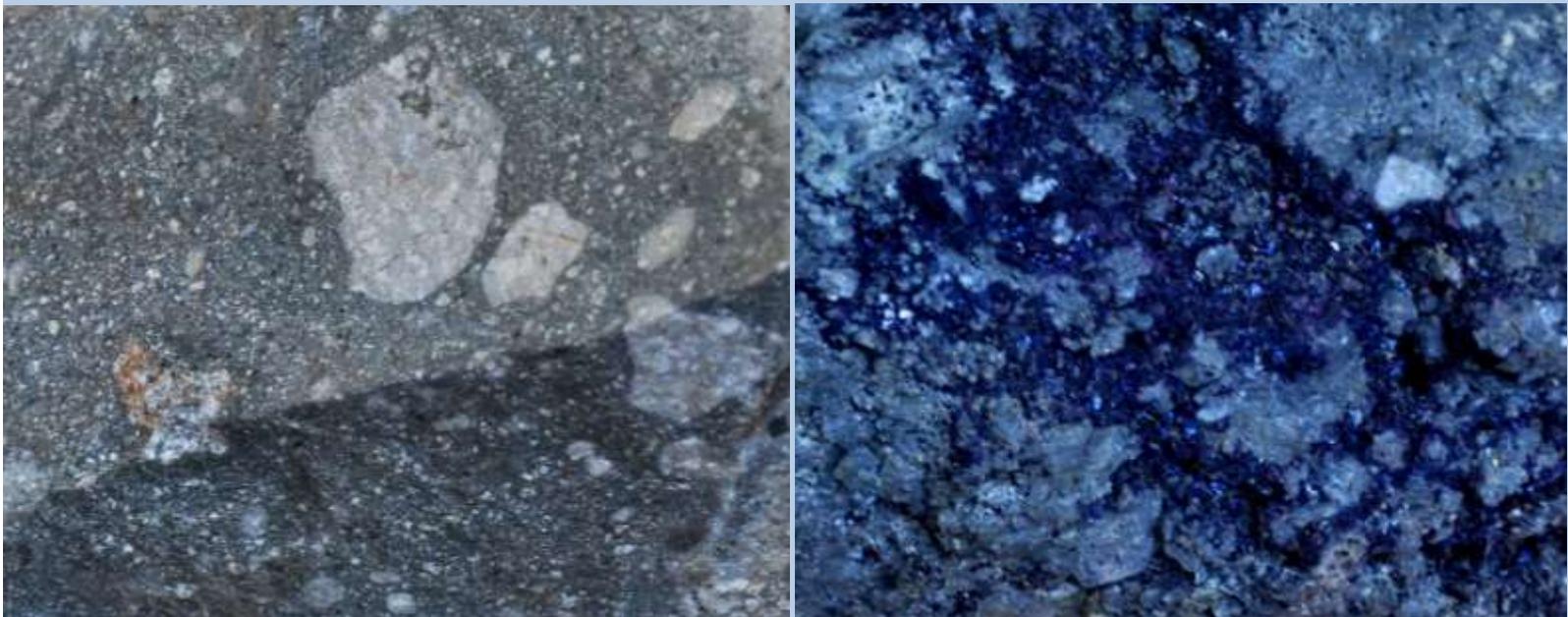


ISBN: 978-623-6896-13-6

KARAKTERISTIK BREKSI HIDROTERMAL

PROSPEK TUMPANGPITU, KABUPATEN BANYUWANGI JAWA TIMUR



Sutarto, Sutanto, Khafarel Lauda .P., Kenny, L. Rigenaji P., Cich, L., dan Hidayat, P.



**LEMBAGA PENELITIAN DAN PENGABDIAN KEPADA MASYARAKAT
UNIVERSITAS PEMBANGUNAN NASIONAL "VETERAN" YOGYAKARTA**

2020

KARAKTERISTIK BREKSI HIDROTERMAL

PROSPEK TUMPANGPITU, KABUPATEN BANYUWANGI

JAWA TIMUR

Penulis

Sutarto, Sutanto, Khafarel Lauda .P., Kenny, L. Rigenaji P., Cicuh, L., dan Hidayat, P.

Editor

Sutarto

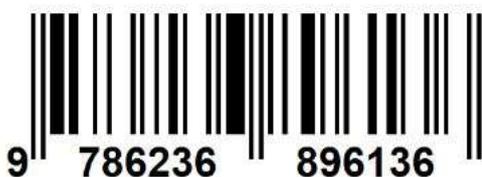
Penyunting

Khafarel Lauda, P.

Disain sampul dan Tata letak

Agus Riyanto

ISBN 978-623-6896-13-6



Penerbit

LPPM Universitas Pembangunan Nasional “Veteran” Yogyakarta

Redaksi

Universitas Pembangunan Nasional “Veteran” Yogyakarta

Jalan Padjajaran No.104, Lingkar Utara Condong Catur Yogyakarta

Cetakan pertama : November 2020

Hak cipta dilindungi undang-undang

Dilarang memperbanyak karya tulis ini dalam bentuk dan dengan cara apapun tanpa ijin dari tertulis dari penerbit

KATA PENGANTAR

Assalamu'alaikum Wr. Wb.

Kami tim penulis mengucapkan syukur Alhamdulillah ke hadirat Allah Yang Maha Kuasa dengan telah selesainya penyusunan buku “Karakteristik Breksi Hidrotermal Propek Tumpang Pitu, Kabupaten Banyuwangi, Jawa Timur”

Wilayah . Prospek Tumpang Pitu, Kabupaten Banyuwangi merupakan salah wilayah yang diyakini mempunyai potensi adanya endapan Porfiri Cu-Au-Mo yang berasosiasi dengan endapan epitermal Au di bagian atasnya. Salah satau faktor terjadinya pengkayaan Cu-Au tersebut adalah adanya pembentukan breksi hidrotermal, yaitu breksiasi yang disebabkan oleh proses hidrotermal.

Kami menyadari bahwa buku ini masih perlu diperbaiki, oleh karena itu kami sangat mengharapkan saran dari para pembaca. Semoga buku ini dapat bermanfaat, khususnya di civitas akademika Universitas Pembangunan Nasional “Veteran” Yogyakarta. Aamiin.

Wassalamu'alaikum Wr. Wb.

Yogyakarta, November 2020

Penyusun

DAFTAR ISI

DAFTAR ISI.....	1
DAFTAR GAMBAR.....	3
DAFTAR TABEL.....	7
BAB 1 PENDAHULUAN	8
1.1. Latar Belakang	8
1.2. Rumusan Masalah	9
1.3. Tujuan Penelitian	10
1.4. Lokasi Daerah Penelitian	10
1.4.1. Tahap Persiapan dan Perencanaan	11
1.4.2. Tahap Pengambilan Data.....	11
1.5. Tahap Analisis Laboratorium.....	12
BAB 2 DASAR TEORI.....	15
2.1. Endapan Hidrotermal	15
2.2. Alterasi Hidrotermal.....	17
2.3. Kontrol Temperatur dan pH Terhadap Alterasi-Mineralisasi	18
2.4. Sistem Tipe Endapan Porfiri	22
2.5. Sistem Tipe Endapan Epitermal.....	24
2.6. Breksi Hidrotermal.....	27
2.6.1 Magmatic hydrothermal breccias.....	27
2.6.2 Phreatomagmatic breccias.....	30
2.6.3 Phreatic breccias.....	35
BAB 3 GEOLOGI REGIONAL	39
3.1. Geologi Regional	39
3.2. Fisiografi Regional.....	39
3.3. Tatanan Tektonik Regional	41
3.4. Stratigrafi regional	42
BAB 4 GEOLOGI DAERAH TUMPANG PITU	45
4.1 Geomorfologi Tumpangpitu.....	45

4.2. Stratigrafi Daerah Tumpangpitu	45
4.2.1 <i>Litologi Bukit Gunung Manis (Petak 56)</i>	47
4.2.2 <i>Litologi bukit Gumuk Gendruwo dan Lompongan</i>	48
4.3. Struktur Geologi.....	49
BAB 5 KARAKTERISTIK BREKSI HIDROTERMAL	52
5.1 Alterasi Hidrotermal dan Mineralisasi	52
5.1.1 <i>Oksidasi Endapan Epitermal Sulfidasi Tinggi</i>	53
5.2. Breksi Hidrotermal.....	56
5.2.1 <i>Breksi Freatomagmatik Tumpangpitu</i>	58
5.2.3 <i>Breksi Hidrotermal Magmatik</i>	63
DAFTAR PUSTAKA	67

DAFTAR GAMBAR

Gambar 1.0.1 Lokasi Penelitian.....	10
Gambar 0.2 Peta Administrasi dan Lokasi Daerah Penelitian.....	10
Gambar 2.0.1 Pembagian Endapan Hidrotermal (Corbett and Leach, 1997, dalam Sutarto, 2010)	16
Gambar 2.0.2 Himpunan Mineral Alterasi berdasarkan pH dan Temperatur Pembentukannya (digambar ulang dari Corbett & Leach, 1997).....	19
Gambar 2.0.3 Temperatur mineral (Reyes,1990)	20
Gambar 2.0.4 Model konseptual untuk tipe mineralisasi <i>magmatic arc epithermal Au-Ag</i> dan <i>porphyry Au-Cu</i>	24
Gambar 2.0.5 Pembagian breksi secara genetik (Corbett and Leach, 1998).....	27
Gambar 2.0.6 Model Magmatic Hydrothermal Breccias.....	30
Gambar 2.0.7 Model <i>Phreatomagmatic breccia</i> (Corbett and leach, 1997).....	32
Gambar 2.0.8 Model <i>Phreatic Breccia</i> (Corbett and Leach, 1998).....	36
Gambar 3.0.1 Peta Fisiografi daerah Jawa Tengah dan Jawa Timur (Van Bemmelen, 1949).....	39
Gambar 3.0.2 Peta Struktur Regional Jawa Timur (Pulunggono dan Martodjojo, 1994)	42
Gambar 3.0.3 Bagian Peta geologi Lembar Blambangan, (Safei et al., 1993) dan Lembar Jember (Achdan dan Bachri, 1993).....	43
Gambar 4.0.1 Kenampakan geomorfologi daerah bukit Tumpangpitu dan sekitarnya. Dilihat dari sebelah tenggara (Foto oleh Sutarto).....	45
Gambar 4.0.2 Kenampakan perselingan batupasir tufan, breksi vulkanik dan lava andesit, tersingkap di tepi pantai bagian tenggara daerah telitian (Foto oleh Sutarto).	47
Gambar 4.0.3 Kenampakan beberapa batun yang dijumpai di lokasi tambang rakyat Gunung Manis. Foto kiri kenampakan lapilli tuf dan foto kanan adalah basalt yang dipotong urat halus kuarsa (Foto oleh Sutarto).....	48
Gambar 5.0.4 Foto kanan adalah breksi hidrotermal yang mengalami pelapukan, sedangkan gambar kanan granodiorite yang dipotong oleh urat kuarsa-sulfida. Lokasi bukit Gendruwo (Foto oleh Sutarto).....	48

Gambar 4.0.5 Pola Struktur Daerah Tumpangpitu (Hellman, 2010).....	49
Gambar 4.0.6 Singkapan yang Memperlihatkan Kenampakan Struktur Geologi Berupa <i>Shear Fracture</i> , <i>Gash Fracture</i> dan Breksiasi dengan arah relative utara-selatan. Berdasarkan klasifikasi Rickard (1972) nama sesar tersebut yaitu <i>Normal Right Slip Fault</i>	50
Gambar 4.0.7 Singkapan yang Memperlihatkan Kenampakan Struktur Geologi Berupa <i>Shear Fracture</i> , <i>Gash Fracture</i> dan Breksiasi dengan arah relative barat laut- tenggara. Berdasarkan klasifikasi Rickard (1972) nama sesar tersebut yaitu <i>Normal Right Slip Fault</i>	51
Gambar 5.0.1 Kenampakan granodiorit terpotong oleh urat halus silica-pirit-kalkopirit (foto kiri), dan kenampakan granodiorit yang mengalami argiliti dn oksidasi kuat. Lokasi bukit Gendrowo.	52
Gambar 5.0.2 Singkapan Breksi Freatomagmatik dengan Fragmen Tuf Pada Lokasi Pengamatan 53 yang Sudah Teralterasi Silika + Kaolinit ± Dickit ± Alunit pada Zona Oksida (Foto Oleh Khafarel Laudza P).....	53
Gambar 5.0.3 Penampang alterasi zona A daerah Tumpangpitu (Hellman, 2010) ...	54
Gambar 5.0.4 Penampang zona A dan C Daerah Tumpangpitu (Hellman, 2010)	55
Gambar 5.0.5 A) Singkapan Tipe Alterasi silika + alunit ± dickit Pada Zona Struktur Geologi Bewarna Kemerahan yang Menandakan Tingkat Oksidasi Tinggi B) Foto <i>Close Up</i> Pada Batuan Terubah silika + alunit ± dickit dengan Keterdapatan Tekstur <i>Vugy</i> yang Dominan dan Mineral Oksida.	55
Gambar 5.0.6 A) Mineral Azurit, Malasit dan Kovelit Pada Tipe Alterasi <i>Vugy</i> Masif Silika ± Alunit ± Pirofilit yang Terdapat pada daerah Penelitian (Foto oleh Khafarel Laudza Putra).....	55
Gambar 5.0.7 A) Mineral Azurit. B) Mineral Goetit Dengan Tekstur <i>Bacharoidal</i> Pada LP Daerah Penelitian <i>Pit C</i>	56
Gambar 5.0.8 Kenampakan matrik breksi vulkanik (kedalaman 20 m) yang mengalami oksidasi kuat (foto kiri), dan kenampakan soil hasil prose oksidasi kuat membentuk endapan laterit . Lokasi bukit Lamongan (Foto oleh Sutarto).	57
Gambar 5.0.9 Kenampakan breksi hidrotermal dengan matrik kuarsa . Lokasi bukit Manis (Foto oleh Sutarto).....	57

Gambar 5.0.10 A) Breksi Injeksi Hidrothermal Magmatik dengan Tekstur <i>Jigsaw Puzzle</i> dyang Terdapat di Tujuh Bukit B) Alunit Pada Tipe Alterasi alterasi Silika + Alunit ± Dickit	57
Gambar 5.0.11 Sayatan Tipis dari Matriks Breksi Injeksi Hidrothermal Magmatik.	58
Gambar 0.12 Singkapan Breksi Freatomagmatik dengan Fragmen Tuf Pada Lokasi Pengamatan 53 <i>Pit A</i> yang Sudah Teralterasi Silika + Kaolinit ± Dickit ± Alunit (Foto oleh Khafarel Laudza P).	59
Gambar 6.0.13 Singkapan Breksi Freatomagmatik Pada Lokasi Pengamatan 166 <i>Pit C</i> yang Sudah Teralterasi Paragoniticillit ± Monmorilonit ± Klorit dan Terdapat Mineral Pirit Pada Matriks Batuan (Foto oleh Khafarel Laudza P).	59
Gambar 6.0.14 Singkapan Breksi Freatomagmatik dengan Fragmen Porfiri Dasit Pada Lokasi Pengamatan 145 <i>Pit C</i> yang Sudah Teralterasi Silika + Kaolinit ± Dickit ± Alunit dan Terdapat Mineral Pirit Pada Matriks Batuan (Foto oleh Khafarel Laudza P).	60
Gambar 6.0.15 Foto atas contoh setangan breksi freatomagmatik di pit C (foto Sutarto). Foto bawah kenampakan foto mikroskopis matrik breksi freatomagmatik di atas.	60
Gambar 6.0.16 Sayatan Tipis dari Matriks Batuan Breksi Freatomagmatik Terubah Silika + Kaolinit ± Dickit ± Alunit.	61
Gambar 0.17 Mineral Azurit, Malasit dan Kovelit Pada Breksi Freatomagmatik. Kovelit banyak tumbuh pada matrik breksi (Foto oleh Sutarto).	61
Gambar 0.18 Mineral Sulfur Kristalin dan Malasit Pada Breksi Freatomagmatik (Foto oleh Dynasty Hadyan Saputro).	62
Gambar 6.0.19 A) Mineral Azurit, Malasit dan Kovelit Pada Tipe Alterasi <i>Vugy Masif</i> Silika ± Alunit ± Pirofilit yang Terdapat pada daerah Penelitian (Foto oleh Khafarel Laudza Putra).	62
Gambar 6.0.20 Foto Analisis Mineragrafi LP 110 Pada Breksi Freatomagmatik dengan Tipe Alterasi <i>Vugy Masif</i> Silika ± Alunit ± Pirofilit. A) Mineral Kalkopirit (Kuning Muda) ter- <i>Replacement</i> Oleh Mineral Kalkosit (Biru Muda) dan Kovelit (Biru Tua). B) Mineral Kalkopirit (Kuning Muda) ter- <i>Replacement</i> Oleh Mineral Bornit (Pink Tua), Luzonit (Pink Muda) dan Kalkosit (Biru Muda). Terdapat Mineral Pirit yang Tumbuh Bersama Mineral Kalkopirit	62

Gambar 6.0.21 Singkapan Breksi Injeksi Hidrotermal Magmatik dengan Fragmen Silika dan Matriks Sulfida Pada Lokasi Pengamatan 43 <i>Pit B West</i> yang Sudah Teralterasi Silika + Alunit ± Dickit. (Foto oleh : Dynasty Hadyan Saputro).....	63
Gambar 6.0.22 Singkapan Breksi Injeksi Hidrotermal Magmatik dengan Fragmen Silika dan Matriks Sulfida Pada Lokasi Pengamatan 18 <i>Pit B West</i> yang Sudah Teralterasi Silika + Alunit ± Dickit. (Foto oleh : Dynasty Hadyan Saputro).....	63
Gambar 6.0.23 Breksi Injeksi Hidrotermal Magmatik dengan Kenampakan Tekstur <i>Jigzaw Puzzle</i> pada Lokasi Pengamatan 43 <i>Pit B West</i> dan Lokasi Pengamatan 145 (Foto oleh : Dynasty Hadyan Saputro dan Jalu Bias F).	64
Gambar 6.0.24 Foto kiri mineral-mineral covelit telah mengganti hampir semua mineral sulfida pada matrik breksi hidrotermal magmatik. Sampel pit B West (foto Sutarto). Foto kanan Mineral Goetit, Malasit, Azurit Dan Mineral Sulfida Hitam Dalam Breksi Injeksi Hidrotermal Magmatik yang Terdapat Pada Sampel LP 18 <i>Pit B West</i> (Foto oleh : Dynasty Hadyan Saputro).....	64
Gambar 5.0.25 Sayatan Tipis dari Matriks Batuan Hidrothermal Magmatik Terubah Silika + Alunit ± Dickit	65
Gambar 0.26 Foto Analisis Mineragrafi LP 110 Pada Tipe Alterasi <i>Vugy</i> Masif Silika ± Alunit ± Pirofilit. A) Mineral Emas (Kuning Keemasan) Mengisi Rongga (<i>Space Filling</i>) diantara Mineral Kovelit (Biru Tua). B) Mineral Pirit (Kuning) Tumbuh Mengisi Rongga (<i>Space Filling</i>) di antara Mineral Kovelit (Biru Tua)	65

DAFTAR TABEL

Tabel 2.0.1 Pembagian tipe alterasi hidrotermal (Guilbert dan Park, 1986)	21
Tabel 2.0.2 Perkembangan Klasifikasi Modern Tipe Endapan Epitermal	25
Tabel 2.0.3 Karakteristik Epitermal <i>High Sulfidation dan Low Sulfidation</i> (Corbett dan Leach 1997)	26
Tabel 0.4 Karakteristik Tipe endapan Epitermal (Sillitoe & Hedenquist, 2003).....	26
Tabel 2.0.5 Karakteristik breksi hidrotermal Daerah Randu Kuning (Sutarto, 2015)	35
Tabel 6.0.1 Karakteristik Breksi Hidrothermal di Tumpangpitu.....	66

BAB 1

PENDAHULUAN

1.1. Latar Belakang

Breksi hidrotermal disebut juga sebagai breksi freatik. Beberapa penulis mengatakan breksi hidrotermal merupakan jenis lain dari breksi hidromagmatik (Lorenz, 1973, Nairn & Wiradiradja, 1980, Sheridan & Wohletz, 1981, 1983, Sillitoe, 1985, Baker et al., 1986, McPhie et al., 1993, Cas & Wright, 1995, Corbett & Leach, 1996). Pembentukan breksi hidrotermal adalah hasil dari interaksi langsung antara tubuh magma dan sumber eksternal air, yaitu antara panas magmatik dan eksternal sumber air. Dibandingkan dengan aktivitas freatomagmatik, yang disebabkan oleh interaksi / langsung kontak antara tubuh magma dan air, aktivitas freatik melepaskan energi kurang, dan akibatnya dimensi breksi freatik yang lebih kecil. Breksi freatik atau breksi hidrotermal cukup sering disalahartikan sebagai struktur freatomagmatik. Breksi hidrotermal terbentuk pada sistem hidrotermal, umumnya pada kedalaman 200-300 m, dan jarang pada kedalaman 500-1.000 m (Sillitoe, 1985).

Breksi freatik memiliki dimensi variabel, yang berkisar dari ukuran kecil hingga beberapa ratusan meter, yaitu 350 m (Hedenquist & Henley, 1985), atau 500 m (Sillitoe, 1985). Kontak pada pipa breksi freatik dengan *host rock* biasanya tajam, tetapi memiliki bentuk yang tidak teratur (Baker et al., 1986, Nelson & Giles, 1985). Kadang-kadang ada zona transisi antara tubuh breksi nyata dan *host rock*, yang sering mengalami retakan yang intens dan berubah menjadi daerah *stockworked* dekat dengan batas breksi (Baker et al., 1986, Nelson & Giles, 1985, Izawa & Cunningham, 1989). Fragmen dari breksi freatik dominan *angular* dan *sub-angular*. Dimensi fragmen berkisar dari sentimeter-desimeter hingga meter (Tamas & Milési, 2002). Sumber utama dari klastika di dalam tubuh breksi ini adalah batuan yang menjadi tuan rumah struktur breksi. Fragmen batuan juga merupakan sisa-sisa dari pengendapan hidrotermal sebelumnya. Fragmen batuan juga disertai dengan matriks dan / semen atau hidrotermal. Matriks jenis batuan-tepung memiliki partisipasi variabel, tetapi memiliki partisipasi yang kecil (kurang dari 50%, Sillitoe, 1985) dibandingkan dengan fragmen. Matriks terdiri oleh sisa-sisa fragmen batuan (*host rock*), mineral lempung serta mineral bijih dan / atau *gangue mineral*. Matriks sering digantikan oleh silika atau sulfida (Sillitoe, 1985). Breksi hidrotermal erat kaitannya dengan dengan sistem hidrotermal, sehingga berasosiasi dengan mineralisasi logam berharga dan *base metal*.

Daerah Jawa bagian selatan secara geologi disusun oleh intrusi-intrusi berupa andesit yang memungkinkan untuk terjadinya alterasi dan mineralisasi logam berharga. Kondisi ini menarik untuk diteliti lebih lanjut terhadap proses mineralisasi yang terjadi dan kaitannya dengan kondisi geologi yang terjadi. Oleh karena itu, untuk mengetahui karakteristik alterasi dan mineralisasi serta pengaruh breksi hidrotermal terhadap alterasi dan mineralisasi pada daerah penelitian perlu dilakukan pemetaan geologi agar bisa menjawab peranan breksi hidrotermal terhadap alterasi dan mineralisasi berdasarkan data lapangan dan hasil analisis yang dilakukan. Berdasarkan hal tersebut maka penulis mengangkat judul Karakteristik Breksi Hidrotermal Pada Prospek Tumpangpitu, Kabupaten Banyuwangi, Jawa Timur.

1.2. Rumusan Masalah

Dalam suatu penelitian sangat diperlukan suatu adanya kajian, analisis, pengindikasian, identifikasi, serta hasil penelitian yang berkaitan dengan daerah telitian, sehingga pendekatannya harus dilakukan adanya suatu pertanyaan yang nantinya dipecahkan dan mendapatkan solusi. Rumusan masalah diharapkan memfokuskan penelitian untuk untuk mendapatkan jawaban dari pertanyaan yang muncul.

