

行政院及所屬各機關出國報告

(出國類別：研習)

震測岩性分析訓練研討

服務機關：中國石油公司探採研究所

出國人職稱：地球物理探勘師

出國地區：美國

出國期間：92 年 7 月 6 日至 7 月 11 日

報告日期：92 年 8 月 20 日

目錄

摘要.....	1
一、 研究目的.....	2
二、 研究過程.....	2
三、 研究心得.....	3
(一) 井下測錄分析.....	3
1. 頁岩比例 (Shale Fraction)	3
2. 孔隙率.....	5
3. Volume Fraction.....	10
4. 水飽和率.....	12
5. 聲波阻抗.....	13
6. 速度.....	13
7. 密度.....	14
(二) 震測資料之前處理.....	15
(三) 震測漣波萃取.....	17
1. Deterministic—震測資料受井下測錄束縛之解.....	17
2. 統計法—震測資料不受任何束縛之解.....	18
(四) 震測逆推 (震測描線)	20
1. Recursive Inversion.....	20
2. Optimised Inversion.....	20
3. Sparse Spike Inversion.....	25
(五) 震測特性與岩石物性分析.....	27
1. 聲波阻抗.....	27
2. 合成聲波速度剖面.....	27
3. 震測特性.....	27
4. 震測特性分類圖之應用.....	30
5. AVA 分析及 Cluster 分析.....	35
6. 孔隙率之預測.....	41
四、 建議.....	41
五、 參考文獻.....	42

摘要

「地層封閉評估技術研究」，其重點之一即在將傳統震測資料層序界面的解釋，強化為地層內岩性及孔隙率或孔隙內流體等物理特性的解釋，亦即「震測岩性分析」的技術。震測岩性分析技術，乃結合并下資料及震測資料，進行區域性地層聲波阻抗或合成聲波速度的逆推，並應用井下資料岩石物理的分析，將震測逆推結果進行孔隙率估算。震測逆推估算之岩石物性，和多種震測特性進行主徵分析(Principle Component Analysis)及點群分析(Cluster Analysis)，便可應用於震測岩性之預測。震測岩性預測工作流程中各分析項目，本報告整合訓練課程內容、個人過去的工作經驗、及其他相關參考文獻，概述其原理、方法或其應用。

無論是 AVA 分析或是震測推，真振幅的保留均是重要的前序工作，過去的分析工作並未特別強調這些相關前處理的重要性，本報告中之震測資料前處理流程及注意事項，值得日後相關工作參考，並建議相關工作人員在震測資料前處理階段，應參與監控品質的工作，對所分析的資料品質有所熟悉，以利分析工作的進行。

震波特性的分析，過去最常分析的是複波線相關的特性，但大多經由觀察個別展示剖面來解釋岩石物性或油氣相關特性。中國石油公司過去在這方面的發展及應用不多，宣大衡博士首次在其論文中應用因子分析(主徵分析)及點群分析，將震測剖面之多重震波特性影像壓縮或分類，以便在最終剖面上辨識油氣相關異常。對三維震測資料而言，尤其是探勘中盆地，沿著解釋的層位或層序界面間進行多重震波特性主徵分析及點群分析，最終之分類圖(classification map)可回饋解釋人員作震測層序古沉積環境分析或儲集岩預測，未來研究工作可在這方面加強發展。

一、研究目的

「地層封閉評估技術研究」，其重點之一即在將傳統震測資料層序界面的解釋，強化為地層內岩性及孔隙率或孔隙內流體等物理特性的解釋，亦即「震測岩性分析」的技術。震測岩性分析技術，乃結合井下資料及震測資料，進行區域性地層聲波阻抗或合成聲波速度的逆推，並應用井下資料岩石物理的分析，將震測逆推結果進行孔隙率估算。震測逆推估算之岩石物性，和多種震測特性進行分類及 Cluster 分析，便可應用於震測岩性之預測。此技術在過去台灣地區油氣探勘上甚少有完整的發展及應用，此出國研習計畫期能強化「震測岩性分析」技術發展的完整性，達成「地層封閉評估技術研究」計畫建立技術的目標。

二、研究過程

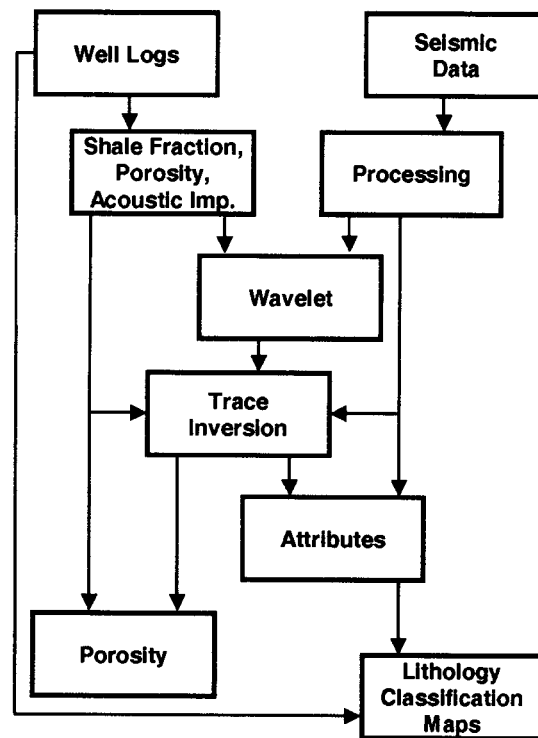
七月六日由中正機場啟程，當日達達休士頓。七月七日至七月九日，在 Richmond Street 之 Knowledge Development Center 參加 PAIS Geophysical 震測岩性訓練研討，由 David Marsden 博士主講，研習內容如下：

- 1．震測岩性分析及預測前，相關資料的準備或前處理。
- 2．岩石物理相關井下資料之計算、分析。
- 3．萃取最佳、穩定之波。
- 4．震測逆推的應用、聲波阻抗處理。
- 5．三十種以上震測特性的概述及應用。
- 6．結合聲波阻抗及各種震測特性應用於油氣探勘。
- 7．以分類法 (Classification Methods) 建立岩性指標。
- 8．電腦實務操作。

七月十日由休士頓返程，七月十一日返抵中正機場。

三、研究心得

震測岩性預測分析技術乃井下岩石物理分析計算、震測逆推、各種震測特性之因子分析(factor analysis)、點群分析(cluster analysis)等技術之整



合應用，其流程如下圖所示：

流程中相關的分析工作，說明如下：

（一）井下測錄分析

應用震測逆推進行區域性震測岩性預測及孔隙率估算時，井下測錄之頁岩比率(Shale Fraction)、孔隙率、水飽和率、Volume Fraction、聲波阻抗、及速度之計算及相關修正，十分重要，以下分別針對這些井下測錄之計算及相關修正，說明如下：

1. 頁岩比率

岩層中頁岩比率(Shale Fraction)或頁岩體積含量為儲集岩優良度之指標，亦為修正孔隙率及計算水飽和率之重要岩性參數，良好之儲集岩，通常具較低之頁岩比率。頁岩體積，乃由乾黏土、粉砂

岩 (silt) 及 clay bound water 組合成。頁岩體積含量或頁岩比率可由數種不同之方法計算，決定於井下測錄具備之種類及基岩之特性：

(1). 伽瑪線測錄計算頁岩比率

a. 岩層中砂岩不具放射性時 (用自然伽瑪射線測錄計算)

$$GRI = (GR_{obs} - GR_{clean}) / (GR_{shale} - GR_{clean})$$

$$Shale\ Fraction = 0.33 * (4^{GRI} - 1); GRI \text{ 為伽瑪射線指示 (index)}$$

如果井孔太大、或泥漿比重太高時 GR_{obs} 需先修正，亦即

$$GR_{cor} = GR_{obs} * (1 + 0.04 * (mwt - 8.3)) * (1 + 0.06 * (cal - 8))$$

mwt：泥漿比重，單位為 lb/US gal

cal：井孔大小，單位為英寸

$$GRI_{cor} = (GR_{cor} - GR_{clean}) / (GR_{shale} - GR_{clean})$$

—Ranson, R.C., 1995, Practical formation evaluation, John Wiley & Sons, Inc.

當井下自然伽瑪射線測錄並無 Clean Sand 之讀值 (GR_{clean}) 時，可由以下步驟估算 GR_{clean} ：

(a) 計算 Lithology Parameter (N)

$$N = (1.0 - \Phi_{neutron}) / (\rho_{bulk} - 1.0)$$

(b) Lithology Parameter (N) 及伽瑪射線值做交叉圖

(c) 擬合趨勢線，估計 GR_{shale} 及 GR_{clean} 值

b. 岩層中砂岩具放射性時，需用 Spectral Gamma Ray (伽瑪射線頻譜測錄) 計算

一些含長石砂岩或雲母質砂岩可能含高量之鉀同位素 (potassium isotopes), 此時 Thorium Spectral Curve 便可用來計算頁岩比率：

$$\text{Th Curve} \quad F_{shTH} = (TH - TH_{clean}) / (TH_{shale} - TH_{clean})$$

$$\text{K Curve} \quad F_{shK} = (K - K_{clean}) / (K_{shale} - K_{clean})$$

(2). 自然電位 (SP) 計算

$$F_{shSP} = (SP - SP_{clean}) / (SP_{shale} - SP_{clean})$$

(3).Density-Neutron 交叉圖計算 (但 Wet Clay Point 必須先定義—見第 6 頁)

$$F_{shDN}=(\Phi_N-\Phi_D)/(\Phi_{NWC}-\Phi_{DWC})$$

Φ_N :Nutron 測錄計算之孔隙率

Φ_D :Density 測錄計算之孔隙率

Φ_{NWC}, Φ_{DWC} : Density-Neutron 交叉圖上 Wet Clay Point 值

(4).Density-Sonic 交叉圖計算 (但 Wet Clay Point 必須先定義)

$$F_{shDS}=(\Phi_S/cp-\Phi_D)/(\Phi_{SWC}/cp-\Phi_{DWC})$$

$$cp=MAX(1.0, \delta t_{sh}/100) \quad \delta t \text{ 之單位為 msec/ft}$$

2. 孔隙率

(1) 由 gamma-gamma density log 計算

$$\Phi_D=(\rho_m-\rho_B)/(\rho_m-\rho_F)$$

ρ_M : matrix density; ρ_F : fluid density

一般而言, gamma-gamma density 測錄只針對目標層施測, 量測值對泥漿比重的變化及井孔直徑大小很敏感。當基岩包含黏土、儲集岩之水飽和率不是 100%、或基岩為混合的岩性時, density log 需個別進行黏土修正 (Clay Corection) 水飽和率修正、及 Matrix 修正後, 再進行孔隙率的計算。

a. 黏土修正: $F_{sh}*(\rho_m-\rho_{sh})$

b. 水飽和率修正: $(1-S_w)*(\rho_w-\rho_h)$

c. Matrix 修正: 對 Mixed Lithology 而言, $\rho_M = \sum(F_i * \rho_i)$

F_i 為混合基岩中各組成成分所佔體積百分比

$$\Phi_D = [(\rho_m - \rho_B) - F_{sh} * (\rho_m - \rho_{sh})] / [(\rho_m - \rho_F) + (1 - S_w) * (\rho_w - \rho_h)]$$

在施測 density log 的同時, PEF Log 或 LithoDensity Log 可同時施測, 量度 Alpha 粒子, 用以區別混合基岩中砂岩、石灰岩及白雲岩。

(2) 由 Neutron log 計算

對石灰岩及砂岩而言，可由 Neutron log 直接讀取孔隙率值。以 Neutron log 計算之孔隙率，會受到井孔大小、地層頁岩及氣含量的影響。

(3) 由 sonic log 計算

$$\Phi_S = (\delta t_{OBS} - \delta t_m) / (\delta t_f - \delta t_m)$$

用 sonic log 計算孔隙率時，亦需個別進行黏土修正、水飽和率修正、及 Matrix 修正後，再進行孔隙率的計算。

$$\Phi_S = [(\delta t - \delta t_m) - F_{sh} * (\delta t_{sh} - \delta t_m)] / [(\delta t_f - \delta t_m)] + (1 - S_w) * (\delta t_h - \delta t_f) \quad \text{And } \delta t_m = \sum (F_i * \delta t_i)$$

參考資訊：www.spec2000.net

以上三種井下測錄所計算之孔隙率，對同一取樣點而言，其值各異，經由以下幾種交叉圖的分析，得以結合這三種井下測錄所計算之孔隙率，估算岩層之有效孔隙率 (effective porosity) 及總孔隙率 (total porosity)。

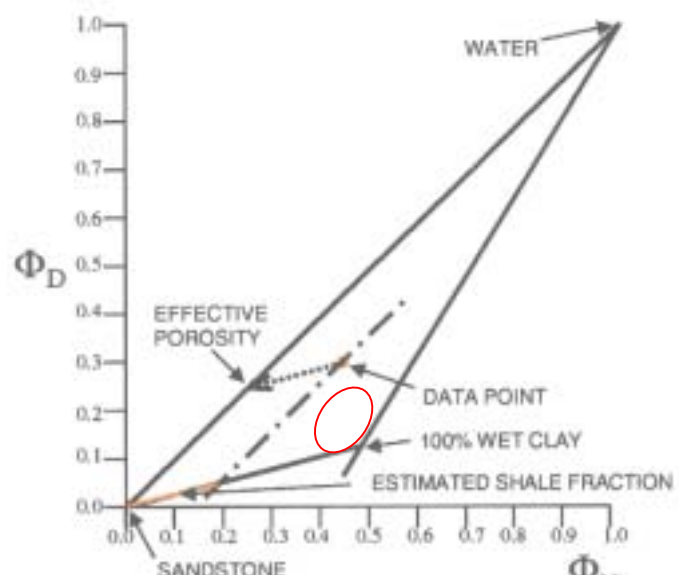
有效孔隙率 (Φ_e) — 原生水(connate water)及油氣所佔之孔隙率

非有效孔隙率 (Φ_{ne}) — bound water 所佔之孔隙率

總孔隙率 (Φ_t) — 地層中原生水(connate water)、hydrocarbon 及 bound water 所佔之孔隙率

Porosity – Ternary Diagram

1. Water bound to clays affects the measurement.
2. The wet clay point is found by plotting points with a high gamma-ray value.
3. Any data point projected parallel to the sandstone-wet clay line defines effective porosity for that sample point.
4. Effective porosity is the porosity of the pore spaces. This may be subdivided into useful macro-porosity and useless micro-porosity.



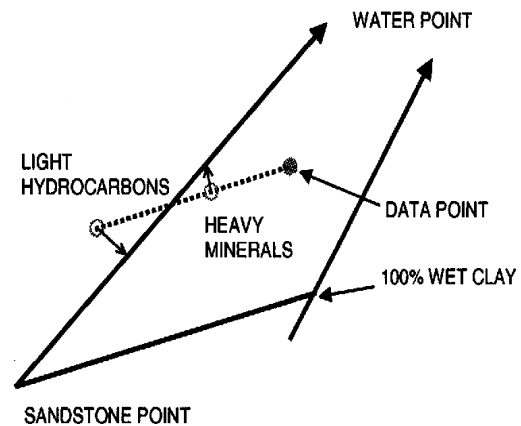
虛線黑色箭頭平行於深黃色線，紅色橢圓為 $F_{sh} > 70\%$ 之資料點

Porosity – Ternary Diagram

Making the clay corrections using an independent estimate of the shale fraction will not necessarily place the point on the line of unit slope.

