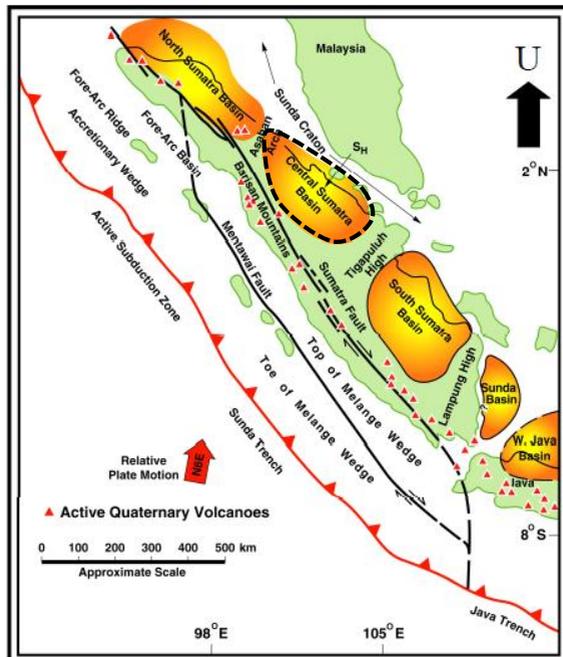


## BAB II TINJAUAN PUSTAKA

### 2.1 Geologi Regional Cekungan Sumatra Tengah

#### 2.1.1 Fisiografi Cekungan Sumatra Tengah

Cekungan Sumatra Tengah merupakan cekungan yang terbentuk di belakang busur magmatik selama Tersier Awal (Eosen-Oligosen) sebagai rangkaian struktur setengah-*graben* yang dipisahkan oleh suatu *block-horst*, sebagai hasil dari terjadinya proses penujaman lempeng Samudra Hindia menyusup ke bawah lempeng benua Asia (Mertosono dan Nayoan, 1974).



**Gambar 2. 1** Peta fisiografi cekungan-cekungan di Sumatra (Heidrick dan Aulia, 1993).

Cekungan sedimentasi tersier penghasil hidrokarbon terbesar di Indonesia ini berbentuk asimetris yang mengarah barat laut-

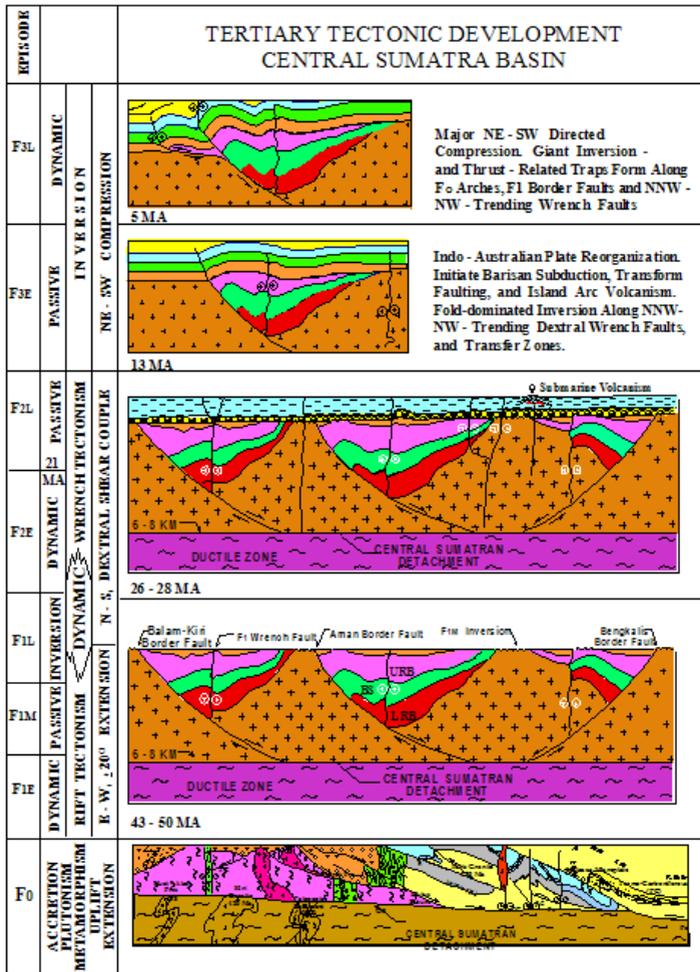
tenggara, bagian yang terdalam terletak pada bagian barat daya dan melandai kearah timur laut .

Bagian barat dan barat daya cekungan ini dibatasi oleh Bukit Barisan, bagian timur oleh Semenanjung Malaysia, bagian timur laut oleh Paparan Sunda, bagian barat laut oleh Busur Asahan yang sekaligus memisahkan Cekungan Sumatra Tengah dengan Cekungan Sumatra Utara, dan bagian tenggara oleh Tinggian Tigapuluh yang sekaligus memisahkan Cekungan Sumatra Tengah dengan Cekungan Sumatra Selatan, sedangkan batas bagian selatan tidak diketahui secara baik (Heidrick dan Aulia, 1993).

Empat bentukan khas dari Cekungan Sumatra Tengah yaitu : Tinggian Kubu (*Kubu High*) di bagian barat laut, *central deep* pada bagian tengah cekungan, Bukit Barisan (*Mountain Front*) pada bagian barat cekungan dan Tinggian Rokan (*Rokan Uplift*) serta Dataran Pantai (*Coastal Plain*) pada bagian timur cekungan.

### **2.1.2 Perkembangan Tektonostratigrafi Cekungan Sumatra Tengah**

Struktur geologi regional Cekungan Sumatra Tengah dicirikan oleh blok-blok patahan. Sistem blok-blok patahan ini mempunyai orientasi penjajaran utara-selatan membentuk rangkaian *horst* dan *graben*. Ada dua pola struktur yang terdapat pada Cekungan Sumatra Tengah , yang pertama adalah pola-pola yang lebih tua dengan orientasi utara-selatan diperkirakan berumur Paleogen dan yang kedua pola-pola yang lebih muda dengan arah barat laut-tenggara berumur Neogen Akhir (Nayoan dan Mertosono, 1974). Bentuk struktur yang saat ini ada di Cekungan Sumatra Tengah dan Sumatra Selatan dihasilkan oleh sekuran-kurangnya tiga fase tektonik utama yang terpisah, yaitu orogenesis Mesozoikum Tengah, Tektonik Kapur Akhir-Tersier Awal, dan orogenesis Plio-Pleistosen.



**Gambar 2. 2** Perkembangan tektonik Cekungan Sumatra Tengah (Heidrick & Aulia, 1993).

Orogenesa Mesozoikum Tengah merupakan faktor utama termalihkannya endapan-endapan Paleozoikum dan Mesozoikum. Endapan-endapan tersebut tersesarkan dan terlipatkan menjadi blok-blok structural berukuran besar yang selanjutnya diterobos oleh batholit-batholit granit. Lajur-lajur batuan metamorf ini tersusun oleh strata dengan litologi berbeda, baik tingkat metamorfisme maupun intensitas deformasinya (De Coster, 1974).

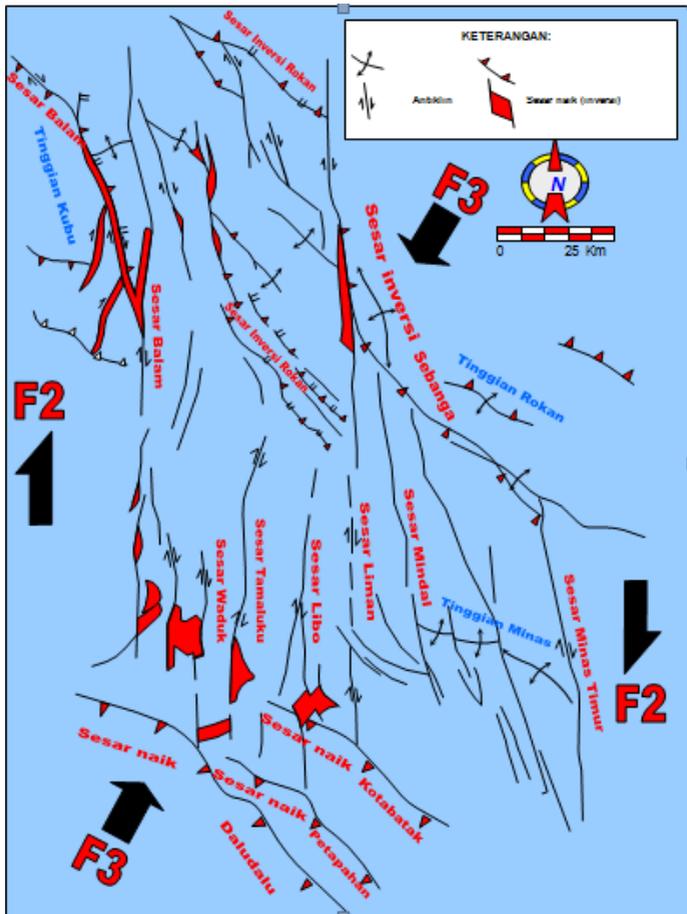
Proses tektonik yang terjadi di Cekungan Sumatra Tengah merupakan faktor pengontrol utama dalam proses pengendapan sedimen, maka dari itu pembahasan stratigrafi diletakkan dalam kerangka tektonostratigrafi atau fase-fase pembentukan cekungan. Heidrick dan Turlington (1995) membagi empat tahapan tektonostratigrafi sebagai berikut:

1. F0 (Episode Pembentukan Batuan Dasar)

Terjadi pada Paleozoikum Akhir sampai Mesozoikum (345-65 Ma). Pada fase ini diiringi dengan terbentuknya batuan dasar (*basement*). Sukseksi sedimen tersier pada *foreland* Sumatra menimpa secara tidak selaras diatas batuan dasar yang terdiri atas strata *marine* dan *continental* yang berumur Paleozoikum dan Trias yang berasosiasi dengan interkalasi antara vulkanik dengan *melange* local yang berkaitan dengan subduksi.4

2. F1 (Episode *Intra-Cratonic Rifting* dan *Rift Infill*)

Terjadi pada Eosen sampai Oligosen (45-28 Ma). Pada Awal Paleogen sampai dengan Eosen Tengah, perkembangan struktur yang terjadi relatif stabil (*stable continent shelf condition*) namun kemudian berhenti stabil akibat tumbukan yang terjadi antara India dengan Asia Tenggara. Pada masa ini teraktifkanlah *extensional grabens*, *half-grabens*, dan transtensional *pull-apart basin* yang saling terkait yang memiliki *trend*  $N\pm 15^{\circ}$  pada sepanjang Cekungan Sumatra Tengah. Fase tektonik ini beriringan dengan pengendapan Kelompok Pematang (*syn-rift*).



