

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Kegiatan eksplorasi awal hingga pembangunan infrastruktur, ekspansi produksi dan akuisisi tambang memerlukan pendanaan. Dasar bagi investor eksternal atau internal perusahaan tambang untuk menyediakan dana adalah status sumberdaya dan cadangan (*Resouces* dan *reserves*) yang merefleksikan harapan dan keyakinan investor atas pengembalian investasi dan pertumbuhan aset. Agar investor dapat melakukan keputusan yang tepat dan berimbang, maka status sumberdaya dan cadangan dalam rangka penyediaan dana atau investasi, harus berdasarkan pelaporan yang akurat dan kredibel.

Hasil estimasi yang baik dan akurat yang sesuai dengan keberadaannya dilapangan dapat menentukan investasi yang akan ditanam oleh investor sebagai penanam modal dalam usaha pertambangan, cara penambangan yang akan dilakukan, bahkan dalam memperkirakan waktu yang akan dibutuhkan oleh perusahaan dalam melakukan usaha penambangannya sehingga dapat menekan jumlah *cost* serta memberikan keuntungan bagi perusahaan itu sendiri dalam proses penambangan selanjutnya.

Pada daerah penelitian, panduan/standar yang digunakan yaitu CPI (*Competent Person Indonesia*) dan JORC (*Joint Ore Reserve Commite*). Panduan tersebut sebagai bagian dari regulasi pencatatan saham perusahaan tambang dalam pelaporan hasil eksplorasi, karena diyakini mampu menjamin terwujudnya laporan yang akurat dan kredibel sehingga dapat melindungi kepentingan investor dan para *stakeholders*.

Sebelum menjalankan kegiatan lebih lanjut dalam kegiatan penambangan, maka terlebih dahulu dilakukan eksplorasi untuk mengetahui bentuk, penyebaran, letak, posisi, kadar/kualitas, jumlah endapan, serta kondisi geologi suatu daerah. Pada daerah penelitian jika dilihat dari penyebarannya yaitu pada area-area tertentu dengan kadar yang terbilang baik, tidak selamanya mengikuti bentuk topografi. Sehingga dalam melakukan eksplorasi untuk mendapatkan data yang lebih akurat dengan tingkat keyakinan geologi yang tinggi maka dilakukan eksplorasi detail,

pengambilan sampling pada eksplorasi detail dengan jarak yang lebih rapat sehingga dalam tahapan pemodelan dan estimasi sumberdaya mendapatkan hasil yang maksimal. Dalam perhitungan sumberdaya, hal yang perlu diperhatikan agar tidak terjadi masalah adalah jarak, seringkali ada daerah atau blok yang terlewatkan atau tidak dibor karena faktor satu dan lain hal yang tentunya akan menjadi kendala dalam melakukan estimasi. Jarak antar titik bor menentukan penggambaran laterisasi dari suatu area, agar ketika dilakukan *mining* tidak mengalami banyak kendala pada area diantara titik bor tersebut.

Penaksiran sumberdaya merupakan sebuah langkah kuantitatif formal terhadap suatu material yang keterdapatannya secara alamiah. Penaksiran dilakukan dengan berbagai metode/prosedur didasarkan pada pertimbangan empiris maupun teoritis. Volume, tonase, kadar dan kualitas mineral merupakan atribut-atribut (variabel/parameter) umum yang diperhitungkan. Untuk mendapatkan informasi yang lengkap dan akurat mengenai sumberdaya maupun kondisi geologi suatu endapan, maka suatu kegiatan eksplorasi perlu dilakukan pemodelan dan perhitungan sumberdaya. Tonase endapan nikel laterit dari suatu daerah dapat diestimasi dengan menggunakan berbagai metode, salah satunya yaitu metode *Ordinary Kriging*. Metode *ordinary kriging* merupakan metode yang dianggap paling baik dalam hal ketepatan penaksirannya. Kelebihan dari metode ini yaitu sudah memasukkan aspek spasial atau posisi dari titik referensi yang akan digunakan untuk menaksir suatu titik tertentu. Proses *kriging* akan memberikan nilai pengestimasi kadar blok berdasarkan kadar-kadar sampel yang telah dikoreksi. Mengacu pada standar yang digunakan perusahaan serta perbedaan topografi dan jarak maka perhitungan estimasi sumber daya dilakukan dengan menggunakan metode geostatistik *ordinary kriging* untuk penaksiran kadar nikel.

Uraian di atas melatarbelakangi penulis melakukan penelitian dengan judul “*Estimasi Sumberdaya Terukur Nikel Laterit Menggunakan Metode Ordinary Kriging (OK) Pada Blok “A” PT. Bumi Sentosa Jaya Kecamatan Lasolo Kepulauan Kabupaten Konawe Utara Provinsi Sulawesi Tenggara*”.

1.2 Rumusan Masalah

Berdasarkan uraian di atas dapat dirumuskan masalah dalam penelitian sebagai berikut :

1. Bagaimana pemodelan sebaran nikel laterit pada daerah penelitian?
2. Berapakah sumberdaya terukur nikel laterit pada daerah penelitian?

1.3 Maksud dan Tujuan Penelitian

Maksud dari penelitian ini adalah untuk mengetahui distribusi dan perhitungan sumber daya nikel laterit dengan metode *ordinary kriging* pada daerah penelitian. Adapun tujuan dari penelitian ini adalah untuk :

1. Membuat pemodelan sebaran nikel laterit pada daerah penelitian.
2. Menentukan sumberdaya terukur nikel laterit pada daerah penelitian.

1.4 Manfaat Penelitian

Manfaat dari penelitian ini secara umum adalah sebagai acuan dalam melakukan tahapan eksplorasi hingga eksploitasi sumberdaya yang efektif serta evaluasi terhadap proses yang dilakukan dalam estimasi sumberdaya lainnya dan mengaplikasikan teori-teori yang dijumpai di bangku perkuliahan dengan dunia kerja.

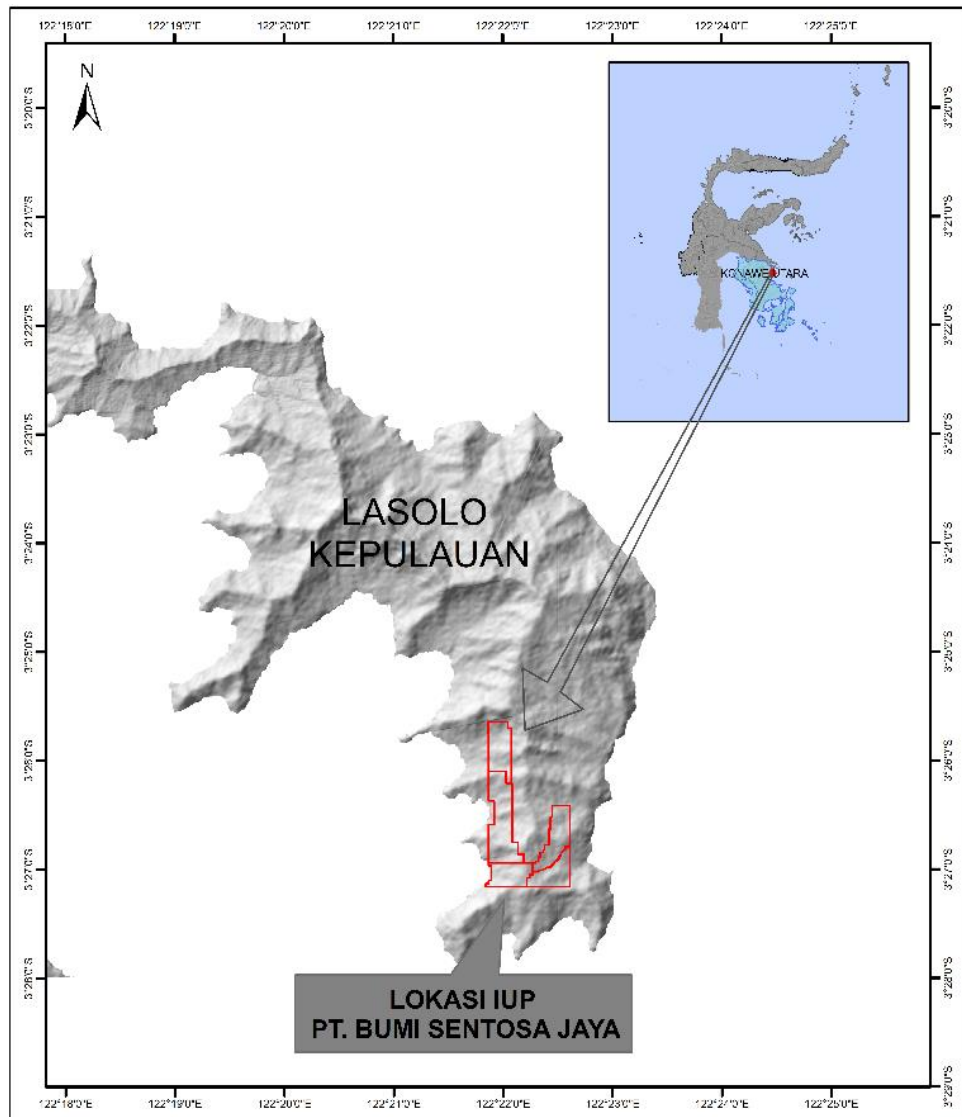
1.5 Batasan Masalah

Pada penelitian ini, penulis membatasi masalah yang akan diangkat yaitu mengetahui distribusi, volume serta tonase sumberdaya terukur nikel laterit serta pemodelannya menggunakan metode *Ordinary Kriging* (OK) pada blok “A” PT. Bumi Sentosa Jaya, Kecamatan Lasolo kepulauan, Kabupaten Konawe Utara, Provinsi Sulawesi Tenggara.