The position will be influenced by the presence of heavy minerals which will generally require the point to move up whilst light hydrocarbons will require the point to be corrected downwards.

The PEF curve can be used as an independent measure of the sand, limestone and dolomite percentages and be used to correct for these separately.



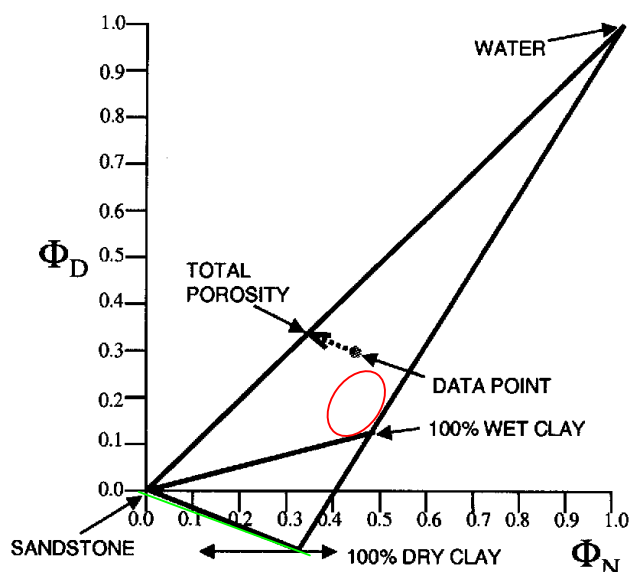
當基岩含油氣時，取樣點 (Φ_D, Φ_N) 之分佈會向上遠離 Sand Point 和 Water Point 之連線，需向下修正；當基岩含 Heavy Mineral 時，取樣點 (Φ_D, Φ_N) 之分佈會向下遠離 Sand Point 和 Water Point 之連線，需向上修正。

Porosity – Ternary Diagram

The dry clay point is determined from tabulated values for the bulk density and matrix density of shales.

Φ_D varies depending on the mineralogy and varies between about -0.12 and -0.18. The point moves parallel to the Φ_N axis.

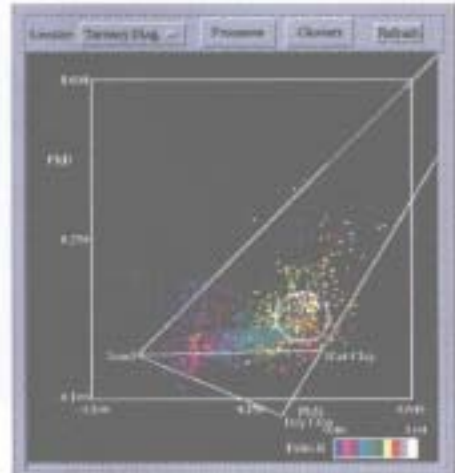
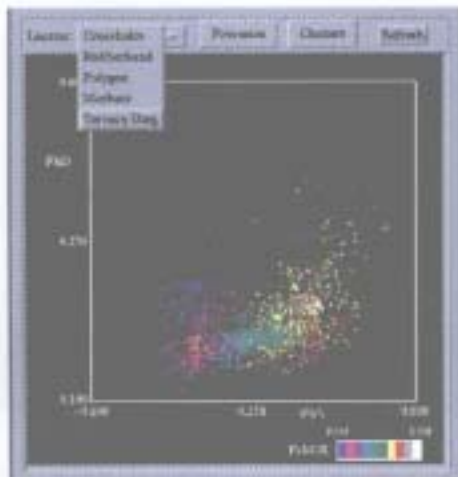
Projecting a data point parallel to the sandstone – dry clay line to intersect the sandstone water line determines the total porosity.



虛線黑色箭頭平行於淺綠色線，紅色橢圓為 $F_{sh} > 70\%$ 之資料點

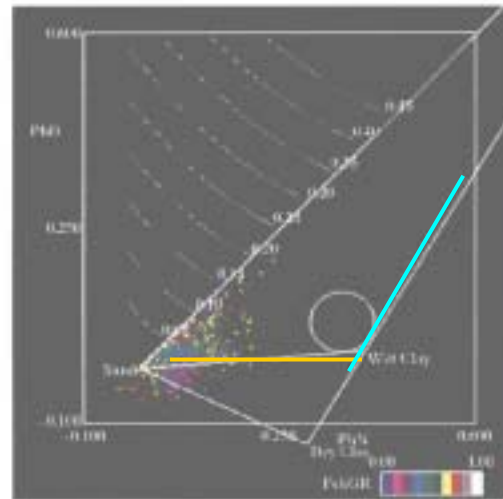
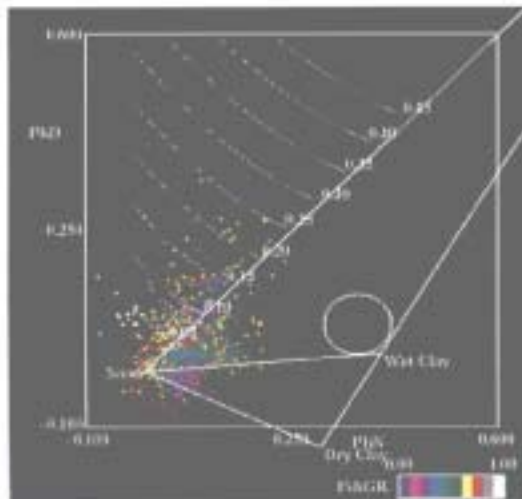
Porosity

The measurements are first corrected for shaliness. The wet clay point can be found by only plotting data points with a high shale fraction. The ellipse represents 1 SD for data $F_{sh} > 70\%$



Porosity

The values are then corrected for the gas effect.

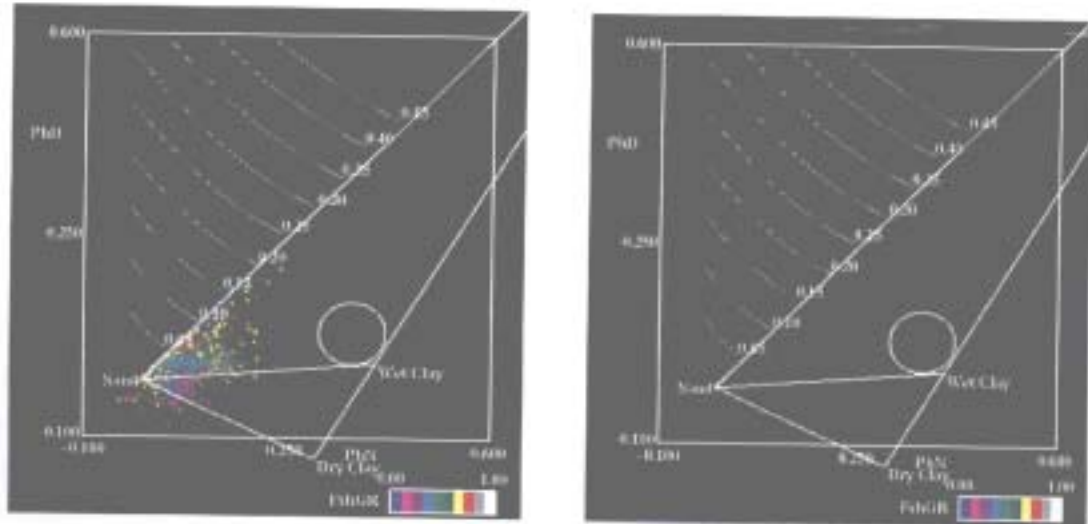


The Workshop 1 manual details many of the equations used for the corrections

黃色及淺藍色線與白色橢圓之切線平行，兩線之交點為 Wet Clay Point

Porosity

Lastly the matrix and heavy mineral correction



The corrected points lie on the sand-water line of unit slope.

圖左為經 Gas Effect 修正後之(ϕ_D , ϕ_N)交叉圖,圖右為再經 Heavy Mineral 及 Matrix 修正後之 (ϕ_D , ϕ_N) 交叉圖。

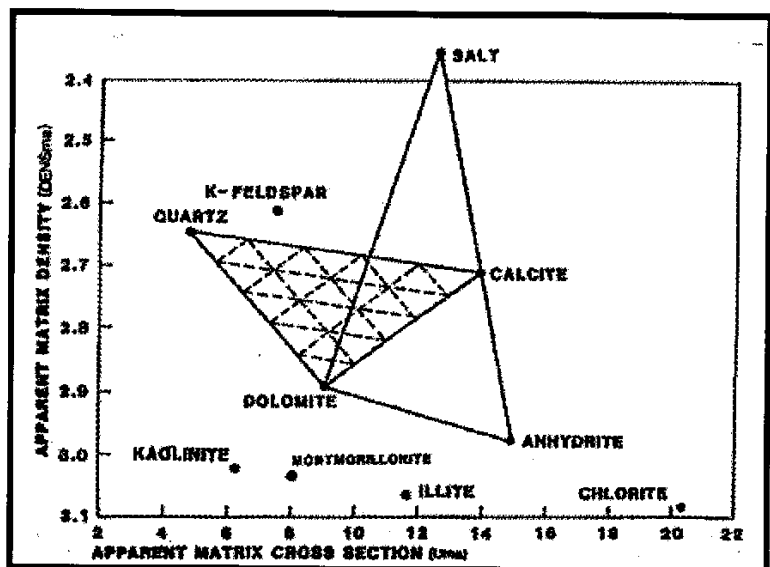
3. Volume Fraction

經過以上之各項校正 (Clay correction, Gas Effect Correction, Heavy Mineral Correction) 及分析後, 伽瑪射線測錄、Neutron log、或 sonic log 可估算出一致的有效孔隙率及總孔隙率, Volume Fractions: 基岩中頁岩體積百分比、除頁岩外之其他岩性體積百分比 (砂岩、石灰岩、白雲岩、惑重礦物) 及有效孔隙率之體積百分比, 即可初步獲得。如果有 PEF Log (Lithology-Density Log) 的情況下, 尚可進一步作 Mineral Correction, 得到更正確之 Volume Fractions.

Mineral Correction

Matrix fractions in a two or three mineral matrix are found from the position of the data points on plots such as the one shown here.

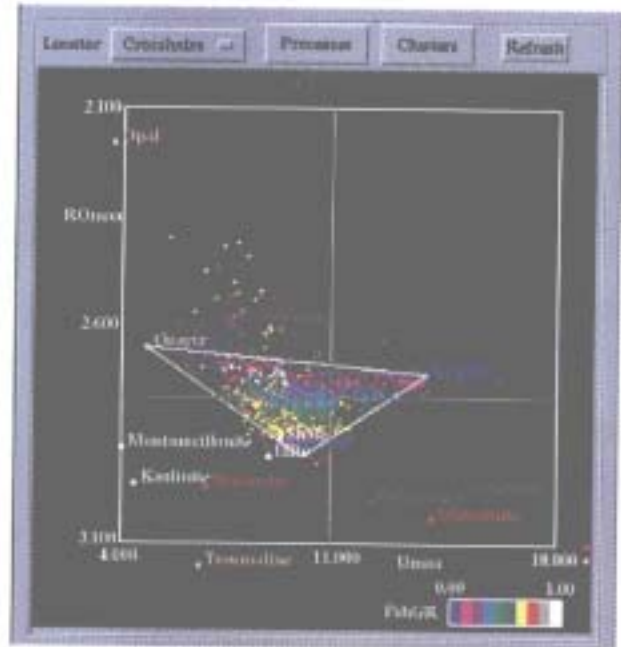
Once the percentages of the mineral are known the F_{sand} , F_{lstn} and F_{dol} are determined and the heavy mineral correction re-computed and applied.



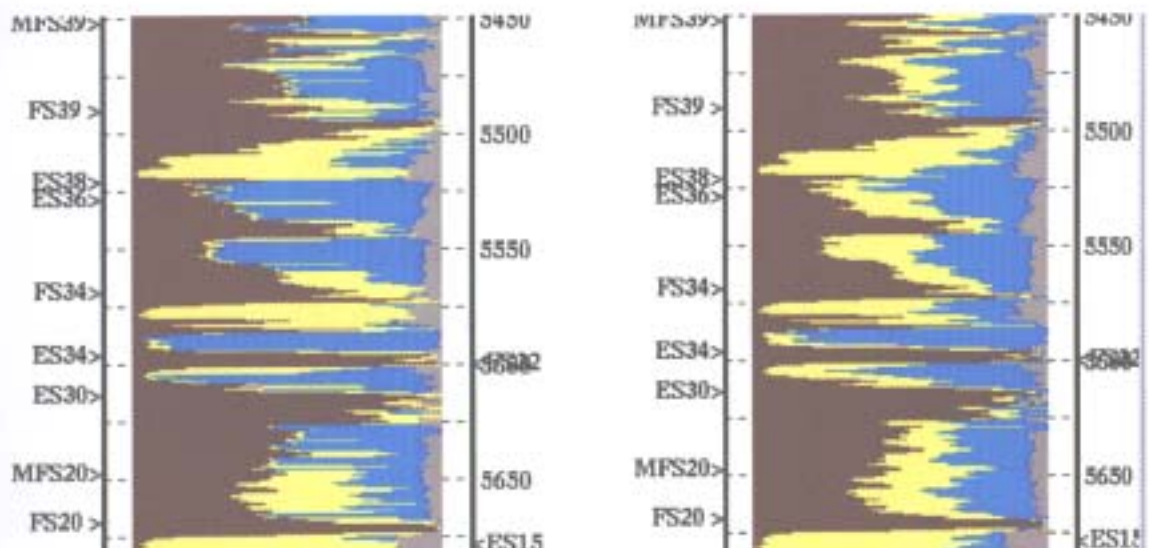
Mineral Correction

Note that the shale and dolomite points at the downward tip of the triangle are almost identical. This requires a priori knowledge of the minerals from, say, the mud log.

For this data the sand / calcite percentages are revised.



