

2. TEORI DASAR

2.1 Pendahuluan Metode Seismik Refleksi

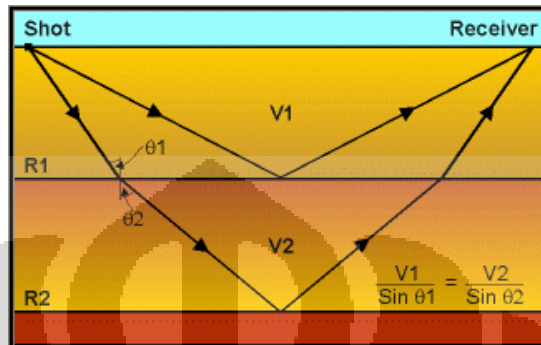
Metode seismik refleksi merupakan salah satu metode geofisika untuk mengobservasi objek bawah permukaan bumi dengan memanfaatkan sifat pemantulan gelombang elastik yang dihasilkan dari sumber seismik. Sumber gelombang seismik dapat berupa dinamit, dan vibroseis untuk survey yang dilakukan di darat dan air gun jika survey seismik dilakukan di laut. Gelombang seismik yang dihasilkan kemudian akan direkam oleh alat perekam berupa *geophone* untuk survey darat dan *hydrophone* untuk survey yang dilakukan di air.

Komponen gelombang seismik yang direkam oleh alat perekam berupa waktu datang gelombang seismik. Dengan diukurnya waktu datang maka akan didapatkan waktu tempuh gelombang seismik yang berguna untuk memberi informasi mengenai kecepatan seismik dalam suatu lapisan.

Gelombang seismik merambat dari sumber ke penerima melalui lapisan bumi dan mentransfer energi sehingga dapat menggerakkan partikel batuan. Kemampuan partikel batuan untuk bergerak jika dilewati gelombang seismik menentukan kecepatan gelombang seismik pada lapisan batuan tersebut.

Pada perbatasan antar dua lapisan yang memiliki impedansi akustik yang berbeda, gelombang seismik akan mengalami dua fenomena yaitu *refleksi* dan *refraksi*. Refleksi terjadi jika gelombang yang dirambatkan dipantulkan kembali oleh lapisan bumi sedangkan refraksi terjadi jika gelombang tersebut diteruskan ke lapisan berikutnya dan memungkinkan untuk kembali terjadi dua fenomena

tersebut. Skema mengenai perambatan gelombang seismik didalam permukaan bumi dari sumber ke penerima diilustrasikan sebagai berikut:



Gambar 2.1 Skema perambatan gelombang seismik pada lapisan bumi.

(www.searchanddiscovery.net)

Dimana V_1 dan V_2 adalah kecepatan gelombang seismik pada lapisan pertama dan kedua. Sedangkan θ_1 dan θ_2 adalah sudut datang dan sudut pantul yang dibentuk oleh satu pulsa gelombang. Persamaan yang terdapat pada gambar merupakan Persamaan Snellius yang menggambarkan prinsip penjalaran gelombang seismik didalam lapisan bumi, sebagai berikut:

$$\frac{V_1}{\sin \theta_1} = \frac{V_2}{\sin \theta_2} \quad (1)$$

2.1.1 Impedansi Akustik dan Koefisien Refleksi

Salah satu sifat akustik yang khas pada batuan yaitu Impedansi Akustik (Z) yang merupakan hubungan antara densitas suatu batuan (ρ) dan kecepatan gelombang seismik saat melewati batuan tersebut (V).

$$Z = \rho V \quad (2)$$

Dalam mengontrol harga Impedansi Akustik, kecepatan memiliki arti yang lebih penting dibandingkan dengan densitas (Sukmono, 2002). Hal ini karena densitas suatu batuan memiliki range dimana pada nilai tertentu densitas batuan yang satu akan mengalami suatu overlap dengan densitas batuan lainnya. Batuan yang lebih keras dan kompak (porositas kecil) memiliki Z yang lebih tinggi dibandingkan batuan yang tidak kompak (porositas besar) karena gelombang sesimik akan lebih mudah merambat melewati batuan dengan porositas lebih kecil.

Ada dua jenis Impedansi Akustik, yaitu:

1. Impedansi Akustik Absolut.

yaitu impedansi akustik yang berhubungan langsung dengan impedansi akustik pada sumur.

2. Impedansi Akustik Relatif.

yaitu impedansi akustik di sekitar daerah sumur.

Kontras impedansi akustik batuan yang satu dengan batuan yang lainnya disebut sebagai Koefisien Refleksi yang dirumuskan sebagai berikut:

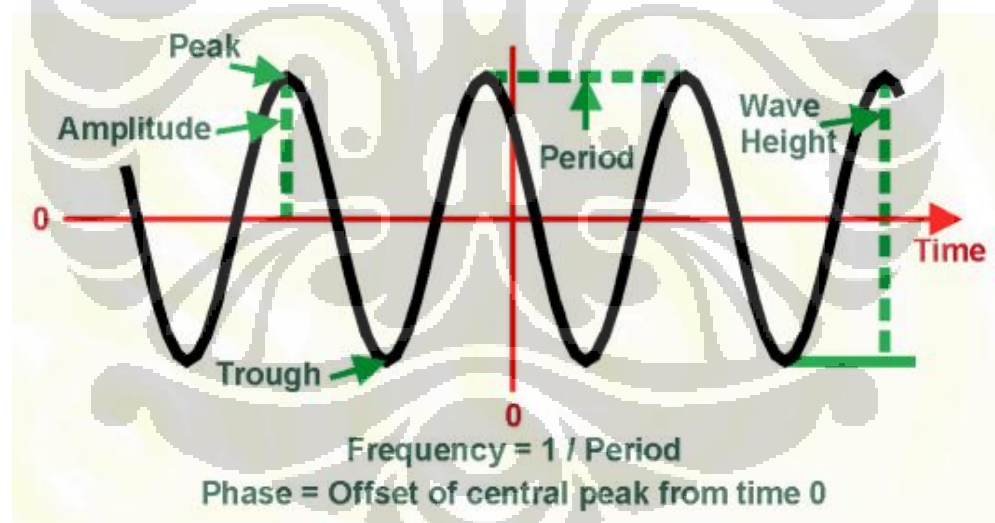
$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (3)$$