Rumusan masalah ini merupakan batasan dari penelitian yang akan dilakukan agar kegiatan di lapangan nanti lebih terkoordinasi dan memiliki efisiensi waktu yang baik. Pertanyaan -pertanyaan yang berkembang sebagai berikut:

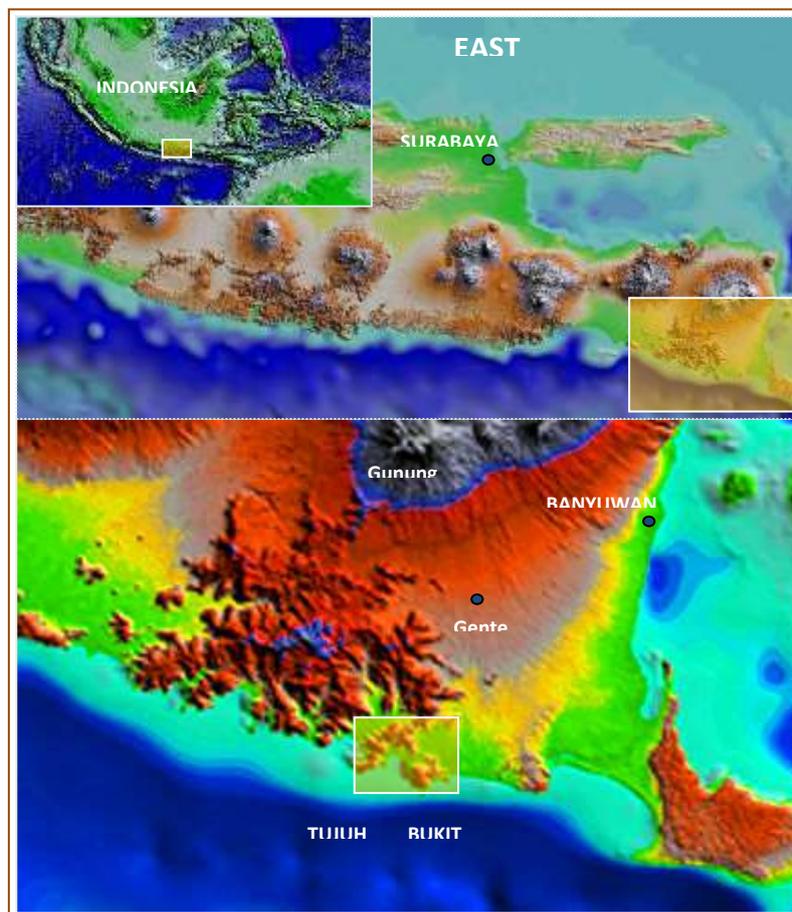
1. Bagaimana keadaan geologi daerah penelitian berdasarkan aspek geomorfologi, stratigrafi dan struktur geologi?
2. Bagaimana karakteristik struktur geologi yang terdapat pada daerah telitian?
3. Bagaimana alterasi yang berkembang pada daerah penelitian?
4. Bagaimana mineralisasi yang berkembang pada daerah penelitian?
5. Bagaimana breksi hidrotermal pada daerah penelitian?
6. Bagaimana genesa breksi hidrotermal pada daerah penelitian?
7. Bagaimana genesa alterasi dan mineralisasi pada daerah penelitian?

1.3. Tujuan Penelitian

Tujuan penelitian dari pemetaan geologi ini adalah dapat menginterpretasikan dan menjawab bagaimana karakteristik breksi hidrotermal di daerah penelitian yang dapat dipertanggung jawabkan pada laporan akhir.

1.4. Lokasi Daerah Penelitian

Daerah penelitian secara administrasi berada *Pit Site* Tumpangpitu, Desa Sumberagung, Kecamatan Pesanggaran, Kabupaten Banyuwangi, Provinsi Jawa Timur yang termasuk dalam koordinat sistem Universal Transfer Mercator (UTM) WGS 84 zona 50S.



Gambar 1.0.1 Lokasi Penelitian

Secara garis besar, penelitian ini dalam rangka mencapai tujuannya dilaksanakan dengan menggunakan beberapa metode antara lain petrografi, mineragrafi, geokimia AAS, dan inklusi fluida. Namun sebelum dilakukannya metode-metode tersebut, harus terlebih dahulu diperoleh sampel-sampel batuan di lapangan. Karenanya, pemetaan geologi konvensional dilakukan untuk mencari dan mengumpulkan data-data aspek

geologi dan sampel batuan yang menunjang penelitian ini selama di lapangan. Analisis deskriptif diperlukan dalam pemerian terhadap singkapan batuan dan gejala geologi lainnya di lapangan sebagai data dalam pembuatan peta dan data pendukung dalam melakukan interpretasi. Selanjutnya, analisis laboratorium dilakukan dengan menggunakan alat bantu berteknologi tinggi terhadap sampel batuan yang telah dikumpulkan dengan tujuan melengkapi dan memperkuat data-data lapangan yang telah direkam sehingga dapat memperjelas karakteristik batuan yang ada di daerah penelitian secara fisik maupun secara kimiawi, serta mengetahui kadar kandungan mineral logamnya.

Tahapan yang akan dilaksanakan dalam penelitian ini, yaitu tahap persiapan dan perencanaan, tahap pengumpulan data lapangan, tahap analisis laboratorium, serta tahap intepretasi dan penyusunan laporan yang masing-masing akan diuraikan dengan penjelasan di bawah ini:

1.4.1. Tahap Persiapan dan Perencanaan

Tahap ini dilakukan sebelum melakukan observasi secara langsung di lapangan. Beberapa kegiatan yang termasuk ke dalam tahap ini meliputi studi literatur regional dari daerah penelitian dan penelitian terdahulu mengenai daerah penelitian serta teori-teori yang berkaitan dengan topik penelitian, penentuan lokasi penelitian dengan memperhitungkan aspek geologi yang berkaitan dengan rumusan masalahnya, analisis penginderaan jauh (*remote sensing*) terhadap medan di daerah penelitian dan melihat kemungkinan keterdapatannya unsur-unsur geologi yang akan dijumpai, dan persiapan alat-alat lapangan seperti kompas geologi, *GPS*, palu geologi, loupe, HCL, plastik sampel, buku catatan lapangan, dll.

1.4.2. Tahap Pengambilan Data

Tahap ini dilakukan secara langsung di lapangan dengan mengamati dan merekam setiap aspek geologi yang ada di daerah penelitian. Hal pokok yang harus direkam, yaitu data geologi yang ada pada singkapan batuan, dalam hal ini diperlukan kecermatan dalam mencari dan mengidentifikasi data geologi berupa, kandungan mineral dalam batuan untuk menentukan jenis litologi, genesa, maupun adanya kenampakan urat-urat mineralisasi. Pengukuran-pengukuran juga dilakukan terhadap struktur geologi, seperti pengukuran *strike* dan *dip* untuk struktur bidang (misalnya

bidang sesar, kekar, dan lain-lain), dan pengukuran *trend* dan *plunge* untuk struktur garis.

Pengambilan sampel batuan di lapangan juga dilakukan untuk keperluan analisis di laboratorium. Sampel yang telah diambil dibagi menjadi sampel batuan yang *fresh*, batuan yang berubah/teralterasi, dan bagian urat-urat (*vein*) mineralisasi yang ada pada batuan. Sampel-sampel tersebut diambil dengan ukuran tangan (*hand specimen*).

4.3. Tahap Analisis Laboratorium

Pada tahap ini dilakukan berbagai analisis di laboratorium terhadap sampel batuan yang telah diambil dari lapangan. Tahap ini meliputi Analisis Petrografi, Analisis Mineragrafi, Analisis Mikrotermometri dan Analisis Geokimia AAS (*Atomic Absorption Spectrometry*).

a. Analisis Petrografi

- Sampel yang dianalisis antara lain sampel batuan *fresh* dan sampel batuan berubah.
- Untuk kepentingan analisis ini, sampel batuan sebelumnya dipotong/disayat menggunakan alat pemotong batuan yang kemudian hasilnya berupa sayatan tipis dengan ketebalan 0,03 mm.
- Analisis ini dilakukan menggunakan bantuan mikroskop polarisasi refraksi dengan mengamati sifat optik mineral.
- *Output* dari analisis ini berupa data komposisi, tekstur, serta himpunan mineral alterasi yang terbentuk
- Tujuan analisis ini antara lain:
 - Pada batuan *fresh*: mengetahui jenis batuan, nama batuan, lingkungan pembentukan batuan.
 - Pada batuan berubah: menentukan himpunan mineral sekunder dan jenis alterasi yang terbentuk.

b. Analisis Mineragrafi

- Sampel yang dianalisis adalah batuan dengan mineral logam yang terdiseminasi dan urat-urat sulfida (*vein*) pada batuan sebagai pembawa mineral logam.
- Pelaksanaan analisis ini didahului dengan membuat sayatan poles sampel urat (*vein*) dan sayatan tipis poles (*polished thin section*).

- Analisis ini dilakukan dengan menggunakan mikroskop polarisasi reflektor untuk mengidentifikasi ciri optik dan hubungan antar mineral-mineral bijih.
- Hasil analisis ini yaitu diketahui nama mineral-mineral opak yang terdapat dalam urat (*vein*) dan teksturnya.
- Tujuan dari analisis ini adalah mengetahui mineral logam secara individu, mengetahui paragenesa dan hubungan mineral yang satu dengan lainnya.

c. Analisis Mikrotermometri Inklusi Fluida

- Sampel yang dianalisis berupa sampel urat kuarsa atau karbonat (*vein*).
- Sampel yang akan dianalisis sebelumnya melalui proses preparasi, yaitu *impregnation, cutting, grinding, polishing* dan *mounting*, sehingga menghasilkan *doubly-polished thin section* dari sampel urat.
- Analisis dilakukan dengan menggunakan mikroskop inklusi fluida yang dilengkapi dengan *heating/cooling stages*, dengan mengamati temperatur homogenisasi dan salinitas dari fluida.
- Hasil analisis yaitu berupa data pengamatan temperatur homogenisasi (Th) dan temperatur *melting* (Tm) inklusi fluida.
- Tujuan analisis adalah untuk mengetahui karakteristik fluida, yaitu temperatur, tekanan dan salinitas.

d. Analisis XRD (*X-Ray Diffraction*)

Analisis XRD dilakukan dengan membuat sampel bubuk dari sampel terpilih. Selanjutnya sampel bubuk baik berupa bulk maupun *clay* dimasukkan ke dalam laboratorium. Hasil analisis XRD dapat menentukan mineral alterasi hidrotermal yang tidak diketahui baik secara megaskopis maupun mikroskopis. Pelaksanaan analisis XRD dilakukan menggunakan alat *Rigaku Multiflex 2 kW*.

e. Analisis Geokimia AAS (*Atomic Absorption Spectrometry*)

- Analisis dilakukan terhadap sampel batuan yang terubah atau bijih.
- Preparasi sampel dilakukan dengan cara dihaluskan dan dilarutkan sehingga menjadi larutan.
- Alat yang digunakan dalam analisis ini adalah spektrometer yang dilengkapi dengan *hollow cathode lamp, atomizer (flame), monocromator*, dan komputer pembaca/detektor dengan cara mengukur kemampuan penyerapan radiasi (cahaya) oleh unsur logam pada saat menjadi fase gas.

- Hasil analisis berupa data konsentrasi unsur logam dalam satuan berat masing-masing unsur.
- Tujuan dari analisis ini adalah untuk mengetahui seberapa banyak kadar (ppm) unsur logam yang terkandung.

BAB 2

DASAR TEORI

2.1. Endapan Hidrotermal

Endapan Hidrotermal adalah endapan yang terbentuk pada sistem hidrotermal. Sistem hidrotermal adalah suatu sistem dimana terjadi fluida panas (50° hingga $>500^{\circ}\text{C}$), secara lateral dan vertikal pada temperatur dan tekanan yang bervariasi, di bawah permukaan bumi (Pirajno, 1992). Dua komponen utama dalam sistem hidrotermal adalah sumber panas dan sumber fluida. Sirkulasi hidrotermal menyebabkan himpunan mineral pada batuan dinding menjadi tidak stabil, dan cenderung menyesuaikan kesetimbangan baru dengan membentuk himpunan mineral yang sesuai dengan kondisi yang baru, yang dikenal sebagai alterasi (ubahan) hidrotermal. Endapan mineral hidrotermal terbentuk karena sirkulasi fluida hidrotermal yang melindi (*leaching*), mentransport, dan mengendapkan mineral-mineral baru sebagai respon terhadap perubahan kondisi fisik maupun kimiawi (Pirajno, 1992).

Faktor-faktor yang berpengaruh dalam pembentukan Endapan Hidrotermal adalah:

1. Adanya larutan hidrotermal
2. Adanya rongga batuan sebagai jalan Bergeraknya larutan
3. Adanya tempat untuk mengendapkan mineral
4. Adanya reaksi kimia yang menyebabkan terjadinya endapan mineral
5. Konsentrasi cukup tinggi dari larutan mineral sehingga menjadi deposit

	ENDAPAN MAGMATIK	ENDAPAN HIDROTERMAL					
	MAGMATIK	GREISSEN	PORFIRI	SKARN	EPITERMAL H.S	EPITERMAL L.S.	M.S.V
Intrusi	subvulkanik granitik-andesitik	Pluton granitik	subvulkanik granitik-andesitik	subvulkanik granitik-andesitik	Andesitik	Andesitik	Dasitik/granitik
Host Rocks	granitik-andesitik	Pluton Granitik	granitik-andesitik	karbonat	Vulkanik, sedimen	Vulkanik, sedimen	Vulkanik klastik
Tipe Ubahan	Potasik, filik, argilik, profilitik, advanced argilik	Greisen	Potasik, filik, argilik, profilitik, advanced argilik	Potasik, skarn, profilitik	Advanced argilik, profilitik, argilik	Filik, argilik, profilitik, advanced argilik	Silicic, intermediete argilic
Mineral Ubahan	biotit, KF, Kuarsa, serisit, pirit, illit, epidot, klorit, kalsit, kaolini, alunit	Topas, kuarsa, muskovit, turmalin	biotit, KF, Kuarsa, serisit, pirit, illit, epidot, klorit, kalsit, kaolini, alunit	Garnet, Diopsid, magnetit, wolastonit, tremolit, biotit, klorit	Kaolinit, alunit, diaspor, pirofilit, illit	Serisit, illit, klorit, epidot, kalsit, adularia, kaolinit	Barit, gipsum, anhidrit, illit, kuarsa
Mineral Bijih utama	Kromit, pendlandit, magnetit	kasiterit, wolframit, scheelite	Bornit, kalkosit, kalkopirit, molibdenit	Bornit, kalkosit, kalkopirit, molibdenit	Enargir, luzonit, tenantit	Sfalerit, Galena, kalkopirit	Sfalerit, galena, kalkopirit
Komoditi logam	Cr, Ni, Pt	Sn, W	Cu, Mo, Au, Sn, W	Cu, Mo, Au, Sn, W	Au, Cu, Ag	Au, Ag	Zn, Pb, Cu, Au, As
Tekstur Utama	Diseminasi, Stockwork	Diseminasi-Stockwork, urat	Diseminasi-Stockwork, urat	Diseminasi-Stockwork, urat	Diseminasi-replacement masif	Urat, stockwork	Masif, berlapis
Keterangan Lain		Zona ubahan umumnya konsentris, tonase besar dengan kadar rendah	Zona ubahan umumnya konsentris, tonase besar dengan kadar rendah	Zona ubahan umumnya konsentris, tonase besar dengan kadar rendah	equivalen dengan sistem gunung api masif	equivalen dengan geothermal aktif	Berasosiasi dengan vulkanisme bawah laut

Gambar 2.0.1 Pembagian Endapan Hidrotermal (Corbett and Leach, 1997, dalam Sutarto, 2010)

2.2. Alterasi Hidrotermal

Interaksi antara fluida hidrotermal dengan batuan yang dilewatinya (batuan dinding), akan menyebabkan terubahnya mineral-mineral primer menjadi mineral ubahan (*alteration minerals*) maupun fluida itu sendiri. Ubahan hidrotermal merupakan proses yang kompleks, melibatkan perubahan mineralogi, kimiawi, dan tekstur, hasil interaksi fluida dengan batuan yang dilewatinya (Pirajno, 1992).

Larutan hidrotermal terbentuk pada bagian akhir dari siklus pembekuan magma dan pada umumnya terakumulasi pada litologi dengan permeabilitas tinggi atau pada zona lemah. Interaksi pada larutan hidrotermal dengan batuan yang dilaluinya (*wallrock alteration*), akan menyebabkan terubahnya mineral primer menjadi mineral sekunder (*alteration mineral*). Perubahan batuan dinding atau dikenal dengan istilah *wallrock alteration* adalah suatu proses kimia yang mengubah batuan asal oleh media larutan panas yang mengalir dan akan terendapkan mineral – mineral yang baru.

Definisi batuan dinding (*wall rock*) adalah batuan disekitar intrusi yang melingkupi urat dan umumnya mengalami ubahan hidrotermal. Derajat dan lamanya proses ubahan akan menyebabkan perbedaan intensitas ubahan (total, sangat kuat, kuat, lemah hingga trak terubah) dan derajat alterasi (terkait dengan stabilitas pembentukan). Stabilitas mineral primer yang mengalami ubahan sering membentuk pola ubahan (*style of alteration*) pada batuan. Secara umum dikenal adanya tiga pola ubahan yaitu *pervasive*, *selectively pervasive*, dan *non-pervasive* (Pirajno, 1992). Pada kesetimbangan tertentu, proses hidrotermal akan menghasilkan kumpulan mineral tertentu yang di kenal sebagai himpunan mineral (*mineral assemblage*) (Pirajno, 1992). Menurut (Corbett and Leach., 1998) ada beberapa faktor pembentuk alterasi hidrotermal sebagai berikut.

a. Temperatur dan tekanan

Peningkatan suhu dalam membentuk mineral yang terhidrasi lebih stabil, suhu juga berpengaruh terhadap tingkat kristalinitas mineral, pada suhu yang lebih tinggi akan membentuk suatu mineral menjadi lebih kristalin (Noel White., 1997). Kondisi suhu dengan tekanan dapat diterminasi berdasarkan tipe alterasi yang terbentuk. Temperatur dan tekanan juga berpengaruh terhadap kemampuan larutan hidrotermal untuk bergerak, bereaksi, berdifusi dan melarutkan serta membawa bahan-bahan yang akan bereaksi dengan batuan samping.

b. Permeabilitas

Permeabilitas akan semakin menjadi lebih besar jika kondisi batuan yang mengalami rekahan dan batuan yang memiliki permeabilitas tinggi, dibandingkan dengan batuan massif kondisi permeabilitas ini akan mempermudah fluida untuk berinteraksi dengan batuan.

c. Komposisi kimia dan konsentrasi fluida hidrotermal

Komposisi kimia dan larutan panas yang bergerak, bereaksi dan berdifusi memiliki pH yang berbeda-beda sehingga banyak mengandung klorida dan sulfida, konsentrasi encer sehingga sifatnya menjadi *mobile* atau mudah bergerak.

d. Komposisi batuan sampling

Komposisi batuan sangat berpengaruh terhadap penerimaan bahan larutan hidrotermal sehingga berpengaruh terhadap tipe alterasi yang terbentuk.

2.3. Kontrol Temperatur dan pH Terhadap Alterasi-Mineralisasi

Menurut (Henley et al, 1984 dalam Corbett *and* Leach, 1997) temperatur dan pH fluida merupakan dua faktor yang paling utama dalam mempengaruhi sistem mineralogi hidrotermal (**Gambar 2.2**). Hal ini didasari oleh tekanan gas dan rasio konsentrasi tercermin dalam pH cairan. Variabel-variabel lainnya hanya memiliki sedikit pengaruh dalam perubahan mineraloginya. Adapun kelompok mineral yang dikategorikan berdasarkan peningkatan pH yaitu:

a. Kelompok Mineral Silika/Kuarsa

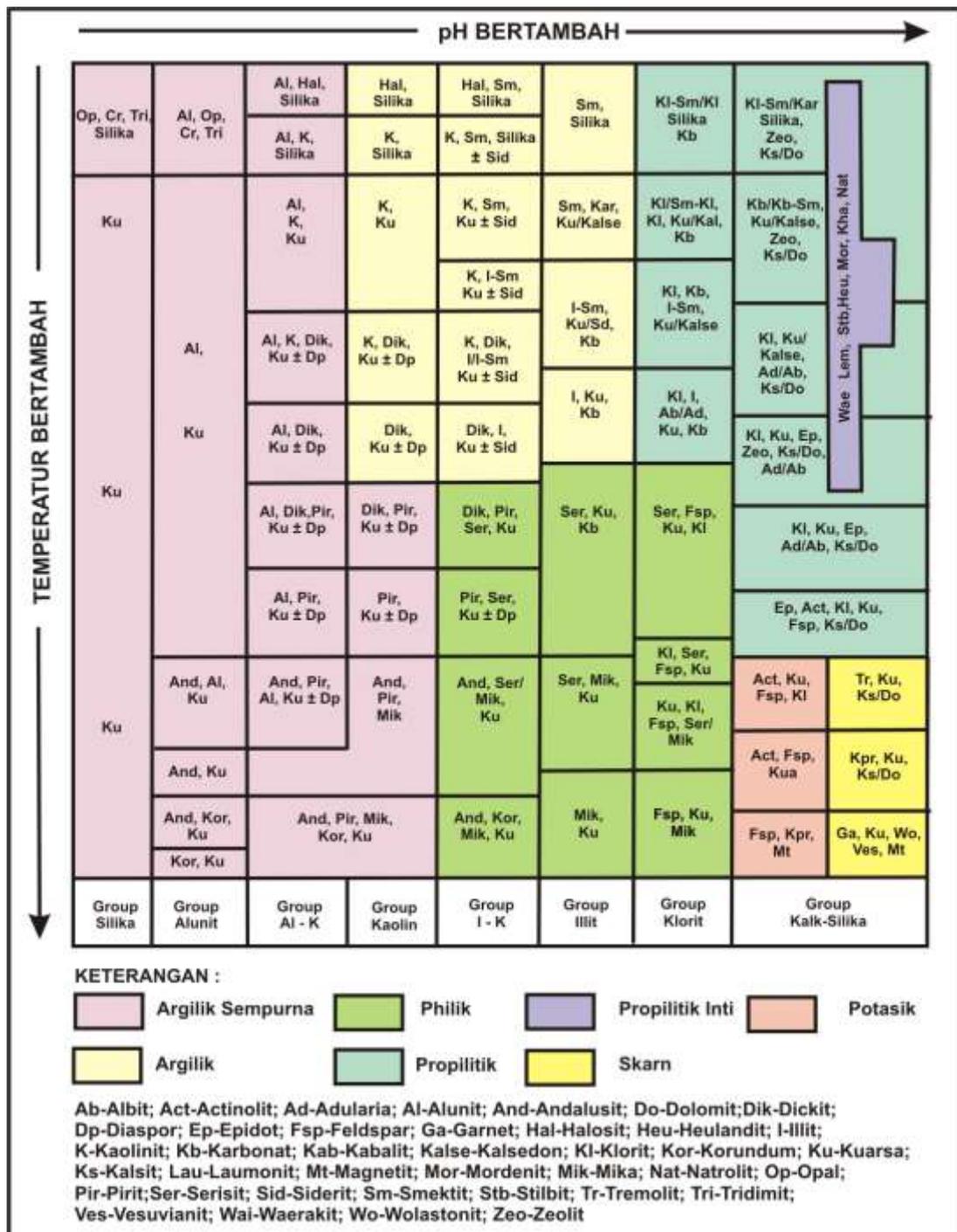
Merupakan kelompok mineral yang sangat stabil dengan pH sangat rendah dalam pembentukannya ($\text{pH} > 2$, Stoffregen, 1987 dalam Corbett *and* Leach, 1997) sering memiliki ketertarikan dengan sejumlah kecil mineral titanium besi seperti rutil. Kuarsa adalah mineral silika pada suhu tinggi.

b. Kelompok Mineral Alunit

Alunit terbentuk pada pH yang sedikit lebih besar dari 2, terbentuk bersama dengan group silika dalam rentang temperatur yang besar, berasosiasi dengan andalusite pada temperatur tinggi $> 350 - 450^\circ \text{C}$ (Sverjensky et al, 1991 dalam Corbett *and* Leach, 1997), dan koromdum pada suhu tinggi ($400 - 450^\circ \text{C}$, Hemley et al, 1980 dalam Corbett *and* Leach, 1997). Lingkungan tempat pembentukan alunit telah diindikasikan oleh (Rye et al, 1992 dalam Corbett *and* Leach, 1998), menggunakan data isotop belerang dan oksigen. Kondisi pembentukan alunit dalam lingkungan ini juga dapat disimpulkan dari bentuk kristal, serta dari pengaturan paragenesis geologi.

c. Kelompok Mineral Kaolin

Kelompok mineral kaolin terbentuk pada pH cukup rendah sekitar pH 4 (Reyes, 1990 dalam Corbett *and* Leach, 1997) biasanya hasil dari pelapukan supergen. Zonasi hidrotermal kelompok kaolin ini terbentuk pada kedalaman yang dangkal dalam kondisi suhu rendah ($150^\circ - 200^\circ \text{C}$) dan bentuk propilitik pada kedalaman yang lebih besar di bawah kondisi suhu yang lebih tinggi ($200^\circ - 250^\circ \text{C}$).



