

BAB I PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Indonesia merupakan salah satu negara yang kaya akan sumber daya mineral (*mineral resources*) seperti nikel, emas, perak, bauksit, tembaga, dan timah. Sumber daya mineral adalah endapan mineral yang diharapkan dapat dimanfaatkan secara *real*. Setelah dilakukan pengkajian kelayakan tambang dan memenuhi kriteria layak tambang, sumber daya mineral dapat berubah menjadi cadangan mineral (Ika, 2017). Sektor pertambangan di antara sumber daya alam yang dimiliki, merupakan salah satu sumber daya alam yang memiliki potensi sangat besar dan tersebar di berbagai wilayah diseluruh Indonesia (Wowilling dkk., 2021).

Emas adalah salah satu logam mulia yang telah lama dinilai oleh peradaban manusia dan menjadi dasar dari berbagai sistem moneter selama berabad-abad. Emas dalam konteks pertambangan, dapat ditemukan dalam berbagai bentuk geologi dan kondisi lingkungan. Emas terbentuk di kerak bumi dari aktivitas vulkanik yang terjadi jutaan tahun lalu. Emas umumnya ditemukan dalam bijih dengan mineral lain seperti perak, tembaga, timah, dan seng. Emas juga dapat dijumpai dalam bentuk alluvial, yaitu emas yang telah terlepas dari sumber aslinya dan tersapu oleh air. Endapan emas aluvial biasanya terdapat di sungai, danau atau cekungan. Emas dalam konteks global terus menjadi komoditas yang bernilai tinggi dan dicari, baik untuk tujuan investasi, moneter, maupun industri (Arman dkk., 2023).

Provinsi Sulawesi Utara merupakan salah satu Provinsi di Indonesia yang memiliki sumber daya alam mineral dan batubara. Terdapat banyak usaha pertambangan yang tersebar di Sulawesi Utara khususnya pertambangan emas yang menjadikan Sulawesi Utara “Surga Tambang Emas”. Data Potensi Sumber Daya Mineral dan Migas Provinsi Sulawesi Utara, emas yang terdata kurang lebih 51.150.448 ton yang tersebar di wilayah Minahasa Selatan, Minahasa Tenggara, Minahasa Utara dan Bolaang Mongondow. Pertambangan-pertambangan ini dikelola oleh perusahaan-perusahaan pertambangan dan dikelola penduduk sekitar area pertambangan (Wowilling dkk., 2021).

Sebelum proses penambangan dilakukan, diperlukan estimasi untuk dapat menghitung sumber daya yang ada. Estimasi sumberdaya adalah estimasi dari bijih endapan mineral dimana kegiatan ini merupakan hal paling vital sebelum dilanjutkan ke tahap selanjutnya yaitu tahapan perhitungan cadangan. Tahapan perhitungan cadangan ini akan dievaluasi apakah endapan mineral tersebut layak untuk dilanjutkan ke tahap eksplorasi selanjutnya. Estimasi sumberdaya juga dilakukan untuk menentukan kuantitas dari keterdapatan suatu endapan yang dinilai ekonomis untuk ditambang (Afriandi dkk., 2015).

Densitas merupakan sifat fisis yang menggambarkan kerapatan ikatan material-material penyusun batuan (Ridha dan Darminto, 2016). Densitas batuan diperlukan untuk estimasi tonase bijih dan juga untuk menentukan jumlah logam yang terkandung pada batuan tersebut, karena kadar mineralisasi biasanya dilaporkan sebagai rasio komponen yang ekonomis, terhadap satuan berat (misalnya gram/ton). Meskipun densitas batuan penting untuk estimasi tonase dan kadar sumberdaya mineral yang akurat dan jelas, parameter ini sering diabaikan dan menerima perhatian yang jauh lebih sedikit dibandingkan dengan kadar logam yang diuji (Abzalov, 2013).

Oleh karena itu penelitian ini dilakukan untuk mengetahui nilai densitas dari alterasi sampel *core* yang kemudian akan digunakan dalam estimasi tonase endapan pada daerah penelitian. Metode yang akan digunakan pada penelitian ini adalah metode geostatistik *ordinary kriging*.

1.2 Rumusan Masalah

Rumusan masalah dari penelitian ini sebagai berikut:

1. Berapa nilai densitas dari sampel-sampel alterasi hasil pengeboran (*core*) pada daerah penelitian?
2. Berapa jumlah tonase endapan emas epitermal sulfidasi tinggi di daerah penelitian, berdasarkan nilai densitas dari alterasinya, menggunakan metode geostatistik *ordinary kriging*?

1.3 Tujuan Penelitian

Tujuan dari penelitian ini sebagai berikut:

1. Mengukur densitas dari sampel-sampel alterasi hasil pengeboran (*core*) pada daerah penelitian.
2. Mengestimasi tonase endapan emas epitermal sulfidasi tinggi di daerah penelitian, berdasarkan nilai densitas dari alterasinya, menggunakan metode geostatistik *ordinary kriging*.

1.4 Manfaat Penelitian

Manfaat dari penelitian ini sebagai berikut:

1. Perusahaan

Penelitian ini dapat memberikan hasil dan masukan mengenai nilai densitas dari sampel-sampel alterasi hasil pengeboran (*core*).

2. Akademik

Menambah wawasan mengenai cara penentuan densitas dari sampel-sampel alterasi hasil pengeboran (*core*) dan jumlah tonase material berdasarkan nilai densitas dari alterasinya, menggunakan metode geostatistik *ordinary kriging*.

1.5 Ruang Lingkup

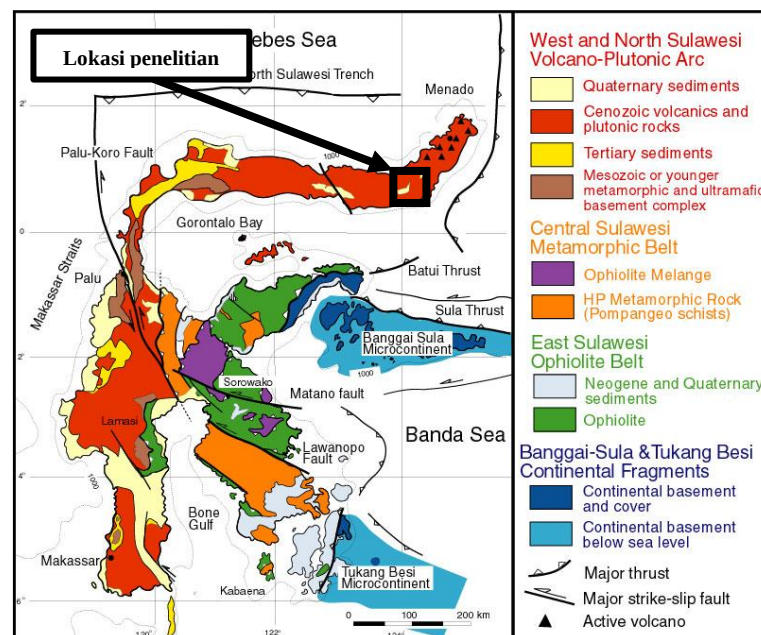
Penelitian ini dibatasi pada estimasi tonase endapan emas epitermal sulfidasi tinggi berdasarkan nilai densitas dari sampel-sampel alterasi hasil pengeboran (*core*) pada daerah penelitian tanpa penggunaan analisa unsur lainnya. Pada penelitian ini dilakukan kegiatan *logging* untuk menentukan alterasi pada sampel *core* yang kemudian diukur untuk memperoleh nilai densitas pada sampel tersebut. Metode yang digunakan untuk mengukur densitas merupakan metode *buoyancy*. Hasil penelitian merupakan hasil estimasi tonase material pada lokasi penelitian dengan menggunakan metode geostatistik *ordinary kriging*.

BAB II TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Geologi Regional

Pulau Sulawesi terletak antara pertemuan tiga lempeng yang menyebabkan keadaan tektonik pada pulau Sulawesi dapat dikatakan kompleks. Batuan-batuan yang tersusun berasal dari busur kepulauan, batuan bancuh, serta ofiolit dan juga dari proses tektonik. Struktur geologi pada wilayah ini sebagian besar adalah sesar mendatar. Secara administratif, Pulau Sulawesi terdiri dari enam provinsi, yaitu Sulawesi Utara, Gorontalo, Sulawesi Tengah, Sulawesi Barat, Sulawesi Selatan serta Sulawesi Tenggara (Sompotan, 2012).

