

SKRIPSI

**KARAKTERISASI ALTERASI DAN MINERALISASI PROSPEK
ENDAPAN BIJIH TIPE URAT DI DAERAH CINDAKKO
KABUPATEN MAROS, SULAWESI SELATAN;
IMPLIKASINYA TERHADAP EKSPLORASI**

Disusun dan diajukan oleh

LIESER TALEBONG

D62115312



**PROGRAM STUDI TEKNIK PERTAMBANGAN
FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS HASANUDDIN**

**MAKASSAR
2022**

LEMBAR PENGESAHAN SKRIPSI

**KARAKTERISASI ALTERASI DAN MINERALISASI PROSPEK
ENDAPAN BIJIH TIPE URAT DI DAERAH CINDAKKO
KABUPATEN MAROS, SULAWESI SELATAN;
IMPLIKASINYA TERHADAP EKSPLORASI**

Disusun dan diajukan oleh

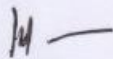
LIESER TALEBONG

D62115312

Telah dipertahankan di hadapan Panitia Ujian yang dibentuk dalam rangka Penyelesaian Studi Program Sarjana Program Studi Teknik Pertambangan Fakultas Teknik Universitas Hasanuddin pada tanggal 3 Agustus 2022 dan dinyatakan telah memenuhi syarat kelulusan.

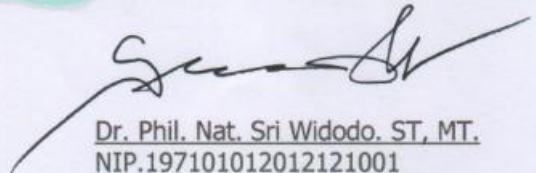
Menyetujui,

Pembimbing Utama,



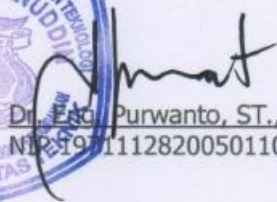
Dr. Ir. Irzal Nur, MT.
NIP.196604091997031002

Pembimbing Pendamping,



Dr. Phil. Nat. Sri Widodo, ST, MT.
NIP.197101012012121001

Ketua Program Studi,



Dr. Eko Purwanto, ST., MT.
NIP.197111282005011002

PERNYATAAN KEASLIAN

Yang bertanda tangan di bawah ini:

Nama : Lieser Talebong
Nim : D62115312
Program Studi : Teknik Pertambangan
Jenjang : S1

Menyatakan dengan ini bahwa karya tulisan saya berjudul

KARAKTERISASI ALTERASI DAN MINERALISASI PROSPEK ENDAPAN BIJIH TIPE
URAT DI DAERAH CINDAKKO KABUPATEN MAROS, SULAWESI SELATAN;
IMPLIKASINYA TERHADAP EKSPLORASI

Adalah karya tulisan saya sendiri dan bukan merupakan pengambilan alihan tulisan orang lain bahwa Skripsi yang saya tulis ini benar-benar merupakan hasil karya saya sendiri.

Apabila dikemudian hari terbukti atau dapat dibuktikan bahwa sebagian atau keseluruhan Skripsi ini hasil karya orang lain maka saya bersedia menerima sanksi atas perbuatan tersebut.

Makassar, 3 Agustus 2022

Yang menyatakan



Lieser Talebong

ABSTRAK

Host rock mineralisasi daerah Cindakko adalah basal anggota dari batuan Gunungapi Baturappe dan Cindakko. Keseluruhan karakterisasi alterasi hidrotermal, himpunan mineral bijih dan *gangue*, tipe mineralisasi, serta kisaran temperatur pembentukan dan pH fluida hidrotermal yang membentuknya, dari keseluruhan data tersebut bertujuan untuk menentukan tipe endapan serta genetika endapan tipe urat di daerah Cindakko, Desa Bontosomba, Kecamatan Tompobulu, Kabupaten Maros, Sulawesi Selatan. Pengambilan sampel dilakukan secara random dengan sampel yang dianggap sebagai representasi di daerah penelitian. Keseluruhan sampel dianalisis menggunakan analisis dengan metode petrografi, mineralografi dan XRD. Hasil penelitian menunjukkan *host rocks* mineralisasi daerah penelitian adalah basal porfiri anggota dari batuan Gunungapi Baturappe dan Cindakko. Daerah penelitian merupakan prospek mineralisasi logam dasar (Pb, Cu dan Zn) epitermal. Himpunan mineral alterasi yang berasosiasi dengan mineralisasi di daerah penelitian yaitu kuarsa, epidot, klorit, aktinolit, kalsit, alunit, kaolinit, piropilit, dan diaspor. Zona alterasi propilitik terdiri dari kuarsa, klorit dan epidot, sedangkan zona alterasi argilik lanjut terdiri dari alunit, kaolinit, piropilit, dan diaspor. Mineralisasi di daerah penelitian terbentuk pada kisaran temperatur 200°C-320°C dengan pH fluida hidrotermal yang membentuk asam sampai netral. Himpunan mineral bijih yang terbentuk di daerah penelitian terdiri dari dua jenis, yaitu mineral bijih hipogen dan mineral bijih supergen, yaitu: pirit, kalkopirit, sfalerit, tenanit, dan kovelit.

Kata kunci: Alterasi, mineralisasi, epitermal, mineral bijih, Cindakko.

ABSTRACT

The host rock mineralization of the Cindakko area is the basalt member of the Baturappe and Cindakko volcano rocks. The overall characterization of hydrothermal alteration, assemblage of ore and gangue minerals, type of mineralization, as well as the range of formation temperature and pH of the hydrothermal fluids that form it, form all these data aims to determine type of deposit and genetics of vein type deposits in the Cindakko area, Bontosomba Village, Tompobulu Subdistrict, Maros Regency, South Sulawesi. Sampling was done randomly with a sample that was considered as a representation in the study area. All samples were analyzed using analysis with petrographic, mineragraphy and XRD methods. The results showed that the mineralized host rocks of the study area were basalt porphyry members of the Baturappe and Cindakko volcanic rocks. The study area is the prospect of epithermal base metal (Pb, Cu and Zn) mineralization. Alteration mineral associations associated with mineralization in the study area are quartz, epidote, chlorite, actinolite, calcite, alunite, kaolinite, pyrophyllite, and diaspore. The propylitic alteration zone consists of quartz, chlorite and epidote, while the advanced argillic alteration zone consists of alunite, kaolinite, pyrophyllite, and diaspore. Mineralization in the study area is formed in the temperature range from 200°C to 320°C with a hydrothermal fluid pH that forms acid to neutral. The mineral assemblage of ore formed in the study area consists of two types, namely hypogene ore minerals and supergene ore minerals, namely: pyrite, chalcocopyrite, sphalerite, tennantite, and covellite.

Keywords: Alteration, mineralization, epithermal, ore mineral, Cindakko.

KATA PENGANTAR

Puji dan syukur penulis panjatkan kepada Tuhan Yang Maha Esa atas berkat, penyertaan dan kasihnya sehingga penulis dapat menyelesaikan Tugas Akhir ini yang berjudul "Karakterisasi Alterasi dan Mineralisasi Prospek Endapan Bijih Tipe Urat di Daerah Cindakko, Kabupaten Maros, Sulawesi Selatan; Implikasinya Terhadap Eksplorasi".

Dengan segala kerendahan hati penulis menyadari bahwa, dalam proses penulisan Topik Khusus ini banyak mengalami kendala, namun berkat bantuan, bimbingan, Kerjasama dari berbagai pihak dan penyertaan dari Tuhan Yang Maha Esa sehingga penulis dapat melalui dan mengatasi kendala-kendala tersebut. Ucapan terima kasih penulis sampaikan kepada Bapak Dr. Ir. Irzal Nur, MT., selaku pembimbing 1 (satu) serta Bapak Dr. Phil.nat. Sri Widodo. ST, MT., selaku pembimbing 2 (dua) dengan tekun, sabar dan ikhlas meluangkan waktu, tenaga dan pikiran memberikan bimbingan, arahan, motivasi dan saran-saran yang sangat membantu penulis dalam penyusunan Tugas Akhir ini.

Ucapan terima kasih yang mendalam kepada kedua orang tua, yang senantiasa memberikan motivasi dan mendoakan penulis dalam setiap hari-harinya Bapak Y.K Talebong, dan Ibu Orpa Raya Tandirerung. Saudara-saudari Teknik Pertambangan Unhas, terkhusus Stability 2015, Saudara-saudari Laboratorium Eksplorasi Mineral, Saudara Arif, serta seluruh pihak yang terlibat dan telah memberikan dukungan dan semangat dalam penyelesaian Tugas Akhir ini.

Dengan kerendahan hati penulis meminta maaf jika terdapat kesalahan dalam penulisan dan penguraian Tugas Akhir ini. Harapan penulis semoga laporan Tugas Akhir ini dapat bermanfaat dalam pengembangan wawasan dalam bidang eksplorasi mineral. Semoga semua pihak yang telah membantu dalam penyelesaian laporan Tugas Akhir

ini mendapatkan balasan yang berlimpah dari Tuhan Yang Maha Esa. Semoga laporan Tugas Akhir ini dapat bermanfaat dalam dunia akademik di masa depan dan menjadi pembelajaran positif bagi seluruh pihak.

Gowa, Juli 2022

Lieser Talebong

DAFTAR ISI

Halaman

HALAMAN SAMPUL	i
PERNYATAAN KEASLIAN	ii
LEMBAR PENGESAHAN SKRIPSI.....	Error! Bookmark not defined.
ABSTRAK.....	ii
ABSTRACT	v
KATA PENGANTAR.....	vi
DAFTAR ISI	viii
DAFTAR GAMBAR	x
DAFTAR TABEL	xiv
DAFTAR LAMPIRAN	xv
BAB I PENDAHULUAN	1
1.1 Latar Belakang.....	1
1.2 Rumusan Masalah	3
1.3 Tujuan Penelitian	3
1.4 Manfaat Penelitian.....	4
1.5 Tahapan Penelitian.....	4
1.6 Lokasi Penelitian	5
BAB II TINJAUAN PUSTAKA.....	6
2.1 Geologi Regional	6
2.2 Geomorfologi Regional.....	6
2.3 Stratigrafi Regional.....	8
2.4 Tektonik Regional.....	11
2.5 Endapan Epitermal	13
2.6 Epitermal Sulfida Tinggi	15
2.7 Epitermal Sulfida Rendah	15
2.8 Alterasi Hidrotermal.....	18
2.9 Faktor yang Mempengaruhi Proses Alterasi	20
2.10 Faktor Temperatur dan pH pada Mineralogi Alterasi.....	21
BAB III METODE PENELITIAN.....	32
3.1 Lokasi dan Kesampaian Daerah	33
3.2 Tahapan Penelitian.....	33
3.3 Pengambilan Data	33
3.4 Analisis Laboratorium	35

BAB IV ALTERASI DAN MINERALISASI CINDAKKO	37
4.1 Geologi Daerah Penelitian	37
4.2 Pengamatan Lapangan	38
4.3 Alterasi Hidrotermal Daerah Cindakko	42
4.4 Mineralisasi Daerah Cindakko	57
4.5 Tipe Genetik Mineralisasi.....	64
BAB V PENUTUP.....	66
5.1 Kesimpulan.....	66
5.2 Saran.....	67
DAFTAR PUSTAKA	68
LAMPIRAN	71

DAFTAR GAMBAR

Gambar	Halaman
1. 1 Lokasi Prospek Cindako pada peta distribusi dan polarisasi busur magmatik Kapur Akhir-Pliosen di Indonesia (Carlile and Mitchell, 1994).	2
2. 1 Kenampakan geomorfologi regional dari citra SRTM.....	6
2. 2 Grafik temperatur dan salinitas NaCl endapan Epitermal (Pirajno,1992).	13
2. 3 Skematik Endapan Epitermal (hedenquist dan lowenstern, 1994).....	14
2. 4 Hubungan alterasi dengan mineralisasi dalam endapan tipe epitermal.	17
2. 5 Kisaran suhu dan pH fase mineral endapan epitermal (Hedenquits et al., 2000).	27
2. 6 Skema distribusi alterasi hidrotermal yang berasosiasi dengan endapan epitermal sulfidasi rendah (LS) dan sulfidasi tinggi (HS) (Hedenquits et al., 1996).....	28
3. 1 Dokumentasi sampling, (A) sampling pada stasiun 6, (B)	34
3. 2 Diagram Alir Penelitian	34
4. 1 Peta geologi regional daerah penelitian Lembar Ujung Pandang, Benteng dan Sinjai (dimodifikasi setelah Sukamto, 1982).	37
4. 2 (A) Sampel hand specimen basal ST-6B. (B) Sampel hand specimen.	39
4. 3 (A) Sampel ST-2 (teralterasi kuat). (B) Sampel basal teralterasi sebagian ST-5. (C) Sampel basal fresh pada ST-8.....	39
4. 4 (A) Singkapan basal (host rock) yang terintrusi dike basal scoria (garis merah) dan dipotong urat kuarsa (garis kuning) di ST-7. (B) Urat kuarsa pada ST-6. (C) Urat kuarsa pada ST-9.....	40
4. 5 (A) Sampel hand specimen urat kuarsa (crustiform) termineralisasi pada host rock basal ST-6. (B) Urat kuarsa dan mineralisasi tipe tersebar pada basal teralterasi sedang ST-7. (C) Urat kuarsa dengan vuggy kuarsa serta veinlet pada ST-9. (D) Singkapan lempung ST-9 indikasi alterasi argilik.....	41

