraction. Il faudrait donc tenir compte de l'effet de la masse comprise entre le niveau de référence et le point de mesure.

La masse de cette tranche de terrain est approximée par une couche horizontale et homogène d'extension illimitée



Pour une pareille tranche de hauteur h , son effet gravimétrique peut être obtenu en utilisant **le théorème de Gauss**.

2. Correction du Plateau



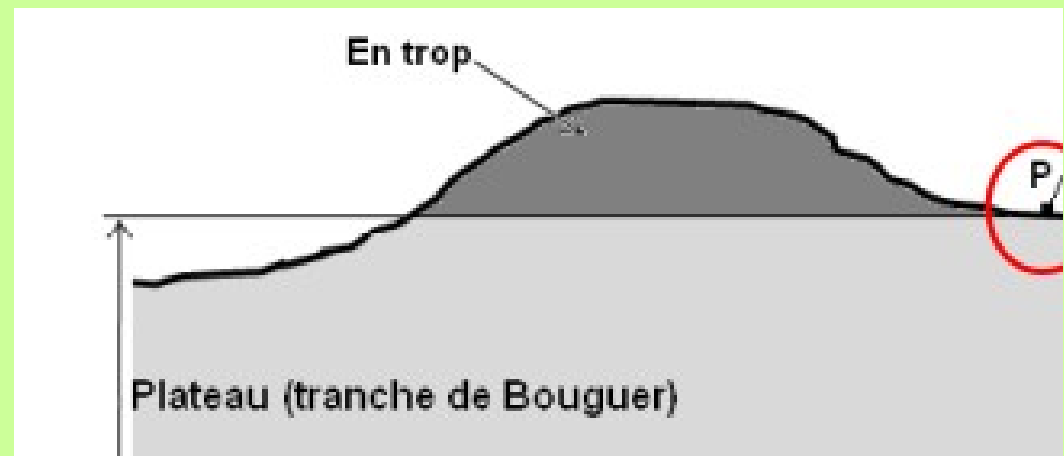
Comme l'effet du plateau fait augmenter g , il faudrait donc soustraire Δg_p . Donc cette correction est négative et vaut:

$$\Delta a_p = -0.0419dh \quad \text{en}$$

3. Correction du Relief (topographique)

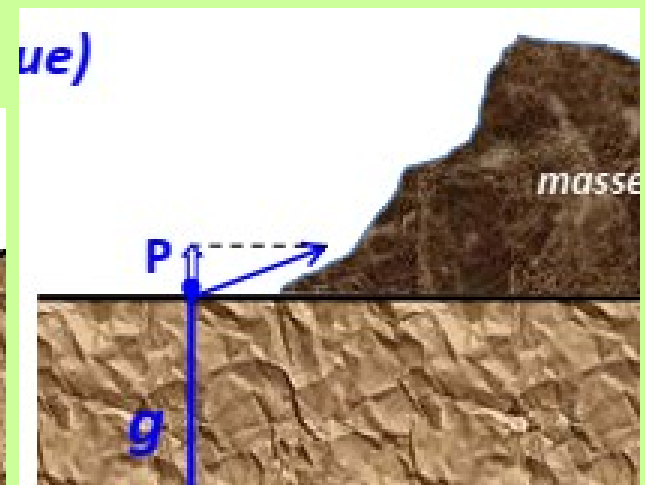
Pour la correction de Bouguer, nous avons considéré une tranche de terrain horizontale d'épaisseur égale à l'altitude du point de mesure. En réalité, la surface du sol n'est pas plane, il faudrait donc intégrer numériquement les parties qui dépassent et d'autre part les parties qui manquent à la tranche de Bouguer.

➤ Il faudrait compenser les effets des « bosses » et des « creux » du relief.



➤ Les corrections de terrain ont toujours le même signe.

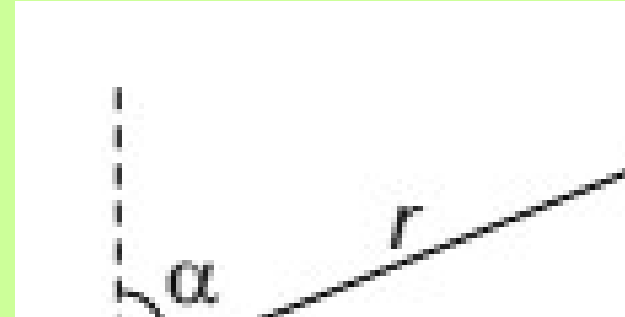
□ En effet, une « bosse » ou un « creux » tendent tous deux à diminuer la valeur de g .



3. Correction du Relief (topographique)

Le milieu de masse volumique $\Delta\rho$ exerce une attraction au point P dont le module de la composante verticale est :

$$\Delta g_t = G\Delta\rho \int \frac{dV}{r^2} \cos\alpha$$



r étant la distance entre un élément de volume dV et le point P, α est l'angle entre r et la verticale au point P.

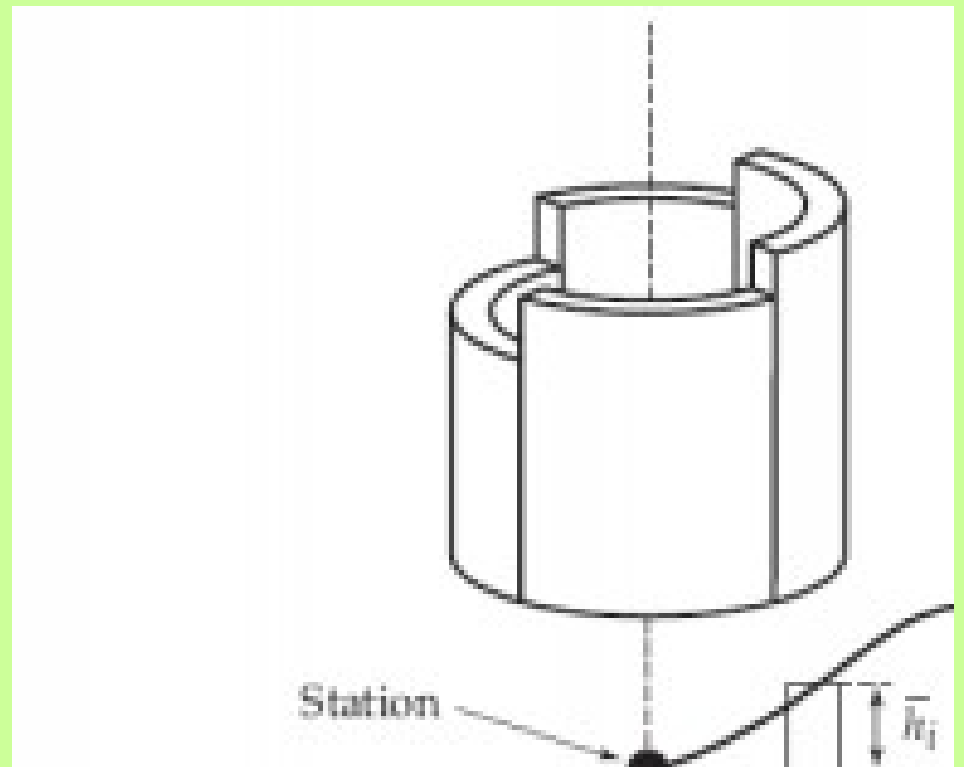
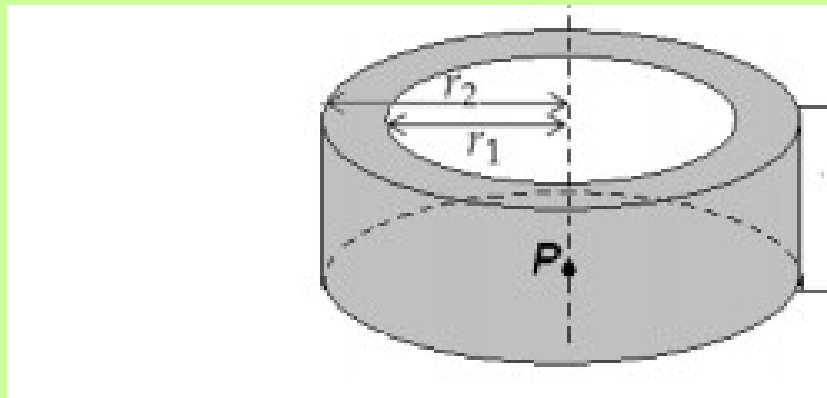
$$\Delta g_t = G\Delta\rho \int_V \frac{z_0}{(r^2 + z_0^2)^{3/2}}$$

Pour les morceaux en trop, Z_0 et $\Delta\rho$ sont positifs et pour les morceaux manquant, Z_0 et $\Delta\rho$ sont négatifs. Ainsi, la correction de relief est toujours positive.

En général, l'intégration se fait numériquement au moyen d'un ordinateur, en utilisant des cartes topographiques numérisées

3. Correction du Relief (topographique)

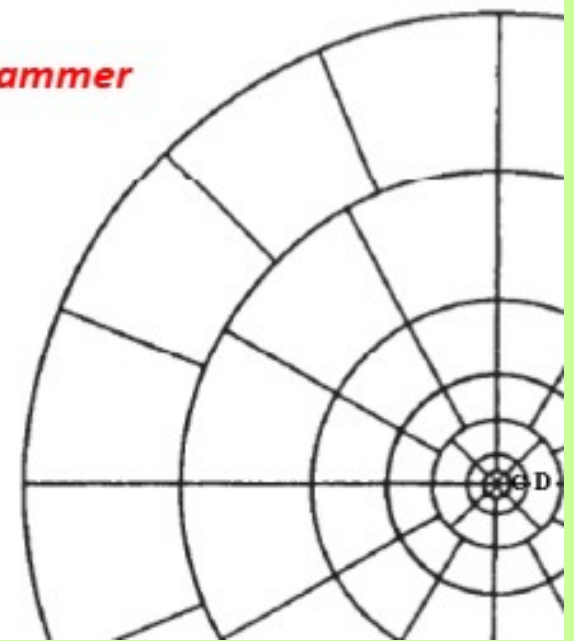
- Pour simplifier les calculs, on peut discrétiser le terrain en couronnes concentriques, lesquelles eux-mêmes scindés en morceaux dont les sommets sont ajustés à la topographie moyenne.
- L'expression donnant l'effet gravitationnel sur l'axe d'une couronne d'épaisseur $r_2 - r_1$ est la suivante.



3. Correction du Relief (topographique)

Etant donné la symétrie du problème, L'effet d'une seule section de la couronne est égale à l'effet globale de toute la couronne divisé par le nombre de section par lequel la couronne a été divisée

Le réticule de Hammer



$$\Delta g_i = \frac{2\pi G\rho}{\lambda T} \left[r_2 - r_1 + \sqrt{r_1^2 - \dots} \right]$$

En pratique, on utilise un réticule que l'on superpose aux cartes topographiques, ensuite on se refait aux tables préparées par Hammer (et complétées par Bible) qui nous donnent, pour différentes valeurs de h, les corrections en mgal qu'il nous faut apporter pour chacun des secteurs du réticule.

3. Correction du Relief (topographique)

Tables de Hammer pour la correction de relief ; densité : ρ
*Correction : $\sum t_i * 0.01 \text{ mGal}$*

