

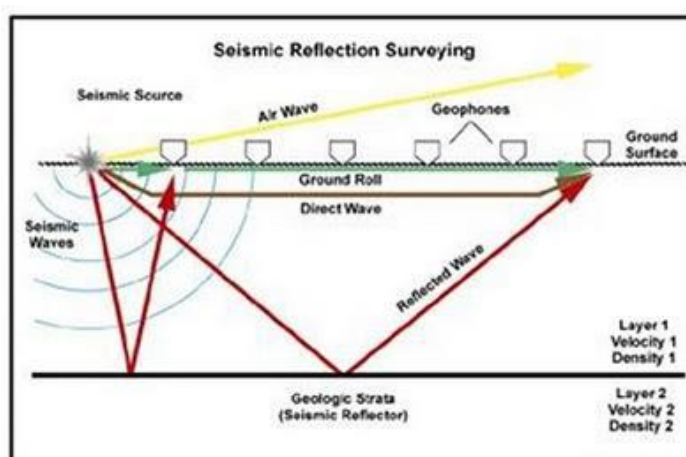
BAB II

LANDASAN TEORI

2.1 Konsep Dasar Seismik Refleksi

Metode Seismik Refleksi adalah salah satu metode geofisika untuk menggambarkan objek bawah permukaan bumi dengan memanfaatkan sifat pemantulan gelombang yang dihasilkan dari sumber seismik dan direkam dengan alat perekam. Terdapat beberapa jenis sumber seismik, untuk survei darat dapat berupa dinamit dan vibroseis sedangkan untuk survei laut dapat berupa air gun. Gelombang seismik yang dihasilkan kemudian direkam oleh alat perekam berupa *geophone* untuk survei darat dan *hydrophone* untuk survei air (laut, rawa, dan lain-lain).

Data yang didapat dari perekaman gelombang seismik berupa waktu tempuh gelombang seismik yang berguna untuk memberi informasi mengenai kecepatan seismik. Skema mengenai perambatan gelombang seismik di dalam permukaan bumi dari sumber ke alat perekam dapat diilustrasikan sebagai berikut :



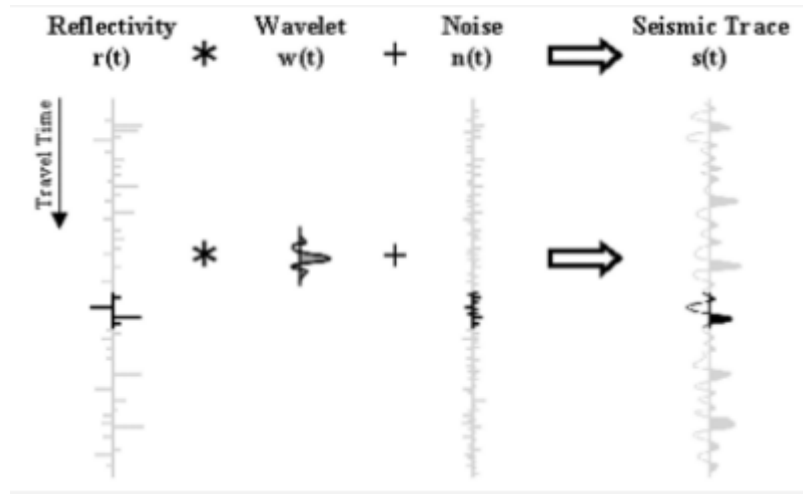
Gambar 2.1 Skema penjalaran gelombang seismik (Badley, 1985).

2.1.1 Model Konvolusi

Pengukuran pada metode seismik refleksi merupakan proses konvolusi antara gelombang sumber (*source*) yang dikirimkan dengan koefisien reflektivitas yang menghasilkan *trace* seismik kemudian ditambah dengan *noise*, dan dapat dirumuskan sebagai berikut :

$$S(t) = r(t) * W(t) + noise \quad (2.1)$$

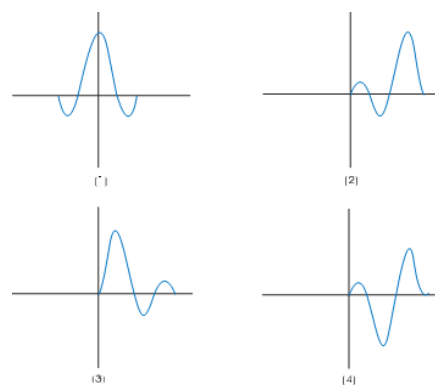
Dimana $S(t)$ adalah *trace* seismik, $r(t)$ adalah reflektivitas, dan $W(t)$ adalah *wavelet* sumber.