**Gambar 2. 3 Petroleum System.3 Kerangka Struktur Cekungan Sumatra Tengah (Heidrick dan Turlington, 1995).**

3. F2 (Episode *Interior Sag Basin* 28-20 Ma dan *Transtensional* 20-13 Ma)

Terjadi pada Oligosen Akhir sampai Miosen Tengah (28-13 Ma). Kelompok Pematang diselimuti oleh suksesi transgresif *alluvial-fluvial-deltaic-marine* yang secara keseluruhan menghalus keatas. Pada fase ini gejala tektonik yang terjadi yaitu pelengkungan atau penurunan (*crustal sagging*), *dextral wrenching*, dan pembentukan zona rekahan *trastensional* dengan strike  $N0^{\circ} - 20^{\circ}E$ . Penurunan

cekungan pada periode ini diikuti dengan transgresi dan pengendapan Kelompok Sihapas.

Dimulai dengan pengendapan Kelompok Sihapas, kemudian terbentuk sesar-sesar normal minor yang berhubungan dengan tahap akhir *rifting* yang memotong Formasi Menggala dan Formasi Bekasap. Pada tahap akhir fase ini terbentuk sesar mendatar dekstral dengan arah utara-selatan. Struktur-struktur yang berkembang di sepanjang sesar mendatar ini merupakan sesar tumbuh dan kombinasi *pull-apart basin*, *half-graben*, lipatan, *flower structure* (positif dan negatif), sesar *listric*, dan sesar normal-domino.

Lipatan-lipatan yang terbentuk di sepanjang sesar berarah utara-selatan ini mempunyai klosur yang lebih kecil dengan arah barat laut-tenggara dan tersusun membentuk *en-echelon* (Heidrick & Aulia, 1993).

#### 4. F3 (Episode Kompresi)

Terjadi pada Miosen Akhir – Resen (13-0 Ma). Tektonisme F2 berakhir dengan berakhirnya pengendapan Formasi Telisa dan atau diawalinya pengendapan Formasi Petani (13-12 Ma). Gejala tektonik F3 terjadi bersamaan dengan 1) subduksi awal dengan arah NNE pada *Sunda Trench*, 2) kemunculan dari *Andean type arc volcanism* pada sepanjang tepian SW *Sundaland*, 3) permulaan dari *sea-floor spreading* pada Laut Andaman, 4) pergerakan *right-lateral strike-slip* di sepanjang sumbu vulkanisme (*Great Sumatra fault zone*), 5) deformasi *back-arc styles* dan aktivitas *alkali igneous* melintasi Cekungan Sumatra Utara, Tengah, dan Selatan, dan 6) regresi laut pada bagian bawah Formasi Petani (awal) NW dan SE, sebaya dengan kemunculan Bukit Barisan ke barat (Mertosono dan Nayoan, 1974; dan Hamilton, 1979, 1988).

Pada waktu awal pengendapan Formasi Petani (13-10 Ma), rekahan-rekahan F0-2 dengan orientasi *strike* N-S teraktifkan kembali sebagai sesar dekstral dan *locally kinked* menjadi sesar dengan ruas arah N15-25°W. Geometri *fault-bend* ini kemudian diinterpretasikan oleh Moulds (1989) sebagai hasil dari pelengkungan sesar mendatar yang melewati *competent/incompetent junctions*. Geometri tersebut mengalami perubahan bertepatan dengan terjadinya reorientasi pada Sigma 1 (arah tegasan utama) menjadi cenderung berarah NE-SW pada saat awal terbentuknya tektonisme Bukit Barisan (F3).

## 2.2 Stratigrafi Cekungan Sumatera Tengah

Mertosono dan Nayoan (1974) mengusulkan lima subdivisi untuk unit stratigrafi dari batuan *Cenozoic* pada Cekungan Sumatera Tengah. Kelima unit tersebut meliputi (dari yang tua ke yang muda), Formasi Pematang, Kelompok Sihapas, Formasi Telisa, Petani, dan Formasi Minas.

Cekungan Sumatera Tengah. Eubank & Makki (1981) membagi batuan dasar Cekungan Sumatera Tengah kedalam 3 *terrane*, antara lain:

- Mutus Assemblage

Terletak pada bagian baratdaya dari blok dan tersusun atas kerak samudra (oviolit) yang ditimpa oleh sedimen laut dalam (abyssal) berumur Triassic (brown radiolaria chert, redmauve shale dan meta-argillite, slate, thinny bedded limestone, dan rhythmic turbidite sequence yang mengandung intercalated tuff).

- Mallaca Terrane

Terletak pada bagian timurlaut dari Mutus Assemblage, tersusun atas filit, argilit, sekis, kuarsit, dan shale. Terdapat intrusi oleh pluton granodioritik dan granitik.

- Greywacke Terrane

Terletak pada bagian baratdaya dari Mutus Assemblage pada daerah laut dalam, sebuah area yang tersusun atas dominasi greywacke, pebbly mudstone, dan kuarsit.

### 1. Kelompok Pematang

Merupakan endapan fluvial dan danau yang mendapatkan *source* dari tinggian-tinggian disekitarnya. Endapan fluvialnya terdiri atas konglomerat, batupasir kasar, dan batulempung dengan berbagai macam warna. Endapan danaunya terdiri atas perselingan antara batulempung dan batupasir halus dengan batuserpih (berfungsi sebagai *source rock* bagi Cekungan Sumatera Tengah) yang kaya akan material organik. Kelompok Pematang terdiri atas:

a) Formasi *Lower Red Bed*

Tersusun atas *mudstone*, batulanau, batupasir dan sedikit konglomerat. Diendapkan pada lingkungan darat dengan sistem pengendapan *alluvial fan* dan berubah secara lateral menjadi lingkungan fluvial dan lakustrin.

b) Formasi *Brown Shale*

Terletak diatas Formasi *Lower Red Bed*, tersusun atas batuserpih dengan laminasi baik, kaya akan material organik, berwarna coklat sampai dengan hitam mengindikasikan lingkungan pengendapan dengan kondisi air tenang seperti lakustrin. Pada bagian cekungan yang lebih dalam dijumpai perselingan batupasir yang diperkirakan diendapkan oleh mekanisme arus turbidit.

c) Formasi *Upper Bed*

Pada beberapa tempat dari formasi ini dijumpai ekivalen secara lateral terhadap Formasi *Brown Shale* dan di lain tempat menunjukkan menumpang diatasnya. Tersusun atas batuserpih, batubara, dan sedikit kandungan batupasir, merupakan endapan lakustrin.

2. Kelompok Sihapas

Merupakan rangkaian endapan transgresif yang memiliki sifat fisik menghalus keatas, kelompok ini diendapkan secara tidak selaras diatas Kelompok Pematang, didominasi oleh endapan batupasir dan sisipan serpih serta lapisan batugamping setempat-setempat pada bagian atasnya. Lingkungan pengendapannya bervariasi mulai dari *fluvial channel* hingga dataran pantai (berfungsi sebagai reservoir yang baik bagi Cekungan Sumatra Tengah). Kelompok ini terdiri atas:

d) Formasi Menggala

Formasi ini memiliki hubungan tidak selaras dengan Formasi Pematang, tersusun atas batupasir konglomeratan yang berselingan dengan batupasir halus-sedang yang terendapkan pada lingkungan *fluvial braided stream* dan secara lateral mengalami perubahan menjadi *marine deltaic* ke arah utara. Batupasir pada formasi ini merupakan reservoir yang penting pada Cekungan Sumatra Tengah. Formasi ini berubah secara lateral dan vertikal kearah barat menjadi *marine shale* yang termasuk dalam Formasi Bangko dan menjadi lingkungan transisi dan laut terbuka ke arah timur yang merupakan Formasi Bekasap.

e) Formasi Bangko

Diendapkan secara selaras diatas Formasi Menggala, merupakan batuan tudung (*seal*) bagi batupasir dibawahnya. Litologinya tersusun atas batulempung yang diendapkan pada lingkungan laut terbuka (*open marine shelf*), mulai dari lingkungan paparan (*shelf*) sampai *delta plain*, dan batulempung karbonatan yang berselingan dengan batupasir lanau dan berubah secara lateral menjadi batugamping pada daerah yang sedikit menerima suplai material klastik.

f) Formasi Bekasap

Diendapkan secara selaras diatas Formasi Bangko, tersusun atas batupasir kasar-halus glaukonitan yang berselingan dengan serpih-tipis dan kadang-kadang didapat lapisan batubara dan batugamping tipis. Kandungan foraminifera menunjukkan umur Miosen Awal, diendapkan pada lingkungan *delta plain*, *delta front*, atau laut dangkal.

g) Formasi Duri

Diendapkan secara selaras diatas Formasi Bekasap dan merupakan bagian teratas dari Kelompok Sihapas, beberapa bagian dari formasi ini terdapat yang memiliki umur sama dengan Formasi Bekasap. Litologinya tersusun atas suatu seri batupasir halus-sedang dan berselingan dengan serpih berumur Miosen Tengah yang terbentuk pada lingkungan *inner neritic-deltaic* di bagian utara dan tengah cekungan, secara lateral mengalami perubahan menjadi batupasir laut dalam dari Formasi Telisa.

3. Formasi Telisa

Diendapkan secara selaras diatas Kelompok Sihapas (Formasi Bangko), memiliki hubungan menjemari dengan Formasi Bekasap pada bagian barat daya dan menjemari dengan Formasi Duri pada bagian timur laut (Yarmanto & Aulia, 1998). Tersusun atas batuserpih laut dan batulanau berwarna abu-kecoklatan yang bersifat sedikit gampingan dengan lingkungan pengendapan *neritic-non-marine* (Dawson et. Al, 1997). Formasi yang memiliki ketebalan mencapai 1600 kaki ini memiliki umur Miosen Awal – Miosen Tengah, dan berfungsi sebagai batuan tudung (*cap rock*) dari reservoir Kelompok Sihapas.

