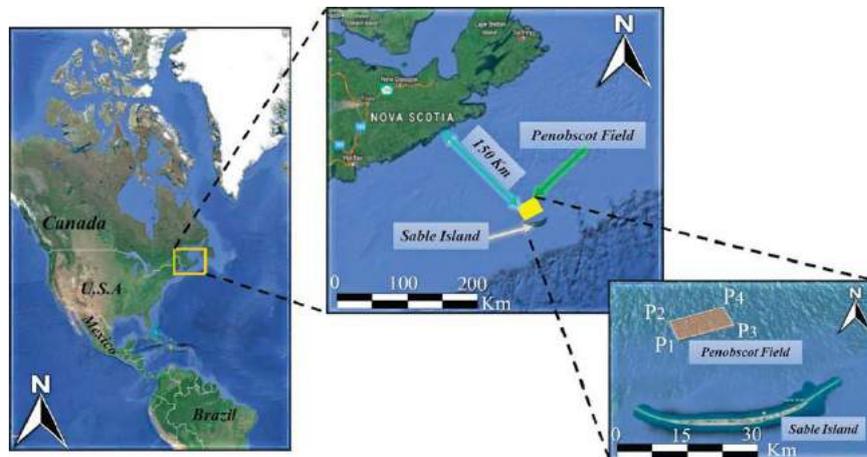


BAB II KAJIAN TEORI

2.1 Geologi Regional

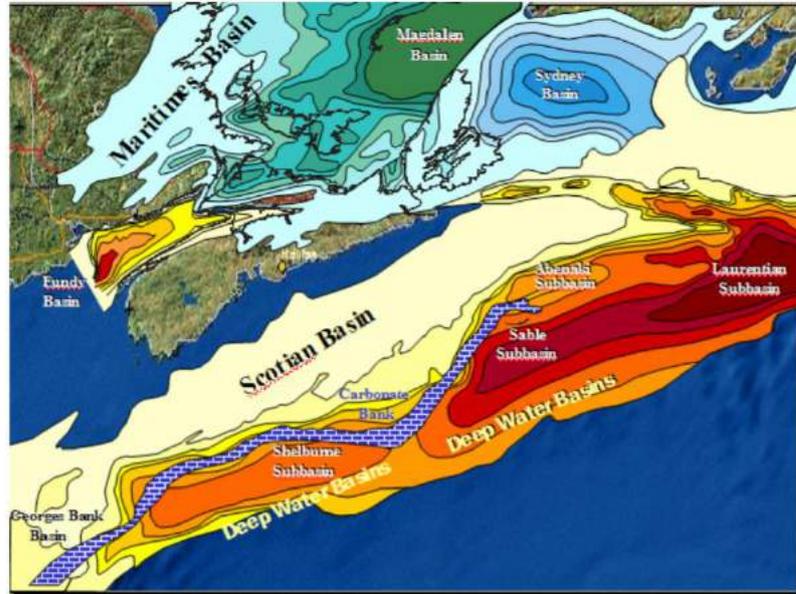
Lapangan penelitian tugas akhir yang digunakan adalah Lapangan Penobscot yang berada pada sepanjang lepas pantai Nova Scotia bagian Tenggara Provinsi Nova Scotia, Kanada di wilayah Samudera Atlantik bagian Utara. Secara geografis, lapangan Penobscot berada pada koordinat 44°07'46" N / 60°06'00" W. Prospek hidrokarbon pada lapangan Penobscot terletak pada *subbasin* Sable yang terletak di sebelah utara *Sable Island*, Nova Scotia, Kanada. Prospek tersebut terletak pada *Missisauga Ridge* yang memisahkan *subbasin* Abenaki dan *subbasin* Seable.



Gambar 2.1 Lokasi Lapangan Penobscot, Nova Scotia, Kanada
(García Moreno & Omaña Galeano, 2019)

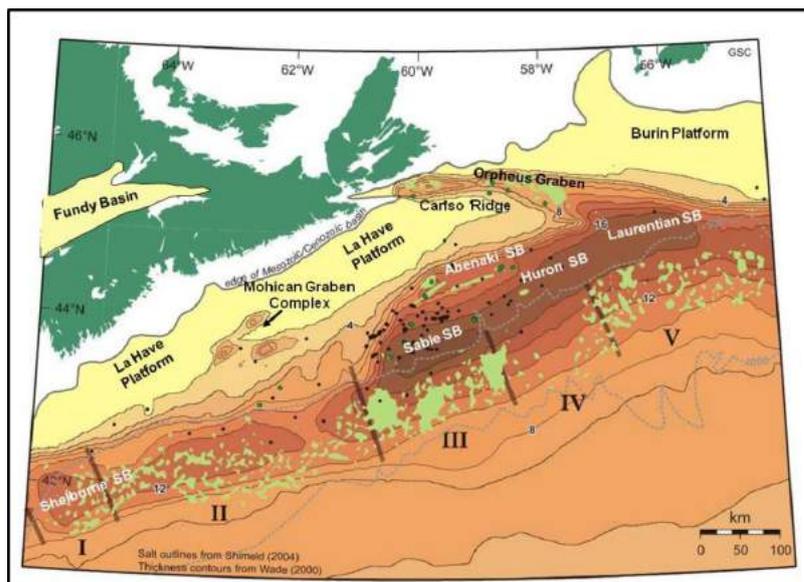
Cekungan Scotia memiliki luas total sekitar 300.000 km² dan terletak pada wilayah *offshore* Nova Scotia. Setengah dari cekungan Scotia berada pada *continental shelf* di kedalaman air kurang dari 200 m, dan sebagian lagi berada pada *continental slope* di kedalaman air 200 m hingga 4000 m (Kidston, 2005). Cekungan scotia terbentuk selama terjadinya kan Pangea hingga pembentukan Atlantik yang memisahkan benua Amerika Utara dengan Benua Afrika. Pembentukan tersebut berlangsung selama periode pertengahan Jurrasic pada daerah *passive continental margin*. Cekungan yang terbentuk terisi dengan sedimen fluvial hingga lacustrine dan juga terdapat intrusi batuan vulkanik pada lapisan paling awal. Cekungan semakin terisi secara bertahap oleh batuan klastik dan batuan karbonat dari periode Jurrasic awal

hingga pada Jurassic pertengahan cekungan berkembang menjadi lautan sepenuhnya sehingga memicu terbentuknya alluvial plain, delta, dan pembentukana karbonat.



Gambar 2.2 Skema cekungan Scotia dan area disekitarnya (Nova Scotia Department of Energy, 2011)

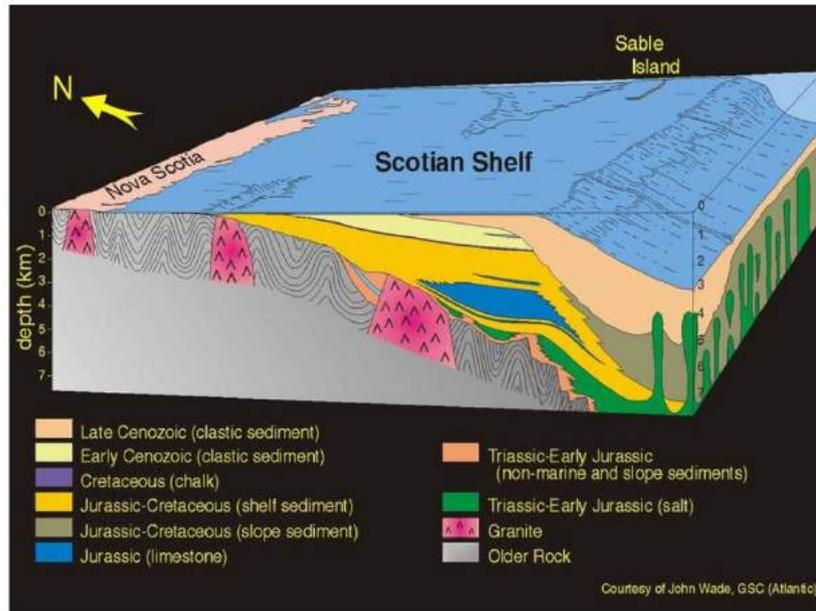
Lingkungan karbonat yang tertutupi oleh *shale* disebabkan karena terjadi kenaikan permukaan air laut ketika pembentukan platform karbonat. Kemudian pada *Late Jurassic* terbentuk platform karbonat kembali. Pada periode *Cretaceous* terjadi pengendapan yang didominasi oleh serangkaian batu pasir yang cukup tebal mulai dari tipe *deltaic*, *strand plain*, *carbonate shoal*, hingga suksesi paparan laut dangkal. Pada periode Tersier, terjadi adanya *unconformity* yang disebabkan oleh fluktuasi relatif permukaan air laut sehingga lapisan sedimen mengalami erosi. Erosi yang terjadi diakibatkan karena adanya aliran fluvial yang membawa sedimen menuju abyssal plain. Deposit sedimen laut dan glacial pada bagian luar paparan terdapat pada periode Kuartar.



Gambar 2.3 Elemen tektonik utama dari cekungan Scotian (Nova Scotia Departement of Energy, 2013)

Gambar diatas (Gambar 2.3) menunjukkan kedalaman *basement* dan kontur *bathymetric* dengan warna abu-abu. Titik – titik hitam pada gambar merupakan sumur industri, titik hijau merupakan penetrasi dari garam, daerah berwarna hijau pucat merupakan pembentukan awal dari struktur garam pada umur *Jurrasic* di Formasi Argo, serta angka romawi menunjukkan daerah *salt/basement* oleh Kidston dkk. (2002) dan Shimeld (2005).