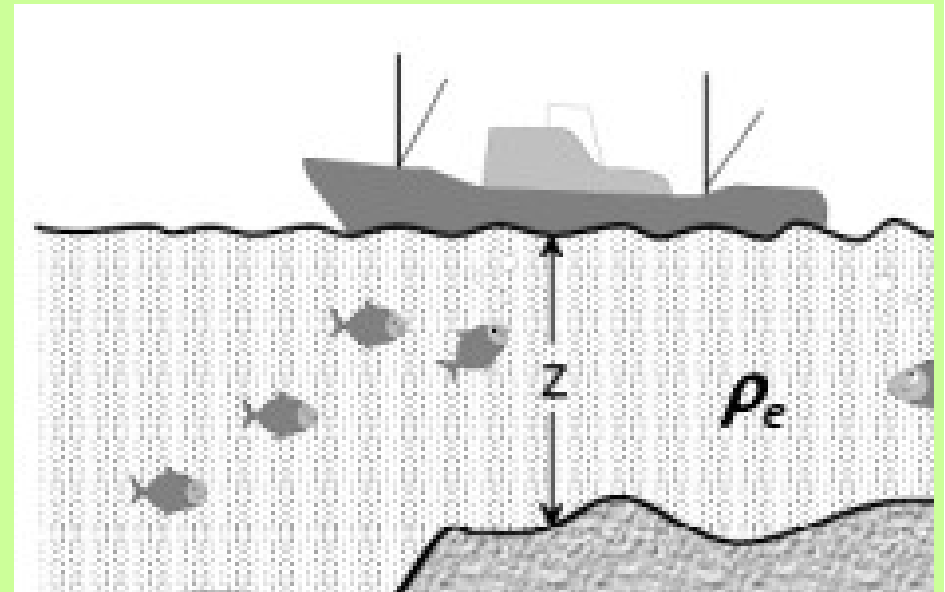
Zone	B	C	D	E	F	G	H	I
Secteurs	4	6	6	8	8	12	12	12
Rayon	2 à 16.5 m	16.6 à 53.3 m	53.3 à 170.1 m	170.1 à 390 m	390 à 895 m	895 à 1529 m	1529 à 2615 m	2615 à 4470 m
t_i	$\pm h$ en m	$\pm h$ en m	$\pm h$ en m	$\pm h$ en m	$\pm h$ en m	$\pm h$ en m	$\pm h$ en m	$\pm h$ en m
0	0.0 à 0.3	0.0 à 1.3	0.0 à 2.4	0.0 à 5.5	0.0 à 8.2	0.0 à 17.6	0.0 à 22.9	0 à 30.2
0.1	0.3 à 0.6	1.3 à 2.3	2.4 à 4.1	5.5 à 9.1	8.2 à 14.0	17.6 à 30.5	22.9 à 40.0	30.2 à 52.1
0.2	0.6 à 0.8	2.3 à 3.0	4.1 à 5.3	9.1 à 12.0	14.0 à 18.3	30.5 à 39.3	40.0 à 51.5	52.1 à 67.1
0.3	0.8 à 0.9	3.0 à 3.5	5.3 à 6.3	12.0 à 14.3	18.3 à 21.6	39.3 à 46.6	51.5 à 61.0	67.1 à 79.6
0.4	0.9 à 1.0	3.5 à 4.0	6.3 à 7.1	14.3 à 16.2	21.6 à 24.4	46.6 à 52.7	61.0 à 68.9	79.6 à 90.2
0.5	1.0 à 1.1	4.0 à 4.4	7.1 à 7.8	16.2 à 17.7	24.4 à 27.0	52.7 à 58.0	68.9 à 76.0	90.2 à 100
1	1.1 à 2.0	4.4 à 7.3	7.8 à 13.1	17.7 à 29.6	27.0 à 45.0	58.0 à 97.0	76.0 à 126	100 à 164
2	2.0 à 2.7	7.3 à 9.8	13.1 à 17.0	29.6 à 38.3	45.0 à 58.0	97.0 à 125	126 à 163	164 à 213
3	2.7 à 3.5	9.8 à 11.9	17.0 à 20.2	38.3 à 45.4	58.0 à 68.0	125 à 148	163 à 193	213 à 253
4	3.5 à 4.2	11.9 à 13.8	20.2 à 23.1	45.4 à 51.8	68.0 à 77.0	148 à 158	193 à 219	253 à 287
5	4.2 à 5.0	13.8 à 15.6	23.1 à 25.7	51.8 à 57.6	77.0 à 86.0	158 à 186	219 à 242	287 à 317
6	5.0 à 5.7	15.6 à 17.4	25.7 à 28.1	57.6 à 62.9	86.0 à 94.0	186 à 202	242 à 263	317 à 347

Exemple: Cas de mesures réalisées en mer

- La valeur **théorique de la pesanteur** est: g_{th} établie en faisant l'hypothèse d'une terre solide. Il faut donc tenir compte du fait que l'attraction de la couche d'eau est moindre que celle d'une couche de « terre ».

$$A_{BS} = a_m - (a_0 - 0.0419) \\ = a_m - a_0 + 0.0419$$

AB: Anomalie de Bouguer [mGal]
 g_0 : valeur théorique de la pesanteur [mGal]
 g_m : valeur mesurée de la pesanteur [mGal]
 ρ_r : densité de la roche.
 ρ_e : densité de l'eau = 1.



Pour l'**anomalie de Bouguer** complète il faudra introduire des corrections de terrain qui correspondront aux irrégularités de la bathymétrie (topographie du fond océanique).

Effet gravimétrique des corps géologiques de géométrie simple

1. Cas d'une sphère

$$\Delta g_z = \Delta g \sin \theta = G \frac{M}{r^2} \frac{z}{r}$$

$$M = \frac{4}{3} \pi R^3 \Delta \rho \quad \text{and} \quad r = \sqrt{z^2 + x^2}$$

$$\Delta g_z = \frac{4}{3} \pi G \Delta \rho R^3 \frac{z}{(z^2 + x^2)^{3/2}}$$

$$\Delta g_0 = \frac{4}{3} \pi G \Delta \rho R^3 \left(\frac{1}{z^2} \right)$$

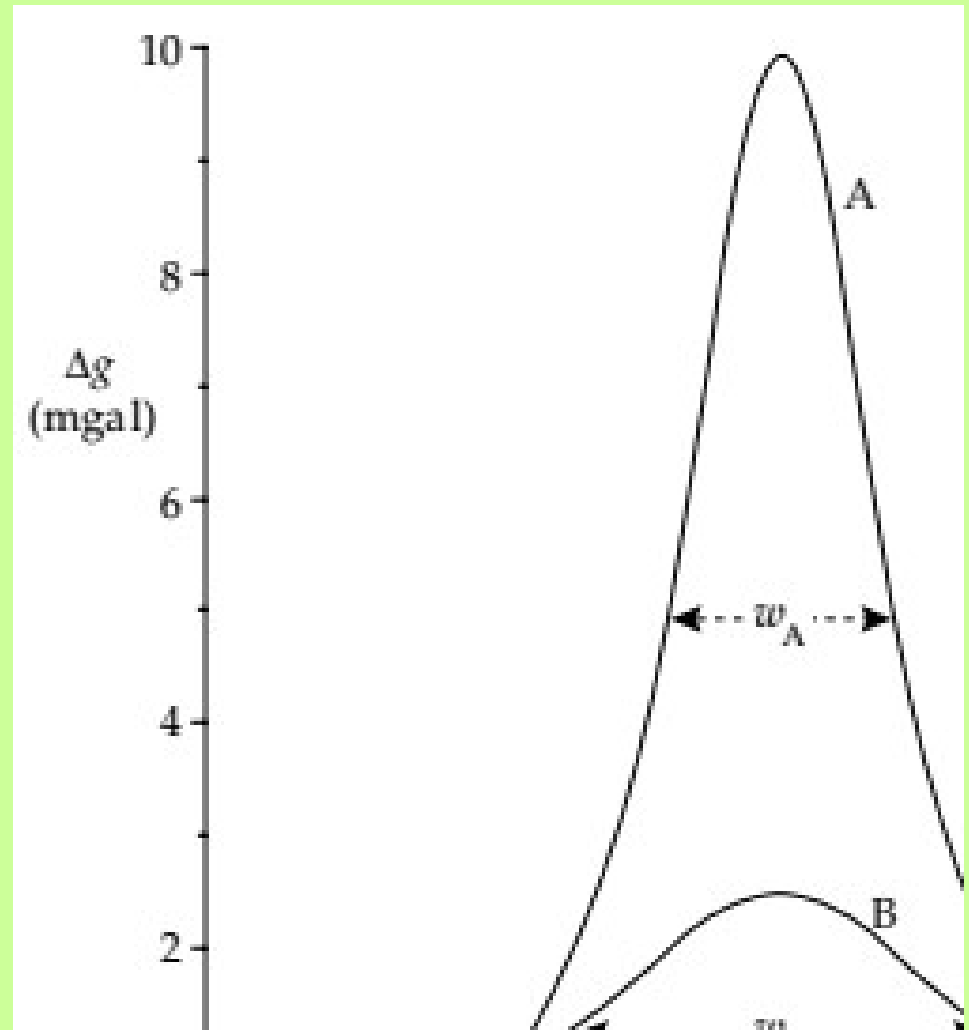
L'anomalie maximale se trouve à $x = 0$ et est égale :

$$\Delta g_0 = \frac{4}{3} \pi G \Delta \rho R^3 \left(\frac{1}{z^2} \right)$$

La distance entre les points d'inflexion de l'anomalie.

=

la profondeur du centre de la sphère.



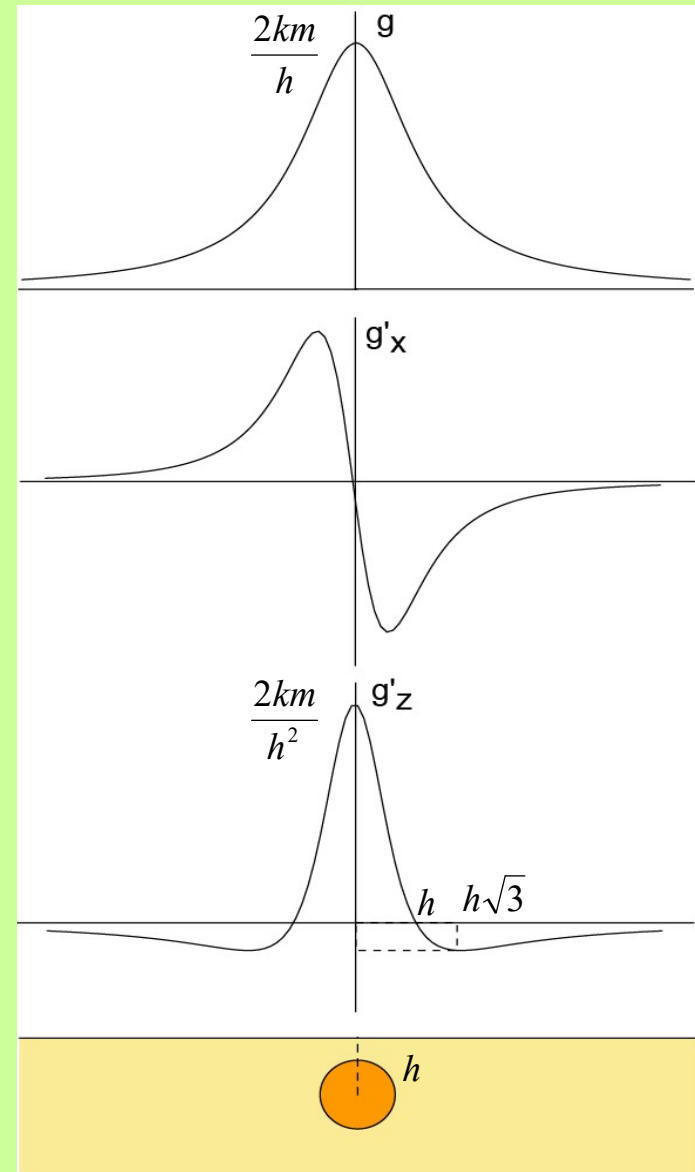
2. Cas d'un cylindre

$$g = \frac{2kmh}{(x^2 + h^2)}$$

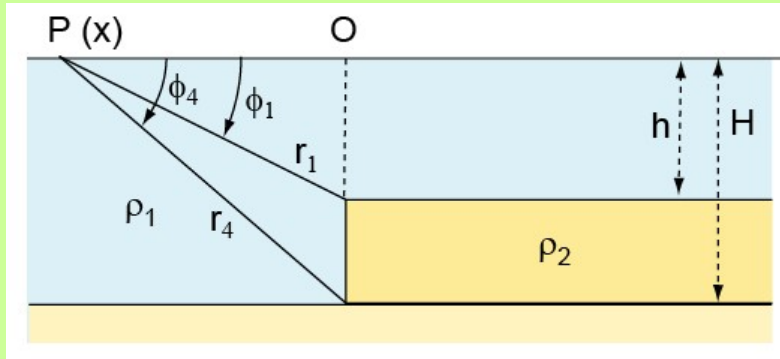
$$g'_x = -x \frac{4\pi km}{(x^2 + h^2)^2}$$

$$g'_z = -\frac{2km(x^2 - h^2)}{(x^2 + h^2)^2}$$

g'_z est le gradient vertical de g



3. effet gravimétrique d'une faille

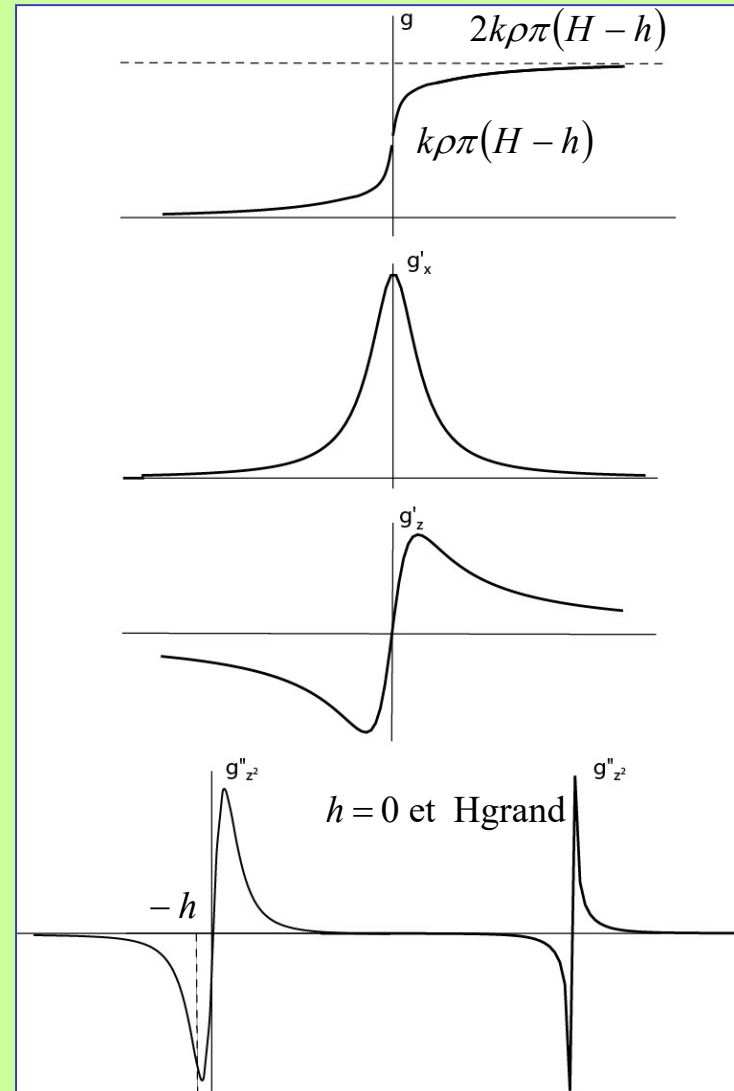


$$g = 2k(\rho_2 - \rho_1) \left[-h\varphi_1 + H\varphi_4 - x \text{Log} \frac{r_1}{r_4} \right]$$

