

**BALYA(BALIKESİR)YÖRESİNDEKİ PORFİRİ BAKIR-
MOLİBDEN CEVHERLEŞMESİ İLE İLİŞKİLİ
MAGMATİK KAYAÇLARIN MİNERALojİK VE
JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ**

**INVESTIGATION OF MINERALOGICAL AND
GEOCHEMICAL PROPERTIES OF IGNEOUS ROCKS
RELATED WITH PORPHYRY COPPER-MOLYBDENUM
MINERALIZATION IN BALYA (BALIKESİR) REGION**

TEVFİKA ELİF ÖZEL

PROF. DR ELİF VAROL MURATÇAY

Tez Danışmanı

DR. ÖĞR. ÜYESİ ALİ İMER

Yardımcı Tez Danışmanı

Hacettepe Üniversitesi

Lisansüstü Eğitim-Öğretim ve Sınav Yönetmeliğinin

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı için Öngördüğü

YÜKSEK LİSANS TEZİ olarak hazırlanmıştır.

2024

Bu tez, Türkiye Cumhuriyeti'nin kurucusu Mustafa Kemal Atatürk'ün bilim ve bilgiye verdiği değer ve ilerici vizyonundan ilham alınarak yazılmıştır.



ÖZET

BALYA (BALIKESİR) YÖRESİNDEKİ PORFİRİ BAKIR- MOLİBDEN CEVHERLEŞMESİ İLE İLİŞKİLİ MAGMATİK KAYAÇLARIN MİNERALojİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ

TEVFİKA ELİF ÖZEL

Yüksek Lisans, Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Tez Danışmanı: Prof. Dr. Elif Varol Muratçay

Yardımcı Danışman: Dr. Öğr. Üyesi Ali İmer

Haziran 2024, 134 sayfa

Tez kapsamında, Balıkesir-Balya bölgesindeki magmatik kayaçların mineralojik, petrolojik, jeokimyasal özellikleri incelenmiş, bu kayaçları oluşturan magmanın kökeni belirlenmiş, bunların oluşumunda etkili olan süreçler ortaya konulmaya çalışılmıştır. Bu çalışma ile çalışma bölgesinde gözlenen magmatik kayaçların, Cu-Mo cevherleşmesi ile ilişkili olması sebebiyle, elde edilen veriler ışığında magmatik kayaçların petrojenezinin ortaya konulması yanında, incelenen alandaki magmatizma ile ilişkili Cu-Mo metal zenginleşmesinin saptanması, cevherleşmenin oluşumunda etkili olan çözeltilerin magmatik kayaçlarda oluşturduğu kimyasal değişimlerin belirlenmesi, alterasyon zonu, yan kayaç ve cevher arasındaki ilişkilerin irdelenmesi, cevher yatağının oluşum ortam ve

koşullarının belirlenmesi ve magmatizma-cevherleşme ilişkisinin ortaya konulması amaçlanmıştır.

Balya yüzey örnekleri bazaltik trakiandezitten dasitik bileşime değişmektedir. Sondaj kuyusuna ait karot numuneleri ise dasit ve andezit karakterindedir. Örneklerin tamamı sub-alkali özellik göstermekte ve Balya yüzey örneklerinin tamamı kalkalkali özellik taşımaktadır.

Bazaltik, andezitik ve dasitik karakterdeki üç örnek üzerinde gerçekleştirilen mineral kimyası analiz sonuçlarından bazaltik kayalarda bulunan piroksenlerin ojit, plajiyoklazların ise labrador bileşiminde, andezit ve dasit örneklerindeki piroksenlerin diyopsit, plajiyoklazların ise andezin bileşiminde olduğu, dasit örneğinde bulunan amfibol minerallerinin pargasit, edenit bileşiminde ve bu kayalar içindeki mika minerallerinin ise biyotit bileşiminde olduğu tespit edilmiştir. Bu örnekler içerisinde bulunan labrador ve andezin minerallerinin kristalleşme basınç ve sıcaklığı Putirka (2008)'in çalışmasında belirlediği denklemlerden yararlanılarak hesaplanmıştır. Hesaplanan sıcaklıkların, bazaltik örnek için 1070–1090 °C, andezit için 1010–1020 °C ve dasit için 980-990 °C arasında değiştiği saptanmıştır. Bazaltik, andezitik ve dasitik basınç ve sıcaklık değerlerine göre yapılan derinlik hesaplarına göre ise feldispatların ~15-30 km derinlik aralığında kristalleştiği ortaya konulmuştur.

Magmanın kökeni ve ergimenin gerçekleştiği ortamın belirlenmesi amacıyla kısmi ergime modellemesi oluşturulmuştur. Elde edilen jeokimyasal veriler ile Balya volkanik kayaları için en yüksek MgO içeriğine sahip örnek dışındaki diğer örneklerin tamamının, yüksek La/Ta (32–76), yüksek Nb/La (0,18–0,45), düşük Zr/Ba (0,09–0,16) oranları ve düşük TiO₂ (%0,54–0,91) içeriklerine sahip olmaları nedeniyle sığ litosferik bir kaynaktan türediği ortaya konulmuştur. Litosferik bir kaynağa işaret eden bu jeokimyasal veriler ile bu ergimenin sığ spinel peridotit mi yoksa daha derindeki granat lertzolit kısmından mı türediğini ortaya koymak amacıyla varsayımsal bir kısmi ergime modellemesi gerçekleştirilmiştir. Bu modellemede, Balya volkanik kayalarının yoğunluklu olarak spinel peridotitin düşük dereceli (<5%) yığın ergimesi sonucu oluştuğunu ortaya konulmuştur.

Petrojenetik olarak tanımlanmış bu magmatizma ile ilişkili cevherleşme süreçleri ise bölgede yapılan sondaj karot örneklerinin incelenmesi ile belirlenmiştir. Balya sondaj kuyusunda, granodiyorit porfiri birimi içerisinde geçişli halde arjilik, fillik, propilitik ve potasik hidrotermal alterasyon tipleri tanımlanmıştır. Porfiri sistem belirtici olan A ve B, D ve M damarları da kesilmiştir. Balya sondaj karotlarından yapılan incekesitler incelendiğinde, cevher minerali olarak molibdenit, kalkopirit, manyetit, pirit ve hematit mineralleri tanımlanmıştır.

Cevherleşmenin yaşını ortaya koyabilmek amacıyla molibdenitlerde Re-Os yaş tayini yapılmış, örneklerin $25,61 \pm 0,02$ My, $25,67 \pm 0,01$ My ve $25,56 \pm 0,01$ My yaşında oldukları ve buna göre cevherleşmenin Geç Oligosen döneminde gerçekleştiği ve magmatizma ile eş yaşı olduğu ortaya konulmuştur.

Bu çalışma ile, Oligosen dönemde faaliyetleri devam eden magmatizma süreci içinde oluşan porfiri alterasyon ve Cu-Mo cevherleşmelerinin bölgede gerçekleşen sıkışmalı rejimin genişlemeli rejime dönüşünün ilk aşamalarında olduğu ortaya konulmuştur.

Anahtar Kelimeler: Balya, Magmatizma, Mineral Kimyası, Jeokimya, Litosferik Manto, Dalma Batma, Kabuksal Kirlenme, Porfiri Cu-Mo, Re-Os Yaşlandırma

ABSTRACT

INVESTIGATION OF MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL PROPERTIES OF IGNEOUS ROCKS RELATED WITH PORPHYRY COPPER-MOLYBDENUM MINERALIZATION IN BALYA (BALIKESİR) REGION

TEVFİKA ELİF ÖZEL

Master of Science Degree Department of Geological Engineering

Supervisor: Prof. Dr. Elif Varol Muratçay

Co- Supervisor: Assist. Prof. Dr. Ali ımer

JUNE 2024, 134 pages

Within the scope of this thesis, the mineralogical, petrological and geochemical properties of igneous rocks in Balıkesir-Balya region were examined, the origin of the magma that formed these rocks, was determined and the processes that were effective in their formation were revealed. Since the igneous rocks observed in the study area, are associated with Cu-Mo mineralization, in the light of the obtained geochemical results, in addition to revealing the petrogenesis of igneous rocks, it is aimed to determine the Cu-Mo metal enrichment associated with magmatism in the studied area, to determine the chemical changes in igneous rocks caused by the solutions that are effective in the formation of mineralization, to examine the relations between wall rock alteration zone, and ore deposits, to determine the formation environment and conditions of the ore deposit and to reveal the relationship between magmatism and ore mineralization with this study.

The volcanic rock samples of the Balya vary from basaltic trachyandesite to dacitic composition and the core samples from the borehole are dacite and andesite in character. All of the samples are sub-alkaline and all of the Balya volcanic rocks have calc-alkaline characteristics.

According to the results of mineral chemistry analyses performed on three samples of basaltic, andesitic and dacitic volcanic rocks, it was determined that pyroxenes in basaltic rocks are augite and plagioclases are labrador, pyroxenes in andesite and dacite rocks are diopside and plagioclase are andesine in composition, amphiboles are pargasite, edenite and micas are biotite in the dacite sample. The crystallization pressure and temperature conditions of the labradors and andesines in these samples were calculated using the equations determined by Putirka (2008). The calculated temperatures were found to vary between 1070–1090 °C for basaltic samples, 1010–1020 °C for andesite and 980–990 °C for dacite. The depth estimation calculations based on basaltic, andesitic and dacitic volcanic rocks from the obtained pressure and temperature values revealed that feldspars crystallized at a depth range of ~15–30 km.

Partial melting modeling was performed to determine the origin of the magma and the melting environment. With the geochemical data obtained, it was revealed that all of the samples, except having the highest MgO content sample for Balya volcanic rocks, derived from a shallow lithospheric source due to their high La/Ta (32–76), high Nb/La (0.18–0.45), low Zr/Ba (0.09–0.16) ratios and low TiO₂ (0.54–0.91%) contents. With these geochemical data pointing to a lithospheric source, a hypothetical partial melting modeling was performed to determine whether this melting is derived from spinel peridotite or garnet lherzolite. This modeling revealed that the Balya volcanic rocks were intensively formed by low-grade (<5%) partial melting of spinel peridotite.

The mineralization processes associated with this magmatism were determined by examining the drill core samples in the region. In the Balya borehole, argillic, phyllic, propylitic and potassic hydrothermal alteration types were identified as transitional within the granodiorite porphyry unit. The A and B, D and M veins, which are porphyry system indicators, were also cut. The molybdenite, chalcopyrite, magnetite, pyrite and hematite minerals were identified as ore minerals with the thin sections.

In order to reveal the age of the ore mineralization, Re-Os age determination was performed on the molybdenites and the age of minerals were identified as 25.61 ± 0.02 Ma, 25.67 ± 0.01 Ma and 25.56 ± 0.01 Ma. Accordingly, it was revealed that the mineralization occurred in the Late Oligocene period and was coeval with magmatism.

With this study, it has been revealed that porphyry alteration and Cu-Mo mineralizations formed with the magmatic activities that continued during the Oligocene period were formed in the early stages of the transformation of the compressive regime into an extensive regime in the region.

Key Words: Balya, Magmatism, Mineral Chemistry, Geochemistry, Lithospheric mantle, Subduction, Crustal contamination, Porphyry Cu-Mo, Re-Os Age

TEŞEKKÜR

Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans Tezi olarak sunulan çalışmada başından beri verdiği emek, destek ve bilimsel katkıları ile tezin ortaya konmasında en büyük katkısı olan ve her aşamada beni yönlendiren danışmanlarım başta Sayın Prof. Dr. Elif Varol Muratçay ve Sayın Dr. Ali İmer'e, bilimsel katkıları için Sayın Prof. Dr. İlkey Kuşcu'ya, tezimi en başından beri destekleyen ve maddi olarak tüm imkanları sağlayan Eczacıbaşı-Esan Kurşun Çinko Balya işletmesi Üretim Direktörü Sayın Bülent Paralı, Arama Direktörü Sayın Mustafa Tuna Kaskatı, Esan Kurşun Çinko Balya işletmesi Üretim Müdürü Sayın Mahmut Sami Dönmez, Teknik Hizmetler Müdürü Kürşad Büyükyıldırım, Arama Müdürü Muzaffer Keser'e, her aşamada destek olan yöneticim Arama Yöneticisi Sayın Ahmet Baştürk'e, Arama Kıdemli Jeoloğu Sayın Oğuzhan Gümrük'e, arazi çalışmalarında yardımcı olan ekip arkadaşım Sayın Ömer Yazıcı'ya,

Son olarak, hiçbir zaman desteğini esirgemeyen sevgili eşim ve başta dedem olmak üzere tüm aileme çok teşekkür ederim.

Tevfika Elif Özel

Haziran 2024, Ankara

İÇİNDEKİLER

ÖZET.....	i
ABSTRACT.....	iv
İÇİNDEKİLER.....	viii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	x
ÇİZELGELER DİZİNİ	xv
SİMGELER VE KISALTMALAR.....	xvi
1. GİRİŞ	1
1.1 Tezin Amacı ve Kapsamı	1
1.2 Çalışma Alanı.....	2
1.3 Çalışma Yöntemi.....	2
1.4 Önceki Çalışmalar	6
2. GENEL JEOLojİ.....	10
2.1 Bölgesel Jeoloji ve Jeodinamik Evrim	10
2.2. Çalışma Alanın Jeolojisi.....	11
2.2.3 Senozoyik Yaşlı Magmatik Kayaçlar.....	15
2.2.5 Alüvyon.....	20
3. MİNERALojİ-PETROGRAFi.....	21
3.1. Bazaltik Birimler	21
3.2. Trakitik Birimler	23
3.3. Andezitik Birimler.....	23
3.4. Dasitik Birimler.....	26
4. MİNERAL KİMYASI.....	28
4.1 Elektron Mikroprop Çözümlemeleri	28
4.1.1 Piroksen.....	28
4.1.2 Plajiyoklaz.....	31
4.1.3 Amfibol	35
4.1.4 Mika	38
4.2 Jeotermobarometre tahminleri.....	38
4.2.1 Plajiyoklaz-tüm kayaç jeotermobarometre tahmini	38

5. JEOKİMYA	39
5.1. Ana Element Jeokimyası	39
5.2 İz element Jeokimyası.....	43
6. CEVHERLEŞME ve ALTERASYON.....	48
6.1. Balya Cevherleşme Dinamiği	48
6.2 Porfiri Sistemler ve Alterasyon Modeli	49
6.3. Balıkesir-Çanakkale Bölgesinde yer alan porfiri sistemler	52
6.4 Balya Porfiri Cevherleşmesi	55
6.4.1 Sondaj Kuyusu Alterasyon ve Cevherleşme İncelemeleri.....	55
6.5. Cevherleşmenin Yaşı	74
7. TARTIŞMA ve YORUMLAR	76
7.1. Balya Volkanik Kayaçlarını Oluşturan Magmanın Kökeni.....	76
7.1.1 Kısmi Ergime Modeli	76
7.2 Balya Volkanik Kayaçlarının Oluşumunda Etkili Süreçler	78
7.2.1 Fraksiyonel Kristalleşme Süreci Etkileri	78
7.2.2 Dalma-Batma Süreci Etkileri	79
7.2.3 Kabuksal kirlenme süreci etkileri	80
7.3. Balya (Balıkesir) yöresindeki porfiri bakır-molibden cevherleşmesi ile ilişkili magmatizmanın oluşum ve gelişim evrimi	83
8. SONUÇLAR.....	89
KAYNAKLAR	94
EKLER.....	102
EK 1 – TerraSpec okuması çözümlemeleri	102

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Çalışma bölgesi yer bulduru haritası (Google Earth).....	2
Şekil 1.2. A) Çalışma bölgesini gösterir Türkiye volkanik ve plütonik kayalar haritası (MTA, 1989), B) Yüzey numuneleri (Y kodlu örnekler) ve sondaj kuyusunun (S-1) yerini gösterir Google Earth görüntüsü	3
Şekil 2.1. Türkiye'nin tektonik birliklerini gösteren harita (Okay ve Tüysüz, 1999'dan alınmıştır)	10
Şekil 2.2. İnceleme alanı ve çevresinin jeoloji haritası (Esan, 2020 değiştirilerek alınmıştır)	12
Şekil 2.3. A) Biga Yarımadası'nda gözlenen birimlerin genelleştirilmiş stratigrafik istifi (Okay ve ark., 1990; Dönmez ve ark., 2005; Çağlar ve Kılıç, 2024'den derlenmiştir. Renklendirilmiş birimler çalışma alanı ve yakın civarında gözlenen birimlerdir), B) Balya ve yakın çevresinde gözlenen birimlere ait stratigrafik kolon kesit (Oyman ve ark., 2023'den revize edilmiştir).	13
Şekil 2.4. A) Çamoba Formasyonuna ait kireçtaşı birimi, B) Permiyen yaşlı kireçtaşları ve volkanik kayaların dokanağı.....	14
Şekil 2.5. Dasitik volkanik kayalara ait genel görünüm.....	17
Şekil 2.6. Dasitik birimlere ait lav akıntılarının genel görünümü	17
Şekil 2.7. Andezitik volkanik kayalara ait genel görünüm	18
Şekil 2.8. A) Andezitik birimlere ait örneğin yakın görünümü, B) Bazaltik birimlere ait lav akıntılarının genel görünümü	18
Şekil 2.9. A) Andezitik birimlere ait tüfitler, B) Andezitik volkanik kayalara ait yakın görünüm	19
Şekil 3.1. Bazaltik kayalarda gözlenen; A) iddingsitleşmiş olivin kristalleri (çift nikol görüntüsü), B) (çift nikol görüntüsü) ve C) piroksenlerin yan yana bitişik olarak kristalleştiği sinosis dokusu (tek nikol görüntüsü), D) polisentetik ikizlenme ve zonlu doku gösteren plajiyoklaz (çift nikol görüntüsü), E) kemirilmiş plajiyoklaz ve özşekli amfibol (çift nikol görüntüsü), F)piroksen ve sinosis doku gösteren plajiyoklaz mineralleri (çift nikol görüntüsü) (pl:plajiyoklaz, cpx: klinopiroksen, ol: olivin)	22

Şekil 3.2. Trakitik birimlerde gözlenen; A) özşekli piroksen mineralleriyle birlikte gözlenen kenarlarından itibaren kemirilmiş ve opazitleşmiş amfibol (tek nikol görüntüsü), B) prizmatik özşekli plajiyoklaz ve sinosis dokusu gösteren öz şekilli piroksen kristali (tek nikol görüntüsü), C) kenarlarında cam kapanımları bulunan plajiyoklaz (tek nikol görüntüsü), D) piroksenle bitişik gözlenen özşekli amfiboller (glomerofirik doku) (tek nikol görüntüsü). (cpx: klinopiroksen, amp: amfibol, pl: plajiyoklaz)	24
Şekil 3.3. Andezitik birimlerde gözlenen; A) glomeroporfirik dokusu gösteren piroksen ve amfiboller (çift nikol görüntüsü), B) çatlaklarından itibaren amfibolleşmeye başlamış piroksenler (tek nikol görüntüsü), C) sinosis dokusu ve zonlu doku gösteren piroksen kristalleri (tek nikol görüntüsü), D) (çift nikol görüntüsü), E) zonlu doku gösteren plajiyoklazlar (tek nikol görüntüsü), F) zonlu doku gösteren ve kenarlarından itibaren opazitleşmiş amfibol kristalleri(çift nikol görüntüsü) (cpx: klinopiroksen, amp: amfibol, pl: plajiyoklaz).....	25
Şekil 3.4. Dasitik birimlerde gözlenen; A) zonlu doku gösteren plajiyoklaz ve biyotit mineraline dönüşen amfibol kristalleri (çift nikol görüntüsü), B) polisentetik ikizlenme gösteren plajiyoklaz ve temiz yüzeyli kemirilmiş kuvars (çift nikol görüntüsü), C) iri plajiyoklaz fenokristali içinde kapanım halinde bulunan biyotit (çift nikol görüntüsü), D) yuvarlaklaşmış, körfez yapısı gösteren kemirilmiş kuvars mineralleri (tek nikol görüntüsü), E) kenarları yuvarlaklaşmış biyotit ve özşekli amfibol kristalleri (tek nikol görüntüsü), F) uç kısmı kıvrılmış biyotit kristali (tek nikol görüntüsü) (pl: plajiyoklaz, bt: biyotit, kfs: K-feldispat, qt: kuvars).....	27
Şekil 4.1. Balya volkanik kayalarındaki piroksen mineral sınıflaması (Morimoto, 1988)	31
Şekil 4.2. Balya volkanik kayalarındaki feldispatlar için Ab-An-Or mineral sınıflaması	34
Şekil 4.3. A) K-6 ve B) K-9 numaralı örneklerde ters zonlanma gösteren plajiyoklazların BSE (Backscattered electrons) görüntüleri	35
Şekil 4.4. (A) ve B) K-5 numaralı örnekte gözlenen amfibollerin BSE (Backscattered electrons) görüntüleri	35
Şekil 4.5. Dasitik örnek içindeki kalsik amfiboller için mineral sınıflaması (Hawthorne ve ark., 2012)	37

Şekil 5.1. Balya bölgesi yüzey ve karot numuneleri için A) Toplam alkali-silis diyagramı (Le Bas ve ark., 1989) (kesikli alkali-subalkali ayırım çizgisi Miyashiro, 1978'e oluşturulmuştur), B) Nb/Y-Zr/TiO ₂ diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977) (Kırmızı kareler Balya volkanikleri, gri kareler Balya sondaj örneklerini temsil etmektedir).	42
Şekil 5.2 Balya bölgesi yüzeyden alınmış volkanik kayaç numuneleri için AFM diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971)	42
Şekil 5.3. Balya volkanik kayaçlarının ana element-SiO ₂ Harker değişim diyagramları (Kırmızı kareler Balya volkanikleri, gri kareler Balya sondaj örneklerini temsil etmektedir)	44
Şekil 5.4. Balya volkanik kayaçlarının iz element-SiO ₂ Harker değişim diyagramları (Kırmızı kareler Balya volkanikleri, gri kareler Balya sondaj örneklerini temsil etmektedir)	46
Şekil 5.5. Balya volkanik kayaçlarının A) İlksel mantoya göre (Sun ve McDonough, 1989), B) Kondrite göre (Palme ve O'Neil, 2014) normalize edilmiş çoklu element değişim diyagramları (Kırmızı kareler Balya volkanikleri, gri kareler Balya sondaj örneklerini temsil etmektedir)	47
Şekil 6.1. Volkano-plütonik ortamlarda görülen hidrotermal alterasyon ve yataklanma tipleri (Sillitoe, 2010; Hedenquist ve Arribas, 2022)	51
Şekil 6.2. Porfiri Cu yataklarında görülen alterasyon (sol) ve cevher (sağ) zonlanma modeli (Lowell ve Guilbert, 1970 modeli)	51
Şekil 6.3. Porfir Cu-Mo yataklarındaki tipik damar dizilerinin şematik kronolojisi. Gustafson ve Hunt (1975; A, B ve D tipleri) ve Arancibia ve Clark (1996; M tipi). (Sillitoe, 2010)	52
Şekil 6.4. S-1 sondaj kuyusunun Balya Kuzey Madeni'ne göre konumunu ve kesilen birimleri gösterir enine kesit	56
Şekil 6.5. Sondajın 92.8 metresine ait karot örneği içerisinde gözlenen aglomera/volkanik breşler	57
Şekil 6.6. Sondajın 178. metresine ait karot numunesi ve plajiyoklaz+biyotit+amfibol içeren altere andezit porfiri birimini kesen ince taneli bazaltik dayk	58
Şekil 6.7 Sondajın 437.50 metresine ait karot numunesi (dasit porfiri ve granodiyorit porfiri olmak üzere iki farklı porfir)	58

Şekil 6.8. Sondaj karotundan yapılmış A) dasit örneği için, B) andezit örneği için temsili kil fraksiyonu çözümlemeleri	61
Şekil 6.9. S-1 kuyusu XRD çözümlemeleri	62
Şekil 6.10 Sondajın 940 metrelerine ait karot numunesi, gerilme tektoniği göstergesi olabilecek Boudin yapıları	63
Şekil 6.11. Sondajın 1047 metresine ait B damarı ve biyotit alterasyonunu gösteren karot numunesi.....	63
Şekil 6.12. Granodiyorit porfiri biriminde gözlenen; A-B) biyotit, plajiyoklaz, kuvars mineralleri (çift nikol görüntüsü), C) hematit minerali (tek nikol görüntüsü), D) hematit minerali (çift nikol görüntüsü), E) potasik alterasyon belirteci anhidrit damarı ve arjiik alterasyon belirteci serizit mineralleri (çift nikol görüntüsü), F) magmatik kökenli hidrotermal kuvars minerali (çift nikol görüntüsü) (Bt: biyotit, Qz: Kuvars, Ser: Serizit, Pl: Plajiyoklaz, Hem: Hematit, Anh: Anhidrit)	65
Şekil 6.13. Granodiyorit porfiri biriminde gözlenen; A) potasik alterasyon belirteci olan ikincil biyotitler çift nikol görüntüsü, B) plajiyoklaz mineralleri (çift nikol görüntüsü), C) Anhidrit-barit damarı (çift nikol görüntüsü) (Kfs: Alkali Feldispat, Amp: Amfibol, Pl: Plajiyoklaz, Anh: Anhidrit, Brt: Barit)	66
Şekil 6.14. Granodiyorit porfiri biriminde gözlenen; A) arjilik alterasyon belirteci olan kil mineralleri (çift nikol görüntüsü), B) Kesitte fillik alterasyon belirteci olan D damarı kuvars-serizit-pirit damarı (çift nikol görüntüsü), C) arjilik alterasyonu üzerleyen fillik alterasyon (çift nikol görüntüsü) (Bt: biyotit, Qz: Kuvars, Ser: Serizit, Py: Pirit)	67
Şekil 6.15. Granodiyorit porfiri biriminde gözlenen; 6.15A) potasik alterasyon belirteci olan ikincil biyotit ve propilitik alterasyon belirteci klorit minerali (tek nikol görüntüsü), 6.15B) çift nikol görüntüsü) (Bt: biyotit, Chl: Klorit).....	67
Şekil 6.16. Balya kuzeyi sondajının 549.5 metre derinliğinde gözlenen ve molibdenit içeren ağsal damarlar.	68
Şekil 6.17. Balya kuzeyi sondajının 1052.5 metre derinliğinde gözlenen D (kuvars-serizit- pirit) damarını kesen B damarı ve yaygın biyotit içeren altere granodiyorit porfiri yan kayaç.	69
Şekil 6.18. Balya kuzeyi sondajının 1178 metrede gözlenen ağsal damarlar şeklinde gözlemlenen D damarları ve yoğun biyotit içeren altere granodiyorit birimi	69

Şekil 6.19. Sondaj karotlarında gözlenen molibdenit-pirit damarları ve yoğun plajiyoklaz, biyotit/amfibol mineralleri içeren altere granodiyorit porfiri birimi	69
Şekil 6.20. İnce kesitte; A) bantlı epitermal kuvars damarları gözlenmektedir (tek nikol görüntüsü, B) ağsal damarlarda molibdenit, C) kuvars karbonat damarcığı içerisinde gözlenen pirit-molibdenit minerali, D) kuvars karbonat damarcığı içerisinde gözlenen pirit-molibdenit minerali (tek nikol görüntüsü) (Qz: Kuvars, Mol: Molibdenit, Py: Pirit, Cb: Karbonat)	71
Şekil 6.21. İnce kesitte; 621A- 621B- 621C- 621D- 621E- 621F- 621G) kesite kalkopirit, pirit ve molibdenit minerali görülmektedir (Ccp: Kalkopirit, Mol: Molibdenit, Py: Pirit, Mag: Manyetit)	72
Şekil 6.22. İnce kesitte; A) görülen şeker dokulu kuvars-pirit D damarı (çift nikol görüntüsü), B-C) Cevher minerali olarak molibdenit ve pirit görülmektedir (Qz: Kuvars, Ser: Serizit, Mol: Molibdenit, Py: Pirit)	73
Şekil 6.23. İnce kesitte; A) kalkopirit ve manyetit-hematit içeren M damarı, B-C) pirit ve pirotin D) kalkopirit ve pirit mineralleri ve minerallerin içindeki sıvı kapanımlar (Ccp: Kalkopirit, Po: Pirotin, Py: Pirit, MgH: Manyetit-Hematit)	74
Şekil 7.1. Balya volkanik kayaçlarının A) türediği manto kaynağının tespit edilmesi için oluşturulan La/Yb-Nb/La diyagramı, B) Kısmi ergime modellemesi	77
Şekil 7.2. Balya volkanik kayaçlarında etkili olan kabuksal kirlenmeyi ortaya koymak için oluşturulmuş A)Nb/Y-Rb/Y, B)La-Ta-Ba/Nb, C)Ba/Rb-Nb/La, D)Zr-Zr/Nb, E) SiO ₂ -La/Yb, F)SiO ₂ -Rb/Sr diyagramlar	82
Şekil 7.3. A) Sr/Y'ye karşı Y diyagramı, B) La/Yb karşı Yb Diyagramı (Defant & Drummond,1990)	87
Şekil 7.4. Balya porfiri bakır-molibden cevherleşmesi ile ilişkili magmatizmanın oluşum ve gelişim evrimi	88

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 4.1. Seçilmiş piroksenler için mineral kimyası çözümlmeleri (6 O bazına göre)	29
Çizelge 4.2. Seçilmiş plajiyoklazlar için mineral kimyası çözümlmeleri (32 O bazına göre).....	32
Çizelge 4.3. Seçilmiş amfiboller için mineral kimyası çözümlmeleri (23 O bazına göre)	36
Çizelge 5.1. Balya volkanik kayaçlarına ve kuzeyde açılan sondaj kuyusundan alınan numunelere ait jeokimya analiz çözümlmeleri	40
Çizelge 6.1. Balya’da Tespit edilen damar tipleri	68
Çizelge 6.2. Molibdenit için Re-Os verilerinin özeti.....	75

SİMGELER VE KISALTMALAR

°C: Santigrat derece

Ab-An-Or: Albit, Anortit, Ortaklaz

Wo-En-Fs: Vollastonit, Enstatit, Ferrosilit

Ar/Ar: Argon/Argon

BSE: Geri Saçılmış Elektron Görüntüleri

EPMA: Elektron Mikroprob Analizi

XRD: X-ışınları difraksiyonu

ICP-MS: İndüktif Eşleşmiş Plazma Kütle Spektrometresi

LOI: Ateşte kayıp değeri

HFSE: Yüksek Çekim Alanlı Element

HREE: Ağır Nadir Toprak Element

LIL: Büyük İyon Yarıçaplı Litofil

LREE: Hafif Nadir Toprak Element

NTE: Nadir Toprak Element

KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu

P-T: Basınç-Sıcaklık

Mol: Molibdenit

Ccp: Kalkopirit

Qz: Kuvars

Hem: Hematit

Mag: Manyetit

Py: Pirit

Amp: Amfibol

Pl: Plajiyoklaz

Bt: Biyotit

Anhd: Anhidrit

Mgh: Manyetit-Hematit

Brt: Barit

Po: Pirotin

Chl: Klorit

1. GİRİŞ

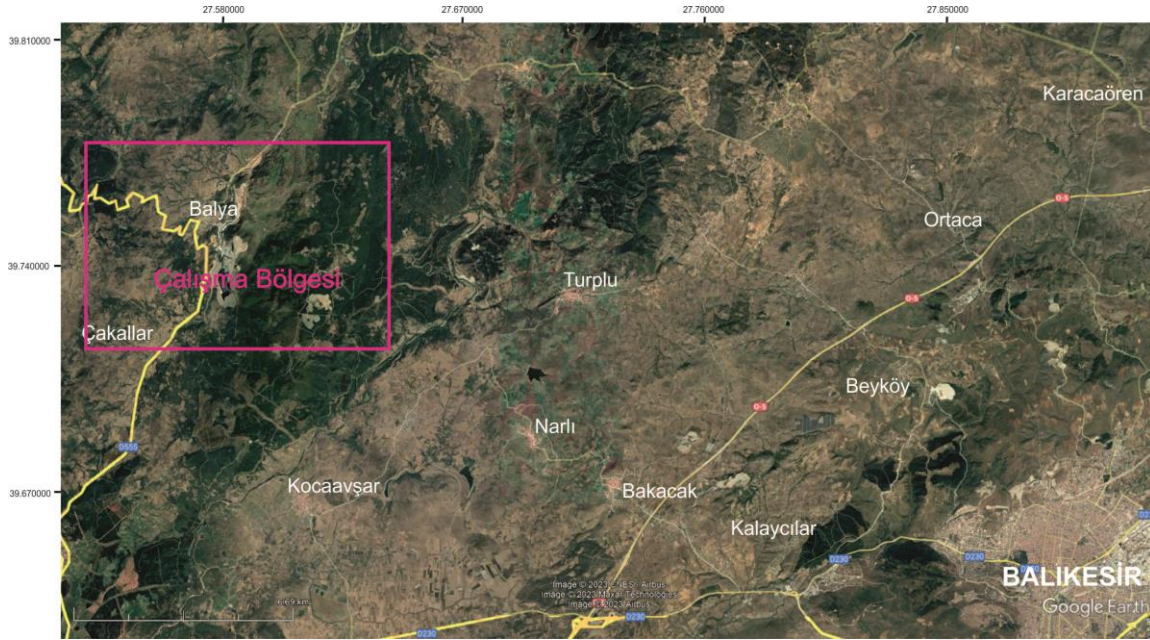
1.1 Tezin Amacı ve Kapsamı

Tez kapsamında, Balıkesir-Balya bölgesindeki magmatik kayaçların mineralojik, petrolojik, jeokimyasal özellikleri incelenmiş, bu kayaçları oluşturan magmanın kökeni belirlenmiş ve bunların oluşumunda etkili olan süreçler ortaya konulmuştur. Çalışma bölgesinde gözlenen magmatik kayaçların, Cu-Mo cevherleşmesi ile ilişkili olması sebebiyle, elde edilen veriler ışığında magmatik kayaçların petrojenezinin ortaya konulması yanında, incelenen alandaki magmatizma ile ilişkili Cu-Mo metal zenginleşmesinin saptanması, cevherleşmenin oluşumunda etkili olan çözeltilerin magmatik kayaçlarda oluşturduğu kimyasal değişimler, alterasyon zonu, yan kayaç ve cevher arasındaki ilişkilerin irdelenerek cevher yatağının oluşum ortam ve koşullarının belirlenmesi ve magmatizma-cevherleşme ilişkisinin ortaya konulması da amaçlanmıştır. Bu amaçla, çalışma alanında yüzeylenmiş magmatik kayaçlar ve halen üretimi devam eden Pb-Zn yatağının kuzeybatısında yapılan yeni sondajlarla ortaya konulan porfiri cevherli sistem incelenmiştir.

Tez çalışması, bu amaçlara ulaşmak için araziden örnek alımı, çalışma alanında yapılmış sondajın karot loglaması ve numunelendirmesi, laboratuvar ve büro çalışmaları olarak yürütülmüştür. Arazi çalışmaları sırasında, çalışma bölgesinde daha önce yapılmış 1/25000 ölçekli jeoloji haritalardan yararlanılarak altere olmamış, taze magmatik kayaç örnekleri alınmıştır. Araziden alınan 11 adet ve geri kalanı bölgede yapılmış sondaj karotlarından olmak üzere toplam 49 adet örnek üzerinde ince kesit incelemeleri, 15 adet örnek üzerinde X-ışınları difraksiyonu (XRD) tüm kayaç mineral determinasyonları gerçekleştirilmiştir, Terraspec mineral spektrometresi ile yüzeyden 1300 m derinliğe kadar tüm sondajın mineral determinasyonları, 3 adet volkanik kayaç örneği üzerinde mikroprob çalışmaları (EPMA), yüzey ve karot numuneleri olmak üzere 23 adet örnek üzerinde majör, iz ve nadir toprak element analizleri, 4 adet karot numunesinden ayıklanmış molibdenitten Re-Os yöntemi ile cevherleşme yaşlarının tayini için analizler gerçekleştirilmiştir.

1.2 Çalışma Alanı

Tez çalışma alanı, 1/25.000 ölçekli I19D1-I19A4 pafta sınırları içindeki Biga Yarımadası'nda bulunan Balıkesir İli'nin Balya İlçesi sınırları içinde bulunmaktadır (Şekil 1.1).



Şekil 1.1. Çalışma bölgesi yer bulduru haritası (Google Earth)

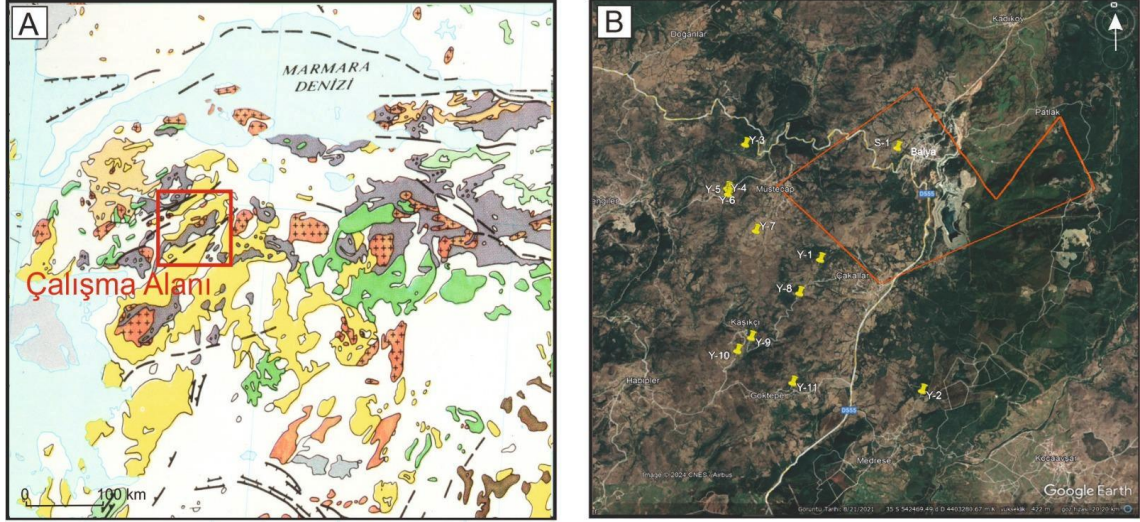
Balıkesir merkezine 50 km, Gönen'e 52 km, Bandırma'ya 90 km, Yeniceye 61 km, İvrindi'ye 26 km ve Havran'a 65 km uzaklıkta olan Balya İlçesi'ne ulaşım Balıkesir-Çanakkale karayolu ile sağlanmaktadır.

Çalışma alanında genellikle ormanlık alanlar, tarım arazileri, fundalıklar ve çayırlar yaygın olup, bitki örtüsü iklimin etkisiyle değişkenlik gösterir.

1.3 Çalışma Yöntemi

Tez çalışması, arazi çalışmaları, çalışma alanında yapılmış sondajdan karot loglaması ve numunelendirme, laboratuvar ve büro çalışmaları olarak 4 farklı aşamada yürütülmüştür. Bu amaca yönelik olarak, öncelikle Balya Bölgesi ve çevresinde daha önce yapılmış çalışmalardan literatür araştırması yapılmış, 1/25000 ölçekli jeoloji haritalarından yararlanılarak arazi çalışmaları gerçekleştirilmiş ve farklı litoloji sınırları, lav domları ve akıntıları izlenmeye çalışılmıştır. Arazi çalışmalarında toplam 11 adet az altere/taze örnek alınmış ve koordinatları harita üzerinde işaretlenmiştir (Şekil 1.2). Bölgede Balya

ilçesi kuzeybatısında yapılmış yeni sondaj çalışmalarında porfiri sistemi kestiği düşünülen kuyu; litoloji, mineraloji, alterasyon, cevher mineralleri ve yapısal unsurlar baz alınarak loglanmış ve numulendirilmiştir.



Şekil 1.2. A) Çalışma bölgesini gösterir Türkiye volkanik ve plütonik kayalar haritası (MTA, 1989), B) Yüzey numuneleri (Y kodlu örnekler) ve sondaj kuyusunun (S-1) yerini gösterir Google Earth görüntüsü

Laboratuvar çalışmaları kapsamında petrografi, XRD, TerraSpec, EPMA, jeokimya ve yaş tayini çalışmaları yapılmıştır. Bunun için, arazi çalışmaları sırasında yüzeyden ve ayrıca sondaj karotlarından seçilen toplam 23 adet magmatik kayaç numunesinin jeokimyasal analizler için kesme, kırma ve öğütme işlemleri Esan Balya Merkez Laboratuvarı'nda yapılmıştır.

Petrografik incelemeler için araziden alınmış örneklerden 11 adet ince kesit ve porfiri alterasyon ve cevherleşmesini temsil eden karot numunelerinden 38 adet parlatılmış ince kesit İstanbul Teknik Üniversitesi'nde yapılmıştır. Mineralojik belirlemeler, karotlardan seçilen 15 adet numunede Hacettepe Üniversitesi'nde bulunan Rigaku D / MAX-2200 PC marka X-ışını difraktometresinde (XRD) gerçekleştirilmiştir. Cu kaynaklı X-ışını tüpü kullanılan cihaz ($\text{CuK}\alpha$) 40 mA akım ve 40 kV gerilim koşullarında çalışmaktadır. Sondaj karotlarından seçilen ve toz haline getirilmiş örnekler $2-70^\circ$ 2θ aralığında taranmış ve d değerleri belirlenerek mineral faz çözümleri yapılmıştır. Bunun

yanında kuyu boyunca TerraSpec cihazı ile karbonat, sülfat ve kil mineralleri tayin edilmiştir.

Mineralojik incelemeleri gerçekleştirilmiş, bazaltik, andezitik ve dasitik olmak üzere farklı karakterdeki kayalardan temsili 3 örnek üzerinde (Y-5, Y-6, Y-9) mikroprob analizleri gerçekleştirilmiştir. Bu analizlerle kayalık içinde var olan minerallerin kimyasal bileşimlerinin saptanması, kristalleşme süresince etkili olan süreçlerin belirlenmesi amaçlanmıştır. Analizler, Ankara Üniversitesi Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Laboratuvarlarında bulunan JEOL marka JXA-8230 model cihazda gerçekleştirilmiştir. Farklı mineraller üzerinde 10 nA akım, 20 kV ivmelendirici gerilim ve 2µm çap genişliğindeki noktalarda gerçekleştirilen analizler öncesi, incekesitlerin yüzeyleri karbon ile kaplanarak cihazda incelenmeye hazırlanmıştır.

11 adet yüzey ve 12 adet karot olmak üzere toplam 23 adet numunenin ana, eser ve nadir toprak element içerikleri litojeokimyasal yöntemlerle belirlenmiştir. ALS Minerals (Vancouver, Kanada) Laboratuvarları'nda gerçekleştirilen analizler sırasında ME-MS81D (lityum borat füzyonu ve ICP-MS tekniği), Au-AA23 (fire assay metodu ve ICP-AES tekniği) ve ME-ICP41 (aqua regia çözündürümü ve ICP-AES tekniği) yöntemleri kullanılmıştır.

Porfiri cevherleşmesinin yaşının belirlenebilmesi amacıyla cevherli zonlardan elde edilmiş 4 farklı molibdenit örneğinin Re-Os tarihlendirme analizleri Durham Üniversitesi'nde (İngiltere), Re ve Os izotopik bileşimlerinin hassas ölçümleri Thermo Scientific Triton marka-model kütle spektrometresi ile yapılmıştır. Numune seçiminin ardından cevherli damarlar mümkün olduğunca yan kayalık kalmayacak şekilde kesilmiştir. Molibdenit ayırma ve Re-Os tarihlendirme yöntemleri önceki çalışmalardan (Selby ve Creaser, 2001; Lawley ve Selby, 2012) uyarlanmıştır. Analize yollanan numuneler yaklaşık 2 mm tane boyuna kırıldıktan sonra molibdenitler stereomikroskop altında elle ayıklanmıştır. Kuvars damarı içinde olan molibdenitlerden kuvarsı uzaklaştırmak için örnekler 10 ml 32N HF ile teflon beher içinde oda sıcaklığında bir gece bekletilmiştir (Lawley ve Selby, 2012). Saflaşan molibdenitler 3 kez saf su ile durulanma işlemi ardından etanol ile durulanmıştır ve ~35°C'de kurutulmuştur. Tekrardan binoküler mikroskop altında herhangi bir sülfat minerali kalmaması için

ayıklama işlemi yapılmış, sonucunda %95 saflıkla molibdenit numuneleri elde edilmiştir. Molibdenit çözündürmesi için bilinen miktarda molibdenite (tipik olarak >20 mg) ve izleyici çözeltisi (^{185}Re artı izotopik olarak normal Os; Selby ve Creaser, 2001) bir hazneye yüklenmiştir. 3 ml 15.5N HCl içeren Carius tüpü (Shirey ve Walker, 1995) ve 6 ml 16N HNO_3 , kapatılmış ve çelik ceketlere yerleştirilmiştir. Carius tüp taşıyan ceketler, izleyici ve numune arasında hem renyum hem de osmiyum izotop dengesi sağlamak için 220°C 'de yaklaşık 24 saat sindirilecek şekilde fırına yerleştirilmiştir (Selby ve Creaser, 2001). Oda sıcaklığına kadar soğutulduktan sonra, tüplerin dış yüzeyleri dikkatlice saf su ile durulanıp kurutulmuştur. Carius tüplerinin alt kısımları, kuru buz ve etanol karışımında dondurulmuş ve ardından bir çeker ocakta bir $\text{H}_2\text{-O}_2$ alevi ile üst kısımdan açılmıştır. Osmiyum, asidik ortamdan çözücü ekstraksiyon yöntemi (CHCl_3 ; $3 \times 3 \text{ mL}$) kullanılarak oda sıcaklığında izole edilmiştir (Shen ve ark., 1996). Ardından HBr içerisine geri ekstrakte edilmiş (Cohen ve Waters, 1996) ve bir sallayıcıda gece boyunca bekletilmiştir. Os içeren HBr çözeltisi kurutulmuş ve Os, mikrodamıtma yöntemi ile daha da saflaştırılmıştır (Roy-Barman, 1993; Birck ark., 1997). Os ekstraksiyonundan sonra, Re içeren asidik ortam kurutulmuş ve ardından NaOH-aseton çözücü ekstraksiyonu ile ayrılmıştır (Matthews ve Riley, 1970). Re, modifiye edilmiş standart anyon kolon kromatografisi ile daha da saflaştırılmıştır (Morgan ark., 1991). Re ve Os, sırasıyla vakumda temizlenmiş Ni ve Pt filamentlerine yüklenmiştir. Re ve Os'un izotopik kompozisyonları, negatif termal iyonizasyon kütle spektrometrisi (N-TIMS) ile sırasıyla ReO_4 ve OsO_3 olarak ölçülmüştür (Creaser ve ark., 1991; Völkening ve ark., 1991). Kütle spektrometresi analizi, Durham Üniversitesi'ndeki Thermo Scientific Triton kütle spektrometresiyle gerçekleştirilmiş, Re ve Os izotopik kompozisyonları statik Faraday kapları toplama modu kullanılarak ölçülmüştür. Ölçülen Re ve Os izotopik bileşimleri, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ve $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ değeri 0.002045 ve 0.001113 kullanılarak düzeltilmiştir (Nier, 1950). Re'nin izotopik kompozisyonu, örnek Re ölçümlerinden önce ve sonra standart Re analizleri arasındaki farklarla tanımlanan fraksiyonlama faktörleri kullanılarak aletsel fraksiyonlama için düzeltilmiştir (Gramlich ve ark., 1973; $^{185}\text{Re}/^{187}\text{Re} = 0.59738$). Os kütle fraksiyonlaması, izleyicinin Os izotopik kompozisyonunu izleyerek gerçek zamanlı olarak izlenmiştir ve $^{192}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ değeri 3.08761 kullanılarak düzeltilmiştir. Molibdenit Re-Os model yaşı, $t = \ln (^{187}\text{Os}/^{187}\text{Re} + 1)/\lambda$ denklemi kullanılarak hesaplanmıştır. Burada λ , bozunma sabitidir (Smoliar ve ark., 1996).

Bütün bu analizlerden elde edilen sonuçlar değerlendirilmiş, inceleme alanıyla ilgili geçmişte yapılmış çalışmalar da göz önüne alınarak bölgede yüzeylenmiş volkanik kayaların kökeni, oluşumlarında etkili olan süreçler ve bu magmatizma ile Cu-Mo cevherleşmeleri arasındaki ilişki çalışmanın ilerleyen bölümlerinde ortaya konulmuştur.

Bütün bu analizlerden elde edilen sonuçlar değerlendirilmiş, inceleme alanıyla ilgili geçmişte yapılmış çalışmalar da göz önüne alınarak bölgede yüzeylenmiş volkanik kayaların kökeni, oluşumlarında etkili olan süreçler ve bu magmatizma ile Cu-Mo cevherleşmeleri arasındaki ilişki çalışmanın ilerleyen bölümlerinde ortaya konulmuştur.

1.4 Önceki Çalışmalar

Ağdemir ve ark. (1994), Balya'nın 1,5 km yayılımında hidrotermal sistem olduğunu ve 3 alterasyon tipi ile karakterize olduğunu öne sürmüştür. Bunların dıştan içe doğru, kalsit, albit, epidot, kuvars ve pirit ile temsil edilen propilitik alterasyon; serizit/muskovit-kaolinit-rutil-kuvars $\pm$ piritin ile temsil edilen arjilik/filik alterasyon; alunit-jarozit-kaolinit-kuvars-serizit ile temsil edilen ileri arjilik alterasyonlar olduğunu belirtmiştir. K-Ar yaşlandırması ile magmatik-hidrotermal alterasyonun yaşı 25.3 ± 1.2 My bulunmuştur.

Aysal (2006), Çanakkale (Yenice) kuzeyinde yer alan Karadoru granitoyidi olarak isimlendirdiği çeşitli büyüklüklerde granitoyid sokulumları çalışmasında belirtmiştir. Üst Oligosen–Miyosen yaşlı monzodiyorit porfirinin küçük bir alanda (7 km²) Karakaya karmaşığına (Nilüfer ve Hodul birimleri) sokulumu boyunca kontak metasomatizma ve skarn zonlanması geliştiğini belirtmiştir. Kontak metamorfizmanın albit-epidot hornfels fasiyesinden hornblend hornfels fasiyesine kadar geniş bir aralıkta gözleendiğini öne sürmüştür. Skarn zonunun, granat, diyopsit ve epidot minerallerinden oluştuğunu belirtmiştir. Epidotlar üzerinde sıvı kapanımı verilerine göre, skarnın ileri evredeki homejenleşme sıcaklığını ortalama 485°C, gerileyen evrede ise ortalama 365°C olarak tespit etmiştir. Ayrıca ilerleyen evrede akışkanların %16–16,8 NaCl eşdeğer tuzluluğına sahip olduğunu tespit etmiştir. Granitoyidlerdeki turmalin minerallerine göre skarn zonunun derinliğinin yaklaşık 2 km olarak tespit etmiştir.

Özışık (2009), Esan Madencilik tarafından yapılan 9 sondajın karot örneklerinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi yoluyla Balya Pb-Zn

cevherleşmesini çalışmıştır. Balya'daki Pb-Zn cevherleşmesinin çoğunlukla damar tipinde olduğunu belirtmiştir. Cevherleşmelere ev sahipliği yapan yan kayaçların dasit, dasit porfiri ve mikrodiorit olduğunu belirtmiştir. Alterasyonların, silisleşme, karbonatlaşma ve kalk-silikat alterasyonu olduğunu, her biri erken ve geç evreler olarak alt bölümlere ayrılmış ve muhtemel süperjen kökenli killeşmeyle üst üste bindiğini öne sürmüştür. Cevher mineralleri çoğunlukla Zn ve Pb sülfidler olarak tespit etmiş olup bunların yaygın geç silisleşme ve geç karbonatlaşma geçirmiş geç kalk-silikat alterasyonuna sahip kayaçlarda bulunduğunu öne sürmüştür. Sondajların yanal-düşey korelasyonu, cevher zonunun kalınlığının kuzeye doğru azalma eğiliminde olduğunu gösterdiğini öne sürmüştür. Cevherleşmeyi barındıran magmatik kayaçların kalk-alkalen bileşime sahip olduğunu ortaya koymuştur. Ana, eser ve nadir toprak element (NTE) jeokimyası, magmatiklerin manto kaynağında kabuk kirlenmesi veya dalma etkisi olduğunu göstermiştir. Çoklu element desenleri ve ayrım diyagramlarının çarpışma sonrası bir tektonik ortama işaret ettiğini öne sürmüştür

Yavuz ve Çiftçi (2012) Darıderesi mineralizasyonun, Balya Pb-Zn (Ag) yatağı Arı Mağara-Balya Madeni ve Hastanetepe (Balya Kuzey) civarında bulunduğunu öne sürmüştür. Darıderesi cevherleşmesinin, Karakaya Kompleksinde yer alan şeyl-kumtaşı ve karbonatlı seviyelerinde, yapısal kontrollü hidrotermal ornatma cevherleşmesi olduğunu belirtmişlerdir. Çalışmacılara göre cevherleşme, cevherleşme öncesi kalk-silikat alterasyonu, ana cevher ve süperjen alterasyonu olmak üzere üç ana aşamada oluşmaktadır. Sülfid-sülfotuz cevherleşme minerallerinin pirit-arsenopirit, galen, sfalerit, ferrokesterit, kalkopirit, fahlerz grubu ve jeokronit-ürdün katı çözelti serisi üyeleri, ksantokonit, pirarjirit ve altınfieldit olduğunu belirtmişlerdir. Bu cevherleşmelerin, akışkan-yan kayaç etkileşiminin sıcaklık azalması ile birlikte düşük oksijen ve sülfür fugasitesi ile zayıf alkali ortamda oluştuğunu ortaya koymuş, bu koşulların baz metal cevherleşmesini takiben sülfotuz ve sülfidlerin çökmesine uygun ortam oluşturduğunu öne sürmüşlerdir. Bu çalışmada elde edilen Pb-S izotop verileri ile Darıderesi ve Balya yataklarının benzer magmatik kökene sahip olabileceğini savunmuşlardır.

Yiğit (2012), Biga yarımadasındaki ekonomik olan madenlerin, Senozoik yaşlı (52-18 My arası değişen) kalk-alkalen magmatizması ve çarpışma sonrası genişleme tektoniği ile ilişkili olduğunu öne sürmüştür. Bu çalışmada, Biga Yarımadası'ndaki düşük sıcaklık

epitermal altın yatakları ve bunu sağlayan intrüzyonlar üzerinde yapılan ilk $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ jeokronolojik yaşlandırma verilerinin Biga Yarımadası için en az 3 fazlı porfir ve 2 fazlı yüksek sülfidasyonlu epitermal altın cevherleşmesine işaret ettiğini belirtmiştir.

