

BAB II

TEORI DASAR

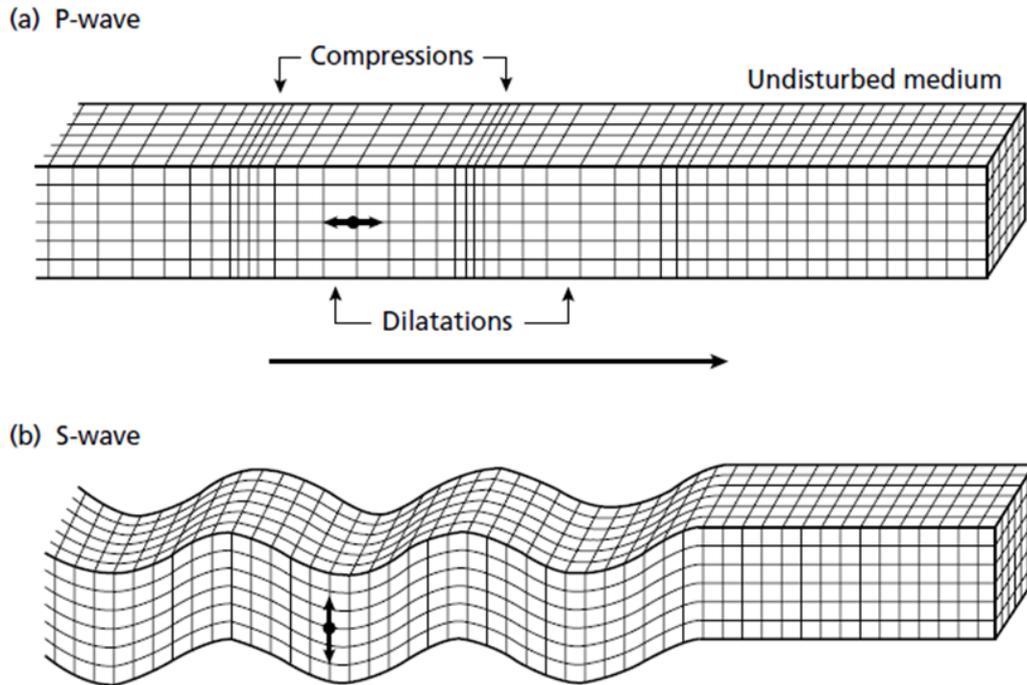
2.1. Metode Seismik

Metode seismik pada prinsipnya memanfaatkan penjalaran gelombang seismik yang melewati lapisan-lapisan batuan bawah permukaan bumi. Sumber gelombang seismik bisa berasal dari beberapa sumber, misalnya ledakan dinamit, sumber palu, pembangkit getaran dari alat *vibroseis*, dan lain sebagainya. Sumber tersebut mengakibatkan terjadinya getaran pada titik ledak, yang kemudian energi bergerak ke sekelilingnya berupa gelombang mekanik. Gelombang yang dipantulkan oleh reflektor di bawah permukaan akan diterima oleh *geophone* dan kemudian di proses sehingga menghasilkan rekaman berbentuk seismogram yang terdiri dari rangkaian waktu tempuh dan kuat energi (Abdullah, 2007).

