T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ-CERRAHPAŞA
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

"Paleotetis Yitim-Yığışım Kompleksindeki Mafik ve Ultramafik Kayaların Saha İlişkileri ve Tektonik Ortamı, Amasya"

Aybikehan Kabaağıl

DANIŞMAN
Prof. Dr. Timur USTAÖMER

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Jeoloji Mühendisliği Programı

İSTANBUL-2019

Bu çalışma 29.01.2020 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Jeoloji Mühendisliği Programı Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

TEZ JÜRİSİ

Prof. Dr. Timur USTAÖMER
İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa
Mühendislik Fakültesi

Prof. Dr. Hayrettin KORAL
İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa
Mühendislik Fakültesi

Prof. Dr. Fahri ESENLİ
İstanbul Teknik Üniversitesi
Maden Fakültesi

20.04.2016 tarihli Resmi Gazete'de yayımlanan Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliğinin 9/2 ve 22/2 maddeleri gereğince; Bu Lisansüstü teze, İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa'nın abonesi olduğu intihal yazılım programı kullanılarak Lisansüstü Eğitim Enstitüsü'nün belirlemiş olduğu ölçütlere uygun rapor alınmıştır.

Bu tez, İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliğinin FLY-2018- 30808 numaralı projesi ve ve TUBİTAK 115Y213 numaralı 1001 projesi ile desteklenmiştir.

ÖNSÖZ

Jeolog olma yolunda ilk adımımı yanında attığım ve akademik kariyerim açısından ciddi bir rol oynayacak bu çalışmama katkıları olan, her zaman balık vermekten çok tutmayı öğreten, büyük bir sabırla tüm problemlerimi dinleyip alternatif birçok çözüm sunan, değerli hocam Prof. Dr. Timur USTAÖMER'e sonsuz teşekkür ederim.

Maddi ve manevi her konuda desteklerini benden esirgemeyen, her şeyden önce yaptığım işe saygı duyup, büyük bir sabırla bilim insanı yolunda ilerlememi bekleyen aileme çok teşekkür ederim.

Saha çalışmalarımın ilk dönemi olan 2017 yaz aylarında birlikte yola çıktığım, her sabah aynı enerjiyle motivasyonumu yüksek tutan, günü en verimli şekilde ve büyük bir keyifle değerlendirdiğim, beraber farklı arazi deneyimleri kazandığım, "jeoloji erkek işidir" algısını yıktığımız değerli saha arkadaşlarım Dilara ÖZYAZICI ve Gülsüm BAYRAK'a teşekkür ederim.

Yüksek lisans yapma kararı aldığımdan beri yanımda olan, çıktığımız bu zorlu yolda birlikte sırt sırta verdiğim, kimi zaman beraber ağlayıp kimi zaman beraber güldüğüm ve bu işin sonunda karşıma yüksek mühendis sıfatıyla çıkacak olan kardeşim Murat TABAK'a bana kattıklarından dolayı çok teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarımın ikinci evresi olan 2018 Ekim ayında, büyük bir hevesle aynı taşa dokunduğum, inceleme alanımı kendi çalışması gibi benimseyip benimle birlikte yorulmadan yürüyen değerli jeolog arkadaşım Eralp BOZKIR'a teşekkür ederim.

Maddi ve manevi olarak çok yalnız kaldığım dönemde karşıma çıkan, arazi çalışmalarımın üçüncü dönemi olan 2018 Kasım ayında tanıştığım ve yirmi gün boyunca birlikte aynı yolu yürüdüğüm, onca huysuzluklarım, streslerim ve deliliklerime rağmen benimle evini ve ekmeğini paylaşan dünya tatlısı insan Cengiz ERGÖZ'e çok teşekkür ederim.

Son saha dönemim 2019 Nisan ayında yardımlarını benden esirgemeyen, arazi çalışmalarım esnasında beni yalnız bırakmayıp her gün büyük bir sabırla aynı yolu katettiğim değerli paleontolog arkadaşım Yağız DEMİRTAY'a teşekkür ederim.

İşin mutfağı olan saha kısmında bana evlerini açan Aksalur Köyü muhtarı Ahmet ŞİLLİ ve ailesine, maddi anlamda yıkık olduğum bir dönemde tek bir telefonla beni Amasya'ya sürükleyip, arazi çalışmalarımın hızlanmasını sağlayan Aksalur Köyü sakinlerinden Fatmanur GÜLLÜ'ye tüm desteklerinden dolayı teşekkür ederim.

Yaşına rağmen hızına yetişemediğim, çalıştığım alanı adım adım ezberlemiş, kimi zaman çalışmalarıma eşlik edip bizi bilgisiyle aydınlatan dede karakteri Abdullah ŞİLLİ'ye ve yine bir saha dönemimde beni yalnız bırakmayıp, evlerini paylaşan Musaköy muhtarı Erol ERGÖZ ve ailesine çok teşekkür ederim.

Tezin her aşamasında beni motivasyon yağmuruna tutan, bütün problemlerime hocadan çok bir anne gibi yaklaşan, mikroskop çalışmalarım esnasında büyük desteğini gördüğüm çok sevgili Özge KARSLIOĞLU'na teşekkürler.

Tezin petrografi kısmında çok büyük yardımları olan, kaya tanımlamalarında beni yalnız bırakmayan sabırlı hocam Gökçen UĞURCAN'a teşekkür ederim.

Paleontolojik verileri değerlendirme ve fosil tanımlamalarında Prof. Dr. İzver ÖZKAR ÖNGEN'e, petrografik çalışmalar aşamasında ise Prof. Dr. Sinan ÖNGEN'e katkılarından dolayı teşekkür ederim.

Jeokimyasal Analizler kısmında emeği geçen Doç. Dr. Namık AYSAL, Ar. Gör. Fatma ŞİŞMAN TÜKEL, Can BAYHAN, Fulya UZUN ve Gönenç GÖÇMENGİL'e teşekkür ederim.

Yüksek Lisans dönemimde desteklerini benden esirgemeyen, her daim "pes etme" mottosuyla tam düştüğüm anda beni ayakta tutmaya çalışan, değerli bilim insanı dostum Ersin KAYGISIZ'a teşekkür ederim.

Gerek bilimsel gerek manevi her türlü sorunumda beni desteksiz bırakmayan, bilim insanı olma yolunda adımlarımı beraber paylaştığım değerli dostlarım Cemre AY ve Ümitcan ERBİL'e teşekkür ederim.

Tezimin arkasında yatan görünmez kahramanım, güç kaynağım, her daim motivasyon konuşmalarıyla yaşam enerjimi arttıran ve her şeyden önce bana hayat arkadaşlığı eden çok değerli hocam Prof. Dr. Cazibe SAYAR'a çok teşekkür ederim.

Tez çalışmalarım esnasında kaybettiğim, her anımda yanımda olan, işime saygı duyan ve her zaman iyi yerlere geleceğime büyük içtenlikle inanan çocukluk arkadaşım Gül IRIZ'a sonsuz teşekkür ederim.

Yürütücüsü olduğu TUBİTAK projesine beni 1.05.2017 tarihinden itibaren bursiyer olarak alan Prof. Dr. Petek Ayda Ustaömer'e yüksek lisans çalışmama sağladığı katkı ve yardımlarından ötürü teşekkür ederim.

Şubat 2020 Aybikehan KABAAĞIL

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖNSÖZ ..... **iv**
İÇİNDEKİLER ..... **vi**
ŞEKİL LİSTESİ ..... **ix**
TABLO LİSTESİ ..... **xvi**
SEMBOL LİSTESİ ..... **xvii**
ÖZET ..... **xviii**
SUMMARY ..... **xx**
1. GİRİŞ **22**
2. GENEL KISIMLAR **26**
2.1. İNCELEME ALANININ BÖLGESEL JEOLOJİK KONUMU 26
2.2. ÖNCEKİ İNCELEMELER 28
2.4. İNCELEME ALANININ COĞRAFİ NİTELİKLERİ 32
2.5. TEZ DÜZENİ 36
3. MALZEME VE YÖNTEM **37**
3.1. SAHA ÇALIŞMALARI 37
3.2. YÖNLÜ ÖRNEK ALIMI 37
3.3. PETROGRAFİK İNCE KESİTLERİN HAZIRLANMASI 38
3.4. XRD ÇALIŞMASI 39
3.5. JEOKİMYA ANALİZLERİ 39
4. BULGULAR **42**
4.1.TEKTONO-STRATİGRAFİ 42
4.1.1.Yeşilırmak Metamorfitleri 43
4.1.1.1.Tanım ve Ad *43*
4.1.1.2.Kalınlık ve Yayılım *43*
4.1.1.3.Dokanak İlişkileri *45*
Alt Dokanak: *45*
Üst Dokanak: *45*
4.1.1.4.Tip Yer Tip Kesit *46*
4.1.1.4. Kaya Türü ve Özellikleri *47*
4.1.2.Karasenir Formasyonu 61

4.1.2.1.Tanım ve Ad *61*
4.2.2.3.Dokanak İlişkileri *63*
4.2.2.4.Tip Yer Tip Kesit *63*
4.2.2.5.Kaya Türü Özellikleri *63*
4.1.3. Bayırköy Formasyonu 67
4.1.3.1.Tanım Ad *67*
4.1.3.2.Kalınlık ve Yayılım *68*
4.1.3.3.Dokanak İlişkileri *68*
Alt Dokanak: *68*
Üst Dokanak: *69*
4.1.3.4.Tip Yer Tip Kesit *69*
4.1.4. Carcurum Formasyonu 72
4.1.4.1.Tanım ve Ad *72*
4.1.4.2.Kalınlık ve Yayılım *72*
4.1.4.3.Dokanak İlişkileri *72*
Alt Dokanak: *72*
Üst Dokanaki: *72*
4.1.4.4.Tip Yer Tip Kesit *72*
4.1.4.5. Kaya Türü ve Özellikleri *73*
4.1.4.5. Fosil Kapsamı ve Yaş *74*
4.1.5. Ovasaray Metamorfiti 75
4.1.5.1.Tanım ve Ad *75*
4.1.5.2.Kalınlık ve Yayılım *75*
4.1.5.3.Dokanak İlişkisi *76*
Alt Dokanak: *76*
Üst Dokanak: *76*
4.1.5.4.Tip Yer Tip Kesit *76*
4.1.5.5.Kaya Türü ve Özellikleri *77*
4.1.6. Ferhatkaya Formasyonu 81
4.1.6.1.Tanım ve Ad *81*
4.1.6.2.Kalınlık ve Yayılım *81*
4.1.6.3.Dokanak İlişkisi *82*
Alt Dokanak: *82*
4.1.6.4.Tip Yer Tip Kesit *82*

4.1.6.5.Kaya Türü ve Özellikleri *82*
4.1.6.6.Fosil Kapsamı ve Yaş *83*
4.1.7. Alüvyal Taraça 84
4.1.8. Yamaç Molozu 85
4.1.8. Alüvyon (Qal) 86
4.2. PETROGRAFİ 87
4.2.1. Yeşilırmak Metamorfiti'nin Petrolojisi 87
4.2.2. Ovasaray Metamorfiti 10
4.2.1. Karasenir Formasyonu 17
4.3. JEOKİMYA 22
4.4. YAPISAL JEOLOJİ 34
4.3.1. Ezinepazar Fayı 34
4.3.1.2. Mostra ölçeğindeki faylar *35*
4.3.1.Mikro Yapılar 45
5. TARTIŞMA VE SONUÇ 48
KAYNAKLAR 58
EKLER 64
ÖZGEÇMİŞ 65

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 1.1: Karakaya Kompleksi'nin Türkiye'deki dağılımı 22

Şekil 1.2: Karakaya Kompleksi'nin tektono-stratigrafisi ve Variskan temel kayaları ile ilişkisi 23

Şekil 2.1: Türkiye'nin tektonik haritası (Okay ve Tüysüz, 1999). 26

Şekil 2.2: Amasya-Tokat çevresinin tektonik haritası (Erturaç ve Tüysüz 2012). Aktif faylar kırmızı 28

Şekil 2.3: Amasya ve çevresinin stratigrafisi (Tüysüz 1996'dan alınarak yeniden çizilmiştir). 29

Şekil 2.4: Erken Triyas döneminde Gondwana kuzey kıta kenarında yer alan Tokat Masifi'nin 32

Şekil 2.5: Yer Bulduru Haritası. 33

Şekil 2.6: İnceleme alanına ait tepelerin konumlarını gösteren Google Earth görüntüsü. 34

Şekil 3.1: Kayaların ince kesit haline getirilmesi için yapılan çalışmalar, İÜ-C Mühendislik 39

Şekil 3.2: LOI Hesaplaması yapılma aşamalarını gösteren fotoğraflar. **a)** Numuneleri öğütmek için 40

Şekil 4.1: Çalışma alanının tektonostratigrafisini gösteren sütun kesit. 43

Şekil 4.2: Yeşilırmak Metamorfiti'nin litolojik değişimini gösteren ölçülü stratigrafik kesit 44

Şekil 4.3: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait metabazitlerin alt dokanağını oluşturan metakırıntılı 45

Şekil 4.4: Yeşilırmak Metamorfiti ve Karasenir Formasyonu ilişkisi. 46

Şekil 4.5: Ağıllar Köyü kuzeydoğusunda yer alan gabroların saha görünümü. 47

Şekil 4.6: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait istifin kendi içerisindeki stratigrafisi. 48

Şekil 4.7: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait metalav, volkanoklastik ve fillatların saha görünümü. 49

Şekil 4.8: Yurtkaya dere batısında yer alan metalav mostralarına dair görüntü. 50

Şekil 4.9: a) Metalavlardaki gaz boşlukları. **b)** Volkanoklastik seviyeli metakarbonatlar. 50

Şekil 4.10: İri taneli metavolkanoklastikler ve ince taneli volkanoklastiklerin ardalanması. 51

Şekil 4.11: Volkanoklastikler ve metakarbonatların genel görünümü. 51

Şekil 4.12: Metavolkanoklastiklerden metakarbonatlara geçiş. **a)** En üst düzeyde yer alan masif.....52

Şekil 4.13: a) Volkanoklastiklerin metakarbonatlar ile sahadaki görüntüsü. **b)** Metakarbonatlarda 53

Şekil 4.14: Yastık Lavların genel görüntüsü. 54

Şekil 4.15: Yastık lavların deforme yapısı. 55

Şekil 4.16: Yastık lavların iç yapısını gösteren saha görüntüsü ve şematik çizimi. 55

Şekil 4.17: İlyas köy kuzeyinde bulunan, iri amfibollü gabroların konum ve saha görüntüsü. 56

Şekil 4.18: a) Metagabroların dokanak yaptığı iri taneli volkanoklastik sedimentler. **b)** Metagabrolar.....56

Şekil 4.19: Fillat ve metagabro dokanağının yakın mostra görünümü. 57

Şekil 4.20: Balıkkaya Tepe'nin güneyinde yamaçlar boyunca yüzeyleyen kuvars-mika-şistler.....58

Şekil 4.21: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait metalavların kuvars mika şistlerle ilişkisi. 59

Şekil 4.22: Metakumtaşlarına ait genel görünüm. 60

Şekil 4.23: Metakumtaşları içerisinde bulunan volkanik ve metamorfik kaya parçaları (Tokat-Zile yolu üzeri, İlyas yakınları). 60

Şekil 4.24: Metakumtaşları ile ardalanma gösteren fillatların sahadaki görünümleri. 61

Şekil 4.25: a) Balıkkaya tepesi kuzeydoğusu ve Sevincerkoçağı Tepe güneyinde bulunan Karasenir Formasyonu'na ait mostralara genel bakış. **b)** Karasenir Formasyonu'na ait Sevincerkoçağı Tepe kuzeyindeki metakumtaşı seviyeleri. **c)** Karasenir Formasyonuna ait Sevincerkoçağı Tepe kuzeyindeki fillat seviyeleri. 62

Şekil 4.26: Karasenir Formasyonu üzerini uyumsuz olarak örten Bayırköy Formasyonu. 63

Şekil 4.27: Karasenir Formasyonu'nun metakırıntılı kayalarından metakumtaşlarına ait saha görünümü.....64

Şekil 4.28: a) Karasenir Formasyonu'na ait öz şekilsiz, farklı litolojiden çakıllar içeren konglomeralar. 64

Şekil 4.29: Karasenir Formasyonu içerisindeki kireçtaşı blokları. 65

Şekil 4.30: Karasenir Formasyonu'na ait fillatlar ve içerisinde bulunan çört bloğu. 66

Şekil 4.31: Karasenir Formasyonu içerisinde yer alan çört seviyelerinin **a)** tabakalı şekilde 66

Şekil 4.32: Karasenir Formasyonu içerisindeki metalav seviyeleri. **a)** Kapıkaya batısında yüzlek 67

Şekil 4.33: Carcurum Formasyonu'dan Bayırköy Formasyonu'na geçiş ve Yeşilırmak Metamorfitine 68

Şekil 4.34: Carcurum Formasyonu, Bayırköy Formasyonu ve Yeşilırmak Metamorfiti arasındaki 69

Şekil 4.35: Bayırköy Formasyonuna ait kumtaşlarının Carcurum Formasyonu kireçtaşlarına uyumlu 69

Şekil 4.36: Bayırköy Formasyonu'nun farklı litolojide çakıllar barındıran kaba kırıntılı seviyesi. 71

Şekil 4.37: Bayırköy Formasyonu'nun egemen litolojisi olan sarımsı renklerdeki kumtaşı seviyesi 71

