

*Skripsi Geofisika*

**IDENTIFIKASI GUA BAWAH TANAH MENGGUNAKAN METODE  
GEOLISTRIK RESISTIVITAS KONFIGURASI DIPOLE-DIPOLE  
(STUDI KASUS : GUA LAPPAE, KECAMATAN TELLU SIATTINGE,  
KABUPATEN BONE)**



**OLEH:**

**MUH. ADIMAHER ZAMHURI**

**H221 13 315**

**PROGRAM STUDI GEOFISIKA**

**FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM**

**UNIVERSITAS HASANUDDIN**

**2019**



**HALAMAN JUDUL**

**IDENTIFIKASI GUA BAWAH TANAH MENGGUNAKAN METODE  
GEOLISTRIK RESISTIVITAS KONFIGURASI DIPOLE-DIPOLE  
(STUDI KASUS : GUA LAPPAE, KECAMATAN TELLU SIATTINGE,  
KABUPATEN BONE)**

*Diajukan  
Untuk Melengkapi Tugas dan Memenuhi Salah Satu Syarat  
Untuk Memperoleh Gelar Sarjana Sains  
Pada Program Studi Geofisika Departemen Fisika Universitas Hasanuddin*

**OLEH:**

**MUH. ADIMAHER ZAMHURI**

**H22113315**

**PROGRAM STUDI GEOFISIKA  
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM  
UNIVERSITAS HASANUDDIN  
MAKASSAR  
2019**



**HALAMAN PENGESAHAN**

**IDENTIFIKASI GUA BAWAH TANAH MENGGUNAKAN METODE  
GEOLISTRIK RESISTIVITAS KONFIGURASI DIPOLE-DIPOLE  
(STUDI KASUS : GUA LAPPAE, KECAMATAN TELLU SIATTINGE,  
KABUPATEN BONE)**

**Makassar, 15 Maret 2019**

**Disetujui Oleh:**

**Pembimbing Utama**



**Dr. Muh. Altin Massinai, MT.Surv.**  
**NIP. 19640616 198903 1 006**

**Pembimbing Pertama**



**Muh. Fawzy Ismullah M., S.Si, MT**  
**NIDK. 8808260017**



## **PERNYATAAN**

Dengan ini saya menyatakan bahwa skripsi ini merupakan karya orisinil saya dan sepanjang pengetahuan saya tidak memuat bahan yang pernah dipublikasi atau ditulis oleh orang lain dalam rangka tugas akhir untuk sesuatu gelar akademik di Univeritas Hasanuddin atau di lembaga pendidikan lainnya dimanapun, kecuali bagian yang telah dikutip sesuai kaidah yang berlaku. Saya juga menyatakan bahwa skripsi ini merupakan hasil karya saya sendiri dan dalam batas tertentu dibantu oleh pihak pembimbing.

**Penulis**

**MUH. ADIMAHER ZAMHURI**



## KATA PENGANTAR

Puji dan syukur penulis panjatkan kepada Allah *subhanahu wa ta'ala* atas segala karunia-Nya sehingga skripsi ini berhasil diselesaikan. Skripsi dengan judul **“Identifikasi Gua Bawah Tanah Menggunakan Metode Geolistrik Resistivitas Konfigurasi Dipole-Dipole (Studi Kasus: Gua Lappae, Kecamatan Tellu Siattinge, Kabupaten Bone)** merupakan salah satu syarat untuk memperoleh gelar Sarjana Sains pada Program Studi Geofisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Hasanuddin.

Terima kasih penulis ucapkan kepada kedua orangtua penulis, **Susy Fajar Sulistyowati** dan **Drs. Muhammad Yusri Zamhuri, M.A., Ph.D**, kakak penulis **Muhammad Yusuf Mirza Zamhuri, S.E**, serta seluruh keluarga yang telah memberikan dukungan moril maupun materiil sehingga penulis dapat menyelesaikan karya ini. Selain itu, ucapan terima kasih juga diberikan kepada:

1. Bapak **Dr. Muhammad Altin Massinai, MT.Surv** selaku dosen pembimbing utama skripsi sekaligus sebagai Penasihat Akademik atas bimbingan, ilmu, serta nasihat yang sangat berharga kepada penulis dalam menyelesaikan skripsi ini.
2. Bapak **Muhammad Fawzy Ismullah Massinai, S.Si, M.T** selaku dosen pembimbing pertama dan juga senior di kampus yang telah memberikan bimbingan, ilmu, serta masukan-masukan kepada penulis dalam menyelesaikan skripsi ini.
3. Bapak **Syamsuddin, S.Si, MT**, bapak **Dr. Erfan, M.Si**, dan bapak **Ir. Bambang Harime, M.Si** selaku penguji yang telah memberikan koreksi dan masukan dalam penulisan skripsi ini.
4. Seluruh Dosen dan Staf Program Studi Geofisika Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Hasanuddin yang telah memberikan banyak ilmu dan bantuan kepada penulis.
5. **Nurul Salsabilah Mustajar, S.Ked** yang telah memberikan semangat dan motivasi penulis dalam menyelesaikan skripsi ini.

Seluruh teman-teman **Angker013** yang telah menjadi saudara sepengkaderan selama penulis berada di Fisika FMIPA Unhas terima kasih atas



kebersamaannya tetap kompak. See You on Top All. **KAMI SATU KAMI SAUDARA!**

7. Teman-teman **MIPA 2013** yang tak sempat penulis sebutkan satu persatu, terima kasih atas kebersamaannya selama ini. **SEMANGAT KEMIPAAN!**
8. Kanda-kanda, adik-adik serta Alumni **Himafi FMIPA Unhas**. Tempat penulis belajar dan mengembangkan diri. **JAYALAH HIMAFI FISIKA NAN JAYA.**
9. Teman-teman sepengurusan **BEM FMIPA Unhas 2016/2017** dan **Maperwa FMIPA Unhas 2017/2018** yang telah memberikan kesan dan pengalaman yang mendalam bagi penulis. Salam **USE YOUR MIND BE THE BEST.**
10. Teman-teman **Lisa, Husnul, Farhan, Fiqar, Cutri, Batari, Cuplis** dan **Uka** yang senantiasa mengingatkan penulis untuk wisuda.
11. Anggota Geng **AJOJING: Minu,S.Si, Iqbal, Baso, dan Ex Sudar,S.Si** telah mengunfaedahkan dunia kampus penulis.
12. **Korps Asisten Laboratorium Geofisika Padat** Program Studi Geofisika FMIPA Universitas Hasanuddin dan **Korps Asisten Laboratorium Fisika Dasar** Departemen Fisika FMIPA Universitas Hasanuddin yang telah memberikan ruang pembelajaran dan pengalaman yang berharga bagi penulis.
13. Bapak **H. Cottang M, S.Pd** yang telah mengakomodasi tim pada saat pengambilan data di Bone.
14. Tim **Geomative's 1<sup>st</sup> Acquisition Data: Kanda Hidayat ydb, Kanda Oengga, Kanda Zoel, Sudarmadi, Iqbal, Baso, Bro Jr., Bro Ashadi** yang telah meluangkan waktunya untuk melancarkan penulis dalam pengambilan data.
15. Teman-teman **KKN Unhas Gelombang 93 Kecamatan Alla, Enrekang** terkhusus teman-teman **Posko Desa Pana: Kaswadi, Oshy, Kanda Padu, Mala, Ires dan Uchi.**

nua pihak yang telah membantu dalam menyelesaikan penulisan skripsi yang tidak dapat disebutkan satu per satu.



