

GEOLOGI, KEBENCANAAN DAN MITIGASI



Ratna Husain, Muhammad Altin Massinai,
Muhammad Fawzy Ismullah M., Muh. Farid Wajedy,
Rohaya Langkoke, M. Fauzy Arifin, Ilham Alimuddin

Editor: **Ratna Husain L.**

Geologi, Kebencanaan dan Mitigasi

Geologi, Kebencanaan dan Mitigasi

Ratna Husain
Muhammad Altin Massinai
Muhammad Fawzy Ismullah M.
Muh. Farid Wajedy
Rohaya Langkoke
M. Fauzy Arifin
Ilham Alimuddin



Geologi, Kebencanaan dan Mitigasi

Ratna Husain, Muhammad Altin Massinai,
Muhammad Fawzy Ismullah M., Muh. Farid Wajedy,
Rohaya Langkoke, M. Fauzy Arifin, Ilham Alimuddin

Hak Cipta © Ratna Husain, dkk. *All rights reserved.*

Hak cipta dilindungi undang-undang.

Terbitan I, 2023

x + 124 hlm; 15,5 × 23 cm

ISBN 978-979-530-482-1

Editor

Ratna Husain L.


Tata Letak dan Desain Sampul


Muhammad Iqbal Husen


Penerbit

Unhas Press

Gedung UPT Unhas Press, Kampus Unhas Tamalanrea
Jalan Perintis Kemerdekaan KM 10, Makassar, Sulawesi Selatan

 +62 8229 9555 591

 unhaspress@gmail.com

 unhaspress.unhas.ac.id

Anggota IKAPI Nomor: 002/SSL/01 dan

APPTI Nomor: 005.026.1.03.2018

*Dilarang memperbanyak isi buku ini, baik sebagian maupun seluruhnya
dalam bentuk apapun tanpa izin tertulis dari penulis/penerbit.*

Kata Pengantar

Kepala Pusat Studi Kebencanaan Universitas Hasanuddin

KEBENCANAAN adalah akar kata dari “Bencana” dan definisi bencana dalam Undang Undang No. 24 Tahun 2007 tentang Penanggulangan Bencana adalah peristiwa atau rangkaian peristiwa yang mengancam dan mengganggu kehidupan dan penghidupan masyarakat yang disebabkan, baik faktor alam, faktor non-alam maupun faktor manusia sehingga mengakibatkan timbulnya korban jiwa manusia, kerusakan lingkungan, kerugian harta benda, dan dampak psikologis. Dari 12 jenis bencana yang didefinisikan dalam undang undang, hampir semua bencana ini tidak dapat dicegah oleh manusia dan ditentukan kapan terjadinya. Manusia hanya dapat memperkirakan kapan kejadiannya sehingga dampaknya dapat dikurangi. Upaya pengurangan dampak bencana inilah yang disebut Mitigasi. Mitigasi dapat dilakukan pada 3 tahapan kejadian bencana yaitu sebelum kejadian berupa kesiapsiagaan, kejadian bencana berupa tanggap darurat dan pasca kejadian berupa rehabilitasi dan rekonstruksi. Upaya upaya mitigasi inilah yang harus terus dilaksanakan sehingga dampak dari suatu kejadian bencana dapat kita kurangi.

Mitigasi bencana dapat dilakukan apabila kita mengetahui dan mengenal kondisi fisik wilayah kita terhadap satu dan beberapa

kejadian bencana. Upaya pengenalan ini dapat dilakukan dengan mengetahui kondisi geologi wilayah baik itu kondisi batuan penyusunnya, struktur geologinya maupun kondisi bentang alamnya. Olehnya itu upaya mitigasi bencana suatu wilayah diawali dengan pengkajian kondisi risiko bencana (KRB). Kajian Risiko Bencana ini adalah penilaian 3 parameter tingkat risiko bencana yaitu bagaimana tingkat ancamannya, tingkat kerentanannya dan tingkat kapasitas masyarakatnya. Ketiga parameter ini akan menentukan besarnya Indeks Risiko Bencana suatu wilayah yang setiap tahun dikeluarkan oleh Badan nasional Penanggulangan Bencana (BNPB) yang menjadi tolok ukur upaya pengurangan risiko bencana dari tingkat provinsi dan kabupaten/kota di seluruh Indonesia. Kajian Risiko Bencana ini dijadikan sebagai dokumen yang dijadikan dasar perencanaan penanggulangan bencana (RPB) dan dijadikan acuan dalam perencanaan tata ruang wilayah sehingga pengambilan keputusan terkait pembangunan berdasarkan data kebencanaan dari wilayah tersebut.

Pusat Studi Kebencanaan Universitas Hasanuddin sebagai salah satu pemangku kepentingan dalam Pentahelix *Stakeholders* berperan membantu Kajian Risiko Bencana dari para peneliti dan ahli dalam bidang kebencanaan, geologi, tata ruang dan perencanaan wilayah. Khusus terkait kondisi geologi dalam kajian bencana alam geologi, PSB-UH akan terus membantu wilayah wilayah dengan riset riset dan program pengurangan risiko bencana.

Makassar, 30 Juni 2023

Ilham Alimuddin, ST., MGIS., Ph.D.

Kata Pengantar Editor

Kepala Laboratorium Studio Stratigrafi/Quarternary

ALHAMDULILLAH Rabbil Alamin, dipanjatkan Kehadirat Allah SWT dengan segala puja dan puji, sehingga kami dapat merangkumkan dan menghimpun beberapa hasil kajian dari ahli yang mewujudkan tulisannya tentang geologi, kebencanaan dan mitigasi. Sholawat dan takzim kepada Rasulullah Muhammad SAW diucapkan atas limpahan karunianya sehingga dapat menjadi suri tauladan dan sebagai contoh kepada umatnya dalam mensyukuri nikmat dan karunianya serta anugrah ilmu yang dapat dimanfaatkan untuk kemaslahatan umat.

Buku ini sebagai himpunan dari beberapa kajian mengenai geologi dan mitigasi untuk mengantisipasi kebencanaan dalam lingkup yang lebih luas, baik yang telah terjadi maupun akan terjadi, sehingga antisipasi dapat dilakukan dengan tepat dan efektif. Walaupun dapat juga sebaliknya yang mendatangkan manfaat dan kegunaan positif sebagai eksistensi proses geologi. Pencegahan dan penanganan yang berkaitan dengan aktivitas geologi dianggap mendatangkan kerugian dan dampak negatif, dapat dilakukan dengan pencegahan yang lebih dini serta dapat dihindari.

Berbagai interaksi keilmuan sebagai komponen yang saling mendukung sebagai kolektifitas kerja akan menghasilkan kualitas dan manfaat yang maksimal. Pemaparan informasi lewat buku ini diharapkan dapat mendorong dan menumbuhkan kemampuan menelaah dan membangkitkan semangat untuk mengaktualisasi potensi diri. Semoga buku ini dapat berguna dan berberkah bagi kita semua. Aamiin YRA.

Makassar, 07 Juli 2023

Dr. Ir. Hj. Ratna Husain L., M.T.

Daftar Isi

Kata Pengantar	v
<i>Kepala Pusat Studi Kebencanaan Universitas Hasanuddin</i>	
Kata Pengantar Editor.....	vii
<i>Kepala Laboratorium Studio Stratigrafi/Quarternary</i>	
Daftar Isi	ix
Implikasi Mineral Lempung Terhadap Kerentanan Tanah	1
<i>Ratna Husain</i>	
Tinjauan Zona Intrusi Air Laut pada Kawasan Karst Baruga, Bantimurung - Bulusaraung.....	37
<i>Muhammad Altin Massinai, Muhammad Fawzy Ismullah M, Muh. Farid Wajedy</i>	
Geologi dan Dampak Pembangunan CPITerhadap Aktivitas Manusia.....	55
<i>Rohaya Langkoke</i>	
Kajian Potensi Mata Air Panas Daerah Tiouw Kecamatan Saparua Kabupaten Maluku Tengah Provinsi Maluku	79
<i>M. Fauzi Arifin</i>	
Mitigasi Bencana sebagai Upaya Pengurangan Risiko Bencana	107
<i>Ilham Alimuddin</i>	
Biodata Penulis.....	119

Implikasi Mineral Lempung Terhadap Kerentanan Tanah

Ratna Husain

TANAH sebagai lapisan teratas dari kerak bumi yang langsung bersentuhan dengan atmosfer pada top soil, merupakan hasil proses pelapukan yang terjadi pada batuan dasar, akan memberikan kenampakan fisik dan warna berbeda-beda, sebagai lapisan penyusun kerak bumi yang tidak terikat dan berongga serta resisten, dimana terdiri dari partikel mineral, udara/gas, bahan organik dan air. Proses pembentukan tanah berlapis-lapis sebagai stratifikasi hasil pelapukan, dapat berlangsung cepat dan dapat pula berlangsung berjuta-juta tahun dalam hitungan skala waktu geologi.

Permukaan bumi sebagai tempat dilakukannya berbagai aktifitas diantaranya pembangunan gedung-gedung tinggi, pengembangan jalan tol yang belum merata diseluruh perkotaan, dan perencanaan ruang lainnya di kota-kota besar di Indonesia, membutuhkan dukungan untuk pengembangan dan perencanaan infrastruktur yang sustenabel, sehingga dapat berjalan dengan aman terhadap lingkungan, diperlukan dukungan informasi tentang berbagai faktor dalam pekerjaan keteknikan tersebut, diantaranya

kehadiran tanah-tanah lempung yang bersifat mengembang, dapat menyebabkan kerusakan dan bencana kelongsoran.

Perluasan lahan-lahan pertanian dan peningkatan area yang berwawasan lingkungan terus berjalan, sehingga banyak faktor yang diperlukan untuk mendorong dan mendukung kelancaran rencana tersebut. Diantara faktor yang berperan dalam kelancaran dan kesuksesan suatu perencanaan baik berupa bangunan, maupun sarana jalan ataupun bendungan, maupun pertanian, ataupun antisipasi dan mitigasi tanah longsor serta aktifitas eksploitasi dan eksplorasi pertambangan yang dilakukan pada tanah laterit, juga saat ini yang populer disebut logam tanah jarang. Semua hal tersebut berkaitan dengan faktor soil sebagai lapisan permukaan bumi teratas, yang akan sangat mempengaruhi ketepatan dan eksplorasi tanahnya serta ketahanan bangunan, juga mendukung kesuksesan pengwilayahan komoditi hasil pertanian ditinjau dari lokasi daerah, tergantung batuan penyusunnya yang telah melapuk menjadi soil tersebut. Sebaran jenis dan sifat tanah dapat diinterpretasi dan ditentukan dengan melihat dan mengumpulkan data batuan dasarnya sehingga gambaran dan informasi untuk dimanfaatkan guna kepentingan berbagai keperluan akan tercapai secara maksimal.

Heterogenitas stratifikasi batuan dimana kandungan mineral dari batuan induk memberikan karakteristik ukuran butir dan lapukannya menjadi tidak teratur, teroksidasi kuat atau rendah, teragregasi berbutir sangat kasar hingga sangat halus berukuran lempung. Sebagai lapisan teratas karakteristik pada lapisannya

dipengaruhi oleh banyak faktor, diantaranya oleh mineral yang terkandung dari batuan asalnya, contoh batuan silisiklastik yang kaya akan mineral silika akan menunjukkan karakteristik, jika kering rapuh dan mudah diremas hingga keras dan sangat pejal, namun saat tanah basah maka sangat liat sehingga lekat ditangan.

Salah satu kelompok ilmu yang khusus membahas mengenai tanah disebut pedologi, bahwa ilmu ini berhubungan dengan berbagai disiplin keilmuan, pada permukaan bumi terutama berkaitan dengan tanah. Informasi dibutuhkan dalam berbagai aspek tanah, baik sebagai sumber penyedia air pada lapisan aquifer, atau sebagai laboratorium alam untuk kepentingan berbagai ilmu. Namun pembahasan yang lebih luas dalam tulisan ini mengenai hubungan antara kandungan mineral lempung dalam tanah yang mempengaruhi aktifitas diatasnya dihubungkan dengan kemungkinan kegagalan karena sifat kembang susut tanah.

Defenisi Tanah/Soil

Beberapa istilah tanah/soil menggunakan defenisi yang spesifik, pada umumnya di dasarkan pada setiap ahli soil (tanah), diantaranya bahwa; tanah merupakan kumpulan butiran lepas yang terdapat pada lapisan permukaan bumi teratas, yang akan dimanfaatkan untuk kemaslahatan manusia. Berikut ini berbagai defenisi dikutip dari beberapa ahli soil, dari berbagai bidang ilmu yang sangat berhubungan langsung dengan kepentingan pekerjaannya.

Tanah adalah salah satu sumber utama kehidupan di Bumi, dapat digunakan sebagai reservoir air pada lapisan batuan porous sebagai akuifer dan nutrisi pada media tanam, serta bermanfaat untuk penyaringan dan penguraian polusi limbah berbahaya, juga sebagai partisipan dalam siklus karbon dan elemen lainnya melalui ekosistem global. Batuan yang resisten telah berevolusi melalui proses pelapukan yang didorong oleh pengaruh biologis, iklim, geologis, dan topografi (Britannica, 1993)

Dalam pengertian secara umum, tanah didefinisikan sebagai material yang terdiri dari agregat (butiran) mineral-mineral padat yang tidak tersementasi (terikat secara kimia) satu sama lain yang berasal dari hasil lapukan batuan dan dari bahan-bahan organik yang telah melapuk (berpartikel padat) disertai dengan zat cair dan gas yang mengisi ruang-ruang kosong di antara partikel-partikel padat tersebut (Das, 1988).

Istilah mekanika tanah diberikan oleh Karl von Terzaghi pada tahun 1925, melalui bukunya "*Erdbaumechanik aufboden physikalischer Grundlage*" (Mekanika Tanah berdasar pada Sifat Dasar Fisik Tanah), yang membahas prinsip dasar dari ilmu mekanika tanah modern, dan menjadi dasar studi lanjutan ilmu ini, sehingga Terzaghi disebut sebagai "Bapak Mekanika Tanah".

Tanah adalah lapisan permukaan bumi yang berasal dari material induk yang telah mengalami proses lanjut, karena perubahan alami di bawah pengaruh air, udara, dan macam-macam organisme baik yang masih hidup maupun yang telah mati

(Dokuchaev, 1870 dalam Fauizek dkk, 2018). Jika tanah terindikasi sebagai tanah lunak yang memiliki kekuatan geser lebih rendah dari tanah berbutir kasar, maka akan banyak kerugian cukup besar akan ditimbulkan sehingga perlu dilakukan perbaikan oleh karena semakin banyaknya infrastruktur yang dibangun pada tanah yang kurang baik.

Tanah merupakan bentukan hasil interaksi antara faktor bahan induk dengan faktor lingkungan dalam suatu kurun waktu tertentu, bahwa suatu ekosistem yang berkelanjutan harus memiliki keseimbangan yang dinamis antara kecepatan pembentukan tanah dan besarnya laju erosi yang terjadi. Apabila kecepatan pembentukan tanah jauh lebih besar daripada besarnya laju erosi tanah, yang terbentuk adalah tanah tua yang telah tercuci lanjut, seperti oxisols. Tanah jenis ini pada umumnya ditemukan di daerah yang ditumbuhi oleh hutan hujan tropis, Sebaliknya, apabila laju erosi jauh lebih besar daripada kecepatan pembentukan tanah akan terjadi degradasi tanah dan akhirnya akan terjadi penggurunan (*desertifikasi*), Penuaan pada tanah akan terjadi karena pengaruh hujan asam, sehingga akan mempercepat proses pencucian dan pelapukan (Azwar R., 2019).

Faktor Pembentukan Tanah

Tanah residual merupakan hasil proses pelapukan yang terjadi karena perubahan dan pemecahan batuan dasar (*source rocks*) pada atau dekat permukaan bumi oleh dekomposisi kimia dan disintegrasi fisik, yang dapat disebabkan oleh proses fisika, kimia

dan/atau biologi. Pelapukan ini akan menghasilkan batuan sedimen atau tanah residu (*residual soil*) dari proses pelarutan atau penghancuran batuan dari batuan sedimen, batuan beku ataupun batuan metamorf.

Proses pelapukan akan menghancurkan batuan atau bahkan melarutkan sebagian dari mineral untuk kemudian menjadi soil atau diangkut dan diendapkan sebagai batuan sedimen klastik. Sebagian dari mineral mungkin larut secara menyeluruh dan membentuk mineral baru. Inilah sebabnya dalam studi soil atau batuan klastika mempunyai komposisi yang dapat sangat berbeda dengan batuan asalnya. Komposisi soil tidak hanya tergantung batuan induk (nya), tetapi juga dipengaruhi oleh alam, intensitas dan lama (lama waktu) pelapukan serta proses jenis pembentukan soil itu sendiri (Boggs, 1995).

Proses pelapukan dapat terjadi pada batuan dasar yang resisten maupun batuan rapuh karena susunan mineral yang terkandung pada batuannya berbeda-beda, sehingga proses pelapukan juga dapat berlangsung sangat berbeda tergantung dari jenis batuannya. Proses pelapukan dapat disebabkan beberapa faktor yakni faktor eksternal maupun faktor internal. Berdasarkan kejadian dan aktifitas proses pelapukan dipengaruhi oleh faktor eksternal diantaranya makhluk hidup dan iklim, sementara faktor internal dapat berlangsung oleh pengaruh jenis batuannya, topografi dan waktu.

Faktor eksternal yakni makhluk hidup disebut juga pelapukan organik, dapat berlangsung karena aktifitas manusia, binatang dan

tumbuh-tumbuhan, diantara ketiga penyebab tersebut yang paling berpengaruh adalah pelapukan oleh tumbuhan (Gambar 1.1a,1b), terutama disebabkan penetrasi akar tumbuhan yang merusak batuan menyebabkan terjadinya pelapukan mekanis, sehingga batuan menjadi terbelah dan mengubah ukuran batuan semakin kecil, karena pecahnya batuan oleh akar yang masuk kedalam sela-sela rekahan pada bagian batuan lemah yang terkekarkan, juga oleh lumut yang merusak permukaan batuan. Pelapukan oleh binatang seperti burung dan cacing tanah yang mengorek dan mengikis bagian batuan yang lemah sehingga sela retakan menjadi semakin melebar. Pelapukan juga dapat terjadi oleh aktifitas manusia yang menggali dan meledakkan batuan yang keras pada lahan-lahan tambang dan pembukaan lahan untuk aktifitas pertanian, proses penghancuran tersebut menyebabkan perubahan ukuran semakin kecil dan halus tanpa perubahan sifat.

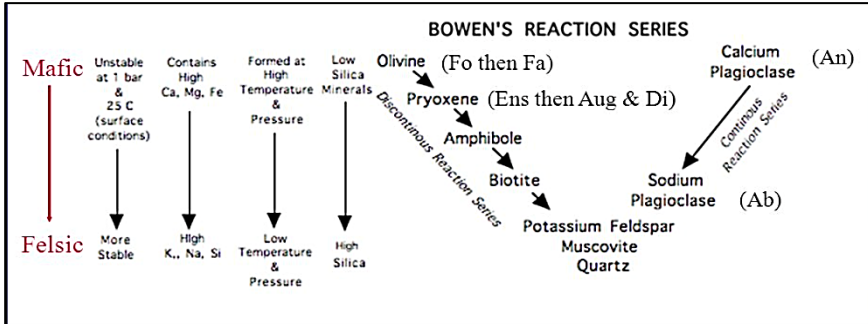


Gambar 1.1 Akar Pohon Pecahkan Batuan 1a Dan 1b (Images.Bing.Com)

Faktor iklim termasuk temperatur dan curah hujan, dipermukaan bumi sangat bervariasi dapat ditentukan oleh letak geografi, sehingga perbedaan posisi tersebut mempengaruhi

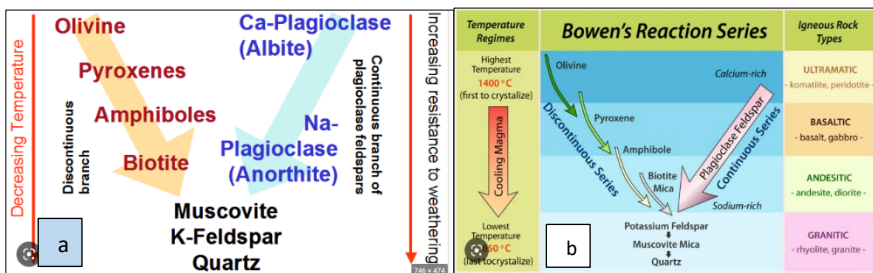
temperature permukaan bumi menyebabkan tinggi rendahnya temperature yang menentukan pelapukan fisik pada tingkat degradasi batuan. Faktor curah hujan sangat ditentukan oleh musim pada setiap area dipermukaan bumi ini termasuk curah hujan tinggi dan intensitas sinar matahari yang panas, biasanya akan berlangsung di daerah tropis selama musim penghujan bergantian, akan mempercepat berlangsungnya pelapukan kimia, dan curah hujan rendah kemudian suhu panas tinggi selama pergantian musim kemarau. Faktor ini dapat menyebabkan pelapukan mekanik, sehingga terjadi desintegrasi batuan juga dapat terjadi sekaligus terjadi pelapukan kimia pada mineral batuan atau dekomposisi akan berlangsung sangat cepat pada batuan dengan mineral yang mudah lapuk atau mudah mengalami pelarutan.

Proses pelapukan yang dipengaruhi oleh faktor internal yakni tergantung jenis batumannya. Batuan terbagi atas 3 klasifikasi yakni batuan beku, batuan sedimen dan batuan metamorf. Komposisi mineral, porositas dan kekompakan batuan tergantung klasifikasi batumannya dan macam mineral penyusun batuan tersebut. Setiap jenis batuan disusun oleh berbagai mineral jika mengalami proses pelapukan kimia, maka batuan akan mengalami dekomposisi karena pelapukan akan mengubah kandungan mineralnya yang dapat dihubungkan dengan seri reaksi Bowen (Gambar 1.2), berkaitan dengan urutan dan sifat setiap mineral terhadap ketahanan pengaruh temperature, tekanan dan curah hujan.



Gambar 1.2 Bowen Reaction Series (Bowen, 1922)

Gambar 1.3 a, 3b, sebagai urutan dari kemampuan dan kekerasan mineral untuk melapuk sehingga serinya menunjukkan, bahwa mineral dari kelompok Kalsium Feldspar dan Olivine merupakan kelompok mineral yang mudah terdegradasi, sehingga batuan yang disusun oleh kelompok mineral tersebut mudah mengalami pelapukan. Mineral yang mudah mengalami degradasi akan mudah merubah karakteristik batuan menjadi lebih berpori, sehingga butiran mineral individu lebih lemah dan ikatan antar butir menjadi hilang.



Gambar 1.3 Seri Reaksi Bowen 3a, 3b (Bowen, 1922)

Faktor topografi termasuk faktor yang dapat mempengaruhi terjadinya pelapukan secara tidak langsung. Pada topografi pedataran landai dan landai biasanya akan

menjadi tempat genangan yang akan mengubah butiran semakin halus dalam ukuran lempung, juga menjadi tempat tertumpuknya hasil lapukan yang tererosi ke arah lebih rendah serta mengubah secara kimia (R. Husain, 2022). Komposisi mineral butiran juga akan berubah menyebabkan lapisannya akan semakin tebal, dan akan menunjukkan pengendapan lapisan permukaan yang khas dengan retak secara teratur (Gambar 1.4), mencirikan kandungan mineral

lempung yang dominan saat terjadi pengeringan. Batuan yang tersusun oleh butiran yang berpori akan mudah terinfiltrasi dan bereaksi dengan air hujan yang sifatnya asam, memungkinkan terjadinya retakan dan mengelupas seperti kulit bawang (Gambar 1.5), yang akan menyebabkan mudah terkikis pada lereng yang terjal.



Gambar 1.4. Proses Pelapukan



Gambar 1.5. *Spheroidal Weathering*

Klasifikasi Butiran Pada Soil

Batuan yang mengalami pelapukan digunakan sebagai profil tanah, pada tanah berbutir halus ternyata tidak ada lagi hubungan

secara langsung antara perilaku tanah dengan ukuran butir. Pada tanah berbutir halus akan memperlihatkan sifat kohesi, plastis dengan ukuran butir 0.002 mm, sehingga cara pengujian yang mengukur sifat ini merupakan petunjuk yang berguna tentang perilaku tanah tersebut (Wesley, 2012).

Ukuran butir menurut skala Wentworth (Tabel 1.1) dapat digunakan mengklasifikasi batuan sedimen untuk klastika, dari klastika kasar hingga klastika halus, termasuk dalam menentukan besar butir dan ukuran butir pada lapukan tanah.

Jenis Batuan

Pelapukan yang terjadi pada berbagai batuan akan diberikan contoh yang mewakili masing-masing jenis batuan dari batuan metamorf, batuan beku dan batuan sedimen sebagai berikut;

Batuan Metamorf

Diantara batuan metamorf yang paling mudah melapuk umumnya sekis berstruktur schistosity dan filit berstruktur phyllitic, batuan tersebut merupakan batuan metamorf hasil metamorfisme derajat rendah (Prasetyadi, 2007). Dapat dibedakan pada pengamatan megaskopis dari kenampakan foliasinya. Batuan ini memiliki komposisi mineral yang hampir sama dan struktur penjajaran dibawah mikroskop. Pada pengamatan petrografi, sekis umumnya tersusun oleh klorit dan muskovit serta mineral asesori plagioklas dan biotit. Untuk filit umumnya tersusun oleh mineral klorit dan kuarsa.