Gambar 2.2 Ilustrasi pembentukan seismik *trace* (Rizky, 2017).

2.1.2 Wavelet

Wavelet adalah sinyal transien yang mempunyai *interval* waktu dan amplitudo yang terbatas. Ada empat jenis *wavelet* yang umum diketahui, yaitu *zero phase*, *minimum phase*, *maximum phase* dan *mixed phase*. Keempat jenis *wavelet* tersebut dapat dilihat pada gambar di bawah ini :



Gambar 2.3 Jenis-jenis *wavelet*: 1) *Zero phase wavelet*, 2) *Maximum phase wavelet*, 3) *Minimum phase wavelet*, 4) *Mixed phase wavelet*.

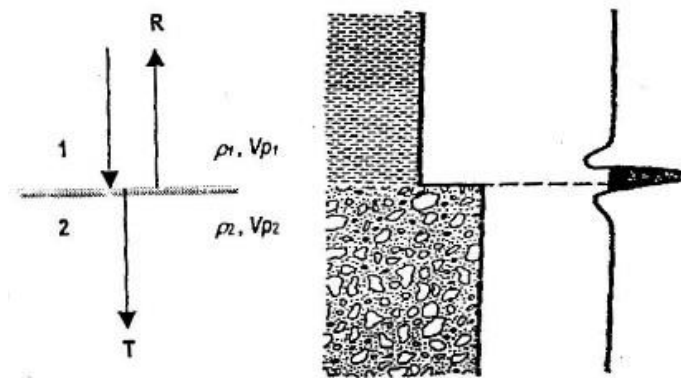
2.1.3 Koefisien Refleksi

Untuk koefisien refleksi pada sudut datang nol derajat dapat dihitung menggunakan rumus berikut :

$$R_c = \frac{AI_2 - AI_1}{AI_2 + AI_1} \quad (2.2)$$

Dimana, R_c adalah Koefisien refleksi, AI_1 adalah impedansi akustik lapisan atas, dan AI_2 adalah impedansi akustik lapisan bawah.

Koefisien refleksi akan mempengaruhi nilai amplitudo gelombang pada penampang seismik serta polaritas gelombang seismik. Semakin besar kontras impedansi akustik, semakin kuat refleksi yang dihasilkan, maka semakin besar juga amplitudo gelombang seismik tersebut. Koefisien refleksi digambarkan pada gambar dibawah ini :



Gambar 2.4 Koefisien refleksi sudut datang nol menggunakan *wavelet zero phase* (Sukmono, 2000).

2.1.4 Impedansi Akustik

Kemampuan dari batuan untuk melewati gelombang akustik disebut impedansi akustik. Impedansi akustik (AI) adalah hasil dari perkalian antara densitas (ρ) dan kecepatan gelombang kompresional (V).

$$AI = \rho \cdot V \quad (2.3)$$

Dimana, AI adalah impedansi akustik, ρ adalah densitas, dan V adalah kecepatan. Kecepatan memiliki peran yang lebih penting dalam mengontrol harga impedansi akustik karena perubahan kecepatan lebih signifikan daripada perubahan densitas secara lateral maupun vertikal (Brown, 2004). Perubahan impedansi akustik dapat

digunakan sebagai indikator perubahan litologi, porositas, kepadatan, dan kandungan fluida. Refleksi seismik terjadi bila ada perubahan atau kontras pada impedansi akustik.

2.1.4 Polaritas dan Fasa

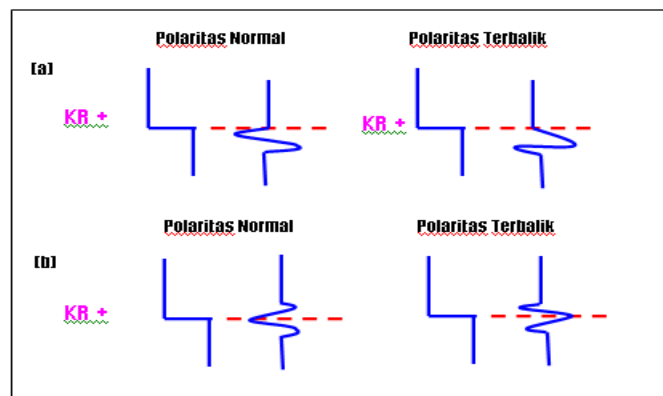
Polaritas terbagi menjadi polaritas normal dan polaritas terbalik. Menurut *Society of Exploration Geophysicist (SEG)*, polaritas normal adalah :

1. Sinyal seismik positif akan menghasilkan tekanan akustik positif pada *hydrophone* atau pergerakan awal ke atas pada *geophone*.
2. Sinyal seismik yang positif akan terekam sebagai nilai negatif pada *tape*, defleksi negatif pada monitor dan *trough* pada penampang seismik.