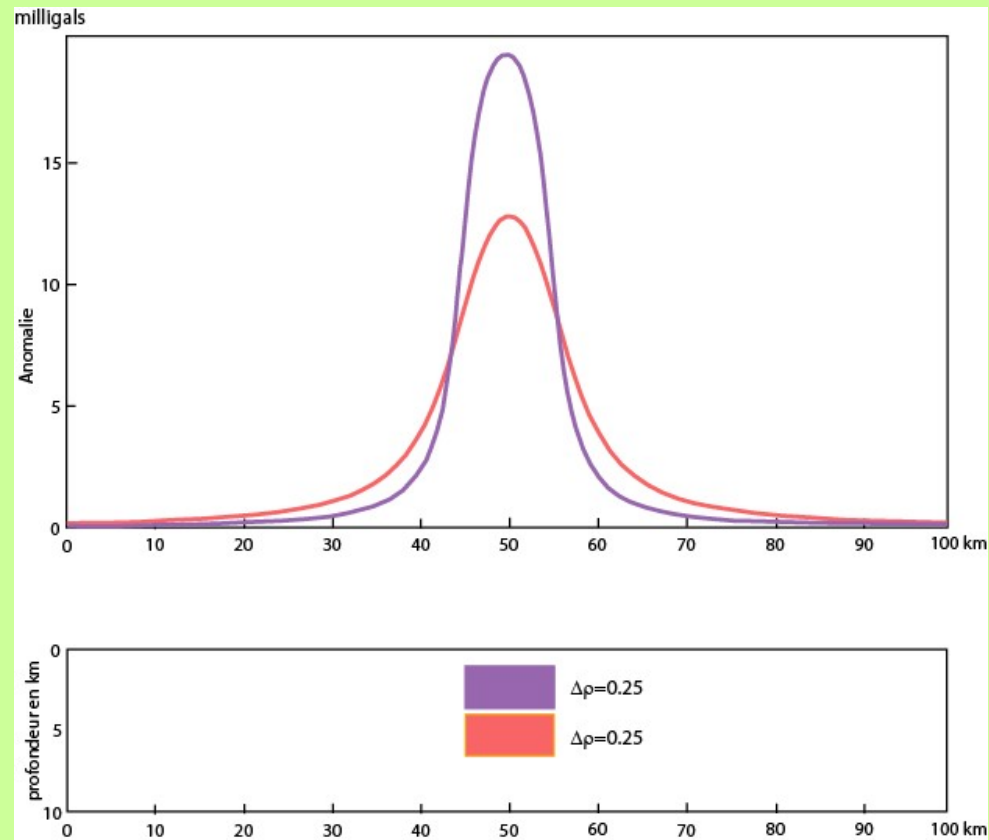
$$g'_x = 2k(\rho_2 - \rho_1) \text{Log} \frac{r_4}{r_1}$$

$$g'_z = 2k(\rho_2 - \rho_1)(\varphi_1 - \varphi_4)$$

$$g''_{z^2} = 2k(\rho_2 - \rho_1) \left(-\frac{\cos \varphi_1}{r_1} + \frac{\cos \varphi_4}{r_4} \right)$$



Effet de la profondeur sur l'anomalie gravimétrique



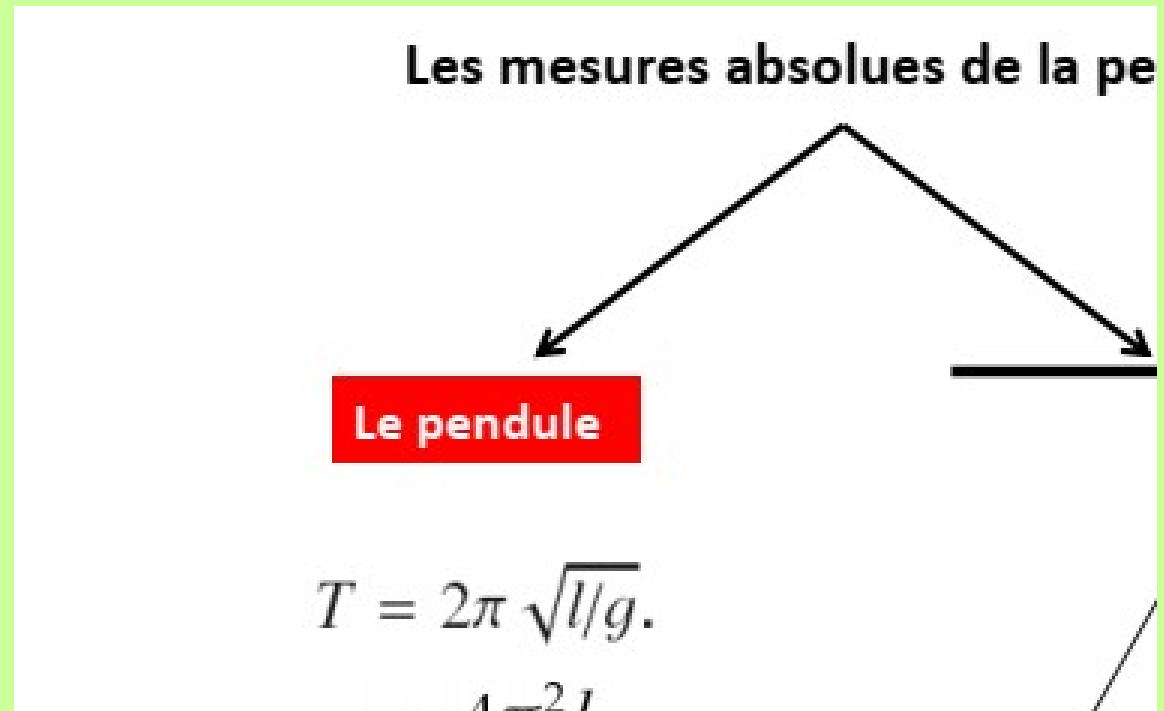
L'anomalie s'élargit et décroît en amplitude avec la profondeur

Les mesures de la pesanteur (Gravimètres)

Historiquement, les premières mesures gravimétriques ont été réalisées avec des pendules, il y a plus de 300 ans.

Il y a deux type de mesures:

1. **absolues.**
2. **relatives**

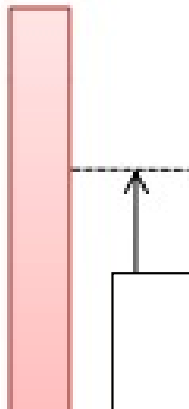


Précision faible → de l'ordre de 1 mGal.

Des pendules réversibles ont permis d'améliorer 10 fois la précision (0.1 mGal).

1. Les mesures absolues de la pesanteur

La mesure des temps de passage à deux niveaux à la montée et à la descente



Chute libre

✓ Corps catap

✓ Chute simp

Chute libre

✓ Corps catapu

✓ Chute simple

$$g = 2 \frac{(z_2 - z_1)}{(t_2 - t_1)^2}$$

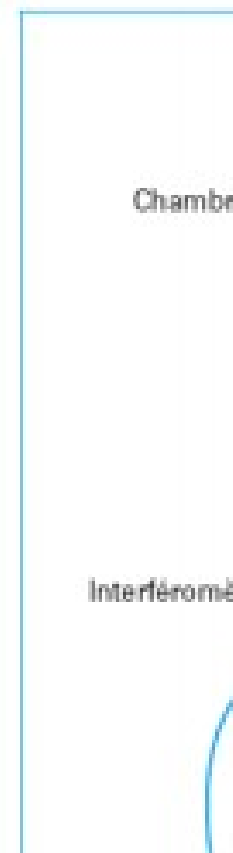
Pour une précision

1. Les mesures absolues de la pesanteur

LES GRAVIMETRES



Les mesures absolues de la pesanteur



2. Les mesures relatives

LES GRAVIMETRES

Les mesures relatives

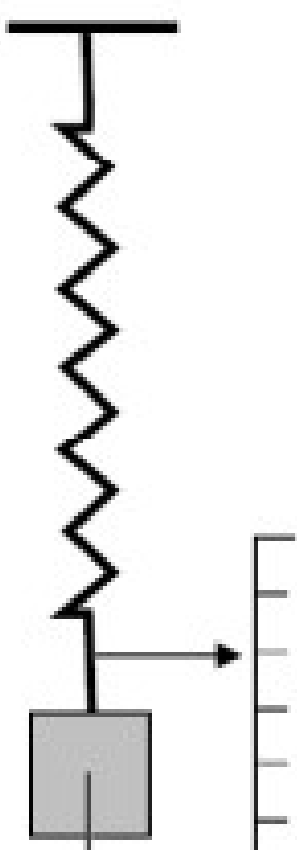
Deux principes de mesures sont u

Mesure des variations de
l'allongement d'un ressort

Propriétés de
supraconducteur

2. Les mesures relatives

Considérons un ressort vertical, avec une masse suspendue en bout.
En équilibre, la tension compense le poids et on a :



