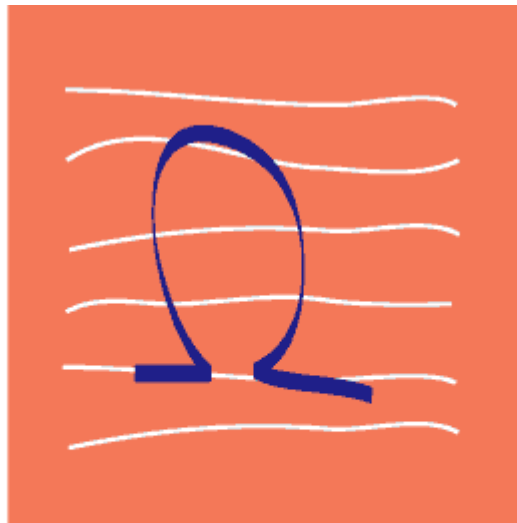


# PRINCIPE DE BASE



Cours online de géophysique  
Université de Lausanne · Institut Français du Pétrole

**Professeurs**

**Dominique Chapellier  
&  
Jean-Luc Mari**

## Table des matières

<b>Chapitre 1</b>	<b>3</b>
<b>LA RESISTIVITE ELECTRIQUE DES ROCHES</b>	<b>3</b>
<b>1.1 Introduction</b>	<b>3</b>
<b>1.2 La conductibilité électrique des roches</b>	<b>4</b>
1.2.1 La conductibilité solide	4
1.2.2 La conductibilité liquide électrolytique:	5
1.2.2.1 La qualité de l'électrolyte	5
1.2.2.2 La salinité	5
1.2.2.3 La température	11
1.2.2.4 La quantité d'électrolyte	11
b) La porosité efficace ou effective $\phi_e$	12
<b>1.3 La loi d'Archie</b>	<b>14</b>
1.3.1 Cas d'une roche saturée	14
1.3.2 Influence de la température	15
1.3.3 La saturation	15
<b>1.4 La perméabilité</b>	<b>16</b>
<b>Chapitre 2</b>	<b>22</b>
<b>LA SISMIQUE</b>	<b>22</b>
<b>2.1 Généralité</b>	<b>22</b>
<b>2.2 Paramètres mesurés</b>	<b>22</b>
2.2.1 Introduction	22
2.2.2 Elasticité	23
2.2.2.1 Le module de young E (module de traction)	23
2.2.2.2 Module d'incompressibilité K	23
2.2.2.3 Module de torsion ou de rigidité, module de cisaillement	23
<b>2.3 Ondes sismiques</b>	<b>24</b>
2.3.1 Les ondes P	24
2.3.2 Onde S	24
2.3.3 Les ondes guidés	25
<b>2.4 Vitesses sismiques</b>	<b>26</b>
2.4.1 Introduction	26
2.4.2 La porosité et la saturation	26
2.4.3 La présence d'argiles	26
2.4.4 La profondeur et l'âge de la formation	27
2.4.5 L'anisotropie	27
2.4.6 Vs à partir des ondes de Stoneley	27
2.4.7 Gamme de vitesses	27
2.4.8 Exemples	28
<b>2.5 Radioactivité</b>	<b>29</b>
2.5.1 Principe	29
2.5.2 Élément radioactif	29
2.5.3 Minéraux et roches	30
<b>2.6 Densité</b>	<b>31</b>
2.6.1 Définition	31
2.6.2 Minéraux et fluides	32
2.6.3 Roches	32
<b>2.7 Bibliographie</b>	<b>34</b>

# CHAPITRE 1

## LA RESISTIVITE ELECTRIQUE DES ROCHES

### 1.1 Introduction

La prospection électrique implique la détection d'effets produits lorsqu'un courant électrique traverse le sous-sol. Il existe une grande variété de techniques utilisant les méthodes électriques, on peut mesurer par exemple:

- Une chute de potentiel
- Un courant
- Un champ électromagnétique

Par ailleurs, dans un domaine envisagé, il existe de nombreuses techniques de mesure. Les méthodes fondées sur la mesure du paramètre " résistivité " sont actuellement les plus répandues, plus développées et les plus diversifiées (méthodes imaginées en 1912 par les frères Schlumberger).

*Définition: La résistivité  $\rho$  d'un milieu est la propriété physique qui détermine la capacité de ce milieu à laisser passer le courant électrique .*

La résistivité est la résistance ohmique d'un cylindre de section et de longueur unitaire.

$$R = \rho \frac{L}{S}$$

Avec :  $R = \text{résistance (ohms)}$  et  $\rho = \text{résistivité (ohms*m)}$

Les unités usuelles sont l'ohm pour les résistances et le mètre pour les longueurs. L'unité de résistivité sera donc l'ohm\*m. L'ohm\*cm employé parfois vaut 0,01 ohm.m. **La conductibilité  $\sigma$**  est l'inverse de la résistivité et s'exprime en mho/m. En hydrogéologie on emploie le plus souvent le micromhos /cm ou microsiemens/cm.

$$\rho \text{ (ohms*m)} = 10'000 / \sigma \text{ (microsiemens/cm)} = 1000 / \sigma \text{ (millisiemens/m)}$$

A strictement parler la loi d'Ohm n'est valable que pour les conducteurs métalliques, pour les gaz et les électrolytes elle n'est qu'une approximation.

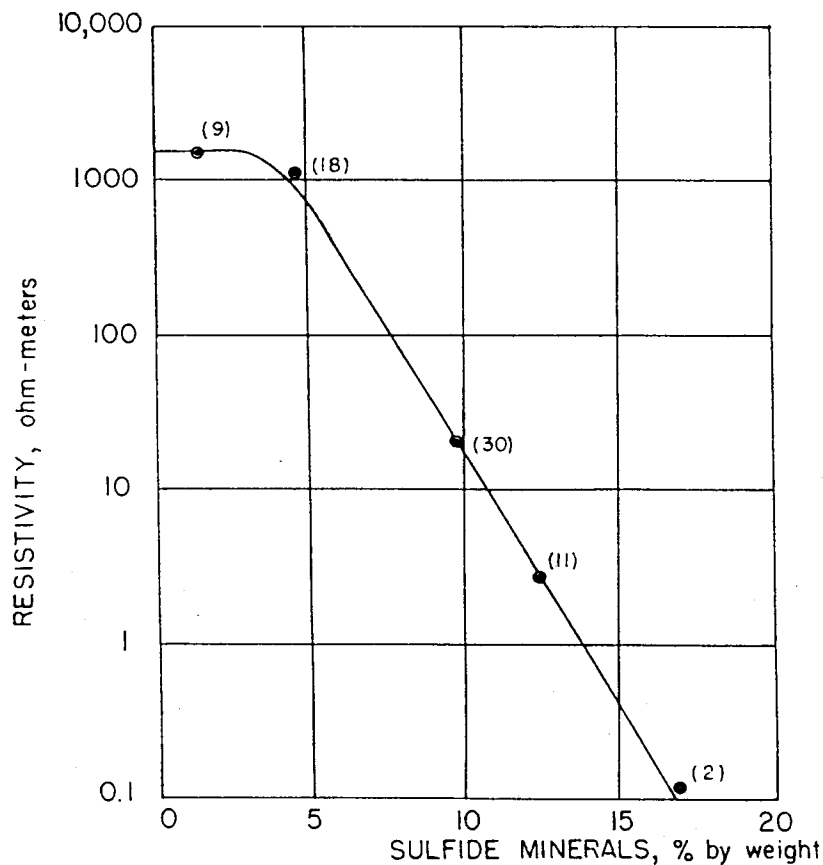
## 1.2 La conductibilité électrique des roches

Dans un conducteur, le courant électrique peut s'écouler selon deux modes distincts:

### 1.2.1 La conductibilité solide

Le passage du courant se fait par **déplacement d'électrons**. On parle de conductibilité électronique ou métallique car c'est une conductibilité analogue à celle des métaux. Cette conductibilité solide n'est réellement importante que pour certains gisements minéraux tels que :

- certains sulfures (pyrite, galène)
- certains oxydes (magnétite, hématite)
- le graphite, l'or, l'argent, le platine, etc..



**Figure 1.1** Relation entre la résistivité et la quantité de pyrite et de pentlandite présente dans un gabbro (les échantillons proviennent d'un minerai dans le Sud du Maine). Les nombres entre parenthèses indiquent le nombre de mesure qui ont été moyennée et représentée en un seul point.

La résistivité de ces minéraux conducteurs est de l'ordre de 0,01 ohm.m. Pour que ces minéraux puissent modifier la résistivité de la roche il faut (Figure 2-5):

- que la quantité soit suffisante (sable aurifère 0,6 g/t, insuffisant)
- que " l'habitus " soit dendritique, un habitus granulaire a beaucoup moins d'effet ceci à cause du contact imparfait entre les minéraux.
- que la roche soit sous le niveau hydrostatique surtout lorsque le minéral est dispersé en grains qui ne sont pas jointifs. Dans ces cas là la roche, si elle est sèche, n'est pas affectée par la présence de ces minéraux conducteurs, elle reste infiniment résistante.

### 1.2.2 La conductibilité liquide électrolytique:

En fait, pour la plupart des roches, la conductibilité est presque uniquement de type électrolytique. Cela signifie que ce sont **les ions** qui transportent des charges sous l'effet du champ électrique et que les roches conduisent le courant électrique **grâce à l'eau qu'elles contiennent**. La résistivité d'une roche va dépendre de:

- **La qualité de l'électrolyte**, c'est à dire de la résistivité de l'eau d'imbibition  $\rho_w$  et par conséquent de la quantité de sels dissous.
- de la **quantité d'électrolyte** contenu dans l'unité de volume de la roche.
- du **mode de distribution de l'électrolyte**.

#### 1.2.2.1 La qualité de l'électrolyte

Quand un sel se dissout dans l'eau, il se dissocie en ions chargés positivement et ions chargés négativement. Lorsque l'on applique un champ électrique, les ions vont se déplacer. Ce déplacement est gêné par la **viscosité** de l'eau et pour un ion donné atteint une vitesse limite appelée **la mobilité des ions**.

#### 1.2.2.2 La salinité

La conductibilité d'un électrolyte dépend en fait de la teneur en ions et de la mobilité des différents ions en solution et du degré de dissociation. On peut écrire:

$$\rho_w = f(c_1 v_1 + c_2 v_2 + c_3 v_3 + \dots + c_n v_n)$$

Avec :  $C_1$  = concentration en ion 1 et  $V_1$  = mobilité de l'ion 1

La mobilité des ions est différente pour chaque ion, par exemple:

H +	V = 36.2	10 <sup>-8</sup> m/sec
OH-	20.5	"
S04 --	8.3	"
Na +	5.2	"
CL-	7.9	"

*Une eau avec la même concentration en poids de sels dissous aura une résistivité différente selon les ions en présence.*

Du point de vue chimique, on définit **le résidu sec**, qui représente le total des matières dissoutes. On l'exprime en g/litre.

