

**STUDI ALTERASI DAN MINERALISASI ENDAPAN TIPE URAT DAERAH
CINDAKKO KABUPATEN MAROS PROVINSI SULAWESI SELATAN:
IMPLIKASINYA TERHADAP GENETIK DAN EKSPLORASI**

*ALTERATION AND MINERALIZATION STUDY OF VEIN-TYPE
PROSPECTS IN THE CINDAKKO AREA, MAROS REGENCY,
SOUTH SULAWESI PROVINCE: ITS IMPLICATION TO
GENETIC AND EXPLORATION*

ARIF



PROGRAM PASCASARJANA

UNIVERSITAS HASANUDDIN

MAKASSAR

2020



**STUDI ALTERASI DAN MINERALISASI ENDAPAN TIPE URAT DAERAH
CINDAKKO KABUPATEN MAROS PROVINSI SULAWESI SELATAN:
IMPLIKASINYA TERHADAP GENETIK DAN EKSPLORASI**

Tesis

Sebagai Salah Satu Syarat untuk Mencapai Gelar Magister

Program Studi

Teknik Geologi

Disusun dan diajukan oleh

ARIF

kepada

**PROGRAM PASCASARJANA
UNIVERSITAS HASANUDDIN
MAKASSAR**



2020

TESIS

**STUDI ALTERASI DAN MINERALISASI ENDAPAN TIPE URAT
DAERAH CINDAKKO KABUPATEN MAROS PROVINSI SULAWESI
SELATAN: IMPLIKASINYA TERHADAP GENETIK DAN EKSPLORASI**

Disusun dan diajukan oleh

ARIF
Nomor Pokok D062182001

Telah dipertahankan di depan Panitia Ujian Tesis
Pada tanggal, 25 Agustus 2020
Dan dinyatakan telah memenuhi syarat

Menyetujui
Komisi Penasihat,

Dr. Ir. Musri Ma'waleda, M.T
Ketua

Dr. Ir. Irzal Nur, M.T
Anggota

Ketua Program Studi
Magister Teknik Geologi
Universitas Hasanuddin,



Ratna Husain L, M.T

Dekan Fakultas Teknik
Universitas Hasanuddin,



Prof. Dr. Ir. Muhammad Arsyad Thaha, M.T



PERNYATAAN KEASLIAN TESIS

Yang bertanda tangan dibawah ini;

Nama : Arif
Nim : D062 18 2001
Program Studi : Magister Teknik Geologi

Menyatakan dengan sebenarnya bahwa Tesis yang saya tulis benar-benar merupakan hasil karya saya sendiri, bukan merupakan pengambilan tulisan atau pemikiran orang lain. Apabila dikemudian hari terbukti atau dapat dibuktikan bahwa sebagian atau keseluruhan Tesis ini hasil karya orang lain, saya bersedia menerima sanksi atas perbuatan tersebut.

Makassar, 26 Agustus 2020
Yang menyatakan,



Arif
D062 18 2001



PRAKATA

Puji dan syukur penulis panjatkan kepada Tuhan Yang Maha Esa, yang telah memberikan limpahan rahmat-Nya, sehingga Tesis yang berjudul “Studi Alterasi Dan Mineralisasi Endapan Tipe Urat Daerah Cindakko Kabupaten Maros Provinsi Sulawesi Selatan: Implikasinya Terhadap Genetik dan Eksplorasi” ini dapat terselesaikan tepat pada waktunya.

Terima kasih kepada Dr. Ir. Hj. Ratna Husain L., M.T, selaku Ketua Program Studi Magister teknik Geologi Universitas Hasanuddin. Terima kasih kepada Dr. Ir. Musri Ma’waleda, M.T dan Dr. Ir. Irzal Nur, MT., selaku Penasehat Utama dan Penasehat Anggota yang telah banyak membantu penulis dalam menyelesaikan Tesis ini serta terima kasih juga kepada seluruh dosen dan staf Departemen Teknik Geologi Universitas Hasanuddin serta kepada keluarga besar Korps Pencinta Alam (KORPALA) UNHAS yang telah membantu dalam pengambilan data penyelesaian Tesis ini.

Makassar, 26 Agustus 2020



Arif
D062 18 2001



DAFTAR ISI

	Halaman
HALAMAN SAMBUNG DEPAN	i
HALAMAN PENGANTAR	ii
HALAMAN PENGESAHAN.....	iii
PERNYATAAN KEASLIAN TESIS	iv
PRAKATA	v
ABSTRAK	xv
<i>ABSTRACT</i>	xvii
DAFTAR ISI.....	vi
DAFTAR GAMBAR	x
DAFTAR TABEL	xiii
DAFTAR LAMPIRAN	xiv
BAB I PENDAHULUAN	1
A. Latar Belakang.....	1
B. Hipotesis	4
C. Rumusan Masalah	5
D. Tujuan Penelitian	5
E. Manfaat Penelitian	6
F. Ruang Lingkup	6
G. Penelitian Terdahulu	7
H. Daftar Istilah.....	7



BAB II TINJAUAN PUSTAKA.....	9
A.1 Geologi Regional.....	9
A.1.1 Geomorfologi regional.....	9
A.1.2 Stratigrafi regional.....	11
A.1.3 Vulkanik dan Magmatik Sulawesi Bagian Selatan	15
A.2 Endapan Epitermal.....	18
A.2.1 Endapan Epitermal Sulfidasi Tinggi	20
A.2.2 Endapan Epitermal Sulfidasi Rendah	20
A.3 Alterasi Hidrotermal.....	23
A.3.1 Faktor-faktor yang mempengaruhi proses alterasi.....	26
A.3.2 Kontrol temperatur dan pH pada mineralogi alterasi.....	27
BAB III METODOLOGI PENELITIAN	38
A. Rancangan Penelitian	38
B. Lokasi dan Kesampaian Daerah	39
C. Tahapan Penelitian	39
C.1 Pengambilan Data Lapangan	39
C.1.1 Pengambilan Sampel	40
C.1.2 Preparasi Sampel.....	40
C.2 Analisis Laboratorium	41
C.2.1 Analisis Petrografi dan Mineragrafi.....	41
C.2.2 Analisis XRD (<i>X-ray Diffraction</i>)	41
C.2.3 Analisis XRF (<i>X-ray fluorescence spectrometry</i>)	42
C.2.4 Analisis ICP-MS dan ICP-OES.....	42
C.2.4 Analisis Mikrotermometri Inklusi Fluida	43
C.2 Pengolahan Data	43



BAB IV HASIL DAN PEMBAHASAN.....	46
4.1 Geologi Regional	46
4.1.1 Geologi Regional Sulawesi bagian Selatan.....	46
4.1.2 Vulkanik dan Magmatik Sulawesi Selatan.....	47
4.1.2.1 Klasifikasi Batuan.....	49
4.1.2.2 Klasifikasi Batuan Teralterasi.....	50
4.1.2.3 Determinasi Afinitas Magma	52
4.1.2.4 Tatanan Tektonik-Vulkanik dan Evolusi Magma	54
4.2 Geologi Daerah Cindakko.....	59
4.2.1 Pengamatan Lapangan	59
4.3 Alterasi Hidrotermal Daerah Cindakko	63
4.3.1 Himpunan Mineral Alterasi	64
4.3.2 Estimasi Temperatur Pembentukan Mineralisasi dan pH Fluida Hidrotermal	78
4.4 Mineralisasi Daerah Cindakko	79
4.4.1 Mineralogi Bijih dan paragenesis.....	81
4.5 Inklusi Fluida.....	93
4.5.1 Kenampakan Fotomikrografi	94
4.5.2 Pengukuran Mikrotermometri Inklusi Fluida	95
4.5.3 Interpretasi Data Mikrotermometri Inklusi Fluida	99
4.5.3.1 Temperatur Pembentukan	99
4.5.3.2 Kedalaman Pembentukan.....	99
4.5.3.3 Tekanan Pembentukan.....	101
4.5.3.4 Sumber Fluida Dan Mekanisme Presipitasi	103



4.6 Tipe Endapan Daerah Cindakko..... 105
4.7 Model Genetik dan Implikasi Eksplorasi 111

BAB V PENUTUP 113
A. Kesimpulan 113
B. Saran..... 115

DAFTAR PUSTAKA



DAFTAR GAMBAR

Gambar		Halaman
1.1	Peta geologi regional daerah Cindakko	2
2.1	Kenampakan geomorfologi Sulawesi bagian Selatan	10
2.2	Peta distribusi dan polarisasi busur magmatik kapur Akhir-Pliosen (Carlile <i>and</i> mitchell, 1994)	13
2.3	Peta geologi Sulawesi Selatan (Yuwono, 1987)	14
2.4	Peta distribusi vulkanik potasik Sulawesi Selatan (Yuwono, 1987; Letterier <i>et al.</i> , 1990)	17
2.5	Grafik hubungan temperatur dan salinitas (Pirajno, 1992) serta skema endapan epitermal sulfidasi rendah dan sulfidasi tinggi Hedenquits <i>et al.</i> , 2000)	19
2.6	Hubungan alterasi dan mineralisasi endapan epitermal (Morrison <i>et al.</i> , 1990)	22
2.7	Kisaran suhu dan pH fase mineral endapan epitermal (Hedenquits <i>et al.</i> , 2000)	35
2.8	Skema distribusi alterasi hidrotermal berasosiasi dengan endapan epitermal sulfidasi rendah dan sulfidasi tinggi (Hedenquits <i>et al.</i> , 1996)	36
2.9	Diagram hubungan suhu dan Ph dan jenis alterasi serta himpunan mineral pencirinya (Corbett <i>and</i> Leach, 1997)	37
3.1	Bagan alir (<i>flowchart</i>) penelitian	45
4.1	Peta geologi Sulawesi Selatan (dimodifikasi setelah Yuwono, 1987)	47
	Peta distribusi vulkanik potasik Sulawesi Selatan (dimodifikasi setelah Yuwono, 1987; Letterier <i>et al.</i> , 1990)	49



4.3	Jenis batuan lava daerah Cindakko (Le Bas, 1986)	50
4.4	Distribusi batuan teralterasi (Winchester <i>and</i> Floyd, 1977)	51
4.5	Sampel <i>hand specimen</i> ST-6B dan kenampakan mikroskopis	51
4.6	Hasil <i>plotting</i> sampel ST-6B diagram SiO ₂ dan K ₂ O (Peccerillo and Taylor, 1976)	52
4.7	Hasil <i>plotting</i> sampel ST-6B diagram Co dan Th (<i>immobile</i>) (Hastie <i>et al.</i> , 2007)	53
4.8	<i>Plotting</i> diagram diskriminasi Zr-Nb-Y (Meschende, 1986)	54
4.9	<i>Spider</i> diagram dan pola REE (Sun <i>and</i> McDonough, 1989)	56
4.10	Subduksi Miosen Awal dan kolisi Miosen Tengah (Yuwono <i>et al.</i> , 1986; Letterier <i>et al.</i> , 1990; Soeria-Atmadja <i>et al.</i> , 1998)	58
4.11	Sampel <i>hand specimen</i> (ST-6B) basal dan diorit (ST-3)	59
4.12	Sampel <i>hand specimen</i> basal teralterasi sebagian (ST-5), basal tak-teralterasi ST-8 dan basal teralterasi kuat ST-2	60
4.13	Singkapan basal (<i>host rock</i>) terintrusi (<i>dike</i>) basal scoria ST-7 dan urat kuarsa (<i>crustiform</i>) ST-6 serta urat kuarsa ST-9	61
4.14	Sampel <i>hand specimen</i> urat kuarsa ST-6, ST-7, ST-9 dan singkapan lempung ST-9	62
4.15	Sampel <i>hand specimen</i> dan kenampakan mikroskopis ST-1 dan ST-2B	64
4.16	Sampel <i>hand specimen</i> , kenampakan mikroskopis dan difragtogram ST-1, ST-2A dan ST-2B	67
4.17	Sampel <i>hand specimen</i> , kenampakan mikroskopis dan difragtogram ST-3	68
	Sampel <i>hand specimen</i> , kenampakan mikroskopis dan difragtogram ST-5	68



4.19	Singkapan, sampel <i>hand specimen</i> , kenampakan mikroskopis dan difragtogram ST-6A, ST-6B dan ST-6C	71
4.20	Singkapan, sampel <i>hand specimen</i> , kenampakan mikroskopis dan difragtogram ST-7A, ST-7B dan ST-7C	73
4.21	Singkapan, sampel <i>hand specimen</i> , kenampakan mikroskopis dan difragtogram ST-8A dan ST-8B	75
4.22	sampel <i>hand specimen</i> , singkapan lempung, kenampakan mikroskopis dan difragtogram ST-9A dan ST-9C	77
4.23	Estimasi temperatur pembentukan mineralisasi	79
4.24	Singkapan urat kuarsa dan sampel <i>hand specimen</i> urat kuarsa ST-6, ST-7 dan ST-9	80
4.25	Kenampakan makroskopis pirit pada <i>host rock</i> basal	81
4.26	Kenampakan mikroskopis ST-2B	82
4.27	Kenampakan mikroskopis ST-6A	83
4.28	Kenampakan mikroskopis ST-6B	85
4.29	Kenampakan mikroskopis ST-7A	87
4.30	Kenampakan mikroskopis ST-9A	90
4.31	Singkapan urat kuarsa dan sampel <i>hand specimen</i> ST-6, ST-7 dan ST-9	93
4.32	Fotomikrografi inklusi fluida conto urat ST-6.I, ST-6.II dan ST-6.III	95
4.33	Histogram temperatur homogenisasi (Th) inklusi fluida dan histogram salinitas inklusi fluida conto urat ST-6.I, ST-6.II dan ST-6.III	98
4.34	Kurva temperatur homogenisasi (Th) dan salinitas	100
	Diagram <i>trend</i> temperatur homogenisasi (Th)-salinitas evolusi fluida (Sherperd, 1985 dimodifikasi oleh Wilkonson, 2001) dan interpretasi sumber fluida dan mekanisme	104



presipitasi

4.36	Plotting temperatur homogenisasi (Th) dan salinitas (Wilkinson, 2001)	106
4.37	Estimasi zona pembentukan urat berdasarkan karakteristik tektur (dimodifikasi dari Morrison <i>et al.</i> , 1990)	107
4.38	Diagram sulphur fugacity dan temperatur (Einaudi <i>et al.</i> , 2003)	108
4.39	Model genetik urat ST-6 dan rekomendasi lokasi pemboran perintis	112



DAFTAR TABEL

Gambar		Halaman
2.1	Mineral bijih dan mineral <i>gangue</i> pada endapan epitermal sulfidasi tinggi dan sulfidasi rendah (Hedenquist <i>et al.</i> , 1996).	21
4.1	Normalisasi konsentrasi trace elemen dan REE (Sun and McDonough, 1989).	55
4.2	Himpunan mineral alterasi di Daerah Cindakko	65
4.3	Paragenesis mineral bijih ST-2A	83
4.4	Paragenesis mineral bijih ST-6A	84
4.5	Paragenesis mineral bijih ST-6B	86
4.6	Paragenesis mineral bijih ST-7A	89
4.7	Paragenesis mineral bijih ST-9A	91
4.8	Paragenesis mineral bijih di daerah Cindakko	92
4.9	Hasil pengukuran mikrotermometri inklusi fluida	96
4.10	Penentuan tabel profil termal sesuai dengan salinitas (2 wt.% NaCl <i>eq</i>) (Haas, 1971)	101
4.11	Kumpulan mineral bijih, alterasi, zona alterasi, tekstur urat, temperatur homogenisasi (Th) dan salinitas (wt.% NaCl <i>eq</i>) Urat ST-6 Daerah Cindakko.	110



DAFTAR LAMPIRAN

Lampiran	Halaman
A Deskripsi Lapangan	119
B Deskripsi Petrografi.....	128
C Deskripsi Mineragrafi	142
D Hasil Analisis XRD	148
E Hasil Analisis XRF, ICP-MS dan ICP-OES	156
F Peta Lokasi Penelitian.....	159
G Peta Geologi Regional	160
H Peta Stasiun Pengambilan Sampel.....	161
I Peta Alterasi.....	162
J Peta Alterasi dan Mineralisasi.....	163



ABSTRAK

ARIF. Studi alterasi dan mineralisasi endapan tipe urat Daerah Cindakko Desa Bontosomba Kecamatan Tompobulu Kabupaten Maros, Sulawesi Selatan : implikasinya terhadap genetika dan eksplorasi (dibimbing oleh Musri Mawaleda dan Irzal Nur).

Penelitian ini bertujuan 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 batuan dianalisis menggunakan analisis petrologi, geokimia dan inklusi fluida.

Daerah penelitian merupakan prospek mineralisasi logam dasar (Pb), terletak dibagian selatan Pulau Sulawesi, Indonesia. Prospek ini berada pada lengan selatan busur plutonik-vulkanik Sulawesi barat yang berumur Tersier serta berafinitas shoshonitik yang direfleksikan oleh kandungan SiO_2 dan K_2O sebesar 46,52 wt.% dan 6,21 wt.%. Prospek ini berkembang pada Formasi Vulkanik Cindakko yang berumur Miosen Akhir-Pliosen Awal (8.21-0.41 Ma). Mineralisasi (urat dan sulfida tersebar) di prospek Cindakko umumnya diwadahi oleh batuan-batuan anggota satuan lava basaltik-andesitik (basal). Adanya struktur geologi yang berkembang di daerah penelitian yang berarah barat-laut-tenggara dan timur-laut-baratdaya yang mengontrol proses alih tempat dan deposisi urat-urat logam dasar yang signifikan, serta adanya retas yang memotong batuan di daerah penelitian yang memungkinkan terjadinya injeksi fluida hidrotermal yang terbentuk kemudian. Sehingga, urat-urat dan mineralisasi sulfida tersebar dikontrol oleh retas yang terbentuk sebelumnya dan dikontrol oleh porositas permeabel dari *host rock*.

Berdasarkan studi geokimia batuan, diketahui bahwa batuan vulkanik di daerah penelitian berkomposisi basaltik, berafinitas *shoshonitik* (tak-jenuh silika). Perilaku geokimia unsur-unsur mayor dan jejak, terutama pengayaan unsur LILE (Cs, Rb dan Sr) umumnya konsisten dengan karakteristik batuan potasik (kaya-K) pasca-kaldera mirip dengan daerah vulkanik *Roman comagmatic province (central Italy)*. Hasil interpretasi tatanan vulkanik-plutonik dan evolusi magma berdasarkan evaluasi unsur-unsur mayor dan mengindikasikan bahwa vulkanisme di daerah penelitian tergenerasi oleh pengkayaan *within-plate*, pada rezim ekstensional yang tidak berkaitan langsung dengan peristiwa subduksi. Batuan vulkanik (kaya-K) terbentuk dari peleburan mantel bagian atas yang sebelumnya telah mengalami metasomatisme. Kemudian mengalami pengkayaan oleh



potasium dan unsur-unsur inkompatibel melalui proses metasomatisme, yakni melalui konstribusi material sedimen-sedimen yang tersubduksi selama berlangsungnya subduksi miring ke barat antara lengan barat dan timur Sulawesi pada Miosen Awal.

Zona alterasi hidrotermal yang terzonasi atau terdistribusi di bagian tepi sistem hidrotermal dan tersebar luas di daerah peneltian, yaitu: Kuarsa, klorit dan epidot yang merupakan zona alterasi propilitik yang berhubungan spasial-genetik dengan mineralisasi urat. Zona alterasi argilik lanjut terdistribusi dari tepi mineralisasi urat yang terdiri dari alunite, kaolinit, piropilit dan diaspor. Secara spasial alterasi argilik lanjut tidak mendominasi atau sebagian saja dari tepi mineralisasi urat. Zona alterasi propilitik dan argilik lanjut diestimasi terbentuk pada kisaran temperatur sekitar 200-330°C dengan pH fluida hidrotermal asam sampai netral.

Tiga urat yang di jumpai di daerah penelitian telah dievaluasi pada studi ini, yang masing-masing dinamakan urat ST-6, urat ST-7 dan urat ST-9. Ke-tiga urat terdistribusi secara rapat di daerah penelitian. Secara umum urat tersebut berorientasi barat-timur (tegak lurus terhadap retas berorientasi utara-selatan). Secara keseluruhan urat-urat tersebut memperlihatkan tekstur khas urat epitermal: *crustiform*, *cockade* dan *vuggy* kuarsa. Ciri umum lainnya di jumpai mineral-mineral sulfida, yakni: pirit, kalkopirit, sfalerit, galena, bornit, tenantit, tetrahidrit, arsenopirit dan kovelit. Berdasarkan evaluasi karakteristik tekstur urat tersebut, diinterpretasikan bahwa secara umum urat-urat epitermal di daerah penelitian terbentuk dari fluida yang didominasi oleh cairan (*liquid*) dan fluktuatif di bawah zona pendidikan (*boiling level*), pada kedalaman minimum 350 m dibawah permukaan.

Studi inklusi fluida pada urat kuarsa menunjukkan bahwa urat kuarsa terbentuk pada temperatur 329-332 °C yang ekivalen dengan kedalaman 1664,3 meter di bawah muka air purba dan dengan tekanan hidrostatik 127,1 bar dari fluida bersalinitas 0,2-0,5 wt.%NaCl ekivalen.

Berdasarkan evaluasi himpunan mineral sulfida, tekstur urat dan hasil studi mikrotermometri inklusi fluida, dapat disimpulkan bahwa urat kuarsa di daerah penelitian terbentuk pada lingkungan epitermal. Urat-urat tersebut terbentuk dari fluida yang merupakan hasil pencampuran (*mixing*) antara fluida magmatik dengan air meteorik. Berdasarkan *trend* inklusi fluida pada diagram Th vs salinitas disimpulkan bahwa secara umum urat-urat epitermal di daerah penelitian tidak terbentuk dari mekanisme pendidihan (*boiling*), dimana kesimpulan ini konsisten dengan hasil evaluasi karakteristik tekstur urat yang mengindikasikan pembentukan di bawah level pendidihan (*boiling level*).



nci: Cindakko, alterasi, mineralisasi, inklusi fluida, epitermal

ABSTRACT

ARIF. Alteration and mineralization study of vein-type prospects in the Cindakko area, Bontosomba, Tompobulu, Maros Regency, South Sulawesi Province : its implication to genetic and exploration (Musri Mawaleda and Irzal Nur)

The purpose of this study is to determine the type of prospect also the genetic composition of vein-type in the Cindakko area of Bontosomba, Tompobulu Regency, Maros Regency, South Sulawesi Province.

Sample collected randomly, considered as a representation in the study area. The all rock samples were analyzed using petrological, geochemical and fluid inclusion analyzes.

The study area is the prospect of base metal (Pb) mineralization, located in the southern Sulawesi Island, Indonesia. This prospect is located in the southern Tertiary back-arc plutonic-volcanic West Sulawesi with shoshonitic affinity that reflected by the contents of SiO₂ and K₂O; 46.52 wt.% and 6.21 wt.%. This prospect develops in the Cindakko Volcanic Formation which is in the age of Late-Early Pliocene Miocene (8.21-0.41 Ma). Mineralization (scattered veins and sulphides) in the Cindakko prospect is generally contained by basaltic-andesitic lava rocks (basalt and diorite). The geological structure in the study area develops in the northwest-southeast and northeast-southwest that control the process of displacement and deposition of base metal veins, as well as the presence of cracks that seperated rocks in the study area that allow for the injection of hydrothermal fluids formed then. Thus, scattered veins and sulphide mineralization are controlled by pre-formed cracks and controlled by the permeable porosity of the host rocks.

Based on rocks geochemical studies, it is known that volcanic rocks in the study area are composed of basaltic, shoshonitic affinity (unsaturated silica). The geochemical behavior of major and trace elements, especially the enrichment of LILE (Cs, Rb and Sr) elements is generally consistent with the characteristics of post-caldera potassium (rich-K) rocks similar to the regions of Roman comagmatic province (central Italy). The results interpretation of the volcanic-plutonic order and the evolution of based on the evaluation of major and traces elements, indicate that m in the study area is generated in the within-plate environment, in ventional regime that is not directly related to subduction. Volcanic (rich) was originally formed from the fusion of the upper mantle which



had previously metasomatism. Then enrichment by potassium and incompatible elements through the process of metasomatism, the contribution of sediment material that were subducted during the subduction to the West between the Western and Eastern back-arc of Sulawesi in the Early Miocene.

The hydrothermal alteration zone that have zones or distributed at the edges of the hydrothermal system and have widespread in the research areas comprise: Quartz, chlorite and epidot which are propylitic alteration zones that are spatially-genetically related to veins mineralization. The argillic alteration zone is further distributed from the edge of the vein mineralization comprise alunite, kaolinite, piropilit and diaspora. Spatially advanced argillic alteration has not dominate or partially in edge of the vein mineralization. Further propylitic and argillic alteration zones are estimated to be formed in the temperature range around 200-330°C with acidic hydrothermal to neutral pH.

The three of veins that had been covered in the study area were evaluated in this study, which is named ST-6 vein, ST-7 vein and ST-9 vein. The three veins are tightly distributed in the study area. In general, the vein is oriented in west-east (perpendicular to the north-south oriented). These veins exhibit epithermal characteristic veins: crustiform, cockade and quartz vuggy. Other common characteristics are found in sulphide minerals: pyrite, chalcopyrite, sphalerite, galena, bornite, tenantite, tetrahydrite, arsenopyrite and covelite. Based on the evaluation of the texture of the veins, it is interpreted that in general epithermal veins in the study area are formed from fluid which is dominated by liquid (liquid) and fluctuating below the education zone (boiling level), at a minimum depth of 350 m below the surface.

Fluid inclusion studies in quartz veins had showed that quartz veins are formed at a temperature of 329-332°C which is equivalent to a depth of 1664.3 meters below the surface of ancient water and with its hydrostatic pressure 127.1 bar from fluid with salinity 0.2-0.5 wt % equivalent NaCl.

Based on the evaluation of the sulfide mineral assemblies, veins texture and the results of a fluid inclusion microtermometry study, it can be concluded that the quartz veins in the study area were formed in the epithermal environment. The veins are formed from fluids as the result of mixing between magmatic fluid and meteoric water. Based on the trend of fluid inclusion in the Th vs salinity diagram, it was concluded that in general epithermal veins in this study area were not formed from boiling mechanisms, where these conclusions were consistent with the results of veins texture characteristics and indicate were formed below the levels.

ds: Cindakko, alteration, mineralization, fluid inclusions, epithermal



BAB I

PENDAHULUAN

A. Latar Belakang

Secara administratif lokasi penelitian termasuk dalam wilayah Kampung Jampua Dusun Cindakko Desa Bontosomba Kecamatan Tompobulu Kabupaten Maros Sulawesi Selatan. Secara astronomis lokasi penelitian berada pada koordinat $119^{\circ} 50' 00''$ - $119^{\circ} 50' 30''$ BT serta $5^{\circ} 9' 00''$ - $5^{\circ} 9' 30''$ LS sebelah Utara Kota Makassar. (Lampiran F).

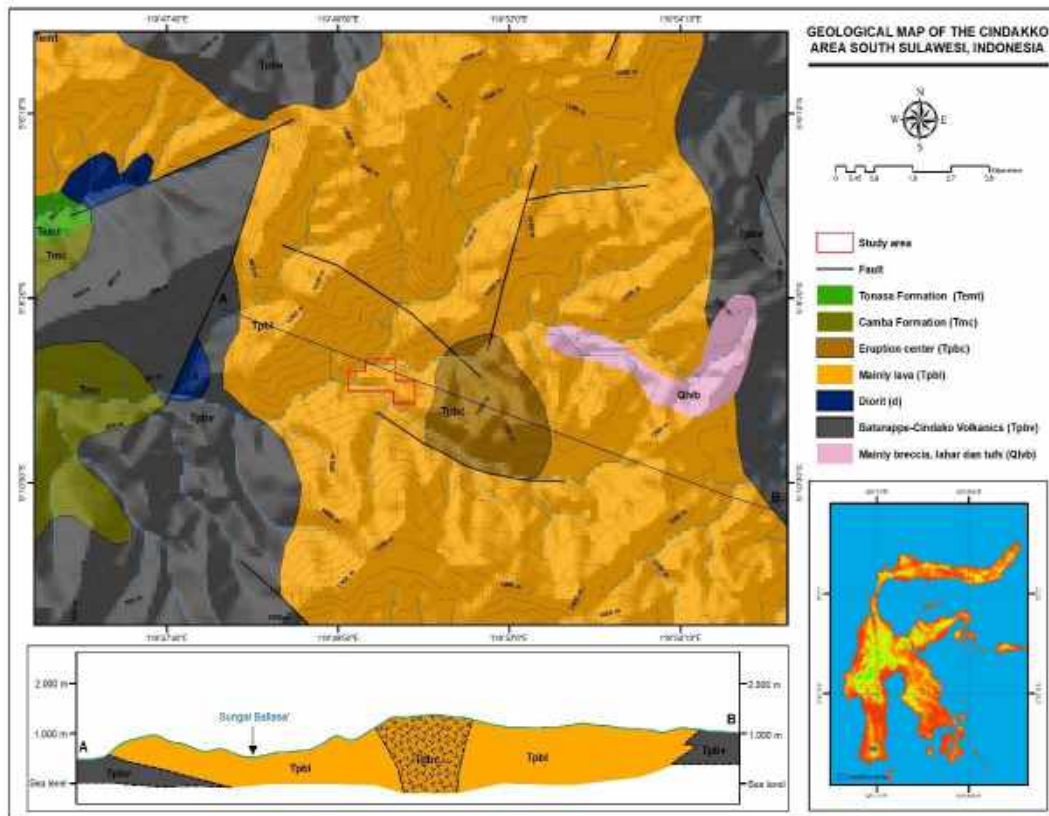
Berdasarkan Peta Geologi Lembar Ujung Pandang, Benteng dan Sinjai, Sulawesi (Sukamto, 1982), indikasi bahwa Batuan Gunungapi Baturappe-Cindakko (Tpbv) merupakan *host* mineralisasi di sekitar kontak antara Batuan Gunungapi Baturappe-Cindakko (Tpbv) ini dengan lava (Tpbl). Begipun juga terlihat disebelah barat lokasi penelitian banyak terdapat intrusi diorit (*d*) yang dikontrol oleh struktur (Gambar 1). Dimana lokasi mineralisasi tersebut merupakan daerah penelitian (Lampiran G).

Batuan Gunungapi Baturappe-Cindakko terdiri atas lava dan breksi, dengan bersisipan sedikit tufa dan konglomerat, bersusunan basal, sebagian besar porfiri dengan fenokris piroksen besar-besar sampai 1 cm

bagian kecil tidak kasat mata, kelabu tua kehijauan hingga hitam. bagian 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 (Gambar 1) (Sukamto, 1982).



Gambar 1.1 Peta geologi regional daerah penelitian Lembar Ujung Pandang, Benteng dan Sinjai (dimodifikasi setelah Sukamto, 1982).

Batuan Formasi Gunungapi Baturappe dan Cindako ekuivalen yang berafinitas basaltik-andesitik (Sukamto, 1982; Nur, 2012). Berdasarkan penelitian yang dilakukan sebelumnya pada prospek urat Baturappe merupakan cebakan logam dasar (galena) pada prospek ini terjadi pada urat kursor dan cebakan tipe diseminasi dengan kumpulan mineral berupa

sfalerit, kalkopirit, pirit, tenanit, tetrahedrit, bornit, enargit, kovelit kosit (Nur, 2012). Dalam penelitian (Disertasi) endapan tipe urat



pada prospek Baturappe disimpulkan bahwa fluida hidrotermal yang membentuk urat Baturappe adalah fuida berkarakter sulfidasi tinggi pada kisaran temperatur dan salinitas relatif tinggi, 286°C dan 5,7 wt% NaCL *eq* (Nur, 2012). Berdasarkan penelitian yang dilakukan oleh Nur (2012) telah dijelaskan di atas menjadi suatu rujukan yang sangat relefan terhadap daerah Cindakko. Begitupun penelitian yang telah dilakukan oleh Yuwono (1987) dan Letterier *et al* (1990) yang mengemukakan bahwa komposisi magma daerah Cindakko berafinitas pada seri shoshonitik yang direfleksikan dengan kandungan K₂O 4,60 wt.% dan SiO₂ 57,30 wt.%.

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 karateristik alterasi dan mineralisasi 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 alterasi dan mineralisasi yang terletak di Cindakko

tan Tompobulu Kabupaten Maros Provinsi Sulawesi Selatan.
sasi dari bijih sulfida sangatlah penting dalam pengembangan dan



pemanfaatannya. Studi terhadap data seperti hasil analisis Petrografi, Mineragrafi, *X-Ray Diffraction* (XRD), *X-ray fluorescence spectrometry* (XRF), *Inductively coupled plasma-mass spectrometry* (ICP-MS) dan *Inductively coupled plasma-optical emission spectrometry* (ICP-OES) serta mikrotermometri inklusi fluida yang dilakukan untuk memperoleh hasil yang terintegrasi dalam penentuan alterasi dan mineralisasi di daerah penelitian.

B. Hipotesis

1. Tatanan geologi, terutama litologi dan struktur geologi, mengontrol proses alih tempat dan distribusi mineralisasi di daerah penelitian. Unit-unit batuan anggota Vulkanik Cindakko merupakan batuan wadah mineralisasi, dan struktur geologi mengontrol transportasi fluida hidrotermal termineralisasi dari sumbernya menuju ke situs-situs pengendapannya. Karakteristik litologi dan tipe-tipe serta orientasi struktur geologi akan mempengaruhi geometri, pola dan distribusi mineralisasi.
2. Urat-urat termineralisasi di daerah penelitian akan dicirikan oleh tekstur khas urat epitermal, seperti *colloform* dan *vuggy quartz*. Urat-urat akan dilingkupi oleh *halo* alterasi yang distribusi spasialnya bergradasi (ke arah luar) ke zona alterasi propilitik.
3. Temperatur, tekanan dan kedalaman formasi urat akan berada dalam kisaran lingkungan epitermal level dalam; maksimal 300° dan lebih dari 1000 m di bawah muka air tanah purba. Sehubungan dengan kumpulan mineral sulfida utama pada urat-urat Cindako (logam dasar), maka



kedalaman formasi urat akan berada di bawah level pendidihan lingkungan epitermal.

C. Rumusan Masalah

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

1. Bagaimana *host rock*, afinitas magma dan lingkungan tektonik pembentukan *host rock* di daerah penelitian.
2. Bagaimana himpunan mineral alterasi yang berasosiasi dengan mineralisasi di daerah penelitian.
3. Bagaimana himpunan mineral bijih serta urutan pembentukannya.
4. Bagaimana temperatur, kedalaman, tekanan pembentukan mineralisasi dan bagaimana sumber fluida serta mekanisme presipitasi di daerah penelitian.
5. Bagaimana tipe genetik mineralisasi di daerah penelitian.

D. Tujuan Penelitian

Adapun tujuan dari penelitian ini sebagai berikut:

1. Mengidentifikasi *host rock*, afinitas magma dan lingkungan tektonik pembentukan *host rock* di daerah penelitian berdasarkan komposisi kimianya.
2. Mengidentifikasi himpunan mineral alterasi yang berasosiasi dengan mineralisasi di daerah penelitian.
3. Menentukan himpunan mineral bijih serta urutan pembentukannya.



4. Menginterpretasi temperatur, kedalaman, tekanan pembentukan mineralisasi dan bagaimana sumber fluida serta mekanisme presipitasi di daerah penelitian berdasarkan mikrotermometri inklusi fluida.
5. Menginterpretasi tipe genetik mineralisasi berdasarkan himpunan mineral alterasi, mineral bijih dan tekstur urat serta berdasarkan hasil studi mikrotermometri inklusi fluida.

E. Manfaat Penelitian

Penelitian ini dapat digunakan sebagai dasar untuk pengembangan prospek ke tahap eksplorasi lanjut, terutama dalam hal penentuan kedalaman dan orientasi titik pemboran perintis dengan melibatkan *stakeholder* terdiri dari akademisi, Pemerintah Daerah dan atau Provinsi serta Investor.

F. Ruang Lingkup

Beberapa aspek yang belum dilakukan peneliti terdahulu diantaranya, yaitu mengidentifikasi secara lebih detail tipe, zona dan himpunan mineral alterasi, paragenesis mineral bijih serta khususnya tipe endapan mineralisasi daerah penelitian berdasarkan data permukaan (*surface*). Sehingga, perlu dikaji lebih lanjut khususnya genetik mineralisasi

penelitian yang implikasinya terhadap eksplorasi.



G. Peneliti Terdahulu

1. Rab Sukanto (1982), pemetaan Geologi Regional skala 1 : 250.000 daerah Sulawesi Selatan khususnya lembar Ujung Pandang, Benteng dan Sinjai.
2. Yuwono, Y. S. 1987. *Contribution a L'etude Du Volcanisme Potassique De L'Indonesie*. L'Universite De Bretagne occidentale, Tome I.
3. J. Letterrier, S. Yuwono (1990), *Potassic volcanism in Central Jawa and South Sulawesi*, Indonesia.
4. Irzal Nur (2012), Study geologi, geokimia dan inklusi fluida pada prospek mineralisasi perak-logam dasar epitermal, Sulawesi Selatan, Indonesia.

H. Daftar Istilah

1. Alterasi merupakan setiap perubahan dalam mineralogi suatu batuan yang terjadi karena proses-prose fisika dan kimia, khususnya oleh aktivitas fluida hidrotermal.
2. Alterasi Hidrotermal merupakan proses kompleks yang meliputi perubahan secara mineralogi, kimia dan tekstur yang dihasilkan dari interaksi larutan hidrotermal dengan batuan yang dilaluinya pada kondisi fisika-kimia tertentu (Pirajno, 1992).



3. Hidrotermal merupakan larutan panas dari magma yang mendingin yang berinteraksi dengan air tanah maupun air meteorik yang merupakan sumber utama dari pembentukan mineralisasi logam.
4. Mineralisasi merupakan suatu proses pengendapan mineral bijih dari media yang membawanya akibat perubahan lingkungan kimia dan fisik sekitarnya.
5. Intrusi merupakan sebuah batuan beku yang telah menjadi kristal dari sebuah magma yang meleleh di bawah permukaan bumi.
6. Singkapan merupakan bagian yang terlihat dari bukaan batuan dasar atau deposit superfisial purba pada permukaan bumi.



BAB II TINJAUAN PUSTAKA

A.1 Geologi Regional

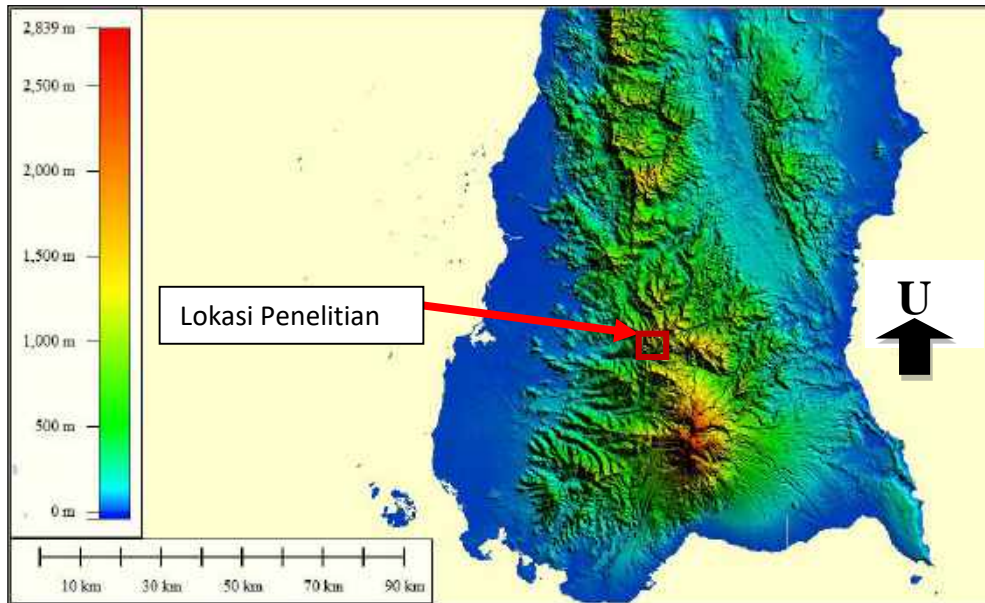
Berdasarkan peta geologi regional bersistem skala 1:250.000 yang diterbitkan oleh pusat penelitian dan pengembangan geologi Bandung, daerah penelitian masuk kedalam peta geologi lembar Ujung pandang, Benteng dan Sijai (Sukanto dan Supriatna, 1982) (Lampiran G).

A.1.1 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). Pegunungan bagian barat 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 di lereng bagian barat terdapat daerah perbukitan yang dibentuk oleh batuan

sier. Bagian barat daya pegunungan ini dibatasi oleh dataran
ene-Maros yang luas sebagian lanjutan dari dataran selatannya.





Gambar 2.1. Kenampakan geomorfologi regional dari citra SRTM.

Pengunungan 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 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

akan data Digital Elevation Model (DEM) yaitu kerucut Gunungapi
 Pattang-Bawakaraeng, yang menjulang mencapai 2870 Mdpl dan



2830 Mdpl (Bakosurtanal, 1992). Pada potret udara terlihat dengan jelas adanya beberapa kerucut pasait, yang kelihatannya lebih muda dari kerucut induknya, bersebaran di sepanjang jalur Utara-Selatan melawati Puncak Lompobattang-Bawakaraeng. Gunungapi ini diperkirakan berumur Plistosen.

Di bagian Utara terdapat 2 (dua) daerah yang tercirikan oleh topografi kars, yang dibentuk oleh batugamping Formasi Tonasa. Kedua daerah bertopografi kars 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.

A.1.2 Stratigrafi Regional

Peta geologi umum bagian selatan Sulawesi yang difokuskan pada distribusi dan karakteristik vulkanisme Neogen dan Pleistosen (Yuwono, 1987) (Gambar 2.3), serta berdasarkan peta distribusi polarisasi busur magmatik Kapur Akhir-Pliosen berada di ujung selatan busur vulkanik Tersier Sulawesi bagian Barat (Carlile and Mitchell, 1994) (Gambar. 2.2).

Formasi batuan tertua Pra-Tersier merupakan Kompleks Bantimala yang terdiri dari batuan metamorf berumur Kapur Tengah. Sedimen Tersier dan batuan vulkanik yang secara tidak selaras berada diatas atau menutupi

ks Bantimala, distribusinya terlihat lebih luas pada Gambar 2.3.

atuan vulkanik Tersier terdiri dari Formasi Langi berumur Paleogen (Sukanto, 1981) atau Gunungapi terpropilitkan (Tpv) (Sukanto, 1982)



yang ditindih tak selaras oleh batugamping Formasi Tonasa, Formasi ini disusun oleh satuan breksi, lava dan tufa, dimana lava yang bersifat andesit berada dibawah satuan batuan tufa. Breksi yang memiliki kanampakan warna kelabu tua sampai kelabu kehijauan (sangat terpropilitkan). Satuan ini terendapkan pada morfologi perbukitan dengan ketebalan sekitar 400 m. Berdasarkan penarikan K-Ar berumur \pm 63 juta tahun (Pleosen).

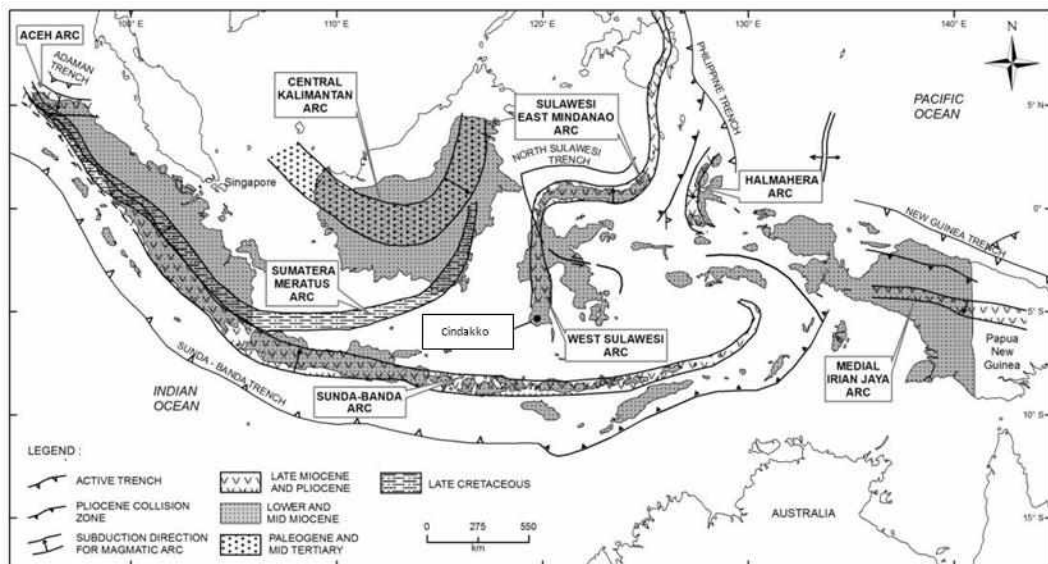
Formasi Walanae sebagai produk atas aktivitas vulkanik Miosen-Pliosen, yang tersusun atas satuan batupasir, konglomerat dan tufa. Dengan sisipan batulanau, batulempung, batugamping dan napal. Satuan batuan ini membentuk perbukitan dengan elevasi rata-rata 250 Mdpl dengan ketebalan 2500 m berumur Miosen-Pliosen.

Formasi Baturappe-Cindakko (Tpbv) terdiri atas lava dan breksi dengan sisipan sedikit tufa dan konglomerat, bersusunan basal sebagian besar porfiri dengan penokris piroksin. Lava (basal) memiliki warna kehijauan (alterasi) dan hitam. Adanya retas-retas di daerah Baturappe-Cindakko diperkirakan merupakan bekas pusat erupsi (Tpbc). Satuan ini membentuk morfologi perbukitan dengan elevasi rata-rata 500 Mdpl dengan ketebalan 1250 m (Sukamto dan Supriatna, 1982). Berdasarkan penarikan K-Ar berumur 12-0,6 Ma (Formasi Baturappe) serta 8.21-0.41 Ma (Formasi Cindakko) (Yuwono, 1986; Yuwono, 1987; Letterier *et al*, 1990).

ktivitas vulkanik yang dimulai pada masa Miosen (Sukamto, 1982) menghasilkan beberapa Formasi batuan berupa Formasi Kalamiseng,

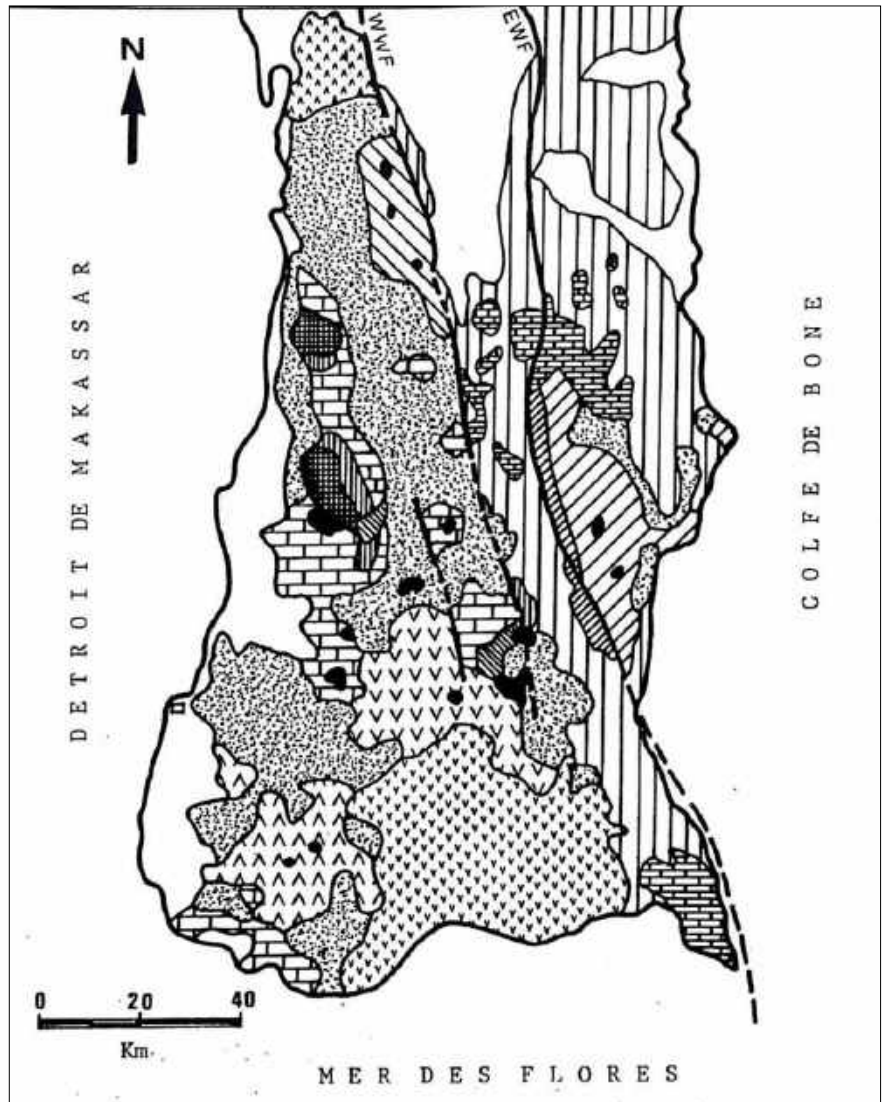


Formasi Soppeng dan Formasi Camba. Kemudian aktivitas vulkanik Miosen-Pliosen dimulai dari tertua sampai termuda: Formasi Walanae (sedimen dan vulkaniklastik), Formasi Baturappe-Cindakko (Miosen-Pliosen) dan Formasi Pare-Pare (Pliosen). Batuan vulkanik berumur Plistosen berada dibagian selatan Sulawesi yang merupakan produk stratovolcano Lompobattang yang umumnya lebih dikenal dengan Formasi Lompobattang berumur Pliosen-Plistosen (Yuwono, 1987).



Gambar 2.2. Cindako pada peta distribusi dan polarisasi busur magmatik Kapur Akhir-Pliosen di Indonesia (Carlile and Mitchell, 1994).





Age	Rock Formation	Age	Rock Formation
Recent	Alluvial/Terrace Dep.	Early Miocene	Soppeng Fm.
Pleistocene	Lompobatang Fm.	Eocene - Mid. Eocene	Kalamiseng Fm.
Pliocene	Parepare Fm.	Eocene - Oligoc.	Tonasa Fm.
Mio - Pliocene	Cindako Fm.	Paleocene	Salokalupang Fm.
	Baturappe Fm.	Late Cretaceous	Propylitoid rock (Langi Formations)
Miocene	Walanae Fm. (Limest. Member)	? - Middle Cret.	Balangbaru - Marada Fm.
	Walanae Fm.		Metamorphic - Basic & Ultra Basic rock complex
	Camba Fm.		Intrusion
	○ Position of the volcanic centers		

Gambar 2.3. Peta geologi Sulawesi Selatan (dimodifikasi setelah Yuwono, 1987).



A.1.3 Vulkanik dan Magmatik Sulawesi Bagian Selatan

Tektonik daerah Sulawesi Selatan didominasi patahan/sesar dengan trend major NNW-SSE (Gambar 2.4); WWF: Patahan Walanae Barat dan EWF: Patahan Walanae Timur) yang memisahkan bagian Barat pegunungan Timur oleh graben walanae berumur Plistosen (Van Leeuwen, 1981; Magetsari, 1984; Letterier *et al* 1990).

Kehadiran vulkanik kalk-alkali berumur Tersier di Sulawesi Selatan menyebabkan berbagai variasi model geodinamik yang melibatkan subduksi Tersier. Yuwono *et al* (1986); Letterier *et al* (1990) telah menunjukkan bahwa pusat vulkanik berumur Miosen, Pliosen dan Plistosen di Sulawesi Selatan memiliki karakteristik kaya-K (shoshonitik (SH) hingga ultrapotasik (UK)) yang direfleksikan oleh SiO_2 dan K_2O . Batuan vulkanik kaya-K berumur Neogen dan Kuartar tersingkap sebagai singkapan dengan *trend* Utara-Selatan di pegunungan Barat Sulawesi Selatan (Gambar 2.4) (Letterier *et al*, 1990).

Batuan vulkanik daerah Cindakko menunjukkan karakteristik seri shoshonitik (Peccerillo *and* Taylor, 1976) yang direfleksikan dengan kandungan K_2O 4.60 wt.% dan SiO_2 57.30 wt.% (Letterier *et al*, 1990). Berdasarkan K-Ar Formasi Cindakko berumur 8.21-0.41 Ma, akhir Miosen Atas atau awal Pliosen Bawah (Yuwono, 1987; Letterier *et al*, 1990).

Selain itu telah dilaporkan juga oleh Nur (2012) bahwa afinitas daerah Baturappe, yakni shoshonitik yang direfleksikan oleh

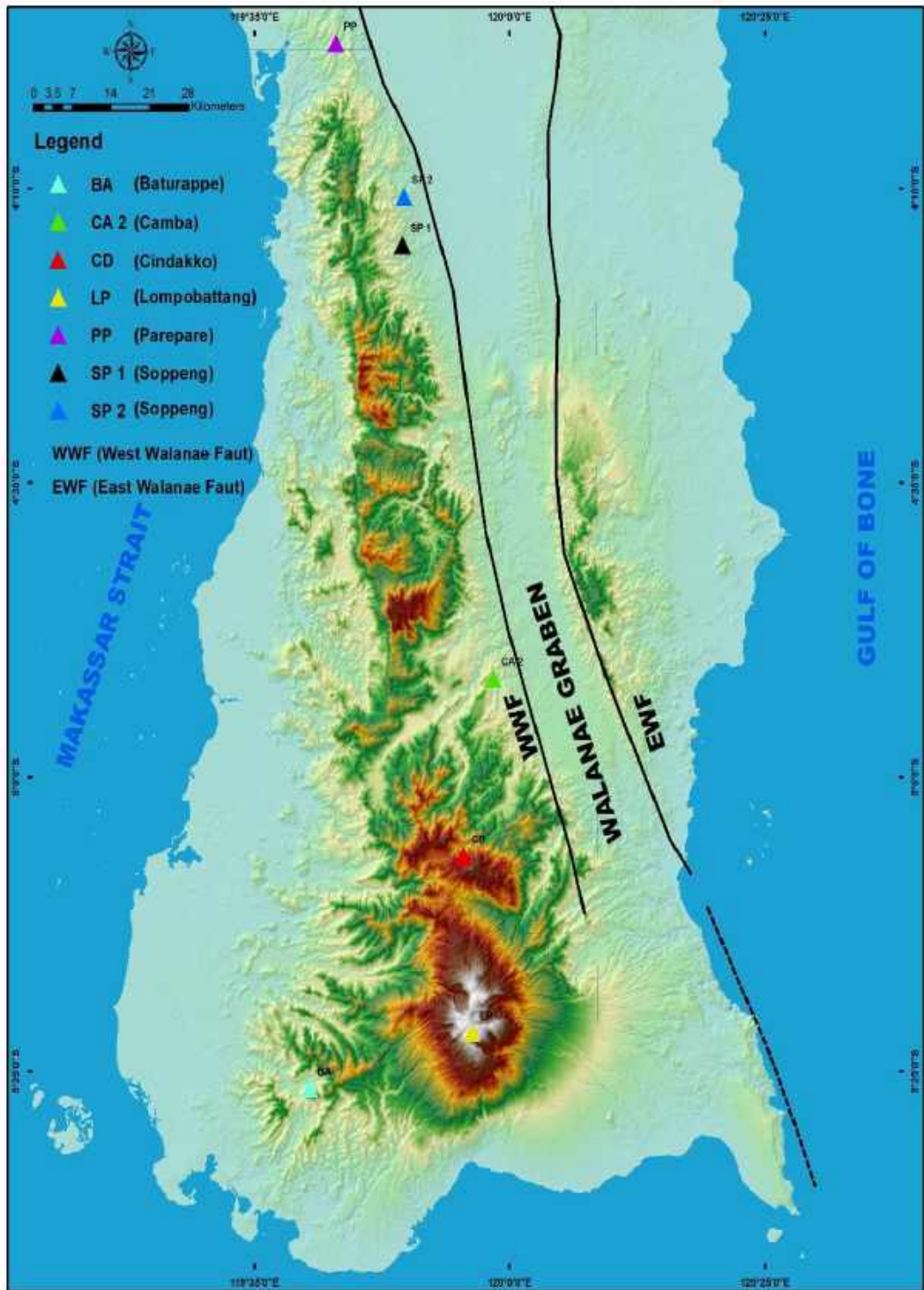


kandungan K_2O 2.78 wt.% dan 1.45 wt.% serta SiO_2 44.06 wt.% dan 44.80 wt.% (Nur, 2012).