Semoga skripsi ini bermanfaat bagi pembaca maupun penulis. Penulis telah mengerahkan segala kemampuan dalam menyelesaikan skripsi ini, namun sebagai manusia yang memiliki kekurangan, penulis menyadari bahwa masih banyak kekurangan dan masih jauh dari kesempurnaan karena sesungguhnya kesempurnaan hanyalah milik Allah SWT. Oleh karena itu, kritik dan saran yang bersifat membangun dari Anda sangat penulis harapkan. Semoga Allah senantiasa melimpahkan Rahmat dan Hidayah-Nya. Amin.

*Wassalamu Alaikum Warahmatullahi Wabarakatuh*



## ABSTRAK

Survei geolistrik dapat digunakan untuk menyelidiki kondisi bawah permukaan dengan mempelajari sifat aliran listrik pada batuan di bawah permukaan bumi. Penyelidikan tersebut meliputi pendeteksian besarnya medan listrik yang mengalir di dalam bumi sehingga dapat mendeteksi keberadaan sifat fisis suatu objek yang diteliti. Penelitian ini dilakukan di Desa Lappae Kabupaten Bone dengan koordinat  $4^{\circ}21'52''$  LS -  $4^{\circ}24'10''$  LS dan  $120^{\circ}11'56''$  -  $120^{\circ}13'52''$  BT. Pengambilan data geolistrik resistivitas sebanyak 6 lintasan dengan panjang lintasan 300 meter. Pada saat pengambilan data, aliran listrik dialirkan ke bawah tanah untuk mendapatkan nilai beda potensial dari formasi batuan. Lalu dilakukan pengolahan data untuk mendapatkan nilai resistivitas formasi batuan dan diinversikan ke dalam penampang geolistrik resistivitas 2D. Selanjutnya dibuatkan model 3D dan dari hasilnya dapat diidentifikasi zona rawan amblas. Hasil penelitian ini menunjukkan bahwa terdapatnya gua bawah tanah pada setiap lintasan berdasarkan hasil pengukuran Geolistrik Resistivitas yang ditunjukkan berdasarkan nilai resistivitas tinggi ( $\rho > 4800 \Omega m$ ) dikarenakan gua berisikan udara. Hasil tersebut juga menunjukkan zona rawan amblas pada struktur gamping dapat dilihat pada lintasan 2, 3, 4 dan 5 yang diprediksi akan semakin luas dikarenakan faktor karstifikasi. Penelitian ini dapat dimanfaatkan sebagai acuan untuk warga sekitar agar tidak membangun pemukiman di zona rawan amblas.

Kata Kunci: Geolistrik, Gua Bawah Tanah, Resistivitas, Zona Rawan Amblas





## ABSTRACT

Geoelectric survey can be used to investigate subsurface conditions by studying the electrical properties of rocks in the earth subsurface. The investigation involve value detection of the electric fields that flows into the earth so it can detect the existence of physical properties of the object. This research was conducted in Lappae in Bone Regency with coordinates 4°21'52" S - 4°24'10" S and 120°11'56" E - 120°13'52" E. Geoelectric resistivity measurement took 6 tracks with a 300 meters for each track. Electric current was injected into ground to obtain potential value from the formations. Data processing was conducted to get the resistivity value formation, inversed into 2D resistivity inverse model, and made a 3D model. The results can identify as subsidence zone at the research area. The result of this study that shows the existence of underground caves on each track based on the results of geoelectric resistivity measurements which is based on a high resistivity value ( $\rho > 4800 \Omega\text{m}$ ) because the cave contains air. The subsidence zone on the limestone structure can be seen on tracks 2,3,4 and 5 which are predicted to be wider due to karstification. This research can be use as guide for local residents about build settlements near the subsidence zone.

Keywords: Geoelectric, Underground Cave, Resistivity, Subsidence



## DAFTAR ISI

<b>HALAMAN JUDUL .....</b>	<b>i</b>
<b>HALAMAN PENGESAHAN.....</b>	<b>ii</b>
<b>PERNYATAAN.....</b>	<b>iii</b>
<b>KATA PENGANTAR.....</b>	<b>iv</b>
<b>ABSTRAK .....</b>	<b>vii</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>viii</b>
<b>DAFTAR ISI.....</b>	<b>ix</b>
<b>DAFTAR GAMBAR.....</b>	<b>xi</b>
<b>DAFTAR TABEL .....</b>	<b>xii</b>
<b>BAB I PENDAHULUAN.....</b>	<b>1</b>
I.1. Latar Belakang.....	1
I.2. Ruang Lingkup .....	2
I.3. Tujuan Penelitian.....	3
<b>BAB II TINJAUAN PUSTAKA.....</b>	<b>4</b>
II.1. Geologi Regional Daerah Penelitian .....	4
II.1.1. Geomorfologi Regional.....	4
II.1.2. Stratigrafi Regional .....	5
II.2. Karst .....	9
II.2.1. Karstifikasi .....	10
II.2.2. Batugamping .....	12
II.2.3. Gua .....	13
II.2.4. Klasifikasi Karst.....	15
II.3. Subsidence pada Batugamping.....	16
II.4. Metode Geolistrik Resistivitas .....	16
II.3.1. Prinsip Dasar Metode Resistivitas.....	17
II.3.2. Potensial Pada Bumi Homogen Isotropis .....	18
II.3.3. Potensial Elektroda Arus Tunggal pada Permukaan Medium Isotropis.....	20
II.3.4. Potensial Dua Elektroda Arus pada Permukaan Homogen Isotropis .....	21
II.3.5. Konfigurasi Dipole-Dipole.....	22
<b>METODOLOGI PENELITIAN .....</b>	<b>24</b>
Metode Pengumpulan Data Penelitian.....	24



