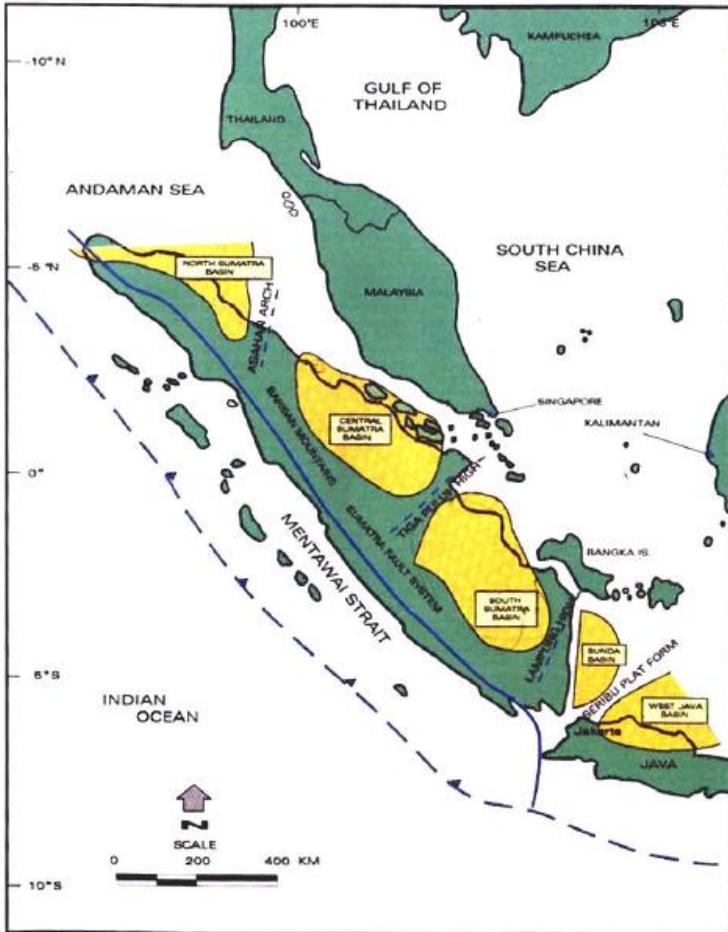


BAB II TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Tinjauan Geologi

Cekungan Sumatra Selatan merupakan cekungan busur belakang (*back arc basin*) dengan batas-batas seperti pada (Gambar 2.1):



Gambar 2.1 Lokasi cekungan Sumatra Selatan dan batas-batas nya (Herman, 2000)

Berdasarkan gambar 2.1, cekungan Sumatra Selatan terletak di antara:

- a. Paparan Sunda di Timur Laut
- b. Tinggian Lampung di Tenggara
- c. Pegunungan Bukit Barisan di Barat Daya
- d. Pegunungan Dua Belas dan Pegunungan Tiga Puluh di Barat Laut

Dengan fisiografi cekungan Sumatra Selatan dapat dibagi menjadi tiga bagian, yaitu sub-cekungan Palembang bagian selatan, sub-cekungan Palembang bagian tengah dan sub-cekungan Jambi.

2.1.1 Geologi Struktur Daerah Penelitian

Menurut Ginger dan Fielding (2005) sejarah pembentukan cekungan dapat dibagi menjadi 3 teknik megasequence yaitu:

a. *Syn-Rift Megasequence (c.40-c.29 Ma)*

Fase ini terjadi pada Eocene sampai awal Oligocene. Terjadinya gaya ekstensional awal yang berarah Timur-Barat sebagai hasil subduksi di sepanjang kerak continental bagian barat pulau Sumatra terutama di Sumatra Selatan. Karena gaya ekstensi ini terbentuknya *half-graben* dan juga *horts* yang berarah Utara-Selatan. Menurut (Hall, 1995) setelah adanya rotasi 15° searah jarum jam ketika Miocene maka cekungan *half-graben* dan *horts* yang awalnya berarah Utara-Selatan berubah menjadi Timur Laut-Barat daya.

b. *Post Rift Megasequence (c.29-c.5 Ma)*

Pada fase ini *rifting* berhenti semenjak 29 Ma tahun yang lalu. Tetapi penipisan kerak kontinental masih terjadi di bawah cekungan Sumatra Selatan sebagai keseimbangan termal, sehingga mengakibatkan sub-cekungan Palembang yang merupakan bagian dari cekungan Sumatra Selatan memiliki ketebalan melebihi 13.000 ft. Pada fase ini besarnya penurunan cekungan dan tingginya laju muka air laut menyebabkan terjadinya proses transgresi yang mencapai taraf maksimum saat terjadi banjir di seluruh cekungan. Selanjutnya 16 Ma-15 Ma terjadi regresi karena laju amblesan cekungan telah mulai berkurang dan banyaknya input sedimen yang mengisi cekungan.

c. ***Syn-orogenic/Inversion Megasequence (c.5 Ma-sekarang)***

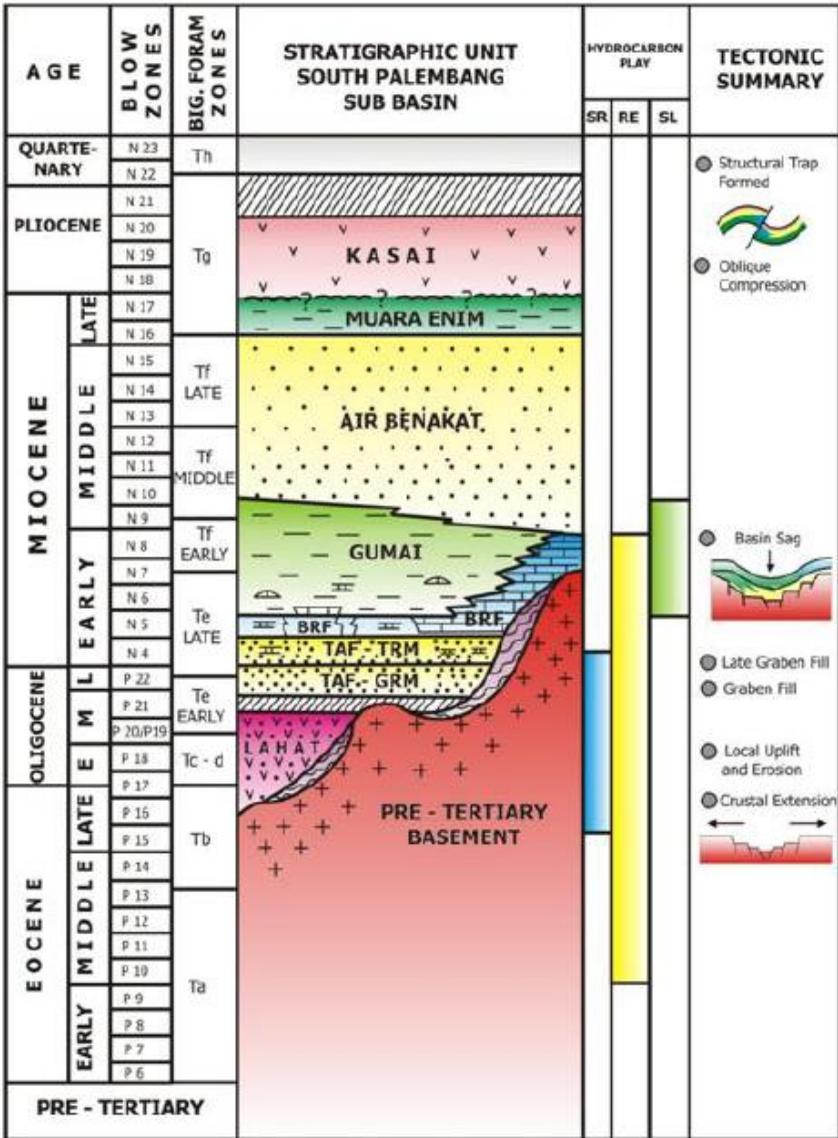
Terjadinya gaya *Orogenic*, Barisan *Orogenic*, terbentuknya pegunungan Bukit Barisan, terjadinya lipatan transpresional yang bervariasi berarah Barat Laut-Tenggara sehingga banyak terbentuk *structural hydrocarbon-bearing*. Selain itu pada fase ini juga terjadi penurunan laju amblesan cekungan dan banyak nya input sedimen erosi baru dari Bukit Barisan di bagian Selatan dan Barat cekungan.