Koefisien refleksi mempunyai nilai antara -1 sampai 1. Jika impedansi akustik pada Z_2 lebih besar dari impedansi akustik Z_1 dan gelombang merambat dari batuan dengan nilai densitas rendah ke batuan dengan harga densitas yang lebih tinggi maka koefisien refleksi akan bernilai positif.

2.1.2 Gelombang Seismik

Gelombang sesimik yang dihasilkan sumber dapat merambat sampai menembus lapisan bumi sebagai *body waves* (gelombang tubuh) ataupun hanya merambat dipermukaan saja yang dikenal sebagai *surface waves* (gelombang permukaan). Dalam metode sesimik, gelombang yang dipakai dan menjadi perhatian hanya berupa gelombang badan saja sedangkan gelombang permukaan biasanya dianggap sebagai suatu *noise* (bising).

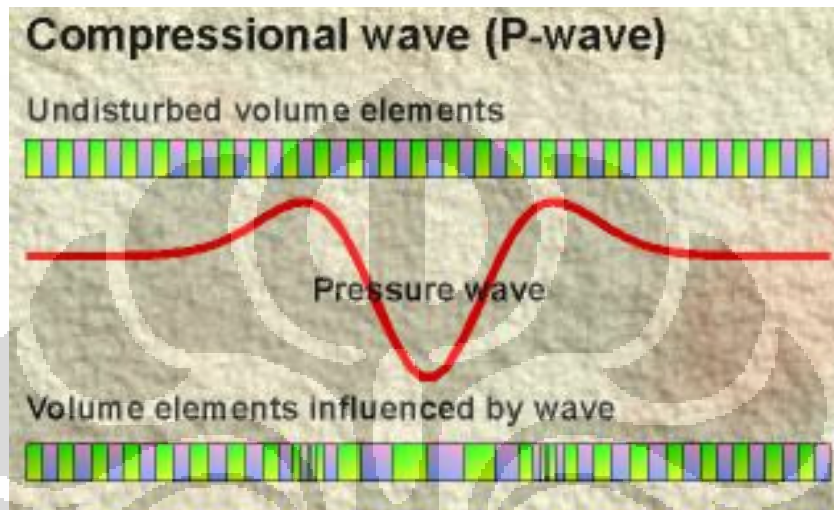
Sebelum membahas gelombang tubuh lebih lanjut dibawah ini merupakan gambar sebuah gelombang lengkap dengan komponen-komponen gelombang tersebut.



Gambar 2.2 Komponen-komponen gelombang (www.searchanddiscovery.net)

Gelombang tubuh dikelompokkan menjadi dua macam yaitu gelombang Primer (P) dan gelombang sekunder (S). Gelombang P atau gelombang longitudinal selalu muncul lebih dulu dalam rekaman seismogram gempa bumi karena memiliki kecepatan yang lebih besar dibandingkan gelombang S. pergerakan gelombang ini menyebabkan partikel bergerak kedepan dan

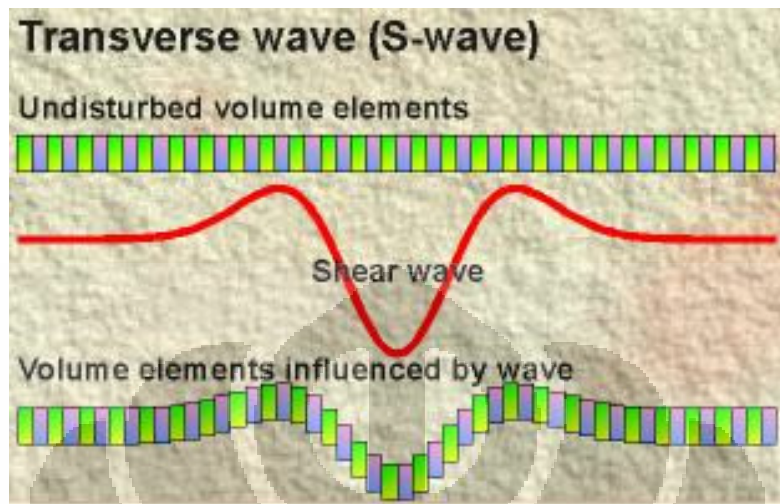
mengompres partikel yang dilaluinya. Penerapan metode sesimik sangat bergantung dengan gelombang ini. Pergerakan gelombang P ini digambarkan sebagai berikut.



Gambar 2.3 Gelombang P (www.searchanddiscovery.net)

Bagian bawah elemen yang dipengaruhi oleh gelombang P mengalami kompresi dan partikel elemen tersebut bergerak kesebelah kanan sedangkan bagian atas elemen yang tidak dipengaruhi gelombang P tidak mengalami perubahan.

Gelombang S atau gelombang transversal memiliki arah rambat yang tegak lurus dengan arah gerakannya sehingga kecepatan gelombang S lebih lama dari gelombang P. Gelombang S tidak banyak digunakan dalam eksplorasi seismik walaupun penelitian mengenai gelombang ini sudah berlangsung sejak abad ke-20.