Hasil lapukan berwarna coklat kemerahan, berukuran halus mudah rekah dalam kondisi kering, namun sangat liat/lengket saat basah, bersifat elastis yang mudah dibentuk tanpa mengalami pecah dan tidak patah. Sampel lapukan batuan tersebut yang di analisis menggunakan metode XRD, menunjukkan kandungan mineral dari tanah yang telah dianalisis terdiri dari mineral lempung jenis kaolinit, serisit dan smektit, data tentang hasil lapukan batuan metamorf ini telah dilakukan oleh Tri Winarno, dkk, 2016.

Batuan Beku

Batuan beku termasuk batuan yang tersusun umumnya oleh mineral resisten dan kompak, namun demikian pada batuan yang tersingkap di permukaan akan mudah mengalami desintegrasi dan dekomposisi.

Batuan beku dapat berbeda-beda ditentukan berdasarkan karakteristik teksturnya sebagai hubungan antar butiran mineral dan antara mineral dengan massa dasar gelas. Deskripsi batuan yaitu granularitas yakni faneritik/fanerokristalin atau afanitik, bentuk kristalnya yakni euhedral, subhedral atau anhedral, hubungan antar kristal disebut relasi yakni equigranular atau inequigranular, kristalinitas yakni holokristalin, hipokristalin atau holohialin. Komposisi mineral umumnya disusun oleh mineral kuarsa >30%, plagioklas >20% dan alkali felsdpar >15%. Pelapukan Granit akan menghasilkan mineral berbeda menjadi penyusun utama tanah residu diantaranya kaolinit.

Table 1.1 Sekala Wentworth (Wentworth 1922)

Φ	PHI - mm COVERSION $\phi = \log_2 (d \text{ in mm})$ $1 \mu\text{m} = 0.001\text{mm}$		SIZE TERMS (after Wentworth, 1922)	SIEVE SIZES		Intermediate diameters of natural grains equivalent to sieve size	Number of grains per mg		Setting Velocity (Quartz, 20°C)		Threshold Velocity for traction cm/sec		
	mm	Fractional mm and Decimal inches		ASTM No. (U.S. Standard)	Tyler Mesh No.		Quartz spheres	Natural sand	Spheres (Gibbs, 1971) cm/sec	Crushed	(Nevin, 1946)	(modified from Hjulstrom, 1939)	
-8	256	10.1"	BOULDERS ($> -8\phi$) COBBLES	2 1/2"	2"						200	1 m above bottom	
-7	128	5.04"			2.12"	2"							
-6	64.0	2.52"	PEBBLES	1 1/2"	1 1/2"						150		
-5	53.9			very coarse	1 1/4"	1.05"							
-4	45.3	1.26"		coarse	3/4"	.742"			100	50			
-3	33.1	0.63"		medium	1/2"	.525"			90	40	100		
-2	26.9			fine	7/16"	.371"			80	30	80		
-1	22.6	0.32"		very fine	3/8"	.265"			70	20	70		
0	17.0	0.16"		Granules	5/16"				60	10	60	100	
1	16.0			very coarse	4	4	1.2	.72	50	20	50	50	
2	13.4	0.08"		coarse	5	5			40	10	40	40	
3	11.3			medium	6	6	.86	2.0	30	8	30	30	
4	9.52	1/2	fine	7	7			20	7	20	20		
5	8.00		very fine	8	8	.59	5.6	10	6	10	10		
6	6.73	1/4	SAND	10	10			8	5	8	30		
7	5.66		coarse	12	12	.42	15	7	4	7	20		
8	4.76	1/8	medium	14	14			6	3	6	20		
9	4.00		fine	16	16	.30	43	5	3	5	20		
10	3.36	1/16	very fine	18	18			4	2	4	20		
11	2.83		SILT	20	20	.215	120	3	2	3	20		
12	2.38	1/8	coarse	25	25			2	1	2	20		
13	2.00		medium	30	30	.155	350	1	0.5	1	20		
14	1.63	1/16	fine	35	35			1	0.5	1	20		
15	1.41		very fine	40	40	.080	1000	0.5	0.329	0.5	20		
16	1.19	1/32	CLAY	45	45			0.1	0.085	0.1	20		
17	1.00	1/256	coarse	50	50			0.023	0.01	0.023	20		
18	.940		medium	60	60			0.0057	0.0014	0.0057	20		
19	.707	1/64	fine	70	70			0.00036	0.0001	0.00036	20		
20	.545	1/128	very fine	80	80						20		
21	.500	1/256	Clay/Silt boundary for mineral analysis	100	100						20		
22	.420	1/512		120	120						20		
23	.354			140	140						20		
24	.297			170	170						20		
25	.250			200	200						20		
26	.210			230	230						20		
27	.177			270	270						20		
28	.149			325	325						20		
29	.125			400	400						20		
30	.105										20		
31	.088										20		
32	.074										20		
33	.062										20		
34	.053										20		
35	.044										20		
36	.037										20		
37	.031										20		
38	.02										20		
39	.016										20		
40	.01										20		
41	.008										20		
42	.005										20		
43	.004										20		
44	.003										20		
45	.002										20		
46	.001										20		

Note: The relation between the beginning of traction transport and the velocity depends on the height above the bottom that the velocity is measured, and on other factors.

Penelitian yang telah dilakukan oleh Ronaldo Irson dkk, 2017, seluruh conto granit yang terlapukkan dapat dijumpai biotit yang telah berubah menjadi klorit sebagai mineral ubahan (8-20%). Serisit sebagai penanda ubahan lainnya terdapat pada hampir seluruh conto sebesar 2-8%. Jumlah mineral ubahan antara 10-26% pada pengamatan petrografi menunjukkan bahwa batuan ini telah berubah. Lebih jauh, pengamatan mikroskopis juga menunjukkan bahwa klorit yang merupakan ubahan dari biotit ditemukan telah tergantikan oleh mineral lempung pada beberapa conto.

Batuan Sedimen

Proses sedimentasi pada suatu cekungan di muka bumi ini akan menghasilkan batuan sedimen, sumbernya dapat berasal dari tempat berbeda maupun pengendapannya terjadi di tempat asalnya yang sama dari proses pelapukan batuan beku atau batuan metamorf ataupun berasal dari batuan sedimen itu sendiri. Dari sumber yang berbeda akan membentuk batuan sedimen berbeda karakter dan sifat dari batuan asalnya. Pengaruh yang juga menentukan jenis batuan sedimen termasuk ruang dipermukaan bumi yang lingkungan pengendapannya.

Klasifikasi Batuan sedimen oleh banyak ahli didasarkan pada pembentukan dan teksturnya atau berdasarkan sifat kimianya, silisiklastik terutama tersusun oleh mineral kuarsa, karbonat jika lebih besar dari 50% fragmen karbonatan atau berasal dari pelarutan moluska dan batuan sedimen organik berasal dari partikel hancuran cangkang-cangkang organisme.

Kurang lebih 70% permukaan bumi tersusun oleh batuan sedimen, yang genesa pembentukannya melalui proses sedimentasi, dapat berasal dari pelapukan batuan beku atau metamorf ataupun dari batuan sedimen sendiri menjadi fragmen-fragmen berukuran butir lebih kecil, kemudian terendapkan pada suatu lingkungan dimuka bumi. Selain dasar klasifikasi tersebut juga salah satu penentuan jenis batuan sedimen didasarkan pada besar butir dan bentuk butir penyusunnya. Dalam Pettijohn (1975) membagi batupasir berdasarkan ukuran butir dan partikel (Tabel 1) penyusun batuanya, berukuran 0,62mm – 2mm, butiran tersebut dapat berasal dari hancuran batuan yang lebih tua atau sudah terbentuk sebelumnya yang mengalami pelapukan dapat terbentuk ditempat sama dari batuan asalnya atau terendapkan di tempat yang berbeda karena mengalami erosi dan terangkut ke tempat yang jauh dari sumbernya.

Mineralogi Lempung

Lingkungan geologi yang membentuk mineral lempung pada dasarnya dapat dibagi menjadi lima jenis yakni pelapukan, sedimentasi, penguburan (burial), perubahan diagenetik dan alterasi hidrotermal. Lingkungan pelapukan menyajikan system kimia dimana tekanan dan temperature konstan dan banyak unsur kimia yang berubah. Kadang-kadang larutan dapat mengubah mineral dalam batuan yang tersingkap dipermukaan bumi melalui proses hidrolisis.

Mineral lempung pada tanah terbentuk sebagai hasil dari perubahan kimia mineral utama pembentuk batuan: feldspar, beberapa ferro magnesium mineral (olivine, piroksin, ampibol, mika). Mineral ini bervariasi dalam stabilitas atau kemudahan perubahannya, sebagai contoh stabilitas feromagnesia adalah sebagai berikut:

muscovite >>> amfibol (igneous) > piroksin >> olivine > biotit

Oleh karena itu muskovit (dan turunannya Illit) tersebar luas kejadiannya dalam sedimen dan lapukannya, sedangkan yang lain mineral ferromagnesian (dengan pengecualian mineral yang terdapat pada batuan metamorf jenis amfibol) adalah mineral yang hanya membutuhkan waktu yang singkat untuk melapuk (Dorothy, 1974).

Mineral lempung termasuk dalam kelompok mineral silikat hidros alumina yang mendominasi fraksi berukuran lempung 0.002 mm (<2 mikron). Mineral lempung hasil lapukan dari batuan asalnya akan mengalami transformasi dalam susunan geometris atom dan ion didalamnya, namun unsur kimia dan struktural sebagai komposisi mineral primer akan sama dengan mineral lempung pada batuan yang terbentuk di dalam kerak bumi. Sifat-sifat yang menentukan komposisi suatu mineral berasal dari unsur kimianya, geometris susunan atom dan ion, serta gaya listrik yang mengikatnya.

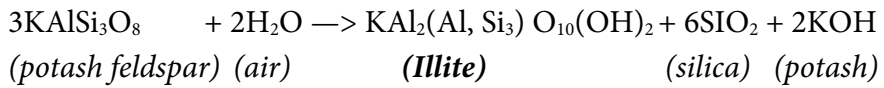
Pelapukan memungkinkan untuk substitusi kation Si^{4+} , Al^{3+} , dan Mg^{2+} dengan ion yang sebanding di setiap lembaran tetrahedral dan oktahedral (Table 1.2). Akibatnya, Si^{4+} dapat digantikan oleh Al^{3+} ditengah tetrahedron tanpa mengubah struktur dasar kristal.

lebih intens pada mineral biotit kaya Mg daripada kaya Fe (Bruce dkk, 2008). Kondisi iklim hangat dan lembab akan mempengaruhi sebagian besar batuan selama pengendapan detritus yang mendukung pelapukan dan transformasi mineral. Struktur vermikulit terdiri dari 2 lembaran tetrahedral dan 1 lembaran oktahedral, dimana *interlayer* berisi Ca^{2+} dan Mg^{2+} atau Al^{2+} . Struktur kristal vermikulit tersebut mengakibatkan mineral ini termasuk lempung ekspansif, dengan kemampuan tukar kationnya 100-150meq/100g (Grim, 1953). Macam dari kation yang dapat bertukar akan menentukan kekuatan ikatan antara kisi-kisi mineral dengan partikel dasarnya. Substitusi ion Mg^{2+} terhadap ion-ion yang dapat bertukar lainnya melemahkan ikatan antara partikel-partikel, sehingga ketika tanah bertambah kadar airnya, fenomena osmotik dapat terjadi karena air dengan mudah terserap keseluruhan permukaan partikel sehingga terjadi kembang susut.

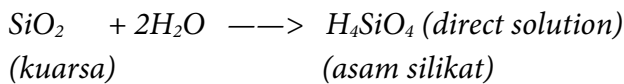
Penambahan volume air menyebabkan lembaran hidrasi yang terbentuk cenderung memindahkan partikel secara simultan, dan memaksa partikel untuk menyatu, satu dengan lainnya mengakibatkan tanah mengembang (Mitchell, 1993).

Mineral illit dan vermiculit merupakan mineral yang umum terbentuk pada pelapukan lanjut, dari batuan mengandung banyak unsur Fe^{2+} dan Mg^{2+} . Demikian pula khlorit juga dapat terbentuk dari alterasi mineral primer kaya Fe^{2+} dan Mg^{2+} seperti piroksin. Kehadiran Khlorit dalam soil juga dapat terbentuk sebagai alterasi dari vermikulit (Johnson, 1964: Dixon, 1982, dalam R. Husain, 2015). Pembentukan mineral Illit menurut Loughnan (1969), bahwa

dapat juga terbentuk dari orthoklas (potash feldspar), jika potash tidak larut seluruhnya:



Illit memiliki ikatan lebih kuat sehingga lebih stabil, tetapi terdapat lapisan gisbit, oktahedral diantara dua lapisan silika tetrahedral, ikatan ini menyebabkan aktivitas illit jauh lebih besar dibandingkan kaolin. Mineral sangat mudah larut (misalnya gypsum, halit)



Implikasi Mineral Lempung pada Tanah Residu

Keberadaan mineral lempung pada tanah residu yang telah diidentifikasi menggunakan metode XRD dan XRF pada beberapa wilayah Sulawesi Selatan, di uraikan berdasarkan pelapukan batuan dasar yang berbeda jenis.

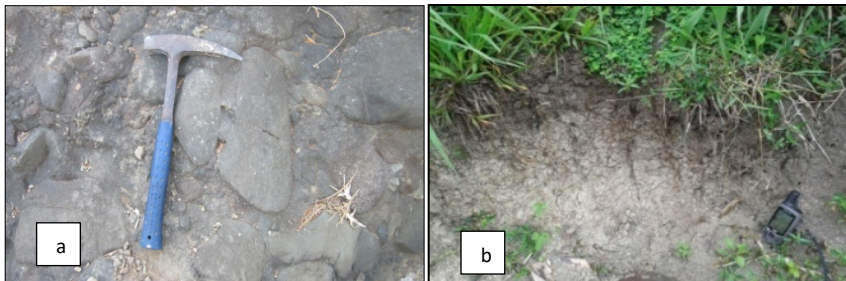
Breksi Vulkanik

Batuan Dasar yang berasal dari Breksi Vulkanik, pada morfologi bergelombang miring, topografi dengan kemiringan lereng 35° dan 54°, ketinggian 500 dan 600 mdpl (Gambar 1.6). Penyebaran batuan ini dijumpai melampar luas di daerah Tompolemolemo Kabupaten Barru.



Gambar 1.7. Bentangalam Pelamparan Breksi Vulkanik

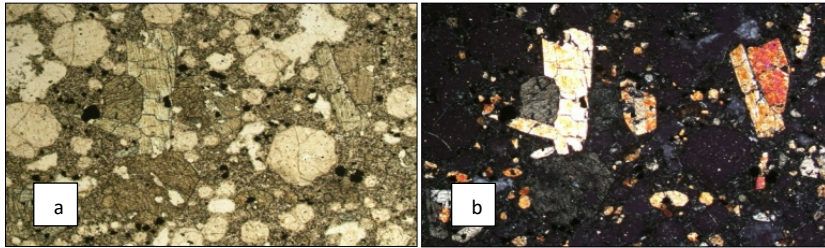
Kenampakan megaskopis breksi vulkanik di lapangan menunjukkan bentuk fragmen berukuran berbeda (Gambar 1.7a, 7b), warna segar abu-abu kehitaman, warna lapuk coklat kehitaman, tekstur piroklastik kasar, ukuran butir pasir sampai bongkah, komposisi material yaitu fragmen basal, dan andesit, bentuk *subangular – subrounded* berukuran butir pada 4 – 25 cm, matriks terdiri dari tufa, bentuk *angular – subrounded* berukuran butir pada matriks 1,5 – 2,4 cm serta semen berupa debu vulkanik, kemas terbuka, sortasi buruk dan struktur berlapis.



Gambar 1.8. (a) Breksi Masif (b) Tanah Residu

Kenampakan petrografi dari fragmen Breksi Vulkanik “Basalt” (Travis, 1955). Sayatan fragmen (Gambar 1.8a, b), tersusun atas

fenokris berupa piroksin (42%), ortoklas (12%), leusit (25%), mineral opak (8%) dan massa dasar gelas (13%).



Gambar 1.9. Fotomikrograf Fragmen “Basalt”, (A) Nikol-//, (B)Nikol-X.

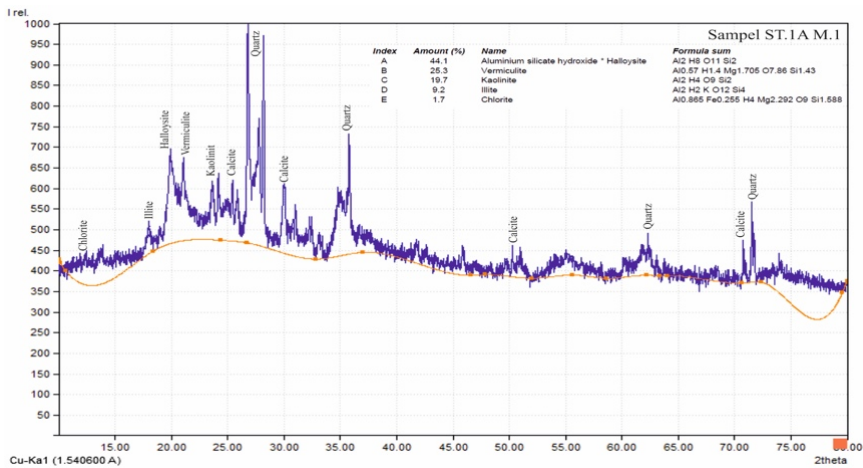
Kenampakan megaskopis (Gambar 1.9a), fragmen Andesit (Travis, 1955), tersusun oleh mineral plagioklas, piroksin dan massa dasar Kenampakan petrografis dari Andesit, disusun oleh fenokris berupa plagioklas (andesine 44%), piroksin (augit, 20%), kuarsa (10%), mineral opak (5%) dan massa dasar (25%), yang terdiri dari mikrokrit plagioklas (Gambar 1.9b, c).



Gambar 1.10. Kenampakan Segar (A) Fragmen Andesit Dan Fotomikrograf (B) Nikol-//, (C).Nikol-X.

Hasil pengolahan data dari analisis XRD (Gambar 1.10) dan persentase jenis mineral lempung tanah residu breksi vulkanik. Menunjukkan kandungan mineral lempung, terdapat vermikulit 30.4%. Struktur vermikulit terdiri dari 2 lembaran tetrahedral dan 1 lembar oktahedral, dimana *interlayer* berisi Ca^{2+} dan Mg^{2+} atau Al^{2+} .

Struktur kristal dari vermiculit tersebut mengakibatkan mineral ini termasuk lempung ekspansif, dengan kemampuan tukar kationnya 100-150meq/100g (Grim, 1953). Macam dari kation yang dapat bertukar akan menentukan kekuatan ikatan antara kisi-kisi mineral dengan partikel dasarnya. Substitusi ion Mg^{2+} terhadap ion-ion yang dapat bertukar lainnya melemahkan ikatan antara partikel-partikel, sehingga ketika tanah bertambah kadar airnya, fenomena osmotik dapat terjadi karena air dengan mudah terserap keseluruhan permukaan partikel.



Gambar 1.11. X-Ray Diffractogram Tanah Residu Lapukan Breksi Vulkanik

Mineral illit dan vermiculit merupakan mineral yang umum terbentuk pada pelapukan lanjut (Tabel 1.3), dari batuan mengandung banyak unsur Fe^{2+} dan Mg^{2+} . Demikian pula khlorit dapat terbentuk dari alterasi mineral primer kaya Fe^{2+} dan Mg^{2+} seperti piroksin.

Tabel 1.3. Komposisi Mineral Lempung

Mineral	(%)
Haloisit	44,1 %
Vermikulit	26.2 %
Kaolinit	19,9 %
Illit	9.2 %
Klorit	1,7 %

Haloisit memiliki rasio terbesar, mineral ini akan terbentuk pada proses substitusi dalam posisi oktahedral antara Al^{3+} oleh Fe^{3+} . Morfologi haloisit ini menurut Watanabe dalam Joussein dkk, 2005, mempunyai variasi bentuk diantaranya sferoidal, tabular atau *platy*, prismatic dan silindrikal, yang dipengaruhi oleh faktor struktur kristal, komposisi kimia dan efek dari dehidrasi. Faktor berperan dalam tingginya rasio haloisit pada tanah residual sangat dipengaruhi oleh komposisi kimia kandungan Fe^{3+} . Dari uji XRF menunjukkan kadar Fe^{3+} dimiliki tanah residual dari lapukan breksi vulkanik, mempunyai rasio tertinggi diantara semua strata tanah residual uji XRF yakni Fe^{3+} 38.49%.

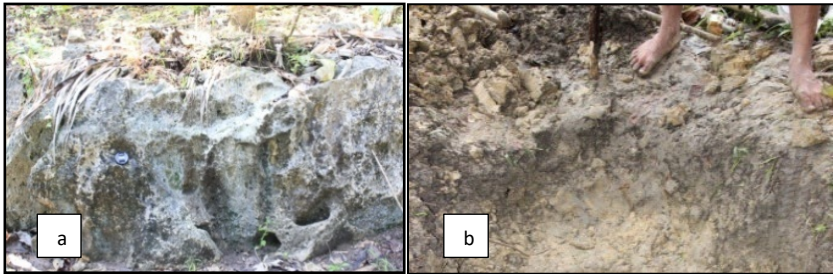
Haloisit merupakan mineral penciri dan akan selalu dijumpai bersama-sama kaolinit pada tanah residual tropis yang berasal dari batuan vulkanik. Haloisit merupakan kelompok kaolin, yang ikatannya lebih acak, proses pembentukannya juga dapat terjadi dari pelapukan mineral albit.

Batugamping

Penyebaran batugamping formasi tonasa ini dijumpai melampar luas di daerah Gattareng Kabupaten Soppeng. Litologi

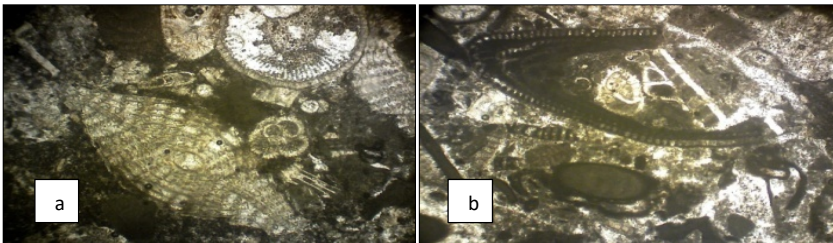
penyusun daerah Gattareng berdasarkan kesamaan ciri fisik yang ditemui dilapangan yaitu ukuran butir, warna dan komposisi. Urutan stratigrafinya berumur Eosen yakni batugamping yang berselang seling antara Packstone dan bioklastik sebagai Formasi Tonasa.

Kenampakan lapangan batugamping (Gambar 1.11a), warna segar putih dan warna lapuk abu-abu kehitaman. Struktur batugamping berlapis dan sebagian tidak berlapis dan pejal. Warna soil dari lapukan batugamping coklat keabu-abuan (Gambar 1.11b).



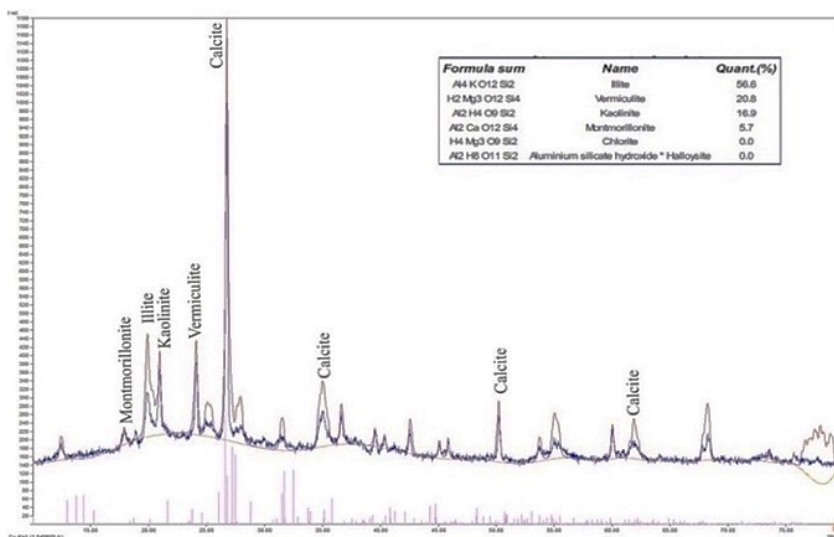
Gambar 1.12. (A) Batugamping Pejal (B) Tanah Lapukan Batugamping

Sayatan tipis Batugamping tekstur bioklastik, komposisi material terdiri dari *Grain (skeletal grain)*, berupa fosil foraminifera besar (55%) dan mud (45%), warna pada nikol sejajar coklat dan nikol silang warna coklat kekuningan. Kenampakan petrografis (Gambar 1.12), batugamping bioklastik "**Packstone**" (Dunham, 1962).



Gambar 1.13. Batugamping, Fotomigragraf (B)Nikol-//, (C) Nikol-X

Pengolahan data pada difraktogram lapukan batugamping (Gambar 1.13), terdapat mineral lempung berupa illit yang dominan pada tanah, residual tersebut dengan jumlah 56,6%.



Gambar 1.14. X-Ray Difragtogram Tanah Residu Lapukan Batugamping

Kaolinit atau haloisite dan Fe-oxyhydroxides secara klasik dianggap sebagai tahap pelapukan akhir biotit. Kelompok silikat dan oksida terakhir yang bertahan dalam struktur yang tidak nampak akan tersisa, ketika mika telah benar-benar larut. Akan tetapi pada awal tingkat pelapukan rongga akan terbentuk pada mineral mika yang larut dan lapisannya akan terdeformasi.

