

Skripsi Geofisika

**APLIKASI METODE SINYAL ANALITIK DAN
DEKONVOLUSI EULER DALAM INTERPRETASI
ANOMALI MAGNETIK DI LAUT SERAM**

Disusun dan diajukan oleh

RIATNA

H221 15 013



**DEPARTEMEN GEOFISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS HASANUDDIN
MAKASSAR
2021**

**APLIKASI METODE SINYAL ANALITIK DAN
DEKONVOLUSI EULER DALAM INTERPRETASI ANOMALI
MAGNETIK DI LAUT SERAM**

Skripsi untuk Melengkapi Tugas-Tugas dan
Memenuhi Syarat untuk Mencapai Gelar Sarjana



OLEH:

RIATNA

H22115013

**DEPARTEMEN GEOFISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
UNIVERSITAS HASANUDDIN
MAKASSAR
2021**

LEMBAR PENGESAHAN SKRIPSI

**APLIKASI METODE SINYAL ANALITIK DAN DEKONVOLUSI EULER
DALAM INTERPRETASI ANOMALI MAGNETIK DI LAUT SERAM**

Disusun dan diajukan oleh

RIATNA

H22115013

Telah dipertahankan di hadapan Panitia Ujian yang dibentuk dalam rangka penyelesaian studi Program Sarjana Program Studi, Geofisika
Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam Universitas Hasanuddin
Pada tanggal 8 Januari 2021
dan dinyatakan telah memenuhi syarat kelulusan

Menyetujui

Pembimbing Utama



Sabrianto Aswad, S.Si, MT
NIP. 197805242005011002

Pembimbing Pertama



Ir. Bambang Harimei, M.Si
NIP. 196105011990031003

Ketua Program Studi



Dr. Muh. Alimuddin Hamzah, M.Eng
NIP. 196709291993031003

PERNYATAAN KEASLIAN

Yang bertanda tangan di bawah ini ;

Nama : Riatna
NIM : H22115013
Program Studi : Geofisika
Jenjang : S1

Menyatakan dengan ini bahwa karya tulisan saya berjudul

“Aplikasi Metode Sinya Analitik dan Dekonvolusi Euler dalam Interpretasi Anomali Magnetik Di Laut Seram”

Adalah karya tulisan tangan saya sendiri, bukan merupakan pengambilan alihan tulisan orang lain dan bahwa Skripsi yang saya tulis ini benar-benar merupakan hasil karya saya sendiri.

Apabila dikemudian hari terbukti atau dapat dibuktikan bahwa sebagian atau keseluruhan isi skripsi ini hasil karya orang lain, maka saya bersedia menerima sanksi atas perbuatan tersebut.

Makassar, 08 Januari 2021

Yang menyatakan



6000
ENAM RIBURUPAH

Riatna

ABSTRAK

Tatanan tektonik yang kompleks di laut seram disebabkan oleh konvergensi antar Lempeng Australia, Lempeng Pasifik, dan Lempeng Eurasia sehingga berkembangnya zona *thrusting* (pengangkatan) dan patahan di area palung Seram. Penelitian di area yang memiliki struktur geologi yang kompleks ini diaplikasikan teknik interpretasi anomali magnetik menggunakan metode sinyal analitik dan dekonvolusi euler untuk mengidentifikasi struktur geologi dalam hal ini berupa kedalaman dan batas tepian sumber anomali. Identifikasi batas tepian anomali magnetik menggunakan metode sinyal analitik merupakan hasil dari kombinasi turunan horizontal dan vertikal. Kontras nilai kontur sinyal analitik yang bernilai tinggi dengan nilai sekitar 0.02 nT/m dan rendah dengan nilai 0 – 0.01 nT/m bersesuaian dengan jalur zona *thrusting* yang mengarah utara ke selatan laut Seram. Sedangkan Interpretasi menggunakan metode dekonvolusi euler memberikan informasi posisi dan kedalaman anomali. diperoleh estimasi kedalaman sebesar 4500 m – 12000 m dengan menggunakan struktur indeks 0.5 dengan Kedalaman yang mendominasi Ssekitar > 9000 m diperkirakan merupakan zona *thrusting* akibat subduksi antar lempeng di wilayah penelitian. Gambaran di bawah permukaan dilakukan dengan pemodelan kedepan. Hasil pemodelan kedepan memberikan informasi stratigrafi diwilayah penelitian berupa Lapisan pertama hingga basement berupa *sandstone* dan *shale* (S = 0.000502 SI), *mudstone* dan *siltstone* (S = 0.001 SI), *limestone* (S = 0.1 SI), *low grade metamorphic* (S = 0.19 SI), dan *high grade metamorphic* (S = 0.29 SI). Arah tenggara palung seram terdapat lapisan *growth strata* yang menandakan zona *thrusting* aktif serta bagian barat laut Palung seram terdapat fitur bidang gelincir (*gravity slide*).

Kata kunci: Palung Seram; Zona *Thrusting*; Anomali Magnetik; Sinyal Analitik; Dekonvolusi Euler; Pemodelan ke Depan

ABSTRACT

The complex tectonic setting in the Seram sea due to convergence between the Eurasian, Indo-Australian and Pacific plates resulting in the development of a thrusting zone and faults in the area of the troughs. Research in an area complex geological structure is applied magnetic anomaly interpretation techniques using analytic signal and euler deconvolution methods to identify geological structures, in this case, depth estimation and source-edge. Source-edge identification of magnetic anomaly using analytic signal method is the result combination of horizontal and vertical derivatives. Contrast value of the analytical signal contour which is high value with a value of about 0.02 nT / m and low with a value of 0 - 0.01 nT / m corresponds to the thrusting zone path that leads north to the south of the sea. Meanwhile, interpretation using the euler deconvolution method provides information on the position and depth of the anomaly. The estimated depth is 4500 m - 12000 m using an index structure of 0.5 with a depth that dominates around > 9000 m which is estimated to be a thrusting zone due to subduction between plates in the study area. The image below the surface is carried out by forward modeling. Forward modeling results provide stratigraphic information in the research area in the form of the first layer to the basement in the form of sandstone and shale ($S = 0.000502$ SI), mudstone and siltstone ($S = 0.001$ SI), limestone ($S = 0.1$ SI), low grade metamorphic ($S = 0.19$ SI) , and high grade metamorphic ($S = 0.29$ SI). To the southeast of the Seram Trough there is a growth strata layer which indicates an active thrusting zone and the northwestern part of the Seram Trench has a gravity slide feature.

Keywords: Seram Through; Thrusting zone; magnetic anomaly; Analytic Signal; Euler Deconvolution; Forward Modelling

KATA PENGANTAR

Bismillahirrahmanirrahim

Assalamu'alaikum Warahmatullahi Wabarakatuh

Puji Syukur penulis panjatkan kepada Allah SWT yang telah melimpahkan rahmat, karunia, taufik serta hidayah-Nya sehingga dapat merampungkan dengan baik dan penuh kelancaran skripsi dengan judul “**Aplikasi Metode Sinyal Analitik dan Dekonvolusi Euler dalam Interpretasi Anomali Magnetik di Laut Seram**”. Shalawat serta salam tak lupa penulis haturkan kepada baginda Rasulullah SAW, keluarga, para sahabat, dan para pengikutnya.

Dalam penyelesaian skripsi ini, tak terlepas dari berbagai rintangan dan keterbatasan penulis, akan berkat bantuan, motivasi, dan doa dari berbagai pihak sehingga dapat diatasi. Oleh karena itu, dengan kerendahan hati penulis mengucapkan terima kasih kepada orang tua tercinta, ayahanda **Syahrul D** dan ibunda **Derma** atas kerja keras, doa, dan kasih sayangnya. Kepada saudariku kakak **Hijrana, S.E., Israna Syahrul, Jumrana, S.E** dan adik **Nirwana, Amd. T.**, yang banyak memberikan motivasi dan mengajarkan arti kesabaran kepada penulis.,

Ucapan terimakasih juga penulis haturkan kepada semua pihak yang telah memberikan bantuan, bimbingan, dan motivasi dalam menyelesaikan studi. Rampungnya skripsi ini adalah sumbangsih dari berbagai pihak. Oleh karena itu, dengan segala kerendahan hati penulis mengucapkan terimakasih dan penghargaan sebesar-besarnya kepada:

1. Bapak **Sabrianto Aswad, S.Si, MT.**, selaku pembimbing utama dan Bapak **Ir. Bambang Harimei, M.Si.**, selaku pembimbing pertama yang dengan tulus dan sabar memberikan bimbingan, serta menuntun penulis hingga rampungnya skripsi ini.
2. Bapak **Dr. Erfan, M.Si.**, dan Bapak **Dr. Muh. Hamzah, S.Si, MT**, selaku penguji yang telah memberikan koreksi dan masukan kepada penulis dalam penyelesaian skripsi ini.
3. **Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi Kelautan (P3GL)**, yang telah membantu dan memberikan izin dalam pengambilan data tugas akhir penulis. Penulis ucapkan terima kasih sebesar-besarnya atas segala bantuan serta bimbingan yang diberikan.
4. Terima kasih juga atas waktu, bimbingan serta segala saran dan masukan kepada ibu **Yulinar Firdaus, S.Si, MT (Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi Kelautan (P3GL))** yang sudah sangat membantu dalam pengolahan data tugas akhir penulis sehingga dapat terselesaikan dengan baik hingga rampung.
5. Bapak **Dr. Muh. Alimuddin Hamzah, M.Eng.**, dan Bapak **Dr. Erfan, M.Si.**, selaku Ketua dan Sekretaris Departemen Geofisika FMIPA UNHAS. Terimakasih atas bantuan bapak-bapak dosen selama menjalani perkuliahan di kampus.
6. Bapak **Dr. Samsu Arif, M.Si.**, selaku Penasehat Akademik yang telah banyak memberikan nasehat, bimbingan dan masukan kepada penulis.

