HAL
open science

Imagerie sismique : inversion en vitesse et en facteur de qualité de mesures de transparence sonique entre forages ; application au contrôle des injections

Philippe Cote

To cite this version:

Philippe Cote. Imagerie sismique : inversion en vitesse et en facteur de qualité de mesures de transparence sonique entre forages ; application au contrôle des injections. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1983. Français. NNT : . tel-00749694

HAL Id: tel-00749694

https://theses.hal.science/tel-00749694

Submitted on 8 Nov 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

GEOLOGIE GRENOBLE UJF
D 050 035737 1

DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GÉOLOGIE ET DE MÉCANIQUE

Université Scientifique et Médicale Grenoble Science

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE 3e CYCLE
Spécialité : PHYSIQUE
Mention : GÉOPHYSIQUE

par

Philippe CÔTE

SUJET

Imagerie sismique : inversion en vitesse et en facteur de qualité de mesures de transparence sonique entre forages.

Application au contrôle des injections.

Soutenue le 21 Octobre 1983 devant la Commission d'Examen

M. G. PERRIER	Président
M. R. LAGABRIELLE	Rapporteur
M. J.-L. AURIAULT	
M. J.-R. GRASSO	Examinateurs
M. M. RAT	

GRENOBLE

THESE de 3e CYCLE

Titre de l'ouvrage :

IMAGERIE SISMIQUE :
inversion en vitesse et en facteur
de qualité de mesure de transparence
sonique entre forage.
application au contrôle des injections

Nom de l'auteur : Philippe CÔTE

Etablissement : Université Scientifique et Médicale de Grenoble

RESUME

Les récentes applications des théories de l'inversion à la physique du Globe ont été adaptées à l'échelle du Génie-Civil. Des mesures de durées de propagation entre puits permettent d'obtenir la répartition des vitesses sismiques dans le plan contenant les deux forages. Le problème de l'inversion en facteur de qualité peut se poser dans les mêmes termes que ceux de l'inversion en vitesse. Des mesures d'amplitudes permettent d'obtenir la répartition des facteurs de qualité. La mise au point des programmes d'inversion a nécessité une élaboration préalable de programmes de simulation. Les données synthétiques obtenues ont permis de juger de l'influence des divers paramètres sur les résultats des inversions ainsi que de tester les critères de contrôle des résultats.

Par la suite, un matériel spécifique a été mis au point afin d'obtenir des données réelles. Les géométries des premières images calculées, en vitesse et en facteur de qualité sont identiques. Ceci apporte une crédibilité importante aux résultats de l'inversion en facteur de qualité.

L'application particulière décrite ici est le contrôle des injections. Des mesures identiques avant et après injection ont permis de déterminer clairement les conséquences diverses de l'injection dans les sous-sols étudiés.

MOTS-CLES

Géophysique appliquée ; Sismique ; Problème Inverse ; Tomographie ; Vitesse ; Atténuation ; Contrôle des Injections.

INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GÉOLOGIE ET DE MÉCANIQUE

Université Scientifique et Médicale Grenoble

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE 3e CYCLE
Spécialité : PHYSIQUE
Mention : GÉOPHYSIQUE

par

Philippe CÔTE

SUJET

Imagerie sismique : inversion en vitesse et en facteur de qualité de mesures de transparence sonique entre forages.

Application au contrôle des injections.

Soutenue le 21 Octobre 1983 devant la Commission d'Examen

M. G. PERRIER	Président
M. R. LAGABRIELLE	Rapporteur
M. J.-L. AURIAULT	
M. J.-R. GRASSO	Examinateurs
M. M. RAT	

GRENOBLE

10048176

Ce travail a été effectué au Laboratoire Central des Ponts et Chaussées. Je remercie vivement M. PARRIAUD de m'y avoir accueilli. Mes remerciements vont également aux membres du Jury pour leurs commentaires éclairés.

Je remercie tout particulièrement M. R. LAGABRIELLE pour son aide quasi-quotidienne, M. R. LAFONT grâce à qui la réalisation pratique a pu être menée à bien. Enfin, je tiens à exprimer mon admiration pour Mme THOMAS qui a su déchiffrer tous mes hiéroglyphes sans jamais s'énerver.

---0---

S O M M A I R E

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: plalour@ujf-grenoble.fr

1. INTRODUCTION. — page 1

1.1. PRELIMINAIRES.

1.2. PROBLEME INVERSE (GENERALITES).

1.3. HYPOTHESES ET APPROXIMATIONS.

1.4. INJECTIONS.

2. SIMULATIONS. — page 11

2.1. DUREES DE PROPAGATION.

2.2. AMPLITUDES.

2.3. COEFFICIENTS DE TRANSMISSION.

3. INVERSIONS. — page 32

3.1. ASPECTS THEORIQUES.

3.2. INVERSION DES MESURES DE DUREES DE PROPAGATION.

3.3. INVERSION DES MESURES D'AMPLITUDE.

3.4. COMPARAISON V - Q.

3.5. CROSS-HOLE.

3.6. CONCLUSION.

4. OUTILS. — page 90

4.1. MATERIEL.

4.2. INFORMATIQUE.

...

4.3. PRISE DE DONNEES.

4.4. EXTENSIONS.

5. APPLICATION AU CONTROLE DES INJECTIONS. *page 103*

5.1. INTRODUCTION.

5.2. MESURES AVANT INJECTION (SABLES).

5.3. INVERSIONS (V -Q) AVANT INJECTION.

5.4. MESURES AVANT INJECTION (CALCAIRE)

5.5. INTERPRETATION GEOLOGIQUE.

5.6. CROSS-HOLE.

5.7. MESURES APRES INJECTION (SABLES).

5.8. COMPARAISON DES RESULTATS AVANT - APRES.

5.9. SIGNAUX ET SPECTRES.

5.10. CONCLUSION.

6. CONCLUSION GENERALE. *page 143*

--oOo--

1. INTRODUCTION.

1.1. PRELIMINAIRES.

1.2. PROBLEME INVERSE (GENERALITES)

1.3. HYPOTHESES ET APPROXIMATIONS

1.4. INJECTIONS.

1.4.1. Définition.

1.4.2. Contrôles.

1. INTRODUCTION.

1.1. PRELIMINAIRES.

Dans divers domaines, il est intéressant d'avoir une connaissance précise de la répartition des caractéristiques physiques d'un milieu en vue de son utilisation.

En Génie-Civil par exemple, la détermination des caractéristiques mécaniques d'un sous-sol présente un intérêt fondamental. Nous nous sommes intéressé à la mise au point d'une méthode permettant de déterminer la répartition spatiale des vitesses et des facteurs de qualité dans un milieu à deux dimensions, délimité par deux forages. Dans un des forages, nous plaçons une source sismique, dans l'autre, des récepteurs. Pour chaque position de la source, des mesures sont effectuées tout au long du forage récepteur. Les mesures utilisées sont de deux types : durées de propagation des ondes de compression ; amplitudes des premières arrivées. Les différentes positions de la source et des récepteurs permettent donc d'acquérir un ensemble fini de données.

Un problème inverse est alors ainsi posé : comment, à partir de cet ensemble de données, déterminer la répartition spatiale des vitesses et des facteurs de qualité des ondes P dans le terrain considéré ?

Les programmes d'inversion en vitesse ont été mis au point et testés grâce à des données simulées. Nous avons formulé le problème de la détermination des facteurs de qualité de façon à pouvoir le traiter de manière analogue à celui de la détermination des vitesses. Nous avons pu, par la suite, contrôler la méthode sur un site réel. Le but de cette application était le contrôle des injections (Génie-Civil).

La méthode ne se limite pas à cette application particulière. D'autres domaines d'expérimentation peuvent être envisagés : Contrôles non destructifs, Ouvrages d'art, fondations, prospection, etc...

1.2. PROBLEMES INVERSES (GENERALITES).

D'une manière générale, les physiciens (mathématiciens) construisent des *modèles* constitués de paramètres théoriques pour représenter la connaissance qu'ils ont de la réalité. Une méthode de calcul (*théorie*) appliquée sur

...

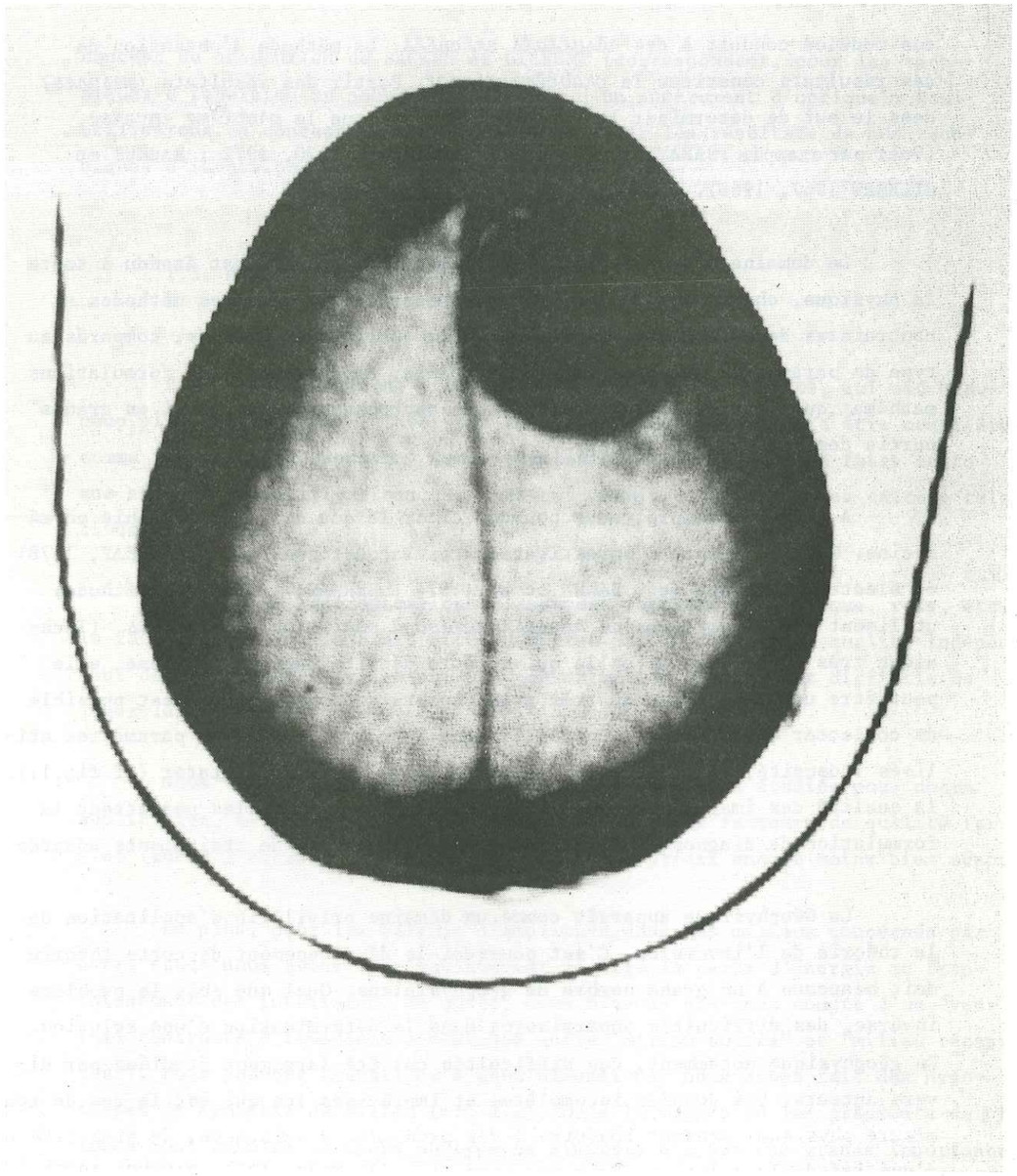


Fig. 1.1.

Exemple de tomographie (Rayons X) du cerveau.

La tumeur (méningiome) est très nettement localisée.

ces modèles conduit à des *résultats calculés*. La méthode d'obtention de ces résultats constitue le *problème direct*. Partir des résultats (*mesures*) dans le but de déterminer les paramètres constitue le *problème inverse*. (Voir par exemple : SABATIER, 1983, 1977 ; PARKER, 1970, 1972 ; BACKUS et GILBERT 1967, 1968).

Le domaine d'application des problèmes inverses s'est étendu à toute la physique, chaque application spécifique créant ses propres méthodes et contraintes de résolution. Le nombre et la qualité des données, comparés au type de paramètres qui constituent le modèle, conduisent à des formulations mathématiques variées. (La diversité des approches résulte aussi en grande partie des habitudes d'écoles).

A titre d'exemple, nous pouvons citer le cas de la tomographie en médecine. Que le support d'investigation soit acoustique (cf. GREENLEAF, 1978) ou électromagnétique (cf. BAKER et al, 1974 ; HERMAN, 1980), ces méthodes utilisent des algorithmes de *reconstruction à partir de projections*. (Technique très différente de celle qui va être décrite dans cette thèse, elle peut être utilisée grâce au très grand nombre de données qu'il est possible de collecter et au faible contraste, dans le corps humain, des paramètres utilisés : densité, vitesse des ultra-sons). Nous pouvons constater (cf.fig.1.1.) la qualité des images obtenues (tomographie Rayons X). Elles permettent la formulation de diagnostics plus sûrs et l'élaboration de traitements adaptés.

La Géophysique apparaît comme un domaine privilégié d'application de la théorie de l'inversion. C'est pourquoi le développement de cette théorie doit beaucoup à un grand nombre de géophysiciens. Quel que soit le problème inverse, des difficultés apparaissent dans la détermination d'une solution. En géophysique notamment, ces difficultés ont été largement étudiées par divers auteurs. Des données incomplètes et imprécises (ce qui est le cas de toute mesure physique) peuvent conduire à des problèmes d'existence, de stabilité ou d'unicité de la solution (Voir par exemple : SABATIER, 1971 ; PARKER, 1977). La linéarisation, et plus généralement la modélisation, induisent des approximations ou des erreurs inhérentes à toute théorie physique qui peuvent avoir des effets néfastes sur les résultats de l'inversion elle-même. (cf. TARANTOLA et VALETTE, 1982).

En sismologie, nous verrons plus précisément(cf. 3) comment la discrétisation du milieu peut s'effectuer et comment il est possible d'y adapter le

...

concept de *résolution* de BACKUS et GILBERT (correspondant, pour les techniques d'inversion au pouvoir séparateur d'un instrument d'optique). Nous utiliserons ce concept de résolution pour juger les résultats de nos techniques d'inversion.

1.3. HYPOTHESES ET APPROXIMATIONS.

Pour ce qui concerne l'inversion en facteur de qualité, qui est beaucoup plus complexe que l'inversion en vitesse, ce travail doit être considéré comme une première approche. Cette complexité nous a conduit à faire toute une série de simplifications qui nous ont permis d'aboutir à des calculs relativement simples.

En plus des approximations classiques (optique géométrique, rais, etc..) le fait de décrire l'anélasticité du milieu par un facteur de qualité indépendant de la fréquence est en soi une approximation dont il est difficile de juger les implications.

Nous verrons par la suite que dans les sous-sols étudiés pour notre application, nous sommes contraint de considérer des facteurs de qualité faibles (entre 5 et 30), ce qui rend la théorie a priori encore moins bien adaptée.

De plus, pour les calculs d'amplitude, dans les milieux concernés par notre étude, nous avons systématiquement négligé la perte d'énergie au franchissement des interfaces. En outre, nous n'avons pas tenu compte d'un éventuel contraste d'impédance acoustique entre "milieu source" et "milieu récepteur". Pour pouvoir travailler à deux dimensions, nous avons fait des hypothèses de symétrie du milieu (cf. 2.2). Dans la mesure où les gradients de vitesse sont faibles le choix du type de symétrie n'a pas une grande importance.

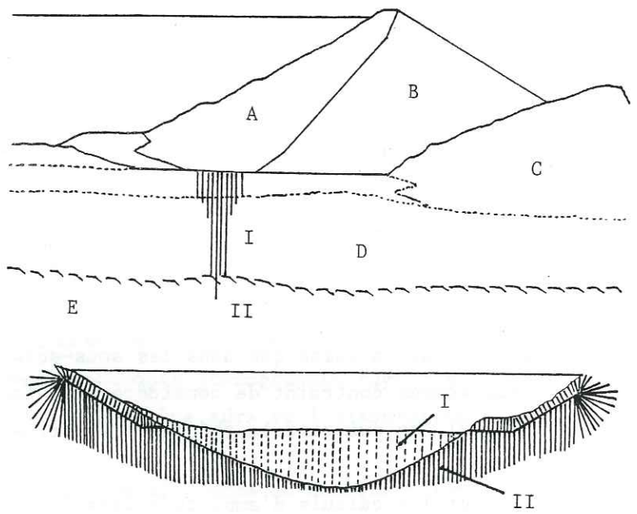
Toutes ces simplifications nous ont permis d'élaborer cette première approche relativement rapidement, de la tester sur des données réelles (cf. 5) et d'en tirer des conclusions intéressantes quant aux propriétés du milieu.

...

1.4. INJECTIONS.

1.4.1. *Définition.*

L'injection est le procédé de construction qui consiste à introduire dans un milieu fissuré ou poreux, par l'intermédiaire de forages, des liants ou coulis qui obturent les vides et se solidifient plus ou moins dans le temps, en vue d'améliorer la résistance ou l'étanchéité.



Vue et coupe d'un barrage

Fig. 1.2. *A : Noyau* *B : Corps d'appui* *C : Moraine latérale*
D : Moraine de fond *E : Rocher*
I : écran d'injection dans le terrain meuble
II : rideau d'injection dans le rocher.

Le domaine d'application de cette méthode est très vaste. On peut citer notamment les voiles d'étanchéité, réalisés par injection sous les fondations d'un barrage (cf. figure 1.2) ou bien, la consolidation préalable au creusement de tunnels, d'ouvrages souterrains ou de fondations. Il serait vain d'essayer d'en établir la liste complète. En effet, depuis une trentaine d'années, on assiste à une véritable expansion de cette méthode, facilitée par la mise au point de nouveaux coulis (en particulier

...

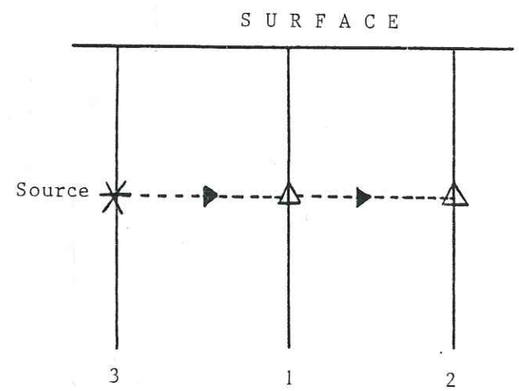
les gels de silicate de soude ou résines venus compléter les coulis traditionnels à base de ciment) qui permettent de mieux adapter le produit injecté au milieu traité et au problème à résoudre.

Un point cependant demeure délicat, c'est celui du contrôle de l'injection. Il s'avère en effet nécessaire de disposer de méthodes permettant de manière rigoureuse, d'évaluer la qualité du traitement.

1.4.2. *Contrôles.*

Les premiers contrôles évidemment se déroulent au cours de l'injection elle-même en enregistrant les divers paramètres de l'injection (débit, pression). Une fois celle-ci terminée, toute une gamme de méthodes de contrôle (sondages carottés, essais pressiométriques, pompages, etc...) est à la disposition de l'utilisateur qui va choisir la ou les méthodes les plus adaptées au type d'injection concerné.

Fig. 1.3.
Principe de réalisation du "Cross-hole" classique.



a) Vitesses des ondes sismiques.

Par ailleurs, des mesures géophysiques permettent de mettre en oeuvre des méthodes de contrôle plus générales. Par exemple, une méthode souvent utilisée (CROSS-HOLE) est celle décrite figure 1.3. La zone à étudier étant située entre les puits 1 et 2, la source sismique (marteau) est disposée dans le puits n° 3. On mesure les durées de propagation de rais atteignant les puits récepteurs (1 et 2) (Source et récepteurs étant situés à la même profondeur).

...

Des différences de durée de propagation enregistrées entre les récepteurs 1 et 2, on peut déduire la vitesse moyenne des ondes (ici, ondes de cisaillement) pour une profondeur donnée. Des méthodes identiques ou presque utilisant des sources sismiques telles que détonateurs ou étinceleurs permettent de travailler avec des ondes de compression.

Les mesures peuvent être effectuées avant et après injection. On s'aperçoit, sur l'exemple montré figure 1.4, que la vitesse des ondes sismiques n'a pas varié pour certaines profondeurs, on peut donc en déduire qu'à ces profondeurs, le coulis n'a pas pénétré. Par contre, pour d'autres zones, la vitesse moyenne a subi de grandes variations. On en déduit donc que le coulis a pénétré ces zones et que sa présence influe grandement la vitesse des ondes sismiques.

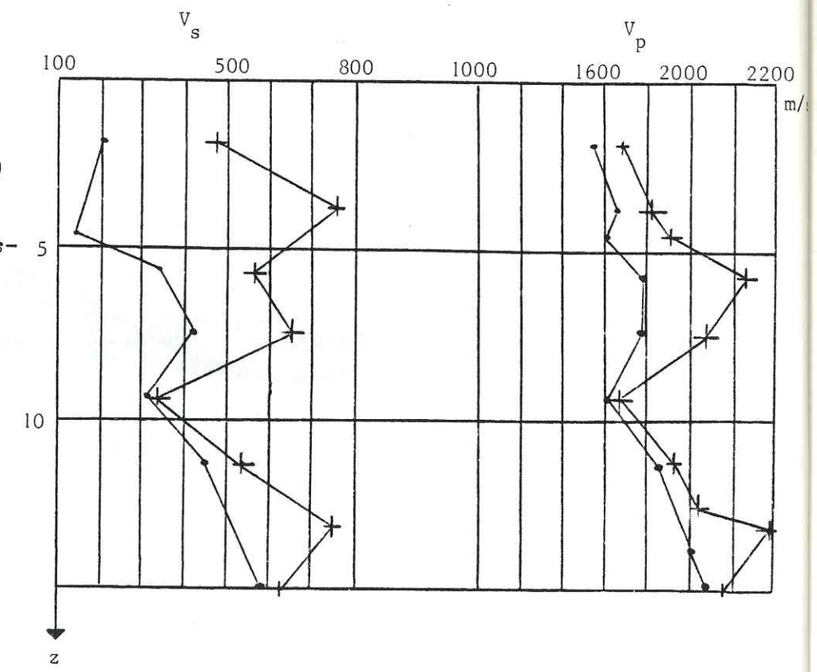


Fig. 1.4.

(Mesures SOLETANCHE)

Résultats d'un cross-hole classique :

• : vitesse moyenne avant injection

+ : vitesse moyenne après injection.

Cette méthode apporte des renseignements assez précis sur la répartition du coulis en fonction de la profondeur. Par contre, elle n'apporte aucune information quant à l'extension latérale de la zone injectée.

Une méthode de contrôle plus fine que celle des vitesses moyennes consisterait à étudier la répartition des vitesses sismiques, non plus sur un axe, mais dans un plan contenant puits émetteur et puits récepteur.

...

b) Facteur de qualité (Q).

Il nous a paru intéressant d'étudier également la répartition à deux dimensions du facteur de qualité (cf. Tableau I). Ceci pour plusieurs raisons. Tout d'abord, comme source sismique, nous disposons d'un étinceleur, donc, grâce à ses bonnes qualités de reproductibilité, nous pouvons nous permettre de travailler sur les amplitudes. Ensuite il s'avère que le facteur de qualité varie de façon très importante avec la fissuration du milieu (cf. NEWMAN et WORTHINGTON, 1982). Par exemple (cf. figure 1.5), pour les ondes P à 50 hz, le facteur de qualité d'une craie, suivant que la craie est fissurée ou non, varie du simple au double, alors que la vitesse varie très peu.

Comme le but d'une injection peut être justement de boucher les fissures, il conviendrait dans ce cas précis d'étudier, en plus de la répartition des vitesses, celle des facteurs de qualité.

Au total, nous nous proposons donc de retrouver la répartition à deux dimensions des vitesses sismiques et des facteurs de qualité, en résolvant un problème inverse, à partir de mesures entre puits de temps et d'amplitudes.

Summary of attenuation values.

Borehole	Lithology	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Q_p	Q_s
Sandstone A	Pure Bunter sand	2285 ± 16	816 ± 23	26.4 ± 3.6	9.4 ± 1.2
	Sandstone–marl sequence		917 ± 14	7.3 ± 1*	5.16 ± 1.4
Sandstone B	Sandstone Sandstone–marl	2232 ± 27	906 ± 27	9 ± 2*	10 ± 2.3
Chalk A	"Dry"	1700 ± 130	1258 ± 24	2 ± 0.2	5.2 ± 1.2
	"Fissured"	2580 ± 80		4 ± 1.5*	
	"Unfissured"	2650 ± 80		9.6 ± 0.8	
Chalk B	"Fissured" "Unfissured"	2485 ± 20	1160 ± 14	3.5 ± 1.5* 9 ± 2*	5.9 ± 2

All values of Q taken from frequency-domain analysis.

Fig. 1.5. *(NEWMAN et WORTHINGTON)*

Valeurs de vitesse et de facteurs de qualité dans des craies et des sables de différentes qualités.

TABLEAU I

DEFINITION DE Q

Le facteur de qualité est un coefficient sans dimension qui rend compte globalement de phénomènes irréversibles liés à la propagation des ondes dans le matériau.

Si δE est la perte d'énergie par cycle pour un mouvement sinusoïdal amorti, on peut écrire :

$$\frac{\delta E}{E} = + \frac{2\pi}{Q}$$

Nous admettrons que l'amplitude est proportionnelle à la racine de l'énergie, que $Q >> 1$ et que l'atténuation d'un signal (non - monochromatique) peut se traiter en observant l'atténuation de chacune de ses composantes de Fourier.

Alors : $\frac{1}{Q} = + \frac{\delta A}{A} \cdot \frac{1}{\pi}$

de plus, si $A = A(x)$; x = direction de propagation
x = direction d'atténuation maximum

on a : $\delta A = - \frac{dA}{dx} \lambda$ $\lambda = \frac{2\pi c}{\omega}$; c = célérité de l'onde

d'où l'équation différentielle : $\frac{dA}{dx} = - \frac{\omega}{2cQ} A$

dont la solution s'écrit :

$$A(x) = A_o \cdot \exp\left(- \frac{\omega x}{2cQ} \right)$$

2. SIMULATIONS.

2.1. DUREES DE PROPAGATION

2.2. AMPLITUDES

2.2.1. Expansion géométrique.

2.2.2. Atténuation anélastique.

2.3. COEFFICIENTS DE TRANSMISSION.

2. SIMULATIONS.

Avant de mettre au point les programmes d'inversion, il nous a paru nécessaire d'élaborer une méthode qui permette d'obtenir des résultats synthétiques, c'est-à-dire une méthode qui simule une prise réelle de mesures sur le terrain.

Il s'agit donc de résoudre un problème direct et d'obtenir des résultats de durée de propagation et d'amplitude dans un milieu donné. Ces résultats étant obtenus avec un milieu connu, nous pourrons mettre au point et tester les programmes d'inversion avec plus de sûreté qu'avec des données provenant de mesures sur le terrain et résultant d'une répartition réelle de la vitesse des ondes et du facteur de qualité qui ne sont pas connus.

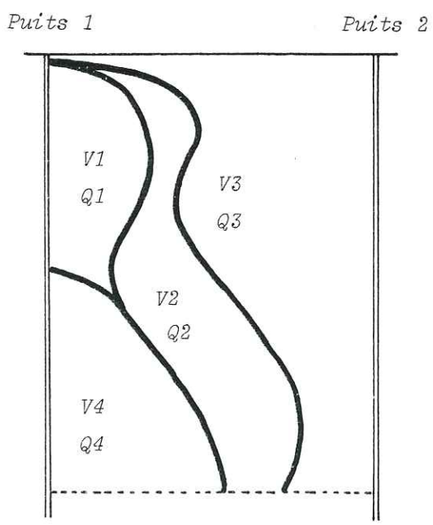


Fig. 2.1.
Exemple de modélisation du milieu séparant les deux forages d'essais sismiques.

Dans notre cas, le milieu est constitué de deux puits parallèles, entre lesquels la vitesse et le facteur de qualité peuvent varier de façon quelconque, tant en fonction de la profondeur qu'horizontalement (cf. figure 2.1.).

...

Il paraît alors séduisant de décrire le milieu comme un ensemble de zones à frontières polygonales à l'intérieur desquelles on définit soit une vitesse homogène, soit un gradient de vitesse, ainsi qu'un facteur de qualité. Cette méthode semble représenter un bon compromis entre "simplicité de calculs" et approche de la réalité, car elle permet (grâce aux interfaces polygonales) de décrire de manière raisonnablement approchée n'importe quelle géométrie du terrain.

2.1. OBTENTION DES DUREES DE PROPAGATION.

En physique du Globe, WILL (1975) a mis au point une méthode de tracé de rais et de calcul du temps de propagation dans un tel milieu. THOUVENOT (1981) a modifié et adapté ce programme afin d'étudier une modélisation de la lithosphère pouvant tenir compte de toutes les informations géologiques actuelles.

Rappels concernant les lois de propagation.

Dans un milieu élastique, isotrope et homogène, on peut écrire l'équation d'élasticité sous la forme :

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{d}}{\partial^2 t} = (\lambda + \mu)\ \vec{\text{grad}}\ (\text{div}\ \vec{d}) + \mu\ \nabla^2 \vec{d}$$

$\vec{d}$: déplacement
ρ : masse volumique
λ, μ : coefficients de Lamé (constant).

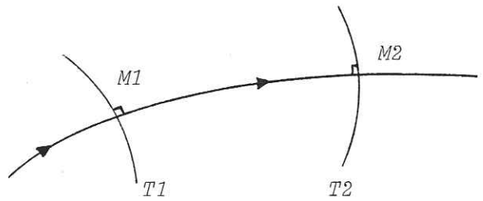
Cette équation nous conduit à l'équation de l'eikonal (voir par exemple CERVENY et al, 1977) :

$$(\vec{\text{grad}}\ T)^2 = n^2$$

n : indice du milieu.

...

dont les solutions T_i (M) = t = constante représentent des familles de fronts d'onde.



Dans le cas d'un milieu hétérogène (λ et μ variables), on montre que l'équation de l'eikonal n'est pas modifiée.

Les trajectoires orthogonales aux fronts d'onde sont nommées rais et le temps de propagation entre deux points est stationnaire et minimum le long du rai (Principe de FERMAT).

On appelle $\vec{s}$ le vecteur lenteur (dirigé le long du rai) et tel que : $|\vec{s}| = n$. T peut s'interpréter également comme durée de propagation depuis un point de référence, et l'équation du rai s'écrit : M = M(T). On obtient, sous forme vectorielle :

$$\frac{d\vec{M}}{dT} = \frac{1}{n^2}\vec{s} \quad ; \qquad \frac{d\vec{s}}{dT} = -\,\vec{\text{grad}}\,\{\,\text{Log}\,\frac{1}{n}\,\}$$

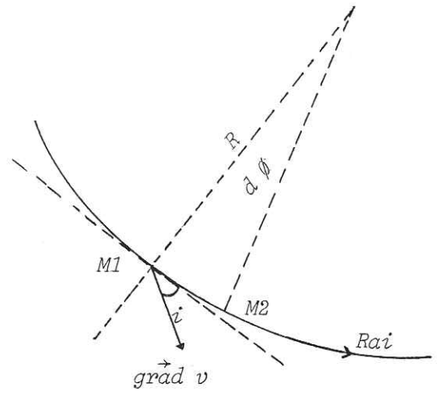
On peut exprimer 1/R, courbure du rai, sous la forme :
(voir le schéma pour les notations)

$$\frac{1}{R} = \frac{|\vec{\text{grad}}\ v|\,.\ \sin i}{v} \qquad \text{(R rayon de courbure)}$$

$$P = \frac{\sin i}{v} = \text{constante le long d'un rai (loi de DESCARTES)}$$

(stratification plane)

...



Dans notre cas, le gradient de la vitesse est soit constant, soit nul. Les rais sont donc soit des arcs de cercle, soit des droites, dans chacune des zones décrivant le milieu.

Le temps de propagation entre deux points voisins d'une même zone s'écrit :

$$dt = \frac{1}{|\vec{\text{grad}}\ v|}\ \{\ \text{arg th}\ (\cos i) - \text{arg th}\ (\cos\ (i + d\phi)\ )\}$$

dans le cas où le $\vec{\text{grad}}$ v est nul :

$$t = \frac{M1\ M2}{v}$$

et dans le cas où le rai est colinéaire au gradient de vitesse :

$$t = \frac{1}{|\vec{\text{grad}}\ v|}\ \text{Log}\ \frac{v\ (M2)}{v\ (M1)}\ .$$

On peut donc déterminer pour chaque zone le tracé du rai, la durée de propagation et le passage d'une zone à l'autre s'effectue en appliquant les lois de DESCARTES.

...

Nous pouvons donc calculer, pour un point source donné, la géométrie des rais ainsi que les durées de propagation, pour chacun d'entre eux, jusqu'à la zone réceptrice (voir fig. 2.2).

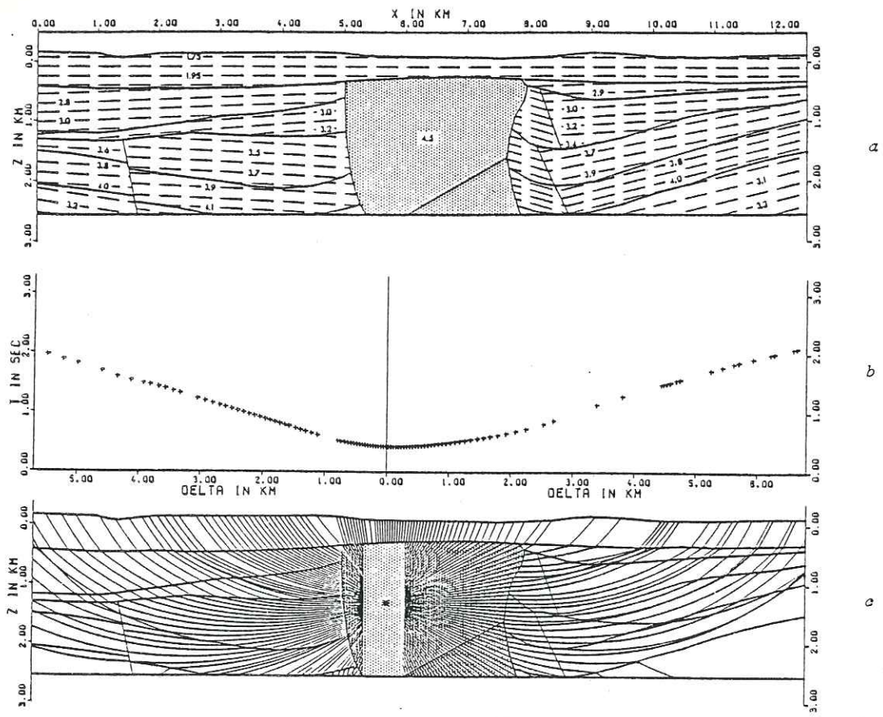
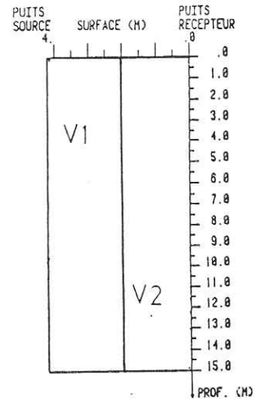


Fig. 2.2. Exemple de résultats du programme PROMOS (WILL, 1975).
a- modélisation d'un milieu par ses lignes iso-vitesse ;
b- temps de propagation des rais issus d'un séisme situé dans le dôme de sel ;
c- tracé des rais.

Nous avons adapté cette méthode à la configuration particulière de notre étude. Nous pouvons donc calculer, pour une position donnée de la source, dans le puits émetteur, les durées de propagation des rais issus de cette source et ralliant le forage récepteur (voir fig. 2.3 à 2.7).

...



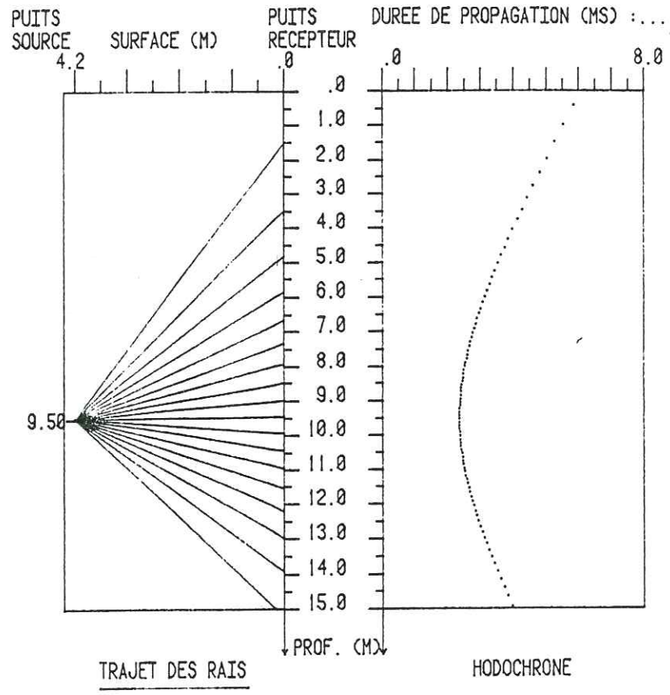
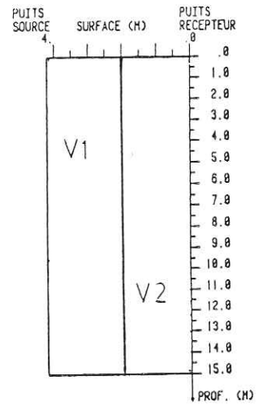


Fig. 2.3.
Tracé des rais et calcul des durées de propagation dans un milieu homogène (V1 = V2 = 1,7 km/s) pour un tir à 9,50 de profondeur.



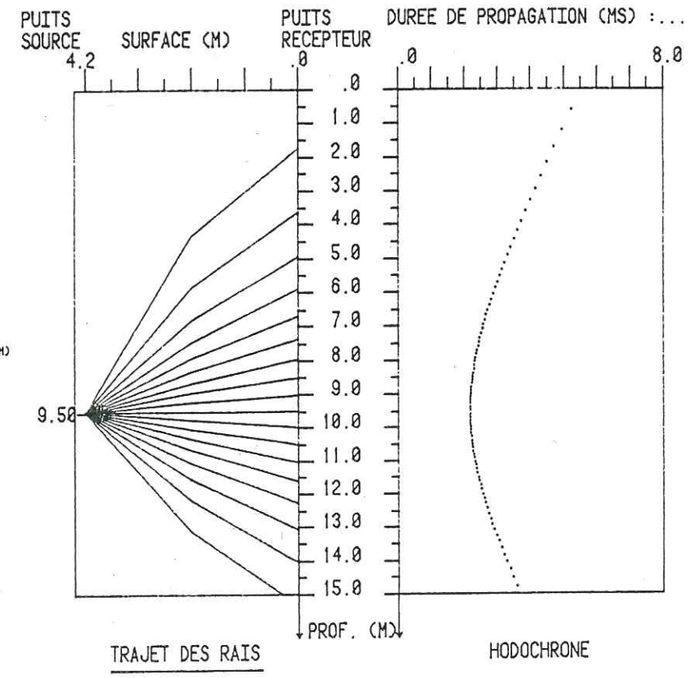
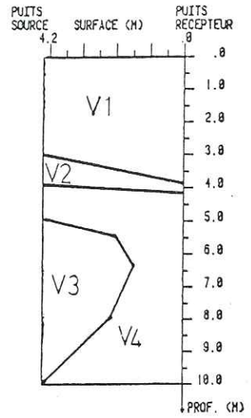


Fig. 2.4
Tracé des rais et calcul des durées de propagation dans un milieu en couches : V1 = 1,7 km/s
V2 = 2.0 km/s
pour un tir à 9,50 de profondeur.



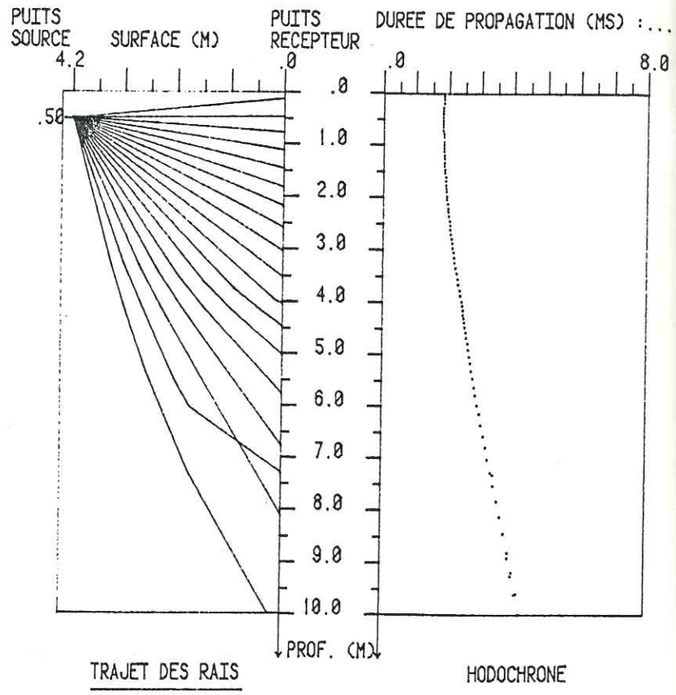
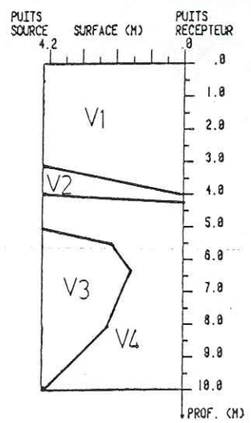


Fig. 2.5.

Tracé des rais et calcul des durées de propagation dans un milieu simulant un terrain à deux couches (V1 = 2,2 km/s, V4 = 2,5 km/s) séparées par une couche de transition (V2 = 2,35 km/s).
La couche inférieure a été injectée, la zone atteinte par le coulis a une vitesse de 2,80 km/s. Tir à 0,5 m de profondeur.



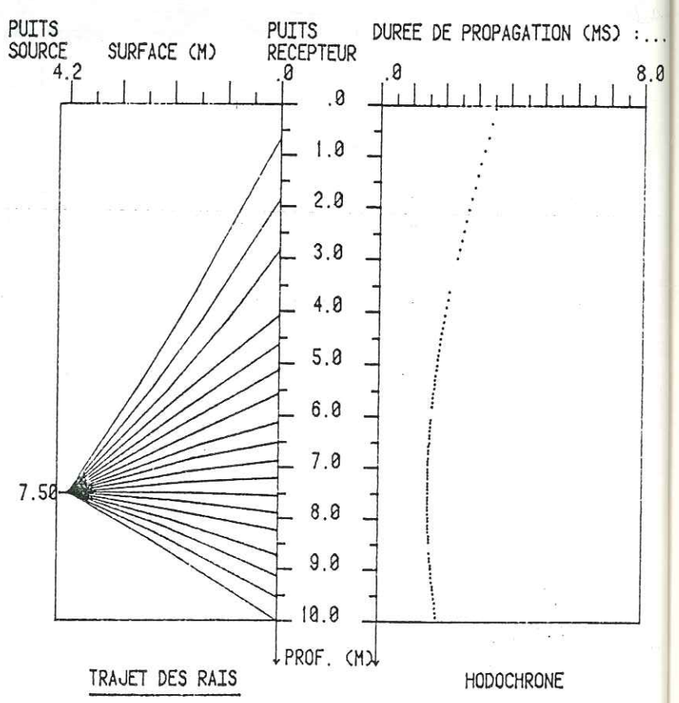
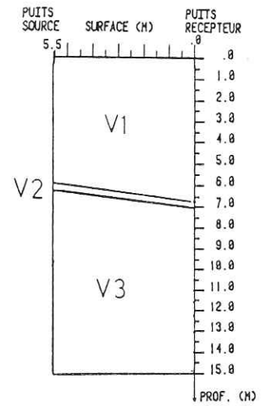


Fig. 2.6.

Idem pour un tir à 7,50 m de profondeur.



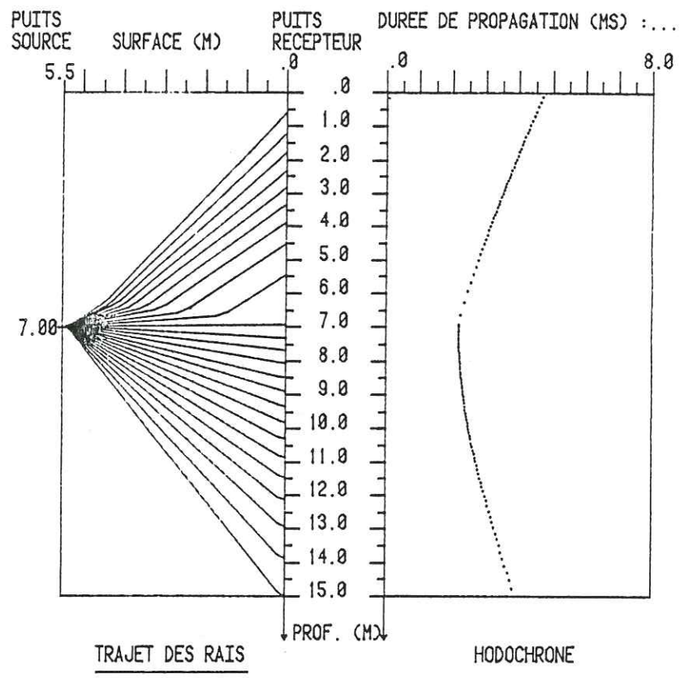


Fig. 2.8.