Serangkaian tinggian (*platform*) dan rendahan (*depocenter*) terdapat pada Cekungan Scotia dengan arah Barat daya ke timur laut diantaranya yaitu *Subbasin Shelburne, La Have Platform, Sable* dan *Abenaki Subbasin*. Lapangan Penobscot yang berada pada *Missisauga Ridge* dan terletak diantara *sub-basin Abenaki* dan *sub-basin Sable* merupakan lapangan eksplorasi penelitian. Batas – batas platform dan cekungan telah didefinisikan oleh zona rekahan (*fracture*) wilayah samudera dari darat kearah *continental crust* (Welsink, Dwyer, & Knight, 1990). Terdapat dua patahan (*fault*) besar disekitar lapangan eksplorasi yang berada di sebelah barat daya dan timur laut dengan arah patahan barat laut ke tenggara (Nova Scotia Departement of Energy, 2013).

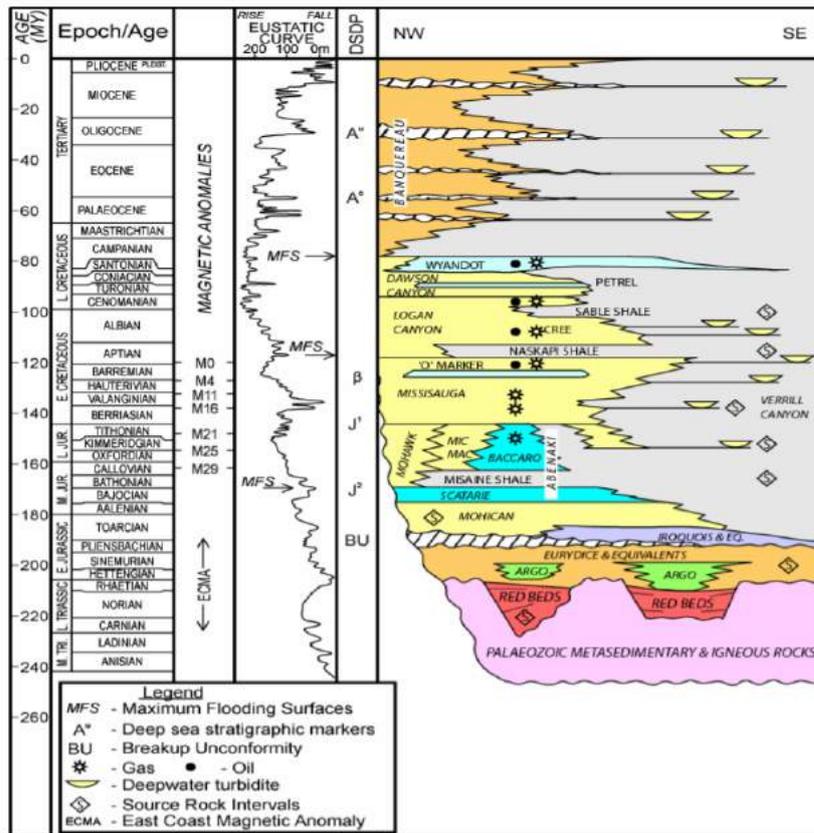


Gambar 2.4 Skema geomodel 3D pada *Scotian Shelf*
(Nova Scotia Departement of Energy, 2013)

2.2 Geologi Daerah Penelitian

2.2.1 Stratigrafi

Scotia basin terdiri dari Batuan Sedimen *Mesozoic-Cenozoic* yang diendapkan selama masa pergerakan Pangea dengan ketebalan hingga 16 km. Penelitian ini dibatasi oleh interval stratigrafi periode *Early Cretaceous* pada masa *valangian* hingga pada masa *barremian* yaitu sekitar 150 sampai 125 juta tahun yang lalu. Formasi Missisauga yang terdapat pada interval tersebut menjadi formasi target penelitian. Formasi Missisauga terbentuk dari *limestone* serta *sandstone* yang memiliki *sequence* seismik yang kompleks dan menonjol. Formasi tersebut memiliki 11 anggota subformasi atau marker geologi yang secara lateral ekuivalen dengan waktu yaitu: *Upper Missisauga*, “0” *Limestone*, *Base “0” Limestone*, *Sand 1* hingga *Sand 7*, dan *Lower Missisauga*. Berikut merupakan kolom stratigrafi daerah penelitian yang terdiri dari beberapa formasi.



Gambar 2.5 Litostratigrafi dari Scotian Slope (Mukhopadhyay, et al., 2003)

a. Formasi Eurydice

Formasi Eurydice merupakan formasi dengan umur tertua dari cekungan Scotia. Pembentukan formasi ini berkaitan dengan pembentukan samudra Atlantik. Formasi Eurydice terdiri dari deretan *sandstone*, *siltstone*, dan *shale* pada zaman Triasik. Beberapa sumur pernah dibor hingga mencapai formasi ini dan menunjukkan bahwa pada graben Orpheus, hampir 600 meter dari formasi Eurydice data seismik dan data sumur mengindikasikan total ketebalan mencapai 3 km. Sumur juga dibor pada komplek *Graben Naskapi* dan pada *platform LaHave* dan mengindikasikan ketebalan mencapai 3 km pada daerah tersebut.

b. Formasi Argo

Formasi Argo terletak pada tepi basin dan behubungan langsung dengan Formasi Eurydice. Pada formasi ini terjadi pengendapan garam dan endapan anhidrit yang luas dengan ketebalan mungkin satu hingga dua kilometer disistem retakan pusat. Lapisan tipis dari evaporit dan *redbeds* terakumulasi karena adanya persebaran

garam pada cekungan Scotia yang memicu *graben* utama pada *synrift*. Aliran garam secara ekstensif mengisi sedimen *subsequence* dan mungkin secara periodik mereaktifasi system *rift fault* selama tahap akhir pemisahan benua.

c. Formasi Iroquois dan Mohican

Formasi Iroquois dan Mohican meng-overlay stratigrafi *breakup unconformity*. Penyusun utama dari Formasi Iroquois adalah *dolostone* dan formasi tersebut memiliki umur yang hampir sama dengan bagian bawah dari Formasi Mohican pada *platform* LaHave yang mencapai ketebalan maksimum hingga 800 meter. Formasi Iroquois merupakan representasi dari deretan *dolomitic beds*.

Pada masa *Jurassic* tengah, *sandstone* dan *shale* terbentuk sangat tebal dan terendapkan hingga subsiding *subbasins* yang masih aktif berdekatan dengan *hinge zone* pada Formasi Mohican. Bagian paling tebal dari Formasi ini berhasil dibor hanya sampai kedalaman 400 meter pada *platform* LaHave, namun data seismik mengindikasikan bahwa Formasi Mohican memiliki ketebalan hingga 4 km pada bagian selatan *hinge zone* di subbasins Abenaki dan ketebalan mencapai 5,5 km pada *sequence synrift* dibawah paparan Scotia bagian timur.

d. Formasi Abenaki

Formasi Abenaki terdiri dari empat bagian yaitu Scatarie, Misaine, Bacaro, dan Aritmon. Lapisan *limestone* dan didominasi oleh *platform* karbonat *reef* yang tumbuh sepanjang cekungan bagian luar serta membentuk formasi ini sehingga formasi Abenaki memiliki sekuen seismik yang kompleks dan menonjol. Bagian yang dapat dikembangkan dari Formasi Abenaki adalah pada *hinge zone* yang terletak diantara *platform* LaHave, *subbasin* Shelburnem dan *subbasin* Sable. Bagian timur dari margin Kanada terpengaruh oleh pemisahan Iberia dari Amerika Utara selama *Jurassic* akhir. Pengaruh paling kuat terletak pada bagian selatan Newfoundland dimana terdapat *uplift*, deformasi dan erosi yang lebar pada strata *Jurassic* dan strata yang lebih tua. *Breakup unconformity*, *avalon unconformity* ditemukan ke bagian barat dari *avalon uplift* hingga ke bagian timur dari cekungan Scotia. Terdapat pergeseran depositer ke arah barat dari *subbasin* Laurentian ke *subbasin* Sable selama kejadian ini berlangsung.

e. Formasi Mic Mac dan Mohawk

Formasi Mic Mac merupakan formasi yang cukup tebal kedua dan berada diatas Formasi Mohican dan tersusun atas batuan klastik predominan. Formasi ini terbentuk setelah terjadinya pemekaran kerak (*post-rift*). Ketebalan dari formasi ini mencapai 6 km pada subbasin Laurentian hingga ujung pengendapan atau erosi *platform* LaHave, *platform* Burin, dan *avalon uplift*. Pada sebelah tenggara Pulau Sable, terdapat 4 - 5 km *interbedded* dari beberapa batuan yaitu *sandstone*, *shale*, dan *limestone*. Sedangkan pada arah utara dan barat dari Pulau Sable, terdapat fasies karbonat yang cukup menonjol sepanjang *hinge zone*, yaitu pada formasi Abenaki. Formasi Mohawk memiliki fasies kontinen lainnya yan lebih kearah darat.

f. Formasi Verrill Canyon

Formasi ini terendapkan pada prodelta, bagian luar paparan, dan *continental slope setting*. Formasi terbentuk pada masa *Jurassic* Tengah hingga Awal *Cretaceous* dan memiliki ketebalan sekitar 360 m pada bagian barat daya dan sekitar 915 meter di bagian timur laut basin Scotia. Formasi Verrill Canyon merupakan facies laut dalam yang serupa dengan Formasi Mohawk, Formasi Abenaki, Formasi Mic Mac, dan Formasi Missisauga. Formasi ini tersusun atas *calcareous shale* dengan warna abu-abu ke hitam disertai dengan lapisan tipis *limestone*, *siltstone*, dan *sandstone*.

