

**T.C.
AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ**



**ORTAKÖY (KUMLUCA, ANTALYA) BÖLGESİNDE GÖZLENEN
HİDROTHERMAL ALTERASYONLAR İLE CEVHERLEŞMELERİN,
JEOLojİK, JEOKİMYASAL, KÖKENSEL VE ALTIN POTANSİYELİ
AÇISINDAN İNCELENMESİ**

Daniel Ganyi NYAMSARI

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ

ANABİLİM DALI

DOKTORA TEZİ

KASIM 2021

ANTALYA

**T.C.
AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ**



**ORTAKÖY (KUMLUCA, ANTALYA) BÖLGESİNDE GÖZLENEN
HİDROTHERMAL ALTERASYONLAR İLE CEVHERLEŞMELERİN,
JEOLJİK, JEOKİMYASAL, KÖKENSEL VE ALTIN POTANSİYELİ
AÇISINDAN İNCELENMESİ**

Daniel Ganyi NYAMSARI

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ

ANABİLİM DALI

DOKTORA TEZİ

KASIM 2021

ANTALYA

T.C.
AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**ORTAKÖY (KUMLUCA, ANTALYA) BÖLGESİNDE GÖZLENEN
HİDROTHERMAL ALTERASYONLAR İLE CEVHERLEŞMELERİN,
JEOLojİK, JEOKİMYASAL, KÖKENSEL VE ALTIN POTANSİYELİ
AÇISINDAN İNCELENMESİ**

Daniel Ganyi NYAMSARI
JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİM DALI
DOKTORA TEZİ

**Bu tez Akdeniz Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi
(BAP) tarafından FDK-2019-4778 nolu proje ile desteklenmiştir.**

KASIM 2021

T.C.
AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**ORTAKÖY (KUMLUCA, ANTALYA) BÖLGESİNDE GÖZLENEN
HİDROTHERMAL ALTERASYONLAR İLE CEVHERLEŞMELERİN,
JEOLojİK, JEOKİMYASAL, KÖKENSEL VE ALTIN POTANSİYELİ
AÇISINDAN İNCELENMESİ**

Daniel Ganyi NYAMSARI
JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİM DALI
DOKTORA TEZİ

Bu tez 04/11/2021 tarihinde jüri tarafından Oybirliği ile kabul edilmiştir.

Prof. Dr.	Mustafa Gürhan YALÇIN (Danışman)
Prof. Dr.	Fetullah ARIK
Prof. Dr.	Mehmet ALTUNSOY
Prof. Dr.	Nurdane İLBEYLİ
Dr. Öğr. Üy.	Ali TÜMÜKLÜ

ÖZET

ORTAKÖY (KUMLUCA, ANTALYA) BÖLGESİNDE GÖZLENEN HİDROTHERMAL ALTERASYONLAR İLE CEVHERLEŞMELERİN, JEOLojİK, JEOKİMYASAL, KÖKENSEL VE ALTIN POTANSİYELİ AÇISINDAN İNCELENMESİ

Daniel Ganyi NYAMSARİ

Doktora Tezi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Mustafa Gürhan YALÇIN

Kasım 2021; 110 sayfa

Bu çalışma, Antalya Kompleksi'nin GB Gödene Zonu içerisinde yer alan Ortaköy sınırları içindeki birimlerin jeokimyasal incelenmesini ve kıymetli metal potansiyelleri açısından incelenmesini konu alan bir çalışmadır. Gödene Bölgesi, Antalya ili, Kumluca ilçesinin yaklaşık 15-20 km kuzeyinde yer almaktadır. Bu araştırmada bölgede yer alan altı jeolojik formasyonun dört tanesi (Kırkdirek, Karadere, Çandır ve Alakırçay) ile bazı akarsu çökelleri ayrıntılı olarak incelenmiştir..

İncelenen dört formasyonun içerdiği kayaç türleri: serpantinit, mikrit, çört, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı, kiltası, mikrokonglomera, bazalt, spilit ve spilit bazaltır. Toplamda araziden otuz bir (31) kayaç ve tortu örneği derlenmiştir.

Volkanik kayaçtaki baskın mineraller analsim, ojit, amfibol ve plajiyoklaz olarak saptanmıştır. Minerallerin dokusal ilişkileri kaya örneklerinin oluşum derinliklerine göre farklılıklar göstermektedir. Bölgede iki modlu bir volkanizmanın meydana geldiği düşünülmektedir. Serpantinitlerin mineralojisi, düşük dereceli metamorfizmanın yanı sıra düşük tenörlü kromit ve manyezit cevherlerini ortaya çıkarmıştır.

Platin Grup Mineral (PGM) ve nabit Au içeren mineraller tespit edilememiştir. Ancak, değerli metaller (Au, Pt, Ag ve Hg) cevher tenörlü konsantrasyonlarına göre çok düşük konsantrasyonlarda tespit edilmiştir. Platin, Ni-Co mineralizasyonu tarafından barındırılmıştır. Au oluşumları ultramafik ve mafik kayaçlarda Cu ve Ni ile, akarsu çökellerindeki sülfürle ve kiltasında SiO₂ ile ilişkilendirilmiştir.

En yüksek Pt konsantrasyonu serpantinitlerde (10.0 ppb), en yüksek Au konsantrasyonu ise silttaşlarında (50.6 ppb) saptanmıştır. Ortalama olarak, Pt konsantrasyonları serpantinitlerde (7.25 ppb), kiltalarına (1.15 ppb), toprak (1.14 ppb), silttaşlarına (1.13 ppb) ve bazaltlara (0.93 ppb) kıyasla daha yüksektir; Au konsantrasyonu silttaşlarında (14.03 ppb) daha yüksektir, toprak (2.89 ppb), akarsu çökelleri (2.18 ppb), kiltaları (2.07 ppb), serpantinitler (0.61 ppb) ve bazaltlar (0.36 ppb); Ag konsantrasyonu kiltalarında (33.5 ppb) serpantinitlere (18.88 ppb), toprağa (12.14 ppb), silttaşlarına (10.5 ppb), dere tortullarına (7.5 ppb) ve bazaltlara (6.86 ppb) kıyasla daha yüksektir; Hg

konsantrasyonları toprakta (18,82 ppb) daha yüksektir, bunu takip edenler kilitaşları (18,5 ppb), dere tortulları (10,63 ppb), silttaşları (6,31 ppb), serpantinitle (4,31 ppb) ve bazaltlar (6,86 ppb) şeklinde'dir.

Mineralleşmeyi, mineralize olmayan formasyonlardan ayırmak için kullanılan Sr/Y'nin diskriminant grafiği incelendiğinde bölgede olası bir mineralizasyon göstermemiştir. Ancak, birincil ve ikincil haleler, diğer analiz sonuçlarından elde edilen verilerle karşılaştırılmıştır. Pt'nin bu mevcudiyeti ve değerli diğer metaller (Ir, Ru, Rh, Os ve Pd) içeren bu alanın daha fazla araştırılması önerilmiştir. Kimyasal analiz sonuçlarına göre çalışma alanının kuzeydoğu ve güney kesimi, mekansal dağılım haritaları kullanılarak incelendiği zaman, sırasıyla nispeten yüksek Pt ve Au konsantrasyonları gstermiřtiręi anlaşılmıştır.

Clr-biplot diyagramı, jeokimyasal olarak açıklanan elementlerin çok düşük değişkenlik gstermiřtiręini kanıtlanmıştır. Bu durum, bu elementlerin oluşumundaki ortam türlerindeki farklılıklar ile açıklanabilir. Tüm rnekler, kapsamlı olarak değerlendirme yapıldığı zaman üç ana kategoriye ayrılmıştır. Birincisi serpantinitle şeklinde olup Mg, Ni, Cr, Co, Hf, Pt ve Nb ile zenginleştirilmiştir. İkincisi bazalt ve toprak şeklinde olup Ti, Na, Al, Zr, Li, Ca, Zn ve V ile zenginleştirilmiştir. Üçüncüsü diğer tortul ortamlar şeklinde olup Au, Pb, Cu, Ag, Ba, Mn, La ve Ce ve Y ile zenginleştirilmiştir. Özellikle bazaltların topraklar için ana kaynak malzeme olduğu dşnlmştir. Genel anlamda felsik magmatik kayalar, tortulların ana kaynağı olarak düşünülmektedir.

Bazaltların ana magması, silikaya göre zayıf evrim göstermiştir, bu ayrıca olası bir iki modlu magmatik kaynağı veya magmanın zayıf fraksiyonasyonunu doğrulamaktadır. Serpantinitle, sıkışma tektonik rejimiyle kıtaya güvendikleri için hiçbir magmatik evrim göstermediler.. Volkanik seri birlikteliği ayrıca magmatik kayaların toleyitik ve kalk-alkali karakterde olduğunu göstermiştir. Bu durum, volkanik bir yay kökenini veya kıta ve okyanus kabuğı malzemelerinin bir karışımını göstermektedir.

Bazaltlar kimyasal içerik bakımından farklılık göstermiş ve Hf/Zr ilişkisi dikkate alındığında, bir miktar düşük dereceli değişim gösterdikleri anlaşılmıştır. Bazaltlar sedimentlerde herhangi bir değişiklik veya herhangi bir geri dönüşüm göstermemiştir. Bununla birlikte, Hf/Zr ilişkisi, çökellerin ayrışma yaşadığını göstermiştir.

Bazaltlarda gözlenen Nb tükenmesi, düşük konsantrasyonlarının veya magmada bulunmamalarının bir sonucu olabilir. Niyobyum ve nispeten yüksek Zr ve Ti konsantrasyonlarının kabuk kontaminasyonundan kaynaklandığı düşünülmektedir.

Bazalt ve serpantinitlelerdeki element konsantrasyonları için çok elemanlı normalizasyon, ilkel manto, ortalama kabuk ve kondrit konsantrasyon değerlerine göre yapılmıştır. Elementlerin ilksel manto ve kondrit konsantrasyonlarına göre zenginleşmeleri gözlenirken, ortalama kabuğa kıyasla tükenme vardı. Rb, U, Pb, Sr ve P'nin zenginleşme, kıta-okyanus yayı magmatizması ile ilgili kabuk kirliliği ile açıklanabilir.

Felsik, mafik ve kimyasal ayrışma parametreleri kullanılarak çizilen diyagram, serpantinitle, iki bazalt numunesi ve silttaşı, kıltaşı, toprak ve akarsu tortusu numunelerinin çoğunun bir dereceye kadar kimyasal ayrışmaya maruz kaldığını göstermiştir.

Saha gözlemlerine dayanarak, en az iki tektonik rejimin, bölgenin jeolojik yapısını etkilediği düşünülmektedir. Birinci jeolojik rejimin volkanik kayaları biriktirdiği düşünülmüştür. İkinci jeolojik rejimin bazaltları faylandırdığı, daykların yerleşmesini kolaylaştırdığı, bazı kayaları tektonik breşik yapı kazandırdığı ve bölgedeki kayaçların bir kısmını metamorfizmaya uğrattığı düşünülmektedir. Mineraloji ve melanj temelinde bölgesel, hidrotermal ve dinamik metamorfik faaliyetlerin bölgeyi etkilediği saptanmıştır.

ANAHTAR KELİMELEER: Değerli metaller, alterasyon, kimyasal içerik, Antalya Kompleksi (Karmaşığı), mineraloji, köken, Ortaköy.

JÜRİ: Prof. Dr. Mustafa Gürhan YALÇIN
Prof. Dr. Fetullah ARIK
Prof. Dr. Mehmet ALTUNSOY
Prof. Dr. Nurdane İLBAYLI
Dr. Öğr. Üy. Ali TÖMÜKLÜ

ABSTRACT

INVESTIGATION OF THE GEOLOGICAL, GEOCHEMICAL ORIGIN AND GOLD POTENTIAL OF MINERALIZATIONS AND HYDROTHERMAL ALTERATIONS IN THE ORTAKÖY (KUMLUCA, ANTALYA) REGION

Daniel Ganyi NYAMSARİ

PhD Thesis in Geological Engineering

Supervisor: Prof. Dr. Mustafa Gürhan YALÇIN

November 2021; 110 pages

This is probably the first work on geochemical investigation in the Ortaköy village, located within the Gödene Zone, SW of the Antalya Complex. The Gödene Zone is about 15 – 20 Km north of Kumluca town in the Antalya Province. Four geological formations (Kirkdirek, Karadere, Çandır and Alakırçay) out of the six in the zone as well as some stream sediments were investigated in this research.

Rock types of the four formations included serpentinites, micrite, cherts, sandstones, siltstones, mudstones, claystones, microconglomerates, basalt, spilites and spilitic basalts. Thirty-one samples of rocks and sediments were analyzed.

The dominant minerals (analcime, augite, amphibole and plagioclase) in the volcanic rock and their textural relationship revealed variation in the depth of formation of the rock samples. They showed both intrusive and extrusive characteristics. A bimodal volcanism is thought to have occurred in the area. The mineralogy of the serpentinites reveal low grade metamorphism, as well as low grade chromite and magnesite ores were revealed.

Platinum Group Minerals (PGM) and Au bearing minerals were undetected. However, precious metals (Au, Pt, Ag and Hg) were identified in very low concentrations compared to their ore grade concentration. The platinum were probably hosted by Ni-Co mineralization. The Au occurrences were probably associated to Cu and Ni in the ultramafic and mafic rocks, to sulphide in stream sediments, and to SiO₂ in the claystone.

The highest concentration of Pt (10.0 ppb) was occurred in the serpentinites while highest concentration of Au (50.6 ppb) were in siltstones. Averagely, concentrations of Pt were higher in serpentinites (7.25 ppb) compared to claystones (1.15 ppb), soil (1.14 ppb), siltstones (1.13 ppb) and basalts (0.93 ppb); concentration of Au were higher in siltstones (14.03 ppb), followed by soil (2.89 ppb), stream sediments (2.18 ppb), claystones (2.07 ppb), serpentinites (0.61 ppb) and basalts (0.36 ppb); concentration of Ag were higher in claystones (33.5 ppb) compared to serpentinites (18.88 ppb), soil (12.14 ppb), siltstones (10.5 ppb), stream sediments (7.5 ppb) and basalts (6.86 ppb); and concentrations of Hg were higher in soil (18.82 ppb), followed by claystones (18.5 ppb), stream sediments (10.63 ppb), siltstones (6.31 ppb), serpentinites (4.31 ppb) and basalts (6.86 ppb).

Discriminant plot of Sr/Y to delineate mineralized from non-mineralized formations showed no possible mineralization. However, the primary and secondary halos were compared to data from other exploration results. This presence of Pt suggest a further investigation of the area be carried out, which should includes additional precious metals (Ru, Rh, Os and Pd). The north-eastern and southern portion of the study area showed relatively high concentrations of Pt and Au respectively, as identified using spatial distribution maps.

The clr-biplot showed very low variability of the elements were explained. This may be attributed to the differences in the sampled media types analyzed together. Comprehensively, all the samples were separated into three main category. This signified three main parent source. Serpentinities were enriched with Mg, Ni, Cr, Co, Hf, Pt and Nb, the basalt and soil were enriched in Ti, Na, Al, Zr, Li, Ca, Zn and V, and other sedimentary media were enriched with Au, Pb, Cu, Ag, Ba, Mn, La and Ce and Y. The basalts were thought to be the main source material for the soil. An intermediate to felsic magmatic rock is thought to be the main source of the sediments.

The parent magma of the basalts showed poor evolution with respect to silica, this further confirms a possible bimodal magmatic source or poor fractionation of magma. The serpentinites showed no evolution because they were trusted unto the continent by the compressional tectonic regime. Volcanic series association further showed the igneous rocks tholeiitic and calc-alkaline in character. This suggest a volcanic arc origin or a mixture of continental and ocean crust materials.

The basalts varied in chemical content and showed some level of low-grade alteration considering Hf/Zr relationship. The sediments showed no variations nor any recycling. However, the Hf/Zr relationship indicated the sediments had experienced weathering.

The depletion of Nb observed in the basalts may have been as a result of their low concentration or absence in the magma. Niobium, and the relatively high concentrations of Zr and Ti are thought to have resulted from crustal contamination.

Multi-element normalization for concentrations of elements in the basalts and serpentinites were done with respect to the primitive mantle, average crust and chondrite concentration values. Enrichments of the elements to the primitive mantle and chondrites concentrations were obswerved, while there were depletion compared to the average crust. The enrichment of Rb, U, Pb, Sr and P may be attributed to crustal contamination, relating to continental-oceanic arc magmatism.

Discriminant plot using the felsic, mafic and weathering parameters showed that the serpentinites, two basalt samples and most of the siltstone, claystones, soils and stream sediments samples experienced some degree of chemical weathering.

Based on field observation, at least of two tectonic regimes are thought to have influenced the terrane of the area. The tectonic regime is thought to have deposited the

volcanic rocks. The second regime is thought to have faulted the basalts, facilitated emplacement of the dykes, shattered some of the rocks, and metamorphosed some of the rocks in the area. Regional, hydrothermal and dynamic metamorphic activities were evident to have affected the area based on mineralogy and mélangé.

KEYWORDS: precious metal alteration, chemical content, Antalya complex, mineralogy, jenez, Ortaköy. .

COMMITTEE: Prof. Dr. Mustafa Gürhan YALÇIN
Prof. Dr. Fetullah ARIK
Prof. Dr. Mehmet ALTUNSOY
Prof. Dr. Nurdane İLBEYLİ
Assoc. Prof. Dr. Ali TÜMÜKLÜ

ÖNSÖZ

Bu çalışma, Türkiye'de Antalya Kompleksi'nin güneybatı kesiminde yer alan Gödene Zonu'nun dört jeolojik formasyonu (Alakırçay, Çandır, Karadere ve Kırkdirek Formasyonları) üzerinde prospeksiyon ve eksplorasyon çalışmalarını kapsar. Özellikle, potansiyel olabilecek değerli metal yataklarının araştırılmasına odaklanır. Arazi ve laboratuvarlardan elde edilen bulgular, bölgede birikmiş olabilecek olası değerli elementler ve mineralizasyonlar hakkında önemli bilimsel bilgiler sunar. Elde edilen sonuçlar, bölgenin potansiyel maden ve jeoloji aramacıları için önemli bir kılavuz olacaktır.

Tezimin başarıyla tamamlanması için akademik, teknik, manevi ve mali destek sağlayan sayın danışmanım Prof. Dr. Mustafa Gürhan YALÇIN'a sonsuz teşekkürlerimi ve minnetlerimi sunarım. Tez izleme komitemde yer alan saygıdeğer hocalarım Prof. Dr. Nurdane İLBEYLİ ve Dr. Öğr. Üyesi Ali TÜMÜKLÜ'ye teşekkürlerimi sunarım. Ayrıca tez savunma sınavımda çalışmalarımı incelemek için zaman ayıran, akademik destek sağlayan jüri üyeleri Prof. Dr. Mehmet ALTUNSOY ve Prof. Dr. Fetullah ARIK hocalarıma da teşekkürlerimi sunarım. Maddi ve manevi desteği için annem Felicia Ngum'a en içten teşekkürlerimi sunarım. Kardeşlerim Florence W., Humphrey A., Lolita M.M., Michelle A. ve Thaddeus T.'ye; ve amcalarım Gideon, Rene ve Mimba NDZEY'e manevi destekleri için minnettarım. Ayrıca, istatistik çalışmalarımda yol gösteren ve sürekli beni destekleyen Dr Öğr. Üyesi Füsün YALÇIN'a, tez çalışmam sırasında yardımlarını esirgemeyen tüm süreçte ve her konuda yanımda olan arkadaşım Arş. Gör. Özge ÖZER ATAĞOĞLU'na teşekkürlerimi sunarım. Laboratuvar çalışmaları esnasında görevlerini titizlikle yerine getiren stajyer öğrenci Can HAMMUTOĞLU'na teşekkür ederim.

Bana teknik Türkçe konusunda yardımları olan arkadaşlarım Semin TELCİ, Songül ÇELİK ve Büşra ÖZDEMİR'e şükranlarımı, tezin İngilizce nüshasının gramerinde yardımcı olan Jim APKER, Diana THOMAS, Stephen C. BALL ve Christopher STEEVES'e şükranlarımı, ayrıca bana arazi, laboratuvar ve bilgisayar çalışmalarında yardımları olan arkadaşlarım Alex M.L. WANI, Hasan H. SİVRİKAYA, Achaham H. KANATE, Aryl, FELIHO, Cafer C. ÖNER, Berkay ŞAHİN, Sabir RASİMGİL, Gali A.S. İBRAHİM, Yannick BABİEB, Kardelen LORT, Nargis SADIQ'a, ve Nancy A. PONG, Hope N. ECHAWAH, Monique F. DE HHALLENN, Steve and Grace SCRUGGS, Njong J. SAMBA, Dindy WILLIAM, James BULTEMA, Robin ELLIS, Jackson CRUM, Theirry M. TENE, George E. JOHNSON, Linda COUSİNS, Elvis EKANE, Komlan E. AGBOKLOU, Mehmet A. YUVA, Nurcan TÜZÜNER, Benjamin MEHNER, Edefe ODIOKO ve Einstein ANGARA'ya manevi destekleri için teşekkür ederim.

Tezimi maddi olarak destekleyen, Akdeniz Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi'ne (BAP: FDK-2019-4778 nolu proje) ve gerektiğinde desteklerini gördüğüm Jeoloji Mühendisliği Bölümü öğretim üyelerine teşekkürlerimi bir borç bilirim. Doktora tezimin, herhangi bir bölümü dört yıl süre sonuna kadar danışmanımdan izin alınmaksızın çoğaltılması, kopyalanması ve herhangi bir yerde kullanılması kesinlikle uygun görülmemiştir. Aksi durumda, gerekli kanuni işlemler yapılacaktır.

İÇİNDEKİLER

ÖZET	i
ABSTRACT	iv
ÖNSÖZ.....	vii
AKADEMİK BEYAN	xi
SİMGELER VE KISALTMALAR.....	xii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	xvi
ÇİZELGELER DİZİNİ	xix
1. GİRİŞ	1
1.1. Amaç	3
1.2. Konu ve Kapsam	4
2. KAYNAK TARAMASI.....	5
2.1. Maden Aramada Jeokimya ve Mineraloji Uygulamaları	5
2.2. Prospeksiyonda (arama) ve Eksplorasyon (etüd) Jeokimyası	7
2.2.1. Litojeokimyasal tanımlama	7
2.2.2. Örtü toprakların (regolitin) evrimi ve tanımlanması	10
2.3. Mineral Prospeksiyonunda Kullanılan Teknikler	11
2.3.1. Prospeksiyon teknikleri	11
2.3.2. Arama sırasında kullanılan teknikler ve aşamalar.....	12
2.4. Jeokimyasal Dağılım ve Anomaliler	13
2.4.1. Birincil dağılım	14
2.4.2. İkincil dağılım	14
2.5. Jeokimyasal Halkalar (Hale) ve Anomaliler	16
2.5.1. Birincil dağılım anomalileri (haleler).....	17
2.5.2. İkincil dağılım anomalileri (haleler)	17
2.5.3. Anomali konsantrasyonlar için takip edilmesi gereken gösterge ve iz bulucu element	17
2.6. Jeokimyasal Veri Analizleri	19
2.6.1. Jeolojik veri dönüştürme işlemi	19
2.6.2. Jeokimyasal anomalilerin tanımlanması	23
2.6.3. Jeoistatistik yöntemler.....	24
2.7. Bölgesel Jeoloji	28
2.8. Antalya Karmaşığı.....	29

2.9. Antalya Karmaşığının Güneybatı Bölümlerinde Yer Alan Beş Ana Zon	31
3. MATERYAL VE METOT.....	33
3.1. Literatür Çalışması	33
3.2. Arazi Çalışması	33
3.3. Laboratuvar Analizleri	34
3.3.1. Numune hazırlama, prosedür ve koşullar.....	34
3.3.2. Tüm-kayaç jeokimya araştırması	34
3.3.3. Mineralojik ve petrografik çalışmalar	35
3.4. Veri ve Bilgi Değerlendirmesi	36
3.5. Tez Yazımı	37
4. BULGULAR	38
4.1. Çalışma Alanının Jeolojisi Ortaköy Formasyonu (Gödene Zonu).....	38
4.2. Mineraloji ve Petrografi	45
4.2.1. Bazalt örnekleri	45
4.2.2. Serpantinit örnekleri.....	48
4.2.3. Kil mineralojisi ve petrografi	51
4.2.4. Silttaşları mineralojisi ve petrografisi	52
4.2.5. Akarsu sedimentleri.....	55
4.3. Örnek İçeriğın İstatistiksel Değerlendirmesi.....	55
4.3.1. Spilitik bazaltlar	55
4.3.2. Serpantinit kayaçları.....	55
4.3.3. Regolit örnekleri.....	55
5. TARTIŞMA	57
5.1. Değerli Metal Mineralizasyonu.....	57
5.1.1. Platin oluşumu.....	57
5.1.2. Au oluşumu	60
5.2. Değerli Metal Anomalileri ve Kaya Oluşumu Cevherleşme Potansiyeli.....	65
5.2.1. Jeokimyasal anomaliler	65
5.2.2. Sr/Y - SiO ₂ ayırım grafiğı	66
5.2.3. Boxplot (kutu) grafiğı.....	66
5.3. Kıymetli Maden Konsantrasyonu ve Arama Beklentisi için Çıkarımlar	67
5.4. Numunelerin Jeokimyasal Özellikleri.....	69
5.4.1. Numunelerin kimyasal içerikleri, varyasyonu ve korelasyonu	69

5.4.2. Fraksiyonasyon eğilimi	71
5.4.3. Kimyasal değişim.....	73
5.4.4. Eser element hareketliliğinin karakterizasyonu	74
5.5. İlişkili Volkanik Seriler	76
5.6. Anakaya veya Köken ve Paleoiklimsel Koşullar	78
5.7. Tektonik İlişki	79
5.8. Çoklu Element Normalleştirilmesi	81
5.9. Kimyasal Alterasyon ve/veya Ayrışma.....	83
5.10. Mineralojik Karakterizasyon.....	84
5.11. Metamorfik Aktiviteler	84
5.12. Çalışmadaki Kısıtlamalar	85
5.13. Yayımlanan Çalışmalara Yönelik Görüşler	85
6. SONUÇLAR	86
7. KAYNAKLAR.....	88
8. EKLER	104
ÖZGEÇMİŞ	

AKADEMİK BEYAN

Doktora Tezi olarak sunduğum “Ortaköy (Kumluca, Antalya) Bölgesinde Gözlenen Hidrotermal Alterasyonlar ile Cevherleşmelerin, Jeolojik, Jeokimyasal, Kökensel ve Altın Potansiyeli Açısından İncelenmesi” adlı bu çalışmanın, akademik kurallar ve etik değerlere uygun olarak yazıldığını belirtir, bu tez çalışmasında bana ait olmayan tüm bilgilerin kaynağını göstermişirğimi beyan ederim.

04/11/2021

Daniel Ganyi NYAMSARI

SİMGELER VE KISALTMALAR

Simgeler

'	: Dakika (Örn., 50')
°	: Derece
°	: C Derece santigrat
Σ	: Toplama
%	: Yüzde
>	: Daha büyük
<	: Daha az

Kısaltmalar

1. Örnek Sayı Kısaltmaları (Örnekler ve Yer)

BA	: Bazalt – Alakır Çay Formasyonu – *Alakır Çay Formasyonundan Bazalt
BK	: Bazalt – Karadere Formasyonu – * Karadere Formasyonundan Bazalt
DzA	: Diyabaz – Alakır Çay Formasyonu – *Alakır Çay Formasyonundan Diyabaz
GrA	: Granodiyorit – Alakır Çay Formasyonu – *Alakır Çay Formasyonundan Granodiyorit
PKI	: Serpentin – Kırıkdirek Formasyonu – * Kırıkdirek Formasyonundan Serpentin
SÇ	: Silttaş – Çandır Formasyonu – * Çandır Formasyonundan Silttaş
SK	: Silttaş – Çandır Formasyonu – * Çandır Formasyonundan Silttaş
So	: Toprak
SoA	: Toprak – Alakır Çay Oluşumu – * Alakır Çay Oluşumundan Toprak
SoÇ	: Toprak – Çandır Formasyonu – * Çandır Formasyonundan Toprak
SoK	: Toprak – Karadere Formasyonu – * Karadere Formasyonundan Toprak
STM	: Akıntı Sedimentleri

DSTM : Kuru Akım Sedimentleri

YÇ : Kilitaşı – Çandır Formasyonu – * Çandır Formasyonundan Kilitaşı

YK : Kilitaşı – Karadere Formasyonu – * Karadere Formasyonundan Kilitaşı

2. Teknik Kısaltmalar

Km : Kilometre

m : Metre

Ppm : Milyonda Bir Birim

Ppb : Milyarda Bir Birim

USGS : Amerika Birleşik Devletleri Jeoloji Araştırmaları Kurumu

GPS : Coğrafi Konumlandırma Sistemi

SPSS : Sosyal Bilimler İçin İstatistik Paketi

gr : gram

Ma : Milyon yıl

3. Öge Kısaltmaları

SiO₂ : Silisyum Dioksit

Al₂O₃ : Alüminyum Trioksit

Fe₂O₃ : Demir (III) Oksit

CaO : Kalsiyum Oksit

CaO* : Silika Minerallerinde Kalsiyum oksit

MgO : Magnezyum Oksit

Na₂O : Sodyum Oksit

K₂O : Potasyum Oksit

MnO : Manganez Oksit

TiO₂ : Titanyum Dioksit

P ₂ O ₅	: Fosfor Pentoksit
SO ₃	: Kükürt Trioksit veya Sülfite
Ag	: Gümüş
As	: Arsenik
Au	: Altın
B	: Bor
Ba	: Baryum
Be	: Berilyum
Bi	: Bizmut
Cd	: Kadmiyum
Ce	: Seryum
Co	: Kobalt
Cr	: Krom
Cs	: Sezyum
Cu	: Bakır
Ga	: Galyum
Ge	: Germanyum
Hf	: Hafniyum
Hg	: Civa
In	: İndiyum
La	: Lantan
Li	: Lityum
Mn	: Manganez
Mo	: Molibden

Nb	: Niyobyum
Ni	: Nikel
Pb	: Kurşun
Pt	: Platin
Rb	: Rubidyum
Re	: Renyum
Sb	: Antimon
Sc	: Skandiyum
Se	: Selenyum
Sn	: Kalay
Sr	: Stronsiyum
Te	: Tellür
Th	: Toryum
Tl	: Talyum
U	: Uranyum
V	: Vanadyum
W	: Tungsten
Y	: İttriyum
Zn	: Çinko
Zr	: Zirkon
PGE	: Platin Grubu Elementleri
PGM	: Platin Grubu Mineraller

ŞEKİLLER DİZİNİ

- Şekil 2.1.** Sr/Y karşısında SiO₂'nin diskriminant (ayırt etme) grafiği, Cu-Au madeni içeren kayaç örnekleri ve verimsiz bölgelerden alınan kayaç örneklerine (gölge alan) ait grafik alanlarını göstermektedir. Rohrlach ve Loucks (2005)'ten alınmıştır..... 9
- Şekil 2.2.** Kırınılılı zirkon diyagramı. Numune alınan bölgeler: Isa Dağı (Avustralya) ve Güney Norveç toprakları (O'Reilly vd. 2004'ten alınmıştır)..... 9
- Şekil 2.3.** Hamilton Redox Modeli (1998, Cameron vd. 2004'den modifiye edilmiştir), taşınan regolitte sülfütlere göre azaltılmış kolon gelişimini gösterir. İndirgeme koşulları altında, hareketli metaller redoks gradyanı boyunca dikey olarak hareket eder. Metaller su tablasının üzerinde oksitlenir, bu da düşük pH ve Karbonat tükenmiş bölge ile sonuçlanır. Karbonat kolonun kenarında biriktirilir. Yüze yakın yerlerde Zn ve Cd gibi metaller birikir..... 15
- Şekil 2.4.** Kuzey Şili'deki Spence Porphyry Cu Yatağı üzerindeki örtü toprağında anomali oluşumunu gösteren model (Cameron vd. 2004'ten). Deprem sırasında derin tuzlu suyun izlediği yol dikey ok ile gösterilmiştir. Yatay oklar yeraltı suyunun akış yönünü göstermektedir. Toprakta gözlemlenen Cu konsantrasyonundaki anormallik, Cu içeren yeraltı suyunun örtü tabakasına olası sismik püskürmesini gösterir 16
- Şekil 2.5.** Yarı variogram modelinin şematik gösterimi (Whateley 1992)..... 26
- Şekil 2.6.** Antalya Karmaşığı'nın güneybatı kesimi, Isparta Dirseği, Türkiye. **A)** Antalya bölgesinin, Mesozoyik yaşlı Antalya Karmaşığı ve büyük ölçüde otokton birimler içeren Mesozoyik karbonat platformlarını (örn., Bey Dağları) gösteren tektonik haritası. Yazı bölümünde vurgulanan diğer birimler ise Likya Napları, Akseki Platformu ve Alanya Masifi. Not: Antalya Karmaşığı'nın içyapısı belirtilmemiştir. **B)** Antalya Karmaşığı'nın enine kesiti. Bu kesit, batıdaki kıtasal-okyanusal geçiş zonu boyunca karbonattan başka bir birime geçişi ifade etmektedir. Bu geçiş zonu, Paleozoyik kabuğun riftleşmiş blokları üzerinde oluşan karbonatlar ve ofiyolitik kayaçlar ile tanımlanmaktadır. Antalya Karmaşığı, tektonik olarak geç Kretase-erken Tersiyer'de bir takım batı yönlü çekme ve atımlı hareketler sonucunda oluşmuştur (Robertson ve Woodcock 1984'ten düzenlenmiştir)..... 30
- Şekil 2.7.** Antalya Karmaşığı'nın Güneybatı kısmının jeolojik haritası (Robertson ve Woodcock 1981'den değiştirilerek hazırlanmıştır). **1-** Stratigrafik dokanak; **2-** İtme dokanağı; **3-** Dik dalımlı tektonik dokanak; **4-** Alüvyon; **5-** Triyas öncesi kıtasal tabanda oluşan sedimanlar; **6-** Triyas yaşlı mafik ekstrüzyonlar ve ince sediman örtü; **7-** Silisli Triyas yaşlı mafik tabanda oluşan karbonat yığılması; **8-** itme tabakalarındaki allokton sedimanter diziler; **9-** Kısmi ofiyolitik dizi; **10-** Serpantinit 32
- Şekil 3.1.** Numunelerin laboratuvarında hazırlanmasını gösteren fotoğraflar 35
- Şekil 4.1.** Ortaköy Çalışma Alanı'nın fay haritası (Şenel vd. 1997'den hazırlanmıştır)..... 39

Şekil 4.2. Çalışma alanının jeolojik haritası (Şenel vd. 1997'den hazırlanmıştır).....	40
Şekil 4.3. İnceleme alanında gözlemlenen jeolojik özelliklerin fotoğrafı	43
Şekil 4.4. Mineralleri ve dokuları gösteren Bazalt örneklerinin petrografik görüntüleri (sırasıyla CN ve TK): a) Numune BA7; b) Numune DzA9; c) Numune BK14B; d) Numune GrA15; ve e) Numune BA23D.....	46
Şekil 4.5. Mineralleri ve dokuları gösteren serpantin örneklerinin petrografik görüntüleri (sırasıyla CN ve TK), a) Numune KIR 1D; b) Numune KIR 4B; ve c) Numune KIR 9.....	49
Şekil 4.6. a) YÇ2B numunesi ve b) YÇ6B numunesi için mineral dokuları gösteren kıltaşı numunelerinin petrografik görüntüleri (CN ve TK).....	52
Şekil 4.7. Örnekler için mineralleri ve dokuları gösteren kıltaşı örneklerinin petrografik görüntüleri (CN ve TK), a) Numune SÇ4; b) Numune SÇ4 fosilli; c) Numune SÇ7C; d) Numune SÇ13A; ve e) Numune SÇKI5C.....	53
Şekil 5.1. Pt ile ilişkili iz bulucu öğelerin kendi arasındaki korelasyonu gösteren dağılım grafikleri; a) Cr, b) Ni, c) Mg, d) Co, e) As, f) Cu, g) Mn and h) Sr	59
Şekil 5.2. Au ve onunla ilişkili iz elementleri arasındaki korelasyonu gösteren dağılım grafiği çizimleri	63
Şekil 5.3. Cu-Au cevheri barındıran kayaçlar ve kaya (gölgeli alan) örnekleri için Sr/Y'ye karşı SiO ₂ 'nin diskriminant grafiği (Rohrlach ve Loucks 2005'ten sonra). Gölgeli zon mineralleşme olmadığını gösterir.....	66
Şekil 5.4. Seçilen elementler için numunelerin kutu grafiksel gösterimi	67
Şekil 5.5. Ortaköy ve çevresinde Au, Ag, Hg, Pt, Cu ve Ni için konumsal dağılım haritası	68
Şekil 5.6. Ana Bileşen 1 ve 2'nin sanal grafiği: a) örneklerin varyasyonu ve benzerlikleri; b) en fazla bolluğa sahip alanları (örnek türleri) gösteren elemanların clr-biplotudur; c) vektörlerin uzunluğunu %95 elips çevresine gösteren sanal çizim, açıklanan değişkenin bir ölçüsüdür.....	70
Şekil 5.7. Ana elementlerin fraksiyonasyon eğilimini gösteren Harker Plot.....	72
Şekil 5.8. Log Ni'ye karşı log Cr'nin korelasyonu ve Ni'ye karşı Cr'nin örneklerin ofiyolitik eğilimini gösteren iki değişkenli grafikleri	73
Şekil 5.9. Kimyasal içerikteki olası değişimi ve tortuların geri dönüşümünü gösteren Th/Sc ayırım grafiğine karşı Zr/Sc (McLennan vd. 1993'ten değiştirilmiştir).....	74

Şekil 5.10. Hidrotermal alterasyon ve bozunma sırasında Zr'ye göre hareketsiz ve hareketli elemanların duyarlılığı	75
Şekil 5.11. a) AFM (sırasıyla $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, Fe_2O_3 ve MgO) içeriği (Irvine ve Baragar 1971'den alınmıştır); ve b) Co-Th grafiği (Hastie vd. 2007'den alınmıştır) kullanılarak analiz edilen örneklerin jeokimyasal karakterizasyonu. B = Bazalt, BA = Bazaltik Andezit, A = Andezit, D = Dasit ve R = Riyolit	78
Şekil 5.12. a) $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (LeBas vd. 1986'dan alınmıştır); b) La/Sc - Co/Th (Condie 1993'ten alınmıştır); ve c) Zr/TiO ₂ - SiO_2 kullanılarak numunelerin kaynak alanını belirlemek için kimyasal özelliklerin ikili diskriminant grafiği (Winchester ve Floyd 1977'den alınmıştır)	79
Şekil 5.13. Örneklerin olası tektonik yerleşim kaynaklarını ayırt eden üçlü haritalar; a) La-Th-Sc (Bhatia ve Crook 1986'dan alınmıştır), b) $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (Pearce vd. 1977'den sonra), ve c) La/10–Y/15–Nb/8 (Cabanis ve Lecolle 1989'dan alınmıştır)	80
Şekil 5.14. a) Bazaltlarda ve b) serpantinitlerde element konsantrasyonunun İlkel Manto konsantrasyonlarına normalleştirilmesi (McDonough ve Sun 1985'ten alınmıştır)	82
Şekil 5.15. a) Bazalt ve b) serpantinit örneklerinde element konsantrasyonunun kondrit normalizasyonu (Thompson 1982'den alınmıştır)	82
Şekil 5.16. Bazalt ve serpantinit örneklerinin eser elementleri için Ortalama Kabuk normalizasyon diyagramları	83
Şekil 5.17. Örneklerin kimyasal ayrışma ayrımı (Ohta ve Arai 2007'den)	84

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 2.1. Aramalarda kullanılacak maden yataklarına ait element birlikleri ve ilişkili elementler (yol gösteren elementler) Moon (2006).....	18
Çizelge 4.1. Analiz edilen örneklerin açıklaması	42
Çizelge 5.1. Farklı örneklenmiş ortamlardaki cevher minerallerindeki Au ve ilişkili elementler arasındaki korelasyon ilişkileri.....	62
Çizelge 8.1. Kaya türüne göre jeokimyasal analizin sonucu ve istatistiksel özeti (Min = Minimum, Maks. = Maksimum, MAD = Medyan Mutlak Sapma, An. Thrs. = Anomali Eşiği, Std. Dev. = Standart Sapma ve Skew. = Çarpıklık).....	104
Çizelge 8.2. Çeşitli örnek ortam türleri için ortalama element konsantrasyonunun karşılaştırılması	110

1. GİRİŞ

Bu çalışma, Türkiye’de bulunan Antalya Karmaşığının (Isparta Büklümü olarak da bilinmekte) güneybatı kısmında, Ortaköy (Kumluca) bölgesinde bazı prospeksiyon ve eksplorasyon verilerine ulaşmak ve özellikle bu alandaki dört jeolojik formasyonun, jeolojik ve mineralojik özelliklerinin yorumlanması için yapılmıştır. Çalışma, bölgedeki bu formasyonların (Alakırçay Grubu, Çandır Formasyonu, Karadere Formasyonu ve Kırkdirek Formasyonu) içerisinde bulunan bazı kıymetli metal yataklarının araştırılmasına yöneliktir. İlgili bu formasyonlar, Kumluca (Antalya) bölgesinde inceleme alanı olan Ortaköy ve çevresinde yer almaktadır.

İnceleme alanında potansiyel maden işletmeciliği için yapılacak jeokimyasal ve mineralojik çalışmalar için, bu konuda çalışan tüm akedemisyenlere ve uygulamacılara o bölgede bulunan olası element ve bunların oluşturduğu mineral birlikleri konusunda çok önemli bilgiler sağlamaktadır. Bu bilgiler, bölgenin maden arama faaliyetleri için potansiyel oluşturup oluşturmadığı konusunda, jeoloji mühendislerinin karar vermesine yardımcı olmaktadır. Bölge, madencilik faaliyetleri için uygun görülmesi halinde, jeokimyasal ve mineralojik çalışmalardan elde edilecek veriler, araştırma aşaması için kullanılacağı gibi jeoloji mühendislerinin bir sonraki aşamada yeni metotların kullanılması için daha uygun olacağına ve hangi çalışmaları yapacağına karar vermesinde de yardımcı olacaktır. Bölgenin jeolojik, jeokimyasal ve mineralojik özelliklerinin yorumlanması, bölgedeki maden arama ve bilimsel çalışmaları ilerletmek için bir adım olacaktır.

Çalışmada, formasyon ve mineral birliklerinde bulunan anomali gösteren bileşikler belirlemek ve tanımlamak için jeolojik çalışmaları, jeokimyasal ve mineralojik analizleri içeren ana maden arama teknikleri kullanılmıştır. Madenlerin bulunması olasılığını oluşturabilmek, genellikle maden aramanın ilk adımı olarak kabul edilir. Saha çalışmalarına ait değerlendirmenin (eksplorasyon) yapılabilmesi için gereken bütçe, sistematik jeokimyasal (araştırma) etüde kıyasla genellikle daha ucuz ve daha çok tercih edilen bir yöntemdir (Marjoribanks 2010; Tetteh 2013). Maden prospeksiyonu, ekonomik anlamda çıkarılması uygun olan maden kaynaklarının (cevher kütlesi) arama, bulma ve tanımlama sürecinde yer alan bir dizi çalışmayı içerir.

Maden araştırmacısının temel amacı, öncelikli olarak yeni maden sahaları bulmak ve daha sonra bu potansiyel maden cevherini bulmak için araştırma yapıp olasılık dahilindeki herhangi cevher kütlesini tanımlamak ve genel olarak o madenin rezervi hakkında bilgi sahibi olmaktır. Marjoribanks (2010)’a göre maden yatağı tanımı, ekonomik olarak tanımlanan maden rezervi (ekonomik maden yatağı) ile tanımlanmaktadır. Bu nedenle, maden arama yapılmadan önce olasılığı oluşturabilmek için mutlaka prospeksiyon çalışmaları yapılmalıdır. Maden keşfi, arama sınırlarını belirlemek için tanımlanmış yönelimli arama faaliyetleriyken, maden arama ise potansiyel maden yatağını aramak ve bulmak için yapılan bir dizi sistematik faaliyettir.

“Prospeksiyon” bir bölgedeki maden yatağının ekonomik potansiyelinin tespit edilebilmesi için yapılan ön araştırma olarak tanımlanabilir. Bu yöntem dünyada maden

kaynaklarının gelişimine önemli katkı sağlamıştır. Arama sırasında, araştırmacı genellikle yüzeylenmiş kayaç, sediman ve topraklarda renk, şekil ve kayaç bileşimlerindeki düzensizlikleri inceleyerek doğrudan mineralleşme işaretleri olup olmadığını inceler. Renkte görülen düzensizlikler, metallerin doğrudan mineralleşmesine kılavuzluk etmektedir. Örnek olarak, oksitlenmiş olan bakır mineralleri, altere olmuş kayaçlarda mavi ve yeşil renklerde ayırt edilmektedir. Oksitlenmiş manganez mineralleri ise içerdikleri siyah renkler ile karakterize edilmektedir. Demir Oksitler/Hidroksitler, gossan olarak da bilinen, kayaçların yüzeylerinde kahverengi, sarı ve kırmızı leke kapanımları şeklinde gözlemlenmektedir. Gümüş halit, sarı ve yeşil renklendirme gösterebilir. Kayaç yüzeyindeki parlak renklerdeki ikincil mineraller, uranyum, molibden, kobalt, nikel ve diğer metallerden oluşan mineral bileşiklerinin oksidasyonuna işaret edebilir (Hustrulid 2020; USGS 1973).

Maden ihtiyacı ve kullanımı, insanlığın antik çağlarına kadar uzanan bir geçmişe sahiptir. Altın, bakır ve gümüş gibi değerli metaller bu çağlarda genellikle ticaret, ev eşyası üretme ve zenginlik göstergesi olarak sıkça kullanılmıştır. Demir, çinko ve kurşun gibi bazı metaller genellikle ekipman, ev eşyası ve silah üretimi için kullanılmıştır (USGS 1973). Dünya nüfusu artması, endüstriyel yeniliklerin yeni aşamasına geçilmesi ve teknolojik gelişmelerle, dünya bu madenlere doğrudan ve doğrudan olmayan şekilde daha fazla bağımlı hale gelmiştir. Maden kaynaklarına olan bu bağımlılık, talep, kullanım ve maliyetin sürekli olarak artmasına neden olmuştur. Buna cevap olarak maden endüstrileri, teknolojik gelişmelerle ilişkili yan ürünlerin ve madenlerin üretimi ve yeniden kazanımını artırmak amacıyla var olan maden kaynaklarının geliştirilmesine başlamıştır (Çizelge 2.1). Üretimin artması, var olan maden kaynaklarından metal geri kazanımı ve metal geri dönüşümü her ne kadar fazla olsa da (atıkları ve çevreye verilen zararı azaltmakta) bu maden kaynaklarına olan talebi karşılamakta yetersiz kalmıştır. Gelecekte bu artan maden kaynakları talebinin karşılanacağı ve şimdikiyle kıyasla daha büyük gövdeli maden hacimleri bulunacağı öngörülmektedir.

Sonuç olarak, artmakta olan bu talebin karşılanabilmesi için yeni maden kaynaklarının aranması ve bulunması için yapılacak araştırma çalışmalarının sürdürülmesi gerekmektedir.

20. yüzyıl öncesinde, geniş maden yataklarının keşfi, yüzeylenen kayaçların ve toprakların yüzey cevherleşmesiyle tanımlanmaktaydı. Açığa çıkan bu cevherleşmeler bin metreden daha geniş olabilmekteydi. Özellikle Kuzey Amerika ve Avustralya’da olmak üzere, bakırın ikincil cevherleşmesi yer altında büyük porfiri sistemlere ve çinko ve kurşunun ikincil cevherleşmesi ise çinko-kurşun cevherleşmesine işaret etmekteydi (Marjoribanks 2010). Türkiye-Kayseri’de çinko (sfalerit) ve kurşunun (galen) birincil cevherleşmesi ve çinko (smitsonit ve çinkoit) ve kurşunun (serüzit ve anglezit) ikincil mineralleşmeleri, dik eğimli tektonik olarak düzensiz yükselmeler içerisindeki faylar boyunca gözlenmiştir. Ortaya çıkan bu cevherleşmeler, yerel halk tarafından “Roma Dönemi” olarak bilinen dönemde Pb-Zn cevherlerinin çoğunun keşfi ve çıkarılmasını kolaylaştırmıştır. Bazı madenler ise yüzlerce yıldır çıkarılmaya devam etmektedir. Geçmişte bazı dönemlerde, teknolojinin kısıtlı olması bu cevherlerin çıkarılmasını oldukça zorlaştırdığı (derinlik, risk, duvar kayacı) için bazı

madenler terkedilmiştir. Bu madenlerin bir çoğu 20. yüzyılı takip eden teknolojik gelişmelerin ardından yeniden açılmıştır.

Bununla birlikte, 20. yüzyılda, dünyanın bazı sapa bölgelerinde dikkat çekici ve kapsamlı ikincil yüzey cevherleşmesi gözlenen cevher kütleleri keşfedilmiştir. Örnek olarak, Kuzey İran'daki Ertsberg, Papua Yeni Gine'deki Porgera (Van Leeuwen 1994; Handly ve Henry 1990) ve Amerika-Alaska'da Red Dog (Koehler ve Tikkanen 1991) verilebilir.

Günümüzde, gözlemlenebilir ve geniş yüzeyli cevherleşmeler eskisi kadar yaygın bir şekilde bulunamamaktadır. Yüzeye yakın olan veya derinlerde bulunan maden kaynaklarının çoğu toprak örtüsü ile kaplıdır. Bu nedenle, prospeksiyon ve eksplorasyon araştırmacıları cevher yatakları bulunması için dikkatlerini yeraltına ve incelikli yüzeylere odaklamaktadır (Cohen vd. 2007; Marjoribanks 2010).

Bununla birlikte, yeni keşfedilen maden yatakları, aşağıdaki bilgileri içeren üç temel faktöre (Marjoribanks 2010) bağlanmıştır:

- i. Yeni sahaları bulmak için daha önce keşfedilmemiş arazilerin araştırılması
- ii. Araştırmacının daha önceleri göz ardı edilen ince ve düzensiz cevherleşme belirtilerini tanıma ve test etme merakının olması (Sillitoe 2004)
- iii. Mevcut bir madenin bulunduğu alanda, herhangi bir yüzeylenme belirtisi olmayan gömülü (açığa çıkmamış) cevherleşmeyi tespit edebilmek için kademeli sondaj programı yürütebilmek adına jeolojik bilginin kullanılması, şeklinde sıralanır. Bu duruma, Avustralya-Cadia'da bulunan Ridgeway'de yeraltının 450 m derinlerinde bulunan Cu/Au porfiri yatağı, örnek olarak gösterilmiştir (Holiday vd. 1999).

Geçen yüzyıldan itibaren, cevherleşmenin yüzey indikatörlerini tanıyabilmek için jeokimya ve jeofizik ileri teknikleri kullanılmaktadır. Teknik her ne olursa olsun, bir araştırmacı konu hakkında bilgi, gözlem, yanal düşünme ve istikrar gibi beceri ve yeteneklere sahip olması önemlidir. Tüm bunların yanı sıra, Marjoribanks (2010)'a göre, şans da önemli bir faktör olarak görülmektedir.

Maden arama faaliyetleri adım adım kategorilere ayırdığımızda, keşif aşamasıyla başlayıp, keşif etüdü, jeofizik etüdü, jeokimya etüdü, sondaj, analiz ve maden geliştirme gibi araştırma aşamaları şeklinde devam eder. Süreçteki her bir aşamanın genel ancak açıkça tanımlanmış bir amacı ve bir sonraki aşamaya başlamadan önce ulaşılması gereken hedefleri vardır.

Bu çalışmada, arama faaliyetleri için keşif potansiyeli oluşturabilme amacıyla maden aramanın ilk aşaması olan maden prospeksiyon ve (kısmen) ekplorasyonuna odaklanılmıştır.

1.1. Amaç

Doktora tez çalışması, Ortaköy ve çevresinde yer alan altı jeolojik formasyondan dördünün jeokimyasal ve jeolojik özelliklerinin çalışılması ve bu alanda bulunan cevherin bulunmasına odaklanmıştır. Daha önce de bahsedildiği gibi bu formasyonlar, Kırkdirek

Formasyonu, Alakırçay Grubu, Karadere Formasyonu ve Çandır Formasyonu'nu içermektedir. Bu çalışmada, bu formasyonlarda araştırmalar yapılacak ve detaylı jeolojik analizler için numune toplanmıştır. Çalışma amaçlarımızdan bazıları aşağıdaki gibidir:

- i. Hedef bölgenin mevcut jeolojik yapı haritaları incelenmiş ve çalışılmıştır.
- ii. Formasyonlarda yer alan hidrotermal alterasyon zonlarının varlığı araştırılmıştır.
- iii. Dere sediman testleri uygulanarak değerli metal ve alüvyal altın varlığı araştırılmıştır.
- iv. Kayaç birimlerinin jeokimyasal özellikleri ve mevcut hidrotermal alterasyon zonları belirlenecektir. Majör ve iz elementler konsantrasyonlarının belirlenebilmesi için XRF ve ICP-MS yöntemleri kullanılacaktır. ICP-MS tekniği sadece çok düşük konsantrasyonlardaki elementleri ve nadir toprak elementlerini belirlemek için kullanılmıştır.
- v. Altın veya farklı cevherleşme potansiyellerine odaklanılarak, formasyonda yer alan elementlerin jeokimyasal dağılımı değerlendirilmiştir.
- vi. XRD ve petrografik teknikler kullanılarak formasyonların mineralojik özellikleri belirlenecektir. Bu teknikler, mineral bileşimi, dokusu, parajenezi ve süksesyonunu daha iyi tanımlamamızda yardımcı olmuştur.
- vii. SiO_2 karşısında LILE oranı ve Zr (K/Rb ve Rb/Zr) kullanılarak kabuksal kirlenme değerlendirilmiştir.

1.2. Konu ve Kapsam

Ortaköy bölgesinde yer alan jeolojik formasyonlara odaklanılmıştır. Çalışma alanı Antalya bölgesinin orta-batı kısımlarında, Kumluca'nın yaklaşık 20 km kuzeyinde yer almaktadır. Jeolojik formasyonların, jeokimya, mineraloji, yaş ve mevcut cevherleşmelerine yol açan sıcaklık ve süreçleri çalışılmıştır. Formasyonlar arasındaki alterasyon zonlarının varlığı araştırılmıştır. Baz metallerin (Cu-Pb-Zn) yanı sıra değerli metal potansiyelleri (Au, Pt, Pd, Os, Ir, Ru, Re, Rh, ve Ag) birincil hedef olarak araştırılmış ve belirlenmiştir. Pirit, kalkopirit, kuvars damarları, sfalerit, arsenopirit, galen vb. altın cevheri içeren minerallerin varlığı doğrulanmıştır (Jones ve Fleischer 1969).

2. KAYNAK TARAMASI

2.1. Maden Aramada Jeokimya ve Mineraloji Uygulamaları

Jeokimya, dünyanın geçmişten bugüne geçirdiği jeolojik süreçlerin anlaşılabilmesi için kimya prensiplerinin uygulanması şeklinde tanımlanabilir. Jeokimya, göreceli ve mutlak element miktarının tespit edilmesi, izotop ve dağılımlarının yerkürenin farklı katmanlarındaki dağılımları, kökeni, hareketi ve dağılımı kontrol eden jeolojik döngüde görev alan süreçlerin anlaşılması amacıyla kullanılmaktadır (Rankama ve Sahama 1950; Joyce 1988; Windley ve Harbaugh 2020).

1940 öncelerinde jeokimya genellikle kayaç ve madenlerdeki element konsantrasyonlarını belirlemek amacıyla kullanılmaktaydı. Fakat o günlerden günümüze, jeokimyanın uygulama alanı, detay inorganik jeokimya, organik jeokimya ve biyojeokimyayı da içerecek şekilde genişlemiştir (USGS 1973; Joyce 1988).

Yayımlanmış makalelere göre (USGS 1973; Joyce 1988; Gorham 1991; Hulme vd. 2006; Marjoribanks 2010; Kvenvolden 2006; Killops ve Killops 2005; Libes 2009; Windley ve Harbaugh 2020), jeokimyanın farklı kategorilerinin hedefleri aşağıda belirtilen farklı alanlara odaklanmıştır:

1) Inorganik Jeokimya

- ✓ Yeryüzündeki (kabuk, manto, çekirdek, hidrosfer ve atmosfer), güneş sistemindeki (ay, meteoritler ve yıldızlar) ve kozmik sistemdeki (galaksi ve evren) elementlerin ve izotoplarının dağılımı, göçü, miktarı ve kaynağını araştırmak (aynı zamanda kozmokimya olarak bilinmektedir),
- ✓ Magma soğuyarak intrüzif kayaçları oluştururken ve bu kayaçların oluşumu sırasında yaşanan kimyasal olaylar ve magmanın kökenini araştırmak,
- ✓ Ekstrüzif (volkanik) kayaçlar ve onlarla ilişkili gaz çıkışı ve termal kaynaklar gibi volkanik faaliyetlerin kimyasal özelliklerini araştırmak,
- ✓ Kristal yapıları içerisindeki iyonların ilişkilerini araştırmak,
- ✓ Magma soğumasının son aşaması sırasında ortaya çıkan sıcak su ve hidrotermal sıvılar tarafından oluşan maden ve mineral yataklarının kaynağını araştırmak,
- ✓ İlk oluşan madenlerin dağılması ve yeni madenlerin oluşması ve altere ürünlerin yer altı ve yer üstü suları (akarsular, kaynaklar, denizler ve göller) tarafından taşınmasına neden olan kayaç alterasyonu sırasında oluşan kimyasal reaksiyonları araştırmak,
- ✓ Konsolide olmayan sedimanların kompakt ve çimentolanmış hale gelmesi sonucu oluşan sedimanter kayaç oluşumu sırasında gelişen kimyasal değişiklikleri araştırmak,
- ✓ Metamorfizma süreçleri sırasında kayacın kimyasal ve mineralojik özelliklerindeki alterasyonları araştırmak şeklinde örnekler sıralanabilir.

2) Organik Jeokimya

- ✓ Organik jeokimya, biyolojik maddelerdeki organik bileşiklerin depolanma öncesi ve sonrasındaki kimyasal davranışlarını, evrimini ve etkilerini ve sonrasında yeryüzüne yeniden girişi ile ilgilidir. Bu farklı biyokimyasal ve jeokimyasal döngüsü organik jeokimyanın merkez kısmını oluşturmaktadır. Sedimenter kayalara entegre olmuş biyojenik materyaller, jeolojik sistemde birkaç milyon yıl boyunca korunabilmektedir. Daha sonrasında insan veya doğal aktivitelerin sonucu olarak yeryüzü sistemlerine yeniden girişim yapmaktadır (Kvenvolden 2006; Killops ve Killops 2005; Windley ve Harbaugh 2020).
- ✓ Organik jeokimya ayrıca atmosfer ve hidroferdeki yaşamın kaynağı, evrimi ve etkisi ve özellikle sedimenter kayalarda organik bileşenlerin girişi ile ilgilenebilmektedir.
- ✓ Doğal gaz, petrol ve kömür yataklarındaki biyolojik maddelerin kimyasal alterasyon tipi ve doğasının anlaşılması araştırmaktadır.
- ✓ Kayaların ve toprak ürünlerinin alterasyonu sırasında kayaç ve regolitlerle birlikte organik kimyasalların reaksiyonu ile oluşan jeokimyasal süreçlere etkisini araştırmaktadır.
- ✓ Kalsiyum karbonat gibi çözülmüş maddelerin salgılanması, çözünürlüğü, çözelti oluşturması ve sedimanların alterasyonu/sedimenter kayaya dönüşmesini araştırmaktadır.

3) Biyojeokimya

- ✓ Biyojeokimyasal çalışmalar, canlı ve cansız varlıklar arasında partikül halinde bulunan inorganik elementlerin döngüsel akışlarını anlamayı amaçlamaktadır. Döngüsel akış, jeolojik ve biyolojik sistemler arasındaki kimyasal değişim ve reaksiyonlar ile ilgilidir. Jeolojik sistem içerisindeki organik bileşenlere odaklanan organik jeokimya aksine biyokimya, biyolojik sistemler içerisindeki inorganik elementlere odaklanmaktadır (Gorham 1991; Libes 2009; Windley ve Harbaugh 2020).
- ✓ Deniz biyojeokimyası, okyanus, kabuk ve atmosfer arasında gelişen malzeme ve enerji alışverişi yoluyla dünyanın aşamalı biyojeokimyasal evrimi üzerine uygulanan etkisini araştırmaktadır (Libes 2009).
- ✓ Biyojeokimya ayrıca, canlılar ve çevre arasında solunum ve fotosentez yoluyla oluşan etkileşime, mikrop ve ayrışma ile inorganik besinlerin, sülfürün ve nitrojenin metabolizmasına da odaklanmaktadır (Gorham 1991).
- ✓ Maden keşif ve araştırmacıları biyojeokimya kavramını yerin 50 fit derinliklerinde gizli şekilde bulunan maden yataklarının ekonomik potansiyesini anlama, değerlendirme ve ulaşmak için kullanmaktadır. Örneğin bitkiler, toprak içerisindeki yayılan kök sistemleri sayesinde maden elementlerini besin olarak alabilmektedir. Bu nedenle çalı ve ağaç gibi bitkiler, toprağın jeokimyasal bileşimini temsil eden bir kimyasal bileşime sahiptir. Bitkilerin kimyasal bileşimi hakkındaki bilgi, yerel veya bölgesel açıdan jeokimyasal özellikleri ve mineral birliklerini betimlemek için kullanılabilir. Bu nedenle biyojeokimya, iz ve nadir metal anomalilerini araştırmada önemli bir araç olarak kullanılmaktadır (USGS 1973; Hulme vd. 2006; Marjoribanks 2010).

2.2. Prospeksiyonda (arama) ve Eksplorasyon (etüd) Jeokimyası

Prospeksiyon ile eksplorasyon çalışmaları ve jeokimya teknikleri, maden ve hidrokarbon yataklarının aranması, bulunması ve bunlardan ekonomik fayda sağlayabilmek adına yapılmaktadır (USGS 1973; Levinson 1980; Joyce 1988; Tetteh 2013). Prospeksiyon jeokimyasının temel amacı, çalışma alanında jeokimyasal anomali kısımlarının bulunmasıdır. Ayrıca,

- ✓ Bir maden yatağı bulabilmek veya bulunan alanı genişletmek için elementlerin, minerallerin ve bunlarla ilişkili gang minerallerinin tespitini yapmak ve ilgili elementlerin göçünü, dağılımını ve rezervini araştırmak için kullanılmaktadır.
- ✓ Petrol sektöründe, doğal gaz ve ham petrol yataklarının bulunmasında veya bulunan alanın genişletilmesi adına anomalileri incelemek için kullanılmaktadır.

Her iki sektörde de amaç, elementlerin ve bileşiklerin yeterli miktarda anomali gösteren konsantrasyonlarda oluştuğunu ve maden veya hidrokarbon yataklarının oluşumuna işaret ettiğini belirten alanları bulmaktır (USGS 1973; Levinson 1980; Joyse 1988; Tetteh 2013).

Prospeksiyonda yapılan arama jeokimyası çalışmaları, cevherce keşfedilmemiş arazilerde kalın jeolojik birimler ile örtülü veya örtülü olmayan alanlarda madenlerin bulunmasına büyük katkı sağlamıştır (Cohen vd. 2007; Marjoribanks 2010).

Yönlendirilmiş veya sistematik maden yatağı aramalarında, bir bölgenin kimyasal ve mineralojik özelliklerini karakterize etmek ve yorumlamak için kullanılan farklı jeokimya teknikleri bulunmaktadır. 2007 yılı itibarıyla iki ana toprak tanımlama modeli, litojeokimyasal tanımlamaya uygun olarak örtü birimleri tanımlama ve bunların genetik gelişimine göre yapılmıştır. Bu yöntemlerin uygulanması, olası maden oluşum süreçleri ile birlikte, jeokimyasal özelliklerin tutarlılığını değerlendirmek için de yapılmıştır. Bu modellerin oluşturulma amaçları belirli maden yataklarının tespit edilmesi değil, aynı zamanda bunların değerlendirmesi ve tanımlamasını yapabilmek içindir (Cohen vd. 2007).

2.2.1. Litojeokimyasal tanımlama

Litojeokimyasal tanımlama, madenin aranması sırasında potansiyel alanların tahmin edilip seçilmesi için maden yatağı oluşumu açısından elverişli ortamları değerlendirme amacıyla kullanılmaktadır. Terim, genellikle volkanik kayalar üzerinde kullanılmaktadır. Litojeokimyasal tanımlamanın genel olarak iki adet tekniği vardır: Mineralize olmayan sokulumlar karşısında mineralize olanların tüm kayalar litojeokimyasal farklılaşmasını araştırmak ve Kırıntılı Zirkon Arazi Zaman (Zircon TerraneChron) Tekniği'ni kullanmaktır.

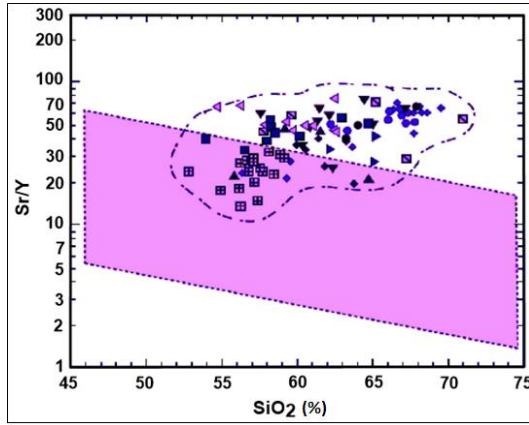
Mineralize olmayan sokulumlar karşısında mineralize olanların tüm kayalar litojeokimyasal farklılaşması: Rohrlach ve Loucks (2005), ilksel magma birkaç kez eriyik oluşturduğunda, kısmi kristallenme gözlenmekte olduğunu belirtmiştir. Kalıntı eriyikteyi Cl_2 , SO_3 ve H_2O gibi uyumsuz bileşenler her bir döngüde yavaş yavaş zenginleşmeye başlar. Bu durum, porfiri Cu yatağı gibi elementlerin oluşması için ideal bir ortam yaratmaktadır.

- Su içeriğinin zenginleşmesi, verimli eriyiklerde gözlenmiştir gibi hornblendin kristalleşerek plajiyoklaza dönüşmesi için nispeten elverişli ortamı oluşturmaktadır. Bu mineralize eriyiklerde Sr (plajiyoklaz içeren) Y'ye (hornblend içeren) göre daha fazla oran içerir.
- Mineralize ve mineralize olmayan kayalardan elde edilen verilerin karşılaştırmaları değerlendirilmiştir. Çeşitli kayaç bileşimlerinde, verimli olanlar verimli olmayanlara göre daha yüksek Sr/Y göstermiştir. Mineralize olan ve mineralize olmayan bileşimlere ilişkin tablo Şekil 2.1.'te verilmiştir.
- Bu yöntem, olası mineralize magmatik kaya oluşumlarını, sulu eriyiklerden oluşan mineralize olmayan kaya oluşumlarından ayırt etmek için kullanılmıştır.

Kırıntılı Zirkon Arazi Zaman Tekniği (Zircon TerraneChron): Zirkon, toprağın jeokronolojisinin tespit edilmesi için kullanılmasının yanı sıra, örtü birimlerin kabuksal değişimlerini ve ana kayaç tanımlamasının yapılması için de kullanılmaktadır. Bu durum, uzun bir zaman dilimi boyunca örtü birimlerin içerisinde bulunan kırıntılı zirkonun fiziksel ve kimyasal olarak duraylı kalması ile ilgilidir. Zirkon, kabuk değişimlerine duyarlı elementleri barındırmaktadır. Örtü birimlerindeki zirkon içeren elementler, U-Pb yaşlandırma ve Hf izotop analizleriyle birlikte ana kayaç tanımlamalarında kullanılmıştır (O'Reilly vd. 2004; Harley ve Kelly 2007).

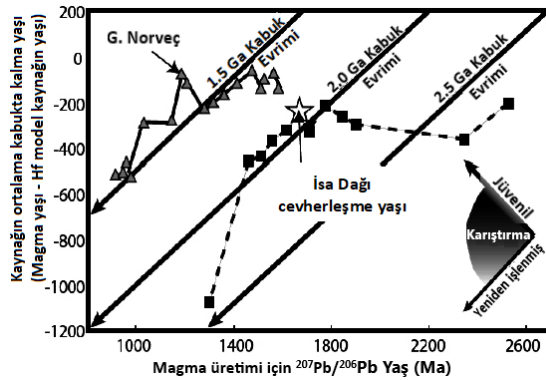
- Kimyasal bileşim, renk ve boyuta bağlı olarak farklı zirkon tipleri, formasyonun yaşı, kaynak kayacın yaşı, ana kayacın bileşeni ve bölgedeki kayaların kökeninin anlaşılmasını sağlamaktadır (Cohen vd. 2007). Çok miktarda zirkon türü içeren geniş çaplı bölgeden elde edilen veriler, “olay işaret diyagramları” oluşturularak kabuk gelişimi anlaşılabilmesi için kullanılmıştır (Şekil 2.2).
- Kabuğun yeniden değerlendirilebilmesi (ilave materyaller olmadan) adına, belirli bir kabuk yaşı için grafik çizilerek evrim çizgisi takip edilir (sol alt yönde). Öte yandan, majör genişleme ve sıkışma olayları sırasında juvenil materyalin eklenmesi ile grafik tipik evrim yönü olan yukarı sol yönlü trend göstermektedir.
- Kayalardan elde edilen Hf izotop ve iz element verileri oluşan tektonik aktivitelerin türünün anlaşılmasını sağlamaktadır (riftleşme veya dalma-batma gibi). Isa Dağı numuneleri, mevcut kabuğun magma ile kaplanmasını sağlayan yinelenen uzanımlar göstermiştir. Öte yandan, Güney Norveç örneklerine ait grafik ise eski kabuk belirtileri göstermediği gibi kıtasal kökenli yeni kabuğa işaret etmektedir.

“TerraneChron” tekniklerinin kullanılması, maden kaynağı potansiyeli gösteren toprakların gelişiminin tahmin edilebilmesini sağlamaktadır.



Kuril Yayı 43,8-50,9° K, <6 Ma Eski K. Honshu Yayı 35-41° K >138° D, <6 Ma Eski Merkez Ryukyu 25-31° K, <5 Ma Eski Izu-Bonin Yayı 27.1-34.9° K, <5 Ma Eski	Mineralleşmeye referans oluşumlar
Chinkuashih, Kuzey Tiawan İnebahtı/Uzak Güney, KB Luzon Kara Dağ/Şükran Güne, KB Luzon Ampucao Au (-Cu) Porfir, KB Luzon Santo Tomas II, KB Luzon Boyongan, Doğu Mindanao Tampakan, Merkez Mindanao Batu Hijau, Sumbawa, Endonezya Grasberg, Batı Papua, Endonezya OK Tedi, Papua Yeni Gine Panguna, Bougainville, Solomon Arki	Batı Pasifik yaylarında cevher oluşturan magmatik kaya oluşumu

Şekil 2.1. Sr/Y karşısında SiO₂'nin diskriminant (ayırt etme) grafiği, Cu-Au madeni içeren kayaç örnekleri ve verimsiz bölgelerden alınan kayaç örneklerine (gölgeli alan) ait grafik alanlarını göstermektedir. Rohrlach ve Loucks (2005)'ten alınmıştır



Şekil 2.2. Kırınılı zirkon diyagramı. Numune alınan bölgeler: İsa Dağı (Avustralya) ve Güney Norveç toprakları (O'Reilly vd. 2004'ten alınmıştır)

2.2.2. Örtü toprakların (regolitin) evrimi ve tanımlanması

Az ya da yüzeylenme göstermeyen bölgelerdeki madelerin araştırılması sırasında regolitin faydalı olarak kullanılması, jeokimyasal özelliğinin belirlenmesine, bunların gelişmelerinin anlaşılmasına ve yayılımının iyi çıkarılmasına bağlıdır (Anand ve de Broekert 2005; Cohen vd. 2007). Cohen vd. 2007'ne göre, regolitin yeryüzüne yakın kökensel korelasyona sahip özellikleri, iklim, jeoloji, jeomorfolojik aktiviteler ve bölgenin gelişimi konusunda bilgi verebilir.

Regolit aramalarında, maden araştırmacıları tarafından en sık kullanılan araç, regolit-yeryüzü topoğrafik haritasıdır. Harita, regolit materyalinin (doku) stratigrafik konumu ve yeryüzü biçimi konusunda bilgi vermektedir. Haritadan elde edilebilen iki ana indikatör, regolit materyalinin doğası (kalıntı-otokton veya taşınmış-allokon) ve taşınmış materyalin muhtemel kalınlığı şeklinde sıralanabilir.

İki tip regolit haritası bulunmaktadır. Olgusal ve türev veya yorumlayıcı harita olarak sınıflandırılabilir. Türev veya yorumlayıcı harita, muhtemel dağılım modellerinin tanınmasında yardımcı olan ek bilgiler içermektedir. Bu dağılım modelleri bölgenin jeokimyasal etüdünün planlanması açısından önemli bilgiler içermektedir. Model, numune türü, teknik, jeokimyasal özelliklerin değişimi dikkate alınarak ayarlanan aralık ve uygun eşiklerin belirlenmesi konusunda karar verilebilmesine yardımcı olmaktadır. Jeokimyasal özelliklerin değişimi, genellikle alterasyona uğramış veya taşınmış örtünün bir sonucudur. Regolitlerin taşınması ve sonrasında gelişen kimyasal ve fiziksel dağılımdan kaynaklanan anomaliler, genellikle bu verilerin yorumlanmasında kullanılmaktadır (Anand 2000; Sunkari et al. 2019).

Üç Boyutlu Haritalar (3-D): Üç boyutlu haritalar, maden araştırmaların ileri aşamalarında büyük sondaj verilerinin kullanılmasıyla geliştirilebilir. Üç boyutlu haritalar, gerçek tahmin değerlerine sahip olup regolit tarafından kaplanmış olan paleotopografi hakkında bilgileri ortaya çıkarabilir. Bu haritalar ayrıca paleo-drenajları, taşınan regolitin tabanını, alterasyon yönünü ve regolitlerin iç yapısını ortaya çıkarmada kullanılabilir (Anand 2000; Cohen vd. 2007). Üç boyutlu haritaların oluşturulmasında karşılaşılan bazı zorluklar arasında regolit log düzensizlikleri ve regolit birimlerinin arayüzlerinin tanımlanması yer almaktadır. Fakat regolitlerin haritalanmasında kullanılan jeofiziksel tekniklerdeki gelişmeler, bu zorlukların azaltılmasına yardımcı olmuştur. Regolit haritalamasında kullanılan jeofiziksel yöntemler, minimum sondaj kalibrasyonu içermektedir. Bu teknikler şunları içermektedir: düşük frekans, geniş bant genişliği, zaman alanlı TEMPEST havadan EM sistemleri (Lane vd. 2000). Regolit özelliklerini (paleokanallarda Fe birikimi gibi) ana kaya manyetik özelliklerinden ayırt etme kabiliyetine sahip çok yüksek çözünürlüklü aeromanyetik veriler, drenaj ve jeolojik etkileşimleri anlama konusunda yardımcı olabilir.

Arazi Evrimi: Regolitlerin evrimi ve paleotopografisinin anlaşılması (köken ve dağılım) arazinin evrim modellerinin geliştirilmesi ve jeokimyasal verilerin anomalilerinin yorumlanmasında oldukça kullanışlıdır (Bolster 1999; Anand ve de Broekert 2005). Regolitin evrimi, kalsifikasyon, silişleşme, kaolinleşme, demirleşme ve demir eksilmesi gibi

farklı alterasyon fazları ile belirlenmektedir. Alterasyon, kalıntı regolitte oluşabileceği gibi farklı yaşlardaki taşınmış regolitlerde de gözlenmektedir. Regolit materyalleri farklı alterasyon olayları göstermekte ve her bir olay yeni metallerin dağılımına sebep olmaktadır. Bu alterasyon olayları paleomagmatik yaşlandırma kullanılarak ayırt edilebilir. Alterasyon olayları hakkında bilgi edinmek jeokimya için mineral fazlarının mı yoksa büyük numunelerin mi kullanılacağı konusunda karar verilmesine yardımcı olmaktadır (Cohen vd. 2007). Regolitlerde yerinde oluşan element konsantrasyonları (örneğin Lateritlerde bulunan Au, Al, Cr vb.) üzerleyen maden yataklarına işaret etmektedir. Taşınmış olan regolit materyallerinde (örneğin ferrikretler), elementler kaynak kayaktan yüzlerce veya binlerce metre uzakta dağılmış şekilde bulunabilir. Ferrikretlerdeki elementlerin birikimi genellikle yatay taşınma ile oluşmaktadır. Ferrikretler, uzak cevherleşme belirtilerine sahip olsa da yerel ölçekte numune alımı için genellikle uygun bir ortam değildir. Bazı dokular, kalıntı (yerinde), kolüvyon (şev birikimi) ve alüvyon (taşınmış) gibi farklı regolit materyalleri içerisinde olduğu bilinmektedir. Dokular, rölyef girişimlerinden kaynaklanan yüksek topografik bölgelerde bulunan demirli pizolitler ve demirli duricrust içermektedir (Anand ve Paine 2002). Bununla birlikte, ferrikretler köken olarak çoğunlukla aşınmışken, lateritler çoğunlukla köken olarak kalıntı şeklinde görülmektedir (Anand vd. 2019; Sunkari vd. 2019).

Bu çalışmada, litojeokimyasal sınıflama ve regolit sınıflama teknikleri kullanılarak arama jeokimyasının uygulanmasına odaklanılacaktır.

2.3. Mineral Prospeksiyonunda Kullanılan Teknikler

2.3.1. Prospeksiyon teknikleri

Maden bulmak için geçmişte araştırmacının bölgedeki topraklarda yürümesi, ilkel ekipmanlar taşınması ve yüzeydeki toprak ve kaya düzensizliklerine dikkat etmesiyle gerçekleştirilmekteydi. Bu araştırmacılar, cevherleşmiş yüzeyleri tespit edip tanımlayabilmek için çoğunlukla kısıtlı olan bilgilerine ve karmaşık olmayan aletlere güvenmiştir. Bir çok yazara göre, kolayca bulunan maden kaynaklarının çoğu bulunmuş olduğu için eski geleneksel yöntemleri kullanarak yeni maden kaynakları bulmak artık eskisi kadar kolay bir görev değildir (USGS 1973; Hustrulid 2020). Günümüzde gelişmiş jeolojik, jeokimya, mineralleşme bilgisi, bilginin hızlı yayılımı ve erişimi, keşif için kullanılan modern ve teknolojik olarak gelişmiş ekipmaların yaygın olması ile birlikte araştırmacılar, gizli maden kaynaklarını uygun şekilde arama ve tespit etmek için gerekli motivasyonu ve dengeyi sağlamıştır. Bu ekipmanlar aşağıdaki şekilde sıralanabilir:

- **Harita ve Jeolojik Bilgi:** Günümüzde dünyanın hemen hemen her bölgesinde daha fazla jeolojik bilgi mevcuttur. Bu bilgi araştırmacılara hedef bölgeleri için ön bilgi ve anlayış sağlamaktadır. Bu bilgi: topografik haritalardan bölgenin topografisi üzerine bilgi, jeolojik haritalardan bölgedeki kayaç tipi ve lokasyonları konusunda bilgi ve diğer bölgelerde benzer faktörler ile maden yatağı oluşumu göstermiş bölgeleri korele etmek için gereken arka plan çalışmasını sağlayan jeolojik bilgileri içermektedir.
- **GPS:** Bu ekipman araştırmacının gitmiş olduğu ve numune aldığı yeri yeniden ziyaret edebilmek ve/veya numune alınan bölgeyi haritalamak için coğrafik konumları

işaretleyip referans numarası verilmesine yardımcı olmaktadır. Ayrıca, “kriging” ve “Inverse distance weighted (IDW)” gibi yöntemlerin kullanılarak jeoistatistiksel analizler ve ara değer veya interpolasyon hesabına yardımcı olmaktadır.

- **Metalin yüksek konsantrasyonu ve radyasyonun tespit edilebilmesi için modern ekipman kullanımı:** Bölgedeki yüksek metal konsantrasyonları ve radyasyon aktivitelerinin tespit edilebilmesi için kullanılan gelişmiş teknolojiye sahip bir çok modern ekipman mevcuttur. Bu ekipmanlar araştırmacının, üzerlenmiş veya ince cevherleşme belirtileri gösteren, anormal mineral konsantrasyonuna sahip bölgeleri tespit edip numune almasına yardımcı olmaktadır. Ekipmanlara örnek olarak: yüksek metal konsantrasyonlarının (Au, Ag, Ni) tespiti için BeepMAT, radyoaktif minerallerden (örn: monazit) yayılan yüksek arka plan radyasyonunun tespiti için Geiger sayacı, tungsten madeninin tespiti (şelit) ve metalik yatakların tespiti için kullanılan florit, kalsit ve barit gibi floresans minerallerinin tanımlanması için siyah ışığın kullanılması verilebilir (USGS 1973; Marjoribanks 2010).
- **Yazılım ve istatistiksel paketler:** Günümüzde istatistiksel olarak analiz etme, grafik çizme ve ara değer hesaplama verileri için ArcGIS, QGIS, MatLab, SPSS, R, Python, GIS vb. bir çok farklı yazılım kullanılmaktadır. Bu yazılımlar, çalışma alanı içerisinde yer alan elementlerin jeo-uzamsal yayılımının anlaşılmasına yardımcı olmaktadır. Analizler, araştırmacıların yüksek element konsantrasyonları içeren bölgelere odaklanmalarında yardımcı olmaktadır.
- **Ulaşım aracı:** Arazinin gezilmesi ve ekipmanların taşınması için kullanılmıştır. Uzun mesafelerin yürüyerek gezilmesi ve ekipmanların taşınması sonucu oluşacak yorgunluğu azaltma amacıyla kullanılmaktadır. Araştırmacılar daha ağır ekipmanları çalışma alanına kolayca taşınması konusunda yardımcı olmaktadır.
- **Kazıcı, hafif sondaj cihazları ve dozer:** Araştırma bölgesinin yer altı jeolojik bilgisine sahip olmak için insan gücü kullanmadan hendek veya kuyu kazmak için kullanılmaktadır. Bu aletler, yer altı hakkında bilgi edinmeyi hızlandırmakta ve zaman kazandırmaktadır.

2.3.2. Arama sırasında kullanılan teknikler ve aşamalar

Etüt evresinin aksine, arama evresi 4 ana aşamadan oluşur: arka plan çalışmaları, arazi gözlemlene aşaması, jeokimyasal teknikler ve veri değerlendirme aşamasıdır. Arama sırasında, jeofiziksel teknikler ve numune alımı sırasıyla yapılmıştır. Hedef metale bağlı olarak, arazi gözlemlene aşaması sırasında bazen pahalı olmayan jeokimyasal teknikler uygulanabilir.

Aşama 1. Arka plan çalışması: Bu bölge hakkında jeolojik bilgiler elde edilmesi için yayınlanmış ve yayınlanmamış kaynakların incelenmesiyle yapılmaktadır. Jeoloji hakkında arka plan çalışması, ulusal jeolojik araştırma ofisi ve yayınlanan makalelerden veri elde edilerek yapılmaktadır. Hedef bölgenin jeolojik haritası ve kesitleri incelenmelidir. Topografik harita bölgenin doğal yapısı hakkında bilgi edinmek için incelenmelidir. Günümüzde elektromanyetik ve yerçekimi haritaları, jeoloji ofislerinden elde edilebilmektedir. Bu haritalar bölgedeki metal konsantrasyonları hakkında bilgi vermesi

açısından önemlidir. Bu bilgiler dikkatlice incelenmesi sonrasında jeoloji mühendisleri arazi çalışmasını planlamaktadır.

Aşama 2. Topoğrafyayı incelemek ve mineralleşme işaretleri bulmak için arazi çalışmaları yapılır. Jeokimyasal analizler yapabilmek için numuneler toplanır. Genellikle bu aşamada, araştırmacılar tarafından numune alımı konusunda yardımcı olan basit jeofiziksel teknikler kullanılır. Bu jeofiziksel tekniklere, manyetik ve radyometrik yöntemler de dahildir. Mineralize yüzeylerin toprak katmanı ile örtülü olduğu ve toprakta yüksek metal konsantrasyonları olduğu bölgelerde, metal veya radyasyon tespit ekipmanı (yukarıda bahsedilmiştir) kullanılması, araştırmacılara harekete geçmesi için yardımcı olabilmektedir. Bazı manyetometre tipleri: Schmidt tipi manyetik denge, burulma, akış kapısı ve nükleer devinim manyetometresi şeklindedir. Radyometre örnekleri ise Geiger sayacı ve parıldama sayacıdır. Arazi çalışmaları sırasında, sediman, kayaç, toprak, bitki ve hatta bazen su numuneleri sistematik olarak toplanır ve kimyasal özellikleri analiz edilir. Bu işlem yüksek anomali içeren kayaç ve toprak hakkında bilgi vermektedir. Bu veri araştırmacılara maden yatağını bulabilmek için nereye odaklanması gerektiği konusunda yardımcı olmaktadır. Arazi çalışması sırasında numune alımı yapılırken GPS kullanılarak lokasyon bilgilerinin not edilmesi ve referans verilmesi oldukça önemli bir işlemdir.

Aşama 3. Derelenen numuneler, jeokimyasal analizler için laboratuvara gönderilir. Ancak, araştırmacılar kamp alanlarında da kullanabilecekleri ve 23 adet elementi tespit edebilecek jeokimyasal kitleri de kullanabilir (USGS 1973). Jeokimyasal analizlerde kullanılan yöntemlerin, numunelerdeki önemli elementlerin çok küçük konsantrasyonlarını tespit edebilecek kadar hassas olması gerekmektedir. Kullanılacak yöntemler isabetli ve hızlı kesin ölçümler vermeli ve bir günde mümkün olan en fazla numuneyi analiz etmelidir. Bazı sıkça kullanılan teknikler Sıvı Kimyasal Yöntem, XRF, ICP – (AS, OS, MS), vb. şeklinde sıralanabilir.

Aşama 4. Jeokimyasal analizler sonrası elde edilen veriler bu aşamada istatistiksel olarak analiz edilerek değerlendirilmektedir. Analiz sonrası bölgenin, maden aramasına uygun olup olmadığına karar verilir. Eğer bölge maden aramaya uygun görülürse, maden yatağında ayrıntılı etüt ve bununla ilgili süreçler uygulanır. Bazı yazarlara göre (USGS 1973; Hustrulid 2020; Marjoribanks 2010), maden aramasının nerede başladığı ve nerede biteceği kolayca tespit edilememektedir.

2.4. Jeokimyasal Dağılım ve Anomaliler

Jeokimyasal dağılım, elementlerin jeokimyasal ortamdaki dağılımları ile ilgili süreçlerdir. Dağılımdan önce, elementler ve kayaç materyalleri genellikle duraylı olup çeşitli fizyokimyasal değişikliklerle duraysız hale gelmektedir (Kauranne vd. 1992; Butt vd. 2005; Cohen vd. 2007).

Fizyokimyasal değişimler, sıcaklıktaki değişimi, metamorfizmayı, magmatik yeniden kristallenme, elementlerin gaz içerisindeki difüzyonu, alterasyon ve erozyon şeklinde sıralanabilir. Haritalar üzerindeki bunlara ait dağılım eğrilerinin kimyasal bir anomali

gösterip göstermediğini ortaya çıkarmada çok önemli bir rol oynamaktadır (Cohen vd. 2007). Bu dağılımlar, oluşumlarının jeokimyasal ortamlarına bağlı olarak derin veya yüzeysel ve cevher kütlesi ile aynı anda mı yoksa daha sonraki bir aşamada mı oluştuğuna bağlı olarak da birincil veya ikincil şeklinde olduğu şeklinde tanımlanabilir. Bu tanımlara bağlı olarak iki tür dağılım kategorisi bulunmaktadır; Birincil ve İkincil Dağılımlar (Moon 2006; Tetteh 2013).

2.4.1. Birincil dağılım

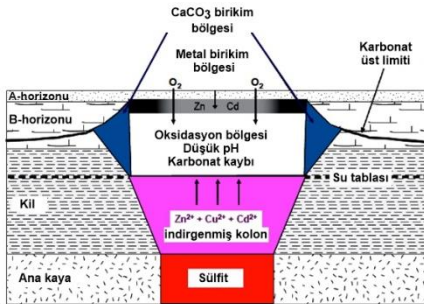
Yerçekimi farklılaşması, magmatik kristallenme ve metamorfizma olayları sonucunda derin jeolojik ortamındaki cevher gövdesi oluşumu sırasında elementlerin eş zamanlı olarak dağılımıyla sonuçlanan süreçleri ifade etmektedir. Genel olarak birincil dağılım desenleri, altere olmamış taban kayacı ile ilişkilidir (Rose vd. 1979). Birincil dağılım sonucu oluşan birincil haleler, birçok faktöre bağlı olarak şekil ve boyut açısından değişiklik gösterebilir. Bu durum, çözeltideki elementlerin hareketliliği, kayalarındaki mikro çatlaklara, elementlerin uçuculuğu, sıvıların kireçtaşı gibi konak kayalarla reaksiyona girmesi, basınç ve viskozite gibi fiziksel faktörler ve duraylı mineral oluşturma olasılığına bağlıdır (Tetteh 2013).

2.4.2. İkincil dağılım

İkincil dağılım, depolanmaları sonrasında birincil kaynağın yeniden dağılım süreçleridir. Bu süreçler tipik olarak alterasyon, taşınma ve sedimantasyon gibi yüzeysel jeokimyasal ortamlarda oluşmaktadır (Kauranne vd. 1992; Butt vd. 2005; Cohen vd. 2007). Temel olarak ikincil dağılım desenleri, altere taban kayacık, örtü takabası, kıl, kum, turba, bitkiler vb. ile ilişkilidir. Moon (2006), özellikle yüzeydeki ikincil dağılımın oranının, maden yatağı üzerindeki örtü tabakasının materyali ve araziye bağlı olduğunu bildirmiştir. Örneğin, 5 m'lik örtü tabakası ile 100 m kalınlığındaki örtü tabakası veya taşınan bir örtü malzemesi arasında farklı jeokimyasal tepkiler olacaktır. Yüzeye yakın ve cevher gövdesi oluşumunun konumuna yakın olan elementlerin tepkisi değişiklikler göstermektedir. Örneğin, Cu-Pb-Zn madeninde, Pb örtü tabakası içerisinde ve cevher gövdesi çevresinde yüksek konsantrasyonları göstermekteyken Zn genellikle cevher gövdesinin konumundan uzakta yüksek konsantrasyonlar göstermektedir. Bunun nedeni, yüzey ortamlarında Pb, Cu ve daha hareketli olan Zn'den daha duraylı olmasıdır.

Moon (2006)'nın yanı sıra, ikincil jeokimyasal dağılım halelerine ilişkin maden yatağı örtülerindeki mineralojik değişimler bulunmaktadır (Mann vd. 1998; Smee 1998; Wang vd. 1999; Lawrence 1999; Kelley vd. 2003; Butt vd. 2005; Cohen vd. 2007). Elementlerin ikincil dağılımından sorumlu olduğu düşünülen birkaç adet tartışmalı mekanizma (kimyasal ve fiziksel) bulunmaktadır. Bu mekanizmalar: yatay akım türevleri, yer altı suyu akışları, kılcal olaylar, uçucu bileşenlerin difüzyonu ve biyolojik olaylar, elektrokimyasal dağılım ve döngüsel genişleme pompalaması şeklindedir. Aşağıda bu mekanizmaların en önemli iki tanesi (elektrokimyasal ve döngüsel genişleme pompalaması) açıklanmıştır.

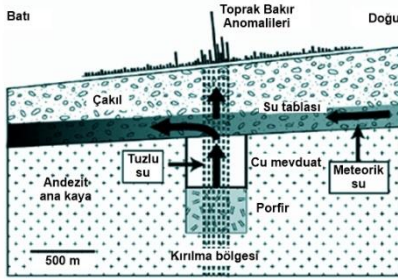
Elektrokimyasal dağılım: Dağılımın bu türü okside olan sülfid yatakları ile ilişkilidir. Bu sülfid gövdeleri iletkendir. Süreçler sırasında, oksitleyici üzerleyen ortam ile alttaki indirgeyici ortam arasında meydana gelen elektrokimyasal gradyan tarafından öz potansiyel akımlar üretilmektedir. Bu akımlar, yukarı yönlü elektron hareketine neden olmaktadır (Sato ve Mooney 1960; Govett 1973; Bolviken ve Logn 1975; Sme 1983). İyon türleri toplu bir şekilde transfer edilmesiyle kimyasal akımlar oluşup yük dengeleri kurulmaktadır. Bu durum, regolit içerisinde çeşitli jeokimyasal anomalilerin oluşmasına neden olmaktadır (Antropova vd. 1992; Goldberg 1998). Self Potansiyel (SP), oksidasyon-indirgeme potansiyeti (ORP) ve örtü tabakasının pH çalışmalarına göre (Hamilton vd. 2004a, b; Hall vd. 2004; Cameron vd. 2004 tarafından yapılan ve Cohen vd. 2007 tarafından rapor edilmiştir) gömülmüş mineralleşmenin üzerindeki bölgelerde indirgenmiş sütunlar oluşmaktadır. İndirgenmiş sütunların kenarları, bölgesel asitli yer altı suyu zonları, yer altı suyundaki sıcaklık anomalileri, karbonat hareketi, O_2 tükenmesi, CO_2 zenginleşmesi ve piezometrik yükseklikler (elektro-ozmoz olarak bilinmekte) ile karakterize edilmektedir. Bu süreç Şekil 2.3 yer alan model kullanılarak gösterilmiştir. Şekilde su tablasına yayılmış halde olan indirgenmiş iyonlar, mineral yatağının üzerindeki bölgede indirgenmiş bir sütun oluşmasına neden olmakta ve dolayısıyla üzerleyen regolit/örtü tabakasının yüzeyinde veya yakınında jeokimyasal anomaliler oluşturmaktadır (Hamilton 2000). Fe^{2+} , asit çözeltisi üreten demirli oksi-hidroksitleri oluşturmak için oksitlenmektedir. Asit, daha yüksek pH oranının bulunduğu oksitleyici bölgelerin kenarlarında oluşan karbonatları çözmektedir (Cohen vd. 2007).



Şekil 2.3. Hamilton Redox Modeli (1998, Cameron vd. 2004'den modifiye edilmiştir), taşınan regolitte sülfidlere göre azaltılmış kolon gelişimini gösterir. İndirgeme koşulları altında, hareketli metaller redoks gradyanı boyunca dikey olarak hareket eder. Metaller su tablasının üzerinde oksitlenir, bu da düşük pH ve Karbonat tükenmiş bölge ile sonuçlanır. Karbonat kolonun kenarında biriktirilir. Yüzeye yakın yerlerde Zn ve Cd gibi metaller birikir

Döngüsel Genişleme Eğilimi: Genişleme, kayma deformasyonuna uğrayan kayaç ve taneli malzemenin (toprak, kum ve çakıl) hacmindeki (artış veya azalış; genleşme veya büzülme) değişiklik olarak tanımlanmaktadır (Nedderman 2005; Andreotti vd. 2013). Kayma deformasyonu çoğunlukla sismik aktiviteler sonucu oluşmaktadır. Fakat bazı durumlarda

yerçekimi etkisi ile oluşması da muhtemeldir (Cameron vd. 2002). Maden yatakları çevresinde bulunan metal içeren yer altı suyu, metalleri suya doygun bölge içinde ve dışında yanıl ve/veya dikey olarak taşıma ve dağıtma özelliğine sahiptir (Cameron vd. 2002; Cohen vd. 2007). Döngüsel genişleme eğilimi, çatlaklarda bulunan yer altı suyunun sismik hareket türüne bağılı olarak deprem sırasında veya sonrasında dışarıya çıkmaya zorlanması ile oluşmaktadır. Genişleme olayı sırasında, deprem sonrası sıkışmanın elastik olarak geri hareketi, deprem öncesi yapılarda mevcut olan yer altı suyu dışarı atmaktadır. Böylece, kendisini çevrelemiş maden yatağından metaller olarak zenginleşen yer altı suyu, sismik olaylar sırasında ve sonrasında içerdığı metalleri dağıtabilir (Cameron vd., 2002). Bu durum, Şili – Spence bakır yatağından deprem sırasında taşınan metal açısından zengin yer altı suyuyla kıyaslandığında toprak ve yer altı suyunun jeokimyasal sonuçları ile tutarlılık göstermesi ile açıkça görülmektedir (Cameron ve Leybourn 2005). Cevher yakınında yer alan yer altı suyu içerisindeki zengin metaller, çatlak bölgesini üzerleyen topraktakiler ile benzerlik göstermektedir (Şekil 2.4). Bu durum, elementlerin depremlerle dışarı atılan yer altı suları tarafından toprak yüzeyine dağıldığını göstermektedir. Yüzeye dağılmanın ardından, taşınan yer altı suyunun buharlaşması ve metalin yağmurla yeniden dağıtılması süreçleri takip etmektedir.



Şekil 2.4. Kuzey Şili'deki Spence Porphyry Cu Yatağı üzerindeki örtü toprağında anomali oluşumunu gösteren model (Cameron vd. 2004'ten). Deprem sırasında derin tuzlu suyun izlediği yol dikey ok ile gösterilmiştir. Yatay oklar yeraltı suyunun akış yönünü göstermektedir. Toprakta gözlemlenen Cu konsantrasyonundaki anormallik, Cu içeren yeraltı suyunun örtü tabakasına olası sismik püskürmesini gösterir

Birincil ve/veya ikincil dağılma kaynaklı elementlerin araştırmacılar tarafından en çok dikkatlerini çeken husus, elementlerin genişleme eğilimi ve bunlara ait anomalilerin varlığıdır.

2.5. Jeokimyasal Halkalar (Hale) ve Anomaliler

Jeokimyasal hale ve anomaliler, numune alınan bir bölgede nispeten yüksek konsantrasyonlu elementlerin (indikatör elementler) oluşması anlamına gelmektedir. Bu elementler, saklı maden yatağının tespit edilebilmesi için kılavuz görevi görmektedir. Jeokimyasal araştırmanın temel amacı, su, akış sedimanları, toprak, kayaç, buzul kalıntı ve bitkilerin bir veya daha fazla kimyasal özelliğinin (çoğunlukla eser elementlerin)

değerlendirilmesidir. Değerlendirme, çalışma arazisindeki belirli elementlerin nispeten yüksek konsantrasyonlarını içeren bölümlerini belirlemeye yardımcı olmaktadır (Rose vd. 1979; Moon 2006; Tetteh 2013). Anomali teriminin göreceli olması, bir element bazı numunelerde az miktarda bulunurken bazılarında ise fazla miktarda görülmesine işaret etmektedir. Örneğin bir numunedeki 1 ppm Ag oluşumu, 0.01 ppm Ag oluşumu içeren diğer numunelerle karşılaştırıldığında, 1 ppm miktartlı olan numuneler anormal bir konsantrasyon gösterecektir. Bu nedenle anomaliler dikkatle değerlendirilmelidir. İki çeşit jeokimyasal anomali mevcuttur. Bunlar Birincil ve İkincil jeokimyasal anomalilerdir (Rose vd. 1979; USGS 1979; Moon 2006).

2.5.1. Birincil dağılım anomalileri (haleler)

Birincil dağılım anomalileri, elementlerin mineral oluşturan bir çözeltiden yanal veya dikey olarak dağılımı sonucu meydana gelen anomali veya zenginleşme alanıdır. Cevher gövdesi oluşumu ile eş zamanlı olarak derin bir jeokimyasal ortamda gelişmektedir. Dış dağılım, mineral/maden yatağının metal elementlerin yüksek konsantrasyonları ile çevrelenmesine neden olmaktadır (USGS 1973; Rose vd. 1979; Moon 2006). Dağılım çatlaklar boyunca oluştuğunda, yataktan dışarıya doğru yayılan ve yüzlerce metreye kadar uzayan “hale” olarak bilinen bir sızıntıya neden olabilir. Haleler bazı durumlarda, çevreledikleri maden yatağının yüzlerce katı büyüklüğünde olabilir. Bu durum onların keşif sırasında daha kolay tespit edilmesini sağlamakta olup jeokimyasal keşif için oldukça kullanışlı ve önemlidir (USGS 1973; Rose vd. 1979; Moon 2006; Tetteh 2013). Birincil anomaliler genellikle altere olmamış taban kayalarında oluşmaktadır (Rose vd. 1979).

2.5.2. İkincil dağılım anomalileri (haleler)

Derine gömülü olan cevher gövdesinden uzaklarda oluşmakta olan dağılım hale veya anomalileridir. Dağılım, kimyasal olarak altere olmuş dirençli mineral parçalarının yerçekimi ile mekanik transferi (örneğin, kasiterinin akarsu ile taşınması), çözelti içerisinde çözünmüş olarak bulunan mineral metallerinin yer altı/yer üstü suları ile taşınması veya ağaç ve bitkilerce yukarıya taşınması ve toplanması, elektrokimyasal dağılımda (iyon değişim süreçleri) dağınık olarak bulunan iyonları (Zn^{+} , Pb^{+} , Cu^{+}) şeklinde taşınması gibi alterasyon ve taşıma süreçleri sonucu oluşmaktadır. İkincil anomaliler genellikle akış sedimanları, su, toprak, bitki, turba, vb. içerisinde oluşmaktadır (Rose vd. 1979; Tetteh 2013).

2.5.3. Anomali konsantrasyonlar için takip edilmesi gereken gösterge ve iz bulucu element

Çıkarılabilen elementlerin yanı sıra, cevher oluşumu süreçleri sırasında bazı elementler artarken diğerleri tükenir. Örneğin, masif sülfid yataklarından çıkarılabilen Cu, Zn ve Pb elementlerinin dışında Au ve As'nin de miktarı artmaktadır. Rose vd. (1979), Beus ve Grigorian (1977, s. 232) ve Boyle (1974)'ün çalışmalarından yararlanarak Moon (2006), maden yatakları ve onlarla ilişkili elementlerin listesini oluşturmuştur (Çizelge 2.1). Etkili araştırma için jeologların bu bilgiyi maden yatakları arayışındaki birincil konsantrasyonlara uyarlaması önemlidir.

Çizelge 2.1. Aramalarda kullanılacak maden yataklarına ait element birlikleri ve ilişkili elementler (yol gösteren elementler) Moon (2006)

Cevher Tipi	Ana Bileşen	İlişkili Elementler
Magmatik Cevherler		
Kromit Cevheri (Bushveld)	Cr	Ni, Fe, Mg
Tabakalı Magnetit (Bushveld)	Fe	V, Ti, P
Karışmayan Cu–Ni–Sülfid (Sudbury)	Cu, Ni, S	Pt, Co, As, Au
Tabakalı sokulum içindeki Pt–Ni–Cu (Bushveld)	Pt, Ni, Cu	Sr, Co, S
Karışmaz Fe–Ti–oksit (Allard Lake)	Fe, Ti	P
Nb–Ta karbonatitleri (Oka)	Nb, Ta	Na, Zr, P
Nadir Metal Pegmatitleri	Be, Li, Cs, Rb	B, U, Th, NTE
Hidrotermal Cevherler		
Porfiri bakır (Bingham)	Cu, S	Mo, Au, Ag, Re, As, Pb, Zn, K
Porfiri molibden (Climax)	Mo, S	W, Sn, F, Cu
Skarn-magnetit (Iron Springs)	Fe	Cu, Co, S
Skarn–Cu (Yerington)	Cu, Fe, S	Au, Ag
Skarn–Pb–Zn (Hanover)	Pb, Zn, S	Cu, Co
Skarn–W–Mo–Sn (Bishop)	W, Mo, Sn	F, S, Cu, Be, Bi
Baz metal damarları	Pb, Zn, Cu, S	Ag, Au, As, Sb, Mn
Sn–W greyzen	Sn, W	Cu, Mo, Bi, Li, Rb, Si, Cs, Re, F, B
Sn–sülfid damarları	Sn, S	Cu, Pb, Zn, Ag, Sb
Co–Ni–Ag damarları (Kobalt)	Co, Ni, Ag, S	As, Sb, Bi, U
Epitermal değerli metallere	Au, Ag	Sb, As, Hg, Te, Se, S, Cu
Sediman içeren değerli metallere (Carlin)	Au, Ag	As, Sb, Hg, W
Altın damarı(Archaeon)	Au	As, Sb, W
Civa	Hg, S	Sb, As
Granit içerisindeki Uranyum damarı	U	Mo, Pb, F
Unconformity associated uranium	U	Ni, Se, Au, Pd, As
Bazalt içerisindeki bakır (L. Üstün tip)	Cu	Ag, As, S
Volkanik masif sülfid Cu	Cu, S	Zn, Au
Volkanik masif sülfid Zn–Cu–Pb	Zn, Pb, Cu, S	Ag, Ba, Au, As
Au–As açısından zengin Fe formasyonu	Au, As, S	Sb
Mississippi Vadisi Pb–Zn	Zn, Pb, S	Ba, F, Cd, Cu, Ni, Co, Hg
Mississippi Vadisi florit	F	Ba, Pb, Zn
Kumtaşı tipi U	U	Se, Mo, V, Cu, Pb
Red bed Cu	Cu, S	Ag, Pb
Sedimanter tipler		
Bakır şeyl (Kupferschiefer)	Cu, S	Ag, Zn, Pb, Co, Ni, Cd, Hg
Bakır kumtaşı	Cu, S	Ag, Co, Ni
Kalker U	U	V

2.6. Jeokimyasal Veri Analizleri

Bilgisayarlı veri yönetim sistemleri, veri entegrasyonu ve görselleştirme yöntemiyle hem büyük hem de küçük miktarlardaki jeolojik verilerin değerlendirilmesinde oldukça önemlidir. Bu durum, nispeten daha hızlı ve daha iyi karar verme süreçlerinde verilerin anlaşılmasında yardımcı olmaktadır (Moon ve Whateley 2006). Verilerin toplanması, girilmesi ve işlenmesi süreçlerinde hata yapılması yanlış karar verilmesine neden olacağından hatalardan kaçınmak oldukça önemlidir. Ayrıca, veriler işlenirken lokasyon ve düzenleyi bilgilerinin de kayıt altına alınması önemlidir.