1.6 Waktu dan Lokasi Daerah Penelitian

Penelitian berlangsung selama waktu kerja praktik, yang berjalan selama 1 bulan lebih. Wilayah Izin Usaha Pertambangan (WIUP) PT. Bumi Sentosa Jaya, secara administratif berlokasi di Desa Boedingi, Kecamatan Lasolo Kepulauan,

Kabupaten Konawe Utara, Provinsi Sulawesi Tenggara. Lokasi penelitian ditempuh dengan melalui jalur udara dan jalur darat. Perjalanan dari Makassar ditempuh dengan jalur udara menggunakan pesawat ke Kota Kendari dengan waktu tempuh ± 1 jam dan dilanjutkan dengan perjalanan darat dari Kota Kendari ke Desa Boedingi dengan waktu tempuh ± 7 jam menggunakan mobil. Peta tunjuk lokasi penelitian dapat dilihat pada gambar berikut.

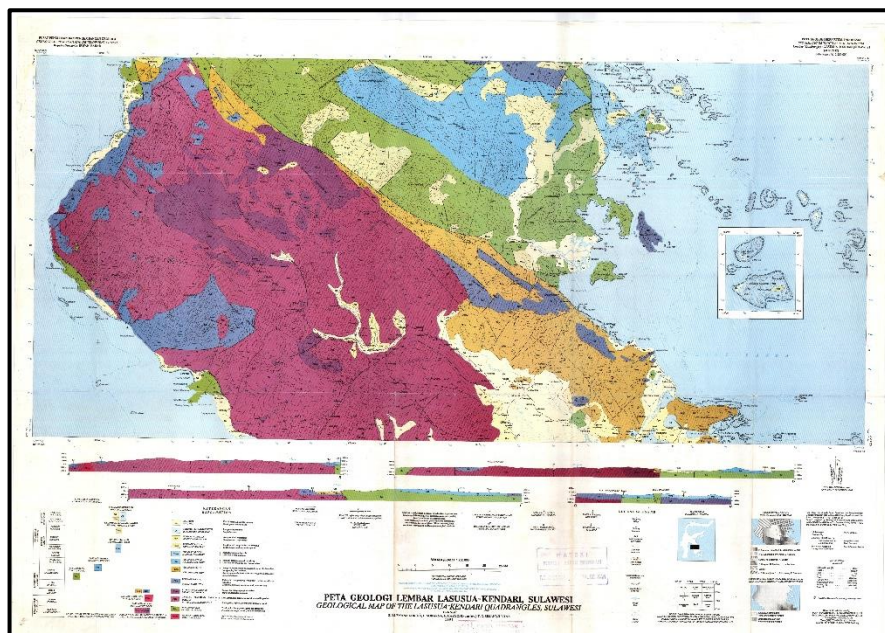


Gambar 1 Peta tunjuk lokasi penelitian.

BAB II TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Geologi Regional

Daerah penelitian secara regional termasuk ke dalam Lembar Geologi 2112,2212 Lasusua-Kendari, Sulawesi skala 1 : 250.000 yang dipetakan oleh RAB Sukanto pada tahun 1982 dan berdasarkan litotektonik termasuk ke dalam Mandala Timur (*East Sulawesi Ophiolite Belt*) dan Mandala Tengah (*Central Sulawesi Metamorphic Belt*).



Gambar 2 Peta Geologi Regional Lembar Lasusua-Kendari, Sulawesi (Rusmana dkk.,1993).

2.1.1 Geomorfologi regional

Geologi regional lokasi penelitian merupakan bagian dari fisiografi Geologi Regional Lembar Lasusua – Kendari dalam skala 1 : 250.000. Geologi regional 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 (Van Leeuwen, 2011).

Daerah penelitian terdapat pada morfologi perbukitan dan dataran rendah. Satuan perbukitan ini umumnya tersusun oleh batuan sedimen dengan ketinggian berkisar 75 – 750 meter diatas permukaan laut. Puncak yang terdapat pada satuan perbukitan adalah Gunung Meluhu (517 meter) dan beberapa puncak lainnya yang

tidak memiliki nama, sungai di daerah ini umumnya berpola aliran meranting (dendritik). Dataran rendah terdapat di daerah pantai dan sepanjang aliran sungai besar dan muaranya, seperti Aalaa Kokapi, Aalaa Konaweha dan Aalaa Lasolo (Van Leeuwen, 2011).

Satuan ini umumnya membentuk perbukitan bergelombang yang di tumbuh semak dan alang-alang. Sungai di aliran ini berpola aliran meranting.

2.1.2 Stratigrafi regional

Formasi batuan penyusun daerah penyelidikan yang termasuk dalam lembar Lasusua-Kendari yaitu termasuk dalam Formasi Kompleks Ultrabasa/Batuan Ofiolit (Ku) terdiri atas Peridotit, hasburgit, dunit, gabro dan serpentinit. Serpentinit berwarna kelabu tua sampai kehitaman; padu dan pejal. Batuannya bertekstur afanitik dengan susunan mineral antigorit, lempung dan magnetit. Umumnya memperlihatkan struktur kekar dan cermin sesar yang berukuran megaskopis. Dunit, kehitaman; padu dan pejal, bertekstur afanitik. Mineral penyusunnya ialah olivin, piroksin, plagioklas, sedikit serpentinit dan magnetit; berbutir halus sampai sedang. Mineral utama olivin berjumlah sekitar 90%.

Tampak adanya penyimpangan dan pelengkungan kembar yang dijumpai pada piroksin, mencirikan adanya gejala deformasi yang dialami oleh batuan ini.

Di beberapa tempat dunit terserpentinasi kuat yang ditunjukkan oleh struktur sisa seperti rijang dan barik-barik mineral olivin dan piroksin, serpentinit dan talkum sebagai mineral pengganti. Peridotit terdiri atas jenis harzburgit dan lherzolit. Harzburgit, hijau sampai kehitaman, holokristalin, padu dan pejal. Mineralnya halus sampai kasar, terdiri atas olivin (60%) dan piroksin (40%). Di beberapa tempat menunjukkan struktur perdaunan. Hasil penghabluran ulang pada mineral piroksin dan olivin mencirikan batas masing-masing kristal bergerigi. Lherzolite, hijau kehitaman; holokristalin, padu dan pejal. Mineral penyusunnya ialah olivin (45%), piroksin (25%), dan sisanya epidot, yakut, klorit, dan bijih dengan mineral berukuran halus sampai kasar. Satuan batuan ini diperkirakan berumur Kapur.

Batuan Ofiolit (Ku) terdiri atas peridotit, dunit dan serpentinit. Serpentinit berwarna kelabu tua sampai kehitaman; padu dan pejal. Batuannya bertekstur 8

afanitik dengan susunan mineral antigorit, lempung dan magnetit. Umumnya memperlihatkan struktur kekar dan cermin sesar yang berukuran megaskopis. Dunit, kehitaman; padu dan pejal, bertekstur afanitik. Mineral penyusunnya ialah olivin, piroksin, plagioklas, sedikit serpentin dan magnetit; berbutir halus sampai sedang. Mineral utama olivin berjumlah sekitar 90%. Tampak adanya penyimpangan dan pelengkungan kembaran yang dijumpai pada piroksin, mencirikan adanya gejala deformasi yang dialami oleh batuan ini. Di beberapa tempat dunit terserpentinkan kuat yang ditunjukkan oleh struktursisa seperti rijang dan barik-barik mineral olivin dan piroksin, serpentin dan talkum sebagai mineral pengganti. Peridotit terdiri atas jenis harzburgit dan lherzolit. Harzburgit, hijau sampai kehitaman, holokristalin, padu dan pejal. Mineralnya halus sampai kasar, terdiri atas olivin (60%) dan piroksin (40%). Di beberapa tempat menunjukkan struktur perdaunan. Hasil penghabluran ulang pada mineral piroksin dan olivin mencirikan batas masing-masing kristal bergerigi. Lherzolith, hijau kehitaman; holokristalin, padu dan pejal. Mineral penyusunnya ialah olivin (45%), piroksin (25%), dan sisanya epidot, yakut, klorit, dan bijih dengan mineral berukuran halus sampai kasar. Satuan batuan ini diperkirakan berumur Kapur.

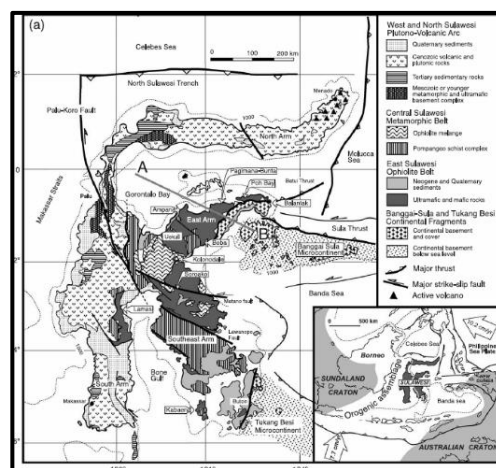
Formasi Tokala (TRJt) terdiri atas kalsilutit, batugamping, batupasir, serpih 9 dan napal. Kalsilutit berwarna kelabu muda, kelabu sampai merah jambu, berbutir halus, sangat padu, serta memiliki perlapisan yang baik, dengan kekar yang diisi urat kalsit putih kotor. Umumnya telah mengalami pelipatan kuat; tidak jarang ditemukan sinklin dan antiklin, serta lapisan yang hampir tegak (melebihi 80 derajat). Setempat terdaunkan. Batugamping, mengandung fosil Halobia, Amonit dan Belemnite. Batupasir berukuran halus sampai kasar, berwarna kelabu kehijauan sampai merah kecoklatan terakut lempung dan oksida besi lunak, setempat padat, mengandung sedikit kuarsa, berlapis baik. Serpih dan napal berwarna kelabu sampai kehitaman, memiliki perlapisan baik, tebal lapisan antara 10 - 20 cm. Lempung pasir, berwarna kelabu sampai kecoklatan, perlapisan baik, tebal lapisan antara 1 - 10 cm berselingan dengan batuan yang disebutkan terdahulu. Formasi ini diperkirakan berumur Trias - Jura Awal dengan lingkungan pengendapan pada laut dangkal (neritik). Tebal formasi ini diperkirakan diperkirakan lebih dari 1000 meter.