Mineral kaolinit menunjukkan besar berbanding terbalik dalam kuantitas antara Illit dan kaolinit (Tabel 1.4). Mineral lainnya yang dijumpai dalam jumlah cukup banyak mineral vermikulit yakni kurang lebih 20,8%, dari keseluruhan jenis mineral lempung ini selalu terdapat pada tanah residual yang dianalisis.

Tabel 1.4. Komposisi Mineral Lempung

Mineral	(%)
Illit	56,6
Chlorit	22,1
Vermiculit	20,8
Kaolinit	16,9
Monmorillonit	5,7
Halloysit	0

Montmorillonit memiliki sifat absorpsi air terbesar diantara mineral lempung lainnya. Pada montmorillonit terjadi substitusi isomorf antara atom-atom magnesium dan besi menggantikan sebagian atom-atom kalium seperti pada illit. Partikel monmorillonit mempunyai dimensi mendatar dari 1000 Angstrom sampai 5000 Angstrom dan ketebalan 10 Angstrom sampai 50 Angstrom. Luas spesifiknya sekitar 800 m²/gram (Abdul dkk, 2006). Keterdapatannya dalam tanah residual batugamping, dijumpai hanya dalam jumlah yang kecil yakni dibawah 7,1%. Distribusi mineral lempung secara vertikal dalam bentuk kurva, kehadiran montmorillonit yang mempunyai sifat dapat mengabsorpsi air, sehingga meskipun rasionya kecil akan mempengaruhi sifat dari tanah residu (Hary, 2000; Wen Baoping, 2007; Priyono, 2012 dalam R. Husain, 2015).

Sifat Fisik Tanah

Pengertian yang diantar oleh kata lempung memberikan pemahaman yang mengartikan komposisi mineral lempung, ukuran butir lempung dan batuan yang bernama batulempung (*Claystone*).

Menurut Bradja M. Das 1995, apabila tanah berbutir halus mengandung mineral lempung, maka tanah tersebut dapat diremas-remas (remolded) tanpa menimbulkan retakan. Sifat kohesif ini disebabkan karena adanya air yang terserap (*adsorbed water*) di sekeliling permukaan dari partikel lempung. Pada awal tahun 1900, seorang ilmuwan dari Swedia bernama Atterberg mengembangkan suatu metode untuk menjelaskan sifat konsistensi tanah berbutir halus pada kadar air yang bervariasi. Bilamana kadar airnya sangat tinggi, campuran tanah dan air akan menjadi sangat lembek seperti cairan. Oleh karena itu, atas dasar air yang dikandung tanah, tanah dapat dipisahkan ke dalam empat keadaan dasar, yaitu: padat, semi padat, plastis, dan cair.

Struktur tanah didefinisikan sebagai susunan geometrik butiran tanah. Di antara faktor-faktor yang mempengaruhi struktur tanah adalah bentuk, ukuran, dan komposisi mineral dari butiran tanah serta sifat dan komposisi dari air tanah. Secara umum, tanah dapat dimasukkan ke dalam dua kelompok yaitu: tanah tak berkohesi (*cohesionless soil*) dan tanah kohesif (*cohesive soil*). Struktur tanah untuk tiap-tiap kelompok akan diterangkan di bawah ini.

Kadar air, dinyatakan dalam persen, di mana terjadi transisi dari keadaan padat ke keadaan semi-padat didefinisikan sebagai batas susut (*shrinkage limit*). Kadar air di mana transisi dari keadaan semi-padat ke keadaan plastis terjadi dinamakan batas plastis (*plastik limit*), dan dari keadaan plastis ke keadaan cair dinamakan batas cair (*liquid limit*). Batas-batas ini (Tabel 1.5) dikenal juga sebagai batas-batas Atterberg (*Atterberg limits*).

Apabila tanah berbutir halus mengandung mineral lempung, maka tanah tersebut dapat diremas-remas (remolded) tanpa menimbulkan retakan. Sifat kohesif ini disebabkan karena adanya air yang terserap (*adsorbed water*) di sekeliling permukaan dari partikel lempung. Pada awal tahun 1900, seorang ilmuwan dari Swedia bernama Atterberg mengembangkan suatu metode untuk menjelaskan sifat konsistensi tanah berbutir halus pada kadar air yang bervariasi. Bilamana kadar airnya sangat tinggi, campuran tanah dan air akan menjadi sangat lembek seperti cairan. Oleh karena itu, atas dasar air yang dikandung tanah, tanah dapat dipisahkan ke dalam empat keadaan dasar, yaitu: padat, semi padat, plastis, dan cair.

Tabel 1.5. Harga-Harga Batas Atterberg Untuk Mineral Lempung
(Mitchell, 1976 Dalam M. Noor, 1995)

Mineral	Batas Cair	Batas Plastis	Batas Kerut
Montmorillonite	100-900	50-100	8,5-15
Nontronite	37-72	19-27	
Illite	60-120	35-60	15-17
Kaolinite	30-110	25-40	25-29
Halloysite terhidrasi	50-70	47-60	
Halloysite	35-55	30-45	
Attapulgitic	160-230	100-120	
Chlorititic	44-47	36-40	
Allopane	200-250	130-146	

Karena sifat plastis dari suatu tanah adalah disebabkan oleh air yang terserap di sekeliling permukaan partikel lempung (*adsorbed water*), maka dapat diharapkan bahwa tipe dan jumlah mineral

lempung yang dikandung di dalam suatu tanah akan mempengaruhi batas plastis dan batas cair tanah yang bersangkutan.

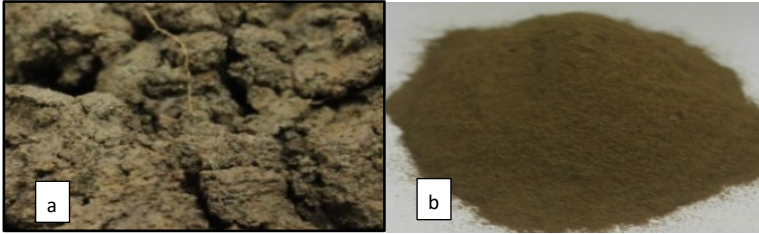
Analisis Atterberg

Tanah yang di ambil untuk menentukan tingkat plastisitasnya pada sampel lapukan breksi vulkanik dan sampel lapukan batugamping, ditunjukkan berdasarkan perhitungan dari nilai batas cair, batas plastis dan Indeks plastisitas (Braja, Cassagrande dalam Noor Endah, 1995).

Untuk penentuan batas cair dilakukan uji batas cair, dengan cara pasta tanah diletakkan di dalam mangkok kuning kemudian digores tepat di tengahnya dengan menggunakan alat penggores standar, lalu menjalankan alat pemutar, mangkok kemudian dinaik-turunkan dari ketinggian 0,3937 in (10 mm). Kadar air, dinyatakan dalam persen, dari tanah yang dibutuhkan untuk menutup goresan yang berjarak 0,5 in. (12,7 mm) sepanjang dasar contoh tanah di dalam mangkok sesudah 25 pukulan. Batas plastis didefinisikan sebagai kadar air, dinyatakan dalam persen, jika tanah apabila digulung sampai dengan diameter 1/8 in (3,2 mm) menjadi retak-retak. Batas plastis merupakan batas terendah dari tingkat keplastisan suatu tanah. Cara pengujiannya adalah sangat sederhana, yaitu dengan cara menggulung massa tanah berukuran elipsoidal dengan telapak tangan di atas kaca datar.

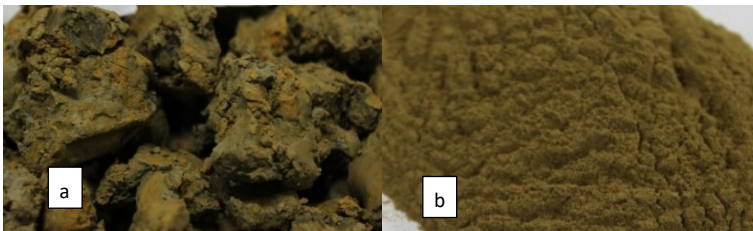
Indeks plastisitas [*plasticity index* (PI)] adalah perbedaan antara batas cair dan batas plastis suatu tanah, atau $PI = LL - PL$.

Kenampakan dari lapukan batuan breksi vulkanik yang basah keadaan sangat liat dengan meremas sangat lengket, dan setelah dikeringkan sangat kaku, sehingga di palu untuk kemudian diayak yang dianalisis adalah tanah yang lolos pada ayakan 200 mesh, berwarna kehitaman (Gambar 1.14).



Gambar 1.15. A.Warna Saat Basah, B.Lolos Ayakan 200mesh

Kenampakan dari lapukan batugamping (Gambar 1.15) yang basah menunjukkan sangat liat dengan meremas sangat lengket, dan setelah dikeringkan sangat kaku, sehingga di palu untuk kemudian diayak yang dianalisis adalah tanah yang lolos pada ayakan 200 mesh, berwarna kehitaman



Gambar 1.16. A.Warna Saat Basah, B.Lolos Ayakan 200mesh

Hasil analisis Atterberg (Table 1.6) yang dilakukan pada Lapukan Breksi vulkanik dan lapukan Batugamping.

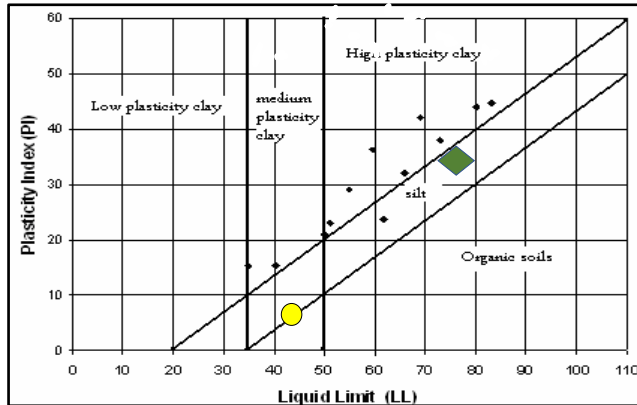
Tabel 1.6. Hasil Analisis Metode Atterberg

Tanah	Liquid Limit (%)	Plastic Limit (%)	Plastic Index (%)
Lapukan Breksi	40,41	31,5	8,91
Lapukan Batugamping	70,4	32,5	37,93

Hubungan antara PI dengan fraksi berukuran lempung untuk tiap-tiap tanah berbeda-beda. Keadaan ini disebabkan karena tipe dari mineral lempung yang dikandung oleh tiap-tiap tanah berbeda. Batas-batas tersebut dapat memberikan informasi tentang sifat dari tanah kohesif, batas cair dan batas plastis dapat digunakan untuk menentukan korelasi dari beberapa parameter tanah fisis dan juga untuk mengidentifikasi tanah.

Tanah residual yang mengandung mineral Montmorillonit, Kaolinit dan Illit akan menyebabkan nilai batas plastis tanah menjadi tinggi (*high plasticity*) Dari gambar 1. 16 menunjukkan bahwa tanah residual dari batuan dasar vulkanik, batugamping dan batupasir silisiklastik, secara umum sesuai dengan kehadiran Kaolinit dan Illit menunjukkan berada pada batas plastisitas sedang sampai sangat tinggi (R. Husain, 2015).

Hubungan antara nilai konsistensi tanah dan mineral lempung menunjukkan bahwa nilai plastisitas dan sifat-sifat mineral lempung yang terkandung dapat menentukan karakteristik kemampuan dan sebagai indikator yang berguna pada potensi pengembangan tanah residual (R. Husain, 2022).



Gambar 1.17. Plotting Sifat Plastis Lapukan Breksi ● Dan Lapukan Batugamping ◆

Penutup

Kehadiran mineral lempung hasil lapukan breksi sebagai mineral khas yakni dari jenis Haloisit dengan persentase paling besar diantara jenis mineral lainnya, mineral tersebut termasuk pada kelompok kaolinit yang memiliki sifat fisik tidak menghidrat (*iner solid*) dan tidak mengadakan hidrasi dalam air, sehingga berada pada kurva medium plastis.

Kehadiran mineral Montmorillonit (R. Husain, dkk, 2022) meskipun dalam persentase kecil tetapi berasosiasi dengan mineral illit yang memiliki persentase cukup besar melebihi 50% dari semua jenis mineral lempung sehingga sifat plastisitasnya berada pada grafik plastisitas tinggi (high Plasticity clay).

Tanah dengan plastisitas tinggi akan sangat mempengaruhi tanah yang kemungkinan untuk bergerak atau berpindah tempat akan terjadi terutama pada topografi yang terjal.

Daftar Pustaka

- Abdul Fatal, Ilyas Suratman, Syarifuddin Nasution, 2006, *Studi Karakteristik Parameter Kuat Geser Tanah Lempung Pasir Honje - Tol Cipularang, Jawa Barat*, Infrastruktur dan Lingkungan Binaan, (Online) Vol II No.1
- AR. Chaudhri and M. Singh, 2012, "Clay Minerals as Climate Change Indicators—A Case Study," American Journal of Climate Change, Vol. 1 No. 4, pp. 231-239. [https://www.scirp.org/\(S\(lz5mqp453edsnp55rrgjct55.\)\)/journal/paperinformation.aspx?paperid=25975](https://www.scirp.org/(S(lz5mqp453edsnp55rrgjct55.))/journal/paperinformation.aspx?paperid=25975)
- Barton, CD dan Karathanasis, AD, 2002, *Clay Mineral, Encyclopedia Minerals*, Encyclopedia of soil science, Marcel Dekker, New York, USA, p.187-192.
- Boehler, R, 1996, *Melting temperature of the Earth's mantle and core: Earth thermal structure*, Annual Review of Earth and Planetary Science 24, 15-40 p.
- Bowen, N. L., 1928, *The evolution of igneous rocks*, Dover Publications.
- Britannica, 1993, *A Dictionary of Art, Science, And Literature*, Encyclopedia Baritannica, The riverside Publishing Company, Chicago, U.S.A., <https://www.britannica.com/science/soil>.
- Badan Standardisasi Nasional, 2015, *Tata cara pengklasifikasian tanah untuk keperluan teknik dengan sistem klasifikasi unifikasi tanah*, untuk kepentingan adopsi standar © ASTM, Diterbitkan di Jakarta.
- Barton, CD., and A.D. Karathanasis, 2002, *Clay minerals*, United States Department of Agriculture Forest Service, Aiken, South Carolina, U.S.A.

- Braja M. Das, 1995, *Mekanika Tanah (Prinsip-prinsip Rekayasa Tanah)*, Alih Bahasa Noor Endah dan Indrasurya, Institut Teknologi 10 November, Penerbit Erlangga, Jakarta
- Bruce Velde, Alain Meunier, 2008, *The Origin of Clay Mineral in Soils and Weathered Rocks*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p.169-170.
- Chester K. Wentworth, 1922, "A Scale of Grade and Class Terms for *Clastic Sediments*", *The Journal of Geology*, diakses 01 Juni 2023, <https://www.britannica.com/science/Wentworth-Grade-Scale>
- Dorothy Carroll, 1974, *Clay Mineral: A Guide to Their X-ray Identification*, The Geological Society of America, Inc. Colorado Building, Boulder, Colorado.
- Dunham R.J., 1962, *Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Textures*, *Classification of Carbonate Rocks*, AAPG, Tulsa, 108-121.
- Grim R.E., 1953, *Clay Mineralogy*, Mc Graw hill Book Company Inc, New York
- Joussein, C., S. Petit, J. Churchman, B.Theng, D.Right and B.Delvaux, 2005, *Halloysite Clay Minerals –a review*, The Mineralogy Society (On-line) *E-mail: emmanuel.joussein@hydrasa.univ-poitiers.fr, di akses 27 Mey 2015.
- Loughnan F.C., 1969, *Chemical Weathtaking of the Silicate Minerals*: American Elsevier Publishing Co. Inc, New
- Michelle Fauziek dan Andryan Suhendra, 2018, *Efek dari Dynamic Compaction (DC) terhadap peningkatan Kuat Geser Tanah*, *Jurnal Mitra Teknik Sipil*, Vol. 1, No.2, hal 205-214.

- Mitchell, 1993; J.K., Kenichi S., 2005, *Fundamentals of Soil Behavior*, John Wiley & Sons, Inc. Koboken, New Jersey, Canada
- Pettijohn, 1975, *Sedimentary Rocks Third Edition*, Harper and Row, Publishers, Inc. New York.
- Prasetyadi C., 2007, *Evolusi tektonik Paleogen Jawa Bagian Timur*, Disertasi, Institut Teknologi bandung, Bandung, Indonesia.
- Priyono D.K., 2012, *Kajian Mineral Lempung Pada Kejadian Bencana Longsor Lahan di Pegunungan Kulonprogo Daerah Istimewa Yogyakarta*, Forum Geografi, Vol.26 No.1, Yogya, hal.53-64
- R. Husain, 2015, *Geokimia Mineral Lempung dan Implikasinya Terhadap Gerakan Tanah*, Disertasi, Repository Unhas.
- R. Husain, 2022, *The influence of Clay mineral on Soil Plasticity* (Case study on weathering of claystone), International Journal of Engineering and Science Application, Vol.9 Issue 1. Hal.49-54
- R. Husain, Muhammad Fauzi Arifin, Haerany Sirajuddin, and Ilham Alimuddin, 2022, *Characteristics of Clay Mineral From Weathering Various Origin Rocks in West Palu City*, AIP Conference Proceedings 2543; (Online); <https://pubs.aip.org/aip/acp/article/abstract/2543/1/050008/2828948/Characteristics-of-clay-minerals-from-weathering?redirectedFrom=fulltext>
- Riadi, Muchlisin, 2021, *Defenisi, Jenis dan Klasifikasi Tanah*, di akses 16 Juni 2023 dari laman, (Online); <https://www.kajianpustaka.com/2021/04/definisi-jenis-dan-klasifikasi-tanah.html>
- Ronaldo Irzon, Hamdan Z. Abidin, Baharuddin, Purnama Sendjadja, 2017, *Kandungan Unsur Tanah Jarang pada Granit Putih Kemerahan dari Daerah Lagoi dan Perbandingan dengan*

- Batuan Sejenis di tempat lain*, Jurnal dan Sumberdaya Mineral, Pusat Survei Geologi, Vol.18, no.3 Agustus, hal.137-146.
- Ronal Hutagalung, Aang Panji Permana, Dewi Rahmawaty Isa, 2022, *Kajian Pelapukan Granit Daerah Leato Berdasarkan Analisis XRD dan SEM*, EnvoroScienteeae, Vol.18 No.1, hal 38-43, diakses 10 Mei 2022, <https://ppjp.ulm.ac.id/journal/index.php/es/article/view/12977>
- Sam Boggs, 2006, *Principle of Sedimentology and Stratigraphy*, Four Edition, Pearson Prentice Hall Upper Saddle River, New Jersey.
- Travis RB., 1955, *Classification of Rocks*, The Colorado School of Mines, Golden Colorado USA.
- Tri Winarno, Jenian Marin, 2016, *Penentuan Jenis Mineral hasil Pelapukan Batuan Metamorf di Perbukitan Jiwo, Bayat dan Arahannya sebagai bahan Galian Industri*, Prosiding Seminar Nasional Kebumian ke-9, hal 401- 409.
- Wentworth CK., 1922, *Scale of Grade and Class Term for Clastic Sediments*, State University of Iowa, Published by Director og the United State Geological Survey
- Wesley L., 2009, *Behaviour and Geotechnical Properties of Residual Soil and Allophane Clay*, Departemen of Civil and Environmental Engineering, the University of Auckland, Private Bag 92019, Auckland New Zealand, (Online) Lwesley@auckland.ac.nz, diakses April 2013.
- Wesley DL., 2012, *Mekanika Tanah Untuk Endapan dan Residu*, Edisi Bahasa Indonesia, Penerbit ANDI, Yogyakarta.

Tinjauan Zona Intrusi Air Laut pada Kawasan Karst Baruga, Bantimurung - Bulusaraung

*Muhammad Altin Massinai, Muhammad Fawzy Ismullah M,
Muh. Farid Wajedy*

AIR tanah adalah suatu sumberdaya alam terbaharukan yang sifatnya terbatas dan sangat berperan penting terhadap pemenuhan kebutuhan air bersih. Seiring berjalannya waktu pemanfaatan air tanah sebagai media kebutuhan sehari-hari baik dalam bidang industri maupun dalam kebutuhan rumah tangga akan semakin meningkat (Massinai et al., 2020). Pengambilan air tanah yang dilakukan secara terus menerus dengan mengesampingkan aspek lingkungan akan menyebabkan produksi air tanah melebihi produktifitas dari akuifer itu sendiri (Guo & Jiao, 2017).

Permasalahan utama yang dihadapi pada daerah dekat pantai adalah adanya intrusi air laut ke dalam akuifer yang mempengaruhi kualitas air tanah (Guo & Jiao, 2017). Intrusi air laut merupakan suatu tahapan menyusupnya air laut ke dalam akuifer menggantikan posisi air tanah. Air tawar terletak di atas air asin karena adanya perbedaan densitas antara air tawar dan air asin. Air asin memiliki densitas yang tinggi dibanding air tawar hal itu dikarenakan air asin

memiliki kandungan mineral yang lebih banyak dari air tawar (Rahmawati, et al, 2013).

Selain dampak negatif yang ditimbulkan adanya intrusi air laut di suatu daerah, intrusi air laut pun mempunyai dampak positif bagi kehidupan manusia. Masyarakat di kawasan karst Baruga, Bantimurung, Bulusaraung memanfaatkan intrusi air laut untuk memenuhi kebutuhan air tambak yang selalu kekurangan pasokan air asin. Namun demikian bagi kehidupan masyarakat merupakan bencana bagi sumber air tanah. Masyarakat harus memasok air konsumsi dari daerah lain dengan biaya tinggi.

Salah satu metode yang tepat digunakan untuk mendeteksi zona intrusi air laut adalah metode *Electrical Resistivity Tomography* (ERT). Metode ERT adalah metode geofisika yang digunakan untuk mempelajari resistivitas batuan. Prinsip dasar dari metode resistivitas yaitu menginjeksi listrik ke dalam bumi dan mengukur respon bumi melalui nilai beda potensial yang dihasilkan. Nilai beda potensial yang didapatkan akan diinversikan untuk mendapatkan nilai resistivitas dan dapat dibuatkan penampang 2D. Sehingga dapat memberikan informasi mengenai perubahan nilai resistivitas baik secara vertikal maupun horizontal (Loke, 2004).

Nilai resistivitas batuan tergantung dari derajat kekompakan dan besarnya presentase kandungan fluida yang mengisi batuan. Bagaimanapun nilai dari beberapa jenis batuan biasanya overlap. Hal ini disebabkan karena resistivitas dari batuan dipengaruhi oleh beberapa faktor yaitu: kandungan lempung, keterdapatannya air tanah,

jenis dan karakteristik fisik batuan, mineralogi batuan, dan sebagainya.

Analisis mengenai intrusi air laut telah dilakukan oleh Kazakis et al. pada tahun 2016. Adapun hasil yang dicapai adalah intrusi air laut akuifer pada daerah pesisir yang terdiri dari lempung, pasir, kerikil, dan batupasir menggunakan metode ERT. Nilai resistivitas pada akuifer air asin yang terdiri dari material pasir dan kerikil berkisar $0.1 - 15 \Omega\text{m}$ sedangkan lempung mempunyai resistivitas $1 - 10 \Omega\text{m}$ (Kazakis et al., 2016). Untuk mengetahui pengaruh muka air laut harian terhadap *interface* air tawar dan air asin, berdasarkan kedalaman zona intrusi air laut dapat diketahui dari hasil analisis penampang resistivitas inversi 2-D di Kawasan karst Batimurung-Bulusaraung pada Formasi Tonasa dan Formasi Camba.

Geologi Regional Bagian Barat Sulawesi Selatan

Geologi regional wilayah bagian timur dan barat Sulawesi Selatan berbeda, kedua wilayah ini dibatasi atau dipisahkan oleh Sesar Walanae. Pada masa Mesozoikum, *basement* yang kompleks terdapat di dua wilayah, pertama terdapat di wilayah bagian barat Sulawesi Selatan yang tidak jauh dari Bantimala dan di wilayah Barru yang mana terdiri atas batuan metamorf, sedimen, dan batuan ultramafik. Terdapatnya batuan metamorf yang memiliki kemiripan dengan batuan metamorf yang terdapat di Pulau Jawa, Pegunungan Meratus di Kalimantan Selatan dan batuan di Sulawesi Tengah memperlihatkan bahwa *basement* kompleks Sulawesi Selatan bisa jadi merupakan bagian fragmen yang pecah akibat akresi kompleks yang cukup besar pada awal *Cretaceous*.