Pulau Sulawesi dibagi menjadi empat unit litotektonik yang dibatasi oleh dislokasi tektonik berskala besar dan sesar naik. Patahan-patahan tersebut membujur dari arah barat menuju ke arah timur. Unit litotektonik tersebut yaitu busur gunung api-plutonik Sulawesi Barat-Utara (*the West-North Sulawesi volcano-plutonic Arc*), sabuk metamorf Sulawesi Tengah (*the Central Sulawesi metamorphic belt*), sabuk Ophiolit Sulawesi Timur (*the East Sulawesi Ophiolite belt*), serta fragmen kontinen Banggai-Sula, Tukang Besi dan Buton (*the Continental Fragments of Banggai-Sula, Tukang Besi and Buton*). Pembagian litotektonik Pulau Sulawesi ditunjukkan pada Gambar 1 (Kadarusman, 2011).



Gambar 1 Pembagian litotektonik Pulau Sulawesi (Kadarusman, 2011)

Pulau Sulawesi dan sekitarnya, khususnya Sulawesi pada bagian utara adalah salah satu margin aktif yang paling rumit. Daerah ini merupakan pusat dari pertemuan tiga lempeng konvergen. Daerah Sulawesi Utara yang letaknya baik di darat maupun di laut adalah wilayah yang dekat dengan sumber gempa bumi serta penyebab tsunami dari adanya proses tektonik. Daerah Sulawesi Utara terdapat sesar aktif yang menimbulkan munculnya fenomena geologi (Simanjuntak, 1992).

Batuan yang menyusun Sulawesi Utara dapat dibagi secara luas menjadi tiga kelompok yang dipisahkan oleh ketidakselarasan regional sebagai berikut (Leeuwen & Pieters, 2011):

1. Kelompok tertua terdiri dari tumpukan tebal batuan gunung api busur laut dalam Eosen Tengah-Miosen Akhir, yang dinamakan Papayato Volcanics. Kelompok ini luas tersingkap di bagian barat daya Gorontalo, membentuk sabuk sepanjang 275 km, dan ditemukan lebih ke timur dalam singkapan yang lebih kecil. Unit ini terdiri dari serangkaian tebal batuan gunung api basal yang berasosiasi secara bimodal dengan batuan felsik yang jauh lebih sedikit.
2. Kelompok Cenozoik Tengah menduduki sebagian besar bagian Gorontalo dan tersingkap di bagian selatan Minahasa. Kelompok ini terdiri dari unit vulkanik dominan (Bilungla Volcanics), unit campuran sedimen-vulkanik (Dolokopa Formation), dan beberapa unit sedimen termasuk Ratatoto Limestone yang mengandung deposit emas. Unit vulkanik didominasi oleh aliran lava andesitik dan piroklastik, aliran debris, dan vulkaniklastik terkait.
3. Kelompok Cenozoik Akhir dicirikan oleh aktivitas vulkanisme yang meluas dan intensif. Unit-unit utamanya termasuk Wobudu Breccia, Pani Volcanics, dan Pinogo Volcanics. Kelompok ini berasosiasi dengan mineralisasi porfiri tembaga-emas dan mineralisasi epitermal emas yang signifikan.

Berdasarkan Peta Geologi Lembar Kotamobagu, tatanan stratigrafi daerah Kotamobagu dari tua ke muda terdiri dari (Apandi & Bachri, 1997):

1. Formasi Tinombo Fasies Gunung Api (Tetv)
Formasi ini terdiri dari lava basal, lava andesit, selingan batupasir hijau, batulanau hijau, sedikit konglomerat, batugamping merah dan kelabu. Lava basal umumnya berstruktur bantal, banyak zeolit, barik-barik silika, serta batu lumpur merah gampingan yang mengisi antara struktur bantal.

2. Formasi Tinombo Fasies Sedimen (Tets)

Formasi ini terdiri dari serpih dan batupasir dengan sisipan batugamping dan rijang, serpih berwarna kelabu dan merah, getas, sebagian gampingan, rijang mengandung radiolaria. Batu pasir berupa *greywake* dan batupasir kuarsa, kelabu dan hijau, pejal yang berbutir halus sampai sedang, sebagian mengandung pirit. Satuan batuan ini diterobos oleh granit, diorit dan trakit. Satuan ini mempunyai hubungan menjari dengan Formasi Tinombo Fasies Gunung Api berumur Eosen-Oligosen Awal.

3. Anggota Batugamping Batuan Gunung Api Bilungala (Tmbl)

Terdiri dari batugamping kelabu mengandung fosil *Lepidocyclina sumatransis*. Kumpulan fosil tersebut menunjukkan umur Miosen Awal-Miosen Akhir.

4. Batuan Gunungapi Bilungala (Tmbv)

Terdiri dari breksi, tuf dan lava bersusun andesit, dasit dan riolit. Zeolit dan kalsit sering dijumpai pada kepingan batuan penyusun breksi. Tuf umumnya bersifat dasitan, agak kompak dan berlapis buruk di beberapa tempat. Tebal satuan diperkirakan lebih dari 1000 meter, sedangkan umurnya berdasarkan kandungan fosil dalam sisipan batugamping adalah Miosen Bawah-Miosen Akhir.

5. Anggota Batu Gamping Formasi Tapadaka (Tmtl)

Terdiri dari breksi, tufa dan lava bersusun andesit, dasit dan riolit. Zeolit dan kalsit sering dijumpai pada kepingan batuan penyusun breksi. Tufa umumnya bersifat dasitan, agak kompak dan berlapis buruk di beberapa tempat. Propilitisasi, kloritisasi dan epidotisasi banyak dijumpai pada lava. Berdasarkan kandungan fosil dalam sisipan batu gamping maka batuan tersebut berumur Miosen Akhir.

6. Formasi Tapadaka (Tmts)

Terdiri dari batugamping kelabu terang, pejal, mengandung pecahan batuan gunung api hijau yang sebagian membentuk lensa-lensa di dalam Formasi Tapadaka dan sebagian terlihat berganti fasies ke arah samping menjadi batupasir. Umur satuan ini adalah Miosen Awal-Miosen Akhir.

7. Diorit Bone (Tmb)

Terdiri dari batupasir, greywake, batupasir terkesikkan, dan serpih. Batupasir berwarna kelabu muda hingga tua dan hijau, berbutir halus sampai kasar, mengandung batuan gunung api hijau dan serpih merah, setempat gampingan. Serpih berwarna kelabu sampai hitam, mengandung fosil *Spaerodinella subehiscens*. Batuan tersebut berumur Miosen Awal-Miosen Akhir.

8. Breksi Wobudu (Tp_{wv})

Terdiri dari diorit kuarsa, diorit, granodiorit, granit. Diorit kuarsa dijumpai di daerah Sungai Taludaa, sedangkan granit di daerah Sungai Bone. Satuan ini menerobos batuan gunung api Bilungala maupun Formasi Tinombo. Umur satuan diorit bone ini sekitar Miosen Akhir.

9. Molasa Selebes (Q_{ts})

Merupakan endapan pasca orogen yang terbentuk di cekungan-cekungan kecil. Terdiri dari konglomerat, breksi, batupasir pada umumnya termampatkan lemah. Konglomerat dan breksi tersusun oleh aneka bahan komponen berupa kepingan andesit, basal, granit, granodiorit, batugamping, batupasir maupun kuarsa, batuan ini berumur Pliosen-Plistosen.

10. Batuan Gunung Api Pinogu (T_{qp}_v)

Terdiri dari tufa, tufa lapili, breksi dan lava, breksi gunung api di pegunungan Bone, Gunung Mongadalia dan Pusian bersusunan andesit piroksen dan dasit. Tufa yang tersingkap di Gunung Lemibut dan Gunung Lolombulan umumnya berbatu apung, kuning muda, berbutir debu sedang-kasar, diselingi lava bersusunan menengah-basa. Tufa dan tufa lapili di sekitar Sungai Bone bersusunan dasitan. Lava berwarna kelabu muda hingga tua, pejal, bersusunan andesit piroksen, umurnya diduga Pliosen-Plistosen.

11. Endapan Danau (Q_{pl})

Tersusun oleh batulempung kelabu, setempat mengandung sisa tumbuhan dan lignit. Batupasir berbutir halus-kasar serta kerikil dijumpai di beberapa tempat.