2.1.3 Struktur regional

Struktur geologi Lembar Lasusua-Kendari memperlihatkan ciri kompleks tumbukan dari pinggiran benua yang aktif. Berdasarkan struktur, himpunan batuan, biostratigrafi dan umur, daerah ini dapat dibagi menjadi 2 domain yang sangat berbeda, yakni: 1) allochton : ofiolit dan malihan , dan 2) autochton: batuan gunungapi dan pluton Tersier dan pinggiran benua Sundaland, serta kelompok molasa Sulawesi. Lembar Lasusua, sebagaimana halnya daerah Sulawesi bagian timur, memperlihatkan struktur yang sangat rumit. Hal ini disebabkan oleh pengaruh pergerakan tektonik yang telah berulang kali terjadi di daerah ini.

Struktur geologi yang dijumpai di daerah kegiatan adalah sesar, lipatan dan kekar. Sesar dan kelurusan umumnya berarah baratlaut–tenggara searah dengan Sesar geser jurus mengiri Lasolo. Sesar Lasolo aktif hingga kini, yang dibuktikan dengan adanya mata air panas di Desa Sonai, Kecamatan Pondidaha pada batugamping terumbu yang berumur Holosen dan jalur sesar tersebut di tenggara Tinobu. Sesar tersebut diduga ada kaitannya dengan Sesar Sorong yang aktif kembali pada Kala Oligosen (Simandjuntak dkk., 1993).

Sesar naik ditemukan di daerah Wawo, sebelah barat Tampakura dan di Tanjung Labuandala di selatan Lasolo; yaitu beranjaknya batuan ofiolit ke atas Batuan Malihan Mekonga, Formasi Meluhu dan Formasi Matano. Sesar Anggowala juga merupakan sesar utama, sesar mendatar menganan (dextral), mempunyai arah baratlaut-tenggara. Kekar terdapat pada semua jenis batuan. Padabatugamping kekar ini tampak teratur yang membentuk kelurusan. Kekar pada batuan beku umumnya menunjukkan arah tak beraturan (E. Rusmana dkk, 1993).

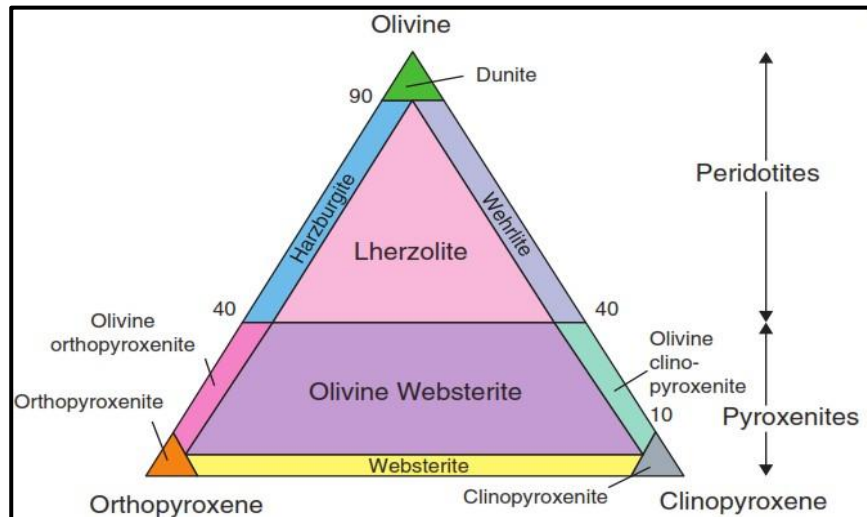


Gambar 3 Struktur Regional Lengan Tenggara Sulawesi (Kadarusman dkk,20004).

2.2 Batuan Ultramafik

Batuan ultramafik adalah batuan yang kaya mineral ferromagnesian tanpa memperhatikan kandungan silika, feldspar dan feldspatoid (Ahmad, 2006). Batuan induk endapan laterit nikel adalah batuan ultramafik. Istilah "ultramafik" dan "ultrabasa", masing-masing berhubungan secara klasifikasi mineralogi dan kimia batuan. Batuan ultramafik didefinisikan sebagai batuan dengan indeks warna lebih dari 70 persen dan batuan ultrabasa mengandung SiO_2 kurang dari 45 persen (Williams dkk (1954) dalam Hutabarat, J. (2015)). Menurut Ahmad (2006), batuan ultramafik adalah batuan yang kaya akan mineral mafik (ferro-magnesian) seperti olivin, piroksen dan amfibol dan memiliki indeks warna lebih dari 70%. Ahmad (2002) mengklasifikasikan batuan ultramafik yang terdiri atas dunit, piroksenit, serpentinit, dan peridotit. Kebanyakan batuan ultramafik merupakan batuan ultrabasa dan sebagian besar ultrabasa juga ultramafik. Sebagian besar batuan ultramafik awalnya peridotit, terbentuk di mantel atas dan berubah menjadi serpentinit baik sebagian atau seluruhnya oleh fluida kerak selama perjalanannya ke posisi tektonik saat ini. Menurut Wyllie (1970) dalam Asdar dkk (2022), batuan ultramafik di bagian kerak bumi yang tampak khas terdapat tubuh relatif kecil di jalur sempit orogen sedang hingga kuat.

Batuan ultramafik diklasifikasikan menurut kandungan mineral mafiknya, yang pada dasarnya terdiri dari olivin, ortopiroksen, klinopiroksen, hornblende, kadang-kadang terdapat biotit, dan berbagai mineral lainnya tetapi biasanya terdapat garnet dan spinel dalam jumlah yang sedikit. Le Bas dan Streckeisen (1991) menyatakan klasifikasi penamaan batuan ultramafik untuk batuan yang mengandung olivin, ortopiroksen, dan klinopiroksen, dapat dilihat pada Gambar 4.



Gambar 4 Klasifikasi penamaan batuan ultramafic berdasarkan Streckeisen (1991).

2.3 Nikel Laterit

Laterit menurut Evans (1993) adalah produk sisa dari pelapukan kimia batuan di permukaan bumi, dimana berbagai mineral asli atau primer mengalami ketidakstabilan karena adanya air kemudian larut atau pecah dan membentuk mineral baru yang lebih stabil.

Menurut Maulana (2017), laterit merupakan sumber dari beberapa mineral ekonomis diantaranya bauxite dan nikel (Ni), mangan (Mn), tembaga (Cu), emas (Au) dan *platinum group element* (PGE). Bagian paling bawah dari profil laterit disebut dengan zona saprolit yang merupakan zona pelapukan tinggi dimana tekstur primer dan fabric dari batuan asalnya masih dapat dilihat. Akibat fluida yang bersifat *oxided* dan asam, maka bagian paling bawah dari zona ini dicirikan dengan tidak stabilnya *sulfide* dan karbonat dengan hasil pencucian atau *leaching* dari logam-logam *chalcophile* dan unsur-unsur alkalin. Bagian bawah dari zona saprolit ini dicirikan dengan terurainya mineral-mineral feldspar dan ferromagnesian, sementara Si dan Al akan tetap tinggal pada mineral lempung (*kaolinite* dan *halloysite*).

2.3.1 Genesa endapan nikel laterit

Proses terbentuknya nikel dimulai dari adanya pelapukan yang intensif pada *bedrock*. *Bedrock* ini akan berubah menjadi serpentin akibat larutan residual pada waktu proses pembekuan magma (proses serpentinisasi) dan akan merubah batuan

peridotit (*bedrock*) menjadi batuan serpentinit. Sebagian besar unsur Ca, Mg dan Si akan mengalami dekomposisi dan beberapa terkayakan secara supergen (Ni, Mn, Co, Zn) atau terkayakan secara relatif (Fe, Cr, Al, Ti, S dan Cu).

Air resapan yang mengandung CO₂ dari udara meresap kebawah sampai ke permukaan air tanah melindi mineral-mineral primer yang tidak stabil (olivin, piroksen dan serpentin). Air meresap secara perlahan sampai mencapai batas lapisan limonit dan lapisan saprolit, kemudian mengalir secara lateral. Proses ini menghasilkan Ca dan Mg yang larut disusul dengan Si yang cenderung membentuk koloid dari partikel silika yang sangat halus, sehingga memungkinkan terbentuknya mineral baru melalui pengendapan kembali unsur-unsur tersebut. Semua hasil pelarutan akan turun ke bagian bawah mengisi celah-celah dan pori-pori batuan. Muka air tanah yang berlangsung secara kontinu akan melarutkan unsur-unsur Mg dan Si yang terdapat pada bongkah-bongkah batuan asal di zona saprolit, sehingga memungkinkan penetrasi air tanah yang lebih dalam. Adanya suplai air yang mengalir melalui kekar akan membawa nikel turun ke bawah dan lambat laun akan terkumpul di zona permeabel yang tidak dapat menembus batuan induk. Apabila proses ini berlangsung terus menerus, maka akan terjadi proses pengayaan supergen yang berada di zona saprolit. Dalam satu penampang vertikal profil laterit dapat terbentuk zona pengayaan lebih dari satu karena muka air tanah yang selalu berubah-ubah akibat perubahan musim.

Di bawah zona pengayaan supergen terdapat zona mineralisasi primer yang tidak terpengaruh oleh proses oksidasi maupun pelindian, yang sering disebut sebagai zona hipogen. Zona pelapukan kimiawi yang kaya akan bijih nikel berada pada zona saprolit. Bijih nikel tidak hanya berasosiasi dengan garnierit, tapi Ni juga dapat mensubstitusi Fe dan Mg pada mineral silikat, khususnya serpentinit. Komposisi kimia dari mineral-mineral mafik (termasuk olivin) dalam Iherzolit yang mengandung Ni dan Cr, misalnya pada endapan Ni-laterit Soroako, Sulawesi Selatan.