Volume Fractions



左圖為 Mineral Correction 前之 Volume Fractions , 右圖為 Mineral Correction 後之 Volume Fractions。

4. 水飽和率

Archie's Equation:

$$F = 1 / \Phi_t^m, \quad R_o = F * R_{WZ}, \quad S_{wt}^n = R_o / R_t$$

R_{WZ} : Composite Resistivity ;

$$1 / R_{WZ} = \Phi_e / (\Phi_t * R_w) + \Phi_{ne} / (\Phi_t * R_{wb})$$

(Φ_e : 有效孔隙率 ; Φ_{ne} : 非有效孔隙率 ; Φ_t : 總孔隙率 ;

R_w : Connate Water Resistivity ; R_{wb} : Bound Water Resistivity)

F : Formation Resistivity Factor

m : Cementation Factor (1.3~2.3) , 或 Porosity Exponent

S_{wt} : Water Saturation in Total Pore Space (1, in wet sand)

n : Saturation Exponent (~1.8 in sand and ~2.0 in carbonate)

R_t : True Resistivity of Rock, i.e. deep induction

$$S_{wt}^n = F * R_{WZ} / R_t \rightarrow F = R_t / R_{wa} \rightarrow S_{wt}^n = R_{WZ} / R_{wa}$$

一般對 water wet 的岩層而言 , $n=2 \rightarrow S_{wt} = \sqrt{R_{WZ} / R_{wa}}$

$R_{wa} = R_t * \Phi_t^m$ m 可由 $\log R_t$ 和 $\log \Phi$ 之交叉圖上之 Slope 決定

R_{WZ} 則可由以下之 R_{wa} 和 F_{shGR} (伽瑪射線測錄計算之頁岩百分比率)

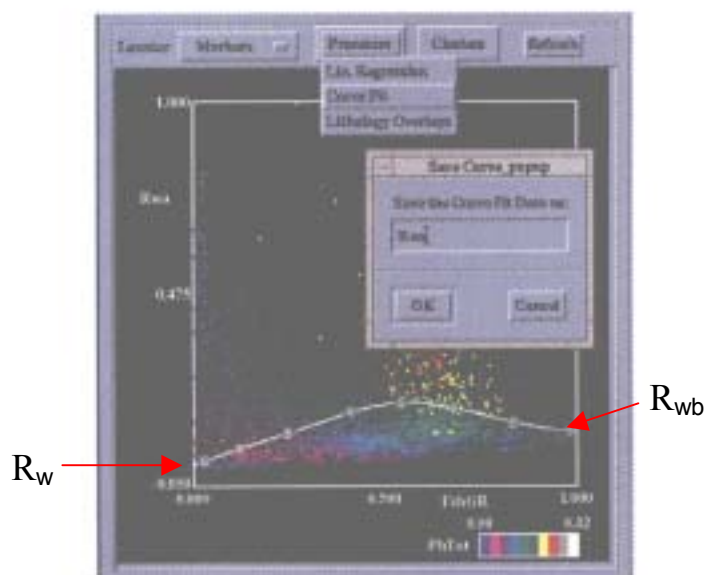
交叉圖所分析之 R_w 及 R_{wb} 計算之。

Dual Water – Dual Porosity

An R_{WZ} trend is defined.

R_w is estimated from the trendline at $F_{shGR}=0$ and R_{wb} is estimated from the trendline when $F_{shGR}=1$

R_w is also found from DST samples



5. 聲波阻抗

聲波阻抗測錄乃由 Density Log 及 Velocity Log 相乘所得，而 Velocity Log 又由聲波測錄經 checkshot 資料校正後所得。當地層界面上、下有聲波阻抗差異時，震波能量方能在此界面反射至地表，為受波器接收。地質界面存在速度差異很大、卻無聲波阻抗差異的情形，如北海盆地南部之 Bunter/Zechstein 地層界面，這種地層界面在建立速度模型，作 Depth Imaging 或 Depth Conversion 時又特別重要。由聲波阻抗測錄所計算之合成震波，乃假設震波傳遞為垂直入射波，亦即 Incidence Angle 為零。

6. 速度

聲波測錄常在地表下數百公尺才開始施測，也因此需經 checkshot 資料校正後，才能得到較正確之 Velocity Log。聲波測錄在某一段地層內累計的時間（Tick Marks，每一 Tick Mark 為一個 micorsecond）及地層的厚度，可用來計算該段地層的平均速度。聲波測錄在用來計算速度測錄及聲波阻抗之前，必須先將 Noise 或 Cycle Skip 所造成之 Spikes 移除，否則將造成速度誤差及合成震波比對的困難。Full Waveform Sonic Log 除了提供傳統之 P 波聲波測錄，另提供 S 波聲波測錄（Shear Log）及 Stoneley Log。當井孔附近地層之 S 波速度小於泥漿之 P 波速度時，震波是無法被轉換為 S 波（mode conversion）。Stoneley Log 可用於計算地層之 Permeability Log 及偵測地層裂縫（natural fractures），Shear Log 則用於計算 AVA 分析（振幅支距分析）所需之 V_p/V_s 值。當聲波測錄缺失時，可將電阻測錄用以下兩種公式估算：

a. Fault's Formula

$$V_{\text{mod}} = K1 \times R_s^{1/K2} \times Z^{1/K3}$$

R_s : shallow reading resistivity log ; Z : depth

$K1, K2, K3$: constant determined by regression analysis from other wells

$K1 = 2000 \sim 3400$, if depth measured in feet

K2 and K3 = 6 for young clastic sequences

b. Smith Formula

$$1/V_{\text{mod}} = K_4 \times R_s^{K_5}$$

K4, K5 are constants determined by regression analysis for other wells

7. Density Log

Density Log 為計算聲波阻抗測錄所必須，卻常常僅在目標層施測，這種情形下，可用以下之方法 估算缺失之 Density Log：

a. $V_p = [(K_a + 4 \eta_a/3) \rho_a]^{1/2}$ （根據岩石物理學）

K_a : apparent or average Bulk Modulus

η_a : apparent Shear Modulus of the rock

ρ_a : apparent Density of the rock

b. $\rho = 0.23V^{0.25}$ (V in Kft/sec; 根據經驗公式)

或 $\rho = 1.741V^{0.25}$ (V in m/sec; 根據經驗公式)

c. 根據已知 Density Log 和深度關係擬合之方程式，以外插方式估算位測量深度之 Density

c. Gardener Equation

d. 直接由 Velocity Log 估算聲波阻抗 (Lindseth's Relationship)

$$V = 0.308(\text{Imp}) + 3460 ; \text{ Imp : 聲波阻抗}$$

這種聲波阻抗和速度關係的導入，乃利用 Gardener Equation，雖然簡單，但不利於震測逆推反演。

(二) 震測資料之前處理

用於進行震測逆推之震測資料，應符合以下震測資料處理的條件：

- 頻寬盡可能寬
- 保留真振幅
- 避免 Coherent 及 random 雜訊
- 正確的移位處理
- 震測資料所含漣波為零相位或最小相位，且在震測逆推處理之時間視窗內，保持不變。

1. 海域震測資料處理流程

- (1) 震源信號之去迴旋處理
- (2) 去除炸點雜訊
- (3) Scaling

Velocity dependant scaling may boost multiple amplitude, if so , use t^2 scaling.

a. Inverse Distance Scaling 或 Spherical Divergence Correction

$$A_t = A_0 \times b/r$$

A_0 : amplitude at time zero

A_t : amplitude at time t

b : attenuation coefficient

b. Transmission Loss Scaling

$$A_t = A_0 \times e^{(-ar)}$$

a 可由 VSP 資料量，或由震測資料依據下式估算：

$$a = \{ \ln \{ A(r1)/A(r2) \} \} / (r2-r1)$$

ref: Iverson, W.P., 1987. Coming attenuation by Q and spherical divergence: Geophysics, v. 52, no. 6, p. 740.

→ a 及 b 兩項振幅修正，可合而為一

$$A_t = A_0 \times (b/r) e^{(-ar)}$$

* 一般而言，高頻比低頻的振幅衰減的快，震測資料中漣波也因此無法保持固定不變。為補償高頻較快速的頻散作用

(attenuation), scaling 可個別加於不同帶通視窗後, 再將這些不同帶通視窗的資料合併, 也就是所謂 Time Variant Spectral Whitening。

- (4) Predictive 解迴旋處理 (unit prediction lag)
- (5) 去除 Coherent 雜訊
- (6) 速度分析
- (7) DMO 及(或)重合前時間移位處理
- (8) 速度分析
- (9) NMO 修正
- (10) Range limited stack—重合前各震測描線之振幅需一致
- (11) 應用 Coherency Filter 去除 random noise
- (12) 最小相位去迴旋處理, 使振幅頻譜盡可能變平。
- (13) Time variant spectral whitening
- (14) 重合後時間移位處理

* 在作去除雜訊的處理時(步驟 2,5,11), 盡量避免用 f-k Filter, 通常這種濾波器會造成振幅的失真。

2. 陸域震測資料處理流程

- * 上述流程(1) 震源信號之去迴旋處理, 對震盪震源震測資料(vibroseis data)而言, 在 spiking deconvolution 前, 需將 Klauder 漣波轉為對等之最小相位漣波; 對炸藥震源震測資料而言, 需將混合相位漣波轉為對等之最小相位漣波。
- * 上述流程(3)及(4), 需用地表一致性 scaling 及解迴旋處理(deconvolution)
- * 上述流程(8)在第二次速度分析後, 作地表一致性剩餘靜態修正, 其後再作第三次速度分析。

(三) 震測漣波萃取

震源漣波經傳遞地下地層結構再反射回地表為接收器紀錄為震測描線的過程，可以迴旋模型代表之，亦即震源漣波和代表地層結構的時間域反射係數序列進行迴旋運算，即可得震測描線時間序列。漣波萃取乃震測逆推之首要工作，一但漣波的資訊取得，即可以此漣波進行解迴旋逆向運算，獲得地層結構的時間域反射係數序列、進而將其積分而得聲波阻抗資訊。反射漣波的萃取與合成震波的比對是交相循回應用與解析的，聲波測錄與 Density Log 計算反射係數，並與初起萃取之漣波做迴旋運算，運算所得合成震波經平移、壓縮、或伸展，以比對及 match 實際震測描線，減小合成震波與實際震測描線間之差異，其後再次萃取並更新漣波，直至合成震波與實際震測描線間之差異小至可接受的誤差範圍。漣波的萃取可有以下不同之理論及方法：

1. Deterministic (直接法) — 震測資料受井下測錄束縛之解 (constraint method)

(1).Spectral Division 法—在頻率域進行計算、不需對漣波的相位有任何假設、但其結果受雜訊影響

$$\text{Wavelet} = \text{Trace} / \text{Reflectivity from Well}$$

$$\text{頻率域漣波之振幅} : A_w(f) = A_s(f) / A_r(f)$$

$$\text{頻率域漣波之相位} : \phi_w(f) = \phi_s(f) - \phi_r(f)$$

(2).Wiener Filter 法—在時間域進行計算、漣波受零相位或最小相位假設的限制

$$\begin{cases} \text{Reflectivity} = \text{Trace} * \text{Operator} & * : \text{convolution} \\ \text{且 } \text{Operator} * \text{Wavelet} = 1 \end{cases}$$

此法最早在 Oldenberg et al (1981)及 Treitel and Lines (1982)的文章中被討論，上述運算子(operator)的係數，可用 Levinson 遞歸法解一系列聯立方程式而得，一但運算子的係數求得，漣波亦可求得。

(3).最小二乘逆推法

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{Error} = \sum (\text{trace} - \text{model trace})^2 \\ \text{model trace} = \text{well reflection coefficients} * \text{wavelet} \end{array} \right.$$

此法早在 Cooke and Sneider (1983) 及 Lines and Treitel (1985) 的文章中敘述，但均需假設或選擇可能之漣波模型，以減少計算參數之總數，一但漣波模型選定，即可計算使誤差最小之最佳漣波參數。常用的漣波模型包括以下幾種：

- a. Zero Phase Wavelet - Ricker Wavelet
- b. Klauder or Sinc Wavelets - 方箱型振幅譜
- c. Ormsby Wavelet - 梯形振幅譜
- d. 最小相位漣波 - One Side Wavelet with Minimum length (Berkhout, 1973)
- e. ARMA Wavelet - Autoregressive Moving Average Wavelet (Hubral et al, 1980)

大多數之最小二乘逆推法在求得最佳漣波之振幅譜，因此零相位漣波為主，可容許些微相位移。計算中，需先了解可能之算子長度及漣波長度，漣波太短時，計算所得漣波和選定之漣波模型間匹配不好，但漣波太長時，Error 將增加。在時間域利用最小二乘逆推法尋找最佳漣波之長度，即相當於 Weiner Filter 方法求取漣波相關之最佳運算子係數。

2. 統計法（間接法）—震測資料不受任何束縛之解 (unconstraint method)。

一般假設漣波為零相位或最小相位，且反射係數為全頻等幅 (white)。但一般反射係數並非全頻等幅，其相位也可能並非零相位或最小相位。不同之震源，產生不同之漣波。Vibroseis source 產生零相位漣波；marine data 則為最小相位漣波；炸藥為震源之資料，

則常假設為最小相位漣波,但也有可能為混合相位漣波;exotic source (weight drop, Poulter)一般為混合相位漣波。震測資料處理的過程中,漣波相位也可能被改變。針對相位的問題,可經由 Z-Transform 或 Homomorphic method 處理;而非全頻等幅(blue - 缺低頻)問題,在 Walden and Nunn (1988)的研究中,討論到如何校正非全頻等幅反射係數的問題。總體而言,應用統計法由震測資料本身萃取漣波,又可視漣波的相位、或是否為全頻等幅的狀況,分為以下幾種:

- a. From Trace Autocorrelation - 需符合最小相位及全頻等幅的假設
- b. Homomorphic Deconvolution - 反射係數並非全頻等幅時,此法對漣波之振幅譜估算較準確(Ulrych, 1971; Lines and Ulrych, 1977; Scheuer and Wagner, 1985)。Ulrych 更將此方法延伸應用於 Mixed Phase 漣波之估算(Ulrych, 1995:November 1995, Leading Edge)。
- c.震測逆推過程中萃取漣波 - Maximum-Likelihood Deconvolution, 早期是針對 ARMA 漣波進行分析
- d. Z-Transform - 非最小相位之漣波
- e.Einstein Deconvolution and other Recent Techniques - (Leading Edge, January 2000)

一般而言,不論受井下資料束縛的方法(constraint method)或不受井下資料束縛的方法(unconstraint method),均各有缺點,穩定的漣波萃取,可經由以下兩個步驟達成:

- a. 先用統計法(間接法)由震測資料本身估算漣波之振幅譜
- b. 再用 deterministic method(直接法),以漣波之振幅譜及井測計算之反射係數去估算漣波之相位譜
- c. 結合 a 估算之漣波振幅譜及 b 估算之漣波相位譜,即可得到最佳漣波

(四) 震測逆推 (震測描線)

1. 遞歸逆推法 (Recursive Inversion) — 假設漣波已知且為零相位或最小相位，反射係數序列為 random

遞歸逆推法主要是利用萃取之漣波對震測描線進行解迴旋運算，並假設解迴旋結果可代表反射係數描線，再經積分運算，即可得聲波阻抗。Lindth (1979)及 Becquey 等人(1979)都曾用遞歸逆推方法 (recursive inversion) 由震測資料得到聲波阻抗，再利用 Gardener (1974)文章中 P 波速度和密度的關係，將聲波阻抗描線轉為合成聲波速度描線 (pseudo sonic velocity traces)。

$$r(t) \approx [a(t + dt) - a(t)] / [a(t + dt) + a(t)] \approx \delta a(t) / 2 a(t) \approx \delta \ln[a(t)] / 2 \delta t$$

$$a(t) \approx a(1) \exp \int_0^t 2 \int_0^t r(t) \delta t \quad a(t) \text{ 為逆推聲波阻抗序列}$$

