

## MEDAN GAYA BERAT PADA BATUAN OFIOLIT (ULTRAMAFIK) DI BEOGA, PAPUA DAN IMPLIKASI TERHADAP GENESIS ALIH TEMPATNYA

B. Setyanta dan B.S. Widijono

Pusat Survei Geologi  
Jl. Diponegoro No. 57 Bandung, 40122

### SARI

Di daerah Beoga, Puncak Jaya, Papua, tersingkap sekelompok batuan ofiolit yang terdiri atas piroksenit, dunit, serpentin, dan peridotit yang tersebar memanjang dengan arah barat - timur sepanjang kurang lebih 100 km dan lebar sekitar 50 km.

Anomali gaya berat pada kelompok batuan ini menunjukkan pola elips dengan kisaran nilai antara -25 mGal hingga 160 mGal. Pemodelan gravitasi yang ditunjang dengan analisis geologi menggambarkan bahwa batuan ofiolit sudah mengalami fragmentasi dan tersingkap karena proses obduksi akibat tumbukan dua lempeng besar yakni Lempeng Granitik Australia dan Lempeng Samudra Pasifik. Tataan tektonik yang demikian memberikan dampak rawan bencana gempa bumi dan tanah longsor di daerah Mulia dan sekitarnya.

Kata kunci : medan gaya berat, ofiolit, genesis, potensi geologi

### ABSTRACT

*In Beoga, Puncak Jaya, Papua, a group of ultramafic rocks consisting of piroxenite, dunite, serpentin and peridotite are exposed. The distribution of these rocks are very large, lying alongside east - west direction, reaching 50 km and 100 km long. The gravity fields in this region exhibit an elliptic gravity anomaly pattern ranging from -25 to 160 mGals. The gravity modelling and geological analysis suggest that ophiolite has been fragmented and exposed due to obduction, caused by an interaction between Pacific oceanic and Australian granitic plates. This tectonic setting may cause Mulia and its surrounding area to be susceptible to geological hazards such as earthquake and landslides.*

*Keywords : gravity potentials, ophiolite, genesis, geology potential*

### PENDAHULUAN

Lembar Beoga terletak di sekitar Pegunungan Gauttier bagian utara, yakni sekitar 136°30' BT-138°00' BT dan 3°00' LS-4°15' LS.

Kompleks ofiolit di daerah Beoga dan sekitarnya tersingkap memanjang barat - timur pada jalur ofiolit Irian Jaya. Kompleks batuan ini terdiri atas batuan-batuan ultramafik seperti piroksenit, serpentin, peridotit, dan dunit (Panggabean dr., 1995). Ofiolit telah lama dipercaya oleh para ahli ilmu kebumihan sebagai fragmen kerak samudra (oceanic lithosphere) yang dialih-tempatkan ke permukaan benua (Cann, 1970; Dewey dr., 1970; Coleman, 1971, Nicolas dr., 1988). Meskipun demikian, mekanisme pengalih-tempatan masih menjadi bahan perbincangan walaupun model obduksi secara logika menjadi pilihan yang banyak diterima (Coleman, 1971; Moores dan Twiss, 1995;

Wiryosujono and Tjokrosapoetro, 1978; Gray dan Gregory, 2003). Pada tahun 2007, dibiayai oleh APBN, Pusat Survei Geologi melalui Program Pemetaan dan Penelitian Dasar telah selesai memetakan gaya berat seluruh Papua, termasuk lembar Beoga. Pemetaan gaya berat Lembar Beoga menggunakan alat gravimeter geodetik LaCoste & Romberg model G.813, 525, 826 dan G.240 dengan helikopter sebagai sarana transportasi, sehingga penyebaran titik-titik ukurnya cukup baik dan merata. Peta gaya berat merupakan gambaran perbedaan medan gaya berat yang disebabkan oleh tidak meratanya rapat massa batuan di daerah pemetaan. Massa batuan di bawah permukaan bumi yang mempunyai perbedaan rapat massa dengan batuan di sekitarnya akan memperlihatkan anomali gaya berat terukur, apakah itu berupa tinggian ataupun rendahan, sehingga dapat ditarik garis yang memisahkan keduanya. Sementara model gaya berat dapat menyingkap konfigurasi struktur bawah permukaan dan menentukan bentuk, ukuran, dan kedalaman benda geologi yang dicari.

Demikian pula dengan batuan ultramafik, batuan ini akan memberikan efek yang berbeda dengan batuan di sekitarnya yang mempunyai rapat massa relatif lebih rendah. Maksud penulisan makalah ini adalah menerjemahkan data sigi gaya berat secara seksama ke bentuk rancang bangun model gaya berat, sehingga akan menghasilkan model geologi bawah permukaan yang lebih mendekati kenyataan. Sementara tujuannya adalah mengetahui genesis keberadaan batuan ofiolit di daerah Beoga dan sekitarnya dengan jalan mempertajam interpretasinya, sehingga sedikit banyak dapat diketahui potensi geologinya.

## METODOLOGI

Sumber data didapat dari pengamatan gaya berat di Lembar Beoga yang dilakukan dengan metode putaran tertutup (*closed loop*) secara sel. Pembacaan awal dan akhir dilakukan di BS Kota Mulia. BS Kota Mulia diturunkan dari BS Sentani (Mess Balai Latihan Kependudukan dan Pemukiman) yang terikat pada titik pangkal gaya berat nasional Bandara Sentani.

Melalui tahapan-tahapan koreksi, seluruh nilai gaya berat yang diamati direduksi menjadi anomali Bouguer dengan rapat massa 2,67 g/cc dan sebagai bidang acuan digunakan bidang permukaan laut rata-rata. Harga gaya berat normal (Gn) dihitung dengan acuan elipsoid GRS 1967. Hasilnya kemudian dituangkan dalam peta Anomali Bouguer Lembar Beoga, skala 1 : 250.000. Dari peta gaya berat tersebut kemudian dibuat penampang atau lintasan yang memotong tegak lurus arah pola umum struktur geologi daerah Beoga dan sekitarnya, yaitu arah utara - selatan. Untuk menghindari ambiguitas dalam pemodelan, digunakan data sekunder dari para penulis terdahulu sebagai acuan tambahan, sehingga model yang dihasilkan diharapkan benar-benar mencerminkan konsep geologi yang ada di daerah ini.

## Geologi Regional Papua

Menurut Dow dr., (1986), geologi Irian Jaya atau Papua dapat dibedakan menjadi tiga lajur berdasarkan stratigrafi, magmatik, dan tektoniknya, yakni :

1. Kawasan Samudra Utara yang dicirikan oleh ofiolit dan busur vulkanik kepulauan (Oceanic province).
2. Kawasan Benua yang terdiri atas batuan sedimen yang menutupi batuan dasar kontinen yang relatif stabil dan tebal.
3. Lajur peralihan yang terdiri atas batuan termalihkan dan terdeformasi sangat kuat secara regional. Lajur ini terletak di tengah (*central range*) dan memisahkan kelompok 1 dengan kelompok 2 dengan batas-batas sesar-sesar sungkup dan sesar-sesar geser.

Dalam hal ini daerah penelitian termasuk kedalam kawasan Lajur Peralihan atau Jalur Pegunungan Tengah. Lajur ini terutama tersusun oleh batuan malihan di samping batuan-batuan ofiolit dan material-material mantel atas. Ada beberapa perbedaan penamaan kelompok batuan malihan pada lajur ini, seperti *Darewo Metamorphics* (Pieters dr., 1983, Panggabean dr., 1995), *Darewo Metamorphics Belt* (Nash dr., 1993 dalam Darman & Sidi, 2000) dan *Ruffaer Metamorphics Belt* (Dow dr., 1986). Batuan-batuan ini terbentuk oleh metamorfosis temperatur rendah (sekitar 350°C) dengan tekanan sekitar 5-8 kb dan bercampur dengan batuan batuan ofiolit (Darman & Sidi, 2000).