III.2. Peralatan.....	24
III.3. Metode Pengukuran .....	25
III.4. Pengambilan Data .....	25
III.5. Pengolahan Data dan Analisa Data.....	26
III.5.1. Pengolahan Data .....	26
III.5.2. Analisa Data.....	26
III.6. Bagan Alir Penelitian .....	27
<b>BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN .....</b>	<b>28</b>
IV.1. Hasil.....	28
IV.2. Pembahasan .....	29
<b>BAB V PENUTUP.....</b>	<b>38</b>
V.1. Kesimpulan .....	38
V.2. Saran .....	38
<b>DAFTAR PUSTAKA .....</b>	<b>39</b>
<b>LAMPIRAN.....</b>	<b>41</b>



## DAFTAR GAMBAR

<b>Gambar 2.1.</b> Morfologi Daerah Penelitian .....	5
<b>Gambar 2.2.</b> Stratigrafi Daerah Pangkajene dan Watampone Bagian Barat .....	9
<b>Gambar 2.3.</b> Skema Proses Pelarutan Batugamping .....	11
<b>Gambar 2.4.</b> Sumber Arus Tunggal di Permukaan Medium Homogen Isotropis .....	20
<b>Gambar 2.5.</b> Bentuk Susunan Elektroda Survei .....	21
<b>Gambar 2.6.</b> Elektroda Arus dan Potensial pada Konfigurasi Dipole-Dipole... ..	23
<b>Gambar 3.1.</b> Peta Lokasi Penelitian .....	24
<b>Gambar 4.1.</b> Penampang 2D Lintasan 1 .....	28
<b>Gambar 4.2.</b> Penampang 2D Lintasan 2 .....	28
<b>Gambar 4.3.</b> Penampang 2D Lintasan 3 .....	28
<b>Gambar 4.4.</b> Penampang 2D Lintasan 4 .....	29
<b>Gambar 4.5.</b> Penampang 2D Lintasan 5 .....	29
<b>Gambar 4.6.</b> Penampang 2D Lintasan 6 .....	29
<b>Gambar 4.7.</b> Interpretasi pada Penampang Resistivitas 2D Lintasan 1 .....	29
<b>Gambar 4.8.</b> Interpretasi pada Penampang Resistivitas 2D Lintasan 2 .....	31
<b>Gambar 4.9.</b> Interpretasi pada Penampang Resistivitas 2D Lintasan 3 .....	32
<b>Gambar 4.10.</b> Interpretasi pada Penampang Resistivitas 2D Lintasan 4 .....	33
<b>Gambar 4.11.</b> Interpretasi pada Penampang Resistivitas 2D Lintasan 5 .....	34
<b>Gambar 4.12.</b> Interpretasi pada Penampang Resistivitas 2D Lintasan 6 .....	35
<b>Gambar 4.13.</b> Penampang Resistivitas 3D .....	36



## DAFTAR TABEL

<b>Tabel. 2. 1.</b> Tabel Sifat Kekuatan Batuan.....	13
--	----



# BAB I

## PENDAHULUAN

### I.1. Latar Belakang

Kondisi tektonik daerah bagian timur dan barat Sulawesi Selatan pada dasarnya berbeda, karena kedua daerah ini dipisahkan oleh Sesar Walanae. Formasi Walanae dan Formasi Tacipi berada di kedua daerah ini. Formasi Walanae secara lokal tidak selaras dengan Formasi Tacipi. Formasi Walanae diperkirakan berumur Miosen akhir sampai dengan Pliosen sementara Formasi Tacipi berumur pertengahan Miosen sampai dengan Pliosen. Batugamping (*Limestone*) di ujung selatan daerah Sulawesi Selatan dan yang berada di Pulau Selayar yang disebut Selayar *limestone*, merupakan bagian Formasi Walanae yang terdiri dari *coral limestone*, *calcarenite* dengan sisipan napal dan *sandstone* (Sukanto, 1982). Di wilayah Formasi Tacipi banyak terdapat gua-gua bawah tanah. Salah satu gua pada Formasi Tacipi terdapat di daerah Desa Lappae, Kecamatan Tellu Siattinge, Kabupaten Bone, Sulawesi Selatan.

Gua adalah suatu ruangan di bawah tanah yang dapat dimasuki oleh manusia. Ilmu yang mempelajari di dalam maupun di luar gua-gua dan lingkungannya disebut *Speleologi*. Torehan air adalah faktor utama yang memperlebar zona lemah di lapisan Batugamping (*limestone*), di mana sebagian tergantung pada komponen perbedaan lingkungan Formasi, perbedaan material, perbedaan ukuran butir, perbedaan matriks dan perbedaan perubahan lainnya (Massinai dan Adnan, 2014). Gua Lappae merupakan salah satu gua



yang terdapat di kawasan Formasi Tacipi. Terdapat berbagai metodologi dilakukan mulai dari survei permukaan sampai dengan survei bawah permukaan. Tahapan survei permukaan dilakukan dengan melihat kondisi geologi objek permukaan. Kondisi geologi tersebut tidak dapat langsung disimpulkan dengan hanya melihat dari permukaan saja. Hal ini dikarenakan interpretasi keadaan geologi bawah permukaan tidak dapat dilakukan secara langsung. Pengamatan tersebut dapat dilakukan dengan menggunakan metode geofisika yang memanfaatkan sifat fisik dari objek geologi di bawah permukaan.

Survei geolistrik dapat digunakan untuk menyelidiki kondisi bawah permukaan dengan mempelajari sifat aliran listrik pada batuan di bawah permukaan bumi. Penyelidikan tersebut meliputi pendeteksian besarnya medan listrik yang mengalir di dalam bumi sehingga dapat mendeteksi keberadaan sifat fisis suatu objek. Zhou (2002) melakukan penelitian mengenai ketepatan penggunaan konfigurasi elektroda metode geolistrik dalam mengidentifikasi objek-objek karst di bawah permukaan. Setelah dibandingkan, metode *Dipole-dipole* memberikan respon dan gambaran terbaik dalam mengidentifikasi sistem karst yang berkembang di bawah permukaan.

## **I.2. Ruang Lingkup**

Ruang lingkup penelitian ini dibatasi pada akuisisi data, pengolahan, analisis dan interpretasi data pengukuran. Pengukuran resistivitas digunakan untuk

mengetahui alur gua bawah permukaan dengan menggunakan metode geolistrik dengan konfigurasi Dipole-Dipole. Penelitian ini telah dilakukan di Desa Lappae, Kecamatan Tellu Siattinge, Kabupaten Bone.



