Extraction automatique d'information géologique à partir d'images sismiques tridimensionnelles

Emmanuel Labrunye

▶ **To cite this version:**

Emmanuel Labrunye. Extraction automatique d'information géologique à partir d'images sismiques tridimensionnelles. Sciences de la Terre. Institut National Polytechnique de Lorraine, 2004. Français. NNT : 2004INPL090N . tel-01749693

HAL Id: tel-01749693

https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01749693

Submitted on 29 Mar 2018

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.

UNIVERSITÉ DE LORRAINE

AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

136036 9190
04INPLOSON
TH 2004 LABRUNYE, E

Institut National
Polytechnique de Lorraine

École Nationale Supérieure de Géologie

École doctorale RP2E

EXTRACTION AUTOMATIQUE D'INFORMATION GÉOLOGIQUE Á PARTIR D'IMAGES SISMIQUES TRIDIMENSIONNELLES

THÈSE

Service Commun de la Documentation
INPL
Nancy-Brabois

présentée et soutenue publiquement le 29 octobre 2004

pour l'obtention du

Doctorat de l'Institut National Polytechnique de Lorraine

Spécialité Géosciences

par

Emmanuel LABRUNYE

Composition du jury

Président :	Albert TARANTOLA
Rapporteurs :	Frédérique FOURNIER Pierre THORE
Examinateurs :	Etienne ROBEIN Fabio ROCCA
Directeur :	Jean-Laurent MALLET

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
Laboratoire d'Infographie et d'Analyse de Données
Rue du Doyen Marcel Roubault - 54500 Vandœuvre

Mis en page avec la classe thloria.

Remerciements

Merci tout d'abord à Jean-Laurent Mallet, pour avoir dirigé cette thèse et m'avoir fait tomber dans la marmite de la géomodélisation.

Merci à Frédérique Fournier, de l'Institut Français du Pétrole, et à Pierre Thore, de la compagnie Total, qui ont accepté d'être rapporteurs de ce mémoire, ainsi qu'à Etienne Robein, de la compagnie Total, Fabio Rocca, professeur au Politecnico di Milano, et Albert Tarantola, professeur à l'Institut de Physique du Globe de Paris. Je suis très honoré de leur présence dans mon jury.

Merci également à Fabien Bosquet, de la compagnie Earth Decision Sciences, dont les conseils avisés et les coups de main précieux ont transformé mon travail, et à Christophe Basire, de la compagnie Statoil, pour l'intérêt qu'il a porté à ces recherches et pour les discussions qu'il a suscité.

Merci aussi à tous ceux qui m'ont aidé, de près ou de loin, pendant cette thèse ; notamment Christian Le Carlier, relecteur — et blagueur — infatigable, Monique Cugurno, toujours disponible et souriante, et les doctorants, forces vives du laboratoire, qui m'ont accompagné durant ces trois années. Je leur souhaite une bonne continuation.

Merci enfin à Christine, mon épouse, pour ses conseils es ponctuation, orthographe & grammaire, et son soutien dans les moments difficiles.

À Christine,
À mes parents et mes grand-parents.

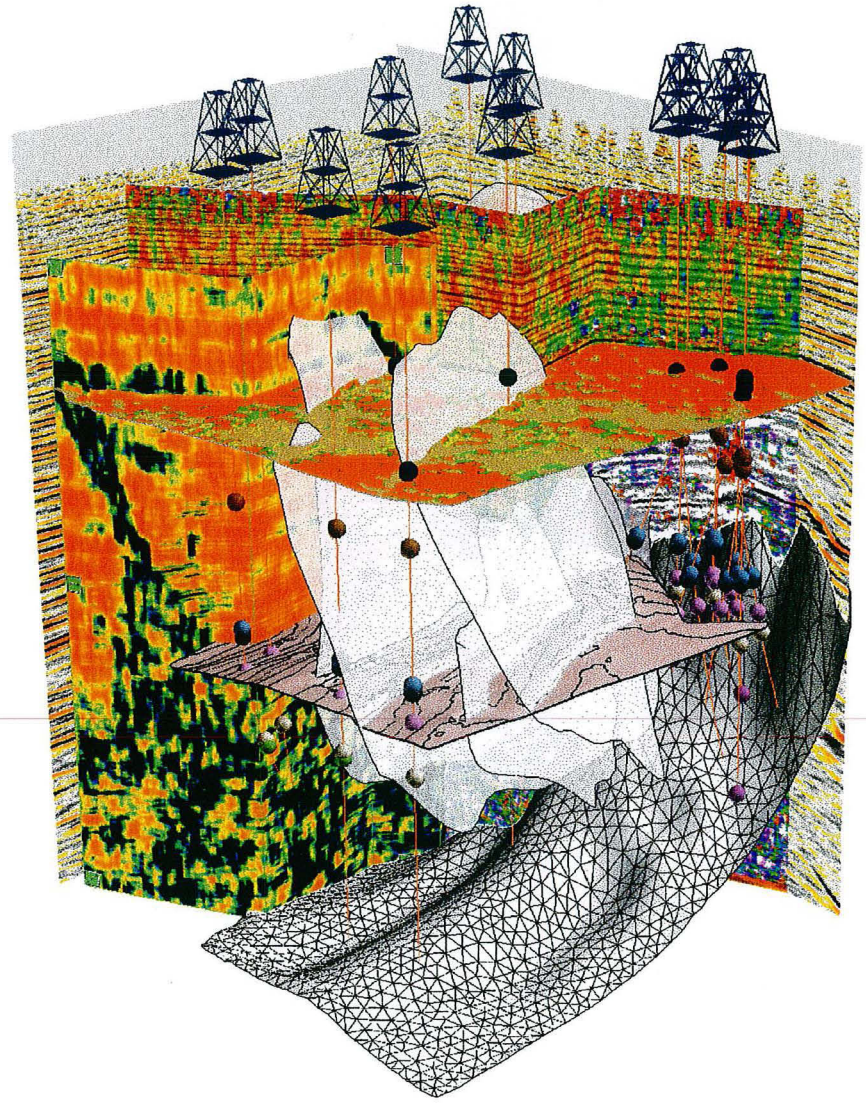

Table des matières

Introduction **1**

Chapitre 1 L'image sismique, source d'information géologique **5**

1.1 De l'acquisition à l'interprétation 5

1.1.1 Théorie de propagation des ondes sismiques 5

1.1.2 Acquisition et signal sismique 7

1.1.3 Construction de l'image sismique 10

1.2 L'interprétation sismique 10

1.2.1 Interprétation structurale et stratigraphique 10

1.2.2 Interprétation lithologique 12

1.2.3 Intérêts de l'interprétation automatique 13

1.3 Les outils d'analyse de l'image sismique 14

1.3.1 L'analyse de Fourier 14

1.3.2 Les polynômes trigonométriques 17

1.3.3 Les outils d'analyse d'image 25

1.4 Conclusion 27

Chapitre 2 Les attributs sismiques,
mise en évidence des caractéristiques du signal sismique **29**

2.1 Introduction aux attributs sismiques 29

2.1.1 Définitions 29

2.1.2 Historique 30

2.1.3 Classification des attributs 30

2.2 Les attributs instantanés 32

2.2.1 Notion de trace complexe 32
2.2.2 Calcul de la transformée de Hilbert 33
2.2.3 Calcul des dérivées 35
2.2.4 Les principaux attributs instantanés et leur application à l'interprétation sismique 36
2.2.5 Les attributs de réponse 43
2.2.6 Comparaison des différentes méthodes de calcul 45
2.2.7 Commentaire sur l'utilisation des attributs instantanés 46
2.3 Les attributs géométriques 47
2.3.1 Les attributs de pendage 47
2.3.2 Les attributs de courbure 58
2.3.3 Les attributs de similarité 67
2.3.4 Optimisation des calculs 76
2.3.5 Commentaire sur l'utilisation des attributs géométriques 76
2.4 Filtrage des signaux sismique 76
2.4.1 Décomposition spectrale du signal 77
2.4.2 Amélioration de la continuité des horizons 77
2.5 Visualisation des attributs 81
2.5.1 Importance du choix des échelles de couleurs 81
2.5.2 Utilisation simultanée de plusieurs attributs 83
2.5.3 Les techniques d'illumination 83
2.6 Conclusion 86

Chapitre 3 Des attributs à l'information géologique : les faciès sismiques 89

3.1 Introduction aux faciès sismiques 89
3.1.1 Les méthodes de reconnaissance des formes 90
3.1.2 Analyses supervisées et non supervisées 91
3.1.3 Difficultés 91
3.2 Analyse non supervisée basée sur les nuées dynamiques 93
3.2.1 Présentation de la méthode d'analyse 93

3.2.2 Comparaison de la méthode avec les cartes de Kohonen 98
3.2.3 Amélioration de l'interface de travail 100
3.3 Calculs de méta-attributs au moyen des cartes d'interpolation 100
3.3.1 Notion de méta-attribut 100
3.3.2 Principe des cartes d'interpolation 101
3.3.3 Application à la détection de failles 106
3.3.4 Discussion 108
3.4 Conclusion 108

Chapitre 4 Des attributs au modèle structural : le pointé des surfaces géologiques **111**

4.1 Pointé automatique des horizons sismiques 111
4.1.1 Introduction aux méthodes de pointé des horizons 112
4.1.2 Pointé basé sur les polynômes trigonométriques 116
4.1.3 Pointé multi-attributs par recherche de motifs 120
4.1.4 Outils d'édition des horizons 124
4.2 Pointé automatique des failles 128
4.2.1 Difficultés du pointé automatique des failles 130
4.2.2 Pointé automatique global à partir d'un attribut filtré 130
4.2.3 Pointé semi-automatique à partir de graines 131
4.2.4 Commentaires sur le pointé automatique de failles 133
4.3 Conclusion 135

Conclusion **139**

Bibliographie **143**

Table des figures

1.1 Mouvement des particules d'un milieu élastique soumis à une onde sismique 6
1.2 Réflexion et réfraction d'une onde sismique 7
1.3 Principe de l'acquisition sismique réflexion et réfraction 8
1.4 Relation entre signal sismique, ondelette, et coefficients de réflexion 9
1.5 Construction du cube sismique 11
1.6 Relations géométriques des réflecteurs sismiques 12
1.7 Exemple de *bright spots* 13
1.8 Domaines temps et fréquence d'un signal sismique 17
1.9 Corrélation de deux signaux sismiques 23
1.10 Interpolation d'un signal sismique par un polynôme trigonométrique 24
1.11 Interpolation de Shannon et polynômes trigonométriques 25
1.12 Recherche d'un motif sur une image sismique 27

2.1 Classification simplifiée des attributs 31
2.2 Représentation graphique de la notion de trace complexe 34
2.3 Amplitude, phase et fréquence instantanée d'un signal sismique 38
2.4 Attributs instantanés sur une section sismique verticale 39
2.5 Étude de la fréquence instantanée 40
2.6 Détection d'un chenal au moyen de la fréquence instantanée 42
2.7 Utilisation de la fréquence instantanée 42
2.8 Phase et fréquence de réponse 44
2.9 Polarité apparente 44
2.10 Attributs de réponse sur des sections sismiques verticales 45
2.11 Fenêtre de calcul des attributs géométriques 48
2.12 Calcul du pendage et aliasing 49
2.13 Calcul du pendage et de l'azimut des réflecteurs sismiques au moyen de la semblance et des attributs instantanés 51
2.14 Calcul du pendage et de l'azimut des réflecteurs sismiques au moyen des polynômes trigonométriques 53

2.15 Relations angulaires caractérisant l'orientation d'un plan 54
2.16 Exemple de pendage et d'azimut sur des données sismiques 3D 56
2.17 Influence de la pondération par les coefficients de corrélation lors du calcul du pendage 57
2.18 Influence de l'amplitude lors du calcul du pendage 57
2.19 Attributs de pendage sur une coupe temps d'un cube sismique 59
2.20 Comparaison de l'attribut de pendage avec les résultats du logiciel GeoProbe 60
2.21 Variance du pendage et détection des failles 60
2.22 Variation du pendage d'un horizon sismique au voisinage d'une faille 61
2.23 Définition et calcul de la courbure 62
2.24 Attributs de courbures sur une section horizontale d'un cube sismique . . . 65
2.25 Détection des failles au moyen de la courbure 66
2.26 Fenêtre de calcul de la semblance 72
2.27 Comparaison des différentes options de calcul de la semblance 72
2.28 Influence du choix de la fenêtre sur le calcul de la semblance 73
2.29 Exemple d'utilisation de la semblance 74
2.30 Comparaison entre la semblance et d'autres attributs de similarité 75
2.31 Principe de la sommation 78
2.32 Lissage des horizons sismiques 79
2.33 Comparaison des différents options de lissage de la sismique 80
2.34 Exemple d'utilisation du lissage de la sismique 82
2.35 Échelles de couleurs pour attributs 84
2.36 Principe de l'attribut de relief 85
2.37 Attribut de relief sur une section sismique 86

3.1 Espace des observations et espace des attributs 92
3.2 Analyse non supervisée basée sur les nuées dynamiques 95
3.3 Principe de l'A.C.P. 96
3.4 Principe des nuées dynamiques 98
3.5 Structure d'une carte de Kohonen 99
3.6 Principe des cartes d'interpolations 102
3.7 Détection de failles au moyen des cartes d'interpolations 107

4.1 Méthodes de pointé automatique 115
4.2 Décentrage de la fenêtre d'extraction 118
4.3 Choix des procédures de corrélation 119
4.4 Exemple de procédure d'extraction 121
4.5 Points remarquables d'un signal sismique 122

4.6 Application du filtre de lissage pour l'extraction d'horizons 122
4.7 Comparaison des méthodes d'extraction d'horizons 123
4.8 Contrôle du résultat d'un pointé automatique d'horizon 125
4.9 Principe des opérateurs de morphologie mathématique 127
4.10 Opérateurs de morphologie mathématique appliqués à un horizon extrait de la sismique 129
4.11 Gomme pour l'édition d'horizon pointés automatiquement 129
4.12 Pointé automatique de failles (1) 132
4.13 Pointé automatique de failles (2) 134

Liste des tableaux

2.1 Comparaison des méthodes de calcul des principaux attributs instantanés . 46
2.2 Résumé des attributs étudiés. 88

4.1 Comparaison des méthodes de pointé automatique d'horizons 136
4.2 Comparaison des méthodes de pointé automatique de failles 137

Introduction

L'exploration du sous-sol peut se faire de deux manières différentes. Effectuer un forage pour étudier la matière *in situ* est une première solution. Cette méthode permet d'obtenir des informations très précises, mais très locales, et pour un coût très élevé. Une autre possibilité consiste à mesurer en surface une propriété physique des roches et des fluides qu'elles contiennent. Cette science, la géophysique, regroupe un certain nombre de méthodes définies par la propriété qu'elles mesurent : gravimétrie, géomagnétisme, sismologie, sismique, etc. Elles permettent de sonder relativement facilement et en continu de grands volumes de roches pour un coût raisonnable.

En exploration pétrolière, la sismique a pris très tôt une importance particulière. Depuis les années 1920, elle constitue en effet l'outil principal de recherche d'hydrocarbures. Cette technique consiste à envoyer des ondes artificielles sous terre et à les mesurer après réflexion sur les couches géologiques. Au moyen d'un certain nombre de traitements, ces ondes permettent d'obtenir de véritables images bi ou tridimensionnelles des structures de la subsurface. Cependant, la présence fréquente de bruits, la faible résolution verticale, et les artefacts d'acquisition rendent longue et difficile l'interprétation géologique de ces images. Aujourd'hui, ce travail est réalisé sur des stations informatiques, au moyen de logiciels spécialisés. L'information géologique qui en est extraite constitue la première étape de la chaîne de géomodélisation.

La géomodélisation regroupe l'ensemble des méthodes qui permettent de décrire le sous-sol à partir des informations disponibles. Le projet gOcad, dans lequel s'inscrivent les recherches présentées dans ce mémoire, a pour objectif de développer une plate-forme informatique unique intégrant toutes les étapes nécessaires à cette tâche :

1. traitement des données d'acquisition ;
2. intégration des données dans un modèle surfacique constitué d'interfaces géologiques, comme les limites stratigraphiques, les failles ;
3. discrétisation en grilles de l'espace défini ;
4. calculs de propriétés physiques sur ces grilles ;
5. simulation d'écoulements, rétro-déformation, calculs de compaction, etc.

Financé par un consortium de compagnies pétrolières, ce projet est plus particulièrement orienté vers la représentation tridimensionnelle et la caractérisation des réservoirs d'hydrocarbures.

Jusqu'à présent, cependant, dans le géomodeleur gOcad, il n'existait peu ou pas de moyens automatisés permettant de passer des données d'acquisitions sismiques aux consti-

tuants du modèle surfacique et au calcul des propriétés du réservoir. L'interprétation sismique était donc effectuée préalablement sur un autre logiciel, et le résultat transféré dans le géomodeleur. Or, ce transfert occasionnait une perte de temps et d'informations. L'objectif de ce travail a donc été de rechercher des algorithmes permettant d'effectuer automatiquement, ou semi-automatiquement, et directement au sein du géomodeleur gOcad, l'interprétation des données sismiques. Il fallait également que les données extraites par ces algorithmes puissent être directement intégrées dans la chaîne de modélisation du réservoir pétrolier.

Cette condition nous a donc conduit à axer nos recherches sur les images sismiques tridimensionnelles. D'une part, le logiciel gOcad est spécialisé dans l'étude en 3D du sous-sol et nous pouvions bénéficier d'outils de manipulations et de visualisation appropriés. D'autre part, par rapport aux études basées sur des sections sismiques 2D, la sismique 3D apporte un avantage considérable pour la compréhension du sous-sol, puisqu'elle représente celui-ci dans ses véritables dimensions. Cependant la 3D représente souvent une difficulté supplémentaire, car le volume d'information à traiter est beaucoup plus important et les calculs plus lourds. Pour le géologue, elle est également plus difficile à appréhender sur une caméra virtuelle qu'une section 2D imprimée sur papier, et nécessite donc parfois, comme cela a été le cas dans certains des travaux présentés ici, des outils d'interface spécifiques.

L'interprétation sismique constituant un thème de recherche nouveau dans l'équipe gOcad, il nous a d'abord fallu procéder à un important travail bibliographique. Ce sujet est toutefois étudié depuis longtemps par les compagnies pétrolières. L'amélioration de la qualité des données sismiques, le développement de l'infographie et l'augmentation de la puissance de calcul des ordinateurs permettent l'utilisation de techniques plus lourdes, plus complexes et potentiellement plus efficaces. La recherche dans ce domaine est donc toujours très active et concurrentielle. Elle reste cependant essentiellement industrielle — contrairement à la recherche des traitements nécessaires à la construction de l'image sismique, en grande partie universitaire. En conséquence, même s'il existe un grand nombre de publications scientifiques, beaucoup de travaux restent confidentiels ou, au mieux, uniquement disponibles sous forme de brevets.

Un autre problème, récurrent durant nos recherches, a été le manque de jeux de données utilisables. Dans les rares cas où les compagnies pétrolières cèdent une image sismique, elles ne donnent aucune information géologique sur le champ étudié, et les données sont souvent de très mauvaise qualité. Il devient alors difficile d'évaluer les performances ou l'utilité de certains algorithmes.

Le domaine de l'interprétation sismique étant vaste, nous avons limité nos recherches à certains points importants. Il a d'abord été nécessaire d'étudier de plus près le signal sismique lui-même, pour pouvoir le décrire, et l'analyser (Chapitre 1). Nous avons retenu deux approches de la littérature, l'une basée sur les polynômes trigonométriques, permettant d'interpoler le signal sismique, l'autre sur la recherche de motifs dans l'image sismique.

Partant de là, notre premier sujet d'étude a porté sur les attributs sismiques, qui sont des filtres opérés sur les images sismiques pour en faire ressortir certaines propriétés

(Chapitre 2). Ces attributs permettent de commencer le travail d'interprétation. Nous nous sommes plus particulièrement intéressés aux attributs instantanés, et, surtout, aux attributs géométriques, pour lesquels notre approche continue du signal nous a permis de développer des algorithmes de calculs efficaces.

Nous nous sommes ensuite intéressés aux méthodes de combinaison et de segmentation de ces attributs, destinées à regrouper en faciès sismiques les points de l'image sismique possédant les mêmes caractéristiques (Chapitre 3). Ces faciès sismiques sont notamment utilisés en géomodélisation pour remplir les grilles modélisant le réservoir sismique. Une première méthode, mise au point précédemment au laboratoire, a été réimplementée et adaptée à nos besoins. Par ailleurs, une seconde méthode a été développée pour le calcul rapide de méta-attributs.

Enfin, notre dernier champ d'étude a été l'extraction automatique des surfaces géologiques de l'image sismique (Chapitre 4). Cette extraction se nourrit des attributs, bruts ou combinés, développés précédemment. Les surfaces obtenues constituent la base du modèle surfacique de la géomodélisation. Deux algorithmes de pointé des horizons ont été mis au point, un troisième implémenté. Le pointé automatique de failles a, quant à lui, été abordé essentiellement sous un angle bibliographique.

Chapitre 1

L'image sismique, source d'information géologique

L'image sismique bi ou tridimensionnelle constitue la matière première de notre travail de recherche. Il est nécessaire de connaître son origine pour déterminer ensuite quelle information elle apporte sur le sous-sol et quelles méthodes d'analyse appropriées lui appliquer.

Dans ce premier chapitre nous verrons les différentes étapes permettant d'obtenir une image sismique utilisable par le géologue : acquisition, traitement et stockage. Nous nous intéresserons ensuite à l'information géologique qu'elle contient, et enfin les moyens d'y accéder.

1.1 De l'acquisition à l'interprétation

L'acquisition sismique est le processus de génération, de collecte et d'enregistrement des signaux sismiques sur le terrain. Elle est suivie d'un ensemble de traitements destinés à rendre l'information sismique plus lisible. Les images sismiques, avant interprétation, sont le produit de ces différentes étapes[1].

1.1.1 Théorie de propagation des ondes sismiques

Tout corps soumis à des contraintes se déforme, et l'ensemble des relations qui relient contraintes et déformations est appelée rhéologie du corps. Le plus simple des modèles rhéologiques, le modèle élastique, suppose que si les contraintes sont faibles, les relations entre contraintes et déformations sont alors linéaires et réversibles. Il s'applique bien au cas des ondes sismiques traversant les corps rocheux. Dans ce cadre théorique, il est possible de définir deux types de transmission des contraintes :

- les ondes de compression-dilatation, dites de type P, correspondant à la propagation de mouvements longitudinaux (Figure 1.1-A) ;

[1]Pour plus de détails, le lecteur pourra se référer à [Robein, 1999].

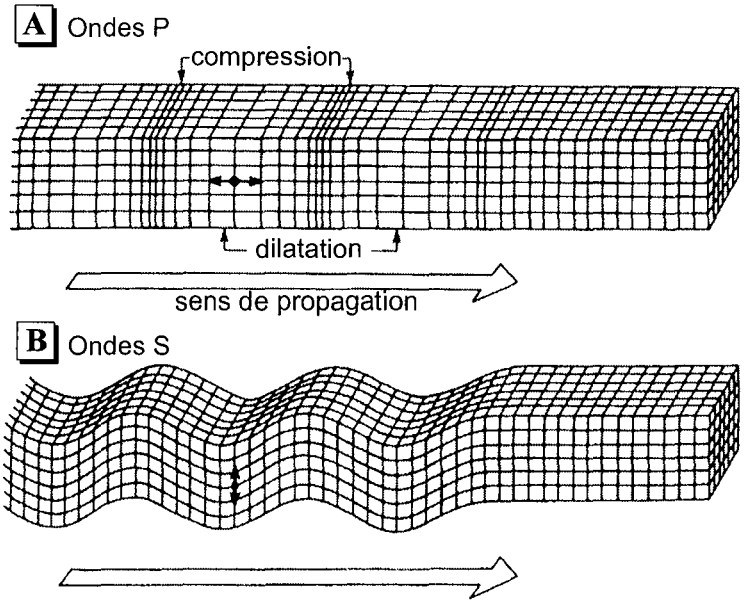

FIG. 1.1 – *Mouvement des particules d'un milieu élastique lors de la propagation des ondes [A] de compression, [B] de cisaillement (Figure tirée de [Bolt, 1982]).*

- les ondes de cisaillement, dites de type S, correspondant à la propagation de mouvements transversaux (Figure 1.1-B). Elles ne se propagent pas dans les liquides.

Considérons maintenant l'interface séparant deux milieux différents (Figure 1.2). Lorsqu'une onde sismique arrive sur cette surface en provenance du milieu 1, elle est en partie réfléchie dans ce milieu, en partie transmise — ou réfractée — dans le milieu 2.

Soient V_1 et V_2 les vitesses respectives de propagation de l'onde dans le milieu 1 et dans le milieu 2 et i, r, t les angles de l'onde incidente, de l'onde réfléchie et de l'onde réfractée avec la normale à l'interface. La relation entre ces angles est donnée par la loi de Snell-Descartes :

$$i = r \tag{1.1}$$

$$\frac{\sin i}{V_1} = \frac{\sin t}{V_2} \tag{1.2}$$

La propagation des ondes dans une roche est quantifiée par son impédance acoustique Z. Elle est égale au produit de sa masse volumique ρ par la vitesse de propagation de l'onde sismique V :

$$Z = \rho \cdot V \tag{1.3}$$

Soient A_i, A_r et A_t les amplitudes respectives des ondes incidentes, réfléchies et réfractées au niveau de notre interface. Les proportions relatives de ces énergies dépendent du contraste entre l'impédance acoustique Z_1 du milieu 1 et l'impédance acoustique Z_2 du

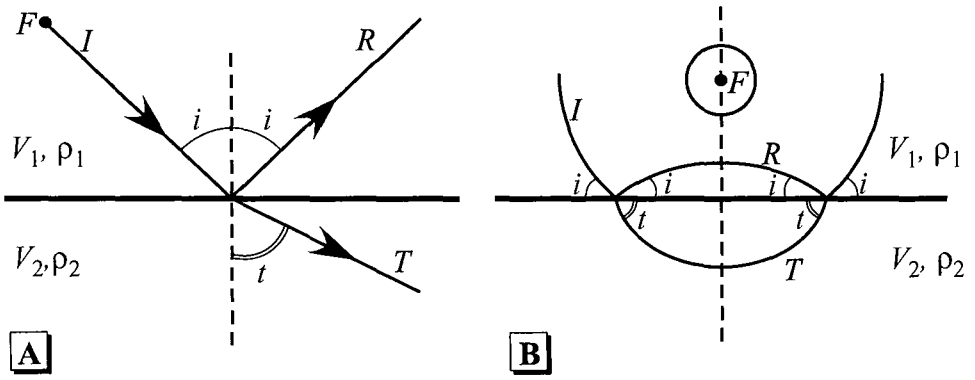

FIG. 1.2 – *Réflexion et réfraction d'une onde sismique sur une interface entre deux milieux différents. V_1, ρ_1 et V_2, ρ_2 sont les vitesses de propagation de l'onde et la densité de chacun des milieux (ici, $V_1 > V_2$). F est la source de l'onde, I l'onde incidente, R l'onde réfléchie et T l'onde réfractée. i est l'angle d'incidence et de réflexion, t l'angle de réfraction. [A] Représentation des rais sismiques, [B] représentation des fronts d'ondes (d'après [Dubois et Diament, 1997]).*

milieu 2. Elles sont appelées coefficients de réflexion C_r et de transmission C_t

$$C_r = \frac{A_r}{A_i} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \tag{1.4}$$

$$C_t = \frac{A_t}{A_i} = \frac{2 \cdot Z_1}{Z_2 + Z_1} \tag{1.5}$$

En sismique, C_r est généralement faible (entre 0,05 et 0,1). L'énergie réfléchie ne représente qu'une faible partie de l'énergie émise.

1.1.2 Acquisition et signal sismique

Les ondes sismiques sont modifiées au niveau des interfaces entre les couches géologiques. Si une onde P ou S est envoyée depuis la surface du sol, elle sera partiellement réfléchie et partiellement transmise au niveau de chaque interface. Plus les couches sont profondes, plus l'onde retourne tardivement à la surface. L'acquisition sismique consiste donc à ébranler artificiellement le sous-sol au moyen d'une source, puis à enregistrer les échos à la surface avec des capteurs (Figure 1.3). La sismique réflexion, la plus utilisée en prospection aujourd'hui, enregistre les ondes réfléchies, tandis que la sismique réfraction, d'emploi plus marginal, enregistre certaines ondes réfractées dites coniques, transmises le long des interfaces. Dans la suite de ce travail, nous ne nous intéresserons plus qu'à la sismique réflexion.

D'un point de vue physique, il est possible de considérer (Figure 1.4 - [Mari *et al.*, 2001]) :
- l'impulsion envoyée par la source comme un signal bref e dépendant du temps t ;
- les variations de la valeur des coefficients de réflexion dans les couches géologiques comme un peigne de Dirac r ;

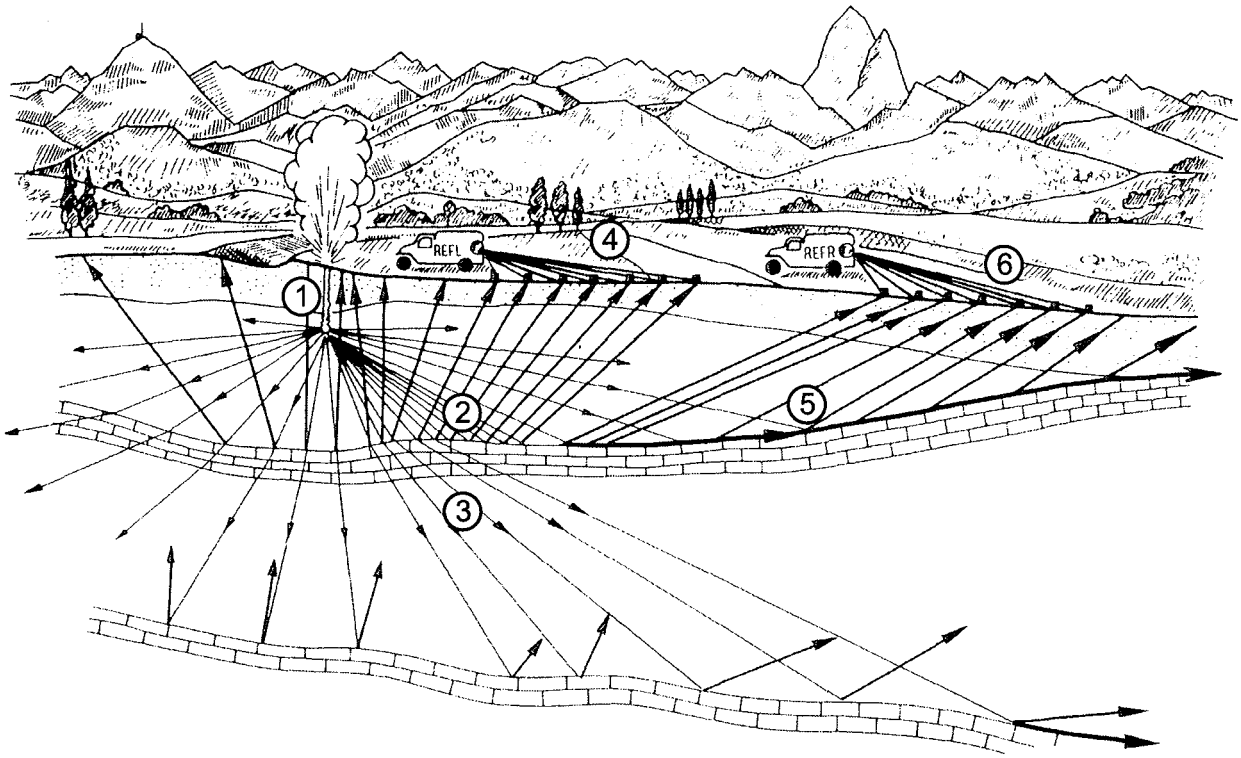

FIG. 1.3 – *Principe de l'acquisition sismique réflexion et réfraction. [1] Explosion générant les ondes sismiques; [2] Ondes réfléchies; [3] Ondes réfractées non coniques; [4] Capteurs enregistrant les ondes réfléchies; [5] Ondes réfractées coniques; [6] Capteurs enregistrant les ondes réfractées (Image Elf Aquitaine Exploration).*

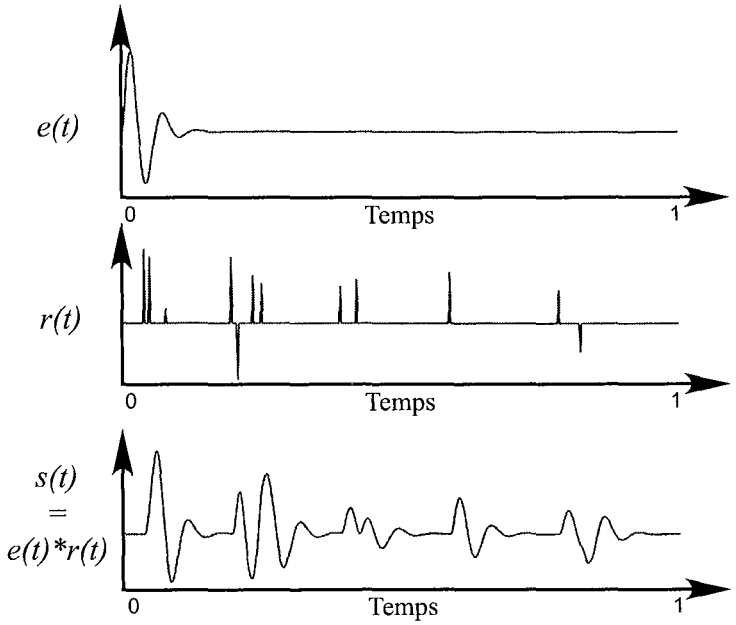

FIG. 1.4 – *Le signal sismique $s(t)$, enregistré au niveau des capteurs, est le produit de convolution de l'impulsion $e(t)$ par la suite des coefficients de réflexion $r(t)$.*

– le signal renvoyé à la surface s comme le produit de convolution des deux premiers :

$$s = e * r \tag{1.6}$$

Un capteur enregistre ainsi la variation, au cours du temps, de l'amplitude des contrastes d'acoustique impédances du sol moyennés par l'onde émise par la source.

Les sources utilisées sont très variées : à terre, les explosifs ou des groupes de camions vibrateurs ; en mer, le canon à air, à eau ou à vapeur [Dubois et Diament, 1997]. Les capteurs dépendent également du milieu d'acquisition : géophones à terre, hydrophones en mer. Ils sont disposés en grappe à intervalles réguliers et reliés à un laboratoire d'enregistrement numérique. Sauf cas particulier, seules les ondes P sont enregistrées.

Pour couvrir une bande de terrain, l'ensemble du dispositif est décalé dans la direction voulue et le processus est répété jusqu'à l'obtention d'un profil complet. La sismique 3D est obtenue en réalisant plusieurs profils parallèles. Il faut cependant noter que le pouvoir de résolution et la capacité de pénétration d'une onde dépendent de sa fréquence. Plus celle-ci est élevée, plus l'onde sera absorbée par les roches. En revanche, elle pourra être réfléchie par des corps plus petits. Une bonne résolution est donc incompatible avec une grande pénétration. Le choix de la fréquence du signal émis, soit le choix de la source, est fixé selon les objectifs à atteindre. Aujourd'hui, la sismique dite conventionnelle permet d'atteindre plusieurs dizaines de kilomètres de profondeur avec une résolution verticale d'un cinquantaine de mètres. En exploration pétrolière, il est possible d'avoir une résolution de l'ordre de la dizaine de mètres à un à deux kilomètres de profondeur.

1.1.3 Construction de l'image sismique

Depuis une trentaine d'années, les signaux sismiques sont enregistrés numériquement, et donc échantillonnés. Cette étape conduit à une perte d'information, perte qui peut notamment provoquer des phénomènes d'aliasing. Pour éviter ce problème, il faut que la fréquence d'échantillonnage soit au moins deux fois supérieure à la plus haute fréquence du signal à conserver. La gamme des fréquences de la sismique pétrolière se situe entre 10 et 100 Hz environ. Le pas d'échantillonnage utilisé est donc généralement de 4 ms, ce qui permet théoriquement d'enregistrer, comme nous le verrons plus loin, des fréquences jusqu'à 125Hz.

Les signaux échantillonnés sont ensuite stockés sous forme d'une grille régulière (Figure 1.5). Les axes horizontaux de la grille déterminent la position géographique des capteurs sismiques, tandis que l'axe vertical représente le temps d'enregistrement des signaux sismiques. Chaque colonne de la grille contient le signal enregistré par le capteur qui est situé à son sommet. Ce signal est également appelé trace sismique.

En réalité, le signal brut ne peut pas être utilisé directement. Il faut, en effet, traiter la sismique pour éliminer certaines fréquences, réduire le bruit, les multiples et effectuer des corrections des positions verticales et horizontales des capteurs [Robein, 1999]. L'amélioration de la section sismique passe également par la sommation — ou *stacking* — des signaux réfléchis au même point géographique, mais enregistrés sur des capteurs différents. Enfin, il faut migrer certains réflecteurs qui n'apparaissent pas à leur véritable position. Ces opérations longues et complexes doivent être adaptées au type de problème rencontré : données 2D ou 3D, contexte géologique, matériel d'acquisition, etc. Elles ne seront pas abordées ici, mais la qualité de leur mise en oeuvre détermine la qualité des données à interpréter.

Le résultat final est une image sismique en deux ou trois dimensions, où chaque pixel (2D) ou voxel (3D) contient l'amplitude du signal sismique enregistrée à un capteur et à un temps donné. C'est elle que nous allons devoir interpréter maintenant.

1.2 L'interprétation sismique

Une image sismique est constituée d'un ensemble de traces sismiques, qui sont elles-mêmes des représentations bruitées des variations de l'impédance acoustique des couches géologiques. L'objectif de l'interprétation sismique est de pouvoir parvenir, à partir de cette information, à une représentation la plus exacte possible des structures et de la nature des roches du sous-sol.

1.2.1 Interprétation structurale et stratigraphique

La connaissance de la structure actuelle d'une zone du sous-sol permet au géologue de mieux comprendre la formation de ces différentes couches. En géologie pétrolière, par exemple, cette connaissance l'aide à localiser les hydrocarbures et à estimer leur volume. L'interprétation structurale et stratigraphique consiste donc à déterminer la position des

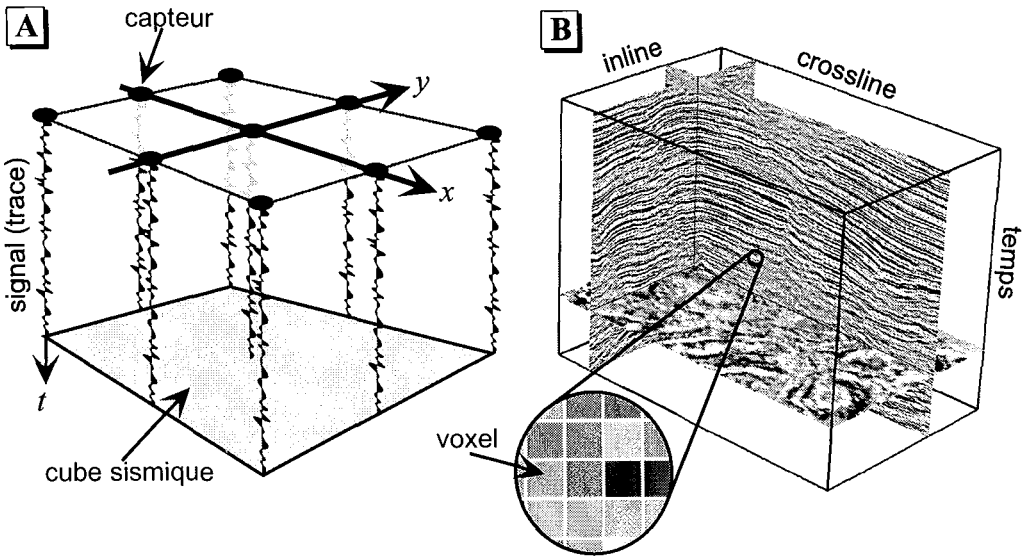

FIG. 1.5 – *De l'enregistrement à intervalle régulier de signaux sismiques [A] à l'image sismique tridimensionnelle [B].*

failles et de certaines limites stratigraphiques importantes, comme le toit et la base du réservoir, les limites des dômes de sel où des chenaux, sur l'image sismique.

Cette opération, appelée pointé sismique, est primordiale, car les images sismiques restent le seul moyen efficace d'appréhender les grandes structures du sous-sol. En effet, les interfaces entre les couches géologiques correspondent, en général, à des contrastes marqués d'impédance acoustique. La stratigraphie, les plis, les déformations, les inconformités apparaissent donc nettement sur les images sismiques. En revanche, les failles ne constituent pas des réflecteurs à proprement parler. Elles sont visibles à travers des décalages importants entre des horizons, ou par la présence d'une zone de bruit subverticale et plane. Les dômes de sel posent un problème particulier car ils dispersent les ondes sismiques et masquent les couches sous-jacentes [O'Brien et Gray, 1996]. Les chenaux apparaissent comme une succession d'horizons en non conformité. Par ailleurs, les relations entre les réflecteurs caractérisent souvent des contextes sédimentologiques particuliers [Sheriff, 1991]. Les géologues utilisent donc un vocabulaire spécifique pour les décrire (Figure 1.6). Il faut cependant noter que l'axe vertical d'une image sismique n'est pas la profondeur mais le temps. Le calcul du champ de vitesse du signal sismique dans le sous-sol, par exemple par méthode inverse [Tarantola, 1987], permet néanmoins de connaître la position réelle des couches et de les caler avec les données de puits.

Dans les années 1980, l'apparition de la sismique 3D a constitué une véritable révolution pour l'analyse structurale des champs pétroliers. Elle permet, en effet, de corriger certaines erreurs de localisation des structures inhérentes à la sismique 2D, mais surtout de se représenter le sous-sol dans sa véritable dimension. Aujourd'hui, les surfaces résultant de l'interprétation 3D sont utilisées dans un géomodeleur comme gOcad pour

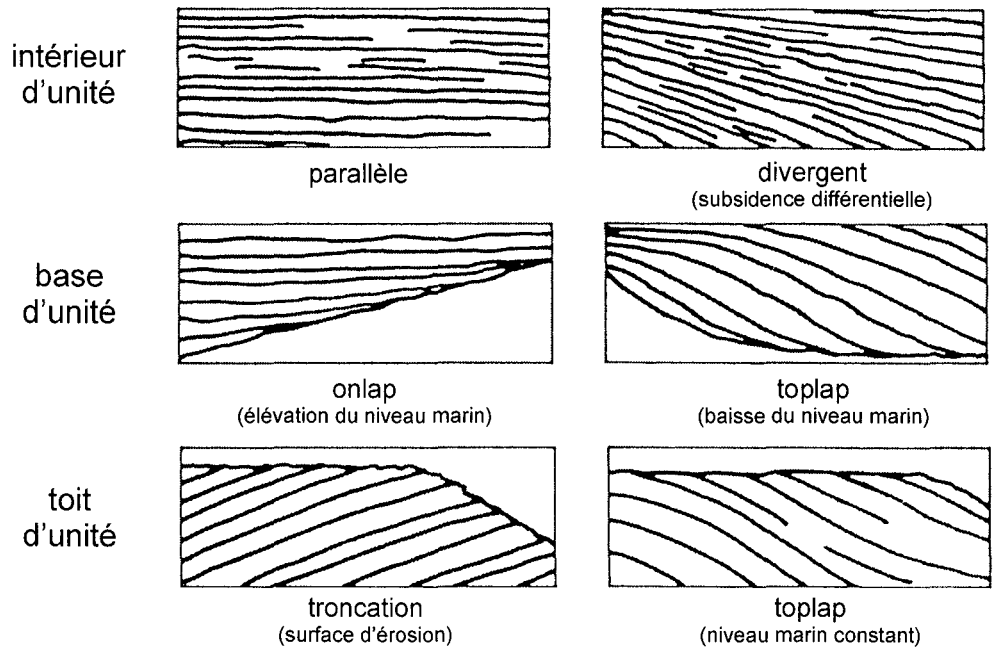

FIG. 1.6 – *Relations géométriques des réflecteurs sismiques et leur signification géologique (d'après [Sheriff, 1991]).*

construire un modèle structural 3D du sous-sol, qui servira ensuite de support aux études lithologiques.

1.2.2 Interprétation lithologique

Le lien entre lithologie et signal sismique est *a priori* assez difficile à établir. Le signal sismique est directement lié à l'acoustique impédance qui est une propriété des roches. Cependant, il n'est qu'une représentation indirecte de ses variations. De plus, l'impédance acoustique d'une couche géologique dépend de la nature de la roche, mais aussi de la présence de fluides, de l'importance de la compaction, de la diagenèse, etc.

Les compagnies pétrolières ont malgré tout développé des méthodes de lithosismique, qui permettent d'obtenir des informations lithologiques qualitatives et quantitatives à partir des images sismiques. Leur but est de pouvoir préciser les remplissages sédimentaires et fluides des zones étudiées et de faire des prévisions de production par couplage avec le modèle 3D résultant de l'interprétation structurale. Ces technologies ont démarré dans les années 1970 avec le repérage des *bright spots*. Il s'agit d'anomalies du signal sismique qui peuvent être liées à la présence d'hydrocarbures (Figure 1.7).

Cependant, la signification du signal sismique brut est, en général, difficile à déterminer [Brown, 1987], même en supposant que ce dernier n'ait pas été trop modifié par les différents traitements. C'est pourquoi les études lithosismiques intègrent un maximum de données non sismiques, comme les données aux puits (diagraphies, carottes) ou les

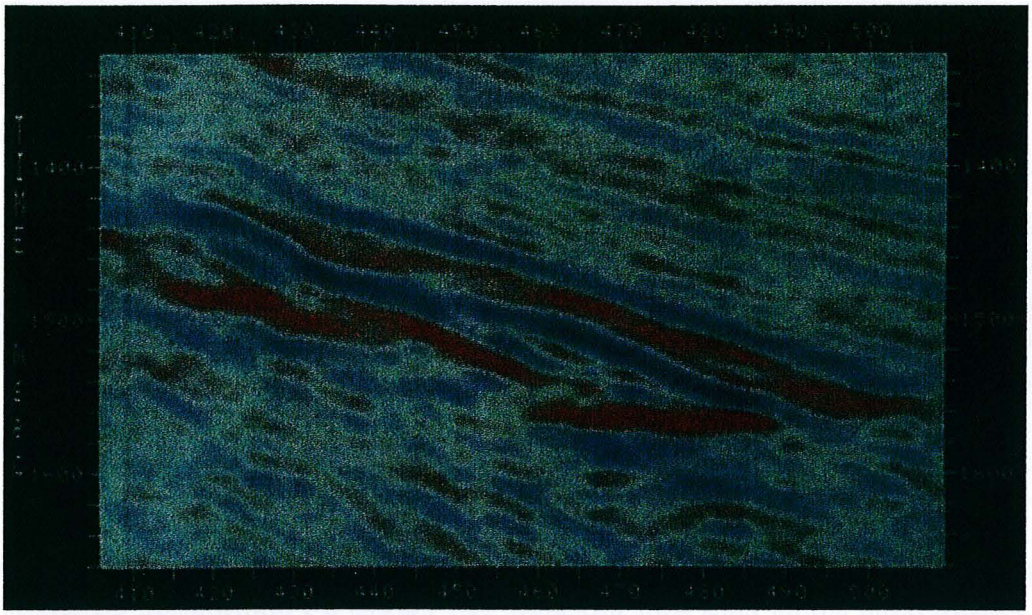

FIG. 1.7 – *L'anomalie positive de l'amplitude sismique, ou bright spots, au centre de l'image, est due ici à la présence de gaz (d'après [Brown, 1987]).*

expériences de laboratoire. Ainsi la sismique peut être utilisée comme variable secondaire pour étendre à l'ensemble du réservoir des faciès reconnus aux puits.

1.2.3 Intérêts de l'interprétation automatique

L'interprétation précise des images sismiques requiert beaucoup d'expérience. En effet, les images sismiques sont souvent fortement bruitées ; ce qui peut poser des problèmes de sous ou sur-interprétation. Il faut connaître les significations de certaines variations faibles du signal sismique, repérer de petites anomalies au milieu de grandes, etc. Par ailleurs, le volume des données sismiques est souvent très important, rendant le travail parfois long et fastidieux. Automatiser les taches de l'interprétation sismiques permet donc :

- d'accélérer le traitement des données tout en obtenant un résultat plus précis, spécialement dans le cas de la sismique 3D ;
- de tester en un temps raisonnable de nombreuses méthodes d'analyse pour sélectionner la plus adaptée au problème ;
- d'analyser objectivement les données dans les cas simples, et de s'affranchir de l'expérience de l'interprétateur ;
- dans les cas complexes, de préparer les données pour faciliter le travail de l'interprétateur.

Notre démarche est donc de chercher des algorithmes produisant automatiquement ou semi-automatiquement, à partir des images sismiques :

- de nouvelles images, mettant en valeur certaines caractéristiques géologiques de la zone étudiée ;

- des objets (surfaces, ensembles de points) matérialisant la structure géologique du sous-sol.

Le but final, dans le cas des données sismiques 3D, est d'obtenir des résultats d'interprétation directement utilisables par le géomodeleur afin de construire et remplir le modèle 3D du sous-sol.

Cependant, lors d'une interprétation manuelle, l'interprétateur relie mentalement les points communs et les différences des traces sismiques pour saisir la structure des réflecteurs, ou pour imaginer leur lithologie. Dans le cas d'une interprétation automatique, il nous faut des outils algorithmiques permettant à un programme remplaçant l'interprétateur de faire ces liens[2].

1.3 Les outils d'analyse de l'image sismique

Pour un programme, une image sismique est une succession de valeurs sans autre lien entre elles que l'ordre dans lequel elles sont stockées. Or, l'accès à l'information géologique de l'image nécessite de pouvoir corréler et comparer ces valeurs ou des groupes cohérents de ces valeurs entre eux. Dans nos travaux, nous avons donc utilisés deux techniques qui correspondent à deux approches différentes du contenu des images sismiques : les polynômes trigonométriques, dérivés de l'analyse de Fourier classique, et le traitement d'images.

1.3.1 L'analyse de Fourier

Comme nous l'avons vu au chapitre 1.1.3, chaque trace de l'image sismique peut être considérée comme un signal unidimensionnel autonome échantillonné. Analyser l'image sismique revient alors à analyser chaque trace indépendamment, ou à analyser les relations des traces entre elles. L'interprétation se rapproche alors des procédés de traitement du signal utilisés en communication, dont l'analyse de Fourier constitue la base. Cette technique est basée sur l'idée, émise au début du XIX$^{\text{ème}}$ siècle par Joseph Fourier, que toute fonction mathématique peut être représentée par une somme de sinus et de cosinus[3].

La transformée de Fourier

Soit $f(t)$ une fonction périodique de période T décrivant les variations d'amplitude d'un signal au cours du temps t. Si $f(t)$ et $f'(t)$ sont supposées continues et régulières par morceaux[4] sur T, elle peut alors s'exprimer comme une série trigonométrique infinie, dite

[2]Une solution originale a été étudiée par Lariani [Lariani, 2000]. Il s'agit d'analyser les mouvements oculaires d'interprétateurs expérimentés pour qu'un programme puisse ensuite les reproduire.

[3]Pour plus de détails sur la transformée de Fourier se référer à [Bracewell, 1965], sur ces applications en sismique à [Hatton *et al.*, 1986].

[4]$f(t)$ est régulière par morceaux sur T si $f(t)$ est continue et a des limites finies dans tout sous intervalle élémentaire fini de T.

série de Fourier.

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, \qquad f(t) \;=\; a_0 \;+\; \sum_{k=1}^{\infty} \left\{ a_k \cdot \cos\left(\frac{2\pi kt}{T}\right) \;+\; b_k \cdot \sin\left(\frac{2\pi kt}{T}\right) \right\} \tag{1.7}$$

$$\text{avec} \left| \begin{array}{lll} a_k \;=\; \dfrac{2}{T} \displaystyle\int_0^T f(t) \cdot \cos\left(\frac{2\pi kt}{T}\right)\, dt & \forall\, k \;\geq 0 \\ \\ b_k \;=\; \dfrac{2}{T} \displaystyle\int_0^T f(t) \cdot \sin\left(\frac{2\pi kt}{T}\right)\, dt & \forall\, k \;\geq 1 \end{array} \right. \tag{1.8}$$

Cette formulation établit un parallèle entre la fonction $f(t)$ et différentes fonctions cosinus et sinus de fréquence k/T, pondérées par les coefficients a_k et b_k. Le coefficient a_0 est appelé la moyenne, la fréquence $1/T$, la fondamentale, et les fréquences suivantes sont les harmoniques.

Dans le cas des fonctions $f(t)$ non périodiques, T tend vers l'infini. Si $f(t)$ et $f'(t)$ sont continues par morceaux dans tout intervalle fini, et intégrables sur $]-\infty, +\infty[$, alors la série de Fourier devient une intégrale de Fourier. En notant $i = \sqrt{-1}$, $f(t)$ est égal à

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, \qquad f(t) \;=\; \int_{-\infty}^{+\infty} F(k) \cdot \exp\left(i2\pi kt\right)\, dk \tag{1.9}$$

avec

$$\forall\, k \in \mathbb{R}, \qquad F(k) \;=\; \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \cdot \exp\left(-i2\pi kt\right)\, dt \tag{1.10}$$

$F(k)$, fonction de la fréquence k, est appelée transformée de Fourier de f ; $f(t)$, fonction du temps t, est appelée transformée de Fourier inverse de F.

La transformée de Fourier discrète

Avec les mêmes notations que précédemment, posons maintenant

$$F_k \;\equiv\; a_k - ib_k \tag{1.11}$$

L'équation 1.8 permet alors d'écrire

$$F_k \;=\; \frac{2}{T} \int_0^T f(t) \cdot \exp\left(-i \cdot \frac{2\pi kt}{T}\right)\, dt \tag{1.12}$$

Supposons maintenant que le signal $f(t)$ n'est connu que sur un ensemble discret de valeurs $f_0, f_1, ..., f_{N-1}$ équidistantes dans t. Soit d le pas de temps entre deux valeurs f_j et f_{j+1}. L'intégrale 1.12 peut alors être approchée par

$$F_k \;=\; \frac{2}{T} \sum_{j=0}^{N-1} f_j \cdot \exp\left(-i \cdot \frac{2\pi ktjd}{T}\right) \cdot d \tag{1.13}$$

Comme $d = T/N$, la Transformée de Fourier Discrète (T.F.D.) s'écrit

$$F_k = \frac{2}{N} \sum_{i=0}^{N-1} f_j \cdot \exp\left(-i \cdot \frac{2\pi ktj}{N}\right) \tag{1.14}$$

Inversement, il est possible de démontrer que chacune des valeurs $f_0, f_1, ..., f_{N-1}$ peut être obtenue avec la Transformée de Fourier Discrète Inverse (T.F.D.I.)

$$f_j = \sum_{k=0}^{N-1} F_k \cdot \exp\left(i \cdot \frac{2\pi ktj}{N}\right) \tag{1.15}$$

Application de la transformée de Fourier discrète à la sismique

Les signaux sismiques, qui nous intéressent, sont échantillonnés avec un pas constant et de type sinusoïdal, périodiques et centrés. Ils sont donc bien adaptés à la T.F.D.

Le premier intérêt de la T.F.D. et de la T.F.D.I. est de permettre le passage du domaine du temps t au domaine des fréquences k et inversement. Comme il y a équivalence entre ces deux domaines, les traitements sur les signaux peuvent être effectués indistinctement dans l'un ou l'autre domaine. Cela permet de simplifier un certain nombre d'opérations. Par exemple, la convolution de deux signaux dans le domaine du temps devient une simple multiplication dans le domaine des fréquences. L'importance relative de chaque fréquence constitutive du signal peut également être étudiée au moyen du spectre des fréquences, qui associe la valeur du module $|F_k|$ à la fréquence linéaire k/T (Figure 1.8). Il faut noter que la T.F.D. suppose que les fréquences sont constantes au cours du temps, c'est-à-dire que le signal est stationnaire. Cette propriété est vérifiée pour les signaux sismiques pris sur un intervalle de temps suffisamment court. En effet, sur un long intervalle de temps, les hautes fréquences sont absorbées par le sol.

Cependant, le processus d'échantillonnage conduit à une perte d'information dans les deux domaines temps et fréquence. À partir de la définition 1.14, il est possible de montrer que le spectre est périodique de période N et symétrique : seules les composantes $|F_k|$ où $k \leq N/2$ sont uniques (Figure 1.8-A et B). La plus grande fréquence calculable à partir d'un signal échantillonné est toujours inférieure à la fréquence de Nyquist $f_{Ny} = 1/2d$. Toutes les fréquences supérieures à f_{Ny} qui étaient présentes dans le signal avant son échantillonnage sont déformées et apparaissent dans les autres fréquences du spectre : c'est le phénomène de repliement. Pour éviter ce problème, un filtre passe-bas est appliqué au signal sismique avant son échantillonnage.

La T.F.D. peut également être utilisée pour interpoler le signal échantillonné. Il suffit de compléter le spectre par des 0 dans les hautes fréquences. Cela revient à augmenter N artificiellement dans l'équation 1.15, ce qui permet de calculer des valeurs f_r intermédiaires. En ajoutant autant de 0 qu'il y a de fréquences dans le spectre initial, le pas d'échantillonnage est divisé par deux.

Il faut noter que le calcul de la T.F.D. à partir de la formule 1.14 nécessite N^2 opérations. En pratique, les relations entre certains coefficients de la T.F.D. permettent d'économiser de nombreux calculs. L'algorithme proposé par Cooley et Tukey [Cooley et Tukey, 1965]

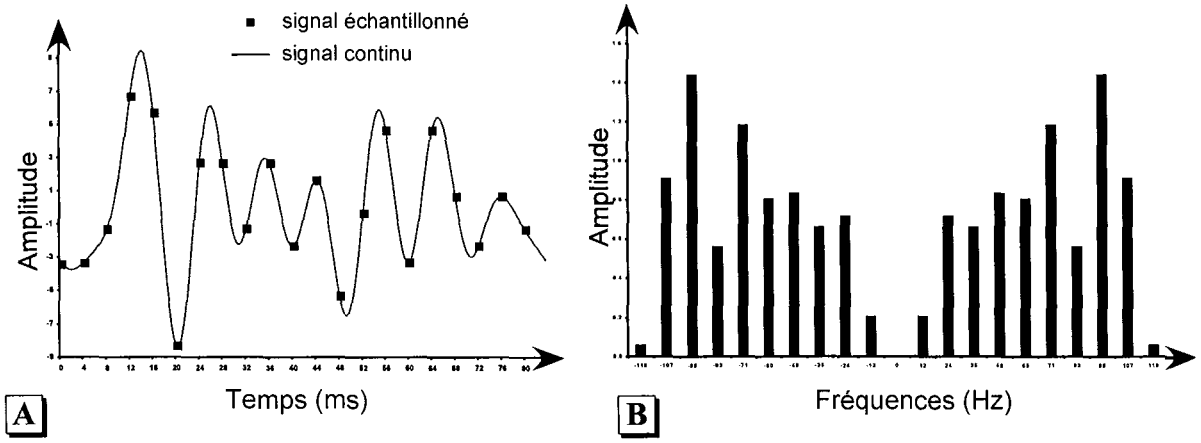

FIG. 1.8 – *Domaines temps et fréquence d'un signal sismique.*
En haut : domaine temps [A] et domaine fréquence [B] d'un même signal sismique échantillonné à un pas de 4 ms sur 84 ms. Remarquer la symétrie du spectre des fréquences. La fréquence zéro est nulle car le signal est centré. La plus grande fréquence connue est 119Hz, inférieure à la fréquence de Nyquist $f_{Ny} = 1/2d = 125Hz$.

dit Transformée de Fourier Rapide (T.F.R, ou F.F.T. en anglais) permet par exemple d'abaisser le nombre d'opérations à $Nlog_2N$. Très utilisé, il nécessite, cependant, que N soit une puissance de 2.