7. Seluruh **Dosen Departemen Geofisika** dan **Staf Departemen** serta **Fakultas MIPA** atas ilmu pengetahuan selama masa studi yang telah diajarkan dan pelayanan yang telah diberikan.
8. Teman penulis mengurus berkas skripsi bersama yang sangat banyak membantu **Ainul Mardiah** serta teman penulis yang banyak membantu dalam script MATLAB dan penurunan rumus **Nurkhaliq Futra Maulana (Fisika 2015)**.
9. Teman satu bimbingan saya dengan Pak Sabri, **Sri Wahyuni, Dewi Ayu Swastika** dan **Sufridah** yang telah banyak membantu dan berbagi semangat.
10. Seluruh teman-teman **Geofisika 2015**, yang telah memberikan dukungan dan saling membantu dalam penyelesaian studi ini.
11. Seluruh teman-teman **F15IKA**, yang telah memberikan banyak dukungan dan pengalaman kepada penulis. Terimakasih untuk setiap momen suka dan duka yang tak terlupakan selama bersama. Salam **SATU DALAM DEKAPAN!**
12. Keluarga **Himpunan Mahasiswa Geofisika (HMGF)**, **Himpunan Mahasiswa Fisika (HIMAFI)**, dan **KM FMIPA UNHAS**, terima kasih kesempatan berorganisasi yang telah diberikan serta atas kebersamaan dan pengalamannya. **USE YOUR MIND BE THE BEST!**
13. Kepada **teman-teman posko KKN 99** dan **Keluarga Desa Balassuka, Kabupaten Gowa**, terima kasih atas setiap waktu yang menyenangkan selama masa KKN bersama.

Serta kepada semua pihak yang telah membantu penulis selama menempuh masa studi yang tidak dapat penulis sebutkan satu persatu. Dalam penyusunan tugas

akhir ini, penulis telah berusaha untuk menyusun dan memberikan yang terbaik. Jika terdapat suatu kesalahan dan kekurangan dalam tugas akhir ini yang tidak penulis sasaki, penulis mohon maaf yang sebesar-besarnya. Saran maupun kritik dari pembaca akan sangat membantu untuk kemajuan di masa datang. Akhir kata, semoga skripsi ini dapat mencapai tujuan yang dimaksudkan dan bermanfaat bagi penulis dan pembaca pada umumnya.

Wassalamu'Alaikum Warahmatullahi Wabarakatuh.

Makassar, 8 Januari 2021

Penulis

DAFTAR ISI

SAMPUL	
HALAMAN PENUNJUK SKRIPSI	i
LEMBAR PENGESAHAN SKRIPSI	ii
PERNYATAAN KEASLIAN	iii
ABSTRAK	iv
ABSTRACT	v
KATA PENGANTAR	vi
DAFTAR ISI	x
DAFTAR GAMBAR	xii
DAFTAR TABEL	xiii
BAB I PENDAHULUAN	1
I.1 Latar Belakang.....	1
I.2 Rumusan Masalah.....	4
I.3 Ruang Lingkup Penelitian	4
I.4 Tujuan Penelitian	4
BAB II TINJAUAN PUSTAKA	5
II.1 Geologi Regional.....	5
II.2 Teori Dasar Geomagnet.....	10
II.2.1 Gaya dan Kuat Medan Magnet.....	10
II.2.2 Suseptibilitas Magnetik	11
II.2.3 Sifat Magnetik Batuan.....	13
II.2.4 Medan Magnet Bumi.....	16
II.2.5 Koreksi Data Geomagnet (IGRF dan Variasi Harian)	18
II.2.6 Potensial Magnetik	19
II.3 Sinyal Analitik	21
II.4 Dekonvolusi Euler	24
BAB III METODOLOGI PENELITIAN	28

III.1 Lokasi Penelitian.....	28
III.2 Data Penelitian	28
III.3 Tahapan Penelitian.....	30
III.3.1 Prosedur Pengolahan Data	30
III.3.2 Bagan Alir Penelitian	33
BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN.....	34
IV.1 Anomali Medan Magnet Total Laut Seram	34
IV.2 <i>Upward Continuation</i> Anomali Medan Magnet Laut Seram	35
IV.3 Reduksi ke Kutub Anomali Medan Magnet Laut Seram.....	38
IV.4 Sinyal Analitik Anomali Medan Magnet Laut Seram	39
IV.5 Dekonvolusi Euler Anomali Medan Magnet Laut Seram.....	41
IV.6 Forward Modelling 2D Sayatan Melintang Lintasan A-B Arah SE-NW ...	43
BAB V PENUTUP	45
V.1 Kesimpulan.....	45
V.2 Saran.....	46
DAFTAR PUSTAKA	47
LAMPIRAN.....	49

DAFTAR GAMBAR

Gambar 2.1 Elemen tektonik di Kepala Burung Papua barat.....	5
Gambar 2.2 a) Lintasan pengukuran <i>line</i> seismik pada area <i>western zone</i> , b) interpretasi seismik 2D di line A	6
Gambar 2.3 Stratigrafi pulau Seram.....	9
Gambar 2.4 Komponen utama medan magnet bumi	17
Gambar 2.5 Potensial pada dipol magnet	20
Gambar 2.6 Ilustrasi model penyebab anomali magnetik 2D	22
Gambar 2.7 Skema dekonvolusi euler untuk kasus 2D	26
Gambar 3.1 Lokasi Penelitian	28
Gambar 3.2 Lokasi base station geomagnetik stasiun Kakadu	29
Gambar 3.3 Bagan Alir Penelitian.....	33
Gambar 4.1 Anomali magnet total laut seram.....	34
Gambar 4.2 Perbandingan hasil kontinuasi ke atas sebesar 500 m, 1000 m, 2000 m, 4000 m, dan 5000 m.....	36
Gambar 4.3 Hasil kontinuasi ke atas terpilih sebesar 5000 meter.....	37
Gambar 4.4 Reduksi ke kutub anomali medan magnet.....	38
Gambar 4.5 a) Sinyal analitik anomali medan magnet b) <i>overlay</i> sinyal analitik dengan struktur di Laut Seram	40
Gambar 4.6 a) Solusi kedalaman dekonvolusi euler dengan indek struktur $n = 0.5$ b) <i>Overlay</i> sinyal analitik dan dekonvolusi euler pada struktur di Laut Seram	42
Gambar 4.7 Pemodelan 2D bawah permukaan Laut Seram pada lintasan A-B ..	43

DAFTAR TABEL

Tabel 2.1 Suseptibilitas magnetik dari beberapa jenis batuan dan mineral.....	12
Tabel 2.2 c dan \varnothing untuk anomali medan magnet total, vertikal dan horizontal ..	22
Tabel 2.3 Tabel struktur indeks untuk model sederhana.....	25

BAB I

PENDAHULUAN

I.1 Latar Belakang

Indonesia termasuk salah satu negara yang memiliki sumber minyak dan gas bumi (migas) yang cukup melimpah. Tren peningkatan kebutuhan energi migas dari tahun ketahun terus terjadi sedangkan jumlah cadangan migas Indonesia semakin menipis. Untuk mengantisipasi kelangkaan sumber daya migas, eksplorasi migas semakin ditingkatkan sehingga mencakup daerah perairan Indonesia bagian timur dimana data eksplorasi masih minim. Eksplorasi migas dapat dilakukan dengan menggunakan survei geofisika. Salah satu metode geofisika yang dapat digunakan adalah metode geomagnet yang merupakan survei pendahuluan untuk mengetahui informasi struktur di bawah permukaan.