Tracé des rais et calculs des durées de propagation dans un milieu à deux couches avec pendage. (V1 = 1,8 km/s ; V3 = 2,5 km/s); zone de transition (V2 = 2,15 km/s).

2.2. CALCUL DE L'AMPLITUDE.

Le long d'un rai, sur lequel un point est repéré par s, son abscisse curviligne, comptée à partir de la source, l'amplitude varie selon la formule :

$$A = A_o \cdot EXG(s) \cdot \exp\left\{ -\pi f \int_{rai} \frac{ds}{Q.v} \right\}$$

A_o : amplitude à l'origine

EXG (s) : expansion géométrique

f : fréquence

Q : facteur de qualité

v : célérité de l'onde concernée.

...

2.2.1. *Calcul de l'expansion géométrique.*

Nous pouvons remarquer (cf. fig. 2.7.) qu'à pas d'angle de tir initial constant la densité des points sur les hodochrones indique de façon qualitative l'influence de l'expansion géométrique.

- symétrie cylindrique autour du puits source. (cf. fig. 2.8.)

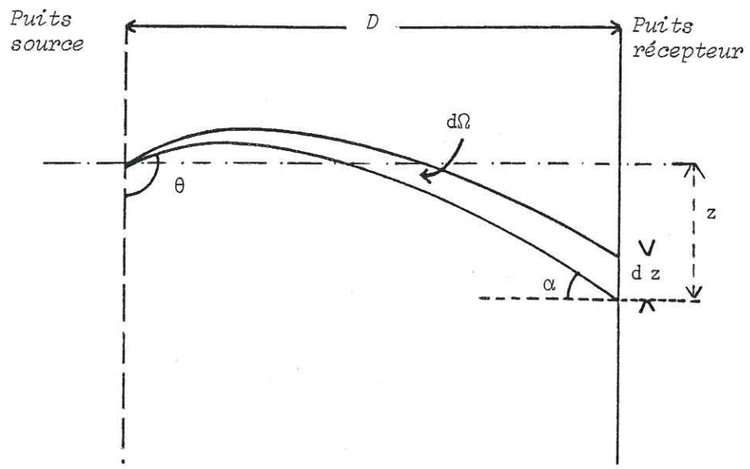


Fig. 2.8. Schéma explicitant les notations utilisées dans les calculs ainsi que les axes de symétries pris en compte.

Le flux d'énergie est constant le long d'un tube de rais; on peut donc écrire :

$$E(\theta)\, d\Omega = \sigma\, ds$$

avec :

$E(\theta)$: énergie par unité d'angle solide pour un rai partant sous un angle θ par rapport à l'axe vertical ;

$d\Omega$: angle solide élémentaire (à l'émission) ;

σ : intensité à l'émergence dans le puits récepteur ;

ds : surface du front d'onde recoupée par le tube de rais.

...

On a donc :

$$d\Omega = 2\pi \sin\theta\, \Delta\theta$$
$$ds = 2\pi D\, \Delta z \cos\alpha$$

d'où :

$$\sigma = E(\theta)\, \frac{\Delta\theta \sin\theta}{D\, \Delta z \cos\alpha}$$

: formule qui décrit les variations de l'intensité dans le forage récepteur, dues à l'expansion géométrique.

Pour les amplitudes, si nous nous intéressons aux déplacements, la quantité $\rho\, v\, A^2 ds$ est conservée le long du tube de rais. On arrive donc à la formule :

$$A = A_o(\theta) \cdot \sqrt{\frac{\rho_o v_o}{\rho_1 v_1} \frac{\Delta\theta \sin\theta}{D\, \Delta z \cos\alpha}} \cdot \exp\left\{ -\pi f \int_{rai} \frac{ds}{Q.v} \right\}$$

avec :

$\rho_o v_o$ impédance milieu "source"

$\rho_1 v_1$ impédance milieu "récepteur"

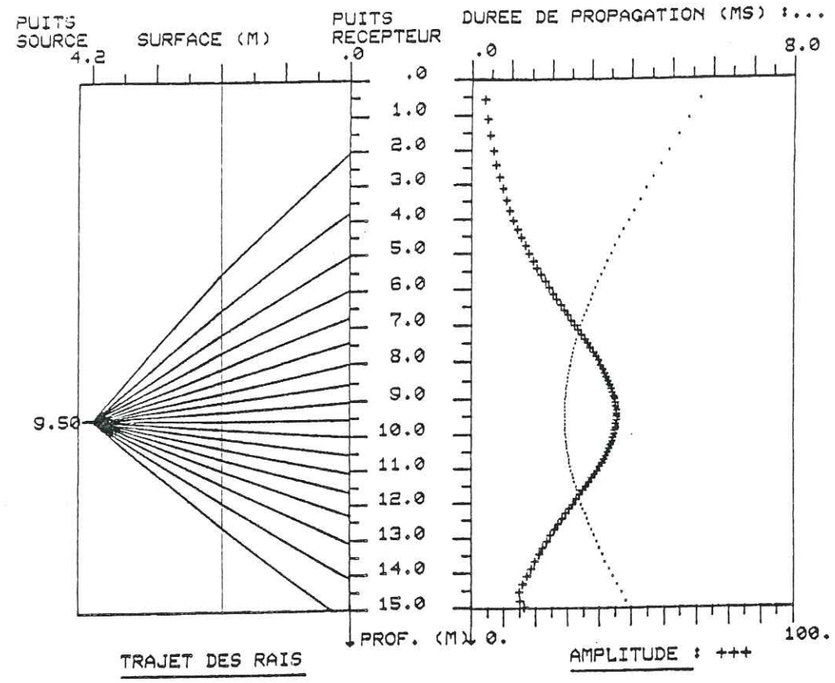
Si nous nous intéressons aux contraintes, la quantité $\frac{A^2 ds}{\rho v}$ est conservée le long du tube de rais. On arrive donc à la formule :

$$A = A_o(\theta) \cdot \sqrt{\frac{\rho_1 v_1}{\rho_o v_o} \frac{\Delta\theta \sin\theta}{D\, \Delta z \cos\alpha}} \cdot \exp\left\{ -\pi f \int_{rai} \frac{ds}{Q.v} \right\}$$

Par la suite, nous négligerons les contrastes d'impédance entre milieu source et milieu récepteur.

...

a)



b)

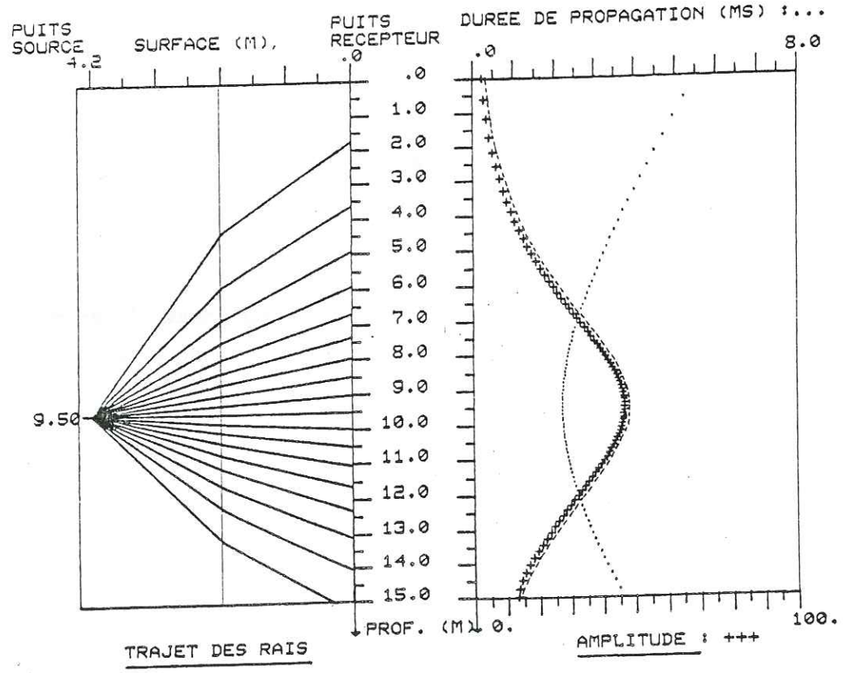


Fig. 2.9. *a) Comparaison de l'influence sur le calcul des amplitudes de deux symétries différentes.*
++++ Symétrie cylindrique d'axe perpendiculaire au forage source
—— Symétrie cylindrique autour du forage source.
V1 = 1,75 km/s V2 = 1,70 km/s Q1 = Q2 (les deux courbes sont superposées)

b) Idem.
V1 = 2,00 km/s V2 = 1,70 km/s Q1 = Q2

- <u>symétrie cylindrique d'axe perpendiculaire au forage source</u>. (cf. fig. 2.8.)

Dans ce cas nous avons :

$$d\Omega = 2\pi \cos\theta \, \Delta\theta$$
$$ds = 2\pi z \, \Delta z \cos\alpha$$

donc :

$$\sigma = E_o(\theta) \frac{\cos\theta \, \Delta\theta}{z \, \Delta z \cos\alpha}$$

On obtient pour l'amplitude :

$$A = A_o(\theta) \sqrt{\frac{\cos\theta \, \Delta\theta}{z \, \Delta z \cos\alpha}} \cdot \exp\left\{ -\pi f \int_{rai} \frac{ds}{Q.v} \right\}$$

Nous constatons (cf. fig. 2.9.) que le choix de l'une ou l'autre des symétries n'influe que très peu sur les valeurs de l'amplitude le long du puits récepteur.

2.2.2. *Atténuation anélastique.*

Comme nous l'avons vu au chapitre précédent, le milieu est constitué de zones homogènes, en facteur de qualité, à l'intérieur desquelles le temps t_i nécessaire à la traversée de chacune d'entre elles a déjà été calculé.

La partie anélastique de l'atténuation peut donc s'écrire sous la forme :

$$\prod_i \exp . \left\{ \frac{-\pi f}{Q_i} t_i \right\}$$

avec :

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

...

i = indice des zones traversées par le rai considéré ;

Q_i = facteur de qualité de la $i^{ème}$ zone ;

t_i = durée de la traversée de la $i^{ème}$ zone.

Au total l'amplitude s'exprime donc selon la formule :

(cf. fig. 2.10 à 2.14)

$$A = A_o(\theta) \sqrt{\frac{\sin\theta\,\Delta\theta}{z\,\Delta z\cos\alpha}} \cdot \prod_i \left\{ -\frac{\pi f}{Q_i}\, t_i \right\}$$

(puits source = axe de symétrie).

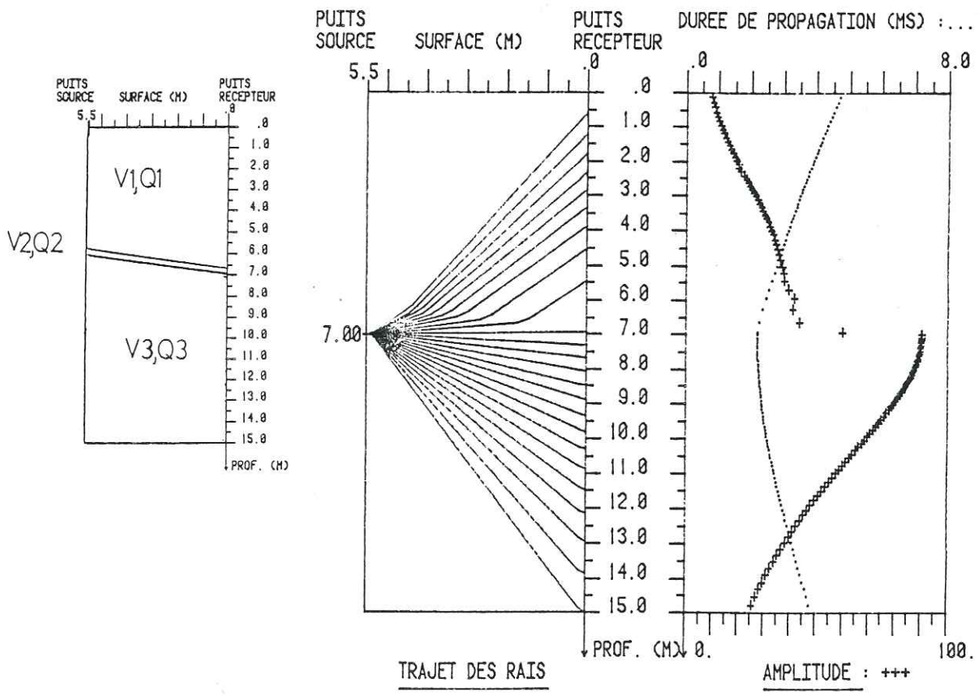
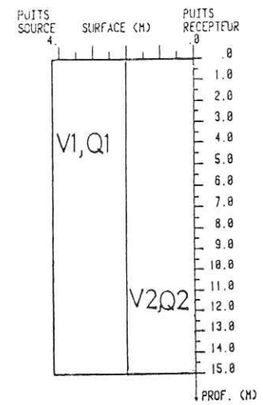


Fig. 2.10. Tracé des rais, calcul des amplitudes et des durées de propagation dans un milieu à deux couches avec pendage.
V1 = 1,8 km/s ; Q1 = 15
V3 = 2,5 km/s ; Q3 = 30
Zone de transition : V2 = 2,15 km/s ; Q2 = 30.

...



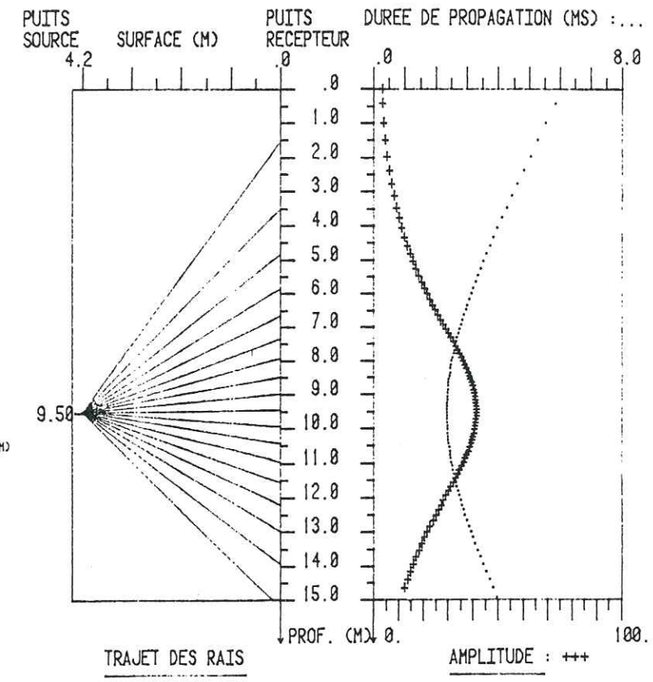


Fig. 2.11.
Tracé des rais, calcul des durées de propagations et des amplitudes dans un milieu homogène.
V1 = V2 = 1,7 km/s
Q1 = Q2 = 30.

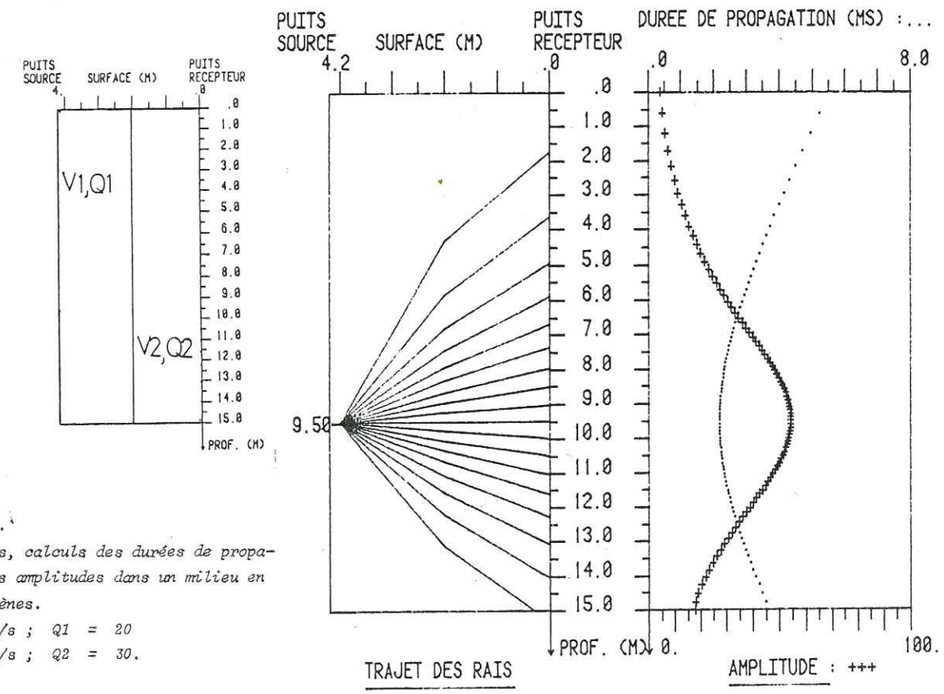


Fig. 2.12.
Tracé des rais, calculs des durées de propagations et des amplitudes dans un milieu en couches homogènes.
V1 = 1,7 km/s ; Q1 = 20
V2 = 2,0 km/s ; Q2 = 30.

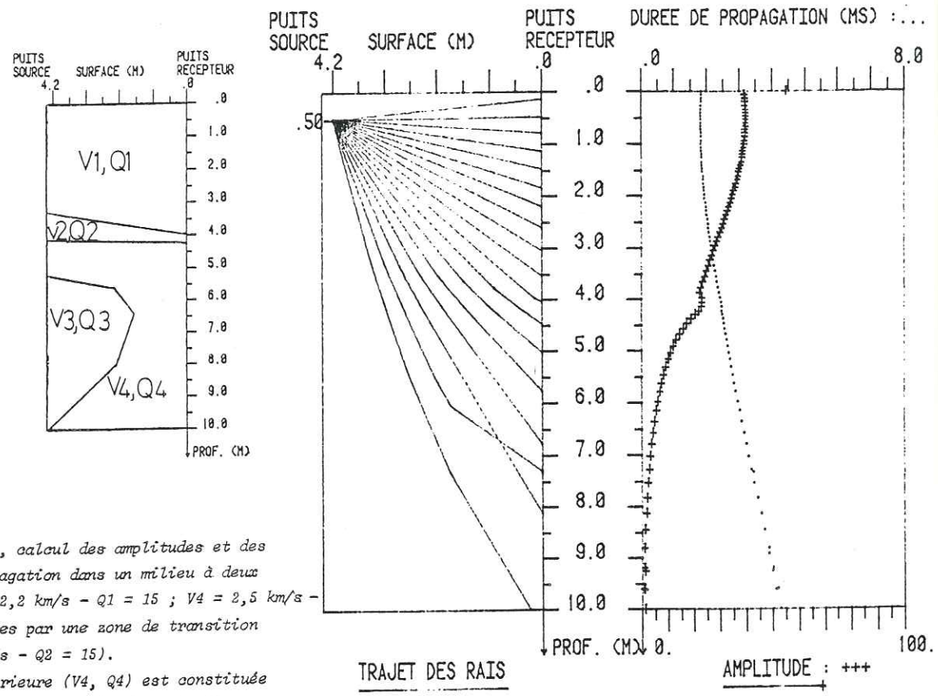


Fig. 2.13.
Tracé des rais, calcul des amplitudes et des durées de propagation dans un milieu à deux couches (V1 = 2,2 km/s - Q1 = 15 ; V4 = 2,5 km/s - Q4 = 8) séparées par une zone de transition (V2 = 2,35 km/s - Q2 = 15).
La couche inférieure (V4, Q4) est constituée d'un matériau à vitesse élevée, mais fissuré, ce qui explique son faible Q. Cette couche a été injectée. La zone (V3, Q3) a été imprégnée par le coulis (V3 = 2,8 km/s - Q3 = 20).
Tir à 0,50 m de profondeur.

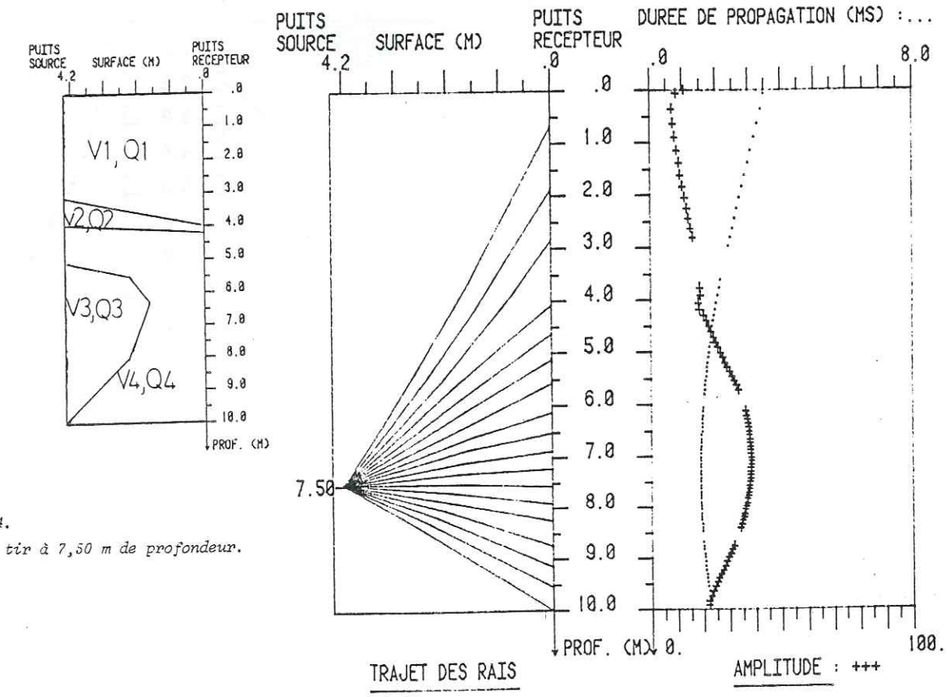


Fig. 2.14.
Idem pour un tir à 7,50 m de profondeur.

REMARQUE :

Convergence pour une station donnée.

Le problème à résoudre est le suivant : comment à partir d'un point source donné, trouver le rai qui rallie un récepteur déterminé ?

Ce problème a été largement étudié ; on distingue deux grandes méthodes : les méthodes de tirs successifs (shooting method, cf. ENGDAHL, 1973) qui modifient l'angle de tir initial jusqu'à obtenir la convergence sur la cible et les méthodes dites de courbure du rai (bending method, cf. WESSON, 1971 ; JULLIAN, GUBBINS, 1977) qui consistent à modifier un tracé de rai initial entre point source et point cible jusqu'à l'obtention du "vrai" rai, c'est-à-dire celui pour lequel le temps de trajet est stationnaire et minimum.

Dans un premier temps nous avions adapté une méthode de tirs successifs sur les programmes de tracés de rais. C'est-à-dire, nous nous donnions un angle de tir initial (θ_o), nous calculions le trajet du rai (θ_o) qui émergeait à une certaine distance de la cible dans le puits récepteur. L'angle de tir initial était modifié en conséquence, un nouveau tracé de rai était calculé et ainsi de suite, par dichotomie, nous pouvions calculer le rai reliant la source à la cible. (cf. fig. 2.15).

Nous avons dû rapidement abandonner cette méthode à cause de la lourdeur des calculs qu'elle engendrait. Nous avons donc choisi plus simplement d' "éclairer" tout le forage récepteur à partir d'un point source, avec un pas sur les angles de tirs relativement fin, puis de déterminer les mesures de temps ou d'amplitudes "cible" par interpolation sur les rais voisins.

Cette méthode, vu la relative simplicité des milieux étudiés, s'est révélée satisfaisante ; elle présente en outre l'avantage de déterminer, par son principe même, les tubes de rais nécessaires au calcul de l'expansion géométrique.

...

Dans le cas de structures plus complexes, ces méthodes de tracé de rais classiques résolvent mal le problème, notamment autour des caustiques ou bien à la frontière des zones d'ombres. Pour l'étude de tels milieux il serait nécessaire d'appliquer les méthodes de type Gaussian Beam (CERVENY, 1982). Dans notre cas, ces phénomènes étant relativement rares nous nous satisferont des méthodes classiques.

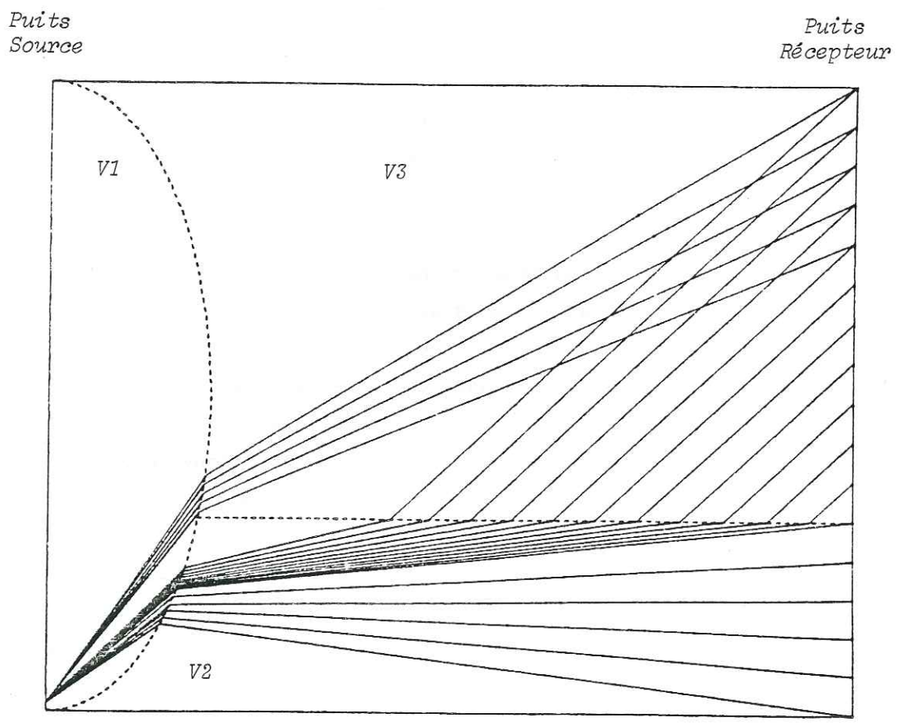


Fig. 2.15. Tracé des rais dans un milieu à trois zones (V1 > V2 > V3). Dans un tir situé au fond du puits source, nous calculons le ou les rais reliant la source et un récepteur donné (Shooting Method). Cette opération est répétée pour tous les récepteurs espacés régulièrement le long du forage.

...

2.3. COEFFICIENTS DE TRANSMISSION.

Dans tous les calculs d'amplitude du problème direct, nous avons négligé les pertes d'énergie au franchissement d'interfaces. Cette approximation simplifie considérablement les calculs. Nous allons la justifier dans le cadre de notre étude.

Dans les terrains réels, nous ne pensons pas rencontrer de contrastes d'impédance acoustique importants, localisés sur une distance petite face à la longueur d'onde du signal utilisé. En effet, nous choisirons de localiser le domaine exploré à des milieux relativement homogènes, en séparant les inversions de couches géologiques différentes. Dans de tels milieux, le passage d'un matériau à l'autre (même injecté) se fait de manière relativement continue.

Ensuite, même si dans la réalité nous rencontrions une telle interface, elle aurait pour effet de diminuer les valeurs des amplitudes mesurées, donc au moment de l'inversion, ceci aurait pour conséquence de diminuer les valeurs de l'estimation du facteur de qualité.

Calculons sur un exemple très simple la perte d'énergie au franchissement d'une interface. Prenons pour simplifier une onde SH, ce qui autorise des calculs rapides et simples (nous cherchons un ordre de grandeur) (cf. fig. 2.16). La continuité des contraintes et des déplacements nous conduit au coefficient de transmission T_D (cf. AKI et RICHARDS, 1980) :

$$T_D = \frac{2}{1 + \alpha} \qquad \text{avec} \quad \alpha = \frac{v_2}{v_1} \frac{\cos i_2}{\cos i_1}$$

(en supposant les densités de 2 et de 1 égales). De plus, nous devons normaliser ce coefficient afin d'assurer la conservation de l'énergie. On arrive à :

$$T_E = \frac{2\sqrt{\alpha}}{1 + \alpha}$$

Nous constatons (cf. fig. 2.17) qu'il faut un contraste de vitesse très élevé pour percevoir l'effet d'un tel coefficient. Comme cet effet demeu-

...

rera faible, par le suite, nous négligerons toute perte d'énergie au franchissement d'interfaces.

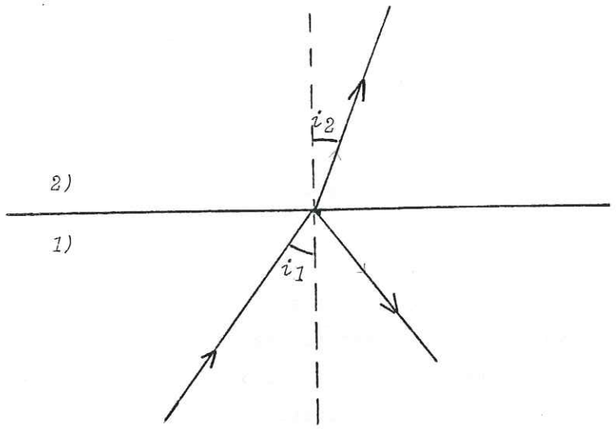


Fig. 2.16. Franchissement d'une interface (Onde SH)

a)

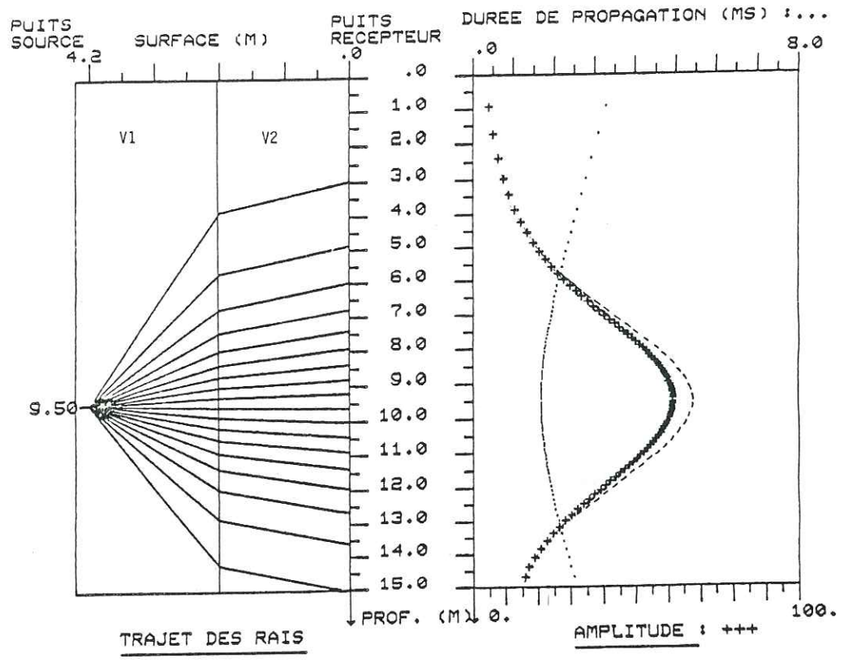


Fig. 2.17.

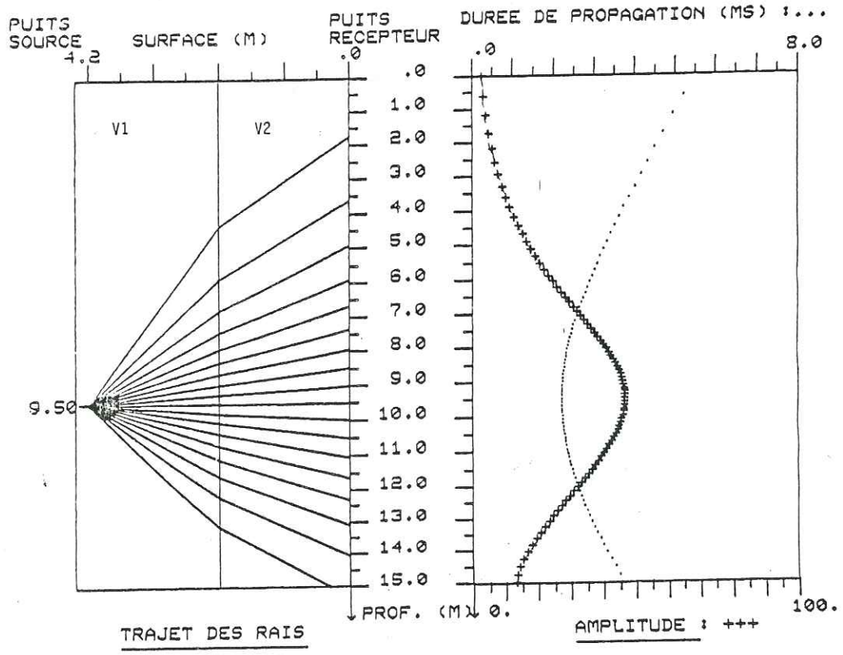
a) Amplitudes calculées à partir d'un milieu en couches (V1 = 4 km/s ; V2 = 1,7 km/s ; Q1 = Q2)

++++ avec coefficient de transmission (T)

---- sans coefficient de transmission.

b) Idem. (V1 = 2 km/S ; V2 = 1,7 km/s ; Q1 = Q2)

b)



3. INVERSIONS.

3.1. ASPECTS THEORIQUES.

3.1.1. Moindres carrés classiques.

3.1.2. Décomposition en valeurs singulières.

3.1.3. Régularisation.

3.2. INVERSION DE MESURES DE DUREES DE PROPAGATION.

3.2.1. Introduction.

3.2.2. Application numérique.

3.2.3. Détermination des vitesses sismiques.

3.2.4. Inversion en vitesse de données simulées.

3.2.5. Effet du modèle initial.

3.2.6. Effet du rapport nombre de données/nombre d'inconnues.

3.2.7. Effet du facteur de pondération.

3.3. INVERSION DES MESURES D'AMPLITUDE.

3.3.1. Principe.

3.3.2. Expansion géométrique.

3.3.3. Inversion de données simulées.

3.4. COMPARAISON INVERSION VITESSE - INVERSION FACTEUR DE QUALITE.

3.5. CROSS-HOLE.

3.6. CONCLUSION.

3. INVERSIONS.

3.1. ASPECTS THEORIQUES.

Nous supposerons que les propriétés du milieu étudié peuvent être décrites par des fonctions m (modèle) et que le dit modèle permet de calculer des fonctionnelles $g_i(m)$ qui sont la représentation théorique des observables (durées de propagation d'ondes sismiques si le modèle décrit la vitesse de ces ondes en chaque point du milieu, amplitudes s'il décrit le facteur de qualité, mesures du champ de gravité si m décrit la répartition des densités, etc...).

Nous supposerons de plus que le modèle et les fonctionnelles en découlant sont reliées linéairement. Nous pouvons donc écrire :

$$g_i(m) = \int_I G_i(r)\ m\ (r)\ dr \qquad (1)$$

les $G_i(r)$ étant des fonctions connues, dérivées de la théorie . (On admet également que le milieu évolue uniquement en fonction de la variable r).

Nous effectuons un certain nombre de mesures γ_i (durées de propagation ou amplitudes, etc...). Le problème inverse à résoudre consiste donc à déterminer quel modèle satisfait l'équation suivante :

$$g_i(m) = \gamma_i = \int_I G_i(r)\ m\ (r)\ dr \qquad (2)$$

Le problème ainsi posé n'admet pas de solution unique puisqu'il s'agit d'estimer une fonction de variable continue à partir d'un nombre fini de données. (Il peut aussi ne pas en admettre ; en effet, toute modélisation mathématique fait appel à des simplifications ou à des approximations qui peuvent nuire à la compatibilité avec les données).

Nous allons donc chercher une méthode qui malgré ces problèmes de non-unicité nous apporte des renseignements suffisants pour décrire le milieu.

...

Après avoir discrétisé le milieu, nous pouvons écrire l'équation (2) sous sa forme matricielle :

$$Gm = d \qquad (3)$$

d = vecteur de dim. n contenant les données
m = vecteur de dim. p décrivant le milieu
G = matrice "noyau" (n x p)

Le problème à résoudre est donc de trouver dans un premiers temps une estimation de m, puis de calculer la résolution et l'erreur (cf. Tableau 3.I.) liées à cette solution particulière.

Nous allons chercher un opérateur H qui permette d'écrire une solution sous la forme :

$$\hat{m} = H \cdot d \qquad (4)$$

H (matrice p x n) peut être considéré comme un inverse généralisé de G.

a) Résolution.

Avec d = Gm, nous pouvons re-écrire l'équation (4) :

$$\hat{m} = H.Gm$$

$$\hat{m} = R\,m$$

R : matrice de résolution (cf. Tableau 3.I.).

Si R = I, la solution particulière $\hat{m}$ est la solution vraie. Par contre, si R s'éloigne légèrement de la matrice identité (cf. figure 3.2), alors un paramètre $\hat{m}_i$ peut être interprété comme combinaison linéaire des m vrais sur un certain domaine de l'espace des paramètres.

...

TABLEAU 3.I. : RESOLUTION ET ERREUR

(Cf. BACKUS et GILBERT, 1967).

Dans le cas linéaire, nous pouvons relier les fonctionnelles $g_i(m)$ (modélisation des observables) à tout modèle m décrivant le milieu étudié :

$$g_i(m) = \int_I m(r)\, G_i(r)\, dr \qquad (I)$$

Les G_i sont des fonctions connues. Nous disposons d'un certain nombre de données γ_i et il existe une infinité de m tels que

$$g_i(m) = \gamma_i \qquad (II)$$

Nous allons essayer d'estimer des propriétés communes aux m, solutions de (II). On définit une fonction "poids" telle que :

$$< m, A > = \int_I m(r)\, A(r)\, dr \quad \text{avec} \quad \int_I A(r)\, dr = 1$$

De plus A(r) peut s'exprimer comme une combinaison linéaire des noyaux de données:

$$A(r) = \sum_i a_i\, G_i(r)$$

On peut donc écrire :

$$< m, A > = \int_I m(r) \sum_i a_i\, G_i(r)\, dr$$

$$= \sum_i a_i \int_I m(r)\, G_i(r)\, dr$$

$$= \sum_i a_i\, g_i(m)$$

...

Pour tout m qui satisfait les données $\gamma_i = g_i\ (m)$, on aura donc :

$$< m, A > \ = \sum_i a_i \gamma_i \qquad \text{(III)}$$

et ceci, en particulier pour le modèle vrai $m = m_E$, donc :

$$< m_E, A > \ = \sum_i a_i \gamma_i .$$

Nous obtenons donc ainsi une estimation de la moyenne $< m_E, A >$ directement à partir des observables γ_i.

Pour que $< m_E, A >$ soit une bonne estimation de $m_E\ (r_o)$, (r_o étant le point de l'espace où nous désirons connaître m_E), il faut que $A(r)$ se rapproche de $\delta(r - r_o)$. BACKUS et GILBERT caractérisent l' "écart" de $A(r)$ à la distribution de DIRAC par la fonction $s(r_o, A)$:

$$s\ (r_o, A) \ = \ 12 \int_I (r - r_o)^2\ A^2(r)\ dr$$

Il s'agit donc, pour un r_o fixé de trouver le noyau de résolution $A_{r_o}(r)$ qui minimise $s(r_o, A)$. $< m, A_{r_o} >$ sera alors une moyenne pondérée de $m_E\ (r)$ autour de r_o . La qualité de l'estimation de $m_E(r_o)$ par le produit scalaire $< m, A_{r_o} >$ dépendant de la forme de A_{r_o}. (cf. figure 3.1.)

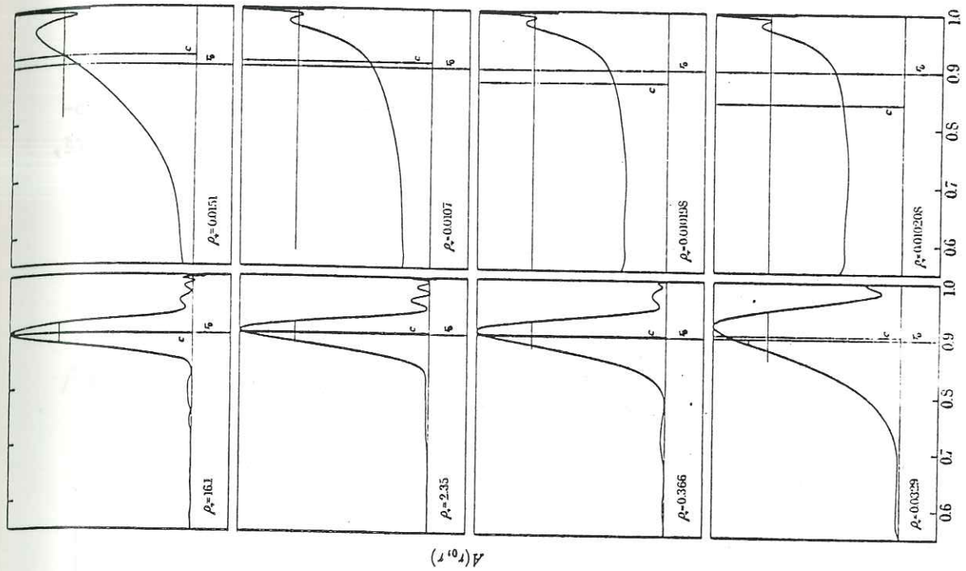
Par ailleurs, une erreur $\Delta\ \gamma_i$ sur les données induit, d'après III, une erreur sur l'estimation de $< m_E, A >$. Nous supposerons que

$\overline{\Delta\ \gamma_i} = 0$ et que $\overline{(\Delta\ \gamma_i)\ (\Delta\ \gamma_j)} \ = \ E_{ij}$.

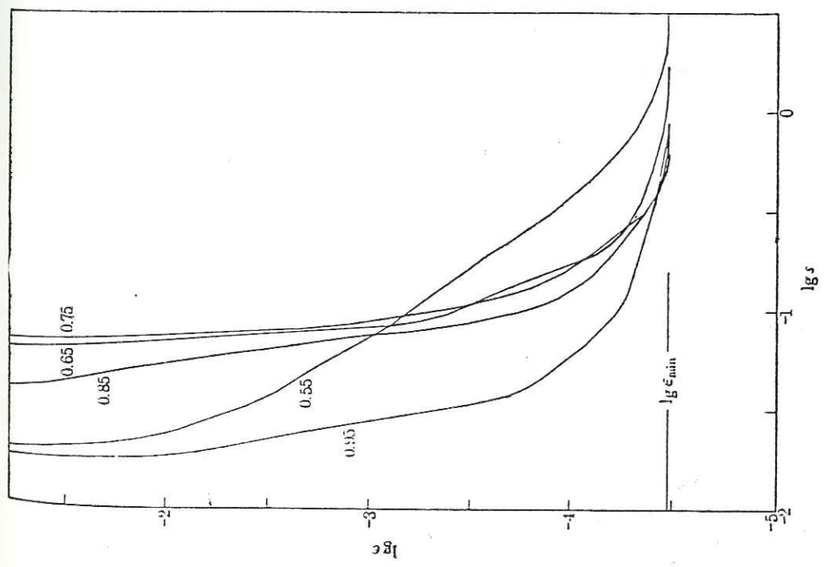
La variance de l'erreur dans notre estimation pourra donc s'écrire :

$$\varepsilon_o^2 \ = \ \overline{(\Delta < m_E, A_{r_o} >)^2} \ = \ \sum_i a_i\ a_j\ E_{ij}$$

Cette erreur ε_o est donc liée au choix de A_{r_o}. Si pour le problème physique considéré elle s'avère trop grande il nous faudra accepter de détériorer $A(r)$, donc d'augmenter $s(r_o, A)$. Comme il faut faire un choix, il faut savoir quelle précision l'on gagne pour quel élargissement de la résolution. On est donc conduit à tracer la courbe $\varepsilon = f(s)$ (cf. figure 3.1.) et à déterminer, pour chaque cas particulier, le meilleur compromis résolution-erreur.



b) Noyaux de résolution ($A_{r_o}(r)$) $r_o = 0,9$ (r = noyau terrestre = 1.) pour différentes valeurs de l'erreur relative ρ. Les noyaux de résolution sont bien centrés sur r_o pour les grandes valeurs de ρ alors que pour les petites, ils s'en éloignent complètement entraînant une mauvaise détermination de $m\ (r_o)$.



a) Courbes compromis résolution (s) - erreur (ε) pour différentes valeur de r. (Ces courbes correspondent à la détermination de Q-1 à partir des mesures des vibrations propres de la terre).