### **I.3. Tujuan Penelitian**

Adapun tujuan penelitian, yaitu:

1. Mengidentifikasi gua bawah tanah pada struktur gamping pada daerah penelitian berdasarkan interpretasi data Geolistrik resistivitas.
2. Mengidentifikasi zona rawan amblas pada struktur gamping di daerah penelitian berdasarkan data Geolistrik resistivitas.





## BAB II

### TINJAUAN PUSTAKA

#### II.1. Geologi Regional Daerah Penelitian

Secara regional, daerah penelitian termasuk dalam Peta Geologi Lembar Pangkajene dan Watampone Bagian Barat Sulawesi, skala 1:250.000 yang diterbitkan oleh Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi Bandung (Sukamto, 1982). Daerah penelitian berada pada Formasi Taccipi yang dilalui Sesar Walanae. Sesar Walanae ini yang membentuk gua-gua di sekitar wilayah tersebut (Massinai, 2015). Kajian mengenai geologi regional lembar ini terbagi atas geomorfologi regional dan stratigrafi regional.

##### II.1.1. Geomorfologi Regional

Pada Lembar Pangkajene dan Watampone Bagian Barat (Sukamto, 1982) pada pegunungan bagian barat menempati hampir setengahnya luas daerah, yang melebar di bagian selatan (50 km) dan menyempit di bagian utara (22 km) dengan puncak tertingginya 1695 m dan ketinggian rata-ratanya 1500 m dari permukaan laut. Pembentukannya sebagian besar gunungapi. Di lereng barat dan di beberapa tempat di lereng timur terdapat topografi karst yang mencerminkan adanya batugamping. Di antara topografi karst pada lereng barat terdapat perbukitan yang dibentuk oleh batuan pada zaman Pra-Tersier. Pegunungan ini dibatasi oleh dataran Pangkajene-Maros yang luas, dan sebagian merupakan lanjutan di dataran



sekitarnya. Geomorfologi Lappae terdiri dari perbukitan gamping dan bentangalam aluvium yang digunakan oleh warga untuk berkebun dan bertani.



**Gambar 2.1.** Morfologi daerah penelitian (dok. Pribadi, 2017)

### **II.1.2. Stratigrafi Regional**

Berdasarkan Lembar Pangkajene dan Watampone Bagian Barat (Sukanto,1982) terbentuk oleh beragam batuan. Satuan batuan tertua yang telah diketahui umurnya adalah batuan sedimen *flysch* Kapur atas yang dipetakan sebagai

Marada (Km). Batuan malihan (S) belum diketahui umurnya, apakah lebih lebih muda daripada Formasi Marada yang diterobos oleh granodiorit yang



berumur Miosen ( $\pm 19$  Juta tahun). Hubungan Formasi Marada dengan satuan batuan yang lebih muda, yaitu Formasi Salo Kalupang dan Batuan Gunungapi terpropilitkan.

Formasi Salo Kalupang (Teos) berumur Eosen Awal-Oligosen Akhir berfasies sedimen laut dan diperkirakan setara dalam umur dengan bawah Formasi Tonasa (Temt). Formasi Salo Kalupang terjadi di sebelah timur Lembah Walanae dan Formasi Tonasa terjadi di sebelah baratnya.

Satuan berumur Eosen akhir sampai Miosen Tengah menindih tidak selaras dengan batuan yang lebih tua. Berdasarkan sebaran daerah singkapannya, diperkirakan batuan karbonat yang dipetakan sebagai Formasi Tonasa (Temt) terjadi pada daerah yang luas pada daerah ini. Formasi Tonasa ini diendapkan sejak Eosen Akhir berlangsung hingga Miosen Tengah, menghasilkan endapan karbonat yang tebalnya tidak kurang dari 1750 m.

Satuan batuan berumur Miosen Tengah sampai Pliosen menyusun Formasi Camba (Tmc) yang tebalnya mencapai 4250 m dan menindih tak selaras batuan-batuan yang lebih tua. Formasi ini disusun oleh batuan sedimen laut berselingan dengan klastika gunungapi, yang menyamping beralih menjadi dominan batuan gunungapi (Tmcv). Batuan sedimen laut berasosiasi dengan karbonat mulai diendapkan sejak Miosen Akhir sampai Pliosen di cekungan Walanae (Tm<sub>pw</sub>) dan Anggota Selayar (Tm<sub>ps</sub>).

batuan gunungapi berumur Pliosen terjadi secara setempat dan menyusun Gunungapi Baturape-Cindako (Tpbv). Satuan batuan gunungapi yang



termuda adalah yang menyusun Batuan Gunungapi Lompobatang (Qlv), berumur Plistosen. Sedimen termuda lainnya adalah endapan aluvial dan pantai (Qac).

Formasi Camba (Tmc) merupakan batuan sedimen laut berselingan dengan batuan gunungapi, batupasir tufaan berselingan dengan tufa, batupasir dan batulempung, bersisipan napal, batugamping, konglomerat dan breksi gunungapi, dan batubara. Berdasarkan dari gabungan fosil menunjukkan umur Miosen Tengah (Tf).

Tmcv, Batuan Gunungapi Formasi Camba; breksi gunungapi, lava, konglomerat dan tufa berbutir halus hingga lapili, bersisipan batuan sedimen laut berupa batupasir tufaan, batupasir gampingan dan batulempung yang mengandung sisa tumbuhan. Bagian bawahnya lebih banyak mengandung breksi gunungapi dan lava yang berkomposisi andesit dan basal. Satuan Tmcv terdiri atas Batuan Gunungapi Soppo, Batuan Gunungapi Pamusureng dan Batuan Gunungapi Lemo. Berdasarkan data paleontologi dan radiometri dari fosil yang dikenali menunjukkan bahwa umur Miosen Tengah sampai Miosen Akhir.

Formasi Walanae (Tmpt) merupakan perselingan batupasir, konglomerat dan tufa dengan sisipan batulanau, batulempung, batugamping, napal dan lignit. Fosil dari Formasi Walanae yang dikenali terdiri dari beberapa macam seperti *Globigerina sp.*, *Globorotalia menardii*, *Gl. Tumida*. Gabungan dari beberapa fosil tersebut menunjukkan umur berkisar dari Miosen Akhir sampai Pliosen.

