

MEDAN GAYA BERAT DAN MODEL GEODINAMIKA DI SEKITAR KEPULAUAN KAI DAN KEPULAUAN ARU, MALUKU

B. Setyanta

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

Sari

Pengamatan gaya berat di Kepulauan Kai dan Aru telah dilakukan guna mengetahui geodinamika daerah tersebut. Anomali Bouguer lajur Kepulauan Kai-Aru dapat dipisahkan menjadi dua kelompok yaitu kelompok anomali bagian barat dengan gradien naik turun agak tajam dan kelompok anomali bagian timur yang relatif lebih landai. Kedua kelompok anomali tersebut mempunyai nilai berkisar antara -180 mgal hingga 200 mgal yang ditafsirkan bahwa litologi di dua kelompok anomali itu dilandasi oleh batuan kerak kontinen. Suatu hipotesa geodinamika di daerah Kepulauan Kai dan Aru berdasarkan analisis model bawah permukaan gaya berat Bouguer menerangkan bahwa Kepulauan Kai terbentuk oleh mekanisme sesar naik sedangkan Kepulauan Aru terbentuk oleh mekanisme pengapungan kerak yang diikuti oleh tektonik gravitasi. Kedua mekanisme tersebut dipengaruhi oleh perubahan gaya tektonik tekan menjadi gaya tektonik regang.

Kata Kunci : anomali Bouguer, mekanisme tektonik, geodinamika, Maluku

Abstract

A gravity measurement was done to study geodynamic model in Kai and Aru islands. Bouguer anomaly in Kai-Aru region can be separated into two groups namely, western part of anomaly group with slight up and down sharp gradient and the eastern part of anomaly group which is slightly smooth. Both groups of anomaly range from -180 mgals to 200 mgals and is interpreted that the lithologies in that area are underlain by continental crust. A geodynamic hypothesis around Kai-Aru islands based on subsurface gravity model shows that the Kai islands are constructed by thrusting mechanism whereas the Aru islands are by drifting mechanism and followed by gravitational tectonic mechanism. Both mechanism are influenced by changing mechanism from compressional to extensional tectonic regime.

Key words : Bouguer anomaly, tectonic mechanism, geodynamics, Maluku

Pendahuluan

Kepulauan Kai dan Kepulauan Aru terletak di bagian timur Busur Banda, tepatnya pada zona lengkungan sistem Busur Banda bagian timur. Secara tektonik Kepulauan Kai terletak pada Busur vulkanik Banda bagian dalam (*Banda volcanic Inner Arc*), sedangkan Kepulauan Aru terletak pada Busur non vulkanik Banda bagian luar (*Banda non volcanic Outer Arc*) yang dekat dengan daerah paparan, kedua kepulauan tersebut dibatasi oleh Palung Aru (Gambar 1).

Busur Banda sendiri terletak di daerah pertemuan tiga lempeng kerak bumi yang aktif, yakni Lempeng Indo-Australia, Lempeng Eurasia dan Lempeng Pasifik. Di bagian dalam kerangka busur ini terdapat Laut Banda yang mempunyai beberapa palung

dalam (*deep trough*) seperti Palung Seram, Palung Timor, Palung Tanimbar, Palung Weber dan Palung Aru. Dua palung yang disebut terakhir terdapat di daerah penelitian penulis.

Kepulauan Kai terdiri dari Pulau Kai Besar, Pulau Kai Kecil dan pulau-pulau kecil di sekitarnya. Batuan tertua di kepulauan ini adalah kalkarenit napalan Formasi Elat yang berumur Eosen Awal, batuan termuda adalah batugamping terumbu koral Formasi Kai yang berumur Kuartar (Achdan dan Turkandi, 1994). Sedangkan Kepulauan Aru terdiri dari Pulau Wokam, Pulau Kobror, Pulau Trangan, Pulau Workai dan pulau-pulau kecil di sekitarnya. Hampir sama dengan Kepulauan Kai, batuan-batuan di kepulauan Aru juga terdiri dari batugamping kalkarenit-napal berumur Tersier dan batugamping terumbu koral berumur Kuartar (Hartono dan Ratman, 1992).

Pemetaan gaya berat yang telah dikerjakan oleh Pusat Survei Geologi pada tahun anggaran 2005 telah menghasilkan lembar-lembar peta anomali Bouguer skala 1 : 250.000 daerah Sulawesi dan Maluku, termasuk Lembar Aru (Setyanta dan Nasution, 2007) dan Lembar Kai-Tual (Susilo dan Hayat, 2007).

Apabila peta-peta tersebut digabung dengan peta anomali bebas udara (*free air anomaly*, Bowin, dr., 1981) di laut yang sudah direduksi menjadi peta anomali Bouguer maka akan didapatkan peta anomali Bouguer di kawasan tersebut.

Keberadaan Busur Banda yang secara geologi unik telah menimbulkan perdebatan para ahli ilmu kebumiharian, sehingga penelitian geologi berbasis gaya berat walaupun hanya berupa hipotesis diharapkan dapat memberikan gambaran model geodinamika tektoniknya.

Metode

Data yang digunakan untuk analisis model geologi bawah permukaan adalah data gayaberat, data geologi dan data kegempaan. Data gayaberat meliputi data anomali *free air* (di laut, Bowin, dr., 1981) dan data anomali Bouguer (di darat, Setyanta dan Nasution, 2007; Susilo, dr., 2007) di mana data anomali *free air* kemudian direduksi menjadi anomali Bouguer.

Pengamatan gayaberat bersifat relatif, yaitu mengetahui atau mengukur beda nilai antara satu titik dengan yang lain. Dengan kata lain harus mempunyai titik dasar sebagai acuan, sehingga semua titik mempunyai nilai relatif terhadap titik acuan tersebut. Dalam kaitan ini sebagai titik acuan daerah penelitian (Lembar Aru dan Lembar Kai-Tual) digunakan titik yang terdapat di kota Tual yang diturunkan dari titik pangkal gaya berat Makariki, Masohi (BC Makariki). BC Makariki diturunkan dari titik ikat gaya berat nasional di Bandara Patimura, Ambon yang telah dibuat oleh Adkins, dr. (1978).

Suatu pengukuran gaya berat mempunyai hubungan langsung dengan variasi rapat massa dan volume dari material yang ada di bawah titik pengukuran, sehingga metoda ini sangat baik untuk mendeteksi adanya struktur geologi bawah permukaan suatu daerah. Peta anomali Bouguer pada hakekatnya adalah refleksi dari semua massa di bawah

permukaan termasuk batuan dasar. Sehingga untuk membahas geodinamikanya tidak perlu diadakan pemisahan anomali regional dan anomali sisa karena menyangkut semuanya, baik struktur batuan dasar maupun struktur-struktur dangkal di atasnya.

Data kegempaan yang diperoleh dari literatur digunakan untuk membantu pemodelan bawah permukaan karena kondisi kegempaan suatu daerah sangat berhubungan dengan kondisi struktur dan tektonik daerah tersebut. Dengan kata lain semakin rumit dan kompleks proses tektonik dan pembentukan struktur pada suatu daerah, maka semakin tinggi kondisi kegempaan atau seismisitasnya. Hal tersebut secara empirik telah banyak dibuktikan oleh banyak ahli kebumiharian yang menggunakan pendekatan teori tektonik lempeng.