1.3.2 Les polynômes trigonométriques

Malgré sa puissance, la T.F.D. ne permet pas de travailler facilement sur le signal continu dans le domaine temporel. Nous avons donc développé une nouvelle approche du signal sismique dérivée de la précédente et basée sur les polynômes trigonométriques.

Définition

Par définition, un polynôme trigonométrique f de degré m est une fonction de la forme

$$\forall\, t \in \mathbb{R},\ f(t) \quad = \quad a_0 + \sum_{k=1}^{m} \Big\{ a_k \cdot cos(kt) \ + \ b_k \cdot sin(kt) \Big\} \tag{1.16}$$

Les propriétés des fonctions sinus et cosinus nous permettent de vérifier les égalités suivantes

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, \left| \begin{array}{rcl} f(t) & = & f(t+2\pi) \\ \dfrac{1}{2\pi} \cdot \displaystyle\int_{-\pi}^{+\pi} f(t) \cdot dt & = & a_0 \\ \dfrac{1}{2\pi} \cdot \displaystyle\int_{-\pi}^{+\pi} |f(t)|^2 \cdot dt & = & \dfrac{1}{2} \cdot \displaystyle\sum_{k=1}^{m} \{(a_k)^2 + (b_k)^2\} \end{array} \right. \tag{1.17}$$

Par ailleurs, $f(t)$ peut aussi être écrit sous forme matricielle

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, f(t) \quad = \quad a_0 + V(t) \cdot C \tag{1.18}$$

où $V(t)$ et C sont respectivement une matrice ligne et une matrice colonne de taille $2m$ définies ainsi

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, \left| \begin{array}{rcl} V(t) & = & [cos(1t), cos(2t), \cdots, cos(mt), \quad sin(1t), sin(2t), \cdots, sin(mt)] \\ & & \updownarrow \quad \updownarrow \quad \updownarrow \quad \updownarrow \quad \updownarrow \quad \updownarrow \\ C^t & = & [\ a_1, \quad a_2, \quad \cdots, \quad a_m, \quad b_1, \quad b_2, \quad \cdots, \quad b_m\ ] \end{array} \right. \tag{1.19}$$

Interpolation d'un signal échantillonné sur $[-\pi, +\pi]$

Soit $J(n)$ un ensemble de $(2n+1)$ index et $\{t_j\}$ l'ensemble associé des points régulièrement espacés sur $[-\pi, +\pi]$ tel que

$$\left| \begin{array}{rcl} J(n) & = & \{\ -n,\ (-n+1),\ \cdots,\ -1,\ 0,\ +1,\ \cdots,\ (+n-1),\ +n\ \} \\ & & \forall\, j \in J(n) \qquad t_j \ = \ j \cdot \dfrac{2\pi}{2n+1} \end{array} \right. \tag{1.20}$$

Considérons maintenant une fonction f périodique de période 2π connue par $2n+1$ échantillons $f_j = f(t_j)$ régulièrement espacés sur $[-\pi, +\pi]$. Supposons également que la moyenne arithmétique $\overline{f}$ de ces échantillons est égale à

$$\overline{f} \quad = \quad \sum_{j\ \in J(n)} f_j \quad = \quad a_0 \tag{1.21}$$

avec a_0 réel constant.

Sous ces conditions, tentons d'approcher la fonction f par un polynôme trigonométrique. Le problème revient alors à déterminer les $2m$ coefficients $\{a_k, b_k\}$ à partir des $(2n+1)$ valeurs $\{f_j\}$ pour avoir

$$\forall\, j \in J(n) \qquad f_j \ = \ f(t_j) \ \simeq \ a_0 + \sum_{k=1}^{m} \Big\{ a_k \cdot cos(kt_j) \ + \ b_k \cdot sin(kt_j) \Big\} \tag{1.22}$$

Sous forme matricielle, l'équation devient

$$\forall\, j \in J(n) \qquad f_j \simeq \overline{f} + V(t_j) \cdot C \tag{1.23}$$

Cela équivaut à rechercher les valeurs de la matrice colonne C telle que

$$\underbrace{\begin{bmatrix} V(t_{-n}) \\ \vdots \\ V(t_j) \\ \vdots \\ V(t_{+n}) \end{bmatrix}}_{V} \cdot C \simeq \underbrace{\begin{bmatrix} f_{-n} - \overline{f} \\ \vdots \\ f_j - \overline{f} \\ \vdots \\ f_{+n} - \overline{f} \end{bmatrix}}_{F} \tag{1.24}$$

La résolution du système 1.24 peut se faire avec la méthode des moindres carrés, ce qui donne l'équation

$$(V^t \cdot V) \cdot C = V^t \cdot F \tag{1.25}$$

Il faut noter qu'en raison de la distribution régulière des points d'échantillonnage $\{t_j\}$ sur $[-\pi, +\pi]$, les équations suivantes sont vérifiées

$$\sum_{j \in J(n)} cos(kt_j) = \sum_{j \in J(n)} sin(kt_j) = 0 \tag{1.26}$$

Ces égalités et l'équation 1.21 impliquent

$$\underbrace{\left\{ \sum_{j \in J(n)} V(t_j) \right\}}_{0} \cdot C = \underbrace{\sum_{j \in J(n)} (f_j - \overline{f})}_{0} \tag{1.27}$$

Autrement dit, il n'y a que $2n$ équations indépendantes dans le système linéaire 1.24. Ce dernier ne peut donc être résolu au sens des moindres carrés que si la taille de C est inférieure ou égale à $2n$. Cela implique d'avoir

$$m \leq n \tag{1.28}$$

Sous cette condition, il est possible de démontrer [Legras, 1971] que la matrice symétrique $(V^t \cdot V)$ est égale à

$$(V^t \cdot V) = \frac{2n+1}{2} \cdot I \tag{1.29}$$

où I est la matrice identité $(2m \times 2m)$. La solution de l'équation 1.25 est donc

$$C = \frac{2}{2n+1} \cdot V^t \cdot F \tag{1.30}$$

Par comparaison avec l'équation 1.19, qui définit C en fonction des m coefficients inconnus $\{a_k, b_k\}$, l'équation 1.30 permet d'exprimer ces coefficients en fonction des $(2n+1)$ valeurs

$\{f_j\}$ observées aux temps d'échantillonnage $\{t_j\}$

$$\forall\, k = 1, 2, \cdots, m \quad : \quad \left| \begin{array}{rcl} a_k & = & \dfrac{2}{2n+1} \cdot \displaystyle\sum_{j=-n}^{j=+n} cos(k \cdot t_j) \cdot (f_j - \overline{f}) \\ & & \\ b_k & = & \dfrac{2}{2n+1} \cdot \displaystyle\sum_{j=-n}^{j=+n} sin(k \cdot t_j) \cdot (f_j - \overline{f}) \end{array} \right. \tag{1.31}$$

Si f est périodique de période T, il suffit de remplacer t dans les membres de droite des différentes équations par $(t \cdot 2\pi/T)$, et t_j sera redéfini de la façon suivante

$$\forall\, j \in J(n) \quad : \quad t_j \;=\; j \cdot \frac{T}{2n+1} \tag{1.32}$$

Application à l'étude du signal sismique

Interpolation d'un signal sismique. Les polynômes trigonométriques sont bien adaptés pour interpoler les signaux sismiques qui sont, comme nous l'avons vu précédemment, échantillonnés régulièrement, périodiques, centrés et sinusoïdaux. Ils permettent de transformer une suite de valeurs échantillonnées en une formule analytique simple et facile à manipuler.

Tout comme la T.F.D., les polynômes trigonométriques supposent le signal sismique stationnaire. Pour que cela soit vérifié, il faut interpoler le signal sur un intervalle de temps suffisamment bref. Pour l'étude d'une trace sismique, nous avons donc utilisé une fenêtre de points mobile. Cette fenêtre est déplacée au fur et à mesure pour être toujours centrée sur le point étudié. Nous avons vérifié que, lorsque les fenêtres de deux points proches se recouvrent, la continuité du signal interpolé est excellente si $m = n$.

Il faut également que les $2n + 1$ échantillons correspondent à une période du signal. En pratique, nous avons constaté que pour les signaux sismiques échantillonnés à 4 ms, il faut prendre n égal à 10, c'est-à-dire une fenêtre d'analyse de 84 ms. Cette opération de fenêtrage peut altérer le contenu fréquentiel du signal. Pour éviter ce problème, quand il est nécessaire de préserver le spectre du signal mais non pas les amplitudes, les échantillons du signal sismique sont multipliés avant interpolation par une fenêtre de Hanning [Mitra et Kaiser, 1993]. Calculée sur $2n + 1$ échantillons, cette dernière est définie par

$$\forall\, i \in [0, 2n+1], \quad Hanning(i) \;=\; 0.5 - 0.5\cos\left(\frac{2\pi i}{2n+1}\right) \tag{1.33}$$

Les nouveaux échantillons f'_i pris en compte pour le calcul des fréquences sont alors égaux à

$$\forall\, i \in [0, 2n+1], \quad f'_i \;=\; f_i \cdot Hanning(i) \tag{1.34}$$

L'emploi du filtre ne permet cependant pas de conserver l'amplitude du signal dans le domaine temps.

Corrélation de deux polynômes trigonométriques. Le second intérêt de cette approche est de pouvoir corréler simplement deux signaux sismiques. Soient $f(t)$ et $g(t)$ deux polynômes trigonométriques de degré m

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, \left| \begin{array}{rcl} f(t) & = & a_0^f + \sum_{k=1}^{m} \left\{ a_k^f \cdot cos(kt) \;+\; b_k^f \cdot sin(kt) \right\} \\ g(t) & = & a_0^g + \sum_{k=1}^{m} \left\{ a_k^g \cdot cos(kt) \;+\; b_k^g \cdot sin(kt) \right\} \end{array} \right. \tag{1.35}$$

La fonction de covariance $C_{fg}(\tau)$ de ces deux polynômes est par définition égale à

$$\forall\, \tau \in [-\pi, +\pi], \qquad C_{fg}(\tau) \;=\; \int_{-\pi}^{+\pi} f(t) \cdot g(t+\tau) \cdot dt \tag{1.36}$$

En tenant compte des propriétés[5] suivantes des fonctions trigonométriques

$$\forall\, k, h \in \mathbb{R}^* \left| \begin{array}{lll} \int_{-\pi}^{+\pi} cos(kt) \cdot dt & = \int_{-\pi}^{+\pi} sin(kt) \cdot dt & = 0 \\ \int_{-\pi}^{+\pi} cos(kt) \cdot cos(ht) \cdot dt & = \int_{-\pi}^{+\pi} sin(kt) \cdot sin(ht) \cdot dt & = \delta_{kh} \cdot \pi \\ \int_{-\pi}^{+\pi} cos(kt) \cdot sin(ht) \cdot dt & = 0 & \end{array} \right. \tag{1.37}$$

il est facile de montrer que

$$\left| \begin{array}{rcl} C_{fg}(\tau) & = & \sum_{k=1}^{m} \left\{ a_k^{fg} \cdot cos(k\tau) \;+\; b_k^{fg} \cdot sin(k\tau) \right\} \\ \text{avec} \left| \begin{array}{rcl} a_k^{fg} & = & \pi \cdot (a_k^f \cdot a_k^g \;+\; b_k^f \cdot b_k^g) \\ b_k^{fg} & = & \pi \cdot (a_k^f \cdot b_k^g \;-\; b_k^f \cdot a_k^g) \end{array} \right. & & \end{array} \right. \tag{1.38}$$

Ce résultat était prévisible : la fonction de covariance $C_{fg}(\tau)$ est le résultat d'une convolution entre $f(t)$ et $g(t)$ dans le domaine temporel, ce qui s'exprime par une multiplication entre les coefficients $\{a_k^f, b_k^f\}$ et $\{a_k^g, b_k^g\}$ dans le domaine fréquentiel (cf. chapitre 1.3.2).

Plusieurs résultats sont déductibles de l'équation 1.38 :

- $C_{fg}(\tau)$ est périodique de période 2π ;
- $C_{ff}(\tau)$, appelée fonction d'autocorrélation de $f(t)$, est égale à

$$\forall\, \tau \in [-\pi, +\pi], \qquad C_{ff}(\tau) \;=\; \pi \cdot \sum_{k=1}^{m} \{(a_k^f)^2 + (b_k^f)^2\} \cdot cos(k\tau) \tag{1.39}$$

[5] δ_{kh} représente le symbole de Kronecker qui est égal à 1 si $k = h$, 0 ailleurs.

En pratique, la fonction de covariance $C_{fg}(\tau)$ est normalisée en une fonction de corrélation $R_{fg}(\tau)$ de la façon suivante

$$\forall\, \tau \in [-\pi, +\pi], \qquad R_{fg}(\tau) \;=\; \frac{C_{fg}(\tau)}{\sqrt{C_{ff}(0) \cdot C_{gg}(0)}} \tag{1.40}$$

En effet, l'inégalité de Schwartz permet de démontrer que

$$\forall\, \tau \in [-\pi, +\pi], \qquad |C_{fg}(\tau)| \;\leq\; \sqrt{C_{ff}(0) \cdot C_{gg}(0)} \tag{1.41}$$

ce qui nous donne le résultat suivant

$$\forall\, \tau \in [-\pi, +\pi], \qquad -1 \;\leq\; R_{fg}(\tau) \;\leq\; +1 \tag{1.42}$$

$R_{fg}(\tau)$ quantifie le degré de ressemblance entre la fonction $f(t)$ et la fonction $g(t)$ décalée de τ. Si g est proportionnelle à f, alors

$$\forall\, \tau \in [-\pi, +\pi], \quad \left| \begin{array}{lll} R_{fg}(\tau) = +1 & \Longleftrightarrow & f(t) = \; c \cdot g(t+\tau) \quad \forall\, t \in \mathbb{R} \\ R_{fg}(\tau) = -1 & \Longleftrightarrow & f(t) = -c \cdot g(t+\tau) \quad \forall\, t \in \mathbb{R} \end{array} \right. \tag{1.43}$$

Un exemple direct d'application est visible sur la Figure 1.9. L'abscisse Δ du maximum de la fonction de corrélation R_{fg} a la propriété suivante

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, \qquad f(t) \;\simeq\; g(t+\Delta) \tag{1.44}$$

Les images sismiques sont en général composées d'horizons parallèles de faible pendage. Concrètement, Δ donne le décalage précis en temps entre la série des horizons parallèles du signal f et celle du signal g, c'est-à-dire le pendage local des horizons. De plus, $R_{fg}(\Delta)$ permet de quantifier la précision du calcul. Plus cette valeur est proche de 1, plus les horizons se ressemblent et plus le calcul du pendage est exact. Inversement, pour des signaux très bruités et vraisemblablement très dissemblables, $R_{fg}(\Delta)$ sera proche de 0.

Relation avec la transformée de Fourier. Le calcul des coefficients $\{a_k, b_k\}$ dans l'équation 1.31 est équivalent à une T.F.D.I. où $N = 2n+1$. En effet, les fonctions cosinus et sinus peuvent s'écrire sous forme complexe de la façon suivante

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, \quad \left| \begin{array}{lll} \cos(t) & = & \frac{\exp(it)+\exp(-it)}{2} \\ \sin(t) & = & \frac{\exp(it)-\exp(-it)}{2i} \\ & = & i \cdot \frac{-\exp(it)+\exp(-it)}{2} \end{array} \right. \tag{1.45}$$

L'équation 1.16 devient alors

$$\begin{aligned} \forall\, t \in \mathbb{R},\; f(t) \;&=\; a_0 + \sum_{k=1}^{m} \Big\{ a_k \cdot cos(kt) \;+\; b_k \cdot sin(kt) \Big\} \\ &=\; a_0 + \frac{1}{2} \sum_{k=1}^{m} \Big\{ (a_k - ib_k) \cdot \exp(ikt) \;+\; (a_k + ib_k) \cdot \exp(-ikt) \Big\} \end{aligned} \tag{1.46}$$

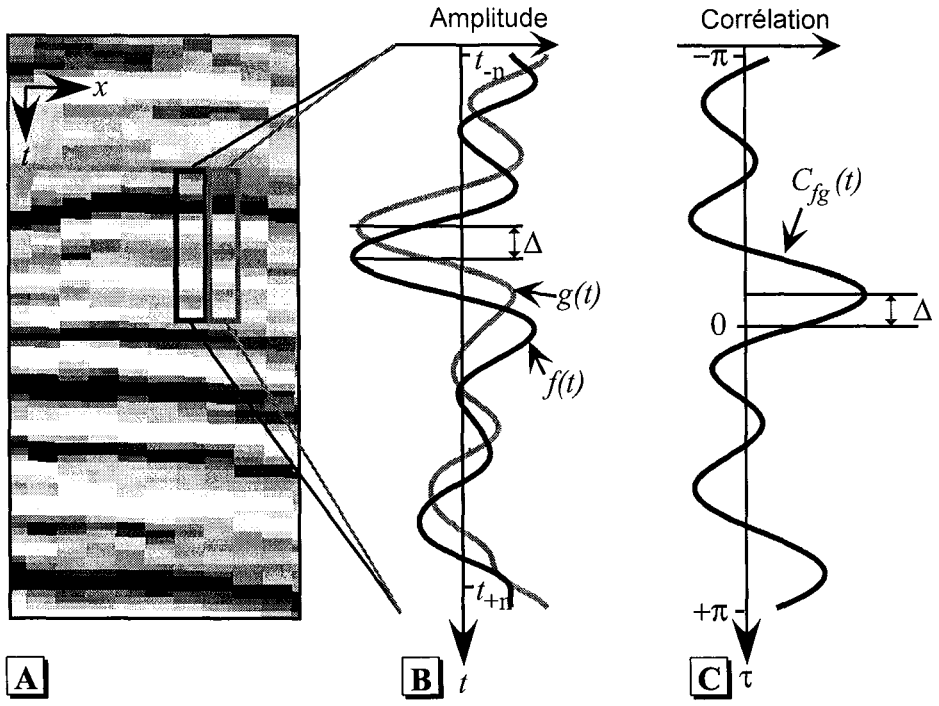

FIG. 1.9 – *Corrélation de deux signaux sismiques. [A] Coupe verticale d'une image sismique. [B] Interpolation de deux traces sismiques par deux polynômes trigonométriques f et g. [C] Fonction de corrélation C_{fg} entre f et g. L'abscisse Δ du maximum de corrélation donne le décalage entre les deux traces sismiques.*

En posant

$$F_0 = a_0 \tag{1.47}$$

$$\forall\, k \in [1,m], \quad F_k = a_k + ib_k \tag{1.48}$$

$$\forall\, k \in [1,m], \quad \overline{F_k} = F_{-k} = a_k - ib_k \tag{1.49}$$

la formule 1.15 est retrouvée

$$\forall\, t \in \mathbb{R},\ f(t) = a_0 + \frac{1}{2}\sum_{k=1}^{m}\left\{\overline{F_k}\cdot\exp(ikt) + F_k\cdot\exp(-ikt)\right\} \tag{1.50}$$

$$= \frac{1}{2}\sum_{k=0}^{m}\left\{\overline{F_k}\cdot\exp(ikt) + F_k\cdot\exp(-ikt)\right\} \tag{1.51}$$

$$= \frac{1}{2}\sum_{k=-m}^{0} F_{-k}\cdot\exp(-ikt) + \sum_{k=0}^{m} F_k\cdot\exp(-ikt) \tag{1.52}$$

$$= \sum_{k=-m}^{m} F_k\cdot\exp(-ikt) \tag{1.53}$$

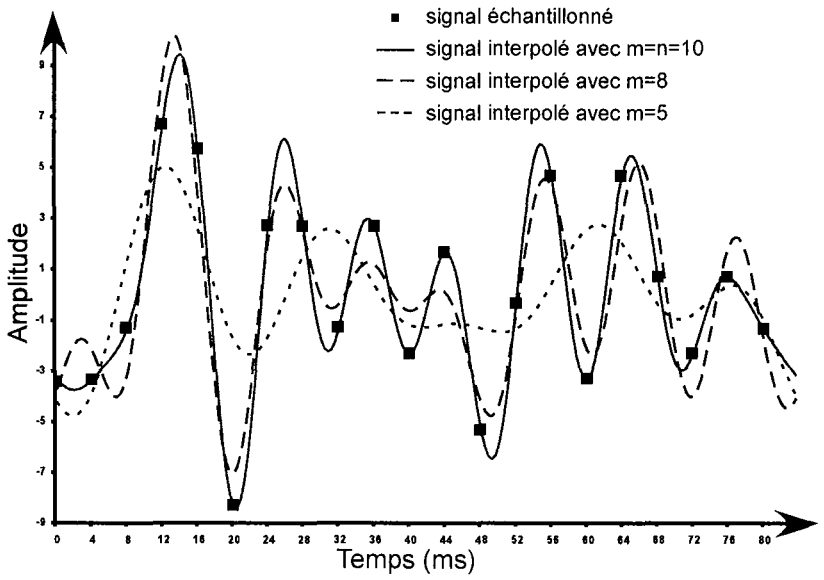

FIG. 1.10 – *Interpolation de $2n+1 = 21$ échantillons (symbolisés par les carrés noirs) d'un signal sismique avec un polynôme trigonométrique. Le pas d'échantillonnage est régulier et de 4 ms. La courbe continue représente le cas où le maximum de fréquences possible est utilisé pour reconstruire le signal ($m = n$). Les courbes en pointillés représentent le signal interpolé en éliminant les hautes fréquences ($m < n$).*

Comme pour la transformée de Fourier, l'interpolation par les polynômes trigonométriques permet de passer du domaine temporel au domaine fréquentiel au moyen des coefficients $\{a_k, b_k\}$. Si $m = n$, alors la totalité du spectre est utilisé et il y a égalité stricte entre $f(t_j)$ et f_j pour tout j dans $J(n)$ (Figure 1.10). Cependant, si un couple de coefficients $\{a_k, b_k\}$ est remplacé par $\{0, 0\}$, alors la fréquence correspondante k/T ne sera pas prise en compte pour interpoler le signal. Il est donc possible de réaliser simplement un filtre passe-bas en annulant les coefficients de rang élevé, ou au contraire, un filtre passe-haut en annulant ceux des premiers rangs. Il faut aussi noter que pour les polynômes trigonométriques comme pour la transformée de Fourier, la condition de Nyquist[6] doit être respectée au moment de l'échantillonnage pour éviter le repliement des fréquences.

La transformée de Fourier ne permet cependant que de travailler de façon discrète sur les signaux. Les polynômes trigonométriques ont l'avantage d'être une reformulation analytique simple de cette transformée, qui nous sera utile plus tard pour travailler et corréler des signaux continus. Le coût de calcul des coefficients des polynômes trigonométriques est le même que celui des coefficients de la T.F.D. par la méthode classique, de l'ordre de N^2. Comme les deux séries de coefficients sont identiques, la F.F.T. aurait pu être utilisée pour le calcul des polynômes trigonométriques. Malheureusement, la F.F.T. nécessite que N soit une puissance de 2, alors que les polynômes trigonométriques se calculent sur un nombre impair de points.

[6]La fréquence maximale du signal avant son échantillonnage doit être inférieure à la fréquence de Nyquist du signal échantillonné.

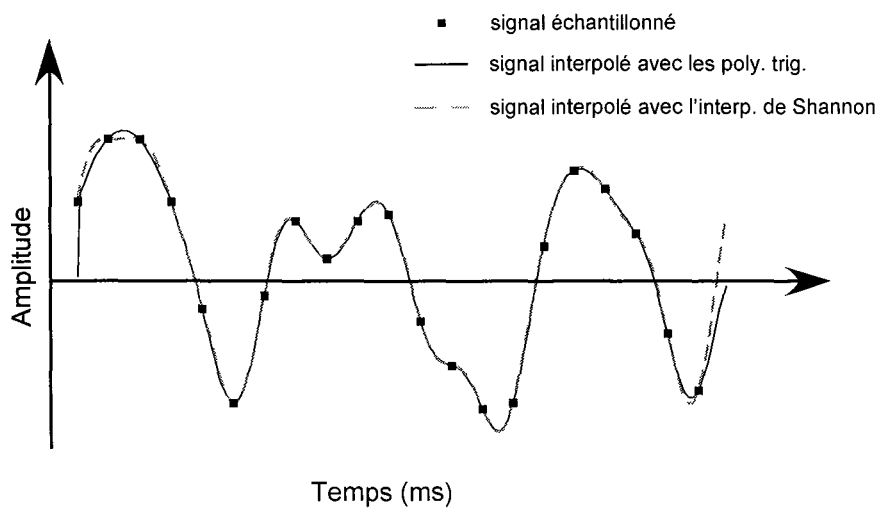

FIG. 1.11 – *Comparaison de l'interpolation de Shannon et des polynômes trigonométriques. Les résultats sont identiques, excepté au niveau des limites de l'intervalle d'interpolation. Généralement, le signal n'est étudié que dans sa partie centrale.*

Comparaison avec l'interpolation de Shannon. En traitement du signal, un signal $f(t)$ quelconque échantillonné avec un pas régulier d et qui respecte la condition de Nyquist est généralement interpolé au moyen de l'interpolation de Shannon

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, \qquad f(t) \;=\; \sum_{j=-n}^{j=+n} f_j \cdot \frac{\sin(\pi \cdot \frac{t-jd}{d})}{\pi \cdot \frac{t-jd}{d}} \cdot f_j \tag{1.54}$$

La fonction qui a x réel associe $sin(x)/x$ est appelée sinus cardinal. Si la sommation est faite sur un intervalle infini, l'interpolation est rigoureusement parfaite [Mari *et al.*, 2001]. Elle peut nous servir de référence pour contrôler la qualité de notre interpolation. Nos tests montrent que l'interpolation de données sismiques avec les polynômes trigonométriques donne des résultats quasi identiques à l'interpolation de Shannon (Figure 1.11). Les seules différences situent aux bornes du signal interpolé, c'est-à-dire là où il n'est pas étudié. Elles sont dues au fait que l'interpolation par un polynôme trigonométrique supposent un signal périodique mais pas l'interpolation de Shannon.

1.3.3 Les outils d'analyse d'image

Comme nous le montre la Figure 1.5, la sauvegarde des données sismiques, sous forme d'une grille régulière, permet d'assimiler le cube à un ensemble de voxels. Il est donc possible d'analyser non pas un signal temporel unidimensionnel, mais des motifs constitués de voxels ayant une ou plusieurs propriétés communes.

Recherche de motifs

L'unité d'analyse n'est plus la trace sismique ou une sous partie, mais une fenêtre tridimensionnelle W. La dimension verticale n'a pas d'importance particulière. Un point P de la grille sera caractérisé non seulement par la valeur de l'amplitude sismique qui lui est attachée, mais également par la valeur de l'amplitude sismique de tous les points P^i de W (Figure 1.12).

Il est alors possible de comparer deux fenêtres d'analyse centrées sur deux points P et Q pour savoir si elles contiennent le même motif. [Sonka *et al.*, 1993] définissent le coefficient de corrélation suivant

$$C_{P,Q} = n \cdot \frac{1}{\sum_{i=0}^{n} |W_i(P) - W_i(Q)|} \tag{1.55}$$

avec n nombres de points de W,
$W_i(R)$ valeur du i^{me} point de W centrée sur R

Nous avons voulu ramener $C_{P,Q}$ sur l'intervalle [0,1]. Si le minimum A_{min} et le maximum A_{max} de l'amplitude sismique sont connus, il est alors facile de ramener toutes les valeurs $W_i(P)$ et $W_i(Q)$ dans l'intervalle [0,1]. Notre nouvelle définition de $C_{P,Q}$ est alors

$$C_{P,Q} = n \cdot \frac{1}{n - \sum_{i=0}^{n} |W'_i(P) - W'_i(Q)|} \tag{1.56}$$

avec (1.57)

$$W'_i(R) = \frac{W_i(R) - A_{min}}{A_{max} - A_{min}}$$

Si $C_{P,Q}$ s'approche de 0, les motifs autour de P et Q sont alors très différents. Si $C_{P,Q}$ s'approche de 1, le motif de P est alors identique au motif de Q.

Considérons maintenant plusieurs images $I_1, I_2, ..., I_m$ dérivées d'une même image sismique et stockées dans une même grille. Chaque cellule de cette grille ne contient pas une mais plusieurs valeurs correspondant à chacune des m images. Il est ainsi possible de rechercher un méta-motif W sur les m images en même temps. Le coefficient de corrélation $C_{P,Q}$ entre les deux méta-motifs de P et Q sera alors égal à :

$$C_{P,Q} = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^{m} C^i_{P,Q} \tag{1.58}$$

avec $C^i_{P,Q}$ coefficient de corrélation calculé sur l'image I_i (1.59)

Si les propriétés à comparer ont un ordre de grandeur différent, il est préférable de les centrer et réduire avant d'effectuer le calcul.

Cette méthode de recherche de motif est plus simple que les polynômes trigonométriques. Elle ne donne pas d'accès aux fréquences du signal, et ne permet pas de l'interpoler. En revanche, elle est plus rapide, s'applique bien à des images contenant autre chose que des signaux sinusoïdaux, et peut tenir compte de plusieurs propriétés en même temps. Dans certains cas, elle sera mieux adaptée que les polynômes trigonométriques.

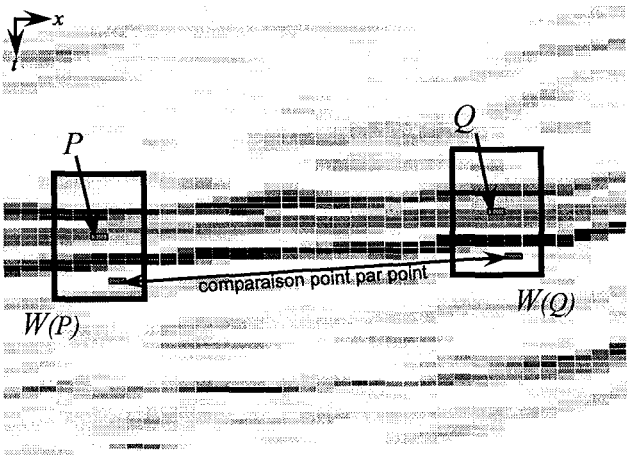

FIG. 1.12 – *Recherche d'un motif sur une image sismique 2D. La fenêtre de* $5\times19 = 95$ *points* $W(P)$ *définit le motif à rechercher (ici le réflecteur central) centré sur* P*. Elle est comparée point par point à une fenêtre* $W(Q)$ *identique mais centrée sur un point* Q *ailleurs dans l'image. Le calcul de* $C_{P,Q}$ *permet de quantifier la ressemblance entre les deux motifs.*

Autres méthodes

Tout algorithme d'analyse d'image digitalisée peut être appliqué aux images sismiques : compression, segmentation, opérateurs de morphologie mathématiques, détection de bordures, reconnaissance de formes, etc. Malheureusement, la plupart des techniques actuelles de traitement des images restent bidimensionnelles, à l'exception de quelques domaines comme la médecine.

Il faut noter qu'à l'inverse, toute image tridimensionnelle peut être considérée comme un signal variant selon les trois dimensions de l'espace. Par exemple, il est possible d'utiliser une transformée de Fourier à trois dimensions pour analyser une image. Par ailleurs, la méthode d'analyse par ondelette a été mise au point dans les années 80 par Morlet, géophysicien d'Elf Aquitaine pour l'étude des signaux sismiques [Grossman et J., 1984]. Elle est aujourd'hui utilisée dans de nombreux domaines, comme la compression de photos numériques, mais elle n'est employée que de façon marginale en sismique.

1.4 Conclusion

Les données sismiques résultent de la réflexion d'une onde artificielle sur les couches du sous-sol. Elles représentent les contrastes majeurs d'impédances acoustiques liés à des variations de lithologie ou à la présence de certains fluides. Cependant, les images 2 ou 3D obtenues sont altérées et bruitées. Si elles renseignent généralement assez bien sur les structures géologiques, il est beaucoup plus difficile d'en retirer une information lithologique. Le travail d'interprétation se révèle d'autant plus difficile que la masse de données à traiter est souvent très importante.

L'utilisation d'outils d'interprétation automatique est donc une nécessité pour réduire les coûts et les délais. Ces outils peuvent permettre de s'affranchir d'une partie de l'expérience nécessaire à l'interprétation manuelle, mais aussi d'appliquer des méthodes d'analyse pouvant prendre en compte de grands nombres de variables. Ces méthodes sont donc potentiellement plus précises. Il faut cependant trouver les algorithmes susceptibles de répondre efficacement aux problèmes de l'interprétateur : la nature des faciès, la localisation des hydrocarbures, ou encore la position des horizons et des failles.

Chapitre 2

Les attributs sismiques, mise en évidence des caractéristiques du signal sismique

Si les signaux sismiques contiennent des informations géologiques, il est peut-être possible de les transformer au moyen d'opérations mathématiques pour révéler le plus clairement possible cette information. Cette idée simple est à la base des attributs sismiques. Elle se révèle néanmoins difficile à réaliser : quelle qualité et quantité d'informations pouvons nous espérer tirer de la sismique ? Pour quelle sensibilité au rapport signal sur bruit ? Le résultat a-t-il une signification physique ou géologique ?

Après une présentation générale des attributs sismiques, ce second chapitre abordera les différentes familles d'attributs que nous avons sélectionnés et étudiés dans ce travail : attributs liés directement au signal sismique, attributs liés à la géométrie des réflecteurs, et certains filtres sismiques. Nous verrons ainsi leur origine, leur mode de calcul, ainsi que leur application à l'interprétation. La dernière partie sera consacrée au problème important de leur visualisation.

2.1 Introduction aux attributs sismiques

2.1.1 Définitions

Taner, qui a popularisé l'utilisation des attributs sismiques à la fin des années 1970, les définit comme « toute information obtenue à partir des données sismiques, soit par mesure directe, soit par un raisonnement logique ou basé sur l'expérience » [Taner, 2001].

Les attributs sont calculés sur des cubes sismiques, sur des horizons extraits de la sismique, ou à partir de cubes sismiques sur des horizons ou sur des intervalles de part et d'autre d'horizons [Bahorich et Bridges, 1992]. Les horizons extraits et sur lesquels sont peints des attributs sont appelés « cartes d'attributs ». Rapides à calculer, ils permettent de visualiser les variations de l'attribut le long d'une même limite stratigraphique et non le long d'une coupe horizontale arbitraire comme cela est le cas avec un cube sismique.

2.1.2 Historique

D'après l'historique proposé par Barnès [Barnes, 2001], le concept d'attribut sismique apparaît en filigrane dès 1954 dans un article de Rummerfield [Rummerfield, 1954] qui fait le lien entre qualité des réflexions sismiques et hydrocarbures. Jusqu'au début des années 1960, le travail sur papier ou à partir d'enregistrements analogiques limite l'interprétation au pointage des principales structures géologiques de la zone étudiée. Les programmes permettant d'étudier les variations de l'amplitude des signaux ne sont apparus qu'avec le traitement numérique des données. Dans les années 1970, le succès de la détection d'hydrocarbures avec les *bright spots* (Figure 1.7) fait prendre conscience que certaines caractéristiques des signaux peuvent fournir de nouvelles informations. À la fin de cette même décennie, l'introduction par Taner *et al* [Taner et Sheriff, 1977] [Taner *et al.*, 1979] de la trace sismique complexe marque le véritable développement des attributs sismiques. De nombreux autres attributs sont ensuite développés dans les années 1980. Ce développement jette cependant un certain discrédit sur cette technologie, faute d'une signification physique ou géologique claire d'un grand nombre d'entre eux. Au milieu des années 1990, l'augmentation de la puissance de calcul des ordinateurs et l'apparition d'une nouvelle génération d'attributs appliqués à la sismique 3D et mettant en valeur les failles [Bahorich et Farmer, 1995] relance l'utilisation des attributs sismiques.

2.1.3 Classification des attributs

Il existe aujourd'hui de très nombreux attributs, chaque compagnie pétrolière adaptant et créant ses propres besoins. Chen *et al* [Chen et Sidney, 1997] en comptabilisent ainsi plus de 300. Plusieurs systèmes de classification ont donc été proposés pour se repérer dans cet ensemble relativement chaotique et en perpétuelle croissance.

Brown [Brown, 1996] (Figure 2.1) hiérarchise tout d'abord les attributs en fonction de l'information de base qu'ils apportent : temps/profondeur, amplitude, fréquence, atténuation. Au niveau inférieur, il distingue les attributs avant et après sommation (cf. chapitre 1.1.3). Puis il sépare les attributs calculés à un instant du signal de ceux obtenus sur un intervalle de temps.

Chen *et al* [Chen et Sidney, 1997] proposent deux classifications parallèles basées sur l'information apportée par l'attribut. La première classification sépare les attributs selon la propriété du signal qu'ils font ressortir : amplitude, phase, fréquence. La seconde classe les attributs selon la caractéristique du réservoir qu'il mettent en valeur : discontinuité stratigraphique, présence d'hydrocarbures, etc.

Le plan suivi dans ce chapitre s'inspire de la classification de Taner *et al* [Taner *et al.*, 1994] [Taner, 2001]. Ces auteurs distinguent les attributs géométriques, initialement développés pour l'interprétation stratigraphique, des attributs physiques, liés qualitativement et quantitativement à une propriété physique et principalement utilisés pour la caractérisation de réservoir. Les attributs physiques se subdivisent eux-mêmes en attributs instantanés, calculés à un instant donné du signal, et en attributs de réponse ou d'ondelette, calculés aux maximums du signal.

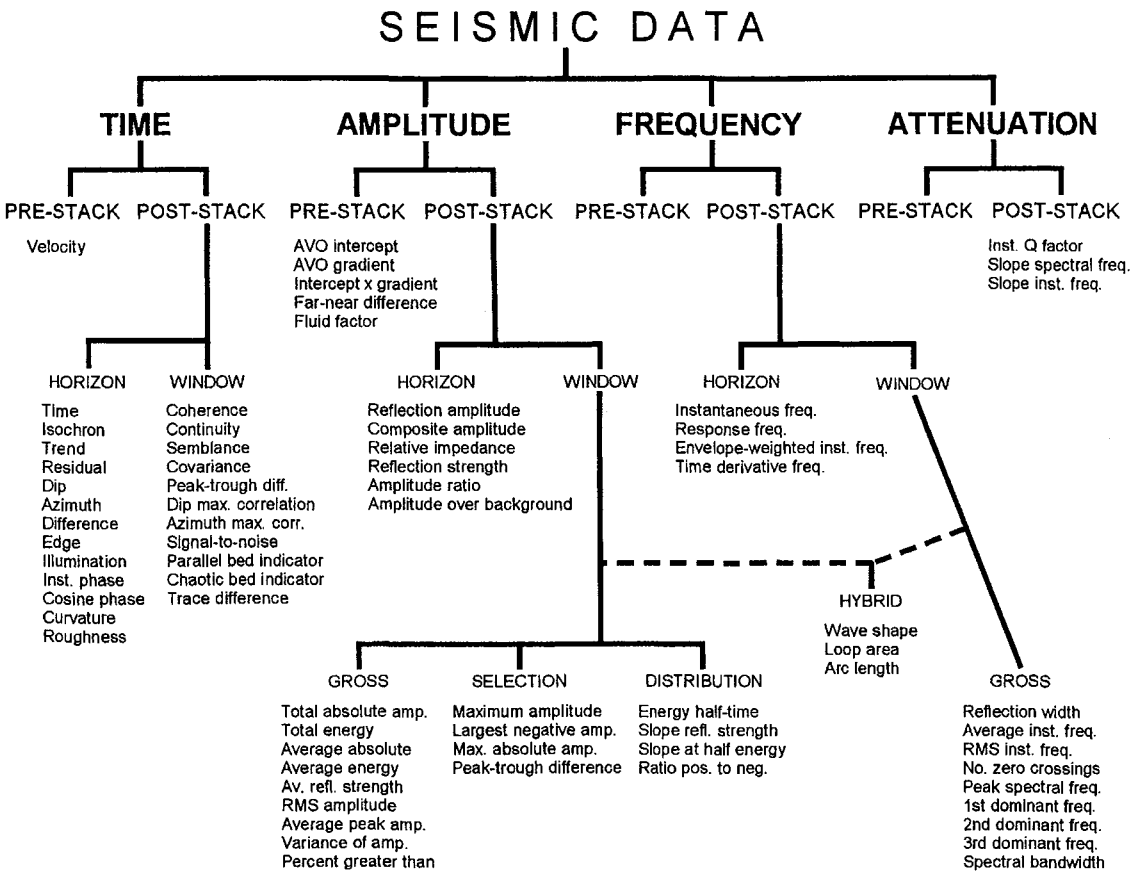

FIG. 2.1 – *Classification simplifiée des attributs proposée par [Brown, 1996].*

Étant donné le nombre d'attributs existants, d'autres types importants d'attributs n'ont pas été étudiés ici :

- les attributs provenant de statistiques sur une portion de trace sismique — pics, nombre de zéros, coefficients d'une méthode d'interpolation donnée [Grubb et Walden, 1997] —, ou de ses fréquences ou de sa fonction d'autocorrélation [Sinvhal et Khattri, 1983], [Fournier, 1990] ;
- les attributs issus de l'impédance acoustique [Fournier *et al.*, 2002], qui nécessitent des calculs particuliers pour obtenir l'impédance ;
- les attributs avant sommation dits attributs A.V.O. [Voutay, 2003], en l'absence des données de tests nécessaires.

2.2 Les attributs instantanés

Les attributs instantanés ont été introduits par Taner et Sheriff à la fin des années 1970 [Taner et Sheriff, 1977]. Leur objectif était d'utiliser des notions classiques de traitement du signal pour analyser les variations des composantes des signaux sismiques et espérer leur donner une signification géologique. Ils constituent aujourd'hui un groupe très important d'attributs, mais restent relativement ésotériques pour beaucoup d'interprétateurs [Barnes, 1998]. Ils permettent, néanmoins, de bien comprendre les différentes composantes des signaux sismiques, et peuvent apporter une aide précieuse à l'interprétation sismique.

2.2.1 Notion de trace complexe

Le calcul des attributs instantanés repose sur la notion de signal analytique. Si f est un signal dépendant du temps t, son signal analytique Z est défini dans l'ensemble $\mathbb{C}$ des complexes et est égal à [Bracewell, 1965]

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, \qquad Z(t) \;=\; f(t) \;+\; i \cdot \tilde{f}(t) \tag{2.1}$$

avec $\tilde{f}$ transformée de Hilbert de f, que nous développerons plus loin. Il est possible de représenter $Z(t)$ dans un espace 3D dont les axes sont t, f et $\tilde{f}$ (Figure 2.2-A).

Z peut aussi s'écrire sous forme trigonométrique

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, \qquad Z(t) \;=\; e(t) \cdot exp\big(\, i \cdot \phi(t) \,\big) \tag{2.2}$$

$$avec \begin{cases} \phi(t) \;=\; arctg\left(\dfrac{\tilde{f}(t)}{f(t)}\right) \\ \\ e(t) \;=\; \sqrt{f^2(t) + \tilde{f}^2(t)} \end{cases}$$

e et ϕ sont respectivement l'enveloppe et la phase de la trace complexe (Figure 2.2-B et C). L'enveloppe correspond à l'amplitude de Z, tandis que la phase représente sa rotation autour de l'axe du temps.

La notion de signal analytique a été introduite en sismique sous le nom de trace complexe par Taner et Sheriff [Taner et Sheriff, 1977] pour le calcul des attributs instantanés. Elle était cependant déjà utilisée depuis les années 1940 pour l'étude des signaux radios et optiques non stationnaires [Gabor, 1946]. Elle permet, en effet, d'obtenir les deux composantes indépendantes d'un signal que sont l'enveloppe et la phase.

Barnes [Barnes, 1998] propose une approche plus concrète de cette notion. Prenons le signal f à un temps donné t et déphasons le progressivement de $-\pi$ à $+\pi$ jusqu'à l'obtention du signal maximum. Ce maximum est l'enveloppe e, et l'angle de déphasage correspondant est la phase ϕ. Le signal analytique n'est qu'un artifice de calcul permettant d'accéder plus directement à ce résultat.

2.2.2 Calcul de la transformée de Hilbert

Définition formelle

Mathématiquement, la transformée de Hilbert $\tilde{f}$ d'une fonction f définie sur $\mathbb{R}$ est elle-même définie sur $\mathbb{R}$ et est égale à [Mari *et al.*, 2001]

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, \qquad \tilde{f}(t) \;=\; \frac{1}{\pi} \cdot \lim_{\varepsilon \to 0^+} \left\{ \int_{-\infty}^{t-\varepsilon} \frac{f(s)}{t-s} \cdot ds \;+\; \int_{t+\varepsilon}^{+\infty} \frac{f(s)}{t-s} \cdot ds \right\} \tag{2.3}$$

Dans la pratique, cette formulation n'est pas utilisable. Plusieurs méthodes ont donc été mises au point pour la contourner, basées notamment sur le calcul dans le domaine des fréquences.

Calcul dans le domaine des fréquences

La transformée de Hilbert peut aussi se définir dans le domaine des fréquences au moyen de la transformée de Fourier. Avec les même notations qu'au chapitre 1.3.1, elle est égale à

$$\tilde{F}(k) \;=\; T.D.F.(\tilde{f(t)}) \;=\; -i\, signe(k) \cdot F(k) \tag{2.4}$$

Dans ce domaine, la transformée de Hilbert correspond donc à un déphasage de $-\pi/2$ pour les fréquences négatives et de $+\pi/2$ pour les fréquences positives [Bracewell, 1965]. f est dit en quadrature avec $\tilde{f}$.

Taner *et al* [Taner *et al.*, 1979] proposent une solution pratique pour effectuer ce calcul. Ils montrent que si un signal réel peut s'écrire sous la forme d'une intégrale de Fourier, alors sa transformée de Hilbert peut se calculer de la façon suivante :

1. calculer la transformée de Fourier du signal ;
2. dans le domaine des fréquences, annuler les amplitudes des fréquences négatives et doubler les amplitudes des fréquences positives ;
3. effectuer la transformée de Fourier inverse pour revenir dans le domaine temporel.

Cette méthode est actuellement la plus employée en sismique, en association avec la T.F.R.

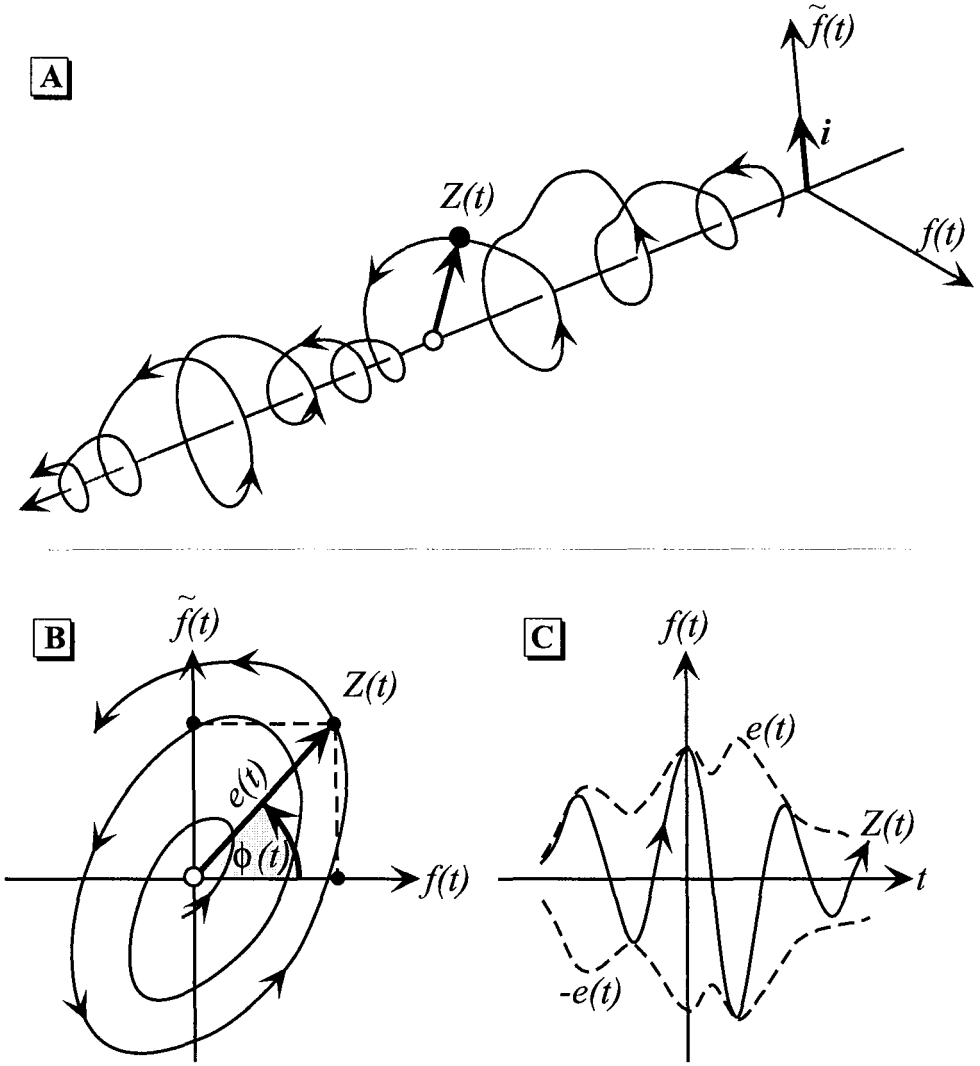

FIG. 2.2 – *Représentation graphique de la notion de trace complexe.*
[A] Dans un espace complexe tridimensionnel, le signal analytique Z représente la variation de la trace sismique f et de sa transformée de Hilbert $\tilde{f}$ au cours du temps t.
[B] Projeté du signal analytique Z sur le plan $(f, \tilde{f})$: la phase ϕ est l'angle entre le signal analytique Z et l'axe des abscisses f.
[C] Projeté du signal analytique Z sur le plan (t, f) : l'enveloppe e est égale à la valeur absolue de l'amplitude du signal f.

Autres méthodes proposées dans la littérature

Taner [Taner, 2000] propose d'autre possibilités de calcul de la transformée de Hilbert d'un signal sismique : dans le domaine temporel de façon discrète, au moyen des ondelettes de Gabor-Morlet, ou encore par manipulation de l'intégrale du signal. D'après l'auteur, ces méthodes restent cependant moins efficaces que la précédente et ne sont donc pas conseillées.

Application au cas des polynômes trigonométriques

Nous avons vu au chapitre 1.3.2 que les signaux sismiques discrets peuvent être interpolés au moyen d'une somme de sinus et cosinus. Or, les transformées de Hilbert des fonctions trigonométriques sont connues analytiquement [Bracewell, 1965] :

$$\begin{aligned} \widetilde{cos}(\omega t) &= cos(\omega t - \pi/2) = sin(\omega t) \\ \widetilde{sin}(\omega t) &= sin(\omega t - \pi/2) = -cos(\omega t) \end{aligned} \tag{2.5}$$

Il nous a donc été facile de déterminer la transformée de Hilbert $\tilde{f}$ d'un polynôme trigonométrique f, tel que défini par l'équation 1.16 :

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, \qquad \tilde{f}(t) = \sum_{k=1}^{m} \Big\{ a_k \cdot sin(kt) - b_k \cdot cos(kt) \Big\} \tag{2.6}$$

En pratique, ce calcul revient à celui du chapitre 2.2.2, basé sur la transformée de Fourier. Les polynômes trigonométriques présentent cependant les avantages suivants :

- la formule mathématique est simple et analytique, elle permet de calculer immédiatement la transformée de Hilbert d'un signal sismique à tout instant t ;
- les coefficients $\{a_k, b_k\}$ et les valeurs $\{sin(kt), cos(kt)\}$ peuvent être réutilisés pour le calcul du polynôme trigonométrique, de sa transformée de Hilbert et, comme nous le verrons plus loin, de leurs dérivées. Le calcul des attributs instantanés ne nécessitera donc que peu de calculs supplémentaires par rapport à celui des polynômes.

C'est donc cette formulation que nous avons choisie pour notre calcul d'attributs instantanés.

2.2.3 Calcul des dérivées

Certains attributs instantanés nécessitent de connaître les dérivées f' et $\tilde{f}'$ des composantes de la trace complexe. Elles peuvent être approximativement calculées en faisant la différence d'échantillons voisins, mais le résultat théorique correct est obtenu au moyen d'un filtre de dérivation basé sur la fonction sinus cardinal [Farid et Simoncelli, 2004]. C'est cette méthode qui est utilisée dans [Taner *et al.*, 1979]. Dans le cas des polynômes trigonométriques, nous proposons simplement d'appliquer les règles mathématiques de

dérivation aux signaux analytiques

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, \qquad f' = \frac{df}{dt} = \sum_{k=1}^{m} \Big\{ -a_k \cdot k \cdot sin(kt) + b_k \cdot k \cdot cos(kt) \Big\} \tag{2.7}$$

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, \qquad \tilde{f}' = \frac{d\tilde{f}}{dt} = \sum_{k=1}^{m} \Big\{ a_k \cdot k \cdot cos(kt) + b_k \cdot k \cdot sin(kt) \Big\} \tag{2.8}$$

Les deux méthodes, filtre de dérivation et dérivation mathématique des signaux, donnent les mêmes résultats. La seule différence intervient aux limites de l'intervalle d'interpolation du signal (cf. chapitre 1.3.2), c'est-à-dire là où il n'est pas étudié.

2.2.4 Les principaux attributs instantanés et leur application à l'interprétation sismique

Les attributs présentés par Taner et Sheriff [Taner et Sheriff, 1977], phase, amplitude et fréquence instantanés, constituent la base à partir de laquelle sont calculés l'ensemble des attributs instantanés, par dérivations, intégrations ou combinaisons diverses. L'introduction d'un nouvel attribut instantané doit cependant se justifier par l'intérêt du renseignement qu'il est susceptible d'apporter. Il faut également que sa sensibilité au bruit soit suffisamment faible pour qu'il soit exploitable.

Nous présenterons, dans ce paragraphe, les principaux attributs instantanés abordés au cours de ce travail. Les différentes formules sont données pour tout signal f et sa transformée de Hilbert continue $\tilde{f}$. Elles s'appliquent aussi bien à des signaux discrets qu'à des signaux continus, tels ceux interpolés par des polynômes trigonométriques.

Remarque sur le calcul des attributs

Les attributs instantanés, calculés au moyen de la transformée de Hilbert, ont pour but d'étudier les variations dans le temps des composantes du signal. Ceci est contradictoire avec l'utilisation de la transformée de Fourier et des polynômes trigonométriques, qui supposent un signal stationnaire. Le calcul de la trace complexe se fait donc classiquement sur une petite fenêtre temporelle pour concilier aux mieux les deux approches. Les attributs instantanés sont donc calculés sur le cube sismique au moyen d'une petite fenêtre mobile le long de chacune des traces sismiques.

L'amplitude instantanée

L'amplitude instantanée e est égale au module de la trace complexe, c'est-à-dire à son enveloppe[7]

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, \qquad e(t) = \sqrt{f(t)^2 + \tilde{f}(t)^2} \tag{2.9}$$

[7]Par la suite, nous utiliserons indifféremment le terme enveloppe ou le terme amplitude instantanée.

Elle est également appelée force de réflexion et représente l'énergie instantanée totale du signal . Elle varie d'un ordre de grandeur semblable à l'amplitude du signal sismique (Figure 2.3) et, tout comme ce dernier, est sensible au pendage des réflecteurs. La Figure 2.4-B montre un exemple d'une section verticale de cet attribut.

Les données sismiques sont généralement filtrées pour être zéro-phasées, c'est-à-dire qu'un pic d'amplitude sismique correspond à un pic de contraste d'impédance acoustique. Sur l'ensemble des signaux d'un cube sismique, le résultat est cependant rarement parfait et il peut y avoir des décalages entre les deux pics. Or, comme le montre l'équation 2.2, l'amplitude instantanée est indépendante de la phase. Elle peut donc être utilisée pour s'affranchir de ces problèmes de phase et pour mieux représenter les contrastes d'impédance acoustique [Taner et Sheriff, 1977]. Comme le montre la Figure 2.3, elle a cependant une résolution plus faible que le signal de départ.

Taner *et al* [Taner *et al.*, 1979] proposent donc l'utilisation de l'enveloppe pour la détection des *bright spots*, *dim spots*[8] et *flats spots*[9] Ils relient aussi les variations latérales de cet attribut à la présence de failles, à des non conformités ou à des variations de lithologie. Le décibel de l'amplitude instantanée est parfois utilisé à la place de l'amplitude instantanée pour la détection d'hydrocarbures [Taner *et al.*, 1979],[Chen et Sidney, 1997].

La dérivée première e' de l'amplitude instantanée est également un attribut fréquemment employé. Elle est égale à

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, \qquad e'(t) = \frac{de(t)}{dt} = \frac{(e^2(t))'}{2 \cdot e(t)} \tag{2.10}$$

Elle décrit les variations verticales d'énergie des réflexions et peut être utilisée pour caractériser les séquences stratigraphiques verticales [Chen et Sidney, 1997].

La phase instantanée

La phase instantanée ϕ est égale à la phase de la trace complexe

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, \qquad \phi(t) = arctg\left(\frac{\tilde{f}(t)}{f(t)}\right) \tag{2.11}$$

Elle correspond à un angle et varie entre $-\pi$ et $+\pi$ (Figure 2.3). Elle est connue modulo 2π, telle que $-\pi = +\pi$. Il faut donc une échelle de couleur[10] cyclique pour la représenter correctement. Pour cela, nous avons utilisé l'échelle de couleur proposée par Taner et Sheriff [Taner et Sheriff, 1977] :

- $\frac{-2}{3}\pi$ en cyan
- 0 en jaune ;
- $\frac{2}{3}\pi$ en magenta ;
- les autres angles par les couleurs interpolées (Figure 2.4-C).

[8] Atténuation du signal sismique parfois liée à la présence d'hydrocarbures.

[9] Forte réflexion horizontale en non conformité avec les réflecteurs environnants due à l'interface hydrocarbure/eau.

[10] Relation entre chaque valeur de l'attribut et la couleur qui lui sera assignée à l'affichage.