Şekil 4.38: Azı Tepe'nin güneyinde Bayırbağ Sırtı boyunca yer alan Carcurum Formasyonu. 72

Şekil 4.39: Mikritik kireçtaşlarının **a)** tipik bej renkli görünümü ve **b)** Carcurum Formasyonu'na 73

Şekil 4.40: a) Carcurum Formasyonu'na ait karbonat çökelleri ile kumtaşı ara seviyeleri **b)** İnce ve 74

Şekil 4.41: Kireçtaşları içerisinde görülen makro fosiller. 75

Şekil 4.42: Ovasaray Metamorfiti'ne ait fillatların üzerine uyumsuz olarak gelen Ferhatkaya 76

Şekil 4.43: Çal Tepe güneybatısındaki Ferhatkaya Kireçtaşlarından, Salamut yolu üzerinde mostra veren Ovasaray Metamorfiti'ne bakış. 77

Şekil 4.44: Ovasaray Metamorfiti'ne ait fillatların genel görünümü. 77

Şekil 4.45: Ovasaray Metamorfiti'ne ait metakumtaşları genelde orta ve kalın tabakalanmalıdırlar. Kalın tabakalı ve sert meta-kumtaşlarının fillatlar ile ardalandığına dikkat ediniz. 78

Şekil 4.46: Ovasaray Metamorfiti'ne ait fillatlar ve metabazitlerin geçişi. 79

Şekil 4.47: Ovasaray Metamorfiti'ne ait gabroların fillatlar olan ilişkisinin saha görüntüsü. **a)** Gölyeri.....80

Şekil 4.48: Ovasaray Metamorfiti'ne ait ultramafik kaya bloğu.....80

Şekil 4.49: Ovasaray Metamorfiti ve Ferhatkaya Formasyonu Dokanağı. 82

Şekil 4.50: Ferhatkaya Formasyonu'na ait kireçtaşlarının genel görüntüsü. 83

Şekil 4.51: Ovasaray Metamorfiti ve Ferhatkaya Formasyonu dokanağının uyumsuzluğunun kanıtı 83

Şekil 4.52: Alüvyal taraçanın saha görünümü. 84

Şekil 4.53: Alüvyal taraçaya ait yönlenmiş çakıllar.....85

Şekil 4.54: Alüvyal taraçada oluşmuş çapraz tabakalanma. 85

Şekil 4.55: Yamaç molozuna ait saha görüntüsü. 86

Şekil 4.56: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait yastık lavın mikroskobik görüntüsü. **a)** Tek yönde 88

Şekil 4.57: Yukarıda **Şekil (4.56)**'deki yastık lav örneğinin X ışını difraksiyonu verileri. Elde edilen 89

Şekil 4.58: a) Masif lavların 2 mm ölçekte genel görünümü (ilksel volkanik doku)-çapraz ışık. **b)** 90

Şekil 4.59: Yukarıda **Şekil (4.58)**'daki masif lav örneğinin X ışını difraksiyonu verileri. Elde edilen 91

Şekil 4.60: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait aglomeraların görüntüsü. **a)** Üçüncü sıranın açık parlak 2

Şekil 4.61: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait aglomeraların mikroskop görüntüsü. **a)** Tamamen 3

Şekil 4.62: Yeşilırmak Metamorfiti içerisindeki kalsit ve kuvars minerallerinden oluşan 3

Şekil 4.63: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait bir metagabro örneğinin mikroskop fotoğrafları. **a)** Uzun çubuksu formlu, kahverengi amfibol ve öz şekilsiz yeşilimsi tonlarda epidot mineralleri-çapraz ışık; **b)** Doğru ışıkta koyu kahve renkte, oldukça pleokroik; **c)** C eksenine dik kesilmiş, çift yönde dilinimi belirgin, özşekilli bir amfibol minerali. (Çapraz ışık); **d)** Doğru ışıkta yeşil renkli, öz şekilsiz, pulsu görünümde ve opak mineralin etrafını çevreleyen kloritler. 5

Şekil 4.64: Yeşilırmak Metamorfiti içerisinde bulunan metagabro kayasına ait minerallerin.....5

Şekil 4.65: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait metabazit türü kayanın mikroskop görüntüsü. **c)** Domino 6

Şekil 4.66: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait Balıkkaya Tepe civarında yüzlek vermiş fillatların 7

Şekil 4.67: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait metakumtaşlarının mikroskobik görüntüsü. a) Kötü 8

Şekil 4.68: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait metakumtaşlarının mikroskobik görüntüsü. a) İnce 9

Şekil 4.69: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait metakumtaşlarının a-b-c-d) milonitik foliasyon kazanmış kesimlerinin mikroskop görüntüleri (a-c Ç.N; b-d T.N) a-c) Feldispat ve kuvarslar, deformasyon etkisiyle sigmoidal porfiroklastlara dönüşmüşler ve yer yer çevrelerinde basınç gölgeleri gelişmiştir. 9

Şekil 4.70: Ovasaray Metamorfiti'ne ait mafik ve ultramafik kayaların saha ve mikroskop görüntüsü. 11

Şekil 4.71: Ovasaray Metamorfiti'ne ait metabazit kayasının mikroskop görüntüsü. **a)** Tamamen kloritleşmiş olan numunede, anormal mavi girişim rengine sahip iri kristalli kloritler ve onların çevresinde belirli düzlemlerde sıralanmış daha ince kristalli yeşilimsi gri düşük girişim rengine sahip kloritler, Çapraz ışık. **b)** Doğru ışık. 11

Şekil 4.72: Ovasaray Metamorfiti'ne ait mafik-ultramafik kaya topluluklarının saha görüntüsünün petrografik verilerle korelasyonu. 12

Şekil 4.73: II. sıranın turuncu girişim rengi gösteren, iri kristalli tek yönde dilinimi olan piroksen 13

Şekil 4.74: Ovasaray Metamorfiti'ne ait metabazit kayasının mikroskop görüntüsü. **a)** Birinci sıra 14

Şekil 4.75: Ovasaray Metamorfiti'ne ait metabazit kayasının mikroskop görüntüsü. **a)** Yoğunluk 15

Şekil 4.76: Ovasaray Metamorfiti'ne ait metakırıntılı kayanın mikroskop görüntüsü. **a)** Yönlenme 16

Şekil 4.77: Ovasaray Metamorfiti'ne ait konglomeraların mikroskop görüntüsü. **a)** Polikristalen 17

Şekil 4.78: Karasenir Formasyonu'na ait metakumtaşlarının mikroskop görüntüsü. **a)** Yönlenme 18

Şekil 4.79: Karasenir Formasyonu'na ait metakumtaşlarının mikroskop görüntüsü. **a)** Tamemen 19

Şekil 4.80: Karasenir Formasyonu içerisinde yer alan konglomeraların mikroskop görüntüsü. **a)** Metamorfizma etkisiyle kenarları süturlu yapı kazanmış gri ve koyu gri tonlarındaki kuvars taneleri-Çapraz ışık. **b)** Doğru ışık. **c)** Polikristalen kuvars topluluğundan oluşan magmatik bir kaya parçası-Çapraz ışık. **d)** Tek nikol. 19

Şekil 4.81: Karasenir Formasyonu içerisinde yer alan metalavların mikroskop görüntüsü. **a)** I-II 20

Şekil 4.82: Karasenir Formasyonu içerisinde yer alan metalavların mikroskop görüntüsü. 21

Şekil 4.83: İnceleme alanındaki metavolkanojenik kayaların Zirkon değerlerine karşılık ana 26

Şekil 4.84: İnceleme alanındaki metavolkanojenik kayaların Zirkon değerlerine karşılık iz 27

Şekil 4.85: Bazik volkanik kayaları sınıflamada kullanılan diyagramlar. 28

Şekil 4.86: Çalışma arazisinde yer alan kayaçların sınıflandırması. 29

Şekil 4.87: a) Nb/Y – Zr/Y diyagramına göre Yeşılırmak Metamorfiti, Ovasaray Metamorfiti ve 30

Şekil 4.88: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait bazik volkanik birimlerin a) N-MORB'a göre b) kondrite 31

Şekil 4.89: Ovasaray Metamorfiti'ne ait bazik volkanik birimlerin a) N-MORB'a göre b) kondrite 32

Şekil 4.90: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait bazik volkanik birimlerin a) N-MORB'a göre b) kondrite 33

Şekil 4.91: Amasya ve çevresinin aktik fay hatları. İnceleme alanının ortasından geçen Ezinepazarı fayı 250 km uzunluklu Ezinepazar-Sungurlu Fay Hattının doğu ucunu oluşturur. Ezinepazarı fay da bir dizi segmente ayrılmış olup bu fayın inceleme alanı yakınındaki kesimi Deliçay segmenti olarak adlandırılmıştır (Erturaç ve Tüysüz 2012). Ezinepazar Fayı üzerinde Ocak 2018 tarihinde meydana gelen depremlere ait episentırlar ve deprem büyüklükleri şekil üzerinde gösterilmiştir. Ezinepazar Fayı 1939 Erzincan depreminde de kırılmıştır. Şekil Kandilli Rasathanesi web sitesinde oluşturulmuştur. 35

Şekil 4.92: İnceleme alanında rastlanılan fay düzlemlerinin kutup (π) diyagramı. Şekilde görüldüğü gibi yüksek açılı faylar iki gurup oluşturmaktadır. Bunlardan ilki yaklaşık K70D doğrultulu olup çoğunlukla GD eğimlidir. Bir diğer fay seti ise K30B doğrultulu faylardır. Bu tür fayların eğimleri de çoğunlukla GB yadır. 36

Şekil 4.93: İnceleme alanında rastlanılan faylara ilişkin saha görüntüleri: **a)** Yeşilırmak 36

Şekil 4.94: Yeşilırmak Metamorfiti'nde mostra ölçeğinde rastlanılan kıvrımların seçilmiş saha.....38

Şekil 4.95: Yeşilırmak Metamorfiti'nde gözlenen mostra ölçeğindeki 21 adet kıvrım eksenine ait.....39

Şekil 4.96: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait 288 adet foliasyon ölçümünden a) kontur ve b) nokta.....39

Şekil 4.97: Ovasaray Metamorfiti'ne ait meta-pelitik, meta-psamitik sedimentlerde gelişen.....41

Şekil 4.98: Ovasaray Metamorfiti'nde ölçülmüş 43 adet kıvrım ekseninin kontur (üst) ve nokta (alt).....42

Şekil 4.99: Ovasaray Metamorfiti'ne ait 222 adet foliasyon ölçümünden a) kontur ve b) nokta.....42

Şekil 4.100: Karasenir Formasyonu'nda gözlenen mostra ölçeğindeki 9 adet kıvrım ekseninin.....43

Şekil 4.101: İnceleme alanındaki uzama lineasyonunun yakın plan saha görüntüsü. 44

Şekil 4.102: Metamorfik birimlerdeki lineasyonların nokta ve kontur diyagramı. Açıklama için.....44

Şekil 4.103: Ovasaray Metamorfiti içerisindeki metakırıntılı birimde görülen sol yönlü makaslama.....45

Şekil 4.104: Metakırıntılı istif içerisindeki metakumtaşlarında görülen sağ yönlü makaslama zonunda gerçekleşen feldspat porfiroklastı-çift nikol. Feldspat porfiroklastı ufak taneli kuvars ve feldspat taneleri ile sarılmıştır. Feldspatın asimetrisi sağ yönlü bir makaslamayı göstermektedir. İnce kesitin yönü kullanılarak üst blokun yukarı GB'ya doğru hareket ettiği tespit edilmiştir-çapraz ışık.....46

Şekil 4.105: Gevrek deformasyonun gözlendiği imbrike olmuş feldspat tanesi sağ yönlü bir.....46

Şekil 4.106: Bayırköy Formasyonu'na ait kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasına ait birimlerin.....47

Şekil 5.1: La Palma denizalti volkan dizisine (Kanarya Adaları) dayalı olarak bir denizaltı.....50

Şekil 5.2: İnceleme alanında yer alan birimlerin Fitton vd., (1997)'ye göre tektonik ortamları. 52

Şekil 5.3: Geç Paleozoyik-Erken Mesozoyikten, Geç Jura Erken Kretaseye kadar olan jeolojik zaman 56

TABLO LİSTESİ

Sayfa No

Tablo 1: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait bazik kaya örneklerinin jeokimya analizleri ile belirlenen ana ve iz element değerleri……...124
Tablo 2: Ovasaray Metamorfiti ve Karasenir Formasyonuna ait bazik kaya örneklerinin jeokimya analizleri ile belirlenen ana ve iz element değerleri…….…..125

SEMBOL LİSTESİ

Ab :Albit
Akt :Aktinolit
Amf :Amfibol
E MORB :Zenginleşmiş (Enriched) MORB
Ep :Epidot
Flst :Feldspat
ICP-OS :İndüktif Eşleşmiş Plazma-Optik Emisyon Spektrometresi
IAT :Yitim Zonu Üstü
Klrt :Klorit
Klst :Kalsit
Kvrs :Kuvars
Kyç :Kaya çakılı
LA-ICP-MS :Lazer Aşındırmalı İndüktif Olarak Eşleştirilmiş Plazma – Kütle Spektrometresi
LOI :Ateşte kayıp
Mka :Mika
Mskv :Muskovit
MORB :Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı
N MORB :Normal MORB
OIB :Okyanus Adası Bazaltı
Ol :Olivin
Opk :Opak
Plj :Plajioklas
Pr :Piroksen
Ri :Ribekit
Sf :Sfen
Srp :Serpantin
WPB :Levha içi

ÖZET

YÜKSEK LİSANS TEZİ

"Paleotetis Yitim-Yığışım Kompleksindeki Mafik ve Ultramafik Kayaların Saha İlişkileri ve Tektonik Ortamı, Amasya"

Aybikehan KABAAĞIL

İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa

Lisansüstü Eğitim Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman : Prof. Dr. Timur USTAÖMER

Tokat Masifi'ni oluşturan kayaların Biga Yarımadası'nda yaygınca yüzeyleyen ve Paleotetis okyanusuna ait yitim-yığışım kompleksi olarak yorumlanan Karakaya Kompleksi'nin bir uzantısı olduğu kabul edilmekle birlikte Tokat Masifi'nde melanj türü metamorfik kayalar geniş bir yer tutar. Böylesi melanj birimlerinin yüzeylediği alanlardan biri de Amasya ve çevresidir. Bu çalışmanın amacı Amasya güneyinde metamorfik melanj birimlerinin iyi gözlendiği kritik bir alanı çalışarak melanj içindeki mafik ve ultramafik kayaların hem saha ilişkilerini hem de oluştukları tektonik ortamı belirlemektir.

İnceleme alanının D-B doğrultulu ve Neotektonik dönem ürünü olan Ezinepazar fayı ile iki bloka ayrılmıştır. Kuzey blok içinde en üst yapısal seviyede düşük dereceli kaotik bir kaya topluluğu yer alır. Karasenir Formasyonu olarak bilinen bu kaya topluluğu kırıntılı bir matriks içinde yer alan kireçtaşı, çört, volkanik ve ultramafik kaya bloklarından oluşur. Volkanik kaya bloklarının okyanus adası türü volkaniklerden oluştuğu saptanmıştır. Kırıntılı matriksin bazik volkanik, çört ve fillat-şist türü kayaların egemen olduğu bir kaynak alandan beslendiği ortaya konmuştur. Karasenir Formasyonu'nun kırıntılı matriksi en genç Permiyen yaşlı zirkonlara sahipken birimi Liyas yaşlı Bayırköy Formasyonu uyumsuz olarak örter. Karasenir Formasyonu'nun yapısal olarak altında Yeşilırmak Metamorfiti yer alır. Yeşilırmak Metamorfiti gabroyik stoklar ile kesilmiş volkanojenik kayalardan oluşmuştur. İyi yapraklanma sergileyen volkanojenik kayalar ana olarak masif ve yastık lavlar ile piroklastik kayalardan oluşur. Düzenli bir istif sergileyen birim içinde meta-karbonat seviyeleri de ara katkılar olarak

bulunur. Yapılan jeokimyasal analizler Yeşilırmak Metamorfiti'nin aktif kıta kenarına eklenmiş okyanus adası dilimi olduğunu göstermiştir. Gabrolardan önceki çalışmalarda elde edilen Geç Paleozoyik-Erken Mesozoyik yaşı okyanus adasının oluşum yaşı olarak yorumlanmıştır. Paleotetis okyanusu içinde oluşan bu deniz altı volkan aktif kenarda gömülerek albit+klorit+epidot+aktinolit±ribekit parajenezinin geliştiği yüksek basınç yeşilsist fasiyesi koşullarında metamorfizmaya uğramıştır.

Güney blokta ise Ovasaray Metamorfiti yüzeyler. Ovasaray Metamorfiti distal türbiditik meta-kumtaşları ile ardalanan meta-pelitik kayalar ile mafik-ultramafik kayalardan oluşur. Mafik-ultramafik kayalar ile meta-kırıntılı kayalar arasındaki dokanaklarda saha ve petrografik çalışma sonucunda herhangi bir kontak metamorfik zonun varlığı saptanmamıştır. Mafik kayalardan elde edilen 203 My kristalizasyon yaşına karşılık kırıntılı matriksin de 205 My maksimum çökelme yaşına sahip oluşu, mafik ve ultramafik kayaların aslında ofiyolit blokları olduğu sonucuna ulaştırmıştır.