Batuan Formasi Gunungapi Baturappe dan Cindako ekuivalen yang berafinitas basaltik-andesitik (Sukamto, 1982). Berdasarkan penelitian yang dilakukan sebelumnya pada prospek Baturappe merupakan cebakan logam dasar (galena) pada prospek ini terjadi pada urat kursa dan cebakan tipe diseminasi dengan kumpulan mineral berupa galena, sfalerit, kalkopirit, pirit, tenantit, tetrahedrit, 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, $286^\circ C$ dan 5,7 wt.% NaCl eq (Nur, 2012).

Formasi Lompobattang yang berada disebelah selatan daerah penelitian sebagai stratovulkano setinggi 2860 Mdpl. Letterier *et al* (1990) telah melaporkan bahwa kandungan lava (basal) dengan diameter sekitar 55 km kaya-K (MgO 12.6 wt.%, SiO_2 46,5 wt%) termasuk dalam seri alkali potasik (AK) dan shoshonitik (SK), kedua asosiasi seri tersebut berada pada kisaran yang sama (AK: 1.9-1 Ma dan SK: 2.3-0.8 Ma (Yuwono, 1987; Letterier *et al*, 1990).





setelah Yuwono, 1987; Letterier *et al*, 1990).

A.2 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 2.5.A) (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).

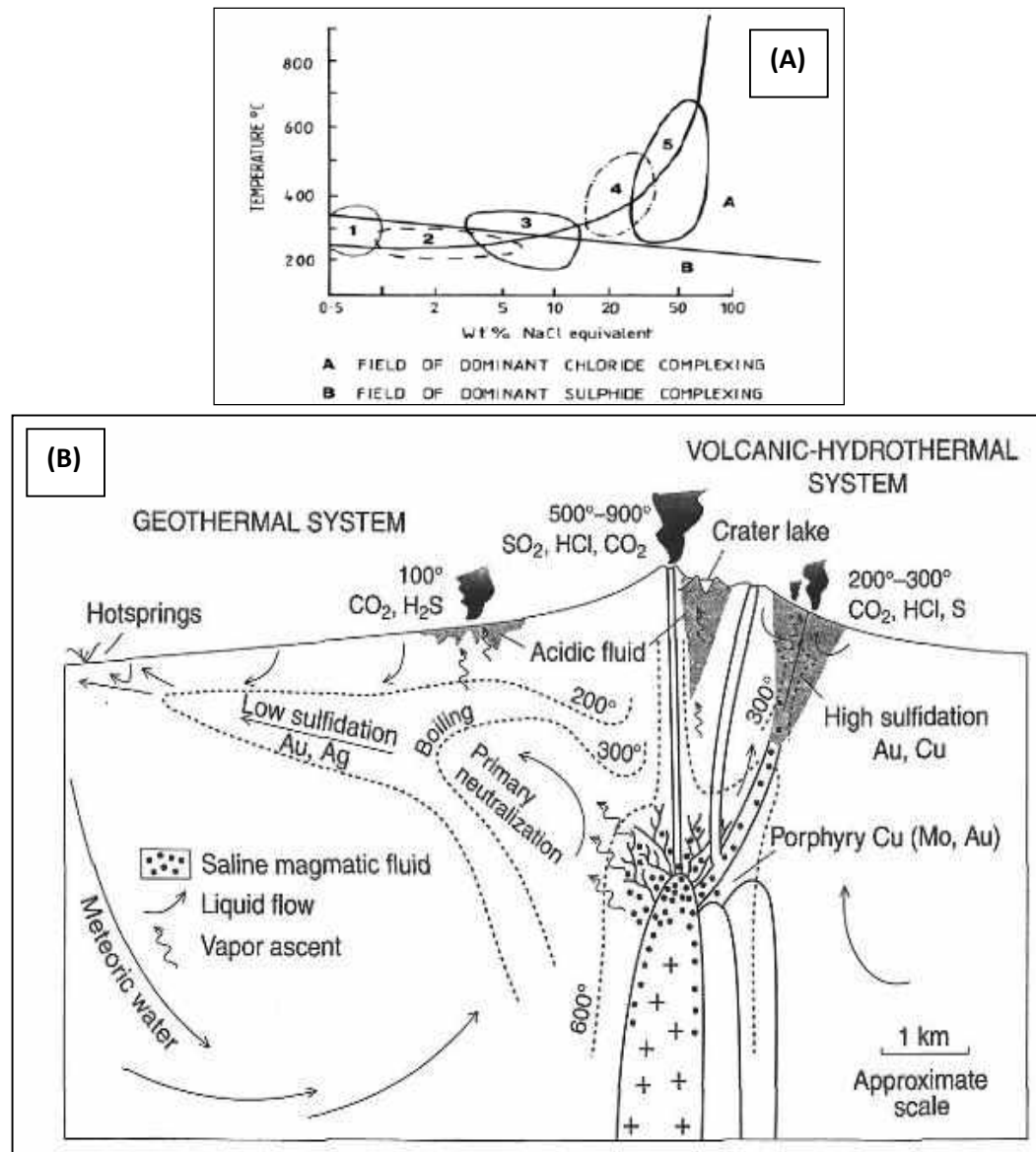
Data hasil studi inklusi fluida menunjukkan bahwa endapan epitermal terbentuk pada kisaran suhu <150°-300°C dari permukaan sampai kedalaman 1-2 Km (White *and* Hedenquist, 1995).

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-

Hedenquits *et al*, 2000).



Endapan epitermal dibagi menjadi 2 tipe, yaitu tipe sulfidasi tinggi dan tipe sulfidasi rendah (Gambar 2.5.B). Pembagian ini didasarkan pada kondisi sulfidasi dari kumpulan mineral sulfida yang terbentuk (Hedenquist *et al.*, 2000).



Gambar 2.5. (A) Grafik hubungan temperatur dan salinitas NaCl endapan Epitermal (2) (Pirajno, 1992). (B). Skema endapan epitermal sulfidasi rendah dan sulfidasi tinggi (Hedenquits *et al.*, 2000).



A.2.1 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/dikit (Arribas, 1995). Tipe alterasi lain yang umumnya berkembang pada endapan sulfidasi tinggi yaitu silisik, argilik, propilitik dan serisitik/filik (Hedenquist *et al.*, 2000).

A.2.2 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, smektit dan kaolinit. Sedangkan tipe silisifikasi ditandai oleh kuarsa dan silika residu (Hedenquist *et al.*, 1996).

Secara garis besar endapan epitermal sulfidasi tinggi disebabkan oleh aktivitas hidrotermal yang bersifat asam dan dicirikan oleh terbentuknya



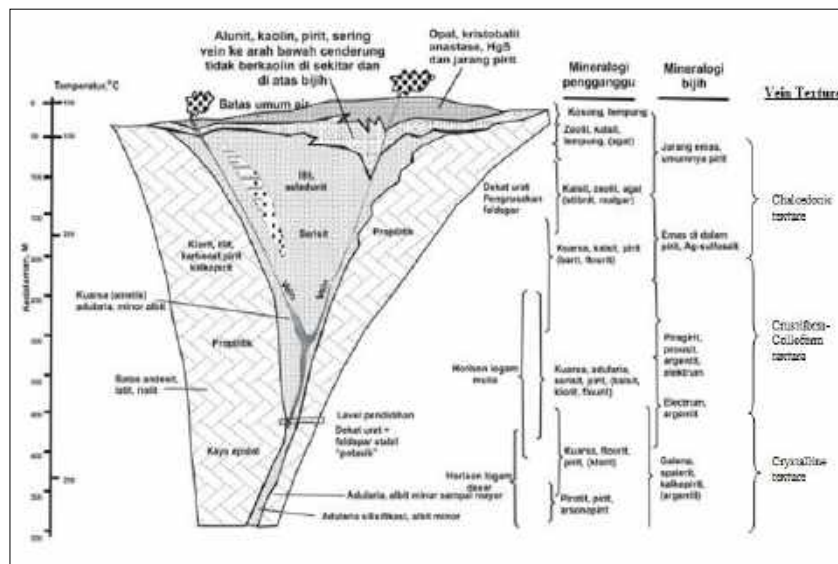
alteasi argilik lanjut, dimana sulfidasi tinggi didominasi oleh air magmatik sedangkan epitermal sulfidasi rendah dicirikan oleh larutan hidrotermal yang bersifat netral yang didominasi oleh air meteorik (Hedenquits, *et al*, 1996).

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

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



Model hubungan antara mineralisasi dan alterasi dalam sistem epitermal (Morrison *et al.*, 1990) (Gambar 2.6). 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 horison logam dasar bagian bawah dengan temperatur $\geq 350^{\circ}\text{C}$. Pada horison 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° - 400°C . Mineral bijih terdiri dari argentit, elektum, 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 2.6. Hubungan alterasi dengan mineralisasi dalam tipe endapan epitermal logam dasar (Morrison *et al.*, 1990).



A.3 Alterasi Hidrotermal.

Alterasi hidrotermal merupakan suatu proses yang sangat kompleks melibatkan perubahan tekstur, kimia, dan mineral yang dihasilkan dari interaksi antara 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^- dan konstituen yang mudah menguap lainnya (misalnya B , CO_2 , F). Pada dasarnya, fluida hidrotermal secara kimiawi mengubah 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 fluida 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^+ ,

dan SO_2 . Henley dan Ellis (1983) mengemukakan bahwa produk dalam sistem epitermal tidak terlalu bergantung pada komposisi



batuan samping tetapi lebih pada permeabilitas, temperatur dan komposisi fluida. Mereka mengutip, misalnya dalam kisaran temperatur 250°-280°C, kelompok mineral serupa (misalnya Kuarsa-albit-K-feldspar-epidot-ilit-kalsit-pirit) terbentuk dalam basal, batu pasir, riolit, dan andesit. Produk lainnya menekankan peran mendasar dari sifat dan komposisi batuan samping 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 *and* 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 dicontohkan 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

kan parameter penting yang memengaruhi tingkat pertukaran 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).

Suatu mekanisme alih tempat fluida panas (50°-500°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 merupakan sistem hidrotermal. Sirkulasi fluida hidrotermal yang terjadi secara berulang-ulang 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. Menurut Pirajno (2009) 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.

Perubahan komposisi mineralogi batuan (dalam keadaan padat) karena adanya pengaruh temperatur dan tekanan yang tinggi dan tidak

ndisi isokimia menghasilkan mineral lempung, kuarsa, oksida atau logam merupakan alterasi (ubahan). Peristiwa sekunder atau



biasanya disebut mineral ubahan (sekunder) dari mineral primer merupakan proses alterasi, berbeda dengan metamorfisme yang merupakan peristiwa primer.

A.3.1 Faktor yang Mempengaruhi Proses Alterasi

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

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 *and* 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 yang memiliki permeabilitas kecil tentunya akan menyebabkan tingkat pengaruh alterasi tidak signifikan. komposisi fluida dan pH memiliki pegraruh yang sangat besar dalam

akan tingkat kecepatan dan jenis mineral-mineral hidrotermal yang k. Kehadiran mineral-mineral tertentu pada suatu batuan akan



mencerminkan komposisi pH larutan dan suhu fluida tipe alterasi tertentu (Corbett *and* Leach, 1997).

A.3.2 Kontrol Temperatur dan pH pada Mineralogi Alterasi

Temperatur dan pH larutan merupakan hal terpenting dari banyak faktor yang memengaruhi 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 (Corbett *and* Leach, 1997).

Elemen konsentrasi dan rasio larutan serta tekanan (tekanan parsial gas, hidrostatik dan litologi) adalah konstan. Namun, dalam beberapa faktor secara substansial dapat memengaruhi kisaran temperatur pembentukan 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 2.9) (Corbett *and* Leach, 1997).

a) Mineral kelompok silika

Mineral silika adalah satu-satunya mineral alterasi yang signifikan 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 <math><100^\circ</math> (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 SiO_2 (Henley *et al.*, 1984; Corbett *and* Leach, 1997).

Di bawah kondisi pH larutan yang lebih tinggi, silika amorf terbentuk pada temperatur <math><100^\circ\text{C}</math>. Mineral kuarsa hampir hadir pada temperatur yang lebih tinggi, sedangkan kalsedon secara lokal terjadi pada temperatur menengah (umumnya di kisaran $100^\circ\text{-}200^\circ\text{C}$), 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 *and* Leach, 1997).

b) Mineral kelompok 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 $>350^{\circ}$ - 400°) (Sverjensky *et al.*, 1991) dan berasosiasi dengan korundum pada temperatur yang masih lebih tinggi ($>400^{\circ}$ - 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 *and* Leach, 1997).

Uap-pemanasan alunit terbentuk di bawah lingkungan permukaan melalui oksidasi larutan asam sulfat dari gas H_2S 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 *and* 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

di dalam *vugs leached pseudomorphing* fenokris atau klast-litik. 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 *and* Leach, 1997).

c) 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 *and* 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, dan di temperatur yang lebih tinggi (<200°-250°C). Dickit terbentuk pada lingkungan transisi antara dua tingkat kerak dan temperatur rentang. Dickit juga dapat 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 \leftrightarrow piropillit (Hemley *et al.*, 1980; Corbett *and* Leach, 1997).

d) 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 berkrystal kasar, misalnya endapan tembaga porfiri Sungai Frieda, Papua Nugini (Britten, 1981; Corbett *and* Leach, 1997).

Kandungan smektit dalam lapisan illit-smektit pada lempung secara progresif menurun seiring dengan meningkatnya temperatur lebih dari 100°-

Corbett *and* Leach, 1997).



e) Kelompok mineral klorit

Di bawah kondisi 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). Klorit-smektit yang saling berasosiasi terbentuk pada temperatur rendah, bergradasi menjadi klorit pada temperatur yang lebih tinggi (Kristmannsdotter, 1984). Dalam sistem panas bumi 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 *and* Leach, 1997).

f) 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°-

dan wairakit (200°-300°C) terbentuk pada tingkat dengan an 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 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 aktif dicirikan oleh kumpulan klinopiroksin (>300°C) dan garnet yang terbentuk pada temperatur >325°-350°C (Elders *et al.*, 1979). Namun, garnet terhidrasi secara lokal dan ditemukan pada temperatur yang jauh lebih rendah (250°-300°C) di daerah panas bumi Tongonan (Leach *et al.*, 1983; Corbett *and* Leach, 1997).

g) Mineral lain

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 hidrotermal (Leach dan Corbett, 1993, 1994, 1995). Karbonat Fe-Mn (odokrosit) 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 *and* 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_{Na^+}/a_{K^+} yang tinggi dan kalium feldspar memiliki rasio a_{Na^+}/a_{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.

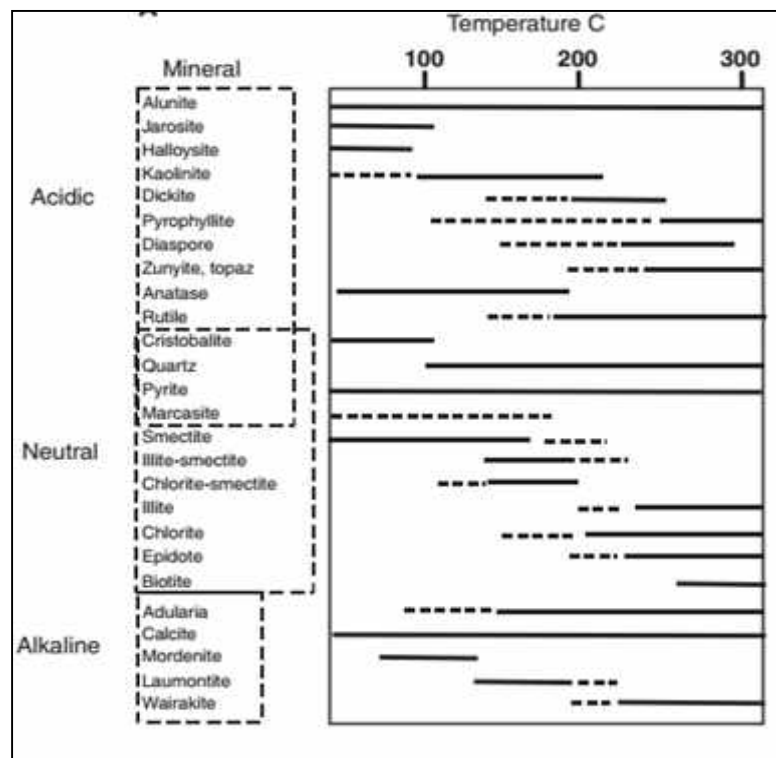
Mineral Sulfat ditemukan pada sebagian besar temperatur dan pH dalam sistem hidrotermal. Sedangkan alunite terbentuk pada kondisi pH rendah (<3-4), anhidrit terbentuk pada pH yang lebih tinggi (Reyes, 1985)

temperatur lebih besar dari 100°-150°C, dan gipsum terbentuk di lingkungan yang lebih dingin (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 *and* 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 mengandung komponen volatil magmatik yang signifikan. Fase ini umumnya berasosiasi dengan serisit/mika yang terbentuk pada temperatur tinggi di bawah kondisi pH cukup rendah (Corbett *and* Leach, 1997).

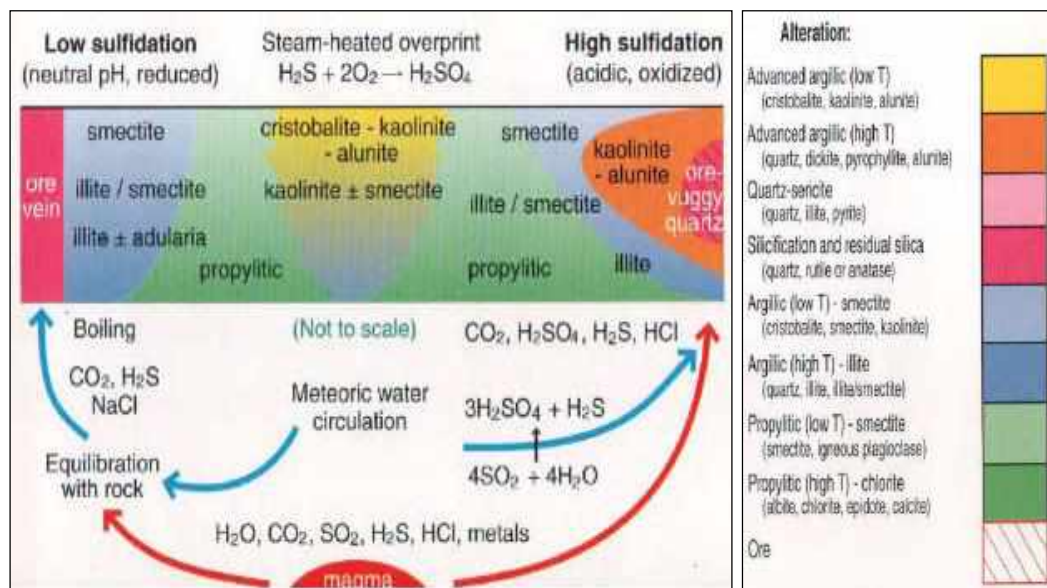


Gambar 2.7 Kisaran suhu dan pH fase mineral endapan epitermal (Hedenquits *et al*, 2000).

anyak mineral alterasi hidrotermal yang stabil pada rentang suhu 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).



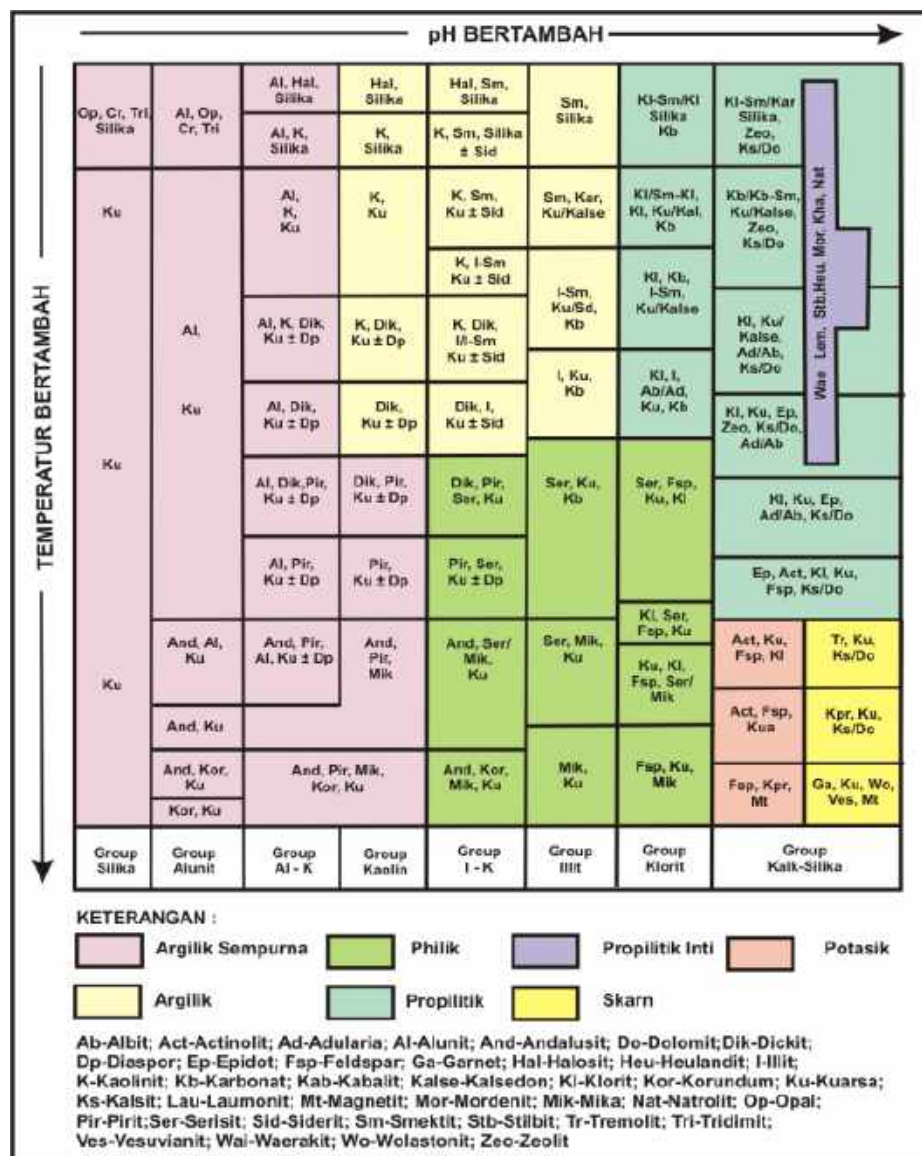
Gambar 2.8. Skema distribusi alterasi hidrotermal yang berasosiasi dengan endapan epitermal sulfidasi rendah (LS) dan sulfidasi tinggi (HS) (Hedenquist *et al.*, 1996).

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

mengandung mineral-mineral yang stabil pada pH asam seperti kaolinit, dikit, pirofilit, diaspora dan zunyit, yang beberapa di ra 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 (Gambar 2.8). Batuan yang paling banyak teralterasi asam adalah residu silika yang disebut kuarsa vuggy (*vuggy quartz*) (Hedenquist *et al.*, 1996).



Gambar 2.9. Diagram hubungan antara suhu-pH dan jenis alterasi serta himpunan mineral-mineral pencirinya (Corbett dan leach, 1997).



BAB III

METODE PENELITIAN

A. Rancangan Penelitian

Penelitian ini dilakukan dengan beberapa tahapan. Tahapan awal dilakukan untuk mendapatkan informasi dan gambaran mengenai keadaan geologi regional daerah penelitian. Tahap ini meliputi studi literatur, latar belakang, rumusan masalah, maksud dan tujuan, batasan penelitian dan administrasi.

Studi literatur dilakukan sebelum dan selama penelitian berlangsung yang dimaksudkan untuk menentukan rancangan penelitian serta persiapan yang menyangkut segala sesuatu yang dibutuhkan selama tahapan awal yang dimaksud dilaksanakan.

Tahapan kedua dilakukan pengambilan sampel dilapangan. Lokasi pengambilan sampel di daerah Cindakko Kecamatan Tompobulu Kabupaten Maros. Pengambilan sampeldilakukan pada singkapan yang dijumpai di lapangan.

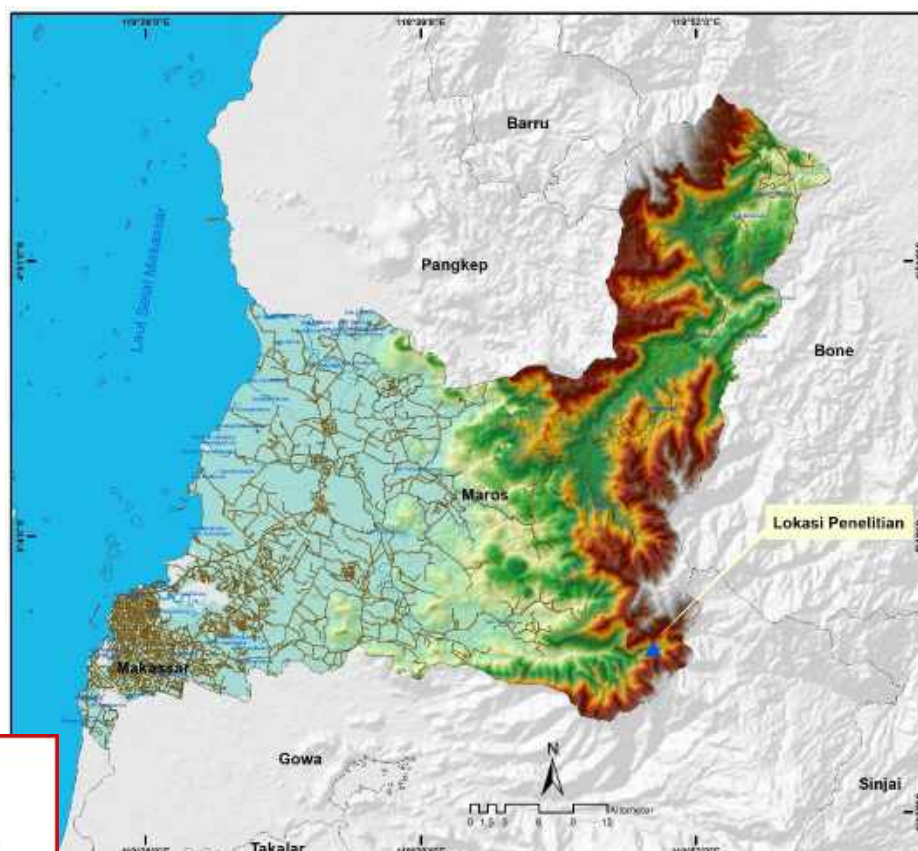
Tahapan ketiga merupakan tahapan analisis Laboratorium meliputi analisis Petrografi, Mineragrafi, *X-ray Diffraction (XRD)*, *X-ray fluorescence spectrometry (XRF)*, *Inductively coupled–mass spectrometry (ICP-MS)* *Inductively coupled-atomik emission spectrometry (ICP-OES)* serta *Fluorimetri inklusi fluida*.



Penentuan baik tipe alterasi serta mineralisasi di daerah penelitian merupakan tahapan akhir dalam menarik suatu kesimpulan perihal alterasi dan mineralisasi endapan tipe urat yang implikasinya terhadap genetik dan eksplorasi di daerah Cindakko Kecamatan Tompobulu Kabupaten Maros.

B. Lokasi dan Kesampaian Daerah

Penelitian ini dilakukan di daerah Cindakko Kecamatan Tompobulu Kabupaten Maros, Provinsi Sulawesi Selatan. Akses menuju lokasi penelitian dapat dicapai baik dengan kendaraan roda 2 dengan jarak tempuh ± 40 km dari Kota Makassar ke arah timur melalui Kabupaten Maros (Gambar 3.1) (Lampiran F).



Gambar 3.1 Peta lokasi penelitian.



C. Tahapan Penelitian

Tahapan penelitian diawali dengan kajian terhadap literatur atau referensi terdahulu yang relevan dengan bidang penelitian yang dilakukan. Referensi yang dikaji, meliputi artikel-artikel ilmiah yang terkait dengan mineralisasi sulfida. Kondisi geologi regional juga dikaji dengan tujuan untuk lebih memahami kondisi geologi dan kontrolnya terhadap pembentukan, sebaran mineralisasi di daerah penelitian.

C.1 Pengambilan Data Lapangan

Pengambilan data lapangan dilakukan di Dusun Cindakko. Pengambilan data lapangan dilaksanakan secara eksplorasi dengan pengambilan data sampel permukaan yang dijumpai di lokasi penelitian.

C.1.1 Pengambilan sampel

Pengambilan sampel atau *sampling* dilakukan dengan metode *selected sampling*. *Selected sampling* dilakukan pada daerah dengan densitas singkapan dan *float* yang rapat dengan variasi litologi/mineralisasi yang kecil, di mana *sampling* dilakukan secara terpilih dan representatif. *Sampling* batuan sampling (*host rock*) juga dilakukan untuk mengetahui secara rinci karakter batuan.

Peralatan lapangan yang dibawa antara lain peta dasar (peta geologi dan peta topografi), palu dan kompas geologi, GPS, *loupe*, buku

lapangan, kantong sampel, pita meter, kamera digital, dan alat tulis.



C.1.2 Preparasi Sampel

Sampel dari lapangan selanjutnya dikeringkan pada temperatur kamar selama kurang lebih 2-3 hari di Laboratorium, Program Studi Teknik Pertambangan, Fakultas Teknik, Universitas Hasanuddin (UNHAS) Kampus Gowa, untuk mengurangi air permukaannya, setelah proses pengurangan air permukaan, sampel dipreparasi menjadi sampel bubuk (*powder*) menggunakan *agate mortar* hingga ukuran 200 *mesh* yang akan dianalisis XRD dan XRF. Sampel terpilih dipotong hingga 2 × 3 cm kemudian dibuat sayatan poles tipis, selanjutnya sayatan tersebut dianalisis dengan menggunakan mikroskop polarisasi refraksi-refleksi, dimana sampel tersebut akan dianalisis Petrografi dan Mineragrafi. Sampel untuk analisis mikrotermometri inklusi fluida dilakukan pada mineral *gangue* kuarsa pada semua urat karsa yang signifikan di daerah penelitian, yang dipreparasi dalam bentuk sayatan tipis dengan tebal sekitar 100 µm.

C.2 Analisis Laboratorium

Analisis laboratorium yang dilakukan meliputi analisis Petrografi, Mineragrafi, *X-ray Diffraction* (XRD), *X-ray fluorescence spectrometry* (XRF), *Inductively coupled–mass spectrometry* (ICP-MS) dan *Inductively coupled-atomik emission spectrometry* (ICP-OES).

petrografi dan mineragrafi

Analisis petrografi dilakukan melalui observasi pada sampel tipis batuan menggunakan mikroskop transmisi, sedangkan



analisis mineragrafi dilakukan melalui observasi pada sayatan poles batuan/mineral menggunakan mikroskop refleksi. Selain untuk mengidentifikasi jenis-jenis batuan dan membedakan batuan-batuan teralterasi dan tak-teralterasi, tujuan utama analisis petrografi adalah untuk melakukan studi alterasi hidrotermal (kumpulan mineral dan zonasi alterasi hidrotermal). Sedangkan analisis mineragrafi bertujuan untuk melakukan studi mineralisasi bijih (kumpulan mineral bijih, hubungan-hubungan tekstural dan paragenesisnya).

C.2.2 X-ray Diffraction (XRD).

Tujuan utama dari analisis XRD adalah mengidentifikasi mineral-mineral yang terdapat pada sampel bubuk batuan dan lempung, untuk studi alterasi hidrotermal. Di samping itu, untuk tujuan studi mineralisasi, analisis ini juga digunakan dalam mengidentifikasi kumpulan-kumpulan mineral bijih dan *gangue* yang terkandung pada sampel-sampel mineralisasi (urat dan disseminasi). Sebelum analisis dilakukan, sampel-sampel terlebih dahulu dipreparasi dalam bentuk spesimen bubuk.

C.2.3 X-ray fluorescence spectrometry (XRF),

Metode XRF dilaksanakan untuk menganalisis komposisi kimia (unsur-unsur mayor dan jejak) sampel-sampel batuan. Hasilnya digunakan

studi petrologi dan geokimia, alterasi hidrotermal, dan distribusi bijih mineralisasi di daerah penelitian. Sampel-sampel yang



dianalisis meliputi batuan teralterasi dan tak-teralterasi, urat, serta batuan-batuan termineralisasi diseminasi. Sampel-sampel tersebut dipreparasi dalam bentuk bubuk, kemudian dipelletisasi dalam bentuk *pressed powder discs* yang siap untuk dianalisis.

C.2.4 *Inductively coupled–mass spectrometry* (ICP-MS) dan *Inductively coupled-atomik emission spectrometry* (ICP-OES).

Metode ICP-MS dilaksanakan untuk menganalisis komposisi kimia (unsur-unsur jejak dan REE) sampel-sampel batuan dan bijih. Hasilnya, bersama-sama dengan komposisi unsur-unsur (oksida) mayor yang sebelumnya telah dideterminasi dengan metode XRF, digunakan untuk studi petrologi dan geokimia, serta alterasi hidrotermal. Untuk analisis ICP-MS dan ICP-OES ini, sisa sampel bubuk (*milled sample*), yang sebagian telah dianalisis dengan metode XRF (untuk determinasi komposisi oksida mayornya), dikirim ke PT Intertek Service, untuk dianalisis komposisi unsur-unsur jejak dan REE-nya dengan metode ICP-MS dan ICP-OES.

C.2.5 Mikrottermometri inklusi fluida

Tujuan utama analisis mikrottermometri inklusi fluida adalah untuk menentukan temperatur pembentukan dan salinitas fluida hidrotermal yang membentuk urat mineralisasi di daerah penelitian. Nilai-nilai

temperatur dan salinitas yang didapat kemudian digunakan untuk interpretasi dan mengevaluasi kondisi-kondisi fisika-kimia terkait

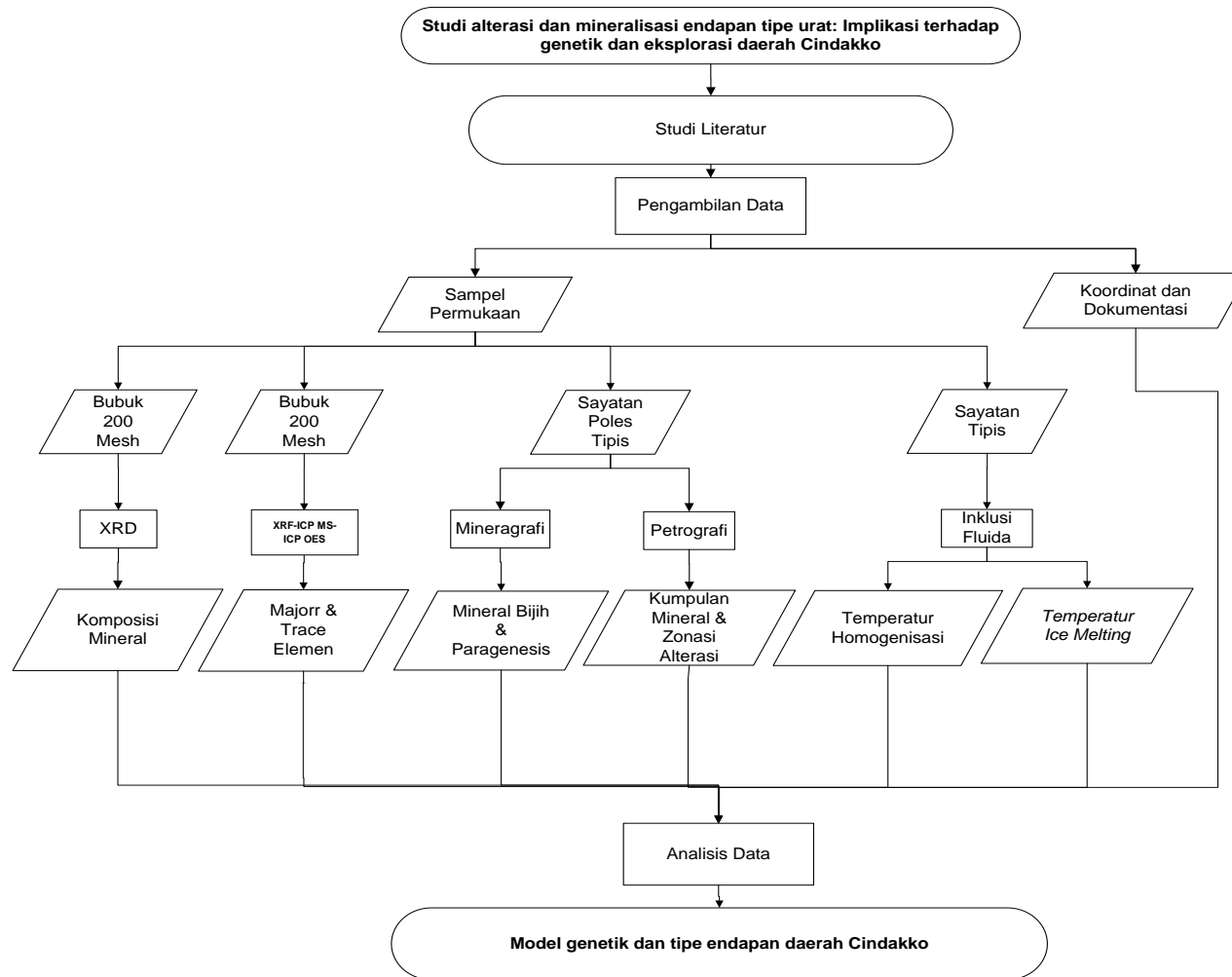


lainnya selama berlangsungnya pembentukan urat, seperti kedalaman, tekanan, fugasitas sulfur, mekanisme presipitasi dan sumber-sumber fluida, serta tipe endapan. Untuk tujuan tersebut, maka studi inklusi fluida (petrografi dan mikrotermometri) dilakukan pada mineral *gangue* kuarsa pada semua urat kuarsa signifikan di daerah penelitian. Sampel-sampel kuarsa urat pertama-tama dipreparasi dalam bentuk sayatan tipis (*doubly polished wafers*) dengan tebal sekitar 100 μm . Identifikasi inklusi fluida dalam preparat tersebut kemudian dilakukan pada suhu kamar menggunakan mikroskop transmisi, dan selanjutnya analisis mikrotermometri. Analisis inklusi fluida sepenuhnya dilakukan di Laboratorium Pusat Penelitian Geoteknologi LIPI.

C.3 Pengolahan Data

Keseluruhan hasil dari tahapan analisis mineralogi, geokimia dan inklusi fluida tersebut, di analisis secara komprehensif untuk mendeterminasi genetik mineralisasi sulfida serta kadar logam di daerah penelitian. Keseluruhan hasil penelitian dituangkan dalam bentuk laporan yang disertai dengan lampiran peta-peta dan hasil-hasil analisis laboratorium. Secara diagramatis, bagan alir (*flowchart*) penelitian dapat dilihat pada Gambar 3.2.





Gambar 3.2 Bagan alir (flowchart) penelitian.



BAB IV

HASIL DAN PEMBAHASAN

4.1. Geologi regional

4.1.1 Geologi Regional Sulawesi bagian Selatan

Peta geologi umum bagian selatan Sulawesi yang difokuskan pada distribusi dan karakteristik vulkanisme Neogen dan Pleistosen (Yuwono, 1987) (Gambar 4.1). Formasi batuan tertua Pra-Tersier merupakan Kompleks Bantimala yang terdiri dari batuan metamorf berumur Kapur Tengah. Sedimen Tersier dan batuan vulkanik yang secara tidak selaras berada diatas atau menutupi Kompleks Bantimala, distribusinya terlihat lebih luas pada Gambar 4.1.

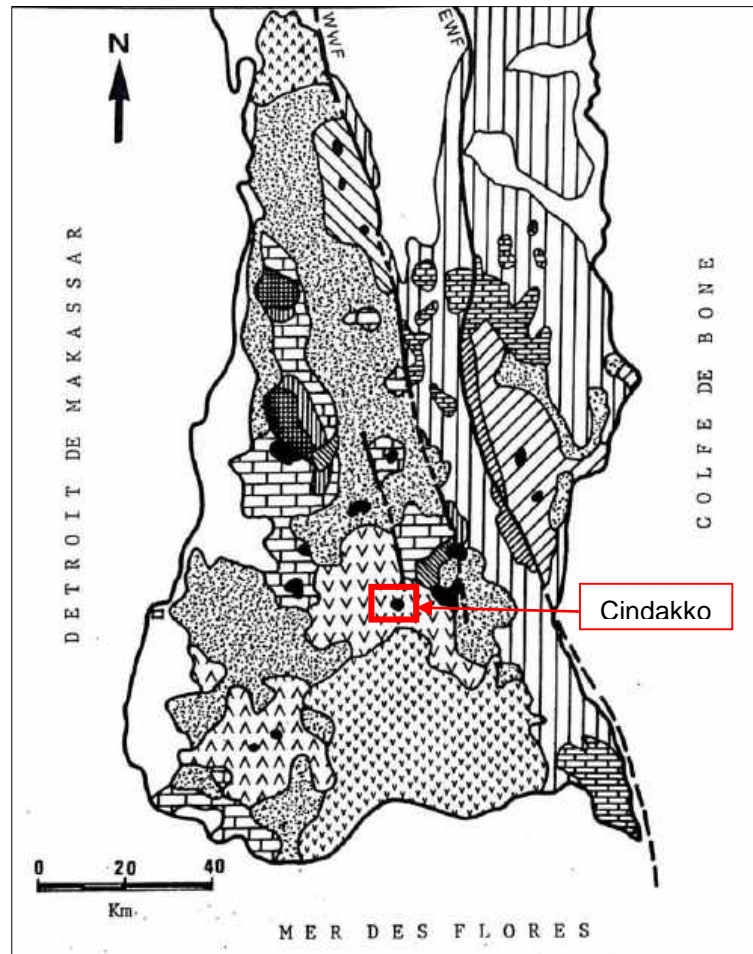
Batuan vulkanik Tersier terdiri dari Formasi Langi berumur Paleogen (Van Leeuwen, 1981) atau Gunungapi terpropilitkan (Sukamto, 1982) yang berada diatas batugamping Formasi Tonasa berumur Eosen-Miosen.

Aktivitas vulkanik yang dimulai pada masa Miosen (Sukamto, 1982) yang menghasilkan beberapa Formasi batuan berupa Formasi Kalamiseng, Formasi Soppeng dan Formasi Camba. Kemudian aktivitas vulkanik Miosen-Pliosen dimulai dari tertua sampai termuda: Formasi Walanae (sedimen dan vulkaniklastik), Formasi Baturappe-Cindakko (Miosen-Pliosen) dan Formasi Pare-Pare (Pliosen). Batuan vulkanik berumur Plistosen berada dibagian

Sulawesi yang merupakan produk *stratovolcano* Lompobattang yang ra lebih dikenal dengan Formasi Lompobattang berumur Pliosen-



Plistosen (Yuwono, 1987). Berdasarkan Peta Geologi Regional Lembar Pangkajene dan Watampone Bagian Barat (Sukamto, 1982) pada arah Timur Laut daerah Cindakko terdapat batuan vulkanik berupa granitoid (*gd*) yang merupakan Biru Area, berdasarkan dating zircon U-Pb granitoid tersebut berumur 50.7 Ma (Jaya *et al.*, 2017).



Age	Rock Formation	Age	Rock Formation
Recent	Alluvial/Terrace Dep.	Early Miocene	Soppeng Fm.
Pleistocene	Lompobattang Fm.	Eocene - Mid. Eocene	Kalamiseng Fm.
Pliocene	Parepare Fm.	Eocene - Oligoc.	Tonasa Fm.
Mio - Pliocene	Cindako Fm.	Paleocene	Salokalupang Fm.
	Baturappe Fm.	Late Cretaceous	Propylitized rock (Langi Formations)
Miocene	Walanae Fm. (Limest. Member)	? - Middle Cret.	Balangbaru - Marada Fm.
	Walanae Fm.		Metamorphic - Basic & Ultra Basic rock complex
	Camba Fm.		Intrusion
	Position of the volcanic centers		



Gambar 4.1. Peta geologi Sulawesi Selatan (dimodifikasi setelah Yuwono, 1987).

4.1.2 Vulkanik dan Magmatik Sulawesi Selatan

Tektonik daerah Sulawesi Selatan didominasi patahan/sesar dengan trend major NNW-SSE (Gambar 4.2; WWF: Patahan Walanae Barat dan EWF: Patahan Walanae Timur) yang memisahkan bagian Barat pegunungan Timur oleh graben walanae berumur Plistosen (Van Leeuwen, 1981; Magetsari, 1984; Letterier *et al* 1990).

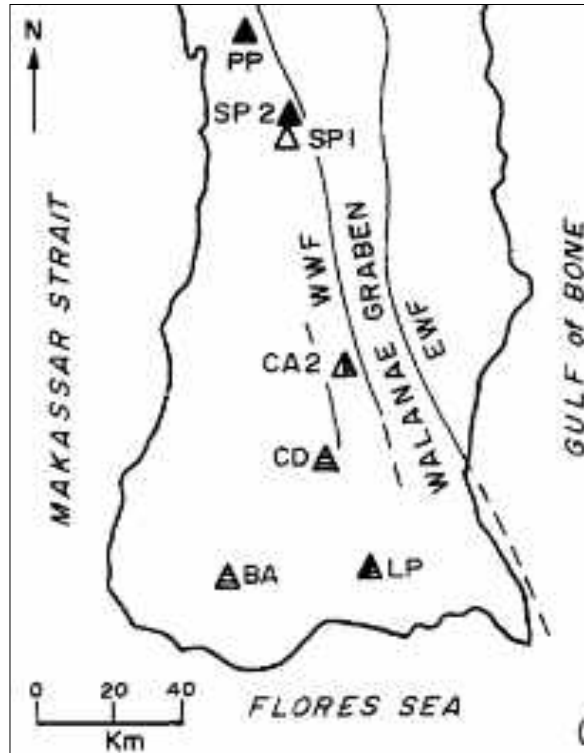
Kehadiran vulkanik kalk-alkali berumur Tersier di Sulawesi Selatan menyebabkan berbagai variasi model geodinamik yang melibatkan subduksi Tersier. Yuwono *et al* (1986); Letterier *et al* (1990) telah menunjukkan bahwa pusat vulkanik berumur Miosen, Pliosen dan Plistosen di Sulawesi Selatan memiliki karakteristik kaya-K (shoshonitik (SH) hingga ultrapotasik (UK)) yang direfleksikan oleh SiO_2 dan K_2O . Batuan vulkanik kaya-K berumur Neogen dan Kuartar tersingkap sebagai singkapan dengan trend Utara-Selatan di pegunungan Barat Sulawesi Selatan (Gamabar 4.2) berdasarkan dating K-Ar berumur 12-0,6 Ma (Letterier *et al*, 1990).

Formasi Lompobattang sebagai stratovolkano setinggi 2860 Mdpl termasuk dalam seri alkali potasik (AK) dan shoshonitik (SK), kedua asosiasi seri tersebut berada pada kisaran yang sama (AK: 1.9-1 Ma dan SK: 2.3-0.8 Ma (Yuwono, 1987; Letterier *et al*, 1990).

Batuan vulkanik Cindakko menunjukkan karakteristik seri shoshonitik (Peccerillo *and* Taylor, 1976) yang direfleksikan dengan kandungan K_2O 4.60% dan SiO_2 57.30% (Letterier *et al*, 1990). Berdasarkan K-Ar Formasi

o berumur 8.21-0.41 Ma, akhir Miosen Atas atau awal Pliosen Bawah (Yuwono, 1987).





South Sulawesi	PP - Parepare	SP - Sopeng	CA - Comba	CD - Cindaka
	BA - Baturape	LP - Lompobatang	WWF - West Walanae Fault	EWf - East Walanae Fault

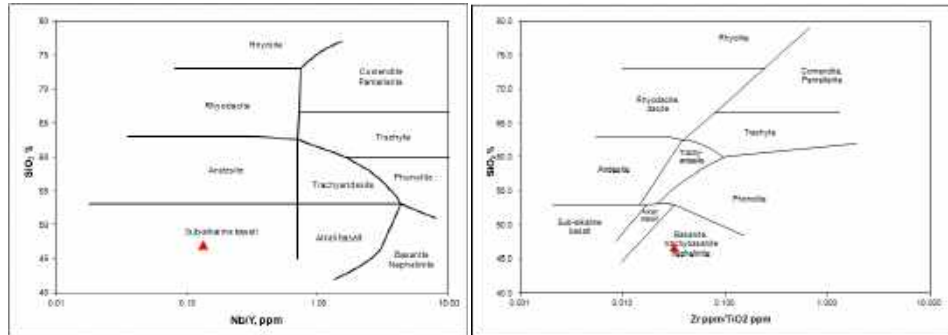
Gambar 4.2. Peta distribusi vulkanik potasik Sulawesi Selatan (dimodifikasi setelah Yuwono, 1987; Letterier *et al*, 1990).

4.1.2.1 Klasifikasi Batuan

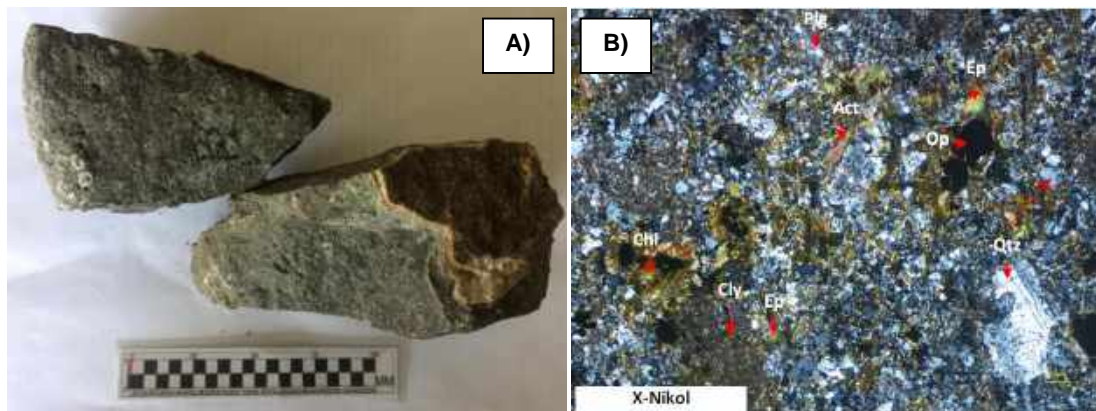
Le Bas (1986) membagi jenis batuan beku dengan menggunakan diagram Total Alkali Silika (TAS) merupakan satu dari klasifikasi yang banyak digunakan terutama untuk batuan vulkanik (Gambar 4.3). Data kimia yang digunakan adalah jumlah $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Alkali Total) dan SiO_2 (Silika) untuk kemudian diplot kedalam diagram Le Bas (1986). Menurut Le Bas (1986) jenis sampel yang memiliki $>2 \text{ wt.}\% \text{ H}_2\text{O}$ merupakan sampel yang teralterasi sedangkan untuk sampel yang memiliki $<2 \text{ wt.}\% \text{ H}_2\text{O}$ merupakan sampel yang terlesi (*fresh*). Berdasarkan konsentrasi H_2O sampel ST-6B dianggap memenuhi kriteria, yang memiliki $5,94 \text{ wt.}\% \text{ H}_2\text{O}$.



Gambar 4.4.B menunjukkan sampel termasuk batuan vulkanik *basanite*, yang direfleksikan dengan kandungan Zr 15,9 ppm dan TiO₂ 0,85 wt.%



Gambar 4.4. Distribusi batuan teralterasi (ST-6B), **A).** Nb/Y-SiO₂ dan **B).** Zr/TiO₂-SiO₂, Winchester and Floyd (1977).



Gambar 4.5.A). Sampel *hand specimen* basal ST-6B dan **B).** kenampakan mikroskopis sampel ST-6B. keterangan: Qtz (kuarsa), Plg (plagioklas), Act (aktinolit), Ep (epidot), Chl (klorit), Cly (lempung) dan Opq (opak).

Kenampakan makroskopis sampel ST-6A memiliki warna segar hitam agak kehijauan, warna lapuk kecoklatan indikasi oksida-besi Gambar 4.5.A, sedangkan secara mikroskopis kehadiran mineral primer tidak lagi dijumpai dalam jumlah yang dominan, meskipun dapat dideterminasi kehadiran plagioklas yang memperlihatkan relik yang sudah hancur (anhedral) hal

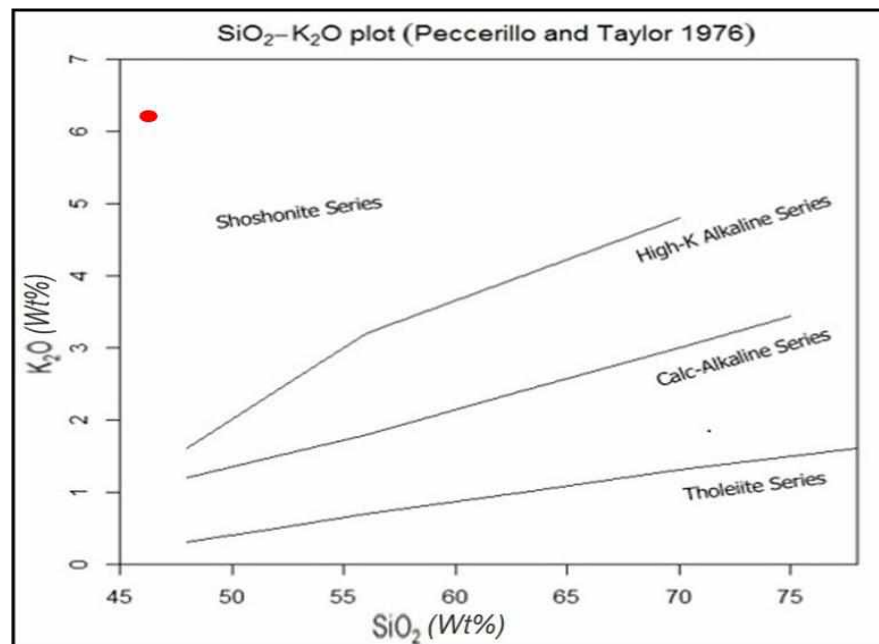
dipengaruhi oleh tingkat alterasi pada sampel ini, sehingga kehadiran sekunder sangat dominan dijumpai pada sampel ini Gambar 4.5.B.