Metode geomagnet merupakan metode geofisika yang digunakan untuk tujuan mengetahui struktur di bawah permukaan bumi berdasarkan sifat fisis suseptibilitas magnetik batuan ataupun mineral. Akurasi pengukuran metode geomagnet relatif tinggi, instrument dan akuisisi di lapangan relatif sederhana, mudah, dan cepat jika dibandingkan dengan metode geofisika lainnya. Selain itu survei geomagnet *marine* tidak mengganggu ekosistem laut karena metode ini termasuk kategori metode geofisika yang pasif karena prinsip kerja metode geomagnet yaitu mengukur medan magnetik yang dipancarkan oleh bumi tanpa memberikan gangguan.

Teknologi akuisisi data magnetik semakin berkembang dengan pesat sehingga menyebabkan volume data yang diolah akan semakin besar. Oleh karena itu perlu diaplikasikan tehnik interpretasi data magnetik secara semiotomatis sehingga pengolahan data relatif cepat. Teknik-teknik interpretasi diterapkan dari data (anomali) dapat langsung diperoleh gambaran mengenai model benda penyebab anomali yang didasarkan pada sifat-sifat spektral dan gradien anomali magnetik dengan menggunakan metode sinyal analitik dan dekonvolusi euler.

Pemodelan data magnetik bertujuan untuk memperoleh informasi mengenai posisi dan kedalaman sumber penyebab anomali magnetik. Pada metode pemodelan ke depan (*forward modelling*) untuk memperkiraan model diperoleh langsung dari pengolahan data lapangan, melalui pencocokan antara data observasi dan data kalkulasi yang dilakukan dengan melalui proses optimasi. Permasalahan pada pemodelan inversi adalah ketidakunikan solusi (*ambiguity*) karena banyaknya model yang respon-nya cocok dengan data pengamatan (Yudistira dan Grandis., 1998)

Nabhgian (1972, 1984) melopori penerapan metode sinyal analitik 3D berdasarkan informasi amplitudo sinyal analitik dengan kombinasi turunan horizontal dan vertikal gradien anomali magnetik yang diterapkan pada model sederhana. Amplitudo dari sinyal analitik memberikan informasi lokasi tepi sumber, sehingga nilai anomali magnetik pada batas tepian anomali akan terlihat lebih jelas yang ditandai dengan amplitudo sinyal analitik dengan area sekitarnya. Keberhasilan metode ini dihasilkan dari fakta bahwa solusi kuantitatif atau semi-kuantitatif

ditemukan tanpa atau sedikit asumsi. Misalnya, keuntungan utama menggunakan metode sinyal analitik yaitu bahwa hasilnya tidak bergantung pada arah magnetisasi sumber anomali. Hsu dkk (1996) menerapkan metode sinyal analitik untuk mengetahui batas-batas geologi dan struktur patahan di palung Okinawa Taiwan. Batas-batas geologi dapat ditentukan dengan melacak amplitudo maksimum dari sinyal analitik. Penerapan konsep sinyal analitik mengurangi efek interferensi antara anomali jarak dekat. Teknik ini memiliki keuntungan menghindari ketergantungan pada medan magnet sekitar. Resolusi yang ditingkatkan memungkinkan untuk mendeteksi dengan lebih baik batas geologis dari sumber anomali.

Reid dkk (1990) menerapkan metode dekonvolusi euler dalam tiga dimensi untuk menentukan posisi dan sumber kedalaman anomali magnetik. Beberapa indikasi jenis sumber dapat diperoleh dengan memvariasikan indeks struktural untuk fitur tertentu. Dekonvolusi Euler mengekstrak informasi dari grid yang sulit diinterpretasikan dalam peta kontur. Produk yang paling penting adalah penggambaran tren euler dan perkiraan kedalamannya. Ghosh dan Dasgupta (2013) mengkorelasikan metode dekonvolusi euler dan sinyal analitik untuk deteksi tepi dan kedalaman anomali magnetik di daerah lipatan anjakan mezoram, hasil dari penelitian ini cukup signifikan untuk interpretasi struktur daerah penelitian dengan geologi yang kompleks. Pada metode dekonvolusi euler perlu diperhatikan penentuan indeks struktural dan *window* yang tepat ini sangat mempengaruhi estimasi kedalaman anomali magnetik.

I.2 Rumusan Masalah

Dari uraian latar belakang penelitian dapat ditarik rumusan masalah pada penelitian ini yaitu:

- 1) Bagaimana menerapkan metode sinyal analitik dan dekonvolusi euler dalam interpretasi anomali magnetik sehingga mempermudah mengidentifikasi struktur geologi di daerah penelitian.
- 2) Bagaimana menggambarkan kondisi dibawah permukaan berdasarkan anomali magnetik serta kondisi geologi dan tektonik regional di wilayah penelitian

I.3 Ruang Lingkup Penelitian

Adapun ruang lingkup pada penelitian ini yaitu:

1. Pada penelitian ini menggunakan data sekunder geomagnetik di Laut Seram hasil survei Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi Kelautan (P3GL) pada bulan mei – juni 2013.
2. Tidak adanya *base* magnetik di daerah penelitian maka koreksi harian dilakukan menggunakan data stasiun *observatory* Kakadu (KDU)

I.4 Tujuan

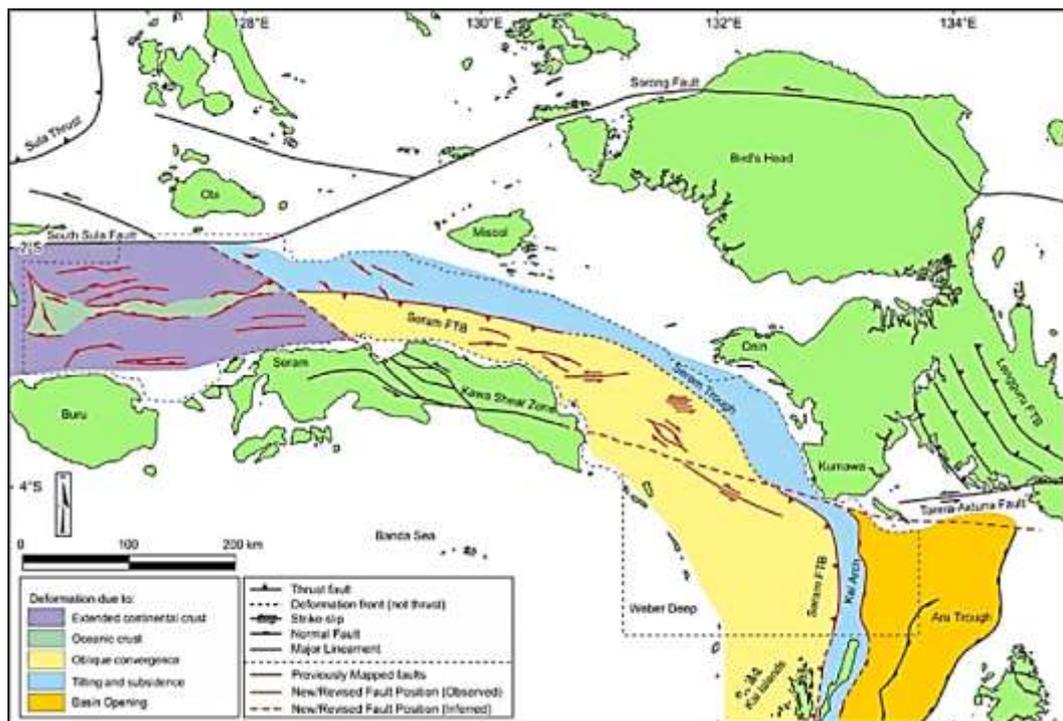
Adapun tujuan yang akan dicapai pada penelitian ini yaitu:

1. Menerapkan metode sinyal analitik dan dekonvolusi euler dalam interpretasi anomali magnetik untuk mengidentifikasi struktur geologi di daerah penelitian.
2. Membuat model 2D bawah permukaan struktur geologi berdasarkan anomali magnetik serta kondisi geologi dan tektonik regional di wilayah penelitian.