Aslan ve ark. (2017) yaptıkları çalışmada, Balıkesir bölgesinde yayılım gösteren Şapçı volkanitlerinden alınan 3 adet andezit numunesinden ayıklanan zirkonlardan U-Pb yöntemi ile yaşlandırma yapmıştır. Yaş tayini analizleri sonucunda $22,72 \pm 0,19$, $22,97 \pm 0,23$ ve $18,72 \pm 0,17$ My yaşları elde edilmiş ve bu volkanik kayaların Erken Miyosen yaşında olduğunu ortaya koymuşlardır. Yapılan jeokimyasal analizler ile volkanik kayaların ağırlıklı olarak yüksek K içerdiğini ve kalk-alkali özellikte olduğunu belirlemişlerdir. Volkanik kayaların, büyük iyon yarıçaplı litofil elementler (LILE) elementlerce zenginleşme, yüksek çekim alanlı element (HFSE) element içerikleri bakımından ise fakirleşme gösterdiği ortaya koymuşlardır. Elde edilen jeokimyasal verilerden ana magmanın kıta altı litosferik manto kaynağından evrimleştiği öne sürülmüşlerdir. Bölgesel jeoloji ışığında Biga Yarımadası'ndaki Neojen yaşlı magmatik aktivitenin Torid-Anatolid Bloğunun Sakarya kıtası ile çarpışma sonrası magmatizmanın ürünleri olduğunu ortaya koymuşlardır.

Bozan (2016) Balıkesir-Balya bölgesinde işletilmekte olan, Pb-Zn yatağında kuvars-serizit-pirit alterasyonu ve kil serizit alterasyonlarını erken evre ve Balya Pb-Zn cevherleşmesi ile ilişkili olduğu düşünülen alterasyonları geç evre olarak ikiye ayırmıştır. Geç evre alterasyonları, erken evre prograd mineralleri (kuvars, epidot aktinolit, klorit), ortaç arjilik ve geç evre retrograd mineralleri (epidot, kalsit ve kuvars) ile temsil olan alterasyonlar olmak üzere üçe ayrılmıştır. Yapmış olduğu izotop çalışmaları ile Balya Pb-Zn cevherleşmesinin ortaç sülfidasyon epitermal sisteme işaret ettiğini öne sürmüştür.

Aydar (2018), yine Balya Pb-Zn cevher yatağının derinlerinde Cu-Au-Bi cevherleşmesinin oluştuğunu öne sürmüştür. Bu yatağın, volkanik kayaların Karakaya Kompleksini kesmesi ile ilişkili olduğunu belirtmiştir. Bölgedeki $K40^{\circ}-50^{\circ}D$ doğrultulu, $55^{\circ}-60^{\circ}GD$ yönlü ana fayın, akışkanların taşınmasında hat oluşturduğunu öne sürmüştür. Fay boyunca daha sığ derinliklerde dasitik kayaların neden olduğu kalk-silikatik alterasyon ile ilişkili Pb-Zn ve göreceli olarak daha derinlerde ise andezitik dayk sokulumu ile geç kalk-silikatik alterasyonla ilişkili Cu-Mo-Bi cevherleşmesinin

oluştüğünü belirtmektedir. Petrografik çalışmalar ile Balya skarn yatağında prograd (granat-piroksen) ve retrograd (aktinolit, klorit, epidot, kalsit, kuvars, hematit, markasit, pirotin, magnetit, arsenopirit, pirit, galen, sfelarit, kalkopirit, tenantit, saf bizmut, bizmutinit, elektrum, joseit-A, kovellit) evre oluşumlarını tanımlamıştır. Dasitik kayaçlardan U-Pb yaşlandırması ile $25,17 \pm 0,14$ My ve andezitik daykların U-Pb yaşlandırması ile yaşlarının $24,67 \pm 0,19$ My olduğunu ortaya koymuştur. Elde edilen bu yaşlar ile, andezitik dayklarla ilişkili olduğunu düşündüğü geç evre kalk-silikat alterasyonu Cu-Au-Bi cevherleşmesinin, dasitik kayaçlarla ilişkili olduğunu öne sürdüğü erken evre kalk-silikat alterasyonu ile ilişkili Pb-Zn cevherleşmesinden sonra oluştuğunun doğrulandığını öne sürmüştür.

Saatçi ve Aslan (2018) Biga Yarımadası dasitik lav ve piroklastiklerden oluşan Tersiyer volkanizmasının ürünü olan Yürekli volkanitlerinin porfirik ve hyoloporfirik dokulu, plajiyoklaz, amfibol, biyotit, sanidin, kuvars ve Fe-Ti oksit, tali mineral olarak ise apatit, zirkon içerdiğini öne sürmüşlerdir. Çalışmada, volkanizmanın yüksek K'lu kalk-alkali karakterli bir magmadan itibaren gerçekleştiği belirtilmiştir. N-MORB'a göre normalize edilmiş iz element diyagramından örneklerin, büyük iyon yarıçaplı litofil elementler (LILE) bakımından zenginleşme, yüksek çekim alanlı element (HFSE) içerikleri bakımından ise fakirleşme gösterdiğini, kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) diyagramından ise; hafif nadir toprak elementler (LREE) bakımından zenginleşme, ağır nadir toprak elementler (HREE) bakımından daha az zenginleşme gösterdiği ortaya koymuşlardır. İncelenen volkanitlerin gelişiminde amfibol, plajiyoklaz ve biyotit fraksiyonel kristalleşme süreçleri ve kabuk kirlenmenin etkili olduğunu belirlemişlerdir. Yürekli volkanitinin dalma-batma ortamında çarpışma sonrası dönemde oluştuğunu ve magmatizmanın zenginleşmiş bir litosferik manto kaynağı ile ilişkili olduğunu öne sürmüşlerdir.

2. GENEL JEOLojİ

2.1 Bölgesel Jeoloji ve Jeodinamik Evrim

Çalışma alanı, Biga yarımadasının doğusunda bulunmakta olup Balıkesir ili Balya ilçesi ve çevresini kapsamaktadır. Çalışma bölgesi tektonik olarak kuzeyde İstanbul zonu ve güneyde Anatolid-Torid Bloğundan ayrılmış Sakarya Zonu içinde yer almaktadır (Ketin, 1966; Şengör ve Yılmaz, 1981). Sakarya zonu, tektonik birlikleri birbirinden ayıran Intra-Pontid suture ve İzmir-Ankara suture zonu arasında kalan alanı oluşturmaktadır (Şekil 2.1).



Şekil 2.1. Türkiye'nin tektonik birliklerini gösteren harita (Okay ve Tüysüz, 1999'dan alınmıştır)

Batı Anadolu bölgesinin karmaşık jeodinamik evrimi, Paleozoyik dönemde Tetis Okyanusu'nun açılması ile başlamıştır. Mesozoyik dönemde bu okyanusun kapanması ve takip eden Geç Mesozoyik-Erken Tersiyer döneminde kıta-kıta çarpışmaları ile bölge günümüzdeki halini almıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bölge, doğu-batı uzanımlı Alp-Himalaya Orojenik Kuşağı'nın gelişimi sürecinde gerçekleşen tüm bu jeolojik olaylar sonucunda şekillenmiştir.

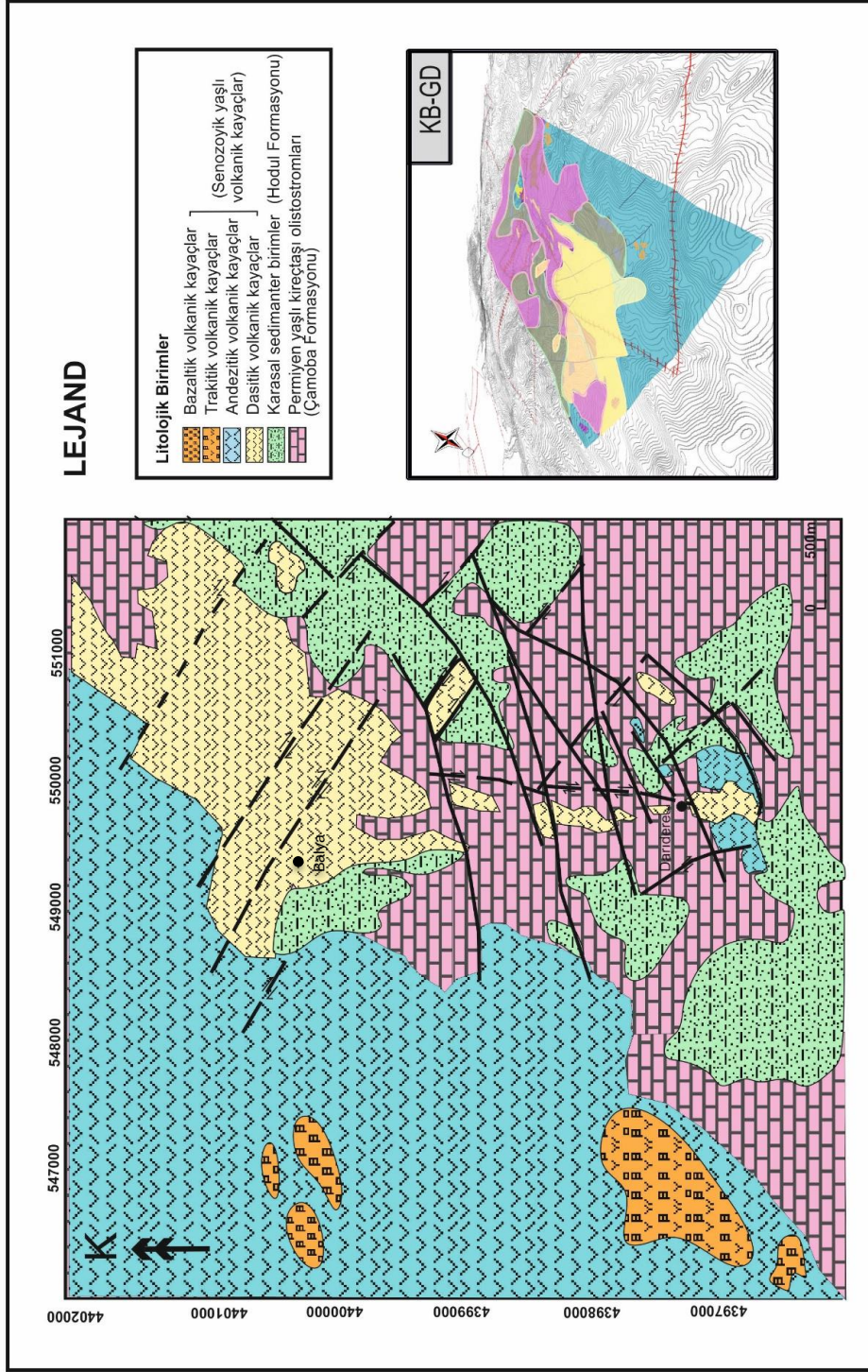
Biga Yarımadası'nda otokton olarak Alt Triyas dönemden Kuvaterner'e kadar çökelmiş sedimanter kayaçlar ve sedimantasyonla eş yaşlı magmatik kayaçlar ve metamorfik kayaçlar gözlenmektedir. Bölgenin temel kayaçlarını, Okay ve Tüysüz (1999) tarafından

tanımlanan Permo-Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi, metamorfitle ve ofiyolitler ile Üst Kretase yaşlı ofiyolitli melanjlar oluşturmaktadır. Bölge Paleosen–Eosen’den başlayarak Miyosen sonuna kadar devam eden bir magmatizmanın etkisi altında kalmıştır (Okay ve ark., 1991). Bu magmatizmanın, bölgede K-G yönlü sıkışmalı rejimin açılmalı rejime geçiş göstermeye başladığı Oligosen- Erken Miyosen döneminde aktif olduğu dönemde ortaç-felsik karakterli volkanizma ürünlerini oluşturduğu düşünülmektedir. Takip eden süreçte, K-G yönlü açılmalı rejimin etkili olduğu Miyosen sonrası dönemde doğu-batı uzanımlı grabenler oluşmuş ve yoğun volkanik faaliyetler de bunlarla ilişkili olarak gerçekleşmiştir (Yılmaz ve ark., 2001).

2.2. Çalışma Alanın Jeolojisi

Çalışma alanı ve yakın çevresinde, Permo-Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi’ne ait düşük dereceli bölgesel metamorfizma geçirmiş çamurtaşı ve fillatlar içeren Nilüfer Birimi, kumtaşı ve silttaşı ardalanmalı Hodul Birimi, konglomeraları üzerleyen ve çakıltası içeren Orhanlar Grovıkları ve bu birimler içinde allokton olarak bulunan Permien yaşlı Çamoba Formasyonu’na ait kireçtaşı mercek ve blokları gözlemlenmektedir (Akyol, 1977; 1979; Akyürek ve Soysal, 1983) (Şekil 2.2, 2.3). Çalışma alanı olarak sınırlandırılmış bölgede ise, bu birimlerden Senozoyik yaşlı volkanik kayalar dışında, sadece Hodul Birimi ve bu birim içinde bulunan Çamoba Formasyonu’na ait kireçtaşı olistostromları gözlenmektedir (Şekil 2.2). Biga Yarımadası’nda, geniş ölçekte gözlenen birimlere ait genelleştirilmiş ve çalışma alanı ve yakın çevresinde gözlenen birimlere ait stratigrafik istifler Şekil 2.3A ve B’de ayrı ayrı verilmiştir.

Bölgedeki temel kayaları üzerleyen Hodul Birimi içindeki kumtaşlarında seyrek olarak bulunan makrofaunanın Noriyen (Üst Triyas) yaşlı olduğu tespit edilmiştir (Okay ve Altın, 2004). Hodul Birimi içinde değişik boyutlarda gözlenen çok sayıdaki olistolit ve olistostrom halindeki kireçtaşı serisinde Permien yaşlı fosiller tespit edilmiştir (Akyüz ve Okay, 1998; Çağlar ve Kılıç, 2024). Tanımlanan bu birimleri kesen volkanik kayaç birimlerinde yapılmış U-Pb yöntemi ile yaşlandırma ile dasit biriminin $25,17 \pm 0,14$ My ve daha genç yaşlı andezit dayklarının $24,67 \pm 0,19$ My yaşlı olduğu tespit edilmiştir (Aydar, 2018). Volkanik kayaçlarla eş zamanlı olarak çökelen Hodul Birimini Kuvarterner yaşlı alüvyon birimleri uyumsuz olarak örtmektedir (Şekil 2.2B).



Şekil 2.2. İnceleme alanı ve çevresinin jeoloji haritası (Esan, 2020 değiştirilerek alınmıştır)

2.2.1. Permian Yaşı Kireçtaşı Olistostromları (Çamoba Formasyonu)

Biga Yarımadası'nın güney kesiminde ve çalışılan alanında gözlenen ve Üst Permian yaşlı sığ deniz çökeltilerinden oluşan bu formasyona ait Permian yaşlı kireçtaşları allokon olarak daha genç birimler içinde değişik boyutlarda olistolit ve olistostromlar olarak bulunmaktadır (Akyürek ve Soysal, 1983; Siyako ve ark., 1989; Okay ve ark., 1991; Sarı ve ark., 1996). Bu bloklar krem, sarımsı bej renklidir ve Hodul Birimi içinde bloklar halinde bulunmaktadır (Bozan, 2016).



Şekil 2.4. A) Çamoba Formasyonuna ait kireçtaşı birimi, **B)** Permian yaşlı kireçtaşları ve volkanik kayaların dokanağı

2.2.2 Karakaya Kompleksi

“Karakaya Kompleksi” birçok çalışmacı tarafından Paleotetis şeklinde de ifade edilen Tetis okyanus sistemi içerisinde şekillenmiştir. İlk kez Bingöl ve ark. (1973) tarafından “Karakaya Formasyonu” olarak isimlendirilen birim, Bilecik-Ankara arasındaki KB Anadolu’da Biga Yarımadası’ndaki Jura öncesi blok serilerinin geniş dağılımı şeklinde aşağıda detaylarıyla açıklanan birimlerden oluşmaktadır.

2.2.2.1 Nilüfer Birimi

Nilüfer Birimi, çökelme yaşı Erken Triyas, metamorfizma yaşı ise Geç Triyas’tır (Akyüz ve Okay, 1998). Nilüfer Birimi, KB Anadolu’da Biga yarımadasından başlayıp Doğu Karadeniz bölgesine kadar uzanan ve İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zonu’nun kuzeyinde gözlenen Sakarya Zonu’nda oldukça yaygın bir mozaik alanına sahiptir (Okay ve ark., 1990, 1996). Bu şekilde kalın ve yaygın volkano-sedimanter istiflerin aktif ada-yaylarına bitişik havzalarda çökeldiği öne sürülmektedir (Dickinson ve Seely, 1979; Akyüz ve

Okay, 1998). Nilüfer birimi Karakaya Karmaşığı'nın yapısal olarak en altında yer alan, yüksek basınç tipi yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış metabazit-metatüf-metapelit-mermer topluluğudur (Genç, 2002).

2.2.2.2 Hodul Birimi

Çalışma bölgesi olarak sınırlandırılmış alanda sadece Karakaya Karmaşığı'na ait Hodul Birimi gözlenmektedir. Birim, metadetritik ve metabazik karakterli sarı-kahve ve koyu yeşil renkli, bol miktarda bazik volkanik kayaç ve karbonat kırıntıları içeren kumtaşı, silttaşı ve kiltası ar dalanmasından oluşmaktadır (Akyol, 1977; Siyako ve ark., 1989; Okay ve ark., 1991) (Şekil 5.1). Kumtaşları genellikle orta-kötü boylanmalı litikarkoz, subarkoz ve feldispatik litarenit bileşimindedir (Yalçinkaya ve ark., 1980). Birim içerisinde Üst Triyas yaşlı Hallobia türündeki fosiller de gözlenmektedir (Akyol, 1977).

2.2.2.3 Orhanlar Grovakı

Orhanlar Grovakı adıyla ile defa Akyüz ve Okay (1998) tarafından adlandırılmıştır. Akyüz ve Okay (1998)'e göre Orhanlar Grovakı, Nilüfer Birimini düşük açılı tektonik bir dokanakla üzerlemektedir. Birimin yaşı stratigrafik ilişkilerine göre Üst Triyas olarak belirlenmiştir (Akyol, 1977). Grovaklara ait kumtaşı birimi, kil matriksi içinde orta derece boylanmalı kaya parçaları, yarı köşeli kuvars, feldispat, mika, opak mineraller içermektedir (Akyüz, 1998). Kumtaşı seviyelerinin arasında kalınlığı birkaç cm'den 3 m'ye kadar değişen gri-kahverengi renkli şeyl seviyeleri vardır (Akyüz, 1998). Kireçtaşı blokları gri ve mavi renklidir. Orhanlar grovakı içinde split blokları da nadiren yer almaktadır (Akyüz, 1998).

2.2.3 Senozoyik Yaşlı Magmatik Kayaçlar

Biga Yarımadası'nın genelinde ve çalışma bölgesinde volkanik kayaçlar geniş alanlarda yüzlek vermektedir. Bu volkaniklerin eşleniği intrüzif kayaçlar ise daha dar alanlarda gözlenmektedir. Krunshensky (1976) volkanik istifte dasitlerin taban seviyelerde, andezitlerin ise tavan seviyelerde gözlendiğini belirterek dasitleri Doyuran Formasyonu (Oligosen-Miyosen), andezitleri ise Hallaçlar Formasyonu (Miyosen) olarak isimlendirmiştir.

Balya ve civarında yüzlek veren volkanik kayaçlar; dasitik, andezitik ve bazaltik

kayaçlardır. Aslan ve ark. (2017) tarafından ise, bu volkanik kayaçlar Şapçı Volkanitleri (Doyuran Volkanitleri) ve Hallaçlar Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Fakat bu volkanitler, önceki çalışmalarda pek çok araştırmacı tarafından bazen daha genç bazen daha yaşlı olarak belirtilmiş ve arazi gözlemlerinden de çalışmacılar tarafından birbiriyle örtüşmeyen farklı tanımlamalar yapılmıştır. Bu karışıklığın, volkanizmanın Senozoyik boyunca devam etmesi ve farklı karaktere sahip eriyiğin daha yaşlı volkanik kayaçları karmaşık bir dayklar sistemi şeklinde keserek yüzeye ulaşması sebebiyle olduğu düşünülmektedir. Bu sebeple, bu çalışmada bölgede gözlenen volkanik kayaçlar “Senozoyik yaşlı magmatik kayaçlar” olarak bir bütün halinde ele alınmıştır. Volkanik kayaçlar, Balya’nın güneyinden geçen Darıderesi Fayı boyunca Çamoba formasyonuna ait Permien yaşlı kireçtaşları ile tektonik olarak dokanaktadırlar (Şekil 2.4B). Fay düzleminin güneyinde (taban blokta) Çamoba formasyonuna ait Permien yaşlı kireçtaşları, kuzeyinde (tavan blokta) ise dasitik lav ve tüfler gözlenmektedir (Şekil 2.4B). Bu volkanitleri, porfiritik sokulumlardan oluşan andezitik lavlar dayklar şeklinde kesmektedir (Aslan ve ark., 2017).

2.2.3.1 Dasitik Volkanik Kayaçlar

Aslan ve ark (2017) tarafından Şapçı volkanitleri olarak isimlendirilen volkanik kayaçlar dasitik karakterdeki lav akıntıları ve ilişkili piroklastiklerden meydana gelmektedir (Şekil 2.5, 2.6). Balya’daki dasitik volkanik kayaçlar özellikle Balya ilçesinin kuzeyinde ve batısında geniş yayılım göstermektedir. Gri ve koyu gri renkli renklerde gözlenen (Şekil 2.5, 2.6) bu kayaçlarda kısım kısım hidrotermal alterasyon etkisi gözlenebilmektedir. Altere olan kayaçlarda killeşmeler dikkat çekmektedir. Balya’dan alınan dasit kayacının U-Pb yöntemi ile yaşlandırılması ile yaşı, $25,17 \pm 0,14$ My olarak Üst Oligosen bulunmuştur (Aydar, 2018).



Şekil 2.5. Dasitik volkanik kayalara ait genel görünüm



Şekil 2.6. Dasitik birimlere ait lav akıntılarının genel görünümü

2.2.3.2. Andezitik Volkanik Kayaçlar

Andezitik kayaçlar, Krunshensky (1976) tarafından Hallaçlar Volkaniti olarak isimlendirilmiştir. Kayaçlar, grimsi, pembemsi renklerde andezitik kayaçlar lav akıntıları ve piroklastiklerden ve koyu gri renklerde gözlenen daha bazik karakterli olduğu düşünülen bazaltik karakterdeki daha kısıtlı yayılım gösteren lav akıntılarından oluşmaktadır. Gözlenen bu kayaçların bazı el örneklerinde, minerallerin yönlenmeye sahip olduğu gözlenmiştir. Balya civarındaki andezit dayklarından alınmış bir örneğin U-Pb yöntemi ile yaşlandırılması ile $24,67 \pm 0,19$ My olarak belirlenen yaşı, bu volkanitlerin Üst Oligosen yaşlı olduğunu ortaya koymuştur (Aydar, 2018). Bu formasyon yaklaşık

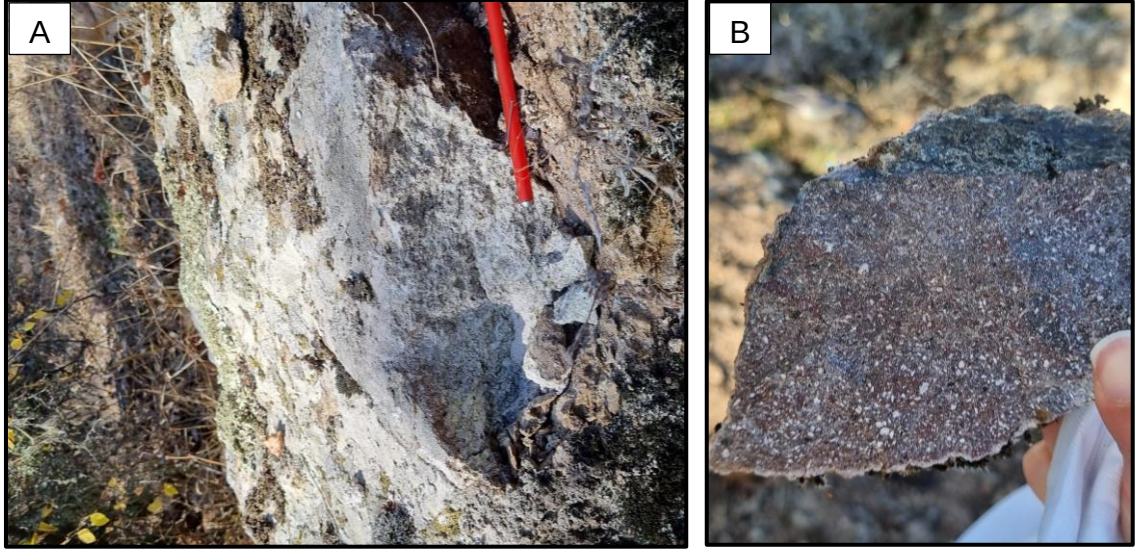
350-400 metre kalınlıkta olup kahverengimsi, kıızımsı, grimsi renklerde sert lavlar ve bozunmuş ve genellikle silisleşmiş olan beyaz, sarı, kıızı, kahve ve yeşilimsi renkte tüfitler içermektedir (Şekil 2.9).



Şekil 2.7. Andezitik volkanik kayalara ait genel görünüm



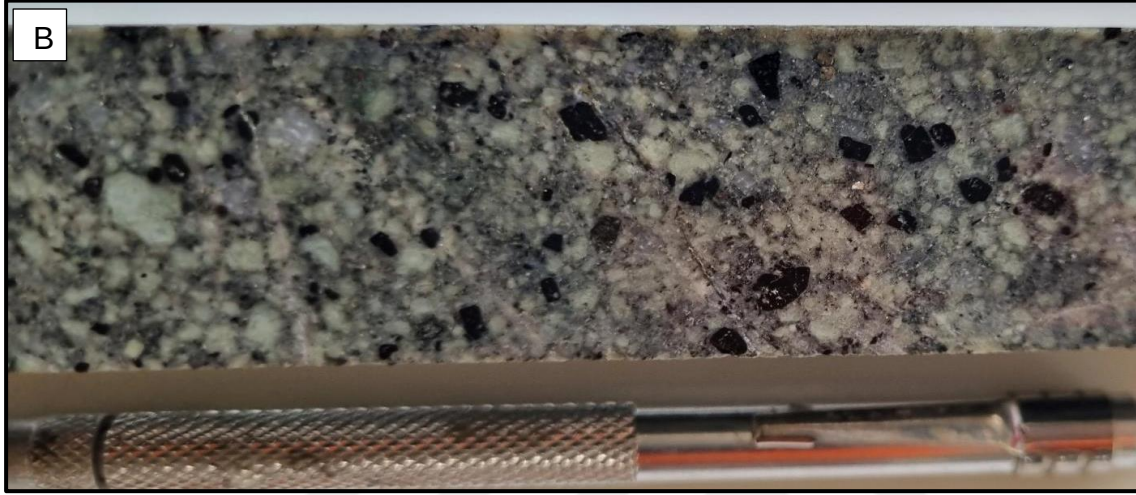
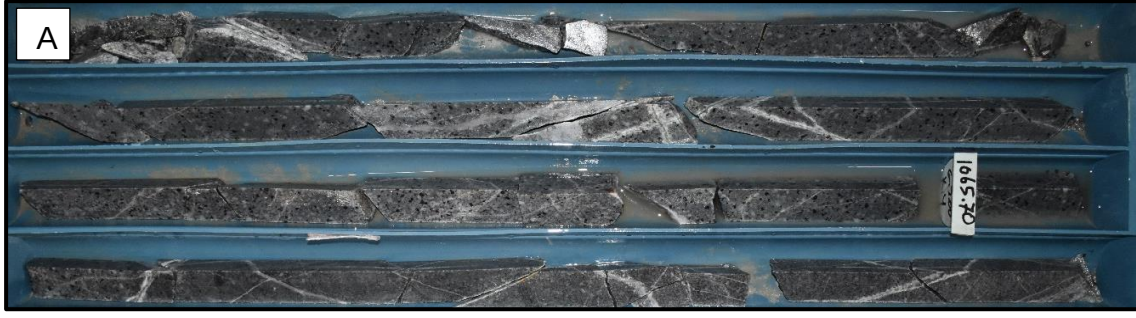
Şekil 2.8. A) Andezitik birimlere ait örneğin yakın görünümü, B) Bazaltik birimlere ait lav akıntılarının genel görünümü



Şekil 2.9. A) Andezitik birimlere ait tüfitler, B) Andezitik volkanik kayalara ait yakın görünüm

2.2.4 Balya Granodiyoriti

Biga yarımadasında volkanizmaya bağlı olarak genellikle granodiyorit bileşimli Üst Oligosen-Alt Miyosen yaş sınırında sığ sokulumlar da bulunmaktadır. Bu sokulumlara çalışma bölgesine yakın yerlerde yüzeylemiş Kestanbol, Eybek, Ilıca-Şamlı, Nevruz-Çakıroba granitoyidleri örnek verilebilir (Ercan ve ark., 1995). S-1 kuyusunda volkanik lav akıntılarının alt kesimlerinde, sığ derinliklerde kesilen kayalar, genellikle porfirik bir dokuya sahiptir. Yüzey örneklerine göre daha büyük fenokristaller gözlenmekte ve bu kristaller daha az miktardaki ince taneli bir matriks içinde yer almaktadır. Bu kayalar, subvolkanik Balya granodiyoriti birimleri olarak tanımlanmıştır. Yüzeyden alınmış olan mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemelerle andezit olarak belirlenmiş kayaların yarı derinlik karşılığı olarak kabul edilen sondaj örnekleri granodiyorit olarak kabul edilmiştir. S-1 sondaj kuyusunun sığ derinliklerinde kesilen bu birimlerden alınan iki adet granodiyorit porfiri örneğinin zirkon U-Pb yaşları $25,51 \pm 0,13$ My ve $25,59 \pm 0,09$ My (Ali İmer, yayınlanmamış) olarak Üst Oligosen bulunmuştur (Şekil 2.10).



Şekil 2.10. A) S-1 kuyusu 1065 metre derinliğe ait subvolkanik kayaçların genel görünümü, B) Balya granodiyoritine ait yakın görünüm

2.2.5 Alüvyon

Çalışma alanında volkanik kayaçların üzerini örten en genç oluşumlardır. Bu birim aşınmış ve taşınmış malzemenin akarsu yatakları ve düzlük alanlarda biriken çakıl, kum ve kil boyutu malzemelerin depolanması sonucunda oluşmuş güncel birikimlerdir (Ercan ve ark., 1995).

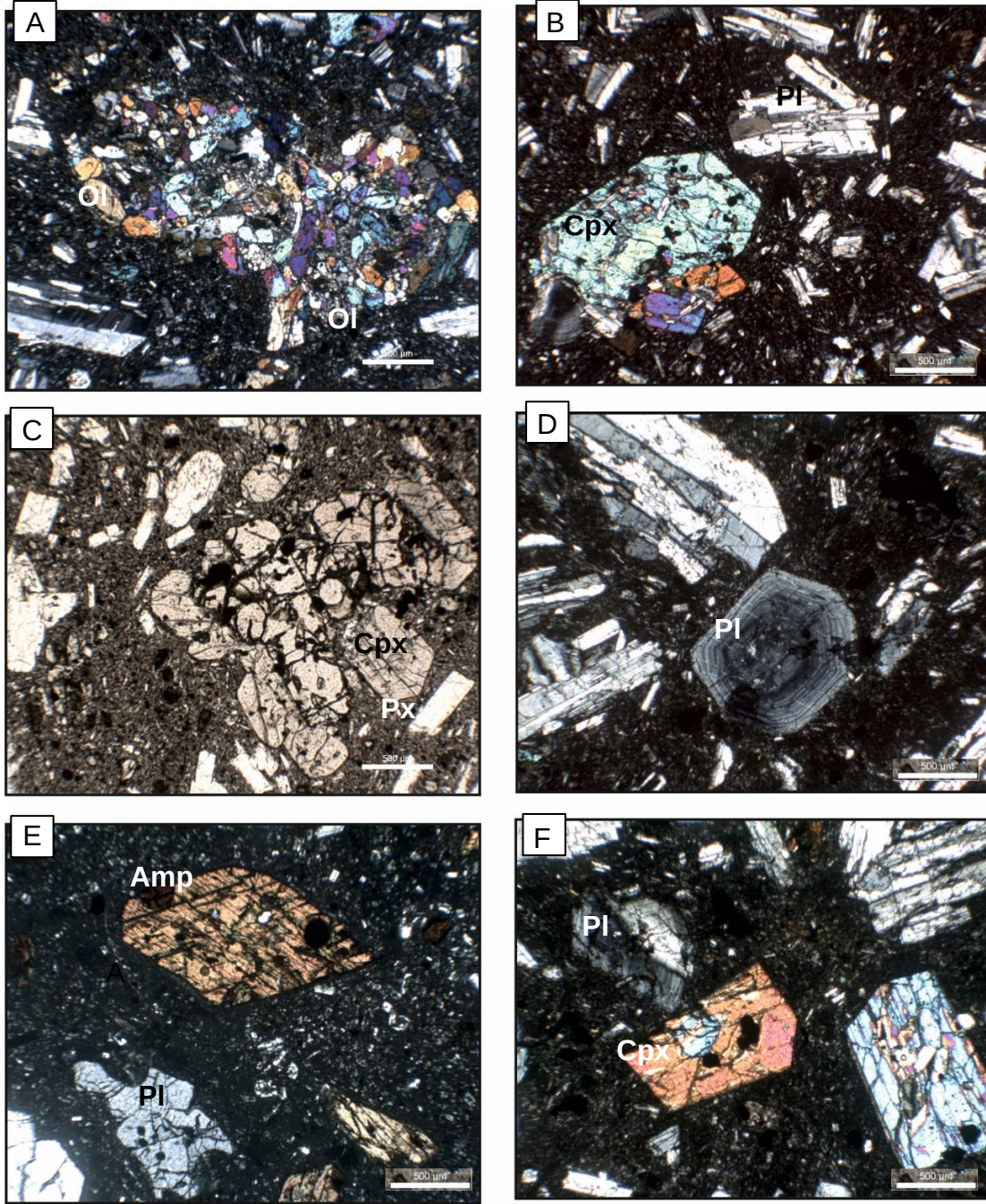
3. MİNERALOGİ-PETROGRAFİ

Çalışma alanında yüzeylenen volkanik kayalardan 13 adet üzerinde optik mikroskop ve sondaj karotlarından alınan 38 adet numune üzerinde optik mikroskop ve cevher mikroskopisi incelemeleri yapılmıştır. Yapılan bu incelemeler iki bölümde toparlanmıştır. Bu bölümde yeryüzüne ulaşmış ve katılaşmış magmadan itibaren oluşan volkanik kayaların mineralojik ve petrografik özellikleri belirlenirken, yapılan sondaj karotlarının farklı derinliklerinden alınan örneklerde gerçekleştirilen sistematik mineralojik ve petrografik incelemeler ile daha iri fenokristal ve daha az hamur içeren bu kayaların özellikleri belirlenmiş, cevher minerallerinin tanımlanmaları, alterasyon sınıflandırmaları Maden Jeolojisi bölümü altında irdelenmiştir. Mikroskop incelemeleri, Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ile Balya Esan Karot Laboratuvarında, cevher mikroskop incelemeleri ise Orta Doğu Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde gerçekleştirilmiştir.

3.1. Bazaltik Birimler

Çalışma alanı Balya yöresinin güney ve batı kısmında gözlenen bazaltik birimler hipokristalin porfirik dokuya sahiptir. **Olivin+klinopiroksen+feldispat+amfibol+oksit** birlikteliğinin gözleendiği birimlerde, *olivin* mineralleri tek nikolde sarımsı, kahverengimsi renklere sahiptir (Şekil 3.1A). Bu minerallerde çatlaklar mevcut olup iddingsitleşmeler dikkat çekmektedir. *Klinopiroksen* mineralleri tek nikolde renksiz veya açık kahvemsiz renkte genellikle özşekilli olarak gözlenmektedir (Şekil 3.1B, C). Çoğunluğunun araları veya iç kısımlarında olivin kalıntıları mevcuttur. *Feldispat* mineralleri genellikle öz şekilli olsa da kenarlarından itibaren kemirilmiş, yuvarlaklaşmış feldispat mineralleri de mevcuttur (Şekil 3.1D, E). Pek çok mineralinin yan yana, bitişik kristalleştiği, bir araya geldiği sinosis dokusu hem feldispatlarda hem de piroksenlerde gözlenmektedir. Feldispat minerallerinde polisentetik ikizlenme yanında, zonlu doku da dikkat çekmektedir (Şekil 3.1D). Bunun yanında feldispat minerallerinin aralarının hamur malzemesi ile dolu olduğu intersertal doku dikkat çekmektedir. *Amfibol* mineralleri genellikle özşekilli olarak gözlenmekte, tek nikolde kahverengi renklere sahiptir. Çift yönlü dilinim net bir şekilde görülmektedir (Şekil 3.1E). Amfiboller kenarlarından itibaren opazitleşmeye başlamıştır. *Oksit* mineraller hamur içinde ve mineraller içinde kapanım olarak kimi zaman öz şekilli, kimi zaman yuvarlak şekillerde bulunmaktadır. Siyahımsı

renkli *hamur* klinopiroksen, feldispat ve amfibol mikrolitlerinden oluşmaktadır (Şekil 3.1F).



Şekil 3.1. Bazaltik kayalarda gözlenen; A) iddingsitlenmiş olivin kristalleri (çift nikol görüntüsü), B) (çift nikol görüntüsü) ve C) piroksenlerin yan yana bitişik olarak kristalleştiği sinosis dokusu (tek nikol görüntüsü), D) polisentetik ikizlenme ve zonlu doku gösteren plajiyoklaz (çift nikol görüntüsü), E) kemirilmiş plajiyoklaz ve özşekli

amfibol (çift nikol görüntüsü), F)piroksen ve sinosis doku gösteren plajiyoklaz mineralleri (çift nikol görüntüsü) (pl:plajiyoklaz, cpx: klinopiroksen, ol: olivin)

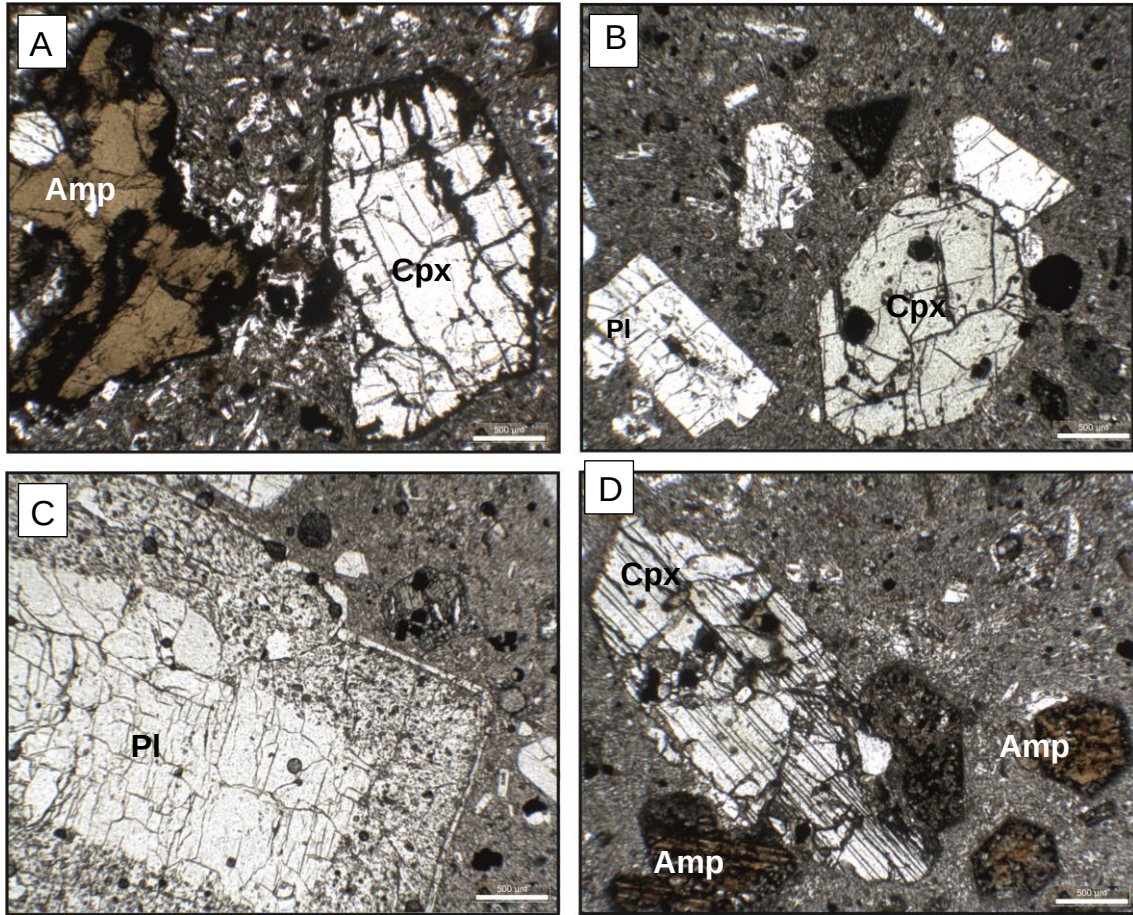
3.2. Trakitik Birimler

Çalışma alanı Balya yöresinin güney ve güneybatı kısmında gözlenen trakitik birimlerde küçük alkali feldispat mikrokristal ve mikrolitlerin akma yönüne doğru dizildiği yönlenmeli doku gözlenmektedir (trakitik doku). Bu birimlerde **Klinopiroksen+feldispat+amfibol+oksit** birlikteliği mevcut olup, *klinopiroksenler* tek nikolde sarımsı renklerde gözlenmektedir. Çift nikolde canlı girişim renklerinde gözlenen piroksenler özşekilli ve yarı özşekilli olarak gözlenmektedir (Şekil 3.2A, B). *Feldispat* minerallerinden plajiyoklaz çoğunlukla prizmatik şekillerde özşekilli olarak bulunmaktadır. Bazı plajiyoklazların kenarlarından itibaren cam kapanımları içerdiği görülmüştür (Şekil 3.2C). Plajiyoklaz minerallerinde genelde polisentetik ikizlenme hakim olsa da kimi zaman zonlu doku da göstermektedir. Plajiyoklaz yanında alkali feldispatlar da kayalık içinde mevcuttur. Bunlar genelde mikrokristaller olarak hamur içinde gözlenmektedir. *Amfibol* mineralleri kızılımsı kahverengi renklerde genellikle özşekilli olup, bazıları kenarlarından itibaren yuvarlaklaşmış yarı özşekillidir. Çoğunda dilinimler rahatlıkla gözlemlenmektedir. Piroksen ve amfibol mineralleri bir arada bulunmakta ve bu minerallerde glomerofirik doku gözlenmektedir. Amfibol mineralleri kimi zaman da yan yana bitişik olarak kristalleşerek sinosis dokusu göstermektedir. *Oksitler*; mineraller içinde kapanımlar olarak veya hamur içinde özşekilli veya yuvarlağımsı şekillerde gözlenmektedir. Grimsi renkli *hamur* bu minerallerin mikrokristal ve mikrolitlerinden oluşmaktadır.

3.3. Andezitik Birimler

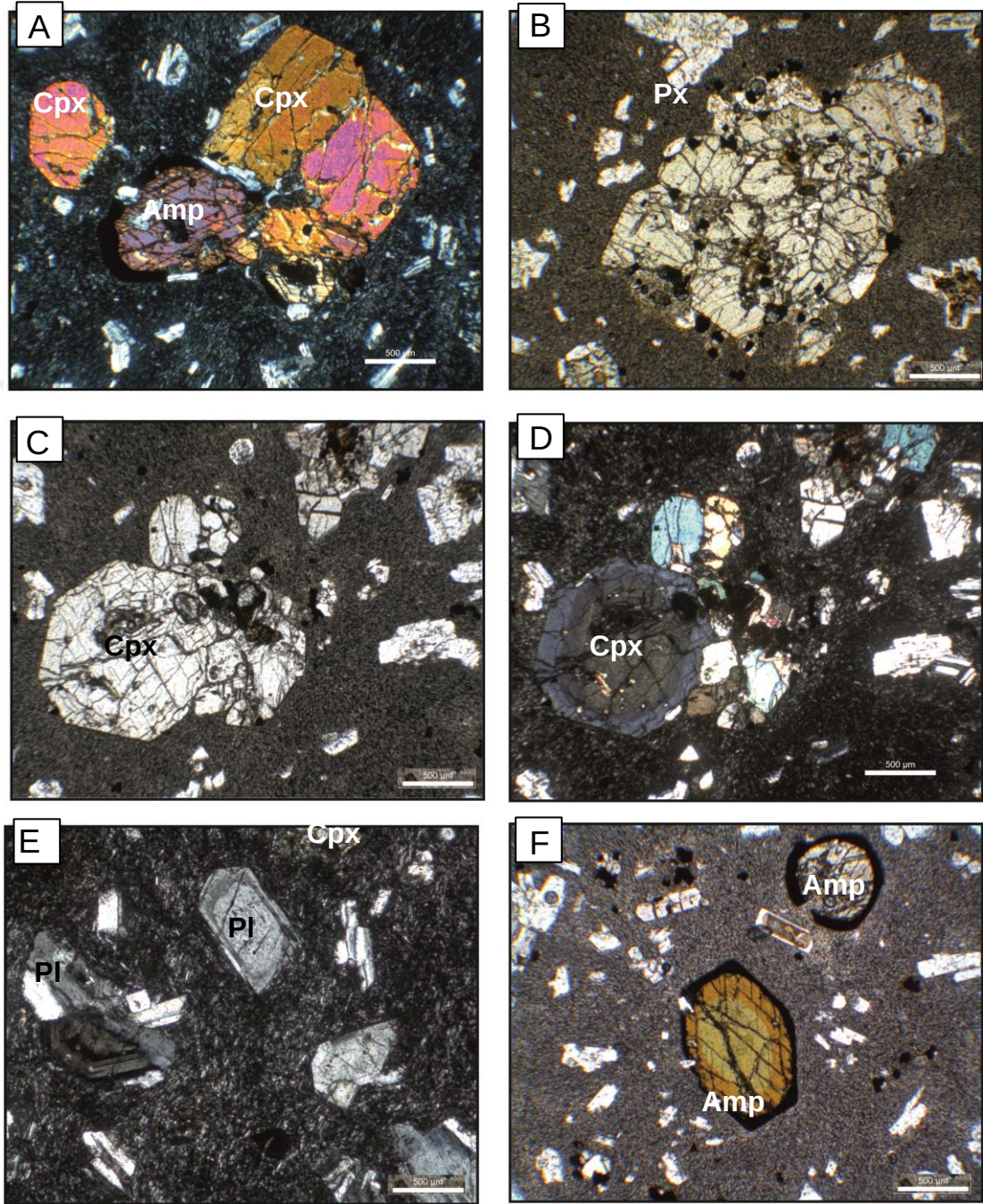
Yoğunluklu olarak Balya yöresi batı kesiminde yüzeylenen andezitik birimler **Klinopiroksen+feldispat+amfibol+oksit** birlikteliğine sahiptir. *Klinopiroksenler* tek nikolde renksiz veya sarımsı tonlarda gözlenmektedir. Genellikle özşekilli olup, bol çatlak içermektedir (Şekil 3.3 A). Çatlaklardan itibaren amfibol oluşumları başlamıştır (Şekil 3.3B). Zonlu doku gösteren piroksenler mevcuttur (Şekil 3.3C, D). Piroksenlerin kimi zaman yan yana kristalleştikleri gözlenmektedir (sinosis dokusu). *Feldispatlar* çoğunlukla prizmatik, özşekilli olup, tek nikolde renksizdirler. Bir bölümü kırılmış,

parçalanmış olarak gözlenmektedir. Polisentetik ikizlenme yanında, bazı plajiyoklaz minerallerinde zonlu doku dikkat çekmektedir (Şekil 3.3E). Amfibol mineralleri kızılımsı kahve renklerde gözlenmektedir. Genellikle özşekli olmakla beraber, yarı özşekli olanları da mevcuttur. Klinopiroksen ve amfibol minerallerinin yan yana kristalleştiği glomeroporfirik doku gözlenmektedir. Kenarlarından itibaren opazitleşmelerin gözleendiği amfibollerde zonlu doku da dikkati çekmektedir (Şekil 3.3F). Plajiyoklaz ve amfibollerde gözlenen bu doku piroksenlerde de mevcuttur. Oksitler genellikle yuvarlağımsı şekillerde olup hem hamur içinde hem de mineraller içinde kapanım olarak bulunmaktadır. Hamur, koyu renkli olup, daha çok ince mikrolitlerden oluşmaktadır.



Şekil 3.2. Trakitik birimlerde gözlenen; A) özşekli piroksen mineralleriyle birlikte gözlenen kenarlarından itibaren kemirilmiş ve opazitleşmiş amfibol (tek nikol görüntüsü), B) prizmatik özşekli plajiyoklaz ve sinosis dokusu gösteren öz şekilli piroksen kristali (tek nikol görüntüsü), C) kenarlarında cam kapanımları bulunan plajiyoklaz (tek nikol

görüntüsü), D) piroksenle bitişik gözlenen özşekli amfiboller (glomerofirik doku) (tek nikol görüntüsü). (cpx: klinopiroksen, amp: amfibol, pl: plajiyoklaz)

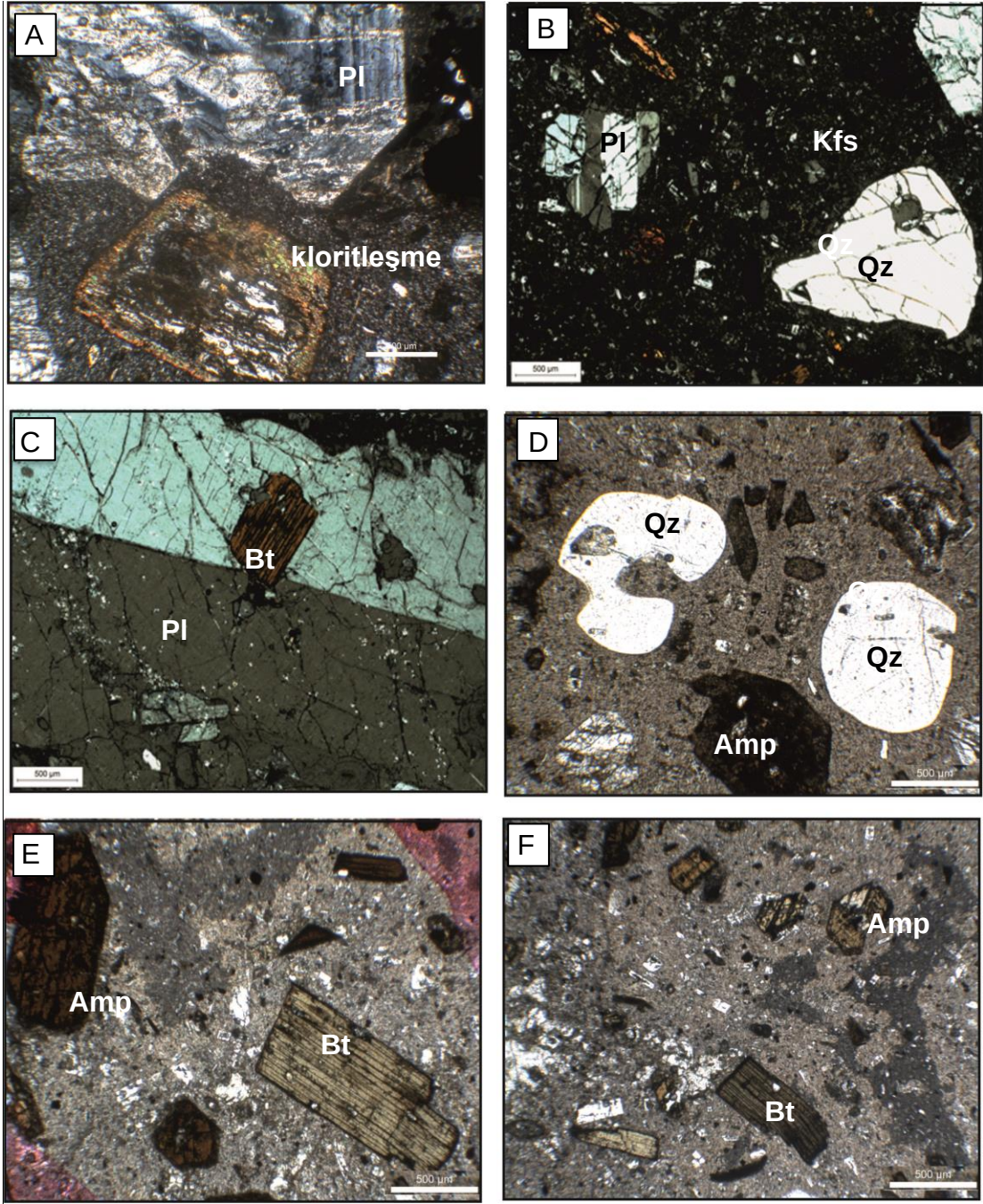


Şekil 3.3. Andezitik birimlerde gözlenen; A) glomeroporfirik dokusu gösteren piroksen ve amfiboller (çift nikol görüntüsü), B) çatlaklarından itibaren amfibolleşmeye başlamış piroksenler (tek nikol görüntüsü), C) sinosis dokusu ve zonlu doku gösteren piroksen kristalleri (tek nikol görüntüsü), D) (çift nikol görüntüsü), E) zonlu doku gösteren

plajiyoklazlar (tek nikol görüntüsü), F) zonlu doku gösteren ve kenarlarından itibaren opazitleşmiş amfibol kristalleri(çift nikol görüntüsü) (cpx: klinopiroksen, amp: amfibol, pl: plajiyoklaz)

3.4. Dasitik Birimler

Çalışma alanındaki Balya yöresinin yoğunluklu olarak kuzey ve batısında yüzeylenen dasit birimleri hipokristalin porfirik doku göstermektedir. Birim **Feldispat+amfibol+biyotit+kuvars+oksit** birlikteliğinden oluşmaktadır. *Feldispatlar* daha çok fenokirstaller plajiyoklaz ve daha küçük tane boyuna sahip K-Feldispatlar olarak gözlenmektedir. *Plajiyoklazlar* çoğunlukla özşekilli, çubuksu, prizmatik olarak, kimi zamansa yuvarlaklaşmış ve kırılmış durumda bulunmaktadır (Şekil 3.4A, B). *Alkali feldispatlar* ise daha çok hamur içinde yarı özşekilli mikrokristaller olarak dağılmışlardır ve pek çoğu tipik karlzbad ikizlenmesi göstermektedir. İri plajiyoklaz mineralleri içinde kimi zaman kapanım olarak biyotitlerin gözlendiği poikilitik doku mevcuttur (Şekil 3.4C). Kızılımsı renklerde gözlenen *amfibol* mineralleri genellikle özşekilli olup kenarlarından itibaren opazitleşmiştir (Şekil 3.4D). *Biyotit* mineralleri açık kahve, sarımsı kahve renklerde olup, dilinim net olarak görülmektedir. Pulsu sönme dikkat çekicidir (Şekil 3.4E). Esnek yapıları sebebiyle biyotit minerallerinin kimi zaman kenarlarından itibaren yuvarlaklaştığı, kıvrıldığı gözlemlenmiştir (Şekil 3.4F). Kayaç içindeki pek çok biyotit mineralinin altere olduğu ve kloritleşmeye başladığı da görülmektedir (Şekil 3.4A). Hamur içinde kama şekilli biyotit mineralleri de bulunmaktadır. Dasitik birimler içinde mevcut olan *kuvars* mineralleri ise, temiz yüzeyli, kenarları kemirilmiş körfez yapılarıyla dikkat çekicidir (Şekil 3.4B, D). *Oksitler* hamur içinde çok yoğun olarak gözlenmemekte ve genellikle yuvarlak şekillerde bulunmaktadır. *Hamur*; diğer birimlere göre daha açık renklerde, kırılmış, yuvarlaklaşmış feldispat, biyotit mikrokristal ve mikrolitleri içermektedir.