4. 6 (A) Sampel hand specimen basal teralterasi lemah. (B) Sampel hand specimen basal teralterasi kuat. (C) Kenampakan mikroskopis sampel teralterasi lemah ST-1. (D) Sampel teralterasi kuat ST-2B. Keterangan: Chl (klorit), Ep (epidot), Bi (biotit), Plg (plagioklas), Qtz (kuarsa), dan Px (piroksin). 43
4. 7 Sampel hand specimen basal ST-1 (A), ST-2A (B), ST-2B (C). Kenampakan mikroskopis (petrografis) dan difraktogram XRD sampel tak teralterasi ST-1 (D,G), sampel teralterasi sedang ST-2A (E,H) dan sampel teralterasi kuat ST-2B (F,I). Keterangan: Chl (klorit), Ep (epidot), Bi (Biotit), Plg (Plagioklas), Qtz (kuarsa), Ol (olivine) dan Px (piroksin). 46
4. 8 (A) Sampel hand specimen. (B) Kenampakan mikroskopis (petrografis). (C) Difraktogram XRD Sampel diorit teralterasi lemah ST-3. Keterangan: Chl (klorit), Bi (biotit), Plg (plagioklas), Qtz (Kuarsa)..... 47
4. 9 (A) Singkapan basal (host rock) yang dipotong urat kuarsa (garis merah) dengan kedudukan N650E/750,(B) sampel hand specimen urat kuarsa dan host rock (basal) ST-6A, (C) sampel hand specimen host rock (basal) ST-6B, (D), sampel hand specimen host rock (basal) ST-6C,(E) Kenampakan mikroskopis ST-6A,(F) Kenampakan mikroskopis ST-6B,(G) kenampakan mikroskopis ST-6C, (H) difraktogram ST-6A,(I) difraktogram ST-6B dan difraktogram ST-6C (J). Keterangan: Chl (klorit), Plg (plagioklas), Op (opak), Ep (epidot), Act (aktinolit), Cly (lempung) dan Qtz (kuarsa)..... 49
4. 10 (A) Singkapan basal (host rock) yang terintrusi (dike) basal scoria. (B) Sampel hand specimen urat kuarsa dan host rock (basal) ST-7A. (C) Sampel hand specimen host rock (basal) ST-7B. (D) Sampel hand specimen host rock (basal) ST-7C. (E) Kenampakan mikroskopis ST-7C. (H) Difraktogram ST-7A. (I) Difraktogram ST-7B. (J) Difraktogram ST-7C. Keterangan: Chl (klorit), Plg (plagioklas), Op (opak), Ep (epidot), Ser (serisit), Bi (biotit) dan Qtz (kuarsa). 51

4. 11 (A) Singkapan basal terintrusi (gabro) pada stasiun ST-8. (B) Sampel hand specimen gabro pada ST-8A. (C) Sampel hand specimen basal pada ST-8B. (D). Kenampakan Mikroskopis (petrografis) ST-8A. (E) Kenampakan mikroskopis ST-8B. (F) Difraktogram ST-8A dan ST-8B (G). Keterangan: Bi (biotit), Qtz (kuarsa), Op (opak) dan Plg (plagioklas).	53
4. 12 (A) Sampel hand specimen teralterasi kuat. (B) Singkapan lempung indikasi alterasi argilik. (C) Kenampakan mikroskopis (petrografis) ST-9A. (D) Difraktogram ST-9A dan ST-9C sampel lempung indikasi argilik lanjut ST-9C. Keterangan: Chl (klorit), Ep (epidot), Op (Opak) dan Qtz (Kuarsa).	54
4. 13 Estimasi temperatur pembentukan mineralisasi di Daerah Cindakko.	56
4. 14 (A) Singkapan urat kuarsa (crustiform) di ST-6. (B) Singkapan host rock (basal) yang terintrusi oleh dike (basal scoria) di ST-7. (C) Singkapan urat kuarsa pada ST-9. (D) Sampel hand specimen urat kuarsa (crustiform) dan mineralisasi ST-6. (E) Sampel hand specimen Urat Kuarsa dan tipe disseminated pada host rock alterasi sedang di ST-7. (F) Sampel Urat kuarsa yang terdapat tekstur cockade di ST-7. (G) Sampel Hand specimen urat kuarsa dengan tekstur Vuggy kuarsa serta veilet pada ST-9.....	57
4. 15 Kenampakan makroskopis pirit pada host rock basal.....	58
4. 16 Kenampakan mikroskopis ST-2B pada host rock basal. Keterangan: Py (pirit), Sp (sfalerit), Ccp (kalkopirit).	59
4. 17 Kenampakan mikroskopis ST-6A pada host rock basal. Keterangan: Py (pirit), Sp (sfalerit), dan Cv (kovelit).	60
4. 18 Kenampakan mikroskopis ST-6B pada host rock basal. Keterangan: Py (pirit), Sp (sfalerit), dan Ccp (kalkopirit).....	61
4. 19 Kenampakan mikroskopis ST-7A pada host rock basal. Keterangan: Py (pirit), Sp (sfalerit), Ccp (kalkopirit), dan Cv (kovelit).....	62

4. 20 Kenampakan mikroskopis ST-9A pada host rock basal. Keterangan: Py (pirit), Ccp (kalkopirit), Tn (tenantit), dan Cv (kovelit).....	63
---	----

DAFTAR TABEL

Tabel	Halaman
2.1 Mineral bijih dan mineral gangue pada endapan epitermal sulfidasi tinggi dan sulfidasi rendah	16
2.2 Tipe-tipe alterasi berdasarkan himpunan mineral	32
4.1. Himpunan mineral alterasi di Daerah Cindakko.....	44
4.2. Paragenesis mineral bijih di daerah Cindakko	64

DAFTAR LAMPIRAN

Lampiran	Halaman
A. Peta Geologi	71
B. Peta Lokasi	73
C. Peta Pengambilan Sampel	75
D. Peta Zona Alterasi	77
E. Deskripsi Lapangan	79
F. Hasil Petrografi.....	89
G. Mineragrafi	104
H. Analisis XRD	110
I. Lembar Konsultasi.....	119

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

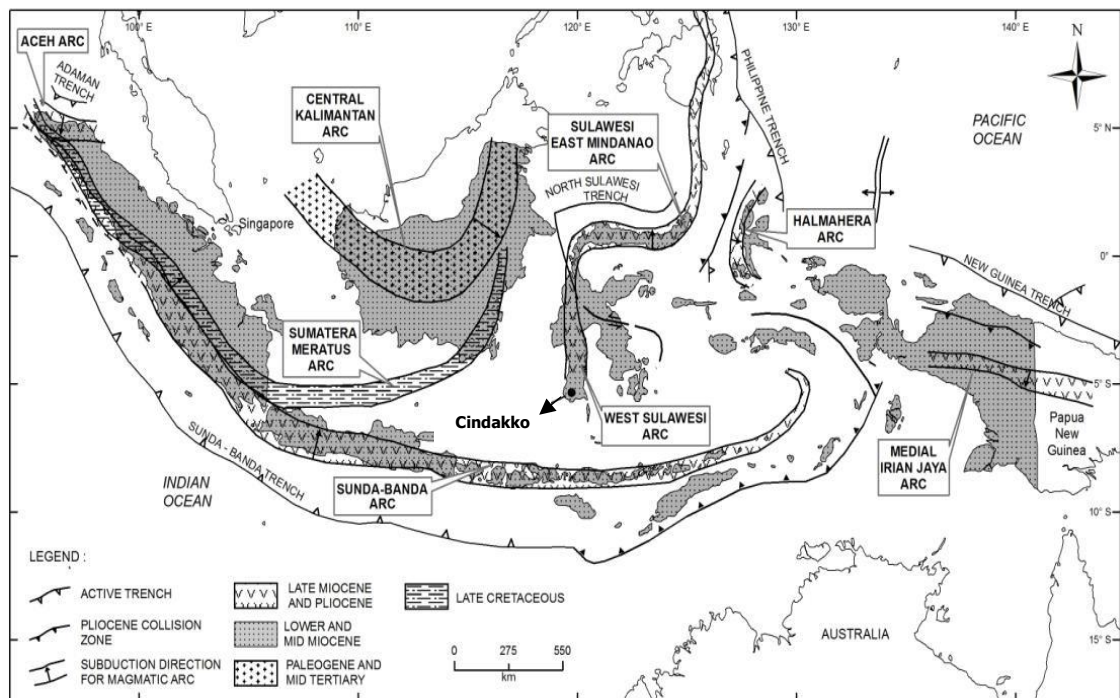
Daerah Cindakko berada pada koordinat $119^{\circ} 50' 00'' - 119^{\circ} 50' 30''$ BT serta $5^{\circ} 9' 00'' - 5^{\circ} 9' 30''$ LS yang berlokasi di ujung selatan busur vulkanik Tersier Sulawesi bagian Barat (Gambar 1.1). Geologi Regional Daerah Cindakko disusun oleh Sukamto dan Supriatna (1982) yang melaporkan bahwa daerah Cindakko diperkirakan merupakan bekas pusat erupsi (Tpbc), daerah Cindakko batuanannya didominasi oleh lava (Tpbl) (Lampiran A).

Berdasarkan Peta Geologi Lembar Ujung Pandang, Benteng dan Sinjai, Sulawesi (Sukamto, 1982), indikasi bahwa Batuan Gunungapi Baturappe-Cindakko (Tpbv) merupakan *host* mineralisasi di sekitar kontak antara Batuan Gunungapi Baturappe-Cindakko (Tpbv) ini dengan lava (Tpbl). Dimana lokasi mineralisasi tersebut merupakan daerah penelitian (Lampiran B).

Batuan Gunungapi Baturappe-Cindakko terdiri atas lava dan breksi, dengan bersisipan tufa dan konglomerat, bersusun basal, sebagian besar porfiri dengan fenokris piroksen besar-besar sampai 1 cm dan sebagian kecil tidak kasat mata, kelabu tua kehijauan hingga hitam. Lava berkekar lapis pada umumnya breksi berkomponen kasar, dari 15 cm sampai 60 cm, terutama basal dan sedikit andesit, dengan semen tufa berbutir kasar sampai lapili, banyak mengandung pecahan piroksen.

Berdasarkan penelitian yang dilakukan sebelumnya pada prospek Baturappe merupakan cebakan logam dasar (galena) pada prospek ini terjadi pada urat kuarsa dan cebakan tipe diseminasi dengan kumpulan mineral berupa galena, sfalerit, kalkopirit,

pirit, tenanit, tetrahedrite, bornit, enargit, kovelit, dan kalkosit (Nur, 2012). Dalam penelitian (Disertasi) endapan tipe urat pada prospek Baturappe disimpulkan bahwa fluida hidrotermal yang membentuk urat Baturappe adalah fluida berkarakter sulfidasi menengah pada kisaran temperatur dan salinitas relatif tinggi, 286° dan 5,7 wt.% NaCl (Nur, 2012). Komplek terobosan diorit (*d*) berupa stok dan retas di Baturappe dan Cindakko diperkirakan merupakan bekas pusat erupsi (Tpbc), batuan disekitarnya berubah kuat, amigloidial dengan mineral sekunder zeolite dan kalsit. Mineral galena di Baturappe kemungkinan berhubungan dengan terobosan diorit (*d*). Daerah Baturappe-Cindakko batuanya didominasi oleh lava (Tpbl). Satuan ini tidak kurang dari 1250 m tebalnya dan berdasarkan posisi stratigrafinya diperkirakan berumur Pliosen Akhir.



Gambar 1. 1 Lokasi Prospek Cindakko pada peta distribusi dan polarisasi busur magmatik Kapur Akhir-Pliosen di Indonesia (Carlile and Mitchell, 1994).