Laterisasi adalah proses pelapukan batuan secara kimiawi yang berlangsung dalam waktu lama pada kondisi iklim basah. Prosesnya melibatkan penguraian mineral induk atau primer yang tidak stabil pada kondisi lingkungan basah dan pelepasan unsur-unsur kimianya ke dalam air tanah. Komponen yang tidak terurai

membentuk mineral baru yang stabil pada kondisi lingkungan tersebut. Ni-laterit adalah hasil laterisasi batuan ultramafik yang mengandung nikel seperti peridotit dan serpentinit. Hal ini dapat berlangsung karena adanya air permukaan yang bersifat asam sehingga dapat melarutkan nikel, magnesium dan silikon yang terkandung dalam batuan dasar. Berbeda dengan Ni-sulfida yang ditemukan pada kedalaman ratusan meter di bawah permukaan tanah, Ni-laterit terdapat pada kedalaman yang relatif lebih dangkal, yaitu sekitar 15 – 20 meter di bawah permukaan tanah. Endapan Ni-laterit cenderung berkadar rendah dengan jumlah yang melimpah.

Pembentukan endapan nikel dipengaruhi oleh :

1. Iklim

Adanya pergantian musim kemarau dan musim penghujan menyebabkan terjadinya kenaikan dan penurunan permukaan air tanah, juga dapat menyebabkan terjadinya proses pemisahan dan akumulasi unsur-unsur. Perbedaan temperatur yang cukup besar akan mempercepat terjadinya pelapukan mekanis, menyebabkan rekahan dalam batuan yang akan mempermudah proses atau reaksi kimia pada batuan.

2. Topografi

Relief dan geometri lereng akan mempengaruhi pengaliran air, jumlah air yang masuk ke dalam tanah dan level muka air tanah. Tanah laterit sendiri menurut Ahmad (2006) membutuhkan topografi yang tidak begitu curam. Permukaan tanah yang curam akan mempercepat erosi pada tanah laterit. Topografi yang terlalu datar dengan drainase yang buruk juga tidak begitu bagus, hal ini menyebabkan pencucian berjalan kurang maksimal sehingga tanah laterit sulit terbentuk (Sutisna, 2006).

3. Kondisi pH

Menurut Ahmad (2006) kalarutan mineral akan meningkat di perairan yang memiliki kadar pH yang rendah. Dengan demikian, air yang sedikit asam akan mempercepat proses pelapukan kimia. Air asam banyak terbentuk pada iklim tropis basah melalui hujan asam alami.

4. Tektonik

Pengangkatan muka tanah akibat gaya tektonik akan meningkatkan erosi pada bagian atas profil, meningkatkan relief topografi dan menurunkan muka air tanah. Kestabilan tektonik mendukung pendataran topografi dan memperlambat gerakan air tanah.

5. Jenis Batuan Asal

Adanya batuan asal merupakan syarat utama untuk terbentuknya endapan nikel laterit. Batuan asal yang berperan penting dalam pembentukan nikel laterit berupa batuan ultrabasa seperti harzburgit. Batuan ultrabasa mengandung mineral-mineral yang kurang stabil dan mudah melapuk seperti olivin dan piroksin. Oleh karena itu, batuan ultrabasa mempunyai komponen-komponen yang mudah larut dan memberikan lingkungan pengendapan yang baik untuk nikel.

6. Struktur

Batuan beku mempunyai porositas dan permeabilitas yang kecil, sehingga adanya sesar dan rekahan dapat memudahkan air untuk masuk ke dalam batuan. Air yang masuk ke dalam batuan akan dengan mudah bereaksi dengan mineral pada batuan yang melapukkannya, sehingga suatu area dengan kondisi struktur yang cukup intens akan membuat batuan yang ada di area tersebut lebih mudah mengalami proses pelapukan. Maka dari itu kehadiran struktur berperan sangat penting dalam mempercepat proses pelapukan kimia dan laterisasi.

7. Waktu

Waktu merupakan faktor yang sangat penting dalam proses pelapukan, transportasi, dan konsentrasi endapan pada suatu tempat. Untuk terbentuknya endapan nikel laterit membutuhkan waktu yang lama, mungkin ribuan atau jutaan tahun. Bila waktu pelapukan terlalu muda maka terbentuk endapan yang tipis. Waktu yang cukup lama akan mengakibatkan pelapukan yang cukup intensif karena akumulasi unsur nikel cukup tinggi. Banyak dari faktor tersebut yang saling berhubungan dan karakteristik profil di satu tempat dapat digambarkan sebagai efek gabungan dari semua faktor terpisah yang terjadi melewati waktu, ketimbang didominasi oleh satu faktor saja.

Faktor-faktor tersebut sangat terkait satu sama lain. Saat batuan keluar ke permukaan, maka secara bertahap akan mengalami dekomposisi. Proses kimia dan

mekanik yang disebabkan oleh udara, air dan temperatur akan menghancurkan batuan tersebut menjadi tanah dan lempung (Sutisna, 2006).

2.3.2 Profil endapan nikel laterit

Profil (penampang) laterit dapat dibagi menjadi beberapa zona. Profil nikel laterit tersebut dideskripsikan dan diterangkan oleh daya larut mineral dan kondisi aliran air tanah. Menurut Golightly (1979) profil laterit dibagi menjadi 4 zonasi, yaitu:

1. Zona Limonit (LIM)

Zona ini berada paling atas pada profil dan masih dipengaruhi aktivitas permukaan dengan kuat. Zona ini tersusun oleh humus dan limonit. Mineral-mineral penyusunnya adalah goethit, hematit, tremolit dan mineral-mineral lain yang terbentuk pada kondisi asam dekat permukaan dengan relief relatif datar. Secara umum material-material penyusun zona ini berukuran halus (lempung-lanau), sering dijumpai mineral stabil seperti spinel, magnetit dan kromit.

2. Zona *Medium Grade Limonite* (MGL)

Sifat fisik zona *Medium Grade Limonite* (MGL) tidak jauh berbeda dengan zona *overburden*. Tekstur sisa batuan induk mulai dapat dikenali dengan hadirnya fragmen batuan induk, yaitu peridotit atau serpentinit. Rata-rata berukuran antara 1-2 cm dalam jumlah sedikit. Ukuran material penyusun berkisar antara lempung-pasir halus. Umumnya singkapan zona ini terdapat pada lereng bukit yang relatif datar. Mineralisasi sama dengan zona limonit dan zona saprolit, yang membedakan adalah hadirnya kuarsa, lihopirit, dan opal.

3. Zona Saprolit

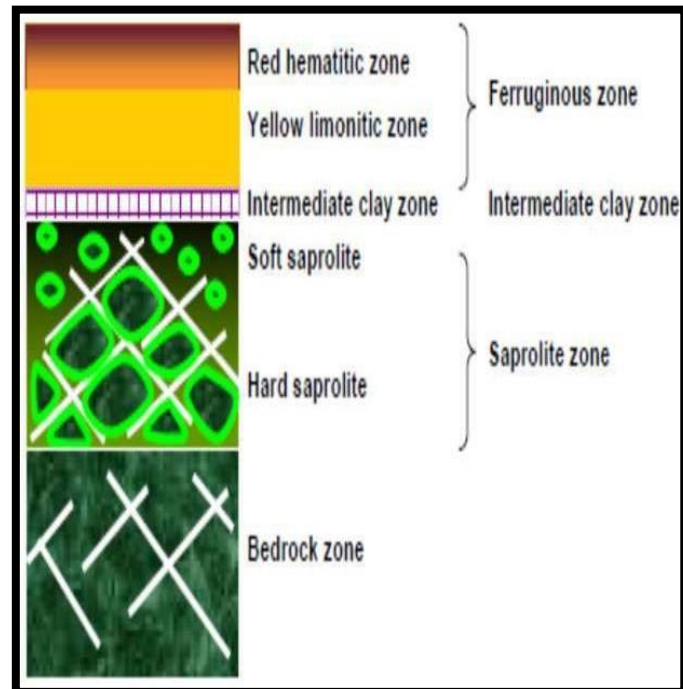
Zona saprolit merupakan zona bijih, tersusun atas fragmen-fragmen batuan induk yang teralterasi, sehingga mineral penyusun, tekstur dan struktur batuan dapat dikenali. Zona saprolit merupakan lapisan setelah zona limonit pada profil laterit, dimana pada lapisan ini terjadi proses pengayaan unsur NI yang lebih besar dibandingkan zona lapisan lainnya. Hal ini terjadi karena pada saat proses laterisasi yang terjadi dimana air yang berfungsi sebagai penyuplai mineral-mineral pembawa unsur Ni akan mengalir masuk melalui kekar atau celah batuan dan akan membawa nikel turun ke bawah dan lambat laun akan terkumpul di zona permeable

yang tidak dapat menembus *bedrock*, apabila proses ini berlangsung terus maka pada zona saprolit ini akan terjadi pengayaan supergen. Lapisan saprolit juga dicirikan oleh adanya tekstur sisa dari *bedrock* berupa boulder yang kayak akan kadar nikel (Ahmad, 2002).

Menurut Ahmad (2002) zona saprolit terbagi atas 2 lapisan berdasarkan tingkat pelapukannya yang disebut *soft saprolite* yang tinggi akan tingkat pelapukan hingga menghasilkan ciri-ciri yang hampir menyerupai limonit dan *rocky saprolite* yang tingkat pelapukannya lebih rendah dibandingkan yang terjadi pada lapisan *soft saprolith*. Berdasarkan kandungan fragmen batuan, zona saprolit dibagi menjadi dua yaitu :

- a. *Soft Saprolite*. Mengandung fragmen-fragmen berukuran *boulder* kurang dari 25%.
 - b. *Rocky Saprolite*. Mengandung fragmen-fragmen berukuran *boulder* lebih dari 50%.
4. Zona batuan induk (*Bedrock zone*)

Bedrock berada pada bagian paling bawah dari profil laterit. *Bedrock* ini merupakan batuan yang masih segar dengan pengaruh proses-proses pelapukan sangat kecil. Tersusun atas bongkah lebih besar dari 75 cm dan blok batuan dasar secara umum sudah tidak mengandung mineral ekonomis lagi. Zona ini terfrakturisasi kuat, kadang-kadang membuka, terisi oleh mineral garnierit dan silika. Frakturisasi ini diperkirakan menjadi penyebab muncul atau adanya *root zone of weathering* (zona akar-akar pelapukan), yaitu *high grade Ni*, akan tetapi posisinya tersembunyi. *Bedrock* umumnya berupa peridotit, dunit, serpentinit (Ahmad, 2002).



