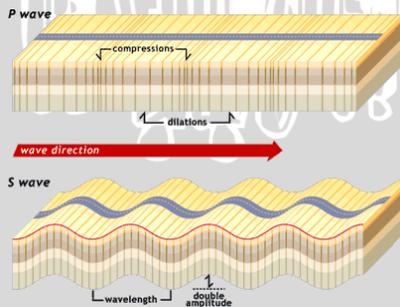


BAB II DASAR TEORI

2.1. Konsep Gelombang Seismik

Gelombang seismik merupakan gelombang elastik yang berasal dari suatu sumber yang berada di permukaan bumi dan energinya akan menjalar ke dalam lapisan bumi. Saat itu, energi gelombang tersebut akan menyebar ke segala arah dan mengalami fenomena dimana gelombang tersebut akan dipantulkan maupun ditransmisikan. Gelombang seismik dapat dimanfaatkan untuk menghasilkan data yang dapat mencitrakan struktur bawah permukaan bumi, dimana gelombang yang menjalar berbentuk *spherical* dan menjalar ke segala arah. Energi hasil dari pemantulan dan transmisi gelombang tersebut kemudian akan direkam dengan alat penerima (*receiver*) yang berada dipermukaan, pencitraan gelombang dengan cara ini disebut sebagai metode seismik refleksi.

Perambatan gelombang seismik dibagi menjadi dua jenis yaitu gelombang badan (*body wave*) dan gelombang permukaan (*surface wave*). Pada gelombang badan ini menjalar di dalam permukaan bumi yang terdiri dari gelombang P (*Pressure Wave*) dan gelombang S (*Shear Wave*). Pada gelombang P arah gerak partikel searah dengan arah rambatnya sehingga memungkinkan untuk dapat menjalar di medium padat maupun cair sedangkan gelombang S memiliki arah gerak partikel tegak lurus terhadap arah rambatnya sehingga gelombang ini hanya bisa merambat di medium yang padat (Gambar 2.1). Sedangkan gelombang permukaan sendiri terdiri dari gelombang *Rayleigh* dan gelombang *Love*.

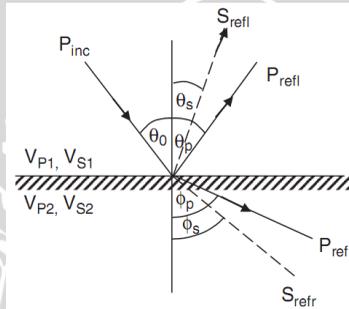


Gambar 2.1. Arah perambatan gelombang P dan S pada medium (Exploratorium, 2013).

Dalam perambatan gelombang seismik maka akan mengikuti prinsip penjalaran gelombang pada suatu medium diantaranya:

1. Prinsip Snellius

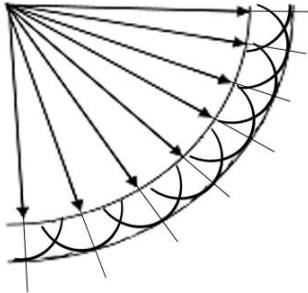
Prinsip ini menyatakan bahwa pemantulan gelombang terjadi ketika sudut datang sama besar dengan sudut pantul pada bidang normal yang dimana antara medium pertama dan medium kedua memiliki seismik impedansi yang berbeda. Namun hanya sebagian energi yang dipantulkan dan sebagian yang lain akan ditransmisikan. Energi yang ditransmisikan ini memiliki arah yang berbeda terhadap saat gelombang datang yang dimana tergantung dari kecepatan antara medium yang berbeda seperti yang diilustrasikan pada gambar 2.2.



Gambar 2.2 Hukum Snellius pada bidang batas medium (Gadallah dan Fisher, 2009).

2. Prinsip Huygens

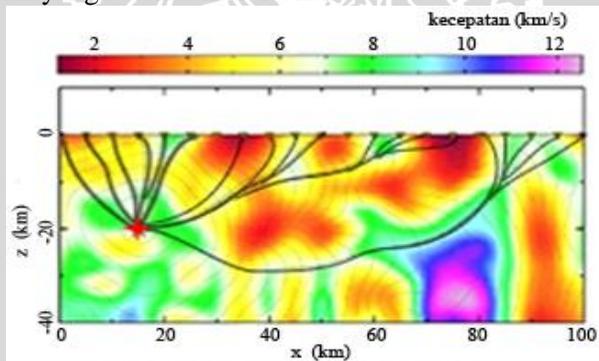
Gambar 2.3 mengilustrasikan dari Prinsip Huygens. Prinsip ini dikemukakan oleh peneliti Christian Huygens (1629-1695) yang menyatakan bahwa setiap muka gelombang yang melewati suatu titik maka akan terbentuk sumber gelombang yang baru. Titik yang dimaksud dalam fenomena seismik adalah berupa patahan, antiklin, kubah garam atau yang lain yang mengakibatkan terbentuknya sumber gelombang baru sehingga akan terjadi difraksi gelombang.



Gambar 2.3 Prinsip Huygens (Gadallah dan Fisher, 2009).

3. Prinsip Fermat

Prinsip ini menyatakan bahwa gelombang yang merambat pada sebuah medium akan mencari jarak tempuh yang paling cepat seperti pada gambar 2.4. Sehingga saat gelombang seismik merambat maka akan menghindari medium yang sifatnya menghambat sehingga akan membuat gelombang berkecepatan rendah dan lebih memilih untuk melewati medium yang bersifat meloloskan.



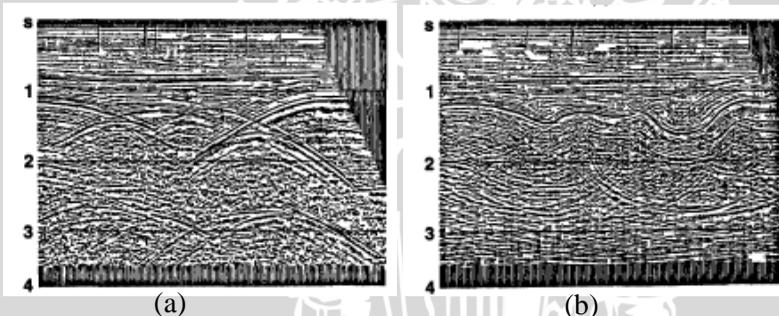
Gambar 2.4 Penjalaran gelombang pada permukaan bawah Bumi yang berdasarkan Prinsip Fermat (Abdullah, 2007).

2.2. Migrasi Data Seismik

Migrasi data seismik merupakan salah satu proses pada pengolahan data seismik yang bertujuan untuk mendapatkan penampang seismik yang baik, dimana penampang seismik merupakan hasil pencitraan gelombang seismik refleksi di bawah permukaan yang terekam oleh penerima di permukaan. Namun pada kenyataannya, saat perekaman banyak faktor yang mempengaruhi

hasil perekaman tersebut. Selain itu, migrasi seismik ini bertujuan juga untuk mengembalikan titik reflektor miring pada posisi yang sebenarnya, meningkatkan resolusi pada penampang seismik, dan menghilangkan efek difraksi akibat dari patahan, kubah garam, antiklin, dan sebagainya. Efek difraksi dikenal juga dengan efek *bowtie* yang merupakan reflektor semu yang diakibatkan dari gelombang yang terdifraksi. Hasil penampang seismik yang baik terlihat dari *event* seismiknya yang terlihat lebih jelas dan kontinuitas data pada penampang seismik termigrasi. Gambar 2.5b menunjukkan bahwa hilangnya efek *bowtie* pada penampang seismik setelah dilakukan migrasi.

Jika proses migrasi menghasilkan penampang termigrasi dalam domain waktu maka disebut *time migration* yang dimana lebih tepat digunakan jika sepanjang kecepatan lateral memiliki variasi yang halus. Namun tidak berlaku jika terjadi perubahan kecepatan lateral secara signifikan maka diperlukan *depth migration* dalam menyelesaikannya dan penampang yang dihasilkan dalam domain kedalaman.