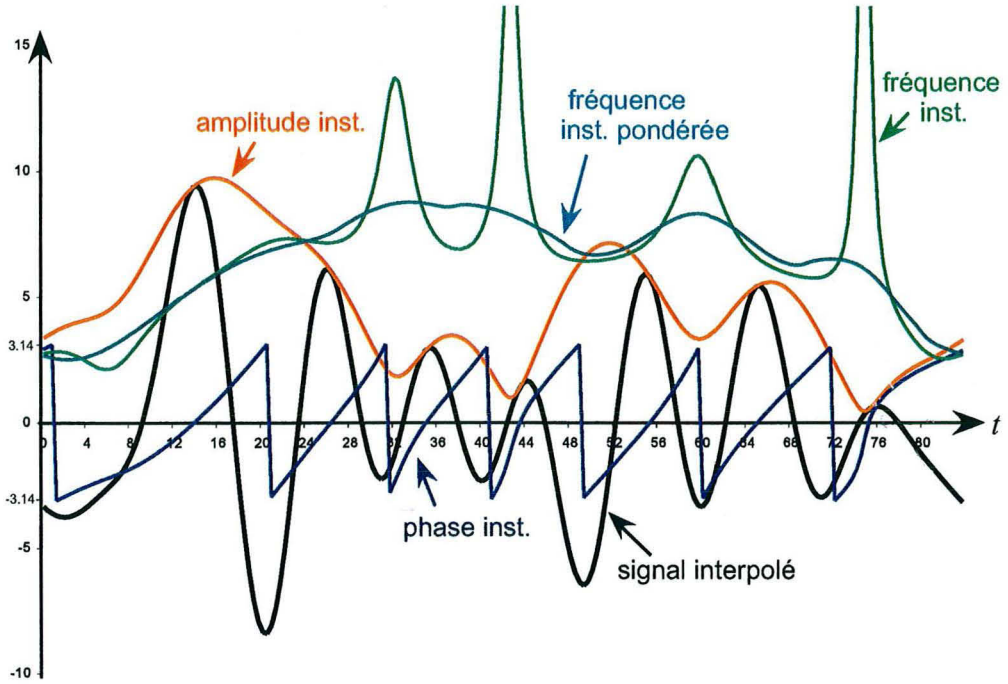

FIG. 2.3 – *Amplitude, phase et fréquence instantanée d'un signal sismique interpolé. L'amplitude instantanée prend ses valeurs environ sur le même intervalle que la valeur absolue du signal. La phase varie entre* $[-\pi, +\pi]$ *modulo* 2π*. Sa dérivée, la fréquence, tend à avoir un comportement instable quand le signal devient faible. C'est pourquoi elle est généralement pondérée par l'amplitude instantanée.*

Il faut noter que cette phase est ponctuelle dans le temps. Elle est donc très différente de la phase donnée par la transformée de Fourier, qui, elle, est associée à la fréquence du signal supposé stationnaire.

La phase instantanée est indépendante de l'amplitude instantanée, et permet de représenter tous les réflecteurs avec la même intensité. Un réflecteur donné a une phase constante sur toute sa surface. La phase instantanée est donc un très bon marqueur de la continuité ou non continuité des couches [Taner et Sheriff, 1977]. Certaines variations de phase peuvent également être associée à la présence d'hydrocarbures [Chen et Sidney, 1997]. Pour sa part, Stark [Stark, 2003] « déroule » la phase instantanée pour attribuer à chaque réflecteur un numéro spécifique. Il tente ainsi de détecter automatiquement les inconformités et séparer les différentes unités stratigraphiques du réservoir étudié.

L'amplitude normalisée est égale au cosinus de la phase [Chen et Sidney, 1997]. Son nom vient du fait qu'elle est équivalente à l'amplitude sismique sans les effets de l'enveloppe et quelle prend ses valeurs sur $[-1, +1]$. C'est un moyen de représenter la phase sur les sections sismiques 2D en *wiggle*[11].

[11] Affichage traditionnel en noir et blanc des signaux sismiques en accolant les graphes représentant les variations de chaque trace sismique en fonction du temps. Les pics sont peints en noir, tandis que les creux sont laissés blancs.

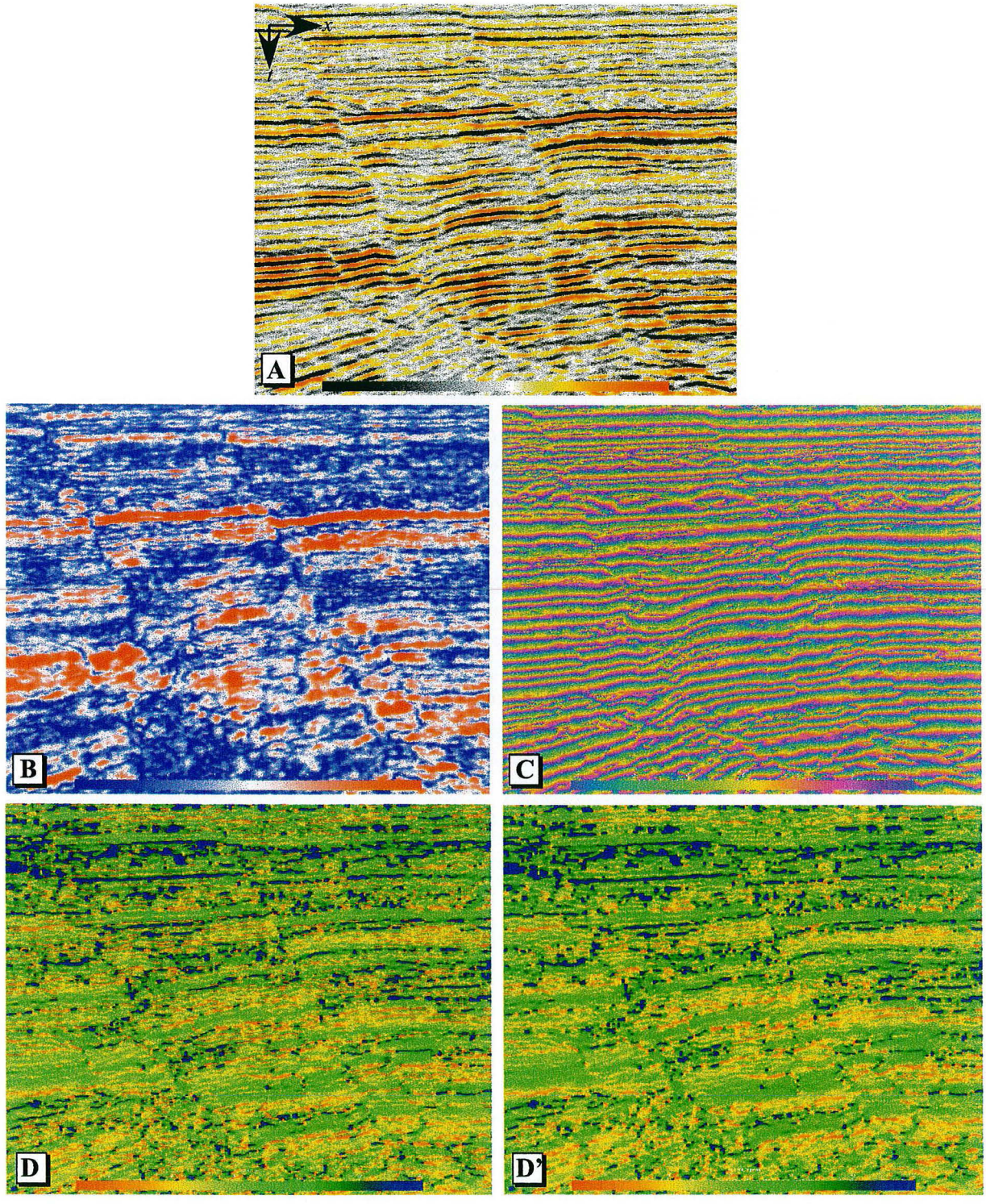

FIG. 2.4 – *Attributs instantanés sur une section sismique verticale : [A] signal sismique, [B] amplitude instantanée, [C] phase instantanée, [D] fréquence instantanée et [D'] fréquence instantanée pondérée. L'amplitude instantanée, ou enveloppe, marque les réflecteurs sismiques importants, tandis que la phase met en valeur la continuité des réflecteurs sans tenir compte de l'amplitude du signal réfléchi. La fréquence instantanée, pondérée pour limiter les instabilités dues à sa sensibilité au bruit, permet d'étudier les variations latérales de faciès.*

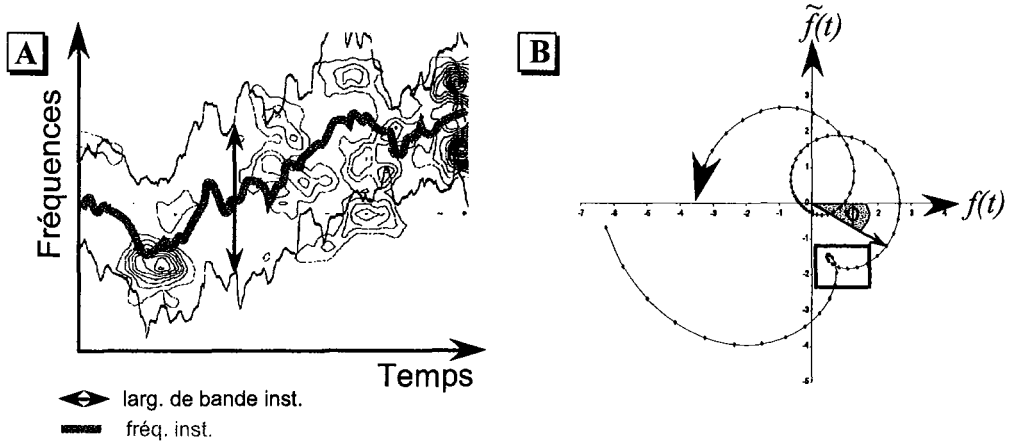

FIG. 2.5 – *Étude de la fréquence instantanée.*
[A] Relation entre fréquence instantanée et spectre d'un signal sismique. La figure représente au moyen des courbes de niveau la variation des amplitudes des fréquences du signal au cours du temps, c'est à dire son spectrogramme. La fréquence instantanée (ligne épaisse grise), la fréquence instantanée plus la largeur de bande instantanée (ligne noire continue supérieure) et la fréquence instantanée moins la largeur de bande instantanée (ligne noire continue inférieure) ont été superposées sur l'image. La fréquence instantanée est à peu près égale à la fréquence centrale du spectre tandis que la largeur de bande instantanée (double flèche) est à peu près égale à la largeur de bande du signal (Figure tirée de [Barnes, 1993b]).
[B] Comportement de la trace complexe dans le cas des fréquences instantanées négatives. Les points représentent la trace complexe calculée à intervalle de temps constant. La phase instantanée ϕ est l'angle de rotation de la trace complexe. Localement (rectangle noir), la trace a une forme cardioïde et le sens de la phase s'inverse. Sa dérivée, c'est-à-dire la fréquence instantanée, devient négative.

La fréquence instantanée

La fréquence instantanée ω est la dérivée de la phase

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, \qquad \omega(t) \;=\; \frac{d\phi(t)}{dt} \;=\; \frac{f(t)\cdot\tilde{f}'(t) - f'(t)\cdot\tilde{f}(t)}{e^2(t)} \tag{2.12}$$

La fréquence instantanée est une mesure de fréquence et s'exprime en Hertz. Nous l'avons représentée au moyen de l'échelle de couleur spécifique proposée par Taner et Sheriff [Taner et Sheriff, 1977]. Des basses aux hautes fréquences, l'échelle passe graduellement du rouge au jaune, puis vert et finalement au bleu (Figure 2.4-D). La fréquence instantanée ne doit pas être confondue avec les fréquences obtenues par la transformée de Fourier. Elle peut, par exemple, prendre des valeurs négatives. Barnes [Barnes, 1993b] la relie cependant empiriquement à la fréquence centrale du spectre du signal (Figure 2.5-A).

Le signal d'un réflecteur visible sur l'image sismique est le plus souvent un signal complexe, issu de la superposition d'un ensemble de signaux simples, mais réfléchis sur des interfaces proches. Le spectre des fréquences — et donc indirectement la fréquence

instantanée — est sensible aux variations de chacune de ces réflexions élémentaires. Taner *et al* [Taner *et al.*, 1979] font ainsi de la fréquence instantanée un bon indicateur des variations latérales de faciès, comme celles induites par les chenaux (Figure 2.6). Pour leur part, Robertson et Nogami [Robertson et Nogami, 1984] utilisent les anomalies de ses variations pour détecter les couches stratigraphiques trop fines pour être résolues par les ondes sismiques. Enfin, Taner [Taner, 2000] explique les valeurs négatives de cet attribut par l'interférence d'ondes réfléchies par des interfaces très proches. Dans ce cas, la trace complexe a une forme cardioïde (Figure 2.5-B).

La fréquence instantanée peut être utilisée pour la détection d'hydrocarbures. En effet, ces derniers absorbent généralement plus les hautes fréquences des ondes sismiques que leur contenant. En conséquence, la fréquence centrale du spectre du signal, et donc la fréquence instantanée, diminuent après le passage par le réservoir [Barnes, 1993b]. Les hydrocarbures sont donc signalés sur les sections verticales de fréquence instantanée par une ombre de basse fréquence juste en dessous des couches qui les contiennent [Taner *et al.*, 1979] (Figure 2.7). D'une façon plus générale, la fréquence instantanée est aussi utilisée pour estimer l'atténuation des ondes sismiques dans le sous-sol [Chen et Sidney, 1997].

La fréquence instantanée est calculée au moyen d'une dérivée, elle est donc sensible au bruit. De plus, comme elle est inversement proportionnelle au carré de l'amplitude instantanée (Équation 2.12), elle devient instable pour les faibles valeurs de cet attribut. Quand l'amplitude instantanée s'approche de 0, la fréquence instantanée devient infinie (Figure 2.3). Plusieurs variantes de calcul ont été proposées pour atténuer cet effet. Taner et Sheriff [Taner et Sheriff, 1977] suggèrent notamment de pondérer la fréquence instantanée par l'amplitude instantanée sur une période T

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, \qquad \omega_w(t) \quad = \quad \frac{\sum_{j=0}^{T} e(t+j) \cdot \omega(t+j)}{\sum_{j=0}^{T} e(t+j)} \tag{2.13}$$

Pour ce calcul, il est généralement nécessaire de prendre un pas d'échantillonnage inférieur à celui de la trace sismique.

Les Figures 2.3 et 2.4-D permettent de comparer la fréquence instantanée sans et avec pondération. Les instabilités disparaissent effectivement dans le second cas. Dans certains cas, l'important n'est donc pas de calculer l'attribut le plus exactement possible, mais l'attribut le plus clair, le plus facilement utilisable.

Autres attributs instantanées

Ils existent de nombreux autres attributs instantanés, en général issus de combinaisons, dérivations, pondérations des trois précédents. Comme ils sont beaucoup moins utilisés et souvent beaucoup plus difficiles à interpréter, nous ne présenterons qu'un nombre limité d'entre eux[12].

[12]Pour un aperçu global des attributs instantanés, se référer à [Chen et Sidney, 1997] et [Taner, 2000].

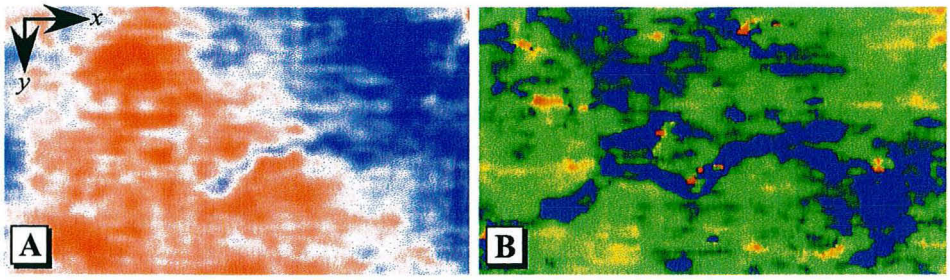

FIG. 2.6 – *Détection d'un chenal au moyen de la fréquence instantanée :*
[A] coupe temps d'un cube sismique ; [B] même coupe mais avec la fréquence instantanée. Sur cette deuxième section, un chenal apparaît clairement au centre en bleu (fréquence élevée).

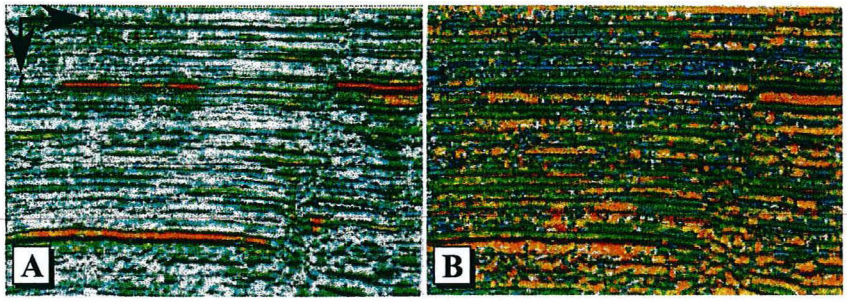

FIG. 2.7 – *Exemple de détection d'un réservoir d'hydrocarbure au moyen de la fréquence instantanée :*
[A] section verticale de l'amplitude instantanée d'un cube sismique présentant trois bright spots en rouge ; [B] même section, mais avec la fréquence instantanée. La fréquence instantanée tend à diminuer sous les trois réservoirs (en rouge orange). Cela n'aurait pas été le cas si les bright spots ne contenaient pas d'hydrocarbures (Figure tirée de [Taner et al., *1979]).*

L'accélération instantanée $\gamma(t)$ est la dérivée seconde de la phase instantanée, c'est-à-dire la dérivée de la fréquence instantanée. Sa formule est la suivante

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, \qquad \gamma(t) = \frac{d^2\phi(t)}{dt^2} = \frac{d\omega}{dt} = \frac{1}{e^2(t)} \cdot \{\, f(t) \cdot \tilde{f}''(t) - \tilde{f}(t) \cdot f''(t) - \omega(t) \cdot (e^2(t))' \,\} \tag{2.14}$$

Elle peut être utilisée pour déterminer les limites des ombres de basse fréquence associées à la présence d'hydrocarbures [Chen et Sidney, 1997].

La largeur de bande instantanée σ est définie par Barnes [Barnes, 1993a] comme la valeur absolue de la dérivée du logarithme de l'enveloppe

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, \qquad \sigma(t) = \left| \frac{e'(t)}{2\pi\ e(t)} \right| \tag{2.15}$$

Cet attribut est utilisé comme approximation de la largeur de bande du spectre du signal (Figure 2.5-A). Il est exprimé en hertz ou décibel par seconde. Il est totalement indé-

pendant de la fréquence instantanée et permet de visualiser les effets d'absorptions des fréquences par les roches. Comme la fréquence, il est conseillé de lisser l'attribut en le moyennant sur une petite fenêtre verticale [Barnes, 2000].

Le facteur de qualité instantané q, également défini par Barnes, est égal à

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, \qquad q(t) = \frac{\pi\, \omega(t)}{2\, decay(t)} \tag{2.16}$$

avec la fonction *decay* qui est identique à la fonction σ mais sans la valeur absolue. Cet attribut est une approximation du facteur de qualité du signal sismique. Il permet de quantifier le degré d'absorption de l'onde sismique au fur et à mesure de sa traversée des couches géologiques.

2.2.5 Les attributs de réponse

Les attributs de réponse sont identiques aux attributs instantanés mais uniquement calculés au maximum de l'enveloppe du signal analytique. Bodine [Bodine, 1984] les a introduits en comparant des attributs instantanés calculés à tout instant sur une même ondelette subissant un déphasage progressif de 0 à π radians. Il constate alors que la phase de l'ondelette est égale à la phase instantanée calculée au pic de l'enveloppe. De plus, la fréquence moyenne du spectre de l'ondelette est identique à la fréquence instantanée également à ce point particulier du signal. Au maximum de l'enveloppe, les énergies d'une majorité des fréquences du signal sont en phase. Bodine suppose donc que les caractéristiques instantanées calculées à cet instant sont assez proches des caractéristiques moyennes de l'onde sismique. Il est alors possible de faire un lien entre les attributs instantanés et les « attributs » du domaine des fréquences obtenus par la transformée de Fourier. Par la suite, Barnes [Barnes, 1991] a étendu ces résultats à toute ondelette de phase constante.

Les attributs de réponse, également appelés attributs principaux ou attributs d'ondelette, sont constants entre deux minimums de l'enveloppe. Ils prennent la valeur du maximum d'enveloppe trouvé sur cet intervalle de temps (Figure 2.8). Leur calcul demande donc de trouver les positions des minima et maxima de la fonction e. Dans le cas d'un calcul discret, le pas d'échantillonnage est généralement trop important pour que les calculs soient corrects. Il est donc nécessaire de recourir à une interpolation locale — le plus souvent quadratique — de la fonction. Dans le cas des polynômes trigonométriques, la recherche est plus exacte, puisque le signal est connu de façon continue.

Les attributs de réponse les plus utilisés sont les suivants [Taner, 2000] :

- la phase de réponse (Figure 2.10-C) ;
- la fréquence de réponse (Figure 2.10-D) ;
- la polarité apparente *pol*, définit de la façon suivante [Taner et Sheriff, 1977]

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, \qquad pol(t) = signe(f(t_{e_{max}})) \cdot e(t) \tag{2.17}$$

avec $t_{e_{max}}$ instant le plus proche de t où l'enveloppe e est maximum et tel que l'intervalle $[t - t_{e_{max}}]$ ne passe pas par un minimum de e (Figure 2.9). Si les données sont peu bruitées et zéro-phasées, cet attribut est lié au signe, c'est-à-dire à la

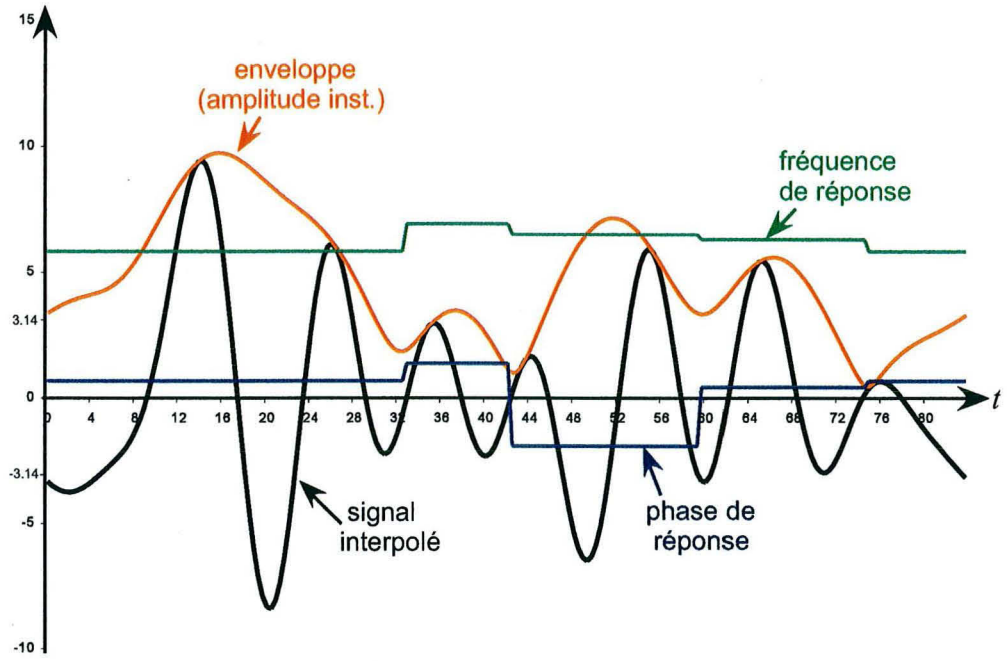

FIG. 2.8 – *Phase et fréquence de réponse d'un signal sismique interpolé. Les attributs de réponse sont identiques aux attributs instantanés mais sont calculés au maximum de l'enveloppe. Ils sont représentatifs des caractéristiques de la transformée de Fourier de l'onde sismique.*

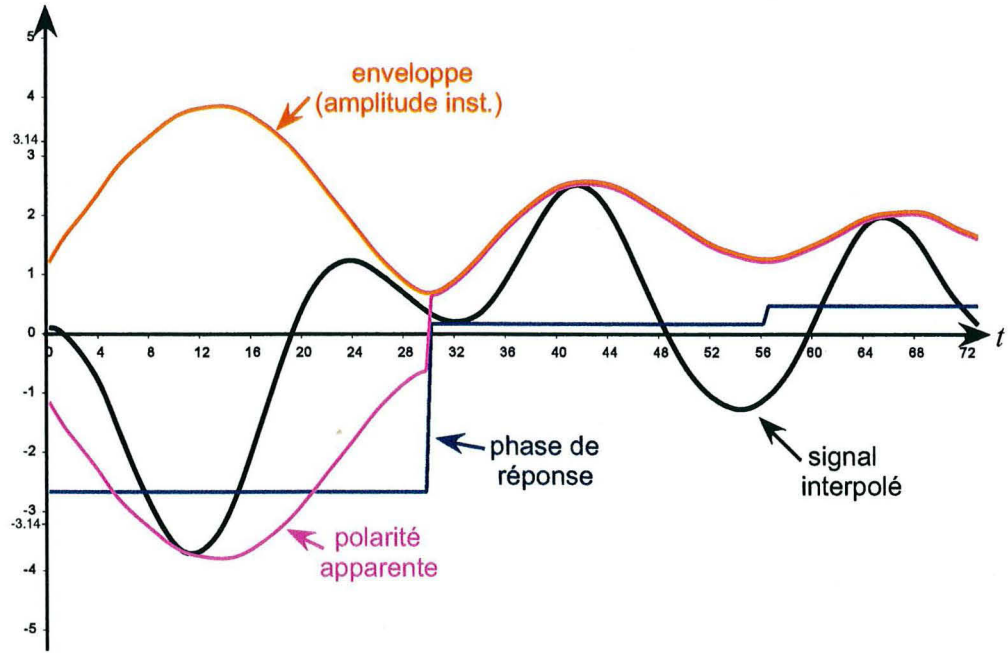

FIG. 2.9 – *Polarité apparente d'un signal sismique. Comme le montre la phase de réponse presque nulle au centre du signal, le signal est presque zéro phase. La polarité apparente est égale au signe de la trace au pic de l'enveloppe multiplié par l'enveloppe. Elle est liée, dans certaines conditions, au signe du coefficient de réflexion. (Pour plus de clarté, la courbe de l'enveloppe a été légèrement décalée vers le haut).*

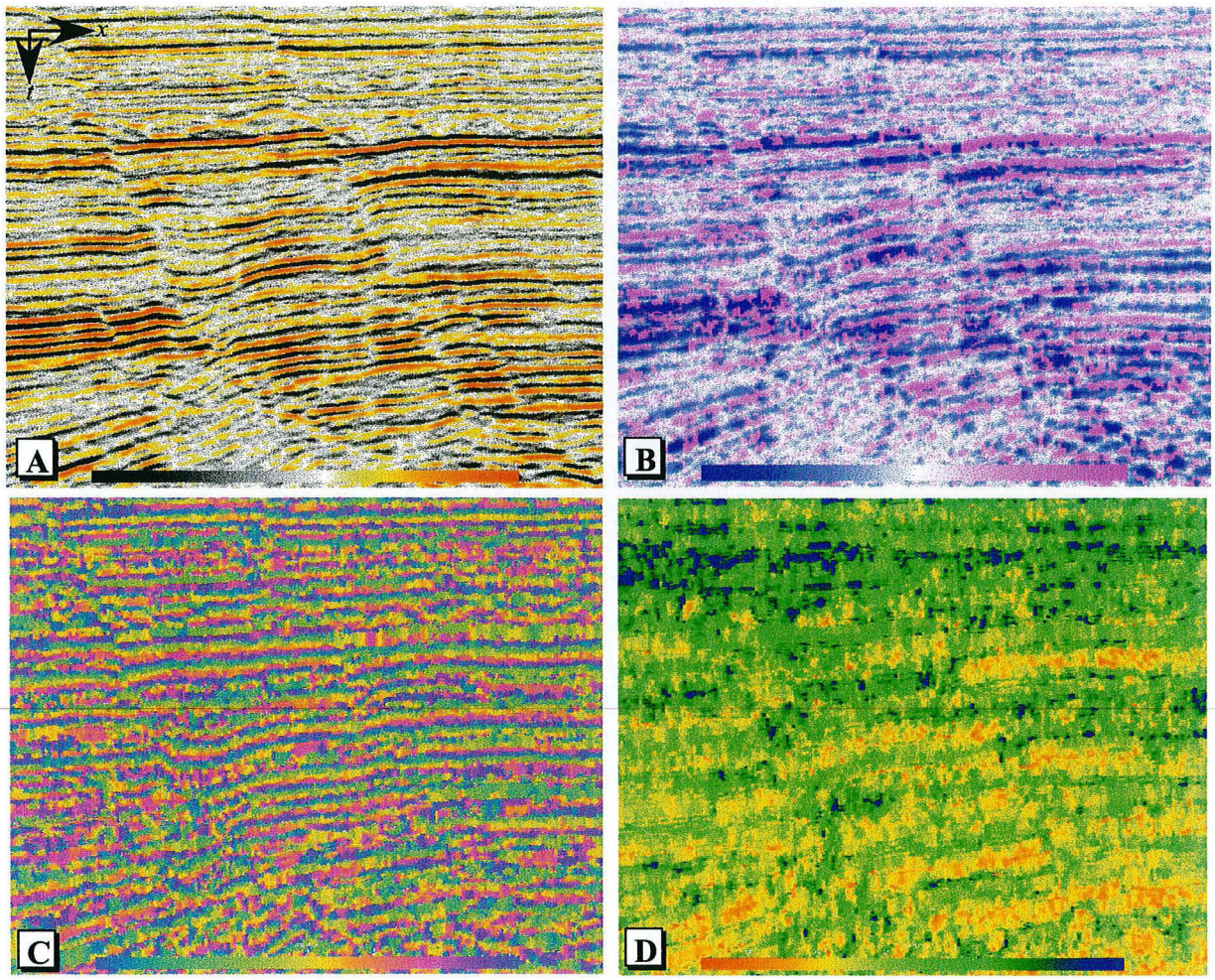

FIG. 2.10 – *Attributs de réponse sur la même section que la Figure 2.4 : [A] sismique initiale, [B] polarité apparente, [C] phase de réponse et [D] fréquence de réponse. Les attributs de réponse sont calculés au pic de l'enveloppe, c'est-à-dire au maximum d'énergie du signal.*

polarité, du coefficient de réflexion des interfaces qui réfléchissent les ondes (cf. chapitre 1.1.1). Cependant, dans le cas d'interfaces rapprochées, les ondes réfléchies sur chacune des interfaces interfèrent entre elles et le lien s'atténue. La polarité apparente est habituellement représentée en magenta pour les polarités négatives, en bleu pour les positives et utilisée avec l'amplitude instantanée (Figure 2.10-B).

2.2.6 Comparaison des différentes méthodes de calcul

Nous avons pu comparer notre calcul des attributs instantanés avec d'autres méthodes disponibles sur le marché :

- le logiciel commercial Attrib3D de la compagnie Rock Solid Image a été développé sous la direction de Taner ;
- le logiciel libre Sunix de l'école des mines du Colorado.

Les deux logiciels calculent la transformée de Hilbert au moyen de la Transformée de Fourier, mais avec des implémentations différentes. Pour des raisons techniques, les tests ont été menés sur deux jeux de données réels différents échantillonnés avec un pas de 4ms : le cube A, de qualité moyenne, est constitué de 10 millions de cellules, et le cube B, de bonne qualité, est constitué 12 millions de cellules.

Logiciel	Trans. Hilbert	Enveloppe	Phase	Fréquence	Cube
Attrib3D	0.98	0.95	0.90	0.80	A
Sunix	0.99	0.99	0.92	0.73	B

TAB. 2.1 – *Coefficients de corrélation entre les principaux attributs instantanés calculés avec les polynômes trigonométriques et avec des logiciels du marché.*

Les résultats sont présentés dans le Tableau 2.1. Les temps de calculs sont sensiblement les mêmes pour tous les logiciels (de l'ordre de la minute pour chacun des cubes). Transformée de Hilbert, enveloppe et phase instantanée sont quasiment identiques. La fréquence est plus difficile à comparer car les instabilités perturbent la corrélation. Il a donc fallu faire des corrections pour ne pas les prendre en compte, ce qui augmente l'incertitude sur les résultats.

L'intérêt de l'approche par les polynômes trigonométriques réside cependant :

- dans la simplicité des formulation, qui permettent également un calcul simultané des différentes composantes des attributs — signal, transformée de Hilbert et leurs dérivées — ;
- dans la formulation analytique, qui permet de calculer les valeurs de n'importe quel attribut à tout instant du signal. Cette approche présente notamment un intérêt dans le calcul des attributs pondérés, qui nécessitent de connaître la trace complexe à un pas d'échantillonnage inférieur à celui de la trace sismique. Comme nous le verrons dans le chapitre 4, elle peut également être utilisée dans le calcul de certaines cartes d'attributs.

2.2.7 Commentaire sur l'utilisation des attributs instantanés

Comme le montre le chapitre 2.2.4, il est facile de combiner les attributs, mais beaucoup moins de leur trouver une explication physique et encore moins de les relier à une information géologique. Leur sensibilité importante au bruit, due aux diverses dérivations, ne fait qu'accentuer ce problème. L'utilisation des attributs instantanés pour quantifier une propriété des couches du sous-sol — atténuation des ondes par exemple — ne fait donc pas l'unanimité parmi les spécialistes. Plusieurs auteurs [White, 1991] [Bodine, 1984] conseillent de n'utiliser ces attributs que de façon quantitative, lorsque c'est possible, ou bien pour décrire la forme des traces sismiques.

D'autres attributs, non instantanés, peuvent être utilisés pour analyser le signal sismique. Ils sont cependant généralement moins aisés à utiliser lors d'une analyse globale des données. Il est possible, par exemple, de calculer la transformée de Fourier de toutes les traces d'une section sismique pour en étudier les variations de fréquence. Néanmoins, une analyse simultanée de l'ensemble des spectrogrammes obtenus pour toutes les traces sismiques se révèle rapidement problématique. La fréquence instantanée, en donnant une valeur moyenne de ces paramètres complexes, permet immédiatement de repérer les variations latérales et verticales des propriétés du signal.

L'étape suivante a donc été la comparaison automatique des propriétés des traces voisines. Elle a pu se développer grâce à la progression des puissances de calcul des ordinateurs, et apporter de nouvelles informations d'ordre géométrique.

2.3 Les attributs géométriques

Les attributs géométriques ont essentiellement pour objectif de mettre en évidence la géologie structurale du sous-sol. Ils sont apparus pour la sismique 2D dans les années 1980 [Voosler, 1989], mais se sont véritablement développés avec la sismique 3D dans le milieu des années 1990 : détection des failles [Bahorich et Farmer, 1995], caractérisation de la géométrie des couches stratigraphiques [Randen *et al.*, 1998].

Les attributs de base que nous verrons dans ce chapitre sont le pendage des horizons sismiques, leur courbure, et leur similarité. Ils peuvent, tout comme les attributs instantanés, être combinés pour donner de nouveaux attributs. Leurs modes de calculs sont cependant très différents et les algorithmes souvent assez lourds. Les attributs géométriques se calculent généralement sur un groupe de traces sismiques voisines, dans une fenêtre d'analyse 2D ou 3D centrée sur le point où l'attribut est recherché (Figure 2.11). L'approche unifiée que nous présentons ici, toujours basée sur les polynômes trigonométriques, permet de limiter le nombre d'opérations à effectuer tout en donnant un résultat précis.

2.3.1 Les attributs de pendage

Les attributs de pendage ont pour objectif de quantifier l'orientation des horizons sismiques directement à partir du cube sismique et sans étape de pointé. Ils ont une grande importance car ils sont à la base du calcul de plusieurs autres attributs comme la courbure ou la semblance qui seront abordées dans les chapitres suivants.

Définition

Considérons un point d'un cube sismique par lequel passe un horizon sismique. Cet horizon peut être assimilé localement à un plan, dont l'orientation dans l'espace peut être caractérisée :

- soit par le vecteur normal au plan ;

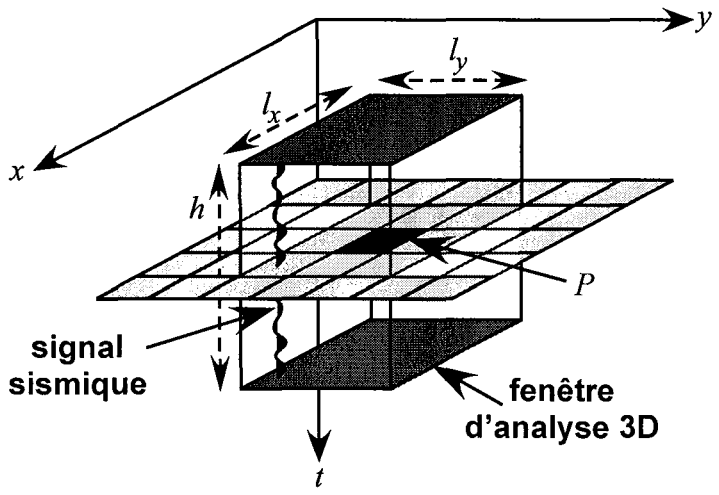

FIG. 2.11 – *Fenêtre de calcul pour les attributs géométriques. L'attribut calculé au point P d'un cube sismique nécessite de connaître les valeurs du signal sur un groupe de traces directement voisines de ce point. En général, l_x et l_y sont identiques, et égaux à 3. L'attribut est souvent calculé au moyen de 9 traces sismiques. La hauteur h sur laquelle les traces sont considérées est variable, mais identique pour toutes les traces de la fenêtre.*

- soit par un système d'angles. En deux dimensions, le système n'est composé que de l'angle signé de pendage, c'est-à-dire l'angle entre la droite représentant le plan et l'horizontale. En trois dimensions, il faut deux angles :
  - l'angle de pendage qui est cette fois l'angle entre l'horizontale et la ligne de plus grande pente du plan, non signé,
  - l'angle d'azimut, qui est l'angle entre un plan vertical passant par une horizontale du plan perpendiculaire à la ligne de plus grande pente et un plan vertical aligné sur la direction Nord-Sud.

Un calcul en deux dimensions donnera le pendage apparent des horizons sur la section considérée ; en trois dimensions, ce sera le pendage « réel ». Si l'axe vertical du cube sismique est le temps, le pendage est donné en millisecondes par mètres.

Problème de l'aliasing

À cause de la nature discrète des données sismiques, et quelque soit la méthode de calcul utilisée, il existe toujours une limite intrinsèque au calcul du pendage. Un aliasing apparaît quand la densité des traces sismiques est trop faible par rapport au pendage des horizons (Figure 2.12). Si a est l'écart entre deux traces sismiques consécutives le long d'un axe horizontal donné, et $f_{t_{max}}$ la fréquence temporelle la plus élevée du signal, alors le pendage maximum calculable γ_{max} est

$$\gamma_{max} \leq \frac{1}{2a\ f_{t_{max}}} \tag{2.18}$$

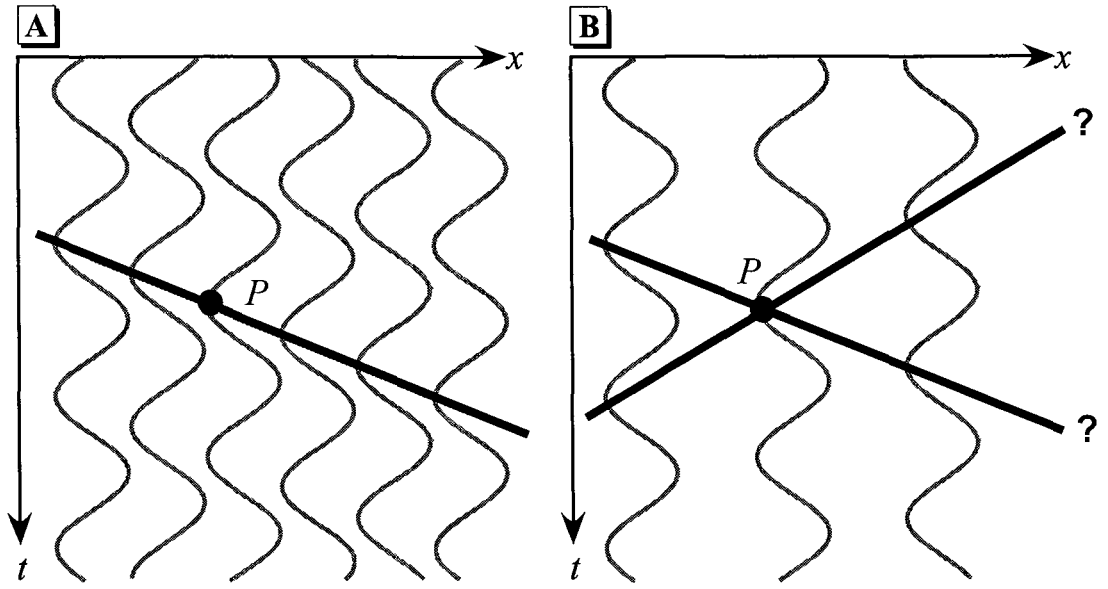

FIG. 2.12 – *Calcul du pendage et aliasing :*
[A] densité suffisante de traces sismiques pour calculer le pendage en P ;
[B] aliasing : le manque de données est à l'origine d'un ambiguïté importante sur le pendage réel des horizons en P.

Pendage obtenu à partir d'horizons pointés

Les attributs de pendage sont souvent analysés sur des horizon extraits manuellement ou automatiquement de la sismique [Dalley *et al.*, 1989] [Rijks et Jauffred, 1991] [Roberts, 2001]. Il suffit alors d'afficher le pendage de la surface extraite calculé au moyen d'algorithmes classiques. Cela ne répond cependant pas à notre objectif, qui est de s'affranchir du pointé.

Pendage obtenu à partir de la similarité

La solution la plus simple pour calculer le pendage des horizons sismiques revient à appliquer sur des signaux discrets la méthode décrite au chapitre 1.3.2. Elle consiste à décaler progressivement deux traces voisines en calculant leur corrélation. Le décalage donnant le maximum de corrélation correspond au pendage des horizons sismiques traversant les deux traces.

Pour obtenir un attribut de pendage plus lisse, il vaut mieux effectuer le calcul sur un groupe de trace et moyenner le résultat. Marfurt *et al* [Marfurt *et al.*, 1998] et Taner [Taner, 2000] proposent donc une solution basée sur l'attribut de similarité qui sera développée au chapitre 2.3.3. Cet attribut calcule le degré de ressemblance d'un groupe de traces sismiques voisines le long d'un pendage donné. Comme précédemment, le pendage pour lequel l'attribut a la valeur la plus élevée est une bonne approximation du pendage local des horizons traversant le groupe de traces (Figure 2.13-A). La méthode se base elle

aussi sur des données discrètes. Malheureusement, l'échantillonnage de la sismique n'est généralement pas assez fin pour permettre un calcul précis du pendage. Marfurt propose donc de recourir à une interpolation parabolique locale pour affiner le résultat. Cette solution alourdit cependant beaucoup la méthode, déjà très coûteuse en calculs.

Pendage obtenu par les attributs instantanés

Une deuxième solution est basée sur l'extrapolation en 2 ou 3D des attributs instantanés. Le signal sismique n'est plus dans ce cas la juxtaposition de signaux unidimensionnels, mais l'ensemble du cube est considéré comme un seul signal bi ou tridimensionnel. Or, nous avons vu au chapitre 2.2.4 que les horizons sont des événements sismiques de phase instantanée constante. Le calcul des directions de variations de la phase 2D ou 3D permet donc de connaître le pendage des horizons sismiques. Cette idée a été proposée par Scheuer et Oldenburg [Scheuer et Oldenburg, 1988] pour calculer la vitesse des ondes sismiques sur des sections 2D.

Les variations de la phase sont calculées au moyen de sa dérivée, c'est-à-dire la fréquence instantanée ω[13]. En 2D, celle-ci se décompose en une fréquence temporelle ω_t, celle que nous avons étudié au chapitre 2.2.4, et en une fréquence horizontale ω_x (Figure 2.13-B). Le pendage γ est obtenu au moyen de ces fréquences de la façon suivante [Barnes, 1996] :

$$\gamma = -\arctan\left(\frac{\omega_x}{\omega_t}\right) \tag{2.19}$$

En trois dimensions, le pendage γ et l'azimut ζ sont calculés au moyen des trois composantes de la fréquence [Barnes, 1996] :

$$\gamma = arctan\left(\frac{\sqrt{{\omega_x}^2 + {\omega_y}^2}}{|\omega_t|}\right) \tag{2.20}$$

$$\zeta = arctan\left(\frac{\omega_x}{\omega_y}\right) + \pi \tag{2.21}$$

O'Doherty et Taner [O'Doherty et Taner, 1992] utilisent une approche presque identique mais utilisant également la fonction d'autocorrélation du signal. Ils arrivent ainsi à s'affranchir du problème de la trop faible résolution de la grille sismique.

Barnes [Barnes, 1996] distingue deux méthodes de calcul de pendage au moyen des attributs instantanés :

- Le pendage de phase est obtenue au moyen de la dérivée de la phase instantanée, c'est-à-dire la fréquence instantanée. Il donne le pendage d'événements de phase constante (Figure 2.13-B) ;
- Le pendage d'amplitude, calculé au moyen de la dérivée du logarithme de l'amplitude instantanée, c'est-à-dire la largeur de bande instantanée. Il donne le pendage d'événements d'enveloppe constante.

[13]Pour un détail des formules des attributs instantanés 2 et 3D, voir [Barnes, 1996].

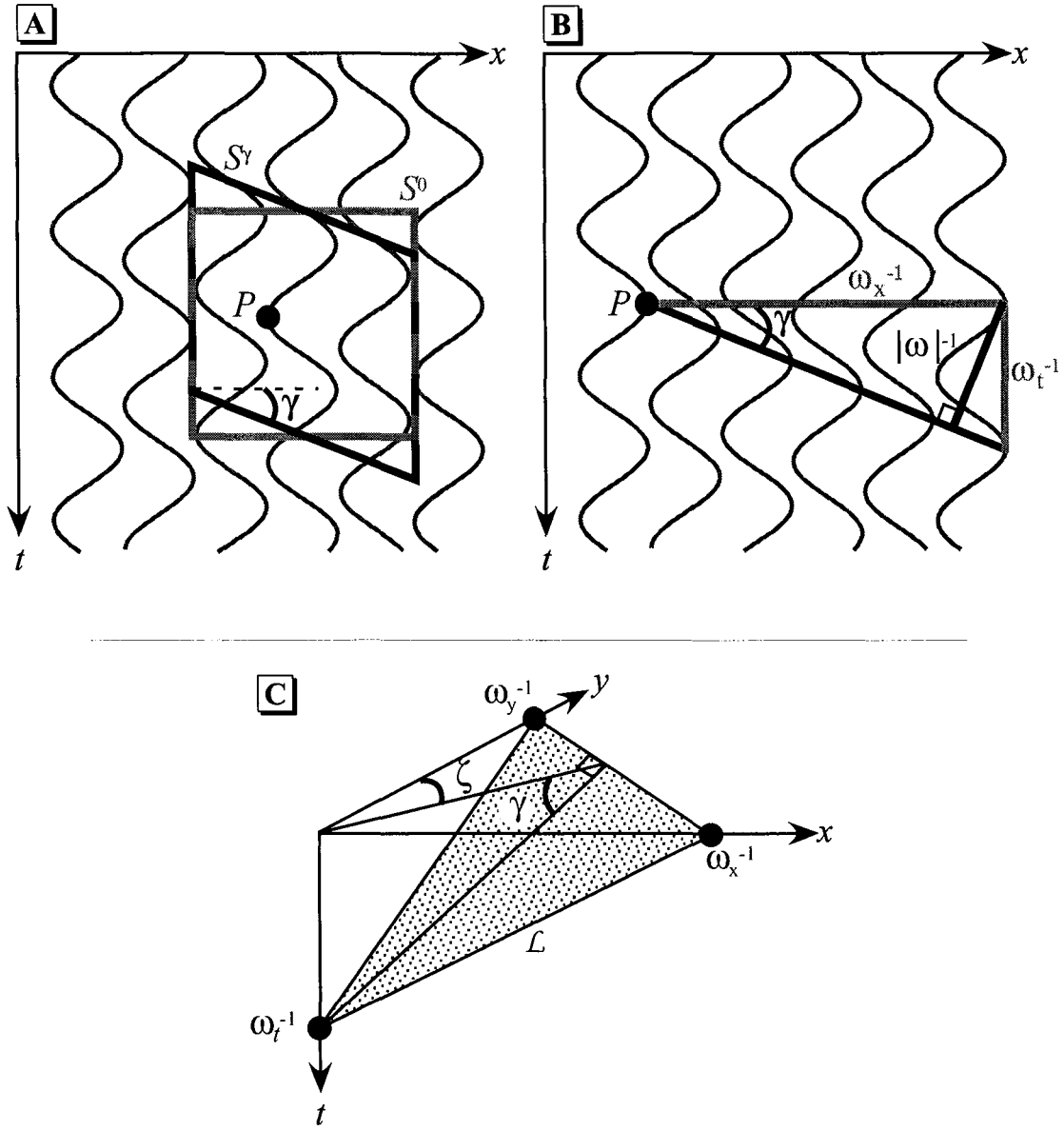

FIG. 2.13 – *Calcul du pendage et de l'azimut des réflecteurs sismiques sur un signal sinusoïdal simple.*
[A] Au moyen du maximum de similarité. Les portions de traces comprises dans la fenêtre S^0 centrée sur P se ressemblent peu. En transformant progressivement la fenêtre rectangulaire en un parallélogramme toujours centré sur P, la corrélation entre les traces s'améliore. Le maximum de similarité est obtenu pour la fenêtre S^γ qui donne également le pendage γ des réflecteurs en P.
[B] Au moyen de la fréquence instantanée bidimensionnelle ω. Ces composantes sont ω_x, fréquence instantanée horizontale, et ω_t fréquence instantanée temporelle. Leurs inverses sont respectivement la période horizontale et la période temporelle. L'inverse de ω donne la période minimum entre deux pics successifs du signal (d'après [Barnes, 1996]).
[C] En trois dimensions, l'orientation d'un plan $\mathcal{L}$ approximant un horizon sismique peut se calculer au moyen des trois fréquences instantanées spatiales, ω_x selon les inlines et ω_y selon les crosslines, et temporelles ω_t. Elles permettent de calculer les valeurs du pendage γ et de l'azimut ζ (d'après [Barnes, 1996]).

Les deux approches donnent le plus souvent des résultats équivalents pour les signaux sismiques. Barnes recommande cependant d'utiliser la première, car les horizons sismiques sont toujours mieux caractérisés par une phase constante que par une amplitude constante.

Nous avons également vu dans les chapitres précédents que la fréquence et la largeur de bande instantanées présentent de nombreuses instabilités qui peuvent nuire au calcul du pendage. Barnes [Barnes, 2000] conseille donc d'utiliser les attributs pondérés plutôt que bruts pour obtenir de meilleurs résultats.

Pendage obtenu par les polynômes trigonométriques

Comme nous l'avons vu au chapitre 1.3.2, la fonction de corrélation de deux polynômes trigonométriques permet de calculer précisément le décalage optimal entre deux portions de traces sismiques. Cette information nous donne directement le pendage des horizons entre deux portions de trace sismique. Cependant, comme pour les méthodes précédentes, il est préférable d'appuyer le calcul sur plusieurs traces en même temps. Le pendage moyen obtenu permet d'éviter des instabilités dues au bruit.

Considérons un groupe de n traces $g^1, g^2, ..., g^n$ voisines d'une trace f et supposons que toutes ces traces passent par un même réflecteur (Figure 2.14-A). Le point P, connu, est le point de rencontre de f avec le réflecteur. Pour simplifier les formules, nous l'utiliserons comme origine de notre système de coordonnées. Notre objectif est maintenant de calculer le pendage γ du réflecteur en P :

1. Dans un premier temps, tous les décalages optimaux $\Delta^1, \Delta^2, ..., \Delta^n$ entre f et chacune des traces g^i sont calculés. Ces décalages permettent de calculer les positions $P^1, P^2, ..., P^n$ du réflecteur en chacune des traces ;
2. Si le réflecteur peut être assimilé à un plan parfait et non vertical $\mathcal{L}$ au niveau du point P, alors il peut être parfaitement caractérisé par les coordonnées (a, b, c) de $\mathcal{L}$. Tous les points Q de $\mathcal{L}$ respectent l'équation

$$\forall\, Q(x, y, t) \in \mathcal{L}, \qquad t \;=\; a\,x \;+\; b\,y \;+\; c \tag{2.22}$$

   Comme $\mathcal{L}$ passe par l'origine P de notre base, le coefficient c est nul. De plus, d'après notre hypothèse de départ, tous les points calculés $P^i(x^i, y^i, \Delta^i)$ respectent également l'équation 2.22. Nous obtenons donc un système de n équations pour calculer les coefficients a et b

$$\underbrace{\begin{bmatrix} x^1 & y^1 \\ x^2 & y^2 \\ \dots & \\ x^n & y^n \end{bmatrix}}_{H} \cdot \begin{bmatrix} a \\ b \end{bmatrix} = \underbrace{\begin{bmatrix} \Delta^1 \\ \Delta^2 \\ \dots \\ \Delta^n \end{bmatrix}}_{V} \tag{2.23}$$

   Sachant que $n \geq 3$, le système est surdimensionné ;
3. Cependant, dans la réalité, le réflecteur n'est généralement pas un plan parfait. Les n équations ne sont donc pas vérifiées exactement. Une bonne approximation de la

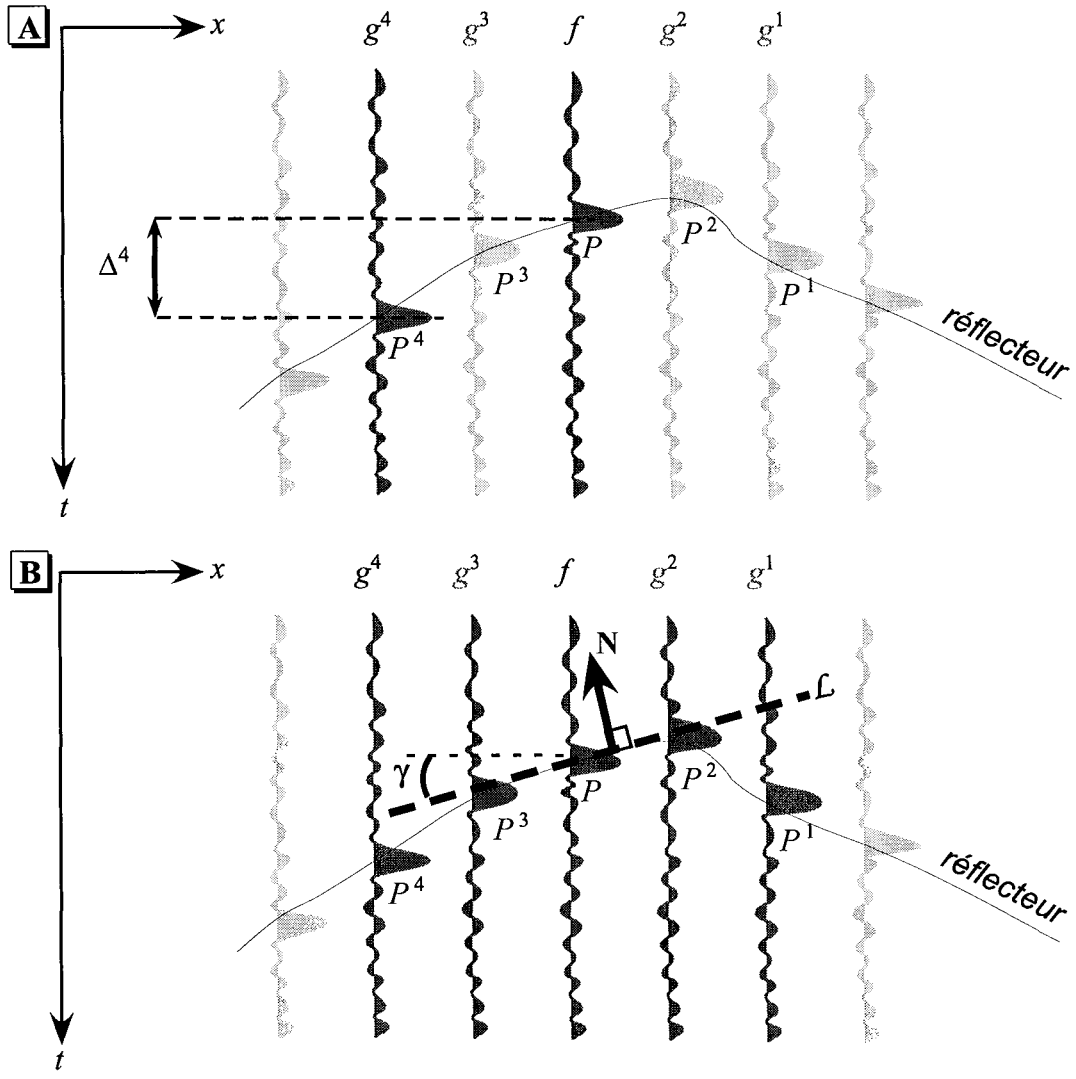

FIG. 2.14 – *Calcul du pendage et de l'azimut des réflecteurs sismiques au moyen des polynômes trigonométriques.*
[A] Chaque trace voisine g^i du point considéré P est corrélée avec la trace f au moyen des polynômes trigonométriques, pour calculer le décalage optimal Δ^i entre g^i et f. Chaque valeur Δ^i permet de connaître la position des points P^i par où passe le réflecteur.
[B] Après résolution du système, l'ensemble de points est approché par un plan $\mathcal{L}$. L'orientation de ce plan est considérée comme étant l'orientation locale du réflecteur.

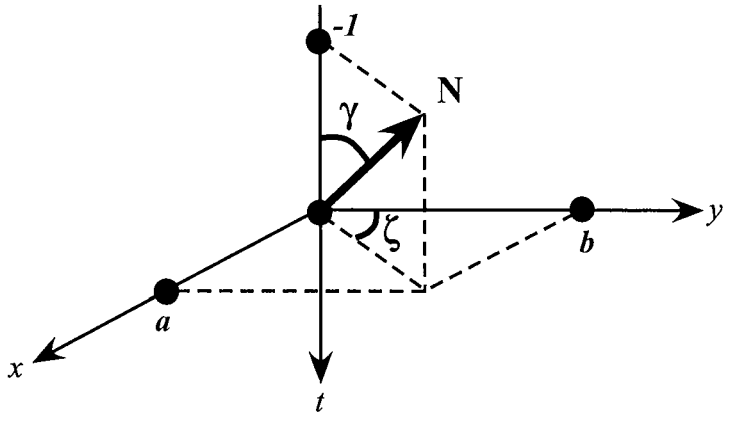

FIG. 2.15 – *Relations angulaires entre le vecteur* **N** *normal au plan* $\mathcal{L}$ *et les angles de pendage* γ *et d'azimut* ζ. *Pour un plan non vertical, l'équation de* $\mathcal{L}$ *est* $t = ax + by$.

solution peut être obtenue en résolvant le système par les moindres carrés, ce qui nous donne

$$\begin{bmatrix} a \\ b \end{bmatrix} = \{(H^t H)^{-1} \cdot H^t\} \cdot V \tag{2.24}$$

Les moindres carrés permettent de minimiser l'écart type σ entre la position des points P^i et leurs projetés verticaux sur le plan $\mathcal{L}$. L'écart type σ est donné par :

$$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^{n} |\Delta^i - a\, x^i - b\, y^i|^2 \tag{2.25}$$

4. Les coefficients (a, b) du plan nous donnent immédiatement les coordonnées de son vecteur normal **N** (Figure 2.14-B)

$$\mathbf{N} = \begin{bmatrix} a/\sqrt{(a^2+b^2+1)} \\ b/\sqrt{(a^2+b^2+1)} \\ -1/\sqrt{(a^2+b^2+1)} \end{bmatrix} \tag{2.26}$$

Le pendage γ et l'azimut ζ du plan — et du réflecteur — sont alors égaux à (Figure 2.15)

$$\gamma = arctan(\sqrt{a^2+b^2}) \tag{2.27}$$

$$\zeta = arctan\left(\frac{a}{b}\right) + \pi \tag{2.28}$$

5. Le processus est ensuite répété en chaque point du cube sismique. Il faut noter que la matrice H est constante pour l'ensemble du cube, ce qui permet de précalculer la matrice $\{(H^t H)^{-1} \cdot H^t\}$.

