

BAB II

TEORI DASAR

2.1 Eksplorasi Geofisika

Eksplorasi geofisika merupakan salah satu aplikasi dalam cabang ilmu geofisika. Yakni aplikasi dari metode fisika (seismik, geomagnet, gravitasi, geoelektrisitas, georadar, dll) untuk mendapatkan gambaran dari anomali di bawah permukaan. Secara umum, eksplorasi geofisika ini digunakan untuk mencari kandungan mineral atau hidrokarbon yang tersimpan di bawah permukaan. Adapun penggunaannya di bidang lain diantaranya untuk mengawasi perubahan keseimbangan lingkungan hidup, atau untuk mendapatkan pencitraan dari benda-benda arkeologi atau situs atau bangunan purbakala yang terkubur di bawah permukaan.

Eksplorasi geofisika dalam penelitian ini bertujuan untuk mencari daerah dengan prospek kandungan migas, sehingga metode yang paling cocok digunakan adalah metode seismik. Berikut akan dijelaskan beberapa konsep dasar mengenai metode ini, termasuk bagaimana menginterpretasikannya sehingga mendapatkan hasil akhir yang memudahkan tercapainya tujuan dari penelitian ini.

2.2 Teori Dasar Seismik

2.2.1 Gelombang Seismik

Gelombang secara umum merupakan fenomena perambatan usikan atau gangguan sifat fisis suatu medium yang merambat pada medium di sekitarnya. Gangguan ini mula-mula terjadi secara lokal yang menyebabkan terjadinya osilasi (pergeseran) kedudukan partikel-partikel medium, osilasi tekanan ataupun osilasi rapat massa. Karena gangguan merambat dari satu tempat ke tempat lain mengakibatkan adanya transportasi energi.

Sedangkan gelombang seismik merupakan gelombang mekanis yang merambat dari satu tempat ke tempat lain dengan bumi sebagai mediumnya. Gelombang seismik dapat terjadi karena adanya sumber gelombang seismik buatan seperti dinamit, *airgun*, *weight drop*, maupun *vibroseis*. Sumber gelombang seismik buatan tersebut pada hakekatnya membangkitkan gangguan sesaat dan lokal yang kita sebut sebagai gradien tegangan (*stress*) (Munadi, 2000).

Jejak perambatan gelombang seismik di dalam tanah dapat didefinisikan dengan baik, maka dengan mengamati waktu perambatan gelombang dari titik sumber ke beberapa *geophone* yang berjarak tertentu dari *source*, akan dapat diketahui kecepatan gelombang pada setiap lapisan batuan di bawah permukaan beserta ketebalan dan kedalamannya. Pada umumnya perlapisan batuan secara seismik sesuai dengan perlapisan batuan secara geologi.

Berdasarkan prinsip penjalaran gelombang yang melalui bidang batas, metode seismik dibedakan menjadi dua yaitu metode seismik refraksi dan metode seismik refleksi. Metode seismik refraksi didasarkan pada penjalaran gelombang yang

diteruskan, sedangkan metode seismik refleksi didasarkan pada penjalaran gelombang yang dipantulkan suatu gelombang yang dipancarkan oleh *source* dan kemudian merambat di dalam tanah, kemudian dipantulkan suatu reflektor dan direkam oleh *geophone* di permukaan. Tujuan dari metode ini adalah untuk memetakan bidang-bidang refleksi yang dapat memberikan gambaran geologi bawah permukaan yang merupakan tujuan akhir interpretasi seismik refleksi

Seismik refleksi merupakan salah satu metode geofisika yang selalu dipergunakan dalam kegiatan eksplorasi minyak dan gas bumi, karena kemampuannya dalam menggambarkan keadaan struktur bawah permukaan tanah hingga ribuan *feet* dan ketelitian yang cukup tinggi.

Gelombang-gelombang seismik dapat dibedakan berdasarkan tempat penjarannya yaitu gelombang tubuh (*body wave*) dan gelombang permukaan (*surface wave*). Gelombang tubuh yaitu gelombang yang arah perambatannya masuk ke bawah permukaan bumi, terdiri atas gelombang kompressional (gelombang longitudinal atau *P-wave*) dan gelombang geser (gelombang transversal atau *S-wave*). Gelombang P memiliki ciri arah gerakan partikel dalam medium searah dengan arah perambatan gelombang. Sedangkan gelombang S arah perambatannya tegak lurus dengan gerak partikel dalam medium.

Gelombang permukaan antara lain gelombang Rayleigh, dan gelombang Love. Gelombang permukaan ini merupakan noise dalam rekaman data seismik, sehingga dalam pengolahan data gelombang ini harus dieliminasi, karena kedua jenis gelombang tersebut tidak memberikan informasi mengenai keadaan bawah permukaan.

Karena gelombang P merupakan gelombang yang paling cepat mencapai *geophone*, maka gelombang ini dipakai sebagai sumber utama dalam eksplorasi seismik geofisika.

2.2.2 Kecepatan Gelombang Seismik

Menurut Sheriff dan Geldart (1995), secara alamiah kecepatan gelombang seismik tergantung pada karakteristik fisik dari medium. Kecepatan gelombang P dan gelombang S didefinisikan sebagai berikut :

$$\begin{aligned} \text{Kecepatan Gelombang P (Vp)} &= \left(\frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \right)^{1/2} = \left(\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho} \right)^{1/2} \\ \text{Kecepatan Gelombang S (Vs)} &= \left(\frac{\mu}{\rho} \right)^{1/2} \end{aligned} \quad (2.1)$$

Dimana,

λ : Parameter Lamé

μ : Modulus Rigiditas

ρ : Densitas Medium

k : Modulus Bulk

Berbeda dengan kecepatan gelombang P, kecepatan gelombang S hanya bergantung kepada modulus rigiditas dan densitas.