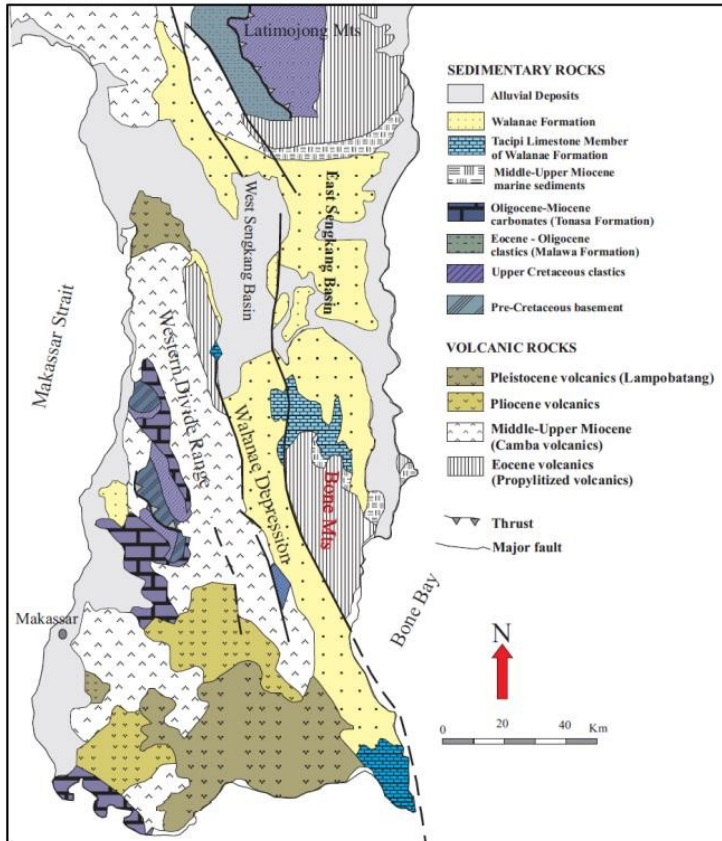
Sedimen di masa akhir *Cretaceous* meliputi Formasi Balangbaru dan Marada yang berada di bagian wilayah barat dan timur Sulawesi Selatan, pada Formasi Balangbaru sedimen-sedimennya tidak selaras dengan kompleks *basement*nya, formasi ini tersusun dari batuan *sandstone* dan *silty-shale*, *pebbly sandstone*, breksi dan konglomerat.

Batuan vulkanik berusia Paleosen terdapat di wilayah bagian timur Sulawesi Selatan dan tidak selaras dengan Formasi Balangbaru. Di wilayah Bantimala batuan vulkanik ini disebut Bua. Formasi ini tersusun dari lava dan endapan piroklastik andesit dengan komposisi *trachy-andesit* dengan sisipan *limestone* dan *shale*.

Formasi Mallawa tersusun dari *arcosic*, *sandstone*, *siltstone*, *claystone*, napal dan konglomerat dan diselingi lapisan *limestone* dan batubara. Formasi ini berada di bagian barat Sulawesi Selatan dan tidak selaras dengan Formasi Balangbaru. Formasi Mallawa diduga diendapkan dari laut dangkal hingga *marginal*. Peta geologi Sulawesi Selatan dimana lokasi penyelidikan terdapat tertera di bawah ini (Suyono and Kusnama, 2010).

Formasi batugamping Tonasa terdiri dari batugamping yang selaras dengan Formasi Mallawa. Formasi Tonasa berumur Eosen sampai pertengahan Miosen. Formasi Mallawa dan Tonasa tersebar di wilayah bagian barat Sulawesi Selatan, yang mana kedua formasi ini tidak tersingkap di wilayah bagian timur Sesar Walanae kecuali Formasi batugamping Tonasa beranggotakan batugamping yang tersingkap.

Formasi Salo Kalupang terletak di bagian timur Sulawesi Selatan yang terdiri atas *sandstone*, *shale*, dan *claystone interbedded* dengan batuan vulkanik konglomerat, breksi, tufa, *limestone*, dan *napal*. Formasi ini diperkirakan berumur *Eosen* hingga akhir *Oligosen*.



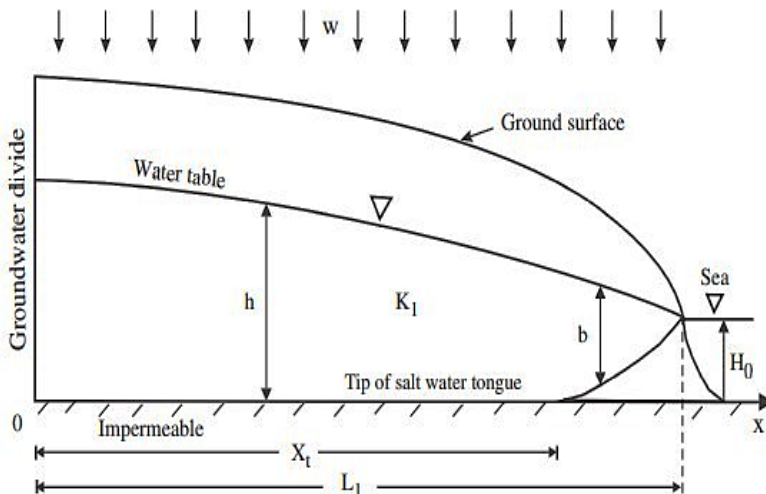
Gambar 2.1 Peta Geologi Sulawesi Selatan (Suyono And Kusnama, 2010)

Pegunungan Bone berdasarkan anomaly *high gravity* dan *Mid Ocean Ridge Basalts* (MORB) diindikasikan sebagai bagian *ophiolite*, Formasi Bone diindikasikan terdiri dari *wackstone* bioklastika dan

butiran *packstones foraminifera planktonic*. Formasi Camba terletak di bagian barat Sesar Walanae yang mana bagian teratas dari formasi ini tersusun atas breksi vulkanik, konglomerat, lava, dan tuf *interbedded* dengan sedimen *marine*, diduga batuan vulkanik Camba berumur akhir Miosen (Suyono and Kusnama, 2010). Batugamping pada formasi Tonasa dan formasi Camba pada lokasi penyelidikan merupakan medium yang dilalui intrusi air laut.

Intrusi Air Laut

Intrusi air laut adalah suatu proses masuknya air laut dalam akuifer menggantikan kedudukan air tawar. Pada keadaan yang statis, air tawar selalu berada di atas air asin pada daerah yang dekat dengan pantai, hal itu disebabkan karena densitas air asin lebih besar dibandingkan air tawar sebagaimana yang ditunjukkan Gambar 2.2, berikut (Adepelumi, at al, 2008):



Gambar 2.2 Hubungan Air Tawar Dan Air Asin (Guo & Jiao, 2007)

Dalam keadaan mempertimbangkan aliran air tanah dapat dihasilkan dari pengisian dari air hujan, dengan menggunakan asumsi Dupuit dan persamaan dari Ghyben-Herzberg solusi analitik untuk menghitung tinggi muka air tanah dapat dihasilkan sebagai berikut (Guo & Jiao, 2007):

$$h = \sqrt{\frac{w}{K}(L^2 - x^2) + \frac{\rho_s}{\rho_f} H_0^2} \quad (1)$$

Dengan:

w = Laju infiltrasi (m/s)

H₀ = Ketinggian air laut dari lapisan *impermeable* (m)

K = Konduktivitas hidrolik (m/s)

L = Jarak bibir pantai dengan *groundwater divide* (m)

x = Jarak lokasi pengukuran dengan *salt water tongue* (m)

h = Ketinggian muka air tawar (m)

Dengan mendapatkan ketinggian air tawar maka didapatkan *interface* antara air tawar dan air asin dapat didekati dengan persamaan Ghyben-Hezberg sebagai berikut (Guo & Jiao, 2007):

$$Z = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} (h - H_0) \quad (2)$$

Dengan:

Z = Kedalaman *interface* air tawar dan air asin diukur dari MSL (m)

h = Ketinggian muka air tawar (m)

ρ_f = Densitas air tawar (kg/m³)

ρ_s = Densitas air asin (kg/m³)

H₀ = Ketinggian air laut dari lapisan *impermeable* (m)

Faktor-faktor yang menyebabkan terjadinya intrusi air laut adalah (Adepelumi, at al, 2008):

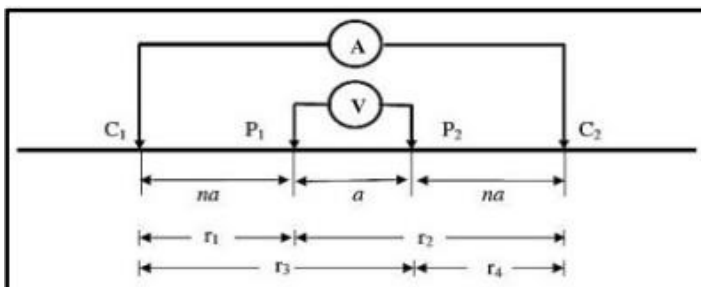
1. Penurunan muka air tanah
2. Pemompaan air tanah yang berlebihan
3. Masuknya air laut melalui sungai, dan kanal
4. Salah satu metode geofisika yang sangat sensitif dalam mengidentifikasi zona intrusi air laut adalah metode geolistrik resistivitas konfigurasi Wenner - Schlumberger.

Metoda Geolistrik Konfigurasi Wenner-Schlumberger

Pada saat melakukan akuisisi data di lapangan konfigurasi elektroda yang digunakan adalah konfigurasi *Wenner-Schlumberger*, yang jarak antara elektroda arus C dengan potensial P dipisahkan jarak sepanjang na , sedangkan jarak antara elektroda potensial satu P_1 dan potensial dua P_2 dipisahkan dengan jarak sebesar a sebagaimana ilustrasi Gambar 2.3 berikut:

Rumus untuk menghitung faktor geometri berdasarkan Gambar 2.3 di atas yaitu (Loke, 2004):

$$K = \pi n (n + 1) a \tag{3}$$



Gambar 2.3. Konfigurasi Elektroda (Loke, 2004)

K merupakan faktor geometri yang bergantung pada susun elektroda, sehingga nilai resistivitas semu dapat dihitung dengan rumus (Loke, 2004):

$$\rho = \pi n (n + 1) a \frac{\Delta V}{I} \quad (4)$$

Batuan merupakan salah satu material yang terdapat di bumi yang mempunyai beberapa sifat fisik, salah satunya adalah sifat kelistrikan. Sifat kelistrikan adalah respon yang dimiliki suatu material pada saat dialiri listrik (Tabel 2.1). Sifat kelistrikan material dapat diklasifikasikan menjadi tiga jenis berdasarkan nilai resistivitasnya (Telford et al., 1990):

1. Konduktor, rentan nilai resistivitas $10^{-8} \Omega\text{m} - 1 \Omega\text{m}$
2. Semi konduktor, rentan nilai resistivitas $1 \Omega\text{m} - 10^7 \Omega\text{m}$
3. Isolator, rentan nilai resistivitas $>10^7 \Omega\text{m}$

Tabel 2.1. Resistivitas Batuan (Telford et al., 1990)

Material	Resistivitas (Ωm)
Udara (<i>Air</i>)	~
Garam Batu (<i>Rock salt</i>)	$30 - 1 \times 10^{13}$
Granit (<i>Granite</i>)	$200 - 1 \times 10^4$
Andesit (<i>Andesite</i>)	$1.7 \times 10^2 - 45 \times 10^4$
Basal (<i>Basalt</i>)	$200 - 1 \times 10^5$
Gamping (<i>Limestone</i>)	$500 - 1 \times 10^4$
Batu pasir (<i>Sandstone</i>)	$200 - 8000$
Batu serpih (<i>Shales</i>)	$20 - 2000$
Pasir (<i>Sand</i>)	$1 - 1000$
Lempung (<i>Clay</i>)	$1 - 100$
Air tanah (<i>Ground water</i>)	$0.5 - 300$
Air asin (<i>Sea water</i>)	0.2

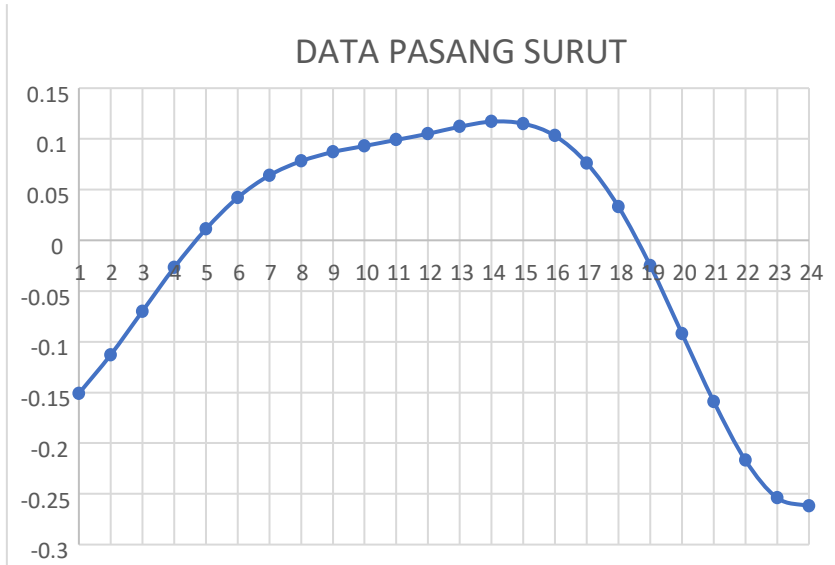
Material	Resistivitas (Ωm)
Kerikil kering (<i>Dry gravel</i>)	600 - 1×10^4
Aluvium (<i>Alluvium</i>)	10 - 800
Kerikil (<i>Gravel</i>)	100 - 600

Metoda Perolehan Data

Umumnya geolistrik dilakukan berdasarkan dua lintasan dikawasan karts Bantimurung, wilayah Bulusaraung dengan panjang setiap lintasan 300 m menggunakan konfigurasi *Wenner-Schlumberger*. Pengolahan data geolistrik dilakukan menggunakan aplikasi *RES2DINV*. Pengolahan data pasang surut dilakukan menggunakan aplikasi *Microsoft Excel* dan dengan formula Ghyben-Herzberg (Verruijt, 1988). Formula ini digunakan untuk mendapatkan nilai kedalaman *interface* air tawar dan air asin.

Kedalaman *Interface* Air Tawar dan Air Asin

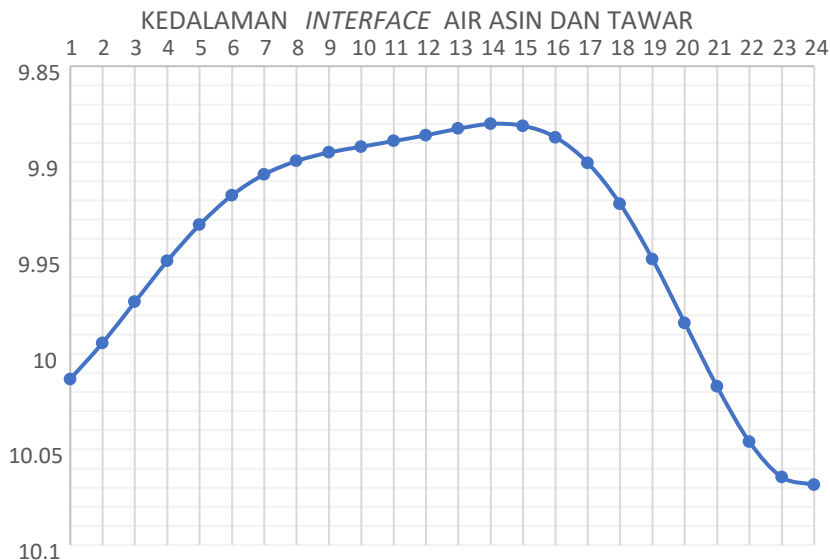
Pasang surut laut merupakan fenomena naik turunnya muka laut secara periodik yang terjadi diseluruh belahan bumi akibat adanya gaya pembangkit pasang surut yang utamanya berasal dari matahari dan bulan (Douglas, 2001). Fenomena pasang surut laut tersebut diketahui dapat membangkitkan arus laut yang dikenal dengan sebutan arus pasang surut atau arus pasut (Stewart, 2006). Grafik pasang surut daerah Maros dapat dilihat pada Gambar 2.4, berikut.



Gambar 2.4. Grafik Pasang Surut

Grafik pasang surut sangat berpengaruh terhadap intrusi air laut di kawasan kart. Pasang surut dapat masuk melalui pori-pori batugamping di kawasan ini.

Perhitungan Ghyben-Herzberg dilakukan untuk menentukan *interface* air tawar dan air asin yang bertujuan untuk membantu dalam proses interpretasi data geolistrik. Grafik pengolahan perhitungan Ghyben-Herzberg dapat dilihat pada Gambar 2.5, berikut.



Gambar 2.5. Grafik *Interface* Air Tawar dan Air Asin

Gambar 2.5 menunjukkan fluktuasi air tawar dan air asin plotting hasil analisis setiap jamnya. Sumbu Y merepresentasikan kedalaman *interface* (m) sedangkan sumbu X merepresentasikan waktu (jam).

Hasil perhitungan kedalaman *interface* air tawar dan air asin menggunakan persamaan Ghyben-Herzberg (Gambar 2.5) didapatkan bahwa kedalaman *interface* air tawar dan air asin sangat dipengaruhi oleh peristiwa pasang surut air laut harian (Gambar 2.4). Hal ini dapat dilihat dari grafik kedalaman *interface* air tawar dan air asin dengan grafik pasang surut. Apabila air laut pasang maka ke dalam *interface* untuk air tawar dan air asin akan rendah, begitu pun sebaliknya apabila air laut surut maka kedalaman *interface* air tawar dan air asin akan dalam, namun dapat terjadi

bahwa kedalaman interface air tawar dan air asin berada pada kedalaman 9 Meter dari MSL (*Mean Sea Level*).

Geolistrik Resistivitas

Metode geolistrik resistivitas konfigurasi *Wenner-Schlumberger* umum digunakan terdiri dari dua lintasan yang masing-masing panjangnya 300 meter. Lintasan pertama membentang dari arah Utara ke Selatan dan lintasan kedua membentang dari arah Barat ke Timur (Gambar 2.6). Pada pengolahan data dilakukan dengan menggunakan metode inversi yang bertujuan untuk mendapatkan nilai parameter model dari data lapangan dalam hal ini nilai resistivitas.



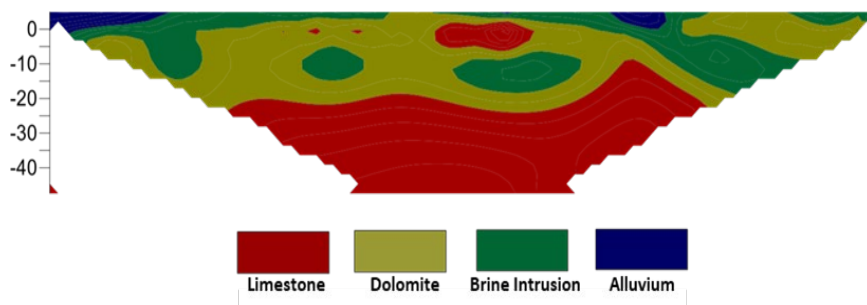
Gambar 2.6. Peta Lintasan Pengukuran

Lintasan 1

Pengolahan data geolistrik resistivitas pada analisis ini dilakukan dengan menggunakan metode inversi. Metode inversi merupakan salah satu metode dengan memodifikasi sedemikian

rupa data lapangan agar mendapatkan nilai parameter model yang diinginkan dalam hal ini yaitu nilai resistivitas (Teford at al., 1991).

Lintasan pertama membentang dari arah Utara ke Selatan dengan panjang lintasan 300 meter. Jumlah elektroda 60 buah dengan jarak antar elektroda 5 Meter dan memiliki penetrasi kedalaman 50 meter. Hasil yang didapatkan dapat dilihat pada Gambar 2.7.

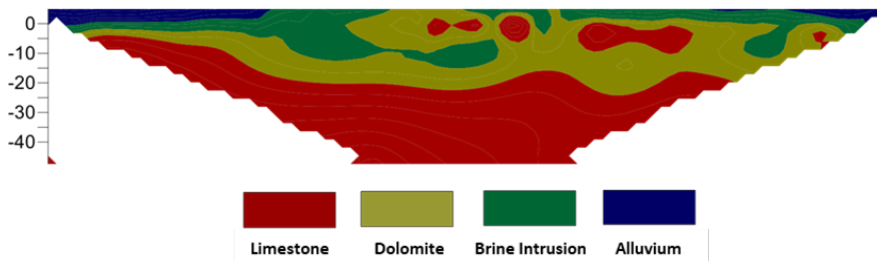


Gambar 2.7. Penampang Resistivitas Lintasan 1

Berdasarkan gambar penampang resistivitas Gambar 2.7 dapat diindikasikan bahwa terdapat 3 lapisan yang terdapat pada lokasi tersebut. Lapisan pertama tersusun oleh endapan alluvial dengan nilai resistivitas berkisar $1,37 \Omega\text{m} - 3,10 \Omega\text{m}$ yang direpresentasikan dengan warna biru tua. Lapisan kedua diindikasikan terdiri dari batuan karbonat berjenis dolomit yang memiliki nilai resistivitas $4,68 \Omega\text{m} - 10,6 \Omega\text{m}$ yang digambarkan dengan warna hijau sampai kuning. Sedangkan lapisan ketiga diindikasikan terdiri dari batugamping massif dengan nilai resistivitas $16,0 \Omega\text{m} - 24,1 \Omega\text{m}$ (warna merah). Adapun intrusi air laut diindikasikan terdapat di lapisan kedua yang tersusun dari dolomit yang direpresentasikan dengan warna hijau.

Lintasan 2

Pada lintasan kedua arah bentangnya mengarah ke Barat - Timur yang mempunyai panjang lintasan 300 meter. Jumlah elektroda yang digunakan sama dengan lintasan pertama yaitu 60 buah yang mempunyai jarak antar elektroda 5 Meter dengan penetrasi kedalaman 50 meter. Dengan hasil inversi yang terdapat pada Gambar 2.8.



Gambar 2.8. Penampang Resistivitas Lintasan 2

Hasil penampang resistivitas lintasan 2 (Gambar 2.8) diindikasikan terdiri dari alluvium pada lapisan pertama dengan nilai resistivitas $1,34 \Omega\text{m} - 3,31 \Omega\text{m}$ dengan ketebalan $\pm 1 \text{ meter} - 7 \text{ Meter}$ yang digambarkan dengan warna biru. Pada nilai resistivitas $5,19 \Omega\text{m} - 12,8 \Omega\text{m}$ diindikasikan terdiri dari dolomit yang memiliki ketebalan $\pm 5 \text{ meter} - 20 \text{ Meter}$ (warna hijau hingga kuning). Pada gambar penampang resistivitas yang berwarna merah tersusun dari batugamping dengan nilai resistivitas $20 \Omega\text{m} - 31,4 \Omega\text{m}$ yang memiliki ketebalan $\pm 20 \text{ meter} - 40 \text{ Meter}$. Intrusi air laut diindikasikan terjadi pada lapisan yang tersusun dari dolomit (warna hijau). Dolomit merupakan salah satu jenis batuan karbonat yang memiliki porositas dan permeabilitas yang baik sehingga memiliki

kemampuan untuk menyimpan dan meloloskan fluida. Pada lokasi tersebut intrusi air laut terjadi akibat masuknya air laut kedalam jaringan sungai di sekitar lokasi yang kemudian merembes melalui batuan dolomit yang memiliki kemampuan menyimpan dan meloloskan fluida.

Penutup

Kedalaman *interface* air tawar dan air asin dipengaruhi oleh peristiwa pasang surut air laut. Apabila air laut mengalami pasang maka kedalaman *interface* air tawar dan air asin akan kecil, begitu pun sebaliknya jika air laut mengalami surut maka kedalaman *interface* air tawar dan air asin akan tinggi.

Intrusi air laut terjadi pada batuan dolomit yang memiliki porositas dan permeabilitas yang baik dengan nilai resistivitas 4,68 Ωm – 12,8 Ωm yang mempunyai kedalaman bervariasi mulai dari kedalaman $\pm 2,5$ meter – 20 Meter.

Daftar Pustaka

- Adepelumi, A.A., Ako, B.D., Ajayi, T.R., Afolabi, O., and Omotoso, E.J. 2008. *Delineation of Saltwater Intrusion into the Freshwater Aquifer of Lekki, Peninsula, Lagos, Nigeria*. Environmental Geology. 56 (5), 927-933.
- Guo, H. and Jiao, J. J. 2007. *Impact of Coastal Land Reclamation on Ground Water Level and The Sea Water Interface*. Ground Water, VL (3), 362-367.
- Kazakis, N., Pavlou, A., Vargemezis, G., Voudouris K., S., Soulios, G., Pliakas, F., & Tsokas, G. 2016. *Seawater Intrusion Mapping*

- Using Electrical Resistivity Tomography and Hydrochemical Data*. Science of the Total Environment (543), 373-387.
- Loke, M. H. 2004. *Rapid 2D Resistivity & IP Inversion Using the Least-Square Method*. Malaysia: Geotomo Software.
- Massinai, M. A., Syamsuddin, E., Paharuddin, Massinai, M. F.I., & Madda, M. A. 2020. *Mapping Groundwater Potential on Geospatial Analysis and Multicriteria Decision Analysis in Gowa Regency, South Sulawesi, Indonesia*. Jour of Adv Research in Dynamical & Control Systems, XII (5), 550-561.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. 1990. *Applied Geophysics* (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press.
- Verruijt, Arnold. 1988. *A Note on The Ghyben-Herzberg Formula*. Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology, XIII, 4 – 12 / 1988.
- Douglas, R. M. 2001. *Physical Oceanography. Department of Geophysical Science*. University Of Chicago, Illinois.
- Stewart, R.H. 2016. *Introduction to physical Oceanography*, Department of Oceanography, Texas A & M University.
- Suyono and Kusnama. 2010. *Stratigraphy and Tectonics of the Sengkang Basin, South Sulawesi*. Jurnal Geologi Indonesia V.5 No 1, hal 1-44.
- Rahmawati, N., Vuillaume, J. F., & Purnama, I. L. S. (2013). Salt intrusion in coastal and lowland areas of Semarang city. Journal of hydrology, 494, 146-159.