12. Batu Gamping Terumbu (Q_l)

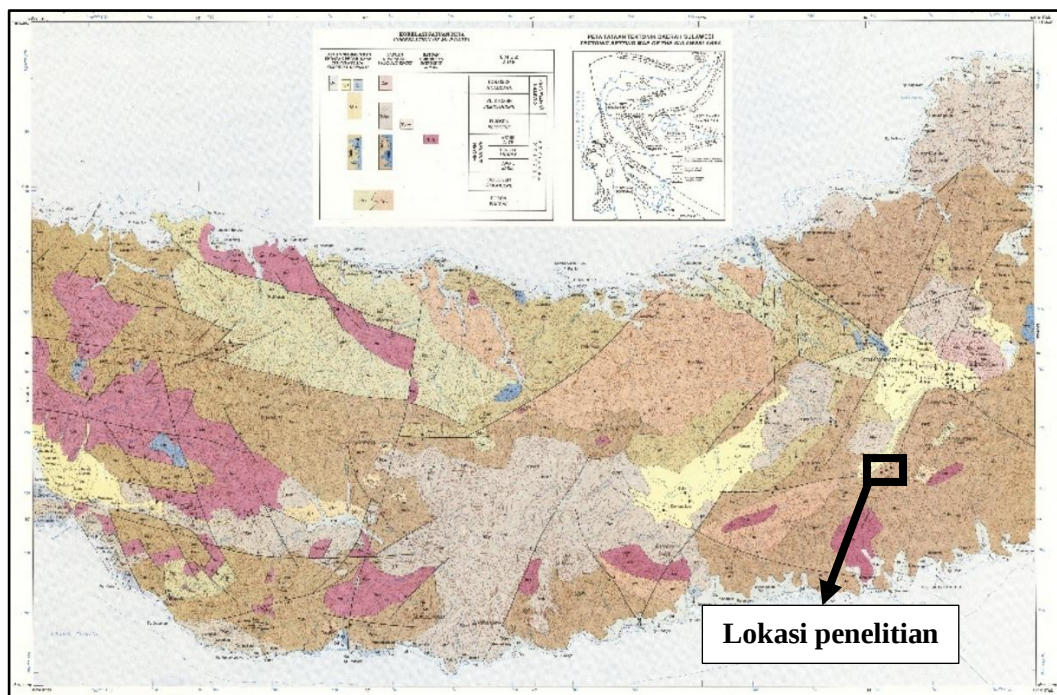
Batugamping terumbu terangkat dan batugamping klastik dengan komponen utama koral, setempat berlapis terutama dijumpai di daerah pantai selatan dan pantai utara.

13. Batuan Gunung Api Ambang (Qav)

Merupakan tufa, aglomerat, lahar, lava dan endapan belerang di dalam kawah. Tufa berwarna kelabu muda, lava pejal, bersusunan andesit hipersten-hornblende dan andesit hornblende. Gunung api Ambang masih aktif berbentuk strato dengan lima lapangan fumarol.

14. Aluvium (Qa)

Endapan aluvium terutama terdiri dari akumulasi endapan yang berumur Kuartar, berukuran butir dari lempung, lumpur pasir, kerikil, kerakal, hingga bongkah berbagai macam batuan yang masih bersifat lepas belum terkonsolidasi. Proses pengendapannya masih berlangsung hingga kini dan umumnya terdapat sebagai endapan rombakan di daerah aliran sungai, dataran, rawa, dan pantai.



Gambar 2 Peta geologi lembar Kotamobagu (Apandi & Bachri, 1997)

Secara administratif, Desa Bakan, Kecamatan Lolayan, Kabupaten Bolaang Mongondow, Provinsi Sulawesi Utara terletak di sebelah Selatan dari Kotamobagu Ibukota Bolaang Mongondow. Struktur geologi yang berkembang di daerah ini merupakan zona tumpang tindih antara patahan berarah timurlaut dan baratlaut. Daerah diantara Amurang-Belang dan Inobonto-Nuangan adalah zona struktur transisi. Struktur timurlaut dan baratlaut saling tumpang tindih pada arah

utarabaratlaut dan merupakan kontrol struktur yang dominan. Patahan berarah timurlaut yang terdapat di Minahasa telah menghasilkan struktur graben besar terutama di Lembah Dumoga kearah barat. Batas dari graben ini, menjadi fokus dari vulkanisme *Post Miosen* dan sebagai zona patahan/struktural yang merupakan pengontrol utama kontak antar batuan dan ubahan pada Daerah Bakan. Satuan batuan tertua yang tersingkap di daerah Bakan dan sekitarnya adalah satuan batuan intrusif (granit, diorit, trakit) yang sebagian besar menerobos batuan vulkanik dan sedimen yang berumur Miosen (Arifin, 2013).

2.2 Geologi Lokal

Distrik Bakan mencakup dua peristiwa magmatik, peristiwa yang paling tua adalah peristiwa Miosen yang dicirikan oleh karakteristik intrusi diorit pada lava andesitik dan unit sedimen. Sedangkan peristiwa yang paling muda adalah peristiwa Plio-Pleistosen yang dicirikan pada piroklastik dasitik dan asosiasi alterasi asam-sulfida (Hardjana, 2011).

2.2.1 Geologi struktur

Struktur yang dipetakan di distrik ini sebagian besar terdiri dari satu set kombinasi NW-SE dan NNE-SSW, dengan kemiringan sub-vertikal. Struktur-struktur ini menyerap cairan hidrotermal yang kaya akan asam yang membentuk ubahan argilik tingkat lanjut. Di area Main Ridge, beberapa rekahan NW-SE menjadi tempat bagi ubahan silika *vuggy* yang menyatu membentuk zona ubahan besar sekitar 500 m x 1.200 m. Mereka membentuk punggung silika yang resisten di Busa, PDI, dan Jalina. Breksi Situs Kamp juga menunjukkan sedikit pemanjangan sepanjang arah NW-SE (Hardjana, 2011).

Struktur NNE-SSW tampaknya mendukung mineralisasi dengan kualitas yang lebih baik seperti yang ditunjukkan pada prospek Durian dan Osela. Juga terlihat bahwa di Durian, polong bermutu tinggi terjadi pada perpotongan struktur konjugasi NW-SE dan NNE-SSW. Struktur ENE-WSW tampak terlambat, menunjukkan perpindahan dekstral yang jelas dari tubuh bijih Durian. Tren struktur ini juga membentuk graben di wilayah yang dicontohkan oleh lembah Bakan dan Domoga yang menunjukkan bahwa ini adalah kejadian yang lebih belakangan (Hardjana, 2011).

2.2.2 Alterasi dan mineralisasi

Alterasi di Bakan didominasi oleh kumpulan mineral alterasi tipe epitermal sulfidasi tinggi. Kumpulan alterasi sulfidasi tinggi ini dibentuk oleh sejumlah struktur dengan orientasi berbeda. Kumpulan ini membentuk zona-zona yang menyatu menjadi area laterasi besar di Bakan dengan ukuran sekitar 2,5 x 3,5 km. Cairan kaya asam yang memasuki rekahan secara progresif bereaksi dengan batuan sampling dan air tanah menghasilkan pola alterasi argilik lanjut yang terzonung. Interaksi cairan dan batuan sampling ini membentuk ini berupa silika *vuggy* yang terkontrol secara struktural berangsur keluar mejadi kumpulan alterasi silika-alunit, kaolinit-alunit, dan illit-semktit. Inti silika dari zona argilik lanjut ini mengandung emas dan perak yang tersebar dalam silika berbutir halus. Sementara pada kedalaman terbentuk enargit dan kovelin. Bakan setara dengan fitur alterasi pada level tinggi dimana emas dan perak tersebar di dalam kumpulan alterasi silika *vuggy* dan silika-alunit (Hardjana, 2011).