Gambar 2.0.2 Himpunan Mineral Alterasi berdasarkan pH dan Temperatur Pembentukannya (digambar ulang dari Corbett & Leach, 1997)

d. Kelompok Mineral Illit

Kelompok mineral ini terbentuk pada pH berkisar 4-6. Kelompok mineral ini biasanya berasosiasi dengan kelompok mineal kaolin pada cairan pH 4-5 tergantung pada suhu dan salinitas fluida (Hemley et al, 1980, Reyes., 1990, dalam Corbett *and* Leach, 1997).

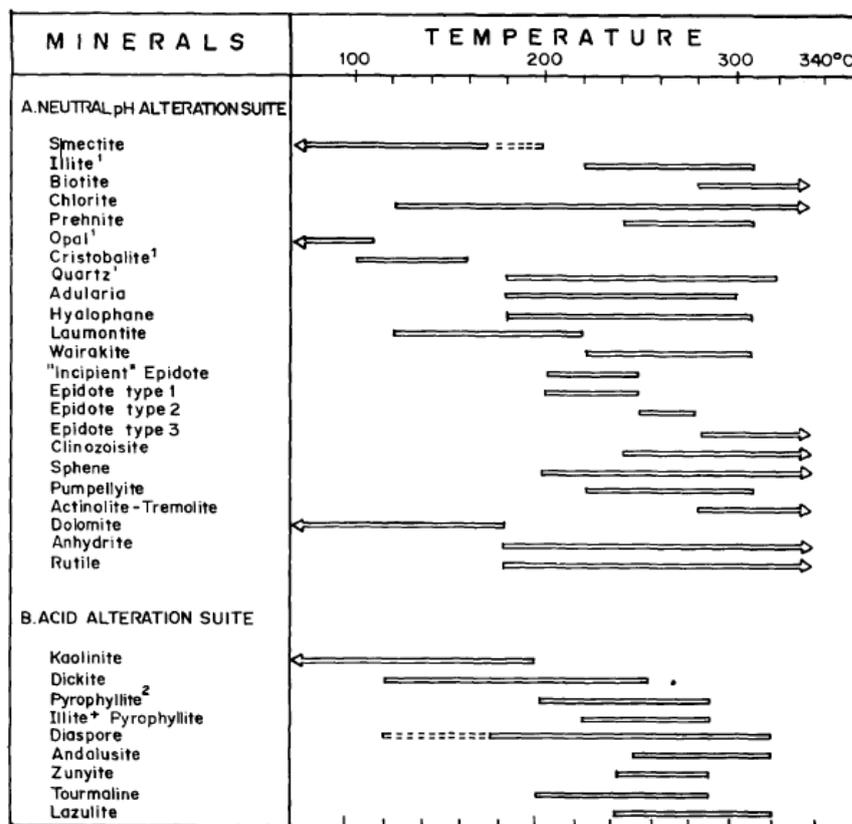
e. Kelompok Mineral Klorit

Terbentuk pada kondisi pH asam-netral, klorit karbonatan mineral menjadi dominan, bersamaan dengan kelompok illit mineral dalam lingkungan dimana pH fluida berkisar 5-6

(Leach *and* Muchemi, 1987 dalam Corbett *and* Leach, 1997). Pembentukan tergantung terhadap batuan sampling yang dilalui fluida hidrotermal.

f. Kelompok Mineral Kalk-Silika

Terbentuk pada kondisi pH di bawah netral sampai dengan pH basa dan terbentuk pada suhu kisaran 150°-300° C. Terkadang epidote terbentuk pada kisaran 180°-220° C dan juga kristal pada fase suhu tinggi 220° - 250° C (Reyes, 1990 dalam Corbett *and* Leach, 1997)(**Gambar 2.3**). Pada *actinolite* stabil dalam sistem hidrotermal aktif disuhu 280°-300° C (Browne, 1978 dalam Corbett *and* Leach, 1997). Biotite sekunder banyak hadir terbentuk dengan kisaran suhu >300°-320° C (Elders et al, 1979 dalam Corbett *and* Leach, 1997). Pada sistem porfiri ditandai dengan hadirnya klinopiroksen 300° C dan garnet dengan suhu berkisar 325° - 350° C (**Gambar 2.3**).



Gambar 2.0.3 Temperatur mineral (Reyes,1990)

Suatu daerah yang memperlihatkan penyebaran kesamaan himpunan mineral alterasi disebut sebagai zona alterasi (Guilbert dan Park, 1986). Berikut adalah penyederhanaan dari beberapa zona alterasi pada menjadi beberapa kelompok alterasi, yaitu sebagai berikut:

1. Zona Potasik

Merupakan zona alterasi yang berada dekat dengan intrusi. Temperatur fluida hidrotermal >300° C dan salinitas tinggi. Zona alterasi ini dicirikan dengan pembentukan mineral sekunder berupa K-feldspar, biotit, kuarsa, dan magnetit. Selain itu aktinolit, epidot,

klorit dan anhidrit, serta sedikit rutil dan albit juga dapat muncul dalam zona ini. Zona potasik terbentuk pada saat awal terbentuk tubuh intrusi porfiri.

2. Zona Filik

Zona ini dicirikan dengan rangkaian mineral serisit, kuarsa, dan pirit. Mineral bijih yang dijumpai terdiri dari kalkopirit, molibdenit, kasiterit, native gold (Au). Zona ini mengandung banyak pirit paling banyak, sehingga sering disebut zona pirit. Zona ini terbentuk akibat hadirnya influks air yang memiliki temperatur yang lebih rendah dan pH yang lebih asam.

Tabel 2.0.1 Pembagian tipe alterasi hidrotermal (Guilbert dan Park, 1986)

Tipe Alterasi	Mineral Kunci	Mineral Asesoris	Keterangan
Potasik	Muskovit, biotit, K.Feldspar, Magnetit	Anhidrit, Albit, Sphene, Rutil	Temperatur >300°C Dekat Batuan Intrusif, Salinitas tinggi
Filik	Kuarsa Serisit Pirit	Anhidrit Klorit Kalsit Rutil	Temperatur 230°C - 400°C, PH asam-netral, salinitas beragam
Profilitik	Klorit, Epidot, Karbonat	Albit, Pirit, Kuarsa, oksida besi, illit	Temperatur 200°C - 300°C, PH netral, salinitas beragam, Permeabilitas <
Argilik	Smectit, montmorillonit, illit-smectit, kaolinit	Pirit, Klorit, Kalsit, Kuarsa	Temperatur 100°C - 300°C, PH Asam-netral, salinitas rendah
Advanced Argilik	(Pirofilit, diaspor, Andalusit)[t] (Kaolinit, alunit)[r]	Pirit, Klorit, Kalsit, Kuarsa	Temperatur 250°C - 350°C (t), <180°C (r) PH Asam
Skarn	Garnet, Piroksen, Ampibol, Epidot, Magnetit	Wolastonit, Klorit, Biotit	Temperatur 300°C - 700°C, salinitas tinggi
Greisen	Kuarsa Muskovit Lepidolit	Topas, Turmalin, Flourit	

3. Zona Alterasi Argilik

Pada tipe argilik terdapat dua kemungkinan himpunan mineral yaitu muskovit-kaolinit-monmorilonit dan muskovit-klorit-monmorilonit. Himpunan mineral pada tipe argilik terbentuk pada temperatur 100°-300°C (Pirajno, 1992), fluida asam hingga netral dan salinitas rendah.

4. Zona Alterasi Argilik Lanjut

Alterasi argilik lanjut merupakan alterasi yang meliputi fase mineral yang terbentuk pada kondisi pH rendah (≤ 4) yang didominasi oleh kelompok mineral silika dan alunite. Mayer dan Hemley (1967) dalam Corbett dan Leach (1997) menambahkan kelompok mineral kaolin yang terbentuk pada fase temperatur tinggi seperti dickit dan peridotit.

5. Zona Alterasi Propilitik

Merupakan tipe alterasi yang keterbentukannya pada temperatur ($> 250 - 300^\circ \text{C}$) dan kondisi pH mendekati netral dicirikan dengan hadirnya mineral epidot dan klorit (Mayer and Hamley, 1967 dalam Corbett and Leach, 1997). Mineral K-feldspar + Magnetit + Aktinolit + Klinopiroksen. Apabila batuan sampling adalah batuan sedimen karbonat maka mineral yang terbentuk pada kondisi temperatur sama dengan zona potasik terdiri dari himpunan mineral kalk-silikat seperti Ca-garnet, klinopiroksen dan tremolit.

2.4. Sistem Tipe Endapan Porfiri

Endapan porfiri adalah endapan dengan tonase besar dan kadar rendah hingga sedang yang mineral bijih utamanya secara dominan terkontrol oleh struktur dan secara spasial dan pembentukan berhubungan dengan serial intrusi porfiri felsik hingga intermedier (Kirkham, 1972 dalam Sinclair, 2007). Endapan porfiri Cu-Au berkembang sebagai hasil pemfokusan fluida mineralisasi pada kedalaman 1 - 2 km pada pendinginan *apophyse* hingga sumber magmatik pada kedalaman yang lebih besar dan meluas dari batuan induk intrusi hingga batuan dinding. Beberapa sistem bijih yang lebih baik (Grasberg, Indonesia, Oyu Tolgoi, Mongolia, Ridgeway dan Goonumbla di Australia) dicirikan oleh terjadinya multi-fase intrusi didalam kompleks intrusi.

Overprinting intrusi menyediakan beberapa peristiwa mineralisasi dan mendaur ulang mineral bijih lokal dalam kondisi *grade* logam yang lebih tinggi tetapi juga dapat meng-*overprinting* dan melenyapkan mineralisasi terkait dengan intrusi porfiri Cu-Au sebelumnya karena itu menurunkan sistem bijih total. Kandungan metal dari endapan porfiri sangat beragam. Logam-logam seperti Cu, Au, Mo, Ag, Re, Sn, W, Bi, Zn, In, Pb, serta logam-logam PGE bisa hadir dalam sebuah endapan porfiri.

Endapan porfiri terbentuk dalam beragam setting tektonik. Endapan porfiri Cu biasanya terdapat pada zona akar dari stratovolkano andesitik dalam seting busur-kepulauan (*island arc*) dan busur-benua (*continental arc*) yang berhubungan dengan subduksi (Mitchell dan Garson, 1972, Sillitoe, 1973, 1988a, Sillitoe dan Bonham, 1984 dalam Sinclair, 2007). Endapan porfiri umumnya terbentuk pada jalur orogenik contohnya pada lingkaran pasifik. Contoh endapan ini di Indonesia, terdapat di Grassberg, Selogiri Pacitan dan Batu Hijau

Pada skala endapan bijih, struktur yang berhubungan dapat menghasilkan variasi dari tipe mineralisasi, termasuk urat, set urat, *stockwork*, rekahan, *crackled zones* dan pipa breksi. Pada endapan porfiri yang besar dan ekonomis urat yang termineralisasi dan rekahan biasanya memiliki densitas yang sangat tinggi. Orientasi dari struktur mineralisasi dapat dihubungkan dengan lingkungan stress lokal disekitar bagian atas dari pluton atau dapat menunjukkan kondisi stress regional. Ketika struktur mineralisasi tumpang tindih satu-sama-lain dalam sebuah batuan bervolume besar, kombinasi dari struktur mineralisasi individual menghasilkan zona dengan kadar bijih yang lebih tinggi dan karakteristik dari endapan porfiri berukuran besar. Pembagian zona lokasi dari masing-masing struktur yang timbul dari tipe mineralisasi yang berbeda.

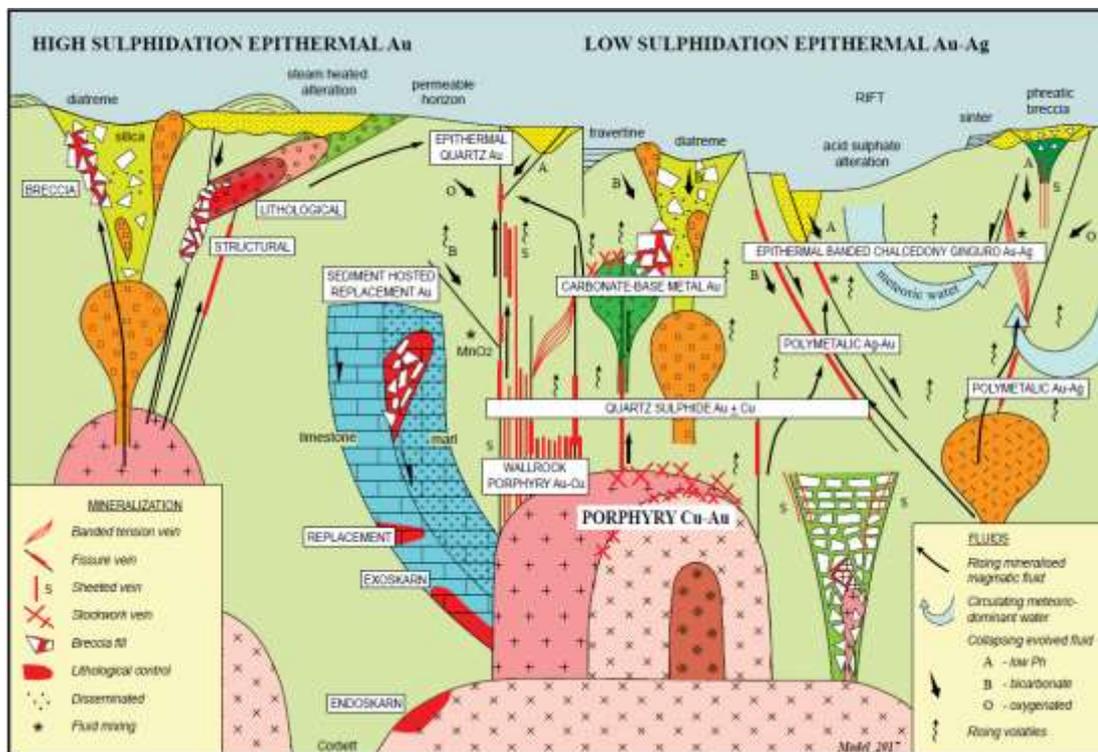
Umumnya busur magmatik subducted-related kompresional, perubahan sifat konvergensi dapat berperan sebagai pemicu untuk memfasilitasi penempatan intrusi yang dilemahkan secara vertikal dari batuan sumber magmatik pada kedalaman, menjadi pengaturan struktural dilasional tingkat kerak yang lebih tinggi (Corbett dan Leach, 1998, Corbett, 2002b). Fluida bijih kemudian terus berevolusi dari sumber magmatik menjadi seting bijih tingkat yang lebih tinggi menggunakan sistem fraktur dilasional seperti *sheeted quartz vein*.

Terjadinya intrusi awal ditandai dengan progradasi zona alterasi yang bergradasi keluar sebagai potasik (magnetit, biotit sekunder, dan K-feldspar) hingga propilitik dalam (aktinolit, epidot) dan propilitik luar (klorit, karbonat). Dalam batuan, alterasi albite dapat mendominasi pada kumpulan alterasi potasik-propilitik. Vein kuarsa *ptygmatic A-style quartz veins* suhu tinggi yang terputus-putus (dalam terminologi Gustafson dan Hunt, 1975) berkembang dalam intrusi yang mendingin, sedangkan vein kuarsa magnetit (tipe-M) mendominasi dalam *prograde magnetite-bearing alteration*, dan secara lokal mengandung mineralisasi kalkopirit-bornit-pirit.

Sebagaimana juga diakui dalam sistem panas bumi aktif (Reyes et al, 1993) volatil yang dikeluarkan dari intrusi pada awal sejarah pendinginan bereaksi dengan batuan induk untuk menghasilkan alterasi argilik lanjut yang barren, sering bermigrasi secara lateral sebagai *altered ledges*. Rekahan dihasilkan sebagai hasil akhir dari fluida hidrotermal yang menumpuk intrusi (*apophyse*) yang mendingin menjadi terlalu tertekan (*hydraulic fracture*), Pendinginan *apophyse* intrusi mendorong keruntuhan sistem hidrotermal dan masuknya kembali air tanah ke lingkungan porfiri dan pengembangan alterasi asam yang mengandung pirit yang ekstensif. Sedangkan model geologi tradisional memanfaatkan kelebihan tekanan fluida di atas kekuatan tarik batuan untuk mendorong pengembangan rekahan. Akibatnya, *sheeted (parallel) quartz veins* menampilkan hubungan daya tarik menarik fraktur / vein

dilasional, dan karenanya dapat mengangkut fluida bijih dari sumber magmatik di kedalaman, ke carapace dingin, dan meluas ke batuan dinding tempat deposisi mineral terjadi.

Di Cadia Hill, Australia *wall rock* menghost *sheeted quartz veins* bervariasi sedikit hingga 700 m. Air dengan pH kondensat rendah terbentuk di bagian atas sistem hidrotermal dan bereaksi dengan batuan induk untuk mendorong alterasi *retrograde* dari kumpulan *prograde*, termasuk demagnetisasi, biasanya sebagai *phyllic* (*sericite-silica-pyrite*) bergradasi menjadi argilik (klorit-kaolin-karbonat), karena fluida yang runtuh secara progresif didinginkan dan dinetralkan oleh reaksi batuan. Fluida asam kuat juga akan mendorong pengembangan alterasi argilik lanjut, yang mengandung penambahan alunit-pyrophyllite sebagai tambahan dari kumpulan alterasi phyllic.



Gambar 2.0.4 Model konseptual untuk tipe mineralisasi *magmatic arc epithermal Au-Ag* dan *porphyry Au-Cu*

2.5. Sistem Tipe Endapan Epitermal

Berdasarkan kandungan sulfida pada asosiasi endapannya Corbett dan Leach (1996) mengelompokkan jenis-jenis endapannya menjadi dua jenis yaitu endapan epitermal sulfidasi rendah dan endapan epitermal sulfidasi tinggi Ransome (1907) dalam Hedenquist (2000) menemukan dari pengamatan yang dijumpai pada endapan-endapan di sekitar kolam air panas dan fumarol pada gunung api, dimana dia menyimpulkan bahwa endapan yang terbentuk pada kondisi reduksi dengan pH air netral disebut sebagai pembawa endapan-

endapan sulfidasi rendah sedangkan kondisi asam dan teroksidasi disebut sebagai pembawa endapan-endapan sulfidasi tinggi.

Terdapat asosiasi mineral-mineral tertentu yang dapat digunakan sebagai penciri tipe-tipe endapan sulfidasinya. Endapan sulfidasi rendah dicirikan oleh adanya asosiasi mineral-mineral sulfida seperti pirit-pirorit-arsenopirit-sfalerit (kaya akan Fe) sedangkan sulfidasi tinggi dicirikan oleh asosiasi mineral-mineral enargite-luzonit-kovelit kelimpahan mineral pirit. White dan Hedenquist (1995) didalam White (2009), mengklasifikasikan kedua jenis endapan tersebut sebagai berikut :

Tabel 2.0.2 Perkembangan Klasifikasi Modern Tipe Endapan Epitermal

<i>Acid</i>	<i>Alkaline</i>		Sillitoe (1997)
<i>High sulfidation</i>	<i>Low sulfidation</i>		Corbett dan Leach (1997)
<i>Epitermal</i>			Buchanan (1981)
<i>Enargite-gold</i>			Ashley (1982)
		<i>Hotspring type</i>	Giles dan Nelson (1982)
<i>High sulfur</i>	<i>Low sulphur</i>		Bonham (1986, 1988)
<i>Acid sulfur</i>	<i>Adularia-serisite</i>		Hayba dkk. (1985), Heald dkk. (1987)
<i>High sulfidation</i>	<i>Low sulfidation</i>		Hedenquist (1987)
<i>Alunite-kaolinite</i>	<i>Adularia-serisite</i>		Berger dan Henley (1989)
	<i>Type 1 adularia- serisite</i>	<i>Type 2 adularia- serisite</i>	Albino dan Margolis (1991)
<i>High sulfidation</i>	<i>High sulfidation + basemetal, low sulfidation</i>	<i>Low sulphide + base metal, low sulfidation</i>	Sillitoe (1989,1993a)
<i>High sulfidation</i>	<i>Intermediet sulfidation</i>	<i>Low sulfidation</i>	Hedenquist dkk. (2000)

Tabel 2.0.3 Karakteristik Epitermal *High Sulfidation dan Low Sulfidation* (Corbett dan Leach 1997)

	Low Sulfidation	High Sulfidation
Fluid	Dilute H ₂ S-dominant	Saline, SO ₂ -dominant
Alteration	Generally neutral alteration adjacent to structures dominated by sericite/illitic clays → peripheral propylitic veins dominated by quartz ± carbonate	Characteristic zoned pervasive acid alteration from: residual (vuggy) quartz → alunite → kaolin minerals → illite minerals → propylitic
Associated minerals	Low % pyrite galena, sphalerite, chalcopyrite	High % pyrite engartite - luzonite
Metals : Economic Accessory	Au ± Ag Pb, Zn, Cu As, Te, Hg, Sb at high levels	Au ± Cu As Te at high levels
Gold fineness	Variable fineness with depth high fineness (silver-poor) at depth low fineness (silver-rich) at high levels	High fineness (silver-poor)
Form of mineralization	Veins common with crystalline phases at depth, banded at shallow levels	Matrix to brecciated hosted in competent wall rock alteration
Structure	Pre-existing fractures at depth Subsidiary dilational structures at higher levels Magmatic, diatreme and eruption breccias	Dilational structural and permeable lithological control Diatreme breccias common

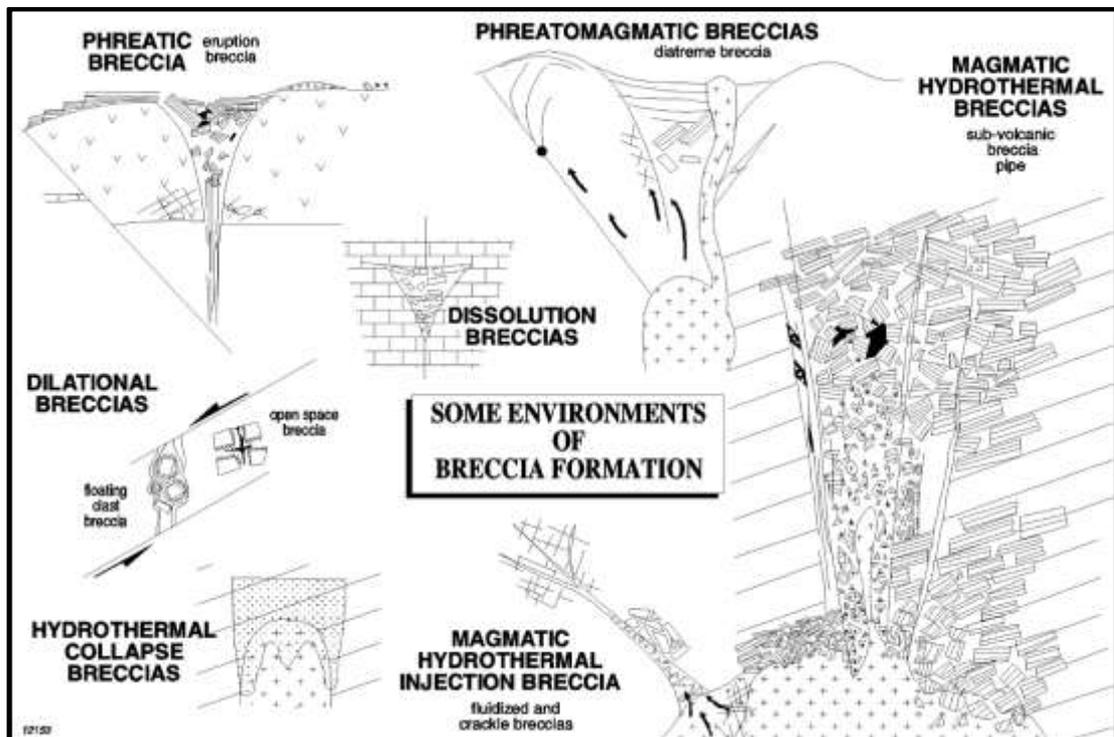
Tabel 0.4 Karakteristik Tipe endapan Epitermal (Sillitoe & Hedenquist, 2003)