1 g/litre = 1000 ppm

1 mg/litre = 1ppm

On admet généralement que si ce résidu sec est plus élevé que 8g/litre, 8000 ppm, l'eau est **non potable**. Cette limite dépend des ressources en eau de la région (Figures 2-6, 2-7, 2-9). En France par exemple le décret de 1989 préconise 1500 ppm.

Types d'eau	Concentration ppm	Résistivité ohms*m	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

**Figure 1.2** Résistivité de différents types d'eau

Type d'eau ou de polluant	Résistivité (ohm*m)
Eaux des rivières du plateau Suisse	15 – 35
Rhône	80
Lac Léman	40 – 50
Lac de Neuchâtel	40 – 50
Eau de pluie	30 – plusieurs milliers
Fleuve Balé (Mali)	300
Fleuve Niger	100
Hydrocarbure	Résistivité infinie
P :C :E. (Perchloréthylène)	Résistivité infinie
Jus de décharge	5

**Figure 1.3** Résistivité de différentes eaux et de polluants

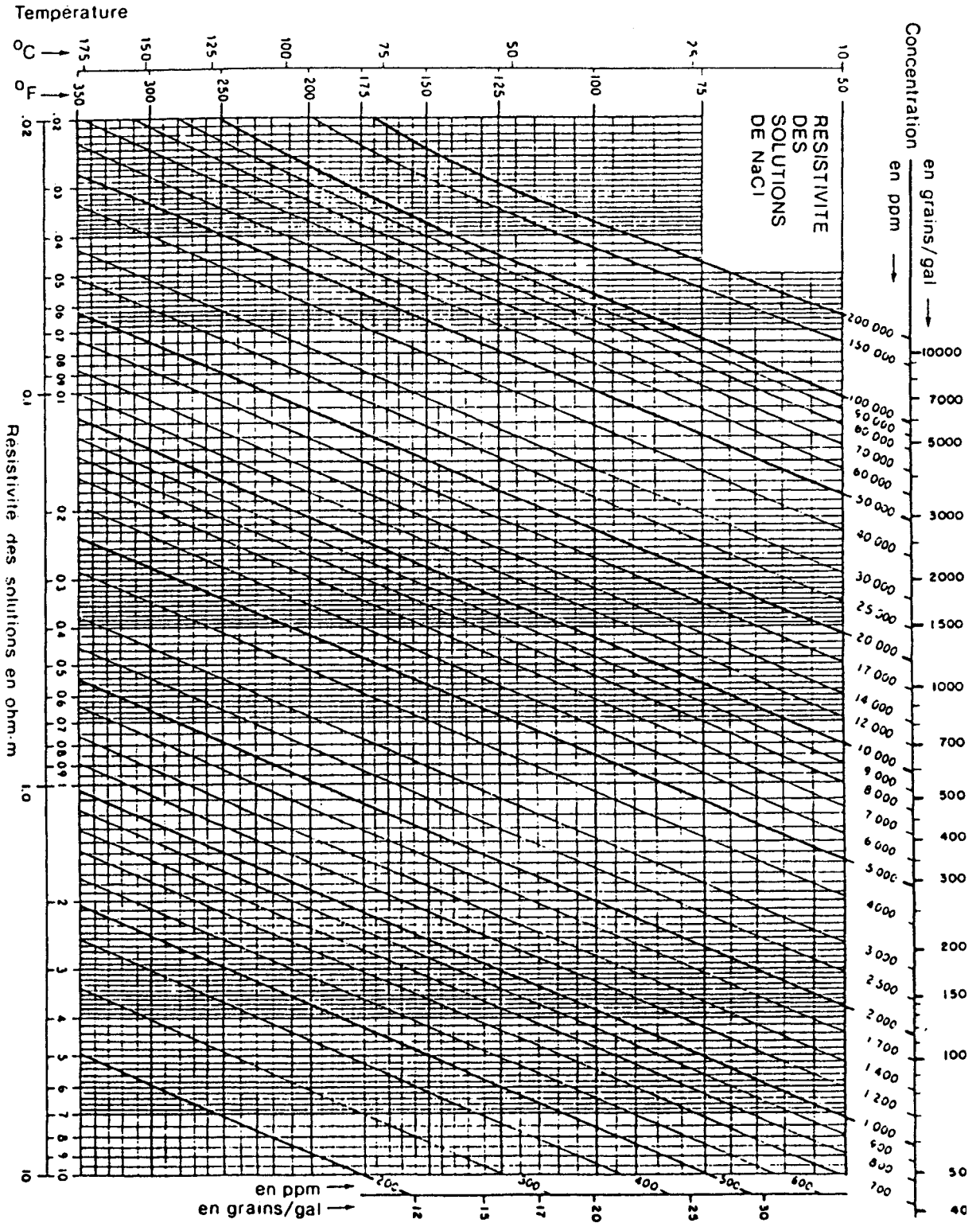


Figure 1.4 ABAQUE 1: Résistivité – Température – Salinité



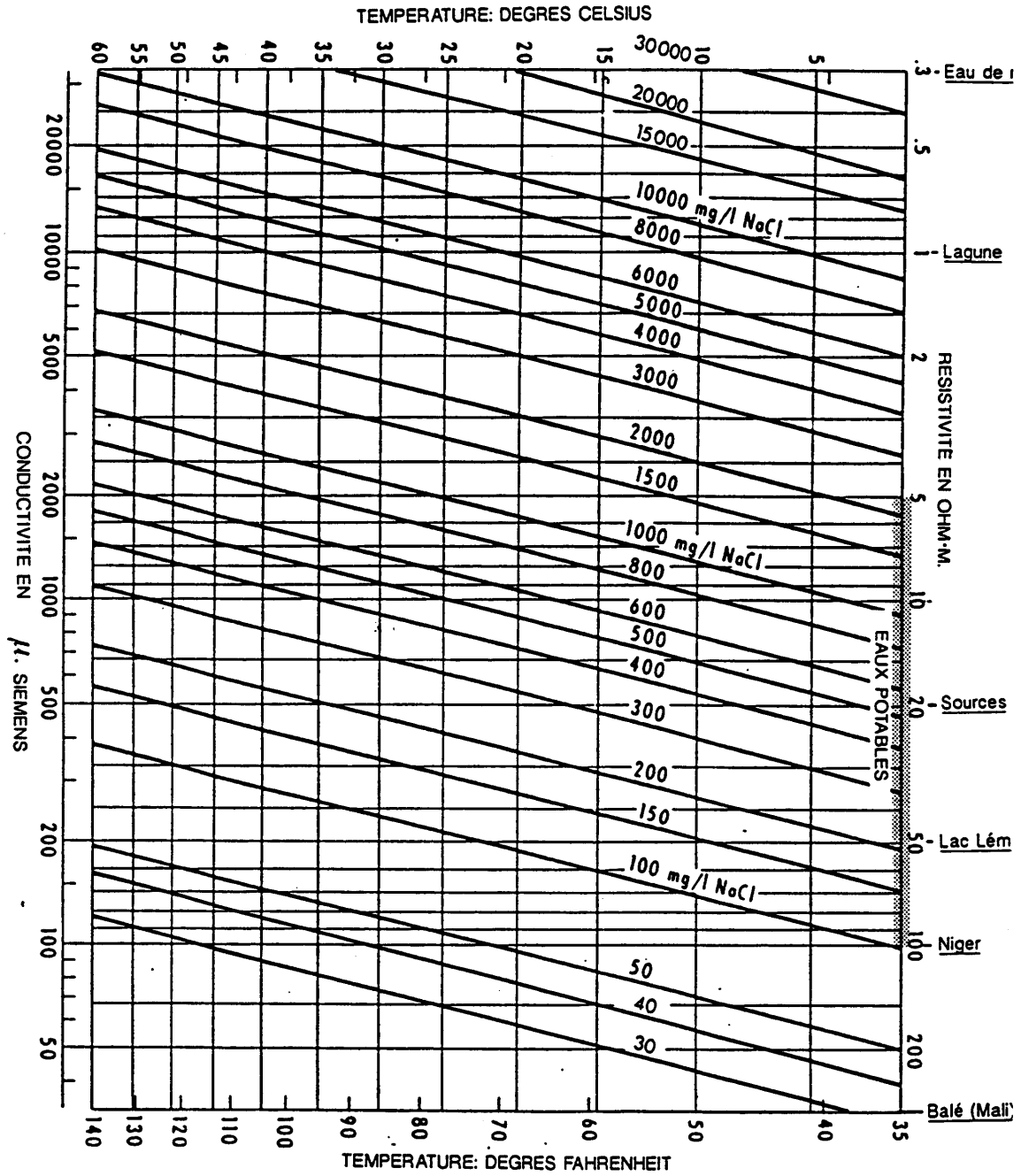
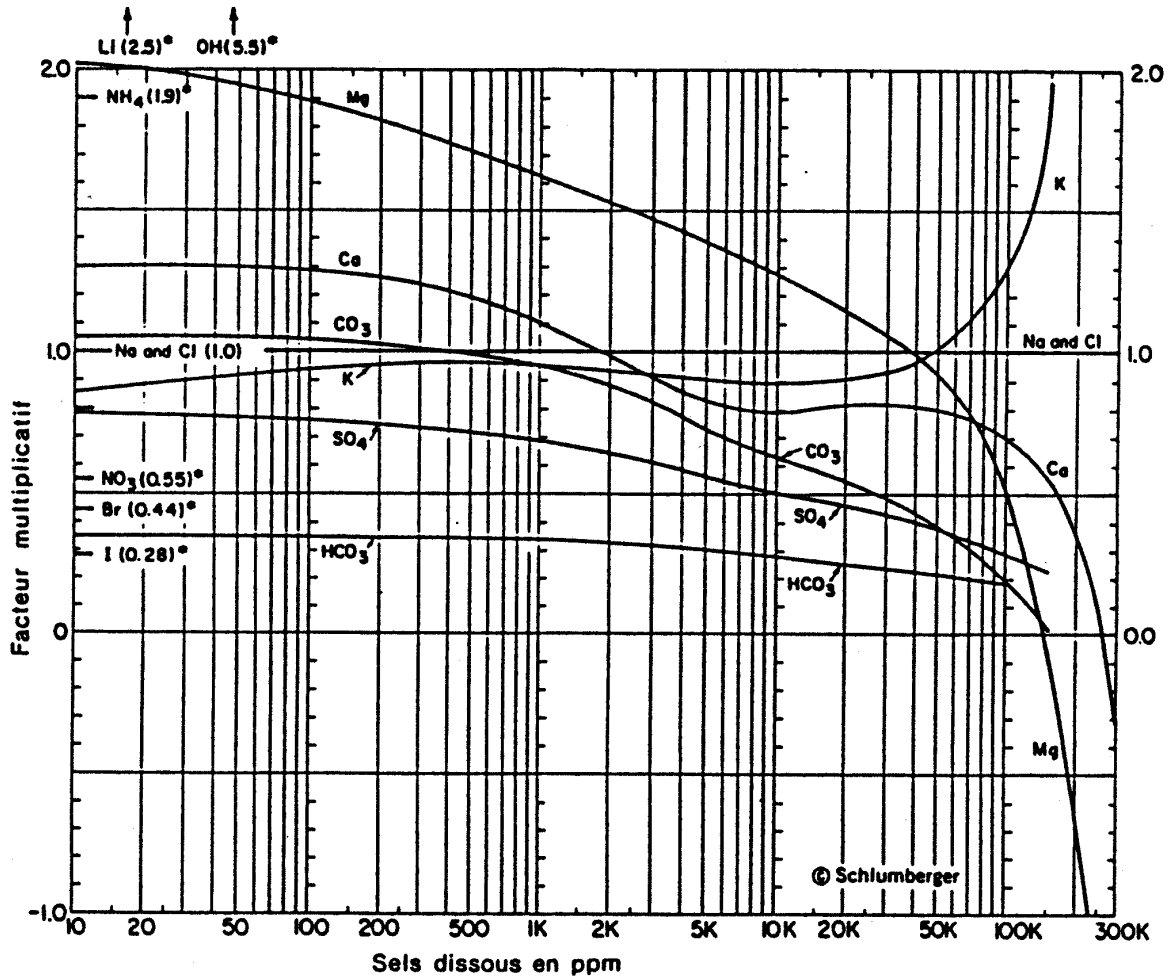