遞歸逆推法在實際應用上受兩個問題的困擾：(1). 此法逆推所得解，僅能得到頻率域 band limited (約 10~60 Hz) 的聲波阻抗解，因此必須以導自震測資料處理過程中、速度分析所得重合速度，補償缺失的低頻資訊 (約 0~10Hz)；(2). 雜訊是遞歸逆推法最大的問題，訊號/雜訊比值越低、誤差越大，此種誤差並且隨空間距離增加而累積 (errors drift spatially)。遞歸逆推方法的成敗，決定於震測資料前處理的好壞，處理後震測資料的漣波必須盡量接近零相位。

早期遞歸逆推法用重合速度補償缺失的低頻，現在則可用重合前時間移位速度，甚至和井下速度資料結合 (尤其是經高截後之聲波速度)，沿震測解釋目標層反射層面內插，建立區域性低頻阻抗模型，以補償逆推結果缺失的低頻。

2. Optimised Inversion

Optimised Inversion 逆推法，應用束縛條件 (constraints) 及解迴旋 (deconvolution)，使逆推結果之聲波阻抗頻寬範圍變寬，同時在雜訊出現的狀況下仍保持逆推解之穩定性。其解析方法主要是使雜訊

減至最小，此時定義之雜訊除了包括震測資料本身之 random noise 外，尚包括模擬合成震波和實際震測資料間的差異。一般漣波的束縛條件包括井下資料、及漣波的相位、長度、及振幅譜的一些假設；地層反射係數的束縛條件則包括層反射係數模型 或頻率分佈範圍的假設。一但這些束縛條件訂定後，可據以導引出使誤差達至最小之目標函數 (objective function) 解析此目標函數時，可有最小二乘法、梯度最佳化 (gradient based optimization)、或區域性最佳化 (global optimization) 等不同之最佳化理論，也因此又可分為幾種不同之逆推方法。

在有井下資料的情況下，漣波用井下資料束縛的方法 (亦即 constraint method、direct method 或稱 deterministic method) 萃取；沒有井下資料的情況，則假設漣波相位為零或最小，以間接法 (unconstraint method、indirect method 或稱 statistic method) 萃取漣波；有些情況下無法保證震測資料的漣波為零相位或最小相位，如震源為炸藥或地下構造很複雜的狀況下，此時可採用兩種方式處理：(a). 先估算漣波的相位，在經由 Z-transform 算，將相位除而為零相位；(b). 用 Maximum-Likelihood Deconvolution 方法，同時估算漣波及反射係數序列。

(1). Maximum-Likelihood Deconvolution 方法

Maximum-Likelihood Deconvolution 逆推方法假設地層的反射係數序列僅由少數幾個主峰 (sparse, large, spike) 構成，這些 spike 來自不整合面或岩性差異較大之地層界面，較小的反射係數背景序列，其值則呈高斯分佈。此逆推法同時亦假一 n^{th} -order autoregressive moving average (ARMA) 之漣波，其 Z-transform 可以下式表示：

$$W(z) = \sum \beta z^{-(i+1)} / [1 - \sum \alpha z^{-i}]$$

$$n=4 \text{ 時, } W(z) = (-0.76 + 1.59 z^{-1} - 0.82 z^{-2} + 0.0002 z^{-3}) / (1 - 2.226 z^{-1} + 1.77 z^{-2} - 0.49 z^{-3} + 0.045 z^{-4})$$

通常在進行逆推前，先輸入起始漣波之猜測值。

Maximum-Likelihood Deconvolution 逆推方法即是對反射係數的總 spike 數目有所約束 (constraint), 亦即：

$$\lambda = \frac{\text{expected no. of non-zero spikes}}{\text{total no. of trace samples}} \leq 1$$

L1 norm 最常被用來選取這種 sparse spike 反射係數序列。逆推進行時，不同的漣波假設，問題處理的空間及方法亦不同：(a).

如果逆推是由受井下資料束縛的漣波開始進行，此漣波並可

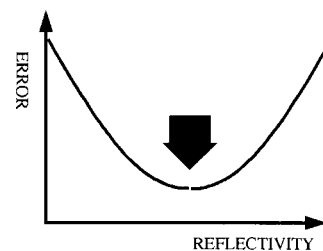
獲得最佳的長度 (optimised length), 則逆推的問題僅需解析能使誤差或雜訊為最小的反射係數序列，此時逆推的問題乃線性問題 (2D problem)。

Algorithm

$$[\text{Seismic Trace}] = [\text{Reflectivity}] * [\text{Seismic Wavelet}] + [\text{Noise}]$$

If we start with a constrained wavelet of optimised length then the only problem left is to **find the reflectivity series** which minimizes the error or noise.

This is a linear problem and there are many available algorithms.



(b). 若逆推是由受井下資料束縛的漣波開始進行，但此漣波無法可獲得最佳的長度，則逆推的問題變成同時解析能使誤差或雜訊為最小的最佳反射係數序列及最佳漣波長度，此時逆推的問題乃三維的問題 (3D problem)，可由圖映雜訊的標準誤差和漣波長度及反射係數模型間的關係代表，此時標準誤差

可找到一個最小值，其對應之漣波長度及反射係數模型亦即最終之逆推解。

Algorithm

$$[\text{Seismic Trace}] = [\text{Reflectivity}] * [\text{Seismic Wavelet}] + [\text{Noise}]$$

If we start with a constrained wavelet but have failed to optimise the length of the wavelet then we have to optimize both the **reflectivity series and the length of the wavelet**.

This is now a 3D rather than 2D problem and can be illustrated by mapping standard deviation (as a measure of error) for wavelet length and reflectivity model. The same algorithms can be used.



- (c). 若逆推是由不受井下資料束縛的漣波，或者此漣波無法可知，則需更多的參數去解析逆推的問題，每增加一種參數便增加一個維數(dimension) 圖映雜訊的標準誤差和漣波長度及反射係數模型間的關係時，標準誤差不再只有一個最小值出現，而是很多個局部最小值(local minimum)，其中最小的局部標準誤差對應之漣波長度及反射係數模型亦即最終之逆推解(Vin and Mosegaard, 1996)。

Algorithm

$$[\text{Seismic Trace}] = [\text{Reflectivity}] * [\text{Seismic Wavelet}] + [\text{Noise}]$$

If we start with an unconstrained wavelet or no wavelet then we have more parameters to change.

Each parameter we include adds to the dimension of the problem. Conceptually a map of standard deviation between the wavelets and reflectivity series will have many minima and we need to find the lowest minimum which represents the optimum solution.



總體而論，Maximum-Likelihood Deconvolution 逆推方法的優點在於：出現雜訊時較直接、快速的能找到穩定的解；逆推結果低頻部分可直接解析，不需另外分開估算。此逆推法的缺點在於：地層的反射係數序列僅由少數幾個主峰（sparse, large, spike）構成的假設，容易造成塊狀(blocky)的逆推結果，雖仍呈現較明顯地層反射界面，但地層內部的反射係數或積分後之阻抗則較缺乏細節(detail)；此外，當雜訊出現時，此法缺乏描線至描線間的穩定性，需訂定橫相變化的束縛，以保持解析解空間變化之穩定性。

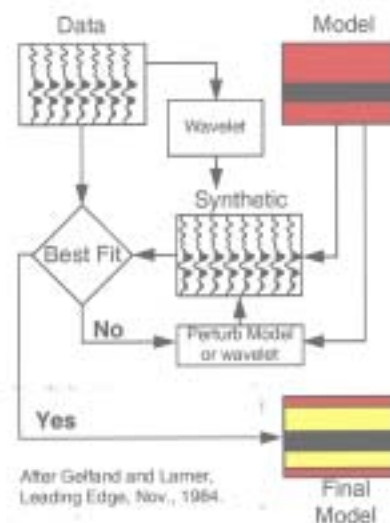
(2). Model Based Inversion

Model Based 逆推法的優點在於提供一空間分佈穩定之解析解，此目標乃經由區域性模型的建立及整合應用於逆推運算達成。此模型的建立，乃依據已知之震測解釋反射層面 travel-time inversion 所獲得的速度資料及井下測錄資料(Johann, 1999)，並提供低頻分量、束縛條件(hard constraint)、及空間穩定性(soft constraint)。

Model Based Inversion

The wavelet and model of reflectivity or acoustic impedance are optimised so that the convolution predicts the observed data.

Like previous problems use can be made of:
Constraints
Global algorithms

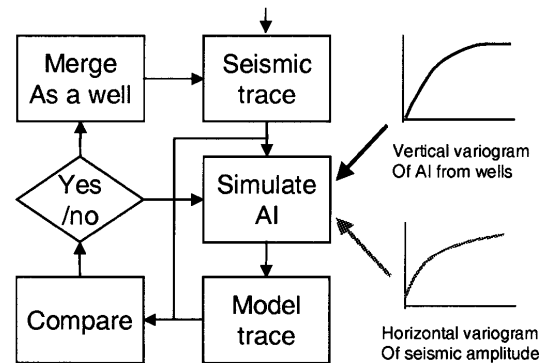


(3). Stockastic Method

Stockastic 為隨機(random)之意，即解析參數值為隨意選取之值，此法又稱為 Monte-Carlo 或 Bayesian 逆推法。參數值的選取雖為隨意，但其值分佈範圍或出現機率仍受某些已知資訊所訂定的束縛限制。此法應用時，通常會估算 20 至 200 個總誤差一樣小的解，由這些解可分析每個取樣點反射係數值或阻抗值出現的機率問題，這些解之平均值相近於 deterministic method 所得解 (Duijndm, 1988)。

Stochastic Inversion

Attempts have been made at geostatistical inversion of seismic trace amplitudes to acoustic impedance but reported results do not enable an optimal solution to be estimated.



Scheme used by Haas and Dubrule, 1994. The seismic trace is chosen at random, the simulated AI is constrained by the variograms.

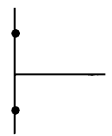
3. Sparse Spike Inversion

Sparse Spike Inversion 逆推法主要目標是將帶頻限制的震測資料經逆推而增寬逆推反射係數序列頻寬。和 Maximum-Likelihood Deconvolution 方法樣，Sparse Spike Inversion 逆推法假設地層的反射係數序列僅由少數幾個主峰 (saprse, large, spike) 構成，這些 spike 來自不整合面或岩性差異較大之地層界面，唯較小的反射係數背景序列，其值不需呈高斯分佈。換言之，假設地球是均勻的層狀結構，其中薄層被平均掉而無視其存在。L1 norm 亦被用來選取這種主峰(sparse spike)反射係數序列，這些主峰可視為其附近取要點之

平均值。以下的例子可以顯示 L1 norm 可以區別 sparse spike 序列 (q 序列)，而 L2 norm 無法區別 sparse spike 序列。

L1 Norm

The L1 Norm method selects the sparser reflectivity series. Mathematically it also behaves as a constraint.

		
	$p = (1, 1, 1)$	$q = (0, \sqrt{3}, 0)$
L1 Norm = $\sum r_i $	$= 3$	$\boxed{= \sqrt{3}}$
L2 Norm = $[\sum r_i^2]^{1/2}$	$= \sqrt{3}$	$= \sqrt{3}$

p 序列之 L1 norm 值為 3，不同於 q 序列之 L1 norm ($\sqrt{3}$)；p 序列之 L2 norm 值 $\sqrt{3}$ ，卻和 q 序列之 L2 norm 值相同 ($\sqrt{3}$)。Oldenburgh 等人 (1993) 研究中，將阻抗模型模擬之合成震波加了 20% 之雜訊，以測試逆推過程中引入井下測錄計算之阻抗 (阻抗模型模) 為束縛和不引入阻抗束縛對解析解穩定性的影響。研究結果顯示，即使是加了 20% 之雜訊，如果阻抗束縛有引入逆推運算時，最終解析之阻抗和原始阻抗模型很接近，但對未引入阻抗束縛所解析之阻抗而言，則和原始阻抗模型有很大的差異。這結果顯示，逆推過程中，引入井下測錄計算之阻抗為束縛，將大大的增加逆推解之穩定性。

遞歸逆推法解析之聲波阻抗微分後，可得反射係數並可作為 Sparse Spike Inversion 之起始輸入模型值。Sparse Spike Inversion 解析之聲波阻抗界面較明顯，容易作地層的解釋，但界面間之聲波阻抗則較缺乏細節。

(五) 震測特性與岩石物性分析

1. 聲波阻抗

井下聲波阻抗、孔隙率、岩性等測錄之交叉圖分析，可將逆推聲波阻抗和井下資料結合，用於預測岩性、孔隙率或滲透率。逆推所得聲波阻抗剖面也可協助震測剖面的解釋。

2. 合成聲波速度剖面

利用井下聲波速度和聲波阻抗交叉圖擬合之線性關係，或利用 Lindseth's 關係式 $V=0.308(\rho V) + 3468$ ，可將和聲波阻抗剖面轉為合成聲波速度剖面，以協助震測剖面的解釋或岩性預測。

3. 震測特性

震測特性的展示，可有以下四種：(a)傳統剖面展示之震測特性 (Section Based Attribute), 這種剖面大多經由複波線分析 (Complex Trace Analysis) 所得 (Gabor, 1946; Bracewell, 1965; Gramer and Leadbetter, 1967; Balch, 1971; Oppenheim and Schafer, 1975; Farnback, 1975; Taner et al., 1979; 宣大衡, 1991); (2)沿震測解釋的反射層面或層面和層面間摘取震測特性，並展示於測線底圖上 (Event Based Attribute); (3)Time slice Attribute; (4)Volume Attribute。震波傳播至地下界面時，其能量除了轉變為各類穿透波與反射波外，尚包括地層界面因變形而造成之位能累積，而在地表裝置之受波器所紀錄者，僅為動能部分。故整體波之傳播應以複數形式描述，而受波器所收到之震測資料為其中之實數部分 (Taner et al., 1979)。

$$C(t)(\text{總能量}) = S(t)(\text{動能部分}) + iS^*(t)(\text{位能部分})$$

$S(t)$ 為複波線之實部 (傳統之震測紀錄); $S^*(t)$ 為複波線之虛部

$S^*(t)$ 可藉希伯特轉換 (Hilbert Transform) 使 $S(t)$ 產生 90 度之相位移而求得 (Lin, 1978)，亦可將 $S(t)$ 作傅氏轉換 (Fourier Transform) 後將頻率域中負頻率之振幅設為零，並將正頻率之振幅提高一倍，再做逆傅氏轉換以求得 $C(t)$ (Oppenheim, 1975; Rabiner and Gold, 1975)。複波線分析

所得震測特性包括以下數種：

a. 反射強度 (reflection strength)

$$\text{amp}(t) = C(t) = [S(t)^2 + (S^*(t))^2]^{1/2}$$

b. 瞬相 (instantaneous phase)

$$\theta(t) = \tan^{-1}[S^*(t)/S(t)]$$

c. 瞬頻 (instantaneous frequency)