Şekil 3.4. Dasitik birimlerde gözlenen; A) zonlu doku gösteren plajiyoklaz ve biyotit mineraline dönüşen amfibol kristalleri (çift nikol görüntüsü), B) polisentetik ikizlenme gösteren plajiyoklaz ve temiz yüzeyli kemirilmiş kuvars (çift nikol görüntüsü), C) iri plajiyoklaz fenokristali içinde kapanım halinde bulunan biyotit (çift nikol görüntüsü), D) yuvarlaklaşmış, körfez yapısı gösteren kemirilmiş kuvars mineralleri (tek nikol görüntüsü), E) kenarları yuvarlaklaşmış biyotit ve özşekli amfibol kristalleri (tek nikol görüntüsü), F) uç kısmı kıvrılmış biyotit kristali (tek nikol görüntüsü) (pl: plajiyoklaz, bt: biyotit, kfs: K-feldispat, qt: kuvars)

4. MİNERAL KİMYASI

4.1 Elektron Mikroprop Çözümlemeleri

Balya bölgesindeki bazaltik, andezitik ve dasitik (K-5, K-6 ve K-9 örnekleri) olmak üzere farklı bileşime sahip volkanik kayalarda mineral kimyası çözümlemeleri gerçekleştirilmiştir. Bu analizler kayalarda bulunan farklı mineral fenokristalleri ve mikrokristalleri üzerinde yapılmıştır. Fenokristaller için merkez ve kenar olmak üzere 2 farklı kısımdan yapılan ölçümler, mikrokristaller için sadece merkez noktalardan alınmıştır. Ölçümler sonucunda, minerallerin noktasal ölçüm yapılan kısımlarındaki element içerikleri % oksit cinsinden belirlenmiştir. Bu noktasal element içeriği ölçümlerinden elde edilen sonuçlar, farklı mineraller için literatürde belirlenmiş mineral sınıflama diyagramlarına yerleştirilmiş ve bu minerallerin alt grupları belirlenmiştir. Aynı zamanda minerallerin merkez ve kenar zonlarındaki element içeriklerinin değişimleri belirlenerek kristallenme süresi boyunca gerçekleşen süreçler ortaya konulmuştur.

4.1.1 Piroksen

Piroksenler sadece petrografik olarak bazaltik ve andezitik bileşimli olduğu belirlenen K-6 ve K-9 numaralı örneklerde gözlenmiş, dasitik bileşimli K-5 numaralı örnekte piroksene rastlanılmamıştır. Ölçüm için belirlenen piroksenlerin mineral kimyası çözümlemeleri sonucunda da klinopiroksen karakterinde oldukları tespit edilmiştir (Çizelge 4.1). Çözümlemeler yapılırken genelde fenokristaller tercih edilmiş ve minerallerin merkez ve kenarından ölçüm alınmıştır. Elde edilen ölçüm sonuçları, Wo-En-Fs mineral sınıflama diyagramına yerleştirilmiştir (Morimoto ark., 1988) (Şekil 4.1).

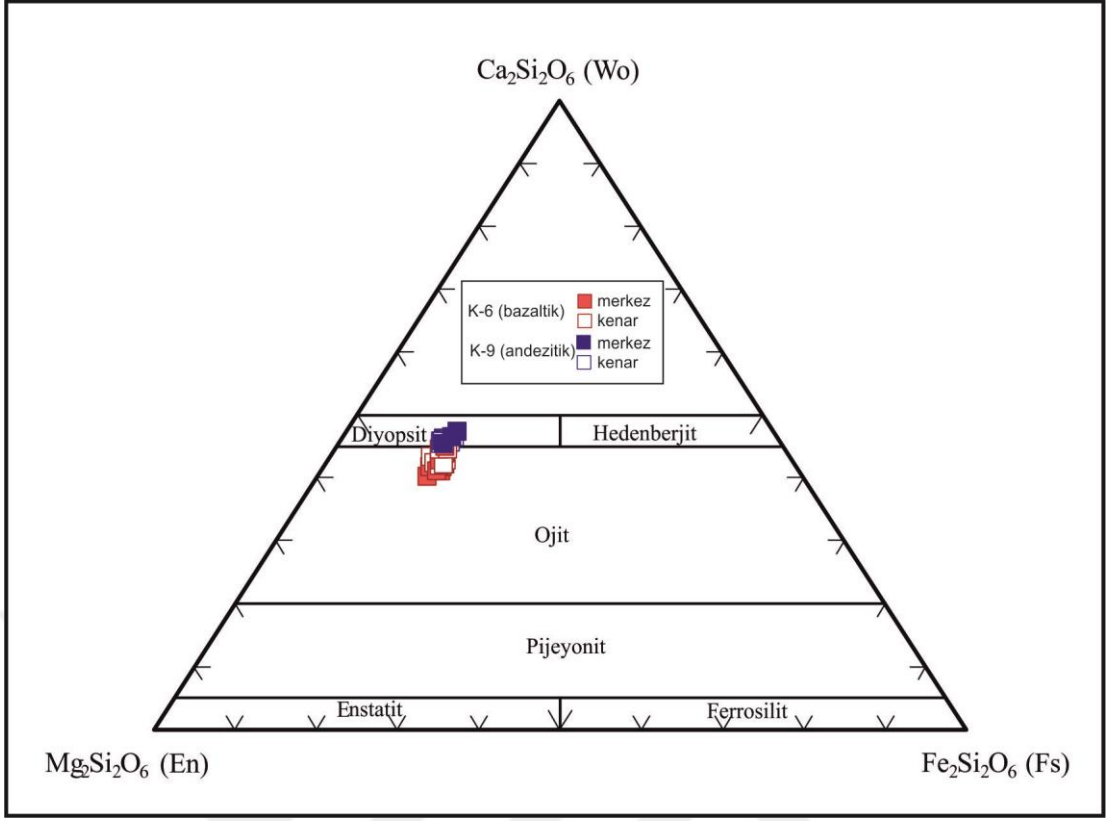
Buna göre, bazaltik karakterdeki volkanik kayalar içinde kristalleşmiş klinopiroksen minerallerinin içerikleri Wo: 40,14–43,75; En: 42,28–46,32; Fs: 12,69–14,79 aralığındadır. Mineral içeriklerine göre Morimoto (1988) sınıflamasında bu mineraller ojit bileşimindedir.

Andezitik karakterdeki volkanik kayaç içinde gözlenen klinopiroksenlerin ise Wo: 44,4–47,22; En: 39,02–42,49; Fs: 12,46–13,95 aralığı ile diyopsit bileşiminde olduğu belirlenmiştir.

Çizelge 4.1. Seçilmiş piroksenler için mineral kimyası çözümlmeleri (6 O bazına göre)

	K-6							
	1-merkez	kenar	2A-merkez	kenar	2B-merkez	kenar	4A-merkez	kenar
SiO ₂	52.438	52.112	52.102	51.992	52.415	51.771	50.618	50.884
TiO ₂	0.301	0.381	0.388	0.498	0.292	0.456	0.49	0.554
Al ₂ O ₃	1.766	2.161	2.55	3.632	2.516	3.181	3.489	4.76
Cr ₂ O ₃	0	0.005	0.002	0	0	0	0.013	0
FeOt	9.2	8.006	9.143	8.727	8.389	8.953	8.76	8.892
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	15.15	15.675	15.368	14.741	16.099	15.009	15.191	14.504
CaO	20.511	21.198	19.724	19.578	19.411	19.898	19.995	20.158
Na ₂ O	0.494	0.378	0.505	0.548	0.344	0.578	0.479	0.482
K ₂ O	0.002	0.002	0.006	0.002	0.004	0.001	0.01	0.01
Si	1.94	1.92	1.93	1.93	1.94	1.91	1.88	1.88
Al	0.06	0.08	0.07	0.07	0.06	0.09	0.12	0.12
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Al	0.02	0.02	0.04	0.08	0.05	0.05	0.04	0.08
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.06	0.07	0.05	0.00	0.02	0.05	0.09	0.05
Fe ²⁺	0.20	0.15	0.20	0.23	0.20	0.19	0.15	0.19
Mg	0.72	0.75	0.71	0.68	0.73	0.69	0.71	0.67
Fe ²⁺	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.12	0.11	0.14	0.14	0.16	0.13	0.14	0.13
Ca	0.81	0.84	0.78	0.78	0.77	0.79	0.80	0.80
Na	0.04	0.03	0.04	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Wo	42.06	43.04	40.88	41.74	40.14	41.65	41.68	42.64
En	43.22	44.28	44.32	43.73	46.32	43.72	44.06	42.68
Fs	14.72	12.69	14.79	14.52	13.54	14.63	14.25	14.68
	4B-merkez	kenar	5-merkez	kenar	6A-merkez	kenar	6B-merkez	kenar
SiO ₂	51.891	50.991	51.291	51.785	51.184	52.231	51.679	52.02
TiO ₂	0.443	0.574	0.566	0.444	0.512	0.443	0.531	0.418
Al ₂ O ₃	2.963	5.452	3.909	3.202	3.534	3.069	4.03	3.191
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0.007	0.023	0	0	0
FeOt	8.114	8.358	8.719	8.213	8.76	8.648	8.292	8.758
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	15.577	14.189	15.08	15.387	15.301	15.003	14.718	14.669
CaO	19.975	20.433	19.753	20.306	19.565	19.864	20.173	19.848
Na ₂ O	0.385	0.444	0.457	0.459	0.442	0.537	0.439	0.567
K ₂ O	0	0.001	0	0.004	0.003	0.009	0	0.006
Si	1.92	1.88	1.90	1.91	1.90	1.93	1.91	1.93
Al	0.08	0.12	0.10	0.09	0.10	0.07	0.09	0.07
Ti	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	0.05	0.11	0.07	0.05	0.06	0.07	0.09	0.07
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.03	0.01	0.04	0.05	0.05	0.02	0.00	0.01
Fe ²⁺	0.19	0.21	0.19	0.17	0.18	0.21	0.22	0.22
Mg	0.72	0.65	0.69	0.72	0.70	0.69	0.68	0.68
Fe ²⁺	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.14	0.12	0.14	0.13	0.15	0.13	0.13	0.13
Ca	0.79	0.81	0.78	0.80	0.78	0.79	0.80	0.79
Na	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Wo	41.63	43.75	41.55	42.19	41.02	41.83	42.81	42.15
En	45.17	42.28	44.14	44.49	44.64	43.96	43.46	43.34
Fs	13.20	13.97	14.32	13.32	14.34	14.21	13.73	14.52

	K-9							
	1A- merkez	kenar	1B-merkez	kenar	2A-merkez	kenar	2B-merkez	kenar
SiO ₂	52.891	52.892	53.367	53.152	52.179	52.321	52.219	52.147
TiO ₂	0.107	0.055	0.09	0.065	0.097	0.099	0.088	0.131
Al ₂ O ₃	0.982	0.99	0.865	0.878	0.989	1.078	1.034	1.274
Cr ₂ O ₃	0	0	0.003	0.009	0	0.003	0.002	0
FeOt	8.031	8.218	7.921	7.846	8.731	8.395	8.483	8.599
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	14.879	14.262	14.743	14.59	14.061	14.21	13.516	14.262
CaO	21.752	21.696	22.568	22.732	22.841	22.432	22.753	22.232
Na ₂ O	0.365	0.421	0.414	0.358	0.399	0.402	0.409	0.4
K ₂ O	0	0.002	0	0.002	0	0.006	0.003	0
Si	1.98	1.99	1.98	1.98	1.95	1.96	1.97	1.95
Al	0.02	0.01	0.02	0.02	0.04	0.04	0.03	0.05
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.02	0.03	0.01	0.01		0.01	0.02	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.02	0.00	0.04	0.03	0.08	0.05	0.04	0.06
Fe ²⁺	0.20	0.24	0.19	0.20	0.19	0.20	0.22	0.19
Mg	0.75	0.73	0.75	0.75	0.74	0.74	0.72	0.73
Fe ²⁺	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.08	0.07	0.06	0.05	0.04	0.06	0.04	0.06
Ca	0.87	0.87	0.90	0.91	0.92	0.90	0.92	0.89
Na	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Wo	44.64	45.24	45.81	46.24	46.41	46.01	47.22	45.57
En	42.49	41.38	41.64	41.30	39.75	40.55	39.03	40.67
Fs	12.87	13.38	12.55	12.46	13.85	13.44	13.74	13.76
	4-merkez	kenar	5-merkez	kenar	6A-merkez	kenar	6B-merkez	kenar
SiO ₂	53.21	53.26	53.59	53.48	52.81	52.41	52.21	52.20
TiO ₂	0.093	0.219	0.076	0.081	0.08	0.11	0.07	0.12
Al ₂ O ₃	0.99	1.73	0.79	0.90	0.87	1.17	1.10	1.37
Cr ₂ O ₃	0.015	0.011	0.031	0.006	0.00	0.01	0.01	0.00
FeOt	8.486	8.599	8.077	8.269	7.97	8.31	8.59	8.12
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	14.47	14.40	14.83	14.56	14.76	14.81	14.30	14.73
CaO	21.919	21.379	22.092	21.782	22.64	22.29	22.99	22.30
Na ₂ O	0.43	0.39	0.30	0.37	0.36	0.38	0.44	0.39
K ₂ O	0.003	0.012	0	0.003	0.00	0.00	0.00	0.01
Si	1.98	1.98	1.99	1.99	1.96	1.95	1.94	1.95
Al	0.02	0.02	0.01	0.01	0.04	0.05	0.05	0.05
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.02	0.05	0.02	0.03	0.00	0.00		0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.07	0.10	0.07
Fe ²⁺	0.22	0.24	0.23	0.24	0.18	0.17	0.16	0.17
Mg	0.73	0.71	0.74	0.73	0.76	0.75	0.75	0.75
Fe ²⁺	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.07	0.09	0.08	0.08	0.06	0.07	0.04	0.07
Ca	0.87	0.85	0.88	0.87	0.90	0.89	0.92	0.89
Na	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Wo	45.03	44.42	45.06	44.92	45.83	45.14	46.37	45.40
En	41.36	41.63	42.08	41.77	41.57	41.74	40.11	41.71
Fs	13.61	13.95	12.86	13.31	12.59	13.13	13.52	12.90



Şekil 4.1. Balya volkanik kayaçlarındaki piroksen mineral sınıflaması (Morimoto, 1988)

Seçilmiş piroksenlerde Mg içeriğinin kimi zaman merkez noktada daha yüksek, kimi zaman ise kenarda daha yüksek olabildiği görülmüştür. Yani normal zonlanma gösteren klinopiroksenler yanında, ters zonlanma gösteren klinopiroksenlerin varlığı da bu ölçümlerle ortaya konulmuştur. Bu tespitten yola çıkarak minerallerin kristalleşmesi sürecinde dengeli olmayan koşulların da mevcut olduğu söylenebilir.

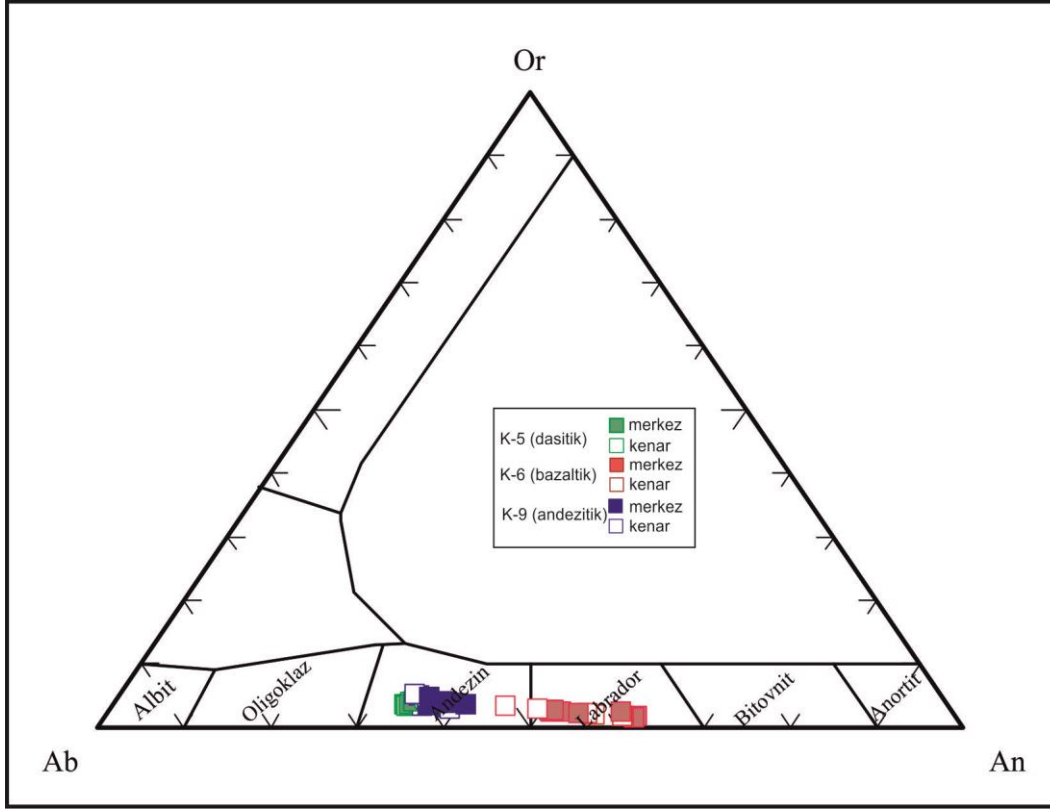
4.1.2 Plajiyoklaz

Balya bölgesinde yüzeylenmiş bazaltik, andezitik ve dasitik olmak üzere 3 farklı karakterdeki volkanik kayaçlardaki plajiyoklazlarda yapılan mineral çözümlemelerinden elde edilen Çizelge 4.2’de verilmiştir. Volkanik kayaç örneklerinden elde edilmiş mineral kimyası sonuçları Ab-An-Or mineral sınıflaması diyagramına yerleştirilmiştir (Şekil 4.2).

Çizelge 4.2. Seçilmiş plajiyoklazlar için mineral kimyası çözümlmeleri (32 O bazına göre)

	K-5									
	1-kenar	merkez	4-kenar	merkez	5-merkez	kenar	8-merkez	kenar	9-merkez	kenar
SiO ₂	57.52	57.72	58.20	57.95	58.38	57.91	57.14	58.34	57.99	57.27
TiO ₂	0.28	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	26.35	24.81	25.62	26.18	25.59	25.67	26.42	25.27	25.61	26.38
FeOt	0.23	0.18	0.23	0.23	0.22	0.22	0.18	0.21	0.21	0.22
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.04	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01
CaO	7.78	8.41	7.33	7.31	7.28	7.44	8.41	7.44	7.63	7.42
Na ₂ O	6.43	7.80	7.37	7.34	7.53	7.48	6.84	7.57	7.40	7.47
K ₂ O	0.55	0.77	0.61	0.62	0.67	0.72	0.53	0.64	0.61	0.66
Toplam	99.16	99.77	99.35	99.66	99.69	99.45	99.54	99.47	99.47	99.43
Si	10.41	10.28	10.44	10.36	10.42	10.36	10.26	10.44	10.39	10.24
Ti	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	5.62	5.21	5.42	5.52	5.39	5.41	5.59	5.33	5.40	5.56
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.51	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ca	0.00	1.60	1.41	1.40	1.39	1.43	1.62	1.43	1.46	1.42
Na	2.26	2.69	2.56	2.54	2.61	2.59	2.38	2.63	2.57	2.59
K	0.13	0.17	0.14	0.14	0.15	0.17	0.12	0.15	0.14	0.15
Toplam	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00
Ab	57.98	60.22	62.35	62.25	62.80	61.99	57.79	62.55	61.57	62.23
An	38.75	35.87	34.26	34.27	33.54	34.07	39.26	33.97	35.08	34.17
Or	3.27	3.91	3.39	3.48	3.67	3.95	2.95	3.49	3.36	3.61
	K-6									
	11-kenar	merkez	1.1-merkez	kenar	1.2-merkez	kenar	2.1-merkez	kenar	2.2-kenar	merkez
SiO ₂	56.90	57.11	53.98	53.88	52.07	52.10	51.98	53.09	53.41	54.11
TiO ₂	0.00	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	26.38	25.97	27.98	28.74	30.06	29.35	29.83	29.40	28.92	28.62
FeOt	0.19	0.25	0.50	0.46	0.46	0.45	0.52	0.47	0.46	0.49
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.02	0.02	0.05	0.04	0.06	0.07	0.07	0.06	0.06	0.05
CaO	7.62	7.74	10.85	10.73	12.69	11.89	12.68	11.54	10.97	10.69
Na ₂ O	7.30	7.26	5.36	5.43	4.21	4.86	4.28	4.88	5.24	5.39
K ₂ O	0.63	0.60	0.46	0.48	0.30	0.35	0.29	0.39	0.44	0.45
Toplam	99.04	98.97	99.21	99.78	99.88	99.09	99.66	99.84	99.52	99.83
Si	10.22	10.28	9.81	9.72	9.46	9.49	9.46	9.60	9.67	9.77
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	5.59	5.51	5.99	6.11	6.43	6.30	6.40	6.27	6.17	6.09
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.03	0.04	0.08	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.07	0.07
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Ca	1.47	1.49	2.11	2.07	2.47	2.32	2.47	2.24	2.13	2.07
Na	2.54	2.53	1.89	1.90	1.48	1.72	1.51	1.71	1.84	1.88
K	0.14	0.14	0.11	0.11	0.07	0.08	0.07	0.09	0.10	0.10
Toplam	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00
Ab	61.23	60.85	45.97	46.48	36.86	41.66	37.27	42.39	45.23	46.45
An	35.32	35.85	51.43	50.81	61.39	56.37	61.06	55.41	52.29	50.97
Or	3.45	3.30	2.60	2.71	1.75	1.96	1.66	2.20	2.49	2.58

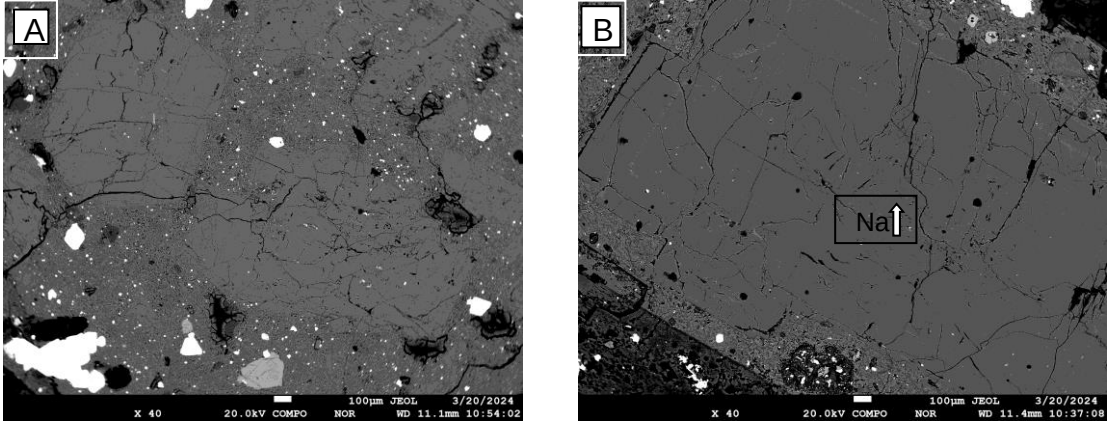
	4-merkez	kenar	5-merkez	kenar	6.1-kenar	merkez	6.2-merkez	kenar	K-9	
									1-kenar	core
SiO ₂	52.32	54.38	52.10	51.38	54.29	50.70	52.60	55.06	58.28	58.10
TiO ₂	0.03	0.02	0.06	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	29.90	28.63	29.90	30.02	28.49	31.15	29.58	27.23	25.67	25.77
FeOt	0.54	0.48	0.49	0.52	0.47	1.07	0.44	0.47	0.29	0.25
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.04	0.04	0.07	0.08	0.06	0.14	0.06	0.07	0.04	0.03
CaO	10.83	10.75	12.38	12.34	10.43	12.23	11.38	9.59	7.44	7.49
Na ₂ O	5.39	5.34	4.37	4.40	5.56	4.36	5.02	5.96	7.35	7.19
K ₂ O	0.47	0.47	0.32	0.31	0.52	0.44	0.40	0.59	0.75	0.89
Toplam	99.51	100.10	99.70	99.07	99.84	100.14	99.51	98.99	99.79	99.74
Si	9.45	9.79	9.47	9.39	9.78	9.16	9.53	9.99	10.41	10.39
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	6.36	6.08	6.41	6.46	6.05	6.63	6.32	5.82	5.40	5.43
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.08	0.07	0.08	0.08	0.07	0.16	0.07	0.07	0.04	0.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01
Ca	2.10	2.07	2.41	2.42	2.01	2.37	2.21	1.86	1.42	1.43
Na	1.89	1.86	1.54	1.56	1.94	1.53	1.76	2.10	2.54	2.49
K	0.11	0.11	0.07	0.07	0.12	0.10	0.09	0.14	0.17	0.20
Toplam	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00
Ab	46.11	46.06	38.28	38.53	47.67	38.22	43.42	51.18	61.50	60.37
An	51.22	51.29	59.87	59.67	49.40	59.22	54.32	45.51	34.39	34.72
Or	2.66	2.65	1.85	1.81	2.93	2.56	2.26	3.31	4.11	4.91
	3.1-merkez	3.1-kenar	3.1-kenar	3.2-merkez	kenar	4-merkez	kenar	6.1-kenar	merkez	6.2-merkez
SiO ₂	56.99	57.44	58.48	57.91	56.87	57.96	57.98	58.19	56.78	56.64
TiO ₂	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	26.36	25.84	25.44	25.91	26.56	25.61	25.61	25.20	26.35	26.65
FeOt	0.27	0.24	0.27	0.22	0.28	0.25	0.24	0.25	0.26	0.22
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.05	0.01
CaO	8.06	7.77	7.65	8.04	8.39	7.86	7.67	7.37	8.28	8.81
Na ₂ O	6.97	7.15	7.11	6.97	6.83	7.21	7.06	7.26	6.91	6.66
K ₂ O	0.72	0.80	0.80	0.71	0.69	0.76	0.85	0.93	0.74	0.67
Toplam	99.39	99.26	99.78	99.80	99.64	99.67	99.45	99.23	99.36	99.66
Si	10.23	10.32	10.47	10.37	10.20	10.37	10.41	10.46	10.20	10.16
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	5.58	5.47	5.37	5.47	5.61	5.40	5.42	5.34	5.58	5.64
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Ca	1.55	1.49	1.47	1.54	1.61	1.51	1.48	1.42	1.59	1.69
Na	2.43	2.49	2.47	2.42	2.37	2.50	2.46	2.53	2.41	2.32
K	0.17	0.18	0.18	0.16	0.16	0.17	0.19	0.21	0.17	0.15
Toplam	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00
Ab	58.58	59.76	59.95	58.65	57.27	59.80	59.54	60.78	57.70	55.63
An	37.42	35.87	35.62	37.42	38.91	36.04	35.75	34.08	38.21	40.68
Or	4.00	4.37	4.43	3.93	3.82	4.16	4.71	5.14	4.08	3.70



Şekil 4.2. Balya volkanik kayaçlarındaki feldispatlar için Ab-An-Or mineral sınıflaması

Buna göre, bazaltik karakterdeki K-6 numaralı örnekte bulunan plajiyoklaz mineralleri An: 49,40–61,39; Ab: 36,86–47,67; Or: 1,66–2,93 aralığında olmak üzere baskın olarak labrador ve sadece tek bir kenar noktasındaki ölçüm An: 45,51; Ab: 51,18; Or: 3,31 içerikleriyle andezin bileşimindeyken, andezitik ve dasitik karakterdeki K-9 ve K-5 numaralı örnekler içinde bulunan plajiyoklazlar sırasıyla, An: 34,08–40,68; Ab: 55,63–61,50; Or: 3,70–5,14 ve An: 33,54–39,26; Ab: 57,79–62,80; Or: 2,95–3,95 aralığında olmak üzere andezin bileşimindedir. Beklenildiği gibi daha bazik örneklerde SiO₂ içeriği azalırken anortit içeriği artmaktadır.

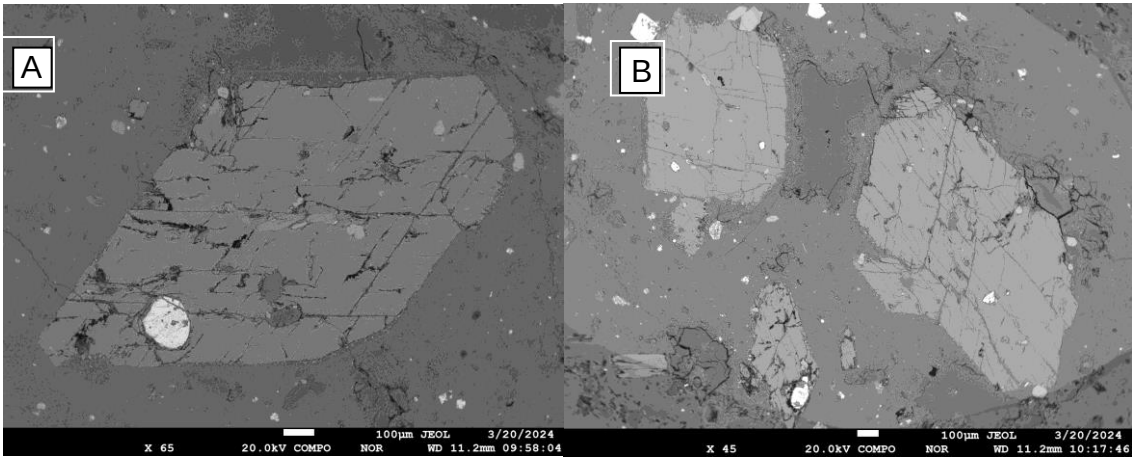
Bu örneklerde, mikroskop incelemelerinde plajiyoklazlarda gözlenen zonlu dokulu minerallerin merkez ve kenar noktalarındaki element değişimlerine bakıldığında ise; bazı mineraller için merkez kesimlerde Ca içeriği yüksekken, bazı minerallerde kenara doğru Ca içeriğinin arttığı, buna karşın Na içeriğinin düştüğü görülmektedir (Şekil 4.3). Yani normal zonlanma gösteren plajiyoklazların yanında aynı örnek içinde ters zonlanma gösteren plajiyoklaz mineralleri de mevcuttur. Bu durum kristalleşme süresince dengesiz koşulların var olduğunu ortaya koymaktadır.



Şekil 4.3. A) K-6 ve B) K-9 numaralı örneklerde ters zonlanma gösteren plajiyoklazların BSE (Backscattered electrons) görüntüleri

4.1.3 Amfibol

Çalışma alanından K-5 örnek numarasıyla alınmış olan dasitik karakterdeki örnekte amfibol minerali gözlenmiştir. Bu minerallerden bazıları kenarlarından itibaren opazitleşmeye başlamışlardır. Mineral kimyası çözümlmeleri opazitleşmiş mineraller dışındaki amfiboller üzerinde gerçekleştirilmiştir ve elde edilen sonuçlar Çizelge 4.3'te verilmiştir. Bu örnekte yoğun olarak gözlenen amfibol mineralleri kalsik özellik taşıyan amfibollerdir ve mineral sınıflama diyagramına göre edenit, pargasit bileşimindedir (Hawthorne ve ark., 2012) (Şekil 4.5). Bu diyagramda minerallerin Na, K, Ca, Al, Fe ve Ti değerlerine göre sınıflama yapılmaktadır.



Şekil 4.4. (A) ve B) K-5 numaralı örnekte gözlenen amfibollerin BSE (Backscattered electrons) görüntüleri

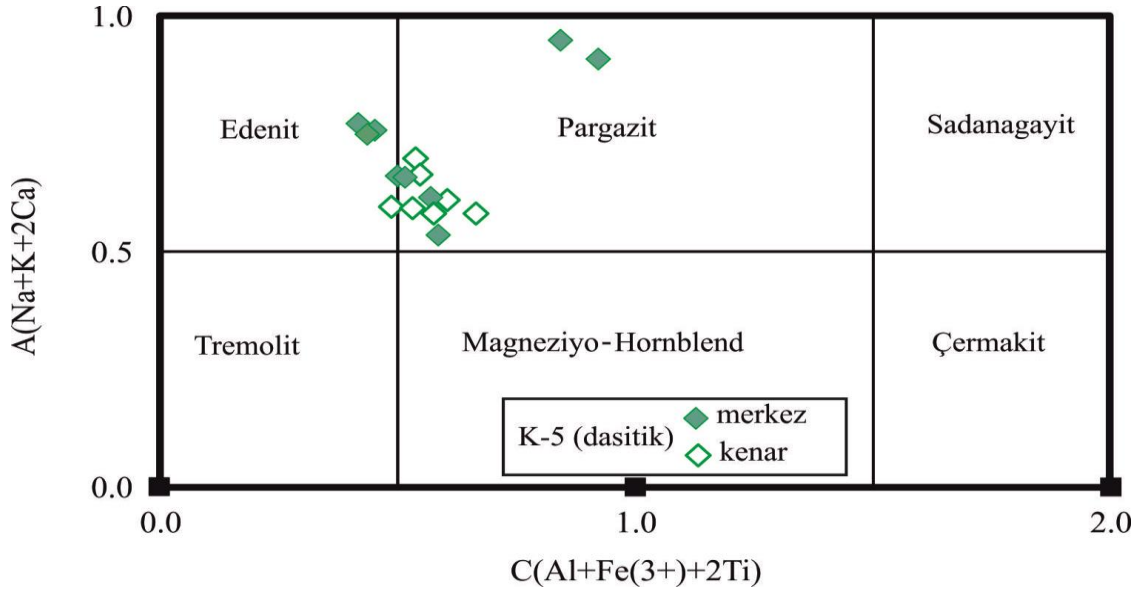
Çizelge 4.3. Seçilmiş amfiboller için mineral kimyası çözümlmeleri (23 O bazına göre)

	K-5							
	1A-kenar	merkez	1B-kenar	2-merkez	kenar	3A-merkez	kenar	3B-merkez
SiO ₂	40.432	40.039	40.274	45.181	45.854	45.857	46.391	46.077
TiO ₂	1.391	1.775	1.347	1.28	1.584	1.105	0.697	0.605
Al ₂ O ₃	12.776	13.921	12.335	7.425	8.831	8.193	7.691	7.784
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0.053	0.142	0	0
FeOt	12.907	11.106	11.24	14.73	14.596	14.344	15.61	14.61
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	13.985	13.667	14.922	13.663	13.341	14.028	12.033	12.966
CaO	12.165	11.166	11.848	11.421	10.994	11.918	11.767	11.134
Na ₂ O	1.931	3.603	3.244	1.854	1.539	1.511	1.805	2.363
K ₂ O	0.693	0.683	0.625	0.766	0.869	0.732	0.606	0.87
Si	6.097	6.022	6.084	6.809	6.774	6.777	6.966	6.92
Al	2.27	2.468	2.195	1.318	1.538	1.427	1.361	1.378
Ti	0.158	0.201	0.153	0.145	0.176	0.123	0.079	0.068
Cr	0	0	0	0	0.006	0.017	0	0
Fe ²⁺	1.63	1.40	1.42	1.86	1.80	1.77	1.96	1.84
Mg	3.14	3.07	3.36	3.07	2.94	3.09	2.69	2.90
Ca	1.97	1.80	1.92	1.84	1.74	1.89	1.89	1.79
Na	0.57	1.00	0.95	0.54	0.42	0.43	0.48	0.58
K	0.13	0.13	0.12	0.15	0.16	0.14	0.12	0.17
Toplam	15.96	16.14	16.20	15.73	15.58	15.67	15.59	15.75

	4Amerkez	kenar	4Bmerkez	kenar	5-merkez	kenar	6Amerkez	kenar
SiO ₂	42.209	40.228	43.46	43.439	45.267	45.819	46.447	46.462
TiO ₂	1.369	1.511	1.053	0.654	1.007	1.162	1.099	1.048
Al ₂ O ₃	13.495	14.069	8.782	8.811	8.054	8.812	8.214	8.114
Cr ₂ O ₃	0.041	0.053	0	0	0.003	0.017	0.001	0
FeOt	10.159	12.522	15.437	16.186	14.648	15.717	14.138	14.478
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	14.853	13.709	13.621	11.731	13.152	12.613	13.277	13.479
CaO	12.154	11.58	11.286	10.426	11.31	11.138	11.472	11.501
Na ₂ O	1.999	2.304	1.708	1.54	1.583	1.56	1.45	1.565
K ₂ O	0.798	0.769	0.792	0.858	0.719	0.921	0.726	0.725
Si	6.204	6.02	6.598	6.766	6.838	6.8	6.899	6.879
Al	2.337	2.481	1.571	1.617	1.434	1.542	1.438	1.416
Ti	0.151	0.17	0.12	0.077	0.114	0.13	0.123	0.117
Cr	0.005	0.006	0	0	0	0.002	0	0
Fe ²⁺	1.248	1.567	1.96	2.109	1.851	1.951	1.756	1.793
Mg	3.254	3.058	3.083	2.724	2.962	2.791	2.94	2.975
Ca	1.914	1.857	1.836	1.739	1.83	1.771	1.826	1.824
Na	0.57	0.668	0.503	0.465	0.464	0.435	0.399	0.449
K	0.15	0.147	0.153	0.17	0.139	0.174	0.138	0.137

Toplam	15.833	15.974	15.824	15.667	15.632	15.61	15.537	15.59
---------------	--------	--------	--------	--------	--------	-------	--------	-------

	6B-merkez	kenar	10-merkez	kenar	11-merkez
SiO₂	45.53	45.134	45.538	45.99	40.634
TiO₂	1.076	1.062	1.048	1.075	1.707
Al₂O₃	8.595	8.547	8.209	8.35	13.193
Cr₂O₃	0.008	0	0.001	0.016	0.009
FeOt	14.387	14.275	14.354	14.242	12.489
MnO	0	0	0	0	0
MgO	13.143	13.086	13.386	13.143	12.718
CaO	11.388	11.548	11.502	11.408	11.291
Na₂O	1.541	1.631	1.522	1.543	2.332
K₂O	0.811	0.802	0.77	0.809	0.867
Si	6.812	6.79	6.827	6.863	6.169
Al	1.516	1.515	1.45	1.469	2.361
Ti	0.121	0.12	0.118	0.121	0.195
Cr	0.001	0	0	0.002	0.001
Fe²⁺	1.8	1.796	1.8	1.777	1.586
Mg	2.932	2.935	2.992	2.924	2.879
Ca	1.825	1.861	1.848	1.824	1.836
Na	0.447	0.476	0.442	0.427	0.686
K	0.155	0.154	0.147	0.154	0.168
Toplam	15.609	15.647	15.624	15.581	15.881



Şekil 4.5. Dasitik örnek içindeki kalsik amfiboller için mineral sınıflaması (Hawthorne ve ark., 2012)

4.1.4 Mika

Dasitik örneklerde plajiyoklaz ve amfibollerle birlikte az miktarda gözlenen mika mineralleri küçük kristaller olarak çubuğumsu şekilde gözlenmektedir. Az sayıdaki 3 adet biyotit mikrokristali üzerinde gerçekleştirilen mineral kimyası analiz sonuçlarına göre mika mineralleri, $Fe/(Fe+Mg)$ (0,41–0,45) vs Al^{IV} (1,73–1,78) diyagramına göre (gösterilmemiştir) ve $Mg:Fe^{+2}$ oranının <2 olması sebebiyle (1,24–1,41) biyotit olarak tanımlanmıştır.

4.2 Jeotermobarometre tahminleri

Mineral kimyası çözümlemeleri gerçekleştirilmiş farklı karakterdeki örnekler için kristalleştikleri basınç ve sıcaklık koşulları hakkında tahminlerde bulunulmuştur. Bu tahminler için; Putirka (2008)'nin çalışmasında belirlediği denklemlerden yararlanılmıştır. Bunun için dengeli koşullarda kristalleşmiş olan seçili plajiyoklaz minerallerinin mineral kimyası analiz sonuçları kullanılmıştır. Bunun yanında, bu minerallerin içinde bulundukları kayaca ait eriyik değerleri olmadığı için, kayacın tüm kayaç elemental bileşiminden faydalanılmıştır. Bu hesaplamalar ile, kristalleşme ve farklılaşma süreçleri sırasında magmatik sistemin P-T denge koşullarının ortaya konulması amaçlanmıştır.

4.2.1 Plajiyoklaz-tüm kayaç jeotermobarometre tahmini

Putirka'nın (2008) termometri ve barometri denklemleri kullanılarak bazaltik, andezitik ve dasitik karakterdeki kayalarda gözlenen (K-6, K-9, K-5 örnekleri) labrador ve andezin minerallerinin kristalleşme sıcaklığı ve basıncı hesaplanmıştır. Putirka (2008) (24a) ve (25a) denklemleri kullanılarak hesaplanan sıcaklıklar bazaltik örnek için 1070 ila 1090 °C, andezitik kayaç için 1010–1020 °C ve dasitik kayaç için 980–990 °C arasında değişmektedir. Bazaltik, andezitik ve dasitik kayaçlar için basınç tahminleri ise sırasıyla 5,1-9,0; 6,7-8,8 ve 6,8-8,0 aralığındadır. Bu basınç ve sıcaklık değerlerine göre yapılan derinlik hesaplarına göre ise feldispatlar ~15–30 km bir derinlik aralığında kristalleşmişlerdir.

5. JEOKİMYA

Jeokimyasal incelemeler için çalışma alanında yüzeylenmiş volkanik kayalar ve sondaj kuyusundan karot örnekleri üzerinde ana ve iz element analizleri gerçekleştirilmiştir. Bu analizler, Balya'nın B-KB kesiminden toplanan toplam 11 adet yüzey örneği ve sondaj kuyusundan alınan toplam 12 adet karot örneği üzerinde yapılmıştır. Elde edilen sonuçlarla eriyiğin kökeni ve yüzeye çıkışı sürecinde gerçekleşen süreçlere dair yorumlar yapılmıştır. Analizi gerçekleştirilen örneklerle ait analiz sonuçları Çizelge 5.1'de verilmiştir.

5.1. Ana Element Jeokimyası

Balya Bölgesi'ndeki volkanik kayaların ana element analiz sonuçlarında ateşte kayıp değerlerinin (LOI) yüzey örnekleri için %2,3–3,64 arasında ve karot numuneleri için ise %2,42–10,3 arasında değiştiği görülmüştür. Karot örneklerinin LOI değerleri cevherleşmeye de sebep olan alterasyonlar sebebiyle oldukça yüksek yüzdelerdedir. Bu örneklerden ilerleyen bölümlerde yapılacak jeokimyasal yorumlamalar sadece yüzey ve karot örneklerinde gözlenen element değişimlerinin takip edilebilmesi açısından eklenmiştir. Yüksek alterasyona maruz kalmış bu örneklerde elementlerdeki jeokimyasal içeriklerin ve buradan yapılacak yorumların, pek çok elementteki hareketlilikler sebebiyle net sonuçlar ortaya koyamayacağı da önemle belirtilmelidir. Elde edilen tüm değerler öncelikle susuz baza göre yeniden hesaplanmıştır.

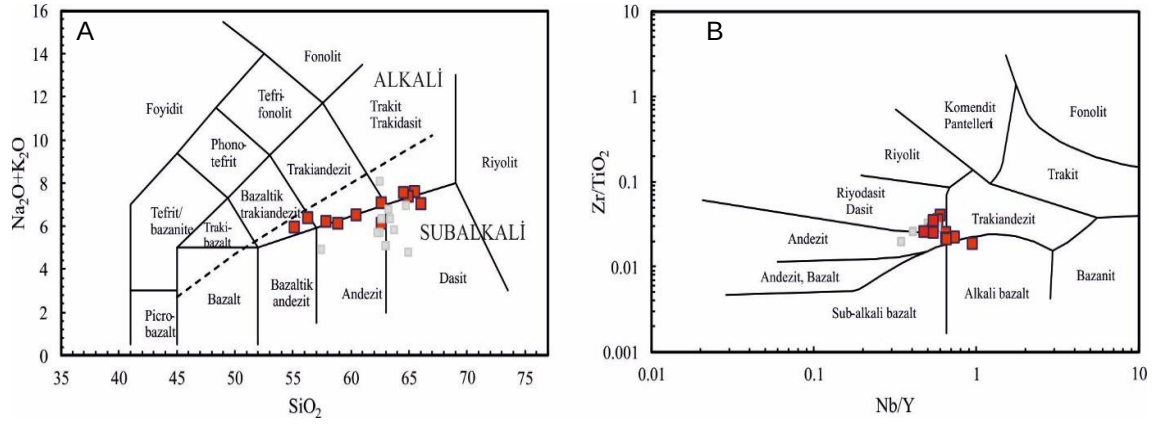
Balya'nın Batı-Kuzey Batı'sından alınan numune ve karot örneklerinin SiO_2 içerikleri sırasıyla %55,14–66,0 ve %57,42–64,92 arasında, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ içerikleri ise, %5,97–7,61 ve 4,81–6,94 arasında değişmektedir. Bu verilerden oluşturulan, SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Le Bas ve ark., 1986) diyagramına göre Balya volkanik örnekleri bazaltik trakiandezitten dasitik karaktere kadar değişim göstermektedir (Şekil 5.1A). Sondaj kuyusuna ait karot numuneleri ise bir örnek dışında dar bir aralıkta dasit ve andezit karakterindedir. Yine tüm örneklerin yerleştirildiği hareketliliği daha düşük elementlerle oluşturulan Nb/Y-Zr/ TiO_2 diyagramında da kayaç isimlendirmeleri aynı şekilde belirlenmiştir (Şekil 5.1B). Örneklerin tamamı sub-alkali özellik göstermektedir (Şekil 5.1A). Balya yüzey örneklerinin Toplam alkali- Demir- Magnezyum (AFM) diyagramına yerleştirilmesi ile iki örneğin kalkalkali-toletiyitik ayrım çizgisi üzerinde kaldığı, diğer örneklerin ise kalkalkali karakter gösterdiği görülmüştür (Şekil 5.2).

Çizelge 5.1. Balya volkanik kayalarına ve kuzeyde açılan sondaj kuyusundan alınan numunelere ait jeokimya analiz sonuçları

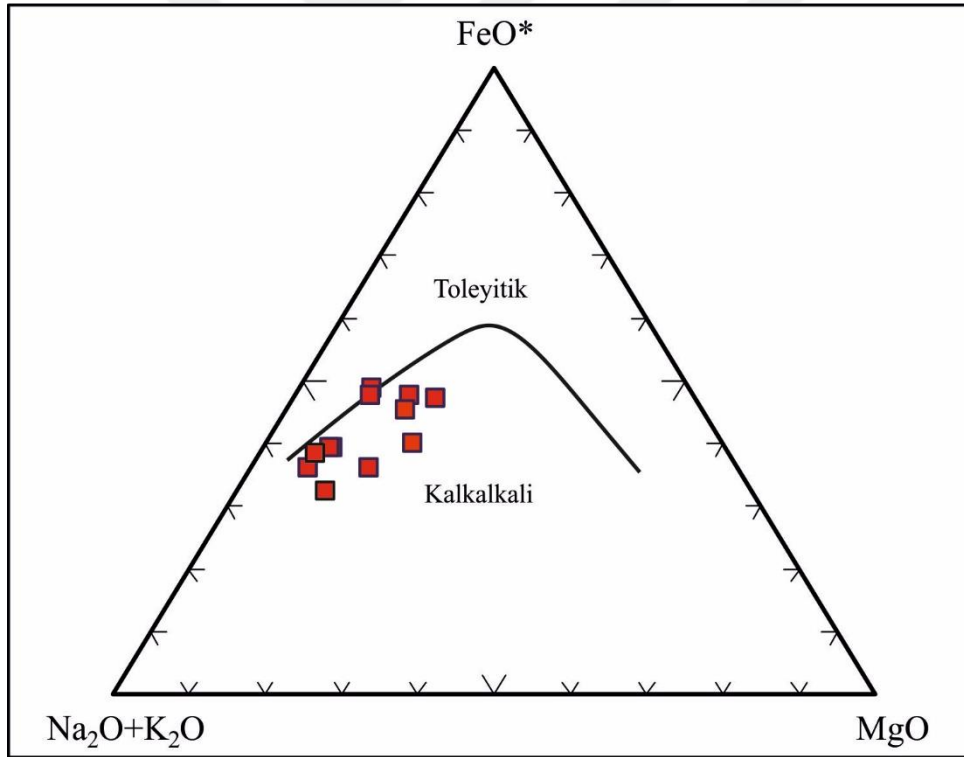
	Trakidasit	Trakidasit	Trakidasit	Trakidasit	Trakidasit	Dasit	Dasit	Dasit	Dasit	Dasit	Bazaltik trakiandezit
	Y-3	Y-9	Y-10	Y-11	S-12	S-1	S-4	S-8	S-9	S-11	Y-5
SiO₂	63.30	63.00	63.40	62.40	57.70	59.20	59.80	59.00	62.30	60.10	54.00
TiO₂	0.59	0.59	0.67	0.59	0.53	0.64	0.59	0.59	0.56	0.61	0.91
Al₂O₃	15.65	15.65	15.40	15.90	15.25	16.30	15.10	15.90	16.20	15.80	17.45
Fe₂O₃	3.95	4.70	5.50	5.23	4.92	4.43	5.56	4.73	3.04	4.85	7.86
MnO	0.04	0.05	0.09	0.08	0.03	0.18	0.12	0.02	0.03	0.03	0.16
MgO	1.39	0.98	1.20	0.99	1.85	1.58	2.12	1.58	1.96	2.24	2.47
CaO	4.00	3.64	3.85	3.90	4.42	4.93	4.20	4.96	5.27	4.98	6.59
Na₂O	3.20	3.28	3.22	3.47	2.70	2.73	2.13	3.17	3.61	3.24	3.60
K₂O	3.57	3.85	4.01	3.86	4.75	2.71	2.30	3.16	3.07	2.79	2.53
P₂O₅	0.22	0.27	0.32	0.25	0.22	0.25	0.20	0.20	0.22	0.20	0.36
LOI	3.64	2.66	2.72	2.30	6.19	5.62	7.41	4.85	3.84	3.71	3.35
Toplam	99.55	98.67	100.38	98.97	98.56	98.57	99.53	98.16	100.10	98.55	99.28
Rb	87.80	155.50	134.50	131.00	99.20	76.40	86.90	96.20	77.20	79.00	47.00
Sr	696.00	647.00	644.00	594.00	481.00	741.00	573.00	577.00	628.00	687.00	854.00
Ba	1590.00	1575.00	1785.00	1550.00	1110.00	1180.00	956.00	998.00	659.00	1190.00	1615.00
Cs	3.55	5.07	5.20	5.37	5.64					5.22	1.30
Sc	12.60	13.10	13.80	11.10	10.70	8.00	4.00	5.00	8.00	12.20	14.80
V	106.00	103.00	94.00	89.00	103.00	43.00	66.00	47.00	71.00	123.00	163.00
Cr	13.00	73.00	122.00	46.00	87.00	9.00	9.00	11.00	8.00	136.00	5.00
Co					18.00	10.00	15.00	11.00	10.00	10.00	
Ni					4.00	1.00	2.00	2.00	2.00	3.00	
Cu						5.00	11.00	765.00	248.00		
Zn						57.00	89.00	31.00	45.00		
Y	19.40	21.90	23.80	20.40	23.00	23.90	21.50	30.00	23.20	24.20	23.00
Zr	151.00	237.00	240.00	206.00	196.00	201.00	159.00	155.00	165.00	179.00	199.00
Nb	12.60	15.20	15.70	13.55	12.55	12.35	10.65	12.20	12.00	13.90	12.35
Hf	4.06	6.27	6.35	5.39	5.27	5.44	4.45	4.02	4.72	4.53	4.75
Ta	1.00	1.50	1.30	1.10	0.90	0.80	0.70	0.80	0.90	0.90	0.60
La	54.50	56.60	55.20	51.00	236.00	47.30	37.80	59.50	28.50	42.40	45.70
Ce	93.20	103.00	98.80	88.50	327.00	93.00	74.50	117.50	70.20	82.10	82.90
Pr	10.55	11.15	11.40	9.95	25.00	9.97	8.33	12.60	8.34	9.41	9.89
Nd	37.10	41.70	41.70	35.70	71.50	35.30	29.30	45.40	33.30	36.50	38.10
Sm	6.65	7.54	7.27	6.30	8.30	6.62	5.15	8.02	6.19	6.80	7.06
Eu	1.44	1.41	1.52	1.46	1.85	1.75	1.35	1.58	1.62	1.48	1.72
Gd	4.74	5.36	5.62	4.71	6.14	5.44	4.67	6.52	5.47	5.87	5.84
Tb	0.62	0.77	0.74	0.65	0.80	0.74	0.67	0.94	0.77	0.77	0.80
Dy	3.29	4.03	4.22	3.65	4.36	4.25	3.79	5.13	4.48	4.48	4.38
Ho	0.70	0.74	0.80	0.71	0.77	0.87	0.81	1.04	0.83	0.83	0.87
Er	2.01	2.20	2.33	1.93	2.06	2.50	2.38	3.19	2.49	2.41	2.44
Tm	0.26	0.32	0.30	0.24	0.28	0.35	0.32	0.47	0.40	0.35	0.31
Yb	1.66	2.20	2.08	1.90	2.39	2.42	2.21	2.82	2.33	2.47	2.13
Lu	0.26	0.34	0.33	0.29	0.38	0.44	0.33	0.45	0.38	0.39	0.33
Pb					27.00	11.00	21.00	31.00	41.00	44.00	
Th	30.70	33.80	32.80	29.30	18.45	16.15	13.90	14.10	16.30	16.45	11.90
U	6.53	8.37	6.83	6.87	10.10	5.89	4.56	4.17	5.27	4.77	2.64
Ga	18.30	19.20	18.20	17.90	23.40	22.60	20.50	21.60	22.70	23.50	20.10

Çizelge 5.1. (devam ediyor)

	Bazaltik trakiandezit	Trakiandezit	Trakiandezit	Andezit	Andezit	Andezit	Andezit	Andezit	Andezit	Andezit	Andezit	Andezit
	Y-2	Y-8	Y-7	Y-1	Y-4	Y-6	S-2	S-3	S-5	S-6	S-7	S-10
SiO₂	53.30	55.90	60.50	56.70	61.70	59.10	59.00	58.60	56.70	56.50	57.90	55.40
TiO₂	0.97	0.80	0.67	0.88	0.78	0.81	0.65	0.62	0.55	0.60	0.58	0.81
Al₂O₃	17.15	17.60	16.05	17.30	15.65	16.65	16.35	15.95	15.70	15.05	16.10	16.85
Fe₂O₃	8.02	6.99	5.12	5.82	7.10	7.21	5.94	5.31	5.22	5.59	5.68	8.67
MnO	0.29	0.10	0.12	0.09	0.16	0.14	0.11	0.12	0.13	0.06	0.05	0.05
MgO	3.17	2.43	2.19	2.82	1.37	1.48	1.54	1.94	1.25	1.45	1.50	3.43
CaO	7.67	6.60	4.92	6.55	5.32	5.70	5.21	5.49	4.98	5.67	5.64	6.32
Na₂O	3.40	3.53	3.28	3.41	3.11	3.44	2.28	2.27	1.98	1.92	2.92	2.95
K₂O	2.37	2.47	3.55	2.50	2.93	2.96	3.10	2.46	3.77	2.65	2.40	1.78
P₂O₅	0.33	0.27	0.24	0.29	0.37	0.34	0.20	0.23	0.22	0.22	0.23	0.22
LOI	2.57	2.66	3.51	2.49	2.92	2.31	5.58	5.39	7.40	10.30	4.80	2.42
Toplam	99.24	99.35	100.15	98.85	101.41	100.14	99.96	98.38	97.90	100.01	97.80	98.90
Rb	59.40	66.40	120.00	77.50	75.40	78.50	101.50	76.50	151.50	73.40	48.90	61.90
Sr	957.00	693.00	642.00	701.00	728.00	806.00	511.00	609.00	503.00	712.00	829.00	1045.00
Ba	1715.00	1085.00	1325.00	1280.00	1495.00	1580.00	1020.00	1210.00	1580.00	1550.00	1620.00	939.00
Cs	2.16	1.78	6.73	3.67	1.22	1.46						
Sc	24.00	16.20	14.90	18.80	12.30	12.40	7.00	5.00	4.00	7.00	8.00	9.00
V	196.00	158.00	134.00	156.00	93.00	115.00	73.00	69.00	22.00	68.00	52.00	146.00
Cr	79.00	22.00	18.00	60.00	11.00	6.00	10.00	8.00	7.00	125.00	10.00	6.00
Co							9.00	12.00	15.00	13.00	18.00	9.00
Ni							1.00	1.00	<1	2.00	2.00	<1
Cu							5.00	5.00	5.00	7.00	54.00	73.00
Zn							63.00	63.00	164.00	21.00	154.00	53.00
Y	25.60	24.90	27.90	25.80	22.80	26.00	23.80	23.30	23.20	25.80	24.20	26.60
Zr	181.00	171.00	181.00	197.00	198.00	210.00	177.00	165.00	181.00	170.00	160.00	159.00
Nb	11.25	9.79	14.25	12.15	13.25	14.20	12.55	11.90	11.65	13.70	11.95	9.18
Hf	4.63	4.28	4.77	4.75	4.82	5.27	4.95	4.65	5.09	4.66	4.42	4.56
Ta	0.60	0.60	1.10	0.90	0.80	0.80	0.90	0.80	0.80	0.90	0.80	0.60
La	49.80	35.90	56.70	44.50	46.00	53.80	46.60	44.20	44.30	46.90	57.80	29.30
Ce	89.90	66.80	97.60	76.50	83.10	93.70	90.40	86.90	86.30	88.90	107.50	61.40
Pr	10.80	8.14	11.40	9.62	9.70	11.60	9.79	9.45	9.26	9.97	11.25	7.37
Nd	41.20	31.10	41.60	36.80	37.20	44.20	34.90	33.70	33.60	36.20	39.80	29.30
Sm	7.36	5.99	7.81	7.25	6.85	7.95	5.99	6.10	5.98	6.69	7.08	6.23
Eu	1.98	1.54	1.61	1.78	1.58	1.79	1.61	1.60	1.65	1.80	2.11	1.70
Gd	6.29	5.21	6.16	5.91	5.57	6.49	5.59	5.45	5.16	5.51	5.93	6.03
Tb	0.79	0.76	0.83	0.83	0.75	0.85	0.80	0.76	0.73	0.78	0.80	0.81
Dy	4.69	4.20	4.82	4.58	3.96	4.78	4.22	4.57	4.19	4.44	4.63	4.80
Ho	0.94	0.88	1.00	0.91	0.84	0.98	0.83	0.85	0.82	0.90	0.88	0.97
Er	2.64	2.43	2.86	2.71	2.26	2.45	2.52	2.35	2.22	2.77	2.47	2.72
Tm	0.35	0.33	0.39	0.35	0.28	0.33	0.38	0.37	0.35	0.36	0.39	0.42
Yb	2.52	2.29	2.81	2.25	2.12	2.27	2.35	2.39	2.24	2.37	2.47	2.81
Lu	0.34	0.38	0.44	0.36	0.33	0.33	0.36	0.38	0.35	0.39	0.39	0.43
Pb							22.00	19.00	211.00	203.00	521.00	25.00
Th	14.20	10.75	30.80	12.70	11.65	13.10	16.45	15.50	15.45	17.75	16.85	12.55
U	4.15	2.88	8.68	3.57	2.63	2.87	5.90	5.69	5.89	6.21	6.10	4.78
Ga	20.60	20.60	19.00	20.90	17.70	20.20	23.20	22.10	21.30	19.40	21.20	23.10



Şekil 5.1. Balya bölgesi yüzey ve karot numuneleri için A) Toplam alkali-silis diyagramı (Le Bas ve ark., 1989) (kesikli alkali-subalkali ayırım çizgisi Miyashiro, 1978'e oluşturulmuştur), B) Nb/Y-Zr/TiO₂ diyagramı (Winchester ve Floyd, 1977) (Kırmızı kareler Balya volkanikleri, gri kareler Balya sondaj örneklerini temsil etmektedir).