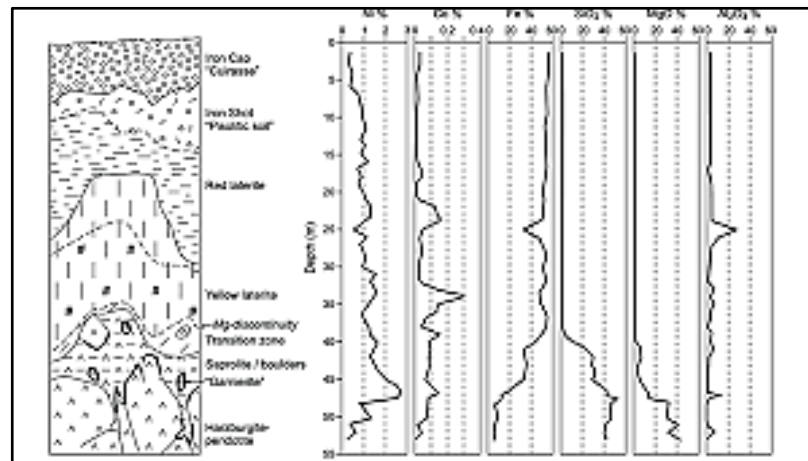
Gambar 5 Penampang laterit hasil pelapukan yang membagi zona saprolit (Ahmad, 2002).

2.3.3 Klasifikasi endapan nikel laterit

Secara mineralogi nikel laterit dapat dibagi dalam tiga katogori yaitu (Freyssnet et all, 2005) :

1. *Hydrous Silicate Deposits*

Pada endapan tipe *Hydrous Silicate* bagian bawah zona saprolit (horizon bijih) didominasi oleh mineral-mineral *Hydrous Mg-Ni* silikat (Gambar 6) setempat pada zona saprolit, urat-urat halus atau *box-work* dapat terbentuk. Rekahan dan batas-batas antar butir dapat terisi oleh mineral silikat dan mineral yang kaya dengan nikel. Sebagai contoh garnierit dapat memiliki kandungan nikel sampai dengan 40%. Nikel akan mengalami pelindian dan limonit pada fase *Fe-oxyhidroxide* akan bergerak turun ke bawah sebelum terendapkan kembali sebagai *Hydrous Silicate* mineral atau menggantikan dalam ubahan serpetinit. Pengkayaan Ni melalui proses supergen ini sangat penting untuk pembentukan endapan *Hydrous Silicate* pada kadar yang ekonomis (Freyssnet et all, 2005). Endapan Ni silika, didominasi oleh *hydrated Mg-Ni silicate* (seperti garnierit), biasanya terdapat di lapisan saprolit (Golightly, 1979)



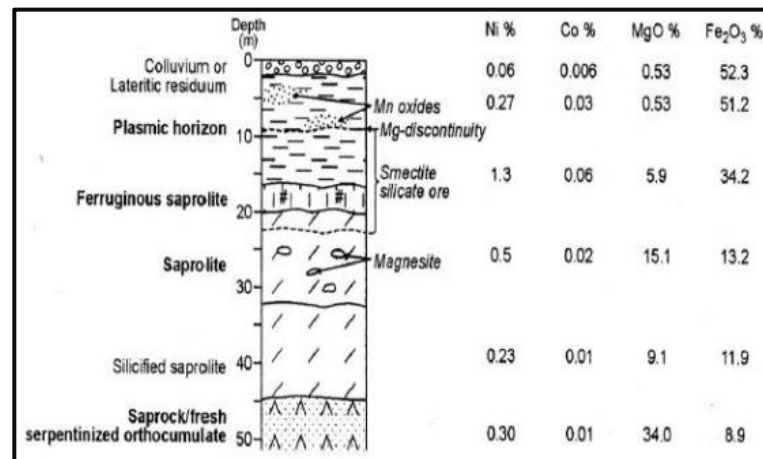
Gambar 6 Profil Nikel Tipe *Hydrous Silicate* (Freysnet et al, 2005).

Pada endapan tipe *Hydrous Silicate*, posisi muka air tanah relatif dalam, kondisi ini menyebabkan infiltrasi air yang dalam sehingga nikel lebih banyak terakumulasi pada zona saprolit bagian bawah.

2. *Clay Silicate Deposits*

Silika (Si) dari profil laterit, hanya sebagian yang terlindihkan oleh air tanah. Silika yang tersisa bersama-sama dengan Fe, Ni, dan Al membentuk mineral lempung seperti *Ni-rich nontronite* pada bagian tengah sampai dengan bagian atas zona saprolite. Serpentin yang kaya akan dengan nikel juga bisa digantikan (teraltrasi) oleh smektit pada bagian yang kontak dengan mineral-mineral lempung ini (Gambar 7). Secara umum, kadar nikel rata-rata pada tipe endapan ini lebih rendah dibandingkan dengan tipe *Hydrous Silicate*.

Endapan *Silicate Ni*, didominasi oleh lempung smektit (seperti nontronit), biasanya terdapat di bagian atas saprolit atau pedolit (Golightly, 1979). Endapan murrin (Australia Barat) memiliki sumberdaya Ni sebesar 334 Mt dan cadangan 145 Mt, kadar Ni rata-rata 1,07% pada zona lempung. Endapan Ni laterit tipe *clay* yang berada di Murrin terdiri dari lima zona yaitu : *unweathered country rock* pada bagian dasar, saprolit, smektit, limonit (lebih dikenal dengan istilah *ferruginous zone*), dan *colluvium* pada bagian atas (Marsh & Anderson, 2013).



Gambar 7 Profil Nikel Tipe *Clay Silicate* (Freyssnet et all. 2005).

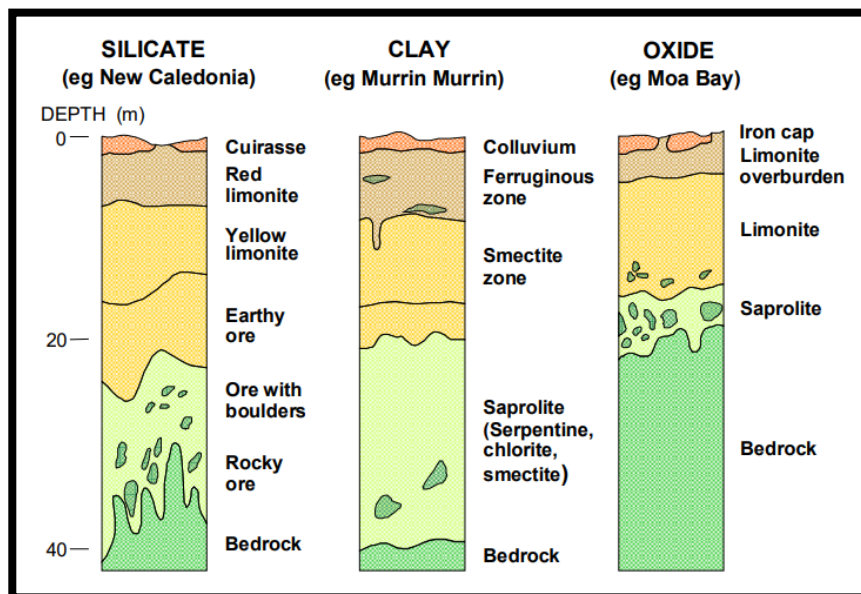
Pada endapan tipe *clay deposit*, posisi muka air tanah awal relatif lebih dangkal dan drainase terhambat, kondisi ini menyebabkan lapisan limonit sering terendam air sehingga terbentuk lapisan lempung dan akumulasi Ni pada lapisan lempung tersebut.

3. *Oxide Deposits*

Oxide Deposits dikenal juga dengan nama endapan limonit, dimana nikel berasosiasi dengan *Fe-oxihydroxide*, dengan mineral utama goetit. Kadang-kadang juga kaya dengan oksida Mn yang kaya dengan Co. Kadar Ni rata-rata pada tipe endapan ini lebih rendah 1.0-1.6%, sehingga memiliki nilai ekonomis yang kurang baik. Pada endapan tipe *oxide deposit* posisi muka air tanah awal relatif dangkal dan drainasenya tidak terhambat (infiltrasi air lancar) sehingga Ni lebih banyak terakumulasi pada zona limonit sampai saprolit bagian atas (Freyssnet et all, 2005).

Endapan oksida, didominasi oleh *Fe oxyhydroxides* (seperti goetit), membentuk lapisan di antara pedolit dan saprolit (Golightly, 1979). Endapan Ni laterit di Moa Bay, Cuba adalah contoh dari tipe endapan oksida. Endapan ini memiliki kadar Ni sebesar 1,27% (Freyssnet, et al., 2005). Endapan tipe oksida ini terbentuk dari proses pelapukan dari batuan peridotit (hazburgit) yang terserpentinisasi dan dunit pada sabuk Mayari-Baracoa ofiolit. Profil endapan Ni laterit di Moa Bay terdiri dari *ferricrete cap* berada di atas lapisan *limonite* yang mengandung goetit, maghemit, hematit, dan gisbit, serta *Mn-Ni-Co oxyhydroxides*. Lapisan limonit berada di atas lapisan saprolit yang terdiri dari lizardit, goethit, magnetit, maghemit, kroit, dan *Hydrous Mg-Silicates*. Lapisan paling bawah

adalah protolit yang adalah protolit yang merupakan peridotit terserpentinisasi dan harzburgit (Marsh & Anderson, 2013).



Gambar 8 Perbandingan skema jenis profil laterit (Elias, 2002).

