

III. TEORI DASAR

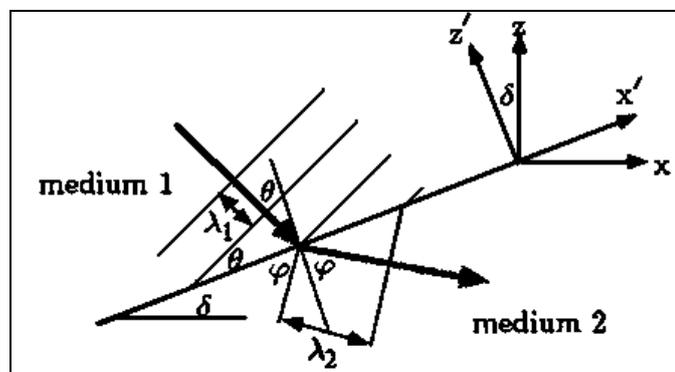
III.1. Konsep Seismik Refleksi

Metode seismik refleksi merupakan salah satu metode geofisika yang menggunakan perambatan gelombang elastik yang dihasilkan oleh suatu sumber pada permukaan kemudian berpropagasi ke bawah permukaan dan sebagian energinya direfleksikan dan direkam oleh penerima di permukaan. Gelombang elastik terdiri dari dua macam gelombang, yaitu gelombang *body* yang terdiri dari gelombang P dan gelombang S, dan gelombang permukaan, yaitu gelombang *Love* dan gelombang *Rayleigh*. Pada metode seismik refleksi, jenis gelombang yang digunakan yaitu gelombang *body* terutama pada gelombang P atau gelombang kompresi. Gelombang kompresi ini atau disebut dengan gelombang suara, yaitu gelombang yang arah gerak partikelnya searah dengan arah rambatnya dan kecepatannya lebih besar dari gelombang S yang arah gerak partikelnya tegak lurus dengan arah rambatnya.

III.1.1. Hukum Snellius

Hukum Snellius menunjukkan hubungan antara sudut refleksi dan sudut refraksi muka gelombang pada batas antar medium yang memiliki perbedaan kecepatan gelombang.

Gambar 3 memperlihatkan penjalaran secara periodik gelombang bidang yang melewati permukaan datar perbatasan antara dua medium. Pada medium pertama panjang gelombangnya adalah $\lambda_1 = \frac{v_1}{f}$, sedangkan untuk medium kedua panjang gelombangnya adalah $\lambda_2 = \frac{v_2}{f}$. Pada saat gelombang melewati daerah perbatasan antara dua medium maka harus berlaku kontinuitas untuk gelombang refleksi dan gelombang transmisi. Jika kontinuitas tidak berlaku maka muka gelombang di medium 1 akan mendahului atau justru tertinggal dari muka gelombang di medium 2. Untuk menghindari hal ini dan mempertahankan kontinuitas selama melewati daerah batas dengan panjang gelombang yang berbeda maka gelombang refleksi dan gelombang transmisi haruslah memiliki besar sudut yang berbeda terhadap garis normal bidang batas.



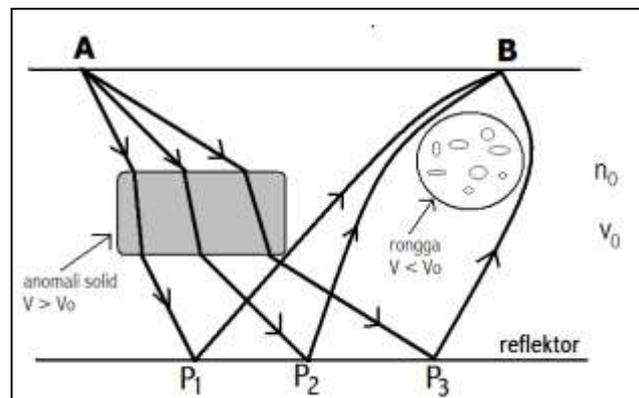
Gambar 3. Hukum Snellius, Penjalaran Sinar Gelombang Melalui Medium Berbeda

III.1.2. Prinsip Fermat

Dalam penjalarannya, gelombang akan memenuhi prinsip *Fermat* yaitu:

“Gelombang yang menjalar dari satu titik ke titik yang lain akan memilih lintasan

dengan waktu tempuh tercepat". Jejak sinar juga menentukan arah dari aliran energi. Diantara serangkaian sinar dari suatu titik ke titik yang lain, prinsip *Fermat* dapat diaplikasikan untuk membuang semua jejak sinar kecuali satu jejak sinar yang memiliki waktu tempuh paling cepat. Prinsip *Fermat* digunakan dalam menentukan titik pemantul (reflektor) pada penjalaran gelombang refleksi. Kita ambil contoh pada penjalaran gelombang pantul dalam medium tak homogen. Gambar 4 menjelaskan bagaimana *ray* akan memilih satu jalur dari sekian banyak *ray* dengan waktu tempuh minimum.



