



Penentuan Struktur Bawah Permukaan Daerah Pantai Panjang Kota Bengkulu Dengan Metode Seismik Refraksi

Refrizon, Suwarsono, Herno Yudiansyah

Jurusan Fisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Bengkulu, Indonesia

Diterima 3 Juni 2008; Disetujui 20 Juni 2008

Abstrak - Penelitian ini dilakukan di Pantai Panjang Kota Bengkulu yang saat ini sedang dilakukan pengembangan untuk pusat wisata dan perdagangan. Telah mulai dilakukan pembangunan gedung bertingkat sehingga dibutuhkan penopang pondasi yang kuat, mengingat Bengkulu adalah daerah rawan gempa bumi. Penelitian ini bertujuan untuk mendapatkan informasi kondisi bawah permukaan. Pada penelitian ini digunakan Metode Seismik Refraksi dan diolah dengan perhitungan *Intercept Time*. Pada penelitian ini didapatkan kecepatan rambat gelombang P untuk lapisan pertama 894 m/s sampai 1299 m/s, untuk lapisan kedua 1607 m/s sampai 2230 m/s, dan untuk lapisan ketiga 2095 m/s sampai 3232 m/s. Berdasarkan kecepatan tersebut lapisan pertama diinterpretasikan sebagai pasir lepas (*sand loose*) dengan ketebalan sekitar 3 m sampai 5 m, lapisan kedua lempung (*clay*) dengan ketebalan lapisan 5 m sampai 18 m, dan lapisan ketiga batu pasir (*sandstone*).

Kata Kunci : Pantai Panjang, Metode Seismik, Intercept Time

1. Pendahuluan

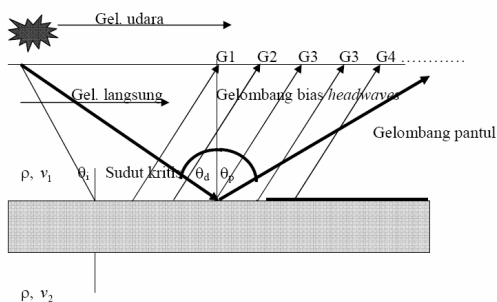
Kota Bengkulu merupakan daerah dataran rendah yang sebagian besar merupakan daerah pesisir pantai serta berbatasan langsung dengan Samudra Hindia. Daerah pantai Kota Bengkulu, khususnya Pantai Panjang akan dikembangkan menjadi daerah pusat wisata dan perdagangan. Saat ini telah dimulai pembangunan hotel, restoran, tempat hiburan, pusat perbelanjaan dan lain sebagainya yang bangunannya umumnya bertingkat.

Dalam pendirian suatu bangunan sangat penting mengetahui jenis tanah/batuan dan kedalaman untuk perancangan pembuatan fondasi yang akan menopang kekuatan bangunan tersebut. Jenis dan kedalaman lapisan batuan/tanah ditentukan melalui suatu penyelidikan dengan metode geofisika. Untuk mendeteksi keadaan bawah permukaan dapat diterapkan beberapa metode geofisika, diantaranya metodologi yang didasarkan pada karakter kelistrikan, kemagnetan maupun karakter fisik lainnya. Metode ini bisa dikelompokkan menjadi dua yaitu metode geofisika dinamis dan statis. Metode geofisika dinamis adalah dengan memberikan gangguan ke bumi seperti memberikan aliran listrik (pada metode geolistrik) atau memberikan getaran (pada metode seismik), untuk kemudian membaca respon yang diberikan bumi.

Sedangkan pada metode statis (*gravity, geomagnet, VLF*), tidak memberikan gangguan apapun.

Penelitian ini menggunakan metode seismik refraksi, metode ini memanfaatkan penjalaran gelombang di bawah permukaan dengan menggunakan sumber seismik. Metode seismik merupakan salah satu metode yang paling banyak digunakan dalam bidang geofisika eksplorasi. Disamping dipakai untuk melokalisir keberadaan sumber daya alam, metode seismik khususnya metode seismik refraksi juga dapat diaplikasikan dalam bidang geoteknik (rekayasa) dan lingkungan. Prinsip dasar metode seismik adalah menganalisa respon dari penjalaran gelombang seismik yang merambat pada media elastik, sehingga gelombang seismik disebut juga gelombang elastik, karena osilasi partikel-partikel medium terjadi akibat interaksi antara gaya gangguan (*gradien stress*) melawan gaya-gaya elastik. Dari interaksi tersebut muncul gelombang longitudinal yang sering disebut gelombang P (*pressure*) dan gelombang transversal yang disebut juga gelombang S (*shear*) [5]. Gelombang ini akan direkam dalam fungsi waktu di dalam seismogram, dari data seismogram dapat dibaca waktu dan amplitudo secara visual. Dengan mengetahui jarak antara masing-masing geophone ke sumber gelombang seismik, maka akan didapatkan besar kecepatan berdasarkan kurva *travel time* [1]. Berdasarkan nilai kecepatan inilah dapat diperkirakan struktur lapisan