	High Sulphidation		Intermediate Sulphidation	Low Sulphidation	
	oxidized magma	reduced magma		Subalkaline Magma	alkaline Magma
Type example	El Indio, Chile(Vein); Yanoscha, Peru (Disseminated)	Potosi, Bolivia	Baguio, Philippines (Au-Rich); Fresnillo, Mexico (Ag-Rich)	Midas, Nevada	Emperor, Fiji
Genetically related volcanic rocks	Mainly andesite to Rhyodacite	Rhyodacite	Principally andesite to rhyodacite, but locally rhyolite	Basalt to rhyolite	Alkali basalt to trachyte
Key proximal alteration mineral	Quartz-Alunite/APS; quartz-pyrophyllite/ dickite at dept	Quartz-Alunite/APS; quartz-dickite at depth	Sericite; Adularia generally uncommon	Illite/smectite- Adularia	Roscoelite-illite- Adularia
Silica gangue	Massive fine-grained silicification and vuggy residual quartz		Vein-filling crustiform and comb quartz	Vein-filling crustiform and colloform chalcodony and quartz; carbonate-replacement texture	Vein-filling crustiform and colloform chalcodony and quartz; quartz deficiency common in early stages
Carbonate gangue	Absent		Common, typically including manganiferous varieties	Present, but typically minor and late	Abundant, but not manganiferous
Other gangue	Barite common, typically late		Barite common and manganiferous silicates present locally	Present, but typically minor and late	Abundant, but not manganiferous
Sulfide abundance	10-90 vol%		5->20 vol %	Typically < 1-2 vol % (but up to 20 vol % where hosted by basalt)	2-10 vol %
Key sulfide species	Enargite, Luzonite, Famatinite, Covellite	Acanthite, sbnite	Sphalerite, galena, tetrahedrite-tennantite, chalcopyrite	Minor to very minor arsenopyrite +/- pyrrhotite; minor sphalerite, galena, tetrahedrite-tennantite, chalcopyrite	
Main metals	Au-Ag, Cu, As-Sb	Ag, Sb, Sn	Ag-Au, Zn, Pb, Cu	Au+- Ag	
Minor metals	Zn, Pb, Bi, W, Mo, Sn, Hg	Bi, W	Mo, As, Sb	Zn, Pb, Cu, Mo, As, Sb, Hg	

2.6. Breksi Hidrotermal

Breksi berdasarkan genetiknya dikategorikan sebagai berikut:

1. *Magmatic hydrothermal breccias*
2. *Phreatomagmatic breccias*
3. *Phreatic breccias*
4. *Magmatic hydrothermal injection breccias*
5. *Hydrothermal collapse breccias*
6. *Dilational breccias*
7. *Dissolution breccias*



Gambar 2.0.5 Pembagian breksi secara genetiknya (Corbett and Leach, 1998)

2.6.1 *Magmatic hydrothermal breccias*

Juga disebut sebagai "*carapace breccias*" ini adalah produk cairan hidrotermal juvenile yang dilepaskan dari magma yang terdapat di kedalaman level porfiri dan tidak keluar ke permukaan. Terkait secara spasial dengan intrusi porfiri dan dyke tetapi meluas secara *sub-vertikal*. Breksi hidrotermal magmatik dicirikan dengan keterlibatan magmatik yang nyata dalam proses breksiasi, alterasi dan komposisi fluida bijih. Breksi ini terbentuk akibat fraksinasi dari magma intrusi yang mungkin menyebabkan pelepasan (exsolution) dari suatu fase volatil yang tidak dapat bercampur ('pendidihan kedua'), yang melebihi tekanan litostatik yang menghasilkan variasi derajat rekahan hidrolik. Volatile, mungkin berasal dari sumber magma besar di kedalaman, terkumpul dan menjadi terlalu tertekan dalam apophyses

karena intrusi dingin. Pergerakan pada struktur pengendali dapat mematahkan carapace yang memungkinkan volatil terlepas secara eksplosif. Proses ini dapat terjadi beberapa kali karena fraksinasi magmatik dan eksolusi lebih lanjut terjadi. Fluida pembawa logam menggunakan sheeted fractures untuk keluar dari lelehan pada kedalaman serta breksiasi yang digerakan oleh volatile.

Subvolcanic breccia pipes, yang menjadi host breksi magmatik hidrotermal biasanya terbentuk pada kedalaman yang cukup (> 1 km) terkait dengan intrusi porfiri tingkat tinggi, umumnya felsik, dan umumnya tidak diperkirakan keluar ke permukaan. Pipa Breccia umumnya memusatkan apophyses ke tubuh magma yang lebih besar, dari yang mana logam pada tenor rendah mungkin telah terkonsentrasi. Analisis selama eksplorasi arsitektur batuan sumber intrusi, dapat membantu dalam identifikasi kondisi untuk pipa breksi. Pipa breccia Kidston terlokalisasi di persimpangan struktur transfer dan margin curam tajam dari buried magmatic arch. Demikian pula, badan breksi Gunung Leyshon dilokalisasi oleh intersection koridor struktur regional dengan margin kompleks subvolcanic (Paull et al., 1990, Orr, 1995).

Dua fasies dalam pipa breksi berhubungan dengan mekanisme pembentukan sebagai *Intrusion breccias* dan *Collapse breccias*

a. *Intrusion breccias*

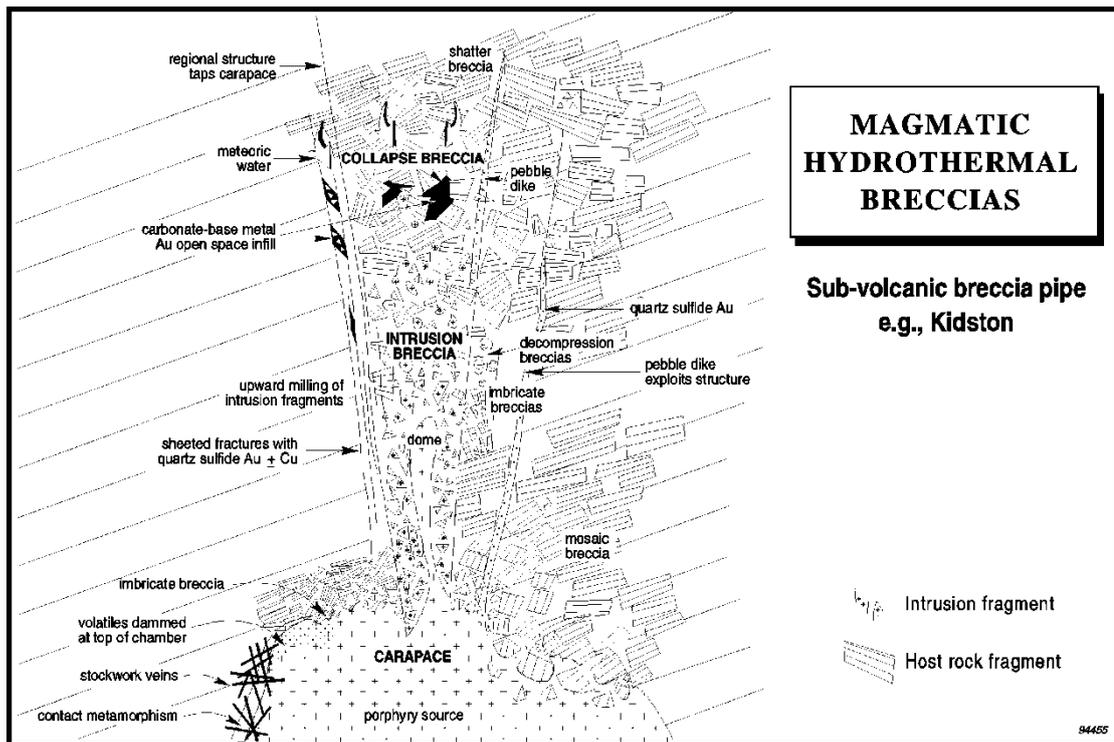
Istilah genetik breksi intrusi menggambarkan batuan yang berkembang dalam kondisi fluidisasi yang intens selama ledakan eksplosif dari volatile yang diinjeksi dari intrusi ke batuan inang atasnya (*overlying host rocks*). Breksi yang termasuk dalam kelas ini meliputi: milled (Baker et al., 1986), atau rock flour (Sillitoe, 1985) breccias and locally tuffisites (e.g., Mt Leyshon, eastern Australia, Paull et al., 1990, Orr, 1995,, meskipun istilah ini juga digunakan dalam breksi phreatomagmatic, di bawah). Breksi ini umumnya didukung oleh matriks comminuted (milled) rock flour, dan semen hidrotermal dan mewakili campuran rounded, umumnya kompeten, fragmen intrusi yang telah digiling(milled) selama transportasi. Penggilingan (milling) terjadi di lingkungan yang sangat terfluidisasi, dan Sillitoe (1985) dan Baker dan Andrew (1991) juga mengutip eksfoliasi hipogen sebagai mekanisme pembulatan. Breksi rounded ini dapat disebut breksi dekompresi yang berkembang selama depresi cepat venting fluids atau massa batuan. Mereka memperlihatkan penampakan fragmen yang berbentuk lapuk dan bulat, dibingkai dengan fragmen melengkung dan tabular (Baker et al., 1986), dipisahkan oleh minor open space yang dapat diisi dengan mineral hidrotermal. Breksi intrusi lain dari jenis rim intrusive dikes ini (mis., San Cristobal, Chili). Baik di Kidston maupun San Cristobal, dikel felsik berbutir halus awal yang terkait dengan breksi intrusi dipotong oleh intrusi porfiri kuarsa berbutir feldspar

kuarsa berbutir kasar selanjutnya, yang mungkin mencerminkan pelelehan yang berasal dari bagian yang lebih dalam di dalam dapur magma.

b. *Collapse breccias*

Istilah genetik *collapse breccias* diterapkan pada grup *open space breccias* yang terbentuk selama relaksasi setelah event eksplosif awal intrusi breccia dan biasanya paling baik tersingkap bagian luar, khususnya bagian atas, dari pipa breksi. Hanya derajat kecil pengangkutan country rocks yang diakui dalam banyak tipikal monomictic jigsaw (Sillitoe, 1985) atau shatter (Baker et al., 1986) breksi yang dapat disatukan kembali dengan mengeluarkan semen hidrotermal, dan kontras dengan dikenalkan fragment-rich nature dari breksi intrusi. Di Kidston, Australia timur, kontak geologi country rock dapat ditelusuri dari luar hingga ke dalam pipa breksi Kidston, dan adanya large flatly dipping tabular blocks merupakan indikasi transisi hingga sistem margin. Pemetaan awal di Kidston (G. Corbett, data unpubl., 1980) mendefinisikan zona yang didominasi oleh fragmen intrusi, yang secara kasar berhubungan dengan pre-breccia rhyolite dan early tourmaline breccias dari Baker and Andrew (1991). Pergerakan ke luar menuju batas pipa, breksi intrusi semakin dibatasi/rimmed oleh polymictic dan kemudian collapse breccias. Pada breksi metamorf, lapisan pre-breccia metamorphic semakin menyimpang lebih jauh dari orientasi asli yang tampak pada country rock di luar pipa breksi, bergerak ke dalam menjauh dari margin pipa, karena rotasi fragmen juga meningkat.

Pentingnya *collapse breccias* sebagai *ore-hosts* terlihat dalam pipa breksi turmalin *copper + gold-bearing* di Chile. Pipa breksi ini terbentuk dalam kondisi di mana flatly dipping fractures, yang dihasilkan dari collapse setelah pelepasan volatil (magmatik), dieksploitasi oleh fluidized breccia matriks yang terutama turmalin dan sulfida (Sillitoe dan Sawkins, 1971). Pipa Breccia menampilkan fragments besar *shingle-like* (bawah) yang khas dari formasi collapse di margin dan bagian atas, dan lebih banyak breksi rounded, digiling (milled) dan open space di zona inti dan terdekat dengan sumber magmatik (Gambar.5, Sillitoe dan Sawkins, 1971). Matriks terfluidisasi yang mengeksploitasi *fracture* kurang berkembang dengan baik dalam shingle breccias fragment supported daripada pada *open space-rich core*, tempat sulfida terdepositkan mengikuti turmalin. Ukuran fragmen bimodal umum terjadi pada slab breccias, karena injeksi fluida sepanjang fraktur antara shatter blocks menggiling beberapa fragmen yang lebih kecil. Pembentukan fraktur oleh violent exsolution volatile dari sumber magmatik, diikuti oleh fluida magmatik pembawa bijih kemudian, adalah umum dalam sistem bijih terkait intrusi.



Gambar 2.0.6 Model Magmatic Hydrothermal Breccias

- **Karakteristik *Magmatic hydrothermal breccias***

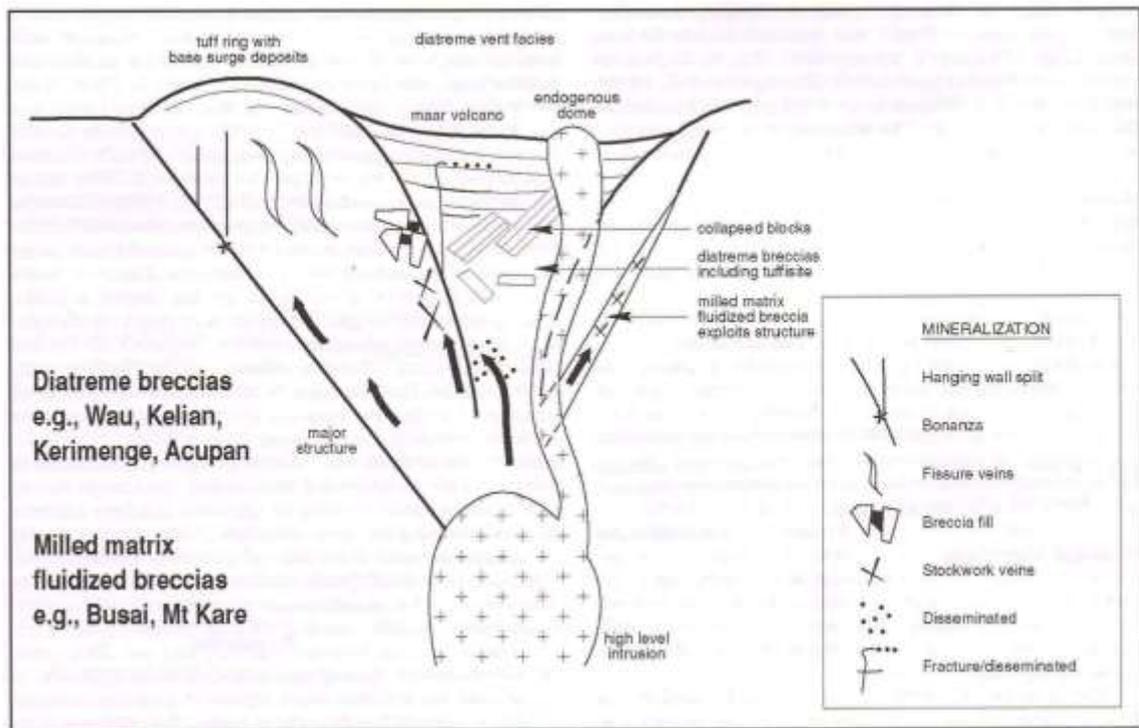
Umumnya tipe breksi ini bergeometri berupa pipa sub-vertikal hingga bodi tabular. Bodi dan fase tunggal atau ganda. Biasanya memiliki diameter 50-300 m, dan secara lokal > 1.000 m. Fragmen umumnya berasal dari magmatik dan lokal, berupa breksi shingle tabular dalam kondisi collapse, milled fragmen dalam kondisi injeksi. Matrik berupa rock flour dan openspace. Pada kondisi intrusi didominasi fragmen introduced intrusive, pada kondisi collapse didominasi fragmen lokal. Bentuk fragmen umumnya angular hingga sub-rounded (rounded secara lokal) yang berasal dari country rock atau intrusi dalam sebuah pengisian matriks hidrotermal dengan matrik klastik minor lokal. Mineral pengisi biasanya menunjukkan suhu dan salinitas tinggi (mis. Turmalin, feldspar). Mineral alterasi yang umum terkait adalah serisite-quartz, biotite, k-feldspar, actinolite, dan biotit.

2.6.2 Phreatomagmatic breccias

Breksi Phreatomagmatic terbentuk akibat interaksi langsung antara magma dan air eksternal. Juga dikenal sebagai breksi diatreme. Kontak antara magma yang naik dan air tanah menghasilkan flashing air menjadi uap dan fragmentasi eksplosif batuan host. Fluidisasi material dapat terjadi, menghasilkan pencampuran fragmen dan suatu milling derajat tinggi. Diatremes umumnya merupakan produk dari berbagai tahap interaksi magma dan air. Istilah diatreme digunakan untuk menggambarkan breccia-filled conduit (Sillitoe, 1985, Sillitoe dan Bonham, 1984) yang dapat terdiri dari surficial maar volcano, endogenous

domes dan fitur-fitur lain, meskipun tidak semua breksi terbentuk oleh proses ini terlampaikan ke permukaan. Istilah lapangan non-genetik milled matrix fluidized breccia dapat digunakan selama pemetaan geologis untuk menggambarkan breksi freatomagmatik sebelum identifikasi hubungan lapangan yang cukup untuk menempatkannya dalam lingkungan geologi yang khas diatreme. Breksi Diatreme menampilkan hubungan yang kuat dengan intrusi porfiri tingkat tinggi, umumnya sebagai kompleks flow dome. Diatremes phreatomagmatic secara langsung melibatkan magma dan biasanya berakhir menjadi dike. Badan breksi memberikan jalan lateral hingga penurunan fractured wallrock, meskipun batas antara milled breccia dan fractured wallrock mungkin tajam. Dalam ekspresi permukaan, diatremes terlepas keluar pada gunung api maar atau tuff ring, maars di mana lantai vent floor telah tereskavasi di bawah sekitar permukaan tanah. Tuff ring terjadi di atas diatrem kecil yang tidak menembus secara signifikan pada country rock. Selain itu pada kondisi lingkungan geologinya breksi freatomagmatik pada pembentukannya terkait dengan vent facies didalam diatreme, tuff ring fasies keluar dari diatreme.

Kompleks *diatreme / maar volcano* disimpulkan dihasilkan oleh intrusi porfiri tingkat tinggi pada kedalaman bervariasi hingga 1 km, yang dibuktikan dengan kedalaman pembentukan mineralisasi *carbonate-base metal* terkait dan asosiasi alterasi. Intrusi komposisi dasit hingga rhyodacite adalah yang paling umum. Kompleks Diatreme breccia/maar volcano berkisar diameter hingga ratusan meter, meskipun contoh-contoh yang lebih besar telah dikenali (misalnya, > 5 km untuk Nauti diatreme, Papua Nugini, G. Corbett, laporan unpubl 1985, dan > 4 km untuk Lepanto, Filipina, Baker, 1992). Aktivasi yang berulang menghasilkan *rebrecciation* dan *overprinting* diatremes. Margin yang melebar disimpulkan pada dip inward shallowly di bagian atas dan lebih curam di kedalaman, untuk menghasilkan bentuk corong keseluruhan (Sillitoe, 1985, mis., Lepanto).



Gambar 2.0.7 Model *Phreatomagmatic breccia* (Corbett and leach, 1997)

- **Karakteristik Phreatomagmatic breccias**

Biasanya fragmen polimik subrounded hingga round dari wallrock matrix supported dalam rock flour dengan atau tanpa semen hidrotermal. Fragmen umumnya mengalami alterasi hidrotermal. Fragmen dapat berupa fragmen juvenile intrusion, local accretionary lapili, dan tuffisite yang termilledkan baik serta matrik dapat berupa milled dan fluidasi clay-pirit yang teralterasi. Accretionary lapilli merupakan diagnostik keterlibatan air dalam pembentukan breksi. Di dekat base fragmen juvenile diatreme ‘whispy’ dapat terjadi dan merupakan indikasi keterlibatan magma. Menuju bagian atas diatreme, inklusi blok / fragmen sedimen permukaan berbutir halus dan kayu dapat terjadi di dalam breksi dan mensugestikan posisi dekat permukaan. Namun, fragmen batuan dinding dapat mengalami pengangkutan vertikal yang cukup besar dan blok besar dari material dekat permukaan atau basement dapat terjadi di dalam tubuh breksi yang berjarak 100 m di bawah posisi mereka. Fragmen pirit masif yang bulat, jika ada, disimpulkan sebagai indikasi komponen volatil magmatik awal. Sebagian besar breksi supported oleh matriks dari material batuan yang pecah dan mengandung sedikit open space.

- a. **Tuffisite rocks**

Tuffisite rocks (Cloos, 1941, dalam Sillitoe, 1985) terdiri dari *well milled, rounded*, teralterasi intens, bedded hingga masif, tuffaceous material, merupakan karakteristik tubuh breksi diatreme dan dapat mewakili jenis batuan yang dominan. Karakter tuffaceous berasal

dari host yang terfragmentasi dan material batuan intrusi, bukan dari erupsi material vulkanik berbutir halus. Beberapa fine grained tuffisites mungkin mengandung well rounded fragments yang jauh lebih besar dari host, baik dalam satuan masif atau berlapis. Tuffisit karena itu dibedakan sebagai strongly comminuted milled matrix fluidized breccias yang umumnya masif, meskipun secara lokal bedded, dan juga terjadi sebagai dike-like bodies (mis., Gunung Leyshon, Australia timur, Paull et al., 1990, Orr, 1996). Tuffisite di Mt Leyshon terbentuk sebagai intrusiv dike tahap akhir dan memberikan permeabilitas pada transport mineralisasi gold-sphalerite-galena yang terdepositkan di dekat open space breccias (Orr, 1996).

b. Milled matrix fluidized breccias

Milled matrix fluidized breccias, yang menampilkan bentuk dike, mewakili non-venting phreatomagmatic breccias. Ini mengeksplorasi struktur yang sudah ada sebelumnya dan dapat terjadi berdekatan dengan kompleks breksi diatreme. Yang di Busai, Pulau Woodlark (Corbett et al., 1994a) menampilkan gradasi dari fragmen angular kasar di kedalaman menjadi 'flinties' pada tingkat yang lebih tinggi, dicirikan dengan fine rock flour dan silika kalsedon. Ini disamakan dengan 'flinties', terdiri dari kalsedon dan pirit yang mengeksplorasi cross structures dan melokalisasi mineralisasi emas bonanza di ladang emas Thames goldfield, New Zealand (Fraser, 1910). Di sini, penambang abad kesembilan belas memprospekan dengan mengikuti reefs sampai mereka memotong flinties. Breksi di Pulau Woodlark menyediakan ground preparation untuk mineralisasi carbonate-base metal gold. *Milled breccias* serupa yang baik di Gunung Kare, Papua Nugini, yang sebelumnya dipetakan sebagai konglomerat, juga memtransport mineralisasi emas logam carbonate-base metal gold dan juga mineralisasi yang baik (G. Corbett, laporan unpubl, 1996).