Gambar 4. Model Jejak Gelombang pada medium non-homogen

Sesuai dengan prinsip *Fermat* maka dalam menentukan titik reflektor maka haruslah:

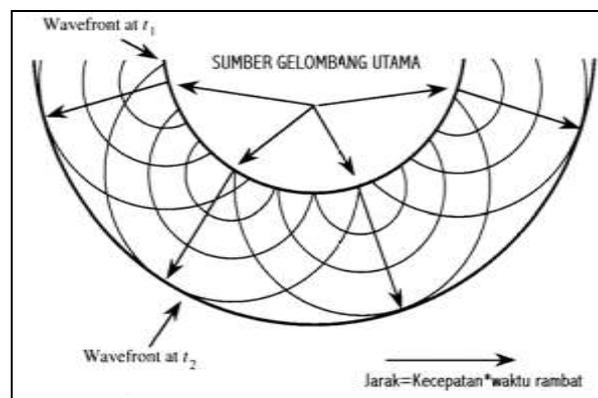
$$(T_{AP} + T_{PB})_{\text{direfleksor minimum}} = \text{titik pemantul} \quad (1)$$

Dari rumusan diatas, jika kita menjalarkan gelombang dari kedua titik (titik A dan titik B) menuju titik-titik pemantul ($P_1, P_2, P_3, P_4, \dots, P_n$) maka kita dapat menentukan titik pemantul yang sebenarnya dengan membandingkan nilai-nilai dari

$(T_{AP1} + T_{BP1}), (T_{AP2} + T_{BP2}), (T_{AP3} + T_{BP3}) \dots (T_{APn} + T_{BPn})$. Dari hasil penjumlahan diatas, titik pemantul P tertentu yang memberikan hasil penjumlahan terkecil adalah titik pemantul yang dilewati oleh sinar (*rays*).

III.1.3. Prinsip Huygens

Gelombang dalam media yang serba sama (homogen) menyebar dari titik sumber sebagai bola yang mengembang dan selama proses pengembangannya gelombang ini akan menciptakan muka-muka gelombang. Prinsip *Huygens* menyatakan bahwa muka gelombang yang tercipta juga bersifat sebagai sumber gelombang baru. Prinsip *Huygens* ini dapat diilustrasikan seperti pada Gambar 5.



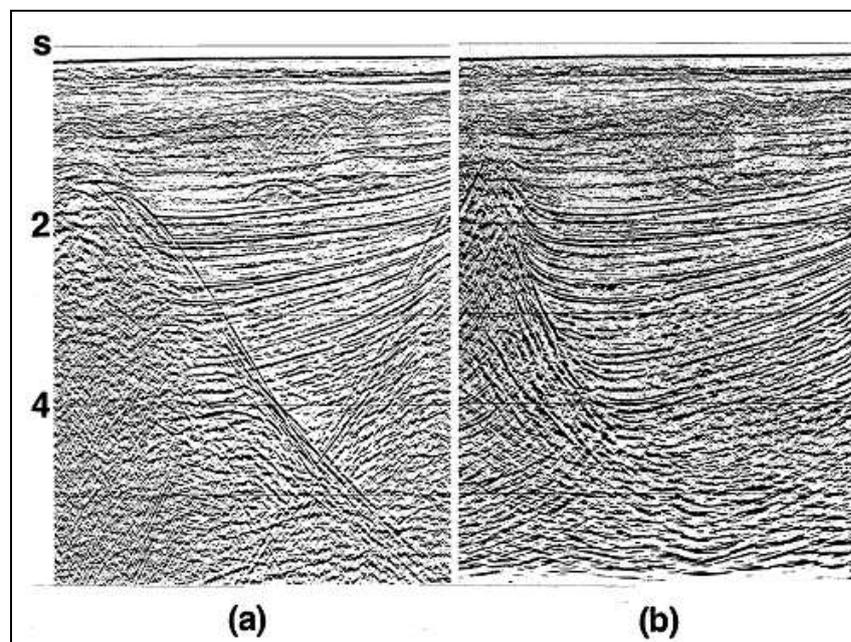
Gambar 5. Prinsip Huygens

Prinsip *Huygens* menjelaskan bahwa setiap titik pada muka gelombang merupakan sumber gelombang baru yang menjalar dalam bentuk bola (*spherical*). Jika gelombang bola menjalar pada radius yang besar, gelombang tersebut dapat diperlakukan sebagai bidang. Garis yang tegak lurus dengan muka gelombang tersebut di sebut *wave-path* atau *rays* atau sinar.

III.2. Migrasi Data Seismik

Sejak diperkenalkan perekaman data seismik secara digital, maka proses pengolahan data seismik menjadi lebih mudah dan lebih cepat dilakukan. Ada tiga tahapan penting dalam pengolahan data seismik, yaitu: dekonvolusi, *stacking*, dan

migrasi. Dekonvolusi dilakukan sepanjang sumbu waktu, tujuannya untuk meningkatkan resolusi dengan mengecilkan bentuk sinyal (*wavelet*). *Stacking* menyatukan dimensi *offset*, mengecilkan *volume* data ke dalam satu bidang pada *offset* nol, tujuannya untuk meningkatkan rasio sinyal terhadap *noise* (*S/N ratio*), sedangkan migrasi umumnya diterapkan pada data yang sudah maupun belum di-*stack* (ditumpuk), tujuannya untuk meningkatkan resolusi lateral dengan menghilangkan efek difraksi dan memindahkan ‘*events*’ lapisan miring pada posisi yang sebenarnya (Gambar 6).