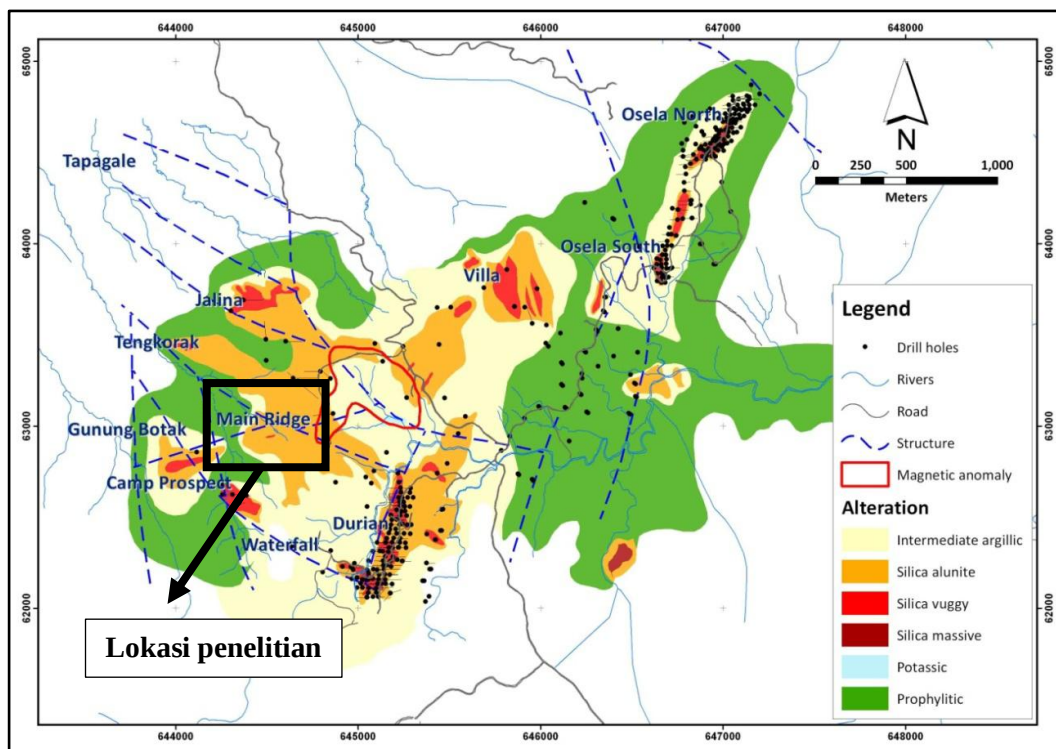
Keberadaan urat-urat kalsedon berpita dan kuarsa berbutir sangat halus di Osela menunjukkan adanya pengendapan di ruang terbuka oleh air dengan pH mendekati netral. Hal ini merupakan ciri khas urat-urat epitermal bersulfidasi rendah. Urat-urat ini tercetak berlebihan pada mineralisasi sulfida tinggi yang mengindikasikan adanya proses mineralisasi selanjutnya yang mungkin menyebabkan pengayaan emas di Osela (Hardjana, 2011).

Bukti-bukti pengayaan emas melalui proses supergen juga teramati berasosiasi dengan lempung supergen, halloysit dan kaolinit, yang merupakan hasil pelapukan dari alunit. Emas juga muncul dalam lubang dan rongga yang berasosiasi dengan *goethite* dan limonit yang mengindikasikan adanya proses pengendapan supergen yang lebih belakangan (Hardjana, 2011).

Beberapa hasil pengeboran dengan kadar yang lebih tinggi ($> 3 \text{ g/t Au}$), yang diyakini sebagai produk dari saluran *upflow* (yaitu pengumpan) di Durian, menunjukkan kumpulan perubahan yang didominasi oleh silika *vuggy* atau campuran kompleks dari silika *vuggy*, alunit, dan silika kalsedonik yang masif. Zona pengumpan ini juga mengandung pirit berbutir halus, yang sering berubah menjadi limonit di dalam zona oksida. Menariknya, tidak ada sulfosulfat Cu-As yang teramati berasosiasi dengan emas. Beberapa perpotongan yang lebih dalam di

prospek Durian, Main Ridge, dan Camp Site memang menunjukkan adanya enargit dan *kovellite*, namun kandungan emas cukup rendah ($<0,1$ g/t Au) pada perpotongan ini (Hardjana, 2011).

Perubahan gaya porfiri tercatat di area yang sangat terbatas di distrik ini. Sebuah lembah yang sempit dan dalam, tepat di sebelah timur punggung utama, memperlihatkan intrusi diorit dengan anomali magnetit dan ubahan potas yang lemah. Alterasi ini tampaknya terbatas pada porfiri diorit Miosen yang mendasari dan kedekatannya dengan alterasi argilik yang lebih lanjut menunjukkan bahwa perubahan gaya porfiri ini mungkin tidak terkait dengan sistem sulfidasi tinggi Plio-Pleistosen. Peta alterasi, struktur dan lokasi prospek distrik Bakan ditunjukkan pada Gambar 3 (Hardjana, 2011).



Gambar 3 Peta alterasi, struktur dan lokasi prospek distrik Bakan (Hardjana, 2011)

2.3 Endapan Epitermal

Endapan epitermal didefinisikan sebagai salah satu endapan dari sistem hidrotermal yang terbentuk pada kedalaman dangkal yang umumnya pada busur vulkanik dekat dengan permukaan (Simmons *et al.*, 2005). Data inklusi fluida mengindikasikan endapan bijih epitermal mempunyai kisaran temperatur 150°C - 300°C , dari

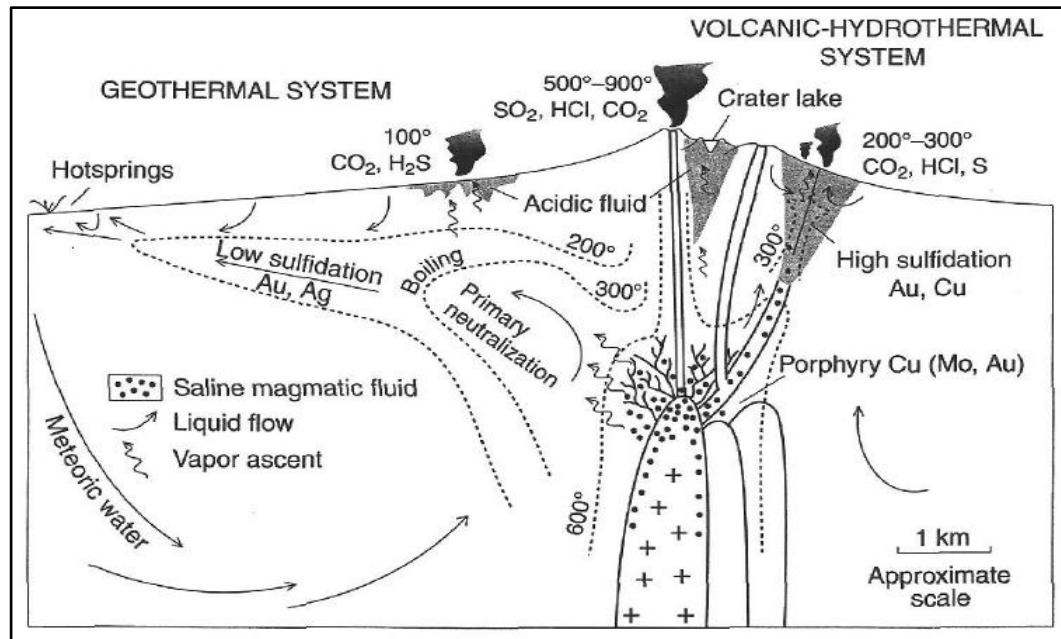
kedalaman 1-2 km dengan tekanan tidak lebih dari 100 atm dari cairan meteorik dominan yang agak asin (Pirajno, 2009). Terdapat dua kondisi sistem hidrotermal pada lingkungan epitermal yang dapat dibedakan berdasarkan reaksi yang terjadi dan ketersediaan mineral-mineral alterasi dan mineral bijihnya yaitu epitermal *low sulphidation* dan *high sulphidation* (White & Hedenquist, 1995).

Endapan epitermal, seperti halnya endapan porfiri, merupakan endapan bijih yang terbentuk oleh adanya sistem hidrotermal di suatu tempat akibat adanya pengaruh intrusi magmatik. Namun, yang membedakannya dengan endapan porfiri adalah keberadaan endapan epitermal yang berada pada level dangkal atau dekat dengan permukaan. Oleh karena itu, endapan epitermal dijumpai pada lingkungan vulkanik dan berasosiasi dengan batuan-batuan vulkanik maupun intrusi dangkal serta batuan sedimen vulkaniklastik (Hedenquist & Arribas, 1999).