Figure 1.5 ABAQUE 1b : Résistivité – Température – Salinité



Exemple de calcul:

Ions	Concentration en ppm	facteur correctif	équivalent NaCl en ppm
Na <sup>+</sup>	10	1	10
Ca <sup>++</sup>	3	1,3	3,9
Mg <sup>++</sup>	0,8	1,95	1,56
Cl <sup>-</sup>	6	1	6
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	29,3	0,35	10,25
<b>Salinité</b>	<b>49,1</b>	<b>Salinité en équivalent NaCl</b>	<b>31,71</b>

Figure 1.6 ABAQUE 2: Résistivité des filtrats et des eaux de formation

Il faut noter qu'une eau peut être non potable pour l'homme, mais utilisable pour le bétail. On parle de **salinité équivalente**, c'est la salinité en NaCl qui donnerait la même résistivité. Lorsque l'on connaît la composition d'une eau, on peut, grâce à des facteurs de correction pour les différents ions, (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**, Abaque 2) calculer son **équivalent NaCl**. L'inverse n'est pas vrai, la connaissance de la résistivité d'une eau ne permet que d'obtenir son équivalent NaCl et non pas sa composition. La qualité d'une eau dans une roche va aussi dépendre:

- de la nature des eaux connées originelles
- de la solubilité des minéraux de la roche
- de l'âge de la roche

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

### 1.2.2.3 La température

La résistivité d'un électrolyte dépend aussi de la température. Une augmentation de température diminue la viscosité, la mobilité des ions devient plus grande, par ailleurs, la dissociation augmente, ce qui a pour effet de diminuer la résistivité ou inversement d'augmenter la conductibilité, (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**, Abaque 1).

*En examinant le problème de la qualité de l'électrolyte on remarque tout de suite que la mesure des résistivités peut être une bonne méthode de prospection pour délimiter l'invasion par l'eau salée d'un aquifère d'eau douce, et de même pour surveiller la pollution de la nappe par les hydrocarbures.*

### 1.2.2.4 La quantité d'électrolyte

La quantité d'eau contenue dans les roches dépend de la **porosité  $\emptyset$** , on distingue:

a) La porosité totale  $\emptyset_t$

La porosité totale ou absolue est le rapport entre le volume des vides et le volume total de la roche C'est un nombre sans unité exprimé en %.

$$\text{Porosité totale } \emptyset_t = \frac{\text{Volume des vides}}{\text{Volume total de la roche}}$$

On distingue la porosité primaire et la porosité secondaire. La porosité **primaire**, formée pendant le dépôt du sédiment, est de type intergranulaire. Son

importance dépend **du degré de classement** des grains et de leur forme. Elle ne **dépend pas de leur taille**. La porosité primaire que l'on rencontre surtout dans les roches détritiques diminue généralement avec le temps sous l'effet de la cimentation et de la compaction.

La porosité **secondaire** englobe la porosité vacuolaire acquise par dissolution dans les roches d'origine chimique ou biochimique, la porosité de fracture et la porosité due à l'altération.

### b) La porosité efficace ou effective $\phi_e$

Les pores, pour permettre le passage d'un fluide, doivent être connectés. On définit alors:

$$\text{La porosité effective } \phi_e = \frac{\text{Volume total des vides communicants}}{\text{Volume total de la roche}}$$

Cette porosité effective (ou efficace) peut être très inférieure à la porosité totale (Figure 2-11) lorsque les pores de la roche ne sont pas en communication (pierre ponce) ou que la taille des pores est telle que les fluides ne peuvent pas circuler (silt), ou encore qu'une partie de l'eau est absorbée par les minéraux de la roche (argile) (Figure 2-13).

Type de sédiments	Diamètre (mm)	porosité totale (%)	Porosité efficace (%)	Perméabilité (m/s)
Gravier moyen	2.5	45	40	$3 \cdot 10^{-1}$
Sable gros	0,250	38	34	$2 \cdot 10^{-3}$
Sable moyen	0,125	40	30	$6 \cdot 10^{-4}$
Sable fin	0,09	40	28	$7 \cdot 10^{-4}$
Sable très fin	0,045	40	24	$2 \cdot 10^{-5}$
Sable silteux	0,005	32	5	$1 \cdot 10^{-9}$
Silt	0,003	36	3	$3 \cdot 10^{-8}$
Silt argileux	0,001	38	-	$1 \cdot 10^{-9}$
Argile	0,0002	47	-	$5 \cdot 10^{-10}$

**Figure 1.7** Quelques caractéristiques de sédiments meubles, d'après l'U.S. Geological Survey (N.B. Argile est prise au sens sédimentologique du terme).

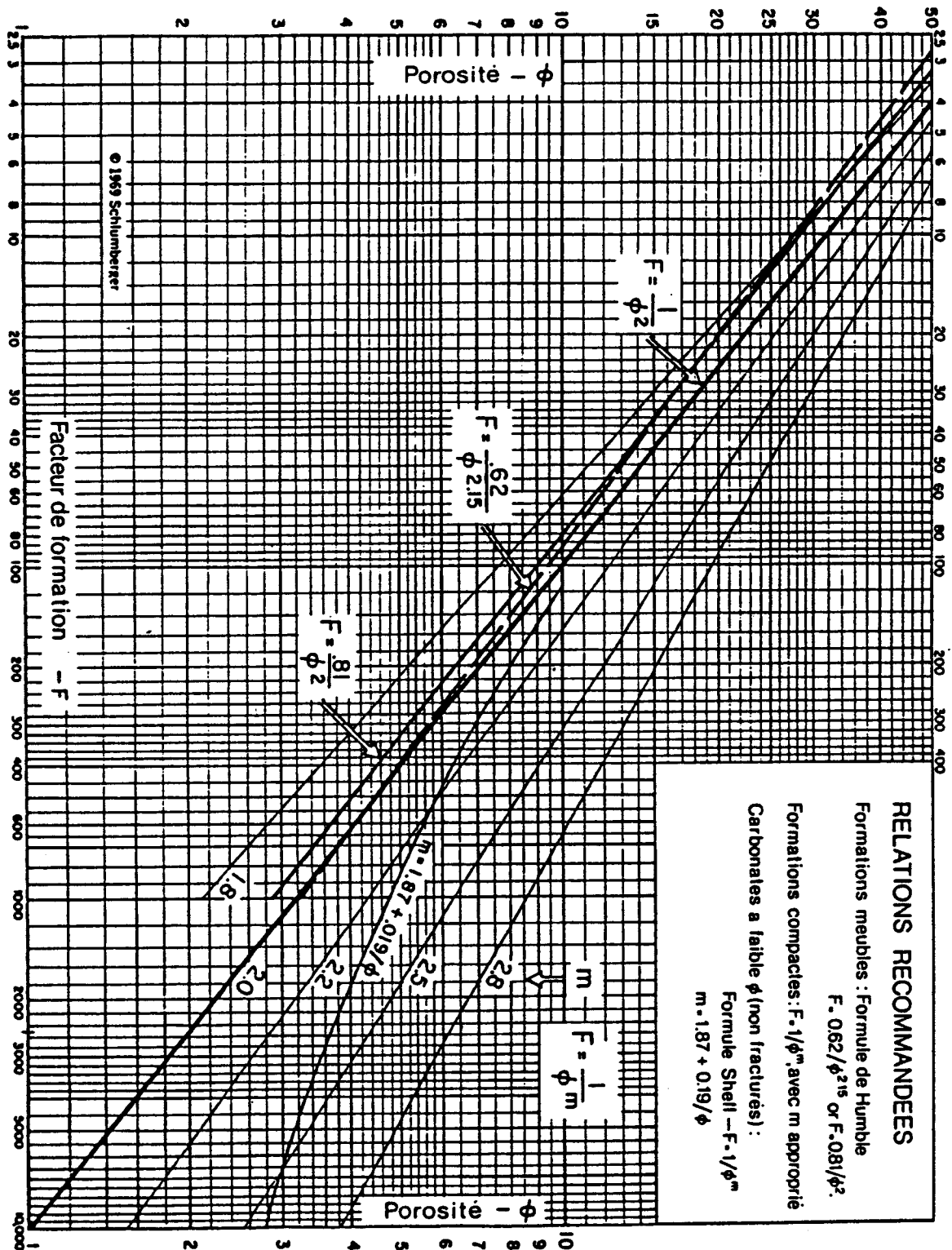


Figure 1.8 ABAQUE 3 : Porosité versus facteur de formation (Attention dans la formule de Shell :  $m=1.87+0.019/\phi$  et non pas  $m=1.87+0.19/\phi$ )