## Geologi Batuan Ofiolit

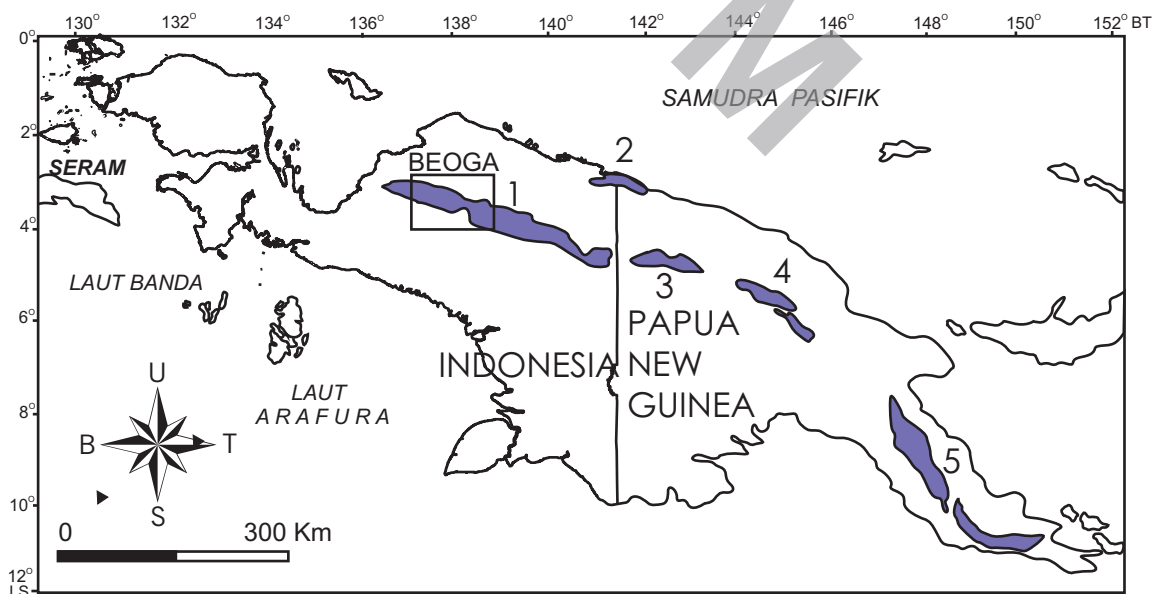
Batuan-batuan ofiolit pada umumnya tersingkap di sayap utara Pegunungan Tengah Irian dan Papua New Guinea (*northern flank of Central Range*). Secara geografis kelompok batuan ofiolit di Papua dapat dibagi menjadi beberapa bagian menurut lokasinya, yakni : *Central Ophiolite Belt* di Pegunungan Tengah, Ofiolit Pegunungan Cyclops, *April Ultramafics*, *Marum Ophiolite* dan *Papuan Ophiolite* (Harris, 2003, Gambar 1). Tiga yang disebut terakhir terletak di Papua New Guinea. Ofiolit Beoga terdapat di *Central Ophiolite Belt* di Pegunungan Tengah (*Central Irian Ophiolit Belt*) yang mempunyai panjang keseluruhan kurang lebih 500 km dan lebar sekitar 50 km (Dow dr., 1986). Umur batuan ofiolit di daerah ini sampai saat ini belum diketahui secara pasti, namun demikian diprediksi berumur Mesozoikum atau sekitar Kapur Akhir (Visser & Hermes, 1962, Dow dr., 1986, Harris, 2003). Tipe batuan ofiolit di Pegunungan Tengah adalah *hazburgit* dan mempunyai sekuen

yang lebih lengkap daripada tempat lain di Papua yang terdiri atas material residual mantel hingga basal (Monnier drr, 2000). Dari peta geologi Lembar Beoga (Panggabean drr, 1995, Gambar 2) batuan ofiolit terdiri atas beberapa jenis batuan ultramafik, seperti serpentin, dunit, dan peridotit yang berumur sekitar Kapur Atas. Batuan ultramafik ini terletak secara tidak selaras di atas batuan malihan Darewo dan bersama-sama terimbrikasi oleh perlipatan dan sesar-sesar naik yang sangat intensif (Panggabean drr., 1995). Prediksi secara geologis menyatakan bahwa ketebalan batuan ofiolit ini sekitar 4-8 km (Davies & Jaques, 1984 dalam Haris, 2003).

Dewey (1976) mengemukakan beberapa teori tektonik alih tempat batuan ofiolit. Menurut Dewey (1976) alih tempat ofiolit dapat terjadi karena pemekaran, *overthrusting* di daerah pemekaran, tumbukan di daerah batas lempeng, tumbukan di daerah busur kontinen, dan kombinasi beberapa proses di atas (gambar 3). Sementara Moores dan Twiss (1995) mengemukakan bahwa *thrust stacking* menyebabkan terjadinya alih tempat batuan ofiolit (gambar 4). Tipe alih tempat yang cocok untuk daerah Papua akan digambarkan berdasarkan hasil pemodelan gaya berat.

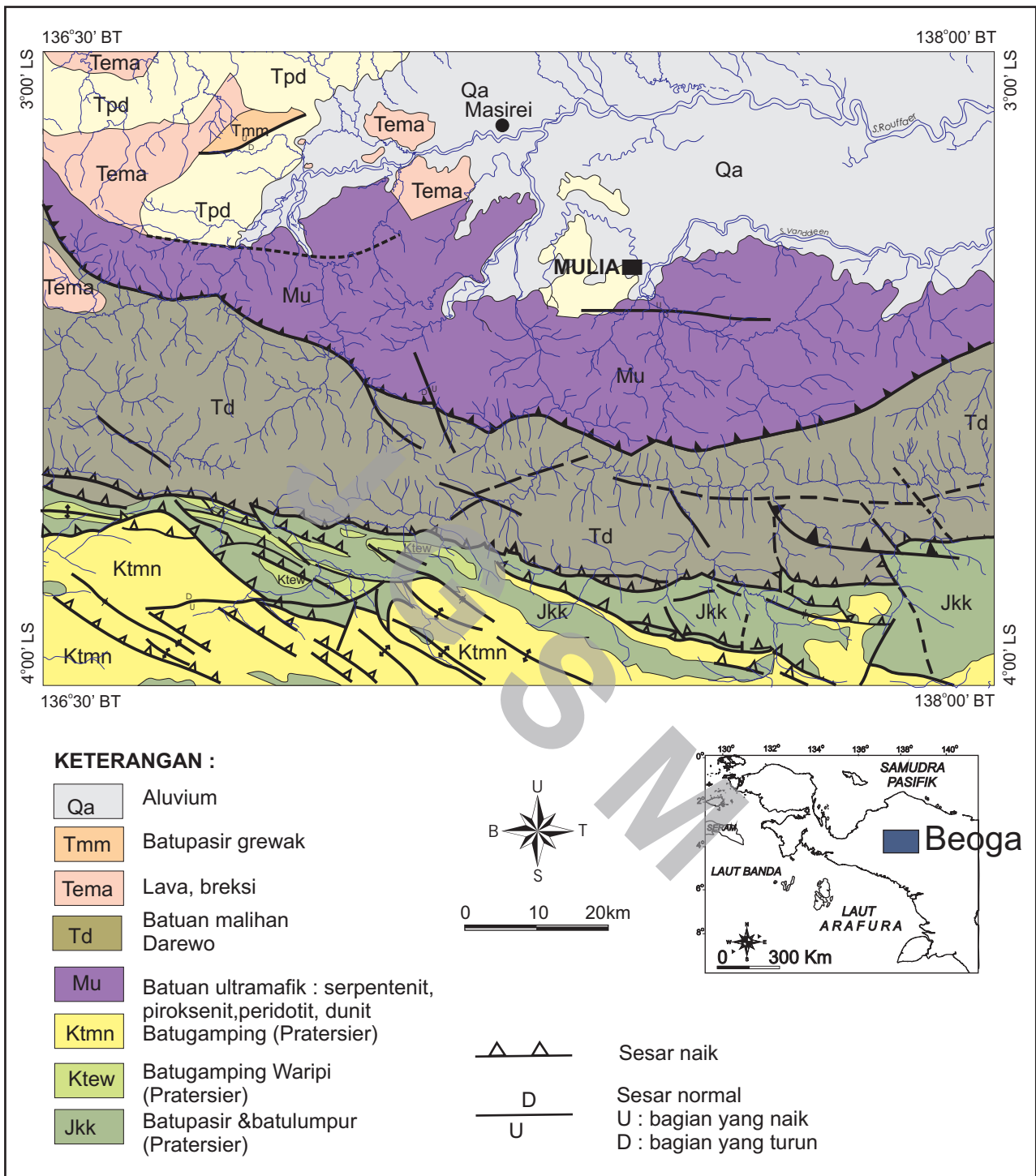
### Pola Anomali Bouguer Kaitannya Dengan Geologi Daerah Penelitian