Tmpt, Anggota Taccipi merupakan batugamping koral dengan sisipan gamping berlapis napal, batulempung, batupasir, dan tufa. Berwarna putih,



abu-abu dan abu-abu kecoklatan. Fosil dari Anggota Taccipi yang dikenali adalah *Amphistegina sp.*, *Operculina sp.*, *Rotalia sp.* dan *Gastropoda sp.* Pada daerah ini terdapat banyak tempat membentuk kerucut dan beberapa membentuk pegunungan sejajar dengan pantai timur, yaitu di barat Watampone, lembah Sungai Walanae dan di utara Taccipi. Batugamping Anggota Taccipi tersingkap di dalam batuan Formasi Walanae yang mempunyai ketebalan  $\pm 1700\text{m}$

Tmps, Anggota Selayar Formasi Walanae; batugamping pejal, batugamping koral dan kalkarenit, dengan sisipan napal dan batupasir gampingan. Di sebelah timur Bulukumba dan di Pulau Selayar terlihat batugamping ini relatif lebih muda dari pada batupasir Formasi Walanae, tetapi di beberapa tempat terlihat adanya hubungan menjemari. Fosil dari Anggota Selayar yang dikenali terdiri dari beberapa macam seperti *Globigerina nephentes*, *Globorotalia acostaenis*, *Gl dutertrei*. Gabungan dari beberapa fosil tersebut menunjukkan umur berkisar dari Miosen Akhir sampai Pliosen Awal.





daerah atau wilayah disebut kawasan karst (*karst terrain*). Kawasan karst memiliki nilai-nilai biotik dan abiotik yang tinggi, serta memiliki keterkaitan dan ketergantungan yang erat, membentuk suatu ekosistem karst yang sangat khas (Massinai, 2015).

Ford dan Williams (2007) mendefinisikan karst sebagai medan dengan kondisi hidrologi yang khas sebagai akibat dari batuan yang mudah larut dan mempunyai porositas sekunder yang berkembang baik. Karst dicirikan oleh:

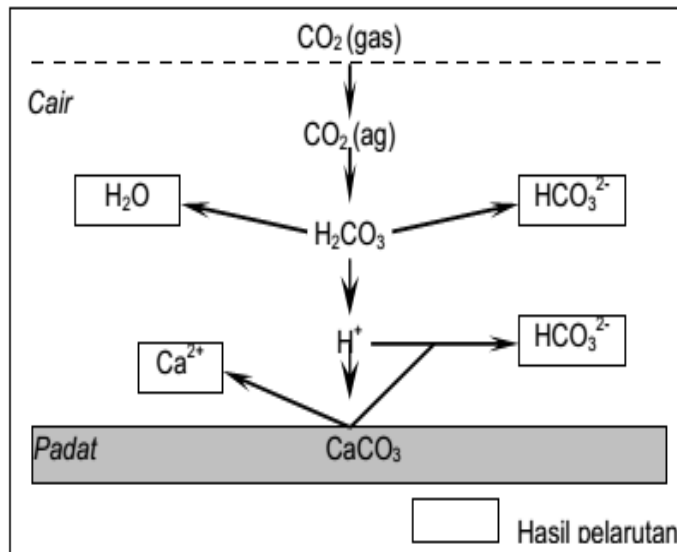
1. Terdapatnya cekungan tertutup dan atau lembah kering dalam berbagai ukuran dan bentuk;
2. Langkanya atau tidak terdapatnya drainase / sungai permukaan;
3. Terdapatnya gua dari sistem drainase bawah tanah.

Karstifikasi atau proses pembentukan bentuk-lahan karst didominasi oleh proses pelarutan.

### **II.2.1. Karstifikasi**

Proses pelarutan batugamping diawali oleh larutnya  $\text{CO}_2$  di dalam air membentuk  $\text{H}_2\text{CO}_3$ . Larutan  $\text{H}_2\text{CO}_3$  tidak stabil terurai menjadi  $\text{H}^+$  dan  $\text{HCO}_3^{2-}$ . Ion  $\text{H}^+$  inilah yang selanjutnya menguraikan  $\text{CaCO}_3$  menjadi  $\text{Ca}^{2+}$  dan  $\text{HCO}_3^{2-}$  (Gambar 2.3.).





**Gambar 2.3.** Skema proses pelarutan batugamping (Haryono dan Adji, 2004)

Karstifikasi dipengaruhi oleh dua kelompok faktor, faktor pengontrol dan faktor pendorong. Faktor pengontrol menentukan dapat tidaknya proses karstifikasi berlangsung, sedangkan faktor pendorong menentukan kecepatan dan kesempurnaan proses karstifikasi (Haryono dan Adji, 2004)

Faktor pengontrol dari karstifikasi, yaitu :

1. Batuan mudah larut, kompak, tebal dan mempunyai banyak rekahan.
2. Curah hujan yang cukup (>250 mm/tahun).
3. Batuan terekspos di ketinggian yang memungkinkan perkembangan sirkulasi air / drainase secara vertikal.

Faktor pendorong dari karstifikasi, yaitu :

1. Temperatur
2. Penutupan hutan





## II.2.2. Batugamping

Batugamping adalah sedimen kimiawi yang umumnya terbentuk di laut dengan kandungan kalsium karbonat ( $\text{CaCO}_3$ ) yang dihasilkan oleh organisme-organisme laut. Beberapa batugamping juga bisa terbentuk di danau, air tawar atau pinggir sungai (biasa disebut travertin), karena proses penguapan atas sedimen hasil pelarutan dari batuan-batuan karbonat tersebut berasal dari areal sekitar sungai atau laut yang lebih tinggi (Premonowati, 2010).

Ada beberapa sistem pengklasifikasian batugamping (*limestone*), dimana sebagian tergantung pada komponen perbedaan lingkungan formasi, perbedaan material komponen, perbedaan ukuran butir, perbedaan matriks dan perbedaan diagenesisnya. Berbagai sistem klasifikasi tersebut memungkinkan adanya derajat gradasi antar klasifikasi dan ada beberapa kelengkapan tambahan. Adapun mineral dari batugamping tersebut antara lain meliputi (Massinai, 2015):

- a. Kalsit ( $\text{CaCO}_3$ ), material strukturnya sebagian besar dari invertebrata laut, merupakan komponen utama dari batugamping dan mengkristal dalam sistem trigonal. Kalsit diendapkan oleh suatu organisme yang terbatas di dalam kisi-kisi lateral. Kalsit yang mengandung besi dan mangan pada umumnya adalah berasal dari proses diagenetik.
- b. Aragonite ( $\text{CaCO}_3$ ), material strukturnya dari moluska laut, terkadang terendapkan dalam air dangkal yang hangat dan mengkristal dalam sistem *Orthorhombic*. Dibandingkan dengan kalsit, kestabilannya lebih rendah dan lebih mudah larut dan seringkali mengkristal menjadi kalsit.



- c. Dolomite ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ), diketahui sebagai mineral sedimen primer, tetapi lazimnya hasil dari invasi sedimen kalsit oleh air asin yang kaya dengan magnesium yang menyebabkan rekristalisasi di mana dolomite menggantikan kalsit.
- d. Chalcedony ( $\text{SiO}_2$ ), material strukturnya mengandung silika dari sedikit invertebrata laut, khususnya Radiolaria.