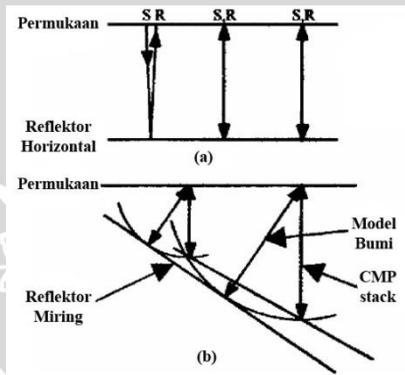


Gambar 2.5 Penampang seismik (a) sebelum migrasi terlihat adanya *bowtie* dan (b) setelah migrasi (Yilmaz, 2001).

Gambar 2.6a menunjukkan model sederhana dari reflektor yang datar. Energi dari sumber menjalar ke bawah menuju bidang reflektor (horizon) dan kembali menuju geophone yang berada di titik tembak (*shot point*). Jika horizon tersebut miring, energi yang menuju ke horizon dan dipantulkan dari horizon tersebut seperti pada reflektor normal secara langsung. Energi yang menabrak bidang reflektor pada sudut lain akan memantul ke arah yang berbeda sebagaimana ditunjukkan pada Gambar 2.6b. Prinsip *normal*

incidence adalah ide dasar untuk mengatasi migrasi pada bidang miring.

Dapat diketahui bahwa titik pantul tidak tepat berada di titik tembak tapi ada jarak dari titik tembak itu dan setelah diterapkan koreksi NMO maka sumber dan penerima berada di lokasi yang sama. Hal ini disebut dengan '*zero-offset*' dan penjalaran sinar yang tegak lurus terhadap reflektor yang miring. Dalam hal ini, waktu tempuh dari sinar yang menjalar menuju dan dipantulkan dari reflektor miring adalah waktu tempuh sinar saat menjalar langsung lurus ke bawah bukan sinar yang tegak lurus terhadap bidangnya.



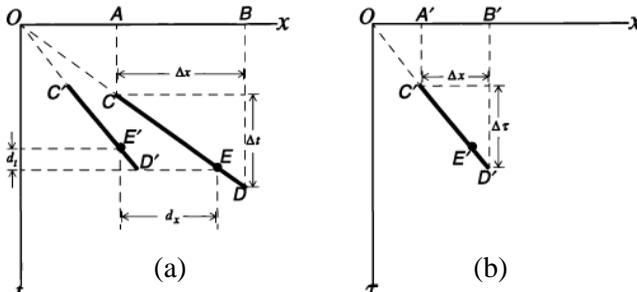
Gambar 2.6 Prinsip *normal incidence* pada penjalaran sinar (Gadallah dan Fisher, 2009).

2.2.1. Prinsip Migrasi Data Sesimik

Migrasi data seismik pada prinsipnya adalah:

1. Membuat sudut kemiringan pada reflektor menjadi semakin besar
2. Menjadikan panjang reflektor menjadi lebih pendek
3. Migrasi memindahkan reflektor ke arah updip

Pada Gambar 2.7 mengilustrasikan skema migrasi pada data seismik. Pada Gambar 2.7a reflektor miring CD merupakan reflektor yang belum dimigrasi, setelah dimigrasi posisinya berpindah ke C'D' (Gambar 2.7b) yang diasumsikan posisi sebenarnya secara geologi.



Gambar 2.7 Skema migrasi pada data seismik (Yilmaz, 2001).

Dari Gambar 2.7 dapat diketahui beberapa persamaan untuk mengetahui pergeseran fungsi jarak (sumbu X) dan fungsi waktu (sumbu Y) pada reflektor yaitu:

$$d_x = \frac{v^2 t \Delta t}{4 \Delta x} \quad (2.1)$$

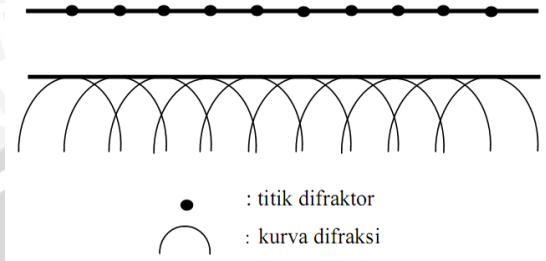
$$d_t = t \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{v \Delta t}{2 \Delta x} \right)^2} \right] \quad (2.2)$$

$$\frac{\Delta \tau}{\Delta x} = \frac{\Delta t}{\Delta x} \frac{1}{\sqrt{1 - \left(\frac{v \Delta t}{2 \Delta x} \right)^2}} \quad (2.3)$$

dengan d_x adalah perpindahan jarak dari titik E ke titik E' (termigrasi), d_t adalah perpindahan waktu dari titik E ke titik E' (termigrasi), v adalah kecepatan medium, t adalah waktu tempuh dalam sekon, Δx adalah selisih jarak dari titik A-B, Δt adalah selisih waktu sebelum dilakukan migrasi dari titik C-D, dan $\Delta \tau$ adalah selisih waktu setelah dilakukan migrasi (Yilmaz, 2001).

2.2.2. 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 2.8).

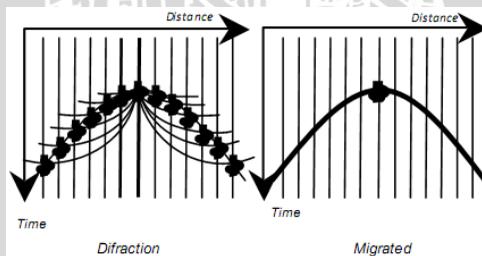


Gambar 2.8 Reflektor seismik menurut prinsip Huygens (Aina, 1999).

Migrasi pada penampang seismik ini 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).

2.2.3. Metode Migrasi Kirchhoff

Migrasi Kirchhoff merupakan tehnik dengan cara pendekatan statistik. Prinsip migrasi Kirchhoff yaitu menjumlahkan amplitudo di sepanjang daerah hiperbola (Gambar 2.9), sehingga titik di bawah permukaan yang merupakan hasil dari pantulan dari beberapa lokasi akan terdiri dari difraksi hiperbola dan setelah dilakukan migrasi akan mendapatkan hasil reflektor pada satu titik. Namun sebelum amplitudo dijumlahkan harus disesuaikan dengan arah miring dan penyebaran gelombangnya.



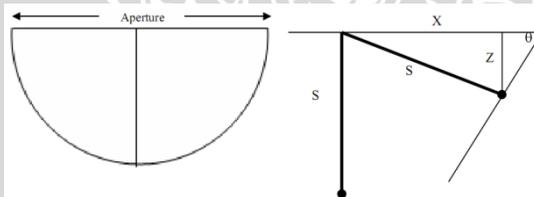
Gambar 2.9 Ilustrasi penjumlahan titik difraksi (Yilmaz, 2001)

Migrasi Kirchhoff dapat dilakukan dalam suatu migrasi kawasan waktu dengan menggunakan kecepatan *rms* (*Root Mean Square*) sedangkan dalam migrasi kawasan kedalaman menggunakan kecepatan interval dan *ray tracing*. Keuntungan dari metode ini yaitu

dapat menangani struktur yang memiliki kemiringan yang curam (*steep-dip*) dengan baik bahkan hingga kemiringan 90 derajat tetapi metode ini kurang baik saat *signal to ratio*-nya rendah.

Parameter lain agar mendapatkan hasil migrasi yang baik yaitu dengan menggunakan *aperture*. *Aperture* sendiri adalah rentang data spasial dari operator migrasi. Untuk menghasilkan pencitraan yang baik maka *aperture* harus cukup lebar untuk bisa menangkap *raypath* refleksi dari beberapa *events* refleksi (Gambar 2.10). Jika lebar aperture tidak mencukupi, maka amplitudo tidak akan termigrasi pada posisi reflektor yang sebenarnya dan tidak mendapatkan pencitraan yang baik. Konsekuensinya *aperture* yang terlalu besar akan meningkatkan pencitraan dalam domain waktu dan mungkin meningkatkan *noise* (Fagin, 1999).