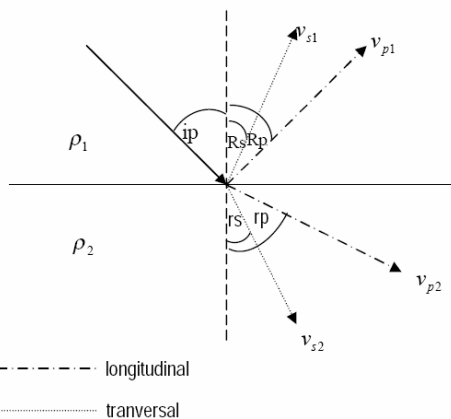
di bawah permukaan. Untuk mengetahui kedalaman lapisan dapat digunakan beberapa metode perhitungan, pada penelitian ini digunakan metode perhitungan *Intercept Time*, yaitu metode perhitungan yang didasarkan pada titik potong antara gelombang pantul dengan gelombang bias pada kurva waktu terhadap jarak geophone [4].



Gambar 1. Gelombang datang pada sudut kritis dan gelombang pantul

Metode seismik refraksi pada dasarnya memanfaatkan gejala penjaran gelombang yang terbiaskan pada bidang batas. Rambatan gelombang yang terbiaskan pada kondisi kritis akan menjalar di sepanjang bidang batas. Setiap titik pada bidang batas tersebut, sesuai dengan hukum Huygens, berfungsi sebagai sumber gelombang baru yang merambat ke segala arah, gelombang ini disebut sebagai *headwaves*, seperti yang ditunjukkan pada Gambar 1.

Aplikasi gelombang seismik refraksi dalam penentuan struktur bawah permukaan berdasarkan waktu penjaran gelombang pada tanah/batuan dari posisi sumber ke penerima pada berbagai jarak tertentu. Gelombang yang terjadi setelah usikan pertama (*first break*) saja yang dibutuhkan. Parameter jarak (*off-set*) dan waktu jalar berhubungan dengan cepat rambat gelombang dalam medium. Jadi dalam aplikasi seismik refraksi untuk memodelkan struktur bawah permukaan hanya usikan pertama atau *travel time* gelombang P saja yang digunakan karena gelombang ini yang pertama tercatat pada seismograph. Gelombang P (*P-wave*) merupakan gelombang longitudinal yang arah gerak partikel searah atau sejajar dengan arah perjalanan gelombang. Gelombang ini dapat menjalar dalam segala medium (padat, cair maupun gas).

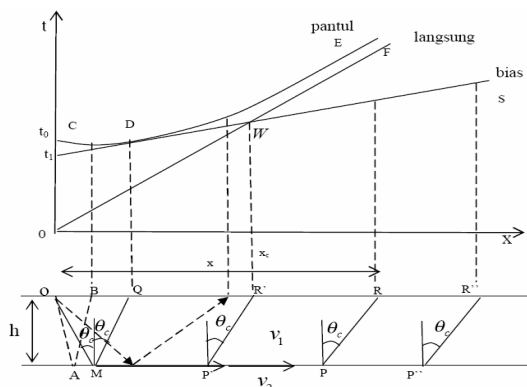


Gambar 2. Gelombang elastik saat menemui bidang batas dengan ρ berbeda

Gelombang elastik yang menjalar dalam medium bumi, pada saat menemui bidang batas dengan elastisitas dan densitas yang berbeda, sebagian akan terpantul dan sebagian lainnya akan terbiaskan. Bila yang datang adalah gelombang kompresi (gelombang P) maka akan menghasilkan dua gelombang pantul (P dan S) dan dua gelombang bias (P dan S), seperti pada Gambar 2. Dari penerapan hukum Snellius, maka untuk kasus ini diperoleh:

$$\frac{\sin i_p}{v_{p1}} = \frac{\sin R_p}{v_{p1}} = \frac{\sin R_s}{v_{s1}} = \frac{\sin r_p}{v_{p2}} = \frac{\sin r_s}{v_{s2}} = p \quad (1)$$

Dengan R : sudut pantul, r : sudut bias, v : kecepatan gelombang seismik, p : parameter gelombang (*slowness*)