2.2. Teori Gelombang

2.2.1. Gelombang Badan (*Body Wave*)

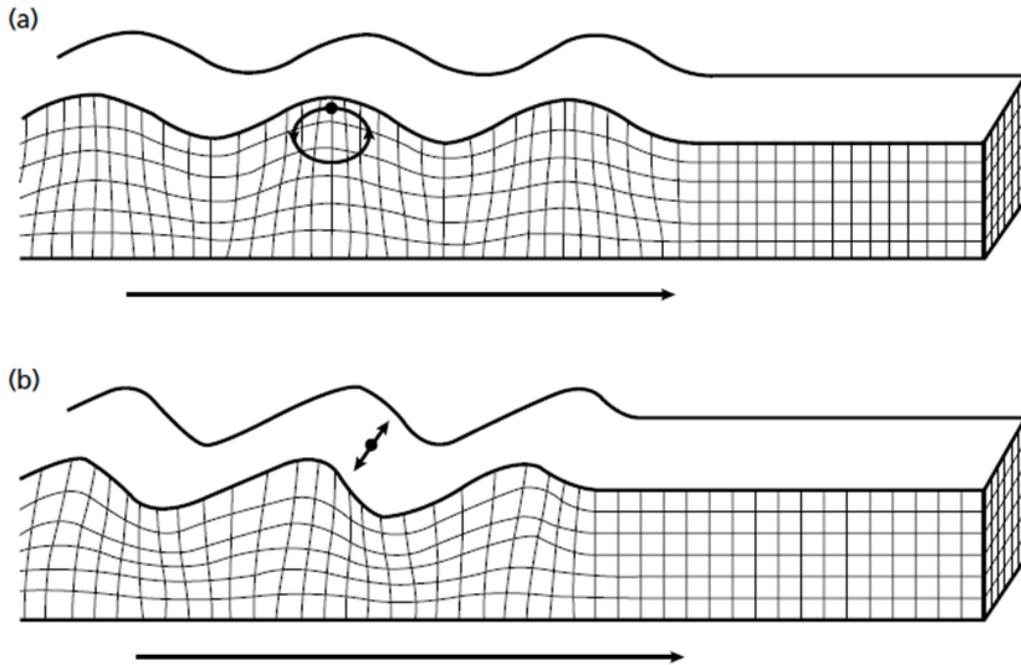
Gelombang badan atau *Body Wave* adalah gelombang yang merambat di bawah permukaan bumi. Gelombang ini terdiri dari gelombang longitudinal (gelombang P) dan gelombang transversal (gelombang S). gelombang longitudinal adalah gelombang yang pertama kali tiba atau biasa disebut gelombang primer. Pergerakan gelombang longitudinal searah dengan perambatan gelombangnya. Sedangkan gelombang transversal adalah gelombang yang tiba setelah gelombang primer, pergerakannya adalah tegak lurus terhadap arah perambatan gelombangnya. Selain itu terdapat perbedaan sifat yang lain, gelombang longitudinal dapat menjalar melalui medium cair dan padat, sedangkan gelombang transversal hanya dapat menjalar melalui medium padat.



Gambar 2.1. a) Penjalaran gelombang P dan b) gelombang S (Bolt dalam Kearey et al, 2002)

2.2.2. Gelombang Permukaan (*Surface Wave*)

Gelombang permukaan adalah gelombang yang disebabkan karena adanya pantulan gelombang P dan gelombang S, yang membuatnya berada di permukaan bumi. Gelombang permukaan dibagi menjadi dua, yaitu gelombang *Rayleigh (R)* yang gerakannya tegak lurus dengan permukaan dan arah penjarannya. Gelombang ini mempunyai kecepatan yang lebih rendah dari kecepatan gelombang P dan S. Kemudian, gelombang *Love (L)* yang menjalar dalam bentuk gelombang transversal yang merupakan gelombang S horizontal yang penjarannya paralel dengan permukaannya (Gadallah dan Fisher, 2009).



Gambar 2.2. a) Penjalaran gelombang Reyleigh dan b) gelombang love (Bolt dalam Kearey et al, 2002)