Geologi dan Dampak Pembangunan CPI Terhadap Aktivitas Manusia

Rohaya Langkoke

INDONESIA adalah negara maritim dan juga negara kepulauan dengan jumlah pulau Indonesia (termasuk pulau besar dan kecil) adalah 17.000 dengan pulau terbanyak terletak di Maluku dan Papua (BIG, 2018). Wilayah pesisir Indonesia memiliki potensi pengembangan yang sangat besar karena didukung oleh ekosistem yang sangat produktif seperti terumbu karang, mangrove, muara sungai, padang lamun dan lain sebagainya. Sumber daya hayati memiliki nilai ekonomi yang tinggi di samping berbagai manfaat pembangunan ekonomi (Danial,2011). Kota Makassar sebagai ibu kota Provinsi Sulawesi Selatan merupakan pintu gerbang kawasan Indonesia Timur dengan lima fungsi utama, yakni sebagai pusat pemerintahan, pendidikan, industri, pariwisata, dan pelayanan. Hal tersebut menjadikan kota ini berperan penting dalam pembangunan ekonomi dan kesejahteraan di kawasan timur Indonesia. Kawasan Strategis Nasional (KSN) merupakan wilayah yang penataan ruangnya diprioritaskan karena mempunyai pengaruh sangat penting secara nasional terhadap kedaulatan negara, pertahanan dan keamanan negara, ekonomi, sosial, budaya, dan/atau lingkungan, termasuk wilayah yang telah ditetapkan

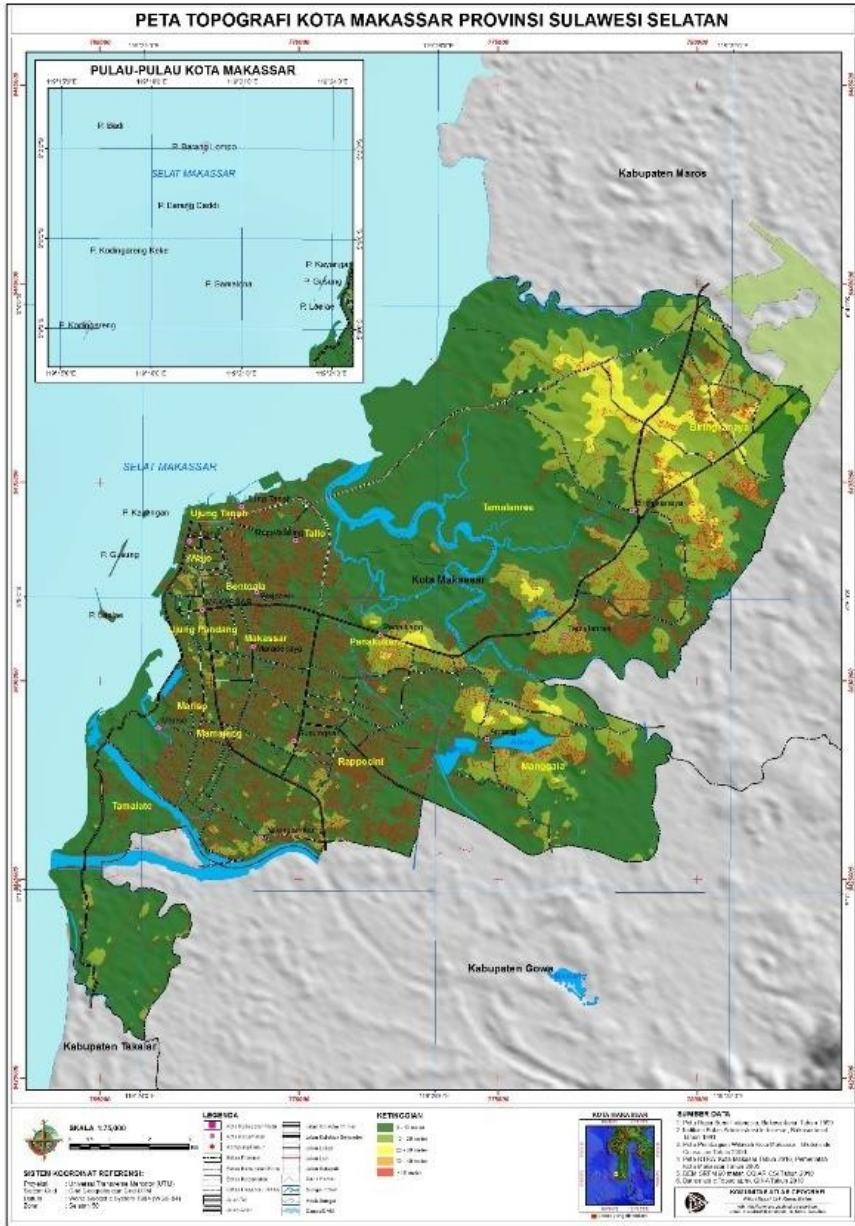
sebagai warisan dunia. Hal ini diatur dalam Undang-Undang no. 26 Tahun 2007 tentang Penataan Ruang. Sampai saat ini sudah terdapat 76 KSN di Indonesia dengan berbagai tipologi. Salah satu KSN yang telah ditetapkan dengan tipologi kepentingan ekonomi adalah KSN Makassar, Maros, Sungguminasa dan Takalar (Mamminasata) (Ashari,2021). Berdasarkan kondisi geologi, kota ini sebagian besar dibangun di atas endapan aluvium berumur Holosen.

Kondisi Geologi Kota Makassar

Secara umum Sulawesi terletak pada pertemuan 3 Lempeng besar yaitu Eurasia, Pasifik, dan Indo Australia serta sejumlah lempeng lebih kecil (Lempeng Filipina) yang menyebabkan kondisi tektoniknya sangat kompleks. Kumpulan batuan dari busur kepulauan, batuan bancuh, ofiolit, dan bongkah dari mikrokontinen terbawa bersama proses penunjaman, tubrukan, serta proses tektonik lainnya (Van Leeuwen, 1994). Kondisi geologi Kota Makassar meliputi topografi, geomorfologi dan litologi batuan penyusun.

Topografi

Kota Makassar memiliki topografi yang relatif datar, bergelombang dan berbukit dengan ketinggian relatif 0–25 mdpl. Dengan kemiringan lahan 0-2° (datar) hingga 3-15° (bergelombang).



Gambar 3.2. Peta Topografi Kota Makassar
(Sumber: petatematikindowordpress.com, tahun 2012)

Geomorfologi

Geomorfologi Kota Makassar berdasarkan pendekatan morfografi dan morfogenesis terbagi atas dua yaitu pedataran bergelombang denudasional dan pedataran fluvial. Dicitrakan dengan kondisi topografi yang relatif datar dengan proses pelapukan yang tinggi dimana sangat sulit dijumpai singkapan batuan dikarenakan telah mengalami erosi dan sebagian besar wilayahnya telah diratakan untuk keperluan pembangunan kota metropolitan. Dijumpai pula sungai – sungai besar yang tidak dijumpai singkapan batuan dan banyaknya material dari hulu menuju hilir yang terakumulasi di muara sungai hingga terjadi penimbunan material sedimen.

Litologi

Satuan batuan terdiri atas tiga yaitu Satuan Aluvial, Satuan Basal dan Satuan Tufa dan Breksi. Satuan batuan pada daerah ini sebagian besar merupakan hasil dari aktivitas gunungapi terdekat yaitu Gunung Bawakaraeng dan Lompobattang. Menghasilkan material piroklastik membentuk satuan tufa dan breksi. Dijumpai pula terobosan basal, tidak hanya itu daerah ini juga sangat dominan tersusun atas batuan sedimen seperti kerikil, pasir, lempung, dan beberapa batugamping koral dikarenakan dekat dengan formasi Tonasa yang terletak di maros, yang sangat dominan terbentuk pada muara – muara sungai membentuk satuan alluvial pada daerah ini.

Peruntukan Kawasan Pantai

Perairan pesisir dan muara adalah bagian dari laut yang sangat mendominasi dalam kehidupan kita sehari – hari. Penggunaan laut yang berkembang pesat, peningkatan perjalanan diatasnya, dan masuk kedalamnya sebagian besar berkaitan dengan proses yang terjadi di perairan dangkal. Selain itu kegiatan manusia di kawasan pantai, seperti pembuangan limbah, penangkapan ikan, pengerukan, penambangan, pengeboran minyak lepas pantai dan bangunan pantai, memiliki dampak terbesar terhadap laut (Langkoke, 2022).

Wilayah pesisir merupakan wilayah yang memberikan jasa ekosistem yang sangat berharga bagi manusia baik secara langsung maupun tidak langsung. Daerah-daerah ini memiliki lingkungan yang berharga, yang merupakan basis sumber daya yang sangat penting untuk kegiatan sosial, ekonomi, dan budaya. Mereka telah menarik pergerakan besar penduduk dan kegiatan pembangunan yang telah memberikan tekanan pada lingkungan pesisir, mendorong perubahan yang luas dan cepat dan seringkali bertentangan dengan penggunaan lahan (Mimura, 2008).

Center Point of Indonesia (CPI)

Zona pesisir digunakan untuk, perikanan dan budidaya, produksi energi, perumahan, keperluan militer, rekreasi dan pariwisata, pasokan air, pengolahan air limbah, transportasi barang, transportasi publik/masyarakat, konstruksi, dan pelabuhan.

Kota pantai adalah kota di tepi laut. Permukiman penduduknya berkembang karena adanya potensi ekonomi yang memberi peluang pemanfaatan sumberdaya kelautan (perikanan), yang tadinya merupakan Tempat Pendaratan Ikan (TPI) kemudian berkembang dengan kegiatan-kegiatan pengolahan (seperti industri pengolahan ikan) dan jasa pemasaran produk perikanan, dan dapat pula berkembang sebagai kota Pelabuhan (Adisasmita, 2010).

Selain itu yang sangat populer di dunia saat ini pengembangan kawasan pantai menjadi kota pantai (*waterfront city*), contoh kawasan *Center Point of Indonesia* (CPI) yang dapat dilihat dari Anjungan Pantai Losari sebagai pengembangan tata ruang kota Makassar. Sebagaimana yang terlihat pada gambar dibawah ini.



Gambar 3.3. *Center Point of Indonesia* (CPI)
(Sumber : <https://fajarsulsel.com>)

Evolusi morfologi pengendapan berpasir di kawasan pantai ini terutama dipengaruhi oleh gelombang dan arus sejajar pantai. kemudian sedimen diangkut sepanjang pantai, kemudian diendapkan

di pantai, atau membentuk morfologi endapan lain seperti spit, morfologi spit merupakan endapan sejajar pantai di perairan terbuka seperti pada lokasi CPI yang sebelumnya merupakan spit Tanjung Bunga. Di kawasan pantai ini longshore current berasal dari selatan yang mengalir ke arah utara dan mengangkut material pasir dari sungai Jeneberang membentuk spit Tanjung Bunga.

Evolusi pembentukan kawasan *Center Point of Indonesia* (CPI) secara signifikan dimulai pada tahun 2000, perkembangan tata guna lahan mulai terjadi pada masa pembangunan jalan Metro Tanjung Bunga. Ada juga tempat yang dikenal dengan lahan tumbuh yang dikelilingi air.

Pembangunan berlanjut hingga tahun 2001. Pada tahun 2004, pembangunan jalan Metro Tanjung Bunga selesai dan luas lahan diperluas. Hasil analisis menunjukkan bahwa dari tahun 2000 sampai tahun 2005.



Gambar 3.4. Tanjung Bunga pada tahun 2000
(Sumber : Citra Landsat 7)



Gambar 3.5. Tanjung Bunga pada tahun 2004
(Sumber : Citra Landsat 7)



Gambar 3.6. Tanjung Bunga pada tahun 2006
(Sumber : Citra Landsat 7)

Perubahan penggunaan lahan fisik utama yang terjadi adalah pembangunan *Celebes Convention Center* (CCC) yang berlokasi di Jalan Metro Tanjung Bunga. Anjungan Losari juga dibangun yang termasuk dalam Revitalisasi Pantai Losari.



Gambar 3.7. Tanjung Bunga pada tahun 2007
(Sumber : Citra Landsat 7)

Pembangunan Paviliun Metro Makassar menjadi salah satu penyebab penambahan areal reklamasi. Luas wilayah pembangunan terbatas sedangkan jumlah penduduk terus bertambah, sehingga wilayah tepi laut berubah menjadi daratan. Hal ini berujung pada pembangunan perluasan Celebes Convention Center (CCC).



Gambar 3.8. Tanjung Bunga pada tahun 2009
(Sumber : Citra Landsat 7)

Reklamasi dan alih guna lahan kembali terjadi selama pembangunan Anjungan Makassar Bugis. Sedangkan akses jalan

lebih banyak terdapat di kawasan sekitar *Celebes Convention Center* (CCC). Daerah tersebut mengalami proses urbanisasi yang cepat karena pembangunan *The Trans Studio Mall* di daerah ini.



Gambar 3.9. Tanjung Bunga pada tahun 2010
(Sumber : Citra Landsat 7)

Reklamasi *Celebes Convention Center* (CCC) selesai. Pekerjaan reklamasi dipengaruhi oleh adanya jalan penghubung. Reklamasi Anjungan Makassar- Bugis sudah 50% selesai sedangkan pembangunan Masjid Amirul Mukminin masih dalam tahap awal. Paviliun Metro Makassar merupakan salah satu landmark kota Makassar.



Gambar 3.10. Tanjung Bunga pada tahun 2013
(Sumber : Citra Landsat 8)

Pembangunan tiga Paviliun (Paviliun Makassar-Bugis, Paviliun Metro Makassar, Paviliun Losari) yang masuk dalam Revitalisasi Pantai Losari telah selesai. Reklamasi yang dilakukan secara aktif mengakibatkan bertambahnya luas lahan.



Gambar 3.11. Tanjung Bunga pada tahun 2015
(Sumber : Citra Landsat 8)

Di dalam Tahun 2015, di sekitar *Celebes Convention Center* (CCC) semakin banyak area pembangunan seperti mall. Pembangunan berlangsung di *CenterPoint of Indonesia*. Dari tahun 2014 hingga 2017.



Gambar 3.12. Tanjung Bunga pada tahun 2017
(Sumber : Citra Landsat 8)



Gambar 3.13. Tanjung Bunga pada tahun 2020
(Sumber : Gogle Earth Pro)

Reklamasi Center Point of Indonesia selesai dan menjadi *landmark* baru kota Makassar sebagai *waterfront city*. Umumnya dibagi menjadi empat bagian. detail tahapan reklamasi tahun 2018-2020.



Gambar 3.14. Tanjung Bunga 2018, 2019, 2020, 2021 dan 2023
(Sumber : Gogle Earth Pro)

Pembangunan telah menghasilkan banyak perubahan pada garis pantai. Peningkatan luas lahan secara masif terjadi pada pembangunan berbagai fasilitas seperti hotel, kawasan pemukiman, pusat bisnis, *landmark*, dan *Center Point of Indonesia* (CPI) yang meliputi pulau-pulau buatan. Pada tahun 2000, garis pantai masih dalam keadaan alami dengan sedikit pembangunan yang dilakukan. Dari gabungan citra tahun 2000, 2005, 2009, 2012, 2014, 2017, 2020, 2021 dan 2023 menunjukkan perubahan fisik setiap dua tahun sekali di pesisir ini.

Dampak Positif Pengembangan

Pembangunan *Center Point of Indonesia* (CPI) dapat memberikan dampak positif terhadap pertumbuhan ekonomi di Makassar dan Sulawesi Selatan. Pembangunan ini pun diharapkan dapat mengurangi kesenjangan antara Wilayah Barat Indonesia (WBI) dan Wilayah Timur Indonesia (WTI) dimana per Triwulan II 2021 kontribusi PDB Nasional masih didominasi Pulau Jawa sebesar 57,92% dan Pulau Sumatera sebesar 21,73% (BPS, 2021). Pertumbuhan ekonomi tersebut dapat diwujudkan di antaranya dengan berbagai potensi ekonomi yang akan dihasilkan, yaitu sebagai berikut:

Berkembangnya Sektor Bisnis dan Hiburan

Center Point of Indonesia (CPI) dibangun dengan berbagai fasilitas, dimana persentase paling besar adalah pusat bisnis seluas 32,9 ha (21%) dan berbagai pusat hiburan. Adanya pusat bisnis dan pusat hiburan baru ini tentu akan membuat perputaran uang semakin tinggi yang akan memberikan *multiplier effect* besar dalam

roda perekonomian. Adapun lapangan usaha yang akan paling terdampak diperkirakan adalah sektor tersier, meliputi perdagangan besar dan eceran, transportasi dan pergudangan, penyediaan akomodasi dan makan minum, informasi dan komunikasi, jasa keuangan dan asuransi, real estate, dan jasa perusahaan.

Peningkatan Pendapatan Asli Daerah (PAD)

Peningkatan PAD (Kab/Kota di Metropolitan Mamminasata dan Provinsi Sulawesi Selatan) disebabkan adanya sumber pajak dan retribusi baru dari berbagai kegiatan ekonomi di Center Point of Indonesia (CPI) dan kawasan sekitarnya. Peningkatan PAD ini kemudian akan meningkatkan indeks kapasitas fiskal daerah, sehingga daerah akan semakin mandiri dalam melaksanakan pembangunannya. Berkurangnya proporsi APBN dalam pembangunan di wilayah Makassar dan sekitarnya akan berdampak luas karena APBN menjadi dapat lebih banyak digunakan di wilayah lainnya untuk mewujudkan pemerataan pembangunan.

Bertambahnya Lapangan Kerja

Lapangan kerja dapat meningkat saat pelaksanaan pembangunan maupun setelah pembangunan selesai. Saat pelaksanaan pembangunan, tenaga kerja yang dibutuhkan adalah tenaga kerja konstruksi. Tenaga kerja konstruksi yang tidak memerlukan keahlian khusus sebaiknya diambil dari penduduk lokal yang usahanya terganggu oleh pembangunan (nelayan, petani tambak, buruh, dsb). Setelah pembangunan selesai, tenaga kerja yang diperlukan akan lebih beragam, terutama terkait sektor

perdagangan dan jasa. Masyarakat terdampak yang dipekerjakan sebagai tenaga konstruksi saat pembangunan CPI harus tetap dapat diakomodir setelah CPI beroperasi. Oleh sebab itu, selain pelatihan konstruksi diperlukan juga pelatihan lainnya yang sesuai dengan kebutuhan sektor ekonomi yang berkembang di CPI.

Peningkatan Sektor Pariwisata

Sektor pariwisata akan turut berkembang dengan adanya *Center Point of Indonesia* (CPI), khususnya wisata MICE (*Meeting, Incentive, Convention, and Exhibition*). Berkembangnya wisata MICE akan memberikan multiplier effect besar karena semakin banyaknya uang yang dibelanjakan oleh wisatawan akan mendorong peningkatan berbagai sektor produksi. Dalam rangka mengoptimalkan potensi ini, diharapkan ada kebijakan yang mendukung masyarakat agar dapat mengembangkan kegiatan usaha pendukung pariwisata.

Berkurangnya Risiko Tsunami

Pembangunan *Center Point of Indonesia* (CPI) dapat berfungsi sebagai peredam tsunami. Hal ini karena proses reklamasi Teluk Makassar disertai dengan pemasangan front break water, sehingga akan meminimalkan kerusakan jika terjadi tsunami. Front break water bekerja dengan melemahkan kekuatan gelombang yang datang. Dengan demikian, risiko tsunami dapat berkurang sehingga Kota Makassar dapat menjadi tempat yang lebih aman dalam berkegiatan, terutama untuk pengembangan ekonomi.

Menarik Investor

Multiplier effect pembangunan *Center Point of Indonesia* (CPI) mengakibatkan peningkatan produksi di berbagai sektor ekonomi. Peningkatan tersebut merupakan bentuk pemenuhan demand yang muncul. Hal ini tentu merupakan peluang besar, terutama jika sisi supply belum mampu memenuhi peningkatan kebutuhan baik selama proses pembangunan maupun setelah CPI beroperasi. Urbanisasi pun akan semakin cepat dan semakin meluas. Urbanisasi terjadi akibat fungsi CPI yang memperkuat pull faktor Kota Makassar. Hal ini tentu akan menarik beragam investasi untuk masuk, mengingat adanya hubungan positif antara urbanisasi dengan peningkatan *demand*.

Total luas perubahan penggunaan lahan yang terjadi selama rentang waktu delapan tahun di Kota Makassar sebesar 2.907 ha (17%). Dari sebelas jenis penggunaan lahan yang ada, hanya tiga jenis penggunaan lahan yang mengalami peningkatan luasan yaitu permukiman sekaligus yang terluas, kemudian diikuti oleh lahan terbangun dan lahan terbuka. Sedangkan penggunaan lahan yang mengalami penurunan luasan berturut-turut dari yang terbesar hingga yang terkecil adalah sawah, tambak, kebun campuran, tubuh air, semak, ladang, hutan dan taman. Luas perubahan penggunaan lahan Kota Makassar tahun 2011-2019 (Ashari,2021).



Gambar 3.15. Rencana pembangunan Citraland di CPI
(Sumber : detik.com)



Gambar 3.16. Kampus Universitas Ciputra di Kawasan CPI
(Sumber : Universitas Ciputra.ac.id)

Dampak Negatif Pembentukan *Center Point of Indonesia* (CPI)

Dampak negatif pembangunan *Center Point of Indonesia* (CPI) berdasarkan aspek sosial dan perspektif ekonomi secara umum adalah menurunnya tingkat perekonomian masyarakat di sekitar kawasan pembangunan (kawasan pesisir) akibat mata pencahariannya terganggu oleh aktivitas pembangunan. Akibatnya, mereka semakin terperangkap dalam kelas sosial yang rendah. Secara lebih rinci, dampak negatif pembangunan CPI adalah sebagai berikut (Alfan, 2021):

Meningkatnya Kesenjangan Ekonomi

Kesenjangan pembangunan *Center Point of Indonesia* (CPI) terlihat ketika masyarakat berpenghasilan menengah ke atas sebagai sasaran utama pembangunan CPI akan dapat mengakses berbagai fasilitas di dalamnya, tetapi masyarakat sekitar yang mayoritas berprofesi sebagai nelayan dan petani tambak akan kesulitan mengaksesnya. Kesenjangan terjadi antara pelaku sektor jasa perdagangan yang akan semakin berkembang dengan profesi nelayan dan petani tambak yang justru tertekan dengan adanya CPI. Tertekannya profesi nelayan dan petani tambak karena adanya perubahan ekosistem pesisir seperti lokasi tangkapan ikan akan semakin jauh, adanya risiko pencemaran air, dsb. Meningkatnya kesenjangan ini membuat risiko konflik sosial semakin tinggi.

Tertekannya Profesi Nelayan

Meningkatnya pencemaran pantai pada saat pembangunan ataupun ketika Center Point of Indonesia (CPI) beroperasi akan menurunkan hasil laut. Masyarakat pesisir yang berprofesi sebagai nelayan harus mengeluarkan biaya yang lebih besar untuk mendapatkan ikan dan hasil-hasil laut lainnya. Hal ini karena alur tangkap ikan berpindah menjadi lebih jauh.

Menurunnya Kualitas Hidup (Sandang, Pangan, Papan) Nelayan Penurunan kualitas hidup nelayan merupakan dampak sosial lanjutan dari menurunnya tingkat perekonomian mereka. Nelayan akan semakin sulit mengakses kebutuhan dasar seperti sandang, pangan, dan papan. Jika kondisi ini dibiarkan maka kesenjangan akan semakin meningkat dan dapat berujung pada konflik sosial. Oleh sebab itu, pemerintah perlu membuat kebijakan dalam hal ini kompensasi untuk para nelayan terdampak.

Banjir merupakan bencana yang tidak disebabkan oleh satu faktor dan dalam kurun waktu yang singkat. Menurut investigasi mendalam dari (Sudirman,2017), dikemukakan beberapa faktor penyebab banjir diantaranya

Perubahan tata guna lahan membawa dampak terhadap infiltrasi tanah, Jenis tanah, dimana tanah dengan tekstur sangat halus memiliki peluang kejadian banjir yang tinggi, sedangkan tekstur yang kasar memiliki peluang kejadian banjir yang rendah, Kontur daerah, dimana berdasarkan sifat air yang mengalir mengikuti gaya gravitasi yaitu mengalir dari daerah tinggi ke daerah

rendah. Dimana daerah yang mempunyai ketinggian yang lebih tinggi lebih berpotensi kecil untuk terjadi banjir, Kelandaian lahan, terutama pada lokasi dengan topografi dasar dan kemiringan rendah, seperti pada kota-kota pantai. Hal ini menyebabkan kota-kota pantai memiliki potensi/peluang terjadinya banjir yang besar disamping dari ketersediaan saluran drainase yang kurang memadai, baik saluran utama maupun saluran yang lebih kecil,

Faktor curah hujan juga menjadi salah satu penduga penyebab terjadinya banjir, hujan akan menimbulkan banjir jika intensitasnya cukup tinggi dan jatuhnya dalam waktu yang relatif lama;

Kenaikan muka air laut, Banjir kiriman, dan Penurunan muka tanah. Karena adanya reklamasi pantai pada daerah ini menyebabkan banjir ketika curah hujan tinggi.



Gambar 3.17. Banjir Kota Makassar 2023 (*Sumber : Selayarnews.com*)

Penutup

Kondisi geologi pada Kota Makassar meliputi topografi, geomorfologi dan litologi batuan penyusun. Dimana topografinya

merupakan pedataran, dengan geomorfologi pedataran denudasional dan fluvial dan batuan penyusun berupa endapan aluvium, intrusi basal dan batuan vulkanik seperti tufa dan breksi vulkanik.