2.1.2 Stratigrafi Daerah Penelitian

Stratigrafi cekungan Sumatra Selatan terdiri dari siklus sedimentasi fase transgresi dan fase regresi. Pertama dimulai dengan pengendapan Formasi Lahat pada oligosen awal dan ini termasuk dalam siklus *non-marine*. Selanjutnya diendapkan Formasi Talang Akar secara tidak selaras pada Oligocene akhir. Fase transgresi terus berlangsung selanjutnya diendapkan Formasi Baturaja pada Miocene awal yang terdiri dari batuan karbonat yang diendapkan pada lingkungan *back reef*, *fore reef* dan *intertidal*. Fase transgresi maksimum terjadi saat diendapkan nya Formasi Gumai bagian bawah yang sedimen nya terdiri dari shale laut dalam yang diendapkan secara selaras diatas Formasi Baturaja.

Sedangkan saat fase regresi terjadi pada saat diendapkan Formasi gumai bagian atas. Selanjutnya Formasi Air Benakat diendapkan secara selaras diatas Formasi Gumai Atas yang dominasi oleh litologi batu pasir lingkungan pantai dan delta. Pada Pliosen Awal sampai Pliosen Kkhir diendapkan Formasi Muara Enim saat fase regresi dimana laut semakin dangkal karna lingkungan pengendapan berupa lingkungan pantai dan delta sampai ke *non-marine* dengan sedimen berupa perselingan batupasir, *claystone* dengan sisipan batubara dan pada akhir Pliosen Akhir diendapkan batuan konglomerat, batu apung dan lapisan batupasir tuffa.

Berikut stratigrafi daerah penelitian yang berada pada sub-cekungan Palembang yang digambarkan pada gambar 2.2 berikut dari tertua hingga muda berdasarkan penjelasan sebelumnya.



Gambar 2.2 Susunan stratigrafi daerah penelitian yang merupakan bagian cekungan Sumatra selatan (Ginger, 2005)

Berdasarkan gambar 2.2, dapat dijelaskan stratigrafi daerah penelitian sebagai berikut:

a. Batuan Dasar

Batuan dasar (Pra Tersier) terdiri dari batuan kompleks Paleozoikum dan Mesozoikum, batuan metamorf, batuan beku dan batuan karbonat. Batuan dasar yang paling tua, terdeformasi paling lemah, dianggap bagian dari lempeng mikro Malaka, mendasari bagian utara dan timur cekungan. Lebih ke Selatan lagi terdapat lempeng mikro Mergui yang terdeformasi kuat, kemungkinan merupakan fragmen kontinental yang lebih lemah. Lempeng mikro Malaka dan Mergui dipisahkan oleh fragmen terdeformasi dari material yang berasal dari selatan dan bertumbukan.

Bebatuan granit, vulkanik dan metamorf yang terdeformasi kuat (berumur Kapur Akhir) mendasari bagian lainnya dari cekungan Sumatra Selatan. Morfologi batuan dasar ini dianggap mempengaruhi morfologi *rift* pada Eosen-Oligosen, lokasi dan luasnya inversi/pensesaran mendatar pada Plio-Pleistosen, karbon dioksida lokal yang tinggi yang mengandung hidrokarbon gas, serta rekahan-rekahan yang terbentuk di batuan dasar (Ginger & Fielding, 2005).

b. Formasi Lahat

Formasi Lahat diendapkan pada Awal Oligosen dengan batuan sedimen yang diendapkan berupa batupasir kasar, kerikilan dan konglomerat pada bagian dasar dari cekungan, sedangkan batuan *shale* dari *lacustrine* yang terdiri dari batu serpih sisipan batupasir halus, lanau dan tufa mengisi bagian atas cekungan. Pengendapan pada Formasi ini mengisi bagian terdalam dari cekungan dan diendapkan secara tidak selaras. Lingkungan pengendapannya berupa darat/*alluvial-fluvial* sampai *lacustrine*. Ketebalan dari sedimen pengisi cekungan semakin menebal ke arah dalam cekungan (*intra-graben*) sehingga pada sub-cekungan Sumatra Selatan dan tengah Palembang ketebalannya mencapai 1000 m (Ginger & Fielding, 2005).

c. Formasi Talang Akar

Formasi Talang Akar diendapkan pada akhir Oligosen sampai Miosen awal. Batuan sedimen yang diendapkan pada bagian bawah Formasi berupa perselingan antara batupasir kasar, serpih dan sisipan batubara. Sedangkan dibagian atas berupa perselingan batu pasir dan serpih. Formasi ini diendapkan secara tidak selaras di atas Formasi

Lahat. Lingkungan pengendapan Formasi Talang Akar merupakan fluvial-deltaic yang berupa *braided stream* dan *point bar* di sepanjang paparan (*shelf*) dengan mulai berubah menjadi lingkungan *delta front*, *marginal marine* dan *prodelta* kearah dalam cekungan (*basinward*).

d. Formasi Baturaja

Formasi Baturaja diendapkan pada Miosen awal secara selaras di atas Formasi Talang Akar. Penyusun Formasi ini terdiri dari karbonat *platforms*, *build-up* dan *reef*. Beberapa facies batugamping yang terdistribusi dalam Formasi Baturaja diantaranya *mudstone*, *wackstone* dan *packstone*. Bagian bawah terdiri dari batugamping kristalin yang didominasi oleh semen kalsit dan terdiri dari *wackstone* bioklastik, sedikit *plentic foram* dan di beberapa tempat terdapat *vein*. Produksi karbonat saat ini berkembang dan mengakibatkan endapan limestone pada *platform* di paparan cekungan dan sebagai *reef* di *intra-basinal margin*. Karbonat dengan kualitas terbaik berada di selatan cekungan, dan lebih jarang pada bagian utara sub cekungan Jambi (Ginger & Fielding, 2005)

e. Formasi Gumai

Formasi Gumai diendapkan pada miosen tengah dan selaras di atas Formasi Baturaja. Formasi ini tersusun dari sedimen *fosilliferous marine shale* dan lapisan batugamping yang mengandung *glauconitic* (Bioshop, 2001). Fase transgresi maksimum terjadi saat pengendapan Gumai bagian bawah yang mengandung sedimen *calcareous shale* dengan sisipan batu gamping, napal dan batulanau sedangkan fase regresi mulai terjadi saat pengendapan gumai bagian bawah dengan sedimen berupa perselingan antara batupasir dan *shale*. Ketebalan Formasi Gumai diperkirakan 2700 m di tengah-tengah cekungan dan menipis kearah tepi/paparan cekungan.