4.1.2.3 Determinasi Afinitas Magma

Hasil studi petrologi dan geokimia diketahui batuan vulkanik di daerah penelitian umumnya berkomposisi basaltik dan sedikit andesitik. Berdasarkan komposisi kimianya, disimpulkan bahwa lava di daerah penelitian berkarakter tak-jenuh silika. Karakter khas lava anggota vulkanik Cindakko yang berciri tak-jenuh silika juga dilaporkan oleh Yuwono *et al* (1987) dan Letterier *et al* (1990).

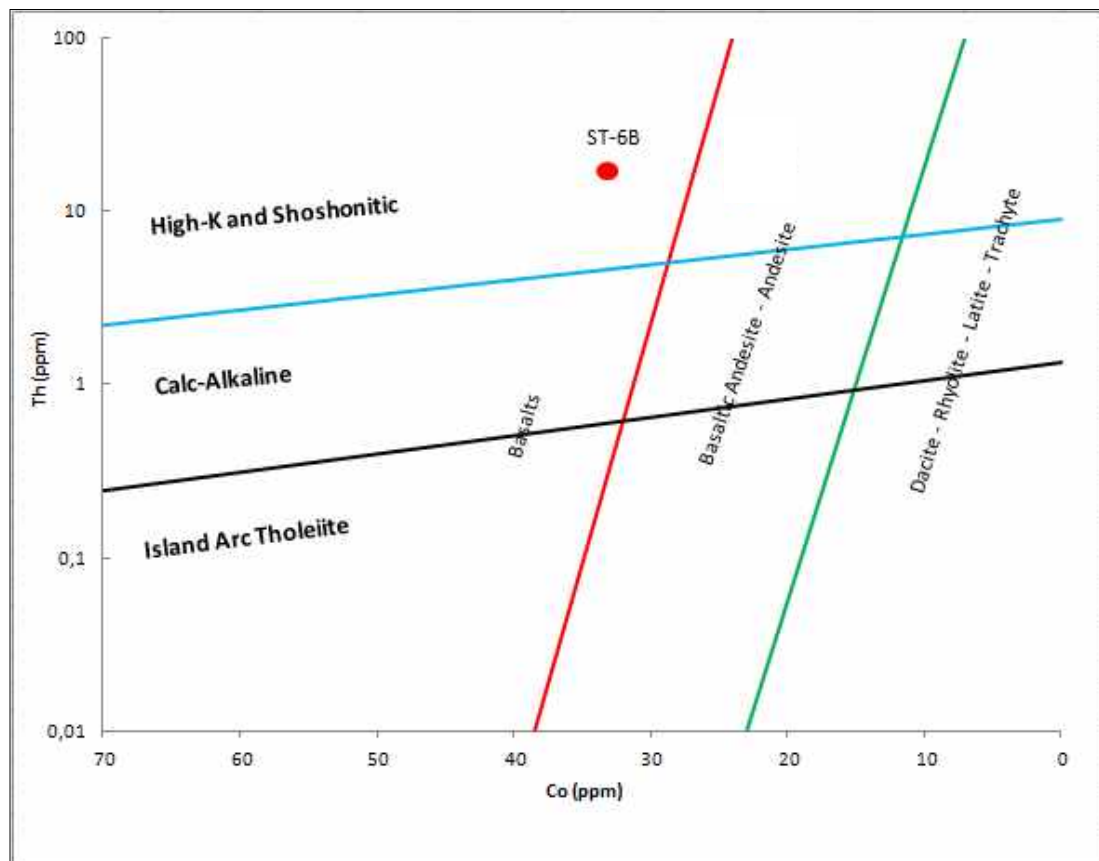
Afinitas magmatik vulkanik di daerah penelitian adalah seri shoshonitik atau alkali potasik, yang direfleksikan atas relatif tingginya kandungan K_2O 4.60 wt.%, dan SiO_2 57.30 wt.% (Letterier *et al*, 1990). Hal tersebut memiliki korelasi positif terhadap data geokimia yang dilakukan pada *host rock* basal di daerah penelitian dengan kandungan K_2O sebesar 6,21 wt.% dan SiO_2 sebesar 46,52 wt.% (ST-6B), yang diplot pada diagram klasifikasi komposisi magmatik (Peccerillo *et al*, 1976) (Gambar 4.6).



Gambar 4.6. Hasil *plotting* sampel ST-6B pada diagram klasifikasi komposisi magmatik SiO_2 dan K_2O , Peccerillo and Taylor (1976).



Hasil *plotting* sampel ST-6B pada diagram klasifikasi afinitas magmatik berdasarkan komposisi unsur *immobile* Co dan Th menunjukkan afinitas magmatik daerah penelitian yaitu seri shoshonitik, yang direfleksikan dengan kandungan Co sebesar 34 ppm dan Th sebesar 13,3 ppm. Berdasarkan klasifikasi yang digunakan, baik klasifikasi afinitas magmatik unsur oksida (SiO_2 dan K_2O) (Peccerilo *et al*, 1976) dan klasifikasi afinitas magmatik unsur utama (*immobile*) Co dan Th (ppm) (Hastie *et al*, 2007) menunjukkan seri shoshonitik serta dengan jenis batuan berupa basal (Gambar 4.7).

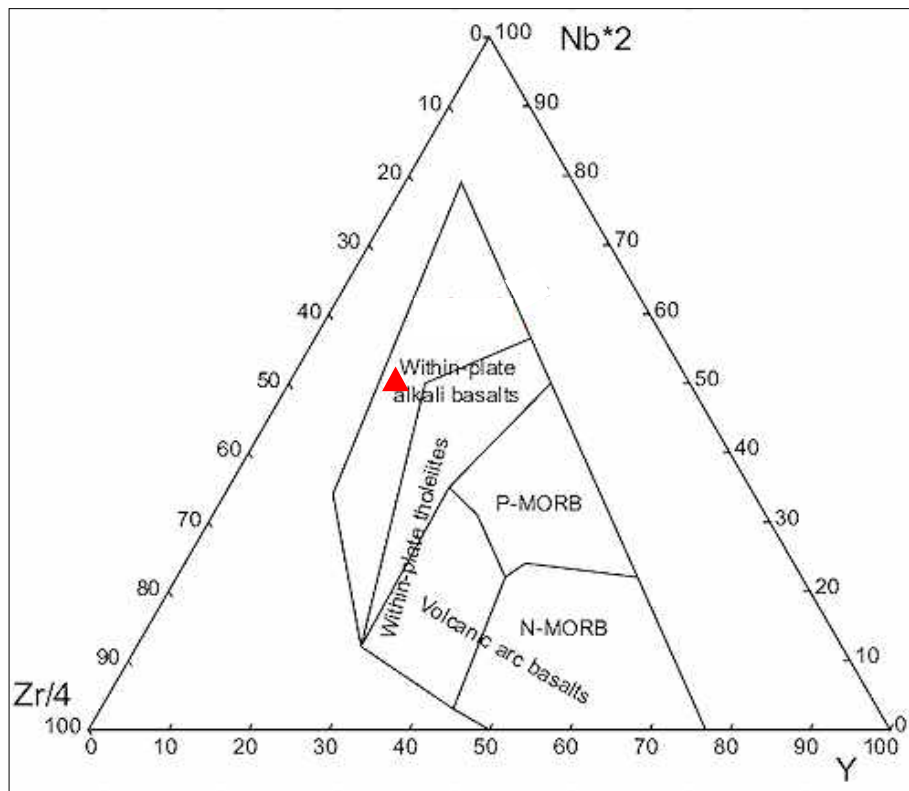


Gambar 4.7. Hasil *plotting* sampel ST-6B pada diagram klasifikasi komposisi magmatik Co dan Th (*immobile*), Hastie *et al* (2007).



4.1.2.4 Tatanan Tektonik-Vulkanik dan Evolusi Magmatik Daerah Penelitian

Interpretasi tatanan tektonik terkait dengan generasi magmatik dan evolusi dapat dilakukan berdasarkan komposisi geokimia batuan basaltik, andesitik dan granit (Rollinson, 1993). Seperti yang telah dijelaskan sebelumnya, bahwa lava di daerah penelitian sebagian besar berkomposisi basaltik, sehingga interpretasi tatanan vulkanik-tektonik di daerah penelitian akan didasarkan pada diagram diskriminasi lingkungan tektonik dengan unsur *immobile* (Nb-Zr-Y) merujuk pada diagram bivariat (Meschende, 1986). Sampel tersebut menunjukkan bahwa terletak pada tatanan vulkanik-tektonik *Within plate* (Gambar 4.8).



Gambar 4.8. Diagram diskriminasi Zr-Nb-Y (dimodifikasi setelah Meschende, 1986).

Studi evolusi magma umumnya dilakukan berdasarkan evaluasi unsur kompatibel) dan unsur tanah jarang yang selanjutnya dinormalisasi



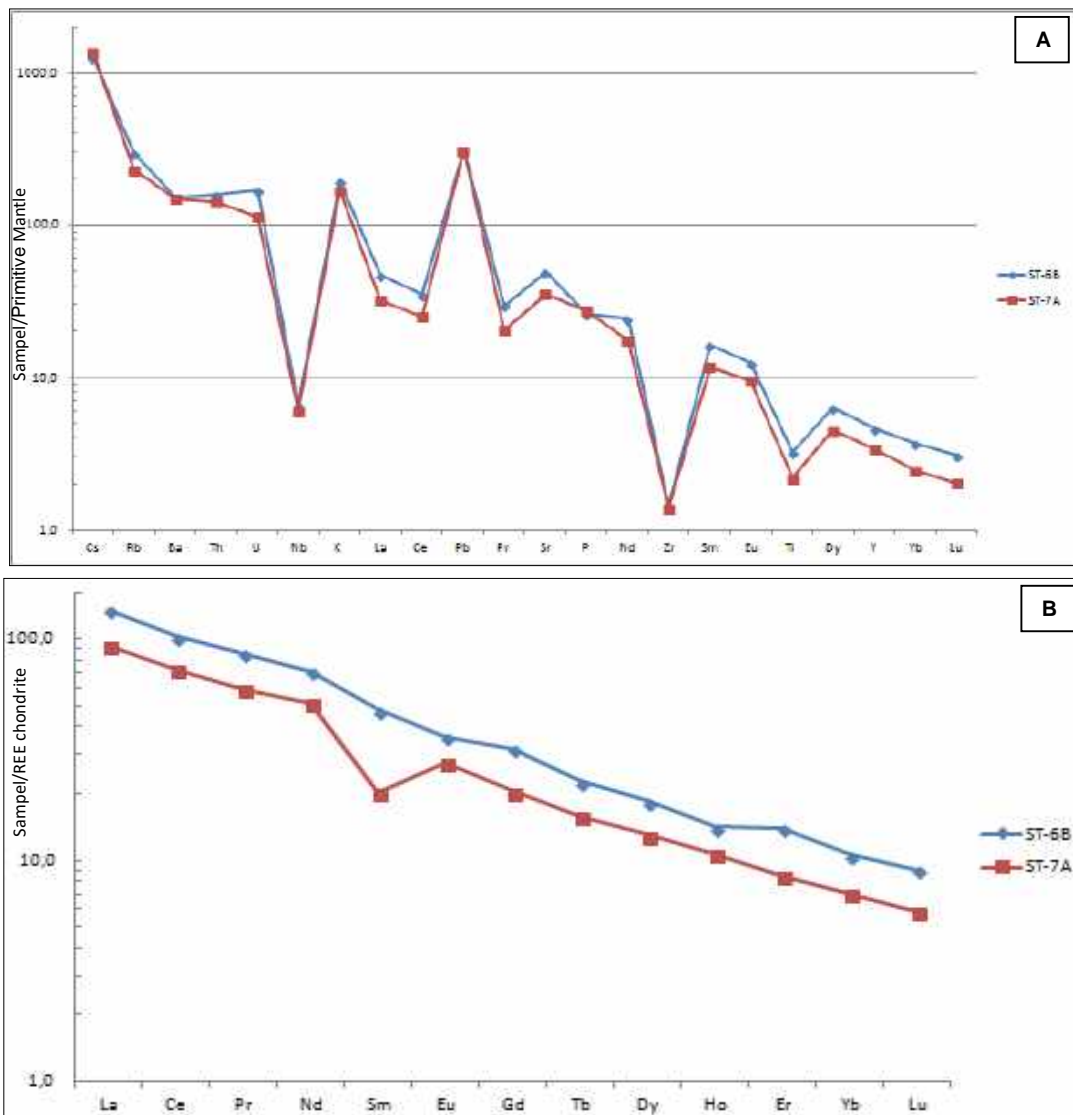
terhadap komposisi mantel primitif, dimana unsur inkompatibel disajikan dalam *spider diagram* sedangkan unsur tanah jarang dinormalisasi terhadap REE *chondrite* (Sun and McDonough, 1989). Untuk referensi dan perbandingan, konsentrasi *chondrite*, *Primitif mantle*, NMORB dan EMORB dapat dilihat pada Tabel 4.1 (Sun and McDonough, 1989).

Tabel 4.1. Normalisasi konsentrasi trace elemen dan REE (Sun and McDonough, 1989).

Unsur	Chondrite	Primitive mantle	NMORB	EMORB
Cs	0,188	0,0079	0,007	0,063
Rb	2,32	0,635	0,56	5,04
Ba	2,41	6,989	6,3	57
Th	0,029	0,085	0,12	0,6
U	0,008	0,021	0,047	0,18
Nb	0,246	0,713	2,33	8,3
Ta	0,014	0,041	0,132	0,47
La	0,237	0,687	2,5	6,3
Ce	0,612	1,775	7,5	15
Pb	2,47	0,071	0,3	0,6
Pr	0,095	0,276	1,32	2,05
Sr	7,26	21,1	90	155
Nd	0,467	1,354	7,3	9
Zr	3,87	11,2	74	73
Hf	0,1066	0,309	2,05	2,03
Sm	0,153	0,444	2,63	2,6
Eu	0,058	0,168	1,02	0,91
Gd	0,2055	0,596	3,68	2,97
Tb	0,0374	0,108	0,67	0,53
Dy	0,254	0,737	4,55	3,55
Ho	0,0566	0,164	1,01	0,79
Er	0,1655	0,48	2,97	2,31
Yb	0,17	0,493	3,05	2,37
Y	1,57	4,55	28	22
Lu	0,0254	0,074	0,455	0,354
K	545	250	600	2100
Tl	0,14	0,005	0,0014	0,013
W	0,095	0,02	0,01	0,092
Mo	0,92	0,063	0,31	0,47
P	1220	95	510	620



Unsur	Chondrite	Primitive mantle	NMORB	EMORB
Ti	445	1300	7600	6000
Sn	1,72	0,17	1,1	0,8
Sb	0,16	0,005	0,01	0,01
Li	1,57	1,6	4,3	3,5



Gambar 4.9. (A). *Spider diagram* dua sampel batuan vulkanik yang dinormalisasi terhadap mantel primitif. (B). Pola REE kedua sampel yang dinormalisasi terhadap REE *chondrite* (Sun and McDonough, 1989).



etika dinormalisasi terhadap mantel primitif (Sun and McDonough, konsentrasi unsur jejak umumnya mengalami pengkayaan pada unsur

LILE (Cs, Rb, Ba, K, Pb, Sr), sedangkan unsur HFSE mengalami deplesi (Th, Nb, La, Ce, Zr, Ti, Y) (Gambar 4.9.A). Perilaku unsur-unsur jejak tertentu, terutama Rb, Cs dan Sr konsisten dengan karakteristik batuan potasik (kaya-K) pasca-kaldera mirip dengan daerah vulkanik *Roman comagmatic province (central Italy)* (Peccerillo *et al*, 1984; Letterier *et al*, 1990). Unsur yang mengalami deplesi seperti Zr dan Ti sesuai dengan tidak dijumpainya mineral zirkon dan titanium baik secara makroskopis maupun mikroskopis pada sampel.

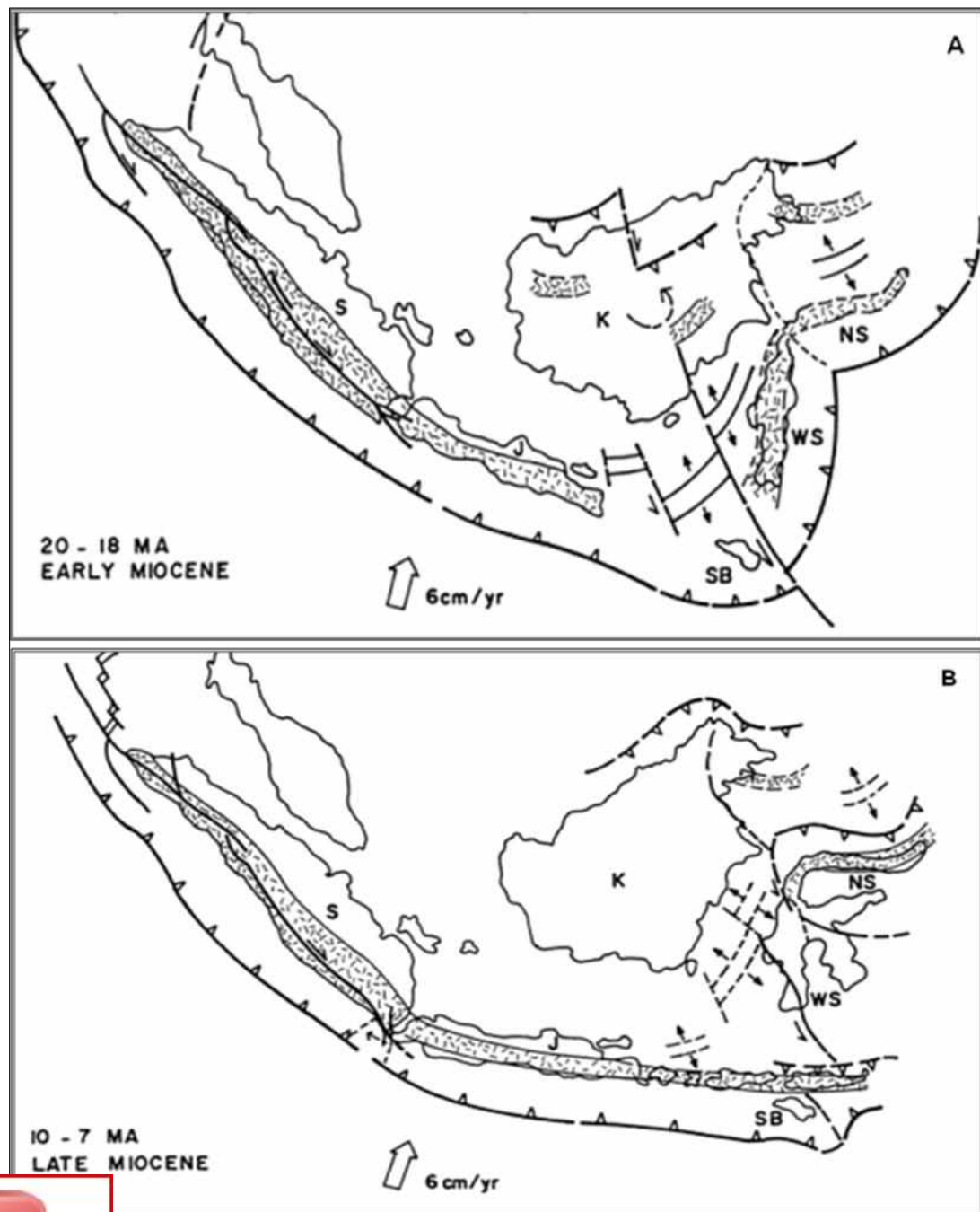
Hasil interpretasi tatanan vulkanik-tektonik dan evolusi magmatik berdasarkan evaluasi unsur mayor dan jejak, menunjukkan batuan vulkanik shoshonit (kaya-K) tergenerasi pada lingkungan *within-plate*. Batuan vulkanik (kaya-K) awalnya terbentuk dari peleburan mantel bagian atas yang sebelumnya telah mengalami metasomatisme. Kemudian mengalami pengkayaan oleh potasium dan unsur-unsur inkompatibel melalui proses metasomatisme, yakni melalui konstribusi material sedimen-sedimen yang tersubduksi selama berlangsungnya subduksi miring ke barat antara lengan barat dan timur Sulawesi pada Miosen Awal (Yuwono *et al*. 1986; Letterier *et al* 1990; Soeria-Atmadja *et al*, 1998) (Gambar 4.10.A).

Adanya anomali negatif Nb (Gambar 4.9.A) serta adanya konsistensi pada unsur LILE (Gambar 4.9.B) yang secara umum mengalami pengkayaan yang keduanya merupakan indikasi terjadinya kontaminasi atau keterlibatan kerak pada magma selama evolusinya (Rollinson, 1993). Subduksi Miosen

kemudian terhenti atas terjadinya kolisi antara lengan barat dan timur pada Miosen Tengah (Yuwono *et al*. 1986; Letterier *et al* 1990; Atmadja *et al*, 1998) (Gambar 4.10.B). Batuan vulkanik kaya-K daerah



penelitian, kemudian terendapkan melalui erupsi pada Miosen Akhir, dimana lengan selatan Sulawesi berada pada rezim tektonik ekstensional yang dicirikan dengan terbentuknya *horst* dan *graben* (Yuwono *et al.* 1986; Letterier *et al* 1990; Nur *et al*, 2012).



4.10. (A). Subduksi kearah barat antara lengan barat dan timur Sulawesi pada Miosen Awal. (B) Kolisi antara lengan barat dan lengan timur Sulawesi pada Miosen Tengah (Yuwono *et al.* 1986; Letterier *et al* 1990; Soeria-Atmadja *et al*, 1998)

4.2. Geologi Daerah Cindako

Mineralisasi bijih sulfida di daerah Cindako terdapat pada *host* batuan-batuan anggota Batuan Gunungapi Baturappe-Cindako yang disusun oleh lava dan breksi, dengan sisipan sedikit tufa dan konglomerat, bersusunan basal. Daerah Cindako didominasi oleh lava (Tpbl) (Sukamto, 1982).

4.2.1 Pengamatan Lapangan.

Hasil pengamatan lapangan menunjukkan bahwa *host rock* mineralisasi sulfida di daerah Cindako adalah basal dan diorit. Observasi di lapangan menunjukkan bahwa batuan basal dengan kondisi segar berwarna hitam dan sebagian kehijauan yang mengindikasikan mengalami alterasi, bertekstur hipokristalin dan tersusun atas mineral-mineral mafik serta terdapat mineral sulfida berupa pirit. Sedangkan pada batuan diorit dengan kondisi warna kehijauan (indikasi teralterasi), tekstur hipokristalin, faneritik, tersusun atas mineral mafik berupa biotit dan juga kuarsa serta terdapat mineral sulfida berupa pirit (Gambar 4.11).

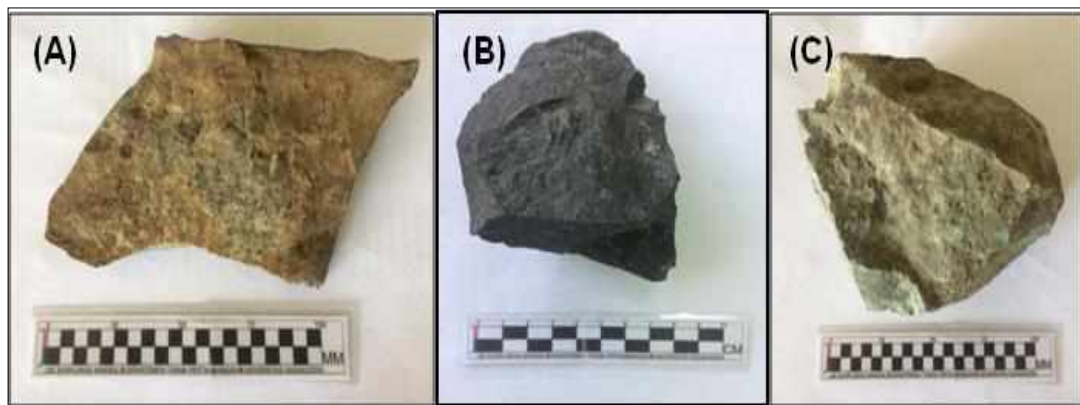


Gambar 4.11. sampel *hand specimen* basal ST-06B (A), dan sampel *hand specimen* diorit ST-03 (B).



host rocks mineralisasi umumnya telah mengalami alterasi secara
Sampel-sampel batuan teralterasi umumnya memperlihatkan variasi

warna seperti kehijauan, abu-abu, hitam kecoklatan. Sampel batuan yang teralterasi lemah umumnya masih dapat dikenali jenis batuan asalnya melalui pengamatan makroskopis, sedangkan sampel batuan yang telah mengalami alterasi kuat, mineral-mineral sudah sangat kecil bahkan sebahagian tidak dapat dikenali lagi. Kondisi sampel batuan yang teralterasi kuat hanya mampu diidentifikasi mineral-mineralnya dengan melakukan analisis XRD.



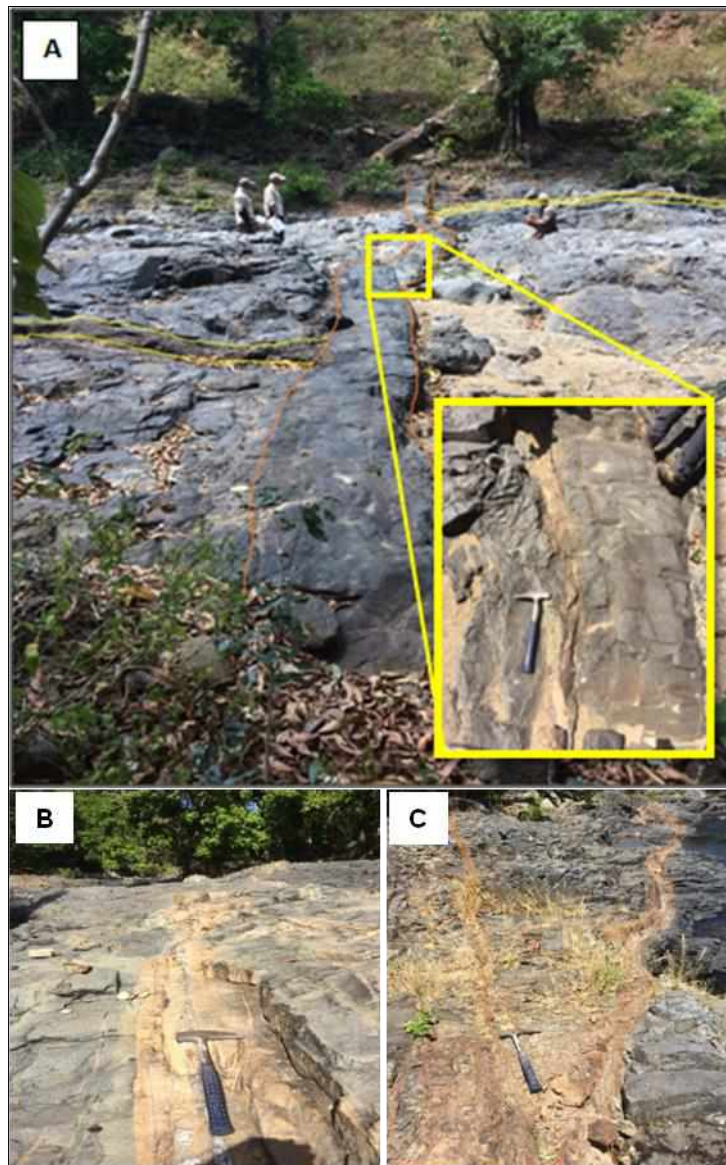
Gambar 4.12. sampel *hand specimen* basal teralterasi sedang ST-05 (A), sampel basal tak teralterasi (*fresh*) ST-08 (B) dan sampel basal teralterasi kuat ST-02B (C).

Perbedaan dari segi warna sampel-sampel basal yang teralterasi sebahagian, tak teralterasi (*fresh*) dan teralterasi sedang (Gambar 4.12). sampel yang teralterasi sebahagian berwarna hitam kehijauan serta adanya gradasi warna merah kecoklatan yang mengindikasikan terjadi oksidasi. Warna hijau pada sampel ST-05 dan ST-02B mengindikasikan kehadiran mineral sekunder berupa epidot. Sedangkan pada sampel basal teralterasi sedang disominasi oleh mineral klorit, epidot dan kuarsa yakni pada sampel ST-02A dan ST-5.



basal sebagai *host rocks* yang terintrusi oleh dike basal dengan struktur yang mengindikasikan terjadinya injeksi fluida hidrotermal sehingga

setempat basal terpotong oleh urat kuarsa termineralisasi umumnya telah mengalami alterasi (Gambar 4.13).



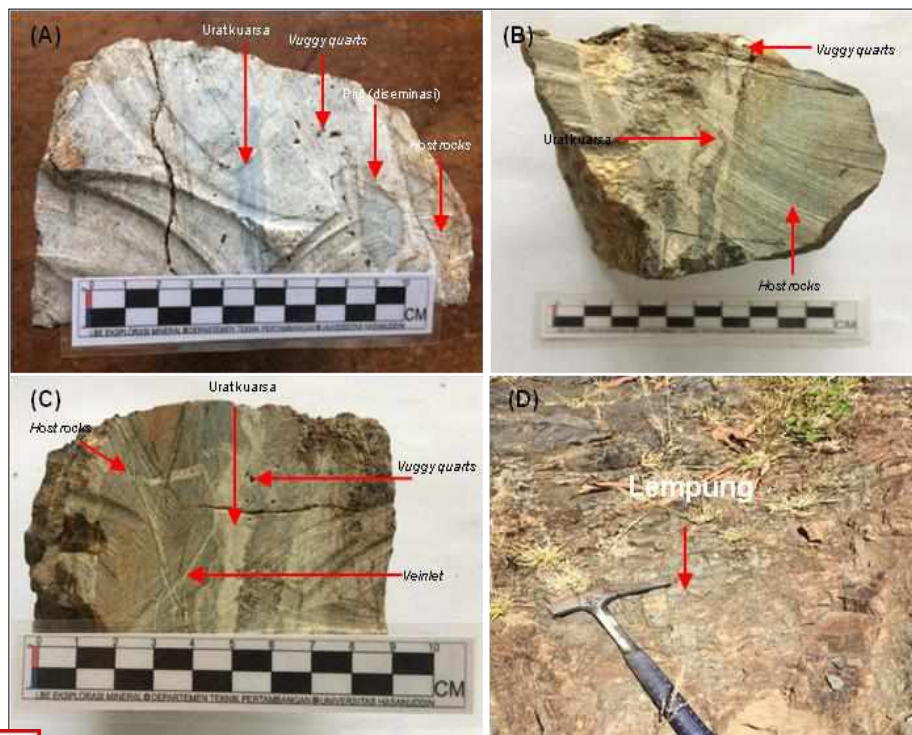
Gambar 4.13. Singkapan basal (*host rock*) yang terintrusi (*dike*) basal scoria (garis merah) dan dipotong urat kuarsa (garis kuning) ST-7 (A), urat kuarsa (*crustiform*) pada ST-6 (B), dan urat kuarsa pada ST-9 (C).

Urat kuarsa termineralisasi pada ST-06 memiliki ketebalan 30 cm dan 30 m (dapat terukur), kedudukan urat kuarsa umumnya berarah utara-timur laut ($N65^{\circ} E75^{\circ}$). Teruntuk urat kuarsa pada ST-07



termineralisasi memiliki ketebalan 10 cm yang berkedudukan pada arah hampir barat-timur (N150° E 76°). Urat kuarsa ST-09 yang dengan ketebalan 26 cm dengan kedudukan berarah barat-timur (N268° E 82°) (Gambar 4.13).

Mineralisasi di daerah penelitian umumnya terbentuk berupa tipe urat kuarsa yang juga dijumpai tipe tersebar (*disseminated*), dan *vuggy* kuarsa serta *veinlet*. Mineral-mineral sulfida mengelompok dan terdiseminasi secara spasial sangat rapat. Mineral bijih yang dapat diidentifikasi secara makroskopis berupa pirit pada ST-06 dan ST-07. Tipe urat kuarsa pada ST-06 disertai dengan tektur *vuggy* kuarsa begitupun pada ST-07 secara makroskopis dapat diidentifikasi terktur *vuggy* kuarsa serta tipe diseminasi secara rapat, sedangkan pada ST-09 dijumpai singkapan lempung yang mengindikasikan alterasi argilik (Gambar 4.14).



Gambar 4.14. Sampel *hand specimen* urat kuarsa (*crustiform*) termineralisasi pada *host rock* basal ST-6 (A), urat kuarsa dan mineralisasi tipe tersebar pada basal teralterasi sedang ST-7 (B), urat kuarsa dengan *vuggy* kuarsa serta *veinlet* pada ST-9 (C) dan singkapan lempung ST-9 indikasi alterasi argilik (D)



4.3. Alterasi Hidrotermal Daerah Cindakko

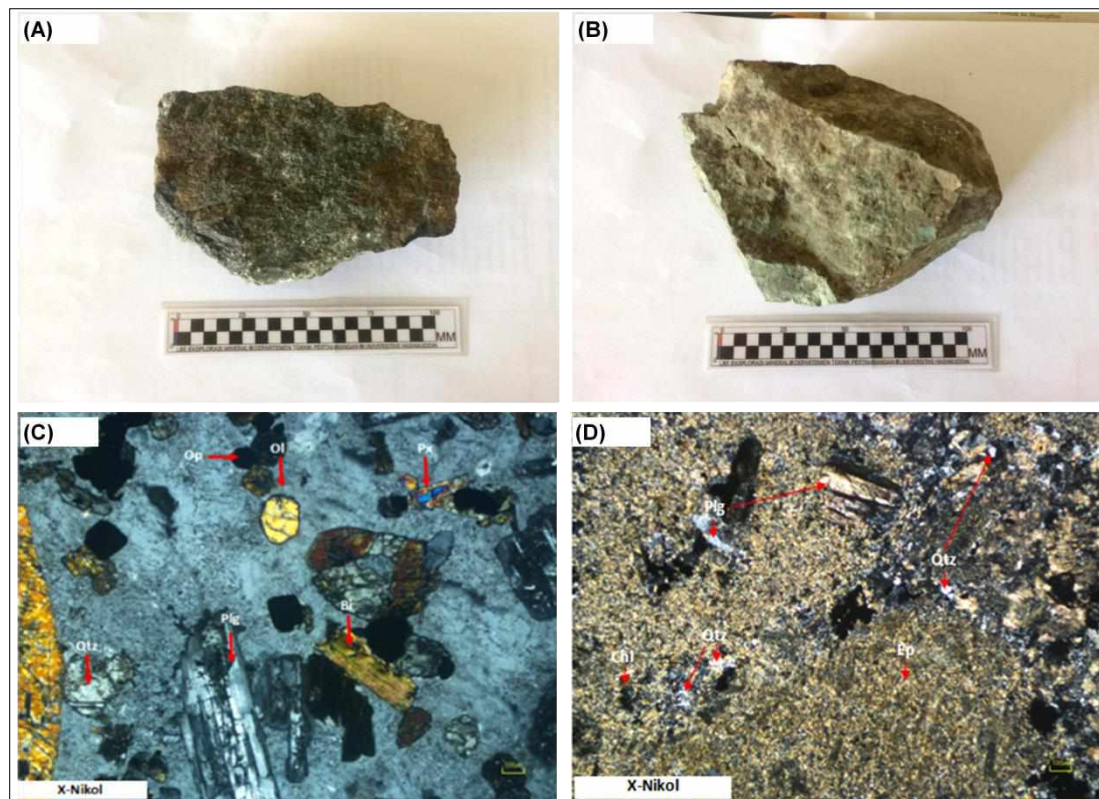
Pengambilan data lapangan dilakukan di Sungai Ballasa dan Sungai Muntia dengan membuat 9 stasiun pengambilan sampel (Lampiran H). Pengambilan sampel dilakukan secara *random* pada singkapan yang dijumpai di lapangan. Litologi di daerah fokus penelitian umumnya telah mengalami ubahan atau alterasi akibat pengaruh fluida hidrotermal. Persentase alterasi hidrotermal pada setiap singkapan di daerah penelitian berbeda-beda, mulai dari yang teralterasi sebagian (telah teralterasi sekitar 30-50%) sampai yang telah teralterasi kuat (sekitar 90% telah teralterasi). Singkapan batuan yang mengalami alterasi sebagian (*selective alteration*), umumnya masih dapat dikenali batuan asalnya melalui pengamatan makroskopis, mikroskopis dan analisis XRD (*X-Ray Diffraction*), sedangkan batuan yang telah tealterasi kuat (*pervasive alteration*) umumnya hanya dapat dikenali berdasarkan mineral-mineral alterasinya melalui pengamatan di bawah mikroskop (petrografi) dan analisis XRD (*X-Ray Diffraction*).

Sampel diambil di stasiun 1 dengan kondisi singkapan yang belum sepenuhnya teralterasi (*selective alteration*) (Gambar 4.15.A), hal tersebut dapat terlihat dari warna segarnya yang masih dominan hitam secara makroskopis, dengan kandungan mineral penyusun batuan berupa plagioklas, piroksin dan kuarsa serta sedikit mineral alterasi berupa epidot. Sedangkan sampel (Gambar 4.15.B) yang diambil dari stasiun 2B dengan kondisi singkapan yang telah teralterasi kuat (*pervasive alteration*) dengan ciri fisik

da hijau yang mengindikasikan kehadiran mineral alterasi berupa klorit mineral sulfida yang dapat diidentifikasi berupa pirit dengan tipe sasi *disseminated*. Hasil pengamatan mikroskopis pada sampel basal



menunjukkan persentase kehadiran mineral alterasi yang berbeda antara kedua jenis sampel (Gambar 4.15.C dan 4.15.D).



Gambar 4.15. Sampel *hand specimen* basal teralterasi lemah (A), sampel *hand specimen* basal teralterasi kuat (B), Kenampakan mikroskopis sampel teralterasi lemah ST-1 (C) dan sampel teralterasi kuat ST-2B (D). Keterangan: Chl (klorit), Ep (epidot), Bi (biotit), Plg (plagioklas), Qtz (kuarsa), Ol (olivin) dan Px (piroksin).

4.3.1 Himpunan Mineral Alterasi

Identifikasi himpunan mineral alterasi di daerah Cindakko dilakukan melalui pengamatan mikroskopis (petrografi) dan XRD. Hasil pengamatan petrografi dan analisis XRD memperlihatkan kehadiran mineral alterasi dan mineral penyusun batuan (*rock forming minerals*) yang belum teralterasi.

penyusun batuan yang masih dapat dikenali yaitu plagioklas dan pada sampel basal dan diorit.



Klorit dan epidot merupakan mineral alterasi hidrotermal dan mineral bijih pirit daerah Cindakko yang dapat diamati dan dideskripsi secara makroskopis. Klorit secara makroskopis dapat dikenali melalui sifat fisiknya yang berwarna hijau, sedangkan pirit dapat dikenali melalui sifat umum fisiknya berdasarkan sistem kristalnya isometrik, berwarna kuning pucat dan kilap logam. Kehadiran kedua mineral alterasi tersebut juga teramati secara jelas beserta mineral alterasi lainnya melalui pengamatan makroskopis, mikroskopis serta analisis XRD.

Mineral alterasi yang teramati berdasarkan pengamatan makroskopis, petrografi serta analisis XRD dapat dilihat pada tabel 4.2.

Tabel 4.2. Himpunan mineral alterasi di Daerah Cindakko

No.	Kode Sampel	Mineral Alterasi	Tipe alterasi
1	ST-1	Kuarsa, Biotit, Epidot	Propilitik
2	ST2A	Kuarsa, Biotit, Epidot, Klorit	Propilitik
3	ST-2B	Kuarsa, Biotit, Epidot, Klorit	Propilitik
4	ST-3	Kuarsa, Biotit, Klorit	Propilitik
5	ST-5	Kuarsa, Epidot, Klorit	Propilitik
6	ST-6A	Kuarsa, Epidot	Propilitik
7	ST-6B	Kuarsa, Biotit, Epidot, Klorit , Aktinolit	Propilitik
8	ST-6C	Kuarsa, Biotit, Epidot, Klorit	Propilitik
9	ST-7A	Kuarsa, Epidot, Klorit	Propilitik
10	ST-7B	Kuarsa, Epidot, Klorit , Biotit	Propilitik
11	ST-7C	Kuarsa, Epidot , Biotit	Propilitik
12	ST-8A	Kuarsa, Biotit	
13	ST-8B	Kuarsa, Biotit	
14	ST-9A	Kuarsa, Epidot, Klorit, Kalsit	Propilitik
15	ST-9C	Kuarsa, Alunit, Kaolinit, Piropilit, Diaspor	Argilik lanjut

Sampel ST-1, ST-2A dan ST-2B merupakan sampel yang diambil dari litologi yang sama yaitu pada singkapan batuan beku basal. Ketiga sampel tersebut merupakan sampel tak teralterasi, teralterasi sedang (*selective alteration*) dan teralterasi kuat (*pervasive alteration*) yang diambil pada litologi yang sama yaitu pada singkapan batuan beku basal. Sampel teralterasi diambil di sungai Ballasa' ST-1 dan pada litologi basal

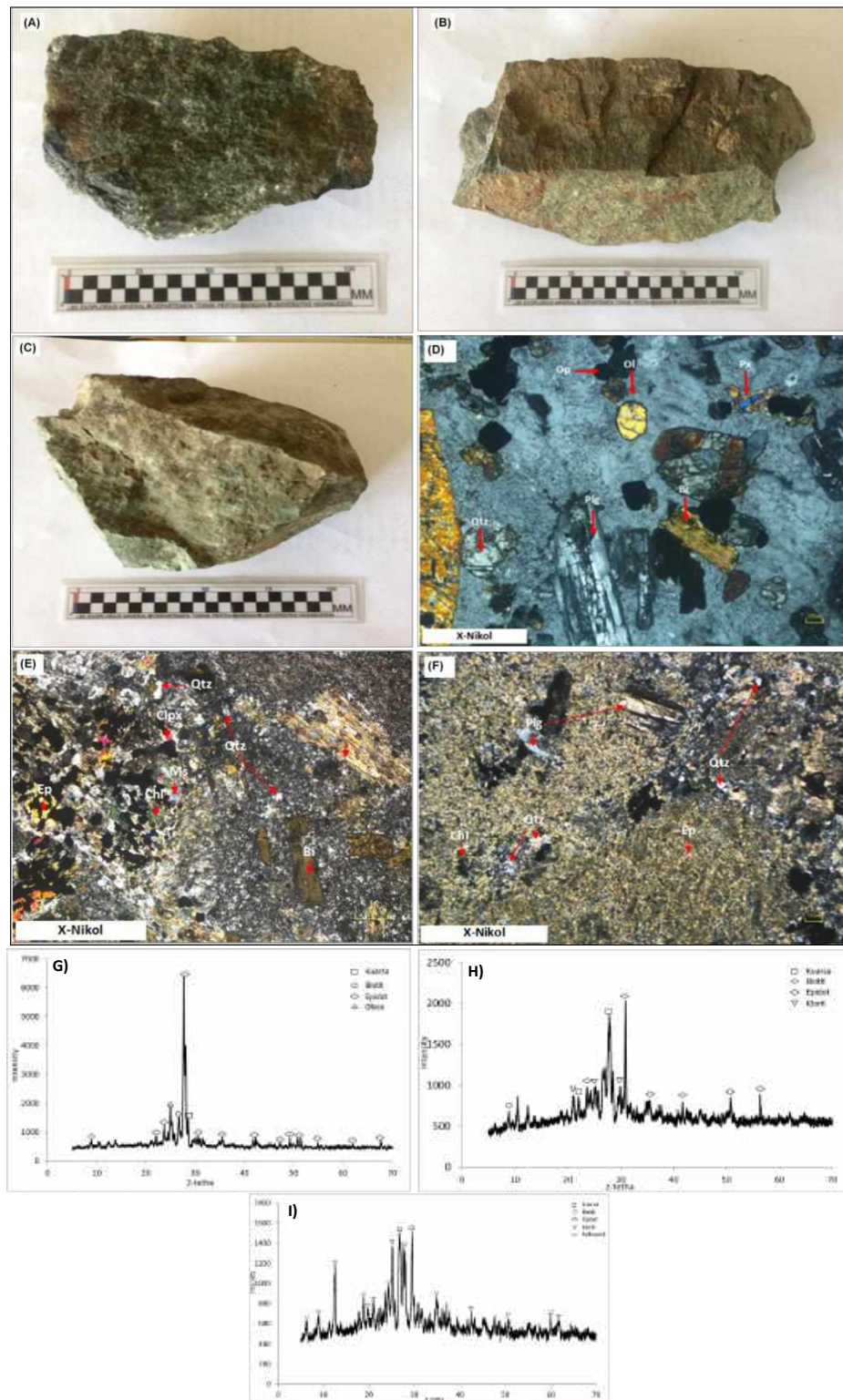


teralterasi sedang (*selective alteration*) sampai teralterasi kuat (*pervasive alteration*) diambil di Sungai Muntia ST-2. Secara makroskopis basal ST-1 memiliki warna lapuk coklat kemerahan indikasi kehadiran mineral oksida besi, warna segar hitam yang didominasi mineral mafik, tekstur hipokristalin, faneritik, tersusun atas mineral plagioklas, piroksin, olivin dan kuarsa. Kehadiran epidot berdasarkan analisis XRD (Gambar 16.G) mengindikasikan epidot menggantikan mineral ferro-magnesian terutama piroksin dan atau olivin (Thompson *and* Thompson, 1996).

Ketiga sampel tersebut (ST-1, ST-2A dan ST-2B) mineral alterasi berupa epidot, biotit dan kuarsa (rekristalisasi) hadir di ketiganya, sedangkan kehadiran klorit hanya terdapat pada sampel ST-2A dan ST-2B, di mana kehadiran klorit dapat diidentifikasi berdasarkan kenampakan makroskopis (Gambar 4.16.B dan 4.16.C). Kehadiran klorit pada stasiun tersebut mengindikasikan hasil ubahan dari mineral piroksin akibat fluida hidrotermal (Gambar 4.16) (Thompson *and* Thompson, 1996). Intensitas alterasi sebagian dan teralterasi kuat ST-2A dan ST-2B sangat terlihat jelas dari kenampakan mikroskopis dengan kenampakan relik mineral primer yang mulai rusak (Gambar 4.16.E dan 4.16.F). Berdasarkan kenampakan mikroskopis ST-1, dapat diidentifikasi kehadiran mineral-mineral primer berupa plagioklas, piroksin, olivin, dan kuarsa (Gambar 4.16.D). Sedangkan kenampakan mikroskopis ST-2A dan ST-2B dapat diidentifikasi kehadiran mineral-mineral alterasi berupa kuarsa, epidot, klorit, dan muskovit/serisit. Setempat juga

biotit dan plagioklas yang menunjukkan bentuk (relik) dari mineral telah hancur (Gambar 4.16.E dan 4.16.F).

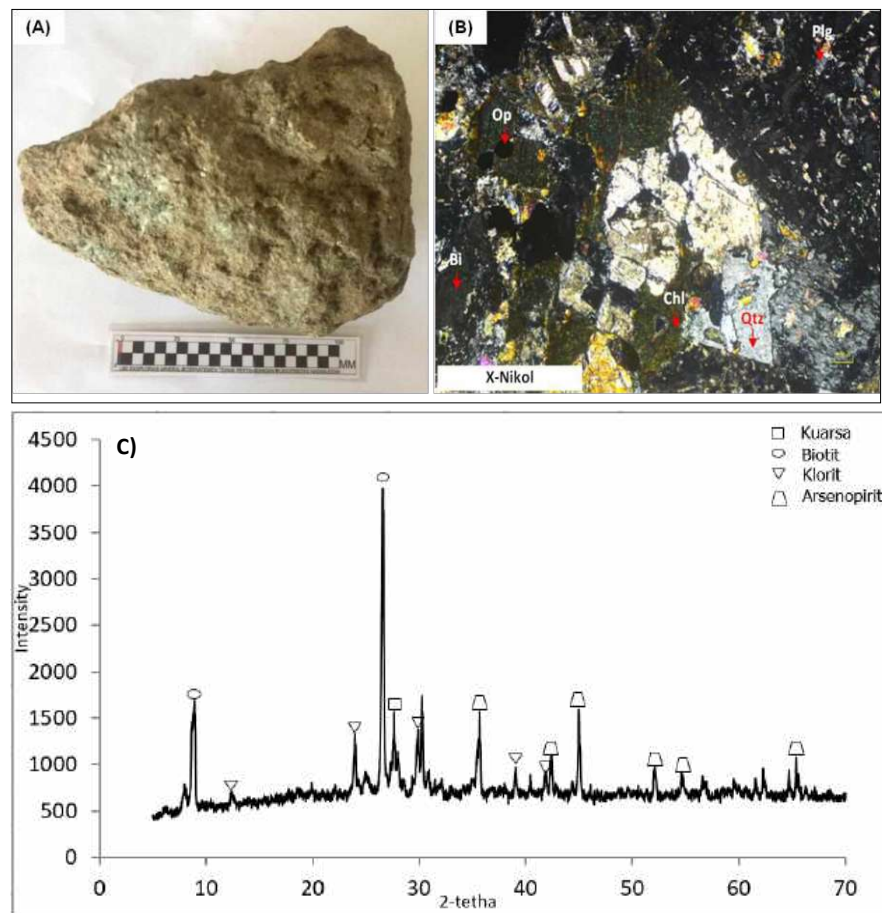




Gambar 4.16. Sampel *hand specimen* basal ST-1 (A), ST-2A (B), ST-2B (C). Kenampakan mikroskopis (petrografis) dan difraktogram XRD sampel tak teralterasi ST-1 (D,G), sampel teralterasi sedang ST-2A (E,H) dan sampel teralterasi kuat ST-2B (F,I). Keterangan: Chl (klorit), Ep (epidot), Bi (biotit), Plg (plagioklas), Qtz (kuarsa), Ol (olivin) dan Px (piroksin).



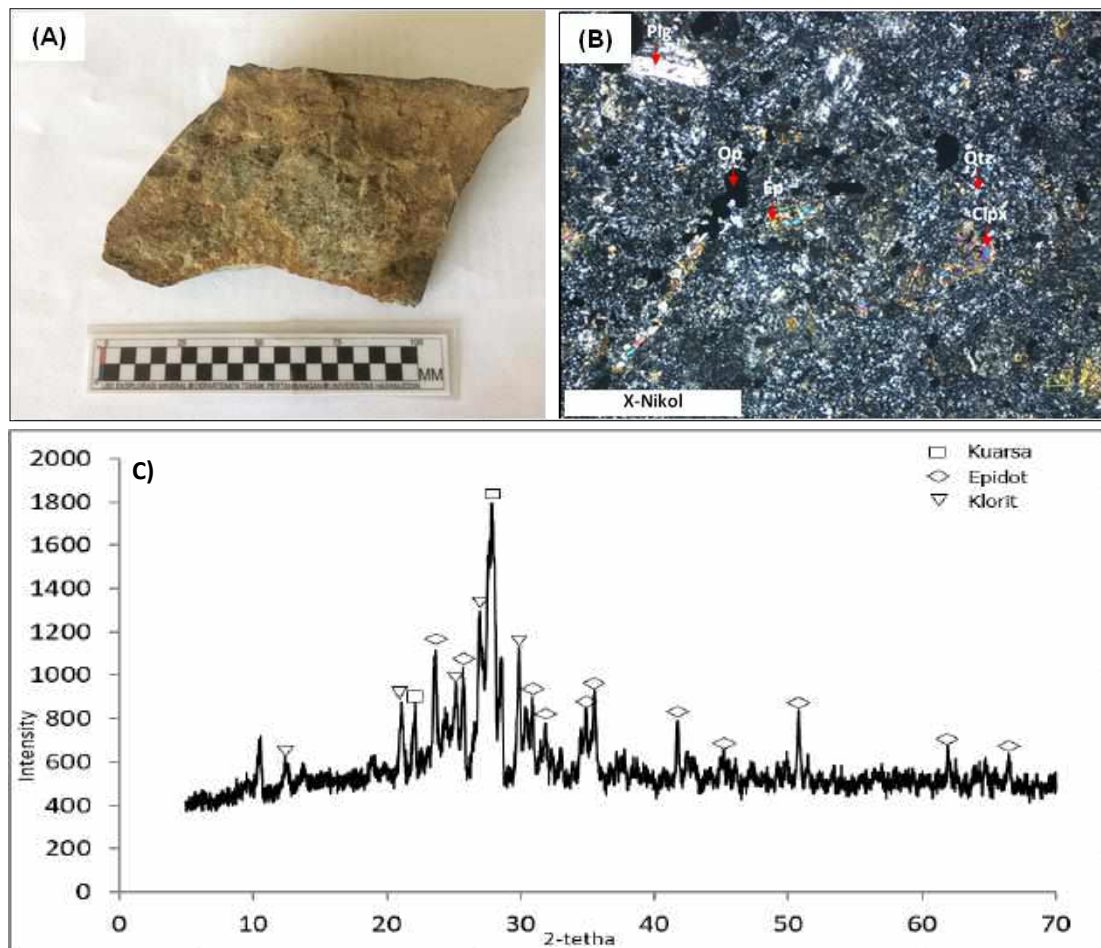
Sampel ST-3 diambil dari singkapan diorit teralterasi sebagian (*selective alteration*). Berdasarkan pengamatan secara makroskopis dapat diidentifikasi kehadiran mineral alterasi berupa plagioklas, biotit, klorit, kuarsa dan mineral sulfida berupa pirit (*disseminated*). Gambar 4.17.B kenampakan mikroskopis memperlihatkan kehadiran mineral plagioklas dengan relik yang mulai hancur dan kuarsa serta biotit dengan bentuk subhedral-anhedral. Kehadiran mineral alterasi berupa klorit sebagai indikasi kuat menggantikan mineral ferro-magnesian terutama biotit. Hasil analisis XRD memperlihatkan kehadiran mineral kuarsa, biotit dan klorit dan (Gambar 4.17.C)



Gambar 4.17. Sampel *hand specimen*, kenampakan mikroskopis (petrografis) dan difraktogram XRD Sampel diorit teralterasi lemah ST-3. Keterangan: Chl (klorit), Bi (biotit), Plg (plagioklas), Qtz (Kuarsa).



Singkapan pada stasiun 5 (ST-5) merupakan singkapan dengan litologi basal. Sampel tersebut merupakan sampel teralterasi sedang (*selective alteration*) yang diambil dari anak Sungai Ballasa'. Secara makroskopis sampel memiliki warna lapuk coklat, warna segar hitam kehijauan yang mengindikasikan kehadiran mineral klorit yang telah menggantikan mineral piroksin. Kehadiral mineral kuarsa, klorit dan epidot terlihat dari hasil analisis petrografi dan XRD (Gambar 4.18.B dan 4.18.C).



Gambar 4.18. Sampel *hand specimen*, kenampakan mikroskopis (petrografis) dan difraktogram XRD. Sampel basal teralterasi sedang ST-5. Keterangan: Chl (klorit), Plg (plagioklas), Op (opak), Ep (epidot), Clpx (klinopiroksen) dan Qtz (kuarsa).

