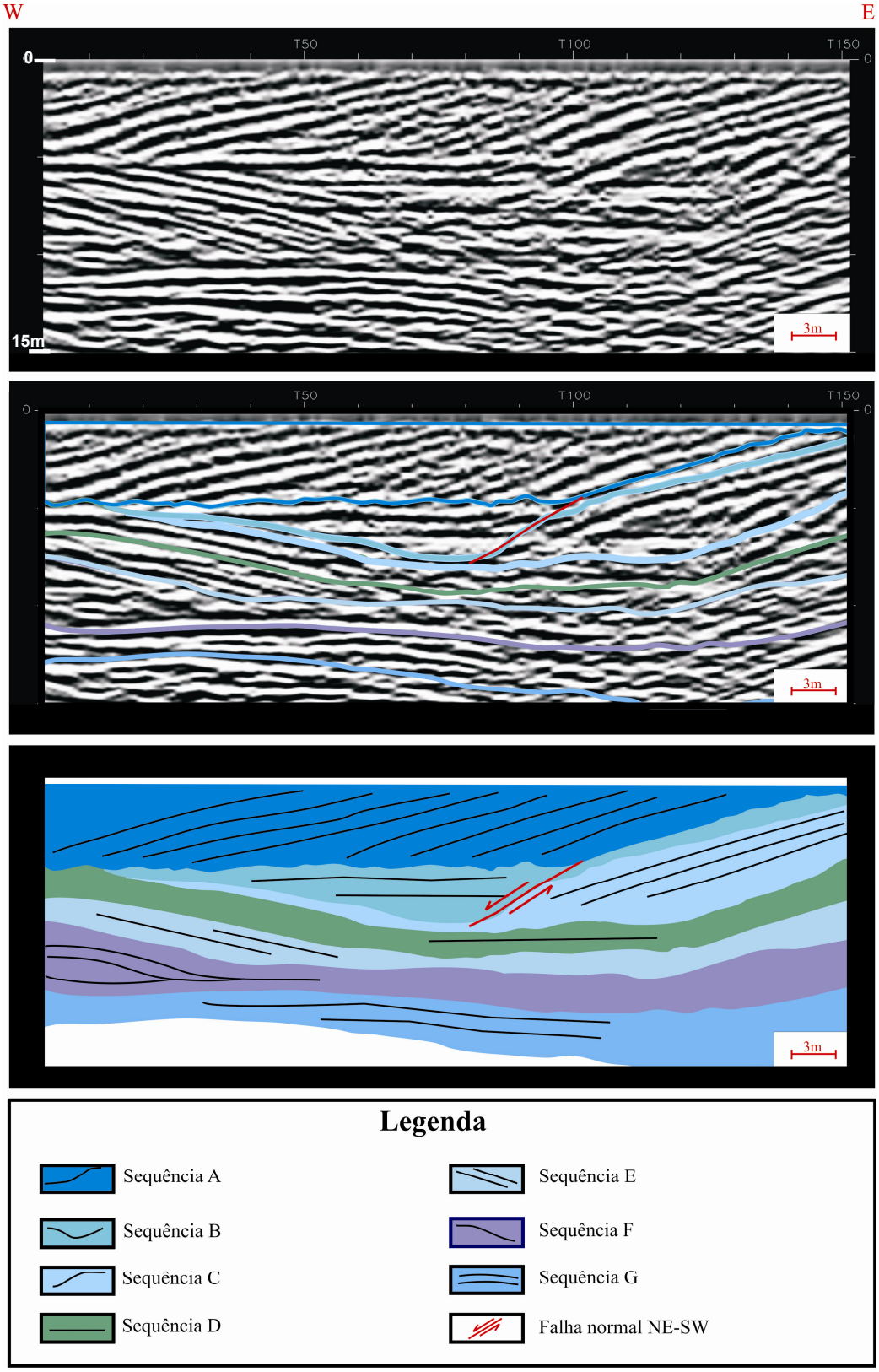

Figura 4.3.2.1: Imagens da *inline* 11 sem interpretação, interpretada e com ilustração das características de cada sequência.