Gerek Yeşilırmak Metamorfiti gerekse Ovasaray Metamorfiti benzer deformasyon tarihçesi sergiler. Her iki kaya topluluğu da en az iki fazlı kıvrımlanma geçirmiştir. Bu kıvrımların eksenleri K60D ve K30B gidişlidir. Mostra ölçeğindeki kıvrımların eksen düzlemlerinin güneye devrik olması ve uzama lineasyonlarının geliştiği mostralarda makaslama yönü belirteçlerinin güney yönlü harekete işaret etmesi, deformasyonu sağlayan yitimin kuzey yönlü olduğunu göstermiştir.

İnceleme alanındaki metamorfik birimlerin bir yitim-yığışım kompleksini temsil ettiği düşünülmektedir. Kuzey yönlü yitim sonucu aktif kıta kenarında bir eklenir prizma büyümüştür. Kırıntılı kayalardan oluşan matriks kıtadan, bloklar ise çoğunlukla dalan okyanusal litosferden türemiştir. Dalan okyanusal litosferin sürüklediği volkanik yükseltiler aktif kenara çarpmış, derine gömülmüş ve metamorfizmaya uğramıştır.
Üst Jura-Alt Kretase yaşlı neritik kireçtaşlarının Ovasaray Metamorfiti'ni uyumsuz olarak örtmesi, metamorfik kayaların Üst Jura öncesinde yüzeylediğine işaret etmektedir. Üst yapısal seviyede yer alan Karasenir Formasyonu ise Liyas öncesinde yüzeylemiş olmalıdır.
Şubat 2020, 156 sayfa.

Anahtar kelimeler: Amasya, Jeoloji, Petrografi, Tektonik, Metamorfizma

SUMMARY

M.Sc. THESIS

Field Relations And Tectonic Setting Of Mafic And Ultramafic Rocks Within The Palaeotethyan Subduction-Accretion Complex, Amasya

Aybikehan KABAAĞIL

Istanbul University-Cerrahpasa

Institute of Graduate Studies

Department of Geological Engineering

Supervisor : Prof. Dr. Timur USTAÖMER

The rocks which form the Tokat Massif are accepted as the eastern continuation of the subduction-accretion complexes of the Karakaya Unit located in the Biga Peninsula and the mélange type rock associations are widely observed in the Tokat Massif. The Amasya region and its surroundings are one of the locations where the mélange units are exposed. The aim of the present study is to investigate and determine the field relations and the geodynamic environment of which the mafic and ultramafic rocks are formed in the metamorphic mélange by studying southern part of the Amasya region.

The study area is divided into two parts by the east west trending Ezine-Pazar Fault Zone which is one of the tectonic elements of the neotectonic period in Turkey. In the uppermost structural level around the northern block , there is a chatoic rock assemblage. This chaotic rock unit known as the Karasenir Formation consists of the limestone, chert, volcanic and ultramafic rock blocks enclosed in a clastic matrix. The volcanic blocks are of OIB-type (oceanic island type basalt) as revealed by the geochemical studies. The clastic matrix which surrounds the blocks is fed from a source area made up of basic volcanics, cherts and phyllite-schists. The matrix of the Karasenir Formation has a zircon assemblage which is latest Permian in age and unconformably overlain by the Bayırköy Formation Liassic in age. The Yeşilırmak metamorphics is tectonically underlies the Karasenir Formation. The Yeşilırmark metamorphics consists of volcanogenic rocks intruded by the gabroic stocks. Well foliated

volcanogenic rocks are consist mainly of massif and pillow lavas with pyroclastic units. Some metacarbonate horizons are intercalated with the volcanogenic rocks in the sequence. Our geochemical findings indicated that the Yeşilırmak metamorphics is an oceanic island slice that accreted to the active continental margin..Late Paleozoic-Early Mesozoic age findings from the previous studies are interpreted as the formation age of the oceanic island.. This oceanic island within the Paleotethyan ocean accreted to the active continental margin and metamorphosed under the high-pressure greenschist facies conditions characterized by albite+chlorite+epidote+achtinolite+riebeckite mineral paragenesis.

In southern block, the Ovasaray Metamorphics are exposed. Th ovasaray metamorphics consists of distal metasandstone intercalated with meta pelitic rocks and mafic-ultramafic rocks..Along the contacts between the mafic-ultramafic rocks and the metaclastic rocks, there is no contact metamorphism evidence based on petrographic and field studies. 203 Ma age of the mafic rocks and the maximum depositional age of the clastic matrix which is 205 Ma indicate that the mafic- ultramafic rocks are the ophiolite blocks.

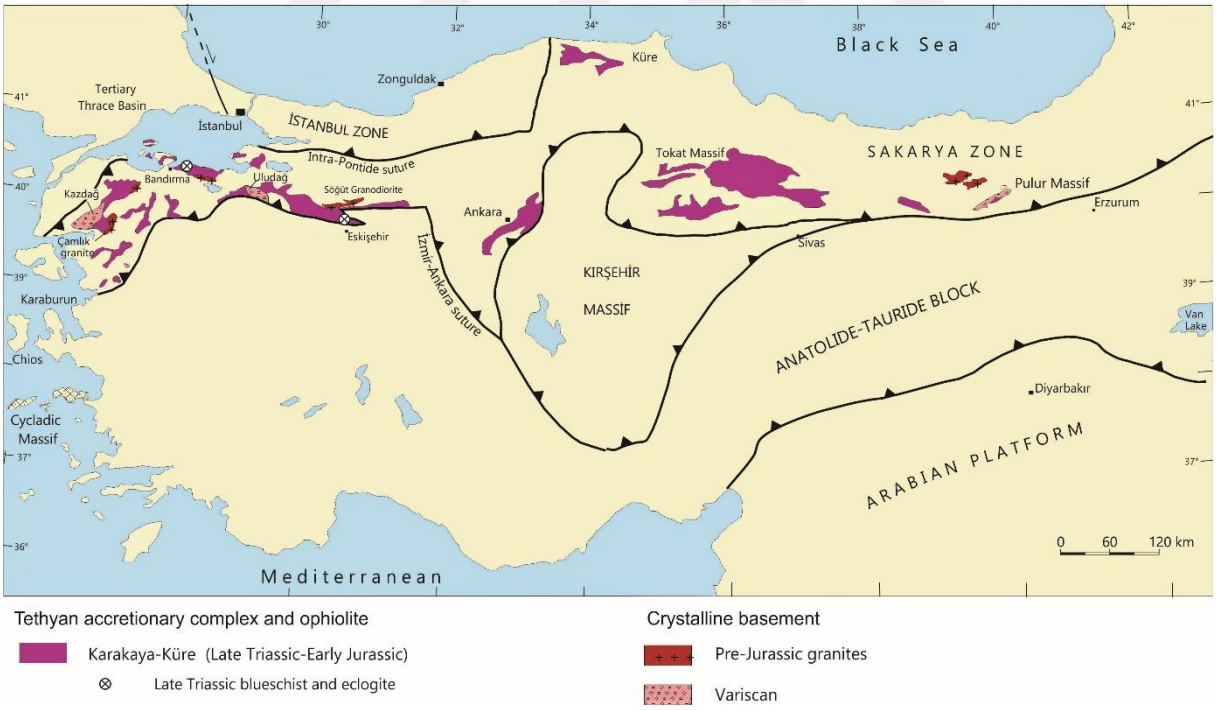
Both the Yeşilırmak metamorphics and the Ovasaray metamorphics display similar deformation histories. Both units experienced at least two phase folding. Axis of the these folds trend N60E and N30W. The overturned fold axial plane of the minor folds and the south-vergent shear indicators on the outcrops of which the strecthing lineations are formed suggest that the subduction which resulted in the deformation is northward.

The metamorphic units in the study area represent a subduction-accretion complex .An accretionary complex has evolved due to the northward subduction along an active continental margin. The matrix which consists of clastic rocks is fed from the continent and the blocks are derived from the subducted oceanic lithosphere. Volcanic edificies which is dragged by subducting oceanic lithosphere collided to the active margin, were burried and metamorphosed. Upper Jurassic-Lower Cretaceous neritic limestones over the Ovasaray metamorphics with an unconformity show that the metamorphic rocks are exhumed before the late Jurassic. The Karasenir Formation located in the upper structural level must have been exhumed before the Liassic time.
January 2020, 156 pages.

Keywords: Amasya, Geology, Petrography, Geochemistry, Tectonic.

1. GİRİŞ

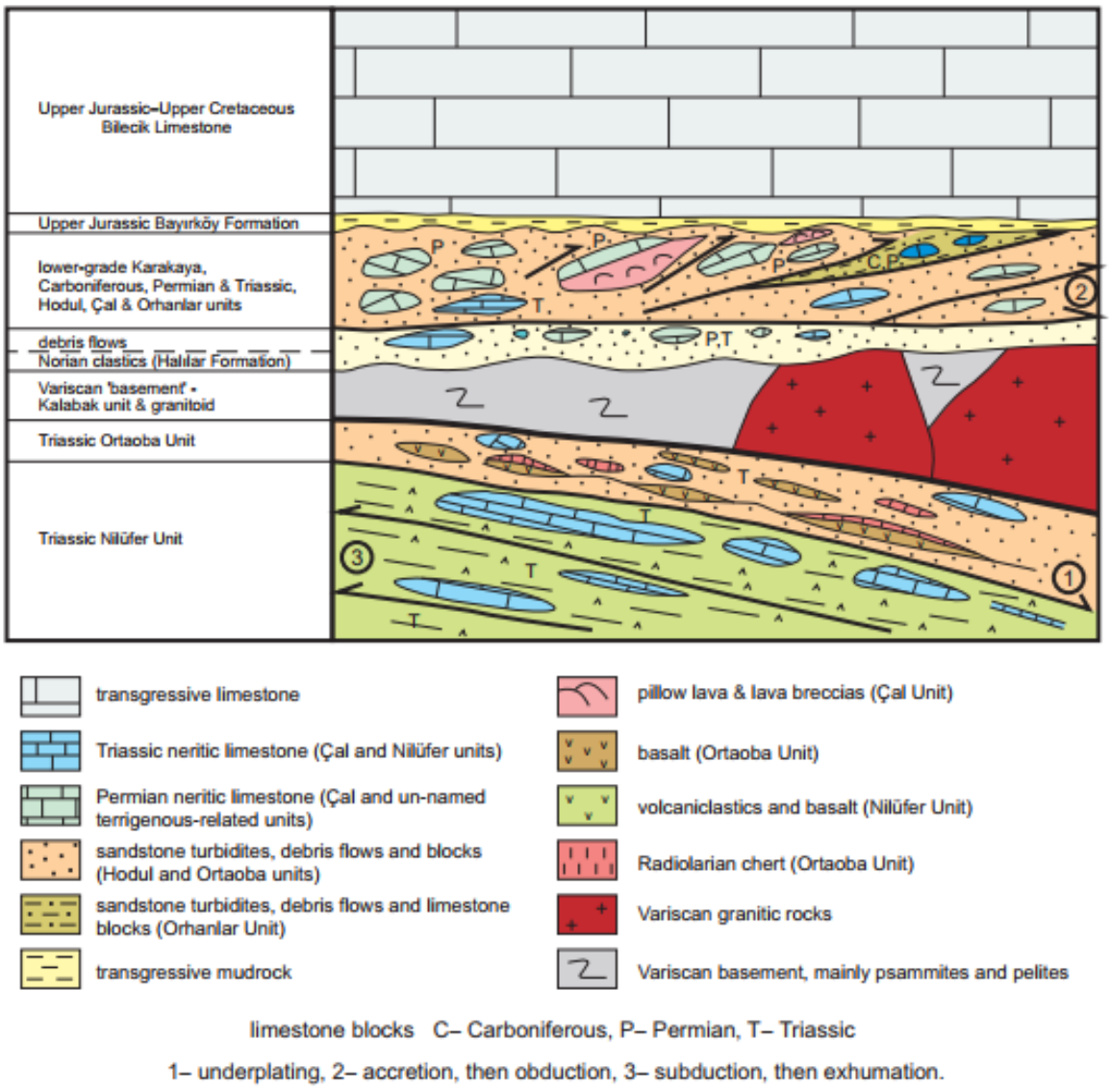
İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağının hemen kuzeyinde, Biga Yarımadası'ndan Gümüşhane'ye kadar yaklaşık 1000 km uzunlukta bir kuşak oluşturan Permo-Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi (Şekil 1.1), Paleotetis okyanusunun yitimi ile ilişkilendirilen kaotik bir kaya topluluğudur (Tekeli 1981; Pickett ve Robertson 1996; Okay 2000; Robertson ve Ustaömer 2012; Topuz ve diğ. 2013; Ustaömer ve diğ. 2016). Liyas yaşlı kaya birimleriyle uyumsuz olarak örtülen bu kaotik kaya topluluğunun tip yeri Biga Yarımadası olup bu bölge çok sayıda araştırma grubu tarafından ayrıntılı olarak çalışılmış ve tektono-stratigrafisi oluşturulmuştur (Okay 1991; MTA, 2012, Robertson ve Ustaömer 2012). Bu çalışmalarda Karakaya Kompleksi Alt ve Üst Karakaya Kompleksi olmak üzere ikiye ayrılmıştır (Okay ve Göncüoğlu 2004). Alt Karakaya Kompleksi göreli olarak daha yüksek dereceli metamorfizma sergilerken (yeşilşist-mavişist-eklojit fasiyesleri), Üst Karakaya Kompleksini oluşturan birimler düşük dereceli bir metamorfizma geçirmişlerdir.



Şekil 1.1: Karakaya Kompleksi'nin Türkiye'deki dağılımı

(https://web.itu.edu.tr/~okay/indextr.html).

Tip alanda Alt Karakaya Kompleksi'ni Nilüfer Birimi oluşturur (Şekil 1.2). Nilüfer Birimi baskın olarak iyi yapraklanmalı, imbrike meta-volkanojenik kayalardan oluşur (çoğunlukla tüf ve daha az oranda lav türü protolitler). İstif içinde meta-karbonat ara seviyeleri ve blokları da bulunur. Seyrek rastlanılan kayalar ise fillatlar, meta-gabro, meta-ultramafik kayalar ile meta-çörtlerdir (Okay ve Göncüoğlu 2004; Pickett ve Robertson 2004; Topuz ve diğ. 2018).



Şekil 1.2: Karakaya Kompleksi'nin tektono-stratigrafisi ve Variskan temel kayaları ile ilişkisi (Robertson ve Ustaömer 2012).

Üst Karakaya Kompleksi ise çoğunlukla arkozik kumtaşları ile sarmalanan Üst Permiyen yaşlı neritik kireçtaşı bloklarından oluşur (Hodul Birimi; Şekil 1.2). Bloklar arasında volkanik kayalar, çörtler ve Karbonifer yaşlı kireçtaşları da yer alır (Ortaoba ve Çal Birimleri). Arkozik kumtaşları yanında vake türü kumtaşlarından oluşan bir birim de Karakaya Kompleksi içinde

bulunur (Orhanlar Birimi). Bu birim içinde Devoniyen yaşlı çört blokları ile Karbonifer ila Permiyen yaşlı neritik kireçtaşı bloklarına da rastlanılır (Okay ve diğ. 2011).

Karakaya Kompleksi'nin Biga Yarımadası'nda ayırtlanan birimleri doğuya doğru yanal olarak Ankara çevresine kadar izlenir ancak Ankara ve daha doğudaki Amasya-Tokat yöresinde metamorfizma derecesi açısından Alt Karakaya Kompleksi içine alınabilecek farklı türde kaya toplulukları da tektono-stratigrafiye katılır. Örneğin Amasya-Tokat çevresinde Jura yaşlı örtü birimlerinin altında şistoz, melanj türü, kaotik yapılı metamorfik kayalar yaygınlaşır (P.A. Ustaömer ve diğ. 2019). Meta-kırıntılı bir matriks içinde çeşitli türde kaya bloklarının yer aldığı böylesi kaotik kaya topluluklarını bazı araştırmacılar Paleozoyik yaşlı kabul edip Karakaya Kompleksi içine almazken (Eyüboğlu 2011, 2018) bazıları ise bu birimleri Karakaya Kompleksi'nin Tokat Masifi'ndeki eşlenikleri olarak kabul eder (Şengör ve Yılmaz, 1981,1984; Yılmaz vd., 1997; Okay ve Göncüoğlu 2004). Kaotik kaya toplulukları içinde rastlanılan çeşitli boyutlardaki mafik ve ultramafik kayaları bazı araştırmacılar blok olarak değerlendirirken (Tüysüz 1996; Yılmaz ve diğ. 1997; P.A. Ustaömer ve diğ. 2019) bazı araştırmacılar ise böylesi kayaların intrüzif olarak meta-kırıntılı istifi kestiğini düşünür (Eyüboğlu 2011, 2018). Amasya çevresinde yüzeyleyen ve düşük dereceli, kireçtaşı ve çört bloklu kumtaşlarından oluşan bir birimin (Karasenir Formasyonu) kökeni de tartışmalıdır. Bazı araştırmacılar bu birimi Orta Silüriyen yaşlı düzenli bir istif olarak görürken (Alp, 1972; Tüysüz 1996; Yılmaz ve diğ. 1997), bazı araştırmacılar da bu birimin bir melanj olduğunu ve Üst Karakaya Kompleksi ile deneştirilebileceğini öne sürerler (Çapkınoğlu ve diğ. 1997; P.A: Ustaömer vd. 2019). Amasya çevresinde yüzeyleyen kaya toplulukları üzerinde sadece gabroyik kayaların oluştukları tektonik ortam jeokimyasal yöntemler ile incelenmişken (Eyüboğlu 2011, 2018) farklı birimler içinde gözlenen metabazaltik kayaların püskürdükleri tektonik ortam ise çalışılmamıştır. O nedenle de tektonik ortamları bilinmemektedir. Bu alandaki meta-kırıntılı çökellerin jeokimyasal özellikleri de bilinmemektedir.