Hem mekansal hem de mekansal olmayan istatistiksel değerlendirme yöntemleri, jeokimyasal verilerin analizinde yararlıdır. Mekansal olmayan yöntem, birbirinden bağımsız ve rastgele toplanan numunelerde oldukça kullanışlıdır. Numunelerin bazı jeolojik bilgilerle toplanmaması veya rastgele olmaması durumunda yanıltıcı sonuçlar verebilmektedir (Davis 2003; Whateley ve Scott 2006). Jeolojik formasyonların bir bölgede değişiklikler göstermesi durumunda, anlamlı sonuçlar elde edebilmek adına hesaplamalar her bir formasyon için ayrı ayrı yapılmalıdır (Whateley ve Scott 2006).

Bir verinin, frekans dağılımı ve korelasyon çizimlerinin histogram ve dağılım diyagramlarında görsel olarak gösterilmesi yararlıdır (Whateley ve Scott 2006; Yalcin vd. 2016, 2018; Nyamsari ve Yalcin 2017, 2020; Ozge vd. 2020). Kümülatif frekans dağılım grafiğinde, düz çizgi Gauss veya normal dağılımı göstermektedir. Noktaların düz çizgiden belirgin bir şekilde farklı görülmesi, ayrı şekilde değerlendirilmesi gereken farklı dereceli zonların veya veri popülasyonunun mevcut olduğunu göstermektedir (Whateley ve Scott 2006).

2.6.1. Jeolojik veri dönüştürme işlemi

Jeokimyasal/Jeolojik veriler, birleşik veri olarak sınıflandırılmaktadır. Birleşik verileri ise kapalı sistem verileridir. Bunun nedeni, elementlerin birbirlerine göre %100 ölçeğindeki göreceli konsantrasyonlarını temsil etmesidir (Aitchison 1986; buccianti ve Pawlowsky-Glahn 2005). Sonuç olarak, elementlerin veya değişkenlerin (bu, grup farklılıkları ve değişkenler arasındaki neden-sonuç ilişkisinin değerlendirilmesini de içerebilir) veri desenini (değişkenler, anoliler ve korelasyonlar veya ilişkiyi tahmin etme) belirleyebilmek için belirli (çok değişkenli) istatistiksel teknikleri (örneğin Öklid mesafesine ve kovaryans yapısına bağlı olanlar) uygulamadan önce jeokimyasal veriler elde etmek ve göreliliği göz ardı etmek oldukça önemlidir. Verilerin elde edilmesi, elementler veya değişkenler arasındaki sahte/aldatıcı ilişkileri önleyecek ve farklı alt bileşimlerde görülen ilişkilerin de yorumlanmasını kolaylaştıracaktır (Zuo 2014).

Reimann vd. (2008), bu tür sahte/aldatıcı korelasyonları, Fuji Provencesine ait akış sedimanları ve Kola Projesi C-katmanından alınan toprak örneklerinden elde edilen verilerde gözlemlemiştir. Dönüştürülme işlemi uygulanmadan önce verilere çok değişkenli istatistiksel tekniklerin doğrudan uygulanması sonucunda SiO_2 ve Al_2O_3 negatif korelasyon göstermiştir. Ancak, veriler, eklenmeli log-oran (alr) ve payda olarak sırasıyla CaO ve TiO_2 kullanılması

ile pozitif korelasyon göstermiştir. İlk gözlenen negatif korelasyon, %100 oranlı bir bileşim ölçeğinde, bir bileşendeki artış, diğerinde azalmaya sebep olması sonucu ortaya çıkmıştır. Reimann vd. (2008), alterasyona uğramış kayaç ürünlerinde SiO_2 ve Al_2O_3 'ün ana oksitler olması nedeniyle gözlemlenen pozitif ilişki ve gerçek jeolojik süreç yorumunun birbiriyle eşleştiğine dikkat çekmiştir.

Pearson (1897), bu hatalı kavramı birleşik verileri kullanarak korelasyonda tanımlamıştır. Daha sonra Chayes (1960) bu durumu kovaryans matrisinin tekil olması ile ilişkilendirmeye çalıştı. Ortaya çıkan bu sorun Aitchison (1986) tarafından, Öklid mesafesi yerine bileşik verilerin karşılaştırılmasını uygun hale getirecek yeni bir mesafe tanımlamak için yeni bir yaklaşım oluşturularak çözülmüştür. Çok sayıda araştırmacı bu sorunu fark ederek Aitchison (1986)'nın jeolojik verileri işlemek için ortaya attığı yeni yaklaşımı benimsemiştir (Zuo 2014; Kirkwood vd. 2006; Thiombane vd. 2018; Sunkari vd. 2019). Log-oran dönüşüm yaklaşımı, jeokimyasal verilerin oluşturulması ve mesafe probleminin çözümü için oldukça sık kullanılan bir tekniktir (Aitchison vd. 2000; Aitchison ve Egozcue 2003, 2005). Bu yaklaşım bileşik veriyi log-oran koordinatlarına dönüştürmektedir. Log-oran koordinatları, $\mathbb{R}^D$ olarak gösterilen ve varsayılan bir örnek uzayda yer alan elementlerin aralarındaki korelasyonu değerlendirmek için kullanılmaktadır (Aitchison 1986).

Sıkça kullanılan dört ana log-oran dönüşüm sistemleri bulunmaktadır. Bunlar; Aitchison (1986) tarafından oluşturulan merkezli log-oran (clr) ve eklenmeli log-oran (alr), Egozcue vd. (2003) tarafından oluşturulan ve Aitchison'un alr ve clr sistemlerinin geometrisi üzerine oluşturulan izometrik log-oran (ilr) sistemi ve Greenache (2018) tarafından oluşturulan toplam veya birleştirilmiş log-oran (slr)'dir. Veriler arasında herhangi bir sıfır (0) değerinin bulunması durumunda, log-oran dönüşümünün başarısız olacağına dikkat etmek gereklidir. Bu nedenle, verilerin hatasız ve temsili dönüşümü için "0" değerleri yerine "1" seçilmiştir.

2.6.1.1. Merkezli log-oran (clr)

Merkezli log-oran (clr), numune vektörünü bir numunedeki (x) elementlerin konsantrasyonunu logaritmik oran yoluyla geometrik ortalamasına (gx) dönüştürmektedir (Aitchison 1986). Bileşenin parçaları, simetrik ve bileşen numaralarının bileşen sayıları ile aynı olmasını sağlayan izometrik bir dönüşümdür. Formülü aşağıdaki gibidir (2.1) ve (2.2):

$$clr(x) = \left[\ln \frac{x_i}{g(x)}; \dots; \ln \frac{x_D}{g(x)} \right] \quad (2.1)$$

$$g(x) = \sqrt[D]{x_i \dots x_D} \quad (2.2)$$

2.6.1.2. Eklenmeli log-oranı

Aitchison (1986) tarafından tanımlanan eklenmeli log-oranı, numune vektörünü ilgili elementlerin (x) logaritmik oranıyla, seçilen bir referans özelliğe veya veriye (x_D) dönüştürmektedir. Formülü aşağıdaki gibidir (2.3):

$$alr(x) = \left[\ln \frac{x_i}{x_D}; \dots; \ln \frac{x_{D-1}}{x_D} \right] \quad (2.3)$$

2.6.1.3. İzometrik log-oranı

İzometrik log oran, bir elementin, alt küme geometrik ortalamalarına oranının simplekslerini, tüm matrislerin özellikleri korunarak gerçek koordinatlara dönüştürür. Diğer bir deyişle, pay ve paydanın her birinin bileşimsel parçalarının alt kümesinin geometrik ortalamalarından oluştuğu bir oranın logaritmasıdır. Vektör uzay simplekslerini ortogonal ve örtüşmeyen alt bileşenlerle ilişkili istatistiksel olarak bağımsız alt uzaylara ayrıştırmaktadır. Dengeleyici bir element kullanılarak, çeşitli parçalara sahip bileşenin tek bir bileşen olarak birleştirilmesini sağlamaktadır (Egozcue vd. 2003). Formül aşağıdaki (2.4) denkleminde.

$$ilr(x) = clr(x)U' = alr(x)AU' \quad (2.4)$$

clr = merkezli log-oran ve U' = clr düzleminin ortonormal tabanını oluşturan matris sütunları

2.6.1.4. Toplam veya birleştirilmiş log-oran (SLR)

Toplam log-oran veya birleştirilmiş log oran (SLR), birbirleriyle örtüşmeyen iki yaygın (zorunlu/gerekli olmayan) parça alt kümesi (örneğin J_1 ve J_2) olarak tanımlanmakta olup aşağıdaki şekilde formülize (2.5) edilir:

$$SLR(J_1, J_2) = \log \frac{\sum_{j \in J_1} x_j}{\sum_{j \in J_2} x_j} \quad (2.5)$$

Diğer log-oranlar gibi SLR'nin de ölçekleme faktörü olmayıp hem pay hem de paydanın tek parça içermesi durumunda basit log-oranıdır. SLR kimyada genellikle mafik (ağırlıklı olarak Fe, Mg ve Mn) ve felsik (ağırlıklı olarak Na, K, Al ve Si) jeokimyasal bileşimler gibi stokiyometrik denge bilgisi ile uygulanmaktadır. Greenacre (2020)'ye göre, amalgamation does clustering in a natural manner.

2.6.1.5. *Dönüşüm sistemlerinin dezavantajları*

Bazı yazarlara (Billheimer vd. 2001; Gutterp ve Fagan 2001; Pawlowsky-Glahn 2002; Egozcue vd. 2003) göre, Aitchison tarafından oluşturulan clr ve alr modellerinde bazı eksiklikler ve yorumlama açısından zorluklar mevcuttur.

ALR: ALR simetrik olmayıp simpleksten (Aitchison metrik birimi kullanarak) gerçek alr-uzayına (Öklit metrik kullanarak) izometrik bir dönüşüm sağlamamaktadır. Bu nedenle simplekste beklenen özelliklerle eşleşmeyen sonuçlar ortaya çıkmaktadır (Egozcue vd. 2003).

CLR: ALR dönüşümü göz önüne alındığında, clr bileşenleri açısından simetrik olup simpleksin (Aitchison metrik kullanarak) gerçek uzay altuzayına (Öklid metrik kullanarak) dönüşümünü sağlayan izometrik bir dönüşümdür. Ancak bu ortogonal altuzay referans/noktaları böylesine basit bir yöntemle elde edilememektedir. Ayrıca, clr dönüşümü simpleks ve altuzay görüntü temelini bir ifadesi (temsili) değildir.

ILR: Egozcue vd. (2003), bileşik veri analizinin daha etkili olması için Aitchison geometrisinin alr ve clr'si üzerine inşa ettiği ilr modelini desteklemek için daha fazla çalışmalar yapmıştır. ILR'nin alr ve clr dönüşümleri üzerindeki etkinliğini belirtmek için ILR'nin daha kolay yorumlanabildiği bilgisini öne sürmüştür. Simetrik olması, tüm matrislerin özelliklerini koruması ve simpleksteki (Aitchison geometrisinin alr ve clr'si) açıların ve mesafelerin ortogonal kavramla ilgili olan gerçek uzaydakilerle (açı ve mesafe) ilişkilendirilmesine izin vermektedir.

Aitchison (2008), Van den Boogaart ve Tolosona-Delgado (2013) ve Greenacre (2019) gibi bazı yazarlar, ILR'nin etkinliği ve kolayla yorumlanabilir olduğu konusunda tartışmaktadır

Aitchison (2008), ILR'nin geometrik ortalama ve ortonormal tabanlarla ilgili koordinatları kullanarak ele alınamadığı için bileşik verilerde pratik uygulanabilirlik göstermediğini iddia etmektedir.

Van den Boogaart ve Tolosona-Delgado (2013)'e göre ILR değerleri veya her bir ortonormal koordinat, yorumlarını pratik olarak imkansız hale getiren çok sayıda veya tüm parçaları içerebilir.

Greenacre (2019), birçok yayında bahsedildiği üzere ILR koordinatlarının ortonormal koordinatlar olmadığını, daha çok ortonormal tabanlara göre koordinatlar olduğuna dikkat çekmiştir. Ayrıca, ortonormal koordinatlar, bileşik verilerdeki yapıları ve ilişkileri anlamak için gerekli olmadığını belirtmiştir. Ancak, temel CoDa ilkeleri ihlal edilmediği sürece herhangi bir dönüşüm araştırma sorusuna uygulanabilir hale getirilebilir. ILR'ler bileşik verilerde yapıları ve ilişkileri ortaya çıkarmak için gerekli olan iyi uygulama gerekliliğinden yoksun olan teorik özellikler olduğu sonucuna varmıştır.

SLR: Birleştirilmiş ile ilgili temel yaygın eleştiri, simpleksinin lineer olmamasıdır (Egozcue ve Pawlowsky-Glahn 2006).

Seçilen Dönüşüm: Çeşitli log dönüştürme yöntemlerinin değeriendirilmesi sonucu bu çalışmada, basitliğı ve etkinliğı nedeniyle veri analizlerinde CLR dönüşümü kullanılmıştır.

2.6.2. Jeokimyasal anomalilerin tanımlanması

Bir metalin/elementin bir bölgedeki anomalisinin belirlenmesi, o metalin bölgedeki jeokimyasal arka plan değeriinin bir fonksiyonudur. Örneğın, düşük arka plan jeokimyasal değeriilere sahip bir bölgenin anomali gösterme olasılığı, nispeten çok düşük arka plan değeriilerine sahip bölgelere göre daha yüksektir. Daha önce de belirtildiğı gibi, bunun nedeni anomalinin tanımlanan arka plan değeriilerine göre göreli bir fonksiyon olmasıdır (Reimann ve Garrett 2005; Cheng ve Xie 2006; Cohen vd. 2012a).

Çok düşük arka plan değeriileri sonucu oluşturulan anomaliler genellikle jeokimyasal araştırma programlarının gücünü zayıflatmaktadır. Bu nedenle, “yanlış” anomalilerle yapılan jeokimyasal keşif veya araştırmalardan kaçınmak için anomalileri jeokimyasal arka plan değeriilerinden ayırmak oldukça önemlidir. Arazi özelliklerinin nispeten sabit tutulduğu varsayıldığında, elementlerin arka plan konsantrasyonunu kontrol eden ana faktör, litoloji veya jeolojidir. Değışken litoloji veya kayaç tipine sahip bölgelerde, özellikle jeolojik karmaşık/melanj bölgelerinde, arka plan jeokimyasal konsantrasyonlar da değışen litoloji ile birlikte değışmektedir (Reimann ve Garret 2005; Cheng ve Xie 2006; Cohen vd. 2012a).

Keşif sırasında bu anomalilerin etkin bir biçimde tespit edilebilmesi için bölgedeki elementlerin arka plan konsantrasyonlarından anomalilerin belirlenmesi oldukça önemlidir. Yerel arka plan konsantrasyonu tek tip eşik değeri uygulanarak belirlenmektedir. Tek tip eşik değeriileri, yüksek arka plan değeriilerine sahip alanlardan kaynaklanan element anomalilerini göz önüne alması ve düşük arka plan konsantrasyon alanından olanları ise ihmal etmesi nedeniyle anomalileri belirlemede önemli ve etkilidir (Hao vd. 2014).

Ayrıca, tespit edilen jeokimyasal anomaliler ile jeolojik formasyonlar (kayaç tipleri) arasında bir ilişki kurmak, bu problemin kolayca anlaşılması ve çözülmesini sağlayacaktır. Örneğın, mafik ve ultramafik kayaçlarda, Cr, Co, Ni, Zn ve Cu gibi elementler, elementlerin yerine ferromagnezyen minerallerin geçtiğı felsik kayaçlara göre genellikle yüksek arka plan değeriileri göstermektedir.

Birçok yazar, bu anomalilerin tek tip eşik değeriilerini belirleyebilmek için farklı teknikler ileri sürmüştür. Bu teknikler; Fernández-Martínez and Sánchez-Granero (2014) tarafından oluşturulan multi-fraktal yöntem, Opara (2011) tarafından oluşturulan hareketli ortalama ve trend yüzeyi yaklaşımı, Obasi et al. (2016) tarafından oluşturulan trend yüz tekniğı ve Zuo (2014) tarafından oluşturulan alt alan bölme tekniğıdir. Bu tekniklerden her birinin, minimum eşik değeriinin belirlenmesi için uygulanması konusunda güçlü ve zayıf yönleri mevcuttur. Ancak, bu yöntemleri ortalama etkinliğıne göre değeriendirmek önemlidir.

2.6.2.1. Alt bölge bölme yaklaşımı

Bu yöntem, tek bir jeolojik birime uygulandığında etkilidir (Hao vd. 2014). Değişken jeolojik birimlere sahip bölgelerde uygulandığında, belirsizlik oluşturan değişken eşik değerleri vermektedir (Li ve Sun 2004). Bu nedenle değişken litolojiye sahip bölgelerde bu tekniklerin uygulanması uygun değildir.

2.6.2.2. Hareketli ortalama – trend yüzey tekniği

Bu yöntem etkin bir şekilde uygulanabilmesi için elementlerin içeriği sürekli olarak değişmelidir. Bunun nedeni, Hareketli Ortalama – Trend Yüzey Tekniği element dağılımı verilerini, türevlenebilir veya pürüzsüz olarak kabul etmesi veya en azından kısmen pürüzsüz bir kavisli yüzeye sahip olarak nitelendirmesidir (Li vd. 1996; Hao vd. 2014). Ancak, elementlerin dağılımı asla sürekli veya düzenli olmaması ve karmaşık olması ve türevlenebilir olmaması gerçeği göz önüne alındığında, bu yöntem, eşik değerlerinin belirlenmesinde yetersiz kalmaktadır.

2.6.2.3. Trend yüzey yaklaşımı

Bu yöntem iki aşamada gerçekleştirilmektedir. İlk olarak arka plan dalgalanma değerleri belirlenmektedir. İkinci olarak, kalıntı değerleri elde etmek için dalgalanma değerleri gerçek (ölçülen) değerlerden çıkarılmaktadır. Ancak, anomaliler ve hatalar genellikle kalıntı değerlerce maskelendiğinden, eşik değerlerinin değerlendirilmesi oldukça zordur (Xie 1979). Öte yandan, hareketli ortalama yaklaşımında bir pencere seçildiğinde, bu subjektif olarak elde edilmektedir. Eğer pencere büyükse, düşük anomaliler ihmal edilmekte ve eğer pencere küçükse rastgele hatalar ihmal edilebilir (Hao vd. 2014). Bu durum, yaklaşımı çelişkili bir şekilde etkisiz hale getirmektedir.

2.6.2.4. Multi-fraktal teknik

Karmaşık jeolojiye sahip arazilerdeki arka plan eşik değerlerinin ve ilgili anomalilerin belirlenmesi açısından oldukça etkili olduğu kabul edilmektedir. Arka plan jeokimyası üzerinde litolojik etki numunelerdeki metal-oksid ilişkisi (örneğin, Co ve SiO₂) ile ifade edilmektedir. Eşik anomali değeri, daha sonra kalıntı güven bandından lineer gerileme modeli kullanılarak belirlenmektedir. Bu teknik, elementlerin arka plan bolluğu üzerindeki değişen litolojik etkilerin bir çoğunu ortadan kaldırmaktadır. Böylece anomaliler arka plan konsantrasyonu kullanılarak etkin bir şekilde tespit edilmektedir.

2.6.3. Jeostatistik yöntemler

Jeostatistiksel teknikler, örneklenmiş notka-referanslı verilerin değişkenlerini analiz etmesi açısından çok önemlidir. Analiz uzayda yer alan referans noktaları arasındaki değişkenler için olası değerleri tahmin etmekte ve tahmin edilen değerlerin belirsizliklerini ölçmektedir (Krige 1951; Maliva 2016; ArcGIS-Pro 2020). Yöntemler, mekansal ve bazı durumlarda mekan-zamansal veri koordinatlarının analiz içerisinde birleştirilmiş olduğu yalnızca mekansal verilere uygulanmaktadır (ArcGIS-Pro 2020). Veriler, somut veri ve soyut veri olmak üzere sınıflandırılmıştır. Somut veriler doğrudan ölçülerek hesaplandıkları için göz ardı edilebilir belirsizliğe sahipken, soyut veriler ise sonuca varılan değerler olduğu için göz ardı edilemeyen belirsizliklere sahiptir (Maliva 2016).

Jeoistatistik geliştirilmeden önce, ara değerlendirme için farklı basit yöntemler/algoritmalar (en yakın-komşu ara değerlendirme, çift doğrusal ara değerlendirme ve ters mesafe ağırlıklı yöntem) kullanılmıştır (Isaaks ve Srivastava 1989). Jeostatistiksel teknikler/analizler iki adımda uygulanmaktadır. Öncelikle, değişkenlerin mekansal yapısı tanımlanır ve ölçülür. Daha sonra, mekansal düzenlemeleri göz önüne alınarak yakındaki noktaların ölçülen değerlerinden değişken değerlerinin ara değerlendirme işlemi uygulanmaktadır (Maliva 2016). Mekansal desen gösterimi ve ara değerlendirme dışında, jeostatistiksel araçlar önemli bir karar verme mekanizması olan ara değerlemeli işlemi yapılmış değerlerin belirsizliğini de hesaplamak için kullanılmaktadır (Maliva 2016; ArcGIS-Pro 2020). Bu teknikler esasen maden yatağının maden kalite dağılımının hesaplanabilmesi için oluşturulmuştur (Krige 1951). Ayrıca, çevre biliminde, canlı hayatına zarar veren çevre kirleticilerinin seviyesinin belirlenmesi için kullanılmaktadır. Halk sağlığında ise kanser oranı gibi çevresel kirlenme sonucu oluşan hastalıkların tahmin edilmesi için kullanılmaktadır (ArcGIS-Pro 2020).

Diğerlerine bağlı olan veya birbirini doğrulayan bir çok jeostatistiksel yöntem mevcuttur. Bunlardan bazıları, yarı variogram/varyans, variogram ve Kriging şeklinde sıralanabilir (Whateley ve Scott 2006). Genel olarak jeostatistik, Waldo Tobler'in "her şey diğer her şey ile ilişkilidir; fakat yakın olanlar uzak olanlardan daha fazla ilişkilidir." sözleriyle belirtilen birinci coğrafya yasasına dayanan otokorelasyon ve mekansal bağımlılık temel fikirlerine dayanmaktadır (Tobler 1970).

2.6.3.1. Yarı-variogram

Yarı-varyans ($\gamma(h)$), "bir mesafe (h) ile ayrılmış örneklenmiş noktalar arasındaki bir değişkenin ortalama kare farkının yarısı" olarak tanımlanmaktadır (Matheron 1963; Bachmaier ve Backes 2008; Ford 2017). Aşağıdaki formül (2.6) ile hesaplanmaktadır.

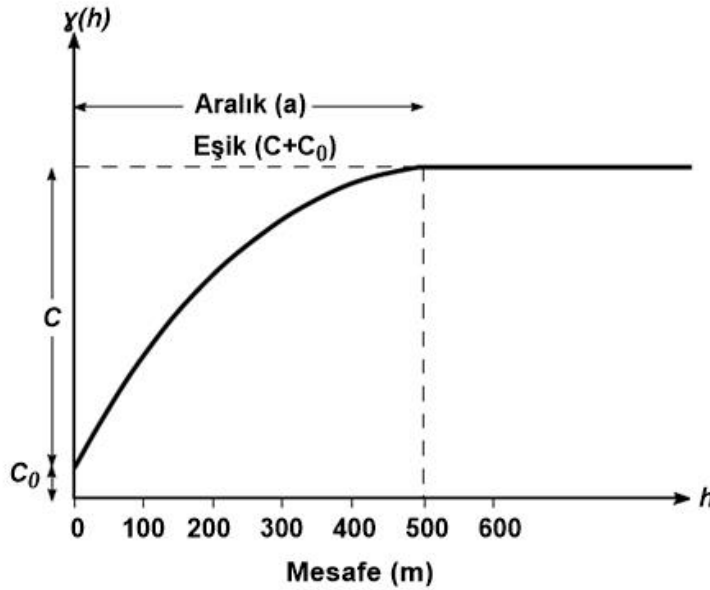
$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [z(x) - x(i+h)]^2 \quad (2.6)$$

$n(h)$ = h mesafesindeki veri çiftinin sayısı hesabı, z = belirli bir lokasyondaki referans noktası (derece, kalınlık veya başka bir şey), (i) = çiftteki bir örneğin konumu, $(i+h)$ = çiftteki diğer örneğin konumu, $h = z(i)$ 'den metre uzaklık şeklindedir.

İki örneğin arasında var olan değişkenliğin, birbirleri arasındaki mesafeye ve göreceli yönelime bağlı olduğu varsayımına dayanmaktadır. Kalınlık, derece veya kalite değişken olarak kabul edilmektedir. Yatak/yatakların arasında ve içerisindeki jeolojik ortamların (örneğin, jeolojik ve/veya yapısal dizilim) varyasyonuna göre değişmektedir. Birbirine yakın olan numuneler, aynı jeolojik ortamlarda, derece ve kalınlık açısından benzerlik göstermektedir. Fakat benzerlik derecesi, numuneler arasındaki mesafeler arttıkça korelasyonun olmadığı bir noktaya kadar sürekli olarak azalma eğilimindedir.

Numuneler birbirlerine çok yakın olduğu durumlarda, “nugget etkisi” veya “nugget varyansı” (C_0) olarak bilinen değişkenlikte süreksizlikle sonuçlanabilir. Bu durum, değişkenlikteki ihmal edilebilir farktan kaynaklanmaktadır.

Öte yandan, eşik noktasının ötesindeki mesafenin artışıyla (Şekil 2.5’te yer alan $C+C_0$) artık herhangi bir korelasyon olmayıp örneklerin değişkenlikleri teorik hale gelmektedir (Fluor Mining ve Metals Inc. 1978; Isaaks ve Srivastava 1989; Whateley ve B. Scott 2006). Değişkenliği ölçülme işlemi tamamlandığında variogram üzerinde gösterilir.



Şekil 2.5. Yarı variogram modelinin şematik gösterimi (Whateley 1992)

Whitechurch vd. (1987)’ye göre, yarı-variogramın güvenilir olduğunun ispat edilebilmesi için en az 30 eşit dağılım noktasından örnek alınması gerekmektedir.

Yarı-variogram algoritması, değişkenlerin değişkenliğini hesaplama konusunda oldukça yararlıdır. Uzayda belirli bir nokta veya blokta yer alan değişkenin değerini tahmin etmek veya ara değerlenmesinin yapılabilmesi Kriging algoritması kullanılmaktadır (Wahba 1990; Whateley ve Scott 2006). Tahmin, nokta veya blok içinde veya yakınlarında yer alan eşit dağılmış örneklerin doğrusal olarak birleştirilmesi ile yapılmaktadır. Kriging, tahmin varyansını en aza indirmek için yarı-variogramı kapsamlı bir şekilde kullanmıştır. Önceki kovaryanslar tarafından kontrol edilen Gauss süreçlerini kullanarak ara değerlemeli bir model yaratır. Önceki kovaryans ağırlığının bir olduğu varsayımına dayanarak, Kriging tarafsız doğrusal tahmin üretmektedir (Williams 1998; Wahba 1990; Whateley ve Scott 2006). Kriging yöntemleri, ara değerlendirme yapılırken tahminlerde öngörülebilecek hataları da

hesaplamaktadır. Kriging bir noktanın değerini tahmin etmek için yaklaşık 4-12 adet en yakın veri noktasını kullanmaktadır.

2.6.3.2. Çapraz geçerlilik ölçütü

Jeoistatistikteki çapraz geçerlilik ölçütü tekniği, tahmin varyansının Kriging sürecindeki ağırlıklar tarafından en aza indirilmesini sağlayan bir yöntemdir. Diğer bir deyişle, Kriging süreçlerini doğrulamaktadır. DeneySEL hata ($Z - Z^*$) ve tahmini teorik varyans (σ_e^2), bilinen (Z) ve tahmini (Z^*) değerler kullanılarak hesaplanmıştır. Journel ve Huijbregts (1978)'e göre, yarı variogram modeli, Z karşısında Z^* kullanılarak çizilen grafik ile test edilmiştir. Eğer çok güçlü korelasyon katsayısı gösterirse, yani R^2 neredeyse 1 ise, variogramdan seçilen değişkenler, blok tahmininde ağırlıklı faktörü ve Kriging matrisleri ile varyans hesaplama tahminlerini elde etmek için kullanılan doğrusal denklem sisteminin çözümü için en iyi parametreleri vereceği düşünülmektedir.

2.6.3.3. Tahmin varyansı

Bu yöntem, tahmin edilen değer olası hata boyutunu ölçmektedir. Hata, tahmin edilen noktanın numuneden uzaklığı, tahmin edilen blokun boyutu ve veri sürekliliği gibi faktörler tarafından kontrol edilmektedir (Whitechurch vd. 1987; Whateley ve Scott 2006). Tahmini varyans, tahmin edici (Z) ve tahmin edilen değer (Z^*) arasındaki farktır.

$$\sigma_e^2 = E([Z - Z^*]^2) \quad (2.7)$$

$$2\gamma(h) = E(z_{(i)} - z_{(i+h)})^2 \quad (2.8)$$

E= beklenen değer

Huijbregts (1978)'e göre, denklemi (2.7), yarı variogram (2.8) olarak yeniden yazarak, tahmin varyansını hesaplamak mümkündür. Bu hesaplamada tahminin güvenilirliğini etkileyen kritik faktör dikkate alınmaktadır (Knudsen 1988).

Tahmin varyansı, onu etkileyen üç ana parametreyi de hesaplamaktadır. Bu parametreler, numuneler ve grid node arasındaki mesafe, bloğun boyutu ve numuneler arasındaki mekansal ilişki şeklindedir. Numuneler ile grid node arasındaki mesafe arttıkça, tahmin varyansı da boyut ve büyüklük açısından artış göstermektedir. Bloğun boyutu arttıkça tahmin varyansı azalmaktadır. Son olarak, numune kümelenmesi gerçekleşmiş veya numuneler kümeli bir şekilde oluşmuş ise tahmin varyansının güvenilirliği azalmaktadır.

Veri değişkenliği, tahmin varyansının güvenilirliğini de etkilemektedir. Ancak bundan önceki durum, sürekliliği (C) ölçen yarı-variogram ile açıklanmaktadır. Tahminde minimal varyansın sağlanması için tahmin sürecinde sadece nokta veya bloğa en yakın olan numunelerin kullanılması oldukça önemlidir.

2.6.3.4. Kriging varyansı (σ_k^2)

Kriging varyansı, değer tahmini için blokta kullanılan numunelerin mesafesine bağlıdır. Numuneler ve tahmine edilen bloklar arasındaki mesafe azaldıkça Kriging varyansı da azalmaktadır; veya tam tersi. Süreç her bloğun Kriging ağırlığının hesaplanması ile başlamakta, Kriging varyansı ile devam etmekte ve daha sonra önemli parametreler için güven sınırlarının (σ_e) bulunması ile farklı numunelerin özelliklerinin kesinleşmesi şeklinde ilerlemektedir (denklem 2.9). Hatalar genellikle normal dağılıma sahiptir, bu da denklem (2.10)'de olduğu gibi %95'lik bir güven sınırı olan $\pm 2(\sigma_e)$ hesaplanmasına izin verir (Knudsen ve Kim 1978).

$$\sqrt{\sigma_e^2} = \sigma_e \quad (2.9)$$

$$\%95 \text{ güven sınırı} = Z^* \pm 2(\sigma_e) \quad (2.10)$$

Whateley (1991), tahmin varyansı ve güven limitinin, bir blok dizisinin veya kontur grubu tahmininin güvenilirliğini hesaplamada oldukça yararlı olduğunu belirtmiştir. Uygun olan güven sınırı belirlenmekte ve bu sınırın dışında kalan bölümler ise güvenilmez olarak kabul edilmektedir. Bu gibi durumlarda, onay için ek veriler gerekmektedir. Bölgeselleştirilmiş değişken teorisi (RVT), teorisinin ana uygulaması olan Kriging ile alakalı stokastik bir yöntemdir.

2.6.3.5. Ters mesafe ağırlıklı yöntem (IDW)

Ters mesafe ağırlıklı yöntem, değişkenin varyansının göz ardı edilip edilmediğinden bağımsız olarak, nokta için ara değerlendirme işlemi yapılan değere en büyük katkıyı sağladığı düşünülen jeostatistiksel ara değerlendirme yöntemidir.

2.7. Bölgesel Jeoloji

Çalışma alanı olan Ortaköy, Antalya karmaşığının güneybatı bölgelerinde yer almaktadır. Antalya karmaşığı, Ege-Kıbrıs Yayı'nın Helenik Yay ile karşılaştığı dirsekte bulunmaktadır (Şaroğlu vd. 1992; Barka ve Reilinger 1997). Bu dirsek genellikle Isparta Dirseği şeklinde anılmaktadır (Robertson 1993). Antalya karmaşığı Mesozoyik yaşlı allokon kayaç birimlerinden oluşmaktadır (Delaune-Mayere vd. 1976; Robertson 1993).

İnceleme alanında yapılan çalışma ve raporlara göre, bölge formasyonları yazarlar tarafından farklı tanımlanmıştır. Bunlar; Alakırçay birimleri (Marcoux 1977), Ispartaçay formasyonu (Poisson 1977), Kumluca zonu (Robertson ve Woodcock 1981), Kumluca karmaşığı (Yılmaz 1981), Alakırçay grubu (Şenel vd. 1981) ve Antalya Napları'dır (Gürboğa ve Aktürk 2018) şeklinde sıralanabilir.

Çalışma alanının yakınına kapsayan başka bir çalışmada bu bölge, Kumluca karmaşığı şeklinde adlandırmıştır (Yılmaz 1981). Jeolojik dizinin, altta şeyllerle başladığı, kumtaşı,

halobial kireçtaşına doğru devam ettiği ve en üstte tabakalı çörtler şeklinde sıralandığını öne sürmüştür. Ayrıca formasyonların iki yaş grubuna ayrıldığına işaret etmektedir: Üst Triyas ve Jura-Kretase yaşlı. Üst Triyas formasyonları şeyl, kumtaşı, halobial kireçtaşı ve resif bloklu marnlar içerirken, Jura-Kretase formasyonları ise tabakalı çörtlerden oluşmaktadır.

Alakırçay Grubu'nun yapısal jeolojisi üzerinde yapılan çalışmada, Alakırçay Formasyonu kuzeyden güneye 30 km uzunluğunda ve 4 km genişliğinde uzandığını öne sürmüştür (Şenel 1985). Şenel (1985) de Yılmaz (1981) gibi resif bloklu marnların Halobial kireçtaşları ile tabakalı çörtler arasında bulunmadığını gözlemlemiştir. Fakat resif bloklu marnlar Halobial kireçtaşları ile stratigrafik olarak ilişkide olmadığı gibi daha çok kuzeyde, Dereköy, İmecik Yaylası, Bilalyeri ve Çataltepe'nin yakınında oluşmaktadır. Resif bloklu marnların ait olduğu tektonik birimin ortam koşullarına göre farklılıklar göstermişirğini belirtmiştir. Bu bölge Marcoux (1977) tarafından Dereköy birimi ve Poisson (1977) tarafından da Çataltepe birimi olarak tanımlanmıştır.

Jura-Kretase'de ortaya çıkan tabakalı çörtlerde, Halobia ve Daonella fosilleri gözlenmiştir (Şenel 1985). Halobia kalıntıları ve Daonella, Halobial kireçtaşı ve tabakalı çört arasındaki 5-6 m'lik geçiş bölgesinde yaklaşık 10 cm yer kaplamaktadır. Diğer yazarların (Robertson ve Woodcock 1981; Yılmaz 1981) aksine, bu fosillerin Jura-Kretase değil de Orta-Üst Triyas yaşlı olduğunu belirlemiştir. Şenel vd. (1981)'e göre, litofasiyeslerde sıklıkla dikey ve yatay değişiklikler gözlenmekte ve formasyonlar, bazı bölgelerde mostra veren iç içe geçmiş ince ve kalın yastık lavlarından oluşmaktadır.

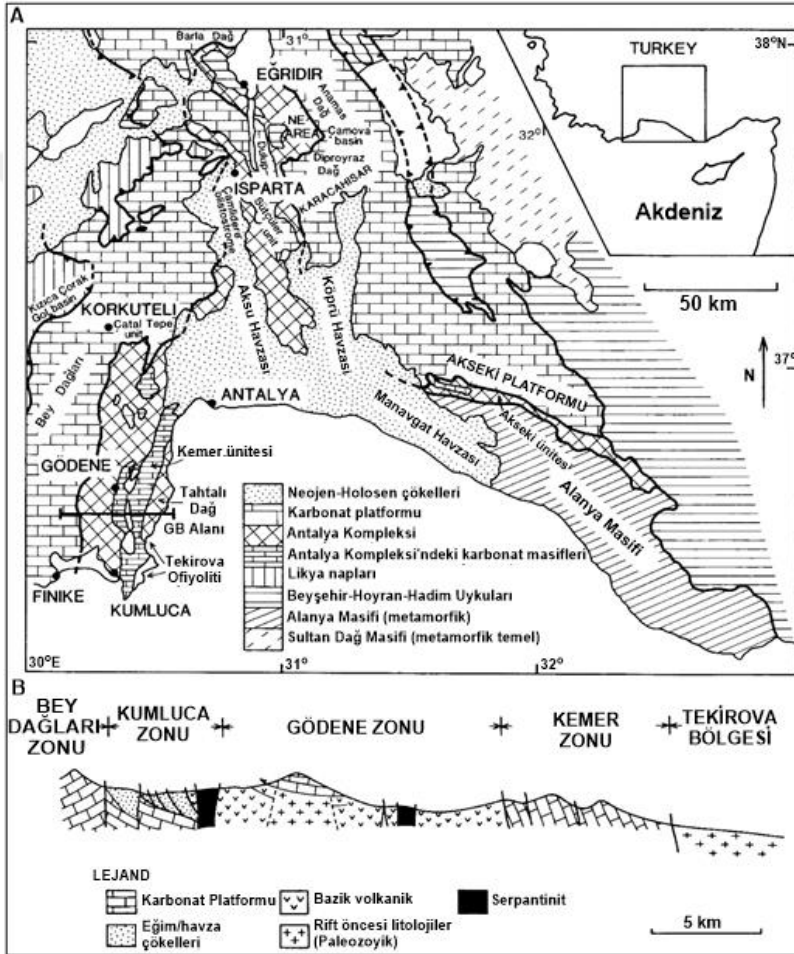
2.8. Antalya Karmaşığı

Antalya karmaşığında yer alan allokton kayaç birimleri, kıtasal taban zonlarından Mezosoik yaşlı okyanus havzasına bir dönüşüm olduğuna işaret etmektedir (Robertson ve Woodcock 1980b; Robertson 1993). Robertson (1993)'e göre, Antalya karmaşığı, Isparta Dirseğı'nin bazı bölgelerinde gözle görülebilen mostralar vermektedir (Şekil 1). Bu şekildeki mostralar, Antalya Karmaşığı'nın Güneybatı, Kuzey ve Doğu Bölgeleri'nde de görülmektedir. Bölgede açığa çıkan bu yapı "V" harfinin tersi şeklinde (Λ) gözlenmektedir.

Antalya Karmaşığının güneybatı kısımları, Antalya körfezine bitişik şekilde batıda yer almaktadır. Karmaşığın bir kısmı Kumluca bölgesinde yüzeylenmektedir. Antalya Karmaşığı, bölgenin güneyinden başlayarak Kumluca, Sarıcasu, Toptaş, Ortaköy, Altınyaka, Gölcük boyunca kuzeye ilerlemekte ve Korkuteli'nin Güney-Güneydoğusu ve Antalya bölgesinin Güney-Güneybatısı'na (Konyaaltı bölgesi) kadar devam etmektedir. Antalya Karmaşığının güneybatı kısmı en çok çalışılan ve en çok görünür bölgedir.

Güneybatı kesimi, Miyosen yaşlı foreland havzasını üzerlemektedir. Daha sonra, geç Miyosen'de foreland havzası ise sığ su karbonatlarından oluşan Susuz Dağı'ı üzerlemektedir (Hayward ve Robertson 1982). Antalya karmaşığının güneybatısının kuzeylerinde, karbonat masiflerinin küçük bir kısmı, Kemer birimlerinde yer alan karbonat masiflerini üzerlemektedir.

Antalya karmaşığının kuzey bölümleri güneyde Isparta'dan Akdeniz'e doğru uzanmakta ve Aksu ve Köprü Havzalarını birbirlerinden ayırmaktadır. Karmaşığın doğu bölümü, Akseki Karbonat platformları ve Alanya masifleri arasında yer almaktadır. Bu kısım, Manavgat Havzası'nın kuzeyinden başlayarak Alanya Masifi'nin güneydoğularına kadar uzanmaktadır (Şekil 2.6 A ve B).

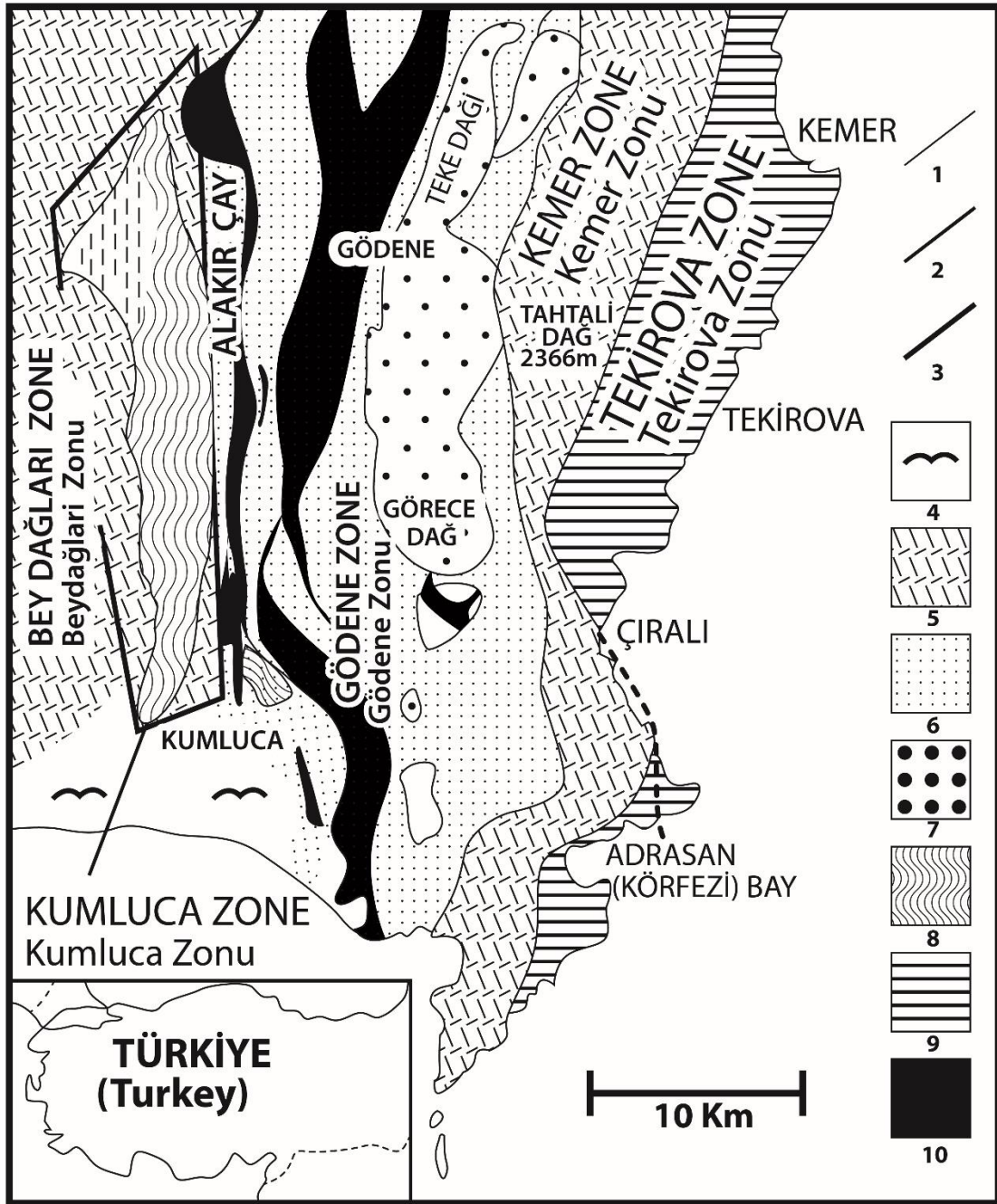


Şekil 2.6. Antalya Karmaşığı'nın güneybatı kesimi, Isparta Dirseği, Türkiye. **A)** Antalya bölgesinin, Mesozoyik yaşlı Antalya Karmaşığı ve büyük ölçüde otokton birimler içeren Mesozoyik karbonat platformlarını (örn., Bey Dağları) gösteren tektonik haritası. Yazı bölümünde vurgulanan diğer birimler ise Likya Napları, Akseki Platformu ve Alanya Masifi. Not: Antalya Karmaşığı'nın içyapısı belirtilmemiştir. **B)** Antalya Karmaşığı'nın enine kesiti. Bu kesit, batıdaki kıtasal-okyanusal geçiş zonu boyunca karbonattan başka bir birime geçişi ifade etmektedir. Bu geçiş zonu, Paleozoyik kabuğun riftleşmiş blokları üzerinde oluşan karbonatlar ve ofiyolitik kayalar ile tanımlanmaktadır. Antalya Karmaşığı, tektonik olarak geç Kretase-erken Tersiyer'de bir takım batı yönlü çekme ve atımlı hareketler sonucunda oluşmuştur (Robertson ve Woodcock 1984'ten düzenlenmiştir)

2.9. Antalya Karmaşığının Güneybatı Bölümlerinde Yer Alan Beş Ana Zon

Robertson ve Woodcock (1982), Antalya karmaşığı güneybatı bölümlerinin, batıdan doğuya beş ana birimden oluştuğunu öne sürmüştür (Şekil 2.6A ve 2.7). Bu biriler şunları kapsamaktadır:

- i. **Bey Dağları karbonat platformları:** Çoğunlukla Mesozoyik yaşlı otokton birimlerden oluşmaktadır. Kıtasal bir kabuk üzerine yerleşmekte ve bölgesel olarak Miyosen foreland havzası klastik sedimanları tarafından üzerlenmektedir (Robertson ve Woodcock 1981; Robertson 1993).
- ii. **Kumluca Zonu:** Karmaşıktaki tektonik olarak istifli (üstüste binmiş) pasif kenarları belirtmektedir. Geç Triyas-Geç Kretase yaşlı itme-istifli (üstüste binmiş), derin denizel pasif kenar sedimanlarından oluşmaktadır. Bu birimler, Bey Dağları karbonat platformlarının doğu yönlü deforme derin denizel pasif kenarları olduğu düşünülmektedir. Litolojileri, Geç Triyas türbiditik kumtaşları ve pelajik Halobia-kireçtaşları, Jura-Erken Kretase yaşlı kalkerli olmayan, radyolaryalı sedimanlar ve silisli kalsitürbiditleri kapsamaktadır.
- iii. **Gödene Zonu:** Mafik ve ultramafik volkanik kayalardan oluşan bölgedir. Zonda bu volkanik kayalarla ilişkili sedimanlar gözlenmiştir. Bu zon, Geç Triyas yaşlı okyanus havzasının Mesozoyik'te riftleşmesinden etkilenmiştir. Litolojileri, Geç Triyas-Geç Kretase yaşlı makaslanmış ofiyolitik kayalar (genellikle serpantin), derin deniz sedimanları ve geniş kütleli sığ deniz kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bölgede yer alan sığ ve derin denizel sedimaner birimler bu zonun yapısal olarak nispeten okyanusal kabuğa daha yakın olduğuna işaret etmektedir. Juteau (1970)'e göre, Gödene Zonu, kalınlığı 1000m'ye ulaşan Geç Triyas yaşlı sub-alkalin yastık bazaltlardan oluşmaktadır. Robertson ve Waldron (1990), ortaça bileşimli magmalardan oluşan bu bazaltların okyanus ortası sırtı ve plato tipi bazaltlar olduğunu öne sürmüştür. Bazaltlar, Geç Triyas yaşlı iri taneli silisiklastik türbiditler ve nadiren kuvarslı konglomeralarla iç içe ve üzerlenmiş şekilde ortaya çıkmaktadır. Tüm bunlar, kıta kenar kökenine işaret etmektedir. Sığ deniz kireçtaşı birliği, rift kenarlarına bitişik veya okyanus kabuğu yakınlarında karbonatların bir araya geldiği rift kıtasal bloğu şeklinde yorumlanabilir.
- iv. **Kemer Zonu:** Gödene Zonu'nun daha doğusunda yer almaktadır. Çoğunlukla Mesozoyik yaşlı sığ deniz karbonatları (Tahtalı Dağ; Şekil 2.6A) tarafından üzerlenen Paleozoyik (Ordovisyen-Permiyen) yaşlı sedimaner kayaların dik dalımlı bir şekilde gözlenen kısımlarından oluşmaktadır. Bu zonun, Triyas'ta Bey Dağları'nın kıtasal kısımlarının riftleşmiş bölümlerinden oluştuğu anlaşılmaktadır. Buradan, Kuzey Afrika'nın pasif kenarlarının parçası olarak kabul edilen ve riftleşmemiş Ordovisyen-Karbonifer kıtasal parçaları olduğu anlaşılmaktadır (Monod 1977; Robertson vd. 1998).
- v. **Kıyı Tekirova Zonu** (Şekil 2.6 A and B): Çoğunlukla ekstrüsif kayaç içermeyen, Geç Kretase yaşlı ofiyolitlerden oluşmaktadır (Juteau 1970; Thuizat ve Montigny 1979; Yılmaz 1984).



Şekil 2.7. Antalya Karmaşığı'nın Güneybatı kısmının jeolojik haritası (Robertson ve Woodcock 1981'den değiştirilerek hazırlanmıştır). 1- Stratigrafik dokanak; 2- İtme dokanağı; 3- Dik dalımlı tektonik dokanak; 4- Alüvyon; 5- Triyas öncesi kıtasal tabanda oluşan sedimanlar; 6- Triyas yaşlı mafik ekstrüsifler ve ince sediman örtü; 7- Silisli Triyas yaşlı mafik tabanda oluşan karbonat yığılması; 8- itme tabakalarındaki allokton sedimanter diziler; 9- Kısmi ofiyolitik dizi; 10- Serpantinit

3. MATERYAL VE METOT

Bu çalışma, beş farklı aşamada gerçekleştirilmiştir. Bunlar Literatür Çalışması, Arazi Çalışması, Laboratuvar Çalışması, Veri Analizi ve Tez Yazımı şeklinde sıralanabilir. Tüm bu aşamalar birbirleriyle sıralı bir şekilde bağlantılıdır. Her bir aşamanın, bir sonraki aşamaya doğrudan etkisi vardır. Bu nedenle, her bir aşamanın etkin bir şekilde gerçekleştirilmesi, sonraki aşamanın başarısını belirlemek açısından, kilit faktör olacaktır.

Çalışmanın her bir aşaması için gerekli materyal ve gerekleri aşağıda sıralanmıştır:

3.1. Literatür Çalışması

Projenin bu aşaması, çalışma alanında daha önceden yapılan jeolojik ve ilişkili çalışmaların araştırılması ve gözden geçirilmesi hakkındadır. Bu aşama çalışma alanı hakkında yararlı bilgiler elde edip etkin bir arazi gezisi yapılmıştır. Bu bilgiler etkili arazi çalışması sürdürülerek ve plana uyularak elde edilmiştir. Ayrıca bu aşama etkin sonuçların elde edilmesini kolaylaştırabilecek yeni teknolojileri, ekipmanları ve metotları araştırmayı da kapsamaktadır.

Araştırmacının bu aşaması için bilgisayar, internet erişimi, çevrimiçi yayınlar (yayınlanmış araştırma, jeoloji ve madencilik yayınlarını elde etme) ve yazım materyalleri kullanılmıştır.

3.2. Arazi Çalışması

Öncelikle çalışma alanının mevcut jeoloji haritaları elde edilerek çalışılmış olup daha sonrasında arazi çalışmaları planlanmıştır. Çalışılacak bölge, numune alımı, yüzey kayaçlarının incelenmesi, minerallerin yüzeye çıkışı, renklerindeki düzensizliklerin incelenmesi, litostratigrafik birimlerin şekli ve bileşenlerini araştırılması için ziyaret edilmiştir. Arazide gözlenen düzensizlikler harita ve arazi üzerinde kontrol edilmiştir. Bu gözlemler, bölgedeki olası cevherleşmeleri kontrol eden jeolojik süreçlerin yorumlanmasını sağlayacaktır. Jeokimya, petrografik ve mineralojik analizler için numuneler toplanarak cevherleşme ve ana kayaçlar arasındaki ilişki, cevherleşme sıcaklığı ve petrojenez belirlenmeye çalışılmıştır. Numune toplanarak analizlere uygun olarak gerçekleştirilmiştir. Arazideki cevherleşmelerin köken ve formasyon özelliklerinin açıklanabilmesi, bulunan cevherleşmelerle ilişkilerinin belirlenebilmesi için bölgedeki cevherleşmelerden ve ana kayaçtan numuneler alınmıştır. Kayaç örnekleriyle aralarındaki korelasyonun belirlenebilmesi için toprak numuneleri alınmış ve bunlarında jeokimyasal analizleri yaptırılmıştır. Araziden alınan tüm numuneler, hazırlık ve analiz için laboratuvara gönderilmiştir. Araziden ve önemli noktalardan alınmış numunelerin koordinatları belirlenebilmesi için GPS kullanılmıştır. Kayaçlardan numune almak için jeolojik çekiç kullanılmıştır. Numuneleri saklamak için plastik poşetler ve numune etiketleri kullanılmıştır.

3.3. Laboratuvar Analizleri

Araziden toplanan numuneler laboratuvarda hazırlanarak analiz edilmiştir (Şekil 3.1). Numunelerin hazırlanması, yapılacak analize göre belirlenmiştir.

3.3.1. Numune hazırlama, prosedür ve koşullar

Örnekler etüvde (özellikle toprak ve tortu örnekleri) 105 °C'de 24 saat kurutulmuştur. Tüm numuneler, dakikada 1000 hızında bir Retsch RS200 titreşimli disk değirmende öğütülerek < 40 mikrona düşürülmüştür. Harç, numuneleri aynı anda ezmiş ve homojenleştirmiştir. Hazırlanan toz örnekler, jeokimyasal analiz ve mineralojik analiz için kullanılmıştır..

Numuneler hazırlanırken, her numune hazırlama işlemi sonrasında aparatlar arıtılmış su ve seyreltik hidroklorik veya nitrik asit kullanarak temizlenmiştir. Ekipmanı kurutmak için basınçlı hava ve kağıt havlu ile kurulanmıştır. Bu işlem numunelerin birbirleriyle karışması ve kirlenmesini engellemiştir. Jeokimyasal içeriği çıkarmak için X-Işını Floresan (XRF) ve İndüksiyon olarak Eşleştirilmiş Plazma Kütle Spektrometrisi (ICP-MS) kullanılmıştır. Mineralojik analizler, X-Işını Kırınım (XRD) teknikleri ve petrografi analizleri kullanılarak yapılmıştır. Cevherleşme süreçlerinin anlaşılabilmesi için sıvı kapanımı analizleri kullanılmıştır.

3.3.2. Tüm-kayaç jeokimya araştırması

Toz numuneler majör, eser ve nadir element analizlerinin yapılabilmesi için farklı şekilde analiz edilmiştir. XRF analizi ve ICP-MS teknikleri kullanılarak toplam 31 numune analiz edilmiştir.

Ana Elementler Analizi: Numunelerin 5.5 gramlık kısmı bir bağlayıcı içinde küçük alüminyum kupalara konulmuştur. Alüminyum kupa ile bağlayıcı arasındaki boşluk, borik asit ile orantılıdır. Numuneler borik asit ile kapatılmıştır. Bağlayıcı içindeki numuneler, Fusion pres makinesi kullanılarak 15 ton (10 MPa) ağırlıkta, 30 saniye süreyle preslenmiştir. Oluşturulan peletler kimyasal içerik analizleri için XRF makinesine yerleştirilmiştir.

Nadir Elementler Analizi: Örneklerin ICP-MS analizleri ACME Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir.

Bir çok yazar tarafından kullanılan bu yöntemler (ICP-MS ve XRF teknikleri) kayaçların tüm kayaç jeokimyasını belirlemede uygulanmıştır. Bu konuda çalışan bazı yazarlar: Oke vd., 2014 (altın içeren kuvars damar ve toprakların bulunduğu bölgelerin mineralojik ve jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi için); Bureau Veritas Minerals 2018 (Au, Pt ve nadir toprak elementlerini de kapsayan iz element analizi için); Palenovaa vd. 2015 (iz elementlerin pirit içindeki içeriğini tespit etmek için); CAO vd. 2010 (Çin'de Shihu altın yatağındaki REE'nin kompozisyonunu belirlemek için); Pašava vd. 2010 (bir porfir Cu-Au-Mo yatağındaki PGE'lerin ve diğer iz elementlerin konsantrasyonlarını belirlemek için);

Yiğit 2012 (Tetis Metalojenik Kuşağı'nda yer alan Biga Yarımadası'nın maden yataklarındaki eser elementleri analiz etmek için kullanılmıştır) vb şeklinde sırlanabilir.

3.3.3. Mineralojik ve petrografik çalışmalar

Toz numuneler, İstanbul Teknik Üniversitesi'nde Bruker D8 Advance XRD Analizi ve Optik Mikroskop kullanarak numunelerin mineral bileşenlerini ve dokusunu belirlemek için kullanılmıştır.

XRD Tekniği: Beş gram (5 g) toz numune, Bruker D8 Advance model toz X-ışını kırınımı (P-XRD) ünitesi kullanılarak, 40 mA akımda ve rastgele partikül oryantasyonu sağlayacak şekilde numune kaplarına yerleştirilmiştir. 40 kV voltaj Cu K α radyasyonu kullanılarak, filtresiz, 2° 2 θ /dk adım hızında, 2°-72° 2 θ aralığında Lynxeye marka dedektör kullanılarak. X-ışını difraktogramları daha sonra Jade 6.5 veri değerlendirme programı (MDI, California-ABD) yardımıyla PDF-2 veritabanı kullanılarak analiz edilmiştir. XRD analizi için toplam 21 numune kullanılmıştır.

Optik Mikroskop İncelemesi: Mikroskop incelemeleri için ince ve parlak kesitler hazırlanmıştır. Numuneler, epoksili bir kalıpta toz aşındırıcılar ve parlatıcılar kullanılarak belirli boyutlara küçültülmüştür. Kaba-ince aşınmalardan sonra, numuneleri parlatmak için polisaj tozu ve süspansiyon kullanılmıştır. Nikon Eclipse L150 model cevher mikroskobu kullanılarak cevher mineralleri ve parajenez, mineraller ve dokular belirlenmiştir. Mikroskop sistemine entegre CCD kamera sistemi ile fotomikrograflar çekilmiştir. Bu amaçla formasyondan alınan toplam 20 örnek incelenmiştir.

Bu mineralojik ve petrografik çalışma teknikleri geçmişte bir çok yazar tarafından uygulanmıştır. Yazarların bazıları; Yiğit (2012); Bozkaya vd. (2016); Gültekin ve Balcı (2016); Yıldırım vd. (2013); Sahoo vd. (2018) vb. şeklindedir.



Laboratuvarda kırma için numune hazırlama.



Öğütme için hazırlanan ezilmiş numunelerin fotoğrafı.

Şekil 3.1. Numunelerin laboratuvarda hazırlanmasını gösteren fotoğraflar



İlk XRF analizi için hazırlanan paletler

Şekil 3.1'in devamı

3.4. Veri ve Bilgi Değerlendirmesi

Arazi ve laboratuvar çalışmaları sonrasında elde edilen veri ve bilgiler, veri ve bilgi değerlendirme aşamasından değerlendirilmiştir. Elde edilen veriler, jeostatistiksel analizler, üçlü kimyasal grafikler, korelasyon vb. jeolojik yöntemler kullanılarak değerlendirilmiştir.

- a) Sonuç Değerlendirme ve Yorumlama: Arazi ve laboratuvar çalışmalarından elde edilen sonuçlar (jeokimyasal, mineralojik, petrografik, sıvı kapanım ve izotopik) değerlendirilip yorumlanmıştır. SPSS kullanılarak uygulanan tek ve çok değişkenli istatistiksel yaklaşımlar, element dağılımı, korelasyonu ve çeşitli litolojik birimden alınan numunelerin içerik benzerliklerinin çalışılması için uygulanmıştır. Kriging ve/veya Variogram yaklaşımlarıyla yapılan jeostatistik analizleri, bölgedeki elementlerin jeokimyasal dağılımının 3B görüntüsünün oluşturulması ve kullanılması için uygulanmıştır. GPS koordinatları ve GIS, çalışma alanındaki element dağılımı haritasının oluşturulabilmesi için kullanılmıştır. Elde edilen bulgular daha önceki çalışmalarla karşılaştırılmıştır. Ayrıca yine bu bulgular benzer jeolojik formasyonlar içeren farklı arazilerle de karşılaştırılmıştır.
- b) Daha önce bahsedildiği gibi, 2007'den itibaren, iki ana arazi karakterizasyon modeli, litojeokimyasal karakterizasyona ve regolit karakterizasyonuna ve bunların evrimine dayanıyordu. Bu yaklaşımlar, olası bir cevher yatağı oluşum süreçleriyle ilgili olarak jeokimyasal özelliklerin tutarlılığını değerlendirmek için faydalıdır. Ancak, bu yöntemlerin ilk amacı belirli cevher yataklarının tespiti için değil, değerlendirme ve karakterizasyon içindir (Cohen vd. 2007). Bu çalışmada, örneklerin karakterizasyonunda her iki yaklaşım da kullanılmıştır.
- c) Önemli Varsayım
 - Bazı elementlerin konsantrasyonu deteksiyon veya algılama limiti altında olan numunelere, deteksiyon limiti daha düşük konsantrasyonlar atanmıştır. Bu işlem, verileri etkin bir şekilde işlemek için belirli bir dikkatle yapılmıştır.

- Bu varsayıma dayalı olarak algılama limiti altındaki değerli metal konsantrasyonları tayin edilmiştir: Belirli bir oluşumdaki (Çandır ve Karadere) numunelerden biri (örneğin SoÇ) değerli bir metal türü (örneğin Pt) içeriyorsa, diğer numune türü bu oluşumdan dolayı algılama limiti altında aynı değerli metali içerebilir. 0,2 ppb'lik bir deteksiyon limite sahip Au için, konsantrasyonları deteksiyon limitinin altında olan numunelere 0,15 ppb'lik varsayılan bir değer belirlenmiştir. 2 ppb algılama limite sahip Pt ve Ag için, saptanabilir konsantrasyonlardan daha azı için 1,5 ppb değerleri belirlenmiştir. 5 ppb algılama limitli Hg için 3,75 değeri belirlenmiştir. 1 ppb algılama limiti ile 0,75 ppb konsantrasyon değeri belirlenmiştir. Ancak, bir formasyondan hiçbir numunenin değerli bir metal için deteksiyon limitinin üzerinde konsantrasyonlar içermediği durumlarda, o formasyondan kalan numune tiplerine 0 ppb değeri belirlenmiştir. Örneğin. Alakırçay'dan alınan bazalt numunesi Re içermemiştir, tüm bazalt numunelerinin yanı sıra Alakırçay formasyonundan alınan toprak numunelerine 0 ppb konsantrasyon değeri belirlenmiştir.

3.5. Tez Yazımı

Arazi ve laboratuvar çalışmaları bittikten, veri analizleri ve yorumlamalar sonuçlandırıldıktan sonra, doktora tezi yazılmıştır.

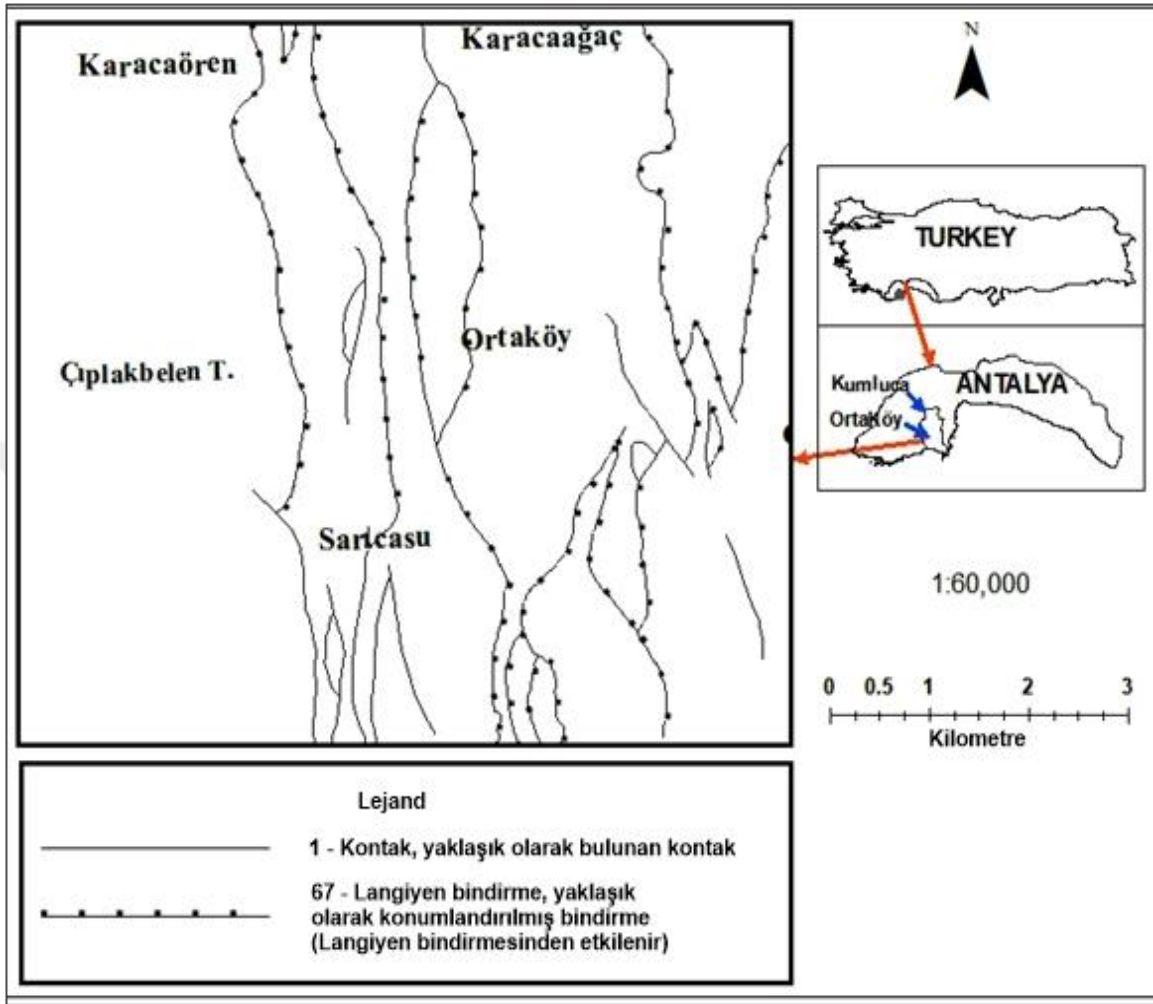
4. BULGULAR

4.1. Çalışma Alanının Jeolojisi Ortaköy Formasyonu (Gödene Zonu)

Çalışma alanı olan Ortaköy (Kumluca), Ege-Kıbrıs Yayı ile Helenik Yayı'nın birleştiği, Isparta Dirseği'ndeki Antalya Karmaşığı'nın güneybatı kesiminde yer almaktadır. Akdeniz'in günümüz konumu, köyün yaklaşık 15 km güneyi ve 20 km doğusunda yer almaktadır. Antalya karmaşığının ortasındaki bu lokasyon ve iki önemli aktif olmayan volkan zinciri, araziye jeolojik ve mineralojik araştırma açısından oldukça önemli kılmaktadır.

Jeolojik haritaların incelenmesiyle elde edilen bilgilere bakılarak (incelenen yayınlarda belirtilmemiş olsa da), Ortaköy, Antalya Karmaşığı'nın güneybatı kısmında bulunan Gödene Zonu içerisinde yer almaktadır. Bu zon, mafik, ultramafik ve bunlarla yapısal olarak ilişkili sedimanlardan oluşan çeşitli kayaç biriminden meydana gelmektedir. Bu kayaçlar şu şekilde sıralanabilir: Ofiyolitik kayaçlar (genellikle serpantinitle), derin deniz sedimanları, sıg deniz kireçtaşları, sub-alkalin yastık bazaltları, iri taneli silisiklastik türbiditler ve nadir görülen kuvarslı konglomeralar. Tüm bu veriler, kıta kenar kökenine işaret etmektedir. Sığ deniz kireçtaşı birliği, karbonatların bir araya geldiği, rift kıtasal bloğu (rift kenarı bitişiği veya okyanusal kabuk yakınında oluşan) şeklinde yorumlanabilir (Robertson ve Waldron 1990).

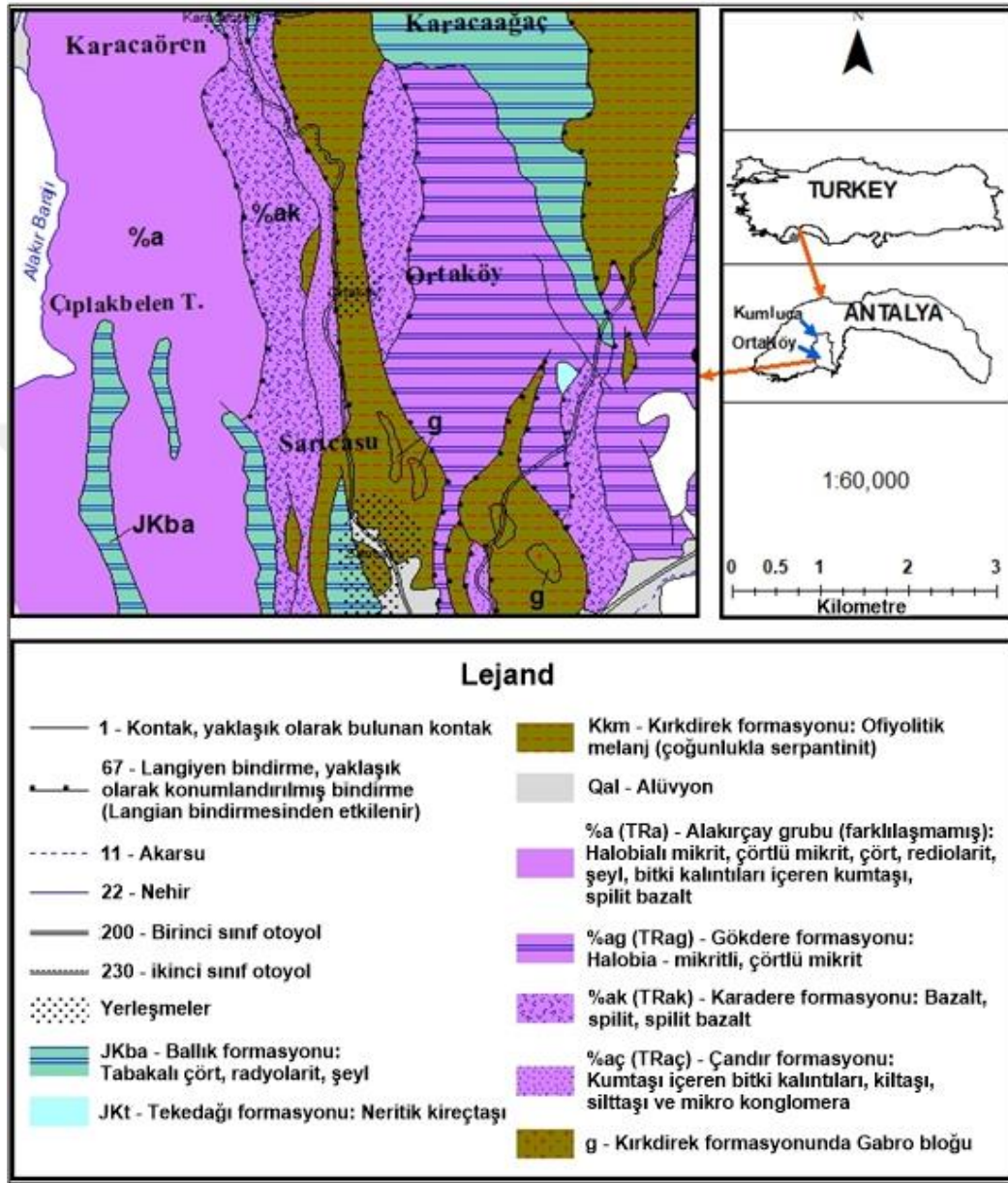
Bölgeden üç fay ve iki devamsız doğu yönlü fay geçmekte olup her birinin konumu K-G yönlüdür. İki batı yönlü fay Ortaköy'den geçerek birbirleriyle köyün kuzeyi ve güneyinde karşılaşmaktadır. Köyden geçen doğu yönlü fay, devamsız faylardan biriyle köyün kuzeyinde diğeriyle ise köyün güneyinde karşılaşmaktadır (Şekil 4.1). Çalışma alanı, jeolojik zamanlara göre, Orta Anadolu'nun Batı Kısımını kaplayan Ege denizinin kıyılarında veya yakınlarında yer almaktadır (Bozkurt 2001; Koçyiğit 1996). Bunun kanıtı, yakın bir kıtasal kökene işaret ettiği düşünülen silisiklastik türbiditler ve nadir kuvars konglomeraları ve bölgedeki sıg su kireçtaşları ile ilişkilendirilebilir.



Şekil 4.1. Ortaköy Çalışma Alanı'nın fay haritası (Şenel vd. 1997'den hazırlanmıştır)

Bölgenin yayınlanmamış jeolojik haritalarına göre (mta.gov.tr) çalışılmış bölge, altı (6) adet farklı jeolojik formasyondan oluşmaktadır (Şekil 4.2). Bunlar:

- 1 Kırkdirek Formasyonu: ofiyolitik melanjdan (çoğunlukla serpantin) oluşmaktadır.
- 2 Ballık Formasyonu: tabakalı çörtler, radyolarit ve şeyllerden oluşmaktadır.
- 3 Alakırçay Grubu: Halobia mikritleri, mikritik çörtler, çörtler, radyolaritler, şeyl, bitki parçaları içeren kumtaşı, split bazaltları içermektedir.
- 4 Gökdere Formasyonu: Halobial içeren mikritler ve çörtlü mikritler içermektedir.
- 5 Çandır Formasyonu: Bitki kalıntıları içeren kumtaşları, kilaşları, silttaşları ve mikrokonglomeralardan oluşmaktadır.
- 6 Karadere Formasyonu: bazalt, split ve splitik bazaltlardan oluşmaktadır.



Şekil 4.2. Çalışma alanının jeolojik haritası (Şenel vd. 1997'den hazırlanmıştır)

Robertson ve Woodcock (1981)'e göre, Gödene Zonu içerisinde gözlenen gabro volkanik kayalar, yarı paralel diyabaz daykları ile karakterize edilmektedir. Serpantinleşmiş ultramafik kayalarla birlikte az miktarlarda lertzolit, verlit ve harzburgit gözlenmektedir (Yılmaz 1978). Tektonik dokanıklarda çeşitli serpantinit levhalarının yanı sıra, az miktarlarda amfibolit ve metasedimanlar tespit edilmiştir. Ayrıca Gödene zonunda, yeşilşist ve zeolitin metamorfik altbölümü gözlenmektedir. Bu birimler, Thompson ve Melson (1972) tarafından hidrotermal sıvılar ile deniz tabanının metamorfizması; Juteau

(1975) tarafından ise spilitik magmanın değişimiyle ile oluştuğu ifade edilmiştir. Zeolit fasiyesi, masif yastık yapılar ve sütunlu-eklemlili akışlar içermektedir. Serpantinit ve zeolitlerin varlığı bölgede hidrotermal çözelti ile alterasyon varlığına işaret etmektedir (hidrotermal metamorfizma).

Gökdere Formasyonu'nda çörtlere yerine geçen ve Sivridağ masifine yakın oluşan Kalsedonik kuvarların varlığı (Robertson ve Woodcock 1981) geçmişte bir hidrotermal aktivitenin gerçekleştiğine işaret etmektedir. Kalsedon, hidrotermal ve katı silikanın orta sıcaklık ve basınç altında değişmesiyle oluşmaktadır (White ve Corwin 1961). Hidrotermal sıvıdan doğrudan çökmemesi gerçeği, hidrotermal alterasyona işaret etmektedir.

Çalışma alanında üç kayaç tipi (sedimanter, volkanik ve metamorfik) gözlenmektedir. Diğer bölgelerde, istenen yaş aralığına karşılık gelen kayaçlar, diğer elementlerle ilişkili dağınık altın cevherleşmesi göstermiştir. Makedonya-Alsar'daki Triyas yaşlı Karbonat kayaçları dağınık Au içerdiği belirlenmiştir (Percival ve Radtke 1994).

Çalışma alanının içerisindeki dört farklı jeolojik oluşumundan toplanan örnekler Çizelge 4.1'de sunulmuştur. Bu çizelgede, örneklerin formasyon açıklaması ve kod numarası yer almaktadır. Şekil 4.3'te çalışma alanı içerisinde gözlenen jeolojik oluşum ve kayaç türlerinin arazi fotoğrafları yer almaktadır.

Karadere formasyonu içinde diğerlerinden farklı fay gözlenmiştir (Şekil 4.3a, b). Bu fay, felsik fay kayacı ve mafik temel bazalttır. Bunlar olası tektonik bozulmayı gösterir. Bu durum bazalt kayaçlarının birikimini ifade eder. Bazaltların kırılması ve hidrotermal sıvının burada katılaşmasıyla kırılmaya zorlamasına neden olmuştur.

Katran Çayı'nın (Katran deresi) kıyılarında, mikritik kireçtaşı oluşumlarının üzerinde, oldukça ayrılmış ve yuvarlak bazaltik çakıltısı ve kayaç parçaları bulunmuştur. Bazalt kökenli bu çakıltısı ve kayaç parçaları Karadere formasyonundan bugünkü bulunan yerlerine taşınmış ve ilk bazaltik kayaç oluşumunun kırılmasına neden olan, tektonik olay tarafından başlatılmış olabileceği ön görülmektedir.

Çalışma alanının (Gödene Caddesi) güney kesimi boyunca yer alan serpantinitler yeşilimsi renkli olup, morumsu bir renklenmenin yanı sıra küçük siyah noktalar da gözlenmiştir (Şekil 4.3k). Morumsu renk, stichtite varlığını gösterebilir. Stichtit, krom ve magnezyumun hidratlı karbonat-hidroksitleridir. (Ashwal ve Cairncross 1997). Stiktit, genellikle kromla zenginleştirilmiş serpantinitlerde oluşur. Hidrotermal sıvı, kromit ile reaksiyona girdiğinde antigorit, kromit ve barbertonit ile birlikte serpantinit oluşturur.

Çandır formasyonunun melanj zonu, geniş bir tepe içinde mikritik, silttaşı, kumtaşı ve çamurtaşı çakılları, bazı alanlarda regolit ve toprakla karışık serpantinitleri içermektedir ve bitki örtüsüyle kaplıdır (Şekil 4.3i). Bu kayaç malzemesi, muhtemelen başlangıç noktasından gravite ile taşınmıştır. İnceleme alanı, farklı kayaç oluşumlarını parçalayan ve taşıma sürecinde onları karıştıran, yoğun bir tektonik bozulmanın varlığına işaret ettiği düşünülmektedir.

Çizelge 4.1. Analiz edilen örneklerin açıklaması

Örnekler	Formasyon	Örnek Açıklaması
BA7	Alakırçay	Kayaç; Yastık şekilli bazaltlar, ayrıışmış ve plajiyoklas içerir
BA23D	Alakırçay	Kayaç; Yastık şekilli bazaltlar, ayrıışmış ve plajiyoklas içerir
BK4B	Karadere	Kayaç; spilit bazalt, çok ayrıışmış ve plajiyoklaz damarlı içerir
BK6A	Karadere	Kayaç; spilit bazalt, çok ayrıışmış ve damar benzeri yapılarda plajiyoklas içerir
BK14B	Karadere	Kayaç; spilit bazalt, çok ayrıışmış ve plajiyoklaz damarlı içerir
DzA9	Alakırçay	Diyabaz kayaç, ince taneli piroksen kristalleri ve plajiyoklas içerir
GrA15	Alakırçay	Ganitoyid, ince taneli kuvars ve plajiyoklas içerir
PKI1D	Kirkdirek	Serpantinitler, kaygan his, mavimsi-yeşilimsi, olivin, kristaller ve az oranda plajiyoklas içerir
PKI2B	Kirkdirek	Serpantinitler, kaygan his, mavimsi-yeşilimsi, olivin, kristaller ve az oranda plajiyoklas içerir
PKI7	Kirkdirek	Serpantinitler, kaygan his, mavimsi-yeşilimsi, olivin, kristaller ve az oranda plajiyoklas içerir
PKI9	Kirkdirek	Serpantinitler, kaygan his, mavimsi-yeşilimsi, olivin, kristaller ve az oranda plajiyoklas içerir
YÇ6B	Çandır	Kil, Fe-oksit ve toprak karbonatı gösterir
YK9A	Karadere	Çamurtaşı
YÇ2B	Çandır	Metamorfizma çamurtaşı, Fe-oksiti ve mika pulları içerir
SÇ4	Çandır	Silttaşı
SÇ10	Çandır	Silttaşı
SK11B	Karadere	Tabakalı silttaşı ile karbonatlı çimento
SÇKI5C	Karadere	Lamineli silttaşı
SoA3B	Alakırçay	Toprak
SoA24B	Alakırçay	Toprak
SoÇ	Çandır	Toprak
SoÇ9	Çandır	Toprak
SoÇ13B	Çandır	Toprak
SoK9	Karadere	Toprak
SoK17	Karadere	Toprak
So1A	—	Toprak
STM 2	—	Akarsu sedimanteri
STM B	—	Akarsu sedimanteri
STM F	—	Akarsu sedimanteri
STM K	—	Akarsu sedimanteri
DSTM 3	—	Kurumuş akarsu yataklarından toplanan tortular



Şekil 4.3. İnceleme alanında gözlemlenen jeolojik özelliklerin fotoğrafı

	
(e) Bir yoğun ayrışmalı spilitik bazalt yüzeylemesinin görünümü	(f) Bitki örtüsüyle kaplı oldukça yoğun ayrışmalı bazalt kayaları yüzeylemesinin görünümü
	
(g) Yoğun ayrılmış bazalt kaya oluşumu	(h) Alkircay formasyonunun masif ve hafif ayrılmış bazaltları
	
(i) Çandır formasyonu içindeki bir tepenin regolit, kumtaşı, mikrit, silttaşı, mikrokonglomera ve kilttaşlarından oluşan melanj gösteren dikey kesiti.	(j) Çandır formasyonu içindeki masif kiltası oluşumunu gösteren fotoğraf

Şekil 4.3'ün devamı



(k) Gödene zonunun güneyinde açığa çıkan morumsu yeşil serpantinit

(ı) Yoğun ayrışmalı serpantinit ve tortul kaya oluşumu



(m) Plastik bir kürek kullanarak dere tortusunun örneklenmesi.

(n) Çakıl ve kayalar içeren kuru dere yatağı.

Şekil 4.3'ün devamı

4.2. Mineraloji ve Petrografi

Bu çalışmada, farklı örneklenen ortamlardan toplam 20 temsili örnek mineralojik özellikleri için analiz edilmiştir.

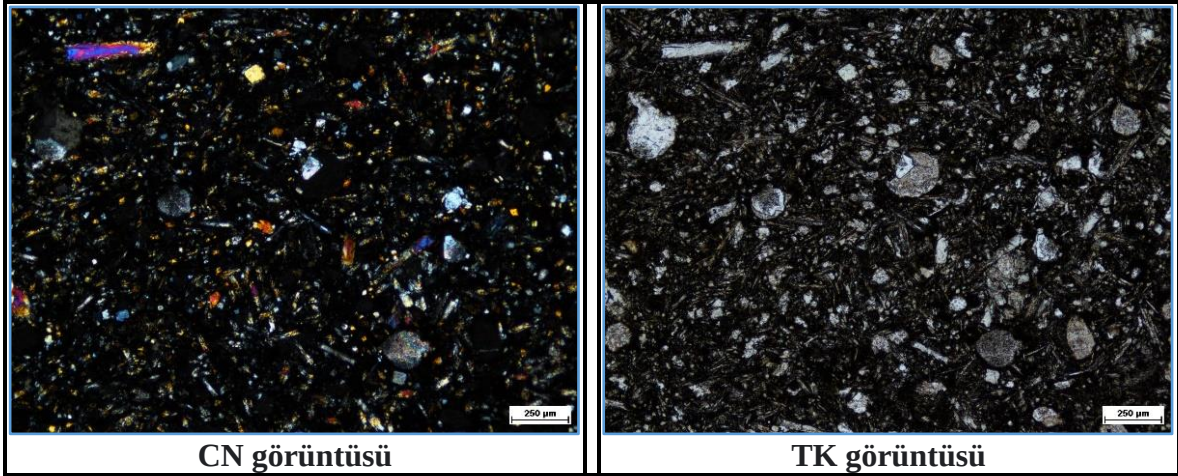
4.2.1. Bazalt örnekleri

Mineral içerikleri için BA7, BA23D, BK4B, BK14B, DzA9 ve GrA15 numaralı altı bazalt numunesi üzerinde X-ışını Kırınım Analizi yapılmıştır. Numunelerin dördü Alakır Çayı Formasyonundan, ikisi ise Karadere Formasyonundan toplanmıştır. Alakır Çayı

Formasyonu'ndan alınan dört numunede diyabaz veya mikrogabro ile granodiyorit numunesi bulunmaktadır. Bu kayada granodiyorit için gözlenen yaygın mineraller analsim-C $[\text{Na}(\text{Si}_2\text{Al})\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}]$, ojit, Al bakımından zengin $[\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$, florapofillit $[\text{KCa}_4\text{Si}_8\text{O}_{20}\text{F} \cdot 8\text{H}_2\text{O}]$, ojit $[\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6]$, klinopiroksen Ti-Al bakımından zengin $[\text{NR}]$ $[\text{Ca}(\text{Ti}, \text{Mg}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$, muskovit-1M, syn $[\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH})_2]$, muskovit-2M1, V bakımından zengin $[\text{K}(\text{Al}, \text{V})_2(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$, montmorillonit-15A $[\text{Ca}_{0.2}(\text{Al}, \text{Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}]$, kalsit $[\text{CaCO}_3]$, arfvedsonit $[(\text{Na}, \text{K})_{2.6}(\text{Fe}^{+2})_4\text{Fe}^{+3}(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$, cummingtonit $[(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$.

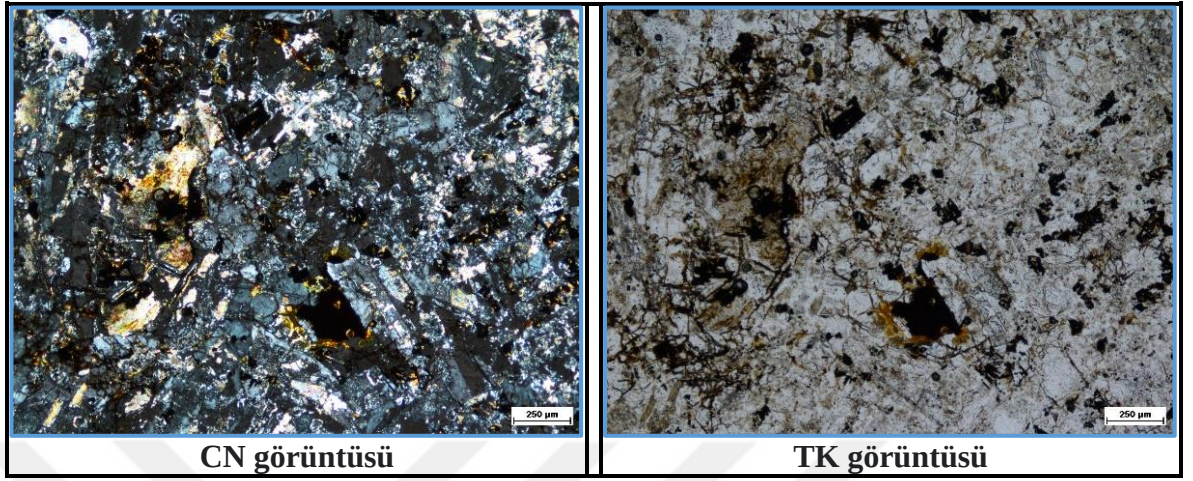
Granodiyorit örneklerinde daha çok amfibol grubu mineraller mevcuttur. Bunlar şu mineralleri içerir: Ferro-aktinolit, Riebeckit, Ferro-pargazit ve Magnesio-hornblend Fe bakımından zengin, düzensiz syn Albit (Ca bakımından zengin), Anortit (Na bakımından zengin) ve kuvars de mevcuttur.

Örneklerden dördünün mineroloji ve yapısı petrografi mikroskobu altında incelenmesi sonucunda (Şekil 4.4a, b, c, d, e). Gözlenen yaygın mineraller analsim, ojit, amfibol (hornblend), kalsit, plajiyoklaz, kuvars mineralleridir. (kaba kuvars, Lifli kalsedon). İncelenen örneklerden ikisinin ekstrüzyon dokusuna (BA7 ve BA23D) ve diğer ikisinin intruzif dokuya (GrA15 ve DzA9) sahip olduğu görüldü. Ekstrüzyon benzeri örnekler, Intersertral, mikrolitik-hyaloporfirik ve mikrolitik porfirik hyalopilitik tipte dokular göstermiştir. İntruzif magmatik örnekler, yarı-ofitik ve granüler-porfirik dokular göstermiştir.

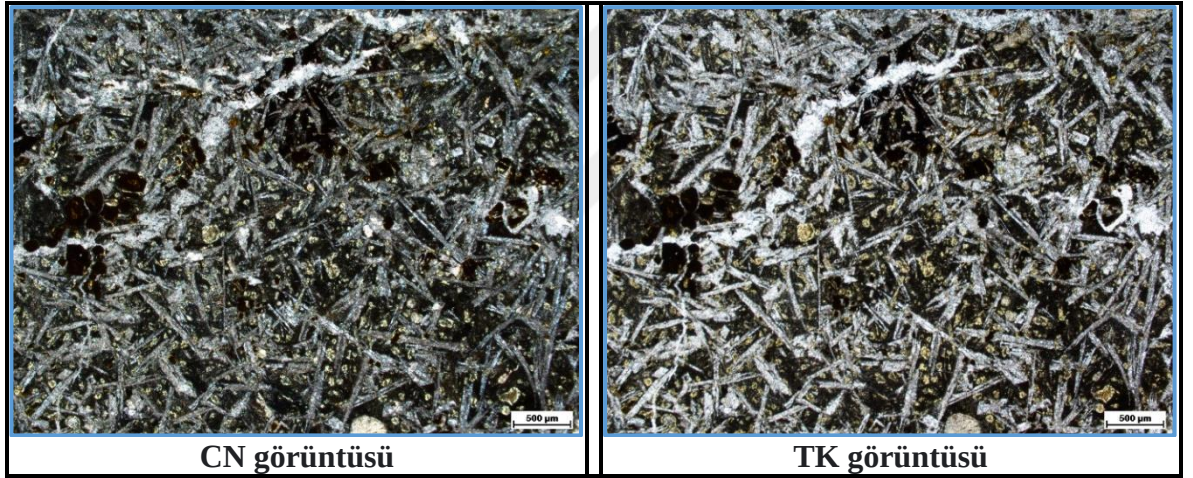


(a) Numune BA7

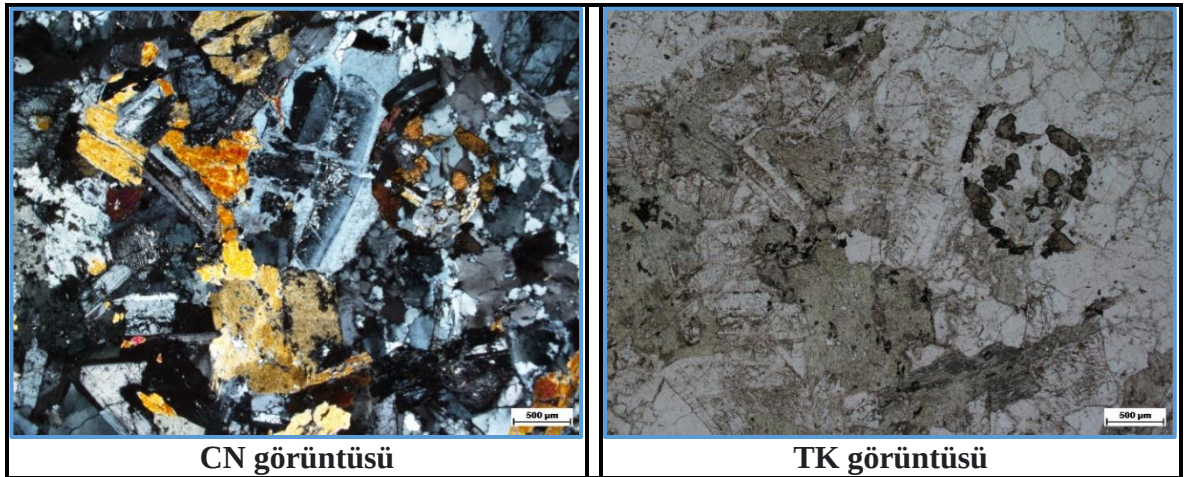
Şekil 4.4. Mineralleri ve dokuları gösteren Bazalt örneklerinin petrografik görüntüleri (sırasıyla CN ve TK): **a)** Numune BA7; **b)** Numune DzA9; **c)** Numune BK14B; **d)** Numune GrA15; ve **e)** Numune BA23D



(b) numune DzA9

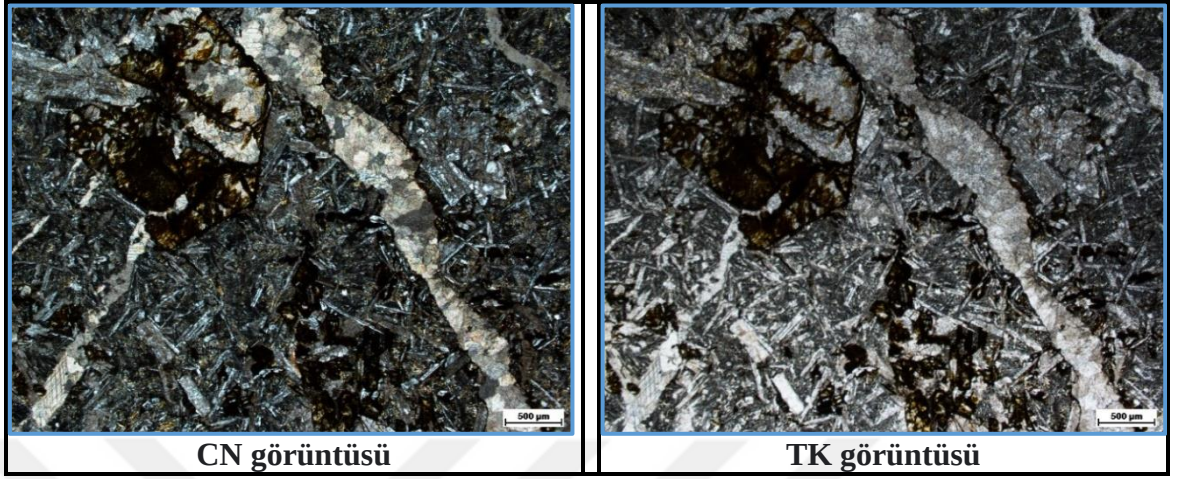


(c) Numune BK14B



(d) Numune GrA15

Şekil 4.4'ün devamı



(e) Numune BA23D

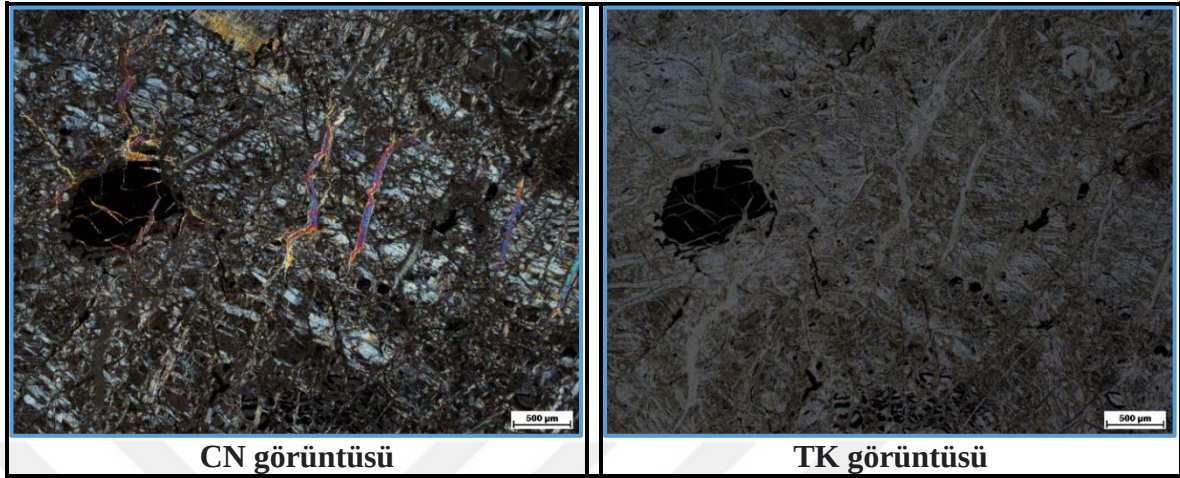
Şekil 4.4'ün devamı

4.2.2. Serpantinit örnekleri

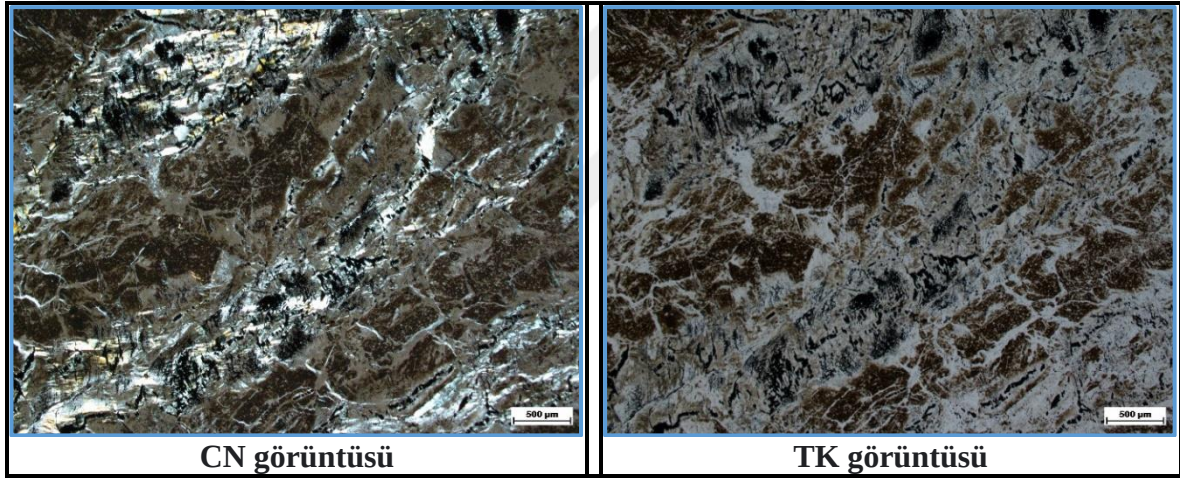
İki serpantinit numunesi mineralojileri açısından analiz edilmiştir. Gözlenen mineraller Lizardit-1T $[(Mg,Al)_3[(Si,Fe)_2O_5](OH)_4]$, klinokrisotil-2Mc1 $[Mg_3[Si_{2-x}O_5](OH)_{4-4x}]$, Antigorit-6.86M $[Mg_{3-x}[Si_2O_5](OH)_{4-2x}]$, Kromit, syn $[Fe^{+2}Cr_2O_4]$.

Antigorit – Serpantinlerin yüksek basınçlı polimorfudur ve yaygın olarak metamorfik serpantinitlerde bulunur.

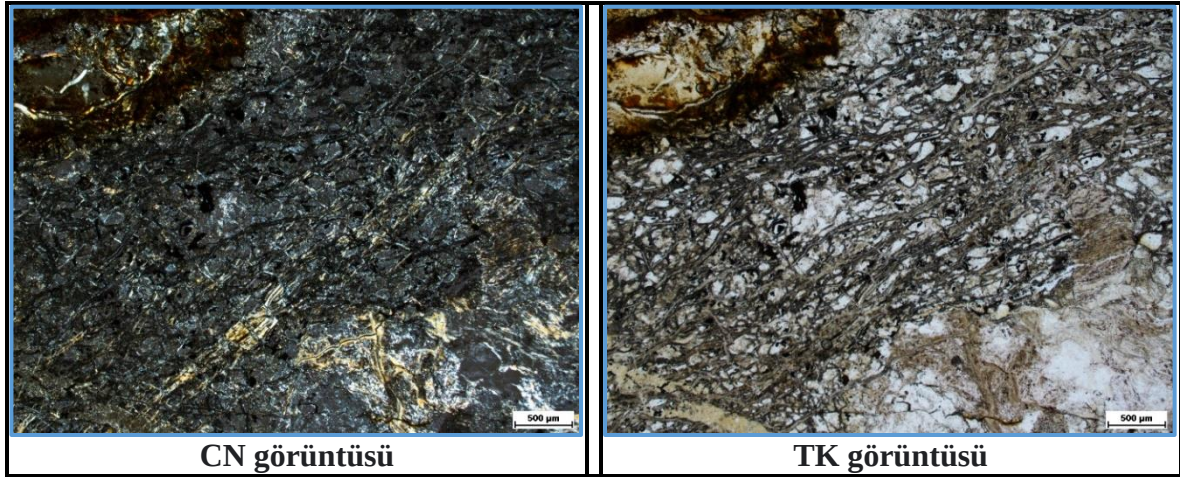
Petrografik incelemeler serpantinit örneklerinin, düşük tenörlü kromit cevheri içeren elek ve yarı elek dokularında olduğunu göstermiştir. XRD ile tespit edilen lizardit, kromit ve antigorit mineralleri de klomolrizotil ve krizotil minerallerinin ilavesi ile petrografik analizlerde gözlenmiştir. Kromit en çok dispersiyonlar halinde meydana gelmiştir. Serpantinitler içinde yer yer olivinler mevcuttur (Şekil 4.5a, b, c).