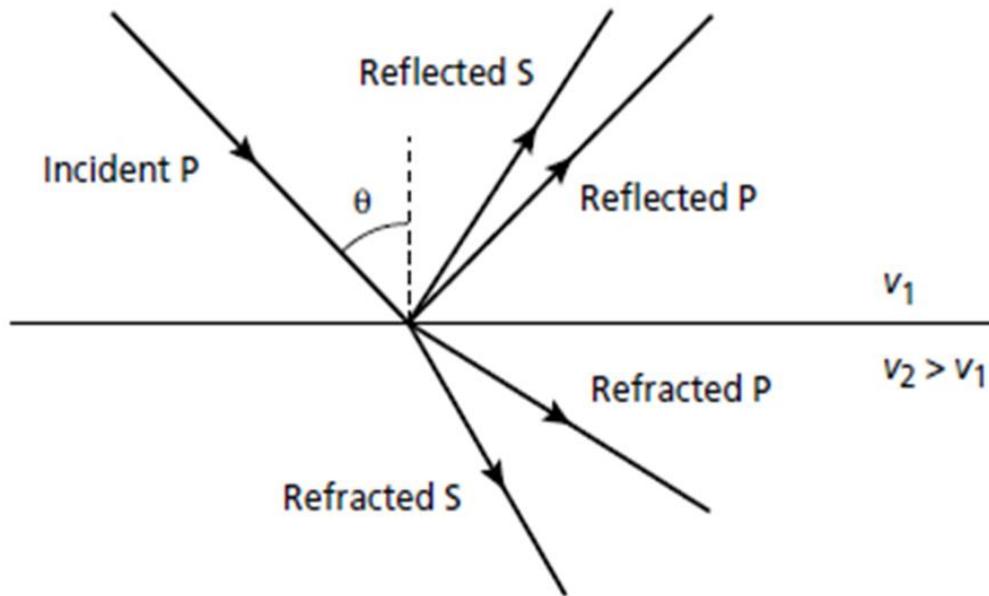
2.3 Teori Penjalaran Gelombang

2.3.1. Hukum Snellius

Hukum snellius menjelaskan bahwa gelombang merambat ke bawah permukaan bumi sampai menemukan bidang batas yaitu kontak lapisan yang mempunyai perbedaan sifat fisis dan litologinya maka akan membuat gelombang tersebut terpantulkan dan terbiaskan. Gelombang yang terpantulkan mengikuti kaidah hukum Snellius. Perumusan matematis hukum Snellius adalah :

$$\sin \frac{\theta_i}{\theta_r} = \frac{v_1}{v_2} = n_{21} \quad (2.1)$$

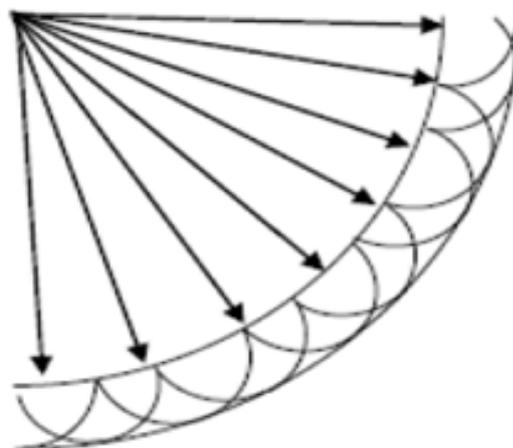
Lambang θ_i , θ_r merujuk pada sudut datang dan sudut bias, v_1 dan v_2 pada kecepatan cahaya sinar datang dan sinar bias. Lambang n_1 merujuk pada indeks bias medium yang dilalui sinar datang, sedangkan n_2 adalah indeks bias medium yang dilalui sinar bias



Gambar 2.3. Hukum Snellius (Shearer et al, 2009)