2.4 Pemodelan dan Perhitungan Sumber Daya

Pemodelan adalah kegiatan merepresentasikan kondisi lapangan berdasarkan data hasil pengukuran dan pengujian, dengan menggunakan prosedur dan metode tertentu agar mendekati kondisi yang sebenarnya (Bankes, 2003). Dalam studi ini akan dimodelkan bentuk bijih nikel laterit serta mengestimasi kadar antar titik pemercontohan (titik bor, sumur uji dan sebagainya) dan di zona pengaruh, sehingga dapat dihitung jumlah sumber daya terukur nikel laterit.

Sumber daya mineral adalah suatu konsentrasi atau keterjadian dari mineral yang memiliki nilai ekonomi pada kerak bumi, dengan dimensi, kualitas, dan kuantitas tertentu yang memiliki keprospekan yang beralasan untuk pada akhirnya dapat diekstraksi secara ekonomis. Lokasi, kuantitas, kadar, karakteristik geologi, dan kemenerusan dari sumber daya mineral harus diketahui, diestimasi atau diinterpretasikan berdasarkan bukti dan pengetahuan geologi yang spesifik, termasuk pengambilan sampelnya. Sumber daya mineral dikelompokkan berdasarkan tingkat keyakinan geologi dalam kategori tereka, tertunjuk, dan terukur (BSN, 2019).

Sumberdaya mineral diklasifikasikan sebagai *measured*, *indicated*, dan *inferred* berdasarkan spasi pengeboran, interpretasi domain geologi, kualitas data,

kualitas estimasi (*kriging variance, kriging efficiency, slope of regression* dan *searching radius*).

Tabel 1 Parameter Geostatistik yang Diterapkan untuk Klasifikasi Sumberdaya (Anggara dkk, 2021).

KV	KE	RS	Searching Radius	Rank	Total Class	Category
$KV < 0,20$	$KE \geq 0,50$	$RS \geq 0,60$	1 st search	1	< 5	<i>Measured</i>
$0,20 \leq KV < 0,40$	$0,30 < KE < 0,50$	$0,20 < RS < 0,60$	2 nd search	2	$5 \leq KV < 7$	<i>Indicated</i>
$KV \geq 0,40$	$KE \leq 0,30$	$RS \leq 0,20$	3 rd search	3	≥ 7	<i>Inferred</i>

1. Sumberdaya Tereka (*Inferred Resource*)

Sumber daya mineral tereka merupakan bagian dari sumber daya mineral yang kuantitas dan kualitas kadarnya diestimasi berdasarkan bukti geologi dan pengambilan sampel yang terbatas. Bukti geologi tersebut memadai untuk menunjukkan keterjadiannya tetapi tidak memverifikasi kemenerusan kualitas atau kadar dan kemenerusan geologinya. Adapun informasi didapatkan dari singkapan, paritan uji, sumuran uji, dan lubang bor tetapi kualitas dan tingkat keyakinannya terbatas atau tidak jelas. Jarak antara titik pengamatan maksimum dua ratus meter. Spasi ini bisa diperlebar dengan justifikasi teknis yang bisa dipertanggungjawabkan seperti analisa geostatistika (BSN,2019).

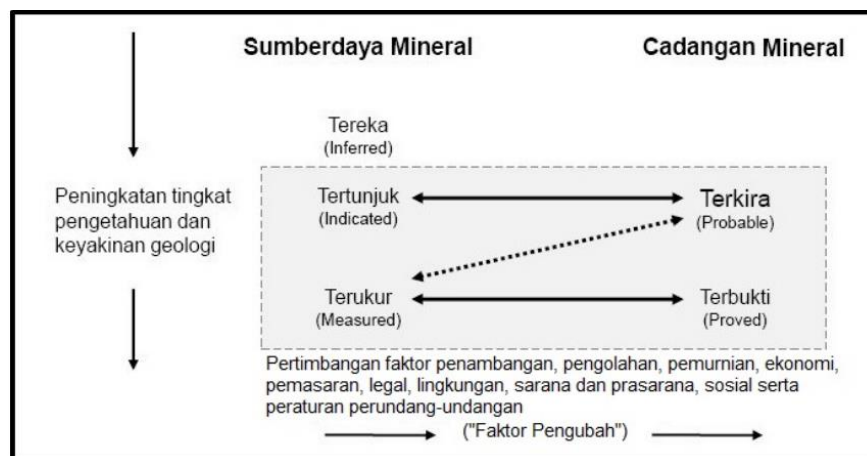
2. Sumberdaya Tertunjuk (*Indicated Resource*)

Sumber daya mineral tertunjuk merupakan bagian dari sumber daya mineral dengan kuantitas, kadar atau kualitas, kerapatan titik pengamatan, dimensi, dan karakteristik fisiknya dapat diestimasi dengan tingkat keyakinan yang cukup untuk memungkinkan penerapan faktor pengubah secara memadai untuk mendukung perencanaan tambang dan evaluasi kelayakan ekonomi cebakan tersebut. Adapun informasi didapatkan dari singkapan, paritan uji, sumuran uji, dan lubang bor. Lokasi pengambilan data masih terlalu jarang atau spasinya belum tepat untuk memastikan kemenerusan dan/atau kadar, tetapi spasial cukup untuk mengasumsikan kemenerusannya. Jarak antara titik pengamatan maksimum seratus meter. Spasi ini bisa diperlebar dengan justifikasi teknis yang bisa dipertanggungjawabkan seperti analisa geostatistika (BSN,2019).

3. Sumberdaya terukur (*Measured Resource*)

Sumber daya mineral terukur merupakan bagian dari sumber daya mineral dengan kuantitas, kadar atau kualitas, kerapatan titik pengamatan, bentuk, dan

karakteristik fisik yang dapat diestimasi dengan tingkat keyakinan yang memadai untuk memungkinkan penerapan faktor pengubah untuk mendukung perencanaan tambang terperinci dan evaluasi akhir dari kelayakan ekonomi cebakan tersebut. Bukti geologi didapatkan dari eksplorasi, pengambilan sampel dan pengujian yang terperinci dan andal, dan memadai untuk memastikan kemenerusan geologi dan kadar atau kualitasnya di antara titik pengamatan. Adapun informasi didapatkan dari singkapan, paritan uji, sumuran uji, dan lubang bor. Lokasi informasi pada kategori ini secara spasial adalah cukup rapat dengan spasi maksimum lima puluh meter untuk memastikan kemenerusan geologi dan kadar. Spasi ini bisa diperlebar dengan justifikasi teknis yang bisa dipertanggungjawabkan seperti analisa geostatistika (BSN,2019).



Gambar 9 Hubungan umum antara target eksplorasi, sumber daya mineral dan cadangan mineral (KCMI, 2017 dalam BSN, 2019).

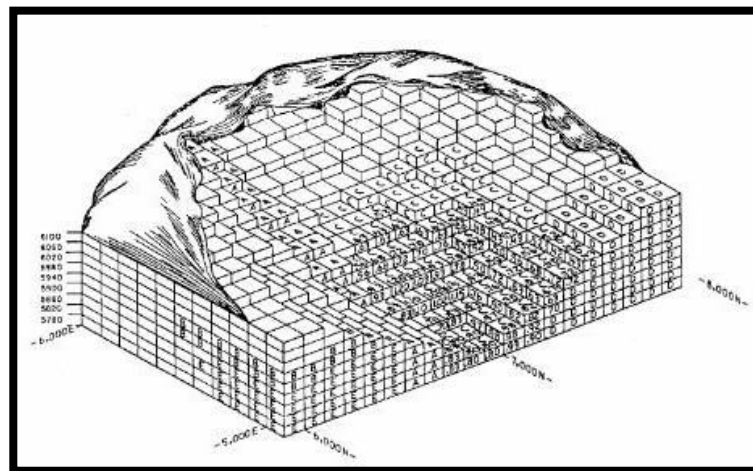
2.5 Metode Estimasi Sumberdaya Nikel Laterit

2.5.1 *Inverse Distance Weighted (IDW)*

Salah satu metode dalam penentuan distribusi dan estimasi sumber daya nikel laterit adalah metode *Inverse Distance Weighted (IDW)*. Metode ini merupakan suatu cara penaksiran yang telah memperhitungkan adanya hubungan letak ruang (jarak), merupakan kombinasi linier atau harga rata-rata tertimbang (*weighting average*) dari titik-titik data yang ada di sekitarnya. Metode ini menggunakan cara penaksiran dimana harga rata-rata suatu blok merupakan kombinasi linier atau harga rata-rata berbobot (*weighted average*) dari data lubang bor di sekitar blok tersebut. Data di dekat blok memperoleh bobot lebih besar,

sedangkan data yang jauh dari blok bobotnya lebih kecil. Bobot ini berbanding terbalik dengan jarak data dari blok yang ditaksir. Untuk mendapatkan efek penghalusan (pemerataan) data dilakukan faktor pangkat. Pilihan dari pangkat yang digunakan (ID1, ID2, ID3, ...) berpengaruh terhadap hasil taksiran. Semakin tinggi pangkat yang digunakan, hasilnya akan semakin mendekati metode poligon contoh terdekat. Dengan metode ini, sifat atau perilaku anisotropik dari cebakan mineral dapat diperhitungkan/*space warping* (Haris, 2005).

Kerugian dari metode IDW adalah nilai hasil interpolasi terbatas pada nilai yang ada pada data sampel. Pengaruh dari data sampel terhadap hasil interpolasi disebut sebagai isotropik. Dengan kata lain, karena metode ini menggunakan rata-rata dari data sampel sehingga nilainya tidak bisa lebih kecil dari minimum atau lebih besar dari data sampel. Jadi, puncak bukit atau lembah terdalam tidak dapat ditampilkan dari hasil interpolasi model ini. Untuk mendapatkan hasil yang baik, sampel data yang digunakan harus rapat yang berhubungan dengan variasi lokal. Jika sampelnya agak jarang dan tidak merata, hasilnya kemungkinan besar tidak sesuai dengan yang diinginkan (Pramono, 2008).



Gambar 10 Contoh dimensi hasil penaksiran dengan model blok.

Jika “d” adalah jarak titik yang ditaksir dengan titik data (z), maka faktor pembobotan (w) adalah :

Tabel 2 Rumus perhitungan pembobotan (w).