f. Formasi Air Benakat

Formasi Air benakat diendapkan pada kala Miosen Tengah ke Miosen Akhir dan terjadi pada saat fase regresi pertama. Dengan lingkungan pengendapan pada lingkungan *neritic* hingga *shallow marine* yang berubah menjadi lingkungan *delta plain*. Formasi ini terdiri dari batu lempung putih kelabu dengan sisipan batu pasir halus batu pasir abu-abu hitam kebiruan, galukonitin setempat mengandung lignit dan dibagian atas mengandung tuffan sedangkan bagian tengah kaya akan fosil foraminifera. Ketebalan Formasi Air Benakat diperkirakan 1000-1500 m.

g. Formasi Muara Enim

Formasi Muara Enim diendapkan pada Pliosen pada saat fase regresi kedua dengan lingkungan pengendapan laut dangkal sampai *continental sand* dan delta. Siklus regresi kedua ditandai dengan ketidakhadirannya batupasir glaukonit dan terdapat akumulasi lapisan batubara yang tebal. Pengendapan awal terjadi disepanjang lingkungan rawa-rawa dataran pantai, sebagian di bagian selatan cekungan Sumatra Selatan dan menghasilkan akumulasi batubara yang luas. Pengendapan berlanjut pada lingkungan *delta plain* dengan perkembangan secara lokal sekuen serpih dan diakhiri dengan tanda-tanda awal tektonik Plio-Pleistosen yang menghasilkan penutupan cekungan dan *onset* pengendapan lingkungan *non marine*. Batupasir pada Formasi ini dapat mengandung galukont dan debris vulkanik. Sedangkan batubara yang terdapat pada Formasi ini umumnya berupa lignit. Ketebalan Formasi ini tipis pada bagian utara dan maksimum berada di sebelah selatan sekungan (bioshop, 2001)

h. Formasi Kasai

Formasi Kasai diendapkan pada Pliosen sampai Pleistosen. Sedimen pengisi Formasi ini merupakan hasil dari erosi dari pengangkatan Bukit Barisan dan pengungan Tigapuluh, serta akibat adanya pengangkatan pelipatan yang terjadi di cekungan. Pada bagian bawah Formasi ini terdiri atas *tuffaceous sandstone* dengan beberapa selingan lapisan-lapisan *tuffaceous claystone* dan batupasir yang lepas, pada bagian teratas Formasi ini terdapat lapisan tuff, batu apung yang mengandung sisa tumbuhan dan kayu berstruktur sedimen silang siur dan lignit terdapat sebagai lensa-lensa dalam batupasir dan batu lempung yang terdapat tuff. Kontak Formasi Kasai dengan Formasi Muara Enim ditandai dengan kemunculan pertama batupasir tuffan. Dan pada saat pengendapan Formasi ini termasuk fase regresi ketiga ditandai dengan adanya kenampakan produk vulkanik dan mengakhiri siklus laut.

2.1.3 Petroleum Sistem Daerah Penelitian

Cekungan Sumatra Selatan merupakan cekungan yang produktif dengan banyak menghasilkan minyak dan gas serta terdapat beberapa rembasan yang terlihat dipermukaan maka diindikasikan untuk diadakan eksplorasi hidrokarbon yang berada dibawah permukaan berdasarkan petroleum sistem yang dijelaskan sebagai berikut:

a. Batuan Induk (Source Rock)

Hidrokarbon pada cekungan Sumatra Selatan diperoleh dari batuan induk *lacustrine* dari Formasi Lahat yang diendapkan pada kompleks *half-graben* serta batuan induk *terrestrial coal dan coal shale* pada Formasi Talang Akar yang diendapkan pada batas *half-graben*. Selain itu pada Formasi Baturaja yang berupa batuan gamping serta *shale* dari Formasi gumai memungkinkan juga untuk menghasilkan hidrokarbon pada area lokal (Bishop, 2001). Gradient temperatur di cekungan Sumatra Selatan berkisar 49° C/Km yang mana untuk gradient ini lebih kecil dari pada gradient Sumatra Tengah sehingga minyak akan cenderung berada pada tempat yang lebih dalam untuk cekungan Sumatra Selatan ini. Untuk kematangan pada generasi gas termal maka pada Formasi Baturaja dan Gumai dimungkinkan menghasilkan gas di beberapa bagian dari cekungan dalam *petroleum system* (bishop, 2001)

b. Reservoir

Dalam cekungan Sumatra Selatan terdapat beberapa Formasi yang dapat menjadi reservoir yang efektif untuk menyimpan hidrokarbon antara lain *Basement*, Formasi Lahat, Formasi Talang Akar, Formasi Baturaja dan Formasi Gumai. Sedangkan reservoir dalam penelitian ini adalah Formasi Baturaja dimana untuk Formasi ini terdiri dari campuran *wackstone, packstone, grainstone* dan *true framework reef rock* (hadi dan Simpolon, 1976). Pada bagian atas reservoir karbonat Formasi Baturaja merupakan zona *porous* dibandingkan dengan bagian dasarnya yang relatif ketat (*tight*), porositas yang terdapat pada Formasi Baturaja berkisar antara 10-30 % dan permeabilitasnya sekitar 1 Darcy.

c. Batuan Penutup (Seal)

Batuan penutup cekungan Sumatra Selatan secara umum berupa lapisan *shale* yang cukup tebal yang berada di atas Formasi Talang Akar dan Gumai itu sendiri (*intraformational seal rock*). Pada reservoir batupasir Formasi Air Benakat dan Muara Enim, shale bersifat *intraformational* juga yang menjadi *seal rock* untuk menjebak hidrokarbon. Sedangkan untuk Formasi Baturaja sebagai target penelitian yang menjadi *seal* pada reservoir batu gamping Formasi Baturaja juga berupa lapisan *shale* yang berasal dari Formasi Gumai.

d. Trap

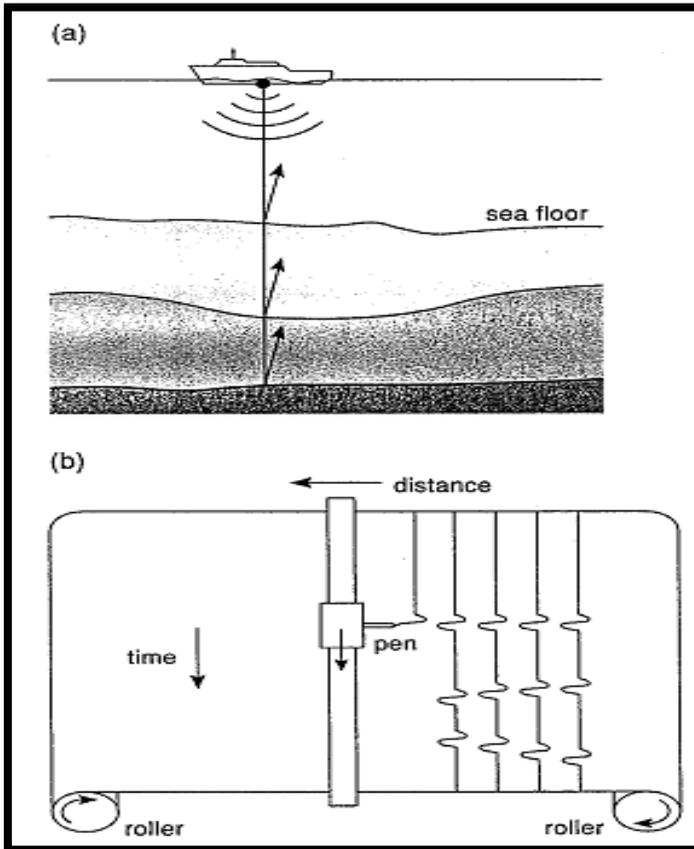
Jebakan hidrokarbon pada cekungan Sumara Selatan yang utama diakibatkan oleh adanya antiklin dari arah Barat Laut ke Tenggara dan menjadi jebakan yang pertama dieksplorasi. Antiklin ini dibentuk akibat adanya kompresi yang saat miosen. Selain itu jebakan hidrokarbon juga dikontrol oleh struktur pada cekungan yaitu struktur tua yang berupa sesar normal regional yang menjebak hidrokarbon berkombinasi dengan jebakan struktur yang lebih muda yang terbentuk bersamaan dengan pengangkatan akhir pegunungan Bukit Barisan.