Le calcul des décalages Δ^i passe par une fonction de corrélation. Chaque calcul de Δ^i est donc associé à une valeur de corrélation $C^i = C_{fg^i}$ qui quantifie la précision du calcul sur une échelle de 0 à 1. Pour améliorer la qualité des résultats du pendage, nous avons essayé de pondérer le calcul du pendage par la matrice des corrélations C définie ainsi

$$C = \begin{bmatrix} C^1 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & C^2 & & \vdots \\ \vdots & & \ddots & 0 \\ 0 & \cdots & 0 & C^n \end{bmatrix} \tag{2.29}$$

Dans l'équation 2.24, il suffit alors d'effectuer les remplacements suivants

$$\begin{aligned} H^t\, H &\rightarrow H^t\, C\, H \\ H^t\, V &\rightarrow H^t\, C\, V \end{aligned}$$

Les coefficients a et b sont alors obtenus au moyen de l'équation suivante

$$\begin{bmatrix} a \\ b \end{bmatrix} = \{(H^t C H)^{-1} \cdot H^t C\} \cdot V \tag{2.30}$$

En fait, seuls les coefficients C^i supérieurs à un seuil donné sont placés dans la matrice de corrélation. Les autres sont remplacés par des zéros, ce qui permet de ne pas tenir compte des décalages optimaux obtenus avec de mauvaises corrélations. Cela permet de réduire l'influence ou d'éliminer du calcul les traces sismiques trop bruitées. Lorsque le nombre de traces restantes est trop faible ou que l'inversion de la matrice n'est pas possible, le calcul du pendage est alors considéré comme non significatif car comportant trop d'incertitudes.

Résultats et applications

Les Figures 2.16 A et B montre un exemple de résultats de calcul en 3D des attributs d'azimut et de pendage. L'affichage simultané du cube sismique permet de vérifier la qualité des résultats.

Influence de la pondération par les coefficients de corrélation. La Figure 2.17-B montre une section 2D verticale sur lequel le pendage a été calculé au moyen de l'équation 2.24, c'est-à-dire sans pondération par les coefficients de corrélation. Même si le résultat est de bonne qualité quand la sismique a un rapport signal sur bruit acceptable, il faut cependant noter que, localement, le pendage est parfois légèrement sous-estimé. Par exemple, à droite de la Figure 2.17-A, les horizons sont globalement bien parallèles. Le résultat théorique de l'attribut de pendage montré sur la Figure 2.17-B devrait donc être une suite de bandes de couleur verticales. Ce n'est cependant pas tout à fait le cas et des lignes longeant certains horizons sismiques apparaissent. Ces légers artefacts sont dus à des variations localisées dans le parallélisme des couches ou à des petits bruits. La Figure 2.17-C montre le même attribut calculé cette fois au moyen de l'équation 2.30, en utilisant les coefficients de pondération. Elle permet de montrer les avantages de cette approche :

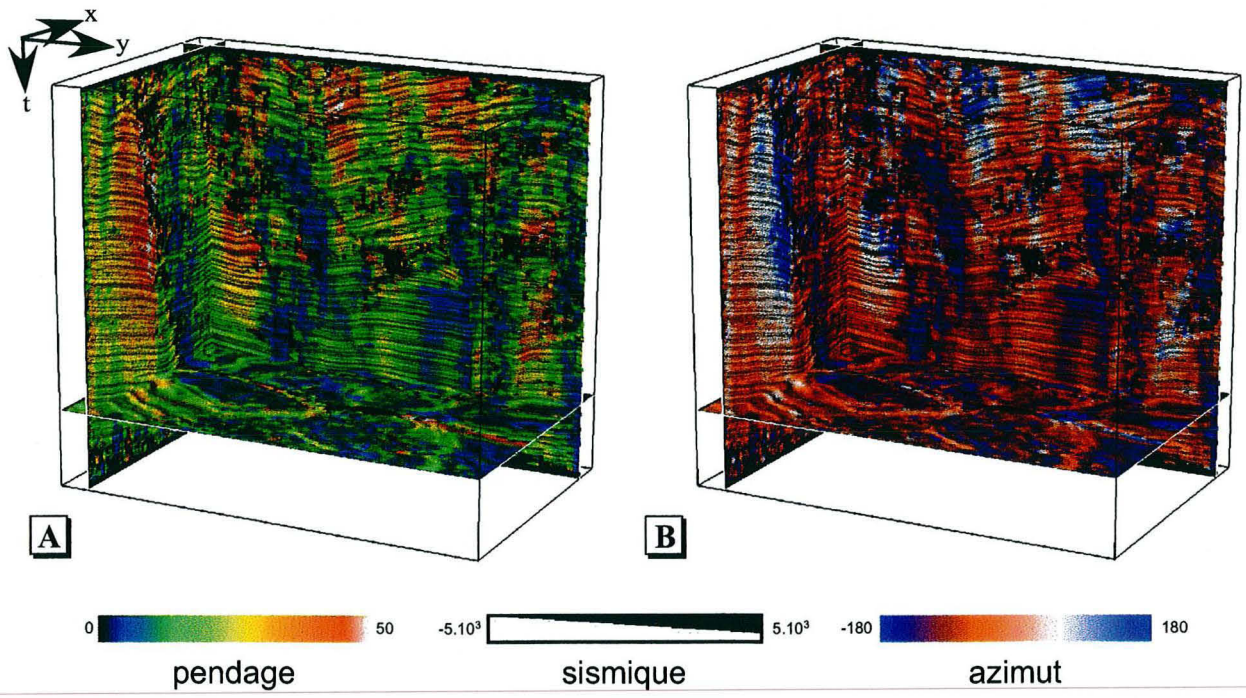

FIG. 2.16 – *Exemple de pendage [A] et d'azimut [B] sur des données sismiques 3D. L'amplitude sismique est visualisée simultanément en contrôlant l'intensité des pixels. Les taches noires correspondent aux zones trop bruitées pour que le calcul soit possible.*

- un certain nombre d'artefacts disparaissent ;
- les zones de bruit et de trop grande incertitude sont signalées par une couleur spécifique — ici en noir. Elles suivent généralement les failles ou les zones de bruit.

Influence de l'amplitude par rapport à la phase. Dans l'approche présentée ici, nous utilisons à la fois les informations de phase et d'enveloppe contenues dans le signal. Cela nous semble une meilleure solution que l'utilisation de la phase seule, car les risques de sauts verticaux, d'un horizon à un autre, sont beaucoup plus limités que lorsque la phase seule est utilisée. Même si un horizon n'est pas toujours d'amplitude constante, les variations ne sont généralement pas brutales d'une trace à une autre. Si pour une raison particulière, il vaut mieux s'affranchir de l'enveloppe, comme dans la méthode par les fréquences instantanées, il suffit simplement d'effectuer le calcul sur l'amplitude normalisée (cf. chapitre 2.2.4). Les résultats sont cependant généralement moins bons dans ce cas, car les corrélations sont plus faibles (Figure 2.18).

Influence de la taille de la fenêtre de calcul. Le calcul de la corrélation entre deux polynômes trigonométriques se fait en prenant en considération l'ensemble de la portion de trace sismique interpolé par les polynômes. Le calcul de pendage ne se fait donc pas en considérant uniquement l'horizon au centre de la fenêtre d'analyse, mais la

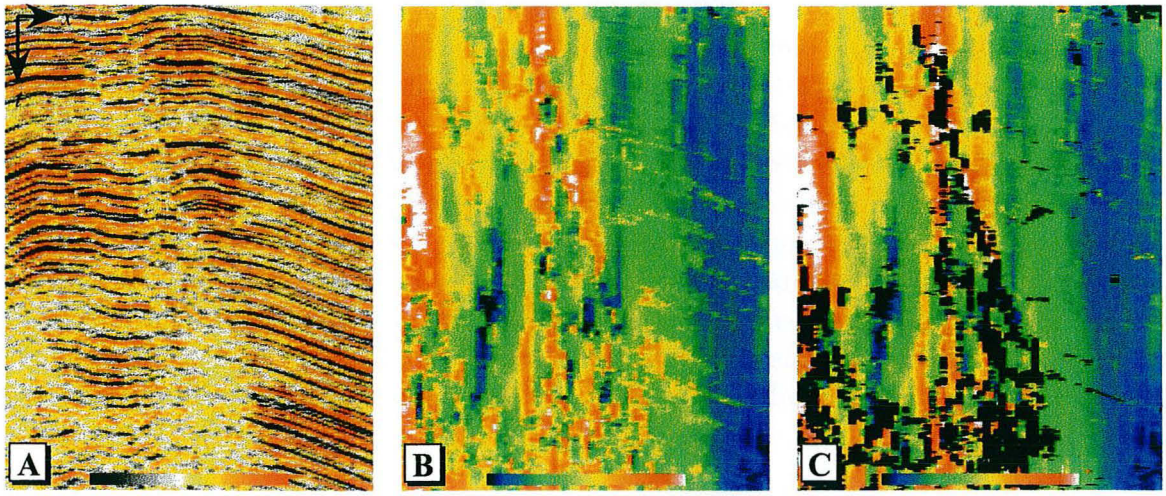

FIG. 2.17 – *Influence de la pondération par les coefficients de corrélation lors du calcul du pendage par les polynômes trigonométriques. [A] Coupe verticale d'un cube sismique ; [B] Pendage apparent sur la même section calculé sans pondération ; [C] Pendage apparent sur la même section calculé avec pondération. La pondération permet de supprimer de nombreux artefacts — les taches bleues dans la zone orange et verte, par exemple — dans la zone cohérente de droite. Par ailleurs, dans la zone de bruit au centre, elle permet de détecter les endroits, représentées en noirs ici, où l'incertitude sur la position des horizons est trop importante pour que le calcul de pendage soit significatif.*

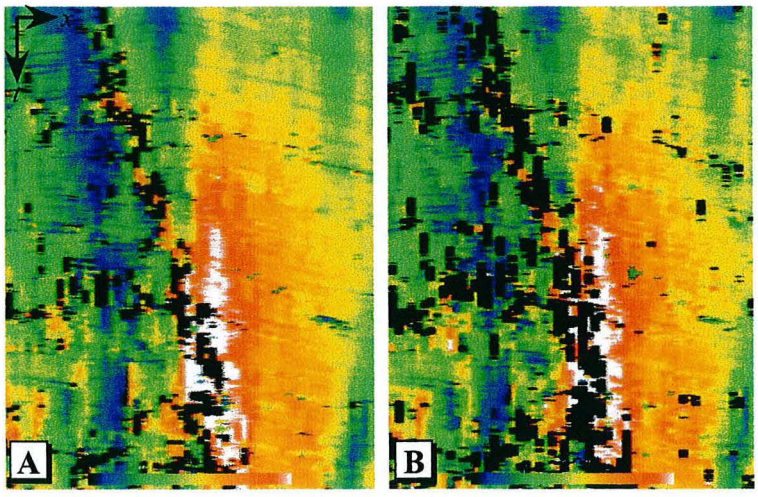

FIG. 2.18 – *Influence de l'amplitude lors du calcul du pendage : [A] Section verticale de l'attribut de pendage calculé à partir de l'amplitude sismique ; [B] Même section que précédemment mais présentant l'attribut de pendage calculé sur l'amplitude normalisée. Le résultat est quasiment identique, mais le nombre de points noirs, où le pendage n'est pas calculable, augmente considérablement. La corrélation moyenne des traces sismiques est donc moins bonne.*

série d'horizons traversant cette fenêtre. En général, les horizons successifs le long d'une trace sont parallèles. Notre méthode de calcul est donc basée sur la corrélation d'une série d'horizons parallèles entre deux traces sismiques voisines. Il ne faut donc pas choisir une fenêtre d'analyse trop haute pour que l'hypothèse du parallélisme soit vérifiée. Il faut cependant que cette fenêtre soit suffisamment grande pour prendre en compte le pendage maximum possible rencontré dans le cube. Horizontalement, nous avons constaté que de bons résultats étaient obtenus avec une fenêtre de 9 traces, c'est-à-dire en prenant en compte toutes les traces directement adjacentes à la trace sur laquelle le calcul est effectué. En augmentant le nombre de traces voisines prises en compte pour le calcul, il est en revanche possible de lisser les résultats, car les coefficients du plan de pendage sont calculés sur un plus grand nombre de points et sur une surface plus importante (Figure 2.19).

Comparaison avec d'autres méthodes. Nous avons mis en parallèle notre méthode de calcul du pendage basé sur les polynômes trigonométriques avec l'attribut, basé sur la recherche du maximum de semblance, du logiciel d'interprétation GeoProbe de la société Landmark. La Figure 2.20 permet de comparer les deux attributs de pendage calculés avec les même paramètres sur la même section. Les résultats se ressemblent beaucoup, et les artefacts suivant les horizons sismiques se retrouvent sur l'attribut de GeoProbe. Notre attribut est cependant beaucoup moins sensible au bruit. De plus, il indique quand il n'est pas en mesure de donner le pendage, contrairement à l'autre attribut qui donne des valeurs aléatoires.

Détection des failles. Les attributs de pendage peuvent être utilisés pour détecter les failles. En traversant les horizons, celles-ci affectent leur géométrie. Les failles verticales se signalent donc sur les cartes d'attributs ou les sections temps par de fortes variations de pendage (Figure 2.22). Les cartes de pendage sont donc souvent utilisées pour détecter les failles [Sigismondi et Soldo, 2003] (Figure 2.19). L'angle de pendage et l'angle d'azimut ne donnent pas les mêmes résultats selon l'orientation de la faille par rapport à l'horizon [Rijks et Jauffred, 1991]. Plus le pendage ou l'azimut de la faille se rapprochent de ceux de l'horizon, moins l'attribut correspondant sera à même de détecter les failles. De plus, plus le pendage des horizons est faible, plus grande est l'incertitude sur le calcul de l'azimut.

Pour améliorer la qualité de la détection, nous avons calculé directement la variance horizontale σ^2 du pendage d'après la formule 2.25. La Figure 2.21 montre un exemple de cet attribut qui marque très bien les failles.

2.3.2 Les attributs de courbure

La courbure d'une courbe est une mesure permettant de quantifier la façon dont cette courbe s'éloigne d'une ligne droite. Ce concept ancien peut être également utilisé pour caractériser une surface. Sensible au bruit et lourd à calculer, il n'est utilisé que depuis les années 2000 pour caractériser les horizons sismiques.

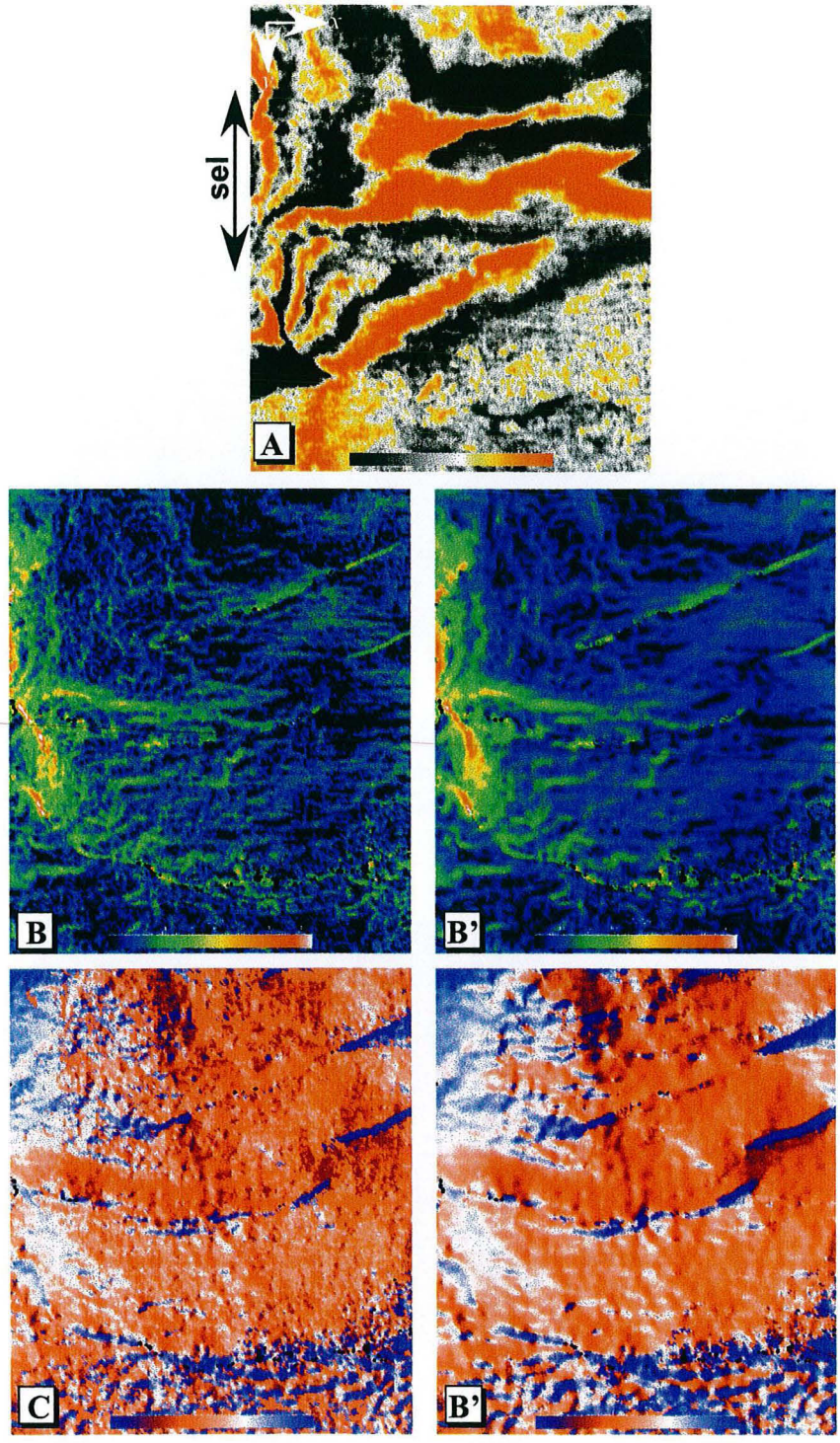

FIG. 2.19 – *Attributs de pendage sur une coupe temps d'un cube sismique : [A] Amplitude sismique, [B] pendage, [C] azimut. [B] et [C] sont calculés avec une fenêtre horizontale de 9 traces voisines, [B'] et [C'] avec fenêtre de 25 traces. La section est composée, juste au niveau de son bord gauche, d'un dôme de sel, dont la remontée a été à l'origine d'une série de failles visibles sur les attributs. Elles apparaissent sous formes de lignes vertes et rouges sur le pendage, bleues sur l'azimut. Par ailleurs, l'augmentation de la taille de la fenêtre horizontale permet un lissage des deux attributs.*

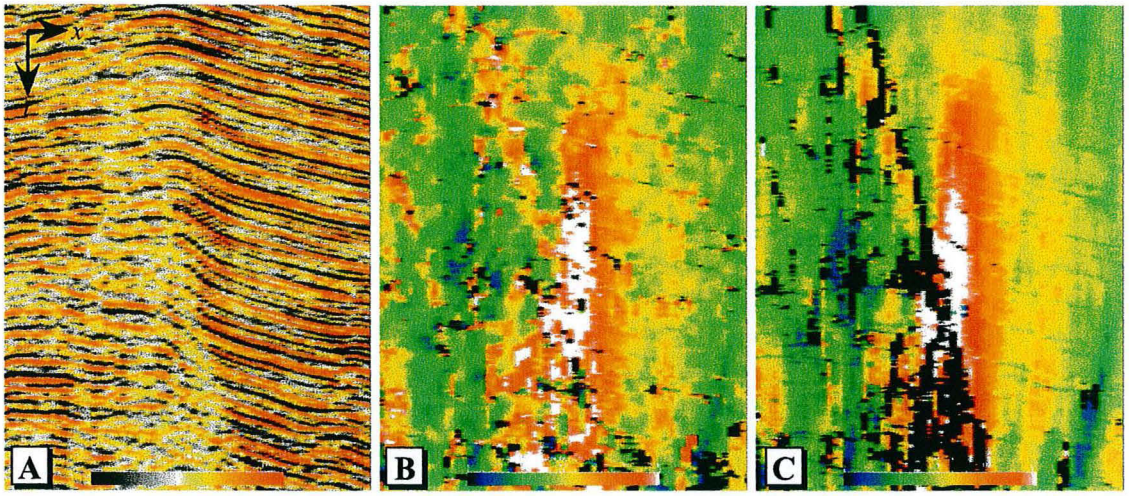

FIG. 2.20 – *Comparaison de l'attribut de pendage avec les résultats du logiciel GeoProbe : [A] section sismique verticale ; [B] attribut de pendage calculé sur la même section peinte avec le logiciel GeoProbe ; [C] attribut de pendage calculé au moyen des polynômes trigonométriques.*

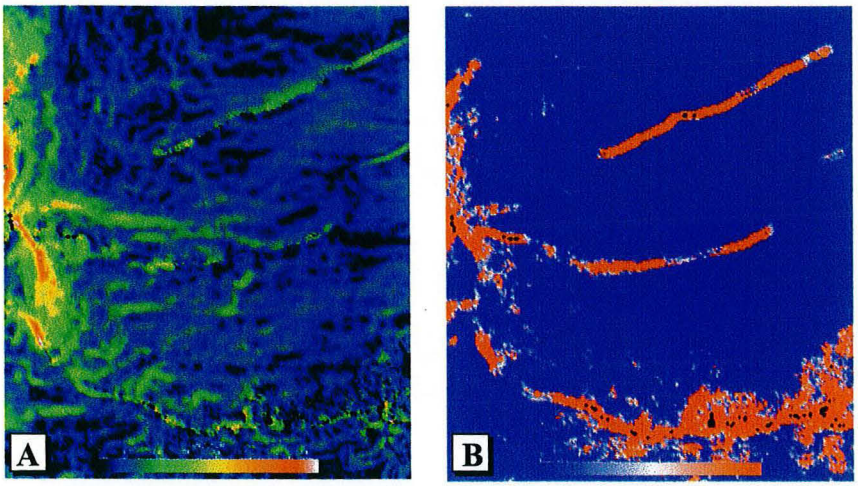

FIG. 2.21 – *Sur la même coupe temps que pour la Figure 2.19 : [A] attribut de pendage et [B] attribut de variance horizontale du pendage.*

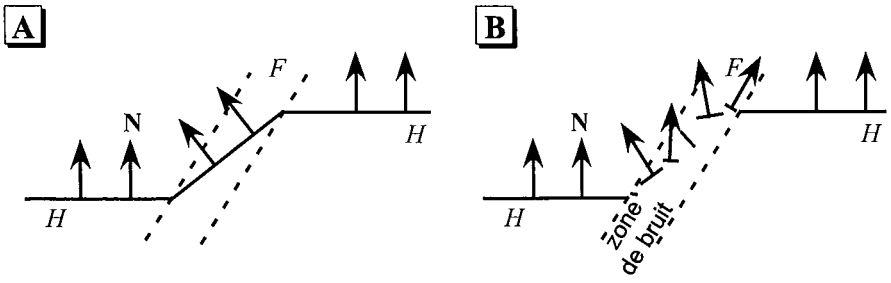

FIG. 2.22 – *Variation du pendage d'un horizon sismique H au voisinage d'une faille F : [A] cas d'un simple saut vertical, l'orientation des normales* **N** *varie progressivement ; [B] cas d'une zone de bruit, les normales* **N** *ont localement une orientation aléatoire.*

Définitions

Considérons, sur la Figure 2.23-A, la courbe C plongée dans un espace à deux dimensions. En un point P donné de cette courbe, il est possible de faire passer un cercle $\mathcal{K}$ particulier, tel que ce cercle partage une tangente T commune avec C en P. Ce cercle est appelé cercle osculateur, et la courbure de C au niveau du point P est définie comme l'inverse du rayon de ce cercle [Mallet, 2002]. Il est possible de définir une polarité relative à l'orientation de la normale **N** à la courbe. Quand le centre du cercle $\mathcal{K}$ est du côté opposé à **N** par rapport à la courbe, la courbure est négative. Dans le cas inverse, la courbure est positive. Si la courbe est une ligne droite, alors la courbure est nulle.

En trois dimensions, l'intersection d'une surface $\mathcal{S}$ avec un plan quelconque décrit elle-même une courbe. Il est alors possible de calculer la courbure de cette courbe pour caractériser la courbure de la surface. Cependant, en un point P donné de la surface $\mathcal{S}$ passe une infinité de plans coupant $\mathcal{S}$. En conséquence, il est possible d'y calculer une infinité de courbures. Les courbures les plus utilisées sont les courbures normales, définies par les plans orthogonaux à la surface (Figure 2.23-B, [Roberts, 2001]) :

- la courbure normale la plus élevée en valeur absolue est appelée courbure maximale K_{max}. Celle qui lui est perpendiculaire est appelée courbure minimale K_{min}. Les courbures maximales et minimales constituent les courbures principales ;
- la moyenne de toutes paires de courbures normales orthogonales $\{K_1, K_2\}$ est constante et est appelée courbure moyenne H

$$H = \frac{K_1 + K_2}{2} = \frac{K_{max} + K_{min}}{2} \tag{2.31}$$

- la courbure gaussienne K, ou courbure totale, est le produit des courbures principales

$$K = K_{min}\, K_{max} \tag{2.32}$$

La courbure gaussienne d'une surface reste constante lorsque la surface est plissée, sans être déchirée ni étirée. Si la courbure gaussienne est nulle, la surface est dite développable et a une géométrie plane ou en cylindre. La surface peut alors être mise

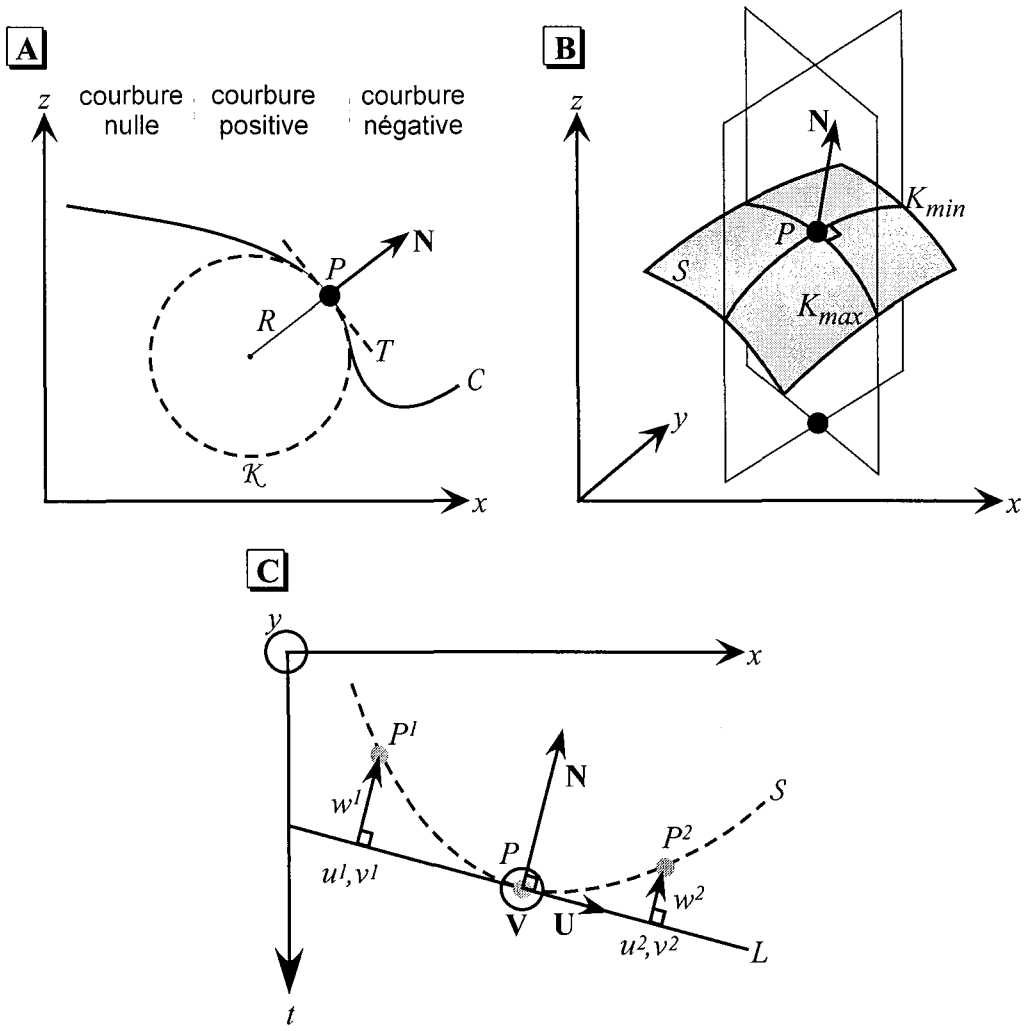

FIG. 2.23 – *Définition et calcul de la courbure en un point P.*
[A] En 2D, la courbure d'une courbe C est égale à l'inverse du rayon R du cercle osculateur K. Ce cercle possède une tangente T commune à C au niveau du point P.
[B] En 3D, plusieurs courbures permettent de caractériser une surface S. L'intersection de S avec des plans qui lui sont orthogonaux permet de tracer plusieurs courbes, et donc de définir plusieurs courbures. K_{min} et K_{max} sont les courbures normales orthogonales ayant respectivement la plus petite et la plus grande courbure en valeur absolue. (D'après [Roberts, 2001]).
[C] Représentation géométrique des éléments utilisés pour le calcul des courbures. Les points P, P^1, et P^2 appartiennent à l'horizon sismique sur lequel la courbure est calculée. $\mathcal{L}$ est le plan tangent à l'horizon en P et permet de définir un nouveau repère orthogonal $(\mathbf{U}, \mathbf{V}, \mathbf{N})$. Si l'horizon est approché en P par une parabole S, alors il existe une relation entre les coordonnées $\{u^i, v^i\}$ des points P^i et les coordonnées w^i dans le nouveau repère qui permet de calculer les différentes courbures de l'horizon.

à plat sur un plan. Si la courbure gaussienne est négative, la surface a une forme de selle. Si la courbure gaussienne est positive, la surface est ellipsoïdale.

Principe de calcul

Comme pour le pendage, le calcul des courbures d'un horizon sismique nécessite tout d'abord de connaître la position d'un certain nombre de points de cet horizon. En fait, les méthodes présentées dans les articles scientifiques ne calculent les courbures qu'à partir des horizons déjà extraits [Roberts, 2001] [Sigismondi et Soldo, 2003]. Comme la courbure est très sensible au bruit, en tant que dérivée seconde, cela leur permet de lisser l'horizon avant le calcul. Pour notre part, en nous basant sur la précision des résultats obtenus par les polynômes trigonométriques, nous avons tenté de calculer les attributs de courbure directement sur le cube sismique.

Le calcul des courbures d'un horizon sismique 3D se fait en approchant localement cet horizon par un paraboloïde hyperbolique. Pour cela, nous nous sommes inspirés de la méthode proposée par [Mallet, 2002]. Si les attributs de pendage ont déjà été calculés en un point P de l'horizon, alors l'équation du plan $\mathcal{L}$ tangent en P à cet horizon est connue (Figure 2.23-C). Il est alors possible de paramétrer localement l'horizon en définissant deux vecteurs unitaires $\mathbf{U}$ et $\mathbf{V}$ orthogonaux entre eux et parallèles au plan $\mathcal{L}$. Les vecteurs $\mathbf{U}$, $\mathbf{V}$ et la normale $\mathbf{N}$ au plan forment alors une nouvelle base de l'espace, orthonormée et ayant pour origine le point P. Cette base, dans laquelle nous allons effectuer maintenant nos calculs, nous permet de nous affranchir du pendage des horizons pour calculer correctement la courbure.

Lors du calcul du pendage, au moyen des corrélations des polynômes trigonométriques, nous avons également obtenu la position précise d'un certain nombre de points P^i de l'horizon. Leurs coordonnées (x^i, y^i, t^i) dans l'espace du cube sismique sont donc connues. Leurs coordonnées (u^i, v^i, w^i) dans la nouvelle base $\mathbf{U}, \mathbf{V}, \mathbf{N}$ sont alors définies par

$$\forall\, P^i \in \mathcal{L}, \quad \left\{ \begin{array}{rcl} u_i & = & \mathbf{U} \cdot [PP^i] \\ v^i & = & \mathbf{V} \cdot [PP^i] \\ w^i & = & \mathbf{N} \cdot [PP^i] \end{array} \right. \tag{2.33}$$

avec $[PP^i]$ vecteur reliant le point P au point P^i. Si l'horizon est approché par une parabole $\mathcal{S}$, alors les coordonnées w^i de chaque point P^i s'expriment en fonction des coordonnées $\{u^i, v^i\}$ tels que [Mallet, 2002]

$$V' = \frac{1}{2}\, H^t \cdot L \cdot H \tag{2.34}$$

avec

$$V' = \begin{bmatrix} w^1 \\ w^2 \\ \dots \\ w^n \end{bmatrix} \tag{2.35}$$

$$H = \begin{bmatrix} U \\ V \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} u_1 & u_2 & \dots & u_n \\ v^1 & v^2 & \dots & v^n \end{bmatrix} \tag{2.36}$$

$$L = \begin{bmatrix} l_{uu} & l_{uv} \\ l_{vu} & l_{vv} \end{bmatrix} \; avec \begin{cases} l_{uu} = \frac{d^2S}{du^2} \\ l_{uv} = l_{vu} = \frac{d^2S}{du\ dv} \\ l_{vv} = \frac{d^2S}{dv^2} \end{cases} \tag{2.37}$$

L est le tenseur de courbure et peut être calculé en développant l'équation 2.34

$$V' = \frac{1}{2} H^t \cdot L \cdot H$$

$$= \frac{1}{2} \begin{bmatrix} U & V \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} l_{uu} & l_{uv} \\ l_{uv} & l_{vv} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} U \\ V \end{bmatrix} \tag{2.38}$$

$$= \frac{1}{2} \left\{ U^2 \cdot l_{uu} + 2\,UV \cdot l_{uv} + V^2 \cdot l_{vv} \right\} \tag{2.39}$$

$$= \underbrace{\begin{bmatrix} \frac{1}{2}U^2 & UV & \frac{1}{2}V^2 \end{bmatrix}}_{F} \cdot \begin{bmatrix} l_{uu} \\ l_{uv} \\ l_{vv} \end{bmatrix}$$

Cette égalité nous donne une relation simple entre les coordonnées des points et les coefficients de L. En la résolvant par les moindres carrés, nous obtenons

$$\begin{bmatrix} l_{uu} \\ l_{uv} \\ l_{vv} \end{bmatrix} = \left\{ (F^t\ F)^{-1} \cdot F^t \right\} \cdot V' \tag{2.40}$$

Les différentes courbures se déduisent alors de L [Mallet, 2002]

$$K = determinant(L) = l_{uu} l_{vv} - l_{uv}^2 \tag{2.41}$$

$$H = \frac{1}{2}\, trace(L) = \frac{1}{2} \left(l_{uu} + l_{vv} \right) \tag{2.42}$$

À partir des équations 2.31 et 2.32, il est alors facile d'établir que

$$K_{min} = K_m - \sqrt{K_m^2 - K_g} \tag{2.43}$$

$$K_{max} = K_m + \sqrt{K_m^2 - K_g} \tag{2.44}$$

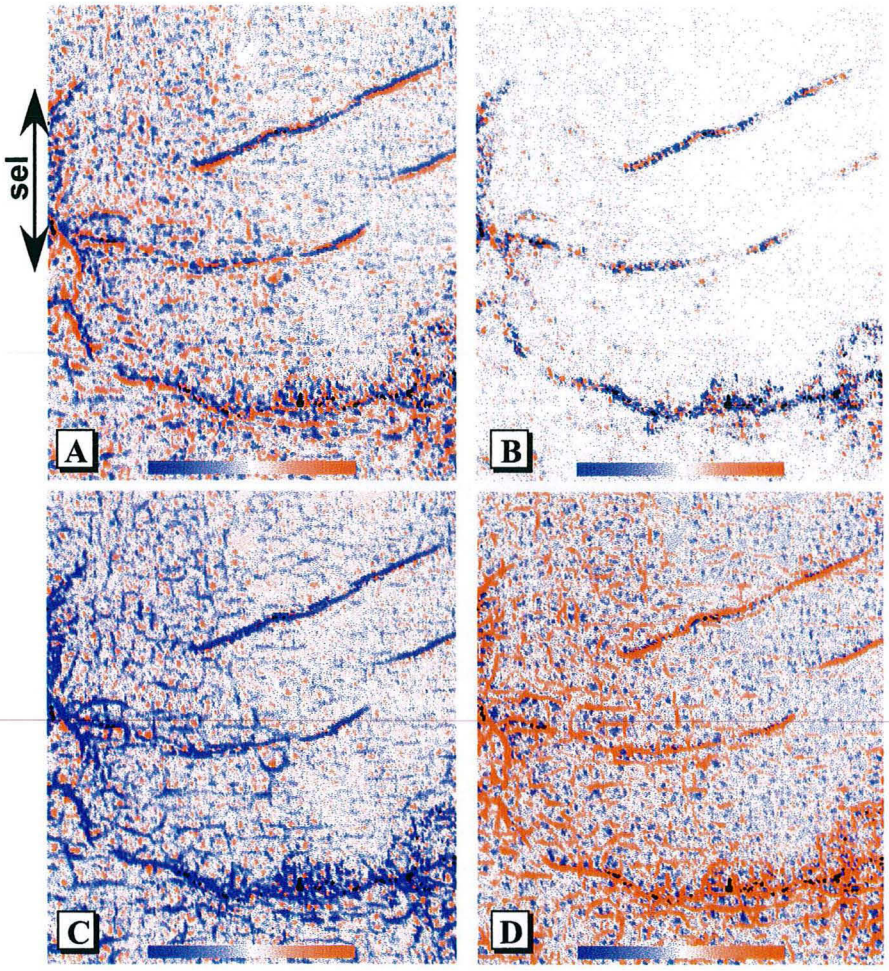

FIG. 2.24 – *Attributs de courbures sur la même coupe temps que sur la Figure 2.19 : [A] courbure moyenne, [B] courbure gaussienne, [C] courbure minimale, [D] courbure maximale. Les courbures ont été calculées avec une fenêtre horizontale de 25 traces. Sur cet exemple, les courbures moyennes, minimales et maximales marquent clairement les failles radiales partant du dôme de sel à gauche de l'image.*

Résultats et applications

Les Figures 2.24 montrent les différents attributs de courbure sur une même section temps. Les images sont relativement bruitées, ce qui était attendu, compte tenu de la nature de ces attributs. Un certain nombre de linéaments parallèles aux axes de la grille sismique apparaissent. Peut-être sont-ils liés à des traitements antérieurs du cube sismique. D'une façon générale, les attributs de courbure marquent assez bien les failles. En effet, ces dernières correspondent soit à un décalage important de l'horizon, soit à une zone de bruit, ce qui se traduit par des variations locales de la courbure des horizons (Figure 2.25).

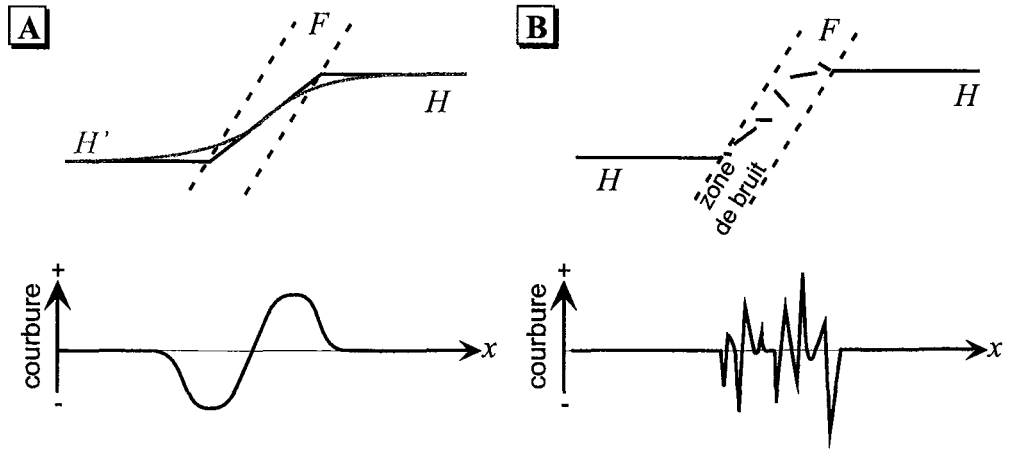

FIG. 2.25 – *Détection des failles au moyen de la courbure.*
[A] Sur un horizon H extrait de la sismique. La faille F correspond à un saut sur l'horizon. Si l'horizon est lissé avant le calcul de la courbure (horizon H'), alors la faille correspond à une anomalie de courbure négative puis positive (d'après [Roberts, 2001]).
[B] Sur la sismique, la faille F apparaît généralement comme une zone de bruit. La courbure présente une succession de fortes anomalies positives et négatives.

Roberts [Roberts, 2001] a effectué une comparaison des différentes courbures sur des horizons extraits de la sismique puis lissés. D'après ses tests, la courbure maximale est la plus adaptée à la détection des failles. La variation du signe de la courbure sur l'horizon permet de détecter l'orientation de la faille (Figure 2.25-A) et de les différencier de certains linéaments visibles sur l'horizon, comme des vallées. Sur les sections qu'il présente, la courbure minimale est significativement plus petite que la courbure maximale et est plus sensible au bruit. En conséquence, la courbure moyenne, somme des courbures principales, est généralement très proche de la courbure maximale. La courbure gaussienne, produit des courbures principales, est, elle, assez instable. Roberts compare également la détection des failles par les attributs de pendage et par la courbure. La courbure, contrairement aux angles de pendage et d'azimut, n'est pas très sensible à l'orientation relative de la faille par rapport à l'horizon. Sur nos attributs, contrairement aux résultats de Roberts, les courbures minimales et moyennes marquent les failles aussi bien que la courbure maximale. La courbure gaussienne reste en revanche moins efficace (Figure 2.24).

Roberts signale par ailleurs l'utilisation par certains auteurs des courbures pour prédire l'intensité de la fracturation à partir de données calibrées. Il souligne néanmoins la difficulté de cette approche. Les courbures des horizons peuvent, en effet, être liées à d'autres événements que la fracturation — la sédimentation par exemple les dunes. De plus, l'importance du bruit dans les données sismiques risque de compromettre la validité des résultats.

2.3.3 Les attributs de similarité

La plupart du temps, un cube sismique est composé en très grande partie d'horizons dont la signature sur les traces varie peu dans les directions subhorizontales. Les failles, les dômes de sel ou les chenaux créent des ruptures dans ces événements cohérents. L'idée des attributs de similarité est donc de quantifier la ressemblance des traces sismiques voisines pour mettre en valeur ces discontinuités. Faciles à comprendre et efficaces, ces attributs apparus au milieu des années 1990 sont très utilisés en interprétation sismique.

Similarité et analyse de vitesse des ondes sismiques

Les premiers algorithmes de calcul de similarité ont été développés en sismique pour l'analyse des vitesses de sommation. L'un des premiers critères de similarité a été la somme de corrélations entre les traces [Taner et Koehler, 1969]. Nous avons vu aux chapitres 1.3.2 et 2.3.1 que la recherche de la corrélation maximum de deux traces permet de calculer le pendage des réflecteurs sismiques. Avec les mêmes notations que précédemment, la formule de corrélation 1.36 calculée sur des traces sismiques discrètes et sur une fenêtre verticale de $2n+1$ points devient

$$\forall\, h \in \mathbb{N}, \qquad C_{fg}(h) \;=\; \sum_{j=-n}^{j=+n} f_j \cdot g_{j+h} \tag{2.45}$$

Contrairement à la formule continue, la précision du calcul de la corrélation et du pendage est ici limitée par l'échantillonnage des traces.

Taner et Koehler [Taner et Koehler, 1969] ont ensuite introduit la semblance, qui mesure la similarité de la puissance d'un nombre donné de signaux sismiques. La puissance d'un signal sismique se définit comme l'intégrale du signal au carré. La semblance S d'un groupe de q traces $f^0, f^1, \cdots, f^q$ est égale au rapport de la puissance de la somme des traces sur la somme des puissances des traces

$$S(f^0, f^1, \cdots, f^q, k) \;=\; \frac{\sum_{j=-n}^{j=+n}\left(\sum_{i=0}^{q} f^i_{j+k})\right)^2}{q\ \sum_{i=0}^{q}\sum_{j=-n}^{j=+n}\left(f^i_{j+k}\right)^2} \tag{2.46}$$

La semblance est normalisée et varie entre 0, quand les traces sont très différentes, et 1, quand les traces sont identiques. Comme pour la corrélation, le pendage pour lequel la semblance est maximale correspond au pendage des réflecteurs. Plusieurs travaux ont par la suite porté sur ce concept, toujours sur des données 2D et pour calculer les vitesses sismiques [Neidell et Taner, 1971] [Douze, 1979].

Les attributs de cohérence

Ce n'est cependant que beaucoup plus tard que ces outils ont été appliqués à l'interprétation des images sismiques. Bahorich et Farmer [Bahorich et Farmer, 1995], de la société

Amoco, furent à l'origine d'une véritable révolution en montrant que cette propriété des signaux, en plus de permettre le calcul de pendage, permettait de faire apparaître très nettement les failles sur les données sismiques 3D. Leur attribut, baptisé cohérence c_1, calcule simplement le maximum de corrélation normalisée entre trois traces f^1, f^2, f^3 voisines. Si f^1 et f^2 sont alignées selon les *inlines* et f^1 et f^3 selon les *crosslines*, l'attribut c_1 est alors égal à [Marfurt *et al.*, 1999]

$$c_1 = \sqrt{\left[\frac{C_{f^1 f^2}}{\sqrt{(C_{f^1 f^1} C_{f^2 f^2})}} \frac{C_{f^1 f^3}}{\sqrt{(C_{f^1 f^1} C_{f^3 f^3})}}\right]} \tag{2.47}$$

Bahorich et Farmer tiennent compte de l'orientation des horizons sismiques en cherchant la valeur c_1 maximale pour différents pendages. Le calcul est toujours effectué sur des données discrètes.

Les laboratoires d'Amoco ont tenté par la suite d'améliorer les résultats obtenus. Ils ont donc donné naissance à deux autres attributs de cohérence c_2 et c_3 basés sur la matrice de covariance des traces. Considérons un groupe de q traces sismiques discrètes $f^0, f^1, \cdots, f^q$ connues sur une fenêtre verticale de $2n+1$ échantillons. La matrice de covariance C est alors égale à [Marfurt *et al.*, 1999]

$$\mathrm{C} = \sum_{j=-n}^{j+=n} \begin{bmatrix} f_j^1 f_j^1 & f_j^1 f_j^2 & \cdots & f_j^1 f_j^q \\ f_j^2 f_j^1 & f_j^2 f_j^2 & \cdots & f_j^2 f_j^q \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ f_j^q f_j^1 & f_j^q f_j^2 & \cdots & f_j^q f_j^q \end{bmatrix} \tag{2.48}$$

L'algorithme de cohérence c_2 est alors égal à [Marfurt *et al.*, 1998] [Marfurt *et al.*, 1999]

$$c_2 = \frac{\alpha^t \mathrm{C} \alpha}{trace(\mathrm{C})} \tag{2.49}$$

$$avec \quad \alpha = \begin{bmatrix} 1 \\ 1 \\ \vdots \\ 1 \end{bmatrix}$$

Gersztenkorn et Marfurt [Gersztenkorn et Marfurt, 1999] ont montré que cette formulation est en fait presque identique à celle de la semblance de l'équation 2.46. L'avantage de cette nouvelle formulation est de permettre de prendre en compte un nombre non limité de traces, alors que l'attribut précédent se limitait à 3. Le résultat est donc beaucoup plus lisse.

L'attribut de cohérence c_3, introduit par Gersztenkorn et Marfurt [Gersztenkorn et Marfurt, 1996] [Gersztenkorn et Marfurt, 1999] a pour but de s'affranchir du bruit. L'attribut c_2, en utilisant la matrice de covariance entière, calcule la similarité du signal et du bruit. En retirant de C l'effet du bruit, c'est-à-dire les petites variations non cohérentes, l'attribut c_3 permet de calculer la similarité sur le signal sans le bruit. Gersztenkorn et Marfurt proposent donc de ne garder de la matrice C que ce qui

correspond à son premier vecteur propre $\mathbf{v_1}$, associée à la valeur propre dominante λ_1. La cohérence c_3 s'obtient donc au moyen de la formule

$$c_3 = \frac{\mathbf{v_1}^t \mathrm{C} \mathbf{v_1}}{trace(\mathrm{C})} = \frac{\lambda_1}{\sum_{i=1}^{q} \lambda_i} \tag{2.50}$$

D'après Gersztenkorn et Marfurt, cet algorithme donne des résultats encore plus précis que le précédent. Il est néanmoins plus délicat à mettre en œuvre car il demande un lissage préalable du pendage calculé lors de la recherche de la meilleure corrélation [Marfurt *et al.*, 1999]. De plus, il dégénère rapidement si le nombre vertical de points utilisés pour le calcul est trop faible, ce qui n'est pas le cas des attributs précédents [Chopra, 2002].

La semblance calculée au moyen des polynômes trigonométriques

Les attributs précédents, malgré leur efficacité, sont très alourdis par le problème de la détection du pendage. Il faut, en effet, répéter le calcul plusieurs fois en un point donné et il faut interpoler les échantillons pour obtenir un pendage précis. En nous basant sur la corrélation des polynômes trigonométriques, nous avons pu obtenir un attribut de semblance qui s'affranchit en partie de ce problème.

Considérons notre groupe de q traces $f^0, f^1, \cdots, f^q$ voisines dans le cube sismique. Si ces traces sont interpolées au moyen de polynômes trigonométriques, la semblance S_1 peut alors s'écrire

$$S_1(f^0, f^1, \cdots, f^q) = \frac{\displaystyle\int_{-\pi}^{+\pi} \left(\sum_{i=0}^{q} f^i(t) \right)^2 dt}{q \displaystyle\sum_{i=0}^{q} \int_{-\pi}^{+\pi} \left(f^i(t) \right)^2 dt} \tag{2.51}$$

Or, avec les mêmes notations qu'au chapitre 1.3.2, nous avons les égalités suivantes

$$\int_{-\pi}^{+\pi} (f^i(t))^2 \, dt = C_{f^i f^i}(0) = \pi \sum_{k=1}^{m} \left\{ (a_k^{f^i})^2 + (b_k^{f^i})^2 \right\} \tag{2.52}$$

$$\begin{aligned} \sum_{i=0}^{q} f^i(t) &= \sum_{i=0}^{q} \sum_{k=1}^{m} \left\{ a_k^{f^i} \cos(kt) + b_k^{f^i} \sin(kt) \right\} \\ &= \sum_{k=1}^{m} \left\{ \left(\sum_{i=1}^{q} a_k^{f^i} \right) cos(kt) + \left(\sum_{i=1}^{q} b_k^{f^i} \right) \sin(kt) \right\} \\ &= \sum_{k=1}^{m} a_k^{\mathcal{F}^i} \, cos(kt) + b_k^{\mathcal{F}^i} \, sin(kt) \\ &= \mathcal{F}^i(t) \end{aligned} \tag{2.53}$$

$$\int_{-\pi}^{+\pi} \left(\sum_{i=0}^{q} f^i(t) \right)^2 dt = \int_{-\pi}^{+\pi} \left(\mathcal{F}^i(t) \right)^2 dt = C_{\mathcal{F}^i \mathcal{F}^i}(0) \tag{2.54}$$

La semblance peut alors se calculer très simplement au moyen des coefficients $a_k^{f^i}$ et $b_k^{f^i}$

$$S_1(f^0, f^1, \cdots, f^q) = \frac{\sum_{k=1}^{m}\left\{\left(\sum_{i=0}^{q} a_k^{f^i}\right)^2 + \left(\sum_{i=0}^{q} b_k^{f^i}\right)^2\right\}}{q\sum_{k=1}^{m}\sum_{i=0}^{q}\left\{\left(a_k^{f^i}\right)^2 + \left(b_k^{f^i}\right)^2\right\}} \tag{2.55}$$

La seule approximation dans ce calcul intervient lors du passage des signaux discrets aux polynômes.

Néanmoins, cette première solution ne tient pas compte du pendage des horizons. Une meilleure approche consisterait donc à calculer S_1 le long du pendage des horizons obtenu grâce à l'attribut de pendage présenté précédemment. Sur cette semblance S_2, toutes les traces seraient décalées en fonction de ce pendage moyen, comme cela se fait pour les attributs de cohérence c_2 et c_3. Cela nécessite, cependant, de calculer les polynômes trigonométriques une première fois pour le pendage et une deuxième fois pour la semblance. Il est possible de raccourcir cette étape en conservant les mêmes polynômes pour le pendage et la semblance. L'astuce consiste à utiliser la périodicité des polynômes pour les décaler. Soit f^τ le polynôme f décalé de τ tel que

$$\forall\, t \in \mathbb{R}, \qquad f_\tau(t) = f(t+\tau) \tag{2.56}$$

Il est facile de montrer que f^τ est également un polynôme trigonométrique et que ses coefficients $\{a_k^{f_\tau}, b_k^{f_\tau}\}$ sont égaux à

$$a_k^{f_\tau} = a_k^f \cdot cos(k\tau) + b_k^f \cdot sin(k\tau) \tag{2.57}$$

$$b_k^{f_\tau} = b_k^f \cdot cos(k\tau) - a_k^f \cdot sin(k\tau) \tag{2.58}$$

Ce décalage introduit une approximation, car il y a une différence entre le polynôme décalé et le polynôme recalculé sur la trace sismique décalée. Néanmoins, étant donné la faible valeur des pendages et donc des décalages à effectuer, cet artifice de calcul n'altère pas sensiblement le résultat tout en permettant un gain considérable en temps de calcul.

Cette deuxième solution reste néanmoins assez lourde car elle nécessite le calcul préalable de l'attribut de pendage. Nous avons donc développé une troisième semblance S_3 qui décale chaque trace f^i de son décalage optimal Δ^i par rapport à une trace de référence. Au lieu de tenir compte du pendage moyen du groupe de traces utilisé pour le calcul, nous tenons compte d'un pendage particulier pour chacune des traces. Cette approche S_3 est théoriquement meilleure car elle permet de mesurer la similarité des horizons courbes, ce que n'est pas capable de faire S_2 (Figure 2.26). L'équation 2.55 devient alors

$$S_3(f^0, f^1, \cdots, f^q) = \frac{\sum_{k=1}^{m}\left\{\left(\sum_{i=0}^{q} a_k^{f^i_{\Delta^i}}\right)^2 + \left(\sum_{i=0}^{q} b_k^{f^i_{\Delta^i}}\right)^2\right\}}{q\sum_{k=1}^{m}\sum_{i=0}^{q}\left\{\left(a_k^{f^i_{\Delta^i}}\right)^2 + \left(b_k^{f^i_{\Delta^i}}\right)^2\right\}} \tag{2.59}$$

Résultats et applications

La Figure 2.27 permet de comparer, sur une même coupe temps, les trois formules de semblance basées sur les polynômes trigonométriques :

- la semblance S_1, qui ne tient pas compte du pendage (Figure 2.27-B[1]) ;
- la semblance S_2, qui tient compte du pendage moyen des horizons (Figure 2.27-B[2]) ;
- la semblance S_3, qui décale chaque trace pour l'ajuster au mieux à une trace de référence (Figure 2.27-B[3]).

La moins bonne semblance est, sans surprise, S_1 : par comparaison avec les deux autres, plusieurs failles n'apparaissent pas et l'image est très floue. La deuxième et la troisième semblance donnent des résultats à peu près équivalents. La semblance S_2 marque mieux certaines failles que S_3, mais le résultat est moins précis pour d'autres. Comme la semblance S_2, qui nécessite un calcul préalable de l'attribut de pendage, est beaucoup plus longue à obtenir que la semblance S_3, c'est cette dernière que nous avons finalement retenue.

Comme la semblance est calculée sur une fenêtre verticale de traces, les sections verticales présentent un aspect caractéristique en marches d'escalier. C'est pourquoi la semblance est généralement analysée en coupe temps — sections arbitraires ou horizons extraits. L'augmentation de la taille verticale de la fenêtre de calcul permet de prendre en compte plus d'horizons, ce qui rend l'attribut plus lisible sur les sections temps, mais peut aussi masquer les petites failles (Figures 2.28-A). Ce problème n'apparaissait pas dans les attributs issus du pendage, car ce paramètre n'entrait pas véritablement en compte dans le calcul de ces attributs. Pour la semblance, il faut donc trouver une taille verticale de la fenêtre de calcul qui permette un compromis entre lisibilité et précision. Par ailleurs, l'augmentation de la taille horizontale permet de prendre en compte un nombre plus important de traces. Cette option n'est cependant pas intéressante car elle rend l'image plus floue (Figure 2.28-B).

La semblance, comparée au pendage et à la courbure (Figures 2.19, 2.21, 2.24, 2.28-B), est l'attribut qui détecte le plus précisément les failles. Elle est également l'attribut géométrique qui demande le moins de temps de calcul. Elle ne résout cependant pas bien le cas où les failles ont le même pendage que les horizons, car les signaux peuvent alors — en théorie — rester très cohérents entre eux. Les failles modifient cependant le plus souvent la structure — et donc la cohérence — locale des horizons qu'elles coupent, ce qui permet de bien les discerner sur les sections de semblance. L'attribut est également sensible aux variations latérales de faciès et permet de détecter des chenaux ou les dômes de sel. Chopra et Larsen [Chopra et Larsen, 2000] l'utilisent pour la détection d'artefacts d'acquisition. La Figures 2.29-A montre un exemple de détection en 3D des failles, et la Figure 2.29-B une détection de chenal sur une section temps à partir de l'attribut de semblance.