g. Formasi Missisauga

Formasi Missisauga bervariasi secara facies dan ketebalan serta tersebar luas pada *Scotia Basin*. Ketebalan formasi ini mencapai 1000 meter pada seluruh *platform* LaHave, *platform* Burin, dan *Canso Ridge*. Lebih dari 2770 meter formasi ini dibor pada area Pulau Sable pada subbasin Sable. Formasi ini diperkirakan memiliki ketebalan lebih dari 3 km dengan 30 - 50% berisi *sandstone* atau *siltstone* dengan beberapa facies *limestone* lokal dibagian barat daya. Formasi Missisauga mengalami *graded turbidit* dan *shale* dari bagian *Cretaceous* Formasi Verrill Canyon kearah basin.

h. Formasi Logan Canyon

Formasi Logan Canyon dibagi menjadi empat bagian, dua diantaranya didominasi oleh *shale* serta memiliki ketebalan sekitar 2,5 km. formasi ini. Formasi Logan Canyon berkembang dari pertengahan *Jurassic* hingga *Cretaceous* awal dan

merupakan hasil sedimentasi delta yang memanjang di cekungan Scotia dan membentuk batuan serpih, *platform* batu pasir serta batu gamping di zona *coastal plain*.

i. Formasi Dawson Canyon

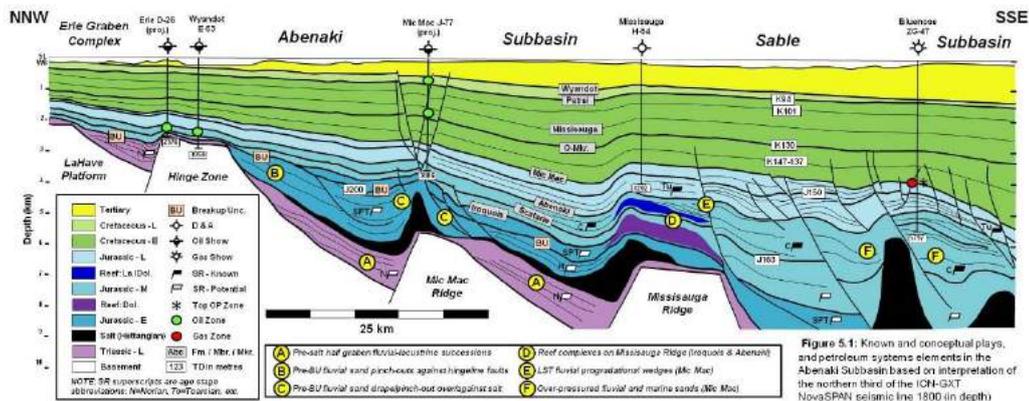
Selama *Cretaceous* akhir, beberapa batuan seperti *marine shale*, batu kapur, dan sejumlah kecil *limestone* terendapkan diseluruh *Scotian Basin*. Formasi Dawson Canyon merupakan unit transgresif pertama Formasi ini memiliki variasi ketebalan pada bagian subbasin SouthWhale sekitar 700 meter serta pada bagian Paparan Scotia ketebalan berkisar 200 meter pada Canso Ridge dan sekitar 100 meter dibagian luar subbasin Sable.

j. Formasi Wyandot

Formasi ini tersusun dari batu kapur, *mudstone* kapuran (*chalky mudstone*), *marl* dan sedikit *limestone*. Ketebalan formasi ini bervariasi yaitu berkisar antara kurang dari 50 meter di Pulau Sable dan sekitar 400 meter pada bagian tenggara di tepi paparan Scotia. Namun keberadaan formasi ini menghilang pada basin karena mengalami proses erosi pada zaman *Tersier*. Pada bagian bawah diluar luar paparan dan *slope*, bagian atas formasi ini sering ditandai dengan adanya *unconformity* yang overlay dengan batuan sedimen tersier.

2.2.2 Petroleum System

Lapangan Penobscot memiliki letak yang miring keatas (*updip*) pada area *geopressure* Lapangan Minyak Cohasset dan Panuke yang telah berproduksi pada pertengahan tahun 1990. Pada lapangan Penobscot, terdapat 23 penemuan penting yang berisi gas, kondensat, dan *light oil* pada paparan Scotia yang letaknya sebagian besar berada dalam *Sable Subbasin* (Nova Scotia Department of Energy, 2011).



Gambar 2.6 Ilustrasi konseptual *plays* dan element petroleum sistem (Nova Scotia Department of Energy, 2011)

Petroleum sistem terdiri dari *source rock*, migrasi, batuan reservoir, serta batuan penutup dan *trap*. *Source rock* atau batuan induk diprediksi berada pada area Verrill Canyon di kedalaman mencapai 3666.7 meter dibawah anggota Misaine (*Shale Dominated*) yang letaknya di duga dekat dengan bagian atas *oil window* karena adanya *Missisauge Ridge*. Hal ini menyebabkan hidrokarbon yang teregenerasi akan bermigrasi kearah utara Dan selatan struktur Penobscot (Kendell, 2013). Batuan reservoir hidrokarbon pada lapangan eksplorasi ini yaitu lapangan Penobscot, diindikasikan berada pada Formasi Missisauge Tengah dan Bacaro dari Formasi Abenaki. Bagian tengah dari Formasi Missisauge berisi lapisan *sandstone* yang lebih tebal daripada bagian dibawahnya. Lapisan pasir pada missisauge tengah menjadi fokus penelitian ini sebagai batuan reservoir yang tebal pada bagian tengah dan menipis kebagian pinggir dengan nilai porositas rata-rata 20 hingga 30 persen dan permeabilitas rata-rata yaitu berkisar 120 mD. Patahan yang ada pada *basement* dan terjadi sepanjang punggung Missisauge dapat memberikan jalur untuk air hidrotermal yang dapat membentuk porositas yang cukup baik. *Trap* sebagai perangkap hidrokarbon pada lapangan ini diprediksi berupa batuan serpih klastik dari *Delta Sable* yang pengendapannya berlangsung selama periode *Late Jurassic* (Nova Scotia Department of Energy, 2011).

2.3 Konsep Dasar Seismik Refleksi

Metode seismik adalah salah satu metode geofisika aktif yang dapat digunakan untuk mengidentifikasi keadaan bawah permukaan bumi dengan jangkauan penetrasi yang cukup dalam dan menggunakan prinsip perambatan gelombang. Apabila suatu sumber gelombang dibangkitkan dipermukaan bumi, maka gelombang seismik yang dihasilkan akan menjalar kedalam bumi dalam berbagai arah karena material bumi yang bersifat elastik. Ketika gelombang seismik mencapai batas antar dua medium yang memiliki perbedaan kontras impedansi akustik, maka sebagian energi akan ditransmisikan dan sebagian dipantulkan kembali ke permukaan (Shearer, 2009). Hal ini sesuai dengan prinsip Hukum Snellius, yang dapat diperlihatkan dalam rumus berikut:

$$\frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2} = \frac{v_1}{v_2} \quad (2.1)$$

Keterangan:

θ_1 = sudut datang pada medium 1

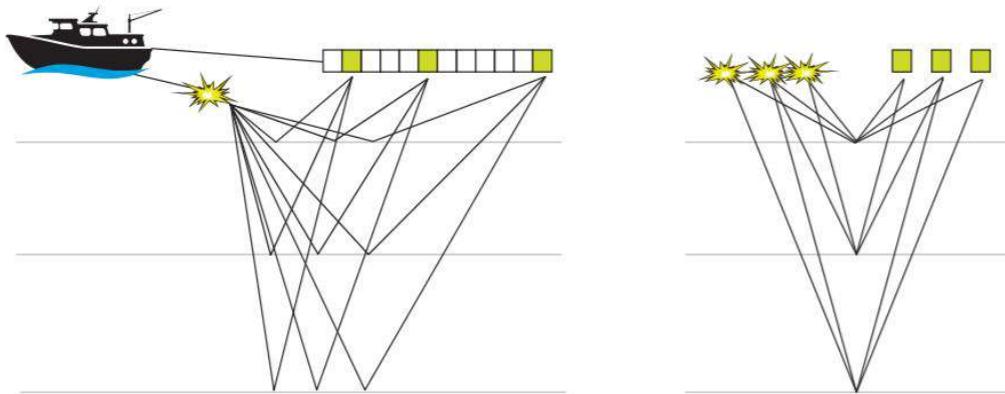
θ_2 = sudut bias pada medium 2

V_1 = Kecepatan gelombang pada medium 1

V_2 = Kecepatan gelombang pada medium 2

Terdapat 2 jenis metode seismik berdasarkan penjalaran gelombangnya yaitu seismik refraksi dan seismik refleksi. Metode seismik refleksi adalah metode seismik yang memanfaatkan sifat pemantulan gelombang elastik yang dihasilkan dari sumber seismik (*source*). Sumber gelombang seismik dapat berupa *vibroiseis* atau *dynamite* untuk melakukan survei di darat sedangkan untuk survei di laut dapat menggunakan *source* berupa *air gun*. Perambatan gelombang seismik di bawah permukaan bumi dibagi menjadi 2 yaitu gelombang P (longitudinal) yang memiliki arah gerak partikel sejajar dengan arah rambat gelombang, dan gelombang S (transversal) yang memiliki arah gerak partikel tegak lurus terhadap arah rambat gelombang.

Alat perekam gelombang seismik (*geophone*) merekam komponen gelombang seismik berupa waktu datang gelombang. Berdasarkan waktu datang gelombang yang terukur, maka akan diperoleh waktu tempuh gelombang seismik yang berfungsi untuk memberikan informasi terkait kecepatan gelombang seismik dalam suatu lapisan di bawah permukaan bumi. Refleksi dapat terjadi jika gelombang seismik yang dirambatkan ke dalam permukaan bumi dipantulkan kembali oleh lapisan bumi. Skema perambatan gelombang seismik refleksi dibawah permukaan bumi dapat diilustrasikan sebagai berikut.