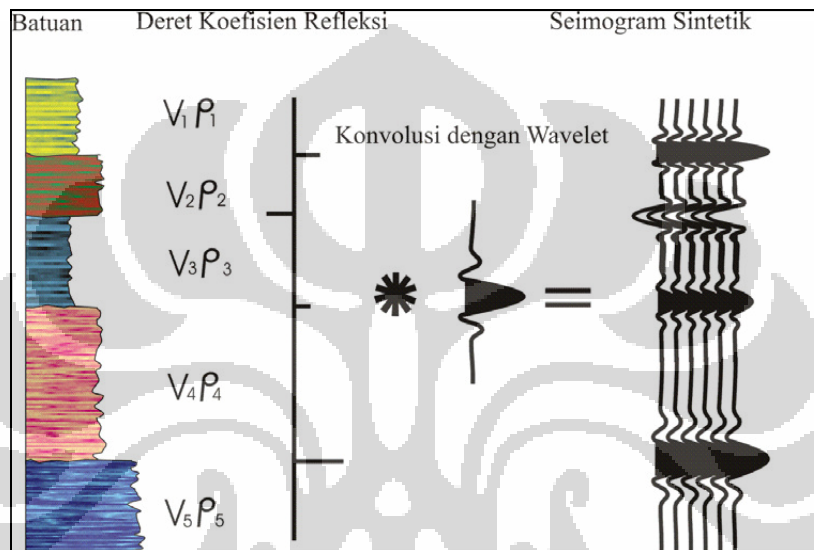
Gambar 2.4 Gelombang S (www.searchanddiscovery.net)

2.1.3 Pengikatan Data Seismik dan Data Sumur (*Well-Seismic Tie*)

Data seismik yang dihasilkan dari survey lapangan memiliki domain waktu, sehingga agar data seismik dapat diubah menjadi domain kedalaman dan nantinya dapat dikorelasikan dengan data geologi lainnya dilakukan pengikatan data seismik dan data sumur (*well-seismic tie*). Teknik pengikatan yang dapat digunakan yaitu dengan memanfaatkan seismogram sintetik.

Seismogram sintetik diperoleh dengan cara mengkonvolusikan koefisien refleksi (dari data sumur) dengan suatu wavelet tertentu yang dihasilkan dari ekstraksi data sumur ataupun statistik. Setiap wavelet akan mempunyai koefisien refleksi yang memiliki kemiripan dengan seismogram sintetik yang dihasilkan oleh data ril seismik. Agar mendapat seismogram sintetik yang mirip dengan data seismik ril sebaiknya wavelet yang digunakan mempunyai frekuensi yang sama dengan penampang seismik. Koefisien refleksi yang dipakai berasal dari data log sonik dan densitas (karena koefisien refleksi merupakan perkalian keduanya).

Seismogram sintetik memiliki kelemahan yaitu dapat terjadinya suatu miss tie. Hal ini terjadi karena pada umumnya seismogram sintetik dibuat dengan menggunakan frekuensi yang sama untuk seluruh penampang. Contoh seismogram sintetik diperlihatkan pada gambar berikut.

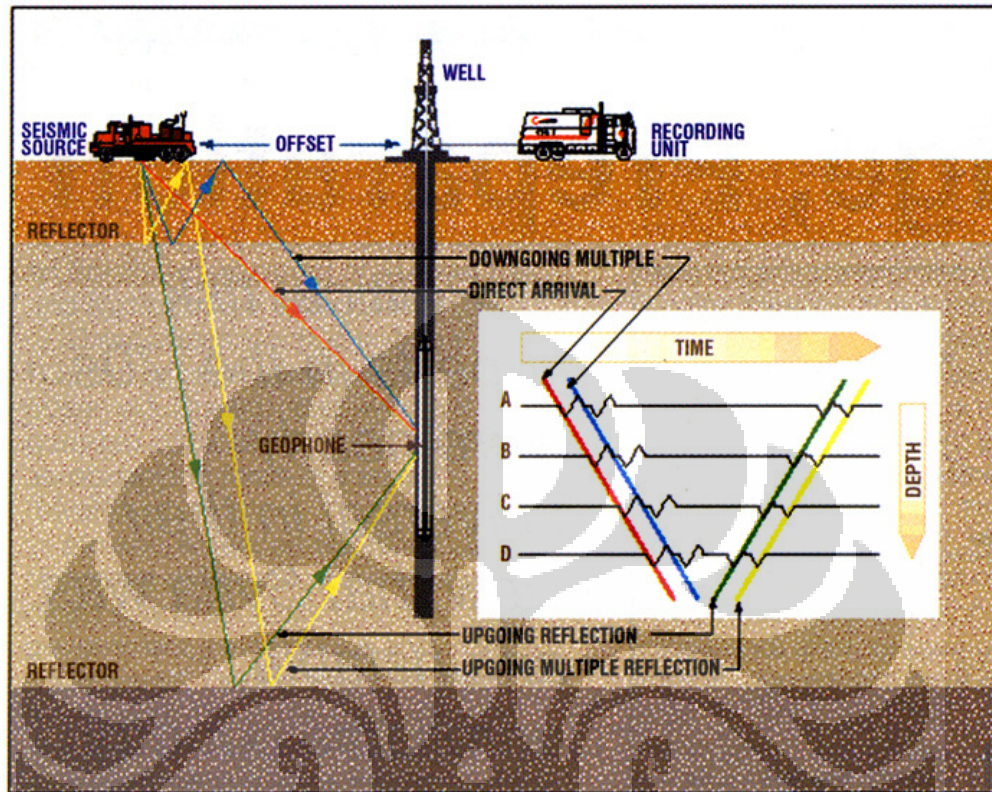


Gambar 2.5 Seismogram Sintetik yang didapat dari konvolusi antara koefisien refleksi dengan wavelet. (www.searchanddiscovery.net)

2.1.4 Survey *Check-shot*

Survey *check-shot* bertujuan untuk mendapatkan *Time-depth Curve* yang kemudian dimanfaatkan dalam pengikatan data seismik dan sumur, penghitungan kecepatan interval dan koreksi data sonik pada pembuatan seismogram sintetik.