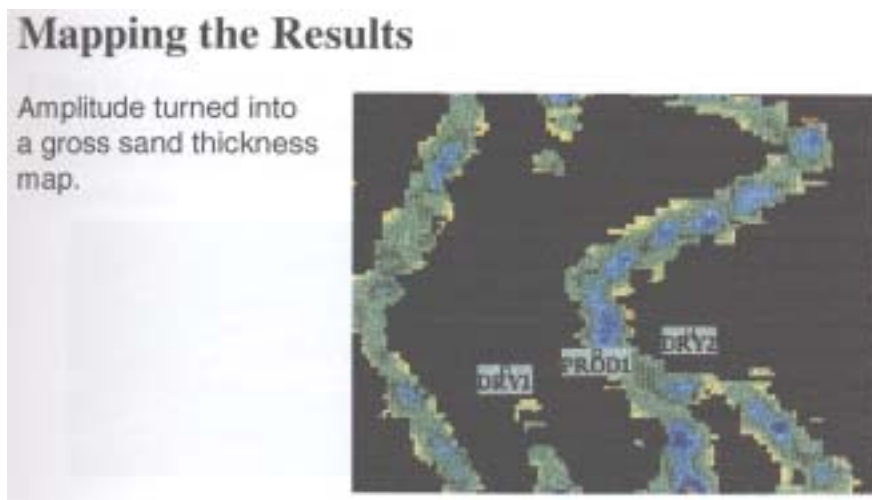
$$\omega(t) = \frac{d\theta(t)}{dt} = \frac{d}{dt} \tan^{-1}[s^*(t)/s(t)] = \frac{s(t) * ds^*(t)/dt - s^*(t) * ds(t)/dt}{S^2(t) + S^{*2}(t)}$$

d. 加權瞬頻 (weighted instantaneous frequency)

$$\varpi(t) = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} \text{Amp}(t-\tau) * \omega(t-\tau) L(\tau) d\tau}{\int_{-\infty}^{\infty} \text{Amp}(t-\tau) * L(\tau) d\tau}$$

Chen and Sidney (1997) 依據靜態及動態的波動，將震測特性分為振幅 (Taner and Sheriff, 1977)、波形、頻率、頻散、相位、對比、能量及比值等八類特性，每類震測特性之下包含五至十數個特性。此外，又依據儲集岩的特性，將偵測震亮點（暗點）、不整合面/斷層邊界、油氣異常、薄層、地層間斷、碎屑岩/石灰岩區別、構造不連續、岩性尖滅等八類儲集岩相關特性之震測特性歸類，這些震測特性多達三十餘種。以下為幾種震波特性及其和岩石物性的關聯性分析：

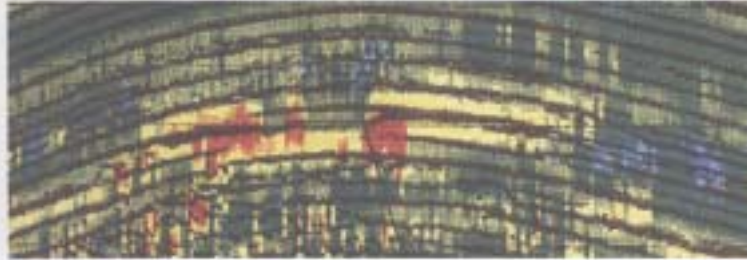
振幅強度應用於除籍砂厚度的預測



瞬頻和含氣砂的相關性

Instantaneous Frequency

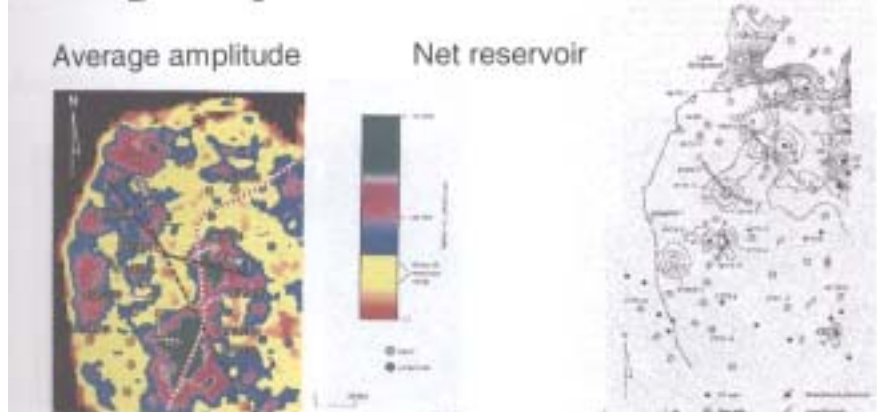
There is often a dramatic loss of higher frequencies associated with gas charged sediments. The presence of gas acts as hydraulic damper on the seismic energy and absorbs the high frequencies.



Taner et al., Complex seismic trace analysis, Geophysics, June, 1979.

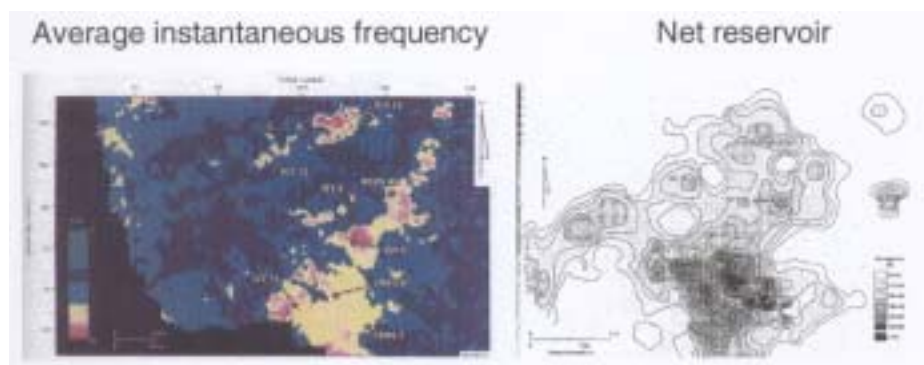
平均振幅和淨儲集岩厚度分析

Average Amplitude



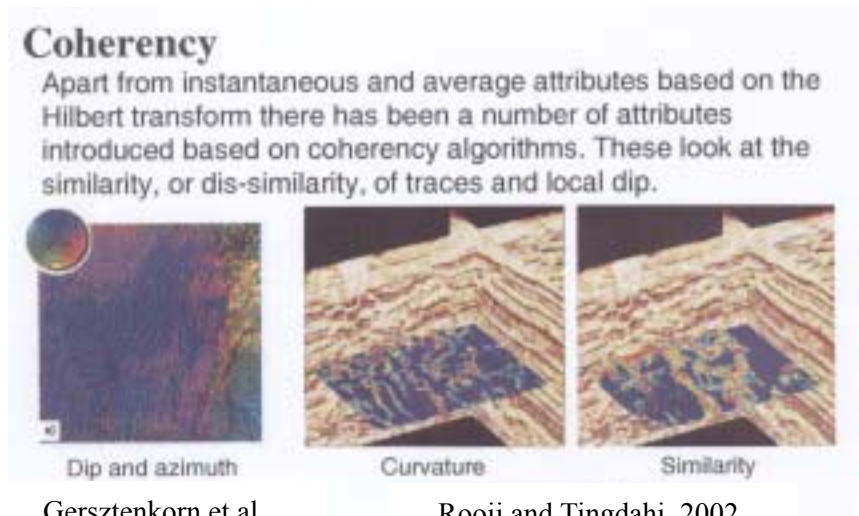
Hardage, 1996, 3D imaging of genetic sequence, Geophysics, v. 61, no.5.

平均瞬頻和淨儲集岩厚度分析



Hardage, 1996, 3D imaging of genetic sequence, Geophysics, v. 61, no.5.

相參性(Coherence)

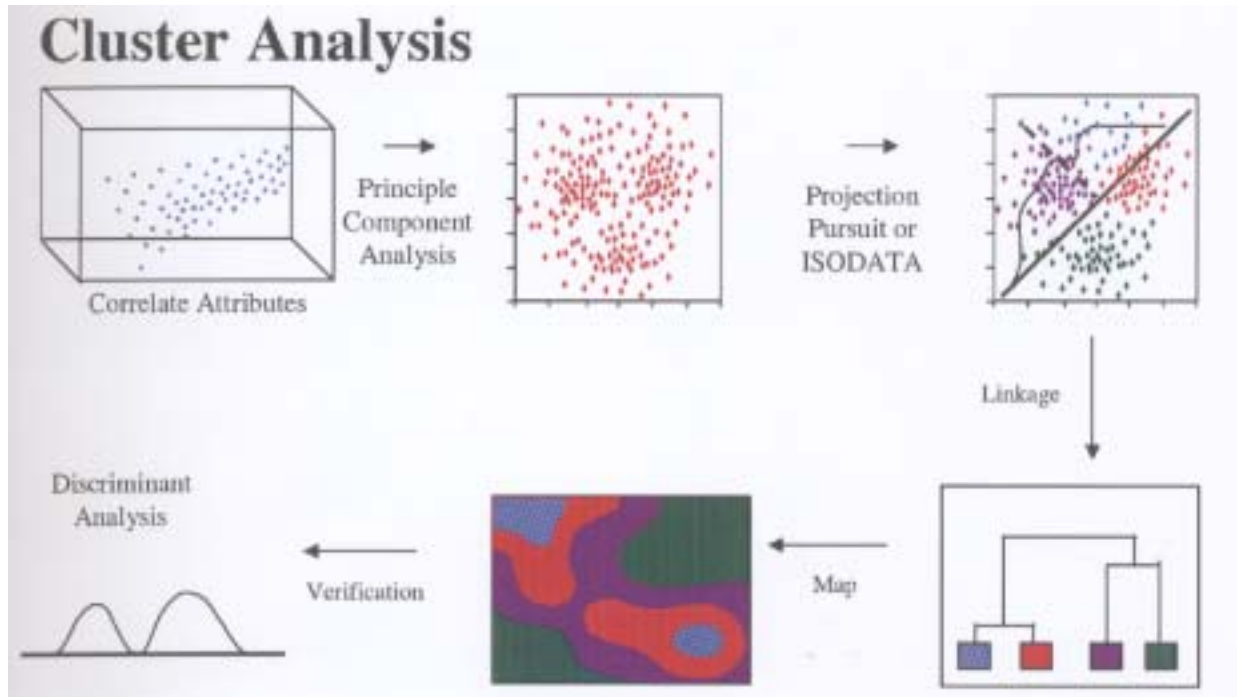


Gersztenkorn et al.,
1999, Leading Edge, v.
18, no. 9

Rooij and Tingdahi, 2002,
Leading Edge, v. 21, no.10

4.震測特性分類圖之應用

對三維震測資料而言，沿震測解釋的反射層面或層面和層面間摘取震測特性，並展示於測線底圖上，可以建立各種特性圖(attribute maps)，這些特性圖間很可能呈現類似的趨勢(trend)，這些趨勢通常和岩性或岩石物理特性相關，經由多重變數(multivariate)統計分析技術，可探討這些特性圖間的相似性並經分類而以 classification map 呈現最後的結果。classification map 的建立，不需井下資料的控制，適合在探勘階段應用於岩性或岩石物理性質的預測。根據 Chen and Sidney (1997)的文章，震測特性可多達三十餘種，特性圖的選取因而成為建立 classification map 的第一步工作。利用震波特性間交叉圖 (cross-plotting)或交叉對比 (cross correlating) 的分析，篩選出彼此間最有關聯性的震波特性。震波特性的關聯性除可以線性相關性描述外，亦可用非參數化的 rank correlation 來描述，例如 Spwarman Rank-Order Correlation Coefficient 及 Kendall's Tau。特性圖篩選的工作完成後，即可進行分類分析(Cluster Analysis)，亦即依特性圖間的相似性分類，此部分分析工作主要分為三個步驟：



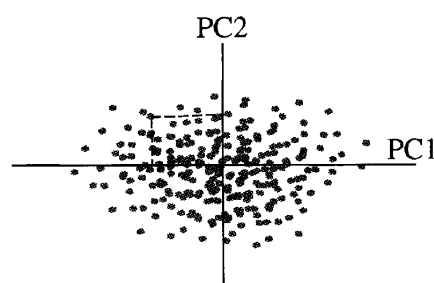
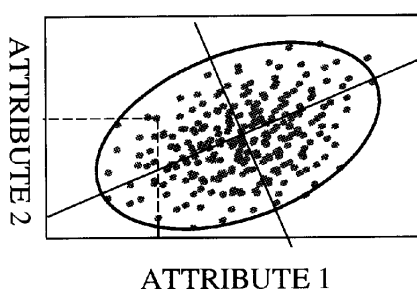
(1). 主徵轉換分析(Principle Component Analysis) 或因子 (Factor Analysis)

特徵轉換(K.L. Transformation 又稱 Principle Components method)的過程，乃座標系統之 translation 及 rotation，其主要目的有二，一為驗證多重影像（或震測特性剖面）間是否具高相關性，另一為減少分析的變數(震波特性的)，壓縮影像，亦即利用較少或單一影像來描述源有多重影像之主要現象（宣大衡，1991）。各類震波特性的剖面視為影像， m 個取樣點及 n 種震波特性的震測描線資料，相當於 $m \times n$ 矩陣，首先計算該描線各特性平均值，描線上各取樣點之特性值減去該特性平均值後，形成另一 $m \times n$ 矩陣，稱之 X 矩陣，其對應之協變量 S (Covariance Matrix) 等於 $(1/n-1)X^T X$ ，主徵向量 (Principle Components Vector) $y_i = Xv_i$ ， y_i 可視為為 $m \times 1$ 矩陣 (Y 可視為 $m \times n$ 矩陣， $Y=(y_1, y_2, y_3, \dots, y_n)$)， v_i 可視為為 $m \times 1$ 矩陣 (V 可視為 $m \times n$ 矩陣， $V=(v_1, v_2, v_3, \dots, v_n)$)， v_i 為相互正交之單位向量(unit vectors)， V 之建立決定於協變量 S 之特徵向量(Eigen Vector)及特徵值 (Eigen Value) (Leon, 1998)。主徵向量的變量(variances)即特徵值。每一主

徵向量的變量佔所有震波特性和總變量的百分比，可用為篩減主徵向量個數的依據，此百分比率越大的主徵向量，具有最佳分辨率，特徵分類進行時，只保留這些主徵向量。轉換後可獲得與原先輸入影像等數目之轉換影像(n 個)，利用第一組特徵值 (Eigen Value) 及特徵向量轉換之影像，稱為第一主徵影像(Principle Components)，慾以單一影像代表原有多重影像時，此主徵影像具有最佳分辨率。實際作業時，可以測區中較具代表性且品質較佳範圍內之各項震波特性和進行特徵向量分析，再對全部資料進行特徵轉換。

Principle Component Analysis

The effect is best illustrated in two dimensions where two attributes are correlated.