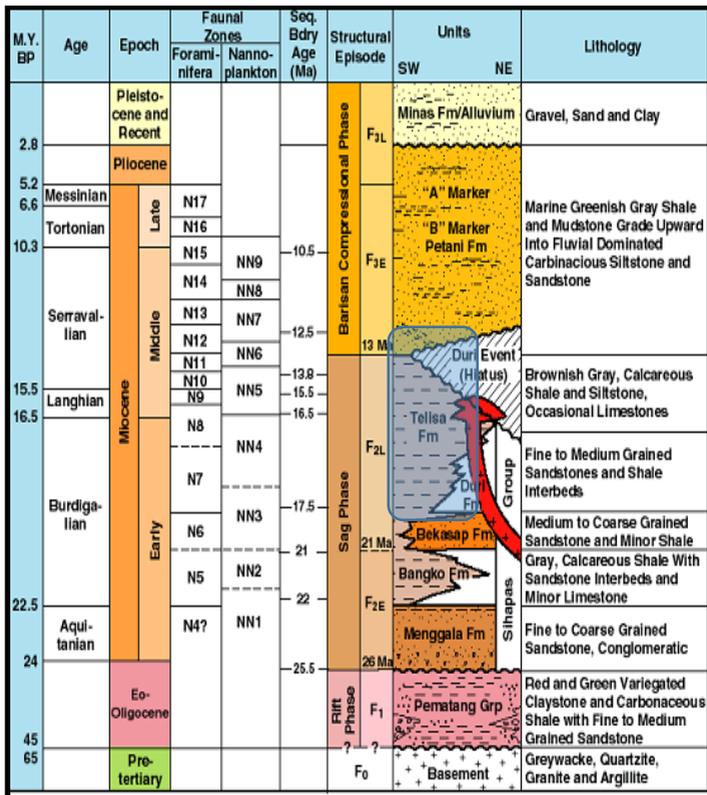
4. Formasi Petani

Formasi dengan umur Miosen Tengah-Pliosen ini terendapkan secara tidak selaras diatas Formasi Telisa, dan merupakan awal dari fase regresif yang menandakan akhir dari periode panjang transgresif pada Cekungan Sumatra Tengah. Formasi ini tersusun atas sikuen monoton batuserpih-*mudstone* berwarna abu-abu yang kaya akan kandungan fosil, sedikit karbonatan dengan interkalasi batupasir minor dan batulanau pada bagian atasnya (menunjukkan terjadinya pendangkalan atau regresi laut). Formasi ini terendapkan pada lingkungan laut dangkal dan mengalami perubahan mendangkal sampai dengan lingkungan payau.

Pada dasarnya formasi ini diendapkan secara selaras diatas Formasi Telisa, namun eustasi berfluktuasi secara signifikan dengan regresi sehingga terbentuk beberapa ketidakselarasan lokal di beberapa tempat, kearah timur laut secara lokal formasi ini memiliki kontak tidak selaras dengan formasi dibawahnya.

#### 5. Formasi Minas

Merupakan endapan Kuartar berumur Pleistosen-Resen yang pengendapannya masih berlangsung sampai sekarang, formasi ini menimpa Formasi Petani secara tidak selaras. Litologi dari Formasi Minas tersusun atas pasir kuarsa, pasir lepas, konglomerat, kerikil, dan lempung yang merupakan endapan *fluvial-alluvial*.



Gambar 2. 4 Kolom Tektonostratigrafi Cekungan Sumatra Tengah (Heidrick&Aulia, 1993).

### 2.3 Metode Seismik Refleksi

Metode seismik merupakan salah satu metode geofisika yang menggunakan gelombang mekanik atau elastic sebagai sumber yang masuk kedalam Bumi. Respon yang dihasilkan sebagai reflector, kemudian ditangkap oleh penerima dimana telah dipersiapkan berdasarkan geometri permukaan. Dari kegiatan tersebut akan didapatkan data waktu gelombang seismik yang melewati atau meskipun melewati medium bumi dan kembali lagi ke permukaan yang direkam sebagai dua-waktu tempuh (*two-way time/TWT*). Gelombang ini membawa informasi tentang litologi dan fluida yang terdapat dibawah permukaan dalam bentuk gelombang datang, amplitudo, frekuensi, dan fase gelombang. Metode seismik refleksi secara umum membagi batas dari reflector lapisan atau sinyal yang

dikirim gelombang elastik ke dalam bumi. Refleksi gelombang seismik terjadi ketika perbedaan akustik impedansi sebagai fungsi kecepatan dan densitas lapisan batuan. Ketika gelombang seismik melewati lapisan batuan dengan perbedaan akustik impedansi dari lapisan batuan yang dilewati sebelumnya, gelombang muka akan dibagi. Beberapa akan direfleksikan kembali ke permukaan dan sebagian dibisakan ke dalam permukaan.

TWT merupakan waktu gelombang seismik menjalar secara vertikal dari sumber menuju reflector di dalam permukaan bumi dan dipantul kembali ke penerima di permukaan. Berdasarkan Onajite (2014), TWT direkam pada sumbu vertical pada lintasan seismik dalam detik dan dapat juga diekspresikan dalam millidetik.

### 2.3.1 Gelombang Seismik

Gelombang seismik merupakan gelombang yang menjalar di dalam bumi yang disebabkan adanya deformasi struktur, tekanan ataupun tarikan karena sifat keelastisan kerak bumi. Gelombang ini membawa energi kemudian menjalarkan ke segala arah di seluruh bagian bumi dan mampu dicatat oleh seismograf (Siswovidjojo, 1996).

### 2.3.2 Gelombang Badan (Body Wave)

Hidayati (2010) menjelaskan bahwa gelombang badan merupakan gelombang yang menjalar melalui bagian dalam bumi dan bisaanya disebut *free wave* karena dapat menjalar ke segala arah di dalam bumi. Gelombang badan dibagi menjadi dua jenis, yaitu:

#### a) Gelombang Primer (*P Wave*)

Gelombang Primer merupakan gelombang longitudinal yang partikelnya merambat secara bolak balik sejajar dengan arah rambatnya. Gelombang ini terjadi karena adanya tekanan. Gelombang P memiliki kecepatan tinggi, sehingga waktu tibanya lebih dahulu dari pada gelombang Sekunder. Persamaan (1.1) merupakan persamaan untuk kecepatan gelombang primer (Hidayati, 2010).

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (1.1)$$

Keterangan :

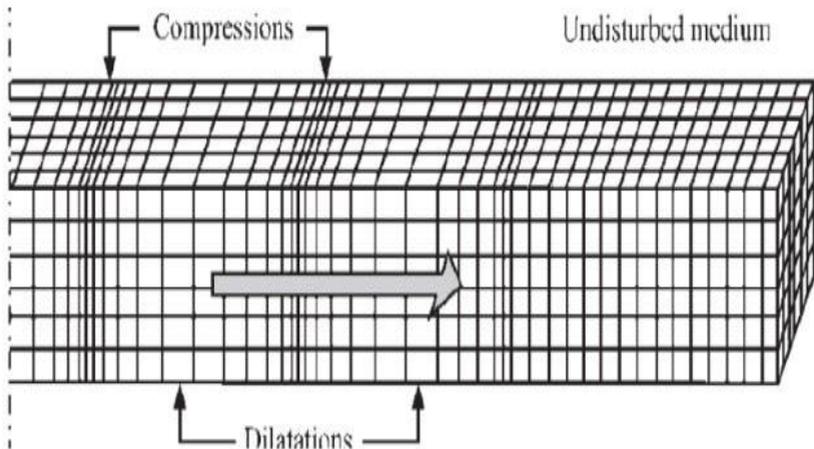
$v_p$  = kecepatan gelombang P

$\lambda$  = konstanta lame

$\mu$  = rigiditas

$\rho$  = densitas

Penjalaran gelombang primer ditunjukkan pada Gambar 2.5 (Hidayati, 2010)



**Gambar 2. 5 Penjalaran gelombang primer (Elnashai & Sarno, 2008).**

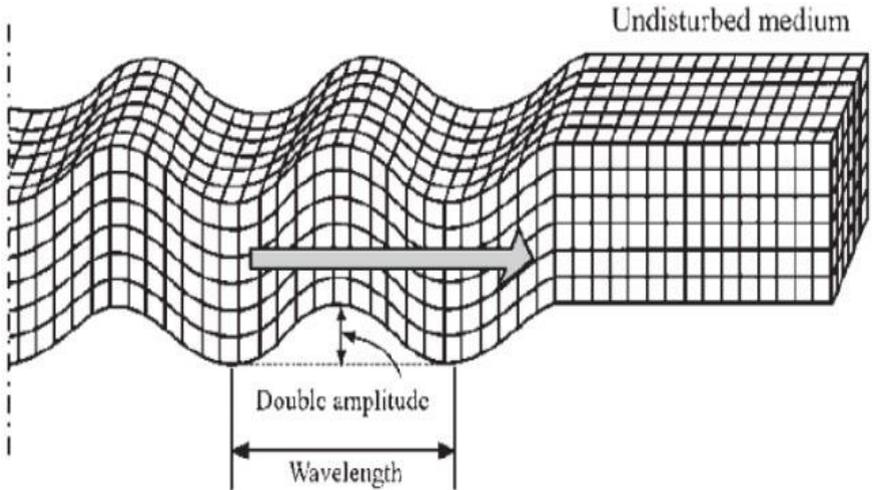
Pada Gambar diatas menunjukkan bahwa penjalaran gelombang primer yang terjadi rapat dan juga renggang dan gelombang primer dapat disebut gelombang longitudinal karena memiliki partikel yang merambat secara bolak balik sejajar dengan arah rambatnya.

b) Gelombang Sekunder (*S Wave*)

Gelombang sekunder atau gelombang transversal (*Shear wave*) adalah gelombang badan (*body wave*) yang partikelnya bergerak tegak lurus terhadap arah rambatnya serta waktu tibanya setelah gelombang Primer. Gelombang ini tidak dapat merambat di fluida, sehingga pada inti bumi bagian luar tidak dapat terdeteksi sedangkan pada inti bumi bagian dalam mampu dilewati. Persamaan kecepatan gelombang Sekunder ( $v_s$ ) ditunjukkan pada persamaan (1.2) (Hidayati, 2010).

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (1.2)$$

Penjalaran gelombang S ditunjukkan pada Gambar 2.3.2.2.