Modulus bulk adalah ukuran tingkat kemampuan suatu medium untuk menahan perubahan volume (inkompresibilitas) saat menerima tekanan. Sedangkan modulus rigiditas adalah ukuran kemampuan suatu medium untuk mempertahankan

perubahan bentuk saat mendapat gaya geser. Kedua modulus tersebut menyatakan kekuatan medium, jika nilainya semakin besar maka kecepatannya semakin tinggi. Dari persamaan 2.1 terlihat bahwa secara umum kecepatan gelombang seismik bergantung pada karakteristik fisik dari medium berupa kemampuan untuk meneruskan perambatan gelombang seismik, dinyatakan dengan modulus elastis (μ dan k) dan densitas batuan.

Kedua modulus elastik tersebut serta densitas batuan akan sangat dipengaruhi oleh beberapa faktor diantaranya faktor litologi, porositas, tekanan, kedalaman dan fluida yang terkandung.

a) Faktor Litologi

Kecepatan gelombang seismik bervariasi tergantung pada jenis litologi, hal ini dapat dilihat secara detil dalam tabel 1. Dari data dalam tabel tersebut terlihat bahwa range kecepatan seismik yang dihasilkan oleh litologi yang berbeda mempunyai harga yang saling tumpang tindih (*overlapping*). Oleh sebab itu cukup sulit untuk melakukan analisis balik untuk membedakan litologi berdasarkan data kecepatan. Secara umum kecepatan seismik yang tinggi dapat diidentifikasi dengan karbonat, sedangkan harga yang rendah untuk *sands*, minyak, gas, dan air laut. Untuk materi yang lain seperti *coal* memiliki harga yang menengah.

b) Faktor Porositas

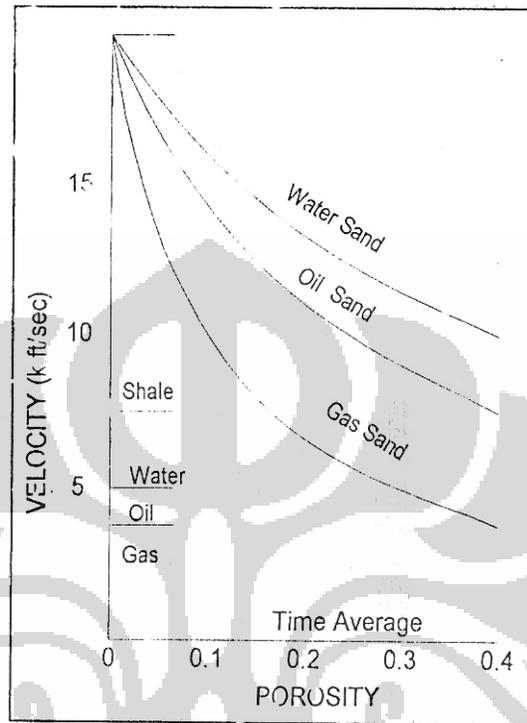
Porositas adalah perbandingan antara volume rongga pori terhadap volume total seluruh batuan. Umumnya hubungan antara porositas dan kecepatan dianggap linear yaitu jika porositas besar maka berarti volume pori besar

sehingga kekompakkan batuan menjadi berkurang, mengakibatkan kecepatan gelombang dan densitas menjadi rendah.

Hubungan antara porositas dengan kecepatan secara umum dapat dilihat pada Gambar 2.1. Cairan yang berbeda dalam suatu batuan yang sama akan memberikan kecepatan yang berbeda pula. Batu pasir yang mengandung air memiliki kecepatan yang lebih besar dibandingkan batu pasir yang mengandung minyak atau gas. Akan tetapi pada suatu kedalaman yang besar dimana telah terjadi deformasi sempurna, kecepatan seismik menjadi relatif sama dengan batuan porous yang berisi gas dan batuan solid.

Tabel 1. Kecepatan Gelombang Seismik dari Beberapa Material (Taher, 1992)

Material	Kecepatan (Km/s) Vp	Material	Kecepatan (Km/s)	
			Vp	Vs
Surface Allv.	0,5 - 2,0	Gneis	3,1 - 3,4	2,1 - 3,3
2000 m deep	3,0 - 3,5	Bassal	3,0 - 6,4	
Wheared Soil	0,5 - 0,9	Granite	4,0 - 5,7	
Marls	1,8 - 3,8	Fresh Water	1,44 - 1,53	
Sands	0,2 - 2,0	Sea Water	1,48 - 1,53	
Limestone	1,7 - 6,4	Ice	3,2 - 3,7	
Sandstone	1,4 - 6,0	Oil	1,3 - 1,4	
Dolomite	3,3 - 7,6	Methane Gas	0,4	
Salt (NaCl)	4,6			
Coal	2,0 - 3,5			



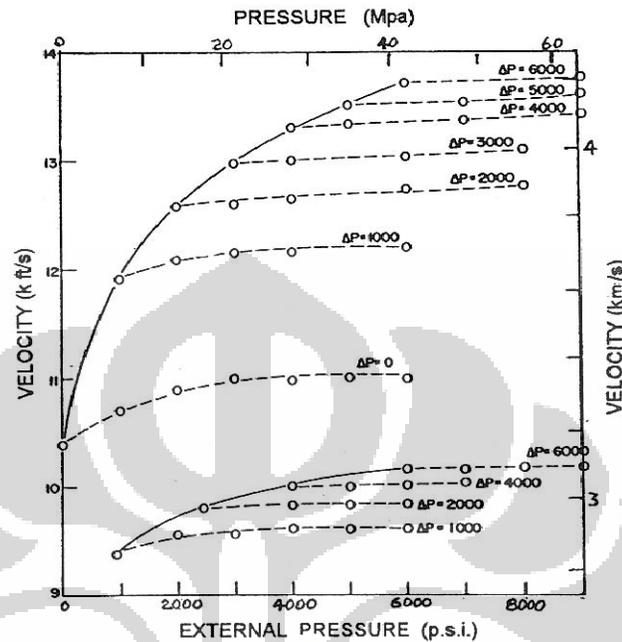
Gambar 2.1 Hubungan Kecepatan Seismik dengan Porositas (Sheriff & Geldart, 1995)

c) Faktor Kedalaman

Dengan adanya pertambahan kedalaman maka akan menyebabkan massa batuan di atasnya semakin besar dan semakin potensial menekan dan memperkecil ruang pori batuan.