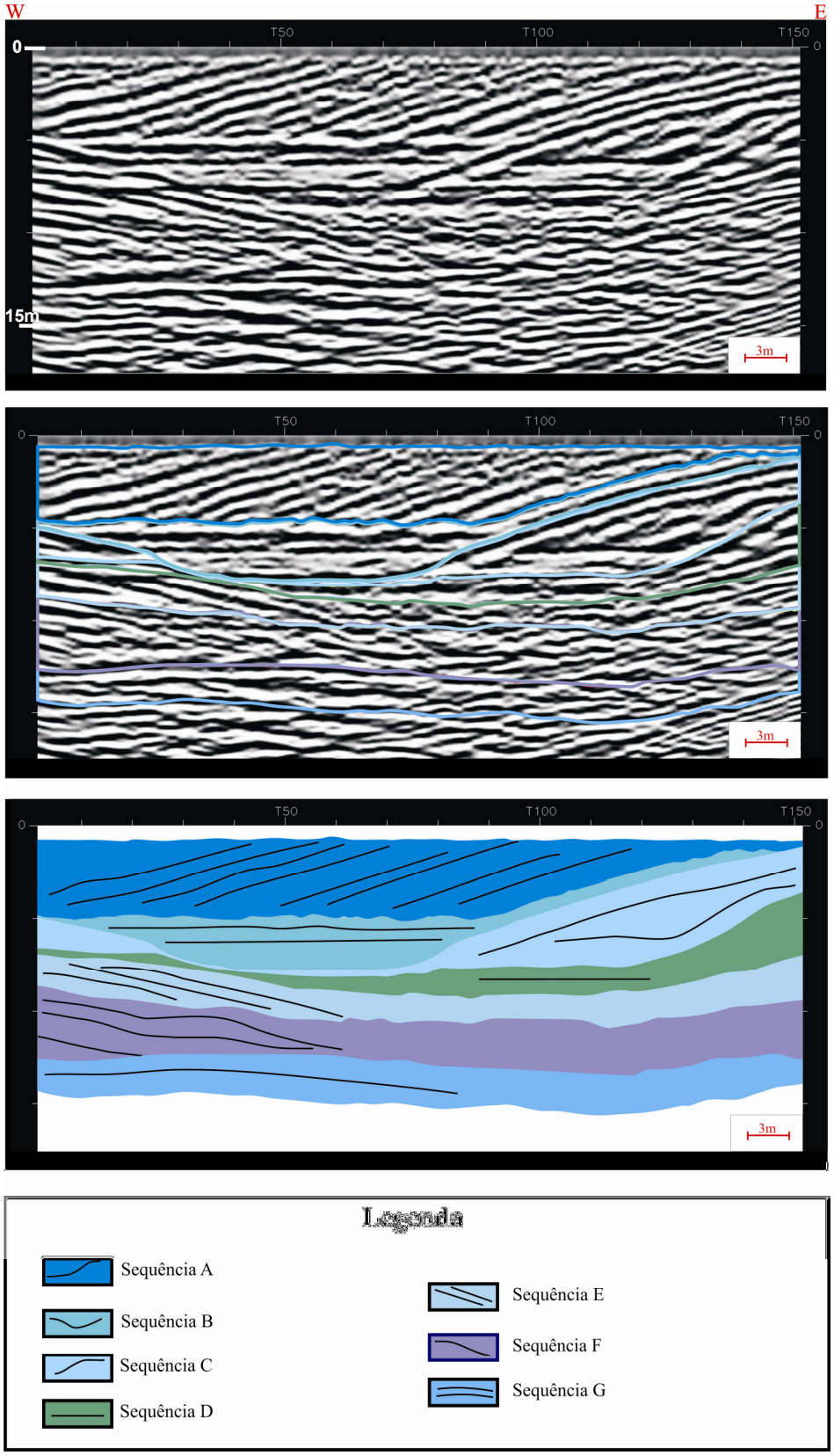

Figura 4.3.2.2: Imagens da *inline* 30 também sem interpretação, interpretada e com ilustração das características de cada sequência.

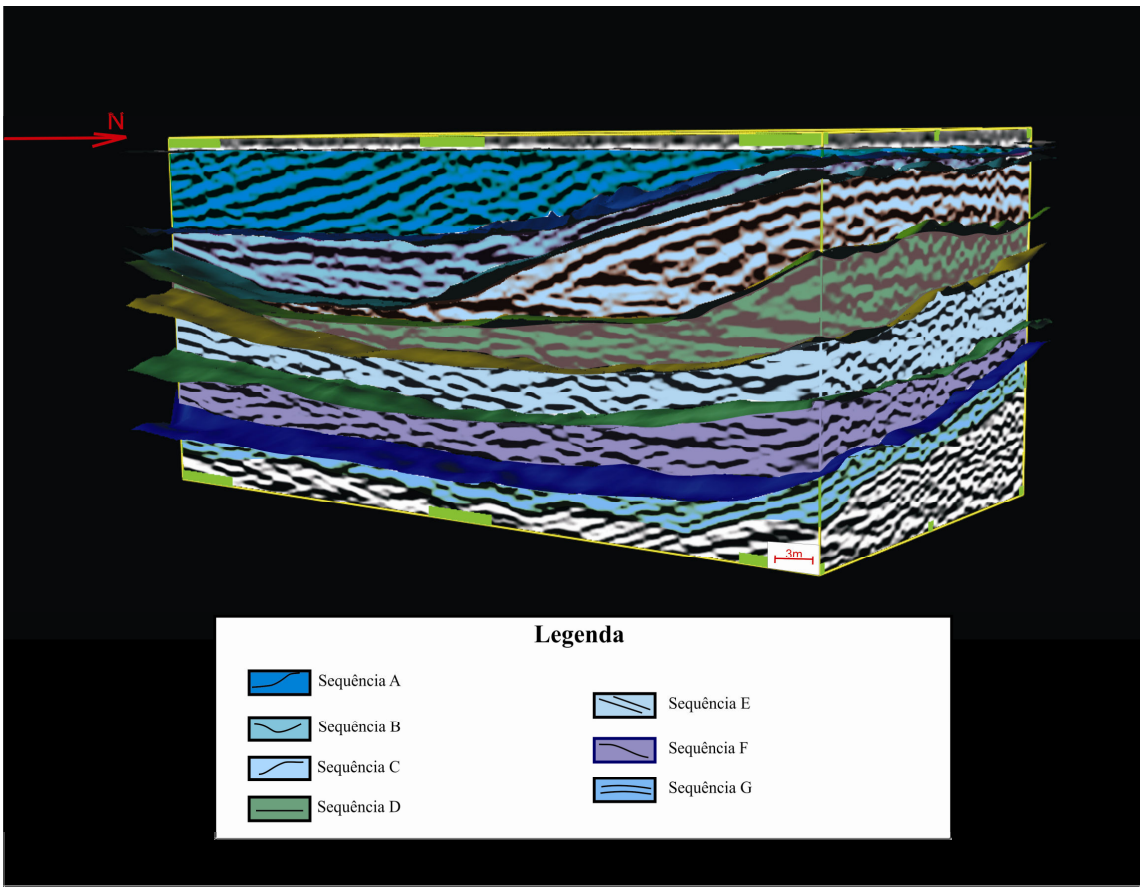

Figura 4.3.2.3: Imagem do cubo GPR 3D com identificação das sequências as quais foram interpretadas utilizando o critério aplicado para a individualização das mesmas.

4.3.3 - Dip

Um volume *Dip* pode ser muito importante para a interpretação de um ambiente geológico. Atualmente sua utilização mais importante é na definição de um refletor de uma superfície local sobre a qual é possível estimar medida de descontinuidade, e assim definir da melhor forma possível, ângulo de mergulho das sequências e/ou feições estratigráficas que se manifestem por compactação diferencial ou por mudanças súbitas na forma da onda, ou mesmo identificar falhas, com a utilização de mapas sombreados.

Neste trabalho, a utilização principal do volume Dip foi estimar medidas de mergulho dos refletores, e auxiliar na detecção dos limites de sequência com a identificação de descontinuidades e de feições estratigráficas características para tipo de ambiente que este trabalho tem em foco.

Matematicamente, um elemento planar de um refletor sísmico pode ser definido unicamente por um ponto no espaço, x=(x,y,z), e uma unidade normal a superfície, n=(n_x, n_y, n_z), onde n_x, n_y e n_z denotam os componentes ao longo dos eixos x, y e z, respectivamente, e são tais que $n_z \geq 0$ (Figura 4.3.3.1).

Geologicamente, a definição de interface planar tais como o topo da formação ou superfície de acamamento interno podem significar mergulhos aparentes θ_x e θ_y, ou mais comumente, pelo mergulho verdadeiro da superfície, θ, ou pelo seu azimute, ψ (Figura 4.3.3.1). Medidas de mergulho para área geológica não têm sinais e sempre são medidas no sentido descendente do plano horizontal para a superfície. Devido ao fato de quê o azimute define uma linha (por exemplo, NE-SW) ao invés de um vetor, é necessário inserir no mapa, a direção do mergulho (por exemplo, NE ou SW).

Para interpretação sísmica, há a tentativa de evitar ambiguidade matemática e comumente o refletor é definido pelo seu mergulho e azimute. O conceito de Dip (ou magnitude de mergulho θ – Figura 4.3.3.1) nos dados sísmicos/GPR, é idêntico ao utilizado em definições geológicas.