Perbedaan antara *tuff ring* dan *facies vent* mungkin berguna ketika memetakan kompleks breksi diatreme, karena mineralisasi umumnya terlokalisasi pada margin diatreme dalam batuan host terfrakturkan yang kompeten (mis. Acupan, Kerimenge). *Tuff ring facies* atau tuff apron (Baker et al., 1986), terdiri dari material yang dikeluarkan dari diatreme dan terendapkan di luar ventilasi aktual, dan hanya disimpan dalam sistem yang erosinya buruk.

c. Vent facies

Vent facies terdiri dari pipa utama atau badan corong dari kompleks diatreme. Gunung api maar mewakili bagian surficial dari ventilasi dan biasanya diisi dengan sedimen lacustrine. *Facies vent* diatreme breccias terdiri dari fragmen intrusi yang diperkenalkan, milled rock flour, tuffisite (massive, bedded dan dike-like forms), re-brecciated breccias, dan blocks (dari tuff ring facies) yang meluncur masuk dari samping. Contoh collapse yang cukup besar dicatat oleh McCallum (1985) dan Sillitoe (1985) dan termasuk: fragmen

batuserpih yang tertransport 1500 m ke bawah ke Mule Ear diatreme Utah (Stuart-Alexander et al., 1972), fragmen charcoal terjadi 650 m di bawah permukaan saat ini di Balatoc diatreme di Baguio, Filipina (Sawkins et al., 1979), dari mana setidaknya 400 m telah terkikis, dan base surge deposit terbentuk pada kedalaman > 300 m di Cripple Creek (Thompson et al., 1985). Fragmen milled hard intrusion yang baik mencerminkan transport vertikal yang cukup besar dapat terjadi sebagai komponen dalam breksi yang didominasi oleh batuan lokal yang angular, lebih lembut dan berasal dari lokal. Komposisi fragmen dan matriks mencerminkan asal batuan induk dan intrusi dari mana kompleks diatreme telah berevolusi. Penyelidikan fragmen termineralisasi dalam breksi diatreme dapat memberikan indikasi target pada kedalaman (mis., Breksi diatreme di Lepanto dan porfiri FSE, Filipina, Sillitoe, 1995).

d. Endogenous domes

Endogenous domes merupakan indikasi asosiasi aliran kubah untuk breksi diatreme dan biasanya terbentuk sekitar margin diatreme (Gambar 7, mis., Wau, Papua Nugini, Sillitoe et al., 1984). Banyak yang terpecah-pecah dan bervariasi pada dike dan breksi didominasi fragmen intrusi. Komposisi felsik, biasanya dasit hingga rhyodacitic, mencerminkan sifat sumber intrusi yang disimpulkan. Fragmen yang berasal dari intrusi sumber adalah karakteristik penting dari breksi diatreme. Banyak dari ini menampilkan indikasi batas bergerigi dan terserap dari emplacement saat meleleh.

e. Alterasi

Alterasi yang berasal dari gas panas yang berasosiasi dengan erupsi breksi diatreme paling umum ditandai oleh clay-pyrite alteration dari rock flour breccia matrix dalam sistem sulfidasi rendah. Diseminasi Pirit euhedral berbutir halus merupakan ciri khas breksi diatreme dalam sistem ini. Clay bervariasi dari serisit suhu yang lebih tinggi pada kedalaman, hingga ilit dan smektit pada tingkat tertinggi, dengan kaolinit lokal dalam alterasi asam sulfat surficial. Hanya breksi diatreme yang terbentuk pada kedalaman dan ditandai dengan mineralisasi sericite clays host kompeten dalam fraktur atau support open space breccias (mis., Bulawan, G. Corbett, pengamatan pribadi: Montana Tunnels, Sillitoe et al., 1985). Alterasi sulfida tinggi dapat menutupi alterasi yang diperoleh selama pembentukan diatreme. Dalam beberapa sistem sulfidasi tinggi, breksi diatreme memberikan permeabilitas untuk hot acidic magmatic fluids dan juga dapat di-overprint oleh alterasi intens seperti silisifikasi (mis., Wafi). Alterasi yang umumnya hadir adalah illite-smektit, diseminasi pirit kriticalin halus.

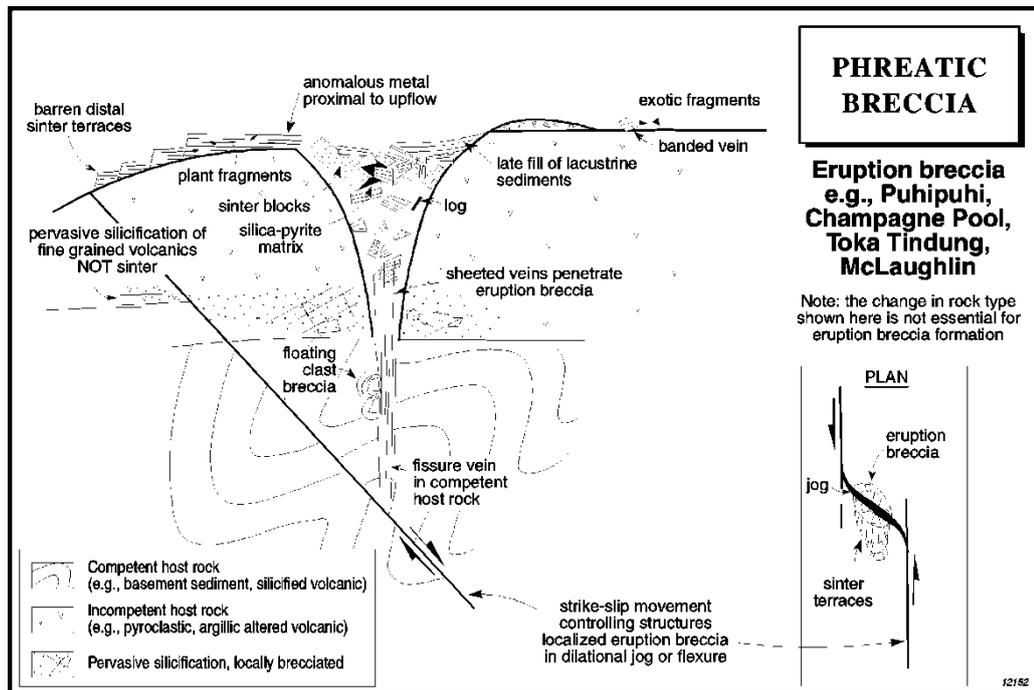
Tabel 2.0.5 Karakteristik breksi hidrotermal Daerah Randu Kuning (Sutarto, 2015)

		Magmatic Hydrothermal	Phreatomagmatic (Porphyry level)	Phreatomagmatic (Epithermal level)
Geometry of breccia body		Various irregular body	irregular dyke	pipe body?, irregular dyke
Contact to the wall rock		Subvertical to vertical	Subvertical to vertical	Subvertical to vertical
Fragment/Clast	Composition	Monomic: various altered diorite	Polimics: Juvenil-wall rock fragments (various altered diorite, veins, sandstone, quartzite, conglomerate, schist)	Polimics: Juvenil-wall rock fragments (various altered diorite, veins, sandstone, quartzite, conglomerate, schist)
	Size	0,5-8.4 cm	0.2-4.0 cm	0.2-4.5 cm
	Rounding	Angular-subrounded	Rounded (particularly juvenil fragments) to subangular (wall rock fragments)	Rounded (particularly juvenil fragments) to subangular (wall rock fragments)
Matrix		Mostly hydrothermal minerals as open space infilling (magnetite, chalcopyrite, pyrite) as well as sand sized clatic grains	Sand-granule sized clastic grains, rarely hydrothermal minerals as open space infilling (magnetite, chlorite, chalcopyrite)	Sand-granule sized clastic grains, rarely hydrothermal minerals as open space infilling (sphalerite, pyrite, epidote carbonate)
Fragment/matrix ratio		60-90 vol % fragments, predominantly fragments supported	10-65 vol % fragments, matrix supported	10-65 vol % fragments, matrix supported
Textures/structures		Milled intrusion clast matrix, crackel, jig-saw	Milled matrix	Milled matrix, bedded, graded bedding, rebrecciated clasts, cut by microbreccia dyke and carbonate-sphaerite-pyrite vein/veinlets
Fluidization		no	yes	yes
Alteration		Potassic, phyllic, prophyllitic	potassic, prophyllitic	Argillic, prophyllitic
Mineralisation		open space infilling, overprinting veins	Dessimation within both fragments and matrix, open space infilling, overprinting veins	Dessimation within both fragments and matrix, open space infilling, overprinting veins

2.6.3 Phreatic breccias

Phreatic breccias terbentuk akibat ekspansi uap dan gas dari air tanah yang bersirkulasi, tetapi digerakkan oleh panas magmatik. Keterlibatan volatile magmatik tidak penting. Breksi ini juga disebut sebagai hydrothermal eruption breccias. Sistem breksi phreatic (artinya air dikonversi menjadi uap) terjadi sebagai ledakan yang didorong oleh uap pada tingkat kerak dangkal, dan secara luas setara dengan breksi ledakan hidrotermal dari Baker et al. (1986), dan breksi letusan dari Nelson dan Giles (1985), dan Hedenquist dan Henley (1985a). Air tanah yang bersirkulasi di atas magma yang mendingin terpanaskan dan memberi tekanan ke level subsurface dangkal dimana flashing dapat terjadi, menyebabkan perekahan dan breksiasi. Dapat terbentuk pada permukaan membentuk sinter outflow serta terjadi pula pada

cone-shaped pipe vent dan tuff ring facies. Biasanya terjadi dekat dengan permukaan (<1-200m di bawah tanah) dan berasosiasi dengan aktivitas hidrotermal permukaan seperti mata air panas dan solfatara.



Gambar 2.0.8 Model *Phreatic Breccia* (Corbett and Leach, 1998)

Seringkali pengendapan silika dan mineral lain mengurangi permeabilitas, memungkinkan tekanan untuk menumpuk kembali dan terjadinya rebreksiasi. Biasanya terjadi dekat dengan permukaan (<1-200m di bawah tanah) dan berasosiasi dengan aktivitas hidrotermal permukaan seperti mata air panas dan solfatara. Istilah eruption breccia lebih disukai di sini. Sebagian besar pekerja (Phillips, 1973, Sillitoe, 1985, Nelson dan Giles, 1985, Baker et al., 1986, Hedenquist dan Henley, 1985a) menyediakan mekanisme untuk breksiasi berdasarkan violent release setelah penumpukan tekanan gas, dan menyarankan agar breksi ini biasa terjadi di lapangan geotermal. Ekspresi Permukaan biasanya dijumpai blind deposit tetapi tidak umum. Erupsi lereng vent kecil diakibatkan oleh endapan breksi permukaan, aktivitas hidrotermal permukaan dan alterasi suhu rendah (uap panas) menentukan ekspresi permukaan dari breksi ini. Breksi freatik tereserve buruk dalam rekaman geologi.

Model mereka sebagian besar fokus pada pengembangan dan disrupsi selanjutnya dari impermeable barriers silica deposited yang ditimbulkan oleh pendinginan cepat fluida upwelling. Erupsi akan terjadi ketika tekanan gas di bawah impermeable barriers melebihi hidrostatik pada kedalaman itu (Hedenquist dan Henley, 1985). Pengaktifan kembali struktur dilational yang ada yang memfokuskan fluida panas bumi selama gempa bumi juga dapat memulai erupsi oleh perekahan silica cap karena fluida hidrotermal bertekanan berlebih

(Sillitoe, 1985). Crack-seal brecciation featuring multiple dan banyak endapan silika dalam vein / breksi, terbentuk pada setiap peristiwa erupsi, dapat berkembang dengan cara ini.

Eruption craters atau eruption breccia vents bervariasi dari puluhan hingga ratusan meter, hingga beberapa ratus meter dan umumnya terletak pada struktur regional (Gambar. 3.7). Banyak kawah bertindak sebagai aliran keluar yang biasanya fluida klorida netral, yang bercampur dengan air permukaan yang dingin untuk mendorong pengendapan sinter yang mengandung silika. Kemudian fragmen sinter mendominasi dalam banyak eruption breccias (di bawah). The Champagne Pool, Baru Selandia, eruption breccia vent terlokalisasi pada fracture yang menunjukkan hubungan angular dengan struktur regional dan ditafsirkan telah terdilasi oleh transpresi regional yang konsisten dengan kondisi tektonik.

Breksi erupsi bervariasi dari proyeksi ejeksi jarak yang cukup jauh dari vent, hingga breksiasi in situ dan memperkenalkan matriks fluida hidrotermal, seperti breksi injeksi hidrotermal yang berasal dari magmatik (atas). Dalam kasus sebelumnya, breksi cenderung masif, poorly sorted (vent breccias of Nelson and Giles, 1985) dan supported by a matrix of milled rock material (Hedenquist dan Henley, 1985a). Breksi injeksi hidrotermal menunjukkan matriks rock flour, silika dan sulfida seperti pirit. Angularitas tergantung pada tingkat penggilingan/milling selama pengangkutan, dan jenis fragmen didominasi oleh batuan yang dilewati letusan. Rebrecciation adalah umum, dengan meningkatnya pembulatan fragmen rebreksiasi. Meskipun kekurangan juvenile porphyry fragments yang menjadi ciri tubuh breksi diatreme, breksi erupsi dapat menjadi tempat ejecta eksotik dan mineralisasi lokal seperti fragmen fissure veins yang terbentuk dalam feeder structures (misalnya, Safes, Yunani, G. Corbett, pengamatan pers, 1996: Osorezan) , Jepang, Aoki, 1992). Di Osorezan, Jepang, di mana endapan dari pengeboran mengandung antimon, arsenik, dan merkuri, breksi erupsi mengandung ejected fragments bladed stibnite dan auriferous banded quartz (Aoki, 1992). Banyak lagi locally-derived breccias menunjukkan fragmen monolitik dan angular. Breksi erupsi yang membentuk aliran fluida dalam kondisi mineralisasi adularia-sericite gold-silver dicirikan oleh dominasi fragmen sinter, sedimen lacustrine, dan fragmen tanaman (mis., Puhpuhi, Selandia Baru, Toka Tindung, Indonesia, McLaughlin, AS).

a. Karakteristik Phreatic breccias

Umumnya memiliki geometri *irregular* tetapi biasanya seperti *pipe dike* atau juga *pebble dike* dan berdiameter hingga 500m. Fragmen umumnya berasal dari lingkungan lokal yang umumnya berbentuk angular. Matrik umumnya berupa silika dan pirit. Derajat pencampuran clast, pembulatan dan proporsi matriks tergantung pada umur panjang breksiasi. Biasanya breksi bawah permukaan bersifat monomik hingga polimik, clast-supported dengan clast

angular hingga rounded. Produk breksi dekat permukaan dan permukaan (erupsi) cenderung mengandung lebih banyak matriks, dan lebih banyak polimik dan umumnya volume relatif tipis dan kecil pada produk letusan gunung berapi. Accretionary lapilli umumnya di dekat permukaan. Clasts dan matrix umumnya teralterasi kuat, umumnya untuk suhu rendah, mineral pH rendah, seperti silika, lempung dan sulphur. Umumnya alterasi hidrotermal suhu rendah, accretionary lapilli, berasosiasi dengan aktivitas mata air panas dan fumarolik. Fragmen terkelupas (*Exfoliated*) dan fragmen sinter juga dapat terjadi.

b. Alterasi

Alterasi pada breksi erupsi yang terkait dengan mineralisasi emas-perak adularia-sericite sulfidasi rendah secara khas terjadi sebagai flooding of silica dan berbagai derajat butiran halus, umumnya masif, pyrite sooty (hitam/jelaga) lokal. Silisifikasi ini, yang paling umum pada fluid outflows, kontras dengan clay dan alterasi pirit kristalin yang terdiseminasikan dalam breksi diatreme sulfidasi rendah. Dekat oksidasi permukaan volatil kaya SO₂ menghasilkan pembentukan air asam yang mendorong *collapsing advanced argillic and argillic* (di sini disebut alterasi asam sulfat), umum di sekitar banyak breksi erupsi (mis., Osorezan, Pool Champagne). Dalam sistem sulfidasi tinggi, breksi erupsi memberikan permeable *host rocks* dan karenanya dapat menampilkan alterasi intens dengan gradasi ke luar dari silika ke alunit dan clay.

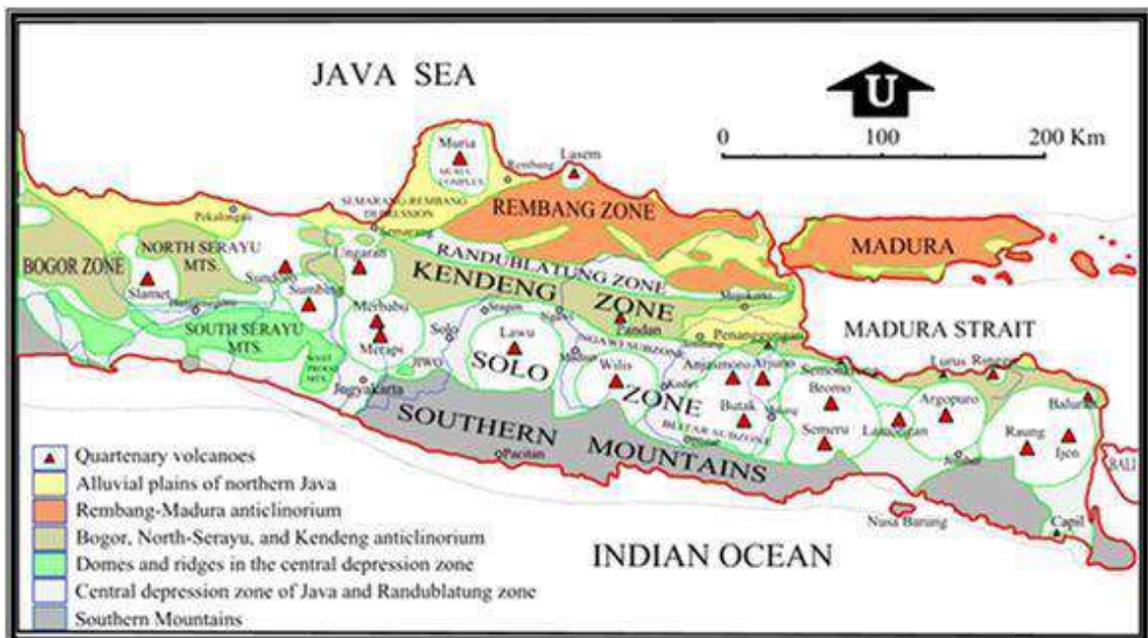
BAB 3 GEOLOGI REGIONAL

3.1. Geologi Regional

Gunung Tumpang Pitu secara administrasi terletak di Desa Sumber Gandeng, Kecamatan Pasanggaran, Kabupaten Banyuwangi, Jawa Timur. Lokasi ini dapat dicapai dengan kendaraan roda empat atau roda dua sampai di tempat, 48 km kearah baratdaya dari arah kota Banyuwangi. Lokasi ini berada di perbatasan bagian timur Taman Nasional Merubetiri, Kabupaten Jember.

3.2. Fisiografi Regional

Daerah Tujuh bukit terletak di kabupaten Banyuwangi, Jawa timur. Fisografi Jawa Timur dapat dibedakan menjadi 7 zona dari selatan ke utara yaitu sebagai berikut:



Gambar 3.0.1 Peta Fisiografi daerah Jawa Tengah dan Jawa Timur (Van Bemmelen, 1949)

a. Pegunungan Selatan

Pada zona ini batuan pembentuknya terdiri atas siliklastik, vulkaniklastik, batuan beku vulkanik, dan batuan karbonat. Antara sebelah timur parangtritis sampai teluk popoh, pegunungan selatan di bagi menjadi 3 bagian yaitu:

- Gunung sewu (sebelah selatan), terdiri dari batu gamping berumur miosen tengah. Maka perkembangan topografi karst dengan kenampakan permukaan berupa dolina-dolina yang

dipisahkan oleh bukit-bukit yang terlihat dari jauh agak membulat yang disebut kubah kapur, dan sungai bawah permukaan.

- Basin wonosari dan baturetno (tengah), basin wonosari diduga dahulu merupakan laguna yang terisi dengan endapan gamping, dolomit, dan bahan vulkanis. Di sebelah timur basin wonosari terdapat basin baturetno. Pada mulanya aliran sungai di baturetno mengarah ke selatan, tetapi pada pleistosen akhir terjadi pelengkungan kebawah membentuk basin baturetno menyebabkan aliran tidak menuju ke selatan lagi melainkan menerobos ke barat dan selanjutnya ke utara menjadi hulu sungai bengawan solo.
- Pegunungan baturagung, panggung, popoh range (utara), merupakan pegunungan terjal yang sisi utaranya berupa escarpment. Terdapat pula patahan di baturagung sebelah utara parangtritis. Sebelah timur teluk popoh, escarpment yang membatasi pegunungan selatan dengan zona solo.

b. Zona Solo

Zona solo merupakan depresi yang ditumbuhi oleh vulkan- vulkan kuartar. Pada zona solo terbagi menjadi 3 zona yaitu sub-zone blitar yang dimana sub-zone ini membatasi pegunungan selatan dengan vulkan-vulkan di depresi tengah, *solo sensu stricto* yang merupakan zona vulkan-vulkan kuartar, sub- zone ngawi yang merupakan depresi yang membetasi vulkan-vulkan di depresi tengah dengan pegunungan kendeng.

c. Zona kendeng

Jalur Kendeng batuan pembentuknya terdiri atas Sekuen dari volkanogenik dan sedimen pelagik. *Kendeng ridge* dapat di bagi menjadi tiga bagian yaitu:

- Kendeng barat/awal (ungaran-lembah transversal sebelah utara ngawi).
- Kendeng tengah (utara ngawi-jombang).
- Kendeng timur (jombang-mendekati surabaya).

Berdasarkan penelitian Van Bemmelen disimpulkan bahwa pegunungan kendeng telah mengalami pelipatan dan pengangkatan sebanyak tiga kali, yaitu pelipatan yang berkaitan dengan *collapse*.

d. Zona Depresi Randublatung

Zona ini merupakan depresi yang memisahkan kendeng ridge dan perbukitan rembang. Di sebelah timur depresi randublatung terdapat lipatan, lipatan yang terjadi dikarenakan tekanan dari perbukitan rembang atau dari kendeng ridge.

e. Zona Perbukitan Rembang

Zona yang dapat diteruskan ke pulau Madura. Batuan pembentuknya terdiri atas endapan laut dangkal, sedimen klastik, dan batuan karbonat. Pada zona ini juga terdapat patahan yang dinamakan *Rembang High* dan banyak lipatan yang berarah timur-barat. Pada plio-

pleistosen menghasilkan gaya kompresif ke utara sehingga di beberapa tempat pelipatan di sebelah selatan rembang menunjukkan arah pelipatan ke utara.

f. Zona Depresi Semarang-Rembang

Perbukitan rembang dibatasi ke arah barat laut oleh suatu depresi yang membentang dari Semarang ke Rembang. Depresi ini telah ada sejak Neogen, yang kemudian pada akhir kuartar depresi ini berubah menjadi selat yang memisahkan Gunung Muria dari Pulau Jawa. Endapan-endapan depresi ini masih muda, baru abad 15 menjadi daratan.

g. Kompleks Gunung Muria

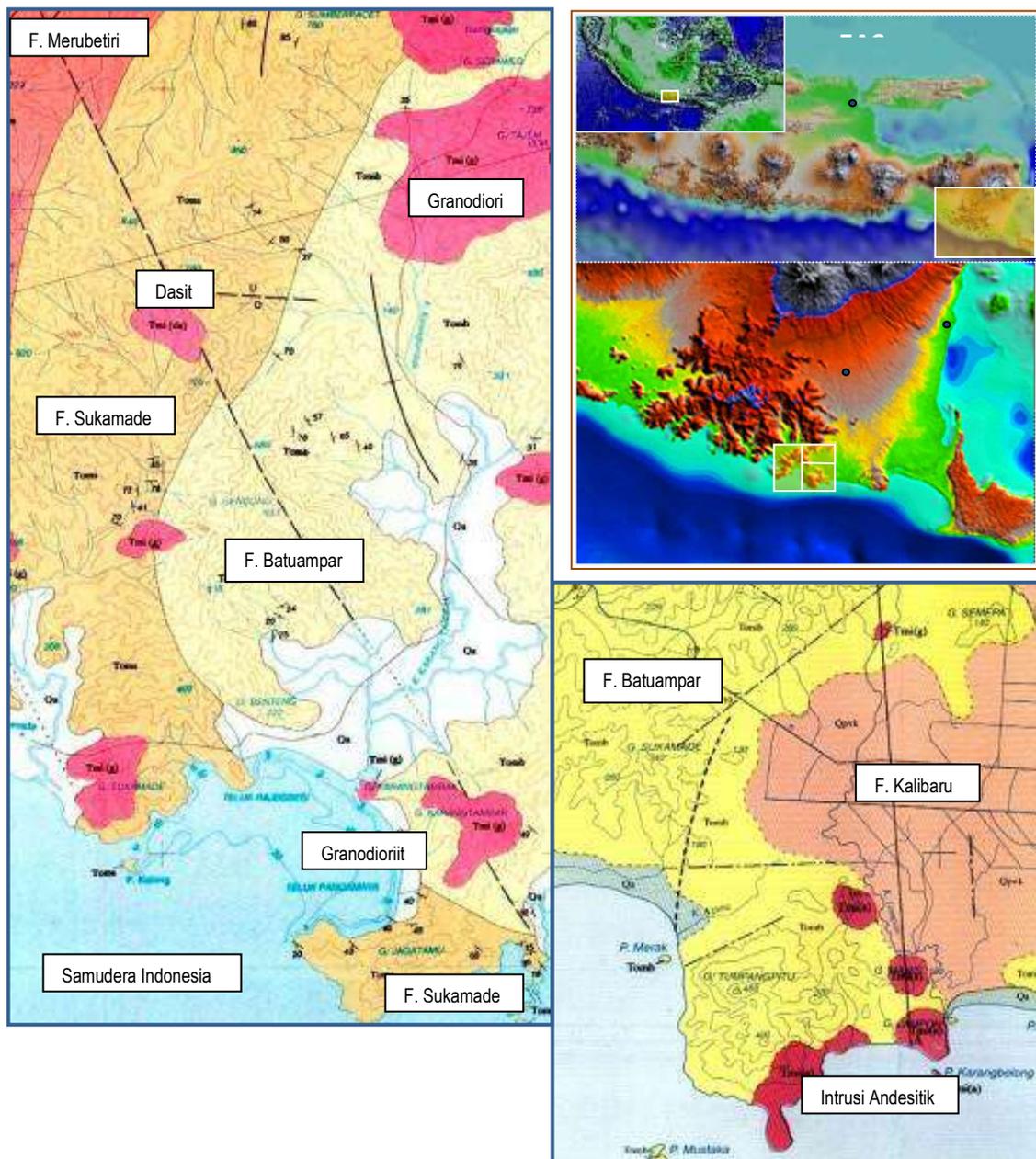
Gunung Muria berumur Pleistosen awal yang sekarang telah padam dan puncaknya pecah-pecah membentuk sektor graben. Kuiper telah mengumpulkan beberapa sampel batuan di Kawah Rahtawu, ternyata ada batuan sedimen berupa liat, marl dan limestone. Kondisi demikian menunjukkan bahwa dasar dari Gunung Muria terdiri dari lapisan sedimen klastis berumur Neogen.