e. Migrasi

Migrasi hidrokarbon terjadi secara horizontal dan vertikal pada Formasi Lahat dan Talang Akar dari sumber serpih dan batubara. Migrasi horizontal terjadi di sepanjang kemiringan *slope*, yang membawa hidrokarbon dari *source rock* ke batuan reservoir dari dan ke Formasi Lahat serta Talang Akar itu sendiri. Migrasi vertikal terjadi melalui rekahan-rekahan dan sesar turun mayor yang terdapat dalam cekungan. Terdapatnya resapan minyak dan akumulasi minyak dalam Formasi Air Benakat adalah bukti yang mengindikasikan adanya migrasi vertical melalui daerah sesar kala Plio-Pleistosen.

2.2 Seismik Refleksi

Pada dasarnya metode seismik refleksi mengukur waktu yang diperlukan oleh gelombang seismik yang menjalar dari suatu *source* ke bawah permukaan lalu terefleksikan kembali ke permukaan yang kemudian direkam oleh *receiver*. Seperti pada gambar 2.3 sebagai berikut.



Gambar 2.3 (a) Penjalaran gelombang seismik, (b) *Trace* seismik (Musset & Khan, 2000)

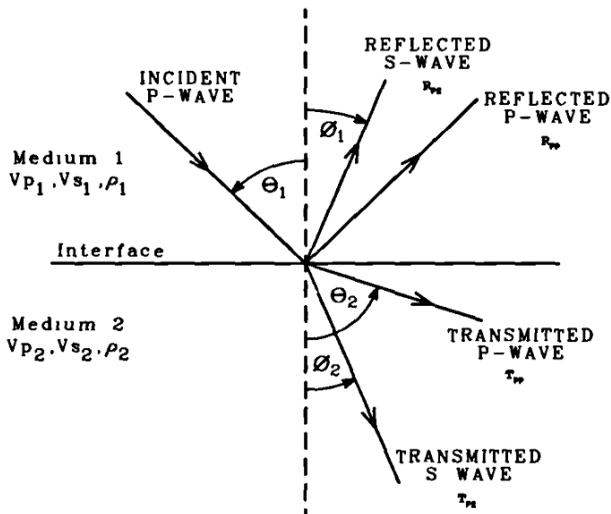
Berdasarkan gambar 2.3, diidkasikan bahwa gelombang seismik yang menjalar dari suatu *source* ke bawah permukaan lalu terefleksikan kembali ke permukaan yang kemudian direkam oleh *receiver* dan waktu penjalaran ini sering dikenal sebagai TWT (*two way time*). Hasil penjalaran gelombang ini kemudian akan dicatat dalam suatu recorder dan direpresentasikan dalam bentuk *trace* seismik. Dalam *trace* seismik ini terdapat suatu *wiggle* yang menunjukkan adanya suatu refleksi pada bawah permukaan (Musset & Khan, 2000).

2.2.1 Konsep Reflektivitas

Refleksi gelombang seismik terjadi akibat adanya suatu kontras impedansi akustik. Impedansi akustik merupakan kemampuan suatu gelombang untuk menjalar pada suatu batuan. Impedansi akustik ini secara matematik merupakan hasil dari kecepatan (v) dan densitas (ρ) yang ditunjukkan oleh persamaan 2.1 berikut.

$$Z = v \times \rho \quad (2.1)$$

Gelombang seismik yang menjalar menuju bawah permukaan mengikuti hukum Snell. Dapat dilihat pada gambar 2.4 berikut.



Gambar 2.4 Respon gelombang seismik (Castagna & Backus, 1993)

Berdasarkan gambar 2.4, diketahui ketika gelombang seismik melewati suatu batas lapisan, maka gelombang tersebut akan direfleksikan ataupun direfraksikan serta menunjukkan ketika gelombang seismik melewati suatu batas lapisan, maka gelombang seismik tersebut akan menghasilkan (1) refleksi gelombang-P, (2) transmisi gelombang-P, (3) refleksi gelombang-S, dan (4) transmisi gelombang-S. Selanjutnya dalam seismik refleksi dikenal istilah koefisien refleksi. Koefisien refleksi yang didapatkan dengan pembuatan impedansi akustik menggunakan log *sonic* dan log densitas. Sebelumnya data log *sonic* harus dikalibrasi dulu dengan

data *checkshot* agar hasil yang diperoleh mendekati nilai yang sebenarnya.

Koefisien refleksi adalah perbandingan besarnya gelombang-P yang direfleksikan terhadap datangnya gelombang-P yang mengikuti persamaan (2.1) sebagai berikut:

$$KR_i = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{Z_{i+1} + Z_i} \quad (2)$$

Dimana

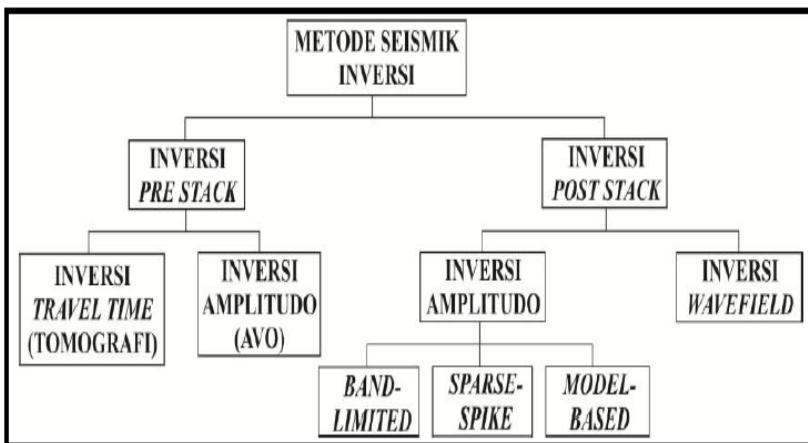
- KR : Koefisien Refleksi
- Z : Impedansi akustik (densitas x kecepatan)
- i : Lapisan ke i

2.3 Seismik Inversi

Data seismik pada umumnya hanya menggambarkan batas lapisan (koefisien refleksi) antara lapisan yang memiliki kontras impedansi. Oleh karena itu dilakukan inversi karena inversi dapat menggambarkan informasi yang terdapat di dalam lapisan batuan berupa impedansi (akustik atau elastik), yang kemudian didapatkan parameter fisis lain berupa informasi porositas, densitas dan lain-lain yang diturunkan dari hasil inversi sebelum nya.

Seismik inversi merupakan suatu teknik untuk menggambarkan model geologi bawah permukaan menggunakan data seismik sebagai masukan dan data log sebagai pengontrol sehingga dapat menggambarkan informasi atau pembuatan model bawah lapisan batuan tersebut (Sukmono, 2000). Salah satu tahap penting dalam hal ini yaitu proses dekonvolusi yaitu proses untuk mendapatkan koefisien refleksi (KR) dan setelah itu nilai impedansi lapisan dapat dihitung. Dalam proses inversi digunakan *low frekuensi model* (LFM) yang didapatkan dari data sumur untuk mengembalikan informasi yang hilang pada saat proses inversi karena hilangnya informasi ini karena hasil inversi frekuensi dari data seismik hanya memiliki frekuensi *bandwith* sehingga hilangnya komponen frekuensi rendah dan tinggi dilengkapi oleh LFM tersebut.