Gambar 2.7 Konsep penjalaran gelombang seismik refleksi dari sumber (*source*) ke *receiver* (Simm & Bacon, 2014)

2.3.1 Impedansi Akustik

Impedansi akustik merupakan salah satu sifat fisis batuan yang mempengaruhi refleksi gelombang seismik. Impedansi akustik termasuk dalam salah satu komponen seismik refleksi yang mengukur kemampuan suatu medium untuk memantulkan atau melewatkan gelombang seismik. Impedansi akustik merupakan hasil perkalian antara kecepatan gelombang (V) dan densitas (ρ).

$$AI = V \cdot \rho \quad (2.2)$$

Kecepatan berperan lebih penting dibandingkan dengan densitas dalam mengontrol nilai Impedansi Akustik karena kecepatan memiliki nilai yang lebih besar daripada densitas (Sukmono, 2002). Hal yang mempengaruhi impedansi akustik diantaranya adalah litologi, porositas, kandungan fluida pada batuan, hingga tekanan dan suhu.

2.3.2 Koefisien Refleksi

Koefisien Refleksi (AI) merupakan nilai relatif dari kontras impedansi akustik pada lapisan bumi. Koefisien refleksi juga dapat diartikan sebagai perbandingan antara energi gelombang datang dengan energi yang terpantulkan pada sebuah reflektor. Koefisien refleksi dapat bernilai positif ataupun negatif yang menggambarkan kuat atau lemahnya reflektor. Secara matematis, maka koefisien refleksi dapat dituliskan dengan persamaan:

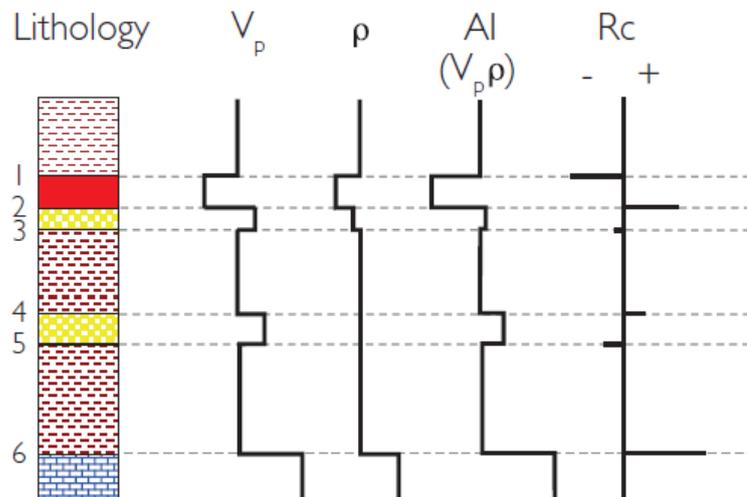
$$R_c = \frac{AI_{i+1} - AI_i}{AI_{i+1} + AI_i} \quad (2.3)$$

Keterangan:

R_c = Koefisien refleksi sudut datang normal

AI = Impedansi Akustik

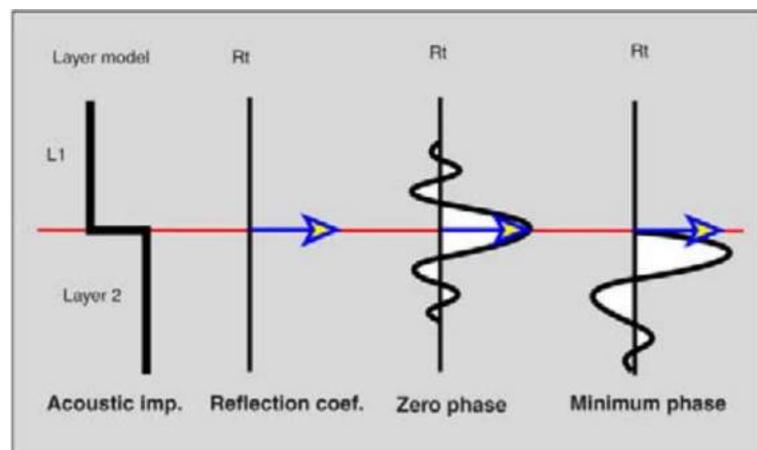
Nilai koefisien refleksi berkisar pada nilai antara -1 hingga 1. Jika impedansi akustik lapisan kedua lebih besar daripada lapisan pertama dan gelombang merambat dari batuan dengan nilai densitas rendah ke batuan dengan nilai densitas yang lebih tinggi maka koefisien refleksi akan bernilai positif.



Gambar 2.8 Koefisien refleksi yang didefinisikan dengan perbedaan impedansi akustik (Simm & Bacon, 2014)

2.3.3 Wavelet Seismik

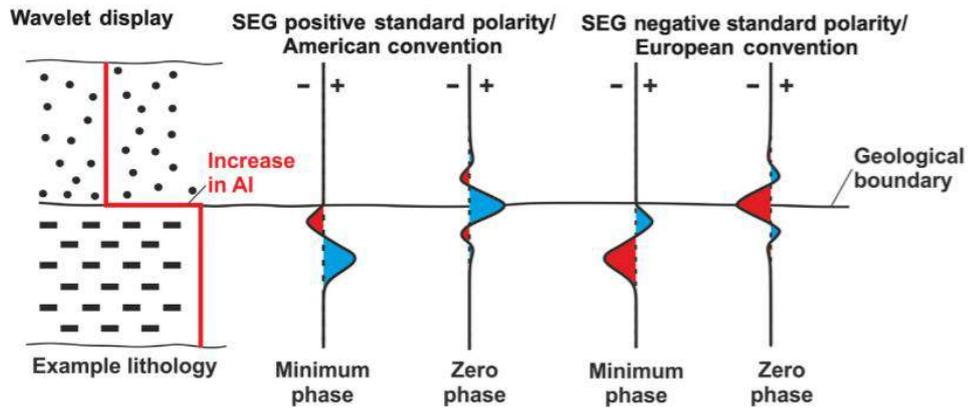
Wavelet atau biasa disebut sinyal seismik merupakan gelombang harmonik yang memiliki amplitudo, frekuensi dan fasa tertentu. *Wavelet* juga dapat didefinisikan sebagai gelombang yang merepresentasikan satu reflektor yang terekam oleh sebuah *geophone*. Gelombang seismik mengalami absorpsi pada batuan yang dilaluinya saat menjalar dibawah permukaan bumi, sehingga menyebabkan bentuk, frekuensi, dan fasa dari *wavelet* berubah terhadap waktu. Berdasarkan fasenya, terdapat dua bentuk *wavelet* dasar yaitu *minimum-phase wavelet* dan *zero-phase wavelet* (Veeken, 2007).



Gambar 2.9 Bentuk *Wavelet zero-phase* dan *minimum-phase* (Veeken, 2007)

2.3.4 Polaritas Seismik

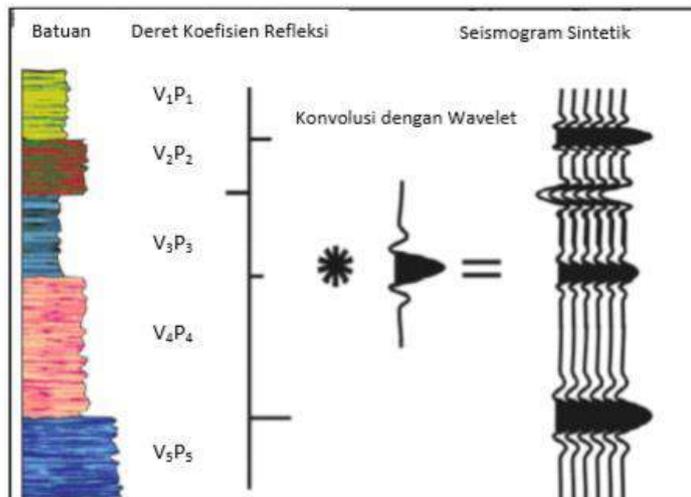
Polaritas pada data seismik merupakan penggambaran koefisien refleksi sebagai suatu bentuk gelombang yang bernilai positif atau negatif. Jika $AI_2 > AI_1$ maka nilai koefisien refleksi yang diperoleh adalah positif dalam bentuk *peak* (puncak) ataupun sebaliknya ketika $AI_2 < AI_1$ maka dalam bentuk *through* (lembah). Terdapat dua jenis polaritas seismik yaitu polaritas normal dan polaritas *reverse* serta terdapat dua jenis konvensi polaritas yaitu standar Eropa dan standar SEG (*Society of Exploration Geophysicist*). Jika menggunakan standar SEG maka pada bidang batas refleksi dimana $AI_2 > AI_1$ akan berupa *peak* dan sebaliknya pada standar Eropa akan berupa *through*.



Gambar 2.10 Polaritas normal pada standar SEG dan standar Eropa (Cox, Newton, & Huuse, 2020)

2.3.5 Seismogram Sintetik

Seismogram sintetik merupakan rekaman seismik buatan yang diperoleh dari data seismik, data log kecepatan, dan densitas. Seismogram sintetik merupakan hasil *forward modeling* terhadap respon seismik yang diberikan kedalam model bumi yang dibuat. Berdasarkan ilustrasi Gambar 2.11, seismogram sintetik didapat dari deret koefisien refleksi yang dikonvolusikan dengan *wavelet*. *Wavelet* diperoleh dari ekstraksi dari seismik atau dengan *wavelet* buatan.