2.3.2. Prinsip Huygens

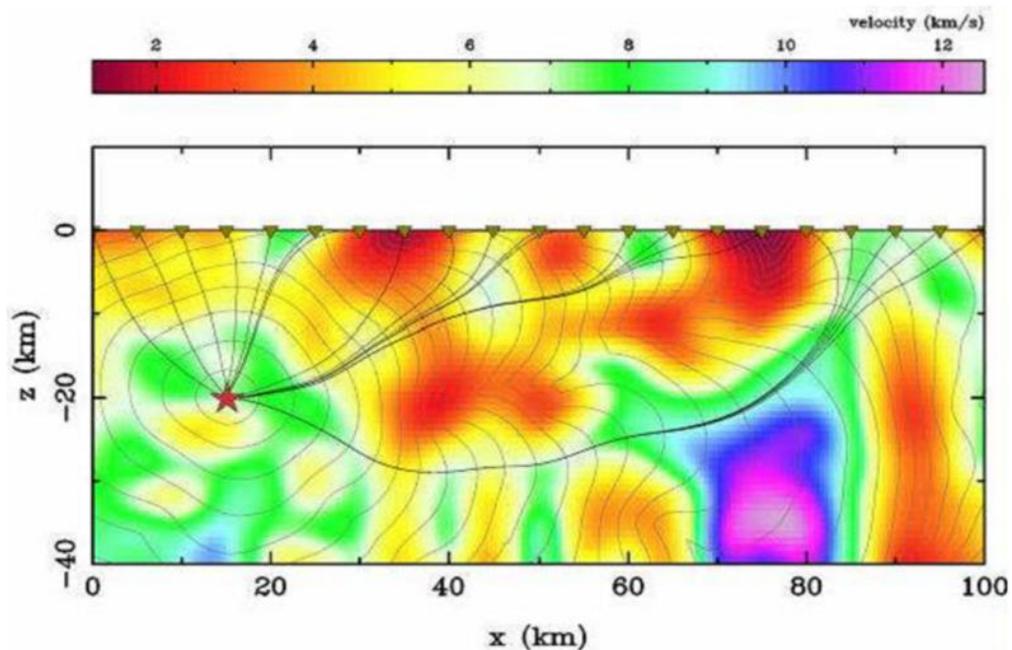
Prinsip Huygens menyatakan bahwa setiap titik-titik pengganggu yang berada di depan muka gelombang utama akan menjadi sumber bagi terbentuknya deretan gelombang yang baru. Jumlah energi total deretan gelombang baru tersebut sama dengan energi utama.



Gambar 2.4. Konstruksi Huygens untuk perambatan gelombang (Hasim dan Santosa, 2015)

2.3.3. Asas Fermat

Prinsip Fermat menyatakan bahwa jika sebuah gelombang merambat dari satu titik ke titik yang lain, maka gelombang tersebut akan memilih jejak yang tercepat. Kata tercepat ditekankan untuk memberikan penekanan bahwa jejak yang akan dilalui oleh sebuah gelombang adalah jejak yang secara waktu tercepat bukan yang terpendek secara jarak. Tidak selamanya yang terpendek itu tercepat. Dengan demikian, jika gelombang melewati sebuah medium yang memiliki variasi kecepatan gelombang seismik, maka gelombang tersebut akan cenderung melalui zona-zona kecepatan tinggi dan menghindari zona-zona kecepatan rendah. (Stacey, 1977). Untuk lebih jelasnya perhatikan gambar perambatan gelombang di bawah ini.



Gambar 2.5. Asas Fermat (Stacey, 1977)

2.4 Resolusi Seismik

Resolusi adalah jarak minimum antara dua objek yang dapat dipisahkan oleh gelombang seismik. Resolusi terbagi menjadi resolusi vertikal dan resolusi horizontal (Sukmono, 1999).

2.4.1 Resolusi Vertikal

Resolusi vertikal merupakan kemampuan akuisisi seismik untuk dapat memisahkan atau membedakan dua bidang batas perlapisan batuan secara vertikal. Resolusi vertikal dicerminkan oleh suatu batas yaitu kedua reflektor masih dapat dipisahkan dan besarnya tergantung pada ketebalan dan panjang gelombang. Nilai dari resolusi vertikal adalah :

$$r_v = \frac{v}{4f}$$

keterangan :

r_v = Resolusi Vertikal

v = Kecepatan rata-rata

f = Frekuensi

2.4.2 Resolusi Horizontal

Resolusi horizontal merupakan kemampuan akuisisi seismik untuk dapat memisahkan dua kemampuan permukaan reflektor, meskipun penyederhanaan sering dilakukan dengan mengasumsikan bahwa gelombang seismik pantul berasal dari satu titik tetapi sebenarnya refleksi tersebut berasal dari daerah dimana terjadi interaksi antara muka gelombang dan bidang reflektor (Sukmono, 1999). Magnitudo zona Fresnel dapat diperkirakan dari :

$$rf = \frac{V}{2} \sqrt{\frac{t}{f}}$$

keterangan :