Batugamping memiliki struktur yang masif atau perlapisan yang tipis. Pada umumnya terdapat bagian batu serpih (*shale*) yang tipis. Terdapat pula karang pada batugamping masif yang kuat yang mengandung silika. Semakin tua umur pada batugamping, maka batugamping akan lebih terrekristalisasi dan lebih kuat. Batugamping mempunyai indeks kekuatan tekanan bebas antara 20 – 100 Mpa (Waltham, 2003).

**Tabel. 2. 1.** Tabel Sifat Kekuatan Batuan (Waltham, 2003)

**Tabel Sifat Kekuatan Batuan**

Jenis Batuan	Porositas (%)	Kuat Tekan Bebas (Kering) (MPa)	Kuat Tekan Bebas (Rata-rata) (MPa)	Kuat Tekan Bebas (Tersaturasi) (MPa)	Modulus Elastisitas (GPa)	Kuat Geser (MPa)
Granite	1	50-350	200		75	35
Basalt	2	100-350	250		90	40
Sandstone - Carboniferous	12	30-100	70	50	30	15
Sandstone - Triassic	25	5-40	20	10	4	4
Limestone - Carboniferous	3	50-150	100	90	60	30
Limestone - Jurassic	15	15-70	25	15	15	5
Chalk	30	5-30	15	5	6	3
Mudstone - Carboniferous	10	10-50	40	20	10	
Shale - Carboniferous	15	5-30	20	5	2	
Clay - Carboniferous	30	1-4	2		0.2	0.7
Coal	10	2-100	30		10	
Gypsum	5	20-30	25		20	
Salt	5	5-20	12		5	

### 2.2.2. Gua

Menurut IUS (*International Union of Speology*), Gua adalah setiap ruangan bawah tanah yang dapat dimasuki oleh manusia. Dalam hal ini yang dimaksud



adalah gua alam, namun ada juga gua buatan manusia seperti tempat perlindungan perang dan lain-lain (Massinai, 2015).

Gua alam terbagi dalam beberapa jenis berdasarkan letak dan batuan pembentukannya (Massinai, 2015), yaitu:

1. Gua lava, terbentuk akibat pergeseran permukaan tanah akibat gejala keaktifan vulkanologi, biasanya sangat rapuh karena terbentuk dari batuan muda (endapan lahar) dan tidak memiliki ornamen gua yang khas.
2. Gua litoral, sesuai namanya terdapat di daerah pantai, palung laut ataupun di tebing muara sungai, terbentuk akibat terpaan laut.
3. Gua batugamping (karst), adalah fenomena bentukan gua terbesar (70% dari seluruh gua di dunia). Terbentuk akibat terjadinya peristiwa *karst* (pelarutan batu kapur akibat aktivitas air), sehingga terciptanya lorong-lorong dan bentukan batuan yang sangat menarik akibat proses kristalisasi dan pelarutan batugamping. Di perkirakan wilayah sebaran *karst* di Indonesia adalah yang terbesar di dunia.
4. Gua pasir, atau gua batu halit, gua es dan sebagainya adalah bentukan gua yang sangat jarang dijumpai di dunia, hanya meliputi 5% dari jumlah gua di dunia.

Proses terbentuknya sebuah gua disebut dengan *Speleogenesis* dan fitur dari

sangat besar pengaruhnya. Gua-gua hanya dapat dibentuk dari batuan yang  
si dan jelas bahwa karakter sedimen semula dan sejarah diagenetik adalah



faktor-faktor yang mengontrol lokasi sebuah gua. Salah satu contoh adalah sistem perguaan di Kawasan Karst Maros-Pangkep yang dimana Morfologi bawah permukaan daerah tersebut didorong oleh terjadinya pelarutan di bawah permukaan (endokarst). Hal ini memungkinkan berkembangnya gua-gua dan terowongan bawah tanah yang dipenuhi oleh ornamen-ornamen gua (*speleothem*) (Massinai, 2015).

#### II.2.4. Klasifikasi Karst

Topografi karst telah banyak ditemukan di berbagai tempat di belahan bumi dengan berbagai tipe. Peneliti karst telah mencoba menjelaskan variasi karst dan mengklasifikasi tipe-tipe karst. Cvijic membagi topografi karst menjadi tiga kelompok, yaitu holokarst, merokarst, dan karst transisi (Haryono dan Adji, 2004).

- a. *Holokarst* merupakan karst dengan perkembangan bentuk lahannya maupun hidrologi bawah permukaannya. Karst tipe ini dapat terjadi bila perkembangan karst secara horisontal dan vertikal tidak terbatas.
- b. *Merokarst* merupakan karst dengan perkembangan tidak sempurna atau parsial dengan hanya mempunyai sebagian ciri bentuk lahan karst. *Merokarst* berkembang di batugamping yang relatif tipis dan tidak murni, serta khususnya bila batugamping diselingi oleh lapisan batuan napalan.
- c. *Karst Transisi* berkembang di batuan karbonat relatif tebal yang memungkinkan perkembangan bentukan karst bawah tanah, akan tetapi batuan dasar yang impermeabel tidak sedalam di *holokarst*, sehingga



evolusi karst lebih cepat, lembah fluvial lebih banyak dijumpai dan *polje* hampir tidak ditemukan.

### **II.3. Subsidence pada Batugamping**

Penurunan permukaan tanah (*subsidence*) adalah perpindahan muka tanah ke dalam rongga bawah tanah, yang hanya dapat terjadi pada jenis batuan tertentu. *Subsidence* dapat terjadi pada tanah liat, gambut, kapur, gypsum dan basalt. Batugamping dengan mempunyai rongga adalah salah satu yang rawan dikarenakan batugamping mudah larut dalam air sehingga dapat membuat celah, parit hingga gua yang kemungkinan terisi dengan udara, air, atau tanah diantara batu yang kuat dan tidak lapuk. Ini membuat kondisi tanah yang sangat bervariasi yang menandakan daerah batugamping. Di beberapa batugamping mempunyai bentangan <10 meter, tetapi di beberapa daerah tropis mempunyai lebar ruang gua sebesar >100 meter. Secara statistik, kebanyakan gua yang dalam tidak memiliki pengaruh langsung terhadap keteknikan permukaan (Waltham, 2003).