Pengukuran gaya berat di lapangan menghasilkan data sebanyak 178 titik dengan interval antar titik sekitar 5 - 7 km yang dilakukan dengan metode putaran tertutup (*closed loop*) menghasilkan peta anomali Bouguer Lembar Beoga, Papua berskala 1 : 250.000 (Gambar 5). Secara umum, gaya berat Lembar Beoga dapat dibagi menjadi dua kelompok anomali. Kelompok pertama, yaitu tinggian anomali, menempati bagian utara lembar, sedangkan kelompok kedua adalah rendahan anomali menempati bagian selatan Lembar Beoga. Kelompok tinggian anomali berbentuk bulatan elips besar berpusat di sekitar kota Mulia dengan nilai maksimum mencapai 160 mGal. Kelompok anomali yang pertama ini diperkirakan berkaitan dengan lajur batuan ofiolit Pegunungan Tengah Papua (*Central Range Ophiolite Belt*). Lajur ofiolit Papua dicirikan oleh batuan ultramafik yang tersusun oleh serpentin, piroksenit, peridotit, dan dunit (Panggabean drr., 1995). Di bagian utara, lajur ofiolit ini sebagian tertutup oleh batuan gunung api Tersier dan endapan aluvium. Pada peta anomali Bouguer lajur ofiolit ini ditunjukkan oleh kelompok anomali bernilai sekitar 0 hingga 160 mGal dengan landaian sekitar 8 mGal/km.

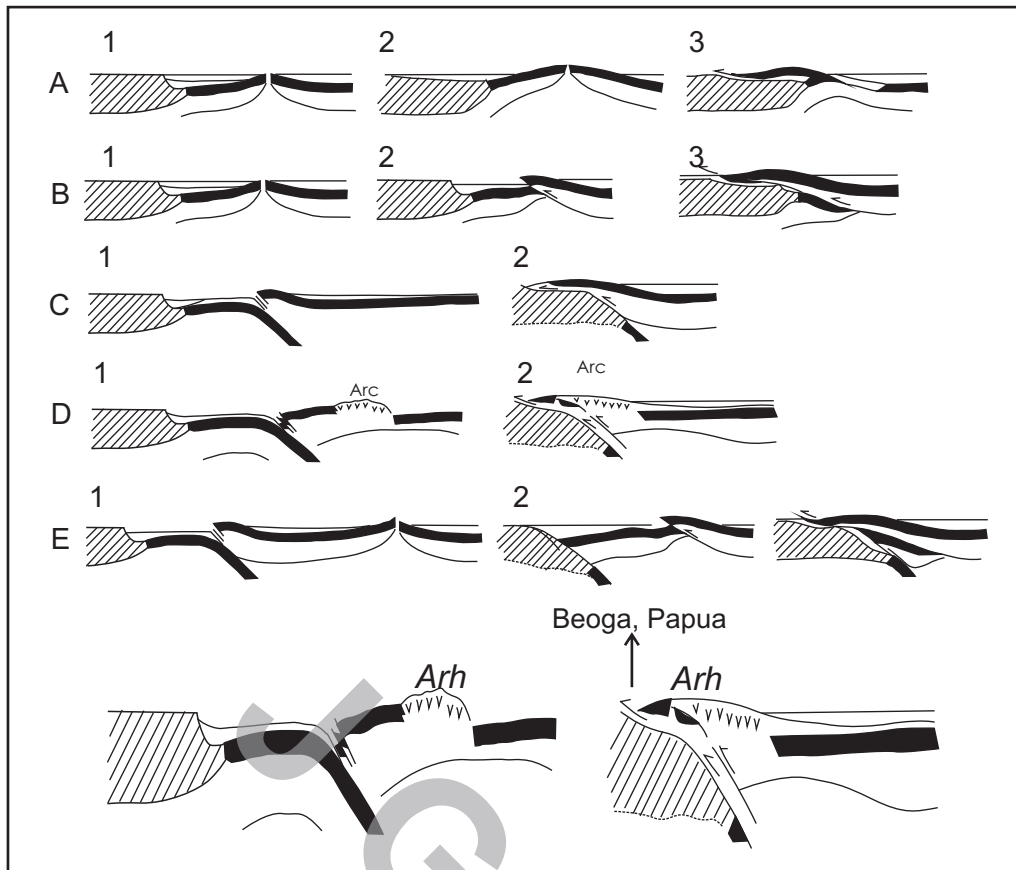


Gambar 1. Penyebaran batuan ultramafik/ofiolit di Pulau Papua (warna biru),

1. *Central Ophiolite Belt*, 2. *Ophiolit Pegunungan Cyclops*, 3. *April Ultramafics*, 4. *Marum Ophiolite*, 5. *Papuan Ophiolite* (sumber: Harris, 2003).

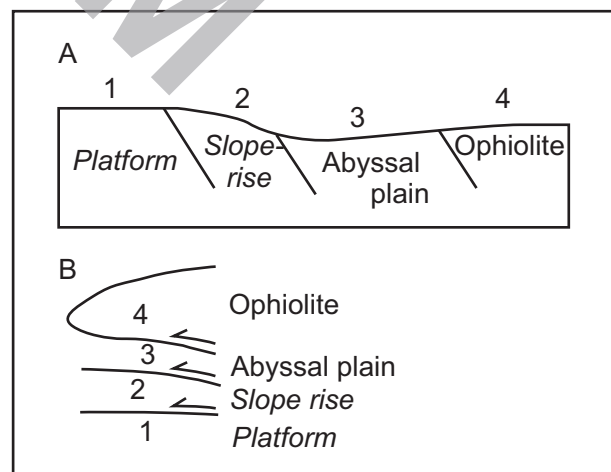


Gambar 2. Peta geologi lembar Beoga, Papua (disederhanakan dari Panggabean, dr., 1995).



Gambar 3. Beberapa diagram proses alih tempat batuan ofiolit (bidang warna hitam) menurut Dewey (1976, gambar atas) dan model ofiolit Papua (gambar bawah).  
 A. Alih tempat di daerah pemekaran, B. *Overthrusting* di daerah pemekaran, C. Tumbukan di daerah batas lempeng, D. Tumbukan di daerah busur kontinen dan E. Kombinasi dari beberapa tipe.

Kelompok anomali kedua berupa lajur-lajur anomali yang bernilai sekitar 0 hingga -170 mGal dengan landaian sekitar 20 mGal/km dan terletak di bagian selatan lembar peta. Kelompok anomali ini ditafsirkan sebagai pencerminan batuan sedimen Tersier dan Pratersier. Batuan sedimen ini sebagian sudah termalihkan dan membentuk lajur dan dikenal sebagai lajur batuan malihan Ruffaer dan lajur anjak Pegunungan Tengah Papua. Kelompok batuan sedimen ini dilandasi oleh kerak granitik dan gradien anomalnya terlihat menurun ke arah selatan. Lajur anomali ini pada bagian timur sedikit melebar ke utara karena pengaruh batuan dengan rapat massa rendah, yakni kelompok Kambelangan yang makin luas di bagian timur. Arah lajur (*trend*) kedua kelompok anomali adalah barat - timur. Hal ini diperkirakan berkaitan dengan arah perlapisan batuan secara umum di daerah ini yakni barat - timur. Kedua kelompok anomali tersebut dipisahkan secara tektonik oleh jalur sesar naik (lihat peta geologi Gambar 2).



Gambar 4. *Thrust stacking* pada batuan ofiolit, A. Sebelum *thrusting*, B. Posisi setelah *thrusting* (Moores & Twiss, 1995).

