

Migrasi *Pre-Stack* Domain Kedalaman Dengan Metode Kirchhoff Pada Medium Anisotropi VTI (Vertical Transverse Isotropy)

Adriandi^{1,a)}, Bagus Endar B. Nurhandoko^{2,b)}

¹Laboratorium Fisika Bumi,
Kelompok Keilmuan Fisika Bumi dan Sistem Kompleks,
Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Institut Teknologi Bandung,
Jl. Ganesha no. 10 Bandung, Indonesia, 40132

²Laboratorium Fisika Bumi,
Kelompok Keilmuan Fisika Bumi dan Sistem Kompleks,
Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Institut Teknologi Bandung,
Jl. Ganesha no. 10 Bandung, Indonesia, 40132

a) adriandi001@gmail.com

b) bagus@fi.itb.ac.id

Abstrak

Seismik pantul merupakan salah satu metode yang dapat menghasilkan akurasi yang tinggi dan jangkauan penetrasi yang cukup baik dalam eksplorasi hidrokarbon. Meskipun demikian, kendala dapat terjadi bila data sinyal refleksi yang dihasilkan kurang sesuai. Hal ini terjadi dikarenakan adanya kemiringan titik-titik refleksi terhadap posisi refleksi yang sebenarnya. Proses migrasi data seismik dapat digunakan untuk memindahkan reflektor menuju titik-titik reflektor yang sebenarnya. Namun, kesalahan dapat terjadi akibat dilakukannya asumsi yang tidak sesuai dengan kondisi yang sebenarnya. Kebanyakan pemrosesan data seismik mengasumsikan bahwa lapisan bumi merupakan lapisan isotropi, walaupun pada kenyataannya lapisan bumi memiliki struktur yang membuat kecepatan gelombang mengalami perubahan. Perubahan tersebut dapat terjadi karena kondisi geologi bawah permukaan yang kompleks akibat perubahan fasies suatu lapisan. Pada litologi kondisi ini, kecepatan gelombang seismik akan mengalami perubahan kecepatan yang cukup tinggi. Salah satu metode yang dapat digunakan untuk menangani struktur yang kompleks tersebut adalah metode anisotropi pre-stack depth migration (PSDM). Anisotropi pre-stack depth migration yang digunakan menggunakan asumsi bahwa medium yang dilalui gelombang memiliki sifat Vertical Transverse Isotropy (VTI). Medium ini mengasumsikan bahwa anisotropi hanya terdapat pada derajat vertikal saja, tidak ada derajat anisotropi pada arah horizontal. Metode PSDM yang digunakan yang menambahkan parameter anisotropi Thomsen berupa delta dan epsilon. Parameter tersebut digunakan untuk menganalisis efek anisotropi dari struktur lapisan tersebut. Kelebihan dari anisotropi pre-stack depth migration dibandingkan dengan pre-stack depth migration isotropi adalah gather yang dihasilkan memiliki offset yang lebih panjang dan pencitraan yang lebih baik. Gather offset yang lebih panjang dapat memperbanyak informasi bawah permukaan yang diperoleh dan hasil penampang seismik yang lebih tajam dibandingkan dengan gather yang diperoleh pada pre-stack depth migration isotropi.

Kata-kata kunci: Anisotropi, Parameter Thomsen, PSDM, Seismik Refleksi, VTI.

PENDAHULUAN

Beberapa proyek eksplorasi dan pengembangan sumber daya hidrokarbon berada pada daerah yang mengandung cekungan *anisotropic sequences*. Migrasi kedalaman dengan algoritma migrasi isotropi maupun asumsi sumbu vertikal simetri (VTI) akan mengalami masalah pencitraan dan kesalahan posisi, salah satu solusi dari masalah ini adalah *anisotropic depth migration*. *Anisotropic depth migration* diperlukan untuk memposisikan lapisan dengan tepat ketika terjadi kemiringan *transverse isotropic*.

Penelitian yang pernah dilakukan sebelumnya adalah *Inverse scattering pre-stack depth imaging and it's comparison to some depth migration methods for imaging rich fault complex structure*, pada penelitian ini dapat dengan sangat baik menggambarkan zona yang memiliki banyak sesar yang memiliki kemiringan yang cukup curam dan dapat menghasilkan kualitas pencitraan seismik yang akurat. Kualitas pencitraan yang dihasilkan dengan metode ini jauh lebih baik dibandingkan metode migrasi lain (B.E.B. Nurhandoko,dkk.2011).