Pada survey *check-shot* kecepatan diukur dalam lubang bor dengan sumber gelombang diatas permukaan.



Gambar 2.6 Konfigurasi Survey *Checkshot*. (www.searchanddiscovery.net)

Keuntungan dilakukan survey checkshot diantaranya yaitu:

- Menginvestigasi formasi batuan secara lebih dekat.
- Meminimalkan fenomena atenuasi
- Mengukur kedalaman lebih akurat.

2.2 Metode Inversi Seismik

Seismik inversi merupakan suatu teknik untuk membuat model *sub-surface* geologi menggunakan data seismik sebagai input dan data sumur sebagai kontrol (Sukmono,2007).

Tujuan dilakukannya inversi seismik adalah untuk mendapatkan nilai kuantitatif parameter batuan yang berupa Impedansi Akustik (IA) sehingga dapat digunakan untuk mendeskripsikan reservoir.

Impedansi Akustik melihat batuan bawah permukaan secara berbeda dari data seismik konvensional dimana IA melihatnya sebagai susunan lapisan batuan sedangkan seismik konvensional melihatnya sebagai perlapisan atau *interfacing* antar batuan. Sehingga IA akan memberikan gambaran bawah permukaan yang lebih detail dibandingkan seismik konvensional.

Kontras IA dapat diperkirakan secara kualitatif dari amplitudo refleksi. Nilai amplitudo yang besar menandakan refleksi yang besar dan menimbulkan kontras IA yang besar pula.

Impedansi Akustik didapatkan dengan membagi tras seismik dengan wavelet. Tras seismik merupakan suatu hasil konvolusi dari reflektivitas bumi dengan wavelet tertentu. Persamaannya sebagai berikut:

$$S_t = W_t * RC_t \quad (4)$$

Dimana : S_t merupakan tras seismik

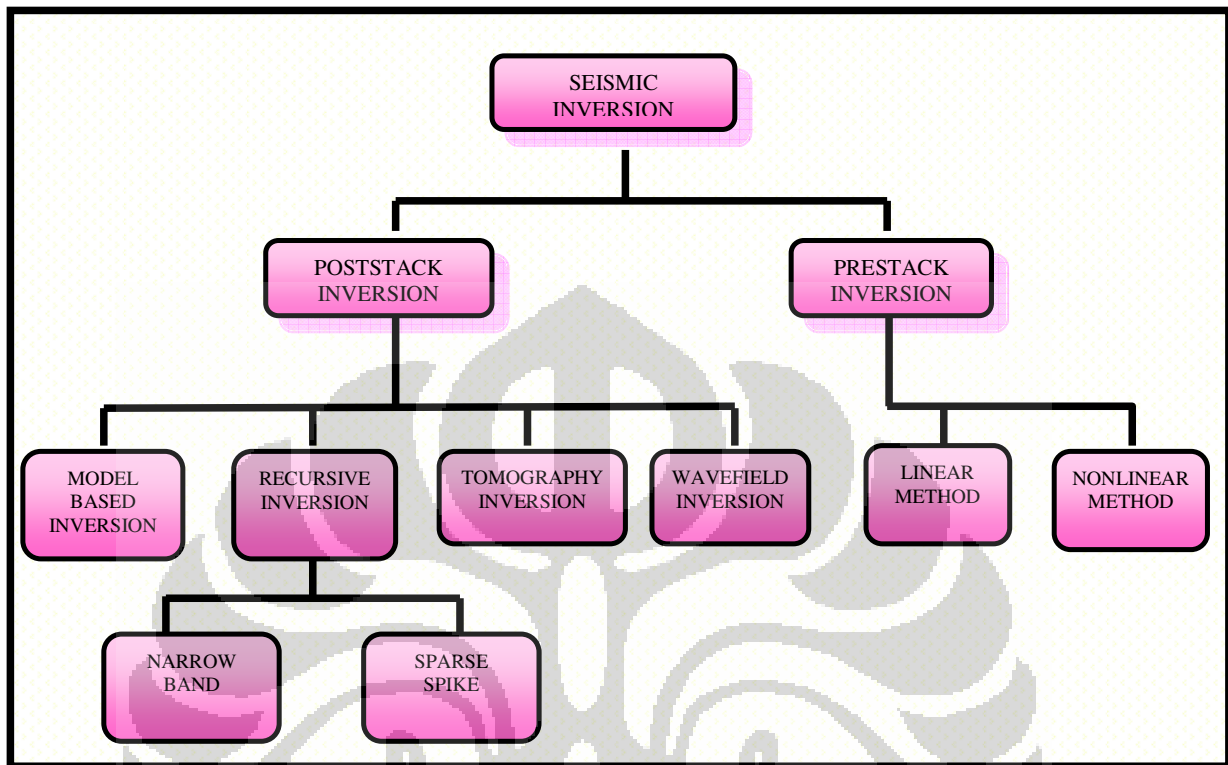
W_t merupakan wavelet dan

RC_t merupakan nilai reflektivitas

Sehingga dari persamaan tersebut bisa didapatkan IA:

$$IA = \frac{S_t}{W_t} \quad (5)$$

Seismik inversi dapat dikelompokkan menjadi beberapa metode yang terangkum dalam skema berikut:



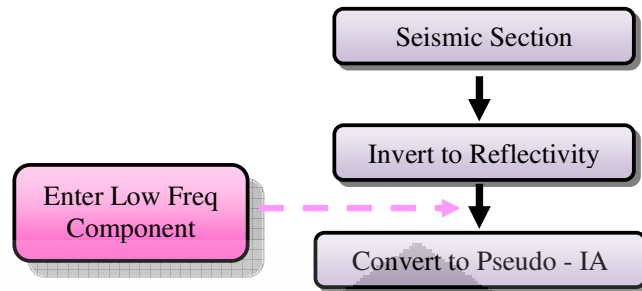
Gambar 2.7 Skema Metode Inversi Seismik (Sukmono,2007)

2.2.1 Inversi *Recursive*

Inversi *Recursive* atau nama lainnya *band limited inversion* merupakan metode inversi yang paling sederhana dimana mengabaikan efek dari wavelet seismik dan memperlakukan tras seismik sebagai refleksi set koefisien yang telah difilter oleh *zero phase wavelet*.

$$Z_n = Z_1 * \prod_{i=1}^{n-1} \frac{1+RC_i}{1-RC_i} \quad (6)$$

Alur pengerjaan inversi *recursive* dituangkan dalam diagram berikut



Gambar 2.8. Alur Inversi Recursive (Sukmono, 2007)

Reflectivity dapat dihasilkan dari konvolusi data seismik dengan wavelet. Jika tidak melibatkan komponen berfrekuensi rendah maka disebut inversi “*bandlimited*”. Hasilnya tras IA memiliki range frekuensi yang sama dengan frekuensi seismik.

Permasalahan yang muncul jika metode inversi *recursive* diterapkan pada data rill adalah: (Haris, 2006)

1. *Frekuensi bandlimiting*, yaitu hilangnya kandungan frekuensi rendah dan tinggi pada saat dikonvolusikan dengan wavelet seismik.
2. *Noise*. Masuknya *coherent* atau *random noise* ke dalam *seismic trace* akan mengakibatkan estimasi reflektifitas menyimpang dari reflektivitas yang sebenarnya. Sesuai dengan persamaan 6, jika pada lapisan teratas telah terjadi sedikit penyimpangan reflektivitas, maka semakin dalam, nilai penyimpangan reflektivitas tersebut akan semakin bertambah besar.

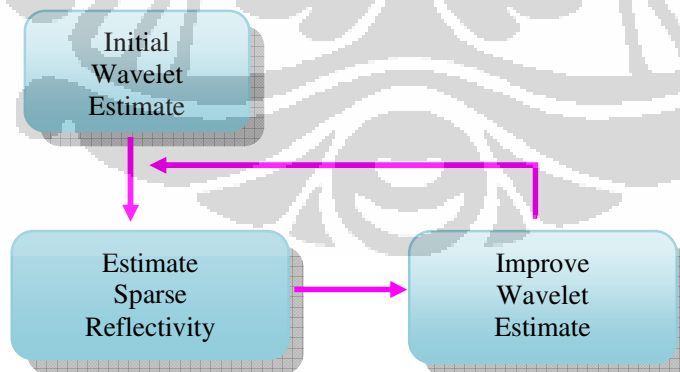
2.2.2 Inversi *Sparse Spike*

Sebelumnya telah dibahas mengenai inversi recursive yang didasarkan pada teknik dekonvolusi. Lebih jauh, teknik dekonvolusi dapat dikategorikan menjadi metode sparse-spike dimana mengasumsikan model reflectivity dan membuat perkiraan wavelet berdasarkan asumsi model reflectivity.

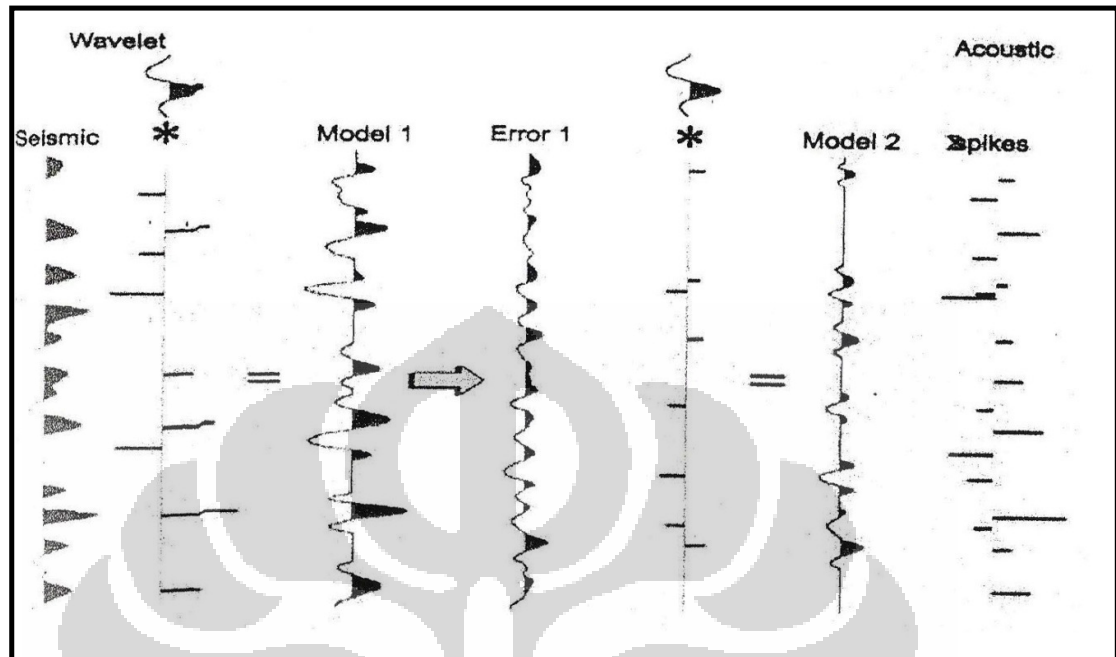
Beberapa contoh teknik metode inverse sparse spike:

1. Inversi *Maximum-likelihood* dan dekonvolusi
2. Inversi *Norm L1* dan dekonvolusi
3. *Minimum entropy deconvolution*

Inversi *sparse-spike* mengasumsikan bahwa reflektivitas sebenarnya merupakan sebuah deretan reflektivitas kecil yang tersimpan dalam deretan reflektivitas yang lebih besar (Haris, 2006). Inversi *sparse-spike* memiliki kelebihan dibandingkan dengan inversi *recursive* karena dapat digunakan pada *full bandwidth reflectivity* sehingga tidak ada komponen *reflectivity* yang hilang.