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

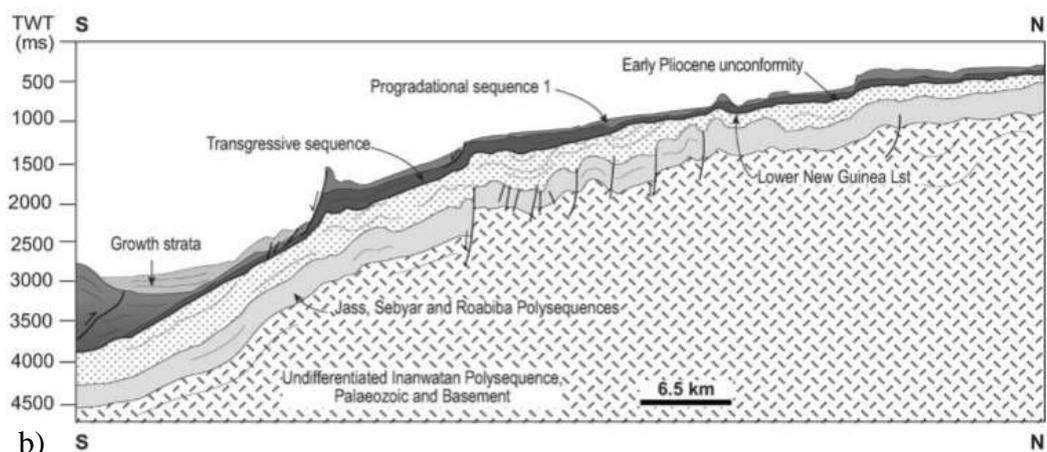
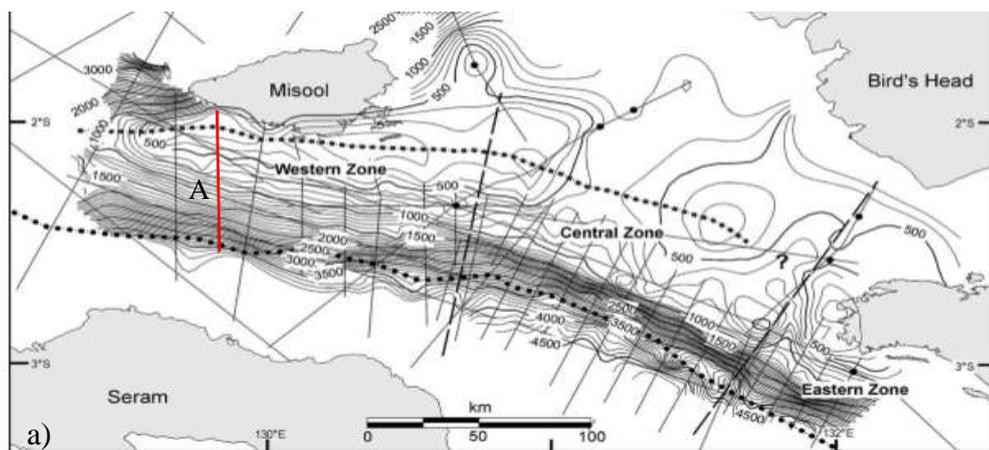
II.1 Geologi Regional



Gambar 2.1 Elemen tektonik di Kepala Burung Papua barat

Palung Seram merupakan daerah yang memiliki tatanan geologi yang kompleks. Hal ini disebabkan karena konvergensi anatar tiga lempeng tektonik, yaitu: Lempeng Australia, Lempeng Pasifik, dan Lempeng Eurasia yang telah aktif pada masa *oligocene*. Palung Seram telah ditafsirkan sebagai parit subduksi, zona deformasi intra-lempeng, dan patahan *strike-slip*. Di utara Seram, di ujung barat palung, Cekungan Buru didominasi oleh sesar ekstensional berarah E-W. Lebih jauh ke timur, Seram utara, tren palung E-W, kemudian melengkung hingga 90 ° dan terjadi struktur sesar naik dan lipatan dari arah E-W ke N-S dan berasosiasi

dengan patahan *strike-slip*. Palung Seram diinterpretasikan sebagai Deformasi dari *fold thrust belt* hasil dari konvergensi antar busur banda luar dengan bagian kepala burung papua. zona *fold thrust belt* ini lebih sempit ke arah barat dan melebar ke arah tenggara. Pengangkatan pada Seram menyebabkan penurunan dan miring ke utara dan timur palung. Deformasi yang lebih muda merupakan patahan *strike-slip*. Di sebelah utara Seram barat, terdapat patahan sesar kiri-lateral menunjukkan bahwa palung mulai berkembang menjadi Cekungan Buru (Patria dan Robert., 2017).



Gambar 2.2 a) Lintasan pengukuran line seismik pada area *western zone*, b) interpretasi seismik 2D di line A

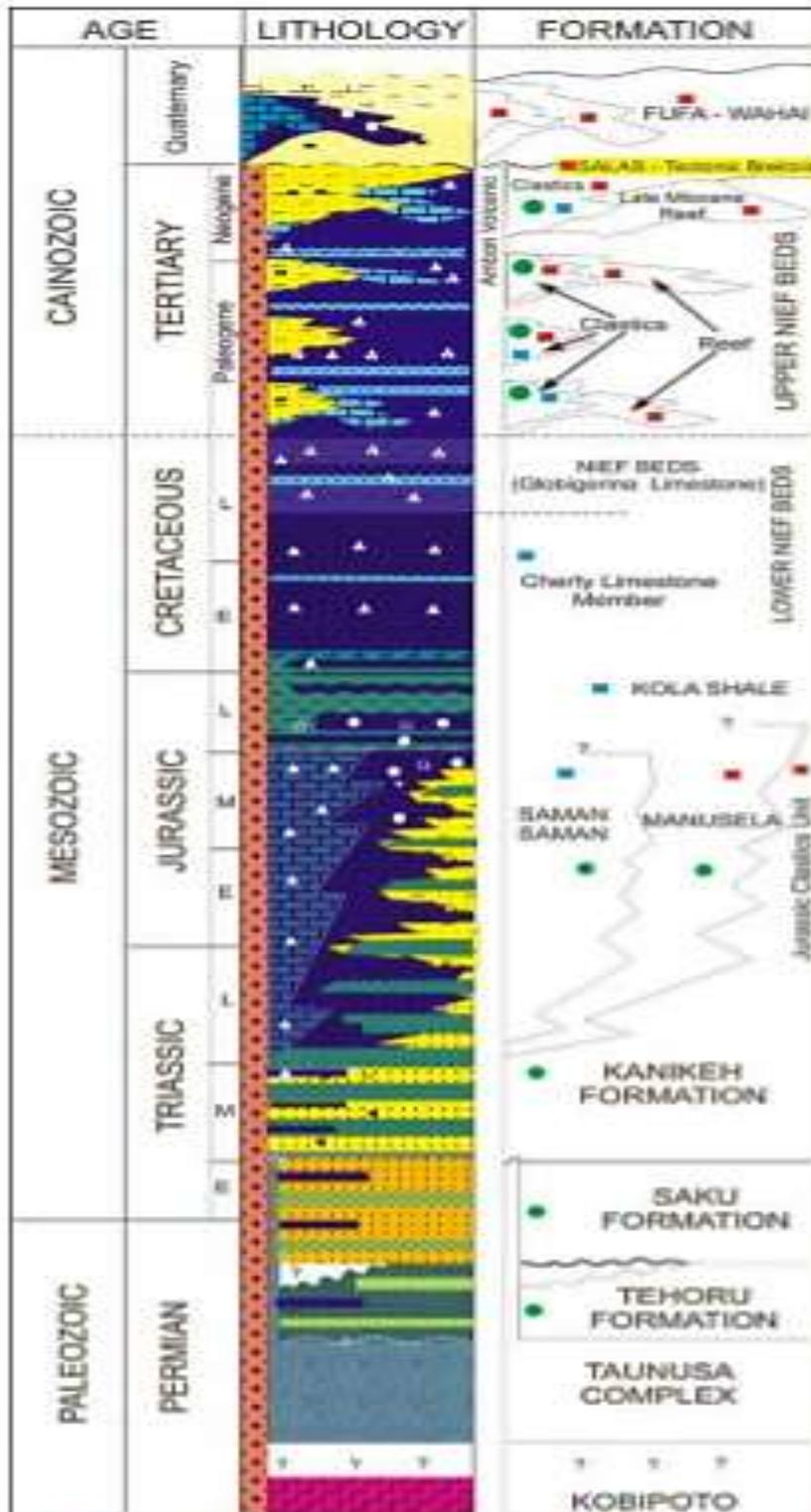
Gambar (2.2) menunjukkan kondisi bawah permukaan Palung Seram berdasarkan interpretasi data seismik 2D, dimana terdapat adanya *growth strata* di sekitar Palung Seram. *Growth strata* tersebut muncul sebagai akibat adanya *thrust belt* di Pulau Seram yang menyebabkan batuan di dasar Palung Seram terangkat secara perlahan. Struktur Palung Seram juga menunjukkan adanya *gravity slide* atau suatu bidang gelincir. Bidang gelincir ini muncul sebagai akibat dari proses *subsidence* di wilayah Perairan Misool. Hal ini membuat endapan sedimen bawah laut dari wilayah Perairan Misool *tertransportasikan menuju Palung Seram melalui gravity slide* tersebut (Pairault dkk, 2003)