d) Faktor Tekanan

Secara umum, tekanan akan meningkat dengan bertambahnya kedalaman, hal ini disebabkan oleh semakin besarnya kompressibilitas yang diterima batuan porous. Dari Gambar 2.2 terlihat bahwa tekanan semakin bertambah maka kecepatan semakin meningkat pula.



Gambar 2.2 Hubungan antara Kecepatan dan Tekanan (Sheriff & Geldart, 1995)

Pada kedalaman tertentu kecepatan akan relatif konstan dengan semakin tingginya tekanan, baik karena *over burden* maupun oleh efek cairan formasi itu sendiri. Hal ini disebabkan oleh efek tekanan diferensial. Secara teoritis, kecepatan gelombang kompresi sebanding dengan tekanan diferensial. Tekanan diferensial adalah selisih antara harga tekanan di dalam dengan di luar dari suatu formasi batuan.

e) Faktor Fluida

Perubahan fluida yang terkandung pada batuan menyebabkan perubahan harga densitas dan modulus elastik, sehingga akan mempengaruhi kecepatan gelombang seismik. Perubahan kecepatan dan densitas batuan berpori tersebut cukup memungkinkan untuk mengindikasikan adanya gas atau minyak bumi.

f) Faktor Frakturasi Batuan

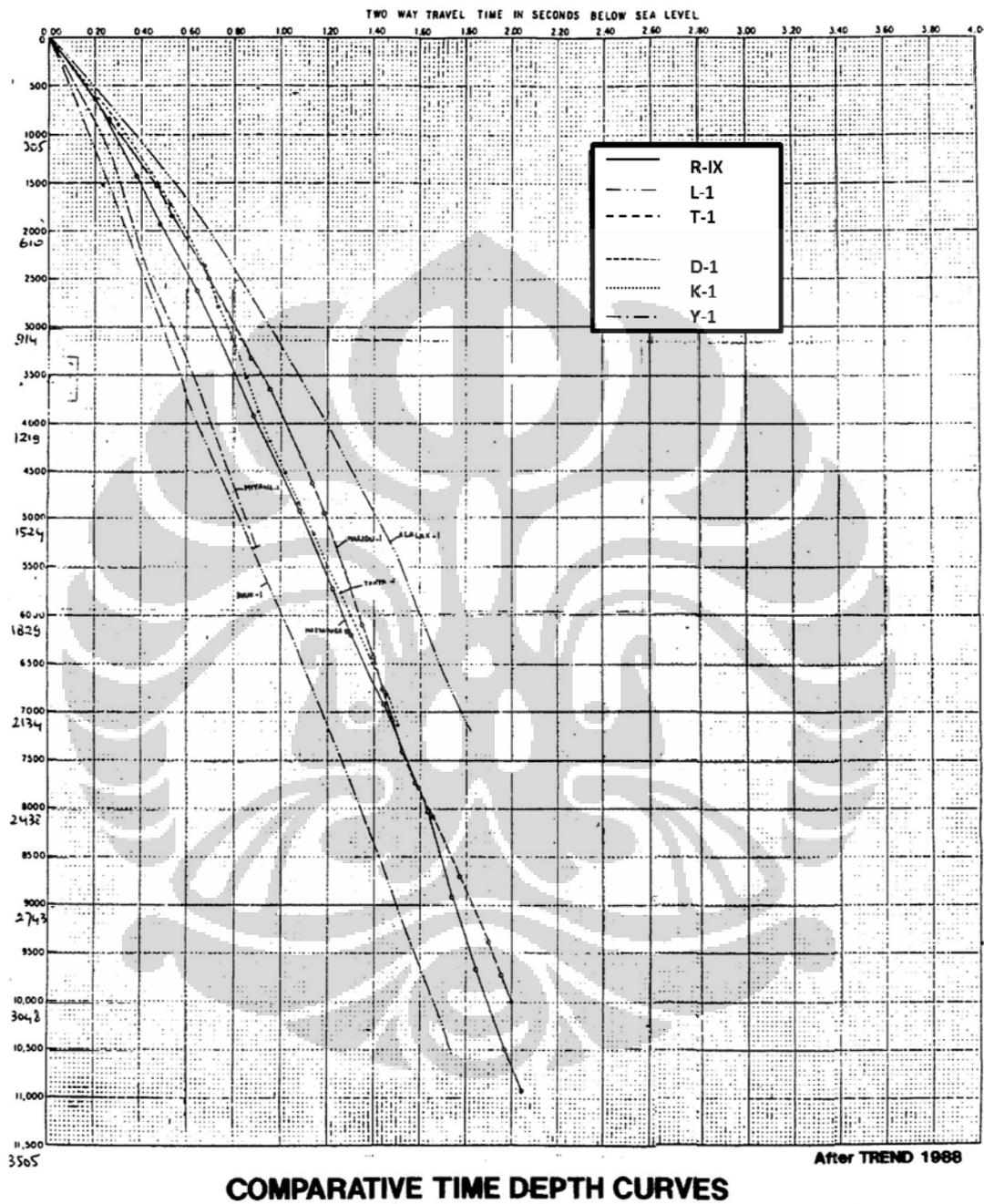
Banyaknya mikrofraktur (rekahan kecil) dalam batuan mengurangi pergerakan partikelnya pada saat mengalami gangguan seismik yang melewati batuan tersebut.