Perkiraan skala waktu geologi pada pembahasan geodinamika atau evolusi kerak didasarkan pada analisis berbagai tulisan yang sudah terbit terutama mengenai tektonik, kronostratigrafi dan paleogeografi kontinen seperti Unrug (1997), Metcalfe (1998), Charlton (2001 dan 2004), Heine dan Muller (2005) dan Hinschberger, dr. (2005).

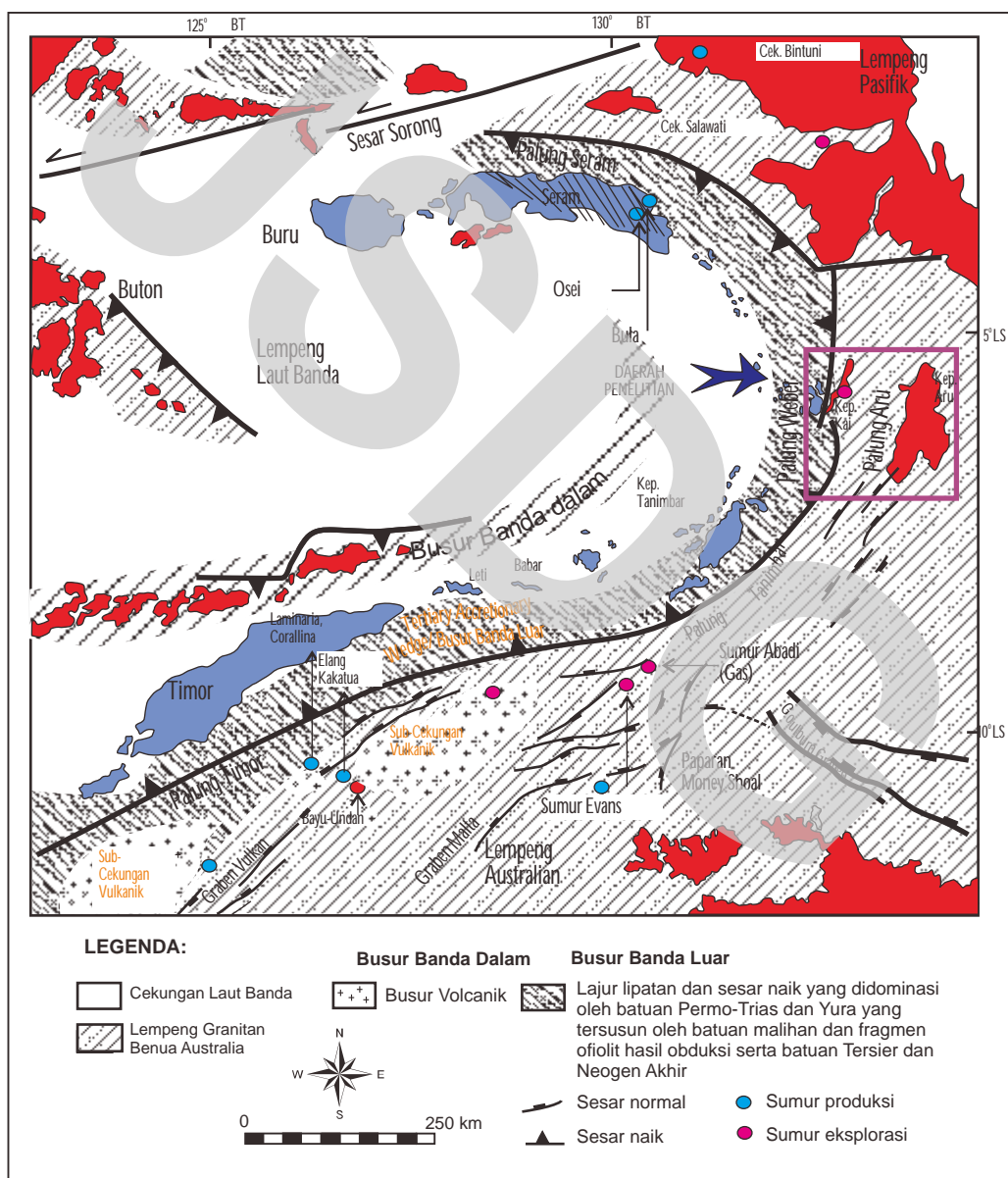
Geologi Regional Busur Banda

Busur Banda terletak di daerah pertemuan tiga lempeng kerak bumi yakni Lempeng Indo-Australia, Lempeng Eurasia dan Lempeng Pasifik (Charlton, 2004; de Smet; 1999, Bowin, *et al.*, 1981, Gambar 1). Kawasan pertemuan lempeng-lempeng tersebut lazim dikenal sebagai *Eastern Indonesian Triple Junction* (EITJ) yang perkembangan geodinamika tektonik dan strukturnya dipengaruhi oleh rezim ketiga lempeng tersebut (Simanjuntak, 1992). Busur Banda sendiri dapat dipisahkan menjadi dua wilayah yaitu Busur Banda Dalam (busur vulkanik) dan Busur Banda Luar (non-vulkanik). Pembagian dua wilayah ini lebih jelas terlihat pada gambar 1 (Kerangka tektonik Busur Banda) dan gambar 2 (peta citra anomali Bouguer oleh Kaye, 1989) di mana busur vulkanik yang mempunyai rapat massa relatif lebih tinggi dicirikan oleh warna kemerahan sedangkan busur non vulkanik yang terbentuk oleh pulau-pulau akrasi (berwarna kehijauan), rapat massanya lebih rendah.

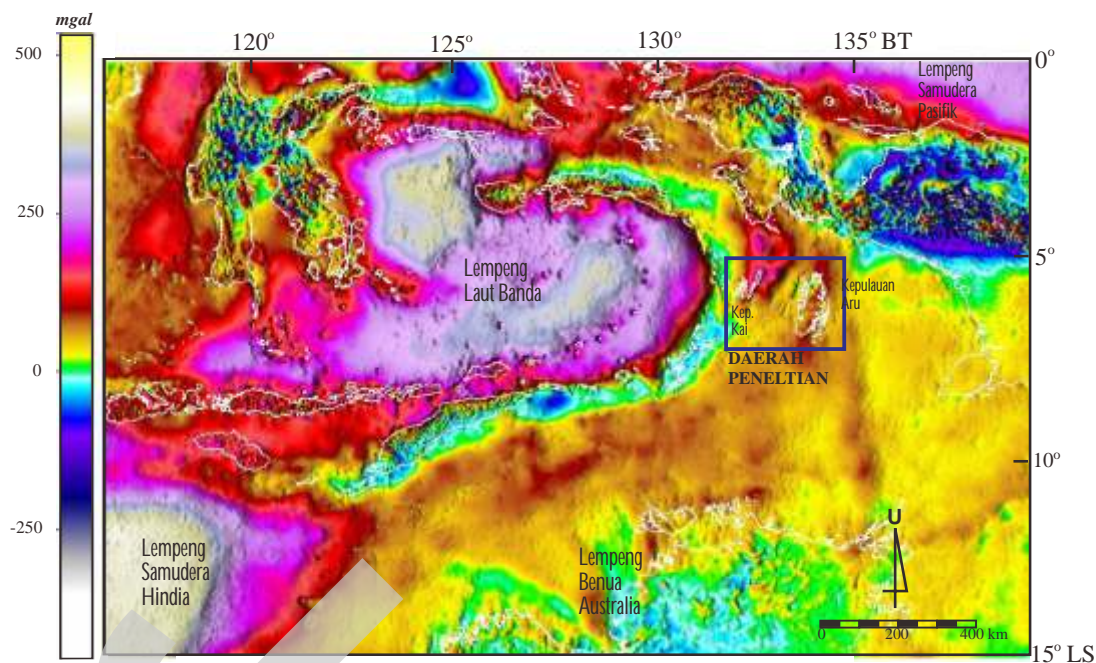
Para ahli menyimpulkan bahwa terbentuknya Busur Banda berkaitan dengan pemekaran lantai samudera Laut Banda karena mulainya subduksi yang di awali