Fig. 3.1. (BACKUS et GILBERT, 1967).

b) *Critère de "Diracité".*

Pour chaque paramètre, nous pourrons caractériser l'écart de la résolution à la distribution de DIRAC par la quantité $s(m_i)$: *Critère de Diracité*, analogue au $s(r_o, A)$ de BACKUS et GILBERT :

$$S(m_i) = \| R_{m_i} - I_{m_i} \| = \sqrt{\sum_{j=1}^{P} (R_{i,j} - \delta_{i,j})^2} \qquad (5)$$

(L'estimation du paramètre m_i est parfaite si la ligne correspondante de la matrice R est nulle partout sauf sur la colonne i où elle vaut 1).

c) *Erreur.*

Nous pouvons relier l'erreur $\Delta\hat{m}$ de la solution particulière à celle contenue dans les données. (4) entraîne :

$$\Delta\hat{m} = H \Delta d \qquad (6)$$

Nous choisirons de décrire les erreurs par des distributions gaussiennes tout d'abord parce que cela nous permet de faire les calculs simplement, ensuite parce que notre connaissance sur les lois réelles régissant les erreurs dans notre cas est suffisamment faible pour s'accorder parfaitement de cette simplification.

Nous caractériserons donc l'erreur sur chaque paramètre en calculant la matrice de covariance :

$$< \Delta \hat{m} \; {}^t\Delta \hat{m} > = H < \Delta d \; {}^t\Delta d > {}^tH \qquad (7)$$

3.1.1. *Moindres carrés classiques.*

Avec $p < n$, on va chercher à minimiser la norme du vecteur e :

$$e = Gm - d$$

$$\| e \|^2 = {}^t(Gm - d)\,(Gm - d)$$

...

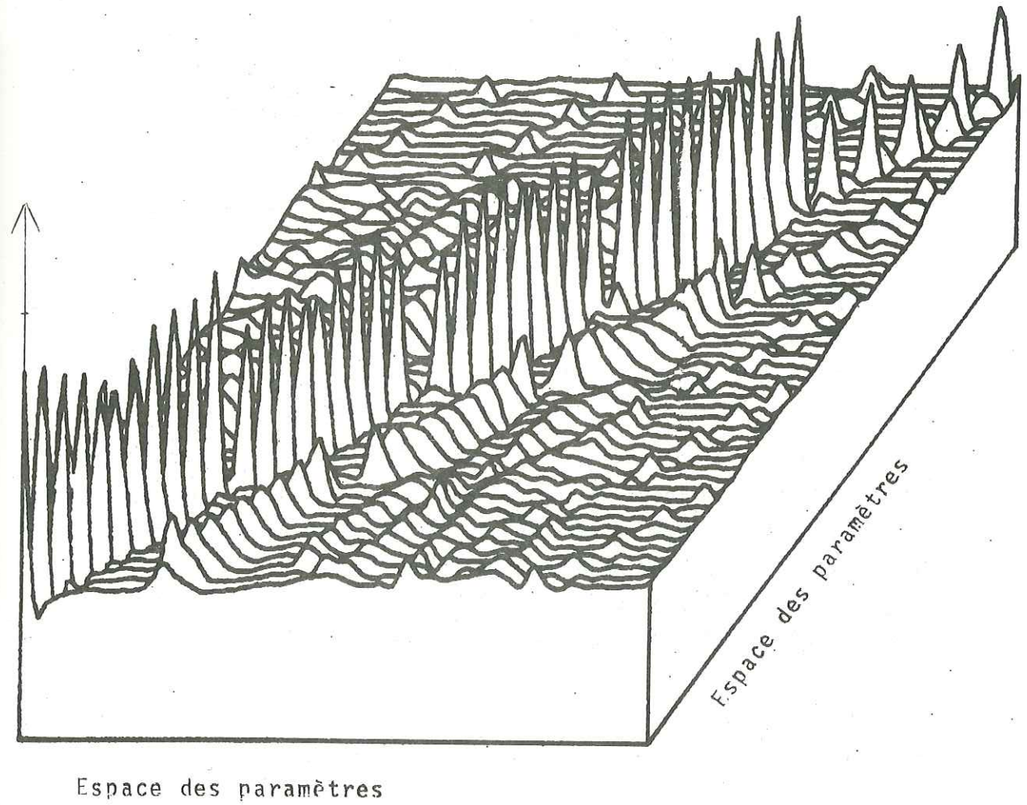


Fig. 3.2. *Représentation d'un exemple de matrice de résolution dans un cas discret.*

Les termes les plus importants sont rangés sur la diagonale (R MAX = 0.9). Globalement cette matrice correspond donc à une inversion de bonne qualité. Chacune des lignes est l'équivalent (discret) d'un noyau de résolution (type BACKUS et GILBERT).

Nous constatons sur cet exemple des différences de qualité de résolution suivant les paramètres. Certains ont une résolution centrée sur la diagonale mais à peine plus importante que les maxima secondaires. L'inversion pour ces paramètres sera donc de qualité moindre que pour l'ensemble des autres.

$$\|e\|^2 = {}^t m\, {}^t G\, Gm - {}^t m\, {}^t Gd - {}^t d\, Gm - {}^t dd$$

$$\frac{\partial \|e\|^2}{\partial m^t} = {}^t GGm - {}^t Gd = 0$$

d'où : ${}^t G\, G\, \hat{m} = {}^t Gd.$

Si ${}^t GG$ est non-singulière, on peut écrire $\hat{m}$ sous la forme :

$$\hat{m} = ({}^t GG)^{-1}\ {}^t Gd$$

Dans ce cas particulier, le critère de Diracité est nul pour tous les paramètres.

3.1.2. *Décomposition en valeurs singulières.*

Il se trouve que dans la pratique la méthode des moindres carrés classique présente un inconvénient majeur, provenant du fait que la matrice ${}^t GG$ peut être singulière ou presque singulière. Ceci dénote un manque d'information dans les données observées au regard de certains paramètres de la solution. Cet effet étant lié, en partie, au choix même des paramètres décrivant le milieu, ainsi qu'à leur discrétisation.

Pour voir d'un peu plus près ce qui se passe dans ce cas, et suivant LANCZOS (1961), nous pouvons décomposer G en un produit de trois matrices :

$$G = U\, \Lambda\, {}^t V$$

n : nombre de données
p : nombre de paramètres à déterminer :

G : (n x p) = Matrice "noyau"
U : (n x n) = Matrice des vecteurs propres de $G^t G$, décrivant l'espace des données, associés aux valeurs propres λ_i^2.
Λ : (n x p) = Matrice qui contient les λ_i (voir ci-dessous)
V : (p x p) = Matrice des vecteurs propres de ${}^t GG$, décrivant l'espace du modèle,

avec, de plus, ${}^t UU = I$ et ${}^t VV = I$.

On peut décomposer U et V en $(U_k\ U_o)$ et $(V_k\ V_o)$, U_o et V_o étant composés des vecteurs propres associés aux valeurs propres nulles.

...

$$\underset{(n \times p)}{G} = \underset{(n \times n)}{(U_k\ U_o)} \underset{(n \times p)}{\begin{pmatrix} \ddots\ \lambda_i & 0 \\ 0 & 0 \end{pmatrix}} \underset{(p \times p)}{\begin{pmatrix} V_k \\ V_o \end{pmatrix}}$$

(les λ_i étant les k valeurs propres non nulles)

La décomposition de G se réduit alors à :

$$\underset{(n \times p)}{G} = \underset{(n \times k)}{U_k} \cdot \underset{(k \times k)}{\Lambda_k} \cdot \underset{(k \times p)}{{}^t V_k} \qquad (9)$$

Les parties d'espace des données U_o et du modèle V_o sont absentes de cette décomposition ; cela signifie :

a) Quel que soit le modèle déterminé, jamais les fonctionnelles globales (prédiction des observables) n'auront de composantes dans U_o. Donc si les données ont une composante dans U_o, elles ne seront jamais atteintes. L'existence de cet espace U_o empêchera tout modèle d'expliquer complètement les données.

b) L'existence de V_o est la source de non-unicité de l'inversion ; en effet, on peut toujours rajouter des termes au modèle (dans la partie V_o de son espace) sans pour cela modifier les fonctionnelles globales, donc, sans contredire les données.

3.1.3. *Régularisation.*

G pouvant s'écrire $G = U_k\, \Lambda_k\, {}^t V_k$, il est naturel de choisir l'opérateur :

$$H = V_k\, \Lambda_k^{-1}\, {}^t U_k \qquad (10)$$

comme inverse généralisé de G. Cet opérateur a pour effet de déterminer une solution qui minimise $\| Gm - d \|^2$ avec $\| m \|^2$ minimum (cf. AKI-RICHARD, 1980).

...

La matrice Λ_k^{-1} s'écrit :

$$\Lambda_k^{-1} = \begin{pmatrix} \ddots & & 0 \\ & \frac{1}{\lambda_i} & \\ 0 & & \ddots \end{pmatrix} \qquad \text{avec} \quad \lambda_i \neq 0$$

Dans la pratique nous pouvons observer des λ_i très petits. Ils vont donc avoir pour effet, par l'intermédiaire de l'opérateur H, de créer des instabilités dans la solution (de légères variations sur les données introduisent alors de grandes variations dans la solution).

LEVENBERG (1944) puis MARQUARDT (1963) proposent de modifier le système à résoudre $({}^tGG)\ \hat{m} = {}^tG\,d$ en :

$$({}^tGG + \theta^2\ I)\ \hat{m} = {}^tG\,d \tag{11}$$

On définit donc un nouvel opérateur H_2 :

$$H_2 = ({}^tGG + \theta^2\ I)^{-1}\ {}^tG$$

Cet opérateur a pour effet de minimiser l'expression suivante :

$$e = \| Gm - d \|^2 + \theta^2 \| m \|^2$$

Le facteur θ intervient donc comme un paramètre de lissage, accordant, suivant sa valeur plus ou moins de poids à la minimisation de la norme de l'écart aux données ou bien à la norme du modèle.

a) Décomposition de H_2.

D'après (8) $\quad {}^tG = V\,\Lambda\,{}^tU$

d'où $\quad {}^tGG = V\,\Lambda^2\,{}^tV$

$$({}^tGG + \theta^2\ I) = V\,(\Lambda^2 + \theta^2\ I)\ {}^tV$$

$({}^tGG + \theta^2\ I)$ est inversible, on peut donc écrire :

$$({}^tGG + \theta^2\ I)^{-1} = \left(V\,(\Lambda^2 + \theta^2\ I)\ {}^tV\right)^{-1}$$

...

Or $V = (V_k\ V_o)$, donc :

$$({}^tGG + \theta^2\ I)^{-1} = V_k\ (\Lambda_k^2 + \theta^2\ I)^{-1}\ {}^tV_k + V_o\ (\theta^2\ I)^{-1}\ {}^tV_o$$

Par ailleurs (cf. LANCZOS, 1961) : $G\,V_k = U_k\,\Lambda_k$ et $G\,V_o = 0$, donc :

$$H_2 = ({}^tGG + \theta^2\ I)^{-1}\ {}^tG = V_k\ (\Lambda^2 + \theta^2\ I)^{-1}\ \Lambda_k\ {}^tU_k$$

<u>i.e.</u>

$$H_2 = (V_k) \begin{pmatrix} \ddots & & 0 \\ & \frac{\lambda_i}{\lambda_i^2 + \theta^2} & \\ 0 & & \ddots \end{pmatrix} {}^t(V_k) \tag{12}$$

Les λ_i^2 étant les k valeurs propres non nulles de ${}^tGG$.

Cette décomposition nous permet donc de voir que H_2 est un opérateur très intéressant. La comparaison de (10) et de (12) nous montre en effet que H_2 est en fait une approximation (obtenue par des moyens simples) de l'inverse généralisé. Bien que son calcul nécessite uniquement l'inversion d'une matrice $({}^tGG + \theta^2\ I)^{-1}$, nous voyons qu'il supprime de lui-même la contribution des vecteurs propres associés à des valeurs propres nulles, sans que la décomposition d'une matrice en valeurs singulières soit nécessaire. (Opération très lourde en temps de calcul) (cf. WIGGINS, 1972). De plus le facteur θ stabilise la solution puisqu'il atténue les contributions des valeurs propres λ_i faibles.

Le contrôle de la solution peut toujours s'effectuer grâce à la matrice de résolution :

$$R = H_2\ G$$

$$R = ({}^tGG + \theta^2\ I)^{-1}\ {}^tGG$$

les erreurs étant décrites par la matrice de covariance :

$$< \Delta\,\hat{m}\ \ {}^t\Delta\,\hat{m} > = H_2 < \Delta\,d\ \ {}^t\Delta\,d > {}^tH_2$$

...

3.2. INVERSION DE MESURES DE DUREES DE PROPAGATION.

3.2.1. *Introduction.*

Depuis une dizaine d'années, de nombreux auteurs en géophysique ont appliqué la méthode d'inversion décrite précédemment. L'idée était de retrouver la répartition spatiale des vitesses sismiques à partir de mesures de durées de propagation.

Les géophysiciens disposent donc de *durées observées* : t_{obs} (résultats de mesure des temps de première arrivée). Ils se donnent alors une répartition initiale des vitesses. Dans ce modèle initial ils effectuent un tracé de rai qui détermine des *durées calculées* : t_{cal} .

Les différences $t_{obs} - t_{cal}$ (nommées résidus) vont constituer les *données* d_i du problème inverse à résoudre. Le problème est linéarisé de la façon suivante. On admet que ces résidus d_i peuvent être expliqués par une petite variation de la vitesse sismique le long du rai (ceci revient à dire que l'on admet que le modèle initial est suffisamment proche du modèle solution, pour ne pas nécessiter des variations de vitesse importantes au point de modifier sensiblement le trajet des rais).

$$d_i = t_{obs} - t_{cal} = \int_{rai} \frac{ds}{V_{fin}(s)} - \int_{rai} \frac{ds}{V_{in}(s)}$$

V_{in} = vitesse initiale

V_{fin} = vitesse finale

Donc, si la géométrie du rai n'est pas trop affectée par le passage de V_{in} à V_{fin}, de plus, si le milieu est discrétisé en zones homogènes, on a :

$$d_i = t_{obs} - t_{cal} = \sum_j \frac{x_j}{V_{finj}} - \sum_j \frac{x_j}{V_{inj}}$$

j = indice des zones traversées par le rai

x_j = longueur du rai dans la $j^{ème}$ zone.

...

$$d_i = \sum_j \left(\frac{V_{in} - V_{fin}}{V_{fin} \cdot V_{in}} \right) \cdot x_j$$

$$d_i = \sum_j \frac{\Delta V_j}{V_j} \cdot t_j$$

avec t_j = temps initial passé par le rai i dans la $j^{ème}$ zone.

Les données d_i sont donc reliées aux inconnues $\left(\frac{\Delta V}{V}\right)_j$, combinées aux t_j. On est alors amené à résoudre le système suivant (sous forme matricielle) :

$$d = G \cdot m$$

d = vecteur données : ensemble des $(t_{obs} - t_{cal})$

G = matrice des temps t_j passés dans chaque zone homogène, pour chaque rai.

m = vecteur solution : ensemble des variations relatives de la vitesse dans chaque zone homogène.

3.2.2. *Application numérique.*

Nous allons suivre, sur un exemple simple, l'application pratique de la théorie de l'inversion décrite au chapitre précédent, en s'efforçant de suivre le même plan que pour une expérience réelle.

i.e. mesures - problème direct - problème inverse - contrôles.

...

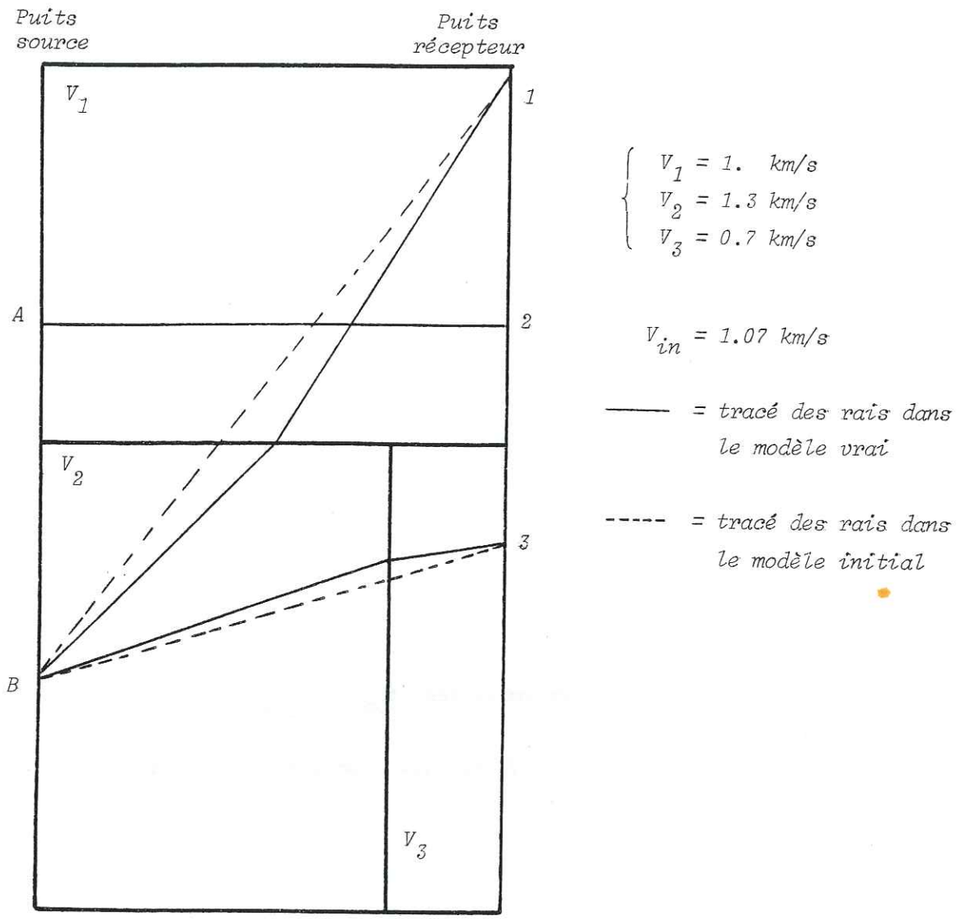


Fig. 3.3. - Géométrie du milieu considéré, position des blocs de vitesses V_1, V_2, V_3 ; des foyers (sources) A, B ; des récepteurs 1, 2, 3.

- Tracé des rais.

a) Mesures.

Soit un milieu constitué de trois zones (cf. fig. 3.3.). Nous en connaissons la géométrie, mais nous ignorons les vitesses des matériaux le constituant. La source est disposée dans le puits n° 1, nous effectuons quatre mesures grâce aux récepteurs situés dans le puits n° 2.

...

Position source	Position récepteur	Temps mesurés (ms)
A	2	4.000
B	1	5.850
B	3	3.880
B	3	3.882

(Δt = 2µs)

Nous avons deux mesures pour le même couple source-récepteur, nous disposons donc de quatre équations pour trois inconnues. Nous allons utiliser la théorie de l'inversion pour résoudre ce problème.

b) Problème direct.

Nous allons prendre comme milieu initial un milieu homogène ($V_1 = V_2 = V_3$ = 1.07 km/s). Dans un tel milieu nous effectuons les tirs pour les mêmes couples source-récepteur que précédemment (cf. figure 3.3). Nous nous apercevons que malgré les contrastes de vitesses "vraies" importants, les rais initiaux et les rais "vrais" sont en fait assez peu différents, ce qui (dans l'hypothèse d'une solution proche des vitesses vraies) valide, dans ce cas précis, le principe de la linéarisation.

c) Problème inverse.

Pour déterminer la matrice G, nous calculons, dans le modèle initial le temps passé par chaque rai, dans chaque bloc :

$$G = \begin{array}{c} \begin{array}{ccc} 1 & 2 & 3 \end{array} \\ \begin{pmatrix} 3.738 & 0 & 0 \\ 3.669 & 2.378 & 0 \\ 0 & 2.922 & 0.971 \\ 0 & 2.922 & 0.971 \end{pmatrix} \end{array} \begin{array}{c} \text{blocs / rais} \\ \\ A2 \\ B1 \\ B3 \\ B3 \end{array}$$

...

Nous pouvons calculer ${}^tGG$ (cf. 3.1.) :

$$ {}^tGG = \begin{pmatrix} 27.434 & 8.725 & 0 \\ 8.725 & 22.731 & 5.692 \\ 0 & 5.692 & 1.897 \end{pmatrix} $$

qui admet pour valeurs propres $\begin{cases} \lambda 1 = 34.5 \\ \lambda 2 = 17.3 \\ \lambda 3 = 0.25 \end{cases}$

Nous pouvons donc décomposer la matrice G en

$$ G = (U) \begin{pmatrix} \sqrt{\lambda 1} & & 0 \\ & \sqrt{\lambda 2} & \\ 0 & & \sqrt{\lambda 3} \end{pmatrix} . ({}^tV) $$

U = Matrice des vecteurs propres de $G\,{}^tG$ associés aux valeurs propres $\lambda 1$, $\lambda 2$, $\lambda 3$.

V = Matrice des vecteurs propres de ${}^tGG$ associés aux valeurs propres $\lambda 1$, $\lambda 2$, $\lambda 3$.

En appelant $H = V\,\Lambda^{-1}\,{}^tU$, on a :

$$ \hat{m} = H \,.\, d $$

$$ \hat{m} = (V) \begin{pmatrix} \frac{1}{\sqrt{\lambda 1}} & & 0 \\ & \frac{1}{\sqrt{\lambda 2}} & \\ 0 & & \frac{1}{\sqrt{\lambda 3}} \end{pmatrix} . ({}^tU) \cdot (d) $$

(cf. inverse généralisé) qui donne une estimation de :

$$ W = \begin{pmatrix} V1 \\ V2 \\ V3 \end{pmatrix} $$

...

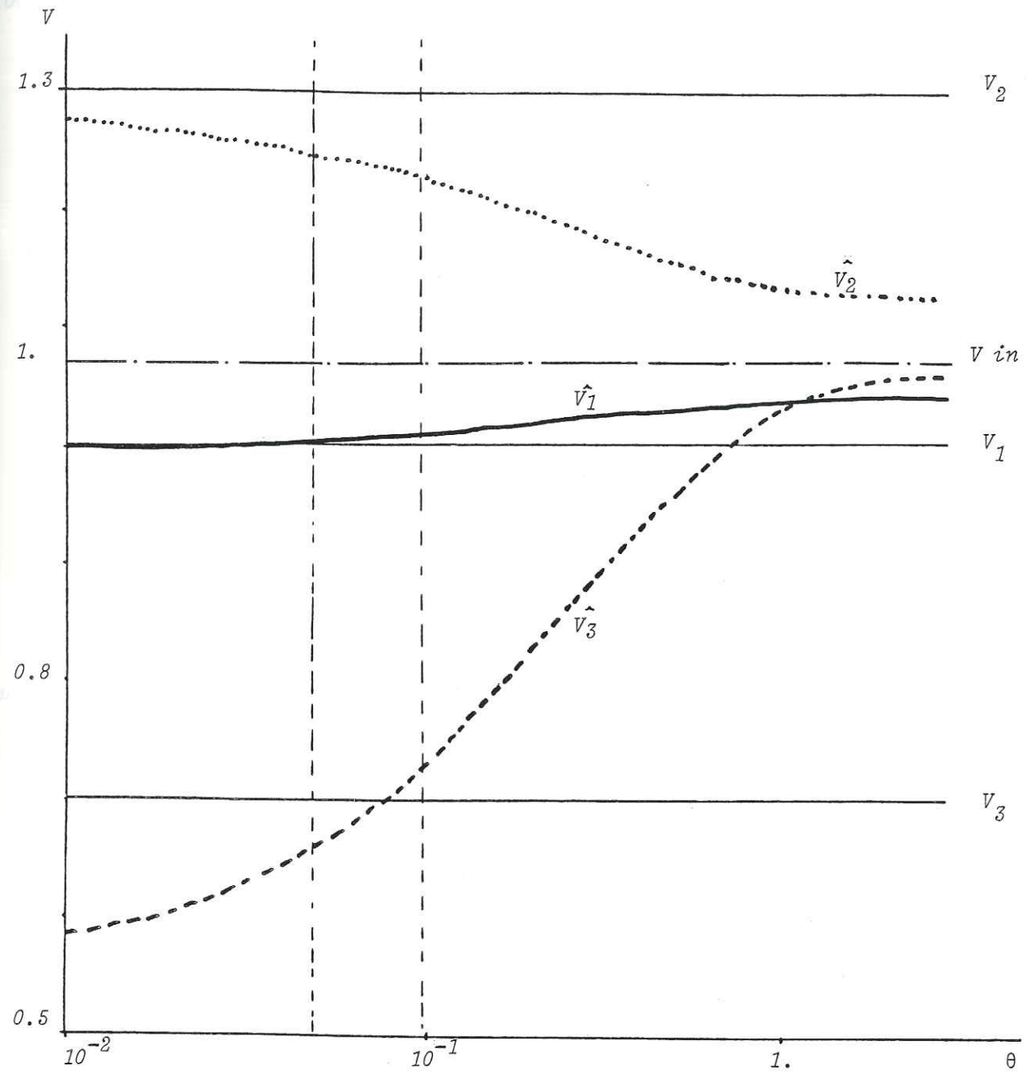


Fig. 3.4. Solutions : f(θ)

- *ensemble des solutions pour chaque bloc en fonction du paramètre θ :*
  - ——— = *solution : vitesse du bloc 1*
  - ····· = *solution : vitesse du bloc 2*
  - ▬▬▬ = *solution : vitesse du bloc 3.*
- *espace vertical entre traits hachurés : zone des θ optima, déterminée en connaissance des vitesses vraies V_1, V_2, V_3.*

...

$$\hat{W} = \begin{pmatrix} 0.995 \\ 1.274 \\ 0.560 \end{pmatrix}$$

De plus, si nous choisissons θ comme coefficient de pondération, nous aurons :

$$\hat{m} = (V) \cdot \begin{pmatrix} \frac{\sqrt{\lambda 1}}{\lambda 1+\theta^2} & & 0 \\ & \frac{\sqrt{\lambda 2}}{\lambda 2+\theta^2} & \\ 0 & & \frac{\sqrt{\lambda 3}}{\lambda 3+\theta^2} \end{pmatrix} \cdot ({}^tU) \cdot (d)$$

qui nous permet de calculer les familles de solutions présentées figure 3.4.

Nous constatons que quel que soit θ, l'estimation de la vitesse pour le bloc n° 1 est meilleure que celle des autres blocs. Nous attribuons ceci à trois raisons principales :

- la vitesse vraie du bloc 1 est la plus proche de la vitesse initiale, c'est donc sur ce bloc que la linéarisation est "la plus justifiée" ;

- le rai A2 est tout entier contenu dans le bloc n° 1, ce qui n'induit donc pas dans le procédé de calcul de corrélation avec les blocs voisins ;

- le bloc n° 1 est suffisamment traversé par les différents rais pour être décrit correctement.

Nous nous apercevons par contre que le bloc n° 3 est assez mal défini ; en effet tous les rais le traversant sont issus du bloc n° 2. De plus, c'est le bloc "le moins traversé" (en temps de parcours), donc celui qui a le plus petit poids vis-à-vis de la matrice G.

Quoi qu'il en soit, et quel que soit le bloc considéré, nous constatons que le facteur θ est bel et bien un facteur de lissage. En effet, plus θ croît et plus les vitesses estimées tendent vers la vitesse initiale. Ceci montre bien l'aspect lissé d'une image d'inversion, pour les grands θ, alors que pour des θ très petits l'image en question est au contraire très contrastée.

...

Connaissant les vitesses vraies (donc en trichant) nous pouvons subjectivement localiser une plage de θ à l'intérieur de laquelle les solutions sont les plus proches de la réalité.

Puis nous verrons l'effet de cette plage de θ sur les courbes "Compromis Résolution - Erreur".

d) Contrôles.

Comme nous l'avons signalé au chapitre "Aspects théoriques", nous avons choisi de caractériser la qualité de la résolution pour chaque paramètre m_i par la quantité $s(m_i) = \| R_{m_i} - I_{m_i} \|$.

En effet, $s(m_i)$ tendra vers 0 si, et seulement si, la résolution pour le bloc m_i est bien centrée sur m_i et tend vers 1. Dans tous les autres cas, $s(m_i)$ verra sa valeur augmenter (cf. figure 3.5.).

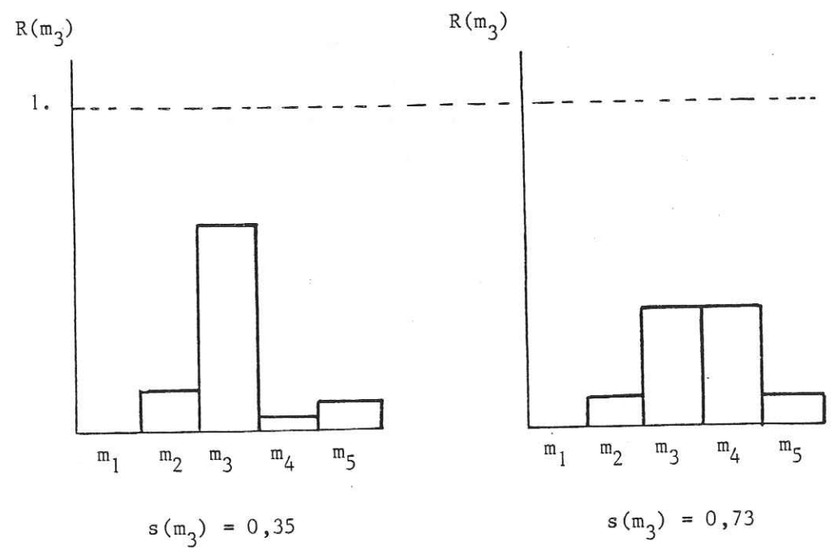


Fig. 3.5. Calcul de $s(m_3)$ pour deux inversions différentes (5 paramètres discrets).

Nous avons vu que nous pouvions relier une erreur Δd sur les données à une erreur $\Delta \hat{m}$ sur les estimations.

...

$$\Delta\hat{m} = H \Delta d$$

$$< \Delta\hat{m}\ {}^t\Delta\hat{m} > = H < \Delta d\ {}^t\Delta d > {}^tH$$

$$= \sigma_d^2\ H\ {}^tH$$

$$= (V\ \Lambda^{-1}\ {}^tV\ V\ \Lambda^{-1}\ {}^tV\ )\ \sigma_d^2$$

$$= (V\ \Lambda^{-2}\ {}^tV)\ \sigma_d^2$$

d'où : $\sigma_{\hat{m}}^2 = \sigma_d^2\ (V\ \Lambda^{-2}\ {}^tV) = f\ (\theta)$

Nous pourrons donc calculer l'erreur sur $\hat{W}$ produite par une erreur sur les données. (Nous admettrons, ici, pouvoir mesurer les durées de propagation avec une précision d'une micro-seconde).

Pour chaque paramètre, et pour tout θ , nous pouvons calculer la résolution ($R = H \cdot G$), en déduire le $s(m)$ et le porter en fonction de l'erreur, pour le θ correspondant. Nous obtenons (cf. figures 3.6 et 3.7) les courbes-compromis - (résolution-erreur).

Nous retrouvons bien ici (cette fois sans tricher) les constatations faites au vu des résultats. Le bloc n° 3, tout en ayant une résolution comparable à celle des autres blocs (s(m)) a une erreur d'un facteur dix fois plus grande que celle des autres blocs.

Nous retrouvons bien également que le bloc n° 1 est à la fois le mieux résolu et le plus précis des 3 blocs.

Donc, même si nous ignorions les vitesses vraies, nous pourrions savoir, grâce à ces contrôles, en quelle estimation nous pouvons avoir le plus confiance. Toujours en ignorant les vitesses vraies, nous serions amenés à choisir une solution, c'est-à-dire un θ. Il nous faudrait déterminer un θ sur les courbes compromis - résolution-erreur qui ne privilégie ni la résolution ni l'erreur. Nous constatons que ces θ correspondent bien à la fourchette des "θ optima" déterminés (figure 3.4) et reportés (figure 3.6) sur les couples "résolution-erreur" leur correspondant.

...

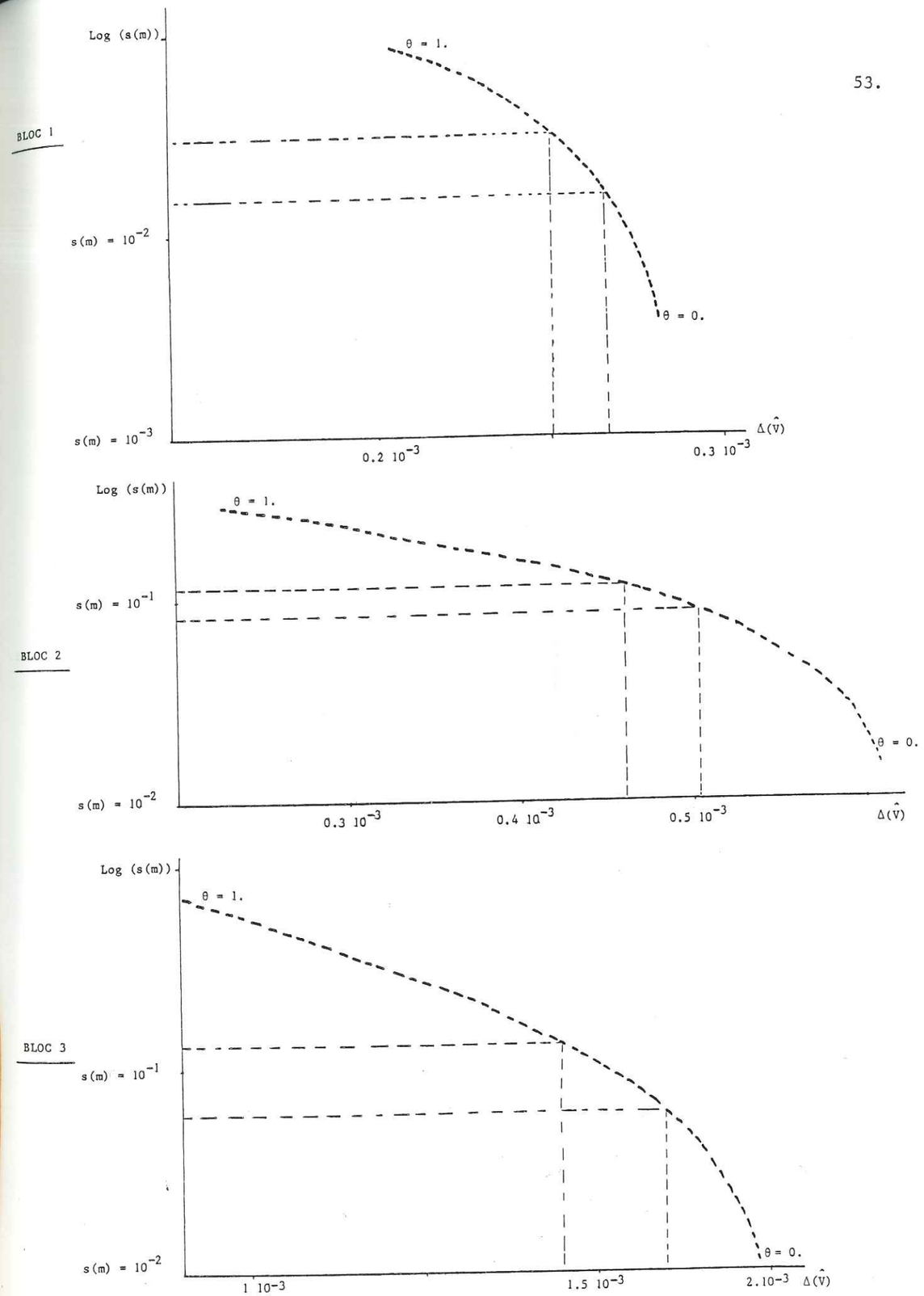


Fig. 3.6. Courbes compromis résolution - erreur.

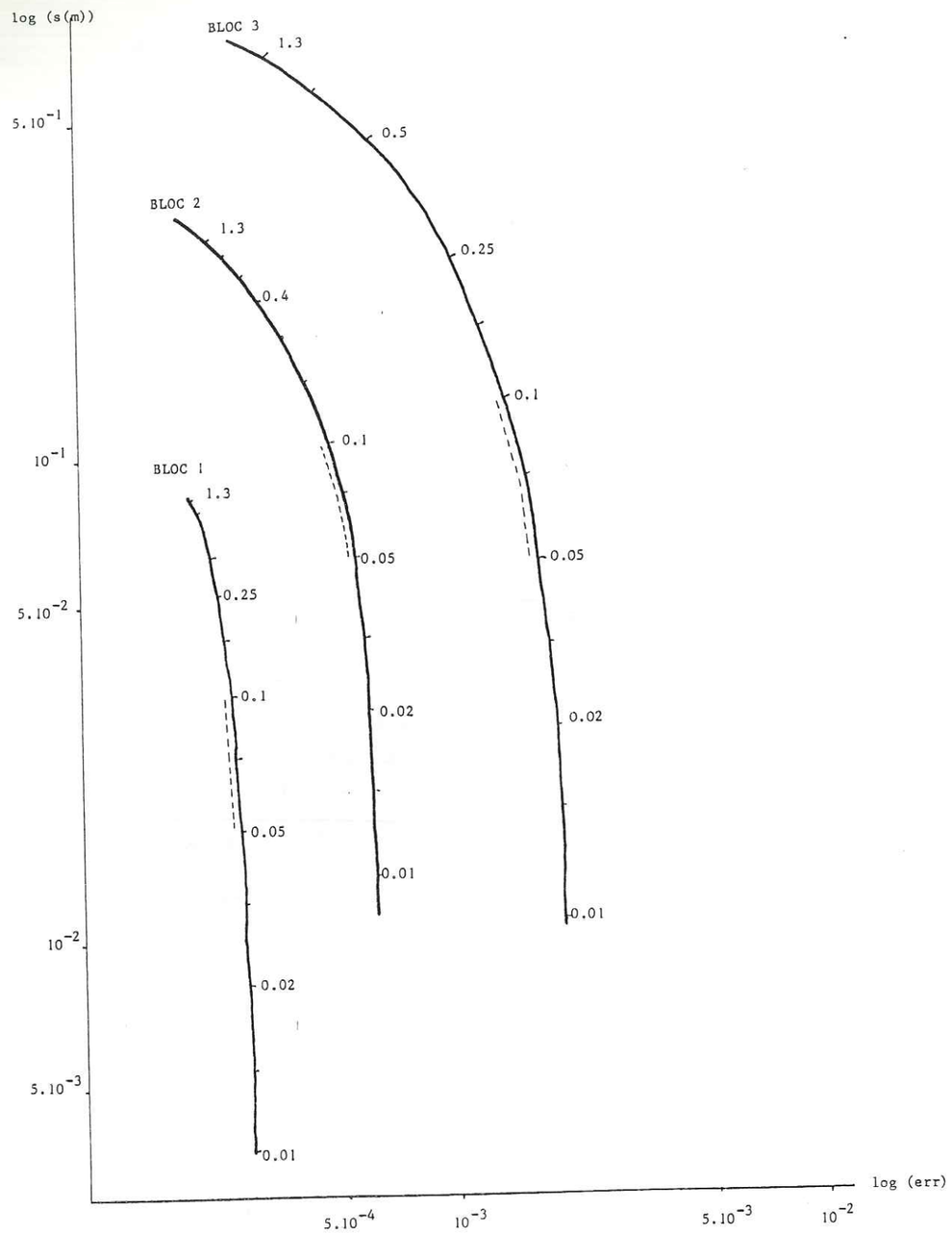


Fig. 3.7. Courbes compromis résolution-erreur pour chacun des blocs (les valeurs de θ sont portées sur les courbes). Sur chaque courbe, le domaine indiqué en pointillé représente "la fourchette" des θ optima.

3.2.3. *Détermination des vitesses sismiques.*

BOIS et al (1971), à partir de mesures réalisées entre puits de forage, utilisent une méthode de résolution similaire à celle décrite en 3.2.2., non pas en utilisant une discrétisation en zones homogènes, mais un réseau de points à vitesse déterminée, la vitesse d'un point quelconque du milieu étant calculée par interpolation sur les points proches du réseau (cf. fig. 3.8.).

Cette représentation du milieu est très satisfaisante pour l'esprit ; elle n'introduit pas en effet de discontinuités aux frontières de zones supposées homogènes. Par contre, ces interpolations successives introduisent une lourdeur de calcul encore exhorbitante à l'heure actuelle. (Ceci malgré le fait que pour gagner du temps, le tracé de rais ne "vise" pas à proprement parler. La durée de propagation, pour un géophone donné, est calculée par interpolation sur les arrivées voisines, le pas de tir à la source étant constant). Cette technique est pourtant toujours utilisée, par différentes sociétés, dans des versions simplifiées ou non (cf. BERTRAND et al).

Récemment, COSMA (1983) a mis au point une méthode de prospection entre puits de forages, utilisant ce genre de technique ; le tracé de rais adopté est une méthode dite de "courbure du rai", plus rapide.

En physique du Globe, les premières inversions (cf. HERGLOTZ, 1907 ; WIECHERT, 1910) utilisaient un milieu dont la vitesse varie suivant une seule variable (la profondeur) et de façon croissante, le problème se résolvant de façon analytique. De même par la suite, les méthodes de détermination de position des foyers des séismes représentaient la croûte terrestre comme un empilement de couches homogènes (cf. LEE, LAHR, 1972-1975 ; CROSSON, 1976).

AKI et al (1976-1977) utilisent une discrétisation en blocs homogènes, pour modéliser la croûte terrestre. Il n'y a pas de tracé de rais proprement dit, le milieu initial est supposé homogène. Il n'y a pas (contrairement à la méthode de BOIS et al) d'itération possible. Par contre, la simplification apportée permet de traiter des systèmes beaucoup plus importants (et notamment elle permet de travailler à trois dimensions) ; les inconnues étant constituées des variations de vitesse dans chacun des blocs ainsi que des variations de position des séismes traités.

...

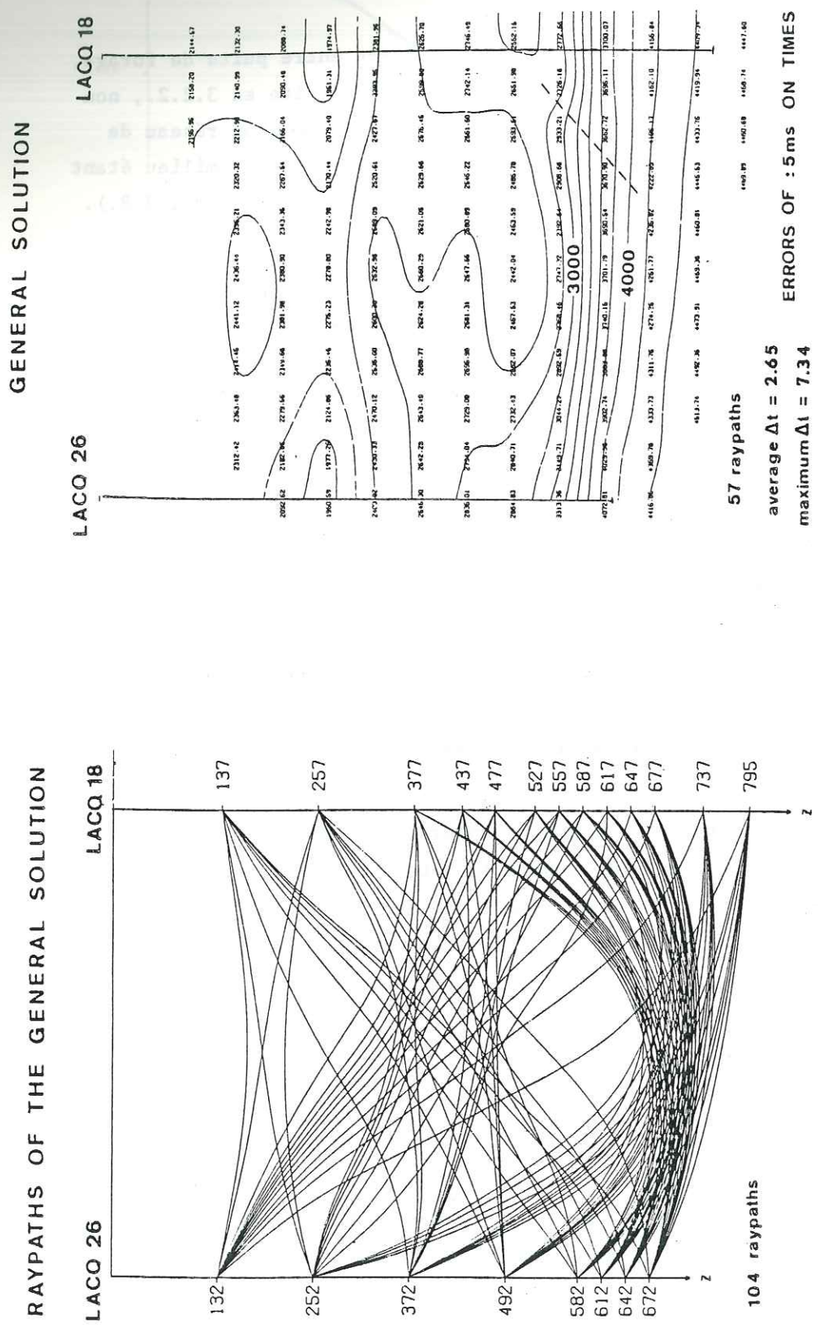


Fig. 3.8 (BOIS et al)

a) Tracé des rais dans un milieu dont la vitesse est calculée par interpolation à partir d'un réseau de points.

b) Résultat d'une inversion en vitesse (lignes iso-vitesse)

GRASSO (1981) s'inspirant d'ELLSWORTH (1977) utilise une représentation initiale du milieu en couches homogènes à l'intérieur desquelles s'effectue le tracé de rais. Puis, chaque couche est divisée en un certain nombre de blocs (cf. fig. 3.9.) et on est ramené à un système à résoudre identique à celui décrit en 3.1.