Host rocks mineralisasi daerah Cindakko adalah basal dan basal porfiri anggota dari batuan Gunungapi Baturappe dan Cindakko. Keseluruhan karakteristik alterasi hidrotermal (himpunan mineral dan distribusi spasialnya terhadap mineralisasi), himpunan mineral bijih dan *gangue*, tipe mineralisasi, serta kisaran temperatur

pembentukan dan pH fluida hidrotermal yang membentuknya, dari keseluruhan data tersebut dapat digunakan untuk mendeterminasi tipe endapan daerah Cindakko Desa Bontosomba Kecamatan Tompobulu Kabupaten Maros Sulawesi Selatan.

Mineralisasi sulfida pada setiap lokasi memiliki karakteristik mineralisasi dan alterasi yang berbeda-beda tergantung dari lokasi dan genesis pembentukannya serta berdasarkan aspek yang belum dilakukan peneliti terdahulu yakni genetik alterasi dan mineralisasi. Sehingga peneliti melakukan studi genetik mineralisasi sulfida yang terletak di Cindakko Kecamatan Tompobulu Kabupaten Maros Provinsi Sulawesi Selatan. Genetik mineralisasi dari bijih sulfida sangatlah penting dalam pengembangan dan pemanfaatannya. Studi terhadap data seperti hasil analisis Petrografi, Mineragrafi, dan *X-Ray Diffraction* (XRD), dilakukan untuk memperoleh hasil yang terintegrasi dalam penentuan genetik mineralisasi di daerah penelitian.

1.2 Rumusan Masalah

Penelitian ini difokuskan pada aspek-aspek genetik mineralisasi sulfida daerah Cindakko Kecamatan Tompobulu Kabupaten Maros Sulawesi Selatan. Rumusan masalah pada penelitian ini adalah sebagai berikut:

1. Bagaimana tipe alterasi di daerah penelitian.
2. Bagaimana himpunan mineral bijih beserta paragenesisnya.
3. Bagaimana genetik mineralisasi di daerah penelitian.

1.3 Tujuan Penelitian

Adapun tujuan dari penelitian ini sebagai berikut:

1. Menentukan tipe alterasi di daerah penelitian.
2. Menentukan himpunan mineral bijih beserta urutan-urutan pembentukannya.
3. Menentukan genetik mineralisasi di daerah penelitian.

1.4 Manfaat Penelitian

Penelitian ini dapat digunakan sebagai dasar untuk pengembangan prospek tahap eksplorasi yang lebih detail.

1.5 Tahapan Penelitian

Kegiatan penelitian dilakukan dengan tahapan, antara lain:

1. Studi literatur

Studi literatur merupakan tahap mengumpulkan berbagai referensi yang diperoleh dari artikel ilmiah, jurnal, dan buku yang berkaitan dengan penelitian yang akan dilakukan. Referensi yang dikumpulkan selanjutnya digunakan sebagai acuan dalam pelaksanaan penelitian.

2. Perumusan masalah

Perumusan masalah merupakan tahap penentuan masalah-masalah yang akan menjadi pembahasan dalam penelitian. Masalah yang dirumuskan untuk menjadi pembahasan utama dalam penelitian ini adalah identifikasi himpunan mineral alterasi hidrotermal dan mineral bijih di daerah Cindakko.

3. Kegiatan lapangan

Kegiatan lapangan merupakan tahapan pengambilan data di lapangan, di antaranya pengambilan koordinat sampel, sampel batuan, sampel alterasi, dan sampel mineralisasi.

4. Preparasi sampel

Preparasi sampel merupakan tahapan penyiapan sampel untuk keperluan analisis, yang dilakukan di laboratorium. Sampel batuan dan sampel alterasi yang telah diambil kemudian dipreparasi menjadi sayatan tipis, sedangkan untuk sampel mineralisasi dipreparasi menjadi sayatan poles, dan untuk keperluan

analisis *X-Ray Diffraction* (XRD) dilakukan penggerusan sampel hingga 200 *mesh* pada sampel batuan, sampel alterasi dan sampe mineralisasi.

5. Analisis data

Analisis data yang akan dilakukan pada penelitian ini adalah mineralogi dengan metode pengamatan petrografi untuk mengetahui himpunan mineral alterasi, metode pengamatan mineragrafi untuk mengetahui himpunan mineral bijih dan paragenesisnya, metode XRD untuk mengetahui kehadiran mineral alterasi dan bijih pada sampel. Kemudian hasil dari analisis data menjadi kesimpulan dari permasalahan yang telah dirumuskan sebelumnya.

6. Penyusunan laporan tugas akhir

Penyusunan laporan merupakan tahap pelaporan yang dilakukan dari awal hingga menyelesaikan permasalahan yang telah dirumuskan yang kemudian disusun berdasarkan kaidah penulisan laporan tugas akhir.

7. Penyusunan dan penyerahan laporan tugas akhir

Tahapan ini dilakukan pelaporan hasil penelitian yang akan dipresentasikan dalam seminar hasil penelitian dan dilakukan penyerahan laporan penelitian ke Departemen Teknik Pertambangan Universitas Hasanuddin setelah dilakukan revisi laporan penelitian berdasarkan saran dan masukan untuk penyempurnaan laporan dari tim penguji, pembimbing, dan peserta sidang.

1.6 Lokasi Penelitian

Lokasi penelitian terletak di Daerah Cindakko, Kecamatan Tompobulu, Kabupaten Maros, Provinsi Sulawesi Selatan. Perjalanan menuju lokasi penelitian dari kota Makassar hanya dapat ditempuh dengan menggunakan kendaraan roda dua, dengan jarak ± 20 km dan waktu tempuh ± 3 jam (Gambar 1.1).

BAB II

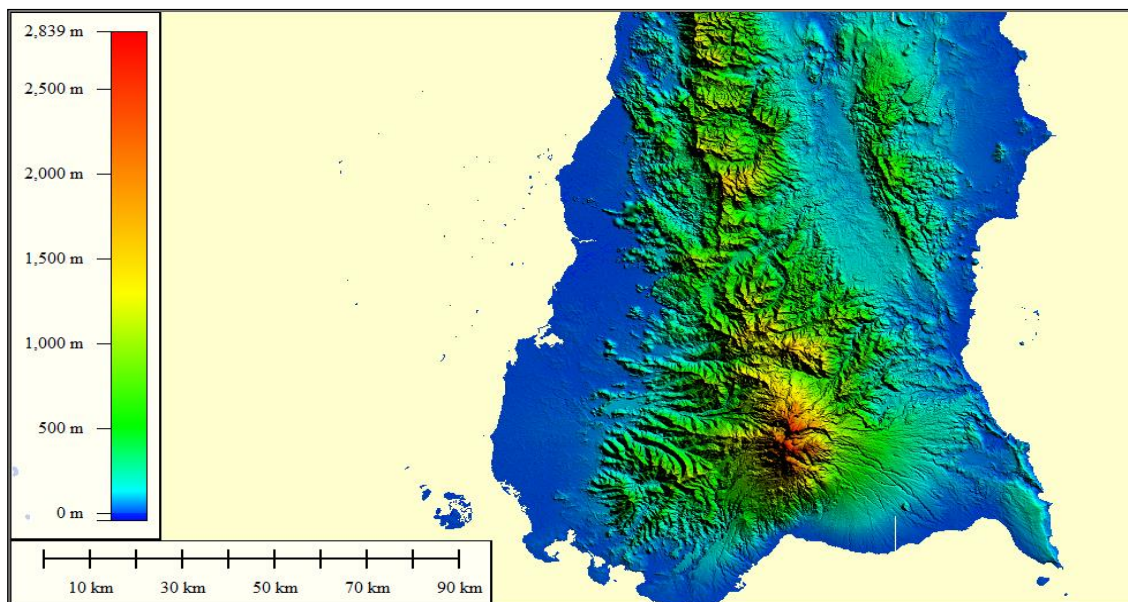
TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Geologi Regional

Peta geologi regional bersistem Indonesia berskala 1:250.000 yang diterbitkan oleh pusat penelitian dan pengembangan geologi Bandung, daerah penelitian masuk kedalam peta geologi lembar Ujung pandang, Benteng dan Sinjai (Lampiran A).

2.2 Geomorfologi Regional

Berdasarkan data Digital Elevation Model (DEM) terdapat dua baris pegunungan dibagian Utara daerah penelitian yang memanjang hampir sejajar pada arah utara sampai barat laut dan terpisahkan oleh lembah Sungai Walanae (Gambar 2.1).



Gambar 2. 1 Kenampakan geomormologi regional dari citra SRTM.

Pegunungan menempati hampir setengah luas daerah, melebar dibagian selatan hingga ± 50 km dan menyempit dibagian utara hingga ± 20 km. Puncak tertinggi

pegunungan ini yaitu 1694 Mdpl, sedangkan ketinggian rata-ratanya yaitu 1500 Mdpl. Sebagian besar pegunungan ini terbentuk oleh batuan gunungapi. Di lereng barat dan di beberapa tempat di lereng timur terdapat topografi karst yang merupakan pencerminan adanya batugamping. Di antara topografi karst yang bagian barat terdapat daerah perbukitan yang dibentuk oleh batuan Pra-Tersier. Bagian barat daya pegunungan ini dibatasi oleh dataran Pangkajene-Maros yang luas sebagian lanjutan dari dataran selatannya.

Pegunungan bagian timur relatif lebih sempit dan rendah dengan ketinggian rata-rata puncaknya 700 Mdpl dan puncak tertinggi 787 Mdpl. Pegunungan ini juga sebagian besar tersusun atas batuan gunungapi. Bagian selatan pegunungan ini juga sebagian besar tersusun atas batuan gunungapi. Bagian selatan pegunungan memiliki lebar ± 20 km dan lebih tinggi, sedangkan semakin ke utara tubuh pegunungan memiliki lebar semakin menyempit dan merendah hingga akhirnya menunjam ke bawah batas antara lembah Walanae dan daerah Bone. Bagian utara pegunungan ini memiliki topografi karst yang permukaannya sebagian mengerucut. Batas pegunungan ini di bagian timur laut adalah dataran Bone yang sangat luas yang menempati hampir sepertiga bagian timur.

Bagian selatan daerah penelitian memiliki morfologi yang menonjol berdasarkan data Digital Elevation Model (DEM) yaitu kerucut Gunungapi Lompobattang-Bawakaraeng, yang menjulang mencapai 2870 Mdpl dan 2830 Mdpl (Bakosurtanal, 1992). Pada potret udara terlihat dengan jelas adanya beberapa kerucut pasasit, yang kelihatannya lebih muda dari kerucut induknya, bersebaran di sepanjang jalur Utara-Selatan melewati Puncak Lompobattang-Bawakaraeng. Gunungapi ini diperkirakan berumur Plistosen.

Dibagian Utara terdapat 2 (dua) daerah yang tercirikan oleh topografi karst, yang dibentuk oleh batugamping Formasi Tonasa. Kedua daerah bertopografi karst ini

dipisahkan oleh pegunungan yang tersusun oleh batuan gunungapi berumur Miosen sampai Pliosen. Daerah Gunung Cindakko dan Baturappe sendiri merupakan daerah perbukitan dengan ketinggian rata-rata 500 Mdpl.

2.3 Stratigrafi Regional

Satuan batuan tertua yang telah diketahui umumnya adalah batuan sedimen flysch Kapur Atas yang dipetakan sebagai Formasi Marada (Km). Batuan malihan (S) belum diketahui umurnya, apakah lebih tua atau lebih muda dari Formasi Marada, yang jelas terobosan oleh granodiorite yang diduga berumur Miosen. Hubungan Formasi Marada dengan satuan batuan lebih muda, yaitu Formasi Salo Kalupang (teos) dan batuan Gunungapi Terpropilitkan tidak begitu jelas, kemungkinan tak selaras. Formasi Salo Kalupang (teos) diperkirakan berumur Eosen Awal-Oligosen Akhir berfasies sedimen laut, dan diperkirakan setara dalam umur dengan bagian bawah Formasi Tonasa (Temt). Formasi Salo Kalupang terjadi di sebelah Timur Lembah Walanae dan Formasi Tonasa di sebelah Barat.

Satuan batuan berumur Eosen Akhir sampai Miosen Tengah menindih tak selaras batuan yang lebih tua. Berdasarkan sebaran daerah sigkapannya, diperkirakan batuan karbonat yang dipetakan sebagai Formasi Tonasa (Temt) terjadi pada daerah yang luas. Formasi Tonasa diendapkan sejak Eosen Akhir berlangsung hingga Miosen tengah, menghasilkan endapan karbonat yang tebalnya 1750 m. Pada Miosen Awal rupanya terjadi endapan batuan Gunungapi Kalamiseng (Tmkv).

Satuan batuan berumur Miosen Tengah sampai Pliosen menyusun Formasi Camba (Tmc) yang tebalnya mencapai 4.250 m dan menindih tak selaras batuan-batuan yang lebih tua. Formasi ini disusun oleh batuan sedimen laut berselingan dengan klastika gunungapi, yang menyamping beralih menjadi dominan batuan gunungapi (Tmcv).