rf = Radius zona Fresnel

V = Kecepatan rata-rata

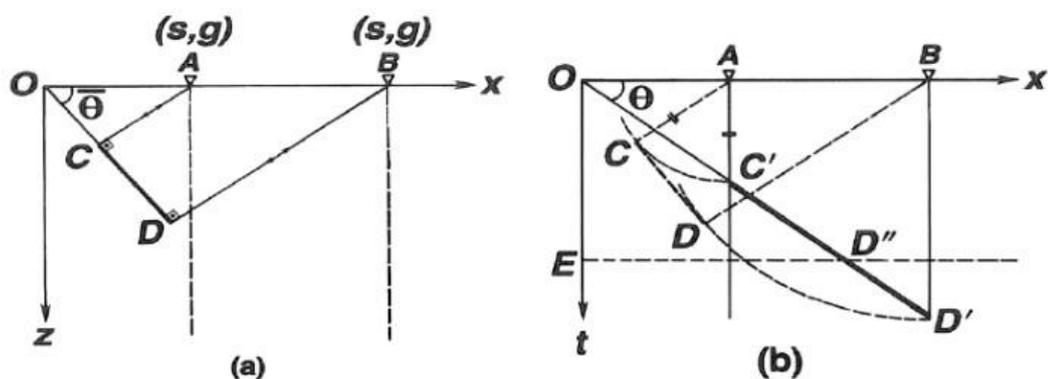
f = Frekuensi

t = TWT

2.5 Migrasi Seismik

Migrasi merupakan proses pada pengolahan data seismik yang bertujuan untuk memindahkan reflektor miring ke posisi yang sebenarnya pada penampang seismik (Sismanto, 2006). Migrasi diperlukan karena rumusan pemantulan pada *CMP* yang diturunkan berasumsi pada lapisan datar, apabila lapisannya miring maka letak titik-titik *CMP* atau reflektor nya akan bergeser, sehingga perlu digunakan koreksi migrasi agar titik-titik reflektor tersebut kembali ke posisi sebenarnya. Migrasi akan memberikan gambaran penampang seismik yang lebih mirip dengan kondisi geologi sebenarnya, selain itu migrasi juga bertujuan untuk menghilangkan difraksi, dan meningkatkan resolusi spasial.

Prinsip dasar migrasi dapat dilihat pada gambar II.6 dimana titik reflektor *CD* di bawah permukaan memiliki *offset* sepanjang $O - x$ dan kedalaman sejauh $O - t$. Ketika pasangan *source* dan *receiver* (*s,g*) digerakkan dari titik *O* sampai ke titik *x*, *normal incident* pertama yang datang dari reflektor miring terekam pada lokasi *A*. Sinyal dari gelombang seismik yang merupakan pantulan dari reflektor di bawah permukaan, yang sampai pada pasangan *source-receiver* di permukaan ditandai oleh *A* dan pada reflektor di bawah permukaan ditandai dengan *C'* (Sea, 2017).



Gambar 2.6 Prinsip dasar migrasi. (a) Reflektor pada kondisi geologi sebenarnya, (b) Reflektor pada penampang seismic (Sea,2017)

Ketika pasangan *source-receiver* dijalankan kembali dari *A* menuju ke arah *x*, *normal incident* yang datang akan terekam pada reflektor miring *CD*. Kedatangan terakhir pantulan dari reflektor di bawah permukaan yang terekam oleh *receiver* di

permukaan ditandai oleh titik B dan pada reflektor miring CD tidak sama dengan peristiwa refleksi yang posisi di C'D'.

Migrasi dapat terbagi menjadi beberapa bagian antara lain berdasarkan kawasan dimana migrasi bekerja, berdasarkan urutan tipe, dan berdasarkan algoritma yang dipakai.

2.5.1 Migrasi Berdasarkan Kawasan

Migrasi ini bekerja menjadi dua macam, yaitu migrasi waktu dan migrasi kedalaman. (Abdullah, 2007).

a. Migrasi Waktu (*Time Migration*)

Migrasi ini berasumsi pada perambatan gelombang lurus di bawah permukaan. Hasil akhir dari proses migrasi waktu adalah berupa penampang seismik yang ditampilkan dalam skala waktu. Migrasi ini berasumsi bahwa model kecepatan merupakan gradien kecepatan vertikal. Dari asumsi tersebut perbedaan antara sumbu waktu dan sumbu kedalaman hanya dalam skalanya.