Dalam penelitian dilakukan beberapa percobaan seperti, Membandingkan efek anisotropi dan isotropi pada penampang seismik 2D, Membandingkan hasil pencitraan pada penembakan gelombang dalam bidang reflektor untuk medium anisotropi dan isotropi, Mengorelasikan hasil penampang seismik yang diperoleh dengan data sumur.

PEMBUATAN MODEL KECEPATAN

Analisis Kecepatan

Kecepatan merupakan salah satu variabel terpenting dalam pengolahan data seismik, karena kecepatan diperlukan untuk menghitung kedalaman reflektor di bawah permukaan dari data seismik yang terekam dalam domain waktu. Analisis kecepatan adalah proses pemodelan kecepatan yang sesuai dan nantinya digunakan untuk pemrosesan yang lebih lanjut. Prinsip dari analisis kecepatan adalah mencari persamaan hiperbola yang sesuai dengan sinyal yang dihasilkan dan memberikan hasil *stack* yang terbaik.

Kecepatan *root mean square* adalah kecepatan total dari sistem perlapisan horizontal dalam bentuk akar kuadrat.

Kecepatan *root mean square* dapat dinyatakan seperti berikut.

$$V_{RMS} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n Vi^2 \Delta ti}{\sum_{i=1}^n \Delta ti}} \tag{1}$$

Kecepatan *stacking* adalah kecepatan *Normal Move Out* (NMO) rata-rata yang memberikan *stacking* yang optimum. Kecepatan *stacking* dapat diperoleh dari hasil analisis kecepatan dengan melihat amplitudo *stacking* yang paling optimum.

Kecepatan *stacking* dapat dinyatakan seperti berikut.

$$T^2(x) = T^2(0) + \frac{x^2}{V_s^2} \tag{2}$$

Dengan

$T(x)$ = waktu tempuh gelombang dari sumber ke penerima

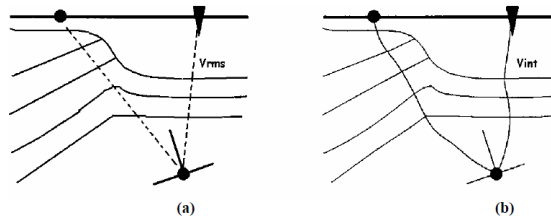
$T(0)$ = waktu tempuh pada jarak 0

x = jarak (*offset*)

VS = kecepatan *stacking*

Kecepatan interval adalah kecepatan muka gelombang rata-rata antara dua titik dalam satu medium yang diukur tegak lurus di antara dua lapisan yang diasumsikan mendatar. Kecepatan interval dapat diperoleh salah satunya dengan menggunakan persamaan Dix. Secara matematis nilai kecepatan interval dapat dirumuskan dari distribusi kecepatan RMS dengan menggunakan persamaan Dix sebagai berikut.

$$v_n = \sqrt{\frac{V_n^2 \tau_n - V_{n-1}^2 \tau_{n-1}}{\tau_n - \tau_{n-1}}} \tag{3. Sheriff 1991}$$



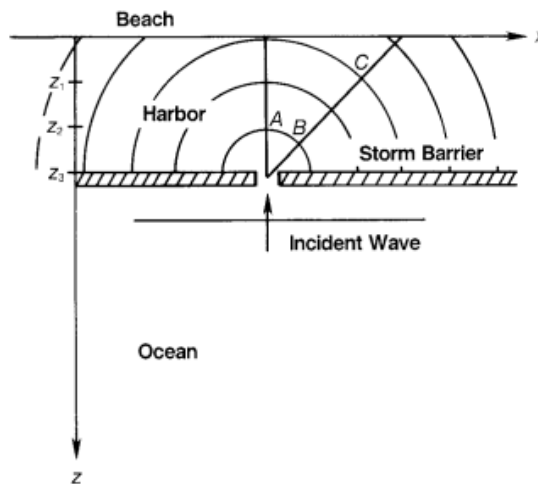
Gambar 1. Skema Penjalaran gelombang dengan (a) Kecepatan RMS (b) Kecepatan Interval

Migrasi

Migrasi adalah proses rekonstruksi penampang seismik sehingga reflektornya menempati posisi yang sebenarnya sesuai dengan posisi di bawah permukaan. Pada struktur geologi yang memiliki kemiringan dan bentuk kompleks maka penampang yang terlihat pada data seismik tidak menggambarkan posisi penampang yang sebenarnya di bawah permukaan. Terlebih apabila bentuk penampang tertentu yang mampu menghasilkan efek difraksi maupun efek *bowtie* pada rekaman data seismik.