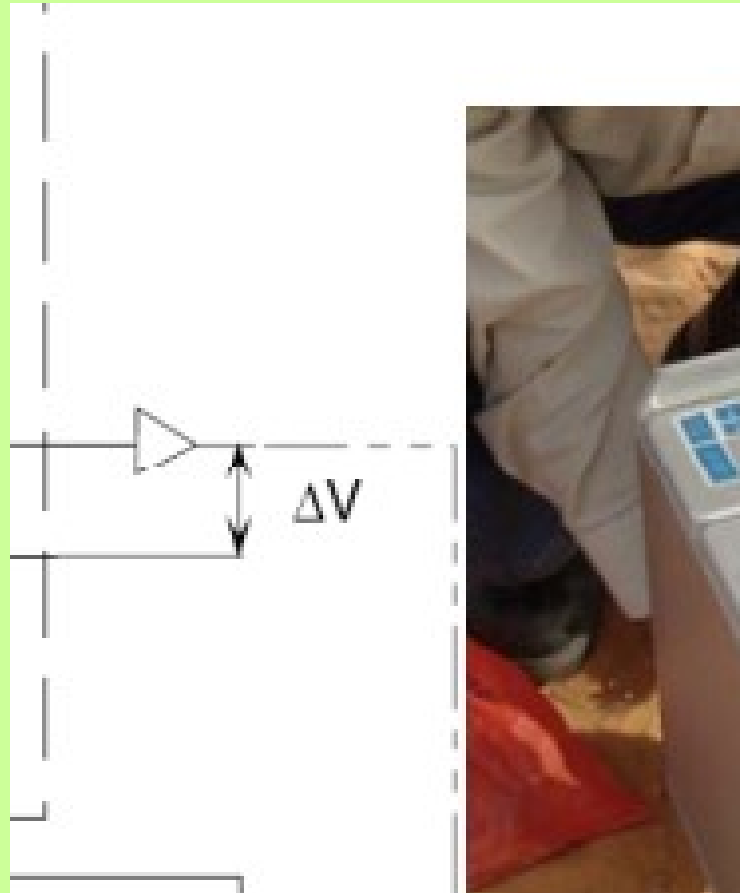
Constante de raideur

La longueur du ressort à l'état de repos

$$k(\ell - \ell_0) = mg$$

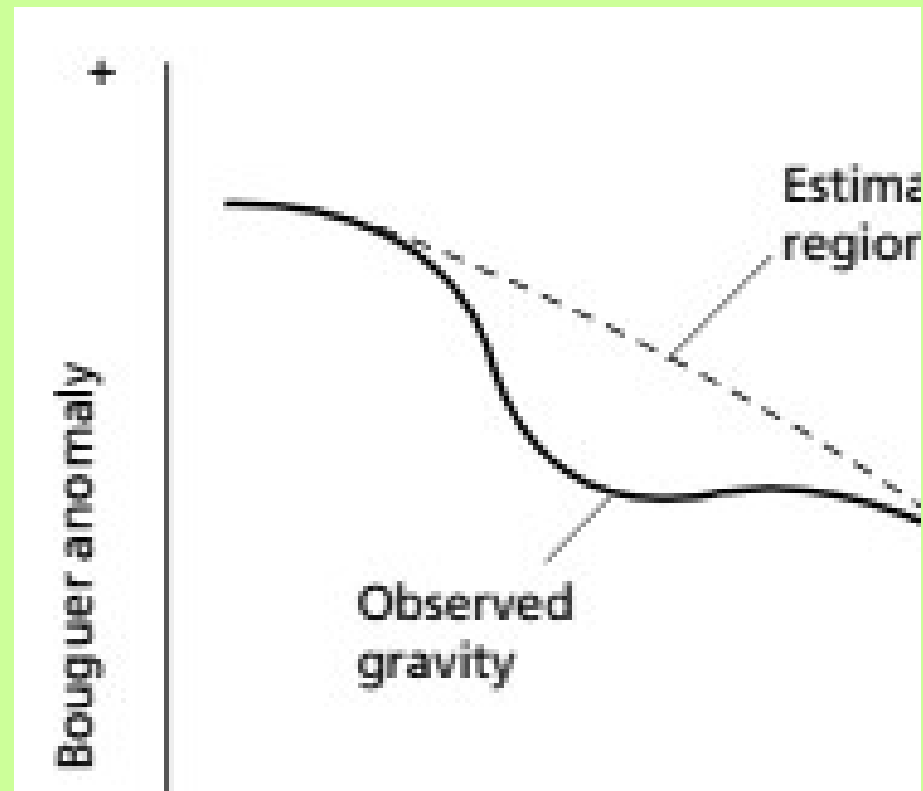
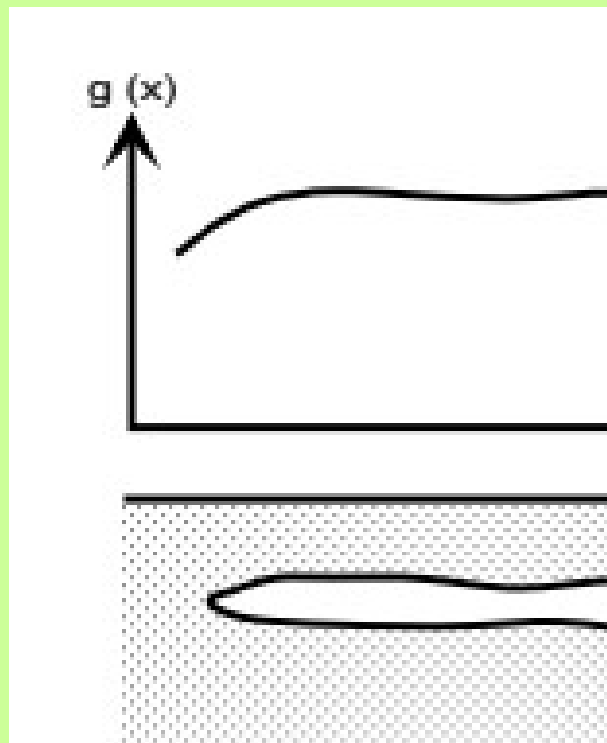
Il est intéressant de faire remarquer que, aussi simple que celui-ci, on mesure un accélération de *1 mGal* pour une variation de la longueur du ressort de *10^{-5} cm*

2. Les mesures relatives

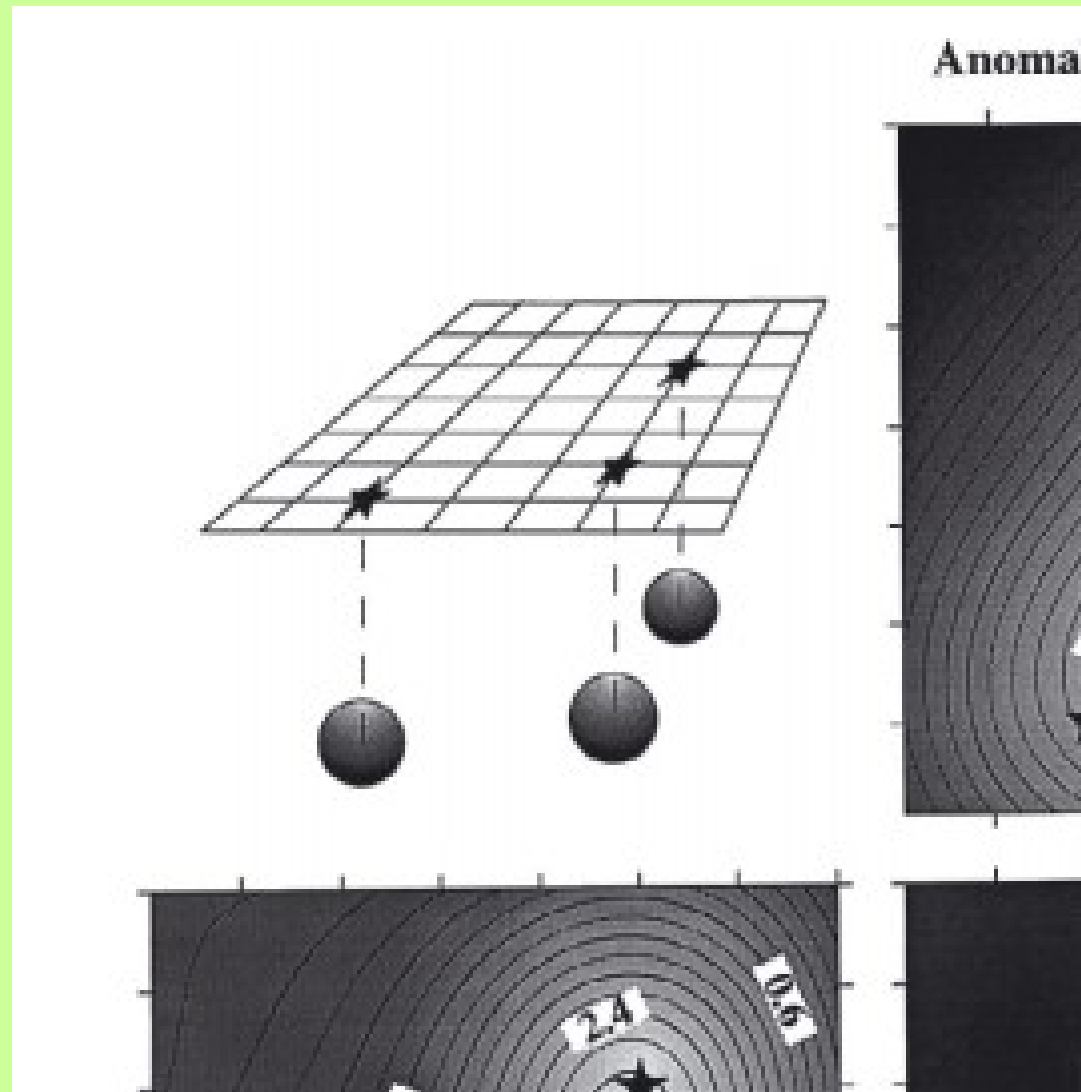


Anomalie régionale, résiduelle et séparation des sources

Anomalie globale de Bouguer = Anomalie régionale + Anomalie résiduelle



Anomalie régionale, résiduelle et séparation des sources



Caractère systématique des anomalies de Bouguer

L'examen de cartes d'anomalie de Bouguer à grande échelle montre qu'elles sont:

- Faibles en valeur absolue sur les plaines de faible altitude
- Positives sur les océans
- Négatives sur les montagnes (augmentent en valeurs absolues avec l'altitude)

ISOSTASIE

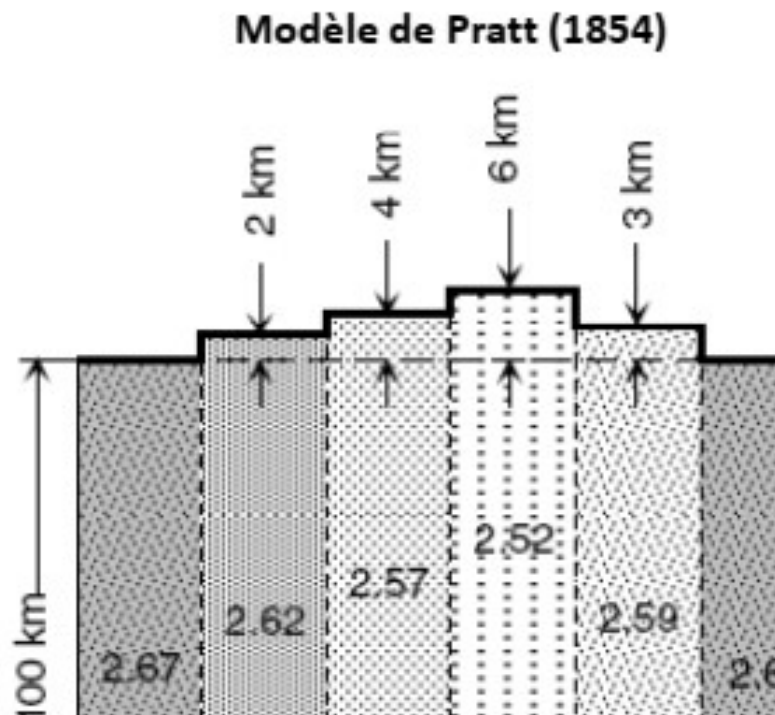
Caractère systématique des anomalies de Bouguer

L'examen de cartes d'anomalie de Bouguer à grande échelle montre qu'elles sont:

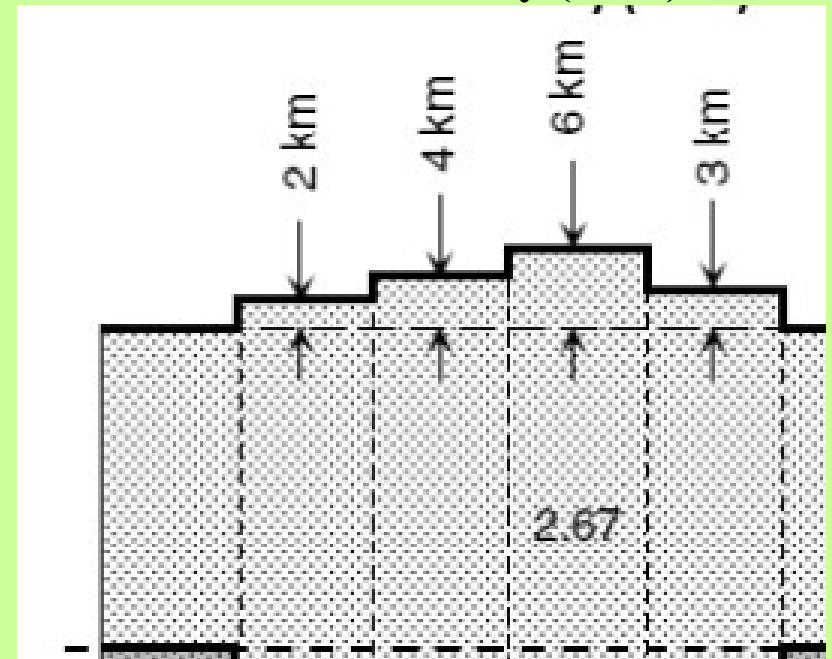
- faibles en valeur absolue sur les plaines de faible altitude
- positives sur les océans
- négatives sur les montagnes (augmentent en valeurs absolues avec l'altitude).