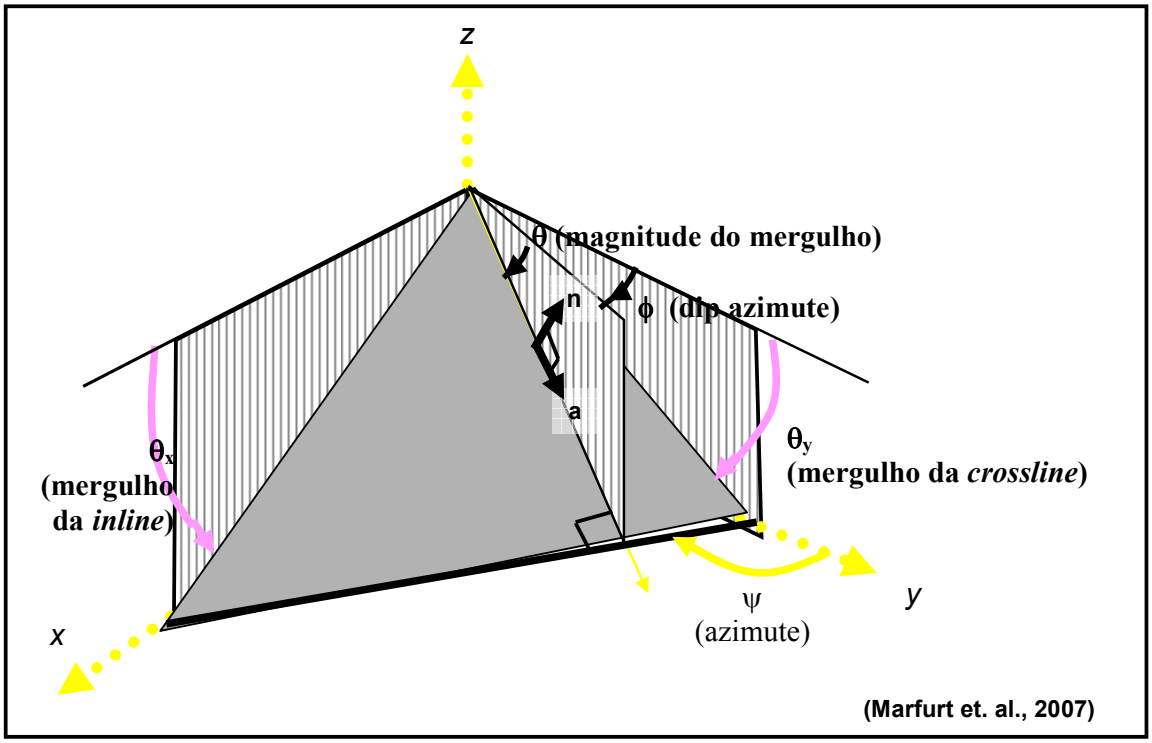

Figura 4.3.3.1: Nomenclatura utilizada para definir o vetor dip matematicamente, geologicamente ou sismicamente**.** Por convenção, n=unidade de vetor normal; a= unidade vetor dip; θ= magnitude de mergulho; ϕ= azimute de mergulho; ψ= azimute, θ_x= mergulho aparente no plano xz; e θ_y= mergulho aparente no plano yz.

O cálculo do valor do mergulho pode ser feito a partir de um horizonte já interpretado ou de um volume. O benefício do cálculo a partir de um volume está no fato que o resultado não depende da perfeita interpretação do horizonte. Neste trabalho, optou-se pelo cálculo de mergulho tendo o volume como base.

Assim, existem três métodos mais comumente utilizados para estimativa de valores de mergulho para um volume. Estes métodos requerem (1) alinhamento de fase derivado da análise do traço complexo, (2) scan do refletor coerente mais planar, ou (3) correlação-cruzada do gradiente do dado e formação de um gradiente de tensor estrutural.

O método utilizado pelo *software* PostStack para este fim foi Cálculo do vetor *dip* pelo *scan*. Esta metodologia foi desenvolvida por Marfurt *et. al.* (1998) a partir da generalização dos trabalhos de Finn (1986) para cálculo de *semblance* para um dado 3D. Como resultado espera-se obter uma estimativa mais robusta do vetor *dip* (Figura 4.3.3.2 e 4.3.3.3).

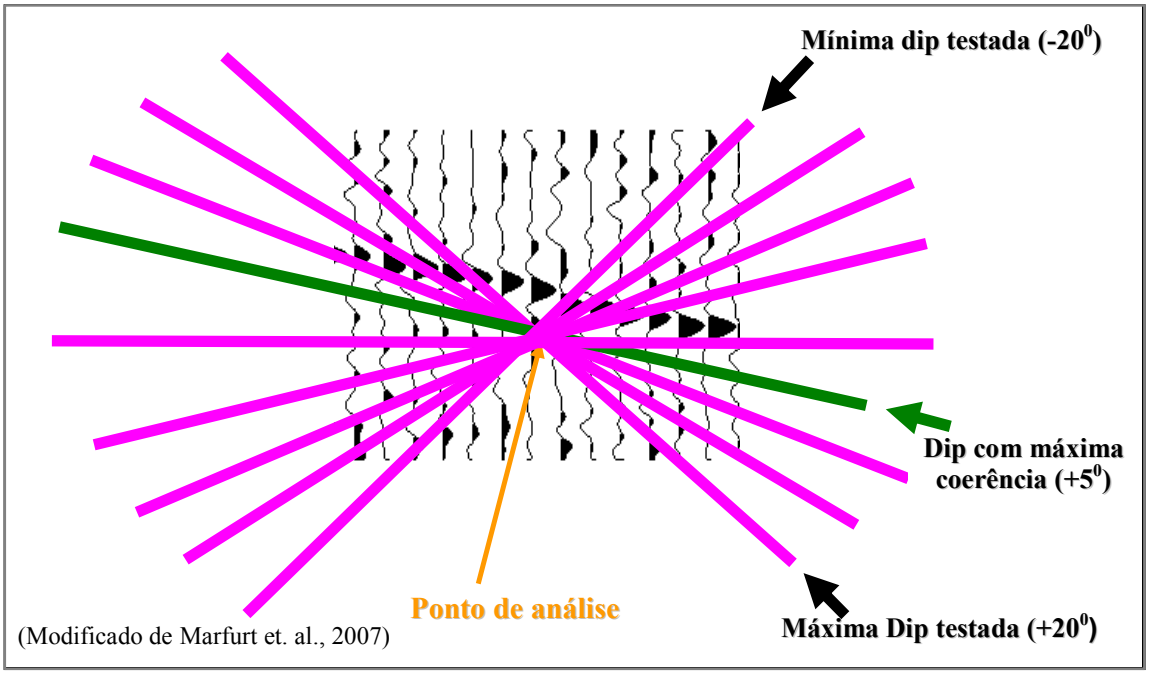

Figura 4.3.3.2: Diagrama esquemático mostrando uma pesquisa 2D baseado na estimativa de coerência.