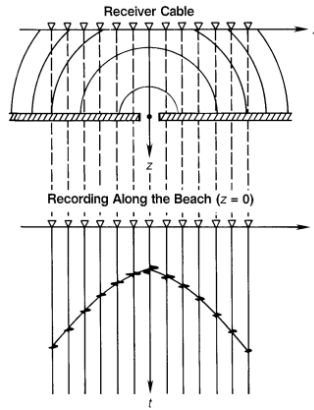
Migrasi Kirchhoff

Prinsip migrasi awal mulanya digambarkan dengan eksperimen pelabuhan (*Harbor Experiment*) (Claerbout, 1985), Eksperimen ini mengasumsikan terdapat sebuah penghalang dengan jarak z_3 , dimana penghalang tersebut memiliki celah. Celah ini digunakan untuk menghasilkan pola gelombang yang dianggap sebagai titik sumber kedua karena berlaku seperti sumber gelombang baru (prinsip Huygen). Ketika angin laut datang dari laut dapat dimisalkan sebagai gelombang bidang, muka gelombang akan paralel terhadap penghalang dan pada saat gelombang mengenai penghalang akibat celah tersebut maka akan timbul gelombang baru setengah lingkaran yang menjalar ke tepi pantai. Amplitudo muka gelombang yang menjalar dari celah (sumber baru) bersifat isotropik.



Gambar 2. Celah penghalang yang berlaku seperti sumber gelombang baru (Huygen).

Jika letak koordinat dari penghalang maupun celah tidak diketahui maka perlu ditambah pemasangan kabel *receiver* di sepanjang tepi pantai agar kedatangan gelombang terekam. Percobaan ini menjelaskan bahwa sumber gelombang baru memiliki respon yang berbeda pada koordinat $x-t$ dan $x-z$. Koordinat $x-z$ menghasilkan respon gelombang berbentuk setengah lingkaran, sedangkan koordinat $x-t$ menghasilkan respon gelombang menunjukkan difraksi hiperbola. (Yilmaz, Oz. 2001).



Gambar 3. Rekam waktu kedatangan gelombang akibat celah yang menghasilkan bentuk hiperbolik (Yilmaz, 2001)

Seismik Anisotropi

Isotropi berasal dari bahasa Yunani yaitu *iso* (sama) dan *tropos* (arah). Kebalikan dari isotropi adalah anisotropi atau anisotropi. Anisotropi adalah variasi dari sebuah *physical properties* suatu medium (*velocity*, *attenuation*, *permeability*, *resistivity*, dll.) terhadap arah. Seismik anisotropi adalah variasi kecepatan gelombang seismik yang tergantung pada arah atau sudut perambatan gelombang (Yilmaz, 2001). Karena adanya variasi besar kecepatan gelombang P dan S terhadap arah penjalaran gelombang pada medium homogen anisotrop serta adanya pemisahan gelombang S menjadi dua mode dengan kecepatan dan arah polarisasi yang berbeda maka diperlukan alternatif parameter baru yang diperkenalkan oleh Thomsen pada tahun 1986 sebagai parameter anisotropi, yaitu parameter ϵ (epsilon), δ (delta), dan γ (gamma). Ketiga parameter ini tidak berdimensi dan bernilai nol jika mediumnya adalah *homogen isotropy* dan akan sangat kecil ($\ll 1$) jika mediumnya bersifat *weak anisotropy*.

$$\alpha \equiv \sqrt{\frac{C_{33}}{\rho}} \tag{4}$$

$$\beta \equiv \sqrt{\frac{C_{44}}{\rho}} \tag{5}$$

$$\epsilon \equiv \frac{C_{11} - C_{33}}{2C_{33}} \tag{6}$$

$$\gamma \equiv \frac{C_{66} - C_{44}}{2C_{44}} \tag{7}$$

$$\delta \equiv \frac{(C_{13} + C_{44})^2 - (C_{33} - C_{44})^2}{2C_{33}(C_{33} - C_{44})^2} \tag{8}$$

Nonhyperbolic Moveout pada Medium Berlapis

Hake et al. (1984) berasal dari ekspansi deret Taylor orde 3 untuk melakukan *moveout* pada refleksi dari antar muka horizontal pada medium homogen VTI. Dengan mengabaikan kontribusi dari kecepatan geser vertikal gelombang (Tsvankin dan Thomsen, 1994; Alkhalifah dan Larner, 1994; Tsvankin, 1995), persamaan tersebut dapat disederhanakan seperti berikut.