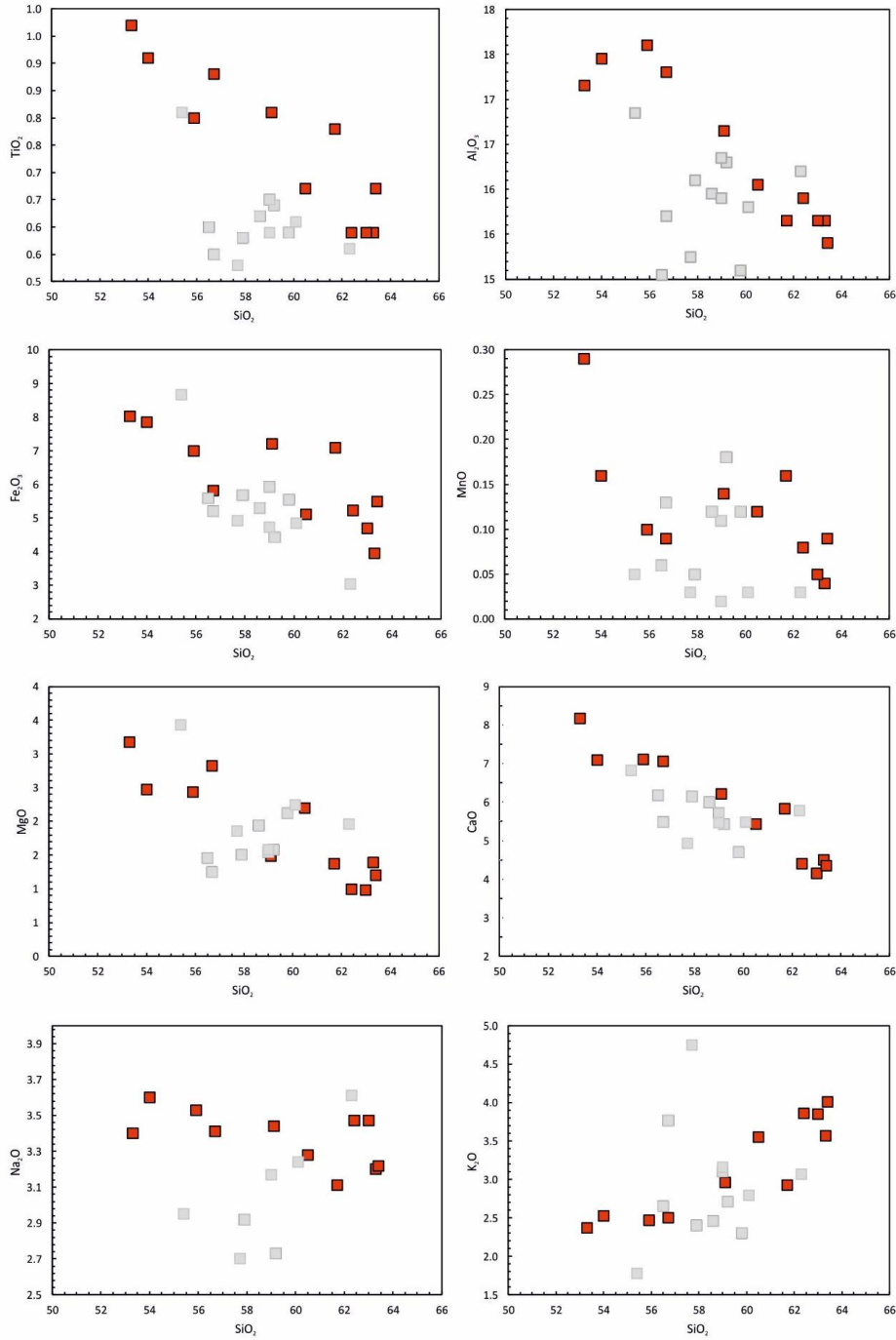
Şekil 5.2 Balya bölgesi yüzeyden alınmış volkanik kayaç numuneleri için AFM diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971)

Bölgeden alınmış örneklerin ana elementlerinin SiO_2 ile oluşturulmuş Harker değişim diyagramları Şekil 5.2’de görülmektedir. Bu diyagramlardan yüzey kayaçlarında SiO_2 ’nin artmasıyla beraber TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO ’da azalma eğilimi, yine SiO_2 ’nin artmasıyla K_2O miktarında artma gözleniyorken, P_2O_5 ve Na_2O dağınık bir eğilim gözlenmektedir (Şekil 5.3). Bu eğilimler fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkili olduğu durumlarda gözlenmektedir. Sebebi ise, kristallenme sürecinde eriyiğin bünyesinden ilk olarak Fe, Mg gibi elementlerin alınarak olivin, piroksen, titanit, manyetit, rutil, ilmenit gibi opak minerallerin bünyesine girerek ilk evre kristallerinin oluşmasıdır. Piroksenin kristalleşmesi ile Ca elementini bünyesinde bulunduran anortit (Ca-plajiyoklaz) mineralleri ve ilerleyen safhalarda bünyesinde daha fazla Al bulunduran plajiyoklaz ve amfibol minerallerinin kristalleşmesiyle bu minerallerin bünyesinde bulunan elementlerde de azalma eğilimi gözlenir. Fraksiyonel kristalleşme süreciyle kristalleşmeler devam ederken artık eriyik Na ve K elementlerince zengin hale gelir. Son safhada oluşan mika, Na-plajiyoklaz ve alkali feldispat, anortoklaz gibi minerallerin oluşması sebebiyle Na_2O ve K_2O içerikleri SiO_2 ’nin artışıyla yükselme eğilimi gösterir (Şekil 5.3).

5.2 İz element Jeokimyası

İz elementler de ana elementler gibi eriyikten itibaren ilerleyen mineral fraksiyonlanması sürecinde kristalleşen minerallerin bünyesine girerek artık eriyikten uzaklaşırlar. Yine iz elementlerden oluşturulan Harker değişim diyagramları bu sürecin etkisinin ortaya konulması açısından önemlidir. Bu amaçla oluşturulan Harker değişim diyagramları Şekil 5.4’de verilmiştir. Bu diyagramlarda SiO_2 ’nin artışıyla Rb, Ba, Nb, Ta, U ve Zr’de artış, Sr ve Eu’da azalma eğilimleri gözlenmektedir (Şekil 5.4). Sr ve Eu’daki azalış bu elementlerin iyonik yarıçaplarının Ca elementiyle benzer olması sebebiyle fraksiyonel kristalleşme sürecinde ilk oluşan Ca’ca zengin plajiyoklazların bünyesine girmeleriyle açıklanabilir. Diyagramlardan gözlenen artan eğilimler ise Ba ve Rb elementleri için, iyonik yarıçapının K’ya benzer olması sebebiyle fraksiyonel kristalleşme sürecinde bu elementlerin de K gibi geç evrelere doğru kristalleşen biyotit, muskovit, K-feldispat gibi minerallerin bünyesine girmesiyle ilişkilendirilebilir. Nb ve Ta elementlerinin benzer iyonik yarıçapa sahip olmaları benzer eğilimler göstermesine ve bu elementlerin daha çok amfibol, mika gibi minerallerin bünyesine girerek eriyikten geç evrede ayrıldıklarını düşündürmektedir. U ve Zr elementlerindeki artış ise, bu elementleri bünyesinde

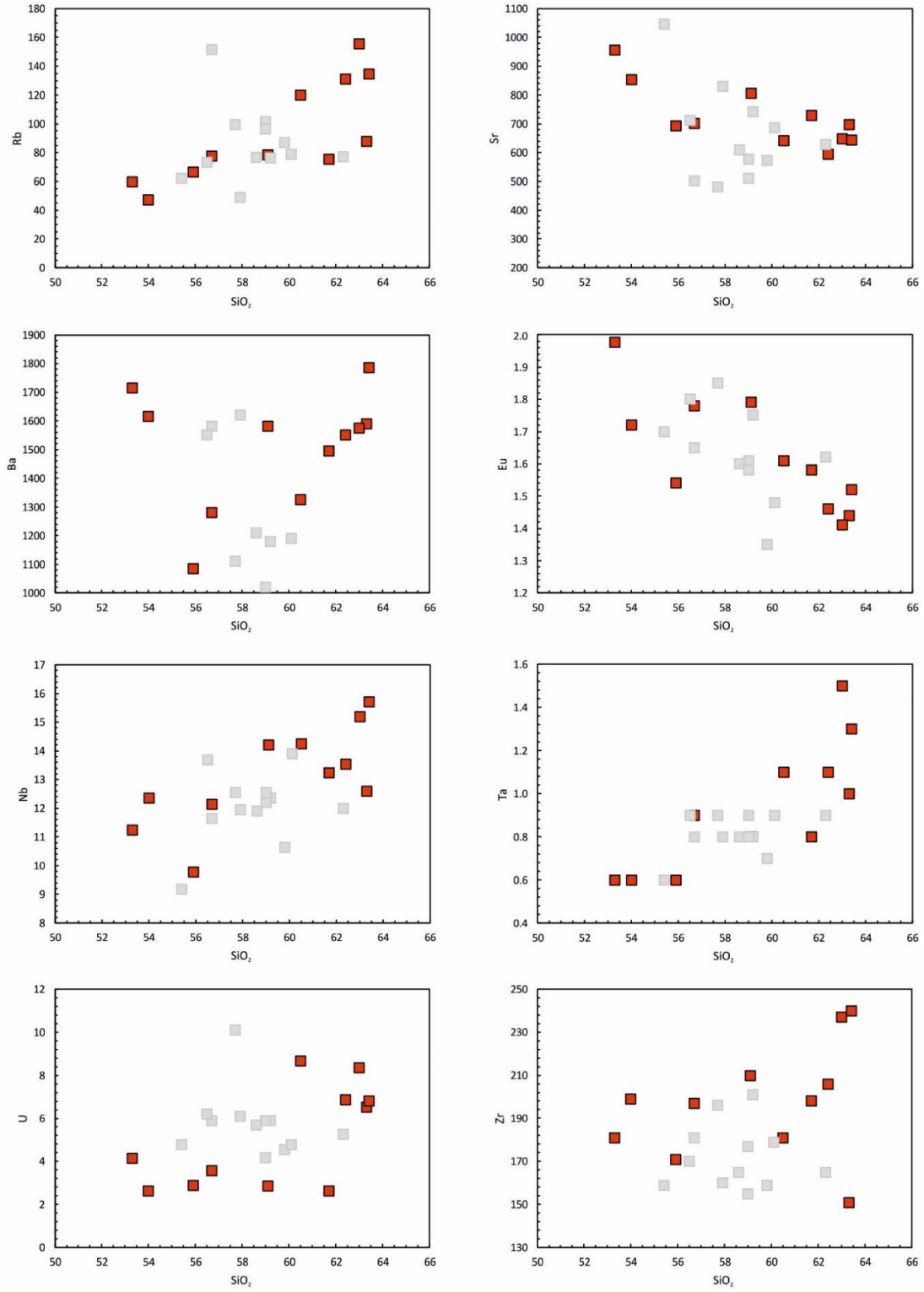
bulunduran zirkon, apatit, sfen, allanit gibi aksesuar minerallerin kristalleşmediklerini ve bu elementlerin eriyik fazda zenginleştiklerini düşündürmektedir.



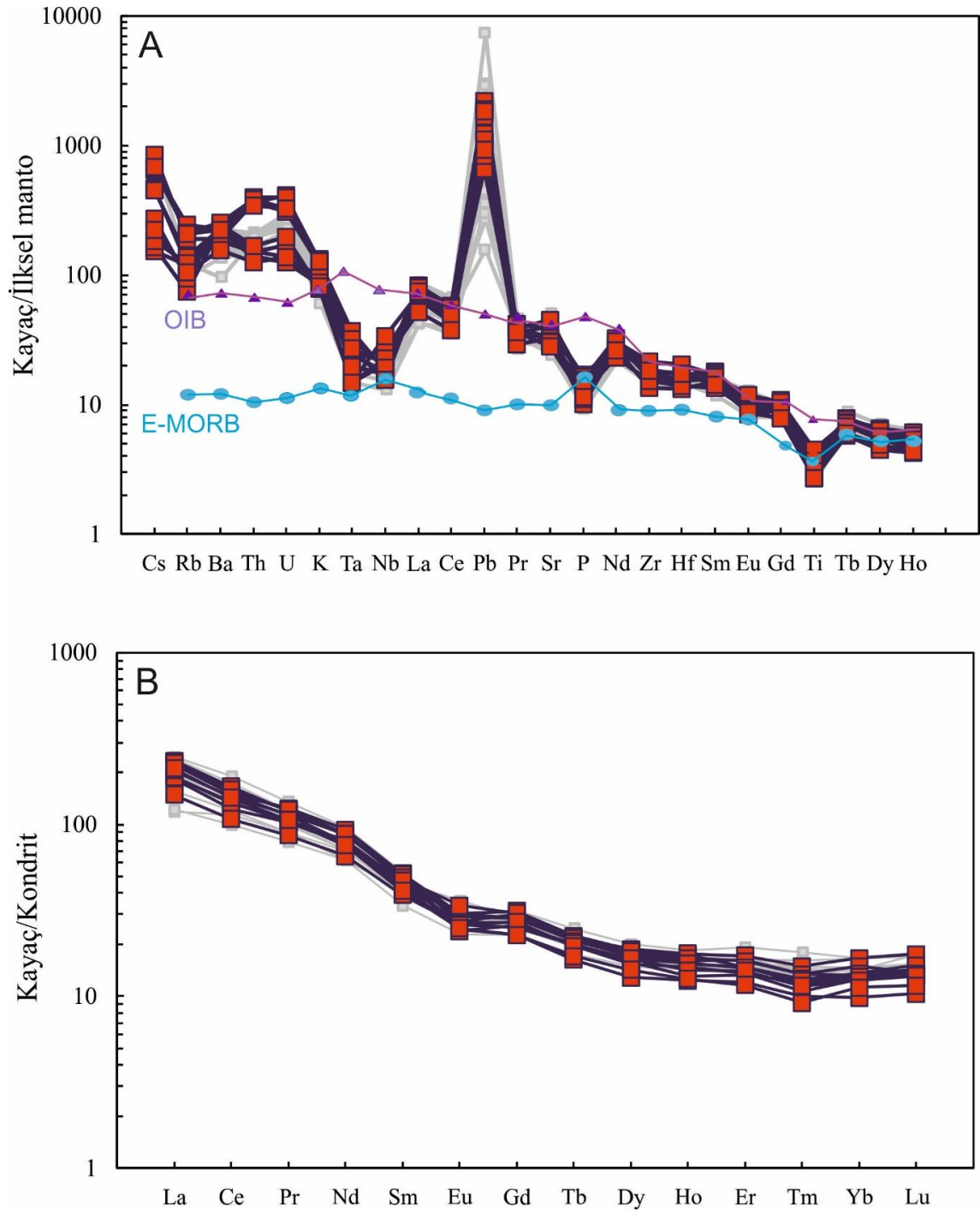
Şekil 5.3. Balya volkanik kayaçlarının ana element-SiO₂ Harker değişim diyagramları (Kırmızı kareler Balya volkanikleri, gri kareler Balya sondaj örneklerini temsil etmektedir)

Balya volkanik kayaç örneklerinde bulunan elementlerinin zenginleşme veya fakirleşme oranlarının görülmesi için uyumluluk derecesi soldan sağa doğru artan çoklu element diyagramları oluşturulmuştur (Şekil 5.5). Bu diyagramlar ilksel mantoya (Sun ve McDonough, 1989) (Şekil 5.5A) ve kondrite (Palme ve O'Neil, 2014) göre normalize edilmiştir (Şekil 5. 5B). Bu diyagramlardan tüm örneklerin benzer desenler sunduğu görülmektedir. Bu durumun varlığı Balya volkanik kayaçlarının tamamının benzer kaynaktan türediğini göstermektedir. Örneklerin tamamını OIB ve E-MORB olmak üzere farklı tektonik ortam volkanitleriyle karşılaştırılmış ve Balya volkanik kayaçlarının daha çok OIB benzeri desenler sunduğu fakat daha zenginleşmiş olduğu gözlenmiştir.

Diyagramlarda HFS (Nb, Ta, Pb, Zr) elementlere göre LILE (Rb, Ba, Th, U ve K) elementlerdeki zenginleşmeler, ağır nadir toprak elementlere (HREE=Ho, Er, Tm, Yb, Lu) göre ise hafif nadir toprak elementlerdeki (LREE =La, Ce, Pr, Nd, Sm) zenginleşmeler dikkat çekmektedir. Nadir toprak elementlerden oluşturulan örümcek diyagramda Eu elementinde hafif bir negatif anomali de gözlenmektedir.



Şekil 5.4. Balya volkanik kayaçlarının iz element- SiO_2 Harker değişim diyagramları (Kırmızı kareler Balya volkanikleri, gri kareler Balya sondaj örneklerini temsil etmektedir)



Şekil 5.5. Balya volkanik kayaçlarının A) İlksel mantoya göre (Sun ve McDonough, 1989), B) Kondrite göre (Palme ve O’Neil, 2014) normalize edilmiş çoklu element değişim diyagramları (Kırmızı kareler Balya volkanikleri, gri kareler Balya sondaj örneklerini temsil etmektedir)

6. CEVHERLEŞME ve ALTERASYON

Bu bölümde, Biga Yarımadası'nda Balıkesir-Balya bölgesindeki porfiri Cu-Mo cevherleşmesinin kökeni, cevherleşmenin yerleşimi ve cevher yatağının oluşum koşulları irdelenmiştir. Bu amaçla, çalışma alanında yapılmış ve porfiri sistemini derin seviyelerde kesen S-1 no'lu sondaj kuyusundan alınan karot örneklerinden hazırlanmış 38 adet parlak kesit üzerinde cevherleşme için mineralojik ve dokusal incelemeler yapılmış, elde edilen veriler ışığında, alterasyon tipi ve zonlanması ve ayrıca magmatizma ile ilişkili metal zenginleşmesinde etkili olan süreçler, yan kayaç ve cevher arasındaki ilişkiler ortaya konulmaya çalışılmıştır.

6.1. Balya Cevherleşme Dinamiği

Eosen–Erken Miyosen yaşlı plütonik ve volkanik komplekslerin ve etkili olan tektonik rejimin, Biga Yarımadası'nda yaygın olarak gözlenen porfiri, epitermal ve skarn cevherleşmelerinin oluşumunda etkili olduğu ortaya konulmuştur (Ağdemir ve ark., 1994; Ünal, 2010; Akıska ve ark., 2013; Demirela, 2014; Ünal-İmer ve ark., 2013; Yılmaz ve ark., 2014, Bozan, 2016; Aydar, 2018; Yiğit, 2012; Aluç, 2023). Biga Yarımadası'ndaki etkili olan tektonik rejimler temel olarak doğuda Avrasya/Anadolu/Arap plakalarının kıtasal çarpışması ile Akdeniz bölgesinde Kıbrıs ve Helen yayları boyunca Afrika plakasının dalma-batma süreçlerinin rollback (geri çekilme) ve/veya slab-pull (dalan levhanın çekim kuvveti) etkileşimlerinden kaynaklanmaktadır (Özden ve ark., 2009). Bölge tektoniği, Eosen dönemde Pontid ve Torid-Anatolid Bloku arasındaki yakınsama ve Paleosen öncesi kıta-kıta çarpışmasının neden olduğu sıkışma rejimi ile başlamıştır (Özden ve ark., 2009). Oligo-Miyosen dönemde ise, aynı düzlemde gelişen doğrultu atımlı fay zonları bu sıkışma rejimini takip etmiştir (Özden ve ark., 2009). Bu doğrultu atımlı fayların arasında kalan alanlarda sıkışma ve genişleme hareketlerine bağlı olarak oluşan bir dizi normal ve ters faylar ortaya çıkmıştır (Sanchez ve ark., 2016). Bu tespitlerle, tektonik olarak oldukça aktif olan çalışma alanındaki Balya Pb-Zn-Cu skarn cevherleşmesinin de güçlü bir şekilde yapısal kontrollü olduğu düşünülmektedir (Sanchez ve ark., 2016). Çalışma bölgesinde ise, Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ile ilişkili olan özellikle normal fay olarak tanımlanmış Büyük (Balya) fayı tanımlanmıştır. Balya bölgesi cevherleşmelerinin Kuzey Anadolu Fay Zonu'na (KAFZ) uyum göstererek KB-GD doğrultulu, cevherli kırık düzlemlerinin ise yaklaşık 40°-60° KB'ya eğimli olduğu ifade edilmiştir (Akyol, 1977).

Bölgedeki, dasitik, andezitik volkanizma ve granodiyoritik sokulumlar, bölgede tanımlanmış skarnların oluşumunda etkili olmuştur (Çağatay, 1980; Sanchez, 2012; Bozan, 2016; Sanchez ve ark., 2016).

Balya' Pb-Zn yatağı, ortaç tenörlü Pb-Zn cevherleşmesi (yaklaşık %7–10 arası), yüksek tenörlü (yaklaşık %15–20 arası) ve değişken tenörlü Pb-Zn cevherleşmesi ise saçınımlı, kontak cevherleşmesi ve damar tipi şeklinde gelişmiştir (Baştürk, 2017). Daha derinlere inildikçe ana faya paralel yerleşmiş olan andezit dayklarının oluşturduğu alterasyonun etkisi ile sisteme bakır (Cu) $\pm$ bizmut (Bi) $\pm$ molibdenit (Mo) girişi olmuş ve cevherleşme polimetalik özellik kazanmıştır (Aydar, 2016). Sondaj verileri değerlendirildiğinde bölgesel olarak Pb-Zn içermeyen yüksek Cu ve gümüş (Ag) içerikli yataya yakın yerleşmiş manyetit ve bakırca zengin zon bulunmaktadır. Bu zonun üst sınırı ana Balya fayını yaklaşık olarak dik kesen KD-GB doğrultulu ve GD eğim yönlü normal fayla sınırlanmaktadır. Sondaj verileri değerlendirildiğinde, yine bu fayın altında kalan polimetalik ve bakır cevherleşmelerinin dış sınırlarında Pb-Zn-Cu içermeyen ancak yüksek Mo içerikli zonlar bulunmaktadır. Balya Pb-Zn yatağının K, KD'da Balya Kuzey olarak adlandırılan sahada faylı zonlara yerleşmiş ağırlıklı olarak tavan blokta dasit birimi içerisinde, genel olarak orta-düşük tenörlü değişken Pb-Zn cevherleşmesi vardır. Tavan-Taban blok kontağında ve taban bloktaki sedimanter, killi kireçtaşı litolojileri içinde ve daha derinlerde ise, yer yer masife yakın cevherleşme görülmektedir.

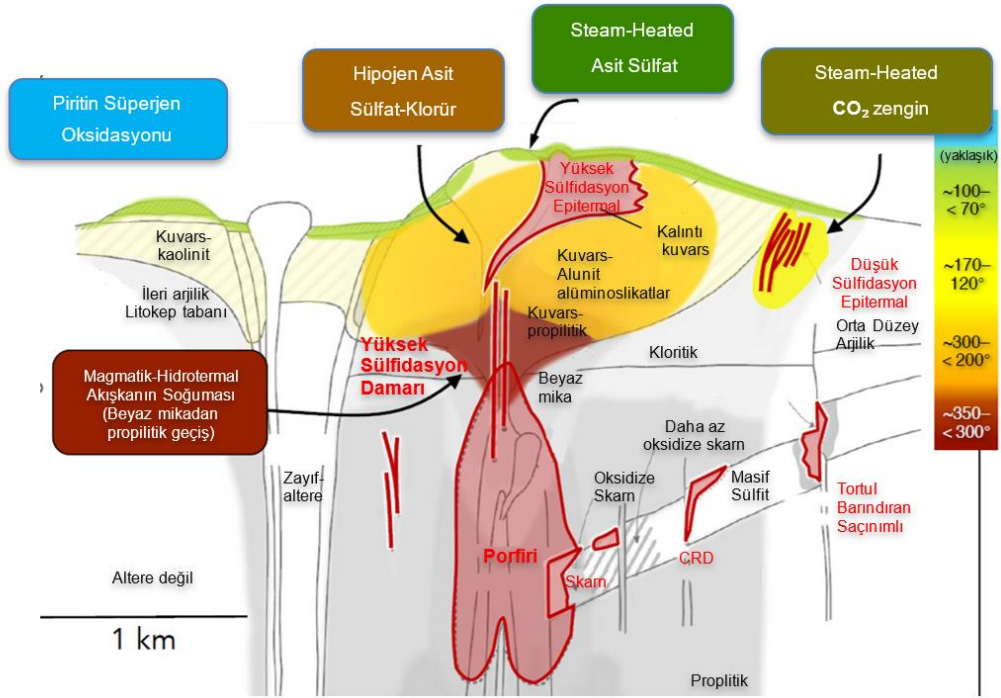
6.2 Porfiri Sistemler ve Alterasyon Modeli

Porfiri Cu sistemleri, genellikle yakınsamalı levha sınırlarında, yay veya yay-sonrası çarpışmalı/çarpışma-sonrası tektonik ortamlarda gelişim gösteren önemli cevherleşme tiplerinden biridir (Sillitoe, 2010). Bu cevherleşmeler arasında sığ (genelde yüzeyden 2–5 km derinlikte) sokulum kütleleri üzerine merkezlenmiş porfiri yatakları; kenar bölgelerde giderek artan skarn, karbonat ornatmalı (Carbonate Replacement) ve sedimanter kayaç içerisinde (Sedimentary-Hosted) Au yatakları; daha üstte, volkanik seviyelerde ise yüksek ve ortaç-sülfidasyon epitermal yataklar bulunabilir (Sillitoe, 2010; Şekil 6.1).

Porfiri-tipi yataklanmalarda cevherleşme ve alterasyon yüksek sıcaklıktaki sokulumdan yukarı ve dışa doğru zonlu bir yapı gösterir (Lowell ve Guilbert, 1970;

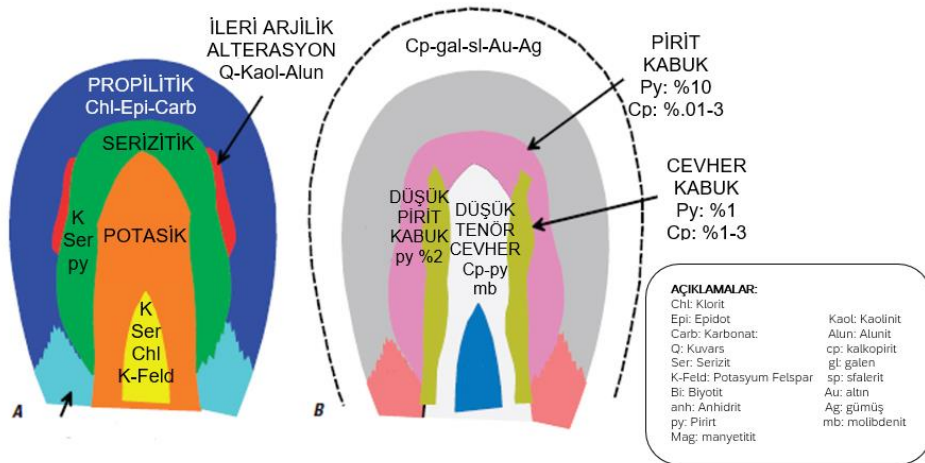
Seedorff ve ark., 2005; Sillitoe, 2010; Şekil 6.1 ve 6.2). Buna göre, sistemin merkezinde yer alan potasik alterasyon zonu (K-feldispat + biyotit $\pm$ manyetit $\pm$ anhidrit), bunun etrafını çevreleyen ve düşük Cu tenörlerinin görüldüğü fillik alterasyon halesi (serizit + kuvars + pirit $\pm$ klorit $\pm$ rutil) hepsinin etrafında en dışta cevhersiz propilitik alterasyon (epidot + klorit + karbonat $\pm$ albit) ve en tepede cevherli-cevhersiz değişebilen arjilik alterasyon (kuvars-kaolinit-alunit) zonu bulunur (Lowell ve Guilbert, 1970; Seedorff ve ark., 2005; Sillitoe, 2010) (Şekil 6.2 ve 6.3). Ekonomik kalkopirit $\pm$ bornit $\pm$ molibdenit cevherleşmesi genelde potasik alterasyonun gerçekleştiği alanlarda veya potasik-serizitik alterasyon geçişlerinde olabilir (Sillitoe, 2010) (Şekil 6.1 ve 6.2).

Cevherleşmenin genelde ince damarlar veya yan kayaç içerisinde saçınımlar şeklinde gözleendiği porfiri Cu yataklarında akışkan evrimi ve alterasyon zonlanmasına bağlı olarak farklı damar tipleri gözlenir. Bu damarlar ve aralarındaki zamansal ilişki, ilk olarak Gustafson ve Hunt (1975) tarafından Şili'deki büyük El Teniente porfiri sisteminde belirlenmiştir. Buna göre belirlenen damar kronolojisi: (1) erken evre, manyetit $\pm$ aktinolit içeren M-tipi, erken biyotit (EB) damarı, (2) sülfür içeren, granüler, kuvars hakim damarcıklar (A ve B tip damarlar) B tipi damarlarda belirgin A.Feldispat halesi mevcuttur, (3) Kristalin kuvars-sülfür damarları ve damarcıkları serizit halesi mevcuttur (D tipi) olarak 3 grupta toplanabilir (Sillitoe, 2010). Grup 1 ve 2 potasik alterasyon sırasında, grup 3 klorit-serizit, serizitik ve ileri arjilik alterasyon sırasında gelişir (Sillitoe, 2010) (Şekil 6.3).

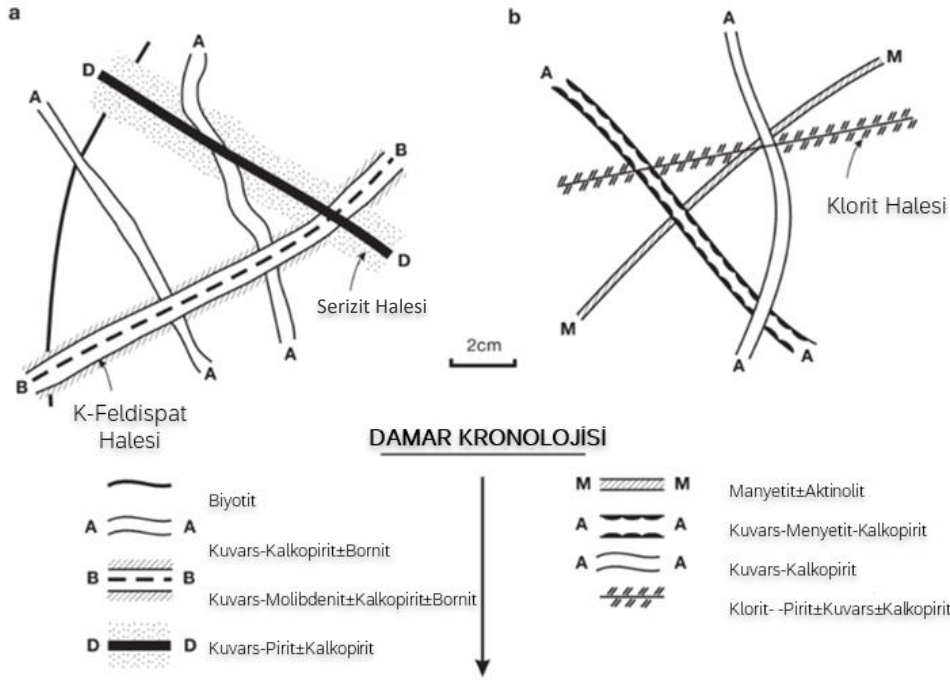


Şekil 6.1. Volkano-plütonik ortamlarda görülen hidrotermal alterasyon ve yataklanma tipleri (Sillitoe, 2010; Hedenquist ve Arribas, 2022)

PORFİRİ BAKIR YATAKLARINDA HİDROTERMAL ALTERASYON BÖLGELERİ, MİNERALLER VE CEVHERLER



Şekil 6.2. Porfiri Cu yataklarında görülen alterasyon (sol) ve cevher (sağ) zonlanma modeli (Lowell ve Guilbert, 1970 modeli)



Şekil 6.3. Porfir Cu-Mo yataklarındaki tipik damar dizilerinin şematik kronolojisi. Gustafson ve Hunt (1975; A, B ve D tipleri) ve Arancibia ve Clark (1996; M tipi). (Sillitoe, 2010)

6.3. Balıkesir-Çanakkale Bölgesinde yer alan porfiri sistemler

Temel olarak Biga Yarımadası'nda varlığı ortaya konulmuş ve detaylarıyla incelenmiş olan Halılağa porfiri sistemi önemli bir cevher yatağıdır. Biga Yarımadası'nda Kirazlı porfiri sisteminin varlığı ortaya konulmuştur. Balıkesir-Balya bölgesi coğrafi olarak Biga Yarımadası'nda yer almamakla beraber aynı metalojenik provenis içinde yer alan Tepeoba, Turplu ve bu tezde ilk kez tanımlanmış “Balya” porfiri sistemi de Biga Yarımadası'nda gelişen cevher yatakları olarak değerlendirilmiştir.

Halılağa, Çanakkale ilinin Çan ilçesinde yer almaktadır. Biga Yarımadası'nda şimdiye kadar keşfedilen en büyük porfiri sistemidir. 182,7 Mt %0,27 Cu, 0,3 g/t Au, %0,0057 Mo belirlenmiş; 178,7 Mt, %0,23 Cu, 0,24 g/t Au ve %0,0087 Mo tahmini kaynağı vardır (Doerksen ve ark., 2015).

Bu bölgede yapılan çalışmalarda, alanın temelini Erken Eosen yaşlı sedimanter kayaların oluşturduğu ortaya konulmuştur (Brunetti ve ark., 2016). Sedimanter kayaları, Eosen-Oligosen volkanik, subvolkanik ve volkanosedimanter kayalar

kesmektedir. Cevherleşme Eosen yaşlı Kestane porfiri sokulumuyla ilişkili gelişmiştir ve bu bölgede iki farklı sokulum fazı olduğu tespit edilmiştir (Brunetti ve ark., 2016). Bunlardan ilki, mineralleşmiş ve altere kuvars monzonit porfir ve ikincisi zayıf mineralleşmiş ve altere kuvars monzonit ile granodiyorit porfirdir. Cevherleşme olan intrüzyondan elde edilen zirkonların U-Pb yaşlandırması ile intrüzyonun yaşı $39,19 \pm 0,47$ My, cevherleşme olmayan intrüzyondan alınan zirkon numuneleri ile intrüzyonun yaşı $37,9 \pm 0,36$ My olarak belirlenmiştir (Brunetti ve ark., 2016).

Porfiri Au-Cu cevherleşmesi biyotit + manyetit $\pm$ K-feldispat alterasyonu ve yoğun kuvars damarları içinde yer almaktadır (Brunetti ve ark., 2016). Mineralleşmiş fazdaki Kestane sokulumundan alınan molibdenitler Re-Os yöntemi ile yaşlandırılmış ve cevherleşme yaşı $39,56 \pm 1,21$ My olarak tespit edilmiştir (Brunetti ve ark., 2016).

Kirazlı, Çanakkale ilinin merkez ilçesine bağlıdır. Biga yarımadası metalojenik provensinin merkezinde yer almakta ve genişlemeli tektonik ortamla karakterize edilmektedir (Aluç ve ark., 2023). Bölgenin temelini Permiyen öncesi Kazdağ ve Triyas yaşlı Çamoba Formasyonu'na ait metamorfik kayalar oluşturmaktadır. Metamorfik kayalar Karakaya Kompleksi tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Aluç ve ark., 2023). Yüksek sülfidasyonlu Kirazlı epitermal cevherleşmesinin, ana zonu KDGB-GGB doğrultulu olup hesaplanan toplam 33,86 Mt, 0,69 g/t Au ve 9,42 g/t Ag kaynağı vardır (Aluç ve ark., 2023). Bölgede porfiri Cu cevherleşmesi ise ana zonunun yakınında yapılan sondaj çalışmalarında, Eosen yaşlı intrüzif ve volkanik kayalarda kesilmiştir (Aluç ve ark., 2023). Porfiri Cu cevherleşmesi, ardından yeniden açılma ve baz metal çökelişi ile birlikte $36,7 \pm 0,4$ My'da meydana gelmiştir, Muskovit yaşlandırması Ar-Ar metodu ile yapılmıştır (Aluç ve ark., 2023). Kuvars molibdenit damarlarından alınan molibdenitler Re-Os yöntemi ile yaşlandırılmış ve cevherleşme yaşı $33,6 \pm 0,2$ My bulunmuş ve cevherleşmeyi 31 My yaş verisi olan, yüksek sülfidasyonlu Au-Ag cevherleşmesi izlemiştir (Aluç ve ark., 2023).

Tepeoba, Balıkesir ili Havran ilçesinin 8 km kuzeyinde yer almaktadır. Çalışma alanının temelini Triyas yaşlı Kabak Formasyonu oluşturmakta ve bu formasyonu Alt Triyas yaşlı Karakaya Kompleksine ait metasedimanter ve metabazik kayalar tektonik dokanak ile üzerlemektedir (Okay ve ark., 1990). Çalışma alanında yer alan temel birimleri kesen

Tersiyer yaşlı Eybek Granitoyitine ait granit-granodiyorit damar kayaçları (Okay ve ark., 1990). U-Pb yaşları plüton yerleşiminin zamanlaması olarak yorumlanırken K-Ar yaşları kristalleşmenin zamanlaması olarak yorumlanır (Black ve ark., 2013). Eybek Plütonu'nda tarihlenen zirkonun U-Pb yöntemi ile yaşı $26,31 \pm 0,19$ My bulunmuştur (Özdamar ve ark., 2024). Eybek Plütonu'nda tarihlenen hornblend ve biyotitin Ar/Ar yöntemi ile yaşı sırasıyla $26,32 \pm 0,08$ My ve $22,62 \pm 0,67$ My – $22,18 \pm 0,05$ My bulunmuştur (Özdamar ve ark., 2024).

Sahada gözlenen Eybek Granodiyoriti'nden yapılan jeokimya çalışmalarına göre, örnekler genel olarak granit olarak sınıflandırılmış ve kalkalkali karakterli olduğu ortaya konulmuştur (Akay, 2013). Bölgeden alınmış ve jeokimyasal olarak incelenmiş bu örneklerin volkanik yay graniti ve çarpışma ile eş zamanlı ve yay içi granitleri olduğu ortaya konulmuştur (Akay, 2013).

Bu bölgedeki cevherleşmenin, granitlerle kontak metamorfik kayaçlar içinde yer aldığı ve ağsal damar(cık)lar, saçınımlı ve breşik şekilde gözlemlendiği tespit edilmiştir (Küçükkefe ve ark., 2005). Bu gözlemler ile cevherleşmenin, porfiri tip Cu-Mo cevherleşmesi olduğu savunulmuştur (Küçükkefe ve ark., 2006). Jeokimyasal çalışmalar ile Cu anomalilerinin özellikle Tepeoba Köyü'nün kuzeyinde dikkat çektiği ortaya konulmuştur (Akay, 2013). Element korelasyonu çalışmaları ile, Cu'nun Pb, Zn, Mo ve Au ile pozitif ilişki gösterdiği saptanmıştır. Cevher mikroskopisi ile ilk olarak oluşan metalik minerallerin pirit, kalkopirit, molibdenit, manyetit, sfalerit, ilmenit ve geç süperjen evrede hematit, limonit, götit olduğu ortaya konulmuştur (Akay, 2013). Bölgeden alınan molibdenitler Re-Os yöntemi ile yaşlandırılmış ve cevherleşme yaşı $25,62 \pm 0,09$ My ve $25,03 \pm 0,14$ My olarak belirlenmiştir (Murakami ve ark., 2005).

Turplu, Balıkesir ili Karesi ilçesine bağlıdır ve Balıkesir'in 20 km Kuzey-Batısında yer almaktadır. Porfiri altın-bakır-molibden cevherleşmesi keşfi 2012 yılında yapılmıştır (Kaskatı ve ark., 2015). Yataklanmada, sondaj ve haritalama çalışması sonucunda 4 farklı magmatik kayaç ayırt edilmiştir (Kaskatı ve ark., 2015). Stratigrafik sıralaması ile örtü olarak piroklastik-volkanoklastik kayaçlar, eş tane boylu andezitik kayaçlar, dasit porfiri ve riyo-dasitik bileşimli kayaçlar ve plütonik kayaçlardır (Kaskatı ve ark., 2015).

Bölgede yapılan haritalama esnasında K40D ve K-G yönlü kuvars damarları bulunmuştur (Kaskatı ve ark., 2015). Çalışma alanında alınan toprak numunelerinden elde edilen jeokimya anomalileri ile altın ve molibdenin pozitif korelasyon gösterdiği ve TerraSpec cihazı ile okunan kil minerallerine göre serizitleşme ile ilişkili olduğu bulunmuştur (Kaskatı ve ark., 2015) Yapılan sondaj çalışmaları ışığında Au-Mo ve Au-Cu olacak şekilde iki farklı cevher zonu tespit edilmiştir (Kaskatı ve ark., 2015). Turplu sondajı, dasit porfiri biriminden seçilen molibdenit Re-Os yöntemi ile yaşlandırılmış ve $22.08 \pm 0,1$ My yaşında olduğu bulunmuştur. Buna göre cevherleşmenin Miyosen döneminde gerçekleştiği ortaya konulmuştur.

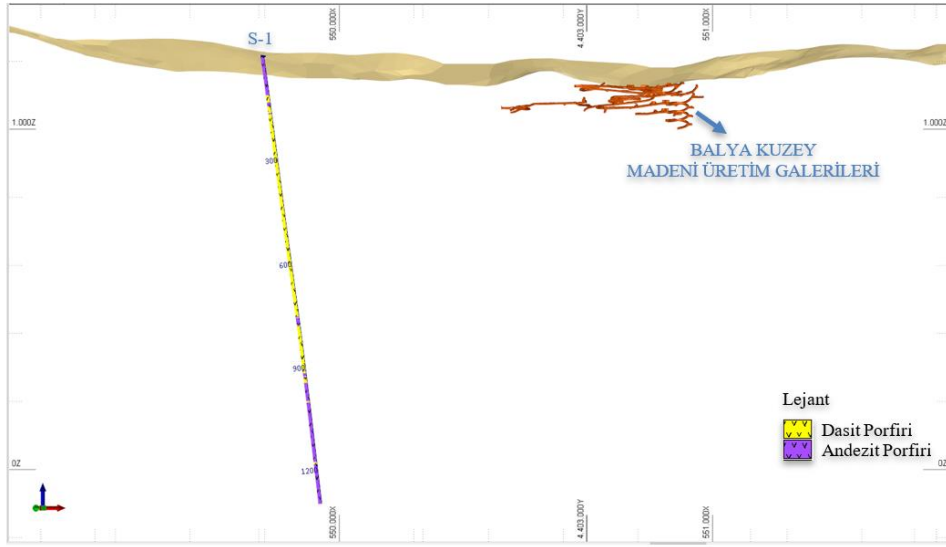
6.4 Balya Porfiri Cevherleşmesi

Balıkesir ili Balya ilçesi, Balya madeninin yaklaşık 1 km B, KB'sında yapılan güncel sondaj verilerine dayanarak mevcut skarn cevherleşmesinin daha derin kotlarında, yine skarn cevherleşmesiyle ilişkili olduğu düşünülen bir porfiri sistemi ilk kez tanımlanmıştır. Yapılan saha çalışmalarında yüzeyde porfiri sistem emareleri ve alterasyon görülmemiştir. Çalışma alanında bu sisteme ait yüzey jeokimyası çalışmaları devam etmektedir.

Balya Pb-Zn skarn yatağının K, K-B'da Balya Kuzey olarak adlandırılan ve tez sahası sınırları içinde yapılan derin arama sondajlarında granodiyorit porfiri içerisinde geçişli halde arjilik, propilitik, fillik ve potasik alterasyon ile porfiri-tipi sistemlerin karakteristik damar tipleri B, M ve D damarları görülmüştür (Gustafson ve Hunt, 1975) (Şekil 6.3). Damarların bazılarının Cu-Mo cevherleşmesi taşıdığı tespit edilmiştir. Granodiyorit porfiri yan kayacında yer alan sistem, ayrıca zonlanmalı alterasyon içerisinde özellikle cevherli potasik alterasyon ve porfiri damar tipleri görünmesi sebebiyle porfiri-tipte yataklanma olarak tanımlanmıştır.

6.4.1 Sondaj Kuyusu Alterasyon ve Cevherleşme İncelemeleri

Bölgede gerçekleştirilmiş ve 1300 m derinliğe kadar inilen S-1 no'lu sondaja ait karotlarının ilk incelemesi sırasında porfiri tipi damarlar ve alterasyon üzerine ilk tanımlamalar Kuşcu (2022) tarafından yapılmıştır. Sondaj karotlarında gözlemlenen alterasyon ve cevherleşme özellikleri ilk kez bu tez kapsamında ayrıntılı olarak çalışılmıştır.



Şekil 6.4. S-1 sondaj kuyusunun Balya Kuzey Madeni'ne göre konumunu ve kesilen birimleri gösterir enine kesit

6.4.4.1 Litolojik İlişkiler

Porfiri sistemi kesen sondaj kuyusunda dasit, aglomera/volkanik breşler, andezit, granodiyorit porfiri ve ince taneli bazaltik dayklar olmak üzere 5 kayaç türü mevcuttur. Dasit biriminde feldispat, plajiyoklaz, az miktarda biyotit ve amfibol görülmüştür. Dasit örneğinden alınarak yapılan ince kesit optik mikroskop altında detaylı olarak incelenmiştir (Bölüm 3.4). Feldispat + amfibol + biyotit + kuvars fenokristalleri görülmüştür. Granodiyorit porfiri bol miktarda altere olmamış biyotit + amfibol + plajiyoklaz fenokristalleri ve manyetit görülmüştür. Yüzey eşleniği olan andezit örneğinden yapılan ince kesit optik mikroskop altında detaylı olarak incelenmiştir (Bölüm 3.4) Klinopiroksen + feldispat + amfibol + oksit mineral birlikteliğine sahiptir. Kuyunun, ilk 115 metresine andezit birimi görülmüştür. Andezit birimindeki 1-2 metrelik aglomera/volkanik breş geçişler görülmüştür (Şekil 6.5). Bu seviyelerde plajiyolaz+ biyotit/amfibolce zengin granodiyorit porfiri ve feldispat + kuvarsça zengin dasit birimine ait klastlar da dikkat çekmektedir. 178. Metrede andezit birimini kesen bazaltik dayk görülmüştür (Şekil 6.6). Bu seviyelerdeki andezit porfiri birimindeki plajiyoklazlar kısmen killeşmiştir. Kuyu, devamında dasit birimine girmiştir. Daha sonra 195 metreye kadar andezit porfiri-dasit geçişi devam etmiştir. 200. metreler itibari ile altere zona girmiştir. 400. metrelerde klastlar şeklinde granodiyorit ve dasit olmak üzere iki farklı

porfiri görülmüştür (Şekil 6.7). Bunlardan, ince taneli dasit porfiri birimi içinde feldispat+kuvars ve az miktarda biyotit birlikteliği mevcuttur. Bu birim içinde, plajiyoklaz + feldispat + biyotit birlikteliğine sahip granodiyorit porfiri klastları görülmektedir. 500. metrelerden itibaren daha iri taneli porfiritik birimler görülmüştür. 735 metreye kadar dasit porfiri, 780 metreye kadar dasit granodiyorit porfiri geçişi, 780 metreden 910 metreye kadar dasit porfiri birimi devam etmiştir. 800. metrelerde propilitik alterasyon belirteci klorit minerali ve arjilik alterasyon belirteci olan kil mineralleri görülmüştür. Kuyu, 910. metrede andezit daykı kesmiş, kuyunun devamında 945 metreye kadar granodiyorit-dasit porfiri birimi geçişli olarak görülmüştür. Bu seviyelerde, gerilme tektoniği göstergesi olabilecek Boudin yapıları mevcuttur. Dasit porfiri birim arjilik alterasyon ve serizitleşmeler dikkat çekmektedir (Şekil 6.10). Kuyu, 1300 metreye kadar granodiyorit porfiri biriminde, 1000. ve 1175. metrelerde dasit porfiri birimi keserek devam etmiştir. Bu seviyelerde potasik alterasyon zonu, bakır-molibdenit içeren B damarı görülmektedir. Yaygın plajiyoklaz, biyotit/amfibol birlikteliği içeren altere granodiyorit porfiri birimi arjilik altere olmuştur. Birimde potasik alterasyon belirteci olan ikincil biyotitler görülmektedir (Şekil 6.11). Ek olarak, yaygın olarak potasik olan altere (910-1300 metre arası) kesilmiş ve kayada breşleşme çok azdır.