2.2.3 Borehole Checkshot

Dari beberapa data sumur tersedia, selain data log, data yang memiliki fungsi penting dalam proses interpretasi seismik adalah data checkshot. Data ini memberikan korelasi antara data *two-way time* yang dimiliki oleh gelombang seismik dengan data kedalaman, baik *true vertical depth* maupun *measured depth*. Umumnya data checkshot ini ditampilkan dalam bentuk kurva logairtmik, atau biasa disebut *time-to-depth curve*.

Dalam proses interpretasi seismik, data checkshot diperlukan untuk mengkonversikan dari dimensi waktu menjadi kedalaman ataupun sebaliknya. Konversi ini memiliki dua tujuan, pertama adalah untuk mengkonversi dari data kedalaman menjadi waktu, yakni untuk mengetahui marker seismik dalam *two-way time*. Kedua, tujuan data checkshot ini adalah sebagai *tools* untuk proses *depth conversion*, untuk mengkonversikan peta struktur waktu (*time structure map*) menjadi peta struktur kedalaman (*depth structure map*) sehingga menyempurnakan hasil interpretasi seismik.

Beberapa fungsi lain dari data checkshot diantaranya untuk mengkalibrasikan log sonik dan untuk analisis kecepatan untuk pengolahan data seismik permukaan (*surface seismic processing*).



Gambar 2.3. Borehole Checkshot (Total, 1997)

2.3 Tinjauan Geologi

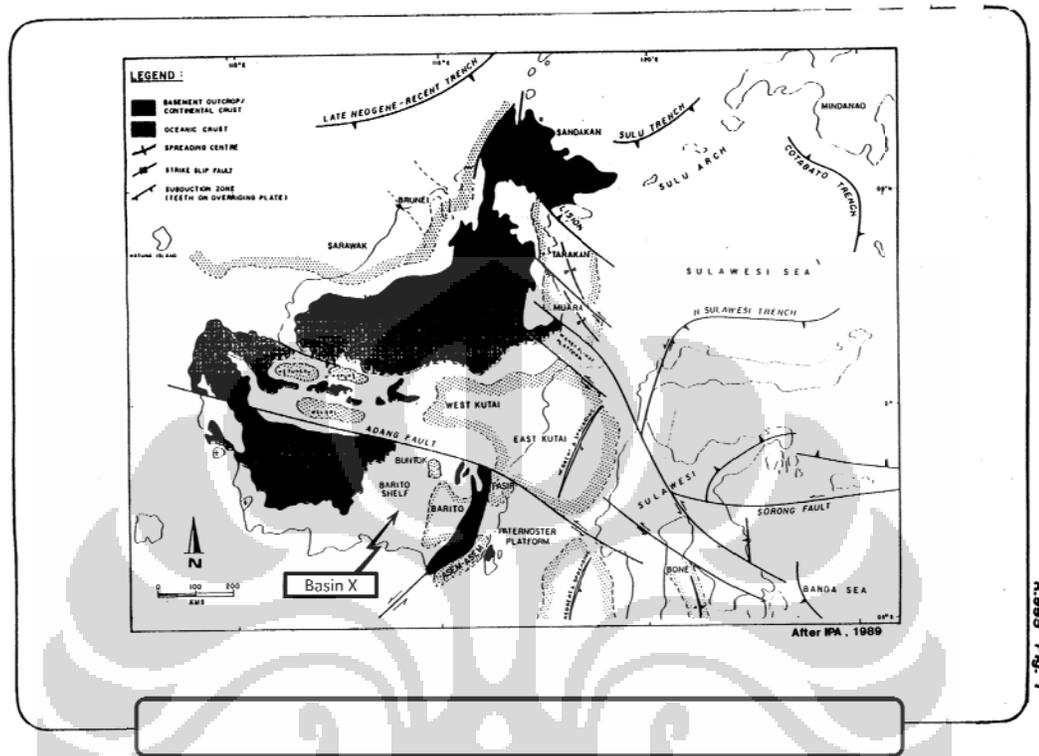
Sebelum sampai kepada pembahasan konsep interpretasi seismik, ada baiknya membahas sedikit tentang konsep geologi dari objek yang akan diinterpretasi. Pembahasan mencakup profil geologi secara regional, stratigrafi, karakteristik masing-masing formasi, hingga sistem petroleum daerah tersebut.

Cekungan X memiliki luas area total sebesar 55.000 km² (Total, 1997), sedangkan daerah yang akan diteliti seluas 17.500 km². Pada Cekungan X terdapat data seismik sebanyak 80 *line*, dengan total seluruh *line* sepanjang 4400 km.

2.3.1 Geologi Regional Cekungan X

Cekungan ini terletak di propinsi Kalimantan Selatan. Lebih tepatnya, terletak di selatan zona patahan Adang sehingga memisahkannya dengan cekungan Kutai, dan di sebelah utara dari Laut Jawa. Pada bagian barat cekungan ini berbatasan dengan dataran tinggi basement sehingga memisahkannya dengan cekungan Pembuang, dan di sebelah timur berbatasan dengan Pegunungan Meratus yang memisahkannya dengan Cekungan Asem Asem. Lokasi cekungan ini dapat dilihat pada Gambar 2.4.

Cekungan ini lebih menyerupai cekungan epikontinen Laut Jawa Timur. Serta nilai gravitasi Bouger yang negatif menunjukkan kerak kontinental di bawah cekungan ini. Sedimen tersier dalam cekungan ini relatif tipis. Cekungan ini khas asimetris, dari sebelah barat dekat Paparan Sunda terdapat Paparan Barito dengan kemiringan relatif datar, ke timur menjadi cekungan yang dalam yang dibatasi oleh sesar naik ke arah barat dari Punggungan Meratus yang merupakan bongkah naik (*uplifted block*).