Evolusi pembentukan kawasan *Center Point of Indonesia* (CPI) secara signifikan dimulai pada tahun 2000 hingga sekarang sangat signifikan dimana jika diti jau dari kondisi geologi bertambahnya akumulasi sedimen yang menyebabkan penimbunan secara terus menerus pada daerah pesisir kota Makassar yang dimanfaatkan sebagai kawasan bisnis, pariwisata, dan *life style*.

Center Point of Indonesia (CPI) merupakan proyek reklamasi pantai pada Kota Makassar untuk memajukan ekonomi daerah namun ada dampak yang ditimbulkan baik positif dan negatif. Dampak positif antara lain berkembangnya sector bisnis dan hiburan, peningkatan pendapatan daerah, meningkatnya lapangan pekerjaan, peningkatan sector pariwisata, mengurangi resiko tsunami, dan dapat menarik investor. Sedangkan dampak negatif yang ditimbulkan antara lain meningkatnya kesenjangan ekonomi, tertekannya profesi nelayan, menurunnya kualitas hidup nelayan, dan yang sengat baru ialah meningkatnya potensi banjir.

Daftar Pustaka

- Adisasmita, R. 2010. *Pembangunan Kota Optimum, Efisien & Mandiri*. Yogyakarta: Graha Ilmu.
- Alfan, dkk. 2021. *Analysis of Social Problems on the Impact of Losari Beach Reclamation*. *Development Policy and Management Review (DPMR)* Volume 1 Issue 2

- Ashari, F.A. dan M. Dwi. 2021. *Spatial Analysis of Land Use Changes and the Affecting Factors (Case Study of Makassar City 2011-2019)*. Jurnal Ecosolum Volume 10, Nomor 2
- Danial, Haluan, J., Mustaruddin and Darmawan, 2011. *Model Industri Perikanan Berbasis Pelabuhan Perikanan Memasuki Era Globalisasi: Kasus Pelabuhan Perikanan Nusantara Untia Makassar.Pinisi*. Jurnal Ilmiah Perikanan dan Kelautan, 5(2): 1-10 (in Bahasa Indonesia).
- Karim, M.F. and Mimura, N. 2008. *Impacts of Climate Change and Sea- Level Rise on Cyclonic Storm Surge Floods in Bangladesh*. Global Environmental Change, (page 18, 490-50)
- Langkoke, R. 2022. *Coastline and Land Use Changes by Remote Sensing Analysis at Tanjung Bunga West Coastal of Makassar South Sulawesi Indonesia*. International Journal of Engineering and Science Applications Vol 9 Issue 2
- Langkoke, R. 2022. *Coastal Erosion in Takalar Beach Southern Makassar, Indonesia*. 9th International Symposium on Lowland Technology September, Saga, Japan
- Langkoke, R. 2022. *Geologi dan Permasalahan Kawasan Pantai*. Deepublish: Yogyakarta
- Peta Tematik Indonesia. 2013. *Peta Geologi Kota Makassar*. <https://petatematikindo.wordpress.com/2013/06/03/geologi-kota-makassar/>. 5 Juni 2023
- Peta Tematik Indonesia. 2013. *Peta Topografi Kota Makassar*. <https://petatematikindo.wordpress.com/2013/01/11/topografi-kota-makassar/>. 5 Juni 2023
- Sudirman, Sutomo, S. T., Barkey, R. A., & Ali, M. 2017. *Faktor-Faktor yang Memengaruhi Banjir/Genangan di Kota Pantai dan Implikasinya Terhadap Kawasan Tepian Air*. Seminar

Nasional Space 3: Membingkai Multikultur dalam Kearifan Lokal Melalui Perencanaan Wilayah dan Kota, 143.

Van Leeuwen, T. M., (1994). *25 Years of Mineral Exploration and Discovery in Indonesia*, Journal of Geochemical Exploration, 50, h.13-90

Kajian Potensi Mata Air Panas Daerah Tiouw Kecamatan Saparua Kabupaten Maluku Tengah Provinsi Maluku

M. Fauzi Arifin

KETERBATASAN sumber daya energi andalan fosil (minyak/gas bumi dan batubara) dan tenaga air telah membuka mata kita untuk menemukan alternatif sumber daya energi lainnya dalam menunjang pengembangan energi listrik. Sumber daya panas bumi dimungkinkan untuk menjadi energi yang pemanfaatannya untuk jangka panjang mengingat: (a) Secara geotektonik keberadaannya berkaitan erat dengan busur vulkanik/magmatik yang membentuk sebagian besar kepulauan Indonesia; dan (b) sebagai sumber daya energi terbarukan dan ramah lingkungan.

Pada dasarnya energi panas yang dihasilkan oleh suatu wilayah gunungapi mempunyai kaitan erat dengan sistem magmatik yang mendasarinya, dan salah satu karakteristik penunjang potensi panas bumi adalah letak dapur magmanya di bawah permukaan sebagai sumber panas (*heat source*).

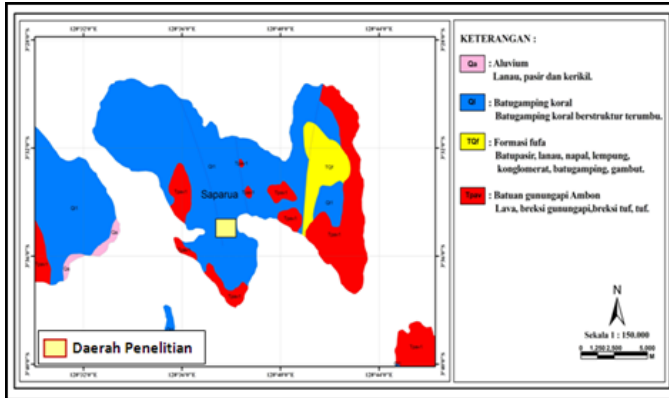
Analisis karakteristik mata air panas pada dasarnya merupakan suatu kegiatan untuk mengetahui potensi panas bumi dari suatu

daerah. Analisis ini dilakukan berdasarkan pemahaman bahwa munculnya manifestasi panas bumi, seperti semburan air panas (*geysers*), semburan gas (*fumaroles*) dan mata air panas (*hot water springs*) yang disalurkan oleh tiga proses bawah permukaan akibat adanya panas, seperti konduksi, konveksi dan radiasi yang terjadi pada batuan ketika terpanaskan (*source rock*). (Gupta dan Roy, 2007).

Suatu daerah memiliki sumber daya panas bumi dapat diketahui dengan adanya suatu mata air panas pada daerah itu, salah satu daerah di Maluku Tengah yang dilaporkan terdapat potensi panas bumi adalah pada daerah Tiouw Kecamatan Saparua Kabupaten Maluku Tengah, namun analisis secara ilmiah tentang studi keberadaan potensi panas bumi pada daerah ini belum pernah dilakukan. Oleh karena itu untuk mengetahui kondisi mata air panas secara ilmiah dan detail maka penulis mengadakan analisis mengenai kajian potensi panas bumi pada daerah ini dengan menggunakan pendekatan secara petrologi dan geokimia.



Gambar 4.1. Peta Kota Saparua



Gambar 4.2. Peta Geologi Sekala 1:150.000
(Tjokrosapoetro dkk.,1993)

Secara regional, daerah ini termasuk dalam Peta Geologi Lembar Masohi, skala 1:250.000 yang diterbitkan oleh Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi Bandung (Tjokrosapoetro dkk.,1993).

Lokasi Daerah Tiouw Kecamatan Saparua, Kabupaten Maluku Tengah, Provinsi Sulawesi Selatan, menurut Tjokrosapoetro, dkk (1993), tatanan stratigrafi regional daerah tersebut termasuk dalam “Geologi Lembar Masohi, Maluku”. Di lembar Masohi tersingkap batuan malihan, sedimen, terobosan, gunungapi dan tektonik; umumnya mulai dari Paleozoikum sampai Holosen.

Batuan Gunungapi Ambon (Tpav): lava breksi gunungapi, breksi tuff dan tuff

Lava andesit, berwarna kelabu, kelabu hitam hingga hitam; umumnya vesikuler amigdaloidal yang biasanya diisi oleh kalsit, bersusunan andesit, dasit dan basal. Andesit, berwarna kelabu tua,

berukuran sangat halus, afanitik, menunjukkan struktur aliran. Lava basal, berwarna kelabu hitam, berbutir tidak seragam, porfiritik dengan fenokris plagioklas (labradorit) dan piroksin yang tertanam di dalam massa dasar gelas, feldspar dan mikrokristalin olivin. Breksi tuff dan tuff umumnya telah lapuk, mengandung komponen andesit dan dasit. Breksi gunungapi, umumnya kompak sekali, mengandung komponen andesit, dasit dan basal; matriksnya kadang – kadang tuffaan. Lava sering menunjukkan struktur aliran dan bantal, seperti yang ditemukan di Tanjung Sial dan Tanjung Nusaniwe. Bemmelen (1949), menyebutkan bahwa batuan gunungapi di Ambon dikelompokkan ke dalam “*ambonite*” yang berumur Pliosen. Batuan ini memotong batuan Mezozoikum sebagai retas – retas. Sebarannya, terutama di Pulau Ambon dan Pulau Haruku, serta sedikit di Tanjung Sial. Nama satuan berasal dari nama Pulau Ambon, dimana singkapannya baik dan luas.

Batugamping Terumbu (Q1): batugamping koral berstruktur terumbu

Batugamping terumbu berwarna putih, keras, berongga. Di samping koloni koral, batugamping tersebut banyak mengandung algae dan bryozoa. Secara setempat ditemukan fosil *Tridakna* dan moluska lainnya. Bagian bawah sebagian konglomerat, menutupi satuan-satuan yang lebih tua. Berdasarkan kandungan fosil tersebut di atas, umur satuan ini diduga Plistosen Akhir – Holosen. Sebaran batuan ini meliputi pantai sekitar Lisabata, sebelah barat Teluk Soleman, dekat Wahai, sebelah selatan Masohi, P. Tujuh, P. Haruku,

P. Saparua dan P. Nusalaut. Batu gamping ini telah terangkat oleh proses tektonik Holosen, membentuk undak-undak pantai. Di sebelah barat Teluk Soleman (Tanjung Pulu Tujuh) terdapat enam buah undak, mencapai ketinggian 300 m, di sebelah selatan Masohi terdapat tujuh buah undak mencapai ketinggian 400 m lebih di atas muka laut. Formasi Fufa (TQf): batupasir, napal, lanau, lempung, konglomerat, batugamping dan gambut.

Batupasir berbutir sedang sampai kasar tersusun oleh kuarsa, feldspar, kepingan kecil batupasir yang lebih tua dan rijang, sering mengandung fragmen batuan malih dan batuan ultrabasa; berwarna kelabu muda, lunak, gampingan, terpilah buruk sampai sedang dan berlapis baik. Napal warna putih kelabu, berlapis baik. Napal berwarna putih kelabu, berlapis baik sampai pejal. Lanau berwarna hitam kecoklatan, kadang-kadang hitam kelabu. Batugamping berwarna putih kotor berlapis baik, berbutir halus sampai kasar. Konglomerat polomik dengan komponen terdiri dari batuan malihan (fillit, sekis, batusabak), batupasir mikaan, batugamping dan kuarsa; runcing sampai bulat tanggung, semen pasiran sampai lempungan, kadang-kadang gampingan. Konglomerat terdapat pada alas formasi dan sisipan dalam batupasir, napal dan lanau. Dalam formasi ini banyak ditemukan fosil, terutama dalam batugamping dan napal, antara lain: *Globigerina bulloides*, *globorotalia menardii*, *G. dutertrei*, *G. truncatulinoides*, *G. tumida*, *G. tosaensis*, *Pullenia primalis*, *Pulleniatina obliquilata* dan *Sphaeridinella dehiscens* (D. Kadar, 1976, hubungan tertulis). Kumpulan fosil tersebut

menunjukkan umur Plio – Plistosen (N19 – N23) (Tjokrosapoetro, drr., 1993, Lembar Ambon dan Gasfoer, drr., 1993, Lembar Bula).

Lingkungan pengendapan dari formasi tersebut adalah laut dangkal sampai daratan; tebal diperkirakan 350 m. satuan ini tersingkap di sebelah Tanjung Pulu Tujuh dan sebelah selatan Wahai. Satuan ini menunjukkan hubungan yang berangsur dengan Formasi Wahai. Lokasi tipe Formasi Fufa adalah S. Fufa, 10 km sebelah barat Bula. Nama lain formasi ini adalah “*Fufa Beds*”. Formasi ini menindih Formasi Wahai secara selaras.

Metodenya menggunakan metode lapangan dan metode analisis laboratorium.

1. Metodenya meliputi pengambilan data – data geologi dan geokimia yang meliputi pengambilan data – data kimia dari sampel mata air panas, mengukur pH, temperatur, warna, rasa dan bau air panas.
2. Metode analisis laboratorium meliputi metode analisis kimia dari unsur-unsur kimia air panas dan analisis mikrobiologi dari sampel air panas. Analisis kimia terdiri dari AAS untuk parameter Kalium (K) dan Natrium (Na), metode titrimetri untuk parameter Bikarbonat (HCO_3), Klorida (Cl), dan kesadahan Kalsium (Ca) dan Magnesium (Mg), Spektrofotometer DREL 2800 untuk parameter Sulfat (SO_4).

Dari contoh mata air panas yang diambil, kemudian dianalisis di laboratorium dan analisis unsur kimia dilakukan pada Laboratorium Oseanografi Kimia Jurusan Ilmu Kelautan

Universitas Hasanuddin. Adapun prosedur penentuan beberapa kandungan kimia dari mataair panas tersebut adalah:

1. Prosedur Penentuan Kesadahan Ca^{2+}
2. Prosedur Penentuan Sulfat

Prosedur Penentuan Kesadahan Ca^{2+}

Dalam menentukan kesadahan Ca^{2+} prosedur yang dilakukan untuk analisisnya, yaitu:

1. Mengambil sampel air sebanyak 100 ml dengan menggunakan pipet tetes dan memasukkannya ke dalam erlemmeyer,
2. Menambahkan 2 ml larutan buffer dan mengaduknya,
3. Menambahkan 0,1–0,2 gram indikator *murexide* dan mengaduknya,
4. Menitrasi dengan Na-EDTA hingga terjadi perubahan warna dari warna merah muda menjadi warna ungu,

Melakukan perhitungan sebagai berikut:

$$\text{Kesadahan } (\text{Ca}^{2+}) = \frac{\text{ml titran} \times M \text{ titran} \times 100,1 \times 1000}{\text{ml sampel}}$$

(Untuk analisis laboratorium unsur Mg^{2+} , Cl^- dan HCO_3^- dilakukan sama dengan prosedur diatas).

Prosedur Penentuan Sulfat

Dalam menentukan kandungan sulfat dalam sampel air panas, prosedur yang dilakukan untuk analisisnya, yaitu:

1. Menyiapkan larutan standar dengan konsentrasi 1000 mg/liter sulfat, kemudian mengencerkannya dengan HCl 0,1 M sampai tanda batas pada labu takar 1 liter,
2. Menyiapkan larutan kalibrasi dengan konsentrasi 5, 10, 15, 20, 30, 40 dan 50 mg/liter dengan menggunakan larutan standar, kemudian menambahkan 2,5 ml (*conditioning rontgen*) dan kristal $BaCl_2$ sebanyak 1 sendok kecil (berkapasitas (0,2 – 0,3 ml) dan mengencerkannya sampai tanda batas pada labu takar 100 ml,
3. Menyiapkan alat (*spektrofotometer*) dan kalibrasi sesuai dengan manual alat. Melakukan pengukuran panjang gelombang 420 nm dengan tabung pengukur berukuran 4 atau 5 cm (panjang cairan yang akan dilalui sinar),
4. Membilas tabung pengukur dengan *aquades* beberapa kali, kemudian mengisi dengan *aquades* dan menggunakannya untuk menset alat pada 0,001 mm.
5. Memasukkan larutan kalibrasi satu per satu dan mengukur absorbansinya (jangan lupa membilas dengan blanko setiap selesai pengukuran),
6. Memasukkan larutan sampel dan mengukur absorbansinya,
7. Melakukan pengukuran pada alat setiap 30 detik selama 4 menit. Bila terdapat sejumlah sampel yang harus diperiksa, mengecek kalibrasi dengan salah satu larutan standar pada setiap 3 atau 4 sampel yang diukur,
8. Mencatat nilai pengukuran yang konstan dan menggunakan nilai-nilai tersebut dalam kurva kalibrasi atau persamaan regresi

yang nantinya akan digunakan dalam perhitungan kadar sulfat dalam sampel.

(Untuk analisis laboratorium unsur NH_3 , K dan Na dilakukan sama dengan prosedur diatas).

Geomorfologi, Stratigrafi, dan Struktur Geologi

Geomorfologi

Penjelasan mengenai geomorfologi meliputi pembagian satuan geomorfologi, klasifikasi sungai dan stadia daerah. Pengelompokan bentangalam menjadi satuan geomorfologi dilakukan melalui pendekatan morfografi dan genetik. Pendekatan morfografi, yaitu pendekatan yang didasarkan pada bentuk permukaan bumi yang dijumpai di lapangan yakni berupa topografi bergelombang dan bergelombang berawa. Pendekatan genetik, yaitu pendekatan yang berdasarkan proses yang membentuk bentangalam di permukaan bumi baik yang dikontrol oleh proses eksogen atau proses endogen.

Topografinya memperlihatkan kluster bergelombang dengan ketinggian antara 15 – 30 meter di atas permukaan laut, Berdasarkan pendekatan morfografi dan genetik yang dihubungkan dengan ciri fisik yang ditemukan, maka satuan bentangalam adalah satuan bentangalam bergelombang (Gambar 4.3) dan bergelombang rawa (Gambar 4.4).



Gambar 4.3. Satuan Bentangalam Bergelombang
Di Foto Ke Arah N 175°E.



Gambar 4.4. Rawa Lumpur Panas Pada Satuan Bentangalam
Bergelombang Rawa, Di Foto Ke Arah N 400 E.

Stratigrafi

Penamaan satuan batuan didasarkan pada litostratigrafi tidak resmi, yang bersendikan ciri fisik yang dapat diamati di lapangan (Sandi Stratigrafi Indonesia, 1996), maka satuan batuan yang di jumpai yaitu satuan batugamping.

Dasar penamaan satuan batugamping, secara megaskopis menggunakan klasifikasi Selley (1976) dalam Endarto (2005), sedangkan untuk penamaan petrografis dengan menggunakan klasifikasi Dunham (1962) dalam Tucker dan Wright (1990).

Satuan batugamping di jumpai (Gambar 4.5), secara megaskopis batugamping dalam keadaan segar berwarna putih, lapuk berwarna kehitaman, tekstur bioklastik, komponen material berupa foram besar, ukuran material 2 – 8 mm, struktur tidak berlapis, komposisi kimia karbonat, nama batuan **Batugamping Bioklastik** (Selley,1976 dalam Endarto, 2005). Secara setempat ditemukan juga fosil tridakna dan moluska lainnya (Gambar 4.6).



Gambar 4.5. Singkapan Batugamping Terumbu Pada St.1 Yang Di Foto Ke Arah N 22°e



Gambar 4.6. Fossil Tridakna Di Foto Ke Arah N 30°e



Gambar 4.7. Mikrofotograf Batugamping Dengan Nomor Sayatan JP/BG/ST1, Dengan Komposisi Material Berupa Fossil Foram Besar *Discocyclinidae* (5F) Dan *Mud* (2C) Pada Kenampakan Nikol Sejajar Dengan Perbesaran 50x

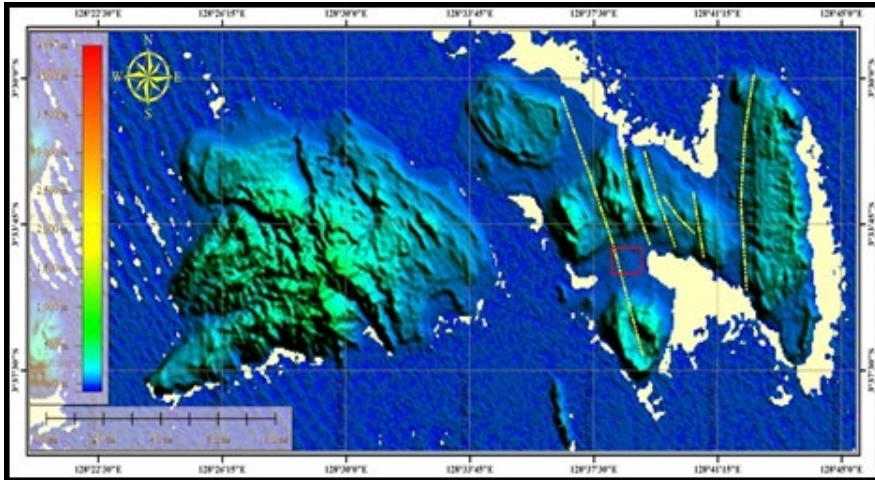
Kenampakan mikroskopis yang diperoleh dari pengamatan petrografis sayatan tipis batugamping JP/BG/ST1 (Gambar 4.7) memperlihatkan warna putih pada nikol sejajar, abu-abu kehitaman pada nikol silang, tekstur batuan bioklastik, struktur berlapis, komposisi material terdiri dari *grain* (*skeletel grain*) dan *mud* (lumpur karbonat). *Grain* berupa foram besar *Discocyclinidae* (70%)

dan *mud* (30%). Berdasarkan ciri – ciri fisik tersebut, maka nama batuan ini adalah **Grainstone** (Dunham, 1962 dalam Tucker dan Wright,1990).

Penentuan lingkungan pembentukan dan umur satuan batugamping didasarkan pada pengamatan ciri fisik batuan yang dijumpai yakni Satuan batugamping secara megaskopis warna segar putih keabu-abuan, warna lapuk kehitaman, tekstur klastik dengan ukuran butir 1/4 - 1/16 mm, sortasi jelek, kemas tertutup, struktur tidak berlapis. Batugamping Koral (Q1) berasal dari Formasi Fufa (TQf) yang berada pada Lembar Masohi memiliki kesamaan ciri fisik dengan batugamping yang dijumpai pada daerah tersebut dan dari penyebaran geografisnya, maka satuan batugamping pada daerah tersebut dikesebandingan dengan batugamping dari Formasi Fufa (TQf). Satuan Batugamping terbentuk pada lingkungan laut dangkal dan berumur Plistosen Atas - Holosen.

Struktur Geologi

Struktur geologi yang berkembang sangat erat dengan keberadaan struktur regional. Keberadaan struktur ini juga dapat dilihat dengan garis liniasi yang terdapat pada Peta Citra SRTM (Gambar 4.8).



Gambar 4.8. Peta Interpretasi Struktur Melalui Citra SRTM

Struktur geologi yang di korelasikan dengan struktur geologi regional berupa sesar geser. Sesar geser ini berarah utara barat laut – selatan menenggara. Adapun penciri keberadaan struktur sesar ini yaitu dijumpai penjajaran mata air panas yang terdapat pada daerah Tiouw (Gambar 4.9).



Gambar 4.9. Mata Air Panas Pada Daerah Tersebut Pada Yang Di Foto Ke Arah N 30°E Kearah Timur.

Sesar geser ini diberi nama sesuai dengan geografis daerah yang dilalui sesar ini, maka nama sesar ini yaitu Sesar Geser Tiouw. Penentuan umur sesar ini ditentukan dengan umur batuan termudah yang dilaluinya yaitu Batugamping. Umur Batugampingnya berumur Plistosen Atas - Holosen, maka umur sesar geser Tiouw yaitu *Post* Plistosen.

Manifestasi Panas Bumi

Manifestasi panas bumi berupa mata air panas, yang berada pada daerah Tiouw. Mata air ini terdapat di sepanjang zona sesar yang muncul pada litologi batugamping. Lokasi ini dijangkau dengan berjalan kaki \pm 30 menit dari pemukiman dengan kondisi medan relatif datar dan kondisi cuaca yang cerah dengan suhu udara berkisar antara 29°–31°C. Di sekitar lokasi mata air panas kondisi soil dan tumbuhan sangat gersang hal ini disebabkan oleh pemanasan yang berasal dari mataair panas tersebut. Air panas yang keluar dari mataair panas ini semuanya mengalir dan menjadi kolam air panas. Pada lokasi ini dijumpai tiga (3) mata air panas yang temperaturnya berbeda, yaitu:

Mata air I

Mata air panas ini dijumpai dengan suhu 52°C, pH 8, dan debit airnya antara 5,4 liter/detik (Gambar 4.10).

Mata air II

Mata air panas ini dijumpai kearah selatan dari Ma.1. Suhu air panas 72°C, pH 8 dan debit airnya antara 5,6 liter/detik (Gambar 4.11).

Mata air III

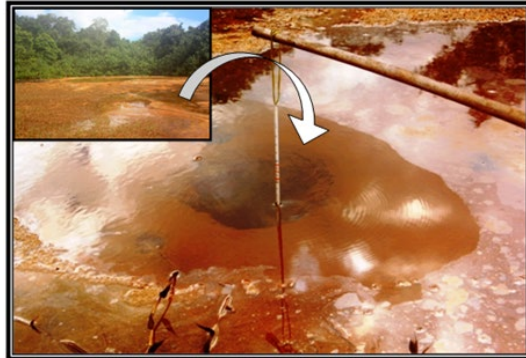
Mata air panas ini dijumpai kearah selatan baratdaya. Suhu air panas 67°C, pH 8, dan debit airnya antara 5,4 liter/detik (Gambar 4.12).