**Gambar 2. 6** Penjalaran gelombang sekunder (Elnashai & Sarno, 2008).

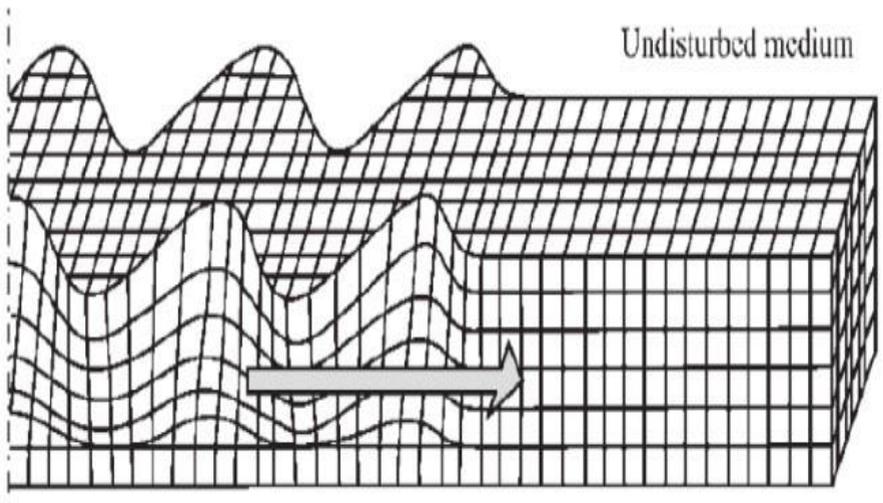
Pada Gambar diatas menunjukkan bahwa penjalaran gelombang Sekunde yang terjadi seperti gelombang air laut yang dimana naik dan turun dan gelombang sekunder dapat disebut gelombang transversal (*Shear wave*) yang partikelnya bergerak tegak lurus terhadap arah rambatnya serta waktu tibanya setelah gelombang Primer.

### 2.3.3 Gelombang Permukaan (*Surface Wave*)

Gelombang permukaan adalah gelombang seismik yang menjalar melalui permukaan bebas (*Tide Waves*). Gelombang ini di bagi menjadi dua jenis yaitu (Hidayati, 2010) :

a) Gelombang *Love*

Berikut ini adalah Penjalaran gelombang *Love* yang ditunjukkan pada Gambar 2.7.

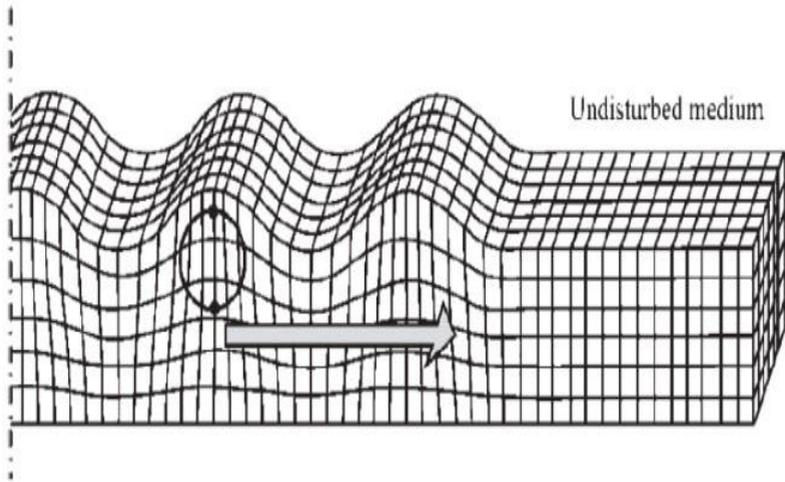


**Gambar 2. 7 Penjalaran gelombang Love (Elnashai & Sarno, 2008).**

Pada Gambar 2.7 diatas menunjukkan bahwa Gelombang *Love* ini merupakan gelombang yang arah rambat partikelnya bergetar melintang terhadap arah penjalarannya (Elnashai & Sarno, 2008).

b) Gelombang *Reyleigh*

Berikut ini adalah Penjalaran gelombang *Reyleigh* ditunjukkan pada Gambar 2.3.3.2.



**Gambar 2. 8 Penjalaran gelombang Reyleigh (Elnashai & Sarno, 2008).**

Pada Gambar 2.8 diatas menunjukkan bahwa Gelombang Rayleigh merupakan jenis gelombang permukaan yang arah rambatnya bergerak tegak lurus terhadap arah penjalarannya dan searah bidang datar (Hidayati, 2010).

### 2.3.4 Komponen Seismik Refleksi

Metode seismik refleksi adalah metode geofisika yang memanfaatkan gelombang refleksi dari batuan bawah permukaan. Penjalaran gelombang refleksi berprinsip pada hukum Snellius, menyatakan bahwa sudut refleksi dan refraksi adalah fungsi dari sudut datang dan kecepatan gelombang, seperti yang ditunjukkan pada persamaan (1.3) dan (1.4) (Oldenburg, et al., 2016).

$$\theta_r = \theta_1 \quad (1.3)$$

$$\frac{\sin \theta_1}{v_1} = \frac{\sin \theta_2}{v_2} \quad (1.4)$$

Keterangan :

$\theta_1$  = sudut datang

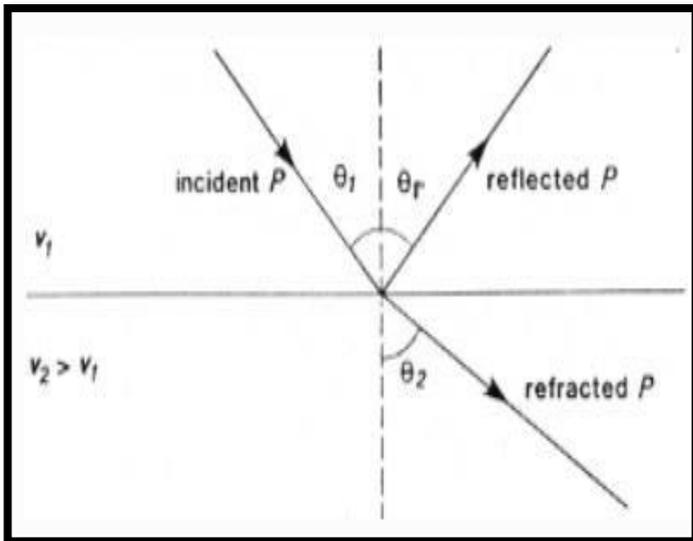
$\theta_2$  = sudut refraksi

$\theta_r$  = sudut refleksi

$v_1$  = kecepatan gelombang pada medium pertama

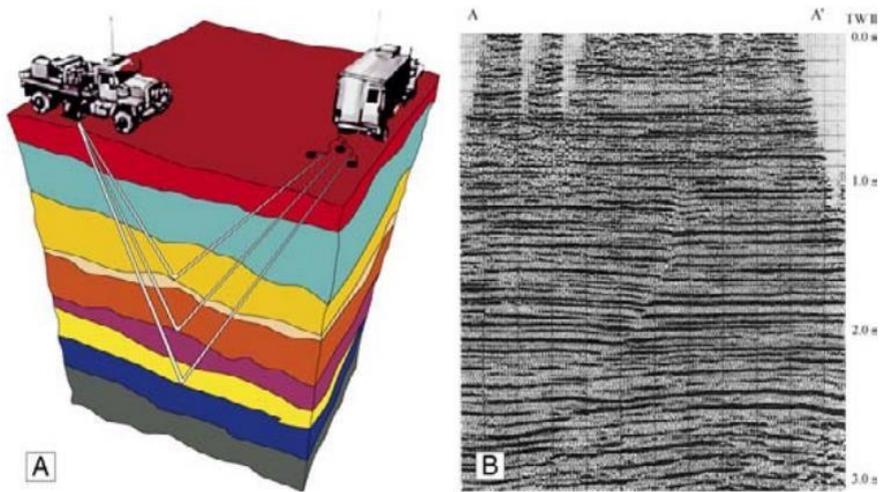
$v_2$  = kecepatan gelombang pada medium kedua

Gambar 2.9 Penjalaran gelombang P ketika melewati dua medium berbeda menunjukkan penjalaran gelombang P yang mengenai bidang batas antara dua medium yang berbeda berdasarkan hukum Snellius (Oldenburg, et al., 2016).



**Gambar 2.9 Penjalaran gelombang P ketika melewati dua medium berbeda.**

Hal ini dilakukan dengan cara mengirimkan sinyal (gelombang) ke dalam bumi, kemudian sinyal tersebut akan dipantulkan oleh batas antara dua lapisan, dan sinyal pantulan tersebut direkam oleh *receiver* (geopon atau hidropon). Data yang digunakan dari gelombang pantul tersebut adalah waktu tempuh yang akan memberikan informasi mengenai kecepatan rambat gelombang pada lapisan batuan tersebut. (Kaharuddin, et al., 2015). Prinsip metode seismik refleksi ditunjukkan pada Gambar 2.3.4.2

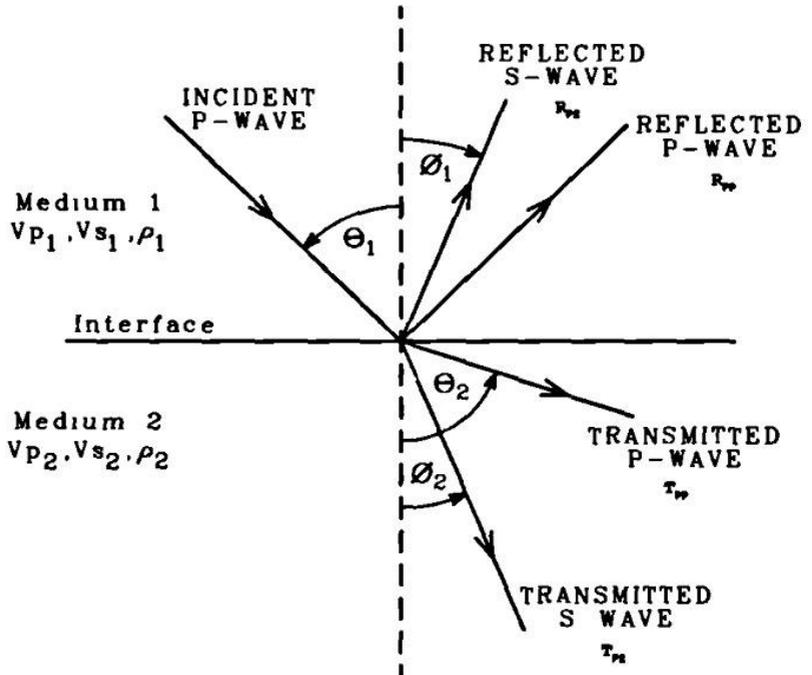


**Gambar 2. 10 Prinsip metode seismik refleksi, (A) Penjalaran gelombang seismik ke bawah permukaan kemudian dipantulkan dan diterima oleh geopon dan (B).**

Pada gambar 2.10 menunjukkan bahwa prinsip metode seismik refleksi berprinsip pada hukum Snellius, yang menyatakan bahwa sudut refleksi dan refraksi adalah fungsi dari sudut datang dan kecepatan gelombang.