Şekil 6.5. Sondajın 92.8 metresine ait karot örneği içerisinde gözlenen aglomera/volkanik breşler



Şekil 6.6. Sondajın 178. metresine ait karot numunesi ve plajiyoklaz+biyotit+amfibol içeren altere andezit porfiri birimini kesen ince taneli bazaltik dayk



Şekil 6.7 Sondajın 437.50 metresine ait karot numunesi (dasit porfiri ve granodiyorit porfiri olmak üzere iki farklı porfir)

6.4.4.2 Hidrotermal Alterasyon

Balya Pb-Zn skarn yatağının kuzeybatısında çalışma alanında yapılan derin arama sondajlarında granodiyorit porfiri içerisinde geçişli halde arjilik, fillik, propilitik ve potasik hidrotermal alterasyon tipleri tanımlanmıştır.

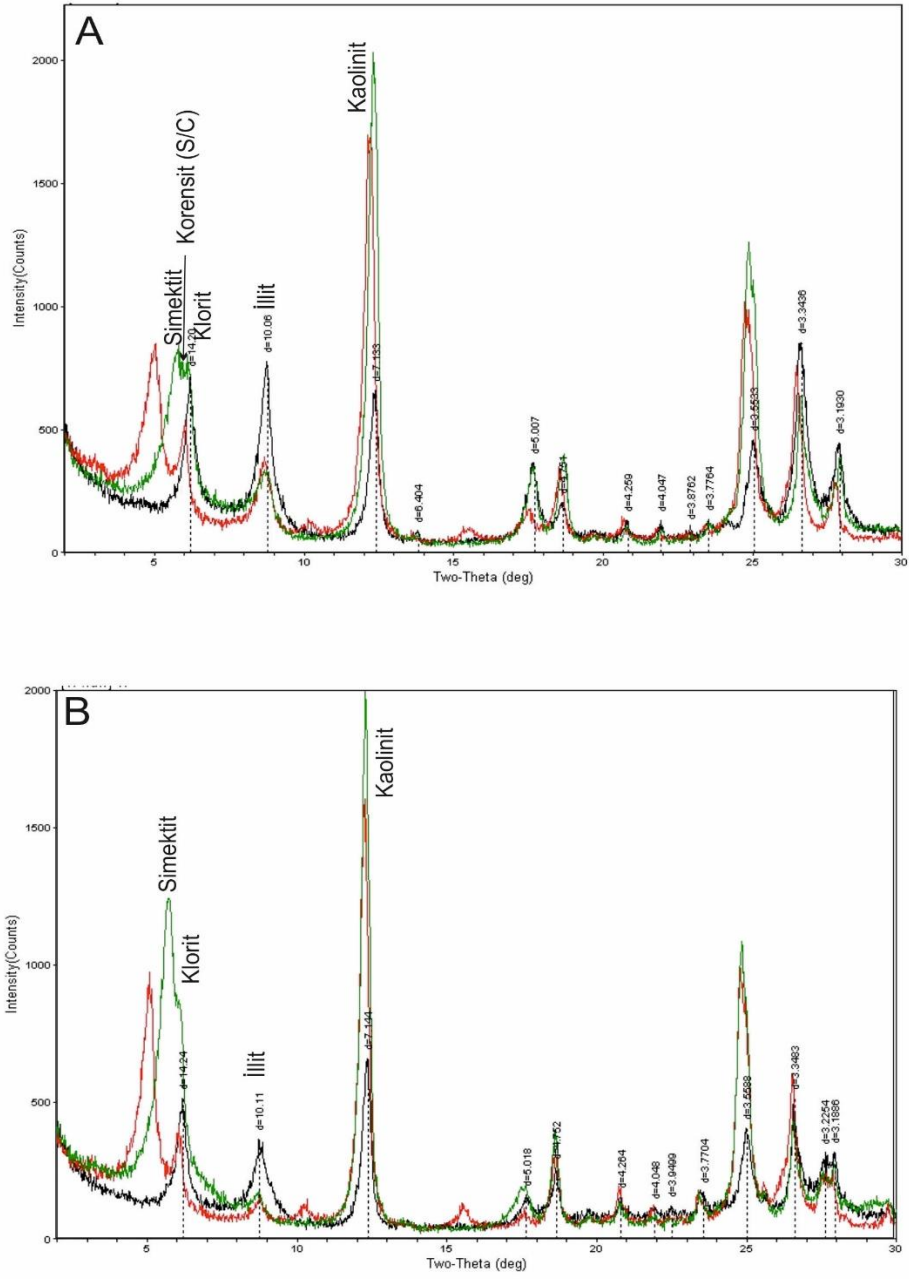
Arjilik alterasyon: Arjilik alterasyon, dasit ve granodiyorit porfiri birimlerinde volkanik ve volkaniklastik birimlerin bulunduğu yüzeyden yaklaşık 800. metrelere kadar genelde kuvvetli şekilde görülmüştür. Ayrıca görece yüksek sıcaklıkta gelişmiş porfiri-tipi hidrotermal alterasyon tiplerinin (potasik ve filik) gözlemlendiği daha derin seviyelerde de fay geçişlerinde yine kuvvetli kil alterasyonu tespit edilmiştir. Kil minerallerinin kuvars ile baskın olarak yer aldığı arjilik alterasyon içerisinde magmatik kayaların ilksel dokuları kısmen korunmuştur. Arjilik alterasyon gösteren karot örnekleri üzerinde yapılan XRD analizleri sonucunda simektit-illit-kaolinit kil mineralleri tespit edilmiştir. Kaolinit daha sığ seviyelerde baskınken derinde filik alterasyon geçişine yaklaştıkça smektit-illit ve sonrasında illit daha baskın hale gelmektedir. Yapılan ince kesit incelemeleri sonucunda kesitlerde arjilik alterasyon belirtici olarak, birincil ferromagnezyen mineraller ve feldsparlar üzerinde ince serizit görülmüştür (Şekil 6.12). Yapılan TerraSpec okumalarında yüzeyden itibaren yoğun killeşme 35. metreden itibaren başlamaktadır. Simektit grubu minerallerin (montmorillonit) yoğun olarak gözlemlendiği, buna çoğu seviyede kaolinit ve klorit grubu kil minerallerinin eşlik ettiği gözlenmektedir (Ek-1). Bu minerallerin varlığı, genelde düşük sıcaklıkta plajiyoklaz ve amfibol minerallerinin sırasıyla kaolinit ve simektite dönüşmesi ile gerçekleşen arjilik alterasyonun gerçekleştiğini göstermektedir. XRD çözümlemelerinde 350 metrelere kadar gözlenen feldispat mineralleri muhtemelen kil mineraline dönüşmeden kalan feldispatların kalıntılarıdır. Sondaj karotlarının mineral tanımlamaları derinlere doğru gittikçe terraSpec okumasında belirlenen turmalin, pirofillit gibi minerallerin varlığı, ileri arjilik alterasyona geçişin olduğunu, hidrotermal çözeltilerin sıcaklığının düşük-orta seviyelere yükseldiğini göstermektedir. (EK-1) Bu mineraller yüzeyden yaklaşık 120 metre derinlerde ilk kez tanımlanmıştır.

Fillik alterasyon: Fillik alterasyon, dasit ve granodiyorit porfiri birimlerinde, volkanik/volkaniklastik birimlerin gözlemlendiği 500. metrelerden itibaren başlayarak daha iri taneli porfiritik, sub-volkanik sokulumların gözlemlendiği 1000 metrelerde kadar iyi şekilde gelişmiştir. Daha derin seviyelerde ise D-tipi kuvars-pirit damalarının çevresinde

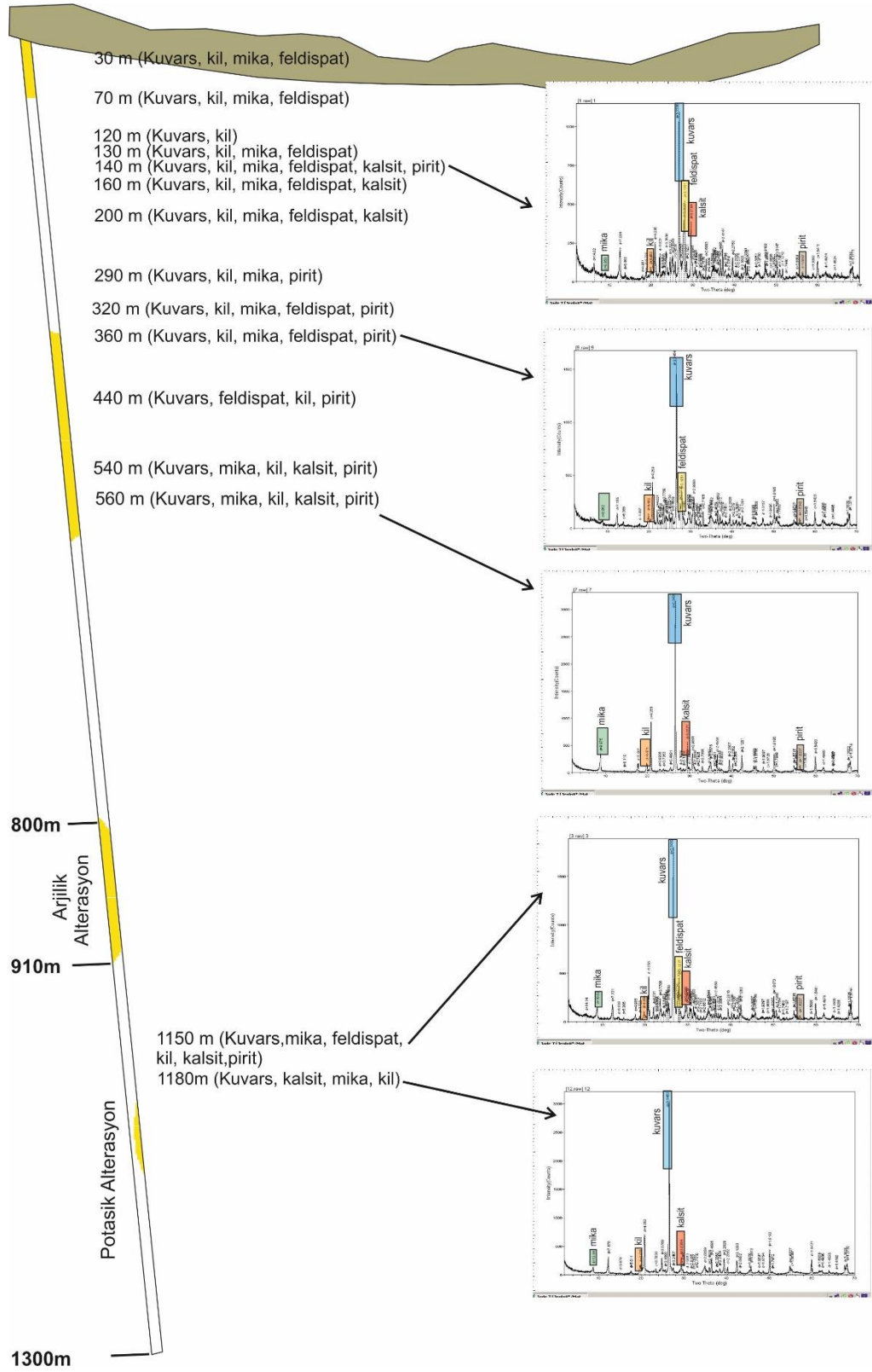
haleler halinde gözlenmektedir (Şekil 6.17). Fillik alterasyon yoğun serizit (plajiyoklazdan sonra), kuvars ve pirit ile karakterizedir. Serizitler petrografik incelemeler sırasında ince taneli, pulsu muskovit olarak belirlenmişse de yapılan XRD analizleri sonucunda bu alterasyon içerisinde yer yer illit geliştiği de görülmüştür. Yapılan TerraSpec okumalarında 120 metreden daha derinlere doğru gidildikçe muskovit, paragonit mineralleri 750 metreler kadar montmorillonit ve kaolinit ile gözlenirken, 800 metrelerden itibaren muskovit, paragonit, turmalin, ankerit, klorit yoğunlaşmaya başlamaktadır (EK-1).

Propilitik alterasyon: Propilitik alterasyon, granodiyorit porfiri biriminde propilitik alterasyon belirteci olan klorit minerali görülmüştür. Yapılan ince kesit incelemeleri sonucunda ikincil biyotitlerin kloritleştiği görülmüştür. Bu da potasik alterasyonu propilitik alterasyon üzerlediğini göstermektedir (Şekil 6.15). Yapılan TerraSpec okumalarında 800. Metrelerde klorit minerali görülmüştür (EK-1).

Potasik alterasyon, yaklaşık 910 metreden kuyu sonu olan 1300 metreye kadar görülmektedir. Granodiyorit porfiri biriminde ikincil biyotit alterasyonu, potasik alterasyon belirteci B damarları görülmüştür (Şekil 6.11) Yapılan ince kesit incelemeleri sonucunda potasik alterasyon belirteci olan yer yer %10 civarında anhidrit damarları görülmüştür (Şekil 6.12 ve 6.13). Kesitlerde 2. il biyotitler (Şekil 6.15) görülmüştür. Yapılan TerraSpec okumalarında feldispat minerallerine rastlanılmasa da XRD çözümlemelerinde 1150 metre civarında feldispat mineralinin varlığı potasik alterasyon zonu içinde bulunulduğu yönünde yorumlanmıştır (Şekil 6.9).



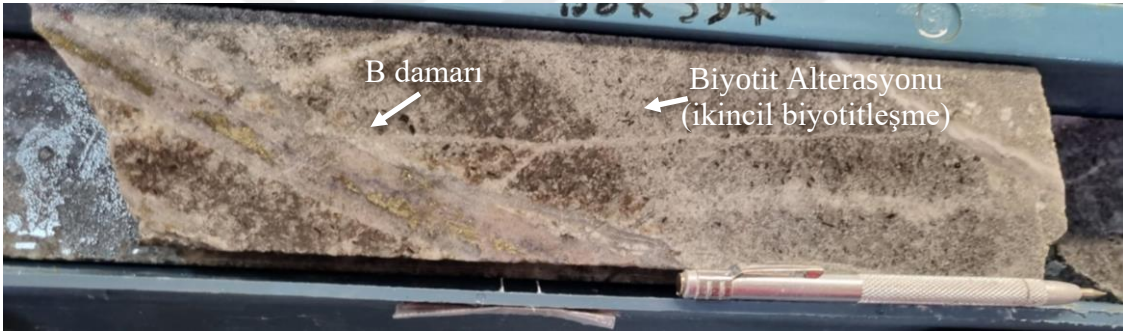
Şekil 6.8. Sondaj karotundan yapılmış A) dasit örneği için, B) andezit örneği için temsili kıl fraksiyonu çözümlemeleri



Şekil 6.9. S-1 kuyusu XRD çözümlmeleri



Şekil 6.10 Sondajın 940 metrelerine ait karot numunesi, gerilme tektoniği göstergesi olabilecek Boudin yapıları



Şekil 6.11. Sondajın 1047 metresine ait B damarı ve biyotit alterasyonunu gösteren karot numunesi

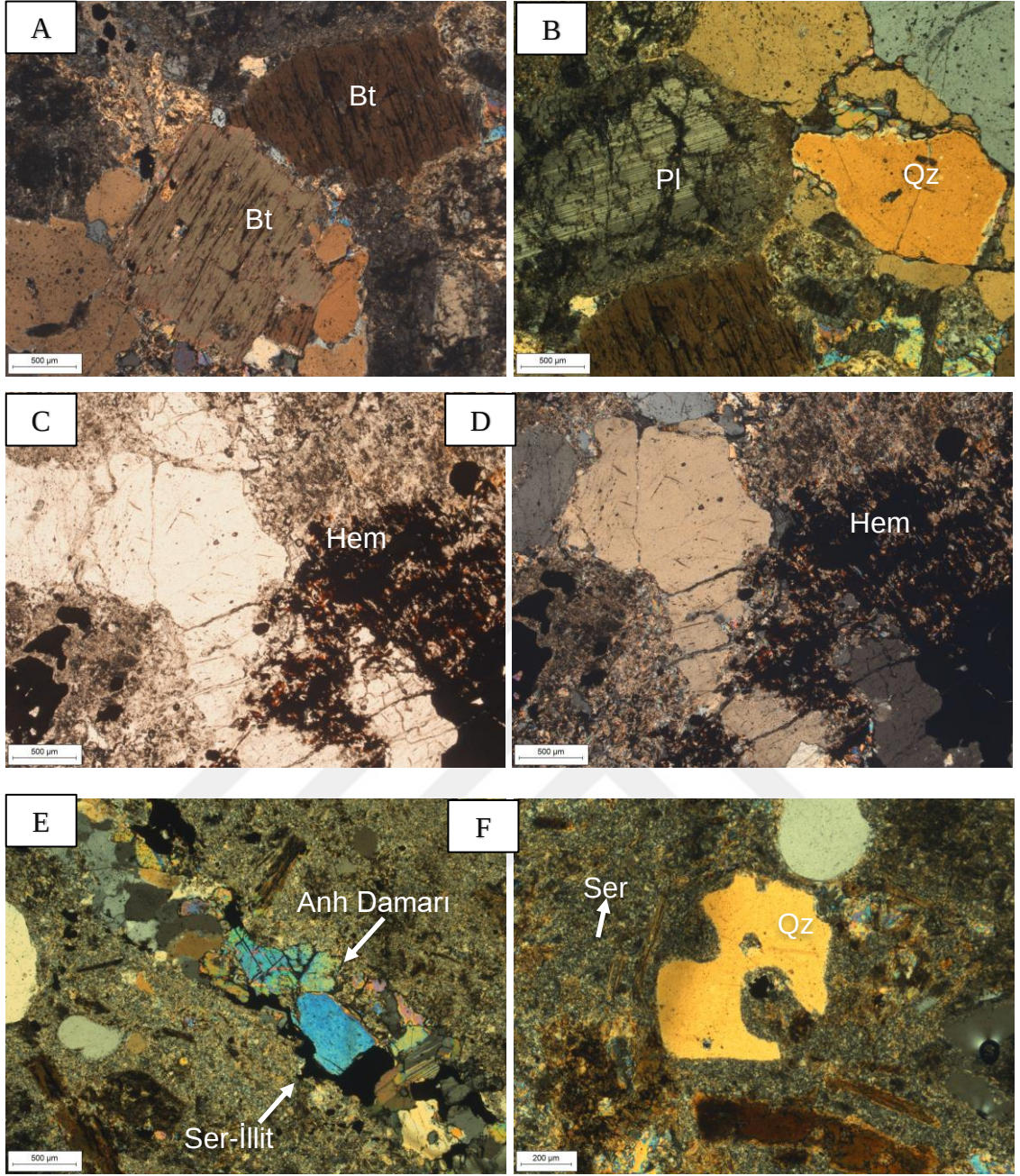
İnce Kesit İncelemeleri

Çalışma alanında yapılan sondaj karotlarından yapılan ince kesit incelemelerinde, sondajın 969. metreden alınan örnek, hipokristalin porfirik dokuya sahiptir. Kesitte zayıf alterasyon vardır. Biyotit, plajiyoklaz, kuvars mineralleri gözlemlenmiştir, biyotitler kısmen deforme olmuştur (Şekil 6.12A- 6.12B). Kesitte hematit gözlemlenmiştir (Şekil 6.12C – 6.12D). Kesitte sülfat mineralleri anhidrit damarları gözlemlenmiştir ve arjilik alterasyon belirteci serizit mineralleri vardır. Kuvars ve anhidrit damarlarının varlığı potasik alterasyon belirtecidir ve akışkanın oksidize olduğunu göstermektedir (Şekil 6.12E). Kesitte gözlenen körfez dokulu kuvarsların varlığı magmatik kökenli olduğunu göstermektedir (Şekil 6.12F). Pulumsu fillik alterasyon belirteci olan serizitler gözlemlenmiştir (Şekil 6.12F).

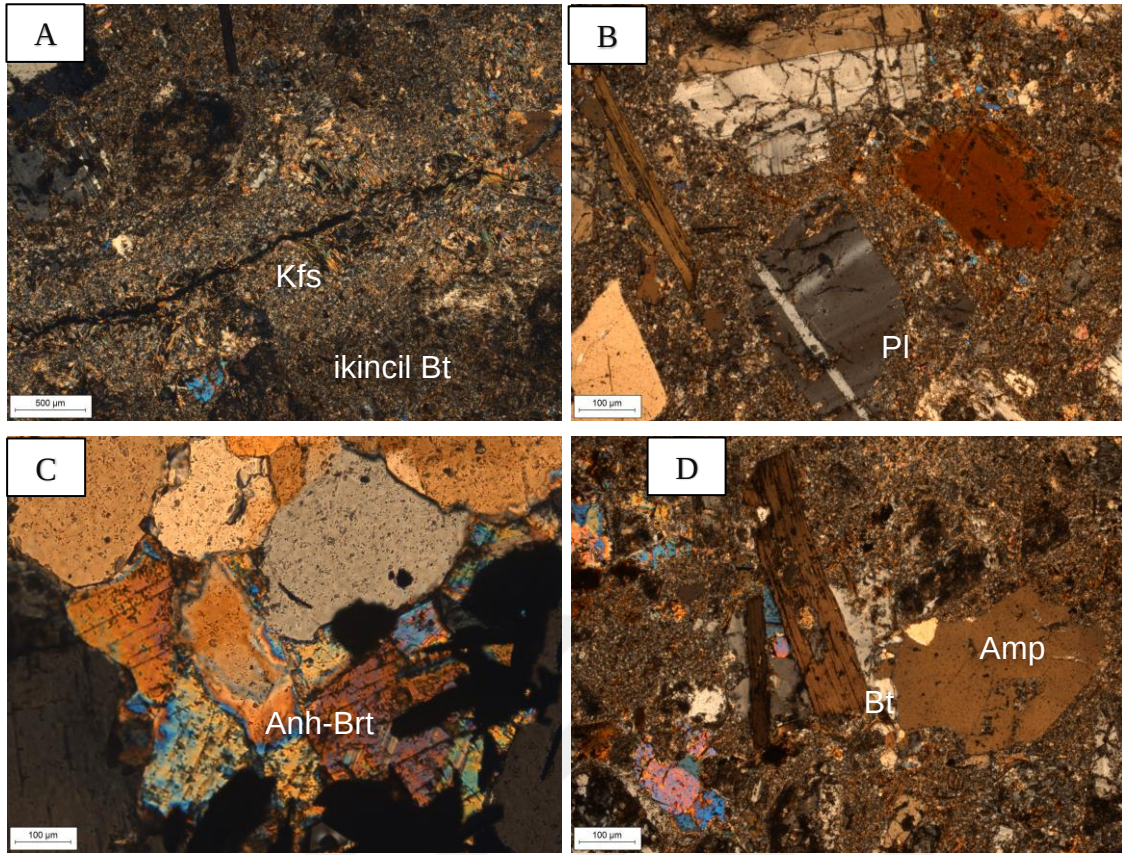
Sondajın 1046. metresinden alınan örnek, hipokristalin porfirik dokuya sahiptir. Kesitte, çift nikolde K. Feldispat, biyotit, plajiyoklaz ve amfibol mineralleri vardır (6.13 A-B-C-D). Kesitte, potasik alterasyon belirteci olan ikincil biyotitler görülmüştür (6.13A). Kesitte oksidize olduğunun göstergesi olan anhidrit-barit damarı görülmüştür (6.13C).

Çalışma alanında yapılan sondaj karotlarından 1100. Metreden alınan örnek, hipokristalin porfirik dokuya sahiptir. Kesitte görülen biyotitler altere olmuş ve killeşmiştir bu durum arjilik alterasyon göstergesidir (Şekil 6.14A). Kesitte fillik alterasyon belirteci olan kuvars-serizit-pirit damarı vardır ve kuvarslar şeker dokuludur (Şekil 6.14B). Kıl alterasyonunu fillik alterasyon üzerlemiştir. Bu durum çoklu hidrotermal evre göstergesidir (Şekil 6.14C).

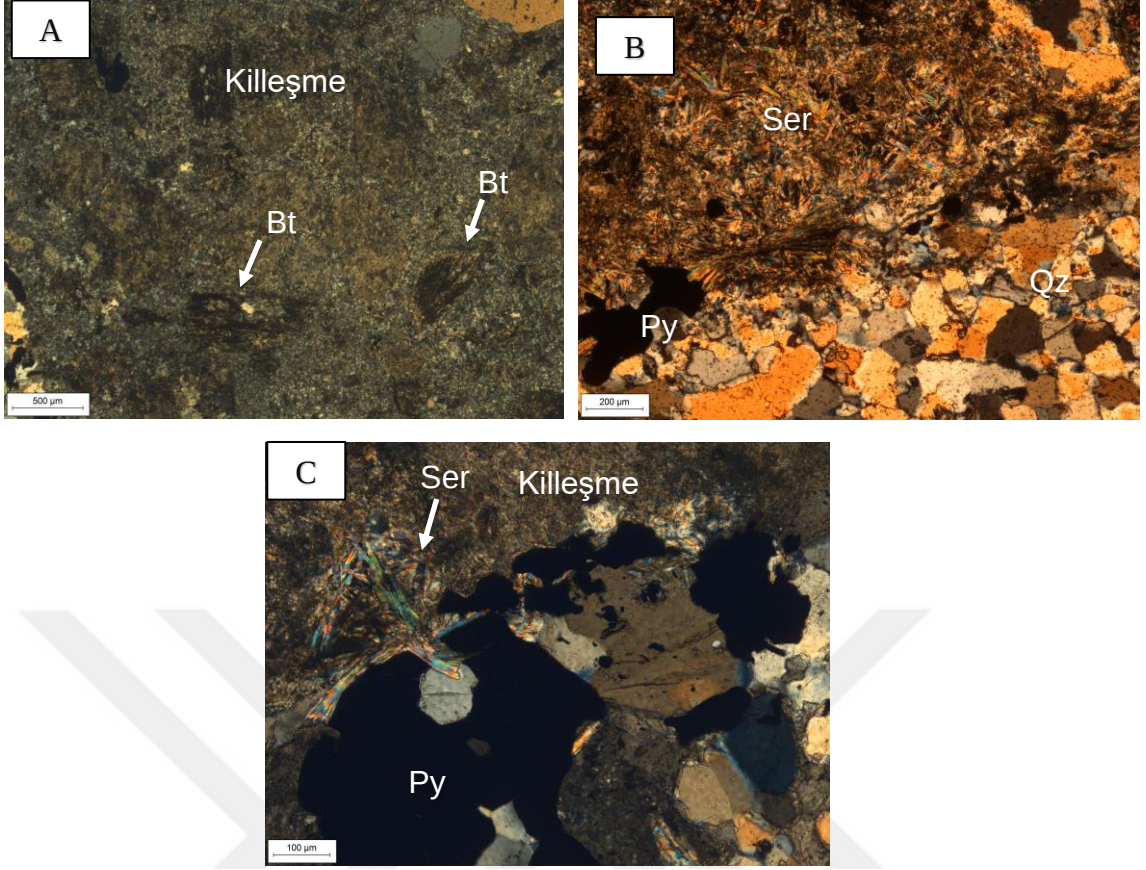
Sondajın 1286. metresinden alınan örnek, hipokristalin porfirik dokuya sahiptir. Kesitte, alterasyon yüksektir. Kesitte, ikincil biyotit ve klorit görülmüştür (Şekil 6.15A-6.15B). İkincil biyotitlerin varlığı potasik alterasyonu göstermektedir. 2. il biyotitler kloritleşmiştir (Şekil 6.15A). Bu durum potasik alterasyonu propilitik alterasyon üzerlediğini göstermektedir.



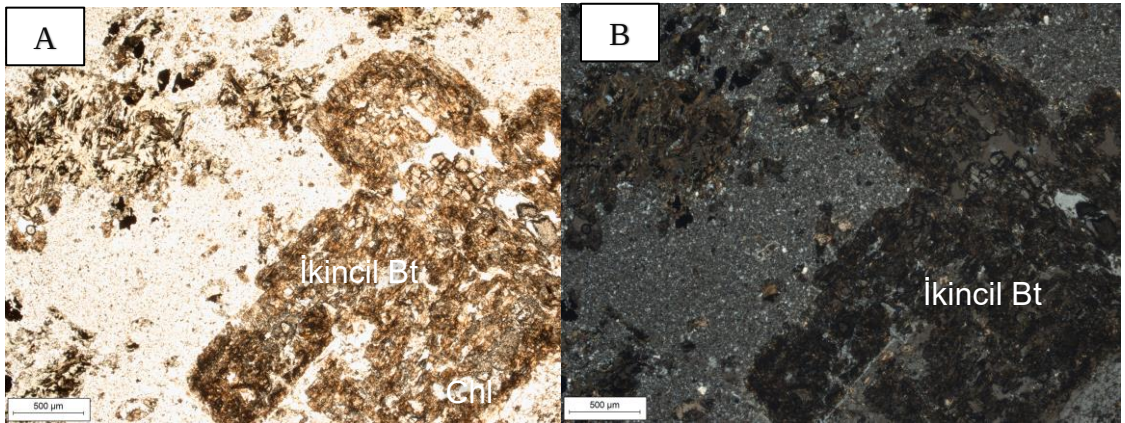
Şekil 6.12. Granodiyorit porfiri biriminde gözlenen; A-B) biyotit, plajiyoklaz, kuvars mineralleri (çift nikol görüntüsü), C) hematit minerali (tek nikol görüntüsü), D) hematit minerali (çift nikol görüntüsü), E) potasik alterasyon belirtci anhidrit damarı ve arjiik alterasyon belirtci serizit mineralleri (çift nikol görüntüsü), F) magmatik kökenli hidrotermal kuvars minerali (çift nikol görüntüsü) (Bt: biyotit, Qz: Kuvars, Ser: Serizit, Pl: Plajiyoklaz, Hem: Hematit, Anh: Anhidrit)



Şekil 6.13. Granodiyorit porfiri biriminde gözlenen; A) potasik alterasyon belirteci olan ikincil biyotitler çift nikol görüntüsü, B) plajiyoklaz mineralleri (çift nikol görüntüsü), C) Anhidrit-barit damarı (çift nikol görüntüsü) (Kfs: Alkali Feldispat, Amp: Amfibol, Pl: Plajiyoklaz, Anh: Anhidrit, Brt: Barit)



Şekil 6.14. Granodiyorit porfiri biriminde gözlenen; A) arjilik alterasyon belirteci olan kil mineralleri (çift nikol görüntüsü), B) Kesitte fillik alterasyon belirteci olan D damarı kuvars-serizit-pirit damarı (çift nikol görüntüsü), C) arjilik alterasyonu üzerleyen fillik alterasyon (çift nikol görüntüsü) (Bt: biyotit, Qz: Kuvars, Ser: Serizit, Py: Pirit)



Şekil 6.15. Granodiyorit porfiri biriminde gözlenen; 6.15A) potasik alterasyon belirteci olan ikincil biyotit ve propilitik alterasyon belirteci klorit minerali (tek nikol görüntüsü), 6.15B) çift nikol görüntüsü (Bt: biyotit, Chl: Klorit)

6.4.4.3 Balya Porfiri'sinde Gözlenen Damar Tipleri

Sondaj kuyusunda 1000. Metrelerden kuyu sonu olan 1300. Metrelere kadar porfiri sistem belirteci olan B, D ve M damarları da kesilmiştir (Çizelge 6.1; Şekil 6.17 ve 6.18). Yapılan incelemeler ışığında, damarların derinlik arttıkça mineralize olduğu ve cevherli damarların frekansının arttığı görülmüştür. Yeni elde edilecek veriler ışığında durumun değişebileceği de göz ardı edilmemelidir. B damarları baskın kuvars dolgulu, düzlemsel ve çevresinde yer yer K-feldispat haleli olarak görülmektedir. Damarlarının içinde sülfür minerali olarak molibdenit yer yer kalkopirit görülmüştür (Şekil 6.11). Yapılan çalışmalarda tipik şeker kuvars dokulu, düzlemsel D damarı görülmüştür (Şekil 6.14). D damarları yer yer ağsal ve breş damarı olarak görülmüştür (Şekil 6.18). Sondaj karotlarından alınan kesitlerde yapılan incelemeler sonucunda B damarlarının D damarlarını (kuvars-serizit-pirit) kestiği kesitler görülmüştür. Bu durum iki farklı porfiri sistem olabileceğine işaret etmektedir (Şekil 6.17). Kesitlerde, simetrik bantlar halinde gelişmiş epitermal karakterli kuvars-karbonat-sülfür damarları görülmüştür (Şekil 6.20). Sondajın, 1286. Metrede manyetit içeren M damarı (Şekil 6.23) görülmüştür.

Çizelge 6.1. Balya'da Tespit edilen damar tipleri

Damar Tipi	Kalınlık	Opak Mineral	Gang Mineral	Alterasyon Halesi	Yorumlar
M Damarı	~2 mm	mag	-	-	
B Damarı	~5 mm - 1.00 cm	mol, cp	qz	yer yer K-Fedispat halesi	Düzlemsel damarlar
Anhidrit Damarı	~1 mm	-	anhd	-	şeker dokulu düzlemsel damar, ağsal/breş olarak da mevcut
D damarı	~5 mm - 1.00 cm	py	qz	Serizit halesi	
Epitermal Kuvars-Karbonat Damarı	~3 mm	py, mol	qz, cb		Bantlı kuvars damarları



Şekil 6.16. Balya kuzeyi sondajının 549.5 metre derinliğinde gözlenen ve molibdenit içeren ağsal damarlar.



Şekil 6.17. Balya kuzeyi sondajının 1052.5 metre derinliğinde gözlenen D (kuvars-serizit-pirit) damarını kesen B damarı ve yaygın biyotit içeren altere granodiyorit porfiri yan kayaç.



Şekil 6.18. Balya kuzeyi sondajının 1178 metrede gözlenen ağsal damarlar şeklinde gözlemlenen D damarları ve yoğun biyotit içeren altere granodiyorit birimi



Şekil 6.19. Sondaj karotlarında gözlenen molibdenit-pirit damarları ve yoğun plajiyoklaz, biyotit/amfibol mineralleri içeren altere granodiyorit porfiri birimi

6.4.4.5 Cevher Mikroskopisi

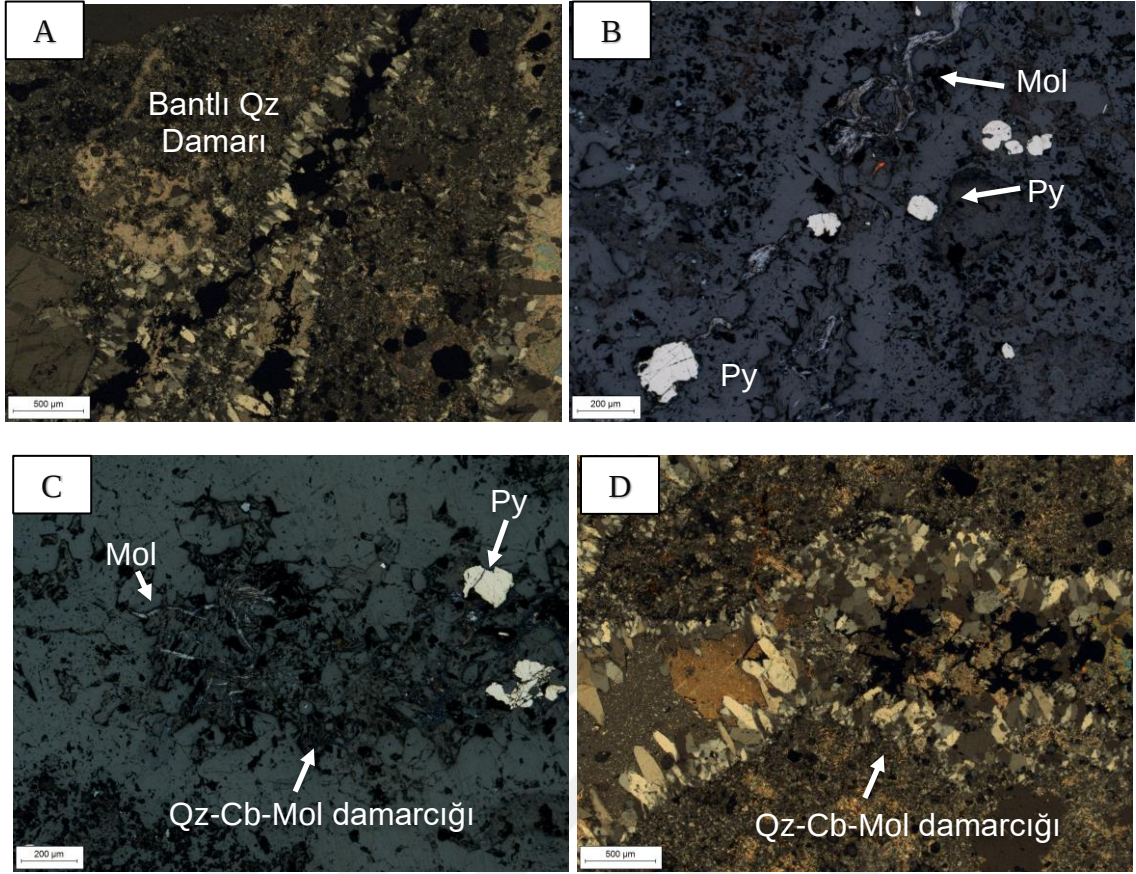
Balya sondaj karotlarından alınan numunelerin ince kesitleri incelendiğinde, cevher minerali olarak molibdenit, kalkopirit, manyetit, hematit, pirotin ve pirit mineralleri görülmüştür. Molibdenit incelenen kesitlerde, kalkopirit minerali ile (Şekil 6.21 A-G) birliktelik gösterdiği görülmüştür. Molibdenitler, kuvars-karbonat damarları içinde, ağsal damarlarda ve saçınımlı şekilde görülmektedir.

Sondajın 549. metresinden alınan örnekte, kabuksu bantlı epitermal kuvars damarları gözlenmiştir ve ağsal damarla görülen molibdenit minerali bantlı kuvars damarlarını kesmektedir (Şekil 6.20A). Kesitte, kuvars karbonat damarcığı içerisinde pirit-molibdenit cevher minerali görülmüştür (Şekil 6.20C- 6.20D).

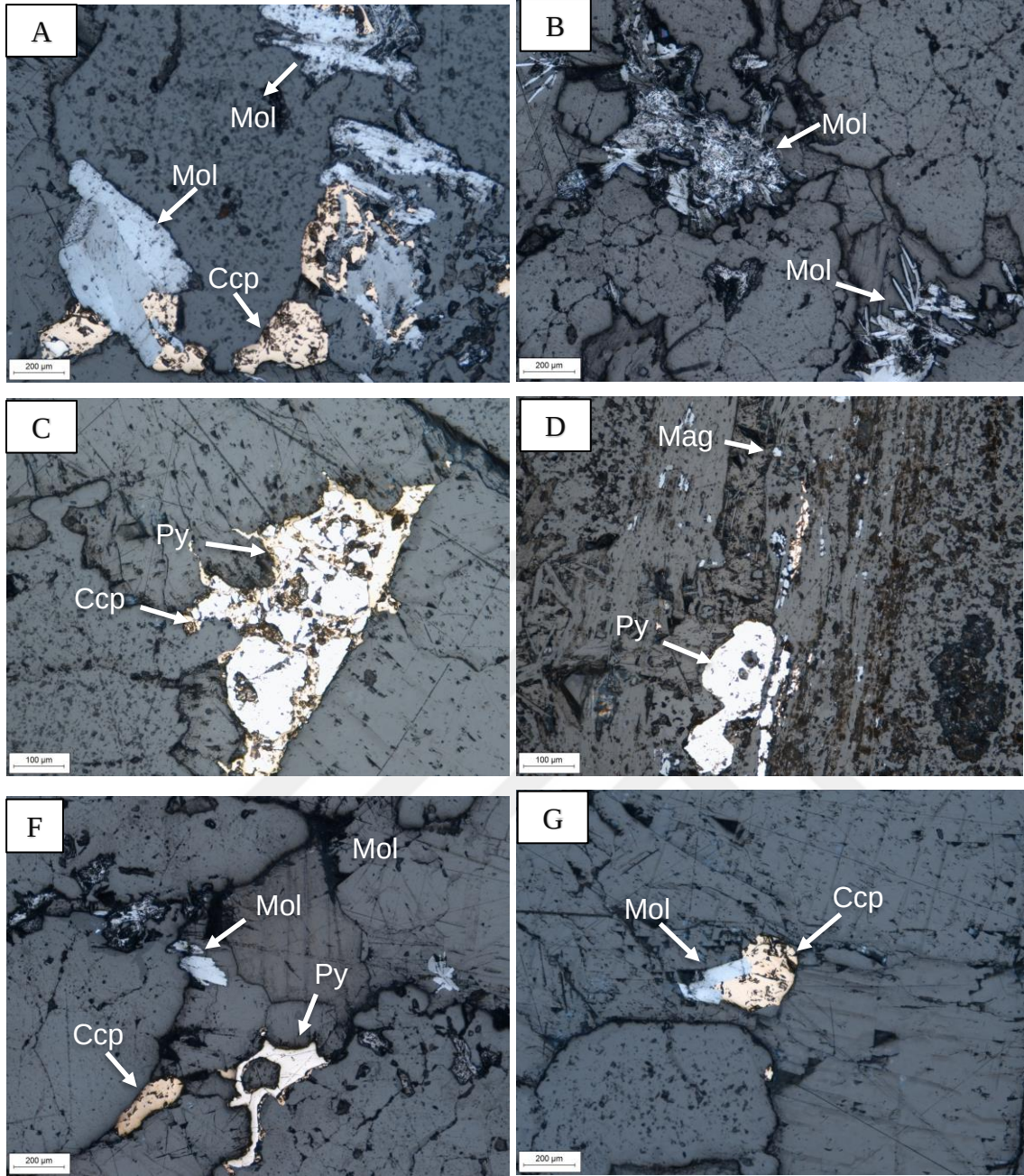
Sondajın 1046. metresinden alınan örnekte, pirit ve molibdenit (%5) minerali gözlemlenmiştir (Şekil 6.21A- 6.21B- 6.21C- 6.21D- 6.21E- 6.21F- 6.21G). Kalkopirit çatlaklara dolduğu için piritte göre daha geç bir fazın ürünüdür (Şekil 6.21C).

Sondajın 1100. metresinden alınan örnekte, şeker dokulu kuvars-pirit D damarlarının bazıları etrafı ince serizit haleli ve alteredir (Şekil 6.22A), Cevher minerali olarak molibdenit ve pirit görülmektedir (Şekil 6.22B-C).

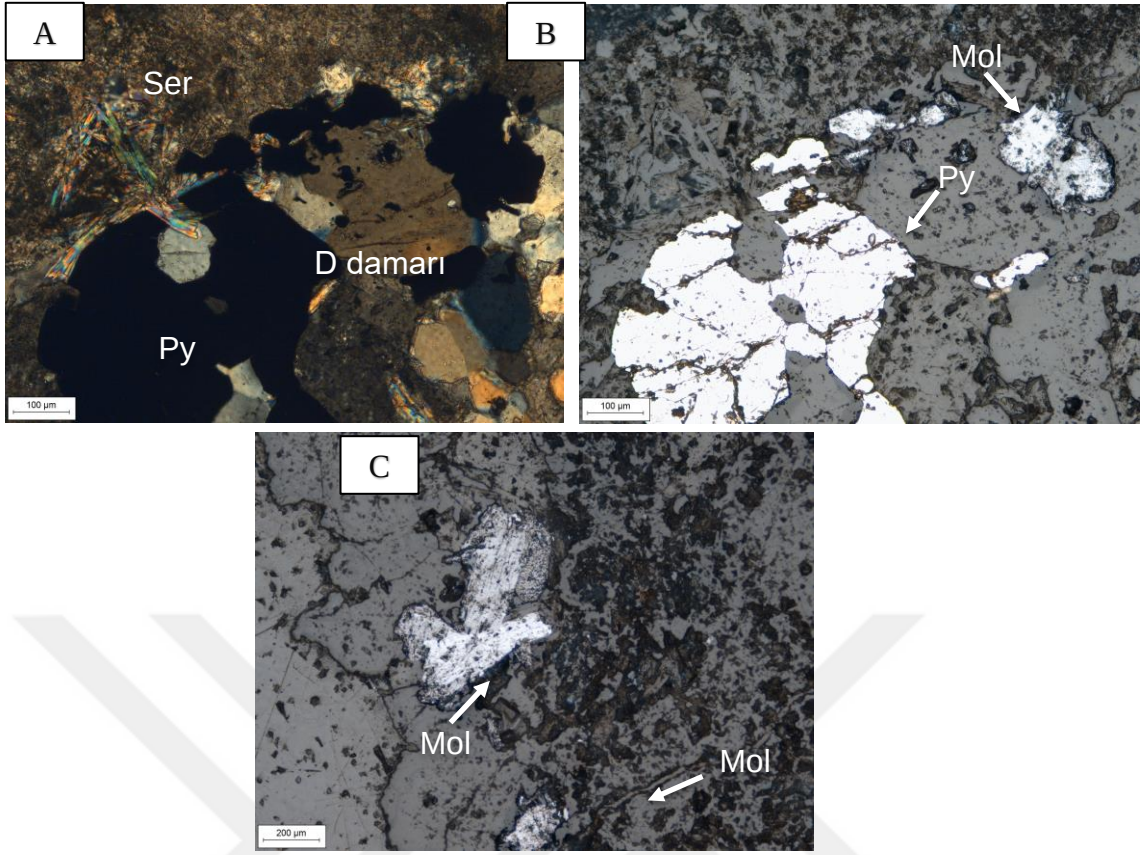
Sondajın 1272. metresinden alınan örnekte, kalkopirit ve manyetit-hematit içeren M damarı görülmektedir (Şekil 6.23A). Kesitte, pirit ve pirotin mineralleri vardır (Şekil 6.23B). Kalkopirit ve pirit mineralleri ve minerallerin içinde sıvı kapanımlar görülmektedir (Şekil 6.23D).



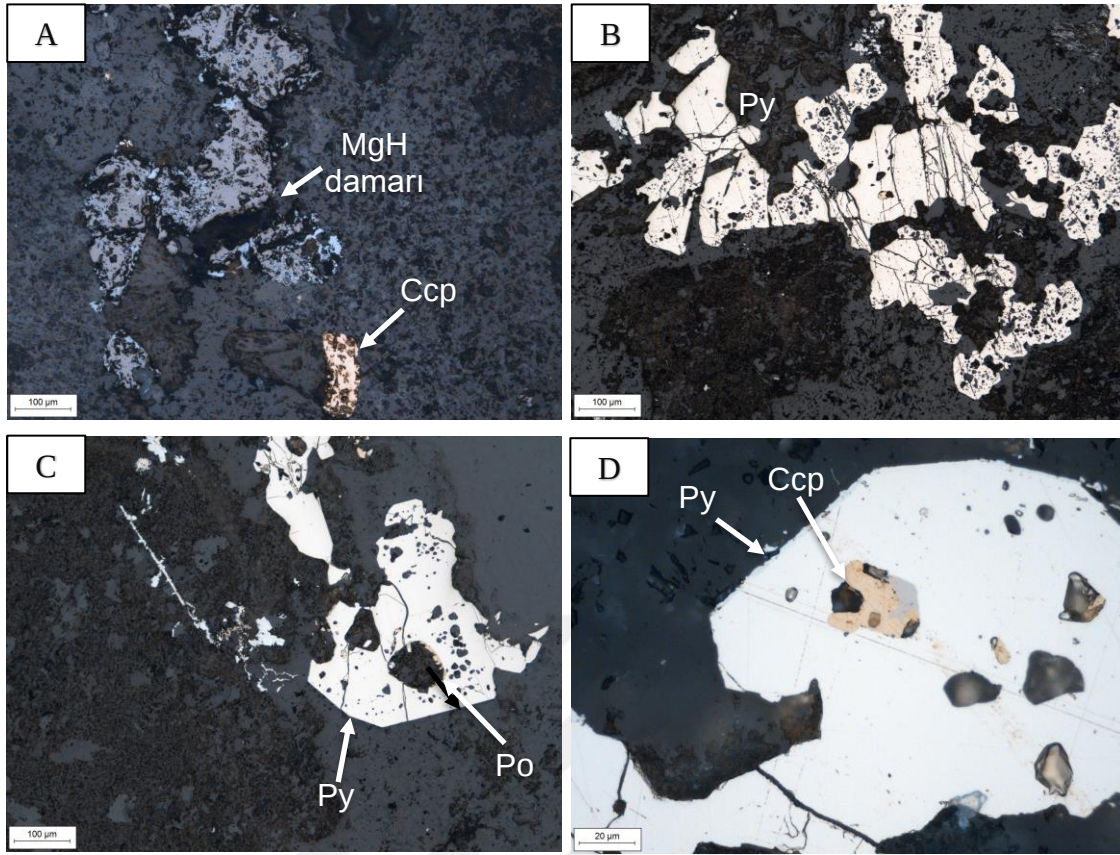
Şekil 6.20. İnce kesitte; A) bantlı epitermal kuvars damarları gözlenmektedir (tek nikol görüntüsü, B) ağsal damarlarda molibdenit, C) kuvars karbonat damarcığı içerisinde gözlenen pirit-molibdenit minerali, D) kuvars karbonat damarcığı içerisinde gözlenen pirit-molibdenit minerali (tek nikol görüntüsü) (Qz: Kuvars, Mol: Molibdenit, Py: Pirit, Cb: Karbonat)



Şekil 6.21. İnce kesitte; 621A- 621B- 621C- 621D- 621E- 621F- 621G) kesite kalkopirit, pirit ve molibdenit minerali görülmektedir (Ccp: Kalkopirit, Mol: Molibdenit, Py: Pirit, Mag: Manyetit)



Şekil 6.22. İnce kesitte; A) görülen şeker dokulu kuvars-pirit D damarı (çift nikol görüntüsü), B-C) Cevher minerali olarak molibdenit ve pirit görülmektedir (Qz: Kuvars, Ser: Serizit, Mol: Molibdenit, Py: Pirit)



Şekil 6.23. İnce kesitte; A) kalkopirit ve manyetit-hematit içeren M damarı, B-C) pirit ve pirotin D) kalkopirit ve pirit mineralleri ve minerallerin içindeki sıvı kapanımlar (Ccp: Kalkopirit, Po: Pirotin, Py: Pirit, MgH: Manyetit-Hematit)

6.5. Cevherleşmenin Yaşı

Balya Kuzey ruhsat sahası çalışmada detaylarıyla incelenmiş S-1 sondajının 549 metre, 1151 metre ve 1325 metre derinliklerinden alınmış sırasıyla ağsal damar ve potasik alterasyon zonlarının içinden 3 adet molibdenit ayıklanmış ve Re-Os yaş tayini analizleri gerçekleştirilmiştir (Çizelge 6.2). Elde edilen verilere göre, bu molibdenitlerin sırasıyla $25,61 \pm 0,02$ My, $25,67 \pm 0,01$ My ve $25,56 \pm 0,01$ My yaşında oldukları ve buna göre cevherleşmenin Geç Oligosen döneminde gerçekleştiği ortaya konulmuştur. S-1 kuyusundan alınan iki adet granodiyorit porfiri örneğinin zirkon U-Pb yaşları $25,51 \pm 0,13$ My ve $25,59 \pm 0,09$ My (Ali İmer, yayınlanmamış) oldukları ve buna göre volkanizmanın Geç Oligosen döneminde gerçekleştiği, bu verilerin ışığında magmatizma ve cevherleşmenin eş yaşlı olduğu ortaya konulmuştur. Balya sondaj kuyusu kalk-silikat alterasyonu içerisinde birbirine yakın zonlardan alınan 2 adet molibdenit yaş verisi cevherleşme yaşının $25,34 \pm 0,1$ My ve $25,46 \pm 0,1$ My olduğunu ortaya koymuştur (Ali İmer, 2023 yayınlanmamış). Elde edilen molibdenit yaş verileri karşılaştırıldığında,

Balya skarn molibdenit cevherleşmesi ile Balya porfiri molibdenit cevherleşmesinin yaşlarının yaklaşık aynı olduğu fakat porfiri molibdenit cevherleşmesinin biraz daha yaşlı olduğu görülmektedir.

Turplu sondajı, dasit porfiri biriminden seçilen molibdenit Re-Os yöntemi ile yaşlandırılmış ve $22.08 \pm 0,1$ My yaşında olduğu bulunmuştur. Buna göre cevherleşmenin Miyosen döneminde gerçekleştiği ve Balya Porfiri cevherleşmesinden 3.5 My daha genç olduğu ortaya konulmuştur.