Karakteristik alterasi hidrotermal pada endapan emas epitermal memiliki cakupan sebaran yang lebih sempit dibandingkan pada endapan porfiri. Pada dasarnya, alterasi hidrotermal pada endapan emas epitermal terbagi menjadi lima jenis yaitu silisifikasi (silika-adularia), alterasi silisik (*vuggy quartz* atau silika residual yang terbentuk akibat pencucian oleh fluida asam), alterasi argilik (smektit-illit), argilik lanjut (alunit, kaolinit, diaspor, pirofilit, *dickite*) dan alterasi propilitik (klorit, epidot, karbonat). Perubahan mineral primer menjadi mineral sekunder akibat pengaruh larutan hidrotermal merupakan fungsi dari temperatur, tekanan, tipe batuan, asal sirkulasi fluida (pH, aktivitas CO₂, H₂S) dan rasio air/batuan (Idrus dan Prihatmoko, 2022).

Pembagian tipe endapan emas epitermal menjadi tipe epitermal sulfidasi rendah dan epitermal sulfidasi tinggi awalnya dikemukakan oleh Hedenquist pada tahun 1987 yang membagi tipe endapan epitermal tersebut berdasarkan pada kondisi oksidasi dari kandungan sulfur dalam fluida hidrotermal. Perbedaan tipe endapan emas epitermal sangat dipengaruhi oleh kondisi sistem hidrotermal pembentukannya. Sistem endapan emas epitermal dapat dibagi menjadi dua yaitu sistem geotermal dan sistem magmatik-hidrotermal yang keduanya sama-sama berasosiasi dalam lingkungan vulkanik (Hedenquist *et al.*, 2000). Dapat dilihat bahwa pada sistem magmatik-hidrotermal yang menghasilkan endapan emas epitermal sulfidasi tinggi sangat erat kaitannya dengan intrusi magma. Hal ini yang

menyebabkan kondisi lingkungannya cenderung bersifat asam yang merupakan pengaruh dari fluida magmatik. Sebaliknya, kondisi endapan emas epitermal sulfidasi rendah berada pada kondisi yang bersifat mendekati netral yang mana baik intrusi magma maupun fluida magmatik sangat kecil pengaruhnya (Idrus dan Prihatmoko, 2022). Tipe endapan emas epitermal dapat dilihat pada Gambar 4.



Gambar 4 Tipe endapan epitermal (Hedenquist *et al.*, 2000)

Kumpulan sulfida dari endapan epitermal sulfidasi rendah biasanya berupa *pyrite-pyrrhotitearsenopyrite* dan sfalerit yang kaya akan Fe. Sebaliknya, endapan epitermal sulfidasi tinggi dicirikan oleh kumpulan *enargite-luzonitecovellite* dan pirit. Di masa lalu, istilah sulfidasi rendah telah diterapkan pada endapan dengan kumpulan sulfida yang berada di antara anggota akhir sulfidasi rendah dan sulfidasi tinggi yaitu, *tennantite-tetrahedritechalcopyrite* dan sfalerit yang mengandung sedikit Fe. Kategori sulfidasi rendah dibagi menjadi endapan sulfidasi rendah anggota akhir dan sulfidasi menengah. Kumpulan *diose wittii* mengindikasikan keadaan sulfidasi menengah (Hedenquist *et al.*, 2000).

2.3.1 Endapan epitermal low sulphidation

Endapan epitermal sulfidasi rendah merupakan endapan mineral yang terbentuk pada temperatur $<300^{\circ}\text{C}$ dan kedalaman <2 km dalam sistem hidrotermal yang didominasi oleh air meteorik yang secara genetis berhubungan dengan magmatisme pada batas lempeng konvergen (Simmons, 1995). Endapan epitermal sulfidasi

rendah secara umum terbentuk relatif jauh dari sumber panas magmatik. Endapan emas epitermal sulfidasi rendah memiliki fluida mineralisasi dengan karakteristik yang mirip dengan fluida hasil pengeboran sistem geotermal aktif, pH fluida mendekati netral dan mineral sulfida terbentuk dari kondisi reduksi (Hedenquist *et al.*, 2000).

Zona alterasi hidrotermal pada epitermal sulfidasi rendah mulai dari bagian proksimal yaitu zona kuarsa-kalsedon-adularia dalam vein, zona illit-pirit dan ke arah distal berupa zona alterasi propilitik yang dicirikan oleh klorit ditinjau persebarannya secara lateral. Secara vertikal, zona kumpulan mineral lempung hasil alterasi hidrotermal yang terbentuk yakni pada level dangkal dan temperatur pembentukan rendah berupa zona kolinit-smektit, sedangkan pada temperatur yang lebih tinggi berupa zona illit (Simmons *et al.*, 2005).

2.3.2 Endapan epitermal *intermediate sulfidation*

Tipe endapan ini digunakan untuk menyebut semua endapan epitermal sulfidasi rendah pembawa sulfida yang diklasifikasikan sebagai endapan *carbonate-base-metal-Au*, endapan Ag-Au, dan endapan polimetalik Ag-Au (Sillitoe & Hedenquist, 2003). Rentang temperatur pembentukan dan sekuen paragenesa pada endapan kuarsa-sulfida Au-Cu dan endapan *carbonate-base-metal-Au* cenderung lebih mencirikan tipe epitermal sulfidasi intermediet daripada tipe epitermal sulfidasi rendah (Corbett, 2013).

Tipe endapan epitermal sulfidasi intermediet umumnya dicirikan oleh urat kuarsa yang mengandung logam dasar cukup dominan. Hal ini kadang disangkut pautkan dengan endapan logam dasar epitermal sulfidasi rendah. Perbedaan paling mendasar yakni pada endapan logam dasar epitermal sulfidasi rendah dicirikan oleh sfalerit yang kaya akan Fe serta salinitas fluida hidrotermal yang relatif rendah sedangkan pada endapan epitermal sulfidasi intermediet mengandung sfalerit yang miskin Fe dan memiliki salinitas fluida hidrotermal yang relatif lebih tinggi (Hedenquist *et al.*, 2000).

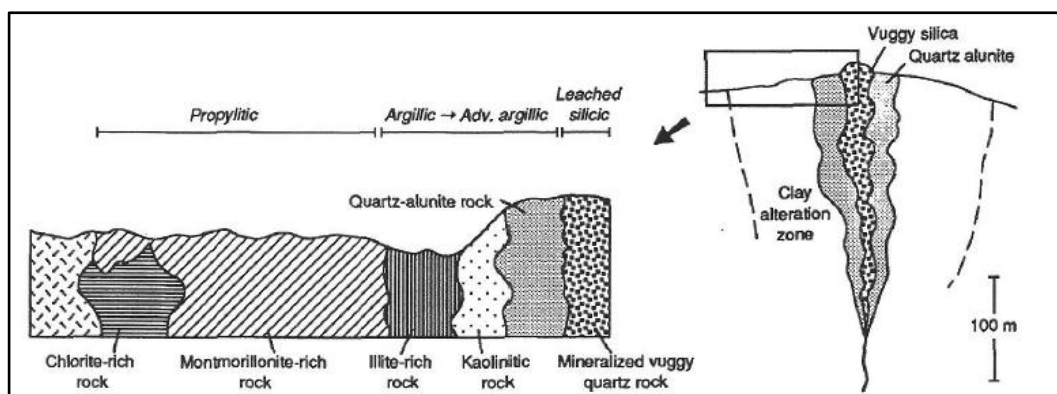
Zona alterasi hidrotermal pada endapan epitermal sulfidasi intermediet memiliki karakteristik yang mirip dengan zonasi alterasi hidrotermal yang terbentuk dalam sistem epitermal sulfidasi rendah (Idrus dan Prihatmoko, 2022). Zonasi alterasi pada endapan epitermal sulfidasi intermediet berupa zona halo di

sekitar urat yang tersusun oleh kumpulan mineral lempung yang didominasi oleh illit yang bergradasi dominan serisit ke arah level yang lebih dalam (Einaudi dkk., 2003). Zona halo ini dapat juga disertai oleh adularia namun tidak umum hadir (Sillitoe & Hedenquist, 2003).