Untuk ID pangkat satu	Untuk ID pangkat dua (ID2)	Untuk ID pangkat n
$w_j = \frac{1}{d_j}$	$w_j = \frac{1}{d_j^2}$	$w_j = \frac{1}{d_j^n}$

Maka nilai kadar yang ditaksir (Z^*):

$$Z^* = \sum_{i=1}^j w_i \cdot Z_i$$

Keterangan :

Z^* = kadar yang ditaksir

j = jumlah data

i = kadar ke- i ($i=1, \dots, n$)

d_i = jarak antar titik yang ditaksir dengan titik ke- i yang menaksir (m)

k = pangkat

Z = kadar asli

Dalam perhitungan total tonase Ni diperoleh dari hasil perhitungan volume Ni dikalikan dengan densitas pada tiap lapisan yaitu limonit dan saprolit maupun *bedrock* yang sebelumnya telah diukur dan disepakati oleh perusahaan.

2.5.2 *Nearest Neighbour Point (NNP)*

Metode NNP disebut juga metode poligon, ada 2 macam metode poligon yaitu metode poligon tradisional dan metode poligon contoh terdekat. Metode NNP adalah metode dimana titik terdekat dari blok yang ditaksir memiliki pengaruh sepenuhnya terhadap blok tersebut, jadi titik-titik lain di dalam *search* radius selain titik terdekat tidak ada pengaruh terhadap blok yang ditaksir.

2.5.3 *Ordinary Kriging (OK)*

2.5.3.1 *Kriging*

Kriging adalah teknik penaksiran spasial yang memberikan nilai taksiran tidak bias dengan rata-rata kesalahan yang minimum. Teknik penaksiran *kriging* memberikan nilai spasial distribusi dari variabel sebagai ukuran keadaan (*reliability*) atau nilai ketidak pastian (*uncertainty*) yang merupakan indikasi seberapa akurat suatu hasil taksiran. OK merupakan metode yang praktis dan sederhana dalam konsep model stasionaritas untuk menaksir kadar menggunakan data di sekeliling blok. Perangkat dasar dalam penaksiran *kriging* adalah variogram yang digunakan untuk mengkuantifikasi korelasi spasial antar contoh.

Banyak metode yang dapat digunakan dalam metode *kriging*, namun berdasarkan diketahui atau tidaknya *mean*, *kriging* dapat dibedakan menjadi tiga, yaitu *simple kiging*, *ordinary kriging*, dan *universal kriging* (Rozalia, 2016).

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. *Universal Kriging*

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

Estimator kriging $\hat{Z}(s)$ dari $Z(s)$ dapat dituliskan sebagai berikut:

$$\hat{Z}(s) - m(s) = \sum_{i=1}^n \lambda_i [Z(s_i) - m(s_i)] \quad \dots(1)$$

Dengan :

s_i : Lokasi untuk estimasi dan salah satu lokasi dari dua data yang berdekatan, dinyatakan dengan i

$m(s)$: Nilai ekspektasi dari $Z(s)$

$M(s_i)$: Nilai ekspektasi dari $Z(s_i)$

λ_i : Faktor bobot

n : Banyaknya data sampel yang digunakan untuk estimasi

3. *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.

Ordinary kriging adalah salah satu metode yang terdapat pada metode kriging yang sering digunakan pada geostatistika. Pada metode ini, memiliki asumsi khas untuk penerapan yang mudah digunakan dari *ordinary kriging* adalah *intrinsic stationarity* dari bidang dan pengamatan yang cukup untuk mengestimasi *variogram* (Rado, 2019). Ordinary kriging juga memiliki asumsi matematika dalam penerapannya, asumsi tersebut adalah sebagai berikut :

- a) Rata-rata $E[Z(x)] = \mu$ tidak diketahui tetapi konstan
- b) Variogram $(x,y) = E[Z(x)-Z(y)]^2$ untuk diketahui

Ordinary kriging berhubungan dengan prediksi spasial dengan dua asumsi:

Asumsi model :

$$Z(s) = \mu + e(s), \quad s \in D, \mu \in \mathfrak{R}, \text{ dan } \mu \text{ tidak diketahui}$$

Asumsi prediksi :

$$\hat{Z}(s) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(s_i), \text{ dengan } \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \quad \dots(2)$$

Dengan :

$e(s)$: Nilai error pada $Z(s)$

n : banyaknya data sampel yang digunakan untuk estimasi

2.5.3.2 Analisis statistik univarian

Tendensi sentral merupakan ukuran statistik untuk menentukan skor tunggal yang dapat mendefinisikan pusat distribusi. Tujuan mengukur nilai tendensi sentral adalah manentukan skor tunggal yang paling mewakili untuk seluruh kelompok. Jenis tendensi sentral beruba *mean*, *median*, *modus*, *skewness*, dan *kurtosis* (Supriono, 2020).p

Mean/rata-rata adalah nilai yang mewakili sekelompok data dan nilainya mempunyai kecenderungan teletak di tengah-tengah kelompok (Haris, 2005).

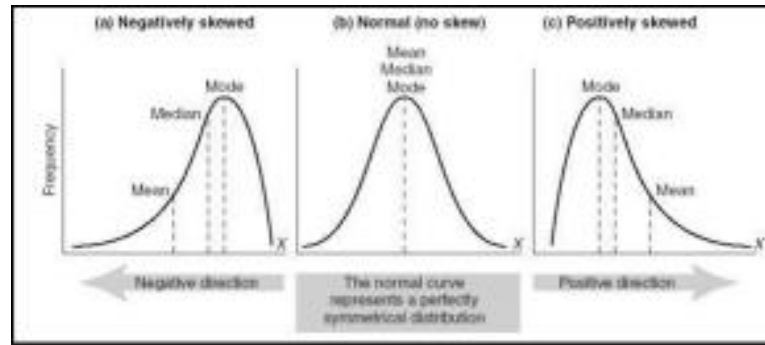
$$\mu = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n g_i \quad \dots(3)$$

dimana μ merupakan mean, n merupakan jumlah/banyaknya data, dan g_i merupakan nilai data.

Median (med) adalah nilai yang terletak di tengah dari suatu kelompok data yang telah diurutkan dalam suatu jajaran.

Modus adalah suatu nilai dari kelompok data yang mempunyai frekuensi tertinggi. *Modus* sangat berperan untuk mengetahui distribusi data kelompok dari dua atau lebih sub populasi (Haris, 2005).

Skewness (ukuran kemiringan kurva) adalah kecenderungan distribusi data, distribusi *skewness* positif menunjukkan distribusi data cenderung lebih banyak pada nilai data yang terkecil ($med < \mu$), sedangkan *skweness negative* menunjukkan distribusi data cenderung lebih banyak pada nilai data yang besar ($med > \mu$).



Gambar 11 Skewness negative (a), Skewness normal (b), Skewness Positif (c).

Skweness dinyatakan dengan rumus sebagai berikut:

$$\alpha = \frac{\mu - \text{mod}}{\sigma} = \frac{1}{n} \frac{\sum_{i=1}^n (g - \mu)^3}{\sigma^3} \quad \dots(4)$$

dimana α merupakan skewness, mod merupakan modus, dan σ merupakan standard deviation/simpangan baku.

Kurtosis menggambarkan ukuran keruncingan kurva histogram. Dari tingkat keruncingan, kurva dapat dibedakan menjadi leptokurtis (meruncing) kurtosis > 3 , platykurtis (mendatar) kurtosis < 3 , dan mesokurtis (normal) kurtosis $= 3$. Kurva distribusi dikatakan normal jika nilai kurtosis mendekati 3. Kurtosis dapat dinyatakan dengan rumus berikut:

$$\text{Kurtosis} = \frac{1}{y} \frac{\sum_{i=1}^n (g - \mu)^4}{\sigma^4} \quad \dots(5)$$

2.5.3.3 Pendeteksian pencilan spasial

Pencilan adalah suatu data yang jauh berbeda dibandingkan terhadap keseluruhan data. Data yang jauh berbeda ini disebabkan oleh kesalahan pada saat sampling, analisis, atau terjadi penyaringan. Dengan kata lain data pencilan juga dapat dianggap sebagai data dengan populasi yang berbeda terhadap populasi keseluruhan data. Dengan demikian data pencilan akan mengganggu dalam proses analisis data dan harus dihindari dalam banyak hal (Supriono, 2020).

Data dikatakan outlier atau terpencil (pencilan) apabila nilai lebih besar dari +2,5 atau lebih kecil dari -2,5 (menggunakan nilai *absolutestandardizes*). Menurut para pakar menentukan batasan *outlier* mungkin berbeda, bisa 0.5 atau 3 bahkan ada yang 3,5. Secara teori, untuk memperoleh nilai rumusnya adalah sebagai berikut:

$$Z = \frac{x_i - \bar{x}}{s} \quad \dots(6)$$

Dimana :

x_i : Nilai pengamatan ke-i

$\bar{x}$: Rata-rata nilai pengamatan

s : Standar deviasi nilai pengamatan

2.5.3.4 Variogram dan semivariogram

Variogram merupakan grafik variansi terhadap jarak (*lag*). *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 (Rozalia, 2016).

1. Semivariogram Eksperimental

Semivariogram adalah perbedaan rata-rata antara dua titik yang terpisah dengan jarak pada arah tertentu. Semivariogram eksperimental adalah semivariogram yang diperoleh dari data hasil pengukuran. Semivariogram dapat digunakan untuk mengukur korelasi spasial berupa variansi selisih pengamatan pada lokasi x dan lokasi berjarak $x+h$. Semivariogram eksperimental dinyatakan dinyatakan dengan persamaan berikut :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n(h)} \sum_{i=1}^{n(h)} [Z(x_i) - Z(x_{i+h})]^2 \quad \dots(7)$$

Dimana :

$\gamma(h)$ = Semivariogram untuk arah tertentu dengan jarak h

h = Jarak antar conto atau lag semivariogram

$Z(x_i)$ = Harga data pada titik x_i

$Z(x_{i+h})$ = Data pada titik yang berjarak h dari x_i

$N(h)$ = Jumlah pasangan data

Pada semivariogram eksperimental terdapat tiga paramater penting yaitu: (Rahma, 2024):

- a) *Sill* adalah nilai *semivariogram* pada saat tidak terjadi peningkatan yang signifikan (saat *semivariogram* cenderung mencapai nilai yang stabil). Nilai ini sama dengan nilai variansi dari data tersebut.