Gambar 5. (a) Sebelum dilakukan migrasi
(b) setelah dilakukan migrasi (Yilmaz, 2001)

Proses migrasi yang menghasilkan penampang migrasi dalam kawasan waktu disebut migrasi waktu. Migrasi ini umumnya berlaku selama variasi kecepatan secara lateral kecil hingga sedang. Jika variasi kecepatan lateral besar, migrasi waktu tidak dapat menghasilkan gambar bawah permukaan dengan baik dan benar. Dalam hal ini perlu digunakan teknik migrasi kedalaman, dimana hasil

migrasi kedalaman akan ditampilkan dalam penampang kedalaman. Dengan demikian, sebetulnya ada dua konsep migrasi yang utama dan dapat dibedakan dari proses migrasinya sendiri serta hasil akhirnya, yaitu migrasi waktu dan migrasi kedalaman (Juwita, 2001).

Dengan kata lain, migrasi data seismik adalah suatu proses untuk memetakan suatu penampang menjadi penampang yang lain dimana *event* seismik dikembalikan posisinya pada tempat dan waktu yang tepat. Migrasi dapat diklasifikasikan dalam 2 cara yaitu: berdasarkan kawasan migrasi bekerja dan berdasarkan algoritma migrasi.

Berdasarkan kawasan migrasi bekerja, migrasi dibedakan menjadi:

1. *Time Migration* dan *Depth Migration*

Time Migration merupakan suatu metode migrasi yang lebih sederhana dari pada *Depth Migration*. *Depth Migration* merupakan metode migrasi yang lebih akurat daripada *Time Migration* pada daerah yang memiliki variasi kecepatan.

2. *Post Stack Migration* dan *Prestack Migration*

Post Stack Migration adalah metode yang melakukan proses migrasi setelah proses *stack*. *Prestack Migration* merupakan metode yang melakukan proses migrasi sebelum proses *stack* (Aina, 1999).

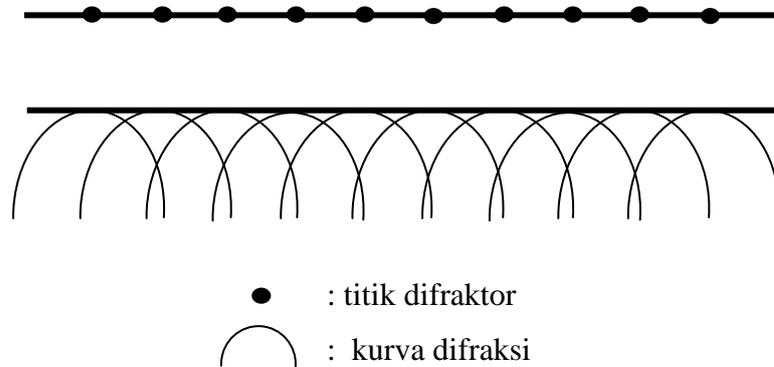
III.2.1. Prinsip Dasar Migrasi Seismik

Prinsip dasar dari migrasi seismik dijelaskan pada Gambar 7, terlihat sebuah reflektor miring CD hasil rekaman seismik. Asumsikan bahwa CD termigrasi ke

dengan t adalah *traveltime* (s), V adalah kecepatan migrasi (kecepatan medium), Δx adalah jarak dari titik A dan B, Δt adalah selisih waktu antara titik C dan D, d_x adalah *horizontal time displacements*, d_t adalah *vertikal time displacements*, t adalah *event time* pada posisi yang belum dimigrasi, τ adalah *event time* pada posisi yang telah dimigrasi

III.2.2. Migrasi Sebagai Penjumlahan Difraksi

Operasi migrasi merupakan penjumlahan difraksi. Dasar pemikiran untuk pendekatan ini dapat diterangkan dengan menggunakan prinsip Huygens. Berdasarkan prinsip ini, reflektor seismik dapat dipandang sebagai kumpulan titik-titik difraktor yang berdekatan (Gambar 8).

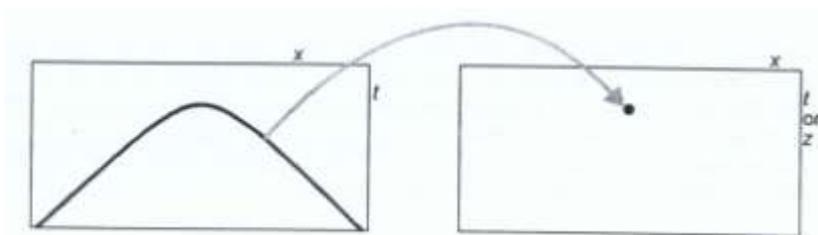


Gambar 8. Gambar reflektor seismik menurut Prinsip Huygens (Aina, 1999)

Migrasi pada penampang seismik diperoleh dengan mengembalikan setiap *event* difraksi yang berbentuk hiperbola ke titik asalnya (puncak). Setiap titik pada hasil penampang migrasi diperoleh dengan menambahkan semua nilai data sepanjang difraksi yang berpusat pada titik itu (Aina, 1999).

III.2.3. Metode Migrasi Kirchhoff

Migrasi Kirchhoff adalah suatu migrasi yang didasarkan pada *diffraction summation* (Schneider, 1978). Migrasi Kirchhoff dapat dilakukan dalam suatu migrasi kawasan waktu menggunakan kecepatan RMS dan *straight ray*, atau dalam migrasi kawasan kedalaman menggunakan kecepatan interval dan *ray tracing*.