### **II.4. Metode Geolistrik Resistivitas**

Geolistrik adalah salah satu metoda geofisika yang memanfaatkan kelistrikan bumi untuk menyelidiki susunan material yang ada di bawah permukaan bumi. Penggunaan geolistrik pertama kali dilakukan oleh Conrad Schlumberger pada tahun 1912. Konsep dasar dari Metode Geolistrik pertama kali dicetuskan oleh George Simon Ohm. Metoda ini dilakukan melalui pengukuran

ensial yang ditimbulkan akibat injeksi arus listrik ke dalam bumi. Dengan mengukur resistivitas, suatu struktur bawah permukaan bumi dapat



diketahui. Metoda geolistrik cukup sederhana, murah dan sangat rentan terhadap gangguan sehingga cocok digunakan dalam eksplorasi dangkal (Yudhi, 2014).

### II.3.1. Prinsip Dasar Metode Resistivitas

Hukum Ohm yang dicetuskan oleh George Simon Ohm, menyatakan bahwa beda potensial yang timbul di ujung-ujung suatu medium berbanding lurus dengan arus listrik yang mengalir pada medium tersebut. Selain itu, dia juga menyatakan bahwa tahanan listrik berbanding lurus dengan panjang medium dan berbanding terbalik dengan luas penampangnya. Formulasi dari kedua pernyataan Ohm di atas, dapat dituliskan sebagai berikut :

$$V \propto I \text{ atau } V = I \cdot R \quad (2.1)$$

$$R \propto \frac{L}{A} \text{ atau } R = \rho \frac{L}{A} \quad (2.2)$$

Prinsip pelaksanaan survei resistivitas adalah mengalirkan arus listrik searah ke dalam bumi melalui dua elektroda arus yang ditancapkan pada dua titik permukaan tanah dan kemudian mengukur respon beda potensial yang terjadi antara dua titik yang lain di permukaan bumi dimana dua elektroda potensial ditempatkan dalam suatu susunan tertentu (Syamsuddin, 2007).

Dalam pendugaan resistivitas, digunakan asumsi-asumsi sebagai berikut :

- Pada bawah permukaan bumi terdiri dari lapisan-lapisan dengan ketebalan tertentu, kecuali pada lapisan terbawah yang mempunyai ketebalan tidak berhingga
- Bidang batas antar lapisan adalah horizontal



- Setiap lapisan dianggap homogen isotropis

Apabila pada medium homogen isotropis dialiri arus searah ( $I$ ) dengan medan listrik ( $E$ ), maka elemen arus ( $dI$ ) yang melalui suatu elemen luasan ( $dA$ ) dengan rapat arus ( $\bar{J}$ ) akan berlaku hubungan :

$$dI = \bar{J} \cdot d\bar{A} \quad (2.3)$$

dengan demikian rapat arus ( $\bar{J}$ ) di setiap elemen luasan akibat medan listrik ( $E$ ), akan memenuhi hubungan sebagai berikut :

$$\bar{J} = \sigma \bar{E} \quad (2.4)$$

dengan ( $\bar{E}$ ) dalam Volts per meter dan  $\sigma$  adalah konduktivitas medium dalam siemens per meter (S/m) atau MHO/m.

Medan listrik adalah gradien dari potensial skalar,

$$\bar{E} = -\nabla V \quad (2.5)$$

sehingga kita mendapatkan

$$\bar{J} = -\sigma \nabla V \quad (2.6)$$

Apabila arus stasioner dengan koefisien konduktivitas konstan, maka akan diperoleh persamaan Laplace dengan potensial harmonis (Telford et al., 1990).

### II.3.2. Potensial Pada Bumi Homogen Isotropis

Lapisan bumi bersifat homogen isotropis adalah merupakan pendekatan yang sederhana dalam penentuan tahanan jenis lapisan-lapisan batuan bumi, sehingga tahanan jenis  $\rho$  dianggap tidak bergantung pada sumbu koordinat dan

akan fungsi skalar jarak titik pengamatan. Arus tunggal  $I$  menyebabkan distribusi potensial. Dalam hal ini hukum-hukum fisika dasar yang dapat



digunakan adalah terutama Hukum Kekekalan Muatan dan Hukum Ohm. Aliran arus yang mengalir dalam bumi homogen isotropis didasarkan pada Hukum Kekekalan Muatan secara matematis dapat dituliskan sebagai berikut (Telford et al., 1990):

$$\nabla \cdot \bar{J} = -\frac{\partial Q}{\partial t} \quad (2.7)$$

dimana,  $\bar{J}$  = rapat arus ( $A/m^2$ )

$Q$  = rapat muatan ( $C/m^3$ )

Persamaan di atas disebut juga sebagai persamaan kontinuitas. Bila arus stasioner maka persamaan menjadi:

$$\nabla \cdot \bar{J} = 0 \quad (2.8)$$

persamaan (2.6) disubstitusikan ke dalam persamaan (2.8), sehingga diperoleh persamaan berikut:

$$\nabla \cdot (-\sigma \bar{\nabla} V) = 0 \quad (2.9)$$

untuk medium homogen isotropis  $\rho$  konstan, maka  $\sigma$  juga konstan atau  $\nabla \sigma = 0$ , sehingga diperoleh persamaan Laplace sebagai berikut:

$$\nabla^2 V = 0 \quad (2.10)$$

Persamaan (2.10) ini termasuk persamaan dasar dalam teori penyelidikan geolistrik tahanan jenis. Dengan demikian distribusi potensial listrik untuk arus listrik searah dalam medium homogen isotropis memenuhi persamaan Laplace (Syamsuddin, 2007).





### II.3.3. Potensial Elektroda Arus Tunggal pada Permukaan Medium Isotropis

Pada model bumi yang berbentuk setengah bola homogen isotropis memiliki konduktivitas udara sama dengan nol. Dengan demikian arus  $I$  yang dialirkan melalui sebuah elektroda pada titik P di permukaan, akan tersebar ke semua arah dengan besar yang sama (Gambar 2.4). Potensial pada suatu jarak  $r$  dari titik P, hanya merupakan fungsi  $r$  saja. Persamaan Laplace yang berhubungan dengan kondisi ini dalam sistem koordinat bola adalah (Telford et al., 1990) :

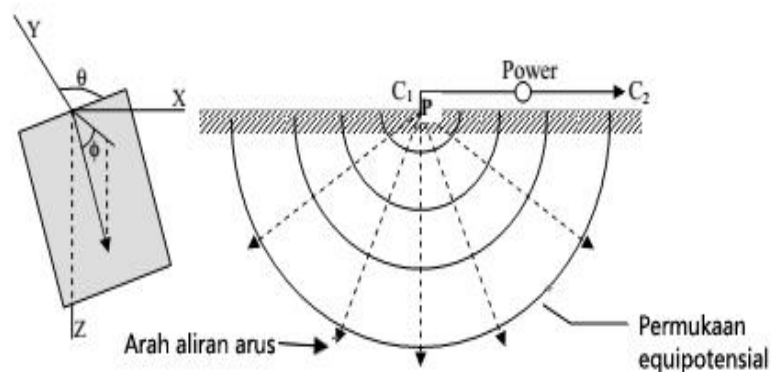
$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left( r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left( \sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} = 0 \quad (2.11)$$