Fasa seismik dapat dikelompokkan menjadi dua tipe, yaitu fasa minimum dan fasa nol. Pulsa fasa minimum memiliki energi yang terkonsentrasi di awal, seperti umumnya banyak sinyal seismik. Pulsa fasa nol terdiri dari puncak utama dan dua *side lobes* dengan tanda berlawanan dengan amplitudo utama dan lebih kecil. Pada fasa nol, batas koefisien refleksi terletak pada puncak. Meskipun fasa nol hanya bersifat teoritis, tipe pulsa ini memiliki beberapa kelebihan yaitu :

1. Untuk spektrum amplitudo yang sama, sinyal fasa nol akan selalu lebih pendek dan memiliki amplitudo lebih besar dari fasa minimum, sehingga *signal to noise ratio* akan lebih besar.
2. Amplitudo maksimum sinyal fasa nol pada umumnya selalu berhimpit dengan *spike* refleksi, sedangkan pada kasus fasa minimum amplitudo maksimum tersebut terjadi setelah *spike* refleksi tersebut.

Jenis-jenis polaritas dan fasa dapat dilihat pada gambar di bawah ini :



Gambar 2.5 Polaritas normal dan terbalik menurut SEG (a) *Minimum phase* (b) *Zero phase* (Sukmono,1999).

2.1.5 Resolusi Vertikal Seismik

Resolusi adalah jarak minimum antara dua objek yang dapat dipisahkan oleh gelombang seismik (Sukmono, 1999). *Range* frekuensi dari seismik hanya antara 10 - 70 Hz yang secara langsung menyebabkan keterbatasan resolusi dari seismik. Nilai dari resolusi vertikal adalah :

$$Rv = \frac{V}{4xF} \quad (2.4)$$

Dimana Rv adalah resolusi vertikal, V adalah kecepatan, F adalah frekuensi.

Dapat dilihat dari persamaan di atas bahwa hanya batuan yang mempunyai ketebalan di atas $1/4 \lambda$ yang dapat dibedakan oleh gelombang seismik. Ketebalan ini disebut ketebalan *tuning* (*tuning thickness*). Dengan bertambahnya kedalaman, kecepatan bertambah tinggi dan frekuensi bertambah kecil, maka ketebalan *tuning* bertambah besar.

2.1.6 Seismogram Sintetik

Seismogram sintetik adalah rekaman seismik buatan yang dibuat dari data *log* kecepatan dan densitas. Data kecepatan dan densitas membentuk fungsi koefisien refleksi yang selanjutnya dikonvolusikan dengan *wavelet*. Seismogram sintetik dibuat untuk mengkorelasikan antara informasi sumur (litologi, umur, kedalaman, dan sifat-sifat fisis lainnya) terhadap *trace* seismik untuk memperoleh informasi yang lebih lengkap dan komprehensif.

2.2 Seismik Inversi

Seismik inversi adalah suatu teknik pembuatan model bawah permukaan dengan menggunakan data seismik sebagai *input* dan data sumur sebagai pengontrol (Sukmono, 2000). Secara garis besar seismik inversi dibagi menjadi dua kelompok, yaitu inversi *pre-stack* dan inversi *post-stack*.