Types de réservoirs	Porosité eff. (%)	Types de réservoirs	Porosité eff. (%)
Gravier gros	30	sable gros plus silt	5
Gravier moyen	25	silt	2
Gravier fin	20	vases	0.1
Gravier plus sable	15 à 20	calcaire fissuré	2 à 10
Alluvions	8 à 10	craie	2 à 5
Sable gros	20	Grès fissuré	2 à 15
Sable moyen	15	Granite fissuré	0.1 à 2
Sable fin	10	Basalte fissuré	8 à 10
Sable très fin	5	Schistes	0.1 à 2

**Figure 1.9** Valeurs de la porosité efficace moyenne pour les principaux réservoirs

### 1.3 La loi d'Archie

#### 1.3.1 Cas d'une roche saturée

Dans le cas d'une roche saturée, « ARCHIE » a établi une relation expérimentale liant la résistivité de la roche à la porosité et à la résistivité de l'eau d'imbibition.

$$\rho_r = \rho_w a \phi^{-m}$$

Avec :  $\rho_w$  = résistivité de l'eau d'imbibition ;  $\phi$  = porosité ;  $a$  = facteur qui dépend de la lithologie et qui varie entre 0.6 et 2 ( $a < 1$  pour les roches à porosité intergranulaires et  $a > 1$  pour les roches à porosité de fracture) ;  $m$  = facteur de cimentation (Il dépend de la forme des pores, de la compaction et varie entre 1,3 pour les sables non consolidés à 2,2 pour les calcaires cimentés).

On a l'habitude de regrouper sous le terme de **facteur de formation** =  $F = a \phi^{-m}$ . Dans la pratique on admet pour les formations meubles, sables et grès, la formule de

« HUMBLE » :  $F = 0,62 \cdot \varnothing^{-2,15}$  et pour les roches bien cimentées:  $F = 1 \cdot \varnothing^{-2}$  (Figure 2-12, Abaque 3)

En définitive nous obtenons pour la loi d'Archie :

$$\rho_r = F \rho_w$$

### 1.3.2 Influence de la température

La résistivité dépend aussi de la température (Figure 2-8, Abaque 1) à laquelle la roche est soumise, on a la relation suivante:

$$\rho_t = \frac{\rho_{18}}{1 + 0.025(t - 18)}$$

Le gel augmente beaucoup la résistivité des roches, cependant l'effet est relativement progressif car les sels en solution abaissent le point de congélation de l'électrolyte qui remplit les pores de la roche. Une roche totalement gelée est infiniment résistante. Dans les pays de permafrost il est difficile de mettre en œuvre les méthodes de résistivités le sol étant infiniment résistant c'est pourquoi c'est dans ces pays qu'on a développé les méthodes électromagnétiques. **La loi d'Archie ne s'applique par rigoureusement pour les roches argileuses**, à cause de deux phénomènes secondaires qui sont:

- L'ionisation de certains minéraux argileux
- la conductibilité superficielle

### 1.3.3 La saturation

La loi d'Archie a été établie pour des roches saturées en eau, il faut maintenant tenir compte d'un nouveau paramètre: **la saturation**.

$$la \cdot saturation \cdot S_w = \frac{Volume \cdot des \cdot pores \cdot remplis \cdot d'eau}{\dots}$$

La loi d'Archie devient alors

$$\rho_r = F \rho_w S_w^{-n}$$

On peut aussi écrire:

$$S_w = n \sqrt{\frac{F \rho_w}{\rho_r}}$$

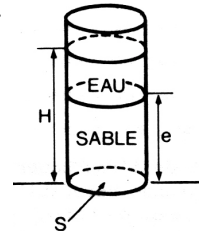
Avec :  $F \cdot \rho_w$  = résistivité de la roche saturée en eau ;  $\rho_r$  = résistivité de la roche désaturée en eau ;  $n \approx 2$ .

L'exposant  $n$  varie très peu avec les formations, sa valeur est environ de 2 pour la plupart des formations de porosité normale dont la teneur en eau est comprise en 20 et 100 %. Parfois l'air peut être remplacé par de l'huile ou du gaz, ce qui a le même effet sur les résistivités ces trois fluides étant infiniment résistants. Le paramètre saturation est très important en pétrole, c'est de lui que dépend la mise en production. D'une manière générale, la désaturation augmente la résistivité. Dans certains cas très particuliers l'effet de la désaturation peut être inverse. En effet, l'évaporation charge en sels la zone déshydratée, qui devient plus conductrice que la zone saturée de par sa grande concentration en sels, c'est le cas par exemple de certaines régions d'Egypte.

## 1.4 La perméabilité

La perméabilité est la faculté que possède un corps de se laisser traverser par un fluide. Cette propriété est généralement exprimée numériquement par le **coefficient de perméabilité K** de « **DARCY** ». Il n'y a aucun rapport direct entre la porosité et la perméabilité, mais pour être perméable la roche doit obligatoirement être poreuse.

$$Q = KS \frac{H}{e}$$



Avec :  $Q$  = débit ( $m^3/sec$ ) ;  $S$  = section de la colonne de sable ( $m^2$ ) ;  $H$  = hauteur de la charge d'eau (m) ;  $e$  = hauteur de la colonne de sable (m) ;  $K$  = facteur de proportionnalité appelé coefficient de perméabilité de « **DARCY** » ( $m/sec$  ou  $cm/sec$ ). 1 **DARCY** = perméabilité d'un matériau qui fournit un débit de fluide de  $1 cm^3/sec$  à travers une section de  $1 cm^2$  sous un gradient hydraulique de 1 atmosphère par cm, le fluide ayant une viscosité de 1 centipoise.

En hydrologie, les argiles se comportent comme des roches imperméables (Figure 2-14, Figure 2-16). Elles sont très poreuses et possèdent, quand elles sont sèches, une perméabilité appréciable. Mais quand l'argile est humide, les pellicules d'eau absorbées sur les plaquettes d'argile la rendent imperméable.

**En résumé dans nos régions** (Figures 2-15, 2-17, 2-18, 2-19)

- Les roches très conductrices (porosité grande, perméabilité faible) sont inexploitable du point de vue hydrogéologie. Exemples: les argiles.



- Les roches très résistantes (porosité faible) contiennent insuffisamment d'eau libre pour être intéressantes.

**En résumé les roches favorables lorsque l'on cherche de l'eau doivent avoir une porosité élevée et une perméabilité grande, ces roches auront des résistivités moyennes qui oscillent entre 150 et 400 ohms.m en général dans la région Lémanique.**

Pour l'exploitation du pétrole, le problème est un peu différent, le pétrole ou le gaz étant deux fluides infiniment résistants.

Roches	Porosité totale (%)	Perméabilité (cm/s)	Résistivité (ohms*m)
Argilite	35	10 <sup>-8</sup> - 10 <sup>-9</sup>	70 à 200
Craie	35	10 <sup>-5</sup>	30 à 300
Tuf volcanique	32	10 <sup>-5</sup>	20 à 300
Marnes	27	10 <sup>-7</sup> - 10 <sup>-9</sup>	20 à 100
Grès	3 à 35	10 <sup>-3</sup> - 10 <sup>-6</sup>	30 à 800
Dolomite	1 à 12	10 <sup>-5</sup> - 10 <sup>-7</sup>	200 à 10'000
Calcaires	3	10 <sup>-10</sup> - 10 <sup>-12</sup>	200 à 10'000
Métaschistes	2.5	10 <sup>-4</sup> - 10 <sup>-9</sup>	300 à 800
Gneiss	1.5	10 <sup>-8</sup>	1'000 à 20'000
Quartzite	<1	10 <sup>-10</sup>	1'000 à 10'000
Granite	1	10 <sup>-9</sup> - 10 <sup>-10</sup>	1'000 à 15'000
Gabbro	1 à 3	10 <sup>-4</sup> - 10 <sup>-9</sup>	6'000 à 10'000
Basalte	1.5	10 <sup>-6</sup> - 10 <sup>-8</sup>	800 à 15'000

**Figure1.10** Porosité, perméabilité et résistivité de différentes roches

Lithologie	Chattien (%)	Aquitaniien (%)	Burdigalien (%)
Grès	25	57.5	81
Grès marneux	38	22	15
Marne	31.5	18	4
Argile	3	2.5	
Calcaire lacustre	2.5		
Gamme des résistivités	15 - 40	40 - 90	60 - 150
Résistivité moyenne	30	65	110

**Figure 1.11** Composition et résistivité des molasses du Plateau Suisse

<u>PERMEABILITE</u> K	en m/s	10 <sup>1</sup>	1	10 <sup>-1</sup>	10 <sup>-2</sup>	10 <sup>-3</sup>	10 <sup>-4</sup>	10 <sup>-5</sup>	10 <sup>-6</sup>	10 <sup>-7</sup>	10 <sup>-8</sup>	10 <sup>-9</sup>	10 <sup>-10</sup>
	en darcy cm/s	10 <sup>3</sup>	10 <sup>2</sup>	10 <sup>1</sup>	1	10 <sup>-1</sup>	10 <sup>-2</sup>	10 <sup>-3</sup>	10 <sup>-4</sup>	10 <sup>-5</sup>	10 <sup>-6</sup>	10 <sup>-7</sup>	10 <sup>-8</sup>
<u>GRANULOMETRIE</u> diamètre des grains en mm	homogène	graviers		sable pur			sable très fin		silt		argiles		
	variée	graviers gros et moyens	graviers et sable	2			0.25	0.06		0.002		argiles	
<u>TYPES DE FORMATIONS</u>		roches perméables			semi-perméables				impermeables				

Figure 1.12 Granulométrie et perméabilité (1 darcy = 1 cm<sup>3</sup>/s à travers 1 cm<sup>2</sup> sous un gradient hydraulique de 1 atm/cm)