Diverses méthodes, dérivées de celles décrites précédemment, ont vu le jour. On peut citer notamment HAWLEY (1981) qui décrit une méthode "mixte" interpolation - blocs. Le milieu (3 D) est discrétisé en couches et chaque couche (2 D) comporte un réseau entre les points duquel on interpole pour connaître la vitesse en chaque point de l'espace.

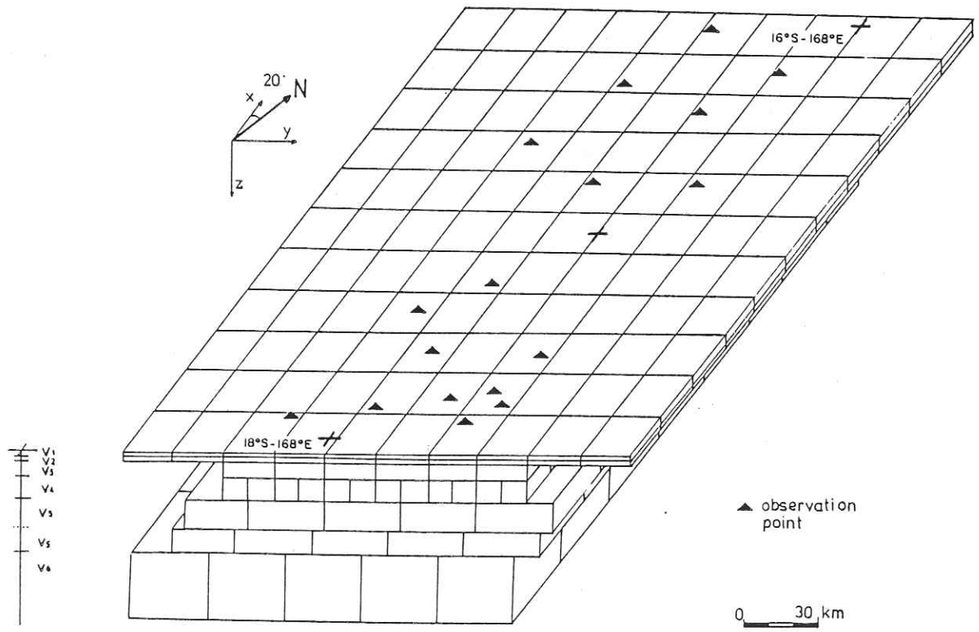


Fig. 3.9. (GRASSO)

Exemple de discrétisation utilisée en physique du Globe. (3 D)

...

3.2.4. *Inversion en vitesse de données simulées.*

Nous avons adapté le programme écrit par GRASSO à notre étude particulière. Nous travaillons à deux dimensions, en supposant que les deux forages (source et récepteur) sont coplanaires (cf. fig. 3.10.).

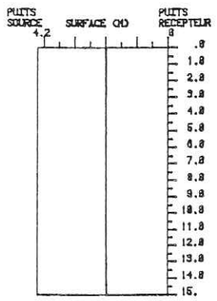


Fig. 3.10.
Milieu initial en couches homogènes.

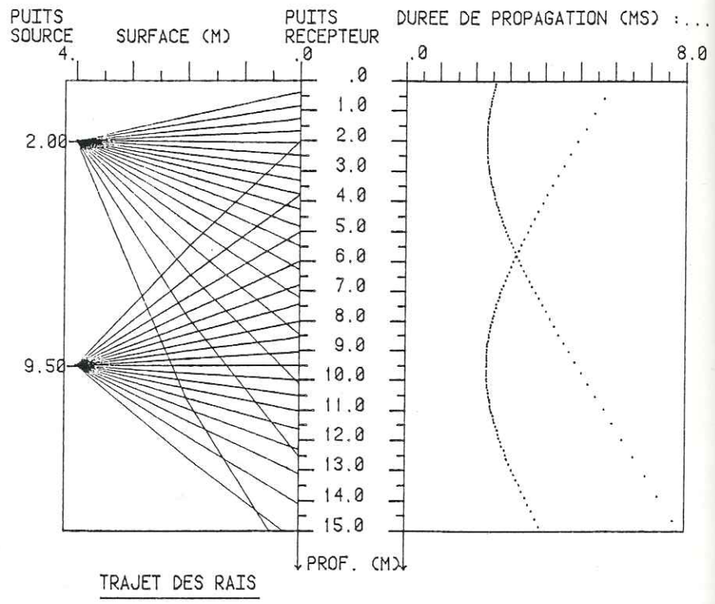


Fig. 3.11. Tracé des rais et calcul des durées de propagation pour deux positions de la source.

Le milieu initial est composé de couches homogènes. Le tracé de rais s'effectue simplement (et rapidement). Nous obtenons donc les durées de propagation calculées (cf. fig. 3.11.).

Chaque couche est alors divisée en blocs (cf. fig. 3.12.) et la matrice G est construite, constituée de durées initiales passées pour chaque rai dans chaque bloc.

...

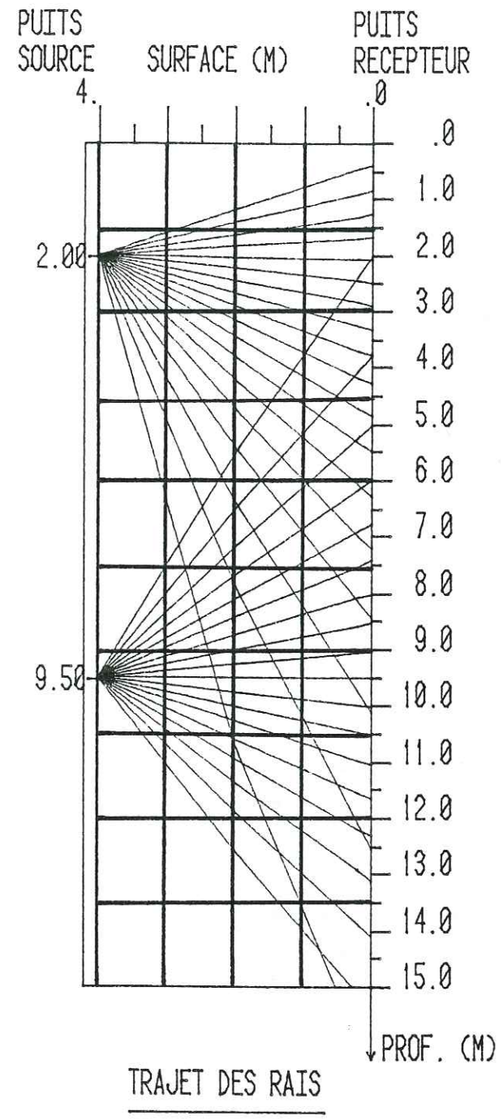


Fig. 3.12.

- *Tracé des rais dans le milieu initial, pour deux positions de la source.*
- *Discrétisation, en blocs, utilisée pour l'inversion.*

Les résidus (cf. 3.2.2.) s'écrivent toujours $di = t_{obs} - t_{cal}$. Nous obtenons donc le système classique à résoudre :

$$G.m = d$$

Pour mettre au point les programmes d'inversion, nous avons utilisé

...

systématiquement les données obtenues grâce aux programmes de simulation décrits en 2.

Dans un premier temps nous avons simulé un terrain initialement homogène qui a été injecté.

La géométrie du milieu (fig. 3.13) est très simplifiée afin de pouvoir tester facilement et rapidement les programmes d'inversion.

Le forage injecté est le forage source, les zones atteintes par le coulis voient leurs vitesses passer de 1,7 km/s à 1,8 km/s. Les programmes de simulation nous fournissent donc des durées de propagation (t_{obs}) tout au long du forage récepteur, pour chacune des positions de la source.

Nous utiliserons 5 positions de la source : 1,5 ; 4,5 ; 7,5 ; 10,5 ; 13,5 (m) et 14 récepteurs (un tous les mètres). Nous disposons donc de 70 données.

Pour l'inversion, nous utilisons un modèle initial en couche (cf. figure 3.13). Le tracé de rais permet de calculer des durées de propagation calculées (t_{cal}) , puis les résidus $d_i = t_{obs} - t_{cal}$.

La comparaison des trajets de rais "observés" et des trajets de rais calculés valide dans cet exemple le principe de la linéarisation.

En effet, le tracé des rais dans le milieu initial est très peu différent de ce qu'il est dans le modèle "vrai". (Il en serait de même si nous comparions tracé des rais dans le milieu initial et tracé des rais dans le milieu solution). On s'aperçoit notamment que les mêmes blocs sont traversés par les mêmes rais, pour l'un ou l'autre des tracés (en notant de plus que dans l'exemple présenté les deux tracés de rais sont à *angles de tirs égaux*. Des tracés de rais à *cibles égales* seraient encore plus proches l'un de l'autre).

a) *Solution.*

Le problème inverse est alors résolu de façon identique à celle décrite au chapitre précédent. Nous obtenons, pour chacun des blocs, une variation relative de la vitesse sismique. Nous pouvons donc facilement représen-

...

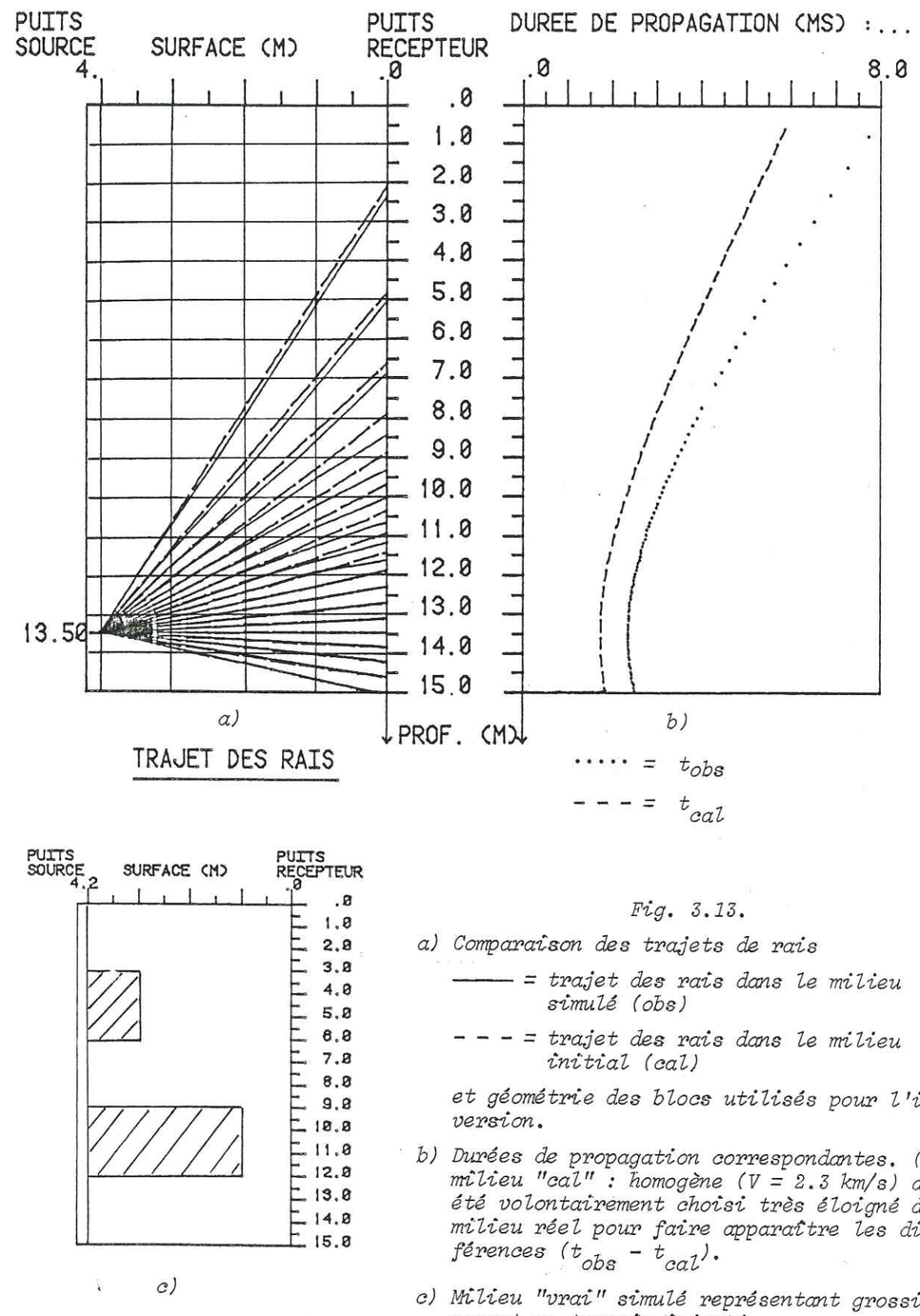


Fig. 3.13.

a) Comparaison des trajets de rais

——— = trajet des rais dans le milieu simulé (obs)

- - - = trajet des rais dans le milieu initial (cal)

et géométrie des blocs utilisés pour l'inversion.

b) Durées de propagation correspondantes. (Le milieu "cal" : homogène (V = 2.3 km/s) a été volontairement choisi très éloigné du milieu réel pour faire apparaître les différences ($t_{obs} - t_{cal}$).

c) Milieu "vrai" simulé représentant grossièrement un terrain injecté.

Zone hachurée : V = 1,8 km/s
Zone non hachurée : V = 1,7 km/s.

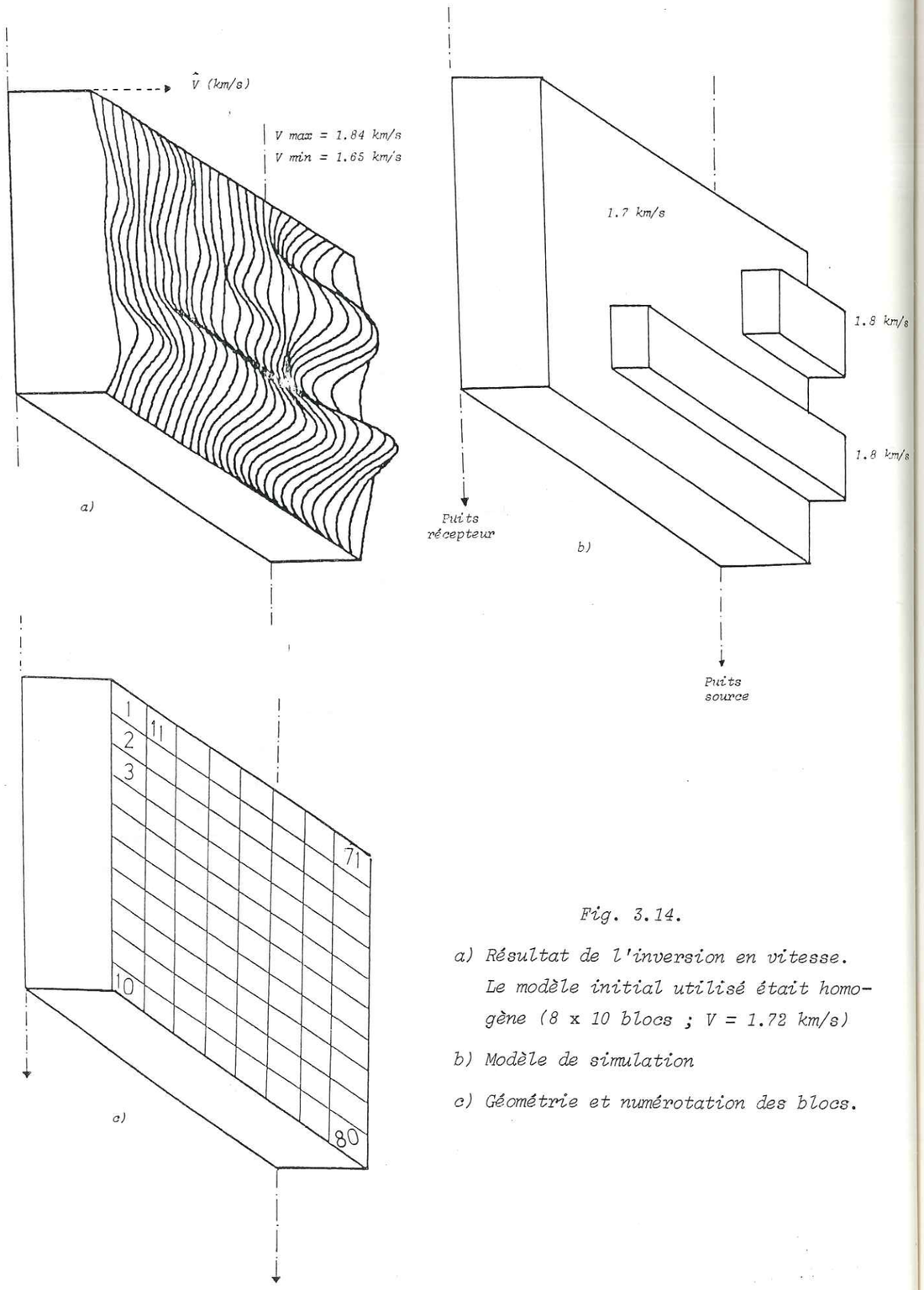


Fig. 3.14.

a) Résultat de l'inversion en vitesse. Le modèle initial utilisé était homogène (8 x 10 blocs ; V = 1.72 km/s)

b) Modèle de simulation

c) Géométrie et numérotation des blocs.

ter la *vitesse solution* en fonction de l'espace. cf. fig. 3.14.

I. *REMARQUE : Nous utilisons pour la fig. 3.14 ainsi que pour la plupart des figures de ce chapitre une représentation à 3 D qui donne une IMAGE CONTINUE de la répartition des vitesses dans le plan étudié. Cela ne signifie évidemment pas que les solutions obtenues sont sous forme continue. Comme nous l'avons décrit au chapitre précédent, elles sont sous forme discrète, la discrétisation variant avec le nombre et la forme des blocs. La représentation 3 D (avec des programmes de dessin automatique) permet simplement, d'un point de vue purement qualitatif, de se faire une idée de la cartographie des vitesses ou de tout autre paramètre, variant spatialement, dans le sous-sol.*

II. *REMARQUE : Les blocs non suffisamment traversés ne sont pas pris en compte dans les calculs. Leur vitesse reste donc inchangée, égale à sa valeur initiale. Conserver cette vitesse initiale dans la solution ajoute de l'importance au modèle initial choisi A PRIORI. Nous avons choisi de ne pas la conserver et d'attribuer comme vitesse aux blocs non calculés la vitesse moyenne des blocs (calculés) avoisinants. Ceci a pour effet de diminuer l'influence du modèle initial sur la solution. Implicitement cela signifie que nous supposons dans ces zones que le gradient de vitesse est faible (en l'absence de toute autre information).*

Nous constatons (cf. fig. 3.14) que les programmes d'inversion restituent une image du milieu qui s'avère satisfaisante, comparée au milieu vrai. Nous retrouvons bien l'emplacement et la forme des zones à vitesse rapide.

Les résultats présentés ici utilisent une discrétisation du terrain en 8 couches de 10 blocs (pour 70 données, donc légèrement sous-déterminés).

b) <u>Résolution</u>.

Nous calculons également la matrice de résolution R (cf. 3.1) :

$\hat{m} = R.m$ (cf. fig. 3.15).

...

La matrice de résolution (bloc x bloc) serait égale à la matrice identité si l'inversion était parfaite. Une ligne de cette matrice représente donc la résolution pour un paramètre, donc pour un bloc. (Les blocs sont rangés ici suivant la numérotation indiquée fig. 3.14.

Nous constatons que la matrice R se rapproche bien de la matrice identité (ses valeurs les plus fortes étant rangées sur la diagonale). Le système est donc bien *résolu*, à l'exception des derniers blocs, où la résolution devient assez mauvaise ; les blocs en question sont situés le long du puits source ; ils sont les moins traversés par les rais sismiques, puisque nous utilisons dans ce cas un système à 5 sources et 14 récepteurs. Etant moins traversés, on dispose de moins d'informations sur eux, d'où la mauvaise résolution. De plus, ces blocs sont en général traversés par des rais sismiques issus d'un seul tir, d'où une certaine redondance de l'information qui est défavorable à une bonne résolution.

Par ailleurs, la représentation de la matrice R met en évidence l'existence de sous-diagonales. Pour chacune des lignes de la matrice, donc pour chacun des blocs, ces maxima secondaires correspondent (cf. la numérotation) aux blocs voisins du bloc considéré (au sens du trajet des rais). Nous percevons mieux ce phénomène en portant en fonction de l'espace une ligne de la matrice Résolution (cf. *I. REMARQUE*) , c'est-à-dire la résolution pour un bloc donné (cf. fig. 3.15).

Pour un bloc "*bien résolu*", nous retrouvons une résolution "piquée" sur le bloc considéré avec des maxima secondaires sur les blocs voisins. La solution s'exprimant (cf. 3.1) comme une sorte de moyenne pondérée des vitesses vraies (les facteurs de pondération étant les coefficients de la ligne correspondante de la matrice de Résolution) , nous obtenons pour ces blocs une solution de bonne qualité, toutefois légèrement pondérée par la valeur de la vitesse dans les blocs voisins. Par contre, pour les blocs situés contre le puits source, la résolution s'avère plus mauvaise, leur maximum se détachant nettement moins bien.

Pour percevoir de manière plus simple la qualité de la résolution en fonction de l'espace, nous utiliserons le *Critère de Diracité* défini en 3.1. (cf. fig. 3.16). (Le critère est égal à zéro si la résolution est parfaite). Nous retrouvons donc bien ici la très mauvaise résolution des blocs situés le long du forage émetteur ; de même, nous constatons une résolutions médiocre pour les blocs situés en bordure du modèle (Ces blocs sont en effet moins

...

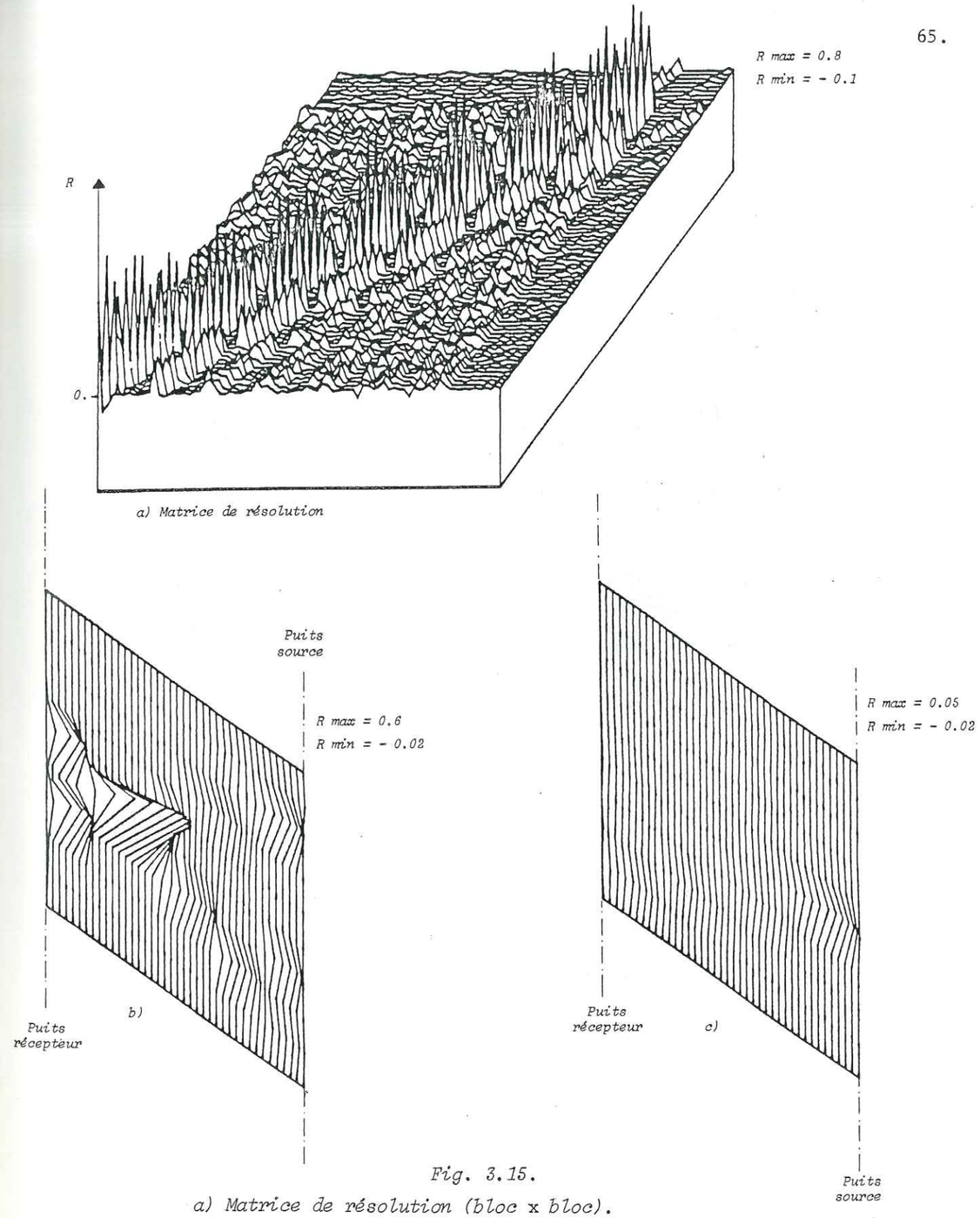


Fig. 3.15.

a) Matrice de résolution (bloc x bloc).

b) Résolution, portée en fonction de l'espace pour le 26ème bloc. La résolution bien que centrée sur le bloc considéré s'étale sur les blocs voisins.

c) Résolution portée en fonction de l'espace pour un bloc très mal résolu.

traversés que ceux du centre).

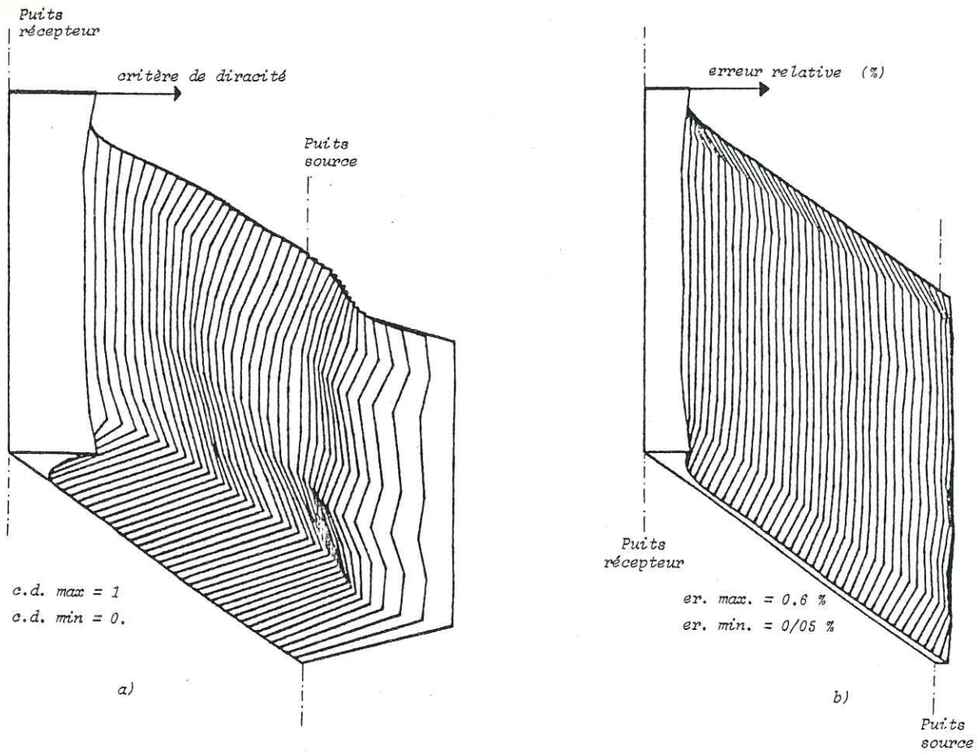


Fig. 3.16.

a) Critère de diracité en fonction de l'espace. c.d. → 0 ⇒ résolution parfaite.

(Les blocs non pris en compte dans l'inversion sont mis à zéro).

b) Erreur relative des variations de vitesse.

(Les blocs non pris en compte dans l'inverson sont mis à zéro).

c) Erreur.

Nous calculons également l'erreur relative sur chaque paramètre (cf. 3.1) en estimant l'erreur sur les données par l'écart-type de la différence : *résidu initial - résidu reclaculé après inversion*. (La borne inférieure de cette différence est en effet l'erreur de mesure elle-même, dans le cas d'une inversion parfaite, mathématiquement parlant).

Nous portons cette erreur en fonction de l'espace. Comme nous l'avons vu en 3.2.2., nous constatons que les blocs à très mauvaise résolution sont dotés d'une erreur relativement faible (cf. les courbes compromis résolution-erreur).

...

3.2.5. Effet du modèle initial.

Afin de déterminer l'influence de la représentation initiale nous avons essayé différents types de répartition des vitesses pour l'inversion du modèle de simulation décrit plus haut. La première inversion (cf. figure 3.14) utilisait un modèle initial homogène (V = 1.72 km/s) qui donne un résidu moyen presque nul. Nous percevons immédiatement l'effet (d'un point de vue qualitatif) d'une variation faible de ce modèle initial (cf. fig. 3.17).

Avec le modèle b), nous retrouvons bien la géométrie du modèle vrai mais rajoutée sur la "marche" du modèle initial que l'inversion (sans itération) n'est pas parvenue à supprimer.

Le modèle a), lui, doté de trop faibles vitesses, donne une image faussée, les contrastes étant fortement diminués.

Si le modèle initial s'éloigne plus franchement du modèle vrai (cf. figure 3.18) nous constatons que la solution n'a plus beaucoup de points communs avec la réalité.

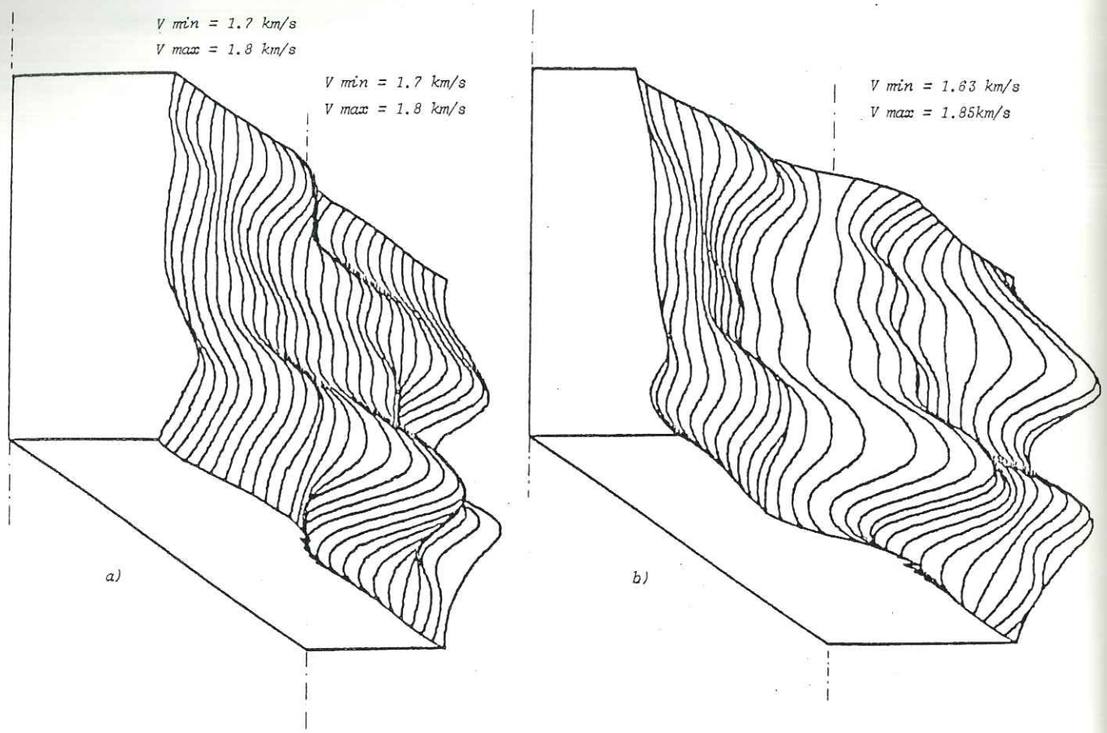
Ceci montre bien l'importance du choix du modèle initial, l'introduction d'interfaces fictives étant souvent irrémédiable (si l'on travaille sans itération).

3.2.6. Effet du rapport nombre de données - nombre d'inconnues.

a) Nombre et position des blocs.

En utilisant le modèle initial à 8 couches de 10 blocs, nous introduisons artificiellement une connaissance a priori du modèle vrai. En effet si nous comparons le découpage et le modèle vrai, nous constatons que les frontières des zones injectées correspondent à des frontières de blocs. Afin de supprimer cette information, nous pouvons, par exemple, augmenter le nombre de blocs dans chaque couche. Avec des couches de 12 blocs, nous obtenons (cf. fig. 3.19) des résultats tout-à-fait similaires. L'inversion n'est donc pas très sensible à la position des blocs.

...



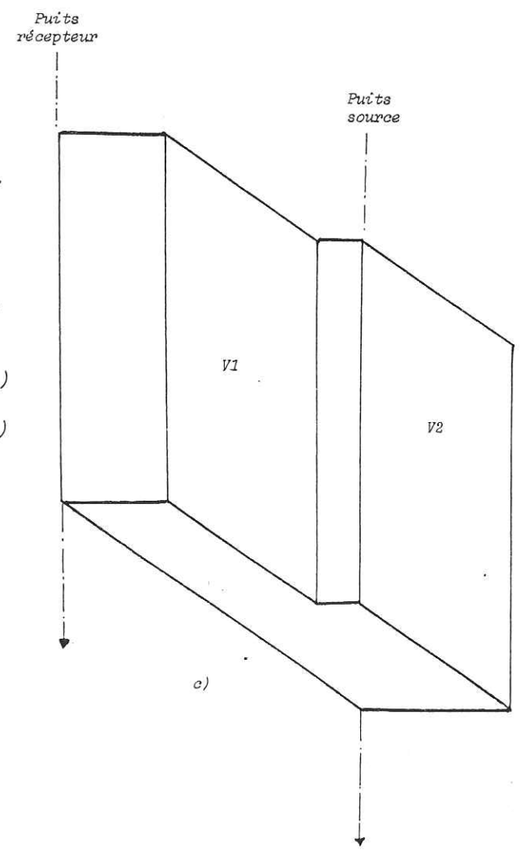


Fig. 3.17.

Effet de modèle initial sur des inversions utilisant les données issues du modèle vrai présenté figure 3.14.

a) résultat d'une inversion en vitesse (4 x 10 blocs) utilisant le modèle initial ci-contre (V1 = V2 = 1.7 km/s)

b) Idem. (V1 = 1.7 km/s ; V2 = 1.8 km/s)

c) modèle initial.

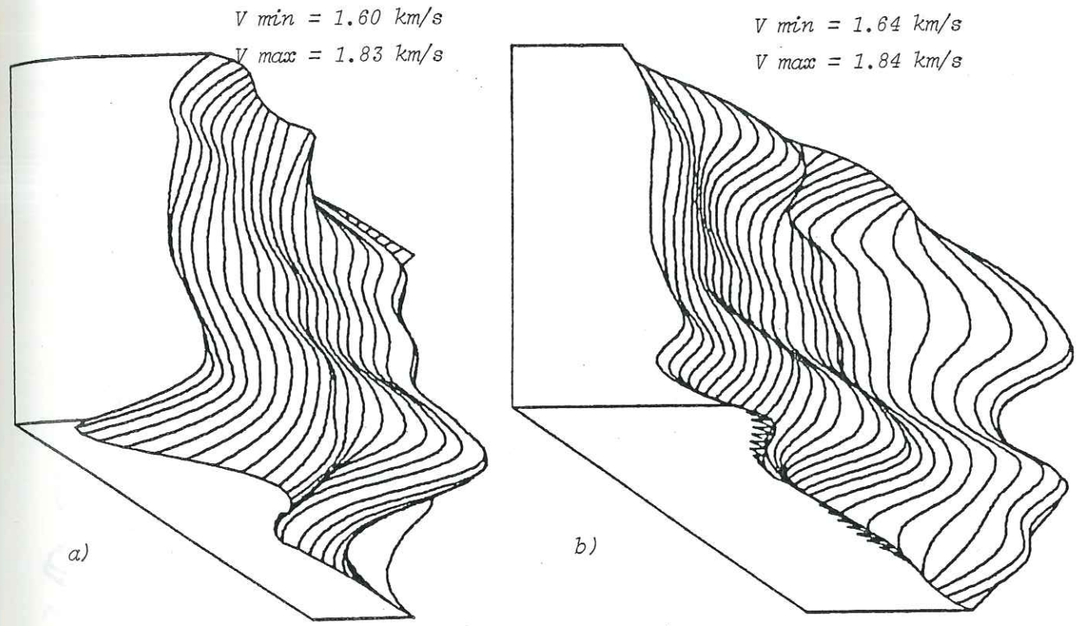


Fig. 3.18.

Effet du modèle initial sur des inversions utilisant les données issues du modèle vrai présenté figure 3.14.

a) V1 = V2 = 1.60 km/s

b) V1 = V2 = 1.80 km/s.

En augmentant le nombre de blocs, on augmente également le nombre d'inconnues (le nombre de données restant constant). Nous constatons que ceci n'a pas eu pour effet de diminuer la qualité de l'inversion.

b) Suppression de données.

En gardant la discrétisation - 8 couches x 10 blocs - nous supprimons les données du tir à 1,5 m de profondeur (cf. fig. 3.20). Le nombre de données passe de 70 à 55, pour 80 inconnues. La solution ne varie presque pas. Ceci peut provenir du fait que le tir à 1,5 m n'éclairait quasiment que des zones sans transition de vitesse i.e. que des zones proches du modèle initial.

...

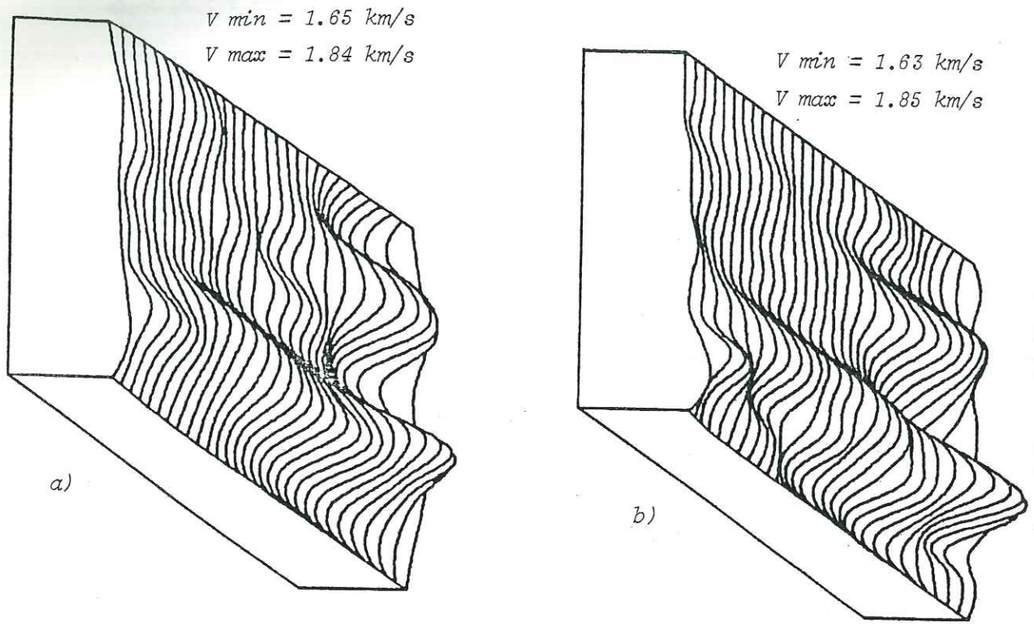


Fig. 3.19.

Comparaison des résultats d'inversion utilisant deux discrétisations différentes. (Le modèle de simulation utilisé est identique à celui présenté figure 3.14).

a) 8 couches de 10 blocs

b) 8 couches de 12 blocs.

Plutôt que de supprimer le tir à 1,5 m., nous pouvons supprimer celui à 10,5 m. (i.e. en pleine zone injectée, cf. fig. 3.20.). Nous observons cette fois un net changement dans la solution mais uniquement localisé sur les blocs proches du point de tir 10,5 m., le reste demeurant inchangé. Le nombre de données était cette fois de 53 (toujours pour 80 blocs).

Jusqu'à présent nous utilisions une station tous les mètres dans le forage récepteur. Nous montrons (cf. figure 3.20.) le résultat d'une inversion utilisant une station tous les deux mètres simplement. (37 données - 80 blocs). Cette fois encore la solution reste très stable. Le fait d'être complètement sous-déterminé ne pose donc pas de problème.

...

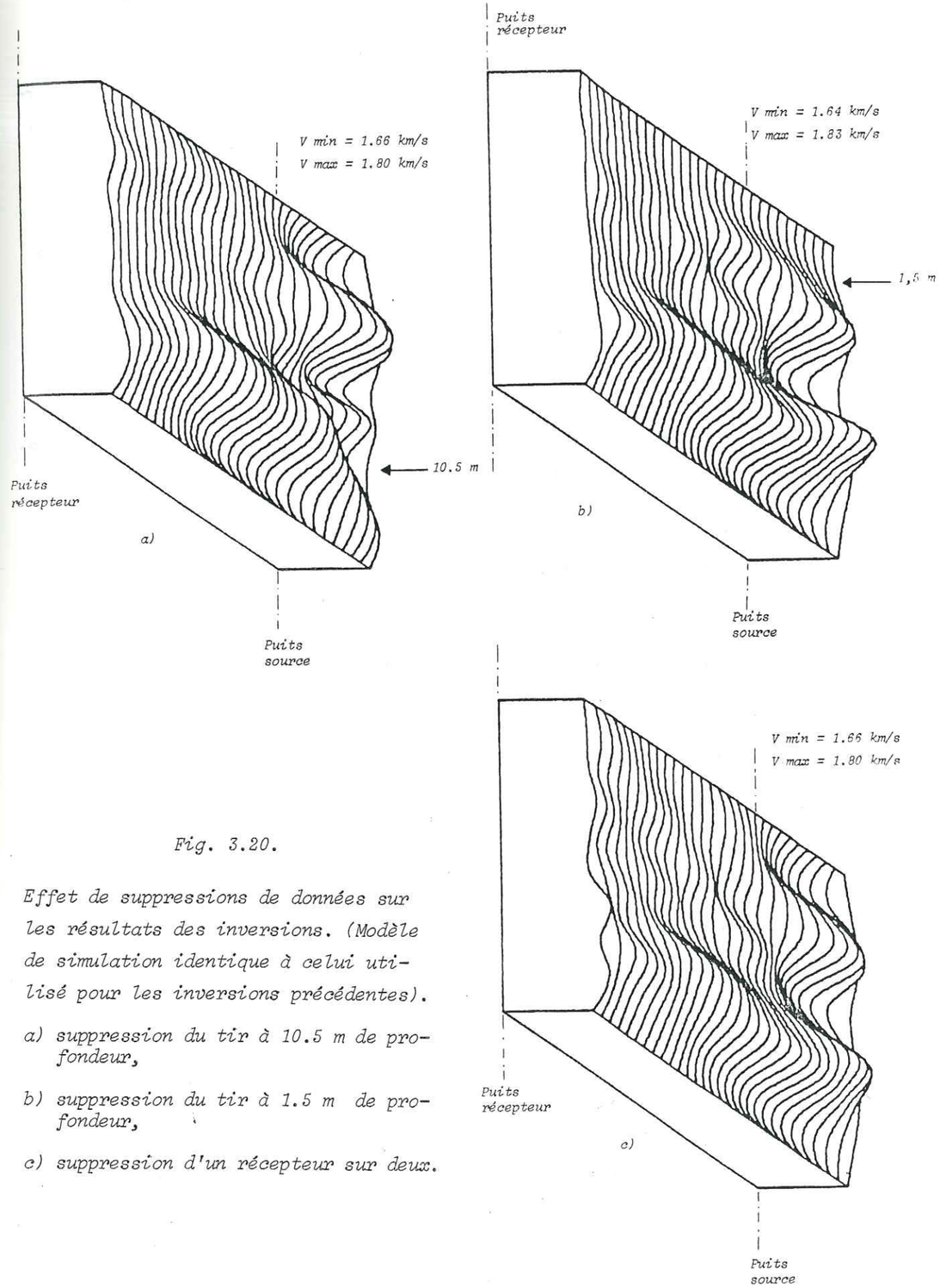


Fig. 3.20.

Effet de suppressions de données sur les résultats des inversions. (Modèle de simulation identique à celui utilisé pour les inversions précédentes).

a) suppression du tir à 10.5 m de profondeur,

b) suppression du tir à 1.5 m de profondeur,

c) suppression d'un récepteur sur deux.