2.2.1 Band Limited atau Rekursif

Metode *band limited inversion* yang sering juga disebut inversi rekursif adalah algoritma inversi yang mengabaikan efek *wavelet* seismik dan memperlakukan seolah-olah *trace* seismik merupakan kumpulan koefisien refleksi yang telah difilter oleh *wavelet* fasa nol. Metode ini dimulai dari definisi impedansi lapisan ke $(i+1)$ dan dihitung dari lapisan ke i , dapat dihitung dengan persamaan :

$$AI_{i+1} = AI_1 * \frac{1 + RC_i}{1 - RC_i} \quad (2.5)$$

Dimana, AI adalah impedansi akustik dan RC adalah Reflektivitas

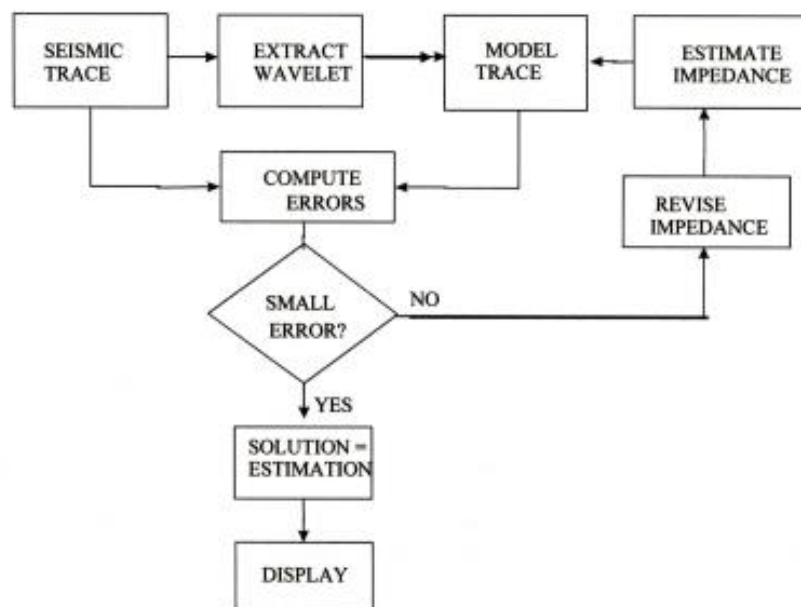
Mulai dari lapisan pertama, impedansi akustik (AI) dari setiap lapisan berturut-turut dapat diketahui secara rekursif dan tergantung pada nilai impedansi akustik dari lapisan di atasnya menggunakan persamaan dibawah berikut :

$$AI_{i+1} = AI_1 * \prod \left[\frac{1 + RC_i}{1 - RC_i} \right] \quad (2.6)$$

Proses ini dinamakan sebagai inversi rekursif diskrit (*discrete recursive inversion*) yang menjadi dasar teknik inversi lainnya (Hampson Russel Manual, 1999).

2.2.2 Model Based Inversion

Metode inversi *model based* adalah metode seismik inversi yang mendefinisikan reflektivitas sebagai sekuen yang memberikan kecocokan yang paling baik pada data seismik. Dengan kata lain, metode ini mencari reflektivitas yang dikonvolusikan dengan *wavelet* untuk memberikan pendekatan yang terbaik dari *trace* seismik. Metode ini dikembangkan untuk memecahkan masalah yang muncul pada metode rekursif di antaranya yaitu pengaruh akumulasi *noise*, *bad amplitude*, dan *band limited seismic data* (Sukmono, 1999).



Gambar 2.6 Diagram alir metode *model based* (Sukomono, 2005).

Secara matematis, fungsi objektif dalam metode *model based* diperlihatkan pada persamaan dibawah ini :

$$j = W_1 \times (S_{real} - S_{cal})^2 + W_2 \times (AI_{real} - AI_{cal})^2 \quad (2.7)$$

Dimana, W adalah pembobotan, S_{real} adalah seismik *trace* sebenarnya, S_{cal} adalah seismik sintetik perhitungan, AI_{real} adalah impedansi akustik sebenarnya, dan AI_{cal} adalah impedansi akustik perhitungan.

Beberapa tahapan yang dilakukan dalam metode *model based* (Sukmono, 2005) :

1. Membuat model awal dari impedansi akustik.
2. Menghitung koefisien refleksi dari impedansi akustik model awal.
3. Konvolusikan koefisien refleksi tersebut dengan *wavelet*, sehingga didapatkan sintetik seismik *trace*.
4. Bandingkan sintetik seismik *trace* tersebut dengan data seismik secara iteratif hingga mendapatkan *error* yang minimum.