(a) Numune KIR 1D



(b) Numune KIR 4B

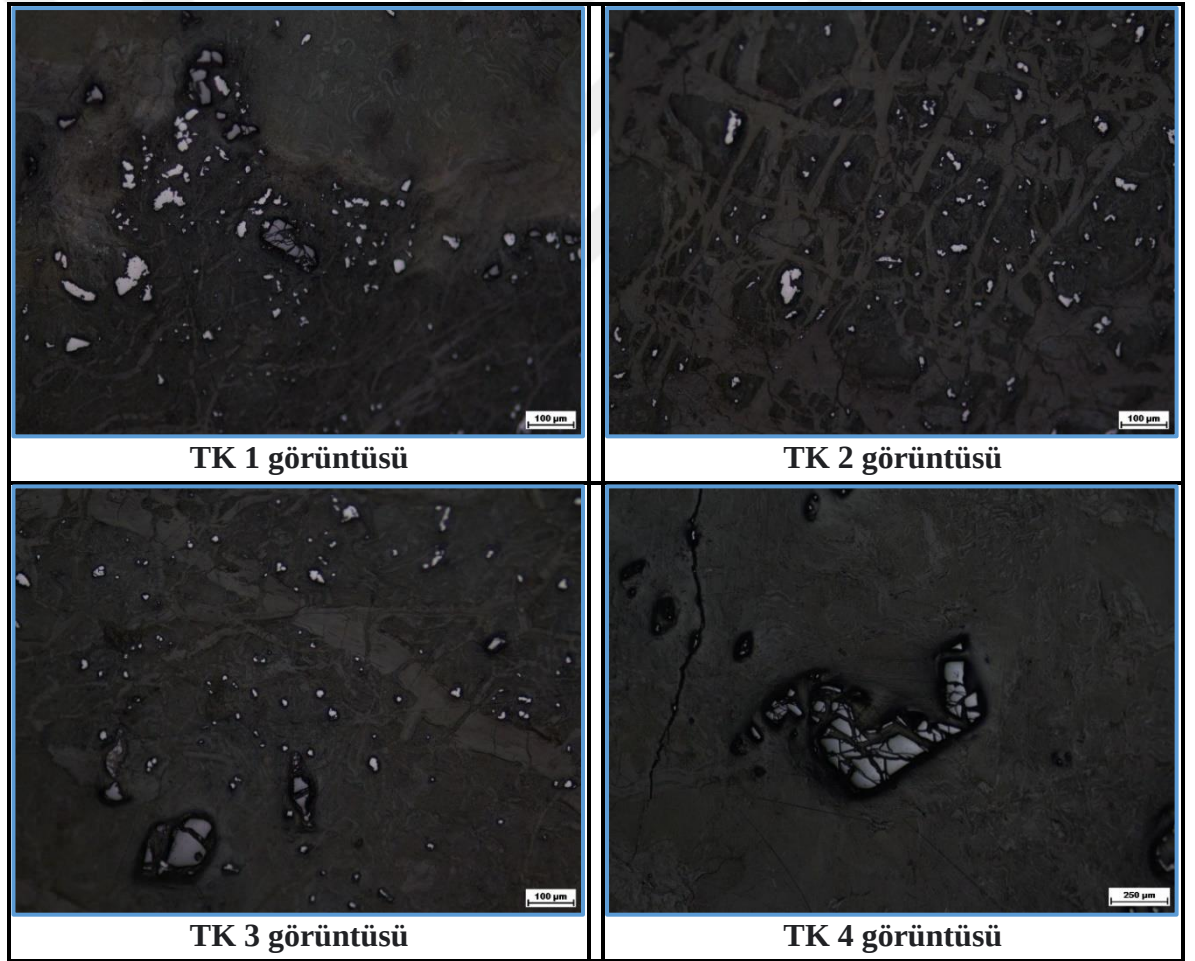


(c) Numune KIR 9

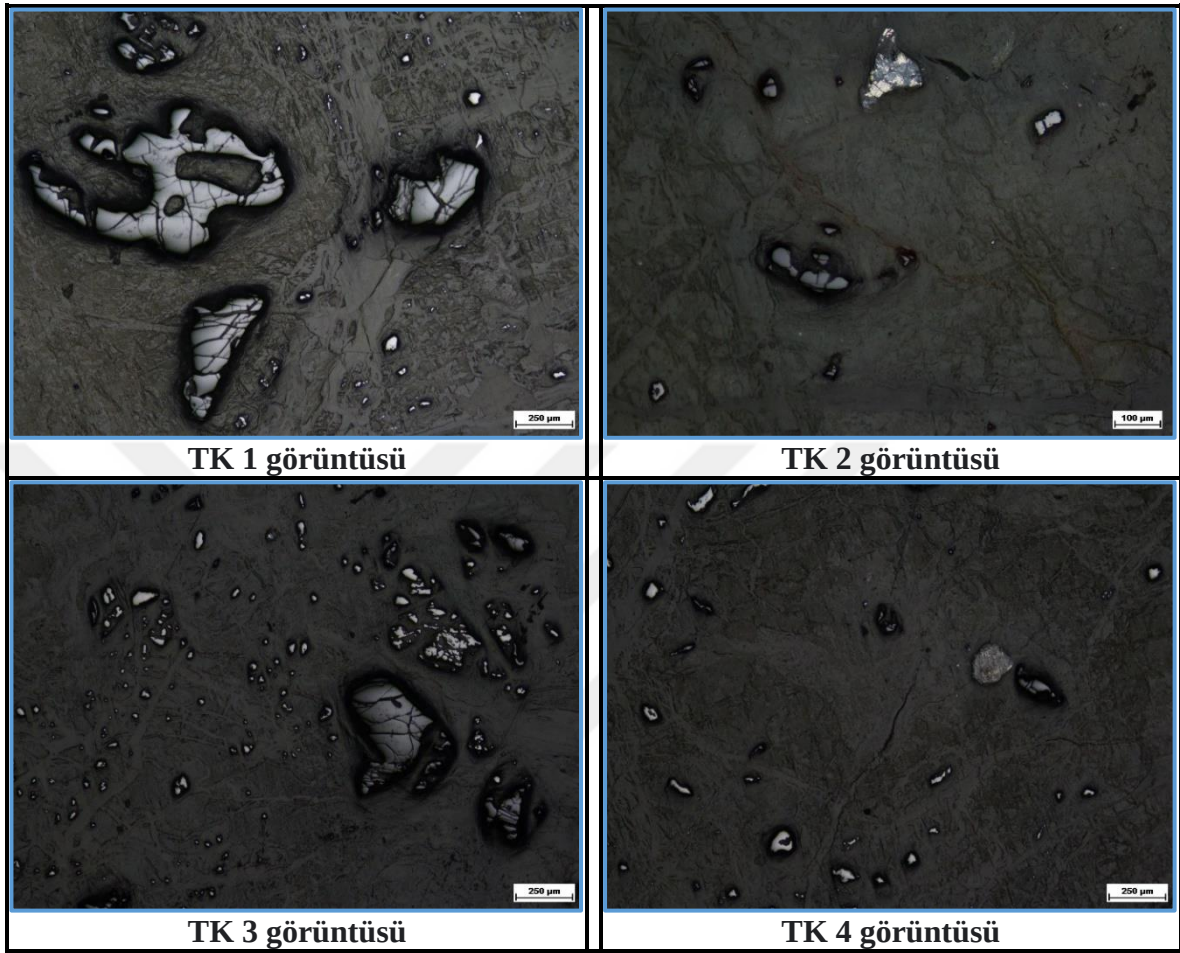
Şekil 4.5. Mineralleri ve dokuları gösteren serpantin örneklerinin petrografik görüntüleri (sırasıyla CN ve TK), **a)** Numune KIR 1D; **b)** Numune KIR 4B; ve **c)** Numune KIR 9

Parlak kesit analizi, iki numune PKI-4B ve PKI-9 üzerinde yapıldı (Şekil 4.6a, b).

- PKI-9, PKI-4B, serpantinitik matriste her ikisi de kapanım içermeyen kromit ve manyetit dağılımı göstermiştir. 4 fotoğrafta kromit, koyu ve iri taneler halinde, manyetit ise elek dokusundadır. Düşük tenörlü kromit-manyezit cevheri olarak kabul edilebilir.
- PKI-9, düşük dereceli kromit cevheri, manyezit ve çok az sayıda kısmen veya tamamen dönüştürülmüş, piritlerle doldurulmuş, manyezit damarları tarafından kesilmiş serpantinitik matris göstermiştir. 3 fotoğrafta kayanın elek dokusunda ve dağınık dokusunda Manyetit, ilmenit, kısmen ankrajlı pirit oluşmuştur.



Şekil 4.6. a) KIR 4B (TK 1, 2, 3 ve 4) numunesinin parlak kesit görüntüleri



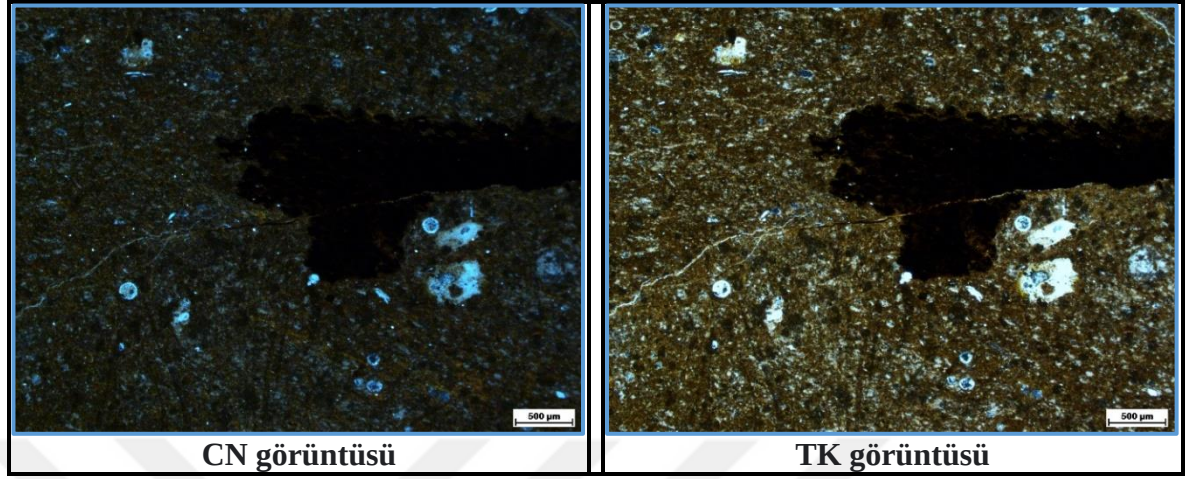
Şekil 4.6. b) KIR 9 numunesinin (TK 1, 2, 3 ve 4) parlak kesit görüntüleri

4.2.3. Kil mineralojisi ve petrografi

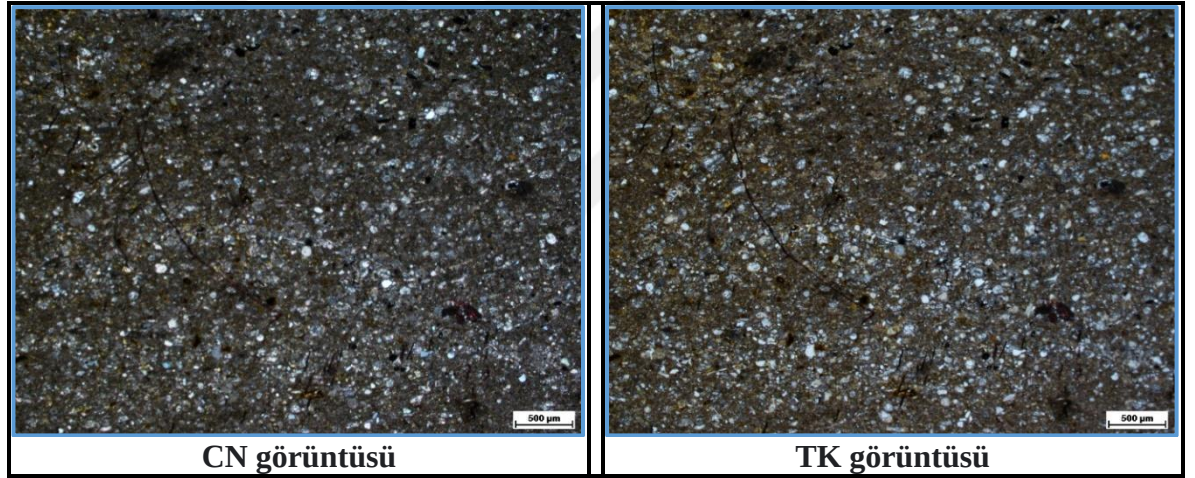
Kiltaşları genel olarak Fe-oksiitçe zengin olup, bazıları fosil, çamurtaşı ardalıması ve karbonat sementasyonu içermektedir.

XRD teknikleri kullanılarak mineralojileri açısından incelenen iki kil numunesi, yaygın mineral oluşumunu ortaya koyan kuvars, kalsit, muskovit-2M1,V-Ba-zengin, montmorillonit-18A, montmorillonit-15A'dır. YC2B örneğinde kaolinit-montmorillonit ve hematit syn varlığı, YC6B örneğinde klinoklor-1M1lb Fe bakımından zengin gözlenmiştir.

Kiltaşlarının petrografik incelemeleri, laminalı ile zayıf laminalı mikritik dokuyu göstermiştir. Gözlenen yaygın mineraller arasında kuvars, kalsit, serisit, Fe-oksiit ve kil mineralleri montmorillonit bulunur. Kilttaşları, Fe-oksiit matrisinde iri kuvars kristalin ve silika dolgu çatlakları ile kuvars bakımından zengindir. Opal gözlenmiştir (Şekil 4.7a, b).



(a) Numune YÇ2B



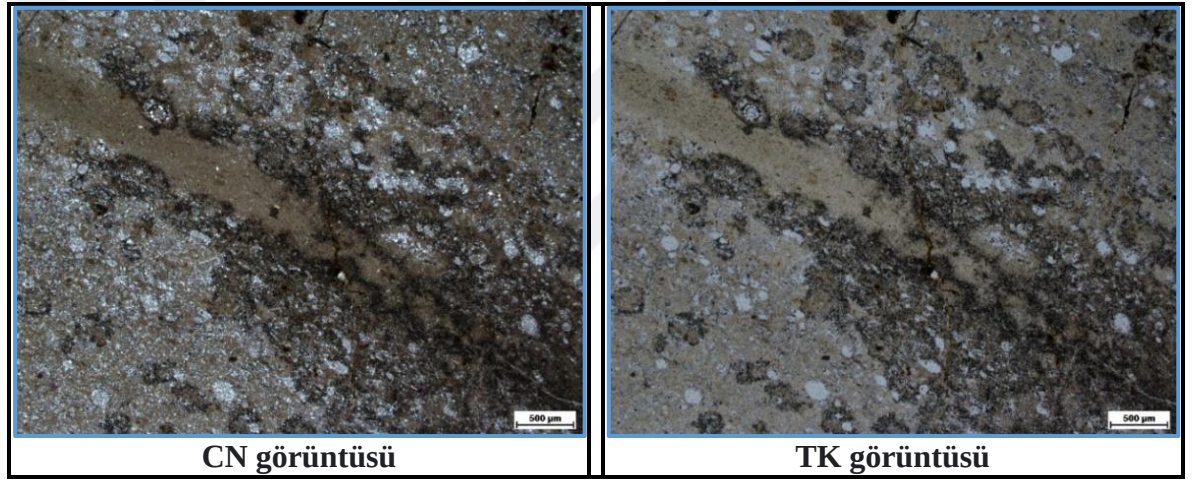
(b) Numune YÇ6B

Şekil 4.6. a) YÇ2B numunesi ve b) YÇ6B numunesi için mineral dokuları gösteren kıltaşı numunelerinin petrografik görüntüleri (CN ve TK)

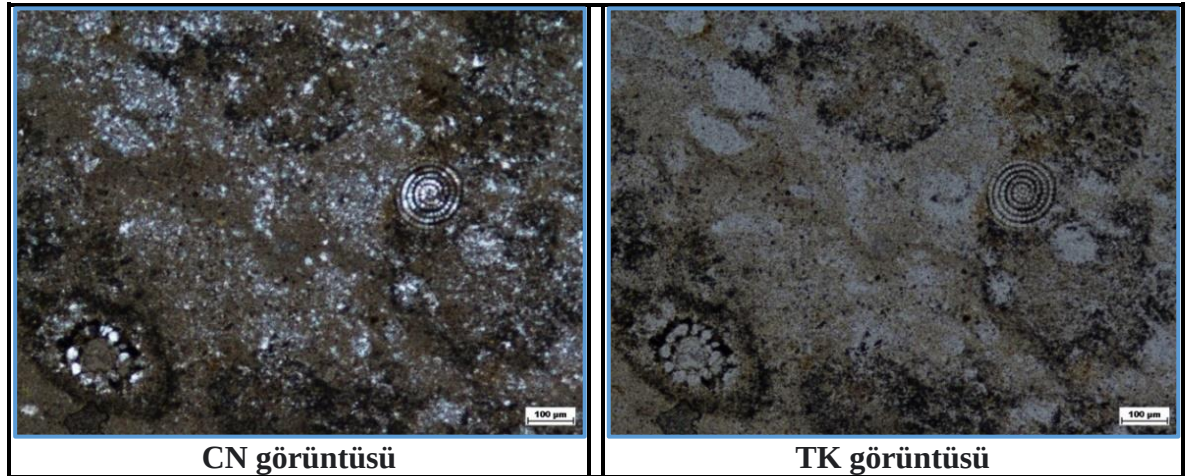
4.2.4. Silttaşları mineralojisi ve petrografisi

Mineralojileri için XRD tekniği ile analiz edilen dört silttaşı numunesi, numuneler içinde yaygın mineral olarak kuvars syn, kalsit, Muskovit 2M1 ve Montmorillonit-15A'yı ortaya çıkarmıştır. Karadere Formasyonundan silttaşı, önceki üç listenin yanında Albit Ca'ca zengin sıralı ve Kaolinit-Montmorillonit içermektedir. Silttaşlarının petrografik çalışmaları, karbonat matriski, çimentolaşmalar ve pisolitik betonlarla ortak bir paralel laminasyon dokusu göstermiştir. Bu tortul materyallerin karbonatça zengin ortamlarda çökeldiğini veya tortulların ana kaynağının karbonatlı materyaller olduğunu göstermektedir. Mikroskop altında bolluk sırasına göre gözlenen yaygın mineral oluşumları içerir: kuvars, kil mineralleri, serisit (muskovit) ve kalsit. Klorit, dolomit ve hematit sırasıyla sadece iki ve bir numunede gözlenmiştir (Şekil 4.8a, b, c, d, e).

- SÇ4, Opal (Fe-oksit) ile doldurulmuş, sivri uçlu kırıklı, zayıf katmanlı fosilli silttaşı.
- SÇ7C, Pisolitler, karbonat matrisi ve kalsit dolgu çatlak damarı ve eriyik boşluğundan oluşan lamine olmayan ve nispeten kompakt silttaşı.
- SÇ13A, ince taneli kompakt silttaşı, çamurtaşı dönüşümlü ve çok az veya hiç gözeneksiz.
- SÇKI5C, laminalar arasında oluşan demir oksit (hematit) ile laminayı kesen damarlar hematit ile doldurularak düşük gözenekli hale getirilmiştir.
- SK11B, Kalsit matris içinde ve boşluk dolguları olarak meydana gelen sparitik kil oluşturmaya karbonat çimentolu silttaşı.

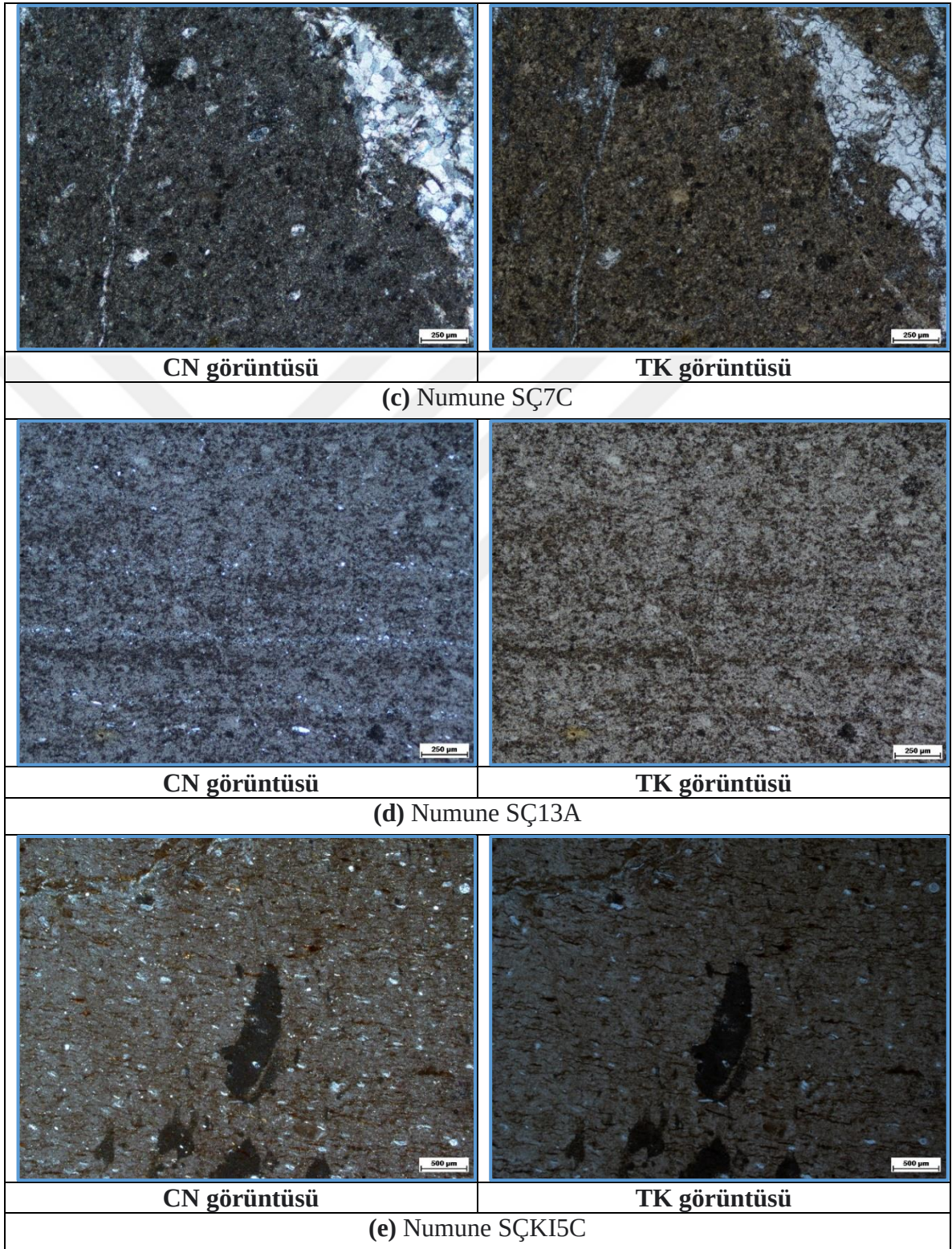


(a) Numune SÇ4



(b) Numune SÇ4 – fosilli

Şekil 4.7. Örnekler için mineralleri ve dokuları gösteren kiltası örneklerinin petrografik görüntüleri (CN ve TK), **a)** Numune SÇ4; **b)** Numune SÇ4 fosilli; **c)** Numune SÇ7C; **d)** Numune SÇ13A; ve **e)** Numune SÇKI5C



Şekil 4.8'in devamı

4.2.5. Akarsu sedimentleri

Altı adet dere tortu örneğinin mineralojik çalışmaları: kuvars, syn $[\text{SiO}_2]$, muskovit-3T $[(\text{K},\text{Na})(\text{Al},\text{Mg},\text{Fe})_2(\text{Si}3.1\text{Al}_{0.9})\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$, kalsit varlığını ortaya çıkardı. $[\text{CaCO}_3]$, kaolinit-1A $[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4]$, klinoklor-1Mllb, Fe açısından zengin $[(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})_6(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8]$ gözlenir.

4.3. Örnek İçeriğın İstatistiksel Değerlendirmesi

Numunelerin jeokimyasal analizleri ve istatistiksel özetleri ektaki Çizelge 8.1'de sunulmaktadır. Değerli metal prospeksiyonunda, maden yataklarının elementel birleşimine ve bunlarla ilişkili iz elementlere odaklanılmıştır. Bu eser elementler şunları içerir: Au, Pt, Re, Ag, Hg, Co, Ni, Cu, As, Sr, W, Te, Sb, Se ve S. Sunulan konsantrasyonlar, ana element oksit (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , TiO_2 , K_2O , Na_2O , SO_3 , P_2O_5), değerleri yüzde (%) olarak verilmiştir. Değerli metaller (Au, Re, Pt, Ag ve Hg) için milyarda bir birim (ppb) ve eser elementler için milyonda bir birim (ppm) kullanılmıştır.

4.3.1. Spilitik bazaltlar

Bazaltik numunelerde tespit edilen değerli metaller ve ortalamaları Au (0.36 ppb), Pt (0.93 ppb), Ag (6.86 ppb) ve Hg (4.09 ppb) idi. Ortalama bolluk > 5 ppm sırasına göre, bazaltlarda tanımlanan değerli metal mineralizasyonu ile ilgili elementler Ni (156.4), Sr (122.9), Cu (57.9), Co (57.0), W (13.54), As (5.33) idi.), Se (0,26), Sb (0,23) ve Te (0,02) şeklindedir. Numunelerdeki kükürt konsantrasyonu deteksiyon limiti altındadır (Çizelge 8.2).

Bazaltların ana element içeriği çoğunlukla SiO_2 (%44.36) olup, ardından Al_2O_3 (%8.31), CaO (%7.46) ve Fe_2O_3 (%5.52) gelmektedir.

4.3.2. Serpantinit kayaçları

Serpantinitlerin dört kaya örneği içerikleri açısından analiz edilmiştir. Au (0.61 ppb), Pt (7.25 ppb), Ag (18.88 ppb) ve Hg (4.31 ppb) ortalama bolluğunda değerli metaller meydana gelmiştir. ilgili eser metaller, aşağıdaki gibi ortalama bolluklarda (ppm) meydana gelmiştir: Ni (2134.7), Sr (2.20), Cu (10.4), Co (112.5), W (0.78), As (0.65), Se (n/a)), Sb (0.03) ve Te (n/a) (Çizelge 8.2). Sülfür, örneklerin çoğunda konsantrasyonların deteksiyon limiti altındadır. Serpantinitlerde baskın olan oksitler başlıca SiO_2 (%47.38), MgO (%33.77) ve Fe_2O_3 (%6.14) şeklindedir.

4.3.3. Regolit örnekleri

4.3.3.1. Toprak örnekleri

Analiz için temsili yedi farklı yerden toprak örnekleri toplanmıştır. Analiz edilen değerli metal içeriği Au (2.89 ppb), Re (0.32 ppb), Pt (1.14 ppb), Ag (12.14 ppb) ve Hg (18.82 ppb) şeklindedir. Ppm cinsinden ilişkili iz elementler Ni (107.9), Sr (72.7), Cu (64.4), Co (37.1), W (1.26), As (2.51), Se (0.26), Sb (0.14) ve Te (0.09) şeklindedir.. Kükürt

konsantrasyonu ihmal edilebilir düzeydedir. Toprak örneklerinde baskın olan ana elementler şunlardır: SiO₂ (%59.04), Al₂O₃ (%6.05), Fe₂O₃ (%5.89), CaO (%5.52) ve MgO (%2.64).

4.3.3.2. Kıltaşı örnekleri

Dört kıltaşı numunesi analiz edilmiştir. Değerli metal içerikleri şunları içerir: Au (2.07 ppb), Re (0.92 ppb), Pt (1.50 ppb), Ag (33.50 ppb) ve Hg (18.50 ppb). Ppm cinsinden değerli element mineralizasyonu ile yaygın olarak ilişkilendirilen eser metaller Ni (29.9), Sr (106.9), Cu (38.0), Co (15.3), W (1.5), As (1.47), Se (0.63), Sb (0.12) ve Te (0.07) şeklindedir (Çizelge 8.2). Sülfür olarak ölçülen kükürt, %0.12'lik bir ortalama konsantrasyonundadır.

Nispeten yüksek konsantrasyonlara sahip ana element oksitler SiO₂ (%62.83), Al₂O₃ (%4.57), Fe₂O₃ (%3.85) ve CaO (%8.64) şeklindedir.

4.3.3.3. Silttaşı örnekleri

Dört silttaşı numunesi kimyasal içerikleri açısından analiz edilmiştir. Silttaşı numunelerindeki ortalama değerli metal konsantrasyonu Au (14.03 ppb), Re (0.38 ppb), Pt (1.13 ppb), Ag (10.50 ppb) ve Hg (6.31 ppb) şeklindedir. Ppm cinsinden ilgili elementler şunları içerir: Ni (15.8), Sr (48.2), Cu (71.0), Co (15.2), W (1.5), As (0.83), Se (0.10), Sb (0.06) ve Te (0.09) (Çizelge 8.2). Kükürt konsantrasyonları tespit limitinin altındadır. Baskın ana element oksit SiO₂ (%75.43) şeklindedir. Diğer oksitlerin konsantrasyonu %2'nin altındadır.

4.3.3.4. Akarsu sediment örnekleri

Altı akarsu tortusu numunesi kimyasal içerikleri için harmanlanmıştır. Tanımlanan ortalama değerli metal konsantrasyonları Au (2.18 ppb), Ag (7.50 ppb) ve Hg (10.63 ppb) şeklindedir. Renyum, Pt ve Sülfür tespit limitinin altındadır. İz elementler ortalama olarak Ni (58.8), Sr (117.5), Cu (67.1), Co (17.9), W (3.12), As (2.10), Se (0.35), Sb (0.12) ve Te (0.10) olarak yoğunlaşmıştır (Çizelge 8.2).

Başlıca oksitler SiO₂ (%67.12), Al₂O₃ (%2.48), Fe₂O₃ (%2.05) ve CaO (%9.72) şeklindedir.

5. TARTIŞMA

Serpantinit örnekleri en yüksek konsantrasyonları Pt, Co, Ni, MgO ve Fe₂O₃, en düşük konsantrasyonları ise Al₂O₃, CaO, Cu, As, Sr, W ve Sb göstermiştir (Çizelge 8.2).

En yüksek Au, SiO₂, Cu, W ve Sr konsantrasyonları silttaşlarında, en düşük konsantrasyonlarda Fe₂O₃, MgO, Ni ve As gözlenmiştir (Çizelge 8.2).

Serpantinitlerin tamamında platin tespit edilmiştir. Yukarıda bahsedilen (bölüm 3.4c) varsayıma dayalı olarak, dere çökelleri hariç diğer örnek ortam türlerinin bazı örneklerinde meydana geldiği varsayılmıştır. En yüksek platin konsantrasyonu serpentinitlerde gözlenmiştir. İlişkili elementleri Co ve Ni serpentinitlerde yüksek konsantrasyonlar gösterirken, Cu ve Sr en düşük konsantrasyonlarını serpentinitlerde göstermiştir.

Altın tüm numune türlerinde gözlenmiş ve silttaşında nispeten daha zengindir. İlişkili elementler Cu, W ve Te silttaşı içinde en yüksek konsantrasyonlara sahipti. Bu elementlerin ikinci en yüksek zenginleşmesi dere çökellerinde gözlenmiştir. Ancak As, Sb ve Se silttaşında nispeten daha düşük konsantrasyonlar gösterirken, akarsu çökellerinde nispeten daha yüksek konsantrasyonlar göstermiştir.

Re sadece ICP-MS tekniği kullanılarak örnek YÇ6B'de tanımlanmış ve yukarıda belirtilen varsayıma göre Çandır formasyonundan bazı örneklerde gözlenmiştir.

5.1. Değerli Metal Mineralizasyonu

Platin (Pt) metallerinin Ni, Cu, Sr, Co ve S ile ilişkili olduğu bilinmektedir. Bu, karışmayan Cu-Ni-sülfür (Sudbury) ve Pt-Ni-Cu'nun katmanlı intrüzyonda (Bushveld) mineralize yataklarında belirgindir.

Altının bazı cevher yataklarında özellikle Fe, S, Cu, Ag, As, Sb, Hg, Te, Se ve W ile ilişkili olduğu bilinmektedir. Bu, Epitermal değerli metal yatağı, sediment barındıran değerli metal (Carlin) yatağı, Damar altın (Arkean) yatağı, Volkanik ilişkili masif sülfür yatağı ve Au-As bakımından zengin Fe oluşumu yatağından tanımlanmıştır. Ayrıca altın, baz metal damarlarında Pb, Zn ve Mn ile birlikte bulunabilir (Boyle 1974; Beus ve Grigorian 1977; Moon 2006).

5.1.1. Platin oluşumu

Serpantin grubu mineraller: lizardit-1T [(Mg,Al)₃[(Si,Fe)₂O₅](OH)₄], klinokrisotil-2Mc1 [Mg₃[Si_{2-x}O₅](OH)_{4-4x}] ve antigorit-6.86M [Mg_{3-x}[Si₂O₅](OH)_{4-2x}], protolitin (ofiyolitler veya okyanus kabuğu) ve üst mantonun olivin ve piroksen (her ikisi de ferromagnezyen mineralleri olarak bilinir) bakımından zengin alttaki bölümünün sulu ve metamorfik alterasyonundan, plakalar birleştiğinde üretilmiştir. (O'Hanley ve Dyar 1993). Serpantinit içinde Iddingsite olivin ve antigorit varlığı ile birlikte elek dokusunun varlığı, orijinal olivin minerallerinin bir miktar alterasyona uğradığını gösterir. Bu alterasyon, okyanusal levha ile Anadolu levhası çarpıştığında, sıkışma tektonik faaliyetleri nedeniyle

kayalar üzerinde oluşan yüksek basıncın neden olduğu metamorfizma sonucu oluşmuş olabilir. Sıkıştırma rejiminden kaynaklanan yüksek basınç metamorfizması, serpantinitleri kuvvetle deforme etmiştir.

Platin grubu element (PGE) değerli metallerin, çoğunlukla katmanlı intrüzyon birikintilerinde yoğunlaştığı bilinmektedir. Bu sokulumlar, ultramafik ve mafik kayaçlar içinde veya komatitik yeşiltaş kuşağı çökellerinde meydana gelir; nikel sülfür, manyetit ve kromitit gibi. Bu minerallerde PGE'lerin oluşum modelleri, magmanın birincil topluluklarındaki dağılımlarının bir fonksiyonudur (Naldrett ve Duke, 1980; Fischer vd. 1988). PGE'ler sadece magmatik faaliyetlerle yoğunlaşmaz. Geç aşama hidrotermal aktivitelerin de bunları yeniden dağıttığı ve yoğunlaştırdığı bilinmektedir (Fischer vd. 1988).

Serpantinitler, değerli minerallerin (PGE) ve bazı değerli olmayan minerallerin krom (Cr), Nikel (Ni) ve Kobalt (Co) gibi cevher yataklarının araştırılmasında önemlidir (Halder 2020).

Çoğunlukla podiform kromititle ilişkili olan bazı ofiyolitik komplekslerde, PGE'nin milyonda bir birim (ppm) konsantrasyonlarda meydana geldiği bulunmuştur (Prichard ve Brough 2009). Bazı örnekler, Shetland İskoçya'daki ofiyolit, Norveç'teki Leka, Yeni Kaledonya vb. gibi çeşitli yazarlar tarafından belirtilmiştir (Orberger vd. 1988; Pedersen vd. 1993; Augé vd. 1998; Ohnenstetter vd. 1999; Tarkian vd. 1996). Pt, Pd ve Rh içeren platin grubu minerallerin (PGM) kromitçe zengin serpantinit ve klorit ile ilişkili olduğu, Os, Ir ve Ru içeren minerallerin ise en çok kromit içinde bulunduğu bilinmektedir. Plantinum grubu mineralleri şunları içerir: Laurit sperrylit $PtAs_2$, Au Pd alaşımları, geversit $PtSb_2$, potarit ($PdHg$), stibiopalladinit Pd_5Sb_2 , Rh antimonit, hongşit $PtCu$, hollingworthit ($RhAsS$), Pt ve Pd telluridler, genkinit $(PtPd)_4Sb_3$ ve Pt-Pd oksitler (Prichard vd. 2008; Prichard ve Brough 2009; Halder 2013).

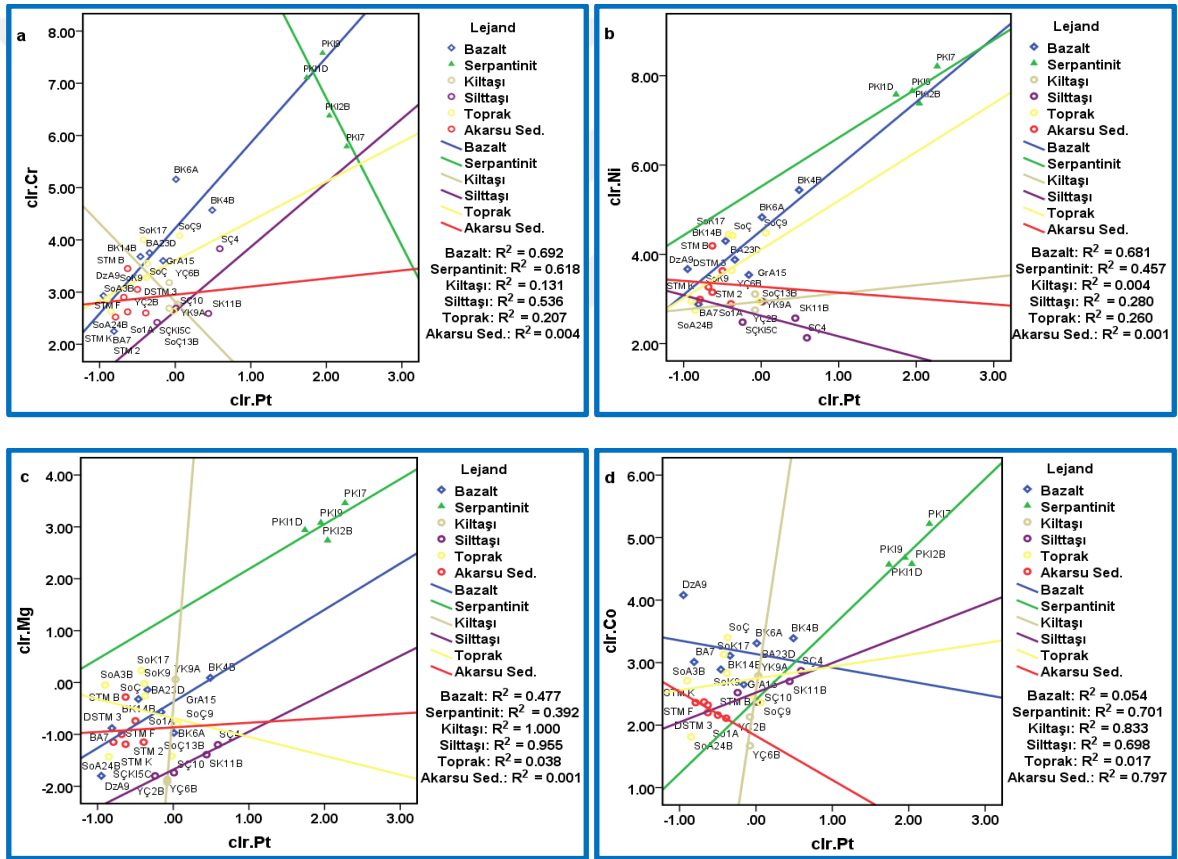
Çalışma alanından alınan örnekler, XRD tekniğini kullanan herhangi bir PGM'nin varlığını ortaya çıkarmamıştır. Bu, muhtemelen tespit limitlerinin altındaki düşük konsantrasyona bağlanabilir. Serpantinitlerde Pt tespit edildiğinden, tüm minerallerin tamamen yokluğuna atıf edilemez. Bu ultramafik serpantinitlerde Pt, Cr (-0,618) ve As (-0,486) ve Cu (-0,486) ile negatif korelasyon gösterirken, Co (0,701) ile pozitif ve güçlü bir korelasyon gösterir. Ortalama olarak Mn (0,592), Ni (0,457) ve zayıf olarak Mg (0,392) ile ilişkilidir. Serpantinitlerdeki Pt korelasyonuna dayanarak, pozitif korelasyonlarından dolayı Pt'yi konak olarak bir Ni-Co minerali ile ilişkilendirmek daha uygun olacaktır (Şekil 5.1a-h).

Mafik kaya örneklerinde (çoğunlukla bazaltlar) Pt oluşumu, Cr (0.692), Ni (0.681), Mg (0.477) ve Cu (0.229) ile pozitif bir korelasyon göstermiştir, ancak Sr (0.131), Co (-0.054) ve As (0.063). Ancak bu kayaçlar içinde Pt oluşumu seyrektiler.

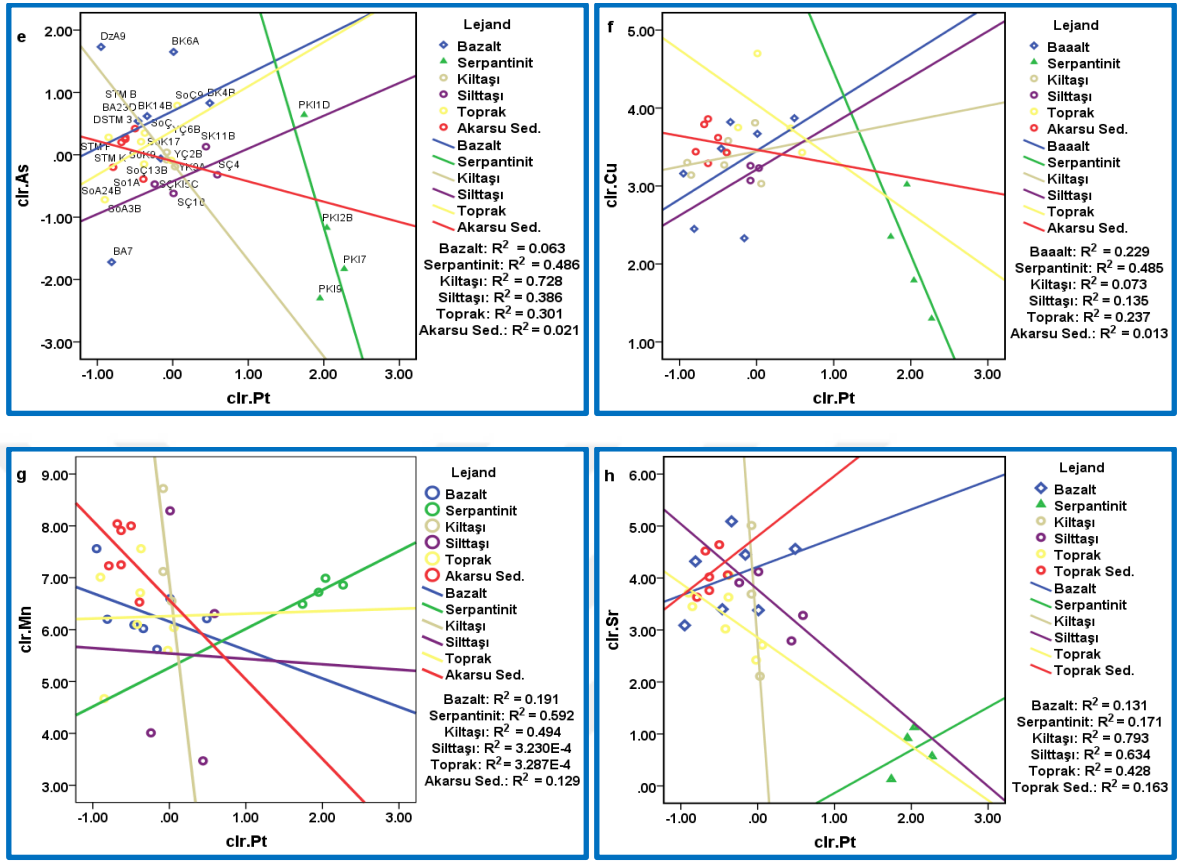
Serpantinitler içinde Pt ve düşük tenörlü Cr cevherinin bulunması, Cr'nin bir iz bulucu element olduğu Os, Ir ve Ru'nun varlığı için iyi bir göstergedir. Öte yandan, Pt, Ni ve Cu arasındaki korelasyondaki önem, genellikle ana metalle ilişkili olan Pd ve Rh'nin olası

oluşumunu gösterebilir (Prichard ve Brough 2009). Ne yazık ki, bu unsurlar için analiz yapılmamıştır.

Örneklenen tortul ortam için (kilitaşıları, silttaşıları, toprak ve akarsu tortuları), örneklerin çoğunda Pt konsantrasyonu tespit limitlerinin altındadır. Ancak, daha önce de belirtildiği gibi, bazılarında Pt oluşumu nedeniyle, aynı oluşumdaki diğer örneklerle tahmini bir konsantrasyon değeri çıkmıştır. Dolayısıyla bu ortamda Pt'nin varlığı yorumlanmayacaktır. Sadece Karadere formasyonuna ait bazalt örneklerinin Kırkdirek formasyonuna yakın olan Pt içerdiğini belirtmek önemlidir.



Şekil 5.1. Pt ile ilişkili iz bulucu öğelerin kendi arasındaki korelasyonu gösteren dağılım grafikleri; a) Cr, b) Ni, c) Mg, d) Co, e) As, f) Cu, g) Mn and h) Sr



Şekil 5.1'in devamı

5.1.2. Au oluşumu

Altının kökeni tartışılan bir konu olup, kökeni için farklı teorilerin kurulmasına yol açmıştır. Altın tortuları, magmanın soğumasının son aşamasında, altın içeren sulu çözelti ve buharın magmadan ayrıldığı ve magmanın sıcaklığında kademeli bir düşüşle katılaştığı zaman oluşur (Mahapatra 2018). Bunlar genellikle kayalarda damarlar, kırıklar ve çatlak dolguları şeklinde oluşur. Ayrışma, erozyon ve taşıma, altını mekanik olarak yeniden dağıtır ve bir plaser tortusu oluşturmak için konsantre eder. Altının bu konsantrasyon süreci, kimyasal değişime karşı direnci ve yüksek özgül ağırlığı ile sağlanır. Sedimanter materyallerdeki nispeten yüksek altın konsantrasyonunun, sedimanın taşınması ve birikmesi sırasında yeniden dağılması nedeniyle birikimin bir sonucu olması olasıdır.

Genellikle altınla ilişkilendirilen bazı yaygın elementler arasında silikatlar, demir sülfür ve tellür bulunur. Örneklerdeki çok düşük sülfür ve tellür içeriği, altının kuvars gibi silisli minerallerle güçlü bir şekilde ilişkili olabileceği şeklinde yorumlanabilir (White ve Hedenquist 1995). Ancak Au, kiltaşları dışında örneklenen tüm ortamlarda SiO_2 ile zayıf bir şekilde ilişkilidir. Bu, Au'nun SiO_2 ile ilişkilendirilmesini pek olası kılmaz (Şekil 5.2).

26'dan fazla tanınmış altın taşıyan mineral vardır. Harris (1990) ve Vaughan'a (2004) göre, önem sırasına göre ve Au geri kazanımının kolaylığına göre en yaygın altın mineralleri şunlardır:

- Ag ve Au'nun sürekli olan bir katı-çözelti serisinde meydana geldiği Doğal Au
- Elektrum, Ag ve Au'nun hidrotermal (epitermal ve mezotermal) yataklarda meydana geldiği ancak Ag içeriğinin geniş bir aralıkta olduğu.
- Cuprian Au, burada Au, Cu ile birlikte oluşur.
- Aurikuprid: Oluşan Cu-Ni-PGE magmatik cevherler.
- Palladian Au, Au ve Pd birlikte meydana geliyor.
- Merkür Au (<16.5 Hg) ve Goldamalgam (>16,5 Hg)
- Aurostibit (AuSb₂)
- Altın içeren tellür mineralleri: kalaverit (AuTe₂), krennerit ((Au,Ag)Te₂), Sylvanit (AuAgTe₄) ve petzit (Ag₃AuTe₂).
- Maldonit: bir altın-bismut cevheri (Au₂Bi).
- Sülfür ve sülfarenid altın: mikroskobik veya görünmez altın olarak anılır,
 - Arsenopirit (FeAsS): en yüksek eser altın konsantrasyonunu içerdiği bilinmektedir.
 - Pirit (FeS₂) ayrıca piritteki arsenik konsantrasyonuyla orantılı olarak önemli ölçüde yüksek miktarlarda eser altın içerir.
 - Pirotit (Fe_{1-x}S) ve markazit (FeS₂).

Bu Au mineralleri, örneklenen ortamların hiçbirinde tanımlanmamıştır. Ancak, ICP-MS analizinde Au tanımlanmıştır. Altın minerallerinin XRD yöntemi kullanılarak tanımlanamaması, tespit edilebilir sınırın altındaki konsantrasyonlarda ortaya çıkmasına bağlanabilir (Nyamsari ve Yalcin 2017).

Altın, 0.3 - 50.6 ppb arasında değişen bazaltlar (ikisi hariç) ve serpantinitle, tespit sınırının üzerinde Au konsantrasyonları ortaya çıkarmıştır. Bazaltlarda ve serpentinitle örneklerinde Au konsantrasyonu tortul ortama göre daha düşüktür. Silttaşları en yüksek Au konsantrasyonunu içermektedir. Bunu, toprak ve akarsu tortusu örnekleri izlemiştir. Toprak ve akarsu sedimanlarında Au tanımlaması, tüm örnek tiplerinde düzenli ve 0.2 ppb algılama sınırlarının üzerindedir. Silttaşlarında 50,6 ppb (en yüksek konsantrasyon) ve 5,2 ppb (3. bolluk) konsantrasyonları oluşsa da, analiz edilen silttaşı örneklerinin geri kalanı, saptanabilir bir Au konsantrasyonu içermemiştir. Benzer şekilde, tüm bazaltlar (ikisi hariç) ve serpantinitle, deteksiyon limitinin içinde Au konsantrasyonları içermiştir. Silttaşlarında göreceli olarak çok yüksek ve düzensiz altın bulunması, taşınan altının kaynaktan çok uzakta veya kaynağın üzerinde ya da çok uzakta olmadığı şeklinde yorumlanabilir. Ancak böyle bir sonuca varmak için, önemli sayıda sistematik olarak toplanan numunelerin analiz edilmesi gerekecektir.

Çizelge 5.1 altın yataklarındaki altın ve ilişkili elementler arasındaki ilişki hakkında Şekil 5.2'nin bir özetini sunmaktadır. Serpantinitlede Hg (-), kıltaşlarında Te (+), bi (+) ve S (-), akarsu çökellerinde W (-) ile çok güçlü bir Au ilişkisi gözlenir. Serpantinitlede Au ile As (+) ve W (+), silttaşlarında Fe (-) ve toprakta Fe (-) ve W (+) ile güçlü bir korelasyon

gözlenmiştir. Au'daki artış, Te ve Bi'nin minerallerle ilişkili elementlerindeki bir artıştan etkilenmiş olabilir.

Nikel (+) ve Cu (+), bazalt ve serpantinitlerde altınla önemli bir ilişki göstermiştir. Bu, altının aurikuprid gibi bir Ni-Cu mineralinde barındırılması ile açıklanamaz, daha çok Cr gibi ultramafik mineralleri Cu ve Ni için ikame edilmesi ile ilişkilendirilebilir.

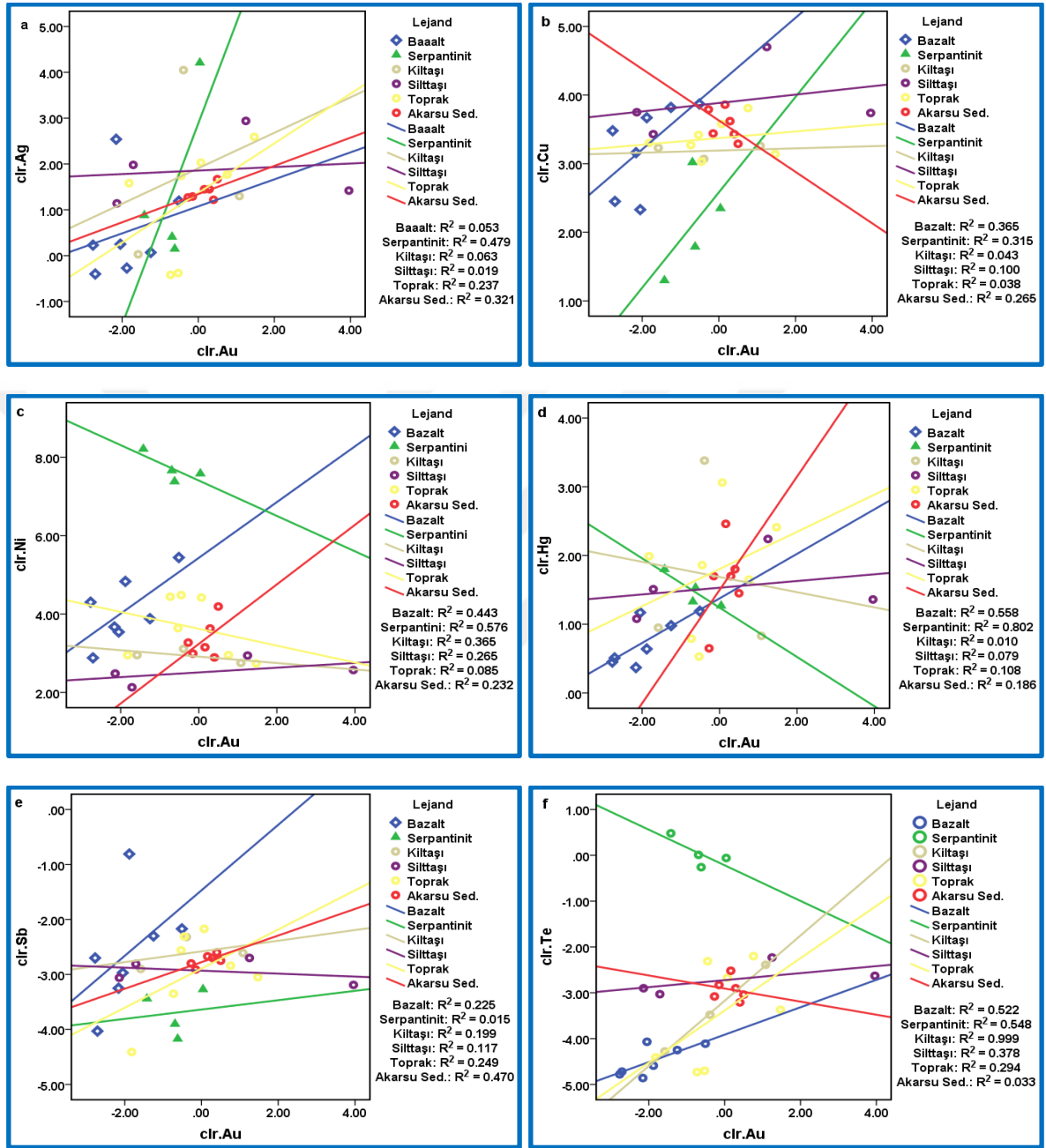
Altın, Fe (bazaltlar ve akarsu çökelleri) ve S (akarsu çökelleri) ile aralarında ortalama (+) bir korelasyon ilişkisi göstermiştir. Demir, örneklenen türlerin çoğunda (en az dört) Au konsantrasyonu üzerinde daha güçlü bir etki göstermiştir. Akarsu çökellerindeki altın konsantrasyonları, pirit ve Pirotit ($Fe_{1-x}S$) gibi sülfid mineral birlikteliğine bağlanabilir. Ancak bu mineraller, muhtemelen çok düşük konsantrasyonlarından dolayı XRD analizi ile tanımlanmamıştır.

Silika, kilitaşı içinde altın ile çok güçlü bir ilişki göstermiştir. Diğer örneklenen ortamlarda, SiO_2 ve Au arasında önemli bir korelasyon yoktur.

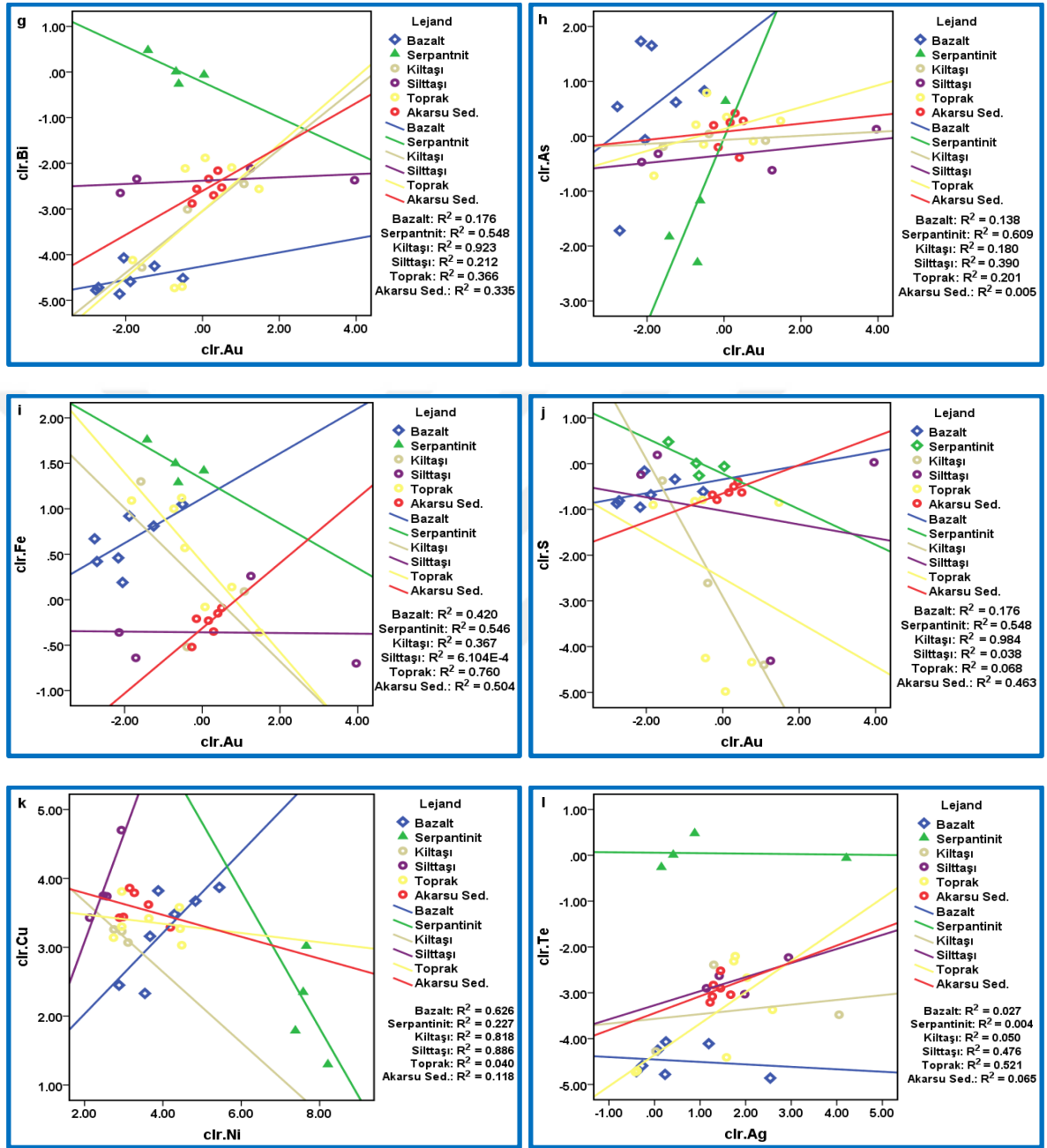
Ag, Cu, Ni ve As konsantrasyonunun altın konsantrasyonu ile hiçbir ilişkisi olmadığı düşünülmektedir. Ancak Ag konsantrasyonu, silttaşı ve toprak numunelerindeki Te konsantrasyonundan önemli ölçüde etkilenmiştir.

Çizelge 5.1. Farklı örneklenmiş ortamlardaki cevher minerallerindeki Au ve ilişkili elementler arasındaki korelasyon ilişkileri

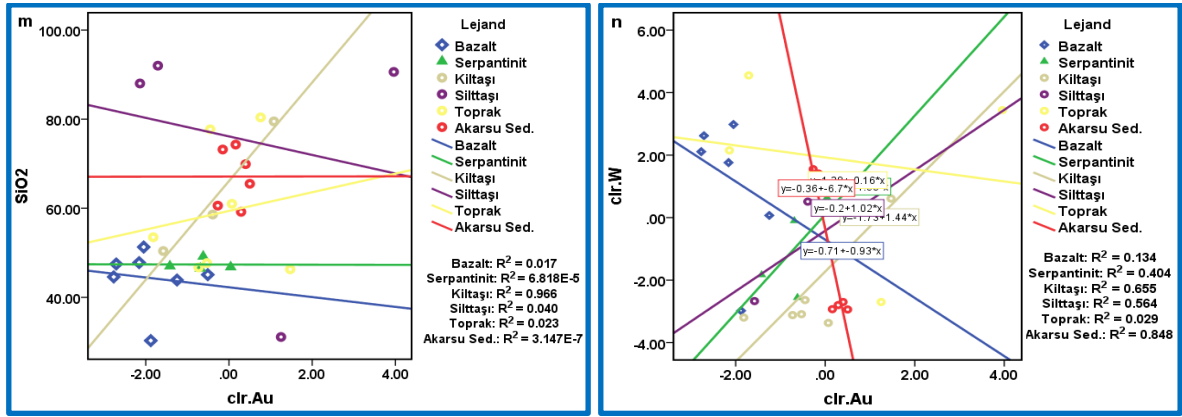
Au Korelasyon Gücü	Bazalt	Serpantinit	Kilitaşı	Silttaşı	Toprak	Akarsu çökelleri
Çok güçlü		Hg	Te, Bi, S, Si			W
Güçlü		As			Fe, W	
Ortalama	Ni, Hg, Te, Fe	Ag, Ni, Te, Bi, Fe, S, W	W			Sb, Fe, S
Zayıf	Cu, Sb	Cu	Ni, Fe	Ni, Te, Bi, As	Ag, Sb, Te, Bi, As	Ag, Cu, Ni, Bi
Önemsiz	Ag, Bi, As, S, Si, W	Sb, Si	Ag, Cu, Hg, Sb, As	Ag, Cu, Hg, Sb, S, Fe, Si, W	Cu, Ni, Hg, S, Si	Hg, Te, As, Si



Şekil 5.2. Au ve onunla ilişkili iz elementleri arasındaki korelasyonu gösteren dağılım grafiği çizimleri



Şekil 5.2'nin devamı



Şekil 5.2'nin devamı

5.2. Değerli Metal Anomalileri ve Kaya Oluşumu Cevherleşme Potansiyeli

5.2.1. Jeokimyasal anomaliler

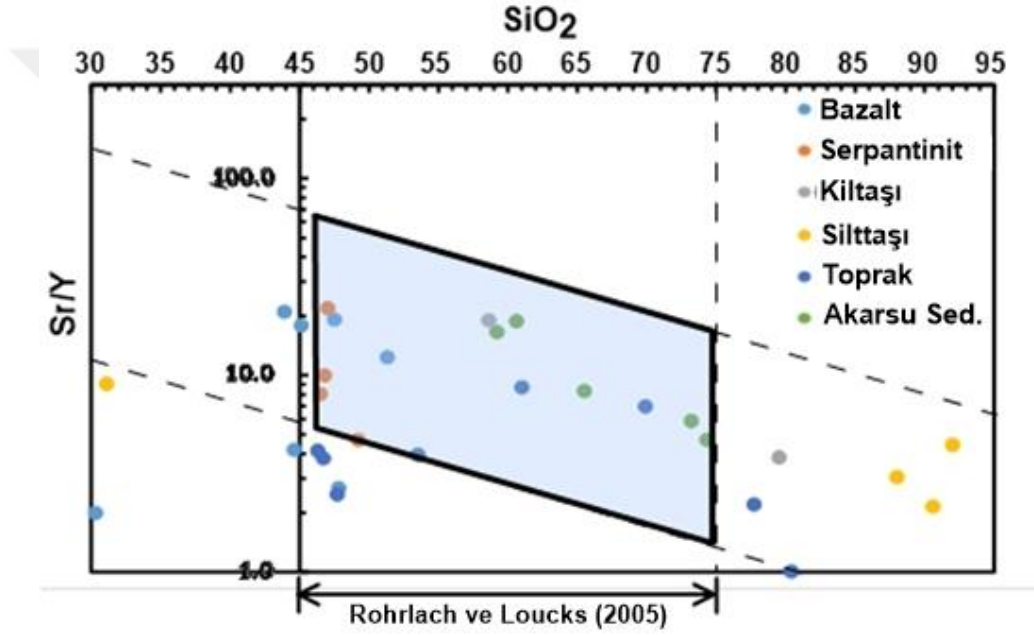
Birincil ve ikincil haleler, maden aramaları sırasında belirlenecek çok önemli faktörlerdir. Bunlar cevher yataklarının faydalı göstergeleridir. Birincil halelerin, elementlerin mineral oluşturan çözeltilerden yanal veya dikey dışa doğru dağılımından oluştuğu bilinmektedir. Birincil anomaliler genellikle kırıklar ve aşındırılmamış anakayalar boyunca meydana gelir. Öte yandan, basınç, sıcaklık, magmatik yeniden kristalleşme ve gazdaki elementlerin difüzyonu, ayrışma ve erozyon gibi fizikokimyasal değişikliklerin, kaya malzemesini dengesizleştirdiği ve içindeki minerallerin veya elementlerin yeniden dağılımını etkilediği veya başlattığı bilinmektedir. Dağılım, cevher kütlelerinin alt yüzeylerini ortaya çıkarmada önemli olan kırıntılı veya kimyasal bir anomali modelinde meydana gelebilir (Butt vd. 2005; Cohen vd. 2007).

Özellikle yüzeyde ikincil dağılım hızı, tortu ve arazi üzerindeki örtü malzemesinin tipine bağlıdır.

Bölgede bir cevher yatağı varsa, elementlerin göstermişirği çok hafif anomali konsantrasyonları nedeniyle numune lokasyonlarına yakın olmayabilir. Bununla birlikte, bu araştırmada kullanılan ortam türü başına numune miktarı, bölgedeki bir cevher kütlelerinin varlığını belirtmek için kullanılabilecek önemli miktarda veri sağlamamaktadır. Ayrıca numuneler sistematik olarak alınmamıştır. Öte yandan, özellikle serpantinler içindeki değerli metallerin (Au, Re, Pt ve Ag) birincil anomalilerinin gözlemlenmiştir. Bu, olası konakçı olarak kompleksdeki bu kaya türlerinin potansiyelini daha fazla araştırma ihtiyacının bir nedeni olabilir. Sedimanter örneklenen ortamların çoğunda değerli metallerin (Au ve Ag) ikincil haleleri, bölgedeki varlığına dair bir ipucu sağlar.

5.2.2. Sr/Y - SiO₂ ayırım grafiği

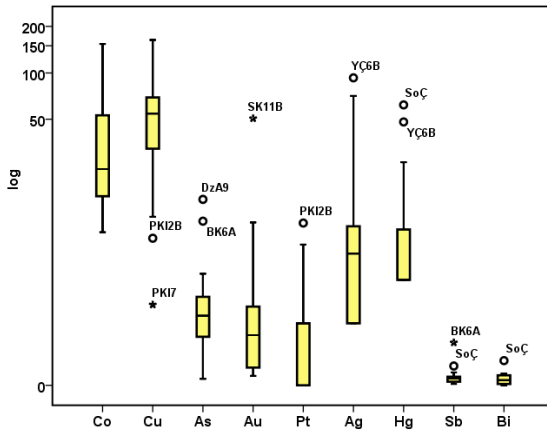
Sr/Y - SiO₂ oranının grafiği, Rohrlach ve Loucks (2005) tarafından mineralize ve mineralize olmayan kaya için uygun bir ayırmacı olarak belirlenmiştir. Bu elementlerin çalışma alanındaki oranları çizilmiştir (Şekil 5.3). Numunelerin cevherleşme potansiyeli göstermediği gözlemlenmiştir. Numuneler çoğunlukla mineralize olmayan kaya takımı için bölgenin içinde ve altında işaretlenmiştir (grafiğin gölgeli kısmı). Bu, bölgede elementlerin veya bunların minerallerinin olası bir zenginleşmesinin olmadığı şeklinde yorumlanabilir.



Şekil 5.3. Cu-Au cevheri barındıran kayalar ve kaya (gölgeli alan) örnekleri için Sr/Y'ye karşı SiO₂'nin diskriminant grafiği (Rohrlach ve Loucks 2005'ten sonra). Gölgeli zon mineralleşme olmadığını gösterir

5.2.3. Boxplot (kutu) grafiği

Kutu grafiği, numunelerdeki element konsantrasyonlarını grafiksel olarak değerlendirmek için farklı yazarlar tarafından kullanılmıştır (Yalcin vd. 2016a, b; 2019b; Özge vd. 2020). Bir numune grubu içindeki bir element konsantrasyonunun çeyrekler arası aralığına göre aykırı değer konsantrasyonu sağlar (Wilcox 2017). Seçilen elementlerin log konsantrasyonunun aykırı değerleri Şekil 5.4'de mevcuttu. BK6A ve DzA9'da As, SK11B'de Au, PKI2B'de Pt, YÇ6B'de Ag, YÇ6B ve SoÇ'de Hg, BK6A ve SoÇ'de Sb ve SoÇ'de Bi için yüksek konsantrasyon gözlenmiştir. Ancak, analiz edilen sınırlı numunelerle, bu alanların daha fazla araştırılması gerekir.



Şekil 5.4. Seçilen elementler için numunelerin kutu grafiksel gösterimi

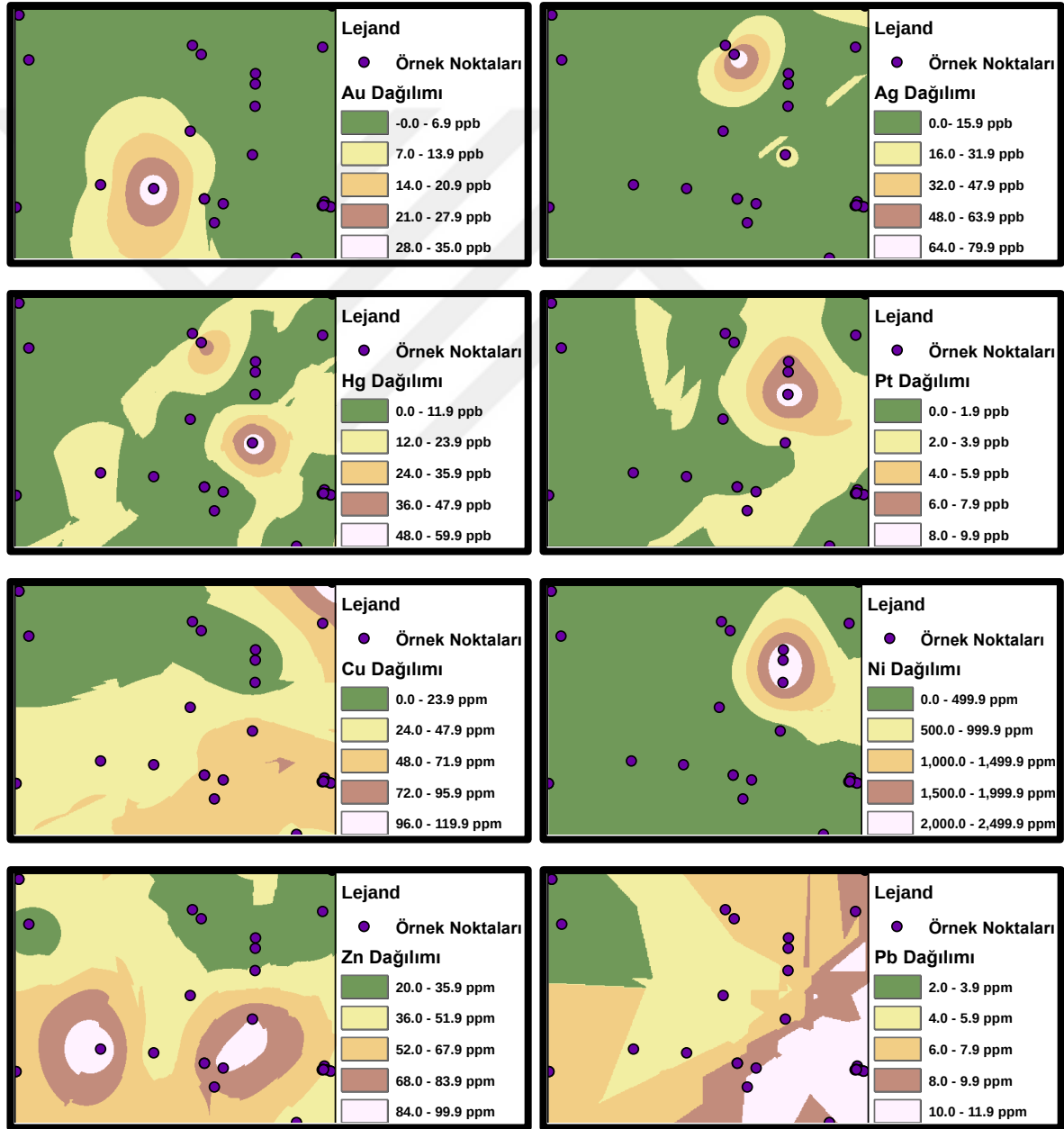
5.3. Kıymetli Maden Konsantrasyonu ve Arama Beklentisi için Çıkarımlar

Jeokimyasal arama, olası metal yatak oluşum alanına karar vermede önemli bir rol oynar. Bu, elementlerin hareketlilikleri nedeniyle yüzeydeki metal konsantrasyonunun dinamik davranışına bağlanabilir (Xueqiu vd. 1995). Bir metal tortusunun yerini belirlemek için genellikle çok sayıda veri ile elde edilen yüksek eşik, tanımlama ve anomalide kullanımına güven verir. Bununla birlikte, bazı altın yataklarının bulunmasından elde edilen deneyimler, nispeten daha düşük bölgesel konsantrasyonlara sahip alanlar veya gizli metal yataklarının bulunmasında fayda olabileceğini kanıtlamıştır. Örtülü metal birikintisinin üzerinde yer alan regolitlerin bazen çok ince değerli mineral parçacıklarından veya metallerin formlarından etkilendiği bilinmektedir. Bu metal partiküllerin hareketliliği, cevher gövdesinden uzaktaki yüzey malzemelerinde nispeten yüksek anormal konsantrasyonlar göstermelerine neden olabilir. Örnek olarak At (Çin) bölgesinde, bölgesel bir altın arama programında 0,2 ppb'lik bir tespit limiti ile, bölge iki anormal zonu (2,5 ila 10 ppb ve 500 – 230 ppb) olarak tanımlanmıştır. Şaşırtıcı bir şekilde, daha ileri arama çalışmaları, 2,5 – 10 ppb'lik sınırlandırılmış düşük konsantrasyon zonu bir altın yatağının varlığını ortaya çıkardı (Xueqiu vd. 1995).

Çalışmada, değerli metaller (Au ve Pt) için, Au için 0.2 ppb ve Pt için 2 ppb gibi ölçülebilir limit değerleri içinde, analiz edilen bazı numunelerde düşük konsantrasyon anomalisinin meydana gelmesi önemli bir veridir. Bu metallerin, düşük konsantre içerikleri, bölgedeki gizli bir cevher yatağının göstergesi olabilir.

Mekansal dağılım haritalarına bakıldığında (Şekil 5.5), kuzeydoğu bloğunun benzer bir alanı içinde Pt ve Ni'in yoğunluk göstermiştir gözlenmiştir. Bunlar, serpantinitler içinde barındırılırlar. Ni-Pt yüksek konsantrasyon alanının kuzeybatısına doğru, yüksek Ag konsantrasyonları gözlenmiştir. Ni-Pt yüksek konsantrasyon zonunun kuzeydoğuda ve güneyde Hg'de nispeten daha bol bakır olduğu gözlenmiştir. Altın, güneybatı bölgesinde nispi zenginleşme göstermiştir.

Zn ve Pb'nin dağılımları ve maden yatağı konumu üzerindeki etkileri göz önüne alındığında, Pb konsantrasyonlarının cevher yatağına yakın örtü birimlerde daha yüksek olduğunu, Zn'nin ise nispeten daha uzakta olduğunu belirtmiştir (Moon 2006). Kurşun konsantrasyonları, çalışma alanının güneydoğu kesiminde, bitişiğindeki ve güneybatı bloğundaki Zn'ye göre daha yüksektir. Bu durum, güneydoğu bölgesinin mineralizasyon için potansiyel bir alan olabileceğini gösterebilir.



Şekil 5.5. Ortaköy ve çevresinde Au, Ag, Hg, Pt, Cu ve Ni için konumsal dağılım haritası

5.4. Numunelerin Jeokimyasal Özellikleri

5.4.1. Numunelerin kimyasal içerikleri, varyasyonu ve korelasyonu

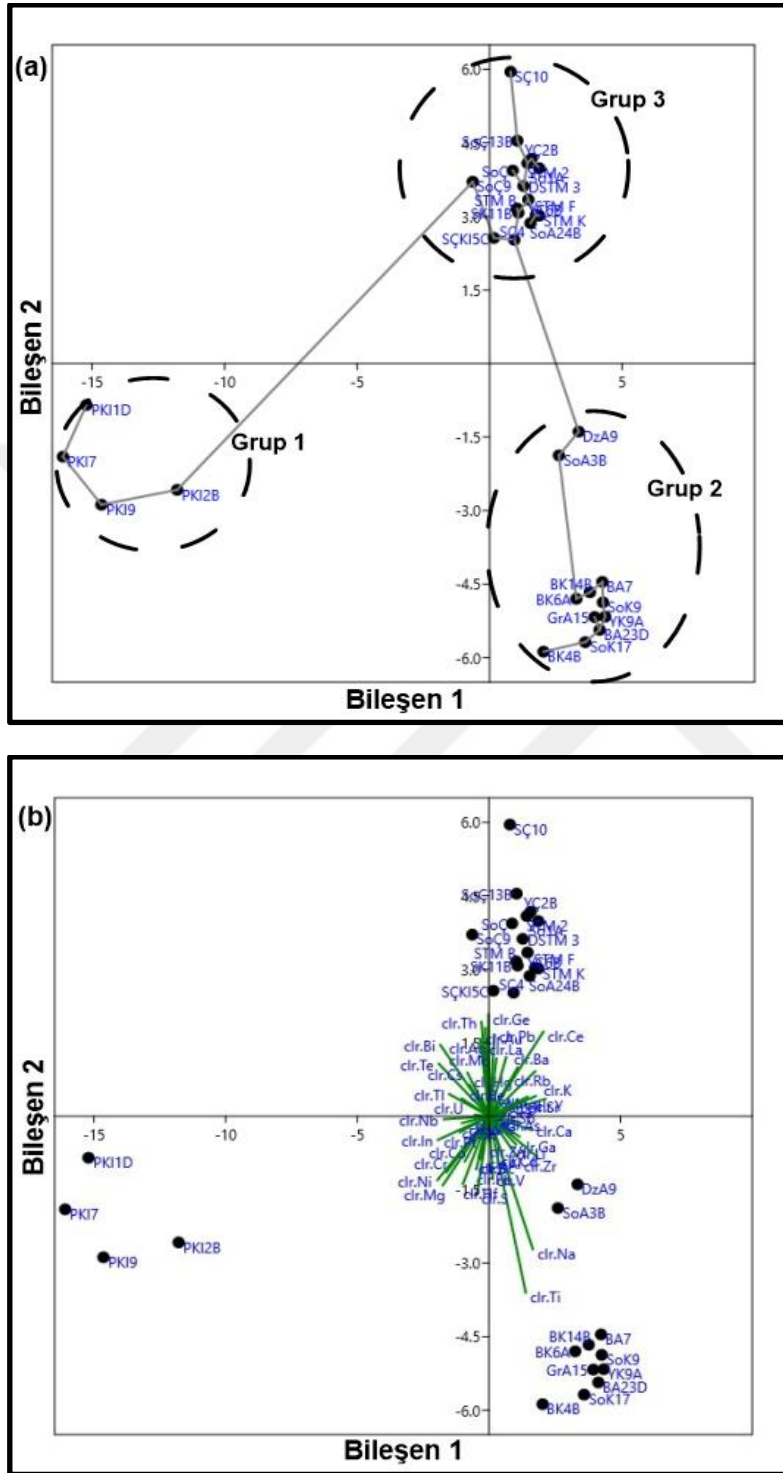
Numunelerin kimyasal içeriklerindeki benzerlik ana bileşenin clr grafiği aracılığıyla değerlendirilmiştir. Bileşen grafiği, örnekleri kompozisyon benzerliklerine göre etkin bir şekilde görüntülemiştir (Gabriel 1971).

Örneklerin birbirine yakın üç grup oluşturduğu gözlenmiştir. (Şekil 5.6a). Serpantinitler birlikte (Grup 1), bazaltlar, dört tortul örnekle (SoA3B, SoK9, SoK17 ve YK9S) birlikte (Grup 2) ve geri kalan tortul örnekler birlikte (Grup 3) görüntülenmiştir.

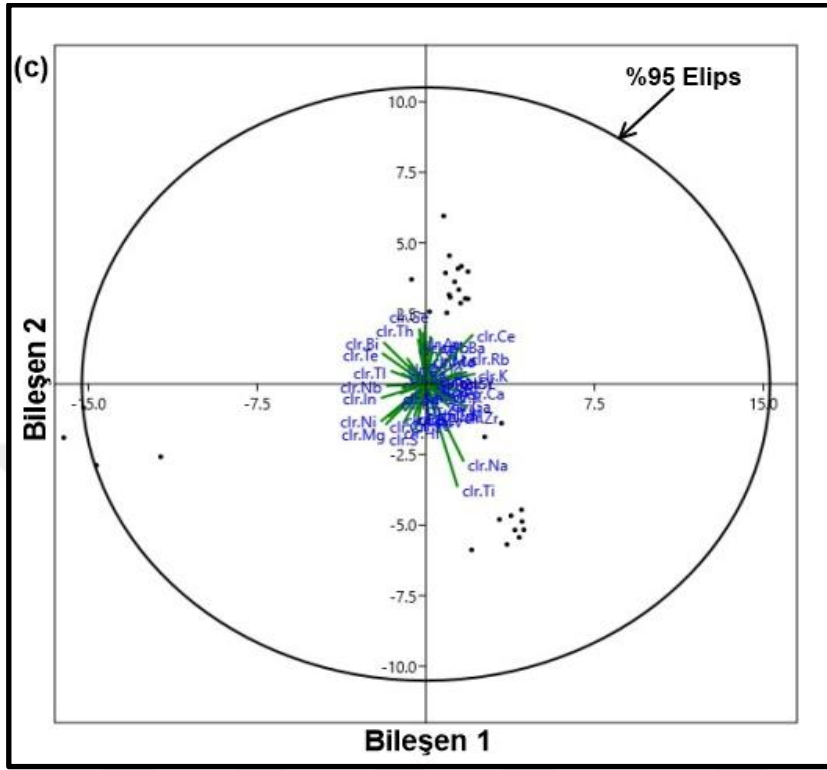
Öğelerin clr- iki nokta, üç seçkin grupta en güçlü ilişkilerini, korelasyonlarını ve açıklanan değişkenlik düzeyini analiz etmek için kullanılmıştır (Şekil 5.6b). Vektörün %95 çevresel elips çizgisine olan uzunluğu, elementlerin açıklanan değişkenliği ile orantılıdır. (Şekil 5.6c). Uzun vektörler elementlerin değişkenliğinin yüksek oranını gösterirken, merkeze yakın vektörler düşük değişkenliği ifade etmektedir. Clr-iki nokta, açıklanan elementlerin çok düşük değişkenlik göstermiştir. Bu, birlikte analiz edilen örneklenmiş ortam türlerindeki farklılıklara bağlanabilir. Elementlerin vektörleri arasındaki açılar, elemanlar arasındaki ilişkinin gücünü göstermiştir. Açı ne kadar küçük olursa, elementler o kadar güçlü pozitif korelasyon göstermiştir. Dar açılar pozitif korelasyonu, dik açılar korelasyon olmadığını ve geniş açılar negatif korelasyonu göstermiştir.

Magnezyum, Ni, Cr, Co, Hf, Pt, Nb ve In'in serpantinitlere kuvvetli bir bağlılık göstermiştirği gözlenir ve bu da serpantinit içinde daha çok çöktürüldüklerini göstermiştir. Titanyum, Na, Al, Zr, Li, Ca, Zn ve V bazaltlarda ve topraklarda (Grup 2) yüksek konsantrasyon gösterirken, Au, Pb, Cu, Ag, Ba, Mn, La ve Ce ve Y en fazla tortul malzemeler ile ilişkilendirilmiştir. Bu yorum, verilerle doğrulanmıştır.

Üç farklı grup, farklı kompozisyon ve köken anlamına gelir. Bazaltlarla bir grup oluşturan tortul örneklerin (2. grup) çoğunlukla Karadere formasyonu (SoA3B hariç) olduğu tespit edilmiştir. Bu da ayrılmış bazaltların kökenleri olabileceğinin bir göstergesi olabilir. Serpantinitler genellikle metamorfik ofiyolitten, iki modlu bir magma kaynağından gelen magmatik kayalar ve tortul örneklerin çoğunun bir ara ila felsik kaynak magmadan kaynaklandığı düşünülmektedir.



Şekil 5.6. Ana Bileşen 1 ve 2'nin sanal grafiği: **a)** örneklerin varyasyonu ve benzerlikleri; **b)** en fazla bolluğa sahip alanları (örnek türleri) gösteren elemanların clr-biplotudur; **c)** vektörlerin uzunluğunu %95 elips çevresine gösteren sanal çizim, açıklanan değişkenin bir ölçüsüdür



Şekil 5.6'nın devamı

5.4.2. Fraksiyonasyon eğilimi

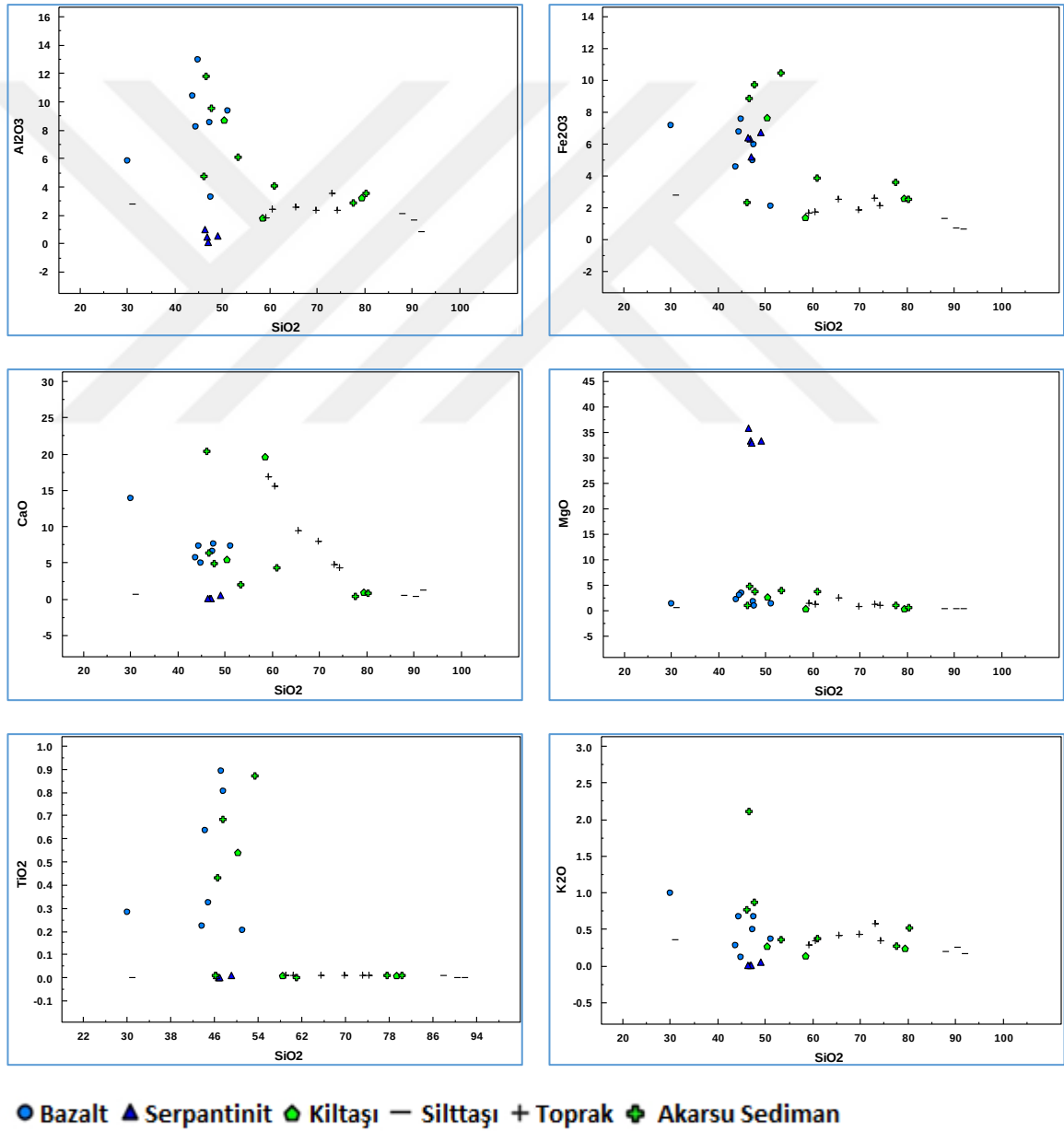
Fraksiyonasyon eğilimini mevcut verilerle analiz etmeden önce, analiz edilen sınırlı sayıda numune göz önüne alındığında bu analizde kesin bir sonuca varılamayacağını hatırlamak önemlidir. Ancak, süreci göstermek için analiz yapılmıştır. Harker diyagramı (Şekil 5.7), magmatik evrimi veya fraksiyonasyon eğilimini belirlemek için örneklerde SiO_2 ile varyasyon ana element konsantrasyonu eğilimini incelemek için kullanılmıştır (Harker 1909; Bowen 1928). Gradyandaki tek tip bir varyasyon, fraksiyonlamayı belirtmek için yorumlanır ve saçılmış bir varyasyon tahmin edilemez.

Grafikler, ana elementlerin konsantrasyonunun, farklı örneklenen kategorilerde silis ile orantılı olarak artmadığını göstermiştir. Bazalt, belirli bir silis konsantrasyonunda, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 ve Na_2O 'da artışlar göstermiştir. Bu, magmatik evrim sırasında çözeltiden SiO_2 'nin tükendiği şeklinde yorumlanabilir.

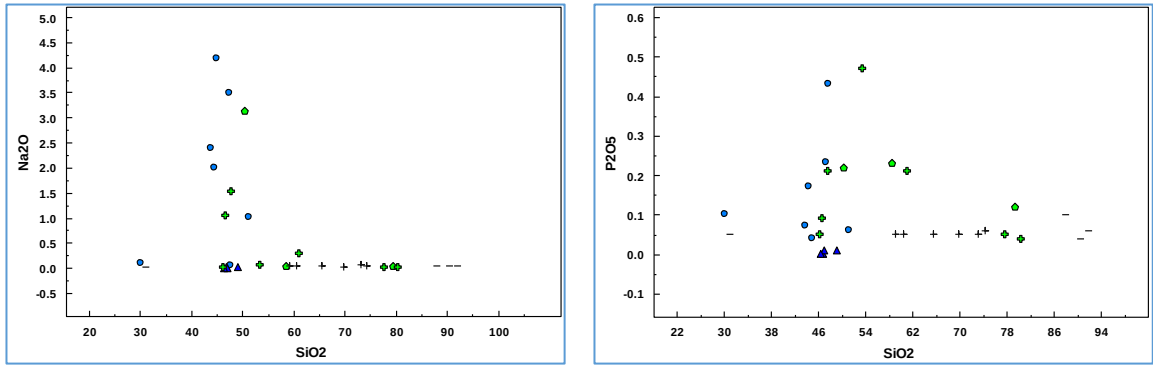
SiO_2 arttığında ise MgO , CaO ve K_2O konsantrasyonları hemen hemen sabit kalmıştır. Bu, fraksiyonel olarak SiO_2 'ye kıyasla elementlerin çözeltiye erken asimilasyonunu ifade eder. Serpantinitle içerisinde SiO_2 ile diğer elementler arasında önemli bir farklılık gözlenmemiştir. Bu, kayaların oluşumu sırasında herhangi bir magmatik evrim veya fraksiyonlanma olmadığı şeklinde yorumlanabilir.

Sedimanter örnekler kimyasal değişime maruz kaldıkları için magmatik evrim açısından değerlendirilmemiştir. Kaynaklarının tam bileşimini açıklamazlar. Bununla birlikte, açık ve karşılık gelen bir gradyanın olmaması, kimyasal ayrışmaya bağlı değişimi ve kaynak kaya magmasının daha düşük bir düzeyde zayıf evrimini yansıtabilir.

Genel olarak mevcut örneklerle göre volkanik kayalar oluşturulan lav veya magmanın çok az fraksiyonasyon aktivitesi gösterdiği söylenebilir.



Şekil 5.7. Ana elementlerin fraksiyonasyon eğilimini gösteren Harker Plot

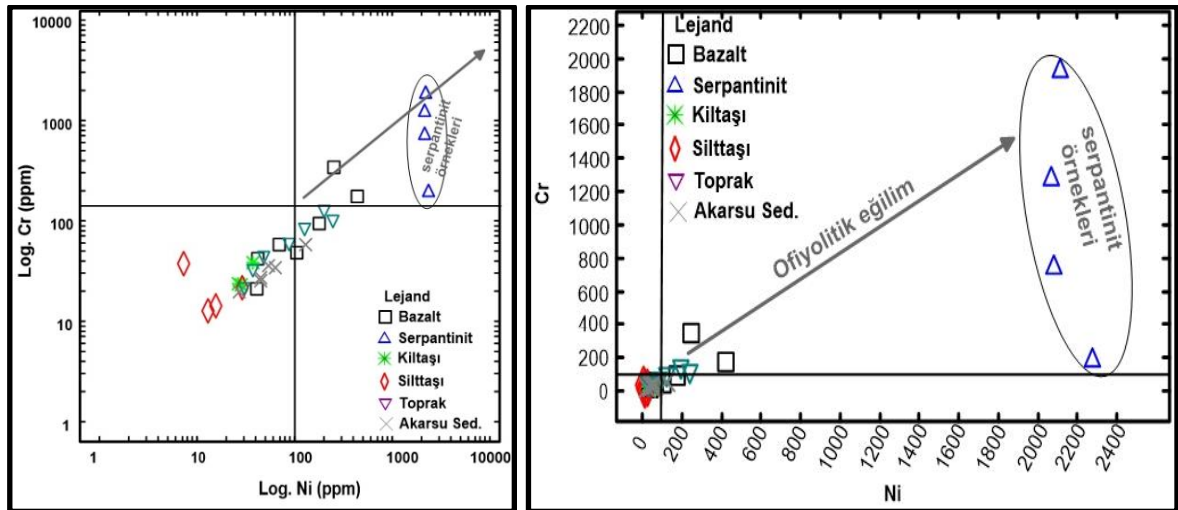


● Bazalt ▲ Serpantinit ◆ Kiltası — Silttaşı + Toprak + Akarsu Sediman

Şekil 5.7'nin devamı

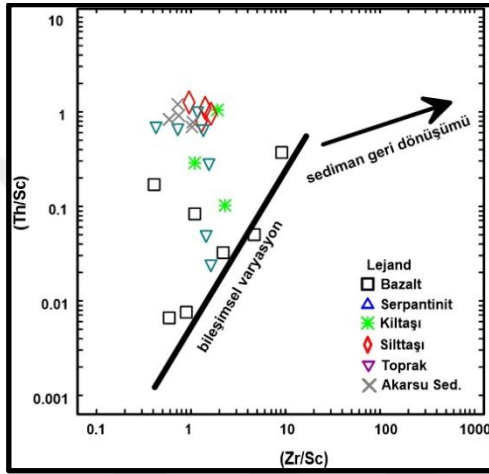
5.4.3. Kimyasal değişim

Ultramafik kaynak malzemelerin kimyasal değişimi, Ni ve Cr gibi eser elementlerin jeokimyasal verileri kullanılarak değerlendirilmiştir. Numuneler, serpantinitler dışında Ni ve Cr arasında güçlü bir korelasyon ile ofiyolitik eğilim göstermemektedir (Şekil 5.8). Ultramafik kayaç içeriği, bazaltlardan ve tortul kayaç malzemelerinden net bir ayırım göstermektedir.



Şekil 5.8. Log Ni'ye karşı log Cr'nin korelasyonu ve Ni'ye karşı Cr'nin örneklerin ofiyolitik eğilimini gösteren iki değişkenli grafikleri

Bazaltların kimyasal içeriği önemli bir değişiklik göstermiştir. Toprak, kilitaşı, akarsu çökelleri ve silttaşı kimyasal içeriklerinde çok az değişiklik göstermiştir. Serpantinitler, aynı değerlendirme parametresi kullanılarak ölçek dışı çizilmiştir (Şekil 5.9). Bazaltın bileşimsel varyasyonundaki bu farklılık, kayaları oluşturan magma topluluklarındaki minerallerin dağılımındaki değişiklikten kaynaklanıyor olabilir.



Şekil 5.9. Kimyasal içerikteki olası değişimi ve tortuların geri dönüşümünü gösteren Th/Sc ayırım grafiğine karşı Zr/Sc (McLennan vd. 1993'ten değiştirilmiştir)

5.4.4. Eser element hareketliliğinin karakterizasyonu

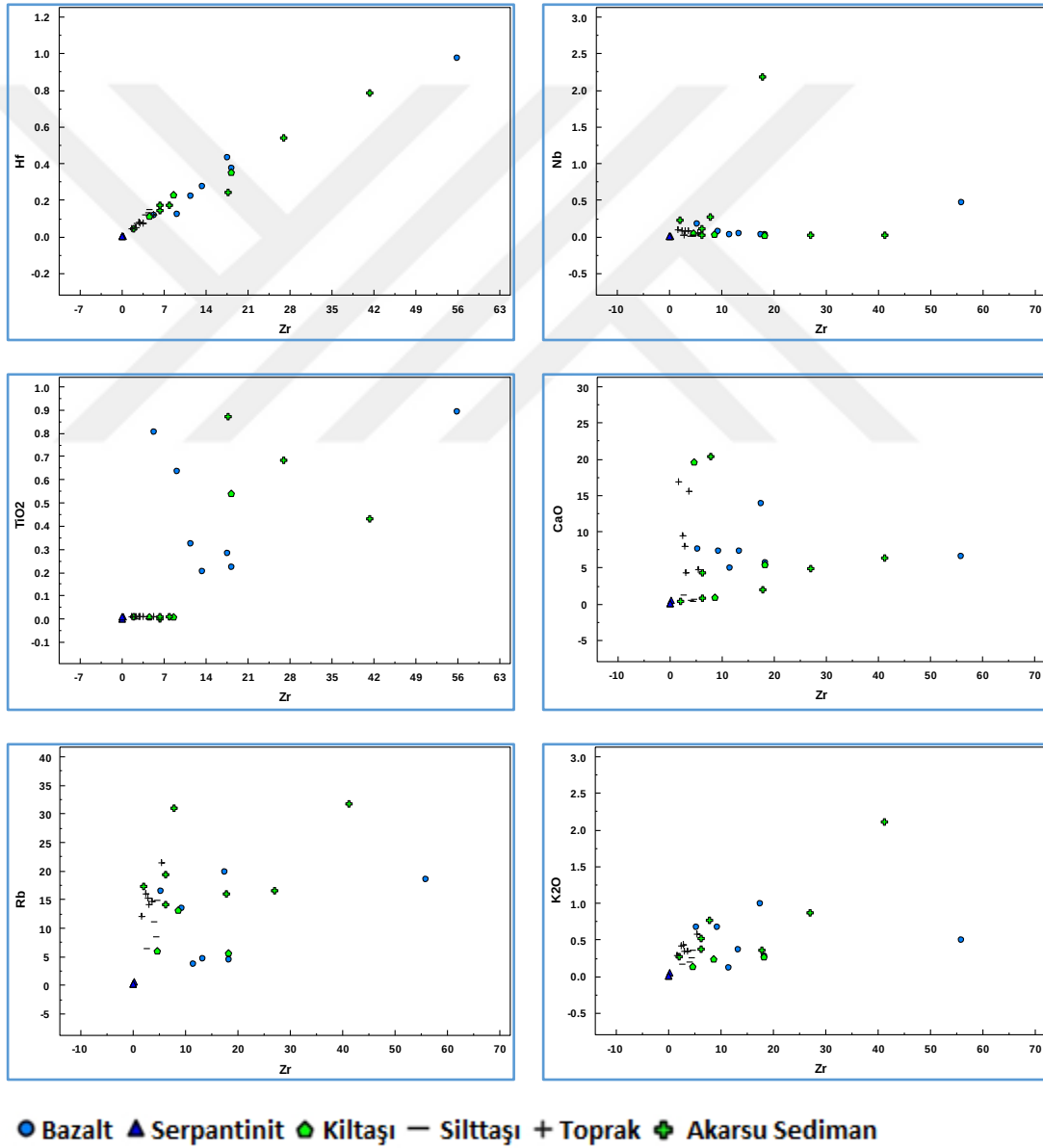
Serpantinitler ve spilitik bazaltlar, hidrotermal metamorfik faaliyetler nedeniyle bir miktar (çoğunlukla düşük dereceli) alterasyona uğramış kayalardır. Bunlar hem LILE hem de HFSE için genellikle uyumsuz elemanların yüzey mobilizasyonuna neden olur (Staudigel vd. 1996). Bunu açıklamak için, sulu minerallerin varlığı, bir düzeyde hidrotermal alterasyonun iyi bir göstergesidir. Petrojenezi incelemek için düşük dereceli metamorfik ve ayrışma koşullarında çok az hareketlilik gösteren veya hiç hareket etmeyen elementler önemli göstergelerdir. Bunlar, ana elementler için Ti ve P, HFSE için Zr, Hf, Nb ve Ta ve LILE için Th'yi içerir (Kerrick vd. 1998; Nyamsari ve Yalcin 2017).

Bu çalışmada, düşük dereceli metamorfik aktivitenin doğasını araştırmak için indikatör elementler kullanılmış ve fraksiyonasyon için kararlı indeks veya referans olarak Zr'ye karşı çizilmiştir (Şekil 10).

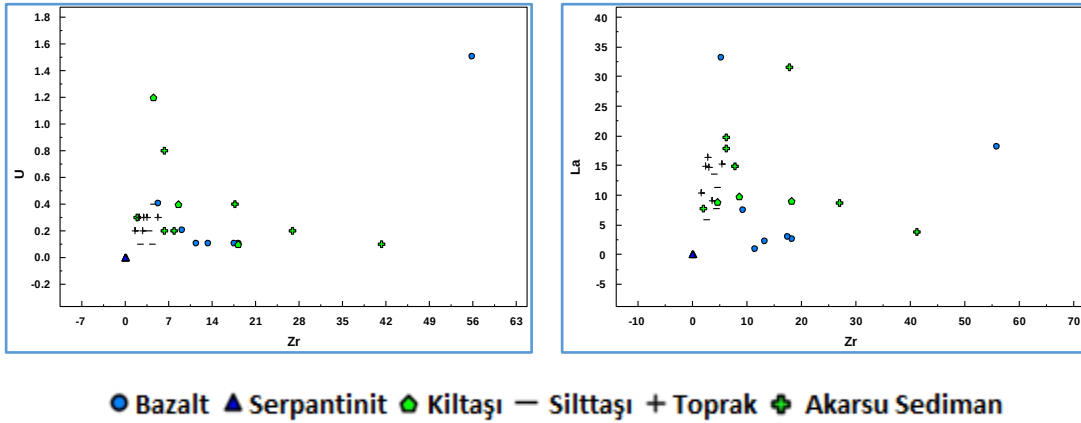
Serpantinitler ve bazaltlar içerisinde hareketsiz olan Nb Hf ve Ti, Zr ile doğru orantılıdır. Titanyum üç farklı eğilim göstermiştir. LIL elementleri, CaO, La, Rb, U ve K₂O, Zr'ye karşı tutarsızdı ve muhtemelen hidrotermal alterasyonun neden olduğu bir miktar hareketlilik seviyesini göstermiştir. Hf ve Zr arasındaki mükemmel ilişki, volkanik

kayaçlardaki fraksiyonlanma nedeniyle zenginleşmeyi ve tortul ortama yansıyan ayrışmayı göstermiştir. Hareketsiz Nb ve Zr ilişkisi, kaya malzemelerinin genellikle Nb'de zayıf olduğunu göstermektedir.

Volkanik kayaçlar üzerindeki hidrotermal hareketlerin neden olduğu elementlerin mobilizasyonu ve tortul malzemeleri oluşturan ayrışma hareketinin neden olduğu kaya kimyasal bileşiminde değişiklik olduğu şeklinde yorumlanabilir.



Şekil 5.10. Hidrotermal alterasyon ve bozunma sırasında Zr'ye göre hareketsiz ve hareketli elemanların duyarlılığı



Şekil 5.10'un devamı

5.5. İlişkili Volkanik Seriler

Bu, kaya türlerinin kolüvyal melanjı nedeniyle kompleksin bazı alanlarında belirlenmesi zor bir parametre olabilir. Kaya türünü (çoğunlukla magmatik) sınıflandırmak ve kaya ve tortul ortamın olası kaynaklarını tahmin etmek için kullanılabilir.

Irvine ve Baragar'dan (1971) sonra AFM modeli (Şekil 5.11a) ve Hastie vd (2007)'dan sonra Co-Th ayırt edici grafikleri (Şekil 5.11b), alkali içeriklerini kullanarak numunelerin (özellikle magmatik numunelerin) volkanik alt-alkali serilerini belirlemek için kullanılmıştır. AFM modeli, kayayı potasyum bakımından fakir kaya (toleit) veya alümina bakımından zengin bir seri (kalk-alkali) olarak ayırt eder. Co-Th modeli, bölgedeki spilit bazaltlar gibi ayrılmış, hidrotermal olarak altere olmuş ve/veya metamorfizmaya uğramış volkanik ark bazaltik kayaları için uygundur.

Şekil 5.11a, b'de gösterildiği gibi kayaların üç volkanik seri (toleit, kalk-alkalin ve yüksek-K kalk-alkali ve şoşonit) ve iki kaya serisi (Bazaltik-andezit/andezit ve dasit/riyolit grubu) olarak daha ayrıntılı bir sınıflandırma oluşturulmuştur. Hem AFM hem de Co-Th sınıflandırma şemaları tortul kayaçlar için tasarlanmamıştır. Bu çalışmada tortul örneklerini uygulamak, olası volkanik kaynak ilişkisini ortaya çıkarmak için yararlı olabilceği düşünülmüştür.

AFM sınıflandırma şeması, örneklerin toleyitik ve kalk-alkali serilerden oluştuğunu göstermektedir. Yedi bazalt örneğinden beşinin, silttaş, kiltası ve topraktan birer örnekle birlikte kalk-alkali olduğu gözlenmiştir. Geri kalan örnekler toleit olarak sınıflandırılmıştır.

Co-Th grafiğinde volkanik kayaçlardan ikisi toleit, ikisi kalk-alkalin, biri bazaltik-andezit-andezit (BA/A) bileşimi ve biri de dasit/riyolit (D/R) kaya türü olarak sınıflandırılmaktadır. Toprak örneğinin üç tanesi kalk-alkali bazaltlar ve ikisi kalk-alkali

BA/A ile ilgili ilişkiler göstermiştir. Tüm silttaşı, akarsu çökelleri ve kiltası örnekleri BA/A kalk-alkalin serisi bağılılığı gösterirken, bir kiltası numunesi DR kalk-alkali ile ilgilidir.

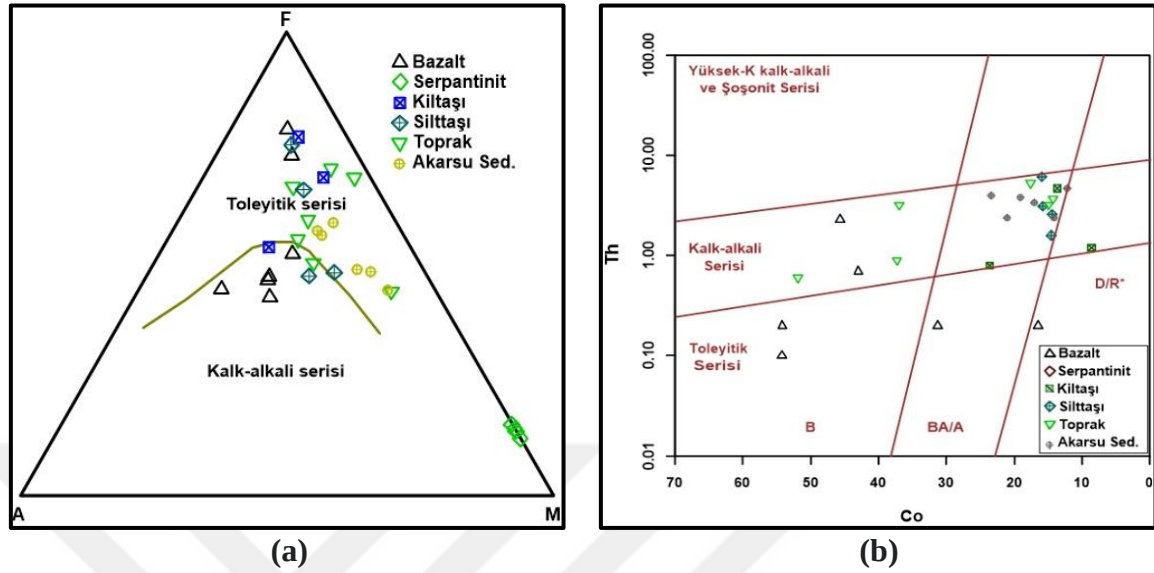
AFM ve Co-Th diyagramlarının her ikisi de bazalt ve tortul numunelerin sınıflandırılmasında farklılıklar göstermiştir. AFM sisteminden sedimanter örneklerin tamamına yakınının toleyitik bir seri olarak çizildiği, buna karşın bazaltların çoğunun (5/7) kalk-alkali seriler olarak çizildiği gözlenmektedir. Bu dağılım, sedimanter numunelerdeki MgO ve toplam alkali içeriğine nispeten yüksek Fe_2O_3 içeriğine ve Fe_2O_3 içeriğine bazaltlardaki nispeten yüksek MgO ve toplam alkali içeriğine bağlanabilir. Sedimanter numunelerdeki düşük MgO ve alkali içeriği, kararsızlıkları ve hava koşullarına ve erozyona karşı duyarlılıklarından kaynaklanırken (Yalcin vd. 2019a, 2021; Nyamsari vd 2017, 2020), nispeten yüksek Fe_2O_3 konsantrasyonu, MgO ve alkalilere kıyasla daha kararlı olmasından kaynaklanmaktadır.