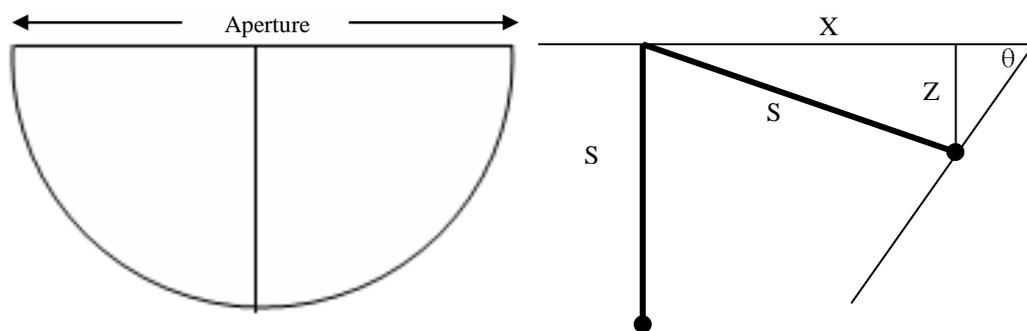
Gambar 9. Metode migrasi *Kirchhoff* dengan prinsip penjumlahan difraksi (Bancroft, 1997)

Menurut prinsip tersebut, amplitudo pada posisi refleksi yang sebenarnya akan dijumlahkan secara koheren sepanjang kurva difraksi Gambar 9 (Bancroft, 1997). Keuntungan utama dari migrasi Kirchhoff ini adalah penampilan kemiringan curam yang baik. Sedangkan salah satu kerugiannya adalah kenampakan yang buruk jika data seismik mempunyai S/N yang rendah (Schneider, 1978).

III.2.4. Aperture

Aperture adalah jarak atau cakupan suatu data yang akan dimasukkan ke dalam perhitungan pada migrasi Kirchhoff. *Aperture* harus dapat mencakup setiap reflektor yang menjadi target agar amplitudo dapat dimigrasi ke posisi reflektor sebenarnya. Skema dari *aperture* ditunjukkan pada Gambar 10.

Jika *aperture* tidak cukup lebar, maka akan terdapat amplitudo yang tidak termigrasi. Untuk keberhasilan proses *imaging* ini *aperture* haruslah cukup lebar untuk mencakup garis sinar refleksi dari setiap target. *Aperture* setidaknya harus dua kali lebih lebar dari jarak perpindahan lateral antara titik perekaman dengan titik refleksi atau bisa juga merupakan jarak daripada *far offset*-nya.



Gambar 10. Skema *aperture* dari migrasi (Fagin, 1999)

Dari Gambar 9 kita bisa mendapatkan persamaan (Fagin, 1999):

$$Aperture = 2X \quad (7)$$

$$X = Z * \tan \theta \quad (8)$$

$$S-Z = Z * (1/\cos\theta - 1) \quad (9)$$

Aperture dapat juga dirumuskan dengan (Paradigm Geophysical, 2007):

$$2 \times \frac{\max \text{ depth} \times 0.75}{CMP_{\text{int}}} = \text{Jumlah CMP di dalam Aperture} \quad (10)$$

dengan X adalah perpindahan horizontal (m), S-Z adalah perpindahan vertikal (m)

III.2.4. *Prestack Depth Migration* dan Variasi Kecepatan Lateral

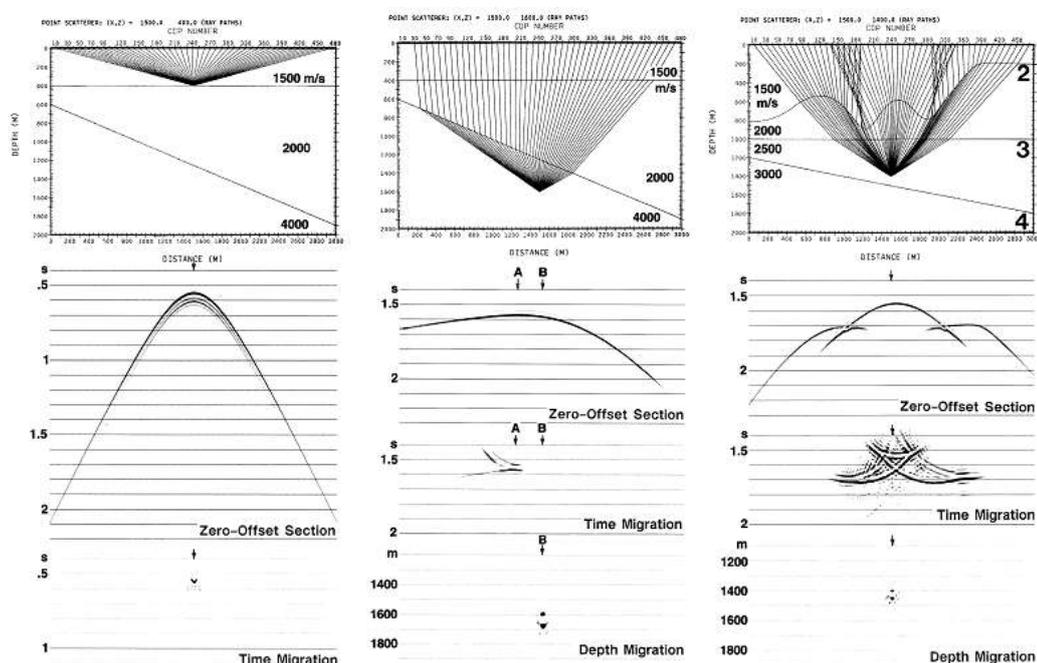
Metode *Prestack Depth Migration* adalah metode yang melakukan proses migrasi dalam kawasan kedalaman (*depth*) sebelum proses *stack*. Dengan melakukan

