ISSN 1907-5367
eISSN 2580-1023

buletin
SUMBER DAYA GEOLOGI

Volume 21 No. 2, Agustus 2026



Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral
Badan Geologi
Pusat Sumber Daya Mineral, Batubara dan Panas Bumi

Buletin Sumber Daya Geologi	Vol. 21	No. 2	Halaman 79 - 154	Bandung Agustus 2026	Terakreditasi Kemenristekdikti sebagai Jurnal Ilmiah Nomor : 200/M/KPT/2020

KETERANGAN SAMPUL DEPAN

Tuf teralterasi argilik pada area tengah memperlihatkan warna putih kekuningan, Daerah Bakan, Kabupaten Bolaang Mongondow, Provinsi Sulawesi Utara. (Farrel Gibran, dkk., 2026)

ISSN 1907-5367
eISSN 2580-1023

buletin
SUMBER DAYA GEOLOGI

Volume 21 Nomor 2, Agustus 2026

Terakreditasi Kemenristekdikti sebagai Jurnal Ilmiah Nomor : 200/M/KPT/2020

Buletin Sumber Daya Geologi merupakan jurnal ilmiah terakreditasi Kemenristekdikti bidang mineral, energi fosil, dan panas bumi yang berkaitan dengan kajian sumber daya. Majalah ini terbit tiga nomor dalam satu tahun pada bulan Mei, Agustus dan November.

DEWAN REDAKSI

Editor In Chief
Ir. Denni Widhiyatna, M.T.

Managing Editor
Eko Suryanto, S.Kom.
Resmi Novianti, S.Kom.
Ernawati, S.I.Pust.
Riad Bakti Padilah, S.AP.
Wandi Oktapiadi, S.S.I.
Bonny Wanda Nugraha, S.T.
Atep Kurnia, S.S.

Editorial Board
Ir. Agung Pribadi, M.Sc.
Sumardi, S.T., M.M.
Ir. Herry Rodiana Eddy, M.Si.
Ir. Dwi Nugroho Sunuhadi
Ir. Sri Widodo
Ir. Teuku Ishlah
Ir. Bambang Pardiarto
Dr. Siti Sumilah Rita Susilawati, S.T., M.Sc.
Ir. Rina Wahyuningsih
Fatimah, S.T., M.Sc.
Asep Sugianto, S.T., M.T.
Irwan Muksin, S.T.
Husin Setia Nugraha S.T., M.Sc.

Peer-Reviewer
Prof. Dr.Ir. Binarko Santoso, M.Sc
Prof. Ir. Mega Fatimah Rosana, M.Sc, Ph.D
Prof. Euis Tintin Yuningsih, S.T., M.T., Ph.D
Dr. Ir. Rukmana Nugraha Adhi, DEA
Prof. Dr. Ir. Dicky Muslim, M.Sc.
Dr. Eng. Agus Didit Haryanto, Ir., M.T.
Ir. Sabtanto Joko Suprapto, M.T.
Edi Suhanto, S.Si, M.T.
Dr. Asep Kurnia Permana, S.T., M.Sc
Dr. rer. nat. Ernowo, S.T., M.T.
Prof. Dr. Ir. RM Basuki Rahmad, M.T.
Dr. Ir. Dwi Fitri Yudiantoro, M.T.
Dr. Ir. Sutarto, M.T.

Alamat sekretariat dan pengiriman naskah
Pusat Sumber Daya Mineral, Batubara dan Panas Bumi
Bagian Umum
Jl. Soekarno Hatta No. 444 Bandung 40254
Telepon : (022) 520 2698, 522 6270
Fax : (022) 522 6270, 522 6263
Email : buletinpsdg@gmail.com
OJS : https://buletinsdg.geologi.esdm.go.id

PENGANTAR REDAKSI

Buletin Sumber Daya Geologi Volume.21 Nomor.2 Tahun 2026 ini berisi lima makalah ilmiah yang seluruhnya mengulas tentang komoditas mineral. Para penulis yang berkontribusi berasal dari Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi, Pusat Riset dan Sumber Daya Geologi, Institut Teknologi Bandung, Universitas Padjadjaran, Universitas Pembangunan Nasional "Veteran" Yogyakarta, Universitas Gadjah Mada, Politeknik Energi dan Pertambangan Bandung, Universitas Muslim Makassar, Universitas Bosowa Makassar, *RWTH Aachen University* dan PT J Resources Bolaang Mongondow.

Artikel pertama berupa hasil penelitian di daerah Bakan, Bolaang Mongondow yang bertujuan untuk mengetahui karakteristik, alterasi dan mineralisasi daerah prospek dengan metode observasi lapangan, petrografi, mineragrafi, analytical spectral device (ASD), fire assay (FA), dan Atomic Absorption Spectrophotometry (AAS).

Artikel kedua berupa penelitian tentang nikel laterit yang merupakan salah satu mineral strategis dimana pembentukannya dikontrol oleh berbagai faktor, salah satunya morfologi. Penelitian ini ditujukan untuk mengkarakterisasi profil endapan nikel laterit dan mengkaji pengaruh kemiringan lereng terhadap kadar nikel pada batuan ultramafik Kompleks Mélange Luk Ulo di Desa Selogiri, Kecamatan Karangyam, Kabupaten Kebumen, Jawa Tengah.

Artikel ketiga berupa penelitian yang dilakukan di Prospek Randu Kuning, Selogiri, Wonogiri yang bertujuan untuk merekonstruksi evolusi fluida pembentuk bijih berdasarkan karakteristik inklusi fluida serta keterkaitannya dengan alterasi hidrotermal dan mineralisasi. Data inklusi fluida menunjukkan bahwa sistem hidrotermal Randu Kuning berkembang melalui tiga tahapan utama, yaitu tahap porfiri awal, porfiri menengah, dan porfiri akhir hingga epitermal.

Artikel keempat berupa penelitian yang dilakukan untuk mengidentifikasi jenis mineral alterasi dan mineral pembawa bijih mangan di Daerah Paludda, Kabupaten Barru, Sulawesi Selatan. Pengumpulan data lapangan dilakukan melalui penentuan titik sampel, pengamatan singkapan, deskripsi litologi, serta pengambilan sampel endapan mangan dan batuan teralterasi. Analisis laboratorium meliputi petrografi, mineragrafi, dan X-Ray Diffraction (XRD) untuk menentukan himpunan mineral alterasi, mineral pembawa bijih mangan, serta variasi mineral assosiasinya

Artikel kelima merupakan penelitian yang membahas endapan pasir besi di pesisir selatan Kabupaten Tasikmalaya yang merupakan sumber daya mineral strategis yang mengandung unsur besi (Fe), titanium (Ti), dan vanadium (V). Penelitian ini bertujuan untuk menganalisis hubungan antara tekstur dan mineralogi pasir besi terhadap distribusi unsur Fe, Ti, dan V pada endapan placer pantai di Blok Ciheras 1, Ciheras 2, dan Cikalong. Penelitian ini menunjukkan bahwa tekstur eksolusi dan mineralogi pasir besi berperan penting dalam mengontrol distribusi unsur Fe, Ti, dan V, serta memberikan dasar ilmiah bagi eksplorasi dan pengelolaan pasir besi secara berkelanjutan

Salam sehat dan tetap semangat,

Dewan Redaksi

ISSN 1907-5367
eISSN 2580-1023

buletin
SUMBER DAYA GEOLOGI

Volume 21 Nomor 2, Agustus 2026

DAFTAR ISI

MAKALAH ILMIAH

79 - 96 **KARAKTERISTIK ALTERASI DAN MINERALISASI ENDAPAN EPITERMAL SULFIDASI TINGGI DI DAERAH BAKAN, KABUPATEN BOLAANG MONGONDOW, PROVINSI SULAWESI UTARA**
CHARACTERISTICS ALTERATION AND MINERALIZATION OF HIGH SULPHIDATION EPITHERMAL DEPOSITS IN BAKAN AREA, BOLAANG MONGONDOW REGENCY, NORTH SULAWESI PROVINCE
Farrel Gibran Hafizha Khansa, Aton Patonah, Cecep Yandri Sunarie, Devito Pradipta

97 - 108 **KONTROL MORFOLOGI TERHADAP KADAR NIKEL PADA KOMPLEKS MELANGE LOK ULO, DAERAH SELOGIRI, KABUPATEN KEBUMEN, JAWA TENGAH**
GRADIENT MATTERS: MORPHOLOGICAL CONTROL ON NICKEL LATERITE QUALITY IN THE LUK ULO MÉLANGE COMPLEX, SELOGIRI, KEBUMEN REGENCY, CENTRAL JAVA
Hillary Inri Mambai, Dzil Mulki Heditama, Edya Putra

109 - 122 **EVOLUSI FLUIDA HIDROTERMAL-MAGMATIK PADA PROSPEK PORFIRI-EPITERMAL Cu-Au RANDU KUNING, SELOGIRI, JAWA TENGAH, INDONESIA:KAJIAN BERDASARKAN STUDI INKLUSI FLUIDA**
MAGMATIC-HYDROTHERMAL FLUID EVOLUTION IN THE PORPHYRY-EPITHERMAL CU-AU RANDU KUNING PROSPECT, SELOGIRI, CENTRAL JAVA, INDONESIA: INSIGHTS FROM FLUID INCLUSION STUDIES
Sutarto, Arifudin Idrus, Agung Harjoko, Lucas Donny Setijadji, Sven Sindern

123 - 136 **KARAKTERSITIK ALTERASI DAN MINERALISASI ENDAPAN MANGAN DAERAH PALUDDA KABUPATEN BARRU PROVINSI SULAWESI SELATAN**
CHARACTERISTICS OF ALTERATION AND MINERALIZATION OF MANGANESE DEPOSITS IN THE PALUDDA AREA, BARRU REGENCY, SOUTH SULAWESI PROVINCE
Andi Fadhli Heriansyah, Harwan, A. Al-Faizah Ma'rief, Hasbi Bakri

137 - 154 **HUBUNGAN TEKSTUR DAN MINERALOGI PASIR BESI TERHADAP DISTRIBUSI UNSUR BESI, TITANIUM, DAN VANADIUM DI PANTAI SELATAN TASIKMALAYA**
RELATIONSHIP BETWEEN THE TEXTURE AND MINERALOGY OF IRON SAND AND THE DISTRIBUTION OF IRON, TITANIUM, AND VANADIUM IN THE SOUTHERN COAST OF TASIKMALAYA
Suwahyadi, Sutarto, Ernowo

ABSTRAK MAKALAH
Oleh : Redaksi

GALERI FOTO
Oleh : Eko Suryanto, S.Kom

PEDOMAN PENULISAN KARYA ILMIAH
Oleh : Redaksi

Buletin Sumber Daya Geologi
Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi,
Badan Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral
Website: https://buletinsdg.geologi.esdm.go.id
ISSN 1907-5367, e-ISSN 2580-1023



KARAKTERISTIK ALTERASI DAN MINERALISASI ENDAPAN EPITERMAL SULFIDASI TINGGI DI DAERAH BAKAN, KABUPATEN BOLAANG MONGONDOW, PROVINSI SULAWESI UTARA

CHARACTERISTICS ALTERATION AND MINERALIZATION OF HIGH SULPHIDATION EPITHERMAL DEPOSITS IN BAKAN AREA, BOLAANG MONGONDOW REGENCY, NORTH SULAWESI PROVINCE

Farrel Gibran[1], Aton Patonah[1], Cecep Yandri Sunarie[1], dan Devito Pradipta[2]
[1]Universitas Padjadjaran,
[2]PT. J Resources Bolaang Mongondow

Email korespondensi: farrel562003@gmail.com
Diterima: 9 April 2025; Direvisi: 11 Mei 2025; Disetujui: 17 Juli 2026
DOI: https://doi.org/10.47599/bsdg.v21i2.520

ABSTRAK

Daerah Bakan, Kabupaten Bolaang Mongondow, Provinsi Sulawesi Utara merupakan salah satu daerah dengan potensi endapan emas di Indonesia. Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui karakteristik, alterasi dan mineralisasi pada daerah penelitian dengan melalui observasi lapangan, petrografi, mineragrafi, *analytical spectral device (ASD), fire assay* (FA), dan *Atomic Absorption Spectrophotometry* (AAS). Berdasarkan himpunan mineral alterasinya, daerah penelitian terbagi ke dalam lima zona alterasi, yaitu zona alterasi kuarsa (*vuggy*) + alunit, kuarsa (masif) + alunit, alunit + dikit + kaolinitit + kuarsa, ilit + monmorilonit, dan klorit + epidot. Mineralisasi yang berkembang di daerah penelitian terdiri dari mineral oksida dan sulfida. Mineral oksida berupa hematit gutit dan jarosit. mineral sulfida berupa pirit sfalerit, galena, kalkopirit, dan kovelit. Hasil integrasi seluruh data, tipe endapan hidrotermal yang berkembang di daerah penelitian adalah endapan epitermal sulfidasi tinggi dengan zona potensi mineralisasi berada pada area tengah daerah penelitian. Zona mineralisasi logam mulia berasosiasi dengan zona alterasi silika massif dan silika vuggy dikontrol dominan oleh struktur berorientasi Timur Laut - Barat Daya

Kata kunci: alterasi, mineralisasi, epitermal sulfida tinggi, Sulawesi Utara

ABSTRACT

The Bakan area, Bolaang Mongondow Regency, North Sulawesi Province is one of the regions with gold deposit potential in Indonesia. This study aims to identify the characteristics, alteration, and mineralization in the research area through field observations, petrography, mineralography, analytical spectral devices, fire assay (FA), and Atomic Absorption Spectrophotometry (AAS). Based on the alteration mineral assemblage, the research area is divided into five alteration zones: quartz (vuggy) + alunite, quartz (massive) + alunite, alunite + dickite + kaolinite + quartz, illite + montmorillonite, and chlorite + epidote. The mineralization in the research area consists of oxide and sulfide minerals. Oxide minerals include goethite

hematite and jarosite. Sulfide minerals include pyrite, sphalerite, galena, chalcopyrite, and covellite. Integrating all data, the type of hydrothermal deposit in the research area is an epithermal high-sulfide deposit with the precious metal mineralization potential zone located in the central area of the research region. The mineralization zone is associated with the massive silica and vuggy silica alteration zones, which are dominantly controlled by structures oriented Northeast - Southwest.

***Keywords**: alteration, mineralization, epithermal high sulphidation, North Sulawesi.*

PENDAHULUAN

Indonesia merupakan negara yang mempunyai sumber daya alam yang melimpah. Hal ini disebabkan oleh posisi indonesia yang berada pada jalur gunung api Pasifik (*Ring of Fire*), ditandai oleh aktifitas vulkanisme dan magmatisme yang tinggi. Kondisi tersebut berperan penting dalam proses pembentukan berbagai mineral ekonomis. Salah satunya emas. Menurut data *World Gold Council* (2023) kecenderungan permintaan atas emas meningkat setiap tahunnya. Pada tahun 2023, total permintaan melonjak 3% ke rekor tahunan baru sebesar 4.898,8 ton. Oleh karena itu, diperlukan kegiatan eksplorasi secara intensif untuk memenuhi kebutuhan tersebut.

Menurut data *United States Geological Survey* (2024) Indonesia merupakan negara dengan cadangan emas terbesar ke-6 di dunia. Salah satu jenis deposit yang banyak ditemukan di indonesia adalah endapan epitermal sulfida tinggi. Jenis deposit ini telah menjadi target eksplorasi penting di negara ini dalam dua dekade terakhir (Van Leeuwen dan Rompo, 2023)

Persebaran epitermal sulfida tinggi di Indonesia, sebagian besar berada di tiga busur magmatis, yaitu. Busur Sunda Barat Laut, Busur Sunda Timur, dan Sulawesi Utara. Pada Busur Sunda Barat Laut terdapat endapan Tengkareng (Hamid, dkk, 2014), Martabe (Sutopo, 2013) dan Miwah (Mulja et al., 2020). Kemudian pada Busur Sunda Timur di antaranya, Tumpangpitu (Norris, 2011) dan Onto (Burrows et al., 2020), dan dua lainnya yaitu Batu Hijau dan Elang, keduanya mengandung sisa-sisa *lithocap* namun tidak memiliki mineralisasi sulfida tinggi yang signifikan (Maryono dkk., 2005). Kemudian di Sulawesi Utara terdapat Motomboto, Sangihe (Van Leeuwen & Pieters, 2012), Bakan (Hardjana, 2011), dan Lanut (Nugroho, dkk, 2005)

Daerah Bakan Kabupaten Bolaang Mongondow, Provinsi Sulawesi Utara merupakan salah satu daerah dengan potensi endapan emas di Indonesia. karakteristik endapan mineral pada daerah penelitian termasuk kedalam tipe endapan epitermal sulfida tinggi dengan *host rock* batuan vulkanik (Hardjana, 2011).

Karakteristik endapan mineral pada daerah penelitian termasuk kedalam tipe endapan epitermal sulfida tinggi (Hilman dkk, 2021, unpublished). dengan mineralisasi yang terbentuk berasosiasi dengan mineral lempung alunit, pirofilit, dikit, kaolinit, ilit, dan klorit, berasosiasi dengan mineral sulfida kovelit, enargit dan pirit, serta alterasi kuarsa (*vuggy* – massif). Hal tersebut didasari oleh hasil pemetaan detil geologi dan analisis *Analytical Spectral Device (ASD*).

Tujuan dari penelitian ini untuk menentukan karakteristik alterasi dan mineralisasi di daerah penelitian. Sehingga diharapkan dapat memberikan masukan dalam penentuan eksplorasi lebih lanjut.

METODOLOGI

Objek penelitian ini meliputi batuan segar, batuan lapuk dan batuan yang sudah mengalami proses ubahan.

Penelitian diawali dengan pemetaan geologi permukaan melalui pengamatan dan pengambilan sampel pada 137 singkapan yang tersebar pada berbagai

zona alterasi di daerah penelitian. Pengambilan sampel dilakukan pada singkapan yang menunjukkan karakteristik alterasi secara megaskopis, seperti silisifikasi, dan kehadiran mineral lempung. Selain itu, pengambilan sampel juga difokuskan pada singkapan yang memperlihatkan indikasi mineralisasi, seperti kehadiran mineral sulfida dan mineral oksida, yang selanjutnya digunakan untuk analisis alterasi dan mineralisasi. Tahap selanjutnya adalah pemilihan sampel terpilih untuk dilakukan analisis laboratorium lebih lanjut. Dari seluruh sampel tersebut kemudian dipilih 10 sampel representatif untuk analisis petrografi. Pemilihan sampel didasarkan pada keterwakilan litologi dan variasi intensitas alterasi yang diamati di lapangan. Dengan demikian, sampel yang dianalisis di laboratorium dapat mewakili karakteristik geologi dan proses alterasi yang berkembang di daerah penelitian. Analisis ini menggunakan mikroskop merk Olympus BX51 yang dilakukan di Laboratorium Petrologi dan Mineralogi, Fakultas Teknik Geologi Unpad. Selanjutnya terdapat 7 (tujuh) sampel terpilih untuk dilakukan analisis mineragrafi. Pemilihan sampel difokuskan pada batuan yang menunjukkan indikasi mineralisasi bijih di lapangan dengan tujuan untuk menentukan jenis mineral logam dan paragenesanya.

Analisis geokimia dengan menggunakan *Analytical Spectral Device* adalah tahapan analisis yang dilakukan untuk menentukan jenis mineral lempung. Terdapat 137 sampel untuk analisis ini yang dilakukan di PT. J Resources Bolaang Mongondow.
Selain itu, dilakukan analisis geokimia menggunakan metode Fire Assay (FA) untuk menentukan kadar Au dan Ag, serta *Atomic Absorption Spectrophotometry* (AAS) untuk menganalisis kadar unsur lain seperti Ag, Cu, Pb, dan Zn. Seluruh analisis dilakukan di PT J Resources Bolaang Mongondow dengan total 39 sampel yang diuji menggunakan metode ini

GEOLOGI REGIONAL

Secara fisiografis, daerah penelitian terletak pada Lengan Utara Sulawesi (Van Bemmelen, 1949). Lengan Utara Sulawesi terbentuk karena adanya tunjaman ganda pada Tersier hingga Miosen yaitu Tunjaman Sulawesi Utara dan Tunjaman Sangihe Timur (Simandjuntak, 1986). Tunjaman Sulawesi Utara di sebelah utara Lengan Utara Sulawesi memiliki arah utara - selatan. Tunjaman tersebut menghasilkan gunungapi Tersier yang terbentang dari sekitar Tolitoli sampai Manado. Tunjaman Sangihe Timur di sebelah timur dan selatan Lengan Utara Sulawesi memiliki arah timur - barat. Tunjaman tersebut menyebabkan rotasi pada bagian timur lengan utara Sulawesi berlawanan arah jarum jam dan sistem sesar ekstensional (Apandi dan Bachri, 1997).

Berdasarkan peta geologi regional lembar Kotamobagu, Sulawesi Utara skala 1: 100.000 (Apandi dan Bachri, 1997), tatanan batuan pada daerah penelitian termasuk kedalam Batuan Gunungapi Bilungala (Tmby) terdiri dari breksi, tufa dan lava bersusunan andesit, dasit dan riolit. Umurnya Miosen Bawah - Miosen Akhir (Apandi dan Bachri, 1997)

Stratigrafi di daerah penelitian tersusun atas batuan dasar berumur Miosen Tengah hingga Miosen Akhir yang terdiri dari aliran lava andesit berselingan dengan batuan sedimen yang kemudian diintrusi oleh diorit (Hardjana, 2011). Di atas batuan dasar secara tidak selaras terendapkan sekuen Bakan berumur Plio-Pleistosen yang terdiri dari interkalasi batuan piroklastik berkomposisi dasitik (*crystal/vitric/lithic*) kemudian diintrusi oleh breksi diatrem dan hidrotermal. Kemudian endapan Resen terjadi akibat pengangkatan terus-menerus disertai erosi yang menyebabkan terbentuknya kerikil aluvial dan kipas aluvial. Struktur yang berkembang pada daerah penelitian terdiri dari set konjugat barat laut - tenggara dan utara timur laut – selatan barat daya. Struktur inilah yang menjadi jalur fluida hidrotermal. (Hardjana, 2011)

HASIL DAN PEMBAHASAN

Litologi Daerah Penelitian

Berdasarkan litostratigrafi tidak resmi, litologi di daerah penelitian terbagi ke dalam tiga satuan dari tua ke muda yaitu Satuan Lava Andesit, Satuan Tuf dan Satuan Breksi Diatrem (Gambar 1).

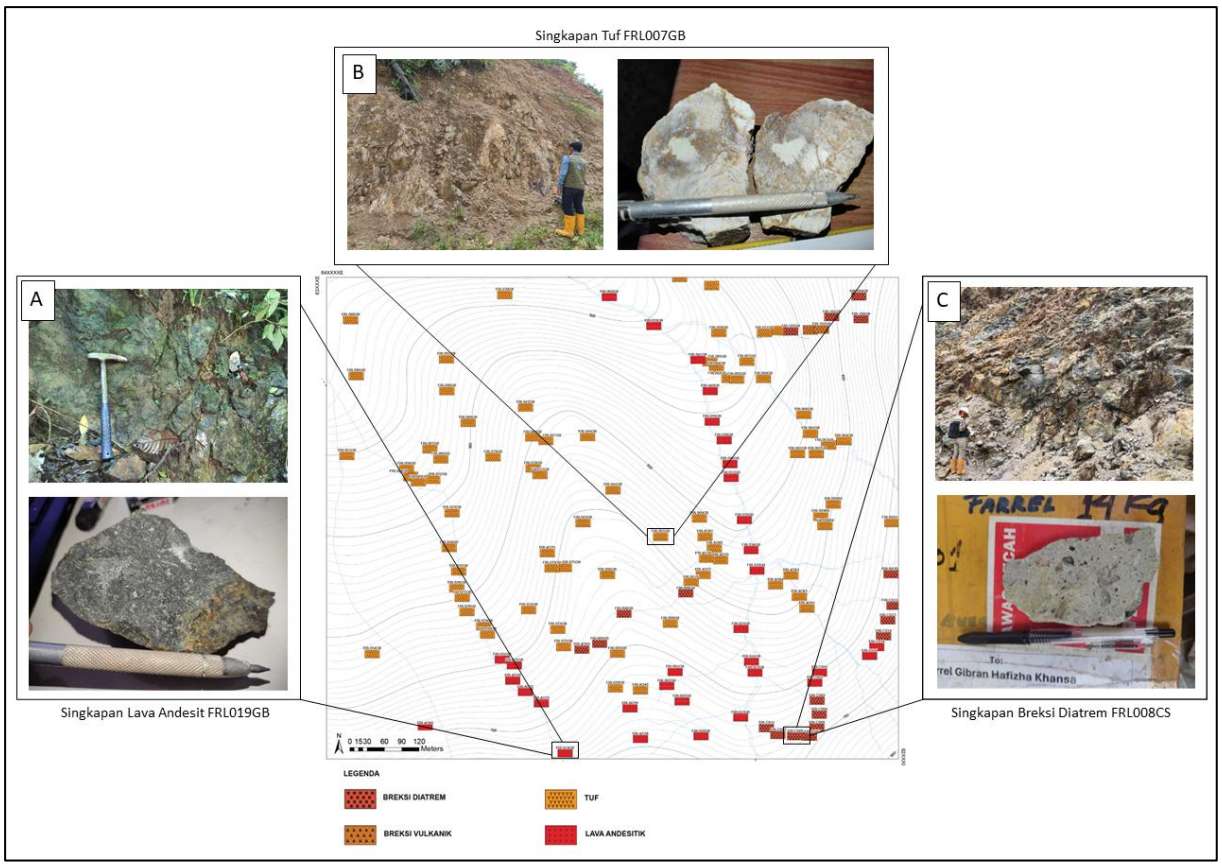
Satuan Lava Andesit (SLA)

Satuan ini tersebar di bagian selatan dan di sepanjang sungai sebelah timur daerah penelitian. Satuan ini tersusun atas seluruhnya batuan andesit, yang memiliki karakteristik warna segar putih keabuan dan warna lapuk hitam kecoklatan, indeks warna mesokratik, tekstur porfiritik-afanitik, mineral yang terindikasi adalah plagioklas, kuarsa, dan hornblenda. Sebagian terubahkan menjadi serisit, klorit, epidot dan mineral lempung (Gambar 1A).

Berdasarkan karakteristik batuan, Satuan Lava Andesit pada daerah penelitian dapat disebandingan dengan Lava Andesitik berumur Miosen Tengah – Miosen Atas yang memiliki karakteristik sebagai batuan lava berkomposisi andesitik yang menindih dan/atau menjemari dengan batuan sedimen feldspatik marin hingga submarin (ABM, 2007 dalam Hardjana, 2011).

Satuan Tuf (ST)

Satuan ini tersebar di sebelah timur, barat dan utara daerah penelitian. Satuan ini tersusun atas litologi tuf dan breksi tuf. Batuan ini memiliki karakteristik warna segar putih keabuan dan warna lapuk kuning kecoklatan, memiliki ukuran butir ~1mm – 2 mm, bentuk butir menyudut tanggung, sortasi sedang hingga baik dan kemas terbuka, (Gambar 1B).



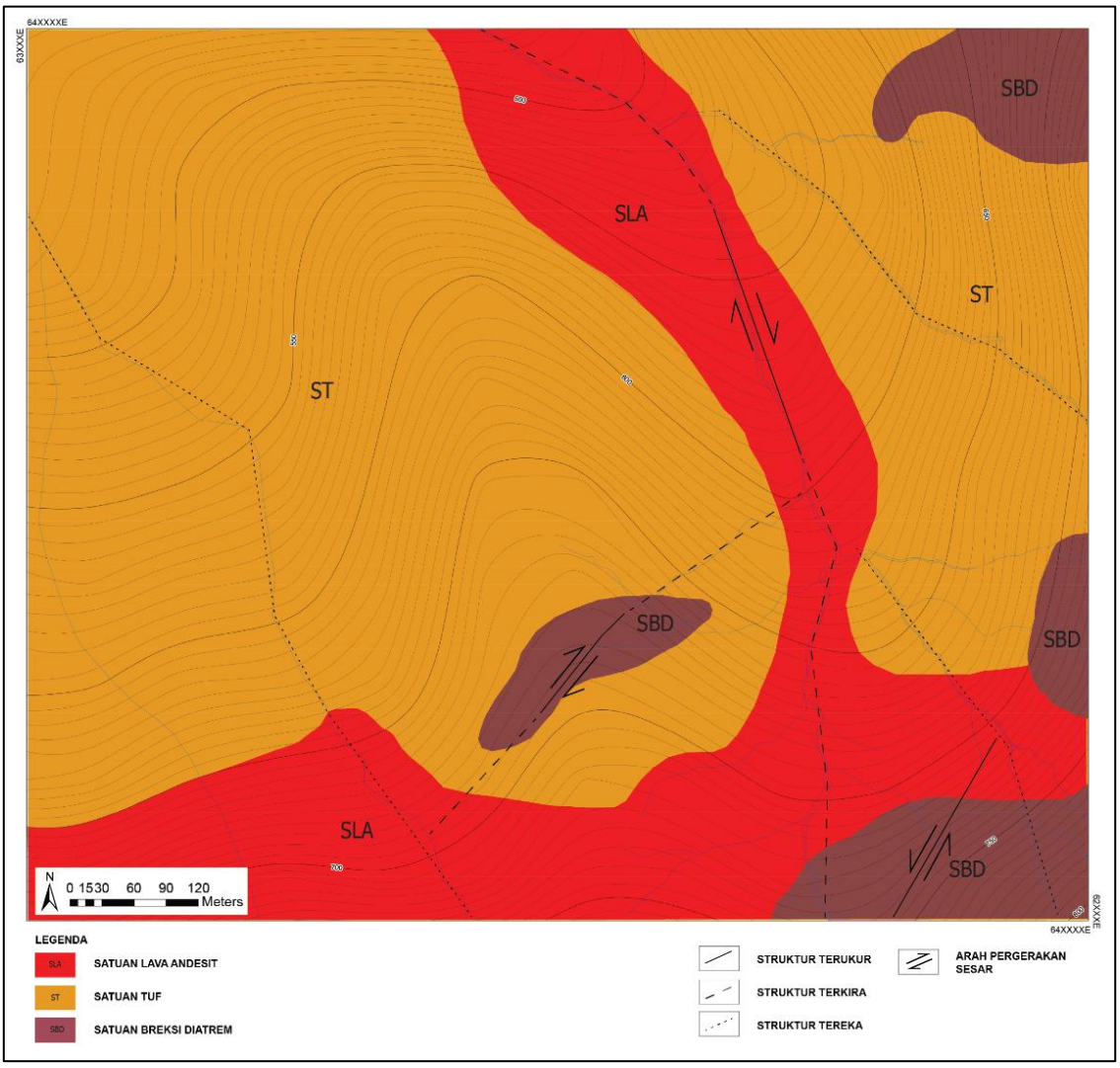
Gambar 1. Peta sebaran batuan di daerah penelitian, (A) Lava andesit, (B) Tuf, (C) Breksi diatrem

Berdasarkan karakteristik batuannya, Satuan Tuf pada daerah penelitian dapat disebandingan dengan Tuf Dasitik berumur Pliosen-Pleistosen yang memiliki karakteristik berupa *intercalated* dan *intertonguing* abu dasitik, kristal litik dan breksi tuf (ABM, 2007 dalam Hardjana, 2011).

Satuan Breksi Diatrem (SBD)

Satuan ini tersebar di sebelah timur laut, tenggara, dan tengah daerah penelitian. Satuan ini tersusun atas litologi breksi diatrem. Umumnya batuan ini memiliki karakteristik warna segar putih keabu abuan dan warna lapuk abu-abu kemerahan, sortasi buruk, kemas terbuka, tekstur *crackle, jigfit* dan *chaotic, clast supported-matrix supported*. Satuan ini dicirikan dengan matriks yang memiliki tekstur *milled-matrix (rock-flour)* dengan komposisi fragmen batuan tuf, dan andesit, dengan bentuk fragmen membundar tanggung – menyudut ditemukan pula tekstur *whispy-cuspate*. Breksi diatrem dengan tekstur *crackle* memiliki matriks berupa kuarsa dan cenderung monomik (Gambar 1C).

Berdasarkan karakteristik batuan, Satuan Breksi Diatrem pada daerah penelitian dapat disebandingan dengan Breksi Diatrem berumur Pliosen-Pleistosen yang memiliki karakteristik berupa breksi diatrem yang menerobos sekuen batuan vulkanik dengan membawa klas dari unit *basement* (ABM, 2007 dalam Hardjana, 2011).



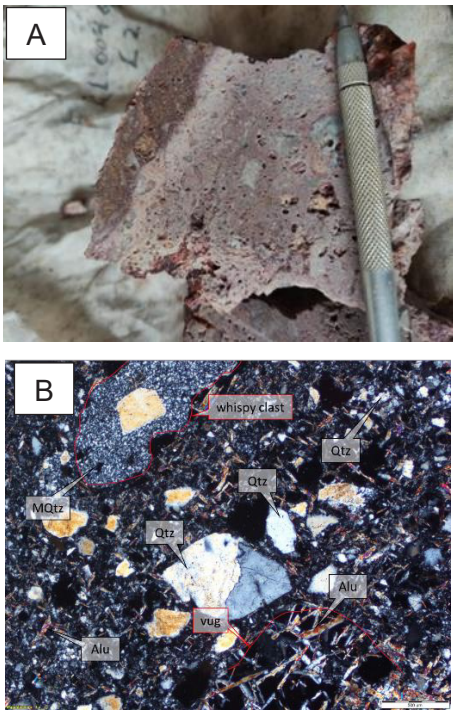
Gambar 2. Peta Satuan Batuan Daerah Penelitian

Struktur Geologi Daerah Penelitian
Berdasarkan hasil pengamatan lapangan, struktur geologi yang teridentifikasi secara umum berupa bidang sesar, kekar, urat, dan zona breksiasi yang memotong batuan pada daerah penelitian. Bidang sesar yang teramati memiliki kedudukan N40°E/45° pada area tengah daerah penelitian dan N25°E/45° pada area tenggara daerah penelitian. Sistem kekar yang berkembang pada daerah penelitian menunjukkan dua orientasi utama yaitu Barat Laut – Tenggara (NW–SE) dan Timur Laut – Barat Daya (NE–SW). Urat yang dijumpai pada daerah penelitian umumnya memiliki orientasi Timur Laut – Barat Daya (NE–SW) umumnya terisi oleh mineral kuarsa.
Struktur geologi yang teramati di lapangan secara umum berada pada koridor struktur lokal berarah Barat laut – Tenggara (NW-SE). Struktur ini diinterpretasikan membentuk struktur berorientasi Timur Laut – Barat Daya (NE - SW) dengan tetap berada pada koridor struktur Barat Laut – Tenggara (NW – SE). Sehingga disimpulkan bahwa struktur Timur Laut – Barat Daya (NW - SE) merupakan struktur orde lanjutan dari struktur Barat Laut – Tenggara (NW-SE). Berdasarkan data lapangan dan analisis yang di lakukan, Struktur Timur Laut – Barat Daya (NE – SW) mengarah pada zona ekstensional sebagaimana disebutkan dalam model *Riedel Shear*

Alterasi Daerah Penelitian
Berdasarkan pada himpunan mineral alterasi yang mengacu kepada klasifikasi menurut Corbet and Leach (1997), daerah penelitian terbagi menjadi lima zona alterasi yaitu (Gambar 8):

Zona Alterasi Kuarsa (*Vuggy*) + Alunit
Zona ini umumnya berkembang pada litologi breksi diatrem, tersebar di sebelah timur laut, tenggara dan tengah daerah penelitian. Zona ini dicirikan dengan kehadiran mineral kuarsa bertekstur *vuggy* dengan sangat intensif yang diakibatkan oleh proses *leaching* dari mineral-mineral penyusun batuan akibat interaksi dengan larutan hidrotermal dengan pH yang asam sehingga membentuk rongga-rongga pada batuan (Gambar 3A). Zona ini mengalami alterasi dengan sangat intens (Morrison, 1997) secara *pervasive* (Pirajno, 2009). Hampir seluruh fragmen dan massa dasar tergantikan oleh mineral kuarsa dengan sebagian yang lainnya terubah menjadi mineral alunit. Mineral alunit juga hadir mengisi rongga pada batuan. Kehadiran mineral alunit menunjukan kondisi fluida hidrotermal dengan pH yang rendah (Gambar 3B).

Berdasarkan himpunan mineralnya, zona ini termasuk ke dalam kelompok tipe silisifikasi, terbentuk pada pada kisaran temperatur 100 - 300^{0}C (Hedenquist et al., 2000) dengan kondisi pH fluida relatif asam (pH <2) (Corbett dan Leach, 1997).

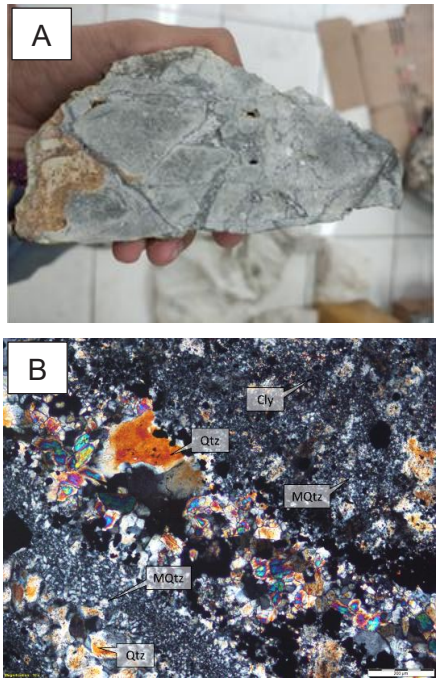


Gambar 3. (A)Tekstur vuggy dan hadir mineral ubahan teroksidasi, (B) Fotomikrograf fragmen silisifikasi dan kuarsa sekunder tertanam dalam matriks alunit dan mikrolit kuarsa sekunder; kuarsa (Qtz), mikrolit kuarsa (MQtz), alunit(Alu)

Zona Alterasi Kuarsa (Masif) + Alunit
Zona ini tersusun atas Kuarsa (masif) + Alunit (Gambar 4A). Umumnya satuan ini berkembang pada litologi breksi diatrem dan tuf. Pada zona alterasinya intens (Morrison, 1997) secara *pervasive* (Pirajno,

2009) yaitu hampir seluruh fragmen dan massa dasar tergantikan oleh mineral kuarsa dengan sebagian kecil terubah menjadi mineral lempung (Gambar 4B). Berdasarkan data ASD, mineral lempung yang hadir berupa alunit. Kehadiran mineral alunit menunjukan kondisi fluida hidrotermal dengan pH yang rendah. Di area sebelah timur daerah penelitian pada beberapa titik pengamatan ditemukan pula mineral pirofilit. Keterdapatan mineral pirofilit menunjukan area sebelah timur daerah penelitian dekat dengan *feeder zone* mineralisasi.

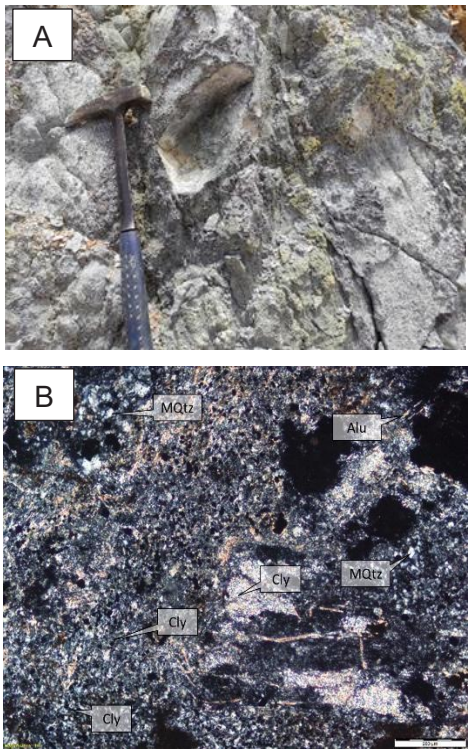
Berdasarkan asosiasi himpunan mineral, zona ini dapat disebandingkan tipe alterasi silisifikasi dengan kondisi pH fluida relatif asam (pH <2) (Corbett dan Leach, 1997). Zona ini terbentuk pada kisaran temperatur 100 - 300 ^{0}C (Hedenquist et al., 2000).



Gambar 4. (A) Silika masif area tenggara daerah penelitian terkekarkan, (B) Fotomikrograf silika; kuarsa (Qtz), mikrolit kuarsa (MQtz), mineral lempung (Cly)

Zona Alterasi Alunit + Dikit + Kaolinitit
Zona ini umumnya berkembang pada breksi diatrem dan tuf dengan melingkupi zona alterasi Kuarsa (masif) + Alunit. Zona alterasi ini dicirikan dengan kehadiran dominansi mineral mineral lempung berupa alunit, dikit, dan kaolinit. Berdasarkan hasil petrografi, mineral tersebut hadir mengubah fragmen plagioklas maupun matriks pada kondisi fluida hidrotermal dengan tingkat keasaman yang tinggi. Batuan pada zona ini mengalami alterasi dengan kuat hingga intens (Morrison, 1997) secara *pervasive* (Pirajno, 2009) (Gambar 5A & 5B)

Berdasarkan asosiasi himpunan mineral, zona ini dapat disebandingkan tipe alterasi argilik lanjut dengan kondisi pH fluida relative asam (Corbet dan Leach, 1997). Zona ini terbentuk pada kisaran temperatur 170 -275 ^{0}C (Hedenquist et al., 2000).

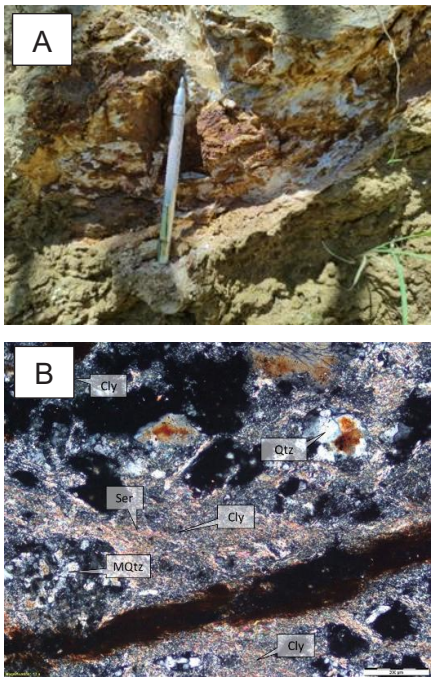


Gambar 5. (A)Tuf teralterasi argilik lanjut pada area timur daerah penelitian memperlihatkan warna abu abu kehijauan, (B) Fotomikrograf; mineral lempung (Cly) mengubah massa dasar, mikrolit kuarsa (MQtz), alunit (Alu) mengisi matriks.

Zona Alterasi Ilit + Monmorilonit
Zona ini umumnya berkembang pada litologi tuf dengan intensitas alterasi kuat dan melemah semakin jauh dari pusat mineralisasi (Morrison, 1997) dengan pola alterasi *selective pervasive* dan *pervasive* (Pirajno, 2009). Zona alterasi ini dicirikan

dengan kehadiran dominansi mineral lempung. Berdasarkan ASD mineral lempung yang hadir yaitu ilit dan monmorilonit. Mineral tersebut hadir mengubah mineral plagioklas baik pada masa dasar maupun sebagai fragmen pada batuan (Gambar 6A & 6B).

Berdasarkan kisaran temperatur mineral alterasi yang hadir (Hedenquist et al, 2000) zona ini terbentuk pada kisaran temperatur 120 - 220 ^{0}C dan termasuk ke dalam tipe alterasi argilik dengan kondisi pH fluida relatif netral (Corbet dan Leach, 1997).

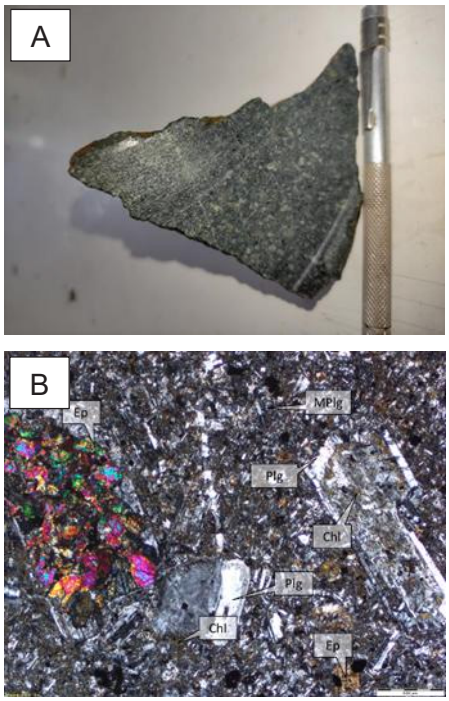


Gambar 6. (A)Tuf teralterasi argilik pada area tengah daerah penelitian memperlihatkan warna putih kekuningan, (B) Fotomikrograf mineral lempung (Cly), serisit (Ser), mikrolit kuarsa (MQtz), dan kuarsa (Qtz) mengisi matriks

Zona Alterasi Klorit + Epidot

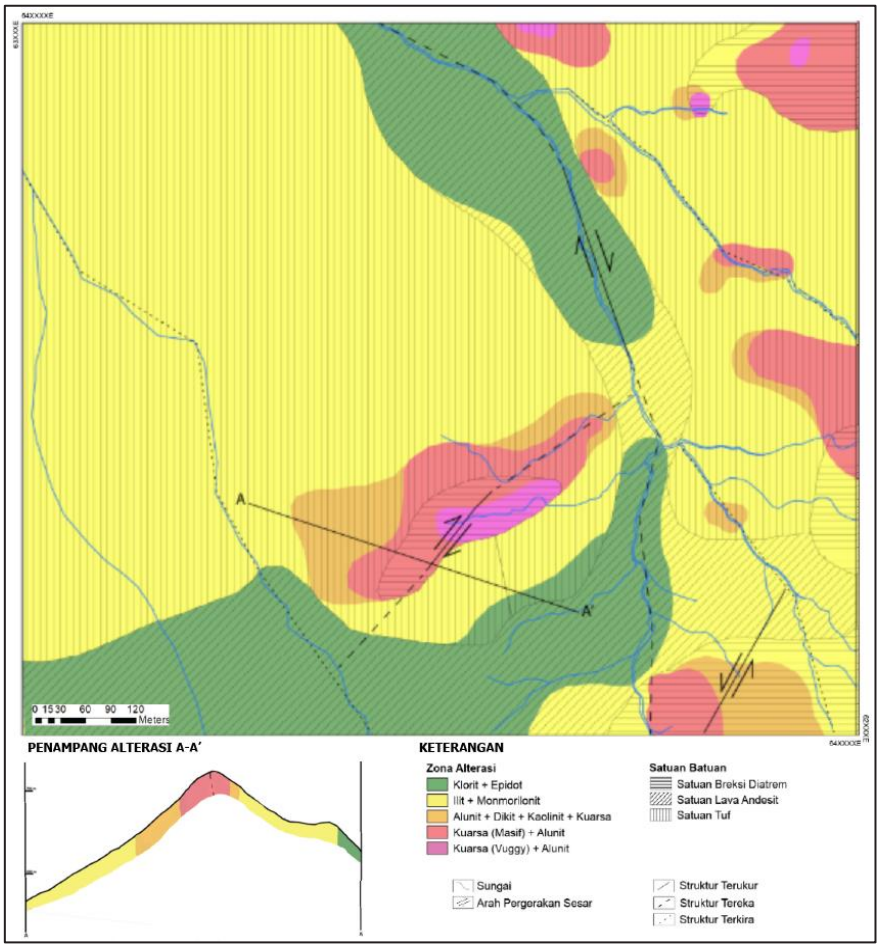
Zona ini umumnya berkembang pada lava andesit dengan intensitas alterasi lemah (Morrison, 1997) secara *selective* (Pirajno, 2009). Zona alterasi ini dicirikan dengan mineral alterasi yang dominan hadir yaitu klorit dan epidot yang hadir sebagai mineral ubahan dari hornblenda, menggantikan plagioklas dan massa dasar pada batuan. Mineral lempung berupa ilit dan monmorilonit hadir secara minor sebagai mineral ubahan dari plagioklas dan menggantikan massa dasar (Gambar 7A & 7B).