Öte yandan, kalk-alkalin serisi içinde yer alan tüm tortul örnekler, nispeten kararlı ve daha az hareketsiz Co ve Th elementleri (Hastie vd. 2007) kullanılarak bazalt ve bazaltik andezit kaynağı ile ilgilidir. Bu diyagramdaki bazaltların çoğu (4/6) toleyitik seride iki bazalt, bir andezit ve bir dasit/riyolit olarak işaretlenirken, 2/6'sı kalk-alkali bazaltlar olarak sınıflandırılmıştır.

Co-Th diyagramının hem magmatik hem de tortul örnekler için iyi ve ayrıntılı bir sınıflandırma verdiği inanılmaktadır. Bunun nedeni, hem bazalt içindeki daha kararlı hem de daha az hareketli Co-Th konsantrasyonunun, magmanın mafik bir bileşimden felsik bir bileşime doğru bir yansıma fraksiyonasyonu; mafik bir magmadan felsik içeriğe evrilmeyi ve tortul örnekler içinde kaynak kaya kompozisyonlarının gerçeğe yakın bir yansımaları sunarlar.

Bununla birlikte, AFM ve Co-Th diyagramlarından, volkanik yay bölgesi etrafındaki kıtasal ve okyanusal kabuktan kaynaklanan magmatik örneklerin toleyitik ve kalk-alkali seri tiplerinin bir karışımı olduğu söylenebilir. Sedimanter örnekler kalk-alkali kaynağa bağlıdır.

Not: Ultramafik serpantinit örnekleri bu diyagramların ölçeğinde çizilmemiştir ve bu nedenle dikkate alınmamıştır.



Şekil 5.11. a) AFM (sırasıyla Na₂O + K₂O, Fe₂O₃ ve MgO) içeriği (Irvine ve Baragar 1971'den alınmıştır); ve **b)** Co-Th grafiği (Hastie vd. 2007'den alınmıştır) kullanılarak analiz edilen örneklerin jeokimyasal karakterizasyonu. B = Bazalt, BA = Bazaltik Andezit, A = Andezit, D = Dasit ve R = Riyolit

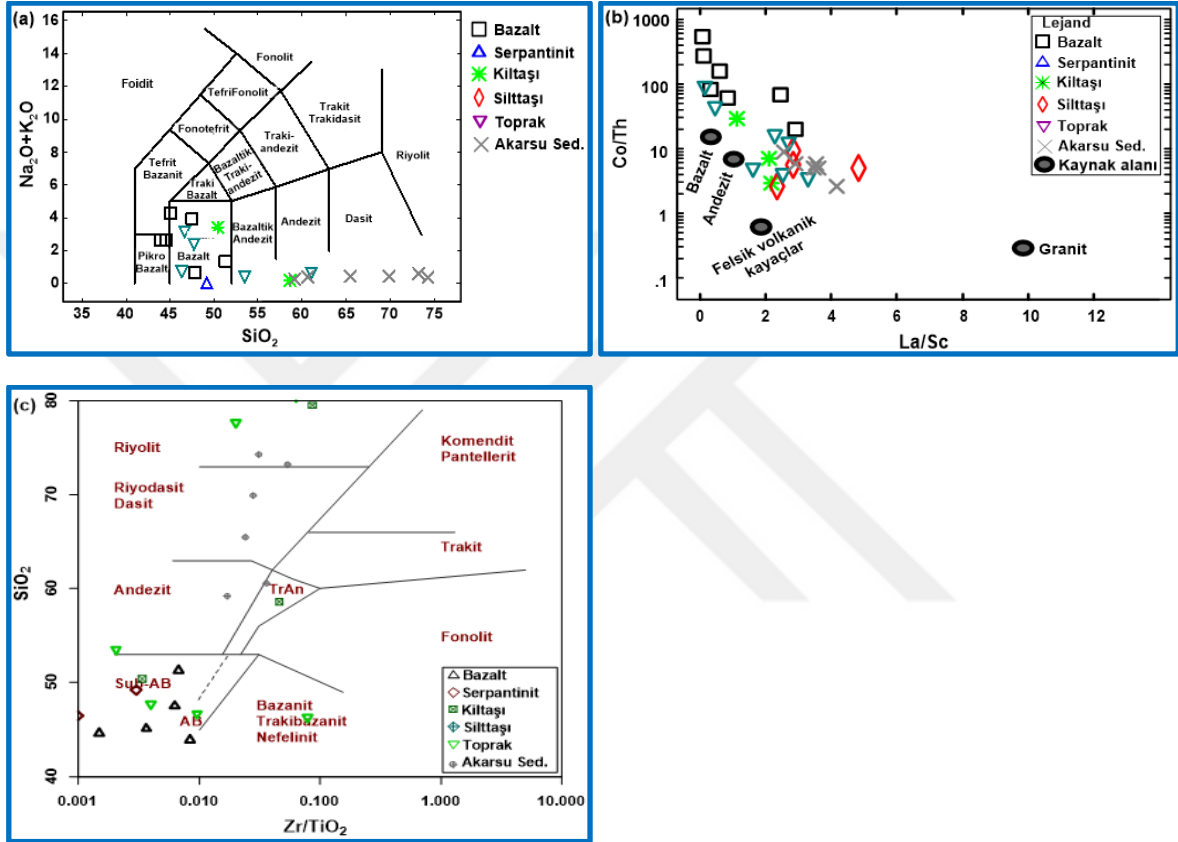
5.6. Anakaya veya Köken ve Paleoiklimsel Koşullar

Sedimentler ve/veya tortul kayalar için kaynağın veya protolitin etkisi ve doğası, genellikle tortul malzemede kararlı iz metal etkisi ile yansıtılır. Bunlar, tortul materyalin kaynağının/kaynaklarının kimyasal ve mineralojik içerikleri aracılığıyla tanımlanmasını mümkün kılar (Nagarajan vd. 2017). Ana ve iz element içeriği aynı zamanda paleo-ayrışmayı, havzanın tektonik gelişimi sırasında tortu geri dönüşümünü ve tortuların hidrolik olarak sınıflandırılmasını anlamak için kullanılabilir (Cullers 1995; Armstrong-Altrin 2015; Nagarajan vd. 2017). Bu kararlı elementler Be, Cr, Ga, Ni, Sc, Y ve Zr'dir (Hofer vd. 2013; Nyamsari ve Yalcin 2017).

Serpantinitler ve silttaşları, LeBas vd. (1986)'den sonra toplam Alkaliler-Silika (TAS) grafiği kullanılarak orijin tanımlama diyagramında (Şekil 5.12a) işaretlenmemiştir. Kıltaşı bazalt ve andezitin olası kökenlerini göstermektedir. Toprak bazalt, bazaltik andezit ve andezit ana maddelerinin bir karışımını göstermiştir; bazalt hakimdir. Akarsu çökelleri dasit kökenini yansıtmaktadır.

Kaynak kayayı tanımlamak için Co/Th diskriminant grafiğine karşı La/Sc (Şekil 5.12b) göz önüne alındığında (Condie 1993), ölçekli serpantinitler, silttaşları ve akarsu çökelleri andezite daha çok benzeyen ve felsik volkanik kayalara daha az benzeyen kimyasal özellikler göstermiştir. Kıltaşı ve toprak örneklerinin kimyasal özellikleri, bazalt, andezit ve daha az genişliğe sahip felsik volkanik kayalara kadar benzerlik bakımından farklılık göstermiştir.

Zr/TiO₂ ve SiO₂ kaya sınıflandırma şeması (Şekil 5.12c) göz önüne alındığında, toprak örneklerinin çoğu bazalt ve andezit bileşimine benzerken, akarsu çökelleri dasit ve riolit bileşimi ile ilgilidir (Winchester ve Floyd 1977).



Şekil 5.12. **a)** SiO₂ - Na₂O+K₂O (LeBas vd. 1986'dan alınmıştır); **b)** La/Sc - Co/Th (Condie 1993'ten alınmıştır); ve **c)** Zr/TiO₂ - SiO₂ kullanılarak numunelerin kaynak alanını belirlemek için kimyasal özelliklerin ikili diskriminant grafiği (Winchester ve Floyd 1977'den alınmıştır)

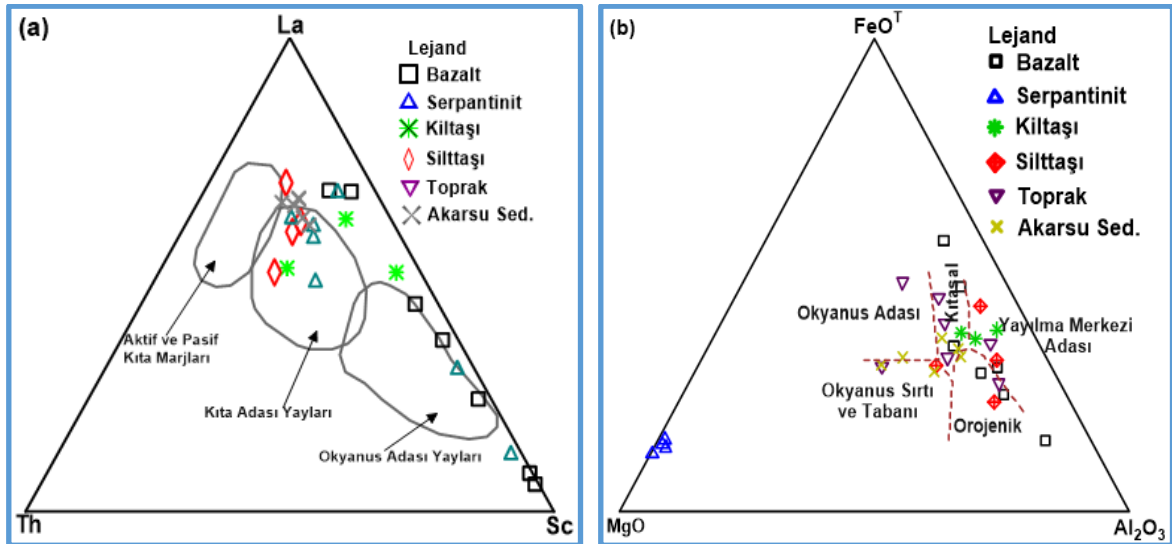
5.7. Tektonik İlişki

La-Th-Sc (Bhatia ve Crook, 1986) ve MgO-FeO-Al₂O₃ (Pearce vd. 1977) gibi üçlü haritalar, örneklerin olası jeotektonik kökenini ayırt etmek için kullanılmıştır (Şekil 5.13a). La-Th-Sc grafiğinde silttaşları, akarsu çökelleri ve bazı toprak örneklerinin kıtasal ada yayı kaynağı ile ilişkili olduğu gözlenmiştir. Bazalt örneklerinin bazıları okyanus adası yayı ile ilgilidir (BK14B, BA23D ve GrA15), ikisi kıtasal ada yayı orijiniyle yakın ilişki göstermiştir (BA7 ve DzA9), ikisi ise sınıflandırılmamış (BK4B ve BK6A) okyanustan uzaktadır.

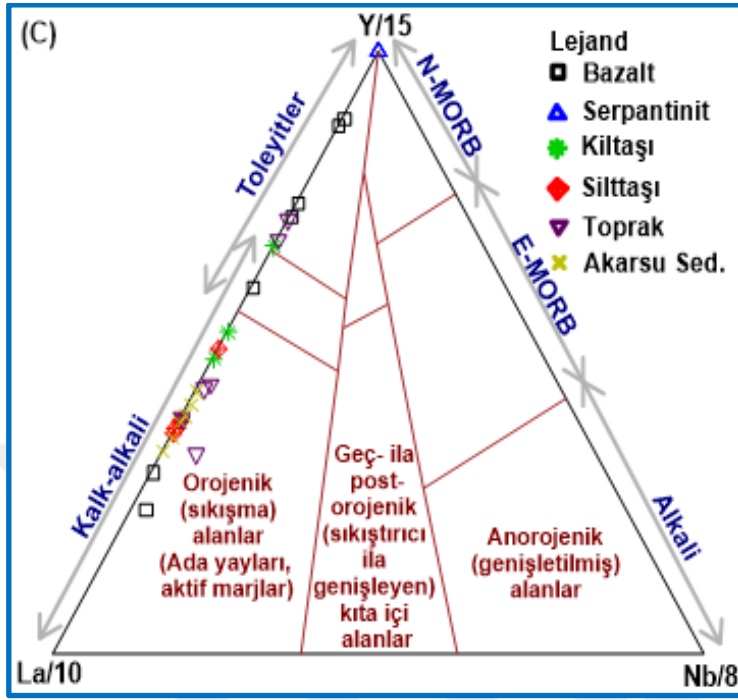
MgO-FeO_T-Al₂O₃ grafiği dikkate alındığında (Şekil 5.13b), örneklerin çoğunun kıtasal, yayılan Merkez Ada ve orojenik bir orijin ile ilişkili olduğu görülmektedir. Bazaltlardan üçü karasal (BK6A, BK14B ve DzA9), ikisi orojenik (BK4B, BA23D ve GrA15) ve biri yayılma merkezli ada bazaltı (BA7) olarak çizilmiştir. Birkaç tortul numune, Ocean Island (bir toprak ve bir akarsu tortusu numunesi) ve Okyanus sırtı/tabanı (bir toprak, üç akarsu tortusu ve bir silttaşı numunesi) ilişkili olduğunu göstermektedir.

Bazaltların bileşimi Alakırçay formasyonundan Karadere formasyonuna kadar çeşitlilik göstermektedir. Bu, bazaltları oluşturan magmanın kimyasal içeriğindeki değişikliklere bağlanabilir. Bu çalışmada kullanılan örnek sayısının sınırlı olması nedeniyle bir sonuca varmak doğru olmasa da, farklı iki formasyona ait bazaltların üç kaynağın karışımı olduğu söylenebilir; sıkıştırma rejimi sırasında üretilen kıta- ve okyanus-yayı, ve plakalar arası (yitim) kökenlidir. Alakırçay bazaltları daha çok karasal ada yayı ile ilgiliyken, Karadere bazaltları daha çok okyanus adası yayı ile ilgilidir. Toprak örnekleri de benzer özellikler göstermiştir, bu da bazaltların kökenleri olabileceğinin bir göstergesidir.

Kayaların tektonik kaynağını belirlemek için La/10–Y/15–Nb/8 üçlü ayırım sistemi (Şekil 5.13c) kullanılmıştır (Cabanis ve Lecolle 1989). Numunelerin hepsinin bir adanın veya aktif sınırın sıkıştırıcı orojenik alanına ait olduğu gözlenmiştir. Ayırt edici grafik ayrıca örneklerin kalk-alkaliden toleyitik bileşime kadar değiştiğini ve okyanus ortası sırt bazalt tiplerinden herhangi biriyle ilgisiz olduğunu göstermiştir. Bazaltların yay kökeni, çökellerin tektonik bir yay ortamına, özellikle Ege (Helen) Yayı ve Kıbrıs Yayı'na bağlı olduğunu gösteren, bölgenin sahil kumu tektonik değerlendirmesi çalışmalarıyla da doğrulanabilir (Yalcin vd. 2021).



Şekil 5.13. Örneklerin olası tektonik yerleşim kaynaklarını ayırt eden üçlü haritalar; **a)** La-Th-Sc (Bhatia ve Crook 1986'dan alınmıştır), **b)** MgO-FeO_T-Al₂O₃ (Pearce vd. 1977'den sonra), ve **c)** La/10–Y/15–Nb/8 (Cabanis ve Lecolle 1989'dan alınmıştır)



Şekil 5.13'ün devamı

5.8. Çoklu Element Normalleştirilmesi

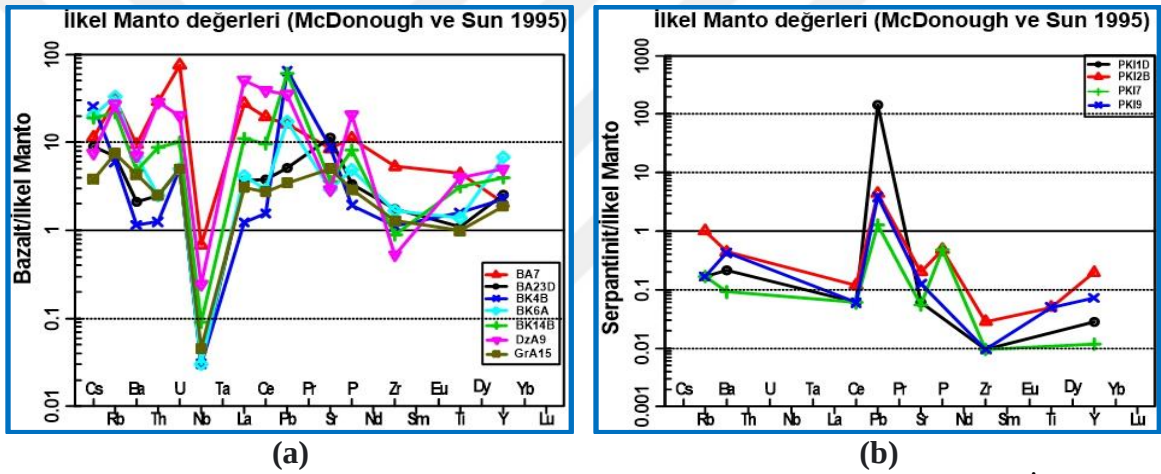
Bazaltlar ve serpantinit kayaçları için çok elementli normalizasyon yapılmıştır. Genellikle kondrit normalizasyonu ve diğer bir standart normalizasyon türü, magmatik kayaçların çoğunu temsil etmek için yeterlidir (Rock 1988). Örnekler, en yaygın olarak kullanılan Primitive Mantles (McDonough ve Sun 1985), Chondrite (Thompson 1982) ve Ortalama kabuk (Weaver ve Tarney 1984) referans değerleri kullanılarak normalleştirildi. Bu diyagramlar, manto erimesini, fraksiyonel kristalleşmeyi ve kaya takımlarının kabuksal kirlenmesini değerlendirmede önemlidir.

İlkel mantoya normalize edildiğinde, bazaltlar, tüm örneklerde Nb ve DzA9 örneğinde Zr hariç tüm spektrum için zenginleşme göstermiştir (Şekil 5.14a). Serpantinitler, nispeten zenginleştirilmiş olan Pb hariç, spektrum boyunca tükenme göstermiş (Şekil 5.14b). Niyobyum, Cs, Th, U ve La serpantinitlerde bulunmazken bazaltlarda tespit edilmiştir.

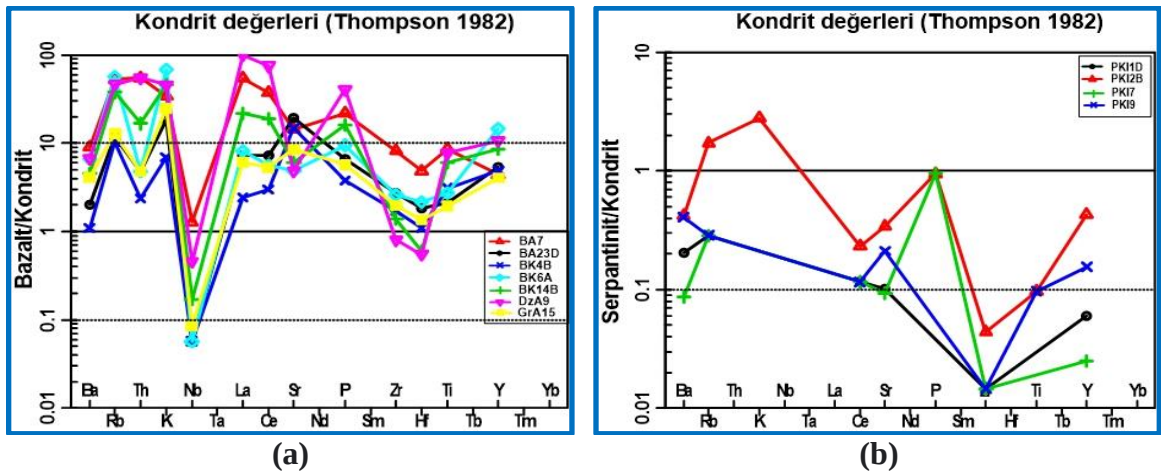
Bazaltlardaki azalma genel olarak ya tektonik plaka yerleşimine (Sun ve McDonough 1989) ya da hidrotermal alterasyona (Chaffey ve diğerleri 1989) atfedilebilir. Bununla birlikte, Rb, U, Pb ve Sr gibi hareketli elementlerin nispi zenginleşmesi göz önüne alındığında, Nb'nin tükenmesi, düşük konsantrasyona veya ana magmada bulunmamasına bağlanabilir. Hareketsiz elementlerin hareketsiz Zr ve Ti'ye göre biraz daha fazla zenginleşmesi, kabuk kontaminasyonundan veya kısmi erimeden kaynaklanmış olabilir.

Bazaltların ve serpantinitlerin kondrit normalleşmesi, ilkel manto normalleşmesine benzer bir örüntü gösterir (Şekil 5.15a, b).

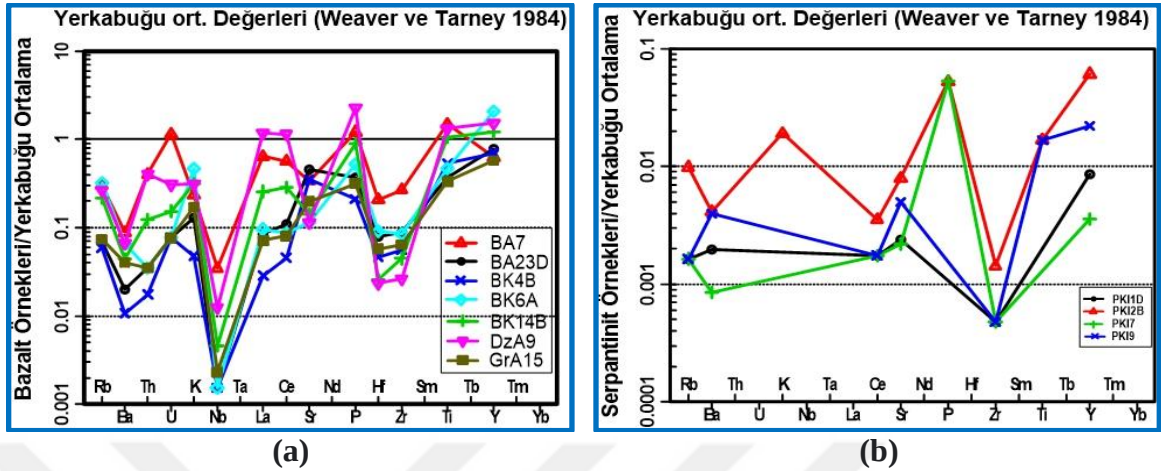
Ortalama kabuk konsantrasyonlarına karşı normalizasyon göz önüne alındığında, bazaltlar ve serpantinitlerdeki tüm elementler, birkaç örnek dışında, tükenme göstermiştir (Şekil 5.16a, b). Bazaltlarda Ba, Th, Nb, Hf ve Zr dikkate değer bir tükenme göstermiştir. Normalize edilmiş elementlerin çoğu, kabuğa kıyasla manto için nispeten zenginleştirilmiştir. Bu, magmanın kaynağının kabukla ilgisi olmadığı şeklinde yorumlanabilir. İkinci olarak, örneklerde ilkel manto ve kondrite göre nispi zenginleşmenin kabuk kontaminasyonundan kaynaklanmış olabileceği söylenebilir.



Şekil 5.14. a) Bazaltlarda ve b) serpantinitlerde element konsantrasyonunun İlkel Manto konsantrasyonlarına normalleştirilmesi (McDonough ve Sun 1985'ten alınmıştır)



Şekil 5.15. a) Bazalt ve b) serpantinit örneklerinde element konsantrasyonunun kondrit normalizasyonu (Thompson 1982'den alınmıştır)



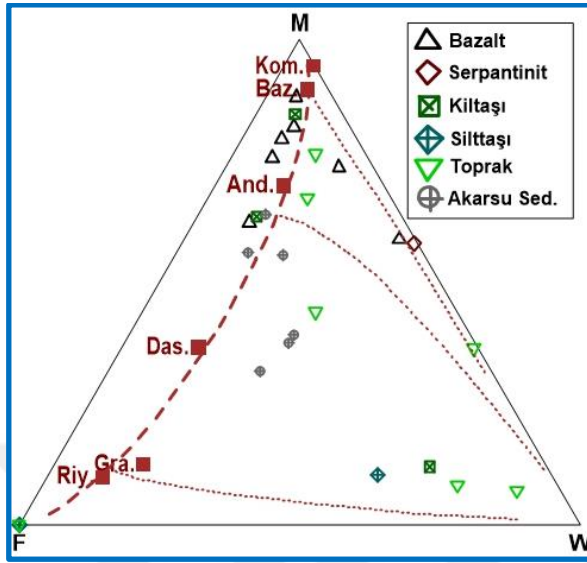
Şekil 5.16. Bazalt ve serpentinit örneklerinin eser elementleri için Ortalama Kabuk normalizasyon diyagramları

Genellikle Nb ve Ta negatif anomali, bir yitim ortamının imzası olarak kabul edilir (Winter 2001; Sedibe ve Yalcin 2016). Bununla birlikte, yazarlar, yitim mağma kalıntısı veya MORB ile ilgili kaynak kontaminasyonu olup olmadığı konusunda hala bir fikir birliğinden yoksundur. İncelenen numuneler için eser elementlerin numune normalizasyon modeli, Nb (keskin tok), Zr ve Hf için HFSE'nin negatif anomalilerini, LILE'nin Rb, U, Pb, Sr ve P'den ilkel mantoya, Rb, K, Sr ve P'den kondrite ve Rb, K, Sr'ye göreli zenginleşmesiyle ve P'den ortalama kabuğa olduğunu göstermiştir. Bu patern kıtasal bir yay magmatizmasının göstergesidir (Barbarin 2005; Barnes ve diğerleri 2006).

5.9. Kimyasal Alterasyon ve/veya Ayrışma

Numunelerin kimyasal içeriğinin kimyasal değişimi, Ohta ve Arai (2007)'den FMW (Şekil 5.17) ayrışma indeksi kullanılarak değerlendirilmiştir. Bazalt örneklerinden dördü, iki kıltaşı örneği ile birlikte, iki dere tortusu örneği, magmatik eğilim boyunca bazalt ve andezit olarak işaretlenmiştir. Bazalt örneklerinden ikisi bir dereceye kadar değişim veya ayrışma göstermektedir. Beş tortul numune (üç toprak, bir silttaşı ve bir dere tortusu) yüksek derecede ayrışma gösterirken, yedi tanesi (üç toprak ve dört dere tortusu) düşük derecede ayrışma göstermiştir. Silttaşı örneklerinin çoğu sınıflandırılmamıştır ve felsik magmatik eğilimin en uç noktasında işaretlenmiştir. Serpantinlerin bir dereceye kadar alterasyona uğradığı gözlenmiştir.

Bu grafik, tortul örneklerin çoğunun muhtemelen kaynaklarına veya ana kayaya çok yakın olduğunu göstermektedir.



Şekil 5.17. Örneklerin kimyasal ayrışma ayrımı (Ohta ve Arai 2007'den)

5.10. Mineralojik Karakterizasyon

Numunelerin mineralojik özellikleri, herhangi bir olası tortunun potansiyelini ve dolayısıyla kesme derecesini karakterize etmek için önemlidir. Örneğin Ni, bir silikat cevherinden ziyade bir sülfür cevherinden kolaylıkla çıkartılabilir. Bu nedenle, bir sülfür cevherinden %0.5'lik bir Ni kesme derecesi işlenebilirken, bir silikat cevherinden en az %1.5'lik bir Ni konsantrasyonu gereklidir. Doğal Cu cevherinden %100 Cu konsantresi üretilebilirken, ana Cu kaynağı olan kalkopiritten (CuFeS_2) sadece maksimum %34 Cu üretilebilir. Bu nedenle, mineral özellikleri, araştırmayı yönlendirmede yardımcı olacaktır.

5.11. Metamorfik Aktiviteler

Bölgede üç tür metamorfik aktivite ayırt edilebilir: Bölgesel, hidrotermal ve dinamik metamorfik aktiviteler (Vernon and Clarke 2008; Bucher ve Grapes 2011).

Bölgesel metamorfizma, okyanus levhasının kıta levhası ile çarpışması sonucu oluşan basınç artışından kaynaklanır. Ofiyolitler (okyanus levhası) üzerindeki bu basınç artışı, serpantinitlerde yüksek basınçlı mineral antigorit oluşumunu tetiklemiştir. İki levhanın yakınsaması ve çarpışması, bölgedeki dağ sıralarının oluşumuna ve okyanus levhasının kıtasan levhanın üzerine binmesine de neden olmuştur.

Hidrotermal metamorfizma, sulu serpantin grubu minerallerin oluşumu ile sonuçlanmıştır. Ayrıca split bazaltların, lavların deniz suyuna ulaşmasından ziyade, erimiş volkanik kayaların plaka yakınsaması sırasında aralarında dolaşan deniz suyu tarafından hidrotermal olarak değiştirilmesinden oluştuğu söylenebilir. Split bazaltlar ve Arfvedsonit, magnesiohornblend ve klorit gibi mineraller de hidrotermal alterasyonun kanıtıdır.

Dinamik metamorfizma: Çandır formasyonunun melanjında gözlenmiştir. Burada kireçtaşı, kumtaşı, kıltaşı, silttaşı ve mikrokonglomeralardan oluşan breş ve kataklastikleri oluşturan ezme ve öğütme, dinamik bir metamorfik zonun açık işaretleridir. Melanjın, kaya parçalarını üreten alandaki kaya kütlelerinin parçalanmasına yol açan orojenik olay sırasında düşük sınırlı basınç alanından (genellikle < 5 km derinlikte) oluştuğuna bağlanabilir. Bununla birlikte, bu zonun altında ki (> 5 km) kataklastiklerde, önemli dinamik metamorfik alterasyonun kaya özelliklerine tanık olmak mümkün olabilir (Gillen 1982).

5.12. Çalışmadaki Kısıtlamalar

Çalışmalar yürütülürken karşılaşılan önemli bir kısıtlama, sınırlı sayıda numune analizine neden olan kısıtlı bir bütçedir. İzotopik çalışmalar gibi jeokimya ve jeokronolojiyi daha iyi anlamak için önemli analizler yapılamamıştır.

Sıvı kapanımı çalışmaları, oluşum anındaki mevcut basınç, sıcaklık ve sıvı/katı/gaz özellikleri hakkında önemli bilgiler sağlayabilir. Bu bilgi, jeokimya ve özellikle ultramafik kayalar içindeki cevher yataklarını aramak için önemlidir.

Ofiyolitik kromitit podiformunda PGE'lerin oluşumu, alt ürünler ve mostralardaki öngörülemezlikleri, süreksizlikleri nedeniyle tam olarak anlaşılamamıştır.

5.13. Yayınlanan Çalışmalara Yönelik Görüşler

Yılmaz (1978) tarafından serpantinleşmiş ultramafik kayalarda gözlemlenen lerzolit, wehrlit ve harzburgit gibi mineraller, bu çalışmada örneklenen serpantinitle XRD analizi ile tanımlanmamıştır. Bu tür mineral bileşimli serpentinitle, kompleks içinde örnekleme alanımızın dışında yer almaktadır.

Robertson ve Waldron (1990), bazaltları oluşturan magmanın ara bileşiminin okyanus ortası sırt tipi ile levha tipi bazalt arasında olduğunu bildirmiştir. Bazaltlar, Geç Triyas yaşlı iri silisiklastik türbiditler ve yaygın olmayan kuvars konglomeraları ile arakatmanlıdır ve bunları örtmektedir. Bunlar, yakın bir kıta kenarının kökenini gösterir. Bazaltların kıta kenarına yakın olduğu konusunda Robertson ve Waldron (1990) ile aynı görüş oluşmuştur. Ancak, bu bazaltları oluşturan lavların okyanus ortası sırt tipi magmayla hiçbir ilişkisi olmadığı düşünülmüş, bunun yerine kıtasal ve okyanus adası magma tipine benzerlik gösteren yay tipi bir magma olduğuna ve ikisinin karışımı olduğuna karar verilmiştir.

Çandır formasyonunun kolüvyal melanjında bulunan kireçtaşları, muhtemelen Kemer Birliği'nin karbonat masiflerinden kaynaklanmıştır. Ezilmiş ve kırıntılı kireçtaşları muhtemelen sıkışmalı tektonik rejimden üretilmiş ve daha sonra yerçekimsel olarak aşağı eğimli olarak, bugünkü konumlarına taşınmıştır.

6. SONUÇLAR

Bu çalışma, arama (prospeksiyon) ve arama faaliyetleri için gözden geçirilebilecek jeolojik çalışmaların neler olabileceği hakkında önemli bilgiler sağlar.

Tespit sınırının üzerindeki platin konsantrasyonu, sadece Karadere formasyonuna ait serpantinitlerde ve iki bazalt örneğinde gözlenmiştir.

Diyabaz ve granodiyorit gibi volkanik kayaçların varlığı, bölgede olası bir iki modlu volkanizmanın göstergesidir. Bu bilgilerin daha fazla araştırılması, değerli metaller için yeni sahalara potansiyel oluşturması için büyük önem taşımaktadır.

Silttaşının kaynak alanını ve/veya materyalini anlamak Au'nun yoğunlaşmadığı silttaşının depolanması sırasında muhtemelen çok daha yüksek Au konsantrasyonlarının bulunmasına fayda sağlayabilir. İri taneli kumtaşlarına sahip oluşumlar da yeni sahaların bulunması için ileriye dönük bir özellik olabilir. Bunun nedeni, altının yüksek özgül ağırlığı nedeniyle, daha kaba malzemelerle kolayca biriktirilebilmesidir.

Serpantinitler, hem hidrotermal ve hem de bölgesel basınçlı metamorfizma aktivitelerinden, metamorfik alterasyona uğramıştır.

Altın içeren mineraller ve PGM tanımlanmamasına rağmen, XRD tekniği kullanılarak Pt, Au, Ag ve Hg'nin tanımlanması dikkate alınarak numunelerde altın mineralleri ve PGM'ler tespit limitlerinin altında küçük miktarlarda mevcut olabilir.

Altın içerikleri, farklı örneklerde farklı minerallerle ilişkilendirilmiştir. Bazaltlarda ve serpantinitlerde, Au ve Ni ve Cu tarafından gösterilen pozitif korelasyon, Ni-Cu altınla beraber bulunmadığını göstermektedir. Bunun yerine şu ifade edilebilir: magma evrimi sırasında ultramafik minerallerde Cr'nin Ni ve Cu ile yer değiştirmiş olabilir. Akarsu çökellerinde Au muhtemelen pirit ve Pirit (Fe_{1-x}S) gibi sülfür mineralleri ile ilişkilidir. Kilittaşlarında Au konsantrasyonları Silikat minerali, Te ve Bi ile ilişkilendirilebilir.

Silttaşı örneklerinde Au ve ilişkili elementlerin nispi zenginleşmesi göz önüne alındığında, silttaşları ve ana kayaçlar, Au araması için önemli bir hedef olmuştur. Bu örneklerin ana kayası ve Karadere formasyonundan alınan toprak örnekleri dışındaki tortul örneklerin çoğu, andezit/diyorit ile dasit/granodiyorit bileşimi arasında bir ara kaya türü gibi görülmüştür. Akarsu çökellerinde silttaşlarına göre As, Sb ve Se göreceli olarak zenginleşmiştir.

Kayaları oluşturan magma, kısa bir evrim süreci yaşamıştır. Bu nedenle çok az magmatik evrim meydana gelmiştir.

Örneklenen magmatik kayaçlar toleyitik ve kalk-alkali magma tipi seriler içermektedir. Kayaları oluşturan lav, hem kıtasal hem de okyanus kabuğundan gelen volkanik yaydan kaynaklanmış olabilir. Sedimanter örnekler, kalkalkali bir kayadan kaynaklanmış olabilir.

Genel olarak, incelenen örnekler için üç örnek kaynak kategorisi vardır. Sedimentler ve toprak örneklerinin birkaçı muhtemelen kıtasal kaynak kayalardandır, bazaltlar kıtasal, levhalar arası yitim ve okyanus tipi bazaltların bir karışımını oluşturmuştur. Serpantinitler, ofiyolitik kayaçların metamorfizmasından oluşmuştur.

Kayaları oluşturan magma, yitim zonundaki kısmi ergime nedeniyle mantolanmış ve deneyimlenmiş kabuksal kirlenmeden gelmiş olabilir. Kabuk kirliliği, magmadaki LILE'yi zenginleştirmiştir ve dolayısıyla HFSE'nin tükenmesine neden olmuştur.

Ayrışma nedeniyle oluşan düşük kimyasal değişim seviyeleri göz önüne alındığında, tortul malzemeler ana kaya kaynaklarından uzak değildir. Silisiklastik türbiditler ve kuvars çakıltası kıtasal kökenlidir ve sık su kireçtaşının bir zamanlar bölgeyi etkisi altına alan Ege Denizi kıyılarında olduğu düşünülmektedir.

Bölgedeki kayaçların çoğu, bölgesel, hidrotermal ve dinamik metamorfizmden birini veya hepsini yaşamıştır.

7. KAYNAKLAR

- Aitchison, J. 2008. The single principle of compositional data analysis, continuing fallacies, confusions and misunderstandings and some suggested remedies. Keynote address, CODAWORK08. URL <https://core.ac.uk/download/pdf/132548276.pdf> [last access: 31 December 2019].
- Aitchison, J. 1986. The statistical analysis of compositional data: Monographs on statistics and applied probability. Chapman & Hall Ltd., London, 416 p.
- Aitchison, J., Barcel'ó-Vidal, C., Mart'ín-Fern'andez, J. A. and Pawlowsky-Glahn, V. 2000, Logratio analysis and compositional distance: *Math. Geol.* 32(3): 271–275.
- Aitchison, J. and Egozcue, J.J. 2005. Compositional data analysis: where are we and where should we be heading? *Math. Geol.* 37 (7): 829-850. doi:10.1007/s11004-005-7383-7.
- Anand, R.R. and de Broekert, P. eds; 2005, Regolith-landscape Evolution Across Australia: CRC LEME. <http://crcleme.org.au/Pubs/Monographs/RegLandEvol.html> [last access: 21 June 2019].
- Anand, R.R. 2000. Regolith and geochemical synthesis of the Yandal greenstone belt. In Phillips, G.N. and Anand, R.R. (Eds), Yandal Greenstone Belt, Regolith, Geology and Mineralisation. *Australian Institute of Geoscientists Bulletin*. 31, pp. 79-112.
- Anand, R.R., Hough, R.M., Salama, W., Aspandiar, M.F., Butt, C.R.M., Gonzalez-Alvarez, I. and Metelka, V. 2019. Gold and pathfinder elements in ferricrete gold deposits of the Yilgarn Craton of Western Australia: a review with new concepts. *Ore Geol. Rev.* 104: 294–355.
- Anand, R.R. and Paine, M. 2002. Regolith geology of the Yilgarn Craton, western Australia: implications for exploration. *Australian J. Earth Sci.*, 49 (1), 3–162.
- Andreotti, B., Forterre, Y. and Pouliquen, O. 2013 Granular Media. Between Fluid and Solid. Cambridge University Press., 99 p. ISBN 9781107034792.
- Antropova, L.V., Goldberg, I.S., Voroshilov, N.A. and Ryss, J.S. 1992. New methods of exploration for blind mineralization in the USSR: *Journal of Geochemical Exploration*, 43(2): 157–166. doi:10.1016/0375-6742(92)90004-r.
- ArcGIS. 2020. "What Is Geostatistics? – Arcgis Pro | Documentation. Pro.Arcgis.Com. <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/help/analysis/geostatistical-analyst/what-is-geostatistics-.htm> [Last access: 22 June 2020].
- Augé, T., Legendre, O. and Maurizot, P. 1998. The distribution of Pt and Ru-Os-Ir minerals in the New Caledonia ophiolite. In Laverov, N. P. and Distler, V. V. (Eds.), International Platinum. *Theophrastus publications, Athens*, pp. 141-154.
- Bachmaier, M. and Backes, M. 2008. Variogram or semivariogram? Understanding the variances in a variogram. *Precision Agriculture*, 9 (3): 173-175. doi:10.1007/s11119-008-9056-2.

- Barbalace, Kenneth. "Periodic Table of Elements". Environmentalchemistry.com. Retrieved 2007-04-14. <https://environmentalchemistry.com/yogi/periodic/> [Last access: December 2019].
- Barbarin, B. (2005). Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: Nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos*, 80(1–4): 155–177, doi:10.1016/j.lithos.2004.05.010.
- Barka, A. and Reilinger, R. 1997. Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annals of Geophysics*, 40(3): 587-610.
- Barnes, C. G., Mars, E. V., Swapp, S. and Frost, C. D. 2006. Petrology and geochemistry of the Middle Jurassic Ironside Mountain batholith: Evolution of potassic magmas in a primitive arc setting, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 410(10): 199–221.
- Beus, A.A., Grigorian, S.V., Teteruk-Schneider, Rita. and Levinson, A. A. 1977. Geochemical Exploration Methods for Mineral Deposits. *Applied Publishing*, Wilmette, Illinois.
- Bhatia, M.R. and Crook, K.A.W. 1986. Trace Element Characteristics of Greywackes and Tectonic Setting Discrimination of Sedimentary Basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92(2): 181-193. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00375292>.
- Billheimer, D., Guttorp, P. and Fagan, W. F. 2001. Statistical interpretation of species composition. *J. Am. Stat. Assoc.*, 96(456): 1205–1214.
- Bolster, J.S.M. 1999. Regolith mapping: is it necessary? Exploration Geochemistry for the New Millennium. *Australian Institute of Geoscientists Bulletin*, 30: 125-135.
- Bølviken, B. and Logn, O. 1975. An electrochemical model for element distribution around sulphide bodies. In Elliott, I. and Fletcher, K. (Eds.), *Geochemical Exploration 1974*. Elsevier, Amsterdam, pp. 631–648.
- Bowen, N.L. 1928. The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, Princeton.
- Boyle, R.W. 1979. The geochemistry of gold and its deposits. *Geol. Surv. Can. Bull.* 280 584 p.
- Bozkaya, Ö., Bozkaya, G., Uysal, I.T. and Banks D.A. 2016. Illite occurrences related to volcanic-hosted hydrothermal mineralization in the Biga Peninsula, NW Turkey: Implications for the age and origin of fluids. *Ore Geology Reviews* 76: 35-51.
- Bozkurt, E. 2001. Neotectonics of Turkey-a syntheses. *Geodynamica Acta*, 14(1-3): 3-30.
- Buccianti, A. and Pawlowsky-Glahn, V. 2005. New perspectives on water chemistry and compositional data analysis. *Math. Geol.* 37(7): 703–727.
- Bucher, K. and Grapes, R.H. 2011. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. *Springer-Verlag Berlin Heidelberg*, Edition 8. DOI: 10.1007/978-3-540-74169-5.

- Butt, C.R.M. 1992. Semi-arid and arid terrains. In Butt, C. R. M. and Zeegers, H. (Eds.), Regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains. *Handbook of Exploration Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 4, pp. 93–125.
- Butt, C.R.M., Robertson, I.D.M., Scott, K.M. and Cornelius, M. eds; 2005. Regolith expression of Australian ore systems: CRC LEME. <http://crcleme.org.au/Pubs/Monographs/RegExpOre.html> [Last access: 18 March 2020].
- Cabanis, B. and Lecolle, M. 1989. Le diagramme La/10 – Y/15 – Nb/8: Un outil pour la discrimination des series volcaniques et en evidence des mélange et/ot de vontamination crustale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 2(309): 2023–2029.
- Cameron, E.M. and Leybourne, M.I. 2005. Relationship between ground water chemistry and soil geochemical anomalies at the Spence copper porphyry deposit, Chile. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 5(2): 135–145.
- Cameron, E.M., Hamilton, S.M., Leybourne, M.I., Hall, G.E.M. and McClenaghan, M.B. 2004. Finding deeply buried deposits using geochemistry. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 4(1), 7–32.
- Cameron, E.M., Leybourne, M.I. and Kelley, D.L. 2002. Exploring for deeply-covered mineral deposits: Formation of geochemical anomalies in northern Chile by earthquake-induced surface flooding of mineralized ground waters. *Geology*, 30(11): 1007–1010.
- Cameron, E.M., Leybourne, M.I. and Kelley, D.L. 2005. Exploring for deposits under deep cover using geochemistry. *Society of Economic Geology Newsletter*, 63: 5–15.
- Cao, Y., LI, S., Yao, M. and Zhang, H. 2010. Significance of quartz REE geochemistry, Shihu gold deposit, western Hebei Province, North China, using LA-ICP-MS. *Front. Earth Sci. China*, 4(3): 337–344.
- Chaffey, D.J., Cliff, R.A., Wilson, B.M., Saunders, A.D. and Norry, M.J. 1989. Characterization of the St Helena magma source, Magmatism in the Ocean Basins. *Geological Society, London, Special Publication*, 42(1): 257–276.
- Chayes, F. 1960. On correlation between variables of constant sum. *J. Geophys. Res.* 65(12): 4185–4193.
- Cheng, Z.Z. and Xie, X.J. 2006. Influence of variation in element background values in rocks on metallogenic prognosis in geochemical maps. *Geol. China*, 33(2), 411–417.
- Cohen, D.R., Kelley, D.L., Anand, R. and Coker, W.B. 2007. Major Advances in Exploration Geochemistry, 1998–2007. In "Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration" edited by B. Milkereit, pp. 3–18.
- Cohen, D.R., Rutherford, N.F., Morisseau, E. and Zissimos, A.M. 2012. Geochemical patterns in the soils of Cyprus. *Science of Total Environ.* 420, 250–262.

- Condie, K.C. 1993. Chemical Composition and Evolution of the Upper Continental Crust: Contrasting Results from Surface Samples and Shales. *Chemical Geology*, 104(1-4): 1-37. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90140-e](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-e).
- Davis, J.C. 2008. Statistics and Data Analysis in Geology. Wiley, New York.
- Delaune-Mayere, M., Marcoux, J., Parrot, J.-F. and Poisson, A. 1976. Modele d'evolution Mesozoique de la paleo-marge Tethysienne au niveau des nappes radiolaritiques et ophiolitiques du Taurus Lycien, d'Antalya et du Baer-Bassit. In "Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins", 22-30 October 1976, Split.
- Egozcue, J.J., Pawlowsky-Glahn, V., Mateu-Figueras, G. and Barceló-Vidal, C. 2003. Isometric Logratio Transformations for Compositional Data Analysis. *Mathematical Geology*, 35(3): 279-300. <https://doi.org/10.1023/A:1023818214614>.
- Egozcue, J.J. and Pawlowsky-Glahn, V. 2006. Simplicial geometry for compositional data. In: Buccianti, A.A., Mateu-Figueras, G., Pawlowsky-Glahn, V. (Eds.), Compositional Data Analysis in the Geosciences; From Theory to Practice. *Geological Society, London*, pp. 145–159.
- Fernández-Martínez, M. and Sánchez-Granero, M., 2014. Fractal dimension for fractal structures. *Topology and its Applications*, 163, pp.93-111.
- Fischer, W., Amossé, J. and Leblanc, M. 1988. PGE Distribution in some Ultramafic Rocks and Minerals from the Bou-Azzer Ophiolite Complex (Morocco). In: Prichard, H.M., Potts, P.J., Bowles, J.F.W. and Cribb S.J. (Eds.), Geo-Platinum 87. *Springer, Dordrecht*, pp. 199-210. https://doi.org/10.1007/978-94-009-1353-0_20.
- Ford, D. 2017. The Empirical Variogram. faculty.washington.edu. Retrieved 31 October 2017. <https://faculty.washington.edu/edford/Variogram.pdf> [Last access: 12 December 2020].
- Franklin, J.M. and Duke, J.M. 1991. Lithogeochemical and mineralogical methods for base metal and gold exploration. Mineral Deposits Subdivision, Mineral Resources Division, *Geological Survey of Canada*, 601 Booth Street, Ottawa, Ontario, K1A 0E8, pp. 1-33.
- Gabriel, K.R. 1971. The biplot graphic display of matrices with application to principal component analysis. *Biometrika* 58(3): 453–467.
- Gillen, Cornelius, 1982, Metamorphic Geology: an Introduction to Tectonic and Metamorphic Processes. *Springer, Dordrecht, Netherlands*, 146 p.
- Goldberg, I.S. 1998. Vertical migration of elements from mineral deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 61(1-3): 191–202.
- Gorham, E. 1991. Biogeochemistry: its origins and development. *Biogeochemistry*, 13(3): 199-239.
- Govett, G.J.S. 1973. Differential secondary dispersion in transported soils and post-mineralization rocks: An electrochemical interpretation. In: Jones, M.J. (Ed.), Geochemical Exploration 1972. Institute of Mining and Metallurgy, 81–91.

- Greenacre, M. 2018a. Compositional Data Analysis in Practice. Chapman & Hall / CRC Press, Boca Raton. <https://www.routledge.com/Compositional-Data-Analysis-in-Practice/Greenacre/p/book/9781138316430> [Last access: 12 December 2020].
- Greenacre, M. 2018b. Variable selection in compositional data analysis using pairwise logratios. *Math. Geosci.* 51(5): 649–682.
- Greenacre, M. 2020. Amalgamations are valid in compositional data analysis, can be used in agglomerative clustering, and their logratios have an inverse transformation. *Appl. Comput. Geosci.*, 5: 100017. <https://doi.org/10.1016/j.acags.2019.100017>.
- Gultekin, A.H. and Balci, N. 2016. Mineralogy, Geochemistry and Fluid Inclusion Data from the Tumanpınarı Volcanic Rock-Hosted Fe-Mn-Ba Deposit, Balıkesir-Dursunbey, Turkey. *Minerals*. Vol 6(4): 120.
- Gürboğa, Ş. and Aktürk, Ö. 2018. Neotectonic and Morphotectonic Characteristics of the Elmalı Basin and Near Vicinities. *Bull. Min. Res. Exploration*, 156: 41-66.
- Haldar, S. 2013. Introduction to Mineralogy and Petrology. *Elsevier, Amsterdam*, NE.
- Haldar, S. 2020. Metamorphic rocks; in Introduction to Mineralogy and Petrology (2nd Ed.), Chapter 7. *Elsevier*, 269-289 p. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-820585-3.00007-7>.
- Hall, G.E.M., Hamilton, S.M., McClenaghan, M.B. and Cameron, E.M. 2004. Secondary geochemical signatures in glaciated terrain, in Predictive Mineral Discovery Under Cover. Society of Economic Geology symposium, 27 Sept–1 Oct, Perth.
- Hamilton, S.M. 2000 Spontaneous potentials and electrochemical cells, in geochemical remote sensing of the sub-surface. In: Hale, M. and Govett, G.J.S. (Eds.), Handbook of Exploration Geochemistry, *Elsevier*, 7, pp. 81–119.
- Hamilton, S.M., Cameron, E.M., McClenaghan, M.B. and Hall, G.E.M. 2004a. Redox, pH and SP variation over mineralization in thick glacial overburden, Part I: Methodologies and field investigation at the Marsh zone gold property. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 4(1): 33–44.
- Hamilton, S.M., Cameron, E.M., McClenaghan, M.B. and Hall, G.E.M. 2004b. Redox, pH and SP variation over mineralization in thick glacial overburden, Part II: field investigation at Cross lake VMS property. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 4(1): 45–58.
- Handley, G.A., Henry, D.D. 1990. Porgera gold deposit. In: Hughes, F.E. (Ed.), Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea. Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Melbourne, pp. 1073–1077.
- Hao, L., Zhao, X., Zhao, Y., Lu, J. and Sun, L. 2014. Determination of the geochemical background and anomalies in areas with variable lithologies. *Journal of Geochemical Exploration* 139: 177–182.
- Harker, A. 1909. The natural history of igneous rocks. *The Journal of Geology* 17 (5): 488-489.

- Harley, S.L. and Kelly, N.M. 2007. Zircon tiny but timely. *Elements*, 3(1): 3–18.
- Harris, D.C. 1990. The Mineralogy of gold and its relevance to gold recoveries. *Mineralium Deposita* 25 (S1): 3-7. doi:10.1007/bf00205243. <https://doi.org/10.1007/BF00205243>.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F. 2007. Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram. *Journal of Petrology*, 48 (12): 2341-2357.
- Hayward, A.B., and Robertson, A.H.F. 1982. Direction of ophiolite emplacement inferred from Cretaceous and Tertiary sediments of an adjacent autochthon, the Bey Dağları, southwest Turkey. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93: 68-75.
- Hofer, G., Wagreich, M., and Neuhuber, S. 2013. Geochemistry of fine-grained sediments of the upper Cretaceous to Paleogene Gosau Group (Austria, Slovakia): Implications for paleoenvironmental and provenance studies. *Geoscience Frontiers*, 4(4): 449-468. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2012.11.009>.
- Holiday, J., McMillan, C., and Tedder, I. 1999. Discovery of the Cadia Au–Cu deposit. In: New generation gold mines '99 – Case histories of discovery. Conference Proceedings, Australian Mineral Foundation, Perth, 101–107.
- Hulme, K.A., Dunn, C.E. and Hill, S.M. 2006. Biogeochemistry for Mineral Exploration in Canada & Australia: A Comparison Based on International Collaboration. *Regolith Consolidation and Dispersion of Ideas*.
- Hustrulid, W.A. 2020. Prospecting. *Encyclopædia Britannica*, inc. <https://www.britannica.com/technology/prospecting-mining> [Last access: 18 May 2020].
- Irvine T, Baragar W (1971) A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Can J Earth Sci* 8: 523–548.
- Isaaks, E. H. and Srivastava, R.M. 1989. *An Introduction to Applied Geostatistics*. Oxford University Press, New York, USA.
- Armstrong-Altrin, J.S. 2015. Evaluation of two multidimensional discrimination diagrams from beach and deep-sea sediments from the Gulf of Mexico and their application to Precambrian clastic sedimentary rocks. *International Geology Review*, 57(11-12): 1446-1461. doi = {10.1080/00206814.2014.936055}.
- Jones, R.S. and Fleischer, M. 1969. *Gold in Minerals and the Composition of Native Gold*. Geological Survey Circular, America. 612 p.
- Journel, A.G. and Huijbregts, C.J. 1978. *Mining Geostatistics*. Academic Press, London.
- Joyce, A.S. 1988. Exploration geochemistry. In: *General Geology. Encyclopedia of Earth Science*. Springer, Boston, MA. https://link.springer.com/referenceworkentry/10.1007/0-387-30844-X_26#howtocite [Last access: 08 August 2020].

- Juteau, T. 1970. Petrogenèse des ophiolites des Nappes d'Antalya (Taurus Lycien Oriental): leur liaison avec une phase d'expansion oceanique active au Trias superieur. *Mem. Sci. Terre*, 15: 25-288.
- Juteau, T. 1975. Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). *Mere. Sciences Terre*, pp. 82.
- Kauranne, K., Salminen, R. and Eriksson, K. 1992. Handbook of Exploration Geochemistry. In: *Regolith Exploration Geochemistry in Arctic and Temperate Terrains*. 5th Eds., Elsevier, Amsterdam, 5, pp. 93–125.
- Kelley, D.L., Hall, G.E.M., Closs, L.G., Hamilton, I.C. and McEwen, R.M. 2003. The use of partial extraction geochemistry for copper exploration in northern Chile. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 3(1): 85–104.
- Kerrick, R.W., Wyman, D., Fan, J. and Bleeker, W. 1998. Boninite series: low-Ti tholeiite associations from the 2.7 Ga Abitibi greenstone belt. *Earth and Planetary Science Letters*, 164(1-2): 303-316.
- Killops, S.D. and Killops, V. J. 2005. Introduction to Organic Geochemistry. 2nd ed. *Oxford: Blackwell Publishing*, UK, 250 p.
- Kirkwood, C., Everett, P., Ferreira, A. and Lister, B. 2016. Stream sediment geochemistry as a tool for enhancing geological understanding: An overview of new data from south west England. *Journal of Geochemical Exploration*, 163: 28–40.
- Knudsen, H.P. and Kim, Y.C. 1978. A comparative study of the geostatistical ore reserve estimation method over the conventional methods. *Min. Eng.*, 30(1), 54–58.
- Knudsen, H.P. 1988. A Short Course on Geostatistical Ore Reserve Estimation. Unpublished Rept, Montana Tech., Butte. <https://www.amazon.com/short-course-geostatistical-reserve-estimation/dp/B0006XRT6Y> [Last access: 10 November 2020].
- Koçyigit, A. 1996. Superimposed Basins and Their Relations to the Recent Strike-Slip Fault Zone: A case Study of the Refahiye Superimposed Basin Adjacent to the North Anatolian Transform Fault, Northeastern Turkey. *International Geology Review*, 4: 701-713.
- Koehler, G.F. and Tikkanen, G.D. 1991. Red Dog, Alaska: Discovery and definition of a major zinc– lead–silver deposit. *Economic Geology Monogram*, 8: 268–274.
- Kogel, J.E., Trivedi, N.C., Barker, J.M. and Krukowski, S.T. 2006. Industrial Minerals & Rocks: Commodities, Markets, and Uses. Society for Mining, Metallurgy, and Exploration, 7, pp. 44-80. ISBN: 9780873352338.
- Krige, D.G. 1951. A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand. *J. of the Chem., Metal and Mining Soc. of South Africa*, 52 (6): 119–139.
- Misra, K.C. 2012. Introduction to Geochemistry: Principles and Applications. *Chromatographia*, 76 (13-14): 867-868. doi:10.1007/s10337-013-2455-1.

- Kvenvolden, K.A. 2006. Organic geochemistry – A retrospective of its first 70 years. *Organic Geochemistry*, 37: 1–11. doi:10.1016/j.orggeochem.2005.09.001.
- Lane, R., Green, A., Golding, C., Owers, M., Pik, P., Plunkett, C., Sattel, D. and Thorn, B. 2000. An example of 3D conductivity mapping using the TEMPEST airborne electromagnetic system: *Exploration Geophysics*, 31: 162-172.
- Lawrence, M.J. 1998. Australian project valuation lessons for Canadian developers. In PDAC (Prospectors & Developers Association of Canada) Mineral Property Valuation and Investor Concer, pp. 69–96. Short Course Notes, March 1998.
- LeBas, 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. *J. of Petrology* 27(3): 745–750.
- Levinson, A.A. 1980. Introduction to exploration geochemistry. 2nd Ed., Wilmette, Ill Applied Pub. Ltd., 924 p.
- Li, B.Q., Sun, Z.K. 2004. Study on the method of geochemical anomalies analysis. Northwest. *Geol.* 37 (1): 102–108.
- Li, C.J., Ma, T.H. and Xu, Y.L. 1995. Geochemical landscape attractor and its implications. *Geol. Zhejiang* 11(1): 86–90 (in Chinese with English abstract).
- Libes, S. 2009. Introduction to Marine Biogeochemistry, 2nd-Ed. *Elsevier Science Publishing Co Inc*, United States, 928 p. ISBN 10: 0120885301; ISBN 13: 9780120885305.
- Mahapatra, G.B. 2018. A text book of Geology. CBS Publishers & Distributors. ISBN 8123901100, 9788123901107
<https://books.google.com.tr/books?id=X4GBtgAACAAJ>. [Last access: 12 December 2019].
- Maliva, R.G. 2016. Geostatistical Methods and Applications. In: Aquifer Characterization Techniques. Springer Hydrogeology. *Springer, Cham*; pp 595-617.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-32137-0_20 [Last access: 10 January 2020].
- Mann, A.W., Birrell, R.D., Mann, A.T., Humphreys, D.B. and Perdrix, J.L. 1998. Application of the mobile metal ion technique in geochemical exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 61: 87–102.
- Marcoux, J. 1977. Geological sections of the Antalya region: In: Güvenç, T. ve diğerleri, (Eds.), Western Taurus excursion geological guidebook da., VI. Colloquium on the geology of Aegean regions, izmir.
- Marjoribanks, R. 2010. Geological Methods in Mineral Exploration and Mining, 2nd ed., *Springer-Verlag Berlin Heidelberg*, 243 p.
- Matheron, G. 1963. Principles of geostatistics. *Economic Geology*. 58 (8): 1246–1266.
- McDonough, W.F. and Sun, S.S. 1995. The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223-253.

- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.M. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnsson, M.J. and Basu, A. (Eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geological Society of America, Special Papers, 284, pp. 21-40.
- Monod, O., 1977. *Récherches géologique dans les Taurus occidental au sud de Beyşehir (Turquie)*, Thèse de Doct. Sci., Univ. Paris-Sud, Orsay.
- Moon, C.J. and Evans, A.M. 2006. *Introduction to Mineral Exploration*. – 2nd ed/edited by Moon, C.J., Whateley, M.K.G. and Evans, A.M.; with contributions from Barrett, W.L. [et al.]. Blackwell Publishing Ltd., 2, pp. 3-5.
- Nagarajan, R., Armstrong-Altrin, J.S., Kessler, F.L. and Jong, J. 2017. Chapter 7 - Petrological and Geochemical Constraints on Provenance, Paleoweathering, and Tectonic Setting of Clastic Sediments from the Neogene Lambir and Sibuti Formations, Northwest Borneo. *Sediment Provenance, Elsevier*, pp. 123-153.
- Naldrett, A.J. and Duke, J. M. 1980. Platinum metals in magmatic sulfide ores. *Science*, 208 (4451): 1417–24.
- Nedderman, R.M. 2005. *Statics and kinematics of granular materials*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 352 p. ISBN 0-521-01907-9.
- White, N.C. and Hedenquist, J.W. 1995. Epithermal Gold Deposits: STYLES, Characteristics and Exploration. Published in SEG Newsletter, 23, pp. 1, 9-13.
- Nyamsari, D.G., Yalcin, M.G. and Wolfson, I. 2020. Alteration, Chemical Processes, and Parent Rocks of Haléo-Danielle Plateau Bauxite, Adamawa–Cameroon. *Lithology and Mineral Resources*, 55: 231-243.
- Nyamsari, D.G. and Yalcin, M.G. 2017. Statistical analysis and source rock of the Minim-Martap plateau bauxite, Cameroon. *Arab J Geoscience* 10(18): 415.
- O’Hanley, D.S. and Dyar, M.D. 1993. The composition of lizardite 1T and, the formation of magnetite in serpentinite. *American Mineralogist*, 78: 391-404.
- O’Reilly, S.Y., Griffin, W.L. and Belousova, E.A. 2004. TerraneChron - delivering a competitive edge in exploration, in *Predictive Mineral Discovery Under Cover*. Society of Economic Geology symposium, 27 Sept–1 Oct, Perth.
- Obasi, Ikenna & Onwuemesi, A.G. & Romanus, Ogonnaya. 2016. An enhanced trend surface analysis equation for regional–residual separation of gravity data. *Journal of Applied Geophysics*. 135. 10.1016/j.jappgeo.2016.09.023.
- Ohnenstetter, M., Johan, Z., Cocherie, A., Fouillac, A. M., Guerrot, C., Ohnenstetter, D., Chaussidon, M., Rouer, O., Makovicky, E., Makovicky, M., Rose-Hanson, J., Karup-Møller, S., Vaughan, D., Turner, G., Patrick, R. A. D., Gize, A. P., Lyon, I. and McDonald, I. 1999. New exploration methods for Pt and Rh deposits poor in base-metal sulfides-NEXTPRIM. *Trans. Inst. Min. Metal.* B108: 119-150.

- Ohta, T. and Arai, H. (2007) Statistical Empirical Index of Chemical Weathering in Igneous Rocks: A New Tool for Evaluating the Degree of Weathering. *Chemical Geology*, 240(3-4): 280-297. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.02.017>.
- Oke, S. A., Abimbola A. F. and Rammlmair, D. 2014. Mineralogical and Geochemical Characterization of Gold Bearing Quartz Veins and Soils in Parts of Maru Schist Belt Area, Northwestern Nigeria. *Journal of Geological Research*, 2014, Article ID 314214: 1-17.
- Opara, Alexander. (2011). Second Vertical Derivatives and Trend Surface Analysis of the Aeromagnetic Data Over Part of the Benin Basin, Nigeria. *Global Journal of pure and applied sciences; African Journals Online (AJOL)*. vol. 9. 19-26.
- Orberger, B., Fredrich, G. and Woermann, E. 1988. Platinum-group element mineralisation in the ultramafic sequence of the Acoje ophiolite block, Zambales, Philippines. In: Prichard, H. M., Potts, P. J., Bowles, J.F.W. and Cribb, S. J. (Eds.), *Geo-platinum symposium volume. Elsevier Applied Science*, London and New York, pp. 361-380.
- Özer, Ö., Yalcin, F., Tarinc, O.K. and Yalcin, M.G. 2020. Investigation of suitability of marbles to standards with inequality expressions and statistical approach using some physical and mechanical properties. *Journal of Inequalities and Applications*, 2020(1): 1-15.
- Özer, Ö. and Yalcin, M.G., 2019. Modeling of elemental distribution of Kas (Antalya) bauxite deposit II. International Conference of Numerical Analysis and Applied Mathematics (ICNAAM). Rhodes. Greece. 23-28 September. ISBN 978-9925-7552-1-9. pp. 24-25.
- Özer, Ö. and Yalcin, M.G., 2020. Correlation of chemical contents of Sütlegen (Antalya) bauxites and regression analysis. *AIP Conference Proceedings*. no. pp. (Accepted).
- Palenova, E. E., Beloguba, E. V., Plotinskaya, O. Y., Novoselova, K. A., Maslennikova, V. V., Kotlyarova, V. A., Blinova, I. A., Kuzmenko, A. A. and Griboedov, I. G. 2015. Chemical Evolution of Pyrite at the Kopylovsky and Kavkaz Black Shale Hosted Gold Deposits, Bodaybo District, Russia: Evidence from EPMA and LAICPMS Data. *Geology of Ore Deposits*, 57(1): pp. 64–84. Original Russian Text published in *Geologiya Rudnykh Mestorozhdenii*, 57(1): pp. 71–92.
- Pašava, J., Vymazalová, A., Košler, J., Koneev, R. I., Jukov, A. V. and Khalmatov, R. A. 2010. Platinum-group elements in ores from the Kalmakyr porphyry Cu–Au–Mo deposit, Uzbekistan: bulk geochemical and laser ablation ICP-MS data.” *Miner Deposita*, 45: 411–418.
- Pawlowsky-Glahn, V. 2002. Lecture notes on statistical analysis of compositional data: Freie Universität Berlin.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E. and Birkett, T.C. 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 36: 121-132.

- Pearson, K. (1897). Mathematical contributions to the theory of evolution – On a form of spurious correlations which may arise when indices are used in the measurement of organs. *Proceedings of the Royal Society of London* 60 (359-367): 489-498.
- Pedersen, R. B., Johnnesen, G. M. and Boyd, R. 1993. Stratiform PGE mineralisations in the ultramafic cumulates of the Leka ophiolite complex, central Norway. *Econ. Geol.* 88: 782-803.
- Poisson, A., 1977, Recherches géologiques dans les Taurides Occidentales (Turquie). Ph.D. thesis, Université Paris-Sud Orsay, 795 p.
- Prichard, H. M. and Brough, C. 2009. Potential of ophiolite complexes to host PGE deposits. In: LI, C. and Ripley, E. M. (Eds.), *New developments in magmatic Ni-Cu and PGE deposits*; Geological publishing house Beijing, pp. 277-290.
- Rankama, K. and Sahama, T.G. 1950. *Geochemistry*. University of Chicago Press, Chicago, pp. 912.
- Reimann, C., Filzmoser, P., Garrett, R.G. and Dutter, R. 2008. *Statistical Data Analysis Explained: Applied Environmental Statistics with R*. Wiley, Chichester, UK, 362 p.
- Reimann, C. and Garrett, R.G. 2005. Geochemical background—concept and reality. *Sci. Total Environ.* 350(1-3): 12–27.
- Cullers, R.L. 1995. The controls on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. *Chemical Geology*, 123(1–4): 107-131.
- Robertson, A.H.F. 1993. Mesozoic-Tertiary sedimentary and tectonic evolution of Neotethyan carbonate platforms, margins and small ocean basins in the Antalya Complex, Southwest Turkey. In: Frostick, L.E., and Steel, R. (Eds.), *Tectonic Controls and Signatures in Sedimentary Successions*. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., 20: 415-465.
- Robertson, A.H.F. and Waldron, J.W.F. 1990. Geochemistry and tectonic setting of Late Triassic and Late Jurassic-Early Cretaceous basaltic extrusives from the Antalya Complex, south west Turkey. In: Savaşçın, M.Y., and Eronat, A.H (Eds.), *International Earth Sciences Congress on Aegean Regions*, Proc., 2: 279-299.
- Robertson, A.H.F. and Woodcock, N.H. 1984. The SW segment of the Antalya Complex, Turkey as a Mesozoic-Tertiary Tethyan continental margin. In Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Spec. Publ. *Geol. Soc. London*, 17: 251-272.
- Robertson, A.H.F. and Woodcock, N.H. 1981. Alakır Çay Group, Antalya Complex, SW Turkey: A deformed Mesozoic carbonate margin. *Sed. Geol.*, 30: 95-131.
- Robertson, A.H.F. and Woodcock, N.H. 1982. Sedimentary history of the south-western segment of the Mesozoic-Tertiary Antalya continental margin, south-western Turkey. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 75, pp. 517-562.

- Robertson, A.H.F., Emeis, K.-C., Richter, C. and Camerlenghi, A. (Eds.), 1998. Mesozoic–tertiary tectonic evolution of the easternmost Mediterranean Area: Integration of Marine and Land Evidence. *Proc. of the Ocean Drilling Program, Sci. Results*, 160: 723-782.
- Rock, N.M.S. 1987. The need for standardization of normalized multi-element diagrams in geochemistry: a comment. *Geochemical Journal*, 21: 75-84.
- Rock, N. M. S. 1988. Spider: A general purpose FORTRAN77 program to generate normalized multi-element abundance diagrams in petrology and geochemistry. *J. Geol. Educ.* 36(5): 276-281.
- Rohrlach, B.D. and Loucks, R.R. 2005. Multi-million-year cyclic rampup of volatiles in a lower crustal magma reservoir trapped below the Tampakan copper-gold deposit by Mio-Pliocene crustal compression in the southern Philippines. In: Porter, T.M. (Ed.), *Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective*. PGC Publishing, 2, pp. 270.
- Rose, A.W., Hawkes, H.E. and Webb, J.S. 1979. *Geochemistry in Mineral Exploration* Academic Press, New York, N.Y., pp. 490--517.
- Sahoo, A.K., Krishnamurthi, R. and Sangurmth, P. 2018. Nature of ore forming fluids, wallrock alteration and P-T conditions of gold mineralization at Hira-Buddini, Hutti-Maski Greenstone Belt, Dharwar Craton, India. *Ore Geology Reviews*, 99: 195-216.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. and Boray, A. 1992. Türkiye Diri Fay Haritası. MTA Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara.
- Sato, M. and Mooney, H.M. 1960. The electrochemical mechanism of sulphide self-potentials. *Geophysics*, 25: 226–249.
- Şenel, M., 1985. Alakırçay Grubu, Kumluca zonunun Litostratigrafi Özellikleri ve Yaşı: Güneybatı Antalya-Türkiye. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, *Jeoloji Etütleri Dairesi*, Ankara.
- Şenel, M., Serdaroğlu, M., Kengil, R., Ünverdi, M. ve Gözler, M.Z. 1981. Teke Torosları Güneydoğusunun Jeolojisi. *Maden MTA Derg. Ankara*, 95(96): 13-43.
- Şenel, M., Potoğlu, S., Kapucu, M. 1997. 1:100.000 ölçekli Antalya - P24 ve P25 paftası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı'nca. 2. baskısı gerçekleştirilmiştir.
- Sidibé M. and Yalcin M. 2019. Petrography, mineralogy, geochemistry and genesis of the Balaya bauxite deposits in Kindia region, Maritime Guinea, *West Africa. J. Afr. Earth Sci.*, 149: 348-366
- Sillitoe, R.H. 2004. Targeting under cover: The exploration challenge. In: Muhling, J., Goldfarb, N., Vielreicher, N., Bierlin, E., Stumpfl, E., Groves, D.I. and Kenworthy, S. (Eds.), *Predictive mineral discovery under cover*. SEG 2004 extended abstracts, University of Western Australia, Centre for Global Metallogeny, Nedlands, WA, 33: 16–21.

- Smee, B.W. 1983. Laboratory and field evidence in support of the electrochemically-enhanced migration of ions through glaciolacustrine sediment. *Journal of Geochemical Exploration*, 19: 277–304.
- Smee, B.W. 1998. A new theory to explain the formation of soil geochemical responses over deeply covered gold mineralization in arid environments. *Journal of Geochemical Exploration*, 61: 149–172.
- Staudigel, H., Plank, T., White, B. and Schmincke, H.U. 1996. Geochemical fluxes during seafloor alteration of the basaltic upper oceanic crust: DSPS sites 417 and 418. *Geophysical Monograph*, 96: 19-38.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, in *Magmatism in the Ocean Basins*, edited by Saunders, A.D. and Norry, M.J., Geol. Soc. Spec. Publ., 42: 313 – 345.
- Sunkari, E.D., Appiah-Twum, M., Lermi, A. 2019. Spatial distribution and trace element geochemistry of laterites in Kunche area: Implication for gold exploration targets in NW, Ghana. *Journal of African Earth Sciences*, 158: 103519.
- Tarkian, M., Economou-Eliopoulos, M. and Sambanis, G. 1996. PGM in chromitites from the pindos ophiolite complex, Greece. *N. Jb. Miner. Mh.*, 4: 145-160.
- Tetteh, G.M. 2013. GLY 374 Exploration Geochemistry: Lecture Notes. Faculty of Mineral Resources and Technology, University of Mines and Technology (UMaT, TARKWA).
- Thiombane, M., Martín-Fernández, J., Albanese, S., Lima, A., Doherty, A. and De Vivo, B. 2018. Exploratory analysis of multi-element geochemical patterns in soil from the Sarno River Basin (Campania region, southern Italy) through compositional data analysis (CODA). *Journal of Geochemical Exploration* 195: 110–120.
- Thompson, G. and Melson, W.G. 1972. The petrology of the oceanic crust across fracture zones in the Atlantic ocean: evidence of a new kind of seafloor spreading. *J. Geol.*, 80: 529--538.
- Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology*, 18: 49-107. <https://doi.org/10.1144/sjg18010049>.
- Thuizat, R. and Montigny, R. 1979. K-Ar geochronology of three Turkish ophiolites. -- Abstracts Int. Ophiolite Sym. Cyprus, pp. 80--81.
- Tobler, W. 1970. A computer movie simulating urban growth in the Detroit region. *Economic Geography*, 46(Supplement): 234–240.
- USGS, 1973. Suggestions for Prospecting. USGS Government Printing Office, O: 525-996.
- Boogaart, K.G.V.D and Tolosana-Delgado, R. 2013. Analyzing Compositional Data with R. *Springer Verlag, Berlin*, pp. 73-93.

- Van Leeuwen, T.M. 1994. 25 years of mineral exploration and discovery in Indonesia. *J Geochem Exploration*, 50:13–90.
- Vaughan, J.P. 2004. The process mineralogy of gold: The classification of ore types. *JOM*, 56: 46–48. <https://doi.org/10.1007/s11837-004-0092-8>.
- Vernon, R.H. and Clarke, G.L. 2008. *Principles of Metamorphic Petrology*, Cambridge University Press, 446 p.
- Wahba, G. 1990. 4. Estimating the Smoothing Parameter. In: *Spline Models for Observational Data*. Society for Industrial and Applied Mathematics, pp. 45-65.
- Wang, X., Xie, X., Cheng, Z. and Liu, D. 1999. Delineation of regional geochemical anomalies penetrating through thick cover in concealed terrains – A case history from the Olympic Dam deposit, *Australia. Journal of Geochemical Exploration*, 66(1-2): 85–97.
- Weaver, B.L. and Tarney, J. 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310(5978): 575 – 577.
- Whateley, M.K.G. 1991. Geostatistical determination of contour accuracy in evaluating coal seam parameters: an example from the Leicestershire Coalfield, England. *Bull. Soc. Géol. France*, 162: 209–218.
- Whateley, M.K.G. and Scott, B.C. 2006. *Evaluation Techniques*. 2nd Ed., edited by Charles J. Moon, Michael K.G. Whateley & Anthony M. Evans; with contributions from William L. Barrett [et al.]. Blackwell Publishing Ltd., pp. 199 – 252.
- Whitchurch, K.D., Gillies, S. and Just, G.D. 1987. A Geostatistical Approach to Coal Reserve Classification. Pacific Rim Congress '87, Australasian Institute of Mining and Metallurgy (AusIMM), Aug 1987, pp. 475-482.
- White, F. and Corwin, J.F. 1961. Synthesis and origin of chalcedony. *The American Mineralogist*, 46 (1-2): 112–119.
- Wilcox, R. 2017. Chapter 3 - Estimating Measures of Location and Scale, In *Statistical Modeling and Decision Science, Introduction to Robust Estimation and Hypothesis Testing (Fourth Edition)*. Academic Press, 2017: 45-106.
- Williams, C.K.I. 1998. Prediction with Gaussian Processes: From Linear Regression to Linear Prediction and Beyond. *Learning in Graphical Models*. pp. 599–621.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A. 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Product Using Immobile Elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2).
- Windley, B.F. and Harbaugh, J.W. 2020. *Geology*. Encyclopædia Britannica inc. <https://www.britannica.com/science/geology> [Last Access: 5 June 2020].
- Winter, J.D. 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*: By Prentice-Hall Inc., Upper Saddle River, New Jersey, 697 p. ISBN 0-13-240342-0.

- Xie, X.J. 1979. Field Method of Regional Geological Survey: Regional Geochemical Prospecting. Geological Publishing House, Beijing, 4: 109–111.
- Xueqiu, W., Xuejing, X. and Shengyong, Y. 1995. Concepts for geochemical gold exploration based on the abundance and distribution of ultrafine gold. *Journal of Geochemical Exploration* 55 (1995): 93-101.
- Yalcin, F., Ilbeyli, N., Nyamsari, D.G., Battaloglu, R. and Özer, Ö. 2018. Statistical Investigation and Origin of Elements from the Hamit Plutonic (Turkey) Rocks by Multivariate Analysis. 9th International Symposium of the Eastern Mediterranean Geology, Antalya, Türkiye, 7-11 Mayıs 2018, pp.117-117.
- Yalcin, F., Özer, Ö., Nyamsari, D. and Yalçın, M.G. 2019a. Statistical Evaluation Of The Geochemical Content Of Beach Sand Along the Sarisu - Kemer Coastline of Antalya, Turkey. AIP Conference Proceedings, pp.100005-1-100005-4.
- Yalcin, M.G., Nyamsari, D.G., Ozer, Atakoglu, O. and Yalcin, F. 2021. Chemical and statistical characterization of beach sand sediments: implication for natural and anthropogenic origin and paleo-environment. *International Journal of Environmental Science and Technology*. <https://doi.org/10.1007/s13762-021-03280-8>. [Last access: 10 February 2021].
- Yalcin, F., Kilic, S., Nyamsari, D.G., Yalcin, M.G. and Kilic, M. 2016a. Principal component analysis of integrated metal concentrations of Bogacayi Riverbank sediments in Turkey. *Pol J Environ Stud.*, 25(2): 471–485.
- Yalcin, F., Nyamsari, D.G., Ilbeyli, N. and Battaloğlu, R. 2019b. Statistical approach by factor and cluster analysis on origin of elements from the Hamit Plutonic (Turkey) rock samples. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 160: 163-175.
- Yalcin, F., Nyamsari, D.G., Paksu, E. and Yalcin, M.G. 2016b. Statistical assessment of heavy metal distribution and contamination of beach sands of Antalya-Turkey: an approach to the multivariate analysis techniques. *Filomat*, 30(4), 945–952.
- Yan, M.C., Chi, Q.H., Gu, T. and Wang, C. 1997. Chemical Composition of Crust and Rocks in Eastern China. Science in China Series D: *Earth Sciences*, 40 (5): 530-539.
- Yigit, O. 2012. A prospective sector in the Tethyan Metallogenic Belt: Geology and geochronology of mineral deposits in the Biga Peninsula, NW Turkey. *Ore Geology Reviews*, 46(August): 118-148.
- Yildirima, D.K., Kilincb, A., Sunera, F., Kumrala, M., Ustunisik, G.K. and Budakoglua M. 2013. Origin of galena and sphalerite mineralization in the Koru Volcanics, Biga Peninsula, Turkey: insights from MELTS modelling and SUPCRT calculations. *International Geology Review*, 55(7): 830–841. <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2012.744441>.
- Yilmaz, P.O. 1978. Alaklr Gay Unit of the Antalya Complex (Turkey): an example of ocean floor obduction. M.S. Thesis, Bryn Mawr College U.S.A., 91 p.

- Yilmaz, P.O. 1981. Geology of the Antalya Complex, SW Turkey. PhD Thesis: Austin, The University of Texas, University Mikroflims inter., 268 p.
- Yilmaz, P.O. 1984. Fossil and K-Ar data for the age if the Antalya Complex, south west Turkey. In Dixon, J.E., and Robertson, A.H.F. (Eds.), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. Spec. Publ. London, 17: 335-348.
- Zuo, R. 2014. Identification of geochemical anomalies associated with mineralization in the Fanshan district, Fujian, China. *Journal of Geochemical Exploration*, 139 (2014): 170–176.



8. EKLER

Çizelge 8.1. Kaya türüne göre jeokimyasal analiz sonucunu ve istatistiksel özeti (Min = Minimum, Maks. = Maksimum, MAD = Medyan Mutlak Sapma, An. Thrs. = Anomali Eşiği, Std. Dev. = Standart Sapma ve Skew. = Çarpıklık)

Serpantin Kaya Örnekleri																	
Örnekler	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn
PKI1D	46.80	0.45	6.28	0.07	33.31	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	40.0	1294.6	698.0	102.1	2065.8	11.1	29.7
PKI2B	49.20	0.51	6.72	0.42	33.20	0.01	0.04	0.01	0.00	0.01	30.0	764.6	1402.0	125.7	2081.7	7.8	30.8
PKI7	47.00	0.08	5.15	0.04	32.91	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	8.0	203.4	590.0	115.1	2276.6	2.3	26.8
PKI9	46.50	0.94	6.39	0.08	35.67	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	58.0	1943.3	827.0	107.2	2114.7	20.3	32.9
Summary																	
Min.	46.50	0.08	5.15	0.04	32.91	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.0	203.4	590.0	102.1	2065.8	2.3	26.8
Max.	49.20	0.94	6.72	0.42	35.67	0.01	0.04	0.01	0.00	0.01	58.0	1943.3	1402.0	125.7	2276.6	20.3	32.9
Mean	47.38	0.50	6.14	0.15	33.77	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	34.0	1051.5	879.3	112.5	2134.7	10.4	30.1
Median	46.90	0.48	6.34	0.08	33.26	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	35.0	1029.6	762.5	111.2	2098.2	9.4	30.3
MAD	0.25	0.22	0.22	0.02	0.20	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	14.0	545.6	118.5	6.5	24.4	4.4	1.6
An. Thre.	47.40	0.91	6.78	0.12	33.66	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	63.0	2120.8	999.5	124.2	2147.1	18.2	33.5
Std. Dev.	1.23	0.35	0.68	0.18	1.28	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	20.8	743.0	361.7	10.3	96.8	7.6	2.5
Skew.	1.83	0.25	-1.54	1.95	1.89	0.00	2.00	0.00	.	0.00	-0.3	0.1	1.6	0.6	1.7	0.7	-0.4
Sample	Pb	Ga	As	Au	Re	Pt	Ag	Hg	Rb	Sr	Ba	Nb	Hf	Zr	Th	U	Y
PKI1D	21.55	0.40	2.00	1.10	0.00	6.00	71.00	3.75	0.10	1.20	1.40	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.12
PKI2B	0.66	0.50	0.40	0.70	0.00	10.00	1.50	6.00	0.60	4.00	2.90	0.00	0.00	0.30	0.00	0.00	0.85
PKI7	0.19	0.10	0.10	0.15	0.00	6.00	1.50	3.75	0.10	1.10	0.60	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.05
PKI9	0.58	0.70	0.10	0.50	0.00	7.00	1.50	3.75	0.10	2.50	2.80	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.31
Summary	N=4																
Min.	0.19	0.10	0.10	0.15	0.00	6.00	1.50	3.75	0.10	1.10	0.60	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.05
Max.	21.55	0.70	2.00	1.10	0.00	10.00	71.00	6.00	0.60	4.00	2.90	0.00	0.00	0.30	0.00	0.00	0.85
Mean	5.75	0.43	0.65	0.61	0.00	7.25	18.88	4.31	0.23	2.20	1.93	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.33
Median	0.62	0.45	0.25	0.60	0.00	6.50	1.50	3.75	0.10	1.85	2.10	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.22
MAD	0.24	0.15	0.15	0.28	0.00	0.50	0.00	0.00	0.00	0.70	0.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13
An. Thre.	1.09	0.75	0.55	1.15	0.00	7.50	1.50	3.75	0.10	3.25	3.60	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.48
Std. Dev.	10.54	0.25	0.91	0.40	0.00	1.89	34.75	1.13	0.25	1.36	1.12	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.36
Skew.	2.00	-0.56	1.86	0.17	.	1.66	2.00	2.00	2.00	0.94	-0.42	.	.	2.00	.	.	1.50
Sample	W	In	Sn	Te	La	Ce	Sc	Mo	Cd	Sb	Bi	B	Tl	Se	Cs	Be	Li
PKI1D	2.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	9.70	0.07	0.01	0.04	0.00	11.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30
PKI2B	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	9.20	0.33	0.05	0.02	0.00	35.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.30
PKI7	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	3.60	0.21	0.01	0.02	0.00	19.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40
PKI9	0.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	12.20	0.13	0.02	0.02	0.00	18.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.60
Summary																	
Min.	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	3.60	0.07	0.01	0.02	0.00	11.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30
Max.	2.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	12.20	0.33	0.05	0.04	0.00	35.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.30
Mean	0.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	8.68	0.19	0.02	0.03	0.00	20.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.90
Median	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	9.45	0.17	0.02	0.02	0.00	18.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50
MAD	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.50	0.07	0.01	0.00	0.00	4.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15
An. Thre.	1.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	12.45	0.31	0.03	0.02	0.00	26.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.80
Std. Dev.	0.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	3.63	0.11	0.02	0.01	0.00	10.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.94
Skew.	1.12	.	.	.	.	2.00	-1.20	0.65	1.66	2.00	.	1.24	.	.	.	.	1.90

Çizelge 8.1'in devamı

Basaltic Rock Samples																	
Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn
BA7	47.50	8.45	4.90	6.38	1.54	0.89	0.49	3.48	0.00	0.23	141.0	21.4	1101.0	45.7	39.9	25.9	57.8
BA23D	43.90	10.37	4.52	5.57	2.02	0.22	0.27	2.37	0.00	0.07	66.0	59.5	576.0	31.3	67.9	63.7	52.7
BK4B	45.10	12.89	7.52	4.80	3.32	0.32	0.10	4.17	0.00	0.04	100.0	176.1	914.0	54.3	423.0	88.0	55.7
BK6A	30.30	5.78	7.08	13.67	1.24	0.28	0.98	0.09	0.00	0.10	91.0	345.3	1453.0	54.2	247.3	77.4	90.5
BK14B	44.60	8.20	6.68	7.16	2.89	0.63	0.66	1.98	0.00	0.17	110.0	94.9	1053.0	43.0	175.2	77.1	76.5
DzA9	47.80	3.21	5.89	7.51	0.71	0.80	0.66	0.04	0.00	0.43	115.0	48.5	4974.0	153.9	101.3	61.2	388.9
GrA15	51.30	9.26	2.03	7.11	1.09	0.20	0.36	1.00	0.00	0.06	59.0	42.7	323.0	16.5	40.5	12.0	16.1
Summary	N = 7																
Min.	30.30	3.21	2.03	4.80	0.71	0.20	0.10	0.04	0.00	0.04	59.0	21.4	323.0	16.5	39.9	12.0	16.1
Max.	51.30	12.89	7.52	13.67	3.32	0.89	0.98	4.17	0.00	0.43	141.0	345.3	4974.0	153.9	423.0	88.0	388.9
Mean	44.36	8.31	5.52	7.46	1.83	0.48	0.50	1.88	0.00	0.16	97.4	112.6	1484.9	57.0	156.4	57.9	105.5
Median	45.10	8.45	5.89	7.11	1.54	0.32	0.49	1.98	0.00	0.10	100.0	59.5	1053.0	45.7	101.3	63.7	57.8
MAD	2.40	1.92	1.19	0.73	0.48	0.12	0.17	1.50	0.00	0.06	15.0	35.4	400.0	8.6	61.4	13.7	18.7
An. Thre.	49.90	12.29	8.27	8.57	2.50	0.56	0.83	4.98	0.00	0.22	130.0	130.3	1853.0	62.9	224.1	91.0	95.2
Std. Dev.	6.69	3.12	1.89	2.90	0.97	0.29	0.29	1.60	0.00	0.14	28.5	114.5	1581.7	44.8	140.0	28.4	127.1
Skew.	-1.85	-0.33	-1.04	2.03	0.64	0.55	0.33	0.21	.	1.55	0.0	1.8	2.3	2.1	1.3	-0.9	2.5
Sample	Pb	Ga	As	Au	Re	Pt	Ag	Hg	Rb	Sr	Ba	Nb	Hf	Zr	Th	U	Y
BA7	2.44	9.50	0.40	0.15	0.00	0.00	1.50	3.75	18.40	169.5	62.40	0.45	0.97	56.00	2.30	1.50	8.81
BA23D	0.77	8.60	2.60	0.40	0.00	0.00	1.50	3.75	4.20	228.1	14.00	0.02	0.37	18.50	0.20	0.10	10.83
BK4B	9.70	7.80	4.20	1.10	0.00	3.00	6.00	6.00	3.60	176.0	7.60	0.02	0.22	11.70	0.10	0.10	9.81
BK6A	2.59	6.20	10.30	0.30	0.00	2.00	1.50	3.75	19.70	58.1	46.10	0.02	0.43	17.70	0.20	0.10	28.99
BK14B	9.17	9.10	4.10	0.15	0.00	1.50	3.00	3.75	13.20	71.3	31.20	0.06	0.12	9.40	0.70	0.20	16.98
DzA9	5.26	9.40	14.60	0.30	0.00	0.00	33.00	3.75	16.20	57.2	46.70	0.16	0.11	5.50	2.30	0.40	21.35
GrA15	0.52	7.70	1.10	0.15	0.00	0.00	1.50	3.75	4.50	100.1	28.40	0.03	0.27	13.50	0.20	0.10	8.09
Summary																	
Min.	0.52	6.20	0.40	0.15	0.00	0.00	1.50	3.75	3.60	57.2	7.60	0.02	0.11	5.50	0.10	0.10	8.09
Max.	9.70	9.50	14.60	1.10	0.00	3.00	33.00	6.00	19.70	228.1	62.40	0.45	0.97	56.00	2.30	1.50	28.99
Mean	4.35	8.33	5.33	0.36	0.00	0.93	6.86	4.07	11.40	122.9	33.77	0.11	0.36	18.90	0.86	0.36	14.98
Median	2.59	8.60	4.10	0.30	0.00	0.00	1.50	3.75	13.20	100.1	31.20	0.03	0.27	13.50	0.20	0.10	10.83
MAD	2.07	0.80	3.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	6.50	42.9	15.50	0.01	0.15	4.20	0.10	0.00	2.74
An. Thre.	6.73	10.20	10.10	0.60	0.00	0.00	1.50	3.75	26.20	185.9	62.20	0.05	0.57	21.90	0.40	0.10	16.31
Std. Dev.	3.81	1.18	5.21	0.34	0.00	1.24	11.65	0.85	7.12	68.0	19.37	0.16	0.30	16.97	1.00	0.52	7.86
Skew.	0.64	-0.95	1.15	2.21	.	0.87	2.54	2.65	-0.09	0.5	0.05	2.17	1.82	2.26	1.09	2.41	1.08
Sample	W	In	Sn	Te	La	Ce	Sc	Mo	Cd	Sb	Bi	B	Tl	Se	Cs	Be	Li
BA7	30.90	0.02	0.60	0.02	18.00	32.40	6.20	0.65	0.10	0.04	0.02	17.00	0.08	0.50	0.24	0.50	1.90
BA23D	1.50	0.02	0.40	0.02	2.40	6.30	4.00	0.24	0.04	0.14	0.02	16.00	0.02	0.10	0.19	0.20	18.90
BK4B	4.50	0.02	0.40	0.03	0.80	2.60	13.20	0.33	0.15	0.21	0.02	16.00	0.09	0.10	0.54	0.20	8.30
BK6A	0.10	0.04	0.40	0.02	2.70	4.90	30.10	0.41	0.30	0.88	0.02	33.00	0.05	0.50	0.43	0.10	24.90
BK14B	19.70	0.03	0.90	0.02	7.20	16.30	8.50	0.58	0.19	0.16	0.02	42.00	0.19	0.20	0.40	0.50	18.70
DzA9	15.10	0.06	1.20	0.02	32.90	65.20	13.50	2.03	0.08	0.10	0.02	10.00	0.21	0.20	0.16	0.40	4.20
GrA15	23.00	0.02	0.30	0.02	2.00	4.60	6.20	0.21	0.05	0.06	0.02	16.00	0.02	0.20	0.08	0.20	10.50
Summary																	
Min.	0.10	0.02	0.30	0.02	0.80	2.60	4.00	0.21	0.04	0.04	0.02	10.00	0.02	0.10	0.08	0.10	1.90
Max.	30.90	0.06	1.20	0.03	32.90	65.20	30.10	2.03	0.30	0.88	0.02	42.00	0.21	0.50	0.54	0.50	24.90
Mean	13.54	0.03	0.60	0.02	9.43	18.90	11.67	0.64	0.13	0.23	0.02	21.43	0.09	0.26	0.29	0.30	12.49
Median	15.10	0.02	0.40	0.02	2.70	6.30	8.50	0.41	0.10	0.14	0.02	16.00	0.08	0.20	0.24	0.20	10.50
MAD	10.60	0.00	0.10	0.00	1.90	3.70	4.50	0.17	0.05	0.07	0.00	1.00	0.06	0.10	0.16	0.10	8.20
An. Thre.	36.30	0.02	0.60	0.02	6.50	13.70	17.50	0.75	0.20	0.28	0.02	18.00	0.20	0.40	0.56	0.40	26.90
Std. Dev.	11.82	0.02	0.33	0.00	11.93	22.94	8.89	0.64	0.09	0.29	0.00	11.52	0.08	0.17	0.17	0.16	8.52
Skew.	0.20	1.57	1.23	2.65	1.63	1.73	1.81	2.29	1.12	2.43	.	1.25	0.77	0.94	0.32	0.32	0.22

Çizelge 8.1'in devamı

Soil Samples																	
Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn
SoA3B	53.50	6.03	10.45	1.96	3.90	0.87	0.36	0.06	0.00	0.47	164.0	43.4	2739.0	37.0	47.0	66.7	121.9
SoA24B	46.30	4.69	2.33	20.34	0.93	0.01	0.76	0.01	0.00	0.05	36.0	32.3	250.0	14.3	36.1	54.0	45.5
SoÇ	61.00	4.02	3.82	4.21	3.71	0.00	0.37	0.28	0.05	0.21	43.0	100.6	5542.0	86.5	240.7	103.9	94.5
SoÇ9	77.70	2.83	3.56	0.32	1.04	0.01	0.27	0.02	0.05	0.05	36.0	83.4	591.0	14.9	123.9	29.1	37.1
SoÇ13B	80.40	3.50	2.52	0.71	0.61	0.01	0.51	0.02	0.05	0.04	23.0	21.3	415.0	17.6	29.4	69.7	37.3
SoK9	47.70	9.54	9.69	4.83	3.56	0.68	0.86	1.53	0.00	0.21	176.0	58.3	1799.0	37.3	84.2	67.1	101.0
SoK17	46.70	11.73	8.84	6.27	4.73	0.43	2.10	1.05	0.00	0.09	138.0	124.5	1012.0	51.9	193.7	60.2	74.3
Summary	N = 7																
Min.	46.30	2.83	2.33	0.32	0.61	0.00	0.27	0.01	0.00	0.04	23.0	21.3	250.0	14.3	29.4	29.1	37.1
Max.	80.40	11.73	10.45	20.34	4.73	0.87	2.10	1.53	0.05	0.47	176.0	124.5	5542.0	86.5	240.7	103.9	121.9
Mean	59.04	6.05	5.89	5.52	2.64	0.29	0.75	0.42	0.02	0.16	88.0	66.3	1764.0	37.1	107.9	64.4	73.1
Median	53.50	4.69	3.82	4.21	3.56	0.01	0.51	0.06	0.00	0.09	43.0	58.3	1012.0	37.0	84.2	66.7	74.3
MAD	7.20	1.34	1.49	2.25	1.17	0.01	0.24	0.05	0.00	0.05	20.0	26.0	762.0	19.4	48.1	6.5	28.8
An. Thre.	67.90	7.37	6.80	8.71	5.90	0.03	0.99	0.16	0.00	0.19	83.0	110.3	2536.0	75.8	180.4	79.8	131.9
Std. Dev.	14.62	3.35	3.60	6.89	1.71	0.37	0.63	0.61	0.03	0.16	67.9	37.9	1883.2	26.0	82.5	22.3	34.1
Skew.	0.80	1.03	0.36	2.10	-0.20	0.79	2.05	1.35	0.37	1.58	0.4	0.4	1.6	1.2	0.8	0.4	0.2
Sample	Pb	Ga	As	Au	Re	Pt	Ag	Hg	Rb	Sr	Ba	Nb	Hf	Zr	Th	U	Y
SoA3B	3.50	12.80	1.20	0.40	0.00	0.00	12.00	18.00	16.00	100.8	54.10	2.17	0.24	17.80	3.20	0.40	25.49
SoA24B	10.19	6.70	3.10	10.10	0.00	0.00	31.00	26.00	31.00	73.7	42.70	0.26	0.17	7.90	3.70	0.20	17.77
SoÇ	26.75	5.60	4.10	3.10	0.75	2.00	22.00	62.00	14.00	166.4	71.50	0.02	0.14	6.30	5.60	0.80	19.14
SoÇ9	8.42	4.80	3.10	0.90	0.75	1.50	8.00	9.00	17.20	21.1	32.60	0.22	0.04	2.00	3.20	0.30	9.55
SoÇ13B	11.27	5.80	1.40	3.30	0.75	1.50	9.00	8.00	19.20	17.2	21.80	0.11	0.17	6.30	5.30	0.20	17.01
SoK9	2.34	13.40	1.90	1.30	0.00	1.50	1.50	3.75	16.40	82.9	12.90	0.02	0.54	27.00	0.90	0.20	33.36
SoK17	1.06	21.00	2.80	1.10	0.00	1.50	1.50	5.00	31.60	46.7	35.60	0.02	0.78	41.30	0.60	0.10	12.29
Summary																	
Min.	1.06	4.80	1.20	0.40	0.00	0.00	1.50	3.75	14.00	17.2	12.90	0.02	0.04	2.00	0.60	0.10	9.55
Max.	26.75	21.00	4.10	10.10	0.75	2.00	31.00	62.00	31.60	166.4	71.50	2.17	0.78	41.30	5.60	0.80	33.36
Mean	9.08	10.01	2.51	2.89	0.32	1.14	12.14	18.82	20.77	72.7	38.74	0.40	0.30	15.51	3.21	0.31	19.23
Median	8.42	6.70	2.80	1.30	0.00	1.50	9.00	9.00	17.20	73.7	35.60	0.11	0.17	7.90	3.20	0.20	17.77
MAD	4.92	1.90	0.90	0.90	0.00	0.00	7.50	5.25	2.00	27.1	13.80	0.09	0.07	5.90	2.10	0.10	5.48
An. Thre.	18.26	10.50	4.60	3.10	0.00	1.50	24.00	19.50	21.20	127.9	63.20	0.29	0.31	19.70	7.40	0.40	28.73
Std. Dev.	8.75	5.99	1.05	3.37	0.40	0.80	10.85	20.61	7.36	51.8	19.69	0.79	0.26	14.22	1.94	0.23	8.04
Skew.	1.58	1.14	0.11	2.09	0.37	-0.98	0.94	1.94	1.05	0.9	0.50	2.56	1.29	1.15	-0.24	1.84	0.81
Sample	W	In	Sn	Te	La	Ce	Sc	Mo	Cd	Sb	Bi	B	Tl	Se	Cs	Be	Li
SoA3B	0.10	0.07	1.00	0.03	31.40	60.70	11.60	1.17	0.11	0.03	0.04	6.00	0.07	0.20	0.21	0.70	27.30
SoA24B	4.30	0.04	1.00	0.08	14.70	21.50	5.80	0.38	0.47	0.11	0.18	17.00	0.19	0.90	1.35	1.00	33.00
SoÇ	0.10	0.04	0.80	0.20	19.70	54.80	8.60	4.16	0.09	0.33	0.44	26.00	0.37	0.20	0.71	1.10	17.30
SoÇ9	0.10	0.03	0.80	0.14	7.60	23.10	4.70	1.69	0.04	0.14	0.17	6.00	0.18	0.10	1.01	0.80	4.20
SoÇ13B	4.00	0.03	1.00	0.17	17.70	62.10	5.40	0.37	0.02	0.09	0.19	8.00	0.11	0.10	0.94	0.90	4.70
SoK9	0.10	0.06	1.00	0.02	8.60	22.30	18.80	0.35	0.10	0.17	0.02	20.00	0.07	0.20	0.28	0.50	24.50
SoK17	0.10	0.06	1.10	0.02	3.70	10.90	25.60	0.15	0.38	0.08	0.02	68.00	0.18	0.10	0.44	0.70	35.40
Summary																	
Min.	0.10	0.03	0.80	0.02	3.70	10.90	4.70	0.15	0.02	0.03	0.02	6.00	0.07	0.10	0.21	0.50	4.20
Max.	4.30	0.07	1.10	0.20	31.40	62.10	25.60	4.16	0.47	0.33	0.44	68.00	0.37	0.90	1.35	1.10	35.40
Mean	1.26	0.05	0.96	0.09	14.77	36.49	11.50	1.18	0.17	0.14	0.15	21.57	0.17	0.26	0.71	0.81	20.91
Median	0.10	0.04	1.00	0.08	14.70	23.10	8.60	0.38	0.10	0.11	0.17	17.00	0.18	0.20	0.71	0.80	24.50
MAD	0.00	0.01	0.00	0.06	6.10	12.20	3.20	0.23	0.06	0.03	0.13	9.00	0.07	0.10	0.30	0.10	8.50
An. Thre.	0.10	0.06	1.00	0.20	26.90	47.50	15.00	0.84	0.22	0.17	0.43	35.00	0.32	0.40	1.31	1.00	41.50
Std. Dev.	1.98	0.02	0.11	0.08	9.32	21.75	7.92	1.43	0.18	0.10	0.15	21.86	0.10	0.29	0.42	0.20	12.68
Skew.	1.24	0.31	-0.73	0.34	0.80	0.27	1.15	1.92	1.18	1.53	1.29	2.01	1.34	2.48	0.29	-0.10	-0.44