**Penampang Gaya Berat**

Model dua dimensi penampang gaya berat dibuat memotong arah umum struktur geologi Papua atau tegak lurus arah umum jurus jalur anomali, yakni arah utara - selatan (lihat Gambar 5 & 6). Model gaya berat berdasarkan pengelompokan batuan yang mempunyai rapat massa relatif sama dalam satu poligon tertentu. Kelompok batuan ofiolit mempunyai rapat massa sekitar 2,8 gr/cc, lebih kecil dibandingkan dengan rapat massa rata-rata batuan penyusunnya, yakni peridotit, piroksenit, dan dunit, sehingga diperkirakan batuan ini sudah mengalami fragmentasi, pencampuran dengan material lain, atau akibat deformasi. Peridotit, piroksenit, dan dunit sebagai penyusun utama batuan ultramafik mempunyai rapat massa rata-rata sekitar 3,15 gr/cc (lihat Tabel 1). Material selubung atas (*upper mantle*) dikelompokkan dalam satu poligon, yaitu kelompok batuan dengan rapat massa sekitar 3,05 gr/cc. Kelompok material selubung dan ofiolit direfleksikan oleh nilai anomali Bouguer sekitar 0 hingga 160 mGal mulai dari km ke 53 hingga km ke 78. Di bagian utara batuan ofiolit tertutup oleh sedimen Tersier setebal kurang lebih 4 km dengan rapat massa rata-rata 2 gr/cc. Batuan malihan yang berumur Tersier dan Pratersier diperkirakan mempunyai rapat massa yang hampir sama, yaitu sekitar 2,3 gr/cc, karena memang tidak terlihat undulasi pada kurva yang mengindikasikan perbedaan rapat massa litologinya. Kelompok batuan yang terakhir ini dilandasi oleh kerak benua granitik Australia (2,67 gr/cc) yang miring ke selatan. Kondisi batuan ofiolit kemungkinan sudah mengalami fragmentasi dan bercampur dengan material-material selubung atas sehingga secara matematis rapat massa yang cocok dalam pemodelan adalah 2,8 gr/cc.

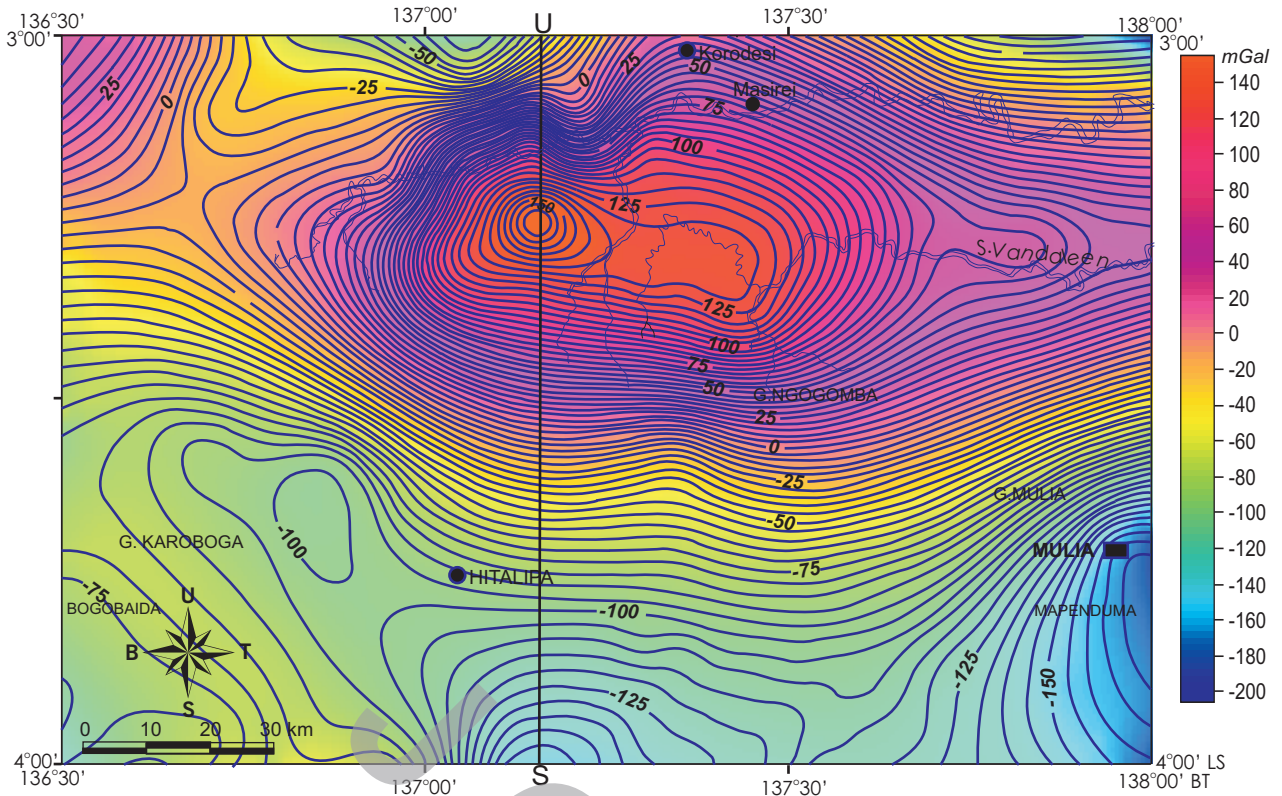
**DISKUSI**

Peristiwa-peristiwa geologi di Papua telah banyak diteliti oleh para ahli kebumih. Sejak Visser & Hermes (1962) meneliti geologi Papua (Irian Jaya), pulau ini menjadi pusat perhatian bagi para ahli geologi, ahli geofisika dan ahli eksplorasi. Dow drr., (1986), Hartono drr., (1989), Pieters, drr., (1983), Wirjosujono & Tjokrosapoetro, (1978), Pigram and Panggabean (1984), dan Sapiie drr., (1999) pada umumnya berpendapat bahwa orogenesis pada kala Oligosen adalah mulainya proses tektonik di Papua hingga terbentuknya fisiografi yang terlihat sekarang

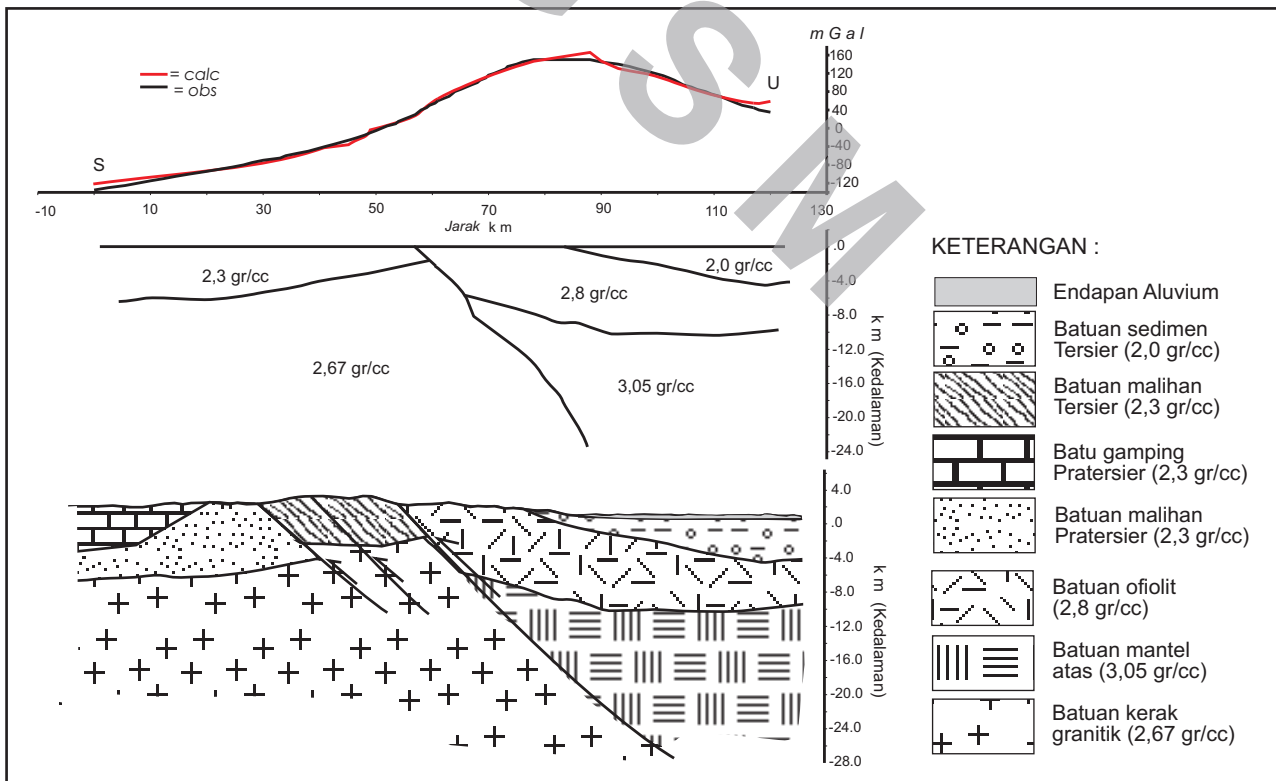
dan lazim dikenal sebagai Orogen Melanesia. Orogenesis ini menghasilkan tiga mendala geologi yang telah disebutkan pada bagian sebelumnya (Geologi Regional Papua). Pada bagian tersebut telah dijelaskan bahwa pada peta anomali Bouguer batuan ofiolit tercermin dari kelompok tinggian anomali berbentuk elips. Model gaya berat dua dimensi bawah permukaan arah utara selatan menggambarkan bahwa batuan ofiolit (2,8 gr/cc) ini naik ke permukaan oleh sesar naik, sedangkan di bagian selatan, kerak granitik (2,67 gr/cc) terlihat sebagai tonggak massa yang stabil (Gambar 6).