Berdasarkan kisaran temperatur mineral alterasi yang hadir (Hedenquist et al, 2000) zona ini terbentuk pada kisaran temperatur 170 -250 ^{0}C dan termasuk ke dalam tipe alterasi propilitik dengan kondisi pH fluida relatif netral (Corbet dan Leach, 1997)



Gambar 7. (A) Lava andesit teralterasi pada area barat daerah penelitian, (B) Foromikrograf plagioklas (Plg) digantikan oleh epidot (Ep), klorit (Chl) dan sebagian kecil mineral lempung

Sumber fluida hidrotermal yang membentuk zona alterasi di daerah penelitian diperkirakan bergerak melalui struktur yang berorientasi Timur Laut – Barat Daya (Gambar 8).



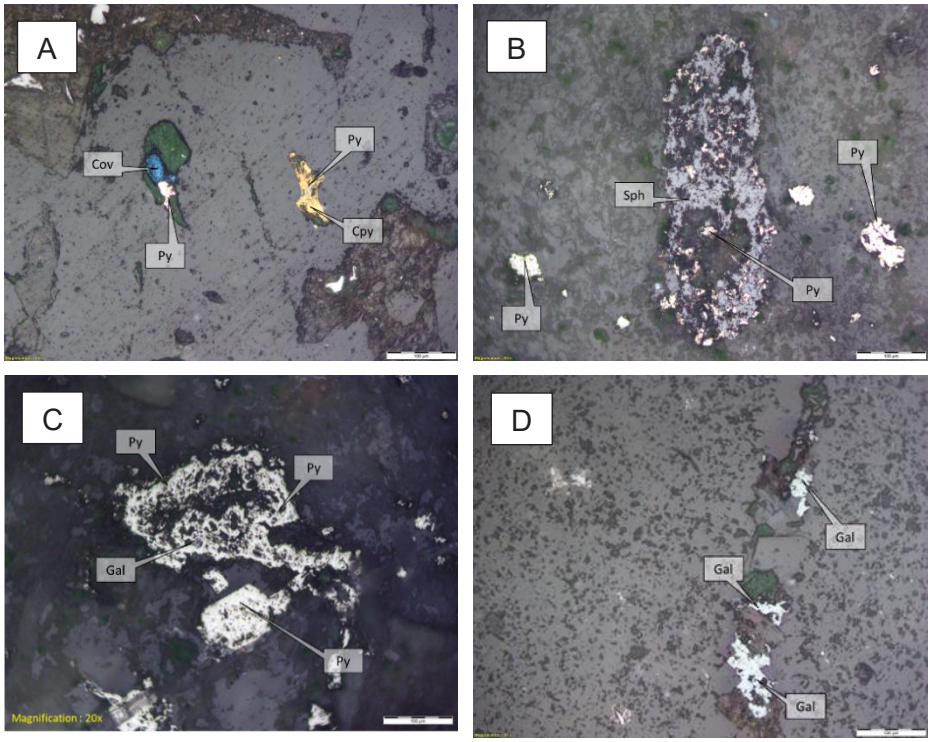
Gambar 8 Peta alterasi dan sebarannya di daerah penelitian

Mineralisasi Daerah Penelitian

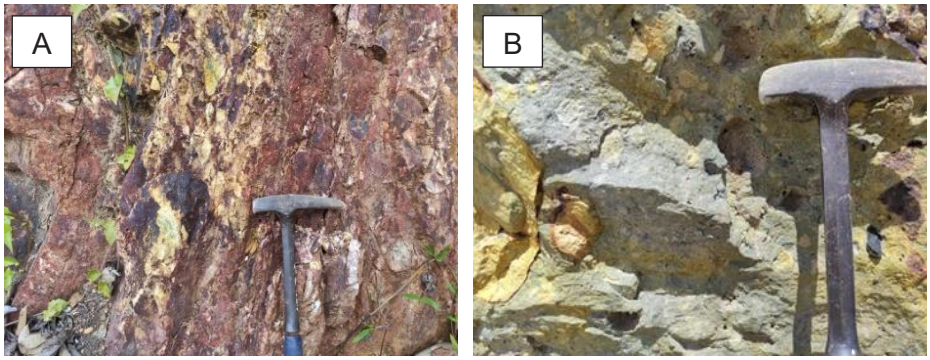
Mineralisasi bijih berkembang secara intensif pada daerah penelitian. Mineralisasi pada daerah penelitian terbentuk pada dua fase yaitu fase hidrotermal dan fase supergen (Tabel 1).

Fase hidrotermal ditandai oleh kehadiran mineral sulfida berupa sfalerit, galena, kalkopirit, dan kovelit. Pada tahap awal ditandai oleh kehadiran mineral sulfida sfalerit dan galena yang tumbuh bersamaan dengan mineral pirit (Gambar 9B). kemudian pada tahapan selanjutnya hadir mineral kovelit dan kalkopirit ditandai dengan keterdapatan mineral pirit sebagai inklusi pada mineral kalkopirit (Gambar 9A). Ditemukan mineral galena sebagai inklusi pada mineral pirit. Hal tersebut menunjukan bahwa mineral pirit memiliki fase keterbentukan yang panjang dan berkembang hingga akhir fase hidrotermal (Gambar 9C). Secara umum mineral sulfida hadir secara terdiseminasi dalam batuan atau mengisi rekahan. Beberapa juga ditemukan terkonsentrasi pada *vuggy* dan *veinlet.* Sfalerit dan galena hadir mengisi rekahan pada batuan (Gambar 9D)

Fase supergen merupakan fase akhir dari proses mineralisasi yang dicirikan oleh kehadiran mineral oksida secara umum tersusun atas hematit, gutit, dan jarosit. Hematit memiliki warna coklat kemerahan, umumnya hadir menyebar pada batuan sebagai semen, mengisi fragmen maupun matriks dan mengisi *vuggy*. Gutit memiliki warna coklat kekuningan, umumnya hadir menyebar pada batuan sebagai semen, fragmen maupun matriks. Pada beberapa lokasi juga hadir terkonsentrasi pada pada veinlet. Jarosit memiliki warna kuning terang, hadir menyebar pada batuan. Umumnya jarosit hadir berasosiasi dengan kehadiran pirit yang melimpah (Gambar 10).



Gambar 9. (A)Mineral kovelit *intergrowth* dengan pirit dan kalkopirit menggantikan pirit (B)Mineral pirit *intergrowth* dengan mineral sfalerit (C)Mineral galena sebagai inklusi pada pirit (D)Mineral galena mengisi rekahan; pirit (Py), kalkopirit (Cpy), kovelit (Cov), sfalerit (Sph), galena (Gal)



Gambar 10. (A) Kenampakan singkapan batuan yang teroksidasi, (B) jarosit

Tabel 1. Paragenesa mineralisasi pada daerah penelitian

Mineral		Hidrotermal	Supergen
Mineral Sulfida	Pirit		
	Sfalerit		
	Galena		
	Kalkopirit		
	Kovelit		
Mineral Oksida	Hematit		
	Gutit		
	Jarosit		

Geokimia Daerah Penelitian

Hasil data geokimia *fire assay* menunjukan bahwa kadar mineral logam pada daerah penelitian memiliki nilai yang bervariasi (Tabel 2). Kadar Au yang relatif tinggi berkorelasi kuat dengan zona alterasi kuarsa (*vuggy*) + alunit, kuarsa (masif) + alunit dan alunit + dikit + kaolinit. Kadar Au mengalami penurunan menjadi kadar lebih rendah pada ~~zona alterasi~~, zona alterasi ilit + monmorilonit hingga zona alterasi klorit + epidot.

Pada area tengah daerah penelitian, sampel batuan yang berada pada zona alterasi kuarsa (vuggy–masif) + alunit menunjukkan rata-rata kadar Au sebesar 2,76 ppm. Nilai tersebut diperoleh dari hasil analisis geokimia sampel batuan yang mewakili zona alterasi tersebut. Sementara di area timur laut daerah penelitian rata rata kadar Au pada zona alterasi kuarsa (*vuggy*-masif) + alunit kadarnya lebih kecil yaitu 0,38 ppm. Kadar Au ditemukan lebih kecil lagi di bagian Tenggara dan timur daerah penelitian, yaitu berturut-turut 0,17 ppm dan 0,12 ppm pada zona alterasi kuarsa (*vuggy*-masif) + alunit (Gambar 11).

Mineralisasi yang berkembang di daerah penelitian memperlihatkan pola mengikuti *trend* struktur yang sudah ada sebelumnya (pra-mineralisasi), dengan orientasi dominan Timur Laut – Barat Daya (NE-SW) (Gambar 11).

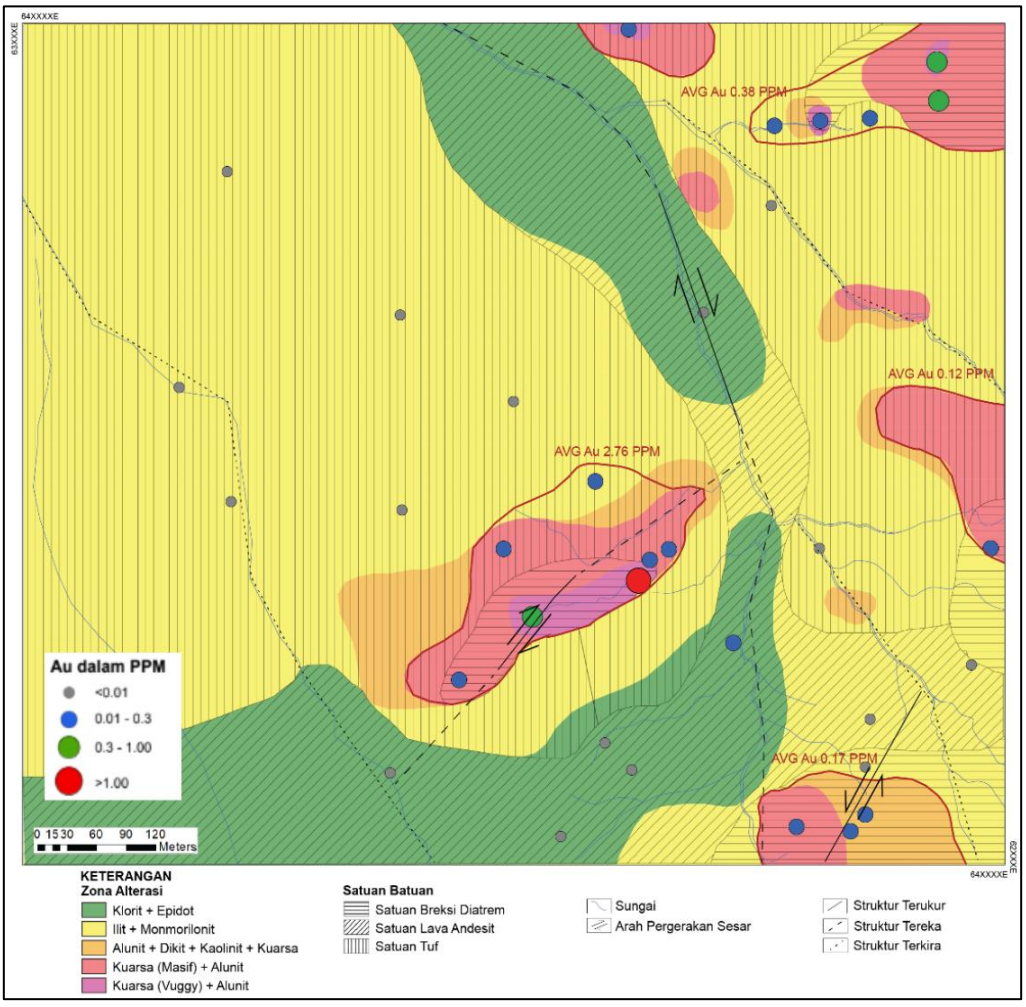
Untuk melihat nilai korelasi antara unsur Au dengan unsur lainnya dilakukan dengan Uji Korelasi Spearman. Hasil uji ini didapatkan bahwa unsur Au memiliki korelasi positif yang kuat terhadap Ag, dan korelasi positif sedang dengan Pb (Tabel 3&4). Korelasi Au-Ag yang kuat mengindikasikan bahwa kedua unsur terbawa oleh fluida hidrotermal yang sama. Ag umumnya berasosiasi dengan erat dengan Au pada sistem epitermal sulfidasi tinggi. Korelasi positif Au dengan Pb relatif lebih lemah, dan kemungkinan hanya terwakili pada sebagian sampel.

Sebaliknya hubungan Au dengan Cu dan Zn relatif lemah yang menunjukan keterdapatan Cu-Zn terjadi pada episode mineralisasi berbeda dengan Au (Tabel 3&4). Kehadiran Cu dan Zn lebih dominan pada fase mineralisasi yang cenderung netral hingga asam *(intermediate sulfidation)* (Arribas, 1995; Hedenquist et al., 2000). Sillitoe & Hedenquist, 2003; Burrows et al., 2020).

Tabel 2 Hasil analisis FA dan AAS pada daerah penelitian

Nama Stasiun	Kadar (ppm)					Zona Alterasi
	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	
FRL002GB	<0.01	<1	27	<4	49	Klorit + Epidot
FRL004GB	0,75	4	<2	331	2	Kuarsa (*Vuggy*) + Alunit
FRL006GB	0,09	4	20	48	2	Kuarsa (Masif) + Alunit
FRL007GB	0,03	<1	39	14	7	Ilit + Monmorilonit
FRL008GB	7,27	38	22	41	<2	Kuarsa (Masif) + Alunit
FRL015GB	0,03	<1	125	84	180	Klorit + Epidot
FRL021GB	0,01	2	9	22	6	Ilit + Monmorilonit
FRL024GB	0,01	1	36	17	4	Ilit + Monmorilonit
FRL038GB	0,01	<1	37	240	406	Klorit + Epidot
FRL042GB	<0.01	<1	8	8	35	Klorit + Epidot
FRL044GB	0,01	<1	12	15	8	Ilit + Monmorilonit
FRL049GB	<0.01	<1	44	77	11	Ilit + Monmorilonit
FRL056GB	0,26	1	192	20	7	Alunit + Dikit + Kaolinit
FRL068GB	0,01	<1	39	7	126	Ilit + Monmorilonit
FRL071GB	0,11	2	41	20	10	Ilit + Monmorilonit
FRL091GB	<0.01	<1	17	16	81	Ilit + Monmorilonit
FRL099GB	0.61	<1	5	12	<2	Kuarsa (*Vuggy*) + Alunit
FRL100GB	0.47	2	104	19	6	Kuarsa (Masif) + Alunit
FRL102GB	0.06	<1	54	19	216	Ilit + Monmorilonit

Nama Stasiun	Kadar (ppm)					Zona Alterasi
	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	
FRL105GB	0.19	3	31	16	6	Kuarsa (*Vuggy*) + Alunit
FRLAD33	<0.01	<1	3	<4	69	Klorit + Epidot
FRLAD38	<0.01	<1	16	8	44	Klorit + Epidot
FRLAD63	<0.01	<1	15	6	48	Ilit + Monmorilonit
FRLAD69	0,1	<1	60	68	82	Kuarsa (Masif) + Alunit
FRLAD75	0,01	<1	43	11	18	Ilit + Monmorilonit
FRLAD76	0,07	<1	13	21	2	Kuarsa (Masif) + Alunit
FRLAD77	0,27	15	16	44	8	Kuarsa (Masif) + Alunit
FRL004BS	0,04	<1	29	56	10	Kuarsa (*Vuggy*) + Alunit
FRL006BS	0,03	2	27	20	4	Kuarsa (Masif) + Alunit
FRL010BS	<0.01	2	41	25	10	Ilit + Monmorilonit
FRL013BS	0,09	8	102	33	<2	Ilit + Monmorilonit
FRL017BS	0,26	2	43	30	2	Kuarsa (Masif) + Alunit
FRL021BS	0,16	1	12	15	2	Ilit + Monmorilonit
FRL001CS	<0.01	<1	35	5	65	Ilit + Monmorilonit
FRL003CS	<0.01	<1	34	5	77	Ilit + Monmorilonit
FRL006CS	0,21	4	2	90	2	Alunit + Dikit + Kaolinit
FRL007CS	0,2	3	<2	142	<2	Alunit + Dikit + Kaolinit
FRL009CS	0,11	1	2	17	<2	Kuarsa (Masif) + Alunit
FRL015CS	<0.01	<1	73	17	103	Ilit + Monmorilonit



Gambar 11 Peta *overlay* geologi, alterasi, persebaran dan anomali unsur Au pada daerah penelitian

Tabel 3 Hasil uji korelasi spearman unsur logam di daerah penelitian

	Au	Ag	Cu	Pb	Zn
Au	1,000	0,687	-0,065	0,516	-0,639
Ag	0,687	1,000	-0,065	0,516	-0,639
Cu	-0,065	-0,065	1,000	0,096	0,404
Pb	0,516	0,516	0,096	1,000	-0,288
Zn	-0,639	-0,639	0,404	-0,288	1,000

Tabel 4 Koefisian korelasi (Sugiyono, 2017)

Korelasi Positif		Korelasi Negatif	
0,000 - 0,199	Sangat Rendah	0,000 - (-0,199)	Sangat Rendah
0,200 - 0,399	Rendah	(-0,200) - (-0,399)	Rendah
0,400 - 0,599	Sedang	(-0,400) - (-0,599)	Sedang
0,600 - 0,799	Kuat	(-0,600) - (-0,799)	Kuat
0,800 - 1,000	Sangat Kuat	(-0,800) - (-1,000)	Sangat Kuat

Penarikan batas zona anomali Au pada Gambar 11 ditentukan melalui integrasi antara data geokimia, litologi, zona alterasi, serta kontrol struktur geologi. Sebaran kadar Au dari hasil analisis FA–AAS diplotkan pada peta geologi dan alterasi, kemudian dilakukan interpolasi secara kualitatif dengan mempertimbangkan tren struktur hidrotermal berarah Timur Laut–Barat Daya (NE–SW). Dengan cara ini, batas zona anomali Au yang ditarik lebih merepresentasikan distribusi mineralisasi secara keseluruhan, bukan sekadar berdasarkan lokasi tunggal.

Selain itu, penarikan zona anomali juga memperhatikan keterdapatan zona alterasi silika vuggy–masif + alunit, yang secara genetik merupakan pusat mineralisasi epitermal sulfidasi tinggi (Arribas, 1995; Hedenquist et al., 2000). Oleh karena itu, meskipun terdapat variasi kadar Au pada titik-titik sampel yang berdekatan, batas zona tetap ditetapkan mengikuti pola alterasi dan struktur geologi yang menjadi jalur utama fluida hidrotermal (Pirajno, 2009; Sillitoe & Hedenquist, 2003).

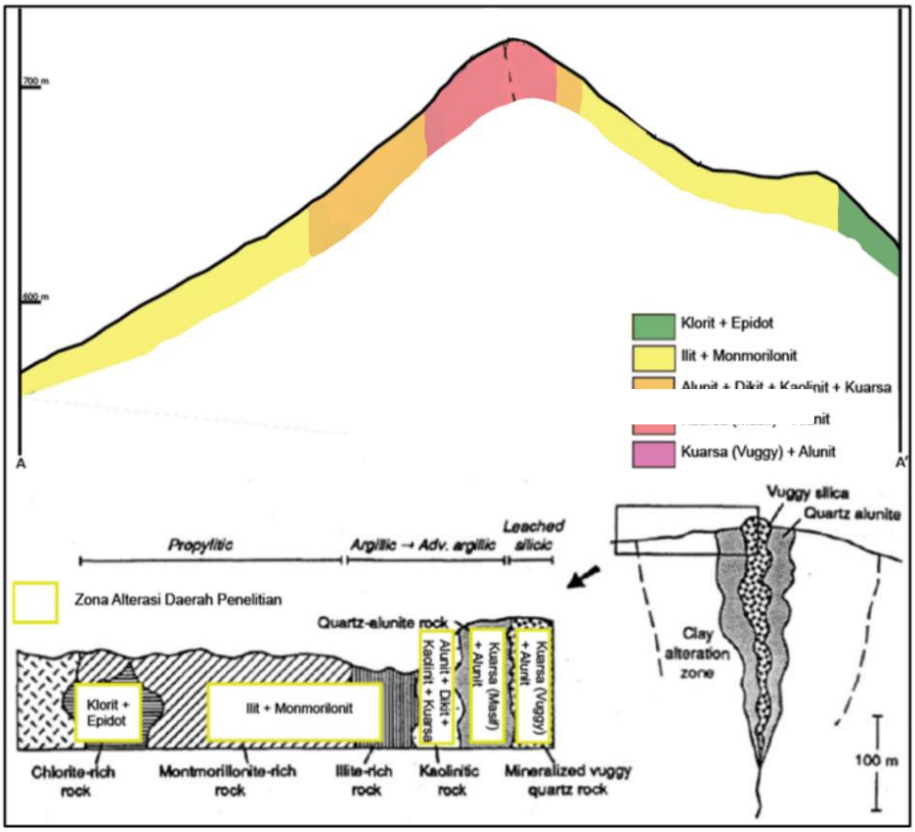
DISKUSI DAN PEMBAHASAN

Endapan epitermal pada daerah penelitian berasosiasi dengan *host rock* berupa breksi diatrem dan batuan vulkanik yang terdiri dari lava andesit yang terbentuk pada Miosen Tengah hingga Miosen Akhir. Kemudian tuf yang merupakan hasil dari aktivitas vulkanik pada Pliosen hingga Pleistosen yang kemudian diintrusi oleh breksi diatrem yang dihasilkan oleh erupsi freatomagmatik pada Pleistosen.

Alterasi dan mineralisasi di daerah penelitian terbentuk akibat aktivitas hidrotermal yang terjadi seiring dengan berakhirnya fase magmatisme. Fluida hidrotermal tersebut menerobos batuan dinding melalui zona lemah berupa struktur dan kemudian menyebar secara lateral melewati permeabilitas dari batuan. Fluida hidrotermal tersebut terbagi atas dua fase. Fase pertama *yaitu volatile rich event*, *volatile* densitas rendah dengan kandungan asam tinggi akan naik terlebih dahulu ke permukaan dan memicu terbentuknya zona alterasi (Corbett dan Leach, 1997). Zona Alterasi tersebut dari pusat menuju tepi meliputi kuarsa (*vuggy*) + alunit, kuarsa (masif) + alunit, alunit + dikit + kaolinit + kuarsa, ilit + monmorilonit dan klorit + epidot. Zona alterasi yang berada di pusat fluida terbentuk pada kondisi yang sangat asam. Hal tersebut ditandai oleh kehadiran mineral ubahan seperti alunit, kaolinit, dikit, pirofilit, dan kuarsa dengan tekstur *vuggy* yang terbentuk akibat proses pencucian (*leaching*) pada batuan induk ketika bereaksi dengan fluida yang asam.

Kehadiran mineral alunit dan tekstur *vuggy* pada kuarsa umumnya terbentuk pada kedalaman yang dangkal (<500) (Hedenquist et al, 2000). Zona alterasi yang berkembang di daerah penelitian memiliki suatu pola perubahan temperatur dan pH, di mana temperatur relatif menurun dari zona kuarsa (*vuggy*) + alunit menuju zona illit + monmorilonit sedangkan pH dari fluida hidrotermal relatif meningkat seiring menurunnya temperatur. Hal tersebut terjadi akibat reaksi fluida hidrotermal dengan batuan dinding. Zona klorit + epidot berkembang pada kondisi temperatur tinggi. Hal tersebut menjadi indikasi bahwa zona alterasi tersebut kemungkinan terletak pada bagian bawah dari *lithocap*. Zona alterasi di daerah penelitian (Gambar 12) cukup sesuai dengan dengan model sebaran zona alterasi pada endapan epitermal sulfidasi tinggi menurut (Hedenquist et al., 2000).

Fase selanjutnya merupakan *liquid-rich event*, yaitu naiknya larutan sisa magma dengan densitas tinggi dan kaya mineral bijih (Corbett & Leach, 1997). Fluida ini mengendapkan mineral pirit, kalkopirit, kovelit, galena, dan sfalerit pada porositas primer batuan (*disseminated*) maupun porositas sekunder seperti vuggy dan rekahan. Proses presipitasi mineral sangat dipengaruhi oleh kondisi kimia dan temperatur fluida. Hal ini tercermin dari hasil korelasi geokimia, di mana Au memperlihatkan korelasi positif dengan Pb. Keterkaitan ini mengindikasikan bahwa Au dan Pb terbawa oleh fluida hidrotermal yang sama, meskipun ruang presipitasinya berbeda: Au cenderung mengendap pada jalur primer, sedangkan Pb lebih banyak mengisi rekahan sekunder. Sebaliknya, Zn berkorelasi negatif dengan Au, yang menunjukkan bahwa sfalerit terbentuk pada episode hidrotermal berbeda, sehingga mendukung adanya lebih dari satu fase mineralisasi.



Gambar 12 Model mineralisasi epitermal sulfidasi tinggi berdasarkan interpretasi penampang geologi A–A' di daerah penelitian disebandingkan dengan model zona alterasi epitermal sulfida tinggi versi Hedenquist et al., 2000

Evolusi mineralisasi juga menunjukkan pengaruh kenaikan temperatur fluida. Pirit terbentuk pada tahap awal, kemudian sebagian kristalnya digantikan oleh kalkopirit dan kovelit yang menandakan kondisi lebih panas. Pada tahap berikutnya, galena (Pb) terbentuk bersama Au pada ruang presipitasi sekunder, sedangkan sfalerit (Zn) muncul sebagai episode lebih muda. Hal ini sesuai dengan model epitermal, di mana mineralisasi Au–Ag terbentuk lebih awal pada kondisi relatif dangkal, kemudian diikuti oleh mineralisasi base metal pada kondisi lebih dalam dan bersuhu lebih tinggi (Hedenquist & Arribas, 2000; Sillitoe, 2010).

Berdasarkan karakteristik alterasi dan mineralisasi yang dijumpai, endapan di daerah penelitian dapat digolongkan sebagai sistem epitermal sulfidasi tinggi (HS), yang ditandai oleh asosiasi kuarsa–alunit–kaolinit serta kehadiran silika vuggy (Sillitoe & Hedenquist, 2003). Namun demikian, terdapat beberapa anomali yang menunjukkan pengaruh fluida dengan karakteristik berbeda. Kehadiran mineral serisit yang cukup melimpah di antara asosiasi alunit–kaolinit–dikit–kuarsa mengindikasikan kondisi fluida yang relatif lebih netral (pH 4–6). Selain itu, keberlimpahan galena dan sfalerit juga menandakan keterlibatan episode hidrotermal lain dengan pH lebih netral, sehingga dapat diinterpretasikan sebagai produk *overprint* sistem sulfidasi menengah (IS) pada sistem HS.

Persebaran alterasi dan mineralisasi selanjutnya dikontrol oleh perkembangan struktur. Struktur orde I berarah NW–SE berfungsi sebagai sesar regional yang menjadi kerangka utama deformasi. Dari sistem ini berkembang struktur orde II berarah NE–SW yang bersifat ekstensional, dan berperan sebagai jalur utama fluida hidrotermal pembawa Au–Ag. Selanjutnya, rekahan orde III yang berorientasi sub-ortogonal terhadap NE–SW (umumnya N–S/E–W) menjadi ruang presipitasi mineral Pb dan Zn. Dengan demikian, keterdapatan mineralisasi emas dan base metal tidak hanya dikontrol oleh evolusi fluida, tetapi juga oleh perkembangan struktur berorde yang menyediakan jalur maupun ruang presipitasi.

Zona potensi mineralisasi emas terbagi menjadi empat area yaitu area tengah area timur laut, dan area tenggara dan area timur daerah penelitian, dan kadar Au yang paling tinggi adalah di area tengah daerah penelitian dengan rata rata 2,76 ppm.

Tabel 5 Perbandingan karakteristik tipe endapan pada daerah penelitian dan karakteristik epitermal menurut Sillitoe dan Hedenquist (2003)

Variabel	**Karekteristik Epitermal (Sillitoe dan Hedenquist, 2003)**			**Daerah Penelitian**
	High Sulfidation Epithermal	**Intermediate Sulfidation Epithermal**	**Low Sulfidation Epithermal**	
Host Rock	Dome, diatrem, batuan vulkanik, batuan sedimen, silisiklastik	Dome (andesit/dasit), diatrem	Dome, piroklastik dan batuan sedimen	Breksi diatrem, lava andesit, batuan piroklastik (tuf dan breksi tuf)
Batuan Vulkanik Terkait	Andesit, riodasit	Andesit dan riodasit (utama), riolit (lokal)	Basalt, riolit, trakit	Andesit
Mineral alterasi proksimal kunci	Kuarsa-alunit, kuarsa-pirofilit/dikit	Serisit, adularia	ilit/smektit-adularia	Kuarsa-alunit, alunit-dikit-kaolinit-kuarsa

Variabel	Karekteristik Epitermal (Sillitoe dan Hedenquist, 2003)			Daerah Penelitian
	High Sulfidation Epithermal	Intermediate Sulfidation Epithermal	Low Sulfidation Epithermal	
Mineral Silika Penyerta	Silika masif berbutir halus dan silika *vuggy*	Pengisian urat kuarsa *crustiform* dan *comb*	Pengisian urat kuarsa, *crustiform & colloform, kalsedon, kuarsa dan silika amorf*	Silika masif, silika *vuggy*, veinlet kuarsa
Mineral Karbonat	Absen	Sering hadir, berasosiasi dengan *manganiferous silicate*	Hadir (minor) pada fase akhir	Absen
Mineral Penyerta Lain	Barit di fase akhir	Barit dan *manganiferous sillicate*	Barit tidak umum, fluorit hadir setempat	Absen
Logam Utama	Au-Ag, Cu, As-Sb	Ag-Au, Pb, Zn, Ba, Mn,	Au-Ag	Au-Ag, Pb
Style Mineralisasi	Pengisian *vuggy, Disseminated,* Tubuh Breksi	*Veinlet*, tubuh, breksi, *stockworking*	*Veinlet*, *crustiform & colloform*	*Disseminated, p*engisian *vuggy, Veinlet,* tubuh breksi
Mineral Bijih	Enargit, luzonit, kovelit, famatinit	Sfalerit, galena, tetrahedrit, tenantit, kalkopirit	Minor arsenopirit, pirotit, minor sfalerit, galena, tetrahedrit, tenantit, kalkopirit	Sfalerit, Pirit, Kalkopirit, Galena, Kovelit
Fitur Penciri	*Steam heated lithocap, vuggy quartz, overprinting porphyry*	*Manganese carbonate vein*	Sinter, kalsedon, urat kuarsa *crustiform-colloform*	*vuggy quartz*

KESIMPULAN

Batuan pembawa mineralisasi di daerah penelitian terbagi menjadi tiga satuan yaitu satuan lava andesit, satuan tuf dan satuan breksi diatrem. Batuan-batuan telah teralterasi berasosiasi dengan tipe argilik, argilik lanjut, dan propilitik. Kehadiran mineral alunit, dikit, kaolinit, dan pirofilit dan keterdapatan kuarsa bertekstur *vuggy* menunjukkan daerah penelitian berada pada kondisi lingkungan asam yang tinggi. Mineral logam di daerah penyelidikan, didominasi oleh mineral oksida berupa hematit, gutit dan jarosit serta mineral sulfida berupa pirit diikuti sfalerit, galena, kalkopirit dan kovelit. Endapan mineral logam berasosiasi degan pola trend struktur Timur Laut – Barat Daya. Berdasarkan data yang didapatkan, mineralisasi di daerah penelitian termasuk ke dalam tipe endapan epitermal sulfidasi tinggi. Adapun terkait unsur Au ditemukan pada zona alterasi Silika *Vuggy* dan Silika Masif menunjukan korelasi positif terhadap Ag dan Pb. Kandungan Au di bagian tengah daerah penelitian merupakan kadar Au yang paling tinggi dibandingkan dengan

area lainnya, sehingga bagian tengah daerah penelitian lebih berpotensi untuk dikaji lebih detail ke depannya.

UCAPAN TERIMA KASIH

Terima kasih saya ucapkan kepada PT. J Resources Bolaang Mongondow yang telah memberikan kesempatan melakukan penelitian bersama.

DAFTAR PUSTAKA

Apandi, T., dan Bachri, S.(1997). *Peta Geologi Lembar Kotamobagu*. Bandung: Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.

Arribas, A. Jr. (1995). Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits and their relation to magmatic fluid. Mineralogical Association of Canada Short Course, 23, 419–454.

Arribas, A., Cunningham, C.G., Rytuba, J.J., Rye, R.O., Kelly, W.C., Podwysocki, M.H., McKee, E.H., & Tosdal, R.M. (1995). Geology of high-sulfidation gold deposits. Economic Geology, 90(5), 821–850.

Burrows, D.R., Rennison, M., Burt, D., & Davies, R. (2020). The Onto Cu–Au discovery, Eastern Sumbawa, Indonesia: A large, Middle Pleistocene lithocap-hosted high-sulfidation covellite–pyrite porphyry deposit. Economic Geology, 115(7), 1385–1412.

Cooke, D.R., Hollings, P., & Walshe, J.L. (1997). Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. Mineralium Deposita, 32, 537–558.

Corbett, G., & Leach, T. (1997). Southwest Pacific Rim gold–copper systems: Structure, alteration, and mineralisation. SEG Special Publication 6.

Hamid, D., Ardiansyah, & Safrihadi, B. (2014). Discovery, exploration history and geology of the Upper Tengkereng porphyry copper and gold deposit, Gayo Lues, Aceh. Proceedings of Sundaland Resources 2014 MGEI Annual Convention, 219–244.

Hardjana. (2011). The Discovery, Geology and Exploration of the High Sulphidation Au-Mineralization System in the Bakan District, North Sulawesi. J Resources Nusantara, Manado.

Hedenquist, J.W., Arribas, A., & Gonzalez-Urien, E. (2000). Exploration for epithermal gold deposits. Reviews in Economic Geology, 13, 45–77.

Hedenquist, J.W., & Arribas, A. (2021). Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration. In SEG Reviews in Economic Geology, 23, 1–62.

Hedenquist, J.W., & Taran, Y.A. (2013). Modeling the formation of advanced argillic lithocaps. Economic Geology, 108(7), 1067–1084.

Hilman, R.N.A. (2021). Karakteristik Geologi, Alterasi, dan Mineralisasi di Daerah X, Provinsi Sulawesi Utara. Universitas Padjadjaran, Jatinangor. (Unpublished).

Maryono, A., Lubis, H., Perdanakusumah, A., & Hermawan, W. (2005). The Elang porphyry copper and gold mineralization style, Sumbawa. In Prihatmoko, S., et al. (Eds.), Indonesia Mineral and Coal Discoveries. IAGI Special Issue, 1–17.

Morrison, K. (1997). Hydrothermal Minerals and Their Significance. Geothermal and Mineral Service Division, Auckland.

Mulja, T., Heriawan, M.N., & Supomo, B.D. (2020). The Miwah high-sulphidation epithermal Au–Ag deposit, Aceh, Indonesia: Geology and spatial relationships of gold with associated metals and structures. Ore Geology Reviews, 123, 1–26.

Norris, M. (2011). The discovery history of the Tujuh Bukit copper–gold project, East Java, Indonesia. NewGen Gold Conference, Perth, 70 p.

Nugroho, S., Hardjana, I., Susanto, A.D., & Bautista, C.C. (2005). Notes on the discovery, geology and mining of the Riska gold deposit, North Sulawesi. In Prihatmoko, S., et al. (Eds.),

Indonesia Mineral and Coal Discoveries. IAGI Special Issue, 31–44.
Pirajno, F. (1992). Hydrothermal Mineral Deposits: Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist. Springer.
Pirajno, F. (2009). Hydrothermal Processes and Mineral Systems. Springer.
Simmons, S.F., White, N.C., & John, D.A. (2005). Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. In Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., & Richards, J.P. (Eds.), Economic Geology 100th Anniversary Volume, 485–522.
Sillitoe, R.H. (2010). Porphyry copper systems. Economic Geology, 105(1), 3–41.
Sillitoe, R.H., & Hedenquist, J.W. (2003). Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. SEG Special Publication 10, 1–73.
Simandjuntak, T.O. (1986). Sedimentology and tectonics of the collision complex of the East Arm of Sulawesi, Indonesia. PhD Thesis, Royal Holloway and Bedford New College, University of London, 374 p.
Sutopo, B. (2013). The Martabe Au–Ag high-sulphidation epithermal deposits, Sumatra, Indonesia. PhD Thesis, University of Tasmania, 329 p.
Van Bemmelen, R.W. (1949). The Geology of Indonesia. Government Printing Office, The Hague.
Van Leeuwen, T.M., & Pieters, P.E. (2012). Mineral deposits of Sulawesi. Geological Agency, Bandung, 127 p.
Van Leeuwen, T.M., & Rompo, I. (2023). High-sulfidation Au (–Ag–Cu) deposits in Indonesia: A review. MGEI Special Book Publication.
World Gold Council. (2024). Gold supply and demand statistics.

Buletin Sumber Daya Geologi
Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi,
Badan Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral
Website: https://buletinsdg.geologi.esdm.go.id
ISSN 1907-5367, e-ISSN 2580-1023



KONTROL MORFOLOGI TERHADAP KADAR NIKEL PADA KOMPLEKS MELANGE LOK ULO, DAERAH SELOGIRI, KABUPATEN KEBUMEN, JAWA TENGAH

GRADIENT MATTERS: MORPHOLOGICAL CONTROL ON NICKEL LATERITE QUALITY IN THE LUK ULO MÉLANGE COMPLEX, SELOGIRI, KEBUMEN REGENCY, CENTRAL JAWA

Geri Agroli, Raynald Ariyaputera, Nurcahyo Indro Basuki, Alfend Rudyawan
Program Studi Teknik Geologi, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumian,
Institut Teknologi Bandung

Email korespondensi: geri.agroli@itb.ac.id
Diterima: 18 Juni 2026; Direvisi: 10 Juli 2026; Disetujui: 4 Agustus 2026
DOI: https://doi.org/10.47599/bsdg.v21i2.609

ABSTRAK

Nikel laterit merupakan sumber daya mineral strategis yang pembentukannya dikontrol oleh berbagai faktor, salah satunya morfologi. Penelitian ini ditujukan untuk mengkarakterisasi profil endapan nikel laterit dan mengkaji pengaruh kemiringan lereng terhadap kadar nikel pada batuan ultramafik Kompleks Mélange Luk Ulo di Desa Selogiri, Kecamatan Karangyam, Kabupaten Kebumen, Jawa Tengah. Metode yang digunakan meliputi pemetaan geologi permukaan pada area seluas 3,4 km², pengeboran manual menggunakan *hand auger* hingga kedalaman 4,05 m, analisis petrografi enam sayatan tipis, dan analisis geokimia delapan sampel menggunakan X-Ray Fluorescence (XRF). Hasil penelitian menunjukkan bahwa daerah Selogiri tersusun atas lima satuan batuan yang berkorelasi dengan Kompleks Mélange Luk Ulo berumur Kapur Akhir. Profil laterit terdiri atas zona tanah penutup (0,90 m), limonit (1,80 m), dan saprolit (1,35 m) dengan pola pengayaan nikel bertipe silikat. Kadar Ni tertinggi ditemukan pada zona saprolit sebesar 0,061%, jauh di bawah ambang batas ekonomis. Intensitas laterisasi tergolong lemah, yang dikendalikan oleh kemiringan lereng yang curam (16°–35°) dan singkatnya durasi keterpaparan batuan induk sejak Plio-Pleistosen. Perbandingan dengan daerah nikel laterit lain di Indonesia menunjukkan korelasi negatif antara kemiringan lereng dan kadar nikel, di mana lereng landai (Kelas III–IV, 4°–16°) menghasilkan kadar Ni lebih tinggi (1,5%–2,5%) dibandingkan lereng curam. Selain kontrol morfologi, faktor tektonik dan durasi laterisasi turut mengontrol kualitas endapan secara signifikan.

Kata kunci: Nikel laterit, Selogiri, kemiringan lereng, Kompleks Mélange Luk Ulo

ABSTRACT

Nickel laterite deposits are strategic mineral resources whose formation is controlled by multiple factors, particularly topographic morphology. This study aim to characterizes the laterite nickel deposit profile developed on ultramafic rocks of the Luk Ulo Mélange Complex in the Selogiri area,Karanggayam district, Kebumen Regency, Central Java, and examines the influence of slope gradient on nickel concentration. Methods employed include surface

geological mapping over a 3.4 km² area, manual drilling using a hand auger to a depth of 4.05 m, petrographic analysis of six thin sections, and geochemical analysis of eight samples by X-Ray Fluorescence (XRF). Results indicate that the Selogiri area comprises five rock units correlated with the Late Cretaceous Luk Ulo Mélange Complex. The laterite profile consists of topsoil (0.90 m), limonite (1.80 m), and saprolite (1.35 m) zones, exhibiting a silicate-type nickel enrichment pattern. The highest Ni grade was recorded in the saprolite zone at 0.061%, well below the economic threshold. Lateritization intensity is classified as weak, attributed to steep slope gradients (16°–35°) and the relatively short exposure duration of the parent rock since the Plio-Pleistocene. Comparison with other laterite nickel deposits across Indonesia reveals a negative correlation between slope gradient and nickel grade, where gentle slopes (Class III–IV, 4°–16°) yield higher Ni grades (1.5–2.5%) compared to steep slopes. Beyond morphological control, tectonic setting and lateritization duration also significantly govern deposit quality.

***Keywords**: Nickel laterite, Selogiri, slope gradient, Luk Ulo Mélange Complex*

PENDAHULUAN

Nikel termasuk logam penting yang berperan dalam industri manufaktur dan merupakan material esensial dalam industri baterai (Mudd, 2010). Kebutuhan nikel telah meningkat secara signifikan sejak abad ke-20 (Mudd dan Jowitt, 2014), dan Indonesia memegang peran sentral dalam pemenuhan kebutuhan global karena memiliki cadangan nikel terbesar di dunia, yaitu sekitar 40% hingga 45% dari total cadangan global (Kementerian ESDM, 2024).

Endapan nikel laterit terbentuk melalui pelapukan intensif batuan ultramafik pada lingkungan tropis dan sangat umum dijumpai di beberapa daerah di Indonesia bagian timur, khususnya di Provinsi Sulawesi Tenggara, Provinsi Sulawesi Tengah, Provinsi Maluku Utara, dan Provinsi Papua Barat. Keberadaan endapan nikel laterit yang masif ini berkaitan erat dengan lingkungan *supra-subduction zone* dan emplasemen kompleks ofiolit yang mengakibatkan keterpaparan batuan ultramafik di permukaan (Monnier dkk., 1995; Hall, 2000; Kadarusman dkk., 2004; Surono, 2013).

Meskipun telah banyak kajian mengenai kontrol morfologi dan tektonik terhadap tingkat laterisasi serta pengayaan nikel di Indonesia bagian timur, penelitian mengenai keterdapatan endapan nikel laterit di Indonesia bagian barat—khususnya Pulau Jawa—masih sangat terbatas. Lebih lanjut, kajian yang secara statistik menghubungkan variabel kemiringan lereng dengan kadar nikel belum banyak dilaporkan. Oleh karena itu, penelitian ini bertujuan untuk: (1) menginvestigasi dan mengkarakterisasi profil batuan ultramafik yang berasosiasi dengan Kompleks Mélange di daerah Selogiri, Kebumen; dan (2) mengkaji hubungan antara kelas kemiringan lereng dan kadar nikel secara komparatif antara daerah Selogiri dan daerah penghasil nikel lainnya di Indonesia, dengan tujuan membangun korelasi empiris yang dapat mendukung kegiatan eksplorasi nikel di masa mendatang.