Gambar 2.4. Lokasi Cekungan (Total, 1997)

2.3.2 Tektonik dan Geologi Struktural Cekungan X

Cekungan X merupakan hasil bentukan dari efek konvergensi oblique dan subduksi lempeng India-Australia serta lempeng Pasifik dengan paparan Sunda Kontinental. Pada zaman Tersier, dua peristiwa besar tektonik berpengaruh terhadap Cekungan X. Yang pertama terjadi saat suatu gerak divergensi lateral ke kiri sepanjang struktur Meratus pada saat Eocene awal, kemungkinan merupakan hasil pergeseran lempeng India-Australia ke arah barat laut. Dari peristiwa ini memberikan efek berupa tren cekungan membujur barat laut-tenggara. Sedangkan yang kedua, terjadi peristiwa kompresi pada saat Miocene-Pliocene, yang disebabkan pergeseran

lempeng Pasifik ke arah barat. Pergeseran ini mengakibatkan pengaktifan zona konvergensi Meratus.

Menurut beberapa ahli, Cekungan X menjadi dua bagian berdasarkan konfigurasi struktural yakni utara dan selatan. Di bagian utara relatif memiliki zona deformasi yang tinggi, didominasi oleh *reverse fault* antiklinal. Sedangkan di bagian selatan, tampak lokasi pengendapan yang tenang, dengan kemiringan ke arah timur pada sumbu asimetris dari cekungan.

2.3.3 Stratigrafi Regional Cekungan X

Stratigrafi dimulai dengan sedimentasi non-marine (fluviatil) dari Formasi C, yang diperkirakan berumur Eosen, yang diikuti dengan transgresi marine (Formasi C bagian atas) dan berkulminasi dengan endapan gamping Miosen Bawah Formasi B yang pada tepian menghilang ke Cekungan Kutai. Di atasnya diikuti dengan fasa regresif dengan pengendapan Formasi A dan Formasi Dahor dengan banyak sisipan batubara yang berumur Miosen sampai Pliosen. Dalam Cekungan X terdapat sistem pelipatan utara-selatan yang terutama dimanifestasikan oleh Pegunungan Meratus, pelipatan sesar-sungkup (*overthrust*) yang kuat dengan jarak perpindahan 1000 meter.

landai. Selain itu terlihat adanya pelipatan selebar 150-180 km. Hal ini merupakan salah satu bukti sesar-sungkup disebabkan pengangkatan Pegunungan Meratus. Sedangkan ke sebelah timur pada Paparan Paternoster terlihat jelas patahan jenjang ke arah Selat Makasar. Serta pelipatan di sayap timur pada lapisan Tersier berkurang ke arah timur. Umur pelipatan adalah Pliosen sampau Plistosen. Untuk lebih jelasnya mengenai stratigrafi regional dapat dilihat pada Gambar 2.5.

2.3.4 Karakteristik Batuan Pada Cekungan X

Batuan dasar atau Basement dari Cekungan X adalah batuan pra-Tersier, sedangkan batuan Tersier pengisi cekungan ini terdiri dari Formasi C, Formasi B, Formasi A, Formasi Dahor, dan endapan Kwartir (aluvium).

(a) Formasi C

Formasi ini terdapat di antara batuan dasar dengan Formasi B. Formasi ini terbagi dua, yakni upper C dan lower C. Litologi formasi ini terdiri dari batupasir kuarsa, batulempung dan sisipan batubara dan bitumen padat. Pada tempat-tempat tertentu tersingkap konglomerat yang diduga berupa *channel*.

Batupasir kuarsa, berwarna abu-abu muda sampai abu-abu kecoklatan, berbutir halus-kasar, bentuk butir menyudut-menyudut tanggung, kemas tertutup, terpilah baik, keras – mudah hancur, masa dasar atau penyemen lempung dan oksida besi, komponennya didominasi oleh kuarsa. Setempat mengandung konkresi-konkresi batulanau/batupasir sangat halus yang umumnya berwarna coklat, dan pita-pita halus karbon. Struktur sedimen yang teramati adalah perlapisan sejajar, silang siur dan bioturbasi. Ketebalan lapisan batupasir antara 20 cm sampai 200 cm.

Batulempung, berwarna abu-abu sampai abu-abu kecoklatan, lunak-padu, dipermukaan nampak menyerpih, setempat mengandung fragmen-fragmen batubara, pita-pita karbon dan konkresi-konkresi batulanau. Kadang-kadang terdapat perselingan lapisan-lapisan batupasir yang membentuk struktur sedimen paralel laminasi dan sisipan tipis batubara. Ketebalan lapisan batulempung sekitar 40 cm – 700 cm.

Batubara, berwarna hitam, ringan dan keras, mengkilap, pecah konkoidal, berlapis – masif, setempat mengandung resin dan pirit yang cenderung mengisi rekahan-rekahan halus. Tebal lapisan batubara antara 10 cm – 200 cm. Sedangkan lapisan bitumen padat umumnya terletak diantara lapisan batubara, berwarna abu-abu dan menyerpih pada bagian permukaan, dibagian dalam umumnya berwarna hitam kecoklatan, lunak – keras, ringan, berlapis dengan ketebalan 20 cm – 250 cm.

Konglomerat di daerah ini berupa *channel* atau lensa-lensa pada lapisan batupasir, berwarna putih kecoklatan, berbutir sedang-kerakal berukuran hingga 10 cm, bentuk butir membulat tanggung-membulat, kemas terbuka, terpilah buruk, disusun oleh fragmen-fragmen kuarsa asap (dominan) dengan sedikit fragmen batuan andesitik, masa dasar adalah butiran-butiran halus kuarsa dan penyemennya berupa oksida besi. Pada beberapa tempat nampak sebagian konglomerat telah mengalami silisifikasi terutama pada masa dasarnya.