- Il existe deux modèles:

Modèle de Pratt (1854)



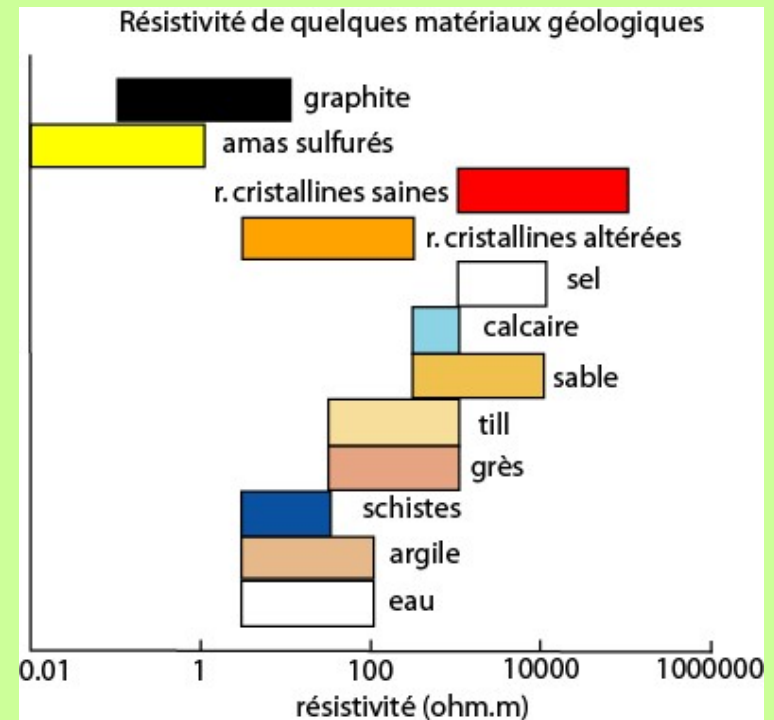
Modèle d'Airy (1855)



Méthode de prospection électrique

Résistivités des matériaux les plus communs

Material	Resistivity ($\Omega \cdot m$)
Igneous and Metamorphic Rocks	
Granite	$5 \times 10^3 - 10^6$
Basalt	$10^3 - 10^6$
Slate	$6 \times 10^2 - 4 \times 10^7$
Marble	$10^2 - 2.5 \times 10^8$
Quartzite	$10^2 - 2 \times 10^8$
Sedimentary Rocks	
Sandstone	$8 - 4 \times 10^3$
Shale	$20 - 2 \times 10^3$
Limestone	$50 - 4 \times 10^2$
Soils and waters	
Clay	1 - 100
Alluvium	10 - 800



La loi d'Ohm

La loi d'Ohm s'applique aux circuits électriques, et à toutes les méthodes électriques en géophysique:

$$\Delta V = R.I$$

où ΔV est la différence de potentiel (en volts) ; I est le courant (en ampères) ; R est la résistance électrique (en ohm, Ω). La résistance est donc le ratio du voltage sur le courant :

$$R = \frac{\Delta V}{I}$$

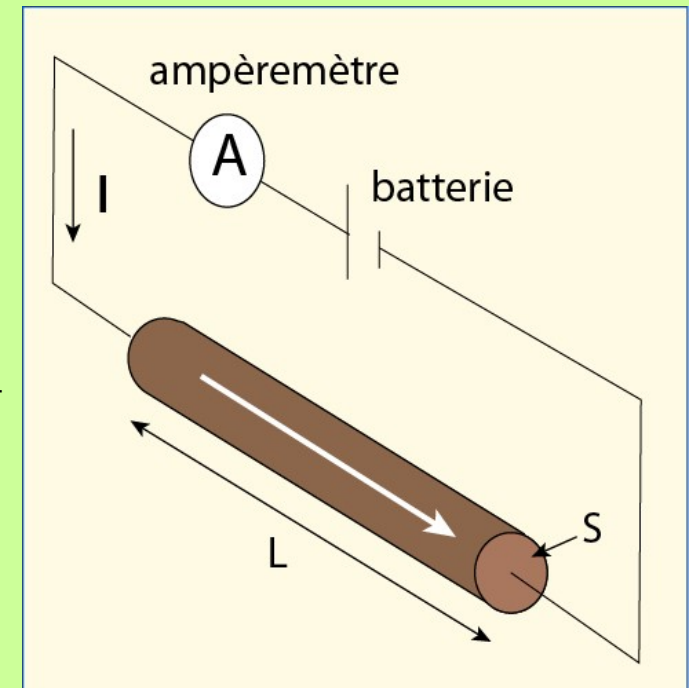
La résistance d'un milieu varie linéairement avec la longueur « L » du milieu traversé, mais de façon inversement proportionnelle à l'aire « S » de la surface traversée :

$$R = \frac{\rho.L}{S} \quad \text{d'où} \quad \rho = R \cdot \frac{S}{L} = \frac{\Delta V}{I} \cdot \frac{S}{L}$$

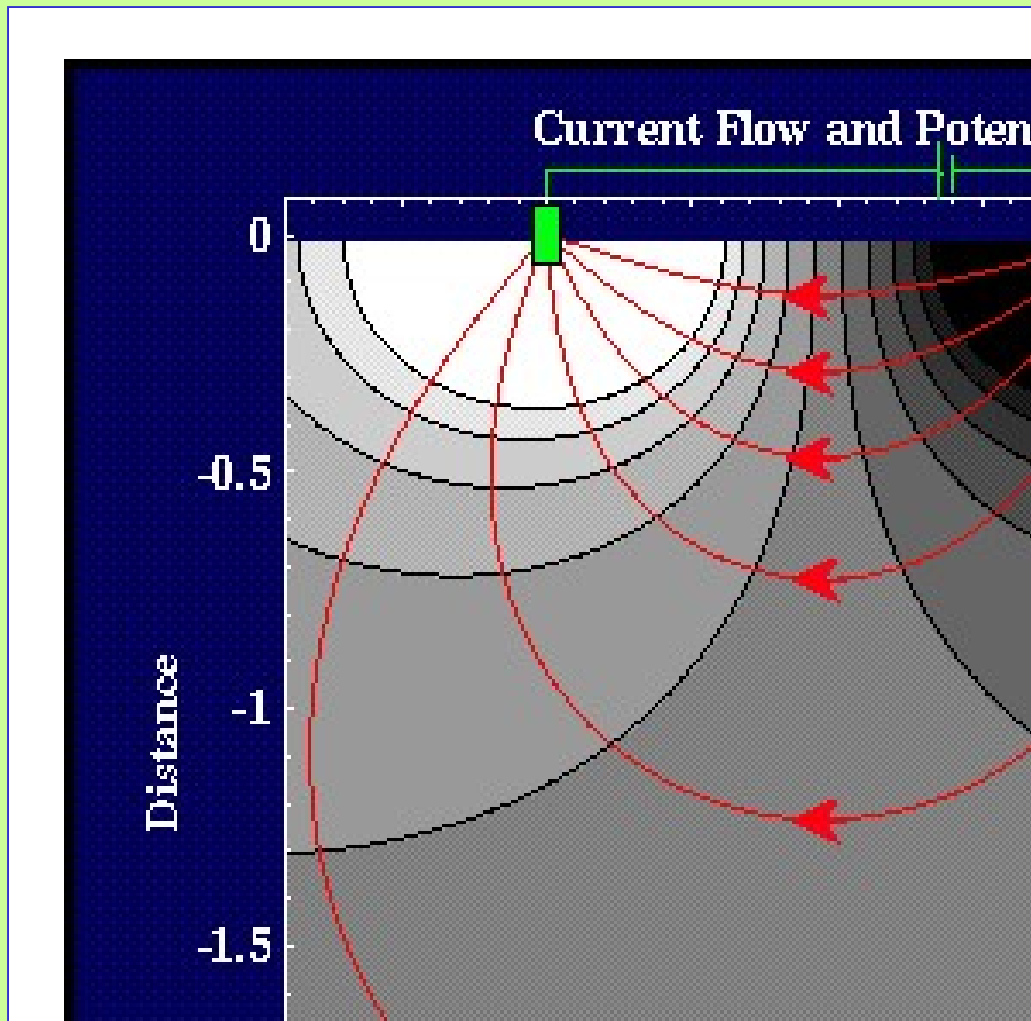
où la constante de proportionnalité est la résistivité ρ (en $\Omega.m$). Elle exprime la difficulté du courant à traverser un milieu :

La conductivité σ (en Siemens) est l'inverse de la résistivité :

$$\sigma = \frac{1}{\rho}$$



Équipotentielles et lignes de courant

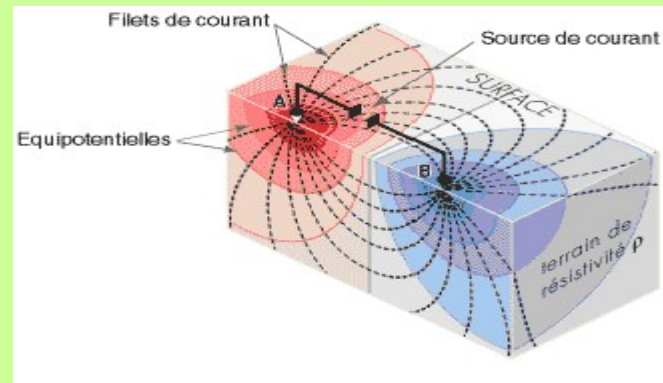
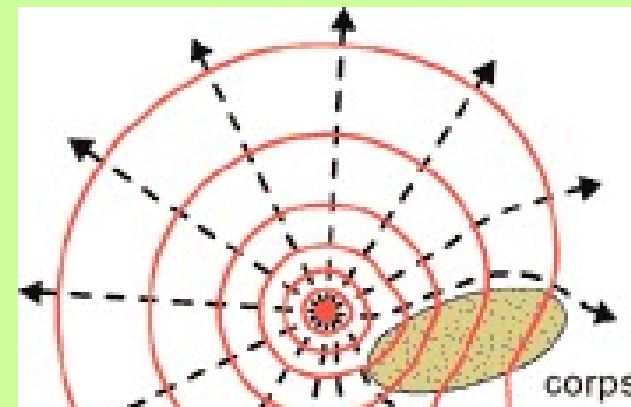
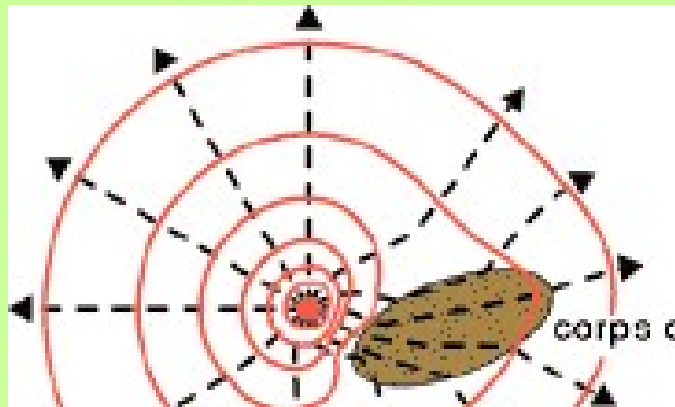


- Pour un dipôle d'injection:
- La densité de courant décroît avec la profondeur, exemple (de bas en haut):

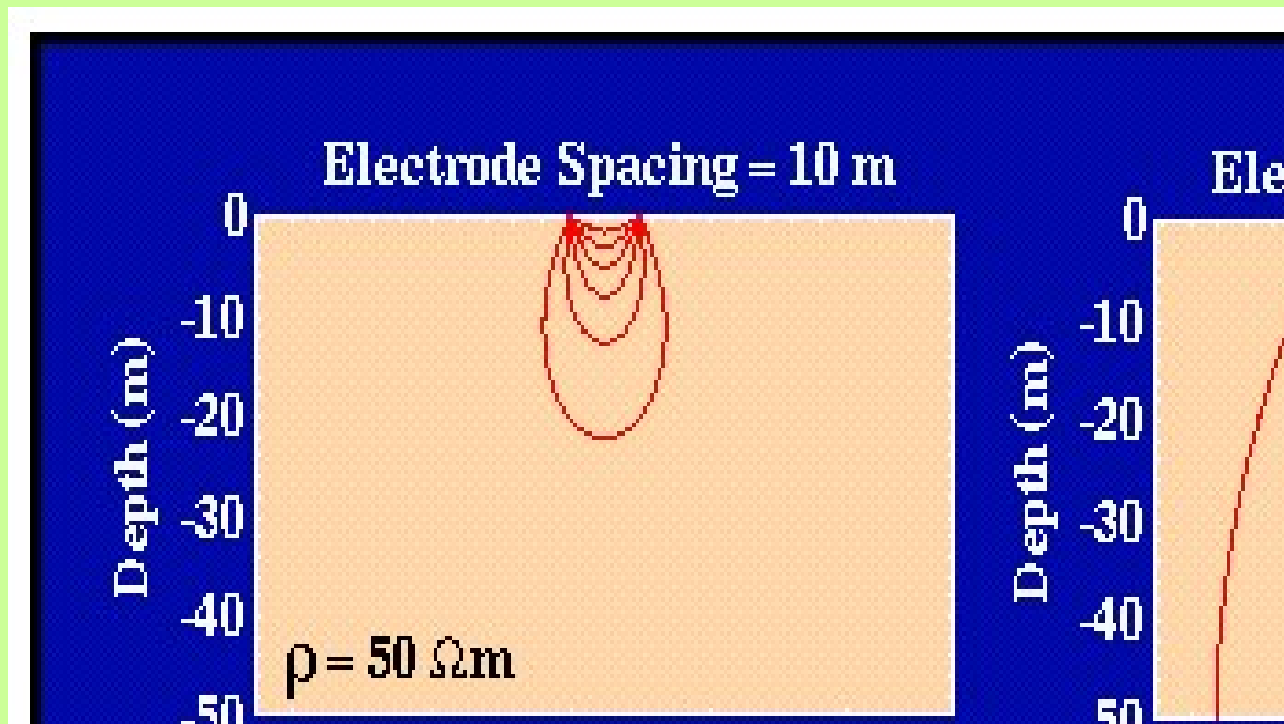
Ligne de courant	% de courant
1	17
2	32
3	42
4	49
5	51
6	57

D'après Chouteau et Gloaguen

Modification des lignes de champ et des équipotentiels en présence d'une anomalie de résistivité



Profondeur d'investigation et écartement des électrodes



50 % de tout le courant circule sur une profondeur inférieure à la séparation des électrodes. Pour augmenter la pénétration, on augmente la séparation des électrodes