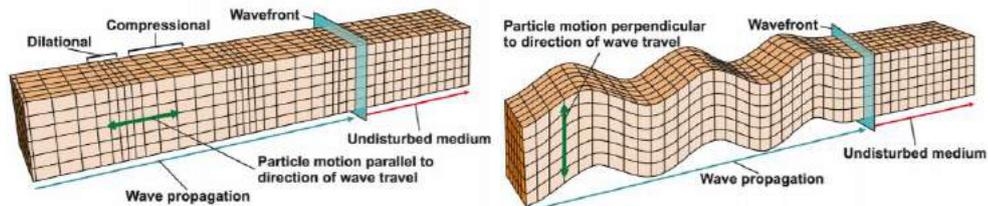


Gambar 2.11 Ilustrasi seismogram sintetik yang diperoleh dari konvolusi koefisien refleksi dan *Wavelet* (Sukmono, 1999)

2.4 Sifat Fisika Batuan

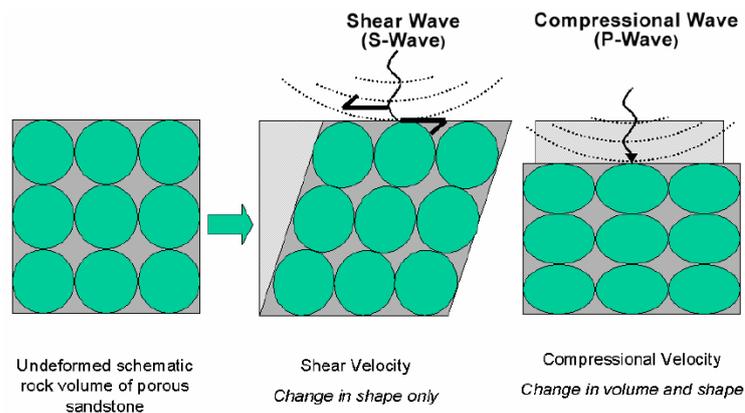
2.4.1 Kecepatan Gelombang

Kecepatan adalah kuantitas vektor yang menunjukkan perubahan perpindahan posisi terhadap waktu. Gelombang seismik memiliki dua jenis kecepatan berdasarkan arah penjarannya yaitu gelombang P (*compressional waves*) dan gelombang S (*shear waves*).



Gambar 2.12 Mekanisme arah penjaran body waves: gelombang P (kiri) dan gelombang S (kanan) (Cox, Newton, & Huuse, 2020)

Kecepatan gelombang primer atau *primary wave* (V_p) adalah kecepatan gelombang yang arah penjarannya sejajar (longitudinal) dengan arah pergerakan partikel. Gelombang P juga biasa disebut dengan gelombang kompresi. Gelombang P menjalar dengan kecepatan tertentu serta memiliki kecepatan yang lebih tinggi daripada kecepatan gelombang *shear* (V_s).



Gambar 2.13 Skema deformasi batuan terhadap gelombang kompresi (*P-wave*) dan gelombang shear (*S-wave*) (Goodway, 2001)

Setiap material di bumi mempunyai nilai kecepatan gelombang P tertentu bergantung dengan faktor yang mempengaruhinya. Kecepatan gelombang P dalam seismik refleksi secara umum akan semakin meningkat seiring dengan meningkatnya kekompakan suatu material (Abdullah, 2007). Ketika gelombang P

melewati material yang bersifat kompak atau keras, maka kecepatan gelombang P akan lebih tinggi dibandingkan dengan gelombang P ketika melewati material yang lunak. Kecepatan gelombang P adalah fungsi dari modulus *bulk* (k), modulus *shear* (μ), dan densitas (ρ) seperti rumus (Persamaan 2.4) dibawah ini:

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (2.4)$$

Kecepatan gelombang *shear* (V_s) adalah kecepatan gelombang yang arah pergerakan gelombangnya tegak lurus atau transversal dengan arah perambatannya. Sifat kaku dari benda yang bersifat padat umumnya cenderung melawan pergeseran yaitu gaya yang menyebabkan dua bagian dari benda bergeser relatif satu terhadap yang lain. Sehingga gelombang S hanya bisa menjalar melalui benda padat dan tidak dapat melalui fluida karena fluida tidak memiliki kekakuan (jika viskositas diabaikan) dan tidak dapat melawan geseran. Kecepatan gelombang S dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.5)$$

Berdasarkan persamaan kecepatan gelombang seismik P dan gelombang S diatas (Persamaan 2.4 dan 2.5), maka hubungan antara V_p dan V_s dapat dituliskan sebagai:

$$V_p = V_s \sqrt{\frac{k}{\mu} + \frac{4}{3}} \quad (2.6)$$

Perbandingan antara V_p dan V_s dapat direpresentasikan menggunakan persamaan *poisson's ratio* (σ) yaitu:

$$\sigma = \frac{\gamma - 2}{2\gamma - 2} \quad (2.7)$$

Dimana : $\gamma = \left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2$

Parameter V_p/V_s telah lama diketahui dapat digunakan sebagai indikator litologi (Tatham, 1982). Rasio impedansi atau V_p/V_s juga telah berhasil digunakan untuk melakukan deteksi hidrokarbon secara langsung (*Direct Hydrocarbon Indicator*),

terutama dengan menggunakan teknik AVO. Hal ini disebabkan karena Vs tidak sensitif terhadap perubahan fluida sedangkan Vp berubah terhadap saturasi dan jenis fluida yang berbeda sehingga menghasilkan perubahan nilai rasio Vp/Vs.

Untuk kasus data Vs hasil *logging* yang tidak tersedia, maka dapat dilakukan prediksi atau permodelan untuk mendapatkan data Vs. Terdapat beberapa metode yang bisa digunakan untuk membuat pemodelan kecepatan fisika batuan. Beberapa metode tersebut dipengaruhi oleh parameter-parameter petrofisika yang diperoleh dari data log.

2.4.2 Porositas Batuan

Porositas dapat didefinisikan sebagai perbandingan antara volume pori batuan dengan volume totalnya. Porositas umumnya dinyatakan dengan satuan persen (%) ataupun *fraction* yang dirumuskan dengan:

$$Porositas (\emptyset) = \frac{Volume\ Pori}{Volume\ Total} \times 100\% \quad (2.8)$$

Porositas merupakan salah satu properti batuan yang berkaitan dengan parameter reservoir. Nilai porositas batuan reservoir berkisar antara 5% sampai 40%. Porositas efektif dan porositas total adalah porositas yang sering digunakan untuk analisis fisika batuan reservoir. Biasanya harga porositas efektif cenderung lebih kecil dibandingkan dengan rongga pori-pori total batuan yang biasanya berkisar 10 - 15 %. Porositas efektif dinyatakan dengan persamaan:

$$Porositas\ Efektif (\emptyset_e) = \frac{Volume\ Pori\ Bersambungan}{Volume\ Total} \times 100\% \quad (2.9)$$

Hubungan antara porositas dan kecepatan secara umum dianggap linier dimana jika porositas suatu batuan besar maka volume juga pori besar, sehingga kekompakan batuan berkurang dan menyebabkan kecepatan gelombang seismik yang melaluinya menjadi rendah. Perubahan porositas pada batuan juga menyebabkan adanya perubahan nilai densitas suatu batuan sehingga mengakibatkan perubahan nilai kecepatan.

2.4.3 Densitas Batuan

Densitas didefinisikan sebagai kerapatan massa suatu batuan atau dengan pengertian lain adalah nilai kerapatan suatu matriks batuan yang menunjukkan hubungan massa per satuan volume. Besar kecilnya harga densitas umumnya dipengaruhi oleh mineral pada batuan, porositas yang dimiliki, rekahan batuan, suhu dan tekanan, serta fluida pengisi pori. Densitas merupakan salah satu parameter yang mempengaruhi kecepatan gelombang P dan gelombang S serta impedansi akustik karena terdapat dalam persamaannya, dimana hal tersebut mempengaruhi respon gelombang seismik bawah permukaan.

Untuk batuan berpori, maka densitas batuan dapat didefinisikan oleh persamaan:

$$\rho = (1 - \emptyset) \cdot \rho_m + \emptyset \cdot \rho_p \quad (2.10)$$

Dimana: ρ = densitas bulk medium

\emptyset = porositas batuan

ρ_m = densitas matriks batuan

ρ_p = densitas fluida

Jika diasumsikan bahwa mineral dari suatu matriks batuan adalah seluruhnya dan adanya cairan pengisi pori dalam batuan tersebut, maka densitas menurut persamaan Wylie adalah:

$$\rho_b = \rho_m(1 - \emptyset) + \rho_w S_w \emptyset + \rho_{hc}(1 - S_w)\emptyset \quad (2.11)$$

Dimana:

ρ_b = densitas bulk batuan

ρ_w = densitas air

\emptyset = porositas batuan

ρ_{hc} = densitas hidrokarbon

ρ_m = densitas batuan matriks

S_w = saturasi air (water saturation)

2.4.4 Parameter Lambda Mu Rho (LMR)

Parameter *Lamé* adalah parameter-parameter fisika yang dapat digunakan untuk mempertajam identifikasi reservoir minyak dan gas (Goodway, 1997). Lambda-

Rho merupakan hasil perkalian antara inkompresibilitas (λ) dan densitas (ρ). Sedangkan Mu-Rho merupakan hasil perkalian antara modulus *shear* atau rigiditas (μ) dan densitas (ρ). Inkompresibilitas adalah kemampuan batuan untuk menahan atau menolak suatu tekanan yang diberikan. Rigiditas merupakan kekakuan atau ketahanan batuan terhadap shear stress yang mengakibatkan perubahan bentuk tanpa merubah volume total dari batuan tersebut. Sedangkan densitas merupakan rapat massa batuan per-volume batuan. Modulus Lamé (λ) yang berkaitan erat dengan inkompresibilitas mengandung informasi lebih banyak terkait dengan kandungan fluida pada batuan, sedangkan rigiditas digunakan untuk pemisahan litologi karena secara umum tidak dipengaruhi oleh fluida reservoir. Analisis parameter ini diharapkan mampu memberikan informasi mendetail mengenai reservoir hidrokarbon.