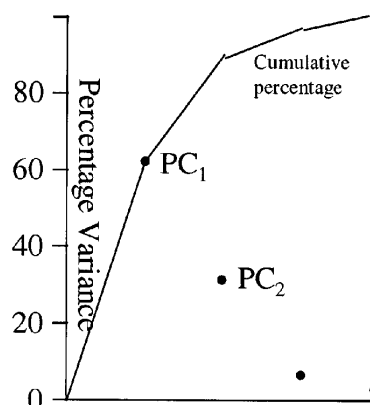


The new variables are uncorrelated.

Principle Component Analysis

$$PC_i = a_{i1}Atr_1 + a_{i2}Atr_2 + a_{i3}Atr_3 + \dots + a_{iN}Atr_N$$

The important values are the variances of the Principle Components (often called Eigenvalues) and the proportion, or percentage, of the total variance in the seismic attributes accounted for by each of the Principle Components.



圖中 $PC_i = a_{i1} Atr_1 + a_{i2} Atr_2 + a_{i3} Atr_3 + \dots + a_{iN} Atr_N$

PC_i 相當於 y_i , Atr_N 相當於 X_{mn} 之第 N 個列(column) , a_{iN} 相當於 v_i

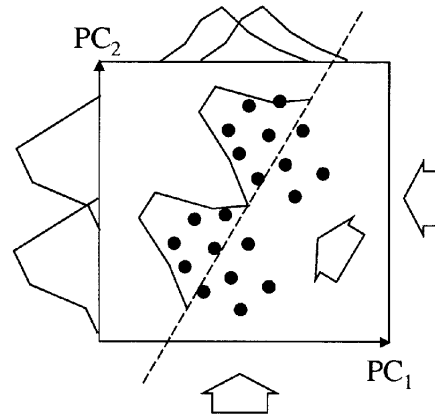
(2).Projection Pursuit 或其他統計方法分類

經由上述主徵轉換分析篩減主徵向量個數後，Projection Pursuit 分析方法嚐試找出一個投影方向，使主徵向量沿此方向投影後，資料點分佈和高斯分佈最不相似，亦即經投影後資料點可分離成二或三個不同點群(cluster)，每個集群資料點間多少有某種程度的相關性，經由主徵轉換分析，移去這些相關性，再重複進行 Projection Pursuit 分析，即可將此點群(cluster)再細分成數個集群，直到無法再切分任何子點群。

Projection Pursuit

Having reduced the number of variables to only two or three Principle Components we are now ready to try and divide the data into clusters.

Projection pursuit seeks to find the direction such that the distribution of the projected data points is maximally non-Gaussian.



此外，又可用特徵擷取法(feature extraction classification)分類，其主要過程首先將所有取樣點視為一類，分別計算各特性影像之平均值(mean)及標準偏差 Δ ，自最大偏差(maximum variance)之特性軸上以 $\text{mean} - \Delta$ ， $\text{mean} + \Delta$ 為中心，將所有點分為二類，重新計算各類之平均值及標準偏差，再自最大偏差特性軸上將之分為二類，如此重複進行，每次分類後需檢驗每類支點數、平均值、標準偏差及全部類別數，以決定類別之再分類、合併或是結束分類過程。

(3).Assign Data point to one of the groups

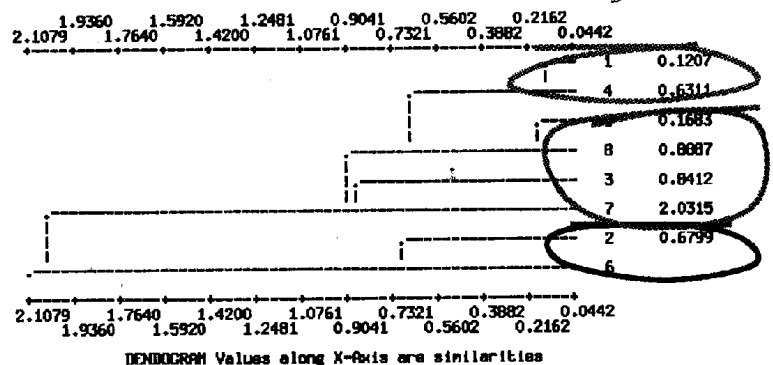
經由上述 Projection Pursuit 或其他統計方法分類，每一資料點可被歸類到某一點群，當某一點群的資料點數目少於 threshold 點數時，刪除該點群並合併於其他適當的點群，如果點群總數太大，將相近的點群再集結在一起。

分類的過程中，每種分類的結果（各具不同點群總數）均可計算一 confidence level 值，選擇最高 confidence level 值的分類為最終結果。分類完成後，在解釋或推測這些最終點群和沉積相、岩性、或岩石物理性質之相關性時，可以 Dendrogram 計算並展示各個點群間相似性的程度，亦可用 Dendrogram 分析結果來簡化 Classification Map，以便分析或預測其對應之岩性、或岩石物理性質，尤其是經由井下資料的控制。

Dendrogram

Having defined the clusters we now have to assign colours so that the Lithology Classification map will be meaningful. The tool we use to portray the similarity of clusters is the dendrogram.

Dendrogram For cluster centers.



The results of the cluster analysis are mapped.

Confidence levels can be attached to the classification.

Well control is then used, along with this classification map to identify the distribution of different lithologies.



Confidence < 60% in black areas

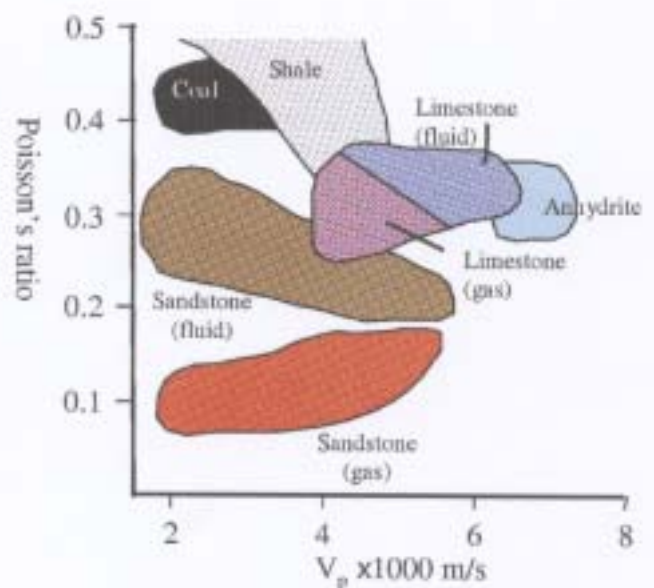
5. AVA 及 Cluster 分析

不同之岩性具有不同之波松比(Poisson's ratio), 波松比 σ 可經由 V_p/V_s 及關係式 $V_s^2 = 1/2[(1-2\sigma)/(1-\sigma)]V_p^2$ 求得, 也因此, V_p/V_s 用於點群分析可區分不同之岩性。Multicomponent 及 OBS 震測資料在處理時, 可得到 V_p 及 V_s 的資訊, 並得以應用於預測岩性, 但傳統震測資料則無法獲得 V_s 的資訊, 岩性或其中流體種類的預測, 則經由 AVA 分析獲得。

Poisson's Ratio

Different lithologies exhibit different Poisson's ratios.

Since Poisson's ratio is related to the V_p/V_s we can use the V_p/V_s to distinguish different lithologies – data are subject to cluster analysis.



After Harvey, 1993, Leading Edge

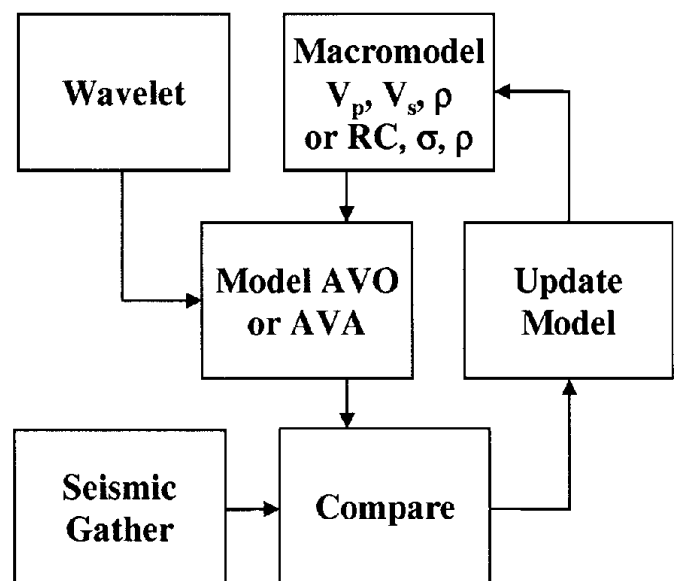
Seismic Lithology 之興起(Ostrander,1982)利用重合前之震測資料，分析其振幅隨支距（入射角）之變化情形以推斷地層岩性及其孔隙中流體之特性。即當入射角非垂直時，入射之 P 波到達地層界面後因地層阻抗之差異而產生反射 P 波、穿透 P 波及轉換之 SV 波；而轉換波能量亦隨入射角之不同而有差異；而震波入射角之不同將影響反射 P 波之能量（振幅），其影響之程度則為界面上下地層中密度及 P、S 波速度之函數，而此因素可反應地層岩性及其孔隙中流體之特性，因此可經由同深點集合中各波線反射振幅隨支距（入射角）變化之分析推測地層中 P、S 波速度乃至其孔隙中流體之特性。頁岩與氣層之界面產生之反射其振幅隨支距增加而明顯增強，頁岩與油層界面反射之變化較小，而頁岩與水層之界面反射則幾無變化，乃是典型之油氣層模型其振幅隨支距變化情形(Yu,1985)。AVA 分析的流程則簡示如下圖：

AVO Analysis

Optimization of the macromodel is required to determine the absolute values of the elastic parameters of the rocks.

Calibration to well data permits their definitive interpretation.

The major pitfall is the anisotropy of the rocks.



a. 震波振幅—支距的關係

當一平面波入射一個由兩均勻介質所形成的介面時，會產生四種不同型態的波，即反射 P 波(R_{pp})、反射 S 波(R_{ps})、穿透 P 波(T_{pp}) 及穿透 S 波(T_{ps})，如圖一所示。其中入射角 θ_1 、反射角 ϕ_1 、折射角 θ_2 需遵守 Snell's Law，即

$$\frac{\sin \theta_1}{\alpha_1} = \frac{\sin \theta_2}{\alpha_2} = \frac{\sin \phi_1}{\beta_1} = \frac{\sin \phi_2}{\beta_2} \dots\dots\dots (1)$$

式中 α 、 β 分表 P 波、S 波的波速，而下標 1、2 分表介面的上、下地層。Zeoppritz Linear Equation 根據 Bortfeld Approximations，其中反射 P 波的振幅可改成為：

$$R_{pp} = \frac{\rho_2 \alpha_2 \cos \theta_1 + \rho_1 \alpha_1 \cos \theta_2}{\rho_2 \alpha_2 \cos \theta_1 + \rho_1 \alpha_1 \cos \theta_2} \cdot \left(\frac{\sin \theta_1}{\alpha_1} \right)^2 [\beta_1 + \beta_2] \left[3(\beta_1 - \beta_2) + 2 \left(\frac{\beta_2 \rho_1 - \beta_1 \rho_2}{\rho_2 + \rho_1} \right) \right] \dots\dots\dots (2)$$

式中 ρ 表地層密度。將式(2)再合併成

$$RC(\theta) \approx \frac{1}{2} \ln \left[\frac{\rho_2 \alpha_2 \cos \theta_1}{\rho_1 \alpha_1 \cos \theta_2} \right] + \left(\frac{\sin \theta_1}{\alpha_1} \right)^2 (\beta_1^2 - \beta_2^2) \left(2 + \frac{\ln(\rho_2 / \rho_1)}{\ln(\beta_2 / \beta_1)} \right) \quad (3)$$

用以強調 Fluid(第一項)與 Rigidity Factor(第二項)對振幅的影響。Aki & Richards 將方程改寫成

$$RC(\theta) \approx \frac{1}{2} \left[1 - \frac{4\beta^2}{\alpha^2} \sin^2 \theta \right] \frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{1}{2 \cos^2 \theta} \frac{\Delta \alpha}{\alpha} - \frac{4\beta^2}{\alpha^2} \frac{\Delta \beta}{\beta} \sin^2 \theta \quad (4)$$

此方程式著眼於岩性($\Delta \rho / \rho$ 、 $\Delta \alpha / \alpha$ 、 $\Delta \beta / \beta$)與振幅間的關係。而 Shuey 再將方程式改寫成

$$RC(\theta) \approx NI_p + \left[A_0 NI_p + \frac{\Delta \sigma}{(1 - \sigma)^2} \right] \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta \alpha}{\alpha} (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta) \quad (5)$$

於是此方程式說明了入射角(θ)與振幅間的關聯性。式中各參數的定義如下：

ρ : Average Density = $(\rho_1 + \rho_2) / 2$

$$\begin{aligned}
\alpha &: \text{Average P wave velocity} = (\alpha_1 + \alpha_2)/2 \\
\beta &: \text{Average S wave velocity} = (\beta_1 + \beta_2)/2 \\
\sigma &: \text{Average Poisson's ratio} = (\sigma_1 + \sigma_2)/2 \\
\theta &: \text{Incidence Angle of P Wave} \\
\varphi &: \text{Incidence Angle of S Wave} \\
\Delta \rho &: \text{Difference in Density} = \rho_2 - \rho_1 \\
\Delta \alpha &: \text{Difference in P wave velocity} = \alpha_2 - \alpha_1 \\
\Delta \beta &: \text{Difference in S wave velocity} = \beta_2 - \beta_1 \\
\Delta \sigma &: \text{Difference in Poisson's ratio} = \sigma_2 - \sigma_1 \\
NI_p &= 1/2[\Delta \alpha / \alpha + \Delta \rho / \rho] \\
NI_s &= 1/2[\Delta \beta / \beta + \Delta \rho / \rho] \\
A_0 &= B - 2(1+B)[(1-2\sigma)/(1-\sigma)] \\
B &= [(\Delta \alpha / \alpha) / (\Delta \alpha / \alpha + \Delta \rho / \rho)]
\end{aligned}$$

b. 簡化條件

方程式(5) 依應用層次的不同及組合方式的差異，大致可分為下列三套系統：

$$\begin{aligned}
RC(\theta) &\approx NI_p + B_1 \sin^2 \theta + H.O.(P - wave) && \text{Conventional} \\
RC(\theta) &\approx NI_p \cos^2 \theta + B_2 \sin^2 \theta + H.O.(P - wave) && \text{Shuey} \dots\dots\dots (6) \\
RC(\theta) &\approx NI_p / \cos^2 \theta + B_3 \sin^2 \theta + H.O.(P - wave) && \text{Smith}
\end{aligned}$$

為簡化影響振幅之因子，以建立振幅方程式，在 $\alpha = 2\beta$ ，且 $\theta \leq 30^\circ$ 時，省略高次項 $H.O.$ ，則方程式(6) 簡化成

$$\begin{aligned}
RC(\theta) &\approx NI_p + (NI_p - 2NI_s) \sin^2 \theta && \text{Conventional} \\
RC(\theta) &\approx NI_p \cos^2 \theta + 2(NI_p - NI_s) \sin^2 \theta && \text{Shuey} \dots\dots\dots (7) \\
RC(\theta) &\approx NI_p / \cos^2 \theta - 2NI_s \sin^2 \theta && \text{Smith}
\end{aligned}$$