Aperture tersebut harus dapat mencakup setiap reflektor yang menjadi target agar amplitudo dapat dimigrasi ke posisi reflektor. Jarak aperture sangat dipengaruhi oleh besar sudut kemiringan, kecepatan, serta waktu dari event seismik itu sendiri.



Gambar 2.10 Skema *aperture* dari migrasi (Fagin, 1999).

Dari pernyataan diatas maka yang perlu diperhatikan dalam pemilihan lebar *aperture* adalah:

- Lebar *aperture* yang terlalu kecil dapat menyebabkan kerusakan pada *event* seismik dengan kemiringan yang curam dan mengakibatkan perubahan amplitudo yang cepat.
- Lebar *aperture* yang terlalu kecil dapat menimbulkan *noise* yang random, khususnya pada bagian yang lebih dalam.
- Lebar *aperture* yang besar dapat mengurangi kualitas migrasi saat kondisi *signal-to-noise* (S/N) rendah. Dapat menyebabkan *noise* yang acak menyusup ke data dangkal yang bagus. Lebar *aperture* selalu membandingkan dengan *noise*.

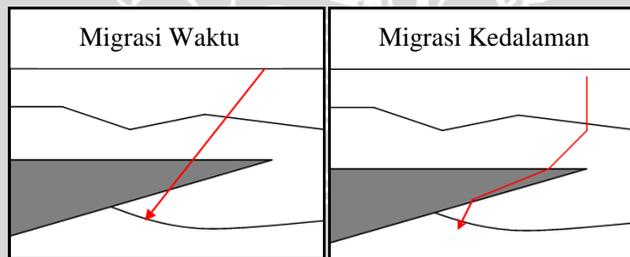
- d) Terkadang lebih baik menggunakan *aperture* yang lebih kecil dari perhitungan secara teoritis karena untuk menghindari dampak *noise* saat migrasi.
- e) Disarankan menjaga lebar *aperture* secara konstan saat melakukan migrasi di semua *line* sehingga keseragaman amplitudo dapat dipertahankan.

Pada praktiknya, fungsi kecepatan regional dan kemiringan pada area survei dapat dihitung untuk mengoptimalkan lebar *aperture* (Yilmaz, 2001).

2.2.4. Migrasi Waktu dan Migrasi Kedalaman

Migrasi waktu memerlukan model kecepatan *rms* dalam melakukan migrasi sedangkan migrasi kedalaman memerlukan model kecepatan interval. Karakteristik kecepatan *rms* adalah *raypath* yang lurus dengan mengabaikan kecepatan lateral dan tidak adanya *raypath* tiap lapisan sehingga variasi kecepatannya halus.

Kecepatan interval mampu menghadirkan *raypath* pada tiap lapisan sehingga tidak mengabaikan perubahan kecepatan secara lateral. Oleh karena itu, migrasi kedalaman mampu melakukan migrasi untuk daerah-daerah yang memiliki variasi kecepatan yang kontras seperti pada struktur yang memiliki karbonat, kubah garam, dan lain-lain. Ilustrasi *raypath* pada masing-masing migrasi dapat dilihat pada Gambar 2.11.

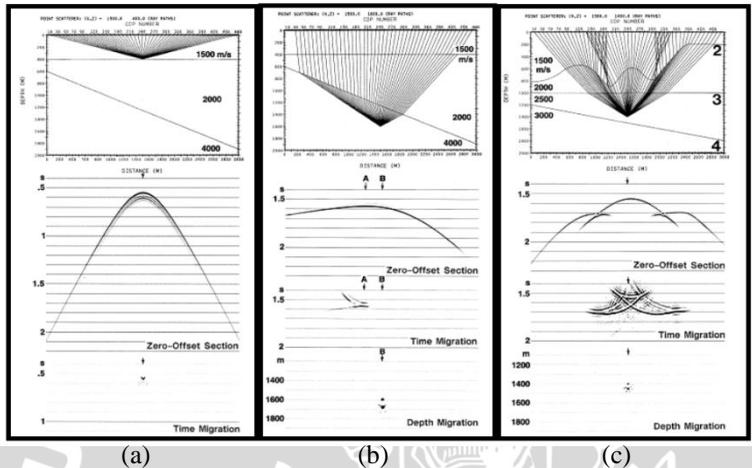


Gambar 2.11 Perbedaan *raypath* pada migrasi waktu dan migrasi kedalaman (Paradigm Geophysical, 2007)

2.2.5. Variasi Kecepatan Lateral

Adanya struktur geologi dengan kemiringan yang curam maka akan menimbulkan kecepatan lateral yang bervariasi. Oleh karena itu, algoritma dari migrasi kedalaman tidak hanya harus menangani

variasi kecepatan secara lateral tetapi juga mencitrakan *dipping event* secara akurat.

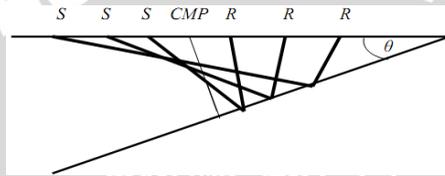


Gambar 2.12 Sketsa variasi kecepatan lateral (Yilmaz, 2001)

Ketika titik difraksi berada pada lapisan kedua (Gambar 2.12a), maka *raypath*-nya dibelokkan menurut hukum Snellius. Hasilnya penampang pada *zero-offset* hampir mendekati hiperbola. 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 2.12b), *raypath* dibelokkan dengan sangat kuat pada batas lapisan sehingga respon penampang pada *zero-offset* 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 2.12c).

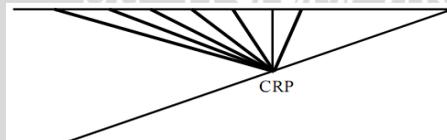
Pada struktur bawah permukaan sederhana (horisontal), proses koreksi NMO adalah mengembalikan data pada posisi *zero-offset*, namun pada umumnya koreksi NMO gagal mengembalikan data ke posisi *zero-offset* karena struktur yang memiliki kemiringan yang

curam, karena pada struktur yang memiliki kemiringan, titik refleksi untuk *non-zero offset* berbeda dengan *midpoint* antara sumber dan *receiver* (*zero-offset*). Kejadian ini dikenal dengan *reflection point dispersal* (Gambar 2.13). Kecepatan yang digunakan dalam proses *stacking* hanya berdasarkan asumsi reflektor yang horisontal. Proses migrasi yang dilakukan untuk memecahkan masalah pada daerah reflektor ini tidak dapat memberikan hasil yang akurat karena kecepatan yang dipakai tidak sesuai. Pada kondisi ini, harga kecepatan NMO tidak dapat mengembalikan data ke posisi *zero-offset*.



Gambar 2.13 Penjalaran gelombang pada suatu CMP *gather* dengan reflektor yang memiliki kemiringan sehingga CMP tidak sama dengan CRP.

Ketidakmampuan migrasi setelah *stack* dalam memecahkan pencitraan reflektor miring dengan benar, maka dilakukan proses migrasi sebelum *stack* (*Pre Stack Migration*). Pada waktu melakukan proses migrasi sebelum *stack*, energi difokuskan pada titik refleksi dan *events* diletakkan pada posisi yang tepat (migrasi) sebelum proses *stacking*. Migrasi yang dilakukan ini guna memperbaiki kesalahan posisi dari *events* ini karena semua *trace* dari CMP (*Common Mid Point*) yang sama mengenai titik refleksi yang sama pada bidang batas lapisan. Kelompok *trace* yang sudah dimigrasi sebelum *stack* yang disebut juga CRP *gather* (*Common Reflection Point*) dan hubungannya dengan geometri penjalaran gelombang ditunjukkan pada Gambar 2.14.



Gambar 2.14 Penjalaran gelombang pada suatu CRP *gather* yang memiliki titik refleksi yang sama pada bawah permukaan karena sesuai dengan *ray tracing*.

Pre Stack Migration adalah metode yang sangat sensitif untuk mendapatkan model kecepatan yang akurat. Analisis kecepatan migrasi dilakukan pada posisi *events* yang tepat setelah migrasi menguntungkan dari rasio *S/N* yang tinggi akibat pemfokusan energi (Pujiono, 2009).