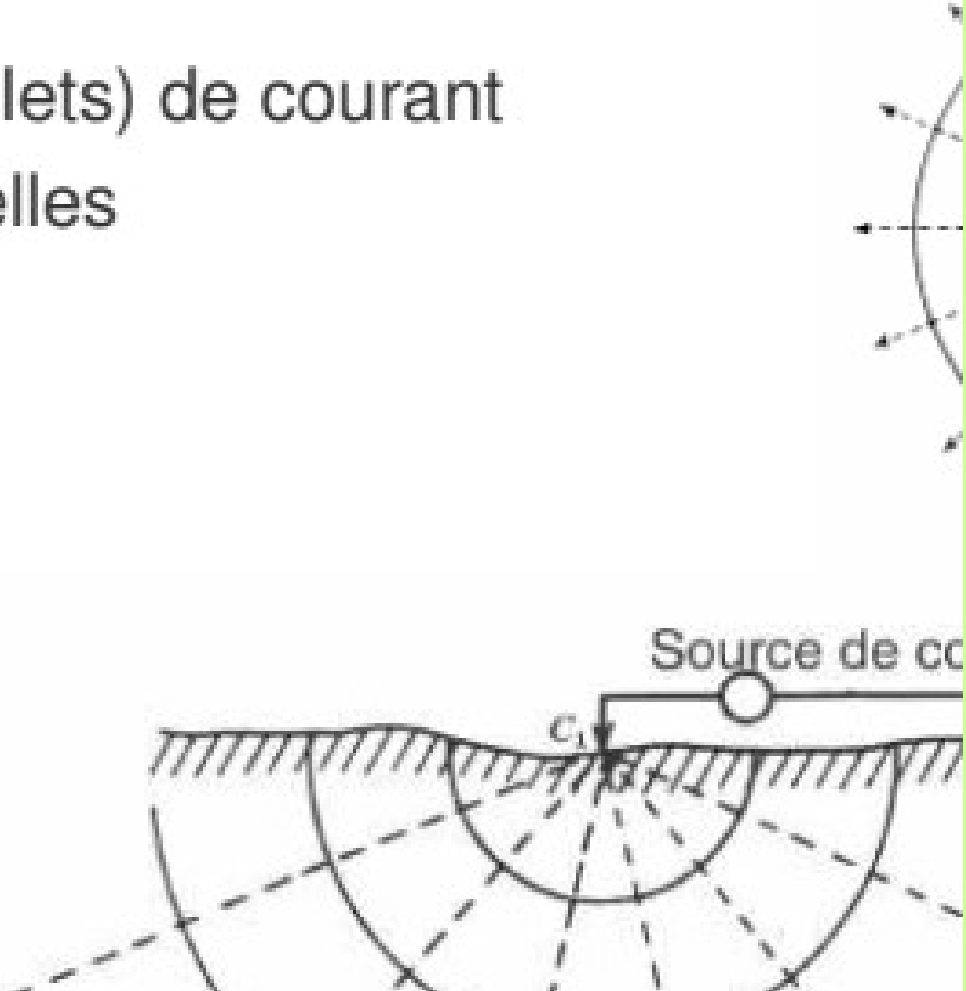
D'après Chouteau et Gloaguen

RAPPEL : Termes et Définition

- 1. Les termes
 - ✓ Lignes (ou filets) de courant
 - ✓ Equipotentiellles

Dans un milieu homogène, isotrope

Dans le cas d'une injection ponctuelle du courant



- 2. Détermination du potentiel sur si
 - ✓ Milieu semi infini, isotrope, homogène
 - ✓ La chute de potentiel engendrée par le passage d'un tronc de cône délimité par les deux 1/2 sphères

$$dV = \rho I \frac{dl}{dS}$$

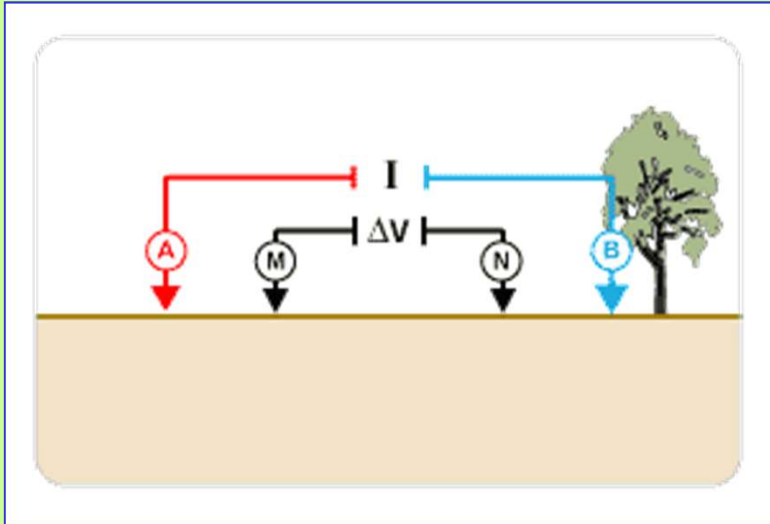
- 3. Principe de superposition

- ✓ Dans le cas de plusieurs injections simultanées
Le potentiel mesuré en un point peut être vu comme la somme de chacun des potentiels dus à chacune des injections.

En d'autres termes on va additionner les effets de plusieurs injections de courant pour déterminer le potentiel mesuré au point du sol.

- ✓ En pratique on injecte le courant par deux électrodes

Le quadripôle



$$\text{Potentiel en M : } V_M = \frac{\rho_a \cdot I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right)$$

$$\text{Potentiel en N : } V_N = \frac{\rho_a \cdot I}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)$$

Différence de potentiel entre M et N:

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{\rho_a \cdot I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)$$

D'où la résistivité apparente:

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

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

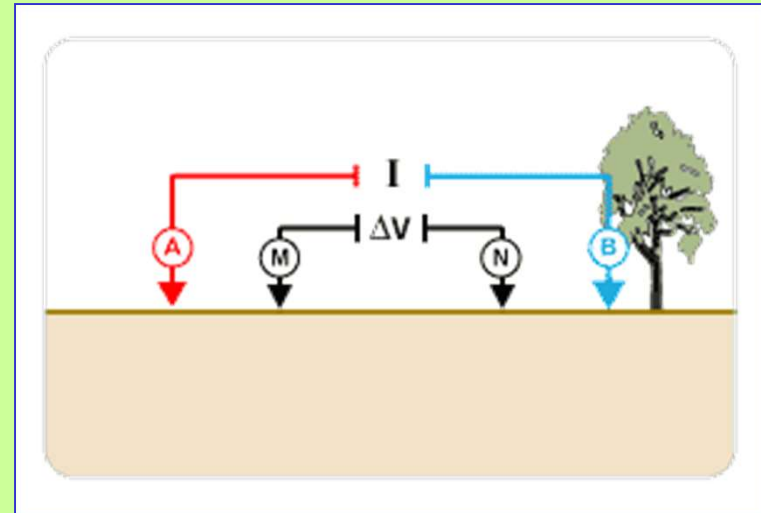
facteur géométrique du dispositif

Quadripôles types

- Dispositif Wenner:

pour $AM = MN = NB = a$

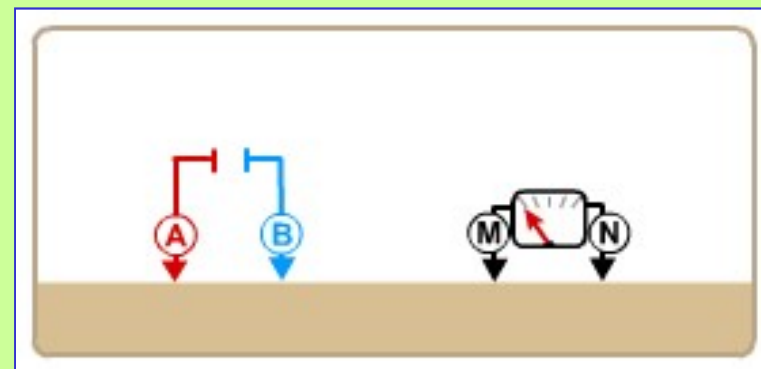
$$k = 2\pi a$$



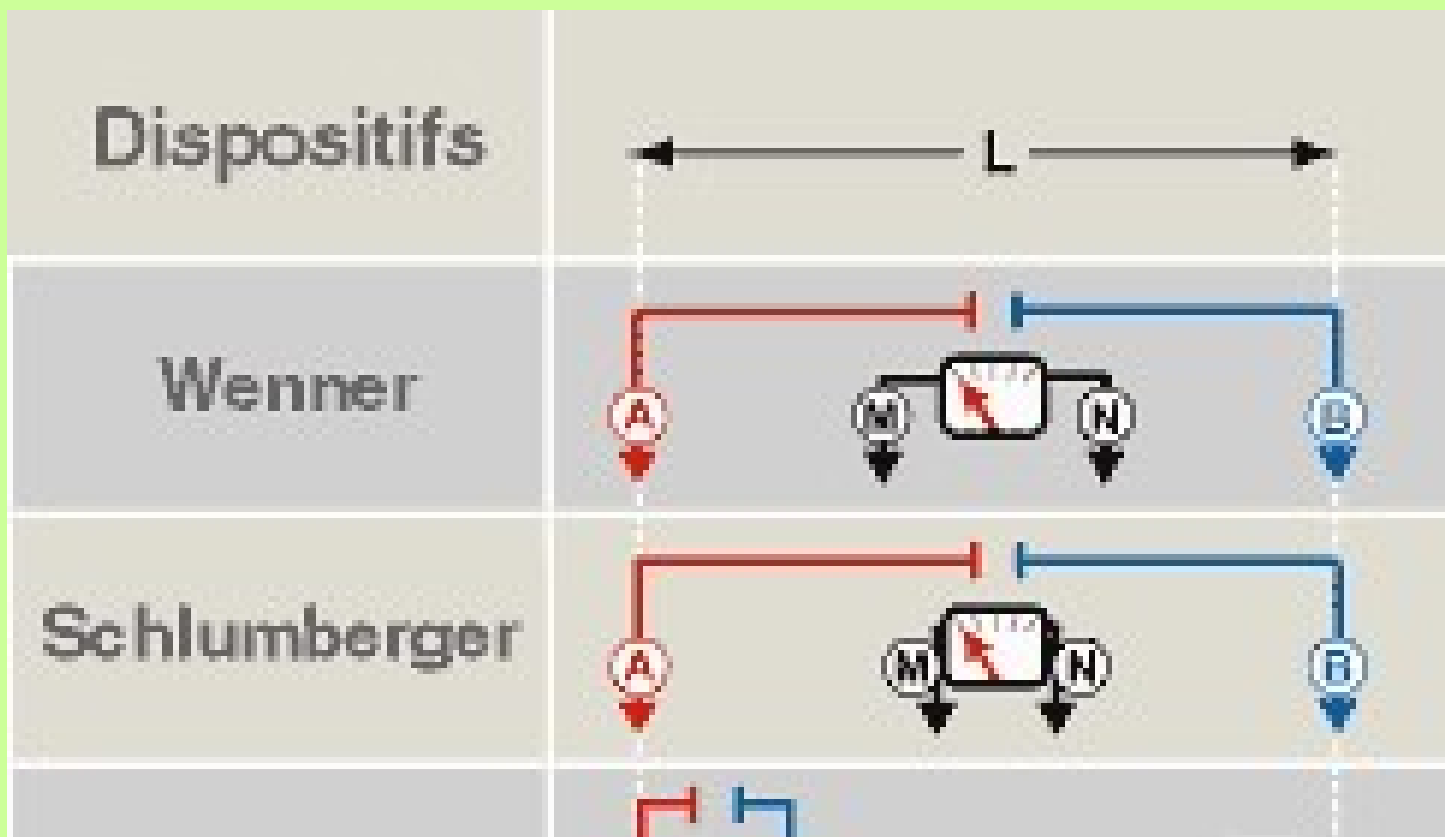
- Dispositif dipôle-dipôle:

pour $AB = MN = a$

$$k = \pi.n.(n + 1)(n + 2).a$$

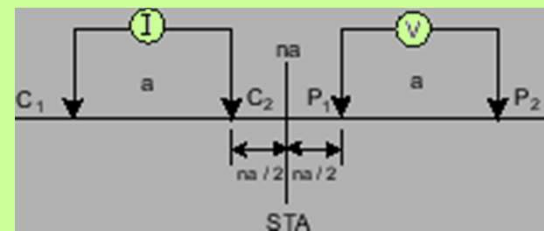
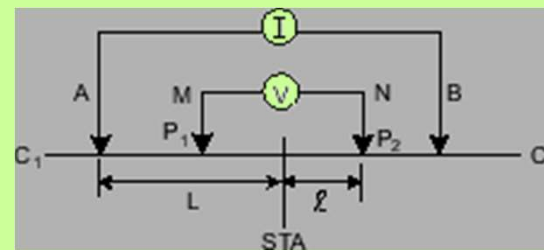
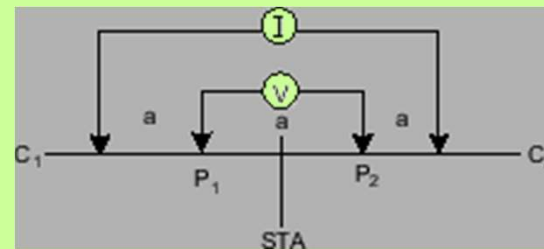
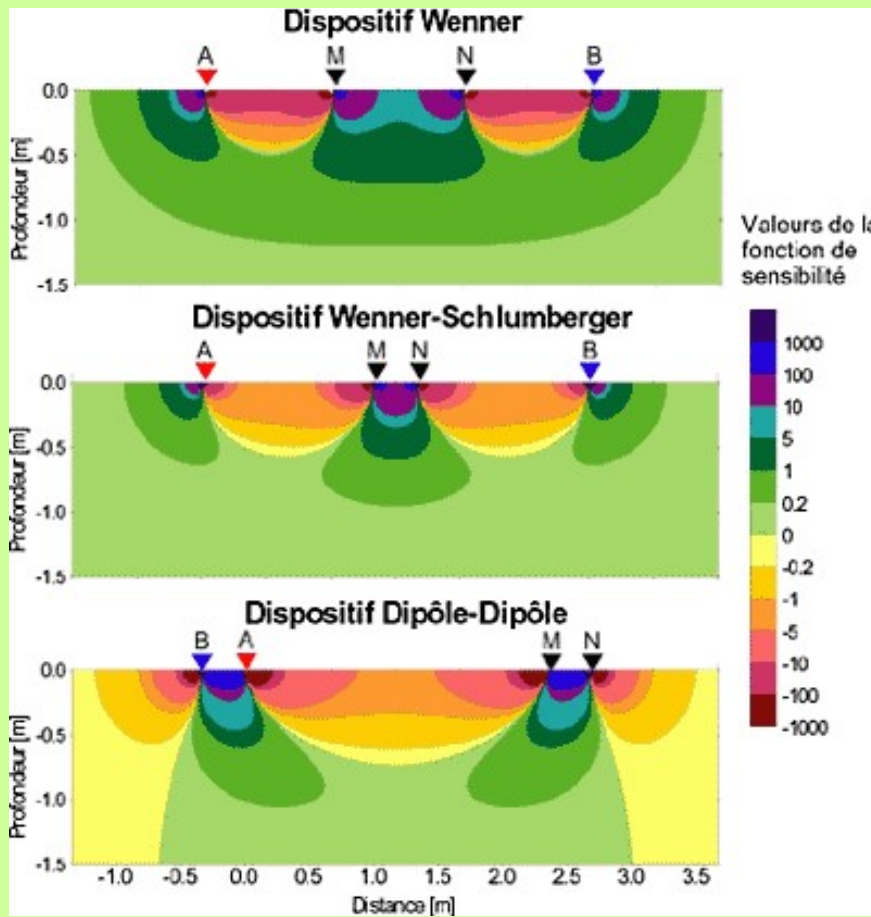