(b) Formasi B

Formasi ini terdapat di seluruh daerah penelitian yang memisahkan antara Formasi C dan Formasi A. Terdapat berupa batugamping dengan sisipan batulempung gampingan. Batugamping berwarna putih sampai putih kecoklatan,

keras dan kompak, mengandung fosil foraminifera besar, sebagian mengalami kristalisasi; batulempung gampingan berwarna abu-abu sampai abu-abu kecoklatan, lunak sampai padu, terdapat berupa sisipan dalam batugamping.

(c) Formasi A

Formasi ini terdapat di antara Formasi B dengan Formasi Dahor. Batuan penyusunnya terdiri dari batulempung yang berselang – seling dengan lapisan-lapisan tipis batupasir dan batulanau. Sedangkan batubara dan bitumen padat terdapat sebagai sisipan. Formasi ini diendapkan secara tidak selaras di atas Formasi B dalam lingkungan paralik, dan umurnya diperkirakan Miosen Bawah – Miosen Tengah.

Batulempung berwarna abu-abu sampai abu-abu pucat, umumnya lunak, dipermukaan nampak menyerpih, masif sampai berlapis baik, setempat mengandung pita-pita dan fragmen-fragmen batubara, kadang-kadang terdapat oksida besi mengisi rekahan-rekahan halus. Tebal lapisan batu lempung antara 50 cm- 1500 cm.

Batupasir kuarsa, berwarna abu-abu sampai abu-abu kecoklatan, mudah hancur-keras, berbutir halus – kasar, bentuk butir menyudut-menyudut tanggung, kemas tertutup, terpilah baik, didominasi oleh kuarsa dengan masa dasar lempung dan oksida besi, setempat mengandung fragmen-fragmen batubara; struktur sedimen yang teramati adalah silang siur. Ketebalan dari lapisan batupasir ini berkisar antara 10 cm sampai dengan 100 cm.

Batubara, berwarna hitam-hitam kecoklatan, kusam-mengkilap, keras-lapuk, mengotori tangan, pecah konkoidal, pada beberapa tempat struktur kayu masih nampak, mengandung resin dan pirit terutama mengisi rekahan-rekahan. Tebal batubara dari beberapa cm hingga 600 cm.

Bitumen tersingkap dibawah lapisan batubara, berwarna abu-abu kehitaman, mudah hancur, nampak menyerpih, setempat terdapat fragmen-fragmen batubara, ketebalan antara 10 cm – 110 cm.

(d) Formasi Dahor

Formasi ini merupakan batuan sedimen Tersier termuda yang tersingkap dibagian barat laut daerah penelitian. Litologinya terdiri dari batupasir kuarsa, konglomerat dan batulempung, setempat terdapat lignit dan limonit.

Batupasir kuarsa, berwarna putih - abu-abu muda, berbutir sedang-kasar, bentuk butir menyudut tanggung-membundar tanggung, mudah hancur, berlapis, fragmennya didominasi oleh kuarsa dalam masa dasar lempung atau tersemen oleh silika halus dan oksida besi.

Konglomerat berwarna putih kecoklatan, mudah hancur-keras, berbutir halus-kerikil berukuran hingga 3 cm, bentuk butir membulat tanggung- membulat, terpilah baik, komponennya didominasi oleh kuarsa asap didalam masa dasar batupasir kuarsa. Batulempung berwarna abu-abu muda-kecoklatan, lunak – padu, setempat mengandung kaolin.

(e) Endapan Aluvium

Merupakan endapan termuda yang merupakan hasil erosi dari batuan yang lebih tua berupa aluvium terdiri dari endapan sungai dan rawa, gambut, lempung, pasir halus dan kerikil.

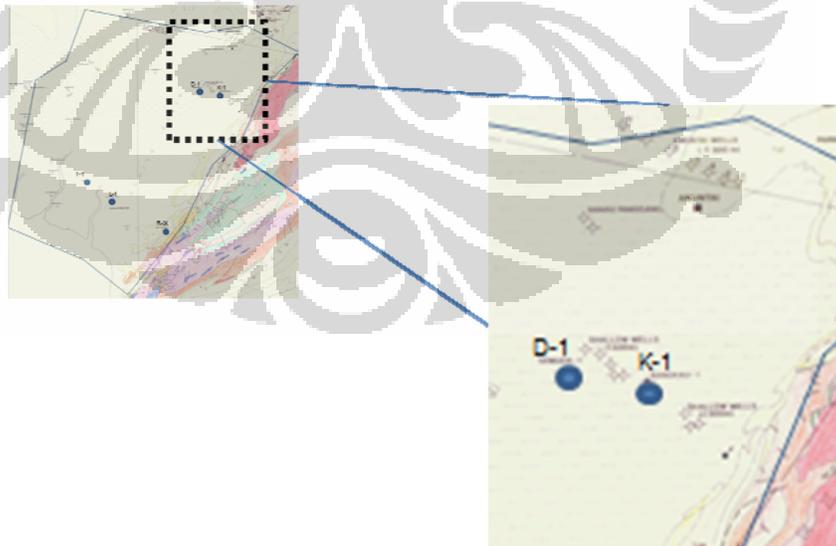
2.3.5 Sistem Petroleum Cekungan X

Berikut adalah sistem petroleum yang ditemukan pada lapangan-lapangan eksplorasi yang ada di cekungan ini.