metode *Prestack Depth Migration*, topografi dasar laut yang kompleks, struktur bawah permukaan yang kompleks dan variasi kecepatan yang kompleks dapat digambarkan dengan lebih baik dibandingkan dengan metode *Post Stack Time Migration*. Pada migrasi konvensional (*Post Stack Migration*) migrasi dilakukan sesudah *stack* dan hanya bersifat memindahkan atau memetakan karakter reflektor yang sudah ada pada penampang *stack*, maka pada *Prestack Depth Migration*, migrasi dilakukan sebelum *stack*. Seluruh *trace* pada CDP *gather* dimigrasi dengan pendekatan yang lebih akurat sesuai dengan gerak perjalanan masing-masing gelombang seismiknya. Salah satu hasil dari pengolahan *Prestack Depth Migration* adalah CRP *gather* yang dicirikan dengan setiap *trace* mempunyai kedalaman yang sama untuk tiap reflektor yang sama. Proses *stacking* pada metode *Prestack Depth Migration* dilakukan pada CRP *gather* suatu lintasan seismik. Hasil akhirnya adalah *depth section* (penampang kedalaman) pada lintasan seismik tersebut.

Keunggulan metode *Prestack Depth Migration* terhadap metode *Post Stack Time Migration* adalah bahwa *Prestack Depth Migration* memakai pendekatan perjalanan gelombang (*ray tracing*) pada lapisan yang sesuai kenyataan, sedangkan *Post Stack Time Migration* memakai pendekatan perjalanan gelombang lurus pada lapisan yang horisontal (*straight ray*), tidak memiliki variasi kecepatan lateral (kecepatan per lapisan konstan). Dengan demikian, metode *Prestack Depth Migration* diharapkan memberikan hasil pengolahan data yang lebih baik pada daerah yang memiliki variasi kecepatan lateral, atau struktur kompleks, misalnya kemiringan (*dip*) dan patahan (Furniss, 1999).

Variasi kecepatan lateral sering dikarenakan kemiringan yang terjal. Oleh karena itu, algoritma dari migrasi kedalaman harus tidak hanya menangani variasi kecepatan secara lateral tetapi juga mencitrakan *dipping event* secara akurat.

Ketika titik difraksi berada pada lapisan kedua (Gambar 11a), maka *raypath*-nya dibelokkan menurut hukum Snell. Hasilnya pada *zero-offset section* hampir mendekati hiperbola.



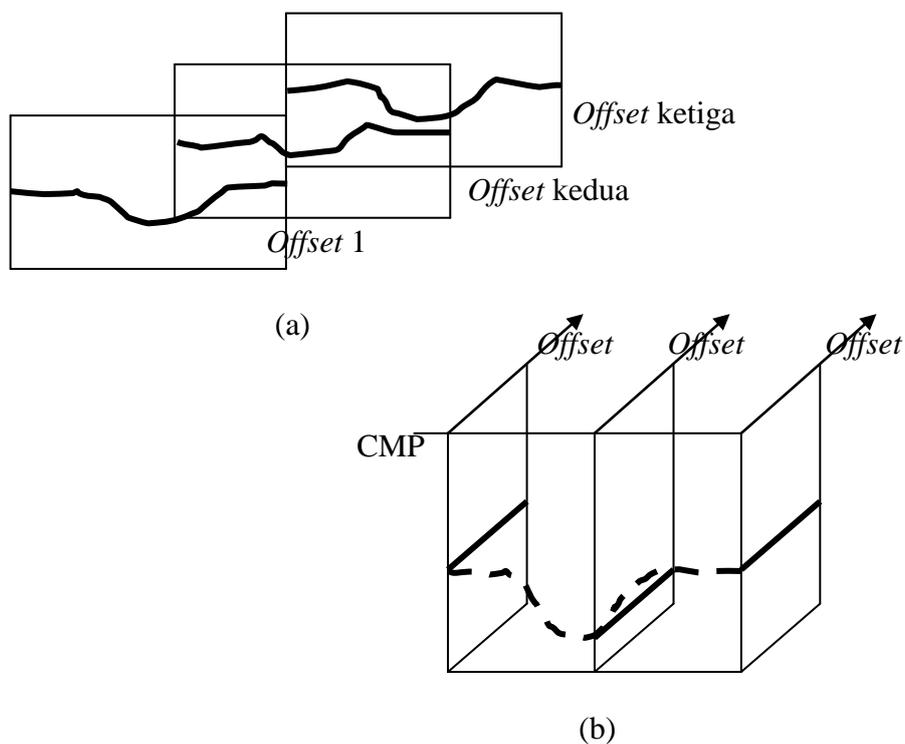
Gambar 11. Sketsa variasi kecepatan lateral (Yilmaz, 2001)

Ketika dilakukan migrasi waktu, kurva difraksi akan menyusut pada puncaknya dan posisi puncaknya tepat pada posisi lateralnya. Namun ketika titik difraksi berada pada lapisan dengan variasi kecepatan lateral yang besar (Gambar 11b), *raypath* dibelokkan dengan sangat kuat pada batas lapisan sehingga respon pada *zero-offset section* tidak lagi seperti hiperbola dan puncaknya mengalami pergeseran. Ketika migrasi waktu dilakukan, kurva difraksi menyusut pada puncaknya tetapi tidak fokus dan mengalami pergeseran dari posisi sebenarnya.