dengan pemekaran tersebut (Lapouille., dr., 1985, Metcalfe, 1998, Hartono, 1990). Lebih jelas mereka menyatakan bahwa pemekaran kerak samudera Laut Banda yang ditandai dengan lineasi anomali magnet adalah awal pembentukan Busur Banda. Jalur kepulauan yang pada awalnya berarah barat-timur selanjutnya dibelokkan ke utara terus membentuk setengah lingkaran dan terjadi pembusuran sehingga kerak samudera Laut Banda terperangkap di tengah-tengah busur. Pembusuran ini terjadi karena benua Australia yang bergerak ke utara sejak Akhir Kapur dalam rangka pemisahan dari Benua Antartika mulai

mendapat perlawanan dari perputaran *unclockwise* Papua akibat desakan lempeng Pasifik ke arah barat-daya (Hartono, 1990, Hall., dr. 1995, Metcalfe, 1998). Saling dorong antara kerak benua Australia dan kerak samudera Pasifik ini agak mengendor setelah terbentuk sesar-sesar besar Sorong (SFZ) dan Tarera Aiduna (TAFZ) karena ada pelepasan gaya kompresi keduanya (Atmawinata dan Ratman, 1982). Area pemodelan terletak pada Busur Banda Luar (*Outer Banda Arc*) di daerah *Tertiary Accretionary Wedge* hingga daerah *Back Arc Basin* (Gambar 1).



Gambar 1. Kerangka tektonik Busur Banda dan letak daerah penelitian (modifikasi Charlton, 2004, de Smet, 1999, dan Bowin, *et al*, 1981).



Gambar 2. Peta anomali Bouguer Citra Indonesia bagian timur (Kaye, 1989).

Anomali Bouguer di sekitar Kep. Kai dan Kep. Aru.

Secara umum medan gaya berat yang direfleksikan dalam peta anomali Bouguer di daerah ini mempunyai *trend* atau arah jurus timur laut-barat daya. Kontur anomali Bouguer di kawasan sekitar Kepulauan Kai dan Aru mempunyai nilai antara -180 mgal hingga 200 mgal. Pada Gambar 3 (Peta anomali Bouguer di sekitar Kepulauan Kai dan Aru) ditunjukkan adanya anomali negatif memanjang dari barat daya ke timur laut antara Kepulauan Kai dan Kepulauan Aru yang mempunyai nilai dari 0 mgal hingga sekitar -180 mgal, di mana bagian tengahnya membentuk lingkaran-lingkaran anomali negatif. Kontur anomali ini tampak lebih rapat (landaian curam) di sebelah timur Pulau Kai Besar dan di sebelah barat Pulau Aru, hal ini kemungkinan berkaitan dengan zona patahan turun di daerah itu. Pola anomali ini merupakan gambaran dari kawasan Palung Aru yang dilukiskan sebagai cekungan yang terbentuk oleh penurunan blok kerak di bawahnya dan kemudian membentuk palungan laut dan terisi oleh sedimentasi sehingga mempunyai nilai anomali negatif. Jurus dari kelompok anomali ini kurang lebih timur laut-barat daya sesuai dengan arah umum trend anomalnya di mana bulatan anomali negatif pada bagian tengahnya merupakan pusat cekungan Palung Aru. Dari trend anomali Bouguer yang mengarah timur laut-barat daya maka arah gaya utama diperkirakan berasal dari barat laut-tenggara. Di bagian barat laut di tempati oleh kelompok

anomali positif berfrekuensi cukup tinggi dengan nilai dari 0 mgal hingga sekitar 200 mgal, bagian tengahnya membentuk lingkaran anomali positif yang berpusat di sekitar P. Kai Besar. Anomali tinggi di daerah ini berkaitan dengan batugamping Tersier dan kelompok litologi yang mempunyai rapat massa tinggi yaitu kerak granitik yang relatif lebih dekat ke permukaan di bandingkan tempat lain. Sementara itu di bagian timur dan tenggara ditempati oleh kelompok anomali berfrekuensi rendah membentuk kontur-kontur anomali gradien rendah dengan nilai antara 0 mgal hingga 75 mgal. Daerah ini sudah memasuki kawasan paparan Arafura yang mempunyai litologi relatif homogen yaitu batu gamping dan napal berumur Tersier (Hartono dan Ratman, 1992) yang dilandasi oleh batuan dasar kerak kontinen yang relatif stabil.

Data Kegempaan

Data kegempaan diperlukan untuk mengetahui sumber gempa dan kedalamannya, apakah berasal dari subdaksi atau berasal dari bidang patahan sehingga dapat membantu pemodelan gaya berat. Secara umum kegempaan yang terjadi di sekitar perairan Kepulauan Aru dan Kai merupakan gempa bumi dangkal dengan kedalaman sekitar 0-34 km yang sebagian besar berpusat di sekitar Palung Aru (PPGL., 1994, McCue., 1989, Cardwell dan Isacks, 1978). Berdasarkan analisa mekanisme pusat gempa, diperkirakan gempa-gempa ini berasal dari

sesar naik di selatan Kepulauan Kai dan sesar normal di sekitar Palung Aru (PPGL, 1994, McCue, 1989, Cardwell dan Isacks, 1978). Keberadaan sesar-sesar penyebab gempa ini juga terlihat pada penampang seismik refleksi yang memotong Laut Banda, Kepulauan Kai, Palung Aru hingga Paparan Arafura (Kartaadipura, drr., 1982). Pusat-pusat kegempaan ini kemudian diplotkan pada model gaya berat bawah permukaan untuk menarik garis sesar.

Model geologi bawah permukaan arah AB berdasarkan analisis gaya berat

Pembuatan model geologi bawah permukaan berdasarkan anomali gaya berat dipandu oleh data lain diantaranya adalah seismik refraksi untuk memantau ketebalan sedimen (Kartaadipura, drr, 1982), data kegempaan untuk analisis struktur geologi dan kedalaman air laut (PPGL, 1994, McCue K.F. 1989, Gambar 4), peta geologi Kepulauan Kai dan Tayandu (Achdan dan Turkandi, 1994, Gambar 5), peta geologi Lembar Aru, Maluku (Hartono dan Ratman, 1992, Gambar 6), serta tektonik regional di kawasan tersebut.