Stratigrafi Seram (gambar 2.3) dapat dibagi secara geologis menjadi dua bagian. Sebuah sabuk utara, yang mencakup bagian utara pulau di barat timur, terdiri dari batuan sedimen Trias hingga zaman Miosen, yang fosil dan faciesnya mirip dengan landas kontinen Misool dan New Guinea. Sabuk selatan didominasi oleh batuan metamorf tingkat rendah. Di Seram, batuan dasar terdiri dari batuan metamorf tingkat tinggi ke rendah. butiran kasar dari metamorfosis Sekis dan gneisses dari Kompleks Kobipoto pada masa *Precambrian* hingga Palaeozoik Bawah. Batuan Paleozoikum lainnya adalah metamorf: Kompleks Taunusa Paleozoikum Bawah terdiri dari *phyllites* yang menunjukkan beberapa fase deformasi dan pertengahan trias Kaibobo yang Kompleks, juga disebut Formasi Saku, terdiri dari serpih, *graywackes* dan batu kapur.

Formasi selanjutnya yaitu formasi Kanikeh terdiri dari sedimen silisiklastik abu-abu gelap pada *Trias-Jurassic* Atas dan Bawah. formasi selanjutnya tumpang tindih

dengan Saman-Saman *Limestone* yang berlapis terdiri dari *calcareous marls* dengan berbentuk radiolarian, diselingi dengan *calilitites* rekristalisasi yang dianggap telah diendapkan di laut dalam diluar dari *shelf*, didasari dari tidak adanya material klastik. Pada Trias Atas ke Jurassik bawah Anisepe *Limestone* (adalah batu reefal oolitik dan bioklastik yang terendapkan di lingkungan laut yang hangat dan dangkal. *Jurassic* bawah sampai Miosen bawah diendapkan *nief bed* setelah interval non-pengendapan dan mewakili urutan ke atas yang dangkal, dari *bathyal* ke dekat pantai. Sedimen tidak mengandung bahan *terrigenous* dan terdiri dari batu kapur *foraminiferal* dengan fauna planktonik dan nodul rijang di dasar. Ada periode non-deposisi di Oligosen Tengah yang diikuti oleh pengendapan batu kapur terumbu. *nief bed* dengan kuat terdeformasi dan menebal menuju ke timur laut.

Formasi Fufa-wahai pada *Pleistocene* ditutupi secara tidak selaras oleh Salas *Block Clay*. *Clay* Blok Salas tidak tersortir dan angular pada Miosen Akhir-Pliosen Awal. Bagian Plio-Pleistosen tebalnya sekitar 3 km di Seram bagian utara. Batu lumpur dan batu lanau dari Wahai beds diendapkan di cekungan Wahai dan Bula di utara Seram. Wahai beds ditindih oleh formasi Fufa yang terdiri dari batu pasir, konglomerat, *limestone* dan sedimen reefal (Pairault dkk., 2003).



Gambar 2.3 Stratigrafi pulau seram (Darman dkk, 2012)

II.2 Teori Dasar Geomagnet

Metode geomagnet merupakan metode tertua dalam Geofisika yang digunakan untuk memberikan informasi kondisi di bawah permukaan bumi. Metode ini memiliki teknologi yang relatif mudah dan murah untuk diterapkan pada berbagai macam masalah eksplorasi bawah permukaan yang melibatkan variasi magnetik baik dari dekat dasar kerak bumi hingga beberapa meter paling atas dari permukaan. perbedaan variasi medan magnet yang terukur dipermukaan bumi ini yang menunjukkan adanya anomali magnetik, yang disebabkan oleh kontras suseptibilitas pada tubuh batuan. kontras suseptibilitas ini disebabkan oleh perbedaan distribusi mineral ferromagnetik, paramagnetik, diamagnetik, ataupun ferrimagnetik.

II.2.1 Gaya dan Kuat Medan Magnet

Magnet melibatkan medan listrik yang memiliki medan magnet dan bahan penghantar listrik lainnya. Berbeda dengan fenomena gravitasi monopolar, magnet adalah dipolar dengan masing-masing komponen magnetik terdiri dari dua kutub yang saling menarik. Kutub magnet terjadi di dekat permukaan bebas benda bermagnet yang tidak sejajar dengan medan magnet internal. Hubungan antara kekuatan dan kutub magnet pertama kali diselidiki secara eksperimental oleh Coulomb pada akhir abad ke-18 yang menyatakan bahwa:

$$\mathbf{F}_M = C_m \frac{p_1 p_2}{r^2} \mathbf{r} \quad 2.1$$

dimana dalam satuan SI gaya \mathbf{F}_M adalah newton (N), kekuatan kutub p_1 dan p_2 adalah ampere kali meters ($A \times m$), dan jarak r , adalah dalam meter (m). Konstanta C_m adalah ($\mu_0 / 4\pi$) di mana μ_0 adalah permeabilitas magnetik ruang bebas yang didefinisikan sebagai henry per meter $4\pi \times 10^{-7}$ (H / m) atau newton per meter kuadrat (N / m²).

Seperti dalam kasus medan gravitasi, gaya magnet tidak dapat ditentukan secara independen dari sifat dasar kekuatan kutub. Dengan demikian lebih berguna, menghitung kuat medan magnet, \mathbf{H} yang merupakan gaya per satuan kutub yang pada persamaan dibawah ini diberikan oleh monopole magnetik p_2 :

$$\mathbf{H} = \frac{1}{\mu} \frac{p_2}{r^2} \mathbf{r} \quad 2.2$$

Dimana p_1 adalah kutub yang samar samar pada titik \mathbf{H} ditentukan. Diasumsikan bahwa $p_2 \gg p_1$ sehingga p_1 tidak mengganggu medan \mathbf{H} . Kekuatan medan magnet diukur dalam oersted (Oe) di CGSu atau EMu, dan dalam ampere per meter (A / m) in SIu, di mana $1 \text{ A/m} = 4\pi \times 10^{-3} \text{ Oe} = 0,0126 \text{ Oe}$. Kekuatan medan magnetisasi \mathbf{H} ini mengikuti Hukum Biot-Savart, sebagai kekuatan medan di pusat lingkaran kawat jari-jari r melalui arus mengalir sedemikian rupa sehingga $\mathbf{H} = 1 / 2r$ (Hinze dkk.,2013).

II.2.2 Suseptibilitas Magnetik

Suseptibilitas pada dasarnya adalah ukuran seberapa rentan suatu material untuk termagnetisasi. Suseptibilitas merupakan dasar dalam menentukan batuan ataupun mineral dibawah permukaan pada survei geomagnet. Material yang bersifat

magnetik dapat termagnetisasi disebabkan oleh suseptibilitas kemagnetan (k), yaitu:

$$M = kH \quad 2.3$$

Dengan : M =Intensitas Magnetik, k = Suseptibilitas Batuan (SI), H = kuat medan magnet. Suseptibilitas dalam sistem satuan SI dan emu dinyatakan sebagai $k_{SI} = 4\pi k'_{emu}$. Semakin besar magnetisasi pada batuan/mineral maka nilai suseptibilitas (k) pada mineral/batuan semakin tinggi seperti pada mineral/batuan yang bersifat magnetik. Eksplorasi anomaly magnetik disebabkan oleh kontras suseptibilitas yang khas disetiap jenis batuan/mineral seperti pada tabel (2.1) sehingga suseptibilitas memiliki peran yang sangat penting dalam interpretasi data geomagnet. (Telford dkk., 1996).