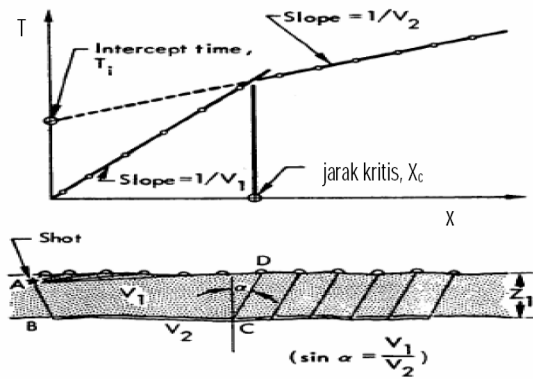


Gambar 3. Hubungan jarak dengan travel time gelombang langsung, pantul, dan bias

Dalam metode seismik refraksi yang terpenting adalah travel time pertama kali gelombang sampai ke detektor (geophone). Dari kurva waktu (T) terhadap jarak (x) jelas untuk jarak geophone ke sumber yang relatif dekat,

gelombang langsung akan diterima lebih dulu dari pada gelombang pantul dan bias. Sedangkan untuk jarak yang relatif jauh gelombang bias akan diterima lebih dulu. Jelas bahwa gelombang pantul akan sampai di titik penerima dalam waktu yang paling lama, seperti pada Gambar 3.

Metode *Intercept Time* merupakan metode perhitungan yang biasanya digunakan untuk menentukan kedalaman lapisan tanah/batuan. Lapisan tersebut dianggap sebagai bidang yang rata. Metode ini memanfaatkan waktu potong antar gelombang langsung dan gelombang bias dari kurva T vs x . Pada sistem dua lapis seperti pada gambar 4, lintasan rambat gelombang bias ABCD yaitu $AB + BC + CD$, dan $AB = CD = z_1/\cos \alpha$ serta $BC = x - 2z_1 \tan \alpha$, dengan z_1 adalah ketebalan lapisan pertama dan α adalah sudut kritis dari gelombang datang.



Gambar 4. Sistem dua lapis dengan bidang batas paralel dan kurva T vs x

Waktu rambat gelombang bias tersebut diberikan oleh:

$$T = \frac{AB+CD}{v_1} + \frac{BC}{v_2} = \frac{2z_1}{v_1 \cos \alpha} + \frac{x - 2z_1 \tan \alpha}{v_2} = 2z_1 \left(\frac{v_2 - v_1 \sin \alpha}{v_1 v_2 \cos \alpha} \right) + \frac{x}{v_2} \quad (2)$$

Menurut hukum Snellius, pada sudut kritis berlaku $\sin \alpha = v_1 / v_2$, sehingga persamaan tersebut dapat dituliskan menjadi:

$$T = \frac{2z_1 \cos \alpha}{v_1} + \frac{x}{v_2} \quad (3)$$

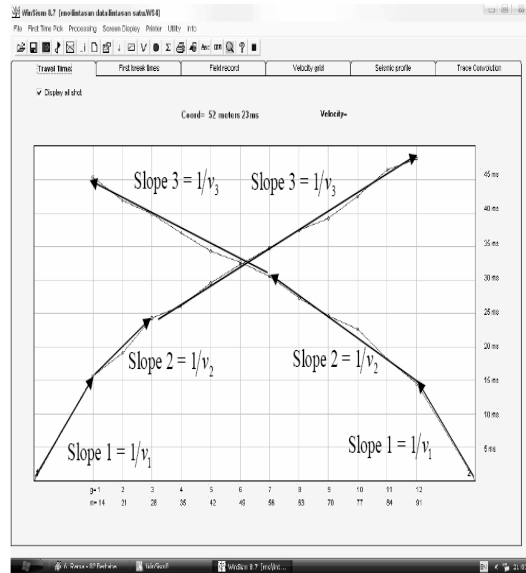
Bila $x = 0$, maka akan diperoleh T_i ($x = 0$) dan nilai tersebut dapat dibaca pada kurva $T-X$ yang disebut *intercept time*. Kecepatan lapisan pertama dapat dihitung langsung dari slope gelombang langsung, sedangkan untuk kecepatan lapisan kedua diperoleh dari slope gelombang bias pertama [6]. Kedalaman lapisan pertama ditentukan

dengan menuliskan persamaan di atas dalam bentuk seperti berikut:

$$z_1 = \frac{T_i v_1 v_2}{2\sqrt{v_2^2 - v_1^2}} \quad (4)$$

2. Metode Penelitian

Penelitian ini dilakukan di kawasan Pantai Panjang Kota Bengkulu. Tahap pertama adalah penentuan posisi lintasan dan arah orientasinya. Lintasan pengukuran dibuat sejajar dengan garis pantai dengan langkah-langkah sebagai berikut : 1. Menentukan panjang lintasan, 2. Menentukan spasi jarak antar geophone, pada penelitian ini jarak antar geophone adalah 7 meter dan jarak sumber dari geophone pertama 14 meter, 3. Hasil pengukuran di lapangan ditampilkan pada tabel yang berisi waktu penjalaran gelombang sampai ke geophone dan jarak masing-masing sumber ke geophone.