METODOLOGI

Pemetaan Geologi

Penelitian dilakukan melalui pemetaan geologi permukaan pada area seluas 3,4 km² di daerah Selogiri, Kabupaten Kebumen (zona UTM 49S). Sebanyak 74 titik pengamatan singkapan diperoleh untuk memetakan litologi dan struktur geologi. Analisis petrografi terhadap enam sampel sayatan tipis. Kemiringan lereng ditentukan berdasarkan peta geomorfologi yang dibuat dari citra DEMNAS dan selanjutnya divalidasi di lapangan. Klasifikasi kemiringan lereng mengacu pada van Zuidam (1985).

Profiling Endapan Nikel Laterit

Pengambilan sampel tanah untuk mengetahui profil endapan nikel laterit melalui pengeboran manual menggunakan *hand auger* pada satu titik bor yang dipilih berdasarkan hasil observasi lapangan yang dianggap paling representatif dengan aksesibilitas lapangan yang cukup mudah. Sampel diambil setiap interval 0,15 m hingga kedalaman 4,05 m. Batuan dasar (*bedrock*) diperoleh dari singkapan terdekat yang berjarak horizontal 34,6 m dari titik bor, dengan selisih kemiringan ±17°.

Analisis Geokimia

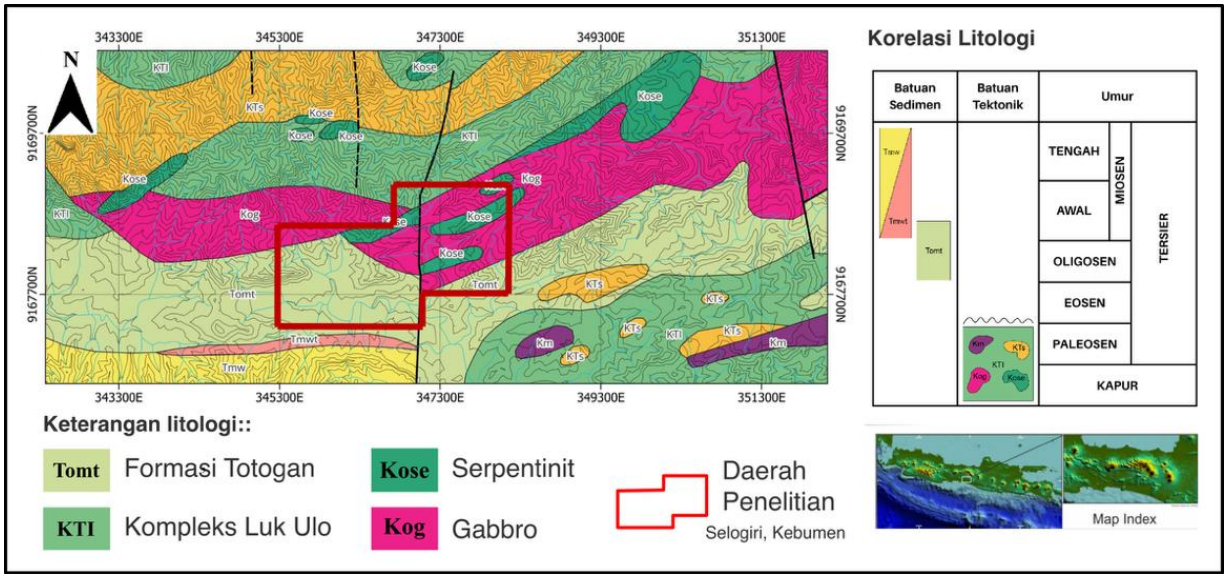
Sebanyak delapan sampel tanah yang merepresentasikan profil nikel laterit—terdiri atas dua sampel tanah penutup, tiga limonit, dua saprolit, dan satu batuan dasar—diayak menggunakan ayakan mesh 200 dan dianalisis menggunakan *X-Ray Fluorescence* (*XRF*) oleh PT Intertek untuk menentukan kandungan unsur mayor (SiO_2, Fe_2O_3, MgO, Al_2O_3) dan unsur minor (Ni). Penentuan tingkat laterisasi menggunakan diagram terner SiO_2–Al_2O_3–Fe_2O_3 (Qi dkk., 2024), sedangkan pola laterisasi ditentukan berdasarkan diagram terner SiO_2–MgO–Fe_2O_3 (Ahmad, 2008). Tipe nikel laterit diidentifikasi berdasarkan zona pengayaan Ni pada profil *downhole* (Butt, 2013).

SETTING GEOLOGI REGIONAL

Secara fisiografis, daerah Selogiri termasuk dalam Zona Pegunungan Serayu Selatan (van Bemmelen, 1949; Salam dkk., 2020). Stratigrafi regional mengacu pada Peta Geologi Lembar Kebumen (Asikin dkk., 1992), yang mencakup Kompleks Mélange Luk Ulo berumur Kapur dan sejumlah formasi berumur Tersier hingga Kuarter (Gambar 1).

Kompleks Mélange Luk Ulo merupakan produk subduksi antara Lempeng Eurasia dan Lempeng Indo-Australia pada Kapur Akhir–Paleosen. Kompleks ini dicirikan oleh campuran tektonik berbagai fragmen batuan dalam matriks serpih-batulempung bersisik (*scaly clay*). Fragmen (boudin) penyusunnya meliputi batuan ofiolit (serpentinit, gabro, basal, rijang), batuan malihan (sekis, filit), dan sedimen terpadatkan (*greywacke*, batugamping).

Secara tektonik regional, pola struktur di daerah penelitian termasuk dalam sub-cekungan Kebumen dengan tiga arah utama: NE-SW, ENE-WSW, dan N-S (Sribudiyani dkk., 2003). Struktur yang berkembang berupa sesar naik berarah ENE-WSW dan sesar geser menganan berarah relatif N-S (Harsolumakso dkk., 2016).



Gambar 1. Peta geologi regional dan korelasi stratigrafi lembar Kebumen (Asikin dkk., 1992)

HASIL DAN PEMBAHASAN

HASIL

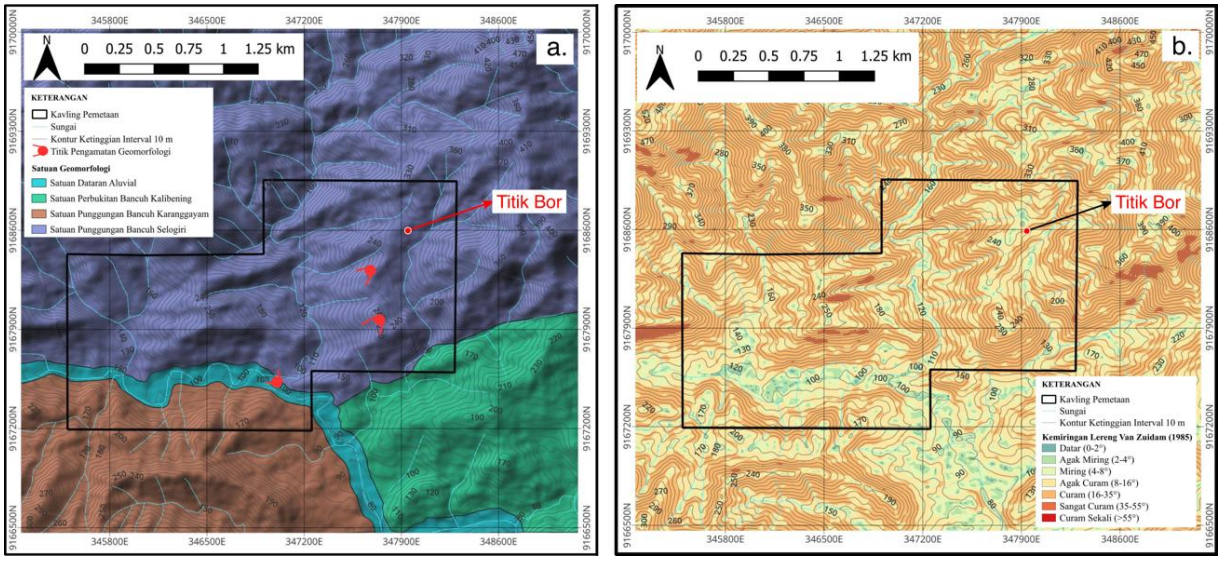
Fitur Geomorfologi, Satuan Geologi dan Observasi Lapangan

Fitur geomorfologi daerah Selogiri dibedakan menjadi empat satuan (Gambar 2a): (1) Satuan Dataran Aluvial (±5%), terletak di lembah sungai pada elevasi 0–10 m; (2) Satuan Perbukitan Bancuh Kalibening (±15%), di bagian tenggara pada elevasi 80–200 m; (3) Satuan Punggungan Bancuh Karanggayam (±20%), di bagian tengah-barat daya pada elevasi 90 m – 280 m; dan (4) Satuan Punggungan Bancuh Selogiri (± 60%), mendominasi bagian tengah hingga utara pada elevasi 100 m –300 m. Sebagaimana ditampilkan pada Gambar 2b, daerah penelitian didominasi oleh lereng bertipe curam (16°–35°) berdasarkan klasifikasi van Zuidam (1985). Pola kelurusan mayor yang berkembang berarah ENE-WSW, dengan kelurusan minor NNW-SSE dan NE-SW yang konsisten dengan pola struktur regional.

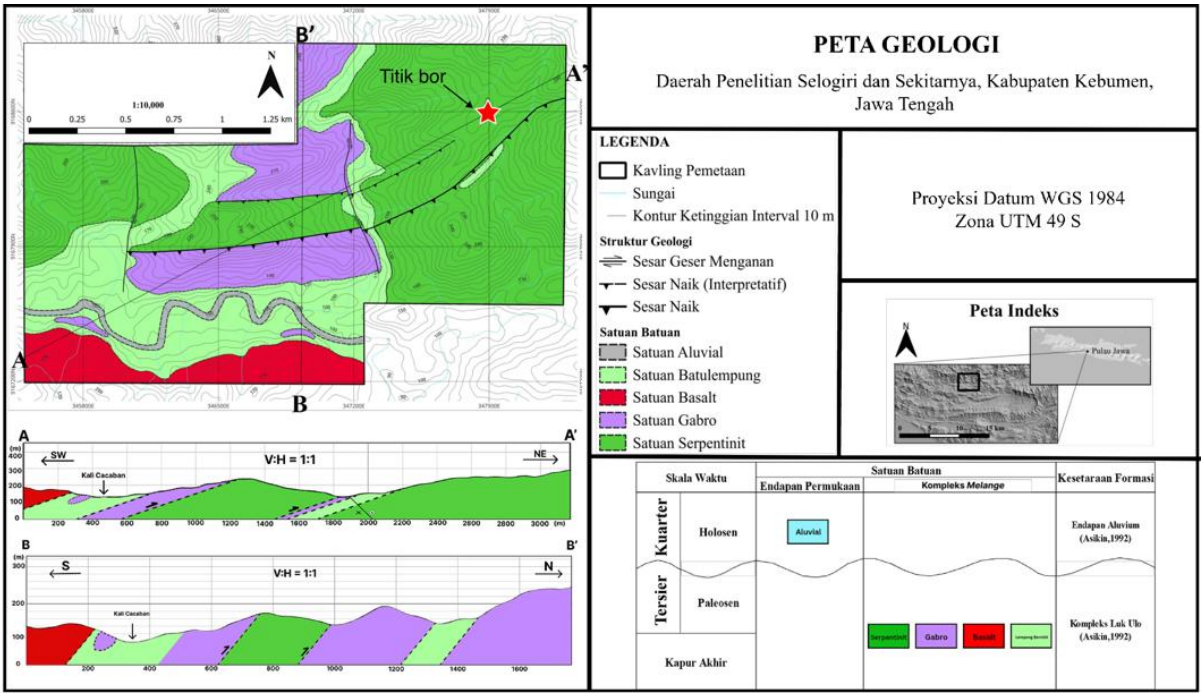
Berdasarkan pemetaan geologi dan analisis petrografi, daerah Selogiri tersusun atas lima satuan batuan yang seluruhnya—kecuali aluvial—dikorelasikan dengan Kompleks Mélange Luk Ulo berumur Kapur Akhir (Suparka, 1988: 81±4,06–85,03±4,23 juta tahun lalu).

Satuan Serpentinit menempati 45% dari luas area penelitian. Analisis petrografi menunjukkan serpentinit bertipe non-foliasi, porfiroblastik, xenoblastik, dengan komposisi mineral serpentin (90%) dan mineral opak (10%), berukuran 0,1–3,2 mm, dan memperlihatkan *mesh texture* (Gambar 4a).

Satuan Gabro menempati 15% dari luas area penelitian. Singkapan memperlihatkan dua jenis struktur gabbro, yaitu gabro berlapis dan gabro masif, yang terklasifikasikan sebagai gabronorite (Le Maitre, 2002) dengan komposisi plagioklas, ortopiroksen, klinopiroksen, dan mineral opak. Perbedaan antara lapisan gabro gelap dan terang dikontrol oleh proporsi mineral mafik berdasarkan pengamatan petrografi (Gambar 4b).



Gambar 2. a. Peta Geomorfologi dan b. Peta Kemiringan lereng berdasarkan klasifikasi Van Zuidam, 1985



Gambar 3. Peta geologi daerah Selogiri, Kabupaten Kebumen, Jawa Tengah



Gambar 4.(Bagian I) Pengamatan lapangan dari singkapan dan sampel batuan dari a. Satuan Serpentinit, b. Satuan Gabbro berlapis

Satuan Basalt mencakup 12% dari luas area penelitian. Satuan ini memperlihatkan struktur lava bantal (*pillow lava*). Analisis petrografi mengklasifikasikannya sebagai basalt dengan tekstur porfiritik-intersertal, dicirikan oleh fenokris plagioklas-ortopiroksen (60%) dalam masadasar gelas vulkanik (40%) (Gambar 4c).

Satuan Batulempung Bersisik meliputi 25% area penelitian. Satuan ini terdiri atas batulempung abu-abu kehitaman bertekstur bersisik (*scaly clay*), dengan fragmen berukuran kerakal hingga bongkah berupa basalt, rijang, filit, dan serpentinit yang tertanam dalam matriks batulempung bersisik. Satuan ini berperan sebagai matriks pada Kompleks Mélange Luk Ulo (Gambar 4d).



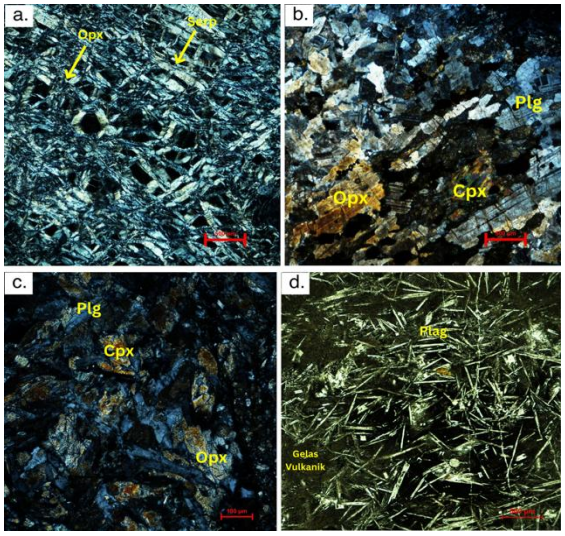
Gambar 4. (Bagian II) Pengamatan lapangan dari singkapan dan sampel batuan dari c. Satuan basalt, d. Satuan batu lempung bersisik.

Struktur Geologi

Struktur geologi yang berkembang di daerah Selogiri didominasi oleh dua sistem sesar yang digambarkan pada peta geologi (Gambar 3):

Sesar Naik Menganan berarah NE-SW. Sesar ini terindikasi di lapangan sebagai batas litologi antara satuan serpentinit, gabro, dan basalt. Jenis sesar bervariasi dari *Right Thrust Slip Fault* (N69°E/36°NW, pitch 50°) hingga *Right Reverse Slip Fault* (N50°E/60°SE, pitch 71°–79°), mencerminkan variasi kinematika sepanjang zona sesar.

Sesar Geser Menganan berarah N-S. Sesar ini bertipe *Lag Right Slip Fault* (N348°E/37°NE, pitch 32°) dan *Normal Right Slip Fault* (N342°E/56°SE, pitch 34°). Sesar geser ini memotong dan menggeser satuan batuan serta sesar naik yang terbentuk sebelumnya.



Gambar 5. Sayatan tipis a.Serpentinit yang memperlihatkan tekstur mesh. b. Gabro berlapis dan c. Masif. d. Serta satuan basalt yang menunjukan kehadiran plagioklas-ortopiroksen serta gelas vulkanik

Profil Endapan dan Geokimia Nikel Laterit

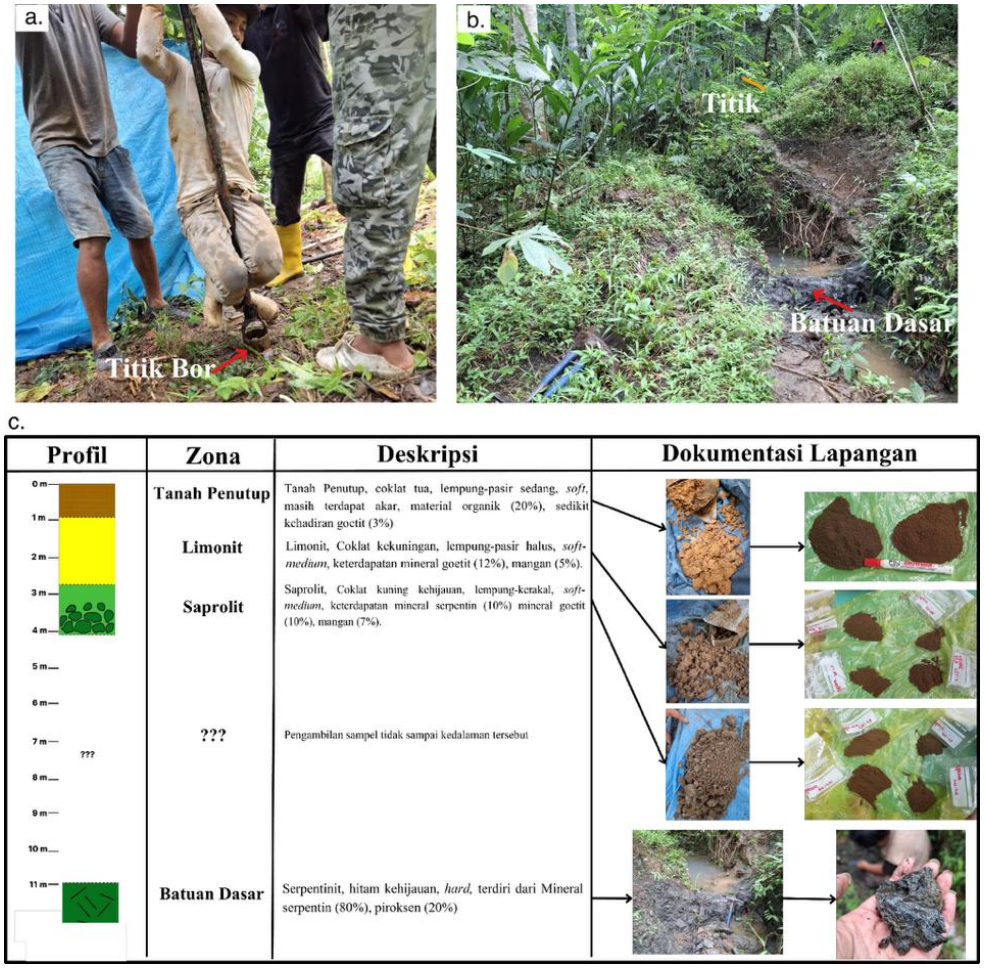
Pengeboran dengan *hand auger* dilakukan pada satuan serpentinit (Gambar 6) yang secara geomorfologi berada pada kemiringan lereng yang curam/kelas V (16°-35°) yang sesuai dengan pembagian geomorfologi pada fitur geomorfologi, dan Observasi Lapangan. Hasil pengeboran pada titik ini memiliki total kedalaman 4,05 m dengan profil laterit (Tabel 1) meliputi karakteristik fisik dari masing-masing zona.

Tabel 1. Karakteristik fisik zona profil laterit daerah Selogiri

Zona	Tebal (m)	Warna	Karakteristik Utama
Tanah Penutup	0,90	Coklat tua	Ukuran butir lempung-pasir sedang; material organik (20%); goetit (3%)
Limonit	1,80	Coklat kekuningan	Ukuran butir lempung-pasir halus; goetit (12%); mangan (7%)
Saprolit	1,35	Coklat kuning kehijauan	Ukuran butir lempung-kerakal; serpentin (10%); goetit (10%); mangan (5%)
Batuan Dasar	-	Hitam kehijauan	Serpentinit; serpentin (80%); piroksen (20%)

Profil ketebalan laterit di daerah Selogiri relatif tipis dibandingkan endapan nikel laterit ekonomis di Indonesia Timur seperti endapan nikel Morowali (8 m - 19 m), Konawe (10 m - 60 m), dan Pulau Kawei, Raja Ampat Papua (16 m) (Choi Y dkk., 2021; Langkoke, R., 2023; Haluk, H., 2025) yang dapat mencapai puluhan meter.

Hasil analisis XRF terhadap delapan sampel hasil pengeboran *hand auger* (Tabel 2). Pergerakan unsur mayor pada profil laterit mencerminkan proses laterisasi yang terjadi.

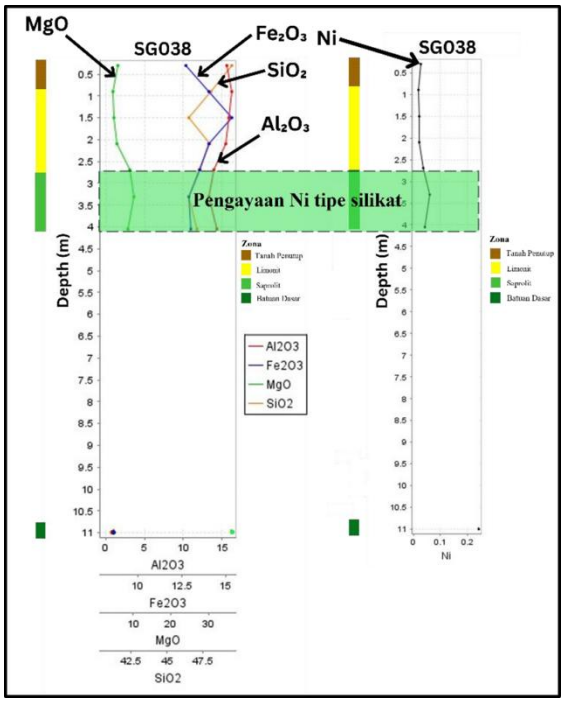


Gambar 6. a. Pengambilan sampel tanah dengan *hand auger*, b. posisi singkapan batuan dasar dengan titik bor. c. Profil dari laterit daerah penelitian disertai deskripsi dengan dan dokumentasi lapangan

Tabel 2. Hasil analisis XRF sampel profil laterit daerah Selogiri

No	Sampel	Zona	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (%)	MgO (%)	SiO_2 (%)	Ni (%)
1	SG038A	Tanah Penutup	15,62	12,77	5,91	49,49	0,026
2	SG038B	Tanah Penutup	16,26	14,06	4,73	48,07	0,019
3	SG038C	Limonit	15,86	15,36	4,91	46,49	0,021
4	SG038D	Limonit	15,48	14,07	5,71	47,97	0,021
5	SG038E	Limonit	13,92	13,52	9,08	47,20	0,036
6	SG038F	Saprolit	13,34	12,92	10,36	46,49	**0,061**
7	SG038G	Saprolit	14,39	13,02	8,67	47,06	0,041
8	SG038H	Batuan Dasar	0,93	8,60	36,16	41,25	0,244

Fe_2O_3 mencapai nilai tertinggi (15,36%) pada zona limonit, mencerminkan akumulasi Fe sebagai unsur *immobile* yang tersisa setelah pelindian unsur lain. Kehadiran mineral goetit (12%) pada zona limonit mendukung pengamatan ini (Gambar 7).

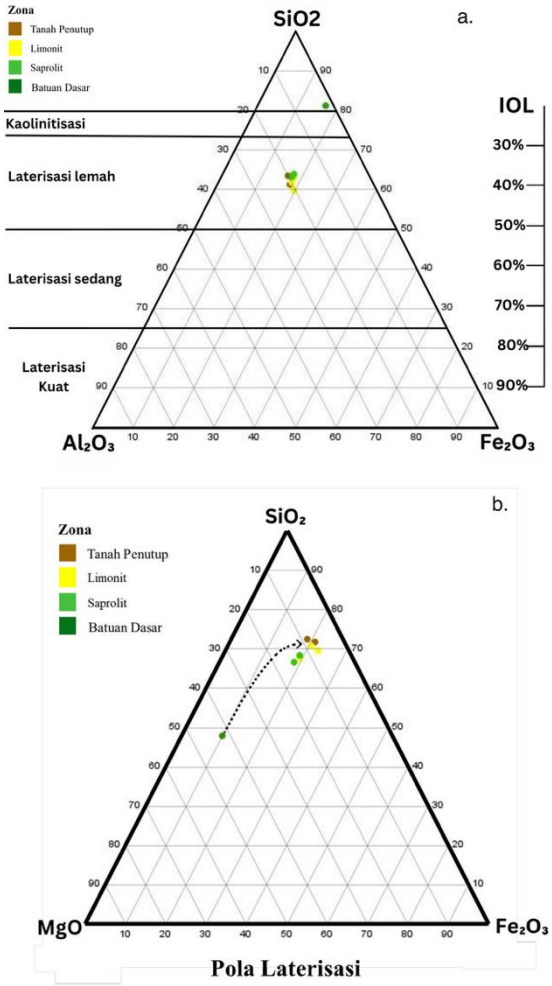


Gambar 7. Profil geokimia pada endapan nikel laterit dan tipe pengayaan nikel dan mineral silikat pada daerah penelitian dengan nilai tertinggi pada zona saprolit.

SiO_2 menunjukkan nilai tertinggi pada zona tanah penutup (*top soil*) (±49%) dan cenderung menurun ke bawah hingga batuan dasar (41,25%). Tingginya SiO_2 di zona atas diinterpretasikan sebagai hasil pengendapan *silica boxwork* sekunder yang terbawa dari zona bawah melalui sirkulasi air tanah (Gambar 8a).

MgO meningkat dari tanah penutup (±5%) menuju saprolit (10,36%) dan mencapai kadar tertinggi di batuan dasar (36,16%), mencerminkan karakter batuan dasar berkomposisi ultramafik yang kaya Mg. Pola ini konsisten dengan sifat Mg sebagai unsur *mobile* yang mengalami pelindian dari lapisan atas.

Nikel (Ni) terkonsentrasi pada zona saprolit dengan nilai tertinggi sebesar 0,061% (Gambar 7). Peningkatan kadar Ni dari zona limonit menuju saprolit mencapai 96,2%. Mekanisme pengayaan Ni di zona saprolit berlangsung melalui pelarutan Ni dalam air tanah bersifat asam dari zona atas, yang kemudian mengendap di zona saprolit seiring dengan pelindian unsur-unsur yang lebih mobile (Mg dan Si) ke luar sistem (Ahmad, 2008).



Gambar 8. Diagram terner a. tingkat laterisasi dan b. pola laterisasi daerah Selogiri dengan pengayaan Fe pada zona limonit sebagai residu serta kandungan SiO_2 tinggi pada zona tanah penutup.

Diagram terner SiO_2–Al_2O_3–Fe_2O_3 menunjukkan bahwa seluruh sampel mengalami laterisasi lemah (Gambar 8b). Kondisi laterisasi yang lemah ini

berdampak langsung pada rendahnya kadar Ni yang terbentuk (<0,1%), jauh di bawah kadar minimum ekonomis (*cut-off grade*) nikel laterit yang berkisar antara 1,2-1.6% untuk zona saprolit dan 0,8-1,2% di zona limonit.

PEMBAHASAN

Profil endapan nikel laterit yang ditemukan pada Kompleks Mélange Luk Ulo di daerah Selogiri mengikuti tipikal endapan nikel laterit pada lingkungan humid, sebagaimana banyak dijumpai di Indonesia (Dalvi dkk., 2004; Farrokhpay dkk., 2019). Profil ini tersusun atas zona tanah penutup, limonit, saprolit, dan batuan dasar berupa batuan ultramafik yang mengalami serpentinisasi kuat. Pola laterisasi berdasarkan diagram terner SiO_2–MgO–Fe_2O_3 menunjukkan karakter pelapukan khas batuan serpentinit, yaitu penurunan kadar MgO secara bertahap dari batuan dasar menuju zona saprolit akibat pelindian magnesium yang bersifat *mobile* (Gambar 8a). Fe_2O_3 meningkat secara progresif dari batuan dasar ke zona limonit sebagai residu *immobile*. SiO_2 menunjukkan distribusi yang tinggi pada zona tanah penutup, mengindikasikan pengendapan silika sekunder (*silica boxwork*) yang terangkut dari zona saprolit ke atas selama proses limonitisasi. Pola ini konsisten dengan model laterisasi batuan ultramafik di lingkungan tropis lembab, di mana mobilitas relatif unsur mengikuti urutan: Mg > Si > Ni > Fe > Al (Ahmad, 2008).

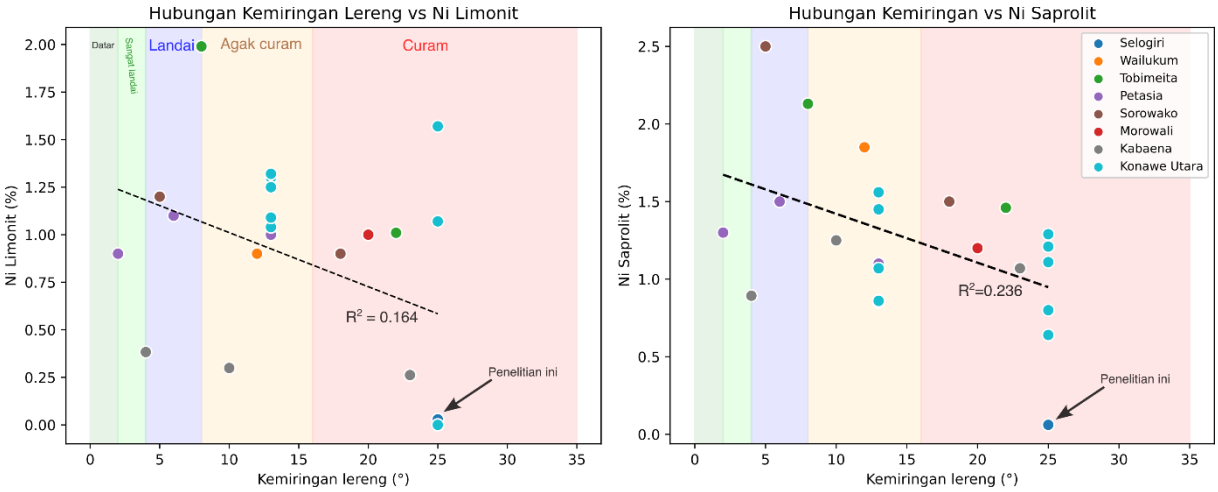
Profil endapan nikel laterit sangat dipengaruhi oleh kondisi morfologi, yang mengontrol intensitas pelapukan batuan dasar, distribusi kadar nikel (Cathelineau dkk., 2024), serta ketebalan zona saprolit maupun limonit (Hasria dkk., 2021). Ketebalan profil laterit berbanding terbalik dengan kemiringan lereng: zona limonit dan saprolit cenderung lebih tebal pada lereng landai karena proses pelindian batuan ultramafik berlangsung lebih optimal, dan sebaliknya untuk lereng yang lebih curam (Syafrizal dkk., 2009; Hasria dkk., 2024). Hubungan ini juga tercermin secara langsung pada kadar nikel di zona laterisasi. Daerah dengan lereng landai umumnya memiliki kadar nikel yang lebih tinggi, sementara lereng yang lebih curam—termasuk daerah Selogiri—menghasilkan kadar nikel yang lebih rendah (Gambar 9). Gambar 10 menunjukkan bahwa rentang lereng Kelas III–IV (4–16°) secara konsisten menghasilkan kadar Ni tertinggi (1,5–2,5% pada zona saprolit), sedangkan Kelas V (curam) menghasilkan kadar Ni rata-rata 0,7–1,3%, dan Selogiri memiliki kadar yang jauh lebih rendah, yaitu antara 0.019-0,061%. Kemiringan lereng Kelas V menyebabkan air meteorik lebih banyak membentuk limpasan permukaan (*run-off*) daripada berinfiltrasi ke air tanah yang mendorong proses pelindian (Ahmad, 2008).

Selain kontrol morfologi, rendahnya kadar nikel dan tipisnya endapan laterit di Selogiri juga disebabkan oleh usia keterpaparan batuan mélange yang relatif muda, yaitu Plio-Pleistosen (Harsolumakso dkk., 1996), sehingga durasi laterisasi masih tergolong awal (*laterisasi lemah*) sehingga menghasilan kadar nikel yang rendah pada zona laterisasi dan relatif tinggi pada batuan dasar (Gambar 8b). Kondisi ini berbeda dengan endapan laterit pada Kompleks Mélange Wailukum di Halmahera Timur yang tersingkap sejak Miosen (Hall, 2012), sehingga menghasilkan kadar dan ketebalan endapan nikel yang lebih tinggi (Ramadhan dkk., 2020).

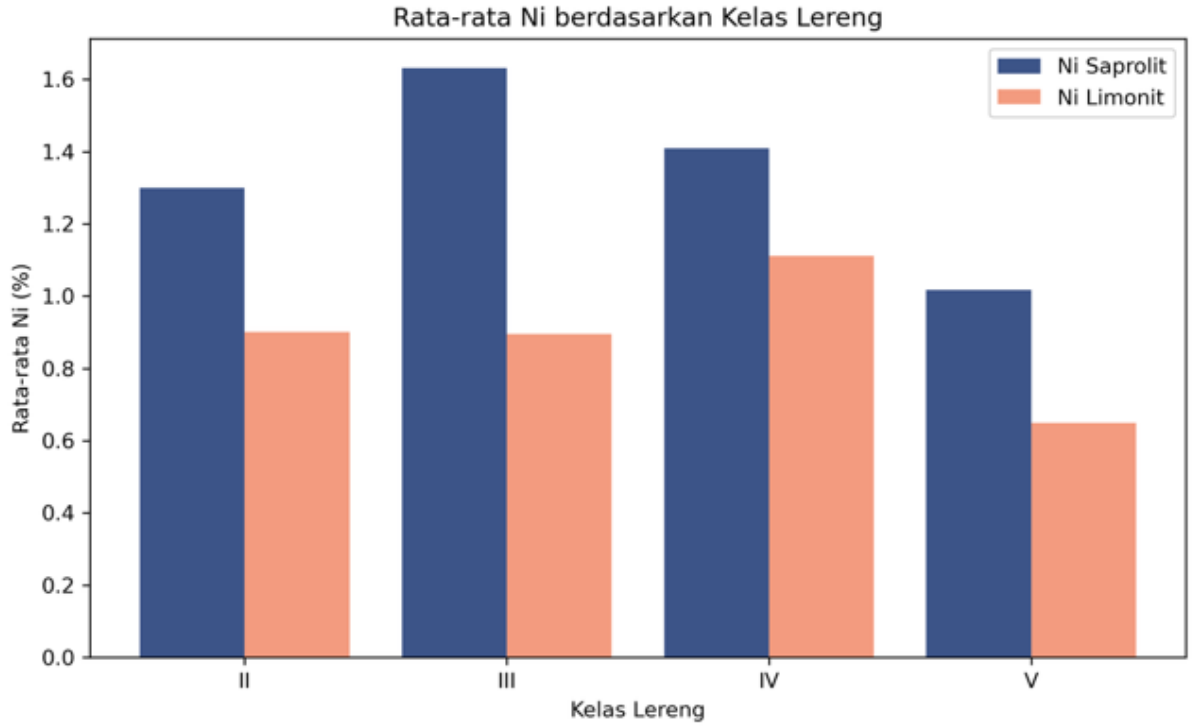
Keterbatasan penelitian ini terletak pada penggunaan satu titik bor yang merepresentasikan profil laterit pada satuan serpentinit, dipilih mempertimbangkan aksesibilitas lapangan pada morfologi lapangan yang didominasi oleh lereng curam hingga sangaat curam (90%). Pendekatan multi-titik bor pada berbagai posisi lereng disarankan untuk penelitian lanjutan guna memperkuat korelasi kuantitatif antara kemiringan lereng dan kadar nikel.

Meskipun korelasi empiris antara kemiringan lereng dan kadar nikel pada

zona saprolit maupun limonit belum cukup andal untuk memprediksi variasi kadar secara kuantitatif pada suatu area tertentu, akumulasi data yang lebih banyak di masa mendatang dapat memperkuat pendekatan ini. Pendekatan berbasis klasifikasi lereng dari citra satelit berpotensi dimanfaatkan untuk memberikan gambaran awal mengenai potensi sumber daya nikel dan mendukung kegiatan eksplorasi di wilayah-wilayah yang belum banyak diteliti.



Gambar 9. Grafik hubungan kemiringan lereng dengan kadar nikel pada beberapa daerah endapan nikel laterit
(data kemiringan lereng dan kadar nikel dirangkum dari beberapa artikel : Ariyaputera, R.,dkk., 2025; Hasria, dkk., 2024; Ilham, M., dkk., 2021; Ilyas, A., dkk., 2016; Isjudarto, A., 2013; Pandu, 2025; Salinding, J.C., dkk., 2025; Ramadhan, A.R., dkk., 2020)



Gambar 10. Distribusi kadar nikel pada profil kemiringan lereng berdasarkan klasifikasi Van Zuidam, 1985.

KESIMPULAN

Kadar Ni di daerah Selogiri relatif rendah, yaitu 0,061%, yang ditemukan pada zona saprolit. Tipe nikel laterit yang berkembang adalah tipe silikat, dicirikan oleh kehadiran mineral serpentin sebagai mineral pembawa Ni utama.

Tingkat laterisasi di daerah Selogiri tergolong lemah, dikontrol oleh singkatnya durasi keterpaparan batuan ultramafik (Plio-Pleistosen) dan kemiringan lereng yang curam (16°–35°). Kondisi ini lebih muda dibandingkan dengan endapan di Indonesia Timur yang tersingkap pada periode Miosen–Pliosen dengan lereng landai hingga agak curam.
Kadar nikel dikontrol secara signifikan oleh morfologi, khususnya kemiringan lereng. Secara kualitatif, lereng yang curam cenderung menghasilkan kadar nikel yang rendah, sedangkan lereng yang lebih landai menghasilkan kadar nikel yang lebih tinggi, sesuai dengan klasifikasi van Zuidam. Namun demikian, faktor lain seperti tatanan tektonik pembentukan batuan ultramafik (proses obduksi cenderung menghasilkan profil laterit yang lebih tebal), waktu pengangkatan batuan induk, serta keberadaan kekar dan sesar yang dapat mempercepat proses pelindian, turut berkontribusi terhadap kualitas endapan.

UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis mengucapkan terima kasih kepada Raynald Ariyaputra dan tim yang telah melakukan akuisisi data lapangan yang digunakan pada tulisan ini. Artikel ini didanai oleh Hibah penelitian KK program PPMI tahun 2025 dari Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumian – Institut Teknologi Bandung atas nama Geri Agroli

DAFTAR PUSTAKA

Ahmad, W., 2008. *Nickel laterites: fundamental of chemistry, mineralogy, weathering processes, formation, and exploration. Vale Inco–VITSL*.

Ariyaputera, R., Basuki, N.I. and Rudyawan, A., 2025. Studi geologi dan karakteristik nikel laterit di daerah Selogiri, Kabupaten Kebumen, Jawa Tengah. Tugas Akhir Sarjana. Institut Teknologi Bandung, Bandung.

Asikin, S., Harsolumakso, A.H., Busono, H. and Gafoer, S., 1992. Geologi Lembar Kebumen, Jawa. Bandung: Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.

Butt, C.R. and Cluzel, D., 2013. *Nickel laterite ore deposits: weathered serpentinites. Elements, 9(2), pp.123–128*.

Cathelineau, M. et al., 2024. *Peridotite weathering and Ni redistribution in New Caledonian laterite profiles: influence of climate, hydrology, and structure. Minerals, 14(11), p.1082*.

Choi, Y., Lee, I. and Moon, I., 2021. *Geochemical and mineralogical characteristics of garnierite from the Morowali Ni-laterite deposit in Sulawesi, Indonesia. Frontiers in Earth Science, 9, p.761748*.

Dalvi, A.D., Bacon, W.G. and Osborne, R.C., 2004. *The past and the future of nickel laterites. In: PDAC 2004 International Convention. Toronto: Prospectors and Developers Association of Canada, pp.1–27*.

Farrokhpay, S. et al., 2019. *Characterization of Weda Bay nickel laterite ore from Indonesia. Journal of Geochemical Exploration, 196, pp.270–281*.

Hall, R., 2012. *Late Jurassic–Cenozoic reconstructions of the Indonesian region and the Indian Ocean. Tectonophysics, 570, pp.1–41*.

Hall, R.A. and Wilson, M.E.J., 2000. *Neogene sutures in eastern Indonesia. Journal of Asian Earth Sciences, 18(6), pp.781–808*.

Haluk, H., 2025. *Geochemical characteristics of laterite nickel deposits in Block A PT. Kawei Sejahtera Mining, Raja Ampat*. INTAN Jurnal Penelitian Tambang, 8(1).

Harsolumakso, A.H. and Noeradi, D., 1996. Deformasi pada Formasi Karangsambung, daerah Luk Ulo, Kebumen, Jawa Tengah. Buletin Geologi, 26(1), pp.45–54.

Harsolumakso, A.H. et al., 2015. *Luk Ulo Mélange Complex, Central Java: characteristics, origin and tectonic significance. In: 13th AOGS Annual Meeting, Beijing*.

Hasria, H. et al., 2021. Pengaruh geomorfologi terhadap pola distribusi unsur nikel dan besi pada endapan nikel laterit di Kabupaten Buton Tengah. Jurnal Geosapta, 7(2), pp.103–114.

Hasria, H. et al., 2024. Pengaruh kemiringan lereng terhadap ketebalan endapan nikel laterit daerah Tobimeita, Konawe Utara. Jurnal Geosains dan Teknologi, 6(3), pp.174–185.

Ilham, M. et al., 2021. Pengaruh batuan dasar dan kelerengan terhadap kadar dan ketebalan nikel laterit di Morowali Utara. Jurnal Teknik Geologi, 5(1), pp.23–33.

Ilyas, A., Amin, M. and Djafar, M.T., 2016. Geokimia endapan nikel laterit di Pomalaa, Kolaka. Jurnal Geologi dan Sumberdaya Mineral, 20(2), pp.85–96.

Isjudarto, A., 2013. Pengaruh morfologi lokal terhadap pembentukan nikel laterit. In: Prosiding ReTII ke-8. Yogyakarta: ITN, pp.10–14.

Kadarusman, A. et al., 2004. *Petrology and geochemistry of East Sulawesi ophiolite. Journal of Asian Earth Sciences, 22(5), pp.461–476*.

Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral, 2024. Buka Indonesia Mining Summit, Menteri Bahlil tegaskan hilirisasi. Siaran Pers No. 646.Pers/04/SJI/2024.

Langkoke, R., 2023. *Modeling and estimation of nickel laterite resources using geocomputing methods. IJSECS, 3(1), p.1090*.

Le Maitre, R.W., 2002. *A classification of igneous rocks. Cambridge: Cambridge University Press*.

Monnier, C. et al., 1995. *Back-arc basin origin for the East Sulawesi ophiolite. Geology, 23(9), pp.851–854*.

Mudd, G.M., 2010. *Global trends and environmental issues in nickel mining. Ore Geology Reviews, 38(1–2), pp.9–26*.

Mudd, G.M. and Jowitt, S.M., 2014. *Global nickel resource trends. Economic Geology, 109(7), pp.1813–1841*.

Pandu, Hasria, H. and Arisona, A., 2025. Hubungan kemiringan lereng dengan kadar dan ketebalan Ni. Jurnal Riset Teknologi Pertambangan, 6(1), pp.38–45.

Qi, D.R. et al., 2024. *Nickel enrichment during lateritization of ophiolitic rocks in Sulawesi. Ore Geology Reviews, 170, p.106140*.

Ramadhan, A.R. et al., 2020. Lateritisasi pada kompleks melange Wailukum, Halmahera Timur. Bulletin of Geology, 4(1), pp.474–495.

Salam, R. et al., 2020. *Terrain correction study in Karangsambung area*. Jurnal Geofisika, 17(2), pp.9–15.

Salinding, J.C. et al., 2025. Kontrol morfologi pada profil vertikal endapan nikel laterit Pulau Kabaena. OPHIOLITE, 7(1), pp.31–42.

Sribudiyani, N.M. et al., 2003. *The collision of the East Java Microplate and hydrocarbon implications.* (tidak berseri jurnal jelas).

Suparka, M.E., 1988. Studi petrologi kompleks ofiolit Karangsambung. Disertasi. ITB.

Surono, 2013. Geologi Terintegrasi Sulawesi. Bandung: Badan Geologi.

Syafrizal, H. et al., 2009. Hubungan kemiringan lereng dengan distribusi ketebalan laterit di Halmahera Timur. JTM, 16(3).

Van Bemmelen, R.W., 1949. *The Geology of Indonesia. The Hague: Government Printing Office*.

Van Zuidam, R.A., 1985. *Aerial photo-interpretation in terrain analysis. The Hague: Smits Publishers*.