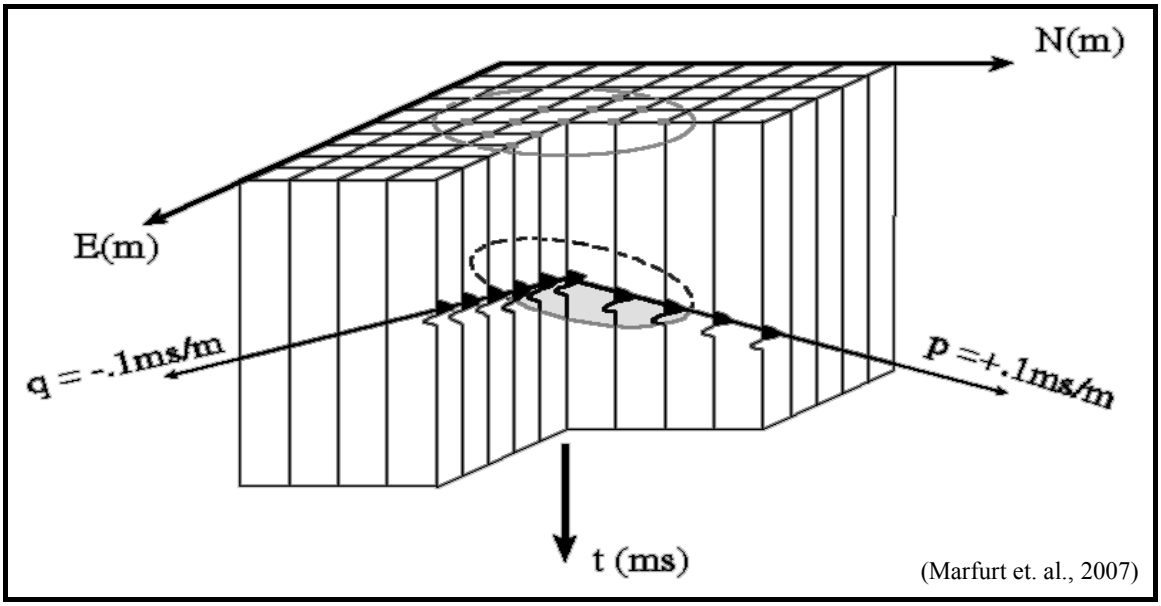

Figura 4.3.3.3: Diagrama esquemático mostrando uma verificação 3D baseado na estimativa de coerência**,** no qual **p** indica *inline* e **q** os componentes da *crossline* do vetor *time dip*. A técnica é análoga a da figura anterior.

O processo é desenvolvido em etapas sucessivas: primeiramente, o algoritmo estima a coerência aplicando o método de *semblance*, "variância", componente principal, ou outra medida estatística ao longo de um número discreto de *dips* candidatas (como ilustrado na Figura 4.3.3.2 em rosa e verde). Neste exemplo, a máxima coerência foi calculada ao longo do mergulho (demarcado em verde). A seguir o algoritmo aplica uma curva de interpolação na medida de coerência estimada pelo valor do pico de dois ou mais mergulhos vizinhos. O valor de pico desta curva provê uma estimativa de coerência, onde o valor de mergulho deste pico provê um valor estimado do mergulho instantâneo.

Embora este método seja mais eficaz que outros, como o *complex-trace analysis*, por exemplo, pois examina vários traços de uma só vez, ele apresenta um aspecto que deve ser levado em consideração numa análise, o fato de que vários traços são examinados de uma só vez, o que pode comprometer o detalhamento do dado.

O resultado da aplicação deste método no dado GPR pode ser visualizado na Figura 4.3.3.4.

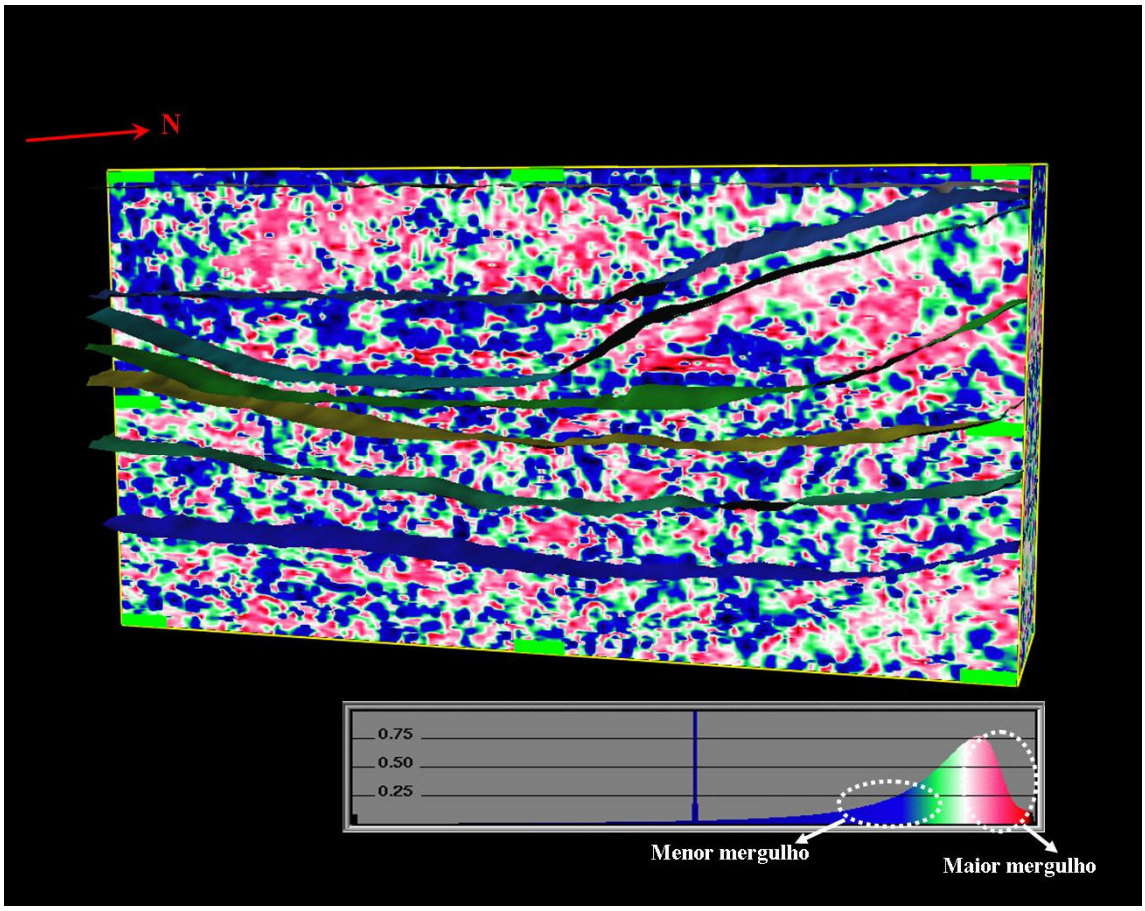

Figura 4.3.3.4: Volume DIP calculado a partir do volume inicial. Observar os resultados de maior e menor mergulho entre a segunda e terceira sequências.