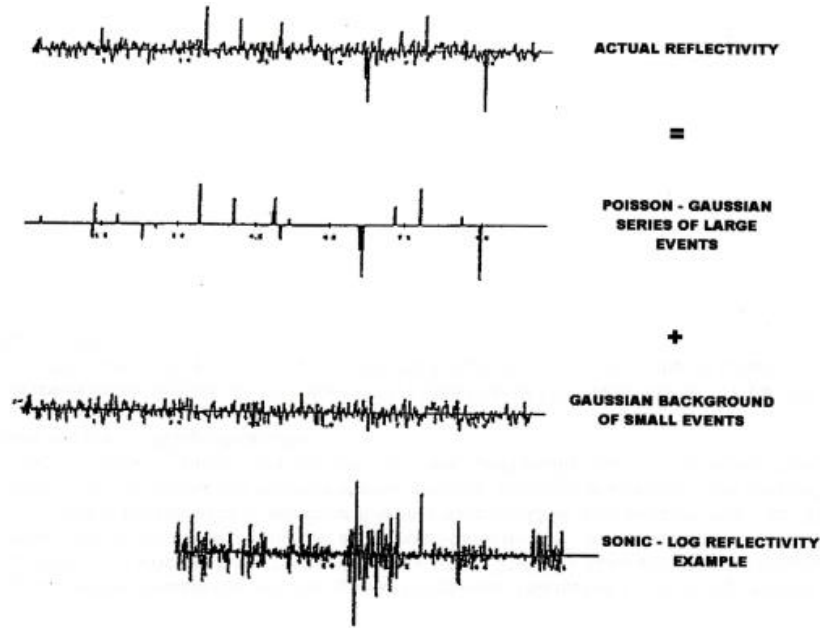
2.2.3 *Sparse-Spike Inversion*

Metode *sparse-spike inversion* mengasumsikan bahwa reflektivitas suatu model dianggap sebagai rangkaian *spike* yang jarang dan tinggi ditambahkan dengan *spike* kecil dan kemudian dilakukan estimasi *wavelet* berdasarkan asumsi model tersebut. Metode ini menggunakan parameter yang sama seperti inversi berbasis model konstrain. *Input* parameter tambahan pada metode ini adalah menentukan jumlah maksimum *spike* yang akan dideteksi pada tiap *trace* seismik dan *threshold* pendeteksian *spike*. Setiap penambahan *spike* baru yang lebih kecil dari *spike* sebelumnya akan memodelkan *trace* lebih akurat lagi.

Pada metode ini, terdapat beberapa teknik dekonvolusi, yaitu :

1. Inversi dan dekonvolusi maximum-likelihood.
2. Inversi dan dekonvolusi norma L1.
3. Dekonvolusi entropi minimum.

Pada penelitian ini, teknik dekonvolusi yang digunakan adalah maximum-likelihood.



Gambar 2.7 Asumsi dasar metode maximum-likelihood (Sukmono, 2005).

Fungsi objektif dari maximum-likelihood secara matematis diperlihatkan pada persamaan dibawah ini :

$$J = \sum_{k=1}^L \frac{r^2(k)}{R^2} + \sum_{k=1}^L \frac{n^2(k)}{N^2} - 2m \ln(\lambda) - 2(L - m) \ln(1 - \lambda) \quad (2.8)$$

Dimana, $r(k)$ adalah koefisien refleksi pada sampel ke- k , m adalah jumlah refleksi, L adalah jumlah total sampel, N adalah akar kuadrat variasi *noise*, $n(k)$ adalah *noise* pada sampel ke- k , λ adalah maximum-likelihood. Deret reflektivitas diasumsikan bersifat *sparse*, maka sebuah *spike* yang diharapkan diatur oleh parameter λ yang merupakan rasio dari jumlah *spike* tidak nol yang diharapkan diatur oleh jumlah sampel *trace*.

2.2.4 Basis Pursuit Inversion

Model konvolusi sederhana untuk seismik *trace* adalah hasil dari konvolusi antara *wavelet* dengan deret reflektivitas ditambah dengan *noise*. Sehingga dalam persamaan dapat ditulis :

$$S = Wr + n \quad (2.9)$$

Dimana S adalah data seismik, W adalah *wavelet*, r adalah deret reflektivitas dan n adalah *noise*. Dalam bentuk matriks, persamaan diatas dapat ditulis :

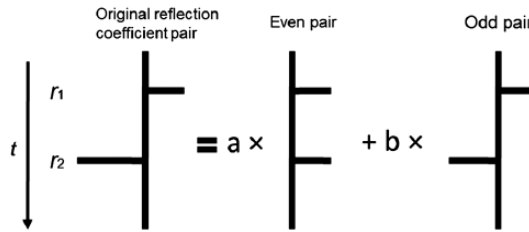
$$d = Gm + n \quad (2.10)$$

Dimana d adalah data seismik, m adalah deret reflektivitas, G adalah matriks *wavelet* kernel dan n adalah *noise*.