Gambar 4.10. Mata Air Panas Pada Daerah Tiouw, Difoto Relatif Ke Arah N 5°e Pada Stasiun Ma.1



Gambar 4.11. Mata Air Panas Pada Daerah Tiouw, Difoto Relatif Ke Arah N 21°e Pada Stasiun Ma.2



Gambar 4.12. Mata Air Panas Pada Daerah Tiouw,
Difoto Relatif Ke Arah N 42°e Pada Stasiun Ma.3

Adapun ciri fisik dan kimia dari ke-3 mata air panas yaitu:

Tabel 4.1. Ciri Fisik Dan Kimia Mata air Panas

No	Parameter	Mataair(Ma)		
		I	II	III
1	<u>Warna</u>	<u>Jernih</u>	<u>Jernih</u>	<u>Jernih</u>
2	<u>Bau</u>	<u>Sulfur</u>	<u>Sulfur</u>	<u>Sulfur</u>
3	<u>Rasa</u>	<u>Asin</u>	<u>Asin</u>	<u>Asin</u>
4	<u>Suhu</u>	52°C	72°C	67°C
5	<u>pH</u>	8	8	8

Geokimia Mata Air Panas

Pembahasan mengenai analisis geokimia mata air panas terdiri dari 3 (tiga) mata air, meliputi penentuan tipe mata air panas, penentuan suhu bawah permukaan mata air panas menggunakan geothermometer, dimana penentuannya ditentukan dari kandungan unsur-unsur kimia dari sampel mata air panas (Tabel 4.1).

Pada proses geokimia mata air panas diketahui adanya perpindahan panas disertai reaksi kimia dari dapur magma sebagai sumber panas dengan media yang dilalui (reservoir dan batuan

penutup) oleh panas hingga sampai ke permukaan. Indikasi adanya perpindahan panas dan reaksi kimia tersebut, dapat diketahui dari kandungan kadar parameter (Ca, Mg, K, Na, Cl, NH₃, SO₄ dan HCO₃) yang tidak konstan pada sampel air panas (Tabel 4.2) untuk ketiga (3) mata air.

Tabel 4.2. Hasil Analisis Laboratorium Kandungan Unsur-Unsur Mata Air Panas.

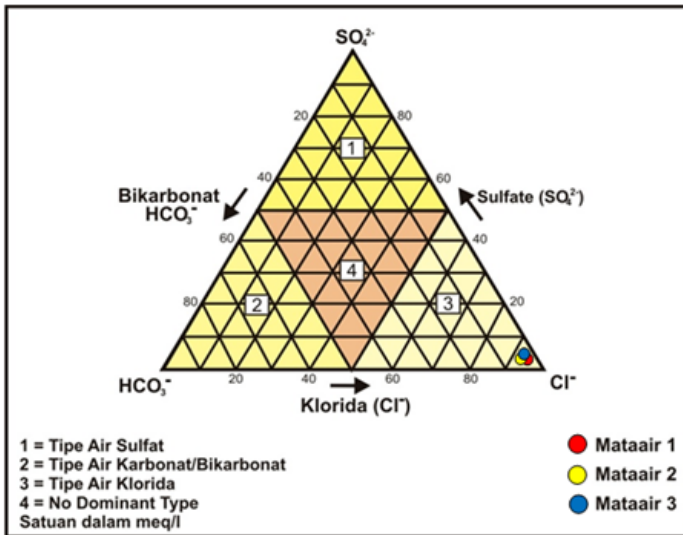
No	Parameter	Satuan	Mataair(Ma)		
			I	II	III
1	Salinitas	‰	18	23	25
2	Natrium(Na)	mg/L	9220.100	9918.300	10231.250
3	Kalium(K)	mg/L	176.400	108.150	228.600
4	Sulfat(SO ₄)	mg/L	109	110	113
5	Klorida(Cl)	mg/L	8186.300	12616.700	11928.000
6	Kalsium(Ca)	mg/L	832.832	1154.154	1029.028
7	Magnesium(Mg)	mg/L	491.293	607.102	778.009
8	Amoniak(NH ₃)	mg/L	1.61	1.71	1.44
9	Bikarbonat(HCO ₃)	mg/L	396.396	400.400	364.300

Analisis kimia yang digunakan: metode AAS untuk parameter kalium (K) dan natrium (Na) dan metode Titrimetri untuk parameter bikarbonat (HCO₃), klorida (Cl), kalsium (Ca) dan magnesium (Mg). Metode Spektrofotometer DREL 2800 untuk parameter sulfat (SO₄).

Penentuan Tipe Mata Air Panas

Penentuan tipe air panas berdasarkan analisis geokimia mata air panas menggunakan klasifikasi diagram Trilinier (Back, 1966 dalam Kusumayudha, 2005) berdasarkan kandungan relatif anion

klorida (Cl^-), sulfat (SO_4^{2-}) dan bikarbonat (HCO_3^-) yang diplotkan pada diagram segitiga. Plot ini bertujuan untuk mengetahui sample air panas bumi yang mempunyai komposisi kimia mewakili air panas bumi di reservoir.



Gambar 4.13. Diagram Trilinier untuk penentuan tipe mata air panas berdasarkan kandungan ion klorida, sulfat dan bikarbonat (Back, 1966 dalam Kusumayudha, 2005).

Tabel 4.3. Hasil Perhitungan Persentase Kadar Ion Klorida, Sulfat Dan Bikarbonat

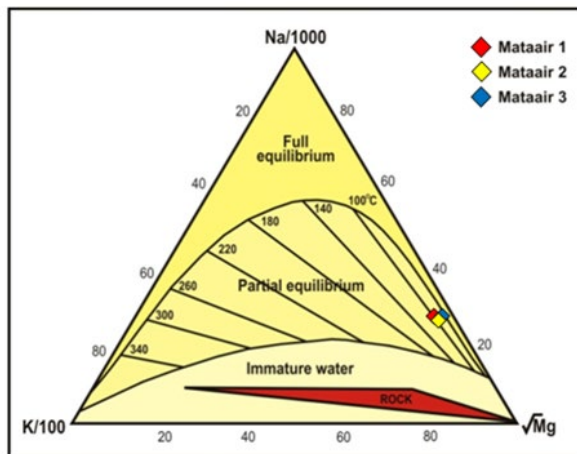
No	Parameter	Mataair (Ma)		
		I	II	III
1	% Cl^-	96.337 %	97.569 %	97.582 %
2	% SO_4	0.949 %	0.629 %	0.684 %
3	% HCO_3	2.715 %	1.802 %	1.734 %
Tipe mataair panas		Klorida	Klorida	Klorida

Berdasarkan nilai persentase kandungan ion pada sampel air panas yang telah dianalisis kandungan unsur-unsur kimianya

terutama kandungan anion HCO_3^- , Cl^- dan SO_4^{2-} , menunjukkan bahwa mata air panas pada mataair I, II dan III dominan mengandung ion klorida (Tabel 4.3). Dari persentase tersebut tipe air panas (Tiouw) termasuk dalam tipe air klorida. Tipe air klorida berasosiasi dengan suhu atau temperatur airnya yang rendah dan belum mengalami reaksi terhadap air permukaan.

Geothermometer Na – K – Mg

Diagram segitiga dari $\text{Na}/1000\text{-K}/100\text{-}\sqrt{\text{Mg}}$ yang ditunjukkan oleh Giggenbach (1988) merupakan sebuah metode yang digunakan untuk pendugaan asal fluida panas bumi dan untuk mengetahui air yang mencapai keseimbangan dalam litologi. Dari data dan perhitungan persentase kandungan ketiga unsur tersebut, dilakukan pengeplotan pada diagram segitiga $\text{Na}/1000\text{-K}/100\text{-}\sqrt{\text{Mg}}$ untuk setiap sampel mata air panas.



Gambar 4.14. Diagram Ternary untuk pendugaan asal fluida panas bumi (Giggenbach, 1988 dalam Nicholson,1993)

Berdasarkan hasil perhitungan kandungan relatif Na/1000-K/100- \sqrt{Mg} . serta setelah dilakukan pengeplotan hasil nilai pada segitiga Na-K-Mg mata air panas tiouw terletak pada partial equilibrium, memperlihatkan bahwa indikasi bahwa fluida panas yang muncul ke permukaan telah mengalami interaksi dengan batuan yang dilaluinya dan kemudian bercampur dengan air permukaan (meteoric water). Dengan melihat komposisi kimia airnya, maka pengaruh intrusi air laut perlu diperhitungkan.

Temperatur Bawah Permukaan Mata Air Panas

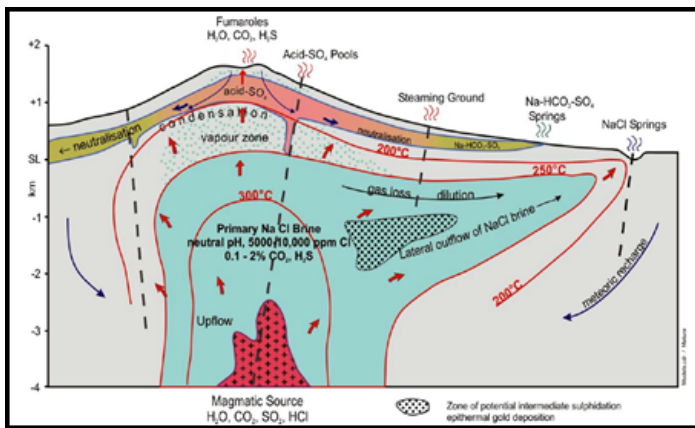
Sampel air panas memperlihatkan bahwa air tersebut termasuk air jenis klorida. yang mana dihasilkan oleh proses pemanasan uap dan sudah melarutkan batuan samping selama perjalanannya sampai keluar sebagai mataair, maka air jenis ini tidak mewakili komposisi air reservoir. Konsekuensinya air jenis ini tidak bisa dipakai dalam perhitungan geothermometri untuk memprediksi suhu reservoir. Fenomena ini dapat diinterpretasikan bahwa pencampur air panas bumi di Tiouw bukanlah air permukaan biasa, akan tetapi air yang mengandung garam yang tinggi. Kemungkinan air pencampur tersebut adalah air fosil atau sisa air laut yang masih tersimpan atau terjebak di batuan sedimen tersier yang menjadi batuan dasar dari batuan vulkanik di daerah tersebut. Dengan adanya penambahan atau pencampuran dengan air permukaan ataupun air fosil, maka sample air yang diambil dari lokasi tersebut sudah tidak mewakili kondisi air reservoir. Dengan demikian, sample air panas tersebut

tidak bisa dipakai untuk perhitungan geothermometri untuk memprediksi suhu reservoir.

Sistem Panas Bumi

Sistem panasbumi adalah sistem energi panas bumi yang memenuhi kriteria geologi, hidrogeologi dan *heat transfer* yang cukup, terkonsentrasi untuk membentuk sumber daya energi.

Sistem panasbumi terbentuk sebagai hasil perpindahan panas dari sumber panas di sekelilingnya yang terjadi secara konduksi dan secara konveksi. Perpindahan panas secara konduksi terjadi melalui batuan, sedangkan perpindahan panas secara konveksi terjadi karena adanya kontak antara air dengan suatu sumber panas (Gambar 4. 15)



Gambar 4.15. Sistem perpindahan panas pada suatu sumber panas di dalam bumi ke permukaan bumi (Dickson & Fanelli 2004).

Syarat penting sistem panasbumi adalah adanya sumber panas yang sangat luas, adanya reservoir untuk mengumpulkan panas, adanya penghalang untuk menjaga panas yang telah terkumpul.

Adanya proses struktur yang bekerja menyebabkan panas bumi yang berada di bawah bumi muncul ke permukaan sebagai manifestasi panas bumi berupa mataair panas.

Pemanfaatan Panas Bumi

Suatu sumber air panas dapat diketahui pemanfaatannya dengan melakukan analisa kimia terhadap nilai daripada pH dan temperatur air panas. Berdasarkan hasil analisis data lapangan dan kimia yang dilakukan terhadap sampel air panas diketahui bahwa suhu air panas di permukaan yaitu antara 52°C – 72°C yang termasuk dalam temperatur rendah (< 125°C) dengan pH 8. Dengan hasil analisis tersebut maka pemanfaatan panas bumi yaitu dapat digunakan atau difungsikan sebagai tempat permandian air panas (kolam renang) untuk daerah objek wisata.

Penutup

Geokimia air panas sebagai manifestasi panas bumi, secara umum adalah:

Potensi panas bumi pada yaitu dijumpai adanya manifestasi permukaan berupa tiga (3) mata air panas dengan suhu 52°C, 72°C, 67°C, pH 8, berwarna jernih, berasa asin, ada bualan-bualan gelembung uap panas, dan berbau sulfur sedang.

Pada diagram trilinier $\text{Cl}^- - \text{SO}_4^- - \text{HCO}_3^-$, mata air panas termasuk tipe air klorida dan pada diagram trilinier $\text{Na}/1000 - \text{K}/100 - \sqrt{\text{Mg}}$, mata air panas termasuk ke dalam *partial equilibrium*.

Pemanfaatan panas bumi berdasarkan hasil kajian analisis kimia air panas, maka pemanfaatan panas bumi dapat digunakan atau difungsikan sebagai tempat permandian air panas (kolam renang) untuk daerah objek wisata.

Daftar Pustaka

- Alzwar, M., Samoedra, H., dan Tarigan, J., 1987, **Pengantar Dasar Ilmu Gunungapi**, Nova, Bandung.
- Bakosurtanal., 1991, **Peta Rupa Bumi Indonesia 1 : 250.000 Lembar Ambon 2612**, Badan Koordinasi Survey dan Pemetaan Nasional BAKOSURTANAL, Cibinong, Bogor.
- Bemmelen, van R.W., 1949. *The Geology of Indonesia*. Vol. I A. *General Geology of Indonesia And Adjacent Archipelagoes*. Government Printing Office. The Hague. Netherlands.
- Citrosiswoyo, W., 2000. **Gheothermal dapat mengurangi ketergantungan bahan bakar fosil dalam menyediakan listrik Negara**, Teknik Kelautan ITS, Surabaya.
- Dickson, M., H. and Fanelli, M., 2004. *What is Geothermal Energy*.
- Dwikorianto, T. dan Ciptadi. 2006. *Explorasi, Eksploitasi & Pengembangan Panas bumi di Indonesia*. Seminar Nasional HM Teknik Geologi UNDIP 2006.
- Ellis, J.A., and Mahon, J.A.W.,1997, **Chemistry and Geothermal System**, Academic Press, London.
- Endarto, D. 2005. **Pengantar Geologi Dasar**. LPP UNS dan UNS Press. Surakarta, Indonesia.
- Gupta, H., and Roy, S., 2007, **Geothermal Energy**, National Geophysical Researcj Institute Hyderabad, India.

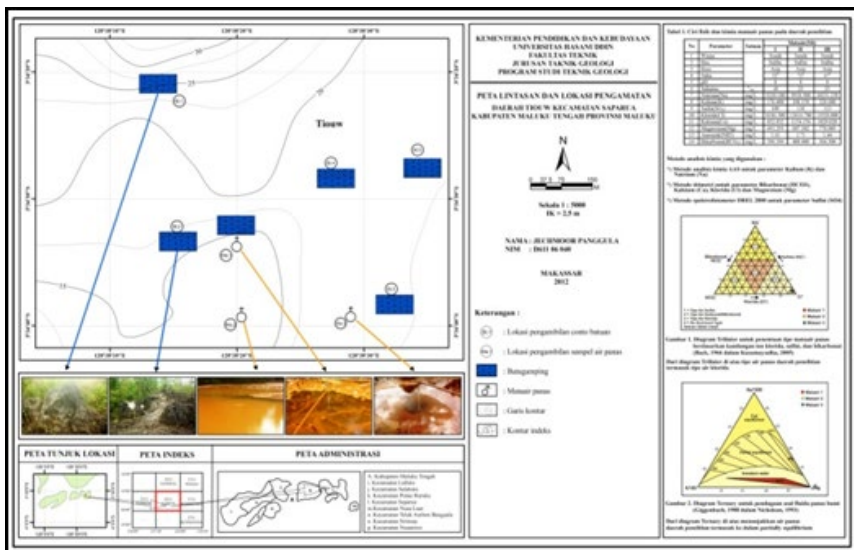
- Herman, D. Z., 2003, **Potensi Panas Bumi dan Pemikiran Konservasinya**, DIM, Departemen Energi dan Sumber Daya Mineral
- Kusumayudha, S. B., 2005, **Hidrologi Karst dan Geometri Fraktal di Daerah Gunung Sewu**, Nova, Bandung,
- Mulyo, A., 2004. **Pengantar Ilmu Kebumihan** (*Pengetahuan geologi Untuk Pemula*). Penerbit CV Pustaka Setia. Bandung.
- Nicholson, K., 1993. **Geothermal fluids. Chemistry and exploration techniques**. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Nilandaroe., Mogg., and Barraclough., 2001, **Characteristic of the fractured carbonate reservoir of the Oseil Field, Seram Island, Indonesia**. Proc. 28th Ann. Conv. Idon. Petrol. Assoc., P. 439-456.
- Risdianto, D., Munandar, A., dan Kusnadi, D., 2006, **Penyelidikan Terpadu Daerah Panas Bumi Oma- Haruku, Maluku.**, Proceeding Pemaparan Hasil-Hasil Kegiatan Lapangan Dan Non Lapangan Tahun 2006, Pusat Sumber Daya Geologi.
- Santoso, D., 2004. **Eksplorasi Energi Geothermal**. Bandung: Penerbit ITB.
- Saptadji, N. M. 2002. **Tenik Panas Bumi**. Bandung: Penerbit ITB.
- Standar Nasional Indonesia, 2004, **Prosedur Pelaksanaan dan Pelaporan Dalam Penyelidikan Pendahuluan dan Penyelidikan Pendahuluan Lanjutan Panas Bumi**, BSN.
- Suharyadi, 1984, **Geohidrologi**, Jurusan Teknik Geologi, UGM, Yogyakarta
- Tjokrosapoetro, S., Achdan, A., Rusmana, E., dan Abidin, H. Z., 1993: **“Geologi Lembar Masohi, Maluku, Sekala 1: 250.000”**. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi Bandung.

Tucker, M. E. and V. Paul Wright, 1990, **Carbonate sedimentology**, Oxford Blackwell Scientific Publications, London, Edinburgh, Boston, Melbourne, Berlin, Paris, Vienna.

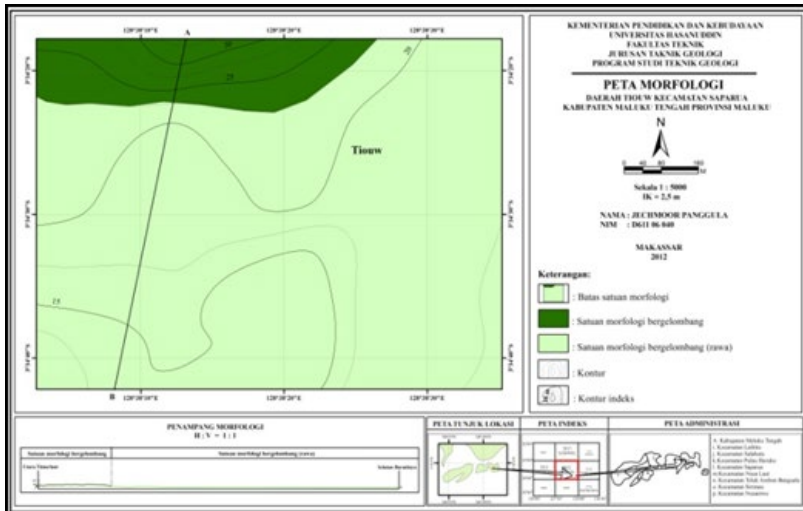
Undang-Undang Republik Indonesia Nomor 27 Tahun 2003 tentang **Panas Bumi** (2003), Republik Indonesia.

Lampiran

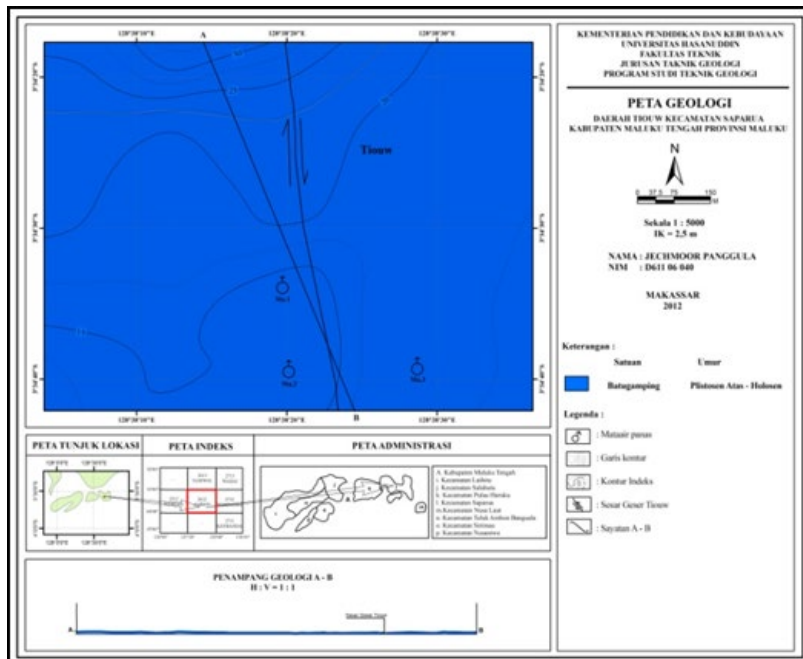
1. Peta Lintasan dan Lokasi Pengamatan



2. Peta Morfologi



3. Peta Geologi



Mitigasi Bencana sebagai Upaya Pengurangan Risiko Bencana

Ilham Alimuddin

BENCANA geologi adalah bencana yang terjadi dipermukaan bumi atau disebabkan oleh gerakan tanah atau aktifitas dari dasar bumi yang muncul ke permukaan. Arti geologi itu sendiri adalah ilmu yang mempelajari segala hal tentang bumi. Bencana geologi yang murni dari aktifitas di permukaan bumi tanpa dipengaruhi oleh manusia adalah gempa bumi, tsunami dan gunung meletus, dan tanah longsor. Bencana geologi ini mempunyai dampak, yaitu kerusakan yang diakibatkan dari bencana tersebut karena musibah bencana geologi tersebut tidak dapat diprediksi kapan datangnya. (Sucipto, 2020)

Akibat dari bencana geologi tersebut adanya korban, baik korban jiwa maupun harta benda dengan kerugian yang jumlahnya tidak sedikit, disertai dengan rusaknya lingkungan, rusaknya infrastruktur dan berbagai kerugian lainnya yang menjadikan masyarakat menjadi kurang berdaya dalam menata kehidupan berikutnya. Dalam mengatasi permasalahan yang ditimbulkan akibat dari bencana geologi tersebut pemerintah menyediakan beberapa sumber daya, yaitu sumber daya manusia, sumber daya uang (anggaran) dan sumber daya lainnya.

Upaya Pemerintah dalam mengatasi apabila terjadinya kerugian akibat adanya bencana geologi agar tidak memakan korban baik jiwa maupun harta benda berupa tanah, infrastruktur/ bangunan, hewan ternak, kebun sayuran, dokumen berharga, pakaian dan lain lainnya serta rusaknya lingkungan hidup. Pemerintah menerapkan manajemen risiko yang bertujuan untuk mengantisipasi kerugian yang dikenal dengan risiko yang dialami oleh masyarakat dan pemerintah. Hal ini karena risiko tidak dapat dihilangkan tetapi dapat diminimalkan.

Kajian Risiko Bencana

Kajian risiko bencana merupakan mekanisme terpadu untuk memberikan gambaran menyeluruh terhadap risiko bencana suatu daerah dengan menganalisis tingkat bahaya, tingkat kerentanan dan kapasitas daerah. Analisa bahaya, kerentanan, dan kapasitas disusun berdasarkan kondisi daerah dengan mengacu kepada Peraturan Kepala Badan Nasional Penanggulangan Bencana Nomor 2 Tahun 2012 tentang Pedoman Umum Pengkajian Risiko Bencana dan referensi pedoman lainnya yang ada di kementerian/lembaga di tingkat nasional.

Hasil analisa kajian risiko bencana menentukan arah penanggulangan bencana di berbagai wilayah yang direkomendasikan dari hasil kajian ketahanan daerah dan kesiapsiagaan desa/kelurahan. Kajian ketahanan daerah dan kesiapsiagaan desa/kelurahan tersebut dirangkum dalam kajian kapasitas. Kajian ketahanan daerah terdiri dari 71 Indikator Ketahanan Daerah (IKD) yang telah disesuaikan dengan Rencana

Nasional Penanggulangan Bencana Tahun 2015-2019, sedangkan kesiapsiagaan desa/kelurahan melingkupi 19 indikator kajian. Hasil analisa indikator ketahanan daerah dan kesiapsiagaan desa/kelurahan diselaraskan atau disesuaikan dengan 7 (tujuh) Kegiatan Penanggulangan Bencana yang ada pada Renas PB.

Untuk mewujudkan upaya pengelolaan penanggulangan bencana yang lebih baik dalam mengurangi dampak risiko yang kemungkinan timbul, Pemerintah perlu melakukan penyusunan kajian risiko bencana. Kajian risiko bencana digunakan sebagai dasar dalam upaya penanggulangan bencana. Kajian ini merupakan perangkat untuk menilai kemungkinan dan besaran kerugian akibat ancaman yang ada. Dengan mengetahui kemungkinan dan besaran kerugian, fokus perencanaan dan keterpaduan penyelenggaraan penanggulangan bencana menjadi lebih efektif.

Dapat dikatakan kajian risiko bencana merupakan dasar untuk menjamin keselarasan arah dan efektivitas penyelenggaraan penanggulangan bencana pada suatu daerah. Penyusunan kajian risiko bencana menjadi salah satu upaya dasar yang penting dilakukan oleh setiap daerah. Hasil kajian risiko bencana akan digunakan sebagai dasar bagi Pemerintah untuk penyusunan Rencana Penanggulangan Bencana.