Berbeda halnya dengan migrasi kedalaman, selain menjumlahkan difraksi dan menempatkan pada puncaknya, migrasi ini juga menempatkan dengan fokus yang lebih baik dan pada posisi lateral sebenarnya. Efek variasi kecepatan lateral akan semakin terlihat pada struktur yang lebih kompleks (Gambar 11c).

III.2.5. Common Offset Pre Stack Migration dan Analisis Kecepatan Migrasi

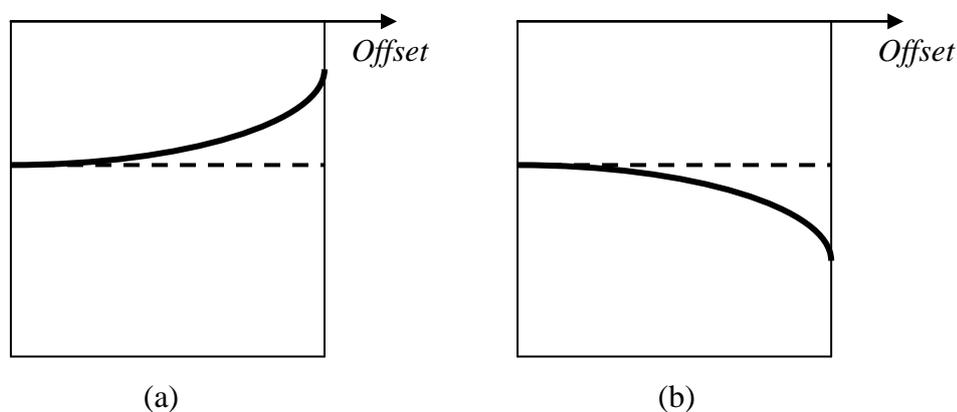
Kirchhoff Prestack Migration dapat dilakukan dengan menjumlahkan keseluruhan titik data masukan yang terletak di sepanjang kurva difraksi.



Gambar 12. Gambar hasil migrasi yang dilakukan dengan kecepatan yang tepat pada penampang *offset* dan CRP *gather*. (a) Penampang *offset* yang dimigrasi secara individu dan (b) Gambar *gather-gather* yang datar setelah *Prestack Migration* (Aina, 1999)

Prosedur penjumlahan ini dapat dikerjakan dalam satu langkah, tetapi akan lebih menguntungkan bila mengerjakan migrasi pada tiap bidang *offset* dengan cara

terpisah, kemudian dilakukan *stack* di semua *offset* secara bersamaan untuk membuat gambar migrasi. Pemisahan seperti itu memungkinkan hanya dengan migrasi Kirchhoff. *Kirchhoff Prestack Migration* sering dilakukan dalam dua langkah. Langkah pertama: menjumlahkan titik-titik data dengan *offset* yang sama, dan langkah kedua: menjumlahkan semua *offset* (*stack*). Aliran kerja ini menguntungkan karena langkah-langkah ini memasukkan tahap untuk analisis kecepatan.

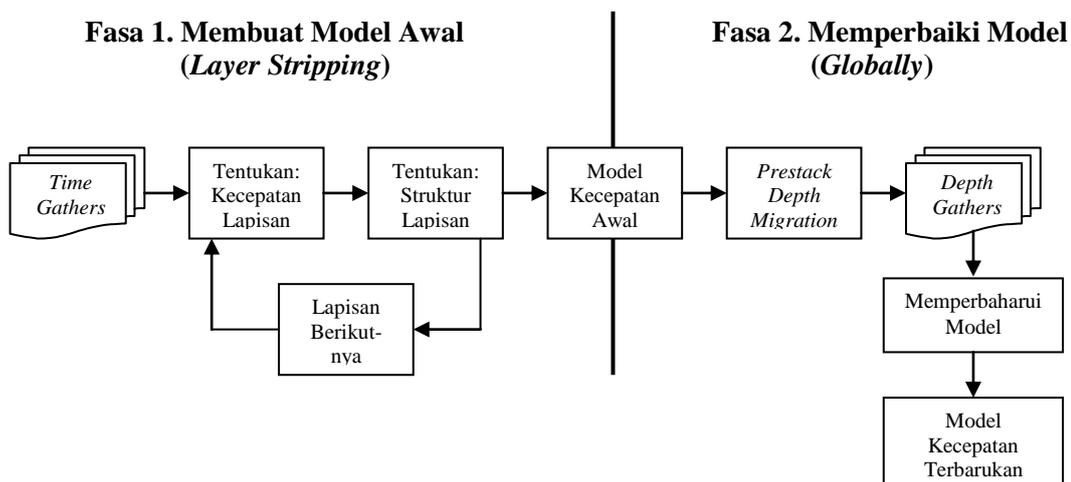


Gambar 13. CRP *gather* yang bergantung pada kecepatan migrasi yang dihasilkan. (a) CRP *gather* yang *over-corrected* dan (b) CRP *gather* yang *under-corrected* (Juwita, 2001)