Buletin Sumber Daya Geologi
Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi,
Badan Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral
Website: https://buletinsdg.geologi.esdm.go.id
ISSN 1907-5367, e-ISSN 2580-1023



MAGMATIC-HYDROTHERMAL FLUID EVOLUTION IN THE PORPHYRY-EPITHERMAL CU-AU RANDU KUNING PROSPECT, SELOGIRI, CENTRAL JAVA, INDONESIA: INSIGHTS FROM FLUID INCLUSION STUDIES

EVOLUSI FLUIDA HIDROTERMAL-MAGMATIK PADA PROSPEK PORFIRI-EPITERMAL Cu-Au RANDU KUNING, SELOGIRI, JAWA TENGAH, INDONESIA: KAJIAN BERDASARKAN STUDI INKLUSI FLUIDA

Sutarto[1], Arifudin Idrus[2], Agung Harjoko[2], Lucas Donny Setijadji[2], and Sven Sindern[3]
[1]Universitas Pembangunan Nasional Veteran Yogyakarta, Indonesia
[2]Universitas Gadjah Mada Yogyakarta, Indonesia
[3]RWTH Aachen University, Germany

Corresponding email: sutarto_geo@upnyk.ac.id
Received: June 18, 2026; Revised: July 16, 2026; Accepted: August 19, 2026
DOI: https://doi.org/10.47599/bsdg.v21i2.608

ABSTRACT

The Randu Kuning Prospect, located in the Southern Mountains Zone of East Java, Indonesia, represents a magmatic-hydrothermal mineralization system that evolved from a porphyry environment to a shallow-level epithermal system. The prospect is hosted by volcaniclastic, siliciclastic, and carbonate rocks of the Mandalika and Semilir Formations, which are intruded by numerous dioritic bodies related to Late Eocene–Early Miocene magmatism. This study aims to reconstruct the evolution of ore-forming fluids based on fluid inclusion characteristics and their relationship to hydrothermal alteration and mineralization. Fluid inclusion analyses were conducted on ten vein samples representing both porphyry and epithermal environments using a Linkam heating-freezing stage. To support the interpretation, petrographic, X-ray diffraction (XRD), QEMSCAN, X-ray fluorescence (XRF), and ICP-MS analyses were also performed. The fluid inclusion data indicate that the hydrothermal system evolved through three major stages. The early porphyry stage was characterized by high-temperature and high-salinity fluids, with homogenization temperatures of approximately 600°C and salinities ranging from 16 to 72 wt.% NaCl equivalent. These fluids were associated with A-type and M-type quartz veins and potassic alteration assemblages. During the intermediate porphyry stage, fluid temperatures decreased to approximately 300–350°C, while salinities ranged from 16 to 48 wt.% NaCl equivalent. This stage was associated with sulfide-bearing quartz veins (AB-type and C-type veins) and phyllic as well as chlorite–magnetite–sericite alteration assemblages. The late porphyry to epithermal stage was characterized by lower temperatures (200–350°C) and lower salinities (2.31–36.74 wt.% NaCl equivalent), resulting in the formation of D-type veins, carbonate–pyrite–sphalerite–chalcopyrite veins, and other epithermal-style veins accompanied by propylitic, intermediate argillic, and locally developed advanced argillic alteration. The progressive decrease in temperature and salinity indicates continuous evolution of the hydrothermal fluids from porphyry c to a shallower epithermal environment, thought to be primarily controlled by cooling and mixing processes with meteoric water.

Keywords: alteration type, fluid Inclusion, fluid evolution, magmatic-hydrothermal

ABSTRAK

Prospek Randu Kuning merupakan sistem mineralisasi hidrotermal magmatik yang menunjukkan evolusi dari lingkungan porfiri menuju sistem epitermal. Secara regional, daerah penelitian berada di Zona Pegunungan Selatan Jawa dan didominasi oleh batuan vulkaniklastik, silisiklastik, dan karbonat Formasi Mandalika dan Formasi Semilir yang diterobos oleh sejumlah tubuh intrusi dioritik yang berasosiasi dengan aktivitas magmatisme Eosen Akhir hingga Miosen Awal. Penelitian ini bertujuan untuk merekonstruksi evolusi fluida pembentuk bijih berdasarkan karakteristik inklusi fluida serta keterkaitannya dengan alterasi hidrotermal dan mineralisasi. Analisis inklusi fluida dilakukan terhadap sepuluh sampel urat yang mewakili lingkungan porfiri dan epitermal menggunakan peralatan Linkam T95 heating-freezing stage. Untuk mendukung interpretasi, penelitian ini juga dilengkapi dengan analisis petrografi, difraksi sinar-X (XRD), QEMSCAN, fluoresensi sinar-X (XRF), dan ICP-MS. Data inklusi fluida menunjukkan bahwa sistem hidrotermal Randu Kuning berkembang melalui tiga tahapan utama, yaitu tahap porfiri awal, porfiri menengah, dan porfiri akhir hingga epitermal. Tahap porfiri awal dicirikan oleh fluida bersuhu tinggi dengan temperatur homogenisasi sekitar 600°C dan salinitas berkisar antara 16 hingga 72 wt.% NaCl ekuivalen. Fluida ini berasosiasi dengan pembentukan urat kuarsa tipe A dan tipe M serta alterasi potasik. Tahap porfiri menengah ditandai oleh penurunan temperatur menjadi sekitar 300–350°C dengan salinitas antara 16 hingga 48 wt.% NaCl ekuivalen. Fluida pada tahap ini berhubungan dengan pembentukan urat kuarsa pembawa sulfida tipe AB dan tipe C, serta berkembangnya alterasi filik dan klorit-serisit-magnetit. Tahap terakhir, yaitu porfiri akhir hingga epitermal, dicirikan oleh temperatur yang lebih rendah, sekitar 200–350°C, dan salinitas 2,31–36,74 wt.% NaCl ekuivalen. Tahap ini menghasilkan urat tipe D, urat karbonat–pirit–sfalerit–kalkopirit, serta berbagai urat bertipe epitermal lainnya yang disertai perkembangan alterasi propilitik luar, argilik menengah, dan alterasi argilik lanjut yang berkembang secara terbatas. Penurunan temperatur dan salinitas secara progresif menunjukkan adanya evolusi fluida hidrotermal yang berkesinambungan dari lingkungan porfiri menuju lingkungan epitermal yang lebih dangkal, diperkirakan terutama dikendalikan oleh proses pendinginan dan pencampuran dengan air meteorik.

***Kata kunci**: tipe alterasi, inklusi fluida, evolusi fluida, magmatik-hidrotermal*

INTRODUCTION

The Randu Kuning Porphyry Cu-Au prospect area is situated at Selogiri district, Wonogiri regency, Central Java, Indonesia, about 40 km to the south-east from Solo city, or approximately 70 km east of Yogyakarta city (Figure 1).

The Randu Kuning Prospect has been interpreted as a porphyry Cu–Au deposit genetically associated with several epithermal Au–base metal deposits distributed throughout the Selogiri district, Central Java, Indonesia (Imai *et al.,* 2007; Suasta and Sinugroho, 2011; Corbett, 2011, 2012; Muthi *et al*., 2012; Idrus *et al*., 2023). Previous studies demonstrated that porphyry Cu–Au mineralization at Randu Kuning is spatially and temporally related to intermediate-sulfidation epithermal mineralization (Sutarto *et al.,* 2015), forming a well-preserved porphyry–epithermal transition system. Numerous epithermal veins crosscut earlier porphyry veins and associated potassic alteration assemblages, indicating a prolonged and evolving hydrothermal history. The complex crosscutting relationships between porphyry and epithermal vein systems provide compelling evidence for multiple mineralization events within a single magmatic-hydrothermal system.

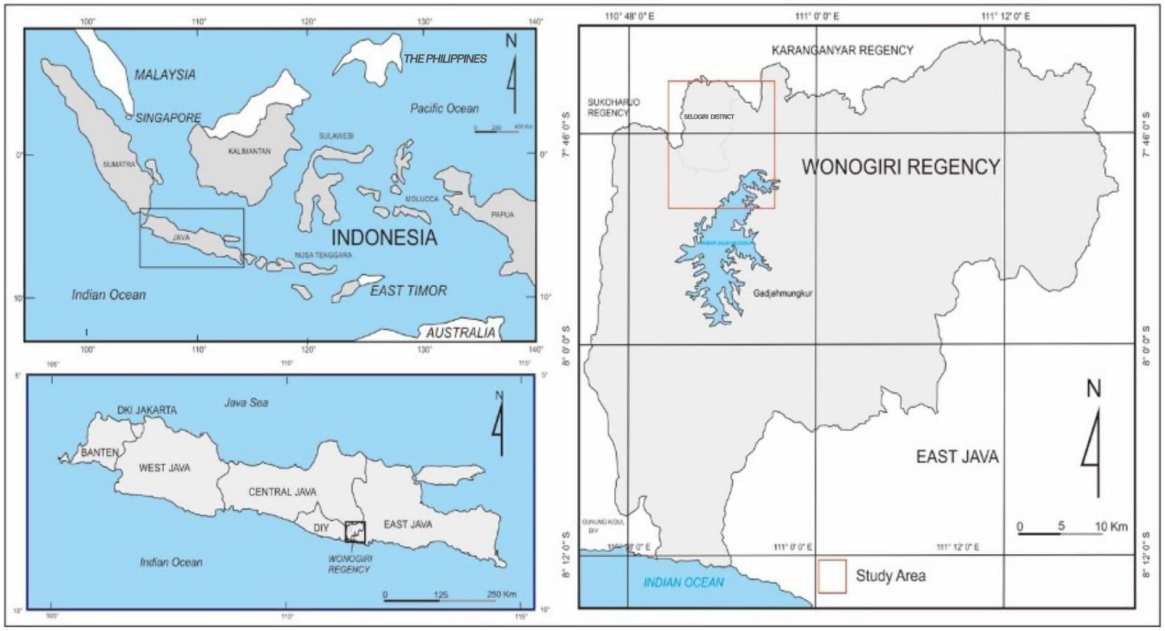


Figure 1. Location map of Selogiri area, Wonogiri

The Randu Kuning porphyry deposit contains an estimated resource of 90.9 Mt grading 0.35 g/t Au and 0.10% Cu at a cut-off grade of 0.2 g/t AuEq (Nightingale, 2014). In addition to the porphyry resource, numerous epithermal prospects containing Au, Ag, Cu, Pb, and Zn mineralization occur within the surrounding area.

Despite these advances, detailed studies focusing on fluid inclusion characteristics and the evolution of ore-forming fluids remain limited. In particular, the mechanisms responsible for the transition from porphyry Cu–Au mineralization to epithermal Au–base metal mineralization have not yet been fully constrained. The coexistence of porphyry and epithermal deposits within the Randu Kuning district therefore provides an excellent opportunity to investigate the physicochemical evolution of hydrothermal fluids from deep porphyry environments to shallow epithermal settings.

METHODOLOGY

In this study, veins and rocks samples were collected systematically from both drilling and local mining tunnel as well as surface outcrops. Secondary minerals assemblages were identified from polarisation microscopic observation, X-ray diffractometer and QEMSCAN (Quantitative Evaluation of Minerals by Scanning Electron Microscopy) analysis. Rock geochemistry were analysis by X-ray fluorescent and ICP-MS, and fluid inclusion analysis used a Linkham T95 serie freezing and heating stage.

GEOLOGY

Geological framework of Java island

Java Island forms part of the Sunda–Banda magmatic arc, which developed as a result of northward subduction of the Indo-Australian Plate beneath the Eurasian margin. Tertiary magmatism in Java is commonly divided into two major episodes: Late Eocene–Early Miocene and Late Miocene–Pliocene magmatism (Soeria-Atmadja *et al.,* 1994).

Variations in crustal architecture and magma evolution along the arc have played an important role in controlling the distribution of magmatic-hydrothermal mineral deposits. Western Java is dominated by epithermal Au–Ag mineralization, whereas eastern Java and the eastern Sunda Arc are characterized by porphyry-related Cu–Au systems (Setijadji *et al.,* 2006; Setijadji and Maryono, 2012).

The Selogiri district, including the Randu Kuning Prospect, is located within the Southern Mountains of Java and represents a well-preserved porphyry Cu–Au–epithermal Au–base metal system associated with Late Eocene–Early Miocene arc magmatism.

Geological Setting of the Randu Kuning Prospect

The Randu Kuning area is predominantly underlain by Miocene volcanic and volcaniclastic rocks of the Mandalika and Semilir Formation, including tuffs, volcanic breccias, andesitic lava flows, pumice breccias, and calcareous volcaniclastic sediments. These rocks are unconformably overlain by Quaternary volcanic deposits related to Mount Lawu.

Most of the Tertiary rocks have undergone intense hydrothermal alteration, resulting in the replacement of primary minerals such as feldspar, hornblende, and pyroxene by secondary minerals including chlorite, carbonate, quartz, sericite, and hematite. The intrusive rocks in the prospect area comprise plagioclase diorite and hornblende–pyroxene diorite, which are interpreted as pre-mineralization intrusions, and hornblende microdiorite and quartz diorite, which are considered syn-mineralization intrusions. Magmatic-hydrothermal and phreatomagmatic breccias are also present and are closely associated with the mineralized system (Figure 2).

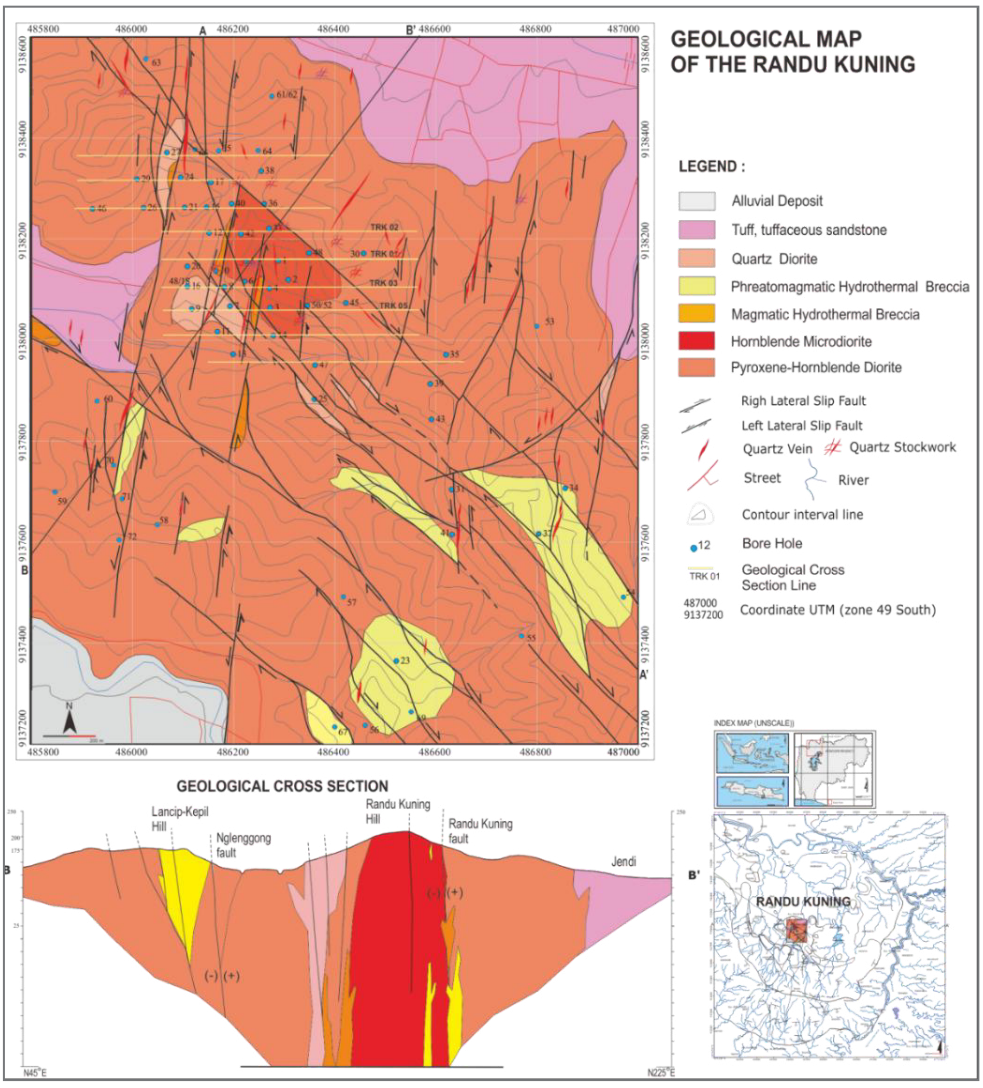


Figure 2. Geological map of the Randu Kuning area (Sutarto *et al.,* 2015; Idrus *et al.,* 2023)

The structural framework of the Selogiri district is dominated by northwest–southeast (NW–SE) and northeast–southwest (NE–SW) fault systems, with subordinate north–south (N–S) and east–west (E–W) structures (Suasta and Sinugroho, 2011). The NW–SE dextral strike-slip faults represent the earliest and most prominent structures, which were subsequently crosscut by younger NE–SW and N–S sinistral strike-slip faults.

Geological observations from surface outcrops and drill cores suggest that the early porphyry veins were controlled mainly by the NW–SE fault system, whereas the later porphyry and epithermal veins were emplaced along the younger fault sets.

The Randu Kuning Prospect represents a porphyry Cu–Au system overprinted by epithermal Au–base metal mineralization. The mineralized center is characterized by syn-mineralization dioritic intrusions, hydrothermal breccias, and multiple generations of veins and veinlets, reflecting the evolution of a long-lived magmatic-hydrothermal system from porphyry to epithermal conditions.

RESULTS AND DISCUSSION

Results

Hydrothermal Alteration

At least eight zones of hydrothermal alteration at the Randu Kuning area had identified, i.e. 1) potassic, 2) Chlorite+sericite+ magnetite±actinolite, 3) inner prophyllitic, 4) outer propylitic, 5) phyllic, 6) intermediet argillic, 7) advanced argillic, and 8) sillisic zones (Figure 3).

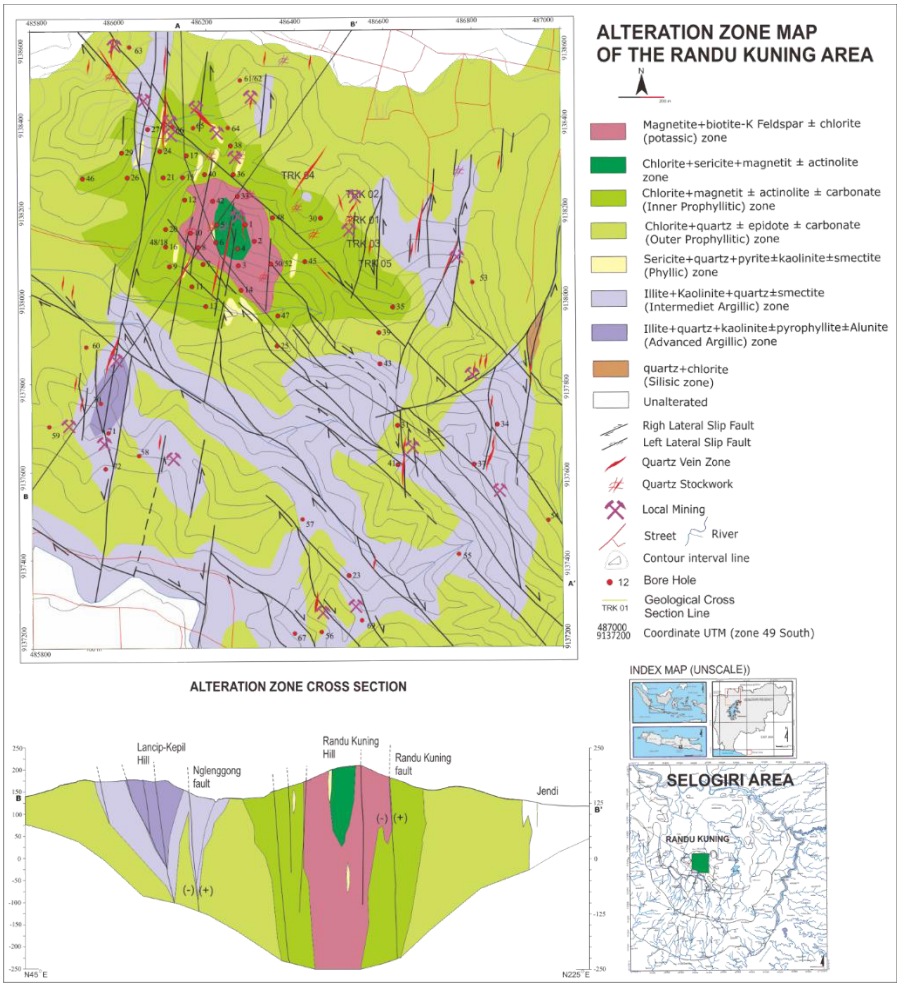


Figure 3. The alteration zone map of the Randu Kuning area (Sutarto *et al*., 2015; Idrus *et al.,* 2023)

The potassic zone scattered on microdiorite intrusive rocks body and small part of pyroxene diorite intrusive rocks especially in contact to the microdiorite intrusion of Randu Kuning hill. This zone is characterized by the present of secondary minerals assemblage i.e. one or both of secondary biotite and/or K-feldspar associated with magnetite, actinolite, quartz and lack of carbonate minerals (Suasta and Sinugroho, 2011; Corbett, 2011, 2012 and Muthi *et al.,* 2012, Sutarto *et al*., 2015; Idrus *et al.,* 2023).

Microscopically, biotite usually has dark-brown colour, fine grained, fibrous (Figure 4), and present predominantly in the central part of the hornblende microdiorite intrusion and gradually will decrease to the edge part of the hornblende microdiorite and the part of pyroxene-hornblende diorite. The QEMSCAN ® analysis of the potassic-altered hornblende-pyroxene diorite, shows many kind of hydrothermal secondary minerals such as biotites (15.59%), alkali-feldspars (0.7%), chlorites (12.7%), quartzes (16.96%), calcites (0.2%), kaolinites (0.02%), illites (0.56%), sericite (0.16%) and rare of ore minerals (pyrite-pyrrhotite-chalcopyrites <0.03%).

The Chlorite+sericite+magnetite±actinolite is widespread on the upper part of the potassic, characterizing by the dominant of chlorite and sericite, althought other secondary mineals such as magnetite, quartz, and sometimes actinolite are still found. The zone is developed on the small upper part of hornblende microdiorite.

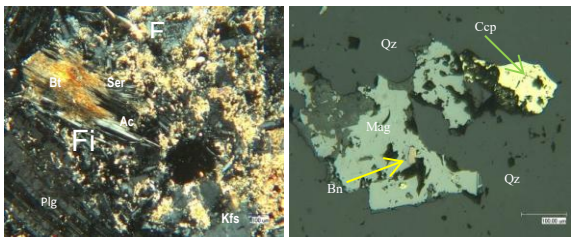


Figure 4. Left: crossed polars light photomicrograph of potassic altered hornblende- pyroxene diorite. Most secondary biotite (Bt) were overprinted by actinolite-chlorite-quartz (Ac-Chl-Qz). Right: polished section photomicrograph of the magnetite-chalcopyrite-bornite (Mag-Ccp-Bn) assemblages within potassic zone

The inner prophylitic type is commonly recognised between potassic zone and outer prophyllitic zone. The zone mostly is widespread in pyroxene-hornblende diorite rocks, and within small part of hornblende microdiorite. In some places this alteration zones seen cut to minerals assemblage of the potassic zone and gradually outward changed to the outer prophyllitic zone. The outer prophyllitic zone is widespread on pyroxene-hornblende diorite rocks and small part of quartz diorite, gradually from the inner prophyllitic to least altered rock, comprising of chlorites, epidotes, carbonates and quartz.

The intermediet argillic zone appears mainly adjacent to breccia and fault zone, especially in the epithermal prospect area, which is characterized by the present of clay minerals. Illite, kaolinite and smectite are the main minerals identified in the vein samples suggesting structural controlled argillic alteration (Muthi *et al*., 2012). The advanced argillic zone is situated at the centre of Kepil hill, southwest of the Randu Kuning hill, comprising mostly illite, pyrophyllite, kaolinite, quartz and lack of alunite, carbonate and chlorite. The sillisic zone is restricted found at the fault zones, both within drilling core data and surface outcrop, consist of quartz, sericite, carbonate, clay minerals and opaque minerals. It is mostly related to the preatomagmatic hydrothermal breccia occurence of the epithermal system.

The phyllic zone is commonly appear in the fault structure zones, locally overprint to the potassic alteration and inner prophyllitic zone, on hornblende-pyroxene diorite rocks, microdiorite hornblende as well as quartz diorite (Suasta and Sinugroho, 2011; Corbett, 2011, 2012 and Muthi *et al*., 2012, Sutarto *et al*., 2015). This zone is characterized by retrograde silica-sericite-chlorite-pyrite assemblages, which is mostly limited to fault zones or selvages to late stage quartz-pyrite veins likened to D veins (Corbett, 2012).

Mineralization

There are at least eight mineralisation prospect area at the Randu Kuning and its vicinity, they are Randu Kuning porphyry Cu-Au, Bukit Piti-Tumbu Epithermal Au, Gawe Epithermal Au, Geblak Epithermal Au-base metals, Jangglengan Epithermal Au-base metals, Lancip-Kepil Epithermal Au-base metals and Randu Kuning South Epithermal Au prospect. Most mineralizations in the researched area are associated with the present of some sulphides. Many sulphides have recognized including, chalcopyrite, pyrite, pyrrhotite, bornite, sphalerite, galena, and chalcocite.

Not all porphyry vein types contribute in copper and gold mineralization. The early quartz-magnetite veins (particularly A and M veins) generally not contain Cu-Au or barren, while the later sulphide bearing veins mostly are rich of copper and gold. Mineralization style recognised at the Randu Kuning area can be summarized as follows:

a) Quartz-sulphide veins mineralization. These quartz-sulphides veins are commonly associated with the Au-Cu mineralization;
b) Disseminated sulphides mineralization. It were commonly found as 1). Disseminated chalcopyrite associated with magnetite-actinolite, 2) Magmatic hydrothermal breccias matrix;
c) D veins mineralization. This vein type comprise quartz, sulphides and carbonate with prominent silica-sericite±pyrite alteration salvages;
d) Epithermal veins and Hydrothermal breccia. The vein which associated with mineralization particularly is pyrite+sphalerite+chalcopyrite+quartz+ carbonate vein.

Fluid Inclusions Characteristics

Numerous porphyry-related quartz vein types have been identified in the Randu Kuning Prospect and are commonly crosscut by younger epithermal veins.

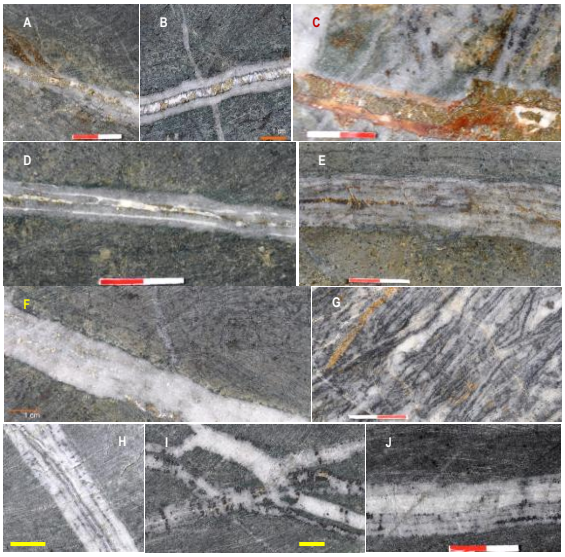


Figure 5. Quartz vein samples for fluid inclusions analysis. a) Quartz vein cut by D type vein, b) Quartz veinlet cut by quartz vein with wide sphalerite-pyrite-carbonate centre line, c) Irregular quartz veins (A type) cut by pyrite-carbonate-quartz vein (D vein type or epithermal vein), d) Quartz vein with pyrite-carbonate centre line (AB type) with sericite-chlorite halos, e) Quatz-magnetite vein with pyrite-chalcopyrite centre lines (AB vein), f) Quartz vein with lesser amount of pyrite and carbonate dessiminations (B type), g) Sheeted quartz-magnetite vein (M type), h) Bedded quartz-magnetite (M type), i) Quartz-magnetite veins (A type) stockwork, and j) Bedded quartz-magnetite cut by pyrite-quartz veinlet.

Fluid inclusion analyses were conducted on ten doubly polished sections representing the major vein types, including A-type, M-type, AB-type, and D-type veins, which correspond to different stages of hydrothermal evolution from porphyry to epithermal (Figure 5).

Based on their phase composition at room temperature, the fluid inclusions were classified into three principal types: (1) liquid-rich two-phase inclusions (Type I; L+V), (2) vapor-rich two-phase inclusions (Type II; V+L), and (3) halite-bearing polyphase inclusions (Type III; L+V+S ± daughter minerals). Rare liquid monophase inclusions were also observed.

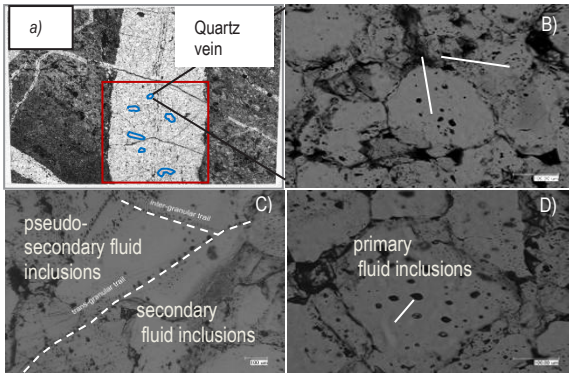


Figure 6. Petrographic fluid inclusion analysis scheme. a) An area where fluid inclusions abundant on double polished thin section photo scan, b) Microscopic photo of fluid inclusions type within one of quartz vein spot, c) Showing pseudo-secondary and secondary fluid inclusions, and d) primary fluid inclusions

Type III inclusions are the most abundant and widespread throughout the vein system. They occur predominantly as primary inclusions and range from 8 to 70 µm in size. These inclusions commonly exhibit irregular to negative crystal shapes and contain daughter minerals such as halite, sylvite, hematite, and possibly sulfides. Their complex phase assemblages and high proportion of solid phases indicate trapping from high-temperature, high-salinity magmatic fluids. Such hypersaline inclusions are widely interpreted as evidence for brine formation through phase separation of magmatic fluids in porphyry systems (Terrence *et al.,* 2020; Falkenberg *et al.,* 2024).

Type II inclusions occur in subordinate amounts and are generally smaller, ranging from 2 to 65 µm. They display a variety of morphologies, including negative crystal, irregular, subhedral, and tubular forms, with vapor occupying approximately 55–85 vol.% of the inclusion volume. These inclusions occur mainly as primary and pseudosecondary inclusions.

Type I inclusions are relatively less abundant and range from 2 to 40 µm in size. They exhibit diverse morphologies, including negative crystal, elliptical, irregular, and necked-down forms. The liquid phase occupies approximately 55–85 vol.% of the inclusion volume. These inclusions occur as primary, pseudosecondary, and secondary inclusions (Figure 7).

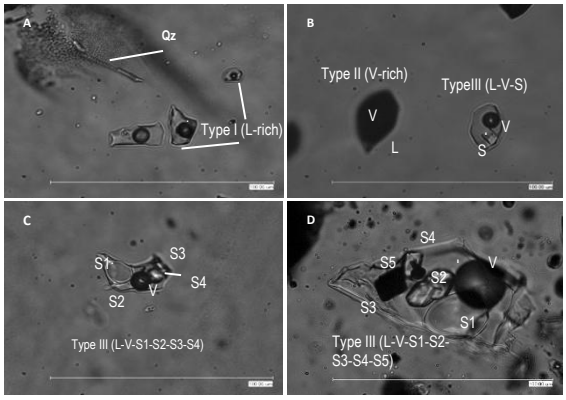


Figure 7. Photomicroscopic of many types of fluid inclusions in the area. a) Many mono phase liquid and two phase liqiud rich, b). Two phase vapor rich and muliphase liquid rich with single daughter mineral (halite), c) Multiphase with many daughter minerals (halite, sylvite and tiny opaque mineral), d) Multiphase with at least five daughter minerals (syvite, halite and opaque minerals)

The coexistence of Type I, Type II, and The coexistence of Type I, Type II, and Type III inclusions within individual quartz veins suggests that the Randu Kuning hydrothermal system experienced significant physicochemical changes during its evolution, including variations in temperature, salinity, and fluid phase conditions. The presence of vapor-rich and hypersaline inclusions within the same paragenetic stages further indicates that fluid boiling and/or fluid immiscibility played an important role during the mineralization process. Such processes are widely recognized as major controls on metal transport and precipitation in porphyry–epithermal systems (Terrence et al., 2020; Liu et al., 2022).

Microthermometric Analysis

Microthermometric analyses reveal a wide range of homogenization temperatures and salinities, reflecting the progressive evolution of hydrothermal fluids throughout the mineralization history.

Type III (halite-bearing polyphase) inclusions yield homogenization temperatures ranging from 248.8°C to >600°C, with the majority clustering between 350–500°C and above 600°C. Halite dissolution temperatures vary from 303.4°C to 569.7°C, whereas final ice-melting temperatures range from –0.8°C to –38.2°C. Calculated salinities range from 16.24 to 74.01 wt.% NaCl equivalent, with dominant populations between 24–32 wt.% and 56–64 wt.% NaCl equivalent. These characteristics are consistent with trapping from high-temperature, hypersaline magmatic fluids.

Type II (vapor-rich) inclusions record homogenization temperatures between 318.4°C and >600°C. Most inclusions homogenize at 400–450°C and above 600°C. Final ice-melting temperatures range from –1.7°C to –29.2°C, corresponding to salinities of 3.87–58.34 wt.% NaCl equivalent, with a dominant population between 16 and 24 wt.% NaCl equivalent. The coexistence of these vapor-rich inclusions with Type III inclusions suggests fluid phase separation during hydrothermal evolution.

Type I (liquid-rich) inclusions exhibit homogenization temperatures ranging from 216.5°C to 585°C, with the highest frequency occurring between 250 and 350°C. Final ice-melting temperatures vary from –0.6°C to –23.4°C, corresponding to salinities of 2.31–36.74 wt.% NaCl equivalent. Salinity distributions show major peaks below 8 wt.% and between 16 and 24 wt.% NaCl equivalent. These inclusions are interpreted to represent relatively cooler and less saline fluids that became increasingly important during the late porphyry to epithermal stages.

Overall, the fluid inclusion data indicate a progressive decrease in both temperature and salinity from the early porphyry to the late porphyry–epithermal stage. This trend reflects the evolution of the hydrothermal system from high-temperature, high-salinity magmatic fluids toward cooler and more dilute fluids. The evolution was likely controlled by several processes, including fluid phase separation, fluid-rock interaction, and mixing with externally derived fluids. Importantly, this interpretation is consistent with the oxidized, water- and halogen-rich nature of the Randu Kuning magma documented by Idrus *et al*. (2023), which provides a plausible magmatic source for the early high-temperature hydrothermal fluids.

Table 1. List of doubly polished thin section and their fluid inclusion analysis results (see figure 5, for veins type explanation)

No) DEPTH /HOLE	VEIN TYPE	HYDROTHERMAL ENVIRONMENT	HOST ROCK	ALTERATION TYPE	T (°C)	Salinity (wt. % NaCl equiv)
a) 1340 /WDD 08-87.05	B veinmostly overprinted by D vein	Early porphyry overpprinted by late porphyry /epithermal	Hornblende microdiorite	Inner propylitic	250-300 350-500 >600	<8 16-24 48-64
b) 1345 /WDD 09-141.00	A vein cut by AB D or Epithermal vein	Early porphyry overpprinted by late porphyry stage/epithermal	Hornblende microdiorite	Potassic inner propylitic	200-300 500-550 >600	16-24 40-48 64-80
c) 1339 /WDD 18-197.80	A type cut epithermal vein	Early porphyry overpprinted by late porphyry stage/epithermal	Hornblende-pyroxene diorite	Inner propylitic phyllic	200-250 300-500 >600	16-24 40-48 56-64

No) DEPTH /HOLE	VEIN TYPE	HYDROTHERMAL ENVIRONMENT	HOST ROCK	ALTERATION TYPE	T (°C)	Salinity (wt. % NaCl equiv)
d) 1338 /WDD 18-329.50	AB vein and carbonate centre line with sericite-chlorite halos	Early porphyry overpprinted by late porphyry stage/epithermal	Hornblende microdiorite	Inner propylitic sericite halos	250-300 350-400 >600	<8 16-24 48-64
e) 1344 /WDD 19-85.05	Quatz-magnetite vein with AB vein	Early porphyry overpprinted by late porphyry stage	Hornblende-pyroxene diorite	Potassic	300-450 >600	<8 40-64
f) 1343 /WDD 19-117.75	Quartz vein with lack of pyrite and B vein	Early porphyry overpprinted by late porphyry stage	Hornblende microdiorite	Potassic	350-400 >600	<8 48-64
g) 1342 /WDD 19-166.90	M vein cut by carbonate veinlet (epithermal vein)	Early porphyry overpprinted by late porphyry stage/epithermal	Hornblende microdiorite	Potassic sericite halos	250-300 400-500 >600	16-24 40-48 48-72
h) 1341 /WDD 19-212.50	M vein and sulphides-carbonate centre line	Early porphyry overpprinted by epithermal stage	Hornblende microdiorite	Potassic	250-350 400-500	<8 40-54
i) 1337 /WDD 49-366.50	A type stockwork cut by carbonate veinlet	Early porphyry overpprinted by late porphyry stage	Hornblende-pyroxene diorite	Potassic	350-400 450-500 >600	<8 18-24 48-64
j) 1336 /WDD 49-567.25	M type with carbonate infilling cut by pyrite-quartz veinlet	Early porphyry overpprinted by late porphyry stage/epithermal	Hornblende microdiorite	Potassic inner propylitic	250-300 350-400 >600	24-32 48-54 64-72

DISCUSSION

Hydothermal Fluid Evalution

Fluid inclusion data indicate that the Randu Kuning hydrothermal system evolved from a high-temperature, high-salinity magmatic fluid to progressively cooler and less saline fluids during the transition from porphyry to epithermal mineralization. The occurrence of halite-bearing polyphase inclusions (Type III), together with vapor-rich (Type II) and liquid-rich (Type I) inclusions, records significant variations in fluid temperature, salinity, and phase conditions throughout the evolution of the hydrothermal system (Table 1; Figure 8).

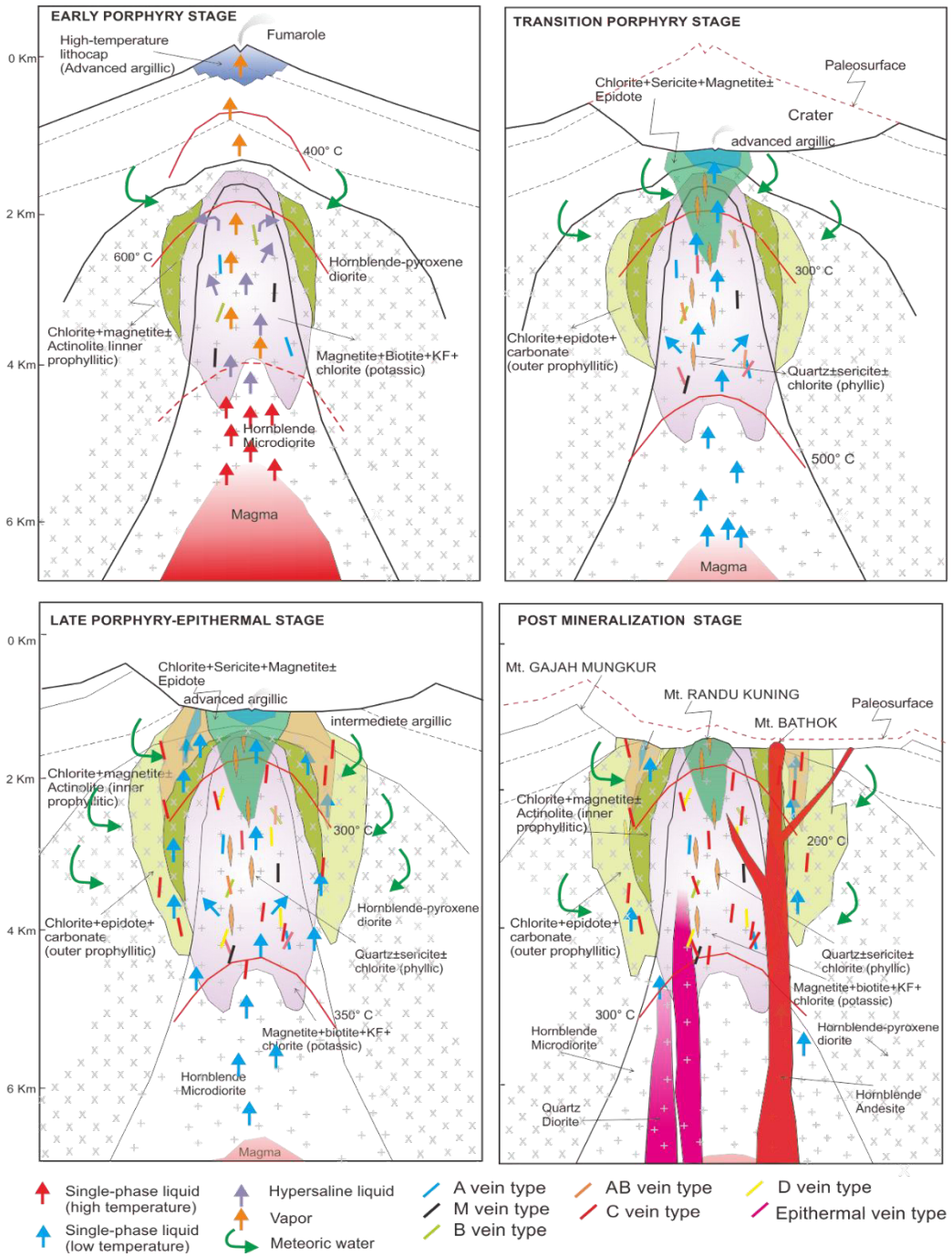


Figure 8. Schematic of hydrothermal fluid evolution, alteration zoning and veining development in the Randu Kuning (Sutarto *et al.,* 2015; Idrus *et al.,* 2023)

Early Porphyry Stage

The earliest hydrothermal activity is represented by Type III and Type II inclusions occurring within A-type and M-type quartz veins associated with potassic alteration. Type III inclusions contain daughter minerals such as halite, sylvite, hematite, and possibly sulfides, and exhibit salinities ranging from 16.24 to 74.01 wt.% NaCl equivalent. Homogenization temperatures commonly exceed 600°C, indicating trapping from high-temperature magmatic fluids.

The coexistence of hypersaline Type III inclusions and vapor-rich Type II inclusions

with similar homogenization temperatures suggests fluid phase separation (fluid immiscibility) from an initially homogeneous magmatic fluid. This process generated two coexisting fluid phases: a hypersaline brine enriched in chloride complexes and a lower-density vapor phase. Similar fluid inclusion assemblages have been widely documented in porphyry Cu-Au systems and are considered characteristic of the early stages of porphyry mineralization (Nash, 1976; Roedder, 1984). These fluids were responsible for the formation of early quartz stockworks and potassic alteration assemblages.

Intermediate Porphyry Stage

As magmatic crystallization progressed, heat flow and magmatic fluid discharge gradually decreased, resulting in cooling of the hydrothermal system. During this stage, fluid temperatures declined to approximately 300–350°C, while salinities ranged from 16 to 48 wt.% NaCl equivalent. Fluid inclusions indicate the predominance of aqueous fluids with moderate salinity relative to those of the early stage.

These fluids interacted with pre-existing quartz veins and potassic alteration zones, resulting in the formation of sulfide-bearing quartz veins (AB-type and C-type veins) and the development of phyllic and chlorite–sericite–magnetite alteration assemblages. This stage is interpreted to represent the principal Cu-Au mineralization event within the Randu Kuning porphyry system.

Late Porphyry–Epithermal Stage

The late stage of hydrothermal evolution was characterized by continued cooling and outward migration of hydrothermal fluids toward shallower crustal levels. Fluid inclusions associated with D-type veins and epithermal-style veins record temperatures of approximately 200–350°C and salinities ranging from 2.31 to 36.74 wt.% NaCl equivalent.

The decrease in both temperature and salinity suggests progressive dilution of magmatic fluids through interaction and mixing with meteoric water. These evolved fluids formed carbonate–quartz–pyrite–chalcopyrite veins, carbonate–pyrite–sphalerite–chalcopyrite veins, and other epithermal-style veins. Alteration assemblages developed during this stage include outer propylitic, intermediate argillic, and locally developed advanced argillic alteration.

Overall, the fluid inclusion data demonstrate a continuous evolution from deep, high-temperature magmatic fluids to cooler and more dilute hydrothermal fluids. This evolution was controlled by a combination of fluid immiscibility, cooling, depressurization, and progressive mixing with meteoric water, ultimately resulting in the transition from porphyry Cu-Au mineralization to epithermal Au-base metal mineralization in the Randu Kuning hydrothermal system. This evolution model is consistent that the Randu Kuning magma represents an oxidized, water- and halogen-rich I-type magmatic system and that the physicochemical evolution of magmatic fluids plays a fundamental role in controlling the transition from porphyry Cu-Au to epithermal mineralization (Idrus *et al.,* 2023). It is also suitable with those the modern fluid-inclusion studies showing that phase separation, cooling, and fluid mixing are critical mechanisms controlling metal transport and deposition in porphyry–epithermal systems (Terrence *et al*., 2020; Falkenberg *et al.,* 2024, Liu *et al*., 2022).

CONCLUSION

The Randu Kuning Prospect represents a well-preserved magmatic-hydrothermal system that evolved from porphyry Cu–Au mineralization to epithermal Au–base metal mineralization. Hydrothermal alteration in the prospect area comprises potassic, chlorite–sericite–magnetite ± actinolite, phyllic, propylitic, intermediate argillic, advanced argillic, and silicic assemblages, reflecting a progressive evolution from deep porphyry to shallow epithermal environments.

Fluid inclusion studies identified three principal inclusion types: liquid-rich two-phase inclusions (Type I), vapor-rich two-phase inclusions (Type II), and halite-bearing polyphase inclusions (Type III). Type III inclusions record homogenization temperatures of 248.8°C to >600°C and salinities of 16.24–74.01 wt.% NaCl equivalent, whereas Type I inclusions record lower temperatures (216.5–585°C) and salinities (2.31–36.74 wt.% NaCl equivalent.