Tabel 2.1 Suseptibilitas magnetik dari beberapa jenis batuan dan mineral (Telford dkk., 1996)

Jenis	Suseptibilitas x 10 ³ (SI)	
	Nilai	Rata – rata
Batuan Sedimen		
Dolomit	0-0,9	0,1
Batu Gamping	0-3	0,3
Batu Pasir	0-20	0,4
Serpih	0,01-15	1,6
Batuan Metamorf		
Amphibolite		0,7
Sekis	0,3-3	1,4
Filit		1,5
Gnes	0,1-25	
Kuarsit		4,0
Sabak	0-35	6,0
Batuan Beku		
Granit	0-50	2,5

Dolorit	1-3,5	17,0
<i>Augite-syenite</i>	30-40	
<i>Olivine diabase</i>		25,0
<i>diabase</i>	1-160	55,0
Porfiri	0,3-200	60,0
Basal	0,2-175	70,0
Diorit	0,6-120	85,0
Piroksenit		125,0
Peridotit		150,0
Andesit	90-200	160,0
Mineral-mineral		
Grapit		0,1
Kuarsa		0,0
Batu garam		0,0
<i>Anhidrit gypsum</i>	0	
Kalsit		0,0
Batubara		0,2
Lempung		0,4
Kalkofirit		0,7
Pirit	0,05-5	1,5
Limonit		2,5
arsenopirit		3,0
Hematit	0,5-35	6,5
Kromit	3-110	7,0
Franklinit		430,0
Furhotit	1-0,006	1500,0
Ilmenit	300-3500	1800,0
Magnetit	1,2-0,00192	6000,0

II.2.3 Sifat Magnetik Batuan

Interaksi medan magnet ambien (terapan) terhadap atom-atom pada material mengarah ke beberapa jenis respons yang diidentifikasi sebagai jenis magnetisasi. Pemahaman tentang jenis magnetisasi ini penting untuk memahami bagaimana variasi sifat magnet pada material batuan/mineral menghasilkan anomali magnetik.

Ada beberapa jenis magnetisasi seperti diamagnetik, paramagnetik, ferromagnetik dan ferrimagnetik (Hinze dkk.,2013):

1) Diamagnetik

Diamagnetisme terjadi ketika masing-masing kulit elektron yang perpasangan yang mengorbit inti atom memiliki jumlah genap, setengah mengorbit dalam satu arah dan setengah lainnya pada arah yang berlawanan. Ketika medan magnet eksternal diterapkan, magnetisasi diinduksi. Elektron mengorbit sedemikian rupa sehingga menghasilkan medan magnet yang berlawanan sehingga menghasilkan medan magnet yang lemah dan susceptibilitas negatif ($k < 0$).

2) Paramagnetik

paramagnetik terjadi ketika dalam kulit elektron ada elektron yang tidak berpasangan (tidak lengkap) menghasilkan momen magnetik putaran yang tidak seimbang dan interaksi magnetik yang lemah antara atom dalam bahan paramagnetik seperti fayerit, amphibol, piroksen, olivin, garnet, dan biotit. Apabila terdapat medan magnet luar, putaran elektron dalam material paramagnetik berpresisi menghasilkan medan magnet yang mengarah searah dengan medan magnet eksternal sehingga saling menguatkan. Akan tetapi, nilai magnetisasi yang dihasilkan bernilai sangat kecil terhadap kuat medan magnet luar sehingga nilai susceptibilitasnya sangat kecil walaupun positif ($0 < k < 10^{-6}$). Tanpa pengaruh medan magnet luar, momen magnetik dalam elektron memiliki orientasi yang acak.

3) Ferromagnetik

Ferromagnetisme disebabkan oleh interaksi antara atom-atom yang berdekatan, merupakan hasil dari kelompok atom yang disebut sebagai domain serta arah momen magnetiknya sejajar satu sama lain. Nilai yang tinggi dipengaruhi medan eksternal dengan arah momen magnetik yang paralel dari domain sekitarnya ke arah medan magnet atau nilai yang dengan rotasi domain ke arah medan eksternal. Domain paralel dalam bahan ferromagnetik mengarah pada magnetisme yang jauh melebihi para- atau diamagnetisme dengan nilai susceptibilitas $1 < k < 10^6$. Karakteristik yang menonjol dari material-material ini adalah bahwa mereka mempertahankan momen magnetik ke arah bidang penginduksi setelah bidang tersebut dihilangkan dan nilai susceptibilitas pada suhu spesifik sifat ferromagnetik ini hilang. Pada suhu curie, material ferromagnetik mengambil sifat material paramagnetik. Gaya-gaya pertukaran antara atom-atom dalam bahan-bahan ferromagnetik menyebabkan momen-momen magnetik atom yang berdekatan diorientasikan secara paralel, tetapi material-material lainnya ada dalam subkelas ferromagnetisme di mana magnet-magnet atom yang berdekatan berada dalam oposisi yang disebut bahan antiferromagnetik ini berperilaku sangat mirip dengan bahan paramagnetik, dan kerentanan magnetiknya meningkat dengan suhu hingga nilai spesifik mineral di mana gaya pertukaran menghilang dan bahan tersebut bertindak sebagai zat paramagnetik.

4) Ferimagnetik

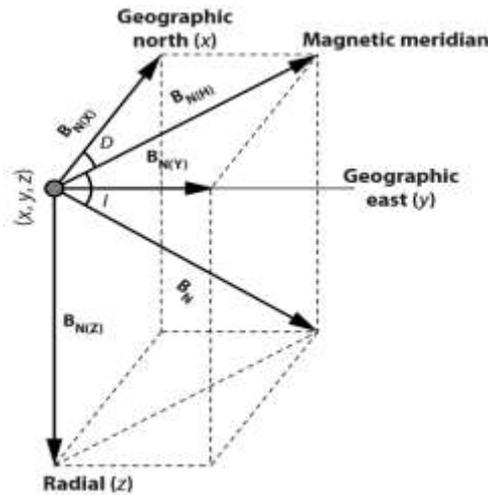
Pada medium ferrimagnetik, struktur elektronnya hampir mirip dengan antiferromagnetik tetapi sebagian ada yang berbeda arah momen magnetiknya sehingga mempunyai resultan magnetisasi yang cukup besar dengan nilai suseptibilitas $10^{-6} < k < 1$. Tanpa adanya pengaruh medan magnet dari luar, arah momen magnetiknya paralel dan anti paralel. Akan tetapi momen paralelnya lebih besar daripada momen anti paralel dalam struktur elektron ferimagnetik tersebut.

II.2.4 Medan Magnet Bumi

Bumi merupakan sebuah magnet raksasa dengan dua kutub yaitu kutub utara dan selatan. Gerakan dari inti bumi inilah yang menghasilkan medan magnet bumi. Begitupun orientasi dan kuat medan magnet bumi dipengaruhi oleh perputaran bumi. Sumber medan magnet bumi terdiri dari tiga macam unsur medan magnet yang ada di bumi. Medan magnet tersebut yaitu medan magnet utama, medan magnet eksternal dan medan magnet anomali.

Medan magnet utama didefinisikan sebagai medan rata – rata hasil pengukuran medan magnet yang berasal dalam bumi dalam jangka waktu yang cukup lama mencakup daerah yang luasnya lebih dari 10^6 km^2 . Intensitas medan magnet bumi secara kasar berkisar antara 25.000 – 65.000 nT. Medan magnet utama bumi berubah terhadap waktu sehingga untuk menyeragamkan nilai medan magnet utama

bumi di buat nilai standar yang disebut dengan *International Geomagnetiks Reference Field* (IGRF) yang diperbaharui lima tahun sekali (Juangsih., 2012).



Gambar 2.4 Komponen utama medan magnet bumi (Hinze dkk., 2013)

Komponen utama dari medan magnet pada gambar (2.4) yaitu Medan B_N , biasanya disebut sebagai bidang normal Bumi atau medan utama, dibagi menjadi komponen $B_{N(H)}$ dan $B_{N(Z)}$ vertikal, dengan arah z positif ke bawah sepanjang vertikal lokal. $B_{N(H)}$ pada bagiannya dipisahkan menjadi komponen B_N utara (X) geografis dan $B_{N(Y)}$ timur. Hubungan sudut antara $B_{N(H)}$ dan $B_{N(X)}$ adalah deklinasi D dan antara $B_{N(H)}$ dan B_N adalah inklinasi I bidang tersebut.

Dengan demikian, kekuatan atau intensitas vektor bidang normal, B_N , dalam komponen geomagnetiknya adalah (Hinze dkk., 2013):

$$B_N = \sqrt{B_{N(H)}^2 + B_{N(Z)}^2} = \sqrt{B_{N(X)}^2 + B_{N(Y)}^2 + B_{N(Z)}^2} \quad 2.4$$

Dimana,

$$B_H = (B_N) \cos I = \sqrt{B_{N(X)}^2 + B_{N(Y)}^2}$$

$$B_{N(Z)} = (B_N) \sin I = (B_{N(H)} \sin I)$$

$$B_{N(X)} = B_{N(H)} \cos D$$

$$B_{N(Y)} = B_{N(H)} \sin D$$

II.2.5 koreksi Data Geomagnet (IGRF dan variasi Harian)

Data magnetik yang diperoleh dilapangan merupakan *raw* data yang masih dipengaruhi oleh medan magnet utama bumi dan medan magnet eksternal. Karena target survei geomagnet merupakan medan magnet anomaly maka perlu dilakukan koreksi pada medan magnet yang tidak diinginkan. Koreksi yang dilakukan dalam survei magnetik meliputi koreksi IGRF (*international geomagnetik reference field*) dan koreksi Variasi Harian (*diurnal variation*). Koreksi IGRF merupakan koreksi secara regional yang dilakukan terhadap data observasi untuk menghilangkan pengaruh medan utama magnet bumi. Koreksi IGRF ini dilakukan dengan mencari nilai IGRF yang sesuai dengan geografis dan waktu daerah penelitian.