Pada Gambar 12 digambarkan proses kedua langkah ini, yaitu pada saat model kecepatan itu sesuai, maka tiap bidang *offset* termigrasi dengan tepat CRP *gather*-nya datar dan dapat di-*stack* secara bersamaan. Pada saat model kecepatannya salah, CRP *gather* menjadi tidak datar (Gambar 13). Fenomena *gather* menjadi tidak datar dapat diterangkan sebagai berikut, ketika kecepatan migrasi menjadi sangat lambat, perhitungan *travel time* sepanjang sinar menjadi terlalu lama. Efek ini kelihatan lebih besar pada *offset* yang jauh daripada *offset* yang dekat, sehingga *event* pada CRP *gather* tergeser ke atas (Gambar 13a). Jika kecepatan migrasi terlalu cepat hasilnya menjadi *under-corrected gather* (Gambar 13b) (Juwita, 2001).

III.3. Pemodelan Kecepatan

Pada umumnya, pemodelan kecepatan yang digunakan dalam PSDM ialah *Velocity Analysis Model Based*. Data yang digunakan dalam proses ini adalah *time gathers*, dan keluarannya adalah model kecepatan final (*final velocity model*) dalam bentuk kedalaman dan peta kecepatan (jika diinginkan untuk membuat kubus kecepatan) untuk model 3D, atau kedalaman dan penampang melintang kecepatan (digunakan untuk membuat penampang kecepatan) untuk model 2D (Fagin, 1999).



Gambar 14. Alur kerja *velocity model building* (Fagin, 1999)

Terdapat dua fasa untuk membuat model kecepatan (Gambar 14). Fasa pertama menggunakan pendekatan sekuensial *layer stripping*, dimana setiap lapisan dianalisis berturut-turut. Informasi sesimik pada *time gather* dianalisis untuk membuat model kecepatan awal. Pada fasa kedua, model kecepatan awal tersebut diperbaiki dengan menggunakan pendekatan global yang berdasarkan analisis informasi dalam *depth gather*, yang merupakan hasil dari *Prestack Depth Migration*. Pada fasa kedua ini diterapkan proses iteratif yang lebih baik daripada

proses sekuensial dan menggunakan *Prestack Depth Migration* berturut-turut untuk memperbaiki semua lapisan. Setiap tahapan pada proses perbaikan ini seharusnya menghasilkan *depth gathers* yang lebih baik (datar).

III.3.1. Transformasi Dix

Dix (1955) menurunkan persamaan untuk *traveltime*, dengan mempertimbangkan *raypath bending*, pada kasus banyak lapisan yang datar. Dix berpendapat bahwa, untuk sudut kecil V_{rms} dapat digunakan pada formula *moveout* dan memprediksi *traveltime* untuk beberapa *offset*. V_{rms} didefinisikan sebagai:

$$V_{rms} = \left[\frac{\sum V_{int-i} \cdot t_i}{\sum t_i} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (11)$$

dengan V_{int-i} adalah kecepatan interval tiap lapisan, t_i adalah ketebalan tiap lapisan. Dix juga menurunkan formula untuk kecepatan interval dari *traveltime* dan V_{rms} , dan sering disebut sebagai persamaan Dix:

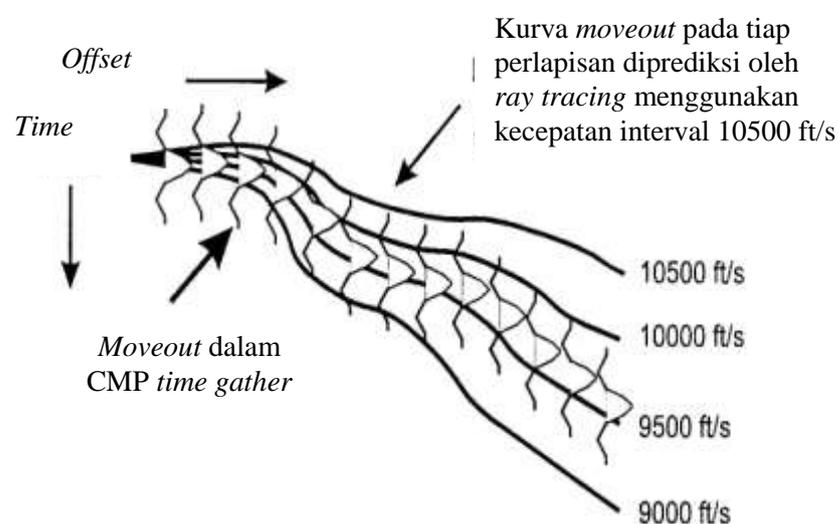
$$V_{int(A-B)}^2 = \frac{V_{rms(B)}^2 \cdot T_B - V_{rms(A)}^2 \cdot T_A}{T_B - T_A} \quad (12)$$

dengan $V_{int(A-B)}$ adalah kecepatan interval antara permukaan A dan B, T_A adalah *normal incidence traveltime* untuk permukaan A, T_B adalah *normal incidence traveltime* untuk permukaan B (Fagin, 1999).