Profondeur de pénétration des principaux dispositifs



D'après Chouteau et Gloaguen

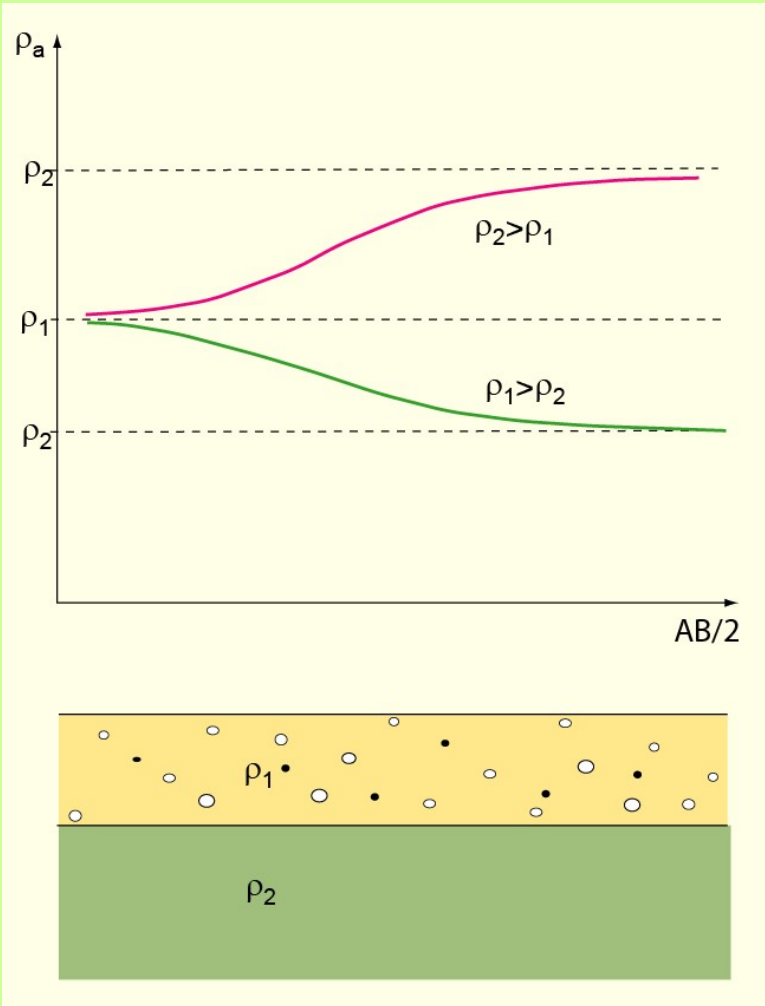
Sensibilité des principaux dispositifs



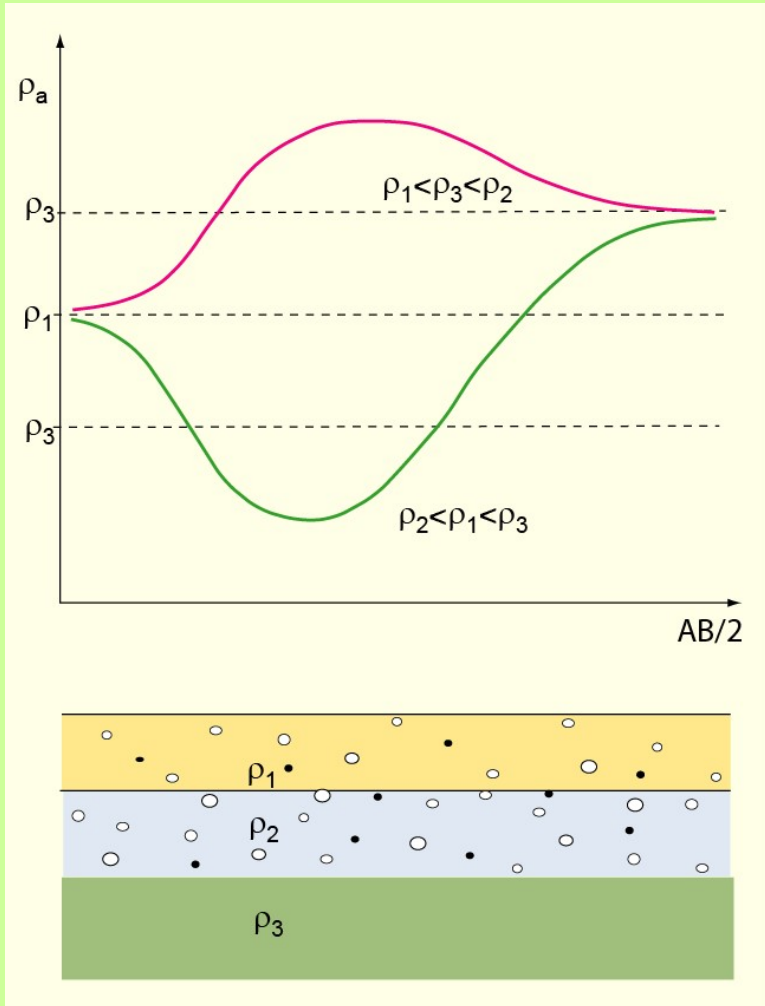
D'après Chouteau et Gloguen

Sondages

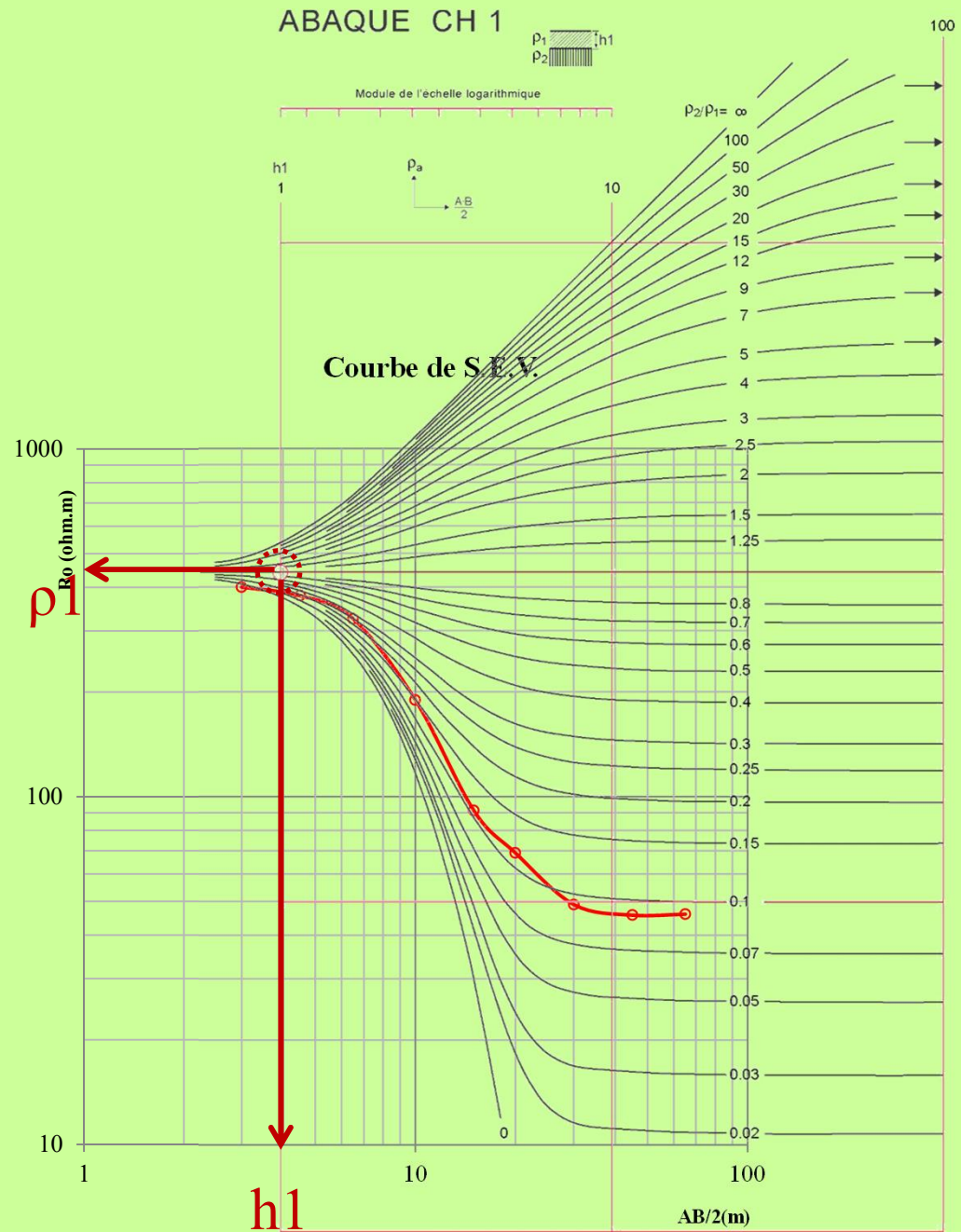
deux couches



trois couches



Interprétation Sondages 2 Couches



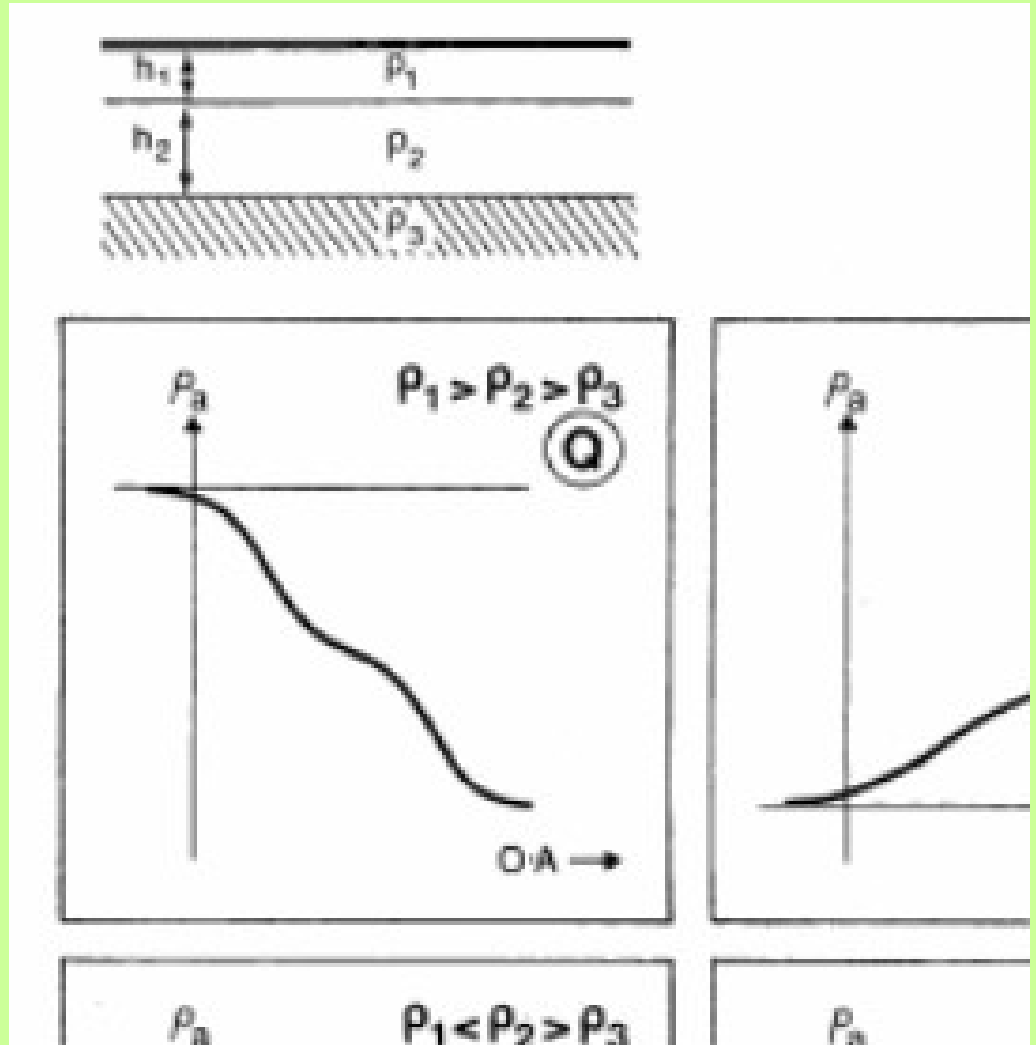
Terrains à 3 couches

- Type Q : décroissante par palier (escalier descendant)

- Type A : croissante par palier (escalier montant)

- Type K : résistant entre deux conducteurs (en cloche)

- Type H : conducteur entre deux résistants (en fond de bateau)



Mesures et appareillages

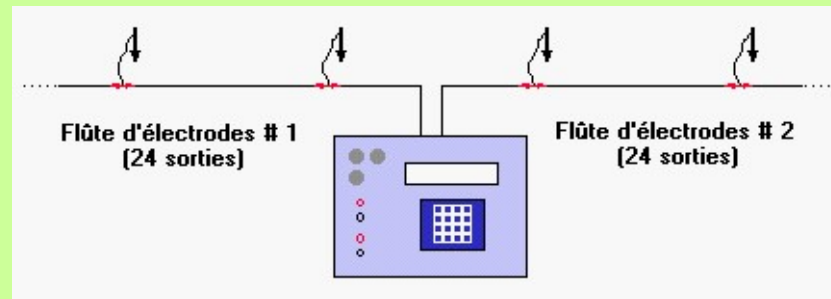


Résistivimètre type ABEM



Résistivimètre type Syscal de
IRIS Instruments

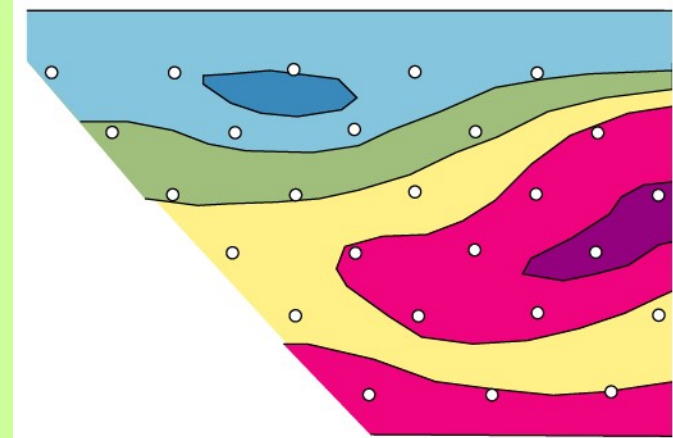
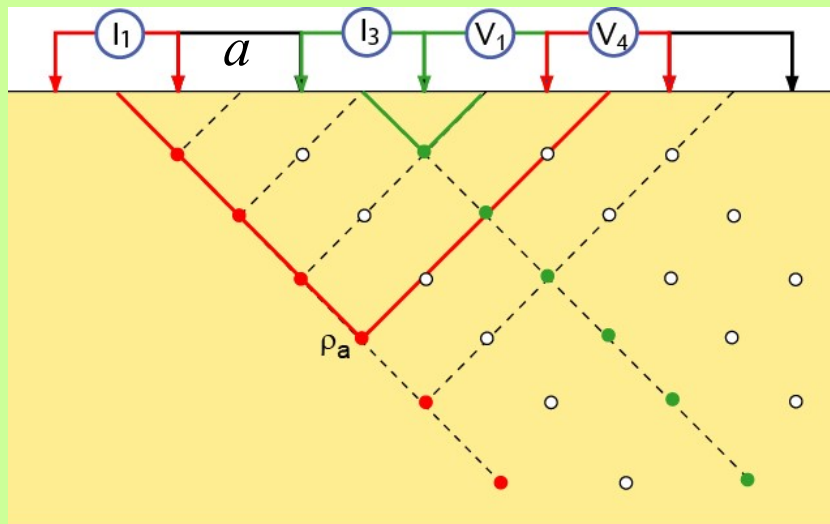
appareillage multiélectrodes (Imagerie électrique 2D)



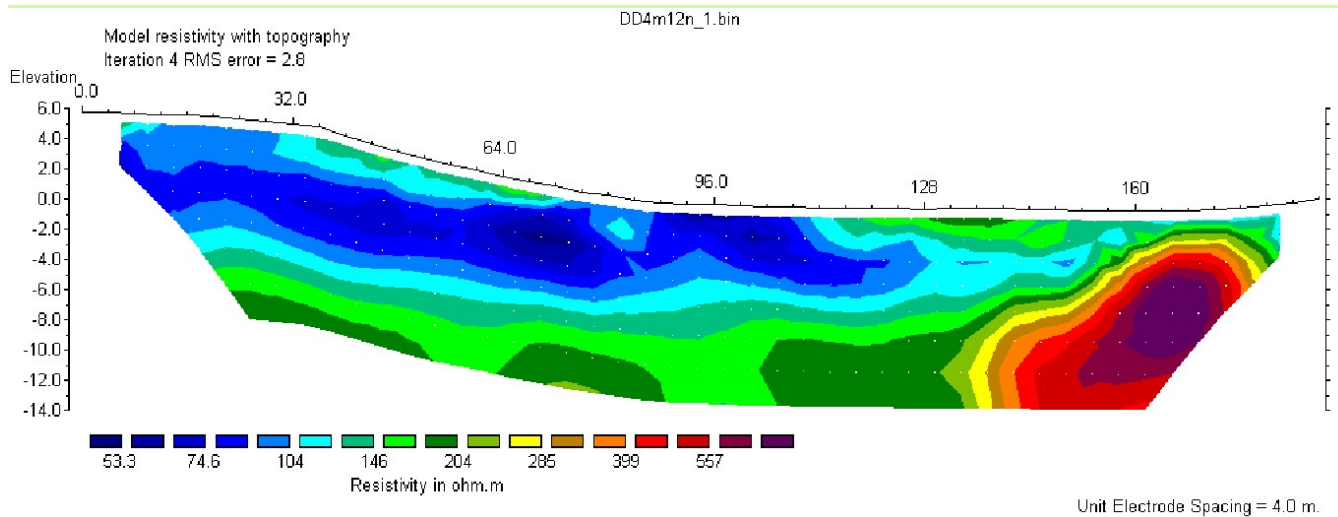
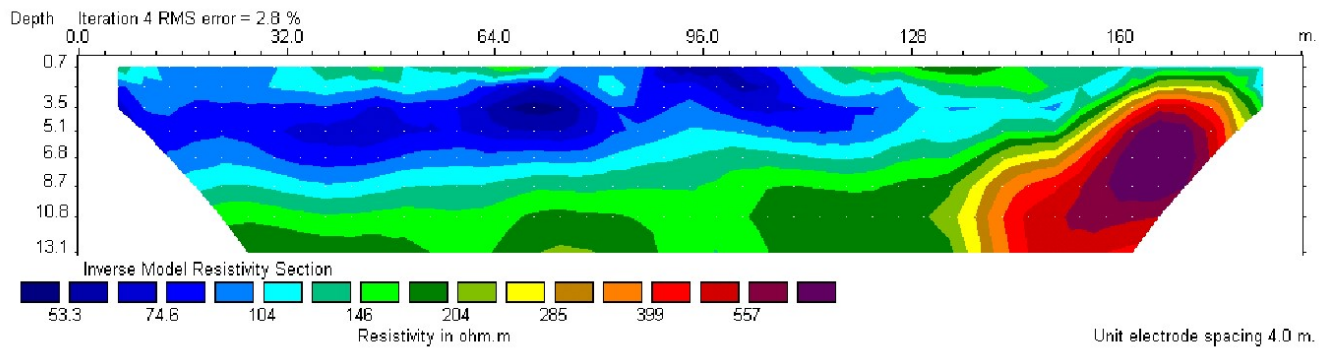
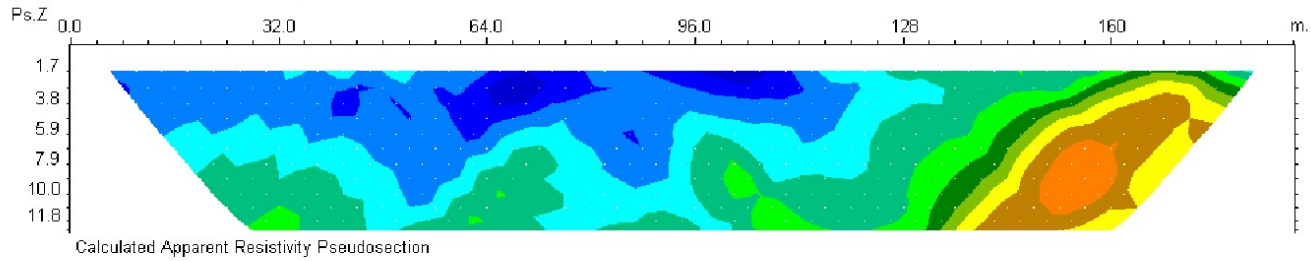
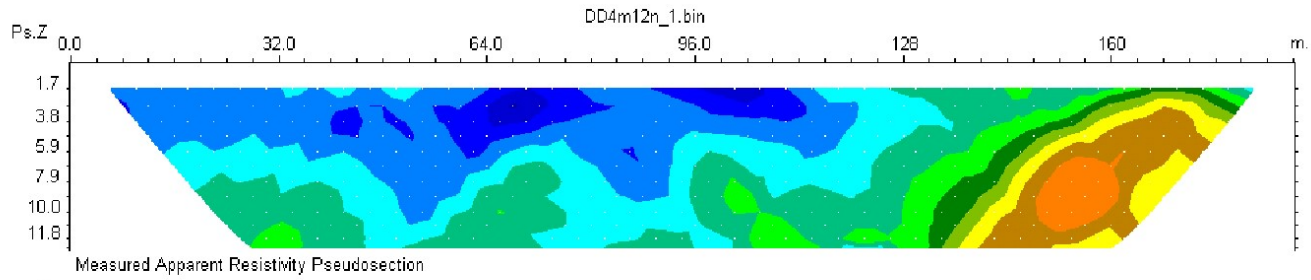
Résistivimètre SYSCAL Jr Switch

- Cet appareillage possède un système de commutation interne permettant de piloter 48 électrodes (2 flûtes de 24 électrodes) et une source de 100 W.
- Le courant de sortie est automatiquement ajusté afin d'optimiser les valeurs de tension d'entrée et d'assurer la meilleure qualité de mesure. En sortie, on peut obtenir une tension maximale de +/- 400V et une intensité maximale de 1.2 A.
- Le SYSCAL Jr Switch possède également un système de compensation automatique de la PS, un système d'amélioration du rapport signal sur bruit ; il calcule également la déviation standard.

Pseudo-section dipôle-dipôle



$$\rho_a = \frac{V_i}{I_j} \pi \cdot n \cdot (n + 1) \cdot (n + 2) \cdot a$$



Pseudo-
section 2D
+ inversion
+ ajout de
la topo