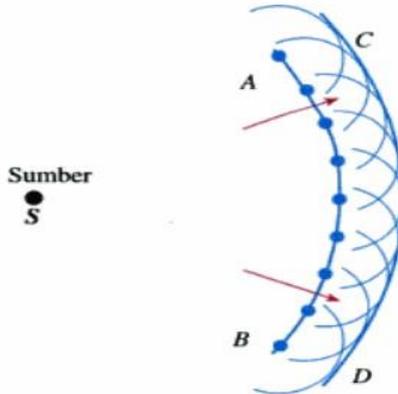
### **2.3.5 Teori Perambatan Gelombang**

Penjalaran gelombang seismik mengikuti Hukum Snellius (Gambar 2.3.5.1) dan Prinsip Huygens, yang menyatakan bahwa sudut pantul dan sudut bias dari gelombang seismik merupakan fungsi dari sudut datang dan kecepatan gelombang. Jika gelombang P (Primer) mengenai permukaan bidang batas antara dua lapisan yang berbeda akan menimbulkan gelombang refleksi dan gelombang refraksi. Sebagian energi gelombang akan dipantulkan sebagai gelombang P dan gelombang S, dan sebagian lagi diteruskan sebagai gelombang P dan Gelombang S.



**Gambar 2. 11 Penjalaran Gelombang Seismik pada bidang batas antara dua medium (Castagna & Backus, 1993).**

Pada gambar di atas dapat dilihat bahwa Penjalaran gelombang seismik pada bidang batas antara dua medium mengikuti Hukum Snellius dapat dibuktikan seperti pada gambar di atas dan Prinsip Huygens dibuktikan pada Gambar 2.11 sebagai berikut:



**Gambar 2. 12 Prinsip Huygens dalam menentukan muka gelombang CD jika AB diketahui.**

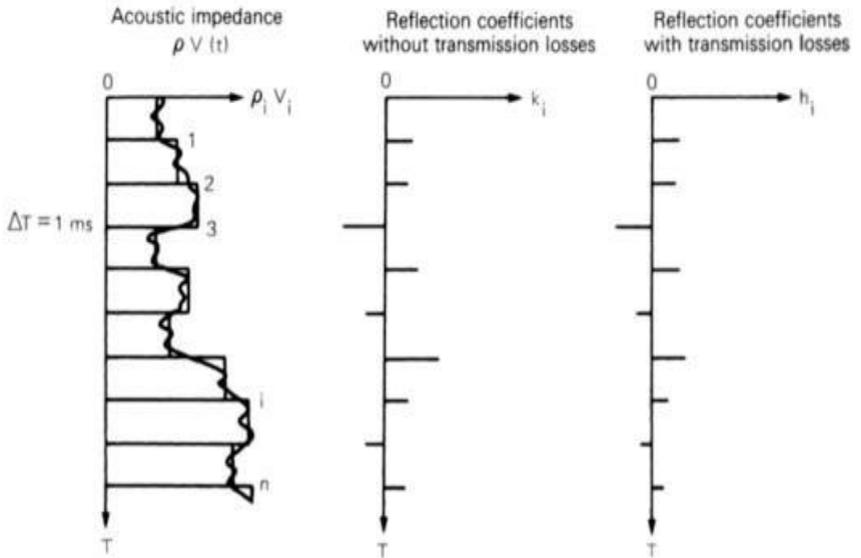
Pada Gambar 2.12 diatas prinsip Huygens dapat dinyatakan sebagai berikut: “Setiap titik pada muka gelombang dapat dianggap sebagai sumber gelombang – gelombang kecil yang menyebar maju dengan laju yang sama dengan laju gelombang itu sendiri. Muka gelombang yang baru merupakan sampul dari semua gelombang – gelombang kecil tersebut yaitu, tangen (garis singgung) dari semua gelombang tersebut” (Giancoli, 2001).

### **2.3.6 Impedansi Akustik**

Impedansi akustik merupakan hasil antara densitas  $\rho$  dikalikan dengan kecepatan seismik  $V_p$  atau  $V_s$ . Dengan demikian impedansi  $\rho V_p$  ada untuk gelombang kompresional, dan  $\rho V_s$  untuk gelombang geser (Lavergne, 1989). Impedansi akustik dari dua media kontak:

$$\mathbf{Z} = \rho \mathbf{v} \qquad \text{Persamaan 2. 1}$$

Semakin keras suatu batuan maka impedansi akustik akan semakin besar.



**Gambar 2. 13 Prinsip untuk komputasi seismogram sintetik: log impedansi akustik sampel, koefisien refleksi  $k_i$ , dan seismogram impuls  $h_i$  (Lavegne, 1989).**

Pada Gambar 2.13 diatas menunjukkan prinsip untuk komputasi seismogram sintetik. dari prinsip tersebut kita dapat melihat peran dari Impedansi akustik yaitu merupakan kemampuan suatu batuan untuk melewati gelombang seismik yang melaluinya.

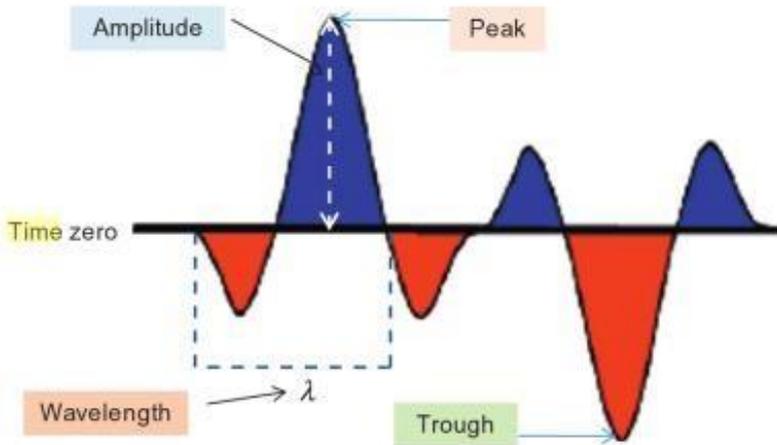
### 2.3.7 Koefisien Refleksi

Koefisien refleksi merupakan suatu nilai yang mempresentasikan bidang batas antara dua medium yang memiliki impedansi akustik yang berbeda. Itu tergantung dari impedansi akustik,  $Z$ , dinyatakan dengan: Koefisien Refleksi:

$$k_i = \frac{\rho_1 V_i - \rho_{i+1} V_{i+1}}{\rho_1 V_i + \rho_{i+1} V_{i+1}} \text{ Persamaan 2. 2}$$

### 2.3.8 Trace Seismik

Pada gambar 2.14 menunjukkan Trace Seismik sebagai berikut:



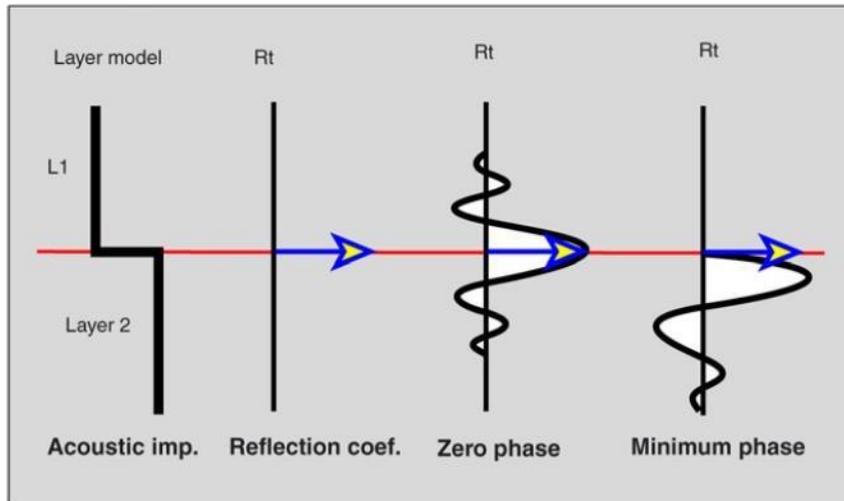
**Gambar 2. 14 Traces Seismik (Onajite, 2014).**

Data perekaman seismik pada permukaan terhadap respon lapisan bumi dari sumber seismik disebut trace (Onajite, 2014).

### 2.3.9 Wavelet

*Wavelet* atau disebut juga sinyal seismik merupakan kumpulan dari sejumlah gelombang seismik yang mempunyai amplitudo, frekuensi, dan fasa tertentu. Menurut Veeken (2007), ada dua bentuk dasar dari wavelet seismik dalam pengolahan data (gambar 2.15) yaitu sebagai berikut.

- Wavelet minimum-phase, dimana awal wavelet ini bertepatan dengan posisi yang tepat dari antarmuka bawah permukaan.
- Wavelet zero-phase, dimana amplitudo maksimum wavelet ini bertepatan dengan antarmuka litologi.



**Gambar 2. 15** Tipikal wavelet minimum – phase dan zero – phase (Veeken, 2007).

Berdasarkan Sukmono (2000) konsentrasi energinya *wavelet* dapat dibedakan menjadi 4 jenis, seperti ditunjukkan pada Gambar 2.15 yaitu :

a) *Zero Phase Wavelet*

*Wavelet* berfasa nol (*zero phase wavelet*) mempunyai konsentrasi energi maksimum di tengah dan waktu tunda nol, sehingga *wavelet* ini mempunyai resolusi dan *standout* yang maksimum. *Wavelet* berfasa nol (disebut juga *wavelet* simetris) merupakan jenis *wavelet* yang lebih baik dari semua jenis *wavelet* yang mempunyai spektrum amplitudo yang sama.

b) *Minimum Phase Wavelet*

*Wavelet* berfasa minimum (*minimum phase wavelet*) memiliki energi yang terpusat pada bagian depan. Dibandingkan jenis *wavelet* yang lain dengan spektrum amplitudo yang sama, *wavelet* berfasa minimum mempunyai perubahan atau pergeseran fasa terkecil pada tiap-tiap frekuensi. Dalam terminasi waktu, *wavelet* berfasa minimum memiliki waktu tunda terkecil dari energinya.