Hubungan antara kecepatan gelombang P dan gelombang S dengan konstanta lamé (λ dan μ) dinyatakan dengan persamaan:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}} \quad (2.12)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.13)$$

Dengan mensubstitusikan persamaan diatas ke persamaan impedansi gelombang P dan gelombang S maka:

$$I_p = V_p \cdot \rho \quad (2.14)$$

$$I_s = V_s \cdot \rho \quad (2.15)$$

Sehingga diperoleh hubungan:

$$(\lambda + 2\mu) \rho = I_p^2 \quad (2.16)$$

$$\mu \rho = I_s^2 \quad (2.17)$$

Sehingga,

$$\lambda \rho = I_p^2 - 2I_s^2 \quad (2.18)$$

Untuk hubungan antara parameter elastisitas dengan kecepatan gelombang P, maka akan diperoleh persamaan dibawah ini dengan mensubstitusikan persamaan (2.14) ke (2.16)

$$V_p^2 \rho - 2\mu = \lambda \quad (2.19)$$

Tabel 2.1 merupakan tabel yang menunjukkan kelebihan penggunaan parameter inkompresibilitas dan rigiditas dalam analisis petrofisika yang dikemukakan oleh Bill Goodway tahun 2001 untuk mendeterminasi antara lempung (*shale*) dan pasir terisi gas (*gas sand*).

Tabel 2.1 Analisis petrofisika menggunakan Lamé Parameter (λ) (Goodway, 2001)

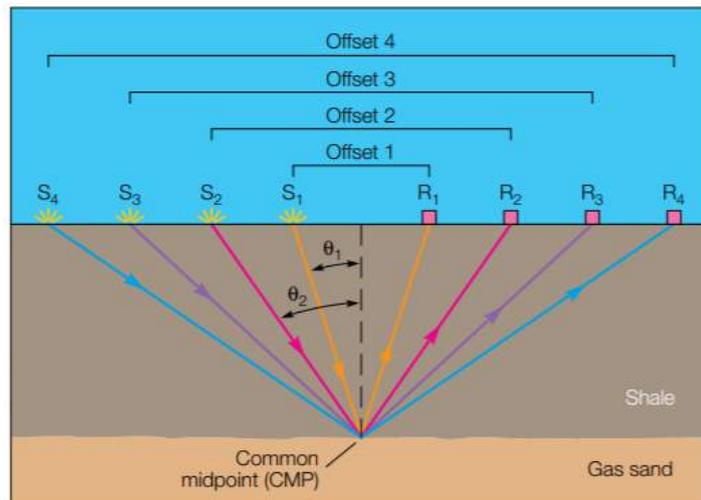
	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (g/cc)	Vp/Vs	(Vp/Vs) ²	σ	$\lambda + 2\mu$	μ
<i>Shale</i>	2898	1290	2.425	2.25	5.1	0.38	20.37	4.035
<i>Gas sand</i>	2857	1666	2.275	2.9	2.9	0.24	18.53	6.314
Avg. change	1.4%	25%	6.4%	27%	55%	45%	92%	44%

Berdasarkan persamaannya, kecepatan gelombang P dipengaruhi oleh inkompresibilitas (λ) dan rigiditas (μ). Efek dari penurunan nilai inkompresibilitas sebagai respon langsung dari porositas gas sering berlawanan dengan kenaikan nilai dari *capping shale* ke *gas sand*. Dengan melakukan ekstraksi parameter λ dari persamaan Vp dan mengkombinasikannya menjadi perbandingan parameter λ/μ , persentase perubahannya menjadi sangat jauh meningkat antara *shale* dan *gas sand*. Parameter tersebut dapat dimanfaatkan sebagai parameter yang paling sensitif untuk mendiskriminasi kehadiran gas dalam reservoir.

2.5 Prinsip Dasar *Amplitude Versus Offset* (AVO)

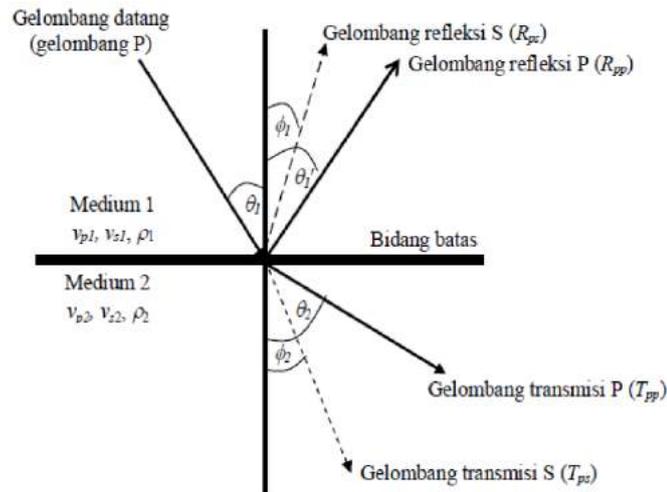
Metode AVO didasarkan pada adanya suatu anomali kenaikan amplitudo sinyal seismik terhadap bertambahnya jarak source dan receiver (*offset*) dan suatu reflektor. Metode AVO adalah salah satu teknik dalam menganalisis data seismik untuk melakukan karakterisasi reservoir sebagai *direct hydrocarbon indicator*

(DHI) (Russel, 2001). Ketika tidak dijumpai adanya anomali AVO atau dalam kondisi normal, semakin besarnya *offset* maka sudut datang gelombang seismik akan semakin besar dan amplitudonya semakin kecil. Berdasarkan penelitian yang dilakukan Ostrander (1984), perubahan amplitudo refleksi gelombang P terhadap *offset* akan terjadi jika gelombang seismik tersebut dipantulkan oleh lapisan *gas sand*.



Gambar 2.14 Hubungan sudut datang (θ) dan *offset* pada lapisan batupasir gas (Chiburis, 1993)

Anomali AVO akan terjadi karena adanya partisi energi pada bidang reflektor. Amplitudo dari energi gelombang seismik akan tertransmisikan dan terefleksikan bergantung pada sifat fisik diantara bidang reflektor. Saat penjalaran gelombang seismik menuju batas lapisan dengan sudut datang gelombang (θ) tidak sama dengan nol maka dapat terjadi konversi gelombang P menjadi gelombang S. Koefisien refleksi dapat berubah menjadi fungsi dari kecepatan gelombang P (V_p), kecepatan gelombang S (V_s), densitas (ρ) dari setiap lapisan, serta sudut datang (θ) sinar seismik.



Gambar 2.15 Refleksi dan transmisi gelombang P untuk sudut datang tidak sama dengan nol (Yilmaz, 2001)

Dalam melakukan analisis AVO, AVO memiliki atribut sangat berguna dalam meningkatkan interpretasi untuk karakterisasi reservoir, memahami hubungan sifat-sifat batuan dan fluida, serta berperan dalam melakukan delineasi hidrokarbon. Berikut merupakan atribut dari AVO

- *Intercept (A)*: menunjukkan refleksi gelombang seismik yang terjadi pada *offset* nol
- *Gradien (B)*: menjelaskan karakteristik AVO dari suatu data seismik *pre-stack* yang didefinisikan sebagai kemiringan garis yang menggambarkan perubahan amplitudo terhadap sudut datang (θ).
- *Product (A*B)*: merupakan atribut AVO dari hasil perkalian antara *intercept (A)* dan gradien (B) dan digunakan sebagai identifikasi perubahan kenaikan dan penurunan amplitudo pada data seismik.

2.5.1 Persamaan *Amplitude Versus Offset (AVO)*

Persamaan AVO diawali oleh Zoeppritz (1919) yang menggambarkan koefisien refleksi dan transmisi dari suatu gelombang merupakan fungsi dari sudut datang pada media elastik (densitas, gelombang P dan gelombang S). Analisis koefisien refleksi dilakukan oleh Zoeppritz kemudian dituliskan kedalam persamaan matriks yang menjadi dasar dari persamaan AVO.

$$\begin{bmatrix} \sin \theta_1 & \cos \phi_1 & -\sin \theta_2 & \cos \phi_2 \\ -\cos \theta_1 & \sin \phi_1 & -\cos \theta_2 & -\sin \phi_2 \\ \sin 2\phi_1 & \frac{v_{p1}}{v_{s1}} \cos 2\theta_1 & \frac{\rho_2 v_{p1} v_{s2}^2}{\rho_1 v_{p2} v_{s1}^2} \sin 2\theta_2 & -\frac{\rho_2 v_{p1} v_{s2}}{\rho_1 v_{s1}} \cos 2\phi_2 \\ \cos 2\phi_1 & -\frac{v_{s1}}{v_{p1}} \sin 2\theta_1 & -\frac{\rho_2 v_{p2}}{\rho_1 v_{p1}} \cos 2\phi_2 & -\frac{\rho_2 v_{s2}}{\rho_1 v_{s1}} \sin 2\phi_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Rp(\theta_1) \\ Rs(\theta_1) \\ Tp(\theta_1) \\ Ts(\theta_1) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin \theta_1 \\ -\cos \theta_1 \\ \sin 2\theta_1 \\ -\cos 2\theta_1 \end{bmatrix} \quad (2.20)$$

Keterangan:

R_P = Refleksi gelombang P

θ_1 = Sudut datang gelombang P

R_S = Refleksi gelombang S

θ_2 = Sudut bias gelombang P

T_P = Transmisi gelombang P

ρ = Densitas (kg/m^3)