Penampang AB sepanjang kurang lebih 350 km memotong Kepulauan Kai dan Kepulauan Aru dengan arah relatif barat-timur dapat dilihat pada Gambar 7 (penampang) dan Gambar 3 (arah pemodelan). Dari ujung kiri terdapat landaian tajam ke arah kiri (barat) sepanjang kurang lebih 10 km hingga mencapai minus 20 mgal, adalah pengaruh massa air laut Palung Weber dengan rapat massa sekitar 1,04 gr/cc. Selanjutnya pada km 15 hingga km 145 landaian agak mengecil walaupun masih menaik dan mencapai puncaknya pada km 145 dengan nilai sekitar 140 mgal di sekitar Kepulauan Kai. Keadaan ini ditafsirkan sebagai cerminan bongkah batuan dasar granitik (2,67 gr/cc) yang relatif lebih dekat ke permukaan dan undulasi batuan mantel atas (2,9 gr/cc) di bawah Kepulauan Kai yang bias jadi disebabkan oleh sesar naik. Namun demikian pada segmen ini terdapat juga perubahan frekuensi kurva anomali secara setempat-setempat akibat pengaruh ketebalan sedimen Tersier (2,20 gr/cc). Dari km 150 hingga kilometer 250 kurva anomali memperlihatkan gradien menurun tajam hingga pada puncak terendah -100 mgal pada km 175 dan kemudian naik agak tajam hingga mencapai nilai sekitar 45 mgal pada km 250. Variasi yang cukup tajam pada segmen ini ditafsirkan sebagai akibat zona sesar yang melanda daerah ini sampai batuan dasarnya sehingga ada beberapa blok kerak

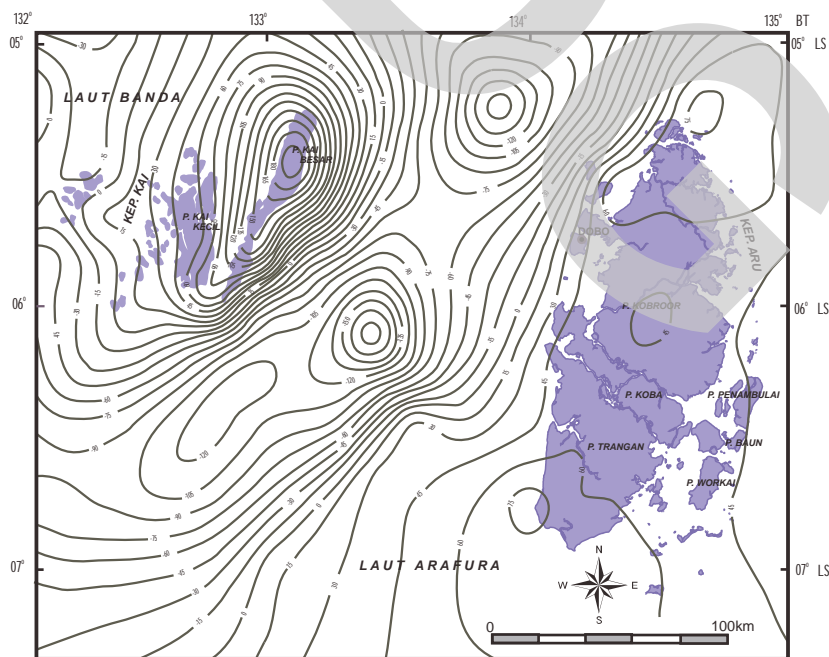
yang turun membentuk suatu graben di sekitar Palung Aru. Analisis ini juga didukung oleh data kegempaan yang menyatakan bahwa gempa di daerah ini ditimbulkan oleh pergerakan bidang sesar (Gambar 4). Hal ini dapat dimengerti karena daerah ini merupakan zona di mana blok-blok kerak kontinen mengalami patahan turun. Walaupun demikian, pertumbuhan batugamping di daerah ini cukup baik, hal ini kemungkinan karena sebelum terjadi patahan turun, terlebih dulu ada pengangkatan sehingga melahirkan suksesi pengendapan batugamping yang berlangsung sejak Tersier di Kepulauan Kai (Achdan dan Turkandi, 1994) atau sejak Miosen Awal (dalam hipotesa, Gambar 8). Selanjutnya pada km 250 hingga km 350 kurva anomali memperlihatkan landaian yang rendah karena di daerah ini kondisi geologinya sudah memasuki kawasan Paparan Arafura yang stabil, di mana litologi relatif homogen (Hartono dan Ratman, 1992) dan tidak terlihat adanya undulasi *basement*.

Hipotesa Geodinamika Kerak Lajur Kai-Aru

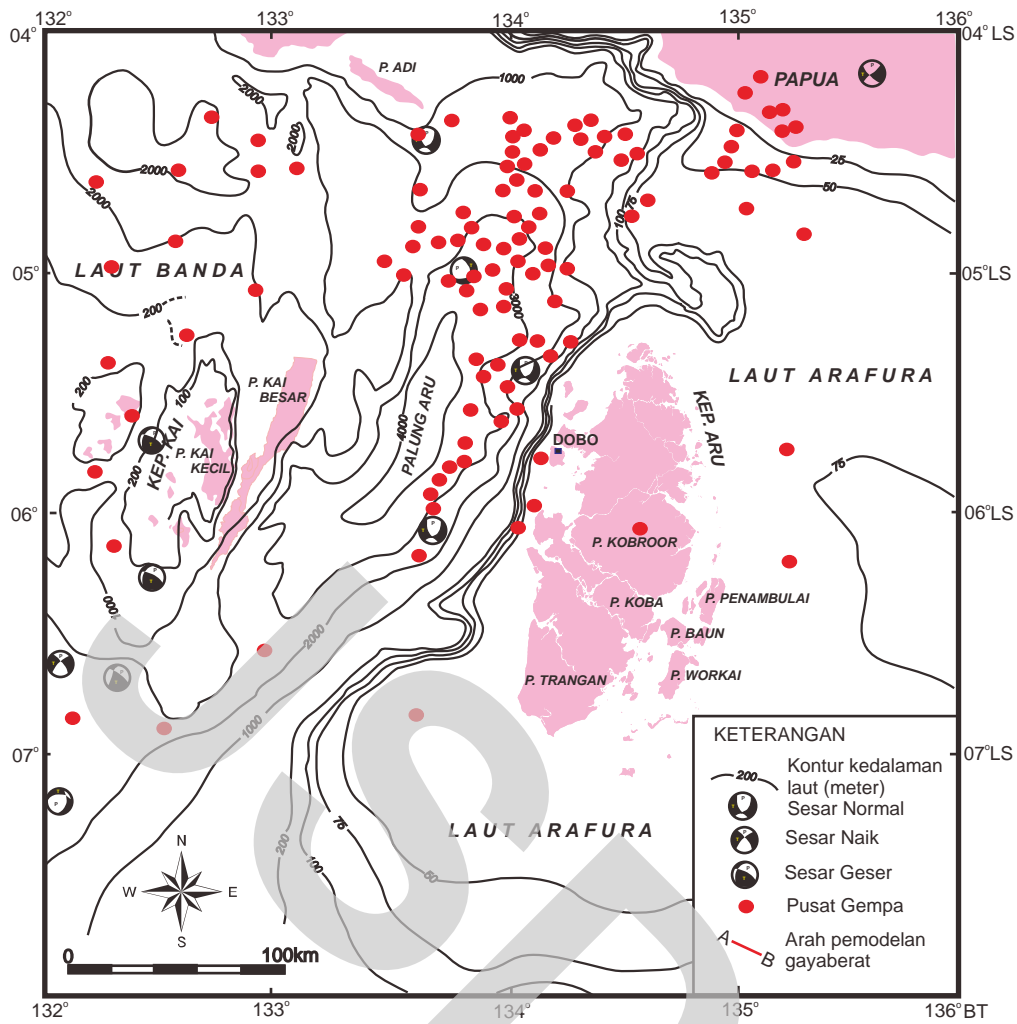
Telah disebutkan di atas bahwa daerah lajur Kai-Aru pada masa kini dilandasi oleh batuan kerak benua granitik (Gambar 7). Pada awal mulanya daerah Kai-Aru digambarkan masih sebagai bagian dari kerak granitik benua Australia (Gambar 8) yang dalam kondisi isostatik mempunyai rapat massa sekitar 6,7 gr/cc, ketebalan sekitar 30 km. Dalam keadaan isostatik yang demikian lengkung anomali nilainya sama dengan nol (Sardjono, 2003), di dalam penampang daerah penelitian ditunjukkan pada gambar 9 (1). Keadaan yang demikian diperkirakan berlangsung pada jaman Paleozoikum (Pra-Jura, Unrug, 1997), di mana benua Australia masih menyatu dengan benua mikro India dan Antartika. Kemudian kerak benua pada segmen tersebut sedikit demi sedikit mengalami regangan sejak Jura. Pada Akhir Jura, terjadi pemekaran lantai samudera yaitu ditandai dengan lineasi magnet M25-MO (Hartono, 1990, Metcalfe, 1998) yang melahirkan Kerak Samudera Laut Banda (proto Laut banda) di mana pada pergerakannya ke arah timur terus mendesak Kerak Benua Australia, sehingga gaya regangan menjadi gaya tekan. Kemudian pada Kapur Awal, terjadi pemekaran Kerak Samudera Thetys yang ditandai dengan lineasi magnet pematang kerak samudera M16 (Hartono, 1990) dan pemisahan Benua Australia dari Antartika (Weissel, et al., 1977, Metcalfe, 1998, Pigram dan Panggabean, 1984). Sebagai akibatnya terjadi regangan dan tekanan yang