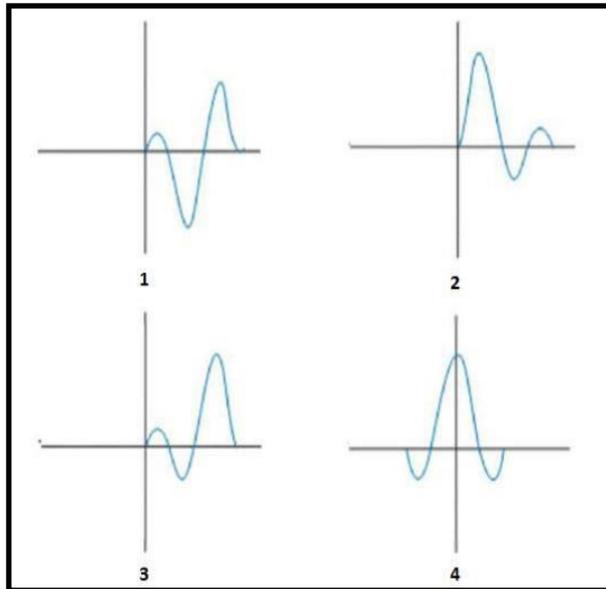
c) *Maximum Phase Wavelet*

*Wavelet* berfase maksimum (*maximum phase wavelet*) memiliki energi yang terpusat secara maksimal dibagian akhir dari *wavelet* tersebut, sehingga merupakan kebalikan dari *wavelet* berfase minimum.

d) *Mixed Phase Wavelet*

*Wavelet* berfase campuran (*mixed phase wavelet*) merupakan *wavelet* yang energinya tidak terkonsentrasi di bagian depan maupun di bagian belakang.

2.3.10



**Gambar 2. 16 Jenis-jenis wavelet berdasarkan konsentrasi energi, (1) Mixed phase, (2) Minimum phase, (3) Maximum phase, (4) Zero phase (Sukmono, 2000).**

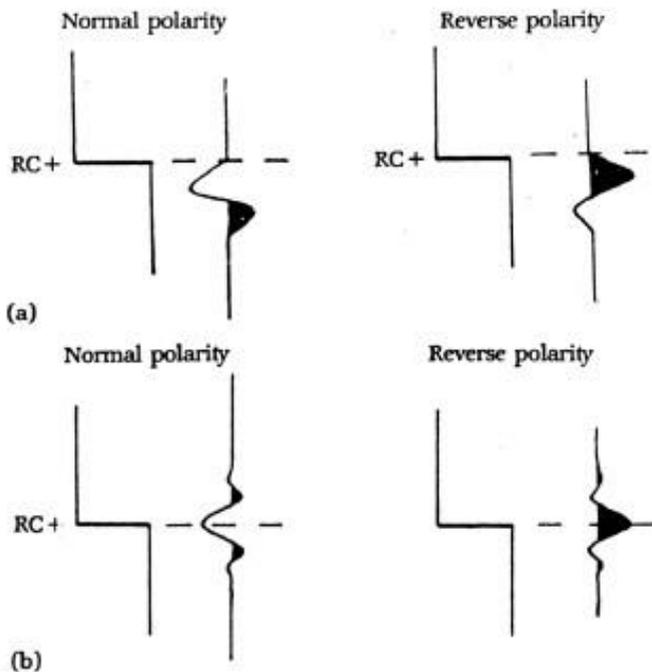
### **Polaritas**

Polaritas didefinisikan Veeken (2007) sebagai *wiggle* seismik digambar pada bagian seismik. Nilai negatif refleksi amplitudo pada rekaman lapangan baik ditampilkan oleh eksekursi ke kiri atau kanan dari garis *wiggle* sehubungan dengan waktu sumbu vertikal. Ini dapat berupa hitam atau putih dari loop seismik. Konvensi polaritas *Society*

*Exploration Geophysics* (SEG) menentukan bahwa tampilan polaritas yang normal sesuai dengan peningkatan impedansi akustik dengan kedalaman, yang terdaftar pada *tape* lapangan sebagai angka negatif dan ditampilkan pada bagian seismik oleh lingkaran putih, menjadi palung ke kiri baris *wiggle*. SEG mendefinisikan polaritas normal sebagai berikut (Sukmono, 1999). Saat ini terdapat dua jenis konvensi polaritas: Standar SEG (Society of Exploration Geophysicist) dan Standar Eropa dan keduanya saling berkebalikan.

Sinyal seismik positif akan menghasilkan tekanan akustik positif pada hidropon di air atau pergerakan awal ke atas pada geophone di darat.

Sinyal seismik yang positif akan terekam sebagai nilai negative pada *tape*, defleksi negative pada monitor dan palung pada penampang seismik.



**Gambar 2. 17 Jenis-jenis wavelet berdasarkan konsentrasi energi, (1) Mixed phase, (2) Minimum phase, (3) Maximum phase, (4) Zero phase (Sukmono, 2000).**

Pada gambar 2.17 menunjukkan bahwa jenis jenis dari wavelet berdasarkan konsentrasi energinya berbeda-beda, itu dikarenakan akan bisa berpengaruh terhadap polaritasnya.

### 2.3.11 Resolusi Seismik

Resolusi dapat diartikan sebagai jarak minimum antara dua obyek yang dapat dipisahkan oleh gelombang seismik dan berhubungan erat dengan fenomena interferensi (Sukmono, 1999).

Brown (2004) membagi resolusi seismik menjadi dua yang terdiri dari resolusi vertikal dan resolusi horisontal.

#### 1. Resolusi Vertikal

Resolusi vertikal merupakan kemampuan akuisisi seismik untuk dapat memisahkan atau membedakan dua bidang batas perlapisan batuan secara vertikal. Resolusi ini dicerminkan oleh suatu batas yaitu kedua reflektor yang masih dapat dipisahkan oleh gelombang seismik dan besarnya tergantung pada ketebalan dan panjang gelombang (Kaharuddin, et al., 2015).

Resolusi vertikal memiliki dua batas, keduanya dihasilkan dari interaksi wavelet dari reflektor yang berdekatan. Batas pemisahannya yaitu seperempat panjang gelombang (setengah periode) yang merepresentasikan ketebalan lapisan yang berhubungan dengan pemisahan dua wavelet terdekat yang diberikan oleh *bandwith*. Untuk lapisan yang lebih tipis dari seperempat panjang gelombang, amplitudo akan teratenuasi sampai batas kelayakan tercapai, saat sinyal refleksi menjadi kabur oleh *background noise*. Batas kelayakan tergantung pada kontras akustik dari lapisan geologi, noise random dan sistematik, dan fase data atau bentuk wavelet seismik (Brown, 2004). Menurut Veeken (2007) resolusi vertikal data seismik ditentukan oleh frekuensi sinyal seismik, *bandwith*, interval kecepatan pada zona target dan kontras impedansi akustik. . Persamaan resolusi vertical ditunjukkan pada persamaan (1.7).

$$r_v = \frac{1}{4} \lambda = \frac{v}{4f} \quad (1.7)$$

Dengan :

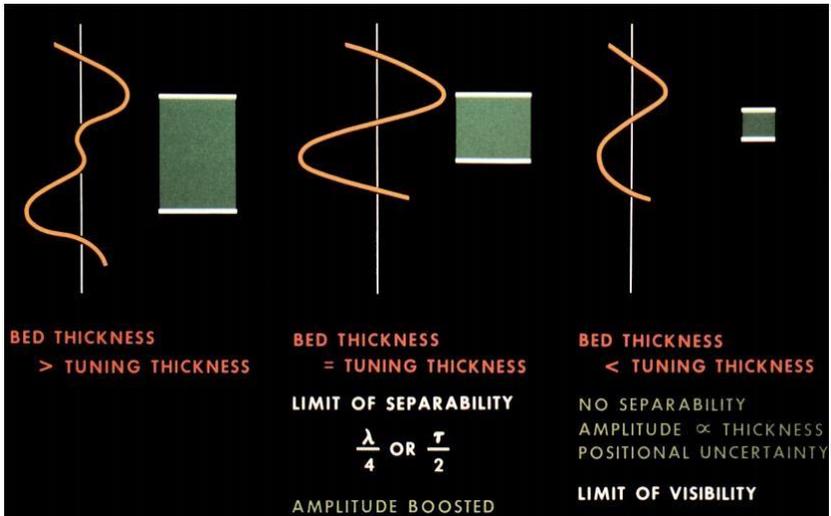
$r_v$  = resolusi vertikal  $\lambda$  = panjang gelombang (m)

$v$  = kecepatan rata-rata (m/s)

$f$  = frekuensi (Hz)

Berdasarkan persamaan (1.7), hanya batuan yang mempunyai ketebalan di atas seperempat panjang gelombang yang dapat dibedakan oleh gelombang seismik. Ketebalan ini disebut ketebalan tuning (*tuning thickness*). Seiring bertambahnya kedalaman, kecepatan bertambah tinggi dan frekuensi bertambah kecil, maka ketebalan tuning bertambah besar (Sukmono, 1999).

Penggambaran resolusi vertikal ditunjukkan pada Gambar 2.18.



**Gambar 2. 18 Resolusi vertikal tergantung pada interaksi jarak wavelet yang berdekatan (Brown, 2001).**

Pada gambar diatas 2.3.11.1 resolusi vertikal tergantung pada interaksi jarak wavelet yang berdekatan yang dimana memiliki dua batas dan batas pemisahannya yaitu seperempat panjang gelombang (setengah periode) yang merepresentasikan ketebalan lapisan yang berhubungan dengan pemisahan dua wavelet terdekat yang diberikan oleh *bandwith*.