Tabel 1. Rapat Massa Rata-rata Batuan (Telford, drr, 1976)

Batuan Sedimen	Rapat Massa (gr/cc)
aluvium	1,98
lempung	2,21
glasial	1,80
kerikil	2
loess	1,64
pasir	2,0
pasir-lempungan	2,1
lanau	1,93
soil	1,92
batu pasir	2,35
serpih	2,40
batu gamping	2,55
dolomit	2,70
Batuan Beku	Rapat Massa (gr/cc)
riolit	2,52
obsidian	2,30
dasit	2,58
trasit	2,60
andesit	2,61
granit	2,64
granodiorit	2,73
syenit	2,77
diorite	2,83
lava	2,9
diabas	2,9
basal	2,99
gabro	3,03
peridotit	2,15
piroksenit	3,17
horenblenda-gabro	3,08
Batuan Malihan	Rapat Massa (gr/cc)
sekis	2,64
pilit	2,74
batusabak	2,79
kuarsit	2,60
marmar	2,75
grewak	2,65



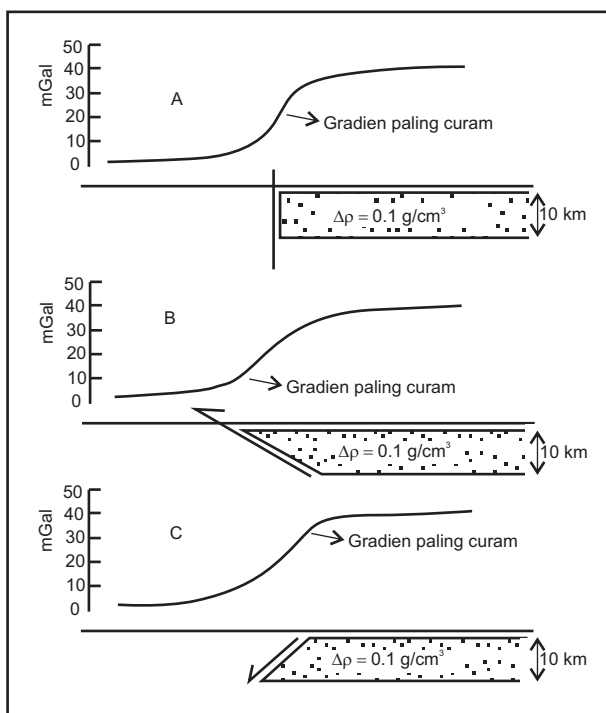
Gambar 5. Peta anomali Bouguer Lembar Beoga, Papua, interval kontur 5 mGal. SU adalah arah pemodelan gaya berat.



Gambar 6. Model 2-D bawah permukaan gaya berat dan rekaan penampang geologi arah utara - selatan daerah Beoga, Papua (tanpa skala, arah pemodelan lihat Gambar 5). Batuan sedimen Tersier sebagian tertutup oleh endapan aluvium konglomerat, batulumpur, dan batu pasir (Panggabean, dr., 1995).

Pada bagian model yang lain yakni di bagian lebih selatan lagi, batuan sedimen yang terdiri atas batuan malihan, batu gamping, batu pasir, dan lainnya dapat dikelompokkan kedalam satu poligon dengan rapat massa sekitar 2,3 gr/cc. Sementara di bagian utara, batuan sedimen vulkanik Tersier yang menutupi sebagian ofiolit dapat dikelompokkan kedalam satu poligon dengan rapat massa sekitar 2 gr/cc. Secara garis besar, proses alih tempat batuan kerak samudra (ofiolit) pada model penampang gaya berat ini dapat dijelaskan sebagai berikut : Pada mulanya dalam kondisi kesetimbangan isostatik, kerak samudra primitif (2,8 gr/cc) ada pada kedalaman 4-10 km di bawah permukaan laut, dan lengkung anomali gaya beratnya sama dengan nol (Sardjono, 2003). Kondisi kesetimbangan tersebut kemudian mengalami perubahan akibat gaya tekan. Memang secara logika model gaya berat yang demikian ini (Gambar 6) dapat terbentuk akibat gaya tekan (*compressional regime*) yang diperkirakan berasal dari utara - timur laut (Lempeng Pasifik) yang disertai oleh komponen geser (*slip regime*) akibat bagian selatannya (Lempeng Australia) cukup stabil untuk menahan gaya tekan tersebut. Secara regional *slip regime* ini di beberapa tempat menimbulkan sesar-sesar besar

seperti sesar Sorong-Yapen. Namun demikian seiring dengan berlangsungnya subduksi dua lempeng tersebut, kerak granitik di bagian tepi kontinen (*shelf continental rise*), sambil menahan dorongan kerak samudra, sedikit demi sedikit ikut terangkat, sehingga batu gamping di daerah paparannya tumbuh terus sejalan dengan proses pengangkatan. Demikian pula pada kerak samudranya, di samping menjam ke bawah kerak granitik, *compressional regime* juga menyebabkan mengalami fragmentasi di beberapa bagian dan terdorong ke atas dan bergerak ke selatan, dan akhirnya bersatu di daerah Pegunungan Tengah termasuk daerah Beoga ini. *Compressional regime* yang berlangsung terus memunculkan jalur-jalur lipatan, sesar-sesar anjak dan mengakibatkan pula terbentuknya batuan malihan berumur Tersier (2,3 gr/cc). Pada kontak dengan batuan ofiolit, batuan malihan ini kemungkinan menjadi bidang gelincir pada obduksi ofiolit, sehingga naik ke permukaan. Berdasarkan model matematik Telford dr. (1976, Gambar 7) bentuk kurva anomali Bouguer semacam ini menggambarkan suatu obduksi (sesar naik). Wiryosujono & Tjokrosapoetro (1978) membuat hipotesis secara skematiks mengenai obduksi batuan ofiolit dan dinamika kerak yang berlangsung kira-kira sejak Kapur Akhir (Gambar 8) dan ternyata sesuai dengan hasil penelitian gaya berat di atas. Sebagai perbandingan, di bawah ini ditampilkan beberapa model bawah permukaan hasil penelitian gaya berat pada batuan ofiolit di beberapa tempat.