Metode seismik terbagi dalam dua kelompok yaitu inversi *pre-stack* dan inversi *post-stack* (Russel, 1998) dapat dilihat pada gambar 2.5 berikut. Pada penelitian ini yang digunakan adalah metode inversi *pre-stack*.

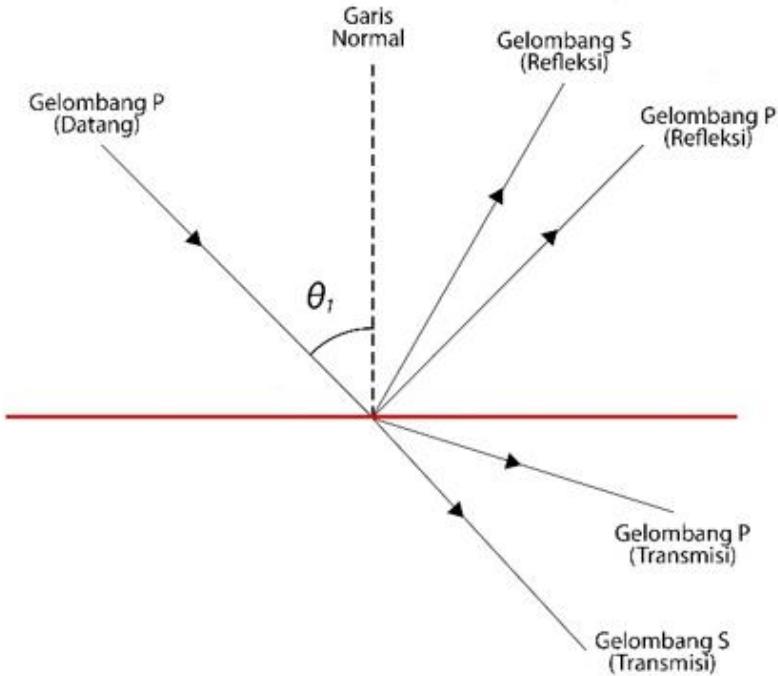


Gambar 2.5 Metode inversi seismik (Russel, 1998)

2.4 Amplitude Variation With Offset (AVO)

Metode AVO didasarkan pada suatu anomali menaiknya amplitudo sinyal seismik terhadap bertambahnya jarak sumber penerima (*offset*) dan suatu pemantul (*reflector*). Pada kondisi normal yaitu ketika tidak dijumpai adanya anomali, maka semakin besar *offset* semakin besar sudut datangnya dan semakin kecil amplitudonya. Namun pada kasus AVO amplitudonya semakin besar dengan bertambahnya *offset*. (Wibisono, 2009)

Pertama kali persamaan AVO diperkenalkan oleh Zoeppritz (1919) yang menggambarkan koefisien refleksi dan transmisi pada sudut datang lebih besar dari nol dengan parameter lainnya seperti v_p , v_s dan densitas, dari kedua lapisan di bidang batas sebagai fungsi sudut datang pada media elastik, dapat dilihat (gambar 2.6) berikut.



Gambar 2.6 Refleksi dan transmisi gelombang P untuk sudut datang tidak sama dengan nol

Zoopritz melakukan analisa koefisien refleksi berdasarkan hal tersebut dan persamaannya dapat dituliskan dalam bentuk persamaan matriks sebagai berikut:

$$\begin{bmatrix}
 \sin \theta_1 & \cos \phi_1 & -\sin \theta_2 & \cos \phi_2 \\
 -\cos \theta_1 & \sin \phi_1 & -\cos \theta_2 & -\sin \phi_2 \\
 \sin 2\phi_1 & \frac{\alpha_1}{\beta_1} \cos 2\phi_1 & \frac{\rho_2 \alpha_1 \beta_2^2}{\rho_1 \alpha_2 \beta_1^2} \sin 2\theta_2 & -\frac{\rho_2 \alpha_1 \beta_2}{\rho_1 \beta_1} \cos 2\phi_2 \\
 \cos 2\phi_1 & -\frac{\alpha_1}{\beta_1} \sin 2\phi_1 & -\frac{\rho_2 \theta_2}{\rho_1 \theta_1} \cos 2\phi_2 & -\frac{\rho_2 \beta_2}{\rho_1 \alpha_1} \sin 2\phi_2
 \end{bmatrix}
 \begin{bmatrix}
 A \\
 B \\
 C \\
 D
 \end{bmatrix}
 =
 \begin{bmatrix}
 -\sin \theta_1 \\
 -\cos \theta_1 \\
 \sin 2\theta_2 \\
 -\cos 2\phi_1
 \end{bmatrix}
 \tag{2.2}$$

Dimana:

- A= Amplitudo gelombang refleksi
- B= Amplitudo Gelombang S Refleksi
- C = Amplitudo gelombang P transmisi
- D = Amplitudo Gelombang S transmisi
- θ_1 =Sudut Datang Gelombang P
- θ_2 = Sudut Bias Gelombang P
- ϕ_1 = sudut pantul gelombang S
- ϕ_2 = sudut bias gelombang S
- α = kecepatan gelombang P
- ρ = densitas
- β = kecepatan gelombang S

2.5 Inversi Simultan

Inversi simultan merupakan metode inversi yang menggunakan data seismik *partial stack* dengan sudut datang yang berbeda (*near, mid, far*) kemudian di inversi secara bersama-sama. Sehingga menghasilkan impedansi P, impedansi S dan densitas dikenal juga dengan inversi *full-stack* (Russel, 2005). Dalam melakukan inversi ini digunakan *wavelet* yang diekstraks dari masing-masing *partial stack* kemudian dijadikan satu *wavelet* gabungan, digunakan saat proses inversi simultan.

Hasil inversi simultan berupa impedansi P, impedansi S dan densitas ini didapatkan dari penurunan rumusan yang awalnya dari persamaan Zoepprit orde satu yang menjelaskan menggambarkan koefisien refleksi yang dikenal juga dengan persamaan dasar AVO seperti yang telah dijelaskan pada konsep dasar AVO sebelumnya. Aki dan Richard (1980) yang menyederhanakan persamaan Zoepprit (1919) orde 1 kemudian dilanjutkan oleh Fatti *et al* (1994) memodifikasi persamaan Aki dan Richard tersebut menjadi:

$$R_{pp}(\theta) = c_1 R_{pp} + c_2 R_s + c_3 R_D \quad (2.3)$$

Dimana:

$$c_1 = 1 + \tan^2(\theta)$$

$$c_2 = -8y^2 \sin^2(\theta)$$

$$c_3 = \frac{1}{2} \tan^2(\theta) + 2y^2 \sin^2(\theta)$$

$$R_P = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta v_P}{v_P} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right]$$

$$R_s = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta v_s}{v_s} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right]$$

$$R_D = \frac{\Delta \rho}{\rho}$$

Dengan:

R_p = reflektivitas gelombang P

R_s = reflektivitas gelombang S

R_D = Reflektivitas densitas

V_p = kecepatan gelombang P (m/s)

V_s = kecepatan gelombang S (m/s)

P = densitas (gr/cc)