$$t^2(X) = t_0^2 + \frac{X^2}{V_{NMO}^2} - \frac{2\eta X^4}{t_0^2 V_{NMO}^4} \tag{9}$$

Keterangan :

t = total waktu tempuh

t₀ = waktu tempuh pada *zero-offset*

X = *offset*

Bagian kedua di kanan merupakan porsi dari *moveout* hiperbolik, sedangkan bagian ketiga dari kanan merupakan aproksimasi kontribusi nonhiperbolik. Bagian ketiga juga proporsional dengan parameter anisotropi η yang mengontrol *moveout* nonhiperbolik secara langsung.

Tsvankin dan Thomsen (1995) melakukan koreksi persamaan nonhiperbolik pada Hake et al. (1984) untuk meningkatkan akurasi dan menstabilkan *moveout* waktu tempuh pada *offset* yang besar untuk medium VTI.

$$t^2(X) = t_0^2 + \frac{X^2}{V_{NMO}^2} - \frac{2\eta X^4}{t_0^2 V_{NMO}^4 (1+AX^2)} \tag{10}$$

dengan,

$$A = \frac{2\eta}{t_0^2 V_{NMO}^4 \left(\frac{1}{V_h^2} - \frac{1}{V_{NMO}^2} \right)} \tag{11}$$

Dan

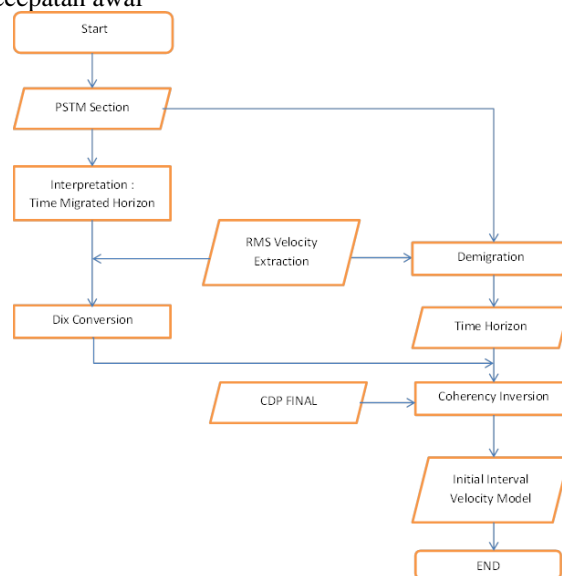
$$V_h = V_{NMO} \sqrt{1 + 2\eta} \tag{12}$$

Kemudian persamaan 10 dapat disederhanakan seperti berikut (Alkhalifah dan Tsvankin, 1995).

$$t^2(X) = t_0^2 + \frac{X^2}{V_{NMO}^2} - \frac{2\eta X^4}{V_{NMO}^2 [t_0^2 V_{NMO}^2 + (1+2\eta)X^2]} \tag{13}$$