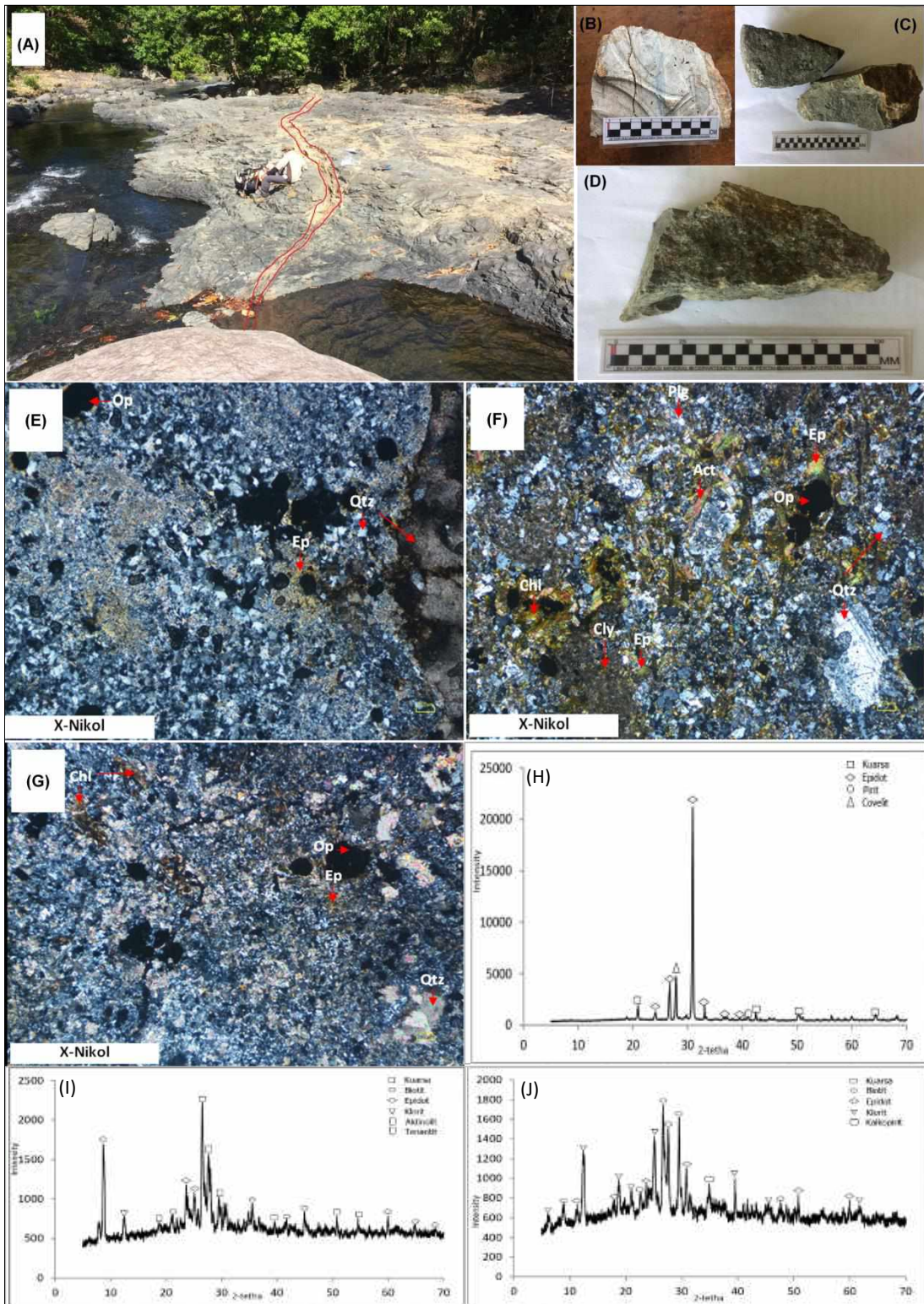


Singkapan pada stasiun 6 berupa basal sebagai *host rock* yang dipotong urat kuarsa dengan kedudukan $N65^{\circ} E 75^{\circ}$ (Gambar 4.19.A) memiliki ketebalan 30 cm. Urat kuarsa yang ditunjukkan Gambar 4.19.B memperlihatkan kenampakan tekstur *crustiform* serta butiran sulfida berupa pirit. Kenampakan makroskopis Gambar 4.19.B memperlihatkan bagian permukaan conto urat ST-6 (ST-6A) berwarna kecoklatan, hal tersebut dikarenakan intensitas oksidasi, dari kenampakan tersebut mengindikasikan mineral oksida-besi. Sedangkan Gambar 4.19.C (ST-6B), secara makroskopis memiliki warna hitam kehijauan yang mengindikasikan kehadiran mineral klorit yang menggantikan mineral-mineral ferro-magnesian terutama piroksin. Begitupun dengan kenampakan yang diperlihatkan Gambar 4.19.D (ST-6C) yang merupakan *host rock* berupa basal yang berwarna hitam kehijauan serta adanya gradasi warna kecoklatan dipermukaan sampel yang mengindikasikan kehadiran mineral klorit dan mineral oksida-besi.

Secara makroskopis, mikroskopis dan XRD urat kuarsa pada ST-6A, ST-6B dan ST-6C (Gambar 4.19) dapat diidentifikasi kehadiran mineral alterasi berupa kuarsa, epidot, klorit dan biotit. Sedangkan pada ST-6B dapat diidentifikasi kehadiran mineral amfibol sekunder berupa aktinolit berdasarkan kenampakan mikroskopis dan XRD (Gambar 4.19.F dan 4.19.I), yang terbentuk pada sistem hidrotermal pada temperatur $>200^{\circ}-300^{\circ}C$ (Browne, 1978; Corbett *and* Leach, 1997). Kehadiran mineral primer berupa piroksin tidak lagi dijumpai berdasarkan analisis petrografi hal tersebut dikarenakan

telah berubah menjadi mineral klorit maupun epidot. Analisis XRD memperlihatkan kehadiran mineral alterasi berupa kuarsa, biotit, klorit, epidot dan aktinolit (Gambar 4.19.H-I-J).





Gambar 4.19. Singkapan basal (*host rock*) yang dipotong urat kuarsa (garis merah) dengan kedudukan $N65^{\circ} E75$ (A), sampel *hand specimen* urat kuarsa dan *host rock* ST-6A (B), sampel *hand specimen* *host rock* (basal) ST-6B (C), sampel *hand specimen* *host rock* (basal) ST-6C (D), Kenampakan mikroskopis ST-6A (E), Kenampakan mikroskopis ST-6B (F), kenampakan mikroskopis ST-6C (G), difraktogram ST-6A (H), difraktogram ST-6B (I), dan difraktogram ST-6C (J). Keterangan: Chl (klorit), Plg (plagioklas), Op (opak), Ep (epidot), Act (aktinolit), Cly (klorit) dan Qtz (kuarsa).

PDF
Optimization Software:
www.balesio.com

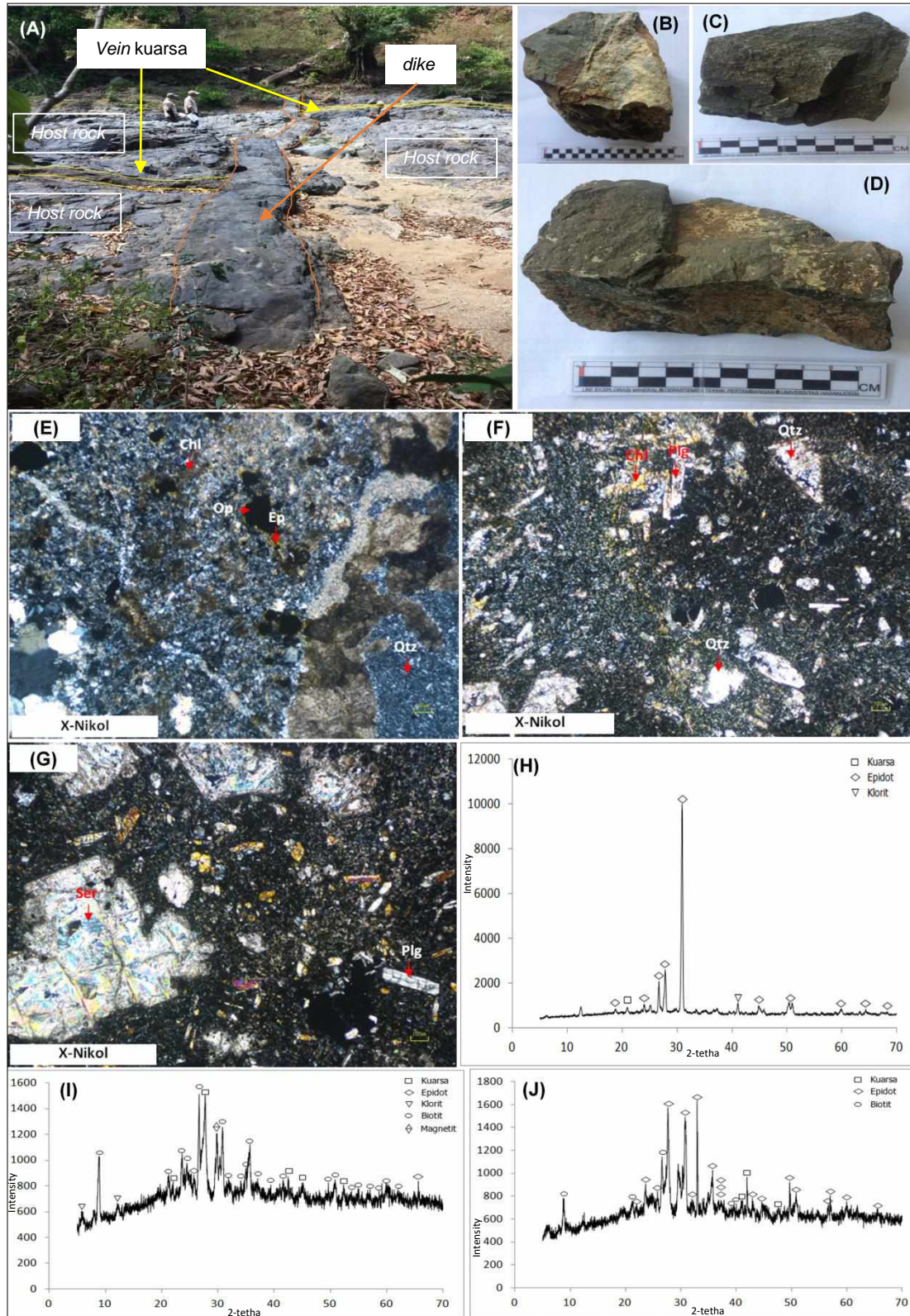
Gambar 4.20.A memperlihatkan kondisi singkapan basal sebagai *host rock*, yang terintrusi (dike) basal dengan struktur scoria (Gambar 4.20.C). Perbedaan dari segi warna dari keseluruhan sampel *hand specimen* yang teralterasi-sebagian (*selective alteration*) dan yang teralterasi-kuat (*pervasive altered*). Sampel basal yang teralterasi-sebagian umumnya berwarna hitam dan sedikit kehijauan, sedangkan basal yang teralterasi-kuat telah berubah warna menjadi hijau dengan sedikit merah kecoklatan dipermukaan, sebagai indikasi oksida besi. Warna hijau pada sampel mengindikasikan kehadiran mineral klorit yang merupakan ubahan mineral-mineral ferro-magnesian, terutama piroksin.

Pengamatan mikroskopis pada sampel basal teralterasi-sebagian menunjukkan bahwa mineral-mineral primernya masih dapat dikenali, seperti plagioklas dengan relik yang mulai rusak dan sedikit kuarsa dengan bentuk subhedral-anhedral, dimana piroksin umumnya berubah menjadi klorit dan epidot dan massa dasar berumah menjadi serisit (Gambar 4.20.G). sedangkan pada sampel basal teralterasi-kuat umumnya telah dinominasi oleh mineral alterasi klorit dan kuarsa (*veinlet*) (Gambar 4.20.E) dengan sisa-sisa (relik) fenokris kuarsa primer yang anhedral. Fenokris piroksin sudah tidak dijumpai lagi karena sudah berubah secara keseluruhan menjadi klorit (Gambar 4.20.E).

Hasil analisis XRD ketiga memperlihatkan kehadiran mineral-mineral alterasi berupa kuarsa, klorit, epidot dan biotit hal ini menjadi korelasi positif

hasil analisis petrografi, sedangkan kehadiran mineral klorit tidak berdasarkan analisis XRD (Gambar 4.20.C).





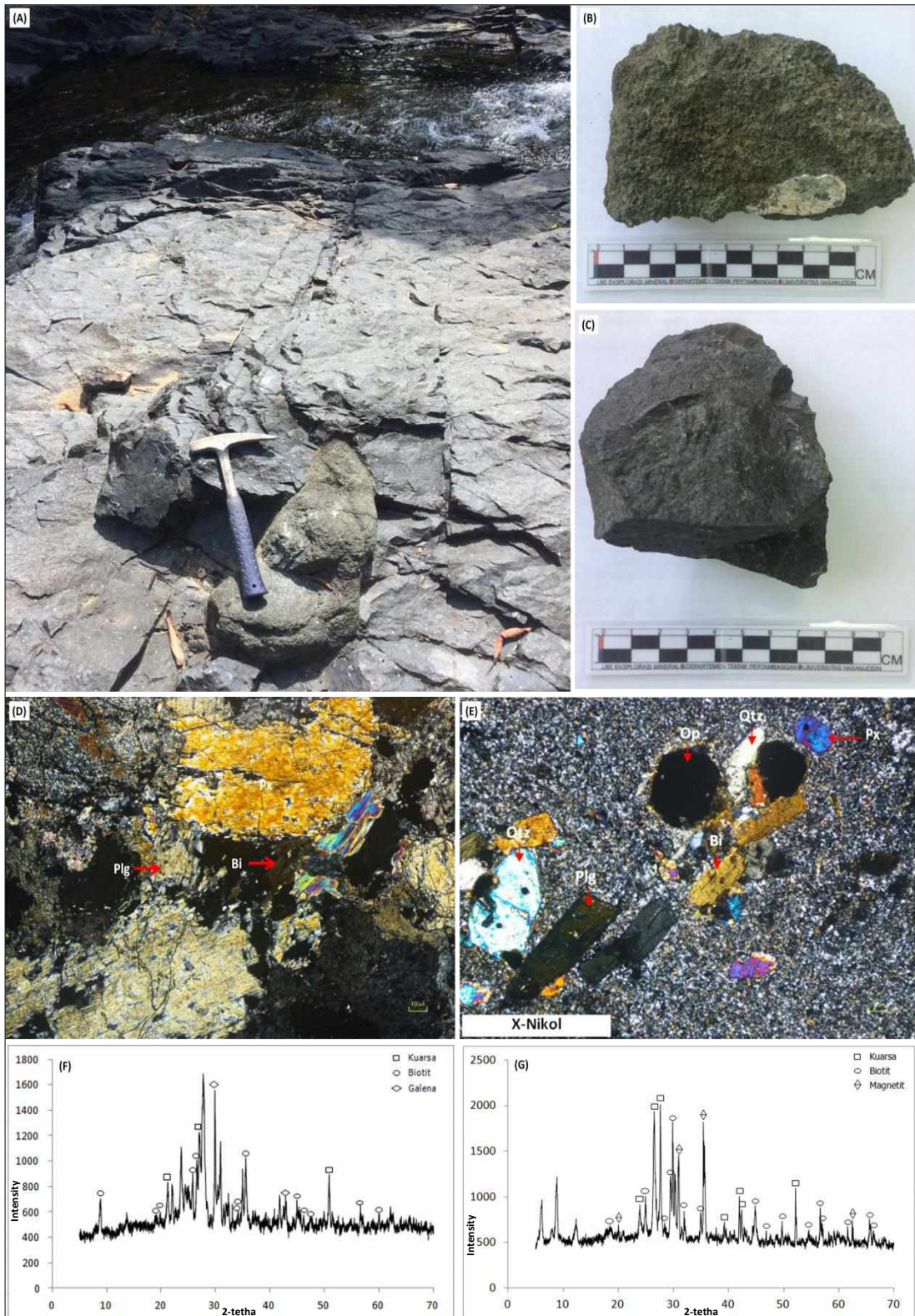
4.20. Singkapan basal (*host rock*) yang terintrusi (*dike*) basal scoria (A), *hand specimen* urat kuarsa dan *host rock* (basal) ST-7A (B), *hand specimen* *host rock* (basal) ST-7B (C), sampel *hand specimen* *host rock* (basal) ST-7C (D), kenampakan mikroskopis ST-7A (E), kenampakan mikroskopis ST-7B (F), kenampakan mikroskopis ST-7C (G), difraktogram ST-7A (H), difraktogram ST-7B (I), difraktogram ST-7C (J). Keterangan: Chl (klorit), Plg (plagioklas), Op (opak), Ep (epidot), Ser (serisit), Bi (biotit) dan Qtz (kuarsa).

Gambar 4.21.A merupakan singkapan basal yang terintrusi oleh batuan plutonik berupa gabro, singkapan tersebut berada di sungai Ballasa'. Secara makroskopis sampel *hand specimen* (Gambar 4.21.B) gabro memiliki warna segar hitam kehijauan tektur holokristalin terlihat kehadiran piroksin, plagioklas dan kuarsa. Sedangkan singkapan basal secara makroskopis (Gambar 4.21.C) memiliki warna lapuk coklat, warna segar hitam kehijauan, hipokristalin, faneritik terlihat kehadiran mineral piroksin, plagioklas dan kuarsa. Kenampakan mikroskopis ST-8A (Gambar 4.21.D) dijumpai kehadiran mineral biotit, plagioklas dan piroksin dengan bentuk subhedral-anhedral. Kehadiran piroksen, plagioklas dan biotit memiliki relik yang sudah mulai rusak. Kehadiran mineral piroksin, plagioklas, kuarsa, dan biotit pada ST-8B juga terlihat pada pengamatan secara mikroskopis. Kenampakan dari keseluruhan mineral tersebut memiliki bentuk euhedral-anhedral (Gambar 4.21.E).

Hasil analisis difraktogram XRD pada sampel ST-8A (Gambar 4.21.F) dapat dideterminasi kehadiran mineral kuarsa dan biotit, sedangkan kehadiran mineral plagioklas dan piroksin yang dijumpai secara mikroskopis tidak dijumpai dari hasil analisis difraktogram XRD. Pada difraktogram XRD ST-8B (Gambar 4.21.G) kehadiran mineral kuarsa dan biotit dapat terlihat, berbeda halnya dengan kehadiran mineral piroksin dan plagioklas pada kenampakan mikroskopis (Gambar 3.21.E) dijumpai kehadiran mineral tersebut. Akan tetapi, tidak dijumpai dari hasil analisis difraktogram XRD (Gambar 4.21.G), sedangkan kehadiran mineral oksida besi berupa magnetit pada difraktogram

yang mengindikasikan magnetit menggantikan mineral-mineral ferroan, terutama piroksin dan olivin.





4.21. Singkapan basal terintrusi (gabro) pada stasiun ST-8 (A), sampel *hand specimen* gabro pada ST-8A (B), sampel *hand specimen* basal pada ST-8B (C). Kenampakan Mikroskopis (petrografis) ST-8A (D), kenampakan mikroskopis ST-8B (E). Difraktogram ST-8A (F) dan ST-8B (G). Keterangan: Bi (biotit), Qtz (kuarsa), Op (opak) dan Plg (plagioklas).

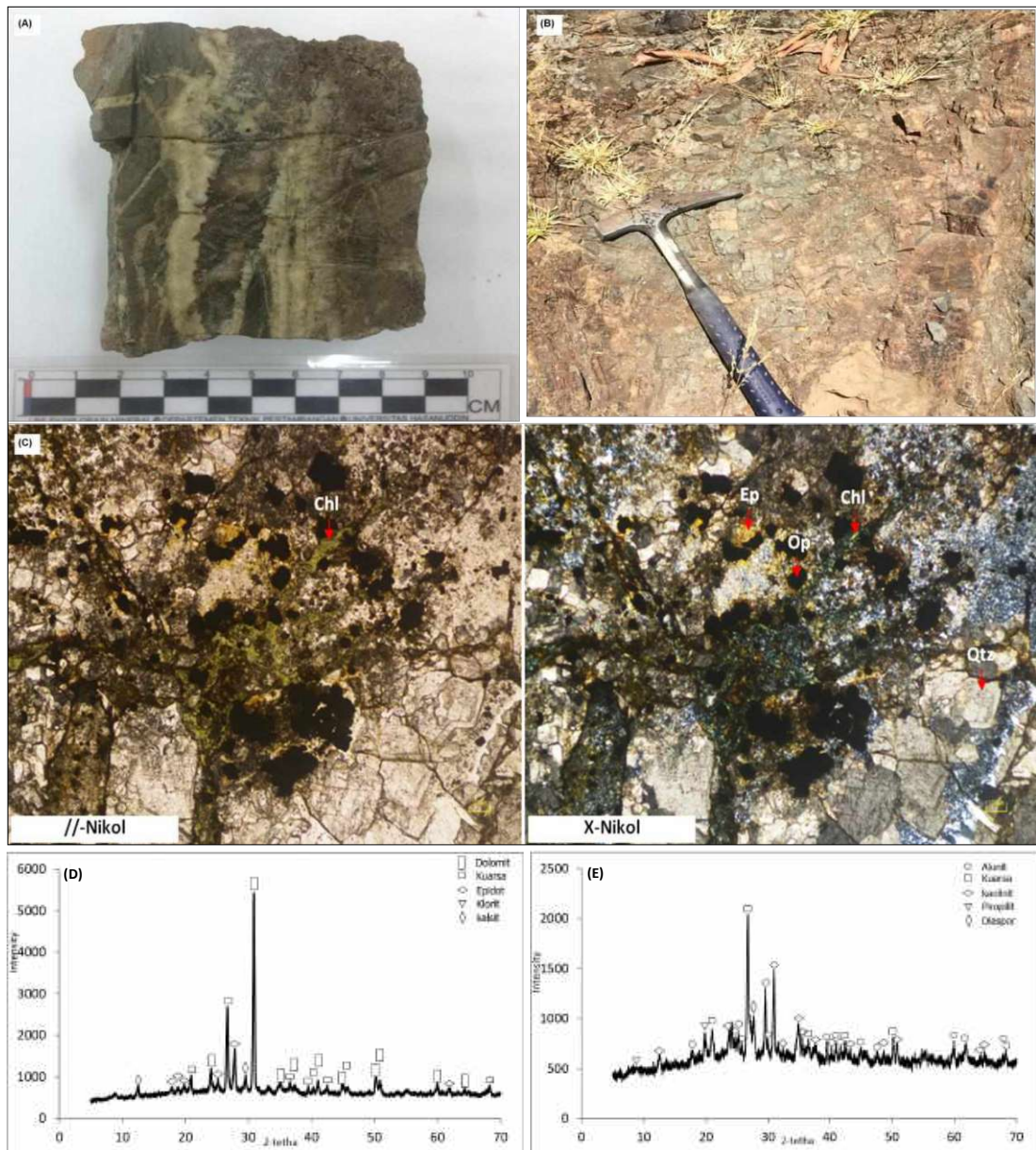


Singkapan pada stasiun 9 memiliki litologi yang sama pada stasiun 6 dan stasiun 7 yakni basal sebagai *host rock*. Basal sebagai *host rock* yang dipotong oleh urat kuarsa dengan kedudukan N 268°E/82° memiliki ketebalan 26 cm. Secara makroskopis basal yang teralterasi-sebagian (*selective alteration*) umumnya berwarna hitam dan sedikit kehijauan. Sedangkan basal yang teralterasi-kuat (*pervasive alteration*) telah berubah warna menjadi hijau dengan sedikit merah kecoklatan dipermukaan, sebagai indikasi oksida besi (Gambar 4.22.B) yang menggantikan mineral-mineral ferro-magnesian (piroksin dan olivin). Warna hijau pada singkapan mengindikasikan kehadiran mineral klorit yang merupakan ubahan mineral-mineral ferro-magnesian, terutama piroksin.

Mineral alterasi yang dapat dideterminasi di stasiun 9A (ST-9A) melalui pengamatan petrografi dan XRD berupa klorit, epidot, kuarsa, kalsit, dolomit (Gambar 4.22.A dan 4.22.C), kehadiran mineral klorit pada ST-9A sebagai indikasi kuat telah menggantikan mineral ferro-magnesian terutama piroksin (Gambar 4.22.C). Sedangkan pada stasiun 9C (ST-9C) yang merupakan singkapan lempung indikasi alterasi argilik, dapat dilihat kehadiran mineral alterasi berdasarkan difraktogram analisis XRD berupa kuarsa, alunit, kaolinit, piropilit dan diaspor (Gambar 4.22.B dan 4.22.D). Berdasarkan klasifikasi zona alterasi (Corbett *and* Leach, 1997) berdasarkan mineral *assemblage* dengan kehadiran alunit, kaolinit, piropilit dan diaspor, maka zona ini termasuk zona argilik lanjut dan berdasarkan tabel temperatur pembentukan

(White *and* Hedenquist, 1995), maka zona ini terbentuk pada suhu 0°C dan pH fluida asam.





Gambar 4.22. Sampel *hand specimen* teralterasi kuat (A), singkapan lempung indikasi alterasi argilik (B). Kenampakan mikroskopis (petrografis) ST-9A (C), difragtogram ST-9A dan ST-9C sampel lempung indikasi argilik lanjut ST-9C (D). Keterangan: Chl (klorit), Ep (epidot), Op (opak) dan Qtz (kuarsa).

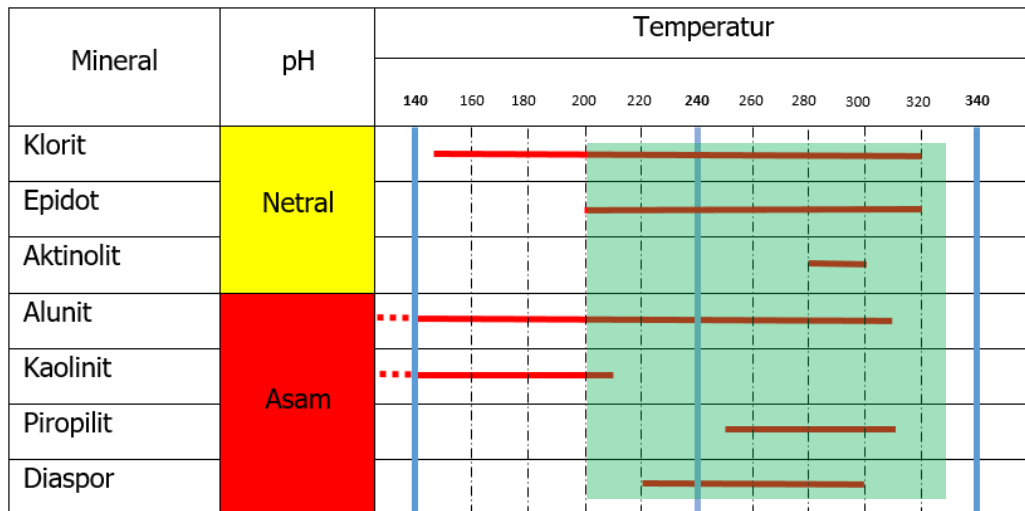
4.3.2 Estimasi Temperatur Pembentukan Mineralisasi dan pH Fluida

Hidrotermal

Estimasi temperatur pembentukan mineralisasi dan pH fluida hidrotermal dilakukan dengan cara membandingkan himpunan mineral alterasi di Daerah Cindakko dengan tabel stabilitas mineral-mineral alterasi hidrotermal yang dibuat oleh Hedenquist *et al.* (2000) (Gambar 4.23). Mineral alterasi hidrotermal yang digunakan untuk mengestimasi temperatur dan pH hanya mineral dengan temperatur pembentukan yang sensitif (*range* temperatur pembentukan yang relatif pendek).

Himpunan mineral alterasi hidrotermal di Daerah Cindakko dapat dilihat pada tabel 4.2. Di antara mineral-mineral tersebut, mineral yang digunakan untuk mengestimasi temperatur pembentukan mineralisasi dan pH fluida hidrotermal di daerah penelitian yaitu klorit, epidot, aktinolit, alunit, kaolinit, piropilit dan diaspor. Mineral-mineral tersebut dipilih karena memiliki temperatur pembentukan yang sensitif. Klorit terbentuk pada kisaran temperatur 145°-320°C (Hedenquist *et al.*, 2000), epidot pada temperatur 200°-320°C (Hedenquist *et al.*, 2000), aktinolit pada temperatur 280°-300°C (Browne, 1978; Corbett *and* Leach, 1997), alunit pada temperatur 100°-310°C (Hedenquist *et al.*, 2000), kaolinit pada temperatur 100°-210°C (Hedenquist *et al.*, 2000), piropilit pada temperatur 250°-310°C (Hedenquist *et al.*, 2000) dan diaspor pada temperatur 220°-300°C (Hedenquist *et al.*, 2000).





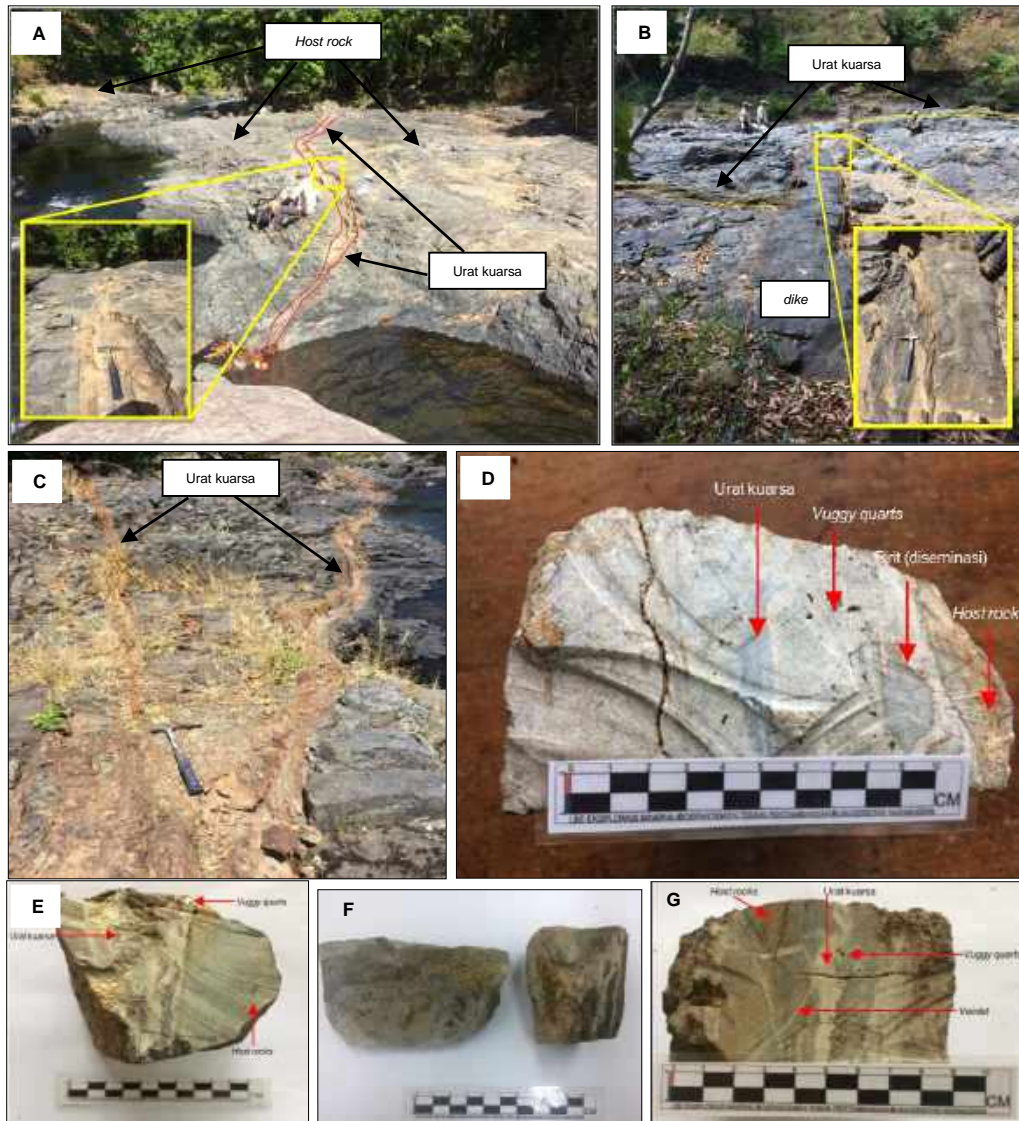
Gambar 4.23 Estimasi temperatur pembentukan mineralisasi di Daerah Cindakko

Hasil estimasi temperatur pembentukan mineralisasi dan pH fluida hidrotermal menunjukkan bahwa mineralisasi di Daerah Cindakko terbentuk pada kisaran temperatur sekitar 200°-330°C dengan pH fluida hidrotermal asam sampai netral. Tingkat keasaman (pH) ini ditentukan berdasarkan kehadiran alunit, kaolinit, piropilit, diaspor yang dijumpai di daerah penelitian pada ST-9, dimana keempat mineral tersebut dalam tabel stabilitas mineral alterasi hidrotermal yang dibuat oleh Hedenquist *et al.* (2000) masuk ke dalam kelompok mineral yang memiliki pH asam (*acidic*).

4.4 Mineralisasi Daerah Cindakko

Mineralisasi di daerah Cindakko umumnya terbentuk berupa tipe urat kuarsa memiliki ketebalan 26-30 cm, yang juga dijumpai tipe tersebar (*disseminated*), dan *vuggy kuarsa* serta *veinlet* (Gambar 4.24).





Gambar 4.24. Singkapan urat kuarsa (*crustiform*) di ST-6 (A), singkapan *host rock* (basal) yang terintrusi oleh dike (basal scoria) di ST-7 (B), singkapan urat kuarsa pada ST-9 (C), sampel *hand specimen* urat kuarsa (*crustiform*) dan mineralisasi ST-6 (D), sampel *hand specimen* urat kuarsa dan tipe *disseminated* pada *host rock* teralterasi sedang di ST-7 (E), sampel urat kuarsa yang terdapat taktur urat *cockade* di ST-7 (F), dan sampel *hand specimen* urat kuarsa dengan taktur *vuggy* kuarsa serta *veinlet* pada ST-9 (G)

Mineral-mineral sulfida mengelompok dan terdiseminasi secara spasial sangat rapat. Mineral bijih yang dapat diidentifikasi secara makroskopis

terdapat pada ST-06 dan ST-07. Tipe urat kuarsa pada ST-06 disertai taktur *vuggy* kuarsa begitupun pada ST-07 dan ST-9 secara

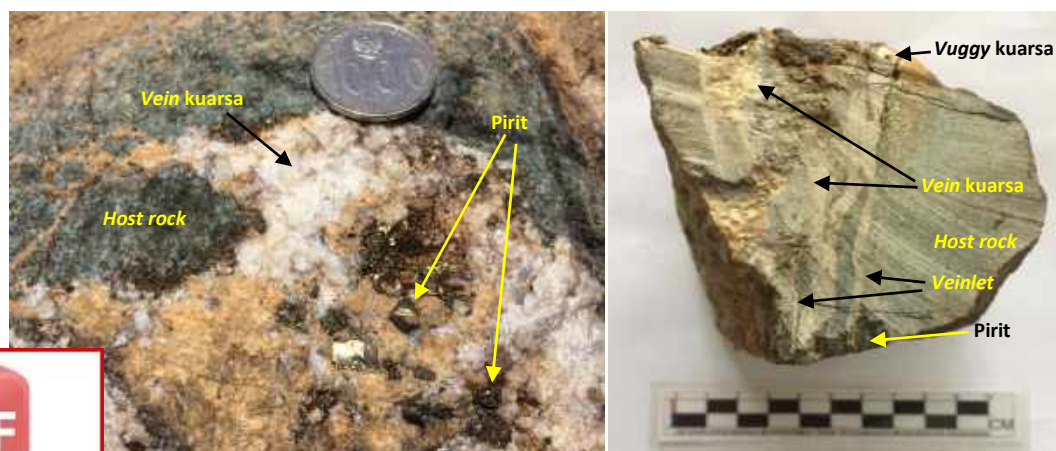


makroskopis dapat diidentifikasi terktur *vuggy kuarsa* serta tipe *disseminated* secara rapat (**Gambar 4.24**).

4.4.1. Mineralogi Bijih dan Paragenesis

Himpunan mineral bijih yang terdapat di Daerah Cindakko termasuk ke dalam kelompok mineral sulfida. Identifikasi mineral bijih didasarkan pada pengamatan makroskopis, mikroskopis (mineragrafi) dan analisis XRD. Himpunan mineral bijih di Daerah Cindakko dijumpai pada Stasiun 2 (ST-2B), Stasiun 6 (ST-6A dan ST-6B), Stasiun 7 (ST-7A) dan Stasiun 9 (ST-9A).

Secara makroskopis, terdapat 2 (dua) jenis mineral bijih yang dijumpai di Daerah Cindakko yaitu mineral bijih hipogen (primer) dan supergen (sekunder) yang merupakan hasil pengkayaan mineral primer. Mineral bijih hipogen yang dapat teramati secara makroskopis adalah pirit (FeS_2), sedangkan untuk mineral supergen teramati berdasarkan pengamatan mikroskopis (mineragrafi) berupa kovelit (CuS). Kovelit (CuS) merupakan mineral tembaga sekunder yang hadir di Daerah Cindakko yang terbentuk dari hasil proses pelapukan mineral bijih tembaga hipogen dalam hal ini kalkopirit pada zona oksidasi yang umumnya terjadi di permukaan (Komov *et al.*, 1994).

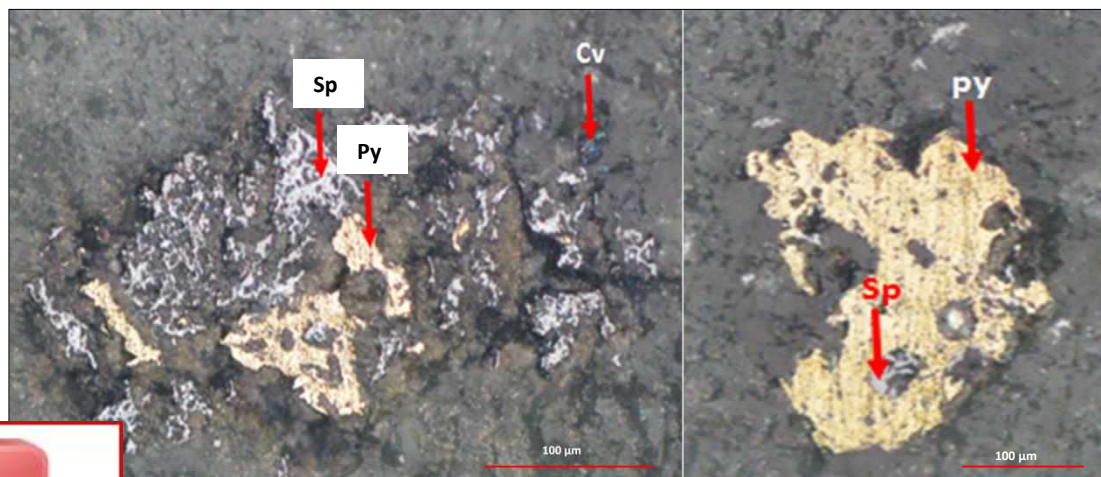


Gambar 4.25 Kenampakan makroskopis pirit pada *host rock* basal.



Gambar 4.26 memperlihatkan kenampakan mikroskopis sayatan poles ST-2B. Secara umum pirit dijumpai berukuran 0,1-0,3 mm, berwarna putih kekuningan (kuning pucat), kubik, *euهدral-anهدral*, anisotropik. Keterdapatan bijih seng Daerah Cindakko dijumpai dalam bentuk mineral sfalerit (ZnS) dengan ciri fisik yang teramati secara mikroskopis memiliki warna abu-abu, bentuk *subهدral-anهدral*, bersifat anisotropik dan tidak memiliki pleokroisme. Sedangkan kovelit sebagai mineral bijih supergen dengan ciri-ciri fisik memiliki warna biru, bentuk *subهدral-anهدral*, dan tidak memiliki pleokroisme.

Pirit yang di-*replace* oleh sfalerit dan sfalerit di-*replace* kovelit. Indikasi *replacement* (penggantian) mineral tersebut terutama dicirikan dari kenampakan batas antar mineral yang menjadi tidak teratur (*irregular*). Berdasarkan tekstur *replecement* ini maka urutan pembentukan (paragenesis) mineral pirit terbentuk lebih dahulu kemudian sfalerit dan kovelit sebagai mineral bijih supergen dari hasil intensifnya proses pelapukan (Komov *et al.*, 1994) (Tabel 4.3).



4.26. Kenampakan mikroskopis ST-2B pada *host rock* basal. Keterangan: Py (pirit), Sp (sfalerit) dan Cv (kovelit).



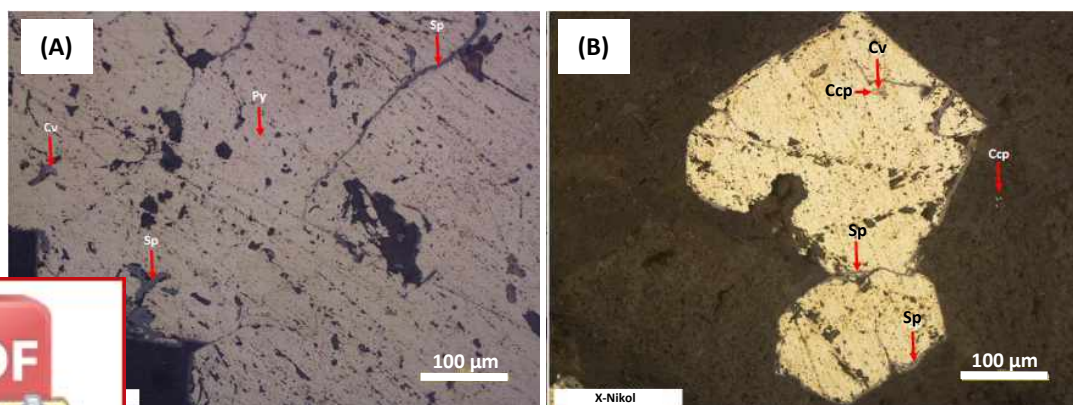
Tabel 4.3 Paragenesis mineral bijih ST-2A.

Mineral	Hipogen	Supergen
Pirit	————	
Sfalerit	————	
Kovelit		- . - .

Keterangan: tebal garis menunjukkan kelimpahan mineral dan garis putus-putus menunjukkan ketidakpastian dalam penentuan urutan paragenesis karena kurangnya hubungan tekstur yang jelas.

Kenampakan mikroskopis ST-6A (Gambar 4.27) dijumpai kehadiran mineral pirit, kalkopirit, sfalerit dan kovelit. Keterdapatn kalkopirit memiliki ciri-ciri fisik dengan warna kuning cerah, bentuk *anhedral*, bersifat anisotropik, tidak memiliki pleokroisme dengan ukuran mineral 0.05 mm. Secara umum mineral hipogen berupa sfalerit hadir dalam bentuk tekstur *open-space filling* terhadap pirit, dimana sfalerit memiliki ciri-ciri fisik dengan warna abu-abu, bentuk *subhedral-anhedral*, bersifat anisotropik, tidak memiliki pleokroisme dengan ukuran 0.02-0.05 mm.

Kehadiran sfalerit yang sebagian memiliki tekstur *open-space filling* terhadap pirit dan sebagian *me-replace* pirit, sedangkan kehadiran kovelit sebagai mineral supergen *me-replace* pirit (Gambar 4.27.A) dan *me-replace* kalkopirit (Gambar 4.27.B).



4.27. Kenampakan mikroskopis ST-6A pada *host rock* basal. Keterangan: Py (pirit), Sp (sfalerit) dan Cv (kovelit).



Berdasarkan tekstur bijih yang diidentifikasi melalui observasi mikroskopis sampel ST-6A terdiri dari tekstur *replacement* dan *open-space filling*. Berdasarkan tektur tersebut maka dapat diketahui urutan-urutan pembentukan (paragenesis) mineral pirit yang terbentuk pada tahap pertama kemudian kalkopirit, sfalerit dan kovelit. Dimana kalkopirit (Gambar 4.27.B) yang mengalami pelapukan secara perlahan mulai kehilangan unsur Fe sehingga tersisa unsur Cu dan S, akibatnya pada tepi luar kalkopirit berubah menjadi kovelit (Craig and Vaughan, 1994). Berdasarkan tekstur *replacement* ini, maka kovelit dapat dikatakan terbentuk pada tahap akhir (Tabel 4.4).

Tabel 4.4 Paragenesis mineral bijih ST-6A.

Mineral	Hipogen	Supergen
Pirit	————	
Kalkopirit	————	
Sfalerit	————	
Kovelit		— . — .

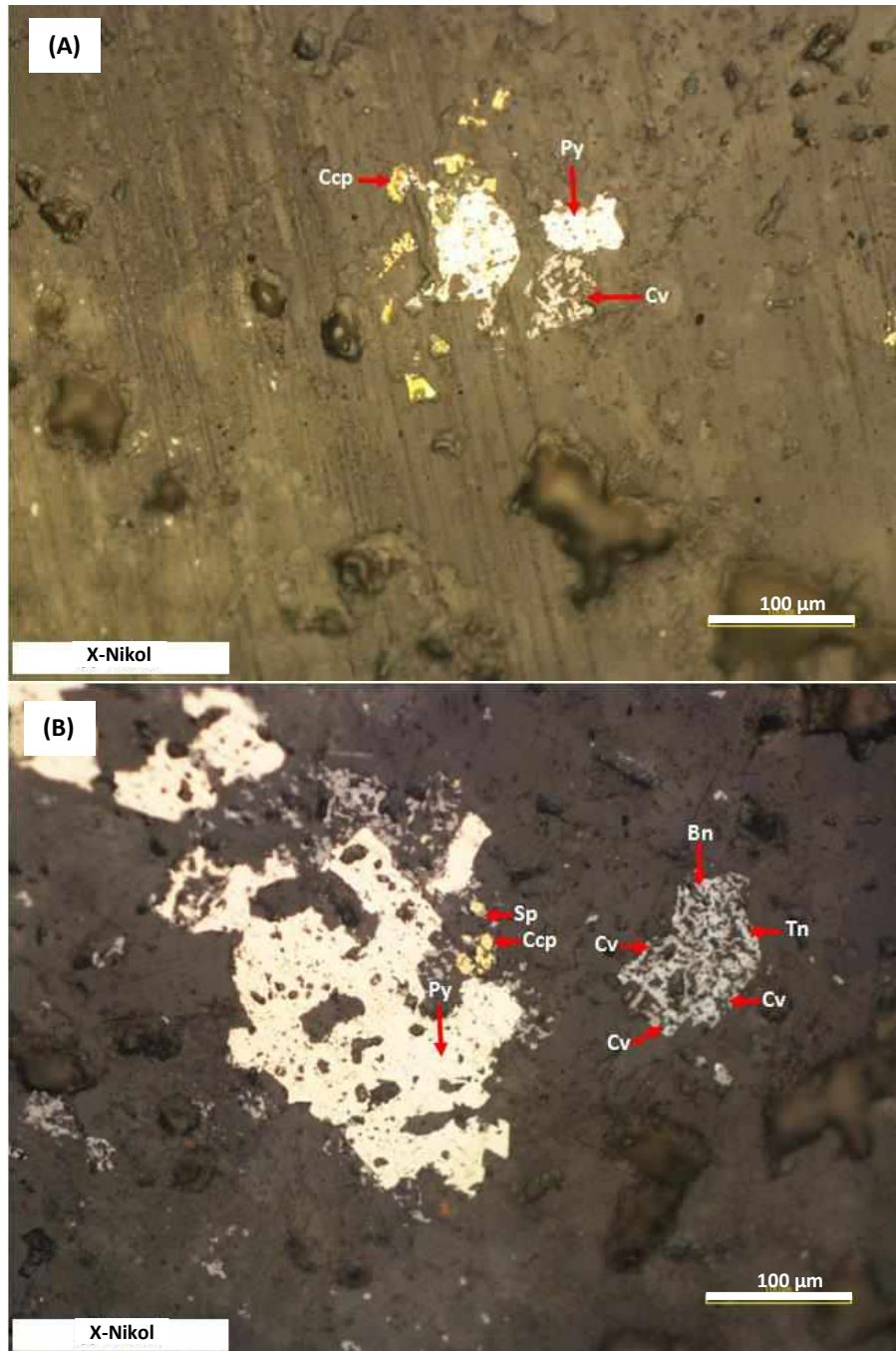
Keterangan: tebal garis menunjukkan kelimpahan mineral dan garis putus-putus menunjukkan ketidakpastian dalam penentuan urutan paragenesis karena kurangnya hubungan tekstur yang jelas.

Gambar 4.28 memperlihatkan kenampakan mikroskopis sampel sayatan poles ST-6B. Kehadiran kalkopirit dijumpai berdasarkan kenampakan atau ciri-ciri fisik yang dimiliki dengan warna kuning cerah, bentuk *anhedral*, tidak ada pleokroisme dengan ukuran mineral 0.05 mm. Begitupun dengan kehadiran pirit memiliki warna putih kekuningan (kuning pucat), bentuk *subhedral-anhedral*, tidak memiliki pleokroisme dengan ukuran mineral 0.1-

Mineral bijih hipogen berupa sfalerit memiliki warna abu-abu, bentuk *al-anhedral*, tidak memiliki pleokroisme dengan ukuran mineral 0.02-
n. Secara umum sfalerit me-*replace* pirit (Gambar 4.28.B). mineral



hipogen berikutnya yakni bornit dan tenantit, dimana bornit me-*replace* tenantit, hal tersebut terlihat berdasarkan kenampakan mikroskopis (Gambar 4.28.B).



Gambar 4.28. Kenampakan mikroskopis ST-6B pada *host rock* basal. Keterangan: Py (pirit), Ccp (kalkopirit), Sp (sfalerit), Cv (kovelit), Bn (bornit) dan Tn (tenantit).



Kehadiran mineral bijih supergen berupa kovelit (Gambar 4.28.A) yang memperlihatkan tekstur *replacement* terhadap kalkopirit. Sedangkan pada Gambar 4.28.B dijumpai kovelit *me-replace* bornit.

Berdasarkan tekstur bijih yang diidentifikasi melalui observasi mikroskopis sampel ST-6B hanya dijumpai tekstur *replacement*. Berdasarkan tekstur tersebut maka dapat diketahui urutan-urutan pembentukan (paragenesis) mineral pirit yang terbentuk pada tahap pertama kemudian kalkopirit, sfalerit, bornit, tenantit dan kovelit. Dimana kalkopirit (Gambar 4.28.B) yang mengalami pelapukan secara perlahan mulai kehilangan unsur Fe sehingga tersisa unsur Cu dan S, akibatnya pada tepi luar kalkopirit berubah menjadi kovelit (Craig *and* Vaughan, 1994). Berdasarkan tekstur *replacement* ini, maka kovelit dapat dikatakan terbentuk pada tahap akhir (Tabel 4.5).

Tabel 4.5 Paragenesis mineral bijih ST-6B.

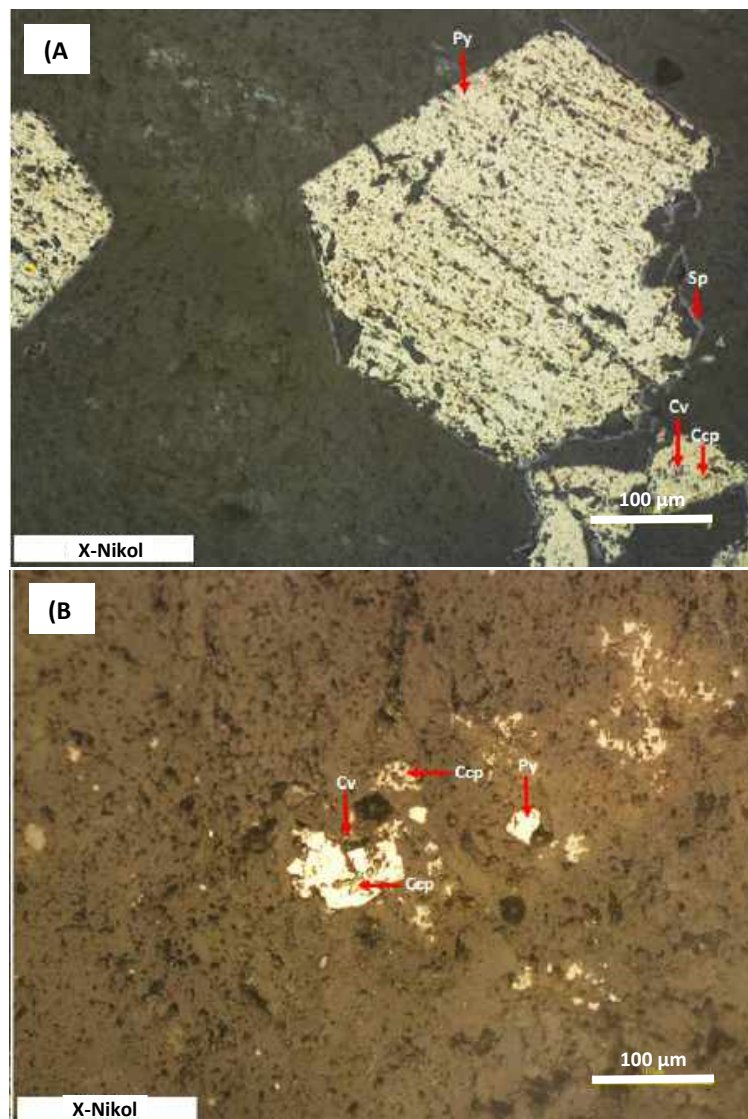
Mineral	Hipogen	Supergen
Pirit	————	
Kalkopirit	————	
Sfalerit	————	
Bornit	————	
Tenantit	————	
Kovelit		— . — .

Keterangan: tebal garis menunjukkan kelimpahan mineral dan garis putus-putus menunjukkan ketidakpastian dalam penentuan urutan paragenesis karena kurangnya hubungan tekstur yang jelas.



Gambar 4.29 memperlihatkan kenampakan mikroskopis sampel sayatan ST-7A. Berdasarkan kenampakan tersebut dijumpai kehadiran mineral

bijih hipogen berupa pirit, kalkopirit dan sfalerit. Sedangkan kovelit hadir sebagai mineral bijih supergen. Kehadiran pirit dan kalkopirit memiliki ciri-ciri fisik yang sama dengan sampel sayatan poles ST-6B. Sfalerit sebagai mineral bijih hipogen dengan ciri-ciri fisik abu-abu, bentuk *subhedral-anhedral*, anisotropik, tidak memiliki pleokroisme dengan ukuran mineral 0.05 mm, yang memperlihatkan tekstur *open-space filling* terhadap pirit (Gambar 4.29.A), dimana sfalerit yang mengisi rekahan (yang terbentuk akibat struktur) pada mineral pirit.



Gambar 4.29. Kenampakan mikroskopis ST-7A pada *host rock* basal. Keterangan: Py (pirit), Ccp (kalkopirit), Sp (sfalerit) dan Cv (kovelit).



Sedangkan kehadiran kovelit sebagai mineral bijih supergen terlihat menggantikan (*replacement*) kalkopirit, yang sebelumnya kalkopirit me-*replace* pirit (Gambar 4.29.A). Kehadiran kalkopirit dalam bentuk inklusi teramati pada mineral pirit (tekstur *exolution*) seperti yang terlihat pada Gambar 4.29.B. Tektur tersebut mengimplikasikan dua kondisi genetik, yaitu inklusi butiran mineral terperangkap selama berlangsungnya pertumbuhan mineral induk atau beberapa sisa mineral yang telah terbentuk terlebih dahulu kemudian digantikan oleh mineral induk. Gambar 4.29.B juga memperlihatkan kehadiran mineral supergen kovelit menggantikan (*replacement*) kalkopirit, indikasi *replacement* tersebut dicirikan dengan kenampakan batas antar mineral yang tidak beraturan (*irregular*).