Çizelge 6.2. Molibdenit için Re-Os verilerinin özeti

Sample	wt (g)	Re (ppm)	±	187Re (ppm)	±	187Os (ppb)	±	Yaş (My)	± ^a	± [*]	± [#]
RO1344-4_1325	0.020	514.3	1.9	323.2	1.2	137.6	0.4	25.56	0.01	0.10	0.13
RO1344-5_529	0.012	362.9	1.7	228.1	1.1	97.3	0.4	25.61	0.02	0.10	0.13
RO1344-6_1151	0.011	548.3	2.7	344.6	1.7	147.4	0.7	25.67	0.02	0.10	0.13
RO1355-1_TRD	0.010	212.9	1.1	133.8	0.7	49.2	0.2	22.08	0.01	0.09	0.11

7. TARTIŞMA ve YORUMLAR

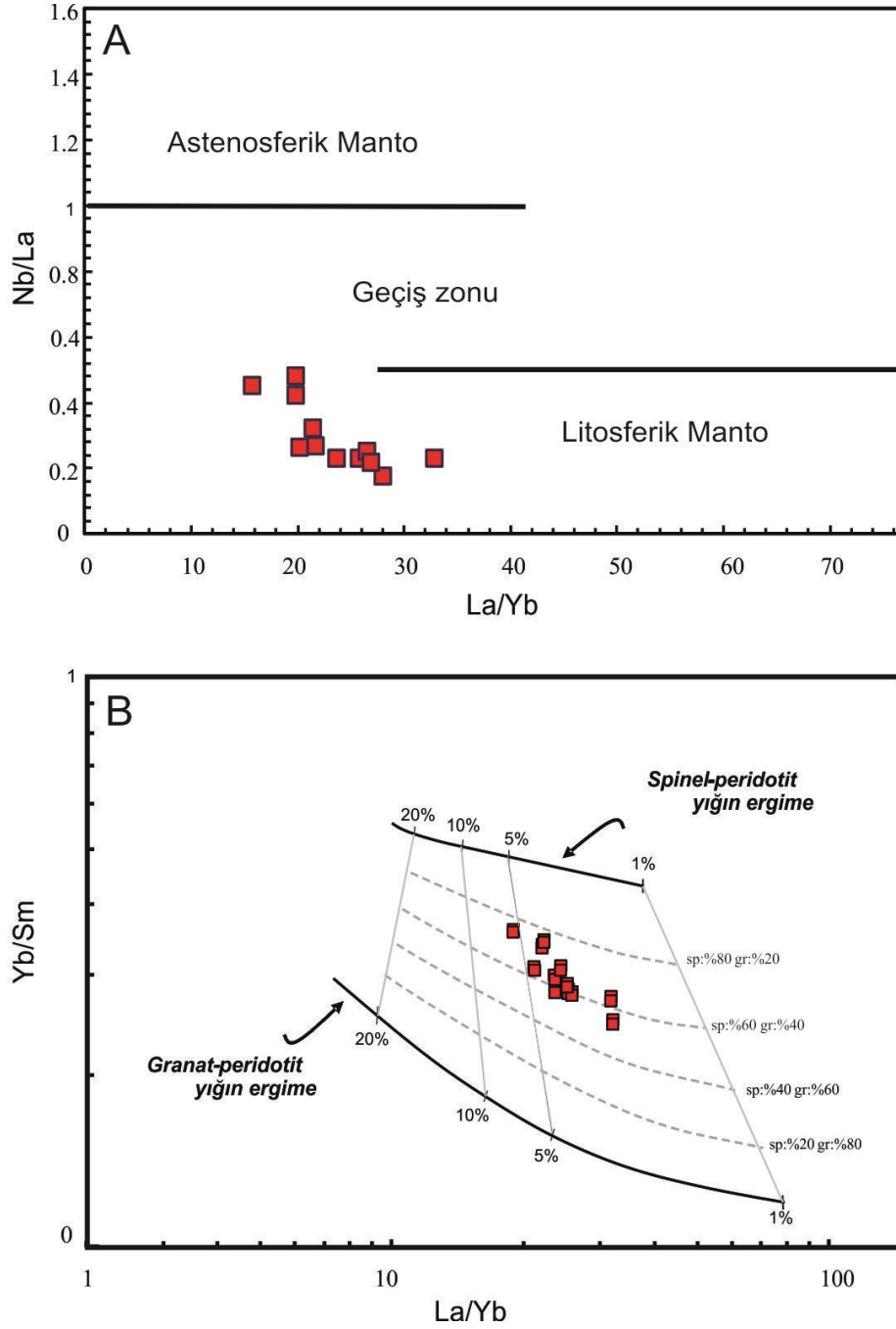
7.1. Balya Volkanik Kayaçlarını Oluşturan Magmanın Kökeni

7.1.1 Kısmi Ergime Modeli

Tamamı subalkalin özellik gösteren Balya volkanik kayaçları, yüksek K içeren kalk-alkali seri karakterindedir. Jeokimyasal verilerle, bazaltik trakiandezit, trakiandezit, andezit, trakit ve dasit olduğu tespit edilen kayaçları oluşturan magmanın kökeni ve ergimenin gerçekleştiği ortamın belirlenmesi amacıyla kısmi ergime modellemesi oluşturulmuştur. Ergimenin mantonun hangi kesiminde gerçekleştiğinin ortaya konulması için jeokimyasal verilerden faydalanılmıştır. Düşük TiO_2 'ye sahip magmalar, $Zr/Ba < 0.2$, $La/Ta > 30$, $Nb/La < 0.5$ oranları litosferik bir kaynağı desteklemektedir (Ormerod ve ark., 1988; Fitton ve ark., 1988; Ewart ve ark., 1998; DePaolo ve Daley, 2000; Abdel Rahman ve ark., 2004) Balya volkanik kayaçları için en yüksek MgO içeriğine sahip örnek dışındaki diğer örneklerin tamamı, yüksek La/Ta (32–76), yüksek Nb/La (0,18–0,45), düşük Zr/Ba (0,09–0,16) oranları ve düşük TiO_2 (% 0,54–0,91) içerikleri bu kayaçları oluşturan magmanın sığ litosferik bir kaynaktan türediğini ortaya koymaktadır. Bazaltik trakiandezit karakterini taşıyan bu örnek dışındaki diğer örneklerin tamamının oluşumları sürecinde daha fazla diferansiye oldukları ve bu süreçler sonucunda asidik karakter kazandıkları düşünülmektedir.

Litosferik bir kaynağa işaret eden bu jeokimyasal veriler ile, bu ergimenin sığ spinel peridotit mi yoksa daha derindeki granat lertzolit kısmından mı türediğini ortaya koymak amacıyla literatürdeki spinel peridotit (McDonough, 1990) ve granat lertzolit (Frey, 1980) bileşimleri kullanılarak varsayımsal bir kısmi ergime modellemesi gerçekleştirilmiştir (Şekil 7.1). Bu modellemede fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkilerini yok sayabilmek amacıyla diferansiye olmuş kayaçların tamamına fraksiyonlanma düzeltmesi yapılmıştır. Bunun için örneklerin sahip oldukları MgO içeriği ile yapılacak düzeltmede tüm örneklerin içerikleri gözönüne alınarak MgO için %1,5 sabit değerinin kullanılması uygun görülmüştür. Bu düzeltme sonucunda elde edilen fraksiyonel kristalleşme öncesine ait yeni değerlerle hesaplanan veriler kısmi ergime modellemesine yerleştirilmiştir. Bu modellemede, Balya volkanik kayaçlarının yoğunluklu olarak spinel peridotitin düşük dereceli ($\sim < 5\%$) yığın ergimesi sonucu oluştuğunu ortaya koymuştur (Şekil 7.1).

Primitif manto ve kondrite göre normalize edilmiş çoklu-element değişim diyagramlarında gözlenen benzer desenler örnek alınmış bütün kayaların aynı kaynaktan türemiş olabileceğini düşündürmektedir (Şekil 5.3).



Şekil 7.1. Balya volkanik kayalarının A) türediği manto kaynağının tespit edilmesi için oluşturulan La/Yb-Nb/La diyagramı, B) Kısmi ergime modellemesi

7.2 Balya Volkanik Kayaçlarının Oluşumunda Etkili Süreçler

7.2.1 Fraksiyonel Kristalleşme Süreci Etkileri

Bu tez kapsamında Balya- Turplu arası volkanik yüzey kayaçlarının SiO_2 içerikleri %53,3–63,4 aralığında değişmektedir. Örnekler bazaltiktrakiandezitten dasite kadar kesiksiz bir bileşim aralığına sahiptir (Şekil 5.1). Gerçekleştirilen petrografik incelemeler sonucunda jeokimyasal verilerle kayaç tipi belirlenen örneklerin içerdikleri mineral birlikteliklerine göre kayaçların oluşumunda fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkili olabileceği düşünülmüştür. Bu gözlemleri jeokimya verileriyle desteklemek amacıyla ana ve iz element değişim diyagramları oluşturulmuştur (Şekil 5.2 ve 5.3). Daha önce de belirtildiği gibi bu diyagramlarda SiO_2 'ye karşı CaO , MgO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , MnO , TiO_2 , P_2O_5 diyagramlarında düzgün dağılımlı negatif eğimlerin olduğu görülmektedir. SiO_2 artışına karşı azalan bu elementler, etkili olan bir fraksiyonel kristalleşme sürecinin varlığında, kısmi ergime sonucunda oluşmuş eriyikten ilk olarak erken safhada kristalleşen olivin, piroksen, Ca-plajiyoklaz ve oksitlerin bünyesine girdiğini ortaya koymaktadır. Buna karşın bu minerallerin oluşması sonrasında geriye kalan artık eriyikten ise, göreceli olarak Na ve K elementlerince zenginleşeceği ve bu sebeple sonraki safhalarda kristalleşen, amfibol, Na-plajiyoklaz, mika, alkali feldispat minerallerinin kristalleşmesi sonrasında ise SiO_2 'ce iyice zenginleşen eriyikten kristalleşmenin son evresinde kuvars minerallerinin oluşacağı bilinmektedir. Buna göre, eriyik içinde SiO_2 ile artık eriyikte kalan Na_2O ve K_2O elementleri ilerleyen safhalarda kristalleşen minerallerin bünyesine gireceği için bu elementlerin SiO_2 ile pozitif eğim göstermeleri beklenmektedir. Ana element değişim diyagramlarından gözlemlenen eğimler genel olarak fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkili olduğunu ortaya koymaktadır (Şekil 5.2 ve 5.3). Aynı şekilde minerallerin bünyesinde bulunan iz elementler için de bu değişim diyagramlarının yorumlanması, fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkili olduğunu ortaya konulmasında fayda sağlamaktadır. Sr elementinin iyonik yarıçap benzerliği nedeniyle Ca elementinin yerini kolayca alabilecek özellik göstermesi, bu elementin Ca-plajiyoklaz bünyesindeki Ca elementleriyle birlikte aynı davranışı göstermesine yani SiO_2 ile negatif anomali göstermesini açıklar (Şekil 5.3). Bunun yanında, Rb elementinin ise, K elementi ile benzer iyonik yarıçapa sahip olması, bu elementin biyotit, alkali feldispat gibi ileri evre kristallerindeki K'ların yerini alarak bünyesine girmesi ile pozitif bir eğim göstermesine sebep olur. Ba elementi yine K içeren bu minerallerin bünyesinde bulunan elementlerden biri olması sebebiyle SiO_2 ile pozitif eğim göstermektedir. Zr ve U elementlerinin pozitif eğimleri, bu elementlerin davranışının daha ileri safhalarda

kristalleşen zirkon veya bu elementleri içeren diğer fazların ortaya çıkması ile eriyikten ayrılacağını gösterir. Uyumsuz elementlerden benzer iyonik yarıçapa sahip olan Nb ve Ta elementlerindeki pozitif eğim fraksiyonlanmanın devam ettiği safhalarda bu elementlerin amfibol ve biyotit oluşturmak üzere eriyik içinden ayrılmasıyla açıklanmaktadır (Şekil 5.3).

7.2.2 Dalma-Batma Süreci Etkileri

Volkanik kayaçların oluşumu ve yüzeye ulaşana kadar etkili olan süreçler jeokimyasal olarak kayaçların bünyesinde barındırdığı element değişimlerine yansımaktadır. İlksel mantoya göre normalize edilmiş çoklu element (Sun ve McDonough, 1989) ve kondrite göre normalize edilmiş nadir toprak element (Nakamura, 1974) diyagramlarında gözlenen yüksek LIL (Cs, Rb, K, Ba, Sr, Eu) ve LRE (La→Sm) element ve bunlara karşın düşük HFS (Nb, Ta, Pb, Zr) ve HRE (Tb→Lu) element içerikleri düşük dereceli kısmi ergime veya yitim ve/veya kabuksal kirlenmenin etkisiyle açıklanabilir (Pearce ve ark., 1990) (Şekil 5.4). Balya yüzey kayaç örneklerinin tamamı önceki bölümlerde ortaya konulduğu gibi spinel peridotit düşük dereceli (<5%) yığın ergimesi sonucunda oluşmuştur (Şekil 7.1B). Fakat çoklu element diyagramlarında gözlenen negatif Nb, Ta, Ti anomalileri dalma-batma sürecinin de bu kayaçların oluşumunda etkili olabileceğini düşündürmektedir. Zira dalma-batma sürecinde kuvvetli uyumsuz elementler olarak eriyik fazı tercih ederken, Nb, Ta, Ti gibi elementleri bünyesinde bulunduran rutil, perovskit, titanit, sfen gibi yüksek derinliklerde bile duraylı kalabilen minerallerce tutulduğu için eriyik faza geçmez ve kaynak kayaçta kalır (Ringwood, 1990; Wilson, 1989). Bunun yanında dalan plakanın mantoya doğru ilerlemesi süresince plakadan salınan sıvılar ve sedimanlardan gelen girdiler ve yükselen sıcaklıkla gerçekleşen metasomatik süreçlerin etkisini ortaya koyan yüksek LILE/HFSE oranları yay magmatizması için tipiktir (Fitton ve ark., 1988). Bu süreçte dalan levhayı terk eden akışkanlar, sulu çözeltilerde oldukça hareketli olan K, Rb, Ba ve Sr gibi LILE'leri taşır. Ayrıca dalan okyanus plakasında bulunan ve derinlere doğru taşınan kil mineralleri, denizel sedimanlar ve diğer ikincil fazlar da önemli miktarda LILE ve bunlarla birlikte bol miktarda Al₂O₃ içerir. Balya volkanik kayaçlarının sahip olduğu yüksek Al₂O₃ içerikleri (% 15,40–17,60) ve 93-152 arasında değişen Ba /Nb (LILE/HFSE) değerleri bu kayaçların oluşumunda etkili bir dalma-batma sürecini düşündürmektedir (Fitton ve ark., 1988).

Çalışma bölgesinde levha hareketleri sonucunda Senozoyik dönemde gerçekleşen dalma-batma olayları Türkiye'nin batısından doğusuna gerçekleşen magmatik olaylarla, metamorfik dehidrasyonunun gerçekleştiği yitimle ilişkili metasomatizmanın etkili olduğu ürünlerin oluşmasına neden olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Koçyiğit ve ark., 1995; Kürkçüoğlu ve ark., 2004; Varol ve ark., 2007, 2014; Temel ve ark., 2010; Asan ve Ertürk, 2013; Özdemir ve Güleç, 2013; Aslan ve ark., 2017; Saatçi ve Aslan, 2018).

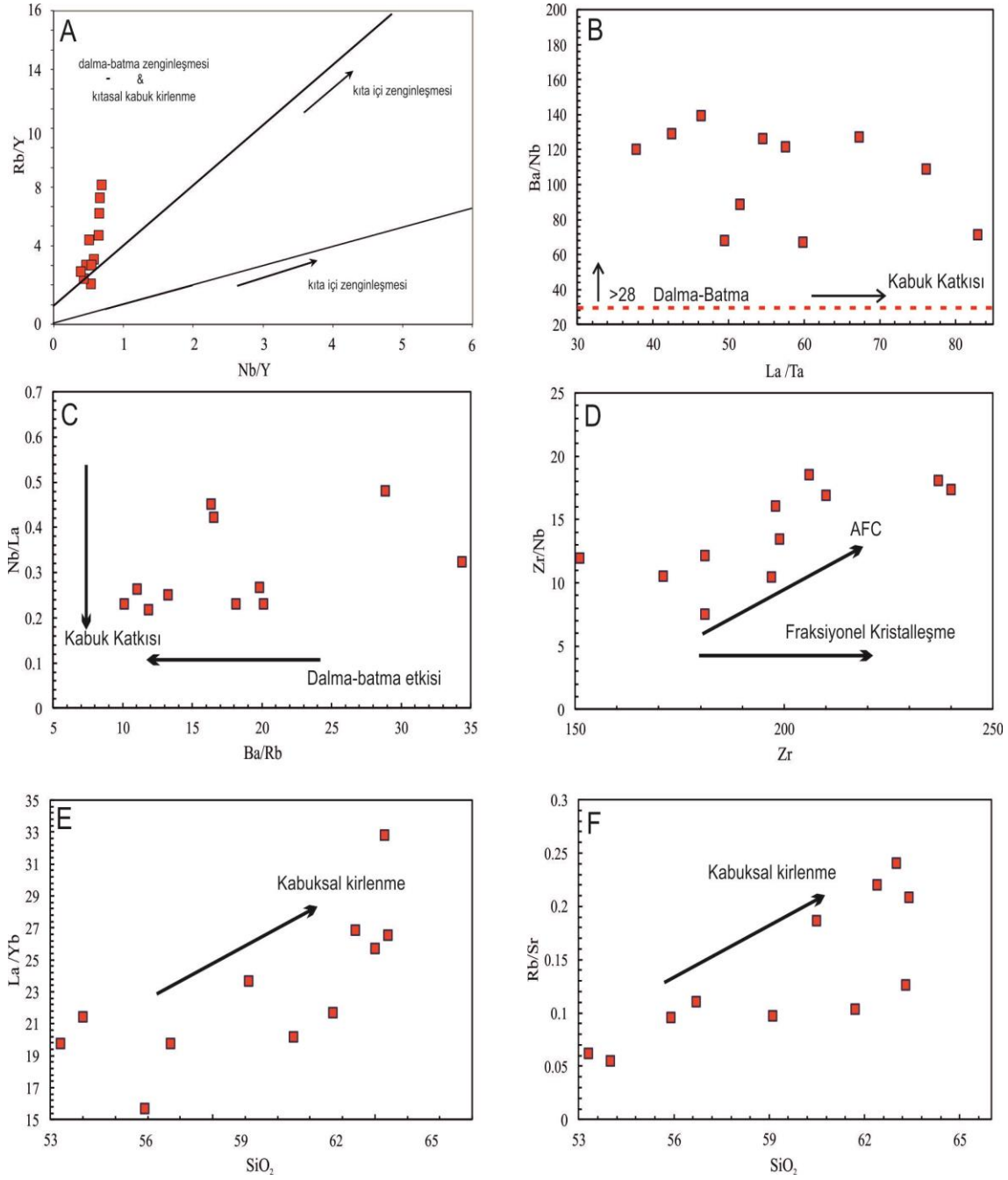
Mesozoyik dönemin sonlarına doğru Geç Kretase'de başlayan dalma-batma sürecinin sonunda Tetis okyanusunun kapanması ve kuzeydeki Avrasya plakası ile güneydeki Afrika plakası arasındaki sıkışmalar sonucunda bölge çeşitli deformasyon süreçlerine maruz kalmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Takip eden süreçte Anatolid-Torid ve Sakarya bloklarının çarpışması ile bölge Paleosen–Eosen'den başlayarak Miyosen'e kadar devam eden bir magmatizmanın etkisi altında kalmıştır (Okay ve ark., 1991). Balya volkanik kayalarının olduğu Oligosen dönemde ($25,59 \pm 0,10$ My- $25,51 \pm 0,09$ My) aktif bir dalma batma olmasa bile, eski bir dalma-batma sürecinin manto içinde bölgesel heterojenitelere sebep olması sebebiyle kayaların kimyasında bu sürecin etkileri mevcut olacaktır. Zira jeokimyasal verilerden gözlemlenen dalma-batma etkileri de, manto hafızasında saklanan eski bir dalma-batma olayının eriyikte yarattığı kalıcı sonuçlardandır. Üst Oligosen dönemi, gerilmeli rejimin başlangıcı olarak kabul edilmiş, Miyosen dönemden itibaren ise Ege Bölgesi'nde belirgin bir genişleme rejimi başlamıştır (Aslan ve ark., 2017; Saatçi ve Aslan, 2018). Üst Oligosen dönemde başlayan bu genişleme, bölgedeki litosferin incelmesine neden olmalıdır. Sığ derinlikteki spinel peridotit kaynağının ergimesi sonucunda olduğu ortaya konulan eriyik ve yapılan mineral kimyası analizleri sonucunda kayalar içinde gözlenen plajiyoklazların kristalleşme derinliğinin ~15–30 km olarak hesaplanması bu incelmenin göstergesi olarak kabul edilmelidir.

7.2.3 Kabuksal kirlenme süreci etkileri

Jeokimyasal olarak bazı elementler kabuk kirlenmesinden fazlaca etkilenirler. Elementlerin uyumsuzluğuyla bulunduğu ortamı terk ederek daha üst seviyelere hareket etmesi sebebiyle kabuk içinde bazı elementler mantoda, bazı elementler alt kabukta bazıları ise üst kabukta zenginleşir. Örneğin Th, La elementleri kıtasal kabukta zenginken, Nb elementi mantoda daha zengindir. Yani yükselen eriyiğe kabuk karışımı arttıkça, yüzeye çıkan eriyikteki Nb oranı giderek azalırken, Th ve La oranı artar. Sr

elementine göre daha uyumsuz olan Rb elementi ise, kirlenme sırasında daha çabuk eriyiğe geçerek oluşan kayacın yüksek Rb içeriğine sahip olmasına neden olur. Kirlenme olarak tanımlanan bu süreç, dalma- batma etkisiyle olabileceği gibi, kaynaktan kısmi ergime ile oluşan magmanın yükselimi sırasında sıcaklığın artışıyla yan kayacın asimilasyona uğraması sonucunda, bünyesine yan kayaçtan birtakım elementlerin girmesiyle de oluşabilir.

Bu açıklamalar sonrasında, kabuk kirlenmesi için temsilci elementlerle oluşturulmuş diyagramlardan Balya volkanik kayaçlarının kabuksal kirlenme sürecinden etkilendiği ortaya konulmuştur (Şekil 7.2). Nb/Y'ye karşı Rb/Y diyagramına bakıldığında kayaç örneklerinin Nb/Y oranlarının yaklaşık olarak benzer olduğu, buna karşın dalma-batma ve/veya kirlenme sırasında eriyiğe yoğun olarak geçen Rb sebebiyle Rb/Y oranının yükseldiği görülmektedir (Şekil 7.2A). La/Ta'ya karşı Ba/Nb diyagramına bakıldığında ise, Balya volkanik kayaçlarında dalma-batma ile birlikte kabuksal kirlenmenin de etkili olduğu ortaya konulmuştur (Şekil 7.2B). Bu durum Ba/Rb'ye karşı Nb/La diyagramıyla da desteklenmiştir (Şekil 7.2C). Fraksiyonel kristalleşme süreciyle artan Zr oranına karşı kabuksal kirlenmenin etkili olması durumunda Zr/Nb oranı da artış göstermektedir (Şekil 7.2D). Magmatizmanın etkili olduğu Üst Oligosenden itibaren genişlemeli rejime geçiş ve aşamalı olarak litosferin incilmesi gerçekleşse de bu süreçte eriyiğin yükselmesi ile devam eden kristalleşme sonucunda artık eriyikte artan SiO₂ içeriğine karşın artan La/Yb ve Rb/Sr oranları yine kirlenmeyi destekler niteliktedir (Şekil 7.2E ve 7.2F).



Şekil 7.2. Balya volkanik kayalarında etkili olan kabuksal kirlenmeyi ortaya koymak için oluşturulmuş A)Nb/Y-Rb/Y, B)La/Ta-Ba/Nb, C)Ba/Rb-Nb/La, D)Zr-Zr/Nb, E) SiO₂-La/Yb, F)SiO₂-Rb/Sr diyagramları

7.3. Balya (Balıkesir) yöresindeki porfiri bakır-molibden cevherleşmesi ile ilişkili magmatizmanın oluşum ve gelişim evrimi

Biga Yarımadası'nın Tektonik Evrimi

Biga Yarımadası'nın tektonik rejimi konusunda farklı görüşlerin öne sürüldüğü çalışmalar mevcuttur. Bu konudaki başlıca görüşleri ve ilgili kaynakları şu şekilde özetleyebiliriz; Oligosen dönemde Batı Anadolu'nun genişleme rejiminin etkisinde olduğunu savunan Yılmaz (1989) genç volkanik kayaların oluşumu ve dağılımı incelenerek, Oligosen magmatik aktivitelerin bu rejimi desteklediğini belirtmiştir. Bu rejimin etkisiyle magmatik faaliyetlerin yoğun olduğunu vurgulayan Okay ve ark. (2001), bölgedeki granitoidler üzerinde yaş tayini analizleri gerçekleştirmiş ve Oligosen yaşında olduklarını ortaya koymuştur. Bu çalışmada, Oligosen döneminde normal fayların oluştuğu ve bu fayların magmatik aktivite ile bağlantılı olduğu vurgulanmıştır. Ayrıca, genişleme rejiminin bölgede önemli bir yapısal kontrol sağladığı belirtilmiştir.

Miyosen döneme gelindiğinde, bu dönem boyunca bölgede artan magmatik aktivitenin daha çok genişleme rejim ile ilişkili olduğu belirtilmiştir (Bozkurt ve Mittwede, 2001). Bu dönemdeki tektonik aktivitelerin, bölgedeki yayılma ve genişleme hareketlerinin bir sonucu olduğu ve bu hareketlerin magmatizmayı tetiklediği ifade edilmiştir (Okay ve Tüysüz, 1999).

Bölgede magmatizmanın yoğun olarak gözlemlendiği dönemlerde etkili olan rejimlere dair diğer görüşler Biga Yarımadası'nın hem Oligosen hem de Miyosen dönemlerinde genişleme rejimlerinden etkilendiği şeklindedir (Seyitoğlu ve Scott, 1996). Çalışmada bu genişleme hareketlerinin, her iki dönemde de oluşmuş normal fayların ve graben yapılarının oluşumuna yol açtığı belirtilmiştir. Biga Yarımadası'nın hem Oligosen hem de Miyosen dönemlerinde genişleme rejimi altında olduğunu öne süren bir diğer çalışma Bozkurt (2001)'dir. Bu genişleme hareketleri, bölgedeki normal fayların oluşumuna ve magmatik aktivitelerin artmasına neden olmuştur. Daha çok Miyosen dönemdeki yoğun magmatik aktivitelerin, genişleme rejiminin bu dönemde daha da etkili olmasının bir sonucu olduğu ortaya konulmuştur. Bütün bu çalışmalar sonucunda, tez kapsamındaki bölgede Üst Oligosenden itibaren sıkışmalı rejimden genişlemeli rejime geçişin aşamalı olarak başladığı ve Miyosen döneminde daha etkili hale gelmesi ile magmatizma faaliyetlerinin de yoğun olarak gözlemlendiği kabul edilmiştir.

Balya bölgesinde Mesozoyik dönemin sonlarında, olasılıkla Geç Kretase'de Kuzey Neotetis okyanusunun kapanması sonrasında gerçekleşen çarpışma sonrası genişlemeli tektonik rejime geçişin etkisiyle Oligosen dönemde oluşan yoğun volkanizma sonucu porfiri Cu-Mo cevherleşmeleri meydana gelmiştir.

Çalışma bölgesindeki bu jeodinamik evrim, Richards'ın "Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins (2011)" ve "High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au deposits: just add water (2011)" yayınlarından faydalanılarak bölgeye uyarlanmıştır.

Cu $\pm$ Mo porfiri ve ilişkili epitermal mineral yataklarındaki Cu, Mo, Au, Sn ve W gibi metaller, esas olarak ilgili magmalardan ve magmaların orta ila üst kabuğa yerleşmeleri sırasında ayrıışan magmatik-hidrotermal sıvılardan türetilir. Yitim ve çarpışma levha kenarlarında magmalar ve dolayısıyla metaller için dört ana kaynak bulunur. Bunlar, yiten okyanusal levha olan bazaltik kabuk, yiten deniz tabanı tortulları, yiten ve üst levha arasındaki astenosferik manto kaması ve üst levha litosferidir. Bazı metaller dehidratasyon sıvıları aracılığıyla dalan levhadan eriyiğe aktarılabilse de ergime sonucu oluşan magmalardaki metallerin büyük kısmı genellikle astenosferik mantodan türemektedir. Ametalojenik açıdan levhadan gelen en önemli katkılar H₂O, S ve Cl'nin yanı sıra oksidanlardır. Balya volkanik kayaçları için en yüksek MgO içeriğine sahip örnek dışındaki diğer örneklerin tamamı, magmanın sığ litosferik bir kaynaktan türediğini ortaya koymaktadır.

Porfiri Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au yatakları, yaygın olarak yüksek Sr/Y (ve La/Yb) oranlarına sahip, ortaça bileşimli, yay ile ilişkili magmatik kayaçlardan itibaren oluşmaktadırlar. Bu kayaçlar, bazı araştırmacılar tarafından eklojit fasiyesi metamorfizması geçiren dalan okyanus kabuktan türeyen eriyiklerle oluşan "adakitler" olarak tanımlanırlar. Ancak, benzer jeokimyasal özellikler, normal manto kamasından türeyen magmaların amfibol ve/veya granat fraksiyonlanması ve/veya litosfer ve kabuk malzemeleriyle etkileşim yoluyla da gelişebilir.

Balya bölgesi magmatizma süreçlerinde porfiri magmalarda fraksiyonlanma ve kabuksal kirlenme süreçlerine dair yaygın kanıtlar vardır, ancak volkanik kayaçların oluştuğu yaş aralığında (yaklaşık 25 My) aktif bir dalma-batma olayının olmadığı bilinmektedir. Fakat

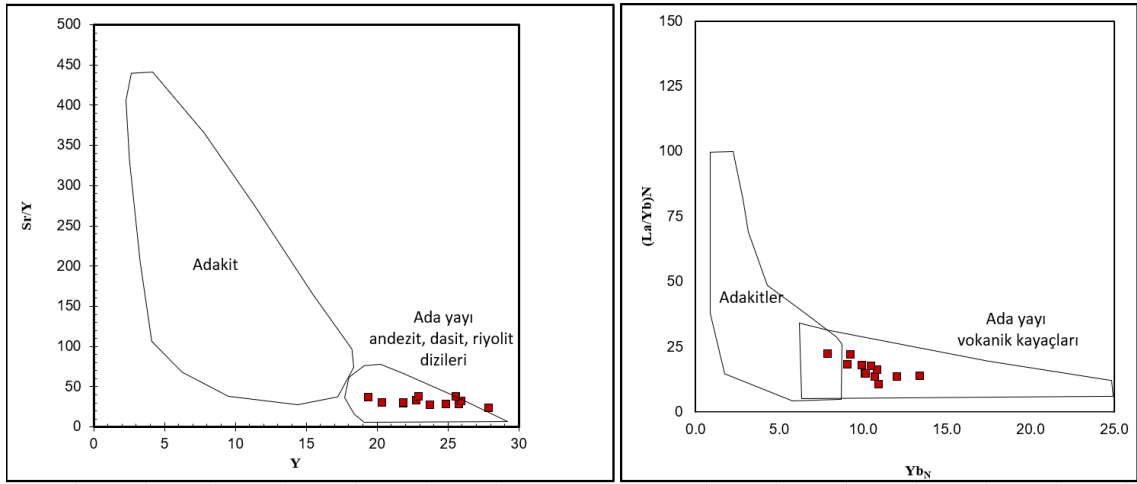
dalma-batma metasomatizmasının manto hafızasında uzun zamanlar boyunca kalabildiği, bu heterojen kısımlarda gerçekleşen ergime ile eriyiğin artan verimliliği ve sonrasındaki süreçlerde bu eriyiğin sıg kabuk içine yerleşiminde magmatik-hidrotermal sistemlerin oluşumu için gerekli olan yüksek su içerikleri sağlanmaktadır. Magmatik su içerikleri (H₂O) %4'ten fazla olduğunda, alt kabuk seviyelerinde plajiyoklaz kristalleşmesi baskılanarak bol miktarda amfibol ($\pm$ granat) fraksiyonlanması gerçekleşmektedir. Bu da Sr/Y ve La/Yb oranlarının artmasına, genellikle "adakitik" karakterde eriyiklerin oluşmasına neden olmaktadır. Ancak bu adakit benzeri eriyikler aktif bir dalma-batma sonucunda oluşan eriyiklerle aynı süreçlerle oluşmamıştır.

Yüksek Sr/Y oranlarına ve sulu fenokristal fazlarının (hornblend ve/veya biyotit) varlığına dair kanıtlar içeren yay magmatizması ürünleri, yüksek magmatik su içeriğini gösterdikleri için porfiri Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au yatakları açısından elverişlidir.

Richards (2011)'de tanımlanan bu adakitik eriyiklerden oluşan Cu-Mo cevherleşmeleri senaryosunun Balya magmatik kayaçlarında da varlığını tespit edebilmek amacıyla Sr/Y-Y diyagramı oluşturulmuştur (Defant ve Drummond, 1990). (Şekil 7.3A). Bu diyagramdan, Balya volkanik kayaçlarının adakitik özellik göstermedikleri, normal yay magmatizmasından türediği görülmektedir (Şekil 7.3A-B). Yapılan mineralojik incelemelerde trakitik, andezitik ve dasitik birimlerde yoğun amfibol ve özellikle dasitlerde biyotit gözlenmiştir (Şekil 3.1-3.2-3.3-3.4). Amfibol mineralleri kalsik özellik taşıyan amfibollerdir ve bu mineraller, sınıflama diyagramına göre, edenit, pargasit olarak tayin edilmiştir (Şekil 4.5). Dalan okyanusal kabuktan türeyen eriyiklerin bazaltik karakterde olması beklenmektedir. Ancak bu süreçlerle oluşan bazaltik eriyikler, okyanus ortası sırtı bazaltlarından, daha yüksek su içeriklerine (~10 kat daha fazla), oksidasyon durumlarına ve yüksek LILE, LREE ve yüksek uçucu (örn. S ve Cl) içeriklerine sahip olmaları nedeniyle farklılık gösterir. Bu kısmi eriyiklerdeki kalkofil ve siderofil metal içerikleri, ergime sırasında manto kaynağındaki artık sülfür fazlarının varlığı ve bolluğuna bağlıdır. fS₂ ve fO₂'nin yüksek olduğu aktif yaylara özgü olduğu düşünülen nispeten yüksek sülfür bolluklarında (magma/sülfür oranı = 10²-10⁵), Au ve PGE gibi elementler nadiren, siderofil elementler ise yoğunlukla kaynakta tutulacak, buna karşın eriyikler kalkofil elementler (örneğin Cu ve muhtemel olarak Mo) bakımından nispeten tükenmemiş olabilecektir. Bu tür magmalar, üst kabuğa doğru yükselip, sıg

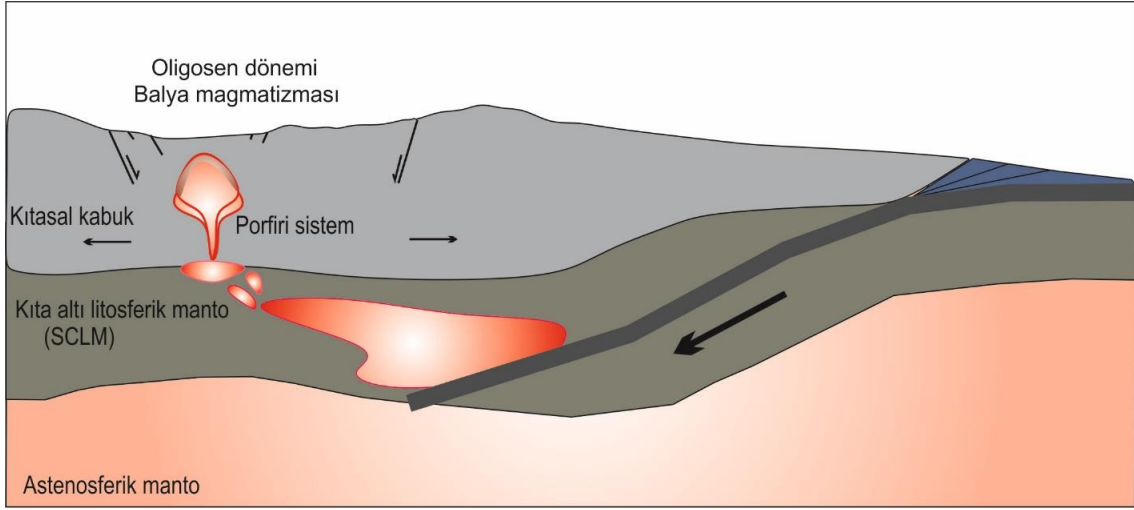
derinliklere yerleştğinde porfiri Cu $\pm$ Mo yatakları oluşturma potansiyeline sahip olacaktır.

Bazı porfir Mo yatakları ise, levha içi riftleşme olayları sırasında kıtasal kabuğun erimesinden türeyen felsik granitoidlerle ilişkilidir. Oligosen dönemin genişlemeli rejimin başlangıcı kabul edilmesi ve Miyosen dönemden itibaren, Ege Bölgesi'nde belirginleşen bir genişleme rejimi etkisi ile litosfer giderek incelenecektir (Aslan ve ark., 2017; Saatçi ve Aslan, 2018). Bu volkanik kayaçları oluşturan ve sığ derinlikteki spinel peridotit kaynağından oluşan eriyik önceki bir dalma-batma sürecinden önemli ölçüde etkilenmiş, en önemlisi, yay bazaltlarının diferansiyasyonundan arta kalan büyük hacimlerde sulu, mafik (amfibolitik) eriyikler ayrıca az miktarda kalkofil ve siderofil element açısından zengin sülfürler de içerebilir. Bu dalma-batma ile metasomatize olmuş bu tür magmalar, alt kıtasal kabuktaki kükürt miktarına bağlı olarak Au açısından zengin ve normal Cu $\pm$ Mo porfiri ve epitermal Au sistemleri oluşturma potansiyeline sahip olacaktır. Bazı porfiri Mo yatakları ise, levha içi riftleşme olayları sırasında kıtasal kabuğun erimesinden türeyen felsik granitoidlerle ilişkilidir. Miyosen döneminden itibaren, Ege Bölgesi'nde belirgin bir genişleme rejimi başlamıştır (Aslan ve ark., 2017; Saatçi ve Aslan, 2018). Bu genişleme, bölgedeki litosferin incelmeye neden olmalıdır. Sığ derinlikteki spinel peridotit kaynağının ergimesi sonucunda olduğu ortaya konulan eriyik ve yapılan mineral kimyası analizleri sonucunda kayaçlar içinde gözlenen plajiyoklazların kristalleşme derinliğinin ~15–30 km olarak hesaplanması bu incelmenin göstergesi olarak kabul edilebilir. Bu volkanik kayaçları oluşturan eriyik ağırlıklı olarak kıta altı litosferik kaynağın kısmi ergimesinden türemiştir. Bu litosfer, önceki dalma-batma sürecinden önemli ölçüde etkilenmiş, en önemlisi, yay bazaltlarının alt kabuksal farklılaşmasından kalan büyük hacimlerde sulu, mafik (amfibolitik) kümeleşmelerin tanıtımı ile gerçekleşmiş olacaktır. Bu kümeleşmelerde ayrıca az miktarda kalkofil ve siderofil element açısından zengin sülfürler de kalabilir. Bu dalma-batma ile metasomatize olmuş kaynakların kısmi ergimesi, artık sülfürleri yeniden çözebilir. Bu tür magmalar, alt kıtasal kabuktaki kükürt miktarına bağlı olarak Au açısından zengin ve normal Cu $\pm$ Mo porfiri ve epitermal Au sistemleri oluşturma potansiyeline sahip olacaktır.



Şekil 7.3. A) Sr/Y'ye karşı Y diyagramı, B) La/Yb karşı Yb Diyagramı (Defant & Drummond, 1990)

Balıkesir Balya bölgesinde, Mesozoyik dönemin sonlarında Tetis okyanusunun kapanması sonrasında gerçekleşen Anatolid-Torid ve Sakarya bloklarının çarpışması sonrasında, Üst Oligosen dönemde başlayan ve Ege Bölgesi'nde özellikle Miyosen dönemden itibaren aşamalı olarak belirginleşen bir genişlemeli rejim etkili olmuştur (Seyitoğlu ve Scott, 1996; Bozkurt, 2001; Aslan ve ark., 2017; Saatçi ve Aslan, 2018). Oligosen dönemde gerçekleşen magmatik faaliyetler sonucunda oluşan porfiri alterasyon ve Cu-Mo cevherleşmeleri, etkileri bu dönemde gözlenmeye başlayan gerilmeli tektonizmanın ilk aşamalarında kısmi ergime ile oluşan eriyiğin kıtasal kabuğun sığ derinliklerine yerleşmesi sonucunda gerçekleşmiştir (Şekil 7.4).



Şekil 7.4. Balya porfiri bakır-molibden cevherleşmesi ile ilişkili magmatizmanın oluşum ve gelişim evrimi

8. SONUÇLAR

Balıkesir-Balya bölgesinden alınmış volkanik kayaç örnekleri üzerinde yapılan jeolojik, mineralojik, petrografik ve jeokimyasal çalışmalarla elde edilen ve bu magmatizma ile ilişkili cevherleşmeye dair sonuçlar aşağıdaki gibidir;

- 1) Çalışma alanı Balya yöresinin güney ve batı kısmında yüzeylemiş bazaltik birimler hipokristalin porfirik dokuya sahiptir. Bu kayaçlarda olivin + klinopiroksen + feldispat + amfibol + oksit birlikteliğinin gözlenmektedir. Yoğunluklu olarak Balya yöresi batı kesiminde yüzeylenen andezitik birimler klinopiroksen + feldispat + amfibol + oksit birlikteliğine sahiptir. Çalışma alanındaki Balya yöresinin yoğunluklu olarak kuzey ve doğusunda yüzeylenen dasit birimleri ise hipokristalin porfirik doku göstermektedir. Bu kayaçlar feldispat + amfibol + biyotit + kuvars + oksit birlikteliğinden oluşmaktadır.
- 2) Balya bölgesindeki bazaltik, andezitik ve dasitik (K-5, K-6 ve K-9 örnekleri) olmak üzere farklı bileşime sahip üç adet volkanik kayaça mineral kimyası çözümlmeleri gerçekleştirilmiştir. Buna göre, bazaltik karakterdeki volkanik kayaçlar içinde kristalleşmiş klinopiroksen minerallerinin içerikleri Wo: 40,14–43,75; En: 42,28–46,32; Fs: 12,69–14,79 aralığındadır. Mineral içeriklerine göre Morimoto (1988) sınıflamasında bu mineraller ojit bileşimdedir. Andezitik karakterdeki volkanik kayaç içinde gözlenen klinopiroksenlerin ise Wo: 44,42–47,22; En: 39,02–42,49; Fs: 12,46–13,95 aralığı ile diyopsit bileşiminde olduğu belirlenmiştir.
- 3) Bazaltik karakterdeki K-6 numaralı örnekte bulunan plajiyoklaz mineralleri An: 49,40–61,39; Ab: 36,86–47,67; Or: 1,66–2,93 aralığında olmak üzere baskın olarak labrador ve sadece tek bir kenar noktasındaki ölçüm An: 45,51; Ab: 51,18; Or: 3,31 içerikleriyle andezin bileşimindeyken, andezitik ve dasitik karakterdeki K-9 ve K-5 numaralı örnekler içinde bulunan plajiyoklazlar sırasıyla, An: 34,08–40,68; Ab: 55,63–61,50; Or: 3,70–5,14 ve An: 33,54–39,26; Ab: 57,79–62,80; Or: 2,95–3,95 aralığında olmak üzere andezin bileşimindedir. Beklenildiği gibi daha bazik örneklerde SiO₂ içeriği azalırken anortit içeriği artmaktadır.

- 4) Örneklerde gözlenen zonlu dokulu minerallerin merkez ve kenar noktalarındaki element değişimlerine bakıldığında ise; bazı mineraller için merkez kesimlerde Ca içeriği yüksekken, bazı minerallerde kenara doğru Ca içeriğinin arttığı, buna karşın Na içeriğinin düştüğü görülmektedir. Yani normal zonlanma gösteren plajiyoklazların yanında aynı örnek içinde ters zonlanma gösteren plajiyoklaz mineralleri de mevcuttur. Bu durum kristalleşme süresince dengesiz koşulların var olduğunu ortaya koymaktadır.
- 5) K-5 örnek numarasıyla alınmış olan dasitik karakterdeki örnekte amfibol minerali gözlenmiştir. Bu örnekte gözlenen amfibol mineralleri kalsik özellik taşıyan amfibollerdir ve mineral sınıflama diyagramına göre edenit, pargasit bileşimindedir.
- 6) Dasitik örneklerde plajiyoklaz ve amfibollerle birlikte az miktarda gözlenen mika mineralleri küçük kristaller olarak çubuğumsu şekilde gözlenmektedir. Az sayıdaki 3 adet biyotit mikrokristali üzerinde gerçekleştirilen mineral kimyası analiz sonuçlarına göre mika mineralleri, $Fe/(Fe+Mg)$ (0,41-0,45) vs Al^{IV} (1,73–1,78) diyagramına göre (gösterilmemiştir) ve $Mg:Fe^{+2}$ oranının <2 olması sebebiyle (1,24–1,41) biyotit olarak tanımlanmıştır.
- 7) Putirka (2008) çalışmasında yer alan termometri ve barometri denklemleri kullanılarak bazaltik, andezitik ve dasitik karakterdeki kayalarda gözlenen (K-6, K-9, K-5 örnekleri) labrador ve andezin minerallerinin tahmini kristalleşme sıcaklığı ve basıncı hesaplanmıştır. Putirka (2008) (24a) ve (25a) denklemleri kullanılarak hesaplanan sıcaklıklar bazaltik örnek için 1070 ila 1090 °C, andezitik kayaç için 1010–1020 °C ve dasitik kayaç için 980–990 °C arasında değişmektedir. Bazaltik, andezitik ve dasitik kayaçlar için basınç tahminleri ise sırasıyla 5,1–9,0; 6,7–8,8 ve 6,8–8,0 aralığındadır. Bu basınç ve sıcaklık değerlerine göre yapılan derinlik hesaplarına göre ise feldispatlar ~15–30 km bir derinlik aralığında kristalleşmişlerdir.
- 8) Balya'nın Batı-Kuzey Batı'sından alınan numune ve karot örneklerinin SiO_2 içerikleri sırasıyla %55,14–66,0 ve %57,42–64,92 arasında, Na_2O-K_2O içerikleri ise, %5,97–7,61 ve 4,81–6,94 arasında değişmektedir. Bu verilerden oluşturulan,

SiO₂- Na₂O+K₂O (Le Bas ve ark., 1986) diyagramına göre Balya yüzey örnekleri bazaltik trakiandezitten dasitik karaktere kadar değişim göstermektedir. Sondaj kuyusuna ait karot numuneleri ise bir örnek dışında dar bir aralıkta dasit ve andezit karakterindedir. Yine tüm örneklerin yerleştirildiği hareketliliği daha düşük elementlerle oluşturulan Nb/Y- Zr/TiO₂ diyagramında da kayaç isimlendirmeleri ile de örnekler aynı şekilde belirlenmiştir. Örneklerin tamamının sub-alkali özellikte ve kalkalkali karakter taşıdığı belirlenmiştir.

- 9) Major ve is element Harker değişim diyagramlarında, SiO₂'nin artışıyla TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO azaldığı, K₂O, Na₂O ise arttığı, iz elementlerde ise, SiO₂'nin artışıyla Rb, Ba, Nb, Ta, U ve Zr'de ise artış, Sr ve Eu'da azalma eğilimleri gözlenmiştir. Bu eğilimler Balya volkanik kayaçlarının oluşumunda fraksiyonel kristalleşmenin etkili olduğunu ortaya koymuştur.
- 10) Balya volkanik kayaç örneklerinde bulunan elementlerinin zenginleşme veya fakirleşme oranlarının görülmesi için uyumluluk derecesi soldan sağa doğru artan çoklu element diyagramları oluşturulmuştur. Bu diyagramlar ilksel mantoya (Sun ve McDonough, 1989) ve kondrite (Palme ve O'Neil, 2014) göre normalize edilmiştir. Bu diyagramlardan tüm örneklerin benzer desenler sunduğu görülmektedir. Bu durumun varlığı Balya volkanik kayaçlarının tamamının benzer kaynaktan türediğini göstermektedir. Balya volkanik kayaçlarının OIB benzeri desenler sunduğu fakat daha zenginleşmiş olduğu gözlenmiştir.
- 11) Balya Pb-Zn skarn yatağının K, K-B'da Balya Kuzey olarak adlandırılan ve tez sahası sınırları içinde yapılan derin arama sondajlarında granodiyorit porfiri içerisinde geçişli halde arjilik, propilitik, fillik ve potasik alterasyon ile porfiri-tipi sistemlerin karakteristik damar tipleri (A, B, M ve D damarları görülmüştür. Damarların bazılarının Cu-Mo cevherleşmesi taşıdığı tespit edilmiştir. Granodiyorit porfiri yan kayacında yer alan sistem ayrıca zonlanmalı alterasyon içerisinde özellikle cevherli potasik alterasyon ve porfiri damar tipleri görünmesi sebebiyle porfiri-tipte yataklanma olarak tanımlanmıştır. Sondaj kuyusunda 1000. metrelerden kuyu sonu olan 1300. metrelere kadar porfiri sistem belirteci olan A ve B, D ve M damarları da kesilmiştir. Yapılan incelemeler ışığında, damarlardaki cevherleşmenin derinlik arttıkça arttığı görülmüştür. Sondaj

karotlarından alınan kesitlerde yapılan incelemeler sonucunda B damarlarının D damarlarını (kuvars-serizit-pirit) kestiği kesitler görülmüştür. Bu durum iki farklı porfiri sistem olabileceğine işaret etmektedir.

- 12) Balya sondaj karotlarından alınan numunelerin ince kesitleri incelendiğinde, cevher minerali olarak molibdenit, kalkopirit, manyetit, pirit ve hematit mineralleri görülmüştür. Cevherleşme, kuvars-karbonat damarları, ağsal damarlarda ve saçınımlı şekilde görülmektedir.
- 13) Balya Kuzey ruhsat sahası çalışmada detaylarıyla incelenmiş porfiri sistemi kesen S-1 sondajının 549. metre, 1151 metre ve 1325 metre derinliklerinden alınmış sırasıyla ağsal damar ve potasik alterasyon zonlarının içinden 3 adet molibdenit ayıklanmış ve Re-Os yaş tayini analizleri gerçekleştirilmiştir. Elde edilen verilere göre, bu molibdenitlerin sırasıyla $25.61 \pm 0,02$ My, $25,67 \pm 0,01$ My ve $25.56 \pm 0,01$ My yaşında oldukları ve buna göre cevherleşmenin Geç Oligosen döneminde gerçekleştiği ortaya konulmuştur. S-1 kuyusundan alınan iki adet granodiyorit porfiri örneğinin zirkon U-Pb yaşlarının $25,51 \pm 0,13$ My ve $25,59 \pm 0,09$ My oldukları ve buna göre volkanizmanın Geç Oligosen döneminde gerçekleştiği ve magmatizma ve cevherleşmenin eş yaşı olduğu ortaya konulmuştur.
- 14) Jeokimyasal verilerden oluşturulan kısmi ergime modellemesi ile Balya volkanik kayaların tamamının litosferik bir kaynaktan oluştuğu ve bu kaynağın özellikle sığdaki spinel peridodit kısmından, düşük dereceli (<5%) yığın ergimesi sonucu oluştuğu ortaya konulmuştur.
- 15) LIL, LRE element içeriklerinin HFS element içeriklerine göre zenginleşmiş olması, Ta, Nb ve Ti elementlerindeki negatif anomaliler, burada etkili olan bir dalma-batma ve/veya kabuksal kirlenme olayını göstermektedir.
- 16) Balıkesir Balya bölgesinde faaliyet gösteren ve Üst Oligosen yaşında olduğu tespit edilen magmatizma ürünleri ve ilişkili cevherleşmenin, Mesozoyik dönemin sonlarında Tetis okyanusunun kapanması sonrasında gerçekleşen

Anatolid-Torid ve Sakarya bloklarının çarpışması sonrası başlayan genişlemeli rejimin ilk aşamalarında oluştuğu ortaya konulmuştur.



KAYNAKLAR

- Abdel-Rahman, A. F., Abdel-Fattah M. and Nassar, Philip, E., Volcanism in the Middle East Petrogenesis of Alkali Basalts from Northern Lebanon: Geological magazine, 141.5 (2004) 545-563.
- Ağdemir, N., Kirikoğlu, M. S., Lehmann, B., and Tietze, J., Petrology and alteration geochemistry of the epithermal Balya Pb-Zn-Ag deposit, NW Turkey: a reconnaissance study, Mineralium Deposita, 29 (1994) 366-371.
- Akay, A. K., Tepeoba-havran (balıkesir) Porfiri Cu-mo Sahasının Jeolojisi, Cevher Mineralojisi ve Yüzey Jeokimyasının İncelenmesi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Doktora Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 2013.
- Akıska, S., Demirela, G. and Sayılı, S., Geology, mineralogy and the Pb, S isotope study of the Kalkim Pb-Zn±Cu deposits, Biga Peninsula, NW Turkey: Journal of Geosciences, 58.4 (2013) 379-396.
- Akyol, Z., Balya Madeni Civarının Jeolojisi: Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 1.3 (1977) 19-27.
- Akyol, Z., Balya Madeni'nin Jeolojisi: Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 7 (1979) 49-59.
- Akyürek, B., Soysal, Y., Biga Yarımadası Güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergama Ayvalık) Temel Jeolojik Özellikleri, MTA Enstitüsü Dergisi, 95/96 (1983) 1-13.
- Akyürek, B., Soysal, Y., Main geological features of the Area South of Biga Peninsula: Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey 95 (1981).
- Akyüz, H. Serdar, and Aral I. Okay., A section across a Tethyan suture in northwestern Turkey: International Geology Review, 38.5 (1996) 405-418.
- Akyüz, S. ve Okay, A.İ., Manyas güneyinin (Balıkesir) jeolojisi ve mavi şistlerin tektonik konumu: Maden Tetkik ve Arama Dergisi, 120 (1998) 105-120
- Aluç, A., Kuşcu, İ., Ulyanov, A., Selby, D., Antoine, C., Spikings, R. and Moritz, R., Protracted metallogenic and magmatic evolution of the Kirazlı epithermal Au-Ag and porphyry Cu deposits, Biga Peninsula, NW Turkey: evidence from zircon U-Pb, muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, and molybdenite Re-Os geochronology. Mineralium Deposita, 59(5) (2023) 1-21.
- Arancibia, O. N., and Alan H. C., Early magnetite-amphibole-plagioclase alteration-mineralization in the Island Copper porphyry copper-gold-molybdenum deposit, British Columbia: Economic Geology 91.2 (1996) 402-438.
- Asan, K. and Ertürk, M. A., First Evidence Of Lamprophyric Magmatism From The Konya Region, Turkey: A Genetic Link To High-K Volcanism: Acta Geologica Sinica-English Edition, 87(6) (2013) 1617-1629.

- Aslan, Z., Erdem, D., Temizel, İ. and Arslan, M., Shrimp U–Pb zircon ages and whole-rock geochemistry for the Şapçı volcanic rocks, Biga Peninsula, Northwest Turkey: implications for pre-eruption crystallization conditions and source characteristics: *International Geology Review*, 59(14) **(2017)** 1764-1785.
- Aydar, A., The ore forming conditions and genesis of gold-copper mineralisation in balya Pb-Zn-Ag deposit (Balıkesir, Turkey), MS thesis, Natural and Applied Sciences, **2018**.
- Aysal, N., S, Öngen. and N. Hanılçı., Petrography of the contact zone rocks and features of the skarn formation of Karadoru granitoid pluton, Yenice–Çanakkale: *İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi*, 19.2 **(2006)** 183-194.
- Bas, M. L., Maitre, R. L., Streckeisen, A., Zanettin., Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of petrology*, 27(3) **(1986)** 745-750.
- Baştürk, A., Balya (Balıkesir) Civarındaki Flotasyon ve İzabe Atıklarının Özelliklerinin Belirlenmesi Ve Rezervinin Hesaplanması, Yüksek Lisans Tezi, Fen Bilimleri Enstitüsü, **2017**.
- Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B., 1:25000 ölçekli çeşitli gayeli jeolojik haritalarından Biga Yarımadası jeolojisinin ön kompilasyonu, 1:100000 ölçekli jeoloji haritası, (yayımlanmamış), **(1973)**.
- Birck, J. L., Roy Barman M. and François, C., Re-Os Isotopic Measurements at the Femtomole Level in Natural Samples; *Geostandards Newsletter*, 21.1 **(1997)** 19-27.
- Black, K. N., Catlos, E. J., Oyman, T. and Demirbilek, M., Timing Aegean extension: evidence from in situ U–Pb geochronology and cathodoluminescence imaging of granitoids from NW Turkey. *Lithos*, **2013**, 180: 92-108.
- Bozan, S., Balya (Balıkesir) Pb-Zn Yatağının Jeolojisi, Jeokimyası ve İzotop Karakteristikleri, Yüksek Lisans Tezi, Aksaray Üniversitesi, **2016**.
- Bozkurt, E. and Mittweide, S. K., Introduction to the special issue on the Geology and Geodynamic evolution of the Aegean: *Journal of Geodynamics*, 31(1-2) **(2001)** 1-6.
- Brunetti, P., Magmatic-hydrothermal evolution and post-ore modifications of the Halilağa porphyry Cu-Au deposit, NW Turkey, Doctoral Thesis, University of British Columbia, **2016**.
- Cohen, Anthony S., and Frances G. Waters., Separation of osmium from geological materials by solvent extraction for analysis by thermal ionisation mass spectrometry: *Analytica Chimica Acta*, 332.2-3 **(1996)** 269-275.
- Creaser, Robert A., Richard C. Price, and Richard J. Wormald., A-type granites revisited: assessment of a residual-source model, *Geology* 19.2 **(1991)** 163-166.