Apabila bumi dimodelkan sebagai lapisan, maka koefisien refleksi dapat dirumuskan sebagai berikut :

$$r(t) = \sum_{k=1}^{NL} r_k \delta(t - t_k) \quad (2.11)$$

Dimana, NL adalah jumlah lapisan, r_k adalah koefisien refleksi dari batas lapisan. Setiap pasangan reflektor dapat digambarkan sebagai penjumlahan dari pasangan *impulse* genap (r_e) dan *impulse* ganjil (r_o) (Bork dan Wood, 2001).



Gambar 2.8 Ilustrasi dari setiap pasangan reflektor yaitu r_1 dan r_2 adalah hasil dari penjumlahan antara komponen genap dan ganjil.

Jika koefisien refleksi pada bagian atas dan bawah reflektor dari lapisan tipis adalah c dan d , maka pantulannya dapat diwakili oleh dua fungsi *impulse*, yaitu $c \delta(t)$ dan $d \delta(t + n\Delta t)$ dimana $n\Delta t$ adalah ketebalan waktu dari lapisan tipis dan Δt adalah *sampling rate* dari seismik. Dengan begitu, kita dapat persamaan sebagai berikut :

$$r_e = \delta(t) + \delta(t + n\Delta t); r_o = \delta(t) - \delta(t + n\Delta t) \quad (2.12)$$

$$c \delta(t) + d \delta(t + n\Delta t) = a r_e + b r_o \quad (2.13)$$

Dimana r_e adalah koefisien reflektivitas genap, r_o adalah koefisien reflektivitas ganjil, a dan b adalah koefisien.

Dalam hal ini, ketebalan lapisan ($n\Delta t$) belum diketahui, jadi n bervariasi menurut rentang *priori information*. Oleh karena itu, kita akan membuat ketebalan yang bervariasi dari ketebalan minimum sampai maksimum dari ketebalan minimal.

Deret reflektivitas dapat digambarkan sebagai penjumlahan lapisan dengan $\mathbf{m}$ adalah urutan lapisan dan $\mathbf{M}$ adalah jumlah dari lapisan (Zhang dan Castagna, 2011) :

$$r(t) = \sum_{n=1}^N \sum_{m=1}^M \left(a_{n,m} * r_e(t, m, n, \Delta t) + b_{n,m} * r_o(t, m, n, \Delta t) \right) \quad (2.14)$$

Ketika persamaan diatas dikonvolusikan dengan *wavelet*, maka kita akan mendapatkan persamaan :

$$s(t) = \sum_{n=1}^N \sum_{m=1}^M \left(a_{n,m} * Wre(t, m, n, \Delta t) + b_{n,m} * Wro(t, m, n, \Delta t) \right) \quad (2.15)$$

Algoritma *basis pursuit inversion* yang digunakan pada penelitian ini bertujuan untuk menentukan titik optimum dari parameter x ($a_{n,m}, b_{n,m}$) dengan cara meminimalkan norm l2 dan norm l1 secara bersamaan. Persamaannya dapat ditulis sebagai berikut :

$$\min \|s - D_s x\|_2 + \lambda \|x\|_1 \quad (2.16)$$

Dari persamaan diatas kita mendapatkan solusi persamaan koefisien refleksi yaitu :

$$r = D_r x \quad (2.17)$$

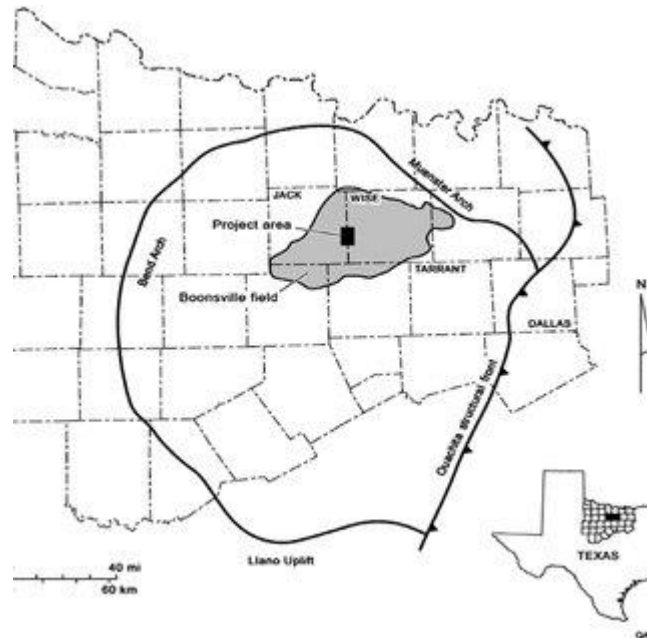
Dimana r adalah koefisien refleksi.