melanda kerak granitik di beberapa kawasan daerah ini. Pada segmen proto Kai-Aru kemungkinan pada saat itu terjadi regangan (*extensional regime*) karena kerak Benua Australia mulai bergerak perlahan ke utara sehingga kurva anomali Bouguer sedikit melengkung dan nilainya sedikit berubah karena terjadi penipisan kerak pada bagian ini dan mantel atas yang mempunyai rapat massa 3,1 gr/cc naik sedikit (Gambar 9.3). Sifat getas (*brittle*) kerak garnitik dan desakan terus menerus menimbulkan pelengkungan kerak dan seterusnya terjadi patahan geser di sebelah barat proto Aru (Gambar 9.4 dan 9.5). Pemekaran kerak samudera Laut Banda terus berlanjut, tetapi pada Paleosen Kerak Benua Australia mulai bergerak lebih cepat mendesak ke utara sehingga gaya tektonik tekan (*compressional regime*) dibarengi juga dengan komponen geser (*slip regime*) yang mempercepat separasi gerak sesar geser menganan di sebelah barat proto Aru (Proto Palung Aru). Namun demikian gerak Lempeng Australia ini mulai mendapat perlawanan dari Lempeng Pasifik yang sudah dimulai sejak Eosen (Atmawinata dan Ratman, 1982). Pada fase ini terjadi pengapungan kerak benua akibat terhentinya gerak penunjaman di bagian tepi kontinen yang berpengaruh juga di daerah proto Kai-Aru sehingga sedikit demi sedikit mulai terangkat membentuk gugusan kepulauan dan sukseksi batu gamping di bagian barat daerah penelitian yaitu di sekitar gugusan Kepulauan Kai (Gambar 9.6 dan Gambar

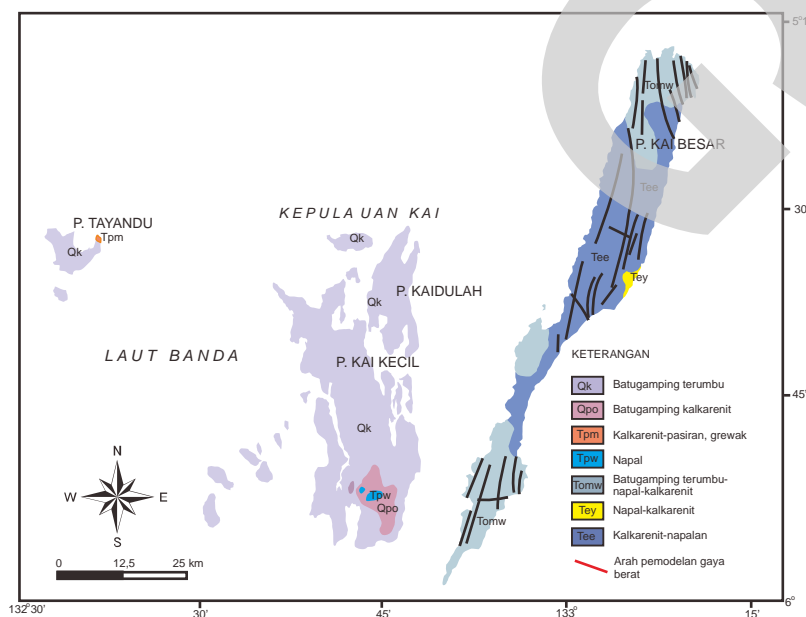
9.7). Namun demikian sejak Pliosen saling dorong gaya tektonik yang berasal dari Kerak Benua Australia melawan Kerak Samudra Pasifik menimbulkan dua sesar besar yaitu Sesar Sorong (SFZ, *Sorong Fault Zone*) dan Sesar Tarera Aiduna (TAF, *Tarera Aiduna Fault Zone*). Terbentuknya ke dua sesar tersebut menyebabkan blok kerak kontinen di sekitar Kepulauan Aru bergerak ke timur (Gambar 8.8 dan 8.9) sehingga terjadi regangan lagi pada segmen Kai-Aru yang menjadi cikal bakal terbentuknya Palung Aru. Kondisi ini terus berlanjut sehingga terbentuk sesar-sesar normal dan graben di daerah regangan akibat tektonik gravitasi dan diikuti oleh pembentukan palung-palung seperti Palung Aru yang disertai juga dengan pembentukan sedimen (lihat model penampang, Gambar 7 dan Gambar 9). Sedangkan di sebelah barat Kepulauan Kai terbentuk sesar sesar naik akibat *compressional regime* dari Kerak Laut Banda yang melibatkan batuan dasar (Charlton, 2004) sehingga memunculkan batuan-batuan sedimen di atasnya pada jalur *Tertiary accretionary wedge* dan membentuk gugusan kepulauan di sebelah selatan Kepulauan Kai (Achdan dan Turkandi, 1994). Sesar-sesar normal di Palung Aru dan sesar-sesar naik sebelah selatan Kepulauan Kai ini yang ditafsirkan sebagai penyebab terjadinya gempa yang telah disebutkan di atas.