式中

$$NI_p = \frac{(\rho\alpha)_2 - (\rho\alpha)_1}{(\rho\alpha)_2 + (\rho\alpha)_1}$$

$$NI_s = \frac{(\rho\beta)_2 - (\rho\beta)_1}{(\rho\beta)_2 + (\rho\beta)_1} \dots\dots\dots (8)$$

第一項為垂直入射的反射係數，而第二項包含了岩石特性參數。

c. 振幅—支距分析法(Amplitude vs. Offset ; AVO)

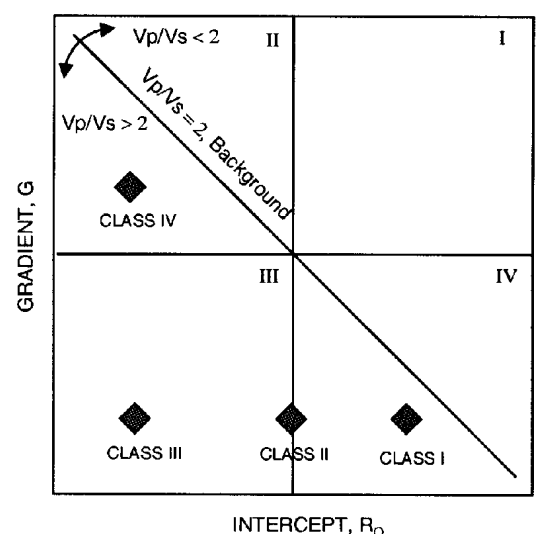
一組由同深度點反射回來不同支距的震測訊號，其振幅與支矩間滿足方程式(7) 的線性關係，因此根據 Conventional 的公式，振幅與入射角平方值作線性迴歸分析，則每一個 CDP 點上的任一時間點，可得方程式

$$RC(\theta) = P + G * \sin^2 \theta \dots\dots\dots (9)$$

中之一組 P 與 G 值。式中 P 為截距(Intercept)表垂直入射時的反射振幅的響應，主要是上、下層介質速度差所造成；而 G 為斜率(Gradient) 表振幅隨支矩改變的增量，主要是上、下層介質岩性、孔隙及所含礦物成份所造成。透過 P 與 G 的組合，可用以綜合研判碳氫化合物的徵兆。

Amplitude Variation with Angle

Brine saturated clastic rocks within a limited depth range often show a well defined relationship on an intercept / gradient cross-plot. The background trend depends on Poisson's ratio and deviations from the trend are indicative of the presence of gas. Much use is made of this approach in some basins but identifying the trend can be difficult.

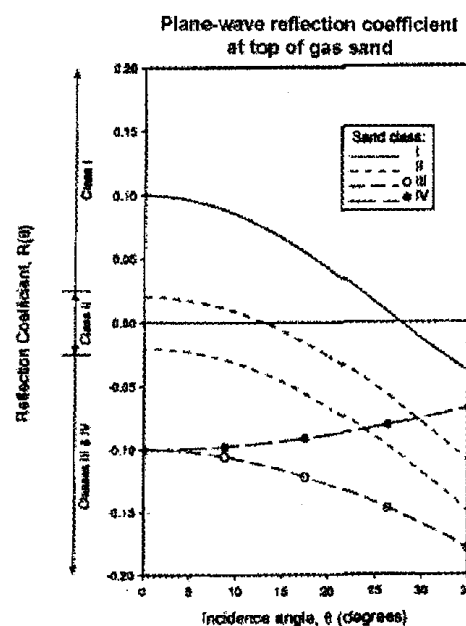


在有限的深度範圍內，含水碎屑岩振幅支距分析之截距(Intercep)對梯度

(Gradient)交叉圖常呈一 well defined 的關係，稱之背景趨勢(background trend)，此背景趨勢決定於背景碎屑岩之 V_P/V_S ，遠離此背景趨勢的資料點，顯示氣(gas)的存在。在此交叉圖上，含氣砂依資料點分佈的區域，可分為四類型。第四類型 AVA 異常的反射係數隨入射角增加而增加，其餘一到三類型 AVA 異常的反射係數則隨入射角增加而減小。

Amplitude Variation with Angle

Note that Class IV anomalies show an increase in reflection coefficient with angle in the presence of gas whilst the other classes show a decrease.



Connolly(1999)的研究，將彈性波阻抗(Elastic Impedance 或 EI)的觀念引入 AVA 分析：

$$EI = V_P^{(1+\tan^2\theta)} V_S^{(-8K\sin^2\theta)} \rho^{(1-\sin^2\theta)}$$

For angle up to 30°

$$V_P = (V_{P1} + V_{P2})/2$$

$$V_S = (V_{S1} + V_{S2})/2$$

$$\rho = (\rho_1 + \rho_2)/2$$

$$K = [(V_{S1}/V_{P1})^2 + (V_{S2}/V_{P2})^2]$$

Subscripts 1 and 2 denote the upper and lower layers

聲波阻抗(Acoustic Impedance 或 AI)被用來計算近支距的合成震波，而彈性波阻抗則用來計算遠支距的合成震波。除振幅對入射角交叉圖上之

Slope 及 Intercept 外，很多震波特性亦可經由 AVA 分析得到，如 EI (Elastic Impedance), V_p/V_s , Curvature, SI (Shear Impedance), Lamé ($\lambda\rho = AI^2 - 2SI^2$, and $\mu\rho = SI^2$), Poisson's Ratio, Scaled Poisson's Ratio, Density, Fluid Factor, Far-Minus-Near Time 等，這些震波特性亦可加入點群分析及 Classification Mapping。

6. 孔隙率之預測

- a. 依據井下孔隙率和聲波阻抗擬合的函數，將震測逆推所得聲波阻抗，校正為孔隙率。
- b. 震測逆推所得聲波阻抗可以經驗式 $V = 0.308(\text{Imp}) + 3460$ 轉換為聲波速度，再依據聲波速度和孔隙率之經驗關係，用 Kriging 統計內插法將聲波速度分佈圖轉換為孔隙率分佈圖。
- d. 對泥質砂岩而言，孔隙率的計算除和聲波阻抗有關外，亦和頁岩比例 (Shale Fraction: F_{Sh}) 有關：

$$\Phi = [(C_0 - C_1 \times AI) - F_{\text{Sh}}(C_2 - C_3 \times AI)] / (C_4 - C_5 \times AI)$$

$$C_0 = \rho_m \quad \text{matrix density}$$

$$C_1 = t_m \quad \text{matrix transit time}$$

$$C_2 = \rho_m - \rho_{\text{sh}} \quad \rho_{\text{sh}} = \text{shale density}$$

$$C_3 = t_m - t_{\text{sh}} \quad t_{\text{sh}} = \text{shale transit time}$$

$$C_4 = \rho_m - \rho_f \quad \rho_f = \text{bulk density of fluid}$$

$$C_5 = t_m - t_f \quad t_f = \text{pore fluid transit time}$$

對三維震測資料而言，可先利用井下 Shale Fraction (F_{Sh}) 作內插，建立一三維 F_{Sh} 的模型。

四、建議

1. 無論是 AVA 分析或是震測推，真振幅的保留均是重要的前序工作，過去的分析工作並未特別強調這前處理的重要性，本報告中之震測資料前處理流程及注意事項，值得日後相關工作參考，並建議相關工作人員在震測資料前處理階段，應參與監控品管的工作，對所分析的資料

品質有所熟悉，以利分析工作的進行。

2. 震波特性的分析，過去最常分析的是複波線相關的特性，但大多經由觀察個別展示剖面來解釋岩石物性或油氣相關特性。中國石油公司過去在這方面的發展及應用不多，宣大衡博士首次在其論文中（宣大衡,1991）應用因子分析（主徵分析）及點群分析，將震測剖面之多重震波特性影像壓縮或分類，以便在最終剖面上辨識油氣相關異常。對三維震測資資料而言，尤其是探勘中盆地，沿著解釋的層位或層序界面間進行多重震波特性主徵分析及點群分析，最終之分類圖(classification map)可回饋解釋人員作震測層序古沉積環境分析或儲集岩預測，未來研究工作可在這方面加強發展。

五、參考文獻

Introduction

宣大衡，1991。影像處理與重建在確認震波異常上之應用：國立中央大學博士論文，中壢。

Berkout, A.J., 1989. Key issues in integrated exploration: First Break, v. 7, no. 8,, p. 323.

Berkout, A.J., Cox, H., Verschuur,E., and Wapenaar, K., 1991. The Delphi approach to macromodel estimation, in The Marmousi Experience, editors; Versteeg, R., and Grau, G., EAEG, Zeist, Netherlands.

Carlini, A. and Storer, P., 1991. Seismic Vibrator data processing for stratigraphic interpretation: a Combined Deterministic-Statistical Approach, First Break, v. 9, n0., 10, p. 459.

Lortzer, G.J.M., and Berhout, A.J., 1992. An integrated approach to lithology inversion: Geophysics, v. 57, n0., 2, p. 233.

Well Logs

- Backus, G.E., 1992. Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering: *Journal of Geophysical Research*, v. 67, no. 11, p. 4427.
- Batzie, M., Hofman, R., Han, D-H., and Castagna, J., 2001. Fluids and frequency dependent seismic velocity of rocks: *Leading Edge*, v. 20, no. 2, p. 168.
- Castagna, J.P., Batzie, M.L. and Kan, T.K., 1993. Rock physics-The link between rock properties and AVO response: In "Investigations in Geophysics No. 8, Offset dependent reflectivity-Theory and practice of ACO analysis, eds., Castagna, J.P. and Backus, M.M., SEG, Tulsa.
- Dvorkin, J., Mavko, G., and Nur, A., 1995. Squirt flow in fully saturated rocks, *Geophysics*, v. 60, no. 1, p. 97.
- Gardner, G.H.F., Gardner, L.W., and Gregory, A.R., 1985. Formation velocity and density-the diagnostic basis for stratigraphic traps, *Geophysics*, v. 50, no. 11, p. 2085.
- Labo, J., 1987. *Practical introduction to borehole geophysics*, SEG, Tulsa, OK.
- Lindseth, R.O., 1979. Synthetic sonic logs-a process for stratigraphic interpretation: *Geophysics*, v. 44, no. 1, p. 3.
- Marsden, D., 1999. Correcting Boonsville 3-D seismic data set checkshot surveys, *Leading Edge*, v. 18, no. 2, p. 221.
- Neep, J.P. et al., 1993. Frequency dependant velocity attenuation, EAEG 55th Meeting Abstract.
- Ransom, R.C., 1995. *Practical formation evaluation*, John Wiley & Sons, Inc.
- Schoenberger, M. and Levin, F.K., 1979. The effect of subsurface sampling on 1-D synthetic seismograms, *Geophysics*, v. 44, no. 11, p. 1813.
- Walden, A.T. and Hoskins, J.W.J., 1988. Tutorial choosing the averaging interval when calculating primary reflection coefficient from well logs: *Geophysical Prospecting*, v. 36, no. 8, p. 799.

Seismic Pre-Processing

- Al-Yahya, K.M., 1991. Application of the partial Karhunen-Loeve transform to suppress random noise in seismic sections: *Geophysical Prospecting*, v. 39, no. 1, p. 77.
- Coruh, C. and Costain, J.K., 1983. Noise attenuation by Vibroseis whitening (VSW) processing: *Geophysics*, v. 48, no. 5, p. 543.
- Iverson, W.P., 1987. Combining attenuation by Q and spherical divergence: *Geophysics*, v. 52, no. 6, p. 740.
- Jones, I.F. and Levy, S., 1987. Signal-to-noise ratio enhancement in multichannel seismic data via the Karhunen-Loeve transform: *Geophysical Prospecting*, v. 35, no. 1, p. 12.
- Lynn, W., Doyle, M. Larmer, K. and Marschall, R., 1987. Experimental investigation of interference from other seismic crews: *Geophysics*, v. 52, no. 11, p. 1501.
- Marsden, D., 1993. Tutorial on static correction: *Leading Edge*, v. 12, no. 1, p.23.
- Massotti, A. and Mirri, S., 1991. An experience in seismic amplitude processing: *First Break*, v. 9, no. 2, p. 65.
- Olde3nberg, D.W., Levy, S. and Whittall, K.P., 1981. Wavelet estimation and deconvolution, *Geophysics*, v. 46, no., 11, p. 1528.
- Russell, B.H., 1988. Introduction to seismic inversion methods, course notes series, volume 2, S.N. Dornenico, editor, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK.
- Tanner, M.T., 1980. Long period sea floor multiples and their suppression: *Geophysical Prospecting*, v. 28, no. 1, p. 30.
- Tanner, M.T. and Keohler, F., 1981. Surface consistent corrections: *Geophysics*, v. 46, no. 1, p. 17.
- Treitel, S. and Lines, L.R., 1982. Linear inversion theory and deconvolution: *Geophysics*, v. 47, no. 8, p. 1153.
- Versteeg, R., and Grau, G., 1991: The Marmousi experience, EAEG, Zeist,

Netherlands.

Walden, A.T., and Nunn, K.R., 1988, Correcting for coloured primary reflectivity in deconvolution: *Geophysical Prospecting*, v. 36, no. 3, p. 282.

Yilmaz, O., 2001: *Seismic data analysis*, SEG, Tulsa, OK.

Seismic Wavelet

Akaike, H., 1970, Statistical Predictor Identification, *Ann. Inst. Stat. Math.*, v. 22, p. 203.

Bednar, J.B., 1992, Blind, ARMA deconvolution: in Bedmar, J.B., Lines, L.R., Stolt, R.H., and Wedglein, A.B., Eds., *Geophysical inversion*, Soc. Ind. Appl. Math. p. 445.

Berkhout, A.J., 1973, On the minimum length property of one-sided signals: *Geophysics*, v. 38, no. 4, p. 657.

Brown, R.L., McElhattan, W., and Sandtiago, D.J., 1988, wavelet estimation: An interpretive approach: *Leading Edge*, v. 7, no. 12, p.16.

Buttkus, B., 1975, Homomprphic filtering-theory and practice: *Geophysical Prospecting*, v. 23, no. 4, p. 712.

Cooke, D.A., and Schneider, W.A., 1983, Generalised inversion of reflection seismic data: *Geophysics*, v. 48, no. 6, p. 665.

Danielsen, V., and Karlsson, T.V., 1984, Extraction of signatures from seismic and well data: *First Break*, v. 2, no. 4, p. 15.

Fryer, G.j., Odegard, E.E. and Sutton, G.H. 1975, Deconvolution and spectral estimation using final prediction error: *Geophysics*, v. 40, no. 3, p. 411.

Hubral, P., Treitel, S., and Gutowski, P.R., 1980, A sum autoregressive formula for the reflection response: *Geophysics*, v. 45, no. 11, p. 1697.