Gambar 2.9 Bagan alur pengerjaan Inversi Sparse-spike (Sukmono, 2007)



Gambar 2.10 Filosofi Inversi *Sparse-spike* dengan *update reflectivity* sampai didapatkan eror kecil antara data seismik dengan model yang dihasilkan.

(Sukmono, 2007).

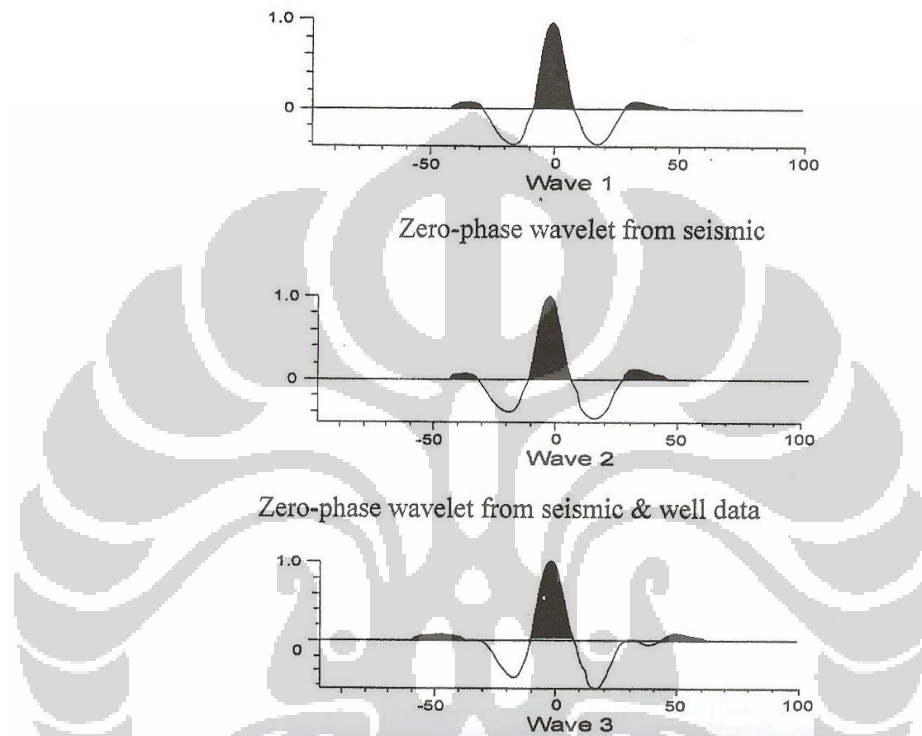
2.2.3 Inversi *Model-based*

Pada metode inversi recursive, hasil inversi dipengaruhi oleh *noise*, *amplitude recovery* yang buruk dan *band-limited* data seismik. Untuk mengatasi masalah tersebut inversi *model-based* dikembangkan dengan menggunakan model dugaan awal dan kemudian diperbaiki secara iterative.

Aplikasi teknik inversi diawali dengan pembuatan model geologi awal lalu diperbaharui. Model geologi dibuat berdasarkan tiga tahap berikut:

1. Menambahkan kontrol kecepatan pada line seismik dari data sumur atau $T-V_{RMS}$.
2. *Stretch* dan *squeeze* log data untuk mengikat data seismik dengan menggunakan reflectivity yang dihasilkan dari konvolusi wavelet dengan data seismik.

3. Menambahkan kontrol lateral pada reflector seismik dengan melakukan picking horizon.



Gambar 2.11 Efek stretch dan squeeze pada wavelet. (Sukmono, 2007)

Setelah model awal terbentuk, maka dapat dilanjutkan melakukan inversi sesuai kebutuhan. Prosedur untuk melakukan inversi model-based terangkum dalam tahap-tahap berikut:

1. Membuat model awal dan kemudian membuat versi impedansinya dengan merata-ratakan nilai impedansi model awal.
2. Membuat tras sintetik dengan mengkonvolusikan impedansi awal dengan wavelet.
3. Membandingkan tras sintetik dengan tras seismik riil.

4. Memperbaharui model impedansi secara iteratif dengan menggunakan Generalized Linear Inversion sampai ditemukan hasil yang bagus.

Dua masalah utama pada teknik inversi *model-based* adalah:

1. Dua wavelet yang berbeda dapat menghasilkan tras seismik yang sama.
2. Solusi yang dihasilkan tidak unik.

2.3 Pendahuluan Geostatistik

Pada awalnya geostatistik dikembangkan pada industri mineral untuk mendapatkan perkiraan keberadaan mineral. Sekitar tahun 1950 seorang insinyur pertambangan Afrika Utara yang juga ahli geomatematik D. G. Krige menggunakan teori probabilitas untuk meningkatkan perkiraan keberadaan emas. Kesuksesan penggunaan geostatistik pada eksplorasi mineral membuka jalan untuk diterapkan pada eksplorasi hidrokarbon.