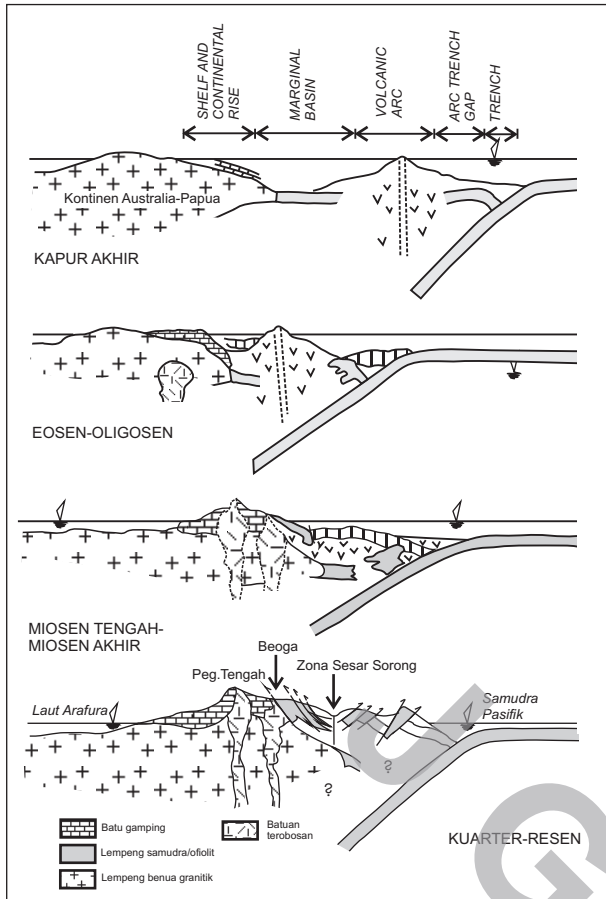


Gambar 7. Model sesar yang terlihat dari anomali gaya berat di atas slab, A sesar geser, B sesar naik dan C sesar normal, (Telford, dr., 1976).

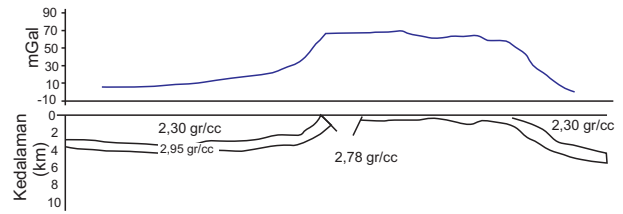
### Pegunungan Meratus, Kalimantan

Pada Gambar 9 dan 10 batuan ofiolit yang terlihat pada model gaya berat daerah Meratus mempunyai rapat massa sekitar 2,90 gr/cc hingga 2,95 gr/cc (Gaol dr., 2005, Setyanta & Setiadi 2006). Batuan ofiolit ditafsirkan menumpang di atas kerak granitik, muncul ke permukaan melalui suatu retakan pada kerak dan membentuk struktur bunga positif (Gaol dr., 2005, Subagio dr., 2000). Proses alih tempat ini menghasilkan dua lajur ofiolit, yaitu Lajur Manjam dan Lajur Bobaris (Setyanta & Setiadi, 2006). Dalam kesimpulannya Setyanta & Setiadi (2006) dan Gaol dr., (2005) mengatakan bahwa proses alih tempat batuan ofiolit diakibatkan oleh tumbukan dua lempeng sejenis, yakni lempeng granitik yang berasal dari Lempeng Eurasia dan Lempeng kontinen mikro Australia.



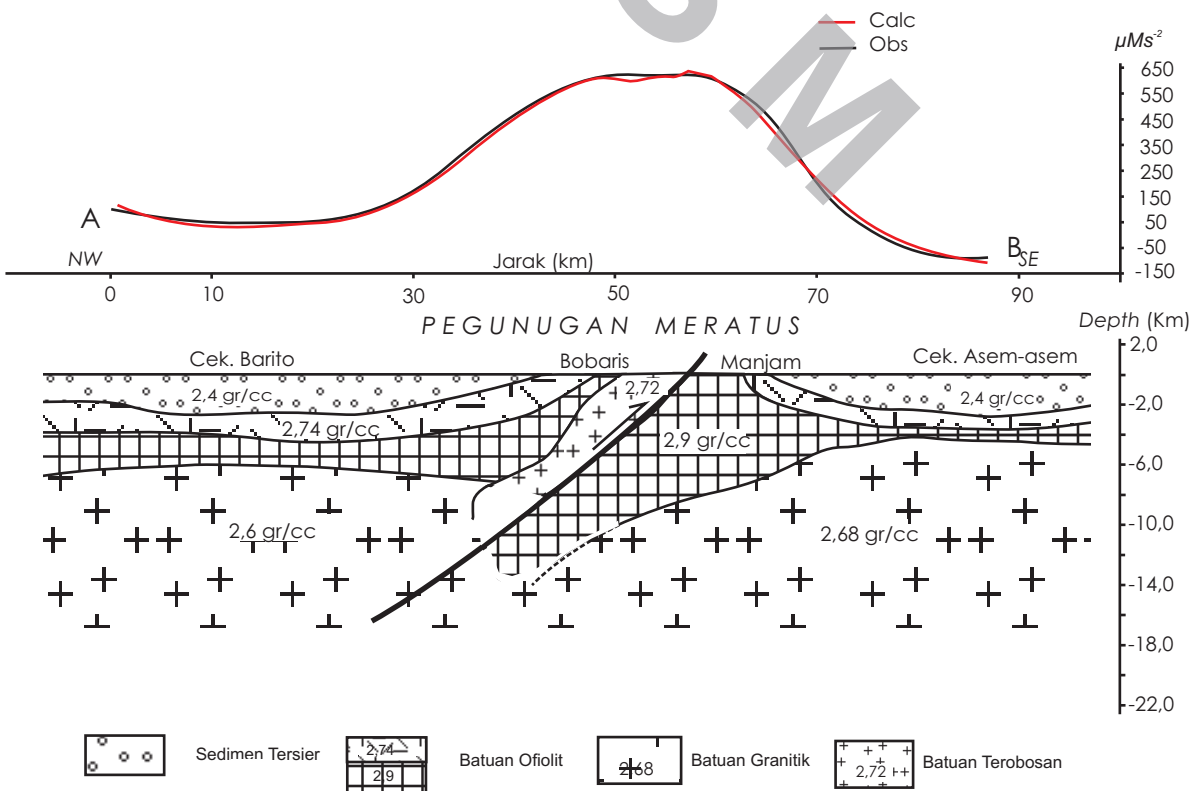


Gambar 8. Model obduksi batuan ofiolit Papua (Wiryosujono dan Tjokrosapoetro, 1978).



Gambar 9. Model anomali gaya berat 2-D pada batuan ofiolit daerah Meratus, Kalimantan. Batuan ofiolit ditunjukkan dengan rapat massa 2,95 gr/cc, batuan sedimen 2,30 gr/cc dan batuan dasar sekis mika 2,78 gr/cc (Gaol, drr., 2005).

Gambar 10. Penampang Geologi Pegunungan Meratus berdasarkan pemodelan gaya berat arah AB pada peta gaya berat (Setyanta & Setiadi, 2006).



## Pulau Seram

Tumbukan Lempeng Laut Banda dengan lempeng granitan Pulau Seram menyebabkan bagian tepi ke dua lempeng tersebut mengalami fragmentasi bersama-sama, sehingga rapat massa secara keseluruhan berkurang (Setyanta & Setiadi, 2007). Fragmentasi tersebut membentuk batuan campur aduk antara batu-batuan ofiolit dan batu-batuan granitan dengan rapat massa sekitar 2,45 gr/cc, yang selanjutnya terobduksi oleh sesar-sesar naik, sehingga batuan ofiolit tersingkap (Gambar 11).

## Muarawahau, Kalimantan

Batuan ultramafik sebagai bagian dari ofiolit yang terlihat pada model gaya berat daerah Muarawahau, Kalimantan, mengalami proses alih tempat dalam bentuk fragmen-fragmen kerak dengan rapat massa sekitar 2,70 gr/cc (Setyanta & Setiadi, 2008, Gambar 12).