Çalışmanın Amacı

Bu çalışmanın amacı, Jura öncesi yaşlı tektono-stratigrafin iyi gözlendiği Amasya güneydeki Aksalur-İlyas ve Sevincer köylerini içine alan yaklaşık 80 km²'lik bir alanın saha çalışmalarıyla detaylı 1/25.000'lik jeoloji haritasını üretmek, bu alanın tektono-stratigrafisini ve deformasyon tarihçesini belirlemek, bazik volkanik kayalar ile kumtaşlarının jeokimyasal özelliklerine dayalı olarak sırasıyla oluştukları tektonik ortamı ve beslendikleri kaynak alanın niteliğini belirlemektir.

Bu yüksek lisans çalışması sırasında aşağıdaki sorulara cevap aranmıştır.

1- Bölgenin kuzeyinde yer alan ve egemen litolojisi "metabazit" olup içerisinde masif ve yastık lav akıntılarının bulunduğu birimin (Yeşilırmak Metamorfiti) oluştuğu tektonik ortam nedir?

2- Bölgenin güneyinde yer alan meta-pelitik, meta-psamitik bir matriks ile sarmalanan mafik ve ultramafik kayalar (Ovasaray Metamorfiti) acaba intrüzif mi yoksa tektonik blok mu? sorularına cevap bulmaktır.

Bu çalışmada özellikle bölgenin kuzeyinde yer alan Yeşilırmak Metamorfiti'nden alınacak jeokimyasal verilere göre volkanizmanın tektonik ortamının belirlenmesi hedeflenmiştir. Bilindiği gibi yığışım prizmalarında yer alan volkanik kayalar okyanus ortası sırt, okyanus içi volkanik dağ, okyanusal plato, yay ardı havza ve yay gibi bir dizi tektonik ortamın ürünü olabilmektedir. Yeşilırmak Metamorfiti'nin oluştuğu tektonik ortamın belirlenmesi içinde bulunduğu yığışım prizmasının nasıl büyüyüp geliştiğine ışık tutacaktır.

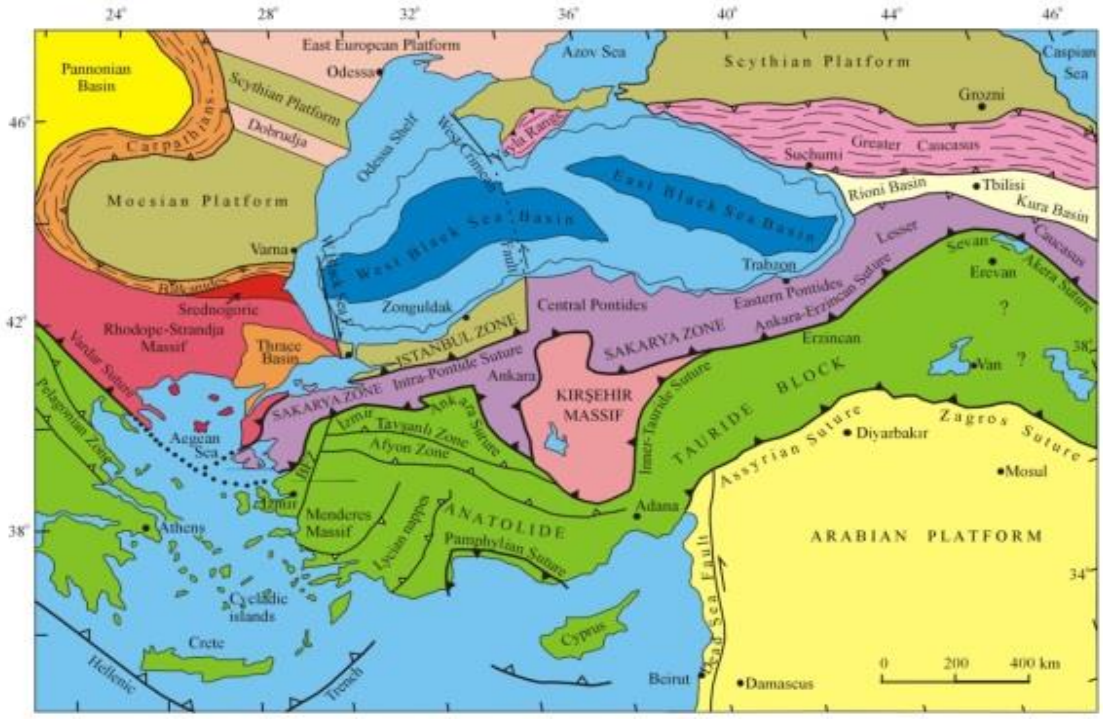
Ovasaray Metamorfiti içinde rastlanılan mafik-ultramafik kayaların kökeni de yukarıda değinildiği gibi oldukça tartışmalıdır. Bu kayaların kırıtılı matriks ile sarmalanmış ofiyolit bloklarını temsil ettiği görüşü yanında (Tüysüz 1996) kırıntılı matriksi sıcak dokanak ile kesen intrüzyonlar olduğu görüşü de ortaya atılmıştır (Eyüboğlu ve diğ. 2011). Birbirine zıt bu iki görüş bu çalışma sırasında ayrıntılı saha çalışması ve petrografik incelemeler ile kontrol edilmiştir.

2. GENEL KISIMLAR

2.1. İNCELEME ALANININ BÖLGESEL JEOLOJİK KONUMU

Türkiye, yapısal özellikleri ve evrim tarihçesi nedeniyle, birden çok yerbilimci tarafından geçmişten bu yana çeşitli tektonik birliklere ayrılmıştır (Arni, 1939; Blumenthal, 1947; Egeran,1947; Petrascheck ve Brunn,1960-61; Dam ve Tolun, 1961; Ketin, 1966; Şengör, 1981). Okay ve Tüysüz (1999) tarafından yapılan ve yaygınca kullanılan son tektonik sınıflamada (Şekil 2.1) ofiyolitik kenet kuşakları ile ayrılan bir dizi kıtasal blok ayırtlanmıştır. Bunlar:

1. Pontidler
2. Kırşehir Masifi
3. Anatolid-Torid Bloğu
4. Arap Platformu



Şekil 2.1: Türkiye'nin tektonik haritası (Okay ve Tüysüz, 1999).

Pontid tektonik kuşağı da kendi içinde üçe ayrılmıştır. KB da Istranca Masifi, B da İstanbul Zonu ve G de Sakarya Zonu.

İnceleme alanı Pontidlerde Sakarya Zonu'nun orta kesiminde yer alır.

Sakarya Zonu'nun Liyas öncesi yaşlı temeli kıtasal ve okyanusal kaya topluluklarından oluşmaktadır. Kıtasal temel birimleri Karbonifer döneminde yüksek dereceli metamorfizmaya (Variskan deformasyonu ve metamorfizması) uğramış şist, gnays, amfibolit

ve mermerden oluşur (Topuz vd., 2004, 2007; Okay vd.; 2006, Ustaömer vd., 2010, 2013; P.A. Ustaömer vd. 2012). Bu metamorfik kayaları Devoniyen ve Karbonifer kristalizasyon yaşına sahip granitoyidler keser (Delaloyeve Bingöl, 2000; Okay vd., 2002, 2006; Topuz vd., 2007; Aysal vd., 2012; Ustaömer vd., 2012, 2013). Sakarya Zonu'nun Liyas öncesi yaşlı okyanusal kaya toplulukları ise Paleotetis okyanusunun yitim-yığışım kompleksi olarak yorumlanan Permo-Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi ile temsil edilir (Tekeli, 1981; Pickett ve Robertson 1996; Okay 2000; Robertson ve Ustaömer 2012).

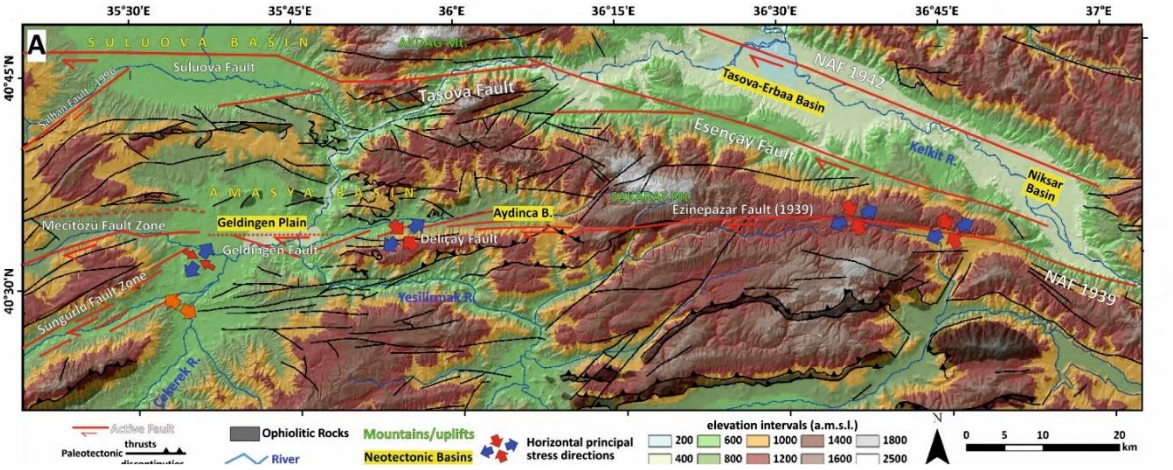
Tokat ve Amasya civarında yüzlek veren Tokat Masifi de Sakarya Zonu'nun Liyas öncesi yaşlı okyanusal kaya topluluklarının yüzeylediği alanlardan biridir ve günümüze kadar birçok çalışmacı tarafından çalışılmıştır (Blumenthal, 1950; Alp, 1972; Bektaş, 1995; Rojay; Bektaş vd., 1998, Eyüboğlu vd. 2011, 2018). Bu çalışmalardan elde edilen bulgular tezin "Önceki İncelemeler" bölümünde ayrıntılı olarak sunulmuştur.

Tokat Masifi metamorfik kayalarını Liyas yaşlı kırıntılı birimler uyumsuz olarak örter (Alp, 1972). Örtü birimlerinin en altında Liyas yaşlı Bayırköy Formasyonu yer alır. Birim başlıca çakıltaşı ve kumtaşı gibi kaba kırıntılılar ile bunlar arasında yer yer araseviye oluşturan çamurtaşı-marn ardalanması ve kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bayırköy Formasyonu ile eş yaşlı olduğu düşünülen ancak volkanojenik kayalardan oluşan Mudurnu Formasyonu Amasya-Taşova hattının kuzeyinde, Akdağ ve Taşlıdağ'da geniş yayılım gösterir (Tüysüz, 1996; Genç ve Tüysüz, 2010). Mudurnu Formasyonu'nun bir yitim zonu üzerinde kabuksal gerilme sonucu oluştuğu düşünülmektedir.

Liyas yaşlı çökeller üzerinde yer alan ve mikritik kireçtaşlarından oluşan birimler (Carcurum Formasyonu ve Ferhatkaya Kireçtaşı) tüm Pontid tektonik kuşağı boyunca izlenen Üst Jura-Alt Kretase yaşlı karbonat platformuna aittir. Güneydeki Neotetis okyanusuna bakan bu karbonat platformu Neotetis okyanusunun kuzeye, Pontidlerin altına yitimi sonucu parçalanmış, üzerine Kampaniyen öncesinde, bir ofiyolitik melan yerleşmiş, bunu Üst Kretase döneminde kuzeyde And-tipi bir yay ve güneyde Amasya çevresinde bir yay önü havzanın gelişimi izlemiştir (Rojay 1995; Rojay ve Altıner 1998; Rojay ve diğ. 2004).
Kuzey Neotetis okyansunun kapanması sonucu Kırşehir Bloku ile Pontidler Paleosen-Eosen döneminde çarpışmış ve bir kıvrım-bindirme kuşağı meydana gelmiştir. Bir filiş-molas havzası deforme temel üzerinde Orta Eosen döneminde oluşmuş, ofiyolitik alloktonlar kuzeye doğru ilerleyerek bu havza çökellerinin üzerine yerleşmiştir (Rojay, 1995). Kabuk kalınlaşması sonucu Orta Eosen-Pliyosen döneminde yaygın bir magmatizma İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı boyunca gelişmiştir.

Güney Neotetis okyanusunun kapanmasının ardından Türkiye'de başlayan Neotektonik dönemde bir dizi fay gelişmiştir. Anadolu levhasının batıya kaçışını kontrol eden sağ yanal Kuzey Anadolu Fayı ve kolları Amasya-Tokat çevresini parçalamış ve bir dizi havzaların

gelişimini sağlamıştır (Şekil 2.2). Bu faylardan biri de Ezinepazar fayı olup inceleme alanını ortadan ikiye bölmektedir.



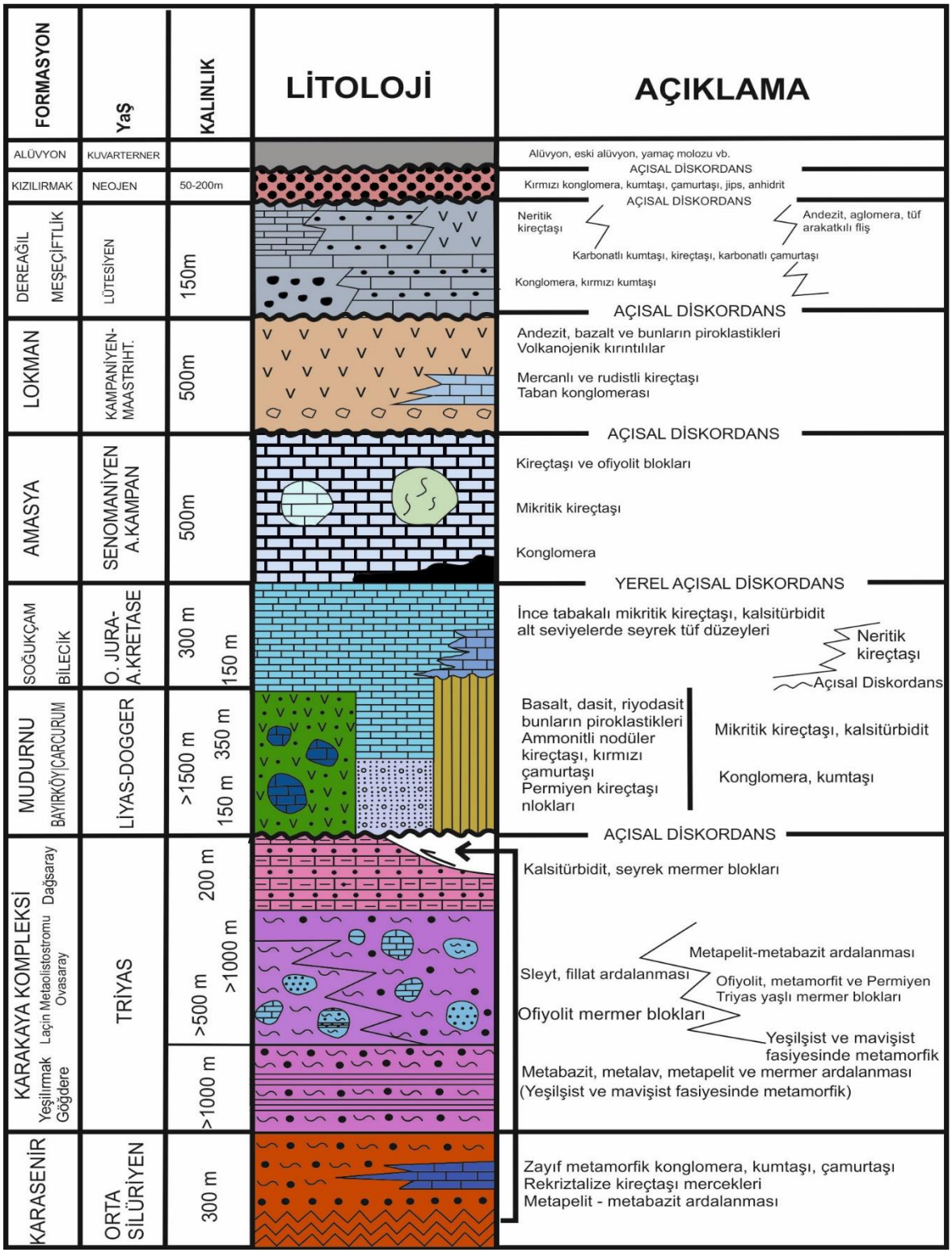
Şekil 2.2: Amasya-Tokat çevresinin tektonik haritası (Erturaç ve Tüysüz 2012). Aktif faylar kırmızı çizgiler ile gösterilmiştir. Siyah çizgiler ise paleotektonik döneme ait fayları göstermektedir.