4.3.4 - Coerência (*Structure Cube 3D*)

Coerência é uma medida de similaridade entre formas de ondas ou traços. Quando observado em seções processadas, a forma da onda sísmica é a resposta da *wavelet* sísmica convolvida com a geologia de sub-superfície. Esta resposta pode ser alterada em função da amplitude, frequência e fase dependendo do contraste de impedância acústica e espessura das camadas acima e abaixo do limite de reflexão. Desta forma, impedância acústica é afetada pela litologia, porosidade, densidade, e tipo de fluido das camadas de sub-superfície. Consequentemente, a forma das ondas sísmicas que são observadas em seções sísmicas diferem em características laterais – isto porque, fortes mudanças laterais em constrastes de impedância levam à elevação das fortes mudanças laterais nas características das ondas.

A Figura 4.3.4.1a ilustra uma forma de onda lateralmente estável indicando um evento coerente. Na Figura 4.3.4.1b observa-se um sinclinal, mas com forma de onda pouco variável lateralmente. No entanto, as Figura 4.3.4.1c e 1d ilustram variações laterais na forma da onda que são resultado caracterizados em função da presente de canais. Geologicamente, alta coerência nas formas das ondas sísmicas indica litologias lateralmente similares. Mudanças abruptas na forma da onda podem indicar falhas ou fraturas nas rochas.

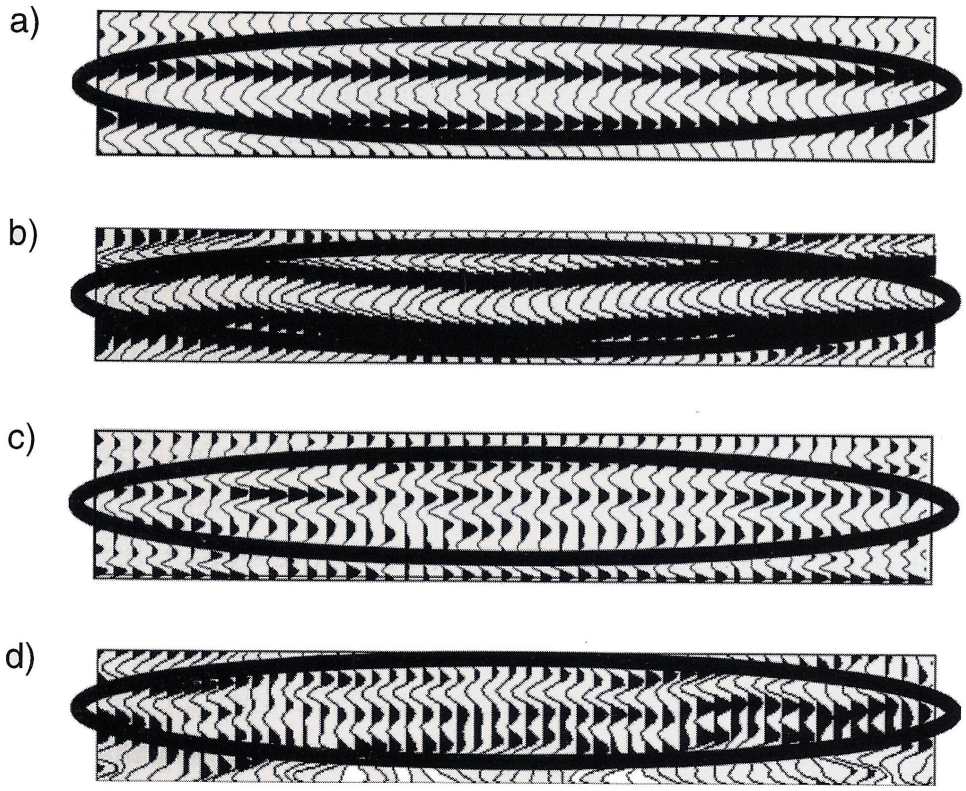

Figura 4.3.4.1: Exemplos de variações laterais em formas de ondas sísmicas**.**

Desta maneira, a extração do atributo de coerência é uma competente ferramenta porque possibilita identificação de limites geológicos, como falhas e contatos estratigráficos, permite interpretação mais rápida de grandes *data sets* e estimativa quantitativa de falhas e fraturas, além de facilitar a identificação mais eficaz da informação estratigráfica.

Para extração deste atributo existem quatro tipos de cálculos, sendo (1) *Cross-correlation* (correlação cruzada); (2) *Semblance*, Variância e *Manhattan distance*; (3) *Eigenstructure* e (4) *Gradient Structural Tensors (GST)*. A Figura 4.3.4.2 apresenta uma comparação esquemática entre os algoritmos de *cross-correlation* (correlação-cruzada) (A), *semblance* e *eigenstructure (B)*.