2.2.6. Kirchhoff Pre Stack Migration

Migrasi Kirchhoff pada dasarnya merupakan prosedur penjumlahan difraksi. Pada tempat-tempat *zero-offset* kurva difraksi berbentuk hiperbolik sehingga diperoleh persamaan 2.4:

$$T = \sqrt{\left(T_0^2 + \frac{(x+x_0)^2}{V^2}\right)} \quad (2.4)$$

dengan T adalah waktu termigrasi, T_0 adalah waktu terjadi difraksi, x adalah posisi, V adalah kecepatan, dan x_0 adalah tempat dari titik difraksi.

Kirchhoff Pre Stack Migration menjumlahkan keseluruhan titik data di sepanjang kurva difraksi Pre Stack dan menandai hasilnya ke puncak (di *zero-offset*). Pada migrasi dalam kawasan waktu, kecepatan *rms* dan persamaan *double square-root* (persamaan 2.5) dipakai untuk menghitung permukaan difraksi, sedangkan pada migrasi dalam kawasan kedalaman, penalaran gelombang sebenarnya (dari *ray tracing*) dari setiap sumber ke tiap *receiver* digunakan untuk menentukan permukaan difraksi.

$$T = \sqrt{\left(T_0^2 + \frac{(x_r+x_0)^2}{V_{RMS}^2}\right)} + \sqrt{\left(T_0^2 + \frac{(x_s+x_0)^2}{V_{RMS}^2}\right)} \quad (2.5)$$

dengan V_{rms} adalah kecepatan *rms*, x_s adalah posisi sumber dan x_r adalah posisi *receiver* (Claerbout, 1985).

2.3. Pre Stack Depth Migration

Pre Stack Depth Migration (PSDM) merupakan teknik migrasi sebelum stack dengan variasi kecepatan medium sangat kompleks seperti *thrust belt*, zona di sekitar karbonat (*reef*), kubah garam (*salt dome*), dan sebagainya. Yang membedakan *time migration* dan *depth migration* bukan karena masalah domain waktu atau domain kedalaman tetapi model kecepatan yang digunakan. *Time migration* memiliki variasi kecepatan yang *smooth* dan *depth migration* memiliki kecepatan yang kompleks. PSDM yang dilakukan dalam

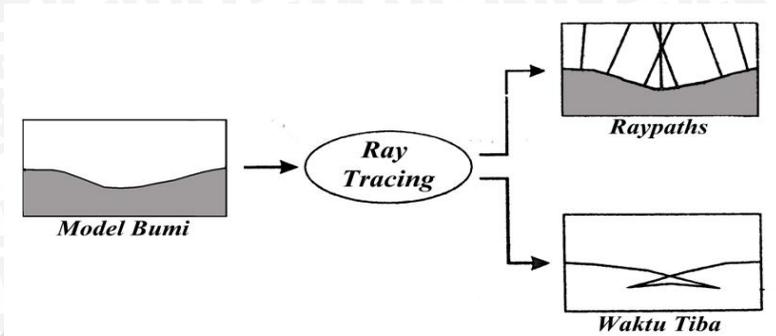
domain waktu, konversi kecepatan ke dalam domain kedalaman adalah untuk keperluan perhitungan waktu tempuh untuk mencari solusi *Kirchhoff Migration Operator*. Demikian juga dengan seismik yang dikonversi menjadi kedalaman adalah untuk pembandingan model geologi dalam pembuatan model kecepatan (Abdullah, 2007).

Dari perspektif geofisika, ada empat alasan *pre stack depth migration* digunakan untuk meningkatkan pencitraan:

- a) **Posisi vertikal** - Keuntungan pertama bahwa jika kecepatan yang diketahui cukup akurat, hasil pencitraan yang diperoleh bebas dari distorsi struktur yang berhubungan terhadap variasi kecepatan lateral.
- b) **Posisi lateral** - Keuntungan kedua yang diperoleh jika kecepatan yang diketahui cukup akurat, *events* yang tampak ditempatkan pada posisi lateral yang tepat.
- c) **Resolusi** - Keuntungan yang ketiga, pada praktiknya migrasi ini memberikan resolusi pencitraan lebih tinggi daripada *time imaging*. Lebih tingginya resolusi yang dihasilkan karena pencitraannya tidak bergantung pada asumsi *hyperbolic moveout* tidak seperti pada *time imaging*. Meningkatnya resolusi ini tidak berhubungan dengan meningkatnya posisi dari *events* tersebut.
- d) **Estimasi kecepatan dan kedalaman** - Keuntungan-keuntungan sebelumnya dapat tercapai jika model kecepatan intervalnya benar. Keuntungan yang lain yaitu migrasi ini menyediakan diagnosanya sendiri dari model kecepatan. Ketika refleksi pada *depth gather* (hasil dari PSDM) lurus, artinya model kecepatan interval yang digunakan sudah benar (Fagin, 1999).

Ray tracing adalah cara paling sederhana dan akurat untuk mentransformasi informasi horizon dari domain satu ke domain yang lain. Gambar 2.15 menunjukkan masukan dan keluaran dari *ray tracing*. Masukan berupa model bumi dan keluaran merupakan waktu tiba dan hasil hubungan hasil perekaman dan titik pantul.

Tujuan utama dari *ray tracing* ini untuk menemukan *raypath* dari sumber gelombang kemudian gelombang merambat ke bawah permukaan kemudian dipantulkan dan merambat ke atas dan diterima oleh penerima.



Gambar 2.15 Masukan dan keluaran dari *ray tracing* (Fagin, 1999).

2.3.1. Transformasi Dix

Dix (1955) menurunkan persamaan untuk waktu tempuh dengan mempertimbangkan *raypath bending* dalam kasus lapisan-lapisan yang datar. Dix berpendapat bahwa, untuk sudut kecil V_{rms} dapat digunakan dalam formula *moveout* dan memprediksi waktu tempuh untuk beberapa *offset*. V_{rms} dapat dijelaskan dalam persamaan 2.6:

$$V_{rms} = \left[\frac{\sum (V_{int_i}^2 * t_i)}{\sum t_i} \right]^{1/2} \quad (2.6)$$

Dimana V_{rms} adalah kecepatan *rms*, V_{int_i} adalah kecepatan interval dan t_i adalah ketebalan masing-masing lapisan secara berurutan.

Dix juga menurunkan formula untuk menjelaskan kecepatan interval dari waktu tempuh dan V_{rms} dari batas permukaan. Persamaan Dix dijelaskan pada persamaan 2.7:

$$V_{int_{(A-B)}}^2 = \frac{V_{rms_B}^2 * T_B - V_{rms_A}^2 * T_A}{T_B - T_A} \quad (2.7)$$

Dimana V_{int} adalah kecepatan interval antara permukaan A dan B, T_A dan T_B adalah waktu tempuh *incidence* normal antara permukaan A dan B, dan V_{rms_A} dan V_{rms_B} adalah nilai kecepatan *rms* pada lapisan A dan B.

Pada formula Dix terdapat dua kelemahan, yang pertama yaitu formula Dix lemah dalam memperkirakan *raypath bending* dalam bawah permukaan yang tidak terstruktur dan yang kedua yaitu

formula Dix terbatas untuk lapisan bawah permukaan yang datar (Fagin, 1999).

2.3.2. Coherency Inversion (CI)

Coherency inversion memodelkan kurva *ray tracing* untuk dibandingkan dengan kurva waktu tempuh sebenarnya dari perekaman yang memiliki kecocokan terbaik dengan refleksi koheren dari *gather*. Dalam *ray tracing* tidak menggunakan asumsi *hyperbolic moveout*, memperhitungkan variasi kecepatan baik secara lateral maupun vertikal, refraksi dan struktural dip dalam model.