Gambar 5. Kurva *travel time* lintasan 1

Data pada tabel waktu penjalaran gelombang dan jarak, selanjutnya dianalisis menggunakan *software Winsism 7* buatan *W-Geosoft Geological & Geophysical Software* yang selanjutnya akan didapatkan kurva *travel time* seperti pada Gambar 5. Dari kurva tersebut akan didapatkan kecepatan gelombang pada masing-masing lapisan. Berdasarkan nilai kecepatan gelombang seismik setiap

lapisan, maka dapat dihitung kedalaman bidang batas antar lapisan.

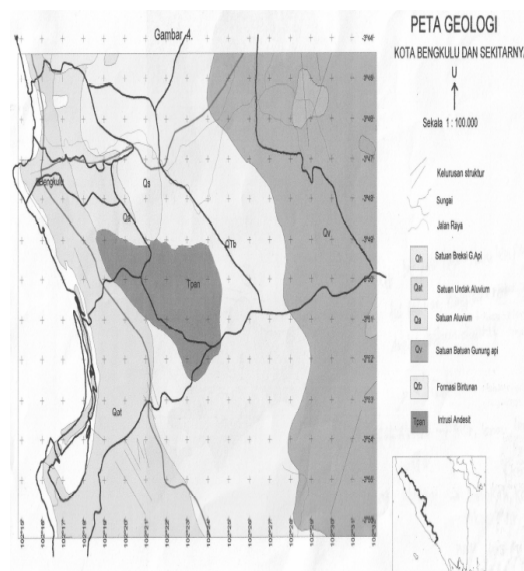
3. Hasil Dan Pembahasan

Grafik waktu penjalaran gelombang terhadap jarak masing-masing geophone digunakan untuk mendapatkan kemiringan kurva yang menunjukkan kecepatan gelombang P pada setiap lapisan. Besar kecepatan penjalaran gelombang P pada setiap lapisan dipengaruhi oleh karakter struktur setiap lapisan, sehingga dengan mengetahui kecepatan gelombang P pada suatu medium dan penampakan geologi dipermukaan dapat diperkirakan jenis lapisan tersebut. Analisis terhadap waktu penjalaran gelombang seismik (gelombang P) digunakan *software Winsism versi 8*. Perpotongan kurva yang memiliki kemiringan berbeda pada suatu nilai T tertentu adalah waktu bertemunya gelombang langsung dengan gelombang bias, sehingga dapat ditentukan kedalaman bidang batas lapisan.

Dari perhitungan *Intercept Time* pada lintasan 1 (satu) didapatkan kecepatan gelombang P untuk lapisan pertama adalah 894 m/s sampai dengan 963 m/s, untuk lapisan kedua 1607 m/s sampai dengan 2230 m/s, dan untuk lapisan ketiga 2596 m/s sampai dengan 2885 m/s. Hasil perhitungan diperoleh ketebalan lapisan pertama adalah 3,55 meter sampai dengan 4,7 meter dan ketebalan lapisan kedua didapatkan 5,77 meter sampai dengan 6,86 meter. Walaupun nilai kecepatan gelombang P pada suatu lapisan batuan memiliki range yang cukup jauh, yaitu pada lapisan pasir lepas (*sand loose*) adalah 200 m/s sampai dengan 2000 m/s, untuk lempung (*clay*) adalah 1000 m/s sampai dengan 2500 m/s, dan kecepatan gelombang P untuk batu pasir (*sandstone*) adalah 1400 m/s sampai dengan 4500 m/s [2], tetapi di lapangan dapat dirujuk berdasarkan kenampakan geologi di permukaan dan peta geologi Kota Bengkulu (Gambar 6). Oleh sebab itu, berdasarkan nilai kecepatan gelombang P pada setiap lapisan, lapisan pertama diinterpretasikan sebagai lapisan pasir lepas (*sand loose*), untuk lapisan kedua lapisan lempung (*clay*), dan untuk lapisan ketiga batu pasir (*sandstone*).