3.2.7. Effet du facteur de pondération.

En 3.1. nous avons montré l'intérêt du facteur de pondération θ intervenant dans l'inversion :

$$\hat{m} = ({}^tGG + \theta^2 I)^{-1} \; {}^tG \, d$$

Les figures 3.21 à 3.23 montrent bien l'effet d'un tel facteur sur la solution, le critère de diracité et l'erreur.

L'inversion présentée ici utilise un modèle initial de 4 couches (x 10 blocs) ; V_1 = 1,7 km/s ; V_2 = 1,75 km/s (cf fig. 3.17).

La solution pour les θ extrêment faibles présente de fortes variations. De plus la forme du modèle initial a complètement disparu.

Quant θ augmente, la solution va s'adoucissant pour ne plus se différencier, pratiquement, du modèle initial pour les θ grands.

Par ailleurs, nous constatons que le critère de diracité devient de plus en plus mauvais (en même temps que l'erreur relative s'améliore) quant θ croît.

Les blocs les plus sensibles aux variations de θ sont les blocs situés le long du puits source. En effet ces blocs sont les plus mal traversés, les coefficients de la matrice ${}^tGG$ leur correspondant sont plus petits. Les variations relatives de la vitesse, solutions du système, sont donc plus sensibles à θ qui lui est uniforme sur toute la matrice.

L'ensemble des représentations résolution et erreur, pour les différents θ constitue donc l'équivalent des courbes compromis "Résolution - erreur" (cf. 3.2.2.) qui permettent de déterminer un θ , donc une solution en accord avec l'idée que l'on se fait a priori du milieu vrai.

...

Fig. 3.21.

Comparaison des résultats d'inversions pour différentes valeurs du facteur de pondération . (Le modèle "vrai" simulé est présenté figure 3.14).

Le modèle initial utilisé est présenté figure 3.17.

V1 = 1.70 km/s ; V2 = 1.75 km/s ; 4 x 10 blocs.

Fig. 3.22

Comparaison des critères de diracité correspondant aux inversions précédentes.
(Les blocs non pris en compte dans les inversions sont mis à zéro).

Fig. 3.23.

Comparaison des erreurs relatives de variations de vitesse correspondant aux solutions des inversions précédentes.
(Les blocs non pris en compte dans les inversions sont mis à zéro).

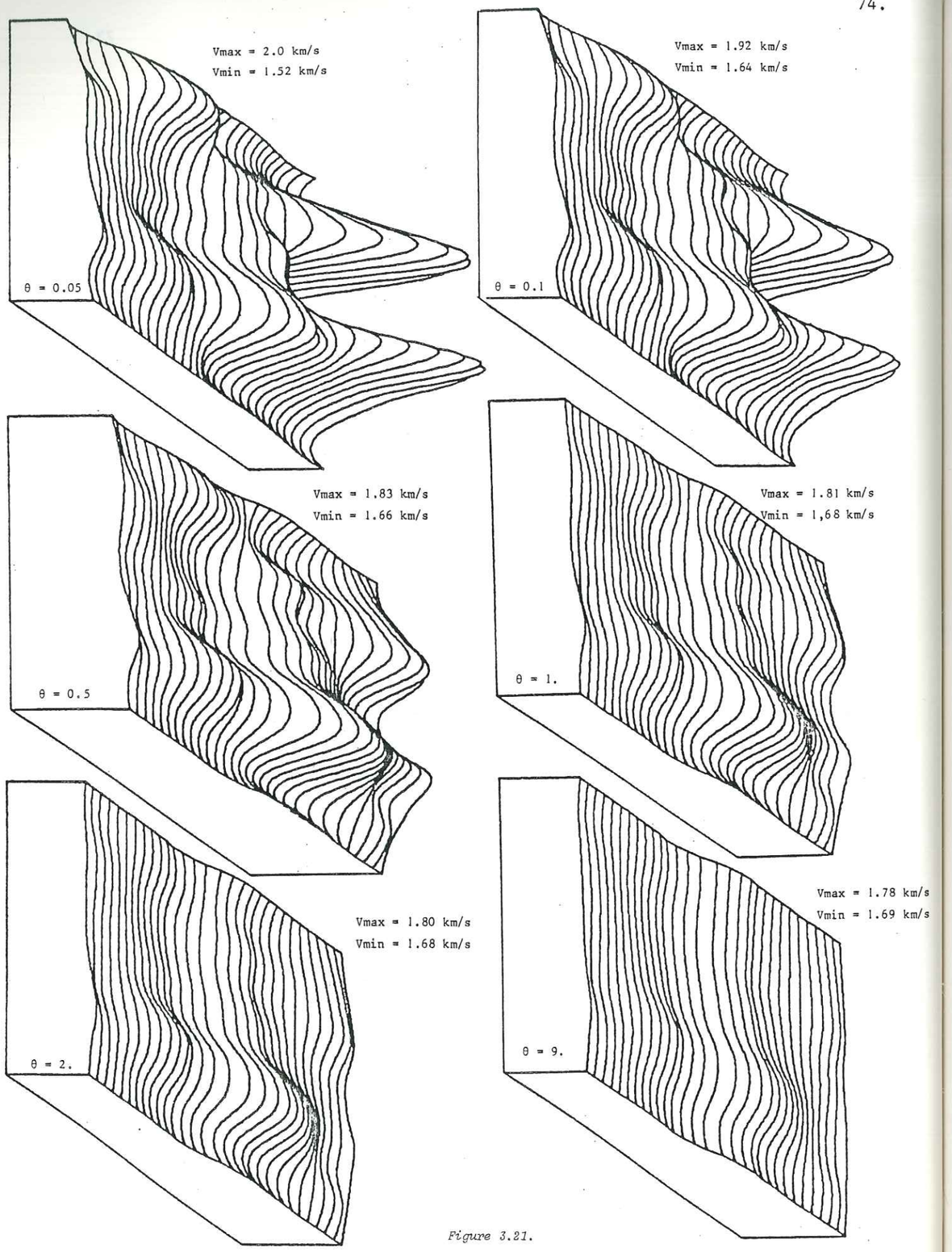


Figure 3.21.

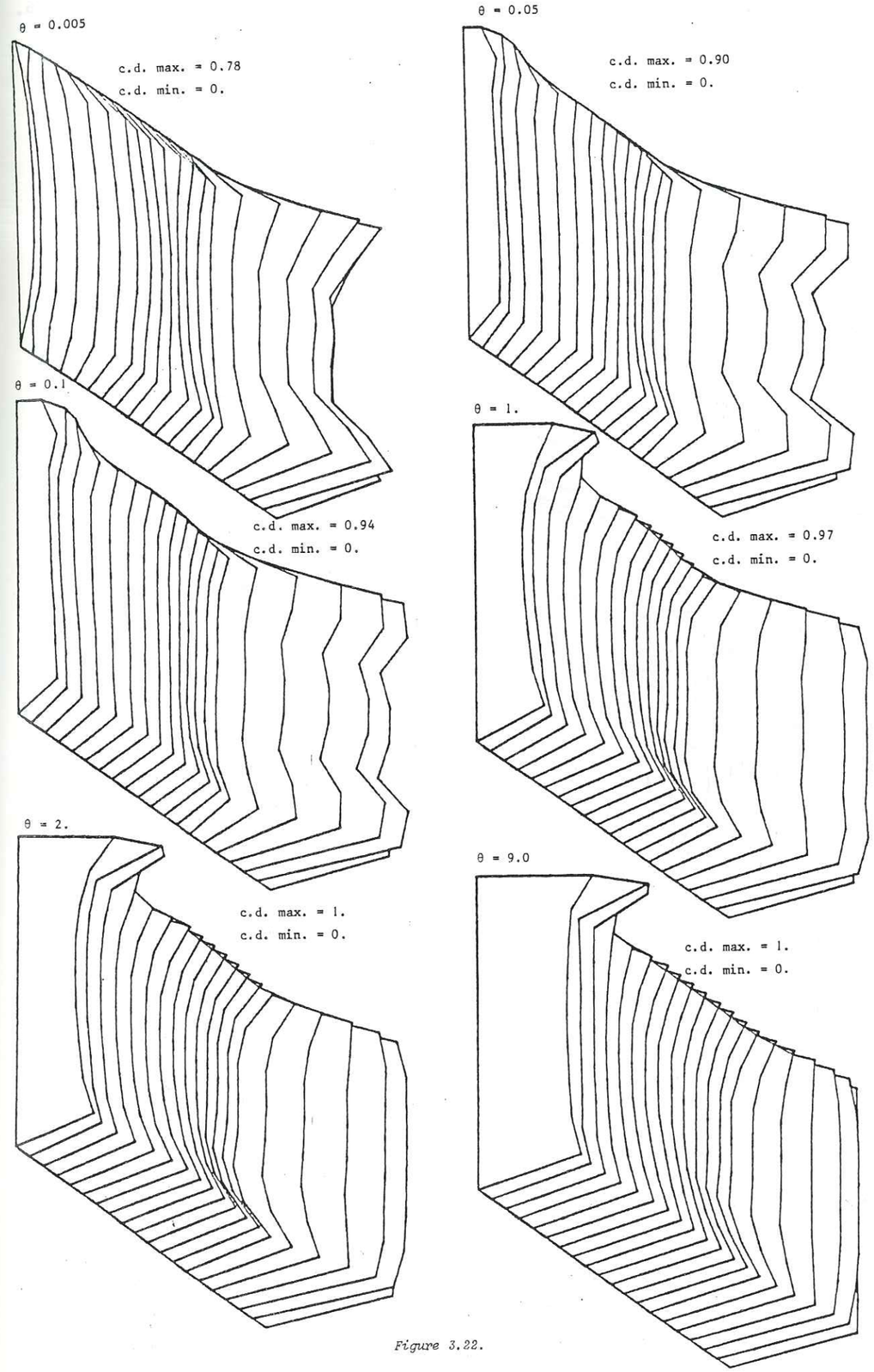


Figure 3.22.

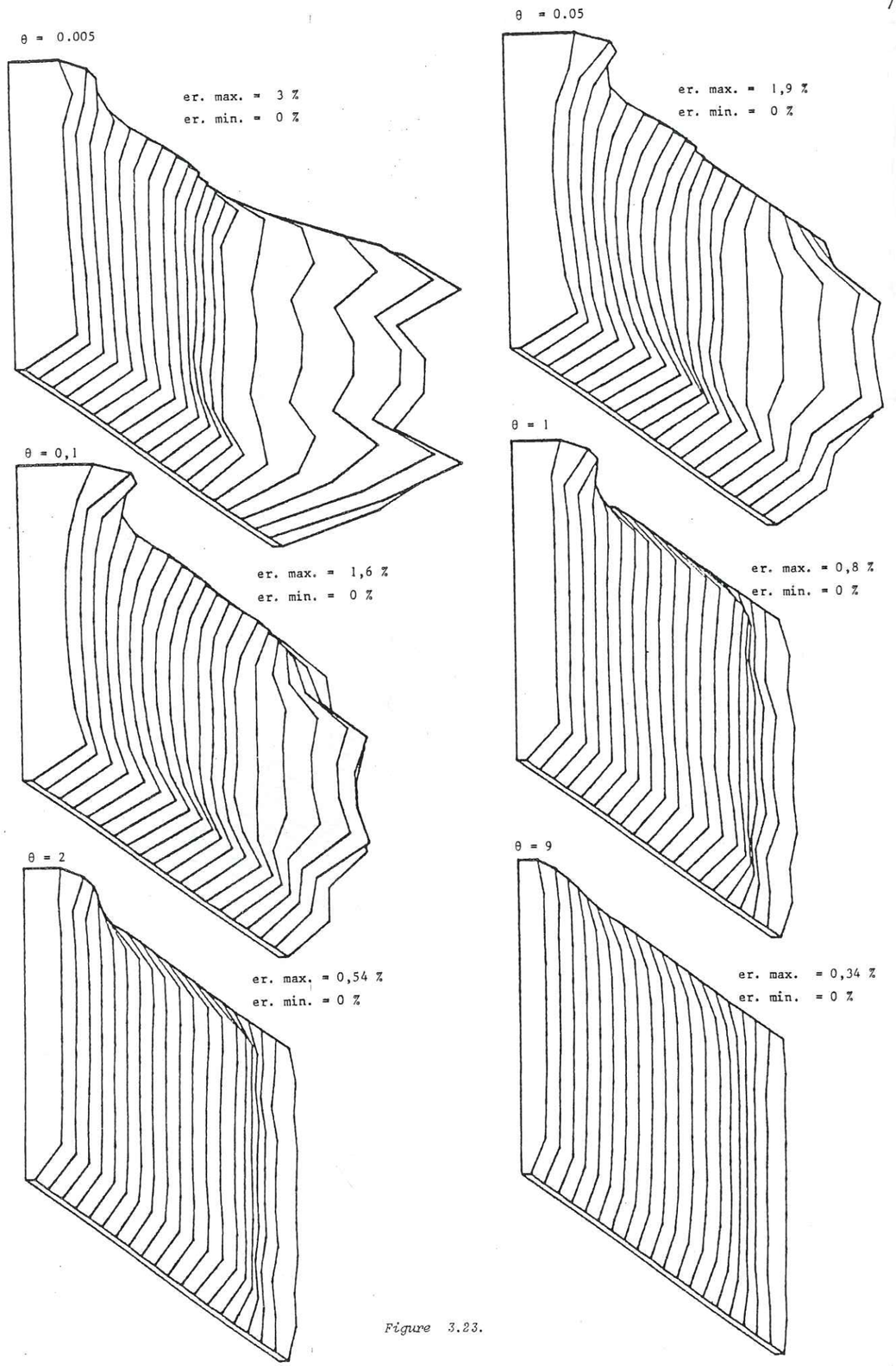


Figure 3.23.

3.3. INVERSION DES MESURES D'AMPLITUDES.

3.3.1. *Principe*.

Comme nous l'avons vu plus haut (cf. 2.2.) dans un milieu constitué de zones homogènes, l'amplitude pour un rai donné pourra s'écrire :

$$A = A_o(\theta) \cdot EXG \cdot \prod_i \exp\left(-\frac{\pi f}{Q_i} t_i\right)$$

(i : indice des zones homogènes traversées)

Tout comme pour les vitesses, nous disposons de *mesures observées* : A_{obs}. Nous définissons alors un modèle initial (une répartition spatiale des vitesses et des facteurs de qualité). Dans ce modèle nous calculons les *amplitudes calculées* : A_{cal}.

Le problème peut alors se traiter exactement de la même façon que pour les vitesses. En effet nous définissons le *résidu en facteur de qualité* (R_Q) comme le logarithme du rapport de l'amplitude calculée à l'amplitude observée.

$$A_{cal} = A_o \cdot EXG \cdot \exp\left\{-\sum_j \frac{\pi f}{Q_{in}} t_j\right\}$$

$$A_{obs} = A_o \cdot EXG \cdot \exp\left\{-\sum_j \frac{\pi f}{Q_{fin}} t_j\right\}$$

Q_{in} = facteur de qualité initial du bloc j

Q_{fin} = facteur de qualité final du bloc j

j = indice des blocs traversés par le rai.

(la vitesse de chacun des blocs est supposée connue).

On obtient donc :

$$R_Q = \text{Log} \frac{A_{cal}}{A_{obs}}$$

...

$$R_Q = - \sum_j \pi f t_j \left(\frac{Q_{fin} - Q_{in}}{Q_{in} \cdot Q_{fin}} \right)$$

$$R_Q = - \sum_j \frac{\pi f}{Q_{in}} t_j \frac{\Delta Q_j}{Qj}$$

N.B. Nous avons admis implicitement une estimation parfaite de l'expansion géométrique ainsi que du A_o dans le calcul de A_{cal} (nous verrons plus loin ce que cela induit).

Le résidu, pour l'inversion en vitesse, pouvait s'écrire :

$$R_V = - \sum_j t_j \frac{\Delta V_j}{V_j}$$

Nous constatons donc que, grâce à cette formulation, pour inverser en facteur de qualité il suffit dans les algorithmes d'inversion en vitesse de changer les termes t_j de la matrice G en :

$$\frac{\pi f}{Q_j} t_j$$

(t_j et Q_j étant les temps de traversée et les facteurs de qualité initiaux du bloc j).

Les inconnues sont alors constituées de variations relatives du facteur de qualité dans chaque bloc $\left(\frac{\Delta Q_j}{Q_j} \right)$, les données étant constituées des résidus :

$$d_i = \text{Log} \frac{A_{cal}}{A_{obs}} .$$

On est amené à résoudre le système d = Gm de manière identique à celle utilisée pour les vitesses.

REMARQUE : Pour arriver à l'expression des résidus en fonction des variations relatives des facteurs de qualité, nous avons admis que la vitesse (dans le milieu initial) de chaque bloc était connue (et égale à la vitesse "vraie").

...

Ceci permettait d'avoir le même t_j dans A_{cal} et dans A_{obs}. Or le milieu initial est constitué de couches homogènes (ce qui autorise un tracé de rais - *avec visée* - simple et rapide). La répartition des vitesses vraies, ou estimées (par une inversion en vitesse précédant celle en atténuation par exemple) peut très bien différer notablement d'une répartition en couches ; dans ce cas il n'est plus possible de garder le même t_j dans A_{obs} et dans A_{cal}. La linéarisation s'effectue alors en utilisant comme variable le produit (V.Q). La quantité x_j (distance parcourue dans le bloc j) étant par hypothèse constante (cf. 3.2.1.), on arrive à :

$$R_{QV} = - \sum_j \frac{\pi f}{Q_{in} V_{in}} x_j \frac{\Delta(Q.V)}{Q.V}$$

Nous obtenons donc des variations relatives de la variable (Q.V). Comme pour l'inversion précédente (vitesse) nous connaissons les variations relatives de la vitesse pour chaque bloc, nous pouvons facilement calculer les variations du facteur de qualité pour chaque bloc.

$$\Delta Q = \frac{\Delta(Q.V) - Q_{in} \Delta V}{V_{in} + \Delta V}$$

3.3.2. *Expansion géométrique.*

Le calcul des résidus en facteur de qualité suppose une détermination précise de l'expansion géométrique lors du calcul de A_{cal}. Dans la plupart des cas (faibles contrastes de vitesses), *l'expansion géométrique sera calculée à partir du modèle initial* (en couches homogènes). Dans ce cas, l'intensité à l'émergence peut s'écrire (cf. fig. 2.8 pour les notations) :

$$\sigma = \frac{E(\theta)}{D} V_f \frac{dP/dz}{\sqrt{1 - V_o^2 P^2}}$$

avec :

V_f : vitesse à l'émergence du rai

P : paramètre du rai

V_o : vitesse à l'origine

z : profondeur du récepteur

...

avec une répartition des vitesses en couches, nous obtenons :

$$\frac{dz}{dP} = \sum_i \frac{V_i \, \ell_i}{(1 - P^2 V_i^2)^{3/2}}$$

avec ℓ_i : épaisseur de la $i^{ème}$ couche
V_i : vitesse de la $i^{ème}$ couche.

(cf. 2.2 ; JOBERT, 1973)

Comme nous le verrons plus loin sur des exemples d'inversions, le fait de calculer l'expansion géométrique dans le milieu initial en couches peut introduire de graves erreurs dans l'estimation de Q si le milieu vrai comporte de forts contrastes de vitesse.

3.3.3. *Inversion de données simulées.*

- Modèle de simulation n°1.

Le premier exemple de modèle simulé utilisé est extrêmement simple (cf. fig. 3.24) puisqu'il est homogène en vitesse et qu'il comporte simplement une zone rectangulaire à faible Q au centre du modèle. Les programmes de simulation nous ont fourni les mesures d'amplitude tout au long du forage récepteur, pour chacune des positions de la source. nous pouvons donc inverser en facteur de qualité en suivant la même procédure que pour les vitesses (cf. 3.2.). Le résultat obtenu (cf. fig. 3.24) est satisfaisant. En effet il localise bien l'emplacement et la profondeur de la zone à faible Q. Le critère de diracité suit la même variation spatiale que pour les vitesses, pour les mêmes raisons il est plus fort le long du puits source.

- Modèle de simulation n° 2.

L'exemple suivant utilise le même milieu vrai que celui décrit en 3.2.4 pour l'inversion des vitesses. Ce milieu représente grossièrement un terrain initialement homogène qui a été injecté.

Les zones atteintes par le coulis voient leur vitesse ainsi que leur facteur de qualité augmenter (cf. 1.4.). La vitesse passe de 1,7 à 1,8 km/s

...

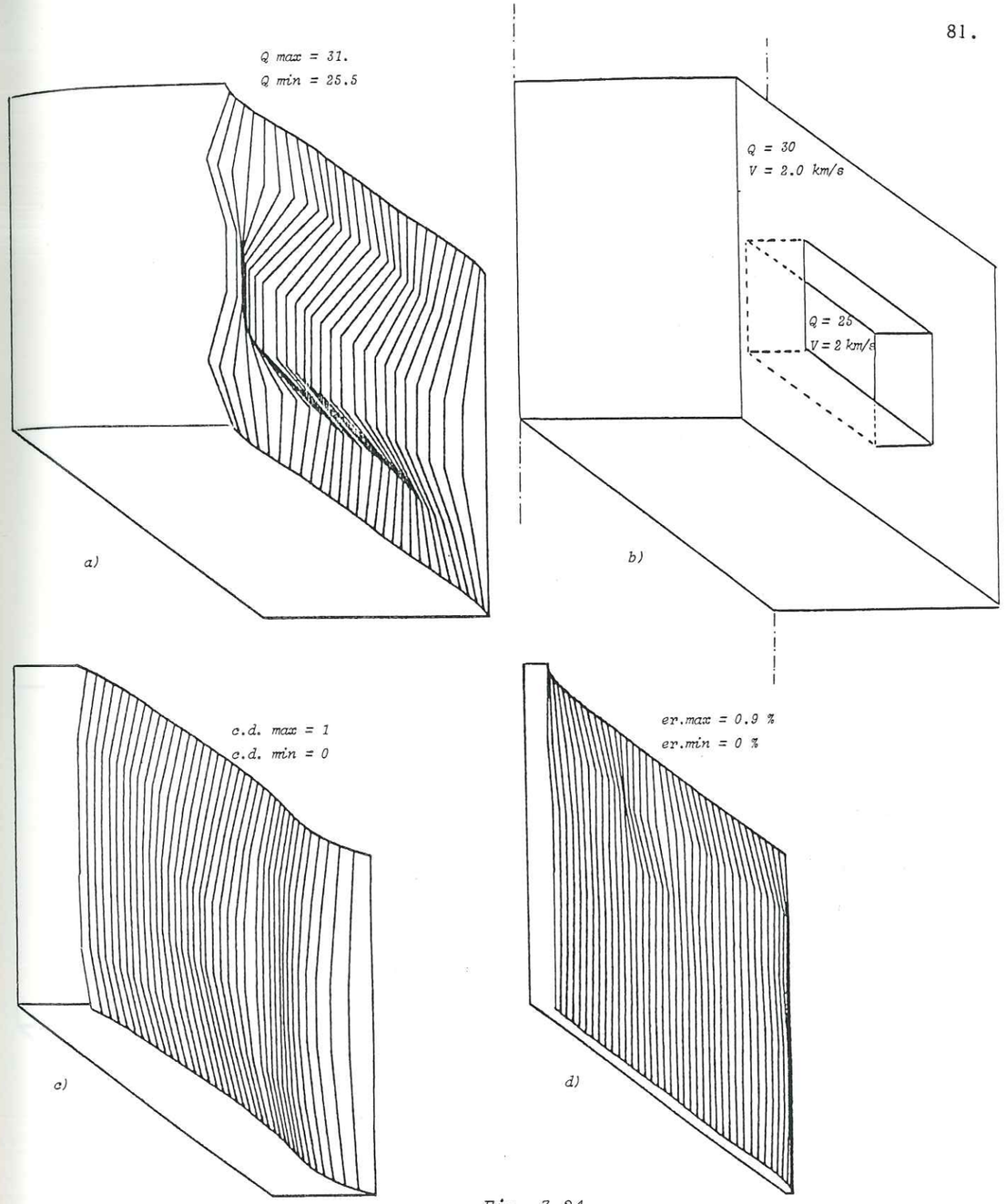


Fig. 3.24

Résultats d'inversion en facteur de qualité du modèle de simulation n°1.

a) représentation des facteurs de qualité solutions
b) modèle vrai (n° 1)
c) critères de diracité
d) erreurs relatives des variations de Q.

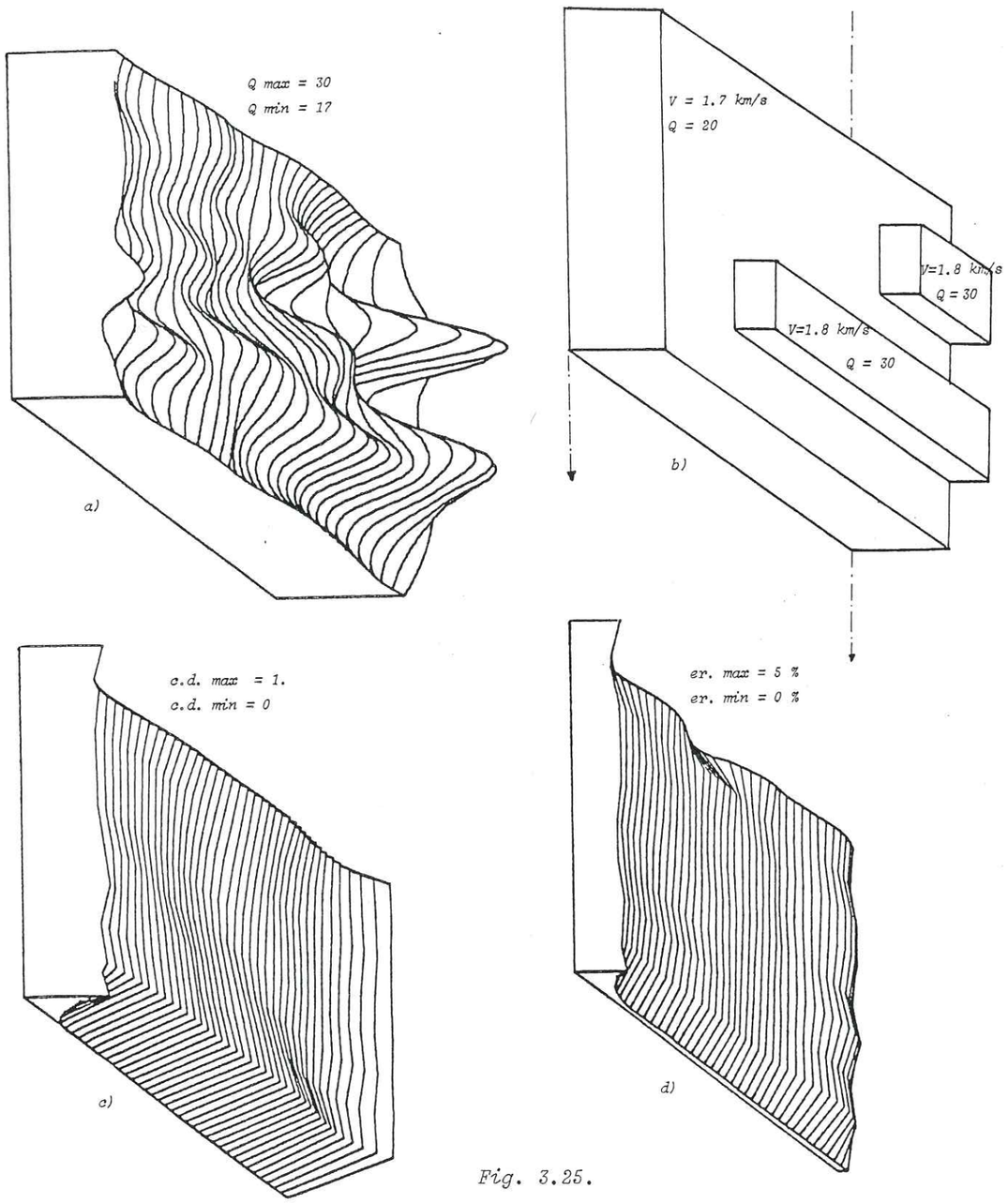


Fig. 3.25.

Résultats d'inversion en facteur de qualité du modèle de simulation n°2.

a) représentation des facteurs de qualité solutions
b) modèle vrai (n° 2)
c) critères de diracité
d) erreurs relatives des variations de Q.

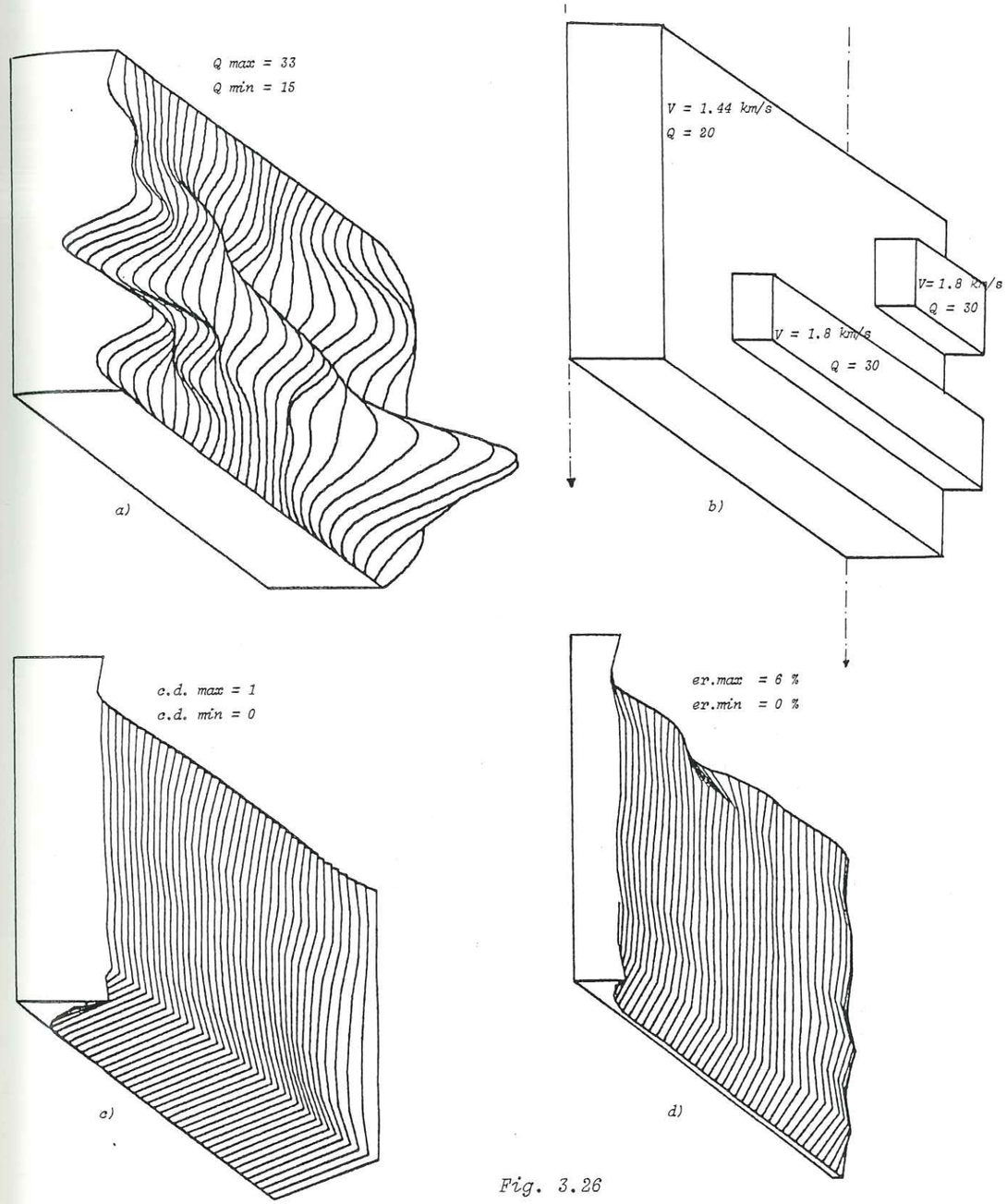


Fig. 3.26

Résultats d'inversion en facteur de qualité du modèle de simulation n°3

a) représentation des facteurs de qualité solutions
b) modèle vrai (n° 3)
c) critère de diracité
d) erreurs relatives des variations de Q.

et le facteur de qualité passe de 20 à 30.

Le résultat de l'inversion en facteur de qualité des données déduites de ce milieu est présenté figure 3.25 (nous utilisons 80 blocs - 60 données).

Nous constatons que l'emplacement des zones injectées est bien retrouvé. Par contre, si nous comparons ce résultat aux résultats des inversions en vitesse, nous constatons qu'il est de moins bonne qualité, l'emplacement des zones injectées étant moins bien déterminé.

- Modèle de simulation n° 3.

Si à présent nous utilisons un modèle simulé de même géométrie que le n° 2, mais avec un contraste de vitesse plus fort (V passe de 1,44 à 1,8 km/s) pour le même contraste de facteur de qualité (de 20 à 30à, nous constatons que le résultat de l'inversion en Q d'un tel milieu (cf. fig. 3.26) s'éloigne de la réalité.

Comme nous l'avons signalé, le contrôle de la solution s'effectue pour le facteur de qualité exactement de la même façon que pour les vitesses (cf. fig. 3.24 à 3.26). La matrice de résolution obtenue lors de l'inversion du modèle de simulation n° 2 est représentée figure 3.27. Comme pour les vitesses, cette matrice se rapproche de la matrice identité. Les blocs du centre sont les mieux résolus, ceux de la périphérie l'étant très mal.

Nous constatons (cf. 3.2.4.) que la résolution (R) est plus mauvaise pour l'inversion en facteur de qualité que pour l'inversion en vitesse.

$$R = ({}^tGG + \theta^2 I)^{-1}\, {}^tGG$$

or : $$({}^tGG + \theta^2 I)^{-1} = V_k\,(\Lambda_k^2 + \theta^2 I)^{-1}\, {}^tV_k + V_o\,(\theta^2 I)^{-1}\, {}^tV_o \quad \text{(cf. 3.1.3)}$$

La résolution va être d'autant plus mauvaise que $(\Lambda_k^2 + \theta^2 I)^{-1}$ s'éloigne de $(\Lambda_k^2)^{-1}$, c'est-à-dire quand θ^2 est important. Or à cause du phénomène d'incompatibilité entre une bonne précision et une bonne résolution, le choix de θ^2 dépend des erreurs faites sur d. (d = G.m). On doit choisir un θ^2 d'autant plus grand (relativement aux valeurs propres de la matrice ${}^tGG$) que l'erreur

...

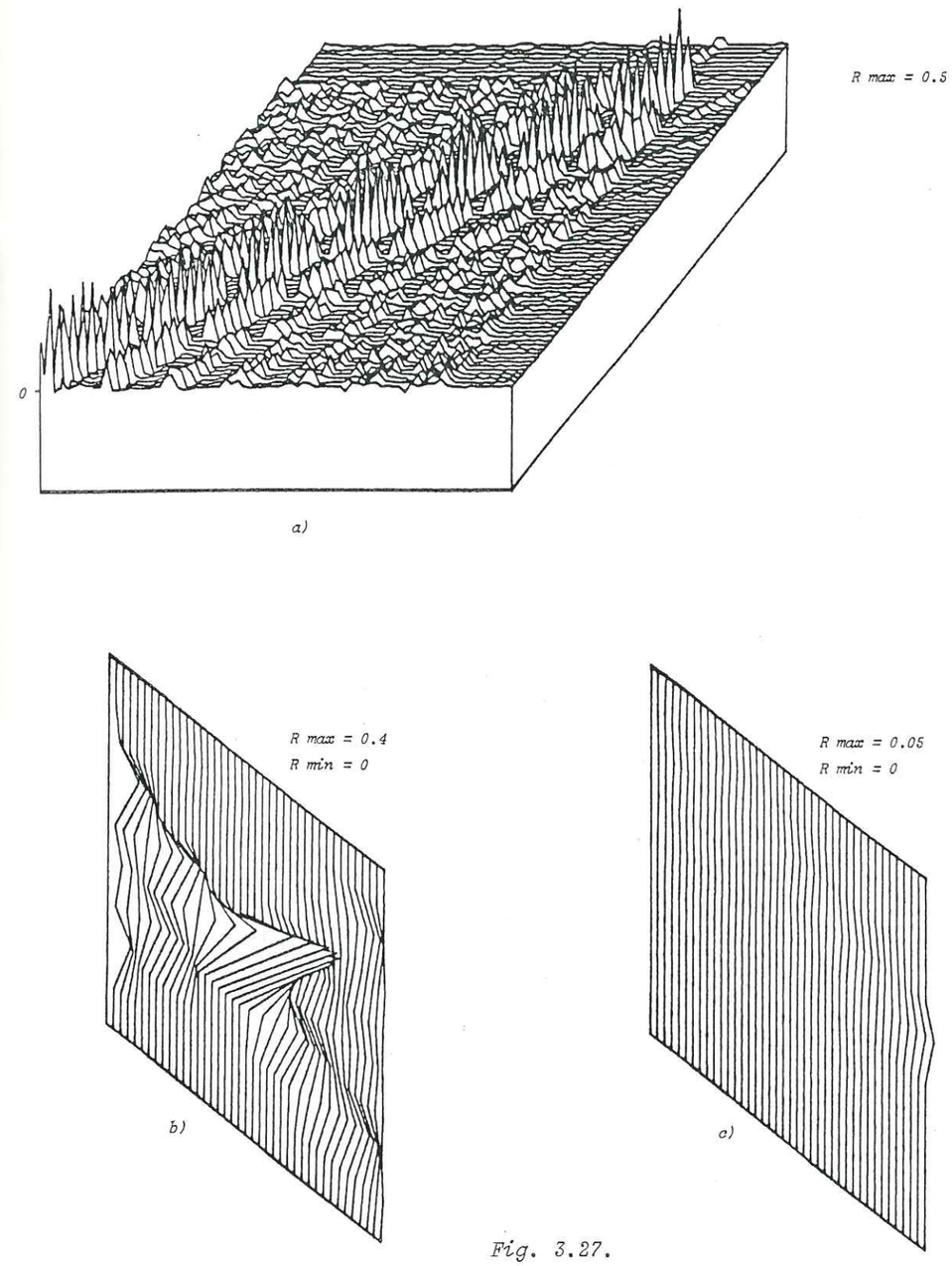


Fig. 3.27.

Résolution de l'inversion en facteur de qualité du modèle de simulation n° 2 -8 couches de 10 blocs).

a) Matrice de résolution (bloc x bloc)

b) Résolution du 36ème bloc, portée en fonction de l'espace.

c) Résolution du 75ème bloc, portée en fonction de l'espace.

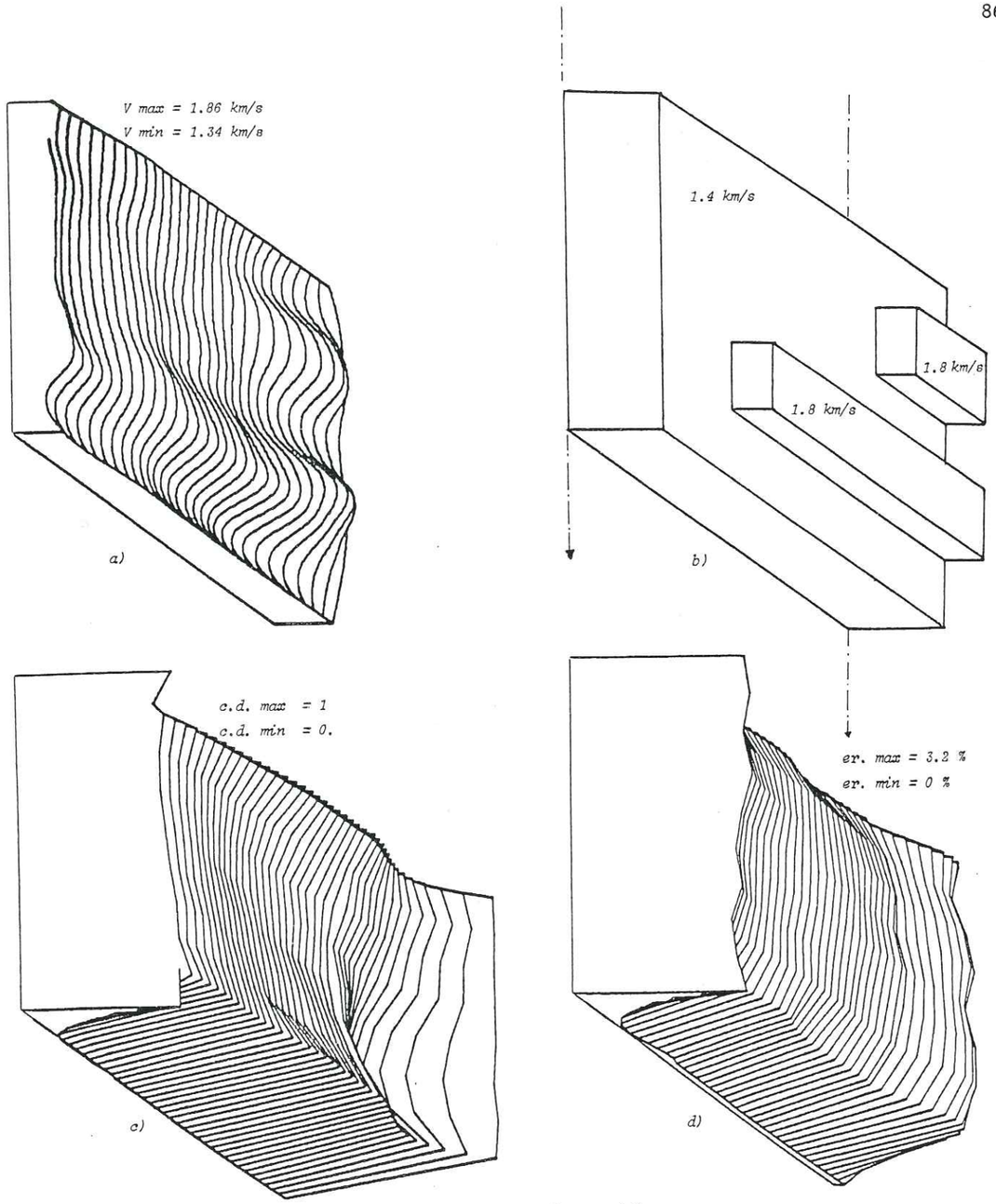


Fig. 3.28.

Résultats d'inversion en vitesse du modèle de simulation n° 3.

a) représentation des vitesses solutions

b) modèle vrai (n° 3)

c) critère de diracité

d) erreurs relatives des variations de vitesse.

sur d est grande. Or nous savons que l'expansion géométrique est mal corrigée dans le calcul de d , donc l'erreur sur d est grande et la résolution pour l'inversion en facteur de qualité est plus mauvaise que pour celle en vitesse (pour laquelle d est plus facile à déterminer de façon précise).

Nous constatons donc que l'inversion en facteur de qualité, en calculant l'expansion géométrique dans le milieu initial en couches homogènes fonctionne correctement (cf. modèles de simulation n° 1 et n° 2), à condition que le contraste des vitesses dans le milieu vrai soit faible. En effet, plus le contraste des vitesses augmente, plus le tracé de rais s'éloigne d'un tracé de rais dans un milieu en couches et plus l'expansion géométrique estimée s'éloigne de la réalité.

3.4. COMPARAISON DES RESULTATS DES INVERSIONS EN VITESSE ET EN FACTEUR DE QUALITE.

Nous pouvons comparer les résultats de ces deux types d'inversion, en inversant en vitesse les données déduites du modèle de simulation n° 3 (cf. 3.3). Les résultats obtenus sont présentés figure 3.28. Nous constatons que dans ce cas l'image obtenue est très bonne. L'inversion en vitesse permet donc d'obtenir pour cet exemple une solution, un critère de diracité et une erreur plus satisfaisants que pour l'inversion en Q.

3.5. CROSS-HOLE.

Les mesures de type cross-hole sont réalisées comme suit : pour une position de la source, nous effectuons une mesure (durée de propagation) sur un récepteur situé à la même profondeur que la source, puis l'ensemble source-récepteur est déplacé pour une nouvelle mesure, etc...

Sur la figure 3.29 nous comparons les résultats d'un cross-hole synthétique avec les résultats d'une inversion en vitesse dans le même milieu.

...

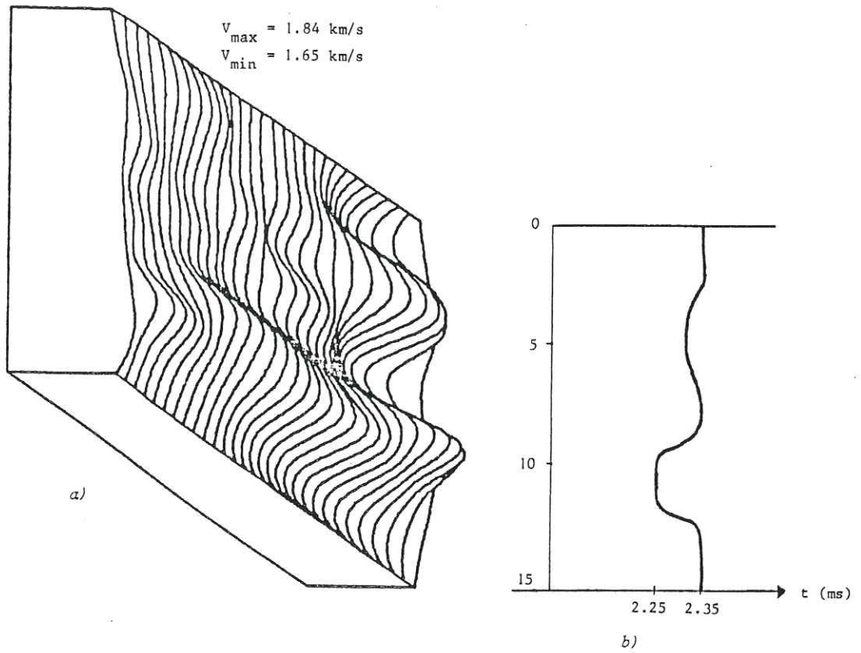


Fig. 3.29. Comparaison cross-hole synthétique b) - inversion en vitesse a) Modèle de simulation présenté figure 3.14.