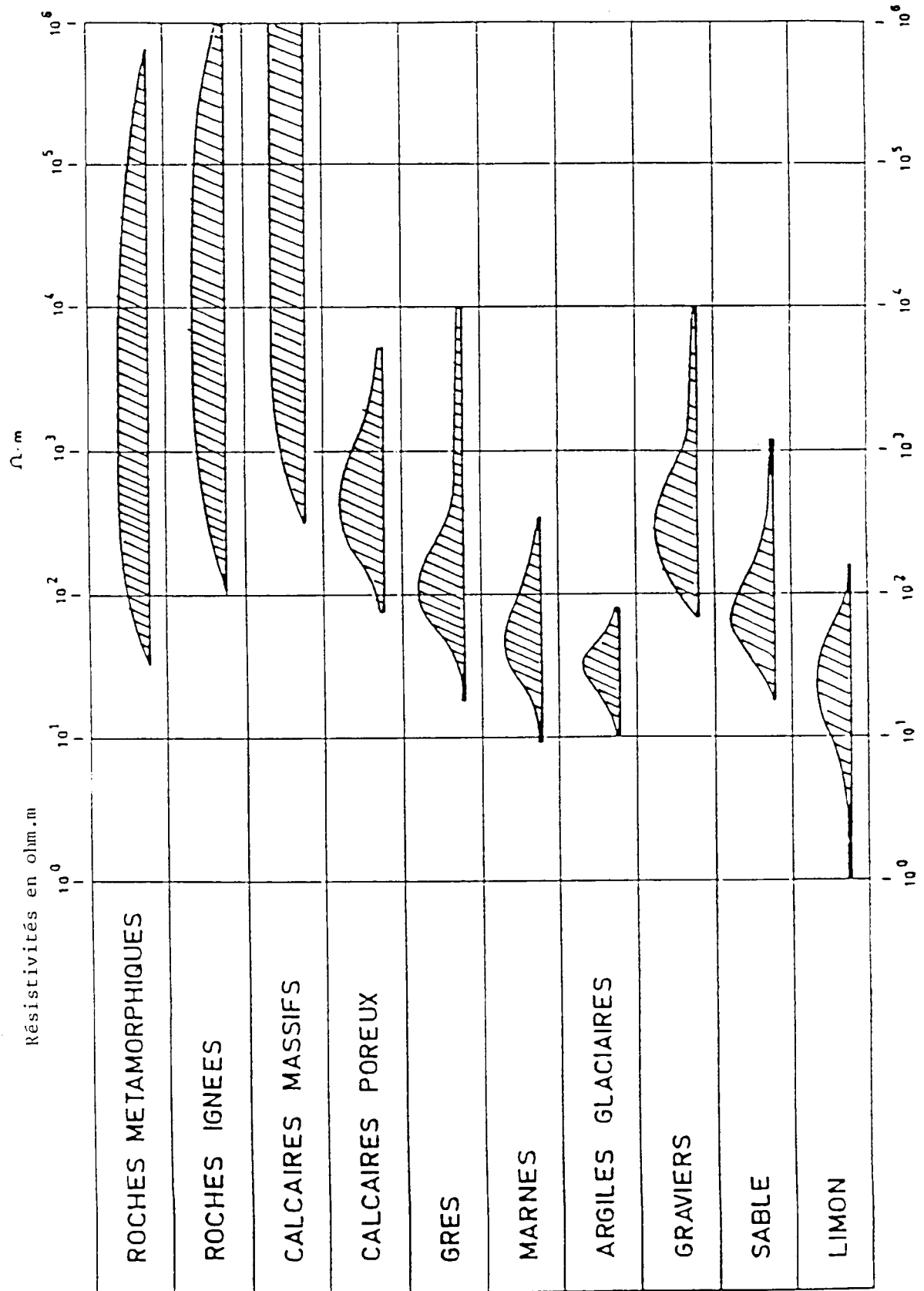
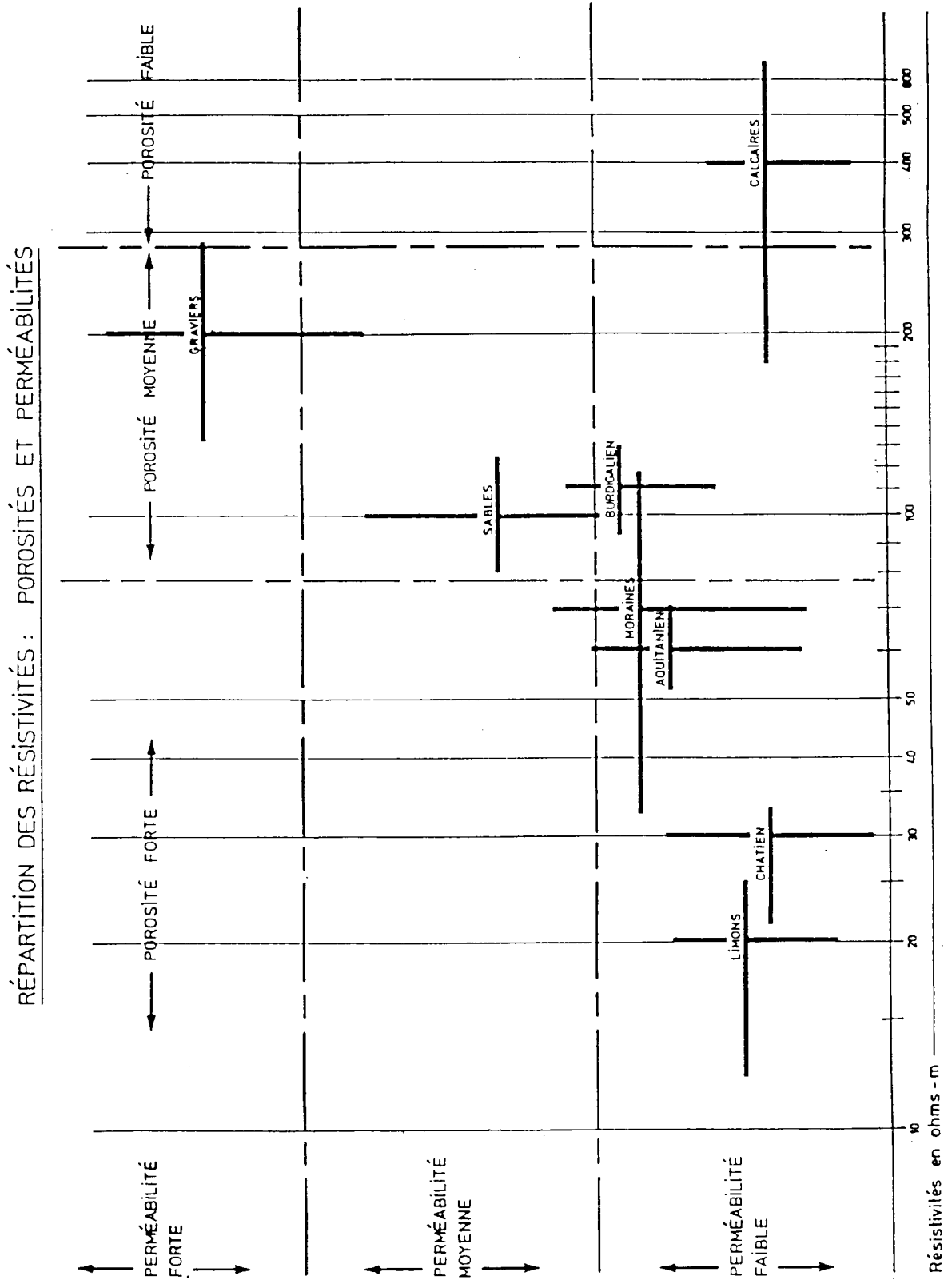


Figure 1.13 Plage des résistivités de différentes formations du Plateau Suisse.



**Figure 1.14** Répartition des résistivités : porosités et perméabilités

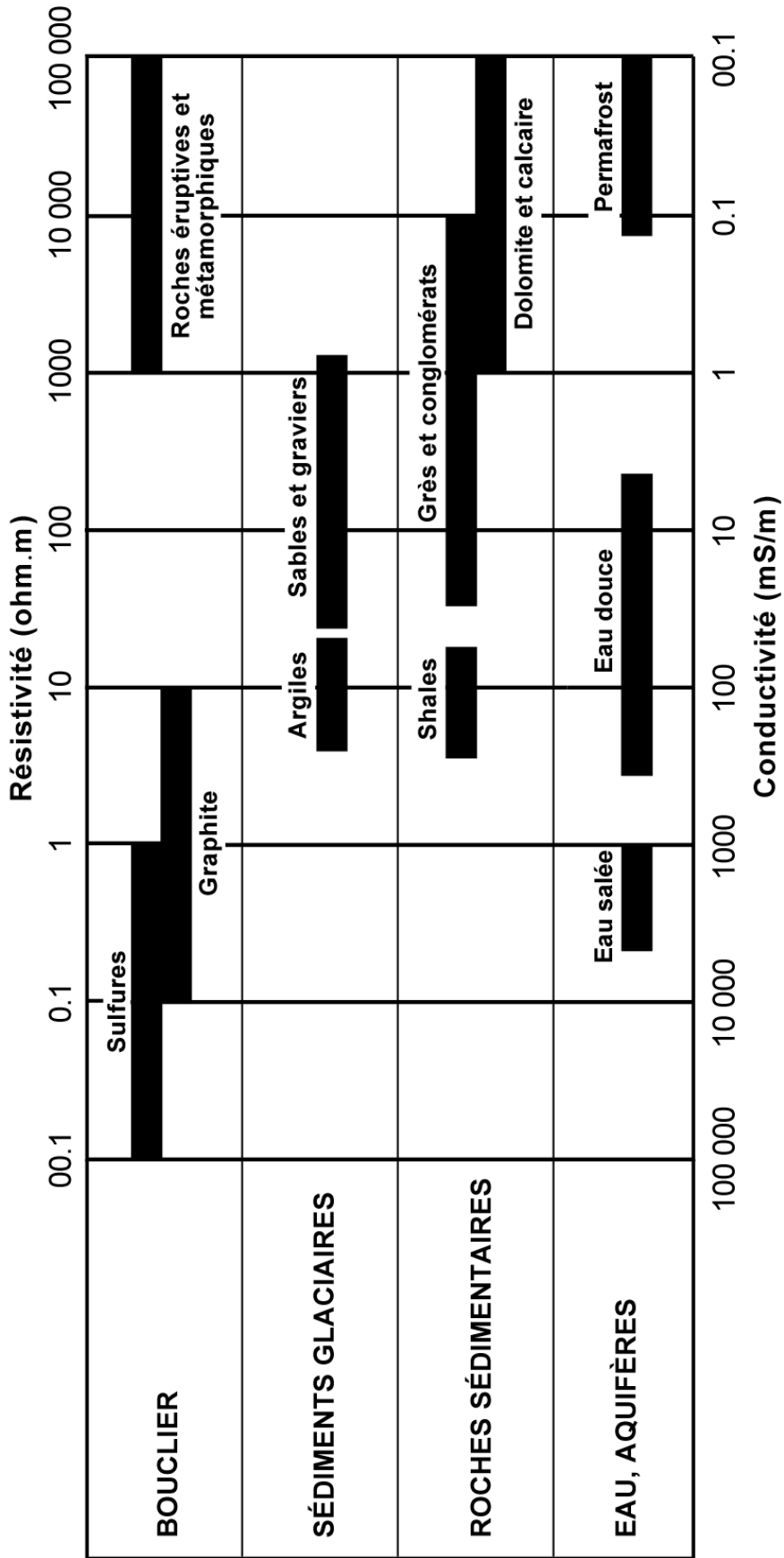


Figure 1.15 Résistivité et conductivité

## CHAPITRE 2

### LA SISMIQUE

#### 2.1 Généralité

La sismique étudie les variations de la vitesse sismique du sous-sol, variations qui sont en relation avec la dureté, le degré de consolidation et la saturation. Avec cette méthode on peut distinguer la roche compacte du terrain meuble, la roche compacte et la roche altérée, les zones fracturées dans une roche saine, le niveau de la nappe phréatique.