Based on fluid inclusion characteristics, vein paragenesis, and alteration assemblages, the hydrothermal evolution of the Randu Kuning system can be divided into three stages:

a. **Early Porphyry Stage**, characterized by high-temperature (>600°C), high-salinity magmatic fluids associated with A-type and M-type quartz veins and potassic alteration.
b. **Intermediate Porphyry Stage**, characterized by moderate-temperature (300–350°C) and moderate-salinity fluids associated with AB-type and C-type sulfide-bearing quartz veins and phyllic to chlorite–sericite–magnetite alteration.
c. **Late Porphyry–Epithermal Stage**, characterized by lower-temperature (200–350°C) and lower-salinity fluids responsible for D-type veins, carbonate–base metal veins, and the development of propylitic and argillic alteration assemblages.

The Randu Kuning Prospect therefore provides an excellent example of a porphyry–epithermal transition system in the Sunda–Banda magmatic arc, preserving a complete record of hydrothermal fluid evolution from deep magmatic conditions to shallow epithermal environments.

ACKNOWLEDGEMENTS

My regards are extended to the management of PT. Alexis Perdana Mineral, which has given us permission to do this research in the Selogiri prospect area and its vicinity. I also would like to thank the Head of the Institute of Mineralogy and Economic Geology (IML) of Aachen (RWTH) University, Germany who gave me permission to access to the laboratories.

REFERENCES

Corbett, G., 2011, Comments on The Exploration Potential of The Wonogiri Porphyry Cu-Au Project, Central Java, Indonesia, Corbett Geological Services Pty. Ltd., Unpublished, 27 p.

Corbett, G., 2012, Further Comments on The Wonogiri Porphyry Cu-Au Project Central Java, Indonesia, Corbett Geological Services Pty. Ltd., Unpublished, 37 p.

Falkenberg, J. J., Keith,M., Melfos,V., Hohl,M., Karsten M. Haase, K. M., Voudouris, P., Höss, A., Wenske, J., Reiner, R., Beier, C., Kutzschbach, M., and Strauss, H., 2024. Insights Into Fluid Evolution and Re Enrichment by Mineral Micro-analysis and Fluid Inclusion Constraints: Evidence from the Maronia Cu-Mo ± Re ± Au Porphyry System in NE Greece. Mineralium Deposita (2024) 59:1407-1431, http://doi.org/10.1007/s00126-024-01273-4.

Idrus A., Cendi, D.P., Lucas D. Setijadi, Sutarto, Ernowo, Grigorius A. S., and van Leeuwen, T., 2023, Nature of magma and ore-forming conditions at the Randu Kuning porphyry Cu-Au deposit, Indonesia: a comparative study with other Cu-Au deposits in the region. *International Geology Review 66(13), 2365–2383.*

Imai, A., Shinomiya, J., Soe, M.T., Setijadji, L.D., Watanabe, K., and Warmada, I.W., 2007, Porphyry-Type Mineralization at Selogiri Area, Wonogiri Regency, Central Java, Indonesia, Resources Geology, vol.57, no. 2:230-240.

Liu Y., Holling, P., Sun, J., and Brzozowski, J. J., 2022. Hydrothermal Evolution from Porphyry to Epithermal-style Mineralization in The Naozhi Deposit, NE China. Ore Geology Reviews, 150, 105131. DOI 10.1016/j.oregeorev.2022.105131

Muthi, A., Basten, I.G., Suasta, I.G.M., and Litaay, N.E.W., 2012, Characteristic of Alteration and Mineralization at Randu Kuning-Wonogiri Project, Proceeding of Banda and Eastern Sunda Arcs 2012 MGEI Annual Convention, 26-27 November 2012, Malang, East Java, Indonesia, p. 117-132.

Nightingale, P.L., 2014, Report on Activities for the Quarter Ended 30 September 2014, Augur Resources Ltd. 11 p.

Roedder, E., 1984, Fluid Inclusions. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 12, 644 p.

Setijadji, L.D., Kajino, S., Imai, A., and Watanabe, K., 2006, Cenozoic Island Arc Magmatism in Java Island (Sunda Arc, Indonesia): Clues on Relationships between Geodynamics of Volcanic Centers and Ore Mineralization, Resources Geology, vol.56, no.3,267-292.

Setijadji, L.D., and Maryono, A., 2012, Geology and Arc Magmatism of the Eastern Sunda Arc, Indonesia, Proceeding of Banda and Eastern Sunda Arcs 2012 MGEI Annual Convention, 26-27 November 2012, Malang, East Java, Indonesia, p.1-22.

Soeria-Atmadja, R. Maury,R.C., Bellon,H., Pringgoprawiro,H., Polvé,M., Jorong, J.L.,Cyrille, Y., Bougault,H. And Hasanudin, 1985. The Occurence of Back-Arc Basalts in Western Indonesia. Proceedings XIV Annual Convention of the Indonesian Association of Geologists (IAGI), Jakarta, p. 125-132.

Soeria-Atmadja, R., Maury,R.C., Bellon,H., Pringgoprawiro, H., Polvé, M., and Priadi, B., 1991. The Teriary Magmatic Belt in Java, The Proceeding of the Silver Jubbiles Symposium On the Dynamics of Subduction and Its Products,Yogyakarta: p. 98-121.

Soeria-Atmadja, R. Maury, R.C., Bellon, H., Pringgoprawiro, H., Polvé, M., and Priadi, B., 1994, Tertiary Magmatic Belt in Java, Journal of Southeast Asian Earth Science. 9, 13-27.

Suasta, I.G.M and Sinugroho, I.A., 2011, Occurrence of Zoned Epithermal to Porphyry Type Cu-Au Mineralization at Wonogiri, Central Java, Proceeding of The 36th HAGI and 40th IAGI Annual Convention.

Sutarto, Idrus, A., Meyer, M., Harijoko,A., Setijadji, L.D., , and Danny, R. 2013, The Dioritic Alteraation Model of The Randu Kuning Porphyry Cu-Au, Selogiri Area, Central Java. Proceedings International Conference on Georesources and Geological Engineering, December 11-12, 2013 Yogyakarta, ISBN 978-602-14066-5-6. p.122-132.

Sutarto, Idrus, A., Harijoko, A., Setijadji, L.D. and Meyer, F.M., 2015, Veins and Hydrothermal Breccias of The Randu Kuning Porphyry Cu-Au and Epithermal Au Deposits at Selogiri Area, Central Java, Indonesia. J.SE Asian Appl.Geol., 2015, Vol. 7(2),pp.80-99.ISSN 2086-5104.

Terrence, P.M, Leys, C., and Richard, W.H., 2020, Fluid Inclusion Systematics in Porphyry Copper Deposits: The Super-giant Grasberg Deposit, Indonesia, as a case study.Ore Geology Reviews, 123,103570. DOI.10.1016/j.oregeorev.2020.103570.

Buletin Sumber Daya Geologi
Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi,
Badan Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral
Website: https://buletinsdg.geologi.esdm.go.id
ISSN 1907-5367, e-ISSN 2580-1023



KARAKTERISTIK ALTERASI DAN MINERALISASI ENDAPAN MANGAN DAERAH PALUDDA KABUPATEN BARRU PROVINSI SULAWESI SELATAN

CHARACTERISTICS OF ALTERATION AND MINERALIZATION OF MANGANESE DEPOSITS IN THE PALUDDA AREA, BARRU REGENCY, SOUTH SULAWESI PROVINCE

Andi Fahdli Heriansyah[1], Harwan[1], A. Al'Faizah Ma'rief[2], dan Hasbi Bakri[1]
[1]Universitas Muslim Indonesia, Makassar, Indonesia
[2]Universitas Bosowa, Makassar, Indonesia

Email Korespondensi: harwan.fti@umi.ac.id
Diterima: 11 Desember 2025; Direvisi: 7 April 2026; Disetujui: 31 Agustus 2026
DOI: https://doi.org/10.47599/bsdg.v21i2.584

ABSTRAK

Penelitian ini bertujuan untuk mengidentifikasi jenis mineral alterasi dan mineral pembawa bijih mangan di Daerah Paludda, Kabupaten Barru, Sulawesi Selatan. Pengumpulan data lapangan dilakukan melalui penentuan titik sampel, pengamatan singkapan, deskripsi litologi, serta pengambilan sampel endapan mangan dan batuan teralterasi. Analisis laboratorium meliputi petrografi, mineragrafi, dan *X-Ray Diffraction* (XRD) untuk menentukan himpunan mineral alterasi, mineral pembawa bijih mangan, serta variasi mineral assosiasinya. Hasil penelitian menunjukkan bahwa alterasi pada batuan basalt didominasi oleh pembentukan mineral kalsit dan klorit, yang mencerminkan zona alterasi suhu rendah hingga menengah. Mineral bijih mangan yang ditemukan meliputi rhodokrosit, manganit, pirolusit, *manganese iron oxide,* serta alabandit. Tekstur yang berkembang berupa *intergrowth* dan *replacement*, yang mengindikasikan urutan pembentukan mineral dari tahap karbonatisasi awal hingga proses oksidasi lanjut. Endapan mangan terbentuk dalam dua tipe utama, yaitu *cavity filling* pada batuan karbonat dengan tebal 10 cm dan endapan residual dengan tebal berukuran antara 10–100 m. Variasi mineralogi dan tekstur menunjukkan bahwa proses mineralisasi dipengaruhi oleh kondisi fluida hidrotermal dan lingkungan oksidasi yang berubah seiring waktu. Temuan ini memberikan gambaran mengenai evolusi mineralisasi mangan serta potensi ekonominya di daerah penelitian.

Kata kunci:mangan, alterasi, mineralisasi, mineragrafi, XRD

ABSTRACT

This study aims to identify the types of alteration minerals and manganese ore-bearing minerals in the Paludda Area, Barru Regency, South Sulawesi. Field data collection was conducted through the determination of sampling points, outcrop observations, lithological descriptions, and sampling of manganese deposits and altered rocks. Laboratory analyses included petrography, mineragraphy, and X-Ray Diffraction (XRD) to determine the assemblage of alteration minerals, manganese ore-bearing minerals, and the variations in their associated minerals.The results show that alteration in basaltic rocks is dominated by the formation of kalsit *and* klorit *minerals, indicating a low- to medium-temperature alteration zone.*

The manganese ore minerals identified include rhodokrosit*,* manganit*,* pirolusit*, manganese iron oxide, and* alabandit*. The textures observed include intergrowth and replacement, which indicate a sequence of mineral formation from an early stage of carbonatization to a later stage of oxidation processes.Manganese deposits occur in two main types, namely cavity-filling deposits within carbonate rocks and residual deposits with sizes ranging from 10–100 m. Mineralogical and textural variations indicate that the mineralization process was influenced by hydrothermal fluid conditions and an oxidation environment that evolved over time. These findings provide an overview of the evolution of manganese mineralization and its economic potential in the study area.*

Keywords*:manganese, alteration, mineralization, ore microscopy, XRD*

PENDAHULUAN

Mangan merupakan salah satu dan 12 unsur terbesar yang terkandung dalam kerak bumi. Mineral mangan yang di ketahui ada sekitar 300 jenis, namun yang sering di jumpai dalam cebakan bijih komersial ada 13. Pirolusit dan psilomelan merupakan mineral yang umum menjadi cebakan utama bijih mangan (Stafford, 1984). Tubuh bijih endapan mangan umumnya berbentuk *vein* yang termineralisasi (Madondo et al., 2020). Endapan mangan terbentuk secara hidrotermal yang dikontrol oleh struktur geologi yang bekerja bersamaan. Bijih mangan umumnya ditemukan dalam batuan karbonat-silika, lempung karbonat, tufa lempungan dan dalam bentuk endapan sedimenter (Li et al., 2025; Papavassiliou et al., 2017; Xu et al., 2021).

Berdasarkan Neraca Sumber Daya dan Cadangan Mineral dan Batubara Indonesia yang diterbitkan oleh Badan Geologi Kementerian ESDM, Indonesia memiliki potensi mangan yang cukup besar dan tersebar di berbagai wilayah seperti Nusa Tenggara Timur, Jawa, Sulawesi, dan Papua. Data hingga Desember 2024 menunjukkan bahwa sumber daya mangan Indonesia mencapai sekitar 152,8 juta ton bijih, dengan cadangan sekitar 35,6 juta ton bijih. Sebagian besar potensi mangan tersebut berada di wilayah Nusa Tenggara Timur, yang dikenal sebagai daerah utama penghasil mangan di Indonesia (Badan Geologi, 2025).

Di Indonesia, industri hilir pemakai mangan adalah industri baterai, keramik dan porselein, industri baja dan industri korek api. Lapisan mangan yang berkaitan dengan batuan sedimen telah ditemukan di selatan Kabupaten Timor Tengah, Pulau Timor. Mangan tipe lapisan yang tercenangga kuat, melensa, dan tersegmentasi, tersusun atas manganit, goetit, pirolusit, litioporit dan holandit yang berasosiasi dengan mineral asosiasi termasuk kalsit, kuarsa, limonit, hematit, dan barit (Idrus et al., 2013). Endapan mangan yang ditemukan pada rekahan batuan marmer, kuarsit dan sekis mika ditemukan di Daerah Sukaagung Lampung (Christin Natalia et al., 2024).

Di Daerah Anabanua Kabupaten Barru endapan mangan ditemukan pada batuan beku Basal (Hasbi Bakri et al., 2024). Mineral bijih mangan di daerah Tebba Kabupaten Bone ditemukan berupa pirokroit, rhodonit, pirolusit dan rhodokrosit. Untuk mineral asosiasi pada daerah penelitian yaitu: kuarsa*,* albit*,* aragonit*,* klorit*,* arsenopirit*,* dan kalkopirit (Wakila et al., 2023*)*. Selain itu di daerah Pakke dan Tanjung Kabupaten Bone mineral bijih mangan dijumpai sebagai pengotor pada endapan bijih besi berupa pirolusit, manganese dan manganit (Bakri et al., 2021; Harwan et al., 2020, 2022, 2024).

Pada umumnya bijih mangan berupa mineral (MnO_2) dengan warna hitam sampai coklat tua tergantung dari kadar MnO_2 yang terdapat di dalamnya. Bijih mangan di indonesia pada umumnya mengandung pengotor unsur besi, kalsium dan silika (Bakri et al., 2021). Unsur besi di dalam bijih mangan cukup bervariasi tergantung dari lokasi pengambilan bijih

mangan, di beberapa lokasi kadar besi dalam bijih mangan lebih besar di banding kadar mangan dalam bijih tersebut. Tetapi masih belum di ketahui karakteristik fisik dan kimia bijih mangan untuk diolah. Sehingga perlu dilakukan penyelidikan yang lebih spesifik. Mangan, dengan kandungan sekitar 0,1%, termasuk 12 unsur terbesar yang terdapat dalam kerak bumi. Biji mangan utama adalah pirolusit dan psilomelan. Kedua mineral berkomposisi oksida dan terbentuk dalam cebakan sedimenter dan residual (Stafford, 1984).

Tujuan dari penelitian ini yaitu untuk mengidentifikasi jenis mineral alterasi dan mineral pembawa bijih mangan di Daerah Paludda, Kabupaten Barru, Sulawesi Selatan. Pengumpulan data lapangan dilakukan melalui penentuan titik sampel, pengamatan singkapan, deskripsi litologi, serta pengambilan sampel endapan mangan dan batuan teralterasi.

METODOLOGI

Pengambilan data berupa sampel endapan mangan dan batuan alterasi dilakukan setelah menentukan posisi pengambilan sampel di atas peta. Hal ini dilakukan karena area sebaran endapan bahan galian cukup luas, sehingga penentuan titik pengambilan sampel untuk memudahkan pengambilan data. Pengambilan sampel endapan mangan dilakukan secara acak sesuai dengan keadaan atau keterdapatan singkapan dilapangan. Pengambilan sampel dimulai dengan menentukan titik koordinat menggunakan GPS (*Global Positioning System*) dilanjutkan dengan pengamatan singkapan, deskripsi litologi dan dokumentasi singkapan serta pengambilan sampel endapan mangan menggunakan metode *chip sampling*.

Analisis petrografi bertujuan untuk mengetahui himpunan mineral pembentuk alterasi endapan mangan serta penentuan nama batuan berdasarkan himpunan mineralnya menggunanakan klasifikasi IUGS (*International Union of Geological Sciences*). Analisis petrografi dilakukan di laboratorium preparasi batuan Departemen Teknik Geologi Universitas Hasanuddin.

Analisis mineragrafi dilakukan untuk menentukan jenis mineral bijih mangan pada sampel yang diambil. Analisis mineragrafi dilakukan di laboratorium preparasi batuan Departemen Teknik Geologi Universitas Hasanuddin.

Analisis X-ray Diffraction untuk mengetahui mineral pembawa bijih mangan dan asosiasinya. Analisis ini dilakukan di Laboratorium Geokimia Mineral Departemen Teknik Geologi Universitas Hasanuddin.

Hasil dari analisis laboratorium dihubungkan dengan beberapa referensi dan grafik penentuan nama batuan. Berdasarkan hasil tersebut penentuan jenis mineral pembawa endapan mangan, komposisi mineral dan kimia *hostrock* dan jenis *hostrock* dapat diketahui.

GEOLOGI

Geomorfologi daerah Paludda, Kabupaten Barru, secara umum didominasi oleh morfologi perbukitan bergelombang hingga perbukitan terjal yang dipengaruhi oleh variasi litologi serta proses pelapukan dan erosi. Perbukitan karbonat berkembang pada daerah yang tersusun oleh batugamping, sedangkan perbukitan vulkanik berkembang pada daerah yang tersusun oleh batuan gunungapi. Pada beberapa bagian lainnya dijumpai morfologi bergelombang hingga relatif landai yang berkembang pada batuan sedimen klastik seperti batupasir dan serpih. Kondisi geomorfologi tersebut mencerminkan pengaruh kuat litologi dan proses geologi yang membentuk wilayah ini (Sukamto & Supriatna, 1982).

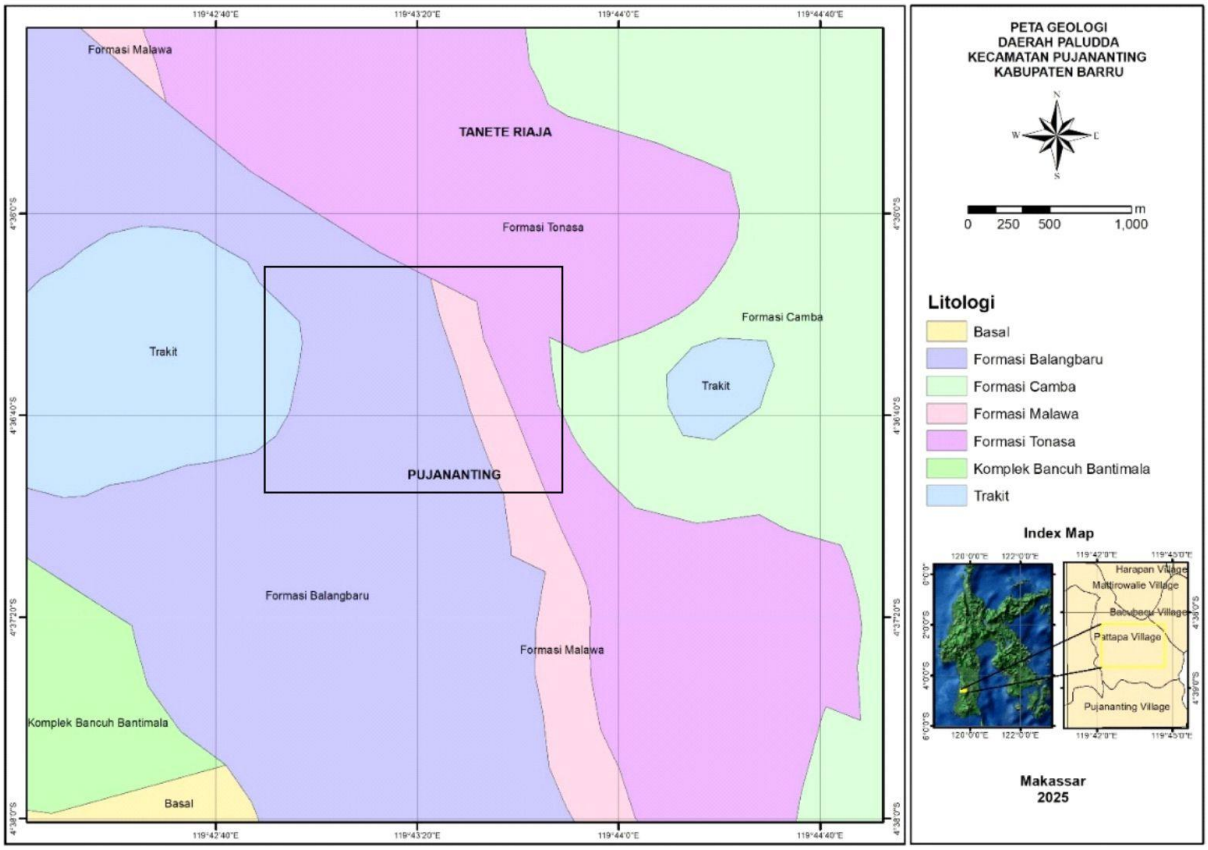
Secara geologi, daerah ini tersusun oleh beberapa satuan batuan yang meliputi Kompleks Bantimala, Formasi Balangbaru, Formasi Malawa, Formasi Tonasa, dan Formasi Camba, serta dijumpai pula batuan basalt dan beberapa tubuh intrusi. Satuan tertua yaitu Kompleks Bantimala

yang tersusun oleh batuan metamorf seperti sekis dan filit dan tersingkap terbatas di bagian barat daya daerah penelitian. Di atasnya berkembang Formasi Balangbaru yang didominasi oleh batupasir, serpih, dan batulempung, kemudian diendapkan Formasi Malawa yang terdiri atas batupasir, batulempung, dan batugamping. Pada bagian timur hingga timur laut berkembang Formasi Tonasa yang didominasi oleh batugamping, serta Formasi Camba yang tersusun oleh batuan vulkanik dan sedimen seperti tuf dan breksi vulkanik. Kehadiran basalt dan batuan intrusi menunjukkan adanya aktivitas magmatik setelah pembentukan satuan-satuan tersebut (Sukamto & Supriatna, 1982). (Gambar 1).

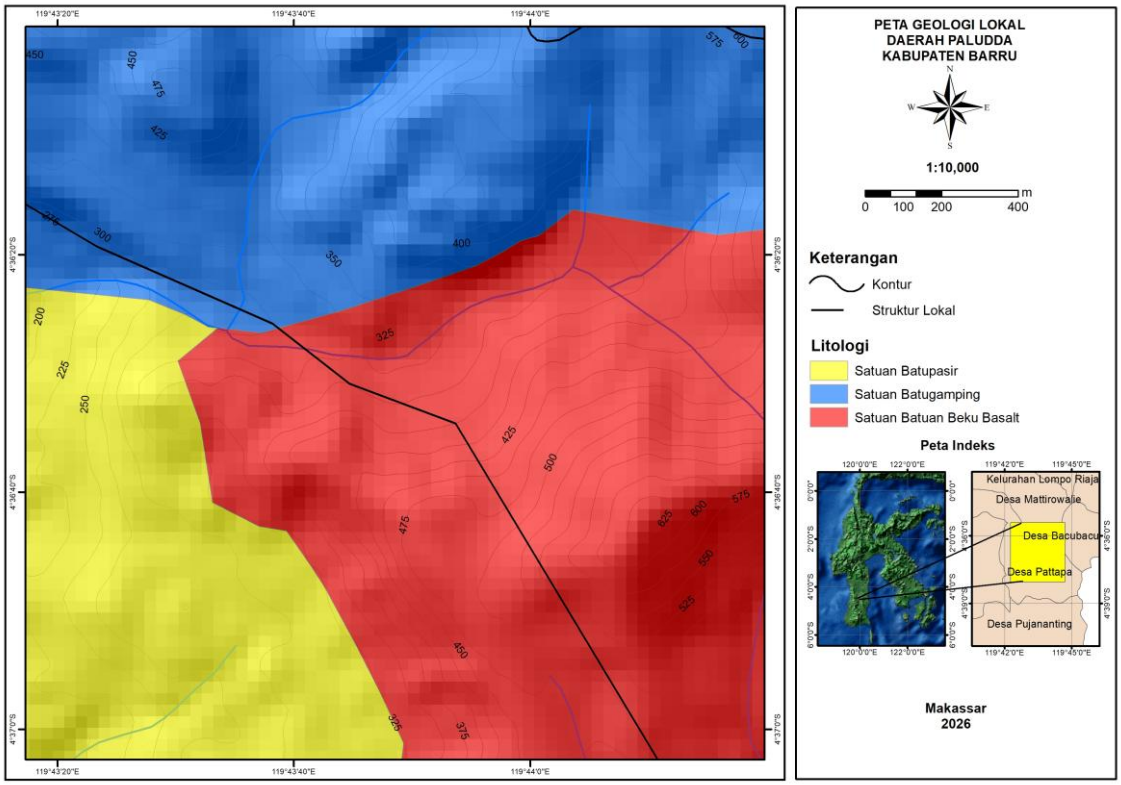
HASIL DAN PEMBAHASAN

Geologi Daerah Penelitian

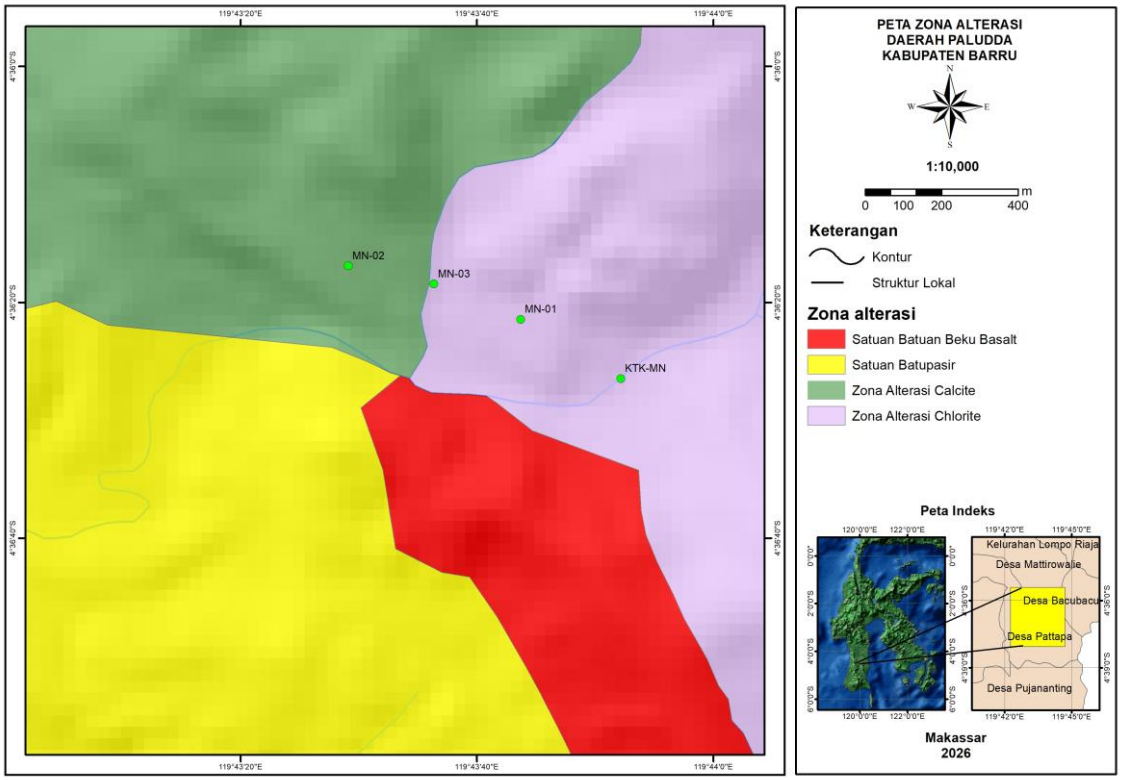
Dari segi litologi lokal susunan batuan terdiri satuan batupasir, satuan batugamping dan satuan batuan beku berupa basal (Gambar 2). Alterasi di daerah penelitian umumnya berkembang pada batuan beku vulkanik berupa basal. Mineral alterasi yang dijumpai pada batuan ini berupa mineral kalsit dan klorit. Sebaran zona alterasi tersebut relatif berada di bagian utara dan timur daerah penelitian (Gambar 3).



Gambar 1. Peta geologi regional daerah penelitian
(Dimodifikasi dari Sukamto dan Supriatna, 1982)



Gambar 2. Peta Geologi Lokal Daerah Penelitian



Gambar 3. Peta Alterasi Daerah Penelitian

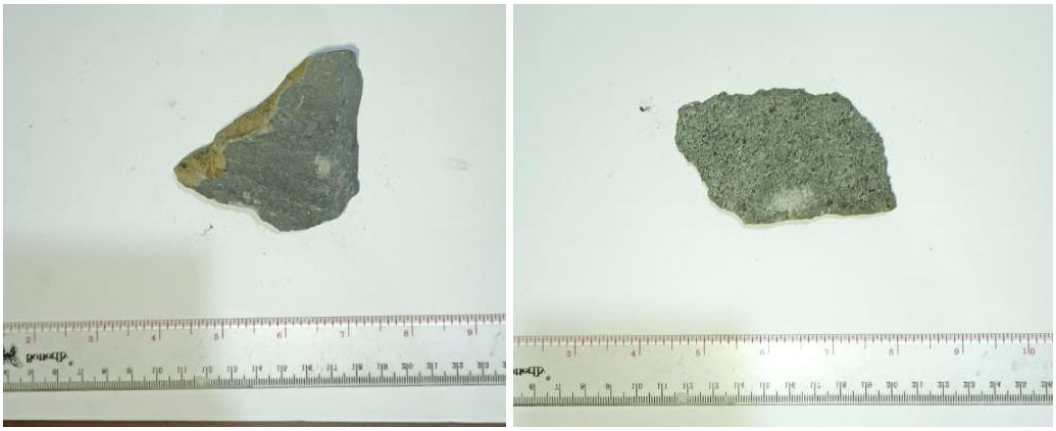
Batupasir pada daerah penelitian berbutir sedang hingga kasar dengan tingkat pemilahan sedang–baik, tersusun dominan oleh kuarsa disertai feldspar dan fragmen litik. Batuan ini bersifat kompak (pejal) dengan sementasi kuat, umumnya oleh silika atau kalsit, sehingga menunjukkan kekerasan tinggi dan porositas yang relatif rendah. Secara tekstur, batupasir ini dapat memperlihatkan struktur sedimen seperti perlapisan sejajar hingga silang-siur (*cross-bedding*). Batugamping pada daerah penelitian memiliki warna abu-abuan terang (Gambar 4). Hal ini menandakan batugamping pada daerah penelitian mengalami efek pemanggangan. bertekstur kompak hingga berlapis dengan ukuran butir mikrit hingga sparit. Secara geologi, batugamping ini diinterpretasikan sebagai bagian dari endapan karbonat regional yang berkembang luas di Sulawesi Selatan (berkaitan dengan Formasi Tonasa), yang terbentuk pada Kala Eosen–Miosen. Litologi batuan volkanik di daerah Paludda umumnya berupa batuan basalt berwarna abu-abu gelap hingga hitam, bertekstur afanitik hingga porfiritik dengan massa dasar halus (Gambar 4). Secara mineralogi, basalt tersusun dominan oleh plagioklas, piroksen, dan mineral mafik lainnya, dengan kemungkinan kehadiran olivin dalam jumlah kecil. Batuan ini umumnya bersifat masif, namun pada beberapa bagian dapat dijumpai struktur vesikular akibat gas yang terperangkap saat pembekuan lava. Tingkat kekompakan tinggi dengan kekerasan yang relatif besar, serta sering menunjukkan rekahan atau kekar kolom sebagai akibat proses pendinginan.

ANALISIS MIINERAGRAFI

Berdasarkan analisis mineragrafi, mineral bijih pada sampel ini (MN-01) didominasi oleh mineral rhodokrosit ($MnCO_3$) dan manganit (MnO). Mineral rhodokrosit ukuran kristal antara 0,02-1,2 mm dan mengisi rekahan di antara mineral silika dan mineral karbonat. Mineral manganit dengan ukuran kristal antara 0,05-2 mm mengantikan mineral rhodokrosit (Gambar 5).

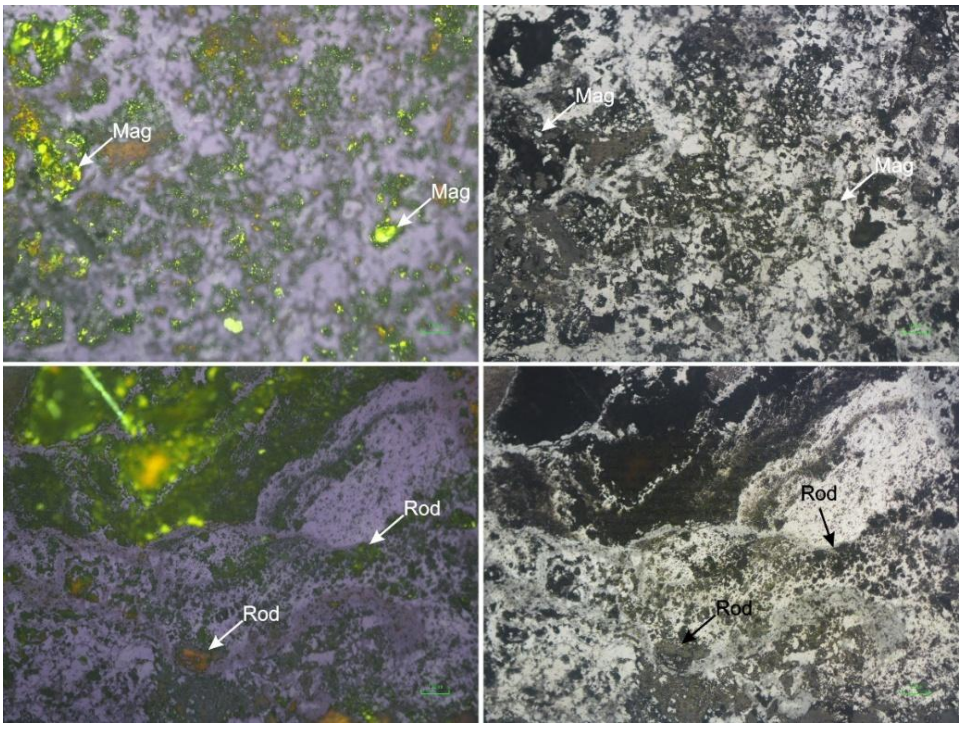
Berdasarkan analisis mineragrafi, mineral bijih pada sampel ini (MN-02) didominasi oleh mineral manganit (MnO) dan pirolusit (MnO_2). Mineral manganit bersamaan dengan pirolusit hal ini ditandai dengan tekstur dari manganit dan pirolusit yang membentuk tekstur *intergrowth*. Mineral manganit dan pirolusit merupakan mineral yang terbentuk dari hasil oksidasi (Gambar 6).

Berdasarkan analisis mineragrafi, mineral bijih pada sampel ini (MN-03) didominasi oleh mineral rhodokrosit ($MnCO_3$), mineral silika (Kuarsa) dan mineral karbonat (Kalsit). Rhodokrosit memiliki ukuran kristal antara 0.02-1.2 mm dan mengisi rekahan di antara mineral silika dan mineral karbonat (Gambar 7).



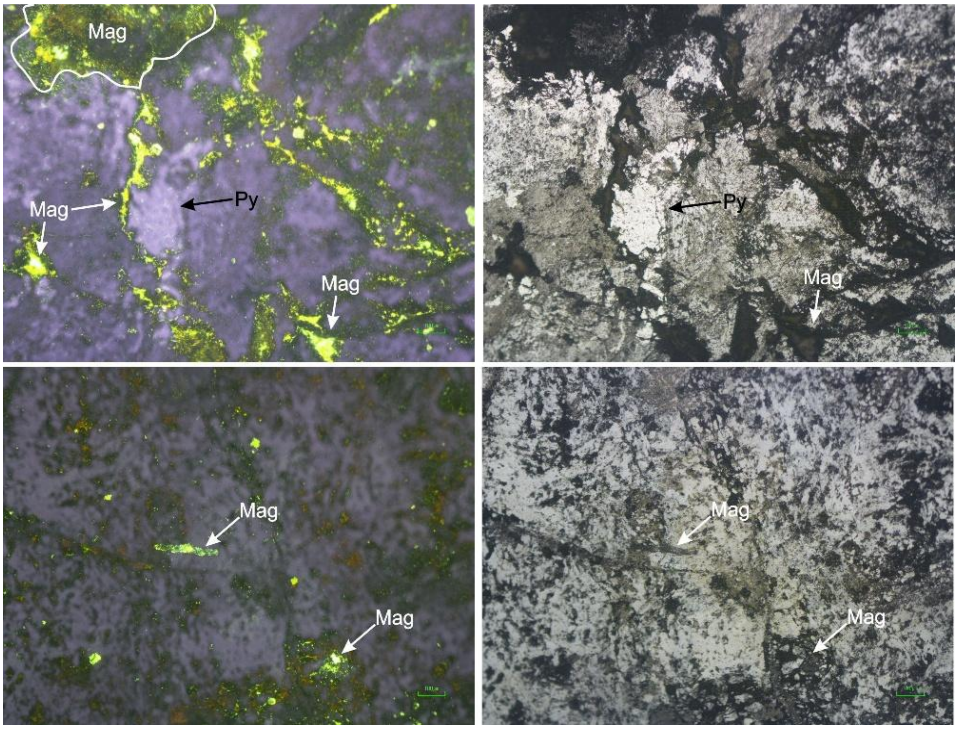
Gambar 4. Foto sampel batugamping (kiri) dan foto sampel batuan beku Basalt (Kanan)

X-Nikol //-Nikol

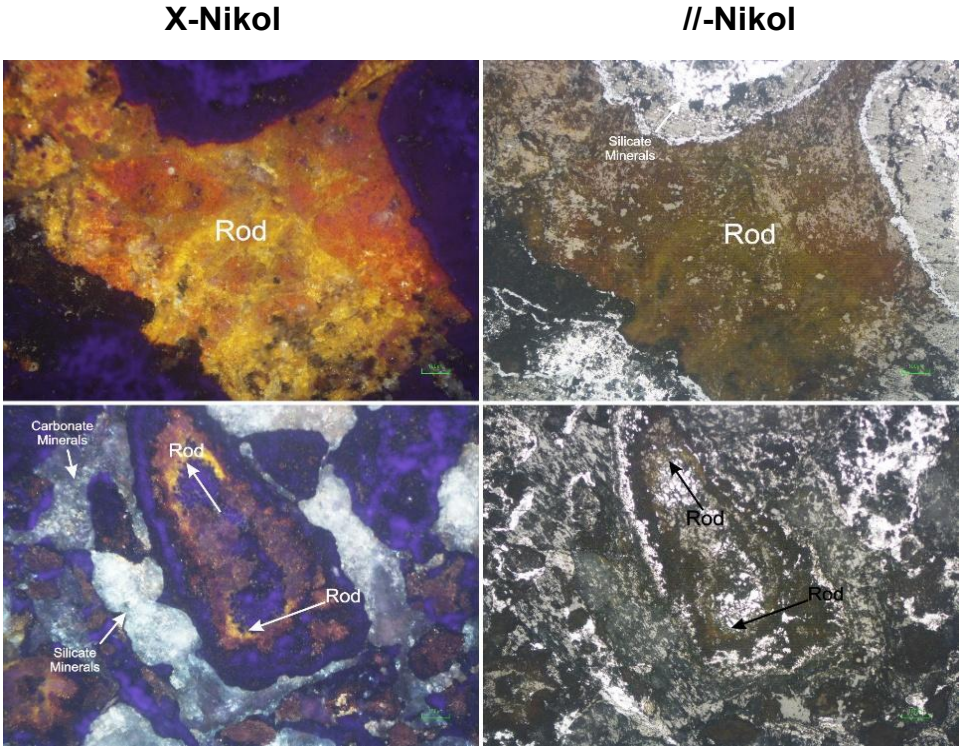


Gambar 5. Fotomikrograf sampel MN-01 yang memperlihatkan kehadiran mineral Manganit (Mag) dan Rhodokrosit (Rod)

X-Nikol //-Nikol



Gambar6. Fotomikrograf sampel MN-02 yang memperlihatkan kehadiran mineral Manganit (Mag) dan Pirolusit (Py)



Gambar 7. Fotomikrograf sampel MN-03 yang memperlihatkan kehadiran mineral Manganit (Mag) dan Rhodokrosit (Rod)

ANALISIS PETROGRAFI

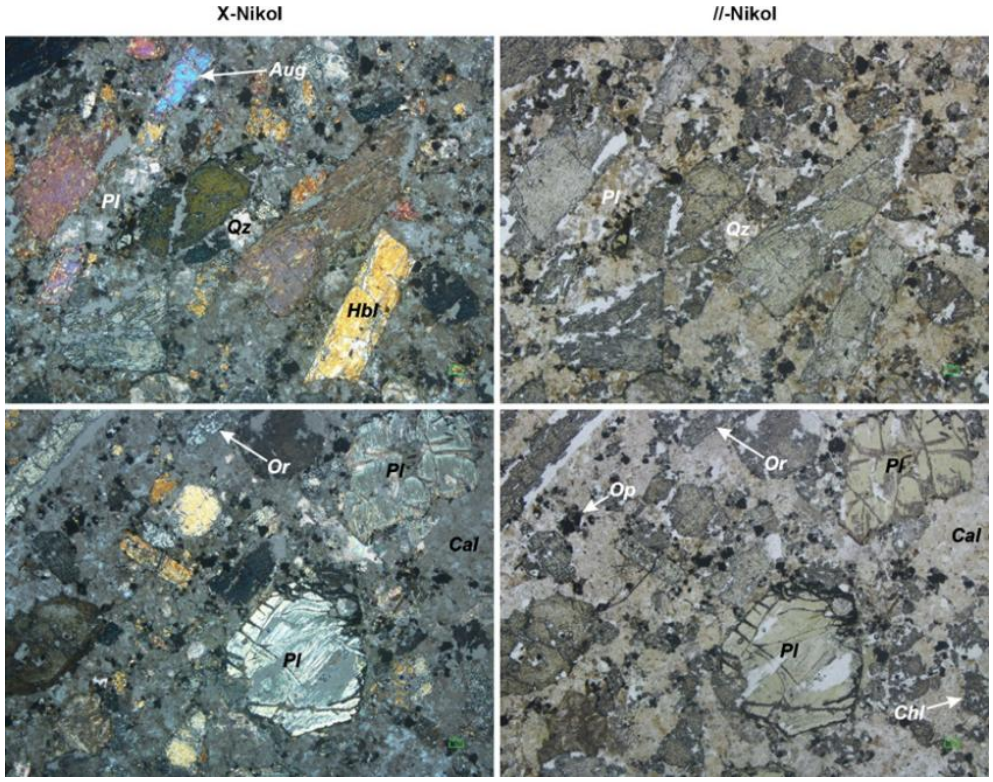
Kenampakan batuan basalt pada mikroskop berstruktur *massive*, batuan ini telah mengalami ubahan sekunder sekitar<31%. Tekstur batuan porfiritik yang tersusun oleh fenokris 60% dan massa dasar 40% dengan tekstur khusus berupa *hypidiomorohic granular* dan *intergrowth* antara mineral hornblende dan plagioklas. Fenokris berukuran <0,02-3,5 mm terdiri dari mineral plagioklas, hornblende, ortoklas, kuarsa, augit dan mineral opak. Masa dasar didominasi mikrolit plagioklas dan *mikrogranular* augit dan hornblende. Mineral sekunder terdiri dari mineral oksida yang tersebar dalam bentuk butiran berwarna hitam, sebagian mineral terubah kuat membentuk mineral kalsit dan klorit yang menggantikan mineral plagioklas (Gambar 8).

Kenampakan batuan sedimen karbonat pada mikroskop memiliki tekstur klastik yang terdiri dari *grain* dan *mud* (*micrite* dan *sparite*). *Grain* dalam batuan memiliki ukuran 0.01-2 mm. *Grain, micrite* dan *sparite* didominasi oleh mineral kalsit. Porositas tidak terlihat akibat pengisian semen dari material karbonat dengan sortasi buruk (Gambar 9).

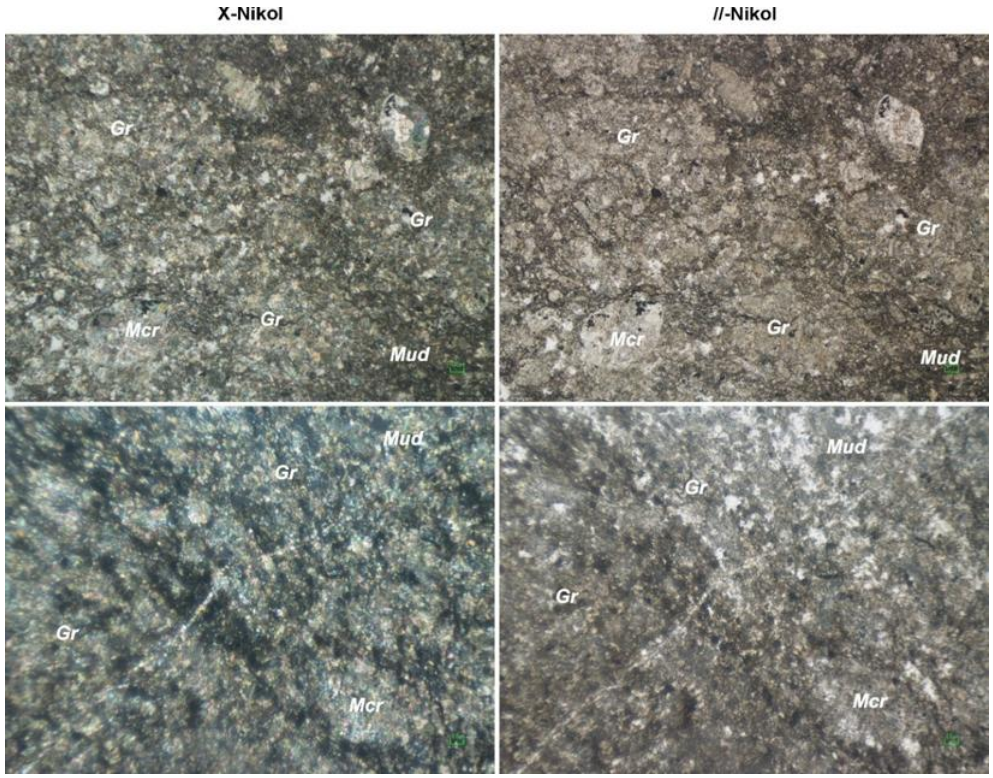
ANALISIS *X-RAY DIFFRACTION*

Sampel MN-01 memperlihatkan kehadiran mineral manganit, pirolusit, hematit, manganit dan goetit. Mineral manganit dan pirolusit merupakan mineral pembawa mangan. Mineral ikutan berupa manganit dan hematit yang merupakan mineral pembawa bijih besi serta goetit yang merupakan mineral yang terbentuk akibat proses oksidasi (Gambar 10).