Di kaki tenggara kompleks Gunung Muria dijumpai suatu dome yang dikenal dengan nama Gunung Patihayan. Batuan inti dome ini telah tersingkap sedimen marine yang kemudian tertutup dengan breksi yang mengandung leusite setebal 300m dan selanjutnya tertutup lagi oleh lahar dari Gunung Muria.

3.3. Tataan Tektonik Regional

Secara Umum wilayah Jawa Timur dapat dikelompokkan menjadi empat tataan tektonik (Yulihanto, dkk, 1995 dalam Darman dan Sidi, 2000), dari utara ke selatan yaitu :

1. Lereng utara termasuk paparan benua stabil Rembang dan Zona Transisi Randublatung.
2. Zona Kendeng, merupakan kemenerusan Zona Bogor di sebelah timur, yang merupakan sebuah cekungan laut dalam labil.
3. Busur Vulkanik modern
4. Lereng selatan, wilayah pengangkata regional.



Gambar 3.0.3 Bagian Peta geologi Lembar Blambangan, (Safei et al., 1993) dan Lembar Jember (Achdan dan Bachri, 1993).

a. Formasi Batuampar

Batu tertua di daerah ini adalah Batuampar dengan umur Miosen Bawah. Litologi terdiri dari batuan vulkanik yang didominasi breksi vulkanik (endapan piroklastik), tuff, batupasir dan andesit lava dengan sisipan batu gamping. Batuan ini dideskripsi telah teraltrasi kuat dan menjadi *host* mineralisasi di prospek Tumpangpitu dan prospek Salakan. Gunungapi Formasi Batuampar merupakan vulkanik yang telah terkikis hingga akarnya. Dalam lingkungan prospek Tumpangpitu, Formasi Batuampar didominasi oleh argillic lanjut, piroklastik (kasar) tuff, litik, kapur, napal dan batu pasir vulkanik. Sisipan batu kapur menjadi penting, karena sebagai sumber kapur untuk pengolahan mineral atau mengontrol

air asam tambang di masa depan pada prospek Tumpangpitu yang berkembang menuju tahap produksi.

b. Batuan intrusif

Intrusi pada Miosen Tengah mengintrusi batuan vulkanik Batuampar dan menyebabkan terjadinya alterasi pada batuan tersebut. Dalam peta Blambangan dengan skala 1: 100.000 terdiri dari andesit porfiri dan granodiorit.

c. Formasi Jaten

Formasi Jaten terbentuk pada Miosen Tengah, litologi terdiri sedimen campuran dan tufaan sedimen (pasir, batupasir konglomeratan, tufaan batupasir, batupasir gampingan, batulempung, tuf dan tufaan gampingan).

d. Formasi Wuni

Formasi Wuni terbentuk pada Miosen Akhir sampai Pliosen dan terdiri dari breksi, konglomerat, batupasir, tufa, napal dan batugamping. Formasi ini tertutup oleh sedimen laut berumur Kuartar (batugamping dari Formasi Punung).

e. Formasi Punung.

Formasi Punung terdiri dari dua fasies, yaitu fasies klastika dan fasies karbonat (Sartono, 1964). Fasies karbonat, tersusun oleh batugamping terumbu, batugamping bioklastik, batugamping pasiran dan napal, dimana satuan ini merupakan endapan sistim karbonat paparan. Ketebalan fasies ini 200-300 m, berumur Miosen Tengah-Atas (N9-N16). Sedangkan fasies klastika tersusun oleh perselingan batupasir tufan, batupasir gampingan, lanau dan serpih. Ketebalan satuan ini 76 - 230 m. Berdasarkan kandungan fosil foram menunjukkan umur Miosen Tengah (N15), diendapkan pada lingkungan nertitik tepi. Hubungan dengan fasies karbonat adalah menjari, dan kedua satuan fasies ini menutupi secara tidak selaras Formasi Nampol (Sartono, 1964). Sedangkan menurut Nahrowi (1979), Pringgoprawiro (1985) Formasi Punung menutupi secara tidak selaras Formasi Besole, dengan saling menjari dengan Formasi Jaten, Wuni, dan Nampol.

f. Formasi Kalibaru

Formasi kalibaru terendapkan pada Kuartar, dengan liltologi breksi, konglomerat, tuf dan batu pasirt ufaan yang mencakup wilayah yang luas di sisi timur dari Tujuh Bukit. Formasi Kalibaru muncul mewakili bagian dari lembar *outwash detritus* vulkanik yang sebagian besar berasal dari komposit Kuartar Gunung Raung.

BAB 4 GEOLOGI DAERAH TUMPANG PITU

4.1 Geomorfologi Tumpangpitu

Secara fisiografi wilayah Bukit Tumpang Pitu dan sekitarnya merupakan bagian dari Zona Pegunungan Selatan Jawa Timur, yang sebagian besar disusun oleh batuan-batuan beku plutonik dan vulkanik, batuan klastik vulkanik, maupun batugamping.

Geomorfologi bentuk asal yang terdapat pada daerah penelitian dibagi berdasarkan beberapa aspek geomorfologi yang terdiri dari aspek morfografi, aspek morfometri dan aspek morfogenesis yang didasarkan menurut klasifikasi Van Zuidam (1983) dan Verstappen (1985) menjadi dua bentuk asal yaitu bentuk asal struktural dan bentuk asal antropogenik. Bentuk asal struktural dibagi menjadi satu satuan bentuk lahan, yaitu perbukitan struktural. Bentuk asal antropogenik dibagi menjadi empat satuan bentuk lahan, yaitu satuan bentuk lahan bukaan tambang, satuan bentuk lahan hauling road, satuan bentuk lahan pit dan satuan bentuk lahan sump.



Gambar 4.0.1 Kenampakan geomorfologi daerah bukit Tumpangpitu dan sekitarnya. Dilihat dari sebelah tenggara (Foto oleh Sutarto).

4.2. Stratigrafi Daerah Tumpangpitu

Stratigrafi daerah penelitian dibagi menjadi beberapa satuan batuan yang mengacu pada sistem penamaan litostratigrafi tidak resmi (SSI, 1996). Pembagian satuan batuan daerah penelitian didasarkan pada ciri-ciri fisik litologi yang dapat diamati secara langsung di lapangan, jenis litologi, keseragaman litologi dan posisi dari susunan stratigrafi dari satuan batuan yang terdapat di bagian bawah maupun di atasnya.

Pemetaan pada daerah penelitian telah selesai dilakukan oleh penulis dengan menghasilkan tiga buah satuan batuan yang terdiri dari Satuan Breksi Vulkanik Batuampar yang tersusun atas breksi piroklastik andesit, Satuan Tuf Batuampar yang tersusun atas tuf dan batulapili serta Satuan Breksi Hidrotermal Batuampar. Berdasarkan hasil pemetaan dengan melihat secara langsung bukti kenampakan litologi yang terdapat di lapangan, maka susunan posisi urutan satuan batuan yang terdapat di daerah penelitian dari tua ke muda adalah sebagai berikut:

- a. Satuan Breksi Vulkanik Batuampar
- b. Satuan Tuf Batuampar
- c. Satuan Breksi Hidrotermal Batuampar

Ketidakterdapatannya kandungan fosil pada daerah penelitian di lapangan memungkinkan penulis untuk menentukan umur satuan batuan dengan mengacu pada hasil umur satuan batuan hasil penelitian terdahulu oleh Achdan dan Bachri (1993) yang disajikan dalam peta geologi regional lembar Blambangan.

Magmatisme di wilayah ini diwakili oleh keberadaan aliran lava basalt, andesit basaltik dan andesit penyusun Formasi Merubetiri dan Formasi Mandiku, serta granodiorit-adamelit yang menerobos Formasi Merubetiri, Formasi Sukamade maupun Formasi Batuampar. Kegiatan magmatisme daerah Merubetiri dan sekitarnya dimulai pada Oligosen Awal. Seluruh lava penyusun Formasi Merubetiri berafinitas toleitik. Hal ini menunjukkan kegiatan magmatisme-vulkanisme pada Oligosen Awal masih relatif muda. Selanjutnya busur magmatisme Miosen bergeser ke arah utara. Himpunan batuan vulkanik Formasi Mandiku merupakan produk dari magmatisme Miosen, yang sebagian besar berafinitas kalk-alkalin.

Kompleks bukit Tumpang Pitu terletak di bagian tenggara kompleks “Granitik Mrawan”, sebagai batuan utama yang menyusun Taman Nasional Merubetiri. Batuan “Granitik Mrawan” pada umumnya terdiri dari granodiorit dan sebagian adamelit. Batuan di bukit Tumpangpitu terdiri dari perselingan batupasir dan batulempung di bagian bawah, di atasnya disusun tuff-breccia, tuff, dasit porfiiri yang merupakan bagian dari Formasi Batuampar dan batuan intrusi andesit porfiri. Batuan-batuan ini banyak dipotong oleh patahan-patahan dengan arah kelurusan barat-laut-tenggara.



Gambar 4.0.2 Kenampakan perselingan batupasir tufan, breksi vulkanik dan lava andesit, tersingkap di tepi pantai bagian tenggara daerah telitian (Foto oleh Sutarto).

4.2.1 Litologi Bukit Gunung Manis (Petak 56)

Dari kenampakan singkapan dan lobang galian tambang rakyat di wilayah ini, batuan penyusun utamanya adalah batupasir vulkanik, tuf, breksi vulkanik, andesit/basalt, diorite, dasit dan granodiorit. Selama survey, tidak ditemukan kontak langsung antar batuan-batuan tersebut. Granodiorit kemungkinan besar relatif lebih muda dan menerobos batuan-batuan vulkanik klastik dan lava andesit/basalt. Pada bagian lembah atau alur sungai, batuan-batuan tersebut tertutup oleh endapan alluvial.

Di sebagian besar lereng Gunung Manis dan pada endapan alluvial, banyak mengandung endapan emas. Pada tubuh batuan yang mengalami ubahn hidrotermal, mineralisasi emas pada umumnya berasosiasi dengan urat-urat halus kuarsa dengan tebal sekitar 1-4 cm yang kadang berasosiasi dengan urat kalsit. Mineral ubahan seperti klorit, silica, mineral-mineral lempung, banyak ditemukan di lokasi ini berasosiasi dengan mineral sulfida terutama kalkopirit dan pirit.



Gambar 4.0.3 Kenampakan beberapa batun yang dijumpai di lokasi tambang rakyat Gunung Manis. Foto kiri kenampakan lapilli tuf dan foto kanan adalah basalt yang dipotong urat halus kuarsa (Foto oleh Sutarto)

Soil hasil pelapukan di wilayah ini mempunyai ketebalan mulai 0,5-2 m, dengan warna soil umumnya abu-abu hingga kecoklatan. Pelapukan fisik kemungkinan relative lebih intens, hal ini terlihat dengan kenampakan lapisan endapan alluvial yang cukup tebal. Endapan alluvial paling tidak mempunyai ketebalan lebih dari empat meter, hal ini terlihat dari salah satu lobang galian endapan plaser yang berada pada pertemuan dua alur sungai di lereng Gunung Manis, dengan variasi butiran dari ukuran lempung hingga boulder.



Gambar 5.0.4 Foto kanan adalah breksi hidrotermal yang mengalami pelapukan, sedangkan gambar kanan granodiorite yang dipotong oleh urat kuarsa-sulfida. Lokasi bukit Gendruwo (Foto oleh Sutarto).

4.2.2 Litologi bukit Gumuk Gendruwo dan Lompongan

Kedua bukit ini banyak disusun oleh granodiorite yg mengalami ubahan hidrotermal kuat. Granodiorit, berwarna putih abu-abu, iquigranular, berukuran kriistal anatar 1-2 mm, tersusun oleh kuarsa, plagioklas, sedikit biotit dan alkali feldsfar, sebagian dipotong oleh urat-urat halus kuarsa (0,4-2cm), mengandung pirit halus.

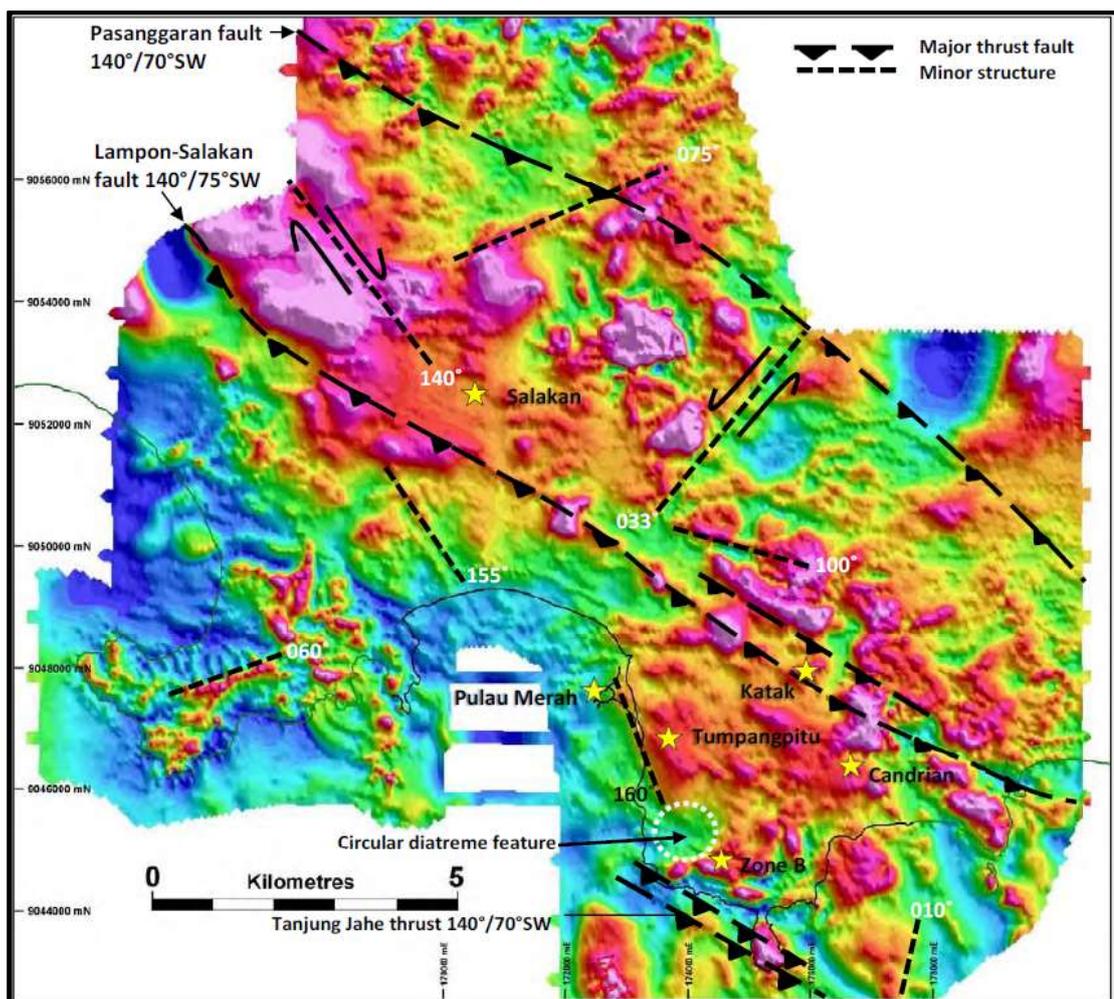
Zona oksidasi mencapai ketebalan antara 10-20 m. Dari kenampakan singkapan di permukaan maupun pengamatan pada lobang galian, soil memperlihatkan warna coklat muda hingga coklat kemerahan, dikontrol oleh kehadiran mineral-mineral besi oksida (hematite, goetit), mineral malakit, mineral-mineral lempung, dengan beberapa bagian memperlihatkan kenampakan boxwork yang cukup baik.

Pada Bukit Lompongan, urat-urat silika yang yang berasosiasi dengan endapan emas, berada pada kedalaman sekitar 20-30 m. Pada salah satu titik di bukit ini, ditemukan *native gold* dengan besar butiran sekitar 0,4 mm, yang berasosiasi dengan urat kuarsa. Dari kenampakan salah satu lobang galian, batuan di Bukit Lampongan disusun oleh breksi vulkanik dengan fragmen utama aalah batuan andesit. Diamping mengalami silisifikasi, batuan ini juga mengalami argilitasi dan oksidasi yang sangat kuat.

4.3. Struktur Geologi

Berdasarkan hasil penelitian yang dilakukan oleh Hellman (2011) didapatkan beberapa pola struktur geologi berupa sesar utama dengan arah relatif Barat Laut – Tenggara. Hal ini terlihat dari adanya pola kelurusan-kelurusan dari morfologi. Kemungkinan besar pola struktur geologi berarah Barat Laut–Tenggara ini yang menjadi pengontrol utama terjadinya sesar dan kekar minor yang berkembang di daerah penelitian. Sesar utama tersebut kemungkinan besar juga menjadi faktor yang berpengaruh terhadap terjadinya proses alterasi dan mineralisasi di daerah Tujuh Bukit dan sekitarnya dengan tipe endapan porfiri dan epitermal.

Terlihat pada peta pola struktur pada daerah Tumpangpitu, terdapat 2 sesar mayor dengan arah barat laut – tenggara. 2 sesar mayor ini adalah pengontrol utama terbentuknya sesar sesar minor pada daerah Tumpangpitu. Terdapat pola struktu yang berkembang diatanara 2 sesar mayor ini, yaitu sesar yang berupa “*metallogenically fertile structur*” atau pada pola inilah terjadi mineralisasi mineralisasi.



Gambar 4.0.5 Pola Struktur Daerah Tumpangpitu (Hellman, 2010)

Struktur geologi berupa sesar dan kekar memiliki peranan penting yang mengontrol terjadinya proses alterasi dan mineralisasi di daerah penelitian sebagai zona lemah untuk jalur (channel way) lewatnya fluida hidrotermal. Struktur sesar dalam skala yang besar dapat berperan sebagai sebuah feeder zone pembawa mineralisasi. Beberapa parameter dapat digunakan dalam melakukan pengukuran dan penentuan sesar meliputi pengukuran bidang sesar, gores garis, shear fracture, gash fracture, breksiasi dan mengetahui pergerakan sesar berdasarkan stepfault maupun offset. Struktur geologi sesar dibagi ke dalam dua periode perkembangan sesar, yaitu perkembangan sesar orde pertama yang berarah relatif Barat Laut-Tenggara dan perkembangan sesar orde kedua yang berarah relatif Utara-Selatan. Perkembangan yang mengalami perputaran arah dari Barat Laut-Tenggara menuju arah utara Selatan dimungkinkan akibat adanya pergerakan dua sesar mendatar kanan regional, yaitu sesar.



Gambar 4.0.6 Singkapan yang Memperlihatkan Kenampakan Struktur Geologi Berupa *Shear Fracture*, *Gash Fracture* dan Breksiasi dengan arah relative utara-selatan. Berdasarkan klasifikasi Rickard (1972) nama sesar tersebut yaitu *Normal Right Slip Fault*.



Gambar 4.0.7 Singkapan yang memperlihatkan Kenampakan Struktur Geologi Berupa *Shear Fracture*, *Gash Fracture* dan Breksiasi dengan arah relative barat laut-tenggara. Berdasarkan klasifikasi Rickard (1972) nama sesar tersebut yaitu *Normal Right Slip Fault*.

BAB 5 KARAKTERISTIK BREKSI HIDROTERMAL

5.1 Alterasi Hidrotermal dan Mineralisasi

Batuan pada bukit ini di bagian tengah telah berubah kuat membentuk ubahan advanced argillic (dickite±pyrophyllite±alunite±halloysite) yang juga banyak didapatkan vuggy silica, sedangkan dibagian lereng timur terutama Gunung Manis dan sekitarnya membentuk zona ubahan argillic (dickite±monmorillonite±halloysite±paragonite). Pada beberapa singkapan terlihat struktur stockwork yang telah terisi banyak mineral-mineral besi oksida (membentuk *boxwork*). Host rock mineralisasi sebagian besar terdapat pada breksi hidrotermal, serta pada batuan dasit porfiri dan juga tuff-breccia. Dari pemboran yang telah dilakukan banyak didominasi oleh mineral kalkopirit-sfalerit-covelit (<300m). Sedangkan pada kedalaman sekitar 300-600 m, memperlihatkan kenampakan magnetite-chalcosite stockwork-vein system, yang mengindikasikan kemungkinan adanya porphyry system. Endapan gossan (hematite±goetite) dengan kenampakan banyak boxwork tersingkap cukup jelas di pulau Merah, yang mempunyai luas sekitar 50 x 100 m, terletak di lepas pantai sekitar 250 m selatan kompleks bukit Tumpang Pitu. Zona ubahan profilitik ditemukan pada sungai-sungai di sebelah barat Bukit Tumpang Pitu. Mineral-mineral ubahan klorit±epidot±kuarsa±kalsit umumnya hadir baik sebagai urat halus maupun mengganti sebagian mineral-mineral piroksen, plagioklas, dan gelas vulkanik pada batuan andesit.



Gambar 5.0.1 Kenampakan granodiorit terpotong oleh urat halus silica-pirit-kalkopirit (foto kiri), dan kenampakan granodiorit yang mengalami argiliti dn oksidasi kuat. Lokasi bukit Gendrowo.

Daerah Tujuh Bukit memiliki empat zona mineralisasi utama, yaitu sistem epitermal dan porfiri sulfida yang ada Tumpangpitu, sistem porfiri Katak, sistem porfiri Candrian dan sistem epitermal sulfidasi rendah di Gunung Manis. Namun yang telah mengalami penelitian lebih lanjut adalah daerah Tumpangpitu. Mineralisasi di Tumpangpitu terdiri dari *Au-rich porphyry* dan dan Cu-Au-Mo sistem yang di tampali oleh sistem Cu-Au-Ag epitermal

sulfidasi tinggi. Mineralisasi sulfidasi tinggi teroksidasi kuat di dekat permukaan. Oksidasi ini menyebabkan terjadi pengkayaan Au, Ag dan As serta menipiskan Cu. Akibatnya deposit tumpangpitu memiliki tutup berua oksida yang cukup tebal.