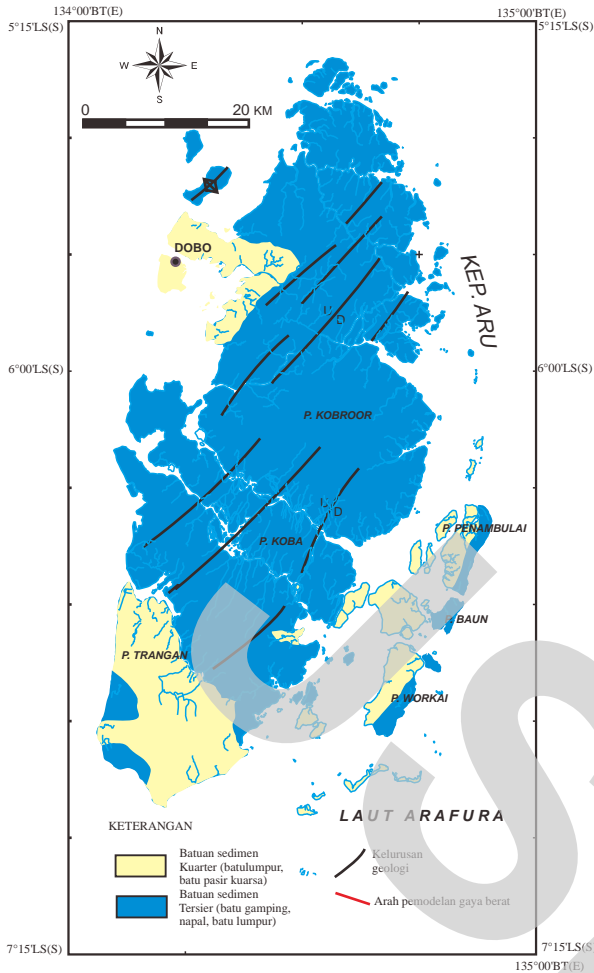
Gambar 3. Peta anomali Bouguer di sekitar Kepulauan Kai dan Aru interval kontur 15 mgal (dikompilasi dari Bowin, *et al*, 1981, Setyanta & Nasution, 2007, Susilo dan Hayat, 2007). AB adalah arah pemodelan bawah permukaan gaya berat.



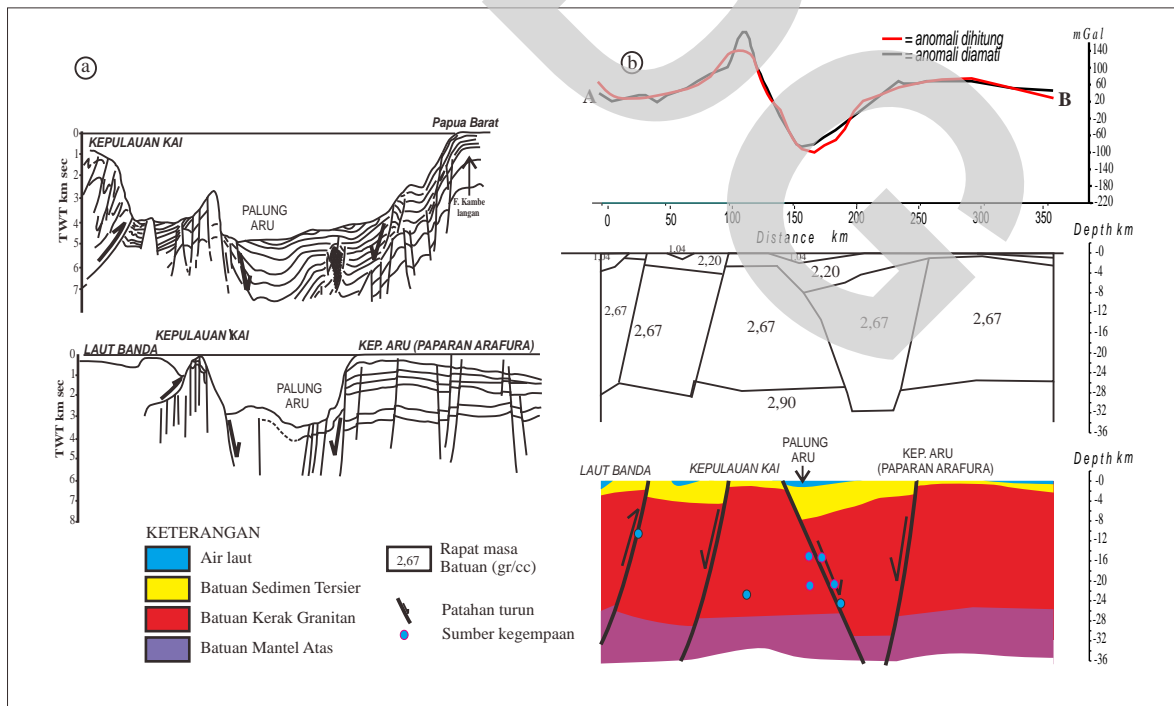
Gambar 4. Peta kontur kedalaman laut (dalam meter) di sekitar Kepulauan Aru-Kai dan solusi mekanisme bidang patahan serta pusat gempa dengan kedalaman 0 - 34 km (dikompilasi dari PPGL, 1994, McCue, 1989, Cardwell dan Isacks, 1978). Garis AB adalah arah pemodelan gaya berat.