Setelah didapatkan reflektivitas R_p , R_s dan R_D maka untuk mendapatkan impedansi P (Z_p), impedansi S (Z_s) dan densitas maka dibuat variabel baru yaitu $L_p = \ln(Z_p)$ yang merupakan logaritma natural impedansi P. selanjutnya untuk mendapatkan perkiraan yang lebih bagus, maka reflektivitas R_p dapat dinyatakan dengan persamaan berikut:

$$R_p(i) = \frac{1}{2} [L_p(i+1) - L_p(i)] \quad (2.4)$$

Dalam notasi matriks, maka persamaan diatas menjadi:

$$R_p = \left(\frac{1}{2}\right) DL_p \quad (2.5)$$

Atau

$$\begin{bmatrix} R_p(1) \\ R_p(2) \\ \vdots \\ R_p(N) \end{bmatrix} = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} -1 & 1 & 0 & \dots \\ 0 & -1 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & \dots \end{bmatrix} \begin{bmatrix} L_p(1) \\ L_p(2) \\ \vdots \\ L_p(N) \end{bmatrix} \quad (2.6)$$

Kemudian dengan menambahkan efek *wavelet* menggunakan matriks *wavelet* sebagai berikut:

$$T = WR_p \quad (2.7)$$

Atau

$$\begin{bmatrix} T(1) \\ T(2) \\ \vdots \\ T(N) \end{bmatrix} = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} W_1 & 1 & 0 & \dots \\ W_2 & W_1 & 1 & \dots \\ W_3 & W_2 & W_1 & \dots \\ 0 & W_3 & W_2 & \dots \end{bmatrix} \begin{bmatrix} -1 & 1 & 0 & \dots \\ 0 & -1 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & \dots \end{bmatrix} \begin{bmatrix} L_p(1) \\ L_p(2) \\ \vdots \\ L_p(N) \end{bmatrix} \quad (2.8)$$

Hal yang sama juga dilakukan pada impedansi S dan densitas, yaitu $L_s = \ln(Z_s)$ dan $L_D = \ln(\rho)$. Sehingga akhirnya persamaan Aki dan Richard berubah menjadi:

$$T(\theta) = \frac{1}{2}c_1W(\theta)DL_P + \frac{1}{2}c_2W(\theta)L_S + c_3W(\theta)DL_D \quad (2.9)$$

Dengan:

- T = *trace*
- W = *wavelet*
- L_P = natural logaritma impedansi P
- L_S = natural logaritma impedansi S
- L_D = natural logaritma densitas
- θ = sudut datang ($^\circ$)

Pada persamaan diatas dapat dilihat bahwa *Trace* (T) pada sudut (θ) sebagai fungsi impedansi dan densitas dengan *wavelet* yang digunakan berbeda-beda pada sudut datang yang juga berbeda.

Dasar metode inversi simultan dalam (Hanjani, 2015) ditunjukkan beberapa hubungan antara impedansi P, impedansi S dan densitas yaitu sebagai berikut:

1. Hubungan antara impedansi P (Z_P) dan impedansi S (Z_S)

Dalam menggambarkan hubungan antara Z_P dan Z_S digunakan asumsi bahwa *background wet trend* (data distribusi normal) sebagai konstanta *gamma* (γ) dengan $\gamma = v_p/v_s$ sehingga persamaan

$$\ln(Z_S) = \ln(Z_P) + \ln(\gamma) \quad (2.10)$$

2. Hubungan antara impedansi P dan densitas (ρ)

Dalam menggambarkan hubungan antara Z_P dan ρ digunakan asumsi persamaan Gardner yang menghubungkan antara impedansi P dengan densitas $\rho = aV_P^b$ sehingga didapatkan persamaan

$$\ln(\rho) = \frac{b}{1+b} \ln(Z_P) + \frac{\ln(a)}{1+b} \quad (2.11)$$

Persamaan diatas hanya mendapatkan *background wet trend* (data distribusi normal) saja, sedangkan untuk mendapatkan gambaran data yang tidak mengikuti distribusi normal (menunjukkan hidrokarbon) maka dilakukan normalisasi pada persamaan diatas menjadi (Gambar 2.7):

$$\ln(Z_S) = k \ln(Z_P) + (k_c) + \Delta L_S \quad (2.12)$$

$$\ln(\rho) = m \ln(Z_P) + (m_c) + \Delta L_D \quad (2.13)$$

Dengan koefisien k, k_c , m dan m_c didapatkan dengan menganalisis data log sumur area penelitian. Akhirnya penggambaran

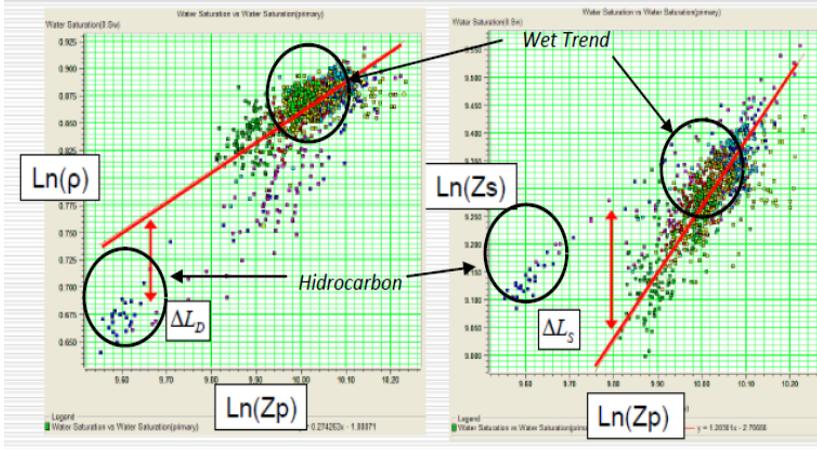
hubungan antara L_P , L_S dan L_D yang mengubah persamaan Aki Richard menjadi:

$$T(\theta) = c_1 W(\theta) \Delta L_P + c_2 W(\theta) \Delta L_S + c_3 W(\theta) \Delta L_D \quad (2.14)$$

Dengan:

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

$$c_2 = \frac{1}{2} c_2$$



Gambar 2.7 Crossplot antara L_P , L_S dan L_D (Russel, 2005)

Persamaan 2.14 jika dirubah kedalam bentuk matriks maka akan terlihat seperti berikut:

$$\begin{bmatrix} T(\theta_1) \\ T(\theta_2) \\ \vdots \\ T(\theta_N) \end{bmatrix} = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} c_1(\theta_1)W(\theta_1)D & c_2(\theta_1)W(\theta_1)D & c_3(\theta_1)W(\theta_1)D \\ c_1(\theta_2)W(\theta_2)D & c_2(\theta_2)W(\theta_2)D & c_3(\theta_2)W(\theta_2)D \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ c_1(\theta_N)W(\theta_N)D & c_2(\theta_N)W(\theta_N)D & c_3(\theta_N)W(\theta_N)D \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta L_P \\ \Delta L_S \\ \Delta L_D \end{bmatrix} \quad (2.15)$$

Dengan:

- T = trace seismik
- W = wavelet
- D = operator diferensial
- θ = sudut datang ($^\circ$)

Dari persamaan (2.15) diatas dapat dilihat bahwa hilangnya informasi frekuensi rendah sehingga digunakan *low frekuensi model*

sebagai pembatas dan melengkapi informasi frekuensi rendah yang tidak ada dengan persamaan berikut:

$$[L_P \ \Delta L_S \ \Delta L_D]^T = [\log(Z_P) \ 0 \ 0]^T \quad (2.16)$$

Kemudian dilakukan iterasi pada model awal agar diperoleh *error* terkecil dan didapatkan ekstraksi Z_p , Z_s dan densitas dengan persamaan berikut:

$$Z_P = \exp(L_P) \quad (2.17)$$

$$Z_S = \exp(kL_P + k_c + \Delta L_D) \quad (2.18)$$

$$\rho = \exp(mL_P + m_c + \Delta L_D) \quad (2.19)$$

Dengan:

Z_P = impedansi P ((m/s)*(gr/cc))

Z_S = impedansi S ((m/s)*(gr/cc))

P = densitas (gr/cc)

L_P = *natural logaritma* impedansi P

L_S = *natural logaritma* impedansi S

L_D = *natural logaritma* densitas

2.5.1 Impedansi Akustik

Impedansi akustik merupakan impedansi batuan ketika terkena gelombang pada arah normal. Impedansi dikatakan sebagai kemampuan batuan untuk melewatkan gelombang seismik dan karna adanya kontras impedansi akustik yang menyebabkan refleksi gelombang seismik, dengan persamaan sebagai berikut:

$$Z_\rho = \rho v_\rho \quad (2.20)$$

Dimana

ρ : densitas batuan

v_p : kecepatan gelombang

Secara sederhana impedansi akustik bisa juga diartikan sebagai kekerasan batuan, semakin besar impedansi akustik batuan, maka tingkat kekerasan semakin besar. Beberapa faktor yang mempengaruhi nilai impedansi akustik batuan yaitu: porositas batuan, kandungan fluida batuan, densitas dan litologi (Sukmono, 2000).

2.5.2 Impedansi Shear

Secara umum Impedansi *Shear* sama dengan impedansi akustik, yaitu merupakan impedansi batuan ketika terkena gelombang pada arah normal. Impedansi dikatakan sebagai kemampuan batuan untuk melewatkan gelombang seismik, hal ini disebabkan karena adanya

kontras kontras impedansi *shear* yang menyebabkan refleksi gelombang seismik, dengan persamaan sebagai berikut:

$$Z_s = \rho v_s \quad (2.21)$$

Dimana

ρ : densitas batuan

v_s : kecepatan gelombang

Secara sederhana impedansi *shear* (*rigiditas*) mengukur perubahan litologi batuan, dimana gelombang ini hanya akan melewati medium solid.

2.5.3 Densitas

Densitas adalah rapat massa batuan per-*volume* batuan (Rider, 2002), dengan persamaan sebagai berikut:

$$\rho_{sat} = \rho_m(1 - \phi) + \rho_w S_w \phi + \rho_{hc}(1 - S_w)\phi \quad (2.22)$$

Dimana

ρ_{sat} : densitas gabungan dari batuan yang terisi fluida

ρ_m : densitas matriks batuan

ρ_w : densitas air yang terperangkap dalam batuan

ρ_{hc} : densitas hidrokarbon

2.6 Lambda-Mu-Rho (LMR)

Lambda-Rho dan *Mu-Rho* merupakan parameter *lame* yang diperoleh dari inversi AVO, berguna untuk mempertajam identifikasi zona reservoir. *Lambda-Rho* dan *Mu-Rho* erat kaitannya dengan *inkompresibilitas* dan *rigiditas*. *Lambda-Rho* adalah hasil perkalian antara modulus *bulk* atau *inkompresibilitas* (λ) dengan densitas (ρ). *Mu-Rho* adalah hasil perkalian antara modulus geser atau *rigiditas* (μ) dengan densitas (ρ)

Lambda-Rho ini merupakan parameter yang lebih baik dalam memperlihatkan keberadaan fluida hidrokarbon. *Mu-Rho* merupakan parameter yang lebih baik dalam memperlihatkan perbedaan litologi reservoir migas, dengan persamaan sebagai berikut:

$$\begin{aligned} v_p^2 &= \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \\ (v_p \rho)^2 &= \lambda \rho + 2\mu \rho \\ \lambda \rho &= (v_p \rho)^2 - 2\mu \rho \\ \lambda \rho &= Z_p^2 - 2Z_s^2 \end{aligned} \quad (2.23)$$

Sedangkan parameter *Mu-Rho* diturunkan dari persamaan kecepatan gelombang S, dengan persamaan sebagai berikut:

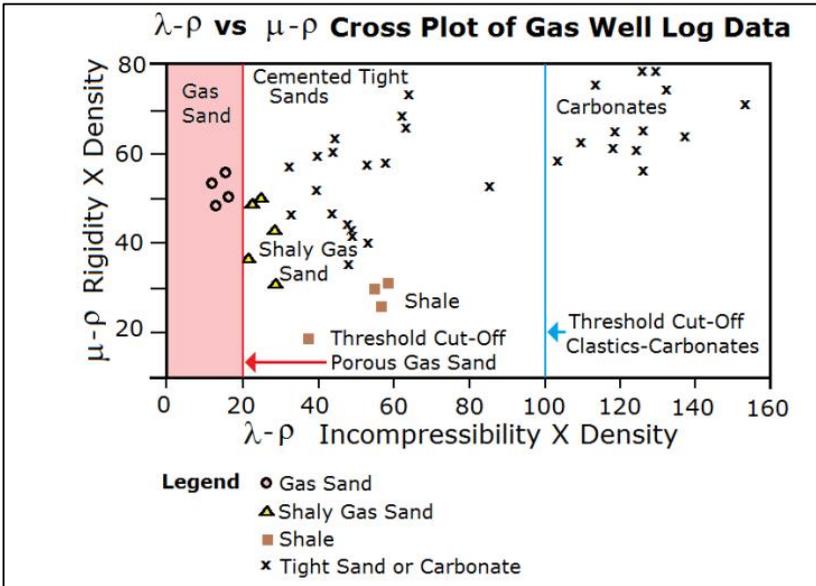
$$\begin{aligned} v_s &= \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \\ v_s^2 &= \mu\rho \\ v_s^2 \rho^2 &= \mu\rho \\ \mu\rho &= Z_s^2 \end{aligned} \quad (2.24)$$

Dimana Z_p adalah impedansi akustik dan Z_s adalah impedansi elastik. Sehingga parameter ini dapat diperoleh dengan mentransformasikan hasil inversi yang berupa impedansi akustik, impedansi elastik dan densitas. Menurut Namsy (2011), dapat diidentifikasi sifat-sifat *Lambda Rho* dan *Mu Rho*, seperti pada tabel 2.1 berikut:

Tabel 2.1 Sifat-sifat parameter *Lambda-Mu-Rho* (Namsy, 2011)

<i>Lambda Rho</i>	<i>Mu Rho</i>
a. Sensitif terhadap perubahan fluida pada reservoir	a. Sensitif terhadap perubahan litologi
b. Membedakan inkompresibilitas beberapa litologi antara batubara, pasi gas, serpih, pasir basah dan karbonat	b. Membedakan rigiditas beberapa litologi antara lapisan batubara, serpih, pasir dan karbonat
c. Faktor fluida sangat berpengaruh terhadap $\lambda\rho$, keberadaan gas akan menyebabkan nilai $\lambda\rho$ kecil.	c. Nilai $\mu\rho$ tidak dipengaruhi oleh jenis fluida
d. Nilai $\lambda\rho$ paling kecil ke besar adalah batubara selanjutnya pasir gas, serpih, pasir basah dan yang terbesar adalah karbonat	d. Nilai $\mu\rho$ paling kecil ke besar adalah batubara, serpih, pasir dan yang terbesar karbonat

Berdasarkan gambar 2.8 , Crossplot *Lambda Rho* dan *Mu Rho*, menghasilkan nilai *cutoff* dari porous *gas sand* dibatas 0-20 untuk *Lambda Rho* dan >40 *Mu Rho*. Sedangkan, *Lambda Rho* 20-40 dan *Mu Rho* 20-40 untuk daerah *gas sand* yang tersisipi oleh *shale*. Selanjutnya, Karbonat yang terisi gas mempunyai nilai *Lambda Rho* diatas 100 dan *Mu Rho* diatas 60.