Pada proses kontinuitas ke bawah, untuk setiap pencuplikan *sample* dilakukan dengan Δt konstan, sehingga berlaku persamaan ;

$$\Delta z = \Delta t \frac{v}{2} \quad (2.3)$$

Dimana Δt adalah interval pencuplikan dengan nilai konstan dari penampang waktu, V adalah kecepatan penjalaran gelombang pada medium yang dilewati, Δz adalah interval pencuplikan kedalaman. Kecepatan V yang digunakan dalam hal ini adalah kecepatan *RMS*. Dari pendekatan tersebut maka hasil migrasi waktu dapat ditampilkan secara langsung dalam penampang kawasan waktu.

b. Migrasi Kedalaman (*Depth Migration*)

Pada migrasi kedalaman menggunakan asumsi gerak perambatan gelombang yang sesuai dengan keadaan yang sebenarnya. Hasil akhir dari

proses migrasi kedalaman adalah berupa penampang seismik yang ditampilkan dalam kawasan kedalaman. Sebagai masukan kecepatan untuk migrasi kedalaman adalah kecepatan interval, dimana kecepatan tersebut sangat sesuai untuk migrasi dengan pendekatan penjumlahan kurva difraksi. Model kecepatan dapat menelusuri dengan baik jejak sinar dari titik difraksi ke permukaan (Holt, 2002). Dari model kecepatan itu hasil akhir proses migrasi dapat ditampilkan langsung dalam penampang kawasan kedalaman.

2.5.2 Migrasi Berdasarkan Tipe

a. Migrasi Sebelum *Stack* (*Pre Stack Migration*)

Pre Stack Migration adalah proses migrasi yang dilakukan sebelum melakukan proses *stack*. Pengaruh kemiringan reflektor dan *offset* yang besar akan menyebabkan kecepatan *stacking* lebih besar dari kecepatan *RMS*. Sehingga jika pada reflektor miring diasumsikan V_{stack} sama dengan V_{RMS} untuk menentukan kecepatan interval, maka hasil yang diperoleh tidak akurat. Selanjutnya informasi kecepatan yang tidak akurat ini tidak bisa menggambarkan model-model bawah permukaan yang sebenarnya.

Proses pengolahan migrasi *Pre Stack* dilakukan dengan cara memfokuskan energi *event* seismik sebelum proses *stack* sehingga data untuk proses *stack* lebih sederhana. Dengan kata lain *Pre Stack Migration* akan mengoreksi ketidaktepatan posisi reflektor.

b. Migrasi Sesudah *Stack* (*Post Stack Migration*)

Post Stack Migration adalah proses migrasi yang dilakukan sesudah melakukan proses *stack*. Migrasi ini dilakukan pada reflektor – reflektor yang sederhana atau memiliki kecuraman yang relatif datar. Metode migrasi ini merupakan metode yang lebih sederhana dibandingkan dengan *Pre Stack Migration*, terutama dalam algoritma dan proses yang dilakukannya (Yilmaz, 2000).

2.5.3 Migrasi Berdasarkan Algoritma yang Dipakai

a. Migrasi Kirchoff

Migrasi dengan metode ini merupakan pendekatan secara statistik dimana posisi suatu titik dibawah permukaan dapat saja berasal dari berbagai kemungkinan lokasi dengan tingkat probabilitas yang sama. Secara praktis migrasi kirchoff dilakukan dengan cara menjumlahkan amplitudo dari suatu titik reflektor sepanjang suatu tempat kedudukan yang merupakan kemungkinan lokasi yang sesungguhnya.

b. Migrasi *Finite Difference*

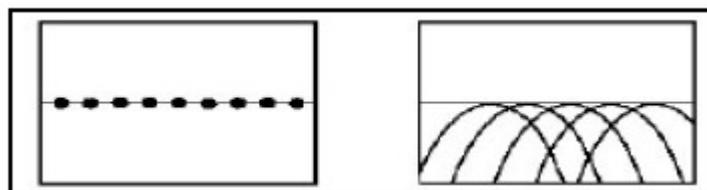
Teknik migrasi *Finite Difference* didasarkan pada penyelesaian persamaan differensial gelombang skalar.

c. Migrasi Frekuensi-Bilangan Gelombang (migrasi F-K)

Pada migrasi ini biasanya dilakukan pada kawasan jarak dan waktu. Migrasi F-K adalah migrasi yang dilakukan dalam kawasan yang berbeda, yaitu kawasan frekuensi dan bilangan gelombang (Stolt, 1978).