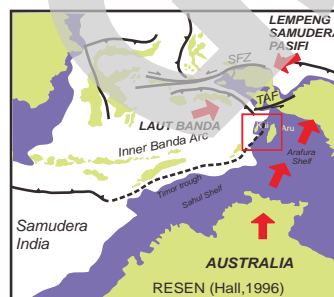
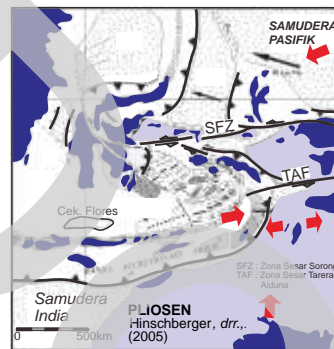
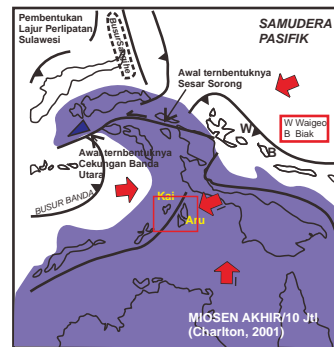
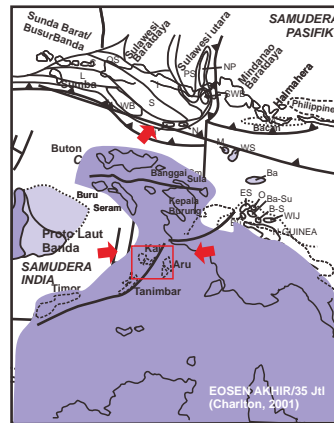
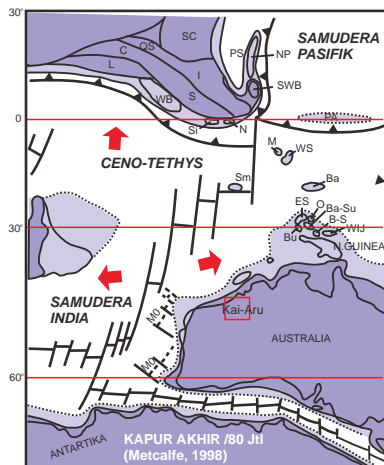
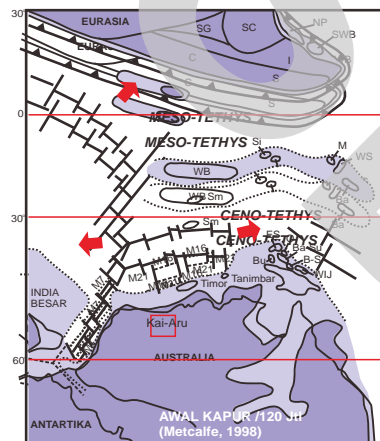
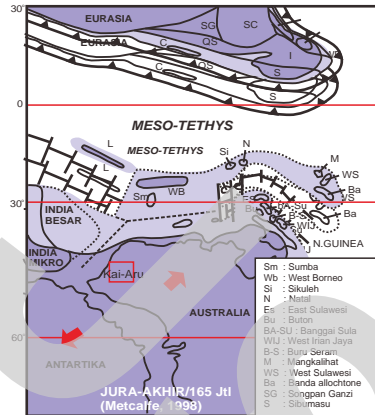
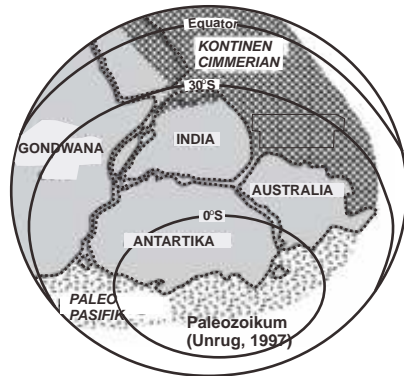
Gambar 5 : Peta Geologi Kepulauan Kai dan Tayandu, Maluku (Achdan dan Turkandi, 1994).



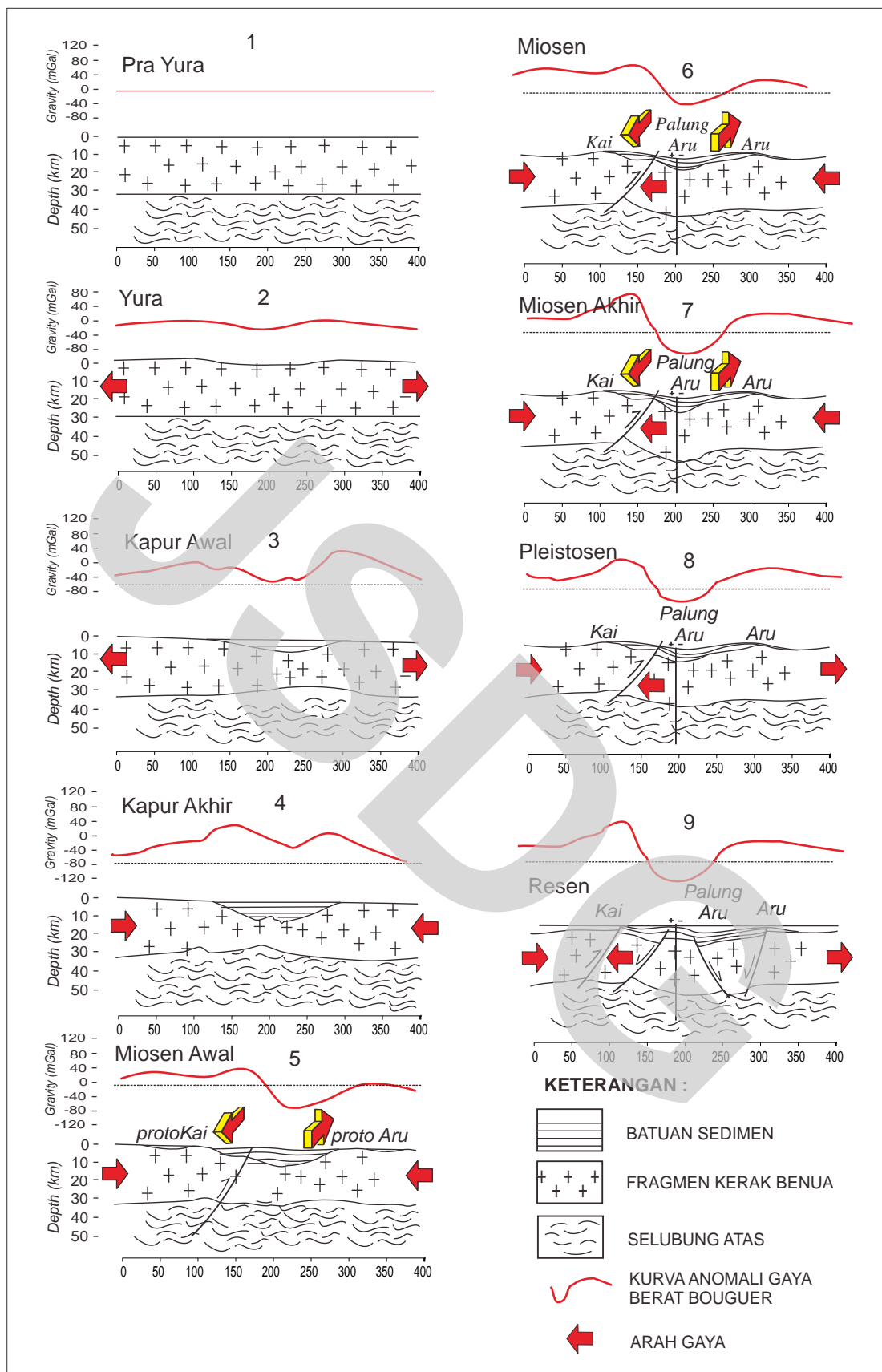
Gambar 6. Peta geologi sederhana P. Aru dan sekitarnya (disederhanakan dari Hartono & Ratman, 1992).



Gambar 7. Interpretasi Penampang Seismik refleksi (Kartaadipura, *et al.*, 1982, gambar a) dan penampang bawah permukaan gayaberat arah AB daerah Kepulauan Kai-Aru dan sekitarnya (gambar b).



Gambar 8 : Rekonstruksi paleogeografi Indonesia bagian timur (modifikasi Unrug, 1997, Metcalfe, 1998, Charlton, 2001, Hall, 1996, Hinschberger, dr.,2005)



Gambar 9. Hipotesa model Geodinamika Kerak Lajur Kai-Aru berdasarkan anomali gayaberat.