## Talud-Mayu

Ofiolit di Talud-Mayu yang terlihat dari model gaya berat mempunyai rapat massa sekitar 2,8 gr/cc, dan terangkat ke permukaan membentuk pematang samudra di perairan Laut Maluku akibat tumbukan dua lempeng sejenis (Gambar 13, Sardjono, 1999).

Dari contoh-contoh model tersebut di atas, model gaya berat daerah Pulau Seram (Gambar 11) adalah model yang agak mirip. Perbedaannya terletak pada komposisi litologinya, di Pulau Seram walaupun masih dominan, tetapi batuan ofiolitnya sudah mengalami percampuran dengan material-material lain membentuk satuan banchu, sedangkan di Papua ofiolitnya masih relatif murni, lengkap dengan sekuen-sekuennya.

## Aspek Potensi Geologi

Seiring dengan meningkatnya intensitas tektonik tekan yang disertai dengan komponen geser maka konsekuensinya adalah terjadi kinematika kompresi oblik (*oblique compressional kinematics*) yang menyebabkan fragmentasi kerak ofiolit. Keadaan yang demikian tidak menutup kemungkinan material-material mantel atas ikut terbawa ke atas. Material-material *upper mantle* yang terangkat sering tercemari oleh material-material bagian

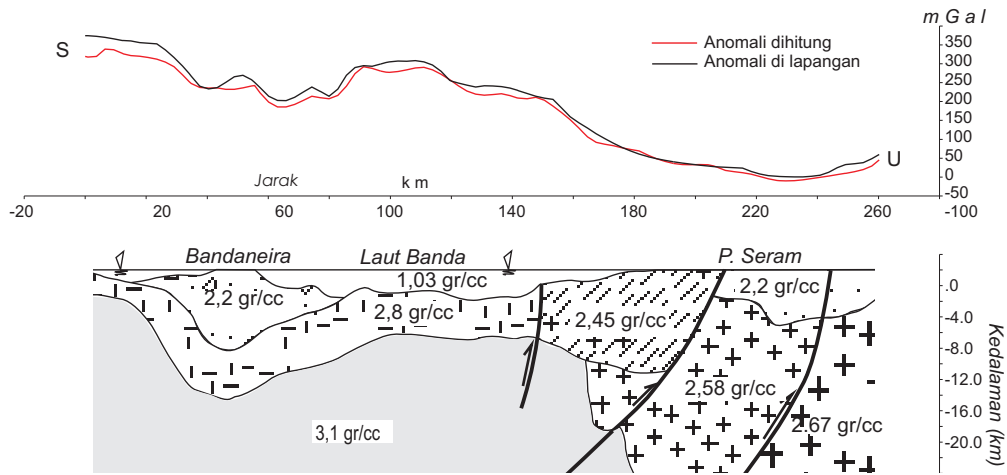
bawah mantel yang berpotensi sebagai mineral ekonomis, sehingga perlu uji petrografi dan geokimia. Selain potensi ekonomi, ancaman gempa bumi di daerah ini cukup tinggi. Daerah Papua merupakan salah satu daerah aktif gempa bumi karena terletak pada zona tumbukan busur kontinen dan lempeng samudra. Wilayah dengan sesar-sesar anjak mempunyai potensi gempa bumi yang sering diikuti dampak sekunder berupa tanah longsor, apalagi kondisi batuanannya yang sudah tidak kompak akibat fragmentasi. Dampak sekunder ini kadang-kadang berakibat lebih dahsyat dibandingkan dengan akibat gempa itu sendiri (Pudja & Mudjiono, 1989). Di kota Mulia dan sekitarnya, ancaman kebencanaan semacam ini perlu diperhatikan.

## KESIMPULAN DAN SARAN

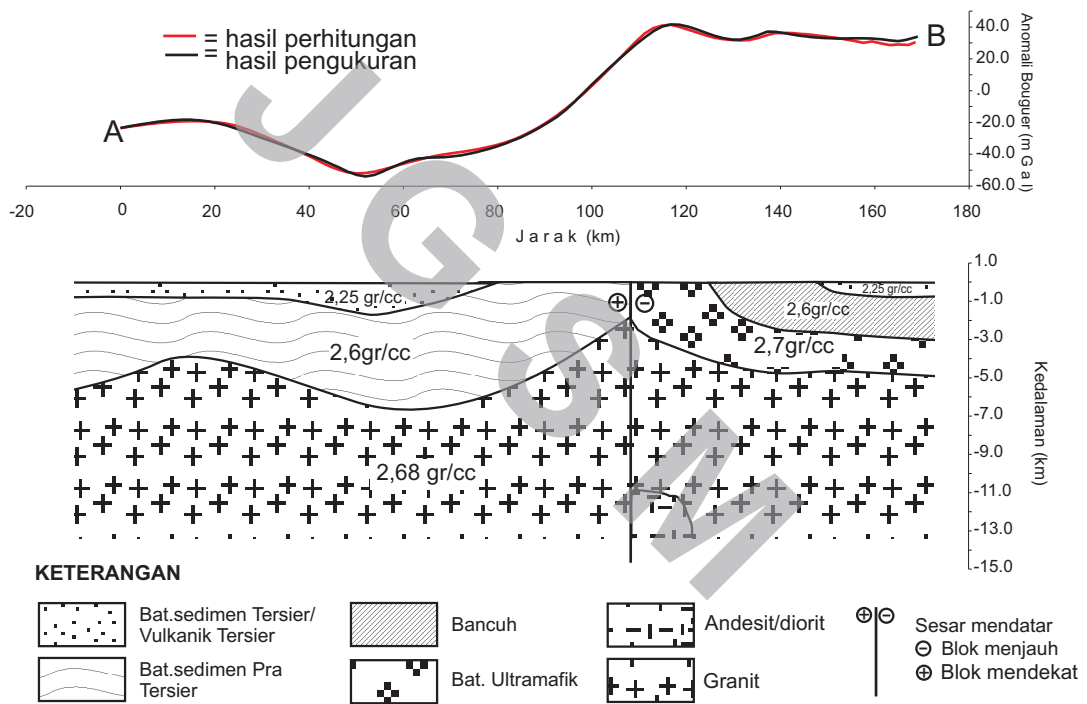
1. Batuan ofiolit di Daerah Beoga tercermin pada nilai anomali Bouguer sekitar 0 hingga 160 mGal yang berbentuk bulatan elips positif dengan arah jurus barat - timur.
2. Kelompok batuan ofiolit mempunyai rapat massa 2,8 gr/cc, sehingga batuan diperkirakan sudah mengalami fragmentasi dan bercampur dengan unsur-unsur dari mantel atas.
3. Proses alih tempat batuan ofiolit oleh sesar naik diperkirakan sebagai akibat *compressional regime* dari utara - timur laut yang berlangsung terus.
4. Karena terletak di daerah fragmentasi batuan ofiolit, daerah ini rawan gempa dan mudah terjadi tanah longsor.
5. Perlu dilakukan pengambilan percontoh-percontoh batuan untuk analisis laboratorium secara cermat, sehingga diketahui potensi ekonominya.

## UCAPAN TERIMA KASIH

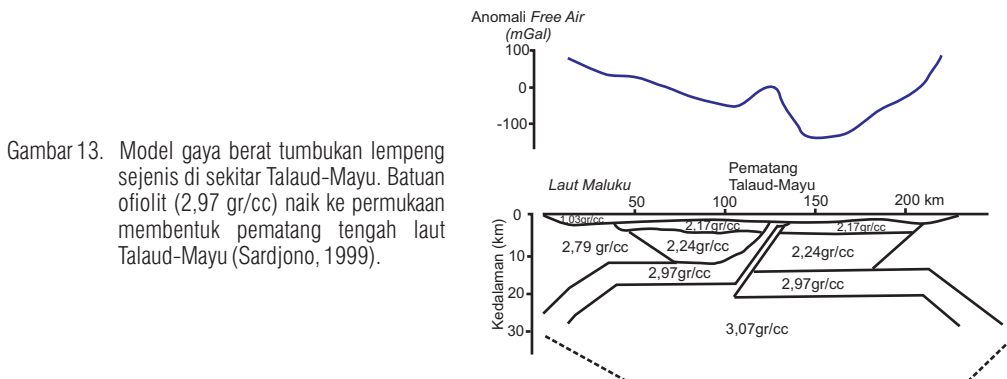
Dengan selesainya tulisan ini, penulis mengucapkan terima kasih kepada rekan-rekan ahli geofisika di P2D, Kepala Tim Pemetaan Gaya Berat Papua dan Koordinator Program P2D atas saran-sarannya. Demikian pula kami ucapkan terima kasih kepada Kepala Pusat Survei Geologi atas izin penerbitan tulisan ini.