Çizelge 8.1'in devamı

Claystone Samples																	
Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn
YÇ6B	58.60	1.76	1.39	19.57	0.41	0.01	0.13	0.03	0.30	0.23	25.0	39.2	2015.0	8.6	36.6	35.2	42.0
YK9A	50.40	8.71	7.63	5.50	2.55	0.54	0.27	3.13	0.00	0.22	150.0	23.2	1015.0	23.6	27.6	36.6	87.8
YÇ2B	79.50	3.25	2.54	0.85	0.40	0.01	0.24	0.03	0.05	0.12	58.0	23.9	10000.0	13.7	25.6	42.3	39.4
Summary	N = 3																
Min.	50.40	1.76	1.39	0.85	0.40	0.01	0.13	0.03	0.00	0.12	25.0	23.2	1015.0	8.6	25.6	35.2	39.4
Max.	79.50	8.71	7.63	19.57	2.55	0.54	0.27	3.13	0.30	0.23	150.0	39.2	10000.0	23.6	36.6	42.3	87.8
Mean	62.83	4.57	3.85	8.64	1.12	0.19	0.21	1.06	0.12	0.19	77.7	28.8	4343.3	15.3	29.9	38.0	56.4
Median	58.60	3.25	2.54	5.50	0.41	0.01	0.24	0.03	0.05	0.22	58.0	23.9	2015.0	13.7	27.6	36.6	42.0
MAD	8.20	1.49	1.15	4.65	0.01	0.00	0.03	0.00	0.05	0.01	33.0	0.7	1000.0	5.1	2.0	1.4	2.6
An. Thre.	75.00	6.23	4.84	14.80	0.43	0.01	0.30	0.03	0.15	0.24	124.0	25.3	4015.0	23.9	31.6	39.3	47.2
Std. Dev.	15.00	3.66	3.32	9.75	1.24	0.31	0.07	1.79	0.16	0.06	64.8	9.0	4924.3	7.6	5.9	3.7	27.2
Skew.	1.17	1.42	1.50	1.30	1.73	1.73	-1.42	1.73	1.55	-1.68	1.2	1.7	1.7	0.9	1.5	1.5	1.7
Sample	Pb	Ga	As	Au	Re	Pt	Ag	Hg	Rb	Sr	Ba	Nb	Hf	Zr	Th	U	Y
YÇ6B	3.58	2.70	1.70	1.10	2.00	1.50	93.00	48.00	5.90	243.5	22.00	0.04	0.11	4.60	1.20	1.20	12.76
YK9A	1.59	9.60	1.20	0.30	0.00	1.50	1.50	3.75	5.60	12.0	6.50	0.02	0.35	18.20	0.80	0.10	28.05
YÇ2B	8.90	5.50	1.50	4.80	0.75	1.50	6.00	3.75	13.10	65.1	17.60	0.03	0.23	8.60	4.70	0.40	16.98
Summary																	
Min.	1.59	2.70	1.20	0.30	0.00	1.50	1.50	3.75	5.60	12.0	6.50	0.02	0.11	4.60	0.80	0.10	12.76
Max.	8.90	9.60	1.70	4.80	2.00	1.50	93.00	48.00	13.10	243.5	22.00	0.04	0.35	18.20	4.70	1.20	28.05
Mean	4.69	5.93	1.47	2.07	0.92	1.50	33.50	18.50	8.20	106.9	15.37	0.03	0.23	10.47	2.23	0.57	19.26
Median	3.58	5.50	1.50	1.10	0.75	1.50	6.00	3.75	5.90	65.1	17.60	0.03	0.23	8.60	1.20	0.40	16.98
MAD	1.99	2.80	0.20	0.80	0.75	0.00	4.50	0.00	0.30	53.1	4.40	0.01	0.12	4.00	0.40	0.30	4.22
An. Thre.	7.56	11.10	1.90	2.70	2.25	1.50	15.00	3.75	6.50	171.3	26.40	0.05	0.47	16.60	2.00	1.00	25.42
Std. Dev.	3.78	3.47	0.25	2.40	1.01	0.00	51.58	25.55	4.25	121.3	7.99	0.01	0.12	6.99	2.15	0.57	7.90
Skew.	1.21	0.55	-0.59	1.52	0.72	.	1.72	1.73	1.72	1.4	-1.16	0.00	0.00	1.12	1.67	1.21	1.19
Sample	W	In	Sn	Te	La	Ce	Sc	Mo	Cd	Sb	Bi	B	Tl	Se	Cs	Be	Li
YÇ6B	2.70	0.02	0.30	0.05	8.80	12.00	4.20	0.64	0.08	0.16	0.08	6.00	0.08	1.60	0.34	0.40	3.20
YK9A	0.10	0.03	0.50	0.02	8.90	20.10	7.90	0.32	0.04	0.08	0.02	10.00	0.02	0.20	0.19	0.20	12.80
YÇ2B	1.70	0.03	0.90	0.15	9.80	33.80	4.50	2.05	0.02	0.12	0.14	6.00	0.16	0.10	0.80	0.70	7.30
Summary																	
Min.	0.10	0.02	0.30	0.02	8.80	12.00	4.20	0.32	0.02	0.08	0.02	6.00	0.02	0.10	0.19	0.20	3.20
Max.	2.70	0.03	0.90	0.15	9.80	33.80	7.90	2.05	0.08	0.16	0.14	10.00	0.16	1.60	0.80	0.70	12.80
Mean	1.50	0.03	0.57	0.07	9.17	21.97	5.53	1.00	0.05	0.12	0.08	7.33	0.09	0.63	0.44	0.43	7.77
Median	1.70	0.03	0.50	0.05	8.90	20.10	4.50	0.64	0.04	0.12	0.08	6.00	0.08	0.20	0.34	0.40	7.30
MAD	1.00	0.00	0.20	0.03	0.10	8.10	0.30	0.32	0.02	0.04	0.06	0.00	0.06	0.10	0.15	0.20	4.10
An. Thre.	3.70	0.03	0.90	0.11	9.10	36.30	5.10	1.28	0.08	0.20	0.20	6.00	0.20	0.40	0.64	0.80	15.50
Std. Dev.	1.31	0.01	0.31	0.07	0.55	11.02	2.06	0.92	0.03	0.04	0.06	2.31	0.07	0.84	0.32	0.25	4.82
Skew.	-0.67	-1.73	0.94	1.36	1.67	0.74	1.69	1.50	0.94	0.00	0.00	1.73	0.42	1.70	1.31	0.59	0.43

Çizelge 8.1'in devamı

Siltstone Samples																	
Samples	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn
SÇ4	92.00	0.85	0.63	1.18	0.41	0.00	0.17	0.03	0.00	0.06	8.0	38.3	458.0	14.6	7.0	25.7	8.1
SÇ10	31.10	2.80	2.76	0.57	0.43	0.00	0.35	0.02	0.05	0.05	24.0	21.8	5898.0	15.9	28.2	163.5	30.8
SK11B	90.60	1.66	0.69	0.38	0.40	0.00	0.25	0.04	0.00	0.04	16.0	12.9	31.0	14.4	12.6	40.6	19.1
SÇKI5C	88.00	2.06	1.27	0.46	0.35	0.01	0.19	0.05	0.00	0.10	13.0	14.3	70.0	15.8	15.3	54.4	22.3
Summary	N = 4																
Min.	31.10	0.85	0.63	0.38	0.35	0.00	0.17	0.02	0.00	0.04	8.0	12.9	31.0	14.4	7.0	25.7	8.1
Max.	92.00	2.80	2.76	1.18	0.43	0.01	0.35	0.05	0.05	0.10	24.0	38.3	5898.0	15.9	28.2	163.5	30.8
Mean	75.43	1.84	1.34	0.65	0.40	0.00	0.24	0.04	0.01	0.06	15.3	21.8	1614.3	15.2	15.8	71.0	20.1
Median	89.30	1.86	0.98	0.52	0.41	0.00	0.22	0.04	0.00	0.06	14.5	18.1	264.0	15.2	14.0	47.5	20.7
MAD	2.00	0.57	0.32	0.10	0.02	0.00	0.04	0.01	0.00	0.01	4.0	4.5	213.5	0.7	4.2	14.3	5.9
An. Thre.	93.30	3.00	1.62	0.71	0.44	0.00	0.30	0.06	0.00	0.08	22.5	27.0	691.0	16.5	22.3	76.2	32.4
Std. Dev.	29.60	0.81	0.99	0.36	0.03	0.01	0.08	0.01	0.03	0.03	6.7	11.7	2862.3	0.8	9.0	62.8	9.4
Skew.	-1.98	-0.12	1.54	1.73	-1.20	2.00	1.09	0.00	2.00	1.44	0.6	1.4	2.0	0.0	1.1	1.8	-0.4
Sample	Pb	Ga	As	Au	Re	Pt	Ag	Hg	Rb	Sr	Ba	Nb	Hf	Zr	Th	U	Y
SÇ4	1.55	1.30	0.60	0.15	0.75	1.50	6.00	3.75	6.40	22.0	19.00	0.02	0.07	2.60	1.60	0.10	4.95
SÇ10	17.66	4.50	0.80	5.20	0.75	1.50	28.00	14.00	14.70	91.4	26.40	0.02	0.15	4.60	6.10	0.40	10.08
SK11B	7.52	2.70	1.10	50.60	0.00	1.50	4.00	3.75	8.40	15.8	9.80	0.02	0.13	4.40	2.60	0.10	7.31
SÇKI5C	4.22	3.30	0.80	0.15	0.00	0.00	4.00	3.75	11.10	63.5	15.00	0.00	0.12	4.00	3.10	0.20	20.88
Summary																	
Min.	1.55	1.30	0.60	0.15	0.00	0.00	4.00	3.75	6.40	15.8	9.80	0.00	0.07	2.60	1.60	0.10	4.95
Max.	17.66	4.50	1.10	50.60	0.75	1.50	28.00	14.00	14.70	91.4	26.40	0.02	0.15	4.60	6.10	0.40	20.88
Mean	7.74	2.95	0.83	14.03	0.38	1.13	10.50	6.31	10.15	48.2	17.55	0.02	0.12	3.90	3.35	0.20	10.81
Median	5.87	3.00	0.80	2.68	0.38	1.50	5.00	3.75	9.75	42.8	17.00	0.02	0.13	4.20	2.85	0.15	8.70
MAD	2.99	0.90	0.10	2.53	0.38	0.00	1.00	0.00	2.35	23.9	4.60	0.00	0.02	0.30	0.75	0.05	2.57
An. Thre.	11.84	4.80	1.00	7.73	1.13	1.50	7.00	3.75	14.45	90.5	26.20	0.02	0.16	4.80	4.35	0.25	13.83
Std. Dev.	7.05	1.33	0.21	24.50	0.43	0.75	11.70	5.13	3.59	35.8	7.00	0.01	0.03	0.90	1.94	0.14	7.04
Skew.	1.32	-0.21	0.71	1.95	0.00	-2.00	1.96	2.00	0.53	0.5	0.42	-2.00	-1.20	-1.57	1.38	1.41	1.49
Sample	W	In	Sn	Te	La	Ce	Sc	Mo	Cd	Sb	Bi	B	Tl	Se	Cs	Be	Li
SÇ4	78.40	0.02	0.20	0.04	5.70	9.30	2.00	0.49	0.01	0.05	0.08	3.00	0.07	0.10	0.49	0.20	2.10
SÇ10	0.10	0.03	0.80	0.16	11.20	37.60	4.80	1.24	0.01	0.10	0.18	5.00	0.19	0.10	0.96	0.90	2.30
SK11B	30.20	0.02	0.40	0.07	7.70	20.60	2.70	0.17	0.01	0.04	0.09	6.00	0.05	0.10	0.44	0.40	2.00
SÇKI5C	11.00	0.00	0.50	0.07	13.50	41.60	2.80	0.68	0.01	0.06	0.09	4.00	0.12	0.10	0.70	0.50	1.80
Summary																	
Min.	0.10	0.00	0.20	0.04	5.70	9.30	2.00	0.17	0.01	0.04	0.08	3.00	0.05	0.10	0.44	0.20	1.80
Max.	78.40	0.03	0.80	0.16	13.50	41.60	4.80	1.24	0.01	0.10	0.18	6.00	0.19	0.10	0.96	0.90	2.30
Mean	29.93	0.02	0.48	0.09	9.53	27.28	3.08	0.65	0.01	0.06	0.11	4.50	0.11	0.10	0.65	0.50	2.05
Median	20.60	0.02	0.45	0.07	9.45	29.10	2.75	0.59	0.01	0.06	0.09	4.50	0.10	0.10	0.60	0.45	2.05
MAD	15.05	0.01	0.15	0.02	2.75	10.50	0.40	0.26	0.00	0.01	0.01	1.00	0.04	0.00	0.13	0.15	0.15
An. Thre.	50.70	0.03	0.75	0.10	14.95	50.10	3.55	1.10	0.01	0.08	0.10	6.50	0.17	0.10	0.86	0.75	2.35
Std. Dev.	34.63	0.01	0.25	0.05	3.49	15.05	1.20	0.45	0.00	0.03	0.05	1.29	0.06	0.00	0.24	0.29	0.21
Skew.	1.29	-1.13	0.56	1.54	0.09	-0.40	1.46	0.74	.	1.44	1.94	0.00	0.88	.	0.89	0.94	0.00

Çizelge 8.1'in devamı

Stream Sediment Samples																	
Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn
So1A	69.90	2.34	1.82	7.85	0.78	0.01	0.43	0.02	0.00	0.05	14.0	19.9	1017.0	12.2	26.6	45.9	45.1
STM 2	74.30	2.31	2.12	4.24	0.95	0.01	0.34	0.04	0.00	0.06	23.0	25.8	5097.0	19.1	43.6	88.6	33.9
STM B	65.50	2.55	2.47	9.36	2.35	0.01	0.41	0.04	0.00	0.05	22.0	59.5	2642.0	17.1	124.6	50.8	35.0
STM F	60.60	2.38	1.67	15.45	1.19	0.01	0.34	0.04	0.00	0.05	25.0	35.9	6122.0	21.1	51.9	87.0	28.2
STM K	73.20	3.53	2.54	4.69	1.16	0.01	0.57	0.06	0.00	0.05	30.0	27.5	3033.0	23.4	44.0	69.1	56.1
DSTM 3	59.20	1.79	1.66	16.75	1.29	0.01	0.28	0.03	0.00	0.05	19.0	34.7	4909.0	14.2	61.9	61.2	24.5
Summary	N = 6																
Min.	59.20	1.79	1.66	4.24	0.78	0.01	0.28	0.02	0.00	0.05	14.0	19.9	1017.0	12.2	26.6	45.9	24.5
Max.	74.30	3.53	2.54	16.75	2.35	0.01	0.57	0.06	0.00	0.06	30.0	59.5	6122.0	23.4	124.6	88.6	56.1
Mean	67.12	2.48	2.05	9.72	1.29	0.01	0.40	0.04	0.00	0.05	22.2	33.9	3803.3	17.9	58.8	67.1	37.1
Median	67.70	2.36	1.97	8.61	1.18	0.01	0.38	0.04	0.00	0.05	22.5	31.1	3971.0	18.1	48.0	65.1	34.5
MAD	6.05	0.12	0.31	4.14	0.17	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	3.0	5.1	1227.5	3.5	9.2	16.7	8.1
An. Thre.	79.80	2.60	2.58	16.89	1.52	0.01	0.47	0.05	0.00	0.05	28.5	41.2	6426.0	25.0	66.3	98.6	50.7
Std. Dev.	6.39	0.57	0.39	5.31	0.55	0.00	0.10	0.01	0.00	0.00	5.4	13.9	1896.2	4.2	34.3	17.9	11.6
Skew.	-0.18	1.28	0.36	0.47	1.83	.	1.02	0.44	.	2.45	-0.1	1.5	-0.3	-0.1	1.8	0.2	0.9
Sample	Pb	Ga	As	Au	Re	Pt	Ag	Hg	Rb	Sr	Ba	Nb	Hf	Zr	Th	U	Y
So1A	19.01	3.50	1.00	2.20	0.00	0.00	5.00	9.00	15.10	86.0	44.6	0.02	0.08	2.80	4.70	0.20	12.36
STM 2	12.23	3.60	2.40	2.20	0.00	0.00	8.00	22.00	14.10	80.0	136.6	0.07	0.07	3.10	3.80	0.30	16.99
STM B	10.21	3.70	2.50	3.10	0.00	0.00	10.00	8.00	16.00	104.6	62.6	0.08	0.05	2.40	3.40	0.30	12.55
STM F	7.90	3.60	2.40	1.50	0.00	0.00	7.00	3.75	14.60	181.3	200.0	0.07	0.07	3.60	2.40	0.30	9.62
STM K	11.57	5.50	1.80	1.90	0.00	0.00	8.00	12.00	21.30	83.5	87.6	0.05	0.12	5.40	4.00	0.30	14.24
DSTM 3	7.37	2.60	2.50	2.20	0.00	0.00	7.00	9.00	11.90	169.4	116.2	0.09	0.04	1.70	2.40	0.20	10.20
Summary																	
Min.	7.37	2.60	1.00	1.50	0.00	0.00	5.00	3.75	11.90	80.0	44.6	0.02	0.04	1.70	2.40	0.20	9.62
Max.	19.01	5.50	2.50	3.10	0.00	0.00	10.00	22.00	21.30	181.3	200.0	0.09	0.12	5.40	4.70	0.30	16.99
Mean	11.38	3.75	2.10	2.18	0.00	0.00	7.50	10.63	15.50	117.5	107.9	0.06	0.07	3.17	3.45	0.27	12.66
Median	10.89	3.60	2.40	2.20	0.00	0.00	7.50	9.00	14.85	95.3	101.9	0.07	0.07	2.95	3.60	0.30	12.46
MAD	2.17	0.10	0.10	0.15	0.00	0.00	0.50	2.00	0.95	13.6	37.0	0.02	0.02	0.60	0.75	0.00	2.02
An. Thre.	15.22	3.80	2.60	2.50	0.00	0.00	8.50	13.00	16.75	122.4	175.9	0.10	0.10	4.15	5.10	0.30	16.50
Std. Dev.	4.21	0.95	0.60	0.53	0.00	0.00	1.64	6.18	3.16	45.8	56.3	0.03	0.03	1.27	0.92	0.05	2.71
Skew.	1.35	1.34	-1.63	0.88	.	.	0.00	1.43	1.39	0.9	0.8	-1.14	0.99	1.11	-0.06	-0.97	0.64
Sample	W	In	Sn	Te	La	Ce	Sc	Mo	Cd	Sb	Bi	B	Tl	Se	Cs	Be	Li
So1A	0.10	0.02	0.60	0.06	16.20	45.70	3.90	0.29	0.07	0.11	0.17	15.00	0.09	0.30	0.78	0.70	5.90
STM 2	0.10	0.03	0.70	0.15	14.60	43.80	4.20	2.49	0.08	0.13	0.18	9.00	0.16	0.10	0.83	0.70	5.40
STM B	0.10	0.02	0.70	0.09	14.80	37.20	4.10	1.19	0.12	0.12	0.15	12.00	0.12	0.30	0.75	0.70	7.60
STM F	9.30	0.02	0.50	0.09	9.00	23.90	3.50	3.11	0.06	0.12	0.11	11.00	0.19	0.60	0.80	0.50	4.20
STM K	9.00	0.03	0.90	0.13	15.10	43.00	5.20	1.38	0.07	0.12	0.17	16.00	0.16	0.20	1.03	0.80	7.90
DSTM 3	0.10	0.02	0.40	0.09	10.30	25.80	2.90	2.01	0.11	0.11	0.11	9.00	0.11	0.60	0.63	0.50	4.80
Summary																	
Min.	0.10	0.02	0.40	0.06	9.00	23.90	2.90	0.29	0.06	0.11	0.11	9.00	0.09	0.10	0.63	0.50	4.20
Max.	9.30	0.03	0.90	0.15	16.20	45.70	5.20	3.11	0.12	0.13	0.18	16.00	0.19	0.60	1.03	0.80	7.90
Mean	3.12	0.02	0.63	0.10	13.33	36.57	3.97	1.75	0.09	0.12	0.15	12.00	0.14	0.35	0.80	0.65	5.97
Median	0.10	0.02	0.65	0.09	14.70	40.10	4.00	1.70	0.08	0.12	0.16	11.50	0.14	0.30	0.79	0.70	5.65
MAD	0.00	0.00	0.10	0.02	0.95	4.65	0.35	0.65	0.01	0.01	0.02	2.50	0.03	0.15	0.04	0.05	1.15
An. Thre.	0.10	0.02	0.85	0.12	16.60	49.40	4.70	3.00	0.10	0.13	0.19	16.50	0.19	0.60	0.87	0.80	7.95
Std. Dev.	4.67	0.01	0.18	0.03	2.94	9.53	0.77	1.00	0.02	0.01	0.03	2.97	0.04	0.21	0.13	0.12	1.50
Skew.	0.97	0.97	0.25	0.51	-0.89	-0.65	0.38	-0.10	0.75	0.31	-0.60	0.41	0.09	0.40	0.84	-0.49	0.38

Çizelge 8.2. Çeşitli örnek ortam türleri için ortalama element konsantrasyonunun karşılaştırılması

Averages of Elements by Sample Type																	
Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn
Basalt	44.36	8.31	5.52	7.46	1.83	0.48	0.50	1.88	0.00	0.16	97.4	112.6	1484.9	57.0	156.4	57.9	105.5
Serpen.	47.38	0.50	6.14	0.15	33.77	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	34.0	1051.5	879.3	112.5	2134.7	10.4	30.1
Soil	59.04	6.05	5.89	5.52	2.64	0.29	0.75	0.42	0.02	0.16	88.0	66.3	1764.0	37.1	107.9	64.4	73.1
Claystone	62.83	4.57	3.85	8.64	1.12	0.19	0.21	1.06	0.12	0.19	77.7	28.8	4343.3	15.3	29.9	38.0	56.4
Siltstone	75.43	1.84	1.34	0.65	0.40	0.00	0.24	0.04	0.01	0.06	15.3	21.8	1614.3	15.2	15.8	71.0	20.1
Stream Sed.	67.12	2.48	2.05	9.72	1.29	0.01	0.40	0.04	0.00	0.05	22.2	33.9	3803.3	17.9	58.8	67.1	37.1

Sample	Pb	Ga	As	Au	Re	Pt	Ag	Hg	Rb	Sr	Ba	Nb	Hf	Zr	Th	U	Y
Basalt	4.35	8.33	5.33	0.36	0.00	0.93	6.86	4.07	11.40	122.9	33.77	0.11	0.36	18.90	0.86	0.36	14.98
Serpen.	5.75	0.43	0.65	0.61	0.00	7.25	18.88	4.31	0.23	2.20	1.93	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.33
Soil	9.08	10.01	2.51	2.89	0.32	1.14	12.14	18.82	20.77	72.7	38.74	0.40	0.30	15.51	3.21	0.31	19.23
Claystone	4.69	5.93	1.47	2.07	0.92	1.50	33.50	18.50	8.20	106.9	15.37	0.03	0.23	10.47	2.23	0.57	19.26
Siltstone	7.74	2.95	0.83	14.03	0.38	1.13	10.50	6.31	10.15	48.2	17.55	0.02	0.12	3.90	3.35	0.20	10.81
Stream Sed.	11.38	3.75	2.10	2.18	0.00	0.00	7.50	10.63	15.50	117.5	107.9	0.06	0.07	3.17	3.45	0.27	12.66

Sample	W	In	Sn	Te	La	Ce	Sc	Mo	Cd	Sb	Bi	B	Tl	Se	Cs	Be	Li
Mean	13.54	0.03	0.60	0.02	9.43	18.90	11.67	0.64	0.13	0.23	0.02	21.43	0.09	0.26	0.29	0.30	12.49
Serpen.	0.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	8.68	0.19	0.02	0.03	0.00	20.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.90
Soil	1.26	0.05	0.96	0.09	14.77	36.49	11.50	1.18	0.17	0.14	0.15	21.57	0.17	0.26	0.71	0.81	20.91
Claystone	1.50	0.03	0.57	0.07	9.17	21.97	5.53	1.00	0.05	0.12	0.08	7.33	0.09	0.63	0.44	0.43	7.77
Siltstone	29.93	0.02	0.48	0.09	9.53	27.28	3.08	0.65	0.01	0.06	0.11	4.50	0.11	0.10	0.65	0.50	2.05
Stream Sed.	3.12	0.02	0.63	0.10	13.33	36.57	3.97	1.75	0.09	0.12	0.15	12.00	0.14	0.35	0.80	0.65	5.97

ÖZGEÇMİŞ

Ad Soyad: Daniel Ganyi NYAMSARİ

ÖĞRENİM BİLGİLERİ

Doktora	Akdeniz Üniversitesi
2016 - 2021	Fen Bilim Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Antalya
Yüksek Lisans	Akdeniz Üniversitesi
2013 - 2016	Fen Bilim Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Antalya
Lisans	Buea Üniversitesi
2004 - 2008	Bilim Fakültesi, Jeoloji ve Çevre Bilimi Bölümü, Buea/Kamerun

MESLEKİ VE İDARİ GÖREVLER

Scientific Consultancy	Upwork Global Inc.
2020 - Devam Ediyor	
Geologist	AYCORE Mining Corporation
11/2019 – 03/2020	
Chief of Sector (Geologist)	Ministry Mines
2011 - 2012	CAPAM, Cameroon

ESERLER

Uluslararası hakemli dergilerde yayımlanan makaleler

1. Yalcin, M. G., Nyamsari, D. G., Atakoglu, O. O., & Yalcin, F. (2021). Chemical and statistical characterization of beach sand sediments: implication for natural and anthropogenic origin and paleo-environment. *International Journal of Environmental Science and Technology*, 1-22.
2. Nyamsari, D. G., Yalcin, M. G., & Wolfson, I. (2020). Alteration, Chemical Processes, and Parent Rocks of Haléo-Danielle Plateau Bauxite, Adamawa–Cameroon. *Lithology and Mineral Resources*, 55, 231-243.
3. Yalcin, M. G., Coskun, B., Nyamsari, D. G., & Yalcin, F. (2019). Geomedical, ecological risk, and statistical assessment of hazardous elements in shore sediments of the Iskenderun Gulf, Eastern Mediterranean, Turkey. *Environmental Earth Sciences*, 78(15), 1-28.
4. Nyamsari, D., Yalcin, F., Mboh, M., Alfred, F. & Yalcin, M. (2019). Natural radioactive risk assessment in top soil and possible health effect in Minim and Martap villages, Cameroon: using radioactive risk index and statistical analysis. *Kerntechnik*, 84(2), 115-122. <https://doi.org/10.3139/124.110927>
5. Yalcin, F., Nyamsari, D. G. , Ilbeyli, N., & Battaloğlu, R., (2019). Statistical approach by factor and cluster analysis on origin of elements from the Hamit Plutonic (Turkey) rock samples. *Bulletin of The Mineral Research and Exploration*, vol.160, 163-175.
6. Nyamsari, D. G., & Yalcin, M. G. (2017). Statistical analysis and source rock of the Minim-Martap plateau bauxite, Cameroon. *Arabian Journal of Geosciences*, 10(18), 1-16.
7. Yalcin, F., Kilic, S., Nyamsari, D. G., Yalcin, M. G., & Kilic, M. (2016). Principal Component Analysis of Integrated Metal Concentrations of Bogacayi Riverbank Sediments in Turkey. *Pol. J. Environ. Stud*, 25(2), 471-485..
8. Yalcin, F., Nyamsari, D. G., Paksu, E., & Yalcin, M. G. (2016). Statistical assessment of heavy metal distribution and contamination of beach sands of Antalya-Turkey: an approach to the multivariate analysis techniques. *Filomat*, 30(4), 945-952.

Ulusal bilimsel toplantılarda sunulan ve bildiri kitaplarında basılan bildiriler

1. Özer, Ö., Yalcin, F., Nyamsari, D., & Yalcin, M. G. , (2019). *Contrasting Contamination Indices and Principal Component Analysis in Metal Elements Accumulation Study of Beach Sand on Kemer -Sarısı Coast Line, Antalya*. The 2nd Mediterranean International Conference of Pure&Applied Mathematics and Related Areas (pp.32-35). Paris, France

2. Özer, Ö., Yalcin, F., Nyamsari, D. G. , & Yalcin, M. G. , (2019). *Appraisal of Metal Accumulation in Beach Sand Using Contamination Indices and Multivariate Statistical Analysis*. The 2nd Mediterranean International Conference of Pure Applied Mathematics and Related Areas (pp.1-5). Paris, France
3. Özer, Ö., Yalcin, F., Nyamsari, D., & Yalcin, M. G. , (2019). *Kemer-Sarısu (Antalya) Sahil Şeridindeki Plaj Kumlarının İstatistiksel Anomalileri İle İnsan Sağlığı Açısından Değerlendirilmesi*. 72. Türkiye Jeoloji Kurultayı (pp.1065-1069). Ankara, Turkey
4. Nyamsari, D., Yalcin, M. G. , & Özer, Ö., (2018). *238th –237th Activity Risk Evaluation of The Bauxite Samples Of Daniel Plateau Deposit*. 9th International Symposium of the Eastern Mediterranean Geology (ISEMG 2018) (pp.15). Antalya, Turkey
5. Yalcin, F., Özer Atakoğlu, Ö., Nyamsari, D. G. , & Yalcin, M. G. , (2018). *Statistical Evaluation of the Geochemical Content of Beach Sand along the Sarisu - Kemer Coastline of Antalya, Turkey*. International Conference on Numerical Analysis and Applied Mathematics (ICNAAM), Rhodes, Greece
6. Yalcin, F., İlbeyli, N., Nyamsari, D. G. , Battaloglu, R., & Özer, Ö., (2018). *Statistical Investigation and Origin of Elements From The Hamit Plutonic (Turkey) Rocks by Multivariate Analysis* . 9th International Symposium of the Eastern Mediterranean Geology (pp.117). Antalya, Turkey
7. Coşkun, B., Yalcin, M. G. , Nyamsari, D. G. , & Yalcin, F., (2018). *Statistical Investigate And Heavy Metal Concentration Of Iskenderun Shore, Mediterranean* . 9th International Symposium of the Eastern Mediterranean Geology (ISEMG 2018) (pp.477). Antalya, Turkey
8. İlbeyli, N., Yalcin, F., Nyamsari, D. G. , Battaloglu, R., & Özer, Ö., (2018). *Origin of Elements From The Hamit Plutonic (Turkey) Rocks by Multivariate Analysis* . 9th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology (pp.240-241). Antalya, Turkey
9. Nyamsari, D. G. , & Yalcin, M. G. , (2017). *Yolan Platosu Boksit Yataklarının Sınıflandırması, Kamerun* . Uluslararası Katılımlı 40. Yıl Jeoloji Sempozyumu
10. Nyamsari, D. G. , & Yalcin, M. G. , (2017). *Determination Of Natural Radio Active Element concentration In The Terra-Rosa Of Minim-Martap district Area* . 7th International Conference on Medical Geology
11. Yalcin, M. G. , Nyamsari, D. G. , Kaya Başar, E., & Yalcin, F., (2016). *Statistical Assessment Of Rare Earth Elements Of Bauxite Deposits Of Minim-Martap Plateau, Cameroon* . International Multidisciplinary Scientific GeoConference (SGEM2016) (pp.819-820). Albena, Bulgaria

12. Yalcin, M. G. , Nyamsari, D. G. , Paksu, E., & Yalcin, F., (2016). *Statistical Assessment Of Rare Earth Elements Of Bauxite Deposits Of Minim-Martap Plateau, Cameroon* . 16th International Multidisciplinary Scientific Geoconference (SGEM 2016) (pp.819-825). Albena, Bulgaria
13. Paksu, E., Yalcin, M. G. , & Nyamsari, D., (2015). *Ağır Metal Analizinde Basamaklı Ekstraksiyon Yönteminin Kullanılması ve Tıbbi Jeoloji Açısından Değerlendirilmesi Manavgat Antalya Sahil Kumları Örneği* . 2. Tıbbi Jeoloji Sempozyumu (pp.87-88). Konya, Turkey
14. Yalcin, M. G. , Nyamsari, D. G. , Yalcin, F., & Paksu, E., (2015). *Seperation of Heavy Metals and Some Elements by Factor Analysis in Manavgat – Alanya Beach Sands, Antalya, Turkey* . 25 th Goldschmidt (pp.3487). Prag, Czech Republic
15. Yalcin, M. G. , Yalcin, F., Nyamsari, D., & Paksu, E., (2015). *Statistical Assesment of Heavy Metals Distribution and Contamination of Beach Sand Along the Manavgat-Alanya Costline of Antalya,Turkey* . the 28 th International Confrance of Jangjeon Mathematical Society (pp.127). Antalya, Turkey
16. Mirza, A., İlbeyli, N., Yalcin, M. G. , Paksu, E., & Nyamsari, D., (2015). *Geochemistry of Iron Ore Deposits from the Singhbhum-Orissa Craton (India)* . International Multidisciplinary Scientific GeoConference (SGEM 2015) (pp.321-328). Albena, Bulgaria
17. Yalcin, F., İlbeyli, N., Nyamsari, D., & Güneş, A., (2015). *Hamit ve Civarında Yeralan Alkalen Kayaçlardaki Nadir Toprak Elementleri ile Radyoaktif Elementlerin İstatiksel Değerlendirmesi* . 2. Tıbbi Jeoloji Sempozyumu (Uluslararası Katılımlı) (pp.101-102). Konya, Turkey
18. Yalcin, M. G. , Paksu, E., Ünal, S., Özmen, S. F. , & Nyamsari, D. G. , (2015). *Bucak İlçesi mermerlerinin uranyum aktivite konsantrasyonu ve insan sağlığı üzerine etkisi* . 68. Türkiye Jeoloji Kurultayı (pp.386-387). Ankara, Turkey
19. Yalcin, M. G. , Nyamsari, D. G. , & Paksu, E., (2014). *Mineralogy and Geochemistry of Bauxite Deposits of Karaman Area (Turkey)* . 30 th International Conference on “Ore Potential of Alkaline, Kimberlite and Carbonatite Magmatism” (pp.225-226). Antalya, Turkey.



EK – 3

T.C.
AKDENİZ UNIVERSITY



**INVESTIGATION OF THE GEOLOGICAL, GEOCHEMICAL ORIGIN AND
GOLD POTENTIAL OF MINERALIZATIONS AND HYDROTHERMAL
ALTERATIONS IN THE ORTAKOY (KUMLUCA, ANTALYA) REGION**

Daniel Ganyi NYAMSARI

GRADUATE SCHOOL OF NATURAL AND APPLIED SCIENCES
DEPARTMENT OF GEOLOGICAL ENGINEERING
Ph.D. THESIS

NOVEMBER 2021

ANTALYA

T.C.
AKDENİZ UNIVERSITY



**INVESTIGATION OF THE GEOLOGICAL, GEOCHEMICAL ORIGIN AND
GOLD POTENTIAL OF MINERALIZATIONS AND HYDROTHERMAL
ALTERATIONS IN THE ORTAKOY (KUMLUCA, ANTALYA) REGION**

Daniel Ganyi NYAMSARI

GRADUATE SCHOOL OF NATURAL AND APPLIED SCIENCES

DEPARTMENT OF GEOLOGICAL ENGINEERING

Ph.D. THESIS

NOVEMBER 2021

ANTALYA

T.C.
AKDENİZ UNIVERSITY
GRADUATE SCHOOL OF NATURAL AND APPLIED SCIENCES

**INVESTIGATION OF THE GEOLOGICAL, GEOCHEMICAL ORIGIN AND
GOLD POTENTIAL OF MINERALIZATIONS AND HYDROTHERMAL
ALTERATIONS IN THE ORTAKOY (KUMLUCA, ANTALYA) REGION**

Daniel Ganyi NYAMSARI

DEPARTMENT OF GEOLOGICAL ENGINEERING

Ph.D. THESIS

**This thesis was supported by the Scientific Research Projects Coordination Unit
(BAP) of Akdeniz University with the project number FDK-2019-4778.**

NOVEMBER 2021

T.C.
AKDENİZ UNIVERSITY
GRADUATE SCHOOL OF NATURAL AND APPLIED SCIENCES

**INVESTIGATION OF THE GEOLOGICAL, GEOCHEMICAL ORIGIN AND
GOLD POTENTIAL OF MINERALIZATIONS AND HYDROTHERMAL
ALTERATIONS IN THE ORTAKOY (KUMLUCA, ANTALYA) REGION**

Daniel Ganyi NYAMSARI

DEPARTMENT OF GEOLOGICAL ENGINEERING

Ph.D. THESIS

This thesis on this date 04/11/2021 was adopted unanimously by the following jury:

Prof. Dr.	Mustafa Gürhan YALÇIN (Supervisor)
Prof. Dr.	Fetullah ARIK
Prof. Dr.	Mehmet ALTUNSOY
Prof. Dr.	Nurdane İLBEYLİ
Assoc. Prof. Dr.	Ali TÜMÜKLÜ

ABSTRACT

INVESTIGATION OF THE GEOLOGICAL, GEOCHEMICAL ORIGIN AND GOLD POTENTIAL OF MINERALIZATIONS AND HYDROTHERMAL ALTERATIONS IN THE ORTAKÖY (KUMLUCA, ANTALYA) REGION

Daniel Ganyi NYAMSARI

Geological Engineering Department, Ph.D. Thesis

Supervisor: Prof. Dr. M. GÜRHAN YALÇIN

November 2021, 115 pages

This is probably the first work on geochemical investigation in the Ortaköy village, located within the Gödene Zone, SW of the Antalya Complex. The Gödene Zone is about 15 – 20 Km north of Kumluca town in the Antalya Province. Four geological formations (Kirkdirek, Karadere, Çandır and Alakırçay) out of the six in the zone as well as some stream sediments were investigated in this research.

Rock types of the four formations included serpentinites, micrite, cherts, sandstones, siltstones, mudstones, claystones, microconglomerates, basalt, spilites and spilitic basalts. Thirty-one samples of rocks and sediments were analyzed.

The dominant minerals (analcime, augite, amphibole and plagioclase) in the volcanic rock and their textural relationship revealed variation in the depth of formation of the rock samples. They showed both intrusive and extrusive characteristics. A bimodal volcanism is thought to have occurred in the area. The mineralogy of the serpentinites reveal low grade metamorphism, as well as low grade chromite and magnesite ores.

PGM and Au bearing minerals were undetected. These minerals may have occurred in very low concentrations far below the required detection limit. However, precious metals (Au, Pt, Ag and Hg) were identified in very low concentrations compared to their ore grade concentration. The platinum were probably hosted by Ni-Co mineralization. The Au occurrences were probably associated to Cu and Ni in the ultramafic and mafic rocks, to sulphide in stream sediments, and to SiO₂ in the claystone.

The highest concentration of Pt (10 ppb) occurred in the serpentinites while the highest concentrations of Au (50.6 ppb) were in siltstones. Averagely, concentrations of Pt were higher in serpentinites (7.25 ppb) compared to claystones (1.15 ppb), soil (1.14 ppb), siltstones (1.13 ppb) and basalts (0.93 ppb); concentration of Au were higher in siltstones (14.03 ppb), followed by soil (2.89 ppb), stream sediments (2.18 ppb), claystones (2.07 ppb), serpentinites (0.61 ppb) and basalts (0.36 ppb); concentration of Ag were higher in claystones (33.5 ppb) compared to serpentinites (18.88 ppb), soil (12.14 ppb), siltstones (10.5 ppb), stream sediments (7.5 ppb) and basalts (6.86 ppb); and concentrations of Hg were higher in

soil (18.82 ppb), followed by claystones (18.5 ppb), stream sediments (10.63 ppb), siltstones (6.31 ppb), serpentinites (4.31 ppb) and basalts (6.86 ppb).

A Discriminant plot of Sr/Y used to delineate mineralized from non-mineralized formations, showed no possible mineralization. However, the primary and secondary halos were compared to data from other exploration results. This presence of Pt suggest a further investigation of the area be carried out, which should include additional precious metals (Ir, Ru, Rh, Os and Pd). The Northeastern and Southern portion of the study area showed relatively high concentrations of Pt and Au respectively, as identified using spatial distribution maps.

The clr-biplot showed very low variability of the elements. This may be attributed to the differences in the sampled media types analyzed together. Comprehensively, all the samples were separated into three main categories. This signified three main parent sources. Serpentinites were enriched with Mg, Ni, Cr, Co, Hf, Pt and Nb; the basalt and soil were enriched in Ti, Na, Al, Zr, Li, Ca, Zn and V; and other sedimentary media were enriched with Au, Pb, Cu, Ag, Ba, Mn, La and Ce and Y. The basalts were thought to be the main source material for the soil. An intermediate to felsic magmatic rock is thought to be the main source of the sediments.

The parent magma of the basalts showed poor evolution with respect to silica. This further confirms a possible bimodal magmatic source or poor fractionation of magma. The serpentinites showed no evolution because they were trusted unto the continent by the compressional tectonic regime. Volcanic series association further showed the igneous rocks tholeiitic and calc-alkaline in character. This suggest a volcanic arc origin or a mixture of continental and ocean crust materials.

The basalts varied in chemical content and showed some level of low-grade alteration considering Hf/Zr relationship. The sediments showed no variations or any recycling. However, the Hf/Zr relationship indicated the sediments had experienced weathering.

The depletion of Nb observed in the basalts may have been as a result of their low concentration or absence in the magma. Niobium, and the relatively high concentrations of Zr and Ti are thought to have resulted from crustal contamination.

Multi-element normalization for the concentrations of elements in the basalts and serpentinites were done with respect to the primitive mantle, average crust and chondrite concentration values. Enrichments of elements with respect to the primitive mantle and chondrites concentrations were observed, while there were depletion in comparison to the average crust. The enrichment of Rb, U, Pb, Sr and P may be attributed to crustal contamination, relating to continental-oceanic arc magmatism.

Discriminant plot using the felsic, mafic and weathering parameters showed that the serpentinites, two basalt samples and most of the siltstone, claystones, soils and stream sediments samples experienced some degree of chemical weathering.

Based on field observation, at least of two tectonic regimes are thought to have influenced the terrane of the area. The first tectonic regime is thought to have deposited the volcanic rocks. The second regime is thought to have faulted the basalts, facilitated emplacement of the dykes, shattered some of the rocks, and metamorphosed some of the rocks in the area. Regional, hydrothermal and dynamic metamorphic activities were evident and appear to have affected the area based on mineralogy and mélangé.

KEYWORDS: Precious metal, alteration, chemical content, complex, source, Ortaköy.

COMMITTEE: Prof. Dr. Mustafa Gürhan YALÇIN
Prof. Dr. Fetullah ARIK
Prof. Dr. Mehmet ALTUNSOY
Prof. Dr. Nurdane İLBEYLİ
Assoc. Prof. Dr. Ali TÜMÜKLÜ

ÖZET

ORTAKÖY (KUMLUCA, ANTALYA) BÖLGESİNDE GÖZLENEN HİDROTHERMAL ALTERASYONLAR İLE CEVHERLEŞMELERİN, JEOLojİK, JEOKİMYASAL, KÖKENSEL VE ALTIN POTANSİYELİ AÇISINDAN İNCELENMESİ

Daniel Ganyi NYAMSARI

Doktora Tezi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr.M. GÜRHAN YALÇIN

Kasım 2021, 115 sayfa

Bu çalışma, Antalya Kompleksi'nin GB Gödene Zonu içerisinde yer alan Ortaköy sınırları içindeki birimlerin jeokimyasal incelenmesini ve kıymetli metal potansiyelleri açısından incelenmesini konu alan bir çalışmadır. Gödene Bölgesi, Antalya ili, Kumluca ilçesinin yaklaşık 15-20 km kuzeyinde yer almaktadır. Bu araştırmada bölgede yer alan altı jeolojik formasyonun dört tanesi (Kırkdirek, Karadere, Çandır ve Alakırçay) ile bazı akarsu çökelleri ayrıntılı olarak incelenmiştir.

İncelenen dört formasyon içerdiği kayaç türleri: serpantinit, mikrit, çört, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı, kiltası, mikrokonglomera, bazalt, spilit ve spilit bazaltır. Toplamda araziden otuz bir (31) kayaç ve tortu örneği derlenmiştir.

Volkanik kayaçtaki baskın mineraller analsim, ojit, amfibol ve plajiyoklaz olarak saptanmıştır. Minerallerin dokusal ilişkileri kaya örneklerinin oluşum derinliklerine göre farklılıklar göstermektedir. Bölgede iki modlu bir volkanizmanın meydana geldiği düşünülmektedir. Serpantinitlerin mineralojisi düşük dereceli metamorfizmanın yanı sıra düşük tenörlü kromit ve manyezit cevherlerini ortaya çıkarmıştır.

Platin Grup Mineral (PGM) ve nabit Au içeren mineraller tespit edilememiştir. Ancak, değerli metaller (Au, Pt, Ag ve Hg) cevher tenörlü konsantrasyonlarına göre çok düşük konsantrasyonlarda tespit edilmiştir. Platin, Ni-Co mineralizasyonu tarafından barındırılmıştır. Au oluşumları ultramafik ve mafik kayaçlarda Cu ve Ni ile, akarsu çökellerindeki sülfürle ve kiltasında SiO₂ ile ilişkilendirilmiştir.

En yüksek Pt konsantrasyonu serpantinitlerde (10.0 ppb), en yüksek Au konsantrasyonu ise silttaşlarında (50.6 ppb) saptanmıştır. Ortalama olarak, Pt konsantrasyonları serpantinitlerde (7.25 ppb), kiltalarına (1.15 ppb), toprak (1.14 ppb), silttaşlarına (1.13 ppb) ve bazaltlara (0.93 ppb) kıyasla daha yüksektir; Au konsantrasyonu silttaşlarında (14.03 ppb) daha yüksektir, toprak (2.89 ppb), akarsu çökelleri (2.18 ppb), kiltaları (2.07 ppb), serpantinitler (0.61 ppb) ve bazaltlar (0.36 ppb); Ag konsantrasyonu kiltalarında (33.5 ppb) serpantinitlere (18.88 ppb), toprağa (12.14 ppb), silttaşlarına (10.5

ppb), dere tortullarına (7.5 ppb) ve bazaltlara (6.86 ppb) kıyasla daha yüksekti; Hg konsantrasyonları toprakta (18,82 ppb) daha yüksekti, bunu takiben kıltaşları (18,5 ppb), dere tortulları (10,63 ppb), silttaşları (6,31 ppb), serpantinitle (4,31 ppb) ve bazaltlar (6,86 ppb).

Mineralleşmeyi, mineralize olmayan formasyonlardan ayırmak için kullanılan Sr/Y'nin diskriminant grafiği incelendiğinde bölgede olası bir mineralizasyon göstermemiştir. Ancak, birincil ve ikincil haleler, diğer keşif sonuçlarından elde edilen verilerle karşılaştırıldı. Pt'nin bu mevcudiyeti, ek değerli metaller (Ir, Ru, Rh, Os ve Pd) içermesi gereken, alanın daha fazla araştırılmasını önerir. Kimyasal analiz sonuçlarına göre çalışma alanının kuzeydoğu ve güney kesimi, mekansal dağılım haritaları kullanılarak incelendiği zaman, sırasıyla nispeten yüksek Pt ve Au konsantrasyonları gösterdiği anlaşılmıştır.

Clr-biplot diyagramı, jeokimyasal olarak açıklanan elementlerin çok düşük değişkenlik gösterdiğini kanıtlanmıştır. Bu durum, bu elementlerin oluşumundaki ortam türlerindeki farklılıklar ile açıklanabilir. Tüm örnekler, kapsamlı olarak değerlendirme yapıldığı zaman üç ana kategoriye ayrılmıştır. Birincisi serpantinitle şeklinde olup Mg, Ni, Cr, Co, Hf, Pt ve Nb ile zenginleştirilmiştir. İkincisi bazalt ve toprak şeklinde olup Ti, Na, Al, Zr, Li, Ca, Zn ve V ile zenginleştirilmiştir. Üçüncüsü diğer tortul ortamlar şeklinde olup Au, Pb, Cu, Ag, Ba, Mn, La ve Ce ve Y ile zenginleştirilmiştir. Özellikle bazaltların topraklar için ana kaynak malzeme olduğu düşünülmüştür. Genel anlamda felsik magmatik kayalar, tortulların ana kaynağı olarak düşünülmektedir.

Bazaltların ana magması, silikaya göre zayıf evrim göstermiştir, bu ayrıca olası bir iki modlu magmatik kaynağı veya magmanın zayıf fraksiyonasyonunu doğrulamaktadır. Serpantinitle, sıkışma tektonik rejimiyle kıtaya güvendikleri için hiçbir magmatik evrim göstermediler. Volkanik seri birlikteliği ayrıca magmatik kayaların toleyitik ve kalk-alkali karakterde olduğunu göstermiştir. Bu durum, volkanik bir yay kökenini veya kıta ve okyanus kabuğu malzemelerinin bir karışımını göstermektedir.

Bazaltlar kimyasal içerik bakımından farklılık göstermiş ve Hf/Zr ilişkisi dikkate alındığında, bir miktar düşük dereceli değişim gösterdikleri anlaşılmıştır. Bazaltlar sedimentlerde herhangi bir değişiklik veya herhangi bir geri dönüşüm göstermemiştir. Bununla birlikte, Hf/Zr ilişkisi, çökellerin ayrışma yaşadığını göstermiştir.

Bazaltlarda gözlenen Nb tükenmesi, düşük konsantrasyonlarının veya magmada bulunmamalarının bir sonucu olabilir. Niyobyum ve nispeten yüksek Zr ve Ti konsantrasyonlarının kabuk kontaminasyonundan kaynaklandığı düşünülmektedir.

Bazalt ve serpantinitledeki element konsantrasyonları için çok elemanlı normalizasyon, ilkel manto, ortalama kabuk ve kondrit konsantrasyon değerlerine göre yapılmıştır. Elementlerin ilksel manto ve kondrit konsantrasyonlarına göre zenginleşmeleri gözlenirken, ortalama kabuğa kıyasla tükenme vardı. Rb, U, Pb, Sr ve P'nin zenginleşme, kıta-okyanus yayı magmatizması ile ilgili kabuk kirliliğine atfedilebilir.

Felsik, mafik ve kimyasal ayrışma parametreleri kullanılarak çizilen diyagram, serpantinitle, iki bazalt numunesi ve silttaşı, kıltaşı, toprak ve akarsu tortusu numunelerinin çoğunun bir dereceye kadar kimyasal ayrışmaya maruz kaldığını göstermiştir.

Saha gözlemlerine dayanarak, En en az iki tektonik rejimin bölgenin jeolojik yapısını etkilediği düşünülmektedir. Birinci jeolojik rejimin volkanik kayaları biriktirdiği düşünülmüştür. İkinci jeolojik rejimin bazaltları faylandırdığı, daykların yerleşmesini kolaylaştırdığı, bazı kayaları tektonik breşik yapı kazandırdığı ve bölgedeki kayaçların bir kısmını metamorfizmaya uğrattığı düşünülmektedir. Mineraloji ve melanaj temelinde bölgesel, hidrotermal ve dinamik metamorfik faaliyetlerin bölgeyi etkilediği saptanmıştır.

ANAHTAR KELİMELEER: Kıymetli metaller, alterasyon, kimyasal içerik, köken, Ortaköy.

JÜRİ:

Prof. Dr.	Mustafa Gürhan YALÇIN
Prof. Dr.	Fetullah ARIK
Prof. Dr.	Mehmet ALTUNSOY
Prof. Dr.	Nurdane İLBEYLİ
Dr. Öğr. Üy.	Ali TÜMÜKLÜ

PREFACE

This study was carried out on four geological formations (Alakırçay, Çandır, Karadere and Kırkdirek Formations) of the Gödene Zone in the Southwest segment of the Antalya Complex in Turkey. It characterizes the geochemical and mineralogical features of the formations and provides interpretations to past geological events. It focuses on the prospection of potential precious and base metal deposits. The findings provide important scientific information about possible elements and mineralization that may have accumulated in the area. The information presented constitutes an important guideline for future geological investigations to determine whether the area should be considered a prospect for potential mineral exploration.

The study was carried out under the supervision and interest of Prof. Dr. Mustafa Gurhan YALÇIN, who provided academic, technical, moral and financial support to ensure the successful completion of this project. I will forever remain grateful to him. My profound gratitude goes to the members of my thesis monitoring committee, Prof. Dr. Nurdane İLBEYLİ and Assoc. Prof. Dr. Ali TÜMÜKLÜ, as well as members of the jury Prof. Dr. Mehmet ALTUNSOY and Prof. Dr. Fetullah ARIK, who took off time to review my work and provided crucial academic and technical support. Special thanks to my mother Felicia Ngum for her financial and moral support, to my siblings Florence W., Humphrey A., Lolita M. M., Michelle A., and Thaddeus T.; and to Gideon, Rene and Mimba NDZEY for their moral support. In addition, I would like to thank Dr. Füsün YALÇIN, who guided me and supported me constantly in my statistical studies, and my friend the Research Assistant Özge ÖZER ATAĞOĞLU for their help. I would like to thank my intern student Can HAMMUTOĞLU for fulfilling his duties meticulously.

Sincere gratitude goes to TELCI, Songül ÇELİK and Büşra ÖZDEMİR who helped with the translation of my thesis; to Jim APKER, Diana THOMAS, Stephen C. BALL and Christopher STEEVES for their help in editing the English copy of the thesis; to Alex ML WANI, Hasan H. SIVRIKAYA, Achaham H. KANATE, Aryl, FELIHO, Cafer C. ÖNER, Berkay ŞAHİN, Sabir RASİMGİL, Gali A.S. İBRAHİM, Yannick BABIEB, Kardelen LORT, Nargis SADIQ'a who were helpful in the field, laboratory and computing data; and to Nancy A. PONG, Hope N. ECHAWAH, Monique F. DE HHALLENN, Steve and Grace Scruggs, Njong J. SAMBA, Dindy WILLIAM, James BULTEMA, Robin ELLIS, Jackson CRUM, Theirry M. TENE, George E. JOHNSON, Linda COUSINS, Elvis EKANE, K. Edem AGBOKLOU, Mehmet A. YUVA, Nurcan TÜZÜNER, Benjamin MEHNER, Alibey ERMİŞ, Edefe ODIOKO, Alibey ERMİŞ and Einstein ANGARA for their moral support.

My profound gratitude to Akdeniz University Scientific Research Projects Coordination Unit (project no: FDK-2019-4778) for funding this thesis, and to the faculty members of the Geological Engineering Department from whom I received support.

Reproduction, copying and use of any part of my doctoral thesis without the permission of my advisor until the end of the four-year term is definitely unacceptable. Otherwise, necessary legal actions will be taken.

TABLE OF CONTENTS

ABSTRACT	i
ÖZET	iv
PREFACE	vii
ACADEMIC STATEMENT	xi
SYMBOLS AND ABBREVIATIONS	xii
INDEX OF FIGURES	xvi
INDEX OF TABLES	xix
1. INTRODUCTION	1
1.1. Aim of Study	3
1.2. Subject and Scope	4
2. LITERATURE REVIEW	5
2.1. Geochemistry and Mineralogy Applications in Mineral Prospecting	5
2.2. Prospection and Explorations Geochemistry	7
2.2.1. Lithogeochemical characterization	7
2.2.2. Characterization of regolith and its evolution	10
2.3. Techniques in Mineral Prospecting	11
2.3.1. Prospecting techniques	11
2.3.2. Stages and techniques used in prospection	12
2.4. Geochemical Dispersion and Anomalies	13
2.4.1. Primary dispersion	14
2.4.2. Secondary dispersion	14
2.5. Geochemical Halos or Anomalies	17
2.5.1. Primary dispersion anomalies (halos)	18
2.5.2. Secondary dispersion anomalies (halos)	18
2.5.3. Elements to watch out for abnormal concentration	18
2.6. Geochemical Data Analysis	20
2.6.1. Processing geological data conversion	20
2.6.2. Identifying geochemical anomalies	24
2.6.3. Geostatistics methods	25
2.7. Regional Geology	30
2.8. The Antalya Complex	31

2.9. The Five Major Zones of the Southwest Section of the Antalya Complex.....	33
3. MATERIAL AND METHOD	35
3.1. Initial Research Work.....	35
3.2. Field Study	35
3.3. Laboratory Analysis	36
3.3.1. Sample preparation, procedure and conditions	36
3.3.2. Whole-rock geochemical investigation.....	36
3.3.3. Mineralogical and petrographic studies	37
3.4. Data and Information Evaluation	38
3.5. Report Writing.....	39
4. RESULTS.....	40
4.1. Geology of the Investigated Area around Ortakoy (Gödene Zone)	40
4.2. Mineralogy and Petrography	47
4.2.1. Basalt samples	47
4.2.2. Serpentinite samples.....	50
4.2.3. Clay mineralogy and petrography	53
4.2.4. Siltstones mineralogy and petrography	54
4.2.5. Stream sediments.....	57
4.3. Statistical Evaluation of Sample Content.....	57
4.3.1. Spilitic basalts	57
4.3.2. Serpentinite rocks.....	58
4.3.3. Regolith samples	58
5. DISCUSSION	60
5.1. Precious Metal Mineralization	60
5.1.1. Platinum occurrence	60
5.1.2. Au occurrence	63
5.2. Precious Metal Anomalies and Rock Suite Mineralization Potential	68
5.2.1. Geochemical anomalies.....	68
5.2.2. Sr/Y vs SiO ₂ discriminant plot.....	69
5.2.3. Boxplot halo/anomaly discrimination	69
5.3. Precious Metal Concentration and Implications for Exploration Prospect	70
5.4. Geochemical Characterization of Samples	72
5.4.1. Samples chemical content variation and correlation.....	72

5.4.2. Fractionation trend	74
5.4.3. Chemical variations.....	76
5.4.4. Characterization of trace element mobility	77
5.5. Associated Volcanic Series	79
5.6. Parent Rock or Provenance and Paleoweathering Conditions	81
5.7. Tectonic Association	82
5.8. Multi-element Normalization.....	84
5.9. Chemical Alteration and/or Weathering	86
5.10. Mineralogical Characterization.....	87
5.11. Metamorphic Activities.....	87
5.12. Constraints to the Study	88
5.13. Opinion to Published Information.....	88
6. CONCLUSIONS	89
7. REFERENCES.....	91
8. APPENDIX	109
RESUME	

ACADEMIC STATEMENT

I declare that this Ph.D. thesis entitled "Investigation of the Geological, Geochemical Origin and Gold Potential of Mineralizations and Hydrothermal Alterations in the Ortakoy (Kumluca, Antalya) Region", was written in accordance with academic rules and ethical values, I declare that I have cited the sources of all information that does not belong to me in this thesis.

04/11/2021

Daniel Ganyi NYAMSARI

SYMBOLS AND ABBREVIATIONS

Simgeler

' : Minutes (E.g., 50')

⁰ : Degree

⁰C : Degree centigrade

Σ : Summation

% : Percent

> : Greater than

< : Less than

(+) : Positive

(-) : Negative

Abbreviations

1. Sample Numencleture Abbreviations (Samples and Location)

BA : Basalt – Alakır cay Formation – *Basalt from Alakır cay formation

BK : Basalt – Karadere Formation – * Basalt from Karadere formation

DzA : Diabase – Alakır cay Formation – * Diabase from Alakır cay formation

GrA : Granodiorite – Alakır cay Formation – * Granodiorite from Alakır cay formation

PKI : Serpentinite – Kirikdirek Formation – * Serpentinite from Kirikdirek Formation

SÇ : Siltstone – Çandır Formation – * Siltstone from Çandır Formation

SK : Siltstone – Çandır Formation – * Siltstone from Çandır Formation

So : Soil

SoA : Soil – Alakır cay Formation – * Soil from Alakır cay formation

SoÇ : Soil – Çandır Formation – * Soil from Çandır Formation

SoK : Soil – Karadere Formation – * Soil from Karadere formation

STM : Stream Sediments

DSTM : Dry Stream Sediments

YÇ : Claystone – Çandır Formation – * Claystone from Çandır Formation

YK : Claystone – Karadere Formation – * Claystone from Karadere Formation

2. Technical Abbreviations

Km : Kilometer

m : meter

Ppm : Parts per Million

Ppb : Parts per Billion

USGS : United States Geological Survey

GPS : Geographic Positioning System

SPSS : Statistical Package for Social Sciences

Gr : Grams

Ma : Million year

3. Element Abbreviations

SiO₂ : Silica or Quartz or Silicon Oxide

Al₂O₃ : Alumina or Aluminium Oxide

Fe₂O₃ : Iron (III) Oxide

CaO : Calcium Oxide

CaO* : Calcium oxide in Silica Minerals

MgO : Magnesium Oxide

Na₂O : Sodium Oxide

K₂O : Potassium Oxide

MnO : Manganese Oxidee
TiO₂ : Titanium Dioxide
P₂O₅ : Phosphorus Pentoxide
SO₃ : Sulphur Trioxide or Sulphite
Ag : Silver
As : Arsenic
Au : Gold
B : Boron
Ba : Barium
Be : Beryllium
Bi : Bismuth
Cd : Cadmium
Ce : Cerium
Co : Cobalt
Cr : Chromium
Cs : Cesium
Cu : Copper
Ga : Gallium
Ge : Germanium
Hf : Hafnium
Hg : Mercury
In : Indium
La : Lanthanum
Li : Lithium

Mn : Manganese
Mo : Molybdenum
Nb : Niobium
Ni : Nickel
Pb : Lead
Pt : Platinum
Rb : Rubidium
Re : Rhenium
Sb : Antimony
Sc : Scandium
Se : Selenium
Sn : Tin
Sr : Strontium
Te : Tellurium
Th : Thorium
Tl : Thallium
U : Uranium
V : Vanadium
W : Tungsten
Y : Yttrium
Zn : Zinc
Zr : Zircon
PGE : Platinum Group Elements
PGM : Platinum Group Minerals

INDEX OF FIGURES

Figure 2.1. Sr/Y versus SiO ₂ discriminant plot reference, showing areas of plot for Cu-Au ore bearing rocks samples and samples of barren rocks (shaded area) from Rohrlach and Loucks (2005)	9
Figure 2.2. Detrital zircons reference event signature diagram, Samples case study: Mt Isa (Australia) and southern Norway terranes (from O'Reilly et al. 2004)	9
Figure 2.3. The Hamilton Redox Model (1998), modified after Cameron et al. (2004) illustrating reduced column development over sulphides in transported regolith. Under reducing conditions, the mobile metals move along the redox gradient vertically. The metals are oxidized above the water table, resulting in a low pH and Carbonate depleted zone. Carbonate is deposited at the edge of the column. Near the surface, metals like Zn and Cd accumulate	16
Figure 2.4. Model illustrating the anomaly generation in overburden soil on the Spence Porphyry Cu Deposit in northern Chile (after Cameron et al. 2004). The path followed by the deep saline water during the earthquake event is illustrated by the vertical arrow. The horizontal arrows illustrate the flow direction of groundwater. The anomaly in Cu concentration observed in the soil indicates possible seismic ejection of the Cu bearing groundwater into the overburden	17
Figure 2.5. Diagrammatic illustration of the spherical Semi-variogram Model (after Whateley, 1992)	27
Figure 2.6. Isparta Angle Lithologic Unit showing with southwestern Antalya Complex in Turkey. A). Outline tectonic map of the Antalya area, showing particularly the large extent of relatively autochthonous Mesozoic carbonate platforms (e.g., Bey Dağları) and the Mesozoic Antalya Complex. Other units highlighted in the text are the Lycian Nappes, the Akseki Platform, and the Alanya Massif. Note: internal structure of the Antalya Complex is not differentiated. B). Cross section of the Antalya Complex. This is interpreted as a transition from a carbonate platform in the west, across a continent-ocean transition zone, marked by ophiolitic rocks and carbonate build-ups on rifted blocks of Palaeozoic crust. The Antalya Complex (southwest area) was tectonically emplaced in late Cretaceous–early Tertiary by a combination of westward thrusting and strike-slip (from Robertson and Woodcock 1984)	32
Figure 2.7. Geologic map of the SW segment Antalya Complex (after Robertson and Woodcock 1981). 1 - Stratigraphic contact; 2 - Thrust contact; 3 - Steeply dipping tectonic contact; 4 - Alluvium; 5 - Sediment on Pre-Triassic continental basement; 6 - Triassic Mafic Extrusives, thin sediment cover; 7 - Carbonate build-ups on salic Triassic Mafic basement; 8 - Allochthonous sedimentary sequences in thrust sheets; 9 - Partial ophiolite sequence; 10 – Serpentine	34

Figure 3.1. Photograph showing laboratory preparation of samples.....	37
Figure 4.1. Fault map of the Ortaköy Study Area (after Şenel et al. 1997)	41
Figure 4.2. İnceleme alanının jeoloji haritası (MTA Jeoloji Haritaları).....	42
Figure 4.3. Photograph of geological features observed in the study area.....	45
Figure 4.4. Petrographic images (CN and SN respectively) of basalt samples showing minerals and textures	48
Figure 4.5. Petrographic images (CN and SN respectively) of Serpentine samples showing minerals textures	51
Figure 4.6. Polished section images (SN 1, 2, 3 & 4) for samples a) KIR 4B and sample b) KIR 9	52
Figure 4.7. Petrographic images (CN and SN) of claystone samples showing minerals and textures for a) sample YÇ2B and b) sample YÇ6B.....	54
Figure 4.8. Petrographic images (CN and SN) of claystone samples showing minerals textures for samples a) SÇ4, b) SÇ4 with fossils, c) SÇ7C, d) SÇ13A and e) SÇKI5C	55
Figure 5.1. Scatter plot illustrations correlation between Pt and it associated pathfinder elements; a) Cr, b) Ni, c) Mg, d) Co, e) As, f) Cu, g) Mn and h) Sr.....	62
Figure 5.2. Scatter plot illustrations correlation between Au and it associated pathfinder elements	66
Figure 5.3. Discriminant plot showing Sr/Y versus SiO ₂ for Cu-Au ore hosted rocks and barren rock (shaded area) samples (after Rohrlach and Loucks 2005). Shaded zones delineate non mineralization.	69
Figure 5.4. Graphic illustration of samples with outlier concentration for selected elements.....	70
Figure 5.5. Spatial distribution map for Au, Ag, Hg, Pt, Cu and Ni within the Ortaköy Area	71
Figure 5.6. Virtual plot of Principal Component 1 and 2: (a) variation and similarities of samples; (b) CLR-biplot of elements showing areas (sample types) with most abundance; (c) virtual plot showing length of vectors to 95% ellipse periphery, a measure of the explained variable.....	73
Figure 5.7. Harker Plot illustrating fractionation trend of major elements	75

Figure 5.8. Bivariate plots of log Ni vs log Cr showing a correlation, and Ni vs Cr showing an ophiolitic trend of samples	76
Figure 5.9. Zr/Sc against Th/Sc discriminant plot illustrating a possible variation in chemical content and recycling of sediments (after McLennan et al. 1993).....	77
Figure 5.10. Susceptibility of the relatively immobile and the mobile elements with respect to Zr during hydrothermal alteration and weathering	78
Figure 5.11. a) Geochemical characterization of the analyzed samples using the AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, Fe_2O_3 and MgO respectively) content (after Irvine and Baragar 1971), and b) the Co-Th plot (after Hastie et al. 2007). B = Basalt, BA = Basaltic Andesite, A = Andesite, D = Dacite and R = Rhyolite	81
Figure 5.12. a) Binary discriminant plot of chemical properties to identify provenance area of samples using SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (after LeBas et al. 1986); b) La/Sc vs. Co/Th (after Condie 1993); and c) Zr/ TiO_2 vs. SiO_2 (after Winchester and Floyd 1977)	82
Figure 5.13. Ternary maps distinguishing possible tectonic settings sources area of samples; a) La-Th-Sc (after Bhatia and Crook 1986); b) $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (after Pearce et al. 1977); and c) La/10–Y/15–Nb/8 (after Cabanis and Lecolle 1989)	83
Figure 5.14. Normalization of element concentration in a) basalts; and b) serpentinites, to Primitive Mantle concentrations (after, McDonough and Sun 1985)	85
Figure 5.15. Chondrite normalization of element concentration in a) basalts and b) serpentinites samples (after, Thompson 1982).....	85
Figure 5.16. Average Crust normalized diagrams for trace elements of the basalts and serpentinite samples.....	86
Figure 5.17. Chemical weathering discrimination of the samples (after Ohta and Arai 2007)	87

INDEX OF TABLES

Table 2.1. Elemental associations and associated elements (pathfinder elements) for mineral deposits useful in exploration, presented in Moon (2006).....	19
Table 4.1. A brief description of the analyzed samples.....	44
Table 5.1. Correlational relations between Au and associated elements in ore minerals in the different sampled media	65
Table 8.1. Result of geochemical analysis by rock type and their statistical summary (Min = Minimum, Max. = Maximum, MAD = Median Absolute Deviation, An. Thrs. = Anomaly Threshold, Std. Dev. = Standard Deviation, and Skew. = Skewness)	109
Table 8.2. Comparison of average element concentration for the various sample media types	115

1. INTRODUCTION

The prospective study is to investigate and interpret the geochemical and mineralogical properties of four geologic formations within the Southwest section of the Antalya Complex (also known as the Isparta Angle) in Turkey. It focuses on the prospection for potential precious and base metal deposits within the formations (Alakırçay Group, Çandır Formation, Karadere Formation and Kirkdirek Formation) in the area. The formations are located within Ortaköy and its environs in Kumluca, Antalya.

The geochemical and the mineralogical studies of any potential mineral prospects provide important information to the geologist on the possible elements and their mineral association that may have accumulated in the area. The information also helps geologists to determine whether or not to consider the area as a potential prospect for mineral exploration. If the area is proclaimed a mineral prospect, then the available data from the geochemical and mineralogical studies will be used to plan for the exploration phase, helping the geologist to consider which tools and methods are most suitable for the next phase. Interpreting the geochemical and mineralogical properties of the area is a step to advance mineral prospection and scientific studies in the area.

The main mineral prospection techniques used in the study included geochemical and mineralogical analysis to determine and delineate sufficient anomalous concentrations of elements existing within the formations and their mineral associations. Mineral prospection is usually the first step in mineral exploration to generate the mineral prospect. The cost involved in executing an orientated assessment (mineral prospection survey) is usually minimal and worth taking compared to a systematic geochemical (exploration) survey (Marjoribanks 2010; Tetteh 2013).

Mineral exploration is a series of field activities involved in the process to search, discover and delineate new mineral resources (Ore bodies) that are minable economically. This activities are carried out by a group of expert geological explorationist.

The main task of an explorationist is first of all to find or generate new mineral prospects, then begin with the search to discover potential mineral deposits, followed by the delimiting of any existing ore body within the prospect. According to Marjoribanks (2010), a mineral prospect is considered a portion of ground, which is believed to be a potential host for an ore body (economic mineral deposit). Therefore, mineral exploration is preceded by prospection, in order to generate the prospect.

Mineral prospection is an orientated search activity to define the limits of exploration, while mineral exploration is a systematic set of activities carried out in grids to search and locate the potential deposit.

Prospection can be defined as the preliminary search for mineral deposit in a district, which can be explored for their economic potential. It has provided an immense contribution to mineral resources development in the world. During prospecting, the prospector usually

looks for outcrops, sediments and soils with signs of direct mineralization by observing irregularities in color, shape and composition of rock. The irregularities in color usually act as a guide to direct mineralization of metals. For example, oxidized copper minerals could be identify with blue and green color of weathered outcrops and oxidized manganese mineral could be recognized the black color it exhibits. Oxides/hydroxides of iron can be identified by brown, yellow and red stain of encrustations on rock surfaces known as gossans. Silver halide may exhibit yellow and green coloration. Secondary mineral with bright color on rock surfaces may indicate oxidation of mineral compounds comprising uranium, molybdenum, cobalt, nickel and other metals (Hustrulid 2020; USGS 1973).

The need and use of mineral in the world has a long history dating back to the ancient age of man. Precious metals such as gold, copper and silver were more frequently utilized during those ages to trade, produce household utensil and as a show of wealth. Base metals like iron, zinc and lead were mostly used in the production of equipment, household utensils and weapons (USGS 1973). As the world's population increased and moved into a new phase of industrial revolution and technological development, the world became inevitably more reliant on mineral resources, both directly and indirectly, for its livelihood. The reliance on mineral resources resulted in a continuous increase in its demand, utilization and its cost. In response, mining industries embarked on the development of existing mineral resources to maximize production and recovery of the ore mineral and the associated byproduct mineral with the use of modern technology (see Table 2.1 for minerals and byproducts). Though maximizing production and total metal recovery from existing mineral resources, and metal recycling are applaudable (these processes minimize waste and environmental destruction), they are nevertheless insufficient to meet the increasing demand for the mineral resources. In the future, it is anticipated that for these increasing demands for mineral resources to be met, the discovery of gigantic volumes of ore bodies will be necessary to substitute the ones being exhausted. Consequently, the need to continue exploration programs for the search and discovery of new mineral resources is of utmost importance to meet these rising demand.

Before the 20th century, prospects of extensive mineral deposits could be identified by surface mineralization of outcrops and soils. These exposed mineralizations could extend up to more than a thousand meters. Examples include secondary mineralization of copper indicating a huge porphyry system underneath the surface, and secondary mineralization of zinc and lead indicating zinc-lead mineralization, especially in North America and Australia (Marjoribanks 2010). In Kayseri Turkey, primary mineralization of zinc (sphalerite) and lead (galena) as well as secondary mineralization of zinc (smithsonite and zincite) and lead (cerussite and anglesite) along faults within steeply inclined tectonically disturbed uplifts could be observed. These exposures made it easier for the discovery and exploitation of most of the Pb-Zn deposits mined in the region during the period locally referred to as "Roman Times." Some of these mines have been exploited for hundreds of years. At some period in the past, they were abandoned due to difficulty involved in mining the deposits (depth, risk, wall-rock covering) vis-a-vis the limited technological abilities to extract them. Most of these mines were later reopened in the 20th century following the development of mining technology.

Notwithstanding, during the 20th century, discoveries of ore bodies were made in some remote areas in the world through conspicuous and extensive secondary surface mineralization. Examples include Ertsberg in West Irian and Porgera, both in Papua New Guinea (Van Leeuwen 1994; Handley and Henry 1990), and Red Dog in Alaska-USA (Koehler and Tikkanen 1991).

Nowadays, observable and extensive outcrop mineralization are not commonly found as before. Most of the mineral resources either close to the surface or at depths are obscured by soil layer. Thus, prospectors and explorationist are focusing attention on subtle outcrops and underground for the search of ore bodies (Cohen et al. 2007; Marjoribanks 2010).

Notwithstanding, recent discoveries of ore deposits can be attributed to some three key factors (Marjoribanks 2010), which include:

- i. Surveying areas that have not been prospected before, which is usually the reason for the discovery;
- ii. The curiosity of the explorationist to recognize and test subtle and irregular signs of mineralization, which have been disregarded early on (Sillitoe 2004);
- iii. Applying the principles of geology to an area where there is an already existing mine to pursue a step-out drilling program in order to discover blind (unexposed) mineralization. An example of such a case is the uncovering of a Cu/Au porphyry deposit located 450 m underneath the ground in Ridgeway at Cadia – Australia by Newcrest (Holiday et al. 1999).

As of the last century, advance techniques of geochemistry and geophysics have been used to recognize surface indications of mineralization. Whatever the technique, it is important for an explorationist to possess certain skills and abilities: he or she needs knowledge on the subject, have observation skills, and be broad-thinking and persistence. Besides all these, according to Marjoribanks (2010), luck is also an important element.

The series of well-categorized step-by-step activities in mineral exploration starts with the prospection phase and is followed by exploration phases of reconnaissance survey, geophysical survey, geochemical survey, drilling, analysis and mine development. Each stage in the process has a general but clearly defined aim and objectives to be achieved before the approval and start of the next.

Therefore, this work was focused on the prospection for mineralization, the first stage of mineral exploration, to generate potential prospects for exploration.

1.1. Aim of Study

This project was designed to prospect and study the geochemical properties and geological features of four of the six geologic formations within Ortaköy and its environs. As mentioned earlier, these formations include the Kirkdirek Formation, Alakırçay Group, Karadere Formation and Çandır Formation. In this study, we investigated the formations and collect samples for detail geologic analysis. The details of the aim include:

- i. Study and review maps of geological structures of the target area.
- ii. Investigate the existence of zones of hydrothermal alterations within the formations.
- iii. Investigate the existence of alluvial gold and precious metal by method of stream sediment testing.
- iv. Determine the geochemical properties of the rock units and existing hydrothermal altered zones. This were done using XRF and ICP-MS to determine the concentrations of major and trace elements. However, ICP-MS was used to determine precious elements concentrations with very low detection limits.
- v. Evaluate the geochemical distributions of elements within the formations with attention on precious metals or other ore mineralization potential.
- vi. Determine the mineralogical properties of the formations using XRD and petrographic techniques. These provided a clear understanding of the mineral composition, texture, mineral paragenesis and succession of the mineralization.
- vii. Acceptable contamination were evaluated using the SiO_2 versus LILE ratio and using Zr (K/Rb and Rb/Zr).

1.2. Subject and Scope

This study was focused on the geological formations of the Ortaköy district, located about 20 km north of Kumluca in the mid-western part of Antalya region. The geologic formations were studied for their geochemistry, mineralogy and processes that led to their existing mineralization. The existence of alteration zones within the formations will were investigated. The potential of precious metals (Au, Pt, Re, and Ag) as primary target along with base metals (Cu-Pb-Zn) shall be investigated and determined. Existence of gold ore bearing minerals such as pyrite, chalcopyrite, quartz veins, sphalerite, arsenopyrite, galena, etc. (Jones and Fleischer 1969) shall be verified.

2. LITERATURE REVIEW

2.1. Geochemistry and Mineralogy Applications in Mineral Prospecting

Geochemistry can be defined as the application of the principles of chemistry to understand the geologic aspects and processes of the earth that have and continue to occur. It involves determining the relative and absolute abundance of elements, their isotopes and their distribution within the different spheres of the earth, with the intentions of understanding the processes within the geological cycle controlling their origin, migration and distribution (Rankama and Sahama 1950; Joyce 1988; Windley and Harbaugh 2020).

Before the 1940s, geochemistry was mostly utilized to define element concentrations in rocks and minerals. Since then, however, the scope of application of geochemistry has expanded to include detail inorganic geochemistry, organic geochemistry and biogeochemistry (USGS 1973; Joyce 1988).

According to published articles, (USGS 1973; Joyce 1988; Gorham 1991; Hulme et al. 2006; Marjoribanks 2010; Kvenvolden 2006; Killops and Killops 2005; Libes 2009; Windley and Harbaugh 2020), the objectives of these different categories of geochemistry are focused in different areas as follows:

1) Inorganic Geochemistry

- ✓ The source, abundance, migration and distribution of elements and their isotopes within the earth (crust, mantle, core, hydrosphere and atmosphere), as well as the solar system (moon, meteorites and stars), and the cosmic system (galaxy and universe), known as cosmochemistry.
- ✓ The origin of magma and the chemical reactions that occur as the magma cools to form intrusive igneous rocks and the evolution of these rocks.
- ✓ The chemical properties of extrusive igneous (volcanic) rocks, and their closely related activities to volcanism such as emitted gases and hot springs.
- ✓ The relationship of ions within crystal structures.
- ✓ The source of ore and mineral deposits formed by hot water and hydrothermal fluids resulting during the last phases of a cooling magma.
- ✓ The chemical reactions that occur during rock weathering that causes disintegration of initially formed minerals and the formation of new minerals, and the transportation of weathered product by ground and surface waters (streams, springs, seas and lakes).
- ✓ The chemical changes that occur during the formation of sedimentary rocks as a result of the unconsolidated sediments being compacted and cemented.
- ✓ The alteration in the chemical and mineralogical properties of rocks during the process metamorphism.

2) Organic Geochemistry

- ✓ Organic geochemistry involves the chemical behavior, evolution and effect of organic compounds in biological substances before and after their deposition, and their subsequent re-entry into the earth's surface. This cycle of different

biochemical and geochemical transformation forms the central part of organic geochemistry. The biogenic materials integrated into sedimentary rocks can be preserved for several millions of years in the geologic system. They may eventually reenter the surface system of the earth as a result of human or natural activities (Kvenvolden 2006; Killops and Killops 2005; Windley and Harbaugh 2020).

- ✓ Organic geochemistry also deals with the origin, evolution and impact of life on the atmosphere and the hydrosphere, and the inclusion of organic substance (carbonaceous and plant remains) in especially sedimentary rocks.
- ✓ To understand the nature and type of chemical alteration the biological substances in natural gas, petroleum and coal deposits have undergone.
- ✓ The impact on geochemical processes by reactions of organic chemicals with rocks and regolith such as during weathering of rocks and soil production.
- ✓ Investigating the secretion, solubility, solution and precipitation of the dissolved substances like calcium carbonate, and the sediments alteration/transformation into sedimentary rock.

3) Biogeochemistry

- ✓ Biogeochemical studies seek to understand the cyclic flow of particularized inorganic elements between nonliving and living things. The cyclic flow involves the chemical exchanges and reactions occurring between the geological and biological systems. Unlike organic geochemistry that focuses on organic compounds within a geological system, biochemistry focuses on inorganic elements within a biological system (Gorham 1991; Libes 2009; Windley and Harbaugh 2020).
- ✓ Marine biogeochemistry looks into the influence exerted on the progressive evolution biogeochemical system of the earth through the exchange of materials and energy occurring between ocean, crust and atmosphere (Libes 2009).
- ✓ Biogeochemistry also focused on the interaction between the living things and the environment occurring through respirations and photosynthesis, metabolism of inorganic nutrients, sulfur and nitrogen by microbes, and decomposition (Gorham 1991).
- ✓ Mineral prospectors and explorationists use the concept of biogeochemistry to access, assess and understand the economic potential of concealed mineral deposits of up to 50 feet underground. Plants, by means of their roots systems that spreads extensively within the ground, are able to sample and take-up mineral elements as nutrients. Thus, plants such as shrubs and trees possess chemical composition that is a representation of the geochemical composition of the ground. Information on the chemical composition of plants can be used to delineate the geochemical properties and mineral associations both locally and regionally. Therefore, biogeochemistry is an important tool in the search for trace and rare metal anomalies (USGS 1973; Hulme et al. 2006; Marjoribanks 2010).

2.2. Prospection and Explorations Geochemistry

Prospecting and Exploration geochemical techniques is the utilization of the geochemical concepts to search and locate ore or hydrocarbon deposits for economic benefits (USGS 1973; Levinson 1980; Joyce 1988; Tetteh 2013). The main aim of prospection geochemistry is to locate portions of the study area with geochemical anomalies.

- ✓ In the mining sector, it involves investigating the migration, distribution and abundance of mineralized elements and their associated gangue minerals and elements in order to locate or to extend existing mineral and ore deposits.
- ✓ In the petroleum sector, it is utilized to study the distribution of compounds in order to locate or to extend natural gas and crude oil deposits.

In both sectors, the aim is to find areas that elements or compounds occur in adequate anomalous concentration (above normal) that can be interpreted as signs of the accumulation of mineral or hydrocarbon deposits (USGS 1973; Levinson 1980; Joyce 1988; Tetteh 2013).

Explorations geochemistry has been of great contribution to the expansion of the pursuit (activities) of mineral prospection or exploration programs in areas without outcrops that are covered by thick layers of regolith and to unexplored terrains (Cohen et al. 2007; Marjoribanks 2010).

There exist different techniques of geochemistry used in orientated (prospection) or systematic (exploration) mineral deposit search to characterize and interpret the chemical and mineralogical properties of an area. The geochemical approach utilized in characterizing an area is based on the nature of terrane and terrain. As of 2007, two major terrane characterization models were based on lithogeochemical characterization and on regolith characterization and evolution. The application of these methods is to assess the consistency of the geochemical features with possible ore deposit formation processes. It is important to note that the initial purpose of these methods is not for the detection of particular ore deposits but for assessment and characterization (Cohen et al. 2007).

2.2.1. Lithogeochemical characterization

It is used in mineral prospection to assess favorable environments for mineral deposit formation in order to forecast and select potential zones for mineral discovery. It is mostly applied to volcanic rocks. Two techniques or approaches of lithogeochemical characterization include: Whole-rock lithogeochemical differentiation of mineralized versus non-mineralized intrusion, and Detrital Zircon TerraneChron technique.

Whole-rock lithogeochemical differentiation of mineralized versus non-mineralized intrusion: Rohrlach and Loucks (2005) noted that when a primitive magma replenishes a melt several times, it undergoes partial crystallization. Incompatible constituents like Cl_2 , SO_3 and H_2O in the residual melts are gradually being enriched in every cycle of the replacement. This creates an ideal condition for the mineralization of elements like porphyry Cu deposit.

- The water content enrichment is relatively favorable for the hornblende crystallization to plagioclase, as signified in fertile melts. In these mineralized melts, the Sr (plagioclase-hosted) has a significantly higher ratio to Y (hornblende-hosted).
- Comparison of assembled data from mineralized and non-mineralized rocks were evaluated. The various compositions of the rocks revealed higher ratios for Sr/Y in productive rocks than for barren rock. However, an overlap between mineralized and non-mineralized suites does exist (Figure 2.1).
- This method has been used to distinguish possible mineralized magmatic suites from the barren ones formed from hydrous melts.

Zircon TerraneChron technique: Besides being used to determine the geochronology of a terrane, zircon can also be used to determine crustal changes and source rock characterization for regolith. This is tied to the physical and chemical stability of detrital zircon for an extensive time period in regolith. Zircon accommodates elements that are sensitive to crustal changes. The zircon-contained elements from regolith, together with U-Pb dating and the analysis of Hf isotopes, are integrated and used for the source rock characterization (O'Reilly et al. 2004; Harley and Kelly 2007).

- The different zircon types based on chemical composition, color and size enable the understanding of the formation age, source rock age, parent rock composition and origin of the regional rock (Cohen et al. 2007). Data of huge amounts of zircon types from a wide range of region were collated to understand crustal evolution by the creation an “event signature diagram” (Figure 2.2).
- For crustal reworking (without addition materials), data plotted for a given crustal age follow the path of evolution (in the lower left direction). On the other hand, with an addition of juvenile material, most likely during events of major extension and compression, the samples plot in an upper left trend, typical to the path of evolution.
- The Hf isotope data and trace element data obtained from the rocks give an understanding on the type of tectonic activity that occurred (such as rifting or subduction). Plots from Mount Isa samples showed recurring extension that caused the existing crust to be covered with magma. On the other hand, Southern Norway samples plot indicates no sign of ancient crust but a new crust at the continental margin.
- The utilization of the TerraneChron techniques can enable the prediction terranes with minerals resource potential.

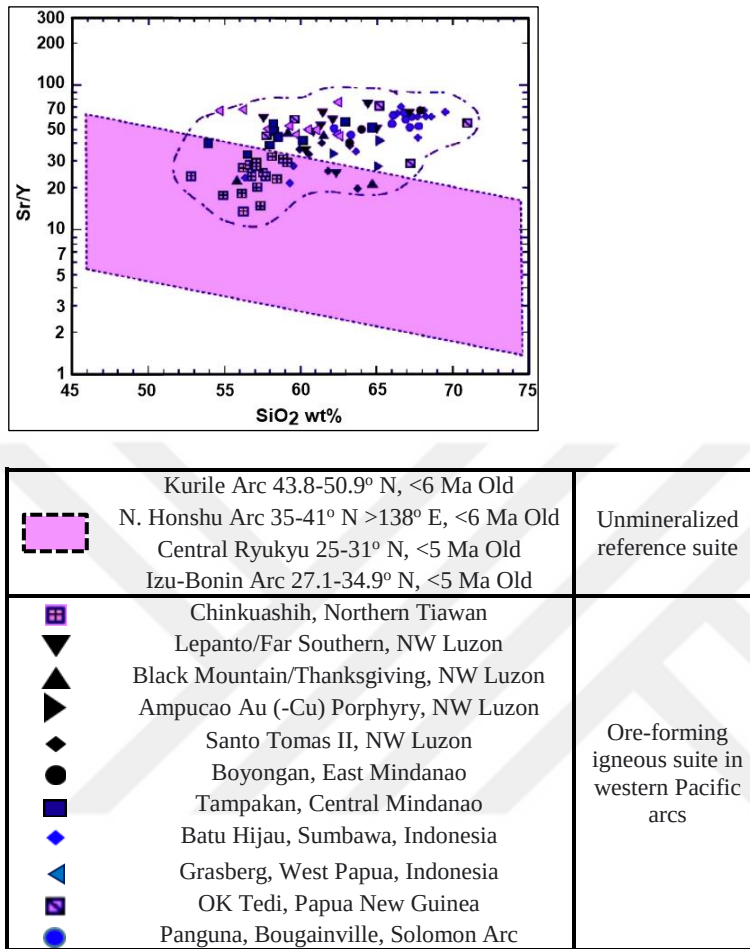


Figure 2.1. Sr/Y versus SiO₂ discriminant plot reference, showing areas of plot for Cu-Au ore bearing rocks samples and samples of barren rocks (shaded area) from Rohrlach and Loucks (2005)

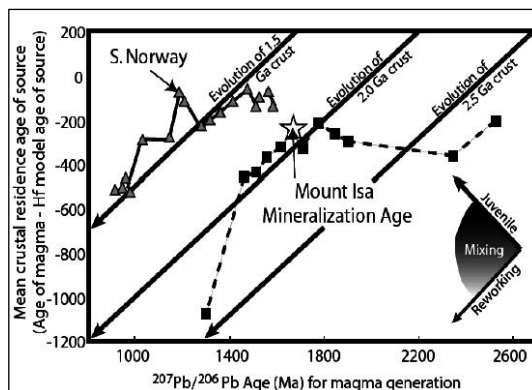


Figure 2.2. Detrital zircons reference event signature diagram, Samples case study: Mt Isa (Australia) and southern Norway terranes (from O'Reilly et al. 2004)

2.2.2. Characterization of regolith and its evolution

The use of regolith to investigate the possibility of mineral deposit occurrence in areas with little or no outcrops is dependent on a good understanding of its geochemical characteristic, processes/development and distribution (Anand and de Broekert 2005; Cohen et al. 2007). According to Cohen et al. (2007), the regolith features possess a close generic correlation to the landform and can give an insight into the climate, geology, geomorphic activities and the evolution of landscape.

In prospecting regolith, one of the frequently utilized tools by mineral prospectors or explorers is the regolith-landform map. The map provides information on the stratigraphic position of the regolith material (texture) and the landform. Two major indicators obtainable from the map include the nature of the regolith material (residual-autochthonous or transported-allochthonous) and the probable thickness of the transported material.

There are two types of regolith landform maps: the Factual, and the Derivative or Interpretive map. The Derivative or Interpretive map contains additional information that helps in recognition of possible dispersion models. These dispersion models provide useful information that should be considered in planning a geochemical survey. The model helps the geologist to decide on the sample type, techniques, interval and setting appropriate thresholds with the consideration of geochemical property variation. The variation usually results from weathered or transported cover masking. The anomalies resulting from the transportation of the regolith and the consequent chemical and physical distribution are usually integrated or used in the interpretation of the data.

Three Dimensional (3-D) Maps: 3-D maps can be developed at the advance stages of exploration or by the government with the use of large sets of borehole data. The 3-D maps possess real predictive value and can reveal information on the palaeotopography overlaid by the regolith interface. It can also be used to identify palaeodrainages, basement of transported regolith, fronts of weathering and regolith internal structure (Anand 2000; Cohen et al. 2007).

Some difficulties involved in building the 3-D map include regolith log irregularities and identifying the interfaces of the regolith units. However, the advances in geophysical techniques to map regolith has helped reduced some of these difficulties.

Geophysical methods used in regolith mapping involve minimum borehole calibration. The techniques include the use of low-frequency, broadbandwidth and time-domain TEMPEST airborne EM system (Lane et al. 2000). Very high-resolution aeromagnetic data with the ability to distinguish regolith features (such as accumulation of Fe in palaeochannels) from bedrock magnetic feature can help to clearly understand the drainage and geologic interactions.

Landscape Evolution: An understanding of the palaeotopography and evolution of the regolith (i.e., the origin and distribution) is useful to develop precise evolution models of

landscape and to interpret anomalies of geochemical data of dispersion (Bolster 1999; Anand and de Broekert 2005). The evolution of regolith is marked by the different phases in the weathering profile such as calcification, silicification, kaolinisation, ferruginisation and deferruginisation. The weathering profiles can form within the residual regolith, as well as within the different ages of the transported overburden regolith. Regolith materials can show different weathering events and each event can prompt the distribution of new metals. The events can be distinguish using palaeomagnetic dating. Information on the weathering event is useful in deciding whether to use mineral phases or bulk samples for geochemistry (Franklin and Duke 1991; Cameron et al. 2005; Cohen et al. 2007).

Element concentrations in regolith that are formed in-situ (e.g., Au, Al, Cr, etc. in Laterites) are attributed to underlying deposit. In regolith materials that were transported (e.g., Ferricretes), the elements may have been contributed by a source material hundreds or even thousands of meters away. The accumulation of elements in ferricretes usually occur by lateral transportation. Ferricretes are usually not suitable media for sampling on local scale, though they may contain signs of distal mineralization. Some textures are known to form within the different categories of regolith materials such as residuum (in-situ), colluvium (downslope accumulation) and alluvium (transported). The textures include ferruginous pisoliths and the ferruginous duricrusts that occupy areas of high topography resulting from relief inversion (Anand and Paine 2002). However, ferricretes are mostly detrital in origin while laterite are mostly residual in origin (Anand et al. 2019; Sunkari et al. 2019).

In this study, the focus was on the application of prospecting geochemistry using the techniques lithogeochemical characterization and regolith characterization.

2.3. Techniques in Mineral Prospecting

2.3.1. Prospecting techniques

In the past, prospection was mostly carried out by prospectors hiking through the terrains of districts, carrying rudimentary equipment and paying attention to soil and rock surface irregularities. These prospectors relied mostly on their then limited knowledge and unsophisticated tools to recognize and identify the mineralized outcrops.

According to different authors, it is no longer an easy task for new mineral resources to be discovered using the old traditional methods because most of the easily discovered mineral resources have already been discovered (USGS 1973; Hustrulid 2020).

Today, with the advanced knowledge in geology, geochemistry, mineralization, the quick dissemination and access of information, and the availability of modern and technologically advanced equipment for prospection, prospectors have found the motivation and balance needed to search appropriately and locate hidden mineral resources. The equipment used to accomplish this may include:

- **Map and Geologic Information:** Nowadays more geologic information is readily available concerning many remote areas of the world. This information provides the

prospectors with pre-knowledge and understanding of their target area. The information includes knowledge on the topography of the area from topographic maps, the geologic map provides information of the rock types and their location. Geologic information on the area provides background knowledge that can easily be correlated with similar factors elsewhere that are host to ore deposits.

- **GPS:** This equipment helps the prospect to note and reference the geographic positions visited and sampled, in order to revisit and/or map the sampled area. It also helps the geostatistical analysis and interpolations using methods like kriging and Inverse Distance Weighted (IDW).
- **Modern Equipment to detect anomalous concentrations of metals and radiations:** There are many modern tools that are now available with advanced technology to detect areas of high metal concentrations and radiation activities. These help the prospector locate and sample areas of anomalous mineral concentration that are covered with overburden or that show subtle signs of mineralization. Examples include: BeepMAT for detecting high metal concentrations (Au, Ag, Ni), Geiger counter for detecting areas of high background radiations from radioactive mineral (e.g., monazite) and Black light to prospect for tungsten ore (scheelite) and the identification of fluorescence minerals like fluorite, calcite and barite that can also guide to locating metallic deposit (USGS 1973; Marjoribanks 2010).
- **Software and statistical Packages:** A variety of different software like ArcGIS, QGIS, MatLab, SPSS, R, Python, GIS, etc., are now available for statistically analyzing, plotting and interpolating data. This help to visually appreciate and understand the geospatial distribution of the elements within the study area. The analysis helps the prospectors to focus their attention towards areas of potentially high element concentration.
- **Pickup vehicle:** This is used to tour the terrains and for transporting the needed equipment. It reduces fatigue from carrying tools and trekking longer distances and period. It enables the prospectors to comfortably transport heavier equipment irrespective of their physical ability.
- **Excavators, lightweight drilling machinery and bulldozers:** These machines are used to dig trenches and pits to acquire underground geologic information instead of utilizing human labor. This saves time and enable quick acquisition of underground information.

2.3.2. Stages and techniques used in prospection

Unlike the exploration phase, the prospecting phase involves four main stages: the background studies, field observation stage, geochemical technique and data evaluation stage. During prospection, geophysical technique and sample collection are simultaneously applied. Depending on the target metal, sometimes inexpensive geochemical techniques can be applied during the field observation stage.

Stage 1. The background study: This is the act to review published and unpublished literature of geologic information on the target area. Background literature on the geology can be obtained from published articles and from the National Geologic Survey Office. This should

be studied alongside the geologic map of the target area. The topographic map should be studied to obtain information about the nature of the terrain. Nowadays, electromagnetic and gravitational maps can also be obtained from the Bureau of Geology. These maps provide useful information with regards to metal concentration zones. After a careful review of all this information, the geologist is able to plan the field study trip.

Stage 2. Field Study Trip. The team of prospectors visits the field for observation of outcrops and signs of mineralization. Samples are collected for geochemical analysis. Usually at this stage, simple geophysical techniques are also used by prospectors to help with the collection of samples. This includes the use of magnetic and radiometric method. In areas where mineralized outcrops are covered by topsoil layers or where there are high metal concentrations in the soil, the metal or radiation detector equipment (mentioned above) can help signal the presence of this condition to the prospectors for action. Types of magnetometer include: Schmidt-type magnetic balance, torsion, fluxgate and nuclear precession magnetometer. Examples of radiometer are the Geiger counter and the scintillation counter.

During field prospection, stream sediments, rocks, soils, plants and sometimes water are systematically sampled to analyze their chemical properties. These provide information about segments of rocks and soil with relatively higher concentration (anomalies) of the target elements. This clue guides the prospector on where to focus his/her attention to locate the deposit. It is usually very important to note and reference the location from where samples have been collected using the GPS.

Stage 3. At this stage, the samples collected are taken to the laboratory for geochemical analysis. In most cases the prospector is not usually involved at this stage, especially if they do not own a laboratory and/or if it is in another city. However, there are onsite geochemical testing kits that are available for field geochemical analysis for up to 23 elements, which prospectors can use in a campsite (USGS 1973). The method used in geochemical analysis is required to be sensitive enough to detect minute concentrations of crucial elements within the sample. It must be accurate and fast to give precise measurements and be able to analyze as many samples as possible per day. Some frequently used techniques are Wet Chemical Method, XRF, ICP – (AS, OS, MS), etc.

Stage 4. The data obtained from the geochemical analysis is statistically analyzed and evaluated at this stage. After the analysis, the geologist determines whether or not to declare the district a mineral prospect. If the area is a mineral prospect, then a systematic exploration to search and locate the deposit may continue. According to some authors (USGS 1973; Hustrulid 2020; Marjoribanks 2010), it is usually not easy to distinguish where the prospection ends and exploration begins, as prospection usually continues into exploration.

2.4. Geochemical Dispersion and Anomalies

Geochemical dispersions are the processes that involve elements distribution within a geochemical environment. Prior to dispersion, the elements or rock materials are usually in

a stable state and they are destabilized by physicochemical changes that release them for dispersion (Kauranne et al. 1992; Butt et al. 2005; Cohen et al. 2007).

The physicochemical changes may include change in temperature, metamorphism, magmatic recrystallization and diffusion of elements in gas, weathering and erosion. Knowledge on whether a dispersion pattern represents clastic or a chemical anomaly is very important in uncovering the suboutcrops of orebodies (Cohen et al. 2007).

Dispersions can be described based on the geochemical environment of their occurrence as deep-seated or as superficial, and based on whether it formed concurrently with the ore body or at a later stage, as primary or secondary. Based on these descriptions, there exist two categories of dispersion, the Primary and the Secondary Dispersions (Moon 2006; Tetteh 2013).

2.4.1. Primary dispersion

This refers to processes that result in the distribution of elements concurrently during/with the ore body formation in deep-seated geochemical environment of gravitational differentiation, magmatic crystallization and metamorphism. Generically, primary dispersion patterns are associated with unweathered bedrock (Rose et al. 1979).

Primary halos resulting from primary dispersion can vary in size and shape depending on a number of factors. These include nature of elements mobility in solution, microfractures within the rocks, volatility of elements, the tendency of fluids to react with hosts such as limestone, physical factors like pressure and viscosity and the likelihood of forming stable mineral (Tetteh 2013).

2.4.2. Secondary dispersion

These are processes that later redistribute the primary pattern/source after their deposition. The processes typically occur in surficial geochemical environment of weathering, transportation and sedimentation (Kauranne et al. 1992; Butt et al. 2005; Cohen et al. 2007). Basically, secondary dispersion patterns are associated with weathered bedrock, overburdens, till, sand, peat, plants, etc.

As indicated by MOON (2006), the rate of secondary dispersion, especially at the surface, depends on the type of overburden material on the deposit and on the terrain. For example, different geochemical response will exist between an overburden of 5 m and that of 100 m thick, or a transported overburden material. The response of elements at near surface, close to the position of orebody formation, also varies. For instance, in a Cu-Pb-Zn deposit, Pb will show higher concentrations in the overburden at and around the orebody while Zn usually shows higher concentration farther away from the location of the orebody. This occurs because at the surface environments, Pb is more stable than Cu and much more stable than Zn, which is more mobile.

Besides Moon (2006), several other studies on secondary geochemical dispersion halos and associated mineralogical changes in a mineral deposit overburdens have been published by various authors (Mann et al. 1998; Smee 1998; Wang et al. 1999; Lawrence 1999; Kelley et al. 2003; Butt et al. 2005; Cohen et al. 2007).

There are several debated mechanisms (chemical and physical) that are thought to be responsible for secondary dispersion of elements. These mechanisms include combinations of advection, groundwater flow, capillary action, diffusion of volatile compounds and biological action, electrochemical dispersion and cyclical dilatancy pumping. Below, two of the most popular mechanisms (electrochemical dispersion and cyclical dilatancy pumping) are explained.

Electrochemical dispersion: This form of dispersion is associated with sulphide deposits that are being oxidized. These sulphide bodies are conductive. During the process, self-potential currents are generated by an electrochemical gradient that occurs between the oxidizing overlying environment and the reducing underlying environment. These currents cause an upward movement of electrons (Sato and Mooney 1960; Govett 1973; Bølviken and Logn 1975; Smee 1983). As the ions species are transferred in bulk, the chemical currents are enabled and charge balances are established. These phenomenon result in a variety of geochemical anomalies within the regolith (Antropova et al. 1992; Goldberg 1998). According to the studies of self-potential (SP), oxidation-reduction potential (ORP) and the pH of overburden, reduced column do exist at zones above the buried mineralization (Hamilton et al. 2004a, b; Hall et al. 2004; Cameron et al. 2004; and reported by Cohen et al. 2007). The edges of the reduced columns are characterized by local acidic ground water zones, temperature anomalies in groundwater, carbonate remobilization, O₂ depletion, CO₂ enrichment and piezometric highs (referred to as electro-osmosis). This process is illustrated using the model on Figure 2.3. From the illustration, reduced ions are disseminated to the water table causing a reduced column to be formed in the zone above the mineral deposit, and hence creating geochemical anomalies at or near surface of the overlying regolith/overburden (Hamilton 2000). Fe²⁺ is oxidized to form ferric oxy-hydroxides that causes production acid solution. The acid dissolutions the carbonate which accumulates at the sides of the oxidizing zone where higher pH exist (Cohen et al. 2007).

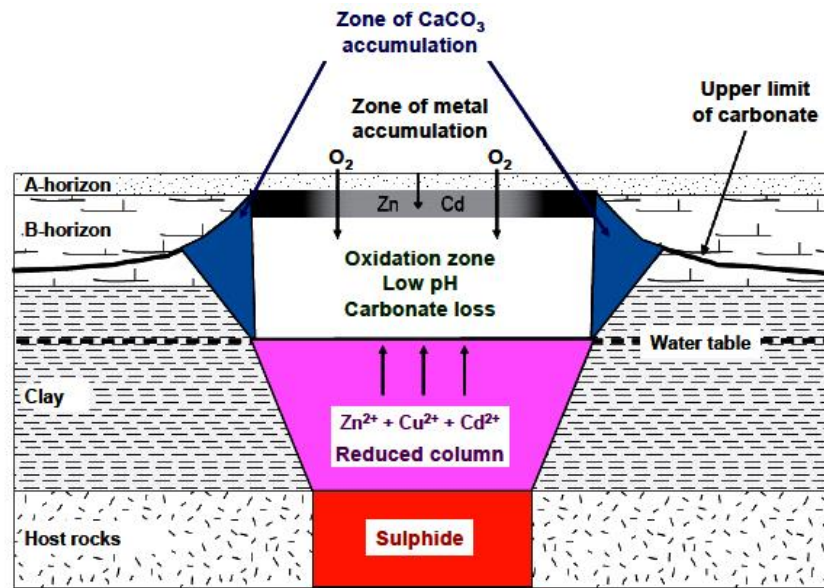


Figure 2.3. The Hamilton Redox Model (1998), modified after Cameron et al. (2004) illustrating reduced column development over sulphides in transported regolith. Under reducing conditions, the mobile metals move along the redox gradient vertically. The metals are oxidized above the water table, resulting in a low pH and Carbonate depleted zone. Carbonate is deposited at the edge of the column. Near the surface, metals like Zn and Cd accumulate

Cyclical Dilatancy Pumping: Dilatancy is the change in volume (increase or decrease, dilating or contracting) of rocks and granular (soils, sand and gravel) materials undergoing a shear deformation (Nedderman 2005; Andreotti et al. 2013). Shear deformations most often result from seismic activities. They could sometimes be caused by gravitation force in some situations (Cameron et al. 2002). Ground water containing metal from surrounding mineral deposits have the ability to laterally and/or vertically transport and distribute the metals within and out of the vadose zones (Cameron et al. 2002; Cohen et al. 2007).

Cyclical Dilatancy pumping occurs when groundwater present in fracture is forced out in the course of or after an earthquake event, depending on the type of seismic regime. On the one hand, during an extensional regime, elastic rebound of post-seismic compression expels groundwater initially present in open structures prior to earthquakes. On the other hand, compressional regimes after an earthquake may open up and increase porosity of structures closed during the seismic events, allowing the recharge of groundwater. Thus, this movement of groundwater enriched with metals from the mineral deposit that it surrounds can disperse its contained metals during and after seismic events (Cameron et al. 2002). This is evident with the consistency shown by geochemical results of soil and groundwater, compared to the metal-rich groundwater that migrates through fractures during the earthquake at the copper deposit of Spence in Chile (Cameron and Leybourne 2005). The

enriched metals in groundwater near the deposit are the same as those in the soil overlying the fracture zone (Figure 2.4). This indicates the elements were dispersed to the soil surface area by groundwater expelled by an earthquake, followed by evaporation of the migrated groundwater and the redistribution of the metal by rain.

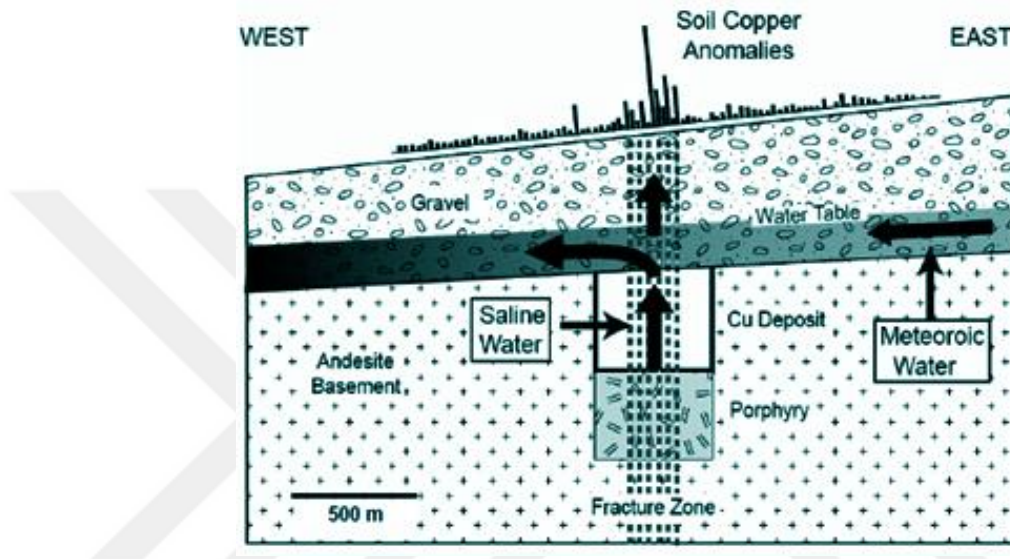


Figure 2.4. Model illustrating the anomaly generation in overburden soil on the Spence Porphyry Cu Deposit in northern Chile (after Cameron et al. 2004). The path followed by the deep saline water during the earthquake event is illustrated by the vertical arrow. The horizontal arrows illustrate the flow direction of groundwater. The anomaly in Cu concentration observed in the soil indicates possible seismic ejection of the Cu bearing groundwater into the overburden

These redistributions of elements due to primary and/or secondary dispersion usually result to geochemical halos or anomalies, which are of major interest to the prospector.