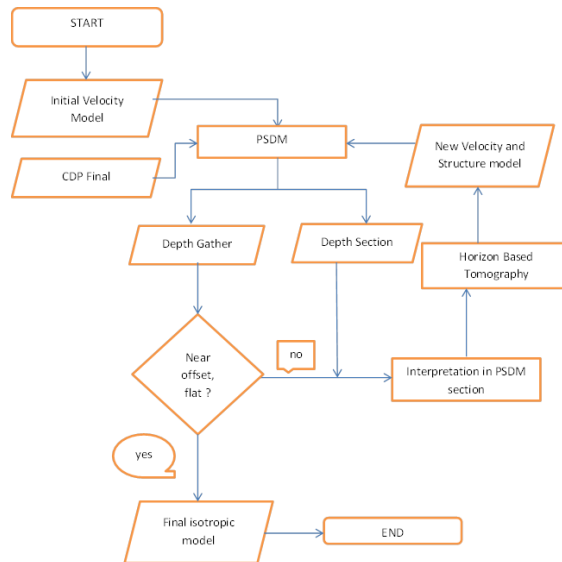
METODE PENGOLAHAN DATA

1. Pembuatan model kecepatan awal



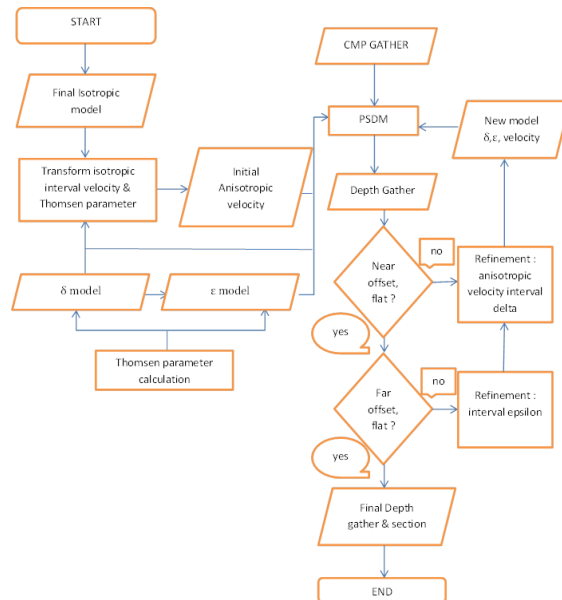
Gambar 4. Flowchart dari Initial Velocity Model Building

2. Perbaikan model kecepatan untuk PSDM



Gambar 5. Flowchart dari Perbaikan Model Kecepatan

3. PSDM anisotropi

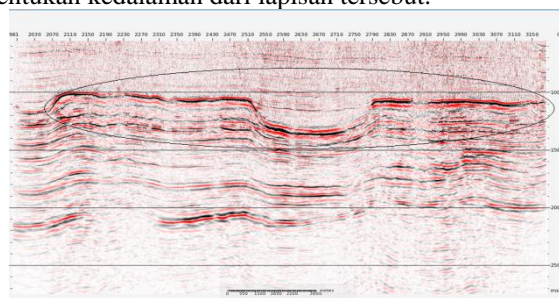


Gambar 6. Flowchart dari PSDM Anisotropi

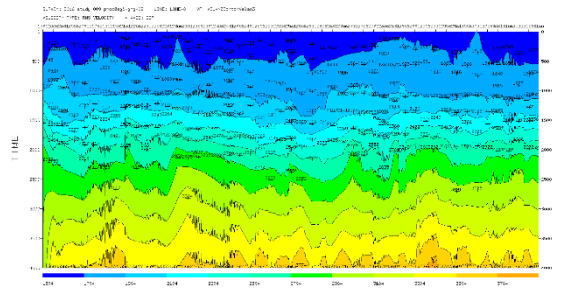
HASIL PENGOLAHAN DATA

Interpretasi Horizon pada PSTM

Pada Figure 7 dapat dilihat hasil dari PSTM yang dilakukan dengan model kecepatan RMS pada Figure 8, dari gambar dapat terlihat reflektor utama berada pada kedalaman 1000ms. Dari PSTM ini akan dilakukan *picking horizon* untuk menentukan kedalaman dari lapisan tersebut.



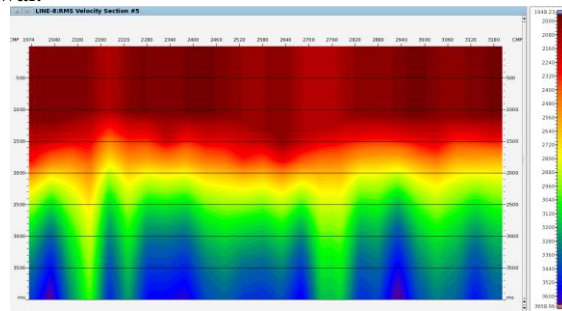
Gambar 7. PSTM Section



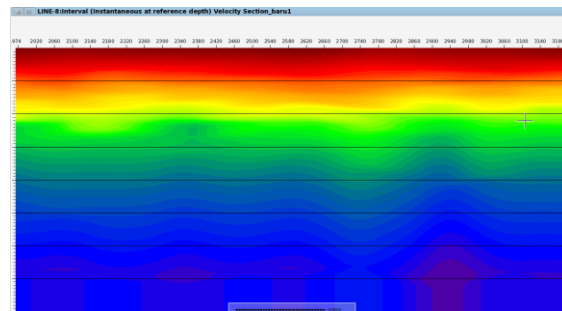
Gambar 8. Model kecepatan untuk PSTM

Pre-Stack Depth Migration (PSDM)

Kemudian dari PSTM dilakukan demigrasi agar diperoleh RMS velocity yang nantinya akan digunakan untuk membuat model kecepatan interval awal. Kemudian dengan menggunakan *Dix Conversion* diperoleh model kecepatan interval awal.