5.1.1. Oksidasi Endapan Epitermal Sulfidasi Tinggi

Mineralisasi oksida di tumpangpitu terdapat pada daerah tinggian bersamaan dengan adanya anomali Au dan Ag. Mineralisasi berada pada kantong kantong yang diberi nama Zona A hingga Zona F. Au dan Ag diperkaya dalam interval inti yang menunjukkan peningkatan tingkat oksidasi serta meningkatnya intensitas jaringan fraktur sulfida, sampai pada tingkat dimana perbedaan kenampakan akibat oksidasi dapat memberikan perkiraan kualitatif / kadar dari nilai Au yang mungkin (rendah, sedang, tinggi)

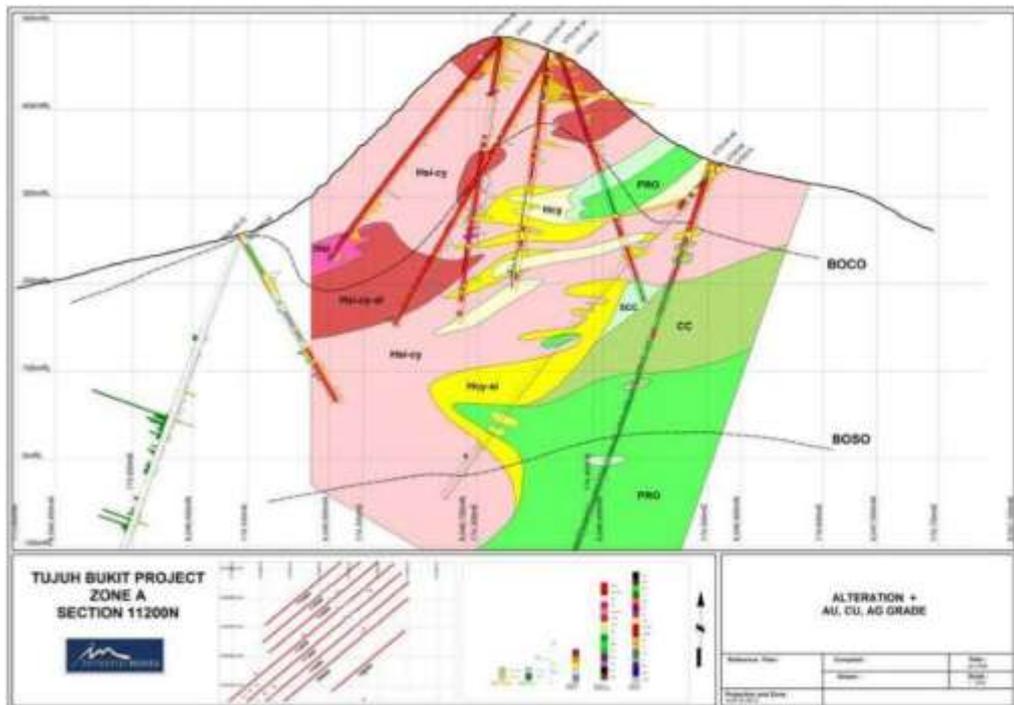


Gambar 5.0.2 Singkapan Breksi Freatomagmatik dengan Fragmen Tuf Pada Lokasi Pengamatan 53 yang Sudah Teralterasi Silika + Kaolinit ± Dickit ± Alunit pada Zona Oksida (Foto Oleh Khafarel Laudza P)

Mineralisasi di zona oksida menyerupai bentuk dan distribusi mineralisasi di zona HS-sulfida yang mendasar, kecuali bahwa mineralisasi tersebut ditampal oleh oksidasi yang meningkatkan nilai Au dan Ag. Interval mineralisasi inti cenderung memiliki ketebalan puluhan sampai ratusan meter. Ketebalan yang siukur secara berpotongan diyakini mendekati ketebalan yang benar di Zona C karena pengeboran tegak lurus terhadap arah kemiringan . Pada Zona A, mineralisasi diperkirakan menerus ke arah yang sama dengan fraksi yang lebih besar dari lubang pengeboran (yaitu ke arah barat daya), namun karena kontinuitas mineralisasi antara lubang dan gaya mineralisasi (jaringan fraktur yang tersebar luas dalam kedalaman yang dalam dan zona oksidasi yang luas), lebar yang berpotongan cenderung mendekati lebar sebenarnya.

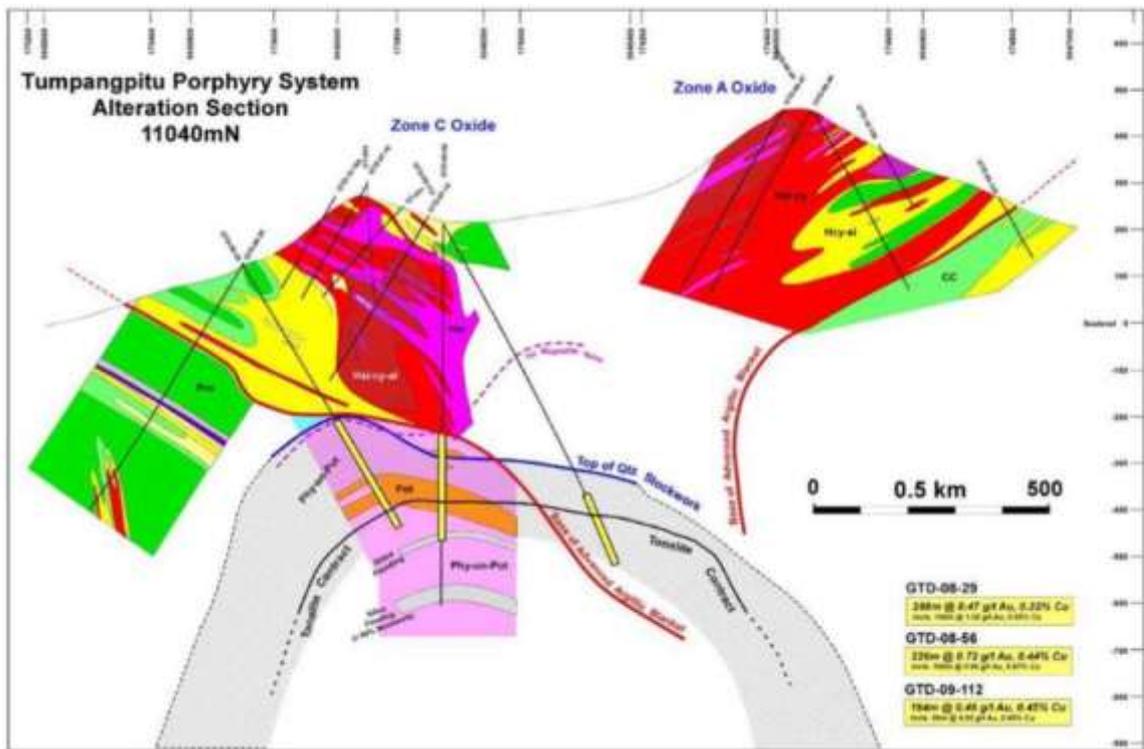
Seperti yang dijelaskan di atas untuk zona oksida, perubahan argilik yang meluas pada Zona A dan C membentuk tepian silika yang luas dan tebal yang dengan kemiringan ke arah barat daya – timur laut, masing-masing mengarah ke permukaan, menjauhi tonalit porfiri yang berada jauh di dalam. Tepian ini menerus tegak lurus terhadap kemiringannya, dengan inti silika dan silika-alunit yang melintang ke arah silika – alunit - lempung, silika - lempung,

lempung - silika, lempung dan akhirnya di daerah tepi merupakan alterasi propilitik, yang merupakan ciri khas sistem endapan sulfidasi tinggi, dimana penyebaran fluida asam adalah pengontrol utamanya.

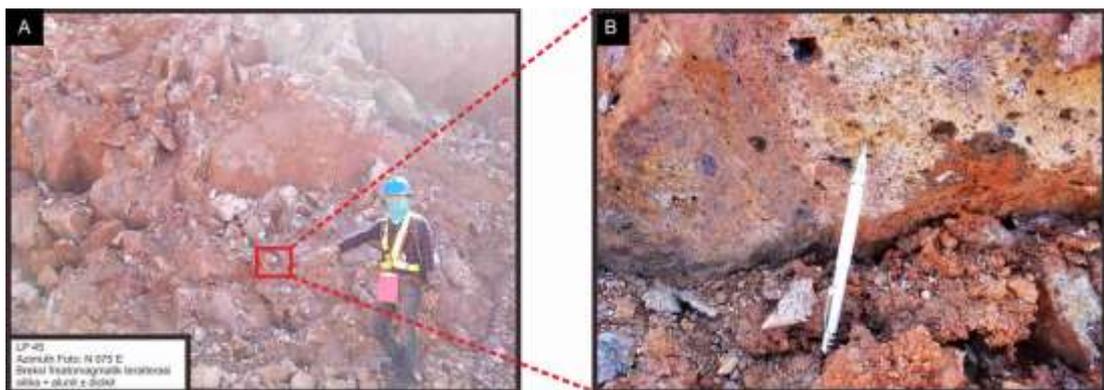


Gambar 5.0.3 Penampang alterasi zona A daerah Tumpangpitu (Hellman, 2010)

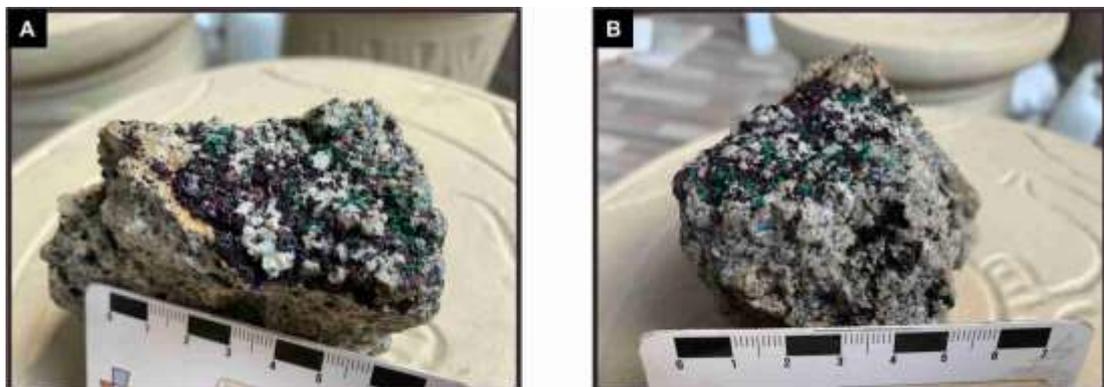
Mineralisasi sulfidasi tinggi membentuk jaringan dan susunan fraktur dan urat sulfida, yang mengandung pirit +/- enargit +/- tetrahedrit - tennantit +/- chalcocit +/- bornit yang terbentuk secara meluas di dalam bagian silika yang lebih kaya. Pada Zona B (Gambar 3.4.), zona argilik tidak terbentuk secara halus ke tetapi dalam bentuk curam sesuai zona struktural. Di sini, kantong alterasi yang kaya akan silika memiliki tebal 30 - 100m, meskipun zona mineralisasi di dalam inti sub vertikal menuju alterasi ini cenderung lebih sempit (lebar maksimum 5-15 m). Jadi panjang perpotongan di zona sulfida "atas" di Zona B tidak mewakili lebar sebenarnya yang mungkin sangat sempit.



Gambar 5.0.4 Penampang zona A dan C Daerah Tumpangpitu (Hellman, 2010)



Gambar 5.0.5 A) Singkapan Tipe Alterasi silika + alunit ± dickit Pada Zona Struktur Geologi Berwarna Kemerahan yang Menandakan Tingkat Oksidasi Tinggi B) Foto *Close Up* Pada Batuan Terubah silika + alunit ± dickit dengan Keterdapatan Tekstur *Vugy* yang Dominan dan Mineral Oksida.



Gambar 5.0.6 A) Mineral Azurit, Malasit dan Kovelit Pada Tipe Alterasi *Vugy* Masif Silika ± Alunit ± Pirofilit yang Terdapat pada daerah Penelitian (Foto oleh Khafarel Laudza Putra)



Gambar 5.0.7 A) Mineral Azurit. B) Mineral Goetit Dengan Tekstur *Bacharoidal* Pada LP Daerah Penelitian *Pit C*.

6.1.2. Mineralisasi Porfiri Cu-Au-Mo

Geometri dari sistem porfiri di Tumpangpitu digambarkan dalam **Gambar 5.4**. Mineralisasi *stockwork* porfiri membentuk cangkang annular atau invert yang terletak di sekitar pinggiran tonalit yang dalam. Stok tonalit secara luas berada di anomali magnetik. Mineralisasi terjadi baik di dalam batas luar stok maupun di dalam bagian paling dalam dari batuan bagian atas dan sekitarnya. Batuan yang berada di pinggiran intrusi tonalite, yang dibor sampai saat ini, terdiri dari diorit berbutir medium, yang merupakan intrusi yang ada di pusat vulkanik setempat. Zona mineralisasi *stockwork* yang sangat kuat, mencakup area sekitar 1,2 km pada bagian (NE-SW), dengan mineralisasi porfiri telah dibor pada sembilan penampang melintang, menghasilkan luas sekitar 1,7 km pada dimensi NW-SE. Ketebalan sebenarnya dari bagian mineralisasi porfiri yaitu sekitar 200m.

Mineralisasi di Tumpangpitu terdiri dari *Au-rich porphyry* dan Cu-Au-Mo sistem yang di tampali oleh sistem Cu-Au-Ag epitermal sulfidasi tinggi. Mineralisasi sulfidasi tinggi teroksidasi kuat di dekat permukaan. Oksidasi ini menyebabkan terjadi pengkayaan Au, Ag dan As serta menipiskan Cu. Akibatnya deposit tumpangpitu memiliki tutup berua oksida yang cukup tebal.

5.2. Breksi Hidrotermal

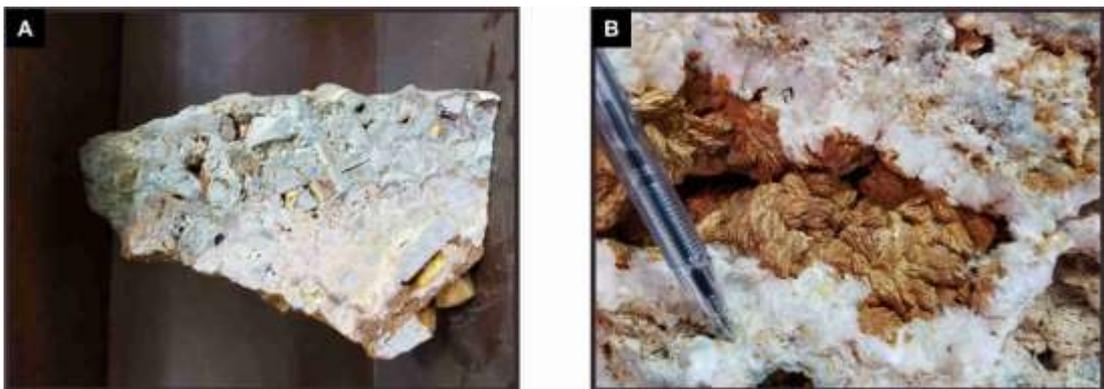
Satuan breksi hidrotermal Batuampar yang terdapat di daerah penelitian dengan mengacu pada hasil penelitian terdahulu oleh Hellman (2011) adalah Miosen Tengah yang bersamaan dengan waktu perkembangan struktur dan terbentuknya proses hidrotermal yang didasarkan pada penentuan umur menggunakan metode radiometrik dating K-Ar. Satuan breksi hidrotermal Batuampar di daerah penelitian berupa intrusi terhadap satuan breksi vulkanik Batuampar yang sudah terlebih dahulu terendapkan. Hal ini terjadi karena breksi hidrotermal terbentuk akibat adanya injeksi fluida magmatik yang memotong batuan di atasnya.



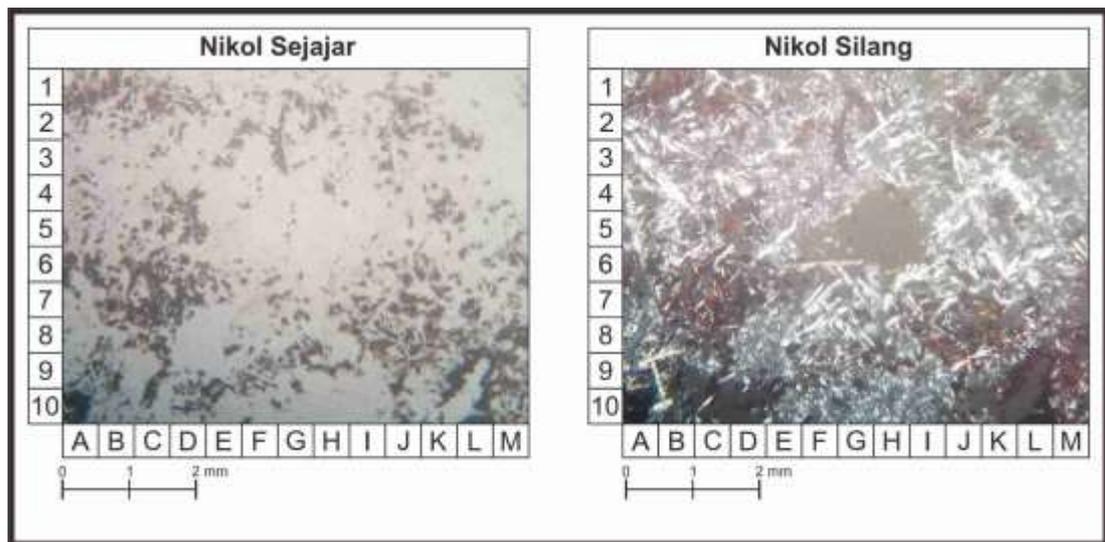
Gambar 5.0.8 Kenampakan matrik breksi vulkanik (kedalaman 20 m) yang mengalami oksidasi kuat (foto kiri), dan kenampakan soil hasil prose oksidasi kuat membentuk endapan laterit . Lokasi bukit Lamongan (Foto oleh Sutarto).



Gambar 5.0.9 Kenampakan breksi hidrotermal dengan matrik kuarsa . Lokasi bukit Manis (Foto oleh Sutarto)



Gambar 5.0.10 A) Breksi Injeksi Hidrotermal Magmatik dengan Tekstur *Jigzaw Puzzle* dyang Terdapat di Tujuh Bukit B) Alunit Pada Tipe Alterasi alterasi Silika + Alunit ± Dickit



Gambar 5.0.11 Sayatan Tipis dari Matriks Breksi Injeksi Hidrothermal Magmatik

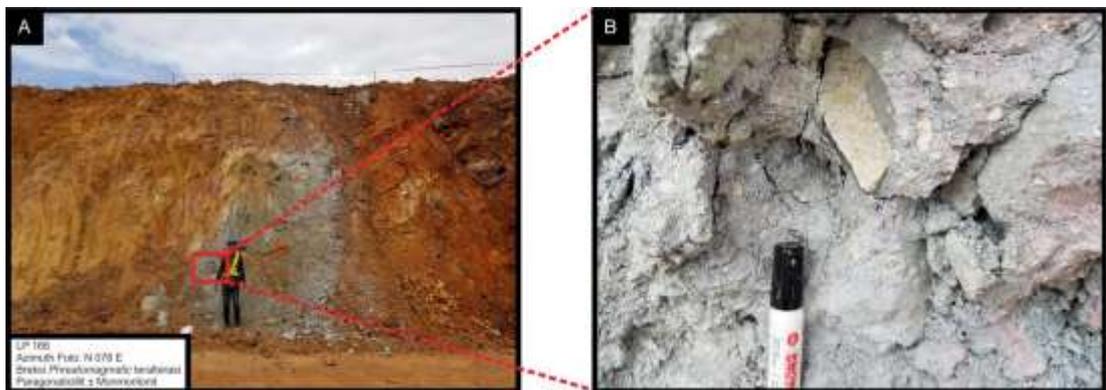
5.2.1 Breksi Freatomagmatik Tumpangpitu

Breksi freatomagmatik dicirikan dengan kehadiran fragmen polimik yaitu material juvenile dan material batuan dinding berukuran 0,6 hingga 6,4 cm dengan derajat pembundaran agak menyudut hingga membundar dan terpilah secara buruk. Fragmen pada batuan didukung oleh matriks berupa material piroklastik berukuran pasir hingga debu serta mineral lempung dengan semen silika dan sebagian oksida. Mayoritas komponen mineralisasi pada breksi ini umumnya terdapat bersamaan dengan matriks. Matriks tersebut dikenal sebagai *milled matrix* (Barker et al, 1986) atau *rock flour* (Silitoe, 1985). Pada pengamatan mikroskopis petrografi, matriks *rock flour* disusun oleh mikrokristalin mineral lempung.

Litologi breksi freatomagmatik sebagian besar telah mengalami alterasi kuat dicirikan dengan kehadiran kelompok mineral ubahan *vuggy* masif silika ± alunit ± pirofilit dan silika + alunit ± dickit dengan tekstur *vuggy* sehingga fragmen dari litologi tersebut sangat sulit untuk diketahui. Litologi breksi freatomagmatik telah mengalami alterasi sedang hingga lemah yang dicirikan dengan kehadiran kelompok mineral ubahan seperti silika + kaolinit ± dickit ± alunit dan monmorilonit ± kaolinit yang masih memperlihatkan tekstur aslinya sehingga memungkinkan batuan masih dapat dikenali dengan baik. Geometri dari breksi freatomagmatik pada lingkungan epitermal di Tumpangpitu berupa tubuh pipa (*pipe body*) dan kontak dengan batuan dinding sub-vertikal hingga vertikal.



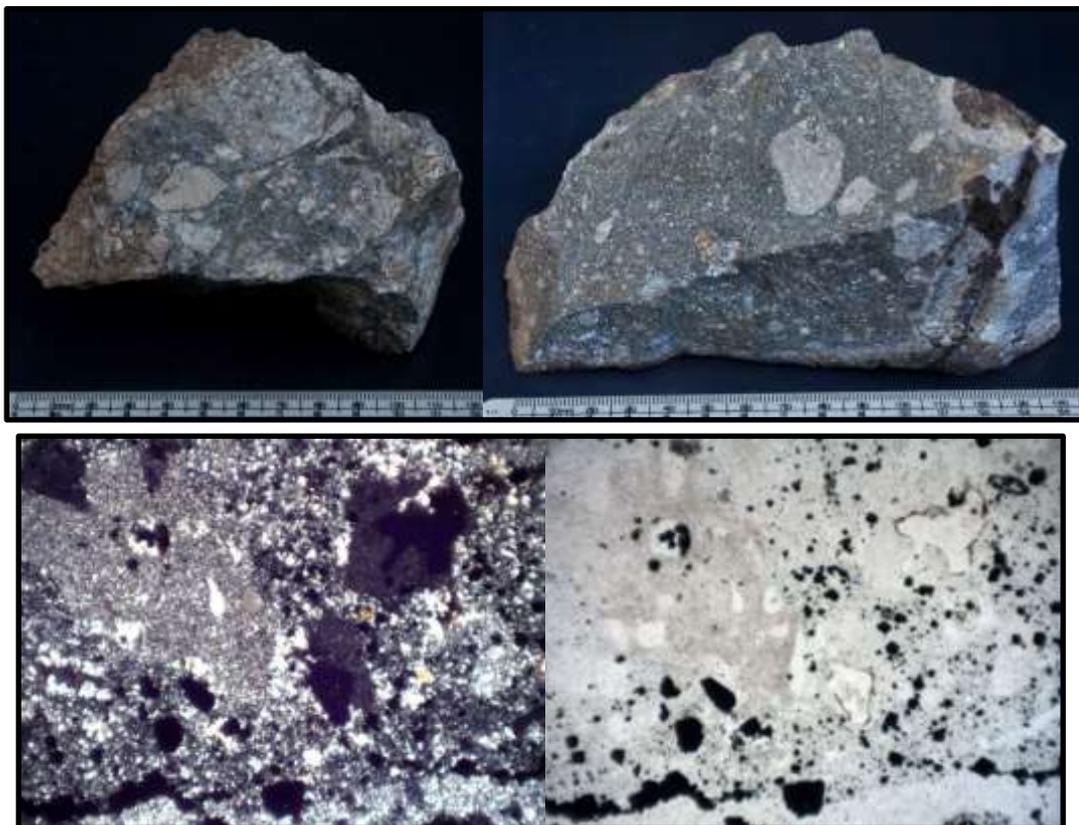
Gambar 0.12 Singkapan Breksi Freatomagmatik dengan Fragmen Tuf Pada Lokasi Pengamatan 53 *Pit A* yang Sudah Teralterasi Silika + Kaolinit ± Dickit ± Alunit (Foto oleh Khafarel Laudza P).



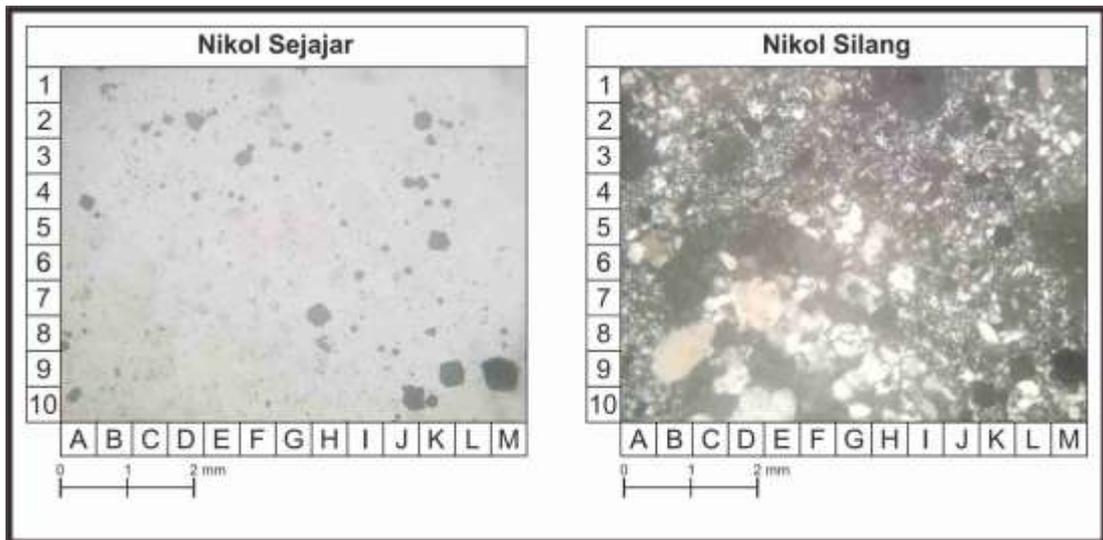
Gambar 6.0.13 Singkapan Breksi Freatomagmatik Pada Lokasi Pengamatan 166 *Pit C* yang Sudah Teralterasi Paragoniticillit ± Monmorilonit ± Klorit dan Terdapat Mineral Pirit Pada Matriks Batuan (Foto oleh Khafarel Laudza P).