2.5. Geochemical Halos or Anomalies

Geochemical Halos or Anomalies refer to the occurrence of comparatively higher concentrations of elements (indicator elements) within one or more sections to others in a sampled area. They act as guides towards locating concealed mineral deposits. The main aim of geochemical prospecting is to assess one or more of the chemical properties (mostly of trace elements) in water, stream sediments, soil, rocks, glacial debris and plants. The assessment helps to determine sections of the targeted zone containing relatively high concentrations of certain elements (Rose et al. 1979; Moon 2006; Tetteh 2013).

The term anomaly being relative implies an element of concern may occur in small amounts in some samples, but compared to other samples, it is high. This is considered an

anomaly though is small, for example, though the occurrence of 1 ppm of Ag in a sample may be small, when compared to other samples where the occurrence is mostly 0.01 ppm, the samples with 1 ppm abundance will show an anomalous concentration. Therefore, anomalies must be carefully considered.

Two categories of geochemical anomalies do exist. They are the Primary and the Secondary geochemical anomalies (Rose et al. 1979; USGS 1979; Moon 2006).

2.5.1. Primary dispersion anomalies (halos)

These are anomalies or enrichment areas that occur when elements are externally dispersed, laterally or vertically from a mineral-forming solution. It takes place in a deep-seated geochemical environment concurrently with the orebody formation. The external dispersion causes the mineral/ore deposit to be surrounded by high concentrations of the metal elements (USGS 1973; Rose et al. 1979; Moon 2006). When dispersion occurs along fractures, it may cause a leakage known as “halo” from the deposit that may spread outwardly, extending for up to hundreds of feet. Halos may sometimes be hundreds of times bigger than the actual mineral deposit that they encircle, which makes it easy for them to be located during prospecting. Thus, they are useful and vital in geochemical prospecting (USGS 1973; Rose et al. 1979; Moon 2006; Tetteh 2013). Primary anomalies usually occur in the unweathered bedrocks (Rose et al. 1979).

2.5.2. Secondary dispersion anomalies (halos)

These are dispersion halos or anomalies that occur away from the deep-buried orebody. The dispersion is caused by processes of weathering and transportation such as mechanical transfer of chemically weathered resistant fragments of mineral under gravity (e.g., transportation of cassiterite by stream), transfer of metals of dissolved minerals in solution by ground and/or surface water, or taken up and concentrated by trees and plants in living tissues, then transported in the form of diffused ions (Zn^+ , Pb^+ , Cu^+) in electrochemical dispersion (ion exchange processes). Secondary anomalies usually occur in stream sediments, water, soil, plants, peats, etc. (Rose et al. 1979; Tetteh 2013).

2.5.3. Elements to watch out for abnormal concentration

Besides the minable elements, during ore forming processes, some elements are concentrated while others are depleted. For example, beside the minable Cu, Zn and Pb in a massive sulphide deposit, Au and As are also concentrated. Moon (2006) put together a list of mineral deposits and their associated elements from the works of Rose et al. (1979), Beus & Grigorian (1977), and Boyle (1979) (see Table 2.1). For effective prospecting, it is important for geologies to adapt this information on the primary concentration in the search for ore deposits.

Table 2.1. Elemental associations and associated elements (pathfinder elements) for mineral deposits useful in exploration, presented in Moon (2006)

Type of deposit	Major components	Associated elements
Magmatic deposits		
Chromite ores (Bushveld)	Cr	Ni, Fe, Mg
Layered magnetite (Bushveld)	Fe	V, Ti, P
Immiscible Cu–Ni–sulfide (Sudbury)	Cu, Ni, S	Pt, Co, As, Au
Pt–Ni–Cu layered intrusion (Bushveld)	Pt, Ni, Cu	Sr, Co, S
Immiscible Fe–Ti–oxide (Allard Lake)	Fe, Ti	P
Nb–Ta carbonatite (Oka)	Nb, Ta	Na, Zr, P
Rare–metal pegmatite	Be, Li, Cs, Rb	B, U, Th, REE
Hydrothermal deposits		
Porphyry copper (Bingham)	Cu, S	Mo, Au, Ag, Re, As, Pb, Zn, K
Porphyry molybdenum (Climax)	Mo, S	W, Sn, F, Cu
Skarn–magnetite (Iron Springs)	Fe	Cu, Co, S
Skarn–Cu (Yerington)	Cu, Fe, S	Au, Ag
Skarn–Pb–Zn (Hanover)	Pb, Zn, S	Cu, Co
Skarn–W–Mo–Sn (Bishop)	W, Mo, Sn	F, S, Cu, Be, Bi
Base metal veins	Pb, Zn, Cu, S	Ag, Au, As, Sb, Mn
Sn–W greisens	Sn, W	Cu, Mo, Bi, Li, Rb, Si, Cs, Re, F, B
Sn–sulfide veins	Sn, S	Cu, Pb, Zn, Ag, Sb
Co–Ni–Ag veins (Cobalt)	Co, Ni, Ag, S	As, Sb, Bi, U
Epithermal precious metal	Au, Ag	Sb, As, Hg, Te, Se, S, Cu
Sediment hosted precious metal (Carlin)	Au, Ag	As, Sb, Hg, W
Vein gold (Archaean)	Au	As, Sb, W
Mercury	Hg, S	Sb, As
Uranium vein in granite	U	Mo, Pb, F
Unconformity associated uranium	U	Ni, Se, Au, Pd, As
Copper in basalt (L. Superior type)	Cu	Ag, As, S
Volcanic- massive sulfide Cu	Cu, S	Zn, Au
Volcanic-massive sulfide Zn–Cu–Pb	Zn, Pb, Cu, S	Ag, Ba, Au, As
Au–As rich Fe formation	Au, As, S	Sb
Mississippi Valley Pb–Zn	Zn, Pb, S	Ba, F, Cd, Cu, Ni, Co, Hg
Mississippi Valley fluorite	F	Ba, Pb, Zn
Sandstone-type U	U	Se, Mo, V, Cu, Pb
Red bed Cu	Cu, S	Ag, Pb
Sedimentary types		
Copper shale (Kupferschiefer)	Cu, S	Ag, Zn, Pb, Co, Ni, Cd, Hg
Copper sandstone	Cu, S	Ag, Co, Ni
Calcrete U	U	V

2.6. Geochemical Data Analysis

Utilizing computerized data management systems have been a key development in the evaluation of both large and small amounts of geological data through data integration and visualization. This aids data comprehension for better and relatively fast decision-making process (Moon and Whateley 2006). It is important to avoid errors during the process of collection, entry and processing of data, especially geological data, which may lead to a wrong or poor decision making. It is also important for the location and editors of data to be documents.

Both spatial and nonspatial statistical assessment methods are useful in analyzing geochemical data. Nonspatial method is very useful when samples are randomly obtained, that is, independent of one another. Whereas it may be bias in case where the samples are not random or collected with some geological knowledge (Davis 2008; Whateley and Scott 2006). In situations where the geologic formations differ in an area, calculations must be done separately for per formation in order to obtain meaningful results (Whateley and Scott 2006).

It is useful for data to be illustrated visually on histogram and scattered diagrams for their frequency distribution and correlation illustrations (Whateley and Scott 2006; Yalcin et al. 2016a, b; 2018; Nyamsari and Yalcin 2017; 2020, Ozge et al. 2020; Özer and Yalçın 2019). In case of cumulative frequency distribution plot, a straight line on the plot represents a Gaussian or normal distribution. A conspicuous divergence of the points from the straight line signifies different grade zone or data population are present, which has to be evaluated separately (Whateley and Scott 2006).

2.6.1. Processing geological data conversion

Geochemical/Geological data are classified as compositional data. Compositional data is closed system data. This is because they represent the relative concentration of elements with respect to each other on a scale of 100% (Aitchison 1986; Buccianti and Pawlowsky-Glahn 2005). As a result, it is very important to unlock geochemical data and abort the relativity before applying certain (multivariate) statistical techniques (e.g., those depending on Euclidean distance and covariance structure) to determine the data pattern (variances, anomalies and correlations or predict the relation) of elements or variables (this may also include evaluating the group differences and the cause–effect relationship between variables). Unlocking the data will prevent spurious relationships between the elements or variables and ease interpretation of their relationships existing within different subcomposition (Zuo 2014).

Such spurious correlations were observed by Reimann et al. (2008) from different sampled data from the Fujian Province stream sediments and soil from Kola Project C-horizon. Before the data was transformed, direct application of multivariate statistical techniques to the data revealed SiO_2 and Al_2O_3 showed a negative correlation. However, after the transformation of the data using additive log-ratio (alr) with CaO and TiO_2 as

denominators, respectively, they showed a positive correlation. This initial negative correlation is due to the fact that on a compositional scale of 100%, an increase in one component leads to a decrease in another. Reimann et al. (2008), pointed out that the positive relationship matches the interpretation of real geological processes because both SiO_2 and Al_2O_3 are major oxides that are common in the weathered rock products.

Pearson (1897) initially identified this faulty concept in correlation using compositional data. Attempts were later made by Chayes (1960) to relate it to the covariance matrix being singular. The problem was resolved by Aitchison (1986), established a new approach to first define a new distance that will make it appropriate for compositional data to be compared instead of the Euclidean distance. Numerous researchers have recognized this problem and adopted the new approach of Aitchison (1986) to process geochemical data (Zuo 2014; Kirkwood et al. 2016; Thiombane et al. 2018; Sunkari et al. 2019). A very commonly used technique to unlock geochemical data and solve the distance problem is the log-ratio transformation approach (Aitchison et al. 2000; Aitchison and Egozcue 2005). This approach transforms the composition data into log-ratio coordinates, which are subsequently used to appropriately evaluate the correlations existing between the elements in an assumed sample space denoted as R^D (Aitchison 1986).

There are four main and commonly used log-ratio transformation systems; these include: the centered log-ratio (CLR) and the additive log-ratio (ALR) by (Aitchison, 1986), the isometric log-ratio (ILR) system by Egozcue et al. (2003) that built on the Aitchison geometry of the ALR and CLR systems, and the summated or amalgamated log-ratio (SLR) by Greenacre (2018a).

It is important to note that if there is any zero (0) in the data, the log-ratio transformation will fail. Therefore, for a complete and representative transformation of the data values of “0” are replaced with “1”.

2.6.1.1. The centred Log-ratio (CLR)

The centred Log-ratio (CLR) transforms sample vector through the logarithmic ratio of an element's concentration in a sample (x) to its geometric mean ($g(x)$) for the samples (Aitchison 1986). Regarding the parts of the composition, it is symmetric and an isometric transformation that retains the component numbers to be the same as the number of the compositional parts. The formula is as expressed below (2.1) and (2.2):

$$clr(x) = \left[\ln \frac{x_i}{g(x)}; \dots; \ln \frac{x_D}{g(x)} \right] \quad (2.1)$$

$$\text{Where } g(x) = \sqrt[D]{x_1 \dots x_D} \quad (2.2)$$

2.6.1.2. The additive log-ratio (ALR)

The additive log-ratio by Aitchison (1986) transforms sample vector by the logarithmic ratio of the respective elements (x), to a chosen reference feature or data (x_D). The formula is as shown below (2.3):

$$alr(x) = \left[\ln \frac{x_i}{x_D}; \dots; \ln \frac{x_{D-1}}{x_D} \right] \quad (2.3)$$

2.6.1.3. The isometric log-ratio (ILR)

The isometric log-ratio transforms simplexes of the ratio of (CLR) of an element to its subset geometric mean into real coordinates, preserving the properties of all the matrices. In other words, it is the logarithm of a ratio, where the numerator and the denominator each consist of geometric means of a different subset of compositional parts. It decomposes the vector space simplex into orthogonal or statistically independent subspaces, associated with subcomposition that are nonoverlapping. Using a stabilizing element, this enable composition with various parts to be joined as a single composition (Egozcue et al. 2003). The formula is in the equation (2.4) below.

$$ilr(x) = clr(x)U' = alr(x)AU' \quad (2.4)$$

Where CLR and U' = columns of matrix that forms the orthonormal basis of CLR-plane.

2.6.1.4. Amalgamation or Summated Logratio (SLR)

Summated logratio (SLR) or amalgamation logratio is defined, “for two commonly (but not obligatory/necessarily) subsets of parts (e.g., J_1 and J_2) that are non-overlapping,” as in equation (2.5) below:

$$SLR(J_1, J_2) = \log \frac{\sum_{j \in J_1} x_j}{\sum_{j \in J_2} x_j} \quad (2.5)$$

Like any other LR, the SLR has no scaling factor and are simple LR in case where both the numerator and denominator contain single parts. SLR are usually applied in chemistry with knowledge of stoichiometric balance, such as mafic (dominantly Fe, Mg and

Mn) and felsic (dominantly Na, K, Al and Si) geochemical association. According to Greenacre (2020), amalgamation does clustering in a natural manner.

2.6.1.5. Drawbacks to the Transformation Systems

According to some authors (Billheimer et al. 2001; Pawlowsky-Glahn 2002; Egozcue et al. 2003), the shortcoming involved with the Aitchison models of clr and alr are the difficulties associated interpretation.

ALR: The alr is not symmetrical and does not achieve an isometric transformation from the simplex (using Aitchison metric) onto the real alr-space (using regular Euclidean metric). Hence there is occasional failure of the results to match expected properties in the simplex (Egozcue et al. 2003).

CLR: With respect to the alr transformation, the CLR on the other hand is symmetric as regards the compositional components, and it is an isometric transformation of the simplex (using the Aitchison metric) onto real space subspace (using the ordinary Euclidean metric). However these orthogonal subspace references/points are not obtained in a method that is straightforward. Secondly, the clr transformation is not an expression (representation) of the basis of both the simplex and the subspace image.

ILR: Egozcue et al. 2003, went further to support his ILR model, which he built on the alr and clr of the Aitchison geometry to be more effective for compositional data analysis. He put forth these reasons for the effectiveness of ILR over the ALR and the CLR transformation: that the ilr was easy to be interpreted. That it is symmetric, retains the properties of all the matrices and permits the angles and distances in the simplex (of Aitchison geometry of ALR and CLR) to be associated to those in real spaces (angle and distances), which is of relevance to the orthogonal concept.

However, other authors such as Aitchison (2008), Boogaart and Tolosona-Delgado (2013) and Greenacre (2018b) argue against the effectiveness of the ILR and the claims of it being easy to interpret. (Aitchison 2008).

Aitchison (2008b), argue the ILR has failed to demonstrate practical applicability to compositional data because they cannot be addressed using geometric means and coordinates related to orthonormal bases.

According to Boogaart and Tolosona-Delgado (2013), ILR values or each orthonormal coordinate could include numerous or possible all parts, making their interpretations practically impossible.

Greenacre (2018b) pointed out ILR coordinates are not orthonormal coordinates as mentioned in many publications, rather ILR coordinates are coordinates with respect to orthonormal bases. Furthermore, orthonormal coordinates are not necessity to understand structures and relationship in compositional data. However, any transformation can be made that are applicable to the research question inasmuch as fundamental CoDa principles are not

violated. He concluded that ILR are theoretical properties that lack the necessity for good practice in composition data, to reveal structures and relationships.

SLR: As regards the SLR, the main common criticism with regards to amalgamation is that its simplex is not linear (Egozcue and Pawlowsky-Glahn 2006).

Selected Transformation: Based on the review of the various log transformation methods, in this document the CLR transformation shall be used in analyzing the data due to its simplicity and effectiveness.

2.6.2. Identifying geochemical anomalies

The identification of a metal/element's anomalous concentration in an area is a function of the geochemical background value of that metal in that area. For example, sections of an area with low background geochemical values are more likely to show anomalies in comparison with sections of relatively very low background values. As mentioned earlier, this is simply because anomaly is a relative function of the identified background values (Reimann and Garrett 2005; Cheng and Xie 2006; Cohen et al. 2012).

Such anomalies generated as a result of the very low background values usually weaken the strength of a geochemical exploration program. Therefore, to avoid being misled during geochemical prospection or exploration by “false” anomalies, it is important to delineate the anomalies from the geochemical background values. The main factor controlling the background concentration of elements is the lithology or the underlying geology, assuming the characteristics of the landscape are kept relatively constant. In areas with varying lithology or rock types, the background geochemical concentrations vary with the varying lithology (Reimann and Garrett 2005; Cheng and Xie 2006; Cohen et al. 2012), especial in an area of a geologic complex/mélange.

To effectively identify these anomalies during prospection, it is important to delineate the anomalies from background concentrations of the elements in the local area. The local background concentrations are established by applying a **uniform threshold value**. The uniform threshold values are important and effective in the delineation of anomalies by considering elemental anomalies resulting from high background value areas and neglecting those from low background concentration area (Hao et al. 2014).

Furthermore, establishing a relationship between the identified geochemical anomalies and geological formations (rock types) will give a clear understanding and will solve this problem. For example, in mafic and ultramafic rocks, elements such as Cr, Co, Ni, Zn and Cu usually show high background values compared to felsic rocks, in which ferromagnesian minerals substitute for the elements.

Several authors have proposed different techniques to evaluate the uniform threshold for values of these anomalies. These include multi-fractal method by Fernández-Martínez and Sánchez-Granero (2014), moving average and trend surface approach by Opara (2011), trend face technique by Obasi et al. (2016) and subarea division technique by Zuo (2014).

Each of these methods have their strength and weakness in their application to determine the minimum threshold value. However, it is important to evaluate them based on the overall effectiveness.

2.6.2.1. Subarea Division Approach

This method is effective when applied on a single geological unit (Hao et al. 2014). When applied to an area of varying geological units, it gives varying thresholds, making it ambiguous (Li and Sun 2004). Therefore, it is not appropriate to apply these techniques in areas of varying lithology.

2.6.2.2. Moving Average – Trend Surface Technique

To effectively apply this method, the content of the elements should range continuously. This is because the technique considers data of element distribution as differentiable or smooth and to have a continuous or at least a partly smooth curved face (Li et al. 1995; Hao et al. 2014). However, considering the fact that the distributions of elements are never continuous or regular, and are complicated and not differentiable, it make this method ineffective in the determination of threshold value.

2.6.2.3. Trend Face Approach

This method is executed in two stages. First, the background fluctuation value is determined. Second, the fluctuation values are deducted from the actual (measured) values to obtain the residual value. However, it is still difficult to evaluate the threshold value because anomalies and errors are usually masked by the residual values (Xie 1979). On the other hand, when a window is selected in the moving average approach, it is subjectively achieved. Low anomalies could be neglected by this window if they were large, and random errors would be neglected if the window were small (Hao et al. 2014). This makes it contradictorily ineffective.

2.6.2.4. Multi-fractal Technique

Multi-fractal analysis is widely accepted to be effective in determining the background threshold value and the related anomalies in areas with complex geology. The lithological influence on the background geochemistry is delineated based on the metal-oxide relationship in the samples (e.g., Co vs. SiO₂). The threshold anomaly value is then determined using the linear regression model from its residual confidence band. This technique eliminates much of the varying lithological influence on the background abundance of the elements, thus the anomalies will effectively be detected using the background concentration (Cohen et al. 2012; Yan et al. 1997).

2.6.3. Geostatistics methods

Geostatistical techniques are very important due to their ability to analyze variables of sampled point-referenced data. The analysis predicts probable values for the variables between the referenced points in space, and also measures the predicted value's uncertainty (Krige 1951; Maliva 2016; ArcGIS-Pro 2020). The methods are applicable to spatial data only, where the spatial and sometimes spatiotemporal data coordinates are incorporated

within the analysis (ArcGIS-Pro 2020). The data are classed into hard- and soft- data. The hard data have insignificant uncertainty because they are properties that are directly measured, while soft data have significant uncertainty because they are inferred values (Maliva 2016).

Prior to the development of Geostatistics, other simple method/algorithms (nearest-neighbor interpolation, bilinear interpolation and inverse distance weighting) for interpolations were popular (Isaaks and Srivastava 1989).

Geostatistical techniques/analysis are executed in two steps. Initially, the variable's spatial structure is identified and quantified. Then the interpolation of the values of the variable from the measured values of nearby points is performed, while considering their spatial arrangement (Maliva 2016). Beside spatial pattern illustration and value interpolation, the geostatistical tools are advanced to calculate the uncertainty of the interpolated values as well, which provides important decision-making information (Maliva 2016; ArcGIS-Pro 2020). The techniques were initially developed for estimating the possible ore grade distribution of a mineral deposit (Krige 1951). However, it is now applied in many other disciplines such as in soil science to map and illustrate the level of soil nutrients (potassium, ammonia, phosphorus, nitrogen) and other parameters like electrical conductivity in correlation with crop yield to propose appropriate fertilizer solutions, an approach known as *precision farming*. In environmental science, it is used to estimate the level of environmental pollutants to help understand areas that may threaten lives. In meteorology, it is useful to predict rainfall, acid rain and temperature. In public health, it helps predict the contamination levels of the environment with respect to incidents such as the rate of cancer (ArcGIS-Pro 2020).

There are several geostatistical methods, with some being reliant on others or verifying them. These methods include semi-variogram/variance, variogram and Kriging, (Whateley & Scott 2006). Generally, geostatistics are based on the fundamental idea of spatial dependence and autocorrelation, which is based on the first law of geography by Waldo Tobler. This states that, "everything is related to everything else, but near things are more related than distant things" (Tobler 1970).

2.6.3.1. Semi-variogram

Semi-variance ($\gamma(h)$) is "half of the average square difference of a variable between sampled points that are separated apart by a distance (h)" (Matheron 1963; Bachmaier and Backes 2008; Ford 2017). It is calculated using the formula (2.6):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [z(x) - x(i+h)]^2 \quad (2.6)$$

where $n(h)$ = number of pairs data at a distance h calculation, z = datum at a given location (grade, thickness, or whatever), (i) = the position of one sample in the pair, $(i+h)$ = the position of the other sample in the pair, h meters away from $z(i)$.

It is based on the assumption that the variabilities that exist between two samples is reliant on their distance from each other, as well as their relative orientation. Thickness, grade or quality, etc., are considered the variable. They vary with variation of the geological environments (i.e., the geological and/or structural settings) within and between deposit(s). Samples close to each other tend to show similarities in grade and thickness with same geological settings, but the degree of similarity tend to decrease continuously to a point of no correlation as the distance between the samples increases.

However, when the samples are very close together, it may result in discontinuity in variability at the origin known as the ‘nugget effect’ or the ‘nugget variance’ (C_0). This is due to the very negligible difference in variability.

On the other hand, with increase in distance beyond the sill point ($C + C_0$ on Figure 2.5), there is no longer any correlation; the variability of the samples becomes theoretical (Fluor Mining and Metals Inc. 1978; Isaaks & Srivastava 1989; Whateley & B. Scott 2006). After the quantification of the variability, it is display on a variogram.

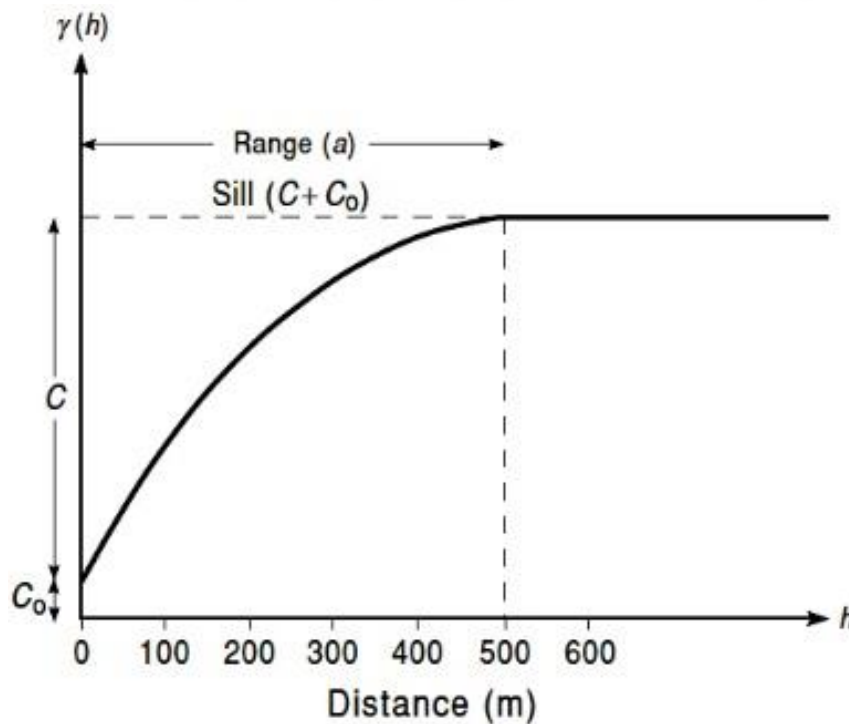


Figure 2.5. Diagrammatic illustration of the spherical Semi-variogram Model (after Whateley, 1992)

According to Whitchurch et al. (1987), to ensure that the semi-variogram is reliable it is necessary to sample a minimum of 30 points of an even distribution.

The semi-variogram algorithm is very useful in calculating the variability of the variables. It is referenced by the Kriging algorithm to estimate or interpolate the value of the variable at a given point or block in space (Wahba 1990; Whateley and Scott 2006). The estimation is done by linearly combining the evenly distributed samples that are available in or near the point or block. Kriging extensively utilizes the semi-variogram to minimize the estimations variance. It models the interpolated model using the Gaussian processes, which is control by preceding covariances. Based on the assumption that weight of the prior convariance is one, Kriging produces the least unbiased linear prediction (Williams 1998; Wahba 1990; Whateley and Scott 2006). When interpolating, the Kriging techniques also measure the error expected in estimation. Kriging uses about 4-12 of the closest data points to estimate the value of a point.

2.6.3.2. Cross-validation

The cross-validation technique of Geostatistics is a method that ensures the estimation variance is minimized by the weights in the kriging process. In other words, it verifies the kriging process. Both the experimental error ($Z - Z^*$) and the estimated theoretical variance (σ_e^2), are calculated using the known (Z) and estimated (Z^*) value. According to Journel & Huijbregts (1978), the semi variogram model is tested by plotting Z versus Z^* . If it illustrates a very strong correlations coefficient, R^2 nears 1, it is considered the variable chosen from the variogram that gives the best parameter estimated solution for the linear equation system, which is used to obtain the weighted factor in the block estimation and the variance calculation estimate by the kriging matrices.

2.6.3.3. Estimation Variance

This method quantifies the possible error size of the estimated value. The error is controlled by factors that include the data continuity, distance of the estimated point from the sample and the size of the estimated block (Whitchurch et al. 1987; Whateley and Scott 2006). The estimated variance is the square difference between the estimator (Z) and the estimated value (Z^*).

$$\sigma_e^2 = E([Z - Z^*]^2) \quad (2.7)$$

$$2\gamma(h) = E(z_{(i)} - z_{(i+h)})^2 \quad (2.8)$$

E = expected value.

According to Journel and Huijbregts (1978), by rewriting Equation 2.7 as a semi-variogram as 2.8, it is possible to calculate the estimation variance. The critical factor that affects the reliability of the estimate is considered in this calculation (Knudsen 1988).

The estimation variance evaluates three major parameters that influence the estimation variance. These include distance between samples and grid node, size of the block and spatial relationship between the samples. As the distance between the samples and grid node increases, the estimation variance also increases in size or magnitude. Secondly, estimation variance decreases with increase in the size of the block. Thirdly, the reliability of the estimation variance decreases with sample clustering or if the samples show a clustered occurrence.

Furthermore, data variability also influences reliability of the estimation variance. However, the situation before now is accounted for by the semi-variogram, which measures the continuity (C). In order to ensure minimal variance in the estimation, it is vital to utilize only the nearest samples to the point or block under estimation during the estimation process.

2.6.3.4. Kriging Variance (σ_k^2)

The variance is dependent on the samples' distance utilized in the block for value estimation. Kriging variance decreases with a decrease in the distance between the samples and the block under estimation and vice versa. The process starts with the calculation of the kriging weight per block, followed by the kriging variance and then precision of the different sample properties by finding the confidence limits (σ_e) for vital parameters (Equation 2.9). The errors usually have normal distribution, which allows the calculation of a 95% confidence limit, $\pm 2(\sigma_e)$, as in Equation 2.10 (Knudsen and Kim 1978).

$$\sqrt{\sigma_e^2} = \sigma_e \quad (2.9)$$

$$95\% \text{ confidence limit} = Z^* \pm 2(\sigma_e) \quad (2.10)$$

Whateley (1991) noted that the Estimation variance and the confidence limits are very useful in calculating the reliability of the estimate of a sequence of a block or group of contours. A suitable confidence limit is set up and sections that fall out of this limit are considered to be unreliable. In such a situation, additional data is required for confirmation.

Regionalized variable theory (RVT) is a stochastic method that is related to kriging, which is the main application of its theory.

2.6.3.5. Inverse Distance Weighted (IDW)

This is a geostatistical interpolation technique, which considers neighboring values of an interpolated distant point to be the major contributor to the value that is interpolated for the point, irrespective of whether the variance of the variable is ignored.

2.7. Regional Geology

The Ortaköy village together with Kumluca are strategically located within the southwest section of the Antalya complex. Based on our observation from geological maps (in Şaroğlu et al. 1992; Barka and Reilinger 1997), the Antalya complex situates within the angle where the Aegean–Cyprus Arc meets the Hellenic Arc. This angle is popularly known as the Isparta angle (Robertson 1993). The Antalya complex is comprised of allochthonous rock units of Mesozoic age (Delaune-Mayere et Al. 1976; Robertson 1993).

Previously published and unpublished research articles on the geological formation of the study area, Otakoy, have been described differently by the various authors. These include Alakırçay unit (Marcoux 1977), Ispartaçay formation (Poisson 1977), Kumluca zone (Robertson and Woodcock 1981), Kumluca complex (Yılmaz 1981), Alakırçay group (Şenel et al. 1981) and Antalya Nappes (Gürboğa and Aktürk 2018).

Yılmaz (1981) publish an article on the geology of the district. He referred to it as the Kumluca complex. The article revealed the sequence of the geological formation, which began at the bottom with shale, through sandstone, halobial limestone to stratified cherts at the top. It also mentioned the formations are of two age groups: Upper Triassic Age and Jurassic-Cretaceous Age. The Upper Triassic formations include the shale, sandstone, halobia limestone and reef block marls, while the Jurassic-Cretaceous Age includes the stratified cherts.

Şenel (1985) studied the structural geology in a work he published as the Alakırçay Group, as previously mentioned. He published the work as “Alakırçay Formation”. He mentioned that the formation stretches about 30 km from the north to south with an approximate width of 4 km. He observed the reef block marls did not occur between the Halobia limestone and stratified chert as Yılmaz (1981) had mentioned, but that the reef block marls were unrelated stratigraphically to the Halobia limestone and occurred far off in the north close to Dereköy, İmecik Yayla, Bilalyeri and Çataltepe. He also mentioned the tectonic unit to which the reef block marls belonged are different based on environmental condition, compared to the report of Marcoux (1977) linking it to the Dereköy Unit, and by Poisson (1977) to the Çataltepe Unit.

However, Şenel (1985) observed in the stratified chert, which spans from the Jurassic to Cretaceous according to other publishers (Robertson and Woodcock 1981; Yılmaz 1981), Halobia and Daonella fossils are present. The Daonella, together with Halobia remnant, occupied 10 cm of the 5-6 m transition section between the Halobia limestone and stratified chert. He established these fossils were of Middle-Upper Triassic instead of the designated Jurassic-Cretaceous whose ages were determined by other authors (Robertson and Woodcock 1981; Yılmaz 1981). According to Şenel et al. (1981), both lateral and vertical changes in lithofacies can be frequently observed, and the formations consist of intercalations of thin and thick pillow lava, which are not covered in some places.

2.8. The Antalya Complex

The allochthonous Antalya Complex rock units evidence a change from a continental basement zone into an oceanic basin of Mesozoic Age (Robertson and Woodcock 1981; Robertson 1993). According to Robertson (1993), the Antalya Complex is visibly exposed in a few locations within the Isparta Angle (Figure XX). This includes the Southwest section, the North section and the East sections. Its exposure in these areas gives the outcrop an opposite pointing “V” shape appearance (Λ).

The Southwestern section of the Antalya Complex situates west of and adjacent to the Antalya Bay. Part of it outcrops within the Kumluca District. It extends from the south of the district to the north through the Kumluca town, Sarıcasu, Alakırçay, Toptaş, Ortaköy, Altınyaka, Gölcük and continues into the SSE of Korkuteli and SSW of Antalya Central (Konyaaltı District). The Southwest section is the most visible, most studied and most recorded portion of the Antalya Complex.

The Southwest portions overlain a Miocene foreland basin, which in the late Miocene overlaid Susuz Dağ shallow water carbonate (Hayward and Robertson 1982). However, it is overlain by a narrow body of carbonate massifs, known as the Kemer Unit. Around the Northern area of the southwest Antalya Complex, a small portion of the carbonate massif is seen exposed adjacent to the Kemer Unit of carbonate massifs.

The Northern part of the Antalya Complex extends southward from Isparta toward the Mediterranean, and separates the Aksu and Köprü Basins. The east part of the complex, known as the Akseki Unit, is situated between the Akseki Carbonate platform and the Alanya Massifs. It stretches from the north of the Manavgate Basin southeasterly into the Alanya Massif (Figure 2.6 A and B).

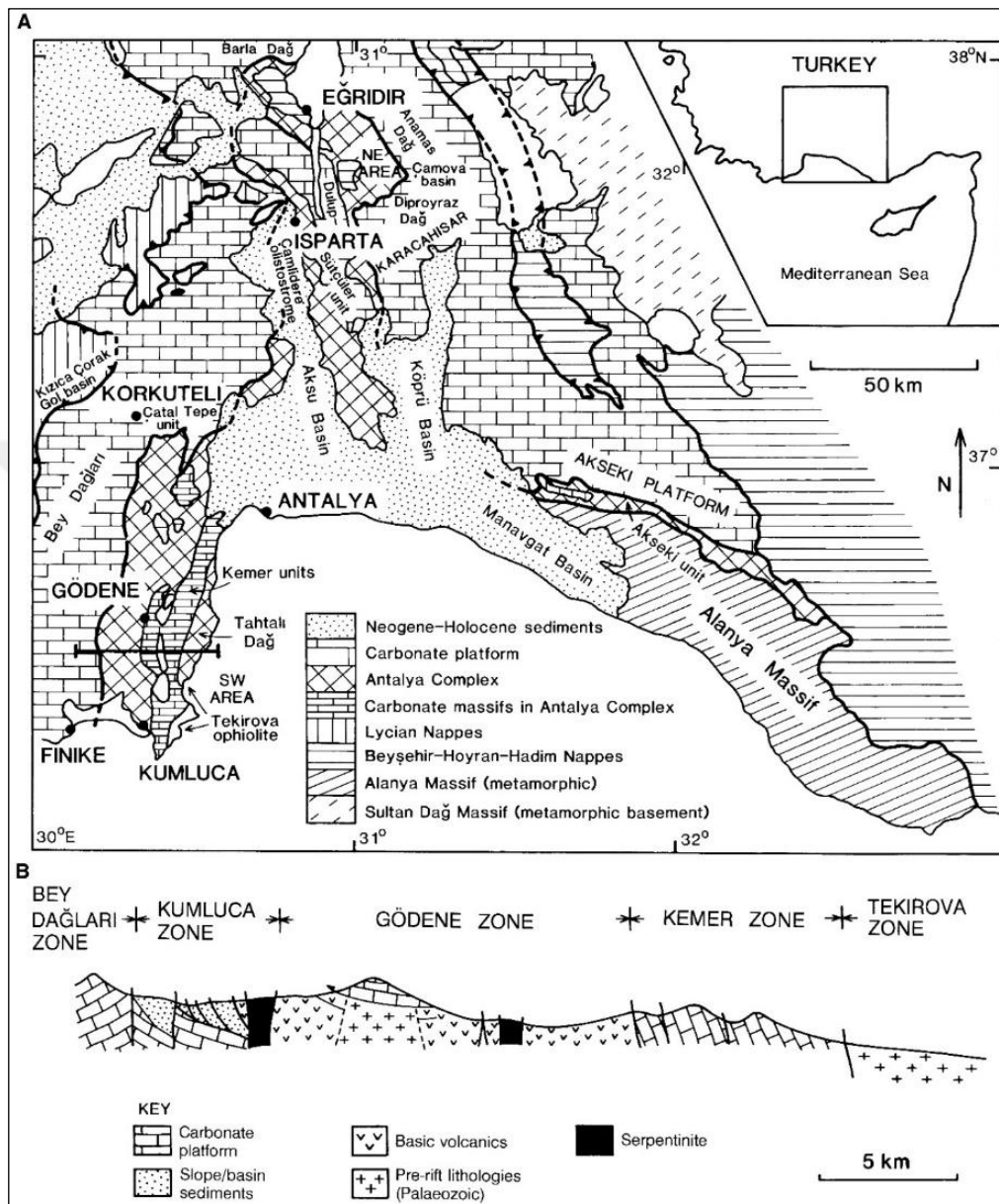


Figure 2.6. Isparta Angle Lithologic Unit showing with southwestern Antalya Complex in Turkey. **A).** Outline tectonic map of the Antalya area, showing particularly the large extent of relatively autochthonous Mesozoic carbonate platforms (e.g., Bey Dağları) and the Mesozoic Antalya Complex. Other units highlighted in the text are the Lycian Nappes, the Akseki Platform, and the Alanya Massif. Note: internal structure of the Antalya Complex is not differentiated. **B).** Cross section of the Antalya Complex. This is interpreted as a transition from a carbonate platform in the west, across a continent-ocean transition zone, marked by ophiolitic rocks and carbonate build-ups on rifted blocks of Palaeozoic crust. The Antalya Complex (southwest area) was tectonically emplaced in late Cretaceous-early Tertiary by a combination of westward thrusting and strike-slip (from Robertson and Woodcock 1984)

2.9. The Five Major Zones of the Southwest Section of the Antalya Complex

Robertson and Woodcock (1982) reported the southwest part of the Antalya Complex is constituted of five major units from its west to its east (Figure 2.6A and Figure 2.7). These units include:

- i. The Bey Dağları carbonate platform: It is relatively autochthonous and Mesozoic in age. It overlies a continental crust and is overlain locally by Miocene foreland basin clastic sediments (Robertson and Woodcock 1981; Robertson 1993).
- ii. The Kumluca Zone: This unit in the complex denotes a passive margin that is currently tectonically imbricated. It is composed of Late Triassic to Late Cretaceous thrust-imbricated deep-water passive margin sediments. It is considered as the eastern deformed deep water passive margin of the Bey Dağları carbonate platform. Its lithologies include Late Triassic turbiditic sandstones and pelagic Halobia-limestones, Jurassic–Early Cretaceous non-calcareous radiolarian sediments and silicified calciturbidites.
- iii. The Gödene Zone: Significant areas of mafic and ultramafic igneous rocks and their associated sediments are conserved in this zone. They are related to the late Triassic Ocean Basin rifting during the Mesozoic Age. The lithology is composed of sheared ophiolitic rocks (commonly serpentinite), deep-sea sediments, and large masses of shallow-water limestone, with ages from Late Triassic to Late Cretaceous. The presence of both shallow- and deep-water sedimentary units in this zone suggests it to be relatively close to oceanic crust. According to Juteau (1970), the Gödene Zone contains Late Triassic sub-alkaline pillow basalts with a thickness of up to 1000 m. Robertson and Waldron (1990) reported the intermediary composition of the lavas that formed the basalts are between mid-ocean ridge-type and plate-type basalt. The basalts are interbedded with and overlain by Late Triassic coarse siliciclastic turbidites and uncommon quartzose conglomerate. **These indicate an origin of a near continental margin.** The shallow-water limestone association can be understood as a rift continental block in which carbonates accumulated that are adjacent to the rift margin and near the oceanic crust.
- iv. The Kemer Zone: It located east of the Godene Zone. It is mostly composed of steeply-dipping slices of Paleozoic (Ordovician–Permian) sedimentary rocks, overlain by Mesozoic shallow water carbonates (Tahtalı Dağ; Figure 2.6A). This zone is understood to be the rifted pieces of the continental fragment of the Bey Dağları in the Triassic. This is succeeded by an Ordovician to Carboniferous pre-rift, which is considered a portion of the passive margin of North Africa (Monod 1977; Robertson et al. 1998).
- v. The coastal Tekirova Zone (Figure 2.6A-B), dominated by the deeper levels of a Late Cretaceous ophiolite (Tekirova ophiolite) without extrusive (Juteau 1970; Thuizat and Montigny 1979; Yilmaz 1984).

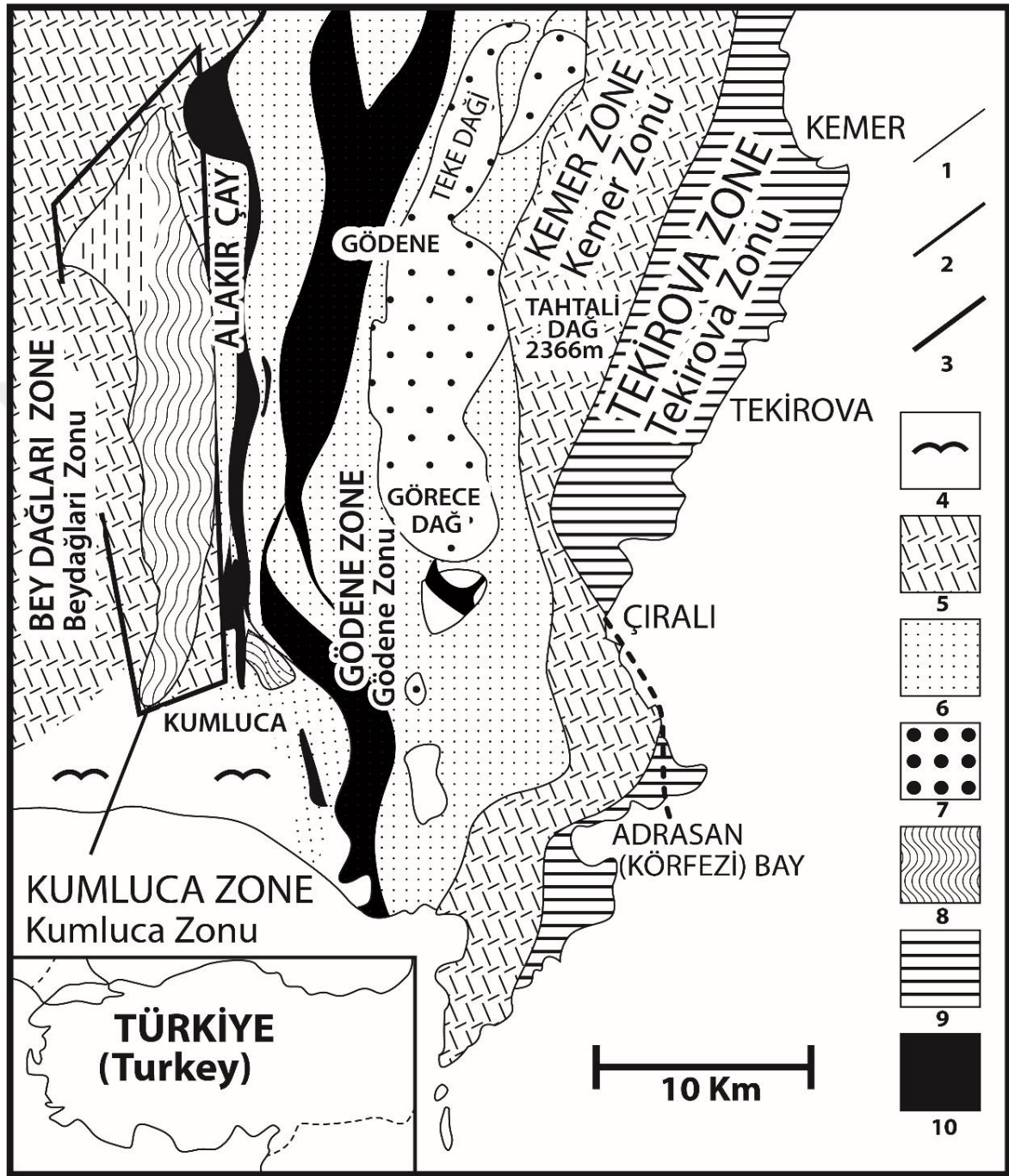


Figure 2.7. Geologic map of the SW segment Antalya Complex (after Robertson and Woodcock 1981). 1 - Stratigraphic contact; 2 - Thrust contact; 3 - Steeply dipping tectonic contact; 4 - Alluvium; 5 - Sediment on Pre-Triassic continental basement; 6 - Triassic Mafic Extrusives, thin sediment cover; 7 - Carbonate build-ups on salic Triassic Mafic basement; 8 - Allochthonous sedimentary sequences in thrust sheets; 9 - Partial ophiolite sequence; 10 - Serpentinite

3. MATERIAL AND METHOD

To ensure the project's success, this study was accomplished in five different phases with different objectives and sets of materials. The phases include the following phases: Background Study, Field Study, Laboratory Work, Data Analysis and Report Writing. All these phases were sequentially linked together. Each phase has a consequential effect on the subsequent step. Therefore, the effective execution of each phase was a key factor that determined the success of the subsequent phase.

The objectives and necessary materials needed for each phase of this study are elaborated here below:

3.1. Initial Research Work

This phase of the project involves searching and reviewing literature of past geological and related work done in and around the study area. This research phase enabled us to obtain useful information on the study area. The information obtained was utilized to plan and carry out an effective field work. The phase also included researching new technology, equipment and methods that could easily facilitate the acquisition of effective results.

A computer system, internet access, online subscription (to obtain published prospecting, geological, and mining journal) and writing materials were used in to realize this phase of the research.

3.2. Field Study

Firstly, a geological map of the study area was obtained and studied and a field work trip was planned. The target formations were visited for sampling and examination of outcrops and surface exposure of mineralization by observing irregularities in color, shape or composition of the rock lithostratigraphic units. The observed irregularities were analyzed and documented. This information provided clear background understanding to interpret the past geological processes that controlled any possible mineralization in the area. Samples were collected for geochemical, petrographic and mineralogical analysis to determine petrogenesis and the relationship between the mineralization and their host rocks. The sampling was done according to the analysis to be carried out. To explain the origin and formation properties of mineralization in the field with the aim of determining its relationship with the new mineralization found, samples were collected from the host rock and the area of new mineralization for this purpose. Soils were sampled and geochemical analysis run to determine correlation with rock samples. All samples collected from the field were transported to the laboratory for preparation and analysis. The GPS was used to take coordinates of sampled spots and spots of interest. A geologic hammer was used to break and split apart rock portions for samples. Plastic bags were used to store samples and writing materials were used to label samples and take notes.

3.3. Laboratory Analysis

Samples collected from the field were prepared and analyzed in the laboratory (**Figure 3.1**). Preparation of the samples were based on the type of analysis to be carried out.

3.3.1. Sample preparation, procedure and conditions

The samples were dried in the oven (soil and sediment samples particularly) at 105 °C for 24 hours. All samples were reduced to < 40 microns by grinding at a speed of 1000 per min in a Retsch RS200 vibratory disc mill. The mortar crushed and homogenized the samples at simultaneously. The powder samples were used for whole-rock geochemical analysis and mineralogical analysis.

During the samples preparation, distilled water and dilute sulphuric acid were used to clean the apparatus after the preparation of each sample. Compressed air and paper towels were used to dry the apparatus. The washing and drying was to ensure all samples were free from significant procedural contamination by each other. The geochemical content was analyzed using the X-Ray Fluorescence (XRF) and Inductively Coupled Plasma-Mass-Spectrometry (ICP-MS) techniques. Mineralogical analysis include X-Ray Diffraction (XRD) and petrographic techniques.

3.3.2. Whole-rock geochemical investigation

The powder samples were prepared differently in order to carryout major, trace and rare element analysis. A total of 31 samples were analyzed using XRF analysis and ICP-MS techniques.

Major Elements Analysis: 5.5 gram portion of the samples were loaded in small mugs of aluminum in a binder. The space between the aluminum mug and the binder were proportionated loaded with boric acid. The aluminum mugs removed, the samples were covered with boric acid and the binder was closed. The samples in the binder were fused using a Fusion press machine at 15 tons (10 MPa) for 30 seconds. The formed pellets were introduced in the XRF machine for their chemical content analysis.

Rare Elements Analysis: These analysis was carried at the ACME Laboratory limited using the ICP-MS method. The powder samples were digested in a hydrofluoric acid before introduction into the ICP-MS instrument.

These methods (ICP-MS and XRF techniques) have been used by many authors determine whole-rock geochemistry of rocks. These include: Oke et al., 2014 (to study field, mineralogy, and geochemical characteristics of gold bearing quartz veins and soils.); Bureau Veritas Minerals, 2018 (recommended for analysis for trace including Au, Pt, and rare earth elements); Palenovaa et al., 2015 (to measure the content of trace element in pyrite); Cao et al., 2010 (to determine the composition of REE in Shihu gold deposit, China); Pašava et al., 2010 (to determine the concentrations of PGEs and other trace elements in a porphyry Cu–

Au–Mo deposit); Yigit, 2012 (To analyze for trace elements in mineral deposits of Biga Peninsula of Tethyan Metallogenic Belt); etc.

3.3.3. Mineralogical and petrographic studies

The powder samples were also used to determine the mineral components and texture of the samples using Bruker D8 Advance XRD Analysis and Optical Microscope at the Istanbul Technical University.

XRD Technique: Five grams (5 g) of the powder samples were placed in sample containers in a way that ensures random particle orientation, using the Bruker D8 Advance model powder X-ray diffraction (P-XRD) unit, at 40 mA current and 40 kV voltage with a using Cu K α radiation, without filter, with a step speed of 2° 2 θ /min, ranging from 2°-72° 2 θ , using Lynxeye brand detector. The X-ray diffractograms were then analyzed using the PDF-2 database with the help of the Jade 6.5 data evaluation program (MDI, California-USA). A total of 21 samples were used for for the XRD analysis.

Optical Microscope Investigation: Thin sections, polished thin sections or polished sections were prepared for microscope examinations. The samples were used to reduce to certain sizes using powder abrasives and polisher in a mould with epoxy. After coarse-fine abrasions, the polishing powder and suspension were used to polish the samples. Using the Nikon Eclipse L150 model ore microscope, ore minerals and paragenesis, rock minerals and textures were determined. Photomicrographs were taken when with the CCD camera system integrated into the microscope system. A total of 20 samples from the formation were examined for this purpose.

These techniques of mineralogical and petrographic studies have been applied by many authors in the past. Some of the authors are Yigit (2012); Bozkaya et al. (2016); Gultekin and Balci (2016); Yildirim et al. (2013); Sahoo et al. (2018); etc.



Preparation samples for crushing in the laboratory



Photo of crushed samples prepared for grinding

Figure 3.1. Photograph showing laboratory preparation of samples



Pallets prepared for the initial XRF analysis

Figure 3.1. Continuation

3.4. Data and Information Evaluation

The information and data obtained from the field and laboratory studies were compiled and evaluated during the data and information evaluation phase. Data were evaluated using geological methods such as geostatistical analysis, ternary chemical plots and correlation.

- a. Result, Evaluation and Interpretation: Results (geochemical, mineralogical, petrographic, fluid inclusion and isotopic) obtained from field and laboratory studies were evaluated and interpreted. Simple and multivariate statistic approach using SPSS software, Past, R and CoDa Pack were applied to study the element distribution, correlation and similarity of sample content of the various lithologic units. Geostatistical analysis by Kriging and/or Variogram approaches were applied to interpolate and to establish a 3D visual image of spatial geochemical distribution of elements in the area. GPS coordinates and GIS were used to create a map of element distribution of the study area. Findings were compared to those of any previous studies that could be found. The findings were also compared to other areas with similar geological formations.
- b. As mentioned earlier, from 2007, two major terrane characterization models were based on lithogeochemical characterization and on regolith characterization and their evolution. These approaches are useful for assessing the consistency of the geochemical features with regards to that of a possible ore deposit formation process. However, the initial purpose of these methods is not for the detection of particular ore deposits but for assessment and characterization (Cohen et al. 2007). In this study, both approaches were used in characterizing the samples.

c. Important Assumption

- Samples with element concentration of some elements below the detection limit were assigned concentrations less than the limit. This was done with certain consideration in order to effectively process the data.
- Precious metal concentrations less than the detection limits were assigned based on this assumption: If one of the samples (e.g., SoÇ) of a particular formation (Candir or Karadere), contains a particular precious metal type (e.g., Pt), then the other sample type from that formation may contain that same precious metal below the detection limit. For Au, with a detection limit of 0.2 ppb, an assumed value of 0.15 ppb was assigned to samples with concentrations below detection limits. For Pt and Ag, with 2 ppb detection limits, a 1.5 ppb values was assigned for less than detectable concentrations. For Hg, with a 5 ppb detection limit, a 3.75 value was assigned; Re, with a 1 ppb detection limit, was assigned a concentration value of 0.75 ppb. However, in cases where no sample from a formation contained concentrations above detection limit for a precious metal, the rest of the sample types from that formation were assigned a 0 ppb value. No basalt sample from Alakircay contained Re, for example, so all the basalt samples, as well as the soil samples, from the Alakircay formation were assigned a 0 ppb concentration value.

3.5. Report Writing

Once the data analysis and interpretation were concluded, this PhD thesis dissertation was documented.

4. RESULTS

4.1. Geology of the Investigated Area around Ortakoy (Gödene Zone)

As mentioned earlier, the Ortaköy village, together with Kumluca and others, is strategically located in the Southwest Section of the Antalya Complex in the Isparta Angle, where the Aegean–Cyprus Arc and the Hellenic Arc meet. The present position of the Mediterranean is about 20 km to the east and 15 km to the south of the village. This strategic location in the middle of the Antalya Complex and between two significant chains of non-active volcanoes makes it worthy for a geological and mineralogical research. Rumors do alert the presence of gold in the area.

Based on observations from geological map (though not mentioned in publications reviewed), Ortaköy is situated mostly within the Gödene Zone in the SW Section of the Antalya Complex. This zone is composed of different rock units of mafic and ultramafic types and their related sediments. These include: ophiolitic rocks (commonly serpentinites), deep sea sediments, shallow-water limestone, sub-alkaline pillow basalts, coarse siliciclastic turbidites and uncommon quartzose conglomerate. The shallow-water limestones were understood to associate with the rift continental block in which carbonates accumulated adjacent to the rift margin and near the oceanic crust (Robertson and Waldron 1990).

Three faults and two discontinuous eastern faults run across the village, all trending in the N-S direction. The two western faults that run across the village connect to each other in the north and south of the village. The Eastern fault that runs across the village connects to one of the discontinuous faults in the north and to the other in the south of the village (Figure 4.1). The study area may have been situated close to or perhaps at the shores of the Aegean Sea that once covered the Western Part of the Central Anatolia (Sea Maps in Bozkurt 2001; Koçyiğit 1996). Evidence of this can be associated to the siliciclastic turbidites and uncommon quartzose conglomerate that are thought to signify a near continental origin, as well as the shallow water limestones in the area.

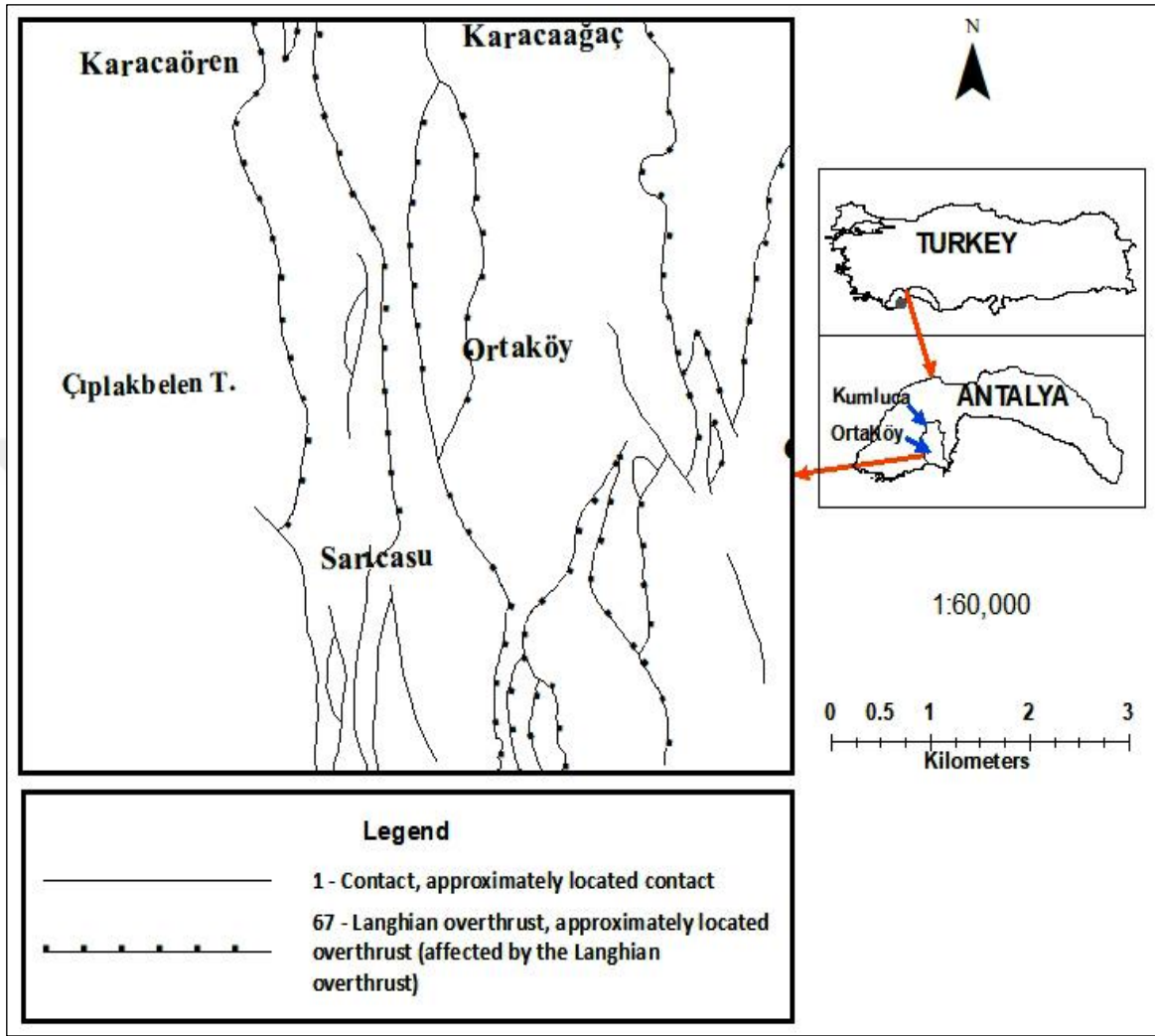


Figure 4.1. Fault map of the Ortaköy Study Area (after Şenel et al. 1997)

Unpublished geological map (MTA Geologic Office) of the area indicates six (6) distinct geological formations do exist within the area (Figure 4.2). This includes:

- i. Kirkdirek Formation: composed of ophiolitic melange (most serpentinites)
- ii. Ballık Formation: contains stratified or bedded cherts, radiolarite and shale
- iii. Alakırçay Group: contains halobia micrites, micritic cherts, cherts, radiolarites, shale, vegetates sandstone and spilite basalts.
- iv. Gökdere Formation: hosting Halobial-bearing micrites and cherty micrites.
- v. Çandır Formation: composed of plant remain bearing sandstones, claystones, siltstones and microconglomerates.
- vi. Karadere Formation: made of basalt, spilites and spilitic basalts.

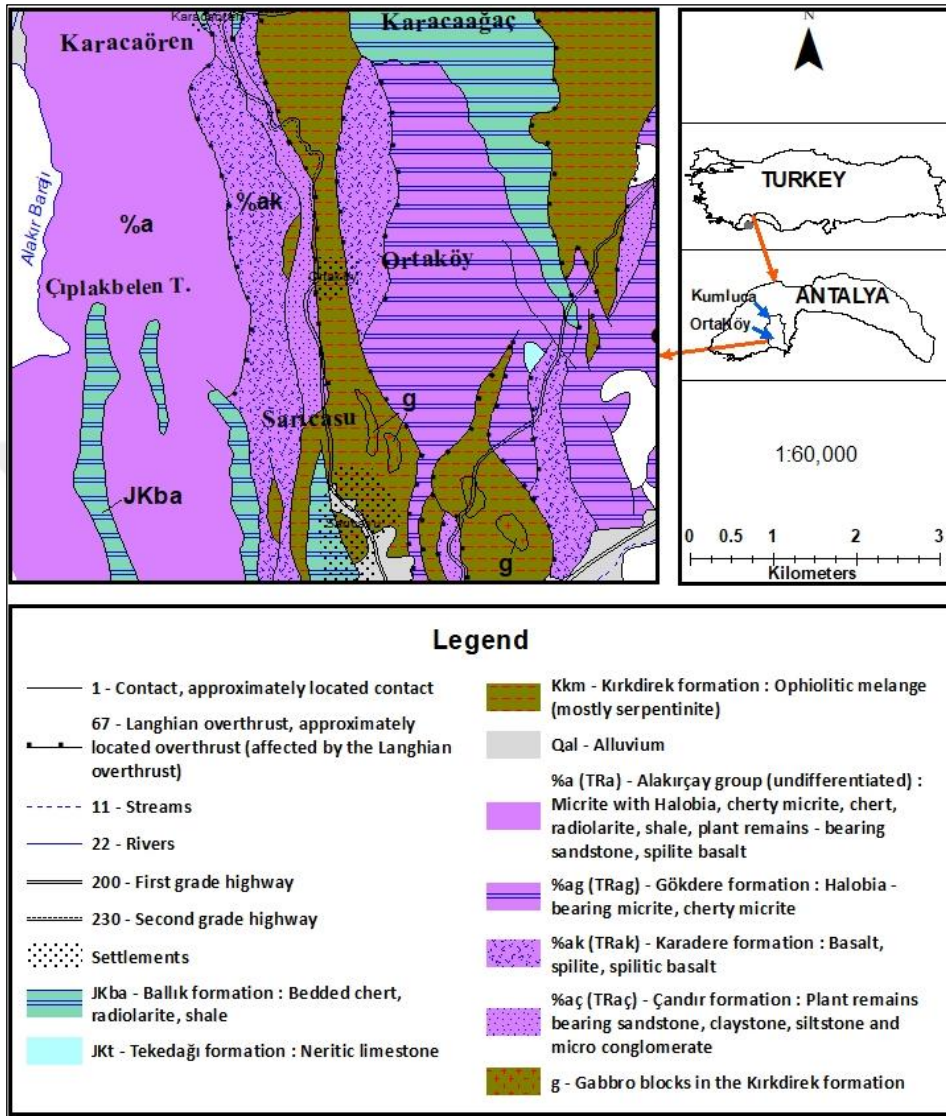


Figure 4.2. İnceleme alanının jeoloji haritası (MTA Jeoloji Haritaları)

According to Robertson and Woodcock (1981), gabbro igneous rocks occurring within the Gödene zone are characterized by sub-parallel diabase dykes. Serpentinized ultramafic with small portions of Iherzolite, wehrlite and harzburgite can be observed (Yilmaz 1978). Along numerous major sheets of serpentinite at tectonic contact, small volumes of metasediments and amphibolite can be identified. A metamorphic subdivision of green schist and zeolite is also present in the Gödene zone. Their occurrence was attributed by Thompson & Melson (1972) to metamorphism of the sea-floor by hydrothermal fluid, and by Jeteau (1975) to a different spilitic magma. The zeolite facies contains the massive pillows and columnar-jointed flows. The presence of serpentinites and zeolites indicates alteration by hydrothermal fluid (hydrothermal metamorphism).

In the Gökdere Formation, chalcedonic quartz were observed. They are known to replace the cherts occurring close to “Sivridağ massives” (Robertson and Woodcock 1981). This replacement is an indication hydrothermal activity that may have occurred in the past. Chalcedony are formed by the transformation of solid silica under moderate temperature and pressure by hydrothermal solution (White and Corwin 1961). The fact that they do not precipitate directly from hydrothermal solution is an indication of hydrothermal alteration.

All three categories of rock (sedimentary, igneous and metamorphic) are recognized within the study area. In other places, similar rock types with corresponding age range have been found hosting disseminated gold mineralization in association with other elements. These include disseminated Au hosted in Triassic Carbonate rock in the district of Alsar in Macedonia (Percival and Radtke 1994).

The samples collected from four geological formations of the study area were presented in Table 4.1. The table associates the sample code to the formation and gives a brief description of the sample. Photographs of outcrops of the various geological formations and rock types are presented in Figure 4.3.

An interesting fault outcrop was observed within the Karadere Formation (Figure 4.3a, b). The felsic fault rock and the mafic host basalt both show possible tectonic disturbance, implying that after the deposition of the basaltic rocks a tectonic event occurred, which led to the fracturing of the basalts and the forcing of the hydrothermal fluid into the fracture that later solidified.

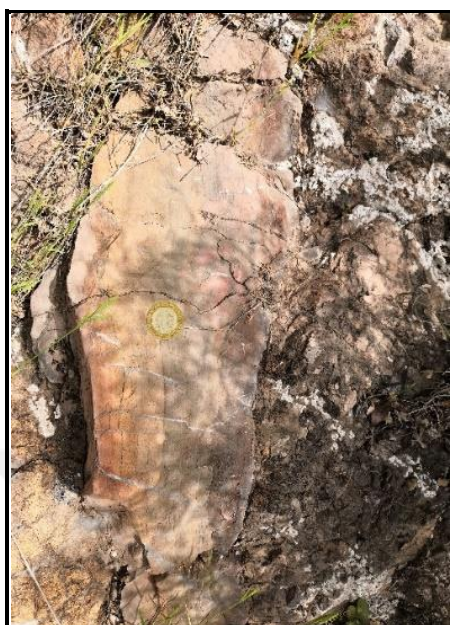
On the hilly banks of the Katran Stream (Katran Deresi), highly weathered and rounded basaltic pebbles and boulders were found overlying micritic limestone formations. These pebble and boulders of basaltic origin may have been transported from the Karadere Formation to their current position. The transportation may have been initiated by the tectonic event that caused the fracturing of the initial basaltic rock formation.

The serpentinites along the southern part of the study area (Godene Street) exhibited greenish and purplish colors with some tiny black spots (Figure 4.3k). The purplish color is an indication of stichtite, which are hydrated carbonate-hydroxides of chromium and magnesium (Ashwal and Cairncross 1997). Stichtite usually occur in serpentinites enriched with chrome. It occurs in association with antigorite, chromite and barbertonite, and is formed when serpentine reacts with chromite in the presence of hydrothermal fluid.

The mélange zone of the Çandır Formation contained pebbles of micrites, siltstones, sandstones and mudstones, serpentinites in some areas mixed-up in regolith and soil, and was covered with vegetation within an extensive hill (Figure 4.3i). These rock materials were probably transported gravitationally from the point of origin. This area is an evidence of intense tectonic disturbance in the zone that shattered different rock formations and jumbled them in the process of transportations.

Table 4.1. A brief description of the analyzed samples

Sample	Formation	Sample Description
BA7	Alakırçay	Rock; Pillow shaped basalt, weathered and containing plagioclase
BA23D	Alakırçay	Rock; Pillow shaped basalt, weathered and containing plagioclase
BK4B	Karadere	Rock; spilitic basalt, highly weathered with plagioclase vein
BK6A	Karadere	Rock; spilitic basalt, highly weathered with plagioclase in vein-like structures
BK14B	Karadere	Rock; spilitic basalt, highly weathered with plagioclase vein
DzA9	Alakırçay	Diabase Rock, with plagioclase and fine grain pyroxene crystals
GrA15	Alakırçay	Granodiorite with fine grain phaneritic quartz and plagioclase
PKI1D	Kirkdirek	Serpentinites, slippery feel, bluish-greenish, weathered with olivine and crystals and some plagioclase
PKI2B	Kirkdirek	Serpentinites, slippery feel, greenish colour, weathered with olivine and crystals and some plagioclase
PKI7	Kirkdirek	Serpentinites, slippery feel, greenish colour, weathered with olivine and crystals and some plagioclase
PKI9	Kirkdirek	Serpentinites, slippery feel, greenish colour, weathered with olivine and crystals and some plagioclase
YÇ6B	Çandır	Clay, showing Fe-oxidization and carbonate groundmass
YK9A	Karadere	Mudstone
YÇ2B	Çandır	Metamorphosed mudstone containing mica flakes and showing oxidation of Fe
SÇ4	Çandır	Siltstone
SÇ10	Çandır	Siltstone
SK11B	Karadere	Stratified siltstone with carbonate cement
SÇKI5C	Karadere	Laminated siltstone
SoA3B	Alakırçay	Soil
SoA24B	Alakırçay	Soil
SoÇ	Çandır	Soil
SoÇ9	Çandır	Soil
SoÇ13B	Çandır	Soil
SoK9	Karadere	Soil
SoK17	Karadere	Soil
So1A	—	Soil
STM 2	—	Stream Sediments
STM B	—	Stream Sediments
STM F	—	Stream Sediments
STM K	—	Stream Sediments
DSTM 3	—	Sediments collected from dried stream beds



(a) A weathered dyke intrusion identified within the Karadere Formation



(b) Fault outcrop observed north of the study area close Sariagac Street. The fault in this area is hosted within a hill of consolidated soil.



(c) Basalt samples collected from first sampled station



(d) Spilitic basalts showing plagioclase veins

Figure 4.3. Photograph of geological features observed in the study area



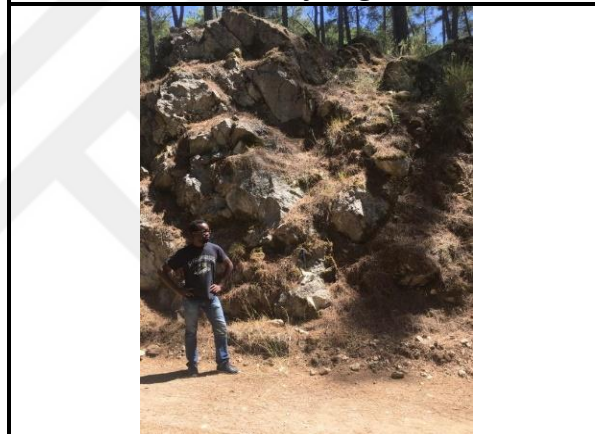
(e) Outcrop of intensely weathered spilitic basalts



(f) Expose outcrop of highly weathered Basalt rocks covered by vegetation



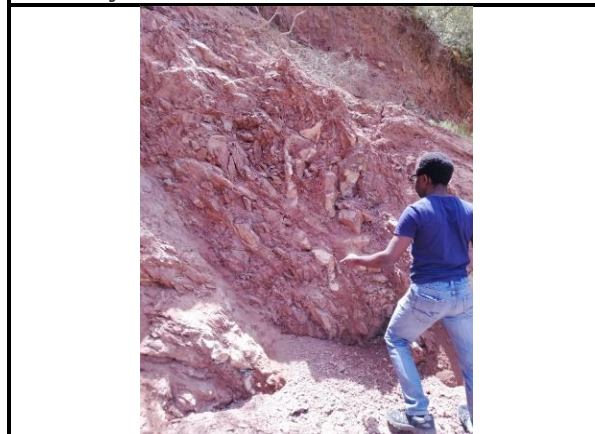
(g) Intensely weathered basaltic rock formation



(h) Massive and weathered basalts of the Alkircay Formation



(i) Vertical section of a hill in the Candir Formation showing mélange of regolith, sandstone, micrites, siltstone, microconglomerate and claystones.



(j) Photo showing massive claystone formation within the Çandir Formation.

Figure 4.3. Continuation

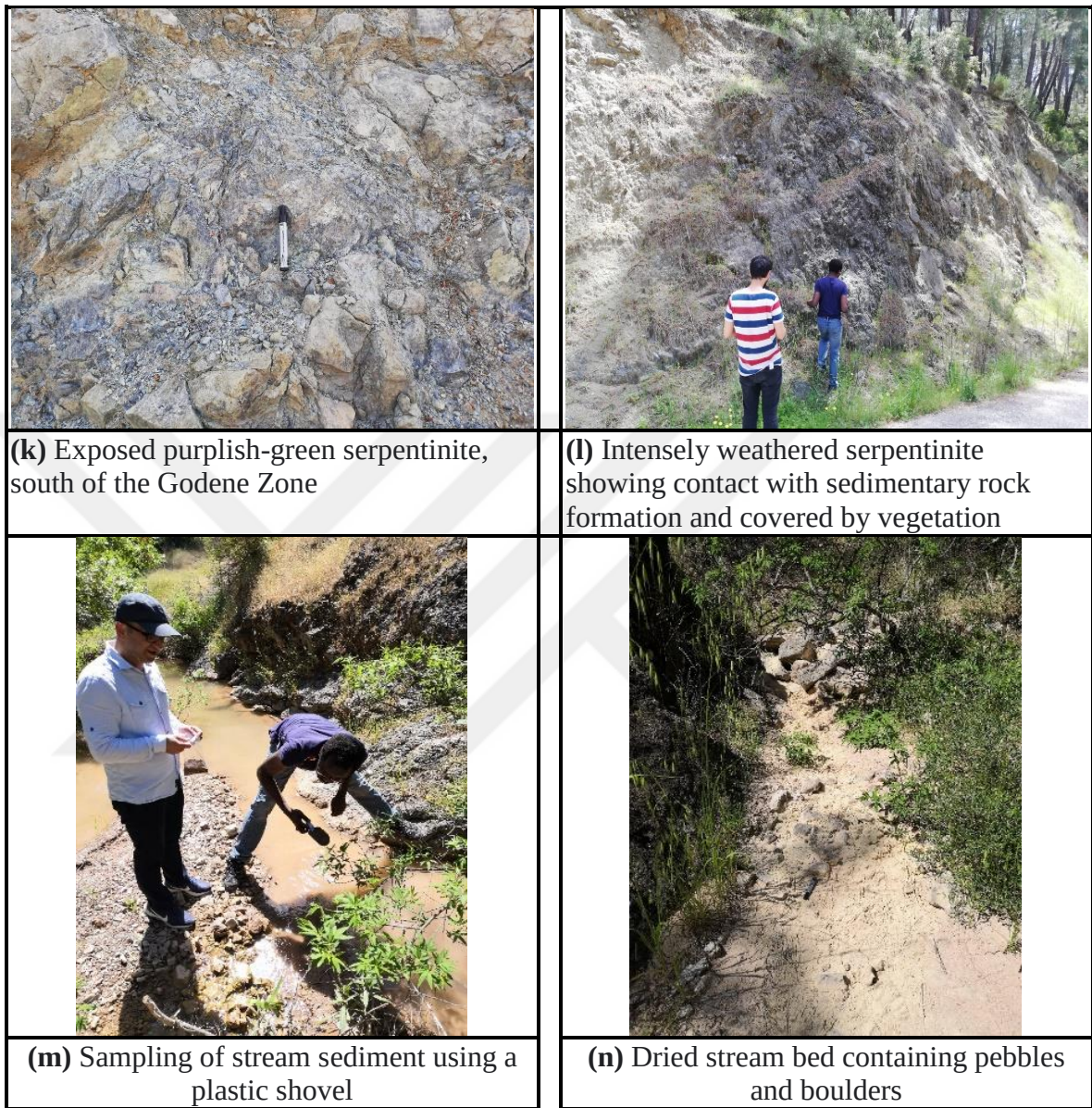


Figure 4.3. Continuation

4.2. Mineralogy and Petrography

In this study, a total of 20 representative samples from the different sampled media were analyzed for their mineralogy.

4.2.1. Basalt samples

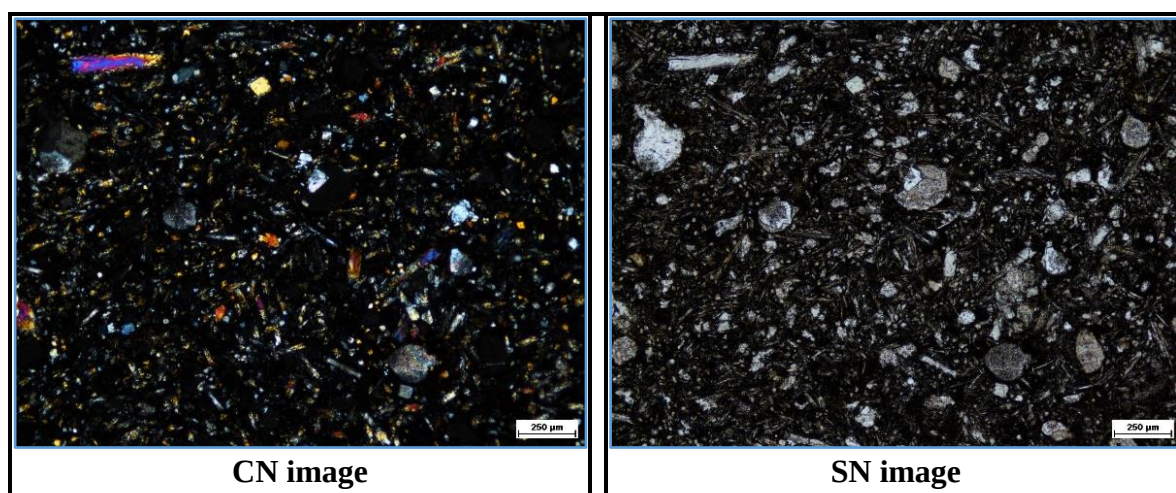
X-ray Diffraction Analysis was performed on six basalt samples for their mineral content, BA7, BA23D, BK4B, BK14B, DzA9 and GrA15. Four of the samples were collected

from the Alakır Çayı Formation and two from the Karadere Formation. The four samples collected from the Alakır Çayı Formation included a diabase or microgabbro and a granodiorite sample

Common minerals observed with these rock but for the granodiorite were analcime- C $[Na(Si_2Al)O_6 \cdot H_2O]$, augite, Al-rich $[Ca(Mg,Fe,Al)(Si,Al)_2O_6]$, fluorapophyllite $[KCa_4Si_8O_{20}F \cdot 8H_2O]$, augite $[Ca(Mg,Fe)Si_2O_6]$, clinopyroxene Ti-Al-rich $[NR]$ $[Ca(Ti,Mg,Al)(Si,Al)_2O_6]$, muscovite-1M, syn $[KAl_2Si_3AlO_{10}(OH)_2]$, muscovite-2M1, V-rich $[K(Al,V)_2(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2]$, montmorillonite-15A $[Ca_{0.2}(Al,Mg)_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot 4H_2O]$, Calcite $[CaCO_3]$, arfvedsonite $[(Na,K)_2.6Fe^{4+}2Fe^{+3}(Si,Al)_8O_{22}(OH)_2]$, cummingtonite $[(Mg,Mn,Fe)_7Si_8O_{22}(OH)_2]$.

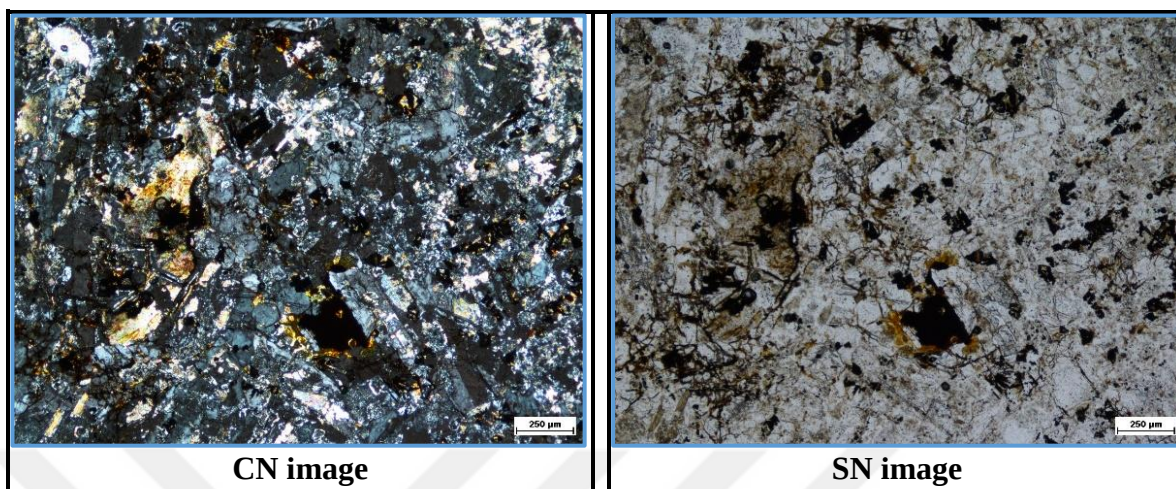
In the granodiorite samples, mostly amphibole group minerals were present. These include Ferroactinolite, riebeckite, ferropargasite (syn) and magnesiohornblende Fe-rich, disordered syn albite (Ca-rich), anorthite (Na-rich) and quartz (syn).

Four of these samples (BA7, BA23D, GrA15 and DzA9) were examined for their mineralogy and texture using a petrography microscope (Figure 4.4a, b, c, d, e). Common minerals observed were analcime, augite, amphibole (hornblende), calcite, plagioclase and quartz minerals (coarse quartz, Fibrous chalcedony). Two of the samples (BA7 and BA23D) were observed to possess extrusive texture and the other two samples (GrA15 and DzA9) showed intrusive textures. The extrusive-like samples showed textures of intersertral, microlithic-hyaloporphyrific and microlitic porphyritic hyalopilitic type. The intrusive igneous samples showed textures of semi-ophitic and granular-porphyritic texture.

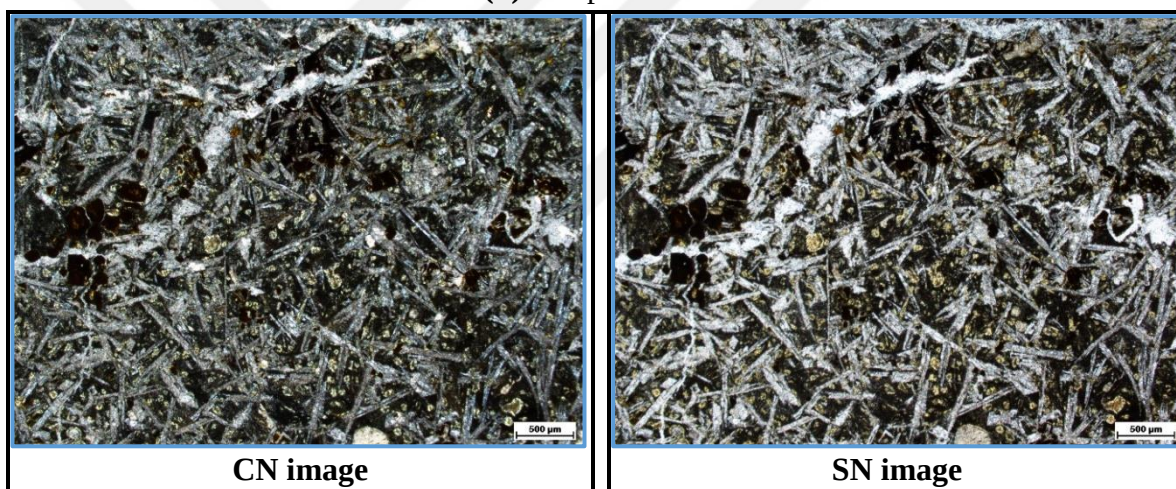


(a) Sample BA7

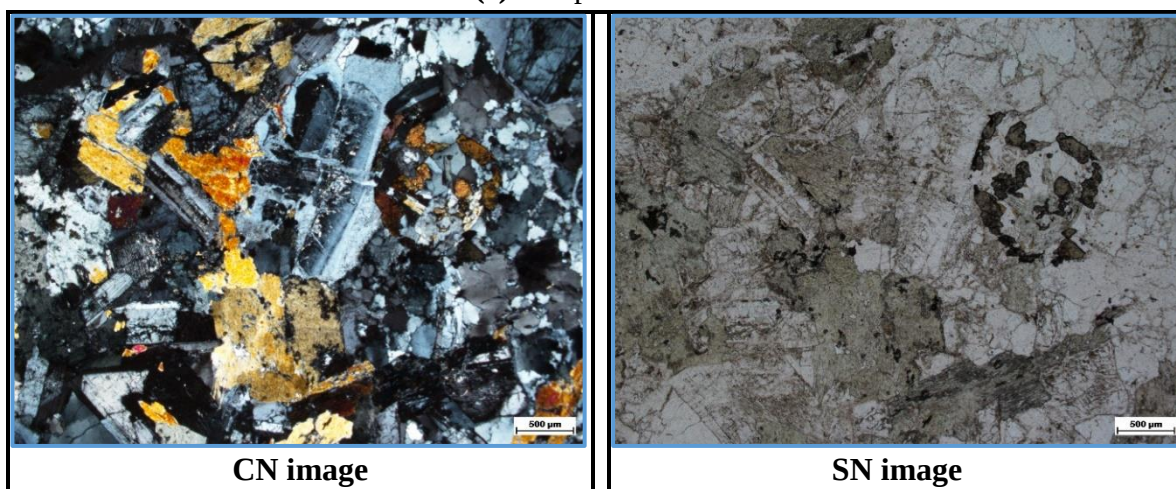
Figure 4.4. Petrographic images (CN and SN respectively) of basalt samples showing minerals and textures



(b) Sample DzA9

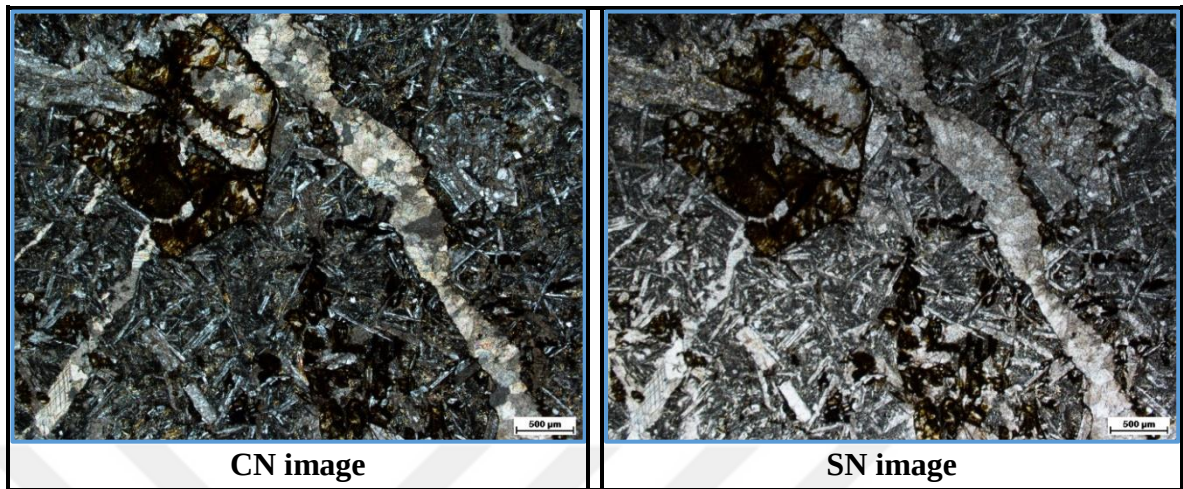


(c) Sample BK14B



(d) Sample GrA15

Figure 4.4. Continuation



(e) Sample BA23D

Figure 4.4. Continuation

4.2.2. Serpentine samples

Two samples of serpentinites were analyzed for their mineralogy. The minerals observed were lizardite-1T $[(\text{Mg},\text{Al})_3(\text{Si},\text{Fe})_2\text{O}_5](\text{OH})_4$, clinochrysotile-2Mc1 $[\text{Mg}_3(\text{Si}_{2-x}\text{O}_5)(\text{OH})_{4-4x}]$, antigorite-6.86M $[\text{Mg}_{3-x}(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_{4-2x}]$, chromite, syn $[\text{Fe}^{+2}\text{Cr}_2\text{O}_4]$.

Antigorite is the high-pressure polymorph of serpentine and is commonly found in metamorphosed serpentinites.

Petrographic results showed Serpentinites samples were of sieve and semi-sieve textures containing chromite ore of low grade. The minerals lizardite, chromite and antigorite, detected by XRD were also observed in petrographic analysis with the additions of klomolrizotil and krizotil minerals. Chromite mostly occurred as dispersions. Iddingitized olivine was present in the serpentinites (Figure 4.5a, b, c).

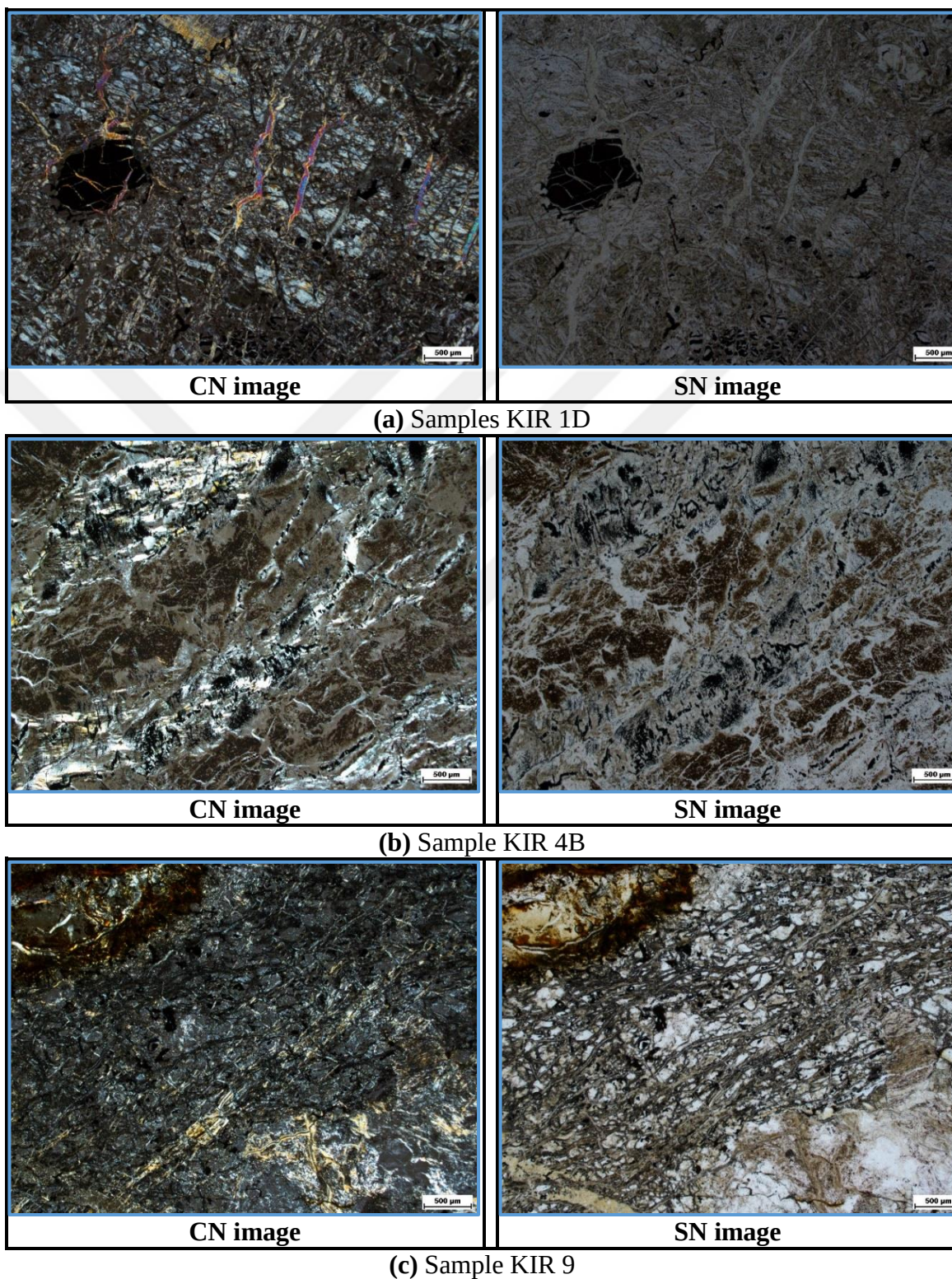
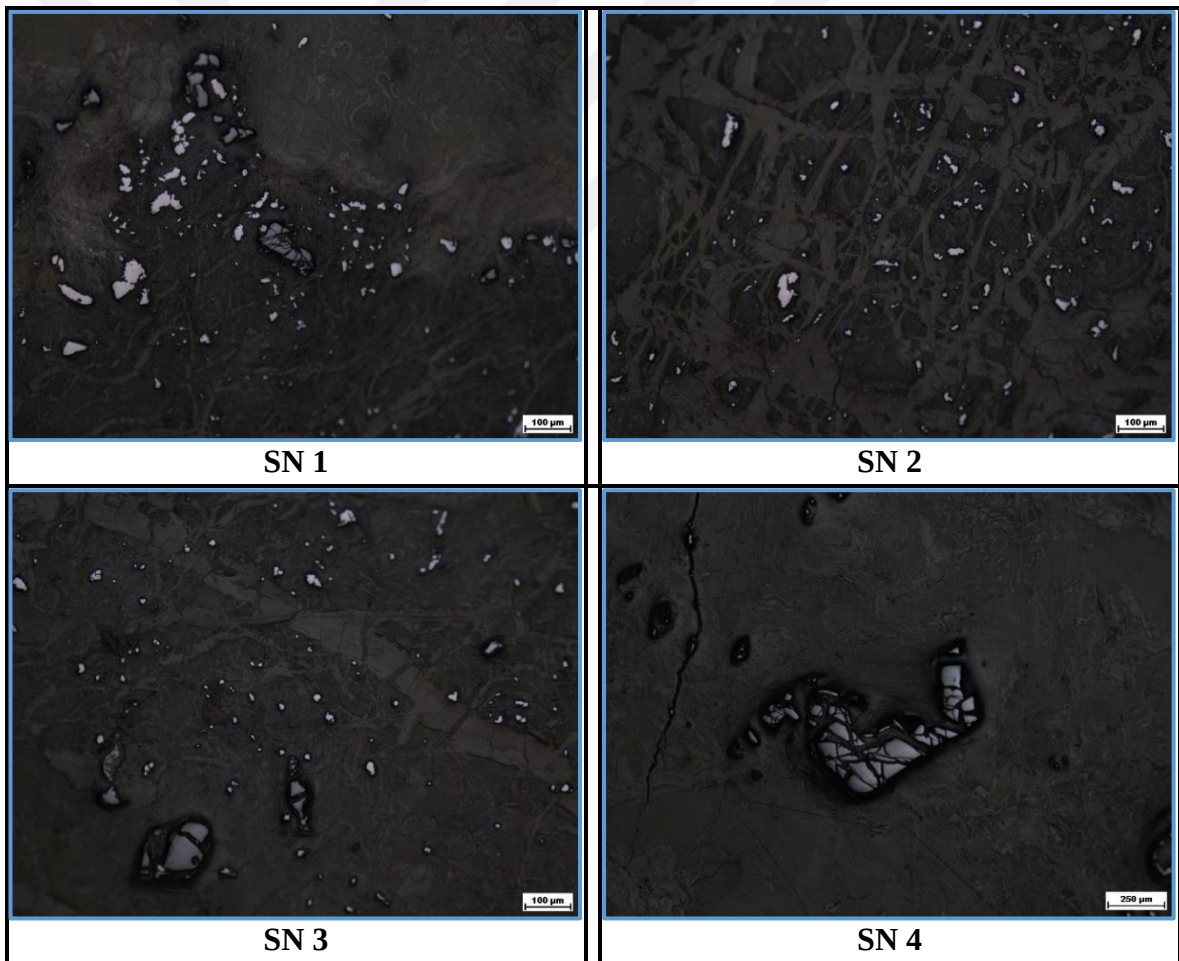


Figure 4.5. Petrographic images (CN and SN respectively) of Serpentine samples showing minerals textures

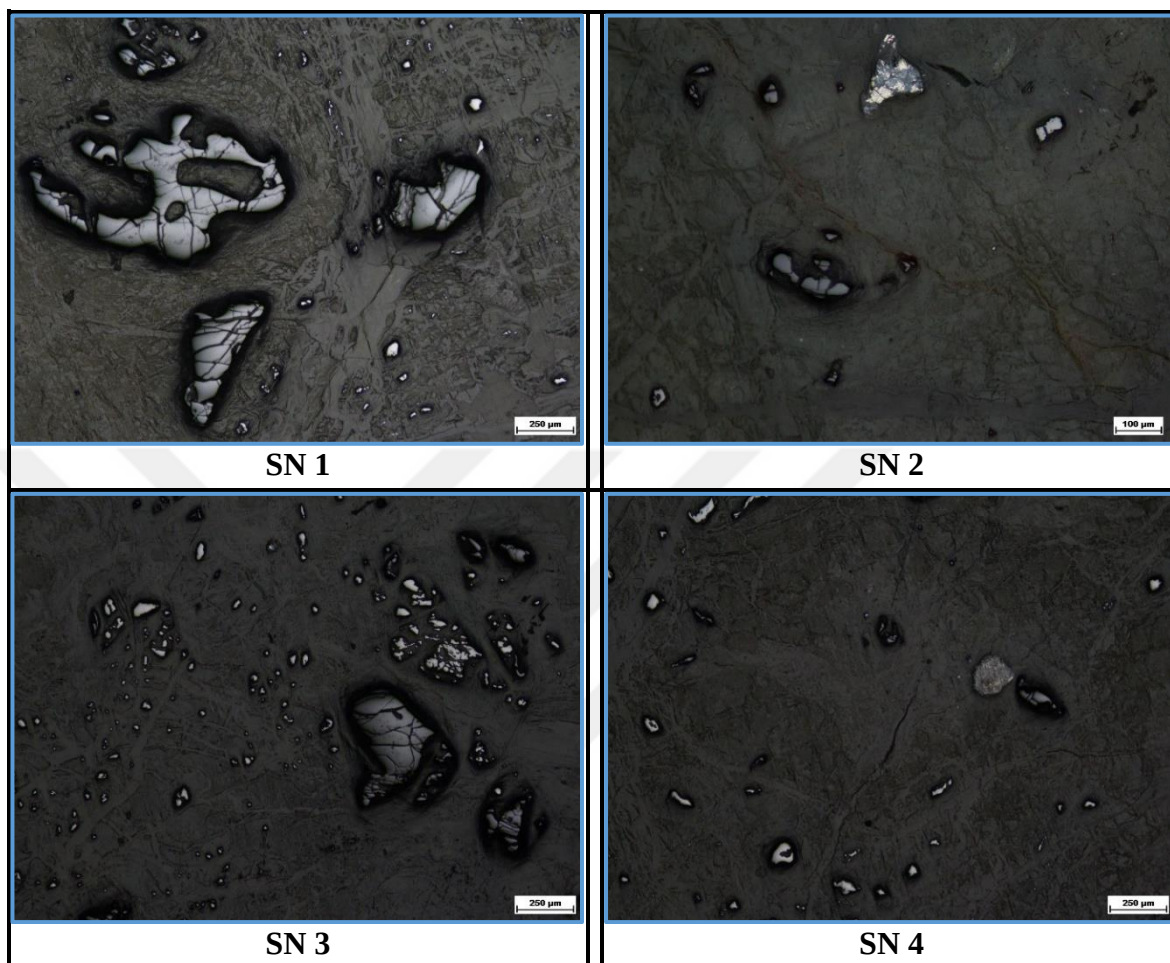
Polished section analyses were done on two samples, PKI-4B and PKI-9 (Figure 4.6a, b).

- PKI-4B showed chromite and magnetite dispersion in the serpentinitic matrices, which were both free of inclusions. In four photos, chromite are dark and in coarser grains while magnetite are light in the sieve texture-scattered rock texture. It can be accepted as a low-grade chromite-magnesite ore.
- PKI-9 showed serpentinitic matrix cut by magnesite veins, which were filled with low-grade ores of chromite, magnesite and very few partially or completely transformed pyrites. In three photos, magnetite, ilmenite and partially anchored pyrite occurred in a sieve texture and scattered texture of the rock.



(a) Sample KIR 4B (SN 1, 2, 3 and 4)

Figure 4.6. Polished section images (SN 1, 2, 3 & 4) for samples a) KIR 4B and sample b) KIR 9



(b) Sample KIR 9 (SN 1, 2, 3 and 4)

Figure 4.6. Continuation

4.2.3. Clay mineralogy and petrography

The claystones were generally rich in Fe-oxide with some containing fossils, mudstone alternation and carbonate cementation.

Two clay samples examined for their mineralogy with the use of XRD techniques that revealed common mineral occurrence were quartz, calcite, muscovite-2M1,V-Ba-rich, montmorillonite-18A and montmorillonite-15A. The presence kaolinite-montmorillonite and hematite syn were observed in sample YC2B, and clinochilore-1Mllb Fe-rich was observed in sample YC6B.

Petrographic studies of the claystones showed laminated to weakly laminated micritic texture. Common minerals observed included quartz, calcite, sericite, Fe-oxide and clay

minerals monthromillonite. The claystones are rich in quartz with coarse quartz crystalline and silica filling cracks in Fe-oxide matrix. Opal was also observed (Figure 4.7a, b).

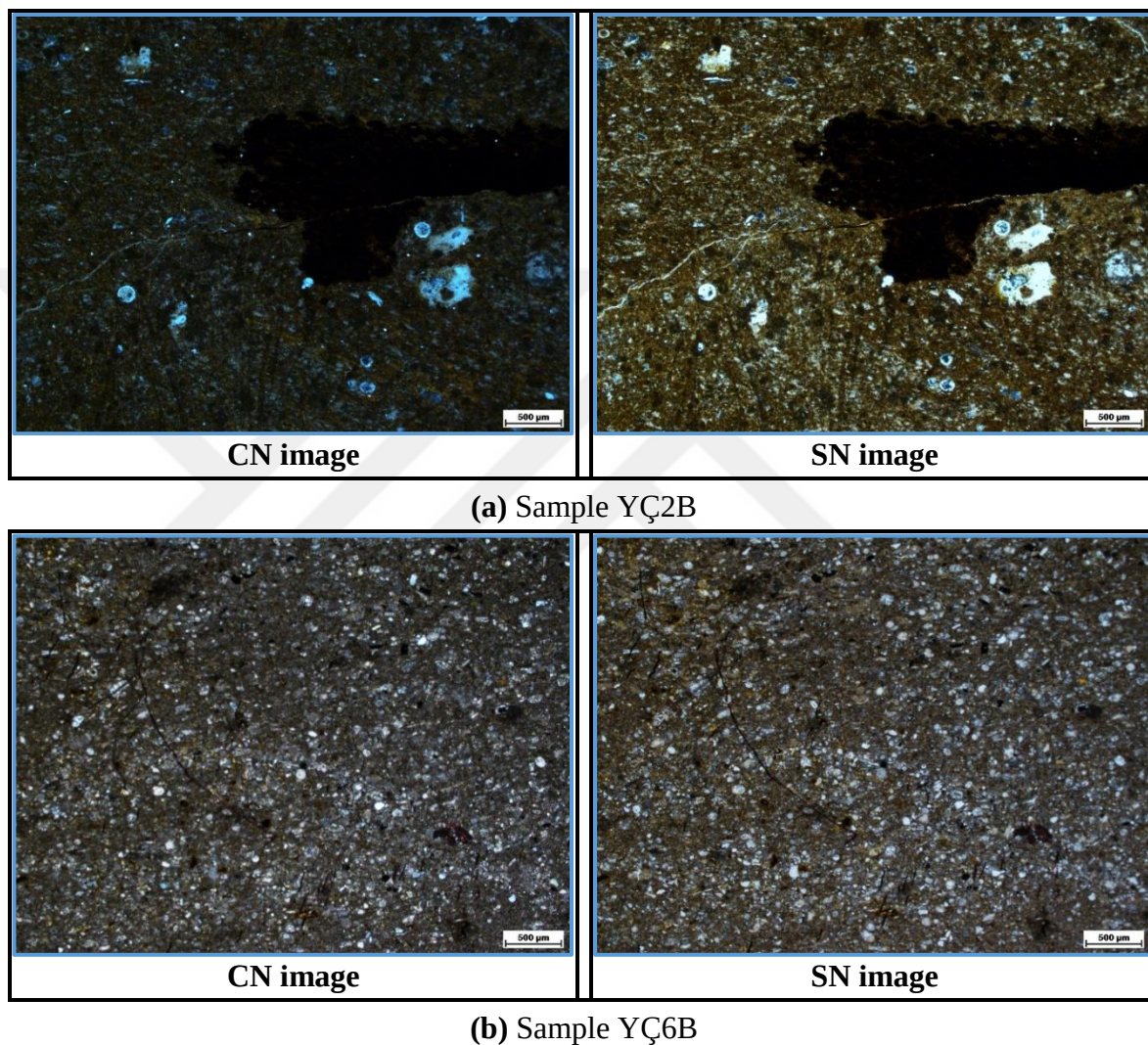


Figure 4.7. Petrographic images (CN and SN) of claystone samples showing minerals and textures for a) sample YÇ2B and b) sample YÇ6B

4.2.4. Siltstones mineralogy and petrography

Four samples of siltstones analyzed for their mineralogy with XRD technic revealed quartz, calcite, muscovite 2M1 and montmorillonite-15A as common minerals within the samples. Siltstone from the Karadere Formation contained albite Ca-rich ordered and kaolinite-montmorillonite beside the former three listings.

Petrographic studies of the siltstones showed a common texture of parallel lamination with carbonate matrix, cementations and pisolitic concretions. This indicates that the sedimentary materials were deposited in carbonate-rich environments or the main source of the sediments were carbonatic materials. Common mineral formations observed under the microscope in order of abundance include quartz, clay minerals, sericite (muscovite) and calcite. Chlorite, dolomite and hematite were only observed in two, one and one samples, respectively (Figure 4.8a, b, c, d, e).