Batuan sedimen laut berasosiasi dengan karbonat mulai diendapkan sejak Miosen Akhir sampai Pliosen di cekungan Walanae, daerah timur dan menyusun Formasi Walanae (Tmpw) dan Anggota Selayar (Tmps). Batuan gunungapi berumur Pliosen terjadi secara setempat, dan menyusun Batuan Gunungapi Baturappe-Cindakko (Tpbv). Satuan batuan gunungapi yang termudah adalah yang menyusun Batuan Gunungapi Lompobattang (Qlv), berumur Plistosen. Sedimen muga lainnya adalah endapan alluvium dan pantai (Qac).

Formasi Marada (Km) diperkirakan berumur Kapur Akhir, terdiri dari batuan sedimen bersifat flysch; berselingan dengan batupasir, batulanau, serpih dan konglomerat; bersisipan batupasir dan batulanau gampingan, tufa, lava dan breksi yang bersusunan basal, andesit dan trakit. Formasi ini diperkirakan memiliki ketebalan sekitar 1000 m.

Formasi Salo Kalupang (Teos) diperkirakan berumur Eosen Awal-Oligosen Akhir, terdiri dari batupasir, serpih, dan batulempung berselingan dengan konglomerat gunungapi, breksi, dan tufa serta bersisipan lava dan batugamping serta napal. Batugamping dan napal mengandung fosil moluska dan foraminifera.

Formasi Tonasa (Temt) umurnya tersusun oleh batugamping termasuk batugamping koral masif, batugamping kristalin, batugamping bioklastik. Pelapisan baik dan bersisipan dengan napal. Lapisan batugamping dan napal mengandung fosil foraminifera, pelecypoda, gastropoda yang mengindikasikan umur Awal Eosen hingga Miosen Tengah dengan ketebalan yang dimiliki tidak kurang dari 3000 m.

Formasi Camba (Tmc), terdiri dari batuan sedimen laut berselingan batuan gunungapi, batupasir tufaan berselingan dengan tufa, batupasir dan batulempung; bersisipan napal, batugamping, konglomerat dan breksi gunungapi, dan batubara.

Formasi Camba diperkirakan memiliki ketebalan sekitar 4.250 m serta diperkirakan berumur Miosen Tengah sampai Miosen Akhir.

Formasi Walanae (Tm_{pw}) perselingan batupasir, konglomerat dan tufa dengan sisipan batulanau, batulempung, batugamping dan lignit; batupasir berbutir sedang sampai kasar, umumnya gampingan dan agak kompak, sebagian berkomposisi banyak mengandung kuarsa dan sebagian andesit; tufanya berkisar dari tufa breksi, tufa lapilli, dan tufa kristal yang banyak mengandung biotit; konglomerat berkomponen andesit, trakit dan basal. Secara umum, batuananya berlapis baik, terlipat lemah dengan kemiringan antara 10°-20° serta membentuk perbukitan dengan ketinggian rata-rata 250 mdpl. Formasi Walanae diperkirakan berumur Miosen Akhir sampai Pliosen.

Batuan Gunungapi Terpropilitkan (T_{pv}) berdasarkan dating menghasilkan umur 63 juta tahun atau Paleosen, terdiri dari breksi, lava dan tufa, mengandung lebih banyak tufa di bagian atasnya dan lebih banyak lava di bagian bawahnya, kebanyakan bersifat andesit dan sebagian trakit; bersisipan serpih dan batugamping di bagian atasnya; komponen breksi beraneka ukuran dari beberapa cm sampai lebih 50 cm, tersemam oleh tufa yang kurang dari 50%. Satuan ini tebalnya sekitar 400 m, ditindih tidak selaras oleh batugamping Eosen Formasi Tonasa (T_{emt}) dan terobosan oleh batuan granodiorite.

Batuan Gunungapi Kalimiseng (T_{mkv}) yang diperkirakan berumur Miosen Tengah, terdiri dari lava dan breksi bersisipan tufa, batupasir, batulempung dan napal, umumnya bersusunan basal dan sebagian andesit.

Batuan Gunungapi Baturappe-Cindakko (T_{pbv}), terdiri atas lava dan breksi, dengan bersisipan sedikit tufa dan konglomerat, bersusunan basal, sebagian besar porfiri dengan fenokris piroksen besar-besar sampai 1 cm dan sebagian kecil tidak kasat mata, kelabu tua kehijauan hingga hitam. Lava sebagian berkekar lapis pada umumnya breksi

berkomponen kasar, dari 15 cm sampai 60 cm, terutama basal dan sedikit andesit, dengan semen tufa berbutir kasar sampai lapili, banyak mengandung pecahan piroksen.

Komplek terobosan diorit (*d*) berupa stok dan retas di Baturappe dan Cindakko diperkirakan merupakan bekas pusat erupsi (Tpbc), batuan disekitarnya terubah kuat, amigloidal dengan mineral sekunder zeolit dan kalsit. Mineral galena di Baturappe kemungkinan berhubungan dengan terobosan diorit (*d*). Daerah Baturappe-Cindakko batumannya didominasi oleh lava (Tpbl). Satuan ini tidak kurang dari 1250 m tebalnya dan berdasarkan posisi stratigrafinya diperkirakan berumur Pliosen Akhir.

Batuan Gunungapi Lompobattang (Qlv), terdiri atas aglomerat, lava, breksi, endapan lahar dan tufa, membentuk kerucut gunungapi srato dengan puncak tertinggi 2870 Mdpl. Batuan Gunungapi Lompobattang (Qlv) berkomposisi andesit dan sebagian basal, lava yang dijumpai memiliki tekstur vesikuler. Berdasarkan posisi stratigrafinya diperkirakan batuan gunungapi ini berumur Plistosen.

2.4 Tektonik Regional

Batuan tertua yang tersingkap dalam wilayah regional penelitian berdasarkan Peta Geologi Regional Lembar Ujung Pandang, Benteng dan Sinjai (Sukanto,1982) adalah sedimen flysch Formasi Marada, berumur Kapur Atas. Asosiasi batumannya memberikan petunjuk suatu endapan lereng bawah laut, ketika kegiatan magma sudah mulai pada waktu itu. Kegiatan magma berkembang menjadi suatu gunungapi sekitar 63 juta tahun, dan menghasilkan Batuan Gunungapi Terpropilitkan.

Lembah Walanae di Lembar Pangkajene dan Watampone Bagian Barat sebelah Utaranya menerus ke Lembar Ujung Pandang, Benteng, dan Sinjai, melalui Sinjai di pesisir Timur. Lembah ini memisahkan batuan berumur Eosen, yaitu sedimen klastik Formasi Salo Kalupang di sebelah Timur dari sedimen karbonat Formasi Tonasa di sebelah Barat. Pada Kala Eosen daerah sebelah barat Lembah Walanae merupakan suatu

paparan laut dangkal, dan daerah sebelah Timur merupakan suatu cekungan sedimentasi dekat daratan.

Paparan laut dangkal Eosen meluas hampir ke seluruh daerah lembar peta, yang buktinya ditunjukkan oleh sebaran Formasi Tonasa di sebelah Barat Barru, sebelah Timur Maros dan di sekitar Takalar. Endapan paparan berkembang selama Eosen sampai Miosen Tengah. Sedimentasi klastik di sebelah Timur Lembah Walanae berhenti pada Oligosen Akhir, dan diikuti oleh kegiatan gunungapi yang menghasilkan Formasi Kalamiseng. Akhir dari pada kegiatan gunungapi Miosen Awal diikuti oleh tektonik yang menyebabkan terjadinya permulaan terban Walanae, yang kemudian menjadi cekungan di mana Formasi Walanae terbentuk. Peristiwa ini kemungkinan besar berlangsung sejak Miosen Tengah, dan menurun perlahan selama sedimentasi sampai Kala Pliosen.

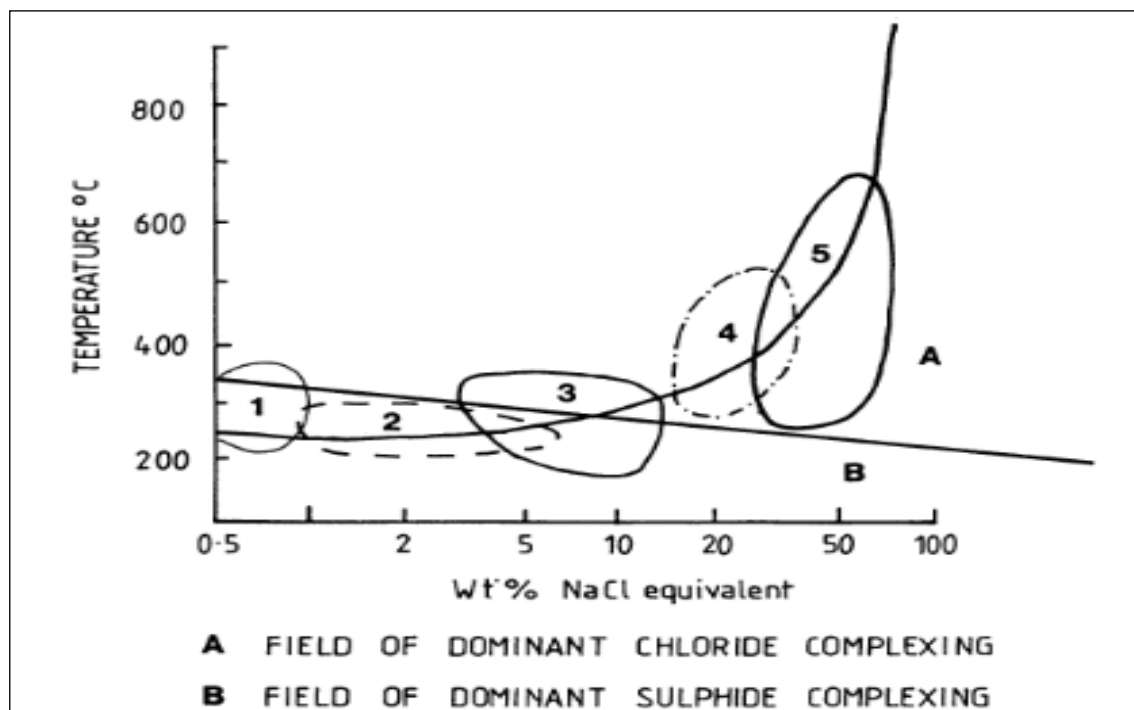
Menurunnya cekungan Walanae dibarengi oleh kegiatan yang terjadi secara luas di sebelah Barat dan mungkin secara lokal di sebelah Timur. Peristiwa ini terjadi selama Miosen Tengah sampai Pliosen. Semula gunungapi terjadi di bawah muka air laut, dan kemungkinan sebagian muncul di permukaan pada Kala Pliosen. Kegiatan gunungapi selama Miosen menghasilkan Formasi Camba dan selama Pliosen menghasilkan Gunungapi Baturappe-Cindakko. Kelompok retas basal berbentuk radier memusat pada pegunungan Baturappe-Cindakko, terjadinya mungkin berhubungan dengan gerakan mengkubah pada kala Pliosen.

Kegiatan gunungapi di daerah ini masih berlangsung sampai dengan kala Plistosen, menghasilkan Batuan Gunungapi Lompobattang. Berhentinya kegiatan magma pada Plistosen Akhir, diikuti oleh suatu tektonik yang menghasilkan sesar-sesar *en echelon* (merencong) yang melalui Gunung Lompobattang berarah Utara-Selatan. Sesar-sesar *en echelon* (merencong) mungkin sebagai akibat dari suatu gerakan mendatar dekstral dari pada batuan alas di bawah Lembah Walanae. Sejak kala Pliosen pesisir

Barat ujung lengan Sulawesi Selatan merupakan dataran stabil, yang pada kala Holosen hanya terjadi endapan alluvium dan rawa-rawa.

2.5 Endapan Epitermal

Endapan epitermal terbentuk dari larutan yang *dilute* (yang mengandung NaCl <5wt%) yang mengalami proses *boiling* (pendidihan) pada suhu antara 200-300°C (Gambar 2.2) (Pirajno, 1992). Berdasarkan hasil studi terdahulu dan penemuan endapan-endapan epitermal, diketahui bahwa endapan dengan tekstur dan kumpulan mineral yang mencirikan lingkungan epitermal mengandung mineral dan inklusi fluida yang merekam suhu maksimal sekitar 300°C, sebagian besar diantaranya terbentuk pada kisaran 160-270°C yang berkorespondensi dengan kedalaman 50-700 meter di bawah muka air tanah purba (Hedenquits *et al*, 2000).