Le résultat de ce cross-hole synthétique est satisfaisant. Ceci est dû au fait que dans un milieu homogène l'existence d'interfaces verticales ne modifie pas le trajet des rais qui leur sont perpendiculaires. Dans le cas de cross-hole réels, les interfaces étant disposées de manière quelconque, le premier rai arrivé sur le récepteur peut très bien ne pas être perpendiculaire au forage. Dans ce cas (comme on lui attribue tout de même un trajet perpendiculaire) l'estimation de la vitesse moyenne pour cette profondeur peut être totalement erronée.

De plus, même dans l'exemple de cross-hole présenté, nous n'obtenons que des vitesses moyennes pour une profondeur donnée. Nous n'avons aucune information sur l'extension latérale des zones à vitesse plus forte ni sur l'amplitude des variations de la vitesse.

La technique du cross-hole n'est donc pas suffisante pour déterminer les caractéristiques du terrain.

...

3.6. CONCLUSION.

Grâce aux programmes de simulation, nous avons pu mettre au point les programmes d'inversion (V - Q) et tester ces derniers sur de nombreux modèles synthétiques.

Ces tests nous ont permis d'élaborer la méthode qui permet la détermination d'une solution. De plus, ils nous ont permis de mettre au point les critères de contrôle de la solution.

Ces contrôles nous apportent donc une sorte de diagnostic de la véracité de la solution. Nous avons pu constater que ces contrôles étaient fiables (grâce à la connaissance de la solution vraie pour les inversions de modèles simulés). Quand les critères de contrôle s'évèrent mauvais, les solutions sont, elles aussi, mauvaises. Ces contrôles nous permettront donc, lors d'inversions réelles, de déterminer le crédit que l'on peut accorder à telle ou telle solution.

4. OUTILS

4.1. LE MATERIEL

4.1.1. Etinceleur

4.1.2. Hydrophones

4.1.3. Chaîne de mesure

4.2. INFORMATIQUE

4.3. PRISE DE DONNEES

4.3.1. Procédure

4.3.2. Précision

4.3.3. Inclinométrie

4.4. EXTENSIONS.

4. OUTILS.

4.1. LE MATERIEL.

Dans un premier temps, pour mettre au point la méthode sur des sites réels, il était nécessaire de se doter d'un matériel très performant afin d'être dans les meilleures conditions possibles pour la mise au point de la prise de données.

En outre, il fallait que le système source-récepteurs soit de bonne qualité tant pour la mesure de durées de propagation que pour la mesure d'amplitudes. Il nous fallait donc une source sismique utilisable en Génie-Civil, de petite taille pour pouvoir être descendue dans un forage, qui soit suffisamment haute fréquence pour autoriser l'application des lois de l'optique géométrique ainsi que pour permettre un pointé de temps d'arrivée très précis. Il était également indispensable que cette source ait de bonnes qualités de reproductibilité et d'émissivité afin de pouvoir travailler sur les amplitudes. De plus, la source doit être suffisamment puissante pour que le rapport signal/bruit, après une propagation d'une quinzaine de mètres dans un terrain quelconque, soit suffisant pour permettre des mesures de bonne qualité.

Parmi toutes les sources disponibles sur le marché (divers types de marteaux, explosifs, émetteurs piézo-électriques, étinceleurs, canons à air) seuls les étinceleurs semblaient satisfaire toutes nos exigences.

Comme récepteurs, des hydrophones (BRÜEL & KJAER) correspondaient parfaitement à la gamme de fréquence et à la sensibilité désirée.

4.1.1. Etinceleur (SPARKER) (cf. fig. 4.1.).

L'émission sismique par étincelle, provoquée par la décharge d'une batterie de condensateurs est un procédé classique utilisé en sismique marine (cf. CASSARD - LAVERGNE, 1970).

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf grenoble.fr

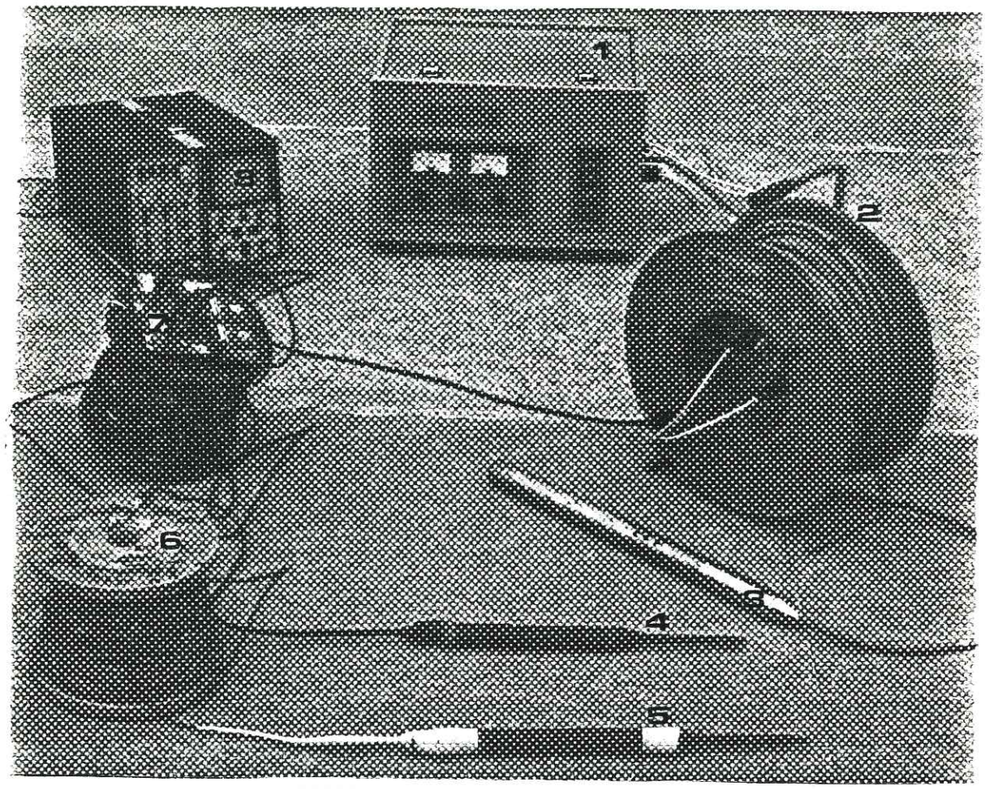


Fig. 4.1.

Matériel utilisé.

1) boitier étinceleur
2) Câble H.T.
3) électrode étinceleur (source)
4) et 5) Récepteurs (hydrophones) + pré-amplificateurs
6) Câble (mesure)
7) Amplificateurs de surface
8) Oscilloscope numérique.

4.1.1. 1. Principe (cf. fig. 4.2)

La batterie de condensateurs est chargée à partir du secteur (transformé et redressé - 4,5 kV continu). Ceci constitue la partie *charge* du circuit. La partie *décharge* comporte un éclateur (équivalent à un interrupteur) composé de deux électrodes face à face. L'espace inter-électrode est ionisé "à la demande" par le circuit de déclenchement. Le contact entre les deux électrodes se fait alors par l'intermédiaire d'un arc dans l'atmosphère ionisée. A ce moment, les condensateurs sont mis en court-circuit avec les électrodes dans le puits ; une tension de 4,5 kV apparaît entre celles-ci.

Un canal de conductivité prend naissance entre les deux électrodes (émission d'électrons), puis l'étincelle de décharge apparaît (Plasma de décharge).

Ce plasma transforme l'énergie électrique délivrée par les capacités en (cf. LEROY - BERNARD) :

a- énergie interne du canal de conductivité (ionisation, dissociation, agitation des particules) ;

b- énergie électro-magnétique (U.V., I.R., Visible) ;

c- énergie mécanique (onde de choc) (compression, mise en mouvement des éléments du milieu).

Une fois les condensateurs déchargés, l'expansion des produits de la décharge s'accompagne d'un refroidissement brutal qui donne naissance à un phénomène de cavitation. Il apparaît alors une deuxième source d'énergie mécanique :

d- pulsation de la bulle de vapeur.

Les effets c- et d- induisent donc une onde mécanique issue de l'espace inter-électrode (principalement des ondes de compresssion).

4.1.1. 2. Utilisation en forage.

Les électrodes de l'étinceleur utilisé pour notre application parti-

...

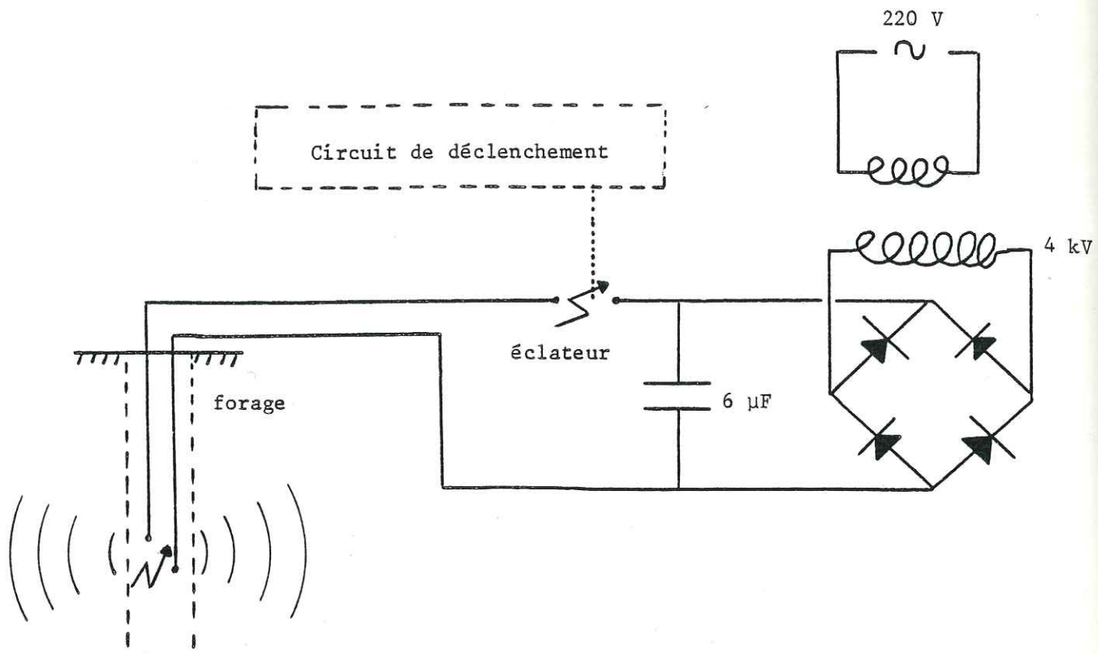


Fig. 4.2. Principe de fonctionnement de l'étinceleur.

a) principe de mesure. b) diagramme d'émissivité de la source.

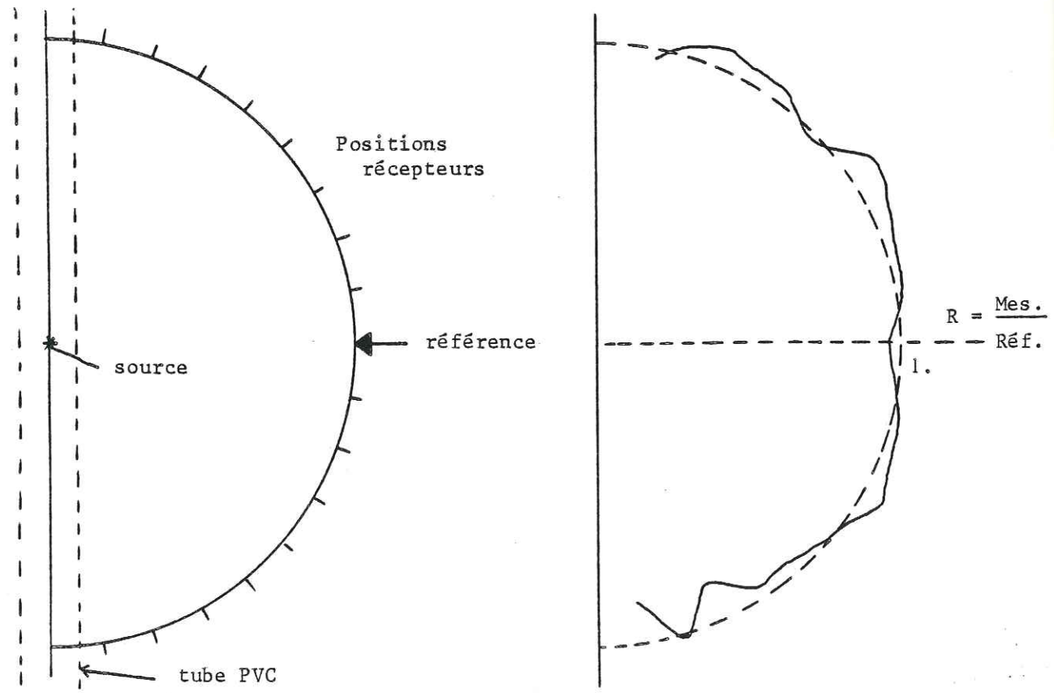


Fig. 4.3. Emissivité de la source.

culière (S.I.G.)* étaient enfermées dans une sonde (perméable aux ondes mécaniques) remplie d'eau salée (pour faciliter la décharge). Le tout était plongé dans l'eau remplissant le forage (l'eau assurant le couplage mécanique source - terrain).

Comme nous désirions travailler sur les amplitudes et que, pour une position de la source nous effectuons des mesures tout au long du forage récepteur (cf. fig. 2.2.), il était nécessaire de mesurer l'émissivité de la source en fonction de l'angle d'émission.

Cette étude a été effectuée en cuve (cf. fig. 4.3). Nous avons utilisé deux récepteurs, l'un restant immobile par rapport à la source (90 degrés) et servant de *référence*, l'autre se déplaçant sur un demi-cercle de part et d'autre du capteur de référence. En outre, un tube P.V.C. (identique à ceux utilisés en forage) a été placé autour de la source pour tenir compte de l'anisotropie possible liée au forage lui-même.

Les résultats obtenus ($R = \frac{\text{Amplitude capteur}}{\text{Amplitude référence}}$ en fonction de l'angle d'émission) montrent la bonne qualité d'émissivité de notre source, le rapport R étant constant et égal à 1 (aux fluctuations aléatoires près). Nous n'aurons donc pas de termes correctifs à rajouter dans les calculs d'amplitudes des programmes d'inversion.

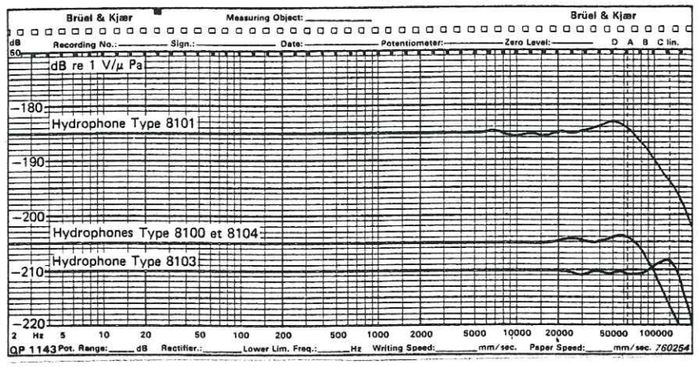
4.1.2. *Hydrophones (cf. fig. 4.1.)*.

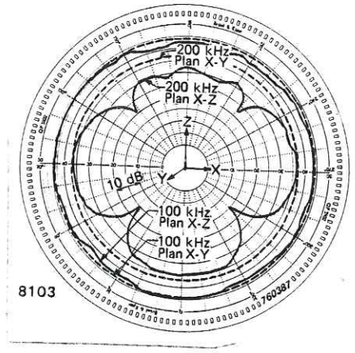
Chaque hydrophone est monté sur une sonde *blindée* contenant le pré-amplificateur. Le blindage sert à protéger l'électronique du rayonnement électromagnétique intense émis lors du passage de l'arc dans la source. De plus les pré-amplificateurs ont une sortie basse impédance ce qui permet au signal de rallier, sans être perturbé par l'électromagnétisme, les amplificateurs de surface.

Les hydrophones utilisés ont des caractéristiques de réponse en fréquence largement suffisantes pour nos signaux (La fréquence centrale à l'émission est de l'ordre de 3 kHz) (cf. fig. 4.4). De plus, comme pour la source, pour pouvoir mesurer des amplitudes, il faut que les hydrophones aient d'excel-

...

* Service et Instrumentation Géophysique (BOUVRON 44).





Réponse en fréquence. Directivité

Fig. 4.4. Caractéristiques hydrophones (8103) (doc. BRÜEL et KJAER)

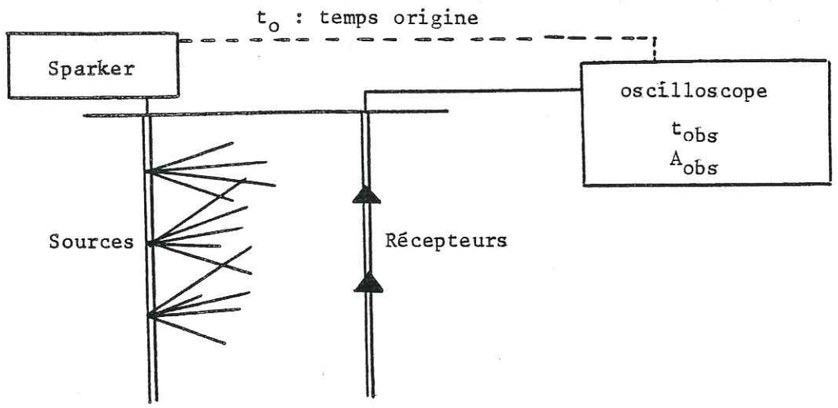


Fig. 4.5. Chaîne de mesure.

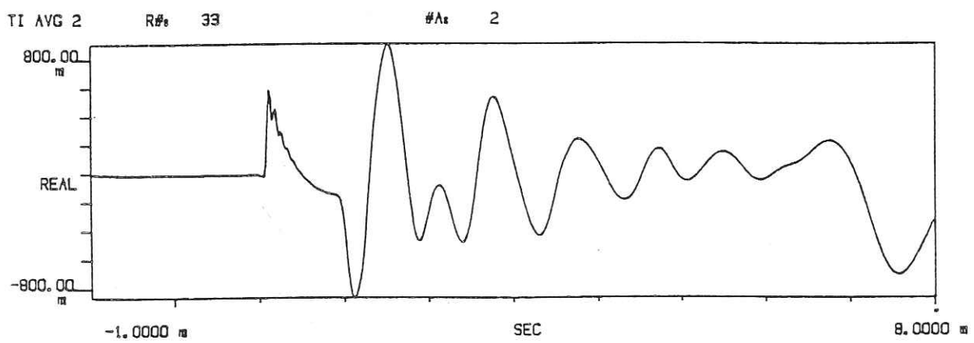


Fig. 4.6. Type de signal reçu.
Le pic (t ≃ 0) est d'origine électromagnétique.

lentes qualités d'omnidirectivité. Les diagrammes (fig. 4.4.) de directivité dans l'eau, pour notre gamme de fréquence, sont pleinement satisfaisants.

4.1.3. *Chaîne de mesure (cf. fig. 4.1 et 4.5).*

Les hydrophones (+ pré-amplificateurs) sont reliés aux amplificateurs de surface à gain variable qui sont eux-mêmes reliés à un oscilloscope numérique. L'étinceleur fournit un signal *"temps origine"* qui déclenche l'oscilloscope. Le signal (cf. fig. 4.6) est enregistré en mémoire. La mesure (pointé de temps d'arrivée ou amplitude crête - crête de la première arrivée) peut alors être effectuée.

4.2. INFORMATIQUE.

Les programmes de simulation et d'inversion ont tout d'abord été mis au point sur IRIS 80 puis sur DPS 8. Le schéma (fig. 4.7) explicite le fonctionnement des programmes d'inversion (vitesse ou facteur de qualité).

Comme nous l'avons déjà signalé (cf. 3.2.), un des intérêts de cette méthode réside dans sa rapidité de calcul. En effet, les programmes d'inversion *en vitesse*, du type interpolation (cf. LAPORTE et al, 1973) utilisent environ deux minutes de calcul pour une itération (avec une cinquantaine de rais et un réseau d'une cinquantaine de points), sur un ordinateur CONTROL DATA 6600. (Il faut généralement deux à six itérations pour aboutir à une solution). Dans notre cas, le même système (50 rais, 50 inconnues) est résolu (sur DPS 8) en utilisant un peu moins d'une minute de calcul. (Le temps de calcul pour une inversion du même ordre mais en facteur de qualité est à peu près identique).

4.3. PRISE DE DONNEES.

4.3.1. *Procédure.*

La mesure des durées de propagation ne pose pas de problème. Pour une

...

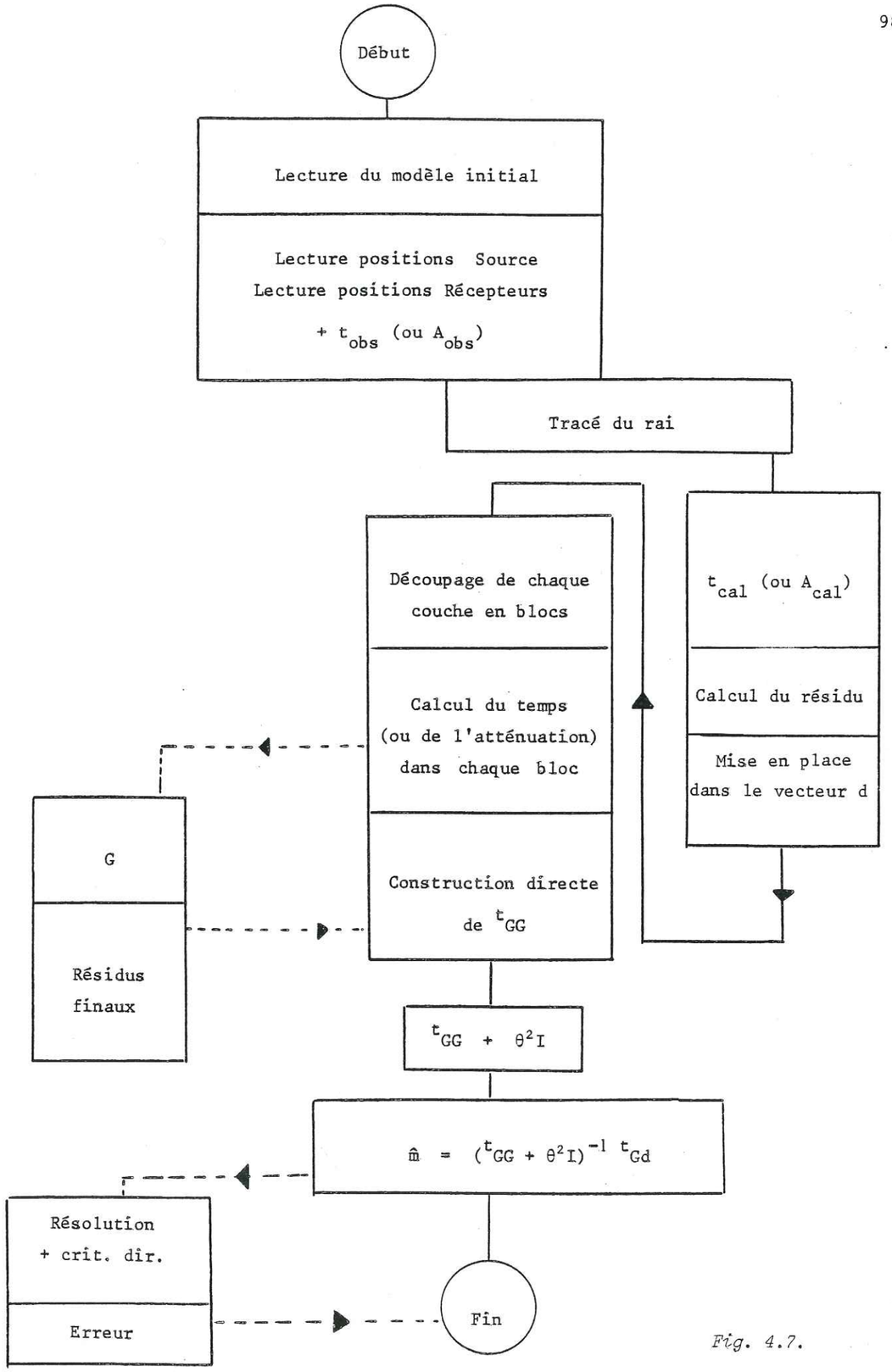


Fig. 4.7.

position de la source la première arrivée est pointée sur l'oscilloscope numérique pour chaque position du récepteur. Par contre, pour employer la même procédure pour les amplitudes, il faudrait que la source soit rigoureusement constante dans le temps. Il faudrait qu'à chaque tir la source émette la même énergie.

Nos essais en cuve nous ont permis de constater qu'il n'en était rien. Nous avons donc dû utiliser un capteur de référence. Pour une position de la source nous effectuons des mesures d'amplitude dans tout le forage récepteur, en laissant un deuxième capteur immobile par rapport à la source. Ceci nous permet d'obtenir des mesures *normalisées* pour une position de la source.

Ensuite, la normalisation entre les différentes positions de la source se fait en enregistrant un grand nombre de tirs (source et capteur de référence au même niveau) pour chacune des profondeurs utilisées de la source. (On admet que la source ne *dérive* pas, mais qu'elle varie uniquement aléatoirement).

On obtient ainsi un ensemble de mesures d'amplitudes normalisées qui permettront l'inversion en facteur de qualité.

4.3.2. *Précision des mesures.*

Pour déterminer approximativement la précision de notre chaîne de mesures nous avons effectué une série de doubles-mesures dans les forages d'essai. Pour une position de la source, les deux hydrophones étant liés (à 1 m l'un de l'autre) nous avons effectué des mesures tous les 50 cm. Ainsi, en chaque point de mesure du forage récepteur, deux mesures indépendantes ont été réalisées. Nous pouvons porter sur un même schéma les deux hodochrones obtenues (cf. figure 4.8). Nous constatons que ces courbes sont sensiblement identiques. De plus, après avoir remarqué que la courbe T_{II} est toujours supérieure à T_I, nous nous sommes aperçu que l'implantation sur le câble de l'hydrophone II était différente de celle de l'hydrophone I. Cette différence suffisait à expliquer la légère erreur systématique entre les courbes. Corrections faites, la précision de notre pointé est de l'ordre de 20 µs (pour une durée de propagation de quelques ms).

050 035737 1

...

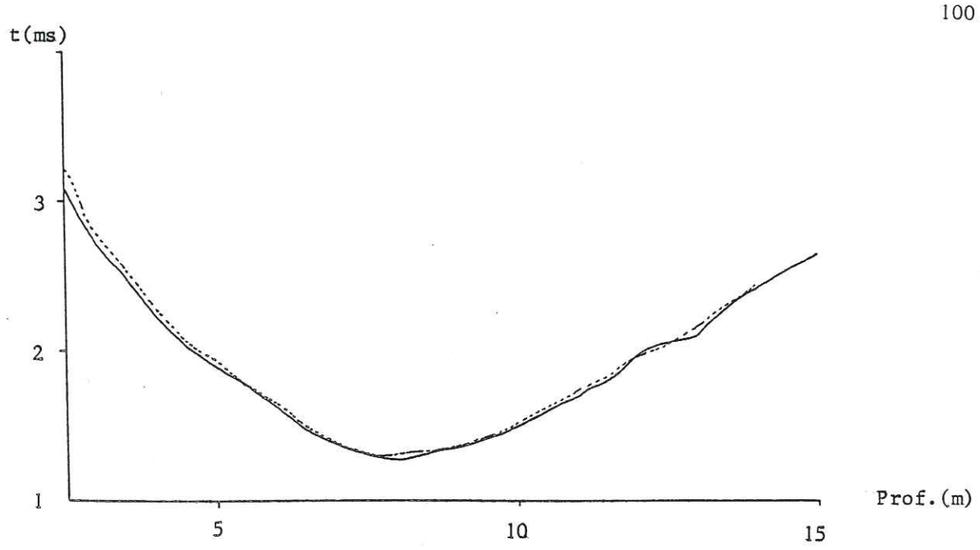


Fig. 4.8. Courbes "double mesure"
Position source : 7 m.

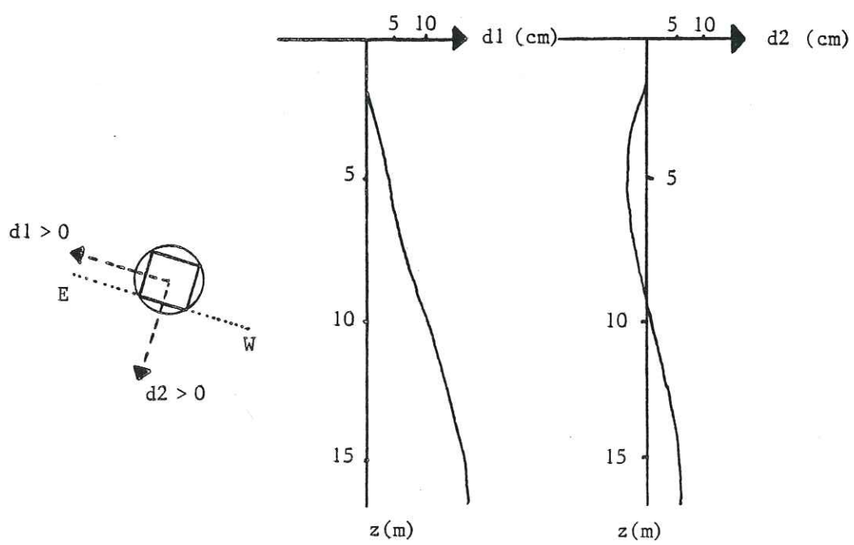


Fig. 4.9. Résultats inclinométrie dans 2 plans verticaux perpendiculaires.

4.3.3. *Inclinométrie.*

La première prise réelle de données fut effectuée dans des forages d'essais sur le terrain du L.C.P.C. Ces forages (15 m) ont été réalisés avec du matériel assez ancien, aussi ils ne sont pas parfaitement verticaux. (Dans la mesure où un forage peut l'être). Dans ce cas il est nécessaire de connaître la géométrie exacte des forages afin de ne pas faire d'erreur systématique sur l'estimation des vitesses ou des facteurs de qualité du terrain situé entre les forages.

Pour connaître cette géométrie, nous avons utilisé un inclinomètre (sonde bloquée en rotation, qui mesure des inclinaisons par rapport à la verticale sur deux axes perpendiculaires).

Dans notre cas (cf. fig. 4.9) l'utilisation de l'inclinomètre était indispensable puisque nous avons constaté des écarts de 50 cm par rapport à la verticale, pour des profondeurs de 15 m. (La distance entre les forages étant de 3 m.).

4.4. AMELIORATION DE LA CHAINE DE MESURES.

Toutes ces mesures ont été réalisées avec des moyens rudimentaires (deux récepteurs seulement, acquisition manuelle par lecture sur oscilloscope, traitements différés, etc...). Ceci induit une durée de la mesure très importante. Dans un avenir proche, nous envisageons de mettre au point un matériel permettant une prise de données rapide. De plus, grâce aux progrès récents de la micro-informatique, il est possible d'implanter les programmes d'inversion sur micro-ordinateur. Nous pouvons dès lors envisager de tout faire sur le terrain : *acquisition automatique* et *traitement*. La chaîne de mesure pourrait se décomposer comme suit : (cf. fig. 4.10)

1) flûte comprenant une dizaine de capteurs,

2) Conversion A/D simultanée des 10 voies et stockage sur micro-ordinateur,

...

3) Logiciels de dépouillement automatique des signaux (pointé et mesure d'amplitude),

4) Programmes d'inversion (implantés sur micro-ordinateurs).

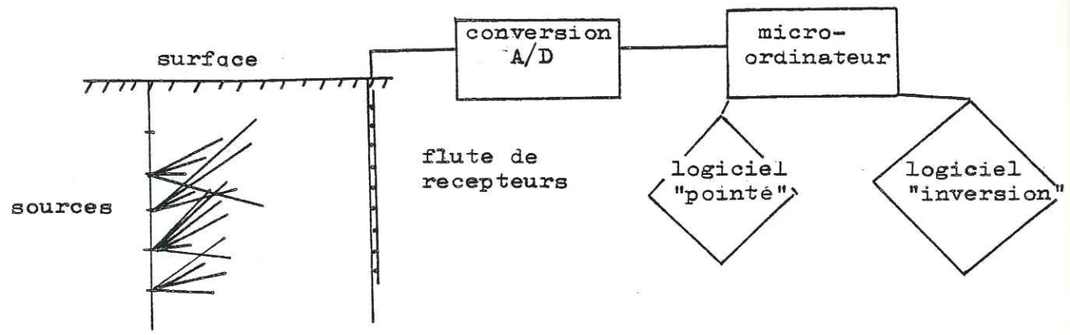


Fig. 4.10. Amélioration prévue de la chaîne de mesure.

5. APPLICATION AU CONTROLE DES INJECTIONS.

5.1. INTRODUCTION.

5.1.1. Description générale du plot d'essai.
5.1.2. Zone étudiée.

5.2. MESURES AVANT INJECTION DANS LES SABLES.

5.2.1. Durées de propagation.
5.2.2. Amplitudes.
5.2.3. Comparaison.

5.3. INVERSIONS (V - Q) AVANT INJECTION DANS LES SABLES.

5.3.1. Vitesse.
5.3.2. Facteur de qualité.
5.3.3. Comparaison.

5.4. MESURES AVANT INJECTION DANS LES CALCAIRES.

5.5. INTERPRETATION GEOLOGIQUE.

5.6. CROSS-HOLE.

5.7. MESURES APRES INJECTION.

5.7.1. Comparaison durées de propagation avant - après.
5.7.2. Comparaison amplitudes avant - après.

5.8. COMPARAISON DES RESULTATS DES INVERSIONS (AVANT - APRES).

5.8.1. Vitesse.
5.8.2. Facteur de qualité.
5.8.3. Interprétation.

5.9. SIGNAUX ET SPECTRES.

5.10. CONCLUSION.

5. APPLICATION AU CONTROLE DES INJECTIONS. MESURES REELLES.

5.1. INTRODUCTION.

Nous avons pu collaborer à une expérience financée par la D.A.E.I., par les grandes entreprises d'injection ainsi que par le L.C.P.C.. Cette association leur a permis de se doter d'un plot d'essai d'injections commun sur lequel diverses recherches (ayant trait au contrôle des injections) pouvaient être menées à bien.

5.1.1. *Description générale du plot d'essai.*

Cette expérience devrait permettre de caractériser par diverses méthodes géotechniques ou géophysiques les modifications physiques dues à l'injection de coulis dans un terrain.

Il s'agit donc, sur un terrain sélectionné (fourni par la R.A.T.P. à NEUILLY-PLAISANCE) d'appliquer avant et après injection la même méthode de reconnaissance géophysique, la différence des résultats montrant l'effet de l'injection dans le sous-sol étudié.

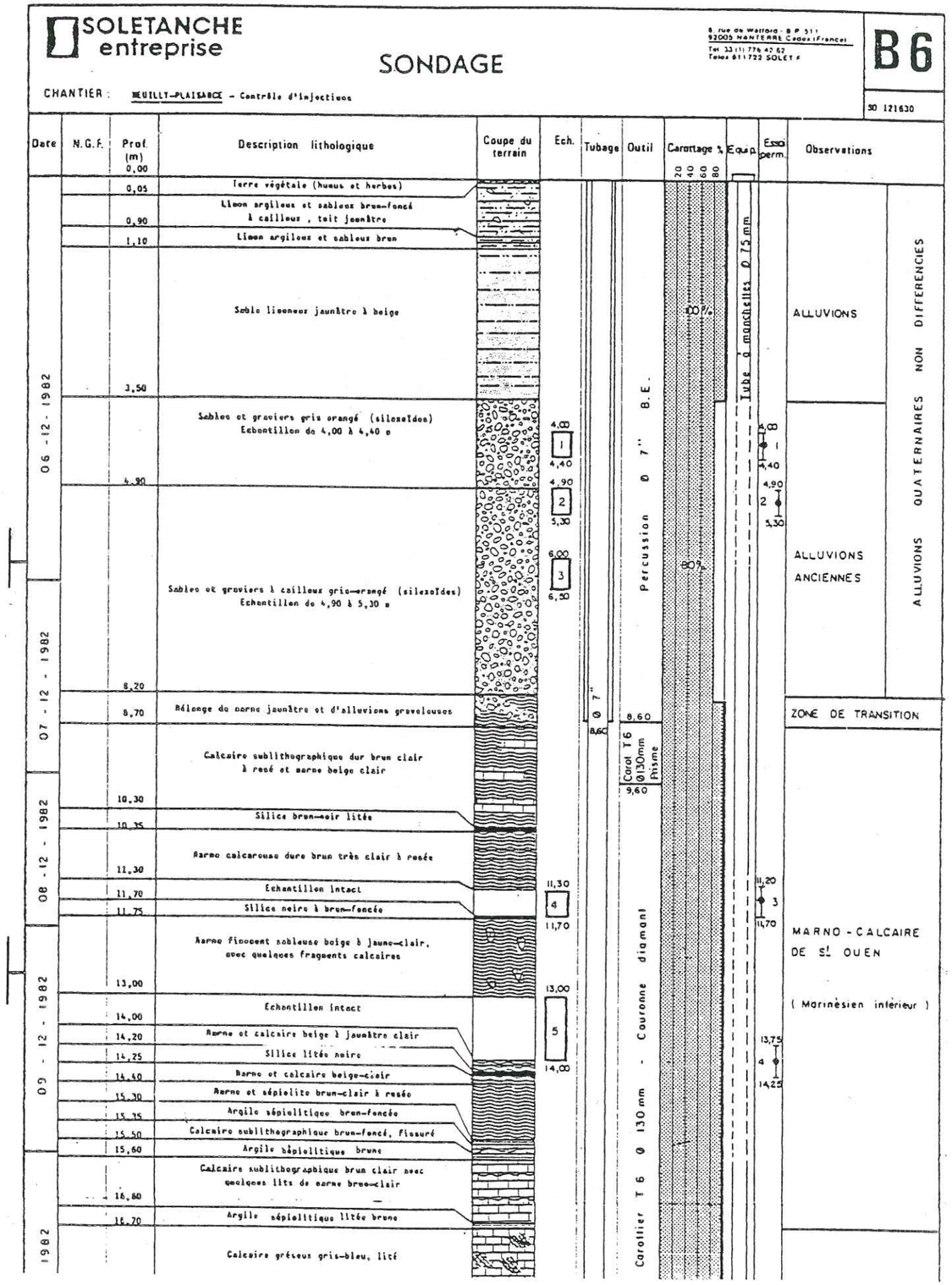
De plus, cette expérience constitue, pour nous, le premier essai d'inversion réelle en facteur de qualité et en vitesse. Elle va nous permettre de tester la validité de la méthode sur de vraies données.

La profondeur des forages du plot d'essai est d'environ 25 m. Les sols recoupés par ce plot sont de trois types :

de 0 à 7 m : alluvions grossières
de 7 à 17 m : calcaires de St.Ouen
de 17 à 25 m : sables de Beauchamp. (cf. figure 5.1)

Cette diversité permettra une expérimentation des méthodes de contrôle pour une gamme étendue de sols et de traitements. De plus, ce plot d'essai a

...



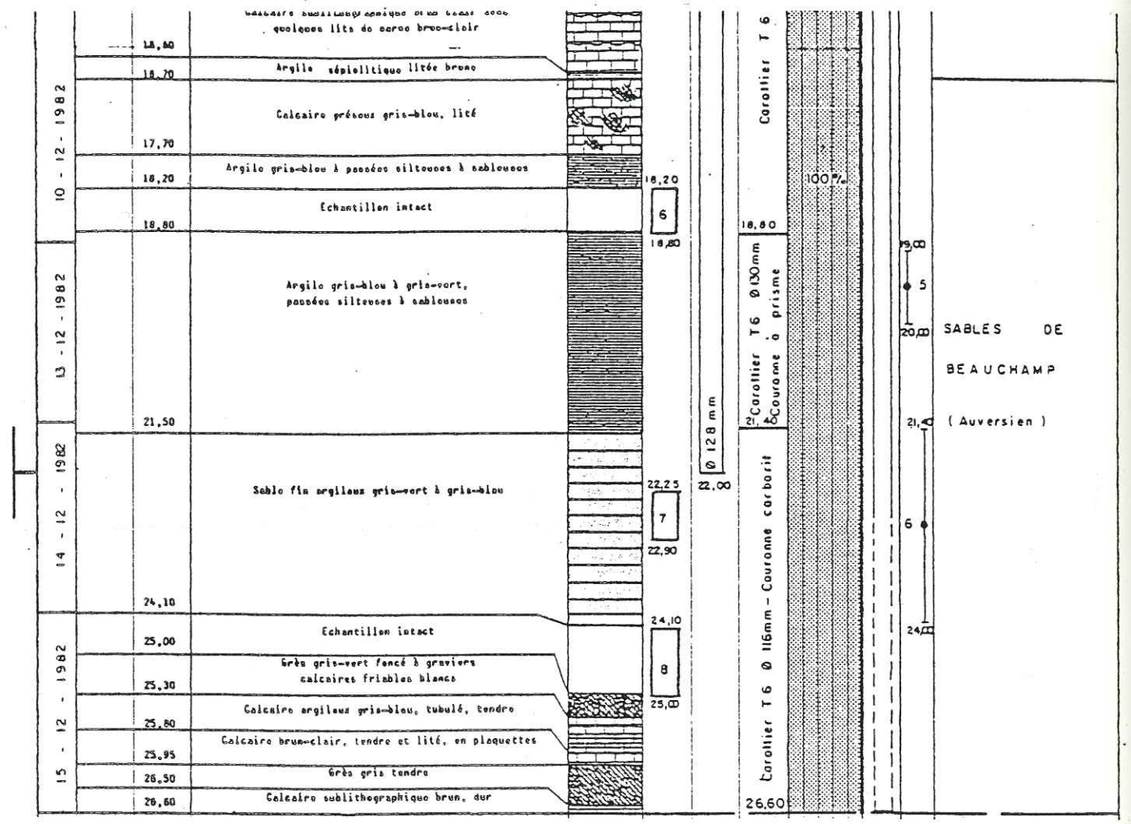


Fig. 5.1. Coupe géologique de la zone étudiée.
(doc. SOLETANCHE)

|— = *"Centre" des injections.*

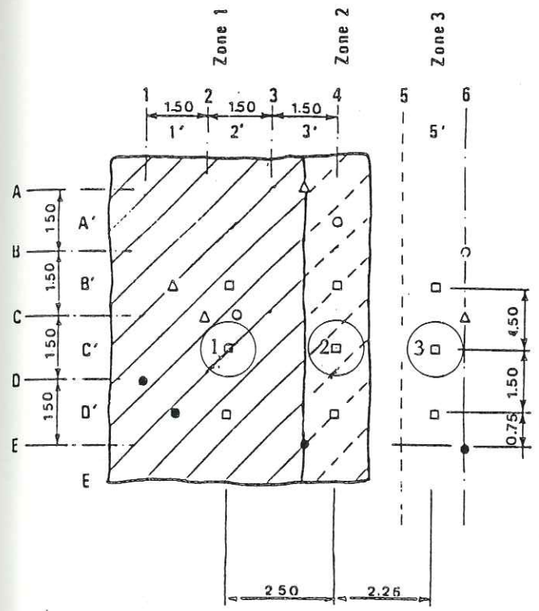
extension verticale théorique des injections :

- *2.50 m pour les alluvions anciennes*
- *4.00 m pour les calcaires*
- *4.00 m pour les sables.*

CONTROLE DES INJECTIONS

SOLETANCHE entreprise

VUE EN PLAN DES FORAGES D'ESSAIS



Zone 1 zone entièrement injecté.
Zone 2 zone incomplètement injecté
Zone 3 zone non injecté

TYPE DE FORAGE			TOTAL	Tube à manchette
	AVANT INJECTION	APRES INJECTION		
Carottages (mm) Ø120-150 ○	B6	C 2' A'4	3	1
S P T ●	D1 – E 6	D'1'– E 3'	4	2
Pressiomètre △	C 2 – C6	A 3'– B'1'	4	2
Tubes Ø75mm □ pour essais sismiques	B'2' – B'4 – B'5' C'2' – C'4 – C'5' E'2' – E'4 – E'5'		9	

SØ 1.1.4151

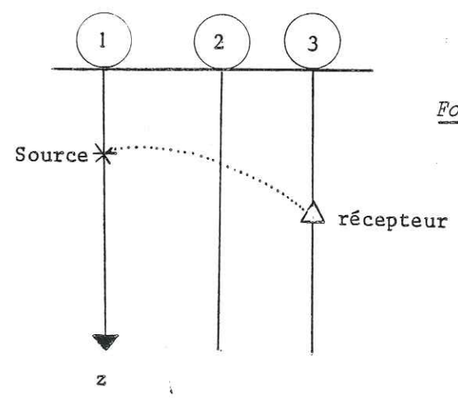


Fig. 5.2.