Parmi les méthodes géophysiques la sismique est de loin la méthode la plus importante tant du point de vue de l'argent dépensé que du point de vue des géophysiciens employés.

En recherche pétrolière il s'agit essentiellement de sismique réflexion alors que dans les travaux relevant de la géologie de l'ingénieur (construction de routes, barrages, tunnels, hydrogéologie,...), il s'agit le plus souvent de sismique réfraction..

La sismique étudie les variations de la vitesse sismique du sous-sol, variations qui sont en relation avec la dureté, le degré de consolidation et la saturation. Avec cette méthode on peut distinguer la roche compacte du terrain meuble, la roche compacte et la roche altérée, les zones fracturées dans une roche saine, le niveau de la nappe phréatique.

Parmi les méthodes géophysiques la sismique est de loin la méthode la plus importante tant du point de vue de l'argent dépensé que du point de vue des géophysiciens employés.

En recherche pétrolière il s'agit essentiellement de sismique réflexion alors que dans les travaux relevant de la géologie de l'ingénieur (construction de routes, barrages, tunnels, hydrogéologie,...), il s'agit le plus souvent de sismique réfraction..

#### 2.2 Paramètres mesurés

##### 2.2.1 Introduction

La **méthode sismique** est l'étude de la propagation d'ondes sismiques provoquées par l'homme. Le paramètre qui nous intéresse est la **vitesse de propagation** de ces ondes dans le sous-sol. En effet chaque roche peut être définie à partir de la mesure de la vitesse sismique qui lui est propre.

La propagation des ondes sismiques dépend des **propriétés élastiques** des roches composant le sous-sol. La théorie de l'élasticité est une théorie mathématique rigoureuse. Elle part du principe suivant :

Il n'existe pas de corps indéformable. Un solide, s'il est soumis à des tensions, se déforme. On pose à priori que forces et déformations sont infiniment petites, ce qui revient à écrire (du point de vue mathématique) que les relations entre forces et déformations sont linéaires, ce qui implique que les déformations sont **réversibles**. Cela signifie que le corps reprend sa forme initiale dès que les forces qui s'exercent sur lui ont cessé. Un tel corps idéal est dit élastique. Dans un corps de ce type, toute l'énergie est conservée.

Les roches peuvent être considérées comme élastiques lorsque les déformations sont faibles.

- Cette théorie de l'élasticité s'applique très bien à la propagation des ondes sismiques, pour autant que l'on ne soit pas trop près de la source. En effet près de la source, les déformations sont trop grandes et elles deviennent **irréversibles**. Par exemple, après

l'explosion, il y a un cratère autour du point de tir, et de plus une partie de l'énergie s'est transformée en chaleur.

## 2.2.2 Elasticité

On définit un certain nombre de paramètres d'élasticité :

### 2.2.2.1 Le module de young E (module de traction)

Si un corps a une longueur  $l$  et qu'il s'allonge sous l'effet d'une traction de la quantité  $\Delta l$  on obtient :

$$\frac{\Delta l}{l} = \frac{1}{E} \frac{F}{S}$$

$F$  = force de traction appliquée [N]  
 $S$  = section [ $m^2$ ]  
 $E$  = module de Young [Pa]

Coefficient de Poisson (module de compression élastique)

$$\frac{\Delta l}{l} = -\frac{1}{\sigma} \frac{\Delta d}{d}$$

$d$  = épaisseur [m]  
 $d$  = rétrécissement [m]  
 $\sigma$  = coefficient de Poisson [sans dimension]

### 2.2.2.2 Module d'incompressibilité K

Si  $V$  est le volume, on définit la dilatation cubique comme :  $\theta = \frac{\Delta V}{V}$

Si  $P$  est la pression appliquée on obtient :  $K = \frac{\Delta P}{\theta}$      $K = \frac{E}{3(1-2\sigma)}$

### 2.2.2.3 Module de torsion ou de rigidité, module de cisaillement

Il peut s'exprimer en fonction de  $E$  et de  $\sigma$  :  $\mu = \frac{E}{2(1+\sigma)}$

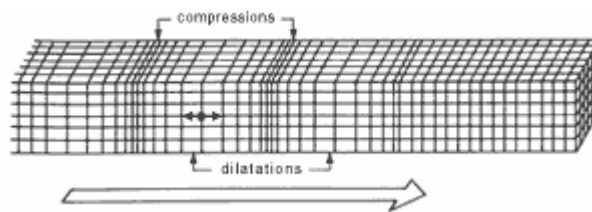
$\mu$  est évidemment nul pour un liquide qui ne résiste pas aux efforts tangentiels. Un tel liquide est dépourvu de toute rigidité. Il est très souvent noté  $G$  en génie civil.

## 2.3 Ondes sismiques

Dans un milieu homogène, infini, isotrope et élastique deux sortes d'ondes peuvent principalement se propager : les ondes P et les ondes S.

### 2.3.1 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. Le sens de vibration des particules est parallèle à l'axe de propagation :



**Figure 2.1** Les ondes P d'après le cd-rom "Géophysique de gisement et de génie civil", MARI et CHAPPELLIER (1999)

La vitesse de telles ondes peut s'exprimer en fonction des différents paramètres d'élasticité :

$$V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E(1-\sigma)}{\rho(1+\sigma)(1-2\sigma)}}$$

K = module d'incompressibilité [Pa]

$\mu$  = module de torsion [Pa]

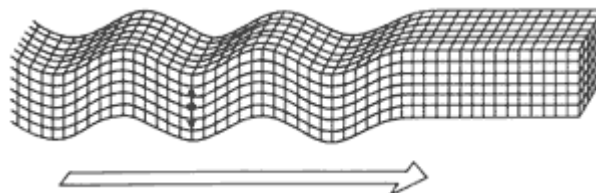
$\rho$  = densité [sans dimension]

E = module de Young [Pa]

$\sigma$  = coefficient de Poisson [sans dimension]

### 2.3.2 Onde 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 :



**Figure 2.2** Les ondes S d'après le cd-rom "Géophysique de gisement et de génie civil", MARI et CHAPPELLIER (1999)



Comme il n'existe pas de module de cisaillement dans les liquides, les ondes S ne s'y propagent pas. La vitesse des ondes secondaires s'exprime en fonction elle aussi des paramètres d'élasticité :

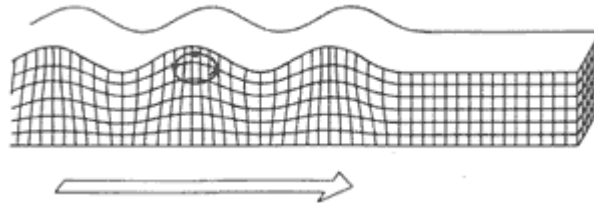
$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

$\mu$  = module de torsion [Pa]  
 $\rho$  = densité [sans dimension]

### 2.3.3 Les ondes guidés

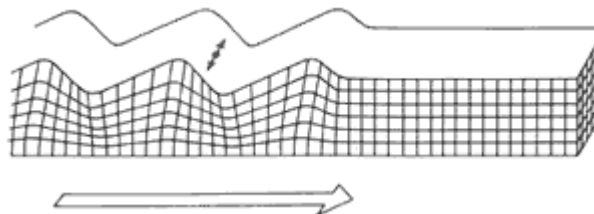
D'autres ondes apparaissent et se propagent le long de surfaces qui agissent comme guide d'ondes. Ces ondes sont appelées ondes de surface ou ondes guidées. les ondes guidées sont principalement des ondes de Rayleigh et des ondes de Love.

Les **ondes de Rayleigh** ont un mouvement de particules elliptique dans le plan perpendiculaire à la surface de la direction de propagation :



**Figure 2.3** Les ondes de Rayleigh d'après le cd-rom "Géophysique de gisement et de génie civil", MARI et CHAPPELLIER (1999)

Les **ondes de Love** sont des ondes S, polarisées horizontalement. La direction de polarisation étant perpendiculaire à la direction de propagation :



**Figure 2.4** Les ondes de Love d'après le cd-rom "Géophysique de gisement et de génie civil", MARI et CHAPPELLIER (1999)

En sismique de puits ou en diagraphe acoustique, le trou de forage est un guide d'ondes et on y observe des ondes particulières appelées **ondes de Stoneley** ou **ondes de tube**.

En sismique terrestre la surface libre (limite air/formation) donne naissance aux ondes de Rayleigh. La zone altérée de surface agit comme un guide d'onde qui donne naissance aux ondes de pseudo-Rayleigh et de Love.

## 2.4 Vitesses sismiques

### 2.4.1 Introduction

On a souvent besoin, pour savoir si la méthode sismique réfraction est applicable à certains problèmes, de connaître l'ordre de grandeur relatif des vitesses des différentes roches en présence. En effet l'emploi de cette méthode est conditionné par l'existence d'un **contraste** suffisant entre les vitesses des différentes couches de la zone à étudier.

En sismique réflexion c'est l'**impédance acoustique** qui intervient et le pouvoir réflecteur du miroir ou coefficient de réflexion à incidence normale. On définit l'impédance acoustique comme le produit de la vitesse par la densité, le pouvoir réflecteur d'un miroir devient :

$$R = \frac{V_2 \rho_2 - V_1 \rho_1}{V_2 \rho_2 + V_1 \rho_1} \quad \begin{array}{l} V = \text{vitesse du milieu [m/s]} \\ \rho = \text{densité du milieu [sans dimension]} \end{array}$$

On remarque qu'en sismique réflexion c'est le contraste d'impédance acoustique qui intervient alors qu'en réfraction il s'agit du contraste de vitesse.