Coherency inversion dalam pemodelannya dilakukan secara berurutan satu persatu dari lapisan atas ke lapisan bawahnya secara berurutan. Pemodelan kecepatan pada suatu lapisan memerlukan kecepatan interval dari model kedalaman semua lapisan di atasnya. Pada lapisan yang dimodelkan diberikan kisaran nilai kecepatan 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 mendaratkan *gather* (Triarto, 2007).

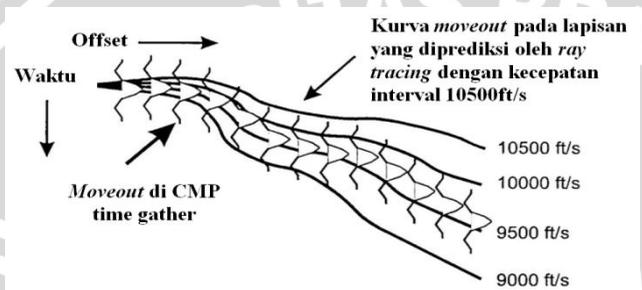
Semblance merupakan metode yang terbaik mendiskripsikan analisa kecepatan stacking. Analisa kecepatan stacking berasumsi bahwa *moveout* itu *hyperbolic*. Analisa kecepatan ditunjukkan dengan meninjau jarak kecepatan sedangkan kurva *moveout* dibentuk untuk setiap kecepatan. Koherensi data di sepanjang kurva ini kemudian diukur dengan perhitungan *semblance*. Hal ini diulang untuk setiap kecepatan yang ditinjau dan setiap waktu sample. Nilai *semblance* terbaik artinya koherensi antara kurva teoritis dan data adalah tinggi. *Semblance* didefinisikan pada persamaan 2.8:

$$\frac{\sum_{j=0}^{nt} \left(\sum_{i=1}^{no\text{ffs}} a_{ij} \right)^2}{\sum_{j=0}^{nt} \left(\sum_{i=1}^{no\text{ffs}} a_{ij}^2 \right)} \quad (2.8)$$

Dimana a_{ij} merupakan data sample dari *gather* dalam satuan waktu atau kedalaman, i merupakan index offset pada *trace*, j index sample,

nt merupakan nomer sample, dan *noffs* adalah nomer offset (Paradigm Geophysical, 2007).

Coherency inversion merupakan metode mengidentifikasi kecepatan interval dengan memodelkan kurva *moveout* terbaik yang menyesuaikan dengan refleksi koheren yang berupa *gather* (Gambar 2.16). Pada *coherency inversion*, di sepanjang kurva *moveout semblance* mungkin terhitung sebagai *non-hyperbolic* sesuai dengan indikasi *ray tracing*.



Gambar 2.16 Cara kerja *coherency inversion* dengan menghitung *semblance* (Fagin, 1999).

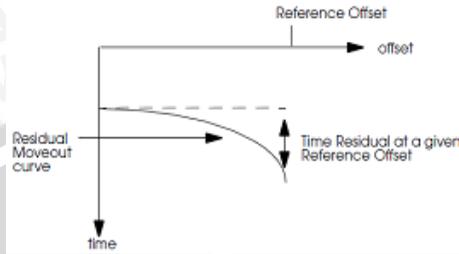
2.3.3. Update Model Kecepatan

Untuk memperoleh model kecepatan interval yang lebih baik maka diperlukan perbaikan terhadap kecepatan interval awal dengan melalui langkah sebagai berikut:

a) Analisis residual *moveout*

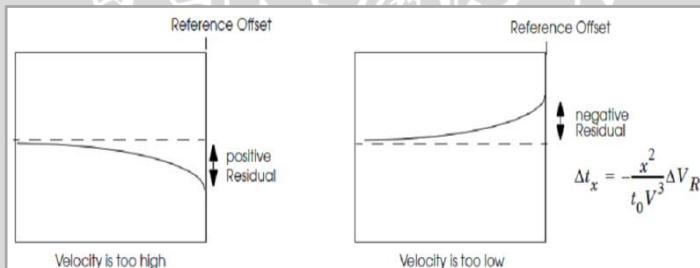
Analisis *residual moveout* adalah analisis kecepatan yang dilakukan karena hasil model kecepatan sebelumnya belum pada kecepatan yang tepat. Kecepatan yang belum tepat ini dapat diketahui dari *depth gather* yang belum lurus. Identifikasi *residual moveout* dibutuhkan agar event refleksi pada data *depth gather* lurus.

Metode yang digunakan dalam *residual moveout* ini adalah dengan metode *semblance*. Jika *semblance* tidak berada pada *zero depth-error* artinya masih terdapat kesalahan dalam penentuan kecepatan. Kesalahan kecepatan didefinisikan dengan menggunakan *time residual*. Konsep *time residual* diilustrasikan pada Gambar 2.17.



Gambar 2.17 Konsep *time residual*.

Time residual merupakan pengukuran *moveout* yang masih tersisa pada *events* refleksi setelah dilakukan koreksi NMO atau setelah migrasi. Ketika model kecepatan yang digunakan tidak tepat, maka *events* refleksi tidak lurus. Kesalahan ini dihitung dari perbedaan waktu di lokasi *events* refleksi terhadap *offset* (*near offset* dan *far offset*). Biasanya *far offset* digunakan untuk mengukur sisanya (*residual*). *Residual moveout* positif mengindikasikan bahwa kecepatan yang digunakan masih terlalu tinggi, begitu juga dengan sebaliknya seperti pada Gambar 2.18 (Bastian, 2010).



Gambar 2.18 *Residual moveout* positif (kiri) dan *Residual moveout* negatif (kanan) (Bastian, 2010).

b) Tomografi

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 perbaikan (*refining*) model secara iteratif yang disebut *global tomography*, karena perubahan parameter model kecepatan dan kedalaman 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. Model kedalaman diperbaiki secara iteratif dengan memodifikasi *interface* kedalaman dan kecepatan lapisan untuk membuat gather menjadi datar. Dengan *ray tracing*, *error* dari tiap lapisan digunakan untuk membuat matriks tomografi sepanjang lintasan gelombang. *Error* dari tiap lapisan diselesaikan secara simultan menggunakan metode *least square* untuk meminimalisasi kesalahan waktu tempuh yang melewati seluruh model (Mualimin dkk, 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).

Model bawah permukaan 2D terdapat lapisan-lapisan yang dipisahkan oleh reflektor lapisan. Waktu rambat disepanjang sinar diberikan oleh persamaan 2.9

$$t = \int_{ray} S_L dl \quad (2.9)$$

dengan S_L adalah medium *slowness* (kelambatan), dl adalah panjang sinar di dalam sel. Perubahan di dalam waktu rambat diberikan dalam persamaan 2.10

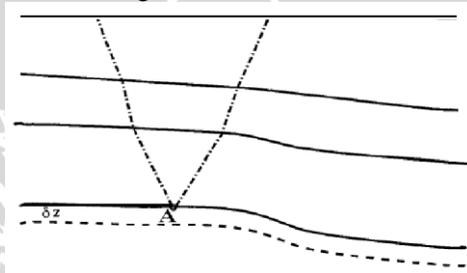
$$\delta t = \int_{ray} \delta S_L dl + \sum_{i=1}^{2N_L-1} \Delta P_z^i \delta z_i \quad (2.10)$$

dimana ΔP_z^i adalah perubahan pada *slowness* vertikal dari sinar antara titik langsung di bawah dan di atas dengan bidang batas ke- i , δS_L adalah kesalahan pada *slowness*, δz_i adalah kesalahan pada koordinat vertikal.

Gangguan kesalahan (δS_L , δz_i) pada *slowness* dan koordinat vertikal dari titik perpotongan antara sinar dengan bidang batas secara berurutan. Ada tiga aplikasi penting dari prinsip tomografi:

1. untuk mengkonversi dari *error* migrasi kedalaman ke *error* waktu di sepanjang sinar CRP
2. metoda migrasi *prestack* menghasilkan keluaran refleksi dari perlapisan yang terpusat
3. perhitungan di dalam tomografi matriks

Error kedalaman pada migrasi CRP dapat dikonversi kedalam *error* waktu disepanjang sinar CRP. Pasangan sinar yang muncul dari CRP diperlihatkan pada Gambar 2.19. Pasangan sinar ini mengikuti hukum Snellius.