2.3.3 Endapan epitermal *high sulfidation*

Endapan epitermal sulfidasi tinggi merupakan salah satu tipe endapan epitermal dengan karakteristik berupa kadar Au yang relatif kecil namun memiliki tonase Au yang besar (Idrus dan Prihatmoko, 2022). Endapan epitermal sulfidasi tinggi berasosiasi dengan batuan vulkanik dengan komposisi intermediet dengan afinitas kalk-alkalin yang berumur relatif sama dengan mineralisasi yang terbentuk yang mana perbedaan umur kurang dari 1 juta tahun (Arribas, 1995). Komposisi batuan induk pada umumnya berupa batuan vulkanik bersifat andesitik hingga dasitik baik berupa aliran lava maupun breksi, intrusi porfiritik bersifat andesitik-dasitik dan beberapa tipe batuan sedimen (Sillitoe, 1993).

Alterasi hidrotermal pada endapan epitermal sulfidasi tinggi terbentuk dari proses pendinginan secara prgresif dan netralisasi dari fluida panas yang bersifat asam akibat reaksi antara batuan induk dengan air tanah (Corbett, 2002). Zonasi alterasi hidrotermal pada endapan epitermal sulfidasi tinggi secara lateral menunjukkan pengaruh dan netralisasi fluida asam bersuhu tinggi terhadap batuan dinding yaitu semakin menjauh dari pusat aliran fluida, mineral-mineral ubahan pada batuan dinding semakin bersifat netral. Zonasi alterasi hidrotermal secara lateral dari pusat ke arah luar berupa zona *vuggy silica*, zona alterasi argilik lanjut, zona alterasi argilik dan zona laterasi propilitik (Hedenquist *et al.*, 2000). Zonasi alterasi pada endapan epitermal sulfidasi tinggi ditunjukkan pada Gambar 5.



Gambar 5 Zonasi alterasi endapan epitermal sulfidasi tinggi (Hedenquist *et al.*, 2000)

Tubuh bijih yang mengandung emas berada pada zona *vuggy silica* yang tersusun utamanya berupa kuarsa, silika residu hasil dari proses *leaching* yang sangat ekstensif akibat fluida asam ($\text{pH} < 2$). Asosiasi mineral pada zona ini yaitu kuarsa, mineral lempung hipogen, mika dan mineral *gangue* sulfat. Karakteristik mineral utamanya yaitu kovelit, alunit, dan sulfur *native*. Beberapa mineral bijih biasanya terkandung pada tubuh bijih berupa emas, elektum, enargit-luzonit-famatinit, tennantit-tetrahedrit, kalkosit, bornit, kalkopirit, kovelit dan *telluride* (Idrus dan Prihatmoko, 2022).

Vuggy silica merupakan karakteristik utama pada endapan epitermal sulfidasi tinggi. Tekstur ini merupakan porisitas sekunder yang terbentuk akibat proses *leaching* oleh fluida asam pada feldspar, fekrokris lainnya atau klastika breksi dalam batuan induk. Massa dasar batuan induk tergantikan secara total oleh kuarsa dengan sedikit alunit, lempung, rutil dan pirit. Bila batuan induknya berupa batuan afanitik, umumnya akan terbentuk kuarsa masif. Tekstur *vuggy* dan kuarsa masif dapat hadir bersama dengan urat sulfida masif, urat kuarsa-alunit-lempung dan breksia (Idrus dan Prihatmoko, 2022).

Zona alterasi *vuggy silica* ke arah luar berubah menjadi zona alterasi argilik lanjut. Pada zona ini terbagi dua sub zona yaitu zona kuarsa-alunit dan zona kaudit termasuk kaolinit, *dickite*, atau nakrit (biasanya hadir juga pirofilit atau diaspor). Mineral-mineral seperti pirofilit, diaspor dan *dickite* menunjukkan temperatur tinggi dan level yang dalam, sedangkan kehadiran mineral opalin (silisifikasi) atau dominan alunit-kaolin menunjukkan level kedalaman yang dangkal dan temperatur yang lebih rendah. Zona alterasi ini dapat dijumpai bertampalan bersama dengan zona *vuggy silica* dalam kondisi *complete leaching* pada zona lokal dengan permeabilitas batuan yang rendah. Dalam beberapa endapaan di mana zona silisik tidak terbentuk, bijih emas biasanya berada pada zona kuarsa-pirofilit (Hedenquist *et al.*, 2000).

Semakin jauh dari zona *vuggy silica*, zona alterasi argilik lanjut beralih ke zona alterasi argilik. Zona alterasi argilik dicirikan oleh kehadiran mineral-mineral lempung seperti illit atau *interstratified clays* serta smektit. Ke arah luar, komposisi mineral ubahan klorit semakin meningkat yang mana merupakan zona alterasi

terluar yakni alterasi propilitik. Mineral epidot tidak hadir pada zona ini kecuali pada level kedalaman yang dalam (Idrus dan Prihatmoko, 2022).

2.4 Densitas dan Spesifik Gravitasi

Densitas merupakan salah satu karakter fisis batuan. Nilai densitas dapat berubah terhadap perubahan tipe batuan yang diakibatkan adanya mineral, selain itu juga diakibatkan karena nilai porositas yang dimiliki batuan tersebut. Densitas merupakan perbandingan massa batuan per satuan unit volume. Sedangkan ada beberapa faktor yang mempengaruhi nilai densitas bulk suatu batuan diantaranya komposisi mineral (densitas mineral dan fraksi volume), porositas (pori dan *fracture*) dan porositas fluida pori batuan (Widodo dkk., 2020).

Tingkat densitas batuan dipengaruhi oleh jenis dan jumlah mineral serta persentasenya, porositas batuan, dan fluida pengisi rongga. Densitas batuan meliputi densitas asli (*natural density*) yaitu densitas batuan dalam keadaan aslinya, densitas kering (*dry density*) yaitu densitas batuan dalam keadaan susut setelah batuan dipanaskan, dan densitas jenuh (*saturated density*) yaitu densitas batuan dalam keadaan jenuh setelah batuan dijenuhkan dalam suatu fluida (Ridha dan Darminto, 2016).

Densitas atau massa jenis memiliki makna sebagai hubungan dari massa dengan volume. Massa jenis rata-rata setiap benda merupakan total massa dibagi dengan total volumenya. Sebuah benda yang memiliki massa jenis lebih tinggi akan memiliki volume yang lebih rendah daripada benda bermassa sama yang memiliki massa jenis lebih rendah. Dengan begitu semakin mampat antar partikel penyusun benda, maka nilai densitas yang besar untuk benda yang sama. Semakin tinggi massa jenis suatu benda, maka semakin besar pula massa setiap volumenya (Roshinta dkk., 2022). Sesuai dengan Hukum Archimedes, untuk mengetahui massa jenis benda dapat menggunakan persamaan (1).

$$\rho = \frac{m}{v} \quad (1)$$

Densitas adalah massa per unit volume dari suatu material. Spesifik gravitasi adalah ukuran rasio massa dari volume material tertentu dibandingkan dengan volume yang sama dari air. Spesifik gravitasi dan densitas dihitung dengan persamaan (2) dan persamaan (3) (McKeen, 2020):

$$\text{Specific gravity} = \frac{a}{(a+w)-b} \quad (2)$$

$$\text{Density} = (\text{specific gravity}) \times 997.6 \quad (3)$$

Spesifik gravitasi suatu cairan adalah berat relatif cairan tersebut dibandingkan dengan volume air yang sama. Spesifik gravitasi air secara umum adalah satu. Cairan yang lebih ringan dari air memiliki spesifik gravitasi kurang dari satu, sedangkan cairan yang lebih berat dari air memiliki spesifik gravitasi lebih dari satu. Spesifik gravitasi bergantung pada suhu dan sebagian besar nilai yang ditemukan dalam literatur merujuk pada kondisi STP (*Standard Temperature and Pressure*) (Stauffer *et al.*, 2008).

Meskipun kedua istilah tersebut sering digunakan secara bergantian, ada perbedaan teknis antara spesifik gravitasi dan densitas. Densitas didefinisikan sebagai massa per unit volume suatu zat. Air memiliki densitas 1 kg/l pada 4°C. Ketika spesifik gravitasi didefinisikan berdasarkan air pada 4°C, maka spesifik gravitasi sama dengan densitas cairan tersebut. Namun, jika spesifik gravitasi dinyatakan pada suhu yang berbeda, maka tidak akan lagi sama dengan densitas. Meskipun ada perbedaan antara spesifik gravitasi dan densitas, untuk sebagian besar situasi, nilai-nilainya cukup mirip sehingga dapat digunakan secara bergantian (Stauffer *et al.*, 2008).