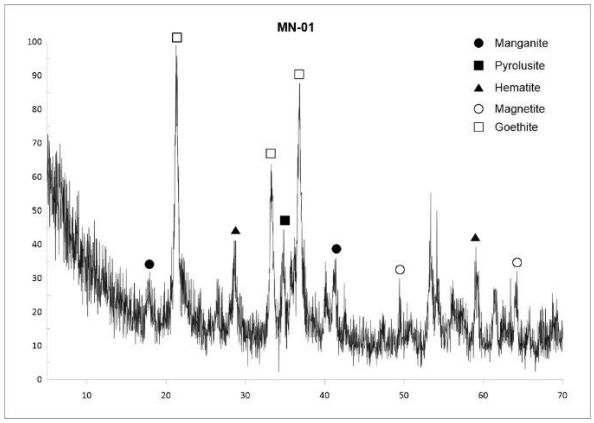
Sampel MN-02 dijumpai mineral mangan besi oksida ($MnFe_2O_4$), manganit, dan mineral silika berupa kuarsa. Mangan oksida besi dan manganit merupakan mineral utama pembawa mangan (Gambar 11).



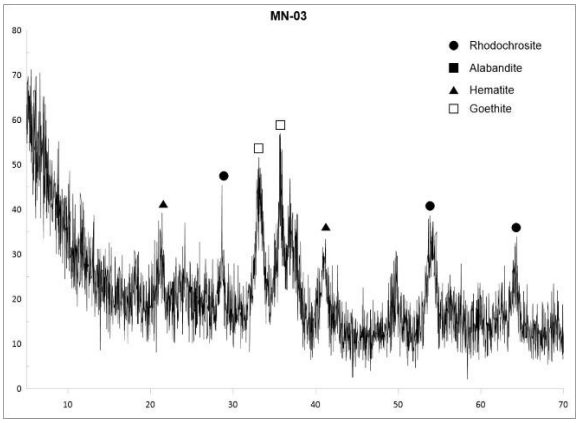
Gambar8. Fotomikrograf sayatan tipis sampel batuan basalt yang tersusun oleh mineral plagioklas *(Pl),* ortoklas *(Or),* kuarsa *(Qz),* hornblende *(Hbl),* augit *(Aug),* mineral opak *(Op),* kalsit *(Cal)* dan klorit *(Chl)*



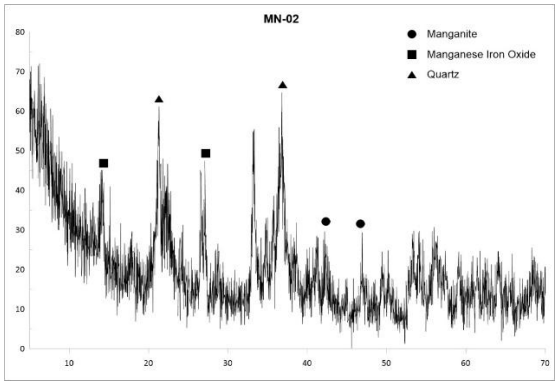
Gambar9. Fotomikrograf sayatan tipis sampel batuan karbonat yang tersusun oleh Grain (Gr), Lempung (Mud) dan *Micrite* (Mcr)



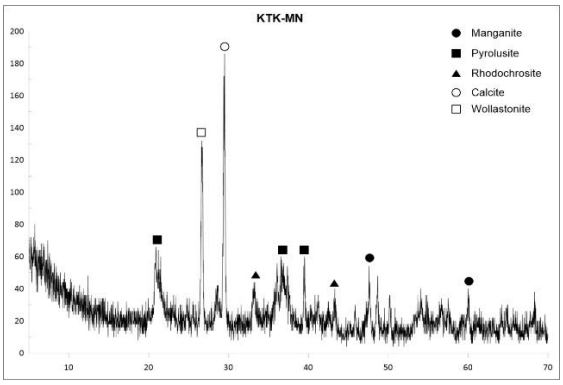
Gambar 10. Diffraktogram analisis XRD sampel MN-01 yang memperlihatkan kehadiran mineral manganit, pirolusit, hematit, manganit dan goetit



Gambar 12. Diffraktogram analisis XRD sampel MN-03 yang memperlihatkan kehadiran mineral rhodokrosit, alabandit, hematit, dan goetit



Gambar 11. Diffraktogram analisis XRD sampel MN-02 yang memperlihatkan kehadiran mineral *Manganese Iron Oxide* ($MnFe_2O_4$), manganit, dan mineral silika berupa kuarsa



Gambar 13. Diffraktogram analisis XRD sampel KTK – MN yang memperlihatkan kehadiran mineral kalsit, wolastonit, rhodokrosit, pirolusit dan manganit

Sampel MN-03 dijumpai mineral rhodokrosit, alabandit, hematit, dan goetit. Mineral pembawa mangan terdiri dari rhodokrosit dan alabandit. Mineral ikutan berupa hematit yang merupakan mineral pembawa bijih besi serta goetit merupakan mineral hasil oksidasi (Gambar 12).

Sampel dengan kode KTK-MN dijumpai mineral kalsit, *wollastonit,* rhodokrosit, pirolusit dan manganit. Mineral pembawa bijih mangan terdiri dari manganit, pirolusit dan rhodokrosit serta mineral ikutannya berupa mineral kalsit dan wolastonit (Gambar 13).

PEMBAHASAN

Alterasi

Alterasi di daerah penelitian umumnya berkembang pada batuan beku vulkanik berupa basalt. Mineral alterasi yang dijumpai pada batuan ini berupa mineral kalsit dan klorit. Zona mineral alterasi kalsit diperkirakan terbentuk pada suhu 250-280^{O}C yang terbentuk pada batuan basalt (Henley & Ellis, 1983).

Zona klorit juga terbentuk pada batuan basalt. Mineral klorit ditemukan tersebar dalam batuan. Zona klorit diperkirakan terbentuk pada suhu 450-600^{O}C umumnya terbentuk sebelum zona karbonatisasi. Alterasi zona klorit cenderung meluas

kearah luar mendekati sumber panas atau sumber fluida (Berger, 1998).

Berdasarkan analisis XRD dijumpai sebagian besar mineral pembawa bijih besi berupa manganit dan hematit (Gambar 10; Gambar 11; Gambar 12; Gambar 13). Hubungan antara mineral pembawa bijih besi dan bijih mangan berkaitan dengan afinitas kimia dari larutan yang kaya akan Mn dan Fe. Unsur Mn dan Fe pada larutan mengalami reduksi dan oksidasi yang kemudian membentuk mineral pembawa bijih mangan dan bijih besi yang terbentuk dalam bentuk mineral golongan oksida besi dan karbonat. Dalam beberapa kasus kedua mineral ini terbentuk secara bersamaan tetapi bisa juga terbentuk secara terpisah berdasarkan kondisi lingkungan pembentukannya.

Endapan mangan di daerah Paludda diindikasikan terbentuk terpisah dengan mineral pembawa bijih besi. Hal ini didasarkan pada keberadaan mineral alabandit (MnS) (Force & Maynard, 1991). Dalam lingkungan oksida mineral pembawa bijih mangan dan bijih besi terbentuk secara terpisah akibat adanya precipitasi air tanah (Schissel & Aro, 1992).

Mineralisasi

Mineralisasi endapan mangan daerah Paludda dijumpai dalam bentuk *cavity filling* dan residual. Endapan mangan yang mengisi celah pada batuan karbonat memiliki tebal sekitar 10 cm (Gambar 14), sedangkan endapan mangan residual memiliki tebal antara10-100 m yang terlihat tersebar di permukaan.

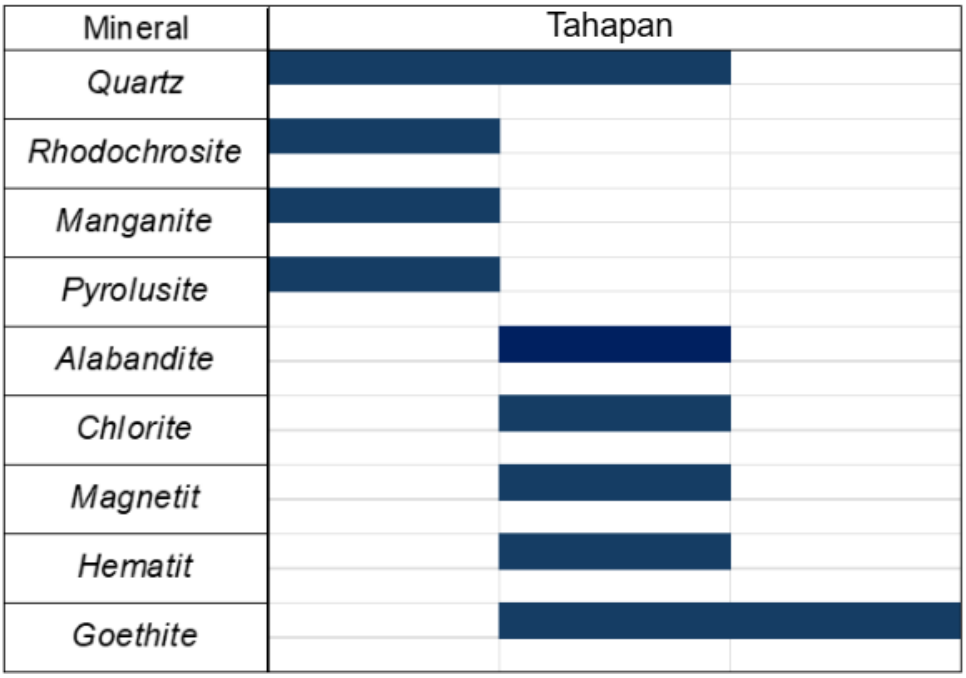
Berdasarkan analisis mineragrafi mineral pembawa bijih mangan yang dijumpai berupa rhodokrosit, manganit dan *pyrolusit*. Mineral rhodokrosit diindikasikan terbentuk sebelum mineral manganit. Keberadaan mineral rhodokrosit terbentuk dengan mengisi rongga atau pori yang telah terbentuk sebelumnya. Mineral manganit dan pirolusit merupakan mineral yang terbentuk bersamaan. Hal ini diidentifikasi dari tekstur *intergrowth* yang terlihat dari *polish section*. *Manganit* dan pirolusit merupakan mineral yang terbentuk dari hasil oksidasi mineral mangan yang telah terbentuk sebelumnya (rhodokrosit). Mineral kalsit diindikasikan terbentuk sebelum mineral rhodokrosit. Hal ini ditunjukkan oleh mineral rhodokrosit mengisi rekahan dari mineral tersebut. Sedangkan kuarsa terbentuk bersamaan dengan mineral rhodokrosit dengan terbentuknya tekstur *intergrowth* antara kuarsa dan rhodokrosit.

Analisis XRD menunjukan variasi mineral pembawa bijih mangan yaitu manganit, pirolusit*, manganese iron oxide*, rhodokrosit dan alabandit. Kemunculan mineral alabandit (MnS) menunjukkan bahwa mineral pembawa bijih mangan dengan mineral ikutannya tidak terbentuk secara bersamaan. Mineral ikutan yang dijumpai berupa manganit*,* hematit dan goetit. Hematit dan manganit merupakan mineral pembawa bijih mangan sedangkan mineral goetit merupakan mineral hasil oksidasi mineral yang mengandung unsur Fe. Paragenesa proses terbentuknya mineral dapat dilihat pada (Tabel 1.)



Gambar 14. Kenampakan Endapan Mangan yang mengisi celah dari Batugamping

Tabel 1. Urutan pembentukan mineral



KESIMPULAN

Mineral alterasi yang terbentuk pada daerah penelitian berupa klorit dan kalsit. Zona alterasi yang terbentuk yaitu zona klorit dan zona kalsit dengan batuan yang teralterasi merupakan batuan beku vulkanik berupa basalt. Mineral pembawa bijih mangan berupa rhodokrosit, manganit, pirolusit, *manganese iron oxide*. Sedangkan mineral ikutannya berupa manganit dan hematit serta goetit yang merupakan mineral yang terbentuk pada tahap terakhir. Tekstur mineral pembawa bijih mangan yaitu *intergrowth* dan *replacement* dan tipe mineralisasi endapan mangan yaitu bentuk *cavity filling* dan resiudal. Endapan mangan yang mengisi celah pada batuan karbonat memiliki ukuran tebal sekitar 10 cm. sedangkan endapan mangan residual memiliki variasi ukuran tebal antara 10-100 m.

DAFTAR PUSTAKA

Badan Geologi. (2025). *Neraca Sumber Daya dan Cadangan Mineral dan Batubara Indonesia Tahun 2025* (Badan Geologi, Ed.; 1st ed., Vol. 1). Pusat Sumber Daya MIneral, Batubara, dan Panas Bumi.

Bakri, H., Harwan, H., Thamsi, A. B., Nur, I., Firdaus, Heriansyah, A. F., & Chalik, C. A. (2021). Paragenesis Prospek Endapan Bijih Besi Daerah Tanjung Kecamatan Bontocani Kabupaten Bone, Sulawesi Selatan. *Jurnal Geomine*, *9*(2), 179–185.

Berger, B. R. (1998). Hydrothermal alteration. In *Geochemistry* (pp. 331–333). Kluwer Academic Publishers. https://doi.org/10.1007/1-4020-4496-8_162

Christin Natalia, H., Widiyawati, Jati Widiatama, A., Naufan Hendrawan, R., Ananda Gita Christi, D., Tri Kemala, A., & Nur Faqih An Nahar, R. (2024). Distribution of Manganese Ore Deposit in Sukaagung Village, Tanggamus Regency, Lampung. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, *1378*(1), 012026. https://doi.org/10.1088/1755-1315/1378/1/012026

Force, E., & Maynard, J. (1991). Manganese: Syngenetic deposits on the margins of anoxic basins. *Reviews in Economic Geology*, *5*, 147–157.

Harwan, H., . F., Nur, I., Maulana, A., Heriyansyah, A. F., & Said, M. S. (2022). Karakteristik Mineralisasi Dan Paragenesis Endapan Bijih Besi Daerah Pakke, Kecamatan Bontocani, Kabupaten Bone Provinsi Sulawesi Selatan. *Jurnal Pertambangan*, *6*(1), 1–7. https://doi.org/10.36706/jp.v5i3.462

Harwan, H., Jafar, N., Heriansyah, A. F., & Aulia, R. N. (2024). Analisis Mineralogi Dan Geokimia Endapan Kromit Daerah Bulo-Bulo Kecamatan Pujananting Kabupaten Barru Provinsi Sulawesi Selatan. *Jurnal Geosaintek*, *10*(3), 207–214. https://doi.org/10.12962/j25023659.v10i3.1578

Harwan, H., Nur, I., Maulana, A., Firdaus, F., Jafar, N., & Heriansyah, A. F. (2020). Karakteristik Endapan Bijih Besi Daerah Pakke Desa Langi, Kecamatan Bontocani, Kabupaten Bone, Provinsi Sulawesi. *Jurnal Geomine*, *8*(3), 203–213.

Hasbi Bakri, Nurliah Jafar, Jamil Jumadra, Firman Nullah Yusuf, & F., F. (2024). Characteristics of Host Rocks Manganese of The Anabanua Village Barru District South Sulawesi Province, Indonesia. *Journal of Geoscience, Engineering, Environment, and Technology*, *9*(3), 357–362. https://doi.org/10.25299/jgeet.2024.9.3.12833

Henley, R. W., & Ellis, A. J. (1983). Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. *Earth-Science Reviews*, *19*(1), 1–50. https://doi.org/10.1016/0012-8252(83)90075-2

Idrus, A., Ati, E. M., Harijoko, A., & Meyer, F. M. (2013). Characteristics and Origin of Sedimentary-Related Manganese Layers in Timor Island, Indonesia. *Indonesian Journal on Geoscience*, *8*(4). https://doi.org/10.17014/ijog.v8i4.169

Li, W.-T., Jiang, S.-Y., Su, H.-M., Huang, Q., Pi, D.-H., Wang, W., & Xiao, S. (2025). Dating a sedimentary manganese ore deposit using U-Pb geochronology of hausmannite (Mn3O4) by LA-ICP-MS: An example from Heqing Mn deposit, Yunnan Province, Southwestern China. *Ore Geology Reviews*, *183*, 106711. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2025.106711

Madondo, J., Canet, C., González-Partida, E., Rodríguez-Díaz, A. A., Núñez-Useche, F., Alfonso, P., Rajabi, A., Pi, T., Blignaut, L., & Vafeas, N. (2020). Geochemical constraints on the genesis of the 'Montaña de Manganeso' vein-type Mn deposit, Mexican Plateau. *Ore Geology Reviews*, *125*, 103680. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103680

Papavassiliou, K., Voudouris, P., Kanellopoulos, C., Glasby, G., Alfieris, D., & Mitsis, I. (2017). New geochemical and mineralogical constraints on the genesis of the Vani hydrothermal manganese deposit at NW Milos island, Greece: Comparison with the Aspro Gialoudi deposit and implications for the formation of the Milos manganese mineralization. *Ore Geology Reviews*, *80*, 594–611. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.023

Schissel, D., & Aro, P. (1992). The major early Proterozoic sedimentary iron and manganese deposits and their tectonic setting. *Economic Geology*, *87*(5), 1367–1374. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.5.1367

Stafford, R. A. (1984). Geological surveys, mineral discoveries, and British expansion, 1835–71. *The Journal of Imperial and Commonwealth History*, *12*(3), 5–32. https://doi.org/10.1080/03086538408582669.

Sukamto, R. & Supriatna, S., 1982. Geologi lembar Pangkajene dan Watampone bagian barat, Sulawesi. Bandung: Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.

Wakila, M. H. W., Harwan, & Iqbal Rustam, M. (2023). Analisis Mineral Bijih, Paragenesis, Dan Tekstur Endapan Mangan Di Desa Tebba Kecamatan Salomekko Kabupaten Bone. *KURVATEK*, *8*(2), 201–208. https://doi.org/10.33579/krvtk.v8i2.4088

Xu, H., Gao, J., Yang, R., Feng, K., Wang, L., & Chen, J. (2021). Metallogenic mechanism of large manganese deposits from Permian manganese ore belt in western South China Block: New mineralogical and geochemical evidence. *Ore Geology Reviews*, *132*, 103993. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.103993

Buletin Sumber Daya Geologi
Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi,
Badan Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral
Website: https://buletinsdg.geologi.esdm.go.id
ISSN 1907-5367, e-ISSN 2580-1023



HUBUNGAN TEKSTUR DAN MINERALOGI PASIR BESI TERHADAP DISTRIBUSI UNSUR BESI, TITANIUM, DAN VANADIUM DI PANTAI SELATAN TASIKMALAYA

RELATIONSHIP BETWEEN THE TEXTURE AND MINERALOGY OF IRON SAND AND THE DISTRIBUTION OF IRON, TITANIUM, AND VANADIUM IN THE SOUTHERN COAST OF TASIKMALAYA

Suwahyadi[1,2], Sutarto[1], dan Ernowo[3]
[1]Magister Teknik Geologi Fakultas Teknologi Mineral dan Energi, UPN "Veteran" Yogyakarta
[2]Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi, Badan Geologi, KESDM
[3]Pusat Riset Sumber Daya Geologi, BRIN

Email korespondensi: suwahyadi@esdm.go.id
Diterima: 14 Desember 2025; Direvisi: 11 Juni 2026; Disetujui: 31 Agustus 2026
DOI: https://doi.org/10.47599/bsdg.v21i2.580

ABSTRAK

Endapan pasir besi di pesisir selatan Kabupaten Tasikmalaya merupakan sumber daya mineral strategis yang mengandung unsur besi (Fe), titanium (Ti), dan vanadium (V). Penelitian ini bertujuan untuk menganalisis hubungan antara tekstur dan mineralogi pasir besi terhadap distribusi unsur Fe, Ti, dan V pada endapan placer pantai di Blok Ciheras 1, Ciheras 2, dan Cikalong. Metode penelitian meliputi pemboran tangan, pengukuran berat jenis dan derajat kemagnetan, analisis mineragrafi, *X-Ray Fluorescence* (XRF), serta *Electron Probe Micro Analyzer* (EPMA) untuk karakterisasi mineral dan distribusi unsur pada skala mikro. Hasil penelitian menunjukkan bahwa pasir besi didominasi oleh magnetit, ilmenit, hematit, dan titanomagnetit dengan tekstur masif, eksolusi, dan mirmekitik. Ketebalan endapan berkisar antara 1–4 meter dengan estimasi sumber daya tereka sekitar ±1,26 juta ton. Analisis geokimia memperlihatkan korelasi sangat kuat antara Fe dan V (r = 0,99), yang mengindikasikan asosiasi erat vanadium dengan fase oksida Fe–Ti, terutama magnetit dan ilmenit. Korelasi Ti dan V bersifat positif namun relatif lemah, menunjukkan bahwa sebagian Ti tidak berasosiasi dengan V. Proses konsentrasi magnetik mampu meningkatkan kadar V hingga 3,5–4 kali. Penelitian ini menegaskan bahwa tekstur eksolusi dan mineralogi pasir besi berperan penting dalam mengontrol distribusi unsur Fe, Ti, dan V, serta memberikan dasar ilmiah bagi eksplorasi dan pengelolaan pasir besi secara berkelanjutan.

Kata kunci: pasir besi, mineralogi, tekstur, Fe, Ti, V, Tasikmalaya

ABSTRACT

Iron sand deposits along the southern coast of Tasikmalaya Regency constitute a strategic mineral resource containing iron (Fe), titanium (Ti), and vanadium (V). This study aims to analyze the relationship between the texture and mineralogy of iron sand and the distribution of Fe, Ti, and V in beach placer deposits at Ciheras 1, Ciheras 2, and Cikalong blocks. The research methods include manual drilling, measurements of specific gravity and magnetic

susceptibility, mineragraphic analysis, X-Ray Fluorescence (XRF), and Electron Probe Micro Analyzer (EPMA) to characterize mineral phases and elemental distribution at the microscale. The results indicate that the iron sand is predominantly composed of magnetite, ilmenite, hematite, and titanomagnetite, exhibiting massive, exsolution, and myrmekitic textures. The deposit thickness ranges from 1 to 4 meters with an estimated inferred resource of approximately ±1.26 million tons. Geochemical analysis reveals a very strong positive correlation between Fe and V (r = 0.99), indicating a close association of vanadium with Fe–Ti oxide phases, particularly magnetite and ilmenite. In contrast, the correlation between Ti and V is positive but relatively weak, suggesting that part of Ti is not associated with V. Magnetic concentration processes are capable of increasing V grades by 3.5–4 times. This study confirms that the exsolution texture and mineralogy of iron sand play a critical role in controlling the distribution of Fe, Ti, and V and provides a scientific basis for further exploration and sustainable management of iron sand resources.

***Keywords**: iron sand, mineralogy, texture, Fe, Ti, V, Tasikmalaya*

PENDAHULUAN

Pasir besi merupakan komoditas mineral strategis yang penting bagi industri baja dan logam bernilai tambah tinggi. Di Indonesia, endapan pasir besi banyak tersebar di sepanjang pesisir selatan Pulau Jawa, termasuk di Kabupaten Tasikmalaya, yang diketahui mengandung mineral-mineral berat seperti magnetit, ilmenit, dan titanomagnetit. Potensi pasir besi di Tasikmalaya semakin penting karena selain kaya akan Fe, juga mengandung unsur-unsur strategis seperti Ti dan V (Suwahyadi drr., 2021). Secara geologi, pasir besi di Tasikmalaya berasal dari hasil pelapukan batuan yang kaya akan mineral feromagnesian, yang kemudian diangkut oleh aliran sungai menuju zona pesisir. Proses pemilahan oleh gelombang dan arus laut menyebabkan terjadinya pemekatan mineral berat di sepanjang pantai, membentuk endapan placer (Ishlah drr., 2024). Mekanisme ini sesuai dengan teori genesa endapan mineral berat dalam lingkungan sedimentasi yang dikemukakan oleh Ramdohr (1969).

Analisis tekstur dan mineralogi merupakan kunci untuk memahami distribusi unsur Fe, Ti, dan V. Karakteristik tekstur butir memberikan informasi mengenai proses transportasi dan pengendapan, sementara komposisi mineralogi menentukan keberadaan unsur logam strategis. Penelitian serupa di Kulonprogo menunjukkan adanya hubungan positif antara ukuran butir halus dengan kandungan Fe, Ti, dan V (Harahap drr., 2023). Pasir besi sebagai sumber bahan baku besi dapat menghasilkan besi dengan kadar tinggi yang dapat dimanfaatkan sebagai bahan baku industri baja, dan juga terbentuk terak titanium dengan kandungan TiO_2 yang tinggi, berpotensi sebagai bahan baku pigmen atau industri titanium (Fitri drr., 2022).

Selain aspek keilmuan, penelitian ini memiliki nilai ekonomi dan kebijakan. Pasir besi Tasikmalaya berpotensi mendukung program hilirisasi mineral dan mengurangi ketergantungan impor bahan baku untuk industri baja dan logam khusus. Dengan demikian, kajian mineralogi dan tekstur tidak hanya bernilai akademis, tetapi juga relevan untuk pengelolaan sumber daya secara berkelanjutan (Wicaksono drr., 2020).

Tujuan penelitian ini adalah untuk mengetahui hubungan antara tekstur dan mineralogi pasir besi terhadap sebaran unsur Fe, Ti, dan V di pesisir selatan Tasikmalaya. Temuan penelitian ini diharapkan mampu memberikan sumbangan ilmiah bagi perkembangan geologi mineral sekaligus mendukung pengelolaan sumber daya pasir besi yang berkelanjutan di Indonesia.

SAMPEL DAN METODE

Penelitian dilakukan dengan pendekatan kuantitatif melalui kegiatan lapangan dan analisis laboratorium. Sampel diambil pada blok Ciheras 1, Ciheras 2, dan Cikalong dengan menggunakan metode pemboran tangan/*hand auger* (Gambar 1 dan 2.) pada interval yang teratur. Sebanyak 71 titik bor menghasilkan 189 sampel individu dan komposit yang siap dianalisis (Gambar 3,4, dan 5). Setiap sampel diberi kode berdasarkan lokasi dan posisi pengambilan, dengan angka terakhir pada kode sampel menunjukkan kedalaman pengambilan sampel. Sistem pengkodean tersebut digunakan untuk memudahkan identifikasi dan korelasi spasial serta vertikal sampel selama analisis dan interpretasi data.

Analisis awal meliputi pengukuran Berat Jenis (BJ) yang digunakan unutk perhitungan estimasi sumber daya dan derajat kemagnetan (*Magnetic Degree*/MD) untuk mengetahui proporsi mineral berat dan magnetik. Parameter ini penting untuk mengidentifikasi kandungan mineral utama sebelum dilakukan analisis mineragrafi lebih mendalam. Pengukuran berat jenis diakukan dengan sampel yang disiapkan sebanyak 100 gram dimasukkan ke dalam gelas ukur yang sudah diisi air sebanyak 200 mililiter, setelah material sampel mengendap kemudian dicatat volume akhirnya (Y).

BJ dihitung dengan rumus:
BJ = (100/(Y-200) gr/cm^3.
Y = volume air + endapan pasir besi

Pengukuran derajat kemagnetan dilakukan dengan menarik sampel endapan pasir besi (*crude sand*) seberat 1.000 gram dengan magnet tangan berkekuatan 300 gauss secara manual untuk memperoleh butiran-butiran mineral yang memiliki sifat kemagnetan terutama magnetit dan ilmenit. Partikel-partikel yang berhasil dipisahkan selanjutnya ditimbang dan dihitung dengan rumus:

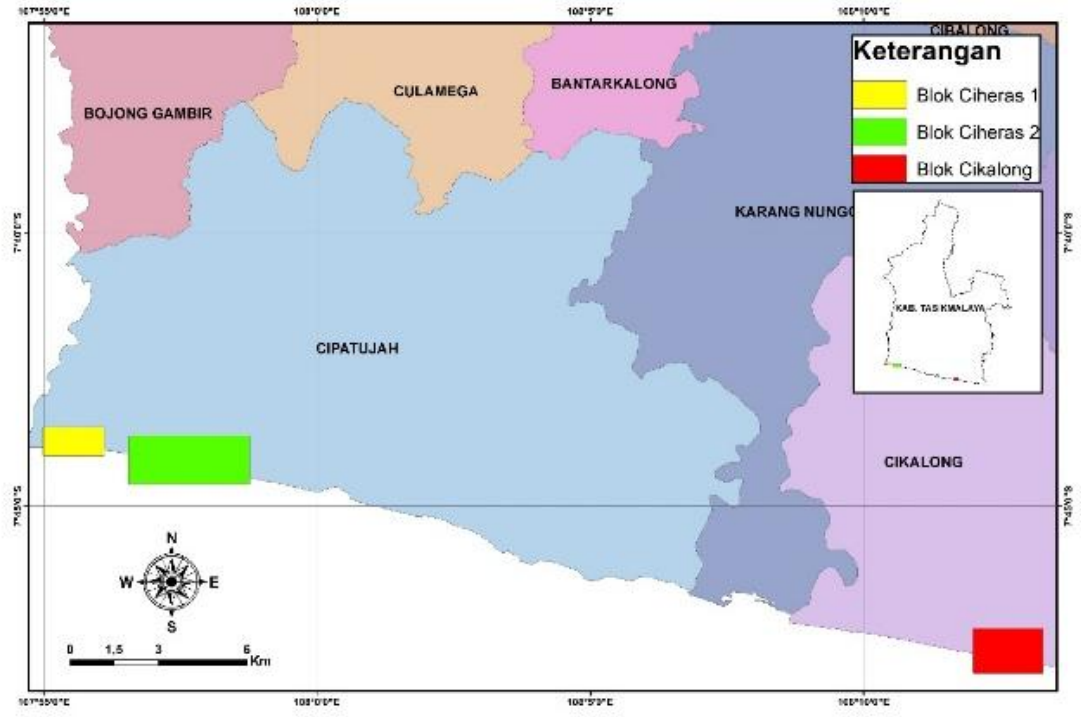
MD = (A : B) x 100%
A = berat mineral tertarik/magnetit (gr)
B = berat sampel keseluruhan (gr)

Identifikasi mineral dilakukan analisis mineragrafi untuk mengetahui gambaran mineralogi, *X-Ray Fluoresence* (XRF) untuk mengetahui nilai senyawa utama pada sampel pasir besi. Analisis XRF dilakukan di Laboratorium Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi dengan menggunakan alat WDXRF Panalytical AxiosMax.

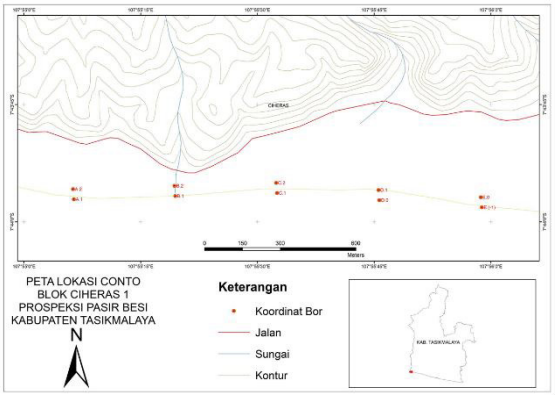
Untuk karakterisasi unsur logam yang lebih detail, digunakan *Electron Probe Micro Analyzer* (EPMA) yang memberikan data kuantitatif mendalam mengenai Fe, Ti, dan V dalam fase mineral. EPMA memungkinkan analisis hubungan antar unsur pada skala mikro yang tidak dapat diungkap hanya dengan XRD atau SEM (Ishlah drr., 2024). Analisis EPMA dilakukan di Laboratorium Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi dengan menggunakan alat FE EPMA Shimadzu 8050G.



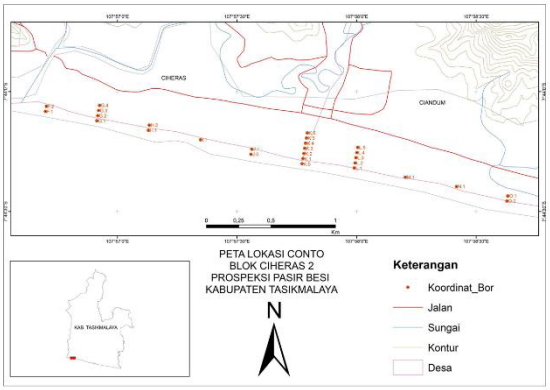
Gambar 1. Pengeboran pasir besi dengan menggunakan *hand auger*



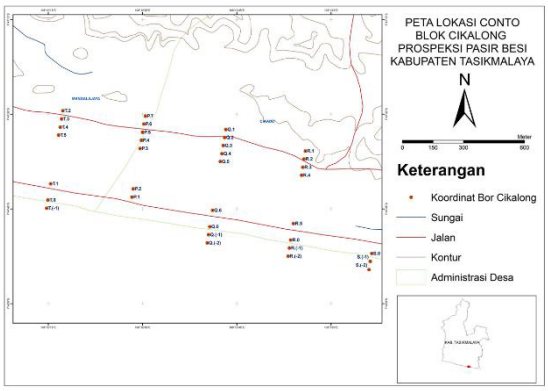
Gambar 2. Peta lokasi penelitian



Gambar 3. Peta Lokasi Conto Blok Ciheras 1



Gambar 4. Peta Lokasi Conto Blok Ciheras 2



Gambar 5. Peta Lokasi Conto Blok Cikalong

Seluruh data kemudian dianalisis secara statistik dan dibandingkan antar metode untuk memastikan keabsahan hasil. Hubungan antara tekstur, mineralogi, dan sebaran logam dievaluasi untuk memahami keterdapatan Fe, Ti, dan V. Pendekatan multi-metode ini menjamin interpretasi yang komprehensif dalam karakterisasi pasir besi Tasikmalaya.

GEOLOGI

Daerah penelitian terletak di pesisir selatan Kabupaten Tasikmalaya, Jawa Barat, yang berbatasan dengan Samudra Hindia.

Morfologi wilayah ini didominasi dataran pantai berpasir dengan ketebalan endapan pasir besi antara 1–4 meter. Endapan tersebut terakumulasi di area Blok Ciheras 1, Ciheras 2, dan Cikalong. Lingkungan pesisir yang dinamis, dipengaruhi gelombang, arus, dan pasang surut, berperan penting dalam distribusi mineral berat di sepanjang pantai.

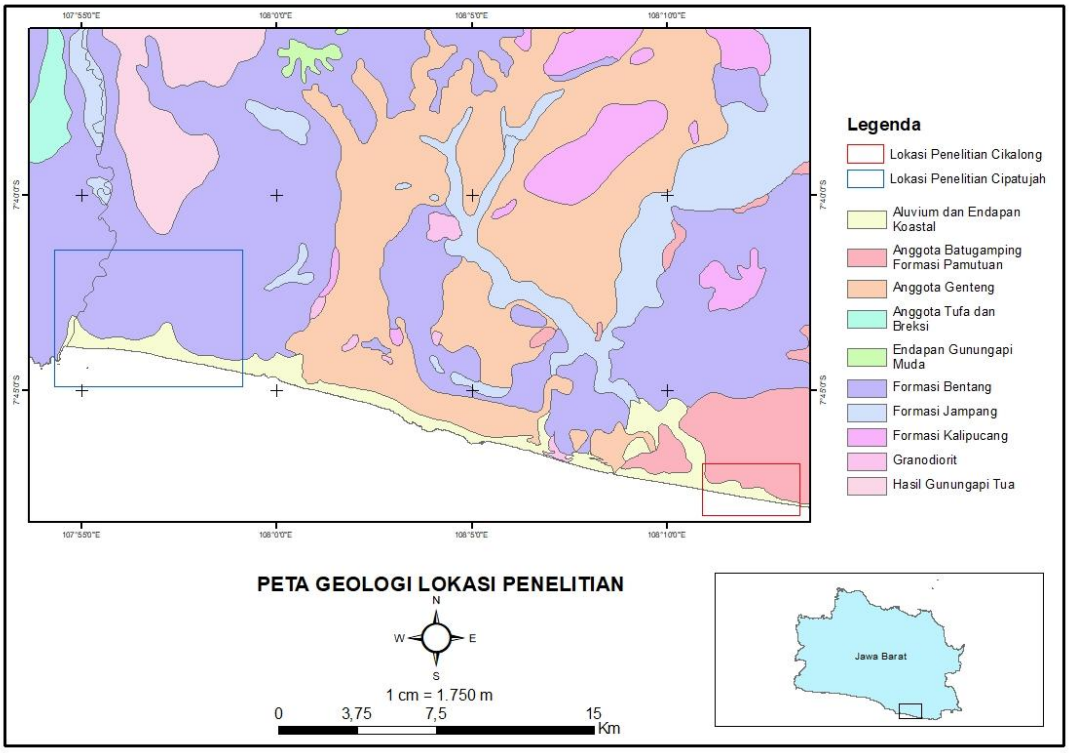
Secara regional, geologi selatan Jawa dikendalikan oleh tumbukan Lempeng Indo-Australia dengan Lempeng Eurasia yang menghasilkan jalur magmatik aktif. Batuan sumber pasir besi berasal dari pelapukan batuan vulkanik andesitik-basaltik yang kaya mineral feromagnesian. Material hasil erosi diangkut oleh sungai-sungai besar ke pesisir, diendapkan, dan diperkaya melalui mekanisme pemilahan oleh energi gelombang. Proses ini membentuk endapan placer pantai yang kaya mineral magnetik (Ishlah drr., 2024).

Stratigrafi daerah penelitian terdiri atas batuan vulkanik Tersier di bagian utara hingga endapan Kuarter muda di zona pesisir. Endapan pasir besi termasuk dalam satuan sedimen Kuarter yang diendapkan di lingkungan pantai terbuka. Pelapukan intensif akibat iklim tropis lembap mempercepat pembentukan material pasir yang kemudian tertransportasi ke laut. Indeks pelapukan kimia di daerah serupa menunjukkan tingkat pelapukan sedang hingga tinggi (Harahap drr., 2023).

Stratigrafi Blok Ciheras 1 dan Ciheras 2 dan Sekitarnya, Kecamatan Cipatujah mengacu pada Peta Geologi Regional Lembar Garut dan Pameungpeuk (Alzwar drr., 1992) terdiri dari dua satuan batuan, yaitu: Formasi Bentang dan Endapan Aluvial (Gambar 6). **Formasi Bentang,** satuan ini umumnya menyusun sebagian besar daerah blok penyelidikan dengan luas sebaran ± 88% dari total luas peta. Satuan batuan ini menempati bagian sebelah utara lokasi penyelidikan terdiri dari batupasir tufan, tufan batuapung, batulempung, konglomerat dan lignit. **Endapan Aluvial**, satuan ini meliputi ± 12% dari luas peta, terletak di lokasi pengambilan sampel hingga lahan dan perkampungan penduduk. Satuan batuan ini terdiri dari pasir halus hingga kasar dan kerikil, serta lempung dan lanau.

Stratigrafi Blok Cikalong, Kecamatan Cikalong mengacu pada Peta Geologi Regional Lembar Karangnunggal (Supriatna drr., 1992) terdiri dari dua satuan batuan, yaitu: Anggota Batugamping Formasi Pamutuan dan Endapan Aluvial. **Anggota Batugamping Formasi Pamutuan,** satuan ini umumnya menyusun sebagian besar daerah blok penyelidikan dengan luas sebaran ± 68% dari total luas peta. Satuan batuan ini menempati bagian sebelah utara lokasi penyelidikan yang terdiri dari batugamping pasiran, kalsilutit dan napal. **Endapan Aluvial**, satuan ini meliputi ± 32% dari luas peta, terletak di lokasi pengambilan sampel hingga lahan dan perkampungan penduduk. Satuan batuan ini terdiri dari pasir halus hingga kasar dan kerikil, serta lanau. Mineralogi endapan pasir besi Tasikmalaya didominasi magnetit, ilmenit, hematit, dan titanomagnetit, dengan mineral minor seperti, zirkon, dan piroksen. Kandungan Fe_2O_3, TiO_2, dan V_2O_5 menunjukkan korelasi positif yang mengindikasikan keberadaan logam strategis dalam satu fase oksida. Tingginya proporsi mineral berat mencerminkan peran pemilahan oleh energi gelombang laut yang memisahkan mineral berat dari fraksi ringan seperti kuarsa dan feldspar. Hal ini mendukung model genesa endapan placer pantai (Elsner, 2010).

Dengan demikian, geologi daerah penelitian menunjukkan keterkaitan erat antara aktivitas vulkanik sebagai sumber mineral, proses fluvial sebagai jalur transportasi, dan dinamika pesisir sebagai mekanisme pemekatan. Kombinasi faktor-faktor ini menghasilkan endapan pasir besi dengan potensi tinggi sebagai sumber unsur Fe, Ti, dan V. Pemahaman geologi lokal dan regional ini menjadi dasar penting dalam menilai prospek eksplorasi dan pengembangan pasir besi di Tasikmalaya secara berkelanjutan.



Gambar 6. Peta geologi daerah penelitian modifikasi dari Alzwar drr. (1992) dan Supriatna drr. (1992)

HASIL

Pengukuran lapangan menunjukkan ketebalan lapisan pasir besi yang terdapat di blok Ciheras 1, Ciheras 2, dan Cikalong bervariasi antara 1 hingga 4 meter. Sebaran endapan cenderung lebih tebal di bagian tengah hingga belakang pantai, sementara bagian depan pantai relatif tipis akibat pengaruh abrasi dan energi gelombang tinggi. Estimasi sumber daya tereka Blok Ciheras 1, Ciheras 2 dan Cikalong mencapai ±1,26 juta ton konsentrat dengan rata-rata derajat kemagnetan (MD) Blok Ciheras 1 sebanyak 24%, Blok Ciheras 2 sebanyak 14,7%, dan Blok Cikalong sebanyak 8%.

Hasil analisis berat jenis di Blok Ciheras 1 menunjukkan variasi BJ dari 2,56 gr/cm^3 s.d. 4,17 gr/cm^3 dengan rata-rata 3,28 gr/cm^3 (Tabel 1). Berat jenis untuk sampel kedalaman 1 s.d 2 meter lebih besar dibanding sampel 0 s.d. 1 meter dan peningkatan BJ juga terjadi pada sampel yang diambil menjauh dari garis pantai. Sampel dari Blok Ciheras 2 (Tabel 2) memiliki variasi berat jenis antara 2,38 gr/cm^3 s.d. 4 gr/cm^3 dengan rata-rata adalah 3,13 gr/cm^3. Sementara itu endapan pasir besi dari Blok Cikalong (Tabel 3) memiliki BJ berkisar antara 1,47 gr/cm^3 s.d. 4 gr/cm^3 dengan rata-rata 3,12 gr/cm^3.

Berdasarkan hasil analisis *magnetic degree* (MD) pada endapan pasir besi di Blok Ciheras 1, Blok Ciheras 2, dan Blok Cikalong, terlihat adanya variasi nilai MD yang cukup signifikan yang mencerminkan perbedaan konsentrasi mineral magnetik. Pada Blok Ciheras 1 (Tabel 4), nilai MD berkisar antara 7,5–54,5%. Pada Blok Ciheras 2 (Tabel 5), rentang nilai MD lebih bervariasi yaitu 0,7–55,8%, sebagian besar sampel pada blok ini memiliki nilai MD rendah (0,7%-10%) hingga menengah (10%-25%), namun beberapa sampel menunjukkan konsentrasi mineral magnetik yang cukup tinggi (MD>25%). Sementara itu, Blok Cikalong (Tabel 6) memiliki rentang nilai MD sebesar 0,408–34,05%, sehingga secara umum menunjukkan nilai MD yang lebih rendah dibandingkan kedua blok lainnya.