Mengingat arus yang mengalir simetri terhadap arah dan pada arus tunggal, maka persamaan di atas menjadi :

$$\frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial V}{\partial r} = 0 \quad (2.12)$$

Dengan demikian potensial di setiap titik yang berhubungan dengan sumber arus pada permukaan bumi yang homogen isotropis adalah :

$$V = \frac{1}{r} \frac{I\rho}{2\pi} \text{ atau } \rho = 2\pi r \frac{V}{I} \quad (2.13)$$



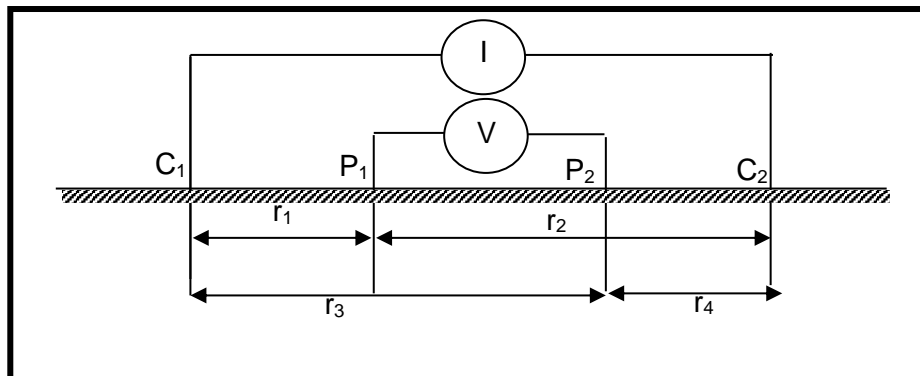
Gambar 2.4. Sumber arus tunggal di permukaan medium homogen isotropis

(Telford et al., 1990)



### II.3.4. Potensial Dua Elektroda Arus pada Permukaan Homogen Isotropis

Pada pengukuran geolistrik resistivitas, biasanya digunakan dua buah elektroda arus C di permukaan. Besarnya potensial pada titik P di permukaan akan dipengaruhi oleh kedua elektroda tersebut (Gambar 2.5).



**Gambar 2.5.** Bentuk susunan elektroda survei (Modifikasi Telford, et al., 1990)

Potensial pada titik  $P_1$  yang disebabkan oleh arus  $C_1$  dan  $C_2$  (2.13) adalah (Telford et al., 1990) :

$$V_1 = \frac{I\rho}{2\pi r_1} \text{ dan } V_2 = -\frac{I\rho}{2\pi r_2} \quad (2.14)$$

beda potensial di titik  $P_1$  akibat arus  $C_1$  dan  $C_2$  menjadi :

$$V_1 - V_2 = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (2.15)$$

demikian pula potensial yang timbul pada titik  $P_2$  akibat arus  $C_1$  dan  $C_2$ , sehingga beda potensial antara titik  $P_1$  dan  $P_2$  dapat ditulis sebagai berikut :

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left[ \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right] = \frac{I\rho}{k}$$



au

$$\rho = k \frac{\Delta V}{I} \rightarrow k = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right)} \quad (2.16)$$

dimana k adalah faktor geometri yang bergantung pada susunan elektroda.

Nilai resistivitas pada persamaan (2.16) merupakan nilai resistivitas semu yang diperoleh dari hasil pengukuran di lapangan. Nilai resistivitas sebenarnya kemudian diolah lebih lanjut dengan proses perhitungan manual maupun komputerisasi.

### II.3.5. Konfigurasi Dipole-Dipole

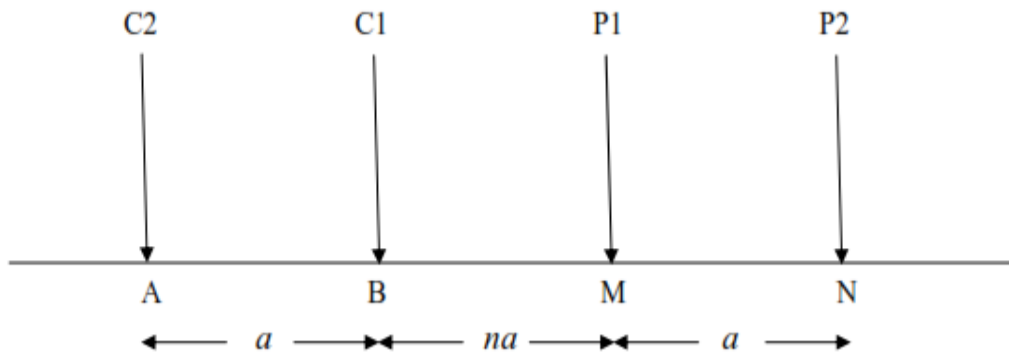
Metode geolistrik resistivitas konfigurasi dipole-dipole dapat diterapkan untuk tujuan mendapatkan gambaran bawah permukaan pada obyek yang penetrasinya relatif lebih dalam dibandingkan dengan metode *sounding* lainnya seperti konfigurasi wenner dan konfigurasi schlumberger. Metode ini sering digunakan dalam survei-survei resistivitas karena rendahnya efek elektromagnetik yang ditimbulkan antara sirkuit arus dan potensial (Loke, 1999).

Susunan elektroda konfigurasi dipole-dipole dapat dilihat pada Gambar 2.4. Spasi antara dua elektroda arus dan elektroda potensial sama yaitu  $a$ . konfigurasi ini mempunyai faktor lain yaitu  $n$  yang merupakan rasio jarak antara elektroda  $C_1$  dan  $P_1$  ke  $C_2-C_1$  atau  $P_1-P_2$  dengan jarak pisah  $a$ .

Pengukuran ini dilakukan dengan memindahkan elektroda potensial pada suatu penampang dengan elektroda arus tetap, kemudian pemindahan elektroda arus pada spasi  $n$  berikutnya diikuti oleh pemindahan elektroda potensial sepanjang

yang seterusnya hingga pengukuran elektroda arus pada titik terakhir di  
 ng itu.





**Gambar 2.6.** Elektroda arus dan potensial pada konfigurasi dipole-dipole

(Reynolds, 1997)

Nilai resistivitas semu dari konfigurasi dipole-dipole adalah

$$\rho = K \cdot R \quad (2.17)$$

dengan K adalah faktor geometri :

$$K = n(n + 1)(n + 2)\pi a \quad (2.18)$$