Kesimpulan

Analisis peta gaya berat Bouguer, data kegempaan, model bawah permukaan gayaberat dan studi geodinamika tektonik daerah lajur Kepulauan Kai dan Kepulauan Aru telah menghasilkan beberapa kesimpulan utama yakni :

1. Daerah penelitian dilandasi oleh batuan dasar kerak kontinen Australia yang mempunyai rapat massa sekitar 2,67 gr/cc.
2. Dari trend anomali Bouguer, arah gaya utama pembentuk struktur geologi utama berasal dari Barat laut-Tenggara.
3. Secara tektonik lajur Kepulauan Kai Aru terbentuk oleh proses regangan (*extensional regime*) yang kemudian berubah menjadi tekanan (*compressional regime*) sehingga seolah olah terjadi tumbukan lempeng sejenis dan diakhiri dengan regangan yang menyebabkan terjadinya tektonik gravitasi.
4. Tektonik gravitasi melahirkan sesar-sesar normal yang membentuk cekungan di Palung Aru seperti yang terlihat dari ekspresi gaya berat di daerah ini.

Saran

Seegera dibuat proposal penelitian paleomagnetik daerah Aru-Kai untuk menunjang hipotesis tektonik yang telah dikemukakan oleh para ahli kebumih. Maksud penelitian magnet purba terhadap formasi-formasi batuan di daerah Kai-Aru yang meliputi inklinasi dan deklinasi adalah untuk mengetahui posisi lintang purba dan rotasi yang sudah dialami tiap-tiap formasi. Dengan demikian penggabungan data magnet purba dan data sebelumnya dapat mendemonstrasikan urutan-pergerakan bagian blok-blok di Kai-Aru.

Ucapan terima kasih

Ucapan terima kasih kami sampaikan kepada Kepala Pusat Survei Geologi, Rekan-rekan Kelompok Geofisika dan para editor yang telah membantu dalam penulisan hingga penerbitan tulisan ini

Acuan

- Achdan, A. dan Turkandi, T., 1994, *Peta Geologi Lembar Kai dan Tayandu, Maluku, skala 1 : 250.000*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Adkins, J., Sutisna, S. and Untung, M., 1978. A Regional Gravity Base Station network for Indonesia, Geological Survey of Indonesia. *Publikasi Teknik Seri Geofisika*, no. 6, 1978, Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Atmawinata, S. dan Ratman, N., 1982. Struktur geologi Pulau Yapen dan hubungannya dengan lajur sesar Sorong. *Prosiding PIT XI IAGI*, Jakarta, hal 1-6.
- Bowin, C.O., Warsi, C. and Milligan, J., 1981. *Free Air Anomali Atlas of the world*. Government Printing Office, Washington DC, USA.
- Cardwell, R.K. and Isacks, B.L., 1978. Geometry of the subducted lithosphere beneath the Banda Sea in Eastern Indonesia from seismicity and fault plane solutions. *Journal of Geophysical Research*, 83, B6, 2825-2838.
- Charlton, T.R., 2004. The petroleum potential of inversion anticlines in Banda Arc. *AAPG Bul.*, 88: 565-586.
- Charlton, 2001. Permo Triassic evolution of Gonwanan eastern Indonesia and the final Mesozoic separation of S E Asia from Australia. *Journal of Asia Earth Sciences*, 19: 595-617.
- de Smet, M.E.M., 1999. On The Origin of The Outer Banda Arc, Tectonics and Sedimentation of Indonesia. *Proc. of the Geology of Indonesia Book 50th Ann. Mem. Sem.* Authored by R.W. van Bemmelen, ed. by H. Darman & F.H. Sidi, 81 pp.
- Hall, R., J.R. Ali, C.D. Anderson and S. J. Baker, 1995. Origin and motion history of the Philippine Sea Plate. *Tectonophysics, Volume 251, Issues 1-4*, 15 December 1995, pp. 229-250

- Hartono, H.M.S., 1990. Terbentuknya Busur Vulkanik Banda. *Geologi Indonesia, Majalah IAGI*, XIII (2): 105-112.
- Hartono, U. dan Ratman, N., 1992. *Peta Geologi Lembar Aru, Maluku, skala 1 : 250.000*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Heine, C. dan Muller, R.D., 2005. Late Jurassic rifting along the Australian North West Shelf: margin geometry and spreading ridge configuration. *Australian Journal of Earth Sciences*, 52, (27–39).
- Hinschberger, F., Malod, J.A., Rehault, J.P., Villeneuve, M., Royer, J.Y. and Burhanuddin, S., 2005. Late Cenozoic geodynamic evolution of eastern Indonesia. *Tectonophysics*. ELSEVIER.
- Kartaadipura, L.W., Ahmad, Z. and Reymond, A., 1982. Deep sea basins in Indonesia. *Proc. Indon. Petrol. Assoc. 11th Ann. Conc.* Vol. I, , Jakarta, pp. 53-81.
- Kaye, S.J., 1989. The Structure of Eastern Indonesia an approach via gravity and other geophysical methods. Phd thesis, University of London, U.K. <http://www.bandaarcgeophysics.co.UK>.
- Lapouille, A., Haryono, H., Larue, M., Pramuwijoyo, S. dan Lardy, M., 1985. Age and origin of the sea floor of the Banda Sea (Eastern Indonesia). *Oceanologica Acta*, 8 (4), pp.379-389.
- Pigram, C.J., and Pangabeau, H., (1984). Rifting of the northern margin of the Australian continent and the origin of some microcontinents in eastern Indonesia. *Tectonophysics*, 107 (331-353).
- PPGL. 1994. Hasil kompilasi peta elemen tektonik, peta pusat gempa bumi dan solusi mekanisme bidang sesar serta peta geologi dasar laut Perairan Kep. Aru dan sekitarnya. *Berita Geologi*, XV: 7-14, DGSM, Des. 1994.
- Sardjono, 2003. Anomali gaya berat dan dinamika kerak bumi. *Majalah IAGI*, 33, (2) : 43-55.
- Setyanta, B. dan Nasution, J., 2007. *Peta Anomali Bouguer Lembar Aru, Maluku, skala 1 : 250.000*. Pusat Survei Geologi, Bandung.
- Simanjuntak, T.O., 1992. Tectonic development of the Indonesian Archipelago and its bearing on the occurrence of energy resources. *Journal of geology and mineral resources*, v.II, pp. 1-23.
- Susilo, A., dan Hayat, D.Z., 2007. *Peta Anomali Bouguer Lembar Kai dan Tual, Maluku, skala 1 : 250.000*. Pusat Survei Geologi, Bandung.
- Tjia, H.D., 1973. Irian Fault Zone and Sorong melange. *Sains Malaysia*, v.2, hal 13-30.
- Unrug, R. 1997. Rodinia to Gondwana: the geodynamic map of Gondwana supercontinent assembly. *GSA Today* 7 (1): 1-6.
- McCue K.F., 1989. *Australian Seismological Report 1985*. Bureau of Mineral Resources, Australia, Report 285
- Metcalfe, I., 1998. Paleozoic and Mesozoic geological evolution of the SE Asian region : multidisciplinary constraints and implications for biogeografi. *Biogeography and Geological evolution of SE Asia*, pp 25-4, eds. Robert Hall dan Jeremy D. Holloway, Backbuys Publishers, Leiden.
- Weissel, J.K., Watts, A.B., Lapouille, A., Karnenr, G. dan Jongsma, D., 1977. Preliminary result geophysical investigation in marginal basin of Melanesia. *Eos. Trans. Amer. Geophys. Union (Abstr.)*, 58/504.