2.2. ÖNCEKİ İNCELEMELER

Blumenthal (1950) Amasya ve çevresini 1/50.000 ölçeğinde haritalamıştır. Permiyen altında daha az metamorfik olarak gördüğü bir alt seriyi, fosil bulamamış olmakla beraber Devoniyen kabul etmiş ve varsa bile ancak kimi kesimlerde olabileceğini yazmıştır. Liyas istifi içerisinde yumrulu kırmızı kireçtaşı merceklerini ele almış ve istifin yukarıya doğru Jura kireçtaşında da devam edebileceğini düşünmüştür. Dogger-Malm serisini hiç görememiş, eğer varsa dahi Kretase kireçtaşı serisi tabanında varlığının olanaksız olmadığını belirtmiştir (Eyuboğlu, 2006)

Alp (1972) Bölgenin 1/25.000 ölçekli jeoloji haritasını hazırlamıştır. Metamorfik kayaları 3'e ayırıp her birinin kökeni ve gelişim koşulları üzerine bilgi vermiştir. Bölgede Orta Silüriyen'in varlığı ilk kez bu çalışmada belirtilmiştir. Yeni Liyas mostraları bulunmuş ve bunların bir kısmının allokton olduğu söylemiştir. Daha önceleri Alt ve Üst Kretase yaşlı olduğu düşünülen kayaların yeni fosil bulgularına göre Dogger-Malm yaşlı olduklarını açığa çıkarmıştır. Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarında mikrofasiyes incelemesi yapmış ve bu kayalara ilişkin bir fasiyes haritası düzenlemiştir. Bölgedeki ofiyolitlerin bir kısmının Dogger-Malm, bir kısmının da Üst Kretase (Turoniyen-Kampaniyen) yaşlı olduklarını ortaya koymuştur. Çalışma alanında yer alan Yeşılırmak ve Ovasaray Metamorfiti'ni Silüriyen öncesi istif olarak kabul etmiş ve bu kaya topluluklarını "Billursel Şiştler" olarak adlandırmıştır. Billursel Şistleri iki ana başlıkta "Yeşilşist Serileri" ve "Fillat Serileri" olarak ayırtlamıştır. Yeşilşist serilerini bölgenin görünür temeli kabul edip, Fillat Serileri'ni ise 4 başlıkta incelemiştir. Bunlar demirli şist birimi, kuvarsporfir birimi, bazik metavolkanik birimler ve esas fillar serisidir.

Tüysüz (1996) Amasya çevresinin jeoloji haritasını hazırlamış, stratigrafisini kurmuş (Şekil 2.3) ve jeolojik evrimini açıklamıştır.



Şekil 2.3: Amasya ve çevresinin stratigrafisi (Tüysüz 1996'dan alınarak yeniden çizilmiştir).

Liyas öncesi birimleri Karasenir Formasyonu ve Karakaya Kompleksine ait kaya toplulukları olarak ikiye ayırmıştır. Tüysüz, (1996) Orta Silüryen yaşlı Karasenir Formasyonu'nun, Liyas öncesi birimler diye ayırtladığı Karakaya Kompleksi kayalarının üzerine itildiğini savunmuştur. Liyas öncesi birimleri ise 5 ayrı başlıkta incelemiştir. Bunlar;

Yeşilırmak Metamorfiti
Ovasaray Metamorfiti
Laçin Metaolistostromal Karmaşığı
Dağsaray Metamorfiti (Kalsitürbitit Topluluğu)
Göğdere Metamorfiti (Mavişist Topluluğu)

Çalışma alanının kuzeyinde yer alan İlyas ve çevresinde yüzeyleyen Yeşilırmak Metamorfiti'nin başlıca metabazit türü kayalardan ve kireçtaşı bloklardan oluştuğunu belirtmiştir. İnceleme alanının kuzeyinde yer alan Aksalur ve Kızılca köyü çevresinde yer alan Ovasaray Metamorfiti'nin ise metakırıntılı kayalar ve bunların içerisinde blok halinde yer alan mafik ultramafik kaya topluluklardan oluştuğunu ifade etmiştir. Amasya Çorum yolu üzerinde, Göğdere köyü çevresinde yüzeyleyen metabazitlerden oluşan Göğdere Metamorfiti'nin mavişist fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını saptamıştır.
Yazar inceleme alanının en yaşlı birimi olan Orta Silüriyen istifin Triyas sonu – Liyas öncesinde Karakaya kompleksi üzerine yerleştiğini, Karakaya Kompleksi'nin bu olay sonucunda metamorfizmaya uğradığını söylemiştir. Silüriyen biriminde bölgesel metamorfizma etkisi hemen hemen yokken, alttaki Karakaya Kompleksi'nin mavi şist fasiyesine ulaşan bir metamorfizmaya uğramasının Karakaya Kompleksi'nin Paleozoyik serinin altında derin gömüldüğünün göstergesi olduğunu savunmuştur. Diğer yandan Liyas rift çökelleri içerisinde yer alan Permiyen kireçtaşı bloklarında da metamorfizmanın olmamasını, Liyas öncesinde bu birimlerin birlikte olmasına yormuştur.

Paleozoyik birimlerindeki yapısal unsurların bu birimin güneye doğru itilmiş olduğuna işaret ettiğini, Karakaya okyanusunun da Permiyen karbonat platformunun parçalanması ile açıldığını belirtmiştir. Triyas sonunda Karakaya okyanusunun kapanmasının ardından bölgede güneye bakan pasif bir kıta kenarının Liyas – erken Kretase döneminde geliştiğini öne sürmüştür.

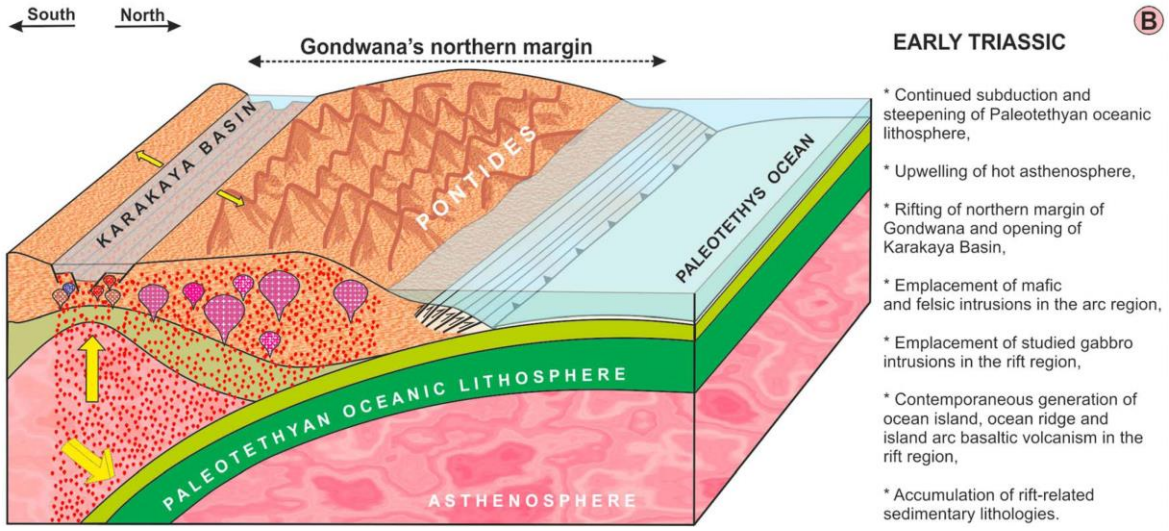
Yılmaz vd. (1997) Tokat-Turhal çevresinde yaptıkları Tokat Masifi'ni Liyas öncesi yaşlı üç ana bileşene ayırmışlardır. Bunlar: (1) Yeşilırmak Grubu; (2) Turhal Metaofiyoliti; (3) Amasya Grubu'dur. Yeşilırmak Grubu başlığı altında tanımlanan kaya topluluğu kendi içinde formasyon düzeyinde dört birime ayrılmış olup, bu birimlerin bir kıta parçasının Triyas döneminde Gondwana kuzey kenarından riftleşmesi sürecinde oluştuğunu öne sürmüşlerdir. İstif tabanda kaba kırıntılılar ile başlamakta (Laçin Formasyonu), üste doğru uyumlu olarak ince taneli kırıntılılardan oluşan birimlere geçer (Eskiköy ve Kuytul Formasyonları). Ofiyolitik

kaya bloklarının da yer aldığı Kuytul Formasyonunun üzerine de volkanik bir istif uyumlu olarak gelir. Tokat yöresinde tanımlanan bu birimlerden Kuytul ve Topçam Formasyonları kaya türü özellikleri nedeniyle inceleme alanındaki Ovasaray ve Yeşilırmak Metamorfiti ile deneştirilebilmek mümkündür.

Amasya Grubu ise inceleme alanındaki Karasenir Formasyonu ile temsil edilmektedir. Yılmaz ve diğ. (1997) Amasya Grubunun Paleozyik yaşlı Lavrasya güney kenarını temsil ettiğini kabul ederler. Paleotetis okyanusu da kuzeydeki Lavrasya (Amasya Grubu) ile güneydeki Gondwana (Yeşilırmak Grubu) arasında yer almaktadır. Bu okyanusun Triyas sonuna kadar kapanması sonucu iki kıta çarpışmış ve Kimmer orojenezi gelişmiştir.

Çapkınoğlu vd. (1997) Karasenir köyü civarında yaptıkları ayrıntılı arazi çalışmalarında, Liyas çökelleri tarafından uyumsuz olarak üstlenen Karasenir Formasyonu'nun çok sayıda kireçtaşı olistoliti ve olistostromal düzeyler içerdiğini saptamışlardır. Çalışmacılar bu olistolitlerin ikisinden, Erken Devoniyen'in (Lochkoviyen) eurekaensis, delta ve pesavis zonlarına ait konodont faunaları elde etmişler, Stratigrafik olarak öncekilerden daha alt bir konumda bulunan koyu gri renkli bir kireçtaşı olistolitinin ince kesitlerinde, Permiyen'i karakterize eden algler (Gymnocodiacea) saptamışlardır. Araştırmacılara göre Erken Devoniyen ve Permiyen yaşta olistolitler içermesi ve Liyas yaşlı birimler tarafından uyumsuz olarak örtülmesi nedeniyle Karasenir Formasyonu'nun yaşı Triyas olmalıdır.

Eyüboğlu vd. (2011,2018) Amasya güneyinde yüzeyleyen mafik ve ultramafik kayalar üzerinde ayrıntılı petrografi, jeokimya, izotop jeolojisi ve jeokronoloji çalışmaları yapmış ve değerli veriler üretmişlerdir. İntrüzif olduğunu düşündükleri mafik ve ultramafik kayaların oluşumu ile ilgili bir hipotez önermişlerdir. Bu hipoteze göre hem yay hem de levha içi kimyaya sahip mafik ve ultramafik intrüzyonlar Paleozoyik dönemde Gondwana kuzey kenarında yer alan ve And-tipi bir aktif kıta kenarını temsil eden Tokat Masifi'nin Triyas döneminde, Karakaya yay ardı havzasının riftleşmesi sürecinde, incelmiş kabuğa yerleşmişlerdir (Şekil 2.4). Yay tipi gabroların birinden ayıklanan zirkonlardan yapılan 203 My U-Pb zirkon yaşı alınırken, levha içi türü gabrolardan ise 256 ile 243 My arası U-Pb titanit ve Ar-Ar amfibol yaşları alınmıştır.



Şekil 2.4: Erken Triyas döneminde Gondwana kuzey kıta kenarında yer alan Tokat Masifi'nin jeodinamik konumu ve mafik intrüzyonların incelmiş kabuğa yerleşimi (Eyüboğlu ve diğ. 2018)

Catlos (2013) yaptıkları çalışmada, Tokat Masifi'ndeki meta-gabro ve metabazit örneklerinden yeni jeokimyasal ve yaş verileri elde etmişlerdir. Eyüboğlu ve diğ. (2011) tarafından da çalışılan gabroların farklı bir alandaki yüzeylemelerinden alınan örnekler üzerinde yapılan jeokimyasal analizlere göre gabroların tektonik ortamı OIB ve MORB çıkarken, Neo-Tetis melanjlarındaki metagabroların ise IAT türünde oldukları belirlenmiştir. Yapılan U/Pb yaş verilerine göre Tokat Masifi'ne ait gabroların oluşum yaşı yaklaşık 250 my, metamorfizma ve deformasyon yaşı ise 200-135 my olarak tespit edilmiştir.

2.4. İNCELEME ALANININ COĞRAFİ NİTELİKLERİ

İnceleme alanı Türkiye 1:25.000 ölçekli topografik haritalarından Çorum G35- c4 paftasının büyük bir kısmını içine alan yaklaşık 80 km²'lik bir bölgeyi kapsamaktadır.

Çalışma alanı Amasya İli, Merkez ilçesinin güneyinde, İpekköy'ün kuzeyde üst sınır ve Aksalur köyü'nün güneyde alt sınır olarak kabul edildiği bir kesimi temsil edip jeolojik konum olarak Orta Pontidlerin güney kısmında yer almaktadır. Coğrafi konumu itibariyle 40° 33' kuzey enlemleri ve 35° 49' doğu boylamları arasında yer alan bölgeyi temsil eder. Kuzeyde Samsun, güneybatıda Çorum, güneydoğuda Tokat ve kuzeydoğuda Ordu'nun bulunduğu Orta Karadeniz bölgesi olarak kabul edilen Amasya ili Anadolu'nun en eski yerleşim merkezlerinden birisidir (Şekil 2.5).



Şekil 2.5: Yer Bulduru Haritası.

Yükseltiler: Deniz seviyesinden ortalama yüksekliği 1150 m. olan ve 1730 km² 'lik bir alan kaplayan Amasya ili, yeryüzü şekilleri bakımından oldukça engebeli bir araziye sahiptir. İnceleme alanında oldukça yüksek tepeler yer almaktadır. Yükseklikler 1159 m. ve 460 m. arasında değişen tepelerin isimleri; Sarıtaş Tepe (1159 m), Borukluçal Tepe (1103 m), Elti Tepe (1050 m), Tavukkırançal Tepe (926 m), Balıkkaya Tepe (886 m) Gedikağzı Tepe (871 m), Azı Tepe (808m), Sevincerkoçağı Tepe (762 m), Gölyeri Tepe (763 m), Çığırgandede Tepe (611

m), Uğ Tepe (531 m), (Ağılyeri (518 m), Tepebaşı Tepe (518 m) Karaburun Tepe (460 m.) ve Çatalkaya Tepedir (Şekil 2.6).



Şekil 2.6: İnceleme alanına ait tepelerin konumlarını gösteren Google Earth görüntüsü.

Akarsu ve Göller: Amasya, akarsu açısından oldukça zengin bir ilimizdir. İnceleme alanının güneybatısında Yeşilırmağın bulunmasıyla birlikte, çalışılan bölge dışında Amasya'da Çekerek Irmağı ve Tersekan, Kelkit, Destek, Deliçay, Kuruçay, Gökdere, Kavşak, Hamamözü çayları bulunmaktadır. Göl olarak ise Amasya merkezine 63 km uzaklıkta bulunan Taşova ilçesindeki Boraboy gölünden bahsebiliriz. Bu göl Kültür Bakanlığı Ankara Kültür ve Tabiat Varlıklarını

Koruma Kurulu'nun 13.07.1993 gün ve 3092 sayılı kararı ile 1.Derece Doğal Sit Alanı ilan edilmiştir.

Ovalar: Bölgede yer alan ovaların başlıcaları Suluova Ovası, Merzifon Ovası, Gümüş Ova ve Geldingen Ovası'dır. Bu dört ova bölgenin yüzölçümünün yaklaşık % 24'ünü kapsar.
Amasya-Taşova arasında uzanan Yeşilırmak Vadisi'nin çevresinde oldukça verimli ve farklı iklim türlerini barındıran küçük bir habitata sahip tarımsal alanlar mevcuttur. Bu ovalar aktif fay hatlarıyla ilişkili olarak meydana gelen havzalarda alüvyon birikintileri sonucu oluşmuştur.

İklim ve Bitki Örtüsü: Amasya'da Karadeniz ve Kara iklimi arasında bir geçiş iklimi hakimiyetini sürdürür. Yazları kara iklimi kadar kurak bir şekilde geçmezken, Karadeniz iklimi kadar da yağışlı değildir. Kış ayları Karadeniz iklimi kadar ılıman geçmezken, Kara iklimi kadar da sert değildir. Yazları sıcak ve kurak, kışları yağışlıdır. Amasya'nın en çok yağış aldığı mevsim ilkbahardır. Bölgenin genel iklim özelliklerini Merzifon, Hamamözü, Gümüşhacıköy ve Suluova yansıtmaktadır. Merkez İlçesi, Göynücek ve Taşova ise karasal iklim özelliği daha çok yansıtmaktadır (Amasya İl Kültür ve Turizm Müdürlüğü). Amasya ilinin topraklarının % 16'sı orman, % 54'ü mer'a ve % 30'u ekime müsaittir. Dağ yamaçları karaçam, kayın, ardıç ağaçlarıyla kaplıdır (cografya.gen.tr).

Tarım ve Hayvancılık:
Tarım ve hayvancılık vadilerde yapılmaktadır. Bu vadiler alüvyonlu topraklar ile kaplıdır. Bölgenin en bereketli toprakları Taşova ve Suluova ilçelerinde bulunmaktadır. Buğday ekilmek için en fazla tercih edilen tahıl türüdür. Amasya'da yetiştirilen tütün oldukça kalitelidir. Şeker pancarının en fazla üretildiği yer Turhal'a yakın kesimlerdedir. Sebze ve meyvesi boldur. Bamyası meşhur olan ilde genel olarak, taze iken sultani cinsi tüketilir, kara bamyası ise ipe dizip kurutularak tüm sene kullanılabilmektedir. En meşhur meyvesi ise elmadır. "Misket" küçük cinsine denirken, büyük cinsine ise "kabak" adı verilmektedir. Misket'in güzel kokması ayırt edici bir özelliğidir. Ayrıca fasulye, mısır, nohut, pamuk, arpa, haşhaş, kenevir ve patates yetiştirilmektedir. İl Bostan ve üzüm bağları açısından zengindir. Arazilerin yarısından çoğu otlak olup, üçte ikisi ekim için elverişlidir. Meralar oldukça fazla olup 550 bin baş hayvan otlatılmaktadır. Ayrıca, ipekböcekçiliği ve arıcılık yapılmaktadır. Bir zamanlar bölgede yaygın olan ipek böcekçiği yetiştiriciliği yerini kiraza bırakmıştır.