Sedangkan, koreksi harian merupakan koreksi akibat penyimpangan nilai magnetik bumi akibat adanya perbedaan waktu dan efek radiasi matahari. Koreksi ini juga dilakukan untuk mengetahui ada tidaknya pengaruh medan magnet di luar bumi yang dapat mempengaruhi pembacaan data magnetik seperti badai matahari dan aktifitas lain di lapisan ionosfer. Untuk mendapatkan nilai anomaly medan magnet, perlu dilakukan koreksi variasi harian agar pengaruh medan magnet luar tersebut hilang. Koreksi variasi harian dilakukan dengan mengurangi nilai medan magnet yang terukur di titik pengukuran dengan nilai medan magnet yang terukur di titik

ikat (*base*) yang mengukur data secara berkala. Adapun rumusan yang digunakan dalam koreksi dalam perhitungan anomali medan magnet yaitu:

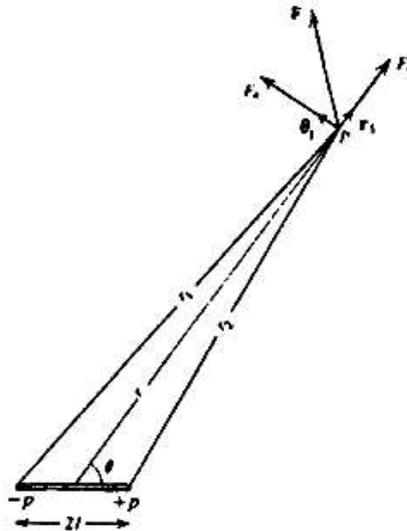
$$T_A = T_{obs} - T_{Vharian} - T_{IGRF} \quad 2.5$$

Dimana T_A adalah anomali magnetik total yang telah terkoreksi variasi harian $T_{Vharian}$ dan koreksi IGRF T_{IGRF} dan T_{obs} merupakan data yang diperoleh dilapangan.

II.2.6 Potensial Magnetik

Potensial magnetik adalah energi pada suatu titik dalam ruang karena adanya medan gaya. ini merupakan energi kinetik yang digunakan oleh medan gaya dalam menggerakkan unit atau titik dipol antara titik-titik dalam ruang medan gaya dan ditentukan oleh jumlah kerja (usaha = gaya \times jarak) yang digunakan dalam menggerakkan dipol. Energi yang digunakan tidak tergantung pada jalur yang diambil oleh dipol dalam bergerak di antara titik-titik, dan dengan demikian medan potensial magnet disebut medan konservatif. Dipol magnetik dalam Gambar (2.5) yang terdiri dari dua kutub yang berlawanan p dipisahkan oleh jarak l , potensial magnetik A pada jarak r yang diberikan oleh (Telford, dkk, 1990):

$$A(r) = - \int_{-\infty}^r \mathbf{F}(r) \cdot dr = p/r \quad 2.6$$



Gambar 2.5 potensial pada dipol magnet (Telford, dkk, 1996).

Berdasarkan Gambar 2.5, dapat dihitung potensial A dititik P adalah:

$$\begin{aligned}
 A &= \left(\frac{p}{r_1} - \frac{p}{r_2} \right) \\
 &= p \left(\frac{1}{(r^2 + l^2 - 2lr \cos\theta)^{1/2}} - \frac{1}{(r^2 + l^2 + 2lr \cos\theta)^{1/2}} \right) \qquad 2.7
 \end{aligned}$$

Vektor \vec{F} dapat diturunkan dengan mengambil gradient dari potensial A yakni:

$$\vec{F}(r) = -\vec{\nabla}A(r) \qquad 2.8$$

Pada Gambar 2.4 terdapat dua komponen yakni komponen radial $\vec{F}(r) = -\partial A/\partial r$

dan komponen angular yakni $\vec{F}(\theta) = -\partial A/\partial r\theta$.

$$\begin{aligned}
 \vec{F}(r) &= -p \left\{ \left(\frac{r+l \cos\theta}{(r^2+l^2+2lr \cos\theta)^{3/2}} - \frac{r-l \cos\theta}{(r^2+l^2-2lr \cos\theta)^{3/2}} \right) \right\} \\
 \vec{F}(\theta) &= p \left\{ \left(\frac{l \sin\theta}{(r^2+l^2+2lr \cos\theta)^{3/2}} + \frac{l \sin\theta}{(r^2+l^2-2lr \cos\theta)^{3/2}} \right) \right\} \qquad 2.9
 \end{aligned}$$

Ketika $r \gg l$, maka persamaan 2.9 menjadi:

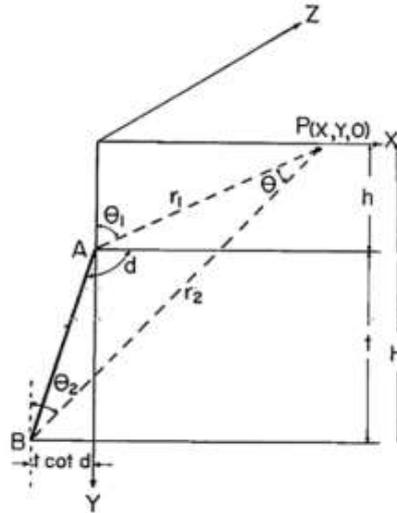
$$A = |m| \cos \theta / r^2 \quad 2.10$$

II.3 Sinyal Analitik

Nabighian (1984) Sinyal analitik didefinisikan sebagai medan kompleks yang disusun oleh kombinasi turunan vertikal dan horizontal medan gravitasi atau magnetik. Anomali magnetik sering terganggu oleh arah magnetisasi, sehingga tidak dapat langsung menggunakan anomali magnetik asli untuk memperkirakan lokasi dan geometri dari sumber anomali yang tepat. Sinyal analitik tidak sensitif terhadap arah magnetisasi sehingga baik untuk digunakan sebagai metode otomatis untuk interpretasi anomali magnetik. berdasarkan sinyal analitik analisa dari gradien horizontal dan vertikal untuk menafsirkan anomali magnetik diperoleh persamaan linear menggunakan sifat sinyal analitik dan mendapatkan parameter lokasi benda magnetik tanpa memberikan informasi secara lengkap. Nabghian (1972) memberikan persamaan 2D untuk sinyal analitik, T adalah total anomali magnetik:

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2} \quad 2.11$$

Green dan Stanley (1975) mengansumsikan model penyebab anomali di bawah permukaan dengan h kedalaman diatas model dan $h+t$ adalah kedalaman di bawah permukaan, ilustrasinya dapat dilihat pada gambar (2.6). ΔT sebagai total anomali magnetik dapat di ekspresikan pada persamaan 2.12



Gambar 2.6 Ilustrasi model penyebab anomali magnetik 2D (Nabighian ,1972)

$$\Delta T = kFc 2 \sin d \left[\cos \phi \log \left(\frac{r_2}{r_1} \right) + \sin \phi (\theta_2 - \theta_1) \right] \quad 2.12$$

Dimana: k = suseptibilitas

F = medan magnet bumi

$$r_1 = \sqrt{x^2 + h^2}$$

$$r_2 = \sqrt{(x + t \cot d)^2 + H^2}$$

$$\theta_1 = \arctan \frac{x}{h}$$

$$\theta_2 = \arctan \frac{(x+t \cot d)}{H}$$

Tabel 2.2 c dan ϕ untuk anomali medan magnet total, vertikal dan horizontal

	Total field anomaly	Vertical field anomaly	Horizontal field anomaly
c	$1 - \cos^2 i \sin^2 A$	$(1 - \cos^2 i \sin^2 A)$	$\cos A (1 - \cos^2 i \sin^2 A)$
ϕ	$2L - d - 90$	$I - d$	$I - d - 90$

Dengan menurunkan persamaan 2.14 (lampiran 1) terhadap x dan $t \rightarrow \infty$ dapat diperoleh horizontal derivative.

$$\Delta T_{(x)} = \frac{\partial(\Delta T)}{\partial x}$$

$$= -(2kTc \sin d)(\sin(\theta + \phi))/r \quad 2.13$$

Untuk turunan dengan terhadap y untuk $t \rightarrow \infty$ dapat diperoleh vertikal *derivative*.