Nous avons pu comparer notre semblance avec des attributs de similarité calculés sur des logiciels du marché[14] avec des paramètres similaires :

[14]Comparaisons limitées cependant par un accès très restreint à ces logiciels

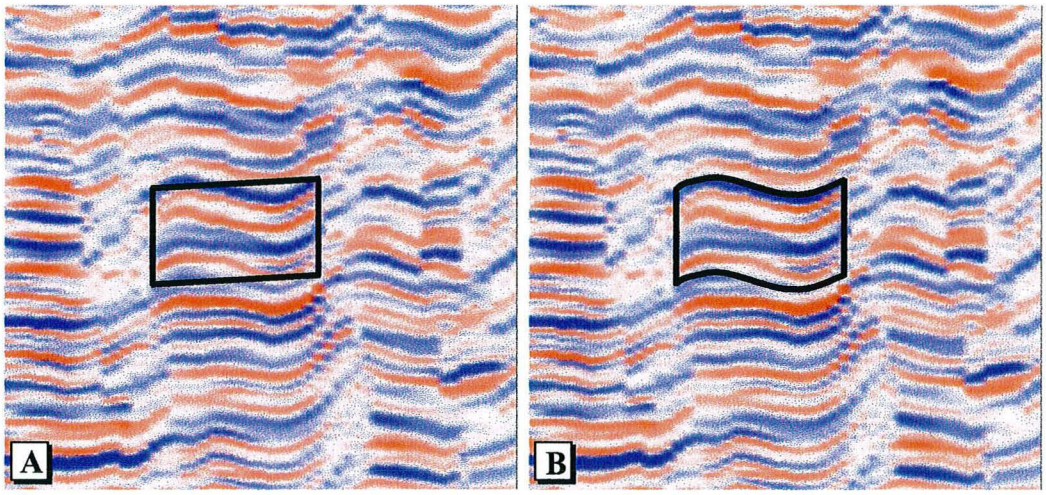

FIG. 2.26 – *Fenêtre de calcul de la semblance : [A] le long du pendage moyen des horizons (semblance S_2) ; [B] le long du pendage réel des horizons(semblance S_3). Cette deuxième approche permet de prendre en compte des horizons courbes.*

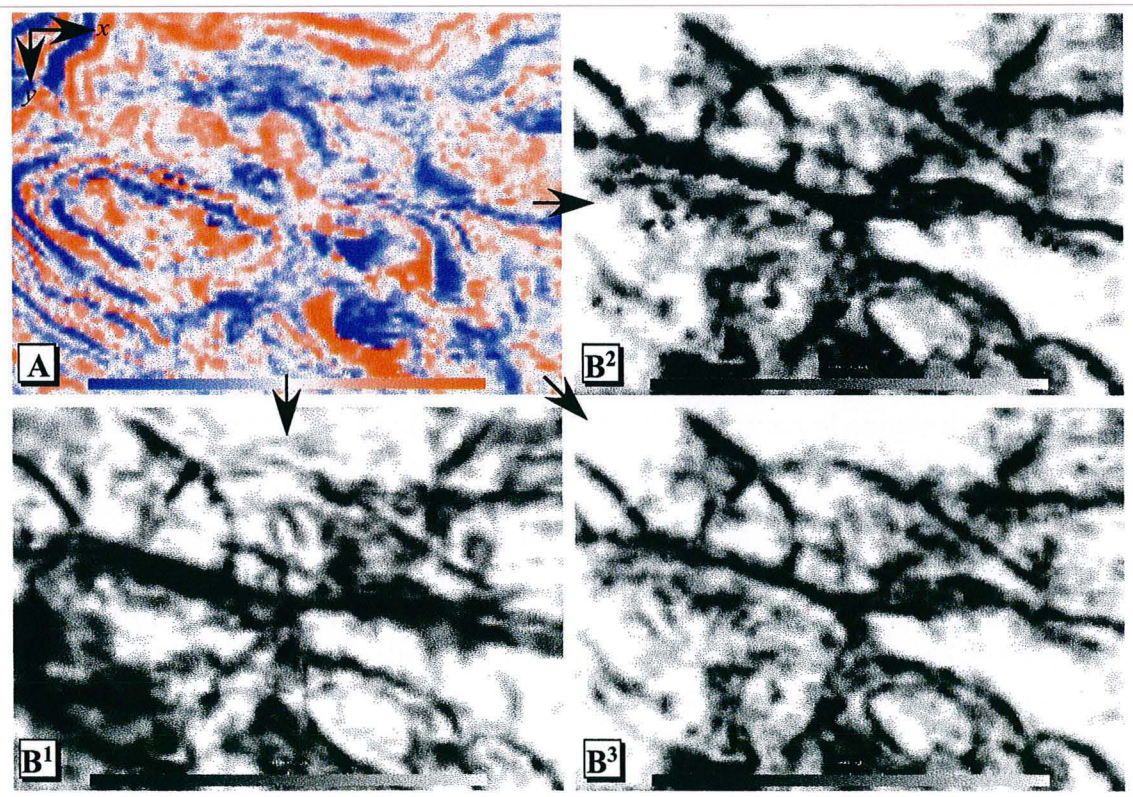

FIG. 2.27 – *Comparaison des différentes options de calcul de la semblance sur la même coupe temps :*
[A] amplitude sismique, [B^1] semblance S_1 calculée sans tenir compte du pendage, [B^2] semblance S_2 calculée au moyen de l'attribut de pendage, [B^3] semblance S_3 calculée en tenant compte du pendage individuel de chaque trace.

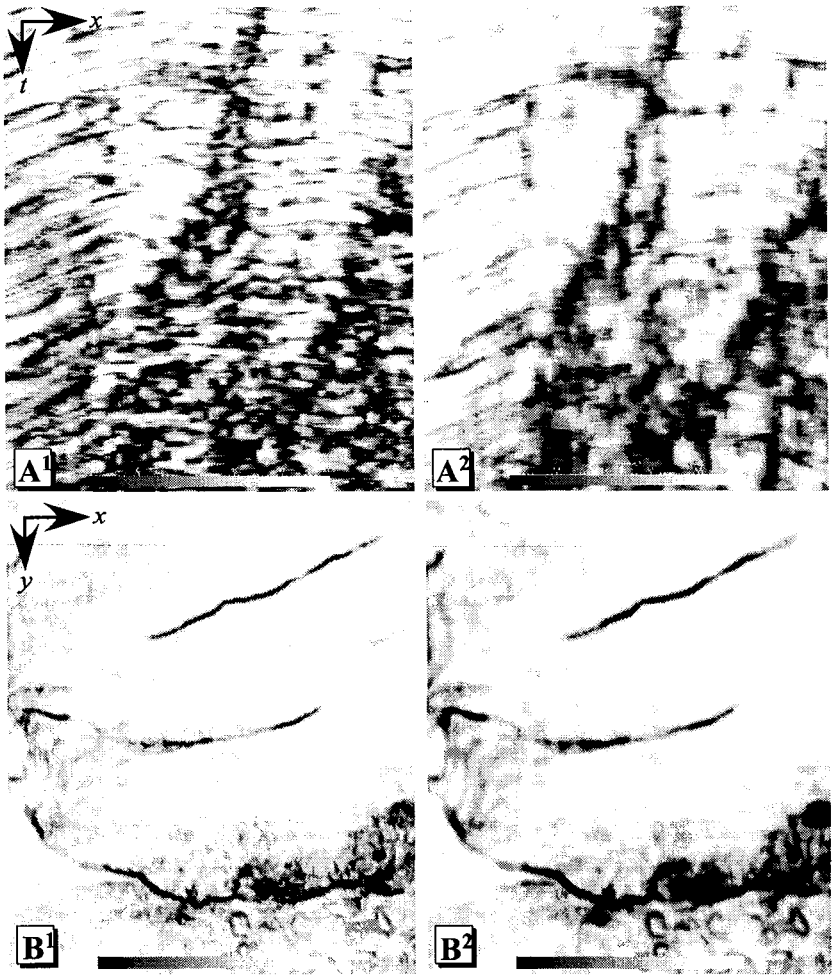

FIG. 2.28 – *Influence du choix de la fenêtre sur le calcul de la semblance.*
Les Figures [A] représentent la semblance calculée sur une même section verticale en faisant varier le nombre de points utilisés pour le calcul des polynômes : [A^1] 11 points, [A^2] 21 points. Plus la fenêtre verticale est importante, plus l'effet de lissage vertical de la semblance est important.
Les Figures [B] représentent la semblance calculée sur la même section horizontale que la Figure 2.19, en faisant varier le nombre de traces prises en compte : [B^1] 9 traces, [B^2] 25 traces. L'augmentation de la taille horizontale de la fenêtre a tendance à rendre l'image plus floue.

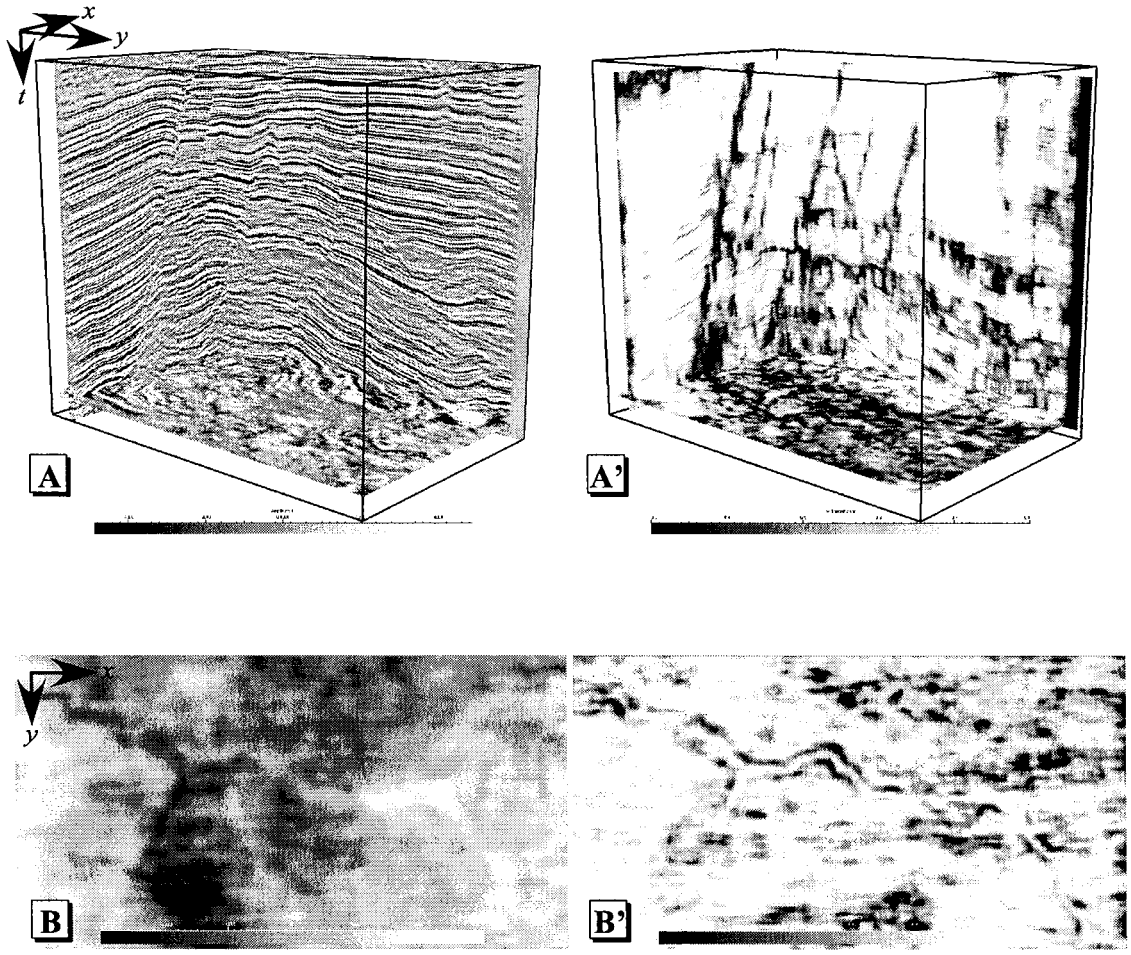

FIG. 2.29 – *Exemple d'utilisation de la semblance.*
[A] Cube d'amplitude sismique contenant en bas un dôme de sel, et en haut deux familles de failles verticales. [A'] Cube de semblance calculé à partir du cube précédent. En bas, sur la section horizontale, le sel apparaît en noir. En haut, les lignes subverticales représentent les différentes failles. Les sections horizontales des Figures 2.27 et 2.28-A sont tirées de ces mêmes données.
[B] Vue de dessus d'un horizon extrait de la sismique sur lequel l'amplitude du cube sismique a été peinte. Le linéament qui passe du noir au blanc en allant vers la droite est un chenal. [B'] Même horizon sur lequel la semblance a été calculée. La semblance met en valeur les bords du chenal, ce qui permet de mieux le visualiser.

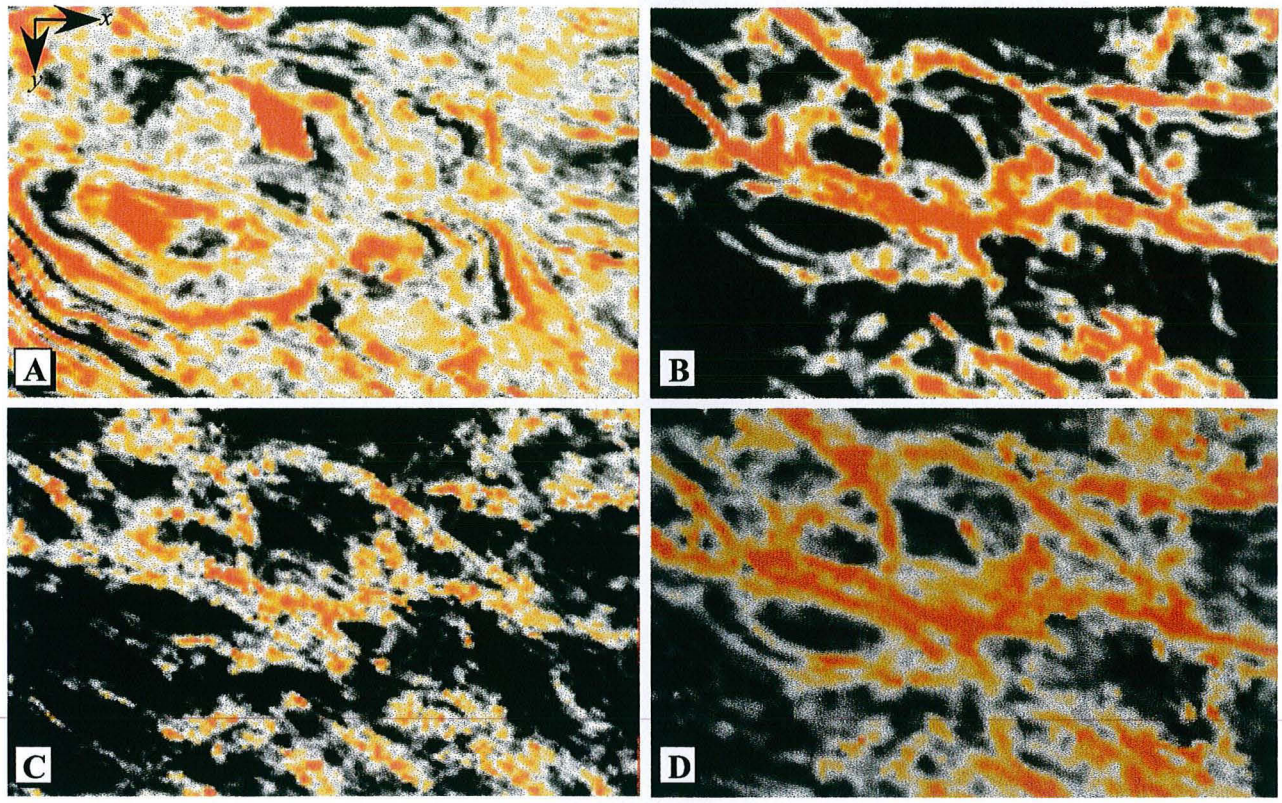

FIG. 2.30 – *Comparaison de différents attributs de similarité calculés sur un même section sismique temps : [A] Amplitude sismique; [B] semblance S_3 calculée avec les polynômes trigonométriques; [C] semblance calculée sur le logiciel GeoProbe; [D] cohérence c_2 calculée sur le logiciel OpendTect.*

- la comparaison avec l'algorithme de semblance du logiciel GeoProbe de la société Landmark, calculé sur des données discrètes, montre clairement la supériorité de notre algorithme, beaucoup moins sensible au bruit (Figures 2.30-B et C). ;
- notre semblance donne, en revanche, un résultat beaucoup plus proche de l'algorithme de cohérence c_2 proposé sur le logiciel OpendTect de la société dGB. La semblance donne globalement des résultats plus fins. Sur les Figures 2.30-B et D par exemple, la grosse faille qui divise l'image verticalement en deux y est plus précise. Il n'y a pas non plus de bruit en haut à gauche de l'image, alors qu'une tache jaune apparaît sur la cohérence. Cependant, sur une même machine[15] et avec les mêmes paramètres, notre attribut a été calculé sur un cube de 5 millions de cellule en une vingtaine de minutes contre plus d'1h30 pour le logiciel OpendTect.

[15]Un biprocesseur Intel Xeon 2.4GHz utilisant Windows XP.

2.3.4 Optimisation des calculs

Les calculs des attributs géométriques sont généralement très longs : lecture simultanée d'un nombre important d'échantillons du cube sismique et calculs complexes, le tout sur des données de grandes tailles. Il a donc été nécessaire de mener des recherches sur la façon dont les algorithmes pouvaient être optimisés. Les algorithmes ont notamment été parallélisés, au moyen des directives OpenMP[16], utilisées pour la première fois dans gOcad. Cette technique nous a ainsi permis de réduire le temps de calcul de ces attributs sur un biprocesseur d'environ 40%.

2.3.5 Commentaire sur l'utilisation des attributs géométriques

La signification intuitive des attributs géométriques les a rendu très populaires pour l'aide à la détection des failles et des chenaux. Au vu de nos résultats, la semblance semble l'attribut le mieux adapté à cette utilisation, car c'est l'attribut le plus rapide à calculer et le plus discriminant.

Plusieurs auteurs soulignent néanmoins l'importance de la vérification des résultats obtenus. Hesthammer *et al* [Hesthammer *et al.*, 2001] montrent, par exemple, des cartes d'attribut de pendage présentant des motifs curvilinéaires très similaires à des failles, mais qui sont en fait des artefacts liés au bruit de la sismique. Dans un autre article, Hesthammer [Hesthammer, 1999] présente le cas d'un bruit cohérent faisant apparaître artificiellement des blocs basculés sur la sismique, et donc sur les attributs. Il est donc toujours nécessaire de valider l'approche par les attributs avec les données de puits et les autres données non sismiques.

Ces problèmes sont souvent liés à la présence importante de bruit dans la sismique. Au vu de l'efficacité de l'approche continue du signal par les polynômes trigonométriques, nous avons donc essayé de les appliquer au traitement des signaux sismiques eux-mêmes.

2.4 Filtrage des signaux sismique

Les attributs instantanés et géométriques sont calculés à partir d'un cube sismique, issu lui-même de traitements relativement complexes. Ces traitements préalables, que nous avons brièvement décrits au chapitre 1.1.3, utilisent de nombreuses techniques classiques du traitement du signal pour préparer les données pour l'interprétateur. Dans ce chapitre, nous verrons que certains de ces filtres sont parfois utiles pour l'interprétation elle-même. Nous nous sommes intéressés en particulier à la décomposition spectrale et la sommation des signaux.

[16]Site internet : http ://www.openmp.org.

2.4.1 Décomposition spectrale du signal

Comme nous l'avons vu au chapitre 1.3.2, les polynômes trigonométriques, tout comme la transformée de Fourier, permettent d'obtenir facilement le spectre des fréquences du signal. Considérons un signal sismique interpolé sur $2n + 1$ points avec un polynôme trigonométrique f caractérisés par la suite de coefficients $\{a_k, b_k\}$ avec k variant de 1 à n. Nous pouvons alors définir [Mari *et al.*, 2001]

- l'amplitude E_k de la fréquence $k(2n+1)/2\pi$ du signal est égale à

$$E_k = \sqrt{(a_k)^2 + (b_k)^2} \tag{2.60}$$

- la phase Φ_k la fréquence $k(2n+1)/2\pi$ du signal est égale à

$$\Phi_k = \arctan\left(\frac{b_k}{a_k}\right) \tag{2.61}$$

L'application de filtres passe-bas sur le signal sismique permet parfois d'éliminer des artefacts [Hesthammer, 1999]. Plusieurs auteurs utilisent E_k et Φ_k comme attributs pour mieux discerner des informations géologiques comme les contours des chenaux [Peyton *et al.*, 1998] [Partyka *et al.*, 1999] [Johann *et al.*, 2003]. En effet, comme nous l'avons vu au chapitre 2.2.4, les fréquences du signal reflètent indirectement les variations de composition et d'épaisseur des couches géologiques. La fenêtre temporelle utilisée pour le calcul doit cependant être suffisamment petite pour refléter les variations locales du spectre et non pas une moyenne générale du spectre de la trace sismique entière. Nous n'avons pas véritablement exploré cette possibilité, mais elle reste une possibilité des polynômes trigonométriques.

2.4.2 Amélioration de la continuité des horizons

Principe de la sommation

Lors de la construction d'un cube sismique, une trace sismique n'est pas obtenue à partir du signal enregistré par un unique récepteur, mais par addition des signaux réfléchis au même point et enregistrés sur des capteurs différents. Cette opération de sommation permet, en effet, d'augmenter le rapport signal sur bruit (Figure 2.31).

Application du principe avec les polynômes trigonométriques

Nous avons voulu appliquer le principe de sommation sur les traces voisines des données sismiques 3D. Le but ici n'est pas de conserver la valeur réelle des amplitudes sismiques, mais d'améliorer la continuité des horizons sismiques. La différence par rapport à l'opération de sommation précédente tient au fait qu'il faut faire attention à ne pas effacer certaines discontinuités de l'image — notamment les failles —, pour préserver les informations structurales de l'image.

Tout d'abord, le lissage doit se faire le long des pendages des horizons, pour conserver la cohérence des signaux. Une sommation le long des axes de la grille sismique produirait

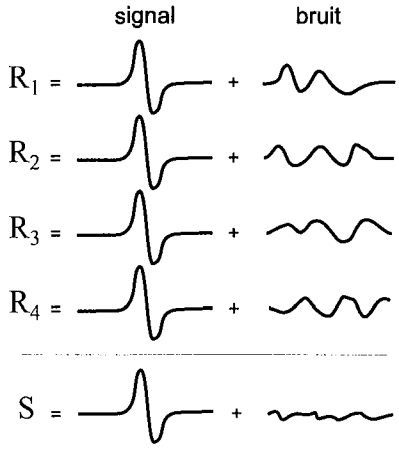

FIG. 2.31 – *Principe de la sommation : le signal réfléchi au même point du sous-sol mais enregistré sur des récepteurs R_1, R_2, R_3, R_4 voisins passe par des chemins voisins mais différents dans le sous-sol. En sommant les signaux captés, les signaux cohérents s'additionnent tandis que les bruits aléatoires s'annulent mutuellement.*

un effet inverse à celui recherché [Fehmers et Höcker, 2003]. L'utilisation des polynômes trigonométriques nous a permis de résoudre facilement ce problème. En effet, ils permettent :

- de calculer facilement et précisément le pendage des horizons ;
- de recalculer les amplitudes du signal sismique à tout instant donné.

Considérons une trace sismique f sur laquelle nous voulons appliquer le filtre à un point P donné. La trace f possède q traces voisines $g^1, g^2, \cdots, g^q$. Il est facile de trouver la position des points $P^1, P^2, \cdots, P^q$ images de P sur ces traces voisines (Figure 2.32). Comme nous l'avons vu pour le calcul du pendage (cf. chapitre 2.3.1), il suffit de calculer les décalages optimaux $\Delta^1, \Delta^2, \cdots, \Delta^q$ entre f et chacune des traces g^i au moyen de la formule de corrélation 1.38. Si $f(P)$ est l'amplitude sismique du signal f au point P, alors l'amplitude filtrée f_{fil} au point P est égale à

$$f_{fil}(P) = \frac{1}{q+1} \cdot \left\{ f(P) + \sum_{i=1}^{q} g^i(P^i) \right\} \tag{2.62}$$

Comme pour la semblance, cette approche permet de prendre en compte les horizons courbes (Figure 2.26).

Cette solution ne tient cependant pas compte des failles, qui risquent de disparaître lors du lissage des horizons. Or, les failles peuvent se détecter facilement au moyen de deux paramètres :

- si le décalage optimal est trop grand entre deux traces (Figure 2.32, points P et P^2) ;
- si le coefficient de corrélation $C_{fg^i}(\Delta^i)$ est trop faible (Figure 2.32, points P et P^3).

Il suffit donc de ne pas prendre en compte dans l'équation 2.62 les traces g^i qui correspondent à ces critères. Ainsi, il est préférable de ne pas effectuer de lissage lorsqu'un doute subsiste sur la présence de failles, plutôt que de risquer d'effacer une discontinuité.

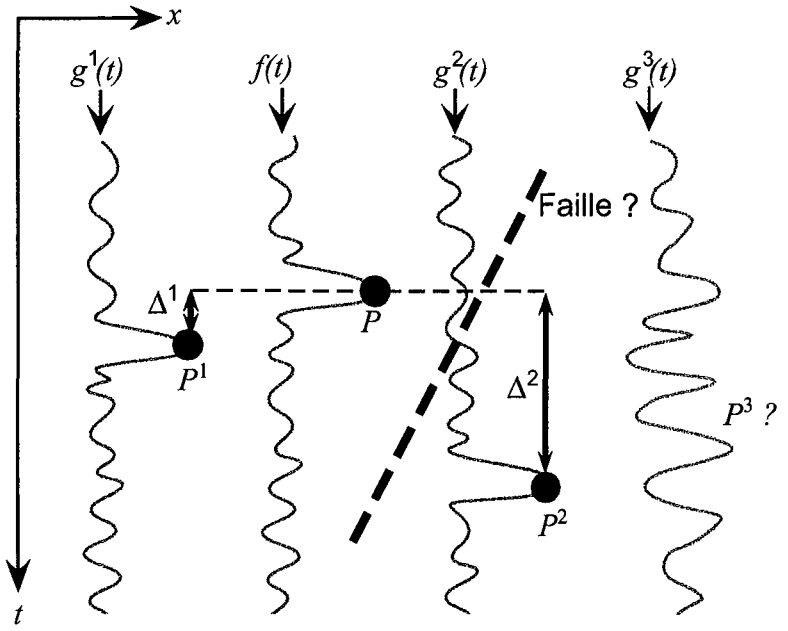

FIG. 2.32 – *Lissage d'un horizon sismique passant par un point P. Après interpolation des signaux par les polynômes trigonométriques, le calcul des corrélations entre la trace f et ses voisines g^i permet de connaître le décalage optimal Δ^i entre les traces et les positions P^i de l'horizon sur ces traces. Dans le cas général, l'amplitude calculée en P^i est moyennée à P (trace g^1). Si le décalage est trop important (trace g^2) ou la corrélation trop mauvaise (trace g^3), alors une faille passe peut-être entre les traces et les points ne sont pas pris en compte.*

Résultats et applications

La Figure 2.33 permet de comparer les différentes options de calcul du lissage :

- le long des axes de la grille sismique, c'est-à-dire sans tenir compte du pendage (Figure 2.33-B[1]). Le bruit disparaît en partie, mais les failles également. De plus, les horizons ont tendance à s'aplatir : le résultat est inutilisable ;
- le long des horizons, en tenant compte du pendage, mais sans tester la présence des failles (Figure 2.33-B[2]). Le résultat est meilleur, mais les extrémités des horizons diffusent à travers les failles, ce qui tend à les diluer dans l'image ;
- en tenant compte du pendage et en arrêtant le lissage au niveau des failles : horizons et failles apparaissent clairement (Figure 2.33-B[3]).

La Figure 2.33-C montre la différence entre l'amplitude sismique initiale et l'amplitude lissée. La distribution des valeurs est globalement aléatoire, ce qui montre que le lissage a bien retiré du bruit et non du signal cohérent.

L'algorithme peut s'appliquer de façon itérative. La Figure 2.34 montre l'amélioration successive de la continuité des horizons lors des différentes itérations. Par contraste, les terminaisons des horizons apparaissent nettement, ce qui améliore considérablement le tracé des failles sur l'image sismique. Le filtre améliore donc d'une façon générale l'in-

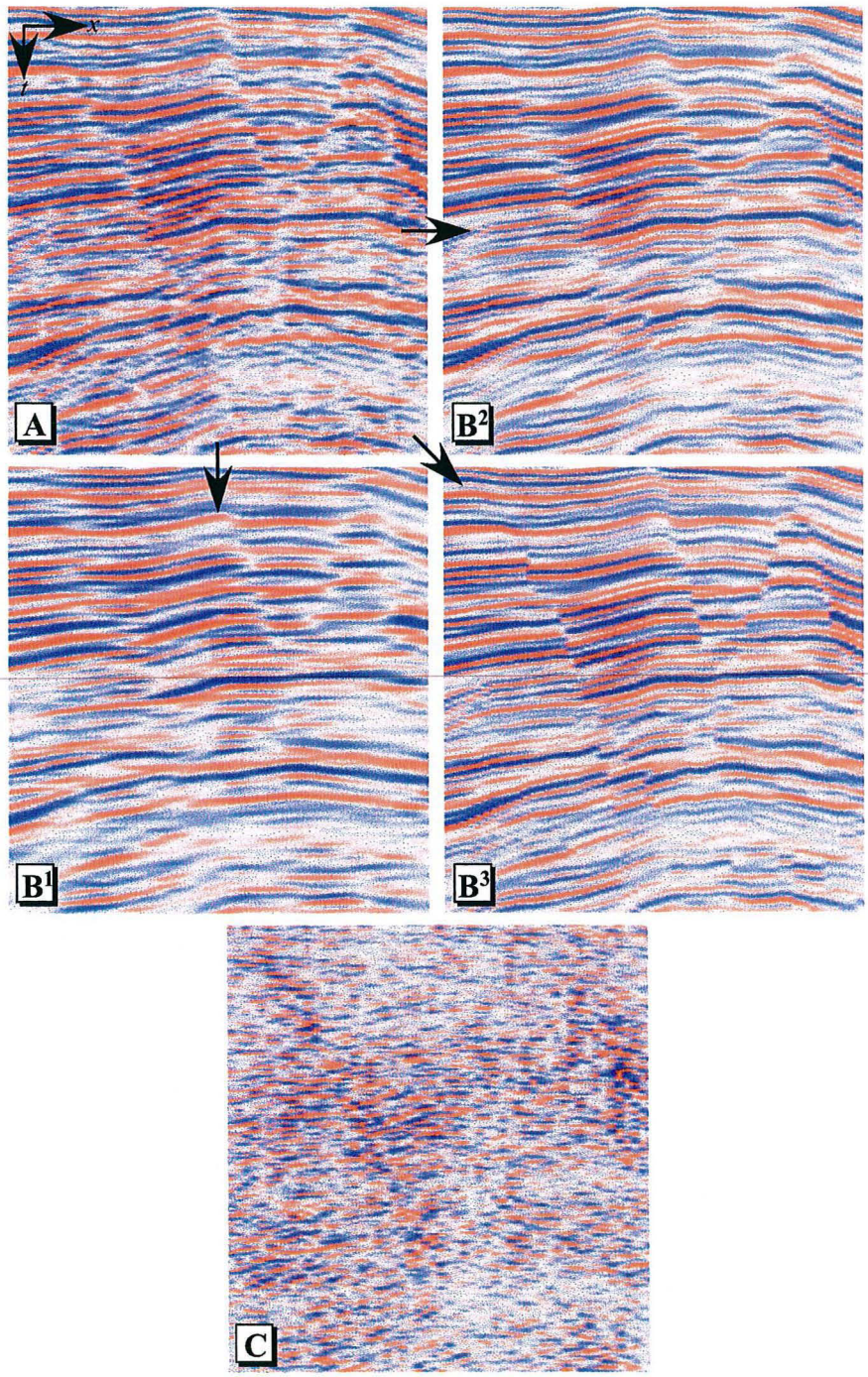

FIG. 2.33 – *Comparaison des différents options de lissage de la sismique sur une même section verticale. [A] Amplitude sismique initiale ; [B^1] Amplitude lissée sans tenir compte du pendage des horizons ni des failles ; [B^2] Amplitude lissée le long des horizons sismiques sans tenir compte des failles ; [B^3] Amplitude lissée le long des horizons sismiques avec arrêt au niveau des failles. [C] Différences entre la section [B^3] et la section [A].*

formation stratigraphique du cube sismique. Il peut donc s'utiliser pour améliorer les performances des algorithmes d'extraction automatique d'horizons, comme nous le verrons au chapitre 4, ou pour obtenir des attributs géométriques, comme la semblance ou le pendage, moins bruités (Figures 2.34-B et C). L'algorithme pourrait également être utilisé sur des données sismiques avant sommation, ou sur des données 4D. Nous n'avons cependant pas pu tester cette approche faute de posséder les données nécessaires.

Autres approches

Le principe de la sommation a été également repris par Hesthammer [Hesthammer, 1999] pour éliminer certains artefacts de l'image sismique, en sommant les données 4D[17]. L'opération suppose, cependant, d'avoir plusieurs campagnes d'acquisition à disposition et un calage précis des différents cubes sismiques obtenus.

Une autre solution pour résoudre ce problème a été proposée par Fhemers et Höcker [Höcker et Fehmers, 2002] [Fehmers et Höcker, 2003]. L'idée est de comparer la sismique à un fluide, et de diffuser ce fluide le long de lignes perpendiculaires à son gradient, c'est-à-dire le long des horizons. La diffusion est arrêtée au niveau des failles en utilisant un attribut comme la semblance. Ce filtre nommé Van Gogh est également appliqué de façon itérative.

2.5 Visualisation des attributs

Les attributs sismiques ont pour objectif de faire apparaître certaines caractéristiques du cube sismique — variations de faciès, pendage, failles, etc. Il existe cependant un décalage important entre les valeurs calculées et stockées dans l'ordinateur et la façon dont elles peuvent apparaître à l'écran. D'une part, il est possible de faire varier les gammes de couleurs, la gamme des valeurs affichée, le contraste, la luminosité, de l'attribut. D'autre part, un même affichage ne sera pas perçu de la même façon par des interprétateurs différents.

Plusieurs techniques permettent cependant d'utiliser ces possibilités pour mieux utiliser les attributs. Si elles n'ont pas fait l'objet de développements nouveaux ici, elles ont néanmoins été régulièrement utilisées au cours de nos travaux.

2.5.1 Importance du choix des échelles de couleurs

Jusque dans les années 1970, à cause de la limitation des moyens de visualisation sur écran et d'impression sur papier, les données sismiques étaient analysées en noir et blanc. L'importance de la couleur et des dégradés, qui permettent de faire ressortir beaucoup plus d'éléments sur une même image, a été pour la première fois mise en avant en sismique par Balch [Balch, 1971]. Au moyen d'une série de teintes différentes, Balch affichait le contenu fréquentiel d'un signal sismique sur un graphe représentant ses variations dans le domaine

[17]Données sismiques 3D d'une même zone acquises à différents moments.

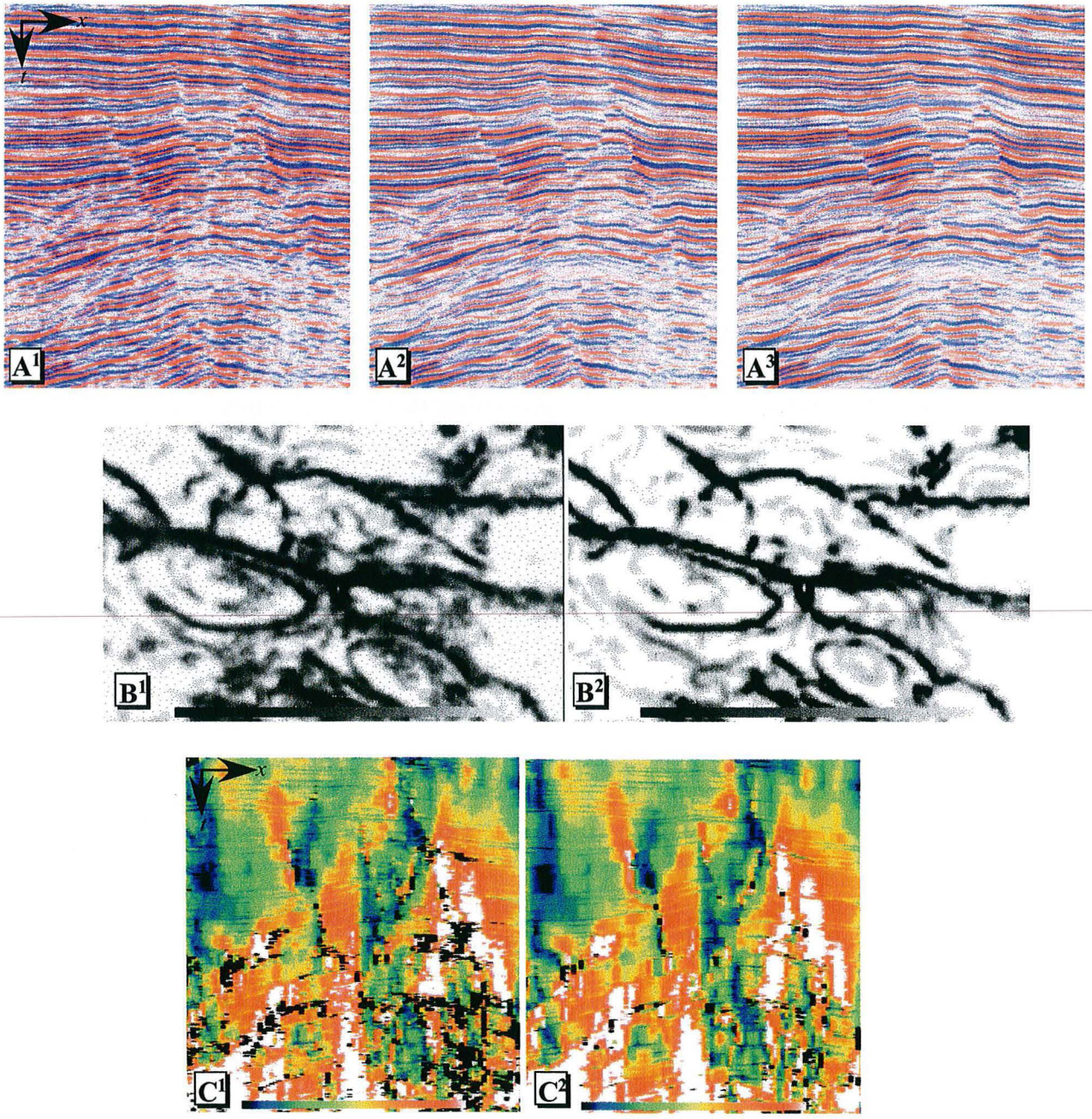

FIG. 2.34 – *Exemple d'utilisation du lissage de la sismique.*
[A] Application itérative de l'algorithme : [A^1] sismique initiale, [A^2] après une itération, [A^3] après deux itérations. Les horizons sont beaucoup plus continus, et, par contraste, les failles apparaissent beaucoup mieux.
[B] Utilisation pour le calcul de la semblance : [B^1] sur l'amplitude sismique initiale, [B^2] sur l'amplitude lissée.
[C] Utilisation pour le calcul de l'attribut de pendage : [C^1] sur l'amplitude sismique initiale, [C^2] sur l'amplitude lissée. Le lissage permet d'améliorer les corrélations et diminue les zones où le calcul n'est pas possible, en noir sur l'image.

temporel (Figure 2.35-A). En introduisant les attributs sismiques instantanés, Taner et Sheriff [Taner et Sheriff, 1977] ont dès le départ pointé l'importance de la couleur pour permettre de visualiser correctement les variations de l'enveloppe, de la phase et de la fréquence. Leurs échelles de couleurs sont d'ailleurs spécifiques à chacun de ces attributs — nous les avons déjà présentées au chapitre 2.2. Typiquement, les échelles de couleur de la phase instantanée et de l'azimut doivent être cycliques pour refléter correctement la nature angulaire de ces attributs.

L'évolution des techniques permet aujourd'hui à chacun de composer instantanément ses propres codes de couleurs. La gestion des couleurs nécessite cependant un certain savoir-faire. Certaines compagnies ont fait des recherches sur l'utilisation optimale des couleurs en fonction de leur perception par les yeux humains. Sheffield *et al* [Sheffield *et al.*, 1999] conseillent par exemple de ne pas utiliser plus de six couleurs par échelle avec un maximum de deux couleurs claires, pour éviter une trop grande dispersion de l'œil sur l'image. Russel [Russel, 1992] compare l'affichage d'un même attribut en utilisant des répartitions différentes des couleurs en indiquant leur utilisation potentielle.

2.5.2 Utilisation simultanée de plusieurs attributs

Certaines analyses nécessitent l'affichage de plusieurs attributs en même temps. En sismique 3D, par exemple, il peut être intéressant de visualiser simultanément les attributs de pendage et d'azimut. L'une des techniques consiste à utiliser des échelles de couleurs spécifiques :

- Chopra [Chopra, 2002] utilise une échelle de couleur composite 1D associant cohérence et amplitude instantanée (Figure 2.35-B). La moitié inférieure de l'échelle est utilisée pour afficher les variations de la cohérence au moyen d'un dégradé de gris, pour visualiser les chenaux. L'autre moitié de l'échelle sert à afficher en couleur les valeurs élevées de l'amplitude instantanée, pour visualiser les *bright spots* sur ces mêmes chenaux ;
- Marfurt *et al* [Marfurt *et al.*, 1998] utilisent une échelle de couleur conique 3D pour afficher simultanément les attributs de pendage, d'azimut et de cohérence pour analyser plus facilement les failles (Figure 2.35-C) ;
- Radovich et Oliveros [Radovich et Oliveros, 1998] combinent trois attributs instantanés au moyen d'une carte de couleur cubique pour obtenir facilement des faciès sismiques (Figure 2.35-D).

Un autre moyen est d'utiliser le rendu simultané des attributs. Les Figures 2.16 montrent, par exemple, l'affichage de la sismique avec les attributs de pendage et d'azimut.

2.5.3 Les techniques d'illumination

Les attributs vectoriels de dimension 3, peuvent bénéficier d'une autre technique d'analyse basée sur l'illumination des caméras des logiciels d'interprétation. Ces techniques sont d'abord apparues dans d'autres domaines de la géophysique, comme la gravimétrie [Cooper, 2003], avant d'être appliquées à l'interprétation sismique.

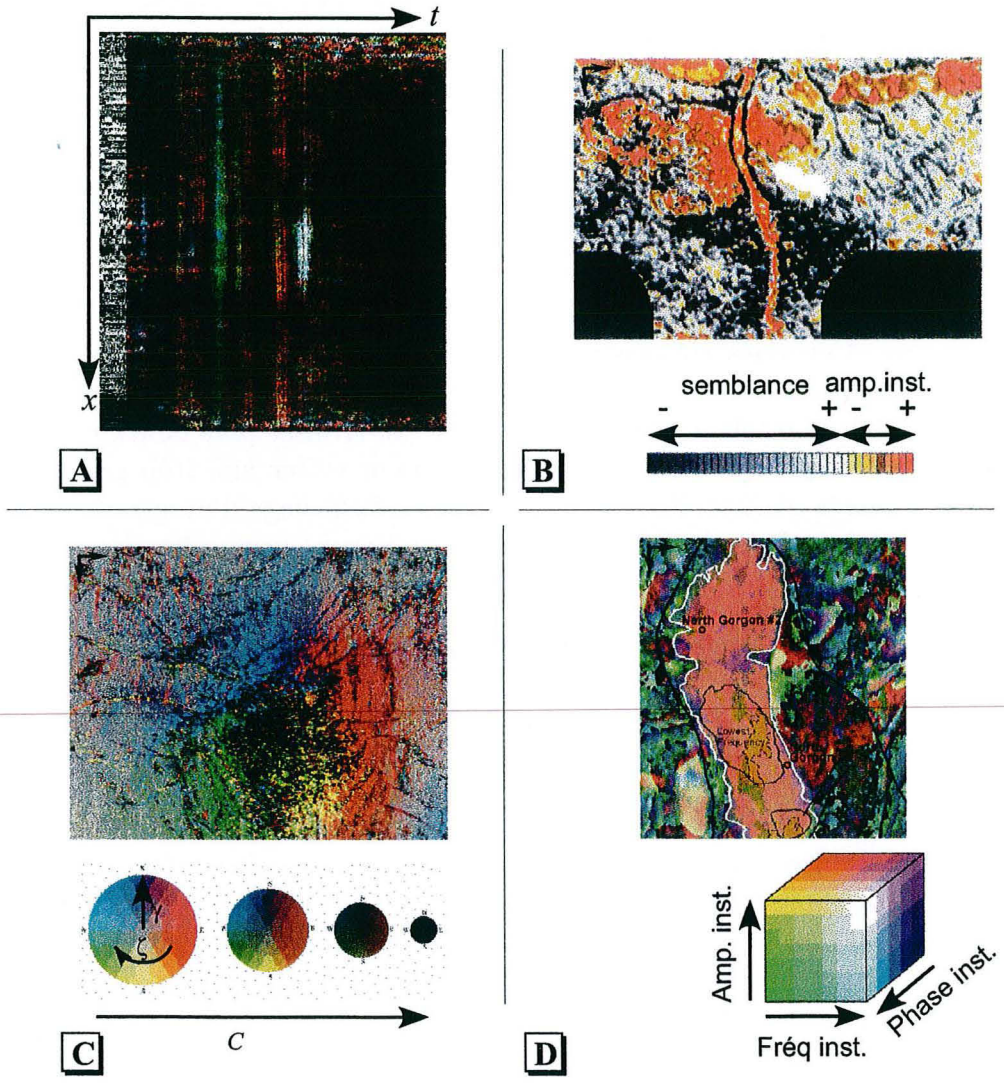

FIG. 2.35 – *Utilisations de la couleur pour les attributs sismiques.*
[A] Première utilisation de la couleur pour l'interprétation sismique : sur le signal sismique représenté dans le domaine temporel, les couleurs font apparaître les gammes de fréquences du signal. Il est ainsi possible d'étudier les variations de fréquence sur la section (Figure tirée de [Balch, 1971]).
[B] Combinaison de la semblance et de l'amplitude instantanée sur une échelle de couleur 1D pour mettre en valeur les chenaux et les bright spots sur une section horizontale(Figure tirée de [Chopra, 2002]).
[C] Affichage simultané des attributs de pendage γ, d'azimut ζ et de cohérence C au moyen d'une carte de couleur conique 3D sur une section horizontale, pour l'analyse des failles (Figure tirée de [Marfurt et al.*, 1998]).*
[D] Affichage simultané des attributs d'amplitude, de phase et de fréquence instantanée au moyen d'une carte de couleur cubique 3D sur une section horizontale, pour mettre en valeur des faciès sismiques (Figure tirée de [Radovich et Oliveros, 1998]).

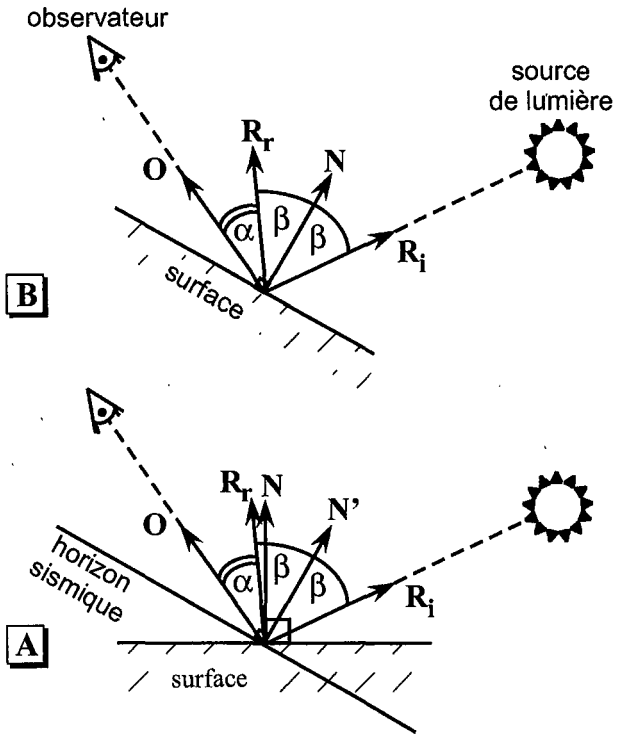

FIG. 2.36 – *Principe de l'attribut de relief (d'après [Barnes, 2003] modifié).*
[A] L'illumination d'une surface quelconque dans une caméra virtuelle dépend de la direction de la lumière incidente, $\mathbf{R_i}$*, de celle de la normale à la surface* $\mathbf{N}$ *et de celle du regard de l'observateur* $\mathbf{O}$*.* $\mathbf{R_r}$ *est la direction de la lumière réfléchie.*
[B] Si le contrôle de la lumière réfléchie est fait par la normale aux horizons sismiques $\mathbf{N}'$*, alors le relief qui apparaît sur la surface correspond à celui des horizons.*

Quand l'utilisateur affiche une surface 3D quelconque à l'écran, la quantité de lumière renvoyée par un point de la surface dépend de l'angle α entre la direction $\mathbf{R_r}$ de la lumière réfléchie et la direction $\mathbf{O}$ du regard de l'observateur (Figure 2.36-A). Cette propriété de la surface est appelée « réflectance » [Sonka *et al.*, 1993]. Elle peut être modélisée de la façon suivante [Barnes, 2003] [Foley *et al.*, 1992] :

$$I = [\mathbf{R_r} \cdot \mathbf{O}]^n = \cos(\alpha)^n \tag{2.63}$$

L'exposant n permet d'accentuer plus ou moins l'effet de brillant sur la surface.

Soit $\mathbf{R_i}$ la direction de la lumière incidente sur la surface (Figure 2.36-A). En utilisant les lois de Descartes, nous pouvons dire que le vecteur $\mathbf{R_r}$ est le symétrique du vecteur $\mathbf{R_i}$ par rapport à la normale $\mathbf{N}$. En d'autre terme, pour une position donnée de l'observateur et de la source de lumière, c'est la normale à la surface qui gouverne la façon dont la lumière se réfléchit sur la surface.

Considérons maintenant une section temps d'un cube sismique donné. Par construction, le vecteur normal $\mathbf{N}$ est identique sur toute la surface et la lumière est toujours réfléchie dans la même direction. Supposons maintenant que la normale $\mathbf{N}'$ aux horizons

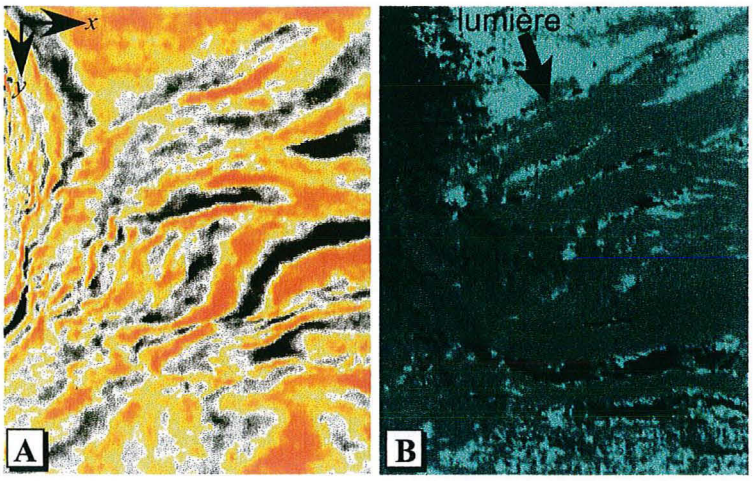

FIG. 2.37 – *Exemple d'application de l'attribut de relief sur une section sismique horizontale : [A] amplitude sismique, [B] attribut de relief. La flèche représente la direction de la lumière. Les reliefs qui lui sont perpendiculaires sont des failles, tandis que la dépression en haut à gauche est un dôme de sel.*

sismiques a été calculée partout sur la section, comme cela a été vu au chapitre 2.3.1. Si nous remplaçons maintenant $\mathbf{N}$ par $\mathbf{N}'$ pour le contrôle de la réflectance, alors la section — géométriquement plate — aura une topographie apparente qui sera la topographie des horizons sismiques [Barnes, 2003] (Figure 2.36-B). Cette technique de visualisation particulière est appelée attribut de relief par Barnes.

Lors de l'illumination d'un objet dans une caméra virtuelle, toutes ses structures ne sont pas également rendues. Les structures parallèles aux rayons lumineux sont estompées, tandis que celles qui leur sont perpendiculaires sont mises en valeur (Figure 2.37). Or, comme nous l'avons vu au chapitre 2.3.1, les variations de pendage des horizons sismiques permettent de mettre en valeur les failles. Barnes propose donc d'utiliser l'attribut de relief pour mettre en évidence ces variations. Barnes utilise le vecteur gradient de l'image sismique 3D comme normale aux horizons. Dans notre implémentation de cette technique, nous avons directement utilisé le vecteur normal obtenu lors du calcul des attributs de pendage et d'azimut. Nous avons également intégré cet outil dans une interface spécifique permettant de modifier facilement la position de la source de lumière par rapport à l'image sismique. Cela donne la possibilité à l'interprétateur de visualiser indépendamment les différentes familles de failles, ce que ne peuvent faire les échelles de couleur 3D. Il faut cependant noter que ce procédé ne présente un intérêt que pour les sections sismiques horizontales. De plus, le réglage de la position de la lumière peut se révéler délicat.

2.6 Conclusion

De nombreux traitements sont applicables aux images sismiques pour aider à leur interprétation géologique. Les attributs sismiques résultants peuvent fournir des informations

importantes sur les composantes des signaux, sur la géométrie des réflecteurs sismiques ou sur les zones de discontinuité des réflexions.

Il existe souvent plusieurs algorithmes pour obtenir un même attribut. Notre approche du signal, basée sur les polynômes trigonométriques, présente plusieurs avantages pour calculer les principaux attributs (Tableau 2.2). Les formulations sont souvent simplifiées et la base de calcul est la même pour tous les attributs. Les polynômes trigonométriques fournissent une formule analytique des principaux attributs instantanés, particulièrement intéressante pour le calcul des attributs pondérés ou de certaines cartes d'attributs. Cependant, les polynômes trigonométriques présentent surtout un avantage pour le calcul des attributs géométriques. Les algorithmes que nous avons développés permettent de prendre en compte finement le pendage des horizons, et sur un nombre quelconque de traces sismiques. Nos attributs géométriques — pendage, courbure, semblance — sont donc aussi bien adaptés à la sismique 2D, 3D que 4D. Le travail sur des signaux continus nous a également conduit à développer un filtre efficace de lissage des horizons sismiques permettant d'améliorer les résultats de certains attributs. Finalement, sur les comparaisons que nous avons pu réaliser avec les attributs calculés sur des logiciels du marché, nos résultats, en terme de coût de calcul ou de précision, sont soit équivalents, soit meilleurs.

Quelles que soient les méthodes de calcul utilisées, l'intérêt des attributs obtenus est néanmoins parfois limité par un lien trop indirect ou trop flou avec une véritable signification géologique. L'espoir d'obtenir automatiquement de la sismique une image géologique est souvent déçu. Même pour les attributs les plus proches de cet objectif, comme les attributs de similarité, les résultats sont souvent dégradés par la présence de bruit. La qualité de l'attribut dépend beaucoup, en effet, de la qualité de la sismique sur laquelle il est calculé. L'information issue de la sismique seule ne suffit donc pas. Il est nécessaire de lui intégrer les autres données disponibles comme les données de puits ou les connaissances déjà acquises du contexte géologique. Ces nouvelles informations pourraient également être utilisées pour combiner de façon optimale plusieurs attributs entre eux.

attribut	**attributs instantanés**	**attributs géométriques**				**filtre de lissage**
		pendage et azimut	**variations du pendage**	**courbures**	**semblance**	
utilisation	caractérisation du signal	orientation des horizons sismiques	détection des discontinuités	détection des discontinuités	détection des discontinuités	mise en valeur des informations structurales
caracté-ristiques de notre approche	idem T.F.D., formulation analytique, calcul précis des pondérations	prise en compte d'un nombre quelconque de traces - calcul 2D, 3D ou 4D				
		gestion de l'incertitude sur le calcul			prise en compte simple et rapide du pendage précis des horizons	prise en compte des discontinuités et du pendage précis des horizons

TAB. 2.2 – *Résumé des attributs étudiés.*

Chapitre 3

Des attributs à l'information géologique : les faciès sismiques

Il existe une infinité de possibilités pour caractériser les différents points d'une image sismique : le signal sismique lui-même, les attributs sismiques, ou toute opération statistique ou mathématique sur ces attributs. Pour synthétiser cette grande quantité d'information, il semble naturel de regrouper les points de l'image qui possèdent des caractéristiques communes. Pour cela, les géologues ont cherché des méthodes d'analyse qui, partant d'un certain nombre d'attributs, retournent une nouvelle propriété décrivant ces unités, appelées faciès sismiques. L'objectif est ensuite de pouvoir interpréter directement ou indirectement ces unités en terme de faciès géologiques.

Ce troisième chapitre, après une introduction générale sur les faciès sismiques, présentera deux méthodes de calcul des faciès sismiques à partir d'attributs sismiques, basées l'une sur les nuées dynamiques, l'autre sur des cartes d'interpolation.

3.1 Introduction aux faciès sismiques

Une unité de faciès sismique est une unité sismique composée par des groupes de réflexions dont les paramètres, tels l'amplitude, la fréquence, la continuité, ou tout attribut sismique, se distinguent de ceux des unités de faciès sismiques adjacents [Mitchum, 1977]. L'objectif du calcul des faciès sismiques est d'établir un lien entre la sismique, connue sur l'ensemble du réservoir, et des faciès géologiques, connus sur une partie seulement du réservoir, généralement les puits, pour connaître la position de ces faciès géologiques dans l'ensemble du réservoir.

Les faciès sismiques décrivent le réservoir en terme qualitatif, par exemple lithologique — grès, argile, sel — ou quantitatif, par exemple en définissant une propriété physique de la roche — porosité, perméabilité. Ils sont finalement utilisés pour caractériser le réservoir modélisé.

3.1.1 Les méthodes de reconnaissance des formes

Nous avons vu précédemment que les signaux sismiques contiennent des informations sur la lithologie des couches stratigraphiques, et que ces informations sont potentiellement accessibles par les attributs sismiques. L'idéal serait donc de disposer d'un modèle théorique, d'une relation établissant un lien direct entre les attributs et les faciès géologiques. Les expériences de laboratoire ou les simulations numériques peuvent aider à construire ces modèles.

Cependant, à cause de la complexité des phénomènes naturels étudiés, il y a peu de cas réels où cette approche est possible. Il faut donc le plus souvent recourir à des analyses d'ordre statistique des relations entre attributs et faciès géologiques. Les géologues ont donc appliqués les techniques de reconnaissance des formes pour le calcul des faciès sismiques.