### 2.4.2 La porosité et la saturation

D'une façon générale, les vitesses sismiques décroissent lorsque les porosités croissent. Par ailleurs, pour une même porosité, les terrains propagent les ondes sismiques plus rapidement quand ils sont saturés que quand ils ne le sont pas. Par exemple, pour une porosité de 60% environ, la vitesse de propagation est proche de 330 m/s (vitesse de l'air) lorsque la roche est sèche, et de 1500 m/s (vitesse dans l'eau) si la roche est saturée.

La mesure de la vitesse dans un terrain saturé permet par ailleurs d'obtenir la porosité grâce à la **Loi de Wyllie**, qui reste approximative, mais qui est utile pour l'estimation des porosités en général, et plus particulièrement pour l'estimation du degré de fracturation des roches consolidées :

$$\frac{1}{V_r} = \frac{\phi}{V_f} + \frac{(1-\phi)}{V_{ma}} \quad \begin{array}{l} \phi = \text{porosité [\%]} \\ V_r = \text{vitesse mesurée dans la roche [m/s]} \\ V_f = \text{vitesse de propagation dans le fluide imprégnant la roche [m/s]} \\ V_{ma} = \text{vitesse de propagation dans la matrice [m/s]} \end{array}$$

### 2.4.3 La présence d'argiles

**Castagna (1985)** a proposé aussi un ensemble de formule liant les vitesses P ou S à la porosité, l'argilosité, et la vitesse P par rapport à la vitesse S. Ces lois ont été tirées de mesures de laboratoire réalisées sur des échantillons de grès et d'argiles.

$$\begin{array}{l} V_s = 0.862 V_p - 1170 \\ V_p = 5810 - 9420 \phi - 2210 V_{cl} \\ V_s = 3890 - 7070 \phi - 2040 V_{cl} \end{array} \quad \begin{array}{l} V_s = \text{vitesse de l'onde S [m/s]} \\ V_p = \text{vitesse de l'onde P [m/s]} \\ V_{cl} = \text{volume d'argile [exprimé entre 0 et 1]} \end{array}$$

#### 2.4.4 La profondeur et l'âge de la formation

Les vitesses augmentent généralement avec la profondeur et l'âge de la formation, cela peut être dû à :

- une diminution de la porosité
- une augmentation de la saturation

**Faust** (1957) a développé une relation empirique qui relie la vitesse  $V_p$  et la profondeur :

$$V_p = L (A z)^{1/6}$$

$V_p$  = vitesse de l'onde P [m/s]  
 $L$  = facteur lithologique  
 $A$  = âge de la formation [années]  
 $z$  = profondeur [m]

#### 2.4.5 L'anisotropie

Les vitesses sismiques montrent aussi de l'anisotropie dans les milieux stratifiés. La vitesse longitudinale est en générale plus élevée de 10 à 15 % que la vitesse transversale.

#### 2.4.6 $V_s$ à partir des ondes de Stoneley

En acoustique il existe aussi une approximation (White 1983) qui permet d'obtenir la vitesse des ondes S en fonction de la vitesse des ondes de Stoneley et des densités.

Pour une formation saturée en eau on obtient :

$$\frac{1}{V_s^2} = \frac{\rho}{\rho_f} \left( \frac{1}{V_{st}^2} - \frac{1}{V_f^2} \right)$$

$V_s$  = vitesse de l'onde S [m/s]  
 $V_{st}$  = vitesse de l'onde de Stoneley [m/s]  
 $V_f$  = vitesse du fluide [m/s]  
 $\rho$  = densité de la formation  
 $\rho_f$  = densité du fluide

#### 2.4.7 Gamme de vitesses

On peut distinguer 6 grands groupes de roches sur les vitesses P :

1. **Roche compactes**, porosités inférieures à 3%, pas de fracturation, pas d'altération. Granites, Gneiss, Dolomites et calcaires massifs, Marbres, Quartzites, Basaltes. Vitesses de 4000 à 6000 m/s.
2. **Les mêmes roches mais fracturées**, porosité totale de 3 à 10%, peu ou pas d'altération. Vitesses de 3000 à 4000 m/s.
3. **Roches poreuses**, porosité supérieure à 5% pas de fracturation, pas d'altération. Calcaires, Craies, Grès,... Vitesses 2500 à 4000 m/s.
4. **Les mêmes roches mais fracturées**, porosités supérieures à 8%, peu ou pas d'altération. Vitesses 2000 à 3500 m/s.

5. **Roches altérées**, vitesses très variables selon le degré d'altération. Vitesses toujours inférieures aux vitesses dans les roches saines.
6. **Formations meubles**, soit non consolidées, soit déconsolidées par une profonde altération ( surtout pour les roches à feldspaths abondants ) Gravier, sables, silts, tuf, Moraines Altérites. Vitesses 300 à 2500 m/s.

Les formations aériées (air 330 m/s) présentent des vitesses plus faibles que celles qui sont saturées (eau = 1500 m/s).

Avant de tirer des conclusions trop hâtives à partir de l'estimation des vitesses des roches on peut se souvenir de quelques règles :

- La vitesse est grossièrement proportionnelle au degré de consolidation des roches.
- Dans du matériel non consolidé, la vitesse augmente avec la saturation en eau.
- L'altération de la roche diminue généralement sa vitesse.
- Les mesures de vitesse sont très sensibles au pendage.

### 2.4.8 Exemples

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

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

## 2.5 Radioactivité

### 2.5.1 Principe

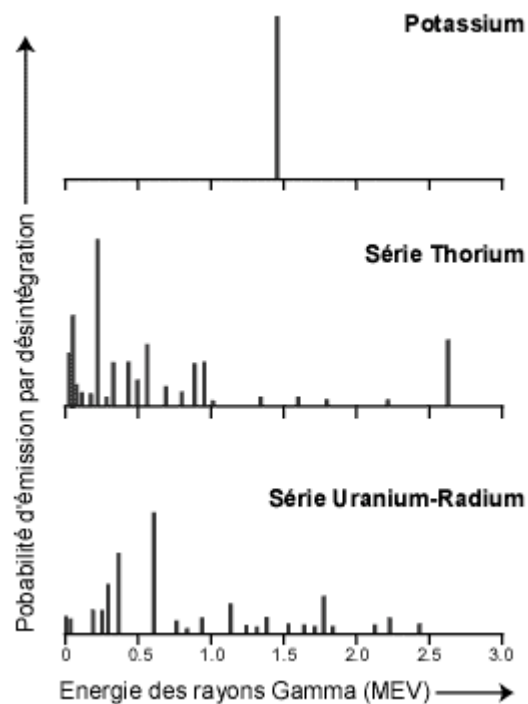
On appelle radioactivité naturelle la transformation spontanée d'un noyau atomique au cours de laquelle ce dernier émet un rayonnement.

Les rayonnements observés peuvent être :

Des rayonnements  $\alpha$  constitués par des noyaux d'atome d'hélium chargés positivement. Ces rayonnements sont très peu pénétrants, quelques microns d'aluminium suffisent à les arrêter. Ils n'interviennent pas dans nos mesures.

Des rayonnements  $\beta$  composés d'électrons rapides. Eux aussi sont peu pénétrants et quelques millimètres d'aluminium les arrêtent. Ils ne jouent pas de rôle dans nos mesures.

Des rayonnements gamma constitués de photons de grande énergie, cent fois plus pénétrants que les rayons  $\beta$ . Ce sont eux qui vont intervenir dans nos mesures.



**Figure 2.5** spectre d'émission des rayons gamma des 3 éléments radioactifs principaux

Les rayonnements gammas sont caractérisés par leur énergie  $E$ . L'énergie d'une émission gamma, souvent exprimée en million d'électrons-volts (MeV), est caractéristique du noyau et donc de l'isotope qui l'a produite, comme le montre la figure ci-dessus où l'on a représenté le spectre d'émission de rayons gamma des trois éléments radioactifs principaux.

### 2.5.2 Élément radioactif

De très nombreux isotopes naturels sont radioactifs. Seuls trois d'entre eux jouent un rôle notable dans la radioactivité naturelle des minéraux et des roches. Les autres sont extrêmement peu stables ou extrêmement rares.

Les trois isotopes qui intéressent le géophysicien sont :

L'uranium  $^{238}\text{U}$  : Il émet un rayonnement gamma de haute énergie, et représente en moyenne 2 à 3 ppm de la croûte terrestre. Un gramme d'uranium avec ses produits de filiation émet 33400 photons gammas par seconde.

Le thorium  $^{232}\text{Th}$  : Il est moins actif que l'Uranium, un gramme de thorium et ses produits de filiation émettent 17400 gammas par seconde.

Le potassium  $^{40}\text{K}$  : Le potassium est un élément très répandu dans les roches, son abondance se chiffre en % de l'ordre de 2,5 %. Seul l'isotope 40 est radioactif ; il représente environ 0,012% du potassium total de sorte que l'on peut dire que le potassium 40 radioactif constitue quelque 2,8 ppm de la croûte terrestre. L'énergie du rayonnement gamma due au potassium est relativement faible. Son activité est de 3.31 photons gammas par seconde pour un gramme de potassium total, soit 27583 photons gammas par seconde pour un gramme de potassium 40 radioactif.

### 2.5.3 Minéraux et roches

On peut subdiviser les minéraux où entrent des éléments radioactifs en minéraux essentiels et minéraux accessoires. Les minéraux essentiels sont des constituants importants des roches. A ces deux catégories il faut ajouter certaines accumulations exceptionnelles.

Le potassium entre dans la composition de nombreux minéraux essentiels. Les feldspaths potassiques en contiennent beaucoup ainsi que certains micas. Toutes les roches peuvent, à priori, être radioactives du fait de la dissémination très générale de ces éléments, cependant leur fixation préférentielle sur les sédiments fins fait que ceux-ci sont généralement plus radioactifs que les sédiments grossiers.