2.3 Kondisi Geologi

2.3.1 Kondisi Geologi Daerah Penelitian

Daerah penelitian yang digunakan dalam tugas akhir ini yaitu lapangan Boonsville yang terletak di Fort Worth Basin, Texas bagian utara, Amerika Serikat. Di daerah ini telah dilakukan akuisisi data seismik 3D dimana luas area daerah penelitian ini adalah 26 mil². Lapangan Boonsville memproduksi hidrokarbon yang berasal dari reservoir batu pasir konglomerat yang terendap di Fort Worth Basin selama periode *Middle Pennsylvanian* tepatnya pada tingkat Atoka. Secara umum,

mekanisme *trapping*-nya adalah fasies dan permeabilitas *pinch-out*. Reservoir batu pasir di daerah ini tipis dan *discontinue* sehingga sulit untuk dilakukan karakterisasi dan eksploitasi secara efektif (Hardage dkk, 1996).



Gambar 2. 9 Lokasi lapangan Boonsville di wilayah Jack-Wise, Texas bagian utara, Amerika Serikat (Tanakov, 1997).

Zaman Paleozoic dapat dibagi menjadi tiga *interval* berdasarkan sejarah tektoniknya (Montgomery, Jarvie, Bowker dan Polastro, 2005) :

1. Cambrian – Upper Ordovician Platform strata (Riley – Wilberns, Ellenburger, Viola, Simpson)
2. Middle – Upper Mississippian strata (Chappel Formation, Barnett Shale, Lower Marble Falls Formation)
3. Pennsylvanian strata (Upper Marble Formation, Atoka, Strawn, Canyon)

Fort Worth Basin merupakan *foreland basin* Paleozoic akhir yang terisi oleh sedimen dengan ketebalan maksimum mencapai 13.000 ft, yang sebagian besar berumur Pennsylvanian (Hardage dkk, 1996). Basin ini termasuk basin dewasa yang terbentuk akibat Ouachita Foldbelt yang muncul karena adanya tumbukan antara lempeng Amerika Selatan – Afrika dan lempeng Amerika Utara yang kemudian dapat mempengaruhi lingkungan pengendapan pada Fort Worth Basin (Aissa, 2008). Hidrokarbon yang diproduksi dari basin ini berasal dari formasi