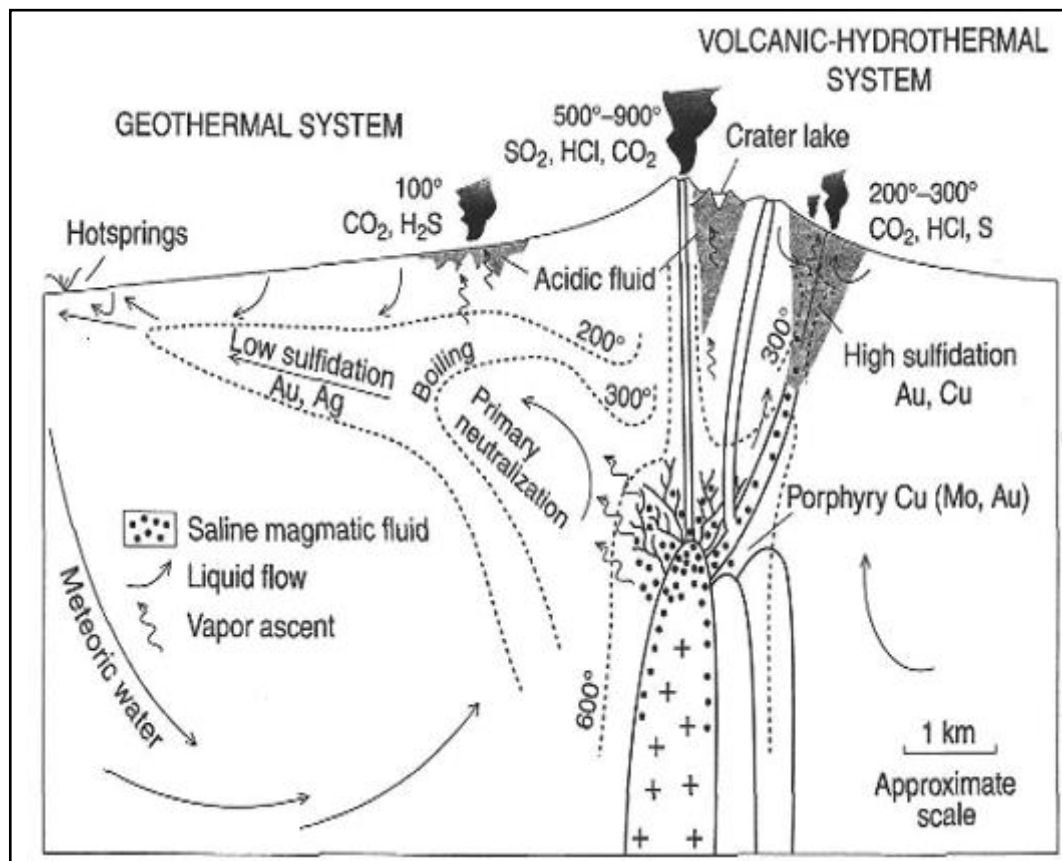


Gambar 2. 2 Grafik temperatur dan salinitas NaCl endapan Epitermal (Pirajno,1992).

Data hasil studi inklusi fluida menunjukkan bahwa endapan epitermal terbentuk pada kisaran suhu <150°-300°C dari permukaan sampai kedalam 1-2 km (White *and*

Hedenquist, 1995). Proses pengendapan bijih pada lingkungan epitermal terjadi karena larutan pembawa bijih yang terfokus dan sedang bergerak naik ke permukaan, mengalami perubahan komposisi dengan cepat dari sumbernya atau di permukaan. Proses *boiling* (pendidihan) merupakan proses yang memungkinkan untuk terjadi presipitasi. Proses *boiling* (pendidihan) yang diikuti dengan pendinginan yang cepat juga menghasilkan berbagai fitur yang berhubungan seperti pengendapan mineral *gangue* kuarsa dengan tekstur *colloform*, *adularia* dan *blanded-calcite* (Hedenquits *et al*, 2000; Maulana, 2017).

Endapan epitermal dibagi menjadi 2 (dua) tipe, yaitu tipe sulfidasi tinggi dan tipe sulfidasi rendah (Gambar 2.3). Pembagian ini didasarkan pada kondisi sulfidasi dari kumpulan mineral sulfidasi yang terbentuk (Hedenquist *et al*, 2000).



Gambar 2. 3 Skematik Endapan Epitermal (hedenquist dan lowenstern, 1994).

2.6 Epitermal Sulfidasi Tinggi

Endapan sulfidasi tinggi (*HS deposits*) merupakan salah satu dari dua tipe utama endapan epitermal (White *and* Hedenquist, 1995). Endapan sulfidasi tinggi umumnya ditandai dengan hadirnya pirit yang sangat banyak (*pyrite-rich*) dan kumpulan mineral sulfida lainnya seperti enargit, luzonit, digenit, kalkosit, dan kovelit. Penciri lain dari endapan sulfidasi tinggi adalah terbentuknya tipe alterasi *advanced argillic* yang ditandai oleh kehadiran mineral-mineral alterasi hidrotermal seperti kuarsa, alunite, pirofilit, dan kaolinit/diktit (Arribas, 1995). Tipe alterasi lain yang umumnya berkembang pada endapan sulfidasi tinggi yaitu silisik, argilik, propilitik dan seristik/filik (Hedenquist *et al.*, 2000).

2.7 Epitermal Sulfidasi Rendah

Endapan sulfidasi rendah (*LS deposits*) umumnya dicirikan dengan tipe mineralisasi berupa vein atau *stockwork*. Endapan sulfidasi rendah terbentuk dari temperatur yang rendah dengan pH fluida hidrotermal hampir netral. Tipe alterasi yang umumnya berkembang pada endapan sulfidasi rendah secara berurutan dari luar ke dalam (pusat mineralisasi) yaitu propilitik, argilik dan silisifikasi. Alterasi tipe propilitik umumnya ditandai oleh kehadiran klorit, epidot dan kalsit. Pada tipe argilik, mineral alterasi yang terbentuk meliputi kuarsa, illit, illit/smektit dan kaolinit. Sedangkan tipe silisifikasi ditandai oleh kuarsa dan silika residu (Hedenquist *et al.*, 1996).

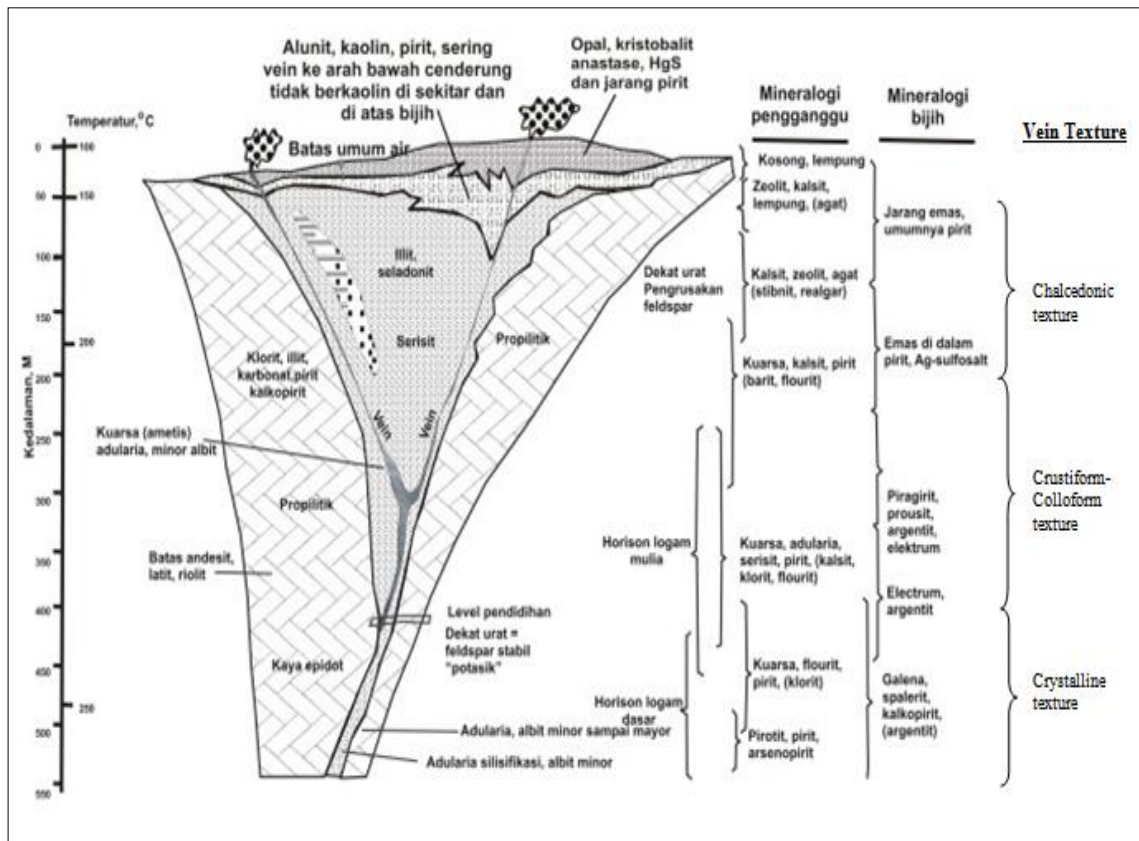
Secara garis besar endapan epitermal sulfida tinggi disebabkan oleh larutan hidrotermal yang bersifat asam dan dicirikan oleh terbentuknya alterasi argilik lanjut, dimana sulfida tinggi didominasi oleh air magmatik sedangkan epitermal sulfida rendah dicirikan oleh larutan hidrotermal yang bersifat netral yang didominasi oleh air meteorik

(Hedenquits, *et al.*, 1996). Mineral bijih dan mineral *gangue* pada endapan epitermal sulfidasi tinggi dan sulfidasi rendah dapat dilihat pada Tabel 2.1.

Tabel 2.1. Mineral bijih dan mineral *gangue* pada endapan epitermal sulfidasi tinggi dan sulfidasi rendah (warna merah: mineral bijih, warna biru: mineral *gangue*) (Hedenquits, *et al.*, 1996).

Sulfidasi Rendah	Sulfidasi Tinggi
Melimpah (Obiqitous)	
Pirit Quartz	Pirit Enargit-Luzonit Quartz
Umum ditemukan (Common)	
Elektrum Au (native) Kalkopirit Sfalerit Galena Tetrahedrit Arsenopirit Telurida Pirargirit Kalsedon Adularia Illit Kalsit Smektit	Au (native) Telurida Kovelit Tenantit Tetrahedrit Kalkopirit Sfalerit Galena Barit Alunit Kaolinit Pirofilit Diaspor Illit
Jarang ditemukan (rare)	
Selenida Stibnit Sinabar Enargit-leuzonit Tenantit Kovelit Barit Kaolinit	Elektrum Selenida Pirargirit Arsenopirit Sinabar Stibnit Kalsedon Smektit
Absen, kecuali overprinting	
Pirofilit Diaspor Alunit	Kalsit Adulari

Model hubungan antara mineralisasi dan alterasi dalam sistem epitermal (Morrison *et al.*, 1990) (Gambar 2.4). Beberapa asosiasi mineral bijih maupun mineral sekunder erat hubungannya dengan besar temperatur larutan hidrotermal pada waktu mineralisasi. Mineral bijih galena, sfalerit dan kalkopirit terbentuk pada horizon logam dasar bagian bawah dengan temperatur $\geq 350^{\circ}\text{C}$. Pada horizon ini alterasi bertipe argilik sempurna dan terbentuk mineral alterasi temperatur tinggi seperti adularia, albit dan feldspar. Fluida hidrotermal di horison logam dasar (bagian tengah) bertemperatur antara $200^{\circ}\text{--}400^{\circ}\text{C}$. Mineral bijih terdiri dari argenit, electrum, pirargirit, dan proustit. Mineral ubahan terdiri dari serisit, adularia, ametis, sedikit mengandung albit. Horison bagian atas terbentuk pada temperatur $< 200^{\circ}\text{C}$. Mineral bijih terdiri dari emas di dalam pirit, Ag-sulfosalt. Mineral ubahan berupa zeolit, kalsit, agat (Morrison *et al.*, 1990).



Gambar 2. 4 Hubungan alterasi dengan mineralisasi dalam endapan tipe epitermal logam dasar (Morrison *et al.*, 1990).