Yerleşim Merkezleri: İnceleme alanında yerleşim yerleri olarak; İpekköy, Kapıkaya, İlyas Köy, Kayabaşı, Dadıköy, Belmebük, Karaköprü, Kızılca, Aksalur ve Sevincer köyleri yer almaktadır.

Ulaşım: İnceleme alanı ulaşım açısından oldukça şanslı bir bölgededir. Amasya iline, hava yolu ve karayolu olmak üzere iki türlü ulaşım vardır. Hava yolu kullanıldığında Merzifon Havaalanı, karayolu kullanıldığında ise Amasya (Merkez) otogar varış noktalarıdır. Havaalanından servislerle Amasya (Merkez)'e gelinebilmektedir. İl merkezinden ise halk otobüsleri kullanılarak, çalışma alanının da içerisinde olan "Sanayi Sitesi"ne varılabilmektedir. Sanayi Sitesi'ne gelindiğinde ise ya yürüyerek ya da kişisel araç vasıtasıyla mostlaralara ulaşılabilmektedir.

2.5. TEZ DÜZENİ

Bu çalışma beş temel bölümden oluşmaktadır.

Tezin "Giriş" bölümünde çalışma konusu ile ilgili mevcut bilgi birikimi ve alternatif tektonik modeller sunulmuş, mevcut problemler tanımlanarak tezinin amaç ve hedefleri maddeler halinde belirtilmiştir.

Genel Kısımlar adlı ikinci bölümde önce çalışma alanının jeolojik konumu ve Liyas-Güncel dönemdeki jeolojik gelişimi verilmiş, ardından önceki incelemeler kronolojik bir sırada özetlenmiştir. Bu bölümün sonunda inceleme alanının coğrafya nitelikleri tanıtılmıştır.

Üçüncü bölümde (Malzeme ve Yöntem) tez çalışması sırasında uygulanan yöntemler ayrıntılı olarak sunulmuştur.

Tezin dördüncü bölümünde bu çalışma sırasında elde edilen saha ve laboratuvar verileri sunulmuştur. Bulgular bölümünde haritalanan birimlerin birbirleriyle ilişkileri ve kaya türü özellikleri tanımlandıktan sonra bu birimlerin petrografik, jeokimyasal ve apısal özelliklerin sırayla anlatılmıştır.

Elde edilen verilerin değerlendirmesi ise tezin beşinci "Tartışma ve Sonuçlar" bölümünde yapılmıştır.

3. MALZEME VE YÖNTEM

Bu çalışma kapsamında bölgenin 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası hazırlanmış olup (EK1), jeokimyasal ve petrografik çalışmalar için örnekler alınıp laboratuvar ortamında analize uygun hale getirilmiştir. Kullanılan malzemeler ve uygulanan yöntemler aşağıda alt başlıklarda anlatılmıştır.

3.1. SAHA ÇALIŞMALARI

Amasya Merkez'i güneyinde yürütülen saha çalışmaları 2017 yaz dönemide 40 gün, 2018 Eylül-Ekim aylarında yaklaşık 20 gün, 2018 Kasım-Aralık aylarında 20 gün, 2019 Şubat ayında 2 gün ve 2019 Nisan ayında 10 gün olmak üzere beş seferde gerçekleştirilmiştir. İnceleme alanının jeoloji haritası pafta numarası G35 c4 olan 1:25000 ölçekli topografik harita üzerine kaya stratigrafik birimlerinin dokanakları izlenerek hazırlanmıştır. Harita hazırlama süreçlerinde Handy GPS uygulaması ve Garnet marka GPS kullanılmıştır. Stratigrafinin kurulması amacıyla birim sınırları arasındaki ilişki incelenmiş, her birime ait foliasyon, lineasyon ve kıvrım gibi yapısal unsular Silva tipi pusula ile ölçülerek topografik haritaya işlenmiştir. Ayrıca birimler arasındaki ilişkilerin gözlendiği yerlerde de şematik enine kesitler çizilmiş ve bu kesitler dokanak ilişkisinin daha iyi gösterilmesi amacıyla "Tektonostratigrafi" kısmında kullanılmıştır. Çalışma alanının belirgin özelliklerine ait fotoğraflar çekilmiş ve tez kapsamında gereken yerlerde kullanılmıştır.

3.2. YÖNLÜ ÖRNEK ALIMI

Saha çalışması sırasında her birimi temsil eden kaya numunelerine ait örnekler düzenli olarak alınmış, lokasyonlar haritaya işaretlenmiş, ayrıca GPS ile koordinatları kaydedilmiştir. Kaya birimlerinin deformasyon evriminin tanımlanması için araziden yönlü örnekler de toplanmıştır. Yönlü örnek alınırken Silva marka pusula ve permanent kalem kullanılarak aşağıdaki yöntemler izlenmiştir.

1. Yönlü örneğin alınacağı kaya biriminin bulunduğu mostradan, düz, pürüzsüz bir yüzey belirlenmiştir.
2. Pusulanın düşey düzeç ayar ibresinin 0 noktası el ile ayarlanarak eğim ölçümünde kullanılan ölçüm skalası 0 noktası ile çakıştırılmıştır.
3. Daha sonra pusula belirlenen düzgün yüzeye dik tutulmuş, düşey düzecin ortalandığı konumda pusulanın örnek yüzeyi ile yaptığı teğet boyunca silinmez bir keçeli kalemle düzgün bir doğrultu çizgisi çizilmiştir.
4. Doğrultu sol el kuralına göre ölçülmüş ve hem örnek üzerine hem de deftere bu yön işaretlenmiştir.
5. Çizilen doğrultu çizgisine dik olacak şekilde pusula tutularak örnek alınacak düz yüzeyin eğimi ölçülmüş ve örnek üzerine hem eğim yönü hem de eğim derecesi işaretlenmiştir.
6. Son olarak yüzey üzerine, alınacak örneğin mostradaki konumuna göre alt ve üst taraflarının neresi olduğunu belirtecek A ve Ü harfleri ile örnek numarası kaydedilmiştir.

Yerinden alınmadan önce örneğin bir skeç kesiti arazi defterine çizilmiştir. Örnek, bir çekiç ve murç yardımı ile yerinden kırılarak alınmış ve örnek numarasının yazılı olduğu bir örnek torbasına konulmuştur.

3.3. PETROGRAFİK İNCE KESİTLERİN HAZIRLANMASI

Kayaların barındırdığı mineraller ile kaya doku ve yapısı çalışılan bölgenin jeolojisi hakkında çok değerli bilgiler sağlar. Bu amaçla saha gözlemleri yanında kayaların mikroskop altında da incelenmesi gerekir. İnce kesit hazırlamanın ilk adımı çalışılan bölgede bulunan mostralardan, en taze kaya numunesini seçerek onu şeker haline getirmektir. Kayanın şeker haline gelmesi için öncelikle İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa Mühendislik Fakültesinin Taş Kesme Laboratuvarı kullanılmıştır (Şekil 3.1). Öncelikle kayaların altere yüzeyleri, elmas uçlu testere ile temizlenerek taze yüzeyleri elde edilmiştir. Taze yüzeyi elde edilmiş kayalar ise foliasyona dik, lineasyona paralel olacak şekilde kesilerek kibrit kutusu boyutundaki ‘şeker’ haline getirilmiştir. Daha sonra bu şekerler silinmez kalemle numaralandırılarak numune poşetlerine koyulmuştur. Örnek numaraları hem numune poşeti hem içerisine not edilip kağıtlara yazılarak Pamukkale Üniversitesi Taş Kesme Laboratuvarı’na ve İ.T.Ü. Taş Kesme Laboratuvarı’na gönderilmiştir.



Şekil 3.1: Kayaların ince kesit haline getirilmesi için yapılan çalışmalar, İÜ-C Mühendislik Fakültesi Taş Kesme Laboratuvarı.

3.4. XRD ÇALIŞMASI

Tez çalışmasının ilerleyen adımlarında daha detaylı bilgi almak ve ince taneli örneklerin ince kesitlerinde tanımlanamayan mineral fazlarını tespit etmek için XRD analizine ihtiyaç duyulmuş ve gerçekleştirilmiştir.

XRD ölçümü yapılacak olan numuneler küçük miktarlarda kesilip, 150 mesh boyutuna gelecek kadar agat havanda öğütülmüş ve küçük boyutlara getirilmiştir. Örnekler üzerinden yapılan XRD analizleri İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa Mühendislik Fakültesi, Mineraloji Petrografi Anabilim Dalı X-Işınları laboratuvarında yer almakta olan GNR marka APD 2000 Pro model cihazında, Cu-Ka radyasyonu ile 40 kV gerilim ve 30 mA akım altında 2θ=1°/dk gonyometre hızı ile yapılmıştır. Ölçümler 5°-65° ve 5°-70° arasında alınmış olup alınan XRD kayıtları Panalitical X'pert Highscore yazılımı kullanarak değerlendirilmiştir.

3.5. JEOKİMYA ANALİZLERİ

İnceleme alanında Yeşilırmak Metamorfiti, Ovasaray Metamorfiti ve Karasenir Formasyonu içerisinde bulunan metabazit ve metakırıntılı kayaların nasıl bir tektonik ortamda oluştuklarını belirlemek maksadı ile farklı lokalitelerden alınan 30 adet örnek üzerinde İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'ndeki Jeokronoloji ve

Jeokimya Labortuarındaki ICP-OS ve LA-ICP-MS cihazları kullanarak tüm kaya jeokimya analizleri yapılmıştır.

Jeokimyasal analizlerin ilk adımı olan, ısıda kayıp değeri (LOI) hesaplanması için İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa Jeoloji Mühendisliği Taş Kesme ve Mineral Ayırma Laboratuvarları kullanılmıştır (Şekil 3.2). Öncelikli olarak kayalar "Taş Kesme Laboratuvarı"nda kesilerek uygun boyutlar haline getirilmiştir. Daha sonra kayalar "Taş Kırma/Öğütme Laboratuvarı"nda mercimek tanesi boyutuna gelecek şekilde kırılıp öğütülmüştür. Mercimek tanesi boyutundaki kayalar Mineraloji Petrografi Anabilim Dalında bulunan Kil Laboratuvarındaki agat değirmende yaklaşık 20 dakika öğütülerek toz haline getirilmiştir. Toz haline getirilen kayalar, elde hiçbir pürüz hissedilemeyecek hale gelene kadar agat havanda öğütülmüş etüve koyulmuştur. Etüvde 70°C'de bir gece bekletilen "4-5" gr ağırlığındaki örnekler kroze kaplara konup hassas terazide tartılarak 900°C'lik fırına konulmuştur. Fırında üç saat tutulan örnek soğuduktan sonra hassas terazide tekrar tartılmıştır. Bu sayede örneğin kütlesinde meydana gelen kayıp değerleri belirlenmiştir.



Şekil 3.2: LOI Hesaplaması yapılma aşamalarını gösteren fotoğraflar. **a)** Numuneleri öğütmek için kullanılan agat değirmen. **b)** LOI hesabı için kullanılan örnek dolu krozeler ve örneklerin tartılması için kullanılan hassas terazi. **c)** Numunelerin kroze kaplara konup, hassas terazide tartılma işlemi.

Çözeltiye Alma

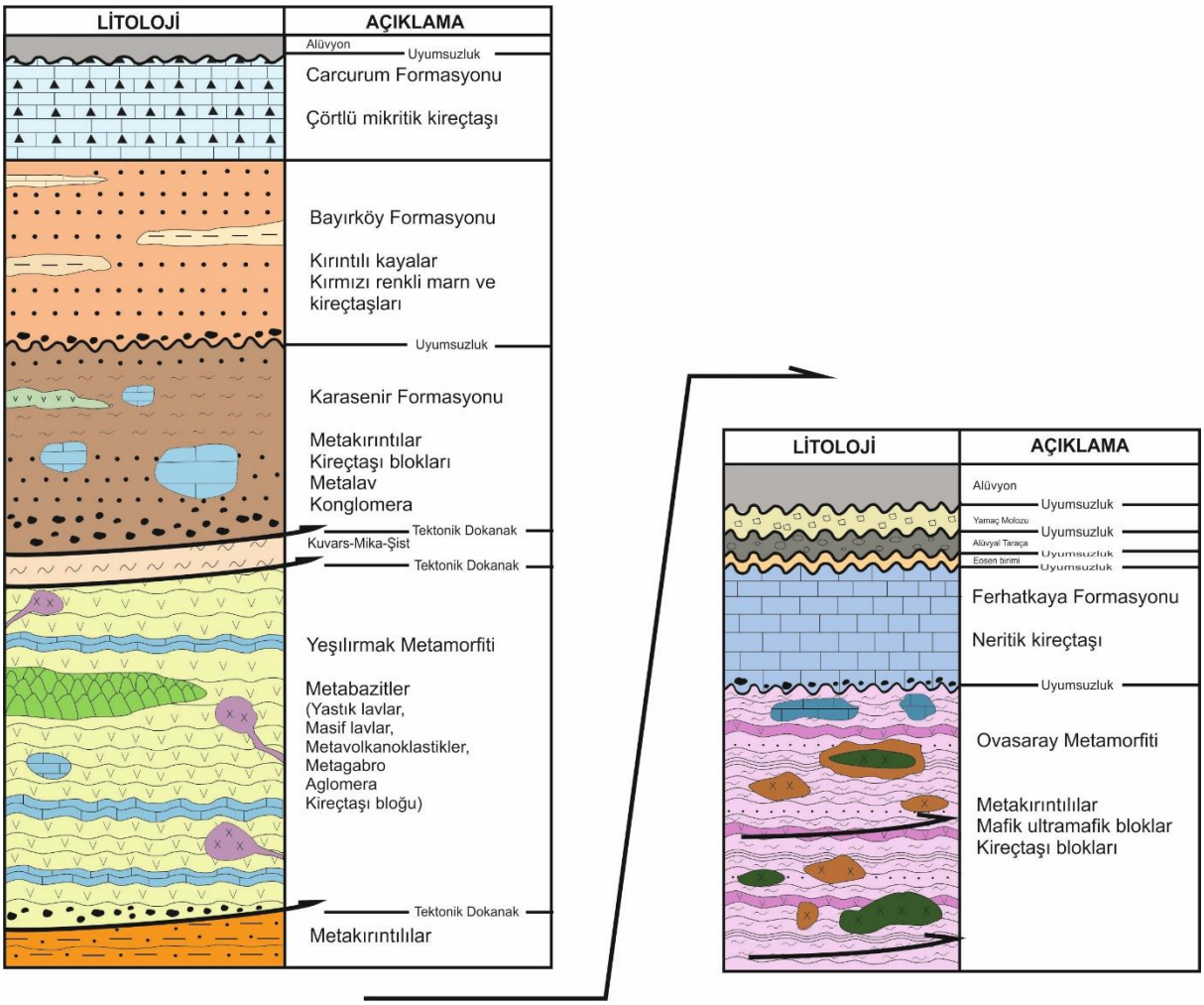
Hassas terazi ile platinyum kroze içerisine pudra halindeki 0,2 gr. kaya numunesi ve 1 gr. lityum tetraborat konularak, ince çubuk ile dikkatlice karıştırılıp homojen bir karışım elde edilir. Daha sonra numune 15 dakika boyunca kül fırında 1100 °C'de ergitilir. Yaklaşık 10. dakikada platinyum kroze fırından çıkarılarak hem çalkalanır hem de iyodür eklenir. Amonyum iyodür eklendikten sonra tekrar fırına yerleştirilen platinyum kroze 5 dakika bekletildikten sonra ergimiş haldeki numune fırından çıkarılır ve %5'lik nitrik asit içerisine aktarılır. Fırından çıkarılan numune birkaç kez çalkalandıktan sonra yaklaşık 45 ml hacmindeki %5'lik saf ultra nitrik asit içerisine dökülür. Çözelti içerisine aktarılmış olan ergimiş numune ile çözelti arasındaki yüksek sıcaklık farkı nedeniyle ergiyik çok hızlı bir şekilde parçalanır. Manyetik karıştırıcı yardımıyla karıştırılan çözelti yaklaşık 10 ile 15 dakika arasında tamamıyla homojen çözelti halini alır. Çözelti hacimsel olarak yaklaşık 50 ml'ye tamamlanır ve kütlesi ölçülür.

4. BULGULAR

4.1.TEKTONO-STRATİGRAFİ

İnceleme alanı yaklaşık D-B gidişli Neotektonik dönem ürünü olan Ezinepazarı fayı ile kat edilerek ortadan ikiye ayrılmaktadır. Bu çalışmada Ezinepazar Fayı ile ayrılan kuzey ve güney blokların ayrı ayrı tektonostratigrafisi kurulmuş (Şekil 4.1), birimlerin kendi içerisinde litostratigrafisi oluşturulmuştur.