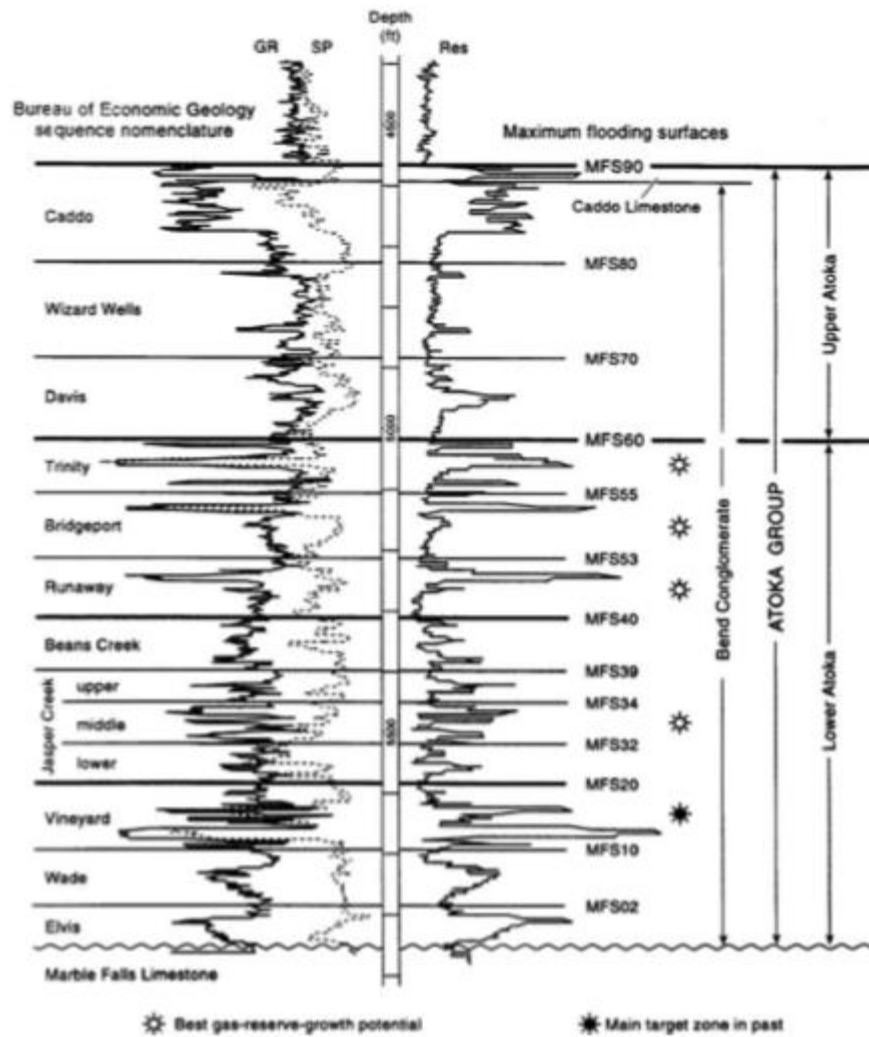
sedimen Ellenburger, Barnett Shale, Marble Falls, Atoka dan Strawn, tetapi hanya formasi Atoka yang memiliki data lengkap (Tanakov, 1997).

Selama masa Pennsylvanian, urutan pengendapan sedimen yang berbeda terakumulasi di Fort Worth Basin. Jenis-jenis endapan sedimennya terutama terdiri dari klastik regresif dan karbonat transgresif. Pada *lower* Pennsylvanian endapannya terdiri dari konglomerat Atoka, batu pasir, *shale*, dan karbonat yang tipis. Pola pengendapan di lapisan *lower* Pennsylvanian mengindikasikan daerah tersebut adalah sumber sedimen aktif dan reservoir hidrokarbon di Fort Worth Basin berhubungan dengan endapan delta, fluvial, dan karbonat pada masa Pennsylvanian (Hardage dkk, 1996).

SYSTEM		SERIES	GROUP OR FORMATION
K		UNDIVIDED	
P		WOLF CAMPIAN	Cisco Group
P	UPPER	VIRGILIAN	Canyon Group
		MISSOURIAN	
		MIDDLE	DES MOINESIAN
	LOWER	ATOKAN	Atoka Group
		MORROWAN	Marble Falls and Canyon Formation
MISSISSIPPIAN			

Gambar 2.10 Kolom stratigrafi Fort Worth Basin (Tanakov, 1997) .

Konglomerat *bend* berada pada *interval* dari formasi Atoka. Ketebalan dari konglomerat *bend* di lapangan Boonsville bervariasi dari 100-1700 ft dan di dalam proyek area bervariasi mulai dari 900 – lebih dari 1300 ft. Pada formasi ini terdiri dari beberapa *genetic sequence* yang dicirikan oleh endapan konglomerat seperti yang terlihat pada **Gambar 1.7**. *Genetic sequence* tersebut terdiri dari *facies upward – coarsening* yang dibatasi oleh *marking maximum flooding surface* (MFS). *Sequence* Caddo dan Vineyard merupakan reservoir yang paling produktif dalam proyek area ini (Hardage dkk, 1996) . Secara umum *sequence* ini menghasilkan gas, tetapi di beberapa bagian juga juga menghasilkan minyak yaitu dibagian timur laut dan tenggara dari area proyek. *Sequence* Caddo dan Vineyard merupakan reservoir penghasil minyak yang utama (Hardage dkk, 1996).



Gambar 2.11 Genetic sequences dari bend conglomerate pada lapangan Boonsville (Aamer, 2013).

Umumnya konglomerat *bend* ditemukan di kedalaman 4.500 – 6.000 ft dengan tekanan yang bervariasi mulai dari 1.400 – 2.200 psi, dimana gradien tekanan 0.35 – 0.4 psi/ft. Temperatur reservoir sekitar 150° F dengan permeabilitas bervariasi mulai dari dibawah 0.1 md sampai lebih besar dari 10 md.