Berdasarkan tekstur bijih yang diidentifikasi melalui observasi mikroskopis sampel ST-7A dijumpai tekstur *replacement*, *open-space filling* dan *exolution*. Berdasarkan tektur tersebut maka dapat diketahui urutan-urutan pembentukan (paragenesis) mineral pirit yang terbentuk pada tahap pertama kemudian sfalerit, kalkopirit dan kovelit. Dimana kalkopirit (Gambar 4.29.A) yang mengalami pelapukan secara perlahan mulai kehilangan unsur Fe sehingga tersisa unsur Cu dan S, akibatnya pada tepi luar kalkopirit berubah menjadi kovelit (Craig and Vaughan, 1994). Sedangkan pada Gambar 4.29.B kalkopirit dan pirit terbentuk bersamaan hal tersebut didasarkan pada tekstur *exolution* yang dijumpai. Berdasarkan tekstur *replacement*, *open-space filling* dan *exolution* dapat diketahui urutan-urutan pembentukan

nesis) mineral bijih hipogen maupun supergen dapat dilihat pada

6.



Tabel 4.6 Paragenesis mineral bijih ST-7A

Mineral	Hipogen	Supergen
Pirit	————	
Kalkopirit	————	
Sfalerit	————	
Kovelit		— . — .

Keterangan: tebal garis menunjukkan kelimpahan mineral dan garis putus-putus menunjukkan ketidakpastian dalam penentuan urutan paragenesis karena kurangnya hubungan tekstur yang jelas.

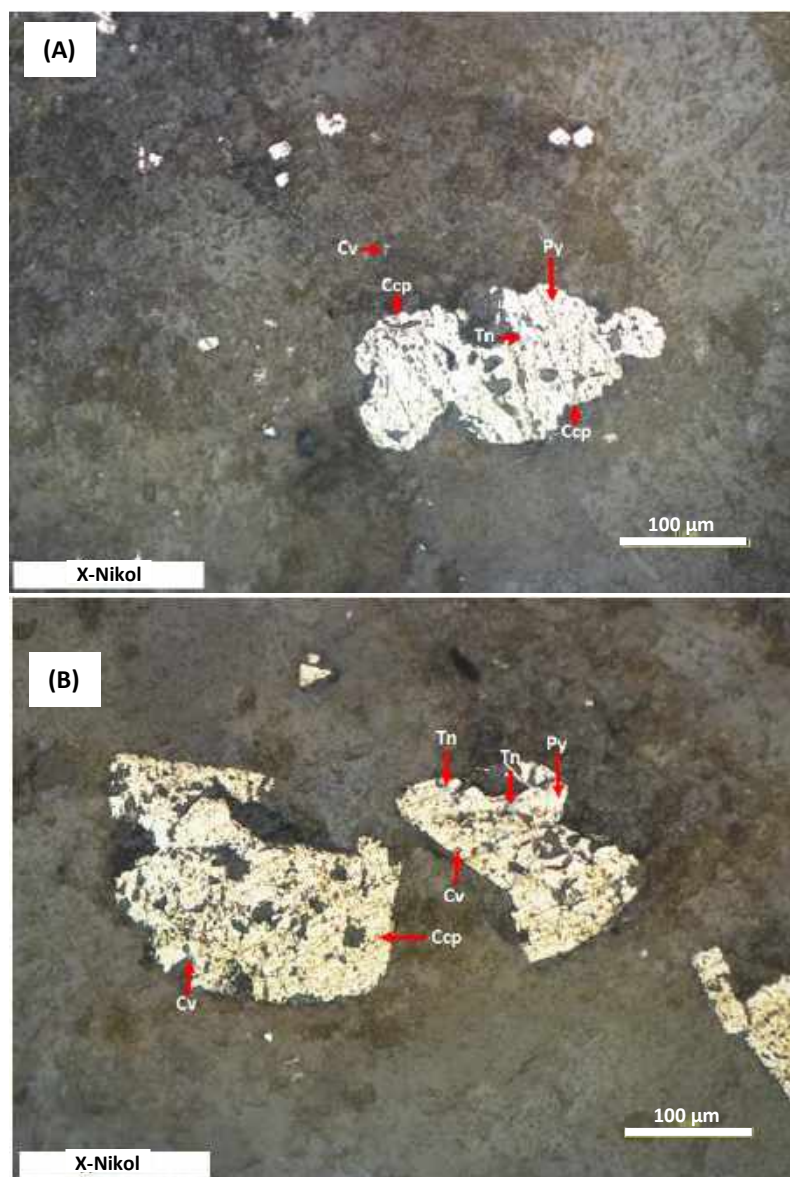
Kenampakan mikroskopis sampel sayatan poles ST-9A memperlihatkan kehadiran mineral bijih hipogen berupa pirit, kalkopirit dan tenantit, sedangkan kovelit dijumpai sebagai mineral bijih supergen (Gambar 4.30). Secara mikroskopis kehadiran pirit dan kalkopirit memiliki ciri-ciri fisik yang sama dengan sampel sayatan poles ST-7A. Gambar 4.29 memperlihatkan kehadiran tenantit sebagai mineral bijih hipogen dengan ciri-ciri fisik warna putih keabu-abuan, bentuk *subhedral-anhedral*, anisotropik, tidak memiliki pleokroisme dengan ukuran mineral 0.025 mm.

Berdasarkan tekstur bijih yang diidentifikasi melalui observasi mikroskopis sampel ST-9A dijumpai tekstur *replacement*, *open-space filling* dan *intergrowth*. Berdasarkan tektur tersebut maka dapat diketahui urutan-urutan pembentukan (paragenesis) mineral pirit yang terbentuk pada tahap pertama kemudian kalkopirit, tenantit dan kovelit. Dimana kalkopirit (Gambar 4.30.A) yang mengalami pelapukan secara perlahan mulai kehilangan unsur

hingga tersisa unsur Cu dan S, akibatnya pada tepi luar kalkopirit menjadi kovelit (Craig and Vaughan, 1994), begitupun dengan pirit *-replace* oleh kovelit (Gambar 4.30.B). Pada Gambar 4.30.A



memberlihatkan tenanit dan pirit terbentuk bersamaan yang didasarkan pada keterdapatannya tekstur *intergrowth* sedangkan pada Gambar 4.30.B terlihat tenanit me-replace pirit. Gambar 4.30.B memperlihatkan tekstur *open-space filling* dengan kehadiran tenanit yang mengisi rekahan-rekahan pada pirit. Berdasarkan tekstur *replacement* dan tekstur *intergrowth* dapat diketahui urutan-urutan pembentukan (paragenesis) mineral bijih hipogen maupun supergen dapat dilihat pada Tabel 4.7.



Gambar 4.30. Kenampakan mikroskopis ST-9A pada *host rock* basal. Keterangan: Py (pirit), Ccp (kalkopirit), Tn (tenanit) dan Cv (kovelit).



Tabel 4.7 Paragenesis mineral bijih ST-9A

Mineral	Hipogen	Supergen
Pirit	————	
Kalkopirit	————	
Tenantit	————	
Kovelit		— . — .

Keterangan: tebal garis menunjukkan kelimpahan mineral dan garis putus-putus menunjukkan ketidakpastian dalam penentuan urutan paragenesis karena kurangnya hubungan tekstur yang jelas.

Berdasarkan hasil identifikasi himpunan mineral bijih dan variasi tekstur seperti yang diuraikan di atas, maka paragesis mineral bijih pada mineralisasi di lokasi penelitian dapat diuraikan secara keseluruhan sebagai berikut. Mineral- mineral bijih yang diidentifikasi di bawah mikroskop meliputi: pirit, kalkopirit, sfalerit, bornit, tenantit dan kovelit. Pada Gambar 4.30.A memberlihatkan tenantit dan pirit terbentuk bersamaan yang didasarkan pada keterdapatannya tekstur *intergrowth* yang mengindikasikan bahwa kedua mineral ini terbentuk pada fase (awal) yang sama. Tektur *replacement* oleh kalkopirit menggantikan pirit (Gambar 4.28.A) yang menunjukkan kalkopirit bahwa kalkopirit terbentuk kemudian. Selanjutnya oleh pirit yang digantikan sfalerit (Gambar 4.26.A, 4.27.B, 4.29.A, dan 4.30.A-B) yang menunjukkan bahwa sfalerit terbentuk setelah pirit. Begitupun dengan kalkopirit oleh sfalerit (Gambar 4.28.B), bornit oleh tenantit (Gambar 4.28.B). Pirit yang telah hadir sebelumnya kemudian mengalami *fracture* akibat struktur, sehingga

ungkinkan sfalerit mengisi rekahan-rekahan pada mineral fasa awal yakni pirit, membentuk tekstur *open-space filling* (Gambar 4.27.A-B 9.A). Tenantit dijumpai mengisi rekahan pada pirit (Gambar 4.30.B),



yang mengindikasikan bahwa mineral ini hadir setelah pirit terbentuk dan kemudian mengalami proses deformasi. Hadirnya mineral kovelit dalam tekstur *replacement* pada pirit menunjukkan bahwa kovelit hadir setelah pirit terbentuk (Gambar 4.30.B), melalui proses supergen. Dari kelima sampel sayatan poles yang dianalisis, umumnya menunjukkan bahwa mineral pirit selalu terbentuk pada fasa lebih awal dibandingkan mineral bijih lainnya, dan selalu memperlihatkan jumlah yang dominan, baik sebagai mineral tunggal maupun berasosiasi dengan mineral lainnya. Secara umum, paragenesis mineral bijih di daerah penelitian dapat dilihat pada Tabel 4.8.

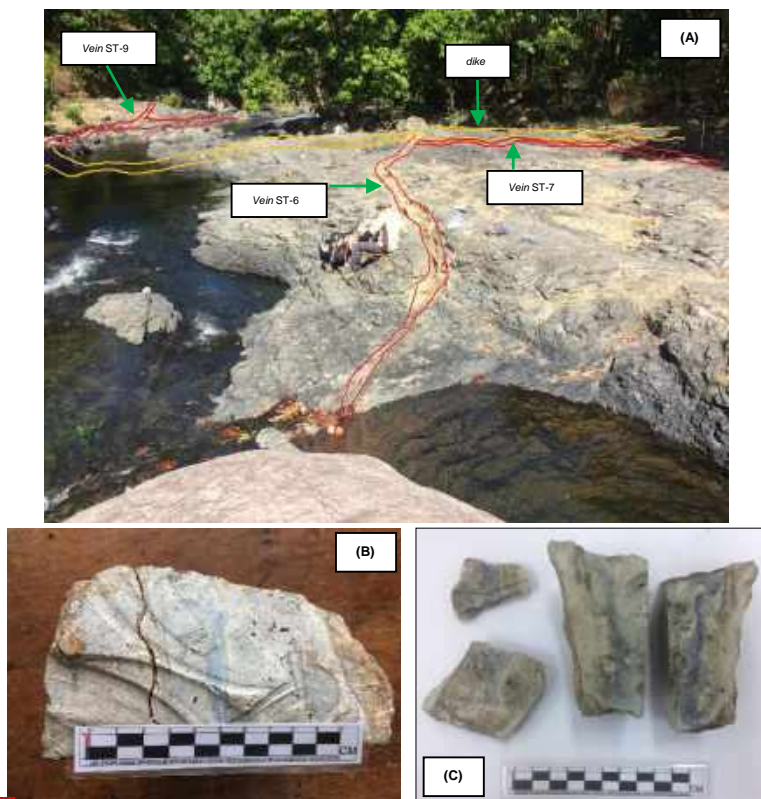
Tabel 4.8. Paragenesis mineral bijih di daerah Cindakko.

Mineral bijih	Hipogen		Supergen
	Tahap awal	Tahap akhir	
Pirit	<i>Intergrowth</i>	<i>Replacement, Open-space filling</i>	
Kalkopirit	<i>Replacement</i>	<i>Exolution</i>	
Sfalerit		<i>Replacement, Open-space filling</i>	
Bornit		<i>Replacement</i>	
Tenantit		<i>Exolution, Intergrowth, Open-space filling</i>	
Kovelit			<i>Replacement</i>



4.5 Inklusi Fluida

Analisis inklusi fluida sepenuhnya dilakukan di Laboratorium Pusat Penelitian Geoteknologi LIPI. Observasi inklusi fluida dilakukan pada conto urat ST-6 kuarsa termineralisasi (Gambar 4.31) yang kemudian dipreparasi dalam bentuk sayatan poles tipis dengan jumlah tiga sayatan poles tipis berukuran 2-3 cm. Ketiga sayatan conto urat kuarsa mewakili ketiga urat kuarsa yang terdapat di lokasi penelitian (ST-6, ST-7 dan ST-9) (Gambar 4.31) dikarenakan jarak spasialnya sangat rapat ± 5 m, dimana ketiga conto urat tersebut, seperti yang telah dijelaskan pada sub-bab sebelumnya, bahwa ketiga urat kuarsa ini memiliki tekstur *crustiform*, *cockade* dan *vuggy* kuarsa (diameter <1 cm).



4.31. Singkapan vein kuarsa pada ST-6, ST-7 dan ST-9 (A), sampel vein kuarsa ST-6 yang terdapat butiran sulfida berupa pirit (*disseminated*) (B) dan sampel vein kuarsa ST-6 yang memperlihatkan tekstur urat *crustiform* (C).

Contoh urat ST-6 yang telah dipreparasi kemudian diamati menggunakan mikroskop polarisasi refraksi untuk mengamati dan atau menentukan inklusi fluida dengan kenampakan bentuk atau komposisi antara gas dan cairan yang jelas atau masih dapat teramati.

4.5.1 Kenampakan Fotomikrografi

Gambar 4.32.A memperlihatkan kenampakan fotomikrografi inklusi fluida sayatan urat ST-6.I. Inklusi fluida pada sampel ini terdiri dari inklusi fluida fasa tunggal (monofase) dan fasa ganda (bifase). Inklusi fluida bifase (L+V) tersebar tidak merata dan hadir lebih sedikit dibandingkan dengan inklusi fluida monofase (L). Ukuran inklusi fluida bifase berukuran 2-15 μm berbentuk euhedral-subhedral.

Kenampakan fotomikrografi inklusi fluida sayatan ST-6.II pada Gambar 4.32.B, memperlihatkan inklusi fluida terdapat pada mineral induk kuarsa, disusun oleh fluida kaya air, disusun oleh fasa tunggal (monofase) berupa cairan (L) atau uap (V) dan fasa ganda (bifase) (L+V). Pada beberapa bagian ditemukan inklusi monofase yang disusun oleh uap (V) berwarna hitam. Sedangkan inklusi fluida bisafe berukuran 2-15 μm , berbentuk subhedral sampai euhedral.

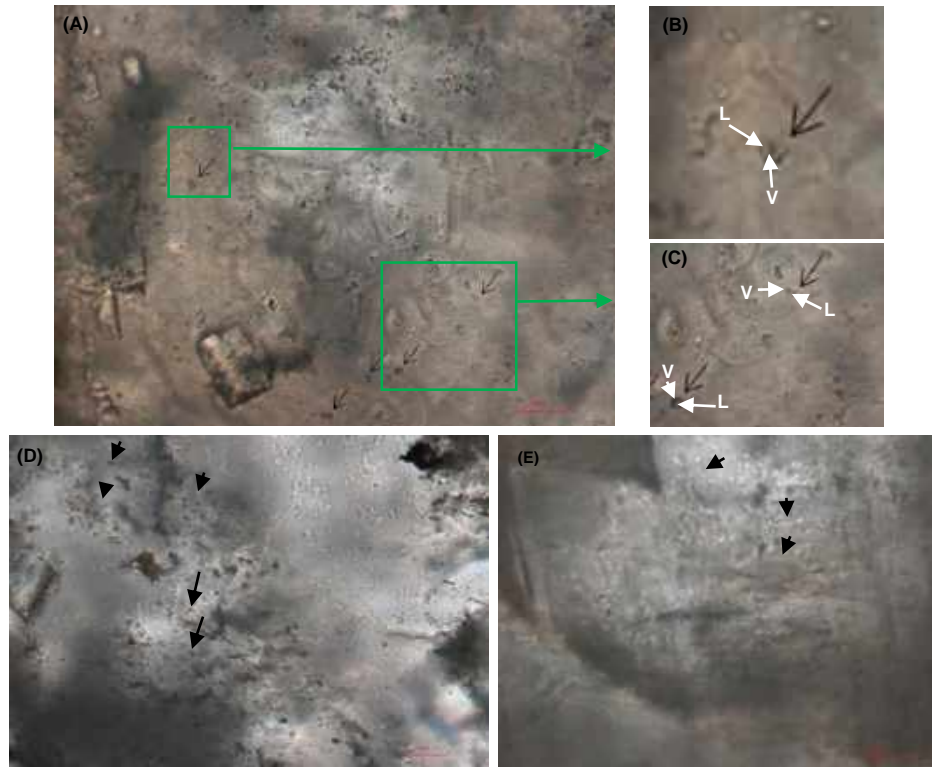
Inklusi fluida umumnya terdapat pada mineral induk kuarsa, disusun oleh inklusi fluida kaya akan air, terdiri dari fasa tunggal (monofase) berupa

) atau uap (V) serta fasa ganda (bifase) berupa L+V (Gambar 4.32.C).

berapa bagian dijumpai inklusi monofase yang tersusun atas uap (V)



berwarna hitam. Sedangkan inklusi fluida bifase berukuran 2-15 μm , berbentuk subhedral sampai euhedral.



Gambar 4.32. Fotomikrografi inklusi fluida sayatan ST-6.I yang tersusun atas inklusi fluida monofase dan bifase **(A)**, fotomikrografi inklusi fluida sayatan ST-6.I memperlihatkan inklusi fluida bifase (L+V) **(B)**, fotomikrografi inklusi fluida sayatan ST-6.I memperlihatkan inklusi fluida bifase (L+V) **(C)** dan fotomikrografi inklusi fluida sayatan ST-6.II memperlihatkan distribusi inklusi fluida membentuk kelompok dan terorientasi **(D)** serta fotomikrografi inklusi fluida sayatan ST-6.III menunjukkan kehadiran inklusi fluida kaya air, monofase dan bifase **(E)**.

4.5.2 Pengukuran Mikrotermometri Inklusi Fluida

Hasil pengukuran mikrotermometri inklusi fluida yang telah diperoleh meliputi temperatur homogenisasi (T_h) dan temperatur *ice melting* (T_m).

Selanjutnya nilai temperatur *ice melting* di-substitusi pada persamaan 4.1 oleh

(1993) untuk menentukan salinitas larutan ($\text{wt.}\% \text{NaCl}$ ekuivalen).

dalam sistem hidrotermal adalah tingkat kadar NaCl atau kadar

embawa larutan dalam fluida hidrotermal.



$$\text{wt.\%NaCl (eq)} = 0,00 + 1,78\Theta - 0,0442 \Theta^2 + 0,000557\Theta^2 \dots(4.1)$$

Keterangan:

Θ = penurunan titik pembekuan

Dari hasil pengukuran mikrotermometri inklusi fluida meliputi temperatur homogenisasi serta temperatur *ice melting* yang telah dikonversi menjadi salinitas (wt.%NaCl ekuivalen). Dapat dilihat pada Tabel 4.9 dan dalam bentuk histogram (Gambar 4.43) sebagai berikut:

Table 4.9. Hasil pengukuran mikrotermometri inklusi fluida

Kode sampel	Th (°C)	Tm (-°C)	Salinitas (wt.%NaCl eq) (Bodnar, 1993)
	330	0,1	0,177559
	298	0,1	0,177559
	299	0,2	0,354236
	318	0,6	1,052208
	330	0,2	0,354236
	295	0,1	0,177559
	300	0,1	0,177559
ST-6	298	0,1	0,177559
	290	0,1	0,177559
	329	0,1	0,177559
	330	0,2	0,354236
	330	0,1	0,177559
	300	0,1	0,177559
	330	0,2	0,354236
	323	0,5	0,87902



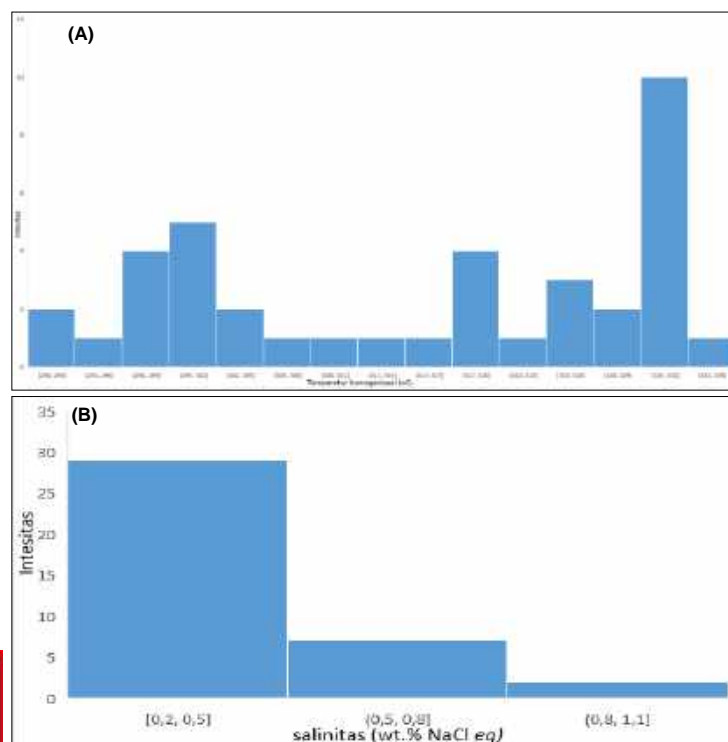
Kode sampel	Th (°C)	Tm (-°C)	Salinitas (wt.%NaCl eq) (Bodnar, 1993)
	324	0.3	0,530037
	302	0.1	0,177559
	318	0.1	0,177559
	335	0.2	0,354236
	305	0.3	0,530037
	303	0.3	0,530037
	324	0.2	0,354236
	330	0.1	0,177559
	308	0.1	0,177559
	300	0.2	0,354236
	303	0.1	0,177559
	299	0.1	0,177559
	325	0.4	0,704964
	312	0.1	0,177559
	330	0.1	0,177559
	328	0.1	0,177559
	320	0.2	0,354236
	315	0.1	0,177559
	320	0.3	0,530037
	300	0.2	0,354236
	291.4	0.3	0,530037
	330	0.2	0,354236
	330	0.3	0,530037



asil pengukuran mikrotermometri inklusi fluida pada conto ST-6 dapat ditinjau bahwa terdapat variasi pada nilai temperatur

homogenisasi (T_h), temperatur *ice melting* (T_m) dan salinitas. Hal tersebut terjadi utamanya pada temperatur homogenisasi (T_h) dan temperatur *ice melting* (T_m) disebabkan oleh komposisi atau persentase cairan dan gas fluida yang telah diobservasi pada conto tersebut. Hal ini akan berdampak pada nilai salinitas yang diperoleh dari hasil konversi nilai temperatur *ice melting* (T_m).

Salinitas dalam sistem hidrotermal adalah tingkat kadar garam NaCl atau kadar garam pembawa larutan dalam fluida hidrotermal. Adapun nilai salinitas pada conto urat ST-6.I – III, yakni: 0,2 – 0,5 wt.% NaCl Ekuivalen. Secara umum, hal ini dapat disebabkan oleh beberapa faktor antara lain delusi kadar garam yang terlarut akibat adanya interaksi antara fluida hidrotermal dengan larutan yang memiliki nilai salinitas kontras, misalnya air tanah, temperatur pembentukan masing-masing inklusi fluida dan pengaruh sirkulasi fluida pada urat hidrotermal.



Gambar 4.33. Histogram temperatur homogenisasi (T_h) inklusi fluida **(A)** dan Histogram salinitas inklusi fluida conto urat ST-6 **(B)**.



4.5.3 Interpretasi Data Mikrotermometri Inklusi Fluida

Dari hasil mikrotermometri inklusi fluida yang diperoleh dari ketiga sayatan kemudian digunakan untuk menginterpretasi temperatur, kedalaman dan tekanan pembentukan mineralisasi serta menginterpretasi tipe endapan terbentuk di Daerah Cindakko.

4.5.3.1 Temperatur Pembentukan

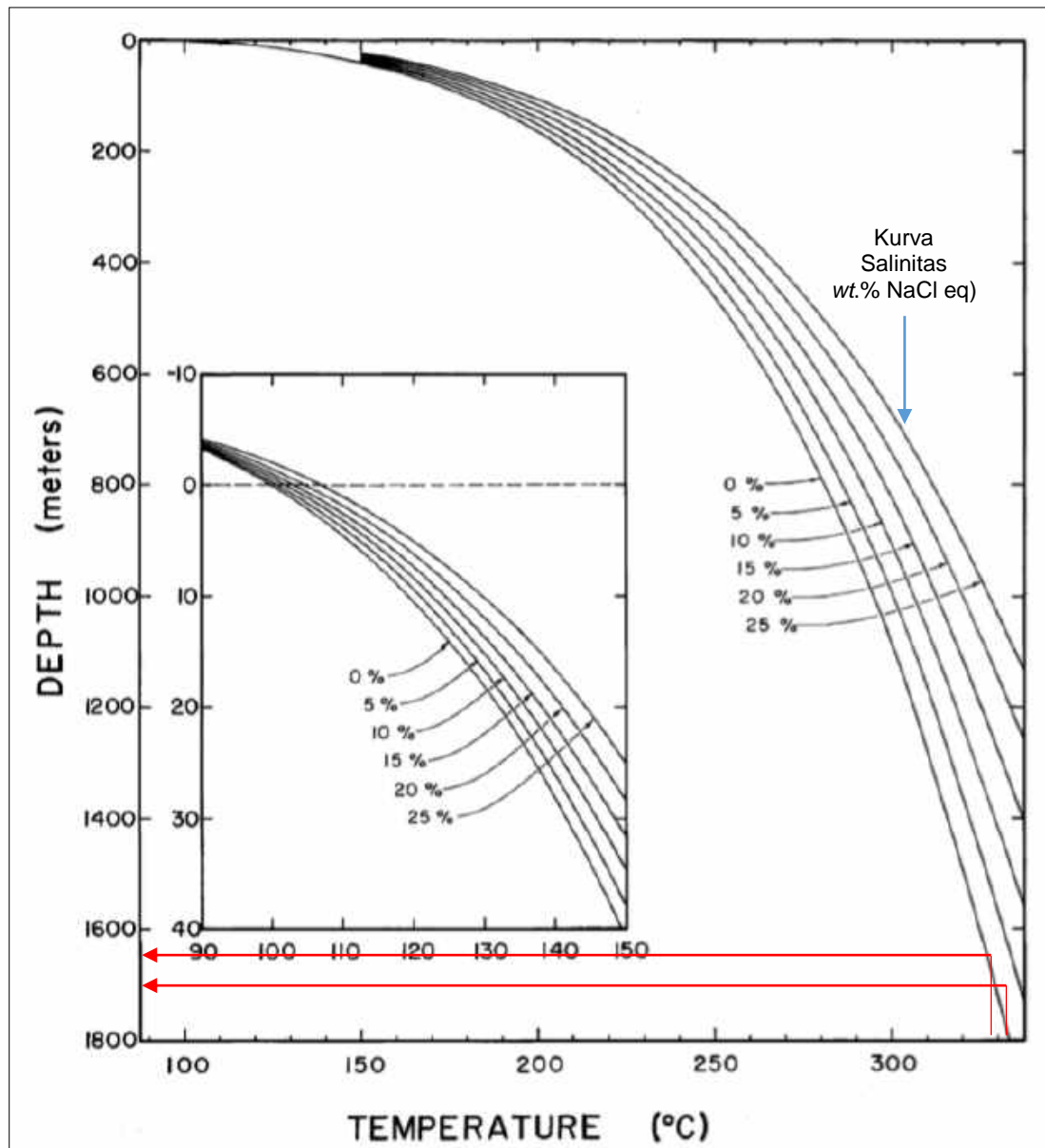
Interpretasi temperatur pembentukan mineralisasi di Daerah Cindakko berdasarkan nilai modus atau nilai dengan frekuensi terbanyak pada data temperatur homogenisasi (Th). Pada histogram temperatur homogenisasi (Th) (Gambar 4.33.A), hasil pengukuran mikrotermometri diperoleh satu modus dengan jumlah frekuensi 10 dari 38 data sebesar 329°–332°C.

4.5.3.2 Kedalaman Pembentukan

Kedalaman pembentukan mineralisasi dari conto urat (ST-6) di Daerah Cindakko berdasarkan hasil pengukuran mikrotermometri inklusi fluida pada conto urat ST-6 dilakukan dengan menghubungkan parameter temperatur homogenisasi (Th) dan salinitas (*wt.% NaCl* ekuivalen). Nilai temperatur homogenisasi (Th) yang diperoleh pada conto urat ST-6, yakni: 329°–332°C. sedangkan untuk nilai salinitas urat ST-6, yakni: 0,2 – 0,5 *wt.% NaCl* ekuivalen. Keseluruhan nilai ditentukan berdasarkan nilai modus yang tampak pada masing-masing histogram (Gambar 4.33.A dan 4.33.B), yang kemudian diplot

ubungkan pada kurva Haas (1971) sebagai berikut:





Gambar 4.34. Kurva temperatur homogenisasi (Th) dan salinitas dalam penentuan kedalaman pembentukan mineralisasi (Haas, 1971).

Hasil *plotting* parameter temperatur homogenisasi (Th) dan salinitas (wt.% NaCl ekuivalen) yang ditunjukkan oleh garis merah (urat ST-6 pada kurva di atas menunjukkan bahwa pembawa inklusi fluida dalam hal ini mineralisasi

di Cindakko contoh urat ST-6 terbentuk pada kedalaman $\pm 1650 - 1700$ bawah muka air tanah purba (Gambar 4.34).



4.5.3.3 Tekanan pembentukan

Interpretasi tekanan pembentukan mineralisasi Daerah Cindakko berdasarkan hasil pengukuran mikrotermometri inklusi fluida pada conto urat ST-6 berdasarkan tabel profil termal (Tabel 4.10) (Haas, 1971). Tabel profil termal (Haas, 1971) dibedakan menjadi beberapa tabel parameter penentuan tekanan pembentukan pada masing-masing persentase salinitas larutan (2 wt.% NaCl, 5 wt.% NaCl, 10 wt.% NaCl, 15 wt.% NaCl, 20 wt.% NaCl dan 25 wt.% NaCl) sehingga dalam menginterpretasi tekanan pembentukan berdasarkan tabel tersebut, persentase berat NaCl ekuivalen yang diperoleh dari pengukuran sebelumnya harus ditinjau terlebih dahulu lalu menghubungkan dengan parameter temperatur pembentukan yang telah diperoleh sebelumnya.

Tabel 4.10 Penentuan tabel profil termal sesuai dengan salinitas (2 wt.% NaCl eq) (Haas, 1971)

Temperatur (°C)	2,0 Wt.% NaCl		
	Kedalaman (meter)	Tekanan (bar)	Densitas (g/cm ³)
T _b	0,0	1,0	0,972
90	-3,3	0,7	0,979
100	-0,1	1,0	0,972
110	4,2	1,4	0,965
120	10,0	2,0	0,957
130	17,6	2,7	0,949
140	27,3	3,6	0,941
150	39,7	4,7	0,932
160	55,1	6,1	0,922



Temperatur (°C)	2,0 Wt.% NaCl		
	Kedalaman (meter)	Tekanan (bar)	Densitas (g/cm ³)
170	74,3	7,8	0,913
180	97,7	9,9	0,902
190	126,0	12,4	0,892
200	160,1	15,4	0,881
210	200,8	18,9	0,869
220	248,9	22,9	0,857
230	305,5	27,7	0,845
240	371,7	33,1	0,831
250	448,6	39,3	0,817
260	537,8	46,4	0,803
270	640,5	54,4	0,787
280	758,7	63,4	0,771
290	894,3	73,6	0,753
300	1049,5	84,9	0,734
310	1227,2	97,5	0,714
320	1430,7	111,5	0,691
330	1664,3	127,1	0,666

Peninjauan tabel profil termal (Haas, 1971) di atas berdasarkan hasil pengukuran mikrotermometri sebelumnya yakni persentase berat NaCl ST-6, yakni: 0,2 – 0,5 wt.% NaCl ekuivalen dan temperatur pembentukan, yakni: 2°C. Hasil peninjauan kedua parameter tersebut yang ditunjukkan

ris putus-putus warna merah (conto urat ST-6) pada Tabel 4.10

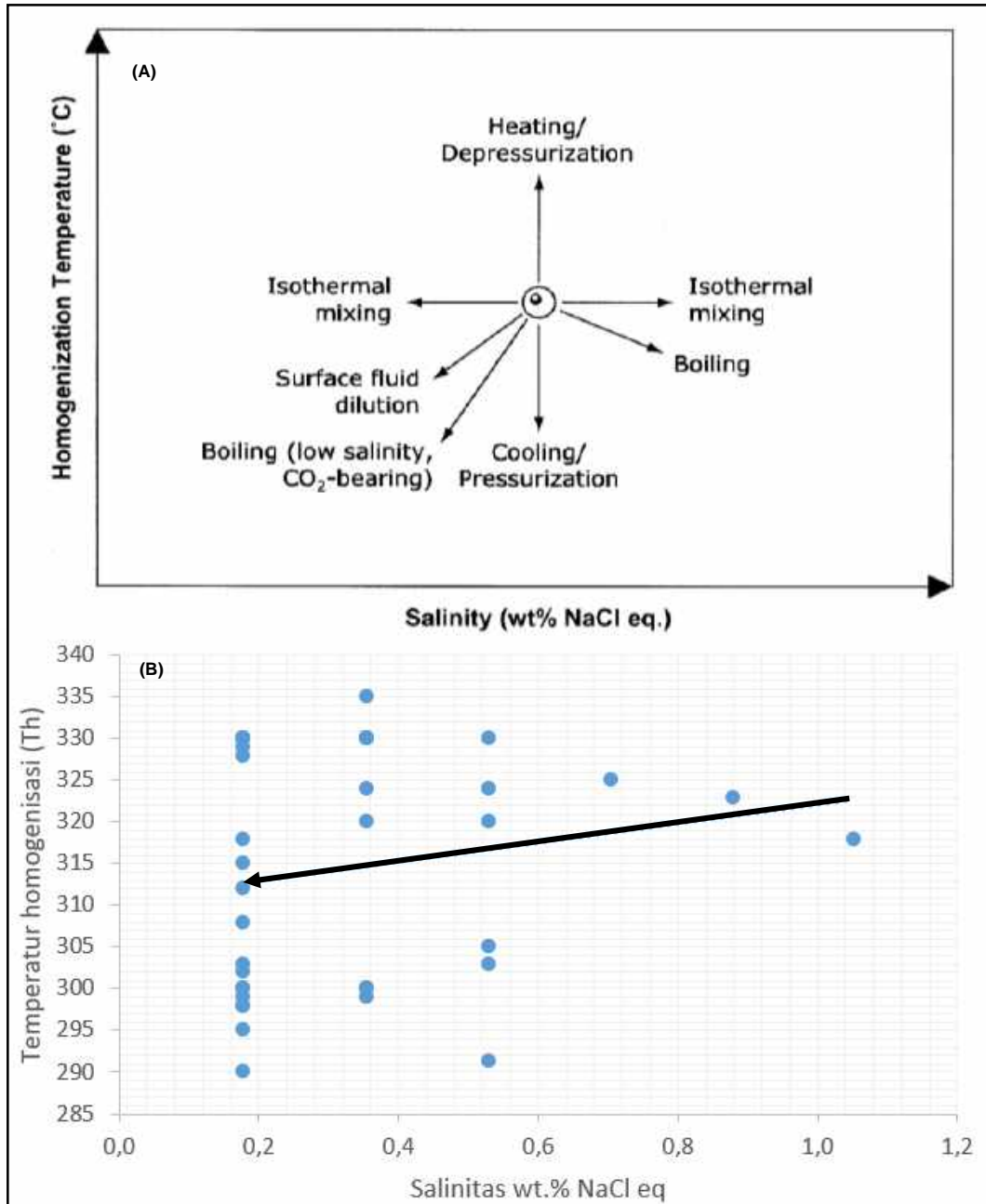


memperlihatkan bahwa conto urat ST-6 terbentuk pada kedalaman 1664,3 meter di bawah muka air purba dengan tekanan hidrostatik 127,1 bar.

4.5.3.4 Sumber Fluida Dan Mekanisme Presipitasi

Interpretasi sumber fluida dan mekanisme presipitasi mineral yang terbentuk di daerah penelitian berdasarkan hasil pengukuran mikrotermometri inklusi fluida pada conto urat ST-6 dilakukan dengan menghubungkan parameter temperatur homogenisasi (T_h) dan salinitas ($wt.\%NaCl$ ekuivalen) pada diagram penyebaran data plot bivariat kedua data tersebut dan disintetiskan dengan skema diagram kecenderungan (*trend*) khas berbagai proses evolusi fluida (Wilkinson, 2001). Dua proses yang umumnya menyediakan kondisi yang diperlukan untuk presipitasi mineral bijih yang efektif dalam volume batuan yang terbatas, yakni: proses pendidihan (*boiling*) (Gambar 4.35.A) pada *volatile-rich systems* dan proses pencampuran fluida (*fluida mixing*). Menurut Roedder (1984) salah satu dari kedua proses tersebut sangat sering disebut sebagai penyebab utama dari deposisi bijih dalam endapan hidrotermal.





Gambar 4.35. Diagram *trend* khas temperatur homogenisasi-salinitas berbagai proses evolusi fluida (Sherperd, 1985 yang telah dimodifikasi oleh Wilkinson, 2001) **(A)** dan interpretasi sumber fluida dan mekanisme presipitasi mineral dengan menghubungkan parameter temperatur homogenisasi (Th) – salinitas (wt.% NaCl eq) pada diagram *trend* penyebaran data plot bivariat **(B)**.



Interpretasi tipe endapan setelah menghubungkan parameter temperatur homogenisasi (Th) dan salinitas (wt.% NaCl ekuivalen) pada diagram Shepherd (1985) yang sebelumnya telah dimodifikasi oleh Wilkinson (2001) yang ditunjukkan oleh garis kecenderungan (*trend*) khas penyebaran data plot bivariat relatif mendatar, sehingga dengan demikian diinterpretasikan bahwa proses evolusi fluida di Daerah Cindakko merupakan proses *isothermal mixing* (Gambar 4.35.B). Berdasarkan hasil interpretasi tersebut mengindikasikan adanya kontak antara dua fluida dengan tingkat salinitas yang kontras yakni fluida hidrotermal dan air tanah bawah permukaan yang mengalami pencampuran yang kemudian membentuk suatu endapan.

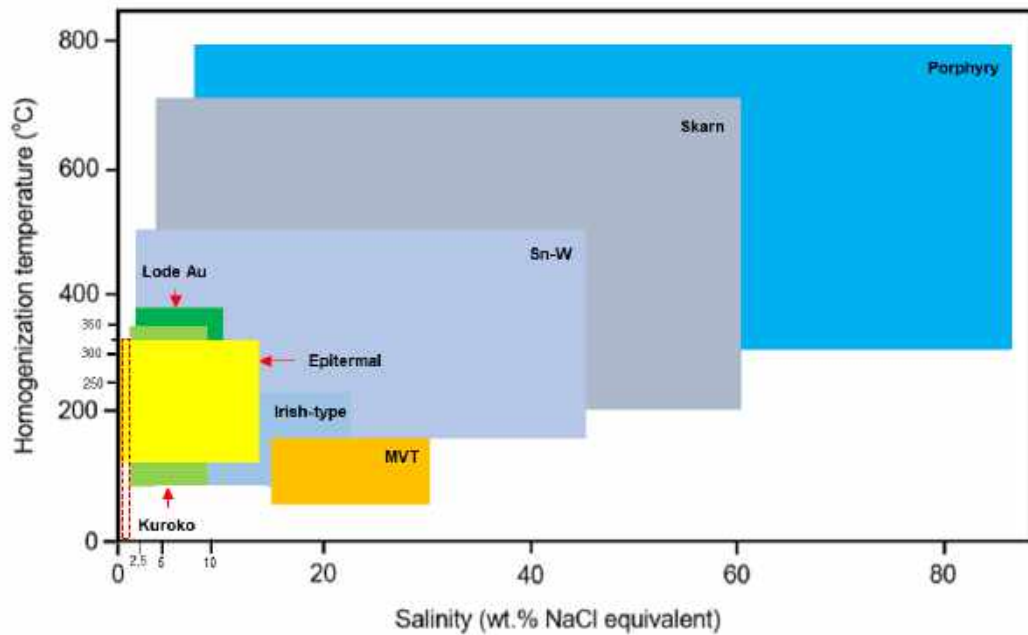
4.6 Tipe Endapan Daerah Cindakko

Interpretasi tipe endapan yang terbentuk di daerah penelitian berdasarkan hasil pengukuran mikrotermometri inklusi fluida pada conto urat ST-6 dilakukan dengan menghubungkan parameter temperatur homogenisasi (Th) dan salinitas (wt.% NaCl ekuivalen) pada diagram kisaran khas inklusi dari masing-masing tipe endapan yang berbeda oleh Wilkinson (2001) yang menggambarkan sifat dasar fluida yang terlibat dalam pembentukan suatu endapan bijih.

Interpretasi tipe endapan berdasarkan diagram klasifikasi Wilkinson (2001) dengan menghubungkan parameter temperatur homogenisasi dan salinitas. Berdasarkan hasil pengukuran mikrotermometri sebelumnya

nilai temperatur homogenisasi (Th) dari ketiga conto sayatan urat Daerah Cindakko sebesar 329°–332°C dan salinitas sebesar 0,2 – 0,5 Cl ekuivalen.



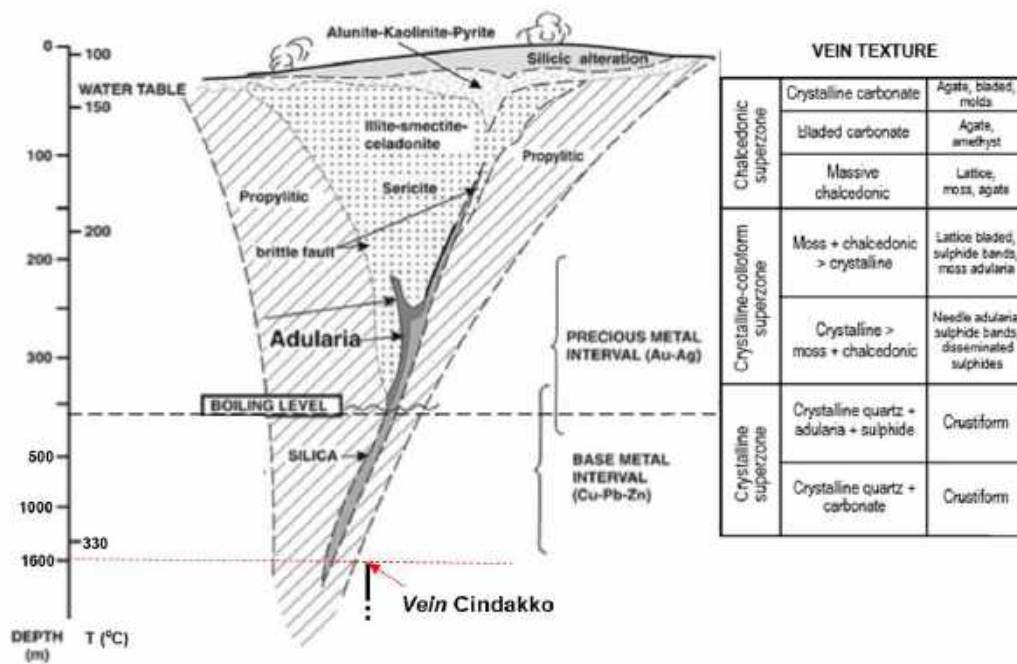


Gambar 4.36. *Plotting* nilai temperatur homogenisasi (T_h) dan salinitas dari ketiga contoh urat di Daerah Cindakko dalam diagram klasifikasi tipe endapan (Wilkinson, 2001).

Hasil *plotting* antara temperatur homogenisasi (T_h) dan salinitas (*wt.% NaCl* ekivalen) pada diagram klasifikasi Wilkinson (2001) yang ditunjukkan oleh garis putus-putus berwarna merah (Gambar 4.36) berada pada wilayah atau area epitermal (warna kuning), sehingga dengan demikian bahwa tipe endapan yang terbentuk di Daerah Cindakko adalah tipe epitermal.

Urat kuarsa (30 cm) (ST-6) pada Daerah Cindakko memperlihatkan tekstur *crustiform*, *cockade* dan *vuggy* kuarsa (<1 cm). Morrison *et al* (1990). Merekonstruksi model genetik endapan epitermal berdasarkan karakteristik dan zonasi tekstur uratnya, di mana zona-zona tekstur urat disertakan pada model tipikal endapan epitermal Buchanan (1981) (Gambar 4.37).





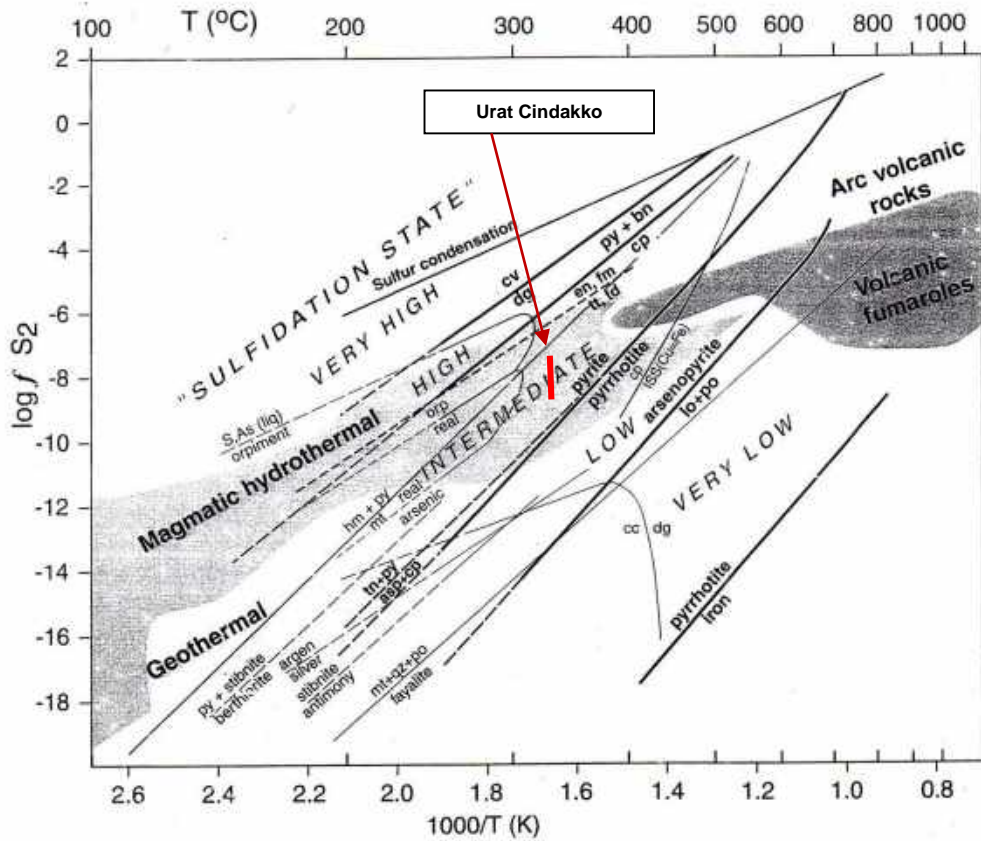
Gambar 4.37. Estimasi kisaran zona pembentukan urat di Daerah Cindakko berdasarkan karakteristik tekstur urat (dimodifikasi dari Morrison *et al*, 1990).

Berdasarkan kriteria klasifikasi dan model Morrison *et al* (1990) di atas, maka tekstur *crustiform* urat ST-6 dapat dikategorikan ke dalam *crystalline superzone*, dengan kisaran dari *crystalline quartz+carbonate-crustiform* hingga *crystalline quartz+sulfide-crustiform zone* (kuarsa+karbonat dan adularia tidak ditemukan pada urat ST-6), dan juga dijumpai tekstur urat *cockade* yang merupakan tekstur primer dari *crustiform* pada urat ST-6. Sehingga dikategorikan kedalam *crystalline quartz+sulfide-crustiform zone*. Secara genetik, tekstur urat pada zona ini, yakni: *crystalline superzone* yang terbentuk dari fluida yang didominasi fasa *liquid* dan terendapkan dibawah level pendidihan (*boiling level*) (Gambar 4.37).



...umpulan mineral sulfida pada urat ST-6 mengindikasikan tingkatan menengah. Sulfida-sulfida sebagai ciri khas endapan sulfidasi... ah seperti tenantit, tetrahidrit, kalkopirit dan pirit (Hedenquist *et al*,

2000; Einaudi *et al.*, 2003; Sillitoe *and* Hedenquist, 2003) dijumpai urat ST-6 (Tabel 4.11) (Gambar 4.38).



Gambar 4.38. Diagram *sulphur fugacity* dan temperatur memperlihatkan urat ST-6 (garis merah) berada pada area sulfidasi menengah (Einaudi *et al.*, 2003).

Plotting pada diagram *sulphur fugacity* dan temperatur (Einaudi *et al.*, 2003) yang menunjukkan urat ST-6 didasarkan pada kumpulan mineral sulfida yang dijumpai serta temperatur pembentukan (*sulphur fugacity* tidak dilakukan). Berdasarkan diagram tersebut untuk sulfidasi rendah dicirikan dengan kehadiran mineral sulfida berupa pirit, phirotit, arsenopirit dan kaya-sfalerit. Phirotit tidak dijumpai pada urat ST-6 dan arsenopirit hanya dapat

diidentifikasi berdasarkan analisis XRD (Lampiran D) serta tidak dijumpainya urat kuarsa yang berbentuk *blended* maupun tekstur *colloform* yang merupakan ciri khas sulfidasi rendah (Sillitoe *and* Hedenquits, 2003).



Sulfidasi tinggi yang dicirikan dengan kumpulan mineral sulfida berupa enargit, luzonit, kovelit (primer), bornit dan pirit (tidak dijumpai mineral tersebut terkecuali bornit sekunder dengan persentase yang sedikit dan hanya dijumpai kovelit sekunder serta pirit yang mendominasi dengan spasial sangat rapat) serta tidak dijumpainya tekstur *vuggy* kuarsa menjadi media presipitasi mineral sulfida (hanya dijumpai tekstur *vuggy* kuarsa <1cm secara persentase tidak mendominasi pada urat ST-6) sehingga urat ST-6 tidak dapat dikategorikan sulfidasi tinggi. Sedangkan berdasarkan diagram diatas kehadiran mineral sulfida berupa tenantit, tetrahidrit, kalkopirit dan kaya-sfalerit dijumpai pada urat ST-6. Sehingga urat ST-6 dapat dikategorikan pada sulfidasi menengah berdasarkan kelimpahan kumpulan mineral sulfidanya. Nur (2012) telah melakukan penelitian dalam disertasinya yang berlokasi di Daerah Baturappe, di mana telah dijelaskan pada Sub-bab sebelumnya bahwa Daerah Cindakko ekuivalen dengan Daerah Baturappe dari aspek geologinya (Sukanto, 1982). Daerah Baturappe yang telah disimpulkan oleh Nur (2012) bahwa karakteristik urat Bincanai (Baturappe) secara umum karakteristik-karakteristik yang dimiliki oleh urat Bincanai berupa kuarsa, siderit, dan rodonit diidentifikasi mineral *gangue*, sedangkan adularia tidak dijumpai. Kehadiran tekstur kristalin juga dijumpai pada urat Bincanai serta terbentuknya *band* siderit dengan ketebalan yang signifikan sebagai mineral *gangue*. Pada urat Bincanai yang menjelaskan bahwa kondisi pembentukannya pada temperatur tinggi dengan level kedalaman di bawah

ndidihan (*boiling*). Dari kesimpulan urat Bincanai yang telah dijelaskan bahwa urat Bincanai dikategorikan dalam sulfidasi menengah kumpulan mineral sulfida serta tekstur urat yang terbentuk. Hal



tersebut mendukung bahwa urat ST-6 Daerah Cindakko juga mengindikasikan terbentuk pada lingkungan epitermal sulfidasi menengah yang juga didasarkan pada kumpulan mineral sulfida dan tekstur urat yang terbentuk di Daerah Cindakko. Tabel 4.11 yang memperlihatkan kumpulan mineral alterasi berupa alunit, kaolinit, piropilit dan diaspor yang merupakan zona alterasi argilik lanjut. Menurut White and Hedenquist (1995) bahwa alterasi argilik lanjut terbentuk pada temperatur 200°-250°C dan pH fluida asam yang merupakan ciri khas endapan sulfidasi tinggi yang berasosiasi dengan tekstur *vuggy* kuarsa. Kehadiran alterasi argilik lanjut yang terdapat di Daerah Cindakko tidak dapat dikategorikan dalam lingkungan sulfidasi tinggi, dikarenakan kehadiran kumpulan mineral alterasi argilik lanjut di Daerah Cindakko distribusinya tidak mendominasi, begitupun dengan kehadiran tekstur *vuggy* kuarsa yang tidak dijumpai mendominasi serta telah dijelaskan sebelumnya bahwa kumpulan mineral sulfidasi tinggi berupa enargit, luzonit, kovelit (primer) tidak dijumpai di Daerah Cindakko.

Tabel 4.11 Kumpulan mineral bijih, alterasi, zona alterasi, tekstur urat, temperatur homogenisasi (Th) dan salinitas (wt.% NaCl eq) Urat ST-6 Daerah Cindakko.