$$\begin{aligned} \Delta T_{(y)} &= \frac{\partial(\Delta T)}{\partial y} \\ &= (2kTc \sin d)(\cos(\theta + \phi))/r \end{aligned} \quad 2.14$$

Transformasi sederhana dalam domain frekuensi menghasilkan fungsi analitik yang bagian riilnya adalah turunan horizontal dari profil bidang anomali dan yang bagian imajineranya adalah turunan vertikal dari profil bidang anomali. Penerapan transformasi Hilbert menghasilkan fungsi analitik. Transformasi Hilbert menggeser fasa gelombang komponen riil sebesar 90° dalam kata lain mengubah fungsi sinus menjadi cosinus, karena :

$$\Delta T_{(x)} \leftarrow \theta \rightarrow -\Delta T_{(y)} \quad 2.15$$

Dimana $\leftarrow \theta \rightarrow$ menandakan transformasi Hilbert. Persamaan (2.15) menghasilkan representasi analitik dari $\Delta T_{(z)}$. Sinyal analitik dinyatakan pada persamaan (2.16) oleh Whalen (1971):

$$A(x) = f(t) + i\hat{f}(t) \quad 2.16$$

Dimana $\hat{f}(t)$ merupakan transformasi Hilbert dari $f(t)$ dan $A(x)$ adalah sinyal analitik yang merupakan bilangan kompleks, persamaan (2.16) dapat ditulis ulang menjadi (2.17) berdasarkan persamaan (2.15) :

$$A(x, y) = \Delta T_{(y)} - i\Delta T_{(x)} \quad 2.17$$

Sehingga diperoleh amplitudo dari sinyal analitik $|A(x, y)|$:

$$|A(x, y)| = (2kTc \sin d) / \sqrt{(x^2 + h^2)} \quad 2.18$$

II.4 Dekonvolusi Euler

Dekonvolusi euler merupakan suatu teknik analisis untuk menentukan lokasi dan kedalaman sumber anomali dari sebuah medan potensial. Teknik ini didasarkan pada derajat homogenitas Euler (N) yang di interpretasikan sebagai struktur indeks (Thompson, 1982). Misalkan f adalah fungsi dari tiga koordinat kartesis x , y dan z , dan ditulis sebagai $f(x, y, z)$. Fungsi $f(x, y, z)$ disebut homogen dengan derajat n jika memenuhi:

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z) \quad 2.19$$

Fungsi $f(x, y, z)$ yang homogen dengan derajat n juga memenuhi persamaan berikut (lampiran 2):

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = n f \quad 2.20$$

Persamaan diferensial parsial di atas dikenal sebagai persamaan Euler homogen atau disingkat persamaan euler dengan derajat n (Thompson, 1982).

Intensitas anomali magnetik dari susunan kutub atau dipol memiliki karakteristik peluruhan dengan jarak. Efek sumber anomali terhadap distribusi medan magnet dapat ditulis sebagai berikut (Durrheim dan Cooper, 1998):

$$f(x, y, z) = \frac{M}{r^N} \quad 2.21$$

Dimana r merupakan jarak sumber anomali yaitu $\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$, M sepadan dengan magnetisasi yang nilainya konstan dan N merupakan struktur indeks. Pada persamaan (2.20) dan (2.21) terlihat bahwa persamaan euler

dengan derajat $n = -N$ (lampiran 2). Sumber gravitasi ataupun magnetik sederhana yang respon medannya mempunyai bentuk seperti persamaan (2.21) tersebut. Struktur indeks N pada persamaan (2.21) merupakan suatu nilai peluruhan anomali terhadap jarak yang disebabkan pada model atau struktur penyebab anomaly (tabel 2.3).

Tabel 2.3 Tabel struktur indeks untuk model sederhana (Reid dkk., 1990)

Struktur indeks	Model anomali magnetik
0.0	Contact
0.5	Step tipis
1.0	Still/dyke
2.0	Pipa
3.0	Bola

Misalkan sebuah sumber titik (titik massa atau dipole magnetik) terletak pada posisi x_0, y_0, z_0 Intensitas magnetik total akan mempunyai bentuk:

$$\Delta T(x, y, z) = f[(x - x_0), (y - y_0), z_0] \quad 2.22$$

Persamaan euler dapat dituliskan sebagai berikut (Reid et al., 1990):

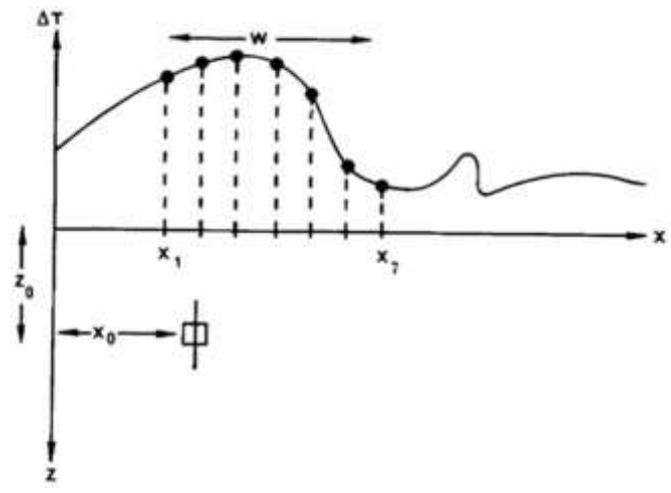
$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -N \Delta T \quad 2.23$$

dengan (x_0, y_0, z_0) adalah posisi sumber yang diamati pada yang merupakan posisi observasi (x, y, z) . dan N merepresentasikan indeks struktur. Penyelesaian persamaan Euler (2.23) dapat dilakukan dengan mencari (x_0, y_0, z_0) untuk satu set data (*window*) dapat dihitung dengan menyelesaikan dengan metode kuadrat terkecil (*least square*). Untuk kasus 2D dapat ditulis sebagai berikut:

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} - z_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = N(B - \Delta T) \quad 2.24$$

Dimana B adalah medan magnet regional. Persamaan (2.24) dapat ditulis ulang menjadi persamaan (2.25), yang merupakan bentuk dari persamaan linear. Skema dekonvolusi euler dapat dilihat pada gambar 2.6 untuk kasus 2D dimana w adalah lebar *window*.

$$x_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + z_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial z} + N \times B = x \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + N \times \Delta T \quad 2.25$$



Gambar 2.6 Skema dekonvolusi euler untuk kasus 2D (Thompson 1982)

Persamaan (2.25) dibuat dalam bentuk matriks (persamaan 2.26) untuk memudahkan perhitungan.

$$\begin{bmatrix} \frac{\partial \Delta T}{\partial x_1} & \frac{\partial \Delta T}{\partial z_1} & N \\ \frac{\partial \Delta T}{\partial x_2} & \frac{\partial \Delta T}{\partial z_2} & N \\ \frac{\partial \Delta T}{\partial x_i} & \frac{\partial \Delta T}{\partial z_i} & N \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_0 \\ z_0 \\ B \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_1 \frac{\partial \Delta T}{\partial x_1} + N \times \Delta T_1 \\ x_2 \frac{\partial \Delta T}{\partial x_2} + N \times \Delta T_2 \\ x_i \frac{\partial \Delta T}{\partial x_i} + N \times \Delta T_i \end{bmatrix} \quad 2.26$$

Persamaan (2.26) disederhanakan menjadi 2.27 untuk mencari nilai x_0, z_0, B :

$$D \cdot S = M$$

$$D^t D S = D^t M \quad 2.27$$

$$S = (D^t D)^{-1} D^t M$$

Dimana: $[\cdot]^t = \text{transpose}$

$[\cdot]^{-1} = \text{invers matriks}$

$i = \text{Jumlah data}$

$$\mathbf{D} = \begin{bmatrix} \frac{\partial \Delta T}{\partial x_1} & \frac{\partial \Delta T}{\partial z_1} & N \\ \frac{\partial \Delta T}{\partial x_2} & \frac{\partial \Delta T}{\partial z_2} & N \\ \frac{\partial \Delta T}{\partial x_i} & \frac{\partial \Delta T}{\partial z_i} & N \end{bmatrix}$$

$$\mathbf{S} = \begin{bmatrix} x_0 \\ z_0 \\ B \end{bmatrix}$$

$$\mathbf{M} = \begin{bmatrix} x_1 \frac{\partial \Delta T}{\partial x_1} + N \times \Delta T_1 \\ x_2 \frac{\partial \Delta T}{\partial x_2} + N \times \Delta T_2 \\ x_i \frac{\partial \Delta T}{\partial x_i} + N \times \Delta T_i \end{bmatrix}$$