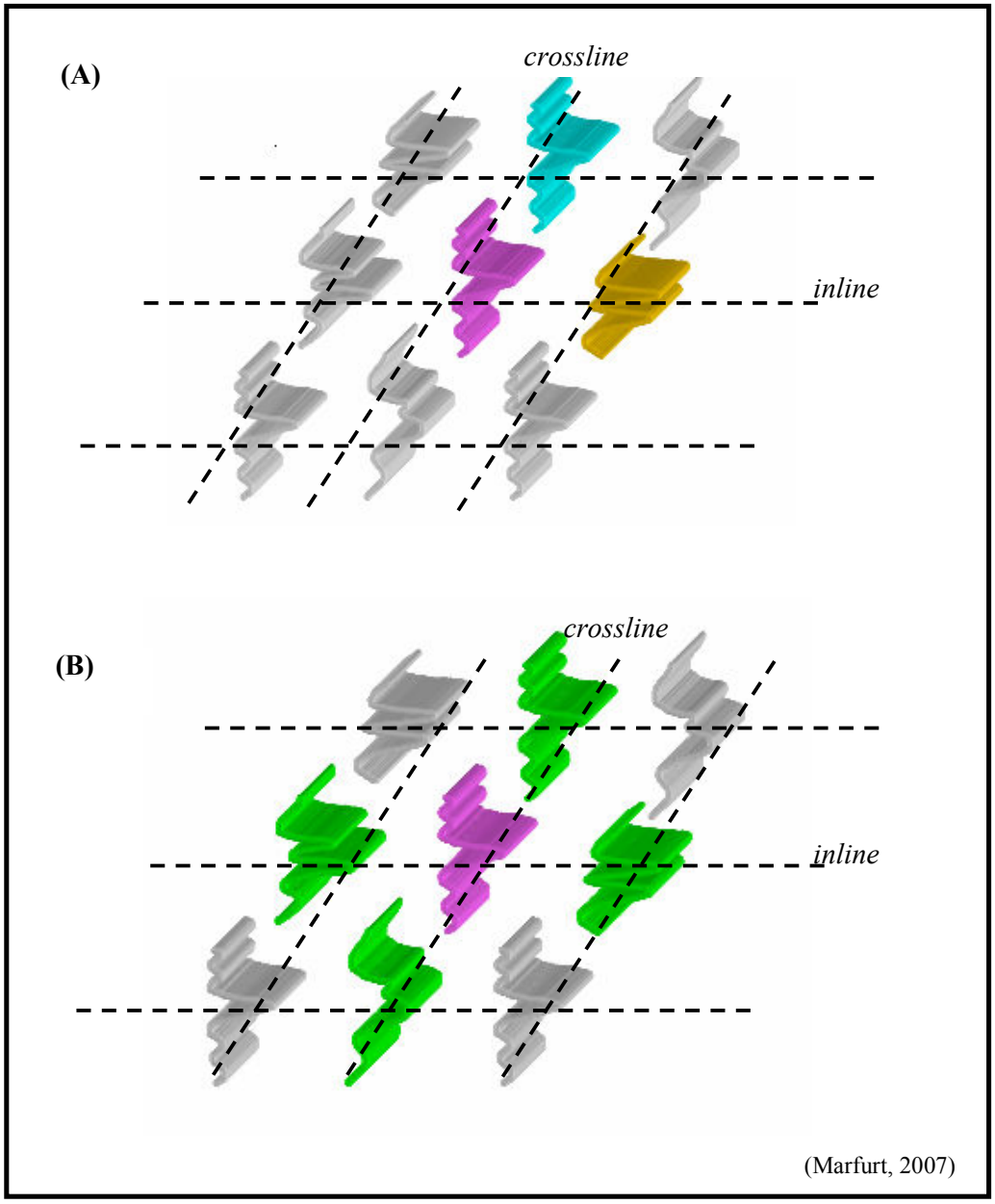

Figura 4.3.4.2: Janela de análise espacial (ou multi-traço) comumente utilizada nos cálculos de coerência para (A) algoritmos de *cross-correlation* e (B) *semblance* e *eigenstructure*.

Nos algoritmos de correlação cruzada, primeiramente correlaciona-se o traço alvo (em rosa) com a *inline* (em amarelo), para em seguida a mesma operação ser realizada para o traço com a *crossline* (em azul). Para os algoritmos de *semblance* e *eigenstructure*, estima-se inicialmente os valores de mergulho e azimute, e então calcula-se tanto o valor de *semblance* (semelhança) ou de matriz covariante entre os traços alvo (em azul) e seu vizinho mais próximo. Nesta ilustração, os quatro vizinhos mais próximos apresentam-se em verde e os oito mais próximos apresentam-se em verde e cinza.

O cálculo de volume de coerência deste trabalho foi efetuado com a integração dos *softwares* GeoProbe e PostStack-ESP, com a ferramenta denominada *Structure Cube*, a qual utiliza-se do método (3) *Eigenstructure*. Este método, ao contrário do método *semblance* e variância, os quais são sensíveis somente às formas geométricas das ondas, possui também sensibilidade às mudanças laterais na amplitude sísmica. Em virtude disso, a metodologia *Eigenstructure* pode ser afetada por ruídos nos dados, tornando sua utilização desaconselhável em dados com baixa razão sinal-ruído.

O método de *Eigenstructure* inicia-se com a estimativa de mergulho e azimute. Graficamente, analisa-se uma janela de traços e determinam-se quais *wavelets* melhor representam a variabilidade de formas de onda. Então, esta *wavelet* é escalonada com o objetivo de "encaixá-la" com cada traço inicial, viabilizando o que é chamado de componente coerente do dado dentro da janela de análise. Portanto, este método é a simples razão da energia dos componentes de coerência dos dados com a energia do traço original dentro da janela de análise. Para dados 3D, a janela de análise inclui uma suíte de traços centralizados em torno de um ponto de análise (Figura 4.3.4.3).

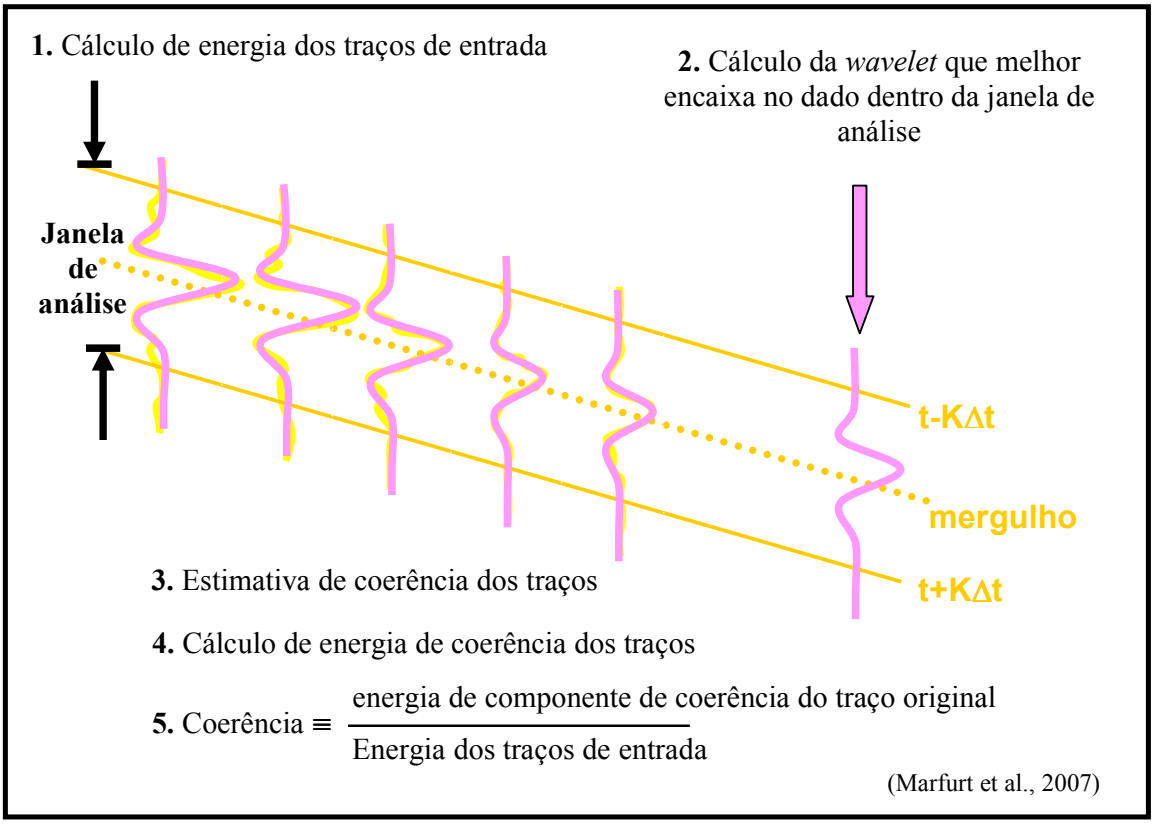

Figura 4.3.4.3: Diagrama esquemático com os passos aplicados na estimativa de coerência utilizando o algoritmo *eigenstructure*.