Mineral bijih	Mineral alterasi	Zona alterasi	Tekstur urat	Temperatur homogenisasi (°C)	Salinitas (wt.% NaCl eq)
Pirit Kalkopirit Sfalerit Bornit Tenantit Tetrahidrit Pirit t	Klorit Epidot Alunit Kaolinit Piropilit Diapor	Propilitik Argilik lanjut	<i>Crustiform-Cockade-vuggy</i> kuarsa	329-332	0,2-0,5



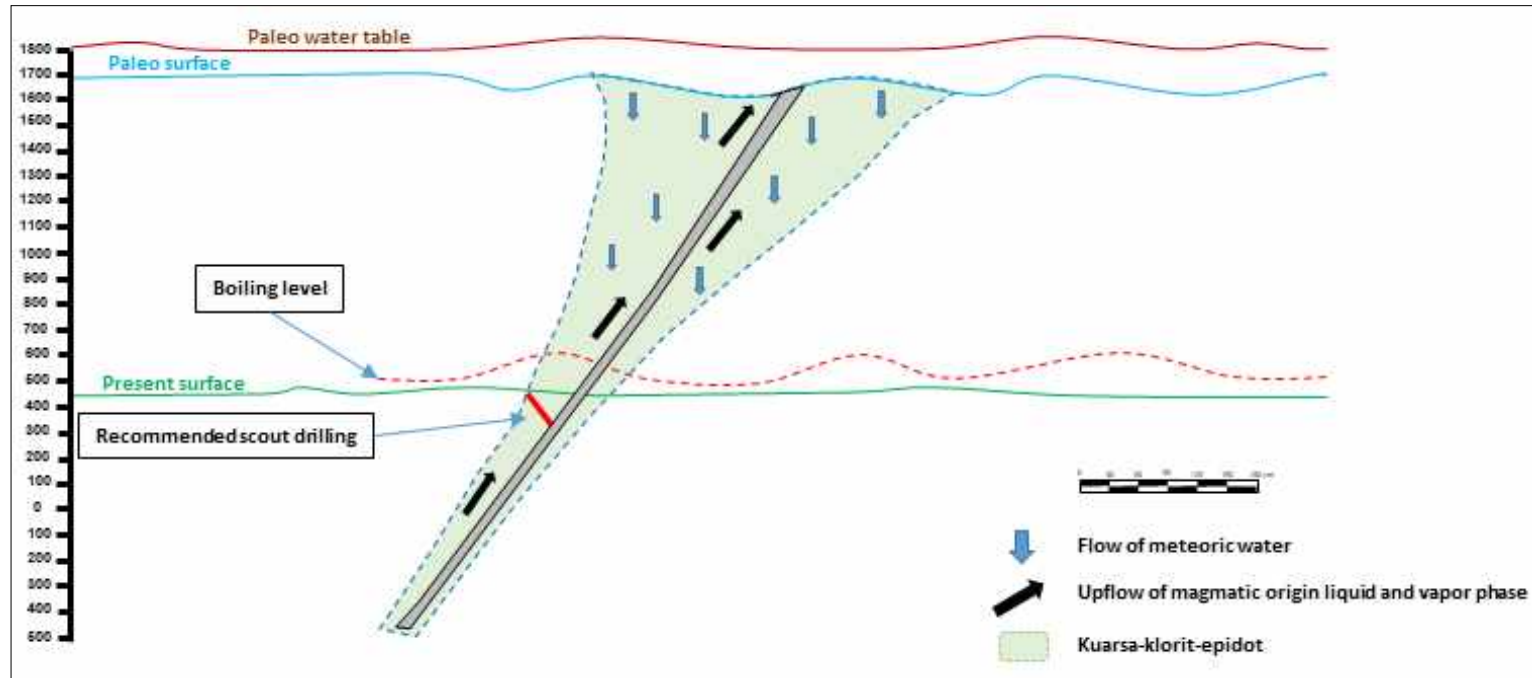
4.7 Model Genetik dan Implikasi Eksplorasi

Berdasarkan kajian pada studi ini, maka direkonstruksi model genetik dari urat mineralisasi di daerah Cindakko (ST-6) (Gambar 4.39). Pada model tersebut, level permukaan saat ini ditentukan berdasarkan elevasi aktual urat yang diukur dilapangan (± 500 Mdpl). Level muka air tanah purba dideterminasi berdasarkan estimasi kedalaman formasi urat, yang diukur secara vertikal ke arah atas dari level permukaan saat ini. Posisi level permukaan purba dan level pendidihan (*boiling level*) dirujuk dari model epitermal Buchanaan (1981) (pada model Morrison *et al*, 1990; Gambar 4.37).

Untuk pengembangan ke tahap eksplorasi lebih lanjut, direkomendasikan untuk melaksanakan program eksplorasi bawah permukaan dalam bentuk survei geofisika dan terutama pemboran perintis pada urat tersebut. Berdasarkan hasil analisis geokimia, *host rock* mineralisasi di Daerah Cindakko mengandung logam dasar yang signifikan, hal tersebut didukung dengan estimasi kisaran pembentukan mineralisasi yang berada di bawah zona boiling yang merupakan horizon *base metal* (Cu, Pb dan Zn) (Morrison *et al.*, 1990). Kadar rata-rata: Cu 121 ppm (0,01 %), Zn 100 ppm (0,01%) dan Pb 22 ppm (0,002 %) (Lampiran E). Seperti yang telah diuraikan sebelumnya, bahwa urat ST-6 memiliki ketebalan 30 cm pada singkapan. Karena urat ini memiliki kemiringan yang besar (75° SW), maka tidak disarankan untuk melakukan yang tepat tegaklurus terhadap kemiringannya (15°). Tetapi direkomendasikan kemiringan pemboran minimum yang

ekonomis, yaitu 34° . Dengan asumsi kedalaman pemboran 100 m dan kemiringan minimum yang ekonomis untuk tahap pemboran perintis).





Gambar 4.39. Interpretasi model genetik urat ST-6 yang juga menggambarkan rekomendasi lokasi pemboran perintis. Arah pandang gambar barat-timur, kedudukan urat N65°E/75°.



BAB V

PENUTUP

A. Kesimpulan

Berdasarkan studi alterasi dan mineralisasi di Daerah Cindakko, maka kesimpulan yang dapat diambil yaitu sebagai berikut:

1. Hasil *plotting* jenis batuan vulkanik Cindakko sebagai *host rock* yakni berkomposisi basaltik sedikit andesitik, basanit, afinitas magma berupa seri *shoshonitik* yang direfleksikan kandungan SiO_2 wt.% dan K_2O wt.% serta Perilaku geokimia unsur-unsur mayor dan jejak, terutama pengayaan unsur LILE (Cs, Rb dan Sr) umumnya konsisten dengan karakteristik batuan potasik (kaya-K) pasca-kaldera mirip dengan daerah vulkanik *Roman comagmatic province (central Italy)*. Hasil interpretasi tatanan vulkanik-plutonik dan evolusi magma berdasarkan evaluasi unsur-unsur mayor dan jejak, mengindikasikan bahwa vulkanisme di daerah Cindakko tergenerasi pada lingkungan *within-plate*, pada rezim ekstensional yang tidak berhubungan langsung dengan peristiwa subduksi.
2. Himpunan mineral alterasi yang berasosiasi dengan mineralisasi di Cindakko terdiri atas kuarsa, epidot, klorit, aktinolit, kalsit, alunit, kaolinit, piropilit dan diaspor. Kehadiran kuarsa, klorit dan epidot merupakan zona alterasi propilitik, sedangkan kehadiran alunit, kaolinit, piropilit dan diaspor merupakan zona alterasi argilik lanjut. Alterasi argilik lanjut distribusinya

mendominasi di daerah Cindakko. Sedangkan zona alterasi propilitik terdistribusi secara merata di daerah Cindakko. Mineralisasi di Daerah



Cindakko terbentuk pada kisaran temperatur 200° - 320°C dengan pH fluida hidrotermal yang membentuknya asam sampai netral yang didasarkan pada hasil interpretasi temperatur dari kumpulan mineral alterasinya.

3. Himpunan mineral bijih yang terbentuk di Daerah Cindakko terdiri atas dua jenis, yaitu mineral bijih hipogen dan mineral bijih supergen dengan urutan pembentukan dari yang perta sampai yang terakhir, yaitu: pirit, kalkopirit, sfalerit, bornit, tenantit dan kovelit.
4. Hasil pengukuran mikrotermometri inklusi fluida yang diperoleh yakni temperatur homogenisasi (Th) antara 329° – 332°C dan salinitas antara 0,2 – 0,5 wt.% NaCl ekuivalen yang merupakan hasil konversi dari temperatur *ice melting* (Tm). Temperatur homogenisasi (Th) antara 329° – 332°C ekuivalen dengan kedalaman 1664,3 meter di bawah muka air purba dan dengan tekanan hidrostatik 127,1 bar. Berdasarkan kecenderungan *trend* penyebaran data plot bivariat parameter temperatur homogenisasi dan salinitas diperoleh pula hasil identifikasi sumber fluida dan mekanisme presipitasi di daerah Cindakko, yakni proses *isothermal mixing*, di mana proses tersebut mengindikasikan adanya kontak antara dua fluida dengan tingkat salinitas yang kontras yakni fluida hidrotermal dan air tanah bawah permukaan yang mengalami pencampuran yang kemudian membentuk suatu endapan.
5. Tipe endapan yang terbentuk di daerah Cindakko berdasarkan hasil *plotting* parameter temperatur homogenisasi dan salinitas pada diagram Wilkinson

), yakni tipe epitermal. Hasil *plotting* temperatur dan kedalaman ditentukan pada skema atau model endapan epitermal oleh Buchanan) yang telah dimodifikasi oleh Morrison *et al* (1990) menunjukkan



bahwa mineralisasi yang terbentuk di daerah Cindakko berada pada zona *crystalline superzone*, dengan kisaran dari *crystalline quartz+carbonate-crustiform* hingga *crystalline quartz+sulfide-crustiform zone* (kuarsa+karbonat dan adularia tidak ditemukan pada urat ST-6), dan juga dijumpai tektur urat *cockade* yang merupakan tektur primer dari *crustiform* pada urat ST-6. Sehingga dikategorikan kedalam *crystalline quartz+sulfide-crustiform zone*. Secara genetik, tektur urat pada zona ini, yakni: *crystalline superzone* yang terbentuk dari fluida yang didominasi fasa cairan (*liquid*) dan terendapkan dibawah level pendidikan (*boiling level*) yang merupakan horizon *base metal* (Cu, Pb dan Zn). Berdasarkan kelimpahan mineral bijih (Einaudi *et al*, 2003) dan tektur urat yang dijumpai di daerah Cindakko, maka disimpulkan bahwa endapan tipe urat di daerah Cindakko merupakan tipe endapan epitermal.

B. Saran

Untuk pengembangan ke tahap eksplorasi lanjut, direkomendasikan melaksanakan program eksplorasi bawah permukaan dalam bentuk survei geofisika dan terutama pemboran perintis pada urat daerah penelitian. Hal tersebut didasarkan pada keterdapatn kadar yang signifikan khususnya *base metal* Cu 121 ppm (0,01 %), Zn 100 ppm (0,01%) dan Pb 22 ppm (0,002 %). Serta hal tersebut juga didukung oleh estimasi kisaran pembentukan urat yang berada di bawah zona boiling yang merupakan horizon *base metal* (Cu, Pb

Sehingga, direkomendasikan kemiringan pemboran minimum yang ekonomis, yaitu 34°. Dengan asumsi kedalaman pemboran 100



DAFTAR PUSTAKA

- Arribas, A., 1995. *Characteristics of High-Sulfidation Epithermal Deposits, and Their Relation to Magmatic Fluid*. *Mineralogical Association of Canada* 23, p.419-454.
- Bodnar, R.J., 1993. *Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 683-684.
- Buchanan, L.J., 1981. *Precious Metals Deposits Associated with Volcanic Environments in the Southwest*: in, Dickinson, W.R., and Payne, W.D., eds., *Arizona Geological Society Digest* , 14, 237-262.
- Corbett, G.J., Leach, T.M., 1997. *Southwest Pacific Rim Gold - Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization*, Short Course Manual.
- Craig, J.R., and Vaughan, D.J., 1994. *Ore Microscopy and Ore Petrography*. Canada: John Wiley & Sons Inc, p.350.
- Carlile, J.C. and Mitchell, A.H.G, 1994. *Magmatic arcs and associated gold and copper mineralization in Indonesia*. *Journal of Geochemical Exploration*,50,91-142.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W. and Esra Inan, E., 2003. *Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: transitions from porphyry to epithermal environments*. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 10, 285-313.
- Gresens, R.L., 1967. *Composition-volume relationships of metasomatism*. *Chemical Geology*, vol. 2, p. 47-65.
- Hedenquits, J. W., Arribas A.R., and Gonzalez-Urien G., 2000, *Exploration for epithermal gold deposits*, in *SEG Reviews in Economic Geology*, Vol.13, p.245-277.
- Hedenquist, J.W., Izawa, E., Arribas, A., and White, N.C., 1996. *Epithermal Gold Deposits: Styles, Characteristics and Exploration*. Tokyo: The Society of Resource Geology.



L., 1971. *The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure*. *Economic Geology*, 66, 940-946.

- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., Mitchell, S.F., 2007. *Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements*.
- Jaya, A., Nishikawa, O., Hayasaka, Y., 2017. *LA-ICP-MS zircon U-Pb and muscovite K-Ar ages of basement rocks from the south arm of Sulawesi, Indonesia*. Elsevier, 96-110.
- Komov, I.L., Lukashev, A.N., and Koplus, A.V., 1994. *Geochemical Methods of Prospecting for Non-Metallic Minerals (New and Expanded Edition)*. Utrech: VSP, p.405.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Leterrier, J., Yuwono, Y.S., Soeria-Atmadja, R. and Maury, R.C., 1990. *Potassvolcanism in Central Java and South Sulawesi, Indonesia*. *Journal Southeast Asian Earth Sciences*, 4, 171-187.
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56, 207–218.
- Morrison, G.W., Dong, G. and Jaireth, S., 1990. *Textural zoning in epithermal quartz veins*. Klondike Exploration Services, Townsville, Australia, p.10.
- Marshall, D., Anglin, C.D., and Mumin, H., 2004. *Ore Mineral Atlas*. Newfoundland: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, p.112.
- Nur I., 2012. *Geology, Geochemistry And Fluid Inclusion Study Pf The Baturappe Epithermal Silver-Base Metal Prospect, South Sulawesi, Indonesia*.
- Nur I, Idrus A, Pramumijoyo S, Harijoko A and Imai A 2011 *Mineral Paragenesis and Fluid Inclusions of the Bincanai Epithermal Silver-Base Metal Vein at Baturappe area, South Sulawesi, Indonesia*. *J. SE Asian Appl. Geol.*, Jan–Jun 2011. **3** (1) 34–44
- Nur I, Idrus A, Pramumijoyo S, Harijoko A, Juyanagi Y and Imai A 2009 *Characteristics of epithermal quartz veins at Baturappe area, Gowa, South Sulawesi: an implication to base metal exploration vol 7* (Yogyakarta, Indonesia: Proceedings of the International Conference on Earth Science and Technology) chapter 2 p 77–85

F., 2009. *Hydrothermal proses and Mineral System*. Springer, p.90-04.

F., 1992. *Hydrothermal Minerals Deposits*. Springer, p.30.



- Peccerillo, A. Taylor, S. R. 1976. *Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey*. Contrib. Mineral Petrol, vol. 58, p. 63-81.
- Peccerillo, A., 1984. *Evidence for subduction-related magma genesis (Roman comagmatic province, Italy)*, 103-106 p.
- Rollinson, H., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Group, UK, 374 p.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions . Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy, 12, 644 p.
- Sillitoe, R.H. and Hedenquist, J.W., 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. Society of Economic Geologists Special Publication, 10, 315-343
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H., 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies* . Blakie Glasgow. London, Britain
- Sukamto, R. dan Supriatna., 1982. Peta geologi lembar Pangkajene dan Watampone bagian barat, Sulawesi. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes*. In Saunders, A. D. and Norry, M. J. (eds.), *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publications, 42, 313–345.
- Soeria-Atmadja, R., Suparka, S., Abdullah, C., Noeradi, D. and Sutanto, 1998. *Magmatism in western Indonesia, the trapping of the Sumba Block and the gateways to the east of Sundaland*. Journal of Asian Earth Sciences, 16, 1-12.
- Thompson, A.J.B. and Thompson, J.F.H., 1996. *Atlas of alteration, a field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 118 p.
- Van Leeuwen, T. M. 1981 *The geology of southwest Sulawesi with special reference to the Biru area*. The Geology and Tectonics of Eastern Indonesia. Geological Research and Development Centre Special Publication, vol. 2, p. 277-304.

n, J.J., 2001. Fluid Inclusions in Hydrothermal Ore Deposits . London, K, Lithos, 55, 229-272

I.C. and Hedenquist, J.W., 1995. *Epithermal Gold Deposits: Styles, characteristics and Exploration*. Society Economic Geologist newsletter 23, p.1, and 9-13.



Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.

Yuwono, Y. S. 1987. *Contribution a L'etude Du Volcanisme Potassique De L'Indonesie*. L'Universite De Bretagne occidentale, Tome I, p. 63.

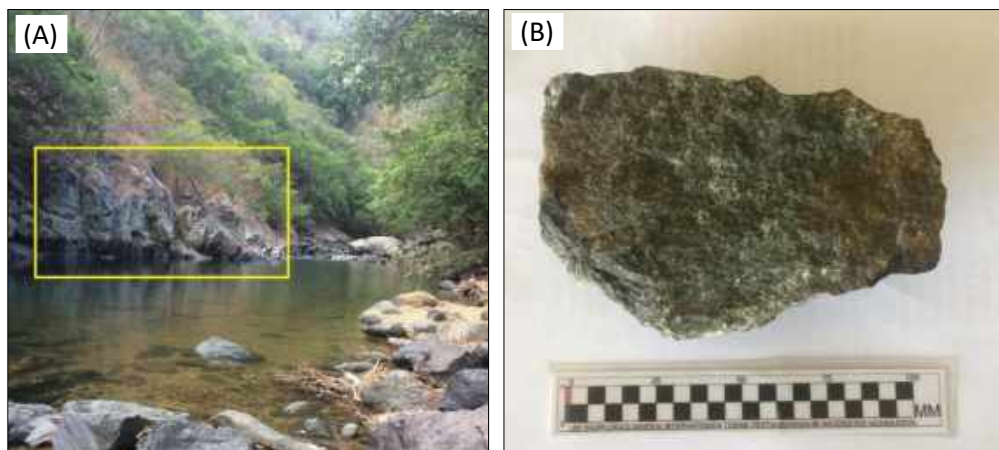


Optimization Software:
www.balesio.com

LAMPIRAN A

DESKRIPSI LAPANGAN

Stasiun : 01
No. Sampel : ST.01
Koordinat :
Deskripsi : Basal teralterasi lemah, warna lapuk coklat kemerahan, warna segar hitam kehijauan, hipokristalin, faneritik. komposisi mineral, plagioklas, kuarsa, piroksin dan epidot.
Keterangan : Sampel diambil di sungai Ballasa'.



Gambar.1. Singkapan basal teralterasi lemah (garis kuning) pada stasiun 1 (A) dan sampel *hand specimen* (B) yang diambil dari singkapan Stasiun 1.



Stasiun : 02
 No. Sampel : ST.02 A
 Koordinat :
 Deskripsi : **ST-2A:** Basal teralterasi, warna lapuk coklat kemerahan sampai hitam, warna segar hijau, hipokristalin, faneritik, komposisi mineral plagioklas, piroksen, kuarsa, dan epidot.
ST-2B: Basal teralterasi kuat, warna lapuk coklat kemerahan, warna segar hitam kehijauan, hipokristalin, faneritik. Komposisi mineral berupa klorit, kuarsa serta terdapat mineral sulfida berupa pirit (*disseminated*)
 Keterangan : Sampel diambil di pinggiran sungai Muntia.



2. Singkapan basal teralterasi sebagian (garis kuning) di stasiun 2A **(A)** dan sampel *hand specimen* basal **(B)** yang diambil dari singkapan di Stasiun 02A, singkapan (garis kuning) basal teralterasi kuat di stasiun 2B **(C)** dan sampel *hand specimen* basal teralterasi kuat terdapat mineral sulfida berupa pirit (*disseminated*) di stasiun 2B **(D)**



Stasiun : 03
No. Sampel : ST-03
Koordinat :
Deskripsi : Diorit. Warna lapuk coklat, warna segar hijau, hipokristalin, faneritik, komposisi mineral plagioklas, kuarsa, klorit, Biotit serta terdapat mineral sulfida berupa mineral pirit (*disseminated*).
Keterangan : Sampel diambil di antara sungai Ballasa' dan Muntia.



Gambar.3 Sampel *hand specimen* Diorit, terdapat mineral sulfida berupa pirit (*disseminated*) yang diambil dari Singkapan di Stasiun 3.



Stasiun : 04
No. Sampel : ST.04
Koordinat :
Deskripsi : Diorit, warna lapuk coklat kemerahan, warna segar hijau gelap, hipokristalin, faneritik, komposisi mineral plagioklas, klorit, kuarsa, Biotit.
Keterangan : Sampel diambil di antara sungai Ballasa' dan Muntia.



Gambar 4. Singkapan Diorit pada stasiun 4 (A) dan sampel *hand specimen* diorit yang diambil di stasiun 04 (B).

Stasiun : 05
No. Sampel : ST.05
Koordinat :
Deskripsi : Basal, warna lapuk coklat, warna segar hijau kehitaman.
Hipokristalin, faneritik Komposisi mineral : Kuarsa, Klorit serta terdapat mineral sulfida berupa pirit.
Keterangan : Sampel diambil diantara sungai Ballasa' dan sungai Muntia.



Gambar 5. Singkapan basal teralterasi sebagian pada stasiun 5 (A) dan sampel *hand specimen* basal yang diambil dari singkapan stasiun 5 (B).

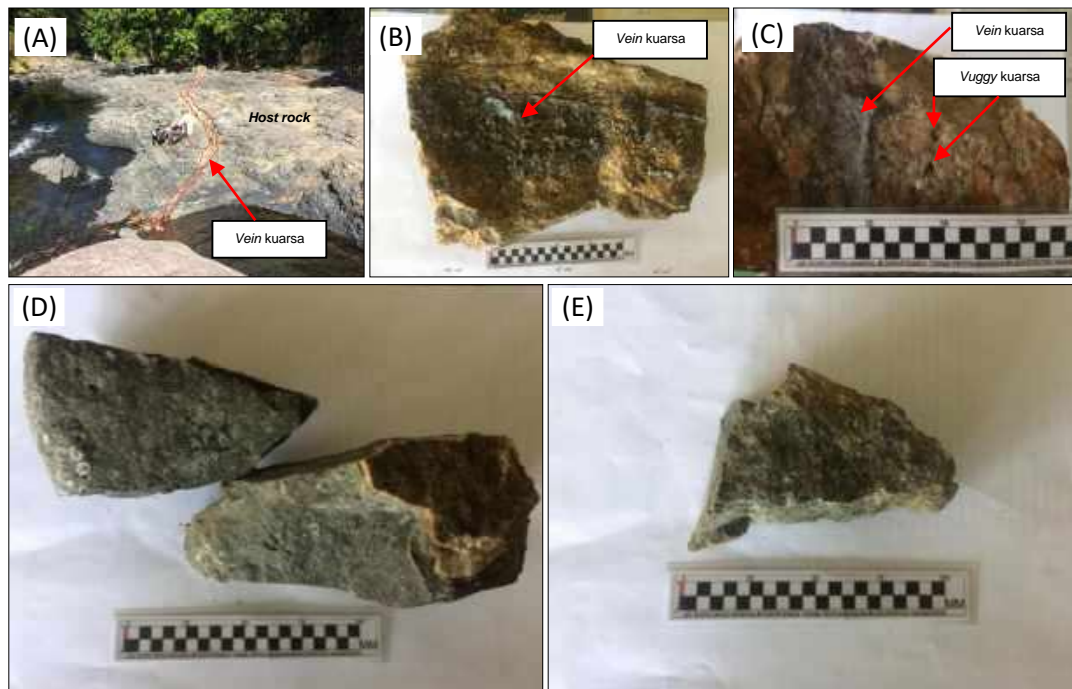


Stasiun : 06
No. Sampel : ST.06
Koordinat :
Deskripsi : **ST-06A** (*Vein*), urat kuarsa (ketebalan 30 cm, N 65° E 75°) dengan komposisi mineral epidot dan mineral sulfida berupa pirit. Tekstur urat berupa *vuggy* kuarsa.

ST-06B Basal teralterasi, warna lapuk abu-abu sampai coklat, hipokristalin, faneritik. Komposisi mineral terdiri dari Kuarsa, klorit, serta pirit (*disseminated*).

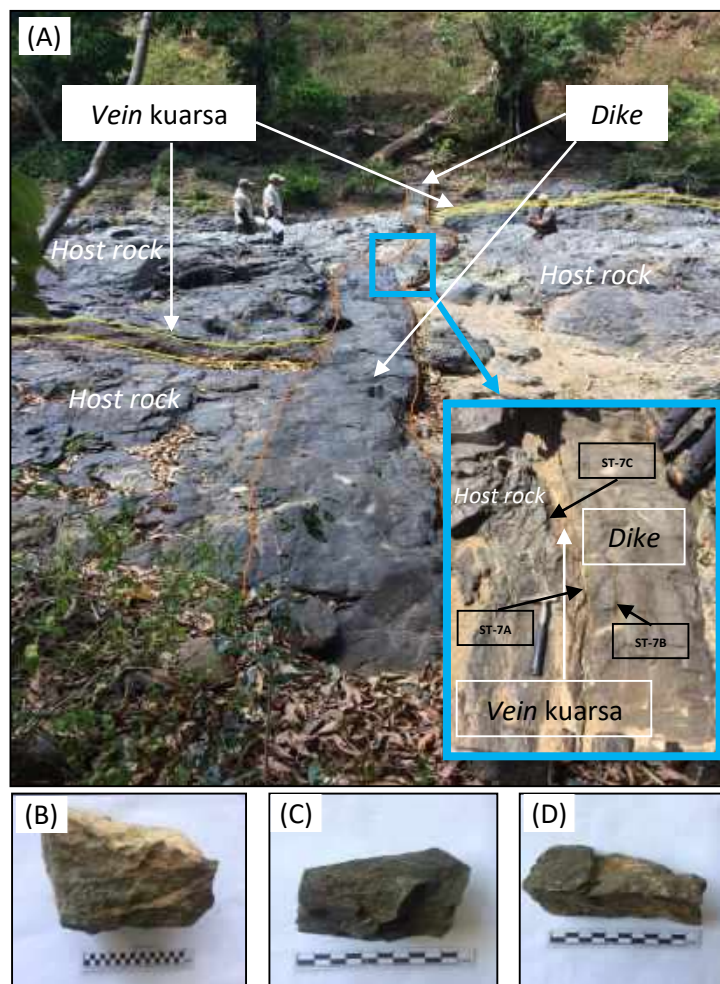
ST-06 C Basal teralterasi, warna lapuk coklat, warna segar hijau. Hipokristalin, faneritik. komposisi mineral kuarsa dan klorit serta pirit (*disseminated*).

Keterangan : Sampel diambil di sungai Ballasa'.



Gambar 6. Singkapan urat kuarsa (A); sampel urat kuarsa yang memperlihatkan urat kuarsa (ST-6A) (B); sampel urat kuarsa yang memperlihatkan tekstur *vuggy* kuarsa (ST-6A) (C); sampel *hand specimen* host rock basal teralterasi (ST-6B) (D) dan sampel *hand specimen* host rocks basal teralterasi (ST-6C) (E) yang keseluruhan sampel tersebut diambil pada singkapan stasiun 6.

- Stasiun : 07
- No. Sampel : ST.07A (Vein), ST.07B (*host rock*), ST.07C (*host rock*).
- Koordinat :
- Deskripsi :
 - **ST.07A** (vein): Urut kuarsa (ketebalan 10 cm, N 150° E 76°) dengan komposisi mineral sulfida berupa pirit, memiliki tekstur urat berupa vuggy kuarsa.
 - **ST.07B**: Basal scoria (dike), warna lapuk jingga sampai hitam, warna segar hijau, hipokristalin, struktur scoria, komposisi mineral plagioklas dan kuarsa.
 - **ST.07C**: Basal teralterasi. Warna lapuk coklat kehitaman, warna segar hijau kehitaman. Hipokristalin, faneritik. Komposisi mineral plagioklas dan kuarsa.
- Keterangan : Sampel diambil di sungai Ballasa'.



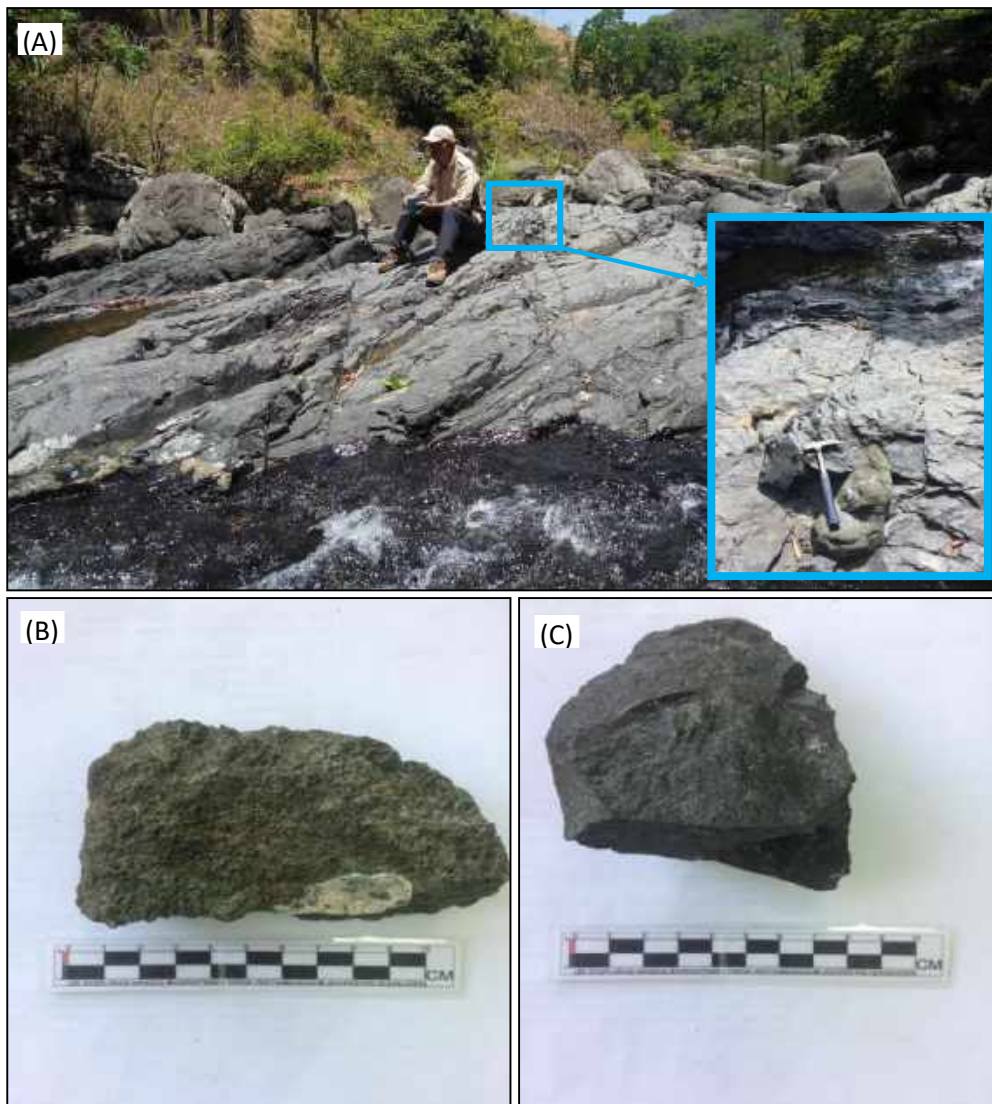
Gambar 7. Singkapan basal yang terintrusi oleh basal scoria dan urat kursor di Stasiun 7 (A); sampel *hand specimen* urat kursor yang memperlihatkan *veinlet* serta layer sulfida (ST-7A) (B); Sampel *hand specimen* *host rock* basal scoria (*dike*) (ST-7B) (C) dan sampel *hand specimen* berupa basal teralterasi lemah (ST-7C) (D) yang keseluruhan sampel tersebut diambil dari singkapan pada stasiun 7.



Stasiun : 08
 No. Sampel : ST.08 (gabro), ST.08B basal (*wall rock*)
 Koordinat :
 Deskripsi :

- **ST.08A**: Gabro, warna hitam kehijauan, holokristalin, faneritik. Komposisi mineral berupa piroksen, plagioklas dan kuarsa.
- **ST.08B**: Basal, warna lapuk coklat, warna segar hitam kehijauan, hipokristalin, tekstur faneritik, komposisi mineral kuarsa, piroksen dan plagioklas.

 Keterangan : Sampel diambil di sungai Ballasa'.

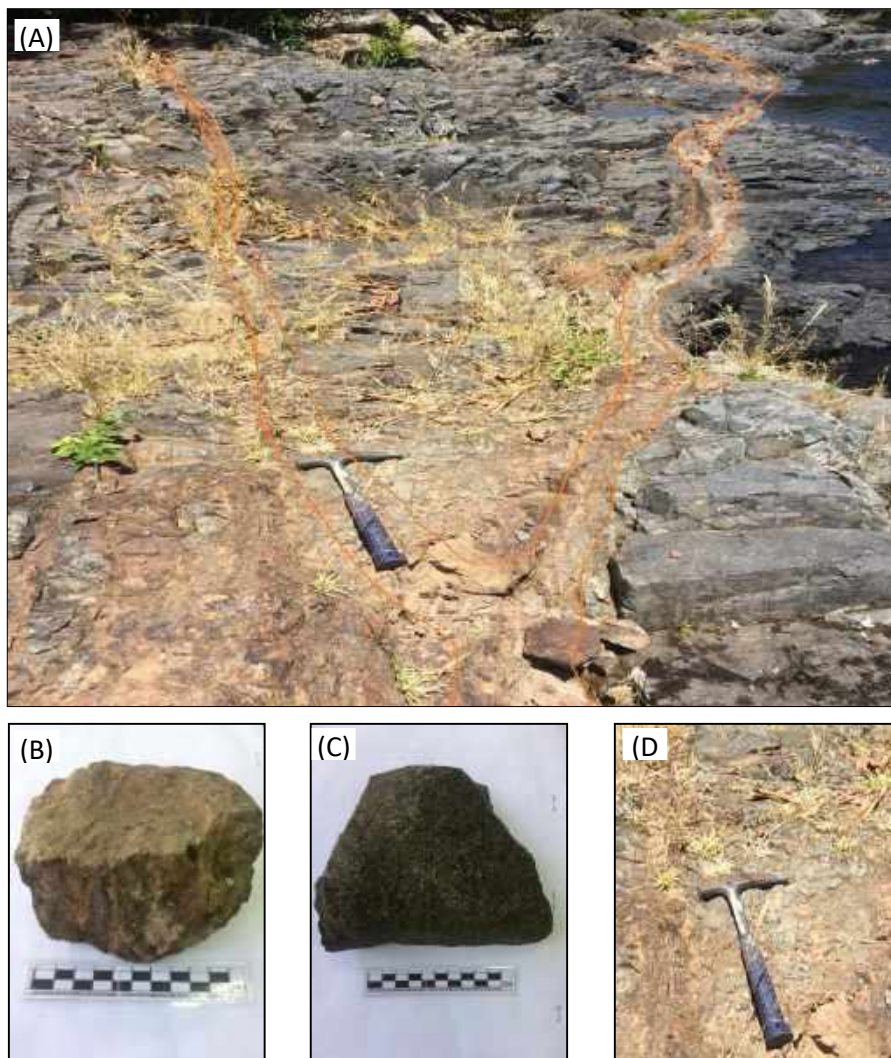


Gambar 8. Singkapan basal dan gabro (A); Sampel *hand specimen* gabro (ST-8A) (B); sampel *hand specimen* wall rock basal (ST-8B) (C) yang keseluruhan sampel tersebut diambil dari singkapan pada stasiun 8.



- Stasiun : 9
- No. Sampel : ST.9A (*vein*), ST.9B (Gabro). ST.9C (Lempung)
- Koordinat :
- Deskripsi : • **ST.9A:** Urut kuarsa (ketebalan 26 cm, N 268° E 82°) dengan komposisi mineral sulfida berupa pirit, memiliki tekstur urat berupa *vuggy* kuarsa.
- **ST.9B:** Gabro, warna hitam kehijauan, holokristalin, faneritik. Komposisi mineral plagioklas dan biotit.
- **ST.9C:** Lempung yang teralterasi (indikasi alterasi argilik), berasosiasi dengan urat kuarsa (ST-9A).

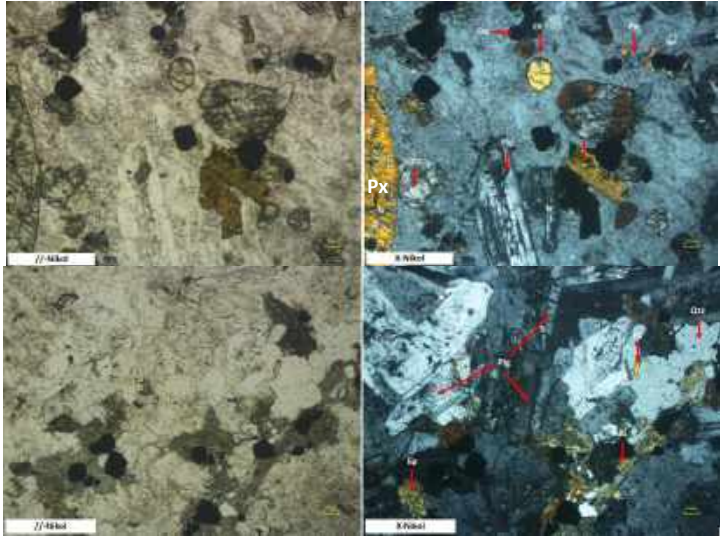
Keterangan : Sampel diambil di sungai Ballasa'.



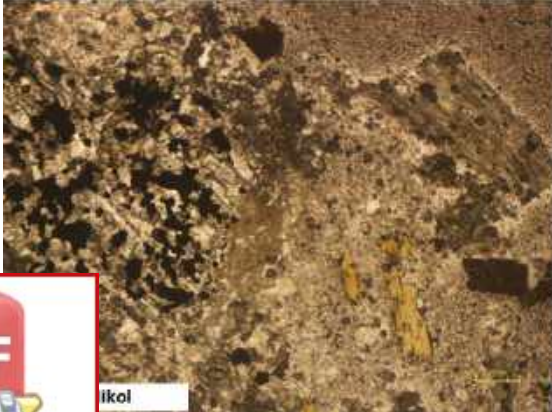
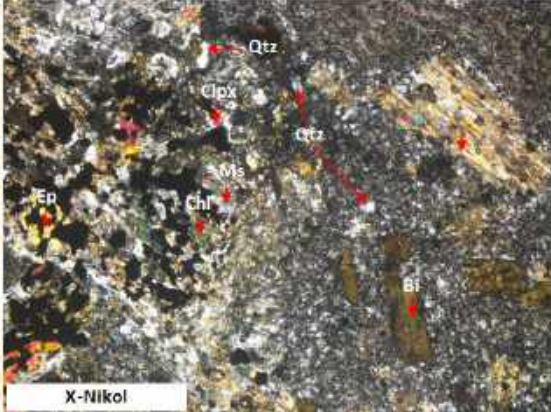
ambar 9. Singkapan urat kursora (A); Sampel *hand specimen* urat kursora (ST-9A) (B); sampel *hand specimen wall rock* gabro (ST-9B) (C); Lempung (ST-9C) (D) yang keseluruhan sampel tersebut diambil dari singkapan pada stasiun 9.



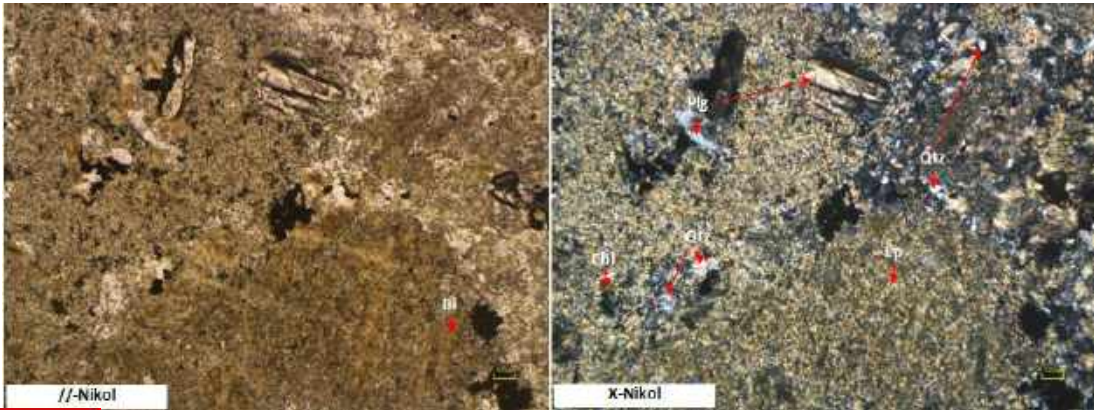
LAMPIRAN B
DESKRIPSI PETROGRAFI

No Stasiun : ST-1		
Lokasi : Sungai Ballasa'		
Kode Sampel (Sample ID) : ST-1		
Jenis Sampel (Sample type) : Basal (teralterasi lemah)		
Tipe Alterasi (Alteration type) : kursor-biotit-epidot		
Mikroskopis (Microscopic) : Kenampakan mikroskopis batuan ini berwarna abu-abu kecoklatan pada nikol sejajar, dan berwarna abu-abu kehitaman pada nikol silang. Batuan ini teralterasi lemah dengan ukuran mineral $\leq 0,025 - 0,4$ mm, tersusun atas mineral seperti kuarsa, biotit, epidot, piroksin, plagioklas, olivin dan opak bentuk euhedra-subhedral.		
Deskripsi Mineralogi (Mineralogy Of Description)		
Komposisi Mineral Compositon of Mineral	Jumlah Amount (%)	Keterangan optik mineral Description of Optical Mineralogy
Plagioklas (Plg)	15	Warna absorpsi abu-abu, warna interferensi hitam, pecahan tidak ada, belahan 1 arah, sudut gelap 35°, intensitas sedang, relief sedang, pleokroisme monokroik, ukuran mineral 0,3 – 0,6 mm
Kuarsa (Qtz)	40	Warna absorpsi putih, warna interferensi putih abu-abu, pecahan tidak ada, belahan tidak ada, pleokrisme monokroik, intensitas sedang-kuat, relief sedang-tinggi, sudut gelap 43°, ukuran mineral 0,1-1 mm
Olivin (Ol)	10	Warna absorpsi coklat, warna interferensi kuning, pecahan tidak ada, belahan dua arah, relief rendah sudut gelap 18°, ukuran mineral 0,2-0,3 mm.
Piroksin (Px)	10	Warna absorpsi abu-abu kecoklatan, warna interferensi coklat kemerahan, pecahan tidak rata, belahan tidak jelas, sudut gelap 44°, pleokroisme monokroik, ukuran 0,1 mm.
Biotit (Bi)	15	Warna absorpsi abu-abu coklat, warna interferensi kuning kecoklatan, pecahan tidak ada, belahan 1 arah, sudut gelap 24°, ukuran mineral 0,2-0,4 mm.
Epidot (Ep)	10	Warna absorpsi abu-abu kecoklatan, warna interferensi hijau kekuningan, pecahan tidak rata, belahan tidak jelas, sudut gelap 17,5°, intensitas sedang, relief sedang, pleokroisme dwikroik, ukuran 0,3 – 0,4 mm.
Foto :		
		



No Stasiun : ST-2		
Lokasi : Sungai Muntia		
Kode Sampel (Sample ID) : ST-2A		
Jenis Sampel (Sample type) : Basal (teralterasi lemah)		
Tipe Alterasi (Alteration type) : kuarsa, klorit, epidot dan biotit		
Mikroskopis (Microscopic) : Kenampakan mikroskopis batuan ini berwarna abu-abu sampai kuning kecoklatan pada nikol sejajar, dan berwarna abu-abu kehitaman pada nikol silang. Batuan ini telah teralterasi lemah dengan ukuran mineral 0,05 – 0,3 mm, terdiri atas mineral kuarsa, epidot, klorit, biotit, muskovit, klinopiroksin dan opak, bentuk subhedral-anhedral.		
Deskripsi Mineralogi (Mineralogy Of Description)		
Komposisi Mineral Compositon of Mineral	Jumlah Amount (%)	Keterangan optik mineral Description of Optical Mineralogy
Kuarsa (Qtz)	40	Warna absorpsi putih, warna interferensi putih abu-abu, pecahan tidak ada, belahan tidak ada, pleokrisme monokroik, intensitas sedang-kuat, relief sedang-tinggi, sudut gelap 43°, ukuran mineral 0,05-0,1 mm
Biotit (Bi)	10	Warna absorpsi abu-abu coklat, warna interferensi kuning kecoklatan, pecahan tidak ada, belahan 1 arah, sudut gelap 24°, ukuran mineral 0,1-0,3 mm.
Muskovit (Ms)	5	Warna absorpsi coklat kemerahan, warna interferensi kuning hijau keunguan, pecahan tidak rata, belahan tidak jelas, sudut gelap 27°, intensitas lemah, relief rendah, pleokroisme monokroik, ukuran mineral 0,05 mm.
Klonopiroksin (Clpx)	5	Warna absorpsi abu-abu kecoklatan, warna interferensi ungu, pecahan tidak ada, belahan 1 arah, intensitas sedang, relief rendah, pleokroisme monokroik, sudut gelap 44°, ukuran mineral 0,05 mm.
Epidot (Ep)	20	Warna absorpsi abu-abu kecokelatan, warna interferensi kuningan kecoklatan, pecahan tidak rata, belahan tidak jelas, sudut gelap 17,5°, intensitas sedang, relief sedang, pleokroisme dwikroik, ukuran 0,05 mm.
Klorit (Chl)	20	Warna absorpsi hijau kecoklatan, warna interferensi hijau kekuningan, pecahan tidak rata, belahan tidak jelas, pleokrisme monokroik, intensitas rendah, relief lemah, sudut gelap 19°, ukuran mineral 0,05 - 0,1 mm.
Foto :		
		

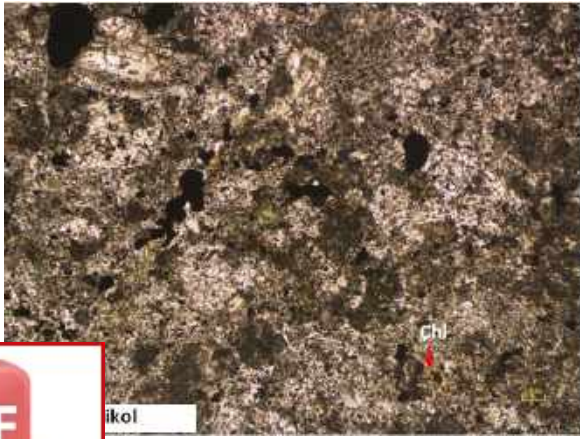
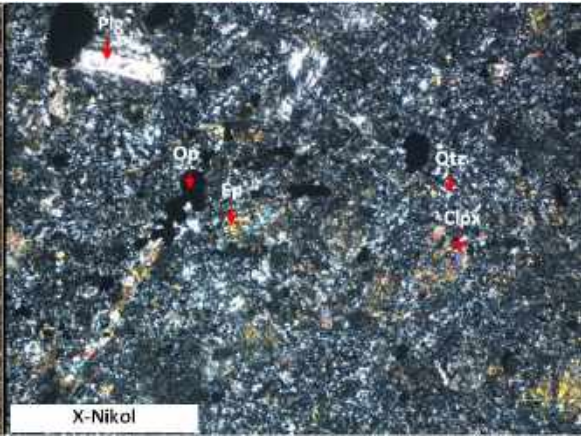


No Stasiun : ST-2		
Lokasi : Sungai Muntia		
Kode Sampel (Sample ID) : ST-2B		
Jenis Sampel (Sample type) : Basal (teralterasi kuat)		
Tipe Alterasi (Alteration type) : Kuarsa, epidot, klorit dan biotit		
Mikroskopis (Microscopic) : Kenampakan mikroskopis batuan ini berwarna abu-abu kecoklatan pada nikol sejajar, dan berwarna abu-abu kekuningan pada nikol silang. Batuan ini teralterasi kuat dengan ukuran mineral $\leq 0,025 - 0,4$ mm, tersusun atas mineral seperti kuarsa, biotit, epidot, klorit, plagioklas, dan opak bentuk subhedral-anhedral.		
Deskripsi Mineralogi (Mineralogy Of Description)		
Komposisi Mineral Compositon of Mineral	Jumlah Amount (%)	Keterangan optik mineral Description of Optical Mineralogy
Kuarsa (Qtz)	25	Warna absorpsi putih, warna interferensi putih abu-abu, pecahan tidak ada, belahan tidak ada, pleokrisme monokroik, intensitas sedang-kuat, relief sedang-tinggi, sudut gelap 43°, ukuran mineral 0,05-0,1 mm
Plagioklas (Plg)	15	Warna absorpsi abu-abu, warna interferensi hitam, pecahan tidak ada, belahan 1 arah, sudut gelap 35°, intensitas sedang, relief sedang, pleokroisme monokroik, ukuran mineral 0,1 – 0,5 mm
Biotit (Bi)	10	Warna absorpsi abu-abu coklat, warna interferensi kuning kecoklatan, pecahan tidak ada, belahan 1 arah, sudut gelap 24°, ukuran mineral 0,2-0,4 mm.
Epidot (Ep)	40	Warna absorpsi abu-abu kecoklatan, warna interferensi kuning kecoklatan, pecahan tidak rata, belahan tidak jelas, sudut gelap 17,5°, intensitas sedang, relief sedang, pleokroisme dwikroik, ukuran <0,1mm.
Klorit (Chl)	10	Warna absorpsi hijau kecoklatan, warna interferensi hijau kekuningan, pecahan tidak rata, belahan tidak jelas, pleokrisme monokroik, intensitas rendah, relief lemah, sudut gelap 19°, ukuran mineral 0,1 mm.
Foto :		
		



No Stasiun : ST-3		
Lokasi :		
Kode Sampel (<i>Sample ID</i>) : ST-3		
Jenis Sampel (<i>Sample type</i>) : Diorit (teralterasi sedang)		
Tipe Alterasi (<i>Alteration type</i>) : Kuarsa dan klorit		
Mikroskopis (<i>Microscopic</i>) :		
Kenampakan mikroskopis batuan ini berwarna abu-abu coklat pada nikol sejajar, dan berwarna abu-abu kehitaman pada nikol silang. Batuan ini telah teralterasi lemah dengan ukuran mineral 0,05 – 0,5 mm, terdiri atas mineral kuarsa, klorit, biotit, plagioklas dan opak, bentuk subhedral-anhedral.		
Deskripsi Mineralogi (<i>Mineralogy Of Description</i>)		
Komposisi Mineral <i>Compositon of Mineral</i>	Jumlah Amount (%)	Keterangan optik mineral <i>Description of Optical Mineralogy</i>
Kuarsa (Qtz)	35	Warna absorpsi abu-abu, warna interferensi putih abu-abu, pecahan tidak ada, belahan tidak ada, pleokrisme monokroik, intensitas sedang-kuat, relief sedang-tinggi, sudut gelap 29°, ukuran mineral 0,05-0,4 mm
Plagioklas (Plg)	15	Warna absorpsi abu-abu, warna interferensi hitam, pecahan tidak ada, belahan 1 arah, sudut gelap 37°, intensitas sedang, relief sedang, pleokroisme monokroik, ukuran mineral 0,05 – 0,1 mm
Biotit (Bi)	20	Warna absorpsi abu-abu coklat, warna interferensi kuning kecoklatan, pecahan tidak ada, belahan 1 arah, sudut gelap 31°, ukuran mineral 0,2-0,3 mm.
Klorit (Chl)	20	Warna absorpsi coklat kehijauan, warna interferensi hijau kehitaman, pecahan tidak rata, belahan tidak rata, sudut gelap 19°, ukuran mineral
Mineral Opak (Op)	10	Warna absorpsi dan warna interferensi hitam, ukuran 0,1 – 0,5 mm
Foto :		



No Stasiun : ST-5		
Lokasi :		
Kode Sampel (Sample ID) : ST-5		
Jenis Sampel (Sample type) : Basal (teralterasi sedang)		
eTipe Alterasi (Alteration type) : Kuarsa, epidot dan klorit		
Mikroskopis (Microscopic) :		
Kenampakan mikroskopis batuan ini berwarna abu-abu kecoklatan pada nikol sejajar, dan berwarna abu-abu kehitaman pada nikol silang. Batuan ini telah teralterasi lemah dengan ukuran mineral 0,05 – 0,3 mm, terdiri atas mineral kuarsa, klorit, epidot, plagioklas, klinopiroksin dan opak, bentuk subhedral-anhedral.		
Deskripsi Mineralogi (Mineralogy Of Description)		
Komposisi Mineral Competition of Mineral	Jumlah Amount (%)	Keterangan optik mineral Description of Optical Mineralogy
Kuarsa (Qtz)	40	Warna absorpsi abu-abu, warna interferensi putih abu-abu, pecahan tidak ada, belahan tidak ada, pleokrisme monokroik, intensitas sedang-kuat, relief sedang-tinggi, sudut gelap 29°, ukuran mineral 0,05 mm
Plagioklas (Plg)	15	Warna absorpsi putih abu-abu, warna interferensi putih, pecahan tidak rata, belahan 1 arah, pleokroisme monokroik, intensitas sedang-kuat, relief sedang-tinggi, sudut gelap 43°, ukuran mineral 0,1 – 0,3 mm.
Klinopiroksin (Cpx)	5	Warna absorpsi abu-abu kecoklatan, warna interferensi biru keunguan, pecahan tidak ada, belahan 1 arah, intensitas sedang, relief rendah, pleokroisme monokroik, sudut gelap 44°, ukuran mineral 0,05 mm.
Klorit (Chl)	15	Warna absorpsi coklat kehijauan, warna interferensi kuning kehijauan, pecahan tidak rata, belahan tidak rata, sudut gelap 10°, ukuran mineral 0,1 mm.
Epidot (Ep)	15	Warna absorpsi abu-abu kecoklatan, warna interferensi kuning kecoklatan, pecahan tidak rata, belahan tidak jelas, sudut gelap 16°, intensitas sedang, relief sedang, pleokroisme monokroik, ukuran 0,05 mm.
Mineral Opak (Op)	10	Warna absorpsi dan warna interferensi hitam, ukuran 0,1 – 0,2 mm
Foto :		
		



No Stasiun : ST-6		
Lokasi : Sungai Ballasa		
Kode Sampel (Sample ID) : ST-6A		
Jenis Sampel (Sample type) : Basal teralterasi kuat (vein)		
Tipe Alterasi (Alteration type) : Kuarsa dan epidot		
Mikroskopis (Microscopic) : Kenampakan mikroskopis batuan ini berwarna abu-abu kecoklatan pada nikol sejajar, dan berwarna abu-abu kecoklatan pada nikol silang. Batuan ini telah teralterasi kuat dengan ukuran mineral 0,05 – 0,5 mm, terdiri atas mineral kuarsa, epidot dan opak, bentuk subhedral-anhedral.		
Deskripsi Mineralogi (Mineralogy Of Description)		
Komposisi Mineral Compositon of Mineral	Jumlah Amount (%)	Keterangan optik mineral Description of Optical Mineralogy
Kuarsa (Qtz)	50	Warna absorpsi abu-abu, warna interferensi putih abu-abu, pecahan tidak ada, belahan tidak ada, pleokrisme monokroik, intensitas sedang-kuat, relief sedang-tinggi, sudut gelapan 29°, ukuran mineral 0,05 – 0,5 mm
Epidot (Ep)	30	Warna absorpsi abu-abu kecoklatan, warna interferensi kuning kecoklatan, pecahan tidak rata, belahan tidak jelas, sudut gelapan 16°, intensitas sedang, relief sedang, pleokroisme monokroik, ukuran 0,05 – 0,1 mm.
Mineral Opak (Op)	20	Warna absorpsi dan warna interferensi hitam, ukuran 0,1 – 0,2 mm
Foto :		



No Stasiun : ST-6
Lokasi : Sungai Ballasa

Kode Sampel (Sample ID) : ST-6B

Jenis Sampel (Sample type) : Basal (teralterasi kuat)

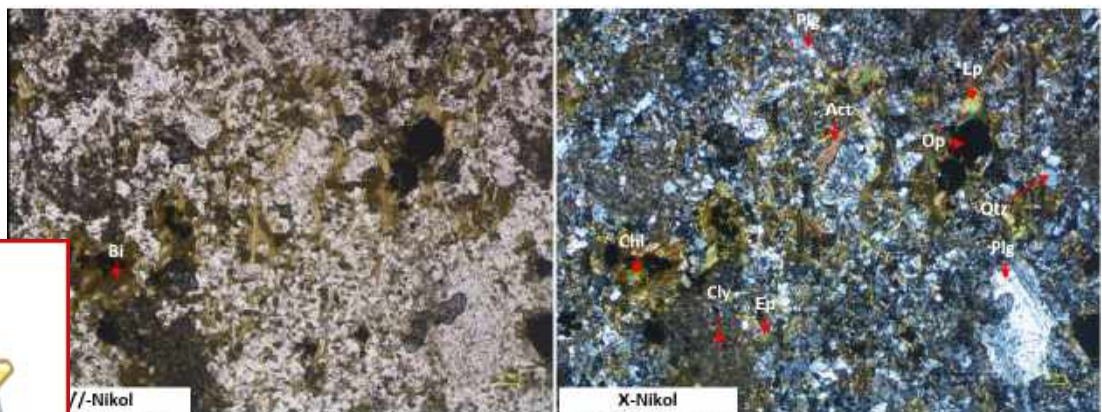
Tipe Alterasi (Alteration type) : Kuarsa, aktinolit, biotit, klorit, epidot dan clay

Mikroskopis (Microscopic) :
 Kenampakan mikroskopis batuan ini berwarna abu-abu kecoklatan pada nikol sejajar, dan berwarna abu-abu kecoklatan pada nikol silang. Batuan ini telah teralterasi kuat dengan ukuran mineral 0,05 – 0,5 mm, terdiri atas mineral kuarsa, plagioklas, aktinolit, klorit, epidot, biotit, mineral lempung dan opak, bentuk subhedral-anhedral.