Forages utilisés

(1) = *étinceleur + diagraphie γγ + diagraphie R.A.N.*

(2) = *diagraphie γγ*

(3) = *hydrophones.*

été subdivisé en trois zones séparées par des plans verticaux :
(cf. fig. 5.1)

- une zone théoriquement très bien injectée (forte densité de forages d'injection),
- une zone incomplètement injectée,
- une dernière zone non injectée.

5.1.2. *Zone étudiée.*

Dans chacune des trois zones d'injections du plot d'essai, des forages d'essaissismiques ont été réalisés. Ces forages, de diamètre plus important que celui des tubes à manchette permettent le passage de divers instruments de mesure. Pour notre part, nous avons sélectionné les forages n° 1 et n° 3 (cf. fig. 5.2).

Le forage n° 1 situé en pleine zone théoriquement bien injectée a servi de forage source et le n° 3, de récepteur. Ce choix a été fait pour plusieurs raisons :

a) le but premier de cette expérience est le contrôle des injections. Il paraît donc intéressant, pour chaque couche étudiée, d'englober à la fois dans la tomographie les zones bien injectées, celles qui le sont moins et celles qui ne le sont pas du tout, une méthode de contrôle efficace devant justement permettre de telles différenciations. De plus, pour qu'une méthode de contrôle soit le plus économique possible, il est nécessaire d'augmenter le pas des mesures, donc d'utiliser peu de forages pour un grand domaine d'investigation. Il paraît donc d'un grand intérêt de pouvoir retrouver à partir d'une seule série de mesures l'emplacement de zones bien injectées (la distance forage source - forage récepteur étant de l'ordre de 6 m).

b) Nous situons le forage source en pleine zone injectée afin que l'existence (hypothétique) d'interfaces verticales "zone injectée - zone non injectée" n'introduise pas de réflexions parasites. Nous plaçons donc la source dans le milieu le plus rapide (côté injecté); nous serons ainsi dans des conditions de bon fonctionnement des programmes d'inversion, comme nous l'avons montré en 3.2.4., sur des modèles simulés.

Après essais, il s'est avéré que la source dont nous disposions

...

n'était pas assez puissante pour permettre des mesures correctes dans des alluvions grossières.

5.2. MESURES AVANT INJECTION.

5.2.1. *Mesures de durées de propagation dans les sables.*

Les premières mesures furent réalisées dans les sables. Le domaine exploré se situe entre 20 et 25 m de profondeur. Le *pas* des mesures dans le forage récepteur est de 0,5 m, le pas de déplacement de la source étant de 1 m.

Nous pouvons porter en fonction de la profondeur les durées de propagation pour chacune des positions de la source (cf. fig. 5.3.). La simple présentation de ces courbes montre dès à présent que le milieu étudié n'est pas homogène. Chaque courbe devrait être une hyperbole centrée sur la position de la source. Or nous constatons ici que les courbes S 20 (= Source à 20 mètres), S 21 et S 25 ressemblent à celles obtenues dans un milieu homogène alors que les courbes S 22, S 23 et S 24 sont elles, toutes centrées sur 23 m !.

Nous pouvons d'ores et déjà conclure que ces sables n'ont rien d'homogène et qu'ils comportent une zone rapide située aux alentours de 23 m de profondeur.

5.2.2. *Mesures d'amplitude dans les sables.*

En utilisant les mêmes couples source-récepteur que pour les durées de propagation, nous avons enregistré des mesures d'amplitude en suivant la procédure décrite en 4.3.1. Une fois les normalisations effectuées, nous obtenons les courbes présentées fig. 5.4. Là encore, nous n'obtenons pas les courbes théoriques (en "cloche" centrée sur la source) d'un milieu homogène. Elles sont plus difficiles à interpréter que pour les vitesses. Nous pouvons tout de même constater que les zones à forte vitesse déterminées par les courbes (fig. 5.3.) ne semblent pas dotées de facteurs de qualité plus forts que la moyenne. Il semblerait même apparaître une tendance inverse (la courbe S 23 (fig. 5.4.) ayant quasiment son minimum à 23 m.).

...

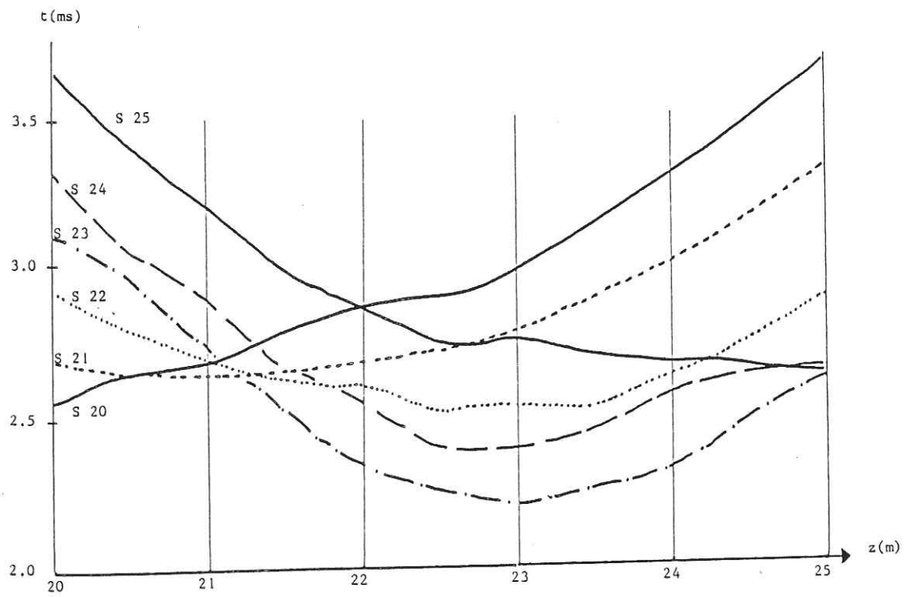


Fig. 5.3. Mesures de durées de propagation dans les sables.

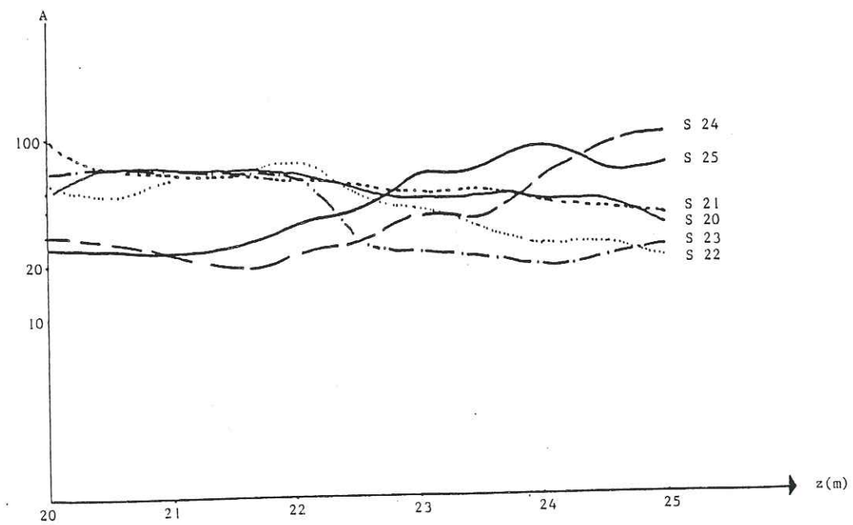


Fig. 5.4. Mesures d'amplitudes dans les sables.

5.2.3. *Comparaison des résultats des mesures temps - amplitude.*

Nous remarquons en comparant les figures 5.3 et 5.4 que les courbes de *temps* sont plus *lisses* que celles des amplitudes. Nous savons, par ailleurs (cf. 4.) que la mesure des temps est bien plus précise que celle des amplitudes. (Les légères fluctuations aléatoires d'émissivité de la source en sont la cause). Les petites oscillations présentes sur les courbes d'amplitudes ne sont certainement pas dues à la configuration du terrain, mais plutôt à une imprécision dans la mesure. Les données étant moins précises, il faudra s'attendre également à une moins bonne qualité des résultats de l'inversion en facteur de qualité.

5.3. INVERSION (VITESSE - FACTEUR DE QUALITE) AVANT INJECTION, DANS LES SABLES.

5.3.1. *Vitesses.*

Les résultats de mesures présentés fig. 5.3. permettent l'inversion en vitesse du milieu considéré. Nous avons utilisé un milieu initial homogène : V_o = 1,96 km/s qui rend les résidus de moyenne nulle. (1,96 km/s est une vitesse importante pour des sables, nous supposons qu'à cette profondeur et dans cette zone ils sont déjà très consolidés).

Le procédure suivie est identique à celle décrite pour les modèles simulés (cf. 3.2.4.). i.e. : chaque solution choisie est un compromis, déterminé en suivant l'influence du facteur de pondération θ sur la solution, la résolution et l'erreur.

Pour s'assurer de la validité de cette solution nous avons étudié l'effet de la discrétisation (cf. fig. 5.5). Les deux résultats présentés schématiquement utilisent respectivement 25 et 50 blocs pour le même nombre de données (une soixantaine). Nous constatons que la géométrie des vitesses reste très stable d'une discrétisation à l'autre. Dans les deux cas, nous retrouvons une zone "rapide" de même forme insérée entre deux couches plus lentes.

...

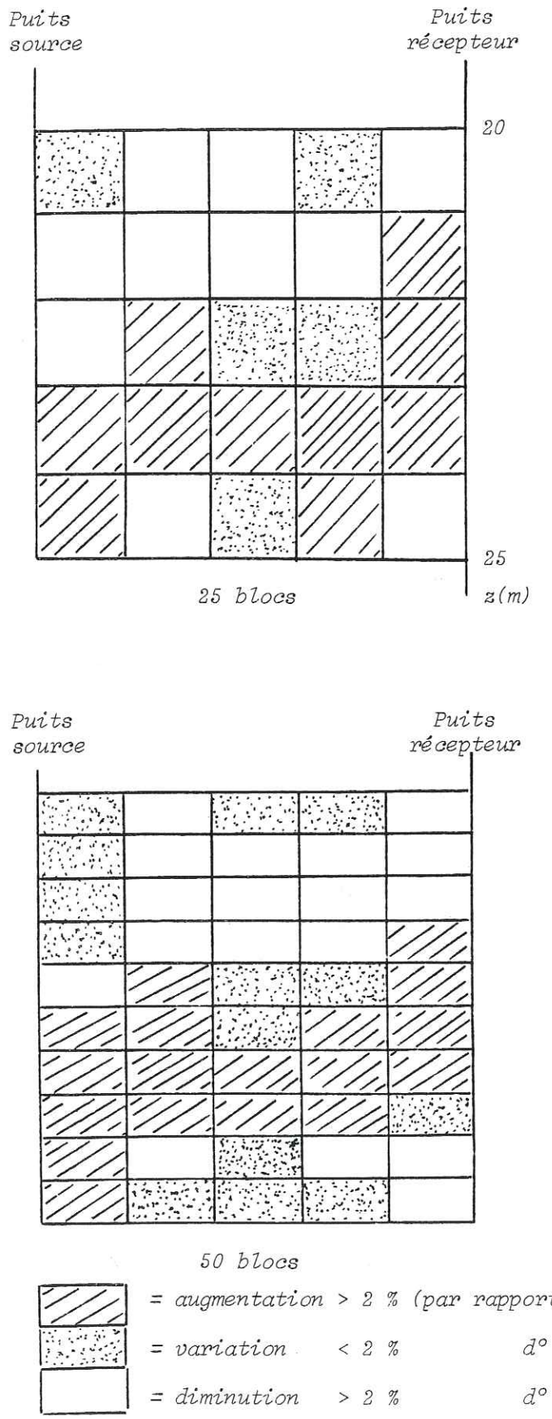


Fig. 5.5. Résultats d'inversion en vitesse pour deux discrétisations différentes.

5.3.2. *Facteur de qualité.*

Les résultats des mesures d'amplitude (fig. 5.4) permettent l'inversion en facteur de qualité. Le modèle initial utilisé est toujours homogène (V_o = 1.96 km/s, Q_o = 5,75).

Le procédure est identique à celle décrite en 3.3. Nous avons aussi étudié l'effet de la discrétisation (de la même façon que pour les vitesses) (cf. fig. 5.6). Nous constatons ici aussi que la géométrie de la répartition des facteurs de qualité est stable. Dans les deux cas, nos retrouvons une zone à Q faible de même forme insérée entre deux zones à Q fort.

5.3.3. *Comparaison des résultats (V - Q).*

Si nous comparons à présent les résultats des inversions en vitesse et en facteur de qualité (cf. fig. 5.7), nous constatons une grande similitude (d'un point de vue géométrique) entre les deux représentations. Or, ces deux résultats sont les fruits de deux méthodes rigoureusement indépendantes (mesures et traitements). Nous obtenons la répartition spatiale de deux caractéristiques différentes du terrain. Ces répartitions étant de géométries identiques, nous en déduisons que cette géométrie est bien liée à la réalité du terrain.

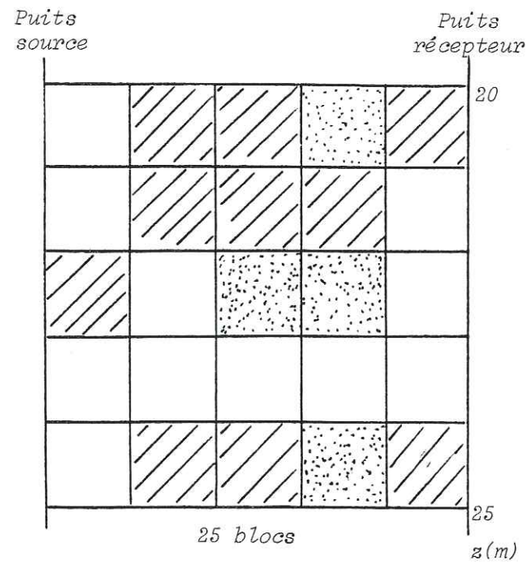
De plus, la similitude des résultats entre *inversion en vitesse* (méthode éprouvée dans d'autres domaines) et *inversion en facteur de qualité* tend à prouver l'efficacité de cette dernière.

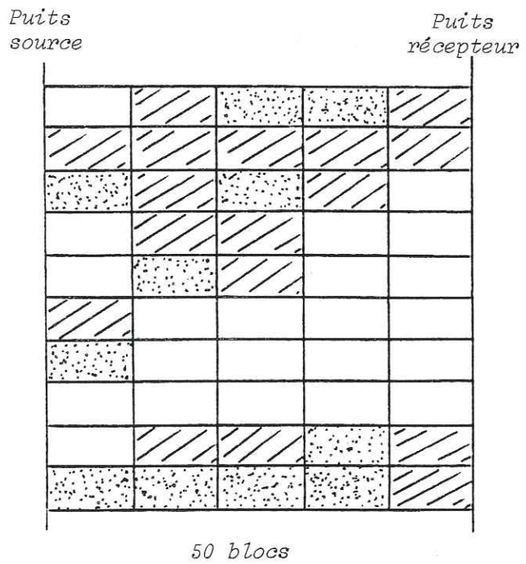
5.4. MESURES DANS LES CALCAIRES.

La même procédure a été suivie dans les calcaires (durées de propagation - amplitudes). Un problème technique (dérive subite de la source) nous a empêché de terminer dans de bonnes conditions (normalisations) les mesures d'amplitudes.

Toutefois, les quelques mesures d'amplitudes valables mettent en évidence un phénomène identique à celui constaté dans les sables : *Les zones*

...



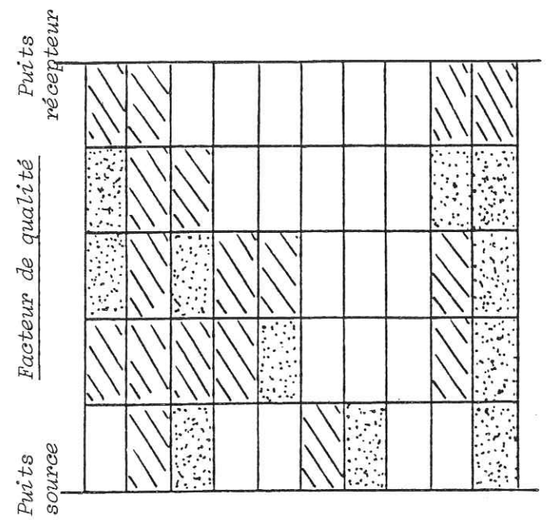


= augmentation > 2 % (par rapport au Q initial)

= variation < 2 % d°

= diminution > 2 % d°

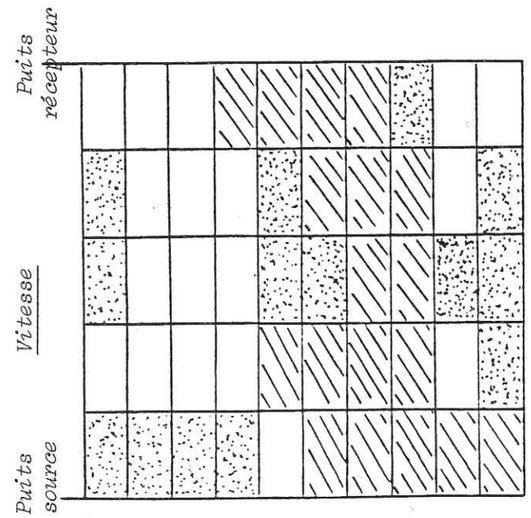
Fig. 5.6. Résultats d'inversions en facteur de qualité pour deux discrétisations différentes.



= augmentation > 2 % (par rapport au Q initial)

= variation < 2 % d°

= diminution > 2 % d°



= augmentation > 2 % (par rapport à la vitesse initiale)

= variation < 2 % d°

= diminution > 2 % d°

Fig. 5.7. Comparaison des résultats V - Q.

rapides correspondent à des zones de forte atténuation. Cet effet est visible dès la prise de données, à l'examen des signaux successifs.

5.5. INTERPRETATION GEOLOGIQUE.

Les physiciens du Globe ont l'habitude de voir les zones à fortes vitesses correspondre à des zones de faible atténuation. Nous obtenons ici l'effet opposé. Les domaines explorés ne sont évidemment pas comparables. Nous travaillons entre 10 et 30 m de profondeur alors que pour les physiciens du Globe, l'unité serait plutôt de l'ordre du kilomètre.

Les variations de vitesse et de facteur de qualité obtenues concernent des matériaux de même type. Nous avions volontairement dissocié les mesures et les traitements des différentes couches géologiques afin de rencontrer des milieux à peu près homogènes. Les variations des caractéristiques du terrain sont certainement liées, à notre échelle, au type de fissuration ou de porosité des zones concernées.

Dans un terrain complètement saturé, à pores fermés, l'atténuation (et la vitesse) dépendront de la concentration de liquide dans le terrain c'est-à-dire en fonction de la porosité. L'atténuation devient plus forte en terrain non saturé et varie sensiblement avec le rapport volume des pores sur volume de la goutte occupant le pore (cf. MAVKO & NUR, 1979). Si les pores communiquent entre eux, l'eau soumise à une excitation étant libre de circuler, nous allons obtenir une augmentation sensible de l'atténuation. (cf. BIOT, 1956) ; (KUSTER & TOKSÖZ, 1974). De plus une des principales causes de l'atténuation étant la friction aux frontières des grains et des fissures, le liquide agit comme un lubrifiant et vient encore augmenter l'atténuation (Q diminue). (cf. JOHNSTON et al, 1979 ; TOKSÖZ et al, 1979). De plus tous ces phénomènes varient avec la fréquence des ondes utilisées ainsi qu'avec la pression. Le nombre et la complexité des paramètres régissant ces effets rendent la modélisation et l'expérimentation difficiles.

Dans notre cas nous pouvons essayer d'expliquer le phénomène rencontré de la manière suivante :

En physique du Globe, à grandes profondeurs, donc à fortes pressions,

...

les matériaux solides, rigides sont en général dotés de vitesses élevées et de facteurs de qualité également forts. Les matériaux moins solides, plus malléables ont en général des vitesses plus faibles et des facteurs de qualité également plus faibles.

Quand la pression diminue, c'est-à-dire quand on se rapproche de la surface, les matériaux solides ou rigides ont plus tendance à se fissurer que les matériaux malléables (donc plus déformables). L'eau vient activer ce phénomène de fissuration et jouer le rôle de lubrifiant.

Le facteur de qualité dans de tels matériaux va chuter considérablement pour de faibles variations de la vitesse, alors, que dans des matériaux malléables les variations vont être relativement peu importantes.

Nous obtenons donc à proximité de la surface des matériaux rapides à Q faible (à cause de la fissuration) comparés à des matériaux plus lents dotés d'un facteur de qualité plus grand (parce que non fissurés).

Les sables consolidés ne sont pas homogènes et comportent des zones argileuses dans lesquelles les déplacements inter-grains sont faibles au passage des ondes et où le facteur de qualité est relativement fort.

Les calcaires contiennent des zones plus marneuses donc plus déformables et moins fissurées, mais à vitesse plus faible. Dans ces zones, le facteur de qualité est plus fort que dans les zones plus riches en Carbonate de Calcium qui se fissurent facilement mais dans lesquelles la vitesse reste forte.

Ceci expliquerait, dans notre cas, les résultats obtenus pour les inversions en facteur de qualité.

5.6. CROSS-HOLE.

Des mesures de Cross-hole (cf. 3.5) ont été réalisées avant injection sur toute la longueur de la zone étudiée. Ces mesures ont été réalisées avec des émetteurs et des récepteurs à ultrasons en utilisant deux forages rapprochés (1,35 m) dans la zone destinée à être complètement injectée (cf. fig. 5.1). Comme nous pouvons le constater (cf. fig. 5.8), l'allure des signaux varie fortement suivant les couches géologiques rencontrées. A l'intérieur de chaque

...

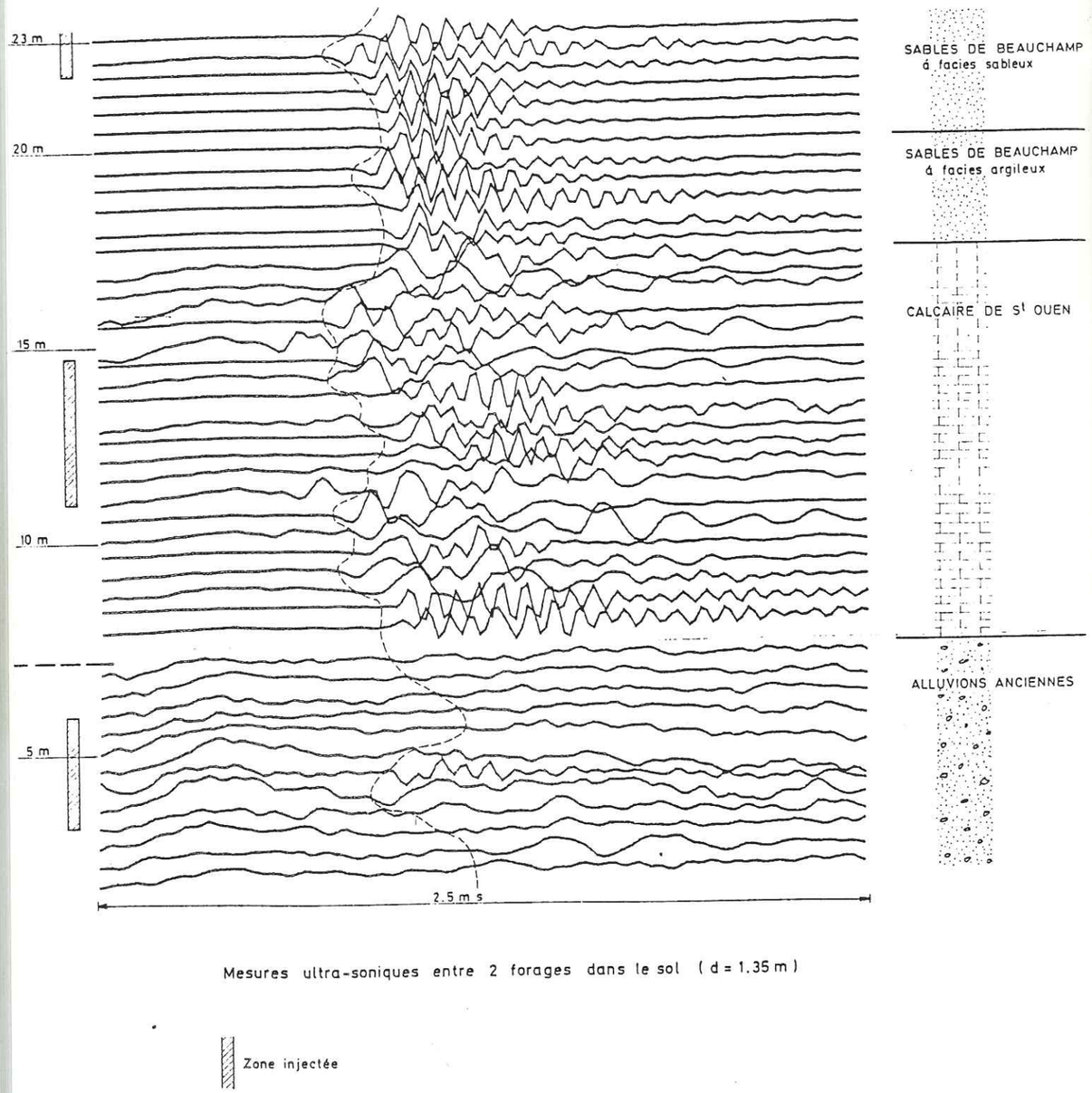


Fig. 5.8. Mesure de type cross-hole dans la zone destinée à être entièrement injectée (doc. SIMECSOL).

couche les différences sont plus difficiles à interprèter. Nous retrouvons bien toutefois l'accroissement de vitesse important, localisé aux alentours de 23 m dans les sables. Les résultats de l'inversion en vitesse montrent l'existence et la forme de cette "couche" rapide. (Le Cross-hole ne donne aucune indication quant à la forme et à l'extension de cette zone).

5.7. MESURES APRES INJECTIONS DANS LES SABLES.

Après la première phase des mesures, le terrain a été injecté. Une fois passé le délai nécessaire à la consolidation du coulis, des mesures en tous points identiques à celles décrites en 5.2 ont été réalisées.

5.7.1. Comparaison des résultats des mesures avant et après injection (durées de propagation).

Avant la prise de données, nous nous attendions à une forte augmentation de la vitesse des ondes P dans les zones atteintes par le coulis (cf.1.2.2). Les résultats comparatifs des mesures avant et après injection (cf. fig. 5.9 et 5.10) nous montrent que la vitesse n'a pas augmenté.

Le "centre" de l'injection était situé théoriquement aux alentours de 22 m. Quand la source est placée à 20 m de profondeur, les courbes avant et après sont à peu près identiques. Par contre, dès 21 m, tout se passe comme si le terrain autour de la source avait vu sa vitesse décroître. A 21 m, ce phénomène est surtout sensible sur les rais "du haut" et l'est moins sur les rais éclairant le bas du terrain et qui doivent traverser tout le milieu en diagonale avant d'arriver aux récepteurs.

A 22 m, le phénomène est général, tous les rais sont ralentis, de même à 23 m. A 24 m, nous obtenons un effet symétrique à celui de 22 m. Quand la source est à 25 m, peu de changements.

Les résultats des mesures comparées nous montrent que tout se passe comme si l'injection avait eu pour effet de diminuer notablement la vitesse des terrains concernés.

...

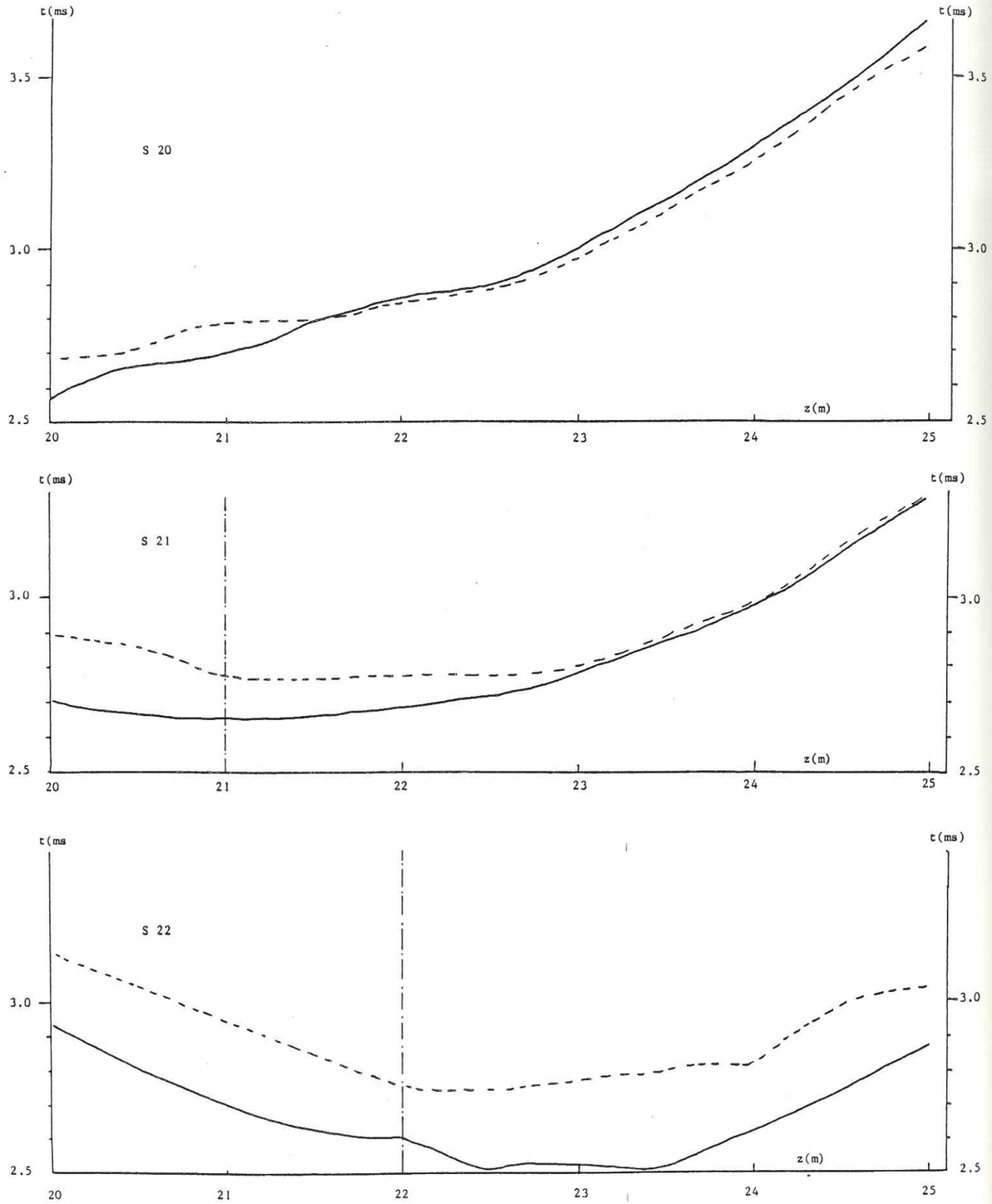


Fig. 5.9. Comparaison des résultats de mesures avant (——) et après (- - - - -) injection (durées de propagation) pour trois positions de la source (20, 21 et 22 m).

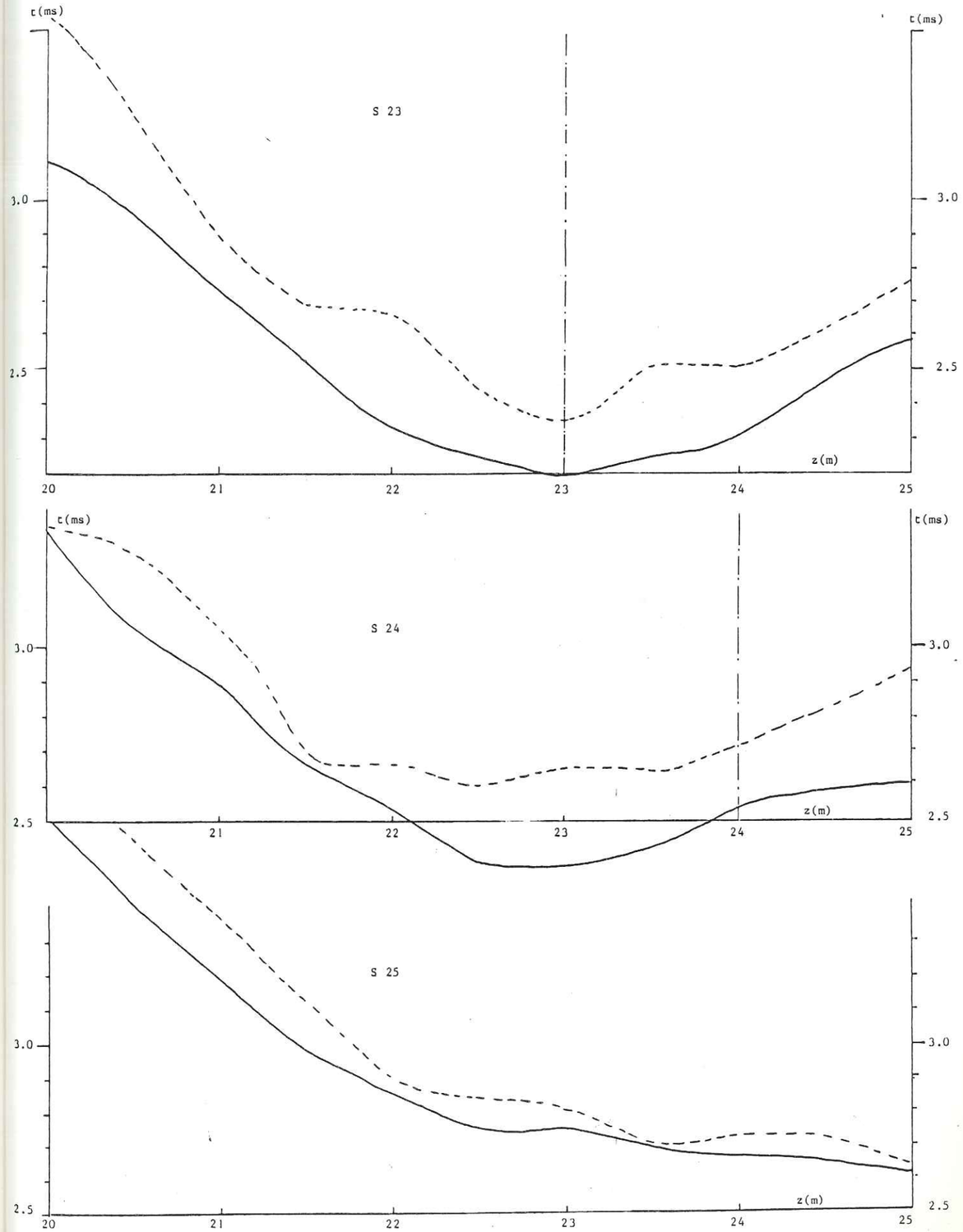


Fig. 5.10. Comparaison des résultats de mesure avant (——) et après (- - - - -) injection (durées de propagation) pour trois positions de la source (23, 24 et 25 m).

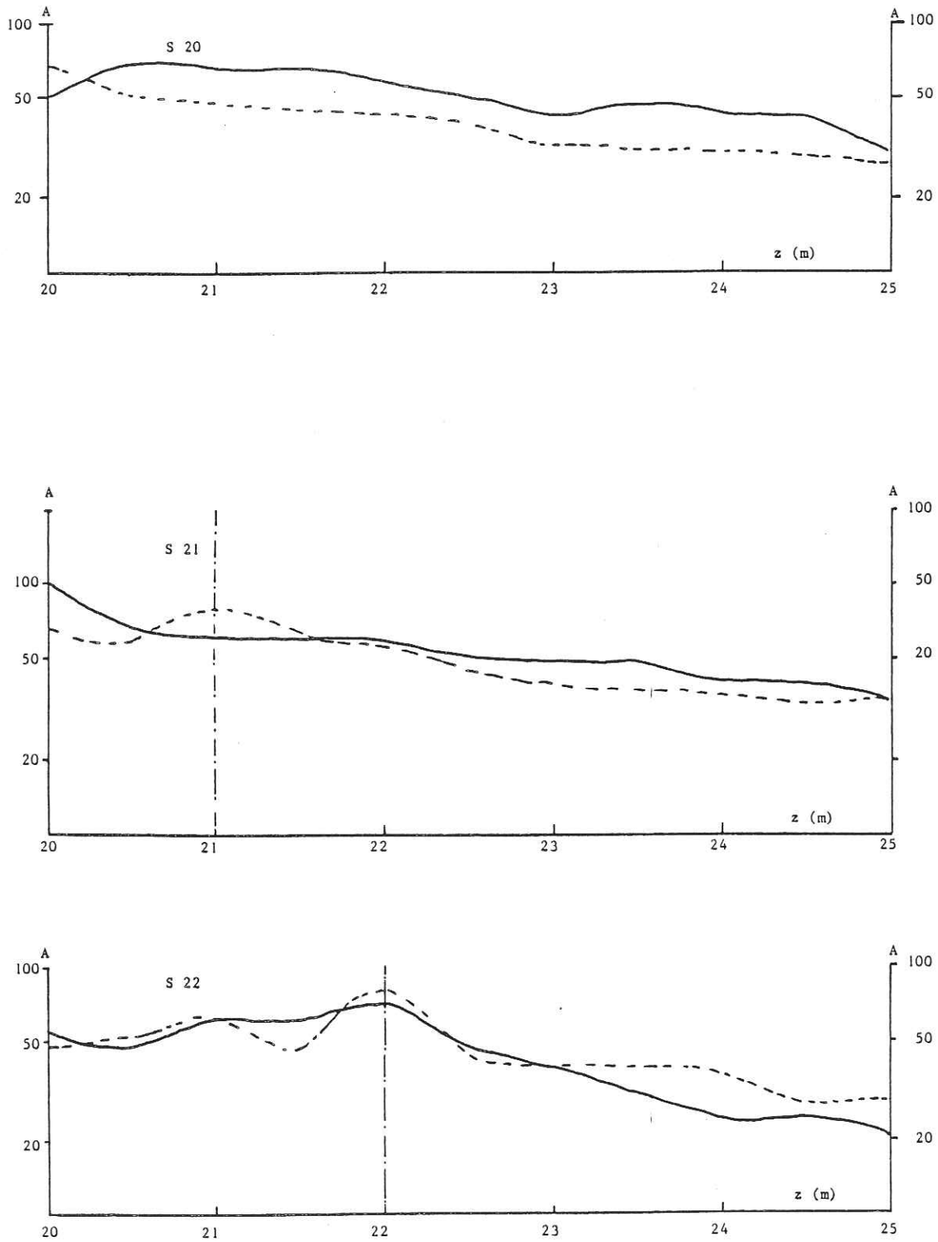


Fig. 5.11. Comparaison des résultats de mesures avant (——) et après (- - - - -) injection (amplitudes) pour trois positions de la source (20, 21 et 22 m).

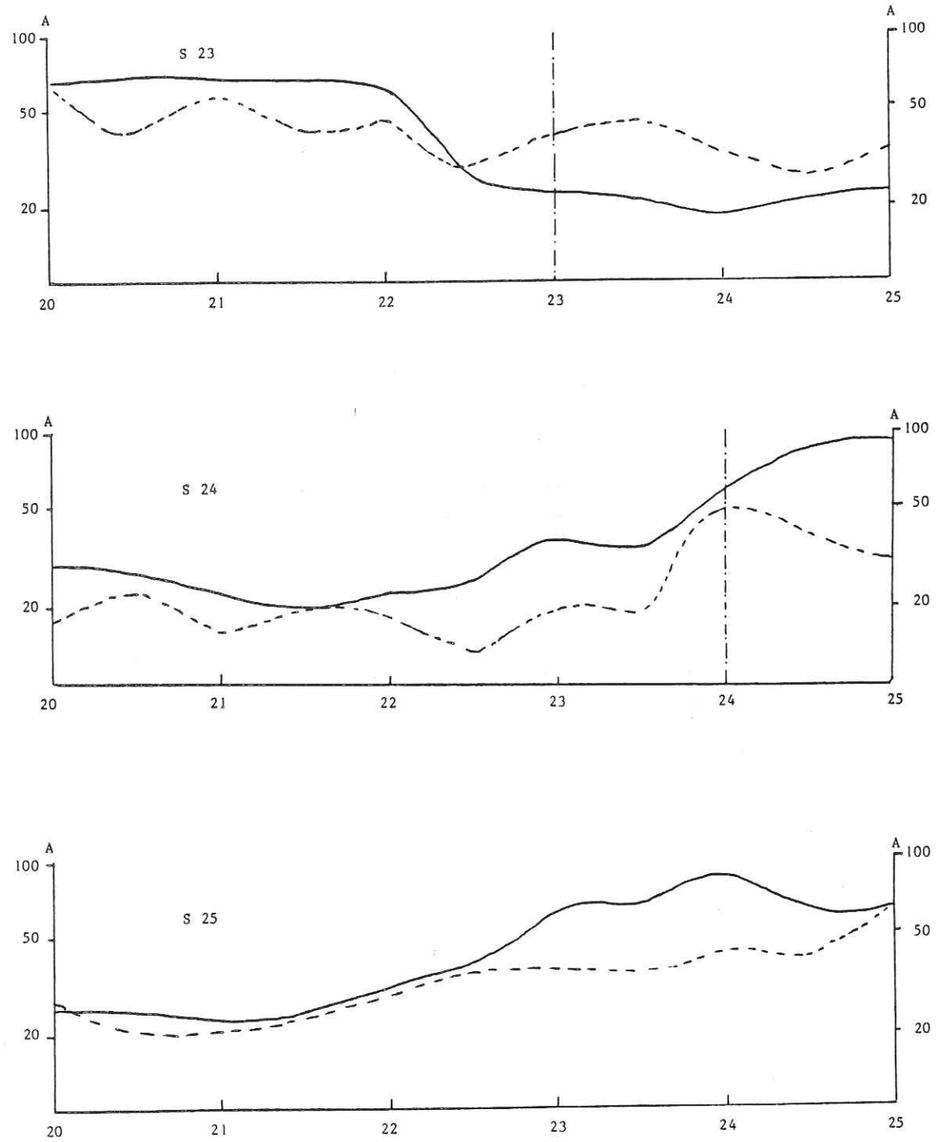


Fig. 5.12. Comparaison des résultats de mesure avant (——) et après injection (- - - - -) (amplitudes) pour trois positions de la source (23, 24 et 25 m).

5.7.2. *Comparaison des résultats des mesures avant et après injection (amplitudes).*

Les résultats comparatifs des mesures avant et après injection sont présentés fig. 5.11 et 5.12. Ils sont plus difficiles à interpréter "à la main" que les résultats des mesures de durées de propagation. Nous constatons simplement une grande similitude "d'allure" des courbes (les mesures étant séparées de plusieurs mois). Ceci tend à prouver la validité des différentes normalisations effectuées.

5.8. COMPARAISON DES RESULTATS DES INVERSIONS AVANT ET APRES INJECTION.

5.8.1. *Vitesses.*

Les résultats de l'inversion en vitesse "après" sont présentés, comparés à ceux "avant" fig. 5.13. Ils ont été obtenus tous deux exactement de la même façon. Comme nous l'avions remarqué dès la comparaison des données, nous ne constatons pas d'accroissement de vitesse localisé sur les zones théoriquement bien injectées.

La configuration générale du terrain est identique. Nous retrouvons une zone rapide intercalée entre deux zones plus lentes. Les seules différences notables constatées sont :

- une diminution de la vitesse localisée sur le centre même de l'injection ;
- une légère augmentation de la vitesse au-dessus de la zone injectée.

(Voir la comparaison avec des diagraphies réelles, en annexe).

5.8.2. *Facteur de qualité.*

Les résultats de l'inversion en facteur de qualité "après" sont présentés comparés à ceux "avant" figure 5.14. Tous deux sont calculés exactement de la même façon. Comme nous l'avons signalé plus haut, les mesures d'amplitude étant moins précises que celles des temps, les images calculées des facteurs de qualité sont moins *douces* que celles des vitesses. Toutefois, nous

...

constatons les mêmes tendances. Les facteurs de qualité faibles correspondent toujours à des zones de fortes vitesses.

La comparaison des images des facteurs de qualité avant et après injection conduit aux mêmes remarques que celles faites pour les vitesses :

- diminution au centre de la zone injectée des facteurs de qualité ;
- augmentation de Q au-dessus de la zone injectée.

(Voir résultats numériques en annexe).

5.8.3. *Interprétation.*

Le but de cette expérience était le contrôle des injections. La comparaison des images des facteurs de qualité et des vitesses avant et après injection nous conduit aux constatations suivantes :

1) Comme nous ne constatons ni accroissement de vitesse ni de facteur de qualité dans la zone théoriquement bien injectée, nous en déduisons que le coulis n'a pas pénétré convenablement les sables considérés. Ces sables se sont révélés trop imperméables vis-à-vis du coulis utilisé.