(a) *Source Rock*

Ada dua tipe *source rock* di area ini. Tipe pertama adalah di lapisan Eocene Formasi C, dengan tipe I/III SR, terdiri dari *shale*, *coal*, dan minyak serta gas bumi. Kandungan hidrokarbon sudah dimulai dari pertengahan Miocene. Tipe kedua terdapat di Miocene bawah Formasi A, dengan tipe III/SR, terdiri dari *shale*, *coal*, dan minyak serta gas bumi. Dengan kemungkinan kandungan hidrokarbon dimulai pada Plio-Pleistocene.

Cekungan ini memiliki *kitchen* utama di daerah sekitar sumur K-1. Lokasi sumur K-1 dapat dilihat pada Gambar 2.6 di bawah ini.



Gambar 2.6. Lokasi Sumur K-1

(b) *Maturity*

Di kedalaman cekungan yang berdekatan dengan Pegunungan Meratus, gradien geothermal semakin menurun, begitu pula dengan *heatflow* yang menjadi sangat kecil. Namun keakuratannya masih diragukan dikarenakan keberadaan artesian pada Formasi A Miocene di bagian pusat kedalaman cekungan.

(c) *Reservoirs*

Sampai saat ini, lapisan pasir pada Formasi C Eocene adalah penghasil reservoir yang paling baik pada area cekungan ini. Reservoir ini memiliki porositas dan permeabilitas yang baik. Dengan persentase rata-rata sebesar 25% untuk pasir, dan ketebalan *net sand* mencapai 100 m.

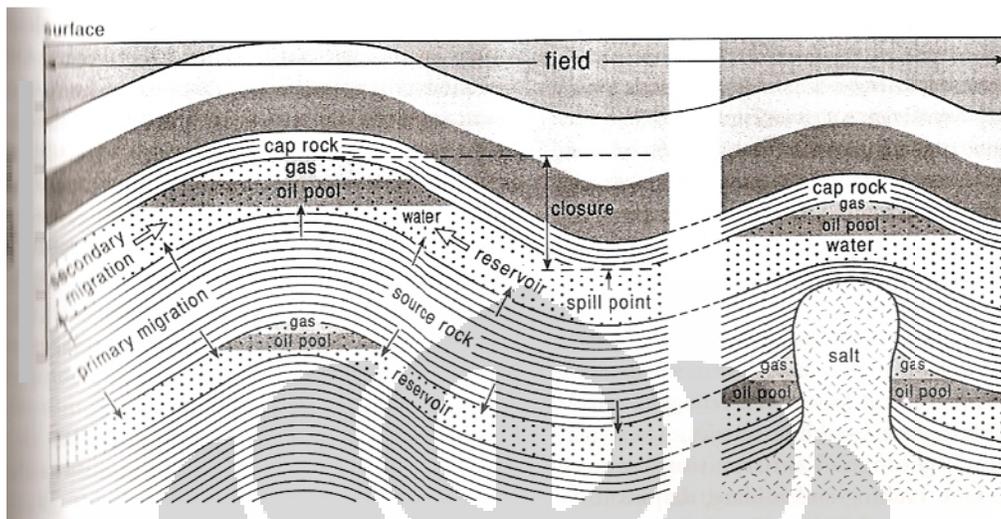
(d) *Seal*

Formasi C Eocene Bawah terlapis secara langsung dengan Eocene Atas. Sekuen transgressif ini mengakibatkan terdepositnya *shale-marl*, dan tersebar menyeluruh di cekungan. Ini menjadikannya suatu *seal* regional yang baik.

(e) *Traps*

Terjadinya onlap Formasi C Eocene Bawah ke Basement merupakan salah satu jebakan yang terdapat pada Cekungan X. Selain itu juga terdapat beberapa anomali struktur yang memungkinkan adanya jebakan struktural.

Untuk ilustrasi sederhana dari suatu sistem petroleum dapat dilihat pada Gambar 2.7.



Gambar 2.7. Sistem Petroleum (Mussett and Khan, 2000)

2.4 Konsep Dasar Interpretasi Seismik dan Depth Conversion

2.4.1 Picking Horizon Seismik dan Fault

Sebelum memulai *pick* horizon, terlebih dahulu seorang interpreter perlu mengetahui *marker* dari masing-masing horizon. Untuk itu perlu dilakukan *cross check* antara data *checkshot borehole* dengan data log sumur. Dengan menggunakan data log sumur, dapat diketahui *marker* dari masing-masing *top* formasi (kedalaman dalam satuan meter). Selanjutnya dengan menggunakan data *checkshot* dapat mengkonversi *marker* yang didapat dari data log sumur sehingga didapatkan *marker* dari masing-masing *top* formasi dalam seismik (dalam satuan milisekon).

Dari referensi *marker* yang ada di seismik tersebut, dapat diketahui reflektor seismik yang merupakan karakteristik batuan yang akan di-*pick*. Sehingga *picking* yang dilakukan mengikuti reflektor seismik tersebut. Dalam hal ini, reflektor seismik

dapat diidentifikasi dengan membedakan warna-warna dari reflektor seismik yang lain.

Sedikit berbeda dengan *picking* horizon, untuk *picking* patahan diperlukan identifikasi adanya diskontinu reflektor seismik baik itu berupa sesar naik/turun maupun *outcrop*. Bila dalam wujud sesar, reflektor seismik yang sama masih tampak setelah patahan. Sedangkan ketika terjadi *outcrop*, reflektor tersebut tidak tampak lagi setelah patahan.

Selain bercirikan adanya diskontinu, indikasi lain adanya patahan adalah tampak *chaotic* dalam reflektor seismik. Hal ini sesuai dengan karakter frakturasi dalam seismik. Akan tetapi, tidak selalu *chaotic* dalam seismik diartikan patahan. Dalam hal ini ada kemungkinan adanya noise dan dikarenakan kualitas seismik yang kurang baik. Sehingga untuk menghindari terjadi kesalahan dalam melakukan *picking* patahan, dibutuhkan pengalaman dan referensi.