Gambar 2.19 Konversi dari eror kedalaman menjadi eror waktu (Pujiono, 2009).

2.4. Seismik Anisotropi

Medium dikatakan anisotropi jika kecepatan pada lokasi spasial bervariasi terhadap arah penyebaran yang disebabkan oleh perbedaan medium. Arah kecepatan secara tidak langsung tergantung dari struktur bawah permukaan pada skala dari panjang gelombang seismik yang ditentukan oleh kejadian yang bervariasi (Tsvankin, 1998). Menurut Thomsen (2002) seismik anisotropi merupakan ketergantungan kecepatan seismik terhadap sudut. Sudut ini merupakan sudut antara arah penyebaran dan yang terpolarisasi. Di gelombang P kedua sudut ini identik tetapi akan berbeda pada medium anisotropi.

Menurut (Thomsen, 1986) anisotropi pada sedimentasi disebabkan oleh tiga faktor utama, diantaranya:

1. Hakikatnya anisotropi lebih mengorientasi butiran mineral anisotropi ataupun bentuk mineral isotropi

Tegangan (*strees*), tekanan, dan sedimentasi pada batuan merupakan faktor pemicu yang umum. Dalam serpihan, proses geologi dapat memberikan jajaran sifat batuan, dimana butiran mineral disimpan menjadi satu untuk membentuk rangkaian lapisan mikro. Sebagai hasilnya, kecepatan yang sejajar menyediakan kecepatan yang lebih tinggi dibandingkan terhadap arah yang menyebar.

2. Lapisan tipis pada medium isotropi dibandingkan dengan panjang gelombang sesimik (lapisan horisontal atau miring)

Secara teori, ketebalan yang minimum pada medium bawah permukaan dapat dideteksi dengan panjang gelombang seismik. Jika ketebalan lebih kecil daripada panjang gelombang, maka gelombang seismik dapat menjalar melalui rangkaian ini (dalam kasus ini medium *transversely isotropic*) akan memberikan nilai respon rata-rata. Gelombang seismik mendeteksi medium yang besar daripada lapisan isotropis dimana diketahui sebagai panjang gelombang seismik yang panjang (Permana, 2010).

3. Rekahan (*fracture*) vertikal atau miring atau juga *microcracks*.

Lapisan *unconformity* (seperti rekahan dan patahan) disebabkan oleh pola tegangan (*stress*) lokal pada medium. Tegangan horisontal, yang melebihi kekuatan batuan akan menyebabkan pergeseran yang gagal sehingga dapat menimbulkan rekahan. Situasi ini akan mengarahkan ke kecepatan anisotropi dengan berorientasi pada rekahan sehingga dapat menganalisa penyebaran gelombang yang melalui media (Permana, 2010).

Penjalaran gelombang seismik di bawah permukaan akan dipengaruhi oleh sifat dari medium yang heterogen dan anisotropi. Sifat heterogen diartikan sebagai sifat fisis dari suatu medium yang tergantung terhadap posisi sehingga tidak bergantung terhadap arah, hal ini berbeda dengan anisotropi yang bergantung terhadap arah. Sifat heterogen ini memiliki variasi sifat fisis dalam skala kecil (*grain scale*) sedangkan anisotropi memiliki variasi sifat fisisnya

$$C_{\alpha\beta} = \begin{bmatrix} C_{11} & (C_{11} - 2C_{66}) & C_{13} & & & \\ & C_{11} & C_{13} & & & \\ & & C_{33} & & & \\ & & & C_{44} & & \\ & & & & C_{44} & \\ & & & & & C_{66} \end{bmatrix} \quad (2.11)$$

Lapisan batuan horisontal dan rekahan yang sejajar terhadap lapisan akan menghasilkan *transverse isotropy*. *Transverse isotropy* dihasilkan dari fakta bahwa, sebagai hasil dari proses pengendapan, kecepatan di dalam lapisan, berbeda dengan arah yang tegak lurus terhadap lapisan (Bastian, 2010). Pada kasus yang lebih umum dan sering dijumpai di alam seperti lapisan tipis horisontal ataupun lapisan *shale* yang masif sering didekati dengan pendekatan *transverse isotropy* mempunyai satu sumbu simetri.

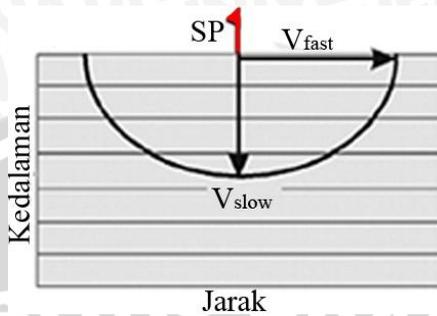
Kecepatan seismik akan berubah menjadi arah yang independen terhadap bidang (1,2). Ini berarti bahwa, pada kasus biasanya dimana sumbu ke-3 adalah arah vertikal (“*vertical polar anisotropy*”), kecepatannya adalah sama di semua arah horisontal.

Andaikan sumbu ke-3 mempunyai kemiringan di berbagai arah yang artinya bahwa bidang simetri (1,2) juga miring, setidaknya ini situasi yang umum. Pada kasus ini, bidang horisontal (x,y) tidak lebih panjang dari bidang vertikal sehingga kecepatannya bergantung terhadap arah azimuth. Kasus spesial ini disebut *tilted polar anisotropy*. Andaikan sumbu ke-3 miring hingga bidang horisontal, kasus ini dikatakan *horizontal polar anisotropy*. Kasus seperti ini cocok untuk bidang vertikal atau kasus rekahan melingkar yang lain dari formasi isotropis.

Tiga tipe sistem *transverse isotropy* yang umum terdapat di alam yaitu:

a) VTI (*Vertical Transverse Isotropy*)

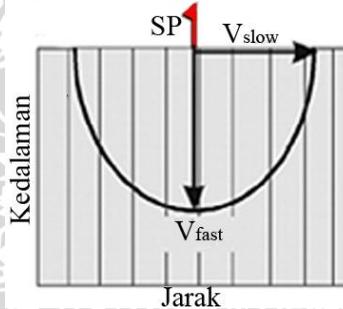
Gambar 2.21, sumbu simetris adalah vertikal dan muka gelombang yang merambat lebih cepat secara horisontal daripada vertikal (Lawton dkk, 2001). VTI kecepatannya tidak bervariasi pada arah lateral satu dengan arah lainnya, tetapi bervariasi terhadap arah vertikal. Lapisan-lapisan tipis isotropi dari suatu unit pengendapan akan menghasilkan anisotropi dengan sumbu simetrinya tegak lurus terhadap bidang lapisan.



Gambar 2.21 Skema penjalaran muka gelombang dengan sumbu simetris vertikal (Lawton, 2001).

b) HTI (*Horizontal Transverse Isotropy*)

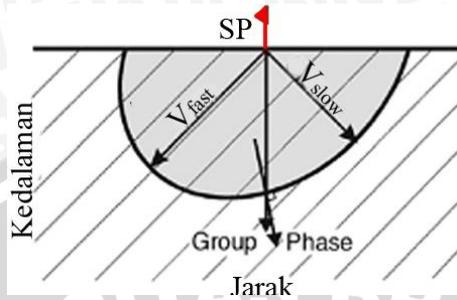
Pada gambar 2. 22 menunjukkan kasus dengan kemiringan yang vertikal, menghasilkan sumbu simetris horisontal. Muka gelombang merambat lebih cepat ke arah vertikal daripada horisontal. HTI ini disebabkan oleh rekahan atau sistem yang sejajar secara vertikal yang berada pada medium anisotropi (Lawton, 2001).