2) Les fortes pressions utilisées lors de l'injection pour essayer de faire pénétrer le coulis dans le terrain l'ont modifié localement. Ces fortes pressions ont remanié le terrain en diminuant ses caractéristiques mécaniques, d'où la diminution de V et de Q à proximité du centre de l'injection.

3) Les zones situées autour du centre de la zone théoriquement bien injectée ont été compactées. Ceci a eu pour effet d'améliorer les caractéristiques mécaniques de ces zones.

Nous arrivons donc à la conclusion suivante : l'injection des sables de BEAUCHAMP n'a pas pu être correctement réalisée. Le traitement a eu pour effet de détériorer le terrain concerné au lieu d'améliorer ses caractéristiques mécaniques.

La méthode a permis de localiser dans le plan une *zone claquée* ainsi que des zones compactées par le coulis à l'extérieur de la zone théoriquement bien injectée.

...

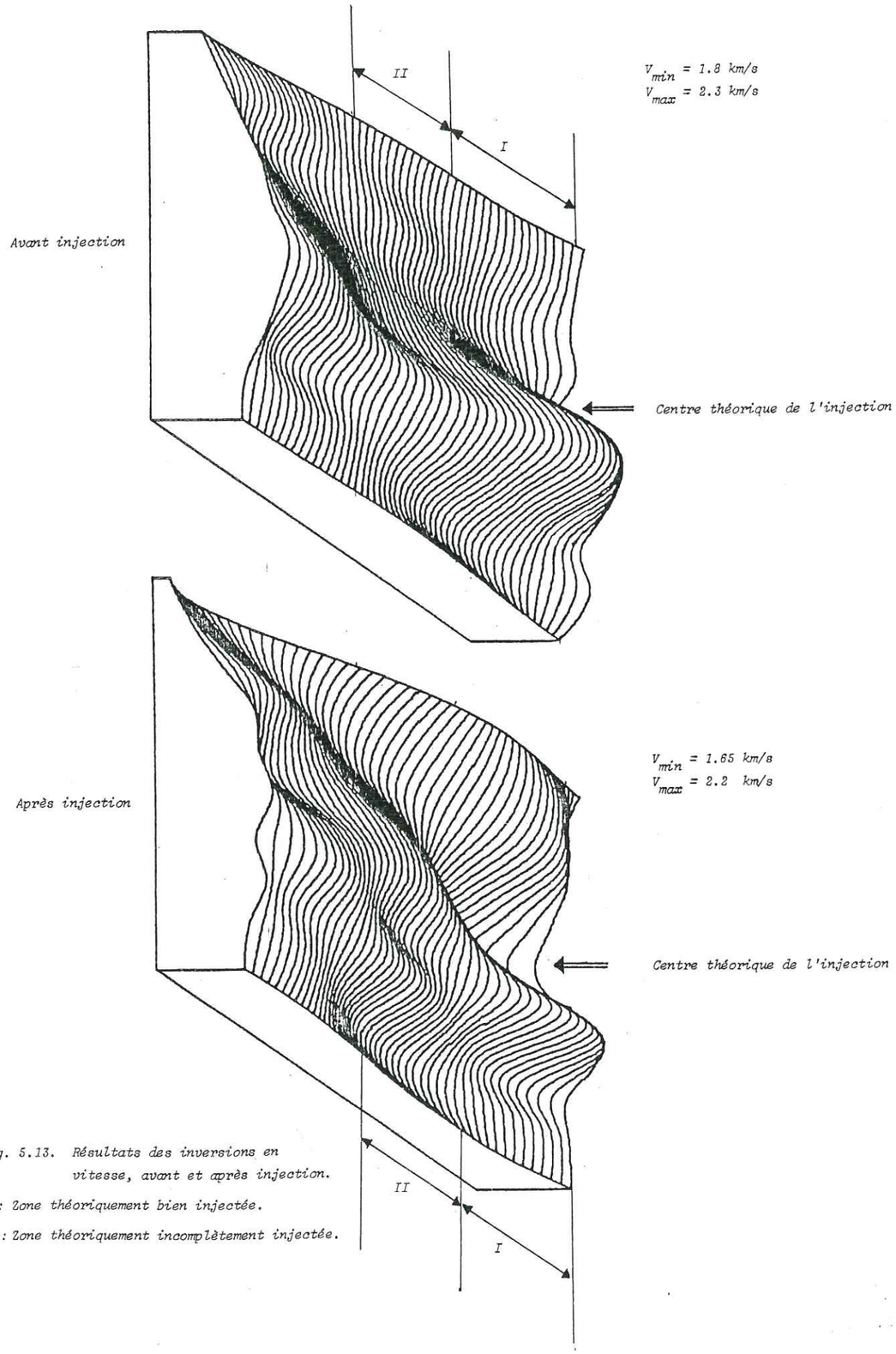


Fig. 5.13. Résultats des inversions en vitesse, avant et après injection.

I : Zone théoriquement bien injectée.

II : Zone théoriquement incomplètement injectée.

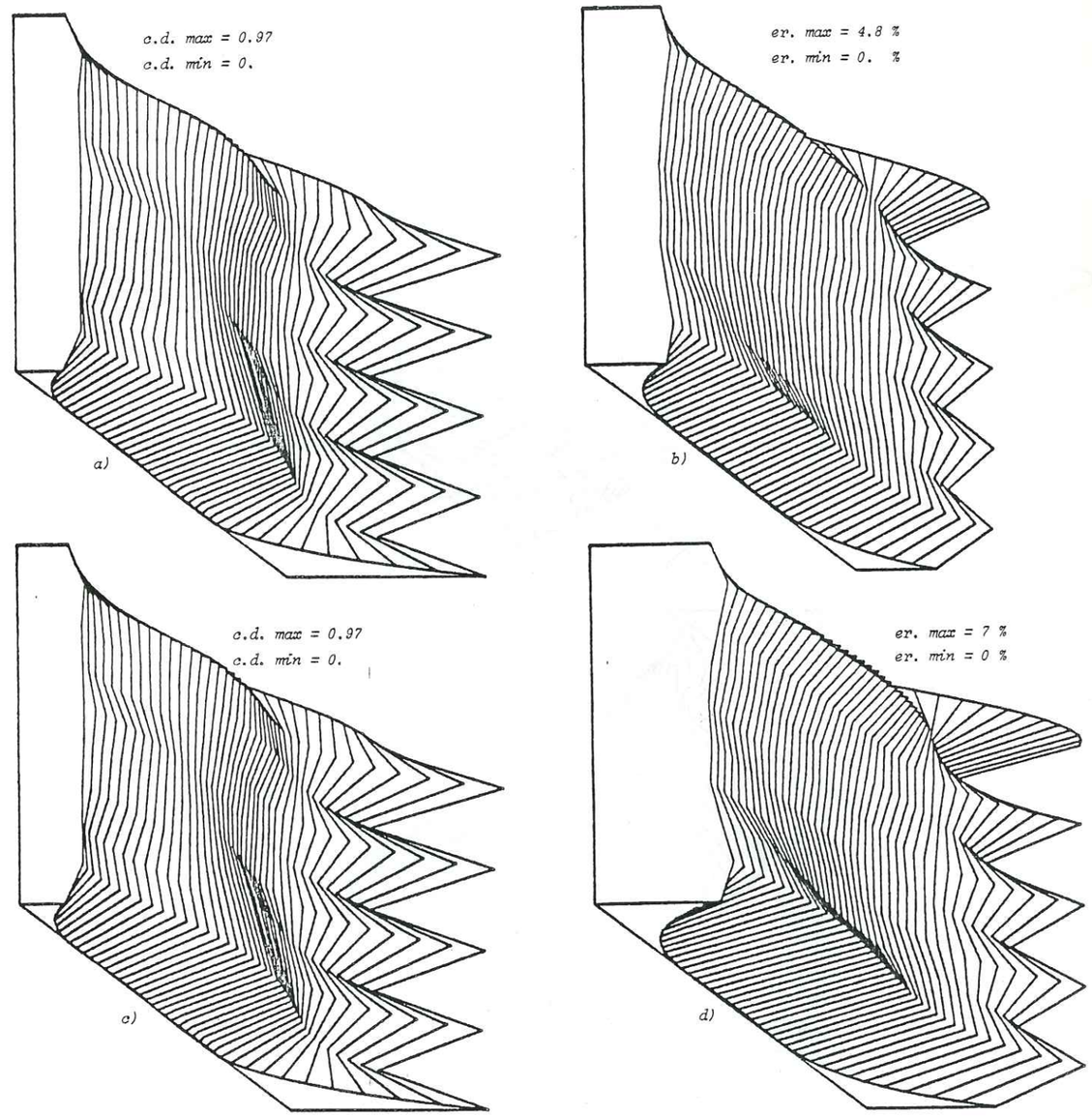


Fig. 5.13 bis. Contrôles de l'inversion en vitesse dans les sables.

a), b) : critère de diracité et erreur avant injection

c), d) : critère de diracité et erreur après injection.

Les résultats en "dents de scie" (le long du puits source) sont dûs à une mauvaise disposition des blocs dans cette zone en fonction des positions relatives des sources. Certains blocs sont peu traversés, leurs voisins l'étant beaucoup plus.

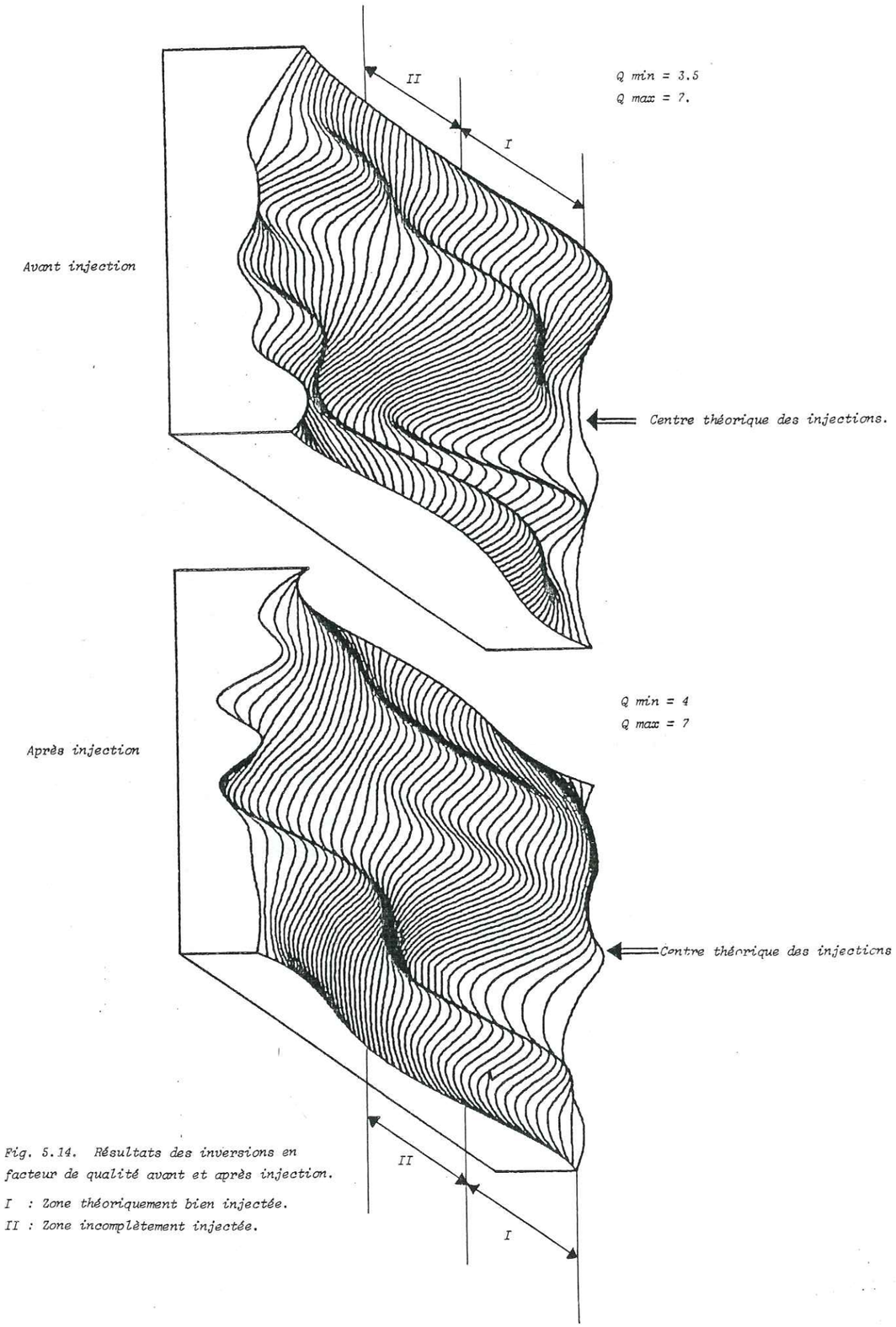


Fig. 5.14. Résultats des inversions en facteur de qualité avant et après injection.

I : Zone théoriquement bien injectée.

II : Zone incomplètement injectée.

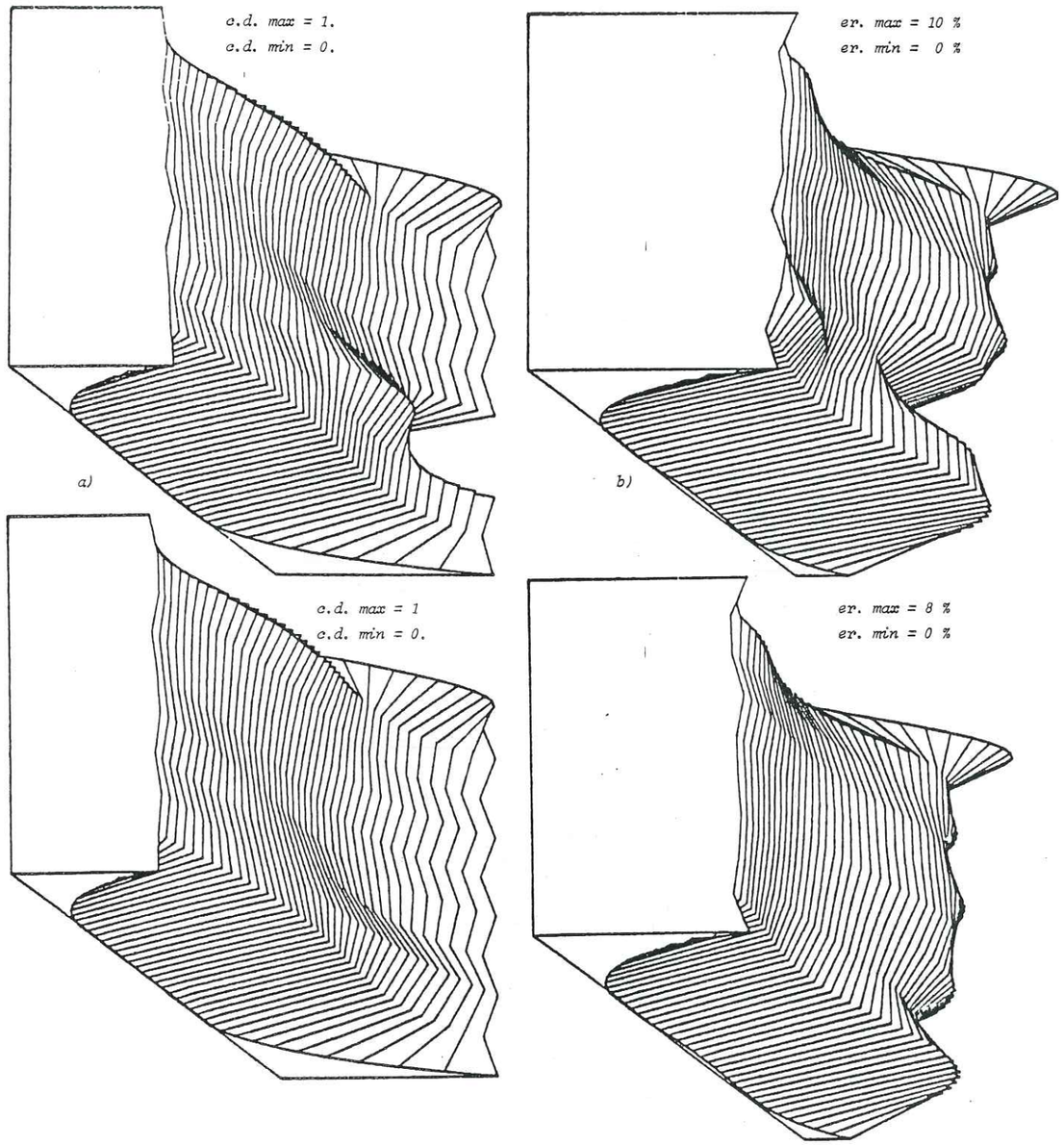
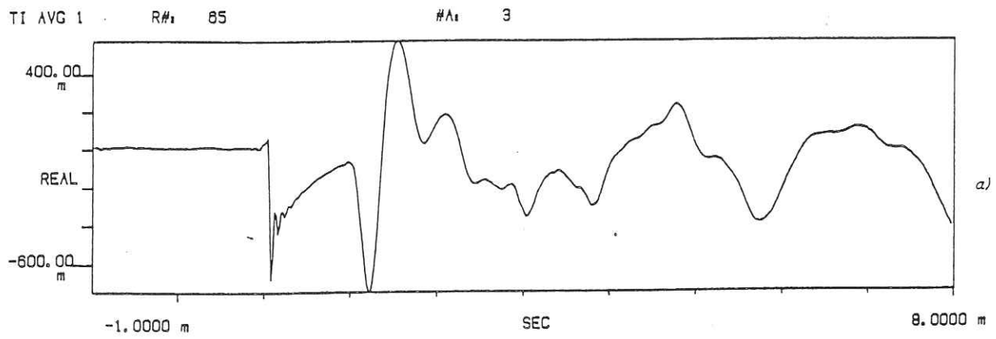


Fig. 5.14 bis. Contrôles de l'inversion en facteur de qualité dans les sables.

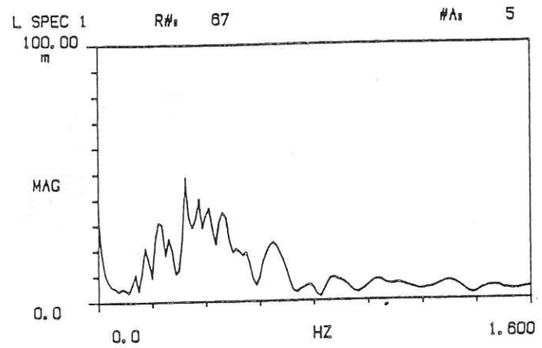
a), b) : critère de diracité et erreur avant injection

c), d) : critère de diracité et erreur après injection.

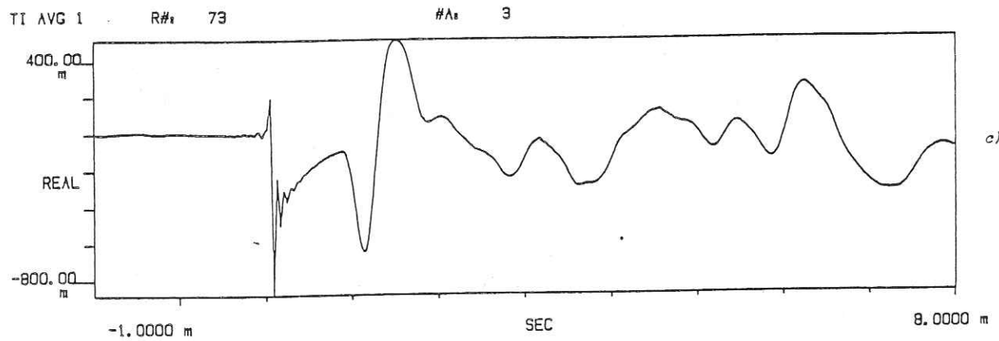
Les blocs non pris en compte dans les calculs sont mis à zéro, le résultat de l'inversion pour ces blocs étant une moyenne des résultats des blocs voisins.



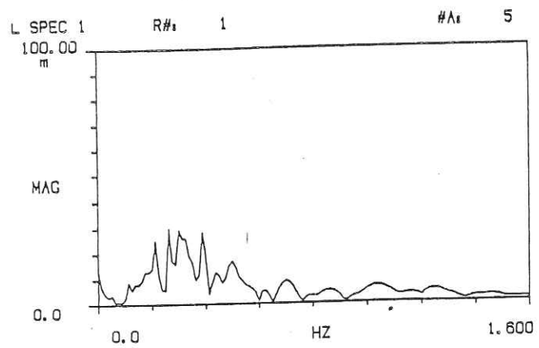
a)



b)



c)

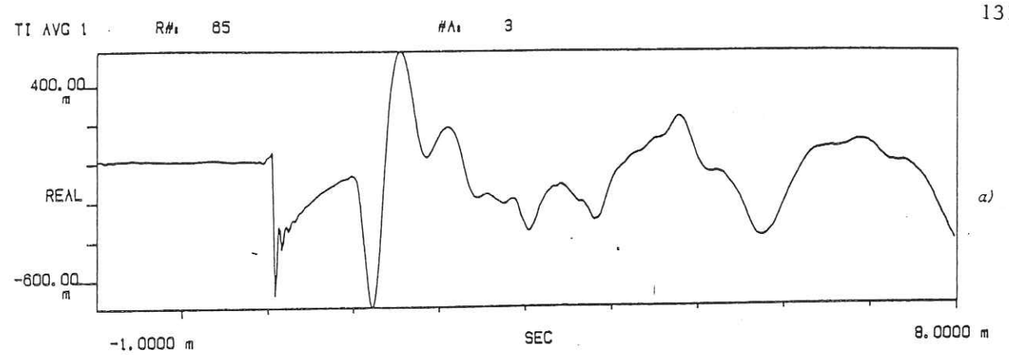


d)

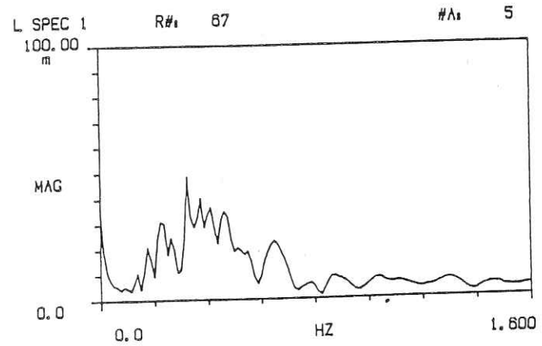
Fig. 5.16.

a), b) : signal et spectre de mesures type cross-hole (en zone théoriquement bien injectée) APRES injection. Profondeur : 21 m.

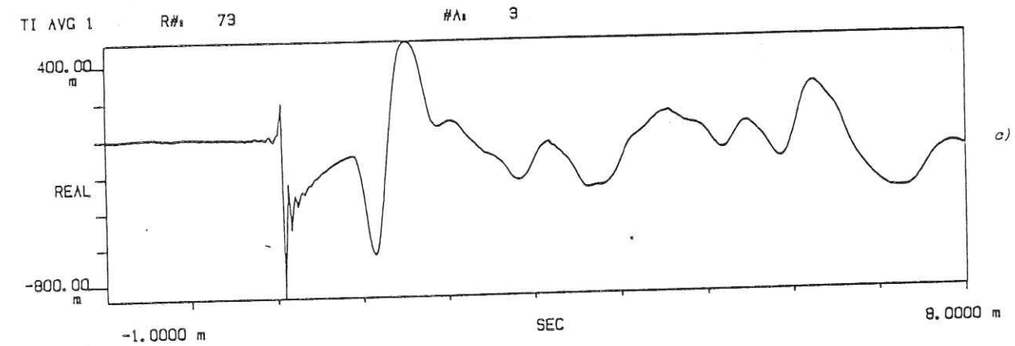
c), d) : idem. Profondeur : 23 m.



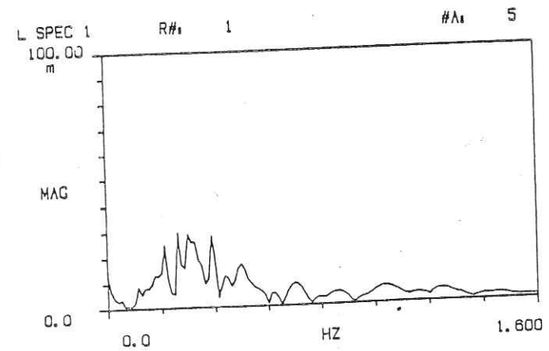
a)



b)



c)



d)

Fig. 5.16.

a), b) : signal et spectre de mesures type cross-hole (en zone théoriquement bien injectée) APRES injection. Profondeur : 21 m.

c), d) : idem. Profondeur : 23 m.

5.9. SIGNAUX ET SPECTRES (AVANT ET APRES INJECTION, DANS LES SABLES).

Figure 5.15 sont présentés les résultats du type "Cross-hole" pour deux profondeurs différentes (21 et 23 m). Les enregistrements (SIMECSOL) comportent le signal et son spectre. Pour le signal en temps nous utilisons un pré-déclenchement. Le pic situé à t = 0 est un entraînement électromagnétique dû à la source (cf. 4.1). Les enregistrements ont été effectués depuis des forages rapprochés (≃ 1,5 m) en pleine zone injectée. Nous constatons que pour ces faibles distances l'entraînement électromagnétique peut venir perturber la mesure. Pour des distances aussi courtes, il serait convenable d'utiliser un autre type de source (par exemple : piézo-électrique).

La figure 5.16 présente des résultats de mesures identiques, mais après injection. (Il n'y a pas de normalisation d'amplitude d'un cas à l'autre).

A 23 m nous constatons une disparition d'une partie des hautes fréquences après l'injection. Cette constatation va dans le même sens que nos remarques sur les variations dans cette zone du facteur de qualité (au centre de l'injection). Si les hautes fréquences ne passent plus, c'est que le facteur de qualité a diminué.

5.10. CONCLUSION.

Cette expérience est un début. Elle nous a permis de mettre au point notre matériel et notre méthode sur des données réelles. Nous regrettons de ne pas avoir eu l'occasion de contrôler une injection réussie. Toutefois, malgré nos déboires techniques (dérive de la source, pannes successives qui nous ont empêché d'effectuer des mesures correctes dans les calcaires), les résultats obtenus sont prometteurs.

Nous avons pu montrer qu'il était possible de mettre en évidence les *variations locales* des caractéristiques mécaniques du terrain dues à *l'injection* et ceci de manière économique. Les autres méthodes de contrôle donnent des résultats plus globaux et ne permettent pas de faire un diagnostic aussi détaillé.

...

Cette série de mesures constitue une expérience originale de détermination du facteur de qualité dans le sous-sol par tomographie.

Dans les inversions avant injection, nous avons remarqué que les zones à vitesse élevée correspondaient à des zones à facteur de qualité faible (ce qui va à l'encontre des idées reçues sur le sujet). Après injection, le phénomène est globalement inchangé, excepté dans les zones dont les caractéristiques ont varié (cf. fig. 5.13 et 5.14). En effet, là où la vitesse a diminué après injection, le facteur de qualité a lui aussi diminué. Là où la vitesse a augmenté, le facteur de qualité a lui aussi augmenté.

Ceci nous incite donc à continuer le travail sur le sujet et à envisager dans un avenir proche la mise au point d'une méthode de contrôle des injections économiquement opérationnelle.

6. CONCLUSION

6. CONCLUSION GENERALE.

Nous avons testé les résultats des inversions en vitesse et en facteur de qualité grâce à des modèles de simulation. Ces tests ont montré le bon fonctionnement des deux types de programme d'inversion. Toutefois, nous avons pu remarquer que l'inversion en facteur de qualité conduisait à des résultats médiocres ou mauvais quand le contraste des vitesses dans le milieu vrai était élevé. Cet effet est lié à l'expansion géométrique qui est dans ce cas mal corrigée. Nous envisageons donc, dans l'avenir, de corriger cette expansion géométrique de manière plus réaliste en effectuant un tracé de rais non plus dans un milieu initial en couches homogènes, mais dans un milieu en zones homogènes de forme quelconque, déduit des résultats de l'inversion en vitesse.

Les résultats très satisfaisants de l'application à des mesures réelles ont permis de montrer que les hypothèses simplificatrices utilisées pour cette première approche (pour l'inversion en facteur de qualité) n'introduisaient pas un biais rendant inacceptable l'exploitation de cette méthode. De plus, nous pouvons juger de la validité de chaque résultat grâce aux critères de contrôle définis en 3.1. Nous constatons notamment que le critère de diracité est plus mauvais pour le facteur de qualité que pour la vitesse. Ceci traduit directement le fait qu'à la fois, dans ce cas, la théorie est mal adaptée et les mesures peu précises.

Quoi qu'il en soit, l'application pratique de ces résultats nous a permis de mettre au point une nouvelle méthode de contrôle des injections à la fois efficace et économique. Par ailleurs, nous avons pu montrer que les variations de vitesse et de facteur de qualité ne sont pas toujours dans le même sens. Donc les variations en sens opposé ne sont sans doute pas un artefact de la méthode et l'utilisation du facteur de qualité ne fait pas double emploi avec celle de la vitesse. Ceci constitue une source de renseignements très utile pour l'étude des propriétés des matériaux concernés.

Nous pouvons dès à présent prévoir le développement de cette méthode pour diverses applications. Nous envisageons la mise au point de matériel d'acquisition plus performant ainsi que l'adaptation des programmes informatiques sur micro-ordinateur. Ceci permettra d'obtenir les résultats en temps presque réel sur le terrain.

—

BIBLIOGRAPHIE

AKI K., LEE W.H.K. Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earth quakes. 1. a homogeneous initial model. *J. Geophys. Res. 81, 4381-4399, 1976.*

AKI K., CHRISTOFFERSSON A., HUSEBYE E.S. Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere. *J. Geophys. Res. 82, 277-296, 1977.*

AKI K. and RICHARDS P. "Methods of quantitative seismology". *Freeman, San Fransisco, 932 p., 1980.*

BACKUS G. and GILBERT J.F. Numerical applications of a formalism for geophysical inverse problems. *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc. 13, 247-276, 1967.*

BACKUS G. and GILBERT J.F. The resolving power of gross earth data. *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc. 16, 169-205, 1968.*

BAKER H.L., CAMPBELL J.K., HOUSER O.W., REESE D.F. SHEEDY P.F., HOLMAN C.B. and KURLAND R.L. Computer assisted tomography of the head.*MAYO CLINIC PROC. 49, 17, 1974.*

BERTRAND Y., BOUQUIGNY R., LAKSHMANAN J. et LANTIER M. Tirs entre forages. Méthode des panneaux sismiques. *Doc. C.P.G.F.*

BIOT M.A. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. I : Low frequency range. *J. Acoust. Soc. Am., 28, 168-178, 1956.*

BOIS P., LAPORTE M., LAVERGNE M. et THOMAS G. Essai de détermination automatique des vitesses sismiques par mesure entre puits. *Géophys. Prospect. XIX, 42-83, 1971.*

CASSARD J. et LAVERGNE M. Etinceleurs multi-électrodes à haute résolution. *Géophys. Prospect. XVIII, 380-388, 1970.*

CERVENY V., MOLOTKOV I.A., PSENCIK I. Ray method in seismology. *Univerzita Karlova, Prague, 214 p., 1977.*

CERVENY V., POPOV M.M., PSENCIK I. Computation of wave fields in inhomogeneous media. Gaussian beam approach. *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc. 70, 109-128, 1982.*

COSMA C. Determination of rockmass quality by the cross-hole seismic method. *Bull. IAEG 26,27, 219-225, Paris, 1983.*

CROSSON R.S. Crustal structure modeling of earthquake data. 1. Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters. *J. Geophys. Res. 81, 3036-3046, 1976.*

...

ELLSWORTH W.L. Three-dimensional structure of the crust and mantle beneath the island of Hawaï. *Ph. D. Thesis, M.I.T., Cambridge, 1977.*

ENGDAHL E.R. Relocation of intermediate depth earthquakes in the Central Aleutians by seismic ray tracing. *Nature, Physical Science, 245, 23-25, 1973.*

GRASSO J.R. Inversion des anomalies de propagation des ondes sismiques : Inverse stochastique et programmation linéaire. Application aux Nouvelles Hébrides (zone de subduction) et aux Pyrénées (Arudy). *Thèse Doct. Ing., Grenoble, 1981.*

GREENLEAF J.F., JOHNSON S.A. and LENT A.H. Measurement of spatial distribution of refractive index in tissues by ultrasonic computer assisted tomography. *Ultrasound Med. Biol. 3, 327-339, 1978.*

HAWLEY B.W., ZANDT G. and SMITH R.B. Simultaneous inversion for hypocenters and lateral velocity variations : a iterative solution with a layered model. *J. Geophys. Res. 86, 7073-7086, 1981.*

HERGLOTZ G. Über das benndorfsche problem der fortpflanzungs geschwindgkeit der erd beben strahlen. Zeitschr. *Für Geophys. 8, 145-147, 1907.*

HERMAN G.T. Image reconstruction from projections : the fundamentals of computerized tomography. *Academic Press Inc., New-York, 1980.*

JOBERT G. Ondes en milieu élastique isotrope et hétérogène. *Traité de Géophysique interne éd. par J. Coulomb et G. Jobert, Masson, Paris, 1, 149-169, 1973.*

JOHNSTON D.H., TOKSÖZ L.N. and TIMUR A. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks : II. Mechanisms. *Geophysics 44, 691-711, 1979.*

JULIAN B.R. and GUBBINS D. Three dimensional seismic ray tracing. *J. Geophys. 43, 95-113, 1977.*

KUSTER G.T. and TOKSÖZ M.N. Velocity and attenuation of seismic waves in two phase media. I : Theoretical formulations. *Geophysics 39, 587-606, 1974.*

KUSTER G.T. and TOKSÖZ M.N. II : experimental results. *Geophysics 39, 607 - 618, 1974.*

LANCZOS C. Linear differential operators. *London, Van Nostrand, 1961.*

LAPORTE M., LAKSHMANAN J., LAVERGNE M. and WILLM C. Mesures sismiques par transmission. Application au Génie-Civil. *Geophys. Prospect. 21, 146-158, 1973.*

LEE W.H.K. and LAHR J.C. Hypo 71 : A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. *U.S. G.S. Open file report, 1972.*

LEROY M., BERNARD J.Y. Formage électrohydraulique. *Techniques de l'Ingénieur, M 708-1, 2-9.*

...

LEVENBERG K. A method for the solution of certain non-linear problems in least squares. *Quaterly of applied mathematics 2 : 164-168, 1944.*

MARQUARDT D.W. An algorithm for least squares estimation of non linear parameters. *J. Soc. Ind. Appl. Math. 11, 431-441, 1963.*

MAVKO M. and NUR A. Wave attenuation in partially saturated rocks. *Geophysics 44, 161-178, 1979.*

NEWMAN P.J. and WORTHINGTON M.H. In situ investigation of seismic body wave attenuation in heterogeneous media. *Geophys. Prospect. 30, 377-400, 1982.*

PARKER R.L. The inverse problem of electrical conductivity in the mantle. *Geophys. Journ. Roy. Astron. Soc. 22, 121-138, 1970.*

PARKER R.L. Inverse theory with grossly inadequate data. *Geophys. Journ. Roy. Astron. Soc. 29, 123-138, 1972.*

PARKER R.L. Understanding inverse theory. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 5, 35-64, 1977.*

SABATIER P.C. Comparative evolution of inverse problems. *NASA Tech. Memo. X - 62, 150, 1971.*

SABATIER P.C. Positivity constraints in linear inverse problems. I : General theory ; II : Applications. *Geophys. Jour. Roy. Astron. Soc. 48, 415-459, 1977.*

SABATIER P.C. Application de la théorie de l'inversion. *Actes* : "Journées problèmes inverses et applications" *10-13 janvier 1983, éd. L.C.P.C., Paris, 1983.*

TARANTOLA A. and VALETTE B. Inverse problems = Quest of information. *Jour. Geophys. 50, 159-170, 1982.*

TARANTOLA A. and VALETTE B. Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Rev. Geophys. Spac. Phys. 20, 219-232, 1982.*

THOUVENOT F. Modélisation bidimensionnelle de la croûte terrestre en vitesse et atténuation des ondes sismiques. Implications géodynamiques pour les Alpes Occidentales. *Thèse Doct. Ing. Grenoble, 1981.*

TOKSÖZ M.N., JOHNSTON D.H. and TIMUR A. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks. I : Laboratory measurement. *Geophysics 44, 681-690, 1979.*

WESSON R.L. Travel-time inversion for laterally inhomogeneous crustal velocity models. *Bull. Seism. Soc. Am. 61, 729-746, 1971.*

WIECHERT E. Bestimmung des weges der Erdbebenwellen im Erdinnern. I : Theoretisches. *Phys. Z., 11, 294-304, 1910.*

WIGGINS R.A. The general linear inverse problem : Implication of surface waves and free oscillations for earth structure. *Rev. Geophys. Spac. Phys. 10, 251-285, 1972.*

...

WILL M. Refraktionseismik im Nordteil der Ostalpen zwischen Salzach un Inn, 1970-1974 : Messungen und deren Interpretation. *Diss. Univ. München, 1975.*

WILL M. Calculation of travel times and ray paths for lateral inhomogeneous media. *In Explosion seismology in Central Europe : data and results. Ed. P. Giese, C. Prodehl et A. Stein, Springer, Berlin, 168-177, 1976.*

A N N E X E

- Comparaison des résultats avec des diagraphies.
- Résultats numériques.

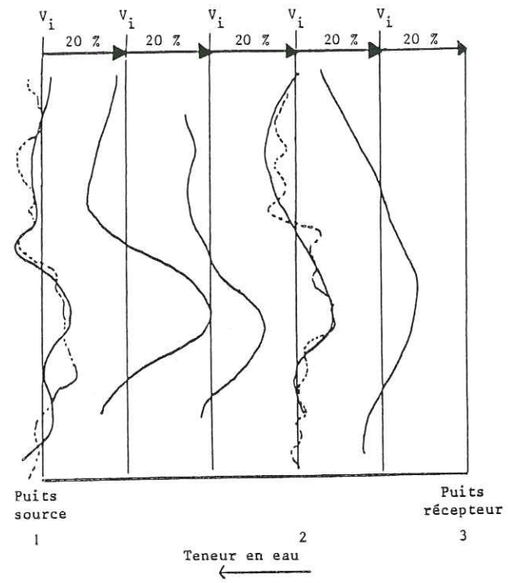


Figure A.1.

Comparaison diagraphies réelles et calculées dans les sables.

—— : *diagraphies simulées à partir des résultats des inversions (i.e. variations verticales de la vitesse moyennées sur des bandes de terrain larges de 1 m.).*
L'origine de chaque courbe est V_i (V_i = 1.96 km/s).
Les vecteurs portés en abscisse représentent chacun une variation de la vitesse de 20 % par rapport à la vitesse initiale V_i .

- - - - : *diagraphies réelles neutron-neutron (mesure de la teneur en eau).*

On peut remarquer une grande similitude entre les diagraphies calculées (vitesses) et mesurées (teneur en eau), notamment au voisinage du forage n° 2 où aucune mesure acoustique n'a été effectuée.

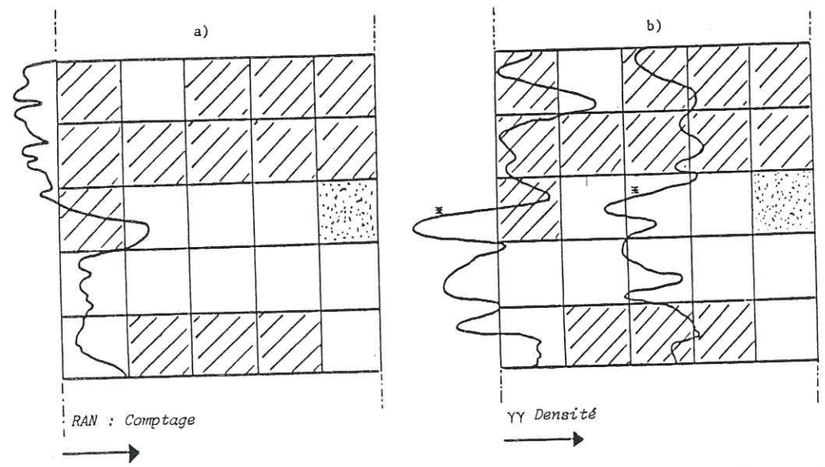


Figure A.2. Résultats de l'inversion en vitesse dans les calcaires (mêmes conventions que figure 5.5.) comparés à des diagraphies réelles.

a) radioactivité naturelle. Les positions d'interfaces sont retrouvées, la vitesse variant de manière opposée au comptage (proportionnel ici à la teneur en argile).

b) YY. Ici aussi les tendances sont retrouvées. On peut remarquer également que la variation d'altitude de l'interface (*) est bien retrouvée par l'inversion (malgré la trop grande taille des blocs utilisés).

VITESSES (km/s)

Puits source — Puits récepteur

AVANT

2.00	1.89	1.96	1.96	1.68
1.95	1.86	1.83	1.84	1.78
1.92	1.81	1.88	1.79	1.88
1.95	1.78	1.84	1.87	1.99
1.83	1.94	1.91	1.99	2.05
2.06	2.30	2.03	2.08	2.14
2.11	2.36	2.20	2.12	2.09
1.98	2.07	2.12	1.97	2.01
2.02	1.83	1.90	1.98	1.90
1.86	1.96	1.96	1.96	1.88

APRES

1.95	2.05	1.88	1.88	1.49
1.86	2.01	1.74	1.61	1.60
1.88	1.87	1.69	1.79	1.75
1.79	1.65	1.83	1.83	1.92
1.71	1.51	2.01	1.95	1.95
1.87	1.90	2.08	2.10	2.01
2.03	2.15	1.96	2.10	1.93
1.87	1.79	1.98	2.02	1.98
1.88	1.70	1.69	1.91	1.89
1.89	1.88	1.88	1.88	1.86

FACTEUR DE QUALITE

Puits source — Puits récepteur

AVANT

5.53	5.91	5.65	5.65	6.55
5.80	7.12	6.27	5.99	5.87
5.68	6.36	5.78	6.40	5.29
5.52	6.43	7.05	5.39	5.47
5.56	5.81	6.22	5.46	5.43
5.89	3.57	4.66	5.28	5.02
5.65	4.83	3.58	5.13	5.50
5.45	4.28	4.47	5.05	5.34
5.45	6.30	6.92	5.86	6.43
5.70	5.65	5.65	5.65	6.12

APRES

5.62	5.31	5.25	5.25	6.34
5.38	5.90	5.35	5.57	5.28
5.68	6.54	6.20	5.79	5.70
5.23	6.20	5.48	5.42	4.36
5.80	6.04	5.91	4.66	5.30
5.24	3.83	4.96	4.55	4.39
4.93	3.61	4.63	5.84	4.96
5.05	5.28	4.54	5.10	5.07
5.36	4.43	4.42	4.80	5.22
5.20	5.25	5.25	5.25	5.14

Résultats numériques des inversions dans les sables.

DERNIERE PAGE D'UNE THESE

3È CYCLE, DOCTEUR INGÉNIEUR OU UNIVERSITÉ

Vu les dispositions de l'arrêté du 16 avril 1974,

Vu le rapport de Monsieur LAGABRIELLE .....

Monsieur PERRIER .....

Monsieur CÔTE Philippe ..... est autorisé

à présenter une thèse en vue de l'obtention du grade de DOCTEUR de 3e cycle .....

spécialité Géophysique Interne .....

Grenoble, le 30 SEP. 1983

Le Président de l'Université Scientifique et Médicale

M. TANCHE

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE DE GRENOBLE

M. Tanche

THESE de 3e CYCLE

Titre de l'ouvrage :

IMAGERIE SISMIQUE :
inversion en vitesse et en facteur
de qualité de mesure de transparence
sonique entre forage.
application au contrôle des injections

Nom de l'auteur : Philippe CÔTE

Etablissement : Université Scientifique et Médicale de Grenoble

RESUME

Les récentes applications des théories de l'inversion à la physique du Globe ont été adaptées à l'échelle du Génie-Civil. Des mesures de durées de propagation entre puits permettent d'obtenir la répartition des vitesses sismiques dans le plan contenant les deux forages. Le problème de l'inversion en facteur de qualité peut se poser dans les mêmes termes que ceux de l'inversion en vitesse. Des mesures d'amplitudes permettent d'obtenir la répartition des facteurs de qualité. La mise au point des programmes d'inversion a nécessité une élaboration préalable de programmes de simulation. Les données synthétiques obtenues ont permis de juger de l'influence des divers paramètres sur les résultats des inversions ainsi que de tester les critères de contrôle des résultats.

Par la suite, un matériel spécifique a été mis au point afin d'obtenir des données réelles. Les géométries des premières images calculées, en vitesse et en facteur de qualité sont identiques. Ceci apporte une crédibilité importante aux résultats de l'inversion en facteur de qualité.

L'application particulière décrite ici est le contrôle des injections. Des mesures identiques avant et après injection ont permis de déterminer clairement les conséquences diverses de l'injection dans les sous-sols étudiés.

MOTS-CLES

Géophysique appliquée ; Sismique ; Problème Inverse ; Tomographie ; Vitesse ; Atténuation ; Contrôle des Injections.