- SÇ4, weakly laminated fossiliferous siltstone with prongs fracture filled with opal (Fe-oxide)
- SÇ7C, non-laminated and relatively compact siltstone, composed of pisolites, carbonate matrix, and calcite filling crack-vein and melt gap
- SÇ13A, fine grain compact siltstone with mudstone alternation and little or no porosity
- SÇKI5C, iron oxide (hematite) occurred between the laminae and veins cutting the lamina were filled with hematite, rendering them to be of low porosity
- SK11B, carbonate cemented siltstone with sparitic clay formation occurring in the calcite matrix and as cavity fillings

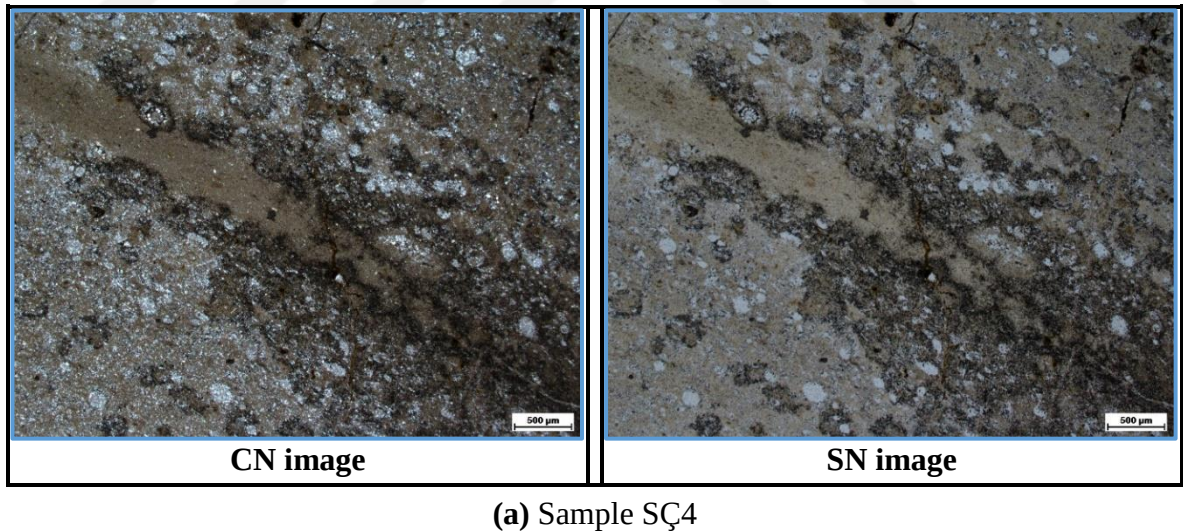
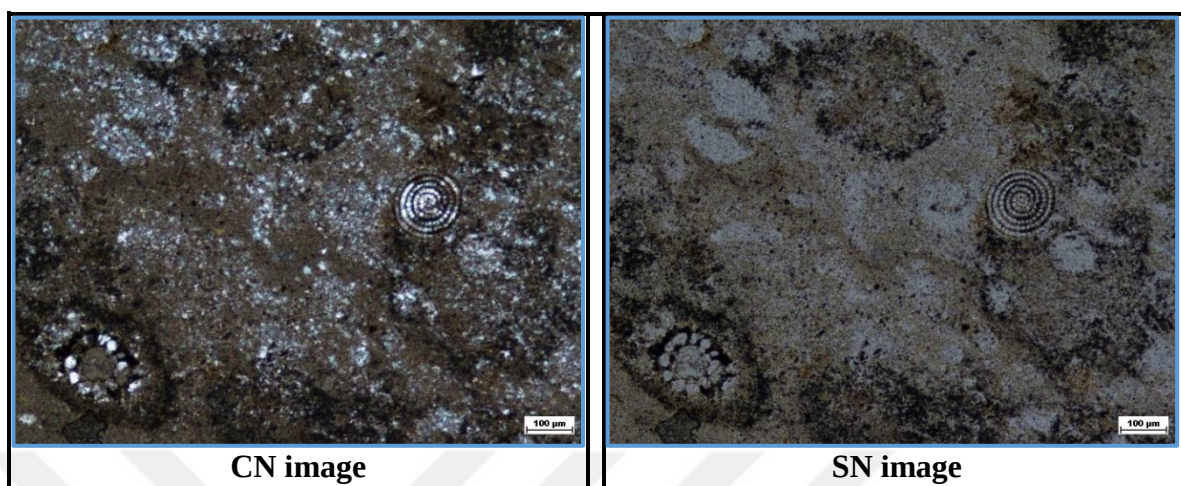
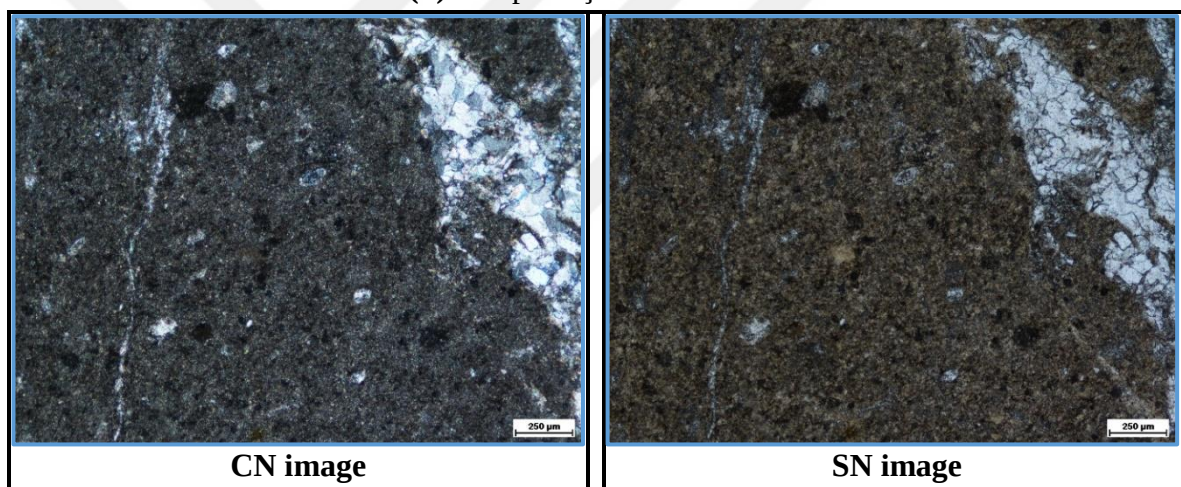


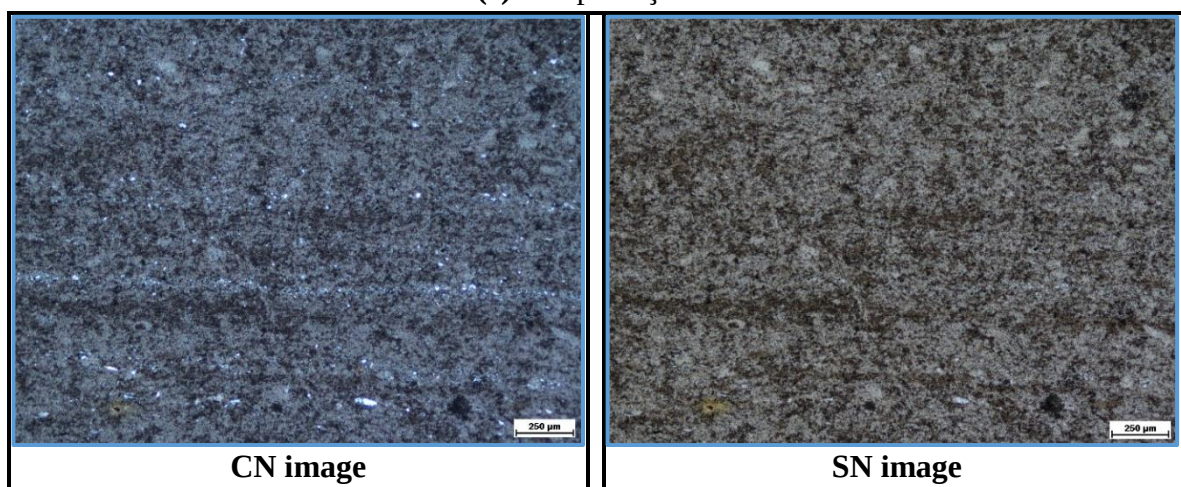
Figure 4.8. Petrographic images (CN and SN) of claystone samples showing minerals textures for samples a) SÇ4, b) SÇ4 with fossils, c) SÇ7C, d) SÇ13A and e) SÇKI5C



(b) Sample SÇ4 with fossils



(c) Sample SÇ7C



(d) Sample SÇ13A

Figure 4.8. Continuation

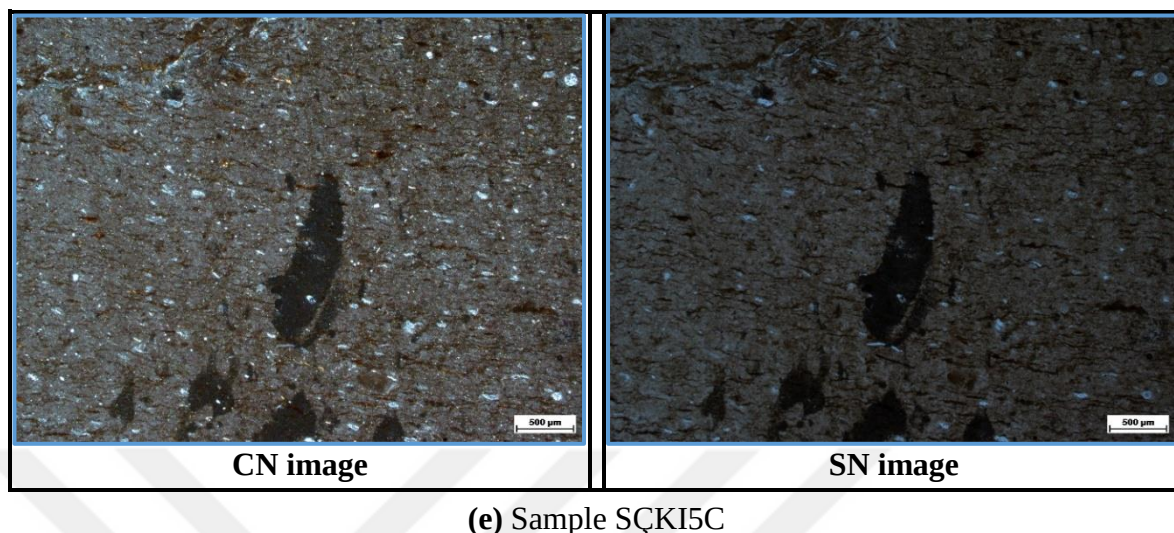


Figure 4.8. Continuation

4.2.5. Stream sediments

Mineralogical studies of six stream sediment samples revealed the presence of quartz, syn $[\text{SiO}_2]$, muscovite-3T $[(\text{K},\text{Na})(\text{Al},\text{Mg},\text{Fe})_2(\text{Si}_{3.1}\text{Al}_{0.9})\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$, calcite $[\text{CaCO}_3]$, kaolinite-1A $[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4]$, clinocllore-1Mllb, Fe-rich $[(\text{Mg},\text{Fe},\text{Al})_6(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8]$.

4.3. Statistical Evaluation of Sample Content

Geochemical analyte of samples and their statistical summary are presented in Table 8.1 in the appendix. The precious metal exploration was focused on elemental association of mineral deposits and their associated pathfinder elements. These trace elements include the following: Au, Pt, Re, Ag, Hg, Co, Ni, Cu, As, Sr, W, Te, Sb, Se and S. Concentrations were presented in percentages (%) for major element oxides (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , TiO_2 , K_2O , Na_2O , SO_3 , P_2O_5), parts per billion (ppb) for the precious metals (Au, Re, Pt, Ag and Hg) and parts per million (ppm) for trace elements.

4.3.1. Spilitic basalts

Precious metals identified in the basaltic samples and their averages were Au (0.36 ppb), Pt (0.93 ppb), Ag (6.86 ppb) and Hg (4.09 ppb). In order of average abundance > 5 ppm, associated elements of interest to precious metal mineralization identified in the basalts were Ni (156.4), Sr (122.9), Cu (57.9), Co (57.0), W (13.54), As (5.33), Se (0.26), Sb (0.23) and Te (0.02). Sulphur concentration in the samples were below detectable limits (Table 8.2).

The major element content of the basalts was mostly dominated by SiO_2 (44.36%), followed by Al_2O_3 (8.31%), CaO (7.46%) and Fe_2O_3 (5.52%).

4.3.2. Serpentinite rocks

Four rock samples of serpentinites were analyzed for their content. Precious metals occurred in average abundances of Au (0.61 ppb), Pt (7.25 ppb), Ag (18.88 ppb) and Hg (4.31 ppb). Associated trace metals of interest occurred in average abundances (ppm) as follows: Ni (2134.7), Sr (2.20), Cu (10.4), Co (112.5), W (0.78), As (0.65), Se (n/a), Sb (0.03) and Te (n/a). Sulphur was below datable concentrations in most of the samples (Table 8.2).

The major elements oxides-dominant in the serpentinites were SiO₂ (47.38%), MgO (33.77%) and Fe₂O₃ (6.14%).

4.3.3. Regolith samples

4.3.3.1. Soil samples

Soil samples were collected from seven different locations for analysis. The precious metal content analyzed were Au (2.89 ppb), Re (0.32 ppb), Pt (1.14 ppb), Ag (12.14 ppb) and Hg (18.82 ppb). The associated pathfinder elements in ppm were Ni (107.9), Sr (72.7), Cu (64.4), Co (37.1), W (1.26), As (2.51), Se (0.26), Sb (0.14) and Te (0.09) (Table 8.2). The concentration of sulphur was negligible.

The dominant major elements in the soil samples included the following: SiO₂ (59.04%), Al₂O₃ (6.05%), Fe₂O₃ (5.89%), CaO (5.52%) and MgO (2.64%).

4.3.3.2. Claystone samples

Four samples of claystone were analyzed. Their precious metal content includes Au (2.07 ppb), Re (0.92 ppb), Pt (1.50 ppb), Ag (33.50 ppb) and Hg (18.50 ppb). The commonly associated trace metals to precious element mineralization in ppm were Ni (29.9), Sr (106.9), Cu (38.0), Co (15.3), W (1.5), As (1.47), Se (0.63), Sb (0.12) and Te (0.07) (Table 8.2). Sulphur measured as sulphite was an average concentration of 0.12%.

The major element oxides with relatively high concentrations were SiO₂ (62.83%), Al₂O₃ (4.57%), Fe₂O₃ (3.85%) and CaO (8.64%).

4.3.3.3. Siltstone samples

Four siltstone samples were analyzed for their chemical content. The mean precious metals concentrations in the siltstone samples were Au (14.03 ppb), Re (0.38 ppb), Pt (1.13 ppb), Ag (10.50 ppb) and Hg (6.31 ppb). The associated elements in ppm included Ni (15.8), Sr (48.2), Cu (71.0), Co (15.2), W (1.5), As (0.83), Se (0.10), Sb (0.06) and Te (0.09) (Table 8.2). Sulphur concentrations were below detection limits.

The dominant major element oxide was SiO₂ (75.43%). The other oxides were below 2% in concentration.

4.3.3.4. Stream sediment samples

Six samples of stream sediments were collated for their chemical content. The average precious metal concentrations identified were Au (2.18 ppb), Ag (7.50 ppb) and Hg (10.63

ppb). Rhenium, Pt and Sulphur were below detection limit. Pathfinder elements were averagely concentrated as Ni (58.8), Sr (117.5), Cu (67.1), Co (17.9), W (3.12), As (2.10), Se (0.35), Sb (0.12) and Te (0.10) (Table 8.2).

Major oxide present were SiO_2 (67.12%), Al_2O_3 (2.48%), Fe_2O_3 (2.05%) and CaO (9.72%).



5. DISCUSSION

The serpentinite samples showed the highest concentrations of Pt, Co, Ni, MgO and Fe₂O₃, and the lowest concentrations of Al₂O₃, CaO, Cu, As, Sr, W and Sb.

The highest concentration of Au, SiO₂, Cu, W and Sr were observed in the siltstones, as well as the lowest concentrations of Fe₂O₃, MgO, Ni and As.

Platinum was detected in all of the serpentinites. It was assumed to occur in some of the samples of the other sample media types, except in the stream sediments, based on the assumption mentioned above (Section 3.4c). The highest concentration of platinum was observed in the serpentinites. Its associated elements Co and Ni showed high concentrations in the serpentinites while Cu and Sr showed their lowest concentrations in the serpentinites.

Gold occurred in all the sample types and was relatively most enriched in the siltstone. The associated elements Cu, W and Te were of highest concentrations in the siltstone. The second highest enrichment of these elements was observed in the stream sediments. However, As, Sb and Se showed relatively lower concentrations in siltstone but relatively higher concentrations in stream sediments.

Re was only identified in sample YÇ6B and based on the above-mentioned assumption, values were assigned to some samples from the Çandır Formation.

5.1. Precious Metal Mineralization

Platinum (Pt) metals are known to associate with Ni, Cu, Sr, Co and S. This is evident in mineralized deposits of Immiscible Cu–Ni–sulfide (Sudbury) and Pt–Ni–Cu in layered intrusion (Bushveld).

Gold is known to associate with Fe, S, Cu, Ag, As, Sb, Hg, Te, Se and W in deposits. These were identified from Epithermal precious metal deposit, Sediment hosted precious metal (Carlin) deposit, Vein gold (Archaean) deposit, Volcanic-associated massive sulfide deposit and Au–As rich Fe formation deposit. In addition, Gold can also be found in associations with Pb, Zn and Mn in the base metal veins (Boyle 1979; Beus & Grigorian 1977; and Moon 2006).

5.1.1. Platinum occurrence

The serpentine group minerals, Lizardite-1T [(Mg,Al)₃[(Si,Fe)₂O₅](OH)₄], Clinochrysotile-2Mc1 [Mg₃[Si_{2-x}O₅](OH)_{4-4x}], and Antigorite-6.86M [Mg_{3-x}[Si₂O₅](OH)_{4-2x}], were produced from hydrous and metamorphic alteration of the protolith (ophiolites or oceanic crust) and its underlying portion of the upper mantle, rich in olivine and pyroxene (both known as ferromagnesian minerals), during the plates convergence (O'Hanley and Dyar 1993). The presence of sieve texture, along with the presence of Iddingzitized olivine and antigorite within the serpentinite, signifies some level of alteration of original olivine minerals. This alteration may have resulted from metamorphism caused by high pressure on

the rocks due to compressional tectonic activities when the oceanic plate collided with the Anatolia Plate. The high-pressure metamorphism from the compressional regime strongly deformed the serpentinites.

Platinum-Group Element (PGE) precious metals are known to concentrate mostly in deposits of layered intrusions. These intrusions occur within ultramafic and mafic rocks or in komatiitic greenstone belt deposits, such as nickel sulphide, magnetite and chromitite. The patterns of occurrence of PGEs in these minerals are a function of their distribution in the primary assemblages of magma (Naldrett & Duke 1980; Fischer et al. 1988). PGEs are not only concentrated by magmatic activities. Late-stage hydrothermal activities are also known to be redistribute and concentrate them (Fischer et al. 1988).

Serpentinites are important in the exploration for precious minerals of platinum group and non-precious minerals such as chromium (Cr), Nickel (Ni) and Cobalt (Co) (Halдар 2020).

In some ophiolitic complexes, which are mostly associated with podiform chromitite, PGE have been found to occur in parts per million (ppm) concentrations (Prichard and Brough 2009). Some examples are the ophiolite in Shetland Scotland, Leka in Norway, New Caledonia, etc., as mentioned by several authors (Orberger et al. 1988; Pedersen et al. 1993; Augé et al. 1998; Ohnenstetter et al. 1999; Tarkian et al. 1996). Platinum group minerals (PGM) bearing Pt, Pd and Rh are known to associate in chromite-rich serpentinite and chlorite, while minerals bearing Os, Ir and Ru occur mostly in chromite. The PGM are Laurite sperrylite $PtAs_2$, AuPd alloys, geversite $PtSb_2$, potarite (PdHg), stibiopalladinite Pd_5Sb_2 , Rh antimonides, hongshiite PtCu, hollingworthite (RhAsS), Pt and Pd tellurides, genkinite $(PtPd)_4Sb_3$ and Pt and Pd oxides (Prichard et al. 2008; Prichard and Brough 2009; Halдар 2013).

Samples from the study area did not reveal the presence of any of the PGM using the XRF technique. This could be attributed to concentrations below detection limits. It could not be attributed to a total absence of all the minerals because Pt was detected in the serpentinites. In the ultramafic serpentinites, Pt negatively correlates with Cr (-0.618) as well as As (-0.486) and Cu (-0.486), but correlates positively and strongly to Co (0.701). It averagely correlates to Mn (0.592), Ni (0.457) and weakly to Mg (0.392). Based on the correlation of Pt in the serpentinites, it would be more appropriate to associate the Pt to a Ni-Co mineral as host, due to their positive correlation (Figure 5.1a-h).

The occurrence of Pt in the mafic rock samples (mostly basalts) showed a positive correlation with Cr (0.692), Ni (0.681), Mg (0.477) and Cu (0.229), but correlated insignificantly with Sr (0.131), Co (-0.054) and As (0.063). However, the occurrence of Pt within these rocks was sparse.

The occurrence of Pt and low-grade Cr ore within the serpentinites is a good indication for the presence of Os, Ir and Ru, for which Cr is a pathfinder element. On the other hand, the significance in correlation between Pt and Ni and Cu, may indicate the

possible occurrence of Pd and Rh, which are usually associated with base metals (Prichard and Brough 2009). Unfortunately, we did not analyze for these elements.

For the sampled sedimentary media (claystones, siltstones, soil and stream sediments), the concentration of Pt was below detection limits in most of the samples. However, as mentioned before, due to Pt occurrence in some of the samples, an estimated value of concentration was assigned to the other samples of the same formation. Therefore, the existence of Pt in this media shall not be interpreted. It is important to mention that only basalt samples from the Karadere Formation contained Pt, which is proximal to the Kirkdirek Formation. Samples from the distant Alkircay Formation were void of Pt.

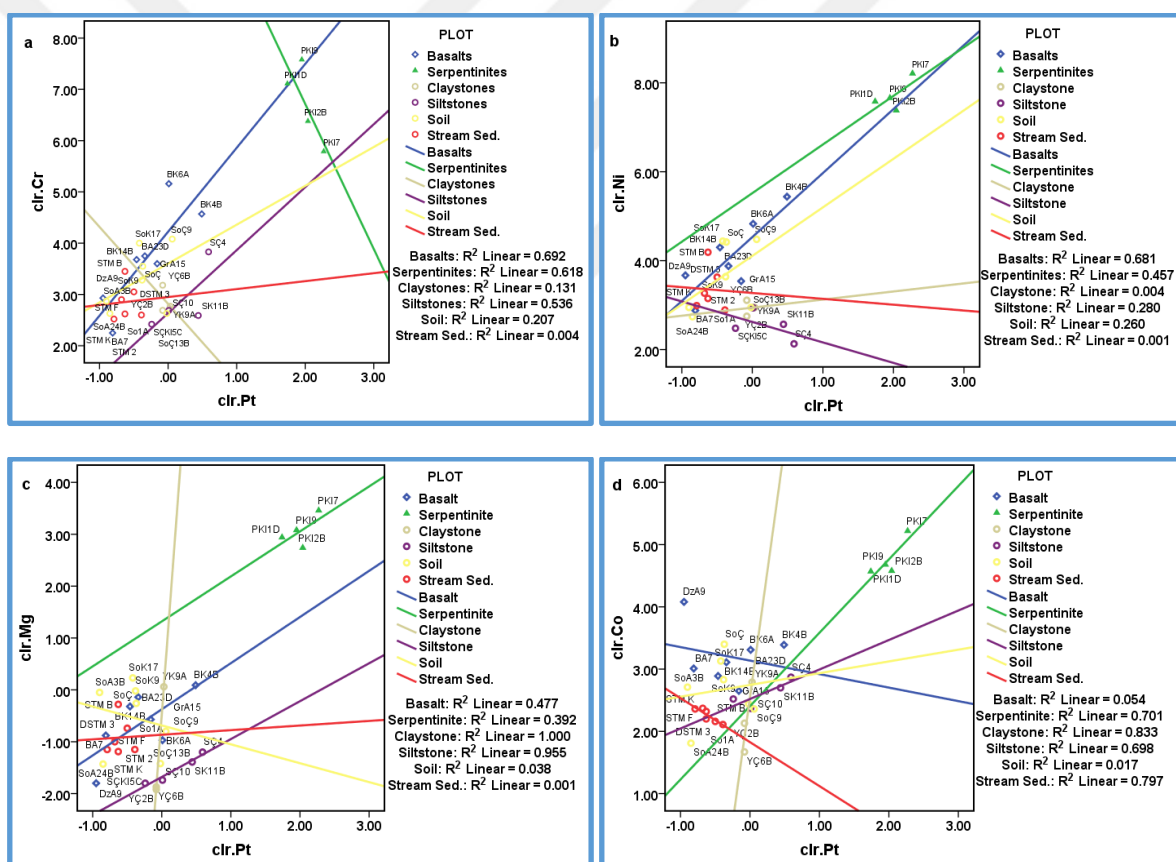


Figure 5.1. Scatter plot illustrations correlation between Pt and it associated pathfinder elements; a) Cr, b) Ni, c) Mg, d) Co, e) As, f) Cu, g) Mn and h) Sr

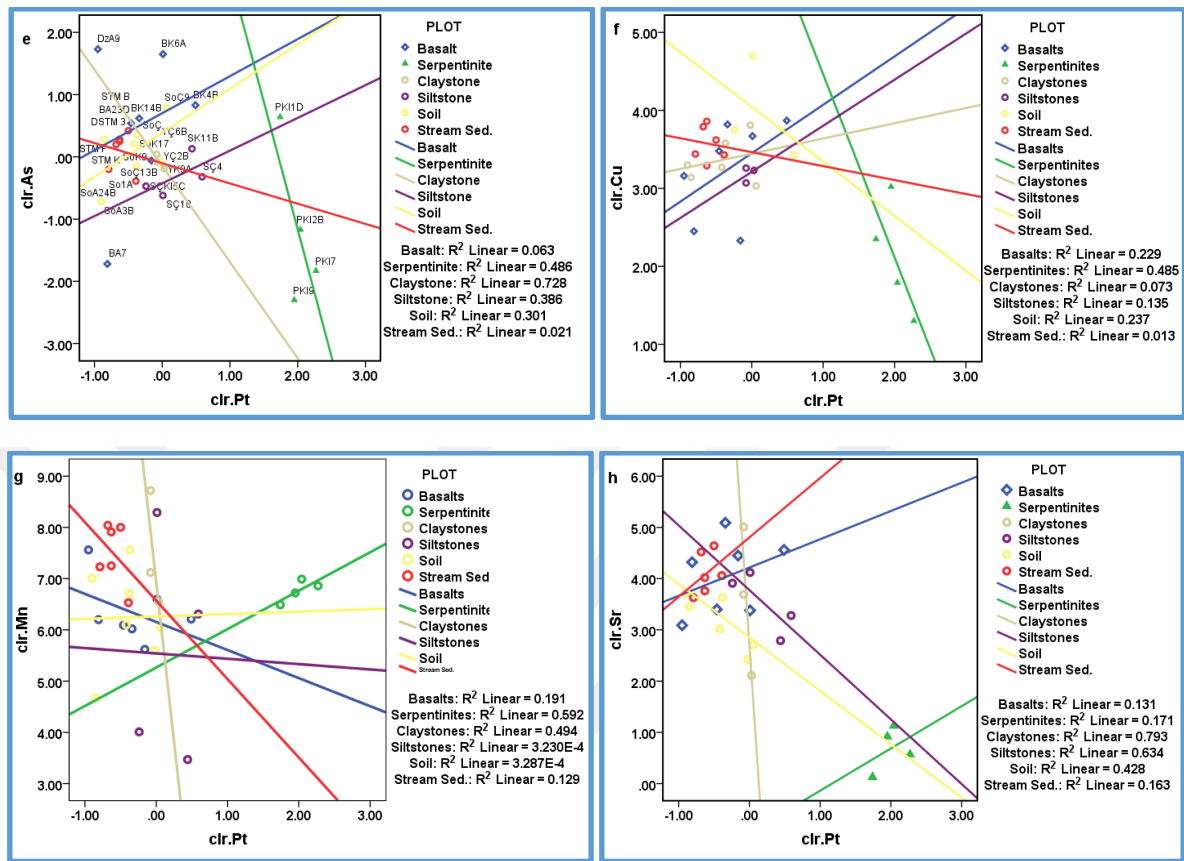


Figure 5.1. Continuation

5.1.2. Au occurrence

The origin of gold has been a debate for decades, leading to the establishment of different theories for its origin.

Gold deposits are formed at the last stage of magma cooling when aqueous solution and vapor containing gold separates from the magma and solidifies with a progressive drop in the magma's temperature (Mahapatra 2018). These usually form as veins, fractures and fissure fillings in rocks. Weathering, erosion and transportation mechanically redistribute and concentrate the gold to form a placer deposit. This concentration process of gold is enabled by its resistance to chemical alteration and high-specific gravity. It is possible that the relatively high concentration of gold in the sedimentary materials may be a result of accumulation due to redistribution during the transportation and deposition of the sediment.

Some common elements that are usually associated with gold include silicates, iron sulphide and telluride. The very low sulphide and telluride content in the samples could be interpreted to mean the gold may be associated to siliceous minerals like quartz (White and

Hedenquist 1995). However, Au poorly correlates with SiO₂ in all the sampled media except in the Claystones. This makes it unlikely for Au to be associated to SiO₂ (Figure 5.2).

There are over 26 recognized gold-bearing minerals. According to Harris (1990) and Vaughan (2004), the most common gold minerals in order of importance and based on the ease of Au recovery are:

- Native Au, where Ag and Au occur in a solid-solution series that is continuous
- Electrum, where Ag and Au occur in hydrothermal (epithermal and mesothermal) deposits but with Ag content occurring in a wide range
- Cuprian Au, where Au occurs in association with Cu
- Auricupride: Au occurrent with Cu-Ni-PGE magmatic ores
- Palladian Au, with Au and Pd occurring in associatio
- Mercurian Au (<16.5 Hg) and Goldamalgam (>16.5 Hg)
- Aurostibite (AuSb₂)
- Gold-containing tellurides minerals: calaverite (AuTe₂), krennerite ((Au, Ag)Te₂), Sylvanite (AuAgTe₄) and petzite (Ag₃AuTe₂)
- Maldonite: an ore of gold-bismuth (Au₂Bi)
- Sulfide and sulpharsenide gold: referred to as submicroscopic or invisible gold,
 - Arsenopyrite (FeAsS): known to contain the highest concentration of trace gold
 - Pyrite (FeS₂) also bearing trace gold in substantially high amounts, correlating proportionately to concentration of arsenic in pyrite
 - Pyrrhotite (Fe_{1-x}S) and marcasite (FeS₂)

These Au minerals were not identified in any of the sampled media. However, Au was identified in the ICP-MS analysis. The nonidentification of gold minerals using XRD method could be attributed to its occurrence in concentrations below detectable limits (Nyamsari and Yalcin 2017).

Gold was identified in all the various sampled media, ranging from 0.3 – 50.6 ppb. The concentration of Au in the basalts and the serpentinites samples were lower than those of the sedimentary media. The siltstones contained the highest Au concentration, followed by the soil and stream sediment samples. The identification of Au in the soil and stream sediments were regular and above the 0.2 ppb detection limits in all their sample types. Though the concentrations of 50.6 ppb (highest concentration) and 5.2 ppb (3rd abundance) occur in the siltstones, the rest of the analyzed siltstone samples did not contain detectable concentrations of Au. Similarly, all the basalt (except for two of them) and the serpentinites revealed Au concentrations above the detection limit. The relatively very high and irregularly occurrent of gold in the siltstones could either be interpreted as accumulation of transported gold far away from the source or overlying it or not too distant from it. However, to arrive at such a conclusion, a substantial number of systematically collected samples will have to be analyzed.

Table 5.1 presents a summary of Figure 5.2 on the relationship between gold and its associated elements in gold deposits. A very strong relationship of Au was observed in the serpentinites with Hg (-), in the claystones with Te (+), bi (+) and S (-), and in the stream sediments with W (-). A strong correlation was observed for Au with As (+) and W (+) in serpentinites, with Fe (-) in siltstones, and with Fe (-) and W (+) in the soil. The increase in Au could have been influenced by an increase in minerals of the associated elements, Te and Bi.

Nickel (+) and Cu (+) showed considerable relationship to gold in the basalt and serpentinites. This may not be attributed to gold being hosted in a Ni-Cu mineral such as gold bearing auricupride; rather, it could be attributed to Cu and Ni substituting for ultramafic minerals like Cr.

Gold showed an average (+) correlational strength to Fe (basalts and stream sediments) and S (stream sediments). Iron showed a stronger influence on the concentration of Au in most (at least four) of the sampled media. Gold concentrations in the stream sediments could be attributed to sulphide mineral association such as pyrite and Pyrrhotite (Fe_{1-x}S). However, these minerals were not identified by XRD analysis, probably due to their very low concentration.

Silica showed a very strong correlation with gold within the claystones. In the other sampled media, there was no significant correlation between SiO_2 and the Au.

The concentration of Ag, Cu, Ni and As are thought to have no association to the concentration of gold. Concentration of Ag, however, did considerably influence the concentration of Te in the siltstones and soil samples.

Table 5.1. Correlational relations between Au and associated elements in ore minerals in the different sampled media

Au Corr. Strength	Basalts	Serpentinites	Claystones	Siltstones	Soil	Stream sediments
Very strong		Hg	Te, Bi, S, Si			W
Strong		As			Fe, W	
Average	Ni, Hg, Te, Fe	Ag, Ni, Te, Bi, Fe, S, W	W			Sb, Fe, S
Weak	Cu, Sb	Cu	Ni, Fe	Ni, Te, Bi, As	Ag, Sb, Te, Bi, As	Ag, Cu, Ni, Bi
Insignificant	Ag, Bi, As, S, Si, W	Sb, Si	Ag, Cu, Hg, Sb, As	Ag, Cu, Hg, Sb, S, Fe, Si, W	Cu, Ni, Hg, S, Si	Hg, Te, As, Si

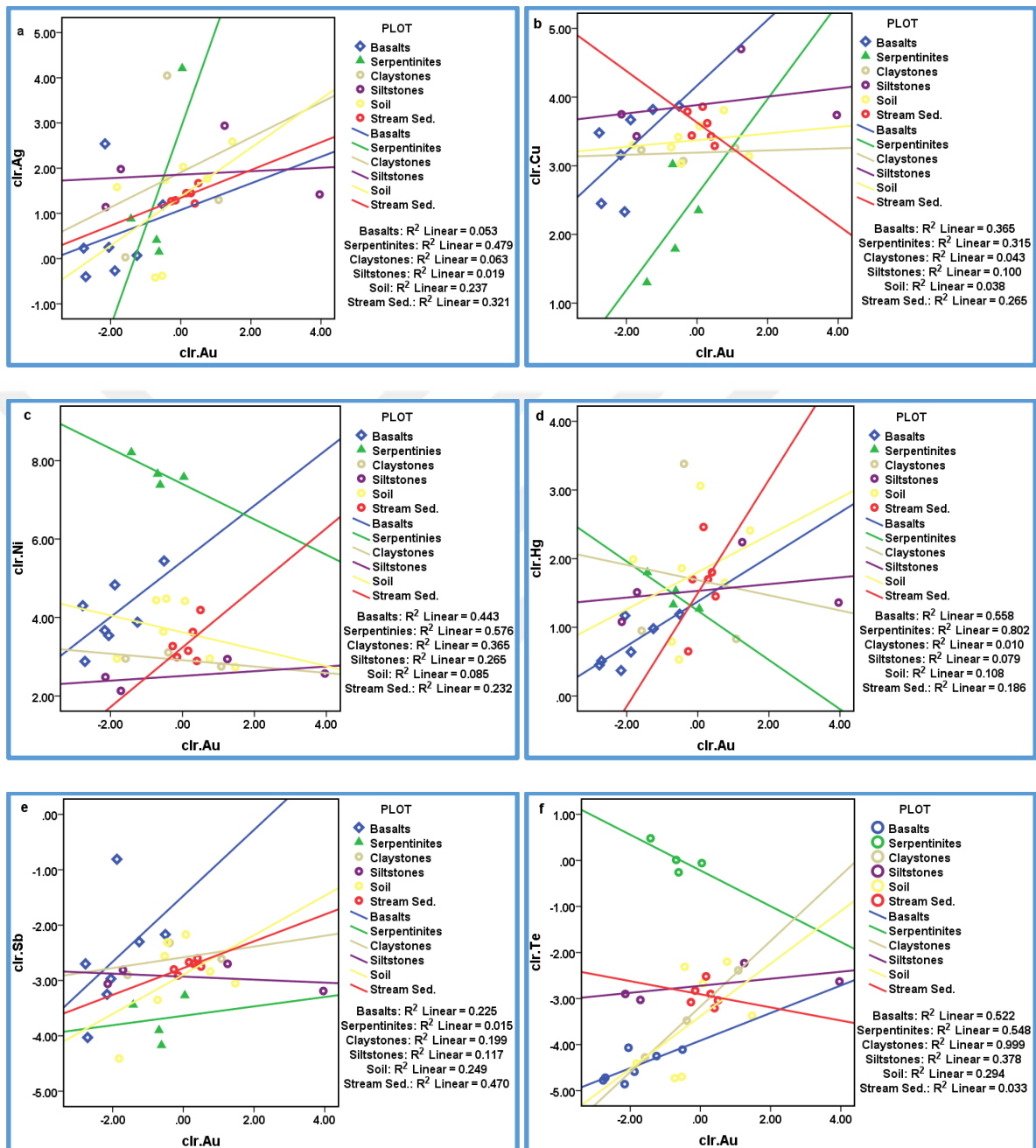


Figure 5.2. Scatter plot illustrations correlation between Au and it associated pathfinder elements

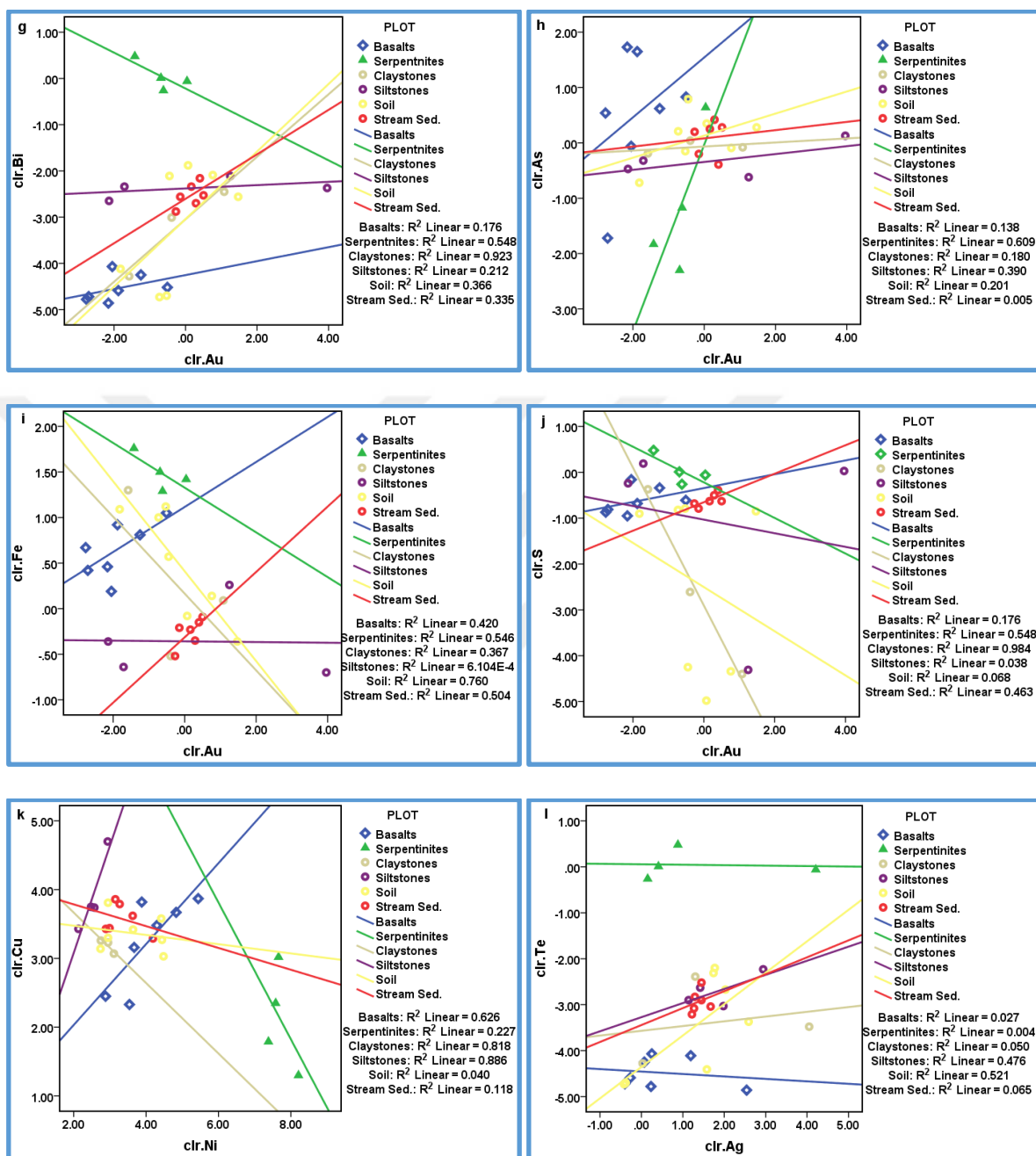


Figure 5.2. Continuation

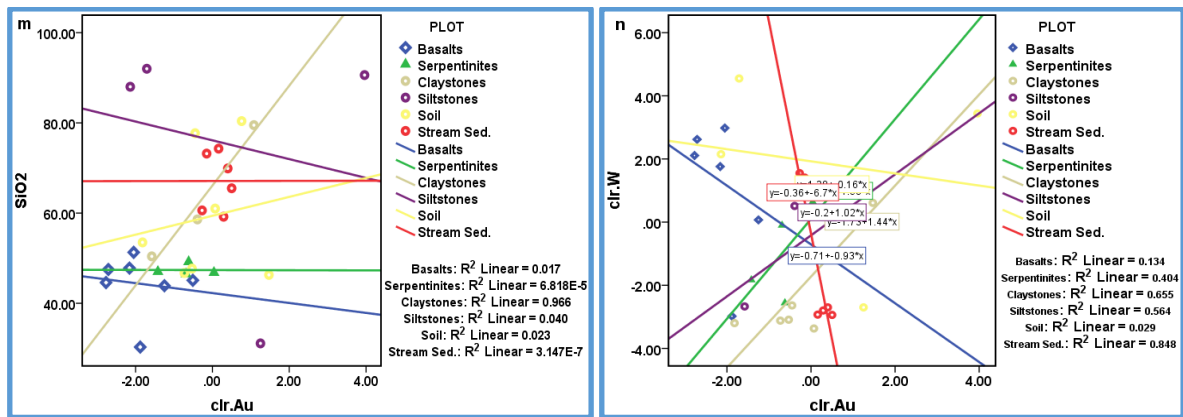


Figure 5.2. Continuation

5.2. Precious Metal Anomalies and Rock Suite Mineralization Potential

5.2.1. Geochemical anomalies

Primary and secondary halos are very important factors to determine during mineral explorations. These are useful indicators of ore deposits. Primary halos are known to occur from lateral or vertical outward dispersion of elements from mineral forming solutions. Primary anomalies usually occur along fractures and unweathered bedrocks. On the other hand, physicochemical changes such as pressure, temperature, magmatic recrystallization and diffusion of elements in gas and weathering and erosion are known to destabilized rock material and influence or initiate redistribution of the minerals or elements in them. The dispersion could occur in a clastic or chemical anomaly pattern, which is important in revealing the sub outcrops of orebodies (Butt et al. 2005; Cohen et al. 2007).

The rate of secondary dispersion, especially at the surface, depends on the type of overburden material on the deposit and the terrain.

If there exists an orebody in the area, it may not be close to the sample locations due to the very slight anomaly concentrations shown by the elements. However, the quantity of samples per media type used in this research does not provide a substantial amount of data that could be utilized to determine the presence of an orebody in the area. In addition, samples were not systematically obtained. On the other hand, there were observations of primary anomalies of precious metals (Au, Re, Pt and Ag), especially within the serpentinites. This could serve as a reason for the need to further investigate the potential of these rock types in the complex as possible host. Secondary halos of the precious metals (Au and Ag) in most of the sedimentary sampled media provide a clue of their existence within the area.

5.2.2. Sr/Y vs SiO₂ discriminant plot

The plot of the ratio of Sr/Y vs SiO₂ was determined by Rohrlach and Loucks (2005) to be a discriminant for mineralized and non-mineralized rock suites. The ratio of these elements from the study area were plotted (Figure 5.3). The samples are observed to show no mineralization potential. The samples mostly plotted within and below the region for non-mineralized rock suite (shaded portion of the graph). This could be interpreted to mean there may be no possible enrichment of elements or their minerals in the area.

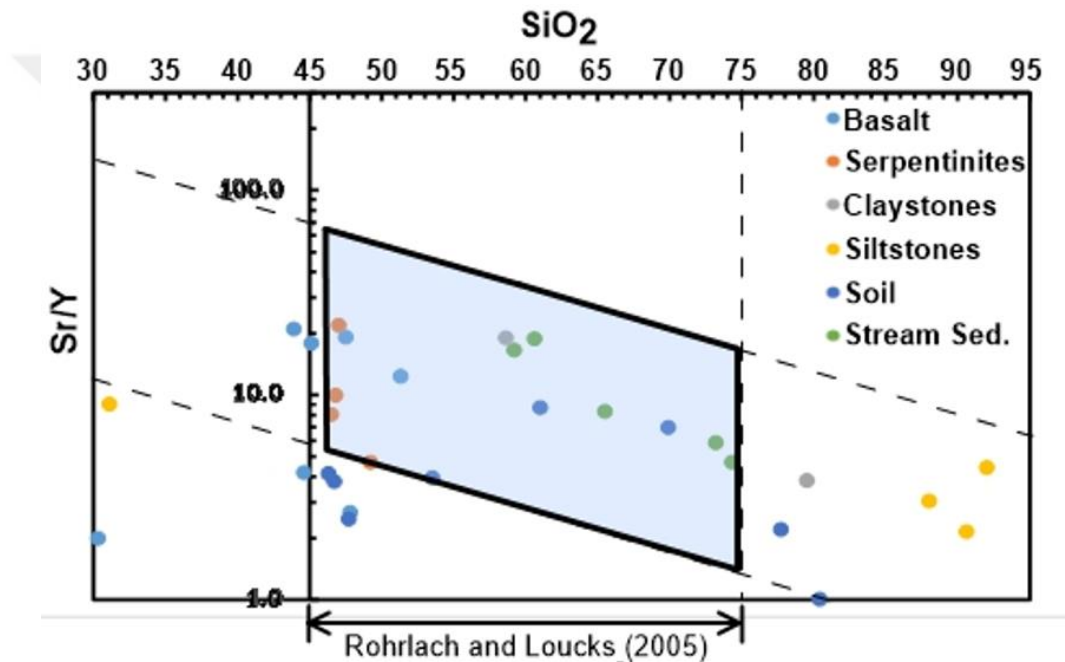


Figure 5.3. Discriminant plot showing Sr/Y versus SiO₂ for Cu-Au ore hosted rocks and barren rock (shaded area) samples (after Rohrlach and Loucks 2005). Shaded zones delineate non mineralization.

5.2.3. Boxplot halo/anomaly discrimination

Boxplot has been used by different authors to graphically evaluate anomalous concentrations of elements within samples (Yalcin et al. 2016a, b; 2019b; Ozge et al. 2020). It provides outlier concentration with respect to the interquartile range of an elements concentration within a group of samples (Wilcox 2017). Outliers of log concentrations of selected elements were present in Figure 5.4. Anomalous concentrations were observed for As in BK6A and DzA9, Au in SK11B, Pt in PKI2B, Ag in YÇ6B, Hg in YÇ6B and SoÇ, Sb in BK6A and SoÇ, and Bi in SoÇ. However, with the limited samples analyzed, these areas need further investigation.

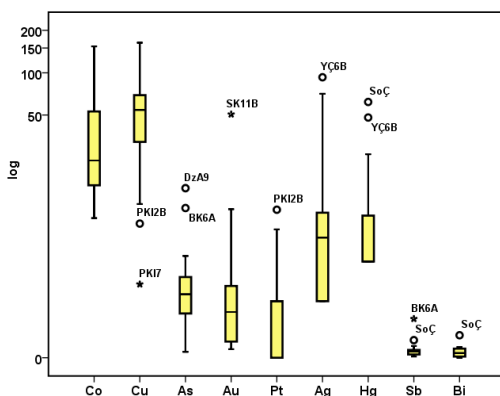


Figure 5.4. Graphic illustration of samples with outlier concentration for selected elements

5.3. Precious Metal Concentration and Implications for Exploration Prospect

Geochemical exploration remains a very tricky task in deciding the possible area of metal deposit occurrence. This could be attributed to the dynamic behavior of metal concentrations at the surface due their activeness and mobility (Xueqiu et al. 1995). The use of high threshold, delineation and anomalies from numerous sample analyses are usually relied upon in order to locate a metal deposit. However, experience from the discovery of some gold deposits has proven that neglected conditions such as relatively lower regional concentrations could be the direction to follow in locating hidden or blind precious metal deposits. The low regional and local anomalous concentration of precious metals that occur in regolith or surficial materials overlying a hidden precious metal deposit are known to sometimes originate from ultrafine precious mineral particles or other complex forms of the metals. Mobility of these metal particulates may cause them to show relatively high anomalous concentrations in surficial materials that are a significant distance away from the ore body in comparison to those close to it. In At, with a detection limit of 0.2 ppb in a regional gold exploration, the region was delineated into two zones of anomalies (2.5 to 10 ppb and 500 – 230 ppb). Surprisingly, further exploration studies revealed the presence of a gold deposit in the delineated low concentration zone of 2.5 – 10 ppb (Xueqiu et al. 1995).

In the study, one important fact was the occurrence of a low concentration anomaly for precious metals (Au and Pt) in some of the analyzed samples at a detection limit of 0.2 ppb for Au and 2 ppb for Pt. The low concentrated halo of these metals could be an indicator of a hidden ore deposit in the region.

Considering the spatial distribution maps (Figure 5.5), it was observed that Pt and Ni show halo concentrations within a similar area of the northeastern block. They were hosted in the serpentinites. Northwest of the Ni-Pt high concentration area, high concentrations of Ag were observed. Copper was observed to be relatively more abundant in the northeast, and Hg to the south, of the Ni-Pt high concentration zone. Gold showed relative enrichment in the southwest area.

Considering the distributions of Zn and Pb and the implications to localizing a mineral deposit according to Moon (2006), which mentions that concentrations of Pb are higher in the overburden close to the ore deposit whereas that of Zn are relatively further away. Lead concentrations were higher in the southeastern region of the study area, compared to Zn that is adjacent to it and in the southwest block. This could signify that the southeastern area may be a potential prospect for mineralization.

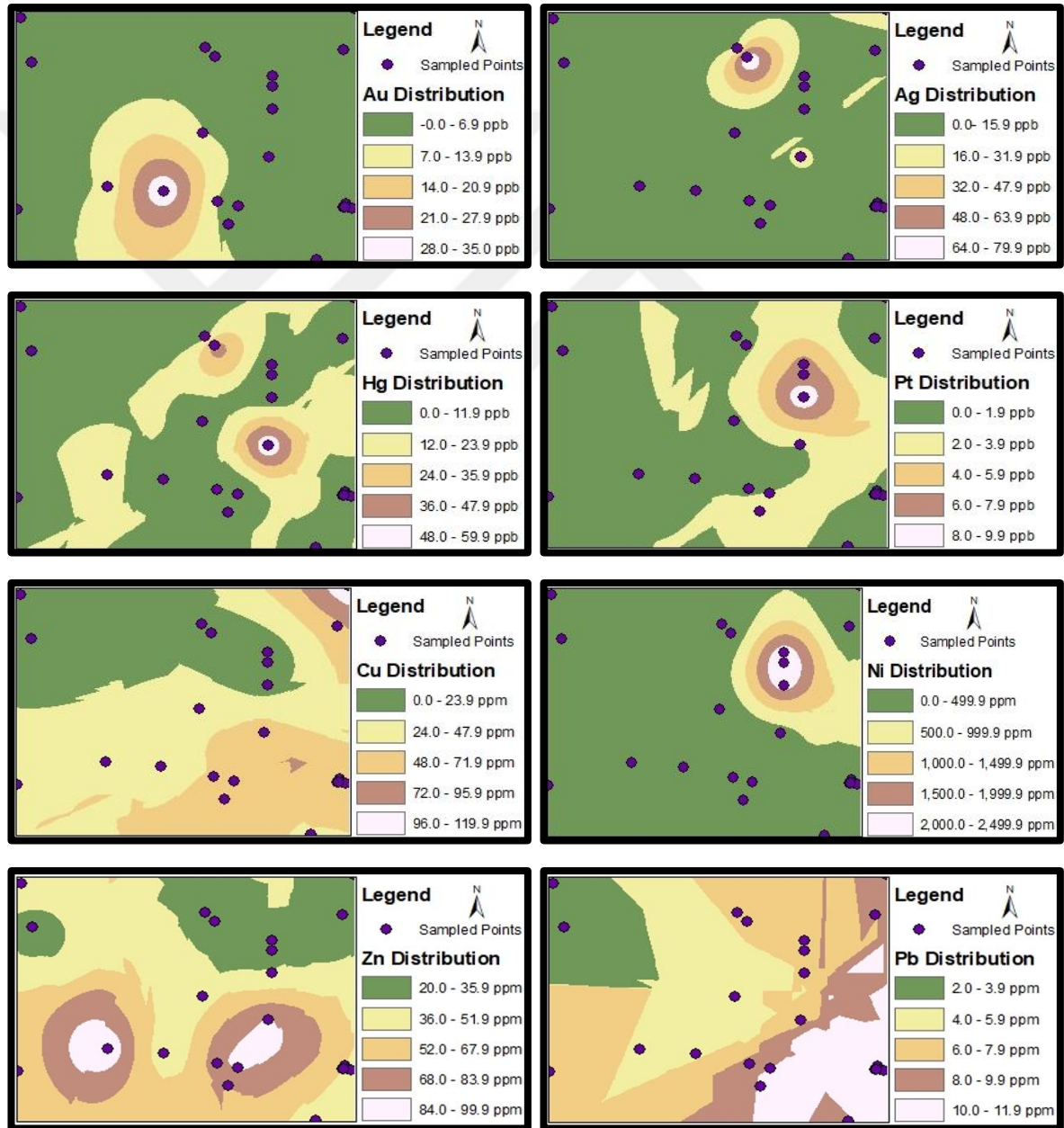


Figure 5.5. Spatial distribution map for Au, Ag, Hg, Pt, Cu and Ni within the Ortaköy Area

5.4. Geochemical Characterization of Samples

5.4.1. Samples chemical content variation and correlation

The similarity in chemical contents of the samples were evaluated by means of CLR plot of Principal Components (PC). The component plot effectively displayed the samples based on their compositional similarities (Gabriel 1971).

The samples were observed to be in three groups of close similarities (Figure 5.6a): The serpentinites were displayed together in a group (Group 1), the basalts together with four sedimentary samples (SoA3B, SoK9, SoK17 and YK9S) were displayed together (Group 2), and the rest of the sedimentary samples were displayed together (Group 3).

The CLR-biplot of the elements was used to analyze their strongest affiliations to the three distinguished groups, their correlation and the level of variability was explained (Figure 5.6b). The length of the vector to the 95% peripheral ellipse line is proportional to the explained variability of the elements (Figure 5.6c). Lengthy vectors indicate that a high percentage of the variability of the elements was explained, and vectors closer to the center signifies that a low percentage of the variability was explained. The CLR-biplot showed that a very low variability of the elements were explained. This may be attributed to the differences in the sampled media types analyzed together. The angles between the vectors of the elements indicate the strength of the correlation between the elements. The smaller the angle, the more strongly the elements positively correlate. (Acute angles signify positive correlation, right angles signify no correlation and obtuse angles signify negative correlation).

Magnesium, Ni, Cr, Co, Hf, Pt, Nb and In were observed to show strong affiliation to the serpentinites indicating they were mostly precipitated in the serpentinite. Titanium, Na, Al, Zr, Li, Ca, Zn and V showed high concentrations in the basalts and soils (Group 2), and Au, Pb, Cu, Ag, Ba, Mn, La and Ce and Y were mostly abundant in the sedimentary materials. This interpretation corroborated with the data.

The three different groups signified different compositions and origin. The sedimentary samples that were in same group with the basalt samples (group 2) were mostly identified to be from the Karadere Formation (except SoA3B), which may be an indication that the weathered basalts may be their provenance. The serpentinites generally resulted from metamorphosed ophiolite, the igneous rocks from a bimodal magma source and most of the sedimentary samples are thought to arise from an intermediate to a felsic source magma.

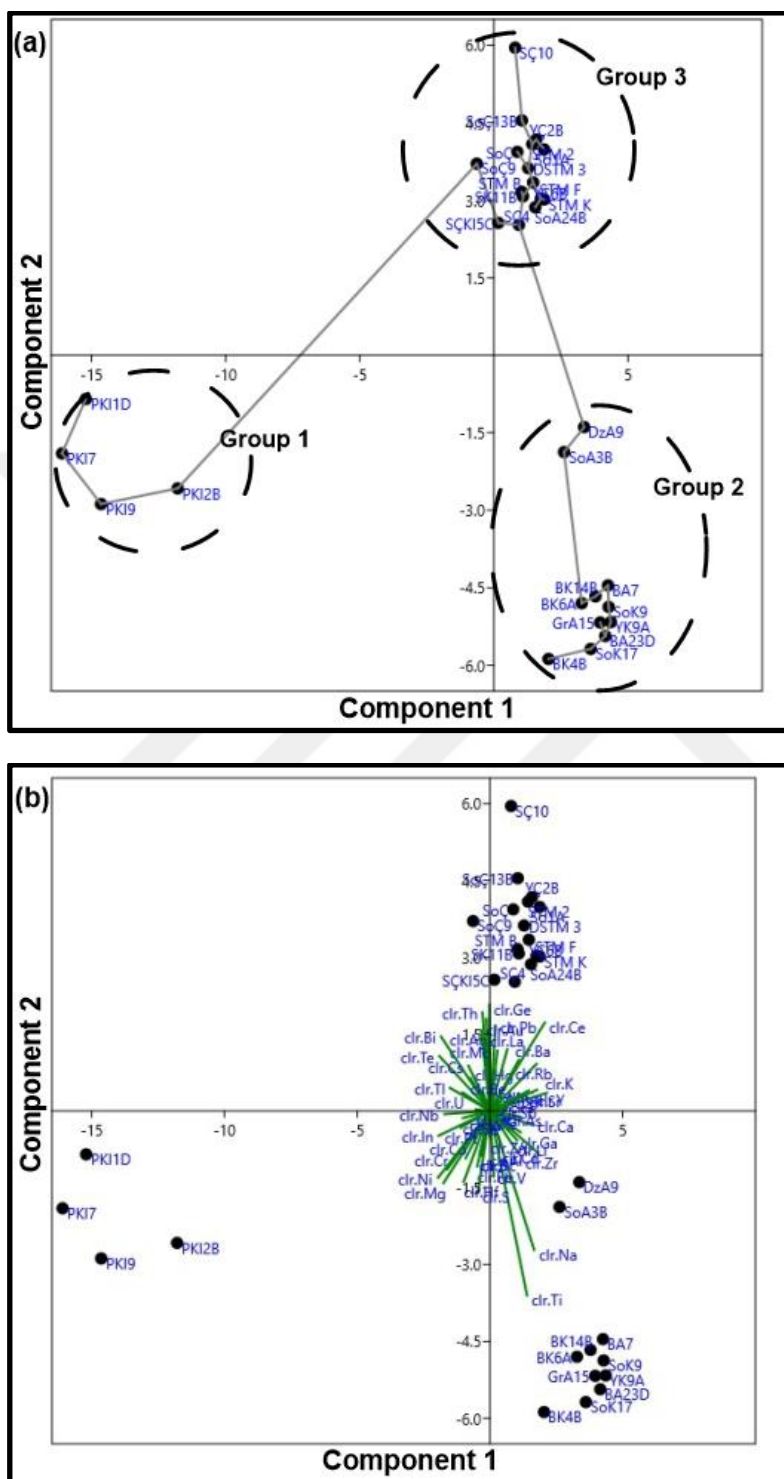


Figure 5.6. Virtual plot of Principal Component 1 and 2: (a) variation and similarities of samples; (b) CLR-biplot of elements showing areas (sample types) with most abundance; (c) virtual plot showing length of vectors to 95% ellipse periphery, a measure of the explained variable

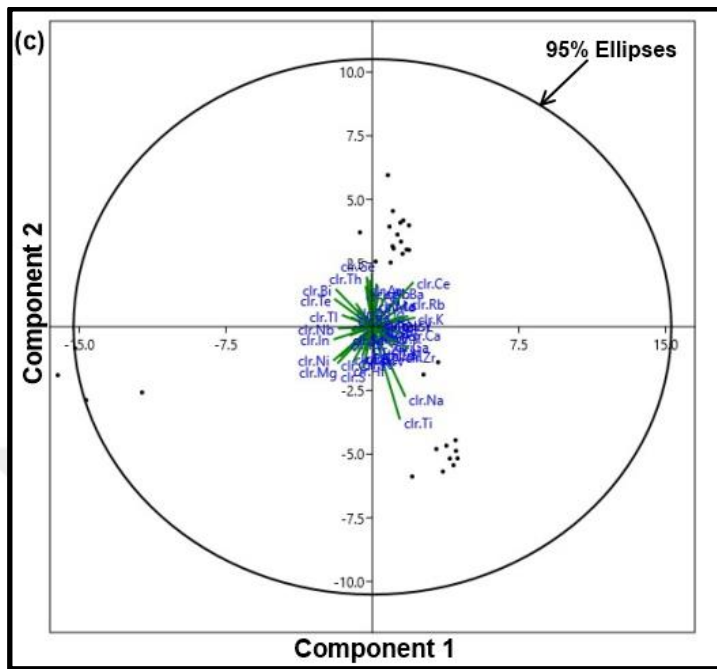


Figure 5.6. Continuation

5.4.2. Fractionation trend

Before analyzing the fractionation trend with the available data, it is important to recall that a definite conclusion cannot be reached for this analysis given the limited number of samples analyzed. The analysis was done, rather, to show the process.

The Harker Diagram (Figure 5.7) was used to study the variation of major element concentration trends with SiO_2 in the samples in order to determine the magmatic evolution or fractionation trend (Harker 1909; Bowen 1928). A uniform variation in gradient was interpreted to indicate fractionation, and a scattered variation was unpredictable.

The plots showed that the concentration of the major elements does not increase correspondingly with silica within the different sampled categories.

The basalt showed that at a given concentration of Silica, there were increases in Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 and Na_2O . This could be interpreted as depletion of SiO_2 from the solution in the course of the magmatic evolution. Whereas when SiO_2 increases, MgO , CaO and K_2O concentrations remained almost constant. This signifies early assimilation of the elements into the solution by fractionation compared to SiO_2 .

Within the serpentinites, no significant variations were observed between SiO_2 and the other elements. This could be interpreted as no magmatic evolution, or that fractionation occurred during the formation of the rocks.

The sedimentary samples were not evaluated for magmatic evolution because they had been subjected to chemical alteration. They do not present the complete composition of their provenance. However, the lack of a clear and corresponding gradient may reflect alteration due to chemical weathering and, to a lesser extent, poor evolution of the source rock magma.

In general, based on the available samples, it could be said that the lava or magma that formed the volcanic rocks experience very little fractionation activities.

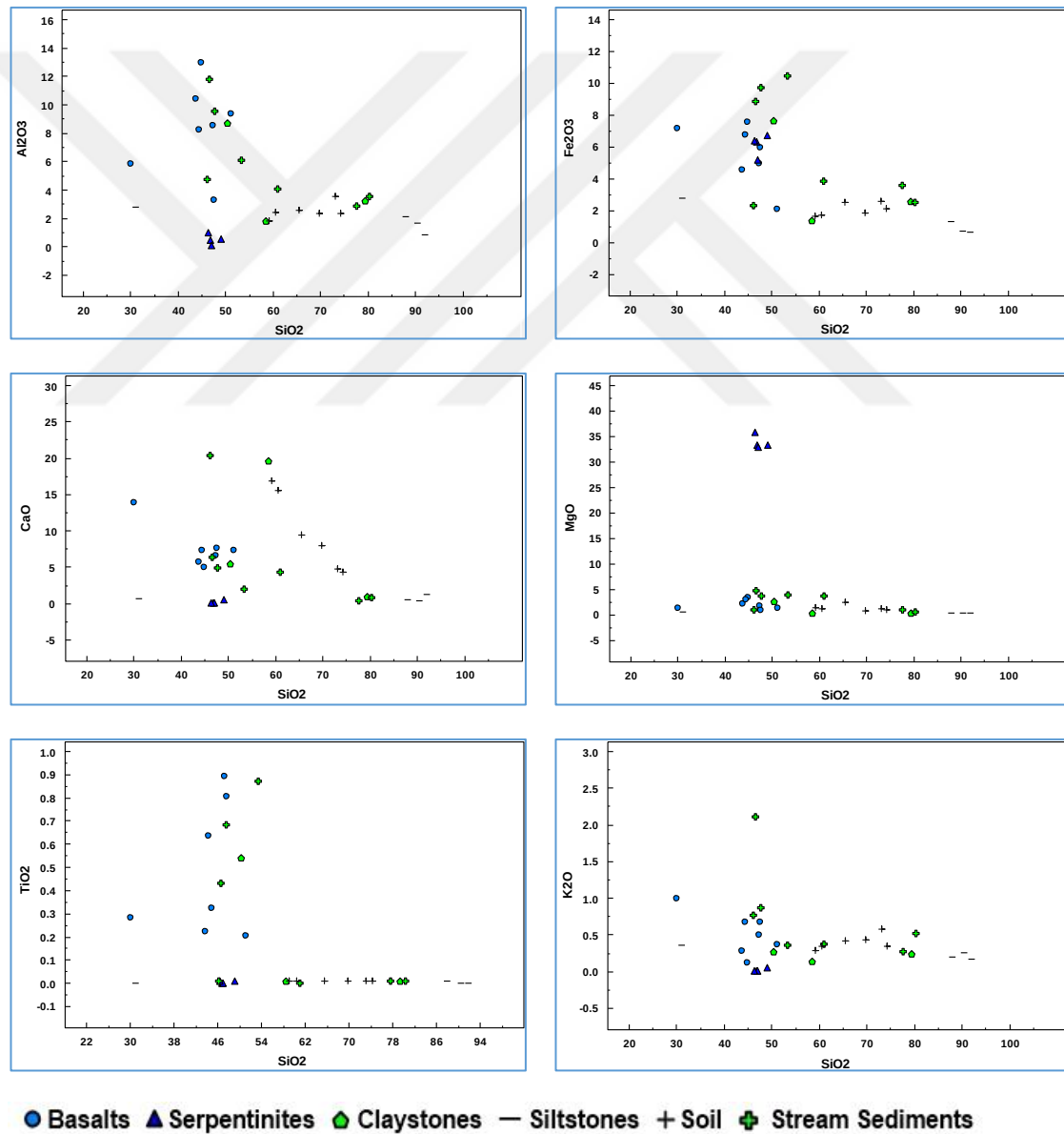


Figure 5.7. Harker Plot illustrating fractionation trend of major elements

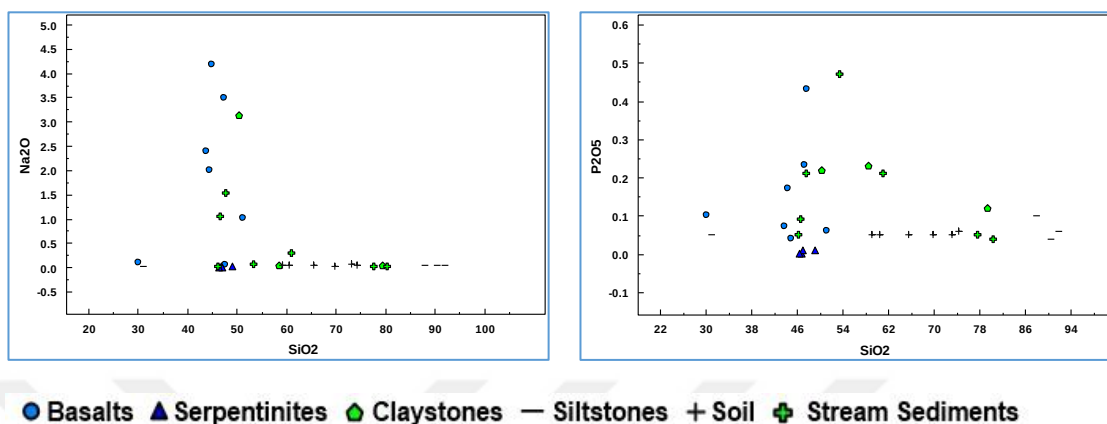


Figure 5.7. Continuation

5.4.3. Chemical variations

Chemical variations of ultramafic source materials were evaluated using trace element geochemical proxies such as Ni and Cr. The Samples showed no ophiolitic trend with a strong correlation between Ni and Cr, except within the serpentinites (**Figure 5.8**). The ultramafic rocks content shows a clear distinction from the basalts and sedimentary rock materials.

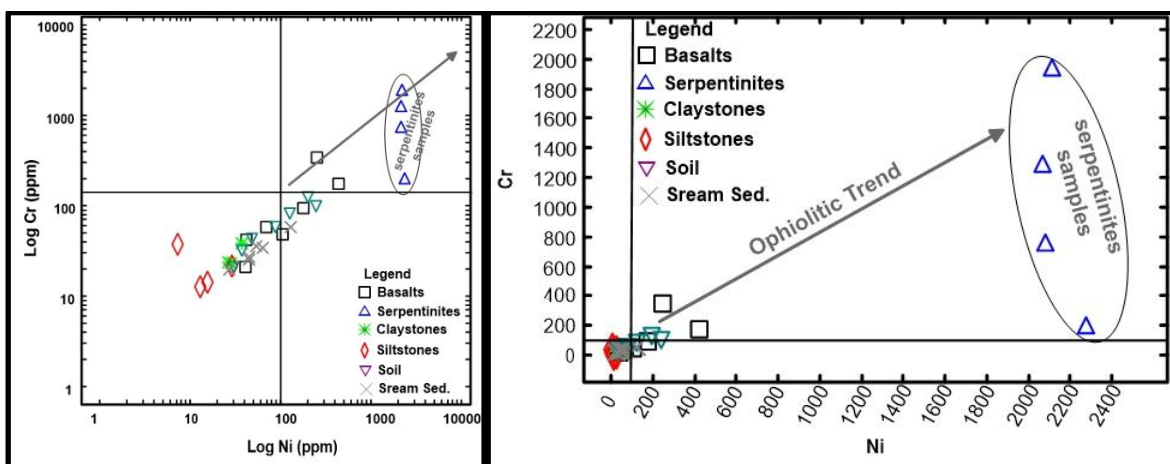


Figure 5.8. Bivariate plots of log Ni vs log Cr showing a correlation, and Ni vs Cr showing an ophiolitic trend of samples

The chemical content of the basalts showed a considerable variation. The soil, claystones, stream sediments and siltstones showed very slight variations in their chemical content. The serpentinites plotted out of scale using the same evaluative parameter (Figure 5.9). This disparity in compositional variation of the basalt may be due to a variation in the distribution of minerals in the magma assemblages that formed the rocks.

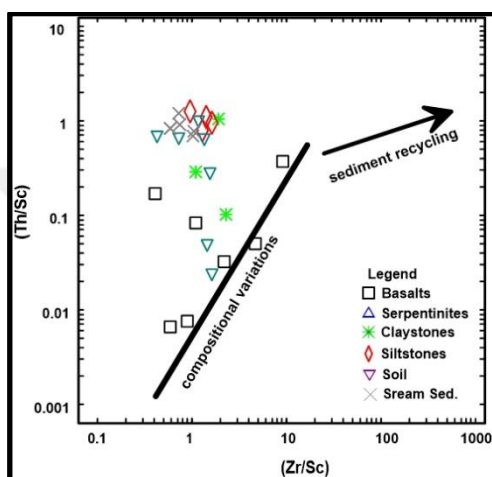


Figure 5.9. Zr/Sc against Th/Sc discriminant plot illustrating a possible variation in chemical content and recycling of sediments (after McLennan et al. 1993)

5.4.4. Characterization of trace element mobility

The serpentinites and the spilitic basalts are rocks that have undergone some level (mostly low-grade) of alteration due to hydrothermal metamorphic activities. These usually cause surface mobilization of incompatible elements, both LILE and HFSE (Staudigel et al. 1996). To elucidate this, the presence of hydrous minerals are a good indication of some level of hydrothermal alteration. In order to examine the petrogenesis, elements with little or no mobility under lowgrade metamorphic and weathering conditions are important indicators. These include Ti and P for the major elements, Zr, Hf, Nb and Ta for HFSE, and Th for the LILE (Kerrick et al. 1998; Nyamsari and Yalcin 2017).

In this study, to investigate the nature of the lowgrade metamorphic activity, the indicator elements were used and plotted against Zr as the stable index or reference for fractionation (Figure 10).

Within the serpentinites and the basalts, Nb Hf and Ti, which are immobile, showed a consistent trend with Zr. Titanium showed three different trends. The LIL elements, CaO, La, Rb, U and K₂O were all inconsistent against Zr, indicating some level of mobility caused by possible hydrothermal alteration or partial melting. The perfect relationship between the

Hf and Zr indicated enrichment due to fractionation in the volcanic rocks, and indicated weathering as reflected in the sedimentary media. The relationship of immobile Nb and Zr showed that the rock materials were generally poor in Nb.

It could be interpreted that there was alteration of the rock chemical composition due to mobilization of elements caused by hydrothermal actions on the volcanic rocks caused by weathering action that formed the sedimentary materials.

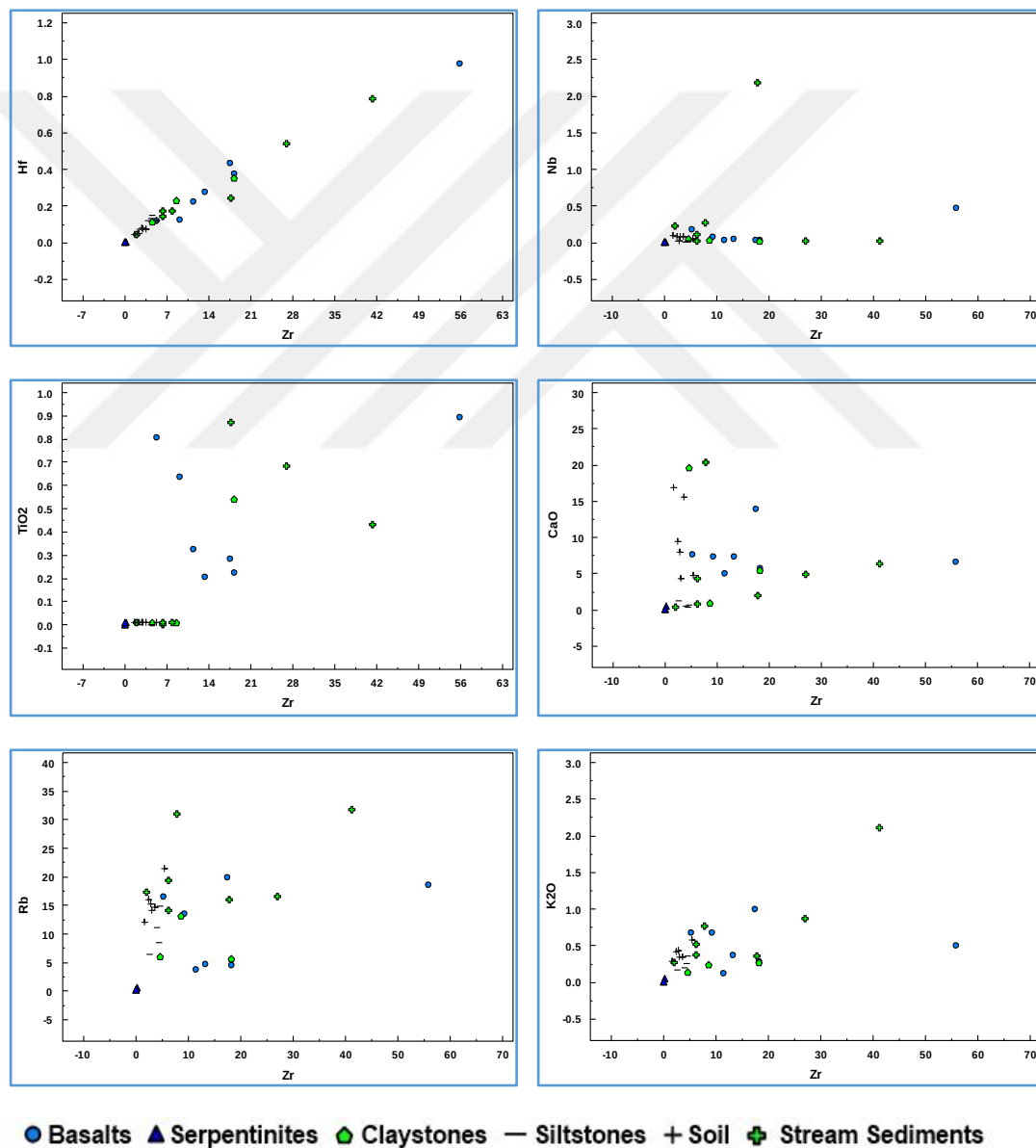


Figure 5.10. Susceptibility of the relatively immobile and the mobile elements with respect to Zr during hydrothermal alteration and weathering

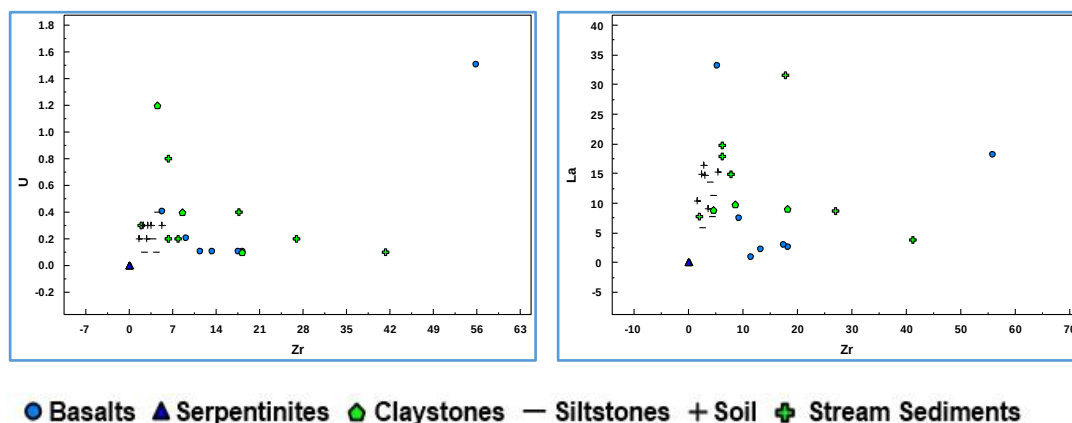


Figure 5.10. Continuation

5.5. Associated Volcanic Series

The parameter can be difficult to determine in some areas of the complex due to the colluvial mélange of the rock types. It could be used to classify the type of rock (mainly igneous), and to predict the possible sources of the rock and sedimentary media.

The AFM model (Figure 5.11a) (after Irvine and Baragar 1971), and the Co-Th discriminative plots (Figure 5.11b) (after Hastie et al. 2007) were used to determine the volcanic sub-alkalic series of the samples (particularly the igneous samples) using their alkali content. The AFM model distinguished the rock into potassium poor rock (tholeiite) or an alumina rich series (calc-alkaline). The Co-Th model is suitable for weathered, hydrothermally-altered and/or metamorphosed volcanic arc basaltic rocks, such as the spilitic basalts in the area. It gives a more detailed classification of rocks into three volcanic series (tholeiite, calc-alkaline and high-K calc-alkaline and shoshonite), and two of the rock series (Basaltic-andesite/andesite and dacite/rhyolite group) as shown in Figure 5.11a and b. Neither the AFM nor the Co-Th classification schemes are designed for sedimentary rocks. The purpose of applying them to the sedimentary samples in this study was to find out their usefulness in deducing the possible volcanic source affiliation.

The AFM classification scheme shown in the samples were of the tholeiitic and calc-alkaline series. Five of the seven basalt samples, together with one sample each of siltstone, claystone and soil, were observed to be calc-alkaline. The rest of the samples were classified as tholeiite.

The Co-Th plot classifies two of the volcanic rocks as tholeiite, two as calc-alkaline, one as basaltic-andesite to andesite (BA/A) composition, and one as dacite/rhyolite (D/R) rock type. Three of the soil samples showed association calc-alkaline basalts and two related to calc-alkaline BA/A. All the siltstone, stream sediments and claystones samples showed BA/A calc-alkaline series affiliation, while a claystone sample was DR calc-alkaline related.

The AFM and the Co-Th diagrams both showed differences in the classification of the basalt and the sedimentary samples. From the AFM system, almost all the sedimentary samples are observed to plot as a tholeiitic series, whereas most of the basalts (5/7) are observed to plot as calc-alkaline series. These distributions could be attributed to the relatively high content of Fe_2O_3 to the MgO and total alkali content in the sedimentary samples and to the relatively high MgO and total alkali content in the basalts to its Fe_2O_3 content. The low MgO and alkali content in the sedimentary samples were due to their instability and susceptibility to weathering and erosion (Yalcin et al. 2019a; 2021; Nyamsari et al. 2017; 2020), while the relatively high Fe_2O_3 concentrations were because they were relatively more stable compared to MgO and the alkalis.

On the other hand, using the relatively stable and less immobile Co and Th elements (Hastie et al. 2007), all the sedimentary samples were classified within the calc-alkaline series as basalt and basaltic andesite source related. Most of the basalts (4/6) on this diagram plotted in the tholeiitic series as two basalt, one andesite and one dacite/rhyolite, while 2/6 of them were classified as calc-alkaline basalts.

It is believed the Co-Th diagram gave a good and detail classification for both the igneous and sedimentary samples. This is because the concentration of the more stable and less mobile Co-Th within the basalt provided a true reflection fractionation and evolution of magma from a mafic to a felsic composition, and within the sedimentary samples they present a close to true reflection of the source rock composition.

However, from the AFM and the Co-Th diagrams it could said that the igneous samples were a mixture of tholeiitic and calc-alkaline series types, resulting from the continental and oceanic crust around the volcanic arc region. The sedimentary samples are calc-alkaline source affiliated.

Note: the ultramafic serpentinite samples plotted out the scale of these diagrams and so were not considered.

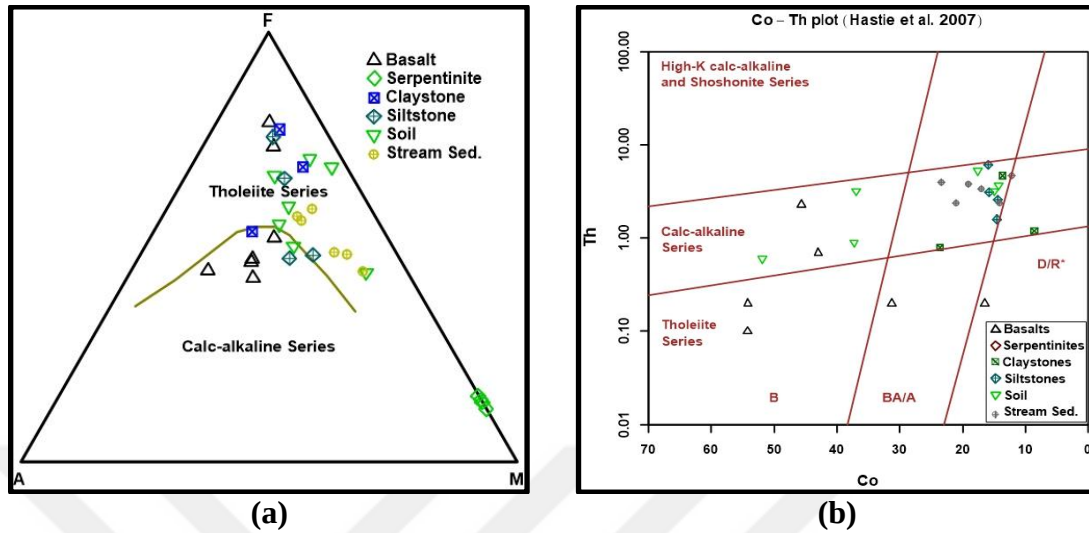


Figure 5.11. a) Geochemical characterization of the analyzed samples using the AFM ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, Fe_2O_3 and MgO respectively) content (after Irvine and Baragar 1971), and **b)** the Co-Th plot (after Hastie et al. 2007). B = Basalt, BA = Basaltic Andesite, A = Andesite, D = Dacite and R = Rhyolite

5.6. Parent Rock or Provenance and Paleoweathering Conditions

The effect and nature of provenance or protolith for sediments and/or sedimentary rocks are usually reflected in the sedimentary material by the stable trace metal signature. This makes it possible for the source(s) of the sedimentary material to be identified by means of their chemical and mineralogical content (Nagarajan et al. 2017). The major and trace elements content could also be used to understand paleo-weathering, sediment recycling during tectonic development of the basin, and the hydraulic sorting of the sediments (Cullers 1995; Armstrong-Altrin 2015; Nagarajan et al. 2017). These stable elements include Be, Cr, Ga, Ni, Sc, Y and Zr (Hofer et al. 2013; Nyamsari and Yalcin 2017).

The serpentinites and siltstones did not plot on the provenance identification diagram (Figure 5.12a) using total Alkalies-Silica (TAS) plot after LeBas et al. (1986). Claystones show possible origins of basalt and andesite. The soil showed a mixture of parent materials of basalt, basaltic andesite and andesite, with basalt being dominant. The stream sediments reflected dacite origin.

Considering the La/Sc against Co/Th discriminant plot (Figure 5.12b) to identify provenance rock (Condie 1993), the serpentinites plotted out of scale, siltstones and stream sediments showed chemical properties more similar to andesite and less similar to felsic volcanic rocks. The chemical property of the claystone and soil samples varied in similarity from basalt, andesite and, to a lesser extent, felsic volcanic rocks.

Considering the Zr/TiO_2 vs. SiO_2 rock classification scheme (Figure 5.12c), most of the soil samples were of similar composition to basalts and andesites, while the stream sediments were related to dacite and rhyolite composition (Winchester and Floyd 1977).

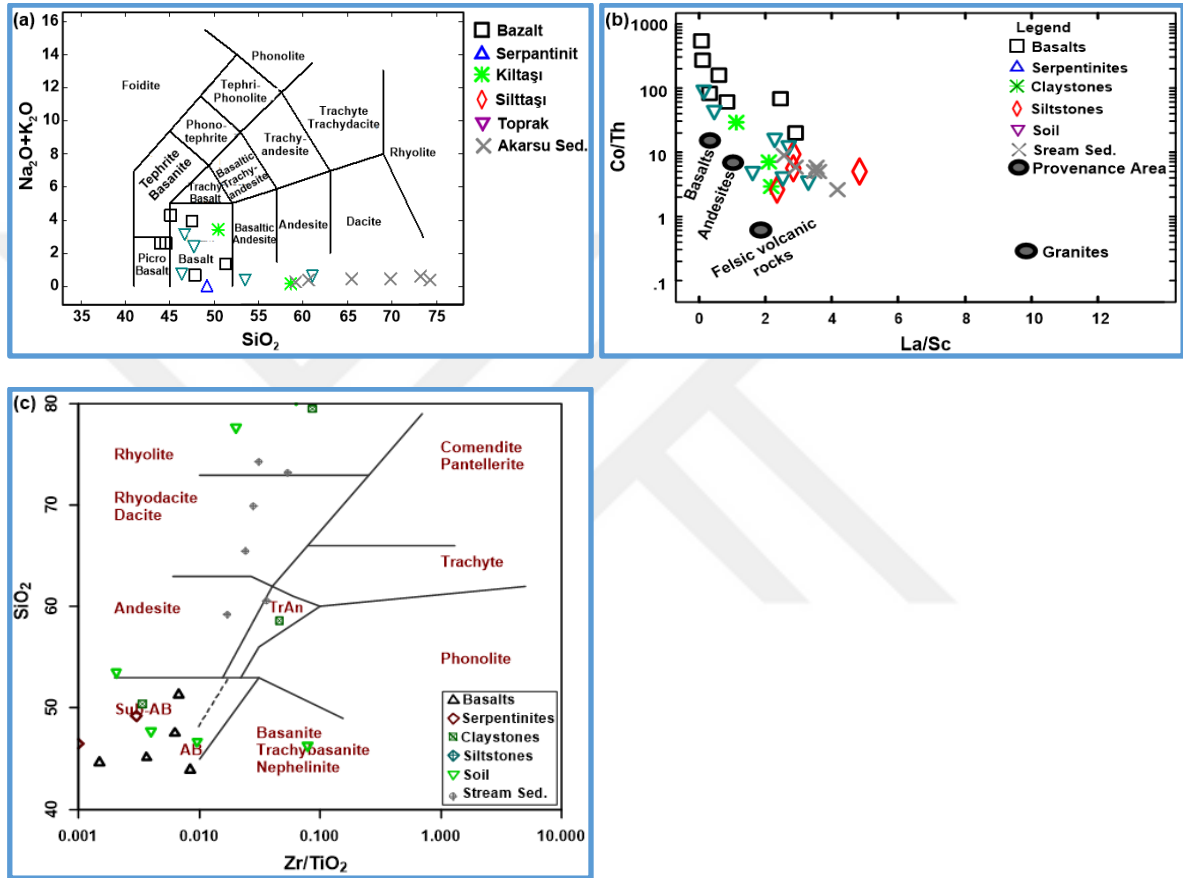


Figure 5.12. a) Binary discriminant plot of chemical properties to identify provenance area of samples using SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (after LeBas et al. 1986); b) La/Sc vs. Co/Th (after Condie 1993); and c) Zr/TiO_2 vs. SiO_2 (after Winchester and Floyd 1977)

5.7. Tectonic Association

Ternary maps such as La-Th-Sc (Bhatia and Crook 1986) and $\text{MgO}-\text{FeO}^t-\text{Al}_2\text{O}_3$ (Pearce et al. 1977) schematic models were used to discriminate possible geotectonic provenance of the samples (Figure 5.13a). On the La-Th-Sc plot, the siltstones, stream sediments and some soil samples were observed to be continental island arc source related. Some of the basalt samples were ocean island arc related (BK14B, BA23D and GrA15), two of them showed close relation to continental island arc origin (BA7 and DzA9), while two were unclassified (BK4B and BK6A), plotting away from the ocean island arc provenance.

Considering the $\text{MgO-FeOt-Al}_2\text{O}_3$ plot (Figure 5.13b), most of the samples were observed to be related to the continental, spreading Center Island and orogenic provenance. Three basalt samples plotted as continental (BK6A, BK14B and DzA9), two as orogenic (BK4B, BA23D and GrA15) and one as spreading center island basalt (BA7). A couple of the sedimentary samples were related to the Ocean Island (one soil and one stream sediment samples) and the Ocean ridge/floor (one soil, three stream sediment and a siltstone samples).

The composition of the basalts varied from the Alakircay Formation to the Karadere Formations. This could be attributed to a variation in the chemical content of the magma that formed the basalts. Though it is inappropriate to make a conclusion due to the limited number of samples used in this study, it could be said that the basalts from the two different formation are a mix from three sources: continental- and oceanic-arc, and inter-plate (subduction) origin, produced during the compressional regime. Alakircay basalts were more continental island arc related while the Karadere basalts were more ocean island arc related. The soil samples also showed similar characteristics, which is an indication that the basalts may be their provenance.

To assert the tectonic source of the rocks, the $\text{La}/10\text{-Y}/15\text{-Nb}/8$ ternary discriminative system (Figure 5.13c) was used (Cabanis and Lecolle 1989). The samples were all observed to be of a compressive orogenic domain of an island or active margin. The discriminative plot also showed that the samples varied from calc-alkaline to tholeiitic composition, and were unrelated to any of the mid-ocean ridge basalt types. The arc origin of the basalts could also be affirmed by studies using of beach sand tectonic evaluation of the area, which showed that the sediments are affiliated with a tectonic arc environment, certainly the Aegean (Hellenic) Arc and the Cyprean Arc (Yalcin et al. (2021).

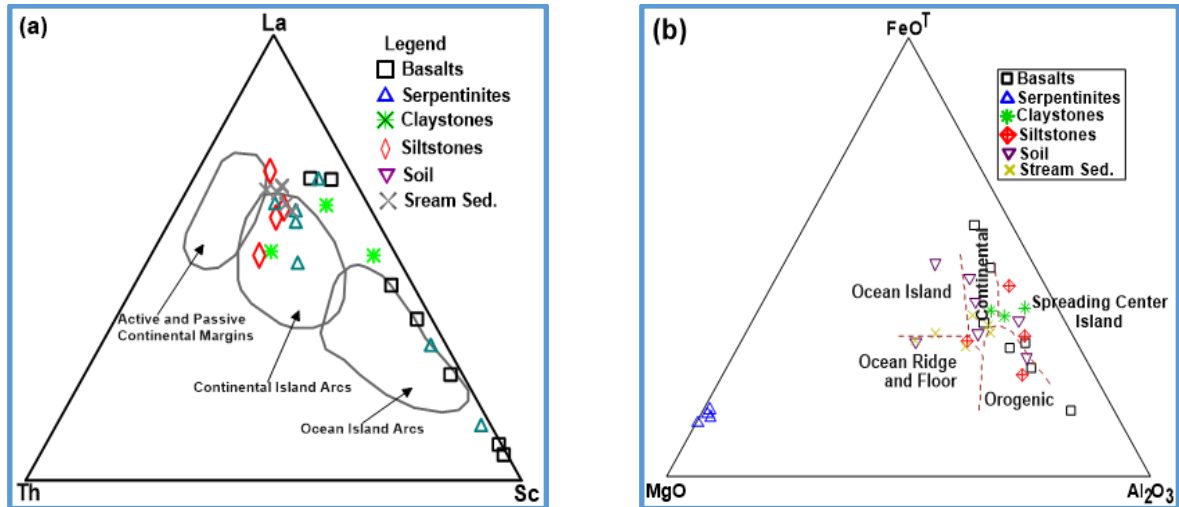


Figure 5.13. Ternary maps distinguishing possible tectonic settings sources area of samples; **a)** La-Th-Sc (after Bhatia and Crook 1986); **b)** $\text{MgO-FeOt-Al}_2\text{O}_3$ (after Pearce et al. 1977); and **c)** $\text{La}/10\text{-Y}/15\text{-Nb}/8$ (after Cabanis and Lecolle 1989)

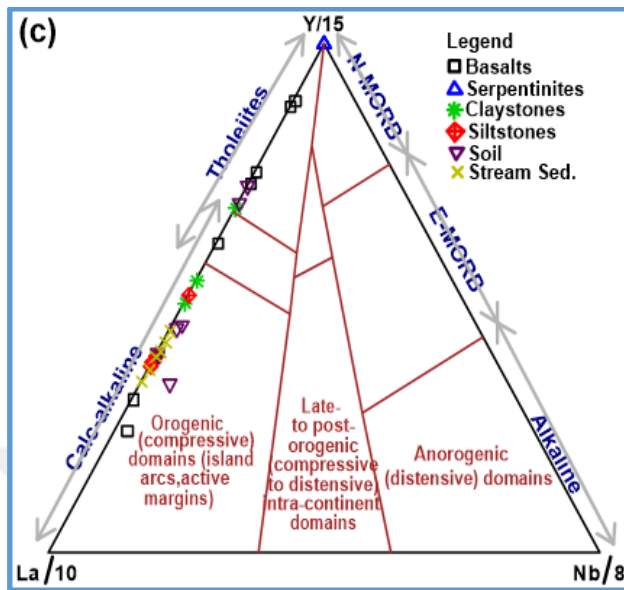


Figure 5.13. Continuation

5.8. Multi-element Normalization

Multi-element normalizations were done for the basalts and serpentinite rocks. In this study, three normalization standards were used. Usually, chondrite normalization and one other standard normalization type is sufficient to represent most of the igneous rocks (Rock 1988). The samples were normalized using reference values of Primitive Mantles (McDonough and Sun 1985), Chondrite (Thompson 1982) and Average Crust (Weaver and Tarney 1984), which are the most popularly used. These diagrams are important in evaluating mantle melting, fractional crystallization, and crustal contamination of rock suites.

When normalized to primitive mantle, the basalts showed enrichment for all the spectrum except for Nb in all the samples and Zr in sample DzA9 (Figure 5.14a). The serpentinites showed depletion across the spectrum except for Pb, which was relatively enriched (Figure 5.14b). Niobium, Cs, Th, U and La were not identified in the serpentinites but were identified in the basalts.

The depletion in the basalts could generally be attributed either to tectonic plate setting (Sun and McDonough 1989) or hydrothermal alteration (Chaffey et al. 1989). However, considering the relative enrichment of mobile elements such as Rb, U, Pb and Sr, the depletion of Nb could be attributed to its low concentrations or its absence in the parent lava. The slightly higher enrichment of the mobile elements to the immobile Zr and Ti could have resulted from crustal contamination or partial melting.

Chondrite normalization of the basalts and serpentinites show a similar pattern to that of primitive mantle normalization (Figure 5.15a, b).

Considering normalization against average crust concentrations, all the elements in the basalts and serpentinites showed depletion, except within a few samples (Figure 5.16a, b). In the basalts, Ba, Th, Nb, Hf and Zr showed notable depletion. Most of the normalized elements were relatively enriched for the mantle compared to the crust. This could be interpreted as the source of the magma was unrelated to the crust. Secondly, it could be said that the relative enrichment in the samples of the primitive mantle and the chondrite could have resulted from crustal contamination.

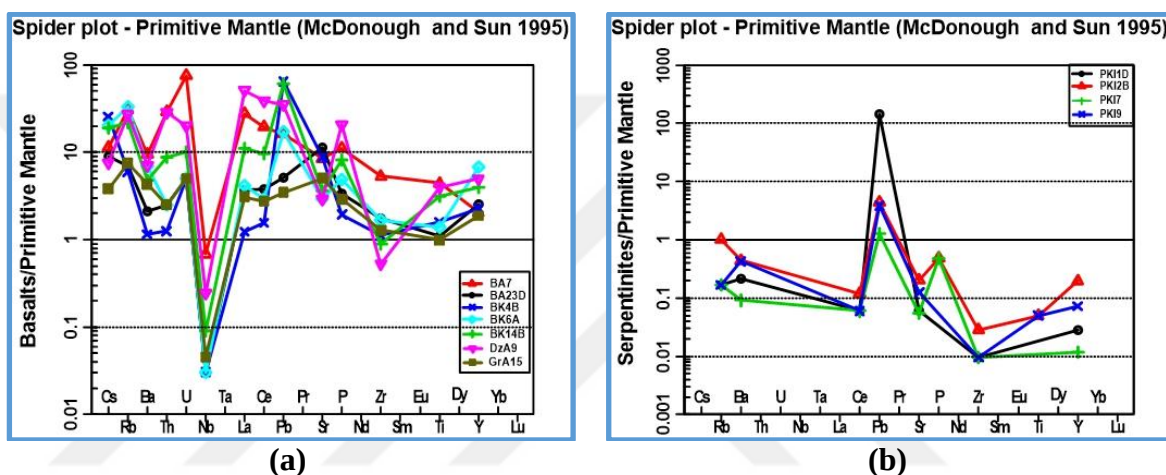


Figure 5.14. Normalization of element concentration in **a)** basalts; and **b)** serpentinites, to Primitive Mantle concentrations (after, McDonough and Sun 1985)

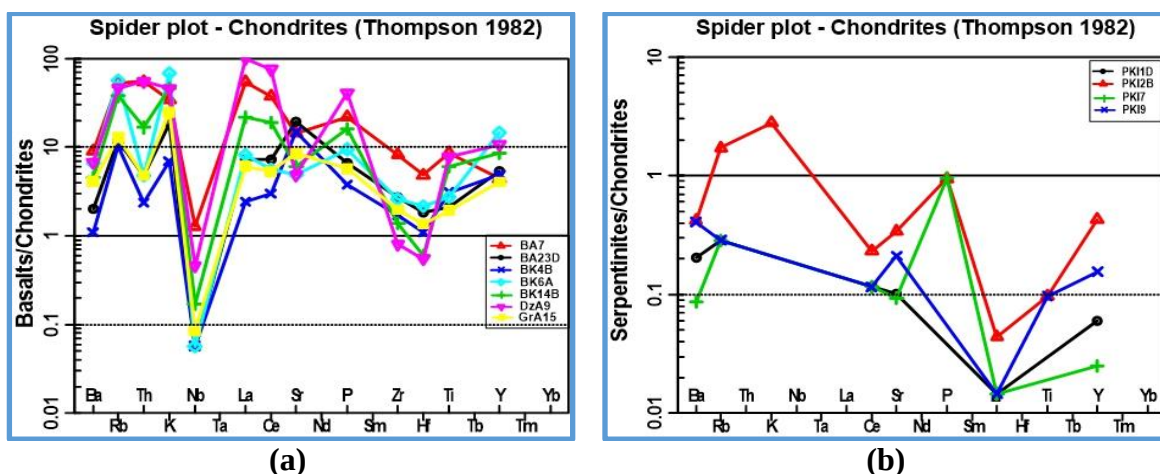


Figure 5.15. Chondrite normalization of element concentration in **a)** basalts and **b)** serpentinites samples (after, Thompson 1982)

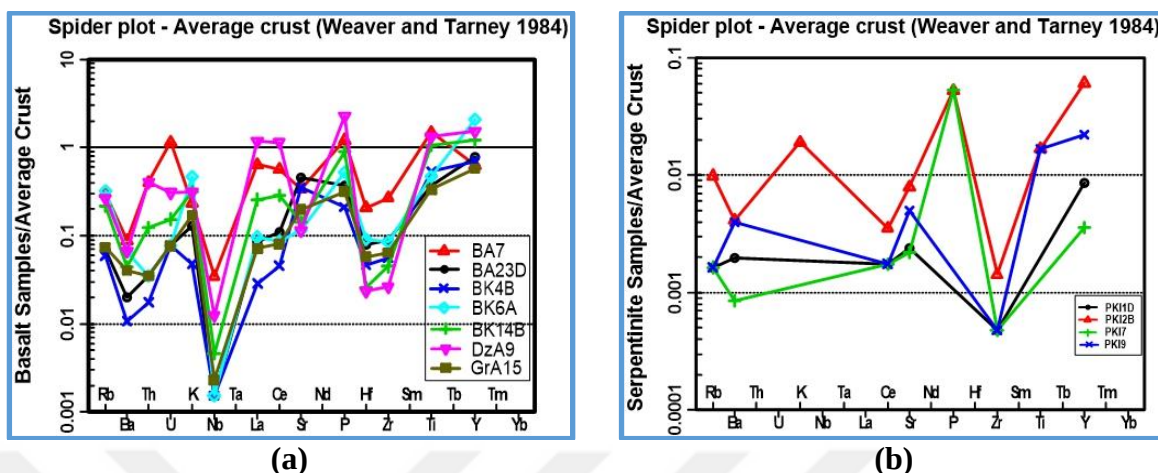


Figure 5.16. Average Crust normalized diagrams for trace elements of the basalts and serpentinite samples

Generally Nb and Ta negative anomaly are recognized as a signature of a subduction setting (Winter 2001, Sidibé and Yalcin 2016). However, authors still lack a consensus on whether there is residue of subduction magma or a MORB-related source contamination. The samples normalization pattern of the trace elements for the studied samples showed negative anomalies of HFSE for Nb (sharp trough), Zr and Hf, with relative enrichment of LILE for Rb, U, Pb, Sr and P to primitive mantle, Rb, K, Sr and P to chondrite, and Rb, K, Sr and P to average crust. These patterns are an indication of a continental arc magmatism (Barbarin 2005; Barnes et al. 2006).

5.9. Chemical Alteration and/or Weathering

Chemical alteration of the chemical content of the samples were evaluated using the FMW (Figure 5.17) weathering index after Ohta and Arai (2007). Four of the basalt samples, two claystone samples, and two stream sediment samples plotted along the magmatic trend as basalts and andesite. Two of the basalt samples show some degree of alteration or weathering. Five sedimentary samples (three soil, one siltstone and one stream sediment) showed a high degree of weathering, while seven of them (three soil, and four stream sediment) showed a low degree of weathering. Most of the siltstone samples were unclassified and plotted at the extreme end of the felsic magmatic trend. The serpentinites were observed to have experienced some degree of alteration.

This plot indicates most of the sedimentary samples are likely very close to their source or parent rock.

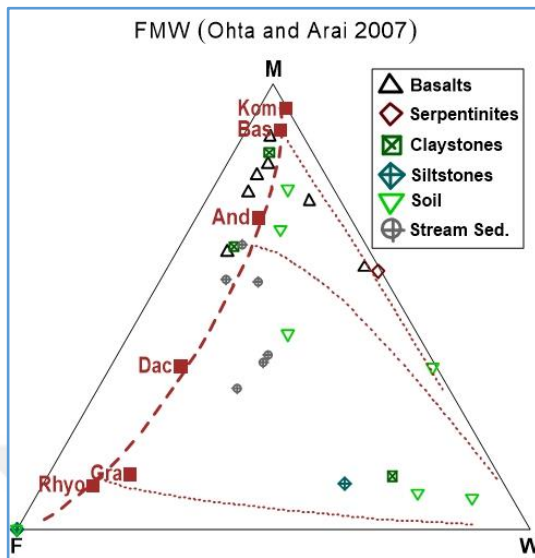


Figure 5.17. Chemical weathering discrimination of the samples (after Ohta and Arai 2007)

5.10. Mineralogical Characterization

Mineralogical properties of the samples are important for characterizing the potential of any prospective deposit and hence the cutoff grade. For example, Ni can easily be extracted from a sulphide ore than from a silicate ore. Thus, a 0.5% Ni cutoff grade from a sulphide ore is workable while at least a 1.5% Ni concentration is required from a silicate ore. A 100% Cu concentrate can be produced from native Cu ore while only about a maximum of 34% Cu can be produced from chalcopyrite (CuFeS_2), a main source of Cu. Therefore, a clear understanding of the mineral properties would help in directing prospection.

5.11. Metamorphic Activities

Three types of metamorphic activities can be recognized in the area: Regional, hydrothermal and dynamic metamorphic activities (Vernon and Clarke 2008; Bucher and Grapes 2011).