Kuzey blokta önemli bir yer tutan ve başlıca volkanojenik kayalar ile bunları kesen metagabroyik intrüzyonlardan oluşan "Yeşilırmak Metamorfiti" alttan ve üstten bir meta-kırıntılı istif ile tektonik olarak sarılmıştır. Yapısal olarak daha üstte ise egemen litolojisi metakumtaşları olan ve içerisinde metalav ve kireçtaşı bloklarından oluşan "Karasenir Formasyonu" yer alır. Karasenir Formasyonu'nu uyumsuz olarak "Bayırköy Formasyonu" örter. Bayırköy Formasyonu ise uyumlu bir şekilde pelajik, çörtlü kireçtaşı istifinden oluşan Üst Jura - Alt Kretase yaşlı "Carcurum Formasyonu"na geçer. Güney blokta "Ovasaray Metamorfiti" geniş bir alan kaplar. Egemen litolojisi fillat olan ve içerisinde mafik-ultramafik kaya bloklarını barındıran Ovasaray Metamorfiti uyumsuz olarak Üst Jura - Alt Kretase yaşlı ve neritik kireçtaşlarından oluşan "Ferhatkaya Formasyonu" ile örtülür.



Şekil 4.1: Çalışma alanının tektonostratigrafisini gösteren sütun kesit.

4.1.1.Yeşilırmak Metamorfitleri

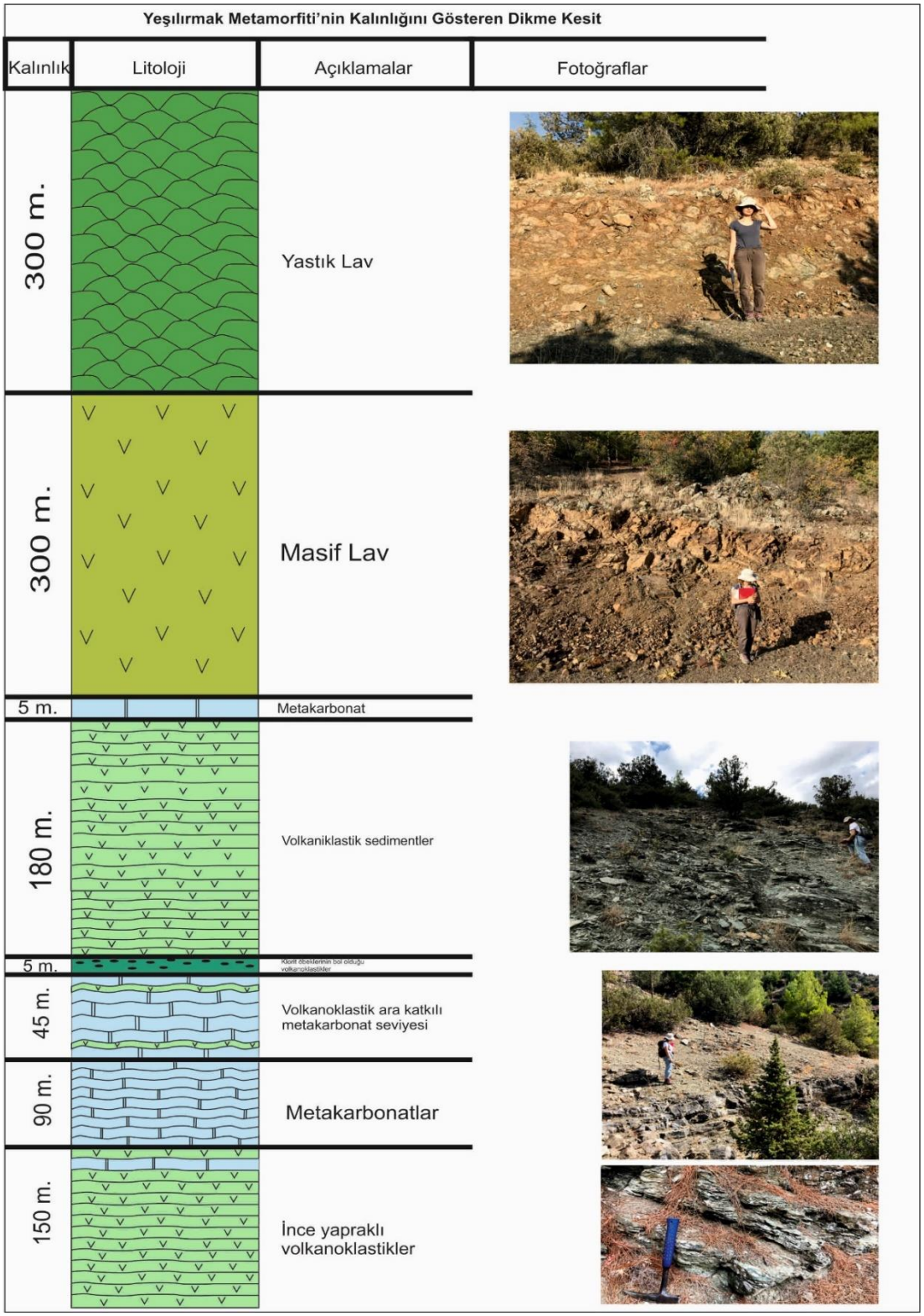
4.1.1.1.Tanım ve Ad

Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait kayalar metabazitler (masif lavlar, metavolkanoklastikler, aglomeralar, yastık lavlar, metagabrolar) ve metakarbonatlardan oluşmaktadır. İlk defa Tüysüz, (1996) tarafından "Yeşilırmak Metamorfitleri" olarak adlandırılmıştır. Eski çalışmalarda litolojik olarak Tokat Masifi'nin diğer birimlerinden ayırtlanmadığı için ismi "Tokat Metamorfitleri" veya "Tokat Masifi" olarak geçmektedir.

4.1.1.2.Kalınlık ve Yayılım

Birim inceleme alanının kuzeyinde, Çam-Meşe Mevkii'nden başlayıp, Ardıçlıtaş Sırtı'ndan devam ederek D-B yönlü bir şekilde Mahmatlar'a kadar uzanmaktadır (EK 1). Birimin kuzey sınırını Karasenir Formasyonu, güneyi sınırını ise Ezinepazar Fayı ile birlikte Ovasaray

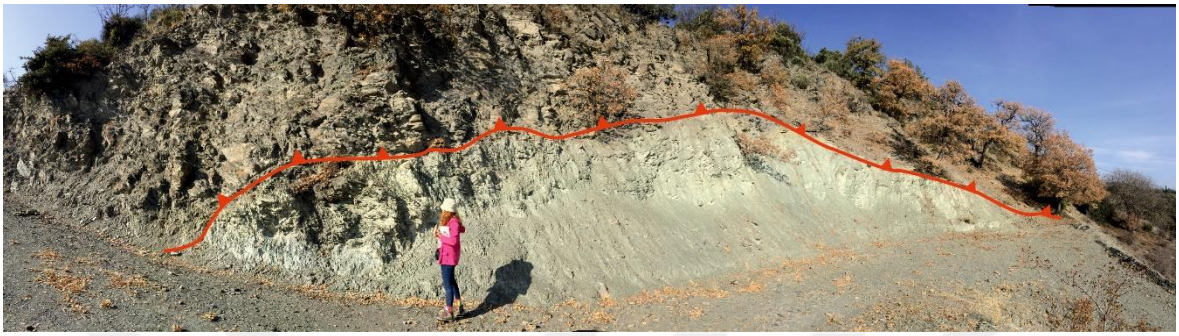
Metamorfiti oluşturmaktadır. Toplam kalınlığı arazide şerit metre ile yapılan ölçümlerle yaklaşık 1100 m. olarak saptanmıştır (Şekil 4.2)



Şekil 4.2: Yeşılırmak Metamorfiti'nin litolojik değişimini gösteren ölçülü stratigrafik kesit.

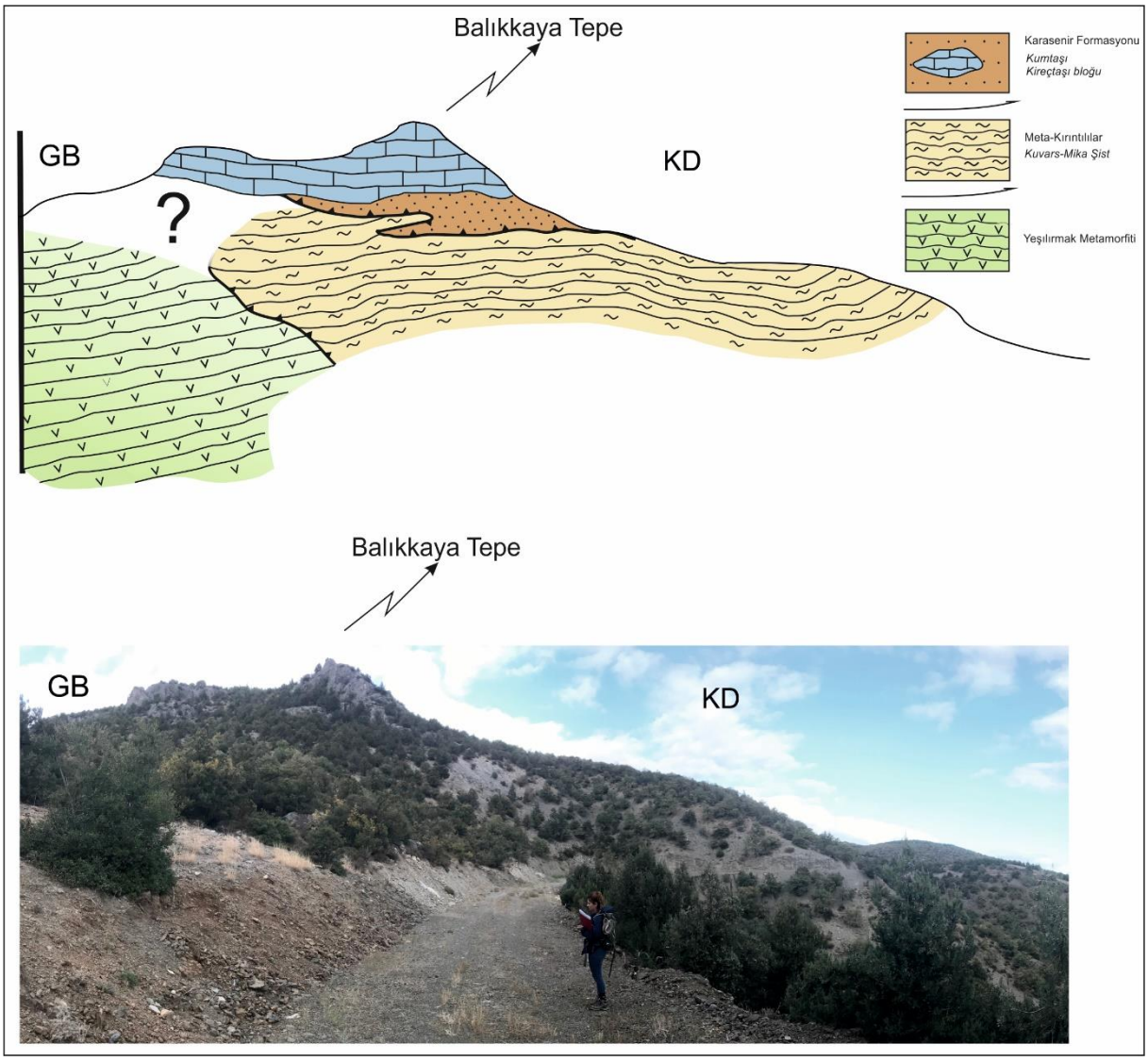
4.1.1.3.Dokanak İlişkileri

Alt Dokanak: Yeşilırmak Metamorfiti'nin stratigrafik tabanı inceleme alanında gözlenememektedir. Ancak birimin tabanında kuvars-feldspat ve mikaca zengin meta-psamit ve meta-pelitik bir kaya topluluğu tektonik olarak yer almaktadır (Şekil 4.3).



Şekil 4.3: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait metabazitlerin alt dokanağını oluşturan metakırıntılı çökeller. UTM: 43725 95374.

Üst Dokanak: Yeşilırmak Metamorfiti'nin üzerinde kuvars-mika şistlerden oluşan bir birim tektonik olarak yer alır (Şekil 4.4). Bu birimin olmadığı kesimlerde ise Karasenir Formasyonu Yeşilırmak Metamorfiti'ni tektonik olarak üzerler.



Şekil 4.4: Yeşilırmak Metamorfiti ve Karasenir Formasyonu ilişkisi. UTM: 39990 95603.

4.1.1.4.Tip Yer Tip Kesit

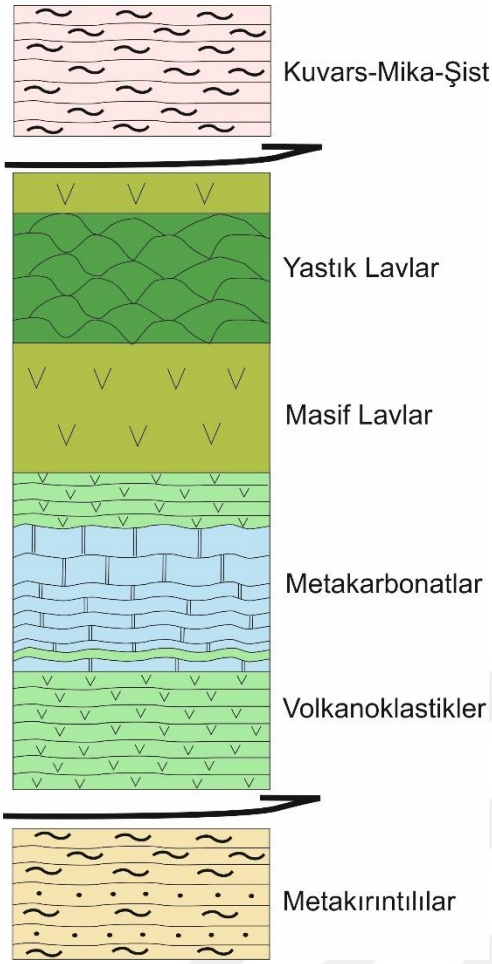
Birim inceleme alanında, İlyas Köy ve çevresinden, Mahmatlar köyüne kadar dik yamaçlar boyunca en iyi yol yarmalarında gözlenmektedir. Ağıllar köyü kuzeyi, Karadut Mezraası çevresi ve Sarılıkevliya Türbesi kuzeyinde metavolkanoklastikler ve bunlarla ara katkılı seviye halinde bulunan metakarbonatlarla birlikte kireçtaşı blokları iyi gözlenmektedir. Çalışma alanında metagabrolar genel olarak Ağıllar köyü kuzeydoğusunda yer almaktadır (Şekil 4.5). Keltepe Mevkii'nin batısında, Ardıçlıtaş Sırtı kuzeybatısında ve Çam Meşe Mevkii batısında metalavlar en iyi şekilde mostra vermektedir. Yastık lavlar ise arazide iki farklı lokasyonda yer alır fakat bunlar birbirinin devamı niteliğindedir. Ardıçlıtaş Sırtı doğusu ve Çam Meşe Mevki batısı şeklinde yayılım gösterirler.



Şekil 4.5: Ağıllar Köyü kuzeydoğusunda yer alan gabroların saha görünümü. UTM: 38477 95449.

4.1.1.4. Kaya Türü ve Özellikleri

Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait birimlerin tabanında "metakırıntılılar" başlığı altında topladığımız kuvars-feldspat ve mikaca zengin meta-psamit ve meta-pelitik bir kaya topluluğu tektonik olarak yer almaktadır. Metakırıntılı birimlerin üzerine tektonik olarak volkanoklastik kayalar ve bunlarla ara katkılı metakarbonatlar gelmektedir. Volkanoklastik ve metakarbonat ardalanmalı serinin üzerine ise metalavlar gelmektedir. Metalavlar masif ve yastık lav akıntıları şeklinde arazide yer almaktadır. Son olarak istifin en üst seviyesinde tektonik olarak kuvars-mika-şist birimi yer almaktadır. İstife ait kayaların tür ve özellikleri aşağıda tek tek açıklanmaktadır (Şekil 4.6).



Şekil 4.6: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait istifin kendi içerisindeki stratigrafisi.

Metavolkanojenik Kayalar:

Meta-volkanojenik kayalar masif ve yastık lavlar ile bunların volkanoklastiklerini bünyesinde barındırır. Metavolkanoklastikler arazide geniş bir alan kaplar ve genel olarak oldukça iyi yapraklanmalıdır. Metabazit istifinin içerisinde de ince taneli volkaniklastik sediment ara düzeyleri yer alır (Şekil 4.7).



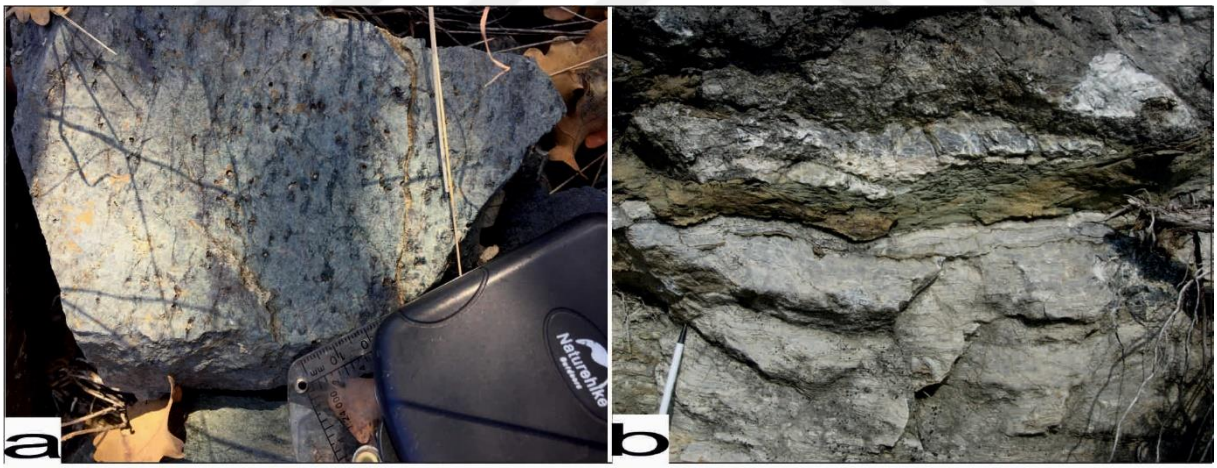
Şekil 4.7: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait metalav, volkanoklastik ve fillatların saha görünümü. UTM: 38609 95731.