Para o cálculo de coerência neste trabalho, os parâmetros escolhidos foram 9x9x50m, que significam espaçamento entre *inlines, crosslines* e amostras. Estes valores foram escolhidos em função das pequenas dimensões das falhas e fraturas existentes na área. Estas dimensões já eram supostamente previsíveis pelas medidas publicadas no trabalho de Kinoshita (2007), além de que o detalhamento oferecido pelo método GPR é muito maior do que do método sísmico.

Nas Figuras 4.3.4.4, 4.3.4.5 e 4.3.4.6 observam-se os resultados obtidos pelo cálculo de coerência para os dados deste trabalho.

A identificação de incoerências, falhas ou fraturas, com orientação N-S e NE-SW pode ser feita com a extração do atributo aqui referido, conforme as Figuras 4.3.4.4 e 4.3.4.5. Nesta figura é ainda possível discriminar a existência de um par-conjugado N-S e NE-SW. Esta orientação estrutural está de acordo com o arcabouço regional proposto por Lana (1990) e Falkenhein *et al*. (1986) para esta bacia.

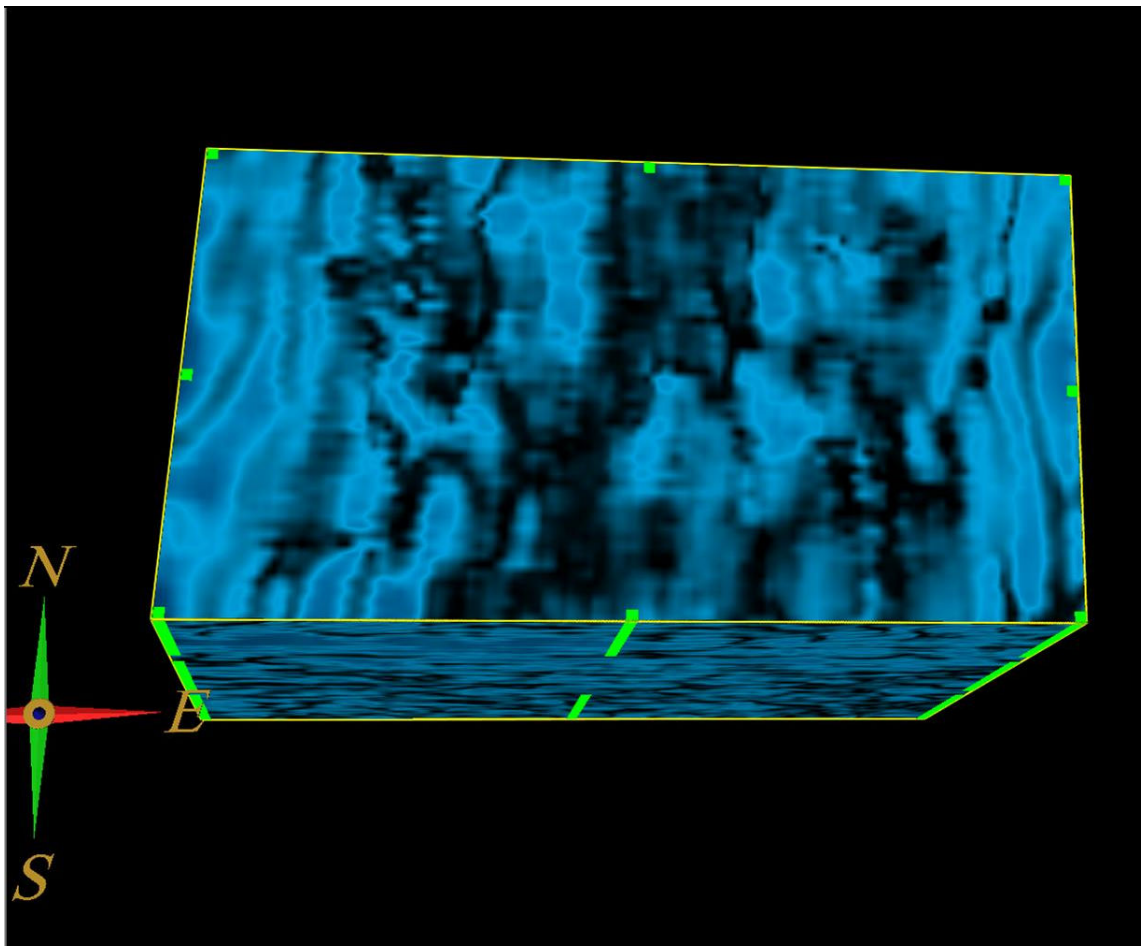

Figura 4.3.4.4: Volume de coerência calculado com a utilização do algoritmo *eigenstructure***.** Observar a tendência NE-SW e N-S, corroborando medidas obtidas em afloramento no trabalho de Kinoshita (2007).

Este padrão estrutural pôde ser interpretado na maioria das sequências mapeadas deste trabalho, com exceção das sequências E e F. Isto foi decorrente da existência de ruídos no dado, que inviabilizaram a identificação do que seria incoerência em função natureza do traço ou produto de ruído.

Entretanto, ao longo da sequência B, observa-se apenas uma falha normal, e esta foi interpretada em seção, também com orientação NE-SW (Figura 4.3.2.1) visto que no volume de coerência não identificado (Figura 4.3.4.6). O mesmo ocorre na parte superior da sequência C (Figura 4.3.4.6).

É importante frisar que de um modo geral, e confirmado nesta dissertação, feições estruturais são melhor analisadas em *time slices*.