## 2. Resolusi Horizontal

Resolusi horizontal merupakan kemampuan akuisisi seismik untuk dapat memisahkan dua kenampakan permukaan reflektor. Magnitudo zona Fresnel menurut Sukmono & Abdullah (2001) dirumuskan seperti persamaan (1.8) (Kaharuddin, et al., 2015).

$$r_f = \frac{v}{2} \sqrt{\frac{t}{f}} \quad (1.8)$$

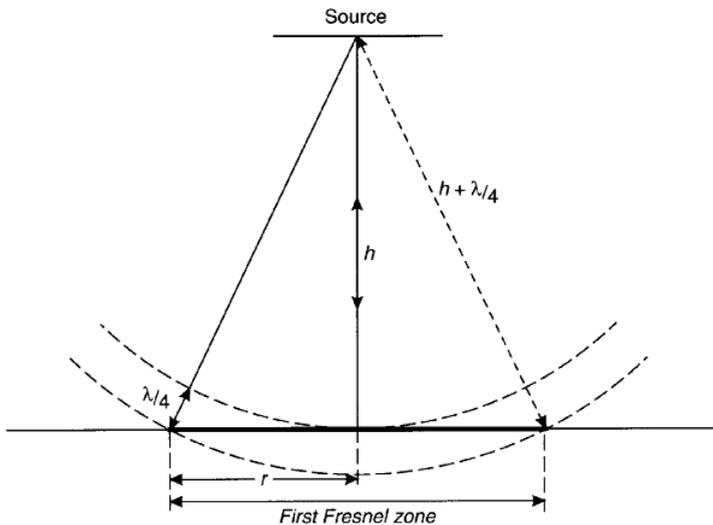
Keterangan :

$r_f$  = radius zona Fresnel (m)

$t$  = TWT (s)

$v$  = kecepatan rata-rata (m/s)

$f$  = frekuensi dominan (Hz)

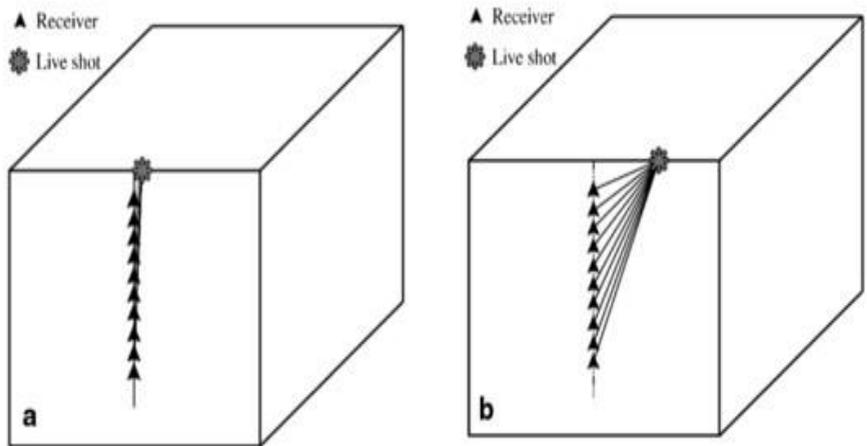


**Gambar 2. 19** Aspek fisis dari zona Fresnel (Veeken , 2007).

Pada Gambar 2.19 menunjukkan aspek fisi dari zona fresnel adalah Ambang batas resolusi horisontal atau *spatial* dengan jari-jari (radius) zona fresnel pertama yang dimana nilainya tergantung dari panjang gelombang dan kedalaman. (Kaharuddin, et al., 2015).

### 2.3.12 Survei *Checkshot*

Akuisisi data *checkshot*(VSP) dapat dilihat pada gambar 2.3.12.1

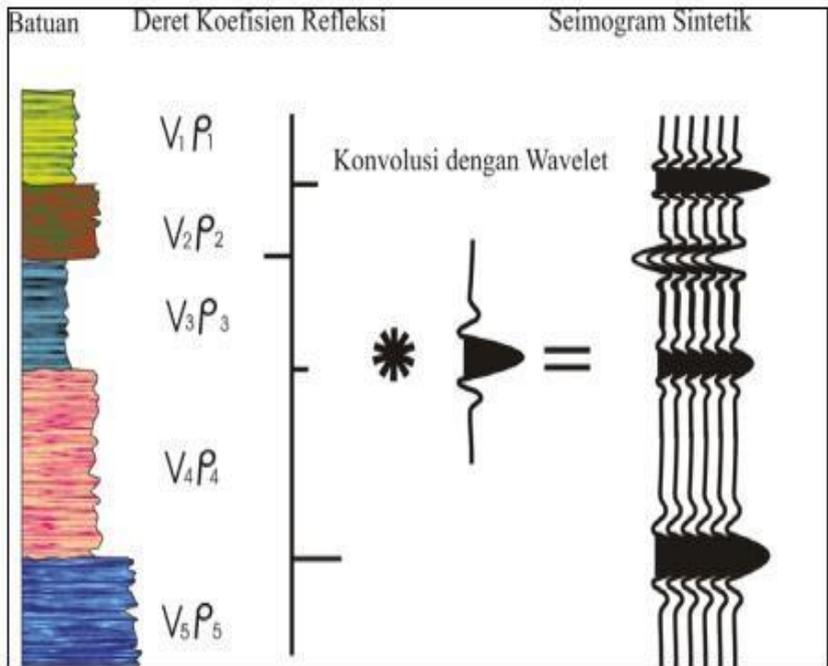


**Gambar 2. 20 VSP (a) Zero offset, near offset, atau checkshot dan (b) Far Offset (Laurence, 2004).**

Pada Gambar 2.20 menunjukan jika Secara prinsip survey *checkshot* sama seperti survey seismik pada umumnya, akan tetapi letak geophone pada *checkshot* di letakkan pada sumur. Sehingga didapatkan waktu *one way time* yang direkam oleh geophone pada kedalaman tertentu. Tujuan dilakukan survey *checkshot* adalah untuk mendapatkan hubungan domain waktu dan kedalaman yang akan digunakan dalam proses pengikatan data sumur dengan data seismik (*well seismik tie*).

### 2.3.13 Seismogram Sintetik

Seismogram sintetik adalah rekaman seismik buatan yang dibuat dari data log kecepatan dan densitas. Data kecepatan dan densitas membentuk fungsi koefisien refleksi (RC) yang selanjutnya dikonvolusikan dengan *wavelet* Gambar 2.21 (Kaharuddin, et al., 2015).



**Gambar 2. 21 Seismogram sintetik yang diperoleh dari konvolusi koefisien refleksi dan wavelet (Sukmono, 1999).**

Pada gambar 2.21 menunjukkan Seismogram sintetik yang diperoleh dari konvolusi koefisien refleksi dan wavelet, dan Menurut Sukmono (1999), wavelet yang digunakan sebaiknya mempunyai frekuensi dan *bandwith* yang sama dengan penampang seismik.

### 2.4 Tinjauan Umum Well-Logging

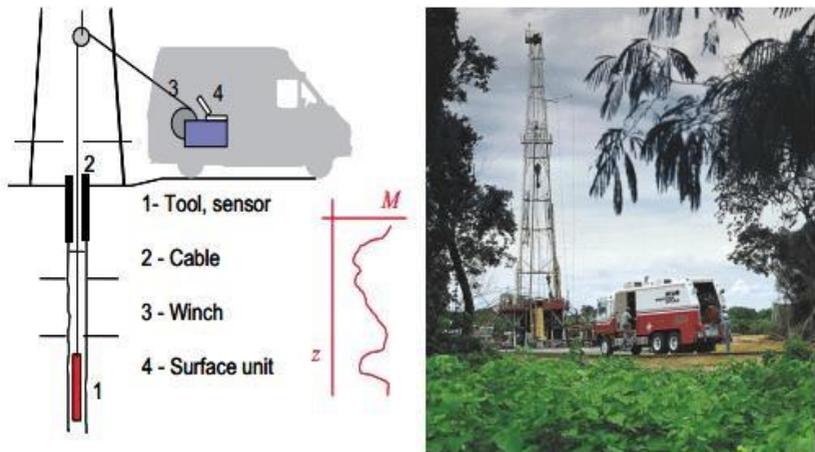
Secara umum pengukuran log adalah untuk menyediakan profil berkelanjutan dari (Schön, 2015):

- Litologi dengan kedalaman yang tepat dari batas batuan/formasi
- Property batuan dan komposisi batuan (mineralogi); bagian menarik dari property reservoir (porositas, saturasi, dan permeabilitas)
- Elemen rekahan dan tektonik

Peralatan *wireline logging* terdiri atas satu set probe, kabel dengan winch, sensor kedalaman, dan pengukuran permukaan dan unit control. Didalam teknik *Measurement While Drilling* (MWD) atau *Logging While Drilling* (LWD), elemen pengukuran merupakan bagian dari benang pengeboran; sinyal yang ditransmisikan melalui pulsa lumpur menuju unit permukaan. Gambar 2.22 menunjukkan *wireline logging* mempersiapkan dengan komponen utama sebagai berikut:

- Alat atau probe dengan sensor, transmitter, sumber
- Kabel yang dihubungkan dengan probe menggunakan penghubung kabel. Kabel memberikan informasi kedalaman tentang posisi alat, mentransmisikan energi ke bawah, dan pengukuran data upwards
- Winch dengan penghitung kedalaman

Unit permukaan untuk mengontrol proses pengukuran, visualisasi dan mengumpulkan data pengukuran



**Gambar 2. 22 Unit logging – prinsip (Scho'n, 2015).**

Metode *wireline logging* dapat diklasifikasi berdasarkan prinsip dari pengukuran yaitu peralatan aktif dan pasif. Peralatan pasif mengukur parameter yang dikirim dari formasi atau interaksi formasi dan fluida lubangbor tanpa beberapa sumber (pengukuran natural Gamma/ Gammalog, *Spontaneous Potential/Self Potential*). Peralatan aktif mengukur “jawaban” sinyal, pulsa, arus, dll. Hasil sebuah interaksi dengan formasi *vicinity* dari peralatan. Umumnya mereka menggunakan sumber dan satu atau lebih detector ( *Log Gamma-Gamma*, *Log Akustik*, *Log Resistivitas*) (Schön, 2015). *Log* yang digunakan dalam penelitian ini adalah *Log Sinar Gamma*, *Log Densitas*, dan *Log Sonik* dimana menurut Asquith dan Gibson (2008) adalah sebagai berikut :

- *Log Sinar Gamma (GR)* adalah *log* yang di ukur dengan mendeteksi adanya sinar gamma yang dipancarkan oleh batuan yang mengandung unsur radioaktif (K, Th, U) seperti serpih dan lempung. Oleh karena itu *log GR* sering digunakan untuk membedakan antara lapisan *shale* yang memiliki nilai positif dan *non shale* yang memiliki nilai negatif.

- *Log Densitas* memiliki prinsip kerja dengan cara memancarkan sinar gamma energy menengah kedalam suatu formasi sehingga akan bertumbukan dengan electron – electron yang ada. Tumbukan tersebut akan menyebabkan hilangnya energy sinar gamma yang kemudian dipantulkan dan diterima oleh detector yang akan diteruskan untuk direkam ke permukaan. Hal ini akan mencerminkan fungsi dari harga rata – rata kerapatan batuan.