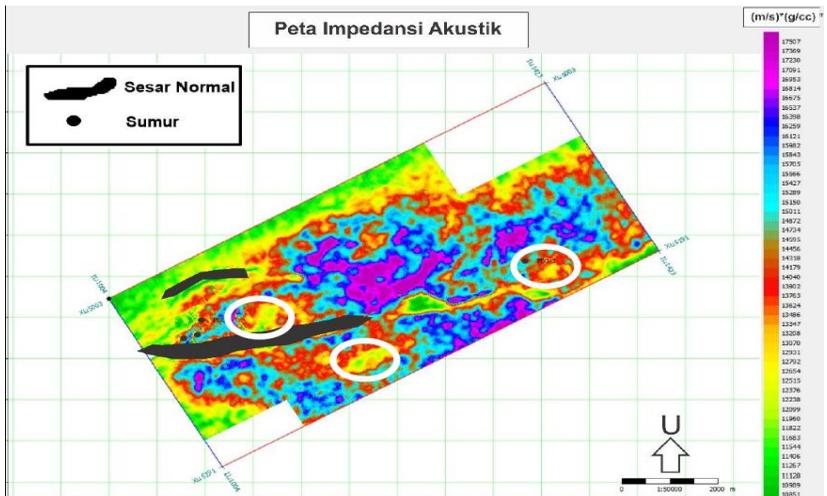


Gambar 2.8 Crossplot antara *Lambda Rho* dan *Mu Rho* (Goodway, 1997)

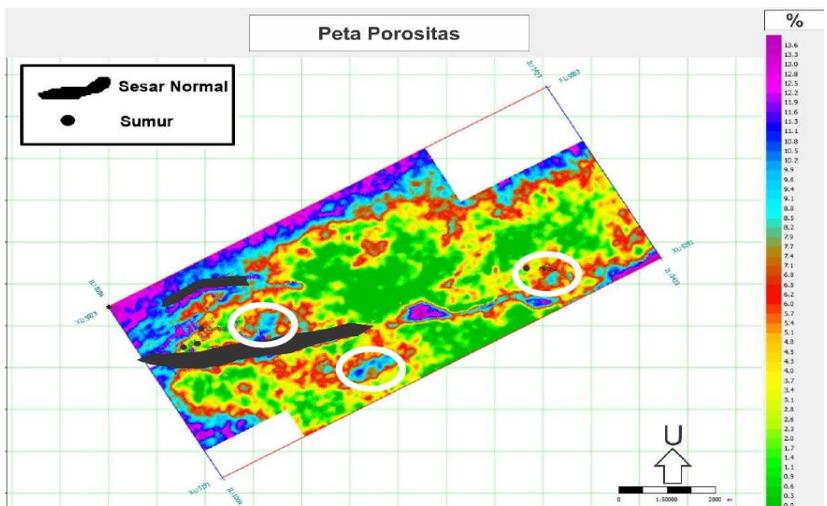
2.7 Penelitian Terdahulu

Berdasarkan Penelitian terdahulu di lapangan “SUSKES” mengenai “Estimasi Porositas dan Permeabilitas Reservoir Batugamping Menggunakan Inversi Impedansi Akustik dan Metode Q Sesaat di Lapangan “Barokah” Formasi Baturaja Cekungan Sumatra Selatan” oleh Diva Alfiansyah (2016). Pada penelitian ini diketahui bahwa lapangan “Barokah” memiliki empat buah sumur, dimana berdasarkan data *Logging* dan *drill steam test* (DST) terdapat tiga buah sumur yang terletak di Barat Daya mengandung hidrokarbon gas dan minyak.

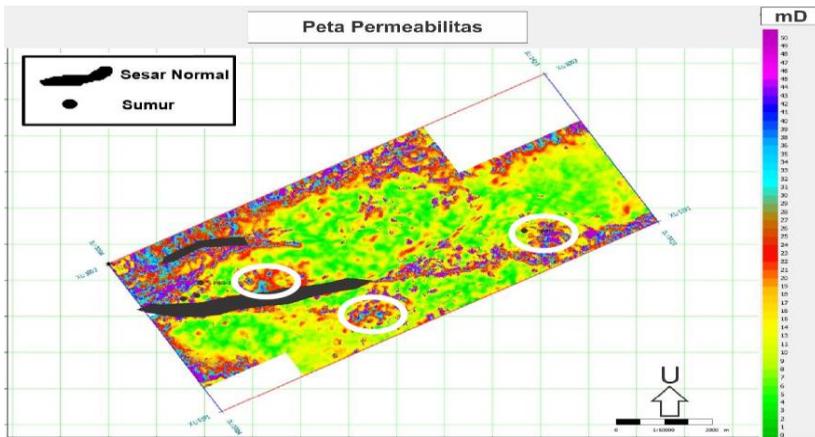
Untuk memetakan sebaran reservoir dan zona prospek hidrokarbon, dilakukan inversi impedansi akustik, estimasi porositas dan permeabilitas. Dengan hasil penelitian zona prospek hidrokarbon pada reservoir batugamping, memiliki nilai impedansi akustik yang berkisar antara 11.960-14.040 ((m/s)*(g/cc)). Nilai porositas sebesar 5.4-11.6 % dan nilai permeabilitas memiliki rentang 20-40 mD dengan estimasi ketebalan 78 m dan ditunjukkan pada lingkaran putih seperti yang terlihat pada gambar 2.9 (a), (b) dan (c) berikut.



(a) Peta persebaran inversi impedansi akustik Formasi Baturaja (+20 ms)

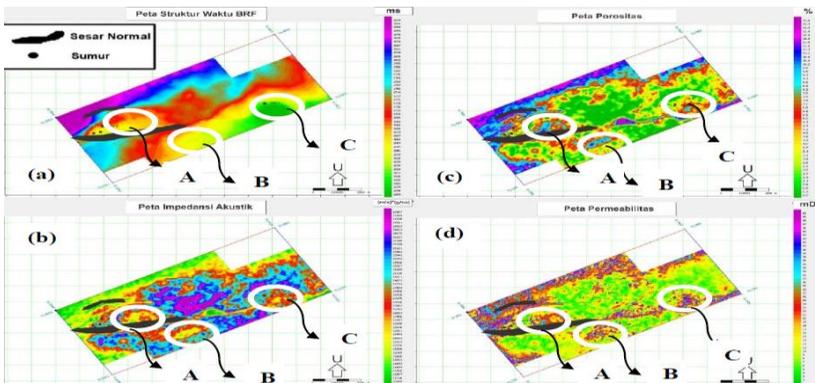


(b) Peta persebaran porositas Formasi Baturaja (+20 ms)



(c) Peta persebaran permeabilitas Formasi Baturaja (+20 ms)

Berdasarkan gambar 2.9 (a), (b) dan (c) sebelumnya, nilai porositas pada rentang yang telah dijelaskan termasuk dalam kategori buruk, namun nilai permeabilitas pada rentang tersebut termasuk kategori baik. Rentang porositas yang rendah dianggap masih mampu untuk menyimpan gas. Nilai permeabilitas yang masuk kategori baik menunjukkan bahwa batuan reservoir pada Formasi Baturaja masih dapat mengalirkan fluida. Berdasarkan penjelasan tersebut, diindikasikan tiga zona prospek hidrokarbon seperti gambar 2.10 berikut:



Gambar 2.10 Integarasi empat peta ; (a) peta struktur waktu, (b) peta impedansi akustik, (c) peta porositas, (d) peta permeabilitas