Gambar 11. Model struktur kerak di sekitar perairan Laut Banda berdasarkan kurva anomali Bouguer. Batuan ofiolit dan material-material lain dari kerak granitik dan mantel atas membentuk batuan campuran aduk (2,45 gr/cc) dan terangkat oleh sesar anjak (Setyanta & Setiadi, 2008).



Gambar 12. Model geologi bawah permukaan daerah Muarawahau, Kalimantan, berdasarkan data gaya berat (tanpa skala). Batuan ultramafik sebagai fragmen kerak samudra dengan rapat massa sekitar 2,7 gr/cc (Setyanta & Setiadi, 2008).



Gambar 13. Model gaya berat tumbukan lempeng sejenis di sekitar Talaud-Mayu. Batuan ofiolit (2,97 gr/cc) naik ke permukaan membentuk pematang tengah laut Talaud-Mayu (Sardjono, 1999).

## ACUAN

- Cann, J.R., 1970. New Model for The Structure of the Oceanic Crust, *Nature*, 226 : 928-930.
- Coleman, R.G., 1971. Plate Tectonic Emplacement of Upper Mantle Peridotites Along Continental Edges, *Journal of Geophysical Research*, 86 : 1212-1222.
- Darman, D & Sidi, F.H. (eds.), 2000. *An Outline of the Geology of Indonesia*, Indonesian Association of Geologist (IAGI), pp.180.
- Dewey, J.F. Bird, J.M. and Moores, E., 1970. Ultramafics and Orogeny, with Models of the US Cordillera and the Tethys, *Nature*, 228 : 837-842.
- , 1976. Ophiolite Obduction, *Tectonophysics*, 31 : 93-120.
- Dow, D.B. and U. Hartono, 1986, The Mechanism of Pleistocene Plate Convergence Along Northeastern Irian Jaya, *Proceedings 13<sup>th</sup> Annual Convention, Indonesian Petroleum Association*, May 1984, p.145-150.
- , Robinson, G.B., Hartono, U. dan Ratman, N., 1986. *Peta Geologi Irian Jaya, Indonesia*, Skala 1:1.000.000, Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Gaol, K.L., Permana, H., Kadarusman, A., Hananto, N.D., Wardana, D.D. dan Sudrajat, Y., 2005. Model Gaya Berat Pegunungan Bobaris-Meratus, Kalimantan Selatan dan Implikasi Tektoniknya, *Jurnal Geofisika*, HAGI, 2 : 2-9.
- Gray, D.R. and Gregory, T.T., 2003. Ophiolite obduction and the Samail ophiolite : the behaviour of the underlying margin, *In : Ophiolites in Earth History*, Dilek. Y. & Robinson P.T. (eds), *Geological Society, London Special Publications*. 218, 449-465.
- Harris, R., 2003. Geodynamic patterns of ophiolites and marginal basins in the Indonesian and New Guinea regions, *In : Ophiolites in Earth History*, Dilek. Y. & Robinson P.T. (Eds), *Geological Society, London Special Publications*. 218 : 481-505.
- Hartono, U., Sukanta, U. and Ratman, N., 1989. Pre and Post Tertiary collision magmatic activity in Irian Jaya, Indonesia, *Proceedings 16<sup>th</sup> Regional Cong. On Geol. Min. and Hydrocarb. Res. of Southeast Asia*, Jakarta, Indonesia; 61-71.
- Moores, E.M. & Twiss, R.J., 1995. *Tectonics*, W.H. Freeman Inc., New York.
- Monnier, C., Girardeau, J., Pubellier, M. & Permana. H., 2000. Ophiolite de la chaine centrale d'Irian Jaya (Indonesie) evidences petrologiques et geochemiques pour une origine dans un basin arriere-arc. *Earth and Planetary Sciences*, 331 : 691-699.
- Nicolas, A., I. Reuber and K. Benn, 1988. A New Magma Chamber model based on Structural studies in the Oman Ophiolith, *Tectonophysics*, 151 : 87-105.
- Panggabean, H, Amiruddin, Kusnama, K. Sutisna, R.L. Situmorang, T.Turkandi dan B. Hermanto, 1995. *Peta Geologi Lembar Beoga, Irian Jaya*, Skala 1:250.000, Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Pieters, P.E., Pigram, C.J., Trail, D.S. Dow, D.B., Ratman, N. and Sukanto, R., 1983. The Stratigraphy of Western Irian Jaya, Indonesia, *Geological Research and Development Centre Bull.* 8 : 14-48.
- Pigram, C.J., and Panggabean, H., (1984). Rifting of the Northern margin of the Australian continent and the origin of some microcontinents in eastern Indonesia, *Tectonophysics*, 107 ; 331-353.
- Pudja, I.P. dan Mudjiono, R., 1989. Mekanisme Pusat Gempa Bumi Sesar Tengah, Irian Jaya, *Proceedings PIT HAGI XIV*, Jakarta; 392-399.
- Rais, J., 1979. International Gravity Standardization Net 1971 (IGSN), *Proc. PIT III HAGI*, Yogyakarta.

- Sapiie, B., Natawidjaya, D.H. & Cloos, M., 1999. Strike-slip tectonic of New Guinea : transform motion between the Caroline and Australian Plates. *In* Busono, I. & Alam, H. (eds) Development in Indonesian tectonics and structural geology. *Proc. of Indonesian Association of Geologists*. 1 : 1-12.
- Sardjono, 1999. Gravity field and structure of the crust of the Banggai Island region, Eastern Indonesia, implications for tectonics and hydrocarbon prospects, *Jurnal Geologi dan Sumberdaya Mineral*, IX (99) : 16-29.
- , 2003. Anomali gaya berat dan dinamika kerak bumi, *Majalah IAGI*, Mei 2003.
- Setyanta, B. dan Setiadi, I., 2006. Komplek Batuan Ultramafik Meratus sebagai Bagian dari Ofiolit Kerak Samudra ditinjau dari Aspek Geomagnetik dan Gaya Berat, *Jurnal Sumber Daya Geologi*, XVI, no.6, Pusat Survei Geologi : 335-348.
- , dan Setiadi, I., 2007. Anomali Gaya Berat dan Tataan Tektonik Sekitar Perairan Laut Banda dan Pulau Seram. *Jurnal Sumber Daya Geologi*, XVII, no.6, Pusat Survey Geologi : 408-419.
- , dan Setiadi, I., 2008. Model geologi bawah permukaan daerah Muarawahau Hasil Analisis Anomali Gaya Berat Berdasarkan Estimasi Kedalaman dengan Metode Analisis Spectral, *Jurnal Sumber Daya Geologi*, XVI, no.6, Pusat Survey Geologi : 335-348.
- Subagio, Widijono, B.S. & Sardjono, 2000. Model kerak lajur Meratus berdasarkan analisis data gaya berat dan magnet implikasi terhadap potensi mineral ekonomi, *Seri Geofisika*, no.1, Maret 2000, Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi : 47-67.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sherrif, R.E. and Keys, D.A., 1976. *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, London, 860pp.
- Visser W.A., and Hermes, J.J., 1962. Geological results of the exploration for oil in Netherlands New Guinea. *Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnbuowk. Genoot., Geol. Ser.*, 20 : 1-265.
- Wirjosujono, S. and Tjokrosapoetro, S., 1978. Ophiolite in eastern Indonesia. *Proceeding of the third regional conference on the geology and mineral resources of S.E. Asia* (ed. Prinya Nutalaya), 641-652. Asian Institute of Technology, Bangkok.