2.8 Alterasi Hidrotermal

Alterasi hidrotermal merupakan proses kompleks yang melibatkan perubahan mineral, kimia, dan tekstur yang dihasilkan dari interaksi fluida cair panas dengan batuan yang dilaluinya dan kemudian bersirkulasi di bawah kondisi fisikokimia yang terus berkembang. Alterasi dapat terjadi di bawah kondisi subsolidus magmatik melalui gerakan dan infiltrasi fluida superkritis ke dalam massa batuan. Pada temperatur dan tekanan yang lebih rendah, pelepasan fase gas dan cair merupakan cairan hidrotermal yang bekerja pada batuan di sekitarnya sehingga menghasilkan perubahan sebagai hasil dari disequilibrium dimana sebagian besar disebabkan oleh H^+ dan OH^- konstituen yang mudah menguap lainnya (misalnya B , CO_2 , F). Pada dasarnya, cairan hidrotermal secara kimiawi menyerang konstituen mineral batuan sampling dan cenderung menyeimbangkan kembali dengan membentuk kelompok mineral baru yang berada dalam keseimbangan dengan kondisi baru. Prosesnya adalah bentuk metasomatisme yaitu pertukaran komponen kimia antara cairan dan batuan sampling. Oleh karena itu, ada kemungkinan bahwa komposisi cairan tersebut dapat berubah sebagai akibat interaksi dengan batuan sampling. Faktor utama yang mengendalikan proses alterasi adalah: (1) sifat batuan sampling (2) komposisi fluida (3) konsentrasi, aktivitas dan potensi kimiawi dari komponen fluida, seperti H^+ , CO_2 , O_2 , K^+ , H_2S dan SO_2 . Henley dan Ellis (1983) mengemukakan bahwa produk alterasi dalam sistem epitermal tidak terlalu bergantung pada komposisi batuan sampling tetapi lebih pada permeabilitas, temperatur dan komposisi fluida. Mereka mengutip, misalnya dalam kisaran temperatur $250^\circ-280^\circ C$, kelompok mineral serupa (misalnya kuarsa-albit-K-feldspar-epidot-illit-kalsit-pirit) terbentuk dalam basal, batu pasir, riolit, dan andesit. Produk lainnya menekankan peran mendasar dari sifat dan komposisi batuan sampling dalam proses alterasi hidrotermal, khususnya dalam sistem porfiri (Pirajno, 2009).

Gerakan fluida hidrotermal pada batuan samping adalah melalui infiltrasi dan atau difusi spesies kimia (Rose dan Burt, 1979). Sirkulasi hidrotermal dan alterasi terkait umumnya melibatkan sejumlah besar cairan yang melewati volume batuan tertentu, karenanya batuan harus memiliki permeabilitas yang cukup besar dalam bentuk pecahan atau pori yang saling terhubung. Sejumlah kecil cairan memiliki efek yang lebih rendah atau bahkan tidak diperhitungkan seperti dicontokan pada sistem hidrotermal metamorf dimana jumlah cairan dalam kaitannya dengan batuan memiliki rasio air/batuan (a/b ; didefinisikan sebagai total massa air yang lewat melalui sistem dalam satuan waktu dibagi dengan total massa batuan dalam sistem yang dipertimbangkan) yang kecil dan endapan mineral yang dihasilkan memiliki alterasi batuan samping yang kecil atau tidak diperhitungkan. Jadi interaksi antara H_2O dan batuan, dan intensitas alterasi antara lain berupa fungsi dari rasio air/batuan (a/b). Rasio ini merupakan parameter penting yang memengaruhi tingkat pertukaran dengan batuan samping. Dalam sistem hidrotermal, rasio a/b dapat berkisar dari 0,1 sampai 4, dengan batas yang lebih rendah diperoleh ketika semua air bebas diserap sebagai mineral hidrat (Henley dan Ellis 1983). Pertukaran isotop oksigen selama interaksi air/batuan memungkinkan untuk perhitungan rasio a/b , seperti yang dibahas oleh Taylor (1997) untuk berbagai batuan granitik, di mana air meteorik bersirkulasi melalui volume batuan yang sangat besar. Dalam volume ini rasio a/b dihitung antara 0,1 dan 3,0 (Pirajno, 2009).

Sistem hidrotermal didefinisikan sebagai sirkulasi fluida panas ($50^\circ - >500^\circ C$), secara lateral dan vertikal pada temperatur dan tekanan yang bervariasi di bawah permukaan bumi. Sistem ini mengandung dua komponen utama, yaitu sumber panas dan fase fluida. Sirkulasi fluida 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 dapat terbentuk

karena sirkulasi fluida hidrotermal yang melindi (*leaching*), mentranspor, dan mengendapkan mineral-mineral baru sebagai respon terhadap perubahan fisik maupun kimiawi (Pirajno, 2009).

Alterasi merupakan perubahan komposisi mineralogi batuan (dalam keadaan padat) karena adanya pengaruh suhu dan tekanan yang tinggi dan tidak dalam kondisi isokimia menghasilkan mineral lempung, kuarsa, oksida atau sulfida logam. Proses alterasi merupakan peristiwa sekunder, berbeda dengan metamorfisme yang merupakan peristiwa primer. Alterasi terjadi pada intrusi batuan beku yang mengalami pemanasan dan pada struktur tertentu yang memungkinkan masuknya air meteorik (*meteoric water*) untuk dapat mengubah komposisi mineralogi batuan.

2.9 Faktor yang Mempengaruhi Proses Alterasi

Proses alterasi merupakan proses yang mengakibatkan terjadinya suatu mineral baru pada tubuh batuan yang merupakan hasil ubahan dari mineral-mineral yang telah ada sebelumnya yang diakibatkan oleh adanya reaksi antar batuan dinding (*wall rock*) dengan larutan magma (Guilbert dan Park, 1986).

Adapun beberapa faktor yang mempengaruhi proses alterasi hidrotermal adalah suhu, kimia fluida (pH), komposisi batuan sampling, durasi aktivitas hidrotermal dan permeabilitas. Akan tetapi, suhu dan kimia fluida (pH) merupakan faktor yang paling berpengaruh (Corbett dan Leach, 1997).

Suhu merupakan hal yang paling penting dalam proses alterasi karena hampir keseluruhan reaksi kimia yang terjadi diakibatkan oleh kenaikan suhu. Permeabilitas suatu batuan akan menentukan intensitas pengaruh larutan hidrotermal terhadap batuan dan kecepatan presipitasi mineral-mineral baru. Dimana batuan yang memiliki permeabilitas kecil tentunya akan menyebabkan tingkat pengaruh alterasi tidak signifikan. komposisi fluida dan pH memiliki pengaruh yang sangat besar dalam

menentukan tingkat kecepatan dan jenis mineral-mineral hidrotermal yang terbentuk. Kehadiran mineral-mineral tertentu pada suatu batuan akan mencerminkan komposisi pH larutan dan suhu fluida tipe alterasi tertentu (Corbett dan Leach, 1997).

2.10 Faktor Temperatur dan pH pada Mineralogi Alterasi

Temperatur dan pH larutan merupakan hal terpenting dari banyak faktor yang mempengaruhi mineralogi sistem hidrotermal. Di bawah kondisi jenuh, panas, hidrostatik, tekanan yang berhubungan langsung dengan temperatur (Browne, 1978), sedangkan tekanan gas dan rasio konsentrasi unsur tercermin dalam pH larutan (Henley et al., 1984). Variabel lain (kecuali komposisi batuan induk dan komposisi larutan absolut) hanya memiliki pengaruh kecil pada mineralogi alterasi.

Kisaran stabilitas untuk mineral hidrotermal yang umum dijumpai di daerah pinggiran Pasifik dengan panas bumi aktif dan hidrotermal sistem bijih diplot dalam bentuk temperatur dan pH larutan (Gambar 2.5).

Elemen konsentrasi dan rasio larutan serta tekanan (tekanan parsial gas, hidrostatik dan litologi) adalah konstan. Namun, dalam banyak kasus faktor ini secara substansial dapat memengaruhi kisaran temperatur dan stabilitas pH berbagai fasa mineral (Henley et al., 1984). Temperatur absolut dan nilai pH tidak ditunjukkan karena pengaruh faktor lain dapat berada pada posisi batas antara fase mineral. Pembahasan berikut mencakup perkiraan temperatur dan pH untuk sebagian besar fase mineral. Kelompok mineral yang berbeda dikategorikan berdasarkan peningkatan pH (Gambar 2.5) (Corbett dan Leach, 1997).

2.10.1. Kelompok Mineral Silika

Mineral silika adalah satu-satunya mineral alterasi yang signifikan stabil ditemukan pada larutan dengan pH yang sangat rendah (umumnya di bawah pH 2, Stoffregen, 1987), di mana mineral ini umumnya dikaitkan dengan sejumlah kecil fase

titanium-besi seperti rutil. Di bawah kondisi yang sangat asam, mineral opalin silika, kristobalit, dan tridimit ditemukan di dalam lingkungan permukaan di atas tingkat sistem hidrotermal klorida, biasanya pada temperatur <100°C (Leach et al., 1985). Kuarsa adalah mineral silika utama yang terbentuk pada temperatur tinggi. Kuarsa atau silika (kristobalit, tridimit atau silika amorf) termasuk dalam semua kumpulan mineral yang terbentuk akibat larutan hidrotermal (dalam sistem panas bumi aktif) yang umumnya paling jenuh menjadi SiO₂ (Henley et al., 1984; Corbett dan Leach, 1997).

Di bawah kondisi pH larutan yang lebih tinggi, silika amorf terbentuk pada temperatur <100°C. Mineral kuarsa hampir hadir pada temperatur yang lebih tinggi, sedangkan kalsedon secara lokal terjadi pada temperatur menengah (umumnya di kisaran 100-200°C), terutama di bawah kondisi pengendapan cepat. Jenis fase silika juga dipengaruhi oleh kinetik pengendapan. Sebagai contoh, silika amorf dapat terbentuk pada temperatur hingga 200°C di lingkungan yang cepat padam (misalnya, pada skala pipa panas permukaan geotermal (Brown, 1986; Corbett dan Leach, 1997).

2.10.2 Kelompok Mineral Alunit

Larutan dengan pH sedikit lebih tinggi dari 2, alunit terbentuk bersama dengan mineral silika pada kisaran temperatur yang luas (Stoffregen, 1987). Mineral ini terbentuk bersama dengan andalusit pada temperatur tinggi (biasanya > 350-400°C); Sverjensky et al., 1991), dan berasosiasi dengan korundum pada temperatur yang masih lebih tinggi (> 400-450°C); Hemley et al., 1980). Empat lingkungan pembentukan alunit berikut telah diidentifikasi oleh Rye et al., (1992), menggunakan sulfur dan data isotop oksigen. Kondisi pembentukan alunit di lingkungan ini juga dapat disimpulkan dari bentuk kristal, serta berdasarkan model geologi dan paragenesis mineral (Corbett dan Leach, 1997).

Uap-pemanasan alunit terbentuk di bawah lingkungan permukaan melalui oksidasi larutan asam sulfat dari gas H₂S yang tersusun pada kedalaman dari sistem

larutan mendidih hidrotermal. Alunit diendapkan dari air pH rendah yang dipanaskan dengan uap umumnya membentuk kristal pseudo-kubik berbutir halus. Uap-pemanasan alunit dapat ditemukan hingga kedalaman 1-1,5 km, di mana kandungan larutan asam sulfat semakin rendah pada sistem hidrotermal (Reyes, 1990; Corbett dan Leach, 1997).

Supergen alunit terbentuk sebagai hasil produksi asam sulfat akibat pelapukan endapan sulfida masif dan memiliki kristal yang sedikit, pseudo-asikular yang sangat halus. Magmatik alunit berasal dari larutan magmatik yang mendominasi dengan kristalisasi yang baik, umumnya kristal berbentuk tabular berbutir kasar hingga berbentuk bilah yang mengisi pecahan, breksi semen, dan endapan dalam *vughs leached pseudomorphing* fenokris atau klast-litik. Alunit terbentuk pada temperatur yang lebih tinggi, disertai *intergrown* mineral muskovit kristalin dan/atau andalusit kristalin, dapat juga terbentuk sebagai kristal besar yang tidak beraturan tertutup secara poikilitik oleh kuarsa dan fase lainnya atau sebagai kristal pseudo-rombik euhedral.

Urut magma/breksi alunit terbentuk pada urat dan breksi, tersingkap sebagai hasil pengendapan secara langsung dari larutan kaya volatil (zat terbang) yang meningkat dari proses lelehan kristal (Rye et al., 1992). Di lingkungan ini alunit dapat terbentuk sebagai kristal prismatic yang terpancar (Corbett dan Leach, 1997).