Lazear, G.D., 1984, An examination of the exponential decay method of mixed phase wavelet estimation: *Geophysics*, v. 49, no. 12, p. 2094.

Leading Edge, 2000, Special Section: Wavelet Estimation, v. 19, no. 1.

- Lindsay, J.P., 1988, Measuring phase from seismic data: *Leading Edge*, v. 7, p. 10.
- Lindseth, R.O., 1979, Synthetic sonic logs-a process for stratigraphic interpretation: *Geophysics*, v. 44, no. 1, p.3.
- Lines, L.R., and Treitel, S., 1985, Wavelets, well logs and Wiener filters: *First Break*, v. 3, no. 8, p. 9.
- Lines, L.R., and Ulrych, T. J., 1977, The old and the new in seismic deconvolution and wavelet estimation: *Geophysical Prospecting*, v. 25, no. 3, p. 512.
- Maston,K., 2000, An overview of wavelet estimation using free-surface multiple removal: *Leading Edge*, v. 19, no. 1, p. 50.
- Oldenberg, D.w., Levy, S., and Whittall,K.P., 1981, Wavelet estimation and deconvolution: *Geophysics*, v. 46, no. 11, p. 1528.
- Porsani, M.J., and Ursin, B., 1998. Mixed phase deconvolution: *Geophysics*, v. 63, no. 2, pp. 637.
- Ricker, N., 1953. Wavelet contraction, wavelet expansion and the control of seismic resolution: *Geophysics*, v. 18, no. 4, pp. 769.
- Robinson, E.A., 2000, Wavelet estimation and Einstein deconvolution: *Leading edge*, v. 19, no. 1, p. 56.
- Sacchi, M.D. and Ulrych, T.J., 2000, Nonminimum-phase wavelet estimation using higher order statistics: *Leading Edge*, v. 19, No.1, p.80.
- Scheuer, T. E., and Wagner, D.E., 1985, Deconvolution by autocepstral windowing: *Geophysics*, v.50, no. 10, p. 1533.
- Treitel, S. and Lines, L.R., 1982, Linear inverse theory and deconvolution: *Geophysics*, v. 47, no. 8, p. 1153.
- Ulrych, T.J., 1971, Application of homomorphic deconvolution to sesismology: *Geophysics*, v. 36, no. 4, p. 650.
- Ulrych, T. J., Velis, d.R., and Sacchi, M.D., 1995, Wavelet estimation revisited: *Leading Edge*, v. 14, no. 11, p. 1139.
- Walden, A.T., and White, R.E., 1984, On the errors of fit and accuracy in

- matching synthetic seismograms and seismic traces: *Geophysical Prospecting*, v. 32, no. 5, p. 871.
- Walden, A. T., and White, R.E., 1992, Some fads and fallacies in seismic data analysis: *Geophysical Prospecting*, v. 40. no. 3, p. 289.
- Walden A.T., and Nunn, K.R., 1988, Correcting for coloured primary reflectivity in deconvolution: *Geophysical Prospecting*, v. 36, no. 3, p. 282.
- Wavelet Estimation, Special Section, *Leading Edge*, Jan 2000, v. 19, No. 1.
- White, R.E., 1973, The estimation of signal spectra and related quantities by means of the multiple coherence function: *Geophysical Prospecting*, v. 21, no. 4, p. 660.
- White, R.W., 1980, Partial coherence of synthetic seismograms with seismic traces: *Geophysical Prospecting*, v. 28, no., p. 333.

Recursive Inversion

- Becauey, M., Lavergne, M., and Willm, C., 1979,Acoustic impedance logs computed from seismic traces: *Geophysics*, v. 44, no. 9, p. 1485.
- Beeteussen, K.A., and Ursin, B., 1983, Approximated computation of the acoustic impedance from seismic data: *Geophysics*, v. 48, no. 10, p. 1351.
- Latimer, R.B., Davison, R., and Van Riel, P., 2000, An interpreter's guide to understanding and working with seismic-derived acoustic impedance data: *Leading Edge*, v. 19, no. 3, p. 242.
- Lindseth, R.O., 1979, Synthetic sonic logs-a process for stratigraphic interpretation: *Geophysics*, v. 44, no. 1, p. 3.

Optimised Inversion

- Barrodale, I., and Erickson, R.E., 1980.Algorithms for Least-square Linear Prediction and Maximum Entropy Spectral Analysis-Parts 1 and 11: *Geophysics*, v. 45, no. 3, p. 420 and 433.

- Cabrelli, C.A., 1984. Minimum Entropy Deconvolution and Simplicity: a noniterative algorithm: *Geophysics*, v. 50, no. 3, p. 394.
- Cao, D., Beydoun, W.B., Singh, S.C., and Tarantola, A., 1990, A simultaneous inversion for background velocity and impedance map: *Geophysics*, v. 55, no. 4, p. 458.
- Chi, C.Y., Mendel, J.M., and Hampson, D., 1984, A computationally fast approach to maximum-likelihood deconvolution: *Geophysics*, v. 49, no. 5, p. 550.
- Cooke, D.A., and Schneider, W.A., 1983 Generalised linear inversion of reflection seismic data: *Geophysics*, v. 48, no. 6, p. 665.
- Duijndam, 1988, Bayesian estimation in seismic inversion, *Geophys. Prosp.* v. 36, No. 8, p. 878.
- Gelfand, V.A., and Lerner, K.L., 1984. Seismic lithologic modeling (coloured sections) : *Leading Edge*, v. 3, no. 11, p. 30.
- Haas, A., and Dubrule, O., 1994, Geostatistical inversion-a sequential method of stochastic reservoir modeling constrained by seismic data: *First Break*, v. 12, No. 11, p.561.
- Johann, P., 1999, Reservoir Geophysics in deep and ultradeep water in the Campos Basin: *Leading Edge*, v. 18, No. 7, p. 819.
- Mosegaard, K., and Vestergaard, P.D., 1991, A simulated annealing approach to seismic model optimization with sparse prior information: *Geophysical Prospecting*, v. 39, no. 5, p. 599.
- Oldenberg, D.W., Levy, S., and Stinson, K., 1984. Root-mean-square velocities and recovery of the acoustic impedance: *Geophysics*, v. 49, no. 10, p. 1635.
- Ulrych, T.J., and Walker, C., 1982, Analytic minimum entropy deconvolution: *Geophysics*, v. 47, no. 9, p. 1295.
- Vinther, R., and Mosegaard, K., 1996, Seismic inversion through Tabu Search: *Geophysical Prospecting*, v.44, no. 4, p. 555.

Walker, C., and Ulrych, T.J., 1983, Autoregressive recovery of the acoustic impedance: *Geophysics*, v. 48, no. 10, p. 1338.

Wiggins, R., 1985, Entropy guided deconvolution: *Geophysics*, v. 50, no. 12, p. 2720.

Sparse Spike Inversion

Levy, S., and Fullagar, P.K., 1981, Reconstruction of a Sparse Spike Train from a Portion of its Spectrum and Application to High-Resolution Deconvolution: *Geophysics*, v. 46, no. 9, p. 1235.

Oldenburg, D.W., Scheuer, T., and Levy, S., 1983, Recovery of the acoustic impedance from reflection seismograms: *Geophysics*, v. 48, no. 10, p. 1318.

Oldenburg, D.w., Levy, S. and Stinson,K., 1984. Root mean square velocities and the recovery of the acoustic impedance: *Geophysics*, v. 49, no.10. p.1653.

Taylor, H. L., Banks, S.C., and McCoy, j.F., 1979. Deconvolution with the L1 norm: *Geophysics*, v. 44, no. 1, p. 39.

Interpretation

Archer, S.H., King, G.A., Seymour, R.H., and Uden, R.C., 1993, Seismic reservoir monitoring-the potential: *First Break*, v. 11, no. 9, p. 391.

Bundy, M., 1991. Seismic reservoir interpretation of deep Permian carbonates and sandstones (NW German gas province) : *First Break*, v. 9, no .2, p. 55.

Carr, M., Copper, R., Smith, M., Taner, T., and Taylor, G., 2001. The generation of a rock and fluid properties volume via the integration of multiple seismic attributes and log data: *First Break*, v. 19, no. 10, p. 567.

Davis, 1973, 1986, *Statistics and data analysis in geology*, John Wiley & Sons, New York

Domenico, S. M., 1984, *Rock lithology and porosity determination from shear*

- wave and compressional wave velocity: *Geophysics*, v. 49, no. 8, p. 1188.
- Doyen, P.M., 1988, Porosity from seismic data : a geostatistical approach: *Geophysics*, v. 53, no. 10, p. 1263.
- Dumary, J., and Fournier, F., 1988. Multivariate statistical analyses applied to seismic facies recognition: *Geophysics*, v. 53, no. 9, p. 1151.
- Ensley, R. A., 1989. Analysis of compressional-and shear-wave seismic data from the Prudhoe Bay field: *Leading Edge*, v. 8, no. 11, p. 10.
- Gersztenkorn, A., Sharp, J, and Marfurt, K., 1999, Delineation of tectonic features offshore Trinidad using 3D seismic coherence: *Leading Edge*, v. 18, no. 9, p. 1000.
- Hardage, B. A., et al, 1996, 3D seismic imaging and seismic attribute analysis of genetic sequences deposited in low-accommodation conditions: *Geophysics*, V. 61, No. 5, p. 1351.
- Harvey, P.J., 1993, Porosity identification using amplitude variations with offset in Jurassic carbonate, offshore Nova Scotia: *Leading Edge*, v. 12, No 3, p. 180.
- Hitterman, F., Van Schuyver, C. and Sbar, M., 2000, AVO examples of long-offset 2D data in the Gulf of Mexico: *Leading Edge*, v. 19, No. 11, p. 1200.
- Leu, L-K., McPherson, J.G and Kan, Y., 1999, Integration of 3D seismic attributes with core and wireline log data for detailed modeling of Cretaceous fluvial reservoir: *Leading Edge*, v. 18, No. 6, p. 730.
- Kallweit, R. S., and Wood, L.C., 1982. The limits of resolution of zero phase wavelets:, *Geophysics*, v.47. no.7. p. 1035.
- Latimer, R.B., Davison, R., and Van Riel, P., 2000, An interpreter's guide to understanding and working with seismic-derived acoustic impedance data: *Leading Edge*, v. 19, no. 3, p. 242.
- Lendzinowski, v., Walden, A. T., and White, R.E., 1990, Seismic character mapping over reservoir intervals: *Geophysical Prospecting*, v. 38, no. 8, p.

- Lindseth, R.O., 1979, Synthetic sonic logs-a process for stratigraphic interpretation: *Geophysics*, v. 44, no. 1, p.3.
- Marion, D., Nur, A., Yin, H. and Han, D., 1992, Compressional velocity and porosity in sand-clay mixtures: *Geophysics*, v. 57, No. 4, p. 554.
- Partyka, G. A., Prasad, K. V. K., and Bahorich, M.S., 1993, Seismic character mapping using multivariate statistical pattern integration: 55th Meeting, EAGE, Extended Abstracts, paper A046.
- Robertson, J. D., and Fisher, D.A., 1988, Complex seismic trace attributes: *Leading Edge*, v. 7, no.6, p. 22.
- Sinvhal, A., and Khattri, K., 1983, Application of seismic reflection data to discriminated subsurface lithostratigraphy, *Geophysics*, v. 48, no. 11, p. 1498.
- Swan, A.R.H., and Sandilands, M., 1995, *Introduction to Geological Data Analysis*: Blackwell Science Ltd., Oxford, England.
- Taner, M. T., Koehler, F., and Sheriff, R.E., 1979, Complex seismic trace analysis: *Geophysics*, v. 44, no. 6, p. 1041.
- Tatalovic, R., McDonald, J.A., and Gardner, G.H.F., 1988, Modeling study of tuning effects for the calculation of the thickness and areal extent of thin beds: *First Break*, v. 6, no. 12, p. 395.
- Torres-Verdin, C., Victoria, M., Merletti, G. and Pendrel, J., 1999, Trace-based and geostatistical inversion of 3D seismic data for thin sand delineation: An application in San Jorge Basin, Argentina: *Leading Edge*, v. 18, no. 9, p. 1070.
- Xu, S. and White, R.E., 1995, A new velocity model for clay-sand mixtures: *Geophysical prospecting*, v. 43, no. 1, p. 91.

Inversion

- Duijndm, 1988. Bayesian estimation in seismic inversion: *Geophys. Proep.* V. 36, p. 878.
- Kohann, P., 1999. Reservoir geophysics in the Campos Basin, *Leading Edge*, v. 18, no., 7.

Oldenburgh et al., 1993. Geophysics

Vinther, R. and Mosegaard, K., 1996. Seismic inversion through Tabu search: Geophysical prospecting, v. 44, no. 4, p. 555-570.

Attribute

Balch, A.H., 1971. Color sonagrams: A new dimension in seismic data interpretation: Geophysics, v. 36, p. 1074-1098.

Bracewell, R., 1965. The Fourier transform and its application: New York, McGraw-Hill Book Co., Inc., p. 268-271.

Farnback, J.S., 1975. The complex envelope in seismic signal analysis: Bull. Seis. Soc. Am., v.65, p. 951-962.

Gabor, D., 1946. Theory of communication, part I: J. Inst. Elect. Eng., v. 93, p. 429-441.

Gramer, H. and Leadletter, M.R., 1967. Frequency detecting and relative topics: Stationary and related stochastic process, CH. 14, New York, J. Wiley and Sons.

Lin, K.A., 1978. The Hilbert transform and seismic wavelet processing: Petroleum Geology of Taiwan, no. 15, p. 219-230.

Leon, S.J., 1998. Linear Algebra with applications: Prentice-Hall International, Inc. Upper Saddle River, New Jersey, p.201-206; p.279-286.

Oppenheim, A.V. and Schaffer, R.W., 1975. Digital signal processing: Engwood Cliffs, N.J., Prentice Hall.

Rabiner, L.R. and Gold, B., 1975. Theory and application of digital signal processing: Englewood Cliffs, N.J., Prentice Hall, p.70-80.

Taner, M.T., Koehler, F. and Sheriff, R.E., 1979. Complex seismic trace analysis: Geophysics, v. 44, p.1041-1063.

Taner, M.T. and Sheriff, R.E., 1977. Application of amplitude and other attributes to stratigraphic and hydrocarbon determination: In applications to hydrocarbon exploration, Payton, C.E. (ed.), AAPG, Memoir 26: Tulsa, Am,

Assn. Petroleum Geologist, p. 301-327.

AVA

Aki, K. and Richards, P. G., 1980 Quantitative seismology: Theory and methods: W.H. freeman and Co.

Ostrander, W. J., 1984, Plane-wave reflection coefficients for gas sands at nonnormal angles of incidence: Geophysics, 49, 1637-1648.

Shuey, R. T., 1985, A simplification of the Zoeppritz equations: Geophysics, 50, 609-614.

Smith, G. C. and Gidlow, P. M., 1987, Weighted stacking for rock property estimation and detection of gas: Geophys. Prosp., 35 993-1014.