Deskripsi Mineralogi (Mineralogy Of Description)

Komposisi Mineral Composition of Mineral	Jumlah Amount (%)	Keterangan optik mineral Description of Optical Mineralogy
Kuarsa (Qtz)	25	Warna absorpsi abu-abu, warna interferensi putih abu-abu, pecahan tidak ada, belahan tidak ada, pleokrisme monokroik, intensitas sedang-kuat, relief sedang-tinggi, sudut gelap 43°, ukuran mineral 0,05 – 0,5 mm
Plagioklas (Plg)	10	Warna absorpsi putih abu-abu, warna interferensi putih, pecahan tidak rata, belahan tidak jelas, pleokrisme monokroik, intensitas sedang-kuat, relief sedang-tinggi, sudut gelap 18°, ukuran mineral 0,05 – 0,1 mm.
Aktinolit (Act)	5	Warna absorpsi coklat, warna interferensi kuning keunguan, pecahan tidak ada, belahan satu arah, pleokrisme monokroik, sudut gelap 29°, ukuran mineral 0,05 – 0,2 mm
Biotit (Bi)	10	Warna absorpsi abu-abu coklat, warna interferensi kuning kecoklatan, pecahan tidak ada, belahan 1 arah, sudut gelap 31°, ukuran mineral 0,2-0,3 mm.
Klorit (Chl)	20	Warna absorpsi coklat kehijauan, warna interferensi kuning kehijauan, pecahan tidak rata, belahan tidak jelas, sudut gelap 21°, ukuran mineral 0,1 – 0,2 mm.
Epidot (Ep)	20	Warna absorpsi abu-abu kecoklatan, warna interferensi kuning kehijauan, pecahan tidak ada, belahan tidak jelas, sudut gelap 31°, intensitas sedang, relief sedang, pleokrisme monokroik, ukuran 0,05 mm.
Mineral Lempung (Cly)	5	Warna absorpsi coklat dan warna interferensi coklat kehitaman, ukuran mineral <0,05 mm.
Mineral Opak (Op)	5	Warna absorpsi dan warna interferensi hitam, ukuran 0,1 – 0,2 mm

Foto :



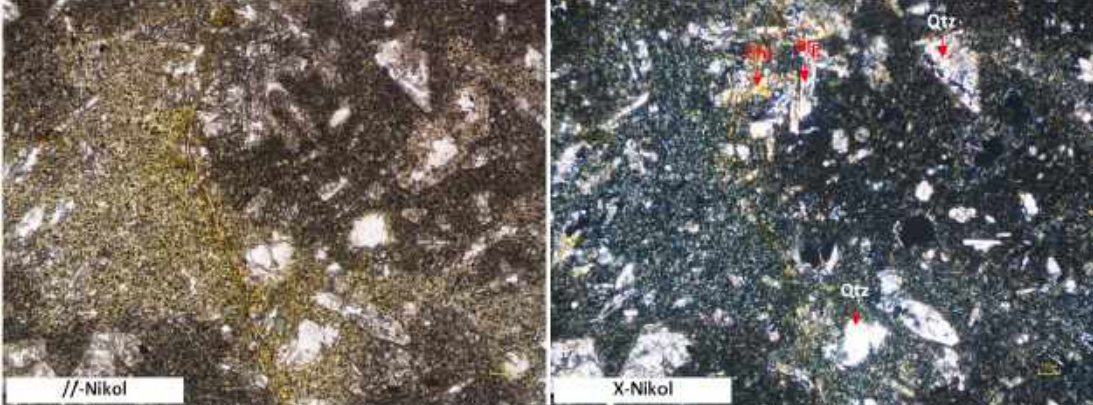
PDF
 Optimization Software:
www.balesio.com

No Stasiun : ST-6		
Lokasi : Sungai Ballasa		
Kode Sampel (Sample ID) : ST-6C		
Jenis Sampel (Sample type) : Basal (teralterasi kuat)		
Tipe Alterasi (Alteration type) : Kuarsa, epidot dan klorit		
Mikroskopis (Microscopic) : Kenampakan mikroskopis batuan ini berwarna abu-abu kecoklatan pada nikol sejajar, dan berwarna abu-abu kecoklatan pada nikol silang. Batuan ini telah teralterasi kuat dengan ukuran mineral 0,05 – 0,2 mm, terdiri atas mineral kuarsa, epidot, dan opak, bentuk subhedral-anhedral.		
Deskripsi Mineralogi (Mineralogy Of Description)		
Komposisi Mineral Composition of Mineral	Jumlah Amount (%)	Keterangan optik mineral Description of Optical Mineralogy
Kuarsa (Qtz)	50	Warna absorpsi abu-abu, warna interferensi putih, pecahan tidak ada, belahan tidak ada, pleokrisme monokroik, intensitas sedang-kuat, relief sedang-tinggi, sudut gelap 22°, ukuran mineral 0,05 – 0,1 mm
Epidot (Ep)	20	Warna absorpsi abu-abu kecoklatan, warna interferensi kuning kehijauan, pecahan tidak ada, belahan tidak jelas, sudut gelap 31°, pleokrisme monokroik, ukuran 0,05 mm.
Klorit (Chl)	20	Warna absorpsi coklat kehijauan, warna interferensi kuning kehijauan, pecahan tidak rata, belahan tidak jelas, sudut gelap 21°, ukuran mineral 0,1 – 0,2 mm.
Mineral Opak (Op)	10	Warna absorpsi dan warna interferensi hitam, ukuran 0,1 – 0,2 mm
Foto :		



No Stasiun : ST-7		
Lokasi : Sungai Ballasa		
Kode Sampel (<i>Sample ID</i>) : ST-7A		
Jenis Sampel (<i>Sample type</i>) : Basal teralterasi kuat (<i>vein</i>)		
Tipe Alterasi (<i>Alteration type</i>) : Kuarsa, klorit dan epidot		
Mikroskopis (<i>Microscopic</i>) :		
Kenampakan mikroskopis batuan ini berwarna abu-abu kecoklatan pada nikol sejajar, dan berwarna abu-abu kecoklatan pada nikol silang. Batuan ini telah teralterasi kuat dengan ukuran mineral 0,05 – 0,5 mm, terdiri atas mineral kuarsa, klorit, epidot dan opak, bentuk subhedral-anhedral.		
Deskripsi Mineralogi (<i>Mineralogy Of Description</i>)		
Komposisi Mineral <i>Compositon of Mineral</i>	Jumlah <i>Amount</i> (%)	Keterangan optik mineral <i>Description of Optical Mineralogy</i>
Kuarsa (Qtz)	60	Warna absorpsi putih abu-abu, warna interferensi putih, pecahan tidak, belahan tidak ada, pleokrisme monokroik, intensitas sedang-kuat, relief sedang-tinggi, sudut gelapan 21°, ukuran mineral 0,1 – 0,3 mm
Klorit (Chl)	15	Warna absorpsi coklat kekuningan, warna interferensi kuning kecoklatan, pecahan tidak rata, belahan tidak jelas, sudut gelapan 37°, ukuran mineral 0,1 – 0,2 mm.
Epidot (Ep)	15	Warna absorpsi abu-abu kecokelatan, warna interferensi kuning kehijauan, pecahan tidak ada, belahan tidak jelas, sudut gelapan 18°, pleokroisme monokroik, ukuran 0,05 mm.
Mineral Opak (Op)	10	Warna absorpsi dan warna interferensi hitam, ukuran 0,1 – 0,3 mm
Foto :		

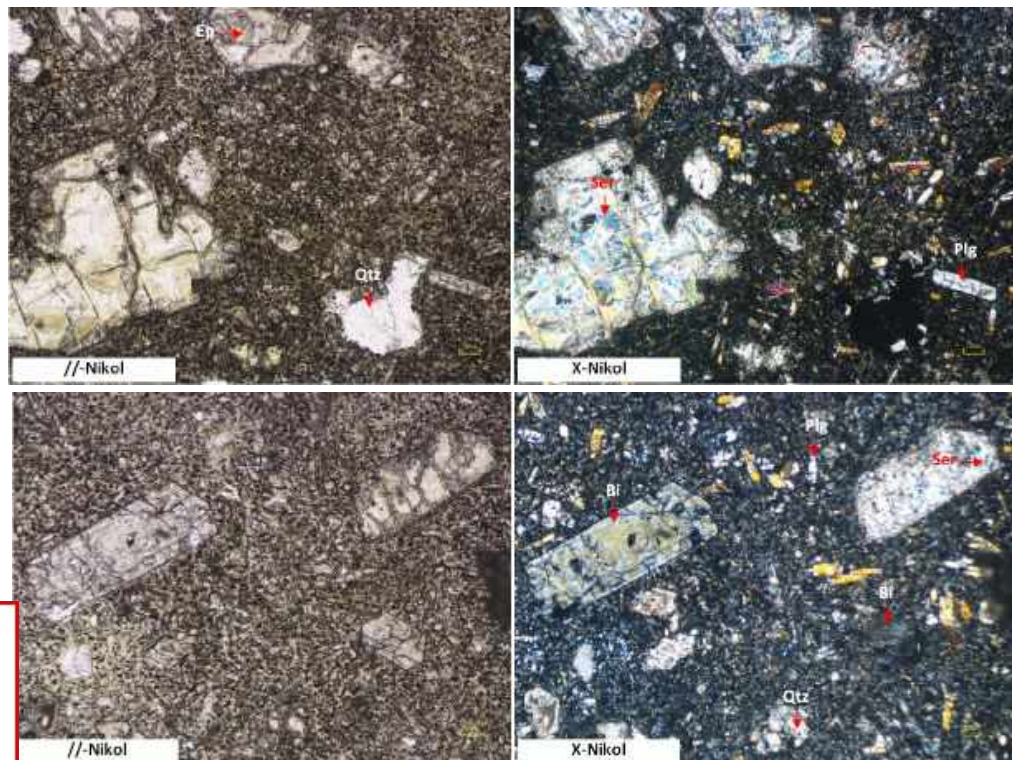

Optimization Software:
www.balesio.com

No Stasiun : ST-7		
Lokasi : Sungai Ballasa		
Kode Sampel (<i>Sample ID</i>) : ST-7B		
Jenis Sampel (<i>Sample type</i>) : Basal scoria teralterasi kuat (<i>dike</i>)		
Tipe Alterasi (<i>Alteration type</i>) : Kuarsa dan klorit		
Mikroskopis (<i>Microscopic</i>) :		
Kenampakan mikroskopis batuan ini berwarna abu-abu sampai coklat kehitaman pada nikol sejajar, dan berwarna abu-abu kehitaman pada nikol silang. Batuan ini telah teralterasi lemah dengan ukuran mineral <0,05 – 0,4mm, terdiri atas mineral kuarsa, klorit dan plagioklas, bentuk subhedral-anhedral.		
Deskripsi Mineralogi (<i>Mineralogy Of Description</i>)		
Komposisi Mineral <i>Competition of Mineral</i>	Jumlah Amount (%)	Keterangan optik mineral <i>Description of Optical Mineralogy</i>
Kuarsa (Qtz)	50	Warna absorpsi putih abu-abu, warna interferensi putih, pecahan tidak, belahan tidak ada, pleokrisme dwikroik, intensitas sedang-kuat, relief sedang-tinggi, sudut gelap 43°, ukuran mineral 0,05 – 0,4 mm
Plagioklas (Plg)	30	Warna absorpsi putih abu-abu, warna interferensi putih, pecahan tidak rata, belahan tidak jelas, pleokroisme dwikroik, intensitas sedang-kuat, relief sedang-tinggi, sudut gelap 18°, ukuran mineral 0,1 – 0,3 mm.
Klorit (Chl)	20	Warna absorpsi coklat kekuningan, warna interferensi kuning kecoklatan, pecahan tidak rata, belahan tidak jelas, sudut gelap 27°, ukuran mineral <0,05 mm.
Mineral Opak (Op)	10	Warna absorpsi dan warna interferensi hitam, ukuran 0,1 – 0,3 mm
Foto :		
		



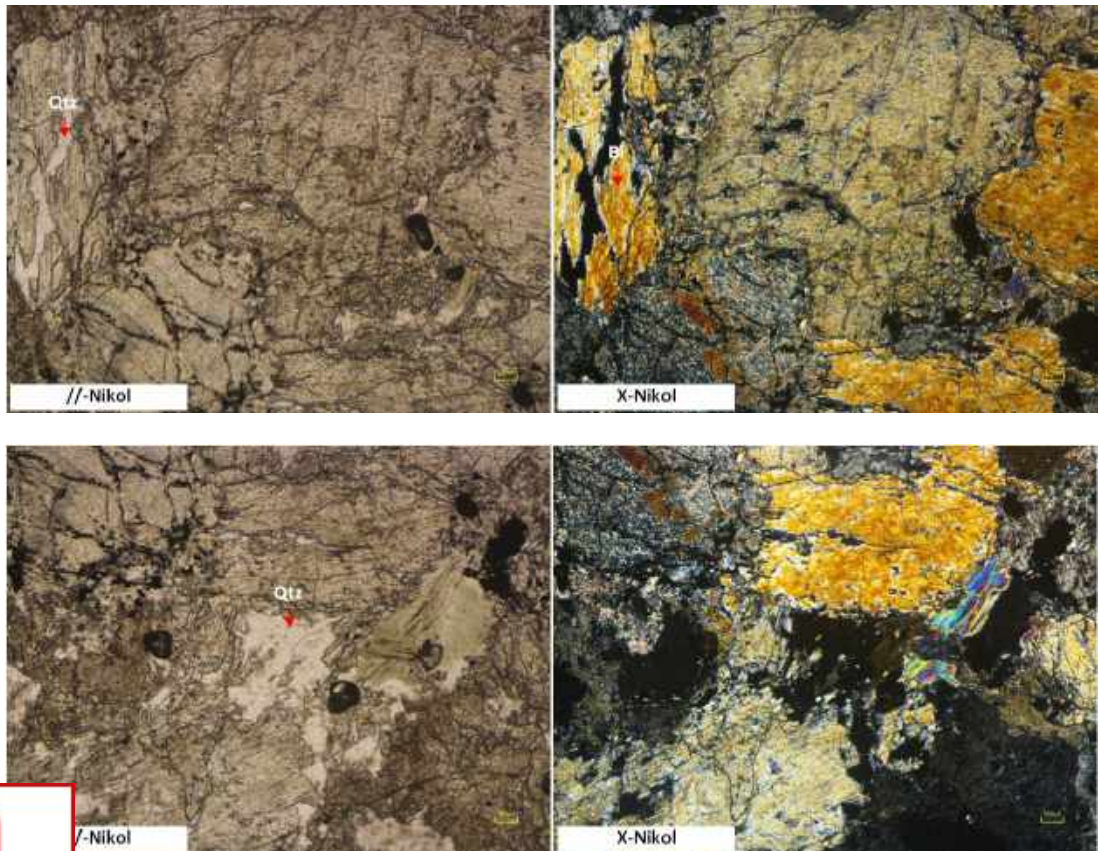
No Stasiun : ST-7		
Lokasi : Sungai Ballasa		
Kode Sampel (Sample ID) : ST-7C		
Jenis Sampel (Sample type) : Basal (teralterasi kuat)		
Tipe Alterasi (Alteration type) : Kuarsa, biotit, epidot dan serisit.		
Mikroskopis (Microscopic) :		
Kenampakan mikroskopis batuan ini berwarna abu-abu kecoklatan pada nikol sejajar, dan berwarna abu-abu kehitaman pada nikol silang. Batuan ini telah teralterasi lemah dengan ukuran mineral 0,05 – 0,7 mm, terdiri atas mineral kuarsa, plagioklas, epidot, biotit dan serisit, bentuk subhedral-anhedral.		
Deskripsi Mineralogi (Mineralogy Of Description)		
Komposisi Mineral Composition of Mineral	Jumlah Amount (%)	Keterangan optik mineral Description of Optical Mineralogy
Kuarsa (Qtz)	30	Warna absorpsi putih abu-abu, warna interferensi putih, pecahan tidak, belahan tidak ada, pleokrisme dwikroik, intensitas sedang-kuat, relief sedang-tinggi, sudut gelapan 31°, ukuran mineral 0,05 – 0,2 mm
Plagioklas (Plg)	15	Warna absorpsi putih abu-abu, warna interferensi putih, pecahan t ynidak rata, belahan tidak jelas, pleokroisme dwikroik, intensitas sedang-kuat, relief sedang-tinggi, sudut gelapan 39°, ukuran mineral 0,05 – 0,3 mm.
Biotit (Bi)	15	Warna absorpsi abu-abu coklat, warna interferensi kuning kecoklatan, pecahan tidak rata, belahan 1 arah, sudut gelapan 46,2°, ukuran mineral 0,3 - 0,7 mm.
Serisit (Ser)	15	Warna absorpsi putih, warna interferensi biru keunguan, pecahan tidak jelas, belahan tidak ada, sudut gelapan 51°, ukuran mineral 0,05 – 0,1 mm.
Epidot (Ep)	25	Warna absorpsi coklat kehijauan, pecahan tidak ada, belahan tidak jelas, sudut gelapan 21°, pleokroisme monokroik, ukuran 0,05 mm.

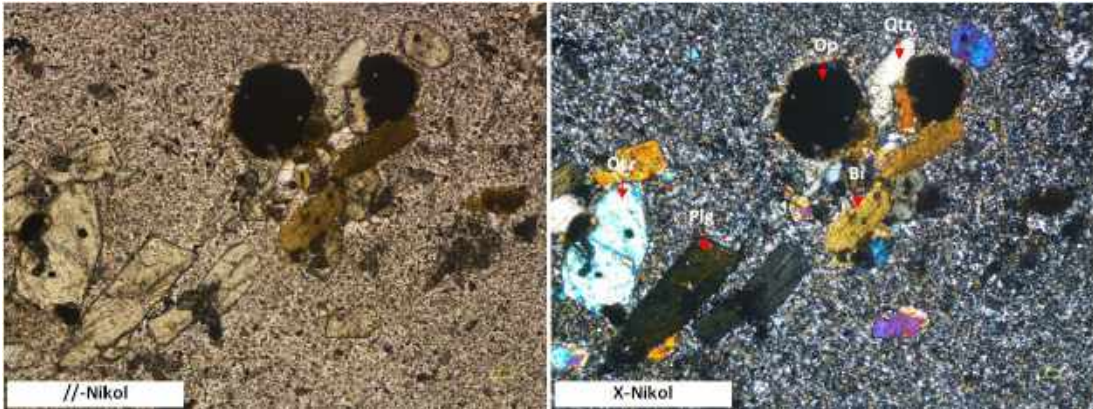
Foto :



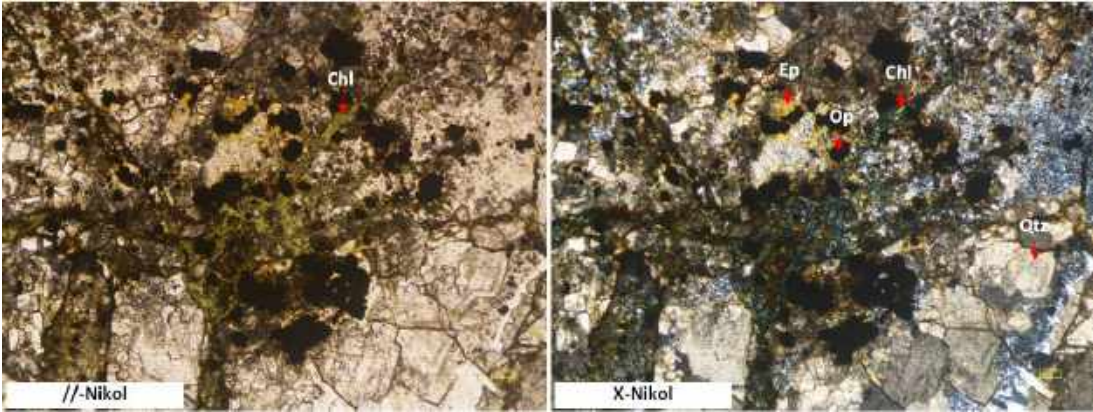
No Stasiun : ST-8		
Lokasi : Sungai Ballasa		
Kode Sampel (Sample ID) : ST-8A		
Jenis Sampel (Sample type) : Gabro (teralterasi kuat)		
Tipe Alterasi (Alteration type) : Kuarsa dan biotit		
Mikroskopis (Microscopic) : Kenampakan mikroskopis batuan ini berwarna abu-abu kecoklatan pada nikol sejajar, dan berwarna abu-abu coklat pada nikol silang. Batuan ini tak teralterasi dengan ukuran mineral 0,05 – 0,7 mm, terdiri atas mineral kuarsa dan biotit, bentuk subhedral-anhedral.		
Deskripsi Mineralogi (Mineralogy Of Description)		
Komposisi Mineral Composition of Mineral	Jumlah Amount (%)	Keterangan optik mineral Description of Optical Mineralogy
Kuarsa (Qtz)	20	Warna absorpsi putih abu-abu, warna interferensi putih, pecahan tidak, belahan tidak ada, pleokrisme dwikroik, intensitas sedang-kuat, relief sedang-tinggi, sudut gelap 44°, ukuran mineral 0,05 – 0,2 mm
Biotit (Bi)	25	Warna absorpsi abu-abu coklat, warna interferensi kuning kecoklatan, pecahan tidak rata, belahan 1 arah, sudut gelap 24°, ukuran mineral 0,3 - 0,7 mm.
Olivin (Ol)	55	Warna absorpsi coklat, warna interferensi kuning, pecahan tidak ada, belahan dua arah, relief rendah sudut gelap 18°, ukuran mineral 0,2-0,3 mm.

Foto :



No Stasiun : ST-8		
Lokasi : Sungai Ballasa		
Kode Sampel (Sample ID) : ST-8B		
Jenis Sampel (Sample type) : Basal (tak teralterasi)		
Tipe Alterasi (Alteration type) : Kuarsa dan biotit		
Mikroskopis (Microscopic) : Kenampakan mikroskopis batuan ini berwarna abu-abu kecoklatan pada nikol sejajar, dan berwarna abu-abu kehitaman pada nikol silang. Batuan ini tak teralterasi dengan ukuran mineral 0,05 – 0,6 mm, terdiri atas mineral kuarsa, plagioklas, biotit dan opak, bentuk subhedral-anhedral.		
Deskripsi Mineralogi (Mineralogy Of Description)		
Komposisi Mineral Composition of Mineral	Jumlah Amount (%)	Keterangan optik mineral Description of Optical Mineralogy
Kuarsa (Qtz)	45	Warna absorpsi putih abu-abu, warna interferensi putih, pecahan tidak, belahan tidak ada, pleokrisme dwikroik, intensitas sedang-kuat, relief sedang-tinggi, sudut gelap 37°, ukuran mineral 0,05 – 0,3 mm
Biotit (Bi)	20	Warna absorpsi abu-abu coklat, warna interferensi kuning kecoklatan, pecahan tidak rata, belahan 1 arah, sudut gelap 38°, ukuran mineral 0,1 - 0,3 mm.
Plagioklas (Plg)	20	Warna absorpsi putih abu-abu, warna interferensi putih, pecahan tidak rata, belahan tidak jelas, pleokroisme dwikroik, intensitas sedang-kuat, relief sedang-tinggi, sudut gelap 35,2°, ukuran mineral 0,3 – 0,6 mm.
Mineral Opak (Op)	15	Warna absorpsi dan warna interferensi hitam, ukuran 0,2 mm
Foto :		
		



No Stasiun : ST-9		
Lokasi : Sungai Ballasa		
Kode Sampel (Sample ID) : ST-9A (vein)		
Jenis Sampel (Sample type) : Basal (teralterasi kuat)		
Tipe Alterasi (Alteration type) : Kuarsa, klorit dan epidot		
Mikroskopis (Microscopic) : Kenampakan mikroskopis batuan ini berwarna abu-abu kecoklatan pada nikol sejajar, dan berwarna abu-abu kehitaman pada nikol silang. Batuan ini telah teralterasi kuat dengan ukuran mineral 0,05 – 0,6 mm, terdiri atas mineral kuarsa, klorit, epidot dan opak, bentuk subhedral-anhedral.		
Deskripsi Mineralogi (Mineralogy Of Description)		
Komposisi Mineral Composition of Mineral	Jumlah Amount (%)	Keterangan optik mineral Description of Optical Mineralogy
Kuarsa (Qtz)	40	Warna absorpsi putih abu-abu, warna interferensi putih, pecahan tidak, belahan tidak ada, pleokrisme dwikroik, intensitas sedang-kuat, relief sedang-tinggi, sudut gelap 47,1°, ukuran mineral <0,05 – 0,3 mm
Klorit (Chl)	20	Warna absorpsi coklat kekuningan, warna interferensi kuning kecoklatan, pecahan tidak rata, belahan tidak jelas, sudut gelap 21°, ukuran mineral <0,05 mm.
Epidot (Ep)	25	Warna absorpsi abu-abu kecoklatan, warna interferensi kuning kehijauan, pecahan tidak ada, belahan tidak jelas, sudut gelap 32,3°, pleokroisme monokroik, ukuran 0,05 mm.
Mineral Opak (Op)	15	Warna absorpsi dan warna interferensi hitam, ukuran 0,1 - 0,2 mm
Foto :		
		



LAMPIRAN C ANALISIS MINERAGRAFI

No Sampel : ST-2B
Lokasi : Sungai Muntia

Tipe Mineralisasi : Disseminated

Mineral Bijih : Pirit, sfalerit dan kovelit

Referensi : Marshall *et al.* (2004)

Deskripsi Mineralogi Bijih (*Ore Mineralogy Description*)

Komposisi Mineral <i>Compositon of Mineral</i>	Simbol	Keterangan optik mineral <i>Description of Optical Mineralogy</i>
Pirit	Py	Warna putih kekuningan, bentuk subhedral-anhedral, anisotropik, tidak memiliki pleokroisme, ukuran mineral 0,1 - 0,3 mm.
Covelit	Cv	Warna biru, bentuk subhedral-anhedral, tidak memiliki pleokroisme, ukuran mineral 0,005 mm.
Sfalerit	Sp	Warna abu-abu, bentuk subhedral-anhedral, anisotropik, tidak ada pleokroisme, ukuran mineral 0,02-0,05 mm.





Optimization Software:
www.balesio.com

No Sampel : ST-6A
Lokasi : Sungai Ballasa

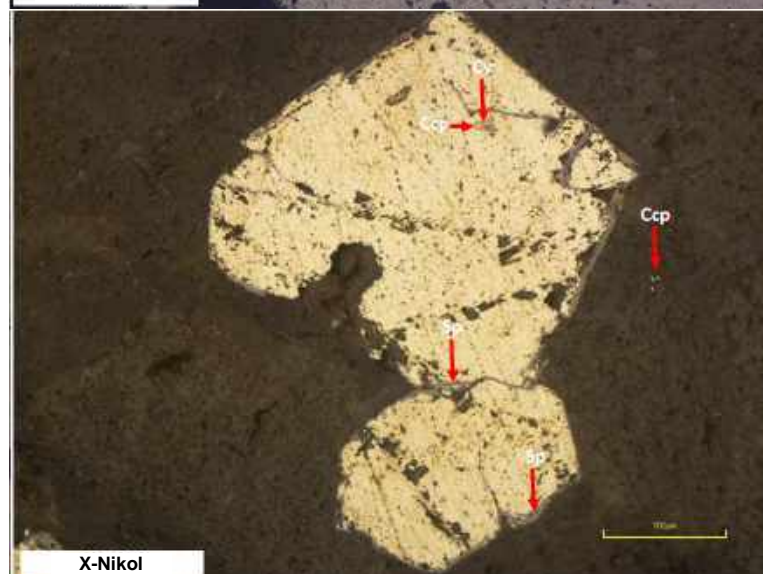
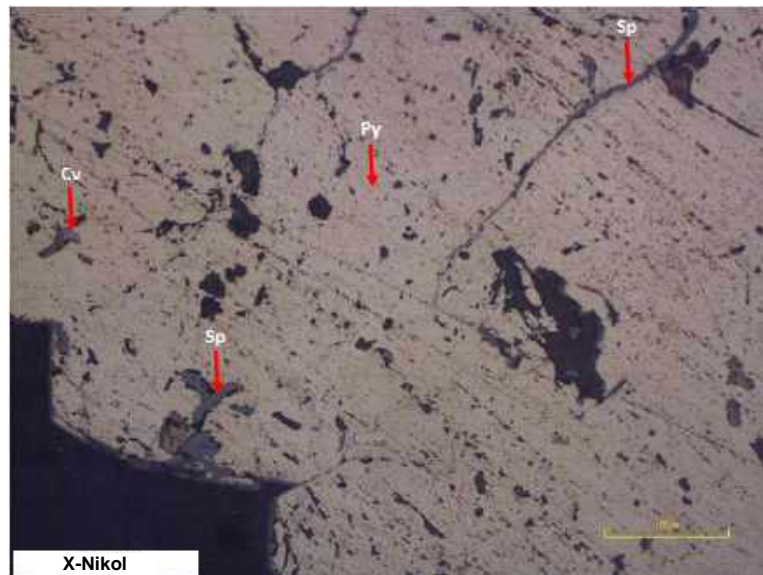
Tipe Mineralisasi : *Vein*

Mineral Bijih : Pirit, kalkopirit, covelit dan sfalerit

Referensi : Marshall *et al.* (2004)

Deskripsi Mineralogi Bijih (*Ore Mineralogy Description*)

Komposisi Mineral <i>Compositon of Mineral</i>	Simbol	Keterangan optik mineral <i>Description of Optical Mineralogy</i>
Pirit	Py	Warna putih kekuningan, bentuk subhedral-anhedral, terdapat striasi, anisotropik, tidak memiliki pleokroisme, ukuran mineral 0,1 - 0,3 mm.
Kalkopirit	Ccp	Warna kuning cerah, bentuk anhedral, anisotropik, tidak ada pleokroisme, ukuran mineral 0,05 mm.
Sfalerit	Sp	Warna abu-abu, bentuk subhedral-anhedral, anisotropik, tidak ada pleokroisme, ukuran mineral 0,02-0,05 mm.
Covelit	Cv	Warna biru, bentuk anhedral, tidak memiliki pleokroisme, ukuran mineral <0.025 mm.




Optimization Software:
www.balesio.com

No Sampel : ST-6B
Lokasi : Sungai Ballasa (Host Rock)

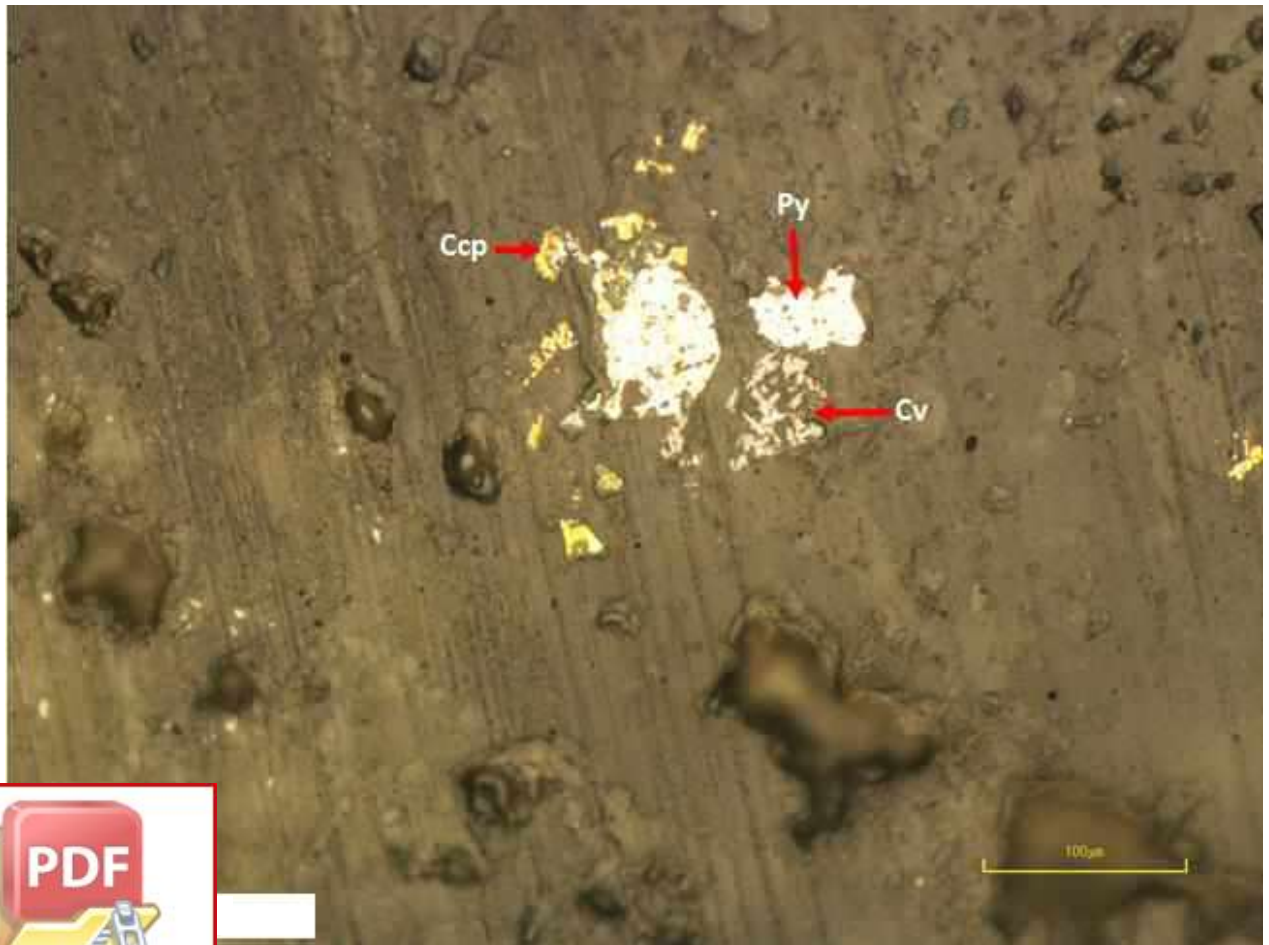
Tipe Mineralisasi : Disseminated

Mineral Bijih : Pirit, kalkopirit, sfalerit tenantit dan kovelit

Referensi : Marshall et al. (2004)

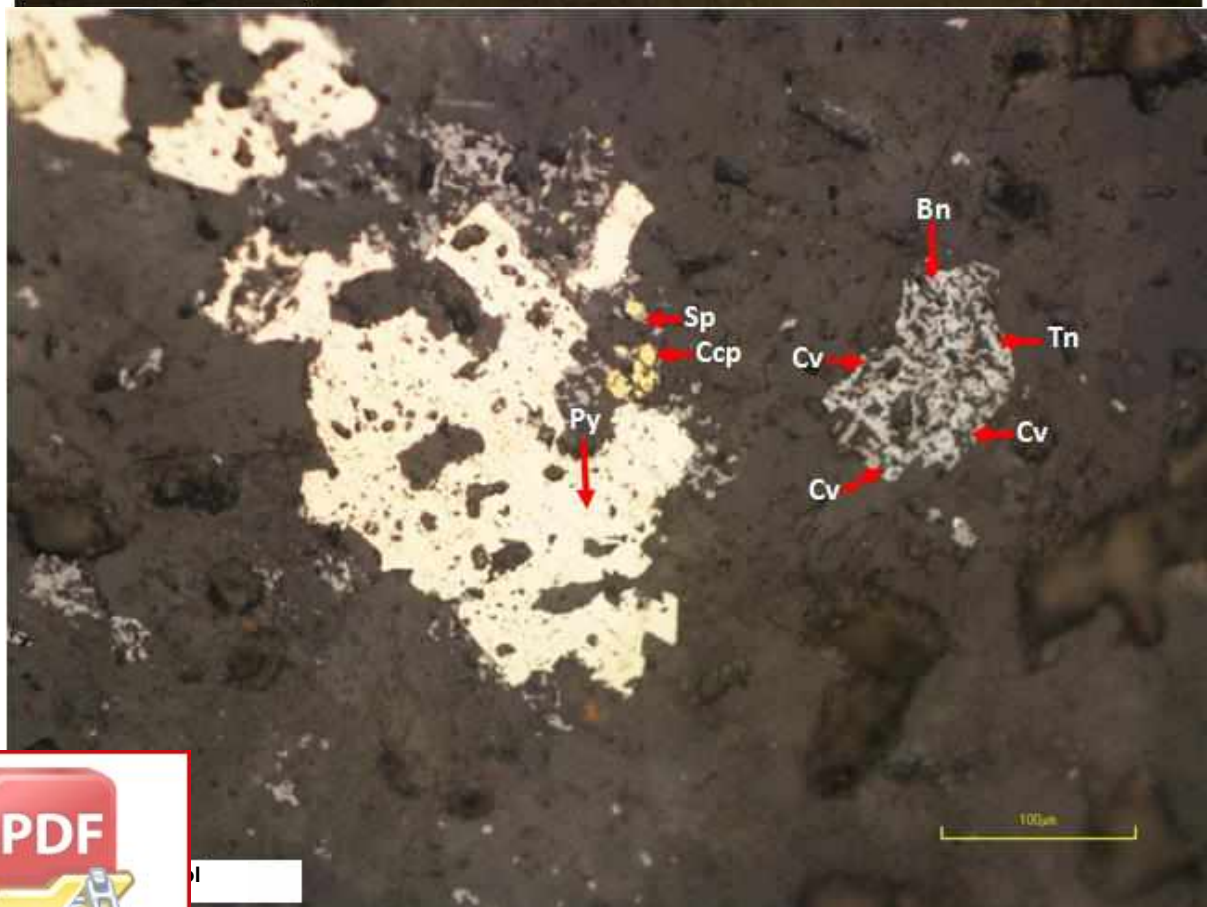
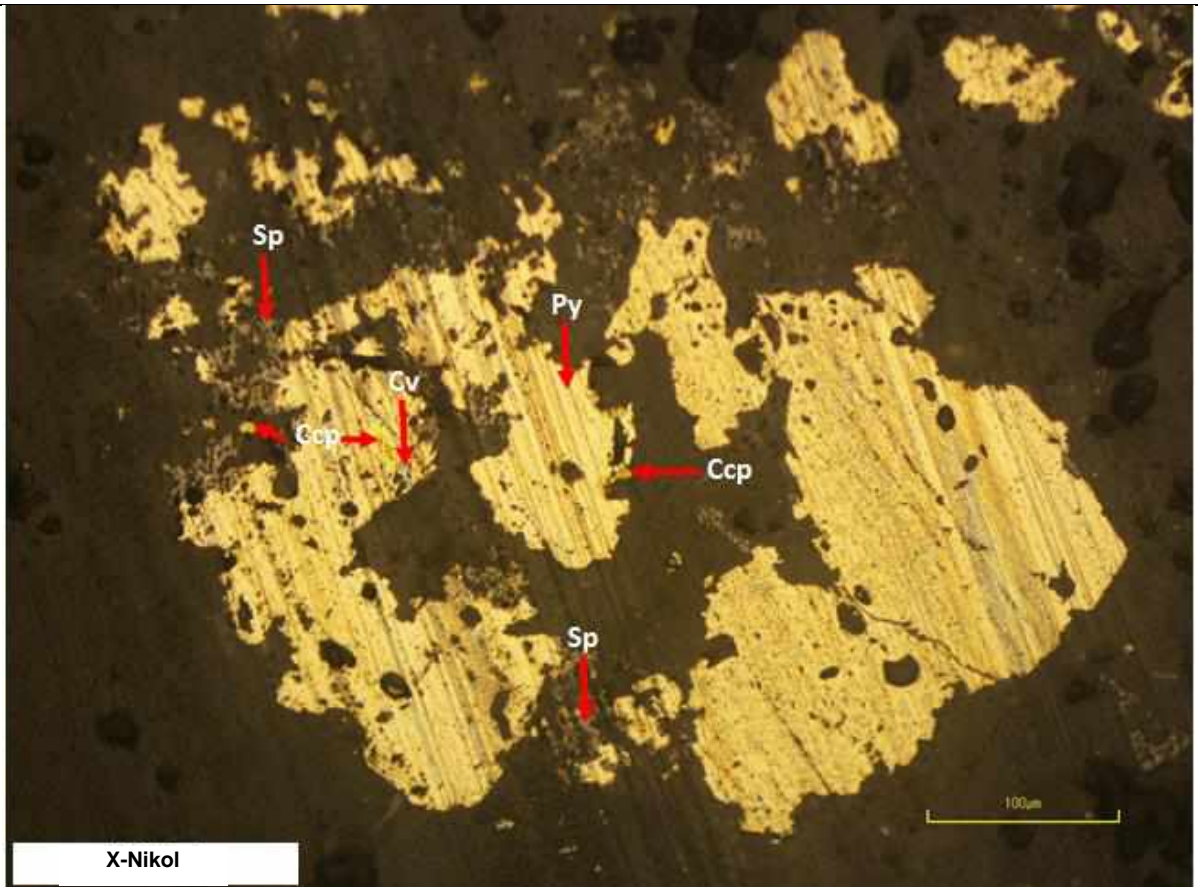
Deskripsi Mineralogi Bijih (Ore Mineralogy Description)

Komposisi Mineral <i>Compositon of Mineral</i>	Simbol	Keterangan optik mineral <i>Description of Optical Mineralogy</i>
Pirit	Py	Warna putih kekuningan, bentuk subhedral-anhedral, terdapat striasi, anisotropik, tidak memiliki pleokroisme, ukuran mineral 0,1 - 0,3 mm.
Kalkopirit	Ccp	Warna kuning cerah, bentuk anhedral, anisotropik, tidak ada pleokroisme, ukuran mineral 0,05 mm.
kovelit	Cv	Warna biru, bentuk subhedral-anhedral, tidak memiliki pleokroisme, ukuran mineral 0,05 mm.
Sfalerit	Sp	Warna abu-abu gelap, bentuk subhedral-anhedral, anisotropik, tidak ada pleokroisme, ukuran mineral 0,02-0,05 mm.
Bornit	Bn	Warna kecoklatan, bentuk subhedral-anhedral, anisotropik, tidak ada pleokroisme, ukuran mineral 0,02-0,05 mm.
Tenantit	Tn	Warna putih keabu-abuan, bentuk subhedral-anhedral, anisotropik, tidak memiliki pleokroisme, ukuran <0,025 mm





Optimization Software:
www.balesio.com



No Sampel : ST-7A
 Lokasi : Sungai Ballasa

Tipe Mineralisasi : *Vein*

Mineral Bijih : Pirit, kalkopirit, sfalerit dan kovelit

Referensi : Marshall *et al.* (2004)

Deskripsi Mineralogi Bijih (*Ore Mineralogy Description*)

Komposisi Mineral <i>Compositon of Mineral</i>	Simbol	Keterangan optik mineral <i>Description of Optical Mineralogy</i>
Pirit	Py	Warna putih kekuningan, bentuk subhedral-anhedral, terdapat striasi, anisotropik, tidak memiliki pleokroisme, ukuran mineral 0,2 - 0,1 mm
Kalkopirit	Ccp	Warna kuning cerah, bentuk subhedral-anhedral, anisotropik, tidak memiliki pleokroisme, ukuran mineral <0,025 – 0,5 mm
Kovelit	Cv	Warna biru-ungu, bentuk anhedral, anisotropik, tidak memiliki pleokroisme, ukuran mineral <0,025 mm
Sfalerit	Sp	Warna abu-abu gelap, bentuk subhedral-anhedral, anisotropik, tidak memiliki pleokroisme, ukuran mineral 0,05 mm



Optimization Software:
www.balesio.com

No Sampel : ST-9A
Lokasi : Sungai Ballasa

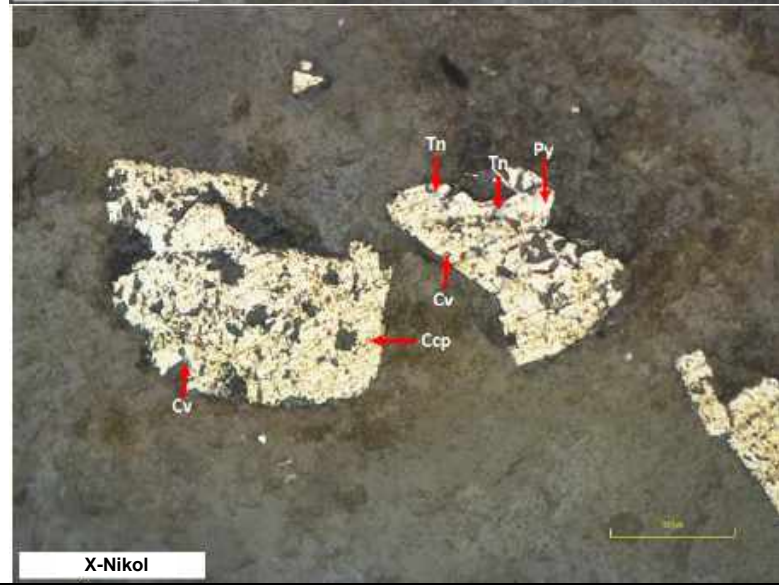
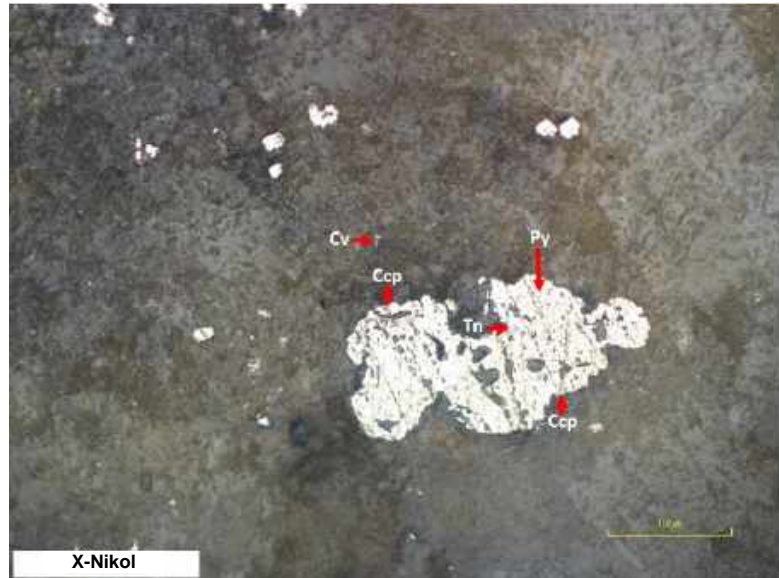
Tipe Mineralisasi : Vein

Mineral Bijih : Pirit, kalkopirit, tenantit dan kovelit

Referensi : Marshall et al. (2004)

Deskripsi Mineralogi Bijih (Ore Mineralogy Description)

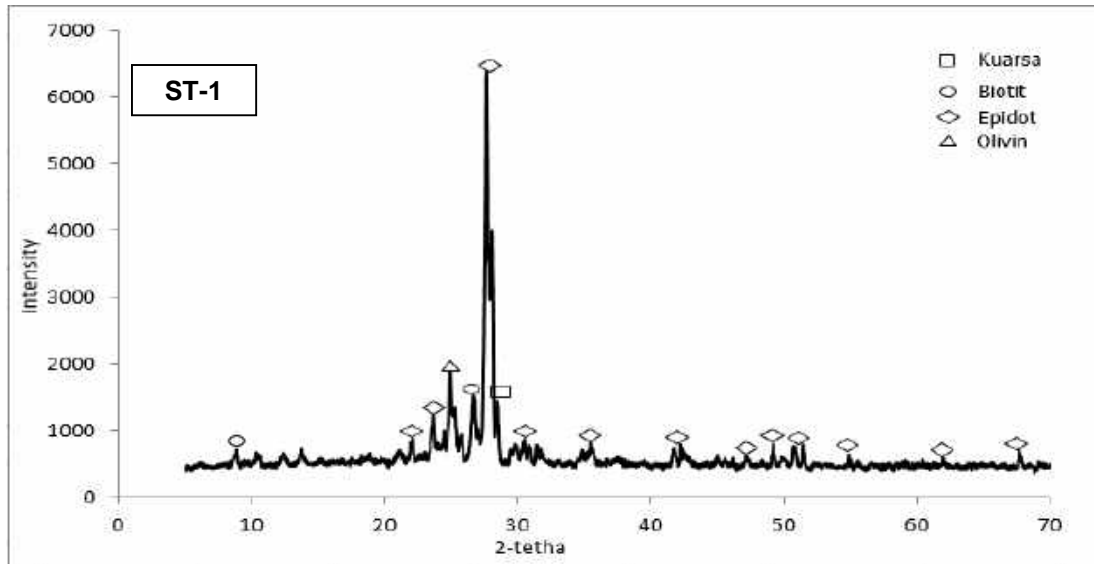
Komposisi Mineral <i>Compositon of Mineral</i>	Simbol	Keterangan optik mineral <i>Description of Optical Mineralogy</i>
Pirit	Py	Warna putih kekuningan, bentuk subhedral-anhedral, terdapat striasi, anisotropik, tidak memiliki pleokroisme, ukuran mineral 0,05 - 0,1 mm.
Kalkopirit	Ccp	Warna kuning cerah, bentuk subhedral-anhedral, anisotropik, tidak ada pleokroisme, ukuran mineral 0,05 mm.
Kovelit	Cv	Warna biru, bentuk subhedral-anhedral, tidak memiliki pleokroisme, ukuran mineral <0,025 mm.
Tenantit	Tn	Warna putih keabu-abuan, bentuk subhedral-anhedral, anisotropik, tidak memiliki pleokroisme, ukuran <0,025 mm



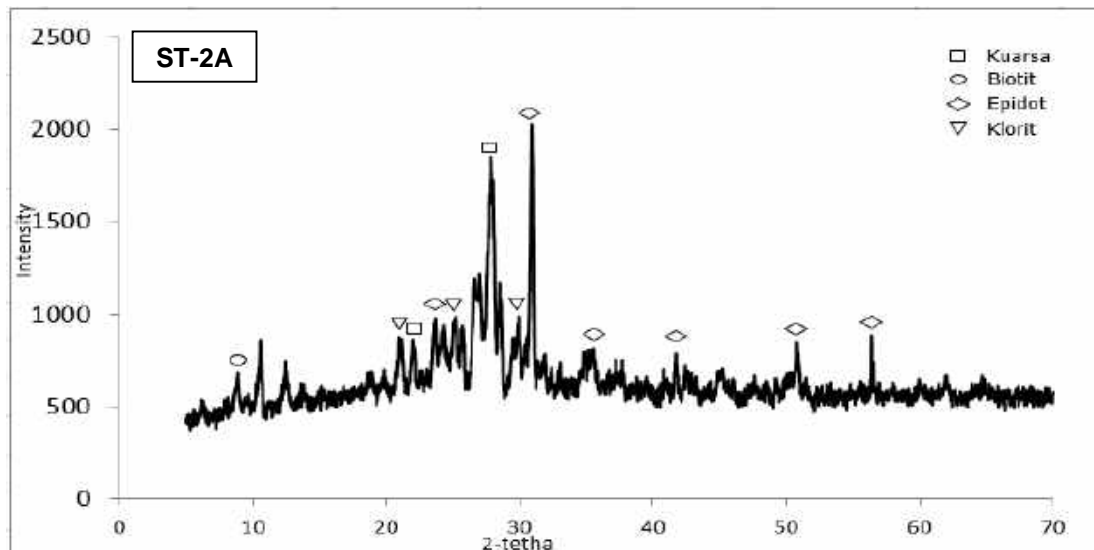

Optimization Software:
www.balesio.com

LAMPIRAN D

HASIL ANALISIS XRD

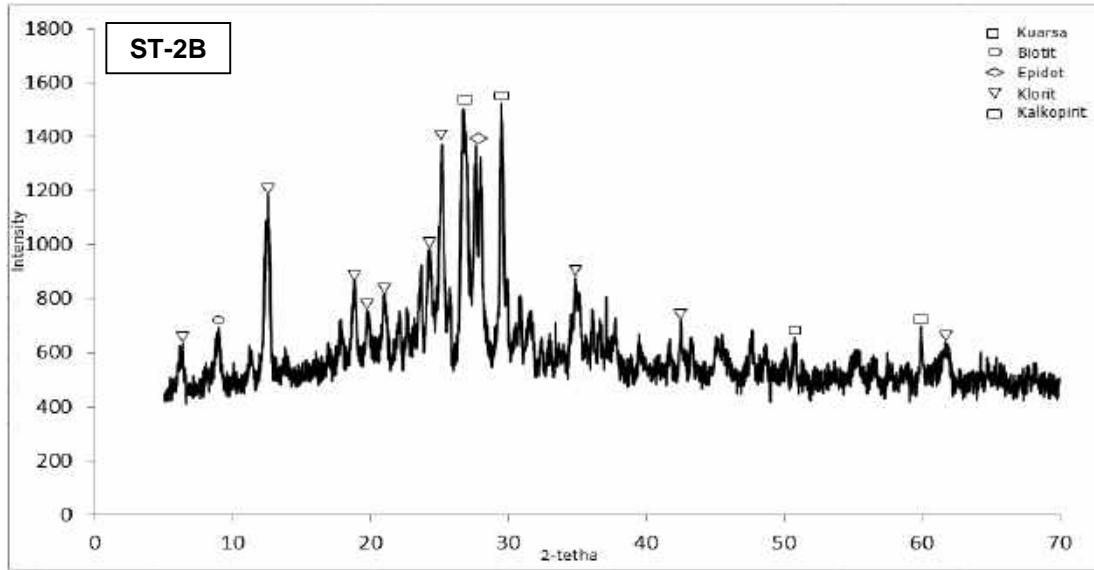


Mineral	Persentase (%)
Kuarsa	32,9
Epidot	43,7
Olivin	16,8
Biotit	6,5

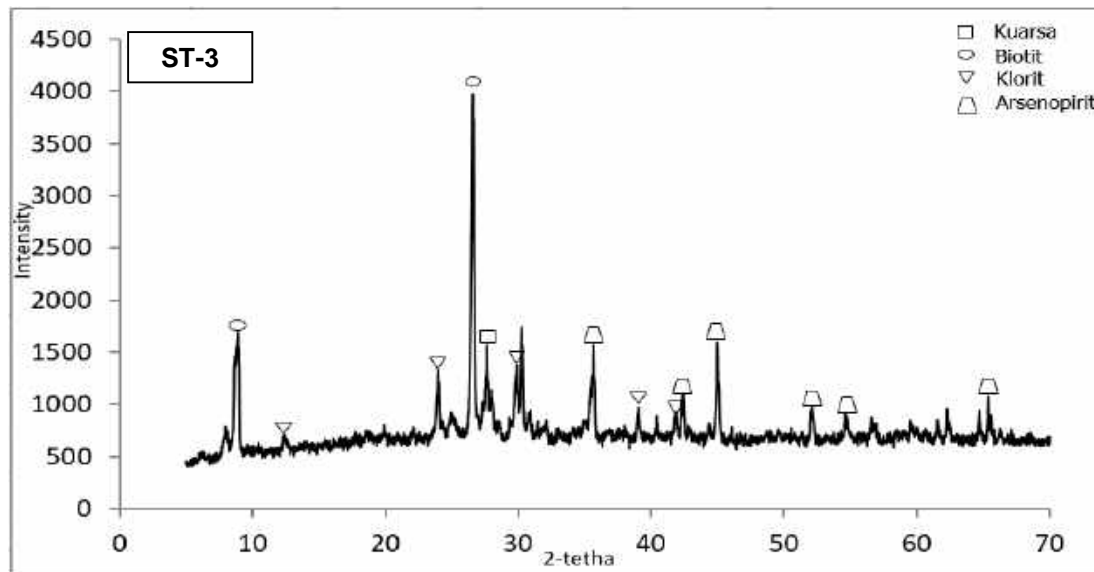


Mineral	Persentase (%)
Kuarsa	52,3
Epidot	35,5
Klorit	7,1
Biotit	5,1



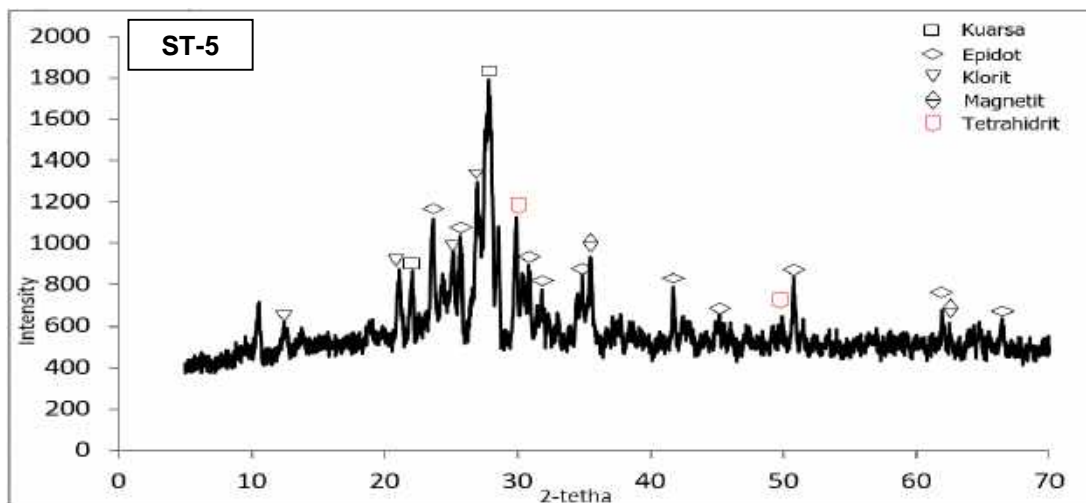


Mineral	Persentase (%)
Klorit	40,4
Kuarsa	40,3
Epidot	8,0
Kalkopirit	6,7
Biotit	4,6