T_S = Transmisi gelombang S

V_P = Kecepatan gelombang P (m/s)

ϕ_1 = Sudut pantul gelombang S

V_S = Kecepatan gelombang S (m/s)

ϕ_2 = Sudut bias gelombang S

Beberapa macam pendekatan dari persamaan Zoeppritz tidak memberikan pemahaman yang cukup mudah mudah terkait dengan hubungan antara amplitudo dengan *offset* dan sifat batuanannya. Persamaan Aki dan Richard (1980) merupakan penyederhanaan persamaan Zoeppritz yang kompleks dan biasanya digunakan untuk melakukan pemodelan dan analisis AVO. Berdasarkan pendekatan tersebut, koefisien refleksi pada setiap sudut datang hanya dipengaruhi oleh kecepatan gelombang P, kecepatan gelombang S, dan densitas.

$$Rp = a \frac{\Delta V_p}{V_p} + b \frac{\Delta \rho}{\rho} + c \frac{\Delta V_s}{V_s} \quad (2.21)$$

Keterangan:

$$a = \frac{1}{2 \cos^2 \theta}$$

$$\theta = \frac{\theta_1 + \theta_2}{2}$$

$$V_s = \frac{V_{s2} - V_{s1}}{2}$$

$$b = 0.5 - \left[2 \left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 \sin^2 \theta \right]$$

$$\rho = \frac{\rho_2 - \rho_1}{2}$$

$$\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1$$

$$c = -4 \left(\left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 \sin^2 \theta \right)$$

$$V_p = \frac{V_{p2} - V_{p1}}{2}$$

$$\Delta V_p = V_{p2} - V_{p1}$$

$$\Delta V_s = V_{s2} - V_{s1}$$

Wiggins kemudian melakukan penyederhanaan persamaan Aki-Richard dengan menuliskannya kedalam tiga parameter A, B, dan C.

$$Rp(\theta) = A + B\sin^2\theta + C\tan^2\theta\sin^2\theta \quad (2.22)$$

Dengan,

$$A = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right]$$

$$B = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} - 4 \left[\frac{V_p}{V_s} \right]^2 - 2 \left[\frac{V_p}{V_s} \right]^2 \frac{\Delta \rho}{\rho}$$

$$C = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p}$$

Keterangan:

V_P = Kecepatan gelombang P (m/s)

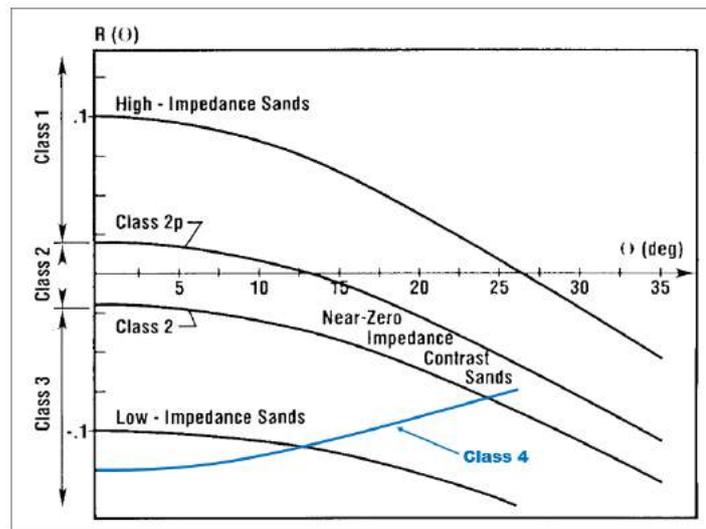
ρ = Densitas (kg/m³)

V_S = Kecepatan gelombang S (m/s)

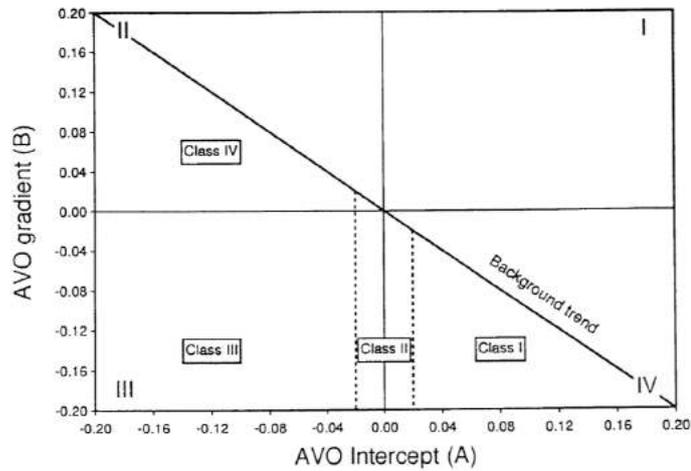
θ = Sudut datang gelombang seismik (°)

2.5.2 Klasifikasi AVO

Berdasarkan Rutherford dan Williams (1989) anomali AVO pada batu pasir (berdasarkan kandungan *oil and gas*) dibagi menjadi tiga kelas, kemudian diperkenalkan *sandstone* kelas IV oleh Castagna et al (1998) setelah ia melakukan *crossplot* AVO berdasarkan klasifikasi Rutherford dan Williams.



Gambar 2.16 Gradien dari klasifikasi AVO (Castagna & Swan, 1997)



Gambar 2.17 Crossplot AVO (Castagna & Swan, 1997)

a. Kelas I (*high impedance contrast sands*)

Lapisan batu pasir kelas I memiliki impedansi akustik yang cenderung lebih tinggi daripada penutupnya (*cap*). Koefisien refleksi dari sudut datang normal memiliki nilai positif pada *top sandstone* dan nilai negatif pada *base sandstone*. Kelas ini terletak pada kuadran IV dan umumnya gradien kelas I lebih besar daripada kelas II dan Iip.

b. Kelas II (*near-zero impedance contrast sands*)

Lapisan batu pasir kelas II memiliki impedansi akustik yang hampir sama dengan penutupnya (*cap*). Kelas ini terbagi menjadi dua yaitu kelas II dan Iip. Koefisien refleksi dari sudut datang normal bernilai kecil pada *top* dan *base gas sand*, namun amplitudonya cenderung lebih besar daripada sekitarnya. Kelas Iip memiliki nilai *intercept* positif dan adanya pembalikan amplitude sedangkan kelas II memiliki *intercept* negatif dan gradien akan cenderung semakin menurun. Tipe pasir ini merupakan pasir yang cukup kompak dan terkonsolidasi.

c. Kelas III (*low impedance contrast sands*)

Lapisan batu pasir kelas III memiliki impedansi akustik yang lebih rendah daripada penutupnya (*cap*). Koefisien refleksi dari sudut datang normal selalu bernilai negatif serta semakin negatif dengan kenaikan *offset*. Pasir tipe ini biasanya kurang terkompaksi dan *unconsolidated*.

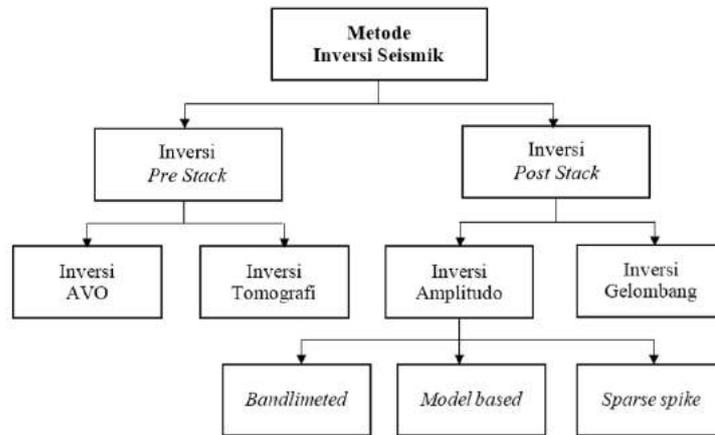
d. Kelas IV (*low impedance contrast sands*)

Lapisan batu pasir kelas IV memiliki nilai *intercept* yang negatif dan gradien positif serta berada pada kuadran II. Batupasir kelas IV biasanya muncul pada *porous sand* yang dibatasi litologi dengan kecepatan gelombang seismik tinggi.

2.6 Inversi Seismik

Proses inversi dari metode seismik merupakan suatu teknik untuk membuat model bawah permukaan bumi dengan menggunakan data seismik sebagai *input* dan data sumur sebagai data yang mengontrol (Sukmono, 2002). Inversi seismik juga dapat didefinisikan sebagai proses mengestimasi nilai impedansi batuan dari *trace* seismik yang terekam pada *geophone*. Metode inversi sendiri merupakan metode yang berkebalikan dengan metode permodelan kedepan (*forward modelling*) yaitu mencari model dari data. Hasil yang dapat diperoleh dari proses inversi seismik adalah informasi yang terkandung dalam lapisan batuan berupa impedansi, baik itu impedansi akustik maupun impedansi elastik.