- Çağatay, A., Batı Anadolu kurşun-çinko yataklarının jeoloji-mineraloji etüdü ve kökenleri hakkında görüşler: Türkiye Jeoloji Bülteni, 28(2) **(1980)** 119-132.
- Çağlar, N. Ve Kılıç, A. M., Kaşagıl Köyü (İvrindi, Balıkesir) Civarında Yüzeylenen Karakaya Kompleksi İçerisindeki Permiyen-Triyas Yaşlı Kireçtaşı Bloklarının Biyostratigrafik Önemi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 67 **(2024)** 267-290.
- Demirela, G., Akıska, S., Sayılı, İ. S. and Kuşcu, İ., Çataltepe (Lapseki-Çanakkale) Pb-Zn±Cu±Ag Yatağı'nın Jeolojisi ve Alterasyon Özellikleri: Yerbilimleri, 35(2) **(2014)** 141-168.
- DePaolo, D. J. and Daley, E. E., Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension: Chemical Geology 169.1-2 **(2000)** 157-185.
- Doerksen, G., Freudigmann, S., Pilotto, D., Rykaart, M., Abrahams, G., Simmons, G. ve Gray, J., Revised Preliminary Economic Assessment Technical Report Halilağa Project, Turkey, Prepared for Pilot Gold Inc by JDS Energy and Mining Inc, Canadian National Instrument, 43-101 **(2015)**.
- Dönmez, M., Akçay, A. E., Genç, Ş. C. and Acar, Ş., Middle-late Eocene volcanism and marine ignimbrites in Biga peninsula (NW Anatolia-Turkey): Bulletin of the Mineral Research and Exploration 131.131 **(2005)** 21-21.
- Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G.; Dora, A.; Sarfakıoğlu, E., Adis, C., Walter, H.J. ve Yıldırım T., Biga Yarımadası ve Gökçeada, Bozcada ve Tavşan adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri: MTA Dergisi, 117 **(1995)** 55-86.
- Erdem, D. Ve Aslan, Z., Kalk-alkalen Şapçı (Balıkesir) Volkanitlerin Petrografisi ve Petrolojisi: Biga Yarımadası'nda (Kuzeybatı Türkiye) Çarpışma ile İlişkili Volkanizma: Türkiye Jeoloji Bülteni 58.3 **(2015)** 1-22.
- Ewart, A., Chappell, B. W. and Menzies, M. A., An overview of the geochemical and isotopic characteristics of the eastern Australian Cainozoic Volcanic Provinces: Journal of Petrology, 1 **(1988)** 225-273.
- Fitton, J. G., James, D., Kempton, P. D., Ormerod, D. S. and Leeman, W.P., The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States: Journal of Petrology, 1 **(1988)** 331-349.
- Frey F.A., The origin of pyroxenites and garnet pyroxenites from Salt Lake Crater, Oahu, Hawaii: Trace element evidence. American Journal of Science, 280A **(1980)** 427-449.
- Genç, Ş. C., A Triassic large igneous province in the Pontides, northern Turkey: geochemical data for its tectonic setting: Journal of Asian Earth Sciences, 22.5 **(2004)** 503-516.
- Gökçe, A., and Ünal, E., Geology and Fluid Inclusion Characteristics of the Hastane Tepe (Balya-Balıkesir) Lead-Zinc Deposit, Xx Ecrofi Meeting, Granada, Spain, **2008**.

- Gramlich, J.W., Murphy, T.J., Garner, E.L., and Shields, W.R., Absolute isotopic abundance ratio and atomic weight of a reference sample of rhenium: *Journal of Research of the National Bureau of Standards-A. Physics Chem*, 79A(6) **(1973)** 691–698.
- Gustafson, L. B. and Hunt, J. P., The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: *Economic geology*, 70(5) **(1975)** 857-912.
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C. and Welch, M. D., Nomenclature of the amphibole supergroup: *American Mineralogist*, 97(11-12) **(2012)** 2031-2048.
- Hedenquist, J. W. And Arribas, A., Exploration implications of multiple formation environments of advanced argillic minerals: *Economic Geology*, 117.3 **(2022)** 609-643.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. F., A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian journal of earth sciences*, 8.5 **(1971)** 523-548.
- İmer, E. Ü., Güleç, N., Kuşcu, İ. and Fallick, A. E., Genetic investigation and comparison of Kartaldağ and Madendağ epithermal gold deposits in Çanakkale, NW Turkey: *Ore Geology Reviews*, 53 **(2013)** 204-222.
- Kaskatı, M. T., Akbaş, O. Ö. and Aktoy, B., Turplu Porfiri Altın-Molibden-Bakır Yatağının Keşfi, 65. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, Ankara, **2015**.
- Ketin, İ., Anadolu'nun tektonik birlikleri: *Bulletin of the Mineral Research and Exploration* 66.66 **(1966)** 20-37.
- Koçyiğit, A., Türkmenoğlu, A. G., Beyhan, A. and Kaymakcı, N., Post collisional tectonics of Eskişehir Ankara Çankırı segment of İzmir Ankara Erzincan suture zone, Ankara orogenic phase, **1995**.
- Krunshensky, R., Neogene Calc-Alcaline Extrusive Rocks of the Karalar Yeşiller Area Northwest Anatolia: *Bulletin of Volcanology*, 40 **(1976)** 336-360.
- Kuşcu, İ., Evaluation Report on the Balya S-1 Drill Hole and recommendations, Esan technical report, unpublished, **2022**.
- Küçükefe, Ş., Sarı, R., Kılıç, M. ve Avşar, M., Tepeoba (Havran-Balıkesir) Cu-Mo-Au sahasının jeoloji ve jeokimya Raporu: *MTA Dergisi*, 10848, **2005**.
- Kürkcüoğlu, B., Sen, E., Temel, A., Aydar, E., and Gourgaud, A., Interaction of asthenospheric and lithospheric mantle: the genesis of calc-alkaline volcanism at Erciyes Volcano, Central Anatolia, Turkey: *International Geology Review*, 46(3) **(2004)** 243-258.
- Lawley, C. J. M., and Selby, D., Re-Os geochronology of quartz-enclosed ultrafine molybdenite: Implications for ore geochronology: *Economic Geology*, 107.7 **(2012)** 1499-1505.

- Li, Y., Selby, D., Condon, D. and Tapster, S., Cyclic magmatic-hydrothermal evolution in porphyry systems: High-precision U-Pb and Re-Os geochronology constraints on the Tibetan Qulong porphyry Cu-Mo deposit: *Economic Geology*, 112(6) (2017) 1419-1440.
- Lowell, J. D. and Guilbert, J.M., Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits: *Economic geology* 65.4 (1970) 373-408.
- Matthews, A., and Riley, J., The determination of rhenium in sea water: *Analytica Chimica Acta*, v. 51, p. (1970) 483–488.
- McDonough, W. S., Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle: *Earth and Planetary Science Letters* 101.1 (1990) 1-18.
- Miyashiro, A., Nature of alkalic volcanic rock series: *Contributions to mineralogy and Petrology* 66 (1978) 91-104.
- Morgan, J.W., Golightly, D.W. and Dorrzapf, A.F., Methods for the ybdenum applicable to isotope geochemistry: *Talanta*, 38 (3) (1991) 259–265.
- Morimoto, N., Die Nomenklatur von Pyroxenen: *Mineralogy and Petrology* 39 (1988) 55-76.
- Murakami H., Watanabe, Y. and Stein, H., Re-Os ages for molybdenite from the Tepeoba breccia-centered Cu-Mo-Au deposit, western Turkey: brecciation-triggered mineralization, *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge: Proceedings of the Eighth Biennial SGA Meeting Beijing, China, 18–21 August, 2005*.
- Nakamura, N., Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochimica et cosmochimica acta* 38.5 (1974) 757-775.
- Nier, Alfred O., A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon, and potassium: *Physical Review* 77.6 (1950) 789.
- Okay, A. I., Satır, M. and Siyako, M. Geochronology and tectonic significance of granitoids in the Biga Peninsula, northwestern Anatolia, Turkey: *International Journal of Earth Sciences*, 90(2) (2001) 405-437.
- Okay, A.I., Siyako, M. ve Bürkan, K.A., Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula, northwest Turkey. *Bulletin of the Technical University of Istanbul*, 1991. v. 44, p. 191-256.
- Okay, A.İ., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. ve Akyüz, S., Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints. in *Tectonics of Asia* (ed. A. Yin and M. Harrison), Cambridge University Press, 1996. pp. 420-441
- Okay, A.İ., Siyako, M. ve Bürkan, K. A., Biga yarımadasının jeolojisi ve tektonik evrimi: *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 2(1) (1990) 83-121.

- Okay, Aral I., and Tüysüz, O., Tethyan sutures of northern Turkey: Geological Society, London, Special Publications 156.1 **(1999)** 475-515.
- Ormerod, D. S., Hawkesworth, C. J., Rogers, N. W., Leeman, W. P. and Menzies, M. A., Tectonic and magmatic transitions in the Western Great Basin, USA, Nature 333.6171 **(1988)** 349-353.
- Oyman, T., Bozan, S., Çiçek, M., Chiaradia, M. and Kuşcu, İ., Metal source and the origin of the Darıderesi Pb-Zn (Ag) veins in the Balya Mining District, NW Türkiye: Constraints from ore mineral chemistry, fluid inclusions and S-Pb isotopic signatures." All Earth, 35.1 **(2023)** 210-241.
- Özden, S., Bekler, T., Tutkun, S. Z., Kurcer, A., Ates, O., Bekler, F. N. and Kalafat, D., Late Cenozoic stress field distribution in Biga Peninsula, NW Turkey, EGU General Assembly Conference Abstracts, **2009**.
- Özdamar, Ş., Zou, H., Billor, M. Z., Hames, W., Roden, M. F., Sarıkaya, O. and Georgiev, S. Petrogenesis, geochronology and thermochronology of Oligocene to Miocene Western Anatolia granitoid plutons in Turkey. Lithos, **2024**, 464: 107430.
- Özışık, G., Genetical investigation of Balya-Balikesir lead-zinc mineralizations, MS thesis, Middle East Technical University, **2009**.
- Özdemir Y., Güleç N., Geological and Geochemical Evolution of the Quaternary Suphan Stratovolcano, Eastern Anatolia, Turkey: Evidence for the Lithosphere-Asthenosphere Interaction in Post-Collisional Volcanism: Journal of Petrology, **(2013)** 37-62.
- Pearce, J. A., A user's guide to basalt discrimination diagrams, Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration, Geological Association of Canada, Short Course Notes 12 **(1996)** 79-113.
- Putirka, K. D., Thermometers and barometers for volcanic systems: Reviews in mineralogy and geochemistry, 69.1 **(2008)** 61-120.
- Richards, J. P., Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins: Ore Geology Reviews, 40(1) **(2011)** 1-26.
- Richards, Jeremy P., High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu±Mo±Au deposits: Just add water." Economic Geology 106.7 **(2011)** 1075-1081.
- Ringwood, A.E., Slab-Mantle interactions: petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle: Chemical Geology, 82 **(1990)** 187-207.
- Roy-Barman, M., Mesure du rapport 187Os-186Os dans les basaltes et les péridotites: contribution à la systématique 187Re-187Os dans le manteau: Ph.D thesis, Université Paris Diderot (Paris 7), **1993**, 268.
- Saatçi, E. S. and Aslan, Z. Yürekli (Balıkesir) volkanitinin petrografisi ve petrolojisi: Biga Yarımadasında (KB Türkiye) çarpışma sonrası felsik volkanizmaya bir örnek: MTA Dergisi, **157 (2018)** 105-122.

Sanchez S., Gonzalo, M., Tectonics of the Biga peninsula and implications on Cu-Au porphyry and epithermal Au deposits, northwestern Anatolia, Turkey. Doctoral Thesis, University of London, **2012**.

Sánchez, M.G., McClay, K.R., King, A.R., Wijbrams, J.R., Cenozoic crustal extension and its relationship to porphyry Cu-Au-(Mo) and epithermal Au-(Ag) mineralization in the Biga peninsula, northwestern Turkey: Society of Economic Geologists Special Publication, 19 (**2016**) 113–156.

Defant, M. J. and Drummond, M. S., Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere: nature, 347(6294) (**1990**) 662-665.

Sarı, R., Alpan, T., Pehlivan, N. ve Bulut, M., Bergama ve çevresinin genel jeokimya etüt raporu, M.T.A Derleme Raporu, No:10302. **1996**.

Selby, David, and Robert A. Creaser., Re-Os geochronology and systematics in molybdenite from the Endako porphyry molybdenum deposit, British Columbia, Canada: Economic Geology 96.1 (**2001**) 197-204.

Seyitoğlu, G. and Scott, B. C., Age of the Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications: Geological Journal, 31(1) (**1996**) 1-11.

Shen, J.J., Papanastassiou, D.A., and Wasserburg, G.J., Precise Re-Os determinations and systematics of iron meteorites: Geochimica et Cosmochimica Acta, (15) (**1996**) 2887–2900.

Shirey, S. B., and Walker, R. J., Carius tube digestion for low-blank rhenium-osmium analysis: Analytical Chemistry 67.13 (**1995**) 2136-2141.

Sillitoe, R. H., Porphyry copper systems, Economic geology, 105.1 (**2010**) 3-41.

Siyako, M., and O. Huvaz., Eocene stratigraphic evolution of the Thrace Basin, Turkey: Sedimentary Geology, 198.1-2 (**2007**) 75-91.

Siyako, M., Bürkan, K. A. and Okay, A. İ., Biga ve Gelibolu yarımadalarının Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. TPJD bülteni, 1(3) (**1989**) 183-199.

Smoliar, M.I., Walker, R.J., and Morgan, J.W., Re-Os ages of group IIA, IIIA, IVA, and IVB iron meteorites: Science, v. 271, p. **1996** 1099–1102

Sun, S-S., and William F. McDonough., Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: Geological Society, London, Special Publications 42.1 (**1989**) 313-345.

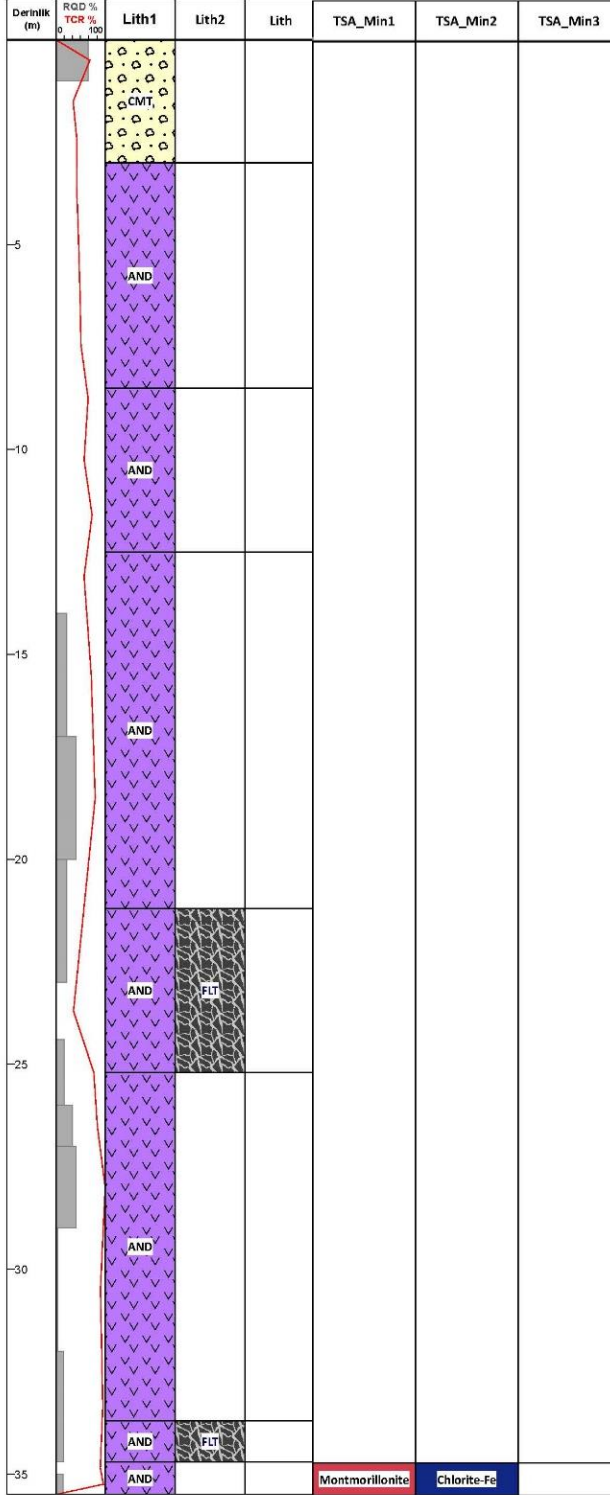
Şengör, A. C. and Yılmaz, Y., Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach: Tectonophysics, 75.3-4 (**1981**) 181-241.

Temel, A., Yürür, T., Alıcı, P., Varol, E., Gourgaud, A., Bellon, H. and Demirbağ, H., Alkaline series related to Early-Middle Miocene intra-continental rifting in a collision zone: An example from Polatlı, Central Anatolia, Turkey: Journal of Asian Earth Sciences, 38(6) (**2010**) 289-306.

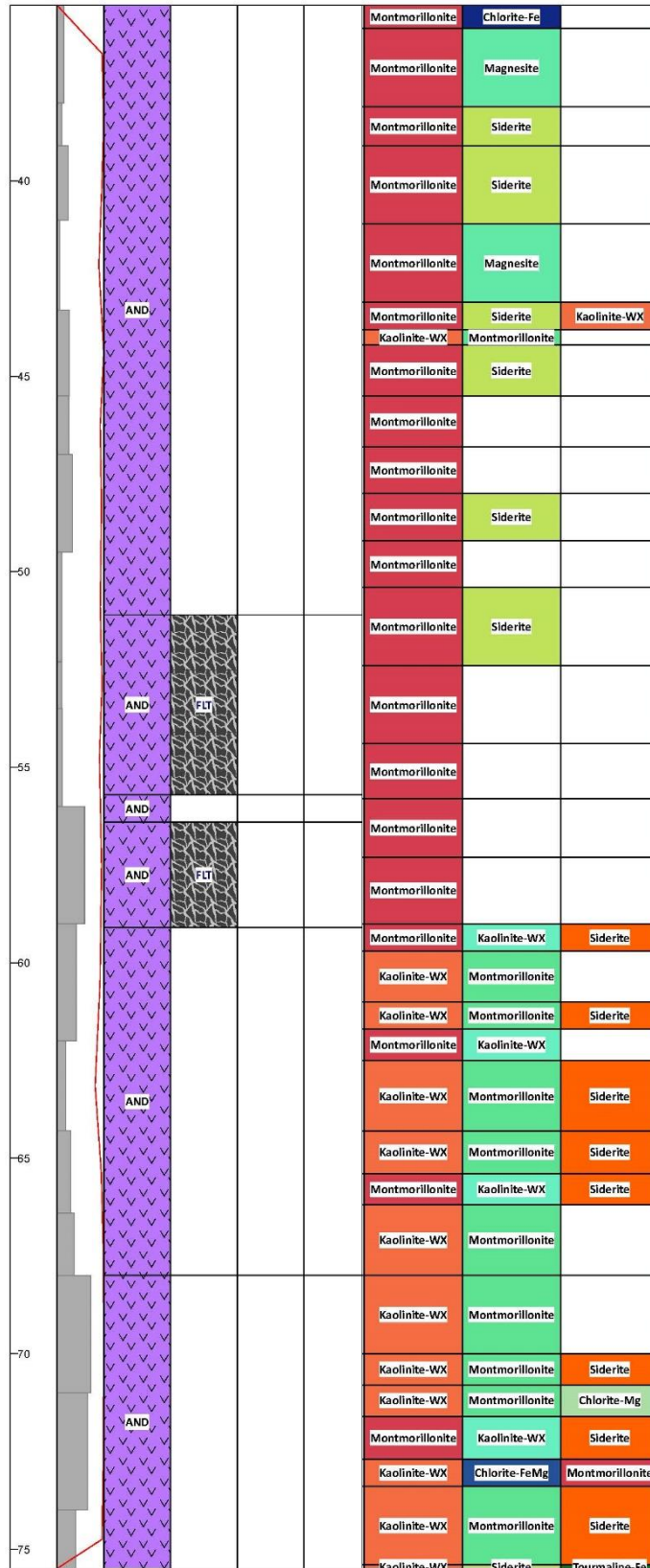
- Ünal, Ezgi, Nilgün Güleç, and İlkay Kuscı: High Sulfidation Epithermal Deposits: A Case Study From Nw Turkey, Bıga Peninsula, **(2010)**.
- Varol, E., Temel, A., Gourgaud, A. and Bellon, H., Early Miocene adakite-like volcanism in the Balkuyumcu region, central Anatolia, Turkey: Petrology and geochemistry: Journal of Asian Earth Sciences, 30(5-6), **(2007)** 613-628.
- Varol, E., Temel, A., Yürür, T., Gourgaud, A., and Bellon, H., Petrogenesis of the Neogene bimodal magmatism of the Galatean volcanic province, Central Anatolia, Turkey: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 280 **(2014)** 14-29.
- Völkening, J., Thomas W. and Heumann, K. G., Osmium isotope ratio determinations by negative thermal ionization mass spectrometry: International Journal of Mass Spectrometry and Ion Processes, 105.2 **(1991)** 147-159.
- Wilson, M., Igneous Petrogenesis, Unwin Hyman Ltd., London, UK, **1989**, 466p.
- Winchester, John A., and Peter A. Floyd., Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: Chemical geology 20 **(1977)** 325-343.
- Yalçinkaya, S. ve Afşar., Geology of Mustafakemalpaşa (Bursa) region, MTA report (unpublished), **1980** No: 6717.
- Yavuz, O. ve Çiftçi, E., Balya (Balıkesir) Pb-Zn Kompleks Sistemi – Cevher Mineralojisi ve Jeokimyasal Özellikleri. 65.Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, **(2012)** 412-413
- Yılmaz, Y., An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey." In Tectonic evolution of the Tethyan region, Springer, Dordrecht, **1989**, pp. 159-189.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Karacık, Z. and Altunkaynak, Ş., Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance: Journal of Geodynamics, 31(3) **(2001)** 243-271.
- Yılmaz, E., Güleç, N., Kuşcu, İ. and Lentz, D. R., Geology, geochemistry, and geochronology of Fe-oxide Cu ($\pm$ Au) mineralization associated with Şamlı pluton, western Turkey: Ore Geology Reviews, 57 **(2014)** 191-215.
- Yiğit, O., A prospective sector in the Tethyan Metallogenic Belt: Geology and geochronology of mineral deposits in the Biga Peninsula, NW Turkey: Ore Geology Reviews, 46 **(2012)** 118-148.

EKLER

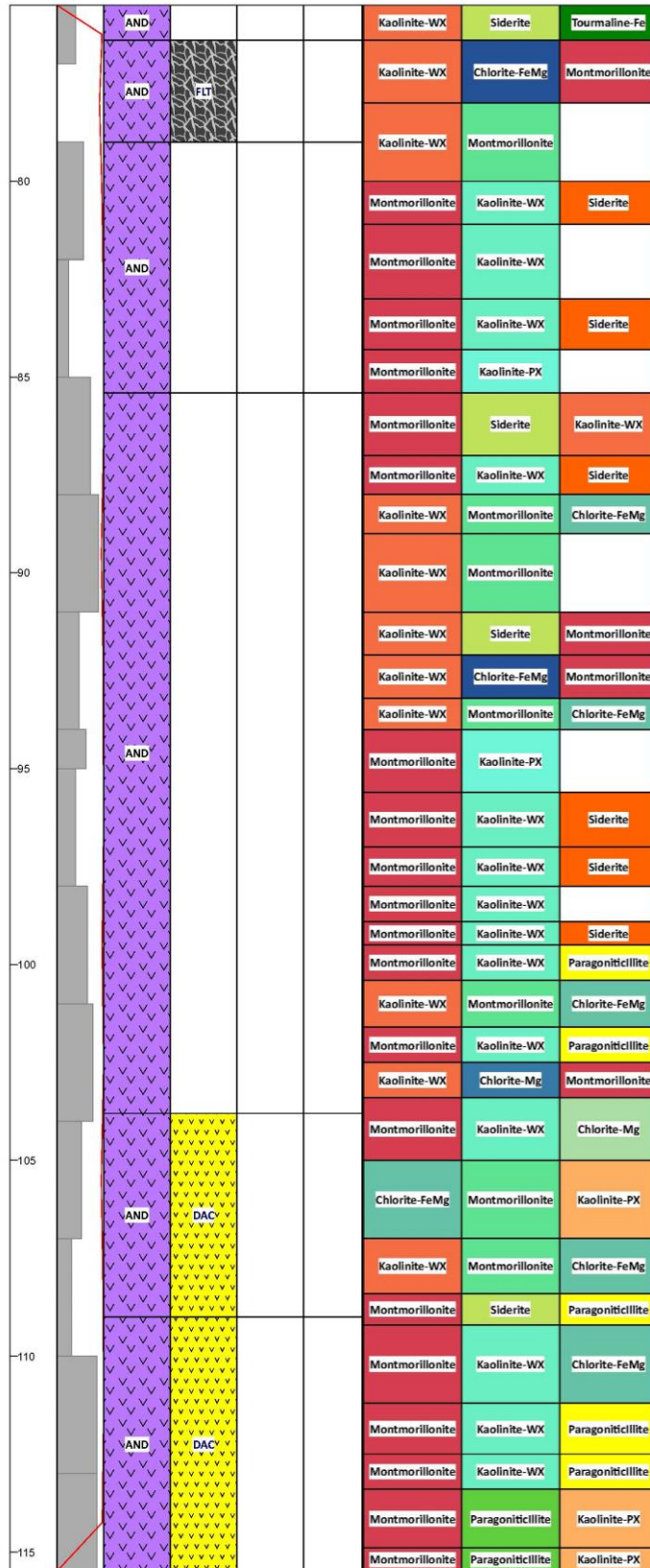
EK 1 – TerraSpec okuması çözümlemeleri



EK 1 – Devam ediyor.



EK 1 – Devam ediyor.



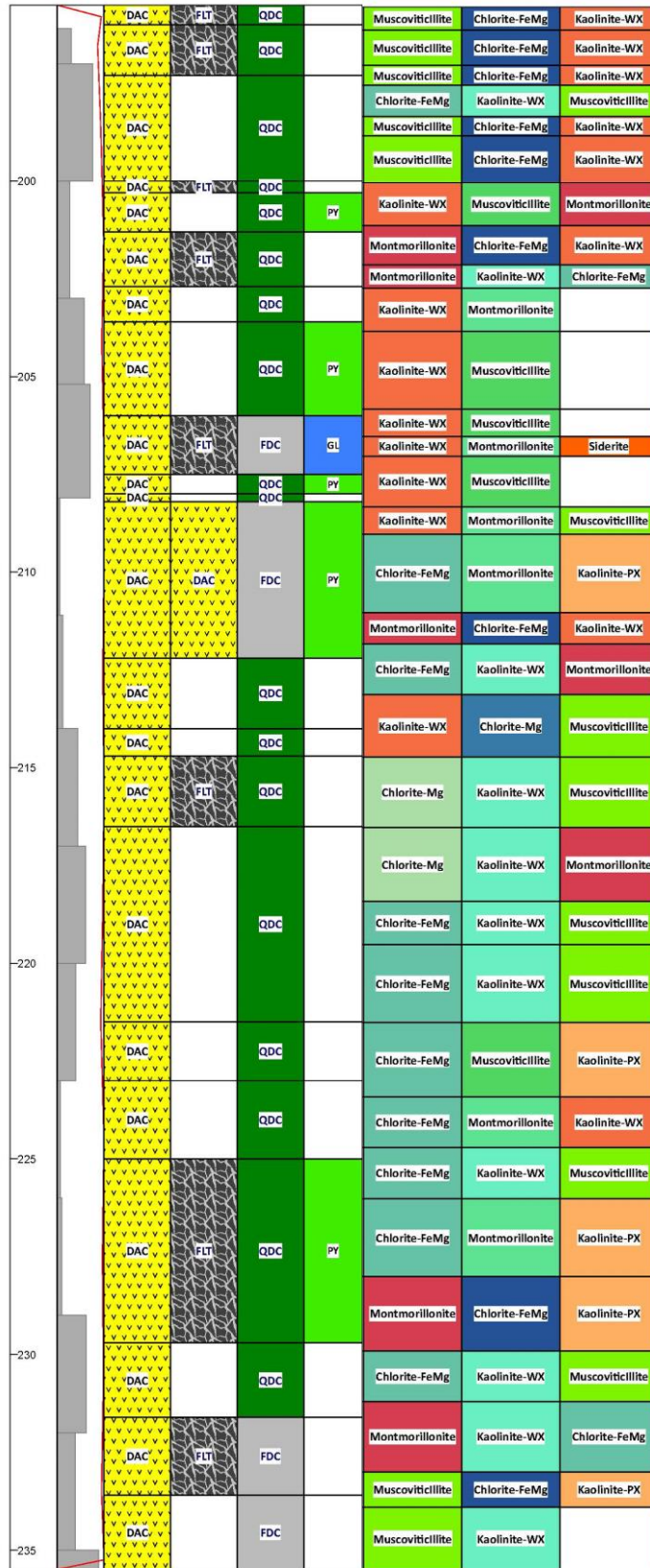
EK 1 – Devam ediyor.

	AND	DAC			Montmorillonite	Paragoniticillite	
					Montmorillonite	Paragoniticillite	
			FDC	PY	Montmorillonite	Paragoniticillite	
					Montmorillonite	Paragoniticillite	
-120	DAC		FDC		Dickite	Tourmaline-Fe	
	DAC	FLT	FDC	GL	Pyrophyllite	Dickite	
	DAC				Dickite		
					Kaolinite-WX	Nacrite	Muscoviticillite
-125	DAC	AND	FDC		Montmorillonite	Kaolinite-WX	Chlorite-FeMg
					Montmorillonite	Kaolinite-WX	Chlorite-FeMg
					Montmorillonite	Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX
-130	DAC	AND	FDC		Montmorillonite	Chlorite-FeMg	Paragoniticillite
					Montmorillonite	Kaolinite-WX	Chlorite-FeMg
					Montmorillonite	Chlorite-FeMg	Muscoviticillite
-135					Muscoviticillite	Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX
					Muscoviticillite	Montmorillonite	
					Montmorillonite	Chlorite-FeMg	Muscoviticillite
-140	AND	DAC			Montmorillonite	Siderite	
					Chlorite-FeMg	Montmorillonite	Muscoviticillite
					Montmorillonite	Chlorite-Mg	Kaolinite-WX
-145					Montmorillonite	Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX
					Montmorillonite	Siderite	Muscoviticillite
					Montmorillonite	Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX
-150	DAC	AND	FDC		Montmorillonite	Muscoviticillite	Chlorite-Mg
					Montmorillonite	Siderite	Kaolinite-WX
					Montmorillonite	Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX
					Montmorillonite	Chlorite-FeMg	Kaolinite-WX
-155					Montmorillonite	Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX

EK 1 – Devam ediyor.

	DAC	AND	FDC		Montmorillonite	Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX
					Montmorillonite	Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX
					Montmorillonite	Kaolinite-WX	Chlorite-FeMg
160	DAC	AND	FDC		Montmorillonite	Chlorite-FeMg	Kaolinite-WX
					Montmorillonite	Kaolinite-PX	
					Muscoviticillite	Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX
	DAC	AND	FDC	py	Muscoviticillite	Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX
165					Muscoviticillite	Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX
					Muscoviticillite	Kaolinite-WX	
	AND	DAC		py	Montmorillonite	Kaolinite-WX	
					Kaolinite-WX	Montmorillonite	
170					Chlorite-FeMg	Montmorillonite	Kaolinite-WX
					Siderite	Montmorillonite	
					Montmorillonite	Chlorite-FeMg	Kaolinite-WX
					Montmorillonite	Siderite	Kaolinite-WX
					Montmorillonite	Chlorite-Mg	Kaolinite-WX
175	DAC	AND	FDC		Siderite	Montmorillonite	
					Montmorillonite	Siderite	Chlorite-FeMg
					Montmorillonite	Chlorite-Mg	
					Montmorillonite	Siderite	Chlorite-FeMg
180					Montmorillonite	Siderite	
					Montmorillonite	Siderite	
	DAC	AND	FDC		Chlorite-FeMg	Montmorillonite	Kaolinite-PX
					Montmorillonite	Siderite	Chlorite-FeMg
185					Chlorite-FeMg	Muscoviticillite	
					Chlorite-FeMg	Muscoviticillite	
	DAC	AND	FDC		Muscoviticillite	Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX
190					Chlorite-FeMg	Montmorillonite	Muscoviticillite
					Chlorite-FeMg	Montmorillonite	
	DAC	AND	FDC		Chlorite-FeMg	Muscoviticillite	Montmorillonite
	DAC	AND	FDC		Muscoviticillite	Chlorite-FeMg	
195	DAC	FTI	QDC		Chlorite-FeMg	Montmorillonite	Kaolinite-PX
					Muscoviticillite	Chlorite-FeMg	Kaolinite-WX

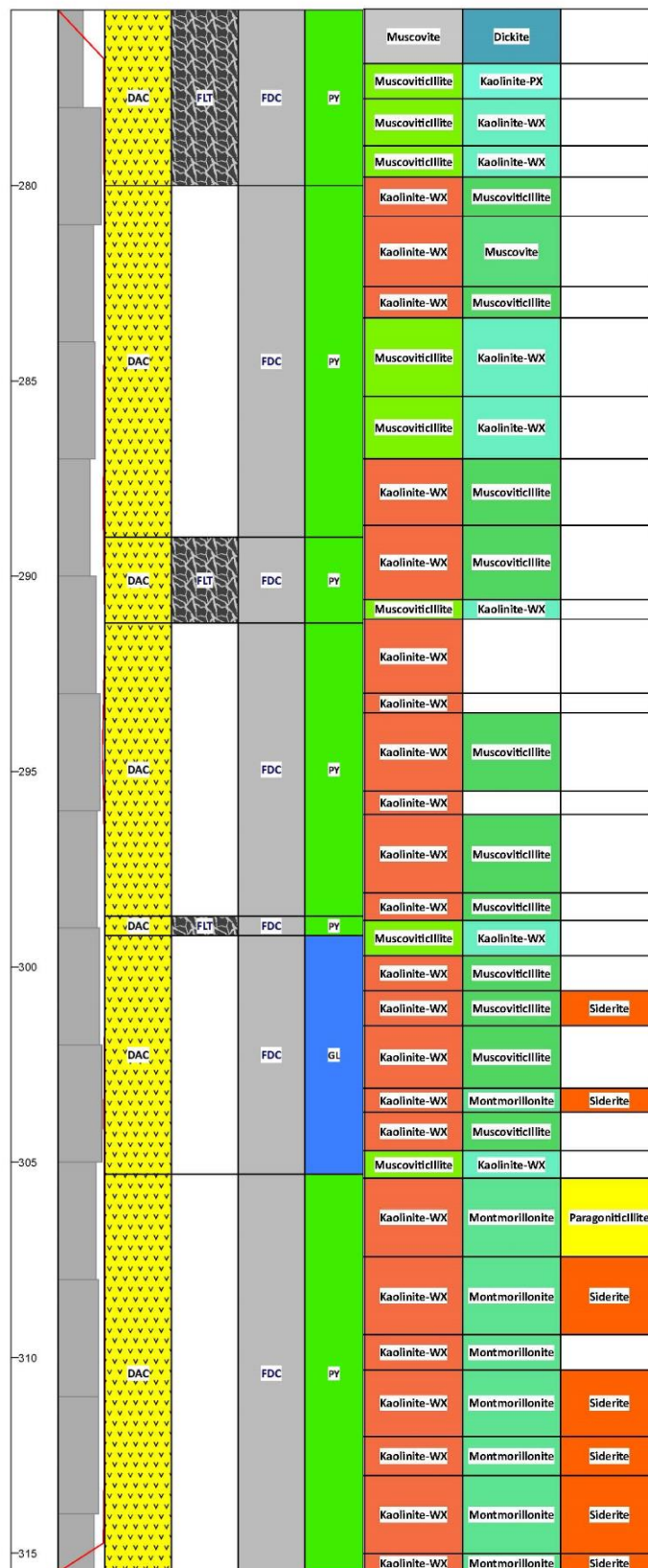
EK 1 – Devam ediyor.



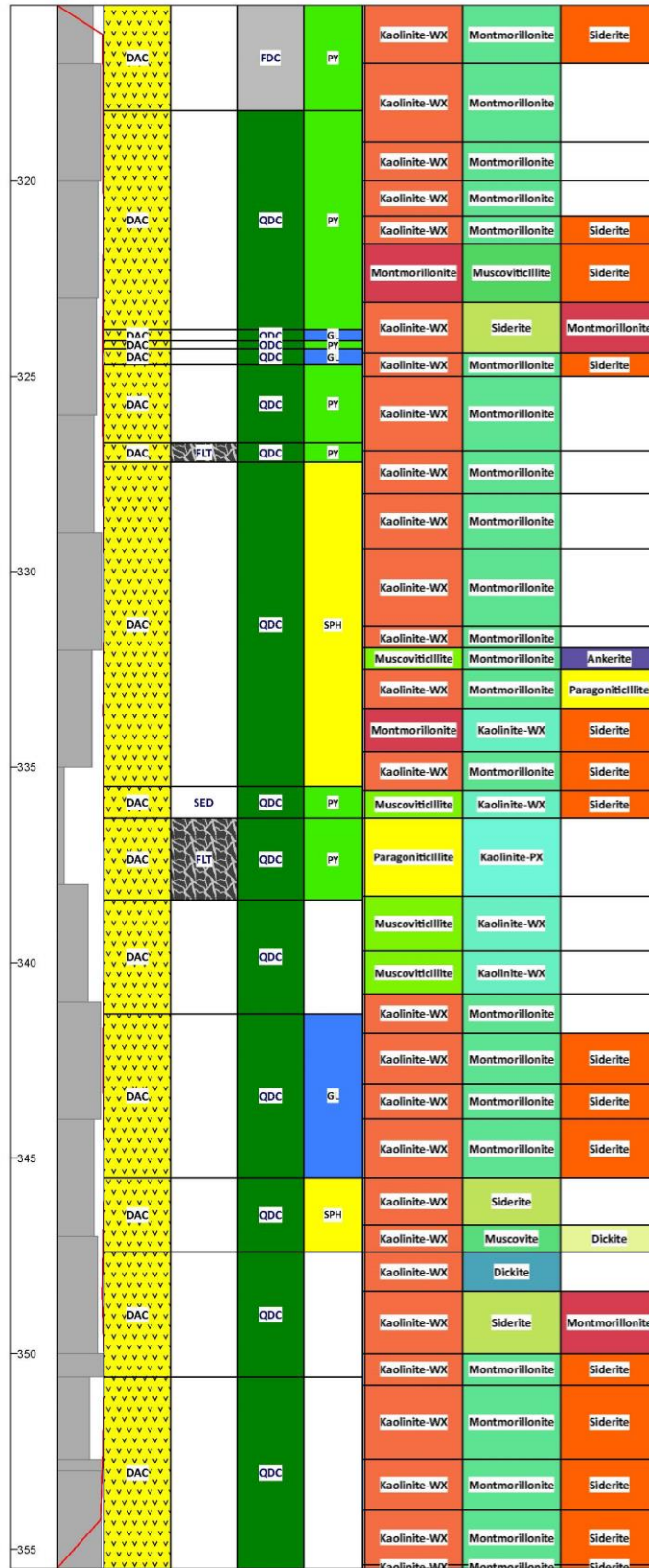
EK 1 – Devam ediyor.

					Muscoviticillite	Kaolinite-WX	
					Muscoviticillite	Kaolinite-WX	
				GL	Muscoviticillite	Kaolinite-WX	
					Kaolinite-WX	Muscoviticillite	
					Muscovite	Kaolinite-WX	
					Kaolinite-WX	Muscoviticillite	
					Kaolinite-WX	Muscoviticillite	Montmorillonite
					Kaolinite-WX	Muscoviticillite	
					Montmorillonite	Muscoviticillite	Siderite
					Montmorillonite	Kaolinite-WX	Siderite
					Montmorillonite	Kaolinite-WX	Chlorite-FeMg
					Montmorillonite	Kaolinite-WX	Chlorite-FeMg
					Montmorillonite	Kaolinite-WX	Chlorite-Mg
					Montmorillonite	Kaolinite-WX	Siderite
					Montmorillonite	Kaolinite-WX	Siderite
					Montmorillonite	Kaolinite-WX	
					Montmorillonite	Kaolinite-WX	
					Montmorillonite	Kaolinite-WX	Siderite
					Kaolinite-WX	Montmorillonite	
					Kaolinite-WX	Montmorillonite	Siderite
					Montmorillonite	Kaolinite-WX	Siderite
					Muscoviticillite	Montmorillonite	Kaolinite-WX
					Montmorillonite	Kaolinite-WX	Muscoviticillite
					Montmorillonite	Kaolinite-WX	Muscoviticillite
					Montmorillonite	Kaolinite-WX	Muscoviticillite
					Montmorillonite	Kaolinite-WX	Muscoviticillite
					Kaolinite-WX	Montmorillonite	
					Kaolinite-WX	Montmorillonite	
					Kaolinite-WX	Montmorillonite	
					Kaolinite-WX	Muscoviticillite	
					Kaolinite-WX	Muscoviticillite	
					Muscovite	Dickite	

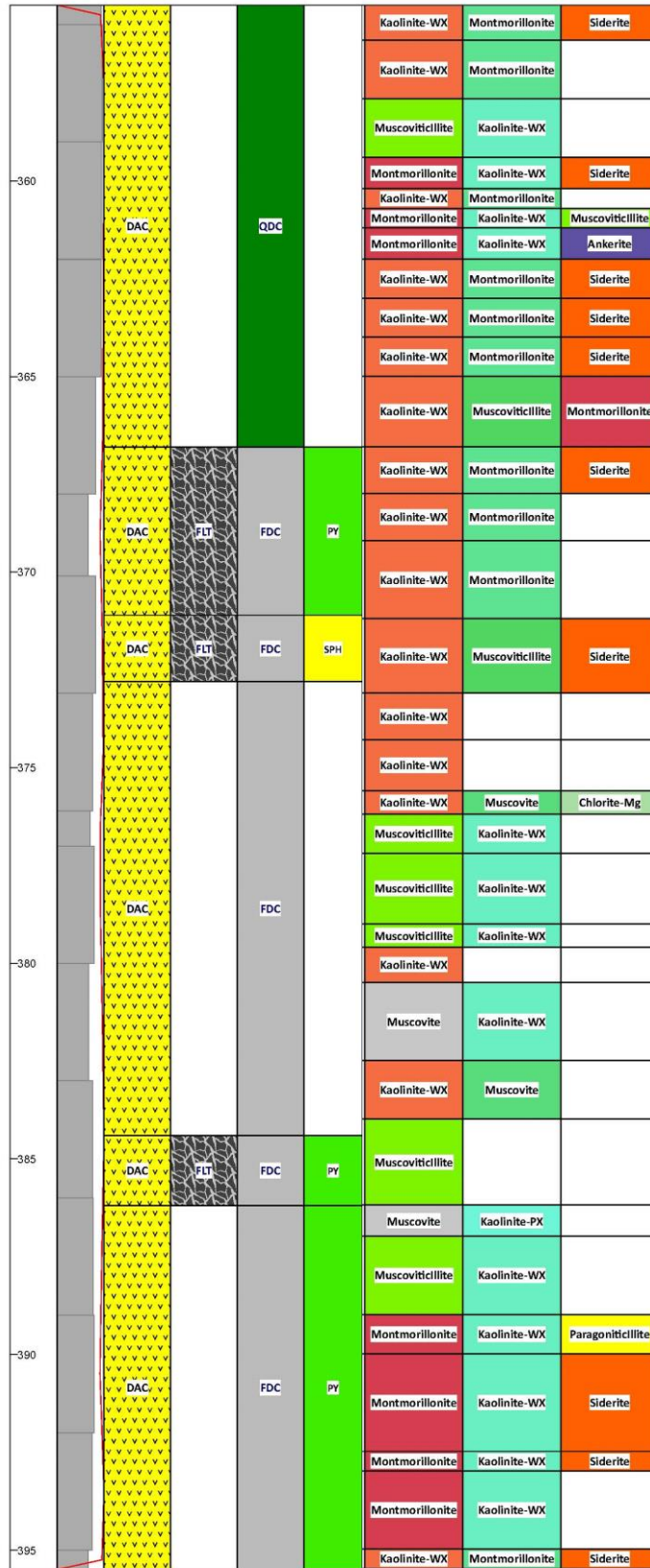
EK 1 – Devam ediyor.



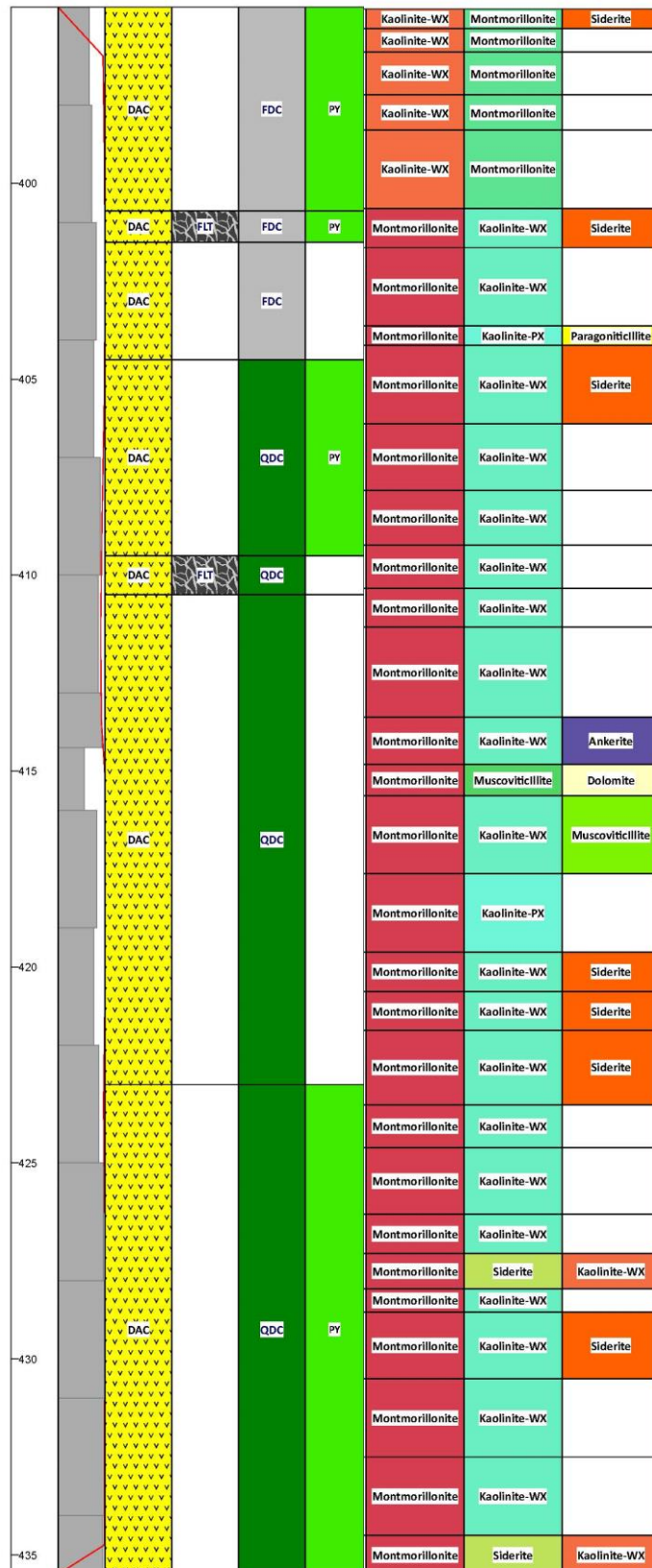
EK 1 – Devam ediyor.



EK 1 – Devam ediyor.



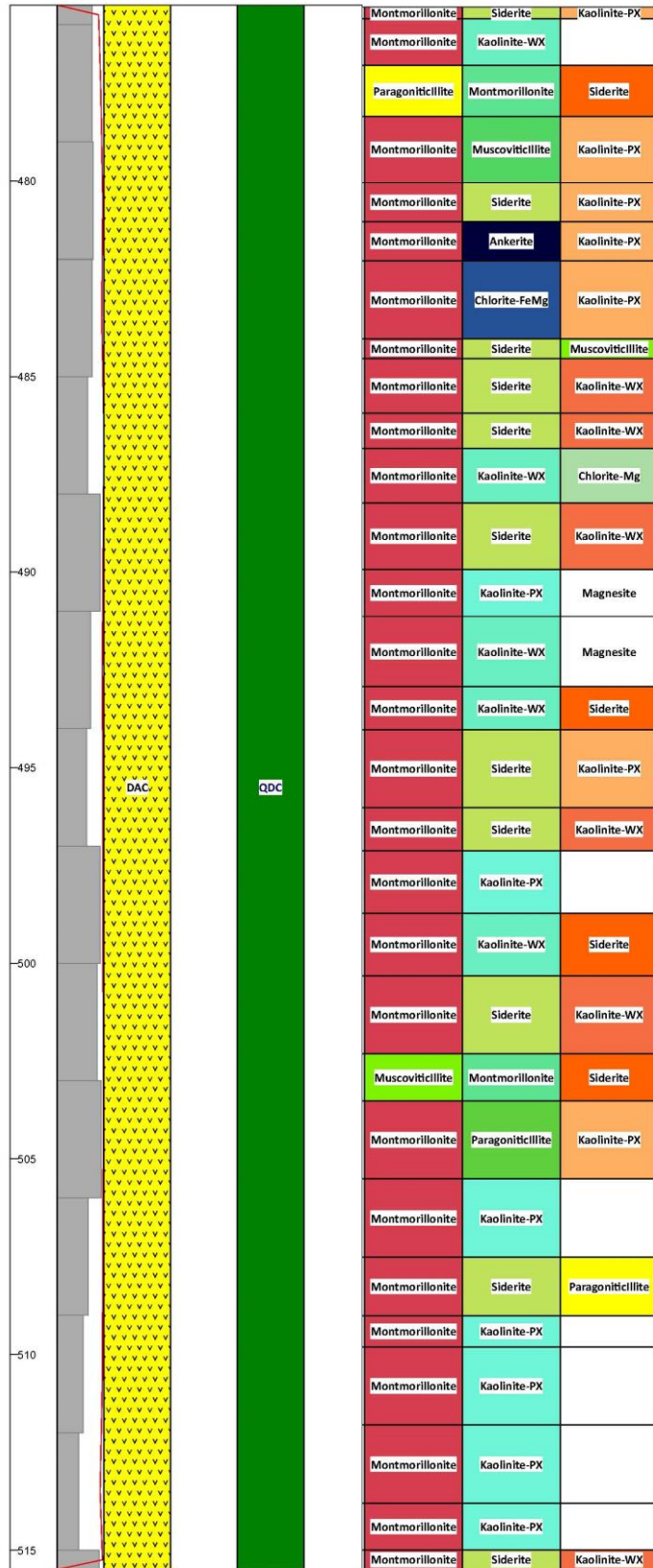
EK 1 – Devam ediyor.



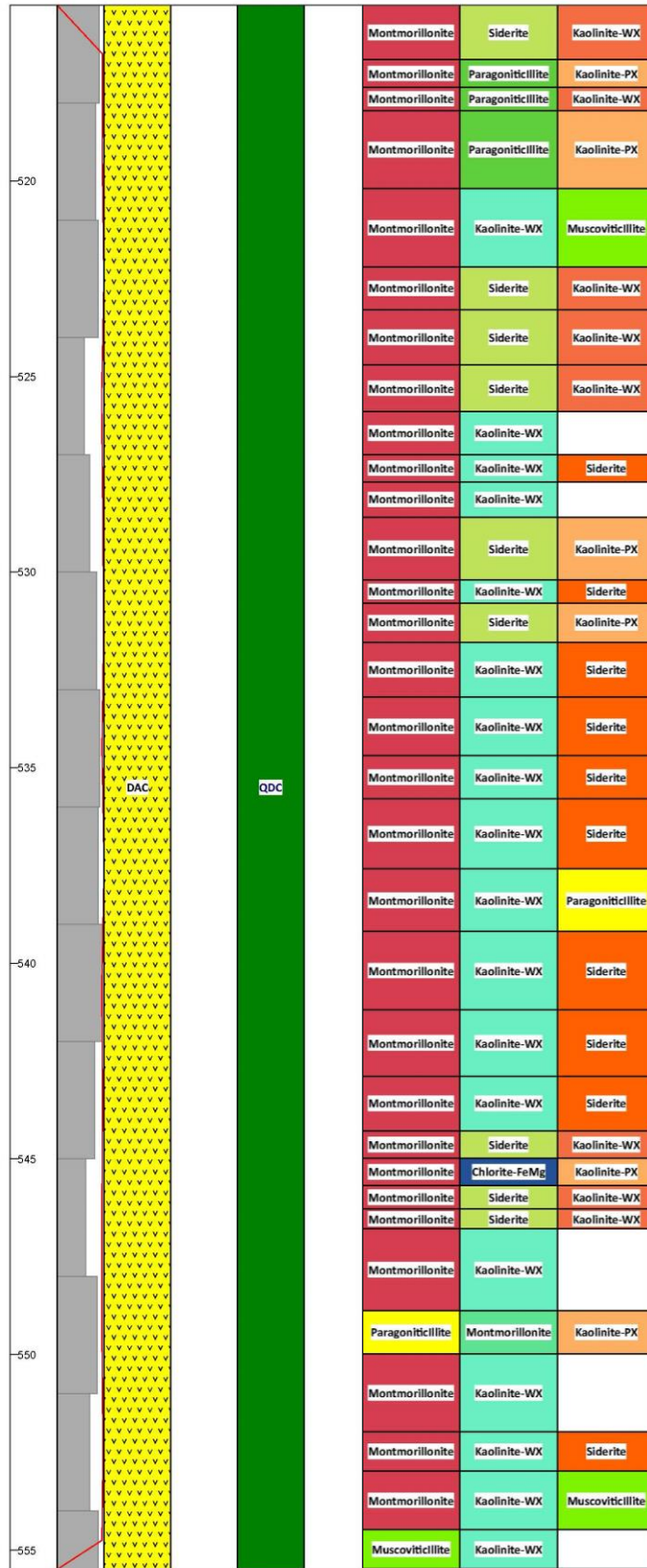
EK 1 – Devam ediyor.