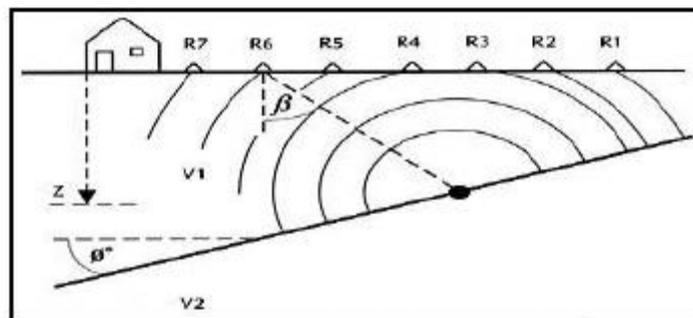
2.6 Prinsip Kerja Migrasi Kirchoff

Metode migrasi Kirchoff didasari pada prinsip Huygens, yang berpendapat bahwa reflektor seismik dianggap seolah-olah terdiri dari pola difraksi yang terdiri dari titik-titik yang berdekatan seperti yang ditunjukkan oleh gambar 2.7. Migrasi dari penampang seismik diperoleh dengan menghilangkan setiap difraksi hiperbolik di daerah asal (puncak). Setiap titik pada penampang migrasi dihasilkan melalui penjumlahan dari semua data difraksi yang berpusat pada titik tersebut.



Gambar 2.7 Ilustrasi Penjumlahan Difraksi (Aspirani, 2011)

Terdapat dua metode yang berbeda dalam pengolahan data sebelum dijumlahkan. Metode koreksi yang pertama ditunjukkan untuk memperbaiki sudut pada setiap sinyal yang tiba pada masing-masing *receiver*. Energi yang tiba dari detektor ke *receiver* berada pada sudut yang berbeda. Jumlah energi yang tiba pada masing – masing *receiver* bergantung pada sudut datang. Fenomena ini disebut faktor arah kemiringan. Gambar 2.8 menunjukkan gelombang melingkar energi yang dihasilkan dari titik reflektor. Ketika energi tiba di permukaan, *receiver* yang terdekat dari titik datang energi merekam amplitudo yang lebih besar dari pada *receiver* yang terletak pada jarak yang lebih jauh. Faktor koreksi yang digunakan adalah dengan menggunakan kosinus sudut yang dibentuk oleh sumbu vertikal dan garis yang ditarik dari lokasi titik reflektor ke masing-masing *receiver*. Koreksi untuk ke *receiver* di lokasi R6 akan sama dengan $\cos \beta$.



Gambar 2.8 Mekanisme Arah Miring. R1+n adalah *receiver*, $v1$ adalah kecepatan di R1, z adalah kedalaman sumber gelombang, β adalah sudut kosinus dan θ adalah sudut kemiringan reflektor (Aspirani, 2011)

Koreksi kedua adalah *spherical divergence*, atau *spreading factor*. Sebagai penjalaran dari muka gelombang dari *source* ke *receiver* akan mengalami pengurangan energi. Akibatnya amplitudo berkurang dan waktu tempuh atau jarak dari sumber meningkat.

Migrasi pada penampang seismik diperoleh dengan mengembalikan *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 (Kurniawan, 2012).

Secara matematis, migrasi *Kirchhoff* merupakan solusi integral dari persamaan gelombang, yakni sebagai berikut (Yilmaz, 2000):

$$P_{out} = \frac{\Delta x}{2\pi} \sum \left[\frac{\cos \theta}{\sqrt{v_{rms} r}} \rho(t) * P_{in} \right]$$

Keterangan :

P_{out} : Titik P setelah dilakukan migrasi

P_{in} : Titik P sebelum dilakukan migrasi

$\cos \theta$: Kemiringan reflektor

v : Kecepatan *rms*

r : Jarak *source* menuju *receiver*