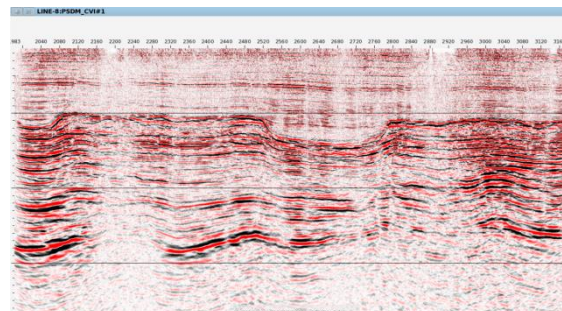


Gambar 9. RMS Velocity Demigrated



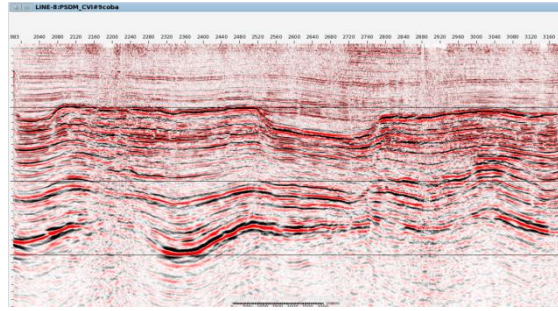
Gambar 10. Model kecepatan interval isotropi awal

Kemudian dengan model kecepatan interval awal dilakukan PSDM awal dan diperoleh penampang seismik model isotropi awal.

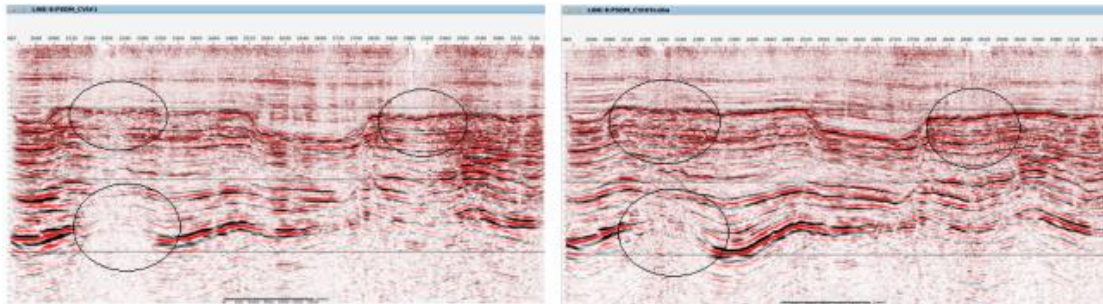


Gambar 11. Penampang PSDM awal

Setelah dilakukan PSDM awal kemudian dilakukan koreksi dengan metode *Horizon-based Tomography* sehingga diperoleh model kecepatan yang baru serta penampang seismik yang baru.



Gambar 12. Penampang PSDM Isotropi Akhir



Gambar 13. Perbandingan sebelum (kiri) dan sesudah (kanan) dilakukan tomografi

Pada lingkaran hitam pada PSDM sesudah dilakukan tomografi (Gambar kanan V-9) terlihat reflektor yang lebih jelas dibanding pada lingkaran hitam pada PSDM sebelum dilakukan tomografi (Gambar kiri V-9). Hal ini dikarenakan *picking* ulang horizon dilakukan hingga mendapat posisi horizon yang tepat. Penggunaan horizon yang tepat akan menghasilkan bentuk model kecepatan yang menghasilkan *gather* yang *flat* sehingga reflektor pada PSDM section terlihat semakin jelas.

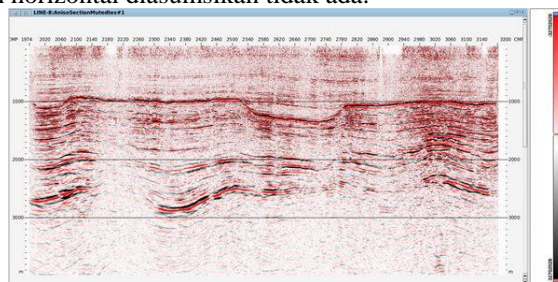
PSDM ANISOTROPI

Setelah model kecepatan isotropi diperoleh, perhitungan parameter anisotropi dilakukan dengan membandingkan data dari sumur dengan data hasil PSDM isotropi seperti berikut.