2.10.3 Kelompok Mineral Kaolin

Kelompok mineral kaolin berasal dari larutan dengan pH yang cukup rendah (sekitar pH 4; Reyes, 1990), dan terbentuk bersama dengan kelompok mineral di bawah larutan transisi dengan kisaran pH (pH 3-4; Stoffregen, 1987). Halloysit utamanya terbentuk sebagai hasil pelapukan supergen, meskipun ada beberapa bukti (Harvey dan Browne, 1991) bahwa halloysit terbentuk di bawah kondisi hidrotermal dengan temperatur sangat rendah. Zonasi dari mineral kelompok hidrotermal kaolin dengan peningkatan kedalaman dan temperatur telah diidentifikasi di sistem panas bumi Filipina

oleh Reyes (1990) dan Leach et al. (1985). Kaolinit terbentuk pada kedalaman dangkal di bawah kondisi temperatur rendah (<150-200°C), dan membentuk piropillit pada kedalaman kerak yang lebih besar, di bawah temperatur yang lebih tinggi (<200-250°C). Dickit terbentuk dalam lingkungan transisi antara dua tingkat kerak dan temperatur rentang. Diaspor dijumpai secara lokal dengan fase grup alunit dan/atau kaolinit, biasanya di zona yang intens mengalami silisifikasi, di mana mineral ini terbentuk dengan mengeluarkan piropillit melalui reaksi: kuarsa + diaspor <--> piropillit (Hemley et al., 1980; Corbett dan Leach, 1997).

2.10.4 Kelompok Mineral Illit

Di mana larutan memiliki pH dalam kisaran 4-6, kelompok mineral illitik mendominasi dan terbentuk bersama dengan mineral kelompok kaolin pada pH 4-5, tergantung pada temperatur dan salinitas larutan (Hemley et al., 1980; Reyes 1990). Hubungan kedalaman/temperatur dengan mineral kelompok illit adalah keduanya ditemukan pada cekungan sedimen dengan sistem panas bumi aktif (Steiner, 1977; Browne, 1991; Harvey dan Browne, 1991). Smektit terbentuk pada temperatur rendah (<100-150°C), lapisan illit-smektit pada temperatur sekitar 100-200°C, illit pada temperatur sekitar 200-250°C, dan muskovit pada temperatur >250°C. Serisit adalah muskovit yang berbutir halus dan biasanya mengandung illit dan ditemui pada level transisi antara illit dan juga muskovit berkristal kasar, misalnya endapan tembaga porfiri Sungai Frieda, Papua Nugini (Britten, 1981; Corbett dan Leach, 1997).

Kandungan smektit dalam lapisan illit-smektit pada lempung secara progresif menurun seiring dengan meningkatnya temperatur lebih dari 100-200°C (Corbett dan Leach, 1997).

2.10.5 Kelompok Mineral Klorit

Di bawah kondisi yang sedikit asam hingga mendekati kondisi pH netral mineral klorit-karbonat menjadi dominan, terbentuk bersama dengan mineral kelompok illit di

lingkungan di mana larutan dengan pH 5-6 (Leach dan Muchemi, 1987). Mineral klorit-smektit yang saling berasosiasi terbentuk pada temperatur yang lebih rendah, bergradasi menjadi klorit pada temperatur yang lebih tinggi (Kristmannsdotter, 1984). Dalam sistem panas bumi yang masih aktif, mineral transisi ini terbentuk pada temperatur yang jauh lebih rendah di lingkungan keretakan (misalnya, Islandia, Kristmannsdotter, 1984) daripada di medan pulau vulkanik (misalnya, Filipina, Reyes, 1990a), dan mungkin mencerminkan respons terhadap sifat kimia larutan atau batuan induk (Corbett dan Leach, 1997).

2.10.6 Kelompok Mineral Calc-silikat

Kelompok mineral kalsilikat terbentuk pada kondisi pH netral hingga alkali. Zeolit-klorit-karbonat terbentuk di bawah kondisi dingin, dan epidot, diikuti pembentukan amfibol sekunder (terutama aktinolit) semakin berkembang pada temperatur yang lebih tinggi. Mineral Zeolit sangat sensitif terhadap temperatur. Hidros-zeolit (natrolit, *chabazite*, mesolit, mordenit, stilbit, heulandit) mendominasi dalam kondisi dingin (<150-200°C), sedangkan zeolit yang kurang terhidrasi seperti laumontit (150-200°C), dan wairakit (200-300°C) terbentuk pada tingkat dengan kedalaman semakin dalam dan lebih panas dalam sistem hidrotermal (Steiner, 1977; Leach et al., 1983). Dalam beberapa sistem prehnit dan/atau pumpellyit ditemukan pada temperatur sekitar 250-300°C (Elders et al., 1979) berasosiasi dengan beberapa kasus sebagai mineral yang menggantikan epidot.

Epidot terbentuk sebagai butiran kristal awal yang buruk pada temperatur sekitar 180-220°C dan juga fase kristal pada temperatur yang lebih tinggi (> 220-250°C; Reyes, 1990). Amfibol sekunder (terutama aktinolit) terbentuk dan menjadi lebih stabil dalam sistem hidrotermal aktif pada temperatur >280-300°C (Browne, 1978). Biotit mendominasi di dalam atau berbatasan langsung dengan intrusi porfiri. Dalam sistem aktif biotit sekunder terbentuk di temperatur >300-325°C (Elders et al., 1979).

Lingkungan porfiri yang aktif dicirikan oleh sekumpulan klinopiroksin ($>300^{\circ}\text{C}$) dan mineral garnet yang terbentuk pada temperatur $>325\text{-}350^{\circ}\text{C}$ (Elders et al., 1979). Namun, garnet terhidrasi secara lokal dan ditemukan pada temperatur yang jauh lebih rendah ($250\text{-}300^{\circ}\text{C}$) di daerah panas bumi Tongonan (Leach et al., 1983; Corbett dan Leach, 1997).

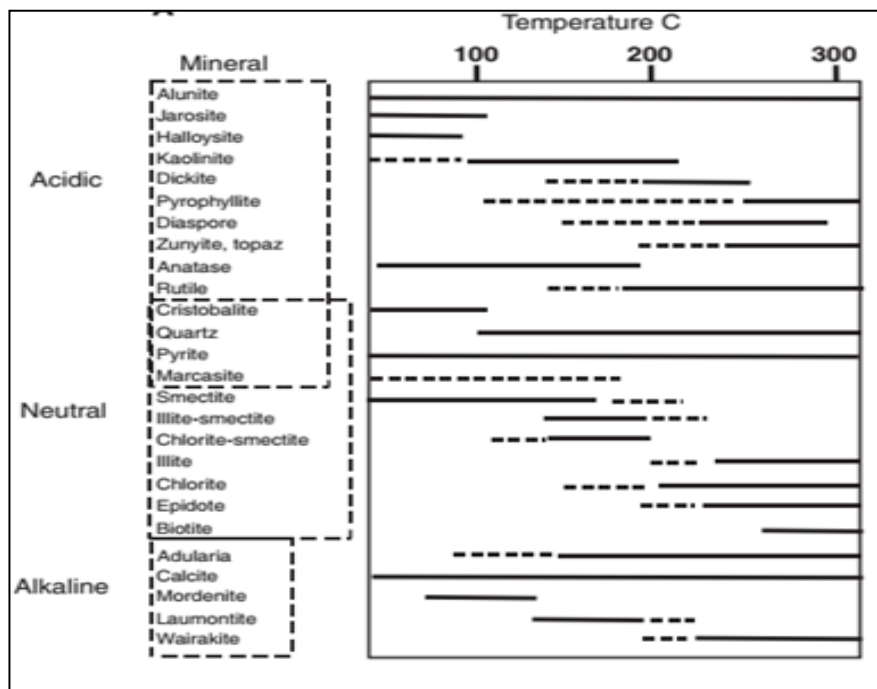
2.10.7 Mineral lainnya

Mineral karbonat dijumpai pada berbagai pH dan temperatur serta berasosiasi dengan kaolin, fase illit, klorit dan kalk-silikat. Zonasi pada spesies karbonat dengan larutan pH yang meningkat ditemukan di banyak sistem hidrotermal (Leach dan Corbett, 1993, 1994, 1995). Karbonat Fe-Mn (siderit-rodokrosit) terbentuk bersama dengan mineral kaolin dan lempung illitik, sementara campuran Ca-Mn-Mg-Fe karbonat (rodokrosit-ankerit-kutnahorit-dolomit) terbentuk bersama dengan lempung illitik dan kloritik, dan Ca-Mg karbonat (dolomit-kalsit) terbentuk bersama dengan mineralogi klorit-kalsit-silikat. Zonasi ini digunakan untuk mencerminkan mobilitas Fe, Mn dan Mg yang menurun dengan semakin meningkatkan pH larutan (Leach et al., 1985). Mineral karbonat biasanya terbentuk secara luas di semua tingkatan sistem hidrotermal mulai dari lingkungan permukaan hingga porfiri yang berasosiasi dengan lingkungan skarn (Corbett dan Leach, 1997).

Mineral Feldspar berasosiasi dengan fase mineral klorit dan kalsilikat. Feldspars sekunder umumnya stabil di bawah kondisi pH yang hampir netral hingga alkali. Albit terbentuk ketika larutan memiliki rasio $a_{\text{Na}^+}/a_{\text{K}^+}$ yang tinggi dan kalium feldspar memiliki rasio $a_{\text{Na}^+}/a_{\text{K}^+}$ yang rendah (Browne, 1978). Adularia terbentuk pada temperatur rendah sebagai spesies kalium feldspar sekunder, sedangkan ortoklas ditemukan pada temperatur tinggi di dalam lingkungan porfiri. Browne (1978) menunjukkan bahwa adularia terbentuk dalam aliran larutan yang tinggi dengan kondisi permeabel dan albit dalam kondisi permeabilitas rendah.

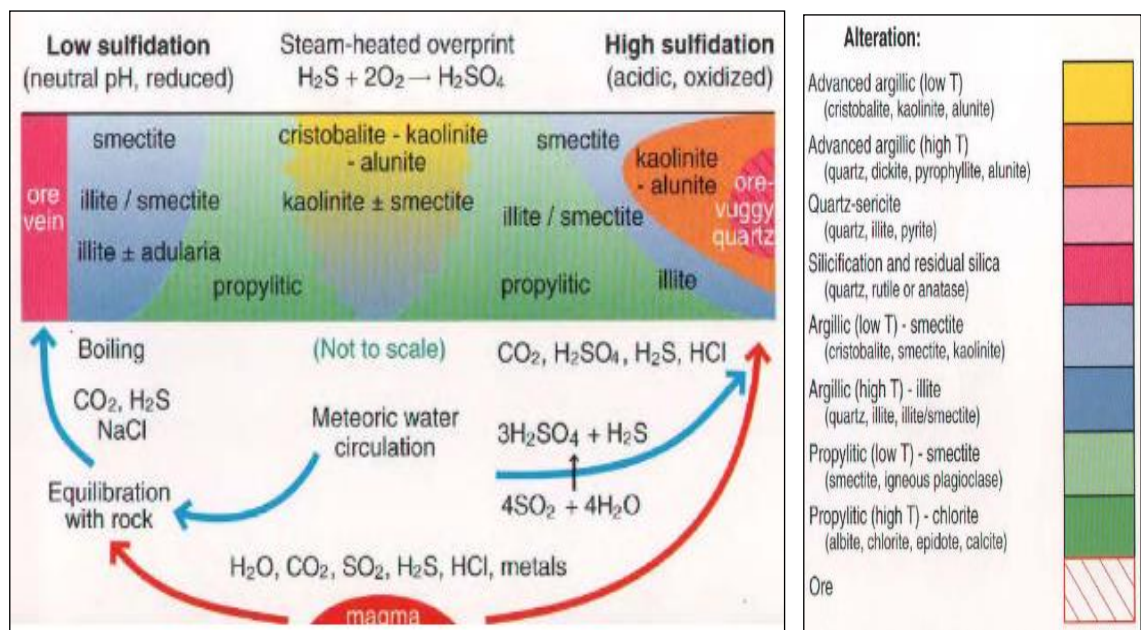
Mineral sulfat ditemukan pada sebagian besar temperatur dan pH dalam sistem hidrotermal. Sedangkan alunite terbentuk pada kondisi pH yang rendah (<3-4), anhidrit terbentuk pada pH yang lebih tinggi (Reyes, 1985) dan temperatur yang lebih besar dari 100-150°C, dan gipsum terbentuk di lingkungan temperatur yang lebih rendah (Harvey et al., 1983). Meskipun jarosit umumnya terbentuk sebagai produk hasil pelapukan sulfida, juga terbentuk pada tingkat kedalaman dangkal di lingkungan asam di beberapa sistem panas bumi aktif di Filipina (Leach et al., 1985; Corbett dan Leach, 1997).

Berbagai fase mineral hidrotermal mengandung unsur halogen (misalnya boron dalam turmalin; dan fluorin, klorin dan fosfor dalam apatit) yang dapat digunakan untuk mengindikasikan bahwa larutan tersebut mengandung komponen volatil magmatik yang signifikan. Fase ini umumnya berasosiasi dengan serisit/mika yang terbentuk pada temperatur yang lebih tinggi di bawah kondisi pH cukup rendah (Corbett dan Leach, 1997).



Gambar 2. 5 Kisaran suhu dan pH fase mineral endapan epitermal (Hedenquits et al., 2000).