Gambar 6.0.14 Singkapan Breksi Freatomagmatik dengan Fragmen Porfiri Dasit Pada Lokasi Pengamatan 145 *Pit C* yang Sudah Teralterasi Silika + Kaolinit ± Dickit ± Alunit dan Terdapat Mineral Pirit Pada Matriks Batuan (Foto oleh Khafarel Laudza P).



Gambar 6.0.15 Foto atas contoh setangan breksi freatomagmatik di pit C (foto Sutarto). Foto bawah kenampakan foto mikroskopis matrik breksi freatomagmatik di atas.



Gambar 6.0.16 Sayatan Tipis dari Matriks Batuan Breksi Freatomagmatik Terubah Silika + Kaolinit ± Dickit ± Alunit.

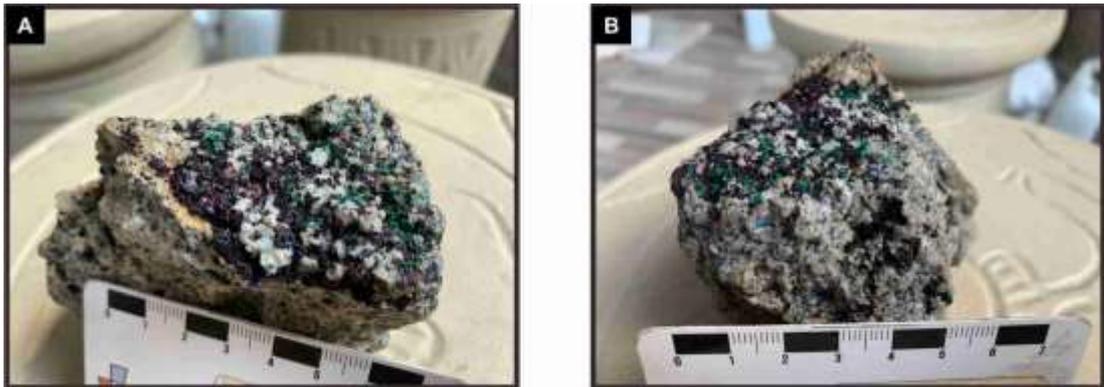
Mineralisasi banyak terjadi pada Breksi freatomagmatik yang secara kenampakan fisik di lapangan menunjukkan kehadiran mineral silika masif berwarna putih dan sedikit memperlihatkan *vugy* yang terisi oleh mineral sulfur kristalin, azurit, malasit dan kovelit. Keterdapatan mineralisasi pada daerah penelitian terjadi secara diseminasi dengan mengisi rongga-rongga *vugy* (*space filling*). Breksi freatomagmatik yang berada pada daerah Tumpangpitu mengacu dari penelitian yang dilakukan oleh Harrison (2017) berdasarkan pada metode radiometrik dating K-Ar memiliki umur 2,7 juta tahun (Pliosen Akhir).



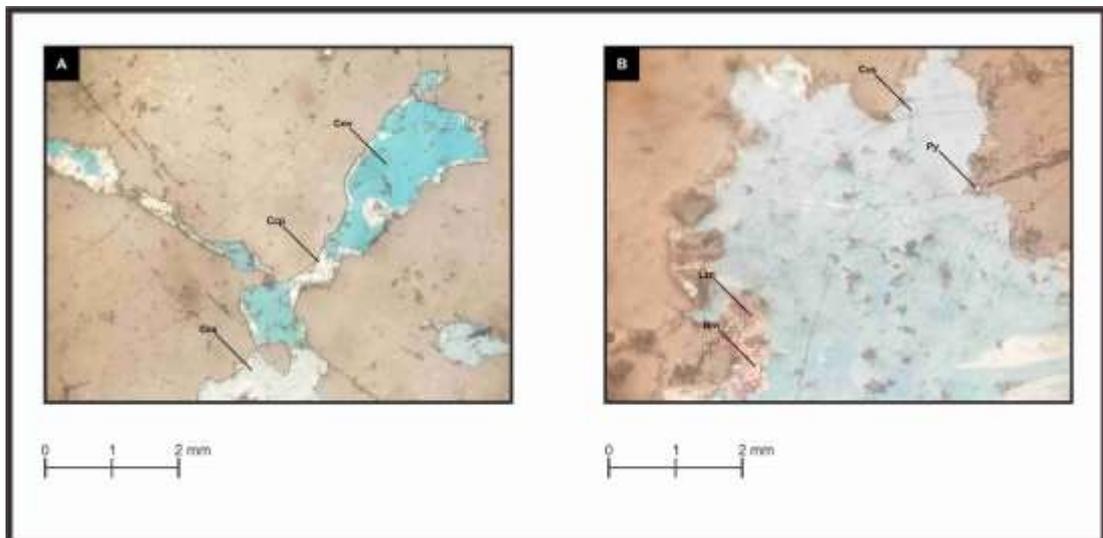
Gambar 0.17 Mineral Azurit, Malasit dan Kovelit Pada Breksi Freatomagmatik. Kovelit banyak tumbuh pada matrik breksi (Foto oleh Sutarto).



Gambar 0.18 Mineral Sulfur Kristalin dan Malasit Pada Breksi Freatomagmatik (Foto oleh Dynasty Hadyan Saputro).



Gambar 6.0.19 A) Mineral Azurit, Malasit dan Kovelit Pada Tipe Alterasi *Vugy* Masif Silika \pm Alunit \pm Pirofilit yang Terdapat pada daerah Penelitian (Foto oleh Khafarel Laudza Putra)



Gambar 6.0.20 Foto Analisis Mineragrafi LP 110 Pada Breksi Freatomagmatik dengan Tipe Alterasi *Vugy* Masif Silika \pm Alunit \pm Pirofilit. A) Mineral Kalkopirit (Kuning Muda) ter-*Replacement* Oleh Mineral Kalkosit (Biru Muda) dan Kovelit (Biru Tua). B) Mineral Kalkopirit (Kuning Muda) ter-*Replacement* Oleh Mineral Bornit (Pink Tua), Luzonit (Pink Muda) dan Kalkosit (Biru Muda). Terdapat Mineral Pirit yang Tumbuh Bersama Mineral Kalkopirit

5.2.3 Breksi Hidrotermal Magmatik

Breksi hidrotermal magmatik dicirikan dengan kehadiran fragmen monomik berukuran 0,25 hingga 8 cm dengan derajat pembundaran menyudut dan terpilah secara buruk. Batuan ini tersusun atas fragmen berupa kuarsa (silika). Fragmen pada batuan didukung oleh matriks berupa mineral malasit, azurit, goetit, hematit, limonit, jarosit dan mineral sulfida. Batuan ini memiliki struktur masif dengan tekstur *jigsaw puzzle*.

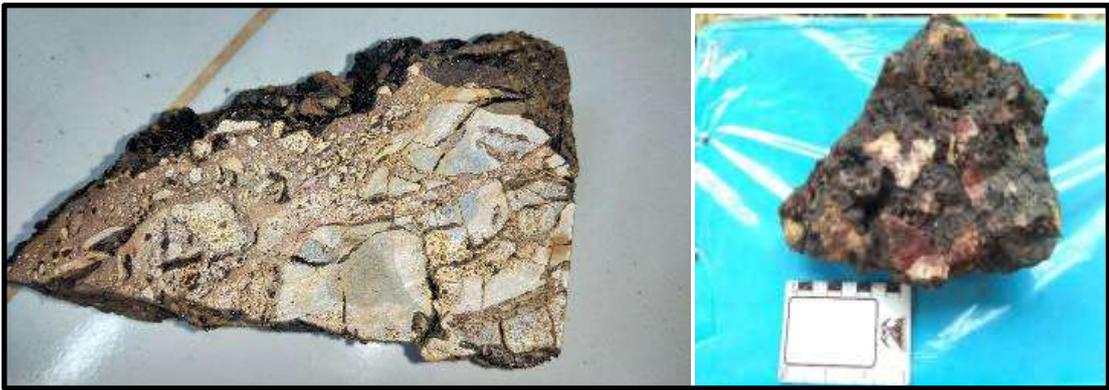
Breksi injeksi hidrotermal magmatik Tumpangpitu terbentuk akibat adanya interaksi antara injeksi fluida magmatik dengan air meteorik yang menyebabkan terjadinya pelepasan uap dan runtuhnya dinding yang telah mengalami proses silisifikasi sebelumnya. Batuan ini mengalami alterasi kuat *vugy* masif silika ± alunit ± pirofilit dan silika + alunit ± dickit.



Gambar 6.0.21 Singkapan Breksi Injeksi Hidrotermal Magmatik dengan Fragmen Silika dan Matriks Sulfida Pada Lokasi Pengamatan 43 *Pit B West* yang Sudah Teralterasi Silika + Alunit ± Dickit. (Foto oleh : Dynasty Hadyan Saputro).



Gambar 6.0.22 Singkapan Breksi Injeksi Hidrotermal Magmatik dengan Fragmen Silika dan Matriks Sulfida Pada Lokasi Pengamatan 18 *Pit B West* yang Sudah Teralterasi Silika + Alunit ± Dickit. (Foto oleh : Dynasty Hadyan Saputro).

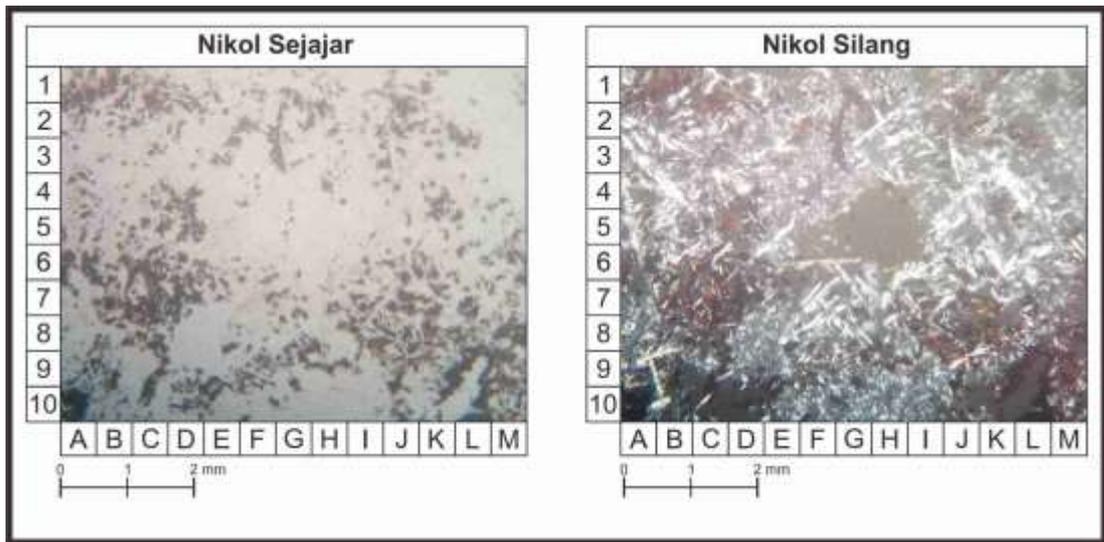


Gambar 6.0.23 Breksi Injeksi Hidrotermal Magmatik dengan Kenampakan Tekstur *Jigsaw Puzzle* pada Lokasi Pengamatan 43 *Pit B West* dan Lokasi Pengamatan 145 (Foto oleh : Dynasty Hadyan Saputro dan Jalu Bias F).

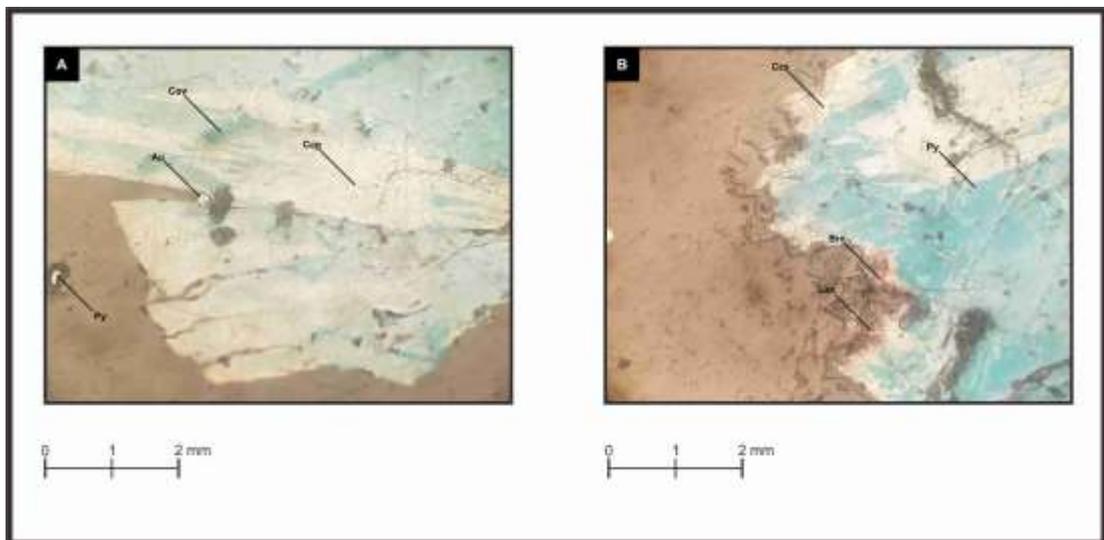
Geometri dari breksi injeksi hidrotermal magmatik pada lingkungan epitermal di Tumpangpitu berupa tubuh yang tidak beraturan (*irregular body*) dan kontak dengan batuan dinding sub-vertikal hingga vertikal. Mineralisasi cukup berkembang dengan baik pada breksi injeksi hidrotermal magmatik sebagian besar terjadi dengan cara mengisi rongga-rongga (*space filling*) pada tekstur *vuggy*. Kenampakan fisik di lapangan biasanya ditandai dengan warna kemerahan akibat proses oksidasi yang tinggi. Mineralisasi yang terbentuk berupa mineral malasit, mineral azurit, mineral-mineral sulfida dan mineral oksida seperti hematit dan goetit. Breksi injeksi hidrotermal magmatik yang berada pada daerah Tumpangpitu mengacu dari penelitian yang dilakukan oleh Harrison (2017) berdasarkan pada metode radiometrik dating K-Ar memiliki umur 2,7 juta tahun (Pliosen Akhir).



Gambar 6.0.24 Foto kiri mineral-mineral covelit telah mengganti hampir semua mineral sulfida pada matrik breksi hidrotermal magmatik. Sampel pit B West (foto Sutarto). Foto kanan Mineral Goetit, Malasit, Azurit Dan Mineral Sulfida Hitam Dalam Breksi Injeksi Hidrotermal Magmatik yang Terdapat Pada Sampel LP 18 *Pit B West* (Foto oleh : Dynasty Hadyan Saputro).



Gambar 5.0.25 Sayatan Tipis dari Matriks Batuan Hidrothermal Magmatik Terubah Silika + Alunit ± Dickit



Gambar 0.26 Foto Analisis Mineragrafi LP 110 Pada Tipe Alterasi *Vugy* Masif Silika ± Alunit ± Pirofilit. A) Mineral Emas (Kuning Keemasan) Mengisi Rongga (*Space Filling*) diantara Mineral Kovelit (Biru Tua). B) Mineral Pirit (Kuning) Tumbuh Mengisi Rongga (*Space Filling*) di antara Mineral Kovelit (Biru Tua)

Tabel 6.0.1 Karakteristik Breksi Hidrothermal di Tumpangpitu.

		Freatomagmatik	Injeksi Hidrotermal Magmatik
Geometri dari Tubuh Breksi		Tubuh Tidak Beraturan (<i>Irregular Body</i>)	Tubuh Pipa (<i>Pipe Body</i>)
Kontak dengan Batuan Dinding		Sub-vertikal hingga vertikal	Sub-vertikal hingga vertikal
Fragmen / Clast	Komposisi	Monomik, Kuarsa (Silika)	Polimik, Juvenil, Fragmen batuan dinding (Dasit dan Tuf yang sudah mengalami alterasi)
	Ukuran	0,25 hingga 8 cm	0,6 hingga 6,4 cm
	Pembundaran	Agak membundar hingga menyudut	Membundar hingga agak menyudut
Matriks		Mineral malasit, azurit, goetit, hematit, limonit, jarosit dan mineral sulfida	Material piroklastik berukuran pasir hingga debu serta mineral lempung dengan semen silika dan sebagian oksida
Rasio Fragmen dan Matriks		Didukung oleh matriks	Didukung oleh matriks
Tekstur		<i>Crackle, Jigsaw Puzzle</i>	<i>milled matrix, rock flour</i>
Alterasi		Argilik lanjut (silika + alunit ± dickit)	Silisifikasi (silika ± alunit ± dickit) Argilik lanjut (silika + alunit ± dickit) Argilik (silika + kaolinit ± dickit ± alunit) Propilitik (paragonaticilit ± monmorilonit)
Mineralisasi		Pengisian pada rongga <i>vugy</i> (<i>space filling</i>)	Diseminasi dan pengisian pada rongga <i>vugy</i> (<i>space filling</i>)

DAFTAR PUSTAKA

- Achdan dan Bachri. 1993. *Peta Geologi Lembar Blambangan, Jawa Timur*. Bandung : Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Baker, E.M., Kirwin, D.J., Taylor, R.G., 1986, *Hydrothermal Breccia Pipes*, Geology Department., James Cook University of North Queensland.
- Barton, C.D. dan Karathanasis A.D. 2002. *Clay Minerals*. Encyclopedia of Soil Science.
- Bemmelen, R.W. Van. 1949. *The Geology of Indonesia*. Amsterdam : Vol. 1 A. Government Printing Office. The Hauge.
- Bias, J.L., 2018. *Geologi Dan Studi Alterasi Di Pit B East, Pit B West Dan Pit E Daerah Tumpangpitu, Kecamatan Pesanggaran, Kabupaten Banyuwangi, Jawa Timur*: Skripsi (Tidak dipublikasikan).
- Browne, P.R.L. 1991. *Hydrothermal Alteration and Geothermal Systems*. New Zealand : Geology Lecture Course, University of Auckland.
- Buchanan, L.J. 1981. *Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest, Relations of Tectonics to Ore Deposits in the Southern Cordillera: Arizona Geological Society Digest*, v. 14.
- Carlile dan Mitchell. 1994. *Magmatic Arcs and Associated Gold and Copper Mineralization in Indonesia*. Journal of Geochemical Exploration 50 (1-3) : 91-142.
- Corbett, G.J. dan Leach T.M. 1997. *Southwest Pacific Rim Gold-copper Systems : Structure, Alteration, and Mineralization*. Townville : A Workshop Presented for the Society of Exploration Geochemists.
- Corbett, G.J. 2002. *Epithermal Gold For Explorationists*. Australia : AIG Journal-Applied Geoscientific Practice and Research.
- Davies, A.G.S., 2008, *Diatreme breccias at the Kelian gold mine, Kalimantan, Indonesia: Precursors to epithermal gold mineralization: Economic Geology*, v.103, p. 689-716.
- Guilbert, J.M. dan Park C.F.Jr. 1986. *The Geology of Ore Deposits*. New York : W.H. Freeman and Company.
- Hadyan, D. 2019. *Geologi, Alterasi Dan Kontrol Struktur Geologi Terhadap Prospekt Mineralisasi Au, Cu Dan Ag Di Pit B East Dan Pit B West, PT BumiSuksesindo, Tujuh Bukit, Banyuwangi, Jawa Timur*: Skripsi (Tidak dipublikasikan).
- Hall, R., Clements, B., & Smyth, H. R. (2009). *Sundaland : Basement Character, Structure and Plate Tectonic Development*. Indonesian Petroleum Association. 33. Jakarta: Indonesian Petroleum Association.

- Harrison, R.L., Maryono, A., Norris, M.S., Rohrlach, B.D., Cooke, D.R., Thompson, J.M., Creaser, R.A., and Thiede, D.S., 2017, *Geochronology of the Tumpangpitu porphyry gold-copper-molybdenum and high-sulfidation epithermal gold-silver-copper deposit - Evidence for pre and post-mineralization diatremes in the Tujuh Bukit district, Southeast Java, Indonesia*: Economic Geology (in press).
- Hedenquist, J.W. et al. 1997. *Evolution of an Intrusion-Centered Hydrothermal System: Far Southeast-Lepanto Porphyry and Epithermal Cu-Au Deposits, Philippin*. Economic Geology, v. 93, pp. 373-404.
- Hedenquist, J.W. et al. 2000. *Exploration for Epithermal Gold Deposit*. SEG Reviews Vol. 13, 2000, p. 245-277.
- Kretz, R. 1983. *Symbols for rock-forming minerals*. Am. Mineral., 68, 277 - 279.
- Moody, J.D., dan Hill, M.J. 1956. *Wrench Fault Tectonics*. Bulletin of the Geological Society of America.
- Morrison, K. 1996. *Magmatic-related Hydrothermal System*. Australia : Short Course Manual.
- Pirajno, F. 1992. *Hydrothermal Mineral Deposits, Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris.
- Pirajno. 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*: Springer Science + Business Media B.V. 2009.
- Pulunggono dan Martodjojo, S. 1994. *Perubahan Tektonik Paleogene – Neogene Merupakan Peristiwa Tektonik Terpenting di Jawa*. Yogyakarta : Proceeding Geologi dan Geotektonik Pulau Jawa, Percetakan NAFIRI.
- Rickard, M.J., 1972. *Fault classification – discussion*. Geological Society of America Bulletin, v.83, p.2545-2546.
- Rohrlach, Bruce. 2011. *The Geology of the Tujuh Bukit Copper-Gold Project East Java, Indonesia*. Intrepid Mines Ltd (SMEDG16 June 2011).
- Schmid, R. 1981. *Descriptive Nomenclature and Classification of Pyroclastic Deposits and Fragments: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. The Geological Society of America. Boulder. Vol. 9, 41-43.
- Sillitoe, Richard. M., 1985, *Ore Related Breccia in Volcanoplutonic Arcs*, Economic Geology., Vol 80., hal 1467-1514
- Sillitoe, R.H. et al. 2003. *Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits*. Society of Economic Geologist Special Publication 10, 2003, p. 315-343.

- Sutarto. 2001. "*Buku Petunjuk Praktikum Endapan Mineral*" Edisi 2, Laboratorium Endapan Mineral, Jurusan Teknik Geologi, Fakultas Teknologi Mineral, Universitas Pembangunan Nasional "Veteran" Yogyakarta.
- Sutarto, Idrus, A., Putranto, S., Harijoko, A., Setijadji, L.D., Meyer, F.M., and Danny, R. 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.
- Travis, Russel B. 1955. *Classification of Rocks*. Colorado : Colorado School of Mines, 4th edition.
- Van Zuidam, R. A.. 1983. *Guide to Geomorphology Ariel Photographic Interpretation and Mapping*, ITC Enschede The Nederland.
- Verstappen, H. Th. 1985. *Applied Geomorphological Survey and Natural Hazard Zoning*. Enschede: ITC
- White, N.C. dan Hedenquist, J.W. 1990. *Epithermal Environments and Styles of Mineralization: Variations and their Causes, and Guidelines for Exploration*. *Journal of Geochemical Exploration*, 36: 445-474.
- White, N. C. dan Hedenquist, J. W. 1995. *Epithermal Gold Deposits: Styles, Charecteristics and Exploration*, *Society of Economic Geology* 25, hal 1,9-13.
- White, N. 2009. *Ephithermal Gold Deposit, in SEG-MGEI Gold Deposit Workshop 2009, Gold Deposits*. Yogyakarta : New Development and Exploration, Gadjah Mada University.