- *Log Sonik* adalah *log* yang bekerja berdasarkan kecepatan rambat gelombang suara. Gelombang suara yang dipancarkan ke dalam suatu formasi kemudian akan dipantulkan kembali ke penerima. Waktu yang dibutuhkan gelombang hingga sampai ke penerima dinamakan *interval transit time*. Besarnya selisih waktu tersebut tergantung pada jenis batuan. Batuan yang porous kerapatannya semakin kecil sehingga kurva *log sonik* akan mempunyai nilai yang besar seperti batupasir, sedangkan pada batuan yang memiliki kerapatan tinggi maka kurva *log sonik* akan berharga kecil seperti pada batuan *shale*.

## **2.5 Karakterisasi Reservoir Seismik**

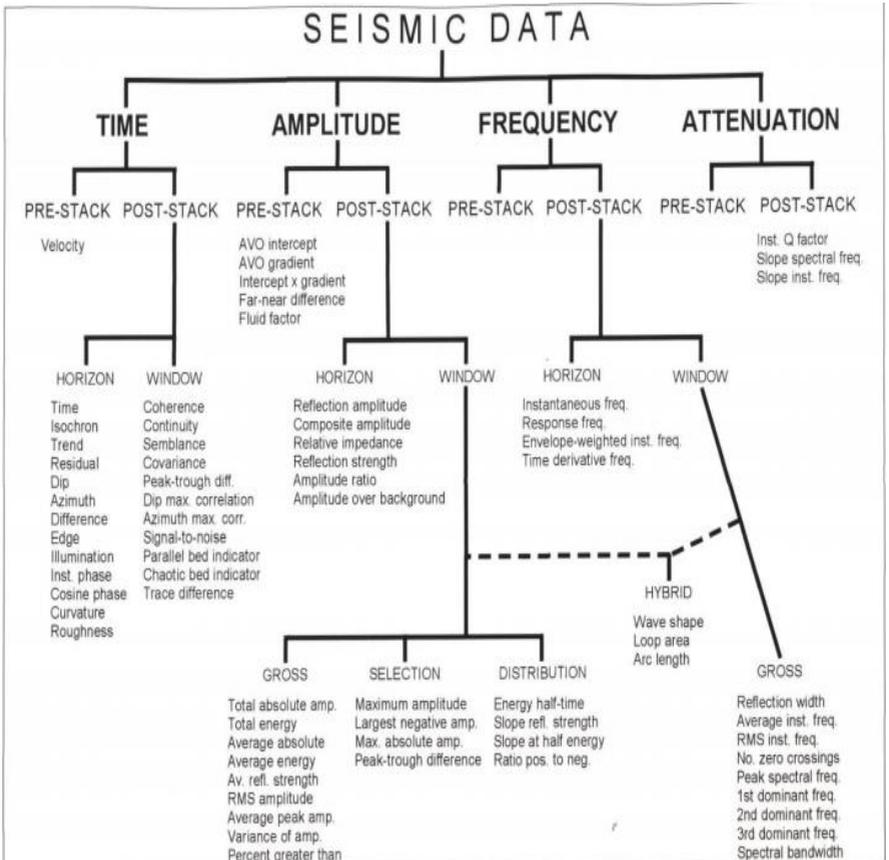
Karakterisasi reservoir seismik adalah proses kualitatif dan kuantitatif untuk mendeskripsikan karakter reservoir dengan menggunakan data seismik sebagai data utama. Karakterisasi reservoir terdiri atas : (1) Delineasi, (2) Deskripsi, (3) Memonitor. Delineasi reservoir mendefinisikan geometri reservoir, termasuk variasi fasies yang dapat memberikan efek produksi reservoir. Deskripsi reservoir mendefinisikan parameter fisik dari reservoir, seperti porositas dan permeabilitas. Berdasarkan Sukmono (2001) secara umum parameter karakter reservoir melingkupi beberapa bentuk adalah:

- Distribusi bentuk butiran dan rongga
- Porositas dan permeabilitas reservoir
- Distribusi fasies
- Lingkungan pengendapan
- Deskripsi cekungan dengan badan reservoir

### **2.5.1 Seismik Atribut**

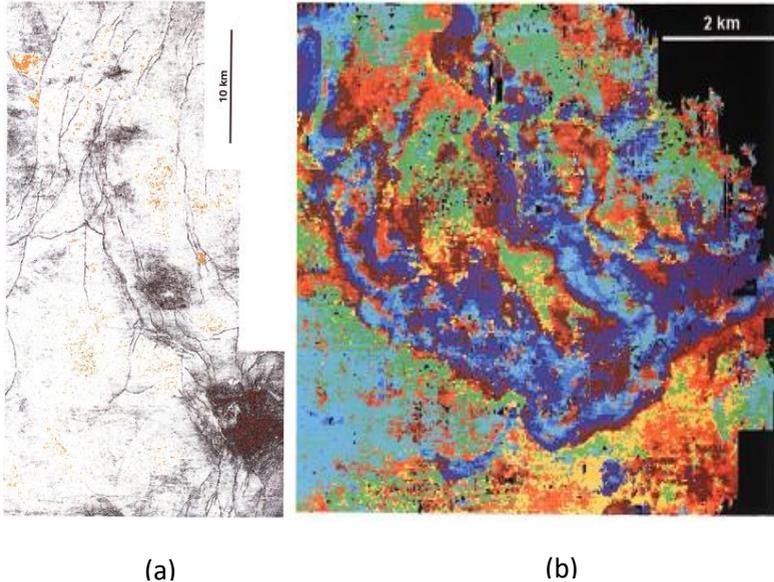
Seismik Atribut adalah bentuk tampilan penampang seismik berdasarkan sifat-sifat gelombang seismik. Berbeda dengan penampang seismik konvensional yang menampilkan jejak (trace) seismik dalam bentuk jejak seismik hitam putih, Atribut seismik ditampilkan dalam bentuk gradasi warna berdasarkan nilai Atributnya. (Brown,2001)

Atribut merupakan turunan dari pengukuran seismik. Seluruh Atribut horison dan formasi tersedia pada gambar 2.23 yang tidak independen satu sama lainnya tetapi secara sederhana perbedaannya terletak pada tampilan dan detail analisis informasi dasarnya. Dasar informasi tersebut adalah waktu, amplitudo frekuensi dan atenuasi dan ini membentuk dasar dari klasifikasi Atribut.



**Gambar 2. 23 Hasil turunan data seismik (Brown, 1999).**

Secara lebih luas Atribut turunan waktu cenderung memberikan informasi struktural, Atribut turunan amplitudo memberikan informasi stratigrafi dan reservoir. Atribut turunan frekuensi belum begitu dipahami namun terdapat optimisme bahwa Atribut ini akan berguna perihal stratigrafi dan reservoir. Atenuasi belum digunakan saat ini, tetapi pada saat mendatang terdapat kemungkinan dalam memberikan informasi permeabilitas. Gambar 2.24 menunjukkan contoh dari seismik Atribut.

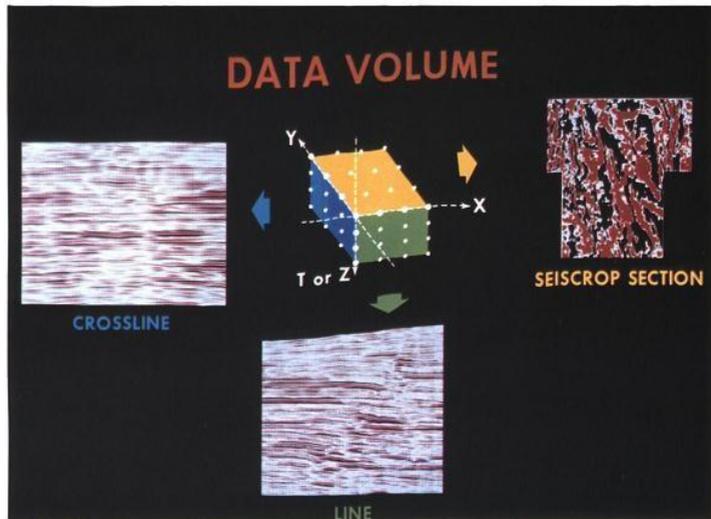


**Gambar 2. 24 Contoh seismik Atribut (a) Atribut turunan waktu (b) Atribut turunan amplitudo (Brown, 1999).**

Pada Gambar diatas dapat dilihat menunjukkan Atribut turunan waktu dan Atribut turunan amplitudo yang dapat menunjukkan patahan dan juga indikasi *channel* yang pada umumnya tidak terlihat pada data seismik biasa (Brown, 1999).

## 2.6 Interpretasi Seismik

Menurut (Brown, 2011) umumnya interpretasi secara 3-D dilakukan pada *slice* volume data. Tidak terdapat batasan pada jangkauan dinamik untuk tampilan pada suatu *slice*, dan oleh karena itu warna dan polaritas dapat dieksploitasikan. Tiga contoh tampilan *slice* ditunjukkan pada gambar 2.25. Penampang vertikal pada arah pergerakan kapal atau rangkaian kabel disebut sebagai *line* (bisaanya *inline*). Penampang vertikal yang tegak lurus terhadap *inline* disebut *Crossline*. Penampang horizontal disebut sebagai *time slice*, *seiscrop section*, atau *depth slice*



**Gambar 2. 25 Slice data seismik 3-D (Brown, 2011).**

Interpretasi seismik umumnya menganggap bahwa kejadian koheren pada rekaman seismik berasal dari kontras impedansi dari bumi dan hal tersebut mengindikasikan batas lapisan yang merepresentasikan struktur geologi. Pertama yang harus dilakukan adalah pembuatan horizon refleksi. Interpreter akan membuat suatu garis yang menghubungkan pola refleksi berdasarkan pola data seismik (*peak, through, zero crossing*) dan juga patahan. Lalu interpreter akan membuat suatu peta horizon untuk mengetahui indikasi adanya suatu jebakan. Pemetaan jebakan sangat penting karena hal tersebut akan menentukan dimana target yang akan dieksploitasi lebih lanjut. Setelah itu interpreter akan membuat suatu gambaran geologi mengenai peta tersebut, interpreter akan membuat cerita mengenai bagaimana daerah tersebut dapat terbentuk dan mengetahui proses-proses yang mempengaruhinya (aktivitas tektonik dan sistem pengendapan). Pada akhirnya interpreter akan membuat suatu kesimpulan mengenai interpretasinya dengan menulis suatu laporan. Langkah ini merupakan langkah tersulit, interpreter harus menunjukkan hasil temuannya untuk memilih langkah selanjutnya yang akan diambil (Sheriff & Geldart, 1995).