Analisis geostatistik merupakan statistik yang dituangkan dalam bentuk variogram dan histogram. Dimana histogram mengukur frekuensi relatif keberadaan parameter batuan yang ditampilkan dalam *Probability Density Function* (PDF) sedangkan variogram mendeskripsikan variasi spasial. Namun geostatistik tidak sekedar memanfaatkan statistik untuk merangkul data geologi. Isaak dan Srivastava menyebut bahwa geostatistik adalah statistik ditambah dengan informasi spasial (Suprajitno, 2005).

Daya tarik statistik yaitu bagaimana memprediksi tingkah laku populasi dari tingkah laku sampel (Suprajitno, 2005). Dalam hal ini yang dimaksud populasi adalah reservoir dan tingkah laku sampel merupakan data sumur. Untuk

memprediksi hal tersebut digunakan konsep distribusi probabilitas yaitu tingkah laku peluang bila nilai variabel berubah yang digambarkan dalam bentuk kurva.

Variabel berubah atau disebut sebagai variabel random didefinisikan sebagai variabel yang mengikuti distribusi peluang tertentu. Artinya nilainya bisa berapa saja tergantung hasil pengukuran yang dilakukan dan tentu saja secara acak. Variabel random memiliki distribusi statistik tertentu yaitu pdf (*probability density function*), cdf (*cumulative distribution function*) dan semivariogram. Kurva pdf bisa didapatkan dengan cara menghitung frekuensi relatif. Sedangkan kurva cdf bisa didapatkan dengan cara menghitung frekuensi kumulatif.

2.3.1 Variogram

Variogram merupakan alat dalam geostatistik yang berguna untuk menunjukkan korelasi spasial antara data yang diukur. Jika kita memetakan hasil pengukuran nilai densitas suatu batuan, maka dapat terlihat bahwa nilai yang rendah akan berada dekat dengan nilai rendah lainnya begitu pula dengan nilai yang besar cenderung berada di dekat nilai yang besar lainnya. Perbedaan data tersebut dapat dituangkan dalam suatu grafik variogram sebagai fungsi dari jarak. Nilai variogram dapat dihitung dengan menggunakan persamaan berikut:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i + h) - Z(x_i)]^2 \quad (7)$$

dimana:

$Z(x_i)$ adalah nilai data di titik x_i

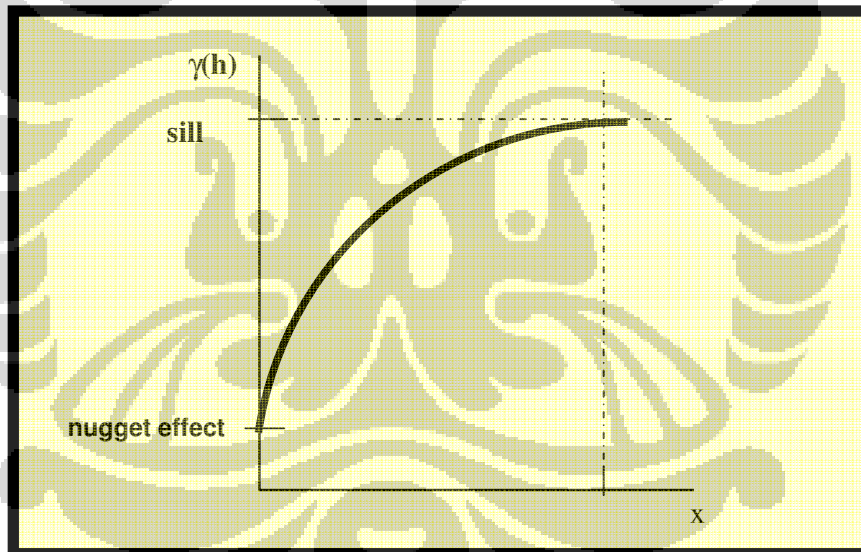
$Z(x_i+h)$ adalah nilai data di titik x_i+h

$N(h)$ adalah banyaknya pasangan titik yang memiliki jarak h

Variogram memiliki tingkah laku yang penting untuk diamati (Suprajitno, 2005) sebagai berikut:

1. Nilai variogram disekitar titik awal mencerminkan kontinuitas lokal dan variabilitas dari data random yang dimiliki.
2. Nilai variogram untuk jarak (h) yang besar memiliki sifat yang konstan. Bila mencapai nilai konstan dinamakan sill.
3. Jarak (h) pada nilai variogram mencapai nilai sill disebut range.

Tingkah laku variogram dapat dilihat pada gambar berikut



Gambar 2.12 Tingkah Laku Variogram (Munadi, 2007)

2.3.2 Kriging

Kriging merupakan suatu interpolasi spatial yang menonjolkan suatu metode *weight moving average* yang akan mereduksi nilai varians hasil. Kriging sering diasosiasikan dengan *Best Linear Unbiased Estimator* atau disingkat BLUE (Isaaks dan Srivastava, 1989). Disebut *linear* karena estimasi yang dihasilkan berdasar kepada kombinasi linear dari data yang dipakai, *unbiased* karena hasil

yang didapat diharapkan memiliki error sama dengan nol dan disebut *best* karena bertujuan untuk meminimalkan varians.

Aplikasinya pada ilmu geofisika berguna saat melakukan pemetaan terhadap sampel data yang didapat. Sampel suatu data biasanya didapatkan pada tempat yang acak sehingga saat ingin dipetakan secara digital dengan komputer terdapat masalah karena komputer tidak dapat memetakan data yang tidak teratur, maka untuk memudahkan penghitungan dipakai grid yang kemudian data yang terdapat pada grid dilakukan interpolasi memakai kriging.

2.3.3 Cokriging

Co – kriging atau collocated kriging merupakan suatu teknik kriging yang menggunakan variasi sampel sekunder untuk melakukan interpolasi. Sampel yang dipakai memiliki variabel yang berbeda namun berhubungan secara spasial. Tujuan co-kriging adalah mendapat variasi distribusi lateral dari data primer dengan mengikatnya pada data sekunder.