Gambar 2.22 Skema penjalaran muka gelombang dengan sumbu simetris horisontal (Lawton, 2001).

c) TTI (*Tilted Transverse Isotropy*)

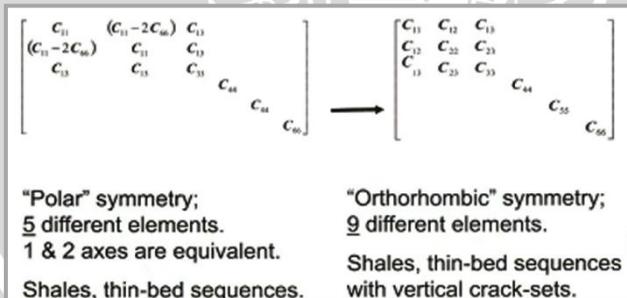
Gambar 2.23 menunjukkan contoh kasus TTI, yaitu perlapisan yang kemiringan hingga 45° . Muka gelombang menjalar lebih cepat menuju arah miring ke bawah daripada arah yang bersilangan. Seperti contoh kasus untuk lapisan lempung (*shale*) yang memiliki kemiringan tertentu (Pujiono, 2009).



Gambar 2.23 Skema penjalaran muka gelombang dengan sumbu simeteris yang miring (Lawton, 2001).

Kecepatan grup adalah energi kecepatan yang keluar menjauhi sumber dengan arah yang radial (untuk media homogen), mengingat kecepatan fase adalah kecepatan normal pada muka gelombang lokal. Arah kecepatan fase dan grup adalah sama sepanjang sumbu simeteris (misal bidang sejajar dan bidang arah normal). Interaksi muka gelombang dengan reflektor adalah fungsi dari sudut fase dan kecepatan fase buka dari kecepatan grup dan arah sinar meskipun diukur waktu tempuh yang diberikan oleh panjang sinar dibagi oleh kecepatan grup (Lawton, 2001).

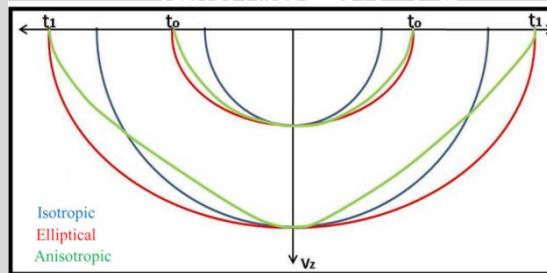
Jenis simetri yang lebih kompleks yaitu *orthorhombic symmetry*, matriks *orthorhombic symmetry* sama dengan *isotropic symmetry*, hanya bedanya jenis ini mempunyai 9 elemen koefisien elastisitas yang berbeda (Gambar 2.24). Biasanya berupa perlapisan *shale* yang dipotong oleh rekahan vertikal (Thomsen, 2002).



Gambar 2.24 Perbedaan matriks *polar symmetry* dan *orthorhombic symmetry* (Thomsen, 2002).

2.4.2. Penyebaran Gelombang Pada Medium Anisotropi

Pada kasus umum, gelombang menjalar dari sumber ke penerima melalui suatu medium. Kecepatan gelombang tergantung dari medium itu sendiri. Di medium isotropis, kecepatan gelombang berasal dari segala arah, bagaimanapun akan berbeda pada kasus anisotropi. Kecepatan di medium anisotropi dapat menjadi sangat kompleks tapi itu dapat diselesaikan menggunakan perhitungan untuk salah satu model simetri (misal TI). Metode pada umumnya untuk menyederhanakan model kecepatan untuk media TI dengan menganalisa perbandingan antara kecepatan vertikal dan horisontal dengan model kecepatan elips. Asumsi medium isotropic atau elips akan memberikan eror pada pengolahan data seismik (Permana, 2010). Gambar 2.25 menunjukkan gambaran tentang penjalaran gelombang di medium anisotropi.



Gambar 2.25 Mengilustrasikan penjalaran gelombang melalui medium isotropis, elips, dan anisotropis. Model elips anisotropi digunakan untuk mengetahui penjalaran gelombang anisotropi. Bagaimanapun, perhitungan menggunakan pendekatan ini kurang memberikan hasil yang tepat, khususnya fungsi kecepatan horisontal dan vertikal (Davies, 2003).

2.4.3. Parameter Anisotropi

Penjalaran gelombang seismik melalui medium tergantung dengan keelastisitas medium itu sendiri. Keelastisitas medium harus dipahami lebih dulu sehingga dapat menganalisa tingkah laku gelombang seismik di medium anisotropi. Hubungan antara tegangan (*stress*) dan regangan (*strain*) atau disebut faktor perpindahan, ketika gelombang dijalarakan melalui medium dijelaskan dengan Hukum Law. Hukum Law menjelaskan bahwa tegangan akan tergantung

secara linier dengan regangan dan regangan diperoleh dari sifat elastisitas medium (Permana, 2010).

Hubungan linier antara tegangan (σ_{ij}) dan regangan (ε_{ij}) untuk kasus anisotropi umum atau elastisitas medium dinyatakan dengan persamaan 2.12:

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \varepsilon_{kl} \quad (2.12)$$

dimana ε_{kl} merupakan tensor regangan yang dinyatakan dengan persamaan 2.13:

$$\varepsilon_{kl} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_k}{\partial x_l} + \frac{\partial u_l}{\partial x_k} \right) \quad (2.13)$$

dan C_{ijkl} adalah tensor elastik kekakuan (*stiffness*) atau faktor hubungan antara tegangan dan regangan. Tegangan dan regangan merupakan tensor simetris ($\sigma_{ij} = \sigma_{ji}, \varepsilon_{ij} = \varepsilon_{ji}$), begitupun dengan tensor kekakuan (Mavko dkk, 2003).

Thomsen memperkenalkan pengukuran sifat anisotropi pada medium yang lebih efektif dan ilmiah pada tahun 1986. Thomsen memperkenalkan konstanta ε , γ , dan δ sebagai parameter yang efektif untuk mengukur medium anisotropi. Menurut Thomsen, δ adalah pengukuran medium anisotropi yang paling berpengaruh dan tidak melibatkan kecepatan horisontal. Oleh karena itu, pengukuran δ adalah sangat penting dalam proses *depth imaging*.

Untuk medium TI dengan sumbu simetri vertikal memiliki lima konstanta yang tidak bergantung pada elastisitas medium yaitu $c_{11}, c_{33}, c_{13}, c_{44}$, dan c_{66} . Dari lima koefisien tersebut dinyatakan sebagai berikut:

$$v_{P0} \equiv \sqrt{\frac{c_{33}}{\rho}} \quad (2.14)$$

$$v_{S0} \equiv \sqrt{\frac{c_{44}}{\rho}} \quad (2.15)$$

$$\varepsilon \equiv \frac{c_{11} - c_{33}}{2c_{33}} \approx \frac{v_P(90^\circ) - v_P(0^\circ)}{v_P(0^\circ)} \quad (2.16)$$

$$\gamma \equiv \frac{c_{66} - c_{44}}{2c_{44}} \approx \frac{v_{SH}(90^\circ) - v_{SH}(0^\circ)}{v_{SH}(0^\circ)} \quad (2.17)$$

$$\delta \equiv \frac{(c_{13} + c_{44})^2 - (c_{33} - c_{44})^2}{2c_{33}(c_{33} - c_{44})} \quad (2.18)$$

dengan v_{p0} dan v_{s0} adalah kecepatan gelombang P dan S pada arah vertikal, ρ adalah densitas, konstanta ε menyatakan perbedaan fraksi kecepatan gelombang-P pada arah vertikal dan horisontal atau disebut juga parameter anisotropi gelombang-P. Konstanta γ menyatakan perbedaan fraksi arah vertikal dan horisontal pada kecepatan gelombang-S yang terpolarisasi secara horisontal atau disebut juga parameter anisotropi gelombang-S. Sedangkan konstanta δ adalah parameter anisotropi yang menunjukkan penjalaran gelombang-P pada sudut sekitar arah vertikal.