L'un des travaux pionniers sur la reconnaissance quantitative des formes sismiques est celui de Mathieu et Rice [Mathieu et Rice, 1969]. Ces auteurs analysent et classent les pics d'amplitude du signal sismique — réel ou synthétique, calculé à partir de données de puits — pour discriminer les faciès sableux des faciès argileux. Ils en concluent que l'analyse discriminante offre la possibilité d'interpréter les données sismiques en terme lithologique.

Sinvhal et Khattri [Sinvhal et Khattri, 1983] et Sinvhal *et al* [Sinvhal *et al.*, 1984] utilisent également des techniques d'analyse discriminante paramétrique sur des cas réels et synthétiques. Les attributs utilisés sont issus de la fonction d'autocorrélation et du spectre du signal sismique. Au moyen d'une analyse discriminante, ils arrivent à distinguer des séquences binaires sable-argile ou argile-charbon et mettent en avant l'importance des attributs fréquentiels.

Conticini [Conticini, 1984] met en avant les analyses statistiques conventionnelles, comme les diagrammes, sur les attributs d'amplitude, fréquence, continuité ou vélocité pour identifier des faciès sédimentaires.

Dumay et Fournier [Dumay et Fournier, 1988] étudient le problème de la reconnaissance de formes sismiques à partir de l'analyse statistique multivariable en composantes principales, de la classification et de l'analyse discriminante appliquée sur des traces sismiques. Ils mettent en évidence l'importance du choix des traces d'apprentissage et le problème du lien flou entre les attributs sélectionnés et les faciès géologiques qu'il faut caractériser.

Lendzionowski et al [Lendzionowski *et al.*, 1990] se sont plus particulièrement intéressés à la reconnaissance des faciès à partir de l'amplitude, de la phase et de la fréquence instantanées. Ils utilisent pour cela des techniques de projections révélatrices qu'ils estiment plus appropriés pour l'analyse des attributs que l'analyse en composante principale. Ils mettent également en évidence l'importance de l'interprétation géologique *a priori*, notamment à partir des données de puits.

Fournier et Derain [Fournier et Derain, 1995] proposent de corréler les attributs sismiques avec les propriétés réservoir aux puits au moyen d'une analyse canonique si les données de puits sont suffisamment nombreuses. Une régression multivariable leur permet

ensuite de construire un modèle statistique entre les variables canoniques et les propriétés réservoirs.

Par ailleurs, à partir des années 1980, de nombreuses méthodes basées sur les neurones artificiels ont été développés pour l'analyse des faciès sismiques. Les réseaux de neurones tentent en effet d'imiter les processus biologiques qui permettent au cerveau de reconnaître les formes ou de prendre des décisions. Largement utilisés dans les méthodes de traitement sismique [McCornack, 1991], [Poulton, 2002], ils permettent de calculer des relations complexes et linéaires entre les attributs et les faciès de calibration. Par exemple, Hampson *et al* [Hampson *et al.*, 2001] les utilisent pour prédire la porosité sur des puits à partir d'attributs sismiques. Ils concluent que les prédictions sont de bien meilleure qualité que celles obtenues avec une régression linéaire. L'intérêt des réseaux de neurones est cependant limité par la lenteur de la phase d'apprentissage et par la difficulté d'appréhender le fonctionnement de la structure du réseau, au contraire des méthodes précédentes.

3.1.2 Analyses supervisées et non supervisées

Les méthodes de reconnaissance des formes peuvent se diviser en deux types d'approche (Figure 3.1-B) :

- l'analyse supervisée utilise l'information géologique — données de puits par exemple — *a priori* pour guider la répartition des données issues de la sismique en faciès. Cette approche a l'avantage de fournir des faciès avec une signification géologique directe ;
- l'analyse non supervisée ne fait pas intervenir de données géologiques extérieures. Les faciès sont réalisés uniquement en fonction des variations des données issues de la sismique. L'interprétation géologique est faite *a posteriori*. Contrairement à l'analyse supervisée, cette approche à l'avantage d'être plus objective, et de ne pas dépendre d'interprétations antérieures. Elle est également bien adaptée au contexte exploratoire où un faible nombre de puits sont disponibles. En revanche, les faciès obtenus peuvent être plus difficiles à interpréter.

Les deux approches sont souvent complémentaires et utilisées en parallèle car elles offrent deux regards différents sur les données [Déquirez *et al.*, 1995] [Fournier *et al.*, 2002].

Par la suite, nous appellerons faciès sismiques les faciès obtenus à partir de l'analyse supervisée ou non des attributs sismiques, et faciès géologiques les faciès utilisés pour la calibration, comme, par exemple, les faciès reconnus aux données de puits. Par ailleurs, nous ferons la distinction entre l'espace des observations, c'est-à-dire l'espace géographique 2 ou 3D où le réservoir est modélisé, et l'espace des attributs, c'est-à-dire l'espace nD dont chacun des axes correspond à un attribut donné (Figure 3.1-B).

3.1.3 Difficultés

Quelles que soient les méthodes utilisées, le passage des attributs sismiques à des faciès géologiques pose de nombreux problèmes, et ce pour plusieurs raisons :

- la qualité de la sismique influence celle des attributs, et en conséquence, la pertinence des faciès sismiques ;

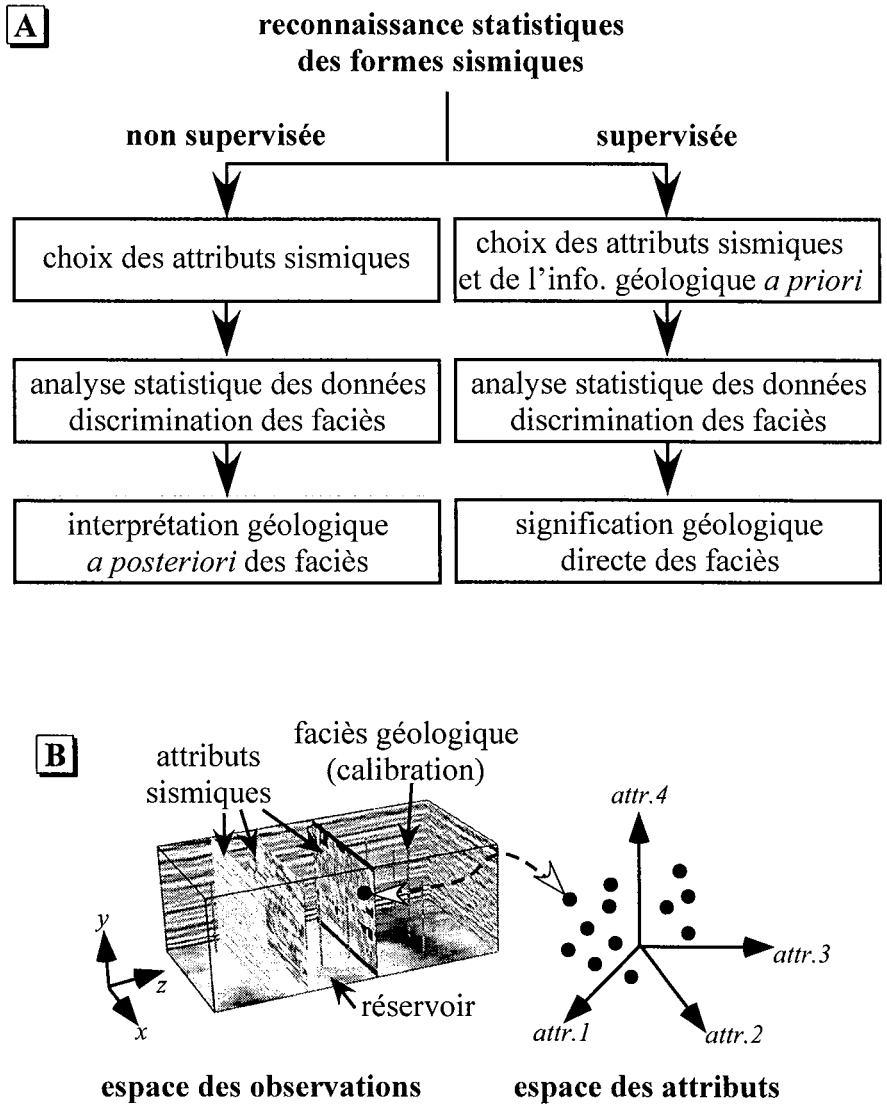

FIG. 3.1 – *[A] Analyses supervisées et non supervisées (d'après [Johann, 1997] modifié). [B] Espace des observations et espace des attributs.*

- les relations entre attributs et faciès géologiques, quand elles existent, sont souvent complexes et non linéaires. Elles sont donc difficiles à calculer ;
- le choix des attributs de départ est très important, mais difficile à réaliser. Utiliser simultanément une vaste gamme d'attributs sans sélection préalable est trop coûteux en calculs et obscurcit l'interprétation des résultats ;
- les données de calibration des faciès géologiques, c'est-à-dire les puits, ne sont souvent disponibles qu'en quantité limitée, ce qui pose des problèmes de validité des relations obtenues ;
- les données à intégrer ont souvent des échelles différentes. Typiquement, les diagraphies mesurées dans les puits présentent une résolution bien plus élevée que celle de la sismique. Il convient donc de les lisser préalablement au calcul des faciès.

Des tests avec des méthodes différentes, ou avec des paramétrages différents sont souvent nécessaires pour l'étude d'un même réservoir. Le choix de l'approche dépend beaucoup des données disponibles et des types de faciès voulus. Dans notre travail, nous n'avions pas d'étude spécifique de réservoir à réaliser. Deux méthodes d'analyse, l'une non supervisée, l'autre supervisée ont cependant été étudiées. La première, assez générale, avait déjà été développée et validée dans gOcad et constituait le point de départ de cette thèse. La seconde, en cours de développement, a été inventée pour répondre à des besoins spécifiques d'associations d'attributs, tout en pouvant être utilisée pour l'analyse de faciès sismiques.

3.2 Analyse non supervisée basée sur les nuées dynamiques

Une seule méthode d'analyse multivariable avait été développée au sein du géomodeleur gOcad, dans la thèse de Pairazian [Pairazian, 1998]. L'objectif de Pairazian était de caractériser la porosité d'un réservoir au moyen des amplitudes sismiques. Les attributs présentés au chapitre 2 ont, en fait, été initialement développés pour fournir aux utilisateurs de cette méthode un plus grand choix de variables d'entrée. La méthode proposée et validée par Pairazian a donc été reprise au cours de ce travail et adaptée à l'analyse d'attributs sismiques.

3.2.1 Présentation de la méthode d'analyse

Idée générale

L'analyse multivariable, proposée par Pairazian [Pairazian, 1998] et en grande partie réimplementée dans ce travail, est constituée des étapes suivantes (Figure 3.2) :

1. choix des attributs. Pour Pairazian, un point du cube sismique est simplement caractérisé par l'amplitude sismique de ce point ainsi que celle de ses points voisins. Dans notre cas, il s'agit des attributs sismiques calculés au niveau du point ou de ces voisins ;

2. réduction de la redondance des données et élimination d'une partie du bruit au moyen d'une analyse en composantes principales ;
3. segmentation des nouvelles propriétés obtenues en classes de faciès sismiques au moyen des nuées dynamiques.

Pour interpréter les classes obtenues en une information géologique, Pairazian ajoute les étapes suivantes :

4 interprétation des données de puits en classes de faciès géologiques ;

5 calcul d'une table de corrélation entre les classes de faciès sismiques et les classes de faciès géologiques ;

6 regroupement des classes de faciès sismiques en fonction de leur ressemblance avec les classes de faciès géologiques.

La dernière étape, réalisée également avec les nuées dynamiques, permet d'établir une relation de non linéarité entre attributs et faciès géologiques.

Nous développerons maintenant les principaux algorithmes de cette méthode, c'est-à-dire l'analyse en composantes principales et les nuées dynamiques.

L'analyse en composantes principales

L'objectif de l'Analyse en Composantes Principales (A.C.P.) est de réduire la dimension des données de départ — dans notre cas, les attributs sélectionnés — en éliminant leurs redondances et leurs composantes les moins significatives. Ses avantages et sa simplicité en ont fait un outil utilisé intensivement par les géologues [Davis, 1986].

Soit $\{X_i : i = 1, p\}$ une famille de p variables aléatoires observées sur un échantillonnage de taille n. Tous les résultats sont rassemblés dans une matrice $n \times p$ nommée X

$$X = \begin{bmatrix} X_1(1) & \cdots & X_i(1) & \cdots & X_p(1) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ X_1(u) & \cdots & X_i(u) & \cdots & X_p(u) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ X_1(n) & \cdots & X_i(n) & \cdots & X_p(n) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} X(1) \\ \vdots \\ X(u) \\ \vdots \\ X(n) \end{bmatrix} \tag{3.1}$$

Dans ces conditions, chaque ligne du tableau, c'est-à-dire chaque vecteur $X(u) = \{X_i(u), i = 1, \cdots, p\}$, correspond à un point de l'espace $\mathbb{R}^p$. L'ensemble des lignes du tableau correspond à un nuage de n points dans $\mathbb{R}^p$.

Le but de l'A.C.P. est de représenter ce nuage de points dans un espace de dimension q, plus petite que p, en optimisant un critère de variance (Figure 3.3). Chacun des vecteurs $X(u)$ est projeté en un nouveau vecteur $F(u) = \{F_j(u), j = 1, \cdots, q\}$ dans le nouvel espace $\mathbb{R}^q$.

Pour cela, il est nécessaire de calculer la matrice de variance-covariance R_{XX} des vecteurs $X(u)$

$$R_{XX} = \frac{1}{n} X^t \cdot X \tag{3.2}$$

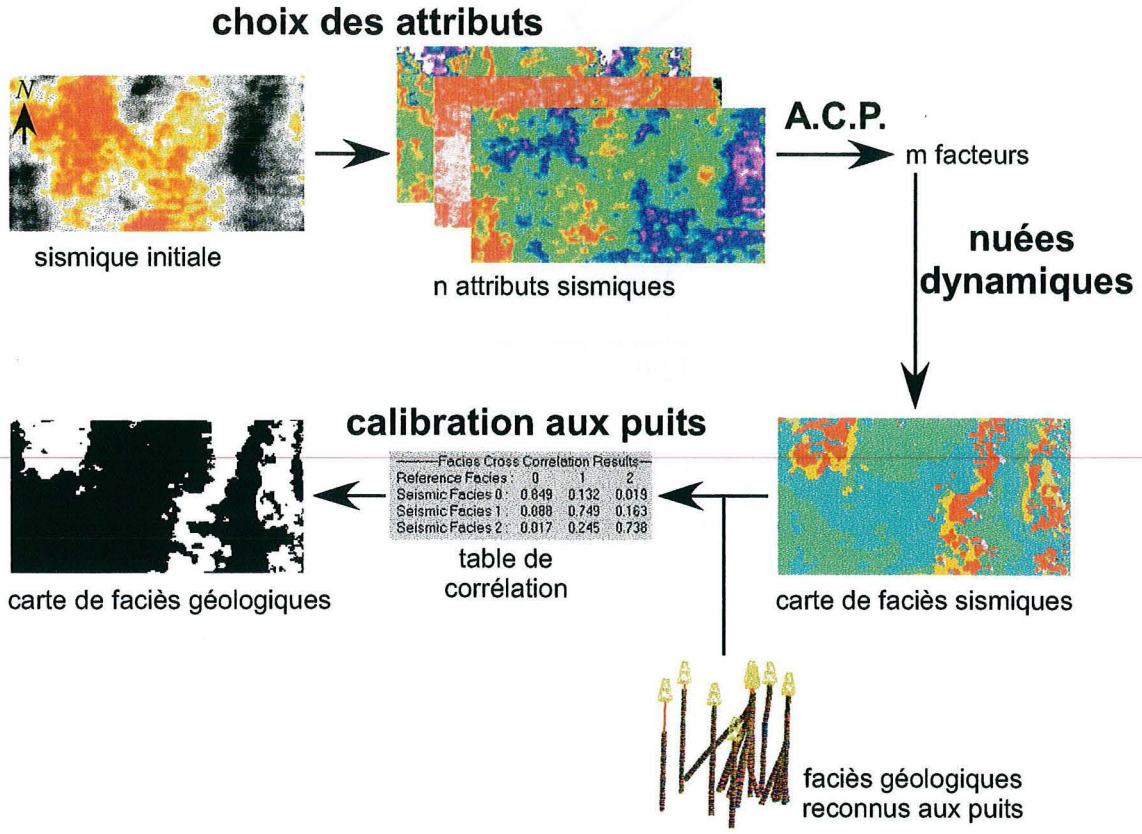

FIG. 3.2 – *Analyse non supervisée basée sur les nuées dynamiques, suivant la méthode de Pairazian [Pairazian, 1998]. Un groupe d'attributs est sélectionné et calculé à partir des données sismiques. L'analyse en composante principale permet ensuite de synthétiser l'information qu'il contient, et les facteurs obtenus sont segmentés au moyen des nuées dynamiques. La carte de faciès sismiques obtenue peut ensuite être calibrée avec la carte des faciès géologiques, après calcul d'une table de corrélation entre les deux classes de faciès. Le résultat est une carte de faciès géologiques facilement interprétable. L'analyse peut s'effectuer en 2D ou 3D.*

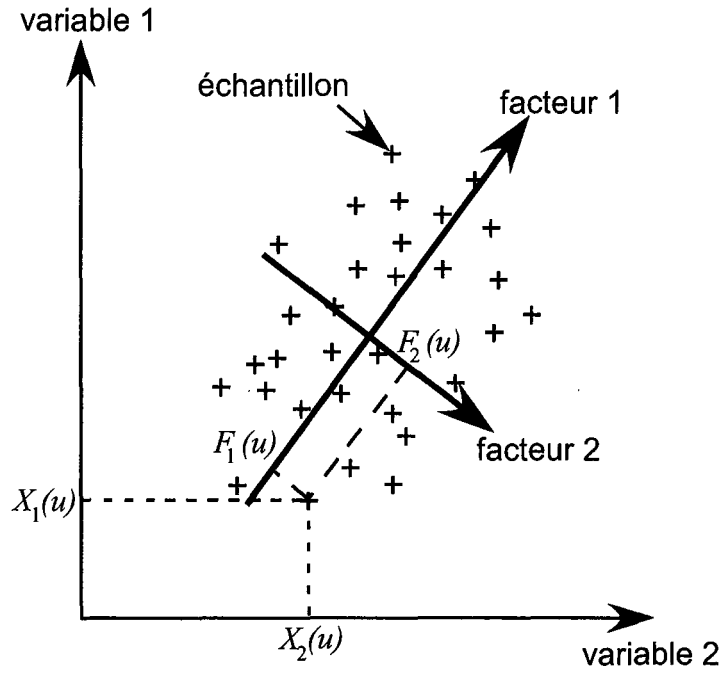

FIG. 3.3 – *Principe de l'analyse en composantes principales. Les échantillons, connus par leurs coordonnées dans l'espace des variables X_i, sont projetés dans le nouvel espace des facteurs F_j. Les axes de ce nouvel espace sont orientés le long des directions de variance maximum, et son origine est le centre de gravité des données.*

avec « ^{t} » opérateur de transposition. Si V_j et λ_j sont les vecteurs et valeurs propres de R_{XX}, alors les coordonnées de $F(u)$ sont données par l'équation suivante :

$$\forall\, j \in [1, ..., n], \qquad F_j(u) \;=\; V_j^t \cdot X(u) \tag{3.3}$$

Les vecteurs propres V_j définissent un nouveau système de coordonnées orthogonal. Les axes de ce système correspondent aux axes d'extremum de variance et son origine est le centre de gravité des données. Si les données sont centrées et réduites, il s'agit du point $(0, ..., 0)$. Les vecteurs $F(u)$ sont appelés facteurs et leurs composantes, indépendantes, les composantes principales.

Comme les variables X_i peuvent être mesurées avec des unités différentes, il est préférable de les centrer et de les réduire pour les comparer. Les vecteurs $X(u)$ sont donc généralement remplacés dans les équation par les vecteurs $X'(u)$ tels que

$$X'_i(u) \;=\; \frac{X_i(u) - m_i}{\sigma_i} \tag{3.4}$$

avec m_i et σ_i respectivement la moyenne et l'écart type de la variable X_i.

La réduction de dimension du problème intervient lorsque ne sont retenus que les q vecteurs propres V_j correspondant aux q valeurs propres les plus grandes de la matrice R_{XX}. Par construction, chacun des facteurs F_j explique un pourcentage de la variance des

données, pourcentage proportionnel à la valeur propre λ_j. Usuellement, seuls les facteurs expliquant ensemble les premiers 70 à 80% de la variance globale sont conservés. Dans le cas de l'analyse des attributs sismiques, les facteurs sont souvent utilisés à la place des attributs eux-mêmes. En effet, ils permettent de synthétiser la même information en un nombre réduit de variables. Dans certains cas cependant, les facteurs expliquant la variance ne sont pas les facteurs qui portent la partie la plus importante de l'information contenue dans les données. C'est pourquoi certains auteurs préfèrent d'autres techniques, comme les projections révélatrices [Lendzionowski *et al.*, 1990].

Les nuées dynamiques

Les algorithmes dits k-moyens constituent une solution courante de partition non supervisée d'un ensemble de points — dans notre cas, les facteurs de l'A.C.P. Leur but est de trouver une partition de l'espace en k classes au plus, k étant fourni par l'utilisateur. Dans ces algorithmes, chaque classe est représentée par son point central, également appelé noyau.

L'une des méthodes d'algorithme k-moyens les plus populaires est celle des nuées dynamiques [Lebart *et al.*, 1984]. Cet algorithme a, en effet, l'avantage d'être simple à programmer et à utiliser, et d'être rapide. C'est une méthode itérative qui a été largement validée empiriquement et qui converge. Elle est particulièrement adaptée à la classification de larges volumes de données, ce qui correspond au cas des faciès sismiques.

Considérons un ensemble de n points $X(u) = \{X_i(u), i = 1, \cdots, p\}$ dans un espace de dimension p donnée. Il est possible de diviser ces points en k groupes, ou « nuées », au moyen des étapes suivantes [Lebart *et al.*, 1984] (Figure 3.4) :

1. Un ensemble de k points $X(u)$ sont choisis aléatoirement et nommés $C_1^0, C_2^0, ..., C_k^0$;
2. Une première partition $I^0 = \{I_1^0, I_2^0, ..., I_k^0\}$ des données est créé telle que $C_1^0, C_2^0, ..., C_k^0$ constituent les centres de chaque nuée $I_1^0, I_2^0, ..., I_k^0$. Un point est considéré comme appartenant à la nuée I_j^0 s'il est plus proche de C_j^0 que de tous les autres centres, selon une métrique prédéfinie ;
3. Les barycentres des partition $I_1^0, I_2^0, ..., I_k^0$ sont calculés et nommés $C_1^1, C_2^1, ..., C_k^1$;
4. Une nouvelle partition $I^1 = \{I_1^1, I_2^1, ..., I_k^1\}$ est calculée telle que les points $C_1^1, C_2^1, ..., C_k^1$ soient les centres respectifs de chacune des nouvelles nuées ;
5. L'opération est répétée jusqu'à ce que I^j soit égale à I^{j+1}, aux points limites près.

En général, l'algorithme converge après une dizaine d'itérations.

Deux lectures du résultat final sont possibles :
- soit chaque point de données est affecté à la classe dans laquelle il se trouve ;
- soit chaque point de données reçoit une probabilité d'appartenance à chacune des classes obtenues. Cette probabilité est égale à l'inverse de la distance - euclidienne ou de Mahalanobis par exemple - entre le point et le centre de la classe considérée.

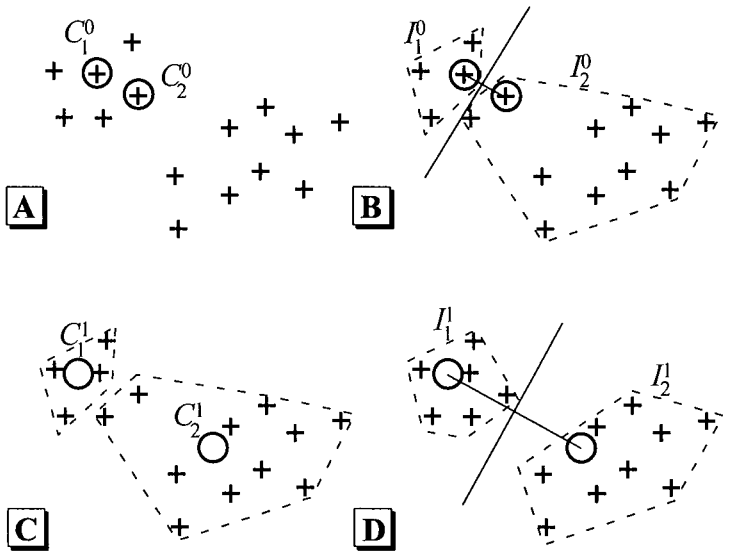

FIG. 3.4 – *Principe des nuées dynamiques :*
[A] Choix aléatoire de points C_1^0 et C_2^0 ; [B] Constitution des nuées I_1^0 et I_2^0 centrés sur C_1^0 et C_2^0 ; [C] Calcul des nouveaux points C_1^1 et C_2^1, barycentres des nuées I_1^0 et I_2^0 ; [D] Constitution des nuées I_1^1 et I_2^1, centrés sur C_1^1 et C_2^1. (D'après [Lebart et al.*, 1984] modifié)*

3.2.2 Comparaison de la méthode avec les cartes de Kohonen

Les cartes auto-organisatrices de Kohonen [Kohonen, 1997] ont été conçues pour projeter, sur un ensemble de points de données situés dans un espace nD, un maillage de dimension inférieure, généralement 1D, 2D ou 3D, appelé la carte. Les cartes de Kohonen et la méthode proposée par Pairazian ont donc en commun de proposer une segmentation des données dans un espace de dimension inférieure ou égale à la dimension des données initiales. Comme elles sont actuellement très employées dans l'industrie pétrolière [Coléou *et al.*, 2003], nous avons voulu effectuer une comparaison plus approfondie.

Les cartes sont implémentées sous la forme d'un réseau de neurone à deux couches (Figure 3.5). Chaque point de données introduit dans le réseau au niveau de la couche d'entrée est associé à un neurone de la couche de sortie. Ce neurone représente le centre de la classe à laquelle est associé le point de données. Le processus d'auto-organisation lui-même est réalisé au moyen d'une compétition entre les différents neurones [Duda *et al.*, 2000]. Lorsqu'un point de données est entré dans le réseau, l'algorithme recherche le neurone qui lui ressemble le plus. Ce neurone, dit « neurone gagnant », est alors modifié pour mieux ressembler au point de données. Par le jeux des connexions latérales ses voisins les plus proches sont également, mais dans une moindre mesure, affectés. Les neurones éloignés ne sont pas modifiés. Après un certain nombre d'itérations, le réseau s'organise de telle façon que les points de données proches dans l'espace soient représentés par des points proches sur la carte.

Les méthodes de classification par les k-moyens et les cartes auto-organisatrices sont en fait très proches. Les centres des noyaux qui bougent sont analogues aux neurones de

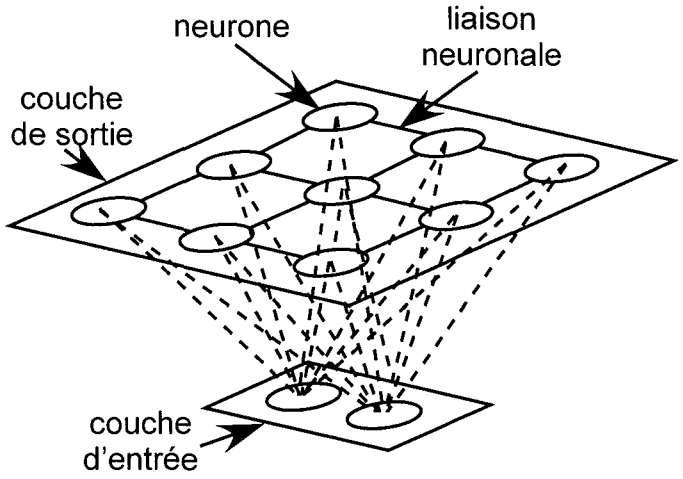

FIG. 3.5 – *Structure d'une carte de Kohonen. La couche de sortie est composée d'une série de neurones interconnectés. Un point de données arrivant à la couche d'entrée modifie le neurone gagnant et ses voisins pour que ces derniers lui ressemblent plus. Après un grand nombre d'itérations, le réseau s'organise pour donner une représentation discrète et de faible dimension des points de données.*

la carte dont les poids sont modifiés. De plus, dans les deux cas, il faut donner le nombre de classes *a priori*. Ce point constitue une limitation importante par rapport à d'autres approches où ce nombre est automatiquement déterminé [Fournier, 1999].

Les cartes de Kohonen ont cependant la propriété de conserver les relations de voisinage entre les données initiales dans l'espace de la carte. Cela permet de donner un ordre naturel aux classes. Avec les cartes de Kohonen, deux faciès similaires auront des couleurs proches alors qu'avec les k-moyens, les couleurs seront arbitraires [Coléou *et al.*, 2003]. Dans ce deuxième cas, les associations mentales entre faciès sont plus difficiles à réaliser. En pratique, cependant, les cartes de Kohonen nécessitent un nombre très important d'itérations pour converger, ce qui les rendent très longues à calculer. Au contraire, le calcul de l'A.C.P. et des nuées dynamiques est très rapide.

Barnes [Barnes, 2002] a réalisé une comparaison systématique des classes obtenues entre les k-moyens et les cartes de Kohonen sur des données réelles. Les résultats sont similaires et dépendent plus des attributs choisis que de la méthode employée. Les tests de Coléou *et al* [Coléou *et al.*, 2003] montrent eux que les cartes de Kohonen sont légèrement moins sensibles au bruit dans les données. L'utilisation de l'une ou l'autre méthode dépendra donc du temps disponible pour effectuer les calculs et de l'importance de conserver les relations de voisinage des classes calculées.

3.2.3 Amélioration de l'interface de travail

La reprise des algorithmes développés par Pairazian a nécessité un travail de reprogrammation pour une gestion efficace des gros volumes de calculs. En effet, le nombre de données à analyser est proportionnel au nombre d'attributs et d'échantillons sélectionnés. Il peut être rapidement très important. Pour prendre en compte ce problème, notre implémentation comprend :

- une dissociation d'une part des calculs des coefficients permettant de calculer l'A.C.P. — moyenne, écart-type et corrélations des variables — et les nuées dynamiques — coordonnées des centres des nuées —, d'autre part du calcul des faciès sismiques ;
- une sauvegarde des coefficients de l'analyse dans des fichiers ASCII ;
- l'ajout de la possibilité de calculer les coefficients sur un nombre réduit de points de données tirés au hasard, au lieu d'utiliser la totalité des données disponibles ;
- une optimisation des boucles de calculs ;
- le développement d'une interface permettant le regroupement en une même couleur des faciès sismiques similaires lors de l'affichage.

Le stockage des coefficients permet notamment d'effectuer l'analyse sur une partie du réservoir et de les réutiliser sur une autre partie.

3.3 Calculs de méta-attributs au moyen des cartes d'interpolation

Nous avons vu au chapitre 2 qu'une même information géologique peut être marquée par plusieurs attributs différents. Il peut donc être intéressant de les combiner en un « méta-attribut » afin de mieux mettre en évidence la caractéristique recherchée. Cette idée, dérivée des faciès sismiques, nous a conduit au développement d'une nouvelle technique d'analyse supervisée, que nous avons appelée cartes d'interpolations.

3.3.1 Notion de méta-attribut

Un méta-attribut est un attribut résultant de la combinaison d'un groupe d'attributs primitifs, tels ceux abordés au chapitre 2. Cependant, nous utiliserons ce terme en référence à la définition proposée par de Rooij et Tingdhal [de Rooij et Tingdahl, 2002] et Aminzadeh et de Groot [Aminzadeh et de Groot, 2004]. Ces auteurs définissent l'approche méta-attribut comme une combinaison d'attributs sismiques supervisée par un pointé de l'interprétateur sur des zones de calibration, représentatives du faciès recherché. Le résultat est un attribut indiquant la probabilité d'appartenance à ce faciès. Le terme de faciès est ici à prendre au sens très large : faciès « chenal », faciès « faille » par exemple.

Contrairement à l'analyse de faciès classique, le but n'est pas de corréler des données de puits dans le réservoir avec la sismique ou des attributs pour remplir un modèle de réservoir. Il s'agit plutôt de clarifier des informations déjà obtenues par les attributs et déjà partiellement visibles sur la sismique. Cependant, un méta-attribut ne présente un intérêt

pour l'interprétation que s'il discrimine correctement et mieux qu'un attribut primitif l'information géologique recherchée.

Un exemple de cette approche est développé par Tingdhal *et al* [Tingdahl *et al.*, 2001] pour la détection de cheminées sismiques[18]. Dans un premier temps, un géologue expérimenté pointe des zones où se situent des cheminées et d'autres où il ne peut pas y en avoir. Dans un deuxième temps, plusieurs attributs susceptibles de marquer ces cheminées — similarité, variance du pendage, énergie — sont calculés. Ils sont ensuite combinés au moyen d'un réseau de neurones à deux couches qui est entraîné sur les zones précédemment pointées. Le méta-attribut résultant est un cube de probabilité de la présence d'une cheminée sismique.

De Rooij et Tingdhal [de Rooij et Tingdahl, 2002] proposent également de créer un méta-attribut à partir d'un même attribut calculé plusieurs fois avec des paramètres différents. Cette approche éviterait d'avoir à affiner le réglage des différentes options de calculs.

3.3.2 Principe des cartes d'interpolation

Idée générale

Comme pour les méthodes de calcul de faciès sismique, le choix des attributs à combiner est fondamental mais difficile et nécessite souvent plusieurs essais. Par ailleurs, pour de meilleurs résultats, il peut être intéressant de permettre à l'interprétateur d'ajouter ou de corriger les zones de calibration qu'il a pointées. Ces opérations ne sont cependant pas possibles avec les réseaux de neurones à cause de la longueur de leur calcul.

Nous avons donc développé une nouvelle structure, souple, rapide et facilement contrôlable par l'interprétateur. L'objectif est de pouvoir réaliser rapidement et efficacement les combinaisons d'attributs. Le principe de la démarche est le suivant (Figure 3.6) :

1. choix et calcul des n attributs supposés en lien avec le faciès à reconnaître ;
2. pointé sur la sismique ou sur les attributs des zones de calibration représentant le ou les faciès recherchés ;
3. application d'une A.C.P. sur les attributs pour obtenir des données de dimension 1, 2 ou 3 ;
4. représentation des points du réservoir dans l'espace des facteurs de l'A.C.P. Cet espace est discrétisé au moyen d'une grille régulière 1, 2 ou 3D. Cette grille, que nous appellerons « carte », représente les différentes combinaisons possibles des attributs sélectionnés ;
5. représentation sur la carte des zones de calibration sous forme de vecteurs de probabilité ;
6. interpolation de ces vecteurs sous contraintes ;

[18]Une cheminée sismique est une migration verticale de gaz dans une roche poreuse saturée faisant apparaître une zone chaotique en forme de colonne sur la sismique[Tingdahl *et al.*, 2001].

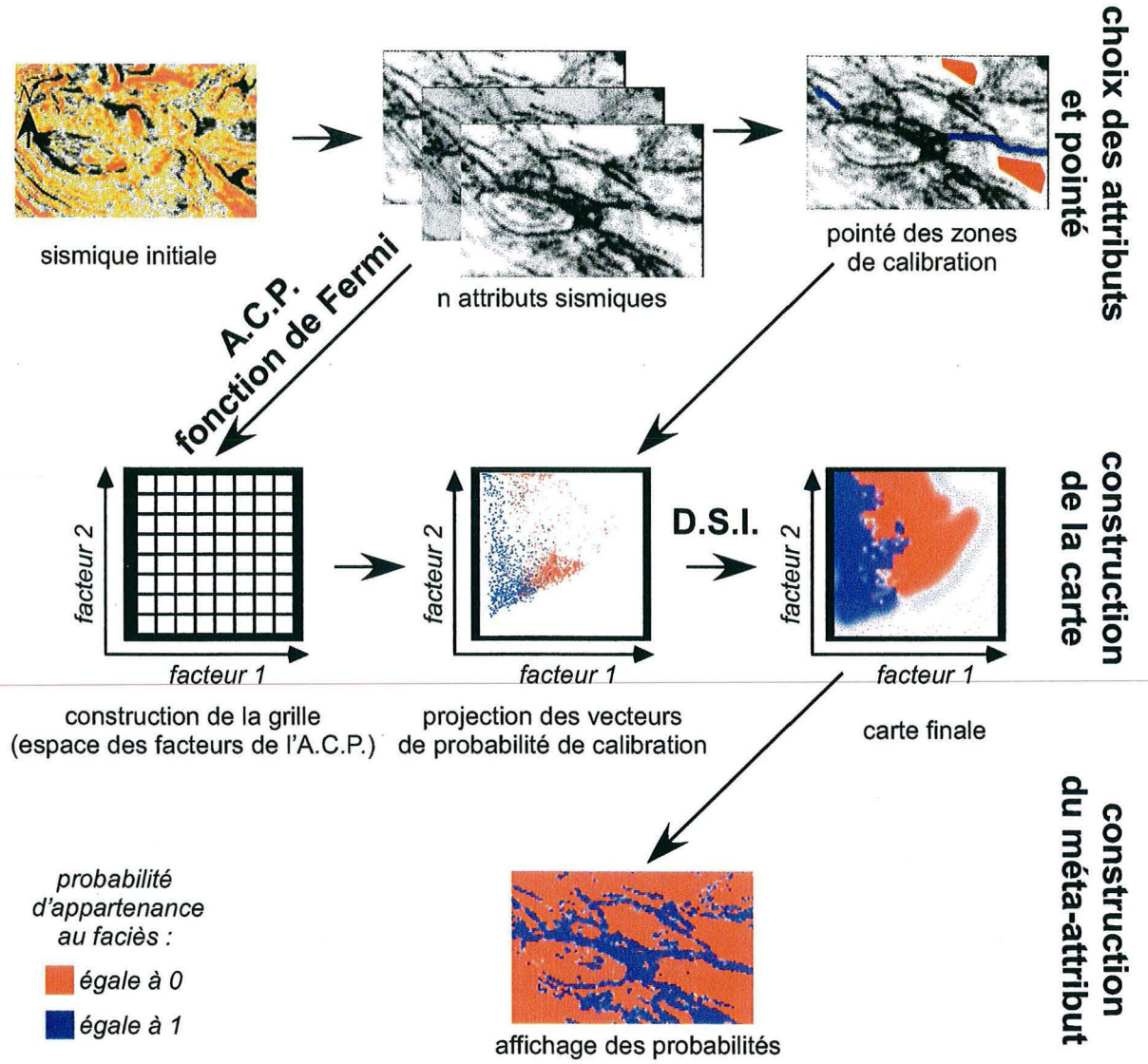

FIG. 3.6 – *Principe des cartes d'interpolations. Une sélection d'attributs sismiques est analysée avec une A.C.P. pour synthétiser leur information en 1, 2 ou 3D. Une grille régulière, la carte, est alors construite pour représenter les points du réservoir dans l'espace des facteurs de l'A.C.P. Par ailleurs, l'interprétateur reconnaît sur le réservoir des zones correspondantes au faciès qu'il veut reconnaître. Les vecteurs de probabilité pointés sont alors projetés sur la carte et interpolés. La construction du méta-attribut final, qui représente la probabilité d'appartenance au faciès pointé, est obtenue par lecture des vecteurs de probabilité interpolés sur la carte. Les zones rouges et bleues des différentes images représentent les zones où la probabilité d'appartenance au faciès est respectivement nulle et égale à 1.*

7. lecture sur la carte des probabilité d'appartenance aux faciès pour tous les points du réservoir, et création d'un méta-attribut par faciès.

Nous allons maintenant détailler les étapes clés de cette méthode.

Construction de la carte

Soient $X_1, X_2, ..., X_n$ les différents attributs sismiques sélectionnés par l'interprétateur. Comme nous l'avons vu au chapitre 3.1.2, il est possible de représenter les points du réservoir dans l'espace nD de ces attributs. Chaque point P du réservoir dans l'espace des observations possède un point image Q dans l'espace des attributs.

Cependant, comme les attributs sélectionnés sont souvent fortement redondants, il est préférable de leur appliquer auparavant une A.C.P. (cf. chapitre 3.2.1). Nous remplacerons donc l'espace des attributs $X_1, X_2, ..., X_n$ par l'espace des facteurs $F_1, ..., F_m$ de l'A.C.P. Cette transformation nous permet également de réduire la dimension du problème de n à 1, 2 ou 3 pour des besoins ultérieurs, tout en conservant le maximum d'informations. Pour la suite des calculs, il est nécessaire que l'espace des facteurs soit discrétisé. Cela peut se faire au moyen d'une grille régulière $\mathcal{G}$, de dimension 1, 2 ou 3, selon le nombre de facteurs retenus. Cette grille $\mathcal{G}$ constitue notre carte et représente les combinaisons possibles de nos attributs.

Cependant, il y a une forte probabilité pour que les points images Q représentés sur la carte soient concentrés sur une partie seulement de la carte. Pour obtenir une répartition plus régulière des points, il est possible d'utiliser la fonction de distribution cumulée de leurs coordonnées [Sonka *et al.*, 1993]. Une autre solution, simple et rapide mais moins efficace, consiste à appliquer aux coordonnées des points Q la fonction de Fermi, définie par :

$$\forall\, x \in \mathbb{R}, \quad Fermi(x) = \frac{1}{1+\exp(-x)} \tag{3.5}$$

Cette fonction permet de mieux répartir les points le long de chacun des axes de la grille et de fixer l'étendue des valeurs à l'intervalle $[0, 1]$. Elle permet également d'introduire une certaine non-linéarité dans la combinaison des attributs. La carte correspond donc maintenant non plus à l'espace des facteurs $F_1, ..., F_m$, mais à l'espace des facteurs redistribués $F'_1, ..., F'_m$.

Notre carte est donc une représentation discrète et de dimension réduite de l'espace des combinaisons possibles entre les attributs.

Interpolation des vecteurs de probabilités

Les vecteurs de probabilité. L'objectif est maintenant de faire correspondre à chaque point du réservoir et de la carte une probabilité d'appartenance aux faciès recherchés. Si k faciès sont recherchés, alors à chaque couple de points $\{P, Q\}$ doit correspondre un vecteur de probabilité $\phi(Q)$ dont les k composantes $\{\phi^1, \phi^2, ..., \phi^k\}$ correspondent à la probabilité d'appartenance du point à chacun de faciès. De plus, les composantes de $\phi(Q)$ sont telles que

$$\forall\, i \in [1, k], \quad 0 \leq \phi^i \leq 1 \tag{3.6}$$

$$\sum_{i=1}^{k} \phi^i = 1 \tag{3.7}$$

Dans le cas le plus simple, c'est-à-dire recherche d'un seul faciès, k sera égal à 2. ϕ^1 correspondra alors à la probabilité d'appartenance au faciès, ϕ^2 à la probabilité de non appartenance au faciès. Les deux méta-attributs résultants seront les mêmes.

Pointé des probabilités d'appartenance aux faciès. Dans l'approche méta-attribut, la phase de calibration est réalisée par un pointé de l'interprétateur. Dans l'espace des observations, ce dernier doit reconnaître sur la sismique ou sur les attributs des zones caractéristiques des faciès à extraire. Cela permet d'associer à chaque point P_{cal} de ces zones de calibration un vecteur de probabilité ϕ_{cal}. Chaque vecteur ϕ_{cal} est ensuite associé au point Q_{cal}, image du point P_{cal} sur la carte.

Considérons l'exemple de la recherche d'un faciès « faille » : F_1 est le faciès « faille » et F_2 le faciès « non faille » . Un point P_{cal} reconnu comme faille dans le réservoir est alors associé à un vecteur $\phi_{cal}(1,0)$.

Interpolation des vecteurs de probabilités. Si le nombre de points reconnus par l'utilisateur est suffisamment représentatif et important, il est alors possible d'interpoler les vecteurs ϕ_{cal} sur l'ensemble de la carte. Cette opération doit cependant se faire sous contrainte pour que les vecteurs obtenus après interpolation respectent les relations 3.6 et 3.7. Nous avons choisi pour cela d'utiliser l'interpolateur Discrete Smooth Interpolation D.S.I. introduit par Mallet [Mallet, 2002]. Cet interpolateur présente, en effet, l'avantage de bien prendre en compte les contraintes nécessaires à l'obtention d'une probabilité.

Avec les mêmes notations que précédemment, nous considérerons ϕ la fonction vectorielle à k composante $\phi^1, \phi^2, ..., \phi^k$ qu'il faut interpoler sur la grille $\mathcal{G}$. Soit $N(\alpha)$ une sous-grille de $\mathcal{G}$ centrée sur une cellule α et incluant α et ses cellules voisines β. En toute cellule α, l'interpolateur D.S.I. minimise un critère de rugosité générale $\mathcal{R}^*$ qui mesure à la fois un critère de rugosité $\mathcal{R}$ et un critère de violation des contraintes ρ :

$$\mathcal{R}^*(\phi) \;=\; \mathcal{R}(\phi) \;+\; \omega \cdot \rho(\phi) \tag{3.8}$$

la constante ω permettant d'équilibrer le poids de la violation des contraintes par rapport à celui de la rugosité.

Le critère de rugosité $\mathcal{R}$ de ϕ en une cellule α est défini pour chaque valeur ϕ^ν par

$$\forall\, \nu \in [1,k], \quad \mathcal{R}(\phi^\nu|\alpha) \;=\; \left\{ \sum_{\beta \,\in\, N(\alpha)} u^\nu(\alpha,\beta) \cdot \phi^\nu(\beta) \right\}^2 \tag{3.9}$$

où $u_\nu(\alpha,\beta)$ est un coefficient pondérateur réel dépendant de la relation entre les cellules α et β et du rang ν de la composante de ϕ considérée.

Le critère de violation des contraintes ρ correspond à une somme de contraintes c imposées selon les objectifs à atteindre. Une contrainte c s'exprime de la façon suivante[19]

$$\sum_{\beta \,\in\, N(\alpha)} \sum_{\nu} A_c^\nu \cdot \phi^\nu(\beta) \;\bowtie\; b_c \tag{3.10}$$

[19]Bien que nos contraintes puissent se formuler plus simplement, nous reprenons ici, par souci de cohérence, les formulations proposées dans [Mallet, 2002].

A_c^ν et b_c étant des coefficients réels dépendants de la contrainte c à respecter, et $\bowtie$ l'un des opérateurs $\{\simeq, =, >, <\}$. Dans notre cas, nous avons trois contraintes à respecter :

- les valeurs des probabilités des vecteurs V fournis par l'interprétateur doivent être respectée au mieux, mais pas exactement. Cette contrainte « floue » c_1 est appelée points de contrôle. Pour chaque cellule α où une composante ϕ_{cal}^η d'un vecteur de calibration ϕ_{cal} est connue, il faut définir la contrainte suivante

$$\sum_{\beta \in N(\alpha)} \sum_{\nu} A_{c_1}^\nu \cdot \phi^\nu(\beta) \simeq \phi_{cal}^\eta(\alpha) \tag{3.11}$$

  avec $A_{c_1}^\nu$ égal à 1 si $\beta = \alpha$ et $\nu = \eta$, 0 sinon. Il faut noter que dans notre cas, plusieurs points de contrôle peuvent coexister sur une même cellule α. C'est pourquoi la contrainte doit être floue ;
- ϕ représentant dans notre cas une probabilité, il faut respecter la relation 3.6. Cela ce traduit pour chaque composante ϕ^η par les contraintes c_2 et c_3

$$\sum_{\beta \in N(\alpha)} \sum_{\nu} A_{c_2}^\nu \cdot \phi^\nu(\beta) \geq 0 \tag{3.12}$$

$$\sum_{\beta \in N(\alpha)} \sum_{\nu} A_{c_3}^\nu \cdot \phi^\nu(\beta) \leq 1 \tag{3.13}$$

  avec $A_{c_2}^\nu$ et $A_{c_3}^\nu$ égaux à 1 si $\beta = \alpha$ et $\nu = \eta$, 0 sinon. Il faut également respecter la relation 3.7, ce qui donne la contrainte c_4

$$\sum_{\beta \in N(\alpha)} \sum_{\nu} A_{c_4}^\nu \cdot \phi^\nu(\beta) = 1 \tag{3.14}$$

  avec $A_{c_4}^\nu$ égal à 1 si $\beta = \alpha$, 0 sinon.

L'interpolateur D.S.I. nécessite une solution initiale, de préférence la plus proche possible du résultat final pour une convergence rapide. Dans notre cas, il s'agit simplement d'attribuer à toutes les cellules α de $\mathcal{G}$ le vecteur d'équiprobabilité $\phi_{ini}(1/k, 1/k, ..., 1/k)$. En partant de cette solution, l'algorithme D.S.I. va itérativement minimiser la rugosité générale. À la convergence, la propriété obtenue respectera les contraintes qui lui ont été imposées tout en ne variant par brutalement d'une cellule à une autre.

Résultat final. Après l'interpolation, le vecteur ϕ de probabilité d'appartenance aux faciès est connu en tout point Q de la carte $\mathcal{G}$. Il est alors possible d'associer à chaque point P du réservoir le vecteur ϕ de son point image Q. Pour chaque faciès, il est ainsi possible de générer un méta-attribut représentant la probabilité d'appartenance au faciès en question.

Édition de la carte

Au moyen d'une interface appropriée, il est facile de permettre à l'utilisateur d'éditer la carte d'interpolation s'il estime qu'elle comporte des erreurs, s'il désire une propriété ϕ

plus lisse, où s'il veut ajouter ou retirer des points de calibration. En effet, l'interpolateur D.S.I. étant itératif, il suffit, après modification de la carte, de relancer un faible nombre d'itérations pour arriver à une nouvelle convergence.

Pour faciliter cette édition, nous avons également ajouté un système de pointé permettant à l'interprétateur de sélectionner une zone du réservoir ou de la carte et de voir, pratiquement en temps réel, la zone correspondante, respectivement sur la carte ou dans le réservoir.

3.3.3 Application à la détection de failles

Il existe de nombreux attributs pour marquer les failles. Il peut être intéressant de calculer un méta-attribut « faille », comme proposé dans [de Rooij et Tingdahl, 2002] et [de Rooij et Tingdhal, 2003], pour arriver à éliminer les défauts respectifs des attributs initiaux en les combinant entre eux.

Le cube sur lequel nous voulons extraire le méta-attribut a une taille de 5 millions de cellules et possède un réseau dense de failles traversant de grandes zones de bruit. Les attributs sélectionnés sont la semblance calculée sur une fenêtre verticale de 21 points, la semblance calculée sur une fenêtre verticale de 31 points et la variance du pendage (Figure 3.7-A). La semblance est un bon indicateur de failles. Elle a cependant tendance à présenter des artefacts le long des limites stratigraphiques, à cause de certaines perturbations dans les signaux sismiques. La localisation de ces artefacts est cependant différente quand la taille verticale de la fenêtre de calcul est modifiée. Par ailleurs, la variance du pendage, par rapport aux semblances, a l'avantage de présenter un contraste fort entre les zones de failles et de bruit et les zones cohérentes, mais présente un aspect en pointillés qui nuit à sa lisibilité.

Après calcul de ces attributs, nous avons reconnu rapidement un série de points de calibration sur le cube : pointé d'une dizaine de lignes sur des sections où les failles sont bien visibles, et pointé d'une dizaine de polygones sur des sections où les horizons sismiques sont cohérents et parallèles (Figures 3.7-A et B). La carte d'interpolation choisie est 2D, comprenant 50 cellules le long de chaque axe (Figure 3.7-C), et son temps de calcul est de l'ordre de la minute. Certains points de calibration visiblement incorrects sur la carte — par exemple un point représentant le faciès « faille » isolé au milieu de points représentant le faciès « non faille » — ont cependant nécessité une correction et une édition de la carte. Le méta-attribut finalement obtenu est visible sur la Figure 3.7-D. Il représente la probabilité d'appartenance à une faille. Comme sur les attributs initiaux, les zones de bruit ne sont pas distinctes des failles. Cependant, par rapport aux semblances, les zones de failles et de bruits se distinguent nettement des zones ou les horizons sont cohérents, notamment sur la section verticale. Par rapport à la variance du pendage, les zones de failles et de bruits sont plus continues, notamment sur la section horizontale.

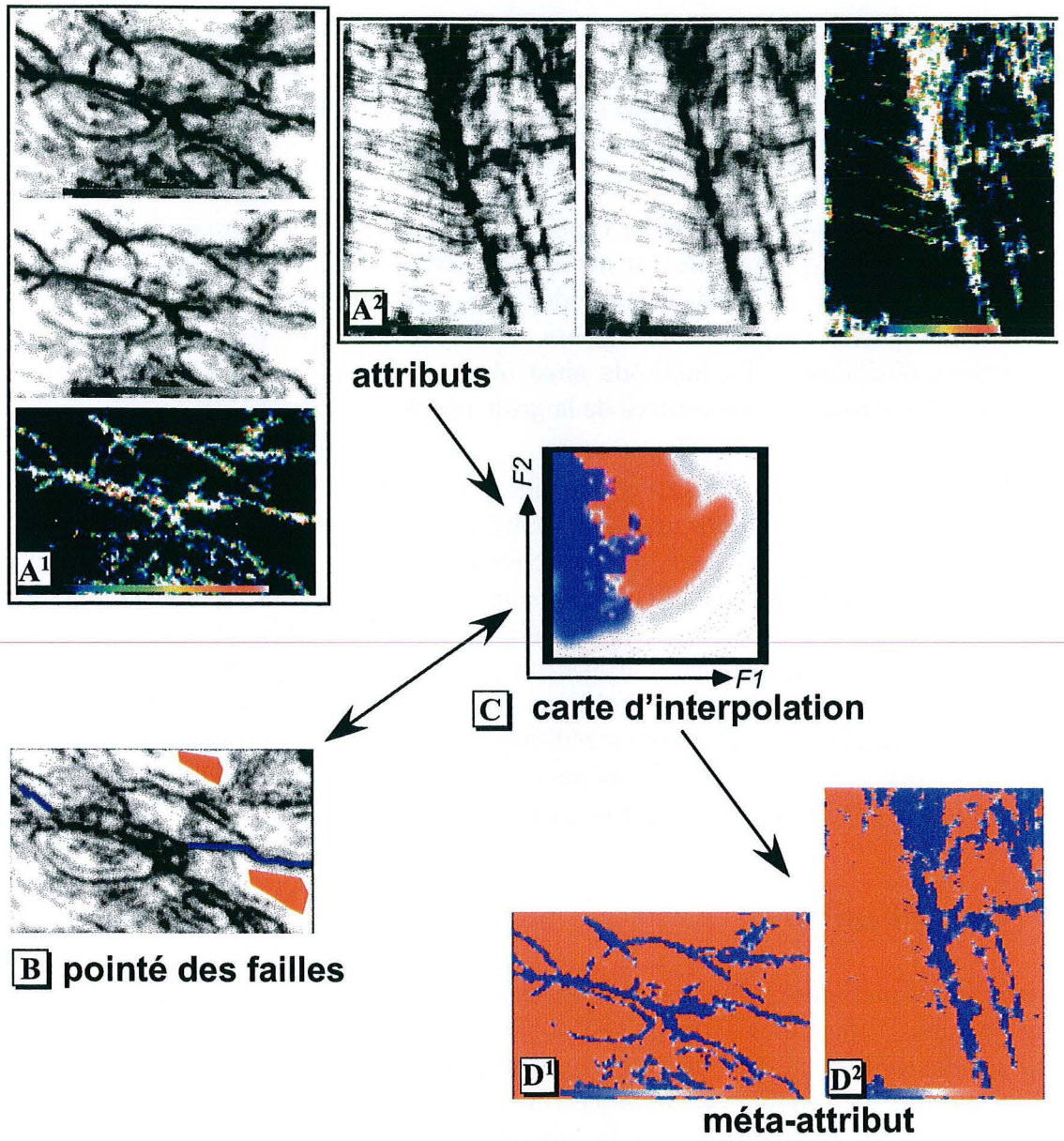

FIG. 3.7 – *Détection de failles au moyen des cartes d'interpolations.*
[A] attributs initiaux, respectivement sur une section horizontale [A^1] et verticale du cube [A^2]. Les semblances sont en noir et blanc, la variance du pendage en couleur.
[B] pointé des zones de calibration.
[C] carte d'interpolation 2D calculée.
[D^1] et [D^2] méta-attribut "probabilité de failles" (en rouge : faible probabilité, en bleu : forte probabilité) obtenu sur les mêmes sections horizontales et verticales. Par rapport aux semblances, les zones de failles et de bruits se distinguent nettement des zones où les horizons sont cohérents. Par rapport à la variance du pendage, les zones de failles et de bruits sont plus continues.

3.3.4 Discussion

Comparée aux réseaux de neurones utilisés dans [de Rooij et Tingdhal, 2003] et [Aminzadeh et de Groot, 2004], notre méthode a l'avantage d'être extrêmement rapide. Cela permet d'une part d'effectuer plus de tests, d'autre part de permettre à l'utilisateur d'interagir avec la carte en temps réel. Ces avantages peuvent permettre d'améliorer le méta-attribut obtenu.

Les réseaux de neurones permettent cependant d'obtenir des combinaisons d'attributs plus complexes que celles obtenues sur notre carte. Notre objectif est donc de remplacer l'A.C.P. classique utilisé ici d'autres méthodes plus représentatives de la distribution des points de données dans l'espace des attributs, comme une A.C.P. non linéaire ou comme les projections révélatrices. La méthode ainsi obtenue serait plus proche des cartes de Kohonen (cf. chapitre 3.2.2), les cellules de la grille régulière étant analogues aux neurones de la carte.

Comme nous l'avons vu, l'interpolation des points de calibration permet d'associer à chaque combinaison d'attributs une probabilité d'appartenance à un faciès. Les cartes d'interpolation pourraient donc être utilisées pour l'analyse supervisée de faciès sismiques à partir de puits. L'interpolation demande cependant de disposer de suffisamment de points de calibration répartis sur la carte. Cela ne pose généralement pas de problème dans le cas des méta-attributs, car l'utilisateur peut effectuer rapidement de nombreux pointés. En revanche, cela peut poser problème avec les données de puits. Cette limitation est d'ailleurs à l'origine des dimensions réduites de la carte d'interpolation : dans une carte de dimension 4, par exemple, un même groupe de points de contrôle sera beaucoup plus dilué que sur une carte de dimension 1 ou 2.

3.4 Conclusion

Si de nombreuses méthodes permettent aujourd'hui de passer des attributs sismiques à des faciès géologiques, directement interprétables par le géologue, il n'existe pas de procédure donnant systématiquement des résultats. Au contraire, chaque étude de réservoir nécessite une sélection propre d'attributs et de processus d'analyse et de calibration, fonction de la nature des roches, de la quantité et de la qualité des données, et des objectifs fixés. Par ailleurs, la nature des liens entre attributs et faciès reste généralement mal comprise.