2.4 Inversi Geostatistik Bayesian

Inversi geostatistik pernah diterapkan pada Lapangan Amberjack, lepas pantai Teluk Meksiko untuk meningkatkan karakterisasi reservoir dan menentukan posisi pengeboran. Kemenerusan reservoir pada lapangan ini sulit diprediksi karena reservoir-reservoir utamanya merupakan *Pliocene shelf edge* sedimen delta, yang terlihat sebagai geometri *clinoform* pada data seismik, sehingga penyebaran hidrokarbon terhalangi oleh *clinoform*. Namun pada kasus ini inversi geostatistik menghasilkan hasil yang lebih baik dalam hal karakterisasi

reservoir dibandingkan dengan hasil seismik digabungkan dengan input geologi (log dan tren regional).

Permodelan geostatistik didasarkan pada data di lokasi yang diketahui dan mensimulasikan nilai pada daerah yang tidak diketahui. Pada proses simulasi ini, histogram, variogram dan data sekitar digunakan untuk memperkirakan pdf di grid point. Nilai yang tidak diketahui diperkirakan dengan pemilihan multipel random dari pdf.

Inversi bayesian dibangun berdasarkan asumsi bahwa objek sebenarnya memberikan sinyal yang dapat diobservasi untuk menentukan dan mengoptimalkan parameter-parameter model.

Filosofi inversi bayesian dapat dijelaskan seperti berikut. Kasus pertama seseorang mengetahui sesuatu mengenai model sebelum menggunakan data, maka pengetahuan ini disebut informasi priori. Priori berarti keadaan sebelum data diketahui dan informasi tersebut independent dari data. Kasus kedua seseorang memiliki satu set data dan mengetahui properti statistik data (variance dan covariance). Inversi bayesian menyediakan suatu framework untuk mengkombinasikan informasi priori dengan informasi statistik pada data untuk mendapatkan model distribusi secara statistik dan hal ini disebut model distribusi posteriori. Hal utama dari penggunaan data yaitu agar informasi posteriori menghasilkan model yang lebih akurat dibandingkan dengan informasi priori.

2.4.1 Teorema Bayesian

Teorema Bayes merupakan hasil perpaduan antara teori probabilitas dengan probabilitas kondisional. Teori probabilitas menyatakan kemungkinan

terjadinya suatu kejadian dengan bilangan riil 0 sampai 1. Sedangkan probabilitas kondisional yaitu probabilitas suatu kejadian A yang terjadi pada saat sudah diketahui bahwa kejadian B sudah terjadi (Walploe,2000). Probabilitas kondisional dituliskan dalam bentuk $P(A|B)$, biasanya dibaca “probabilitas A karena B”.

Jika probabilitas A muncul adalah $P(A)$ dan probabilitas B muncul adalah $P(B)$. Probabilitas A dan B muncul bersama-sama dinotasikan sebagai $P(A,B)$ dengan:

$$P(A, B) = P(A|B) \cdot P(B) = P(B|A) \cdot P(A) \quad (8)$$

Artinya probabilitas kemunculan A dan B bersama-sama merupakan perkalian probabilitas kondisional A karena B, $P(A|B)$ dengan probabilitas seluruh kejadian B atau sebaliknya. Dengan mengatur persamaan 8 maka akan didapat

$$P(A|B) = \frac{P(B|A)P(A)}{P(B)} \quad (9)$$

dimana :

$P(A|B)$ → *pdf* yang diinginkan yang merupakan distribusi parameter model posterior dari data.

$P(B|A)$ → fungsi kemungkinan (likelihood-function) yang menyatakan *pdf* yang bersesuaian dengan realisasi yang mungkin terjadi untuk suatu parameter tertentu.

$P(A)$ → probabilitas kejadian A (prior probability A)

$P(B)$ → probabilitas kejadian B (prior probability B)

Pada teorema Bayes terdapat semacam aturan untuk menangani nilai suatu peluang yang dapat direvisi bila informasi baru tersedia. Jadi bila ada suatu

kejadian dengan peluang $P(y)$ maka peluang ini akan berubah bila ada data baru z yang datang, sehingga $P(y)$ dapat diperbaharui menjadi $P(y|z)$

2.4.2 Informasi Prior Properti Batuan

Hidrokarbon terdapat pada reservoir di bawah permukaan bumi yang terdiri dari berlapis-lapisan batuan. Lapisan batuan ini harus memiliki nilai informasi prior yang tepat agar hidrokarbon dapat bersarang. Informasi prior tersebut dapat dikategorikan sebagai berikut; *oil* (o), *gas* (g), *brine* (b), dan *low-saturation gas* (l) yang tertuang dalam lapisan-lapisan batuan.

Saat melakukan permodelan, masalah densitas informasi prior harus diperhatikan. Misalnya saja *oil* tidak diijikan berada di atas gas pada lapisan permeable yang saling berbatasan. Terdapat sedikitnya tiga kemungkinan perlapisan densitas yang dapat dipertimbangkan:

1. Setiap fluida diperbolehkan terdapat pada setiap lapisan permeable.
2. Fluida diperbolehkan terdapat pada perbatasan lapisan permeable yang tidak dibatasi oleh lapisan impermeable.
3. Fluida diperbolehkan berada disetiap model reservoir tanpa menghiraukan lapisan impermeable yang berbatasan dengan lapisan permeable.

Biasanya perlapisan densitas memiliki urutan {b, l, o, g} dengan low-saturation gas ditempatkan diantara *brine* dan *oil* karena biasanya muncul sebagai residual dari adanya migrasi hidrokarbon.