D'autre part les argiles se montrent le plus souvent fortement radioactives, cette particularité peut avoir des causes très diverses :

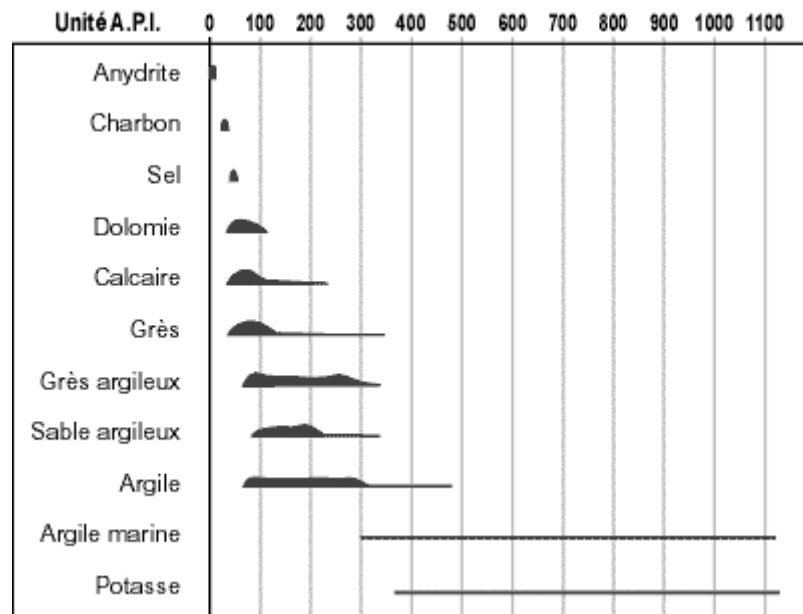
- Il s'agit d'argiles potassiques
- Les argiles ne sont pas potassiques, mais elles s'accompagnent de nombreux minéraux accessoires à potassium, uranium et thorium.
- Les argiles, à l'origine non radioactives, ont adsorbé des cations comportant uranium et thorium. Ce cas est fréquent.
- Certains types lithologiques sont naturellement radioactifs : niveaux de sels potassiques, hard ground phosphatés, grès micacés de mer du nord.

En fait les principales roches réservoirs peuvent être classées selon leur degré de radioactivité :

#### 1. Roches à radioactivité élevée :

- la plupart des argiles, qui constituent d'ailleurs le support préférentiel de fixation des trois éléments radioactifs et qui, par ailleurs, peuvent renfermer des proportions importantes de matière organique ou de phosphates, riches eux-mêmes en uranium
- les schistes noirs
- les évaporites potassiques
- les phosphates

- certains sables et grès riches en minéraux accessoires à uranium et thorium
  - les granites potassiques et les roches en décaolant
2. Roches à radioactivité moyenne :
- les grès et les sables
  - les gneiss
3. Roches à radioactivité faible :
- les calcaires et les dolomies
  - les charbons en général
  - les évaporites sans potassium, la halite et l'anhydrite
  - les roches basiques et ultrabasiques



**Figure 2.6** Radioactivité naturelle des principaux types de roches  
 A.P.I : unité de calibration de l'American Petroleum Institute. Utilisée pour la diagraphie gamma Ray.

## 2.6 Densité

### 2.6.1 Définition

La masse volumique est définie comme le quotient de la masse et du volume d'un matériel :  
 Généralement le symbole pour la masse volumique est  $\rho$ , mais comme ce symbole est également utilisé pour les résistivités, nous utiliserons donc  $d$ , et le terme densité en lieu et place de masse volumique.

L'unité SI pour la densité est le  $\text{Kg/m}^3$  avec  $1 \text{ g/cm}^3 = 1000 \text{ Kg/m}^3$

Du fait de l'hétérogénéité des roches, il est nécessaire de distinguer entre les différentes densités relatives aux divers composants qui constituent le matériel appelé roche :

- $d$  = la densité globale, c'est-à-dire la densité moyenne d'un volume de roche, par exemple la densité des grès
- $d_i$  = la densité des minéraux qui sont des composants de la roche, par exemple la densité du quartz
- $d_m$  = La densité de la matrice qui est la densité de la partie solide de la roche, par exemple la densité de la matrice calcaire
- $d_w$  = la densité du fluide qui remplit les pores de la roche, par exemple la densité de l'eau

Pour une roche poreuse et saturée, on peut écrire :

$$d = (1 - \phi)d_m + \phi d_f \quad \phi = \text{porosité totale.}$$

Pour une description complète d'une roche poreuse, il faut aussi faire intervenir un autre paramètre qui est la saturation en fluide des pores de la roche. L'équation devient alors :

$$d = (1 - \phi)d_m + \phi[S_w d_w + (1 - S_w)d_{air}]$$

### 2.6.2 Minéraux et fluides

Il existe de nombreuses tables donnant les densités des minéraux. Pour les plus courants des minéraux, la densité varie de 2,2 à 3,5  $10^3 \text{ kg/m}^3$ . Citons quelques-uns des minéraux les plus courants :

- Le quartz : 2,648  $10^3 \text{ kg/m}^3$
- La calcite : 2,710  $10^3 \text{ kg/m}^3$
- La dolomite : 2,866  $10^3 \text{ kg/m}^3$
- L'anydrite : 2,963  $10^3 \text{ kg/m}^3$
- La halite : 2,163  $10^3 \text{ kg/m}^3$

La densité des liquides et des gaz est contrôlée par la composition chimique ainsi que par la température et la pression. Pour les liquides, Schlumberger donne les valeurs moyennes suivantes :

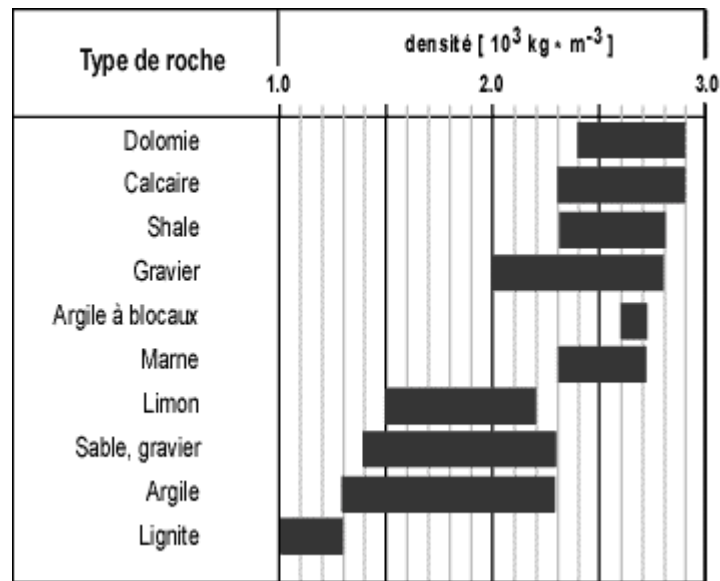
- Eau douce : 1,000  $10^3 \text{ kg/m}^3$
- Eau salée (200,000ppm) 1,146  $10^3 \text{ kg/m}^3$
- Pétrole (huile) : 0,85  $10^3 \text{ kg/m}^3$
- Air, Gaz 0,0013  $10^3 \text{ kg/m}^3$

### 2.6.3 Roches

Pour les roches ignées et la plupart des roches métamorphiques la porosité est relativement faible et peut être ignorée. La densité de ces roches va donc dépendre principalement des minéraux les constituant, elle varie entre 2,6 et 3,4  $10^3 \text{ Kg/m}^3$ . La pression joue un rôle au début car les pores et les fractures se ferment lorsque la pression augmente et la densité augmente puis très rapidement elle reste stable.



Pour les roches sédimentaires, qui sont les principaux réservoirs, la densité varie beaucoup plus :



**Figure 2.7** Densité des principales roches sédimentaires (d'après Wohlenberg, 1982)

Pour les sédiments non consolidés, comme les sols ou les sables, la densité peut descendre lorsqu'ils sont secs jusqu'à des valeurs beaucoup plus faibles de  $1,3 \cdot 10^3 \text{ Kg/m}^3$ . Une autre caractéristique des sédiments poreux c'est leur relative compressibilité, ce qui a pour conséquence que leur densité varie avec la profondeur et donc la pression. Cette relation n'est pas linéaire et atteint une valeur asymptotique pour les grandes profondeurs (environ 2 Km).

## 2.7 Bibliographie

- CHAPELLIER, D.**, 1987, DIAGRAPHIES APPLIQUEES A L'HYDROLOGIE, TECHNIQUE ET DOCUMENTATION ( LAVOISIER), *DIAGRAPHIES*
- DOBRIN, M. B.**, 1976: INTRODUCTION TO GEOPHYSICAL PROSPECTING, MC GRAW-HILL BOOK CO., *GENERAL*
- GEOPHYSICAL PROSPECTING** revue publiée chez BLACKWELL SCIENTIFIC PUBLICATIONS, *GENERAL*
- GEOPHYSICS**, revue de la S.E.G., *GENERAL*
- GRIFFITHS, D.H. AND KING, R. F.** , 1981: APPLIED GEOPHYSICS FOR GEOLOGISTS & ENGINEERS, PERGAMON PRESS, *GENERAL*
- JOURNAL OF APPLIED GEOPHYSICS**, revue publiée chez ELSEVIER, *GENERAL*
- KELLER, G.V. and F.C. FRISCHKNECHT**, 1966: ELECTRICAL METHODS IN GEOPHYSICAL PROSPECTING., PERGAMON PRESS., *ELECTRICITE*
- KUNETZ, G.**, 1966: PRINCIPLES OF DIRECT CURRENT RESISTIVITY PROSPECTING, MONOGR., SER. NO2. GEOPUBL. ASSOC.GEOEXPLOR., *ELECTRICITE*
- MEYER DE STADELHOFEN, C.**, 1991: APPLICATION DE LA GEOPHYSIQUE AUX RECHERCHES D'EAU, TECHNIQUE ET DOCUMENTATION ( LAVOISIER ), *GENERAL*
- MILSON, J.**, 1989: FIELD GEOPHYSICS, GEOLOGICAL SOCIETY OF LONDON HANDBOOK OPEN UNIVERSITY PRESS, *GENERAL*
- PARASNIS, D. S.**, 1973: MINING GEOPHYSICS, ELSEVIER, *GENERAL*
- PARASNIS, D. S.**, 1979: PRINCIPLES OF APPLIED GEOPHYSICS, CHAPMAN & HALL, *GENERAL*
- SERRA, O.**, 1984: FUNDAMENTALS OF WELL-LOG INTERPRETATION, ELSEVIER SCIENCE PUBLISHERS, 1 ET 2, *DIAGAPHIES*
- STANLEY H. WARD**, 1990: GEOTECHNICAL AND ENVIRONMENTAL GEOPHYSICS, S.E.G. INVESTIGATIONS IN GEOPHYSICS, VOL 5, EDWIN B. NEITZEL, SERIES EDITOR, I, II, AND III, *GENERAL*
- TELFORD, W. M., L., P. GELDART, R. E. SHERIFF AND D. A. KEYS**, 1976: APPLIED GEOPHYSICS, CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, *GENERAL*
- REYNOLDS, J.M.**, 1997 AN INTRODUCTION TO APPLIED AND ENVIRONMENTAL GEOPHYSICS, WILEY, *GENERAL*.