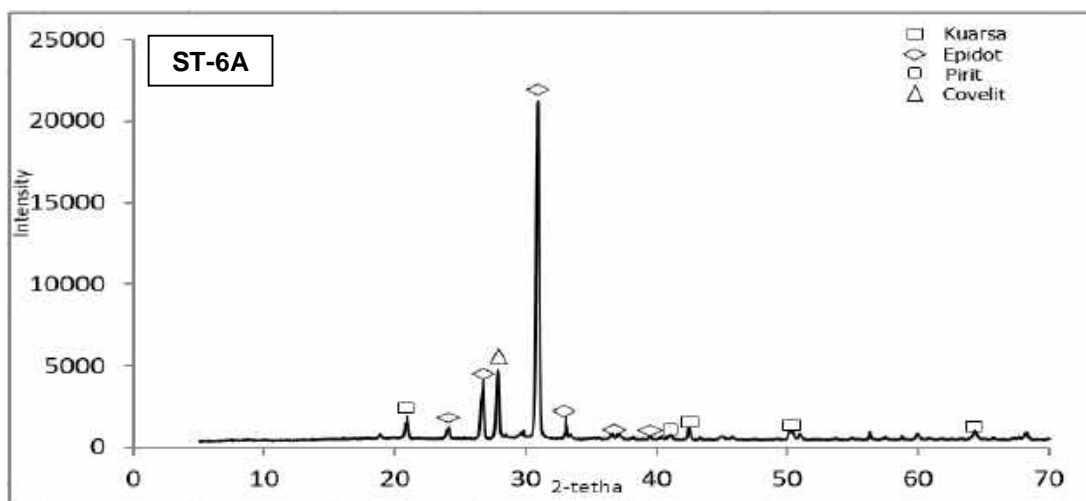


Mineral	Persentase (%)
Arsenopirit	53,6
Klorit	21,9
Biotit	16,0
Kuarsa	8,4



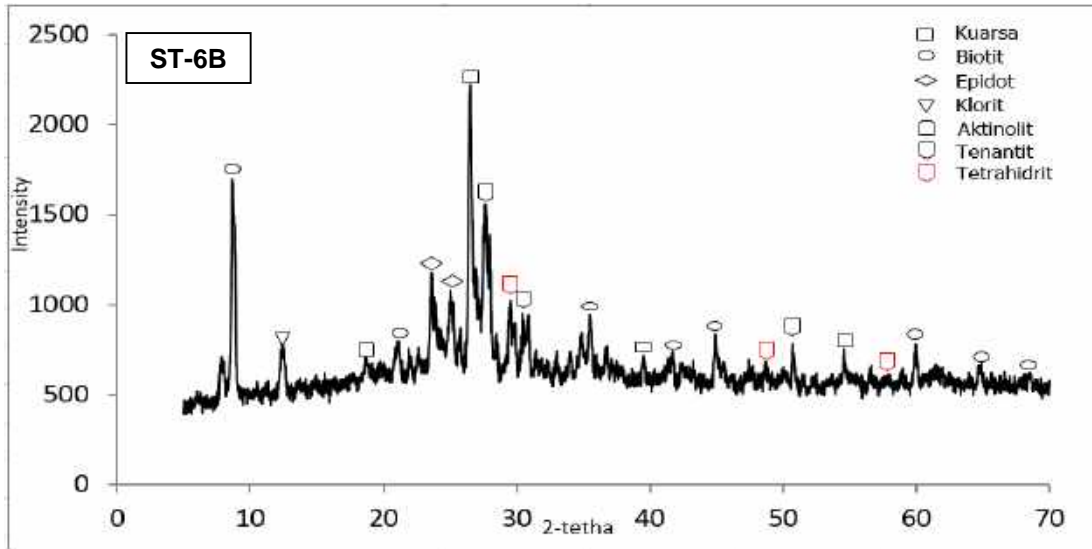


Mineral	Persentase (%)
Kuarsa	62,1
Epidot	18,1
Klorit	12,5
Magnetit	4,2
Tetrahedrit	3,2

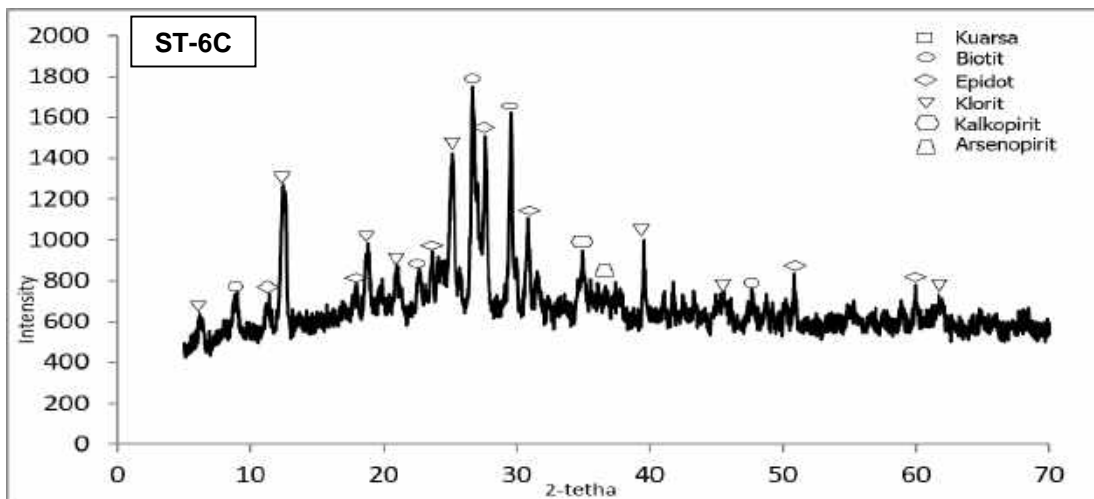


Mineral	Persentase (%)
Epidot	92,7
Kuarsa	4,1
Kovelit	2,2



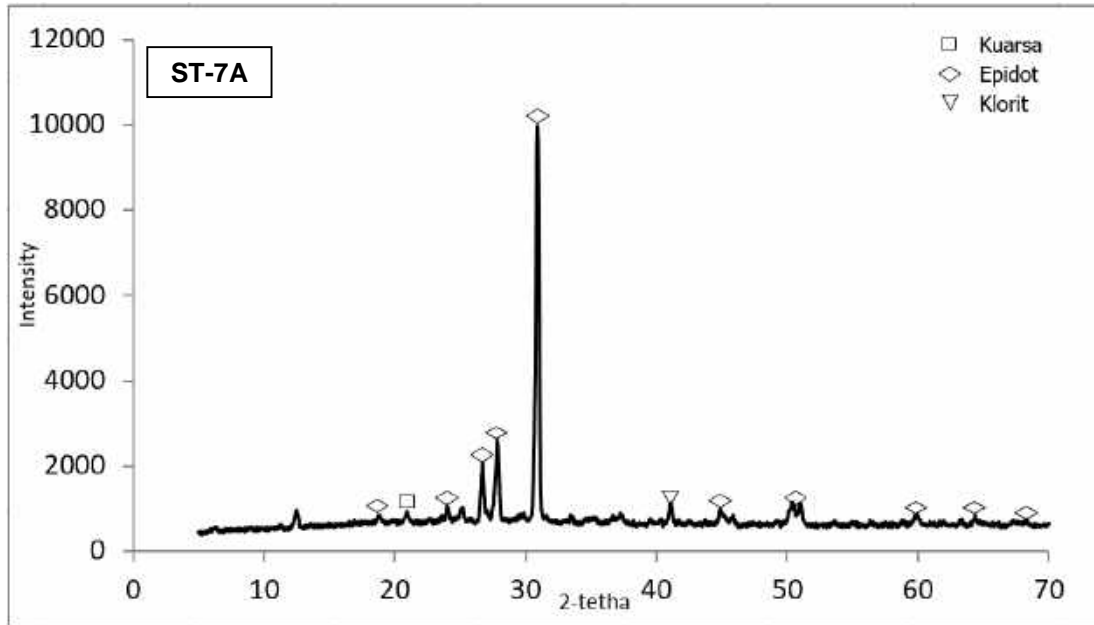


Mineral	Persentase (%)
Kuarsa	41,3
Biotit	29,5
Aktinolit	10,1
Klorit	9,6
Epidot	3,2
Tenantit	2,9
Tetrahidrit	2,6

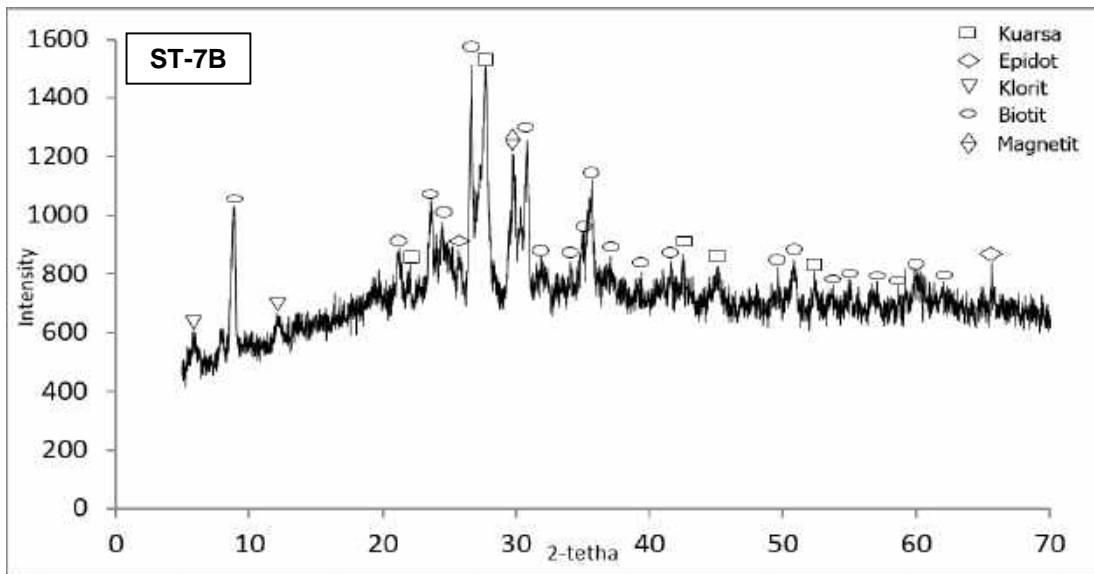


Mineral	Persentase (%)
Klorit	31,5
Epidot	26,5
Biotit	15,6
Kuarsa	15,4
Kalkopirit	5,6
Arsenopirit	5,5



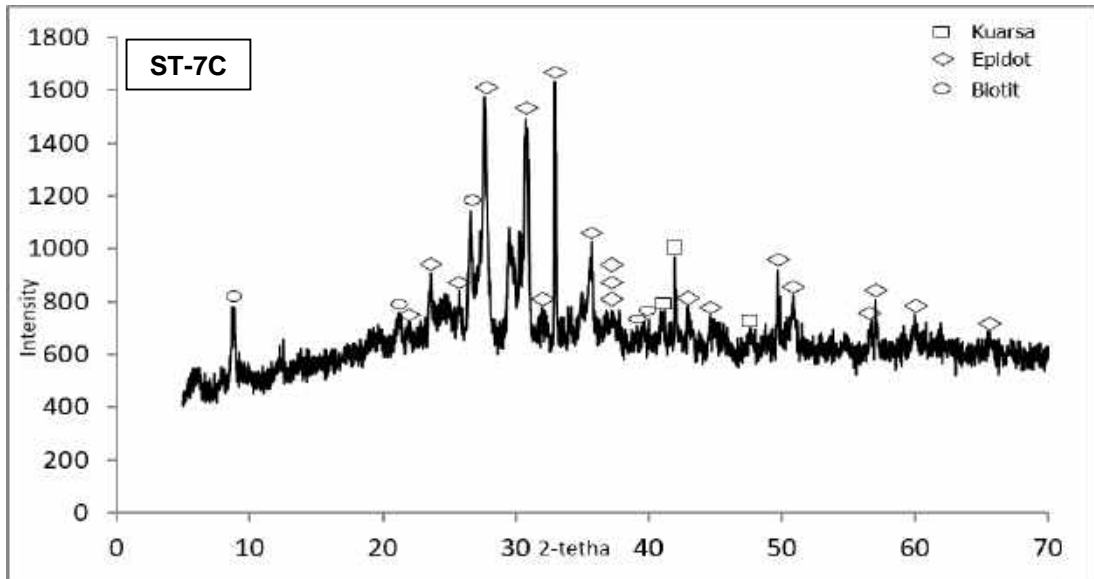


Mineral	Persentase (%)
Epidot	76,5
Klorit	20,2
Kuarsa	3,4

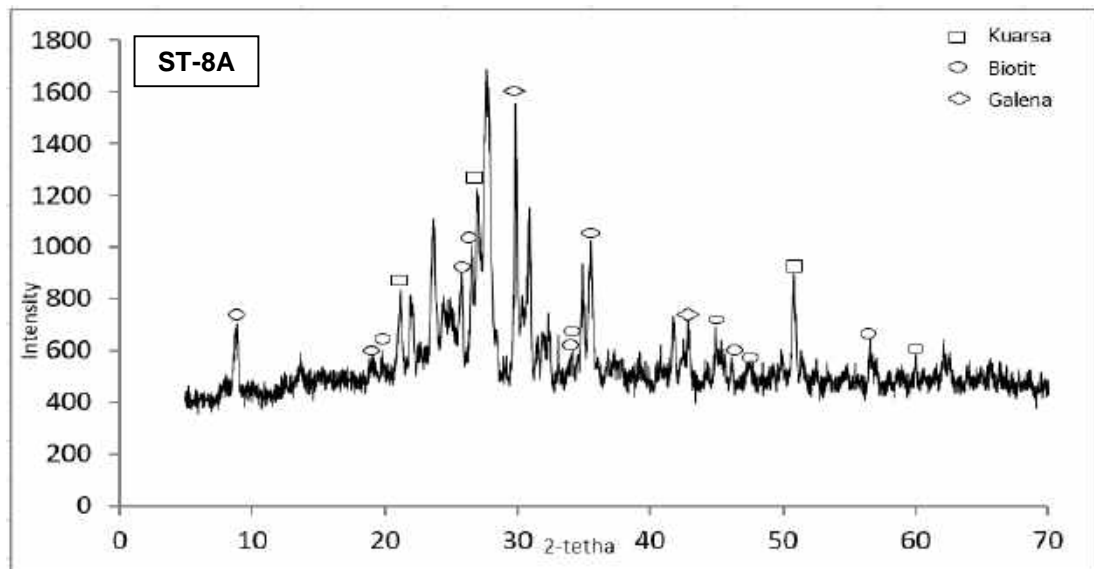


Mineral	Persentase (%)
Kuarsa	40,9
Biotit	20,5
Epidot	19,7
Klorit	11,5
Magnetit	7,3



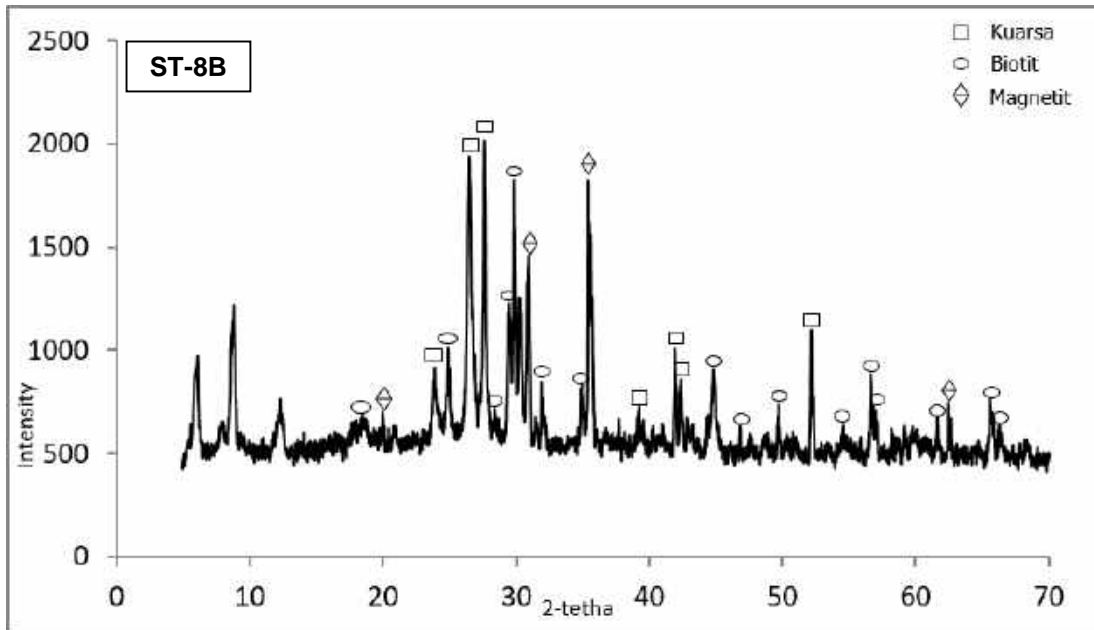


Mineral	Persentase (%)
Epidot	51,4
Kuarsa	40,1
Biotit	8,5

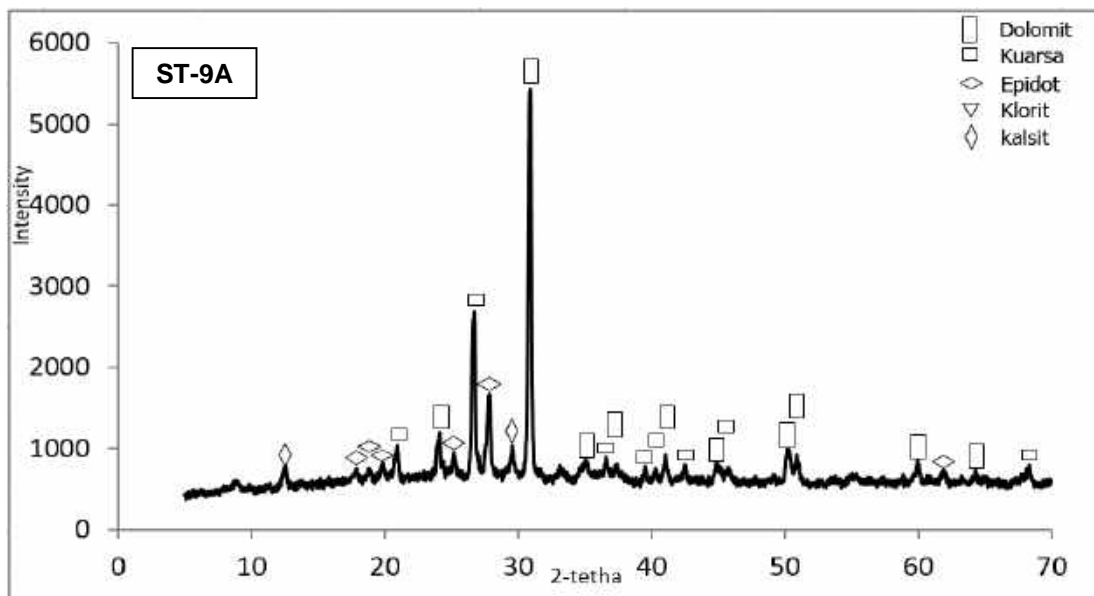


Mineral	Persentase (%)
Kuarsa	79,4
Biotit	15,0
Galena	5,6



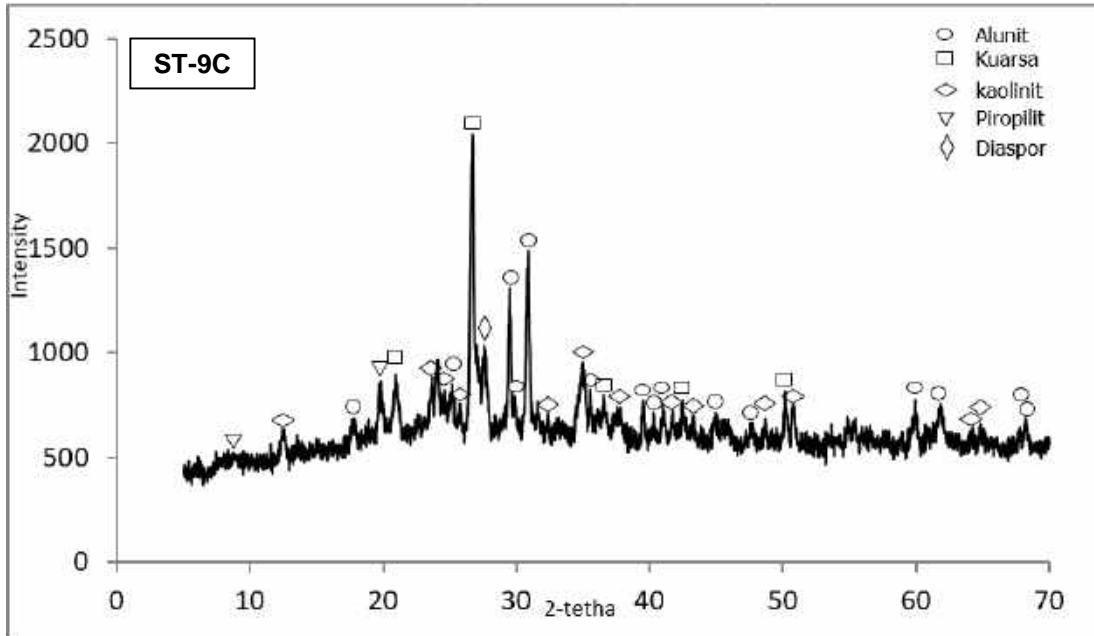


Mineral	Persentase (%)
Kuarsa	45,1
Biotit	28,3
Magnetit	26,6



Mineral	Persentase (%)
Dolomit	60,7
Kuarsa	16,4
Epidot	15,8
Klorit	4,3
Kalsit	2,7





Mineral	Persentase (%)
Kuarsa	29,3
Alunit	31,2
Kaolinit	20,0
Piropilit	15,0
Diaspor	4,4



LAMPIRAN E

HASIL ANALISIS GEOKIMIA (XRF, ICP MS DAN ICP OES)

No.	Unsur	Satuan	Unsur Mayor		Metode	Limit Deteksi
			Kode Sampel			
			ST-6B	ST-7A		
1	Al ₂ O ₃	%	15,79	12,04	XRF	0,01
2	CaO	%	7,00	8,86	XRF	0,01
3	Cr ₂ O ₃	%	<0,01	0,01	XRF	0,01
4	Fe ₂ O ₃	%	8,86	11,90	XRF	0,01
5	K ₂ O	%	6,21	5,03	XRF	0,01
6	MgO	%	5,43	7,49	XRF	0,01
7	MnO	%	0,22	0,28	XRF	0,01
8	Na ₂ O	%	1,33	0,43	XRF	0,01
9	P ₂ O ₅	%	0,567	0,555	XRF	0,002
10	SiO ₂	%	46,52	37,91	XRF	0,01
11	TiO ₂	%	0,85	0,64	XRF	0,01
12	S	%	0,337	>2	XRF	0,002
13	LOI	%	5,94	11,24	XRF	0,1

No.	Unsur	Satuan	Unsur Jejak		Metode	Limit Deteksi
			Kode Sampel			
			ST-6B	ST-7A		
1	Al	PPM	81300	67300	ICP-OES	50
3	Ca	PPM	52100	75900	ICP-OES	50
4	Cr	PPM	109	74	ICP-OES	5
5	Cu	PPM	121	22	ICP-OES	1
7	Fe	%	5,83	8,08	ICP-OES	0,01
8	K	PPM	48800	41900	ICP-OES	20
9	Mg	PPM	32400	47400	ICP-OES	20
10	Mn	PPM	1610	2170	ICP-OES	1
	Na	PPM	9580	3060	ICP-OES	20
	Ni	PPM	99	85	ICP-OES	1
	P	PPM	2470	2600	ICP-OES	50
	S	PPM	3100	24500	ICP-OES	50



No.	Unsur	Satuan	Kode Sampel		Metode	Limit Deteksi
			ST-6B	ST-7A		
18	Sc	PPM	24	21	ICP-OES	1
20	Ti	PPM	4220	2840	ICP-OES	5
21	V	PPM	221	227	ICP-OES	1
22	Zn	PPM	100	105	ICP-OES	1
23	Ag	PPM	<0,1	0,1	ICP-MS	0,1
24	As	PPM	7	43	ICP-MS	1
25	Ba	PPM	1050	1040	ICP-MS	1
26	Be	PPM	3,3	1,9	ICP-MS	0,5
27	Bi	PPM	0,08	1,85	ICP-MS	0,05
28	Cd	PPM	0,09	0,08	ICP-MS	0,05
29	Co	PPM	34	26	ICP-MS	1
31	Cs	PPM	9,9	10,7	ICP-MS	0,1
32	Ga	PPM	17,8	15,8	ICP-MS	0,1
33	Ge	PPM	0,8	1,1	ICP-MS	0,1
34	Hf	PPM	0,7	0,7	ICP-MS	0,1
35	In	PPM	0,05	0,06	ICP-MS	0,05
36	Li	PPM	8,2	9,8	ICP-MS	0,1
37	Mo	PPM	0.5	1,4	ICP-MS	0,1
38	Nb	PPM	4,7	4,3	ICP-MS	0,1
39	Pb	PPM	22	22	ICP-MS	1
40	Rb	PPM	188	146	ICP-MS	0,1
41	Re	PPM	<0,05	<0,05	ICP-MS	0,05
42	Sb	PPM	1,6	2,5	ICP-MS	0,1
43	Se	PPM	1	1	ICP-MS	1
44	Sn	PPM	2,4	3,1	ICP-MS	0,1
45	Sr	PPM	1040	744	ICP-MS	0,5
46	Ta	PPM	0,48	0,33	ICP-MS	0,05
47	Te	PPM	<0,1	<0,1	ICP-MS	0,1
48	Th	PPM	13,3	12	ICP-MS	0,05
49	Tl	PPM	0,91	0,97	ICP-MS	0,02
50	U	PPM	3,52	2,38	ICP-MS	0,05
51	W	PPM	1	6,3	ICP-MS	0,1
	Y	PPM	21,2	15,5	ICP-MS	0,1
	Zr	PPM	15,9	15,6	ICP-MS	0,5
	Ce	PPM	62,7	44,6	ICP-MS	0,1
	Dy	PPM	4,7	3,3	ICP-MS	0,1



No.	Unsur	Satuan	Kode Sampel		Metode	Limit Deteksi
			ST-6B	ST-7A		
56	Er	PPM	2,3	1,4	ICP-MS	0,1
57	Eu	PPM	2,1	1,6	ICP-MS	0,1
58	Gd	PPM	6,6	4,2	ICP-MS	0,1
59	Ho	PPM	0,8	0,6	ICP-MS	0,1
60	La	PPM	32,3	22,1	ICP-MS	0,1
61	Lu	PPM	0,23	0,15	ICP-MS	0,05
62	Nd	PPM	33,3	23,8	ICP-MS	0,1
63	Pr	PPM	8,16	5,65	ICP-MS	0,05
64	Sm	PPM	7,3	5,2	ICP-MS	0,1
65	Tb	PPM	0,85	0,59	ICP-MS	0,05
66	Tm	PPM	0,3	0,2	ICP-MS	0,1
67	Yb	PPM	1,8	1,2	ICP-MS	0,1



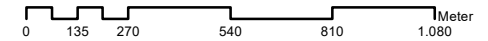


PETA LOKASI PENELITIAN

DAERAH CINDAKKO DESA BONTOSOMBA
KECAMATAN TOMPOBULU
KABUPATEN MAROS



Skala 1:20.000
Interval kontur 25 m



Datum.....WGS 84
Zona UTM.....50S
Sistem Koordinat.....Geografis

Legenda

- Area penelitian
- ~ Kontur
- X Jembatan
- ~ Sungai

PROGRAM MAGISTER TEKNIK GEOLOGI
FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS HASANUDDIN
MAKASSAR
2019

TESIS
STUDI ALTERASI DAN MINERALISASI ENDAPAN
TIPE URAT: IMPLIKASI TERHADAP GENETIK
DAN EKSPLORASI DAERAH CINDAKKO
KABUPATEN MAROS

Digambar: Arif
NIM D062 18 2001

Pembimbing: Dr. Ir. Musri Ma'waleda, M.T.
NIP : 19611231 198903 1 019
Dr. Ir. Irzal Nur, M.T.
NIP : 19660409 199703 1 002

Lampiran Halaman
F 159

Sumber Data :
1. Peta Dasar Rupa Bumi Indonesia (RBI) Skala 1 : 50.000,
Badan Informasi Geografis (2014)
2. DEMNAS, Badan Informasi Geografis (2013)
3. Citra Sas Planet, (2014)



119°49'30"E

119°50'0"E

119°50'30"E

119°51'0"E

5°8'30"S

5°9'0"S

5°9'30"S

5°10'0"S

5°8'30"S

5°9'0"S

5°9'30"S

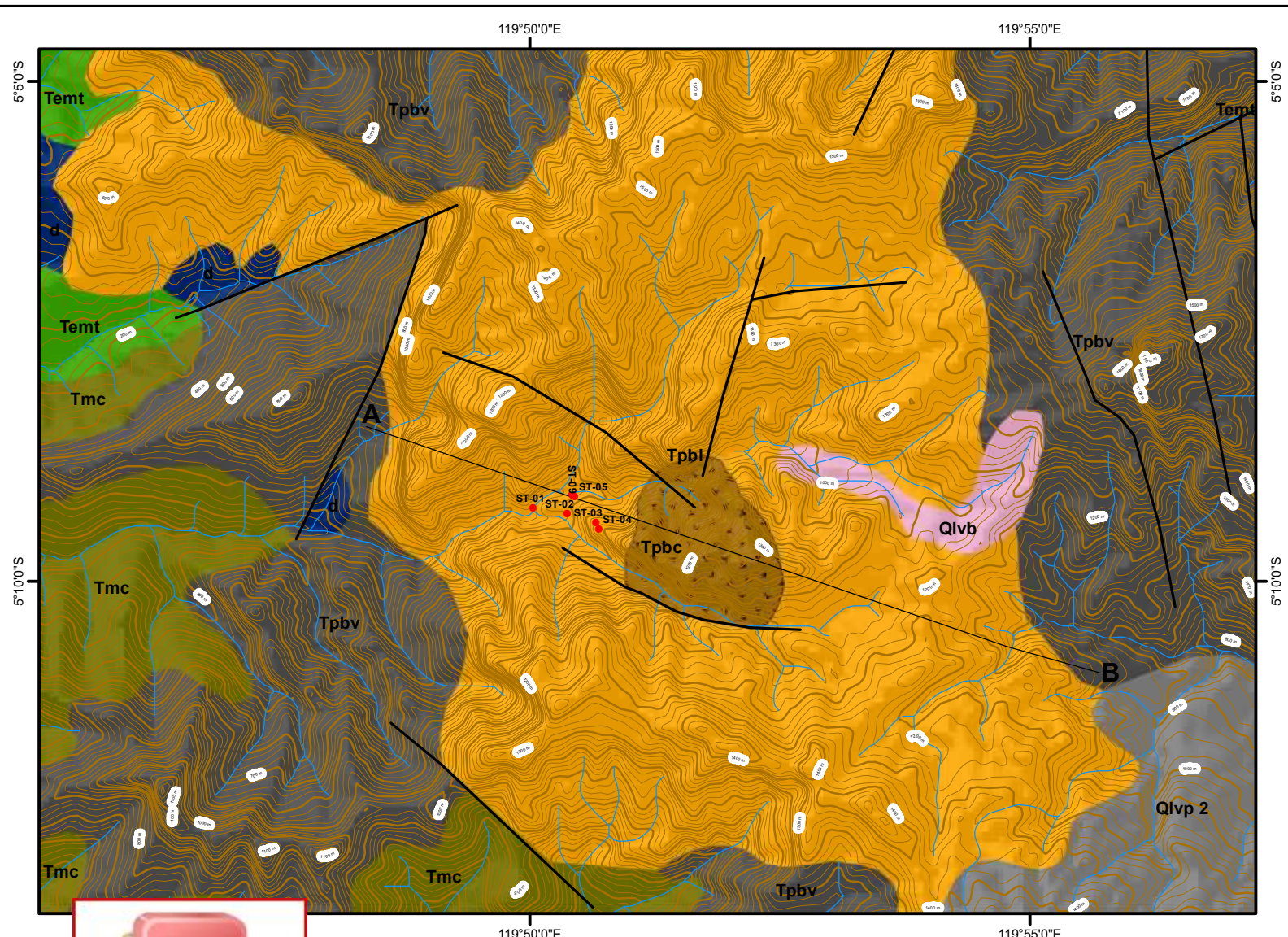
5°10'0"S

119°49'30"E

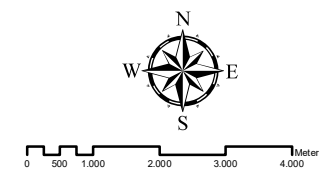
119°50'0"E

119°50'30"E

119°51'0"E



**PETA GEOLOGI REGIONAL DAERAH CINDAKKO
DESA BONTOSOMBA KECAMATAN TOMPOBULU
KABUPATEN MAROS**



Keterangan :

- Lokasi sampling
- Sayatan A-B
- Sungai
- Kontur

PROGRAM MAGISTER TEKNIK GEOLOGI
FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS HASANUDDIN
MAKASSAR
2019

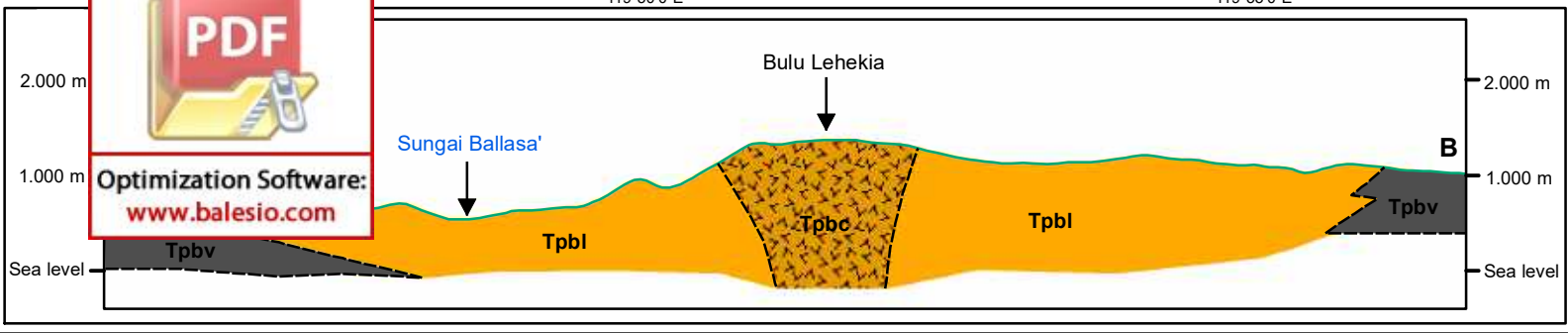
TESIS
STUDI ALTERASI DAN MINERALISASI ENDAPAN
TIPE URAT: IMPLIKASI TERHADAP GENETIK
DAN EKSPLORASI DAERAH CINDAKKO
KABUPATEN MAROS

Digambar: Arif
NIM D062 18 2001

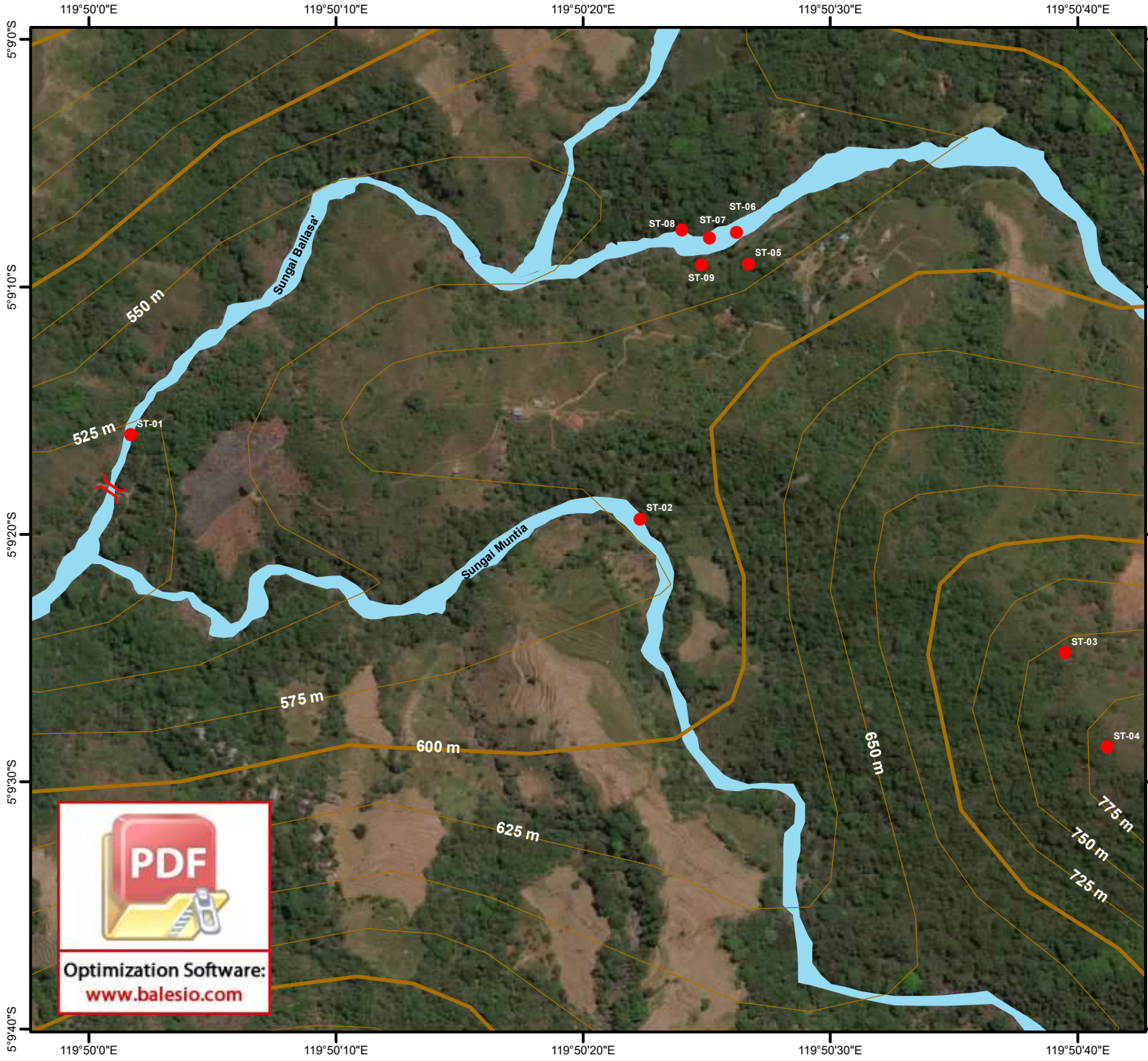
Pembimbing: Dr. Ir. Musri Ma'waleda, M.T
NIP : 19611231 198903 1 019
Dr. Ir. Irzal Nur, M.T
NIP : 19660409 199703 1 002

Lampiran G Halaman 160

Sumber Data :
1. Peta Dasar Rupa Bumi Indonesia (RBI) Skala 1 : 50.000, Bakosurtanal (2000)
2. Peta Geologi Lembar Ujung Pandang, Benteng dan Sinjai, Sulawesi (Sukanto dan Supriatna, 1982)
3. DEMNAS Resolusi 8 meter, Badan Informasi Geografis (2018)



Optimization Software:
www.balesio.com

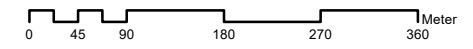


PETA STASIUN PENGAMBILAN SAMPEL

LOKASI PENELITIAN DAERAH CINDAKKO DESA BONTOSOMBA KECAMATAN TOMPOBULU KABUPATEN MAROS



Skala 1:7.000
Interval kontur 25 m



Datum.....WGS 84
Zona UTM.....50S
Sistem Koordinat.....Geografis

Legenda

- Lokasi Sampling
- ▬ Sungai
- ⚡ Jembatan

PROGRAM MAGISTER TEKNIK GEOLOGI
FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS HASANUDDIN
MAKASSAR
2019

TESIS
STUDI ALTERASI DAN MINERALISASI ENDAPAN
TIPE URAT: IMPLIKASI TERHADAP GENETIK
DAN EKSPLORASI DAERAH CINDAKKO
KABUPATEN MAROS

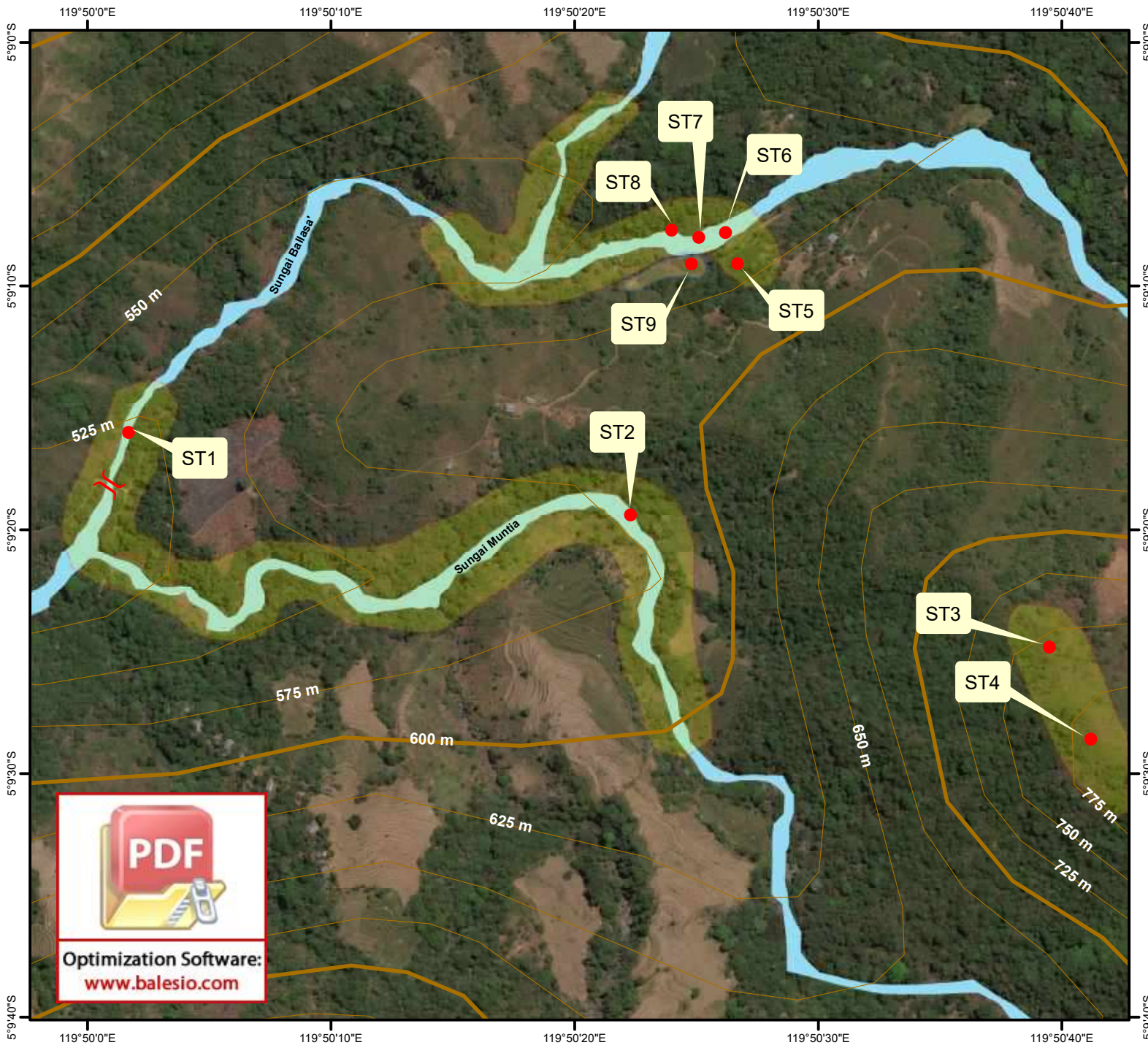
Digambar:	Arif NIM D062 18 2001
-----------	--------------------------

Pembimbing:	Dr. Ir. Musri Ma'waleda, M.T NIP : 19611231 198903 1 019
	Dr. Ir. Irzal Nur, M.T. NIP : 19660409 199703 1 002

Lampiran H	Halaman 161
---------------	----------------

- Sumber Data :
- Peta Dasar Rupa Bumi Indonesia (RBI) Skala 1 : 50.000, Badan Informasi Geografis (2014)
 - DEMNAS, Badan Informasi Geografis (2013)
 - Citra Sas Planet, (2014)



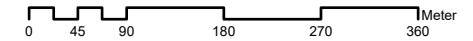


PETA ZONA ALTERASI

LOKASI PENELITIAN DAERAH CINDAKKO DESA BONTOSOMBA KECAMATAN TOMPOBULU KABUPATEN MAROS



Skala 1:7.000
Interval kontur 25 m



Datum.....WGS 84
Zona UTM.....50S
Sistem Koordinat.....Geografis

- Legenda**
- Lokasi Sampling
 - Sungai
 - Jembatan
 - Alunit-kaolinit-piropilit-diaspor
 - Kuarsa-epidot-klorit

PROGRAM MAGISTER TEKNIK GEOLOGI
FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS HASANUDDIN
MAKASSAR
2019

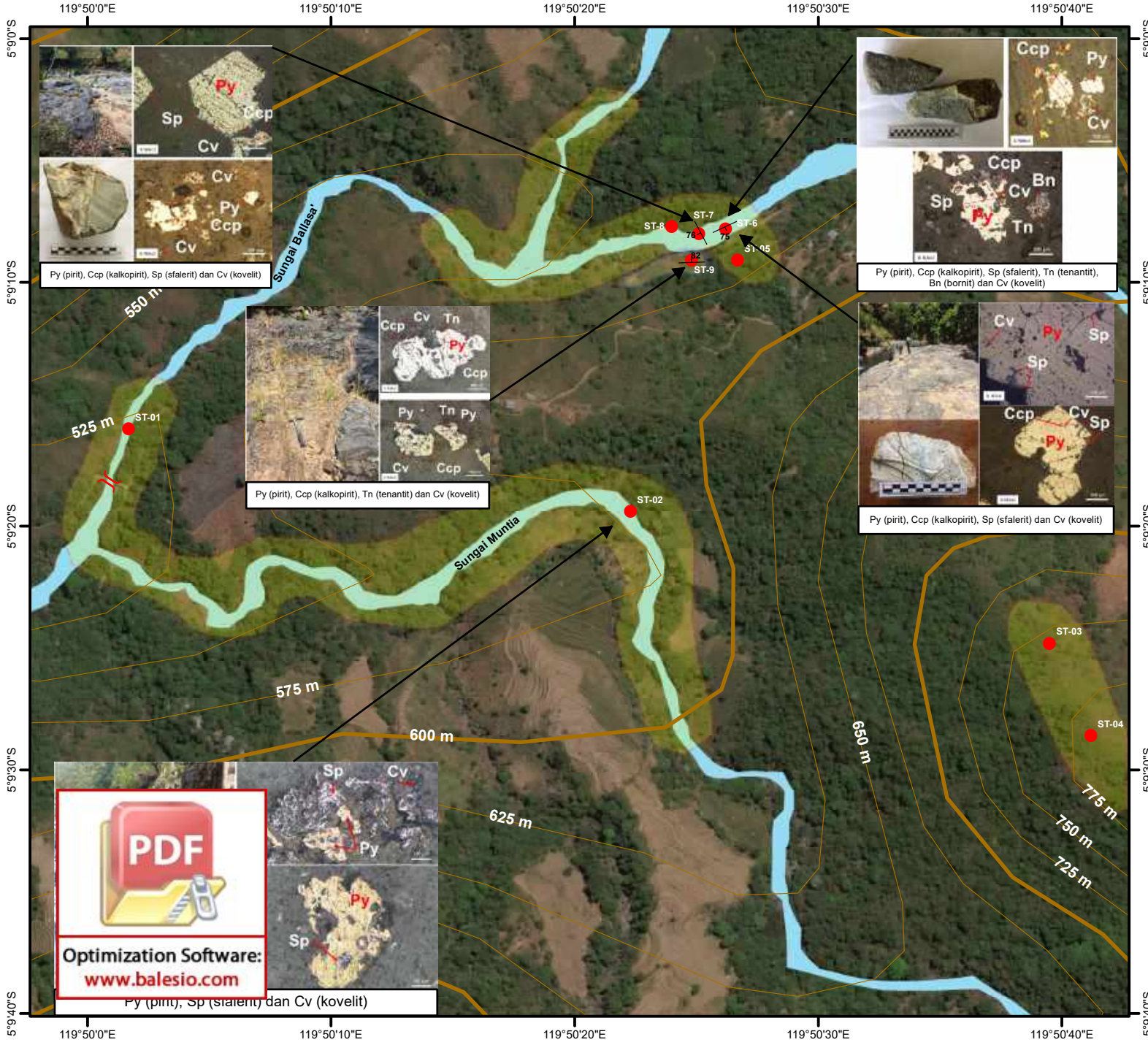
TESIS
STUDI ALTERASI DAN MINERALISASI ENDAPAN
TIPE URAT: IMPLIKASI TERHADAP GENETIK
DAN EKSPLORASI DAERAH CINDAKKO
KABUPATEN MAROS

Digambar:	Arif NIM D062 18 2001
Pembimbing:	Dr. Ir. Musri Ma'waleda, M.T NIP : 19611231 198903 1 019
	Dr. Ir. Irzal Nur, M.T. NIP : 19660409 199703 1 002

Lampiran I	Halaman 162
------------	-------------

- Sumber Data :
- Peta Dasar Rupa Bumi Indonesia (RBI) Skala 1 : 50.000, Badan Informasi Geografis (2014)
 - DEMNAS, Badan Informasi Geografis (2013)
 - Citra Sas Planet, (2014)

Optimization Software:
www.balesio.com

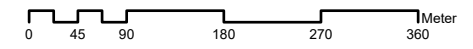


PETA ALTERASI DAN MINERALISASI

LOKASI PENELITIAN DAERAH CINDAKKO DESA BONTOSOMBA KECAMATAN TOMPOBULU KABUPATEN MAROS



Skala 1:7.000
Interval kontur 25 m



Datum.....WGS 84
Zona UTM.....50S
Sistem Koordinat.....Geografis

- Legenda**
- Lokasi Sampling
 - Jembatan
 - Sungai
 - Kuarsa-epidot-klorit
 - Alunit-kaolinit-pirropilit-diaspor
 - Strike dan Dip

PROGRAM MAGISTER TEKNIK GEOLOGI
FAKULTAS TEKNIK
UNIVERSITAS HASANUDDIN
MAKASSAR
2019

TESIS
STUDI ALTERASI DAN MINERALISASI ENDAPAN
TIPE URAT: IMPLIKASI TERHADAP GENETIK
DAN EKSPLORASI DAERAH CINDAKKO
KABUPATEN MAROS

Digambar: Arif
NIM D062 18 2001

Pembimbing: Dr. Ir. Musri Ma'waleda, M.T
NIP : 19611231 198903 1 019
Dr. Ir. Irzal Nur, M.T.
NIP : 19660409 199703 1 002

Lampiran J Halaman 163

Sumber Data :
1. Peta Dasar Rupa Bumi Indonesia (RBI) Skala 1 : 50.000, Badan Informasi Geografis (2014)
2. DEMNAS, Badan Informasi Geografis (2013)
3. Citra Sas Planet, (2014)

Optimization Software:
www.balesio.com