				Montmorillonite	Siderite	Kaolinite-WX
				Montmorillonite	Kaolinite-WX	
				Montmorillonite	Kaolinite-WX	
				Montmorillonite	Kaolinite-WX	
				Montmorillonite	Kaolinite-WX	
				Montmorillonite	Kaolinite-WX	Magnetite
				Montmorillonite	Kaolinite-PX	
				Montmorillonite	Siderite	Kaolinite-WX
				Montmorillonite	Siderite	Kaolinite-WX
				Montmorillonite	Siderite	Kaolinite-WX
				Montmorillonite	Kaolinite-WX	
				Montmorillonite	Siderite	Kaolinite-WX
				Montmorillonite	Kaolinite-PX	
				Montmorillonite	Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX
				Siderite	Montmorillonite	
				Montmorillonite	Kaolinite-WX	Chlorite-Mg
				Montmorillonite	Chlorite-Mg	Kaolinite-WX
				Montmorillonite	Chlorite-Mg	Kaolinite-WX
				Chlorite-Mg	Kaolinite-WX	Montmorillonite
				Chlorite-FeMg	Montmorillonite	Kaolinite-PX
				Montmorillonite	Kaolinite-PX	
				Montmorillonite	Kaolinite-WX	
				Montmorillonite	Siderite	
				Montmorillonite	Siderite	
				Montmorillonite	Chlorite-Mg	Kaolinite-WX
				Montmorillonite	Siderite	Kaolinite-WX
				Montmorillonite	Chlorite-Mg	Kaolinite-WX
				Montmorillonite	Chlorite-Mg	Kaolinite-PX
				Montmorillonite	Siderite	
				Montmorillonite	Kaolinite-PX	
				Montmorillonite	Kaolinite-PX	
				Montmorillonite	Kaolinite-PX	
				Montmorillonite	Siderite	Kaolinite-WX
				Montmorillonite	Siderite	Kaolinite-WX
				Montmorillonite	Kaolinite-PX	Paragoniticillite
				Montmorillonite	Siderite	Kaolinite-WX
				Montmorillonite	Siderite	Kaolinite-PX

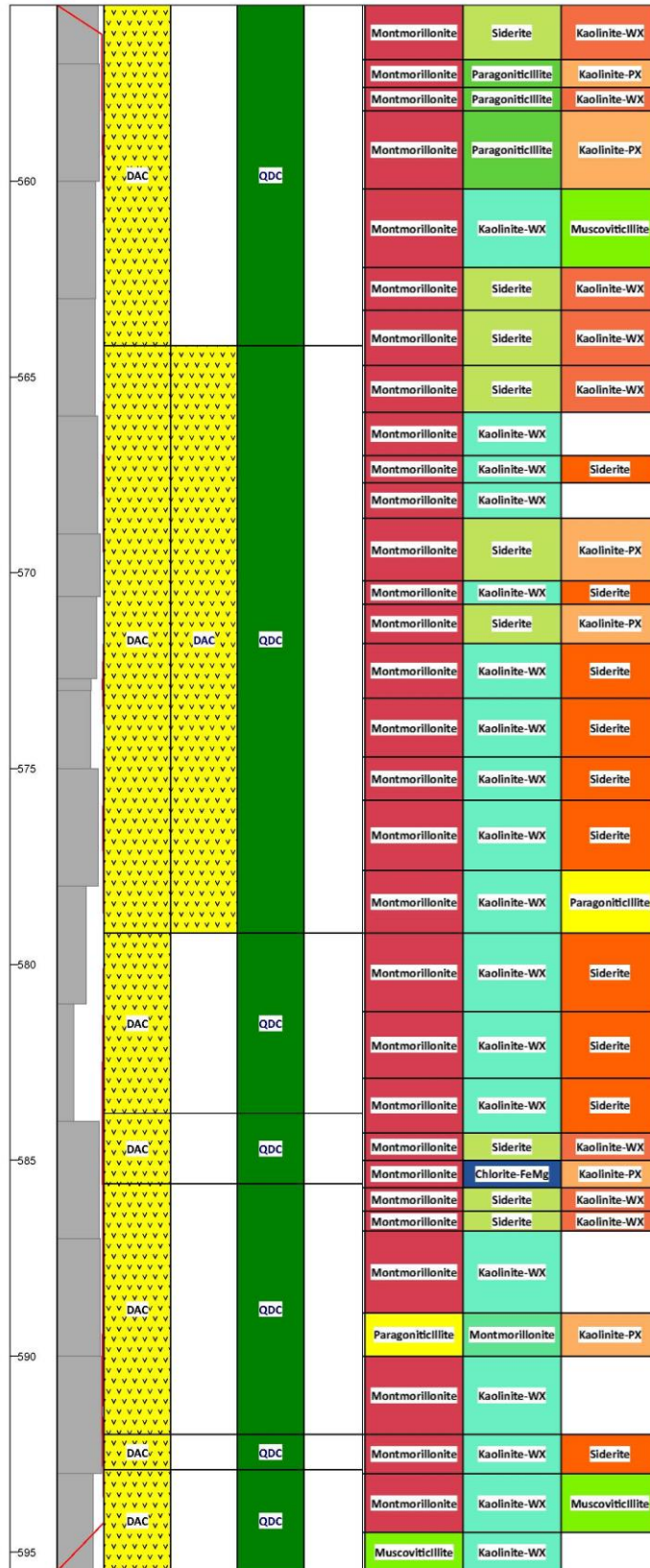
EK 1 – Devam ediyor.



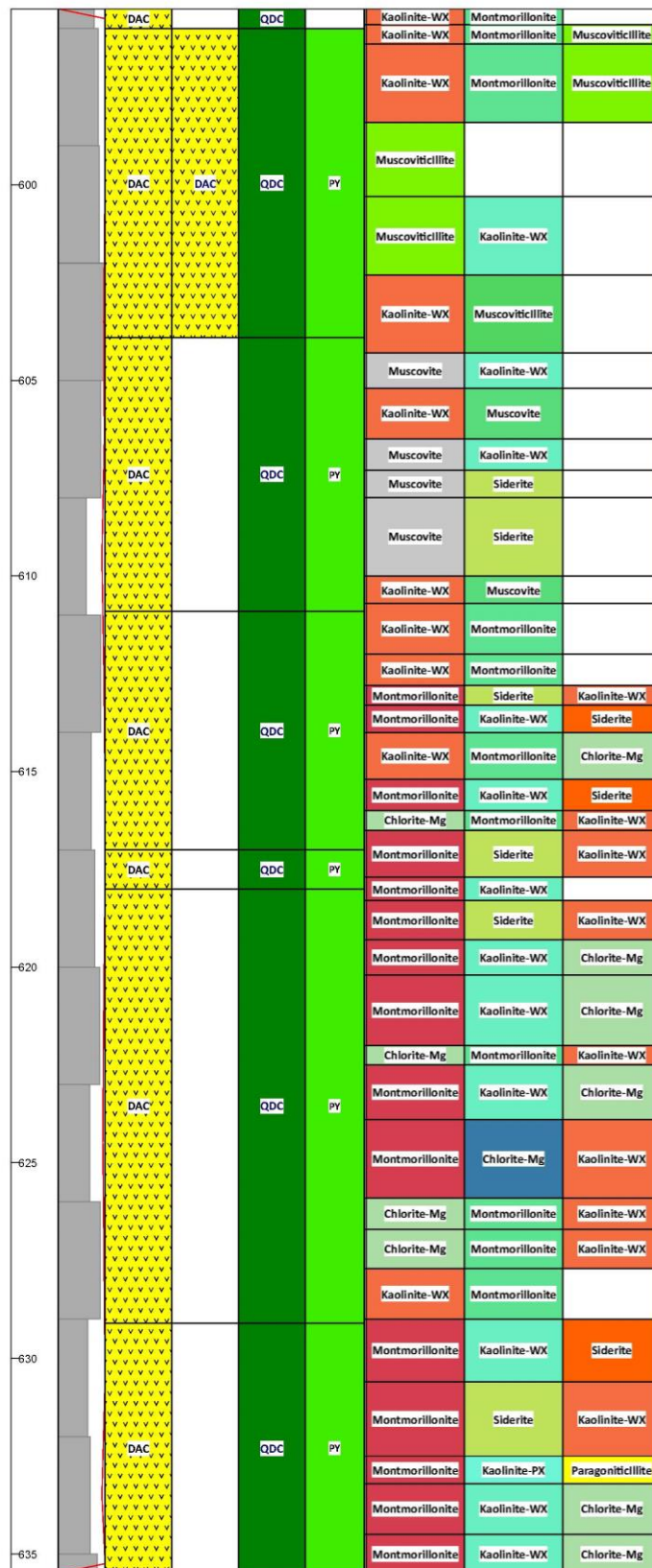
EK 1 – Devam ediyor.



EK 1 – Devam ediyor.



EK 1 – Devam ediyor.



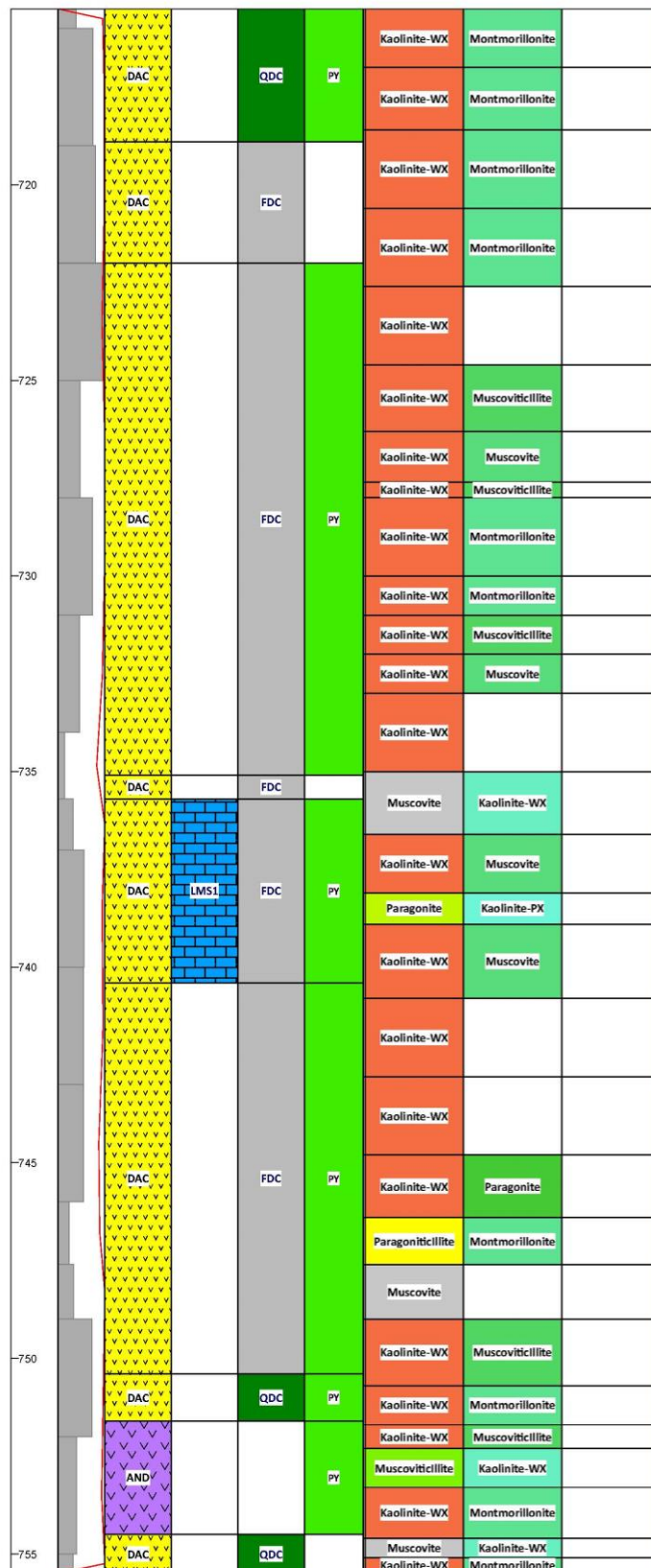
EK 1 – Devam ediyor.

				Montmorillonite	Kaolinite-WX	Chlorite-Mg
	DAC	QDC	PY	Montmorillonite	Kaolinite-PX	Paragoniticillite
				Montmorillonite	Kaolinite-WX	
				Montmorillonite	Chlorite-Mg	Kaolinite-WX
				Montmorillonite	Siderite	Kaolinite-WX
-640				Montmorillonite	Kaolinite-WX	Chlorite-Mg
	DAC	QDC		Montmorillonite	Kaolinite-WX	Chlorite-FeMg
				Montmorillonite	Kaolinite-WX	
-645				Montmorillonite	Kaolinite-WX	Siderite
	DAC	QDC	PY	Kaolinite-WX	Montmorillonite	
				Muscoviticillite	Dickite	
				Kaolinite-WX	Muscoviticillite	Siderite
-650				Kaolinite-WX	Montmorillonite	
				Kaolinite-WX	Montmorillonite	
				Muscoviticillite	Kaolinite-WX	
-655				Kaolinite-WX	Montmorillonite	Siderite
				Kaolinite-WX	Montmorillonite	Paragoniticillite
				Montmorillonite	Kaolinite-WX	Siderite
-660				Kaolinite-WX	Montmorillonite	
	DAC	QDC	PY	Montmorillonite	Kaolinite-WX	
				Montmorillonite	Kaolinite-WX	Siderite
-665				Montmorillonite	Kaolinite-WX	Ankerite
				Montmorillonite	Ankerite	Kaolinite-WX
				Kaolinite-WX	Montmorillonite	Paragoniticillite
-670				Montmorillonite	Kaolinite-WX	Paragoniticillite
				Montmorillonite	Kaolinite-WX	
				Montmorillonite	Kaolinite-PX	Paragoniticillite
				Montmorillonite	Kaolinite-WX	Paragoniticillite
-675				Montmorillonite	Ankerite	Paragoniticillite

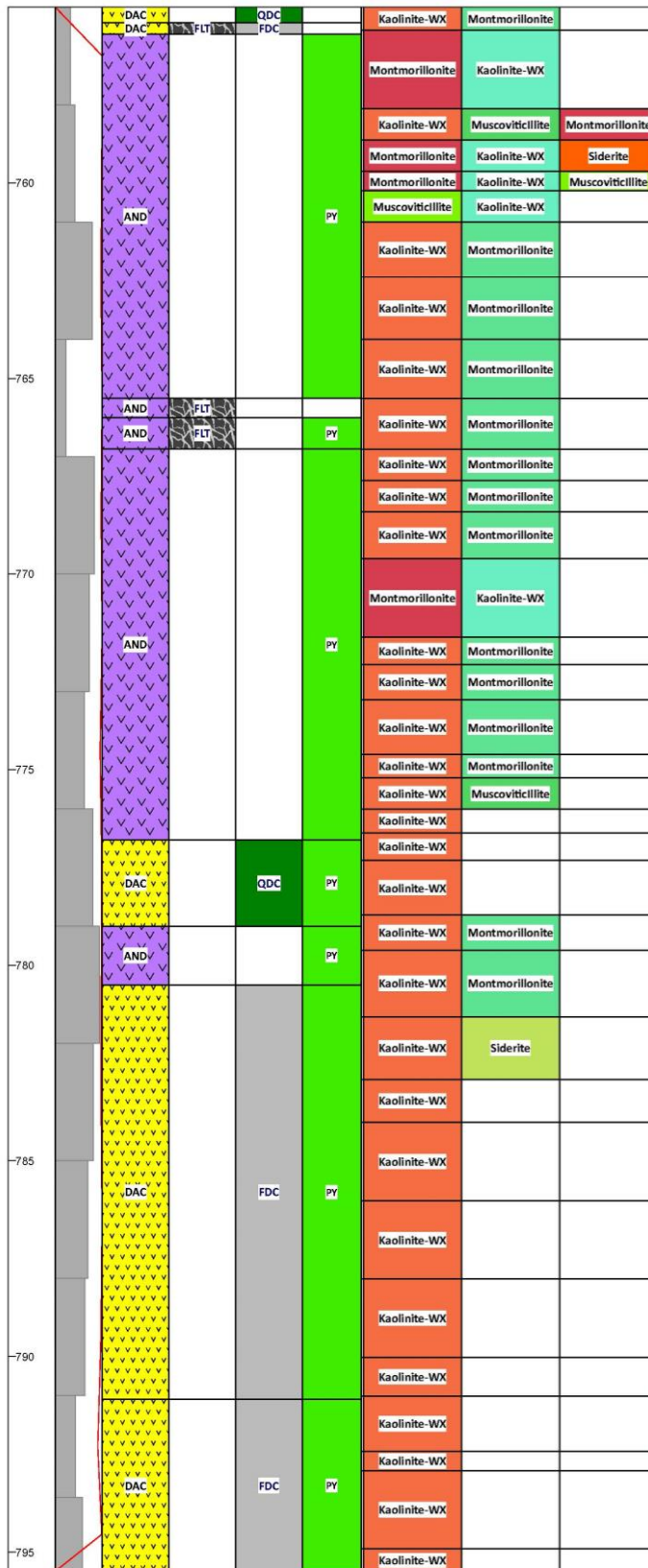
EK 1 – Devam ediyor.

				Montmorillonite	Ankerite	Paragoniticillite
				Montmorillonite	Kaolinite-WX	Siderite
				Montmorillonite	Kaolinite-WX	
				Montmorillonite	Kaolinite-WX	
				Montmorillonite	Kaolinite-WX	
				Montmorillonite	Kaolinite-WX	
				Montmorillonite	Muscoviticillite	Kaolinite-WX
				Montmorillonite	Kaolinite-WX	
				Kaolinite-WX	Montmorillonite	Paragoniticillite
				Muscoviticillite	Kaolinite-WX	
				Kaolinite-WX	Montmorillonite	Paragoniticillite
				Kaolinite-WX	Paragoniticillite	Montmorillonite
				Kaolinite-WX	Montmorillonite	Paragoniticillite
				Kaolinite-WX	Montmorillonite	Paragoniticillite
				Muscovite		
				Muscoviticillite	Kaolinite-WX	
				Kaolinite-WX	Muscoviticillite	
				Kaolinite-WX	Muscovite	
				Kaolinite-WX	Paragoniticillite	
				Kaolinite-WX		
				Kaolinite-WX	Montmorillonite	Paragoniticillite
				Kaolinite-WX	Montmorillonite	
				Kaolinite-WX	Montmorillonite	
				Kaolinite-WX	Paragoniticillite	
				Kaolinite-WX	Montmorillonite	Muscoviticillite
				Kaolinite-WX	Montmorillonite	
				Kaolinite-WX		
				Kaolinite-WX	Paragonite	
				Kaolinite-WX	Muscovite	
				Kaolinite-WX	Muscovite	
				Kaolinite-WX		
				Kaolinite-WX	Paragoniticillite	
				Kaolinite-WX	Paragoniticillite	
				Kaolinite-WX	Paragoniticillite	
				Kaolinite-WX	Muscovite	Nacrite
				Paragoniticillite	Pyrophyllite	Montmorillonite
				Paragoniticillite	Montmorillonite	Pyrophyllite

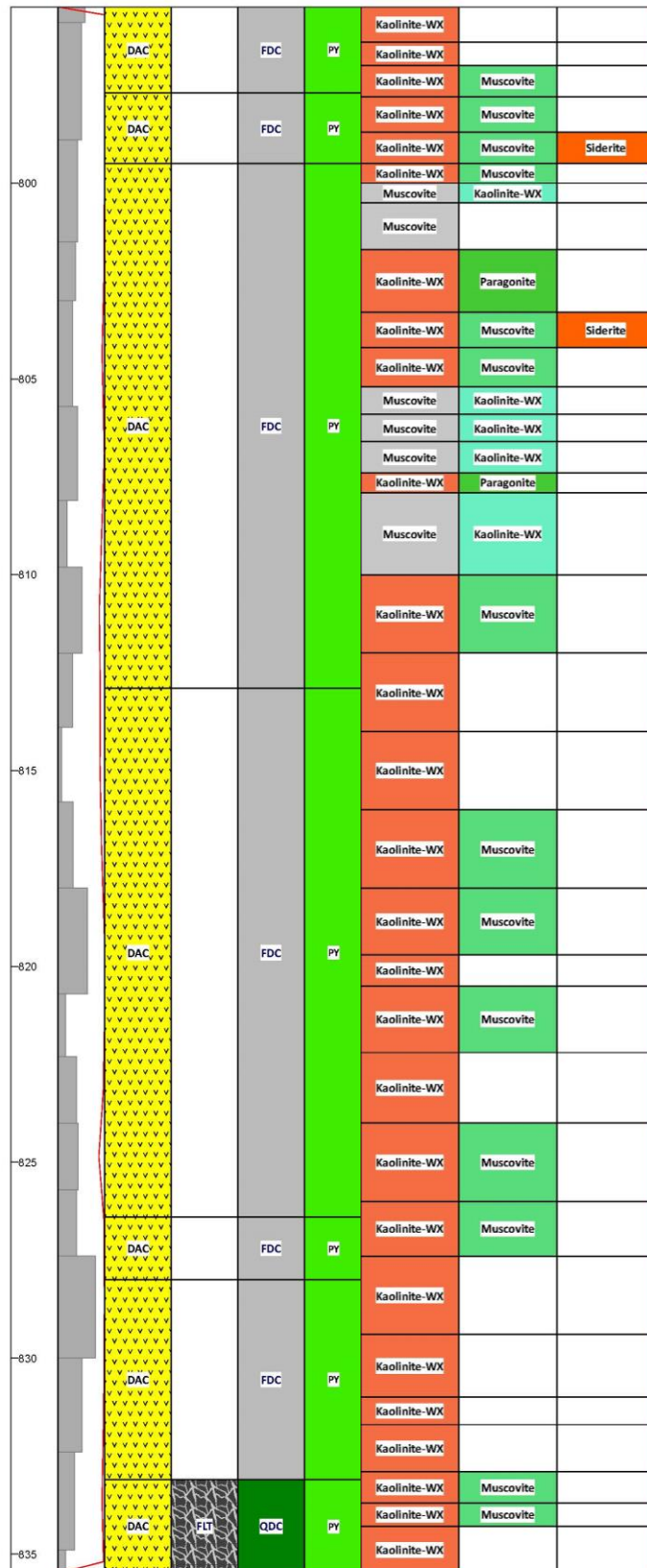
EK 1 – Devam ediyor.



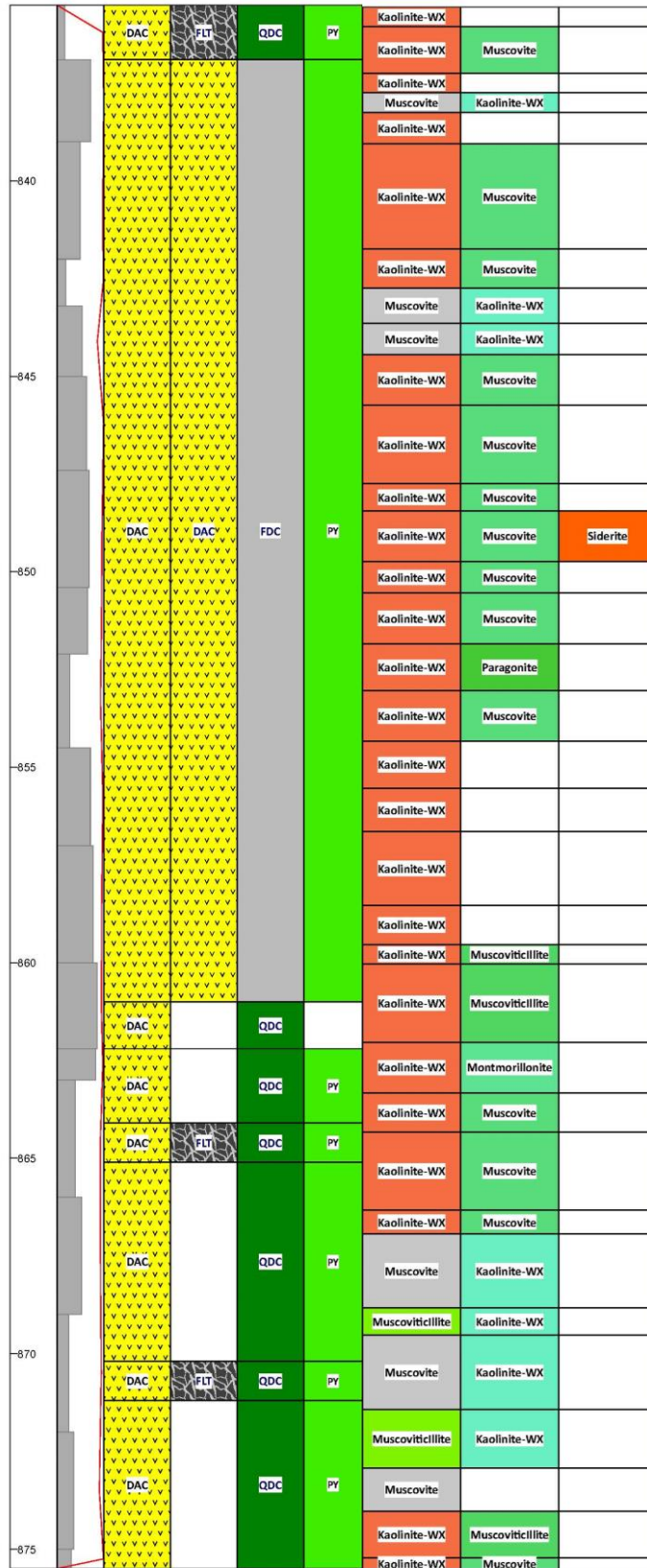
EK 1 – Devam ediyor.



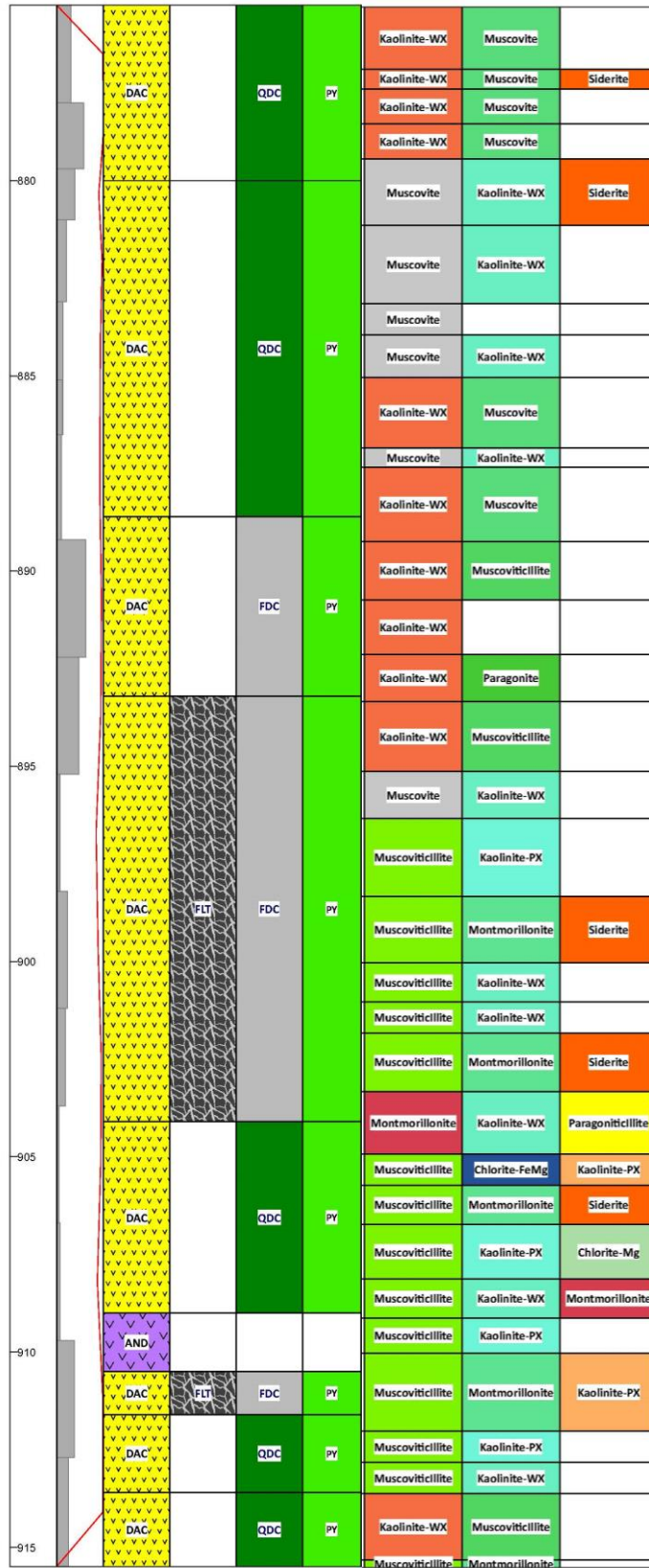
EK 1 – Devam ediyor.



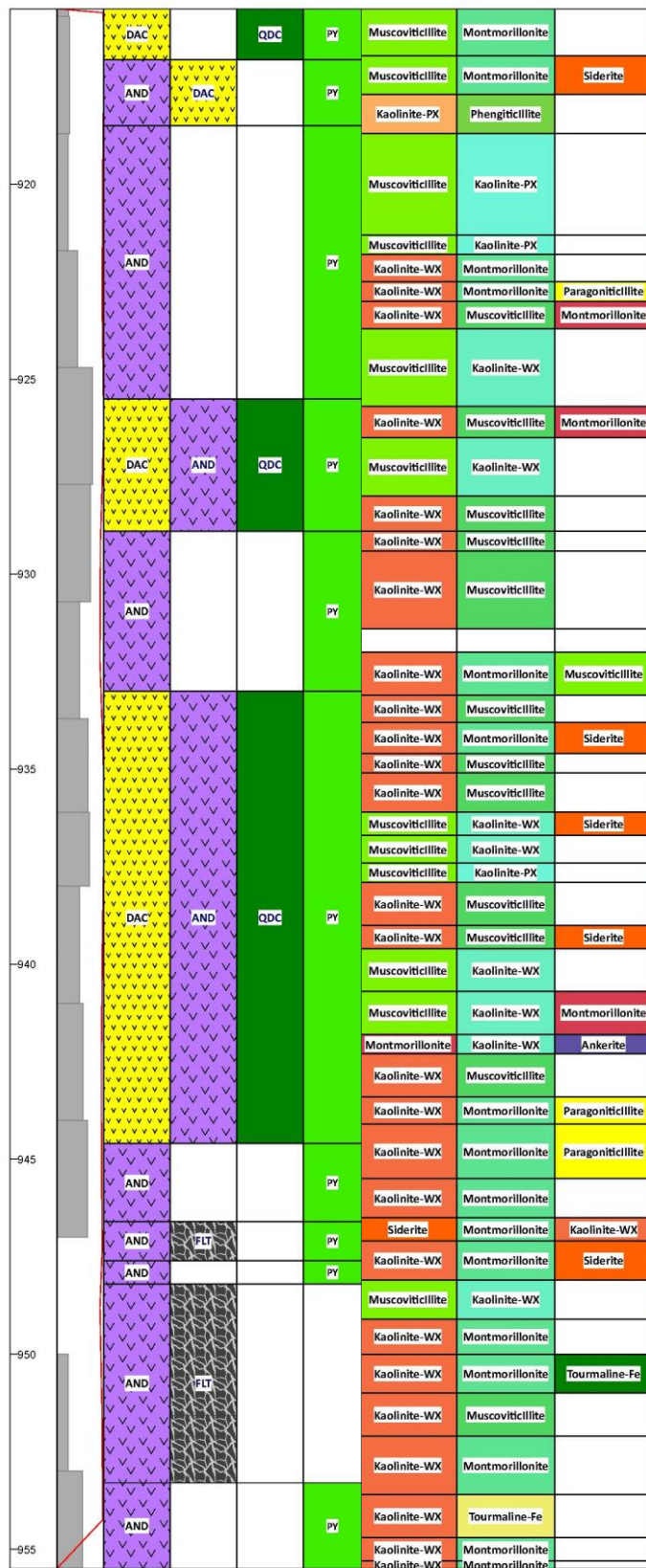
EK 1 – Devam ediyor.



EK 1 – Devam ediyor.



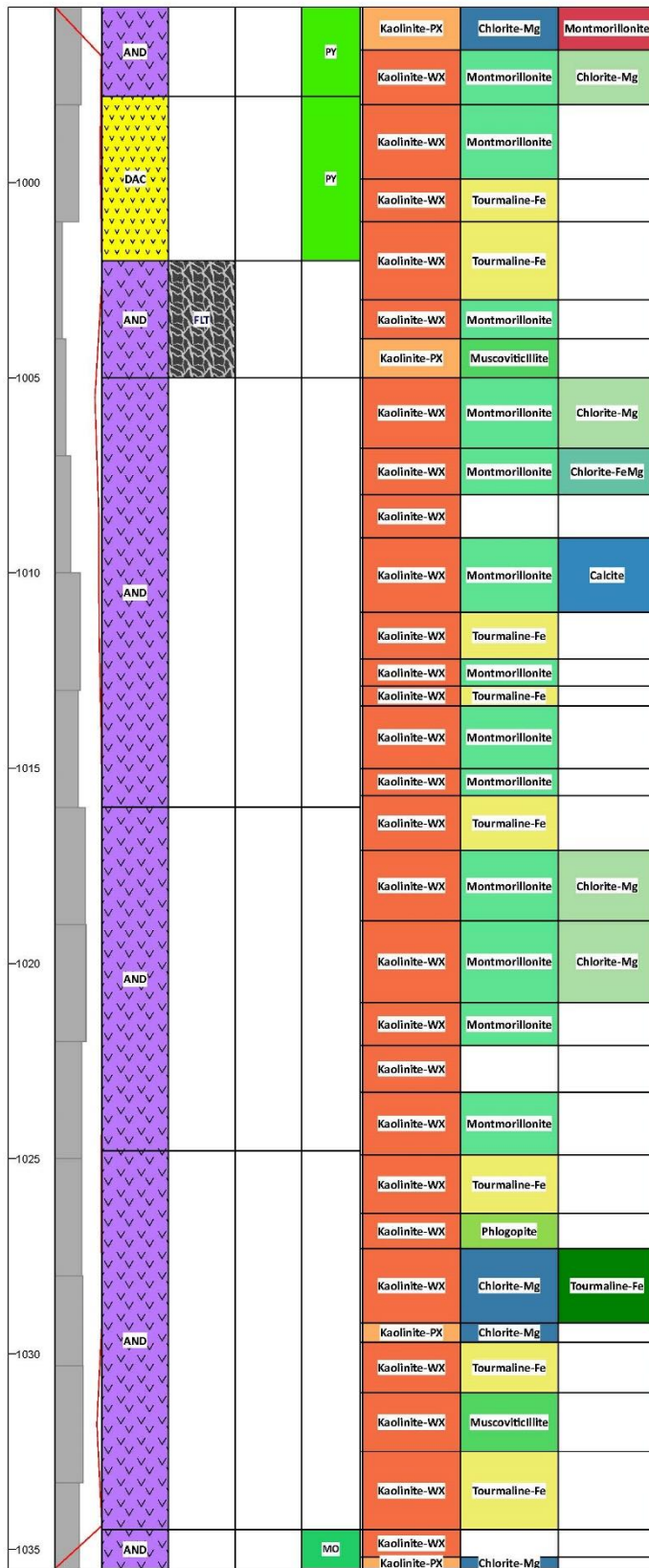
EK 1 – Devam ediyor.



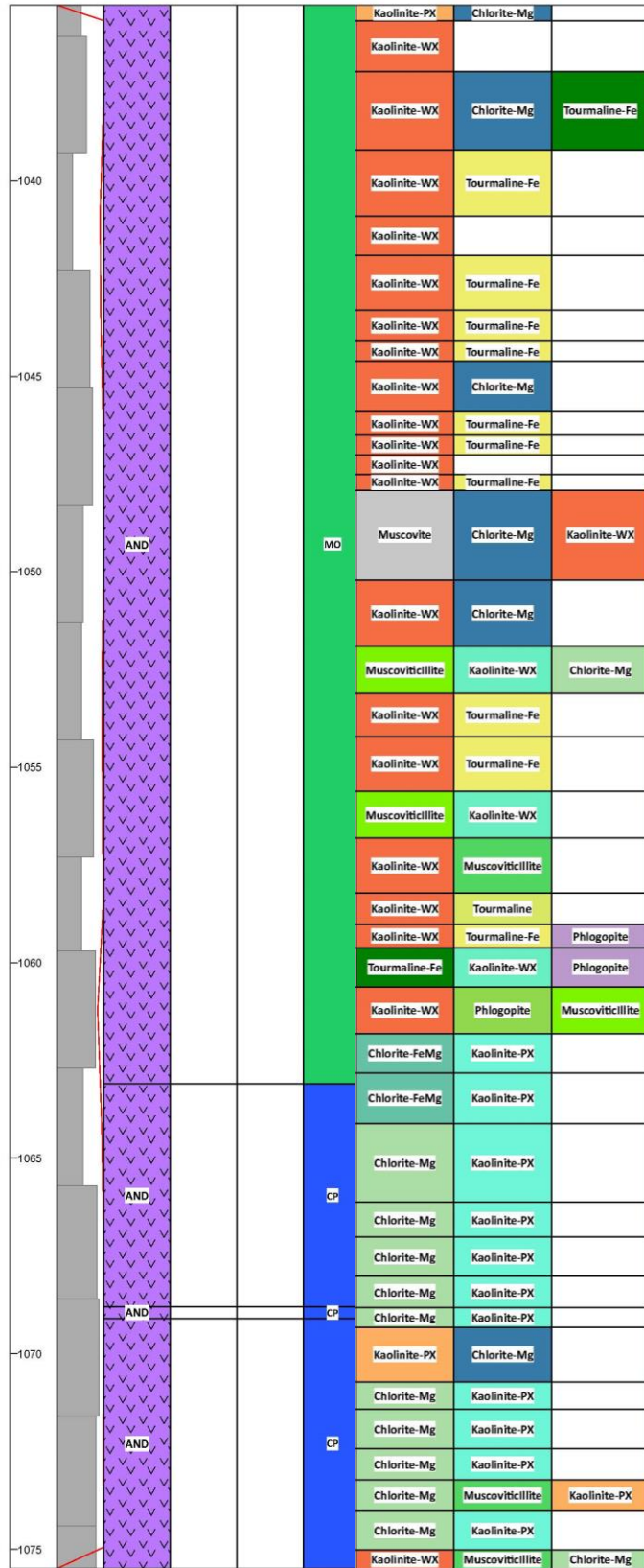
EK 1 – Devam ediyor.

	AND		py	Kaolinite-WX	Montmorillonite	
				Kaolinite-WX	Montmorillonite	
				Kaolinite-WX	Montmorillonite	
				Kaolinite-PX	Montmorillonite	
				Muscoviticillite	Siderite	Kaolinite-WX
				Kaolinite-WX	Muscoviticillite	
-960				Kaolinite-PX	Tourmaline-Fe	
				Kaolinite-PX	Chlorite-FeMg	
				Kaolinite-PX	Chlorite-FeMg	
				Kaolinite-WX	Tourmaline	
				Kaolinite-WX	Muscoviticillite	
-965				Muscoviticillite	Kaolinite-PX	
				Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX	
				Kaolinite-PX	Montmorillonite	
				Kaolinite-PX	Tourmaline-Fe	
-970				Kaolinite-PX	Tourmaline-Fe	
				Kaolinite-PX	Tourmaline-Fe	
				Kaolinite-PX	Tourmaline-Fe	
-975				Kaolinite-WX	Tourmaline-Fe	
	AND		py	Phlogopite	Kaolinite-PX	Muscoviticillite
				Kaolinite-PX	Phlogopite	
				Chlorite-Mg	Kaolinite-PX	
				Chlorite-Mg	Muscoviticillite	
-980				Chlorite-Mg	Kaolinite-PX	Montmorillonite
				Chlorite-Mg	Muscoviticillite	Kaolinite-PX
				Muscoviticillite	Chlorite-Mg	Kaolinite-PX
				Kaolinite-PX	Chlorite-FeMg	
				Kaolinite-PX	Muscoviticillite	Chlorite-Mg
-985				Kaolinite-PX	Tourmaline-Fe	
				Muscoviticillite	Kaolinite-PX	
				Kaolinite-PX	Tourmaline	
-990				Chlorite-Mg	Kaolinite-PX	Muscoviticillite
				Kaolinite-PX	Muscovite	
				Kaolinite-PX	Montmorillonite	
				Kaolinite-PX	Montmorillonite	
				Kaolinite-PX		
				Kaolinite-WX	Tourmaline-Fe	
				Kaolinite-PX	Chlorite-FeMg	
-995			py	Kaolinite-PX	Chlorite-Mg	Montmorillonite

EK 1 – Devam ediyor.



EK 1 – Devam ediyor.



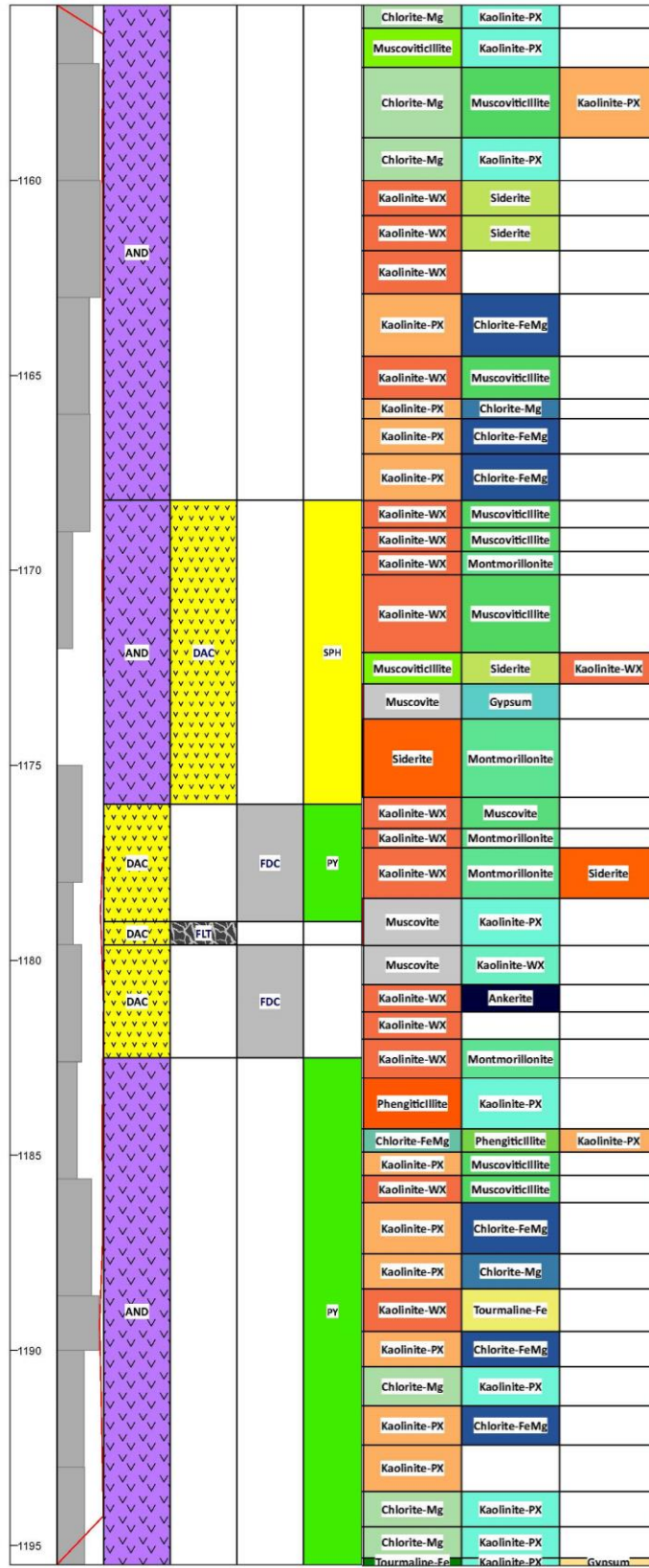
EK 1 – Devam ediyor.

	AND	CP	Kaolinite-WX	Muscoviticillite	Chlorite-Mg
			Kaolinite-PX	Chlorite-Mg	
			Kaolinite-PX	Tourmaline-Fe	
			Montmorillonite	Kaolinite-PX	Chlorite-Mg
-1080	AND	PY	Kaolinite-WX	Tourmaline-Fe	
			Kaolinite-WX		
			Kaolinite-WX	Montmorillonite	
			Kaolinite-WX	Montmorillonite	
			Chlorite-Mg	Muscoviticillite	Kaolinite-PX
-1085	AND	PY	Kaolinite-WX	Montmorillonite	Chlorite-Mg
			Kaolinite-WX	Tourmaline-Fe	
			Kaolinite-WX	Chlorite-Mg	Muscoviticillite
			Kaolinite-WX	Tourmaline-Fe	
			Kaolinite-WX	Siderite	
			Kaolinite-WX	Siderite	Montmorillonite
-1090	AND	PY	Kaolinite-WX	Siderite	
			Kaolinite-WX		
			Kaolinite-WX		
			Kaolinite-WX		
			Kaolinite-WX		
			Kaolinite-WX	Siderite	
			Kaolinite-WX		
			Kaolinite-WX		
-1095	AND	PY	Kaolinite-WX		
			Kaolinite-WX		
			Kaolinite-WX		
-1100			Kaolinite-WX		
	AND	CP	Kaolinite-PX	Chlorite-Mg	
			Chlorite-Mg	Kaolinite-PX	
			Phlogopite	Kaolinite-PX	
			Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX	
			Chlorite-Mg	Kaolinite-PX	
-1105			Muscoviticillite	Chlorite-Mg	Kaolinite-PX
	AND		Kaolinite-WX	Muscoviticillite	
			Kaolinite-PX	Chlorite-FeMg	
			Kaolinite-PX	Chlorite-FeMg	
-1110	AND	CP	Kaolinite-PX	Tourmaline-Fe	
			Kaolinite-PX	Muscoviticillite	Chlorite-Mg
			Kaolinite-PX	Chlorite-Mg	
			Kaolinite-WX	Montmorillonite	Chlorite-Mg
			Kaolinite-WX	Tourmaline-Fe	
-1115			Muscoviticillite	Kaolinite-PX	Chlorite-Mg

EK 1 – Devam ediyor.

					Muscoviticillite	Kaolinite-PX	Chlorite-Mg
					Montmorillonite	Kaolinite-WX	Paragoniticillite
					Muscoviticillite	Siderite	Montmorillonite
					Muscoviticillite	Kaolinite-PX	
					Muscoviticillite	Kaolinite-PX	
					Chlorite-Mg	Muscoviticillite	Kaolinite-PX
1120							
					Kaolinite-WX	Tourmaline-Fe	
					Kaolinite-WX	Muscoviticillite	Tourmaline-Fe
					Kaolinite-WX	Tourmaline-Fe	
					Kaolinite-WX	Tourmaline-Fe	
					Kaolinite-WX	Tourmaline-Fe	
					Kaolinite-PX	Chlorite-FeMg	
					Chlorite-Mg	Kaolinite-PX	Muscoviticillite
					Kaolinite-WX	Chlorite-FeMg	
					Kaolinite-WX	Montmorillonite	
					Kaolinite-PX	Chlorite-Mg	
					Kaolinite-WX	Tourmaline-Fe	Phlogopite
					Kaolinite-PX	Tourmaline-Fe	
					Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX	
					Muscovite	Chlorite-Mg	Kaolinite-PX
					Chlorite-Mg	Tourmaline-Fe	
					Muscoviticillite	Kaolinite-PX	Chlorite-Mg
					Muscoviticillite	Chlorite-Mg	Kaolinite-PX
					Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX	
					Kaolinite-PX	Chlorite-Mg	
					Muscoviticillite	Kaolinite-PX	
					Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX	
					Kaolinite-PX	Chlorite-FeMg	
					Kaolinite-WX	Tourmaline-Fe	
					Kaolinite-PX	Chlorite-FeMg	
					Kaolinite-PX	Chlorite-FeMg	
					Kaolinite-PX	Chlorite-FeMg	
					Kaolinite-PX	Chlorite-FeMg	
					Chlorite-Mg	Kaolinite-PX	
					Chlorite-Mg	Kaolinite-PX	
					Chlorite-Mg	Muscoviticillite	
					Chlorite-Mg	Muscoviticillite	
					Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX	
					Kaolinite-PX	Tourmaline-Fe	Gypsum
					Gypsum	Tourmaline-Fe	Kaolinite-PX
1150					Kaolinite-WX	Tourmaline-Fe	
					Kaolinite-WX		
					Chlorite-Mg	Montmorillonite	
					Chlorite-Mg	Kaolinite-PX	
					Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX	
					Chlorite-Mg	Kaolinite-PX	
					Chlorite-Mg	Kaolinite-PX	
1155					Chlorite-Mg	Kaolinite-PX	

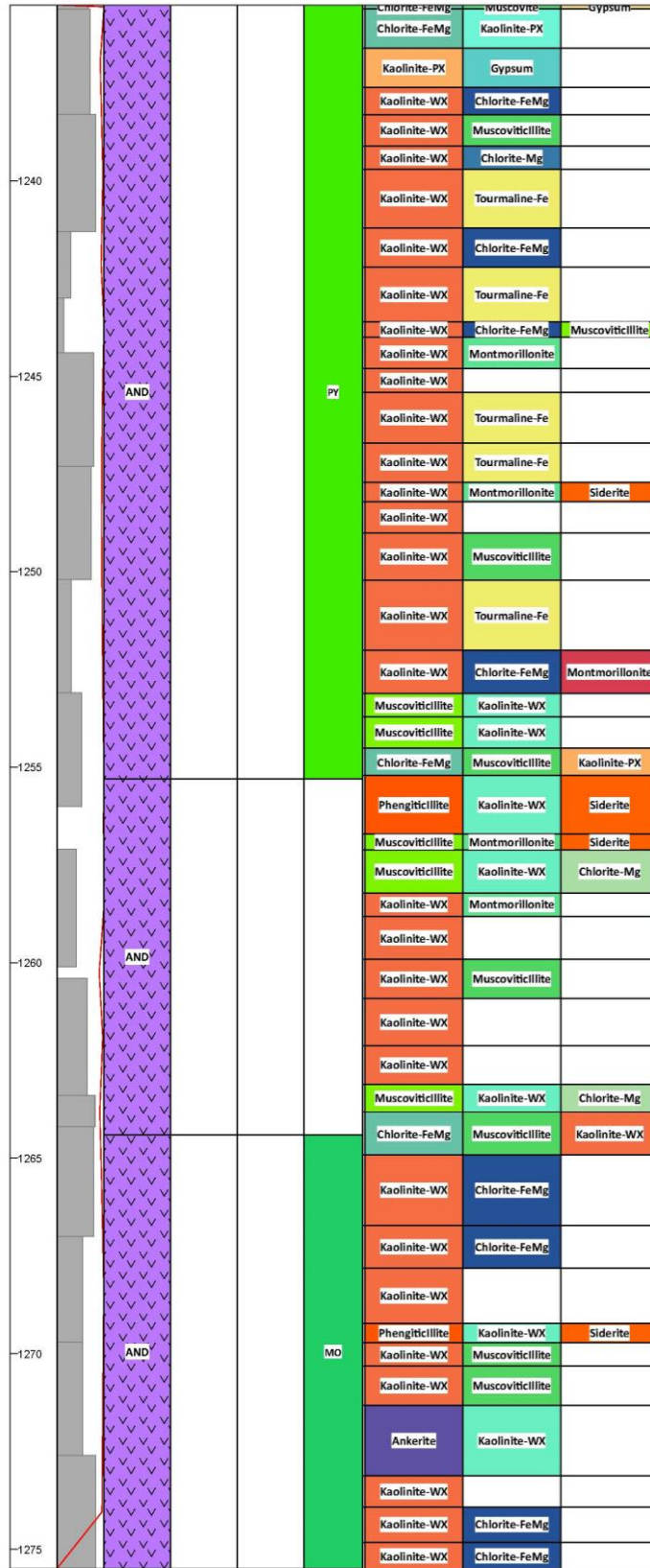
EK 1 – Devam ediyor.



EK 1 – Devam ediyor.

				Tourmaline-Fe	Kaolinite-PX	Gypsum
				Kaolinite-PX	Tourmaline-Fe	Gypsum
				Kaolinite-WX	Siderite	Montmorillonite
				Kaolinite-WX	Montmorillonite	
			PY	Kaolinite-WX		
				Kaolinite-WX	Tourmaline-Fe	
				Kaolinite-WX	Tourmaline-Fe	
				Kaolinite-WX	Tourmaline-Fe	
				Kaolinite-WX		
				Kaolinite-WX	Muscoviticillite	
				Kaolinite-WX	Tourmaline-Fe	
				Phengite	Chlorite-Mg	Kaolinite-PX
				Muscoviticillite	Chlorite-Mg	
				Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX	
				Muscoviticillite	Chlorite-Mg	
				Muscoviticillite	Kaolinite-PX	
				Chlorite-Mg	Phengiticillite	Kaolinite-PX
				Chlorite-Mg	Kaolinite-PX	
				Chlorite-FeMg	Phengiticillite	Kaolinite-PX
			PY	Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX	Gypsum
				Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX	
				Chlorite-FeMg	Montmorillonite	Kaolinite-PX
				Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX	
				Chlorite-Mg	Kaolinite-PX	
				Kaolinite-WX	Muscoviticillite	Chlorite-Mg
				Chlorite-FeMg	Muscoviticillite	Kaolinite-PX
				Kaolinite-PX	Chlorite-FeMg	
				Kaolinite-WX	Muscoviticillite	Chlorite-FeMg
				Muscoviticillite	Siderite	Kaolinite-PX
			MO	Kaolinite-WX	Chlorite-Mg	
			PY	Kaolinite-WX		
			PY	Kaolinite-PX	Chlorite-FeMg	
				Chlorite-Mg	Kaolinite-PX	
				Chlorite-Mg	Kaolinite-PX	
			PY	Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX	
				Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX	
				Chlorite-FeMg	Kaolinite-PX	
				Chlorite-FeMg	Muscovite	Gypsum

EK 1 – Devam ediyor.



EK 1 – Devam ediyor.