Dans ce travail, nous nous sommes plus particulièrement intéressés à deux méthodes d'analyse. La première, réalisée dans la continuité du travail de Pairazian [Pairazian, 1998], est non supervisée et basée sur l'analyse en composantes principales et les nuées dynamiques. Elle est bien adaptée à la segmentation des attributs sismiques. La seconde, supervisée, interpole, sur une carte représentant l'espace des attributs, des probabilités d'appartenances à des faciès géologiques pointés dans le cube par l'interprétateur. Elle est bien adaptée au calcul de méta-attributs. Des développements supplémentaires devraient lui permettre de calculer des faciès sismiques à partir de relations non linéaires entre attributs sismiques.

En général, l'objectif du calcul des faciès sismiques est de pouvoir caractériser un réservoir. Si les méthodes de calcul des faciès ne s'intéressent généralement pas à la géométrie du réservoir, il est cependant nécessaire d'en construire préalablement un modèle, qui sera ensuite rempli par les faciès. La construction de ce modèle passe également par l'interprétation de la sismique et l'utilisation des attributs sismiques.

Chapitre 4

Des attributs au modèle structural : le pointé des surfaces géologiques

L'intérêt premier des images sismiques est d'offrir au géologue une représentation des principales structures du sous-sol, et notamment des limites stratigraphiques. Il faut cependant que le géologue arrive à connecter entre eux les différents points de l'image qui lui semblent appartenir aux mêmes structures géologiques pour qu'il obtienne une idée claire des relations de ces structures et de leur formation. Ce travail, qui se faisait autrefois sur papier sur les sections sismiques 2D, nécessite aujourd'hui d'être automatisé lors de l'analyse des cubes sismiques 3D. Ce travail est, en effet, particulièrement long et fastidieux pour l'interprétateur.

Il faut cependant disposer d'algorithmes capables de reconnaître et d'extraire efficacement les objets recherchés. Nous aborderons donc, au cours de ce dernier chapitre, d'une part les méthodes que nous avons développées pour le pointé automatique d'horizons sismiques, d'autre part les recherches effectuées sur le pointé des failles.

4.1 Pointé automatique des horizons sismiques

Un horizon sismique peut se définir comme une succession sub-horizontale d'événements sismiques cohérents. Lors de l'analyse d'une section sismique, le géologue relie et prolonge virtuellement les portions voisines de traces sismiques de forme similaire. C'est ainsi qu'il conceptualise un horizon parmi le reste de la section sismique.

L'objectif des algorithmes de pointé des horizons sismiques est d'effectuer automatiquement cette reconnaissance, puis de connecter les points extraits, et finalement de les stocker sous la forme d'une surface quadrangulée ou triangulée. En géologie pétrolière, seul un nombre réduit d'horizons sismiques est pointé sur la sismique. Il s'agira typiquement du toit et de la base du réservoir et de quelques horizons intermédiaires. Cet ensemble de surfaces est ensuite utilisé pour construire un modèle structural. La qualité du pointé influence donc beaucoup la qualité de la modélisation du réservoir, et, par conséquent, les estimations des réserves d'hydrocarbures disponibles. Il est donc important d'éviter les

nombreux pièges inhérents au pointé même des horizons, ou à l'automatisation de cette tâche.

4.1.1 Introduction aux méthodes de pointé des horizons

Pointé sur les sections avant sommation

Les premiers algorithmes de pointé automatique d'horizons sont apparus pour l'étude des vitesses sur les sections avant sommation [Schneider, 1971]. Le problème, toujours d'actualité [Chauris *et al.*, 2002], est cependant relativement différent du pointé d'horizons sur les sections sommées, qui nous intéresse ici. En effet, le pointé pour les analyses de vitesse se fait sur un nombre réduit de traces sismiques et sur des événements sismiques de forme parabolique.

Filtrage des horizons sur les sections sismiques

Dès la fin des années 1960, cependant, Paulson et Merdler [Paulson et Merdler, 1968] proposent d'extraire automatiquement les horizons des sections 2D enregistrées sur les bandes magnétiques. À cause des performances limitées de méthodes de traitement de l'époque, ils convertissent la section en une image binaire : les pics d'amplitude sismique sont marqués par un bit positif, et le reste du cube par un bit nul. L'image est donc constituée d'un ensemble de points représentant soit les horizons, soit du bruit. Ils cherchent alors des triplets de points voisins le long d'une ligne droite de faible pendage. Ils prolongent alors la droite des deux côtés et regardent si elle passe alors par un point. Si c'est effectivement le cas, ils considèrent avoir trouvé un horizon, sinon ils excluent le triplet de la suite de l'analyse. Ils obtiennent ainsi une nouvelle image 2D où les principaux horizons sismiques apparaissent dans un minimum de bruit. Cette nouvelle image permet ensuite de préparer le travail d'interprétation proprement dit. D'autres méthodes de filtrage des données sismiques, plus ou moins perfectionnées, ont par la suite été développées. Certains algorithmes se basent sur la détection des contours de l'image sismique [Keskes *et al.*, 1982] [Bondar, 1992] [Flinchbaugh, 1986], d'autres sur des tests statistiques [Hansen *et al.*, 1988].

Pointé automatique de surfaces à partir de graines

Une étape supplémentaire est apparue dans les années 1980 avec la sismique 3D et la modélisation 3D. L'augmentation du volume de données à traiter nécessitait, en effet, de pouvoir non seulement filtrer les horizons sur les sections sismiques, mais également de construire un réseau connecté de points dans l'espace, et ainsi de former une surface représentant l'horizon. Dans cette perspective, Keskes *et al* [Keskes *et al.*, 1983] proposent un programme pour connecter entre eux les points filtrés par les méthodes précédentes. L'horizon est extrait en 2D, section sismique par section sismique. Les lignes obtenues sont ensuite assemblées en une surface 3D. Une méthode similaire est proposée par Flinchbaugh

[Flinchbaugh, 1986] [Flinchbaugh, 1988] qui ajoute cependant une étape de filtrage, où toutes les lignes extraites dont la courbure est trop importante sont éliminées.

Finalement, le développement de l'infographie et des outils de manipulation des données ont donné naissance aux méthodes actuelles de pointé des horizons sismiques, telles que décrites dans [Howard, 1991]. L'interprétateur pointe une ou plusieurs cellules sur le cube sismique. Ces cellules, appelées « graines », doivent appartenir à l'horizon qu'il désire extraire. Un algorithme détermine alors un coefficient de ressemblance entre les graines et leurs voisines. Les cellules ressemblant suffisamment aux graines sont marquées comme appartenant à l'horizon, puis ajoutées à la liste des graines. Le processus est ensuite répété avec ces nouvelles graines pour extraire l'horizon de proche en proche.

L'utilisation de ces graines permet de limiter l'extraction aux seuls horizons qui intéressent l'interprétateur. De plus, elles lui permettent de contrôler plus facilement la qualité de l'horizon obtenu en ajoutant ou retirant des graines. Le résultat dépendra cependant également du moyen utilisé pour calculer la ressemblance entre une graine et une cellule voisine.

Les méthodes de comparaison des points de l'image sismiques

Les principaux algorithmes actuels de pointé automatique d'horizons 3D peuvent se classer en trois catégories [Dorn, 1998] :

- le pointé basé sur la recherche d'une caractéristique commune du signal sismique, sans calcul de corrélation. Il peut s'agir de la recherche de pics ou de creux du signal sismique [Lu et Cheng, 1990] [Hildebrand, 1992]. La recherche est stoppée si la caractéristique n'est pas trouvée ;
- le pointé basé sur la corrélation des traces sismiques elles-mêmes [Keskes et Bidegaray, 2000] [Srinivasan et Ikelle, 2001]. Cette méthode reprend l'idée que la corrélation de signaux sismiques permet de trouver le pendage des horizons qui les traversent. Un point de l'image sismique est caractérisé par la portion du signal sismique comprise dans une fenêtre verticale centrée sur ce point. L'algorithme calcule alors un coefficient de corrélation entre la graine et les cellules de la trace voisine (Figure 4.1-A). La cellule retenue est celle qui est associée à la corrélation la plus élevée. La recherche est cependant arrêtée si cette corrélation maximale est inférieure à un seuil prédéfini ;
- le pointé basé sur la recherche de voxels multi-attributs. Une série de n attributs sélectionnés par l'interprétateur est calculée. Chaque cellule du cube sismique est alors caractérisée par les n valeurs de ces attributs, elle est donc appelée voxel multi-attributs. L'interprétateur définit ensuite, pour chacun de ces attributs, des intervalles de valeurs dans lesquels sont sensés se situer les points appartenant à l'horizon à extraire. Cet horizon est ensuite extrait simplement en recherchant les voxels connectés à un voxel-graine selon une face, une arrête ou un angle et situés dans les bons intervalles de valeur (Figure 4.1-B). Par exemple, il est possible d'extraire un horizon en cherchant des voxels connectés de forte amplitude sismique et de forte semblance [Meyer *et al.*, 2001].

Le pointé basé sur la recherche de caractéristique commune est la méthode la plus simple et la plus rapide. Elle est cependant beaucoup moins robuste que le pointé basé sur la corrélation. Cette deuxième technique, la plus coûteuse en calculs, prend en effet en compte, non pas un point particulier du signal sismique, mais la forme entière d'une portion du signal. Si la fenêtre de corrélation est suffisamment grande, cette forme correspond à plusieurs horizons. Cela permet de guider l'extraction d'un horizon en s'appuyant sur les horizons qui lui sont parallèles, mais pose des problèmes si les événement au dessus ou au dessous de l'horizon extrait ne sont pas cohérents. Le pointé multi-attributs essaie de combiner les deux approches : pour plus de rapidité et pour éviter le problème des signaux voisins non cohérents, il ne considère qu'un seul point du signal sismique ; pour plus de robustesse il prend en compte plusieurs propriétés pour caractériser le signal, c'est-à-dire plusieurs attributs. En pratique, le pointé multi-attributs est cependant plus sensible au bruit que le pointé basé sur la corrélation. De plus, le paramétrage est plus compliqué car il faut définir les intervalles de valeurs recherchées pour chacun des attributs.

Dorn [Dorn, 1998] conseille donc d'utiliser le pointé multi-attributs quand la qualité de la sismique est suffisamment bonne, et le pointé basé sur la corrélation du signal sismique dans le cas contraire. D'une manière générale, comme pour toute méthode automatique de traitement des données, il est important de bien comprendre les spécificités des algorithmes de pointé automatique utilisés pour ne pas faire d'erreur d'interprétation.

Difficultés du pointé automatique des horizons sismiques

Les méthodes de pointé de surface supposent que les données sont localement continues, consistantes, et qu'elles varient peu latéralement. Ces hypothèses, lorsqu'elles ne sont pas vérifiées localement, en présence de bruit ou de structures géologiques particulières, peuvent poser certaines difficultés [Herron, 2000] :

- quand les horizons d'une même strate sont parallèles et similaires entre eux, le pointé automatique peut facilement sauter d'un horizon à un autre. Pour éviter ce problème, il est nécessaire de limiter l'écart vertical autorisé entre deux points d'un même horizons. Cette contrainte empêche cependant de pointer des structures de pendage élevé ;
- il existe un certain rapport de signal sur bruit en deçà duquel le pointé automatique ne fonctionnera pas. Certains auteurs ont développé une approche multirésolution pour abaisser ce seuil [Maroni *et al.*, 2001] : en effectuant un premier pointé à une faible résolution, ils peuvent guider un second pointé plus précis à haute résolution. Néanmoins, il est généralement plus efficace d'effectuer la tâche manuellement quand le bruit est trop important ;
- il arrive parfois que l'horizon à pointer ne soit pas un événement cohérent. Il s'agit typiquement du cas des limites d'un chenal ou d'un dôme de sel. Dans ce cas, il faut également recourir au pointé manuel.

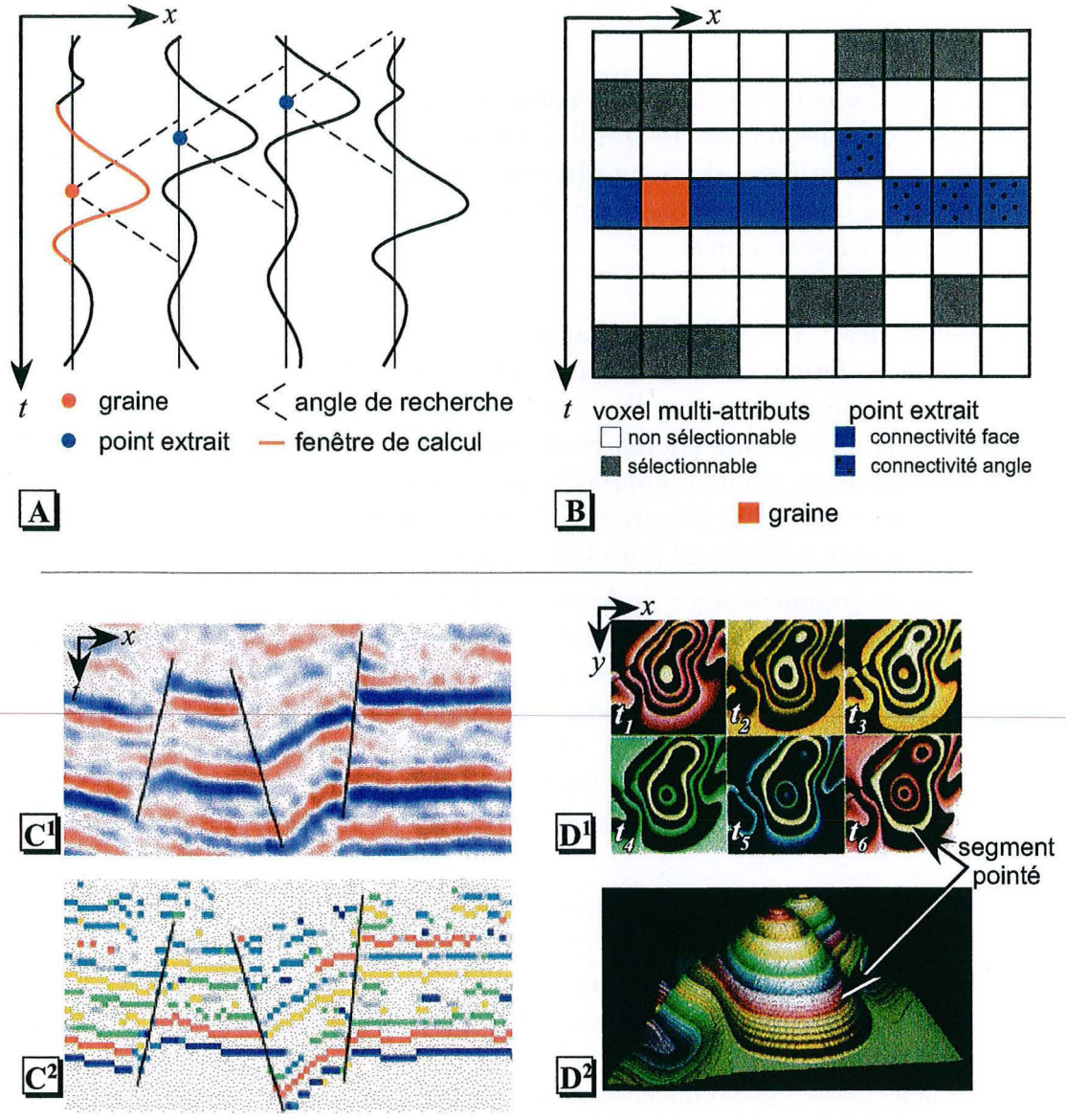

FIG. 4.1 – *Méthodes de pointé automatique.*
[A] Pointé par corrélation du signal : la trace sismique de la graine est corrélée avec la trace voisine selon différents pendage ; Le maximum de corrélation donne la localisation de l'horizon sur la trace (d'après [Dorn, 1998] modifié).
[B] Pointé multi-attributs : l'interprétateur sélectionne les intervalles de valeurs d'attributs dans lequel l'horizon peut éventuellement se situer (en gris) ; l'algorithme cherche ensuite, à partir d'une graine fournie par l'interprétateur (en rouge), les points connectés (en bleu) (d'après [Dorn, 1998] modifié).
[C] Pointé par les faciès sismiques : [C^1] section sismique verticale, [C^2] après pointé : chaque couleur représente un faciès particulier, c'est-à-dire un horizon (Figure tirée de [Borgos et al., *2003]).*
[D] Pointé par tranches : les différentes coupes temps traversant l'horizon à pointer sont filtrées et affichées simultanément [D^1], puis l'utilisateur pointe sur chaque coupe temps l'horizon qui l'intéresse. L'association finale des différentes tranches pointées[D^2] permet de construire l'horizon sismique (Figure tirée de [Stark, 1996]).

D'autres approches

En dehors du pointé à partir de graines, d'autres méthodes d'extraction des horizons ont été développées depuis les années 1990. Elles ont généralement été développées dans un but particulier et sont utilisées de façon plus marginale. Nous détaillerons ici plus particulièrement deux méthodes, l'une basée sur les faciès sismiques, l'autre sur l'observation de coupes temps du cube sismique.

Les faciès sismiques. Il est possible d'appliquer aux horizons sismiques les méthodes de reconnaissance de forme vues au chapitre 3.1.1. L'objectif est de rechercher des faciès « horizons sismiques » à partir d'un ensemble d'attributs sismiques. Il est possible d'utiliser les réseaux de neurones [Kemp *et al.*, 1992] [Alberts *et al.*, 2000] pour une analyse supervisée à partir de points d'apprentissage, ou des méthodes de classification non supervisées [Borgos *et al.*, 2003] (Figure 4.1-C). Le résultat est une propriété discrète où chaque horizon sismique correspond à un faciès particulier.

Les méthodes de reconnaissance de forme ont l'avantage de connecter automatiquement les horizons sismiques de part et d'autre des discontinuités, contrairement aux pointés à partir de graines. Borgos *et al* utilise cet avantage pour calculer automatiquement le rejet des failles. Cependant, ces méthodes sont difficile à mettre en place — choix des attributs, de la méthode de classification, apprentissage —, relativement longue à calculer, et le résultat nécessite souvent d'être filtré car il se produit facilement des erreurs de classification. De plus, l'horizon proprement dit reste à extraire de la propriété de faciès.

Pointé par tranches. Une approche originale a été proposée par Stark [Stark, 1996] pour l'extraction d'anticlinaux. Dans un premier temps, tous les événements sismiques qui ne correspondent pas à un pic du signal sont rendus transparents à l'affichage. Dans un deuxième temps, les coupes temps successives qui traversent l'anticlinal étudié sont affichées côte à côte (Figure 4.1-D[1]). Sur chacune de ces sections, l'anticlinal est alors représenté sous la forme de lignes concentriques. Il ne reste plus, pour l'interprétateur, qu'à sélectionner la ligne de chaque coupe temps qui correspond au même événement, c'est-à-dire l'horizon qu'il désire pointer. Les différentes lignes s'ajustent alors parfaitement entre elles pour former l'horizon (Figure 4.1-D[2]). Cette méthode présente l'avantage d'être très rapide car il suffit à l'utilisateur d'effectuer quelques sélections pour construire son horizon. L'analyse des horizons par coupe temps requiert cependant une certaine expérience de la part du géologue et se prête mal au cas des horizons de géométrie complexe.

4.1.2 Pointé basé sur les polynômes trigonométriques

Le calcul des attributs de pendage au moyen des polynômes trigonométriques nous a conduit naturellement à développer un nouvel algorithme de pointé des horizons sismiques basé sur la corrélation du signal sismique.

Principe général

Comme nous l'avons vu aux chapitres 1.3.2 et 2.3.1, le calcul de la fonction de corrélation de deux polynômes trigonométriques permet de trouver précisément le pendage entre les deux polynômes. Imaginons un point quelconque du signal sismique que l'interprétateur désire suivre le long d'une section sismique verticale :

- l'interprétateur pointe une graine à un instant t sur le signal f interpolé avec un polynôme trigonométrique ;
- la trace g voisine de f est interpolé également avec un polynôme trigonométrique et la fonction de corrélation C_{fg} (cf. équation 1.38) est calculée. Cette fonction donne le décalage optimal Δ entre les deux polynômes f et g ;
- le point de la trace g situé à l'instant $t + \Delta$ est ajouté à l'horizon à extraire.

Cette approche permet d'obtenir une bonne précision du décalage Δ, qui n'est pas ici un multiple du pas d'échantillonnage des signaux sismiques. Les effets d'aliasing sont donc limités, et le résultat plus précis qu'une approche discrète du signal.

En partant de cette solution, il est facile de programmer un algorithme de pointé automatique 2D ou 3D tel que décrit plus haut. L'utilisateur pointe une graine sur une section sismique, et l'horizon est extrait de proche en proche, en s'étendant latéralement comme le ferait une tache d'huile. Dans notre implémentation, l'horizon est représenté sous forme d'une grille 2D de même résolution que le cube sismique, grille où n'est stockée que la coordonnée verticale des points, les coordonnées horizontales étant déduites de l'index des cellules.

Limitation des erreurs de pointé

Pour limiter les erreurs telles que le saut d'un horizon à un autre, nous avons ajouté les contrôles déjà vus plus haut : arrêt de la recherche quand le pourcentage de corrélation est trop faible — moins de 70 à 80% en général — ou quand le décalage Δ est trop important. Pour gérer le cas des inconformités, nous avons également ajouté une option permettant à l'interprétateur de décentrer la fenêtre de calcul du polynôme (Figure 4.2).

Une autre source d'erreur est inhérente aux approches proposées dans [Howard, 1991] [Hildebrand, 1992]. Dans les méthodes proposées par ces auteurs, l'extraction se fait en comparant les cellules du cube non encore analysées aux cellules du bord de l'horizon déjà extrait. La graine fournie par l'utilisateur n'est utilisée que pour l'extraction des cellules directement adjacentes, elle passe ensuite le relais aux cellules nouvellement extraites (Figure 4.3-B[1]). Dans ce cas, au fur et à mesure de l'extraction, les cellules de l'horizon utilisées pour effectuer le test de ressemblance sont de plus en plus éloignées géographiquement de la graine fournie par l'interprétateur. Elles sont également de plus en plus différentes, et le risque de divergence de l'algorithme augmente au cours de l'extraction.

Il est possible de limiter ce problème en vérifiant que l'extraction inverse, à partir d'un point extrait, permet de retrouver la graine (Figure 4.3-C) ou en validant un point en le corrélant avec plusieurs graines (Figure 4.3-D) [Howard, 1991]. Cependant, ces stratégies sont coûteuses en calculs, particulièrement dans le cas des pointés basés sur la corrélation. Nous avons donc choisi une autre solution, qui consiste à n'effectuer les corrélations qu'avec

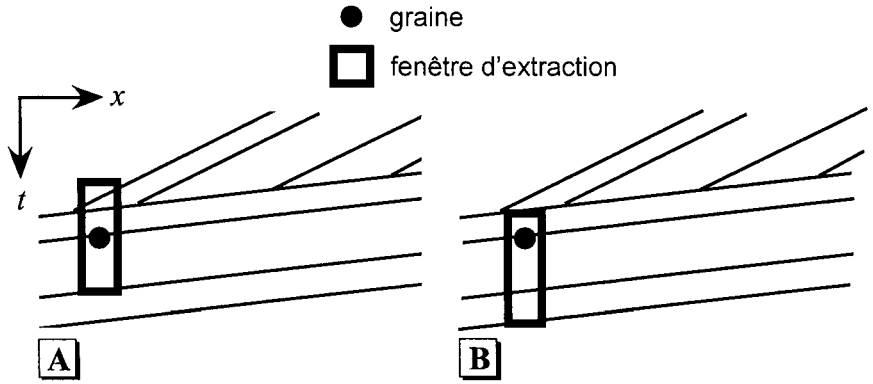

FIG. 4.2 – *Décentrage de la fenêtre d'extraction pour un pointé le long d'une inconformité : [A] fenêtre centrée, l'extraction ne peut fonctionner car les horizons sélectionnés ne sont pas parallèles entre eux ; [B] fenêtre décentrée, permettant de ne suivre que les horizons situés sous l'inconformité.*

la graine initiale fournie par l'interprétateur (Figure 4.3-B[2]). L'altitude de recherche de la position des nouvelles cellules reste cependant déterminée par l'altitude des cellules de l'horizon les plus proches. L'horizon s'étend moins loin, mais les risques de divergence sont nettement moins élevés. Les bords de l'horizon peuvent ensuite être réutilisés eux-mêmes comme graine pour étendre plus loin l'horizon[20].

Pointé multi-graines

Il nous a également semblé important que l'interprétateur puisse pointer soit plusieurs graines en même temps, soit ajouter de nouvelles graines après extraction, éventuellement pour corriger des portions d'horizon déjà extraite.

Le pointé multi-graines utilisé dans cette optique pose cependant plusieurs problèmes :
- il faut gérer la possibilité d'avoir plusieurs solutions, c'est-à-dire plusieurs coordonnées verticales, pour l'horizon extrait sur une même trace sismique ;
- il ne faut cependant pas que l'algorithme tourne en boucle en testant plusieurs fois la même trace à partir de la même graine ;
- il ne faut pas privilégier une graine par rapport aux autres, ni une direction d'extraction donnée, pour ne pas influencer artificiellement la forme de l'horizon.

Nous avons donc retenu les solutions suivantes :
- l'horizon extrait ne peut avoir qu'un seul point par trace sismique. Dans le cas des failles inverses, où un même horizon peut se chevaucher, il faudra effectuer deux pointés distincts ;
- quand deux solutions sont possibles pour un même point, seule celle avec le coefficient de corrélation le plus élevé est retenue (Figure 4.4-E et F) ;
- un point n'est comparé avec une graine donnée qu'une seule fois au cours de l'extraction ;

[20]Ce qui ne revient pas au même que la solution basée systématiquement sur la corrélation avec les bords de l'horizon.

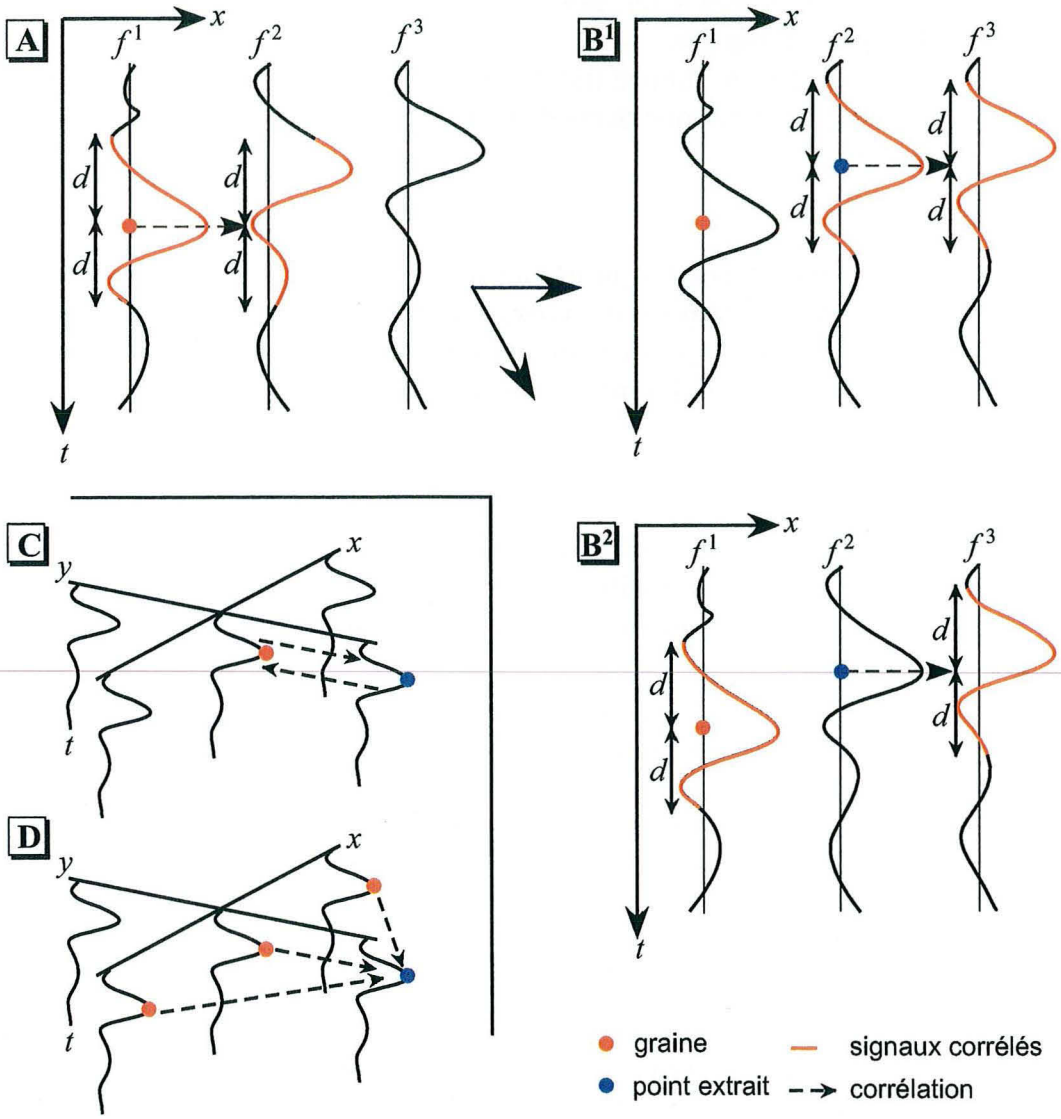

FIG. 4.3 – *Choix des procédures de corrélation.*
[A]-[B] Choix du signal utilisé pour la corrélation. La longueur d correspond à la moitié de la fenêtre (en rouge) utilisée pour calculer le polynôme trigonométrique. [A] L'extraction du premier point, sur f^2, est effectuée en comparant le signal f^2 au signal f^1 au niveau de la graine fournie par l'interprétateur. Pour extraire l'horizon sur f^3, il existe deux possibilités : [B^1] comparer le signal f^3 avec le signal f^2, ou [B^2] comparer le signal f^3 avec le signal de la graine f^1. Dans ce deuxième cas, la position verticale de la fenêtre de corrélation utilisée en f^3 est néanmoins calculée en fonction de la position du bord de l'horizon extrait en f^2.
[C] Corrélation inverse (vue en 3D) : un point extrait est validé en inversant les rôles de la graine et du point extrait. Le résultat doit redonner la graine. [D] Multicorrélation (vue en 3D) : un point extrait est validé quand il peut être obtenu à partir de plusieurs graines en même temps.

- l'extraction est toujours effectuée à partir de la cellule extraite avec la corrélation la plus élevée (Figure 4.4-A à D). Les cellules ressemblant le plus aux graines de départ seront donc privilégiées.

Il faut donc stocker au niveau de chaque point extrait les coordonnées de la graine qui a été utilisée pour l'extraction, ainsi que le coefficient de corrélation obtenu.

Ajustement du pointé

Les horizons sont généralement pointés au niveau d'un instant particulier du signal : pic, creux ou passage au zéro. L'utilisation d'un signal continu comme les polynômes trigonométriques permet facilement d'ajuster le pointé imprécis de l'interprétateur à l'instant désiré (Figure 4.5), et si nécessaire d'ajuster chaque point après extraction.

Applications

L'extraction d'horizon au moyen des polynômes trigonométriques est bien adaptée à l'analyse du seul signal sismique. La continuité de l'horizon obtenu peut d'ailleurs être grandement améliorée en effectuant le pointé sur le filtre de lissage de la sismique proposé au chapitre 2.4.2 (Figure 4.6).

La méthode peut même être appliquée à des attributs sismiques très différents de la sismique, car la méthode de corrélation utilisée fonctionne *a priori* sur tous les types de signaux. Des tests concluants ont par exemple été menés sur un cube d'impédance acoustique. L'interpolation n'est cependant pas forcément optimale, et il n'est possible de n'utiliser qu'un seul attribut à la fois pour l'extraction.

4.1.3 Pointé multi-attributs par recherche de motifs

Le pointé de voxels multi-attributs, tel que nous l'avons vu plus haut, se résume à une simple recherche de voxels multi-attributs connectés et compris dans certains intervalles de valeurs. Par rapport au pointé basé sur la corrélation, la méthode a l'avantage d'être rapide et de prendre en compte plusieurs propriétés en même temps. Elle ne présente pas de difficulté particulière de programmation autre qu'une interface adaptée. Le choix des intervalles de valeurs corrects peut cependant se révéler difficile pour l'interprétateur. Or, ces intervalles vont contrôler l'expansion latérale, mais aussi verticale, de l'horizon extrait. Les voxels connectés extraits peuvent en effet représenter un volume et non une surface. Le pointé basé sur la corrélation présente les deux avantages de ne nécessiter qu'un seul paramètre de réglage — le seuil de corrélation — et, dans la méthode que nous avons présentée, de créer directement une surface.

C'est pourquoi nous proposons un pointé multi-attributs basé sur la corrélation. Dans la littérature, cette technique semble relativement récente dans l'extraction d'horizons[21]. Parmi les multiples possibilités de calculer les corrélations, nous avons choisi la méthode

[21]Sheffield *et al* [Sheffield *et al.*, 2003], qui ne spécifient pas leur méthode, la qualifie de « technique de pointé automatique du XXI^{ème} ».

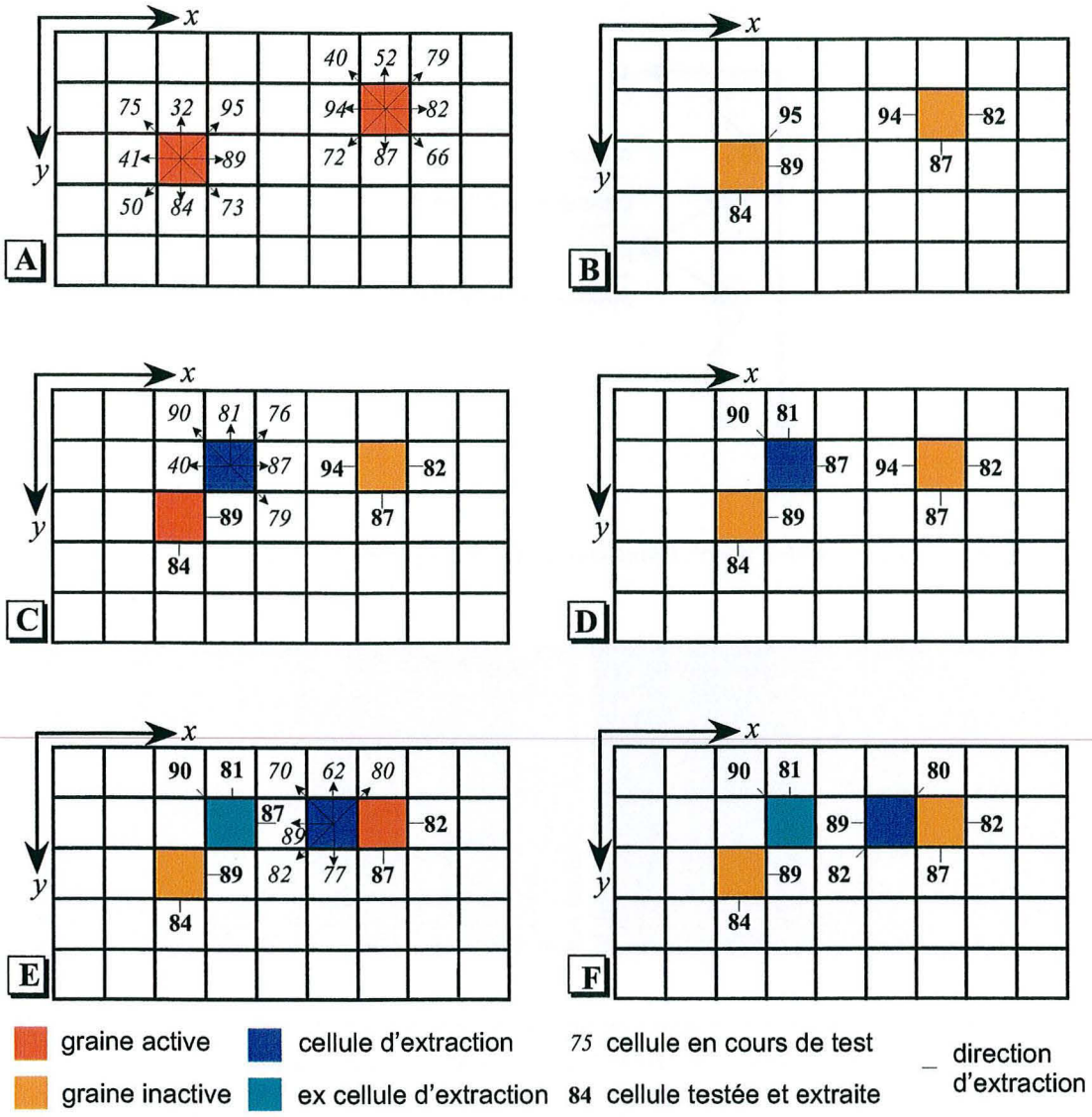

FIG. 4.4 – *Exemple de procédure d'extraction. Le cube sismique est vu de dessus, les chiffres indiquent le pourcentage de corrélation entre la cellule et la graine correspondante. [A] L'interprétateur fournit deux graines (en rouge). Toutes les traces sismiques voisines de ces deux graines sont corrélées avec elles, ce qui donne un pourcentage de corrélation et une coordonnée verticale de l'horizon (non représentée ici). [B] Le seuil de bonne corrélation est fixé à 80%. Toutes les cellules dépassant ce seuil sont donc ajoutées à l'horizon. [C] La cellule possédant la meilleure corrélation (en bleu) est utilisée pour poursuivre l'extraction ; la graine active (en rouge) est donc celle qui a servi à extraire cette cellule bleue. Toutes les traces sismiques voisines de la cellule bleue, sauf celles appartenant déjà à l'horizon, sont corrélées avec la graine active. [D] Comme précédemment, seules les cellules dont la corrélation est supérieure au seuil de 80% sont gardées en mémoire. [E] Le processus est répété, toujours en prenant la cellule avec la meilleure corrélation. Sur cet exemple, la graine active est maintenant celle de droite. Les cellules appartenant déjà à l'horizon mais extraites avec l'autre graine sont corrélées à nouveau avec la nouvelle graine active. C'est le cas ici de la cellule au dessus de la cellule centrale, qui a une corrélation de 87% avec la graine de gauche, et de 89% avec la graine de droite. [F] Cette deuxième solution, meilleure, est finalement retenue.*

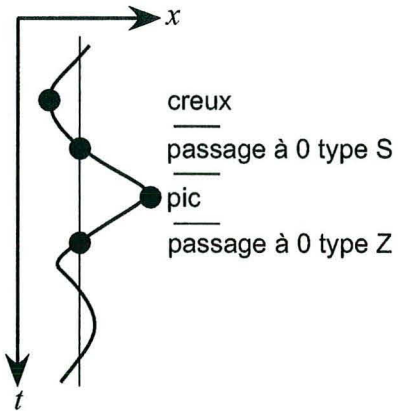

FIG. 4.5 – *Points remarquables d'un signal sismique sur lesquels peut être ajusté un pointé.*

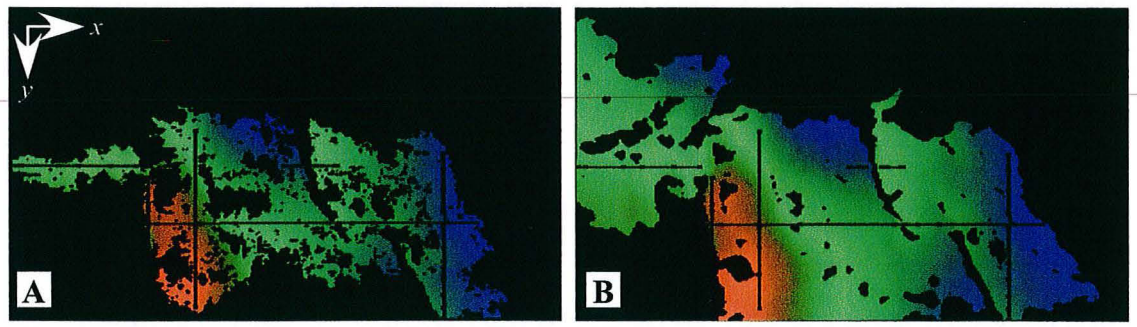

FIG. 4.6 – *Application du filtre de lissage des horizons sismiques pour leur extraction. [A] Horizon extrait sur la sismique initiale. Les lignes droites correspondent aux graines. [B] Horizon extrait avec les mêmes graines que précédemment, mais sur la sismique filtrée. Noter la disparition de nombreux trous et l'extension plus importante de l'horizon extrait.*

présentée au chapitre 1.3.3. L'équation de calcul de la corrélation présente en effet l'avantage d'être simple et rapide, et de fournir une corrélation normalisée. Cette caractéristique nous a ainsi permis de réutiliser, avec cette méthode, l'ensemble de l'algorithme d'extraction présenté avec les polynômes trigonométriques.

Il faut noter qu'un voxel peut être caractérisé par les valeurs des attributs des voxels voisins. Par exemple, un horizon peut être extrait du signal sismique en considérant une portion verticale de la trace sismique discrète (Figure 4.7). Dans ce cas, le résultat sera généralement similaire à celui utilisant les polynômes trigonométriques, à la différence près que les points extraits sont ici systématiquement centrés sur les cellules du cube sismique. L'horizon est obtenu plus rapidement que par la méthode précédente mais présente un aspect en marche d'escalier.

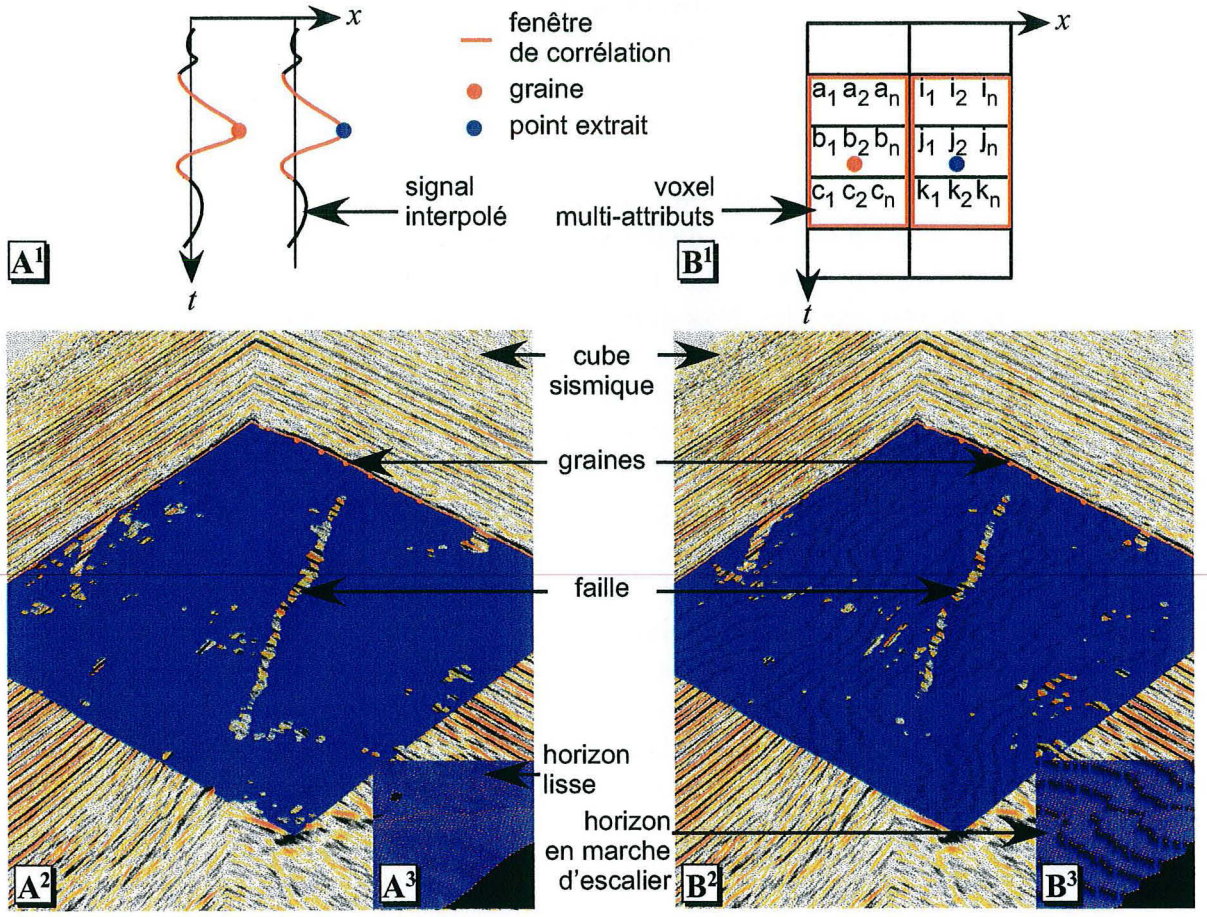

FIG. 4.7 – *Comparaison des méthodes d'extraction d'horizons ($[A^1][B^1]$ méthode d'extraction ; $[A^2][B^2]$ vue générale de l'horizon extrait, $[A^3][B^3]$ zoom sur la surface avec une exagération verticale de 5, les points rouges correspondant aux cellules de la grille).*
[A] Au moyen des polynômes trigonométriques : le signal sismique est interpolé puis corrélé sur une fenêtre verticale (en rouge sur $[A^1]$). L'horizon obtenu est bien lisse, et les failles apparaissent, par contraste, au bord des horizons.
[B] Au moyen des voxels multi-attributs. L'interprétateur sélectionne n attributs qui sont ensuite calculés en tout point du cube. Un point de l'horizon est alors caractérisé par les valeurs $\{a_1, ..., c_n\}$ de ses attributs dans une fenêtre 3D donnée (en rouge sur $[B^1]$) centrée sur ce point. La corrélation de ces groupes de voxels multi-attributs permet de pointer automatiquement l'horizon. L'horizon présente un aspect en marche d'escalier.

4.1.4 Outils d'édition des horizons

Comme le montrent les Figures 4.6 et 4.7, le résultat d'un pointé automatique est rarement totalement satisfaisant au premier essai, particulièrement quand la sismique est bruitée. L'horizon présente fréquemment des discontinuités ou des erreurs de pointé. Il est donc nécessaire de permettre à l'interprétateur d'effectuer un certain nombre de corrections.

Pointé des graines

En pratique, le contrôle de l'extraction d'une surface dans un cube 3D est assez difficile. En revanche, il est relativement facile d'effectuer des vérifications régulières lors de l'extraction d'une ligne sur une section 2D. Les logiciels de pointé automatique proposent donc généralement de combiner les deux approches pour obtenir le meilleur résultat dans les meilleurs délais. L'idée consiste, dans un premier temps, à pointer des lignes de façon semi-automatique sur plusieurs sections verticales 2D. Dans un deuxième temps, ces lignes sont utilisées comme graines pour le pointé automatique 3D. Si l'horizon extrait n'est pas satisfaisant, il suffit de pointer de nouvelles lignes et de recommencer le processus. Il est ainsi possible de contraindre plus ou moins l'extraction de l'horizon.

Un autre moyen de contrôler l'extraction consiste à ajuster systématiquement les points extraits à un moment particulier du signal : pic, creux, passage à zéro. Cette option n'est possible que dans le cas de l'extraction basé sur le signal interpolé par les polynômes trigonométriques. Cependant, l'ajustement de tous les points extraits alourdit les calculs et peut être source d'erreur s'il est réalisé sur le mauvais pic ou le mauvais creux. Plusieurs tests nous ont montré que la meilleure solution consiste à ajuster les graines pointées en 2D, puis à extraire l'horizon en 3D à partir de ces graines sans ajuster les points extraits.

Cartes d'attributs

La vérification finale de la qualité du résultat peut se faire en affichant, en tout point de l'horizon extrait, le coefficient de corrélation local calculé lors de l'extraction. Elle peut également s'effectuer en calculant la phase instantanée au niveau des points extraits. Un horizon étant normalement un événement sismique de phase constante, cet attribut devrait avoir la même valeur en tout point de l'horizon (Figure 4.8). D'autres cartes d'attributs peuvent également être utilisées pour quantifier l'incertitude sur le pointé, comme les cartes d'amplitudes sismiques [Thore *et al.*, 2002].

Il faut noter que dans le cas de l'extraction par les polynômes trigonométriques, l'utilisation d'un signal continu permet de suivre précisément la même phase du signal durant l'extraction. Un tel résultat n'aurait pas pu être obtenu par un pointé manuel. Or, la valeur de certaines cartes d'attributs dépend fortement de la continuité de la phase de l'événement pointé [Dalley *et al.*, 1989]. Une méthode d'extraction telle que les polynômes trigonométriques présente donc un intérêt particulier pour la création de cartes d'attributs, d'autant plus qu'il est possible de calculer ces attributs lors de l'extraction elle-même.

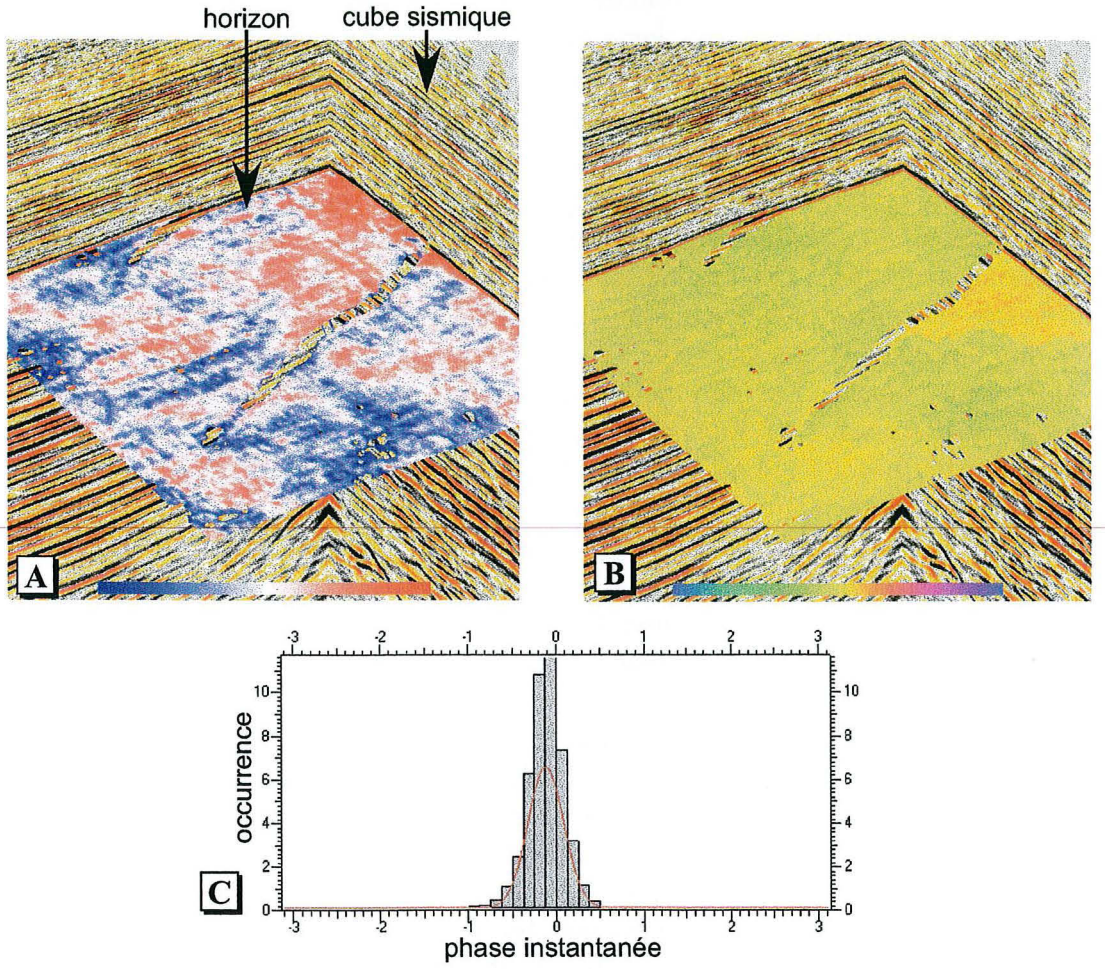

FIG. 4.8 – *Contrôle du résultat d'un pointé automatique d'horizon.*
[A] Affichage de la corrélation qui a permis d'extraire les points. La corrélation minium est de 75%.
[B] Affichage de la phase instantanée calculée au niveau de l'horizon.
[C] Histogramme de la phase instantanée calculée sur l'horizon précédent. Les points de l'horizon ont pratiquement tous une phase nulle, ce qui représente un critère de validité de l'horizon extrait. Le pointé a été effectué au moyen des polynômes trigonométriques.

Les opérateurs de morphologie mathématique

Les horizons extraits de la sismique présentent généralement de nombreux trous. Si certains sont associés à la présence de failles, la plupart sont dus à du bruit perturbant localement les opérations de corrélation. Ces trous sont généralement de petite taille, mais gênent la lisibilité du résultat. Une méthode simple de remplissage de ces trous consiste à utiliser certains opérateurs de morphologie mathématique, traditionnellement utilisés en analyse d'image [Sonka *et al.*, 1993]. Cette approche ayant déjà introduite dans le géomodeleur gOcad par Duvinage [Duvinage, 2000] pour le traitement des horizons, nous n'en ferons ici qu'une brève présentation.

Considérons une grille 2D binaire quelconque nommée G, représentant les pixels d'une image en noir (valeur 1) et blanc (valeur 0), et une grille B plus petite, de forme donnée, appelée élément structurant (Figure 4.9-A et B). L'opération de morphologie mathématique est réalisée en centrant l'élément B successivement sur chaque cellule de G. À chaque étape, les bits des cellules incluses dans l'ensemble F, qui contient les cellules à la fois dans G et B, sont transformées en fonction de la valeur de leurs bits et d'un opérateur choisi. Cette opérateur peut notamment être :

- l'érosion (Figure 4.9-C). La cellule de F sur laquelle l'élément structurant B est centré reçoit 0 si au moins une cellule de F est égale à 0 ;
- la dilatation (Figure 4.9-D). Toutes les cellules de F reçoivent 1 si au moins une cellule de F est égale à 1 ;
- la fermeture, qui est le résultat d'une dilatation suivie d'une érosion. Cette opération permet de boucher les trous de l'image et de lisser les bords de l'horizon (Figure 4.10-B) ;
- l'ouverture, qui est le résultat d'une érosion suivie d'une dilatation. Cette opération permet d'éliminer les points isolés et les isthmes de l'image (Figure 4.10-C).

L'horizon extrait de la sismique est, vu de dessus, une grille régulière binaire. Les cellules de cette grille ont un bit égal à 1 quand l'horizon a été extrait de la trace sismique, et à 0 quand il ne l'a pas été. Il est donc possible d'appliquer les opérateurs d'ouverture et de fermeture pour éliminer rapidement les points isolés et les trous. Quand un point de la grille représentant l'horizon passe de 0 à 1, sa coordonnée verticale est interpolée en fonction de celle des points voisins, selon la méthode proposée par Duvinage [Duvinage, 2000].

Gomme et chemin d'extraction

Une autre difficulté du travail en 3D apparaît quand l'interprétateur désire supprimer certaines parties de l'horizon extrait. Il est évidemment possible de lui faire sélectionner les zones à détruire une à une, mais désigner des points dans une caméra virtuelle 3D n'est pas chose facile.

Une autre solution, basée sur l'affichage du chemin d'extraction sur l'horizon extrait, a donc été proposée par Hildebrand [Hildebrand, 1995]. Le chemin d'extraction est défini comme le chemin parcouru par l'algorithme de pointé automatique de la graine jusqu'au point considéré. Il relie donc tous les ancêtres de ce point. Or, quand une partie de

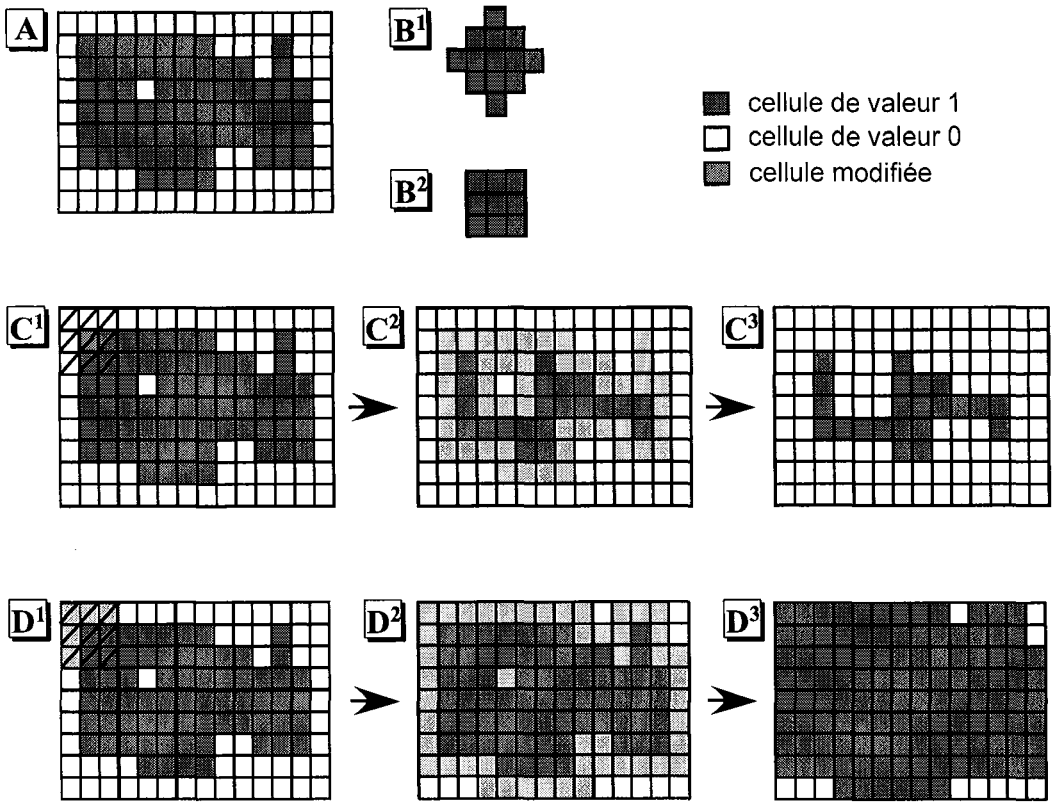

FIG. 4.9 – *Principe des opérateurs de morphologie mathématique.*
[A] Grille binaire G sur laquelle est appliquée l'opérateur. [B] Deux exemples d'éléments structurant B : [B^1] losange et [B^2] carré.
[C] Principe de l'érosion. [C^1] Application de l'élément structurant carré (en hachuré) sur la cellule de coordonnées (1,1). L'ensemble des cellules $F = B \bigcap G$ est entouré en rouge. Certaines cellules de F sont de valeur 0, donc la valeur de la cellule (1,1) est modifiée à 0. [C^2] Après application de l'opérateur sur toutes les cellules de la grille G. [C^3] Grille G finale : la forme centrale a été érodée.
[D] Principe de la dilatation. [D^1] Application de l'élément structurant carré (en hachuré) sur la cellule de coordonnées (1,1). L'ensemble des cellules $F = B \bigcap G$ est entouré en rouge. Certaines cellules de F sont de valeur 1, donc l'ensemble des cellules de F est modifié à 1. [C^2] Après application de l'opérateur sur toutes les cellules de la grille G. [C^3] Grille G finale : la forme centrale a été dilatée.

l'horizon est erroné, cela est généralement dû à un mauvais pointé au niveau d'une cellule particulière située en amont. Supprimer tous les descendants de cette cellule permet de supprimer l'ensemble de la zone incorrecte. Cette constatation a permis d'élaborer un outil mettant efficacement en œuvre les propositions de Hildebrand :

1. L'interprétateur sélectionne un point de l'horizon qu'il estime mauvais. Le chemin d'extraction est alors affiché sur l'horizon (Figure 4.11-[B]) ;
2. L'interprétateur sélectionne sur le chemin affiché la cellule à partir de laquelle l'algorithme a fait une erreur. Tous les descendants de cette cellule sont affichés sur l'horizon (Figure 4.11-[C]). Si l'ensemble des descendants ne correspond pas à la zone à supprimer, alors l'interprétateur peut recommencer l'opération en sélectionnant une autre cellule du chemin ;
3. L'interprétateur valide finalement la sélection : tous les descendants de la cellule sélectionnée sont supprimés (Figure 4.11-[D]).