III.3.2. Coherency Inversion

Coherency inversion memodelkan kurva *ray tracing* untuk dibandingkan dengan kurva waktu tempuh sebenarnya dari perekaman yang memiliki kecocokan terbaik dengan refleksi koheren dari *gather*. Pada *ray tracing* tidak menggunakan asumsi

hyperbolic moveout, memperhitungkan variasi kecepatan baik secara lateral maupun vertikal, refraksi dan struktural *dip* dalam model. *Coherency inversion* menggunakan pendekatan *layer stripping*, pemodelan kecepatan dilakukan berurutan satu persatu dari lapisan atas ke lapisan bawahnya secara berurutan. Pemodelan kecepatan pada suatu lapisan memerlukan kecepatan interval dan *depth model* semua lapisan di atasnya. Pada lapisan yang dimodelkan diberikan kisaran nilai kecepatan untuk membuat model zona waktu tempuh, model ini dikorelasikan dengan rekaman *CMP gather* untuk menentukan kecepatan interval yang optimum pada lapisan tersebut. *Semblance* dihitung pada tiap *CMP* untuk menghitung korelasi antara rekaman *CMP gather* dengan pemodelan kurva waktu tempuh untuk tiap kecepatan interval yang digunakan, *semblance* tinggi menunjukkan kecepatan yang tepat untuk memdatarkan *gather* (Mualimin, 2004).



Gambar 15. Teknik *coherency inversion* dengan menghitung *semblance* pada kurva *moveout* sepanjang *model-based trajectories* (Fagin, 1999)

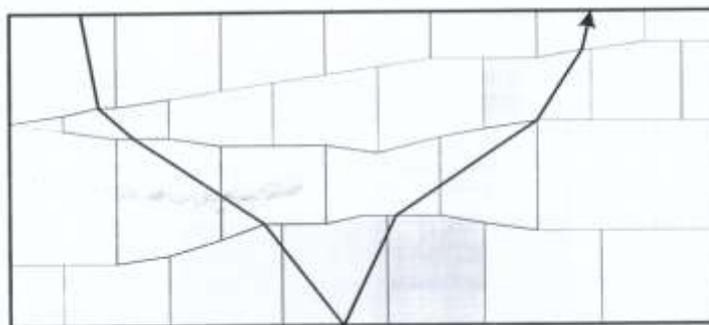
Pada *coherency inversion* identifikasi kecepatan interval dilakukan dengan membuat kurva *moveout* yang sesuai dengan reflektor (Gambar 15). Kurva *moveout* ini tidak harus hiperbolik yang penting memiliki koherensi dengan reflektor. *Coherency inversion* memberikan hasil untuk data seismik dengan empat lapisan cukup akurat dibandingkan dengan *Dix based* (Fagin, 1999).

III.3.3. Tomography

Model kecepatan awal yang diperoleh dari *coherency inversion* digunakan untuk melakukan proses PSDM. Pendekatan *layer stripping* dalam *coherency inversion* seringkali menghasilkan akumulasi *error* pada lapisan yang lebih dalam bila pada lapisan di atasnya tidak tepat, sehingga akan menghasilkan *error* waktu tempuh. Untuk itu dilakukan *refining* model secara iteratif dengan *global tomography*. Metode ini disebut *global tomography*, karena perubahan parameter model kecepatan dan *depth* dilakukan secara simultan tidak berdasarkan pendekatan *layer stripping*. Pada studi yang telah dilakukan biasa digunakan *horizon based tomography* dimana model kecepatan interval dari *coherency inversion* dan *residual moveout CRP depth gather* sebagai data masukannya. *Depth model* diperbaiki secara iteratif dengan memodifikasi *interface* kedalaman dan kecepatan lapisan untuk membuat *gather* menjadi *flat*. Dengan *ray tracing error* dari tiap lapisan digunakan untuk membuat *matrix tomography* sepanjang lintasan gelombang. *Error* dari tiap lapisan diselesaikan secara simultan menggunakan metode *least square* untuk meminimalisasi kesalahan waktu tempuh yang melewati seluruh model (Mualimin, 2004).

Dengan demikian, *model based tomography* digunakan dengan prinsip mengoreksi kecepatan dari hasil *residual moveout* dan *ray tracing* pada kecepatan model. Masukan pada metode ini adalah *depth gather* untuk meng-*update* kecepatan interval dengan membuat *semblance residual* sepanjang horison. *Model based tomography* digunakan untuk mencari nilai *error* kecepatan dan meng-*upgrade* kecepatan menjadi kecepatan yang benar (Fagin, 1999).

Gambar 16 merupakan penggambaran skematik *tomography*. Pada bagian ini tiap *subsurface* terdiri atas beberapa bagian dari lapisan-lapisan model dan tiap lapisan terdiri dari deret sel atau *matrix tomography*. Nilai *delay*, untuk sebuah *source-receiver offset* pada sebuah lokasi CRP, didefinisikan oleh analisis *residual moveout*. Pola lintasan sinar melintasi model yang ditunjukkan untuk lokasi CRP dan *offset*. Tiap sel lapisan berasosiasi dengan pola lintasan. Warna abu-abu menunjukkan identifikasi *raypath transits*. Dengan informasi yang baik mengenai lokasi CRP dan *offset*-nya, prosedur *tomography* memberikan nilai turunan dari *traveltime delay* atau kemajuan (dalam hal ini perubahan kecepatan) yang dibutuhkan dalam setiap sel. Perubahan total *traveltime* yang ada identik dengan *depth gather residual moveout*.



Gambar 16. Penggambaran skematik penggunaan *ray tracing* dalam *tomographic updating* (Fagin, 1999)