Asumsi yang digunakan adalah batas antara satu lapisan dengan yang lain adalah bidang, tetapi bidang tersebut bisa datar (horizontal) atau bidang yang agak miring. Untuk itu

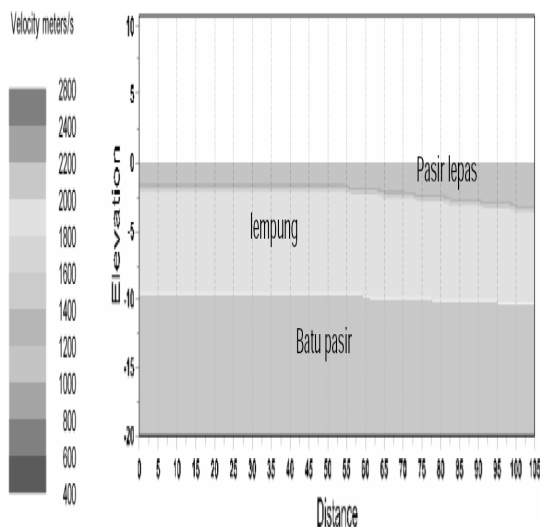
pada pengambilan data dilakukan melalui dua kali penembakan yaitu *off-end forward* dan *reverse*. Apabila kurva *travel time* yang dihasilkan simetris maka bidang batas adalah horizontal sedangkan bila tidak bidang batas agak miring dengan bidang yang lebih tinggi yang memiliki sudut lebih besar [6].



Gambar 6. Geologi Kota Bengkulu

Pada lintasan kedua, ketiga, keempat dan kelima dilakukan pengolahan dan ineterpretasi terhadap nilai kecepatan gelombang P dan kedalaman bidang batas antar lapisan. Secara umum kelima lintasan yang dilakukan pengukuran dan interpretasi hasil pengolahan data memperlihatkan struktur yang mirip, namun memiliki kedalaman yang sedikit berbeda serta bidangnya miring (Gambar 7). Pada setiap lintasan kedalaman bidang batas lapisan pertama dengan kedua serta lapisan kedua dengan ketiga berturut-turut adalah berada pada kisaran : 3 m sampai 5 m dan 5 m sampai 18 m.

Pembuatan fondasi untuk bangunan bertingkat, yang tingginya mencapai 30 m (6 tingkat) harus mencapai pada lapisan *sandstone*, yaitu lapisan ketiga. Pada lapisan ini sudah cukup kuat untuk menopang bangunan yang berat dan elastisitas terhadap gelombang seismik telah cukup rendah. Daerah pantai panjang memiliki lapisan ini yang kedalamannya sekitar 15 m.



Gambar 7. Gambaran struktur bawah permukaan pada salah satu lintasan

- [6]. Susilawati, 2004, *Seismik Refraksi* (Dasar Teori dan Akuisisi Data), FMIPA Jurusan Fisika USU. <http://library.usu.ac.id/seismik+refraksi>

4. Kesimpulan

Berdasarkan besar kecepatan rambat gelombang seismik (dalam hal ini gelombang P) jenis batuan pada lapisan pertama diinterpretasikan sebagai pasir lepas (*sand loose*), lapisan kedua adalah lempung (*clay*). Jenis batuan ini sama untuk setiap lintasan tetapi mempunyai kedalaman/ketebalan yang berbeda-beda. Kedalaman bidang batas lapisan pertama dan kedua berkisar 3 sampai 5 meter dan lapisan kedua dengan ketiga berkisar 5 sampai 18 meter.

Untuk pendirian suatu bangunan bertingkat tinggi di daerah ini (Pantai Panjang) disarankan kedalaman fondasi tiang pancang yang dibuat harus melebihi kedalaman lapisan kedua atau sekitar 8 - 15 meter.

Daftar Pustaka

- [1]. Hartantyo, E., 2004, *Metode Seismik Bias dan Pantul*, Universitas Gajah Mada. <http://www.elisa.ac.id>
- [2]. Raynold, J.M., 1997, *Introduction to Applied and Environmental Geophysics*, John Willey and Soon Ltd.
- [3]. Robert, J.L., 1999, *Whole Earth Geophysics (An Introductory Textbook For Geologists and Geophysicists)*, Oregon State University. New Jersey
- [4]. Sismanto, 1999, *Eksplorasi Dengan Menggunakan Seismik Refraksi*, Laboratorium Geofisika, UGM
- [5]. Sutopo dan Awali P., 2004, *Studi Faktor Kualitas (Q-Faktor) dari Gelombang Elastik (QP, QSH) pada Batuan Kompak dan Tidak Kompak*, Departemen Geofisika dan Meteorologi, FIKTM ITB, Bandung.