Terdapat istilah mengenai *dry bulk density* terkait dengan densitas batuan. *Dry bulk density* ditentukan sebagai massa kering batuan (tidak termasuk kelembapan alami) per unit volume batuan *in situ* yang sebenarnya, termasuk porositas. *Dry bulk density* dalam praktiknya, ditentukan dengan membagi massa kering sampel geologi dengan volumenya. Dalam kebanyakan kasus, massa kering diperoleh dengan mengeringkan sampel selama sekitar 24 jam pada 110°C, kemudian mendinginkannya hingga suhu ruangan, dan kemudian menimbanginya dengan timbangan elektronik yang akurat. *Dry bulk density* sangat penting dalam estimasi tonase bijih dan kandungan logam, karena kadar mineralisasi biasanya ditentukan berdasarkan berat kering. *Dry bulk density* dapat dihitung menggunakan persamaan (4) sebagai berikut (Abzalov, 2013):

$$DBD = \frac{\text{Dry mass of sample}}{\text{Volume of sample}} \quad (4)$$

Bulk volume batuan padat yang tidak berpori lebih sering diukur dengan menggunakan teknik perpindahan air yang didasarkan pada prinsip Archimedes.

Metode ini membutuhkan sampel yang dikeringkan dan ditimbang di udara lalu ditimbang di dalam air. *Dry bulk density* diestimasi dengan menggunakan persamaan (5) sebagai berikut (Abzalov, 2013):

$$DBD = \frac{M_s}{(M_s - M_{sw}) / \rho_{water}} \quad (5)$$

2.5 Metode *Buoyancy*

Metode *buoyancy* diadopsi untuk mengukur volume total sampel batuan. Metode daya apung ini dilakukan dengan menimbang massa sampel batuan dalam cairan dengan massa jenis yang diketahui dan mengeluarkan sampel batuan dari cairan tersebut. Selanjutnya, cairan di permukaan sampel batuan dihapus dan massa sampel batuan ditimbang di udara. Perbedaan antara massa sampel batuan di udara dan di dalam cairan merupakan daya apung. Volume total sampel batuan dapat dihitung berdasarkan Prinsip *Archimedes* (Yunjie *et al.*, 2019).

Prinsip Archimedes adalah salah satu hukum fisika dan mekanika fluida yang paling penting. Prinsip ini pada dasarnya menyatakan bahwa sebuah benda yang dicelupkan ke dalam fluida akan terapung oleh gaya yang sama dengan berat fluida yang digantikannya. Salah satu penerapan prinsip *Archimedes* adalah dalam pengukuran massa jenis suatu benda yang bentuknya tidak beraturan (Mohazzabi, 2017).

Metode yang disarankan untuk penentuan densitas adalah menggunakan teknik saturasi dan daya apung (*buoyancy*). Pengujian ini dimaksudkan untuk mengukur porositas, densitas kering dan sifat-sifat terkait dengan sampel batuan dalam bentuk bongkahan atau agregat dengan geometri tidak beraturan. Metode ini juga dapat diterapkan pada sampel dalam bentuk spesimen dengan geometri beraturan. Metode ini hanya boleh digunakan untuk batuan yang tidak terlalu membengkak atau hancur ketika dikeringkan dengan *oven* dan direndam dalam air (Franklin, 1979).

Volume spesimen biasa atau tidak biasa dapat dihitung dengan menggunakan Archimedes. Setelah memperoleh volume sampel, maka *dry density* dapat dihitung. Volume sampel dihitung dengan persamaan (6) dan *dry density* dihitung dengan persamaan (7) sebagai berikut (Franklin, 1979):

$$V = \frac{M_{sat} - M_{sub}}{\rho_w} \quad (6)$$

$$\rho_d = \frac{M}{V} \quad (7)$$

Pengukuran densitas meliputi nilai aktual dengan standar pengujian adalah ASTM C373 menggunakan persamaan (8) sebagai berikut (Sampurno & Bayuseno, 2016):

$$\rho_m = \frac{m_s}{(m_s - m_g)} \times \rho_{H_2O} \quad (8)$$

2.6 Variogram dan Metode Interpolasi

2.6.1 Variogram

Variogram merupakan perangkat statistik yang diperlukan untuk melakukan pendugaan pada data spasial, karena jika ada dua buah nilai spasial yang letaknya berdekatan, maka akan relatif bernilai sama dibandingkan dengan dua buah nilai spasial yang letaknya berjauhan. Variogram dirumuskan sebagai berikut (Cressie, 1993):

$$2\gamma(h) = E[(Z(s) - Z(s + h))^2] \quad (9)$$

Untuk melakukan pendugaan pada data spasial, digunakan suatu perangkat untuk menggambarkan, memodelkan, dan menghitung korelasi spasial antara variabel random $Z(s)$ dan $Z(s+h)$, yang disebut dengan semivariogram yang besarnya setengah dari nilai variogram. Semivariogram dapat didefinisikan sebagai berikut (Cressie, 1993):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E[(Z(s) - Z(s + h))^2] \quad (10)$$

Secara umum terdapat dua macam semivariogram, yaitu semivariogram isotropik dan semivariogram anisotropik. Apabila semivariogram dihitung dalam berbagai arah dan setiap arah memberikan nilai parameter yang sama maka disebut isotropik. Artinya semivariogram hanya bergantung pada jarak h . Apabila semivariogram bergantung pada jarak dan arah, maka disebut anisotropik (Respatti dkk., 2014).

Terdapat tahapan yang harus dilakukan dalam penentuan model semivariogram. Tahap awal adalah membuat semivariogram eksperimental yang merupakan semivariogram yang diperoleh dari data yang diketahui (Respatti dkk., 2014). Semivariogram eksperimental dirumuskan sebagai berikut (Cressie, 1993):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum [(Z(s_i) - Z(s_i + h))^2] \quad (11)$$

Plot semivariogram dari jarak h memberikan plot semivariogram eksperimental. Semivariogram eksperimental yang diperoleh dari data biasanya memiliki bentuk yang tidak teratur dan sulit untuk diinterpretasikan serta tidak dapat digunakan secara langsung dalam penilaian. Beberapa parameter yang diperlukan untuk mendeskripsi semivariogram adalah (Faisal *et al.*, 2018):

1. Efek *nugget*

Efek *nugget* adalah fenomena diskontinu di sekitar titik awal.

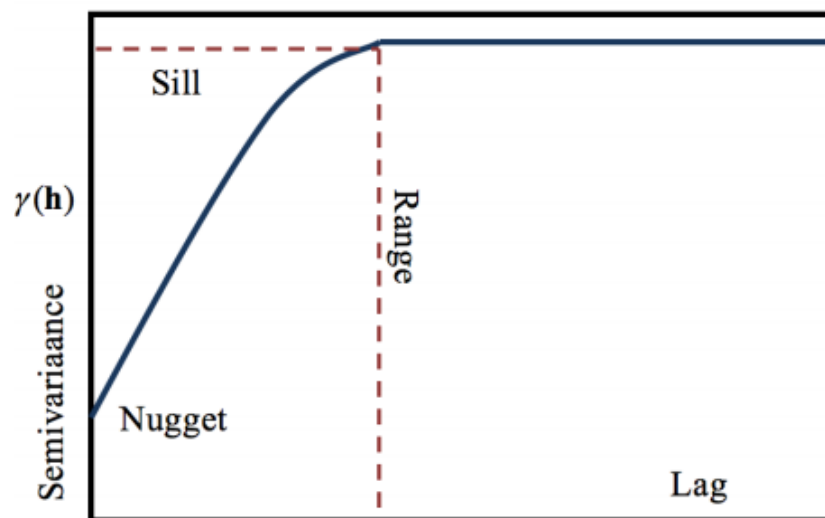
2. *Sill*

Sill adalah nilai semivariogram yang tidak berubah untuk h yang tidak terbatas. Nilai *sill* umumnya mendekati varians data.

3. *Range*

Range adalah jarak maksimum dimana masih ada korelasi antara data.

Parameter semivariogram ditunjukkan pada Gambar 6.