- b) *Nugget* (C_0) merupakan nilai yang mendekati titik nol yang menunjukkan kesalahan analisis.
- c) *Range* merupakan jarak (h) merupakan nilai dengan jarak paling jauh pada saat mencapai sill yang membatasi antara nilai yang berkorelasi spasial dengan nilai yang tidak berkorelasi spasial.

2. Semivariogram Teoritis

Untuk melakukan analisa data geostatistik dilakukan pencocokan antara bentuk semivariogram eksperimental model variogram dengan proses *fitting* untuk mendapatkan mendapatkan bentuk kurva paling mendekati. Dari analisis variogram akan diperoleh nilai parameter nugget (C_0), range (a) dan sill(C). Terdapat tiga model variogram yang umum digunakan, yaitu :

a. Model Sferis

Model *variogram sferis* merupakan model *variogram* yang paling sering digunakan dan diberikan persamaan sebagai berikut :

$$\gamma(h) = C_0 + C \left[\frac{3h}{2a} - \frac{h^3}{2a^3} \right] h < a \quad \dots(8)$$

b. Model Eksponensial

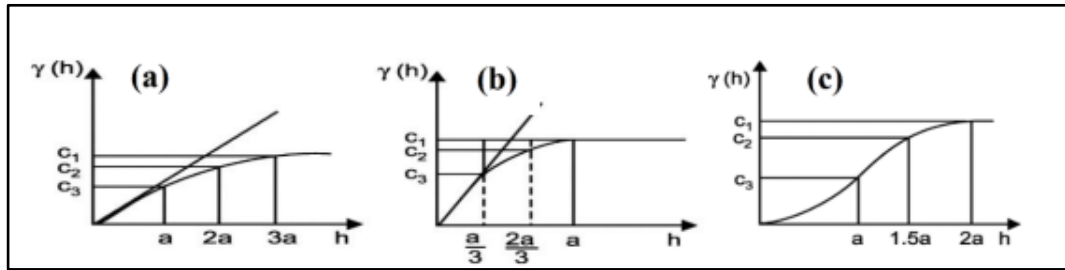
Pada model eksponensial terjadi peningkatan dalam semivariogram yang sangat curam dan mencapai nilai sill secara asimtotik (tidak sebanding). Model ini laju kenaikannya lebih lambat dari pada model sferis dan jarang ditemukan dalam praktek pertambangan.

$$\gamma(h) = (C_0 + C) \times \left[1 - \exp\left(-\frac{h}{a}\right) \right] h < a \quad \dots(9)$$

c. Model *Gaussian*

Model gauss merupakan bentuk kuadrat dari eksponensial sehingga menghasilkan bentuk parabolik pada jarak yang dekat. Dinyatakan dalam persamaan :

$$\gamma(h) = C_0 + C \left[1 - \exp\left(-\frac{h^2}{a^2}\right) \right] \quad \dots(10)$$



Gambar 12 Variogram sferis (a) Variogram eksponensial (b) variogram gaussian (c).

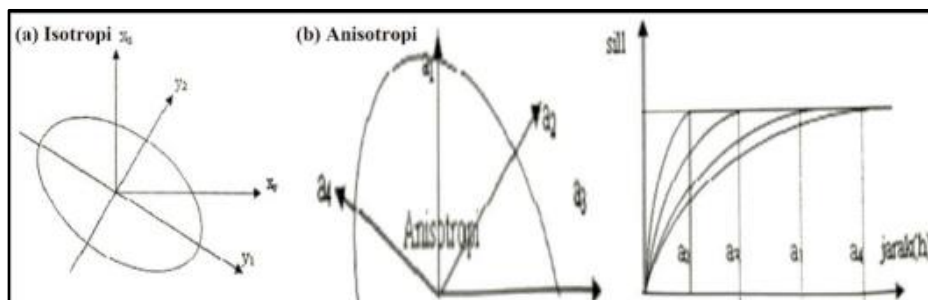
Setelah dilakukan proses *fitting* maka dilakukan penentuan geometri variogram, geometri variogram terbagi menjadi dua yaitu :

a) Geometri Isotropi

Variogram jika fungsi model struktural $\gamma(h)$ adalah bernilai sama untuk setiap arah vektor h dan mempunyai range eksperimental yang sama.

b) Geometri Anistropi

Geometri dikatakan anistropi apabila fungsi model struktur $\gamma(h)$ dan nilai range eksperimental tidak bernilai sama untuk setiap arah vektor h . Secara fisik, anistropi ini menggambarkan kecenderungan variabilitas penyebaran endapan.



Gambar 13 Geometri (a) Isotropi (b) Anisotropi.

Kemudian setelah melakukan *fitting* variogram dan memilih geometri variogram, dilakukan proses pembobotan dengan menggunakan rumus :

$$Z = \sum_{i=1}^n W_i Z_i \quad \text{.....(11)}$$

Bobot W_1 dipecahkan dengan persamaan dengan rumus :

$$\sum_{i=1}^n W_i y(v, v) + \mu = y(v, V) \text{ dengan } \sum_{i=1}^n W_i = 1 \quad \text{.....(12)}$$

Sedangkan variasi kriging dapat dinyatakan dalam persamaan rumus :

$$\sigma_k^2 = \sum_i^n W_i y(v, v) - y(V, V) + \mu \quad \text{.....(13)}$$

Pada penaksiran kriging yang terpenting adalah mencari nilai γ_1 dan μ_1 . Sistem kriging menggunakan persamaan matriks dengan rumus :

$$[A].[X] = [B] \quad \dots(14)$$

Keterangan :

[A] : Matriks kolom simetri yang menyatakan kovariansi antara contoh dengan contoh

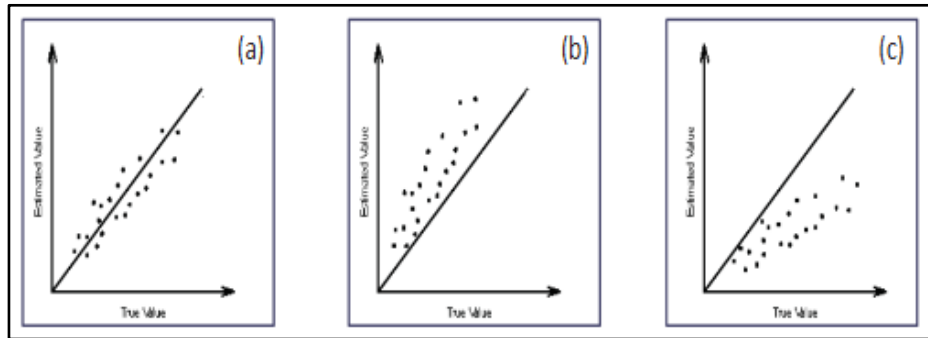
[X] : Matriks kolom bobot persamaan

[B] : Matriks kolom yang menyatakan kovariansi antara contoh dengan titik atau blok yang ditaksir

Ordinary kriging dapat memberikan ukuran *error* dan *confidence*. Metode ini menggunakan *semivariogram* yang mempresentasikan perbedaan spasial dan nilai dinatara semua pasangan sampel data. *semivariogram* juga menunjukkan bobot (*weight*) yang digunakan dalam interpolasi. *Semivariogram* dihitung berdasarkan sampel dengan jarak, beda nilai, dan jumlah sampel. Pada jarak dekat, *semivariance* bernilai kecil sedangkan pada jarak lebih besar akan bernilai tinggi yang menunjukkan bahwa variasi dari beda nilai tidak lagi berhubungan dengan jarak sampel poin.

2.5.3.5 *Cross validation* (Validasi silang)

Cross validation dilakukan untuk melihat apakah hasil estimasi yang dilakukan baik atau tidak. Cara kerja validasi silang adalah dengan melakukan pengecekan pada lokasi yang telah disampel. Nilai sampel yang berada dilokasi tersebut diabaikan untuk sementara dari set data sampel. Nilai dari lokasi yang sama kemudian diestimasi dengan menggunakan sampel yang tersisa. Prosedur ini, dapat dilihat sebagai eksperimen dengan meniru proses estimasi seolah-olah kita tidak pernah mengambil sampel pada lokasi tersebut. Ketika estimasi sudah dilakukan kita dapat membandingkan hasilnya dengan nilai sebenarnya yang telah dikeluarkan dari set data sampel ketika akan melakukan estimasi. Prosedur ini diulang terus untuk semua sampel data. Setelah melakukan *cross validation*, selanjutnya dilakukan *plotting* antara kadar sebenarnya dan kadar hasil estimasi dalam bentuk *scatter plot*. Dari diagram *scatter plot* ini dapat dilihat apakah hasil estimasi sudah baik, *underestimate*, atau *overestimate* (Masuara dkk, 2011).



Gambar 14 Cross validation menggunakan scatter plot: (a) *Estimated value (unbiased)*, (b) *Over estimated*, (c) *Under estimated*

2.6 Model Blok

Model blok merupakan bentuk interpretasi sumberdaya dimana setiap blok memiliki nilai kadar, densitas, jenis batuan, dan lain-lain. Blok-blok tersebut memiliki ukuran yang sama dan peubah variabel berdasarkan topografi, kadar dan densitasnya (Bargawa, 2018).

Dalam mengestimasi data, terlebih dahulu dilakukan pembuatan *block model* dimana pembuatan *block model* ini bertujuan agar data yang telah di taksir dengan ketetapan titik bor dapat diestimasi dengan membuat blok-blok kecil yang telah ditetapkan ukurannya dengan tujuan untuk memperlihatkan kandungan daripada suatu logam seperti NI, Fe, dan lain-lain (wawan,2019).