Regional metamorphism resulted from the increase in pressure that was generated as the oceanic plate collides with the continental plate. This increase in pressure on the ophiolites (oceanic plate) prompted the formation of the high-pressure mineral antigorite in the serpentinites. The convergence and collision of the two plates also induced the formation of the mountain ranges in the area, and the thrusting of the oceanic plate on the continental.

Hydrothermal metamorphism resulted in the formation of the hydrous serpentine group minerals. It could also be said that spilitic basalts were formed from hydrothermal alteration of molten volcanic rocks by seawater that circulated through them during plate convergence, rather than lava reaching the seawater. The spilitic basalts and minerals such

as arfvedsonite, magnesiohornblende and chlorite are also evidence of hydrothermal alteration.

Dynamic metamorphism. This was highly deciphered from *mélange* of the Candir Formation. Here the crushing and grinding that produced breccia and cataclasites of limestones, sandstones, claystones, siltstones and microconglomerates, were a clear indication of a dynamic metamorphic zone. The *mélange* may have occurred from a low pressure confined area (usually at a depth of < 5km) during the orogenic event that lead to the shattering of the rock bodies in the area, which produced the rock fragments. However, below this zone of cataclasites (> 5 km), it could possible to find rock features of substantial dynamic metamorphic alteration (Gillen 1982).

5.12. Constraints to the Study

A major constraint faced in carrying out this study was the limited budget available, which prompted the analysis of a limited number of samples. Important analysis to better understand the geochemistry and geochronology such as isotopic studies were not carried out. Such studies would have greatly improved the understanding of the petrogenesis and geochemical properties of the area. Fluid inclusion studies could provide valuable information on the existing pressure, temperature and the fluid composition at the time of formation. This information is vital for geochemistry and search for ore deposits, especially precious metals within the ultramafic rocks. However, this study was not carried out.

The occurrence of PGEs in ophiolitic chromitite podiform are poorly understood due to their unpredictability and discontinuous nature in subcrops and outcrops.

5.13. Opinion to Published Information

Minerals such as Iherzolite, wehrlite and harzburgite observed by Yilmaz (1978) in the serpentinized ultramafic rocks were not identified by XRD analysis of the sampled serpentinites in this study. It may be that the serpentinites with such mineral compositions are located out of our sampled area in the complex.

Robertson and Waldron (1990) reported that the intermediary composition of the lavas that formed the basalts are between mid-ocean ridge-type and plate type basalt. They added that the basalts were interbedded with, and overlain by Late Triassic coarse siliciclastic turbidites and uncommon quartzose conglomerate. These indicate an origin of a near continental margin. We agree with Robertson and Waldron (1990) on the fact that the basalts are near the continental margin. However, it is believed that the lava that formed these basalts had no relations with a mid-ocean ridge-type lava. Rather, we believe it was an arc type lava with similarities to a continental and an ocean island lava type, and a mixture of the two.

Limestones present in the colluvial *mélange* of the Candir Formation possibly originated from the carbonate massifs of the Kemer Unite. The crushed and clastic limestones were probably produced from the compressional tectonic regime and were subsequently transported gravitationally downslope to their present position.

6. CONCLUSIONS

This study provides geological literature information that can be reviewed for prospection and exploration activities.

Platinum concentrations above the detection limit were only observed in the serpentinites and two basalt samples from the Karadere Formation.

The presence of volcanic rocks such as diabase and granodiorite are indications of a possible bimodal volcanism in the area. Further investigation of this information will be of great importance for prospect generation and exploration.

Understanding the provenance area and/or materials of the siltstone could possibly lead to discovering much higher concentrations of Au; in this case, the Au were not concentrated during the deposition of the siltstones. Formations with coarse grain sandstones could also be a prospective area for exploration. Gold can easily be deposited with the coarser materials due to its high specific gravity.

The serpentinites experienced metamorphic alteration from both hydrothermal and regional pressure metamorphic activities.

Though gold-bearing minerals and PGM were not identified, the samples could contain the minerals in very minute quantities below XRD detection limits, considering the identification of Pt, Au, Ag and Hg using the ICP-MS technique.

The gold contents were associated to different minerals in the different samples. In the basalts and the serpentinites, the positive correlation shown by Au and Ni and Cu, may not represent a Ni-Cu host of gold, rather it may indicate the replacement of Cr by Ni and Cu in the ultramafic minerals during the magma evolution. In the stream sediments, Au is probably associated with sulfide minerals such as pyrite and Pyrrhotite (Fe_{1-x}S). In the claystones, Au concentrations may be associated with Silica minerals Te and Bi.

Considering the relative enrichment of Au and its associated elements in the siltstones samples, the siltstones and their parent rocks are an important target for Au prospection. The parent rock of these samples, as well as most of the sedimentary samples except the soil samples from the Karadere Formation, are likely to be an intermediate rock type between an andesite/diorite and a dacite/granodiorite composition. As, Sb and Se were relatively enriched in the stream sediments to the siltstones.

The magma that formed the rocks experienced a short time span of evolution. Hence very little magmatic evolution occurred due to its relatively rapid magma cooling.

The igneous rocks were of tholeiitic and calc-alkaline magma type series. The lava that formed the rocks may have resulted from the volcanic arc, coming from both the continental and ocean crust. The sedimentary samples may have originated from a calc-alkaline rock.

Overall, there were three sample source categories for the studied samples. The sediments and a few of the soil samples were likely from a continental source rock. The basalts composed a mixture of continental, inter-plate subduction and an oceanic type basalts while the serpentinites were formed from metamorphism of the ophiolitic rocks.

The magma that formed the rocks may have come from the mantled and experienced crustal contamination due to partial melting at the subduction zone. The crustal contamination enriched the LILE in the magma, and hence the depletion of the HFSE.

The sedimentary materials are not far from the parent rock sources, considering the low levels of chemical alteration they have experienced due to weathering actions. The siliciclastic turbidites and quartzose conglomerate were of continental origin, and the shallow water limestone are thought to have been formed around the shores of the Aegean Sea that once occupied the area.

Most rocks in the area experienced either one or all of these three metamorphic activities: Regional, hydrothermal and dynamic metamorphism.

7. REFERENCES

- Aitchison, J. 2008. The single principle of compositional data analysis, continuing fallacies, confusions and misunderstandings and some suggested remedies. Keynote address, CODAWORK08. URL <https://core.ac.uk/download/pdf/132548276.pdf> [last access: 31 December 2019].
- Aitchison, J. 1986. The statistical analysis of compositional data: Monographs on statistics and applied probability. Chapman & Hall Ltd., London, 416 p.
- Aitchison, J., Barcel'ó-Vidal, C., Mart'ín-Fern'andez, J. A. and Pawlowsky-Glahn, V. 2000, Logratio analysis and compositional distance: *Math. Geol.* 32(3): 271–275.
- Aitchison, J. and Egozcue, J.J. 2005. Compositional data analysis: where are we and where should we be heading? *Math. Geol.* 37 (7): 829-850. doi:10.1007/s11004-005-7383-7.
- Anand, R.R. and de Broekert, P. eds; 2005, Regolith-landscape Evolution Across Australia: CRC LEME. <http://crcleme.org.au/Pubs/Monographs/RegLandEvol.html> [last access: 21 June 2019].
- Anand, R.R. 2000. Regolith and geochemical synthesis of the Yandal greenstone belt. In Phillips, G.N. and Anand, R.R. (Eds), Yandal Greenstone Belt, Regolith, Geology and Mineralisation. *Australian Institute of Geoscientists Bulletin*. 31, pp. 79-112.
- Anand, R.R., Hough, R.M., Salama, W., Aspandiar, M.F., Butt, C.R.M., Gonzalez-Alvarez, I. and Metelka, V. 2019. Gold and pathfinder elements in ferricrete gold deposits of the Yilgarn Craton of Western Australia: a review with new concepts. *Ore Geol. Rev.* 104: 294–355.
- Anand, R.R. and Paine, M. 2002. Regolith geology of the Yilgarn Craton, western Australia: implications for exploration. *Australian J. Earth Sci.*, 49 (1), 3–162.
- Andreotti, B., Forterre, Y. and Pouliquen, O. 2013 Granular Media. Between Fluid and Solid. Cambridge University Press., 99 p. ISBN 9781107034792.
- Antropova, L.V., Goldberg, I.S., Voroshilov, N.A. and Ryss, J.S. 1992. New methods of exploration for blind mineralization in the USSR: *Journal of Geochemical Exploration*, 43(2): 157–166. doi:10.1016/0375-6742(92)90004-r.
- ArcGIS. 2020. "What Is Geostatistics? – Arcgis Pro | Documentation. Pro.Arcgis.Com. <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/help/analysis/geostatistical-analyst/what-is-geostatistics-.htm> [Last access: 22 June 2020].

- Augé, T., Legendre, O. and Maurizot, P. 1998. The distribution of Pt and Ru-Os-Ir minerals in the New Caledonia ophiolite. In Laverov, N. P. and Distler, V. V. (Eds.), International Platinum. *Theophrastus publications, Athens*, pp. 141-154.
- Bachmaier, M. and Backes, M. 2008. Variogram or semivariogram? Understanding the variances in a variogram. *Precision Agriculture*, 9 (3): 173-175. doi:10.1007/s11119-008-9056-2.
- Barbalace, Kenneth. "Periodic Table of Elements". Environmentalchemistry.com. Retrieved 2007-04-14. <https://environmentalchemistry.com/yogi/periodic/> [Last access: December 2019].
- Barbarin, B. (2005). Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: Nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos*, 80(1–4): 155–177, doi:10.1016/j.lithos.2004.05.010.
- Barka, A. and Reilinger, R. 1997. Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annals of Geophysics*, 40(3): 587-610.
- Barnes, C. G., Mars, E. V., Swapp, S. and Frost, C. D. 2006. Petrology and geochemistry of the Middle Jurassic Ironside Mountain batholith: Evolution of potassic magmas in a primitive arc setting, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 410(10): 199–221.
- Beus, A.A., Grigorian, S.V., Teteruk-Schneider, Rita. and Levinson, A. A. 1977. Geochemical Exploration Methods for Mineral Deposits. *Applied Publishing*, Wilmette, Illinois.
- Bhatia, M.R. and Crook, K.A.W. 1986. Trace Element Characteristics of Greywackes and Tectonic Setting Discrimination of Sedimentary Basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92(2): 181-193. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00375292>.
- Billheimer, D., Guttorp, P. and Fagan, W. F. 2001. Statistical interpretation of species composition. *J. Am. Stat. Assoc.*, 96(456): 1205–1214.
- Bolster, J.S.M. 1999. Regolith mapping: is it necessary? Exploration Geochemistry for the New Millennium. *Australian Institute of Geoscientists Bulletin*, 30: 125-135.
- Bølviken, B. and Logn, O. 1975. An electrochemical model for element distribution around sulphide bodies. In Elliott, I. and Fletcher, K. (Eds.), *Geochemical Exploration 1974*. Elsevier, Amsterdam, pp. 631–648.
- Bowen, N.L. 1928. The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, Princeton.
- Boyle, R.W. 1979. The geochemistry of gold and its deposits. *Geol. Surv. Can. Bull.* 280 584 p.

- Bozkaya, Ö., Bozkaya, G., Uysal, I.T. and Banks D.A. 2016. Illite occurrences related to volcanic-hosted hydrothermal mineralization in the Biga Peninsula, NW Turkey: Implications for the age and origin of fluids. *Ore Geology Reviews* 76: 35-51.
- Bozkurt, E. 2001. Neotectonics of Turkey-a syntheses. *Geodynamica Acta*, 14(1-3): 3-30.
- Buccianti, A. and Pawlowsky-Glahn, V. 2005. New perspectives on water chemistry and compositional data analysis. *Math. Geol.* 37(7): 703–727.
- Bucher, K. and Grapes, R.H. 2011. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. *Springer-Verlag Berlin Heidelberg*, Edition 8. DOI: 10.1007/978-3-540-74169-5.
- Butt, C.R.M. 1992. Semi-arid and arid terrains. In Butt, C. R. M. and Zeegers, H. (Eds.), Regolith exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains. *Handbook of Exploration Geochemistry. Elsevier*, Amsterdam, 4, pp. 93–125.
- Butt, C.R.M., Robertson, I.D.M., Scott, K.M. and Cornelius, M. eds; 2005. Regolith expression of Australian ore systems: CRC LEME. <http://crcleme.org.au/Pubs/Monographs/RegExpOre.html> [Last access: 18 March 2020].
- Cabanis, B. and Lecolle, M. 1989. Le diagramme La/10 – Y/15 – Nb/8: Un outil pour la discrimination des series volcaniques et en evidence des mélange et/ot de vontamination crustale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 2(309): 2023-2029.
- Cameron, E.M. and Leybourne, M.I. 2005. Relationship between ground water chemistry and soil geochemical anomalies at the Spence copper porphyry deposit, Chile. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 5(2): 135–145.
- Cameron, E.M., Hamilton, S.M., Leybourne, M.I., Hall, G.E.M. and McClenaghan, M.B. 2004. Finding deeply buried deposits using geochemistry. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 4(1), 7–32.
- Cameron, E.M., Leybourne, M.I. and Kelley, D.L. 2002. Exploring for deeply-covered mineral deposits: Formation of geochemical anomalies in northern Chile by earthquake-induced surface flooding of mineralized ground waters. *Geology*, 30(11): 1007–1010.
- Cameron, E.M., Leybourne, M.I. and Kelley, D.L. 2005. Exploring for deposits under deep cover using geochemistry. *Society of Economic Geology Newsletter*, 63: 5–15.
- Cao, Y., LI, S., Yao, M. and Zhang, H. 2010. Significance of quartz REE geochemistry, Shihu gold deposit, western Hebei Province, North China, using LA-ICP-MS. *Front. Earth Sci. China*, 4(3): 337–344.

- Chaffey, D.J., Cliff, R.A., Wilson, B.M., Saunders, A.D. and Norry, M.J. 1989. Characterization of the St Helena magma source, Magmatism in the Ocean Basins. *Geological Society, London, Special Publication*, 42(1): 257-276.
- Chayes, F. 1960. On correlation between variables of constant sum. *J. Geophys. Res.* 65(12): 4185–4193.
- Cheng, Z.Z. and Xie, X.J. 2006. Influence of variation in element background values in rocks on metallogenic prognosis in geochemical maps. *Geol. China*, 33(2), 411–417.
- Cohen, D.R., Kelley, D.L., Anand, R. and Coker, W.B. 2007. Major Advances in Exploration Geochemistry, 1998-2007. In "Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration" edited by B. Milkereit, pp. 3-18.
- Cohen, D.R., Rutherford, N.F., Morisseau, E. and Zissimos, A.M. 2012. Geochemical patterns in the soils of Cyprus. *Science of Total Environ.* 420, 250–262.
- Condie, K.C. 1993. Chemical Composition and Evolution of the Upper Continental Crust: Contrasting Results from Surface Samples and Shales. *Chemical Geology*, 104(1-4): 1-37. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90140-e](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-e).
- Davis, J.C. 2008. Statistics and Data Analysis in Geology. Wiley, New York.
- Delaune-Mayere, M., Marcoux, J., Parrot, J.-F. and Poisson, A. 1976. Modele d'evolution Mesozoique de la paleo-marge Tethysienne au niveau des nappes radiolaritiques et ophiolitiques du Taurus Lycien, d'Antalya et du Baer-Bassit. In "Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins", 22-30 October 1976, Split.
- Egozcue, J.J., Pawlowsky-Glahn, V., Mateu-Figueras, G. and Barceló-Vidal, C. 2003. Isometric Logratio Transformations for Compositional Data Analysis. *Mathematical Geology*, 35(3): 279-300. <https://doi.org/10.1023/A:1023818214614>.
- Egozcue, J.J. and Pawlowsky-Glahn, V. 2006. Simplicial geometry for compositional data. In: Buccianti, A.A., Mateu-Figueras, G., Pawlowsky-Glahn, V. (Eds.), Compositional Data Analysis in the Geosciences; From Theory to Practice. *Geological Society, London*, pp. 145–159.
- Fernández-Martínez, M. and Sánchez-Granero, M., 2014. Fractal dimension for fractal structures. *Topology and its Applications*, 163, pp.93-111.
- Fischer, W., Amossé, J. and Leblanc, M. 1988. PGE Distribution in some Ultramafic Rocks and Minerals from the Bou-Azzer Ophiolite Complex (Morocco). In: Prichard, H.M., Potts, P.J., Bowles, J.F.W. and Cribb S.J. (Eds.), Geo-Platinum 87. *Springer, Dordrecht*, pp. 199-210. https://doi.org/10.1007/978-94-009-1353-0_20.

- Ford, D. 2017. The Empirical Variogram. [faculty.washington.edu](https://faculty.washington.edu/edford/Variogram.pdf). Retrieved 31 October 2017. <https://faculty.washington.edu/edford/Variogram.pdf> [Last access: 12 December 2020].
- Franklin, J.M. and Duke, J.M. 1991. Lithogeochemical and mineralogical methods for base metal and gold exploration. Mineral Deposits Subdivision, Mineral Resources Division, *Geological Survey of Canada*, 601 Booth Street, Ottawa, Ontario, K1A 0E8, pp. 1-33.
- Gabriel, K.R. 1971. The biplot graphic display of matrices with application to principal component analysis. *Biometrika* 58(3): 453–467.
- Gillen, Cornelius, 1982, *Metamorphic Geology: an Introduction to Tectonic and Metamorphic Processes*. Springer, Dordrecht, Netherlands, 146 p.
- Goldberg, I.S. 1998. Vertical migration of elements from mineral deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 61(1-3): 191–202.
- Gorham, E. 1991. Biogeochemistry: its origins and development. *Biogeochemistry*, 13(3): 199-239.
- Govett, G.J.S. 1973. Differential secondary dispersion in transported soils and post-mineralization rocks: An electrochemical interpretation. In: Jones, M.J. (Ed.), *Geochemical Exploration 1972*. Institute of Mining and Metallurgy, 81–91.
- Greenacre, M. 2018a. *Compositional Data Analysis in Practice*. Chapman & Hall / CRC Press, Boca Raton. <https://www.routledge.com/Compositional-Data-Analysis-in-Practice/Greenacre/p/book/9781138316430> [Last access: 12 December 2020].
- Greenacre, M. 2018b. Variable selection in compositional data analysis using pairwise logratios. *Math. Geosci.* 51(5): 649–682.
- Greenacre, M. 2020. Amalgamations are valid in compositional data analysis, can be used in agglomerative clustering, and their logratios have an inverse transformation. *Appl. Comput. Geosci.*, 5: 100017. <https://doi.org/10.1016/j.acags.2019.100017>.
- Gultekin, A.H. and Balci, N. 2016. Mineralogy, Geochemistry and Fluid Inclusion Data from the Tumanpınarı Volcanic Rock-Hosted Fe-Mn-Ba Deposit, Balıkesir-Dursunbey, Turkey. *Minerals*. Vol 6(4): 120.
- Gürboğa, Ş. and Aktürk, Ö. 2018. Neotectonic and Morphotectonic Characteristics of the Elmalı Basin and Near Vicinities. *Bull. Min. Res. Exploration*, 156: 41-66.
- Haldar, S. 2013. *Introduction to Mineralogy and Petrology*. Elsevier, Amsterdam, NE.

- Haldar, S. 2020. Metamorphic rocks; in Introduction to Mineralogy and Petrology (2nd Ed.), Chapter 7. *Elsevier*, 269-289 p. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-820585-3.00007-7>.
- Hall, G.E.M., Hamilton, S.M., McClenaghan, M.B. and Cameron, E.M. 2004. Secondary geochemical signatures in glaciated terrain, in Predictive Mineral Discovery Under Cover. Society of Economic Geology symposium, 27 Sept–1 Oct, Perth.
- Hamilton, S.M. 2000 Spontaneous potentials and electrochemical cells, in geochemical remote sensing of the sub-surface. In: Hale, M. and Govett, G.J.S. (Eds.), Handbook of Exploration Geochemistry, *Elsevier*, 7, pp. 81–119.
- Hamilton, S.M., Cameron, E.M., McClenaghan, M.B. and Hall, G.E.M. 2004a. Redox, pH and SP variation over mineralization in thick glacial overburden, Part I: Methodologies and field investigation at the Marsh zone gold property. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 4(1): 33–44.
- Hamilton, S.M., Cameron, E.M., McClenaghan, M.B. and Hall, G.E.M. 2004b. Redox, pH and SP variation over mineralization in thick glacial overburden, Part II: field investigation at Cross lake VMS property. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 4(1): 45–58.
- Handley, G.A., Henry, D.D. 1990. Porgera gold deposit. In: Hughes, F.E. (Ed.), Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea. Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Melbourne, pp. 1073–1077.
- Hao, L., Zhao, X., Zhao, Y., Lu, J. and Sun, L. 2014. Determination of the geochemical background and anomalies in areas with variable lithologies. *Journal of Geochemical Exploration* 139: 177–182.
- Harker, A. 1909. The natural history of igneous rocks. *The Journal of Geology* 17 (5): 488-489.
- Harley, S.L. and Kelly, N.M. 2007. Zircon tiny but timely. *Elements*, 3(1): 3–18.
- Harris, D.C. 1990. The Mineralogy of gold and its relevance to gold recoveries. *Mineralium Deposita* 25 (S1): 3-7. doi:10.1007/bf00205243. <https://doi.org/10.1007/BF00205243>.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F. 2007. Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram. *Journal of Petrology*, 48 (12): 2341-2357.
- Hayward, A.B., and Robertson, A.H.F. 1982. Direction of ophiolite emplacement inferred from Cretaceous and Tertiary sediments of an adjacent autochthon, the Bey Dağları, southwest Turkey. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93: 68-75.

- Hofer, G., Wagreich, M., and Neuhuber, S. 2013. Geochemistry of fine-grained sediments of the upper Cretaceous to Paleogene Gosau Group (Austria, Slovakia): Implications for paleoenvironmental and provenance studies. *Geoscience Frontiers*, 4(4): 449-468. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2012.11.009>.
- Holiday, J., McMillan, C., and Tedder, I. 1999. Discovery of the Cadia Au–Cu deposit. In: New generation gold mines '99 – Case histories of discovery. Conference Proceedings, Australian Mineral Foundation, Perth, 101–107.
- Hulme, K.A., Dunn, C.E. and Hill, S.M. 2006. Biogeochemistry for Mineral Exploration in Canada & Australia: A Comparison Based on International Collaboration. Regolith Consolidation and Dispersion of Ideas.
- Hustrulid, W.A. 2020. Prospecting. Encyclopædia Britannica, inc. <https://www.britannica.com/technology/prospecting-mining> [Last access: 18 May 2020].
- Irvine T, Baragar W (1971) A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Can J Earth Sci* 8: 523–548.
- Isaaks, E. H. and Srivastava, R.M. 1989. An Introduction to Applied Geostatistics. Oxford University Press, New York, USA.
- Armstrong-Altrin, J.S. 2015. Evaluation of two multidimensional discrimination diagrams from beach and deep-sea sediments from the Gulf of Mexico and their application to Precambrian clastic sedimentary rocks. *International Geology Review*, 57(11-12): 1446-1461. doi = {10.1080/00206814.2014.936055}.
- Jones, R.S. and Fleischer, M. 1969. Gold in Minerals and the Composition of Native Gold. Geological Survey Circular, America. 612 p.
- Journel, A.G. and Huijbregts, C.J. 1978. Mining Geostatistics. Academic Press, London.
- Joyce, A.S. 1988. Exploration geochemistry. In: General Geology. Encyclopedia of Earth Science. Springer, Boston, MA. https://link.springer.com/referenceworkentry/10.1007/0-387-30844-X_26#howtocite [Last access: 08 August 2020].
- Juteau, T. 1970. Petrogenèse des ophiolites des Nappes d'Antalya (Taurus Lycien Oriental): leur liaison avec une phase d'expansion oceanique active au Trias superieur. *Mem. Sci. Terre*, 15: 25-288.
- Juteau, T. 1975. Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). *Mere. Sciences Terre*, pp. 82.

- Kauranne, K., Salminen, R. and Eriksson, K. 1992. Handbook of Exploration Geochemistry. In: Regolith Exploration Geochemistry in Arctic and Temperate Terrains. 5th Eds., Elsevier, Amsterdam, 5, pp. 93–125.
- Kelley, D.L., Hall, G.E.M., Closs, L.G., Hamilton, I.C. and McEwen, R.M. 2003. The use of partial extraction geochemistry for copper exploration in northern Chile. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 3(1): 85–104.
- Kerrick, R.W., Wyman, D., Fan, J. and Bleeker, W. 1998. Boninite series: low-Ti tholeiite associations from the 2.7 Ga Abitibi greenstone belt. *Earth and Planetary Science Letters*, 164(1-2): 303-316.
- Killops, S.D. and Killops, V. J. 2005. Introduction to Organic Geochemistry. 2nd ed. Oxford: Blackwell Publishing, UK, 250 p.
- Kirkwood, C., Everett, P., Ferreira, A. and Lister, B. 2016. Stream sediment geochemistry as a tool for enhancing geological understanding: An overview of new data from south west England. *Journal of Geochemical Exploration*, 163: 28–40.
- Knudsen, H.P. and Kim, Y.C. 1978. A comparative study of the geostatistical ore reserve estimation method over the conventional methods. *Min. Eng.*, 30(1), 54–58.
- Knudsen, H.P. 1988. A Short Course on Geostatistical Ore Reserve Estimation. Unpublished Rept, Montana Tech., Butte. <https://www.amazon.com/short-course-geostatistical-reserve-estimation/dp/B0006XRT6Y> [Last access: 10 November 2020].
- Koçyigit, A. 1996. Superimposed Basins and Their Relations to the Recent Strike-Slip Fault Zone: A case Study of the Refahiye Superimposed Basin Adjacent to the North Anatolian Transform Fault, Northeastern Turkey. *International Geology Review*, 4: 701-713.
- Koehler, G.F. and Tikkanen, G.D. 1991. Red Dog, Alaska: Discovery and definition of a major zinc–lead–silver deposit. *Economic Geology Monogram*, 8: 268–274.
- Kogel, J.E., Trivedi, N.C., Barker, J.M. and Krukowski, S.T. 2006. Industrial Minerals & Rocks: Commodities, Markets, and Uses. Society for Mining, Metallurgy, and Exploration, 7, pp. 44-80. ISBN: 9780873352338.
- Krige, D.G. 1951. A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand. *J. of the Chem., Metal and Mining Soc. of South Africa*, 52 (6): 119–139.
- Misra, K.C. 2012. Introduction to Geochemistry: Principles and Applications. *Chromatographia*, 76 (13-14): 867-868. doi:10.1007/s10337-013-2455-1.

- Kvenvolden, K.A. 2006. Organic geochemistry – A retrospective of its first 70 years. *Organic Geochemistry*, 37: 1–11. doi:10.1016/j.orggeochem.2005.09.001.
- Lane, R., Green, A., Golding, C., Owers, M., Pik, P., Plunkett, C., Sattel, D. and Thorn, B. 2000. An example of 3D conductivity mapping using the TEMPEST airborne electromagnetic system: *Exploration Geophysics*, 31: 162-172.
- Lawrence, M.J. 1998. Australian project valuation lessons for Canadian developers. In PDAC (Prospectors & Developers Association of Canada) Mineral Property Valuation and Investor Concer, pp. 69–96. Short Course Notes, March 1998.
- LeBas, 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. *J. of Petrology* 27(3): 745–750.
- Levinson, A.A. 1980. Introduction to exploration geochemistry. 2nd Ed., Wilmette, Ill Applied Pub. Ltd., 924 p.
- Li, B.Q., Sun, Z.K. 2004. Study on the method of geochemical anomalies analysis. Northwest. *Geol.* 37 (1): 102–108.
- Li, C.J., Ma, T.H. and Xu, Y.L. 1995. Geochemical landscape attractor and its implications. *Geol. Zhejiang* 11(1): 86–90 (in Chinese with English abstract).
- Libes, S. 2009. Introduction to Marine Biogeochemistry, 2nd-Ed. *Elsevier Science Publishing Co Inc*, United States, 928 p. ISBN 10: 0120885301; ISBN 13: 9780120885305.
- Mahapatra, G.B. 2018. A text book of Geology. CBS Publishers & Distributors. ISBN 8123901100, 9788123901107
<https://books.google.com.tr/books?id=X4GBtgAACAAJ>. [Last access: 12 December 2019].
- Maliva, R.G. 2016. Geostatistical Methods and Applications. In: Aquifer Characterization Techniques. Springer Hydrogeology. *Springer, Cham*; pp 595-617. https://doi.org/10.1007/978-3-319-32137-0_20 [Last access: 10 January 2020].
- Mann, A.W., Birrell, R.D., Mann, A.T., Humphreys, D.B. and Perdrix, J.L. 1998. Application of the mobile metal ion technique in geochemical exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 61: 87–102.
- Marcoux, J. 1977. Geological sections of the Antalya region: In: Güvenç, T. ve diğerleri, (Eds.), Western Taurus excursion geological guidebook da., VI. Colloquium on the geology of Aegean regions, izmir.

- Marjoribanks, R. 2010. Geological Methods in Mineral Exploration and Mining, 2nd ed., *Springer-Verlag Berlin Heidelberg*, 243 p.
- Matheron, G. 1963. Principles of geostatistics. *Economic Geology*. 58 (8): 1246–1266.
- McDonough, W.F. and Sun, S.S. 1995. The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223-253.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.M. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnsson, M.J. and Basu, A. (Eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. Geological Society of America, Special Papers, 284, pp. 21-40.
- Monod, O., 1977. Recherches géologique dans les Taurus occidental au sud de Beyşehir (Turquie), Thèse de Doct. Sci., Univ. Paris-Sud, Orsay.
- Moon, C.J. and Evans, A.M. 2006. Introduction to Mineral Exploration. – 2nd ed/edited by Moon, C.J., Whateley, M.K.G. and Evans, A.M.; with contributions from Barrett, W.L. [et al.]. Blackwell Publishing Ltd., 2, pp. 3-5.
- Nagarajan, R., Armstrong-Altrin, J.S., Kessler, F.L. and Jong, J. 2017. Chapter 7 - Petrological and Geochemical Constraints on Provenance, Paleoweathering, and Tectonic Setting of Clastic Sediments from the Neogene Lambir and Sibuti Formations, Northwest Borneo. *Sediment Provenance, Elsevier*, pp. 123-153.
- Naldrett, A.J. and Duke, J. M. 1980. Platinum metals in magmatic sulfide ores. *Science*, 208 (4451): 1417–24.
- Nedderman, R.M. 2005. Statics and kinematics of granular materials. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 352 p. ISBN 0-521-01907-9.
- White, N.C. and Hedenquist, J.W. 1995. Epithermal Gold Deposits: STYLES, Characteristics and Exploration. Published in SEG Newsletter, 23, pp. 1, 9-13.
- Nyamsari, D.G., Yalcin, M.G. and Wolfson, I. 2020. Alteration, Chemical Processes, and Parent Rocks of Haléo-Danielle Plateau Bauxite, Adamawa–Cameroon. *Lithology and Mineral Resources*, 55: 231-243.
- Nyamsari, D.G. and Yalcin, M.G. 2017. Statistical analysis and source rock of the Minim-Martap plateau bauxite, Cameroon. *Arab J Geoscience* 10(18): 415.
- O’Hanley, D.S. and Dyar, M.D. 1993. The composition of lizardite 1T and, the formation of magnetite in serpentinite. *American Mineralogist*, 78: 391-404.

- O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L. and Belousova, E.A. 2004. TerraneChron - delivering a competitive edge in exploration, in Predictive Mineral Discovery Under Cover. Society of Economic Geology symposium, 27 Sept–1 Oct, Perth.
- Obasi, Ikenna & Onwuemesi, A.G. & Romanus, Ogonnaya. 2016. An enhanced trend surface analysis equation for regional–residual separation of gravity data. *Journal of Applied Geophysics*. 135. 10.1016/j.jappgeo.2016.09.023.
- Ohnenstetter, M., Johan, Z., Cocherie, A., Fouillac, A. M., Guerrot, C., Ohnenstetter, D., Chaussidon, M., Rouer, O., Makovicky, E., Makovicky, M., Rose-Hanson, J., Karup-Møller, S., Vaughan, D., Turner, G., Pattick, R. A. D., Gize, A. P., Lyon, I. and McDonald, I. 1999. New exploration methods for Pt and Rh deposits poor in base-metal sulfides-NEXTPRIM. *Trans. Inst. Min. Metal.* B108: 119-150.
- Ohta, T. and Arai, H. (2007) Statistical Empirical Index of Chemical Weathering in Igneous Rocks: A New Tool for Evaluating the Degree of Weathering. *Chemical Geology*, 240(3-4): 280-297. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.02.017>.
- Oke, S. A., Abimbola A. F. and Rammlmair, D. 2014. Mineralogical and Geochemical Characterization of Gold Bearing Quartz Veins and Soils in Parts of Maru Schist Belt Area, Northwestern Nigeria. *Journal of Geological Research*, 2014, Article ID 314214: 1-17.
- Opara, Alexander. (2011). Second Vertical Derivatives and Trend Surface Analysis of the Aeromagnetic Data Over Part of the Benin Basin, Nigeria. *Global Journal of pure and applied sciences; African Journals Online (AJOL)*. vol. 9. 19-26.
- Orberger, B., Fredrich, G. and Woermann, E. 1988. Platinum-group element mineralisation in the ultramafic sequence of the Acoje ophiolite block, Zambales, Philippines. In: Prichard, H. M., Potts, P. J., Bowles, J.F.W. and Cribb, S. J. (Eds.), *Geo-platinum symposium volume. Elsevier Applied Science*, London and New York, pp. 361-380.
- Özer, Ö., Yalcin, F., Tarinc, O.K. and Yalcin, M.G. 2020. Investigation of suitability of marbles to standards with inequality expressions and statistical approach using some physical and mechanical properties. *Journal of Inequalities and Applications*, 2020(1): 1-15.
- Özer, Ö. and Yalcin, M.G., 2019. Modeling of elemental distribution of Kas (Antalya) bauxite deposit II. International Conference of Numerical Analysis and Applied Mathematics (ICNAAM). Rhodes. Greece. 23-28 September. ISBN 978-9925-7552-1-9. pp. 24-25.
- Özer, Ö. and Yalcin, M.G., 2020. Correlation of chemical contents of Sütleğen (Antalya) bauxites and regression analysis. *AIP Conference Proceedings*. no. pp. (Accepted).

- Palenovaa, E. E., Beloguba, E. V., Plotinskayab, O. Y., Novoselova, K. A., Maslennikova, V. V., Kotlyarova, V. A., Blinova, I. A., Kuzmenkoc, A. A. and Griboedovab, I. G. 2015. Chemical Evolution of Pyrite at the Kopylovsky and Kavkaz Black Shale Hosted Gold Deposits, Bodaybo District, Russia: Evidence from EPMA and LAICPMS Data. *Geology of Ore Deposits*, 57(1): pp. 64–84. Original Russian Text published in *Geologiya Rudnykh Mestorozhdenii*, 57(1): pp. 71–92.
- Pašava, J., Vymazalová, A., Košler, J., Koneev, R. I., Jukov, A. V. and Khalmatov, R. A. 2010. Platinum-group elements in ores from the Kalmakyr porphyry Cu–Au–Mo deposit, Uzbekistan: bulk geochemical and laser ablation ICP-MS data.” *Miner Deposita*, 45: 411–418.
- Pawlowsky-Glahn, V. 2002. Lecture notes on statistical analysis of compositional data: Freie Universität Berlin.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E. and Birkett, T.C. 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 36: 121-132.
- Pearson, K. (1897). Mathematical contributions to the theory of evolution – On a form of spurious correlations which may arise when indices are used in the measurement of organs. *Proceedings of the Royal Society of London* 60 (359-367): 489-498.
- Pedersen, R. B., Johnnesen, G. M. and Boyd, R. 1993. Stratiform PGE mineralisations in the ultramafic cumulates of the Leka ophiolite complex, central Norway. *Econ. Geol.* 88: 782-803.
- Poisson, A., 1977, Recherches géologiques dans les Taurides Occidentales (Turquie). Ph.D. thesis, Université Paris-Sud Orsay, 795 p.
- Prichard, H. M. and Brough, C. 2009. Potential of ophiolite complexes to host PGE deposits. In: LI, C. and Ripley, E. M. (Eds.), *New developments in magmatic Ni-Cu and PGE deposits*; Geological publishing house Beijing, pp. 277-290.
- Rankama, K. and Sahama, T.G. 1950. *Geochemistry*. University of Chicago Press, Chicago, pp. 912.
- Reimann, C., Filzmoser, P., Garrett, R.G. and Dutter, R. 2008. *Statistical Data Analysis Explained: Applied Environmental Statistics with R*. Wiley, Chichester, UK, 362 p.
- Reimann, C. and Garrett, R.G. 2005. Geochemical background—concept and reality. *Sci. Total Environ.* 350(1-3): 12–27.
- Cullers, R.L. 1995. The controls on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. *Chemical Geology*, 123(1–4): 107-131.

- Robertson, A.H.F. 1993. Mesozoic-Tertiary sedimentary and tectonic evolution of Neotethyan carbonate platforms, margins and small ocean basins in the Antalya Complex, Southwest Turkey. In: Frostick, L.E., and Steel, R. (Eds.), *Tectonic Controls and Signatures in Sedimentary Successions*. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., 20: 415-465.
- Robertson, A.H.F. and Waldron, J.W.F. 1990. Geochemistry and tectonic setting of Late Triassic and Late Jurassic-Early Cretaceous basaltic extrusives from the Antalya Complex, south west Turkey. In: Savaşın, M.Y., and Eronat, A.H (Eds.), *International Earth Sciences Congress on Aegean Regions*, Proc., 2: 279-299.
- Robertson, A.H.F. and Woodcock, N.H. 1984. The SW segment of the Antalya Complex, Turkey as a Mesozoic-Tertiary Tethyan continental margin. In Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Spec. Publ. *Geol. Soc. London*, 17: 251-272.
- Robertson, A.H.F. and Woodcock, N.H. 1981. Alakır Çay Group, Antalya Complex, SW Turkey: A deformed Mesozoic carbonate margin. *Sed. Geol.*, 30: 95-131.
- Robertson, A.H.F. and Woodcock, N.H. 1982. Sedimentary history of the south-western segment of the Mesozoic-Tertiary Antalya continental margin, south-western Turkey. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 75, pp. 517-562.
- Robertson, A.H.F., Emeis, K.-C., Richter, C. and Camerlenghi, A. (Eds.), 1998. Mesozoic–tertiary tectonic evolution of the easternmost Mediterranean Area: Integration of Marine and Land Evidence. Proc. of the Ocean Drilling Program, *Sci. Results*, 160: 723-782.
- Rock, N.M.S. 1987. The need for standardization of normalized multi-element diagrams in geochemistry: a comment. *Geochemical Journal*, 21: 75-84.
- Rock, N. M. S. 1988. Spider: A general purpose FORTRAN77 program to generate normalized multi-element abundance diagrams in petrology and geochemistry. *J. Geol. Educ.* 36(5): 276-281.
- Rohrlach, B.D. and Loucks, R.R. 2005. Multi-million-year cyclic rampup of volatiles in a lower crustal magma reservoir trapped below the Tampakan copper-gold deposit by Mio-Pliocene crustal compression in the southern Philippines. In: Porter, T.M. (Ed.), *Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective*. PGC Publishing, 2, pp. 270.
- Rose, A.W., Hawkes, H.E. and Webb, J.S. 1979. *Geochemistry in Mineral Exploration* Academic Press, New York, N.Y., pp. 490--517.

- Sahoo, A.K., Krishnamurthi, R. and Sangurmath, P. 2018. Nature of ore forming fluids, wallrock alteration and P-T conditions of gold mineralization at Hira-Buddini, Hutti-Maski Greenstone Belt, Dharwar Craton, India. *Ore Geology Reviews*, 99: 195-216.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. and Boray, A. 1992. Türkiye Diri Fay Haritası. MTA Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara.
- Sato, M. and Mooney, H.M. 1960. The electrochemical mechanism of sulphide self-potentials. *Geophysics*, 25: 226-249.
- Şenel, M., 1985. Alakırçay Grubu, Kumluca zonunun Litostratigrafi Özellikleri ve Yaşı: Güneybatı Antalya-Türkiye. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, *Jeoloji Etütleri Dairesi*, Ankara.
- Şenel, M., Serdaroğlu, M., Kengil, R., Ünverdi, M. ve Gözler, M.Z. 1981. Teke Torosları Güneydoğusunun Jeolojisi. *Maden MTA Derg. Ankara*, 95(96): 13-43.
- Şenel, M., Potoğlu, S., Kapucu, M. 1997. 1:100.000 ölçekli Antalya - P24 ve P25 paftası. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı'nca. 2. baskısı gerçekleştirilmiştir.
- Sidibé M. and Yalcin M. 2019. Petrography, mineralogy, geochemistry and genesis of the Balaya bauxite deposits in Kindia region, Maritime Guinea, *West Africa. J. Afr. Earth Sci.*, 149: 348-366
- Sillitoe, R.H. 2004. Targeting under cover: The exploration challenge. In: Muhling, J., Goldfarb, N., Vielreicher, N., Bierlin, E., Stumpfl, E., Groves, D.I. and Kenworthy, S. (Eds.), Predictive mineral discovery under cover. SEG 2004 extended abstracts, University of Western Australia, Centre for Global Metallogeny, Nedlands, WA, 33: 16-21.
- Smee, B.W. 1983. Laboratory and field evidence in support of the electrochemically-enhanced migration of ions through glaciolacustrine sediment. *Journal of Geochemical Exploration*, 19: 277-304.
- Smee, B.W. 1998. A new theory to explain the formation of soil geochemical responses over deeply covered gold mineralization in arid environments. *Journal of Geochemical Exploration*, 61: 149-172.
- Staudigel, H., Plank, T., White, B. and Schmincke, H.U. 1996. Geochemical fluxes during seafloor alteration of the basaltic upper oceanic crust: DSPS sites 417 and 418. *Geophysical Monograph*, 96: 19-38.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, in *Magmatism in the Ocean*

- Basins, edited by Saunders, A.D. and Norry, M.J., Geol. Soc. Spec. Publ., 42: 313 – 345.
- Sunkari, E.D., Appiah-Twum, M., Lermi, A. 2019. Spatial distribution and trace element geochemistry of laterites in Kunche area: Implication for gold exploration targets in NW, Ghana. *Journal of African Earth Sciences*, 158: 103519.
- Tarkian, M., Economou-Eliopoulos, M. and Sambanis, G. 1996. PGM in chromitites from the pindos ophiolite complex, Greece. *N. Jb. Miner. Mh.*, 4: 145-160.
- Tetteh, G.M. 2013. GLY 374 Exploration Geochemistry: Lecture Notes. Faculty of Mineral Resources and Technology, University of Mines and Technology (UMaT, TARKWA).
- Thiombane, M., Martín-Fernández, J., Albanese, S., Lima, A., Doherty, A. and De Vivo, B. 2018. Exploratory analysis of multi-element geochemical patterns in soil from the Sarno River Basin (Campania region, southern Italy) through compositional data analysis (CODA). *Journal of Geochemical Exploration* 195: 110–120.
- Thompson, G. and Melson, W.G. 1972. The petrology of the oceanic crust across fracture zones in the Atlantic ocean: evidence of a new kind of seafloor spreading. *J. Geol.*, 80: 529--538.
- Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology*, 18: 49-107. <https://doi.org/10.1144/sjg18010049>.
- Thuizat, R. and Montigny, R. 1979. K-Ar geochronology of three Turkish ophiolites. -- Abstracts Int. Ophiolite Sym. Cyprus, pp. 80--81.
- Tobler, W. 1970. A computer movie simulating urban growth in the Detroit region. *Economic Geography*, 46(Supplement): 234–240.
- USGS, 1973. Suggestions for Prospecting. USGS Government Printing Office, O: 525-996.
- Boogaart, K.G.V.D and Tolosana-Delgado, R. 2013. Analyzing Compositional Data with R. *Springer Verlag, Berlin*, pp. 73-93.
- Van Leeuwen, T.M. 1994. 25 years of mineral exploration and discovery in Indonesia. *J Geochem Exploration*, 50:13–90.
- Vaughan, J.P. 2004. The process mineralogy of gold: The classification of ore types. *JOM*, 56: 46–48. <https://doi.org/10.1007/s11837-004-0092-8>.
- Vernon, R.H. and Clarke, G.L. 2008. Principles of Metamorphic Petrology, Cambridge University Press, 446 p.

- Wahba, G. 1990. 4. Estimating the Smoothing Parameter. In: Spline Models for Observational Data. Society for Industrial and Applied Mathematics, pp. 45-65.
- Wang, X., Xie, X., Cheng, Z. and Liu, D. 1999. Delineation of regional geochemical anomalies penetrating through thick cover in concealed terrains – A case history from the Olympic Dam deposit, Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, 66(1-2): 85–97.
- Weaver, B.L. and Tarney, J. 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310(5978): 575 – 577.
- Whateley, M.K.G. 1991. Geostatistical determination of contour accuracy in evaluating coal seam parameters: an example from the Leicestershire Coalfield, England. *Bull. Soc. Géol. France*, 162: 209–218.
- Whateley, M.K.G. and Scott, B.C. 2006. Evaluation Techniques. 2nd Ed., edited by Charles J. Moon, Michael K.G. Whateley & Anthony M. Evans; with contributions from William L. Barrett [et al.]. Blackwell Publishing Ltd., pp. 199 – 252.
- Whitchurch, K.D., Gillies, S. and Just, G.D. 1987. A Geostatistical Approach to Coal Reserve Classification. Pacific Rim Congress '87, Australasian Institute of Mining and Metallurgy (AusIMM), Aug 1987, pp. 475-482.
- White, F. and Corwin, J.F. 1961. Synthesis and origin of chalcedony. *The American Mineralogist*, 46 (1-2): 112–119.
- Wilcox, R. 2017. Chapter 3 - Estimating Measures of Location and Scale, In Statistical Modeling and Decision Science, Introduction to Robust Estimation and Hypothesis Testing (Fourth Edition). Academic Press, 2017: 45-106.
- Williams, C.K.I. 1998. Prediction with Gaussian Processes: From Linear Regression to Linear Prediction and Beyond. *Learning in Graphical Models*. pp. 599–621.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A. 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Product Using Immobile Elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2).
- Windley, B.F. and Harbaugh, J.W. 2020. Geology. Encyclopædia Britannica inc. <https://www.britannica.com/science/geology> [Last Access: 5 June 2020].
- Winter, J.D. 2001. An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology: By Prentice-Hall Inc., Upper Saddle River, New Jersey, 697 p. ISBN 0-13-240342-0.
- Xie, X.J. 1979. Field Method of Regional Geological Survey: Regional Geochemical Prospecting. Geological Publishing House, Beijing, 4: 109–111.

- Xueqiu, W., Xuejing, X. and Shengyong, Y. 1995. Concepts for geochemical gold exploration based on the abundance and distribution of ultrafine gold. *Journal of Geochemical Exploration* 55 (1995): 93-101.
- Yalcin, F., Ilbeyli, N., Nyamsari, D.G., Battaloglu, R. and Özer, Ö. 2018. Statistical Investigation and Origin of Elements from the Hamit Plutonic (Turkey) Rocks by Multivariate Analysis. 9th International Symposium of the Eastern Mediterranean Geology, Antalya, Türkiye, 7-11 Mayıs 2018, pp.117-117.
- Yalcin, F., Özer, Ö., Nyamsari, D. and Yalçin, M.G. 2019a. Statistical Evaluation Of The Geochemical Content Of Beach Sand Along the Sarisu - Kemer Coastline of Antalya, Turkey. AIP Conference Proceedings, pp.100005-1-100005-4.
- Yalcin, M.G., Nyamsari, D.G., Ozer, Atakoglu, O. and Yalcin, F. 2021. Chemical and statistical characterization of beach sand sediments: implication for natural and anthropogenic origin and paleo-environment. *International Journal of Environmental Science and Technology*. <https://doi.org/10.1007/s13762-021-03280-8>. [Last access: 10 February 2021].
- Yalcin, F., Kilic, S., Nyamsari, D.G., Yalcin, M.G. and Kilic, M. 2016a. Principal component analysis of integrated metal concentrations of Bogacayi Riverbank sediments in Turkey. *Pol J Environ Stud.*, 25(2): 471–485.
- Yalcin, F., Nyamsari, D.G., Ilbeyli, N. and Battaloglu, R. 2019b. Statistical approach by factor and cluster analysis on origin of elements from the Hamit Plutonic (Turkey) rock samples. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 160: 163-175.
- Yalcin, F., Nyamsari, D.G., Paksu, E. and Yalcin, M.G. 2016b. Statistical assessment of heavy metal distribution and contamination of beach sands of Antalya-Turkey: an approach to the multivariate analysis techniques. *Filomat*, 30(4), 945–952.
- Yan, M.C., Chi, Q.H., Gu, T. and Wang, C. 1997. Chemical Composition of Crust and Rocks in Eastern China. Science in China Series D: *Earth Sciences*, 40 (5): 530-539.
- Yigit, O. 2012. A prospective sector in the Tethyan Metallogenic Belt: Geology and geochronology of mineral deposits in the Biga Peninsula, NW Turkey. *Ore Geology Reviews*, 46(August): 118-148.
- Yildirima, D.K., Kilincb, A., Sunera, F., Kumrala, M., Ustunisikc, G.K. and Budakoglua M. 2013. Origin of galena and sphalerite mineralization in the Koru Volcanics, Biga Peninsula, Turkey: insights from MELTS modelling and SUPCRT calculations. *International Geology Review*, 55(7): 830–841. <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2012.744441>.
- Yilmaz, P.O. 1978. Alaklr Gay Unit of the Antalya Complex (Turkey): an example of ocean floor obduction. M.S. Thesis, Bryn Mawr College U.S.A., 91 p.

- Yilmaz, P.O. 1981. Geology of the Antalya Complex, SW Turkey. PhD Thesis: Austin, The University of Texas, University Mikrofilms inter., 268 p.
- Yilmaz, P.O. 1984. Fossil and K-Ar data for the age if the Antalya Complex, south west Turkey. In Dixon, J.E., and Robertson, A.H.F. (Eds.), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. Spec. Publ. London, 17: 335-348.
- Zuo, R. 2014. Identification of geochemical anomalies associated with mineralization in the Fanshan district, Fujian, China. *Journal of Geochemical Exploration*, 139 (2014): 170–176.



8. APPENDIX

Table 8.1. Result of geochemical analysis by rock type and their statistical summary (Min = Minimum, Max. = Maximum, MAD = Median Absolute Deviation, An. Thrs. = Anomaly Threshold, Std. Dev. = Standard Deviation, and Skew. = Skewness)

Serpentinite Rock Samples																	
Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn
PKI1D	46.80	0.45	6.28	0.07	33.31	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	40.0	1294.6	698.0	102.1	2065.8	11.1	29.7
PKI2B	49.20	0.51	6.72	0.42	33.20	0.01	0.04	0.01	0.00	0.01	30.0	764.6	1402.0	125.7	2081.7	7.8	30.8
PKI7	47.00	0.08	5.15	0.04	32.91	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	8.0	203.4	590.0	115.1	2276.6	2.3	26.8
PKI9	46.50	0.94	6.39	0.08	35.67	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	58.0	1943.3	827.0	107.2	2114.7	20.3	32.9
Summary																	
Min.	46.50	0.08	5.15	0.04	32.91	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.0	203.4	590.0	102.1	2065.8	2.3	26.8
Max.	49.20	0.94	6.72	0.42	35.67	0.01	0.04	0.01	0.00	0.01	58.0	1943.3	1402.0	125.7	2276.6	20.3	32.9
Mean	47.38	0.50	6.14	0.15	33.77	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	34.0	1051.5	879.3	112.5	2134.7	10.4	30.1
Median	46.90	0.48	6.34	0.08	33.26	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	35.0	1029.6	762.5	111.2	2098.2	9.4	30.3
MAD	0.25	0.22	0.22	0.02	0.20	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	14.0	545.6	118.5	6.5	24.4	4.4	1.6
An. Thre.	47.40	0.91	6.78	0.12	33.66	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	63.0	2120.8	999.5	124.2	2147.1	18.2	33.5
Std. Dev.	1.23	0.35	0.68	0.18	1.28	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	20.8	743.0	361.7	10.3	96.8	7.6	2.5
Skew.	1.83	0.25	-1.54	1.95	1.89	0.00	2.00	0.00	.	0.00	-0.3	0.1	1.6	0.6	1.7	0.7	-0.4
Sample	Pb	Ga	As	Au	Re	Pt	Ag	Hg	Rb	Sr	Ba	Nb	Hf	Zr	Th	U	Y
PKI1D	21.55	0.40	2.00	1.10	0.00	6.00	71.00	3.75	0.10	1.20	1.40	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.12
PKI2B	0.66	0.50	0.40	0.70	0.00	10.00	1.50	6.00	0.60	4.00	2.90	0.00	0.00	0.30	0.00	0.00	0.85
PKI7	0.19	0.10	0.10	0.15	0.00	6.00	1.50	3.75	0.10	1.10	0.60	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.05
PKI9	0.58	0.70	0.10	0.50	0.00	7.00	1.50	3.75	0.10	2.50	2.80	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.31
Summary	N=4																
Min.	0.19	0.10	0.10	0.15	0.00	6.00	1.50	3.75	0.10	1.10	0.60	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.05
Max.	21.55	0.70	2.00	1.10	0.00	10.00	71.00	6.00	0.60	4.00	2.90	0.00	0.00	0.30	0.00	0.00	0.85
Mean	5.75	0.43	0.65	0.61	0.00	7.25	18.88	4.31	0.23	2.20	1.93	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.33
Median	0.62	0.45	0.25	0.60	0.00	6.50	1.50	3.75	0.10	1.85	2.10	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.22
MAD	0.24	0.15	0.15	0.28	0.00	0.50	0.00	0.00	0.00	0.70	0.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13
An. Thre.	1.09	0.75	0.55	1.15	0.00	7.50	1.50	3.75	0.10	3.25	3.60	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.48
Std. Dev.	10.54	0.25	0.91	0.40	0.00	1.89	34.75	1.13	0.25	1.36	1.12	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.36
Skew.	2.00	-0.56	1.86	0.17	.	1.66	2.00	2.00	2.00	0.94	-0.42	.	.	2.00	.	.	1.50
Sample	W	In	Sn	Te	La	Ce	Sc	Mo	Cd	Sb	Bi	B	Tl	Se	Cs	Be	Li
PKI1D	2.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	9.70	0.07	0.01	0.04	0.00	11.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30
PKI2B	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	9.20	0.33	0.05	0.02	0.00	35.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.30
PKI7	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	3.60	0.21	0.01	0.02	0.00	19.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40
PKI9	0.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	12.20	0.13	0.02	0.02	0.00	18.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.60
Summary																	
Min.	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	3.60	0.07	0.01	0.02	0.00	11.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30
Max.	2.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	12.20	0.33	0.05	0.04	0.00	35.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.30
Mean	0.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	8.68	0.19	0.02	0.03	0.00	20.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.90
Median	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	9.45	0.17	0.02	0.02	0.00	18.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50
MAD	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.50	0.07	0.01	0.00	0.00	4.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15
An. Thre.	1.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	12.45	0.31	0.03	0.02	0.00	26.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.80
Std. Dev.	0.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	3.63	0.11	0.02	0.01	0.00	10.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.94
Skew.	1.12	.	.	.	.	2.00	-1.20	0.65	1.66	2.00	.	1.24	.	.	.	.	1.90

Table 8.1. Continuation

Basaltic Rock Samples																	
Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn
BA7	47.50	8.45	4.90	6.38	1.54	0.89	0.49	3.48	0.00	0.23	141.0	21.4	1101.0	45.7	39.9	25.9	57.8
BA23D	43.90	10.37	4.52	5.57	2.02	0.22	0.27	2.37	0.00	0.07	66.0	59.5	576.0	31.3	67.9	63.7	52.7
BK4B	45.10	12.89	7.52	4.80	3.32	0.32	0.10	4.17	0.00	0.04	100.0	176.1	914.0	54.3	423.0	88.0	55.7
BK6A	30.30	5.78	7.08	13.67	1.24	0.28	0.98	0.09	0.00	0.10	91.0	345.3	1453.0	54.2	247.3	77.4	90.5
BK14B	44.60	8.20	6.68	7.16	2.89	0.63	0.66	1.98	0.00	0.17	110.0	94.9	1053.0	43.0	175.2	77.1	76.5
DzA9	47.80	3.21	5.89	7.51	0.71	0.80	0.66	0.04	0.00	0.43	115.0	48.5	4974.0	153.9	101.3	61.2	388.9
GrA15	51.30	9.26	2.03	7.11	1.09	0.20	0.36	1.00	0.00	0.06	59.0	42.7	323.0	16.5	40.5	12.0	16.1
Summary	N = 7																
Min.	30.30	3.21	2.03	4.80	0.71	0.20	0.10	0.04	0.00	0.04	59.0	21.4	323.0	16.5	39.9	12.0	16.1
Max.	51.30	12.89	7.52	13.67	3.32	0.89	0.98	4.17	0.00	0.43	141.0	345.3	4974.0	153.9	423.0	88.0	388.9
Mean	44.36	8.31	5.52	7.46	1.83	0.48	0.50	1.88	0.00	0.16	97.4	112.6	1484.9	57.0	156.4	57.9	105.5
Median	45.10	8.45	5.89	7.11	1.54	0.32	0.49	1.98	0.00	0.10	100.0	59.5	1053.0	45.7	101.3	63.7	57.8
MAD	2.40	1.92	1.19	0.73	0.48	0.12	0.17	1.50	0.00	0.06	15.0	35.4	400.0	8.6	61.4	13.7	18.7
An. Thre.	49.90	12.29	8.27	8.57	2.50	0.56	0.83	4.98	0.00	0.22	130.0	130.3	1853.0	62.9	224.1	91.0	95.2
Std. Dev.	6.69	3.12	1.89	2.90	0.97	0.29	0.29	1.60	0.00	0.14	28.5	114.5	1581.7	44.8	140.0	28.4	127.1
Skew.	-1.85	-0.33	-1.04	2.03	0.64	0.55	0.33	0.21	.	1.55	0.0	1.8	2.3	2.1	1.3	-0.9	2.5
Sample	Pb	Ga	As	Au	Re	Pt	Ag	Hg	Rb	Sr	Ba	Nb	Hf	Zr	Th	U	Y
BA7	2.44	9.50	0.40	0.15	0.00	0.00	1.50	3.75	18.40	169.5	62.40	0.45	0.97	56.00	2.30	1.50	8.81
BA23D	0.77	8.60	2.60	0.40	0.00	0.00	1.50	3.75	4.20	228.1	14.00	0.02	0.37	18.50	0.20	0.10	10.83
BK4B	9.70	7.80	4.20	1.10	0.00	3.00	6.00	6.00	3.60	176.0	7.60	0.02	0.22	11.70	0.10	0.10	9.81
BK6A	2.59	6.20	10.30	0.30	0.00	2.00	1.50	3.75	19.70	58.1	46.10	0.02	0.43	17.70	0.20	0.10	28.99
BK14B	9.17	9.10	4.10	0.15	0.00	1.50	3.00	3.75	13.20	71.3	31.20	0.06	0.12	9.40	0.70	0.20	16.98
DzA9	5.26	9.40	14.60	0.30	0.00	0.00	33.00	3.75	16.20	57.2	46.70	0.16	0.11	5.50	2.30	0.40	21.35
GrA15	0.52	7.70	1.10	0.15	0.00	0.00	1.50	3.75	4.50	100.1	28.40	0.03	0.27	13.50	0.20	0.10	8.09
Summary																	
Min.	0.52	6.20	0.40	0.15	0.00	0.00	1.50	3.75	3.60	57.2	7.60	0.02	0.11	5.50	0.10	0.10	8.09
Max.	9.70	9.50	14.60	1.10	0.00	3.00	33.00	6.00	19.70	228.1	62.40	0.45	0.97	56.00	2.30	1.50	28.99
Mean	4.35	8.33	5.33	0.36	0.00	0.93	6.86	4.07	11.40	122.9	33.77	0.11	0.36	18.90	0.86	0.36	14.98
Median	2.59	8.60	4.10	0.30	0.00	0.00	1.50	3.75	13.20	100.1	31.20	0.03	0.27	13.50	0.20	0.10	10.83
MAD	2.07	0.80	3.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	6.50	42.9	15.50	0.01	0.15	4.20	0.10	0.00	2.74
An. Thre.	6.73	10.20	10.10	0.60	0.00	0.00	1.50	3.75	26.20	185.9	62.20	0.05	0.57	21.90	0.40	0.10	16.31
Std. Dev.	3.81	1.18	5.21	0.34	0.00	1.24	11.65	0.85	7.12	68.0	19.37	0.16	0.30	16.97	1.00	0.52	7.86
Skew.	0.64	-0.95	1.15	2.21	.	0.87	2.54	2.65	-0.09	0.5	0.05	2.17	1.82	2.26	1.09	2.41	1.08
Sample	W	In	Sn	Te	La	Ce	Sc	Mo	Cd	Sb	Bi	B	Tl	Se	Cs	Be	Li
BA7	30.90	0.02	0.60	0.02	18.00	32.40	6.20	0.65	0.10	0.04	0.02	17.00	0.08	0.50	0.24	0.50	1.90
BA23D	1.50	0.02	0.40	0.02	2.40	6.30	4.00	0.24	0.04	0.14	0.02	16.00	0.02	0.10	0.19	0.20	18.90
BK4B	4.50	0.02	0.40	0.03	0.80	2.60	13.20	0.33	0.15	0.21	0.02	16.00	0.09	0.10	0.54	0.20	8.30
BK6A	0.10	0.04	0.40	0.02	2.70	4.90	30.10	0.41	0.30	0.88	0.02	33.00	0.05	0.50	0.43	0.10	24.90
BK14B	19.70	0.03	0.90	0.02	7.20	16.30	8.50	0.58	0.19	0.16	0.02	42.00	0.19	0.20	0.40	0.50	18.70
DzA9	15.10	0.06	1.20	0.02	32.90	65.20	13.50	2.03	0.08	0.10	0.02	10.00	0.21	0.20	0.16	0.40	4.20
GrA15	23.00	0.02	0.30	0.02	2.00	4.60	6.20	0.21	0.05	0.06	0.02	16.00	0.02	0.20	0.08	0.20	10.50
Summary																	
Min.	0.10	0.02	0.30	0.02	0.80	2.60	4.00	0.21	0.04	0.04	0.02	10.00	0.02	0.10	0.08	0.10	1.90
Max.	30.90	0.06	1.20	0.03	32.90	65.20	30.10	2.03	0.30	0.88	0.02	42.00	0.21	0.50	0.54	0.50	24.90
Mean	13.54	0.03	0.60	0.02	9.43	18.90	11.67	0.64	0.13	0.23	0.02	21.43	0.09	0.26	0.29	0.30	12.49
Median	15.10	0.02	0.40	0.02	2.70	6.30	8.50	0.41	0.10	0.14	0.02	16.00	0.08	0.20	0.24	0.20	10.50
MAD	10.60	0.00	0.10	0.00	1.90	3.70	4.50	0.17	0.05	0.07	0.00	1.00	0.06	0.10	0.16	0.10	8.20
An. Thre.	36.30	0.02	0.60	0.02	6.50	13.70	17.50	0.75	0.20	0.28	0.02	18.00	0.20	0.40	0.56	0.40	26.90
Std. Dev.	11.82	0.02	0.33	0.00	11.93	22.94	8.89	0.64	0.09	0.29	0.00	11.52	0.08	0.17	0.17	0.16	8.52
Skew.	0.20	1.57	1.23	2.65	1.63	1.73	1.81	2.29	1.12	2.43	.	1.25	0.77	0.94	0.32	0.32	0.22

Table 8.1. Continuation

Sample	Soil Samples																
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn
SoA3B	53.50	6.03	10.45	1.96	3.90	0.87	0.36	0.06	0.00	0.47	164.0	43.4	2739.0	37.0	47.0	66.7	121.9
SoA24B	46.30	4.69	2.33	20.34	0.93	0.01	0.76	0.01	0.00	0.05	36.0	32.3	250.0	14.3	36.1	54.0	45.5
SoÇ	61.00	4.02	3.82	4.21	3.71	0.00	0.37	0.28	0.05	0.21	43.0	100.6	5542.0	86.5	240.7	103.9	94.5
SoÇ9	77.70	2.83	3.56	0.32	1.04	0.01	0.27	0.02	0.05	0.05	36.0	83.4	591.0	14.9	123.9	29.1	37.1
SoÇ13B	80.40	3.50	2.52	0.71	0.61	0.01	0.51	0.02	0.05	0.04	23.0	21.3	415.0	17.6	29.4	69.7	37.3
SoK9	47.70	9.54	9.69	4.83	3.56	0.68	0.86	1.53	0.00	0.21	176.0	58.3	1799.0	37.3	84.2	67.1	101.0
SoK17	46.70	11.73	8.84	6.27	4.73	0.43	2.10	1.05	0.00	0.09	138.0	124.5	1012.0	51.9	193.7	60.2	74.3
Summary	N = 7																
Min.	46.30	2.83	2.33	0.32	0.61	0.00	0.27	0.01	0.00	0.04	23.0	21.3	250.0	14.3	29.4	29.1	37.1
Max.	80.40	11.73	10.45	20.34	4.73	0.87	2.10	1.53	0.05	0.47	176.0	124.5	5542.0	86.5	240.7	103.9	121.9
Mean	59.04	6.05	5.89	5.52	2.64	0.29	0.75	0.42	0.02	0.16	88.0	66.3	1764.0	37.1	107.9	64.4	73.1
Median	53.50	4.69	3.82	4.21	3.56	0.01	0.51	0.06	0.00	0.09	43.0	58.3	1012.0	37.0	84.2	66.7	74.3
MAD	7.20	1.34	1.49	2.25	1.17	0.01	0.24	0.05	0.00	0.05	20.0	26.0	762.0	19.4	48.1	6.5	28.8
An. Thre.	67.90	7.37	6.80	8.71	5.90	0.03	0.99	0.16	0.00	0.19	83.0	110.3	2536.0	75.8	180.4	79.8	131.9
Std. Dev.	14.62	3.35	3.60	6.89	1.71	0.37	0.63	0.61	0.03	0.16	67.9	37.9	1883.2	26.0	82.5	22.3	34.1
Skew.	0.80	1.03	0.36	2.10	-0.20	0.79	2.05	1.35	0.37	1.58	0.4	0.4	1.6	1.2	0.8	0.4	0.2
Sample	Pb	Ga	As	Au	Re	Pt	Ag	Hg	Rb	Sr	Ba	Nb	Hf	Zr	Th	U	Y
SoA3B	3.50	12.80	1.20	0.40	0.00	0.00	12.00	18.00	16.00	100.8	54.10	2.17	0.24	17.80	3.20	0.40	25.49
SoA24B	10.19	6.70	3.10	10.10	0.00	0.00	31.00	26.00	31.00	73.7	42.70	0.26	0.17	7.90	3.70	0.20	17.77
SoÇ	26.75	5.60	4.10	3.10	0.75	2.00	22.00	62.00	14.00	166.4	71.50	0.02	0.14	6.30	5.60	0.80	19.14
SoÇ9	8.42	4.80	3.10	0.90	0.75	1.50	8.00	9.00	17.20	21.1	32.60	0.22	0.04	2.00	3.20	0.30	9.55
SoÇ13B	11.27	5.80	1.40	3.30	0.75	1.50	9.00	8.00	19.20	17.2	21.80	0.11	0.17	6.30	5.30	0.20	17.01
SoK9	2.34	13.40	1.90	1.30	0.00	1.50	1.50	3.75	16.40	82.9	12.90	0.02	0.54	27.00	0.90	0.20	33.36
SoK17	1.06	21.00	2.80	1.10	0.00	1.50	1.50	5.00	31.60	46.7	35.60	0.02	0.78	41.30	0.60	0.10	12.29
Summary																	
Min.	1.06	4.80	1.20	0.40	0.00	0.00	1.50	3.75	14.00	17.2	12.90	0.02	0.04	2.00	0.60	0.10	9.55
Max.	26.75	21.00	4.10	10.10	0.75	2.00	31.00	62.00	31.60	166.4	71.50	2.17	0.78	41.30	5.60	0.80	33.36
Mean	9.08	10.01	2.51	2.89	0.32	1.14	12.14	18.82	20.77	72.7	38.74	0.40	0.30	15.51	3.21	0.31	19.23
Median	8.42	6.70	2.80	1.30	0.00	1.50	9.00	9.00	17.20	73.7	35.60	0.11	0.17	7.90	3.20	0.20	17.77
MAD	4.92	1.90	0.90	0.90	0.00	0.00	7.50	5.25	2.00	27.1	13.80	0.09	0.07	5.90	2.10	0.10	5.48
An. Thre.	18.26	10.50	4.60	3.10	0.00	1.50	24.00	19.50	21.20	127.9	63.20	0.29	0.31	19.70	7.40	0.40	28.73
Std. Dev.	8.75	5.99	1.05	3.37	0.40	0.80	10.85	20.61	7.36	51.8	19.69	0.79	0.26	14.22	1.94	0.23	8.04
Skew.	1.58	1.14	0.11	2.09	0.37	-0.98	0.94	1.94	1.05	0.9	0.50	2.56	1.29	1.15	-0.24	1.84	0.81
Sample	W	In	Sn	Te	La	Ce	Sc	Mo	Cd	Sb	Bi	B	Tl	Se	Cs	Be	Li
SoA3B	0.10	0.07	1.00	0.03	31.40	60.70	11.60	1.17	0.11	0.03	0.04	6.00	0.07	0.20	0.21	0.70	27.30
SoA24B	4.30	0.04	1.00	0.08	14.70	21.50	5.80	0.38	0.47	0.11	0.18	17.00	0.19	0.90	1.35	1.00	33.00
SoÇ	0.10	0.04	0.80	0.20	19.70	54.80	8.60	4.16	0.09	0.33	0.44	26.00	0.37	0.20	0.71	1.10	17.30
SoÇ9	0.10	0.03	0.80	0.14	7.60	23.10	4.70	1.69	0.04	0.14	0.17	6.00	0.18	0.10	1.01	0.80	4.20
SoÇ13B	4.00	0.03	1.00	0.17	17.70	62.10	5.40	0.37	0.02	0.09	0.19	8.00	0.11	0.10	0.94	0.90	4.70
SoK9	0.10	0.06	1.00	0.02	8.60	22.30	18.80	0.35	0.10	0.17	0.02	20.00	0.07	0.20	0.28	0.50	24.50
SoK17	0.10	0.06	1.10	0.02	3.70	10.90	25.60	0.15	0.38	0.08	0.02	68.00	0.18	0.10	0.44	0.70	35.40
Summary																	
Min.	0.10	0.03	0.80	0.02	3.70	10.90	4.70	0.15	0.02	0.03	0.02	6.00	0.07	0.10	0.21	0.50	4.20
Max.	4.30	0.07	1.10	0.20	31.40	62.10	25.60	4.16	0.47	0.33	0.44	68.00	0.37	0.90	1.35	1.10	35.40
Mean	1.26	0.05	0.96	0.09	14.77	36.49	11.50	1.18	0.17	0.14	0.15	21.57	0.17	0.26	0.71	0.81	20.91
Median	0.10	0.04	1.00	0.08	14.70	23.10	8.60	0.38	0.10	0.11	0.17	17.00	0.18	0.20	0.71	0.80	24.50
MAD	0.00	0.01	0.00	0.06	6.10	12.20	3.20	0.23	0.06	0.03	0.13	9.00	0.07	0.10	0.30	0.10	8.50
An. Thre.	0.10	0.06	1.00	0.20	26.90	47.50	15.00	0.84	0.22	0.17	0.43	35.00	0.32	0.40	1.31	1.00	41.50
Std. Dev.	1.98	0.02	0.11	0.08	9.32	21.75	7.92	1.43	0.18	0.10	0.15	21.86	0.10	0.29	0.42	0.20	12.68
Skew.	1.24	0.31	-0.73	0.34	0.80	0.27	1.15	1.92	1.18	1.53	1.29	2.01	1.34	2.48	0.29	-0.10	-0.44

Table 8.1. Continuation

	Claystone Samples																
Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn
YÇ6B	58.60	1.76	1.39	19.57	0.41	0.01	0.13	0.03	0.30	0.23	25.0	39.2	2015.0	8.6	36.6	35.2	42.0
YK9A	50.40	8.71	7.63	5.50	2.55	0.54	0.27	3.13	0.00	0.22	150.0	23.2	1015.0	23.6	27.6	36.6	87.8
YÇ2B	79.50	3.25	2.54	0.85	0.40	0.01	0.24	0.03	0.05	0.12	58.0	23.9	10000.0	13.7	25.6	42.3	39.4
Summary	N = 3																
Min.	50.40	1.76	1.39	0.85	0.40	0.01	0.13	0.03	0.00	0.12	25.0	23.2	1015.0	8.6	25.6	35.2	39.4
Max.	79.50	8.71	7.63	19.57	2.55	0.54	0.27	3.13	0.30	0.23	150.0	39.2	10000.0	23.6	36.6	42.3	87.8
Mean	62.83	4.57	3.85	8.64	1.12	0.19	0.21	1.06	0.12	0.19	77.7	28.8	4343.3	15.3	29.9	38.0	56.4
Median	58.60	3.25	2.54	5.50	0.41	0.01	0.24	0.03	0.05	0.22	58.0	23.9	2015.0	13.7	27.6	36.6	42.0
MAD	8.20	1.49	1.15	4.65	0.01	0.00	0.03	0.00	0.05	0.01	33.0	0.7	1000.0	5.1	2.0	1.4	2.6
An. Thre.	75.00	6.23	4.84	14.80	0.43	0.01	0.30	0.03	0.15	0.24	124.0	25.3	4015.0	23.9	31.6	39.3	47.2
Std. Dev.	15.00	3.66	3.32	9.75	1.24	0.31	0.07	1.79	0.16	0.06	64.8	9.0	4924.3	7.6	5.9	3.7	27.2
Skew.	1.17	1.42	1.50	1.30	1.73	1.73	-1.42	1.73	1.55	-1.68	1.2	1.7	1.7	0.9	1.5	1.5	1.7
Sample	Pb	Ga	As	Au	Re	Pt	Ag	Hg	Rb	Sr	Ba	Nb	Hf	Zr	Th	U	Y
YÇ6B	3.58	2.70	1.70	1.10	2.00	1.50	93.00	48.00	5.90	243.5	22.00	0.04	0.11	4.60	1.20	1.20	12.76
YK9A	1.59	9.60	1.20	0.30	0.00	1.50	1.50	3.75	5.60	12.0	6.50	0.02	0.35	18.20	0.80	0.10	28.05
YÇ2B	8.90	5.50	1.50	4.80	0.75	1.50	6.00	3.75	13.10	65.1	17.60	0.03	0.23	8.60	4.70	0.40	16.98
Summary																	
Min.	1.59	2.70	1.20	0.30	0.00	1.50	1.50	3.75	5.60	12.0	6.50	0.02	0.11	4.60	0.80	0.10	12.76
Max.	8.90	9.60	1.70	4.80	2.00	1.50	93.00	48.00	13.10	243.5	22.00	0.04	0.35	18.20	4.70	1.20	28.05
Mean	4.69	5.93	1.47	2.07	0.92	1.50	33.50	18.50	8.20	106.9	15.37	0.03	0.23	10.47	2.23	0.57	19.26
Median	3.58	5.50	1.50	1.10	0.75	1.50	6.00	3.75	5.90	65.1	17.60	0.03	0.23	8.60	1.20	0.40	16.98
MAD	1.99	2.80	0.20	0.80	0.75	0.00	4.50	0.00	0.30	53.1	4.40	0.01	0.12	4.00	0.40	0.30	4.22
An. Thre.	7.56	11.10	1.90	2.70	2.25	1.50	15.00	3.75	6.50	171.3	26.40	0.05	0.47	16.60	2.00	1.00	25.42
Std. Dev.	3.78	3.47	0.25	2.40	1.01	0.00	51.58	25.55	4.25	121.3	7.99	0.01	0.12	6.99	2.15	0.57	7.90
Skew.	1.21	0.55	-0.59	1.52	0.72	.	1.72	1.73	1.72	1.4	-1.16	0.00	0.00	1.12	1.67	1.21	1.19
Sample	W	In	Sn	Te	La	Ce	Sc	Mo	Cd	Sb	Bi	B	Tl	Se	Cs	Be	Li
YÇ6B	2.70	0.02	0.30	0.05	8.80	12.00	4.20	0.64	0.08	0.16	0.08	6.00	0.08	1.60	0.34	0.40	3.20
YK9A	0.10	0.03	0.50	0.02	8.90	20.10	7.90	0.32	0.04	0.08	0.02	10.00	0.02	0.20	0.19	0.20	12.80
YÇ2B	1.70	0.03	0.90	0.15	9.80	33.80	4.50	2.05	0.02	0.12	0.14	6.00	0.16	0.10	0.80	0.70	7.30
Summary																	
Min.	0.10	0.02	0.30	0.02	8.80	12.00	4.20	0.32	0.02	0.08	0.02	6.00	0.02	0.10	0.19	0.20	3.20
Max.	2.70	0.03	0.90	0.15	9.80	33.80	7.90	2.05	0.08	0.16	0.14	10.00	0.16	1.60	0.80	0.70	12.80
Mean	1.50	0.03	0.57	0.07	9.17	21.97	5.53	1.00	0.05	0.12	0.08	7.33	0.09	0.63	0.44	0.43	7.77
Median	1.70	0.03	0.50	0.05	8.90	20.10	4.50	0.64	0.04	0.12	0.08	6.00	0.08	0.20	0.34	0.40	7.30
MAD	1.00	0.00	0.20	0.03	0.10	8.10	0.30	0.32	0.02	0.04	0.06	0.00	0.06	0.10	0.15	0.20	4.10
An. Thre.	3.70	0.03	0.90	0.11	9.10	36.30	5.10	1.28	0.08	0.20	0.20	6.00	0.20	0.40	0.64	0.80	15.50
Std. Dev.	1.31	0.01	0.31	0.07	0.55	11.02	2.06	0.92	0.03	0.04	0.06	2.31	0.07	0.84	0.32	0.25	4.82
Skew.	-0.67	-1.73	0.94	1.36	1.67	0.74	1.69	1.50	0.94	0.00	0.00	1.73	0.42	1.70	1.31	0.59	0.43

Table 8.1. Continuation

	Siltstone Samples																
Samples	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn
SÇ4	92.00	0.85	0.63	1.18	0.41	0.00	0.17	0.03	0.00	0.06	8.0	38.3	458.0	14.6	7.0	25.7	8.1
SÇ10	31.10	2.80	2.76	0.57	0.43	0.00	0.35	0.02	0.05	0.05	24.0	21.8	5898.0	15.9	28.2	163.5	30.8
SK11B	90.60	1.66	0.69	0.38	0.40	0.00	0.25	0.04	0.00	0.04	16.0	12.9	31.0	14.4	12.6	40.6	19.1
SÇKI5C	88.00	2.06	1.27	0.46	0.35	0.01	0.19	0.05	0.00	0.10	13.0	14.3	70.0	15.8	15.3	54.4	22.3
Summary	N = 4																
Min.	31.10	0.85	0.63	0.38	0.35	0.00	0.17	0.02	0.00	0.04	8.0	12.9	31.0	14.4	7.0	25.7	8.1
Max.	92.00	2.80	2.76	1.18	0.43	0.01	0.35	0.05	0.05	0.10	24.0	38.3	5898.0	15.9	28.2	163.5	30.8
Mean	75.43	1.84	1.34	0.65	0.40	0.00	0.24	0.04	0.01	0.06	15.3	21.8	1614.3	15.2	15.8	71.0	20.1
Median	89.30	1.86	0.98	0.52	0.41	0.00	0.22	0.04	0.00	0.06	14.5	18.1	264.0	15.2	14.0	47.5	20.7
MAD	2.00	0.57	0.32	0.10	0.02	0.00	0.04	0.01	0.00	0.01	4.0	4.5	213.5	0.7	4.2	14.3	5.9
An. Thre.	93.30	3.00	1.62	0.71	0.44	0.00	0.30	0.06	0.00	0.08	22.5	27.0	691.0	16.5	22.3	76.2	32.4
Std. Dev.	29.60	0.81	0.99	0.36	0.03	0.01	0.08	0.01	0.03	0.03	6.7	11.7	2862.3	0.8	9.0	62.8	9.4
Skew.	-1.98	-0.12	1.54	1.73	-1.20	2.00	1.09	0.00	2.00	1.44	0.6	1.4	2.0	0.0	1.1	1.8	-0.4
Sample	Pb	Ga	As	Au	Re	Pt	Ag	Hg	Rb	Sr	Ba	Nb	Hf	Zr	Th	U	Y
SÇ4	1.55	1.30	0.60	0.15	0.75	1.50	6.00	3.75	6.40	22.0	19.00	0.02	0.07	2.60	1.60	0.10	4.95
SÇ10	17.66	4.50	0.80	5.20	0.75	1.50	28.00	14.00	14.70	91.4	26.40	0.02	0.15	4.60	6.10	0.40	10.08
SK11B	7.52	2.70	1.10	50.60	0.00	1.50	4.00	3.75	8.40	15.8	9.80	0.02	0.13	4.40	2.60	0.10	7.31
SÇKI5C	4.22	3.30	0.80	0.15	0.00	0.00	4.00	3.75	11.10	63.5	15.00	0.00	0.12	4.00	3.10	0.20	20.88
Summary																	
Min.	1.55	1.30	0.60	0.15	0.00	0.00	4.00	3.75	6.40	15.8	9.80	0.00	0.07	2.60	1.60	0.10	4.95
Max.	17.66	4.50	1.10	50.60	0.75	1.50	28.00	14.00	14.70	91.4	26.40	0.02	0.15	4.60	6.10	0.40	20.88
Mean	7.74	2.95	0.83	14.03	0.38	1.13	10.50	6.31	10.15	48.2	17.55	0.02	0.12	3.90	3.35	0.20	10.81
Median	5.87	3.00	0.80	2.68	0.38	1.50	5.00	3.75	9.75	42.8	17.00	0.02	0.13	4.20	2.85	0.15	8.70
MAD	2.99	0.90	0.10	2.53	0.38	0.00	1.00	0.00	2.35	23.9	4.60	0.00	0.02	0.30	0.75	0.05	2.57
An. Thre.	11.84	4.80	1.00	7.73	1.13	1.50	7.00	3.75	14.45	90.5	26.20	0.02	0.16	4.80	4.35	0.25	13.83
Std. Dev.	7.05	1.33	0.21	24.50	0.43	0.75	11.70	5.13	3.59	35.8	7.00	0.01	0.03	0.90	1.94	0.14	7.04
Skew.	1.32	-0.21	0.71	1.95	0.00	-2.00	1.96	2.00	0.53	0.5	0.42	-2.00	-1.20	-1.57	1.38	1.41	1.49
Sample	W	In	Sn	Te	La	Ce	Sc	Mo	Cd	Sb	Bi	B	Tl	Se	Cs	Be	Li
SÇ4	78.40	0.02	0.20	0.04	5.70	9.30	2.00	0.49	0.01	0.05	0.08	3.00	0.07	0.10	0.49	0.20	2.10
SÇ10	0.10	0.03	0.80	0.16	11.20	37.60	4.80	1.24	0.01	0.10	0.18	5.00	0.19	0.10	0.96	0.90	2.30
SK11B	30.20	0.02	0.40	0.07	7.70	20.60	2.70	0.17	0.01	0.04	0.09	6.00	0.05	0.10	0.44	0.40	2.00
SÇKI5C	11.00	0.00	0.50	0.07	13.50	41.60	2.80	0.68	0.01	0.06	0.09	4.00	0.12	0.10	0.70	0.50	1.80
Summary																	
Min.	0.10	0.00	0.20	0.04	5.70	9.30	2.00	0.17	0.01	0.04	0.08	3.00	0.05	0.10	0.44	0.20	1.80
Max.	78.40	0.03	0.80	0.16	13.50	41.60	4.80	1.24	0.01	0.10	0.18	6.00	0.19	0.10	0.96	0.90	2.30
Mean	29.93	0.02	0.48	0.09	9.53	27.28	3.08	0.65	0.01	0.06	0.11	4.50	0.11	0.10	0.65	0.50	2.05
Median	20.60	0.02	0.45	0.07	9.45	29.10	2.75	0.59	0.01	0.06	0.09	4.50	0.10	0.10	0.60	0.45	2.05
MAD	15.05	0.01	0.15	0.02	2.75	10.50	0.40	0.26	0.00	0.01	0.01	1.00	0.04	0.00	0.13	0.15	0.15
An. Thre.	50.70	0.03	0.75	0.10	14.95	50.10	3.55	1.10	0.01	0.08	0.10	6.50	0.17	0.10	0.86	0.75	2.35
Std. Dev.	34.63	0.01	0.25	0.05	3.49	15.05	1.20	0.45	0.00	0.03	0.05	1.29	0.06	0.00	0.24	0.29	0.21
Skew.	1.29	-1.13	0.56	1.54	0.09	-0.40	1.46	0.74	.	1.44	1.94	0.00	0.88	.	0.89	0.94	0.00

Table 8.1. Continuation

Sample	Stream Sediment Samples																
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn
So1A	69.90	2.34	1.82	7.85	0.78	0.01	0.43	0.02	0.00	0.05	14.0	19.9	1017.0	12.2	26.6	45.9	45.1
STM 2	74.30	2.31	2.12	4.24	0.95	0.01	0.34	0.04	0.00	0.06	23.0	25.8	5097.0	19.1	43.6	88.6	33.9
STM B	65.50	2.55	2.47	9.36	2.35	0.01	0.41	0.04	0.00	0.05	22.0	59.5	2642.0	17.1	124.6	50.8	35.0
STM F	60.60	2.38	1.67	15.45	1.19	0.01	0.34	0.04	0.00	0.05	25.0	35.9	6122.0	21.1	51.9	87.0	28.2
STM K	73.20	3.53	2.54	4.69	1.16	0.01	0.57	0.06	0.00	0.05	30.0	27.5	3033.0	23.4	44.0	69.1	56.1
DSTM 3	59.20	1.79	1.66	16.75	1.29	0.01	0.28	0.03	0.00	0.05	19.0	34.7	4909.0	14.2	61.9	61.2	24.5
Summary	N = 6																
Min.	59.20	1.79	1.66	4.24	0.78	0.01	0.28	0.02	0.00	0.05	14.0	19.9	1017.0	12.2	26.6	45.9	24.5
Max.	74.30	3.53	2.54	16.75	2.35	0.01	0.57	0.06	0.00	0.06	30.0	59.5	6122.0	23.4	124.6	88.6	56.1
Mean	67.12	2.48	2.05	9.72	1.29	0.01	0.40	0.04	0.00	0.05	22.2	33.9	3803.3	17.9	58.8	67.1	37.1
Median	67.70	2.36	1.97	8.61	1.18	0.01	0.38	0.04	0.00	0.05	22.5	31.1	3971.0	18.1	48.0	65.1	34.5
MAD	6.05	0.12	0.31	4.14	0.17	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	3.0	5.1	1227.5	3.5	9.2	16.7	8.1
An. Thre.	79.80	2.60	2.58	16.89	1.52	0.01	0.47	0.05	0.00	0.05	28.5	41.2	6426.0	25.0	66.3	98.6	50.7
Std. Dev.	6.39	0.57	0.39	5.31	0.55	0.00	0.10	0.01	0.00	0.00	5.4	13.9	1896.2	4.2	34.3	17.9	11.6
Skew.	-0.18	1.28	0.36	0.47	1.83	.	1.02	0.44	.	2.45	-0.1	1.5	-0.3	-0.1	1.8	0.2	0.9
Sample																	
	Pb	Ga	As	Au	Re	Pt	Ag	Hg	Rb	Sr	Ba	Nb	Hf	Zr	Th	U	Y
So1A	19.01	3.50	1.00	2.20	0.00	0.00	5.00	9.00	15.10	86.0	44.6	0.02	0.08	2.80	4.70	0.20	12.36
STM 2	12.23	3.60	2.40	2.20	0.00	0.00	8.00	22.00	14.10	80.0	136.6	0.07	0.07	3.10	3.80	0.30	16.99
STM B	10.21	3.70	2.50	3.10	0.00	0.00	10.00	8.00	16.00	104.6	62.6	0.08	0.05	2.40	3.40	0.30	12.55
STM F	7.90	3.60	2.40	1.50	0.00	0.00	7.00	3.75	14.60	181.3	200.0	0.07	0.07	3.60	2.40	0.30	9.62
STM K	11.57	5.50	1.80	1.90	0.00	0.00	8.00	12.00	21.30	83.5	87.6	0.05	0.12	5.40	4.00	0.30	14.24
DSTM 3	7.37	2.60	2.50	2.20	0.00	0.00	7.00	9.00	11.90	169.4	116.2	0.09	0.04	1.70	2.40	0.20	10.20
Summary																	
Min.	7.37	2.60	1.00	1.50	0.00	0.00	5.00	3.75	11.90	80.0	44.6	0.02	0.04	1.70	2.40	0.20	9.62
Max.	19.01	5.50	2.50	3.10	0.00	0.00	10.00	22.00	21.30	181.3	200.0	0.09	0.12	5.40	4.70	0.30	16.99
Mean	11.38	3.75	2.10	2.18	0.00	0.00	7.50	10.63	15.50	117.5	107.9	0.06	0.07	3.17	3.45	0.27	12.66
Median	10.89	3.60	2.40	2.20	0.00	0.00	7.50	9.00	14.85	95.3	101.9	0.07	0.07	2.95	3.60	0.30	12.46
MAD	2.17	0.10	0.10	0.15	0.00	0.00	0.50	2.00	0.95	13.6	37.0	0.02	0.02	0.60	0.75	0.00	2.02
An. Thre.	15.22	3.80	2.60	2.50	0.00	0.00	8.50	13.00	16.75	122.4	175.9	0.10	0.10	4.15	5.10	0.30	16.50
Std. Dev.	4.21	0.95	0.60	0.53	0.00	0.00	1.64	6.18	3.16	45.8	56.3	0.03	0.03	1.27	0.92	0.05	2.71
Skew.	1.35	1.34	-1.63	0.88	.	.	0.00	1.43	1.39	0.9	0.8	-1.14	0.99	1.11	-0.06	-0.97	0.64
Sample																	
	W	In	Sn	Te	La	Ce	Sc	Mo	Cd	Sb	Bi	B	Tl	Se	Cs	Be	Li
So1A	0.10	0.02	0.60	0.06	16.20	45.70	3.90	0.29	0.07	0.11	0.17	15.00	0.09	0.30	0.78	0.70	5.90
STM 2	0.10	0.03	0.70	0.15	14.60	43.80	4.20	2.49	0.08	0.13	0.18	9.00	0.16	0.10	0.83	0.70	5.40
STM B	0.10	0.02	0.70	0.09	14.80	37.20	4.10	1.19	0.12	0.12	0.15	12.00	0.12	0.30	0.75	0.70	7.60
STM F	9.30	0.02	0.50	0.09	9.00	23.90	3.50	3.11	0.06	0.12	0.11	11.00	0.19	0.60	0.80	0.50	4.20
STM K	9.00	0.03	0.90	0.13	15.10	43.00	5.20	1.38	0.07	0.12	0.17	16.00	0.16	0.20	1.03	0.80	7.90
DSTM 3	0.10	0.02	0.40	0.09	10.30	25.80	2.90	2.01	0.11	0.11	0.11	9.00	0.11	0.60	0.63	0.50	4.80
Summary																	
Min.	0.10	0.02	0.40	0.06	9.00	23.90	2.90	0.29	0.06	0.11	0.11	9.00	0.09	0.10	0.63	0.50	4.20
Max.	9.30	0.03	0.90	0.15	16.20	45.70	5.20	3.11	0.12	0.13	0.18	16.00	0.19	0.60	1.03	0.80	7.90
Mean	3.12	0.02	0.63	0.10	13.33	36.57	3.97	1.75	0.09	0.12	0.15	12.00	0.14	0.35	0.80	0.65	5.97
Median	0.10	0.02	0.65	0.09	14.70	40.10	4.00	1.70	0.08	0.12	0.16	11.50	0.14	0.30	0.79	0.70	5.65
MAD	0.00	0.00	0.10	0.02	0.95	4.65	0.35	0.65	0.01	0.01	0.02	2.50	0.03	0.15	0.04	0.05	1.15
An. Thre.	0.10	0.02	0.85	0.12	16.60	49.40	4.70	3.00	0.10	0.13	0.19	16.50	0.19	0.60	0.87	0.80	7.95
Std. Dev.	4.67	0.01	0.18	0.03	2.94	9.53	0.77	1.00	0.02	0.01	0.03	2.97	0.04	0.21	0.13	0.12	1.50
Skew.	0.97	0.97	0.25	0.51	-0.89	-0.65	0.38	-0.10	0.75	0.31	-0.60	0.41	0.09	0.40	0.84	-0.49	0.38

Table 8.2. Comparison of average element concentration for the various sample media types

Averages of Elemets by Sample Type																	
Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn
Basalt	44.36	8.31	5.52	7.46	1.83	0.48	0.50	1.88	0.00	0.16	97.4	112.6	1484.9	57.0	156.4	57.9	105.5
Serpen.	47.38	0.50	6.14	0.15	33.77	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	34.0	1051.5	879.3	112.5	2134.7	10.4	30.1
Soil	59.04	6.05	5.89	5.52	2.64	0.29	0.75	0.42	0.02	0.16	88.0	66.3	1764.0	37.1	107.9	64.4	73.1
Claystone	62.83	4.57	3.85	8.64	1.12	0.19	0.21	1.06	0.12	0.19	77.7	28.8	4343.3	15.3	29.9	38.0	56.4
Siltstone	75.43	1.84	1.34	0.65	0.40	0.00	0.24	0.04	0.01	0.06	15.3	21.8	1614.3	15.2	15.8	71.0	20.1
Stream Sed.	67.12	2.48	2.05	9.72	1.29	0.01	0.40	0.04	0.00	0.05	22.2	33.9	3803.3	17.9	58.8	67.1	37.1

Sample	Pb	Ga	As	Au	Re	Pt	Ag	Hg	Rb	Sr	Ba	Nb	Hf	Zr	Th	U	Y
Basalt	4.35	8.33	5.33	0.36	0.00	0.93	6.86	4.07	11.40	122.9	33.77	0.11	0.36	18.90	0.86	0.36	14.98
Serpen.	5.75	0.43	0.65	0.61	0.00	7.25	18.88	4.31	0.23	2.20	1.93	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.33
Soil	9.08	10.01	2.51	2.89	0.32	1.14	12.14	18.82	20.77	72.7	38.74	0.40	0.30	15.51	3.21	0.31	19.23
Claystone	4.69	5.93	1.47	2.07	0.92	1.50	33.50	18.50	8.20	106.9	15.37	0.03	0.23	10.47	2.23	0.57	19.26
Siltstone	7.74	2.95	0.83	14.03	0.38	1.13	10.50	6.31	10.15	48.2	17.55	0.02	0.12	3.90	3.35	0.20	10.81
Stream Sed.	11.38	3.75	2.10	2.18	0.00	0.00	7.50	10.63	15.50	117.5	107.9	0.06	0.07	3.17	3.45	0.27	12.66

Sample	W	In	Sn	Te	La	Ce	Sc	Mo	Cd	Sb	Bi	B	Tl	Se	Cs	Be	Li
Mean	13.54	0.03	0.60	0.02	9.43	18.90	11.67	0.64	0.13	0.23	0.02	21.43	0.09	0.26	0.29	0.30	12.49
Serpen.	0.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	8.68	0.19	0.02	0.03	0.00	20.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.90
Soil	1.26	0.05	0.96	0.09	14.77	36.49	11.50	1.18	0.17	0.14	0.15	21.57	0.17	0.26	0.71	0.81	20.91
Claystone	1.50	0.03	0.57	0.07	9.17	21.97	5.53	1.00	0.05	0.12	0.08	7.33	0.09	0.63	0.44	0.43	7.77
Siltstone	29.93	0.02	0.48	0.09	9.53	27.28	3.08	0.65	0.01	0.06	0.11	4.50	0.11	0.10	0.65	0.50	2.05
Stream Sed.	3.12	0.02	0.63	0.10	13.33	36.57	3.97	1.75	0.09	0.12	0.15	12.00	0.14	0.35	0.80	0.65	5.97

RESUME

Name: Daniel Ganyi NYAMSARI
Email:

EDUCATIONAL BACKGROUND

Doctorate Degree 2016 - 2021	Akdeniz University Graduate School of Natural and Applied Sciences, Department of Geological Engineering, Antalya/Turkey
Master (M.Sc.) 2013 - 2016	Akdeniz University Graduate School of Natural and Applied Sciences, Department of Geological Engineering, Antalya/Turkey
Lisans 2004 - 2008	University of Buea Faculty of Science, Department of Geology and Environmental Science Buea/Cameroon

PROFESSIONAL EXPERIENCE

Scientific Consultancy 2020 - Continues	Upwork Global Inc.
Geologist 11/2019 – 03/2020	AYCORE Mining Corporation
Chief of Sector (Geologist) 2011 - 2012	Ministry of Mines CAPAM Yaounde/Cameroon

Grants/Awards:

2019 Project number FDK-2019-4778 by Akdeniz University Scientific Research Projects Coordination Unit (BAP)

- 2015** Project number FYL-2015-449 by Akdeniz University Scientific Research Projects Coordination Unit (BAP)
- 2007** Society of Exploration Geophysicist/Chevron Student Leadership Symposium Grant.

WORKS

Articles published in international peer-reviewed journals

1. Yalçın, M. G., NYAMSARİ, D. G., Ozer Atakoglu, O., & Yalcin, F., (2021). Chemical and statistical characterization of beach sand sediments: implication for natural and anthropogenic origin and paleo-environment. *INTERNATIONAL JOURNAL OF ENVIRONMENTAL SCIENCE AND TECHNOLOGY*.
2. NYAMSARİ, D. G., Yalçın, M. G., & Wolfson, I., (2020). Alteration, Chemical Processes, and Parent Rocks of Haleo-Danielle Plateau Bauxite, Adamawa-Cameroon. *LITHOLOGY AND MINERAL RESOURCES*, vol.55, no.3, 231-243.
3. Yalçın, M. G., Coşkun, B., NYAMSARİ, D. G., & Yalçın, F., (2019). Geomedical, ecological risk, and statistical assessment of hazardous elements in shore sediments of the Iskenderun Gulf, Eastern Mediterranean, Turkey. *ENVIRONMENTAL EARTH SCIENCES*, vol.78, no.15
4. NYAMSARI, D., Yalcin, F., Mboh, M., Alfred, F. & Yalcin, M. (2019). Natural radioactive risk assessment in top soil and possible health effect in Minim and Martap villages, Cameroon: using radioactive risk index and statistical analysis. *Kerntechnik*, 84(2), 115-122. <https://doi.org/10.3139/124.110927>
5. Yalçın, F., NYAMSARI, D. G., İlbeyli, N., & Battaloğlu, R., (2019). Statistical approach by factor and cluster analysis on origin of elements from the Hamit Plutonic (Turkey) rock samples. *BULLETIN OF THE MINERAL RESEARCH AND EXPLORATION*, vol.160, 163-175.
6. NYAMSARİ, D. G., & Yalçın, M. G., (2017). Statistical analysis and source rock of the Minim-Martap plateau bauxite, Cameroon. *ARABIAN JOURNAL OF GEOSCIENCES*, vol.10, no.18.
7. Yalçın, F., Kılıç, S., NYAMSARİ, D.G., Yalçın, M.G. & Kiliç, M. (2016). "Principal Component Analysis of Integrated Metal Concentrations of Bogacayi Riverbank Sediments in Turkey". *POLISH JOURNAL OF ENVIRONMENTAL STUDIES*, vol.25, 471-485.
8. Yalçın, F., NYAMSARİ, D. G., Paksu, E., & Yalçın, M. G. (2016). Statistical Assessment of Heavy Metal Distribution and Contamination of Beach Sands of Antalya-Turkey: an Approach to the Multivariate Analysis Techniques. *FILOMAT*, vol.30, no.4, 945-952.

Papers presented at national scientific meetings and published in proceedings books

1. Özer, Ö., Yalçın, F., NYAMSARI, D., & Yalçın, M. G. , (2019). *Contrasting Contamination Indices and Principal Component Analysis in Metal Elements Accumulation Study of Beach Sand on Kemer -Sarısu Coast Line, Antalya* . The 2nd Mediterranean International Conference of Pure&Applied Mathematics and Related Areas (pp.32-35). Paris, France
2. Özer, Ö., Yalçın, F., NYAMSARI, D. G. , & Yalçın, M. G. , (2019). *Appraisal of Metal Accumulation in Beach Sand Using Contamination Indices and Multivariate Statistical Analysis*. The 2nd Mediterranean International Conference of Pure Applied Mathematics and Related Areas (pp.1-5). Paris, France
3. Özer, Ö., Yalçın, F., Nyamsari, D., & Yalçın, M. G. , (2019). *Kemer-Sarısu (Antalya) Sahil Şeridindeki Plaj Kumlarının İstatistiksel Anomalileri İle İnsan Sağlığı Açısından Değerlendirilmesi*. 72. Türkiye Jeoloji Kurultayı (pp.1065-1069). Ankara, Turkey
4. Nyamsari, D., Yalçın, M. G., & Özer, Ö., (2018). *238U –237TH ACTIVITY RISK EVALUATION OF THE BAUXITE SAMPLES OF DANIEL PLATEAU DEPOSIT*. 9th International Symposium of the Eastern Mediterranean Geology (ISEMG 2018) (pp.15). Antalya, Turkey
5. Yalçın, F., Özer Atakoğlu, Ö., NYAMSARI, D.G., & Yalçın, M. G. , (2018). *Statistical Evaluation of the Geochemical Content of Beach Sand along the Sarısu - Kemer Coastline of Antalya, Turkey*. International Conference on Numerical Analysis and Applied Mathematics (ICNAAM), Rhodes, Greece
6. Yalçın, F., İlbeli, N., NYAMSARI, D. G., Battaloglu, R., & ÖZER, Ö., (2018). *Statistical Investigation and Origin of Elements From The Hamit Plutonic (Turkey) Rocks by Multivariate Analysis*. 9th International Symposium of the Eastern Mediterranean Geology (pp.117). Antalya, Turkey
7. Coşkun, B., Yalçın, M. G., NYAMSARI, D. G., & Yalçın, F., (2018). *Statistical Investigate and Heavy Metal Concentration of Iskenderun Shore, Mediterranean*. 9th International Symposium of the Eastern Mediterranean Geology (ISEMG 2018) (pp.477). Antalya, Turkey
8. İlbeli, N., Yalçın, F., NYAMSARI, D. G., Battaloglu, R., & özer, Ö., (2018). *Origin of Elements from the Hamit Plutonic (Turkey) Rocks by Multivariate Analysis*. 9th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology (pp.240-241). Antalya, Turkey
9. NYAMSARI, D.G., & Yalçın, M.G., (2017). *Yolan Platosu Boksit Yataklarının Sınıflandırması, Kamerun*. Uluslararası katılımlı 40. Yıl jeoloji sempozyumu

10. NYAMSARI, D.G., & Yalçın, M.G., (2017). *Determination of Natural Radio Active Elementconcentration in the Terra-Rosa of Minim-Martapdistrict Area*. 7th International Conference on Medical Geology
11. Yalçın, M.G., NYAMSARI, D.G., Kaya, B.E., & Yalçın, F., (2016). *Statistical Assessment of Rare Earth Elements of Bauxite Deposits of Minim-Martap Plateau, Cameroon*. International Multidisciplinary Scientific GeoConference (SGEM2016) (pp.819-820). Albena, Bulgaria
12. Yalçın, M. G., NYARNSARI, D. G., Paksu, E., & Yalçın, F., (2016). *Statistical Assessment of Rare Earth Elements of Bauxite Deposits of Minim-Martap Plateau, Cameroon*. 16th International Multidisciplinary Scientific Geoconference (SGEM 2016) (pp.819-825). Albena, Bulgaria
13. Paksu, E., Yalçın, M. G., & NYAMSARI, D., (2015). *Ağır Metal Analizinde Basamaklı Ekstraksiyon Yönteminin Kullanılması ve Tıbbi Jeoloji Açısından Değerlendirilmesi Manavgat Antalya Sahil Kumları Örneği*. 2. Tıbbi Jeoloji Sempozyumu (pp.87-88). Konya, Turkey
14. Yalçın, M. G., NYAMSARI, D. G., Yalçın, F., & Paksu, E., (2015). *Seperation of Heavy Metals and Some Elements by Factor Analysis in Manavgat – Alanya Beach Sands, Antalya, Turkey*. 25th Goldschmidt (pp.3487). Prag, Czech Republic
15. Yalçın, M.G., Yalçın, F., NYAMSARI, D.G., & Paksu, E., (2015). *Statistical Assesment of Heavy Metals Distribution and Contamination of Beach Sand along the Manavgat-Alanya Costline of Antalya, Turkey*. The 28th International Confarance of Jangjeon Mathematical Society (pp.127). Antalya, Turkey
16. Mirza, A., İlbeyli, N., Yalçın, M. G., Paksu, E., & NYAMSARI, D., (2015). *Geochemistry of Iron Ore Deposits from the Singhbhum-Orissa Craton (India)*. International Multidisciplinary Scientific GeoConference (SGEM 2015) (pp.321-328). Albena, Bulgaria
17. Yalçın, F., İlbeyli, N., NYAMSARI, D., & Güneş, A., (2015). *Hamit ve Civarında Yeralan Alkalen Kayaçlardaki Nadir Toprak Elementleri ile Radyoaktif Elementlerin İstatiksel Değerlendirmesi*. 2. TIBBİ JEOLojİ SEMPOZYUMU (ULUSLARARASI KATILIMLI) (pp.101-102). Konya, Turkey
18. Yalçın, M.G., Paksu, E., Ünal, S., Özmen, S. F., & NYAMSARI, D. G., (2015). *Bucak İlçesi mermerlerinin uranyum aktivite konsantrasyonu ve insan sağlığı üzerine etkisi*. 68. Türkiye Jeoloji Kurultayı (pp.386-387). Ankara, Turkey
19. Yalçın, M.G., NYAMSARI, D.G., & Paksu, E., (2014). *Mineralogy and Geochemistry of Bauxite Deposits of Karaman Area (Turkey)*. 30th International Conference on “Ore Potential of Alkaline, Kimberlite and Carbonatite Magmatism” (pp.225-226). Antalya, Turkey