Berdasarkan jenis datanya, terdapat dua jenis inversi seismik yaitu inversi seismik *pre-stack seismic* dan inversi seismik *post-stack*. Data seismik *pre-stack* merupakan data seismik yang belum melalui proses *stacking*, sehingga memiliki variasi informasi sudut datang gelombang seismik. Berdasarkan informasi sudut dari data *pre-stack* maka akan dihasilkan parameter-parameter elastic batuan seperti V_p/V_s , EI, Lambda-Rho, dan Mu-Rho. Sedangkan data seismik *post-stack*, data seismik *gather* telah dilakukan proses *stacking* sehingga tidak adanya pengaruh dari sudut. Data seismik *post-stack* memiliki asumsi bahwa amplitudo seismik yang dihasilkan dari sudut datang 0^0 , sehingga hasil tampilan yang diperoleh terbatas yaitu hanya dapat menghasilkan model impedansi akustik. Berikut merupakan beberapa macam metode inversi seismik secara garis besar (Gambar 2.18)



Gambar 2.18 Macam-macam inversi pada metode seismik (Russel, 1998)

2.6.1 Inversi Simultan

Metode inversi seismik simultan merupakan salah satu metode inversi data seismik *pre-stack* yang menggunakan data *angle gather*. Inversi simultan dilakukan dengan menggunakan data seismik *partial stack* dengan sudut datang yang berbeda (*near, mid, dan far*) yang kemudian diinversi secara bersamaan. Hasil dari inversi simultan akan menghasilkan impedansi P, impedansi S dan densitas. Dalam melakukan inversi simultan, digunakan *wavelet* yang diekstraks dari masing-masing *partial stack* yang kemudian dijadikan satu *wavelet* gabungan dan digunakan saat proses inversi. Inversi simultan dilakukan dengan menggabungkan *partial seismic angle stack* secara simultan yang dilakukan dengan model frekuensi rendah dan dikonvolusi oleh *wavelet* yang di ekstrak dari setiap *angle stack*. Beberapa prinsip dasar dalam inversi seismik simutan diantaranya adalah

1. Linearisasi pada aproksimasi nilai reflektivitas
2. Reflektivitas sebagai fungsi dari sudut telah diberikan oleh persamaan Aki-Ricarhds
3. Terdapat hubungan linier antara logaritma impedansi P, logaritma impedansi S, dan logaritma impedansi D

Aki dan Richards membuat suatu pendekatan yang merupakan linearisasi dari persamaan Zoeppritz yang kompleks dengan memisahkan antara kecepatan dan densitas. Kemudian persamaan Aki dan Richards dituliskan kembali oleh Fatti et al (1994) menjadi:

$$R_{PP}(\theta) = c_1 R_p + c_2 R_S + c_3 R_D \quad (2.23)$$

Dimana:

$$\begin{aligned} c_1 &= 1 + \tan^2 \theta & R_p &= \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right] \\ c_2 &= -8\gamma^2 & R_S &= \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta V_s}{V_s} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right] \\ \gamma &= V_s/V_p & R_D &= \frac{\Delta \rho}{\rho} \\ c_3 &= -0.5 \tan^2 \theta + 2\gamma^2 \sin^2 \theta \end{aligned}$$

Keterangan:

R_p = Reflektivitas gelombang P

V_p = Kecepatan gelombang P (m/s)

R_S = Reflektivitas gelombang S

V_s = Kecepatan gelombang S (m/s)

R_D = Reflektivitas densitas

ρ = Densitas (gr/cc)

Dari persamaan (2.23) diatas akan didapatkan R_p , R_S , dan R_D . Untuk memperoleh *P-impedance* (Z_p), *S-impedance* (Z_s), dan densitas (ρ) maka dibuat variable baru yaitu $L_p = \ln(Z_p)$ yang merupakan logaritma natural dari *P-impedance*. Agar mendapatkan perkiraan yang lebih baik, maka reflektivitas gelombang P dinyatakan dengan persamaan (2.24) berikut:

$$R_{P_i} = \frac{1}{2} \Delta \ln Z_{P_i} = \frac{1}{2} [\ln Z_{P_{i+1}} - \ln Z_{P_i}] \quad (2.24)$$

Dalam notasi matriks, maka persamaan (2.24) menjadi:

$$R_p = \frac{1}{2} D L_p \quad (2.25)$$

Atau

$$\begin{bmatrix} R_{P1} \\ R_{P2} \\ \vdots \\ R_{PN} \end{bmatrix} = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} -1 & 1 & 0 & \dots \\ 0 & -1 & 1 & \ddots \\ 0 & 0 & -1 & \ddots \\ \dots & \ddots & \ddots & \ddots \end{bmatrix} \begin{bmatrix} L_{P1} \\ L_{P2} \\ \vdots \\ L_{PN} \end{bmatrix} \quad (2.26)$$

Jika trace seismik direpresentasikan sebagai konvolusi *wavelet* dengan reflektivitas bumi, maka:

$$\begin{bmatrix} T_1 \\ T_2 \\ \vdots \\ T_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} w_1 & 0 & 0 & \cdots \\ w_2 & w_1 & 0 & \ddots \\ w_3 & w_2 & w_1 & \ddots \\ \cdots & \ddots & \ddots & \ddots \end{bmatrix} \begin{bmatrix} R_{P1} \\ R_{P2} \\ \vdots \\ R_{PN} \end{bmatrix} \quad (2.27)$$

Dengan mengkombinasikan persamaan (2.26) dan (2.27) maka akan diperoleh forward model yang mengaitkan trace seismic dengan logaritma natural *P-impedance*:

$$T = \frac{1}{2} W D L_P \quad (2.28)$$

Hal yang sama juga dilakukan pada S-impedance dan densitas, sehingga persamaan Aki dan Richard menjadi seperti berikut (Persamaan 2.9):

$$T(\theta) = \frac{1}{2} c_1 W(\theta) D L_P + \frac{1}{2} c_2 W(\theta) D L_S + \frac{1}{2} c_3 W(\theta) D L_D \quad (2.29)$$

Persamaan (2.29) diatas dapat digunakan untuk inversi, kecuali hal tersebut mengabaikan fakta bahwa terdapat hubungan antra parameter L_P , L_S , dan L_D . Humpson et al (2005) membuat hubungan yang berbeda dengan yang diberikan oleh Simmons dan Backus (1996) yaitu:

$$\ln(Z_S) = k \ln(Z_P) + k_c + \Delta L_S \quad (2.30)$$

$$\ln(Z_D) = m \ln(Z_P) + m_c + \Delta L_D \quad (2.31)$$

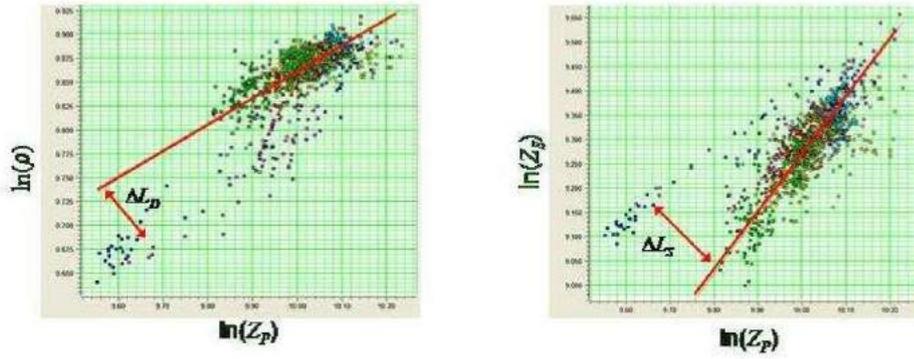
Koefisien k , k_c , m , dan m_c akan diperoleh dengan menganalisis data log sumur. Pada Gambar 2.19 menggambarkan hubungan antara L_P , L_S , dan L_D dari data log sumur. Koefisien regresi diperoleh dengan cara membuat garis lurus pada trend dari data. Berdasarkan gambaran hubungan antara L_P , L_S , dan L_D maka persamaan Aki Richard menjadi:

$$T(\theta) = \hat{c}_1 W(\theta) D L_P + \hat{c}_2 W(\theta) D L_S + c_3 W(\theta) D L_D \quad (2.32)$$

Dimana:

$$\hat{c}_1 = \frac{1}{2} c_1 + \frac{1}{2} k c_2 + m c_3$$

$$\hat{c}_2 = \frac{1}{2} c_2$$



Gambar 2.19 Crossplot antara LP, LS, dan LD (Hampson, Russell, & Bankhead, 2005)

Jika persamaan (2.40) diubah kedalam bentuk matriks maka akan terlihat seperti berikut:

$$\begin{bmatrix} T(\theta_1) \\ T(\theta_2) \\ \vdots \\ T(\theta_N) \end{bmatrix} = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} \hat{c}_1(\theta_1)W(\theta_1)D & \hat{c}_2(\theta_1)W(\theta_1)D & \hat{c}_3(\theta_1)W(\theta_1)D \\ \hat{c}_1(\theta_2)W(\theta_2)D & \hat{c}_2(\theta_2)W(\theta_2)D & \hat{c}_3(\theta_2)W(\theta_2)D \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ \hat{c}_1(\theta_N)W(\theta_N)D & \hat{c}_2(\theta_N)W(\theta_N)D & \hat{c}_3(\theta_N)W(\theta_N)D \end{bmatrix} \begin{bmatrix} L_P \\ \Delta L_S \\ \Delta L_D \end{bmatrix} \quad (2.33)$$

Dengan:

T = Trace seismik

D = Operator diferensial

W = Wavelet

θ = sudut datang (0)

Dari matriks pada persamaan (2.32) diatas, terlihat bahwa hilangnya informasi frekuensi rendah. Suatu pendekatan praktis adalah menginisialisasi solusi ke Persamaan 2.34 dimana Z_{p0} adalah model impedansi awal (Hampson, Russell, & Bankhead, 2005)

$$[L_P \quad \Delta L_S \quad \Delta L_D]^T = [\log(Z_{p0}) \quad 0 \quad 0]^T \quad (2.34)$$

Lalu dilakukan iterasi pada model awal agar memperoleh kesalahan terkecil dan akan didapatkan ekstraksi Z_P , Z_S , dan ρ dengan persamaan dibawah ini:

$$Z_P = \exp(L_P) \quad (2.35)$$

$$Z_S = \exp(kL_P + k_c + \Delta L_S) \quad (2.36)$$

$$\rho = \exp(mL_P + m_c + \Delta L_D) \quad (2.37)$$