Oleh sebab itu, Pemerintah perlu menyusun Dokumen Kajian Risiko Bencana (KRB) dalam setiap rentang waktu 5 tahunan. Dengan adanya dokumen ini, maka Pemerintah memiliki dasar

dalam menyusun dan mengambil kebijakan untuk upaya penanggulangan bencana di suatu daerah.

Dari pengkajian risiko dan rekomendasi tindakan penanggulangan bencana yang disusun, Pemerintah maupun pihak terkait perlu melanjutkan upaya tersebut dengan melakukan penyusunan Rencana Penanggulangan Bencana (RPB). Perencanaan tersebut terkait dengan hasil pengkajian yang telah dilakukan untuk masa perencanaan lima tahunan.

Tahap Pengkajian Risiko Bencana

Pengkajian risiko bencana dilaksanakan dengan mengkaji dan memetakan tingkat bahaya, tingkat kerentanan dan tingkat kapasitas berdasarkan indeks bahaya, indeks kerentanan, dan indeks kapasitas. Metodologi untuk menterjemahkan berbagai indeks tersebut ke dalam peta dan kajian ditujukan untuk menghasilkan tingkat risiko setiap ancaman bencana yang ada pada suatu daerah. Kajian dan peta risiko ini juga harus mampu menjadi pedoman yang efektif bagi daerah dalam menyusun kebijakan penanggulangan bencana. Hasil pengkajian tersebut diharapkan dapat menjadi dasar yang kuat bagi pemerintah dan masyarakat dalam rangka upaya pengurangan risiko bencana. Tingkat risiko bencana ini nantinya akan menjadi landasan utama untuk menyusun Kajian Risiko Bencana (KRB).

Tingkat risiko bencana suatu kawasan merupakan dasar untuk menghitung potensi jiwa terpapar, kerugian harta benda dan kerusakan lingkungan. Selain tingkat risiko, kajian diharapkan mampu menghasilkan peta risiko untuk setiap bencana yang ada pada

suatu kawasan. Kajian risiko bencana dilakukan melalui identifikasi, klasifikasi dan evaluasi risiko melalui beberapa langkah, yaitu:

Pengkajian Bahaya

Pengkajian bahaya dimaknai sebagai cara untuk memahami unsur-unsur bahaya yang berisiko bagi daerah dan masyarakat. Karakter-karakter bahaya pada suatu daerah dan masyarakatnya berbeda dengan daerah dan masyarakat lain. Pengkajian karakter bahaya dilakukan sesuai tingkatan yang diperlukan dengan mengidentifikasi unsur-unsur berisiko oleh berbagai bahaya di lokasi tertentu.

Pengkajian Kerentanan

Pengkajian kerentanan dapat dilakukan dengan menganalisa kondisi dan karakteristik suatu masyarakat dan lokasi penghidupan mereka untuk menentukan faktor-faktor yang dapat mengurangi kemampuan masyarakat dalam menghadapi bencana. Kerentanan dapat ditentukan dengan mengkaji aspek keamanan lokasi penghidupan mereka atau kondisi-kondisi yang diakibatkan oleh faktor-faktor atau proses-proses fisik, sosial ekonomi dan lingkungan hidup yang bisa meningkatkan kerawanan suatu masyarakat terhadap bahaya dan dampak bencana.

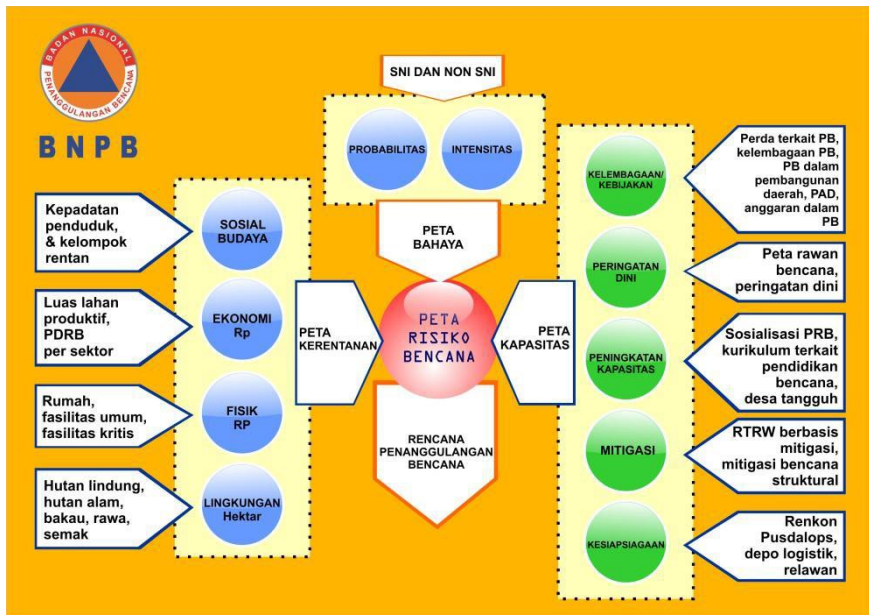
Pengkajian Kapasitas

Pengkajian kapasitas dilakukan dengan mengidentifikasi status kemampuan individu, masyarakat, lembaga pemerintah atau non pemerintah dan aktor lain dalam menangani ancaman dengan

sumber daya yang tersedia untuk melakukan tindakan pencegahan, mitigasi, dan mempersiapkan penanganan darurat, serta menangani kerentanan yang ada dengan kapasitas yang dimiliki oleh masyarakat tersebut.

Pengkajian dan Pemeringkatan Risiko

Pengkajian dan pemeringkatan risiko merupakan pengemasan hasil pengkajian bahaya, kerentanan, dan kemampuan/kapasitas suatu daerah terhadap bencana untuk menentukan skala prioritas tindakan yang dibuat dalam bentuk rencana kerja dan rekomendasi guna meredam risiko bencana. Pengkajian risiko bencana yang dilaksanakan di daerah menggunakan suatu metode yang dapat dilihat pada gambar 5.1.



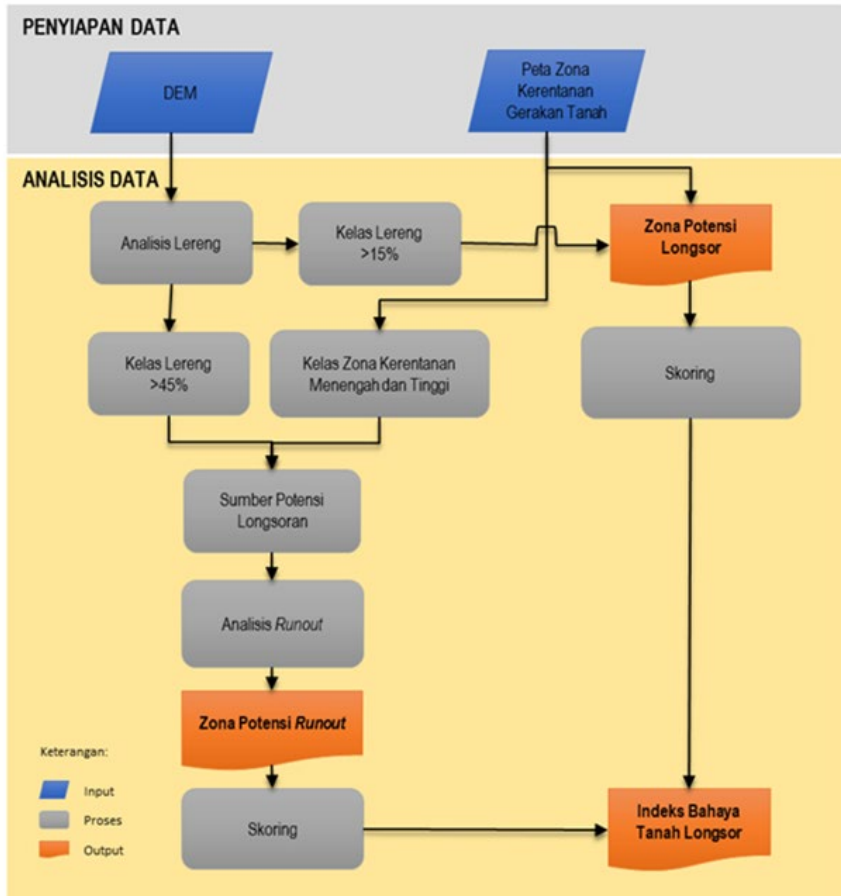
Gambar 5.1. Metodologi Pengkajian Risiko Bencana Berdasarkan Pedoman BNPB Tahun 2012

Contoh Kasus: Pengkajian Bahaya Bencana Longsor di Kab. Enrekang Provinsi Sulawesi Selatan

Tanah longsor merupakan kejadian yang diakibatkan oleh lebih besarnya gaya pendorong yaitu sudut lereng, air, beban serta berat jenis tanah/batuan dibandingkan gaya penahan dari batuan dan kepadatan tanah (Dinas PU, 2012). Peta zona gerakan tanah dari PVMBG disesuaikan dengan kemiringan lereng untuk menghasilkan sebaran wilayah potensi longsor. Kondisi lereng yang curam berpotensi longsor lebih tinggi dibandingkan dengan kondisi lereng yang landai. Detail parameter dan data yang digunakan dalam perhitungan parameter tersebut dapat dilihat pada Tabel 5.1.

Tabel 5.1. Parameter Penyusunan Peta Bahaya Tanah Longsor

No.	Jenis Data	BentukData	Sumber	Tahun
1.	Batas Admistrasi	GIS Vektor (Polygon)	BIG/Bappeda	2018
2.	DEM Nasional	Raster	BIG	2018
3.	Peta Zona Kerentanan Gerakan Tanah	GIS Vektor (Polygon)	RSNI 2015	2015



Gambar 5.2. Diagram Alir Pembuatan Indeks Bahaya Tanah Longsor

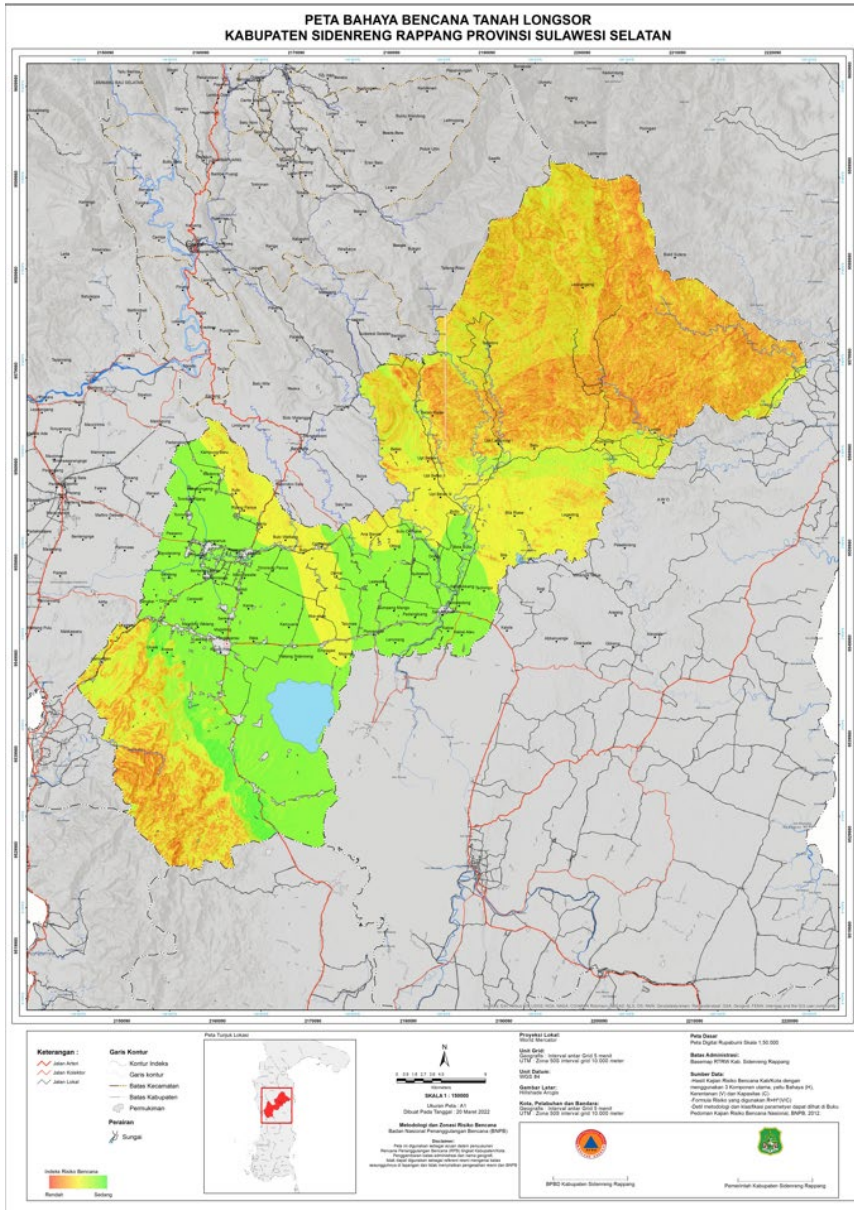
Pengkajian bahaya tanah longsor dibuat dengan melakukan delineasi terhadap peta zona kerentanan gerakan tanah yang dikeluarkan oleh PVMBG. Terdapat empat zona yaitu zona kerentanan gerakan tanah sangat rendah, zona kerentanan gerakan tanah rendah, zona kerentanan gerakan tanah menengah, dan zona kerentanan gerakan tanah tinggi. Tidak seluruh wilayah zona kerentanan gerakan tanah berpotensi longsor karena dilihat dari

definisinya longsor terjadi di wilayah dengan kemiringan lereng tinggi sehingga hanya daerah dengan kemiringan lereng di atas 15% yang dimasukkan ke dalam area bahaya. Selanjutnya dilakukan penilaian indeks yang mengikuti zona kerentanan gerakan tanah. Zona kerentanan gerakan tanah sangat rendah dan rendah masuk ke dalam kelas rendah, zona kerentanan gerakan tanah menengah masuk ke dalam kelas menengah, dan zona kerentanan gerakan tanah tinggi masuk ke dalam kelas tinggi.

Berdasarkan parameter pada tabel dan diagram alir pembuatan peta indeks bahaya longsor pada gambar sebelumnya maka dapat ditentukan luas paparan bahaya tanah longsor. Adapun hasil kajian bahaya tanah longsor per kecamatan di Kabupaten Sidrap dapat dilihat pada tabel berikut.

Tabel 5.2. Potensi Bahaya Tanah Longsor Per Kecamatan di Kabupaten Sidrap

BAHAYA			
No	KECAMATAN	LUAS (Ha)	KELAS
1	BARANTI	0	RENDAH
2	DUA PITUE	724.036	TINGGI
3	KULO	3825.275	TINGGI
4	MARITENGGAE	15.194	SEDANG
5	PANCA LAUTAN	6311.79	TINGGI
6	PANCA RIJANG	1934.884	SEDANG
7	PITU RAISE	83931.328	TINGGI
8	PITU RIAWA	12529.572	TINGGI
9	TELLU LIMPOE	5163.835	TINGGI
10	WATANG PULU	9309.021	TINGGI
11	WT. SIDENRENG	3082.176	SEDANG
KABUPATEN SIDRAP		126827.111	TINGGI



Gambar 5.3. Peta Bahaya Bencana Tanah Longsor Kabupaten Sidrap Provinsi Sulawesi Selatan

Daftar Pustaka

- Pusat Studi Kebencanaan Universitas Hasanuddin. 2022. *Kajian Risiko Bencana Kabupaten Sidrap Provinsi Sulawesi Selatan 2022-2026*. Universitas Hasanuddin. Makassar
- Peraturan Kepala Badan Nasional Penanggulangan Bencana Nomor 2 Tahun 2012 tentang Pedoman Umum Pengkajian Risiko Bencana. Badan Nasional Penanggulangan Bencana. Jakarta.
- Sucipto, B. dan Yuyun, M. 2020. Manajemen Risiko Bencana Geologi. *KarismaPro: Kajian & Riset Manajemen Profesional*, Volume 11 No. 2 Desember 2020. Bandung. (Hal 14-26)

Biodata Penulis



Ratna Husain adalah dosen pada Departemen Teknik Geologi, Fakultas Teknik, Universitas Hasanuddin. Lahir di Ujungpandang pada tanggal 02 Februari 1959, berdomisili di jl. Beruang no. 20, Makassar, HP: 081247973626.

Menempuh pendidikan (S1) Jurusan Teknik Geologi di Fakultas Teknik, Universitas Hasanuddin, mencapai gelar Sarjana (S1) 1985, melakukan penelitian berjudul “Geologi daerah Waringtasi dan sekitarnya Kecamatan Takkalasi, Kabupaten Barru, Sulawesi Selatan”. Kemudian melanjutkan Pendidikan Magister Geologi pada Fakultas Ilmu Kebumihan Teknologi Mineral, Institut Teknologi Bandung (ITB), selesai tahun 1996, Penelitian sebagai tesis berjudul “Analisa Biostratigrafi Fosil Nanno dan Endapan Turbidit Formasi Cinambo di Cadasngampar. Melanjutkan studi pasca sarjana S3 pada Program Studi Teknik Sipil Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin, mencapai gelar Doktor tahun 2015, melakukan penelitian menghasilkan Desertasi berjudul “Geokimia Mineral Lempung dan Implikasinya terhadap Gerakan Tanah”.

Pernah menjabat sebagai Sekertaris Jurusan Teknik Geologi Fakultas Teknik (1986 – 1992), Ketua Program Studi Magister Teknik Geologi (2018 – 2022), Kepala Laboratorium Studio

Stratigrafi/Quaternary (2015 – 2023 sampai saat ini). Telah meneliti dan menulis beberapa kajian mengenai stratigrafi dan mikropaleontologi, serta saat ini banyak meneliti tentang pelapukan dan mineral lempung dalam implikasinya terhadap sifat plastisitas dan kerentanan tanah pada stratigrafi susunan lapisan soil.

Mengikuti program short term Agustus – November 2017 di Akita University Japan. Menjadi anggota organisasi profesi/ilmiah, terhitung sejak 1986 tergabung dalam Ikatan Ahli Geologi Indonesia (IAGI). E-mail: ratnahusain@unhas.ac.id; ratna7geologi@gmail.com.



Muhammad Altin Massinai, adalah dosen pada Departemen Geofisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Hasanuddin. Lahir di Pattirobajo pada tanggal 16 Juni 1964, berdomisili di Kompleks Perumahan dosen Unhas Blok EC-7, Tamalanrea, Makassar menempuh pendidikan Sarjana Geofisika (Universitas Hasanuddin, 1988), Magister Teknik Geodesi (Institut Teknologi Bandung, 1995), dan Doktor Teknik Geologi (Universitas Padjadjaran, 1995, Cum Laude). Pernah menjabat sebagai Ketua Jurusan Fisika FMIPA (2000-2004), Pembantu Dekan Bidang Kemahasiswaan dan Alumni (2004-2007), Ketua Laboratorium Geofisika Padat (2012-2016), Ketua Prodi Geofisika (2016-2019), Anggota Majelis Wali Amanat Universitas Hasanuddin (2019-2023). Sekarang sebagai *Editor in Chief* Jurnal Geocelbes (Sinta 3). Penelitian dan tulisan yang banyak dikerjakan dan

dihasilkan menyangkut Pemetaan Topografi, Pemetaan Geologi, Survei daerah rawan bencana, Survei mineral tambang dan Geoteknik. Karya buku yang telah diterbitkan adalah Geomormologi Tektonik (2015), Karakteristik Tektonik DAS Jeneberang (dalam Buku DAS Jeneberang: Dari Kecemasan Menuju Ketahanan, 2018), dan Survei Pemetaan Topografi (2019). Karya tulis dalam Jurnal Internasional dan Nasional telah mencapai 120 tulisan. Karya yang telah dipatenkan melalui HAKI sebanyak 45 karya. Sekarang menjadi anggota tetap Himpunan Ahli Geofiska Indonesia (HAGI), Ikatan Ahli Geologi Indonesia (IAGI), Masyarakat Penginderaan Jauh Indonesia (MAPIN), Ikatan Sarjana Geodesi Indonesia (ISGI). E-mail: altin@science.unhas.ac.id ; altigeofisika@gmail.com. HP: 08124287845.



Rohaya Langkoke atau sering dipanggil Yaya, lahir di Ujung Pandang, 10 Desember 1958. Menempuh studi Sarjana (S1) di Universitas Hasanuddin Jurusan Geologi pada tahun 1978 sampai 1985. Kemudian mendedikasikan diri sebagai dosen pada Jurusan Geologi Universitas Hasanuddin. Melanjutkan studi Magister (S2) di Universitas Hasanuddin Jurusan Geologi pada tahun 2004 sampai 2006 dengan judul penelitian “Sel Sedimentasi Pantai disekitar Muara S.

Jeneberang”. Melanjutkan studi Doktor (S3) di Universitas Hasanuddin IlmuPertanian Jurusan Tanah pada tahun 2008 sampai

2011 dengan judul penelitian “Morfodinamika Pantai dan Prospek Sebaran Vegetasi Pantai Estuari Jeneberang”. Serta mengikuti program short term di Kyushu University Japan pada tahun 2013. Juga turut aktif dalam organisasi profesi/ilmiah, yang terhitung sejak 1986 tergabung dalam Ikatan Ahli Geologi Indonesia. Beliau telah banyak memberikan sumbangsih dalam bentuk karya tulis ilmiah, dalam 1 dekade terakhir saja telah menghasilkan sebanyak 14 karya tulis ilmiah dengan penelitian tentang pantai, mineral, dan GIS. Serta beberapa karya tulis tentang pengabdian masyarakat.



M. Fauzi Arifin, Kelahiran Parepare, 3 Desember 1958 berdarah Minang, adalah Dosen pada Program Studi Teknik Geologi, Departemen Teknik Geologi Unhas (1986 – sekarang). Alumni sarjana Teknik Geologi angkatan pertama pada Teknik Geologi Unhas (1985). Dan Pendidikan Magister pada Teknik Lingkungan Pasca Sarjana Unhas (2001). Pendidikan Doktor dalam bidang Teknik Lingkungan dengan spesialisasi Limbah Sampah pada Jurusan Teknik Sipil Unhas (2015). Dari Tahun 1990 sampai sekarang menjabat sebagai Kepala Laboratorium Paleontologi, Departemen Teknik Geologi Unhas. Email: inji.arifin@gmail.com



Ilham Alimuddin, ST., MGIS., Ph.D., adalah dosen pada Departemen Geofisika, Fakultas Matematika dan Ilmu Pengetahuan Alam, Universitas Hasanuddin. Lahir di Bone pada tanggal 25 Agustus 1969, berdomisili di Jl. Manuruki 2 Lorong 2 A No.1, Makassar, menempuh pendidikan Sarjana Geologi (Universitas Hasanuddin, 1989-1997), Magister GIS dan *Remote Sensing* (University of Queensland, 2000-2001), dan Doktor Remote Sensing (Chiba University, 2009-2013). Penelitian dan tulisan yang banyak dikerjakan dan dihasilkan menyangkut GIS, *Remote Sensing*, Survei daerah rawan bencana, Survei lingkungan dan Amdal. Karya buku yang telah diterbitkan adalah Praktek SIG & Citra Penginderaan Jauh (2013), Buku Ajar Sistem Informasi Geografis (2014), Modul Pemetaan Topografi (2016), Buku Ajar Citra Penginderaan Jauh (2016), Modul Praktikum Geomorfologi (2016), Panduan Pembuatan Peta Pemetaan Geologi (2017), dan Survei Pemetaan Topografi (2019). Karya tulis dalam Jurnal Internasional dan Nasional telah mencapai 31 tulisan. Menjadi pemakalah seminar ilmiah dalam 5 tahun terakhir di ICOIRS 4, STS Global 2.0, ICOIRS 5, ICSED 2019, ICOS 2020, dan ICOST 2020. Penghargaan dalam 10 tahun terakhir Satya Lancana Karya Satya X Tahun (2013), Sertifikat Pelatihan Kajian Lingkungan Hidup Strategis (KLHS) (2018), dan Satya Lancana Karya Satya XX Tahun (2020). Sekarang menjadi anggota tetap Himpunan Ahli Geofiska Indonesia (HAGI), Ikatan Ahli Geologi Indonesia (IAGI), Masyarakat Penginderaan Jauh Indonesia (MAPIN), Ikatan Sarjana Geodesi Indonesia (ISGI). E-mail: altin@science.unhas.ac.id ; altigeofisika@gmail.com. HP: 08124287845.

Buku ini merupakan kumpulan dari kajian yang membahas geologi dan upaya mitigasi untuk menghadapi berbagai bencana, baik yang sudah pernah terjadi maupun yang mungkin terjadi di masa depan.

Harapannya, buku ini bisa menjadi sebuah bahan agarantisipasi terhadap bencana dapat dilakukan secara tepat dan efektif. Selain itu, buku ini juga menyoroti bahwa proses geologi juga dapat memberikan manfaat positif.

Namun, perlu diingat bahwa tindakan pencegahan dan penanganan terkait aktivitas geologi perlu dilakukan dengan hati-hati, karena dapat menyebabkan kerugian dan dampak negatif. Oleh karena itu, langkah pencegahan yang lebih awal perlu diterapkan untuk menghindari hal-hal yang tidak diinginkan.



Gedung UPT Unhas Press
Kampus Unhas Tamalanrea
Jln. Perintis Kemerdekaan Km. 10
Email: unhaspress@gmail.com
Makassar

ISBN 978-979-530-482-1