Parameter ini telah digunakan untuk menganalisa kasus *weak anisotropy*. Sehingga hubungan kecepatan gelombang dengan parameter tersebut dapat ditulis dengan persamaan berikut:

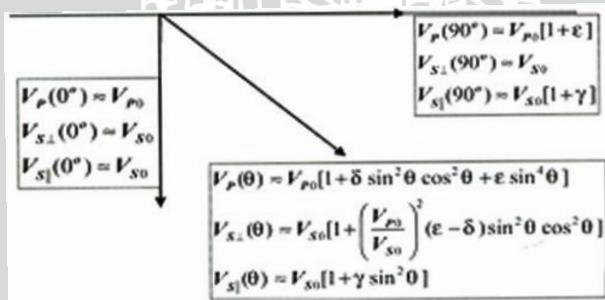
$$v_p(\theta) \approx v_{p0} [1 + \delta \sin^2 \theta \cos^2 \theta + \varepsilon \sin^4 \theta] \quad (2.19)$$

$$v_{s\perp}(\theta) \approx v_{s0} \left[1 + \left(\frac{v_{p0}}{v_{s0}} \right)^2 (\varepsilon - \delta) \sin^2 \theta \cos^2 \theta \right] \quad (2.20)$$

$$v_{s\parallel}(\theta) \approx v_{s0} [1 + \gamma \sin^2 \theta] \quad (2.21)$$

dimana $v_p(\theta)$ adalah kecepatan gelombang-P terhadap sudut tertentu, $v_{s\perp}(\theta)$ adalah kecepatan gelombang-S yang terpolarisasi tegak lurus (polarisasi vertikal pada kasus VTI), dan $v_{s\parallel}(\theta)$ adalah kecepatan gelombang-S yang terpolarisasi sejajar (polarisasi horizontal pada kasus VTI).

Sehingga dari persamaan diatas maka dapat ditentukan kecepatan gelombang P dan S secara vertikal dan horisontal seperti perumusan pada Gambar 2.26:



Gambar 2.26 Rumusan kecepatan gelombang P dan gelombang S pada arah vertikal hingga horisontal (Thomsen, 2002).

Oleh Thomsen (2002) persamaan 2.19 dapat ditulis kembali seperti pada persamaan 2.22:

$$v_p(\theta) \approx v_{p0}[1 + \delta \sin^2\theta + (\varepsilon - \delta) \sin^4\theta] \quad (2.22)$$

$(\varepsilon - \delta) = \eta'$ yang menunjukkan suatu *anelleptic* anisotropi. Dengan mengkombinasi parameter tersebut sehingga mendapatkan parameter baru berupa parameter *anellepticity* (η) ditunjukkan pada persamaan 2.23:

$$\eta = \frac{\eta'}{1+2\delta} = \frac{\varepsilon-\delta}{1+2\delta} \quad (2.23)$$

Kondisi *elliptical anisotropic* pada medium ditunjukkan dengan kondisi $\varepsilon = \delta$. Media *elliptical anisotropic* dicirikan dengan muka gelombang P yang memancar dari suatu titik sumber. Kasus seperti ini langka sekali ditemukan di alam.

Nilai dari parameter anisotropi untuk kasus *weak anisotropy* adalah seperti yang terlihat pada tabel 2.1:

Tabel 2.1 Parameter anisotropi untuk *weak anisotropy* (Paradigm Geophysical, 2007).

Parameter	Simbol	Minimum	Maximum
<i>First Thomsen</i>	δ	-0.2	0.5
<i>Second Thomsen</i>	ε	0	0.5
<i>Anellepticity</i>	η	-0.05	0.2

2.4.4. Analisis Kecepatan Anisotropi

Untuk memperoleh penampang kecepatan interval anisotropi, yaitu dengan menggunakan parameter delta dan kecepatan interval isotropi yang telah diperoleh. Transformasi kecepatan interval isotropi ke kecepatan interval anisotropi menggunakan perumusan:

$$v_0^a = \frac{v_0}{\sqrt{1+2\delta}} \quad (2.24)$$

dimana v_0^a adalah kecepatan interval anisotropi, v_0 adalah kecepatan interval isotropi, δ adalah parameter delta anisotropi Thomsen (Paradigm Geophysical, 2007).

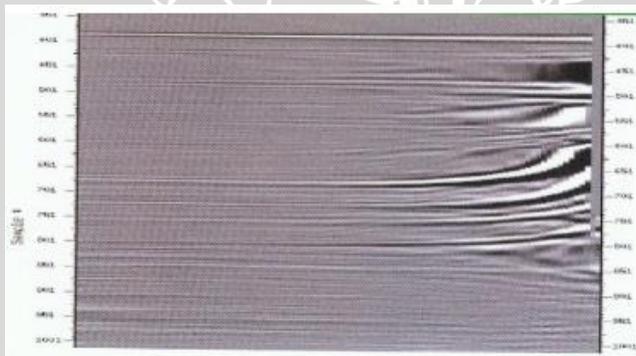
Waktu tempuh gelombang seismik yang didapat dari berbagai *geophone* dari satu titik tembak akan bertambah seiring dengan bertambahnya jarak. Besarnya beda waktu tempuh yang diperoleh pada *offset* tertentu dengan waktu tempuh vertikal (*zero offset*) disebut NMO (*Normal Move Out*). Koreksi yang dilakukan untuk

menghilangkan perbedaan waktu tempuh yang terjadi karena variasi jarak tempuh akibat variasi jarak *offset* dengan waktu tempuh vertikal (*zero offset*) disebut dengan koreksi NMO. Persamaan *moveout* diekspansikan dengan menggunakan deret Taylor sehingga ordenya sampai orde ke- n . Jika yang digunakan adalah hanya sampai orde ke-2, maka disebut dengan *hyperbolic moveout* yang ditunjukkan pada persamaan 2.25. Disebut *hyperbolic moveout* karena jika dijabarkan maka akan berbentuk hiperbola. Persamaan *moveout* dengan orde diatas $n=2$ disebut sebagai dengan *nonhyperbolic moveout* (Hubral dan Krey, 1980).

$$t^2(x) \cong t_0^2 \left(1 + \frac{x^2}{t_0^2 v_{NMO}^2} \right) \quad (2.25)$$

dimana t adalah waktu, t_0 adalah waktu awal, x adalah jarak, dan V_{NMO} adalah kecepatan saat NMO.

Sejumlah faktor yang terjadi saat akuisisi data seismik dengan *offset* yang sangat panjang (*very long offsets*) dan itu artinya akan timbul *nonhyperbolic moveout*. *Very long offsets* berarti rasio antara nilai *offset* dengan kedalaman (x/z) yang lebih besar dari satu pada satu horizon. *Nonhyperbolic moveout* tidak dapat dilihat dengan mata telanjang pada raw data, tapi akan menjadi sangat jelas ketika *hyperbolic moveout* di *near offset* telah dihilangkan. Gambar 2.27 menunjukkan *nonhyperbolic* pada data bentuk yang disebut “*hockey sticks*”.



Gambar 2.27 Efek *hockey sticks* data seismik setelah *hyperbolic moveout* di *near offset* telah dihilangkan (Thomsen, 2002).

Persamaan NMO dari orde ke-2 dikembangkan ke orde ke-4 yang ditunjukkan pada persamaan (2.26), sehingga dapat lebih akurat

dalam menghitung data di *long offset*, persamaan ini sering juga disebut LNMO (*Long Offset NMO*).

$$t_x = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{V_{NMO}^2} - \frac{2\eta x^4}{V_{NMO}^2 [t_0^2 V_{NMO}^2 + (1+2\eta)x^2]}} \quad (2.26)$$

dimana t_x adalah waktu pada jarak tertentu, t_0 adalah waktu awal, x adalah jarak, dan V_{NMO} adalah kecepatan saat NMO, η adalah banyak deviasi dari *hyperbolic moveout*.

Nilai η yang lebih kecil semata-mata merupakan *hyperbolic* dan sewajarnya dideskripsikan oleh persamaan NMO orde ke-2 (persamaan 2.25). Karena persamaan 2.25 lebih tepat digunakan untuk data pada *near offset* sehingga untuk efek *hockey sticks* yang terjadi di *far offset* lebih tepat dikoreksi dengan NMO orde ke-4 (persamaan 2.26).