2.4.2 Gridding Horizon dan Peta Struktur Waktu

Setelah selesai melakukan *picking* secara menyeluruh, sebelum memetakan hasil *picking* tersebut dalam peta struktur waktu, terlebih dahulu harus dilakukan *gridding*. *Gridding* ini bertujuan supaya kontur yang dihasilkan memiliki ketelitian yang baik. Semakin kecil ukuran *grid* yang digunakan, maka akan semakin baik pula ketelitian peta struktur yang dihasilkan. Namun, terkadang untuk kepentingan eksplorasi yang hanya ingin mencari gambaran secara regional saja, ada baiknya menggunakan ukuran *grid* yang tidak terlalu kecil. Misalnya ukuran yang tepat dipakai untuk *grid* adalah 200 x 200 m.

Dengan menggunakan aplikasi dalam *software* CPS3, proses *gridding* horizon seismik dan *fault* dapat dilakukan bersamaan untuk masing-masing formasi. Selanjutnya dari hasil *gridding* tersebut dapat dibuat pemetaan kontur berdasarkan *two-way time*. Dengan aplikasi lain dari CPS3, peta struktur ini dapat dibuat untuk masing-masing formasi.

Proses *gridding* dan pemetaan kontur *two-way time* sangat berhubungan satu sama lain. Hasil pemetaan kontur bergantung dari penentuan *grid* digunakan. Bila *grid* yang digunakan terlalu kecil, maka efek yang didapat dalam peta struktur berupa kontur-kontur yang terinterpolasi secara acak. Sedangkan bila ingin membuat kontur secara *free hand*, tetap hasil pengkonturan tersebut harus melalu proses *gridding* kembali. Hasil pengkonturan yang baik diantaranya diindikasikan dengan tidak adanya *bulleyes*.

2.4.3 Konversi Kedalaman

Konversi kedalaman merupakan salah satu tahap penting dalam mengerjakan interpretasi eksplorasi. Sebab tanpa melalui tahap ini, tidak dapat memetakan kontur struktur berdasarkan kedalaman. Konversi kedalaman dalam penelitian ini menggunakan metode *layer cake* dengan memakai dua strategi *layering*. Strategi ini bertujuan untuk mempermudah proses konversi tersebut dikarenakan keterbatasan data yang dimiliki.

Strategi *layering* pertama menggunakan kecepatan V_0 dan formula dalam persamaan 2.2. Strategi ini digunakan untuk horizon Formasi A dan Formasi B.

Sedangkan untuk horizon Formasi C dan Basement dengan strategi *layering* menggunakan kecepatan V_{int} seperti dalam persamaan 2.3.

$$D_T = (V_0 + k.T) . T \quad (2.2)$$

$$D_T = D_U + (I_s . V_{int}) \quad (2.3)$$

keterangan;

D_T : Peta Struktur Kedalaman Awal (*Depth Structure Map Temporary*).

V_0 : Peta Permodelan Kecepatan V_0 (*Vo Map*).

k : $\Delta V_1 / \Delta T$

T : Peta Struktur Waktu (*Time Structure Map*).

D_U : Peta Struktur Kedalaman Formasi Sebelumnya (*Depth Structure Map Upper Formation*).

I_s : Peta Isochron dengan formasi sebelumnya.

V_{int} : Peta Permodelan Kecepatan V_{int} (*V_{int} Map*).

Pengolahan persamaan 2.2 dan 2.3 dapat dilakukan dengan menggunakan aplikasi dalam CPS3.

Nilai k , V_0 , dan V_{int} didapatkan dari kurva kecepatan interval terhadap *two-way time*. Sedangkan nilai kecepatan interval diketahui dari data *checkshot* dengan menggunakan persamaan 2.4.

$$V_I = \frac{d_2 - d_1}{t_2 - t_1 / 2000} \quad (2.4)$$

2.4.3.1 Permodelan Kecepatan

Velocity Modelling merupakan salah satu tahap awal dalam proses konversi kedalaman, yakni dengan membuat suatu permodelan berupa pemetaan kecepatan berdasarkan data *checkshot* dari sumur-sumur yang tersedia. Permodelan kecepatan ini selanjutnya akan digunakan sebagai salah satu parameter dalam formula konversi kedalaman (persamaan 2.2 dan 2.3).

2.4.3.2 Permodelan Residual Kedalaman

Residual Depth Modelling merupakan tahapan akhir dalam konversi kedalaman, yakni dengan membuat suatu permodelan berupa pemetaan residual kedalaman hasil pengolahan dengan kedalaman riil yang tercatat dalam data log sumur. Permodelan ini bertujuan untuk memberikan koreksi atas hasil pemetaan peta struktur kedalaman dalam proses konversi. Selanjutnya peta residual kedalaman ini dijumlahkan dengan peta struktur kedalaman hasil konversi sehingga menghasilkan permodelan akhir peta struktur kedalaman untuk masing-masing horizon formasi. Proses penjumlahan ini dilakukan dengan menggunakan aplikasi dalam CPS3.

2.4.4 Peta Struktur Kedalaman

Ada dua macam peta struktur kedalaman, yang pertama merupakan hasil awal dari proses konversi kedalaman dengan menggunakan persamaan 2.2 dan 2.3, sedangkan yang kedua merupakan hasil akhir dari serangkaian proses konversi kedalaman dan interpretasi seismik. Peta struktur kedalaman hasil akhir inilah yang akan dipergunakan dalam analisis prospek migas.

Antara peta struktur waktu dengan peta struktur kedalaman seharusnya tidak memiliki perbedaan dalam tren struktur geologi Cekungan X untuk masing-masing formasi. Hal ini yang akan menjadi *quality control* dalam mengetahui benar atau tidaknya hasil akhir dari proses konversi kedalaman.