nama	dzi (kedalaman dari model Isotropi)	dza(Kedalaman dari data marker)	delta	epsilon
Top Parigi	1052,8	1003	0,050884	0
Top Cibulakan	1548,5	1434,1	0,082953	0
Top BRF	2077,1	2033	0,021927	0
Top Tlg Akar	-	-	-	-
Top JatiBarang	-	-	-	-

Gambar 14. Perhitungan paramter anisotropi

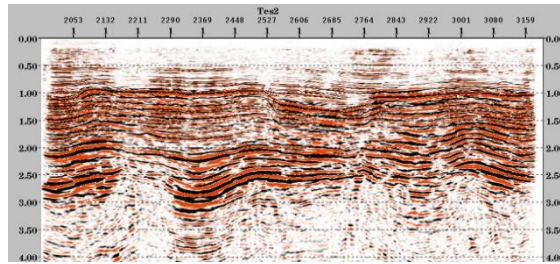
Nilai epsilon bernilai 0 karena model anisotropi yang ditinjau berupa *vertical transverse isotropy* sehingga derajat anisotropi pada arah horizontal diasumsikan tidak ada.



Gambar 15. Hasil penampang seismik anisotropi awal

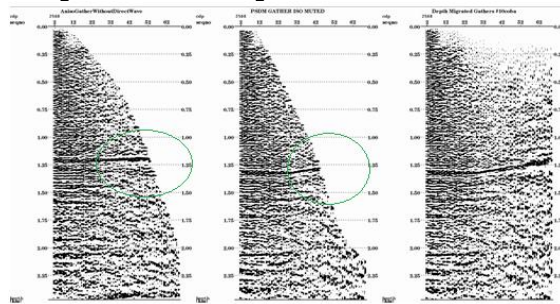
Perbaikan Model Anisotropi

Proses perbaikan dilakukan dengan mengoreksi nilai dari parameter anisotropi pada *horizon* yang diketahui kedalamannya. Pada setiap horizon tersebut parameter delta dan epsilon akan dikoreksi dengan menghilangkan menghilangkan efek residual delta dan epsilon pada setiap horizon sehingga diperoleh delta dan epsilon yang paling akurat.



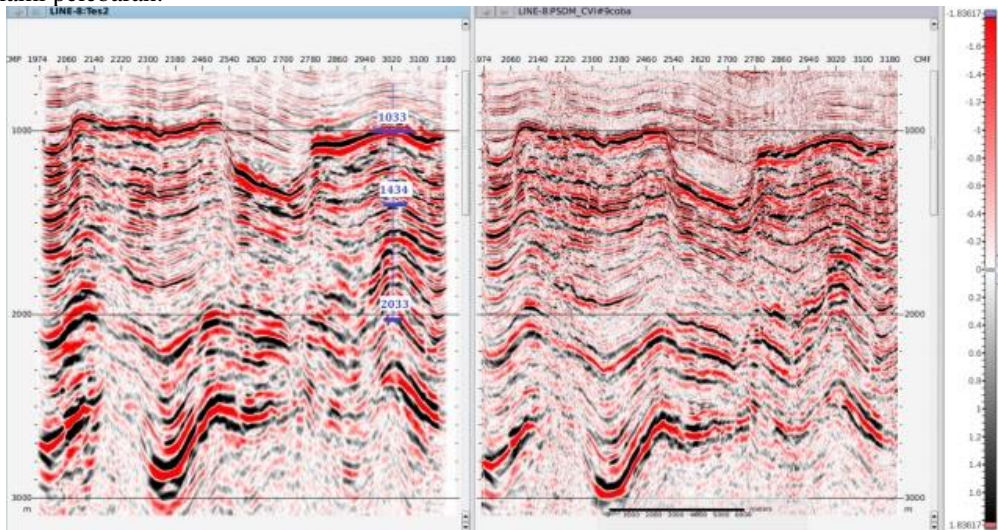
Gambar 16. Hasil Akhir PSDM Anisotropi

Perbandingan Hasil Isotropi dan Anisotropi PSDM



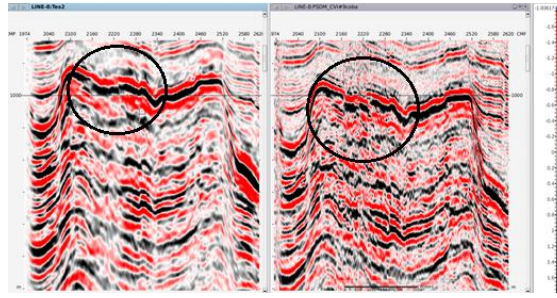
Gambar 17. Perbandingan Gather Anisotropy (kiri), Isotropi (tengah), dan Isotropi tanpa mute (kanan)