Banyak mineral alterasi hidrotermal yang stabil pada rentang suhu dan pH di atas rata-rata, sehingga pemetaan distribusi mineral-mineral alterasi dapat digunakan untuk merekonstruksi zonasi termal dan geokimia yang mengarah ke model hidrologi dari sistem hidrotermal yang sudah tidak aktif. Mineral-mineral alterasi juga penting digunakan untuk membedakan suatu endapan termasuk ke dalam jenis sulfidasi rendah atau sulfidasi tinggi (Hedenquist *et al.*, 1996). Skema distribusi alterasi hidrotermal yang berasosiasi dengan endapan epitermal sulfidasi rendah dan sulfidasi tinggi (Hedenquits *et al.*,1996) (Gambar 2.6).



Gambar 2. 6 Skema distribusi alterasi hidrotermal yang berasosiasi dengan endapan epitermal sulfidasi rendah (LS) dan sulfidasi tinggi (HS) (Hedenquits *et al.*, 1996).

Alterasi yang berasosiasi dengan bijih pada endapan sulfidasi rendah dihasilkan oleh fluida panas dengan pH yang hampir netral. Penurunan suhu terjadi seiring dengan menurunnya kedalaman dan meningkatnya jarak dari pusat saluran fluida. Berbeda dengan karakteristik alterasi ber-pH netral pada endapan sulfidasi rendah, endapan sulfidasi tinggi mengandung mineral-mineral yang stabil pada pH asam seperti alunite, kaolinit, diktit, pirofilit, diaspora dan zunytit, yang beberapa di antaranya juga sensitif terhadap temperatur. Mineral-mineral tersebut termasuk ke dalam kumpulan alterasi

argilik lanjut (*advanced argillic*) yang terbentuk selama proses pelindian awal pada lingkungan sulfidasi tinggi. Batuan yang paling banyak teralterasi asam adalah residu silika yang disebut kuarsa vuggy (*vuggy quartz*) (Hedenquist *et al.*, 1996).

2.10.8 Zona Alterasi

Zona yang memperlihatkan adanya penyebaran himpunan mineral-mineral tertentu yang terbentuk dari hasil proses alterasi. Himpunan mineral-mineral tertentu yang dijumpai berdasarkan suatu endapan yang dijumpai (Tabel 2.2).

Tabel 2.2 Tipe-tipe alterasi berdasarkan himpunan mineral (Guilbert *and* Park, 1986; Maulana, 2017).

Tipe	Himpunan mineral	Keterangan
Propilitik	Klorit+Epidot+Karbonat Albit ± Kuarsa ± Kalsit ± Pirit ± Lempung/illit	Temperatur 200-300°C, Salinitas beragam, pH intermedit-netral, Permeabilitas rendah.
Argilik	Smektit+Montmorilonit+Illit- smektit+kaolinit Pirit ± Klorit ± Kalsit ± Kuarsa	Temperatur 100-300°C, rendah, pH asam-netral. Salinitas
Filik	Kuarsa + Serisit + Pirit Anhidrit ± Pirit ± kalsit	Temperatur 230-400°C, beragam, pH asam-netral, Zona tembus air pada batas urat. Salinitas
Potasik	Adularia+Biotit+Kuarsa Klorit ± Epidot ± Pirit ± Illit- serisit	Temperatur >300°C, Salinitas tinggi, Dekat dengan batuan intrusi.

Adapun macam-macam tipe alterasi antara lain:

1. Zona Propilitik

Zona yang dicirikan oleh kehadiran klorit disertai dengan beberapa mineral epidot, illit/serisit, kalsit, albit, dan anhidrit. Terbentuk pada temperatur 200-300°C pada pH mendekati netral, dengan salinitas beragam, umumnya pada daerah yang mempunyai permeabilitas rendah. Beberapa himpunan mineral yang

hadir pada tipe propilitik, yaitu: Klorit-kalsit-kaolinit, Klorit-kalsit-talk, Klorit-epidot-kalsit, Klorit-epidot (Corbett dan Leach, 1997). Himpunan mineral utama zona ini terdiri dari klorit + epidot + pirit + kalsit ± mineral lempung. Klorit dan karbonat umumnya menggantikan biotit di sepanjang area belahan, di mana epidot dan kalsit terbentuk sebagai granul halus dalam plagioklas, atau berasosiasi dengan montmorillonit yang menggantikan amfibol. Kehadiran pirit melimpah sedangkan kalkopirit jarang. Zona terdalam dari alterasi diindikasikan dengan kehadiran K-feldspar + serisit dan disseminasi magnetit, kalkopirit, pirit, dan beberapa molibdenit (Pirajno, 1992).

2. Zona Argilik

Zona yang dicirikan oleh dua himpunan mineral, yaitu muskovit-kaolinit-monmorilonit dan muskovit-klorit-monmorilonit. Himpunan mineral pada tipe argilik terbentuk pada temperatur 100°-300°C. Fluida asam-netral, dan salinitas rendah (Corbett dan Leach, 1997). Zona argilik dikarakterisasi dengan kehadiran mineral lempung (argilik berarti lempung dalam bahasa Latin) seperti illit, kaolinit, dan montmorillonit. Berdasarkan fase kondisi alterasi asam yang berlangsung dan pelindihan kation yang meluas. Plagioklas diubah menjadi kaolinit yang berada dekat dengan kulit bijih dan menjadi montmorillonit yang berada jauh. K-feldspar mengalami penggantian minor oleh kaolinit dan atau serisit (Pirajno, 1992).

3. Zona Filik

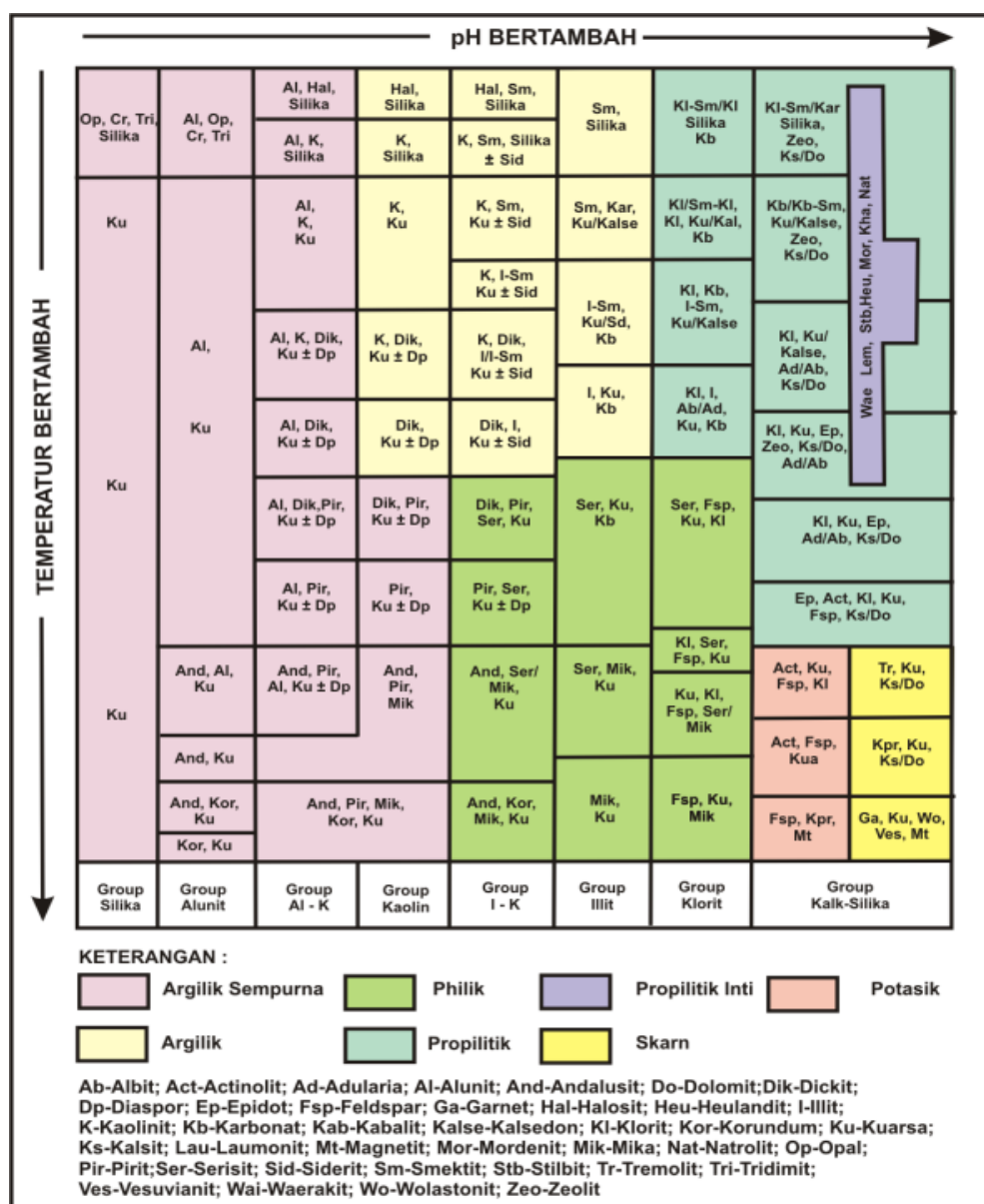
Zona alterasi filik terbentuk pada kisaran pH yang mirip dengan mineral alterasi argilik, tetapi dengan temperatur yang lebih tinggi (>200-250°C), dan ditandai dengan adanya serisit (muskovit). Zona filik juga dapat mencakup mineral dengan temperatur tinggi dari kelompok kaolin (pirophyllit-andalusit) dan kelompok klorit di mana mineral ini berada di bagian bawah mineral serisit atau

muskovit (Corbett dan Leach, 1997). Zona pillik juga dikenal sebagai zona kuarsa-serisit-pirit (QSP) yang mengelilingi dan meliputi zona pottasik. Kontak antara zona pillik dengan pottasik merupakan digradasi. Alterasi ini menyebabkan pelindihan Na, Ca, dan Mg yang berasal dari mineral alumino-silikat (Titley dan Beane 1981). Alterasi pillik dikarakterisasi oleh himpunan mineral kuarsa + serisit ± pirit ± klorit ± rutil ± kalkopirit. Unsur Fe mengalami pelindihan dari silika mafik primer untuk membentuk pirit utama. Volume pirit dapat mencapai 30% dalam bentuk *veinlet* dan disseminasi granular sedangkan kalkopirit dapat hadir dalam jumlah yang lebih sedikit. Silisifikasi merupakan proses yang paling menonjol dan kerusakan mineral primer dapat diikuti terbentuknya silika bersama dengan larutan hidrotermal (Pirajno, 1992).

4. Zona Potasik

Zona potasik mengandung himpunan mineral kuarsa + K-feldspar + biotit + serisit + anhidrit + kalkopirit + bornit ± magnetit ± molibdenit. Alterasi ini umumnya bersifat dapat pervasif dan dikarakterisasi dengan penggantian biotit dan feldspar primer. K-feldspar sebagai mineral pengganti berbentuk *veinlet* mikro yang mengisi feldspar primer. Biotit hidrotermal terdapat dalam bentuk pecahan mikro yang mengisi mineral disertai dengan kalkopirit dan anhidrit yang berbentuk tipis hingga masif sebagai mineral pengganti plagioklas, bentuk kristal euhedral hampir identik dengan biotit primer, dan sebagai mineral pengganti pervasif pada massa dasar feldspar (Pirajno, 1992). Karakteristik mineral dari alterasi ini adalah K-feldspar dan biotit pada porfiri dan adularia pada sistem epitermal. Alterasi potasik biasanya disertai dengan sulfida (kalkopirit, pirit, molibdenit). Anhidrit adalah mineral asosiasi yang umum dijumpai dalam lingkungan porfiri. Biotit umumnya berwarna hijau dan kaya Fe. Alterasi potasium silikat terbentuk sebagai pengganti dari plagioklas dan mineral silikat mafik pada

daerah yang bertemperatur 600-450°C. Kelompok mineral umum yaitu K-feldspar-biotit-kuarsa, K-feldspar-biotit-magnetit disertai dengan berbagai jumlah mineral lain seperti albit, serisit, anhidrit, apatit, dan kadang juga rutil yang berasal dari pecahan biotit. K-feldspar dari zona potasik secara khas berwarna kemerahan karena inklusi hematit yang kecil (Pirajno 2009). Dapat dilihat pada Gambar 2.7 diagram hubungan antara suhu-pH dan jenis alterasi serta himpunan mineral-mineral pencirinya.



Gambar 2. 7 Diagram hubungan antara suhu-pH dan jenis alterasi serta himpunan mineral-mineral pencirinya (Corbett dan Leach, 1997).