Ce genre d'outil nécessite cependant un système capable de conserver simplement en mémoire le chemin d'extraction. Il suffit pour cela d'enregistrer pour chaque cellule de l'horizon les coordonnées de son ancêtre direct. Ainsi, en partant de n'importe quel point, il est facile de remonter jusqu'à la graine, qui n'a pas d'ancêtre. Cependant, cette seule information ne suffit pas dans le cas d'un pointé multi-graines tel que celui que nous proposons. En effet, deux chemins d'extraction partant de deux graines différentes peuvent se recouper et le stockage du seul ancêtre direct entraînerait alors l'affichage d'un chemin dévié et incorrect. Nous proposons donc d'enregistrer, au niveau de chaque cellule, d'une part, les coordonnées de son ancêtre direct, d'autre part, les coordonnées de la graine qui a servi à extraire le chemin. De cette façon, il suffit de tester, lors de la remontée du chemin à partir d'une cellule donnée, si l'ancêtre indiqué par la cellule a été extrait avec la même graine que la cellule. Si c'est le cas, le chemin est le bon ; sinon, le chemin a été coupé et la recherche est arrêtée.

Arrêt au niveau des failles

Si les surfaces des failles ont déjà été extraites de la sismique, il est possible de créer dans le cube sismique une propriété binaire indiquant la présence ou non d'une faille. Les zones marquées sont ensuite interdites à l'algorithme de pointé automatique. L'horizon extrait s'arrête alors au niveau des failles, ce qui permet de préparer le travail ultérieur de construction du modèle structural.

4.2 Pointé automatique des failles

Le pointé de failles a également pour but d'extraire les surfaces de failles du cube sismique pour établir un modèle structural du sous-sol étudié. Cependant, contrairement au cas des horizons sismiques, chaque faille a son importance dans l'établissement du modèle. Le pointé doit donc être effectué sur la totalité des failles visibles.

Néanmoins, les failles n'ont pas une signature sismique caractéristique simple. Cela rend l'automatisation de leur pointé très difficile, et explique le faible nombre de publica-

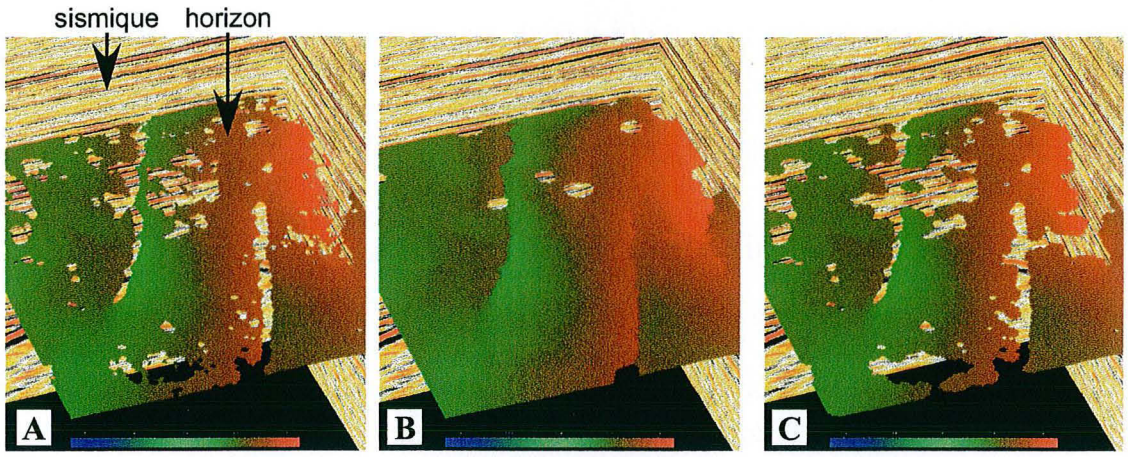

FIG. 4.10 – *Opérateurs de morphologie mathématique appliqués à un horizon extrait de la sismique, en utilisant un élément structurant circulaire : [A] horizon issu du pointé automatique, [B] horizon après application de l'opérateur de fermeture, [C] horizon après application de l'opérateur d'ouverture. Noter sur les deux images l'influence de la forme de l'élément structurant sur l'aspect des bords de l'horizon.*

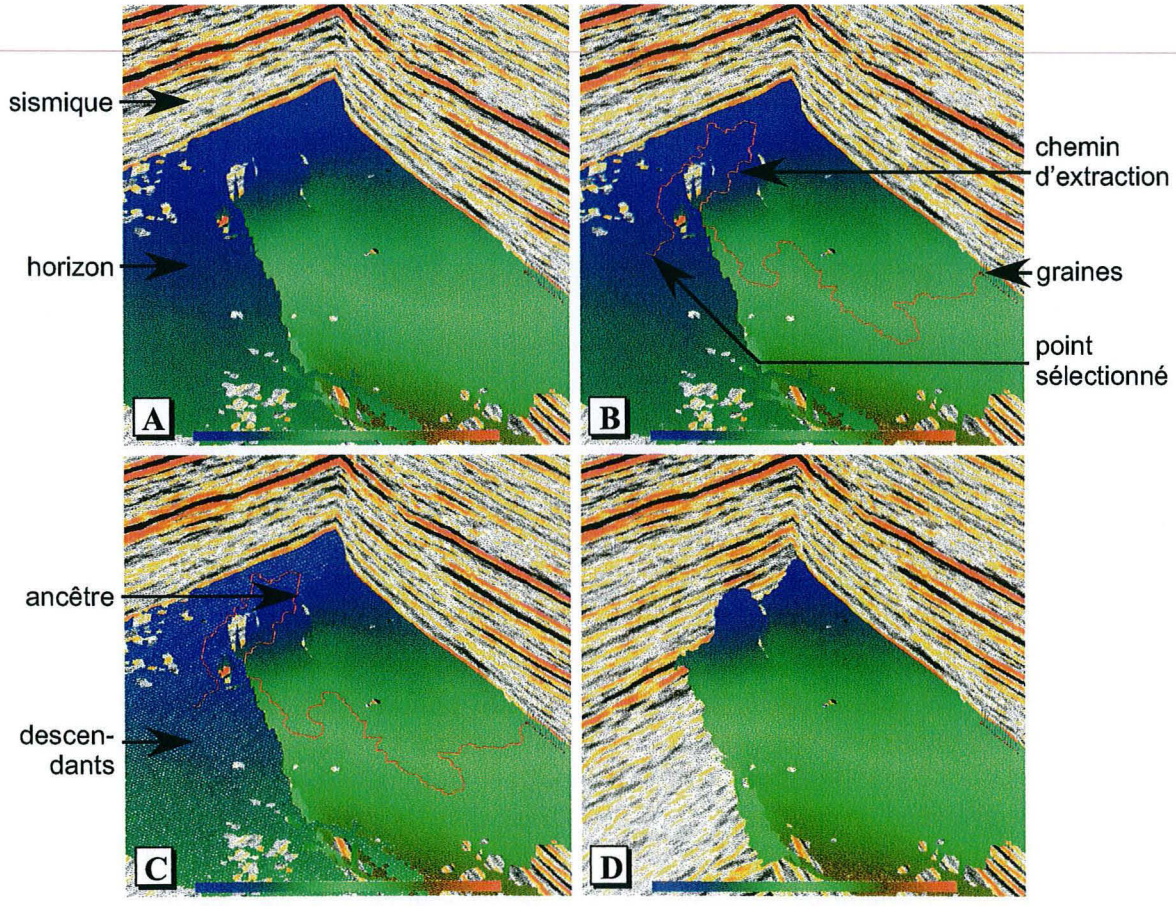

FIG. 4.11 – *Gomme pour l'édition d'horizon pointés automatiquement. La propriété affichée sur les horizon est l'altitude. [A] Horizon issu du pointé automatique ; [B] affichage du chemin d'extraction (en rouge) d'un point sélectionné comme mauvais ; [C] affichage des descendants (en blanc) d'une cellule sélectionnée sur le chemin, en amont de la partie à supprimer ; [D] suppression de la partie erronée de l'horizon.*

tions — essentiellement des brevets — qui y sont consacrés. Le sujet a donc été abordé dans ce travail presque uniquement sous un angle bibliographique. La mise en oeuvre effective de certains algorithmes nous a surtout aidés à mettre en lumière les difficultés à résoudre pour obtenir un algorithme performant.

4.2.1 Difficultés du pointé automatique des failles

Contrairement à un horizon, une faille ne correspond pas à un événement sismique cohérent, mais à une discontinuité au niveau d'une zone cohérente (cf. Figure 2.22). Une faille peut donc très bien avoir la même signature que le bord d'un chenal, des variations locales du signal sismique au niveau d'horizons, une cheminée sismique ou une zone de bruit.

Le géologue observant le cube sismique peut malgré tout différencier une faille de ces autres structures en analysant sa géométrie. En général, une faille est une surface plus ou moins verticale et de faible courbure. Cependant, elle peut avoir un grand nombre possible d'orientations, et une faille peut croiser une autre faille. Au niveau de ces intersections, la signature sismique de la faille devient très différente. Par ailleurs, la qualité de la sismique diminue souvent dans les zones de failles. Le problème est donc très différent de celui des horizons sismiques, généralement sub-horizontaux, parallèles et bien marqués.

Dans la littérature, il est possible de distinguer deux grands types d'approche : la construction automatique de toutes les surfaces de failles à partir d'un attribut filtré dans ce but, et la construction d'un seule faille en particulier à partir d'une méthode de pointé semi-automatique sur un attribut.

4.2.2 Pointé automatique global à partir d'un attribut filtré

L'objectif de ces méthodes est d'extraire en un processus unique l'ensemble des failles d'un cube sismique. Cela revient donc d'abord à chercher un attribut marquant le plus finement possible le squelette des failles. Les attributs de similarité présentés au chapitre 2.3 sont insuffisants, car ils ne distinguent pas les failles des autres causes de discontinuités des horizons sismiques. De plus, les failles y apparaissent généralement en 2D sous la forme de traits d'épaisseur variable et non de fins linéaments, donc en 3D sous forme de volume et non de surface. Cependant, si un attribut suffisamment bon est trouvé, la deuxième étape consiste à en extraire les morceaux de surface et à les connecter.

Neff *et al* [Neff *et al.*, 2000] essaient, en chaque point du cube sismique, de faire passer un plan subvertical en faisant varier son azimut et son pendage. Ils conservent ensuite le plan dont les signaux sismiques sont les moins corrélés avec les signaux des plans voisins parallèles. L'inverse de la valeur de corrélation trouvée est alors assimilé à une probabilité de la présence d'une faille. Tous les points dont la probabilité est trop faible sont éliminés. Les points sont ensuite reliés, sur chaque coupe temps du cube sismique, en lignes polygonales horizontales, selon des critères de longueur et de corrélation non expliqués dans le document. Puis les lignes sont lissées et associées successivement d'une coupe temps à une autre en calculant un critère de superposition et en utilisant les azimuts

des plans précédemment calculés. L'association de ces lignes permet alors de construire la surface de faille.

Goff *et al* [Goff *et al.*, 2003] essayent également de faire passer des morceaux de plans de différentes orientations en chaque point du cube d'un attribut marquant les discontinuités. Ces auteurs associent à chaque plan un coût, équivalent à la somme des valeurs de l'attribut dans les cellules coupées par le plan. Le plan dont le coût est le plus élevé — ou le plus bas, selon l'attribut sélectionné – est donc celui qui a le plus de chance de passer par une surface de faille. Ce plan particulier est donc calculé en tout point du cube pour donner un nouvel attribut coût. Ce nouvel attribut est ensuite filtré au moyen d'algorithmes de traitement d'images et éventuellement au moyen des azimuts précédemment calculés, pour en extraire le squelette. Des morceaux de surfaces sont alors extraits du cube au moyen d'une recherche de points connectés — de la même façon que le pointé d'horizon basé sur les voxels multi-attributs. Les morceaux sont ensuite divisés en petites entités continues, ne s'intersectant pas et ne bifurquant pas. Ces entités sont ensuite rassemblées en plus grandes surfaces, selon leur orientation et leur courbure.

Randen *et al* [Randen *et al.*, 2001] et Pedersen *et al* [Pedersen *et al.*, 2002] [Pedersen *et al.*, 2003] proposent une autre démarche basée sur un algorithme mimant le comportement des fourmis (Figure 4.12). Dans un cube de similarité, ils distribuent un certain nombre d'« agents », qui peuvent parcourir le cube dans les zones de faible similarité, en émettant un « phéromone électronique ». Si un agent est situé sur un point isolé, dans une zone de bruit non structurée, il s'arrête rapidement. Au contraire, au niveau d'une faille, les agents effectuent de longs parcours le long de la surface de faille, leurs parcours se recoupent. De grandes quantités de phéromones sont alors déposées. Cette technique permet d'une part de filtrer le cube de similarité en fonction de la quantité de phéromones déposés : les surfaces de failles sont plus nettes et plus continues (Figure 4.12-B). D'autre part, il est possible d'estimer l'orientation des failles à travers le déplacement des agents, et d'obtenir un cube de similarité par famille de failles (Figure 4.12-C). Cela permet de simplifier le problème de la construction des surfaces de failles à partir de l'attribut, en éliminant les intersections des failles. Dans la suite du processus, les morceaux de surface automatiquement construits à partir des différents cubes (Figure 4.12-D) sont assemblés manuellement famille par famille par l'utilisateur.

Il est difficile d'établir une comparaison entre ces différentes méthodes, toutes brevetées, au vu de la complexité de leur mise en œuvre et du peu d'explications des auteurs. Neff *et al* ne parlent pas véritablement des problèmes posés par le passage de l'attribut à la construction des lignes. Or, pour Goff *et al*, cette même étape nécessite une panoplie complexe de filtres. La méthode proposée par Randen *et al* et Pedersen *et al* semble la plus simple, mais les auteurs ne précisent ni les règles de déplacement des agents ni, pas plus que les autres auteurs, les temps de calculs nécessaires.

4.2.3 Pointé semi-automatique à partir de graines

Une autre approche du pointé des failles consiste à reprendre la méthode utilisée pour l'extraction des horizons sismiques. Dans ce cas, l'interprétateur sélectionne une ou plusieurs graines sur un attribut marquant les failles, et extrait la surface de la faille en cherchant

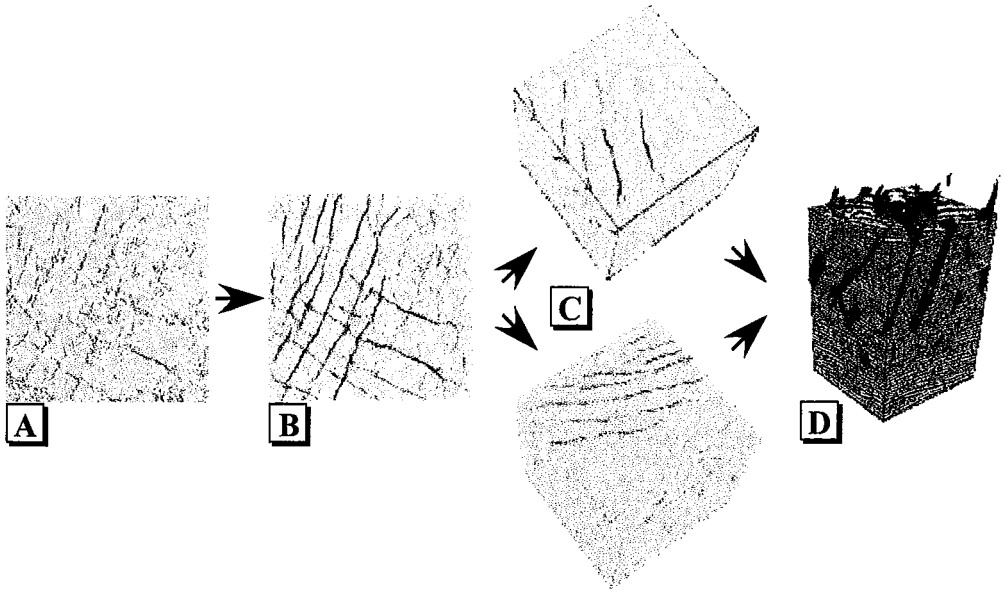

FIG. 4.12 – *Pointé automatique de failles proposée par Randen et al [Randen* et al., *2001]et Pedersen et al [Pedersen* et al., *2002] [Pedersen* et al., *2003] :*
[A] cube de semblance (vue de dessus), [B] cube de semblance filtrée au moyen de phéromones déposés par des agents électroniques, [C] décomposition du cube selon les orientations des familles de failles détectées par les agents, [D] construction des surfaces de failles (Figures tirées de [Pedersen et al., *2002]).*

les points voisins qui ressemblent à la graine. Comme l'interprétateur a un rôle plus important, la qualité de l'attribut de départ est *a priori* moins importante. La démarche reste cependant complexe, car les zones marquant une même faille sur un attribut ne sont généralement pas contigües sur de grandes distances. Par exemple, la semblance présente sur les sections verticales un aspect en marches d'escalier.

Recherche de voxels multi-attributs connectés

Une solution simple, proposée Lees [Lees, 1999], consiste à utiliser le pointé basé sur les voxels multi-attributs. Comme pour les horizons, il s'agit d'extraire les points connectés à des graines et se situant dans des intervalles donnés d'attributs sélectionnés. Le nuage de points est ensuite transformé en surface triangulée, par exemple au moyen des routines de gOcad.

Cette méthode ne fonctionne que sur les failles bien visibles sur les attributs, et nécessite de pointer de nombreuses graines. Nos essais (Figure 4.13-A) nous ont également montré l'importance de fournir à l'utilisateur des moyens de filtrer les nuages de points obtenus. Ces filtres peuvent se baser, par exemple, sur la taille ou l'orientation des nuages de points extraits. Si cette phase de « sculpture » de la faille est trop complexe à mettre en œuvre, alors le pointé manuel est plus rapide. Lees [Lees, 1999] conseille de ne travailler que sur une seule section verticale à la fois, pour mieux contrôler l'expansion de la faille.

Pointé manuel guidé

Une autre méthode, proposée par Simpson et Howard [Simspon et Howard, 1996], consiste à guider le plus possible un pointé manuel :

1. L'interprétateur pointe une ligne polygonale de quelques points sur une section verticale du cube d'attribut ;
2. Les extrémités de la ligne sont ensuite prolongées automatiquement vers le bas et vers le haut de la section ;
3. La ligne sub-verticale obtenue est ensuite recalée automatiquement latéralement sur la section, afin qu'elle suive au mieux les zones où l'attribut marque la faille ;
4. La faille est maintenant pointée par une ligne sur une section verticale. Cette ligne est copiée et translatée sur la section verticale adjacente.
5. La nouvelle ligne est à son tour recalée sur l'attribut de la nouvelle section.

Cette approche a l'avantage de permettre à l'interprétateur d'intervenir à tout moment pour rectifier un point mal placé. L'extraction est donc bien contrôlée, ce qui permet d'obtenir un bon résultat. De plus, elle permet d'obtenir directement une surface à partir du cube d'attribut. Cependant, cette méthode reste largement manuelle et ne permet d'extraire qu'une faille à la fois.

L'application de la méthode (Figure 4.13-B) nous a cependant permis de nous rendre compte de la difficulté du problème de recalage de la ligne pointée sur l'attribut. Par exemple, le recalage sur les minima de semblance a tendance à faire diverger les points de la ligne, à cause de l'aspect en marches d'escalier de cet attribut. Pour améliorer le résultat, nous avons essayé d'utiliser la technique de recherche de motifs au moyen de corrélations multi-attributs, telle qu'elle est présentée au chapitre 1.3.3. Au lieu de recaler la faille sur la nouvelle section, le but recherché ici est de pouvoir corréler un motif « faille » de section en section. Le motif « faille » peut correspondre par exemple à une fenêtre 2D verticale de semblance (Figure 4.13-B). L'algorithme fonctionne sur quelques sections mais diverge cependant rapidement si aucune correction n'est effectuée par l'interprétateur.

4.2.4 Commentaires sur le pointé automatique de failles

Toute méthode de pointé de failles, qu'elle soit automatique et appliquée sur l'ensemble du cube, ou semi-automatique et appliquée pour une faille en particulier, passe d'abord par l'obtention du meilleur attribut « faille » possible. Cet attribut doit permettre de différencier les failles des zones de bruit, et se rapprocher le plus possible du squelette des surfaces. Les démarches du type méta-attributs (cf. chapitre 3.3.3) présentent donc un intérêt particulier pour atteindre cet objectif. Il semble également important de pouvoir simplifier le problème en en étudiant séparément les différentes familles de failles du cube étudié. Cela nécessite néanmoins de pouvoir calculer une orientation approximative des failles à partir de l'attribut.

Même si l'extraction totalement automatique des failles à partir des images sismiques apparaît illusoire, leur pointé peut néanmoins être grandement facilité et accéléré, soit par des outils intégrant ajustements automatiques et éditions manuelles comme celui proposé

Conclusion

Bilan

L'interprétation des images sismiques constitue la première étape de la géomodélisation des réservoirs pétroliers. L'exactitude d'un modèle de réservoir dépend donc grandement de la qualité des informations géologiques extraites de la sismique. Aujourd'hui, cependant, étant donné le volume de données à traiter, notamment dans le cas de la sismique 3D, cette qualité ne peut être obtenue dans un délai raisonnable que par l'automatisation, au moins partielle, des tâches d'interprétation. Les algorithmes que nous avons présentés dans ce mémoire ont pour objectif de répondre à ce problème.

Il convient, en premier lieu, de pouvoir calculer des filtres permettant au géologue de faire ressortir de l'image sismique une information particulière, c'est-à-dire des attributs sismiques. Ces attributs sont en effet utilisés d'une part pour construire le modèle géométrique 3D du réservoir, au moyen du pointé de surfaces, d'autre part pour la caractérisation du réservoir, au moyen de faciès sismiques. En nous basant sur une approche continue du signal sismique, nous avons mis au point des méthodes performantes de calcul des principaux attributs géométriques : pendage, azimut, courbures, semblance et un filtre permettant de lisser les horizons sismiques. Par ailleurs, ces méthodes sont indépendantes du nombre de traces sismiques utilisées pour le calcul, ce qui permet de moyenner plus ou moins le résultat et de fonctionner sur les données 2D, 3D ou 4D. Cette même approche nous a également permis d'aborder analytiquement les attributs instantanés. Elle présente notamment un intérêt dans le cas des attributs pondérés pour limiter certaines instabilités de calcul.

Le meilleur attribut sismique n'est donc pas toujours le plus exact, mais le plus lisible. C'est pourquoi il peut être intéressant de combiner entre eux des attributs caractérisant une même information géologique, dans l'espoir que leurs défauts respectifs s'atténuent. Dans cette perspective, nous avons développé des cartes d'interpolations permettant de calculer rapidement des méta-attributs. Ces attributs ou méta-attributs ne sont cependant pas suffisants pour la géomodélisation. Dans le cadre des études lithosismiques, notamment, il n'existe pas d'attribut directement interprétable en termes de faciès lithologique simple. Il faut notamment recourir à des analyses statistiques pour espérer trouver une relation entre les données issues de la sismiques, connues dans l'ensemble du réservoir, et les données géologiques, connues généralement localement. Dans cette optique, nous avons repris une méthode basée sur l'A.C.P. et les nuées dynamiques et développée précédemment au laboratoire. Dans la littérature, nous avons pu voir, cependant, que le véritable

enjeu du calcul des faciès sismiques se situe au niveau de la sélection des attributs de départ. Cette sélection dépend du contexte géologique du réservoir étudié, il n'existe donc pas de combinaisons préétablies fonctionnant de manière systématique. L'automatisation montre donc ici ces limites.

Enfin, pour construire le modèle surfacique du réservoir, il faut pouvoir passer des voxels de l'image sismique à des ensembles de points connectés. Nous avons donc proposé deux méthodes de pointé automatique des horizons sismiques à partir de graines. La première utilise les polynômes trigonométriques pour interpoler le signal sismique, et permet de suivre précisément un moment particulier du signal. La seconde est basée sur la recherche de motifs et peut prendre en compte plusieurs attributs en même temps. Plusieurs stratégies ont été mises en place pour permettre à l'interprétateur d'effectuer un contrôle permanent, et primordial en 3D, sur la surface extraite : pointé multi-graines, utilisation de la corrélation, outils d'éditions, gomme, etc. Par ailleurs, nous avons implémenté et adapté deux outils d'extraction des failles de la littérature. Dans ces méthodes cependant, le grand nombre d'orientations possibles et les intersections des plans de faille, ainsi que la nature bruitée des signatures sismiques des failles, rendent indispensables le passage par un stade de pointé manuel assez important. Une solution plus globale passerait d'abord par l'amélioration des attributs marquant les failles, et les séparant par familles, et par un algorithme capable de distinguer les zones de failles des autres zones de bruit.

L'ensemble de ces algorithmes ont été implémentés dans le géomodeleur gOcad, et ont été industrialisés par la société *Earth Decision Sciences*[22]. Les bases d'une station d'interprétation ont ainsi été incorporées au logiciel. De cette façon, la continuité des structures numériques de stockage est assurée entre l'interprétation sismique et le reste de la chaîne de géomodélisation. Il est donc facile d'effectuer un va-et-vient entre les données sismiques et le modèle de réservoir, pour effectuer des corrections rapides et des mises à jour du modèle de réservoir.

Perspectives

Le domaine de l'interprétation sismique étant vaste et nouveau pour l'équipe, beaucoup de sujets de recherche restent encore à aborder. Tout d'abord, certains travaux présentés dans ce mémoires nécessitent d'être poursuivis :

- l'étude et le calcul des attributs autres que géométriques et instantanés, pour notamment permettre leur utilisation dans les algorithmes de calculs de faciès sismiques ;
- le remplacement de l'A.C.P. par des méthodes plus puissantes pour le calcul des cartes d'interpolation ;
- la recherche d'une méthode de pointé de failles plus automatique ;
- les problèmes de visualisation des attributs ;
- la parallélisation des calculs.

Plus globalement, il faudrait arriver, en prenant comme base les outils et les connaissances développées dans ce mémoire, à mieux intégrer les problèmes d'extraction dans la chaîne de géomodélisation. C'est notamment le cas pour l'extraction des surfaces, où les

[22]Site internet : http ://www.earthdecision.com.

outils du géomodeleur gOcad pourraient être utilisés pour guider, à partir d'un horizon déjà extrait, le pointé d'un horizon parallèle dans une zone de bruit, pour effectuer le pointé d'un dôme de sel ou pour extraire en une seule opération le modèle structural complet du réservoir.

Dans ce contexte, les récents modèles d'iso-temps géologiques construits à partir du cube sismique constituent un domaine de recherche prometteur [Stark, 2003] [Mallet, 2004] [Moyen *et al.*, 2004]. Ces modèles permettraient, en effet, de s'affranchir du pointé de certains horizons et même de la construction de la grille réservoir. Par ailleurs, l'interprétation des données sismiques dans le géomodeleur faciliterait la gestion des incertitudes dans le modèle final de réservoir, que ce soit au niveau du pointé des surfaces [Thore *et al.*, 2002] ou du calcul de faciès sismiques [Nivlet, 2001].

Bibliographie

ALBERTS, P., WARNER, M. et LISTER, D. *Artificial neural networks for simultaneous multihorizon tracking across discontinuities.* In Expanded abstracts of the 70th Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., 2000. pp. 651–653.

AMINZADEH, F. et DE GROOT, P. *Soft computing for qualitative and quantitative seismic object and reservoir property prediction.* First Break, 2004, vol. 22, n°3, pp. 49–54.

BAHORICH, M. et FARMER, S. *3-D seismic discontinuity for faults and stratigraphic features : The coherence cube.* The Leading Edge, 1995, vol. 14, n°10, pp. 1053–1058.

BAHORICH, M. S. et BRIDGES, S. R. *Seismic sequence attribute map (SSAM).* In Expanded abstracts of the 62nd Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., 1992. pp. 227–230.

BALCH, A. H. *Color sonagram : a new dimension in seismic data interpretation.* Geophysics, 1971, vol. 36, n°6, pp. 1074–1098.

BARNES, A. E. *Instantaneous frequency and amplitude at the envelope peak of a constant-phase wavelet.* Geophysics, 1991, vol. 56, n°7, pp. 1058–1060.

BARNES, A. E. *Instantaneous spectral bandwidth and dominant frequency with applications to seismic reflection data.* Geophysics, 1993, vol. 58, n°3, pp. 419–238.

BARNES, A. E. *When the concepts of spectral frequency and instantaneous frequency converge.* The Leading Edge, 1993, vol. 12, n°10, pp. 1020–1023.

BARNES, A. E. *Theory of 2-D complex seismic trace analysis.* Geophysics, 1996, vol. 61, n°1, pp. 264–272.

BARNES, A. E. *The complex seismic trace made simple.* The Leading Edge, 1998, vol. 17, n°4, pp. 473–473.

BARNES, A. E. *Weighted average seismic attributes.* Geophysics, 2000, vol. 65, n°1, pp. 275–285.

BARNES, A. E. *Seismic attributes in your facies.* Recorder, 2001, vol. 26, n°9, pp. 41–47.

BARNES, A. E. *Investigation of methods for unsupervised classification of seismic data.* In Expanded abstracts of the 71st Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., 2002. pp. 2221–2224.

BARNES, A. E. *Shaded relief seismic attribute.* Geophysics, 2003, vol. 68, n°4, pp. 1281–1285.

BODINE, J. H. *Waveform analysis with seismic attributes.* In Expanded abstracts of the 54th Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., 1984. Session : S9.1.

BOLT, B. *Inside the earth : evidence from earthquake.* W.H. Freeman and Cie, San Francisco, 1982. 191 p.

BONDAR, I. *Seismic horizon detection using image processing algorithms.* Geophysical Prospecting, 1992, vol. 40, n°7, pp. 785–800.

BORGOS, H. G., SKOV, T., RANDEN, T. *et al. Automated geometry extraction from 3D seismic data.* In Expanded abstracts of the 73rd Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., 2003. pp. 1541–1544.

BRACEWELL, R. N. *The Fourier transform and its applications.* McGraw-Hill, New York, 1965. 381 p.

BROWN, A. R. *The value of seismic amplitude.* The Leading Edge, 1987, vol. 6, n°10, pp. 30–33.

BROWN, A. R. *Seismic attributes and their classification.* The Leading Edge, 1996, vol. 15, n°10, pp. 1090.

CHAURIS, H., NOBLE, M. S., LAMBARÉ, G. *et al. Migration velocity analysis from locally coherent events in 2-D laterally heterogeneous media, Part I : Theorical aspects.* Geophysics, 2002, vol. 67, n°4, pp. 1202–1212.

CHEN, Q. et SIDNEY, S. *Seismic attributes technology for reservoir forecasting and monitoring.* The Leading Edge, 1997, vol. 16, n°5, pp. 445–456.

CHOPRA, S. *Coherence cube and beyond.* First Break, 2002, vol. 20, n°1, pp. 27–33.

CHOPRA, S. et LARSEN, G. *Acquisition footprint - Its detection and removal.* Recorder, 2000, vol. 25, n°10, pp. 16–20.

COLÉOU, T., POUPON, M. et AZBEL, K. *Unsupervised seismic facies classification : a review and comparison of thechniques and implementation.* The Leading Edge, 2003, n°10, pp. 942–953.

CONTICINI, F. *Seismic facies quantitative analysis : New tool in stratigraphic interpretation.* In Expanded abstracts of the 54th Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., 1984. Session : S18.3.

COOLEY, J. W. et TUKEY, J. W. *An algorithm for the machine calculation of complex fourier series.* Mathematics of Computation, 1965, vol. 19, n°90, pp. 297–301.

COOPER, G. R. J. *Feature detection using sun shading.* Computers and Geosciences, 2003, vol. 29, n°8, pp. 941–948.

DALLEY, R. M., GEVERS, E. E. A., STAMPLI, G. M. *et al. Dip and azimuth displays for 3-D seismic interpretation.* First Break, 1989, vol. 7, pp. 86–95.

DAVIS, J.C. *Statistics and data analysis in geology.* sec. éd. Wiley and Sons, New York, 1986. 646 p.

DE ROOIJ, M. et TINGDAHL, K. *Meta-attributes : the key to multivolume, multiattribute interpretation.* The Leading Edge, 2002, vol. 21, n°10, pp. 1050–1052.

DE ROOIJ, M. et TINGDHAL, K. *Fault detection with meta-attributes.* In Expanded abstracts of the 73rd Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., 2003. pp. 354–357.

DORN, G. A. *Modern 3-D seismic interpretation.* The Leading Edge, 1998, vol. 17, n°9, pp. 1262–1270.

DOUZE, E. J. *Statictics of semblance.* Geophysics, 1979, vol. 44, n°12, pp. 1999–2003.

DÉQUIREZ, P.Y., FOURNIER, F., BLANCHET, C. *et al. Integrated stratigraphic and lithologic interpretation of the east-senlac heavy oil pool.* In Expanded abstracts of the 65th Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., 1995. pp. 104–107.

DUBOIS, J. et DIAMENT, M. *Geophysique.* Masson, Paris, 1997. 205 p.

DUDA, R.O, HART, P.E. et D.G., Stork. *Pattern classification.* sec. éd. Wiley and Sons, New York, 2000. 654 p.

DUMAY, J. et FOURNIER, F. *Multivariate statistical analyses applied to sesmic facies recognition.* Geophysics, 1988, vol. 53, n°9, pp. 1151–1159.

DUVINAGE, I. *Création et mise en cohérence de modèles structuraux à partir d'horizons extraits de données sismiques tridimensionnelles.* Thèse Doct. Géosciences. Nancy : Institut National Polytechnique de Lorraine, 2000. 165 p.

FARID, H. et SIMONCELLI, E.P. *Differentiation of discrete multidimensional signals.* I.E.E.E. Transactions on Image Processing, 2004, vol. 13, n°4, pp. 496–508.

FEHMERS, G. et HÖCKER, C. *Fast structural interpretation with structure-oriented filtering.* Geophysics, 2003, vol. 68, n°4, pp. 1286–1293.

FLINCHBAUGH, F., Texas Instruments Incorporated. *Method and apparatus for detecting seismic events by identifying crossing in the nth derviative of a waveform.* Brevet Américain 4 727 488, 23 fév. 1988.

FLINCHBAUGH, F., Texas Instruments Incorporated. *Method and apparatus for automatically producing representations of three-dimensional horizons fom processed seismic data.* Brevet Américain 4 633 402, 30 dec. 1986.

FOLEY, J. D., VAN DAM, A., FEINER, S. K. *et al. Computer graphics, principles and practice.* Addison-Wesley, Boston, 1992. 1176 p.

FOURNIER, F. *Application de l'analyse des données à l'exploration pétrolière - caractérisation des faciès sismiques par analyses statistiques multivariables.* Thèse Doct. Géosciences. Nancy : Institut National Polytechnique de Lorraine, 1990. 521 p.

FOURNIER, F. et DERAIN, J.-F. *A statistical methodology for deriving reservoir properties from seismic data.* Geophysics, 1995, vol. 60, n°5, pp. 1437–1450.

FOURNIER, F., DÉQUIREZ, P.-Y., MACRIDES, C. G. *et al. Quantitative lithostratigraphic interpretation of seismic data for characterization of the unayzah formation in central saudi arabia.* Geophysics, 2002, vol. 67, n°5, pp. 1372–1381.

FOURNIER, F., Institut Français du Pétrole. *Méthode statistique de classement d'évènements liés aux propriétés physiques d'un milieu complexe tel que le sous-sol.* Brevet français 2 768 818, 26 mars 1999.

GABOR, D. *Theory of communication.* J.I.E.E., 1946, vol. 93, n°III, pp. 429–457.

GERSZTENKORN, A. et MARFURT, K. J. *Eigenstructure based coherence computations.* In Expanded abstracts of the 66th Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., 1996. pp. 328–331.

GERSZTENKORN, A. et MARFURT, K. J. *Eigenstructure-based coherence computations as an aid to 3-D structural and stratigraphic mapping.* Geophysics, 1999, vol. 64, n°5, pp. 1468–1479.

GOFF, D. F., VINCENT, L., DEAL, K. L. *et al. Process for interpreting faults from a fault-enhanced three dimensional seismic attribute volume.* Brevet Mondial 03/052458 A1, 26 juin 2003.

GROSSMAN, A. et J., Morlet. *Decomposition of hardy functions into square integrable wavelets of constant shape.* SIAM Jour. Math. Anal., 1984, vol. 15, n°4, pp. 723–736.

GRUBB, H.J. et WALDEN, A.T. *Characterizing seismic time series using the discrete wavelet transform.* Geophysical Prospecting, 1997, vol. 45, n°2, pp. 183–205.

HAMPSON, D.P., SCHELKE, J.S. et QUIREIN, J.A. *Use of multiattribute transforms to predict log properties from seismic data.* Geophysics, 2001, vol. 66, n°1, pp. 220–236.

HANSEN, K. M., ROY-CHOWDHURY, K. et PHINNEY, R. A. *The sign filter for seismic event detection.* Geophysics, 1988, vol. 53, n°8, pp. 1024–1033.

HATTON, L., WORTHINGTON, M. H. et MAKIN, J. *Seismic data processing - Theory and practice.* Blackwell, Oxford, 1986. 177 p.

HERRON, D. A. *Horizon autopicking.* The Leading Edge, 2000, vol. 19, n°5, pp. 491–493.

HESTHAMMER, J. *Improving seismic data for detailed structural interpretation.* The Leading Edge, 1999, vol. 18, n°2, pp. 226–247.

HESTHAMMER, J., LANDRO, M. et FOSSEN, H. *Use and abuse of seismic data in reservoir characterisation.* Marine and Petroleum Geology, 2001, vol. 18, n°5, pp. 635–655.

HILDEBRAND, H. A., Landmark Graphics Corporation. *Method and apparatus for finding horizons in 3D seismic data.* Brevet Américain 5 432 751, 11 juil. 1995.

HILDEBRAND, H. A., Landmark Graphics Corporation. *Method for finding horizons in 3D seismic data.* Brevet Américain 5 153 858, 6 oct. 1992.

HÖCKER, C. et FEHMERS, G. *Fast structural interpretation with structure-oriented filtering.* The Leading Edge, 2002, vol. 21, n°3, pp. 238–243.

HOWARD, R. E., Landmark Graphics Corporation. *Method for attribute tracking in seismic data.* Brevet Américain 5 056 066, 8 oct. 1991.

JOHANN, P. *Inversion sismostratigraphique et simulations stochastiques en 3D : réservoir turbiditique, offshore du brésil.* Thèse Doct. Géosciences. Paris : Université Pierre et Marie Curie, 1997. 430 p.

JOHANN, P., RAGIGNIN, G. et SPINOLA, M. *Spectral decomposition reveals geological hidden features in the amplitude maps from a deep-water reservoir in the campos basin.* In Expanded abstracts of the 73rd Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., 2003. pp. 1740–1743.

KEMP, L. F., THREET, J. R. et VEEZHINATHAN, J. *A neural net branch and bound seismic horizon tracker.* In Expanded abstracts of the 62nd Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., 1992. pp. 10–13.

KESKES, N. et BIDEGARAY, A., Elf Exploration Production. *Method for and identifying site anomalies.* Brevet Américain 5 6032 103, 29 fév. 2000.

KESKES, N., BOULANOUAR, A., CHEVALIER, Y. *et al. Image analysis techniques for seismic data.* In Expanded abstracts of the 52nd Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., 1982. Session : S16.7.

KESKES, N., ZACCAGNINO, Ph., RETHER, D. *et al. Automatic extraction of 3-D seismic horizons.* In Expanded abstracts of the 53rd Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., 1983. Session : S21.1.

KOHONEN, T. *Self-organizing maps.* second éd. Springer, Berlin, 1997. 426 p.

LARIANI, S. *Perception et interprétation de sections et blocs sismiques : oculométrie et analyse d'images.* Thèse Doct. Mathématiques Appliquées. Grenoble : Université Joseph Fourier, 2000. 171 p.

LEBART, L., MORINEAU, A. et WARWICK, K. M. *Descriptive statistical analysis - correspondence analysis and related techniques for large matrices.* Wiley and Sons, New York, 1984.

LEES, J. A. *Constructing faults from seed picks by voxel tracking.* The Leading Edge, 1999, vol. 18, n°3, pp. 338–340.

LEGRAS, J. *Méthodes et techniques de l'analyse numérique.* Dunod, Paris, 1971. 240 p.

LENDZIONOWSKI, V., WALDEN, A. T. et E., White R. *Seismic character mapping over reservoir intervals.* Geophysical Prospecting, 1990, vol. 38, n°8, pp. 951–969.

LU, S. et CHENG, Y. *An iterative approach to seismic skeletonization.* Geophysics, 1990, vol. 55, n°10, pp. 1312–1320.

MALLET, J.-L. *Geomodeling.* Oxford, New York, 2002. 599 p.

MALLET, J.-L. *Space-time mathematical framework for sedimentary geology.* Mathematical Geology, 2004, vol. 36, n°1, pp. 1–32.

MARFURT, K., KIRLIN, R., FARMER, S. *et al. 3-D seismic attributes using a semblance-based coherency algorithm.* Geophysics, 1998, vol. 63, n°4, pp. 1150–1165.

MARFURT, K. J., SUDHAKER, V., GERSZTENKORN, A. *et al. Coherency calculations in the presence of structural dip.* Geophysics, 1999, vol. 64, n°1, pp. 104–111.

MARI, J.-L., GLANGEAUD, F. et COPPENS, F. *Traitement du signal pour géologues et géophysiciens, techniques de base 2.* Technip, Paris, 2001. 269 p.

MARONI, C.-S., QUINQUIS, A. et VINSON, S. *Horizon picking on subbottom profiles using multiresolution analysis.* Digital Signal Processing, 2001, vol. 11, n°4, pp. 269–287.

MATHIEU, P. G. et RICE, G. W. *Multivariate analysis used in the detection of stratigraphic anomalies from seismic data.* Geophysics, 1969, vol. 34, n°4, pp. 507–515.

MCCORNACK, M. D. *Neural computing in geophysics.* Geophysics, 1991, n°1, pp. 11–15.

MEYER, D., HARVEY, L., BULLOCH, T. *et al. Use of seismic attributes in 3-D geovolume interpretation.* The Leading Edge, 2001, vol. 20, n°12, pp. 1377–1378.

MITCHUM, R.M. *Glossary of terms used in seismic stratigraphy.* In Seismic stratigraphic application to hydrocarbon exploration. A.A.P.G. Memoir, 1977. pp. 205–212.

MITRA, S. K. et KAISER, J. F. *Handbook for digital signal processing.* Wiley, New York, 1993. 1312 p.

MOYEN, R., MALLET, J.-L., FRANK, T. *et al. 3D parameterization of the 3D geological space - The GeoChron model.* In Proceedings of the 9th Eur. Conf. on the Mathematics of Oil Recovery. Eur. Assn. of Expl. Geophys., 2004. Session : A04.

NEFF, D. B., GRISMORE, J. R. et LUCAS, W. A., Phillips Petroleum Company. *Automatic seismic fault detection and picking.* Brevet Américain 6 018 498, 25 janv. 2000.

NEIDELL, N. S. et TANER, M. T. *Semblance and other coherency measures for multichannel data.* Geophysics, 1971, vol. 36, n°3, pp. 482–497.

NIVLET, Ph. *Prise en compte des incertitudes dans l'interprétation réservoir des données géophysiques.* Thèse Doct. Géosciences. Nancy : Institut National Polytechnique de Lorraine, 2001. 259 p.

O'BRIEN, M. J. et GRAY, S. H. *Can we image beneath salt ?* The Leading Edge, 1996, vol. 15, n°1, pp. 17–22.

O'DOHERTY, R.F. et TANER, M.T. *A method of computing instantaneous frequency and dip.* In Extended abstracts of the 54th Mtg. Eur. Assn. of Expl. Geophys., 1992. pp. 180–181.

PAIRAZIAN, K. *Modélisation 3D des réservoirs pétroliers par l'intégration des données sismiques et géologiques : Approches quantitatives multivariables.* Thèse Doct. Géosciences. Nancy : Institut National Polytechnique de Lorraine, 1998. 147 p.

PARTYKA, G., GRIDLEY, J. et LOPEZ, J. *Interpretational applications of spectral decomposition in reservoir characteriszation.* The Leading Edge, 1999, vol. 18, n°3, pp. 353–360.

PAULSON, K. V. et MERDLER, S. C. *Automatic seismic reflection picking.* Geophysics, 1968, vol. 33, n°3, pp. 431–440.

PEDERSEN, S. I., RANDEN, T., SØNNELAND, L. *et al. Automatic fault extraction using artificial ants.* In Expanded abstracts of the 71st Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., 2002. pp. 512–515.

PEDERSEN, S. I., SKOV, T., HETLELID, A. *et al. New paradigm of fault interpretation.* In Expanded abstracts of the 73rd Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., 2003. pp. 350–353.

PEYTON, L., BOTTJER, R. et PARTYKA, G. *Interpretation of incised valleys using new 3-D seismic techniques : a case history using spectrale decomposition and coherency.* The Leading Edge, 1998, vol. 17, n°9, pp. 1294–1298.

POULTON, M. M. *Neural networks as an intelligence amplification tool : A review of applications.* Geophysics, 2002, vol. 67, n°3, pp. 979–993.

RADOVICH, B. J. et OLIVEROS, R. B. *3-D sequence interpretation of seismic instantaneous attributes from the gorgon field.* The Leading Edge, 1998, vol. 17, n°9, pp. 1286–1293.

RANDEN, T., PEDERSEN, S. et SONNELAND, L. *Automatic extraction of fault surfaces from three-dimensional seismic data.* In Expanded abstracts of the 71st Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., 2001. pp. 551–554.

RANDEN, T., REYMOND, B., SJULSTAD, H.I. *et al. New seismic attributes for automated stratigraphic facies boundary detection.* In Expanded abstracts of the 68th Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., 1998. pp. 628–631.

RIJKS, E. J. H. et JAUFFRED, J. C. E. M. *Attribute extraction : An important application in any detailed 3-D interpretation study.* The Leading Edge, 1991, vol. 10, n°9, pp. 11–19.

ROBEIN, E. *Vitesses et techniques d'imageries en sismique réflexion - Principes et méthodes.* Tech. et Doc., Paris, 1999. 387 p.

ROBERTS, A. *Curvature attributes and thir application to 3-D interpreted horizons.* First Break, 2001, vol. 19, n°2, pp. 85–99.

ROBERTSON, J. D. et NOGAMI, H. H. *Complex seismic trace analysis of thin beds.* Geophysics, 1984, vol. 49, n°4, pp. 344–352.

RUMMERFIELD, B. F. *Reflection quality, a fourth dimension.* Geophysics, 1954, vol. 19, n°4, pp. 684–694.

RUSSEL, B. H. *Using color in seismic displays.* Geophysics, 1992, vol. 11, n°9, pp. 13–18.

SCHEUER, T.E. et OLDENBURG, D.W. *Local phase velocity from complex seismic data.* Geophysics, 1988, vol. 53, n°12, pp. 1503–1511.

SCHNEIDER, W. A. *Developments in seismic data-processing and analysis (1968-1970).* Geophysics, 1971, vol. 36, n°6, pp. 1043–1073.

SHEFFIELD, T. M., BULLOCH, T.E., MEYER, D. *et al. Geovolume visualization and interpretation : Speed and accuracy with auto-tracking.* In Expanded abstracts of the 73rd Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., 2003. pp. 2406–2409.

SHEFFIELD, T. M., D., Meyer, LEES, J. *et al. Geovolume visualization interpretation : Color in 3-D volumes.* The Leading Edge, 1999, vol. 18, n°6, pp. 668–674.

SHERIFF, R. E. *Encyclopedic dictionary of exploration geophysics.* Soc. Expl. Geophys., Tulsa, OK, 1991. 376 p. Geophysical References Series, 1.

SIGISMONDI, M. E. et SOLDO, J. C. *Curvature attribute and seismic interpretation : Case studies from argentina basins.* The Leading Edge, 2003, vol. 22, n°11, pp. 1122–1126.

SIMSPON, A. L. et HOWARD, R. E., Landmark Graphics Corporation. *Method and apparatus for identifying fault curves in seismic data.* Brevet Américain 5 537 320, 16 juil. 1996.

SINVHAL, A. et KHATTRI, K. *Application of seismic reflection data to discriminate subsurface lithostratigraphy.* Geophysics, 1983, vol. 48, n°11, pp. 1498–1513.

SINVHAL, A., KHATTRI, K. N., SINVHAL, H. *et al. Seismic indicators of stratigraphy.* Geophysics, 1984, vol. 49, n°8, pp. 1196–1212.

SONKA, M., HLAVAC, V. et BOYLE, R. *Image Processing, Analysis and Machine Vision.* Chapman and Hall, Cambridge, 1993. 555 p.

SRINIVASAN, K. et IKELLE, L. T. *Short note : Applications of third-order statistics for the automatic time picking of seismic events.* Geophysical Prospecting, 2001, vol. 49, n°1, pp. 155–158.

STARK, T. *Unwrapping instantaneous phase to generate a relative geologic time volume.* In Expanded abstracts of the 73rd Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., 2003. pp. 5019–5022.

STARK, T. J. *Surface slice generation and interpretation : A review.* The Leading Edge, 1996, vol. 15, n°7, pp. 818–819.

TANER, M. T. Attributes revisited [en ligne]. 2001. Disponible sur : http ://www.rocksolidimages.com/pdf/attrib_revisited.htm. *Dernière consultation : 1er sept. 2004.*

TANER, M. T. *Seismic attributes.* Recorder, 2001, vol. 26, n°9, pp. 48–56.

TANER, M. T. et KOEHLER. *Velocity spectra- Digital computer derivation and application of velocity functions.* Geophysics, 1969, vol. 34, n°6, pp. 859–881.

TANER, M. T., KOEHLER, F. et SHERIFF, R. E. *Complex seismic trace analysis.* Geophysics, 1979, vol. 44, n°6, pp. 1041–1063.

TANER, M. T., O'DOHERTY, R. et BAYSAL, E. *Seismic attributes revisited.* In Expanded abstracts of the 64th Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., 1994. pp. 1104–1106.

TANER, M. T. et SHERIFF, R. E. *Application of amplitude, frequency, and other attributes to stratigraphic and hydrocarbon determination.* In Seismic Stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration. A.A.P.G. Memoir, 1977. pp. 301–327.

TARANTOLA, A. *Inverse problem theory, methods for data fitting and model parameter estimation.* Elsevier, New York, 1987. 614 p.

THORE, P., STHUKA, A., LECOUR, M. *et al. Structural uncertainties : determination, management, and applications.* Geophysics, 2002, vol. 67, n°3, pp. 840–852.

TINGDAHL, K.M., BRIL, A. H. et DE GROOT, P. F. *Improving seismic chimney detection using directional attributes.* Journal of Petroleum Science and Engineering, 2001, vol. 29, n°3, pp. 205–211.

VOOSLER, D.A. *Automatic delineation of lateral facies changes in clastic environments.* In Expanded abstracts of the 59th Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., 1989. pp. 803.

VOUTAY, O. *Mise au point d'attributs sismiques pour l'interprétation A.V.O. et 4D des réservoirs pétroliers par analyse en composante généralisée.* Thèse Doct. Géosciences. Nancy : Institut National Polytechnique de Lorraine, 2003. 192 p.

WHITE, R. E. *Properties of instantaneous seismic attributes.* The Leading Edge, 1991, vol. 10, n°7, pp. 26–32.

Résumé

Les images issues de l'acquisition sismique tridimensionnelle constituent la principale source d'information dans la géomodélisation des réservoirs pétroliers. Dans ce mémoire, nous proposons plusieurs algorithmes pour automatiser la tâche longue et difficile que constitue leur interprétation. Leur implémentation au sein du géomodeleur gOcad a permis de poser les bases d'une première station d'interprétation .

Une approche continue du signal sismique nous permet, en premier lieu, de calculer précisément les principaux attributs sismiques géométriques, de formuler analytiquement les attributs instantanés et de réaliser un filtre de lissage des horizons sur la sismique.

Deux grandes applications de ces attributs sont étudiées dans un second temps. La première consiste à combiner les attributs en faciès sismiques, plus facilement interprétables par le géologue. Une méthode de segmentation utilisant l'A.C.P. et les nuées dynamiques a été réimplémentée, tandis qu'une nouvelle méthode basée sur des cartes d'interpolation a été développée spécialement pour le calcul des méta-attributs.

La seconde application est le pointé des surfaces utilisées dans la construction du modèle structural du réservoir. Deux nouvelles techniques d'extraction automatique des horizons sismiques sont proposées, l'une utilisant une approche continue du signal, l'autre basée sur une recherche de motifs multi-attributs. Ces méthodes sont accompagnées d'outils d'éditions permettant à l'utilisateur de contrôler son travail. Le pointé des failles est également abordé, essentiellement sous un angle bibliographique, avec l'implémentation de deux méthodes de la littérature.

Mots-clés: sismique, interprétation, attribut, faciès, pointé automatique, géomodélisation

Abstract

Three dimensional seismic data are the main source of information in the geomodelisation of oil reservoirs. In this thesis, we propose several algorithms to automate their interpretation, which is a long and difficult task. This work led to a first interpretation station in the gOcad geomodeling software.

A continuous approach of the seismic signal allows us, in a first time, to compute accurately the main geometrical seismic attributes, to analytically formulate the instantaneous attributes and to realize a filter to smooth the horizons on the seismic picture.

In a second time, two main applications of these attributes are studied. The first one consists in combining the attributes in seismic facies, more easily interpretable by geologists. A segmentation method, using P.C.A. and moving centers, has been reimplemented, while a new method based on interpolation maps has been specially developed for meta-attributes computation.

The second application is the picking of surfaces used in the building of the reservoir structural model. Two new techniques of autopicking of seismic horizons are proposed, the first using a continuous approach of the signal, the second one based on a multi-attributes pattern tracking. Editing tools are joined, to give the interpreter a control of his work. Fault autotracking is also approached, essentially on a bibliographical angle, with the implementation of two methods of the literature.

Keywords: seismic, interpretation, attribute, facies, autopicking, geomodelisation

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
Laboratoire d'Infographie et d'Analyse de Données
Rue du Doyen Marcel Roubault - 54500 Vandœuvre

INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE
DE LORRAINE

AUTORISATION DE SOUTENANCE DE THESE
DU DOCTORAT DE L'INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

o0o

VU LES RAPPORTS ETABLIS PAR :

Madame Frédérique FOURNIER, Ingénieur de Recherche, Institut Français du Pétrole, Rueil-Malmaison

Monsieur Pierre THORE, Ingénieur, Total, Pau

Le Président de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, autorise :

Monsieur LABRUNYE Emmanuel

NANCY BRABOIS
2, AVENUE DE LA
FORET-DE-HAYE
BOITE POSTALE 3
F - 54501
VANŒUVRE CEDEX

à soutenir devant un jury de l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE, une thèse intitulée :

"Extraction automatique d'information géologique à partir d'images sismiques tridimensionnelles"

en vue de l'obtention du titre de :

DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Spécialité : « **Géosciences** »

Fait à Vandoeuvre, le 14 octobre 2004
Le Président de l'I.N.P.L.
L. SCHUFFENECKER

TEL. 33/03.83.59.59.59
FAX. 33/03.83.59.59.55

Résumé

Les images issues de l'acquisition sismique tridimensionnelle constituent la principale source d'information dans la géomodélisation des réservoirs pétroliers. Dans ce mémoire, nous proposons plusieurs algorithmes pour automatiser la tâche longue et difficile que constitue leur interprétation. Leur implémentation au sein du géomodeleur gOcad a permis de poser les bases d'une première station d'interprétation .

Une approche continue du signal sismique nous permet, en premier lieu, de calculer précisément les principaux attributs sismiques géométriques, de formuler analytiquement les attributs instantanés et de réaliser un filtre de lissage des horizons sur la sismique.

Deux grandes applications de ces attributs sont étudiées dans un second temps. La première consiste à combiner les attributs en faciès sismiques, plus facilement interprétables par le géologue. Une méthode de segmentation utilisant l'A.C.P. et les nuées dynamiques a été réimplémentée, tandis qu'une nouvelle méthode basée sur des cartes d'interpolation a été développée spécialement pour le calcul des méta-attributs.

La seconde application est le pointé des surfaces utilisées dans la construction du modèle structural du réservoir. Deux nouvelles techniques d'extraction automatique des horizons sismiques sont proposées, l'une utilisant une approche continue du signal, l'autre basée sur une recherche de motifs multi-attributs. Ces méthodes sont accompagnées d'outils d'éditions permettant à l'utilisateur de contrôler son travail. Le pointé des failles est également abordé, essentiellement sous un angle bibliographique, avec l'implémentation de deux méthodes de la littérature.

Mots-clés: sismique, interprétation, attribut, faciès, pointé automatique, géomodélisation

Abstract

Three dimensional seismic data are the main source of information in the geomodelisation of oil reservoirs. In this thesis, we propose several algorithms to automate their interpretation, which is a long and difficult task. This work led to a first interpretation station in the gOcad geomodeling software.

A continuous approach of the seismic signal allows us, in a first time, to compute accurately the main geometrical seismic attributes, to analytically formulate the instantaneous attributes and to realize a filter to smooth the horizons on the seismic picture.

In a second time, two main applications of these attributes are studied. The first one consists in combining the attributes in seismic facies, more easily interpretable by geologists. A segmentation method, using P.C.A. and moving centers, has been reimplemented, while a new method based on interpolation maps has been specially developed for meta-attributes computation.

The second application is the picking of surfaces used in the building of the reservoir structural model. Two new techniques of autopicking of seismic horizons are proposed, the first using a continuous approach of the signal, the second one based on a multi-attributes pattern tracking. Editing tools are joined, to give the interpreter a control of his work. Fault autotracking is also approached, essentially on a bibliographical angle, with the implementation of two methods of the literature.

Keywords: seismic, interpretation, attribute, facies, autopicking, geomodelisation

---

Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques
Laboratoire d'Infographie et d'Analyse de Données
Rue du Doyen Marcel Roubault - 54500 Vandœuvre