Gambar 6 Parameter semivariogram (Faisal *et al.*, 2018)

Pemodelan spasial memuat informasi mengenai hubungan antara observasi di beberapa lokasi yang berbeda. Alat untuk mengukur kebergantungan antar observasi yang didasarkan pada perbedaan jarak tertentu disebut semivariogram. Semivariogram sering digunakan untuk menggambarkan, memodelkan dan menjelaskan korelasi spasial antar observasi. Terdapat dua jenis semivariogram yaitu semivariogram isotropik dan semivariogram anisotropik. Perbedaanannya adalah isotropik hanya bergantung pada jarak sedangkan anisotropik tidak hanya

bergantung pada jarak namun juga pada arah. Beberapa model semivariogram yang banyak digunakan adalah sferikal, eksponensial, dan Gaussian (Amelia, 2016).

Model yang paling umum adalah model *linear*, model *spherical*, model *exponential*, dan model *Gaussian*. Secara matematis, model variogram dinyatakan sebagai berikut (Hartkamp *et al.*, 1999):

1. Model *spherical*

Ketika *nugget* penting tetapi tidak besar dan terdapat *range* dan *sill* yang jelas, maka kurva yang sering kali cocok untuk variogram adalah model *spherical*.

$$\gamma(h) = C_0 + A \left(\frac{3}{2} \left(\frac{h}{r} \right) - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{r} \right)^3 \right) \text{ for } h \in 0, r \quad (12)$$

$$\gamma(h) = C_0 + A \quad \text{for } h > r \quad (13)$$

2. Model *exponential*

Jika terdapat *nugget* dan *sill* yang jelas tetapi hanya pendekatan bertahap menuju *range*, maka model eksponensial sering kali digunakan.

$$\gamma(h) = C_0 + A \left(1 - e^{-\frac{h}{r}} \right) \text{ for } h > 0 \quad (14)$$

3. Model *Gaussian*

Jika variasinya sangat halus dan *nugget* sangat kecil dibandingkan dengan variasi acak, maka model Gaussian sering kali digunakan.

$$\gamma(h) = C_0 + A \left(1 - e^{-\left(\frac{h}{r}\right)^2} \right) \text{ for } h > 0 \quad (15)$$

4. Model *linear*

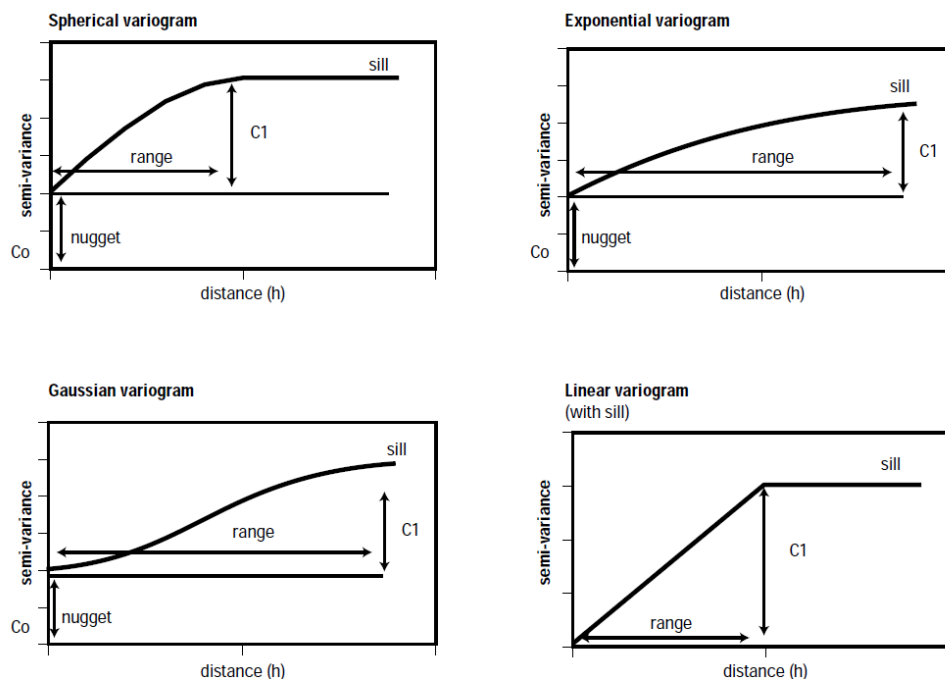
Semua model tersebut dikenal sebagai variogram transitif karena struktur korelasi spasial bervariasi dengan jarak h . Variogram non-transitif tidak memiliki *sill* di dalam area pengambilan sampel. Variogram ini dapat diwakili oleh model *linear*.

$$\gamma(h) = C_0 + bh \quad (16)$$

Namun, model *linear* dengan *sill* juga dapat dihitung dengan:

$$\gamma(h) = A \frac{h}{r} \text{ for } h \in 0, r \quad (17)$$

Contoh model variogram ditunjukkan pada Gambar 7.



Gambar 7 Contoh model variogram (Hartkamp *et al.*, 1999)

2.6.2 Ordinary Kriging

Kriging yaitu suatu analisis data geostatistika untuk mengestimasi besarnya nilai yang menunjukkan suatu data yang tidak tersampel berdasarkan data tersampel yang berada di sekitarnya dengan mempertimbangkan korelasi spasial yang ada dalam data tersebut. Berdasarkan asumsi mean yang digunakan maka dapat dibedakan menjadi tiga yaitu *simple kriging*, *ordinary kriging*, dan *universal kriging*. Metode *ordinary kriging* merupakan metode estimasi suatu peubah acak pada suatu titik (lokasi) tertentu dengan mengamati data yang sama di lokasi lain dengan mean data dianggap konstan namun tidak diketahui nilainya (Iskandar dan Gusman, 2023).

Kriging merupakan analisis data geostatistika yang digunakan untuk mengestimasi besarnya nilai yang mewakili suatu titik yang tidak tersampel berdasarkan titik-titik tersampel yang berada di sekitarnya dengan mempertimbangkan korelasi spasial yang ada dalam data tersebut. Kriging merupakan suatu metode interpolasi yang menghasilkan prediksi atau estimasi tak bias dan memiliki kesalahan minimum. Metode estimasi ini menggunakan semivariogram yang merepresentasikan perbedaan spasial dan nilai diantara semua pasangan sampel data. Secara umum teknik kriging dibedakan menjadi dua, yaitu kriging linear dan kriging non-linear. Kriging biasa (*Ordinary Kriging*) merupakan

contoh kriging linear, sedangkan contoh kriging non-linear adalah kriging indikator (*Indicator Kriging*) (Awali dkk, 2013).

Banyak metode yang dapat digunakan dalam metode kriging, namun berdasarkan diketahui atau tidaknya mean, kriging dapat dibedakan menjadi tiga, yaitu (Cressie, 1993):

1. *Simple kriging*

Simple kriging merupakan metode kriging dengan asumsi bahwa rata-rata (mean) dari populasi telah diketahui dan bernilai konstan. Pengolahan dari metode simple kriging adalah dengan cara data spasial yang akan diduga dipartisi menjadi beberapa bagian.

2. *Ordinary kriging*

Ordinary kriging merupakan metode yang diasumsikan rata-rata (mean) dari populasi tidak diketahui dan pada data spasial tersebut tidak mengandung trend. Selain tidak mengandung *trend*, data yang digunakan juga tidak mengandung pencilan.

3. *Universal kriging*

Universal kriging merupakan metode *kriging* yang dapat diaplikasikan pada data spasial yang mengandung *trend* atau data yang tidak stasioner.

Ordinary kriging adalah metode paling sederhana yang terdapat pada geostatistik. Metode ini diasumsikan bahwa rata-rata (*mean*) tidak diketahui dan bernilai konstan. Beberapa hal yang perlu diperhatikan dalam pengolahan data dengan metode *ordinary kriging* antara lain (Conoras dan Tabaika, 2019):

1. Mencari nilai rata-rata di seluruh *block*. Bila harga taksiran suatu kadar Z dari suatu Blok adalah $\hat{Z}_{(V)}^*$ maka taksiran kadar dapat dihitung melalui pembobotan kadar-kadar conto $\hat{Z}_{(x_i)}$.

$$Z(V)^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot Z(x_i) \quad i = 1, 2, 3, \dots, n \quad (18)$$

2. Mempertimbangkan kondisi tak bias dengan menentukan jumlah faktor pembobotan sama dengan satu.

$$\sum_i^n \lambda_i = 1 \quad (19)$$