Pada Gambar 17 dapat dilihat hasil *gather* sebelum dilakukan dan sesudah dilakukan anisotropi. *Gather* yang sudah ditambahkan koreksi anisotropi akan menghasilkan *gather* dengan *offset* yang lebih panjang. Hal ini disebabkan pada *gather* isotropi terdapat efek dari 'hockey stick'. Efek ini mengakibatkan amplitudo pada gelombang akan mengalami pelebaran frekuensi sehingga pada bagian *far offset* data *gather* akan mengalami pelebaran.

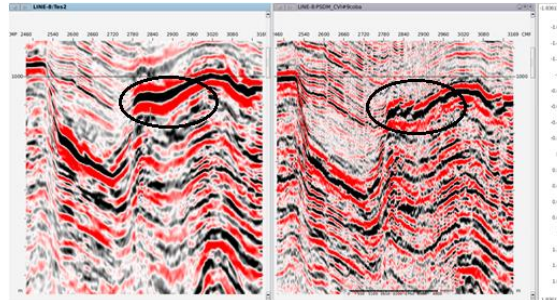


Gambar 18. Perbandingan hasil section anisotropi (kiri) dan Isotropi (kanan)

Pada hasil *section* anisotropi, posisi reflektornya sudah berada pada kedalaman yang sesuai dengan data sumur, dapat dilihat pada gambar 18, kedalaman reflektornya sudah semakin mendekati data sumur, data sumur dapat dilihat pada gambar 14.



Gambar 19. Perbandingan section anisotropi dan isotropi pada depth 900-1600 dan CMP 1974-2620



Gambar 20. Perbandingan section anisotropi dan isotropi pada depth 900-1700 dan CMP 2460-3169

Pada Gambar 18 terlihat *event* refleksi yang lebih jelas setelah dilakukan koreksi anisotropi, hal ini karena *gather* yang di-*stack* lebih panjang serta lebih *flat* (akibat berkurangnya efek ‘*hockey stick*’) dibandingkan dengan *gather* yang di-*stack* pada isotropi.

Pada gambar 19 dan 20 dapat dilihat pada lingkaran warna hitam, reflektor sesudah digunakan parameter anisotropi menghasilkan *event* refleksi yang lebih jelas dan lebih lurus. Pada gambar 19 dan 20 bagian isotropi pada lingkaran hitam dapat diartikan sebagai *fault*/patahan karena lapisannya tidak terhubung. Padahal, bagian anisotropi *event* refleksi tersebut dapat dilihat dan bukan berupa patahan, jadi kesalahan interpretasi dapat dihindari. Hal ini dapat terjadi karena gelombang yang merambat melalui medium anisotropi akan mengalami *shifting* atau pembelokan, oleh karena itu reflektor yang dihasilkan juga mengalami pembelokan. Penggunaan parameter anisotropi efek tersebut dapat dihilangkan sehingga reflektor akan menempati posisi yang sebenarnya.

KESIMPULAN

Penampang seismik dan data *gather* yang diperoleh setelah dilakukan PSDM anisotropi akan mengalami peningkatan hasil resolusi yang sangat signifikan dibandingkan dengan PSDM isotropi.

Reflektor yang diperoleh pada hasil PSDM anisotropi menghasilkan pencitraan yang lebih jelas dibandingkan dengan PSDM isotropi.

Penampang seismik yang diperoleh setelah dikoreksi dengan parameter anisotropi akan memperbaiki posisi reflektor sehingga kedalaman reflektor akan sesuai dengan keterangan data sumur.

REFERENSI

1. Alkhalifah, T., Tsvankin, Ilya. (1995). Velocity Analysis for Transversely Isotropic Media: Geophysics 60, P.1550-1556.
2. Fagin, S., (2002). Model-Based Depth Imaging, *SEG Course Notes Series 10*, Tulsa.
3. Thomsen, L. (1986). Weak Elastic Anisotropy. *Geophysics*, 51, P.1954-1966.
4. Yilmaz, O. (2001). Seismic Data Analysis Volume II. *society of exploration geophysicists*.