Tabel 1. Berat jenis endapan pasir besi Blok Ciheras 1

No	Sampel	Berat Jenis (gr/cm^3)	No	Sampel	Berat Jenis (gr/cm^3)
1	A1-1	2,94	11	C2-2	4,17
2	A1-2	2,78	12	D0-1	3,23
3	A2-1	3,45	13	D0-2	3,23
4	A2-2	3,23	14	D1-1	3,13
5	B1-1	3,33	15	D1-2	3,13
6	B2-1	3,85	16	E0-1	3,57
7	B2-2	3,70	17	E0-2	3,57
8	C1-1	2,94	18	E(-1)-1	2,56
9	C1-2	3,03	19	E(-1)-2	2,94
10	C2-1	3,57			

Tabel 2. Berat jenis endapan pasir besi Blok Ciheras 2

No	Conto	Berat Jenis (gr/cm^3)	No	Conto	Berat Jenis (gr/cm^3)	No	Conto	Berat Jenis (gr/cm^3)
1	F1-1	2,38	23	J1-1	3,13	45	L3-1	3,23
2	F1-2	3,03	24	J1-2	3,45	46	L3-2	2,94
3	F2-1	3,85	25	K0-1	3,33	47	L3-3	2,78
4	F2-2	3,23	26	K0-2	2,94	48	L4-1	2,78
5	G1-1	2,94	27	K1-1	3,03	49	L4-2	3,23
6	G1-2	2,78	28	K1-2	3,03	50	L4-3	4,00
7	G2-1	3,13	29	K2-1	2,86	51	L5-1	2,86
8	G2-2	3,33	30	K2-2	3,57	52	L5-2	3,03
9	G3-1	3,33	31	K3-1	3,33	53	L5-3	2,70
10	G3-2	2,70	32	K3-2	4,00	54	M1-1	2,86
11	G3-3	3,85	33	K4-1	3,03	55	M1-2	3,70
12	G4-1	3,33	34	K4-2	3,45	56	M1-3	3,13
13	G4-2	3,13	35	K5-1	2,94	57	N1-1	2,86
14	G4-3	3,03	36	K5-2	2,94	58	N1-2	2,86
15	H1-1	3,23	37	K6-1	2,63	59	N1-3	2,94
16	H1-2	3,23	38	K6-2	3,13	60	O0-1	3,03
17	H2-1	3,45	39	L1-1	3,03	61	O0-2	2,70
18	H2-2	3,23	40	L1-2	3,33	62	O0-3	2,70
19	I1-1	3,85	41	L1-3	3,23	63	O1-1	3,13
20	I1-2	3,03	42	L2-1	3,13	64	O1-2	3,23
21	J0-1	3,03	43	L2-2	3,33	65	O1-3	3,03
22	J0-2	2,70	44	L2-3	2,94			

Tabel 3. Berat jenis endapan pasir besi Blok Cikalong

No	Conto	Berat Jenis (gr/cm^3)	No	Conto	Berat Jenis (gr/cm^3)	No	Conto	Berat Jenis (gr/cm^3)
1	P1-1	2,94	36	Q1-3	3,57	71	R4-2	3,23
2	P1-2	3,33	37	Q2-1	2,56	72	R4-3	3,45
3	P1-3	3,13	38	Q2-2	2,94	73	R5-1	3,13
4	P2-1	3,13	39	Q2-3	3,03	74	R5-2	2,94
5	P2-2	2,70	40	Q3-1	2,50	75	R5-3	3,03
6	P2-3	2,86	41	Q3-2	3,23	76	S(-2)-1	3,13
7	P3-1	3,13	42	Q3-3	3,33	77	S(-2)-2	3,03
8	P3-2	3,85	43	Q4-1	2,86	78	S(-2)-3	3,03
9	P3-3	3,57	44	Q4-2	3,33	79	S(-1)-1	3,45
10	P4-1	4,00	45	Q4-3	3,45	80	S(-1)-2	3,33
11	P4-2	3,23	46	Q5-1	3,13	81	S(-1)-3	2,94
12	P4-3	3,33	47	Q5-2	3,45	82	S0-1	3,23

No	Conto	Berat Jenis (gr/cm^3)	No	Conto	Berat Jenis (gr/cm^3)	No	Conto	Berat Jenis (gr/cm^3)
13	P4-4	3,57	48	Q5-3	3,70	83	S0-2	3,45
14	P5-1	2,78	49	Q6-1	2,78	84	S0-3	3,33
15	P5-2	2,94	50	Q6-2	2,27	85	T(-1)-1	3,03
16	P5-3	3,45	51	Q6-3	2,86	86	T(-1)-2	3,23
17	P5-4	3,33	52	R(-2)-1	3,03	87	T(-1)-3	2,94
18	P6-1	2,86	53	R(-2)-2	3,23	88	T0-1	3,03
19	P6-2	2,94	54	R(-2)-3	3,23	89	T0-2	3,33
20	P6-3	3,13	55	R(-1)-1	3,03	90	T0-3	3,23
21	P7-1	2,63	56	R(-1)-2	3,03	91	T1-1	2,86
22	P7-2	2,86	57	R(-1)-3	2,86	92	T1-2	2,94
23	P7-3	3,45	58	R0-1	3,13	93	T1-3	2,78
24	P7-4	2,86	59	R0-2	3,13	94	T2-1	2,78
25	Q0-1	3,23	60	R0-3	3,23	95	T2-2	3,03
26	Q0-2	3,33	61	R1-1	2,78	96	T2-3	3,13
27	Q0-3	3,33	62	R1-2	3,33	97	T3-1	2,70
28	Q(-1)-1	2,94	63	R1-3	3,03	98	T3-2	3,33
29	Q(-1)-2	2,78	64	R2-1	2,94	99	T3-3	3,45
30	Q(-1)-3	3,03	65	R2-2	3,23	100	T4-1	2,78
31	Q(-2)-1	3,13	66	R2-3	3,13	101	T4-2	3,13
32	Q(-2)-2	3,03	67	R3-1	3,33	102	T4-3	3,45
33	Q(-2)-3	2,94	68	R3-2	3,33	103	T5-1	3,33
34	Q1-1	1,47	69	R3-3	3,45	104	T5-2	3,57
35	Q1-2	3,03	70	R4-1	2,94	105	T5-3	3,85

Tabel 4. MD endapan pasir besi Blok Ciheras 1

No	Conto	MD (%)	No	Conto	MD (%)
1	A1-1	17,1	11	C2-2	45,9
2	A1-2	11	12	D0-1	15,2
3	A2-1	26,8	13	D0-2	15,5
4	A2-2	26,9	14	D1-1	10,5
5	B1-1	18	15	D1-2	11,3
6	B2-1	53,9	16	E0-1	24,2
7	B2-2	54,5	17	E0-2	28,6
8	C1-1	13,7	18	E(-1)-1	7,5
9	C1-2	12	19	E(-1)-2	22,9
10	C2-1	40,8			

Tabel 5. MD endapan pasir besi Blok Ciheras 2

No	Conto	MD (%)	No	Conto	MD (%)	No	Conto	MD (%)
1	F1-1	4	23	J1-1	11,9	45	L3-1	14,2
2	F1-2	4	24	J1-2	30,5	46	L3-2	13,4
3	F2-1	33,9	25	K0-1	22,9	47	L3-3	7,4
4	F2-2	9,8	26	K0-2	5,5	48	L4-1	8,2
5	G1-1	2,9	27	K1-1	5,8	49	L4-2	22
6	G1-2	4,3	28	K1-2	7,8	50	L4-3	55,8
7	G2-1	9	29	K2-1	8	51	L5-1	10,9
8	G2-2	13,8	30	K2-2	27,9	52	L5-2	13,3
9	G3-1	20,7	31	K3-1	26,9	53	L5-3	6,7
10	G3-2	31,1	32	K3-2	49,1	54	M1-1	5,2
11	G3-3	31,9	33	K4-1	10,1	55	M1-2	25,1
12	G4-1	18,3	34	K4-2	25,7	56	M1-3	13,5
13	G4-2	10	35	K5-1	16,3	57	N1-1	6,9
14	G4-3	5,9	36	K5-2	16	58	N1-2	7,2
15	H1-1	12	37	K6-1	6,2	59	N1-3	12,8

No	Conto	MD (%)	No	Conto	MD (%)	No	Conto	MD (%)
16	H1-2	15,4	38	K6-2	17,8	60	O0-1	16,1
17	H2-1	20,1	39	L1-1	10	61	O0-2	0,7
18	H2-2	12,8	40	L1-2	22,4	62	O0-3	0,9
19	I1-1	29,6	41	L1-3	15,4	63	O1-1	12,9
20	I1-2	7,9	42	L2-1	10,1	64	O1-2	15,2
21	J0-1	4	43	L2-2	22,6	65	O1-3	7,4
22	J0-2	1	44	L2-3	8,3			

Tabel 6. MD endapan pasir besi Blok Cikalong

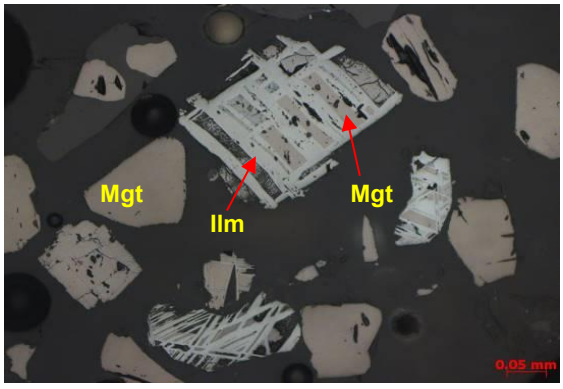
No	Sampel	MD (%)	No	Sampel	MD (%)	No	Sampel	MD (%)
1	P1-1	4,5	36	Q1-3	34,05	71	R4-2	11,81
2	P1-2	0,6	37	Q2-1	2,01	72	R4-3	18,09
3	P1-3	2,3	38	Q2-2	9,43	73	R5-1	4,5
4	P2-1	1	39	Q2-3	7,43	74	R5-2	1,9
5	P2-2	1	40	Q3-1	8,64	75	R5-3	2,2
6	P2-3	1	41	Q3-2	13,7	76	S(-2)-1	3,2
7	P3-1	15,8	42	Q3-3	13,31	77	S(-2)-2	1,6
8	P3-2	32,8	43	Q4-1	5,43	78	S(-2)-3	2,9
9	P3-3	26,3	44	Q4-2	13,79	79	S(-1)-1	2,3
10	P4-1	8,5	45	Q4-3	27,43	80	S(-1)-2	2
11	P4-2	10,36	46	Q5-1	19,54	81	S(-1)-3	2,1
12	P4-3	1,69	47	Q5-2	27,38	82	S0-1	3,1
13	P4-4	20,99	48	Q5-3	23,67	83	S0-2	2,8
14	P5-1	5,49	49	Q6-1	1,79	84	S0-3	3,4
15	P5-2	5,64	50	Q6-2	3,07	85	T(-1)-1	5,3
16	P5-3	12,67	51	Q6-3	1,48	86	T(-1)-2	4,4
17	P5-4	11,19	52	R(-2)-1	2,42	87	T(-1)-3	2,6
18	P6-1	2,91	53	R(-2)-2	6,81	88	T0-1	4,1
19	P6-2	8,01	54	R(-2)-3	3,56	89	T0-2	3,2
20	P6-3	3,86	55	R(-1)-1	2,97	90	T0-3	1,6
21	P7-1	5,85	56	R(-1)-2	1,74	91	T1-1	3,8
22	P7-2	11,97	57	R(-1)-3	0,8	92	T1-2	3
23	P7-3	10,07	58	R0-1	3,03	93	T1-3	1
24	P7-4	3,08	59	R0-2	2,37	94	T2-1	6,7
25	Q0-1	3,9	60	R0-3	2,73	95	T2-2	10,1
26	Q0-2	5,44	61	R1-1	5,03	96	T2-3	7,3
27	Q0-3	3,66	62	R1-2	11,87	97	T3-1	8,2
28	Q(-1)-1	2,57	63	R1-3	7,57	98	T3-2	12
29	Q(-1)-2	4,3	64	R2-1	5,29	99	T3-3	21,1
30	Q(-1)-3	2,18	65	R2-2	5,64	100	T4-1	7
31	Q(-2)-1	4,66	66	R2-3	0,408	101	T4-2	11,5
32	Q(-2)-2	3,19	67	R3-1	12,56	102	T4-3	9,2
33	Q(-2)-3	1,83	68	R3-2	14,22	103	T5-1	24,8
34	Q1-1	4,81	69	R3-3	15,16	104	T5-2	22,5
35	Q1-2	12,48	70	R4-1	7,22	105	T5-3	29,7

Analisis mineragrafi terhadap beberapa sampel (T3-3, Q5-2, R(-2)-2, K2-2) memperlihatkan secara umum mineral-mineral bijih yang teridentifikasi adalah pirit (FeS_2), kalkopirit ($CuFeS_2$), magnetit (Fe_3O_4), ilmenit ($FeTiO_3$), dan hematit (Fe_2O_3) serta *hydrous iron oxide*. Magnetit merupakan mineral bijih yang dominan di dalam sampel. Sebagian magnetit tumbuh bersama ilmenit (*exsolution*) (Gambar 7). Ilmenit memiliki tekstur *lamellae* membentuk struktur *trellis* yang mengindikasikan proses pembekuan yang lambat pada tahap pembentukannya, sementara pembekuan yang cepat akan menghasilkan titanomagnetit

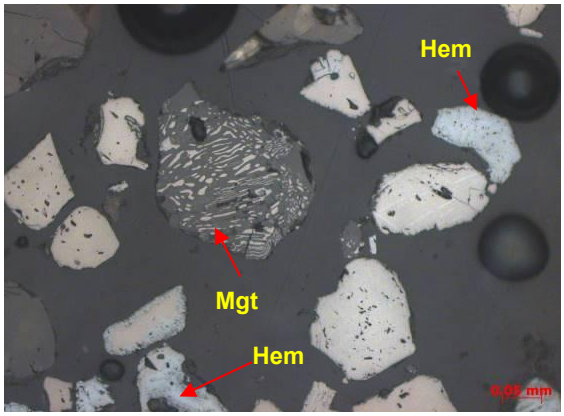
(Uytenbogaardt dan Burke, 1971). Sebagian kecil magnetit nampak juga memiliki tekstur *myrmekitic* (Gambar 8). Hematit nampak menggantikan magnetit pada bagian tepi butiran dan kemudian kedua mineral tersebut digantikan oleh *hydrous iron oxide* (Gambar 9). Kalkopirit teramati pada muncul sebagai inklusi dalam magnetit (Gambar 10).

Blok Ciheras 1 tidak dilakukan analisis XRF karena memiliki luasan endapan yang relatif terbatas sehingga dinilai kurang prospektif untuk dikembangkan lebih lanjut. Hasil analisis XRF Blok Ciheras 2 menunjukkan kadar rata-rata elemen-elemen utama oksida yaitu 47,81% SiO_2; 16,45% Al_2O_3; 13,64% Fe_2O_3; 4,99% MgO; 6,69% CaO; 1,26% Na_2O; 0,44% K_2O; 4,42% TiO_2; 0,06% P_2O_5; 0,18% MnO; 0,02% SO_3; dan 0,94% H_2O-. Beberapa *trace element* terukur dengan rata-rata kadar 1,89% Cl-; 1.545,38 ppm V; 300,96 ppm Cr; 802,46 ppm Zn; dan 188,18 ppm Sr (Tabel 7).

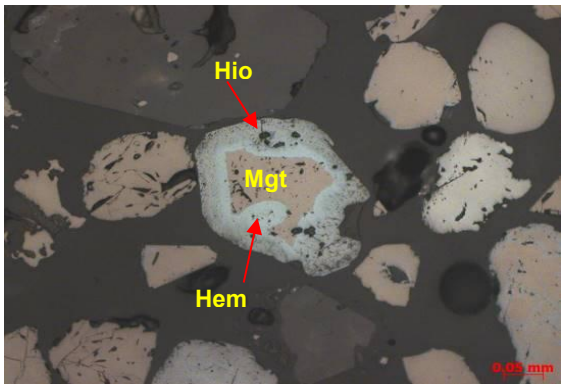
Kadar rata-rata oksida utama Blok Cikalong adalah 49,84% SiO_2; 14,50% Al_2O_3; 11,67% Fe_2O_3; 8,87% MgO; 9,17% CaO; 1,49% Na_2O; 0,23% K_2O; 2,89 % TiO_2; 0,04% P_2O_5; 019% MnO; 0,01% SO_3; dan 0,58% H_2O-. Sementara hasil rata-rata *trace element* adalah 3,45% Cl-; 913,05 ppm V; 1.687,63 ppm Cr; 533,52 ppm Zn; dan 118,09 ppm Sr (Tabel 8).



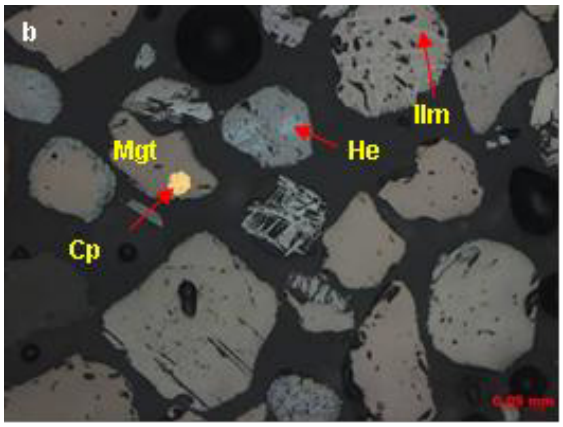
Gambar 7. Fotomikrograf sayatan poles sampel nomor T3-3, memperlihatkan magnetit (Mgt) yang nampak tumbuh (eksolusi) bersama dengan ilmenit (Ilm)



Gambar 8. Fotomikrograf sayatan poles sampel nomor Q5-2, memperlihatkan magnetit (Mgt) yang nampak dengan tekstur *myrmekitic*



Gambar 9. Fotomikrograf sayatan poles sampel nomor R(-2)-2, memperlihatkan magnetit (Mgt) yang nampak digantikan oleh hematit (Hem) dan kemudian digantikan *hydrous iron oxide* (Hio)



Gambar 10. Fotomikrograf sayatan poles sampel nomor K2-2, memperlihatkan kalkopirit (Cp) sebagai inklusi pada magnetit (Mgt)

Kandungan SiO_2 berkisar antara ±37,07–55,20%, mengindikasikan dominasi mineral kuarsa sebagai penyusun utama sedimen. Sementara itu, kandungan Fe_2O_3 yang relatif tinggi pada beberapa conto, terutama pada kedua daerah, menunjukkan kontribusi mineral mafik dan mineral berat pembawa besi seperti magnetit dan ilmenit. Nilai TiO_2 yang berkisar ±0,94–11,04% mengindikasikan keberadaan mineral titanium yang cukup melimpah, sedangkan kandungan MgO dan CaO yang bervariasi mencerminkan pengaruh mineral ferromagnesian dan fragmen litik karbonatan.

Konsentrasi unsur jejak menunjukkan variasi yang sangat signifikan, khususnya pada unsur V, Cr, dan Zn. Kandungan vanadium (V) berkisar antara ±218–4.585 ppm, sedangkan kromium (Cr) menunjukkan pengayaan sangat tinggi dengan nilai maksimum mencapai ±27.032 ppm. Kandungan Zn juga relatif tinggi dengan kisaran ±122–1.579 ppm.

Hasil pengamatan mineragrafi (Gambar 7, 8, 9, dan 10) memperlihatkan tekstur dari butiran-putiran pasir besi, selanjutnya dipilih tekstur *exsolution* yang dianalisis menggunakan *Electron Probe Micro Analyzer* (EPMA) untuk mendapatkan data komposisi kimia detail pada skala mikro. Hasil analisis memperlihatkan distribusi unsur Fe, Ti, dan V pada butiran dimana Fe terlihat dominan dalam mineral magnetit, unsur Ti meningkat dalam mineral ilmenit serta unsur V terdistribusi secara merata dalam mineral magnetit maupun ilmenit. Gambar 11, 12, 13, dan 14 memperlihatkan sebaran unsur Fe, Ti, dan V hasil dari analisis menggunakan EPMA.

PEMBAHASAN

Analisis mineragrafi menunjukkan mineral utamanya adalah magnetit, ilmenit, hematit yang menggantikan magnetit/ilmenit, serta *hydrous iron oxide,* dan di salah satu sampel terdapat inklusi kalkopirit. Hal ini sesuai dengan analisis mineralogi butir pada sampel menunjukkan keberadaan mineral magnetit (Fe_3O_4), ilmenit ($FeTiO_3$), dan hematit (Fe_2O_3) (Zahra drr., 2023). Penelitian di Kulonprogo memperlihatkan mineral magnetit, hematit dan ilmenit sebagai pembawa Fe, Ti dan V (Harahap drr., 2023). Keberadaan unsur Ti yang berasosiasi dengan Fe pada massa mineral menunjukkan bahwa mineral tersebut lebih tepat diidentifikasi sebagai titanomagnetit daripada magnetit ((Kasper-Zubillaga drr., 2016; Wicaksono drr., 2020).

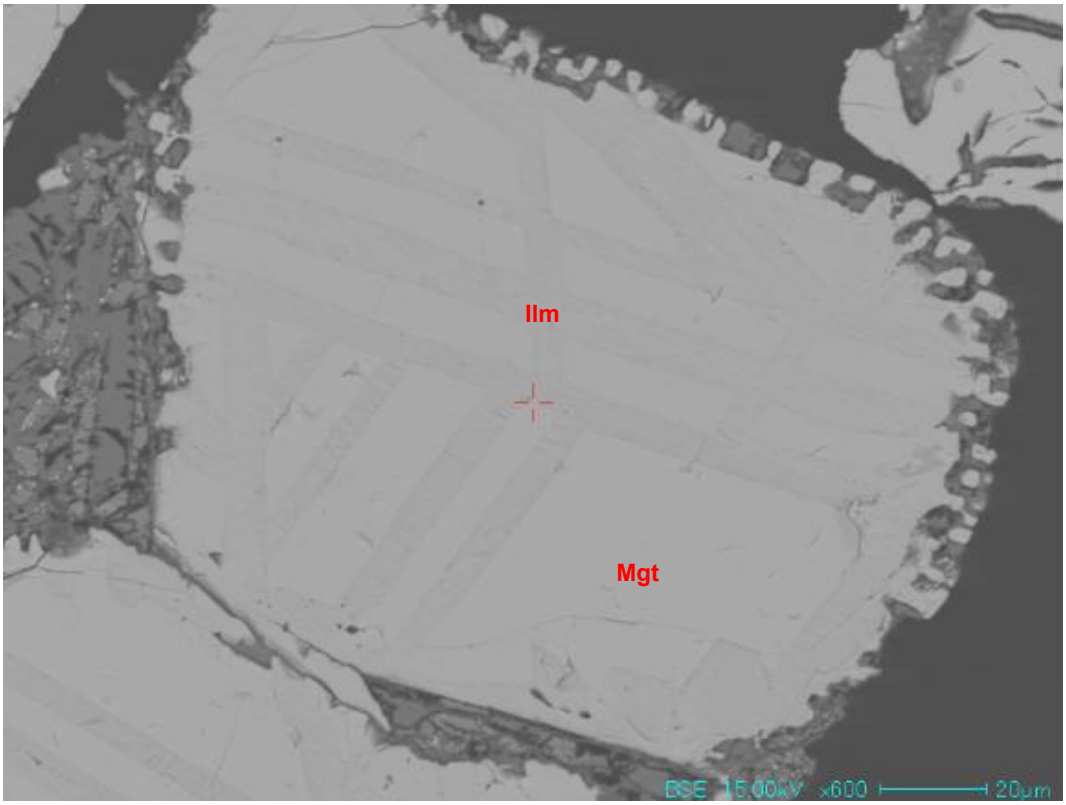
Kecenderungan peningkatan berat jenis dan derajat kemagnetan sejalan dengan pengayaan Fe dan Ti pada hasil XRF, yang mengindikasikan dominasi mineral berat dan magnetik pembawa Fe–Ti. Dari hasil analisis XRF, vanadium merupakan unsur yang berasosiasi dengan mineral magnetit dan ilmenit yang membawa unsur Fe dan Ti dalam endapan pasir besi. Gambar 16 menunjukkan hubungan kadar unsur Fe dan V dari Blok Ciheras 2 dan Cikalong. Peningkatan kadar Fe dari masing-masing sampel diikuti oleh peningkatan kadar V dengan koefisien korelasi positif yang sangat kuat sebesar 0,99. Hal ini menunjukkan keterdapatan unsur vanadium tidak lepas dari kehadiran Fe dalam satu mineral yang sama yaitu magnetit dan ilmenit.

Tabel 7. Hasil Analisis XRF Blok Ciheras 2

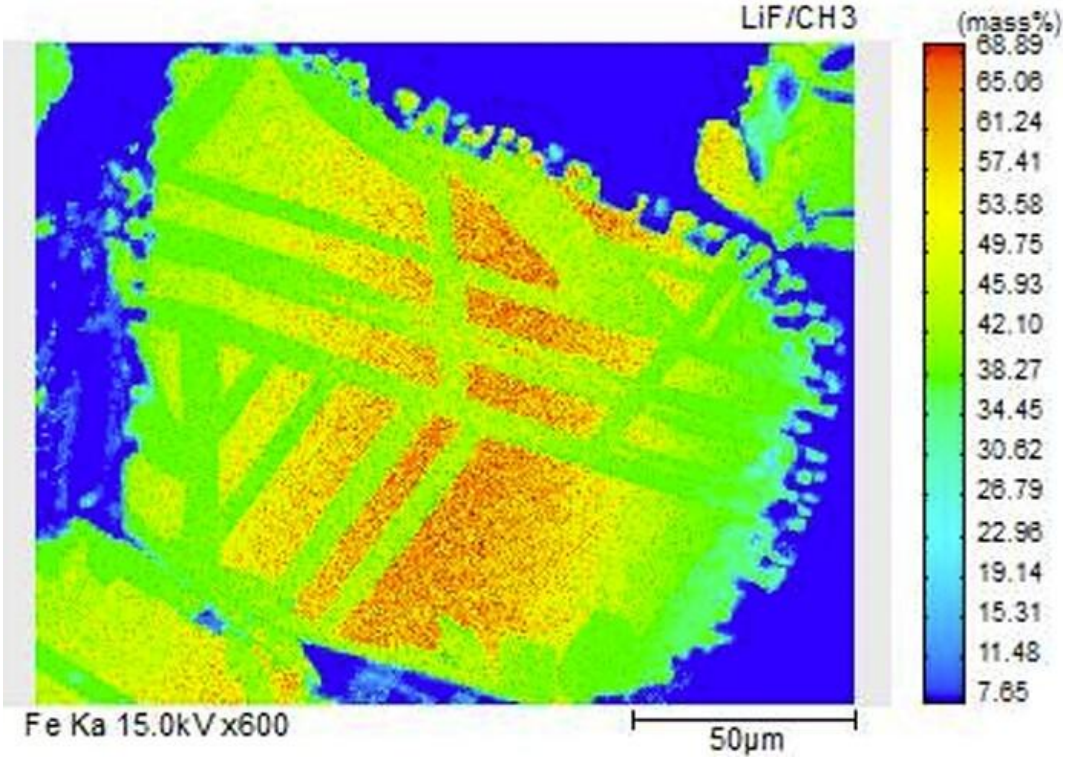
No	Kode Conto	SiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na_2O (%)	K_2O (%)	TiO_2 (%)	P_2O_5 (%)	MnO (%)	SO_3 (%)	H_2O^- (%)	HD (%)	Cl^- (%)	V (ppm)	Cr (ppm)	Zn (ppm)	Sr (ppm)
1	K0-1	44,70	13,13	13,82	5,92	9,44	1,51	0,38	5,17	0,05	0,20	0,04	0,65	4,99	1,78	1.500,56	241,06	811,98	277,52
2	K0-2	48,17	12,60	6,82	6,21	11,15	2,21	0,64	1,74	0,08	0,12	0,08	1,06	9,28	1,42	303,01	66,43	360,62	362,69
3	K1-1	50,60	16,69	6,58	5,77	10,04	1,38	0,46	1,66	0,06	0,12	0,02	0,72	6,78	1,78	320,76	70,28	384,86	326,81
4	K1-2	48,48	15,86	8,80	6,42	10,22	1,23	0,41	2,44	0,05	0,16	0,02	0,56	5,86	1,07	537,60	94,98	503,89	300,34
5	K2-1	54,46	19,50	9,25	4,24	5,04	1,33	0,53	2,72	0,06	0,15	0,02	1,42	3,63	1,24	670,33	90,04	564,50	171,47
6	K2-2	40,60	13,87	20,36	5,70	7,37	0,96	0,35	8,05	0,05	0,25	0,02	0,62	2,26	1,24	2.447,92	312,70	1.062,09	176,46
7	K3-1	45,05	15,98	19,19	4,96	4,89	1,03	0,39	7,08	0,05	0,24	0,01	0,61	1,04	1,24	2.376,84	308,48	1.083,57	115,65
8	K3-2	31,60	11,30	37,78	3,97	3,21	0,58	0,23	11,04	0,04	0,26	0,02	0,40	0,38	1,24	4.585,31	590,36	1.579,81	65,69
9	K4-1	52,74	19,16	10,45	4,03	5,45	1,26	0,49	3,37	0,06	0,17	0,00	1,02	2,65	0,89	794,65	122,11	590,60	163,60
10	K4-2	47,82	16,32	15,51	5,00	5,76	1,16	0,43	5,67	0,06	0,20	0,00	0,85	1,97	1,42	1.700,35	241,37	884,72	159,81
11	K5-1	52,16	18,49	10,75	4,62	5,18	1,28	0,46	3,20	0,06	0,18	0,00	1,14	3,08	5,33	894,70	135,61	673,94	151,56
12	K5-2	51,16	17,83	11,90	4,72	5,22	1,22	0,45	3,71	0,06	0,19	0,00	1,18	2,74	2,13	1.109,92	165,67	761,85	151,81
13	K6-1	53,20	22,28	7,15	3,33	4,09	1,26	0,55	1,76	0,06	0,12	0,00	1,88	6,49	3,20	3.985,85	1.705,09	1.487,74	46,46
14	K6-2	48,63	17,23	12,60	4,96	6,63	1,17	0,45	4,23	0,06	0,19	0,02	1,02	3,69	2,49	407,51	69,24	484,29	164,70

Tabel 8. Hasil Analisis XRF Blok Cikalong

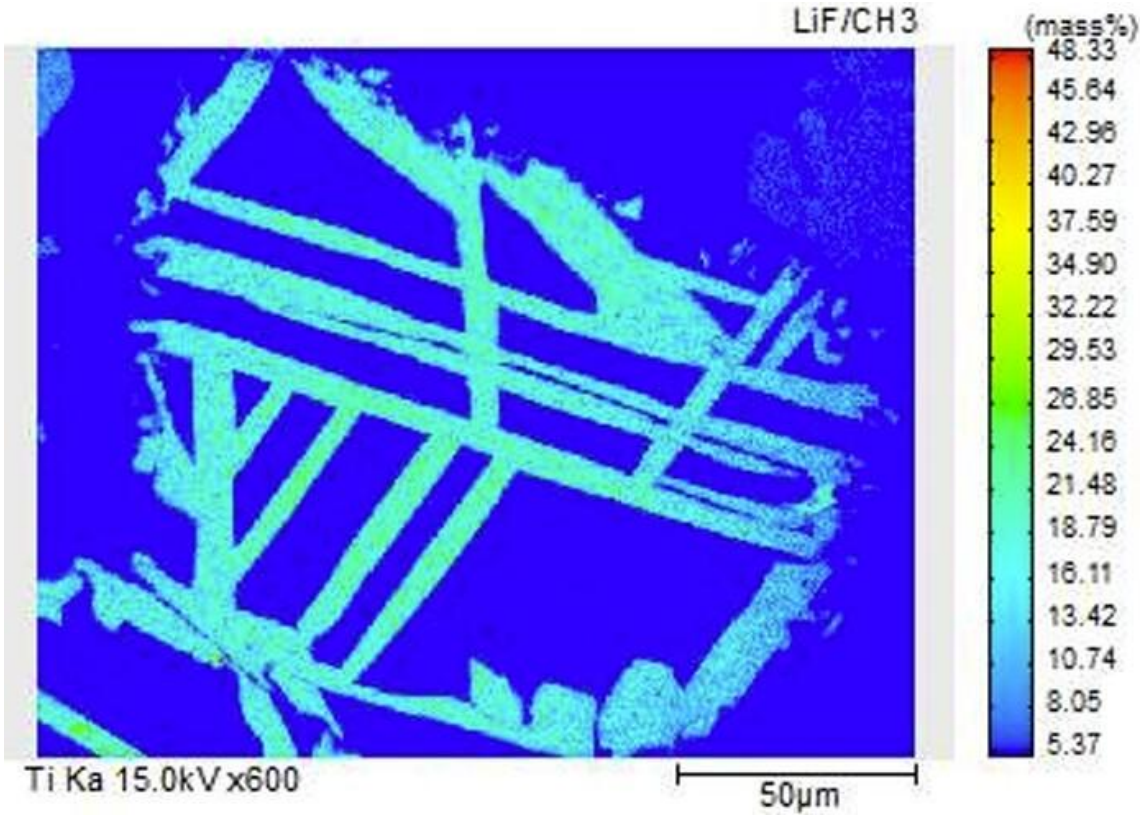
No	Kode Conto	SiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na_2O (%)	K_2O (%)	TiO_2 (%)	P_2O_5 (%)	MnO (%)	SO_3 (%)	H_2O^- (%)	HD (%)	Cl^- (%)	V (ppm)	Cr (ppm)	Zn (ppm)	Sr (ppm)
1	Q(-2)-1	52,51	16,15	8,27	9,35	9,75	1,70	0,26	1,36	0,04	0,15	0,00	0,32	0,44	3,55	1.185,99	179,13	746,51	87,57
2	Q(-2)-2	53,85	17,67	7,32	8,24	9,62	1,85	0,30	1,18	0,04	0,14	0,02	0,29	0,55	3,91	368,74	445,55	352,04	122,32
3	Q(-2)-3	54,71	15,92	6,38	7,49	10,12	2,76	0,37	0,96	0,05	0,12	0,03	0,40	1,08	2,84	304,53	358,77	313,84	140,41
4	Q(-1)-1	53,26	13,87	8,42	9,79	10,47	1,95	0,29	1,46	0,04	0,15	0,00	0,26	0,27	3,20	218,38	270,65	274,15	169,00
5	Q(-1)-2	54,75	15,74	6,78	7,90	10,37	2,25	0,35	1,06	0,05	0,13	0,02	0,33	0,60	3,55	357,97	409,12	346,47	132,92
6	Q(-1)-3	54,74	15,02	6,85	8,48	10,66	2,13	0,32	0,99	0,05	0,14	0,04	0,30	0,59	3,55	240,58	285,83	292,78	172,04
7	Q0-1	52,67	12,78	9,09	10,71	10,65	1,75	0,25	1,51	0,04	0,16	0,00	0,21	0,36	5,68	232,03	312,31	280,24	150,63
8	Q0-2	51,54	10,39	9,92	13,46	11,21	1,44	0,19	1,56	0,04	0,19	0,00	0,19	0,07	3,55	413,78	412,10	363,99	120,62
9	Q0-3	52,87	11,56	8,51	11,86	11,54	1,65	0,23	1,17	0,04	0,17	0,00	0,21	0,36	3,55	446,45	517,39	386,23	90,65
10	Q1-2	45,03	17,02	17,36	4,65	4,85	0,57	0,23	5,77	0,04	0,23	0,02	1,95	4,11	2,49	336,76	413,34	323,43	103,05
11	Q1-3	37,07	10,30	27,05	7,44	5,99	0,49	0,13	10,58	0,03	0,33	0,02	0,69	0,51	2,84	1.970,94	27.032,78	980,80	71,63
12	Q2-2	50,95	14,64	11,08	7,48	8,85	1,52	0,24	2,57	0,04	0,21	0,02	0,91	2,21	2,84	754,96	387,15	567,11	121,99
13	Q2-3	53,52	14,10	10,49	7,05	8,71	1,61	0,26	2,41	0,04	0,20	0,00	0,71	1,49	3,41	730,22	349,34	546,50	123,77
14	Q3-2	48,54	15,09	12,76	9,38	8,48	1,00	0,14	2,82	0,03	0,22	0,03	0,82	1,53	3,20	1.165,88	521,01	661,77	70,89
15	Q3-3	46,53	12,64	15,01	10,83	8,88	0,80	0,12	3,76	0,03	0,24	0,02	0,66	1,10	3,20	1.557,32	693,10	738,76	54,31
16	Q4-2	47,39	17,74	12,63	7,34	8,22	1,01	0,17	3,18	0,03	0,22	0,02	0,81	1,95	2,84	1.203,55	522,15	667,99	84,71
17	Q4-3	45,02	16,23	17,38	6,60	6,96	1,08	0,18	5,68	0,04	0,23	0,02	0,48	0,58	3,55	2.641,93	795,18	953,37	87,27
18	Q5-2	45,09	13,48	17,36	9,48	8,13	0,80	0,14	5,08	0,03	0,26	0,00	0,50	0,14	2,84	2.172,20	848,06	874,88	57,65
19	Q5-3	42,43	11,66	20,11	9,99	7,85	0,86	0,12	6,69	0,03	0,26	0,00	0,39	0,82	2,49	2.748,86	1.081,66	964,40	53,21
20	Q6-1	49,60	15,91	8,41	8,97	9,90	1,74	0,27	1,36	0,04	0,15	0,03	1,15	3,30	4,62	364,05	446,73	389,08	138,26
21	Q6-2	51,54	13,76	8,63	11,13	10,52	1,75	0,24	1,35	0,04	0,16	0,02	0,49	0,83	3,55	394,43	518,61	380,99	141,91
22	Q6-3	52,91	17,37	6,92	7,47	10,07	2,15	0,28	1,08	0,04	0,13	0,00	0,68	1,49	4,62	277,53	327,91	332,21	203,28



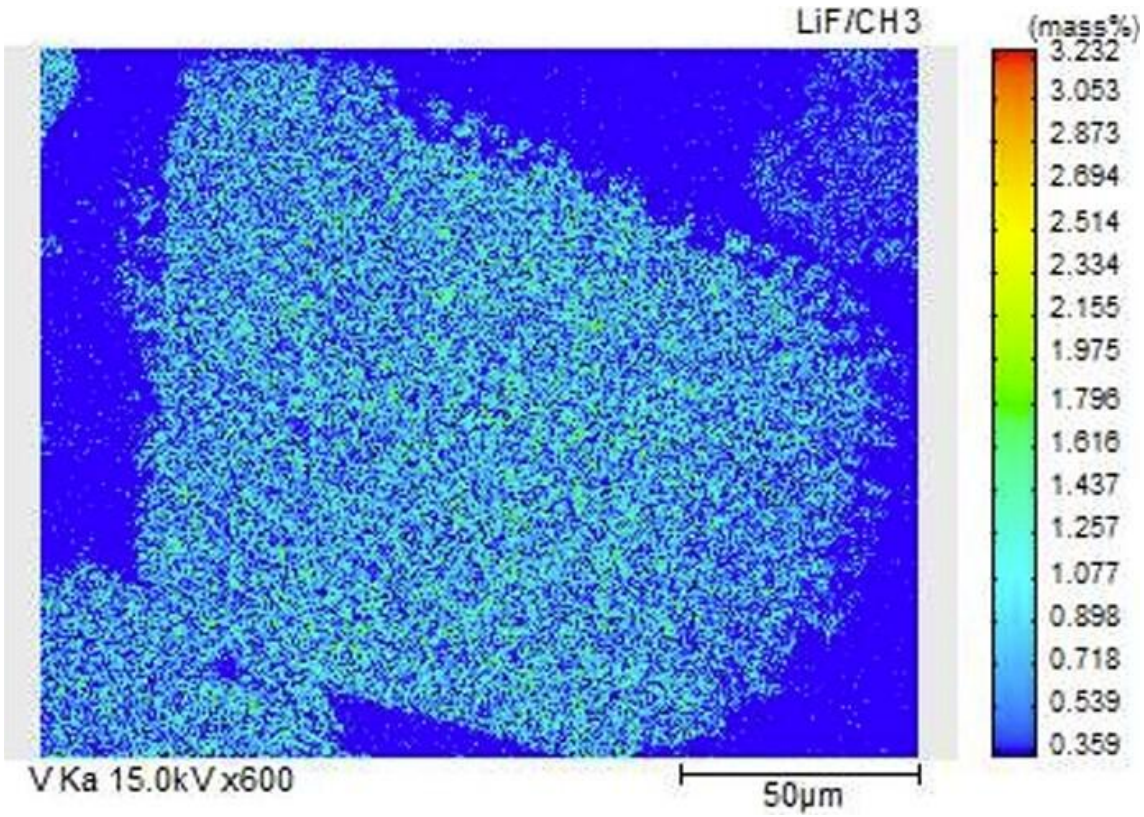
Gambar 11. Hasil pengambilan gambar mode BSE (*Back Scattered Electron*) yang memperlihatkan eksolusi magnetit (Mgt) dan ilmenit (Ilm)



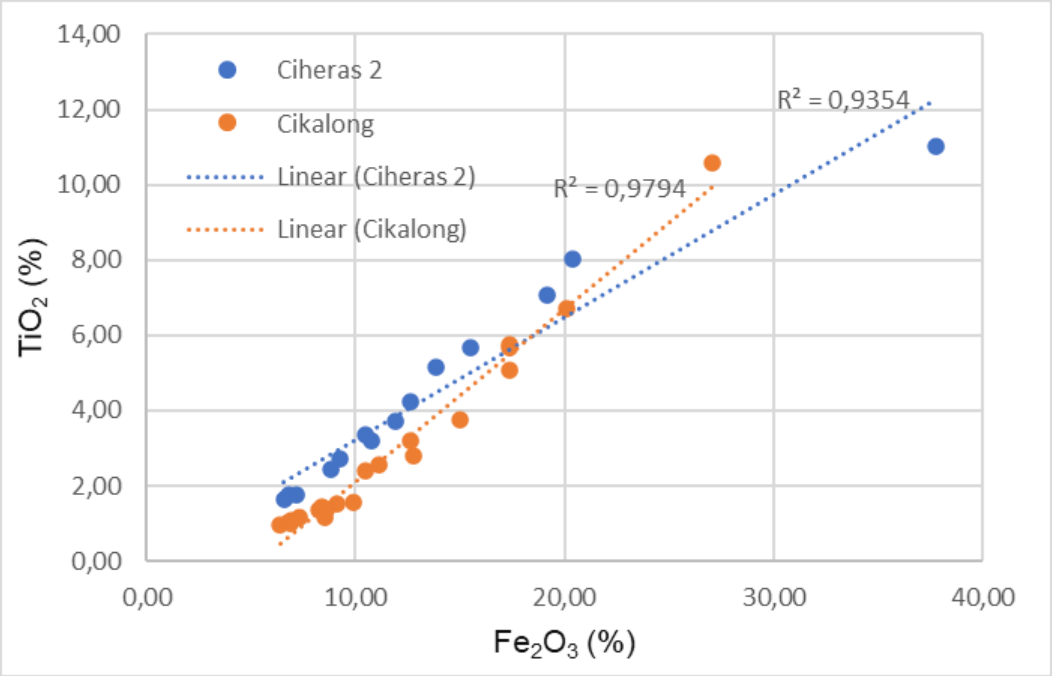
Gambar 12. Distribusi unsur Fe nampak dominan pada mineral magnetit



Gambar 13. Distribusi unsur Ti meningkat pada mineral ilmenit



Gambar 14. Distribusi unsur V yang nampak merata baik pada mineral magnetit maupun ilmenit



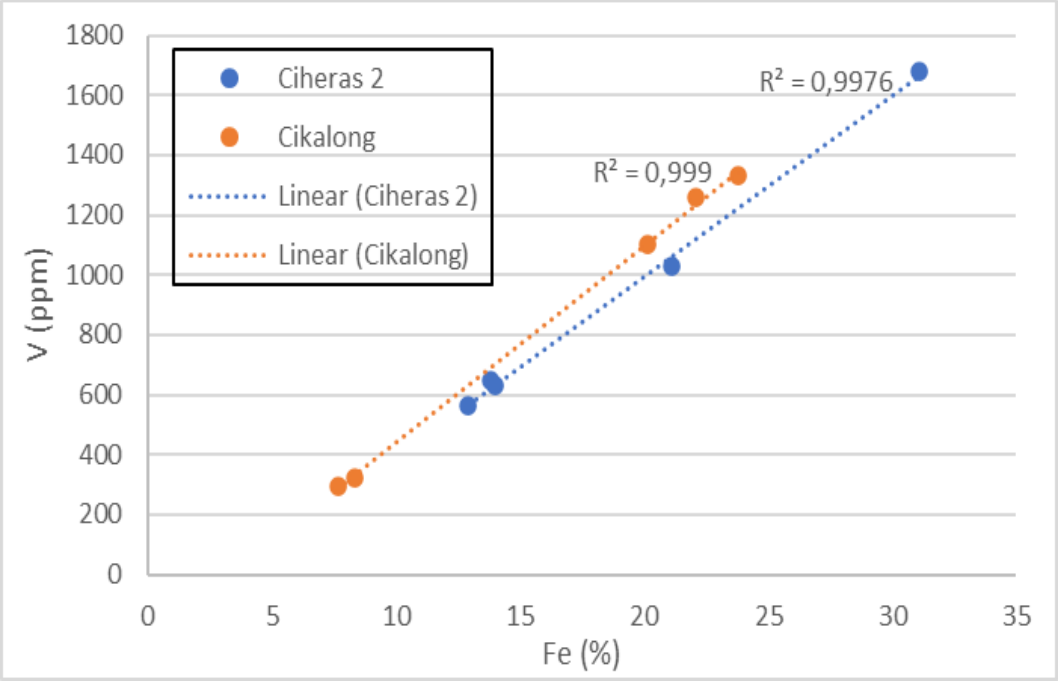
Gambar 15. Diagram korelasi Fe_2O_3 dan TiO_2 dari hasil XRF

Seperti halnya terhadap unsur Fe, V juga memiliki korelasi positif dengan Ti pada kedua lokasi penyelidikan (Gambar 17). Namun demikian koefisien korelasi dari kedua lokasi penyelidikan memiliki pola yang berbeda dengan korelasi antara unsur Fe dan V. Korelasi antara TiO2 dan V di Blok Ciheras 2 dan Cikalong menunjukkan grafik positif, tetapi memiliki koefisien korelasi yang sama-sama lemah. Nilai koefisien korelasi untuk Blok Ciheras 2 yaitu 0,42 dan untuk Blok Cikalong 0,57. Diinterpretasikan bahwa di Blok Ciheras 2 dan Cikalong, unsur V tidak seluruhnya hadir bersama dengan unsur Ti.