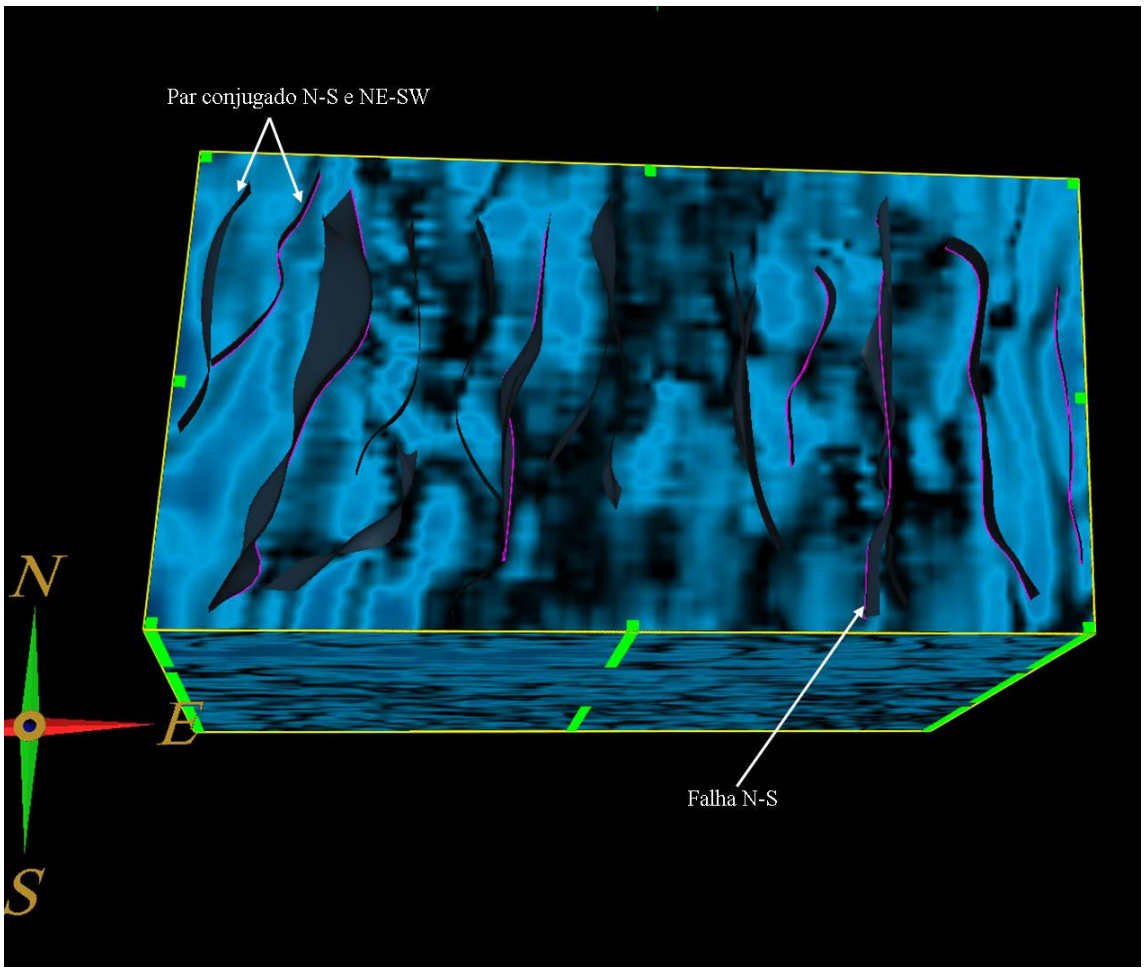

Figura 4.3.4.5: Falhas NE-SW e N-S, na sequência A, interpretadas no volume de coerência.

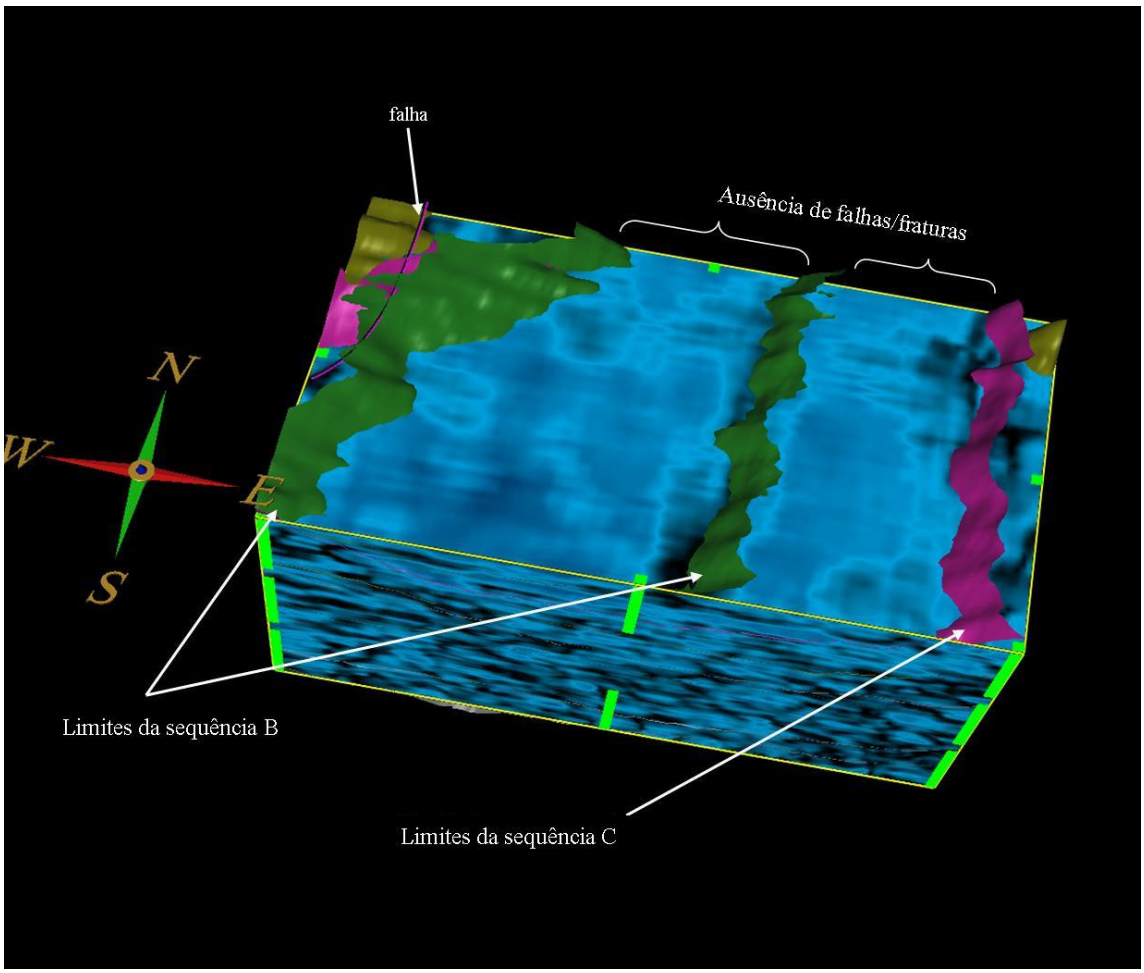

Figura 4.3.4.6: Volume de coerência na região da sequência B e C. Observar a ausência de falhas/fraturas.