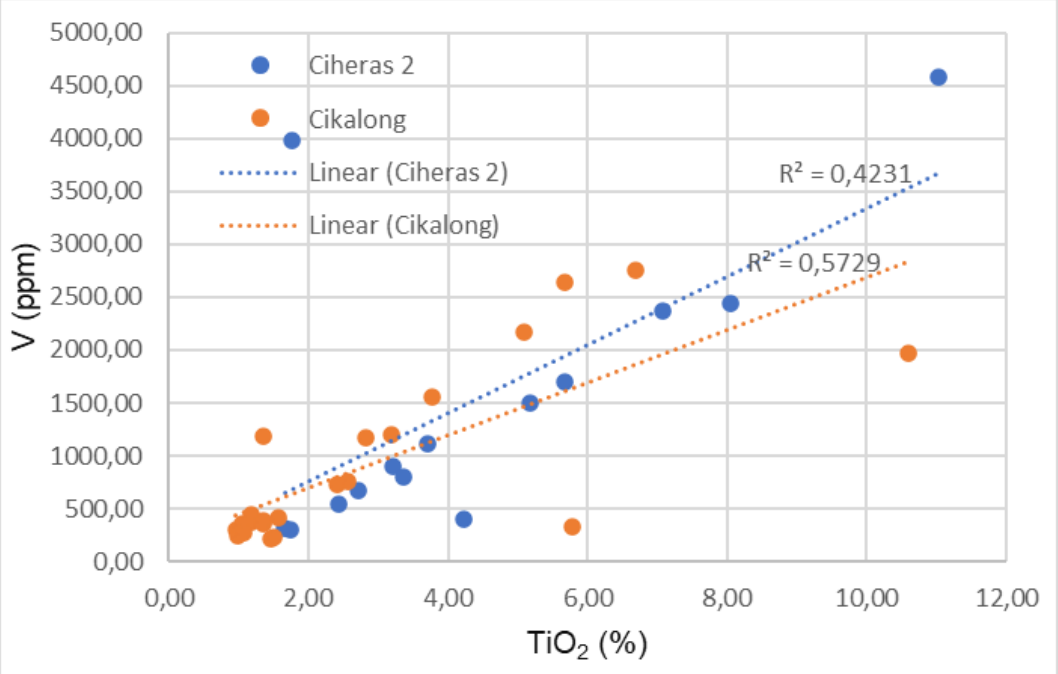
Menurut (Dieye drr., 2020), analisis EDS (Energy Dispersive Spectroscopy) terintegrasi dengan SEM mengonfirmasi bahwa butiran magnetit didominasi Fe, sedangkan ilmenit menunjukkan kandungan Ti yang tinggi. Beberapa butiran magnetit juga menunjukkan keberadaan vanadium dalam kadar minor yang terdistribusi tidak merata. Hal ini mendukung asumsi bahwa V berasosiasi erat dengan fase oksida Fe-Ti.

Dari gambar hasil analisis EPMA terlihat bahwa penyebaran unsur Fe paling banyak terdapat pada mineral magnetit, unsur Ti tersebar meningkat pada mineral ilmenit, serta unsur V terdistribusi secara merata baik pada mineral magnetit maupun ilmenit. Unsur V terdistribusi secara merata dan menunjukkan pada butiran eksolusi antara magnetit dan ilmenit tidak terkonsentasi pada suatu mineral tertentu. Untuk pengembangan penelitian perlu dilakukan hal serupa terhadap beberapa butiran yang memiliki tekstur yang berbeda (masif dan *myrmekitic*).

Hasil penelitian menunjukkan bahwa tekstur eksolusi dan mineralogi pasir besi di Pantai Selatan Tasikmalaya memiliki hubungan erat dengan sebaran unsur Fe dan Ti, sementara V terdistribusi merata. Metode analisis kuantitatif yang diterapkan berhasil mengidentifikasi mineral utama serta keterkaitan unsur logam strategis. Temuan ini memperkuat bukti bahwa pasir besi Tasikmalaya merupakan sumber daya mineral yang layak dikembangkan. Selain itu, penelitian ini juga memberikan kontribusi ilmiah dalam memahami karakterisasi pasir besi di pesisir selatan Jawa. Dengan demikian, kajian ini dapat menjadi dasar eksplorasi lanjutan dan pengelolaan sumber daya mineral secara berkelanjutan.



Gambar 16. Diagram korelasi kadar Fe dengan V sampel *crude* Blok Ciheras 2 dan Cikalong



Gambar 17. Diagram korelasi TiO_2 dan V Blok Ciheras 2 dan Cikalong

KESIMPULAN

Pasir besi didominasi oleh magnetit, ilmenit, dan hematit dengan tekstur masif, eksolusi, dan mirmekitik. Titanomagnetit merupakan salah satu fase utama pembawa Fe, Ti, dan V.

Fe dan V menunjukkan korelasi sangat kuat (r = 0,99), sedangkan Ti–V menunjukkan korelasi positif tetapi relatif lemah. Konsentrasi magnetik meningkatkan kadar V hingga 3,5–4 kali dibandingkan sampel crude.

Analisis EPMA pada tekstur eksolusi menunjukkan bahwa Fe dominan pada magnetit, Ti lebih tinggi pada ilmenit, sedangkan V terdistribusi pada kedua mineral tersebut.

Distribusi Fe, Ti, dan V pada pasir besi Pantai Selatan Tasikmalaya dikontrol oleh karakteristik mineralogi dan tekstur butiran, sehingga hasil penelitian dapat menjadi dasar untuk eksplorasi dan pengembangan pemanfaatan pasir besi secara lebih optimal.

Penelitian lanjutan diperlukan untuk mengkaji berbagai tipe tekstur pasir besi lainnya guna memperjelas hubungan antara karakter tekstur, mineralogi, dan distribusi unsur Fe, Ti, dan V.

UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis mengucapkan terima kasih kepada Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi Badan Geologi Kementerian ESDM atas penyediaan data eksplorasi pasir besi Tasikmalaya, serta kepada Program Studi Magister Teknik Geologi, Fakultas Teknologi Mineral dan Energi, UPN "Veteran" Yogyakarta atas dukungan akademik. Apresiasi juga disampaikan kepada para peneliti terdahulu yang menjadi rujukan dalam karya tulis ini.

DAFTAR PUSTAKA

Alzwar, M., Akbar, N., & Bachri, S. (1992). *Peta Geologi Lembar Garut dan Pameungpeuk, Jawa*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.

Dieye, M., Lichtervelde, M. Van, Ndiaye, A. A., Gueye, M., & Blancher, S. B. (2020). Mineralogical Characterization of Heavy Mineral Concentrates from Senegalese Great Cost by Using Qemscan and SEM. *International Journal of Geosciences*, *11*(12), 800–817. https://doi.org/10.4236/ijg.2020.1112041

Elsner, H. (2010). *Heavy Minerals of Economic Importance (Ilmenite and Leucoxene, Rutile, Zircon, Monazite and Xenotime, Kyanite, Sillimanite and Andalusite, Staurolite, Garnet, Chromite, Magnetite, Cassiterite, Columbite-Tantalite, Wolframite and Scheelite)*. Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR).

Fitri, S., Zulhan, Z., & Santoso, I. (2022). Produksi Besi Dan Terak Titanium Kadar Tinggi dari Konsentrat Pasir Besi atau Titanomagnetit: Ulasan Literatur [Production Of Iron And High Purity Titanium Slag From Iron Sand or Titanomagnetite Concentrate: Literature Review]. *Metalurgi*, *36*(3), 119. https://doi.org/10.14203/metalurgi.v36i3.580

Harahap, L. M. L., Idrus, A., Ernowo, Sukadana, I. G., Suwahyadi, & Handayani, T. (2023). Mineralogical Distribution and Characteristics of Fe-, Ti-, and V-Bearing Beach Ironsand Deposit in Adikarto Bay Kulonprogo, Yogyakarta, Indonesia. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, *1233*(1). https://doi.org/10.1088/1755-1315/1233/1/012022

Ishlah, T., Raja Parningotan, M., Sani Nugraha, R., Handayani, T., & Zahra, H. (2024). Mineralogy and Provenance of Titanium-Vanadium Bearing Iron Sand Deposits from Purworejo-Kebumen, and Cilacap, Central Java. *J. Math. Fund. Sci*, *56*(1), 48–67. https://doi.org/10.5614/j.math.fund.sci.2024.56.1.4math

Kasper-Zubillaga, J. J., López, C. L., & Muñoz, C. A. E. de la F. (2016). Provenance of opaque minerals in coastal sands, western Gulf of Mexico, Mexico. *Boletin de La Sociedad Geologica Mexicana*, *68*(2), 323–338. https://doi.org/10.18268/BSGM2016V68N2A10

Ramdohr, P. (1969). *The Ore Minerals and Their Intergrowths* (T. organized by Prof. Dr. Christian H. R. Amstutz, Tran.; 3rd English ed.). Pergamon Press.

Supriatna, S., Sarmili, L., Sudana, D., & Koswara, A. (1992). *Peta Geologi Lembar Karangnunggal, Jawa*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.

Suwahyadi, Ernowo, Islah, T., S, D. N., Suparmin, A., & Krama, W. (2021). *Laporan Prospeksi Pasir Besi Kabupaten Tasikmalaya, Provinsi Jawa Barat* (Number 04/MN.A/BGD/2021).

Uytenbogaardt, W., & Burke, E. A. J. (1971). *Tables for Microscopic Identification of Ore Minerals* (2nd ed.). Elsevier Publishing Company.

Wicaksono, H. M. H., Ernowo, Handayani, T., Handayani, E., & Suwahyadi. (2020, December). Mineralogy of Beach Sands Along the Southern Beach of West Java: Implication for Provenance and Its Economic Importance. *Proceedings of The 49th IAGI Annual Convention & Exhibition*. https://www.researchgate.net/publication/351280189

Zahra, H., Idrus, A., Handayani, T., Ernowo, Suwahyadi, & Sunuhadi, D. N. (2023). Mineralogy and Provenance of Iron Sand Deposits from Cipatujah and Cikalong, Tasikmalaya, West Java, Indonesia. *Iraqi Geological Journal*, *56*(2), 187–200. https://doi.org/10.46717/igj.56.2D.15ms-2023-10-21

UCAPAN TERIMA KASIH

Dewan Redaksi mengucapkan terima kasih dan penghargaan yang setinggi-tingginya kepada para editor dan mitra bestari atas kerjasamanya dalam proses review lima makalah untuk edisi kedua Buletin Sumber Daya Geologi tahun 2026. Secara khusus, kami mengucapkan terima kasih kepada para Mitra Bestari yang berkontribusi sesuai keahliannya, antara lain Prof. Mega Fatimah Rosana, M.Sc, Ph.D, Prof. Euis Tintin Yuningsih, M.Sc, Ph.D, Prof. Binarko Santoso, M.Sc, Prof. Dr. R.M. Basuki Rahmad, M.T, Dr.Eng, Ir. Agus Didit Haryanto, M.T, Dr. Ir. Sutarto, M.T, Dr. Ir. Dwi Fitri Yudiantoro, MT, Dr. Ir. Rukmana Nugraha Adhi, DEA, Ir. Sabtanto Joko Suprapto, M.T, Ir. Herry Rodiana Eddy, M.Si, Ir. Bambang Pardiarto, Ir. Teuku Ishlah, Ir. Dwi Nugroho Sunuhadi dan Dr.rer.nat. Ernowo, ST, MT.

Kami mengucapkan terima kasih kepada para penulis yang telah mengirimkan makalah ilmiahnya kepada sekretariat Buletin Sumber Daya Geologi. Selain itu, ucapan terimakasih diucapkan kepada para kontributor foto yang telah berpartisipasi untuk mengisi Galeri Foto.

Ucapan terimakasih juga disampaikan kepada semua unsur Dewan Redaksi dalam proses penyusunan dan penerbitan Buletin Sumber Daya Geologi Volume 21 Nomor 2, Tahun 2026. Semoga hadirnya Buletin Sumber Daya Geologi kepada masyarakat dan pihak-pihak yang berkepentingan dalam bentuk cetakan maupun digital secara *online* dapat memberikan informasi yang bermanfaat dan akurat tentang potensi sumber daya mineral dan energi di Indonesia.

Salam sehat dan tetap semangat.

BULETIN SUMBER DAYA GEOLOGI

Volume 21 Nomor 2 Tahun 2026 ISSN 1907-5367, eISSN 2580-1023

INDEKS PENULIS

A. Al'Faizah Ma'rief
Universitas Bosowa, Makassar, Indonesia
Email:
alfaizah.marief@universitasbosowa.ac.id

Agung Harjoko
Universitas Gadjah Mada Yogyakarta, Indonesia
Email: aharijoko@ugm.ac.id

Alfend Rudyawan
Program Studi Teknik Geologi, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumian, Institut Teknologi Bandung
Email: Alfend@itb.ac.id

Andi Fahdli Heriansyah
Universitas Muslim Indonesia, Makassar, Indonesia
Email: afahdli.heriansyah@umi.ac.id

Arifudin Idrus
Universitas Gadjah Mada Yogyakarta, Indonesia
Email: arifidrud@ugm.ac.id

Aton Patonah
Universitas Padjadjaran
Email: a.patonah@unpad.ac.id

Cecep Yandri Sunarie
Universitas Padjadjaran
Email: cecep.yandri@unpad.ac.id
Devito Pradipta
PT. J Resources Bolaang Mongondow
Email: devito97pradipta@gmail.com

Ernowo
Pusat Riset Sumber Daya Geologi, BRIN
Email: ernowo99@gmail.com

Farrel Gibran
Universitas Padjadjaran
Email: farrel562003@gmail.com

Geri Agroli
Program Studi Teknik Geologi, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumian, Institut Teknologi Bandung
Email: geri.agroli@itb.ac.id

Harwan
Universitas Muslim Indonesia, Makassar, Indonesia
Email: harwan.fti@umi.ac.id

Hasbi Bakri
Universitas Muslim Indonesia, Makassar, Indonesia
Email: hasbi.bakri@umi.ac.id

Lucas Donny Setijadji
Universitas Gadjah Mada Yogyakarta, Indonesia
Email: lucasdonny@ugm.ac.id

Nurcahyo Indro Basuki
Program Studi Teknik Geologi, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumian, Institut Teknologi Bandung
Email: n.basuki@itb.ac.id

Raynald Ariyaputera
Program Studi Teknik Geologi, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumian, Institut Teknologi Bandung
Email: raynald.ariyaputera@gmail.com

BULETIN SUMBER DAYA GEOLOGI

Volume 21 Nomor 2 Tahun 2026 ISSN 1907-5367, eISSN 2580-1023

INDEKS PENULIS

Sutarto
Universitas Pembangunan Nasional "Veteran" Yogyakarta, Indonesia
Email: sutarto_geo@upnyk.ac.id

Sven Sindern
RWTH Aachen University, Germany
Email: sindern@emr.rwth-aachen.de

Suwahyadi
Magister Teknik Geologi, Fakultas Teknologi Mineral dan Energi, UPN "Veteran" Yogyakarta; Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi, Badan Geologi, KESDM
Email: suwahyadi@esdm.go.id

BULETIN SUMBER DAYA GEOLOGI

Volume 21 Nomor 2 Tahun 2026 ISSN 1907-5367, eISSN 2580-1023

INDEKS KATA KUNCI

alterasi, 79, 80, 81, 83, 84, 85, 86, 87, 89, 90, 91, 92, 93, 94, 95, 110, 123, 125, 126, 127, 129, 131, 132, 133, 134, 135
alteration type, 109, 117, 118
epitermal sulfida tinggi, 79, 80, 81, 83, 85, 87, 89, 91, 92, 93, 94, 95
Fe, 99, 103, 104, 105, 133, 137, 138, 139, 140, 141, 145, 146, 147, 149, 151, 152, 153
fluid evolution, 109, 111, 113, 115, 117, 119, 121
fluid inclusion, 109, 111, 115, 116, 117, 118, 120, 121, 122
kemiringan lereng, 97, 98, 100, 102, 105, 106, 107, 108
Kompleks Mélange Luk Ulo, 97, 99, 100, 101, 105
magmatic-hydrothermal, 109, 110, 111, 113, 115, 117, 119, 120, 121
mangan, 102, 123, 124, 125, 127, 129, 130, 131, 132, 133, 134, 135, 136
mineragrafi, 79, 81, 123, 125, 128, 133, 137, 139, 145, 147
mineralisasi, 79, 80, 81, 83, 85, 87, 88, 89, 91, 92, 93, 94, 95, 110, 123, 125, 127, 129, 131, 133, 134, 135
mineralogi, 81, 123, 128, 135, 137, 138, 139, 140, 141, 143, 145, 147, 149, 151, 153
nikel laterit, 97, 98, 99, 102, 104, 105, 106, 107, 108
pasir besi, 137, 138, 139, 140, 141, 142, 143, 144, 145, 147, 149, 151, 152, 153, 154
Selogiri, 97, 98, 99, 100, 101, 102, 103, 104, 105, 107, 109, 110, 111, 112, 113, 121, 122
Sulawesi Utara, 79, 80, 81, 95
Tasikmalaya, 137, 138, 140, 141, 151, 153, 154
tekstur, 82, 83, 84, 91, 92, 101, 102, 123, 128, 130, 133, 134, 136, 137, 138, 139, 140, 141, 143, 145, 146, 147, 149, 151, 152, 153
Ti, 137, 138, 139, 140, 141, 146, 147, 150, 151, 152, 153
V, 137, 138, 139, 140, 141, 146, 147, 150, 151, 152, 153
XRD, 109, 110, 123, 124, 132, 133, 139

BULETIN SUMBER DAYA GEOLOGI

Terbit : Agustus 2026 ISSN 1907-5367, eISSN 2580-1023

Farrel Gibran[1], Aton Patonah[1], Cecep Yandri Sunarie[1], dan Devito Pradipta[2]
([1]Universitas Padjadjaran; [2]PT. J Resources Bolaang Mongondow)

KARAKTERISTIK ALTERASI DAN MINERALISASI ENDAPAN EPITERMAL SULFIDASI TINGGI DI DAERAH BAKAN, KABUPATEN BOLAANG MONGONDOW, PROVINSI SULAWESI UTARA

Buletin Sumber Daya Geologi

BSDG Agustus 2026 Vol. 21 No. 2 Hal. 79-96

DOI: https://doi.org/10.47599/bsdg.v21i2.520

Daerah Bakan, Kabupaten Bolaang Mongondow, Provinsi Sulawesi Utara merupakan salah satu daerah dengan potensi endapan emas di Indonesia. Penelitian ini bertujuan untuk mengetahui karakteristik, alterasi dan mineralisasi pada daerah penelitian dengan melalui observasi lapangan, petrografi, mineragrafi, *analytical spectral device (ASD), fire assay* (FA), dan *Atomic Absorption Spectrophotometry* (AAS). Berdasarkan himpunan mineral alterasinya, daerah penelitian terbagi ke dalam lima zona alterasi, yaitu zona alterasi kuarsa (*vuggy*) + alunit, kuarsa (masif) + alunit, alunit + dikit + kaolinitit + kuarsa, ilit + monmorilonit, dan klorit + epidot. Mineralisasi yang berkembang di daerah penelitian terdiri dari mineral oksida dan sulfida. Mineral oksida berupa hematit gutit dan jarosit. mineral sulfida berupa pirit sfalerit, galena, kalkopirit, dan kovelit. Hasil integrasi seluruh data, tipe endapan hidrotermal yang berkembang di daerah penelitian adalah endapan epitermal sulfidasi tinggi dengan zona potensi mineralisasi berada pada area tengah daerah penelitian. Zona mineralisasi logam mulia berasosiasi dengan zona alterasi silika massif dan silika vuggy dikontrol dominan oleh struktur berorientasi Timur Laut - Barat Daya

Kata kunci: alterasi, mineralisasi, epitermal sulfida tinggi, Sulawesi Utara

---

Geri Agroli, Raynald Ariyaputera, Nurcahyo Indro Basuki, Alfend Rudyawan
(Program Studi Teknik Geologi, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumian, Institut Teknologi Bandung)

KONTROL MORFOLOGI TERHADAP KADAR NIKEL PADA KOMPLEKS MELANGE LOK ULO, DAERAH SELOGIRI, KABUPATEN KEBUMEN, JAWA TENGAH

Buletin Sumber Daya Geologi

BSDG Agustus 2026 Vol. 21 No. 2 Hal. 97-108

DOI: https://doi.org/10.47599/bsdg.v21i2.609

Nikel laterit merupakan sumber daya mineral strategis yang pembentukannya dikontrol oleh berbagai faktor, salah satunya morfologi. Penelitian ini ditujukan untuk mengkarakterisasi profil endapan nikel laterit dan mengkaji pengaruh kemiringan lereng terhadap kadar nikel pada batuan ultramafik Kompleks Mélange Luk Ulo di Desa Selogiri, Kecamatan Karangyam, Kabupaten Kebumen, Jawa Tengah. Metode yang digunakan meliputi pemetaan geologi permukaan pada area seluas 3,4 km², pengeboran manual menggunakan *hand auger* hingga kedalaman 4,05 m, analisis petrografi enam sayatan tipis, dan analisis geokimia delapan sampel menggunakan X-Ray Fluorescence (XRF). Hasil penelitian menunjukkan bahwa daerah Selogiri tersusun atas lima satuan batuan yang berkorelasi dengan Kompleks Mélange Luk Ulo berumur Kapur Akhir. Profil laterit terdiri atas zona tanah penutup (0,90 m), limonit (1,80 m), dan saprolit (1,35 m) dengan pola pengayaan nikel bertipe silikat. Kadar Ni tertinggi ditemukan pada zona saprolit sebesar 0,061%, jauh di bawah ambang batas ekonomis. Intensitas laterisasi tergolong lemah, yang dikendalikan oleh kemiringan lereng yang curam (16°–35°) dan singkatnya durasi keterpaparan batuan induk sejak Plio-Pleistosen. Perbandingan dengan daerah nikel laterit lain di Indonesia menunjukkan korelasi negatif antara kemiringan lereng dan kadar nikel, di mana lereng landai (Kelas III–IV, 4°–16°) menghasilkan kadar Ni lebih tinggi (1,5%–2,5%) dibandingkan lereng curam. Selain kontrol morfologi, faktor tektonik dan durasi laterisasi turut mengontrol kualitas endapan secara signifikan.

Kata kunci: Nikel laterit, Selogiri, kemiringan lereng, Kompleks Mélange Luk Ulo

---

Sutarto[1], Arifudin Idrus[2], Agung Harjoko[2], Lucas Donny Setijadji[2], and Sven Sindern[3]
([1]Universitas Pembangunan Nasional Veteran Yogyakarta, Indonesia; [2]Universitas Gadjah Mada Yogyakarta, Indonesia; [3]RWTH Aachen University, Germany)

MAGMATIC-HYDROTHERMAL FLUID EVOLUTION IN THE PORPHYRY-EPITHERMAL CU-AU RANDU KUNING PROSPECT, SELOGIRI, CENTRAL JAVA, INDONESIA: INSIGHTS FROM FLUID INCLUSION STUDIES

Buletin Sumber Daya Geologi

BSDG Agustus 2026 Vol. 21 No. 2 Hal. 109-122

DOI: https://doi.org/10.47599/bsdg.v21i2.608

The Randu Kuning Prospect, located in the Southern Mountains Zone of East Java, Indonesia, represents a magmatic-hydrothermal mineralization system that evolved from a porphyry environment to a shallow-level epithermal system. The prospect is hosted by volcaniclastic, siliciclastic, and carbonate rocks of the Mandalika and Semilir Formations, which are intruded by numerous dioritic bodies related to Late Eocene–Early Miocene magmatism. This study aims to reconstruct the evolution of ore-forming fluids based on fluid inclusion characteristics and their relationship to hydrothermal alteration and mineralization. Fluid inclusion analyses were conducted on ten vein samples representing both porphyry and epithermal environments using a Linkam heating-freezing stage. To support the interpretation, petrographic, X-ray diffraction (XRD), QEMSCAN, X-ray fluorescence (XRF), and ICP-MS analyses were also performed. The fluid inclusion data indicate that the hydrothermal system evolved through three major stages. The early porphyry stage was characterized by high-temperature and high-salinity fluids, with homogenization temperatures of approximately 600°C and salinities ranging from 16 to 72 wt.% NaCl equivalent. These

BULETIN SUMBER DAYA GEOLOGI

Terbit : Agustus 2026 ISSN 1907-5367, eISSN 2580-1023

fluids were associated with A-type and M-type quartz veins and potassic alteration assemblages. During the intermediate porphyry stage, fluid temperatures decreased to approximately 300–350°C, while salinities ranged from 16 to 48 wt.% NaCl equivalent. This stage was associated with sulfide-bearing quartz veins (AB-type and C-type veins) and phyllic as well as chlorite–magnetite–sericite alteration assemblages. The late porphyry to epithermal stage was characterized by lower temperatures (200–350°C) and lower salinities (2.31–36.74 wt.% NaCl equivalent), resulting in the formation of D-type veins, carbonate–pyrite–sphalerite–chalcopyrite veins, and other epithermal-style veins accompanied by propylitic, intermediate argillic, and locally developed advanced argillic alteration. The progressive decrease in temperature and salinity indicates continuous evolution of the hydrothermal fluids from porphyry to a shallower epithermal environment, thought to be primarily controlled by cooling and mixing processes with meteoric water.

Keywords: alteration type, fluid inclusion, fluid evolution, magmatic-hydrothermal

---

Andi Fahdli Heriansyah[1], Harwan[1], A. Al'Faizah Ma'rief[2], dan Hasbi Bakri[1]
([1]Universitas Muslim Indonesia, Makassar, Indonesia; [2]Universitas Bosowa, Makassar, Indonesia)

KARAKTERISTIK ALTERASI DAN MINERALISASI ENDAPAN MANGAN DAERAH PALUDDA KABUPATEN BARRU PROVINSI SULAWESI SELATAN

Buletin Sumber Daya Geologi

BSDG Agustus 2026 Vol. 21 No. 2 Hal. 123-136

DOI: https://doi.org/10.47599/bsdg.v21i2.584

Penelitian ini bertujuan untuk mengidentifikasi jenis mineral alterasi dan mineral pembawa bijih mangan di Daerah Paludda, Kabupaten Barru, Sulawesi Selatan. Pengumpulan data lapangan dilakukan melalui penentuan titik sampel, pengamatan singkapan, deskripsi litologi, serta pengambilan sampel endapan mangan dan batuan teralterasi. Analisis laboratorium meliputi petrografi, mineragrafi, dan *X-Ray Diffraction* (XRD) untuk menentukan himpunan mineral alterasi, mineral pembawa bijih mangan, serta variasi mineral assosiasinya. Hasil penelitian menunjukkan bahwa alterasi pada batuan basalt didominasi oleh pembentukan mineral kalsit dan klorit, yang mencerminkan zona alterasi suhu rendah hingga menengah. Mineral bijih mangan yang ditemukan meliputi rhodokrosit, manganit, pirolusit, *manganese iron oxide,* serta alabandit. Tekstur yang berkembang berupa *intergrowth* dan *replacement*, yang mengindikasikan urutan pembentukan mineral dari tahap karbonatisasi awal hingga proses oksidasi lanjut. Endapan mangan terbentuk dalam dua tipe utama, yaitu *cavity filling* pada batuan karbonat dengan tebal 10 cm dan endapan residual dengan tebal berukuran antara 10–100 m. Variasi mineralogi dan tekstur menunjukkan bahwa proses mineralisasi dipengaruhi oleh kondisi fluida hidrotermal dan lingkungan oksidasi yang berubah seiring waktu. Temuan ini memberikan gambaran mengenai evolusi mineralisasi mangan serta potensi ekonominya di daerah penelitian.

Kata kunci: mangan, alterasi, mineralisasi, mineragrafi, XRD

Suwahyadi[1,2], Sutarto[1], dan Ernowo[3]
([1]Magister Teknik Geologi Fakultas Teknologi Mineral dan Energi, UPN "Veteran" Yogyakarta; [2]Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi, Badan Geologi, KESDM; [3]Pusat Riset Sumber Daya Geologi, BRIN)

HUBUNGAN TEKSTUR DAN MINERALOGI PASIR BESI TERHADAP DISTRIBUSI UNSUR BESI, TITANIUM, DAN VANADIUM DI PANTAI SELATAN TASIKMALAYA

Buletin Sumber Daya Geologi

BSDG Agustus 2026 Vol. 21 No. 2 Hal. 137-154

DOI: https://doi.org/10.47599/bsdg.v21i2.580

Endapan pasir besi di pesisir selatan Kabupaten Tasikmalaya merupakan sumber daya mineral strategis yang mengandung unsur besi (Fe), titanium (Ti), dan vanadium (V). Penelitian ini bertujuan untuk menganalisis hubungan antara tekstur dan mineralogi pasir besi terhadap distribusi unsur Fe, Ti, dan V pada endapan placer pantai di Blok Ciheras 1, Ciheras 2, dan Cikalong. Metode penelitian meliputi pemboran tangan, pengukuran berat jenis dan derajat kemagnetan, analisis mineragrafi, *X-Ray Fluorescence* (XRF), serta *Electron Probe Micro Analyzer* (EPMA) untuk karakterisasi mineral dan distribusi unsur pada skala mikro. Hasil penelitian menunjukkan bahwa pasir besi didominasi oleh magnetit, ilmenit, hematit, dan titanomagnetit dengan tekstur masif, eksolusi, dan mirmekitik. Ketebalan endapan berkisar antara 1–4 meter dengan estimasi sumber daya tereka sekitar ±1,26 juta ton. Analisis geokimia memperlihatkan korelasi sangat kuat antara Fe dan V (r = 0,99), yang mengindikasikan asosiasi erat vanadium dengan fase oksida Fe–Ti, terutama magnetit dan ilmenit. Korelasi Ti dan V bersifat positif namun relatif lemah, menunjukkan bahwa sebagian Ti tidak berasosiasi dengan V. Proses konsentrasi magnetik mampu meningkatkan kadar V hingga 3,5–4 kali. Penelitian ini menegaskan bahwa tekstur eksolusi dan mineralogi pasir besi berperan penting dalam mengontrol distribusi unsur Fe, Ti, dan V, serta memberikan dasar ilmiah bagi eksplorasi dan pengelolaan pasir besi secara berkelanjutan.

Kata kunci: pasir besi, mineralogi, tekstur, Fe, Ti, V, Tasikmalaya



Pengambilan Sample Air pada Tambang Garam Masyarakat
di Kabupaten Grobogan dan sekitarnya, Provinsi Jawa Tengah (Tim Mineral, 2024)



Alat Pengukuran Suhu, pH dan TDS Sampel Air di Kabupaten Grobogan dan sekitarnya,
Provinsi Jawa Tengah (Tim Mineral, 2024)



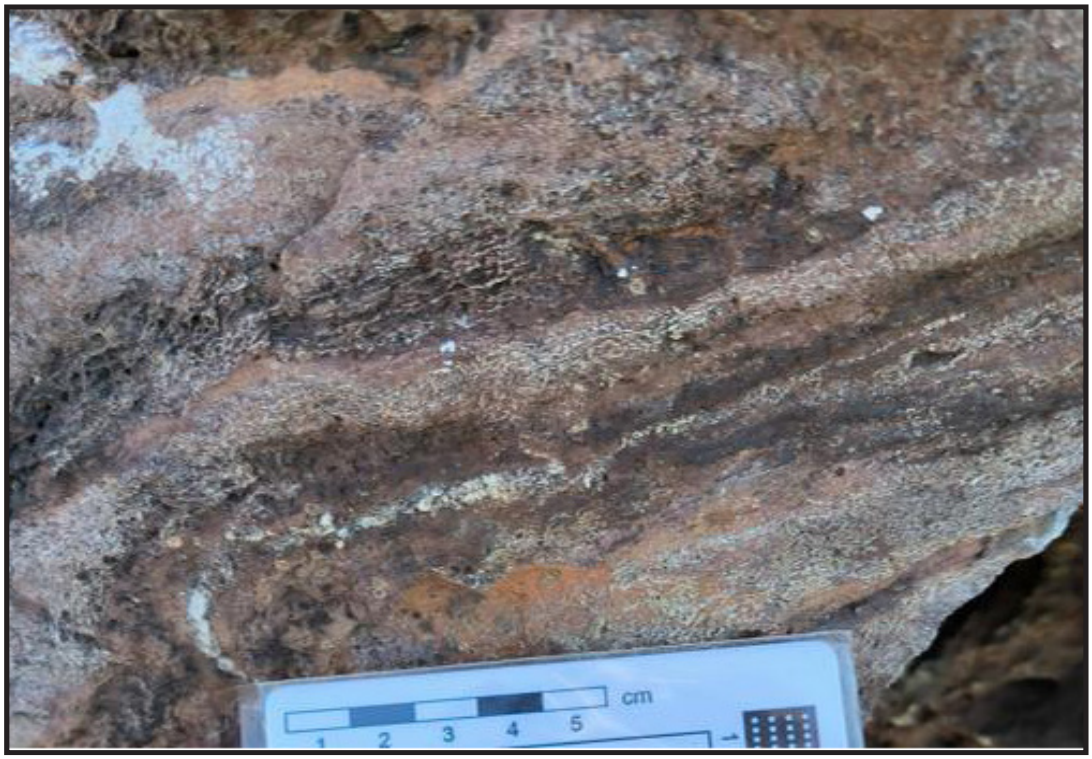
Kegiatan Pengukuran Magnetotellurik di Kabupaten Grobogan dan sekitarnya, Provinsi Jawa Tengah (Tim Mineral, 2024)



Singkapan Zoom Batuan Diorite di Kabupaten Mempawah, Provinsi Kalimantan Barat (Tim Mineral, 2024)



Fragmen Tufa pada Breksi Polimik di Kabupaten Sumbawa dan Sekitarnya, Provinsi Nusa Tenggara Barat (Tim Mineral, 2024)



Batuan Tufa Berukuran Halus dengan Tekstur Laminasi yang Teralterasi Quartz - Clay di Kabupaten Sumbawa dan Sekitarnya, Provinsi Nusa Tenggara Barat (Tim Mineral, 2024)



Batuan Lapili Tufa Tersilisifikasi dengan Pirit Berukuran Butir Sangat Halus
di Kabupaten Sumbawa dan Sekitarnya, Provinsi Nusa Tenggara Barat (Tim Mineral, 2024)



Singkapan Pasir Lanauan Kehitaman Diduga Endapan Alluvium di Desa Mulyajadi,
Kabupaten Kotawaringin Barat, Provinsi Kalimantan Tengah (Tim Mineral, 2024)



Keterdapatan Pasir Kuarsa pada Endapan Alluvium di sekitar Aspei Desa Karangsari, Kabupaten Kotawaringin Barat, Provinsi Kalimantan Tengah (Tim Mineral, 2024)



Singkapan Pasir Kuarsa di Sekitar Kebun Masyarakat, Kelurahan Kotawaringin Hulu, Kabupaten Kotawaringin Barat, Provinsi Kalimantan Tengah (Tim Mineral, 2024)



Endapan Pembawa Pasir Zirkon di Daerah Rasau, Kabupaten Kotawaringin Barat, Provinsi Kalimantan Tengah (Tim Mineral, 2024)



Lithotype Batubara di Kabupaten Murung Raya, Provinsi Kalimantan Tengah (Tim Batubara, 2024)



Singkapan Batubara di Daerah Tanah Siang, Kabupaten Murung Raya, Provinsi Kalimantan Tengah (Tim Batubara, 2024)



Kenampakkan Batubara di Daerah Tanah Siang, Kabupaten Murung Raya, Provinsi Kalimantan Tengah (Tim Batubara, 2024)



Mata Air Panas Sukasirna Menghasilkan Endapan Oksida Besi Sangat Tipis
di Daerah Panas Bumi Leles, Kabupaten Cianjur, Provinsi Jawa Barat (Tim Panas Bumi, 2024)



Mata Air Panas Cinangka Muncul Dari Endapan Alluvium di Daerah Panas Bumi Leles,
Kabupaten Cianjur, Provinsi Jawa Barat (Tim Panas Bumi, 2024)



Proses Pengambilan Sampel Gas Menggunakan Tabung Vakum Giggenbach
Dari Bualan Gas pada Mata Air Panas Sukasirna di Daerah Panas Bumi Leles, Kabupaten Cianjur, Provinsi Jawa Barat (Tim Panas Bumi, 2024)



Foto Mata air Panas Cigunung 1 di Daerah Panas Bumi Gunung Galunggung, Kabupaten Tasikmalaya, Provinsi Jawa Barat (Tim Panas Bumi, 2024)



Foto Mata Air Panas Cigunung 2 di Daerah Panas Bumi Gunung Galunggung, Kabupaten Tasikmalaya, Provinsi Jawa Barat (Tim Panas Bumi, 2024)



Foto Mata Air Panas Cibalong di Daerah Panas Bumi Gunung Galunggung, Kabupaten Tasikmalaya, Provinsi Jawa Barat (Tim Panas Bumi, 2024)

PEDOMAN PENULISAN

Makalah/Karya Tulis Ilmiah
BULETIN SUMBER DAYA GEOLOGI

ISI DAN KRITERIA UMUM

Naskah makalah/karya tulis ilmiah untuk publikasi di Buletin Sumber Daya Geologi dapat berupa artikel hasil penelitian, ulas balik (*review*) dan ulasan/tinjauan (*feature*) tentang geologi baik sains maupun terapan terutama berkaitan dengan tugas pokok dan fungsi Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi. Naskah yang diajukan belum pernah dipublikasikan atau tidak sedang diajukan pada publikasi lain.

Naskah ditulis dalam bahasa Indonesia atau Inggris sesuai kaidah masing-masing bahasa yang digunakan. Judul naskah ditulis dengan huruf besar (*capital*) di tengah atas halaman dan di cetak tebal (*bold*). Naskah harus selalu dilengkapi dengan Sari dalam bahasa Indonesia dan *Abstract* dalam bahasa Inggris. Kata-kata bahasa asing yang tidak dapat dialih bahasa/disadur dicantumkan dalam bentuk asli dan ditulis dengan huruf miring (*italic font*).

FORMAT

UMUM

Seluruh bagian dari naskah termasuk Sari, *Abstract,* judul tabel dan gambar, catatan kaki tabel, keterangan gambar dan daftar acuan diketik satu spasi dalam bentuk *electronic file* dan dicetak pada kertas HVS A4; menggunakan huruf Arial berukuran 11 *point*. Setiap lembar tulisan dalam naskah diberi nomor halaman dengan jumlah maksimum 15 halaman termasuk tabel dan gambar. Susunan naskah dibuat sebagai berikut:

NO	POKOK BAHASAN	POKOK PIKIRAN
I	**Judul** (*Title*)	Pada halaman judul makalah/karya tulis dicantumkan nama setiap penulis dengan jumlah penulis maksimum 5 orang, nama dan alamat institusi bagi masing-masing penulis; disarankan dibuat catatan kaki yang berisi nomor telepon, faxcimile serta email.
II	**Abstrak dan *Abstract***	Berisi ringkasan pokok bahasan lengkap dari keseluruhan isi naskah seperti latar belakang (yaitu berupa alasan ilmiah ataupun alasan keperluan penting mengapa tulisan ini dipublikasikan), obyek yang diteliti, permasalahan riset, tujuan riset, kegunaan hasil riset, metode yang digunakan dalam mencapai solusi riset tanpa harus memberikan keterangan terlalu rinci dari setiap bab, dengan jumlah maksimum 250 kata. Abstrak dicantumkan terlebih dahulu apabila naskah berbahasa Indonesia, sementara *Abstract* tercantum di bawah Abstrak; dan berlaku sebaliknya apabila naskah ditulis dalam bahasa Inggris. Disarankan disertai kata kunci/*keyword* yang ditulis di bawah Abstrak/*Abstract*, terdiri dari 4 hingga 6 kata. *Abstract* atau abstrak yang ditulis di bawah abstrak atau *abstract* menggunakan *italic font*.

III	**Pendahuluan** *(Introduction)*	Bab ini dapat berisi latar belakang (alasan ilmiah dan maksud penelitian fenomena aktual bermasalah sebagai tema sentral penelitian), masalah aktual yang perlu solusi, pengantar tentang profil wilayah/lokasi kajian/riset, tujuan penelitian, spesifik, metode riset, hipotesis (kalau ada) dengan gaya bahasa lebih populer dengan bab dan sub-bab tidak perlu menggunakan nomor. Bab berisi pernyataan yang mencukupi sehingga pembaca dapat memahami dan mengevaluasi hasil penyelidikan/penelitian yang berkaitan dengan topik makalah/karya tulis.
IV	**Metodologi** *(Methodology)*	Metode yang digunakan harus spesifik dan jelas, mencakup uji-uji hipotesis atau model-model uji statistik, dapat menghimpun data primer/*sampling*, cara pengukuran dan komputasi.
V	**Hasil dan Pembahasan** (*Results and Discussion*)	Berisi hasil-hasil penyelidikan/penelitian yang disajikan dengan tulisan, tabel, grafik, gambar maupun foto diberi nomor secara berurutan. Hindarkan penggunaan grafik secara berlebihan apabila dapat disajikan dengan tulisan secara singkat. Pencantuman foto atau gambar tidak berlebihan dan hanya mewakili hasil penemuan. Semua tabel, grafik gambar dan foto yang disajikan harus diacu dalam tulisan dengan keterangan yang jelas dan dapat dibaca. *Font* huruf/angka untuk keterangan tabel, gambar dan foto berukuran minimum 6 *point.* Berisi tentang analisis/interpretasi dan bahasan singkat mengenai penjabaran hasil verifikasi/validasi yang ditekankan kepada kejelasan penelitian, keterlibatan aneka variabel dan peristiwa atau produk dari penelitian tersebut.
VI	**Kesimpulan dan Saran** (*Conclusions and Recommendation*)	Berisi kesimpulan dan saran dari hasil uji hipotesis tentang penelitian, dan berisi segitiga konsistensi (masalah, tujuan dan kesimpulan).
VII	**Ucapan Terima Kasih** (*Acknowledgements)*	Dapat digunakan untuk menyebutkan sumber dana penyelidikan/penelitian dan untuk pernyataan penghargaan kepada institusi atau orang yang membantu dalam pelaksanaan penyelidikan/penelitian dan penulisan makalah/karya tulis.
VIII	**Acuan** (*References*)	Acuan ditulis dengan menggunakan sistem nama penulis, tahun, judul, nama jurnal/buku/prosiding, penerbit, halaman, DOI (jika ada). Nama penulis/pengarang yang tercantum didahului oleh nama akhir (*surname*), disusun menurut abjad, dan judul makalah/karya tulis ditulis dengan huruf miring (*italic font*)

Beberapa contoh penulisan sumber acuan:

Jurnal

Haryanto, R. dan Lubis, J. (2023). Analisis kestabilan lereng menggunakan metode keseimbangan batas di wilayah perbukitan. *Bulletin of Engineering Geology*, *10*(2), pp.140-155.

Buku

Whitten, T. dan Soeriaatmadja, R.E. (1996). *The Ecology of Java and Bali*. Hong Kong: Periplus Editions.

Bab dalam Buku

Simandjuntak, M. dan Silitonga, P.H. (2021). Struktur sesar aktif di zona subduksi Sumatera. In: Siregar, S. (ed.). (2021). *Geologi Struktur dan Kegempaan Indonesia*. Jakarta: LIPI Press, pp.55-80.

Prosiding

Wibisono, Y. dan Setyawan, D. (2022). Analisis lingkungan pengendapan sedimen Formasi Rajamandala. *Proceedings of the 47th Annual Convention* (25-28 September 2022, Bandung). Jakarta: Himpunan Ahli Geofisika Indonesia (HAGI), pp.405-415.

Skripsi/Tesis/Disertasi

Hadi, F. (2022). *Karakteristik reservoar batupasir Formasi Talang Akar, Cekungan Sumatera Selatan*. [Tesis]. Institut Teknologi Bandung, Bandung.

Laporan

Susilo, B. dan Handoko, A. (2023). Laporan Eksplorasi Geologi Daerah Palu, Provinsi Sulawesi Tengah. [Laporan Eksplorasi]. Jakarta: Direktorat Jenderal Mineral dan Batubara.

Informasi dari Internet

Hadi, I. (2023). *Mengenal teknologi 6G dan potensinya*. [Online]. Tersedia di: https://www.teknologiinfo.com/6g (Diakses: 10 Maret 2025).

Wewenang Redaksi

- Redaksi berwenang penuh melakukan penyuntingan atas naskah yang akan dipublikasikan tanpa mengubah subtansi isi naskah.
- Redaksi mempunyai hak dan wewenang penuh untuk menolak naskah dengan isi dan format yang tidak sesuai dengan pedoman penulisan Buletin Sumber Daya Geologi dan tidak berkewajiban untuk mengembalikan naskah tersebut.

Pengiriman Naskah

Penulis dimohon untuk mengirimkan naskah asli *softcopy* melalui *website* dan/atau email Buletin Sumber Daya Geologi pada tautan berikut:

website: https://buletinsdg.geologi.esdm.go.id
email: buletinpsdg@gmail.com

Semua tulisan yang ada dalam **Buletin Sumber Daya Geologi** bukan merupakan cerminan sikap dan atau pendapat **Dewan Redaksi Buletin Sumber Daya Geologi**.
Tanggung jawab terhadap isi atau akibat dari tulisan tetap terletak pada penulis.

SERTIFIKAT

Kementerian Riset dan Teknologi/
Badan Riset dan Inovasi Nasional

RISTEK-BRIN

Petikan dari Keputusan Menteri Riset dan Teknologi/
Kepala Badan Riset dan Inovasi Nasional
Nomor 200/M/KPT/2020
Peringkat Akreditasi Jurnal Ilmiah Periode III Tahun 2020
Nama Jurnal Ilmiah

Buletin Sumber Daya Geologi

E-ISSN: 25801023

Penerbit: Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi, Badan Geologi, Kementerian Energi dan Sumber Daya Mineral
Ditetapkan sebagai Jurnal Ilmiah

TERAKREDITASI PERINGKAT 2

Akreditasi Berlaku selama 5 (lima) Tahun, yaitu
Volume 15 Nomor 2 Tahun 2020 sampai Volume 20 Nomor 1 Tahun 2025

Jakarta, 23 Desember 2020
Menteri Riset dan Teknologi/
Kepala Badan Riset dan Inovasi Nasional
Republik Indonesia,

Bambang P. S. Brodjonegoro

Alamat Redaksi
Buletin Sumber Daya Geologi
Bagian Umum, Pusat Sumber Daya Mineral, Batubara dan Panas Bumi
Jalan Soekarno Hatta No. 444 Bandung 40254
Tel. (022) 522 6270, 520 2698, Fax: (022) 522 6263
Website : https://geologi.esdm.go.id/psdmbp
OJS: https://buletinsdg.geologi.esdm.go.id
Email: buletinpsdg@gmail.com

ISSN 1907-5367
9 771907 536770

eISSN 2580-1023
9 772580 102009