Yeşilırmak Metamorfiti içerisinde bulunan metalavlar (masif ve yastık lav), volkanoklastiklerle birlikte istifin büyük bir kısmını oluşturur. Bu birimler, Yeşilırmak Metamorfiti'nin egemen litolojisi olduğundan, İlyas Köy kuzeyi başta olmak üzere, Karaçalılık Bağları ile Balıkkaya Tepe arasından, Sevincer Koçağı Tepe ve çevresine kadar oldukça geniş mostralar vermektedir (Şekil 4.8). Sarılıkevliya Türbesi'nden kuzeye doğru yapılan yapısal kalınlık ölçümlerinde, masif lavların kalınlığı yaklaşık 300 m. ölçülmüş, volkanolkastiklerin kalınlığı ise yaklaşık 330 m. olarak hesaplanmıştır. Volkanolastikler çoğu zaman metakarbonatlarla birlikte yüzlek vermektedir. Genel olarak istif metalav ve metavolkanoklastik kayalar ile birlikte metakarbonat ardalanması sunmaktadır. Uyumlu devam eden metakarbonatların kalınlığı da yaklaşık 100 m. olarak ölçülmüştür. Çalışma alanında gözlenen metalav ve metavolkanoklastiklerin altere yüzeyleri genellikle kahverengi ve kırmızımsı renklerde iken taze yüzeylerine koyu yeşil tonları hakimdir.



Şekil 4.8: Yurtkaya dere batısında yer alan metalav mostralarına dair görüntü. UTM: 40662 95918.

Metalavlar çoğu zaman gaz boşluklu, bol miktarda kalsit ve kuvars damarlıdır (Şekil 4.9). Deformasyon sebebiyle kalsit damarları kendi içerisinde kıvrımlanma göstermiştir.



Şekil 4.9: a) Metalavlardaki gaz boşlukları. **b)** Volkanoklastik seviyeli metakarbonatlar.

Meta-volkaniklastik sedimentlerin taze yüzeyleri açık yeşil, yeşilimsi gri ve koyu yeşildir. İnce taneli meta-volkaniklastikler (fillatlar) genellikle arazide grimsi renkleri, parlak yüzeyi, ince taneli olması ve bol yapraklanmalı yapısıyla tanınmaktadır (4.10).



Şekil 4.10: İri taneli metavolkanoklastikler ve ince taneli volkanoklastiklerin ardalanması. UTM: 38642 94752.**a)** Fotoğraf bakış yönü; GB'dan KD'ya doğru. **b)** Fotoğraf bakış yönü; G'den K'ye doğru.

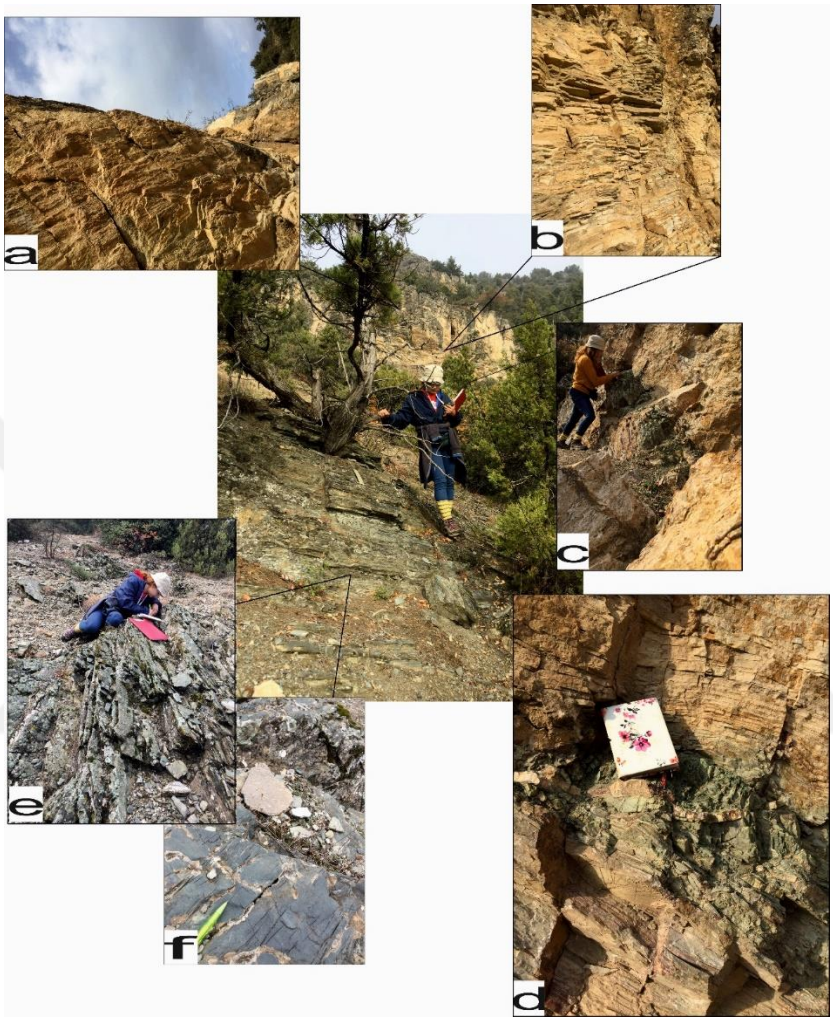


Şekil 4.11: Volkanoklastikler ve metakarbonatların genel görünümü. UTM: 38769 95001.

Metakarbonatlar

Metakarbonatlar arazide genel olarak tabanda volkanoklastiklerle uyumlu olarak başlamaktadır. Metakarbonatlar, tabandan tavana doğru öncelikli olarak ince tabakalanmalı olup daha sonra masif hale dönüşmektedir (Şekil 4.12). Metakarbonatların altere yüzeyi genel olarak bejimsi gri tonlarında taze yüzeyi ise tamamen gri renklidir. İçerisi bol miktarda kalsit

ara katkılı olup deformasyon sebebiyle oldukça kıvrımlıdır. Volkanizmaya eş yaşlı çökelim gösterdiğinden yapraklanmaya paralel ara ara volkanoklastik seviyeleri gözlenmektedir (Şekil 4.13).



Şekil 4.12: Metavolkanoklastiklerden metakarbonatlara geçiş. UTM: 41587 94823. **a)** En üst düzeyde yer alan masif metakarbonatlar. **b)** Masif görünümlü metakarbonatların altında yer alan, ince katmanlı metakarbonatlar. **c)** İnce katmanlı metakarbonatların içerisinde ara seviye halinde bulunan volkanoklastik seviyeleri ve **d)** c'nin yakın görünümü. **e)** Bol yapraklanmalı volkanoklastik düzeyleri ve **f)** e'nin üst yüzeyinin görünümü.



Şekil 4.13: a) Volkanoklastiklerin metakarbonatlar ile sahadaki görüntüsü. **b)** Metakarbonatlarda ara seviye şeklinde gözlenen volkanoklastikler. UTM:38993 94606.

Yastık Lav

Arazide iki farklı lokasyonda tespit edilen yastık lavlar, çalışma alanında öncelikli olarak Sarılıkevliya Türbesi'nden kuzeye doğru giden yolda yaklaşık 1 km boyunca izlenir. Yastık lavların kesintisiz en iyi şekilde gözlendiği bölge bu bölgedir. Çalışma alanında yer alan ikinci düzeydeki yastık lavlar ise Azı Tepe ve Çam Meşe Mevkii'nin doğusunda yer almaktadır. Bu iki farklı düzeyde görülen yastık lavların litolojisi, hem el örneğinde hem de petrografik çalışmalar sonucu aynı olduğu kanıtlanmıştır. Oldukça sert, dayanımlı, afanitik olup, karbonatlaşma da mevcuttur. Altere yüzeyi kahverengi tonlarda gözlenen bu yastık şeklindeki lavların, taze yüzeyi koyu yeşildir. Yastık lavlar, genel olarak masif görünümlü lavlarla uyumludur (Şekil 4.14).

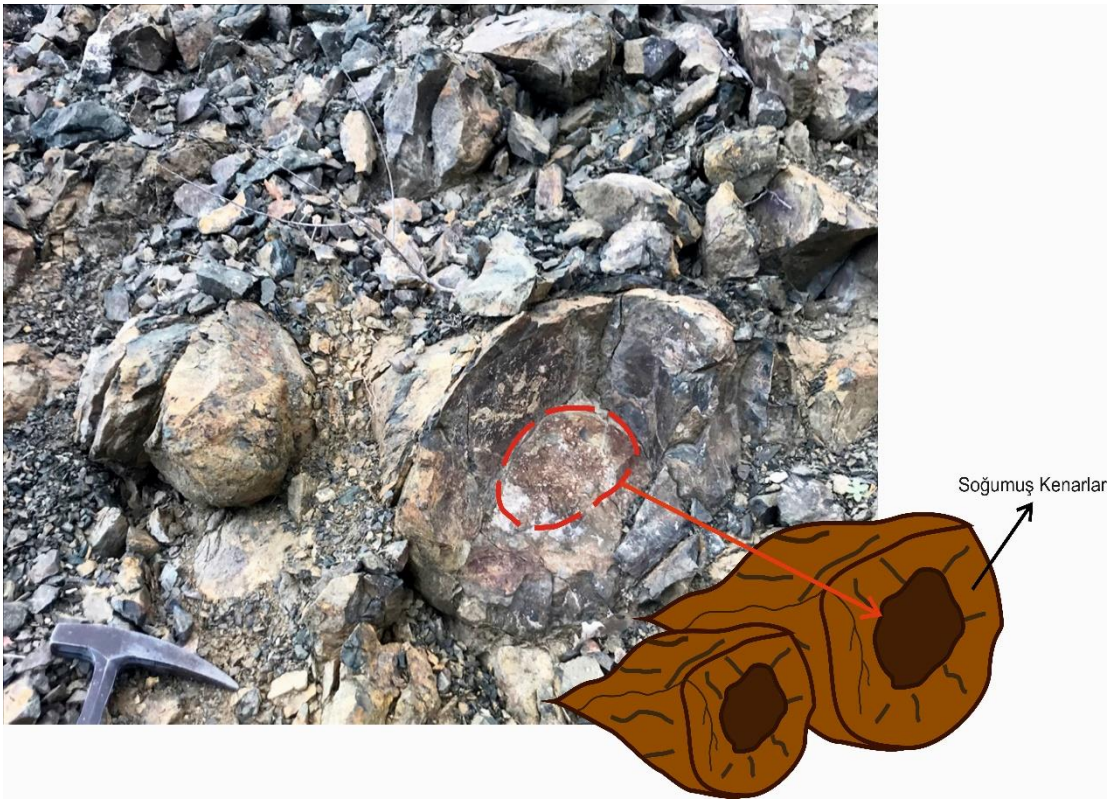


Şekil 4.14: Yastık lavların genel görüntüsü. UTM:39049 95683.

El örneğinde olsun, mikroskobik incelemelerde olsun içerisinde bulunan vesiküller oldukça belirgindir. Gaz boşlukları yer yer karbonat dolguludur. Dış görünümlerini kısmen koruyan yastık lavlar, deformasyon etkisiyle elipsoidal ve hızlı soğuma nedeniyle radyal çatlaklı bir yapıya sahiptirler (Şekil 4.15, 4.16).



Şekil 4.15: Yastık lavların deforme yapısı.UTM: 39933 95612.



Şekil 4.16: Yastık lavların iç yapısını gösteren saha görüntüsü ve şematik çizimi.

Metagabrolar

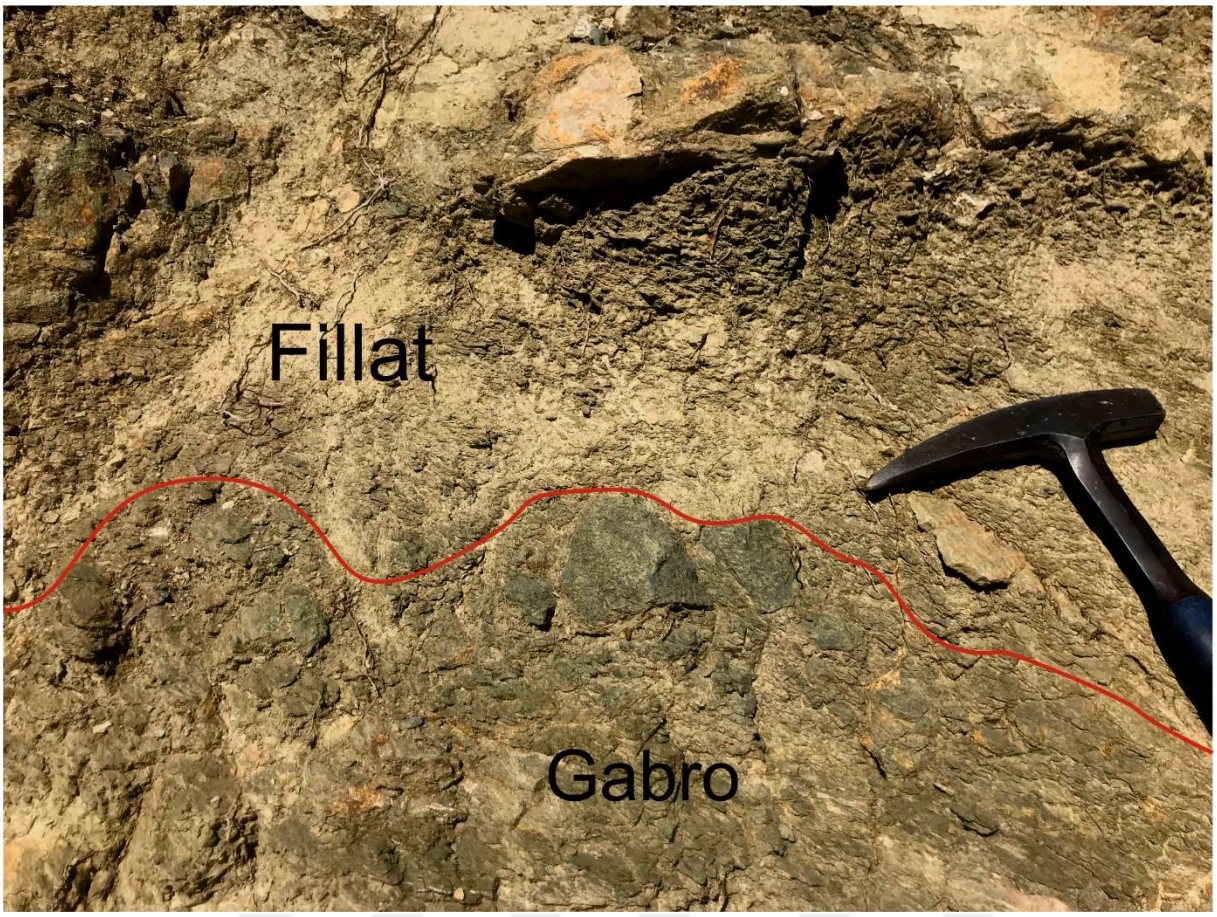
Çalışma alanında, Ağıllar kuzeydoğusu ve İlyas kuzeyinde yayılım gösteren metagabrolar, birbirlerinden izole mostralar halinde, metavolkanoklastik sedimentlerin içerisinde karşımıza çıkarlar (Şekil 4.17). Amfibol ve piroksen mineralleri bakımından zengin olan bu gabroların kristalleri, el örneklerinde bile oldukça net bir şekilde gözlenebilmektedir. Metagabroların etrafını saran fillatlar genel olarak bejimsi gri ve yeşilimsi gri tonlara hakimken, genel olarak ince yapraklanmalıdır. Gabrolar kimi yerde masif kimi yerde ise foliasyonlanma kazanmış olarak karşımıza çıkabilmektedirler (Şekil 4.18).



Şekil 4.17: İlyas köy kuzeyinde bulunan, iri amfibollü gabroların konum ve saha görüntüsü.



Şekil 4.18: a) Metagabroların dokanak yaptığı iri taneli volkanoklastik sedimentler. UTM: 38596 95690. **b)** Metagabrolar ve ince taneli volkanoklastik sedimentler (fillat). UTM: 38478 95106.



Şekil 4.19: Fillat ve metagabro dokanağının yakın mostra görünümü. UTM: 39765 94963.

Yaş:

Yeşilırmak metamorfitini kesen metagabrolar Eyüboğlu ve diğ. (2018) tarafından radyometrik yöntemlerle yaşlandırılmıştır. Titanit U-Pb yaşı 256±23 My (Permiyen ila Triyas), amfibol $^{40}Ar/^{39}Ar$ yaşları ise 244.6 ± 0.5 ila 243.16 ± 0.92 My (Erken Triyas) olarak elde edilmiştir.

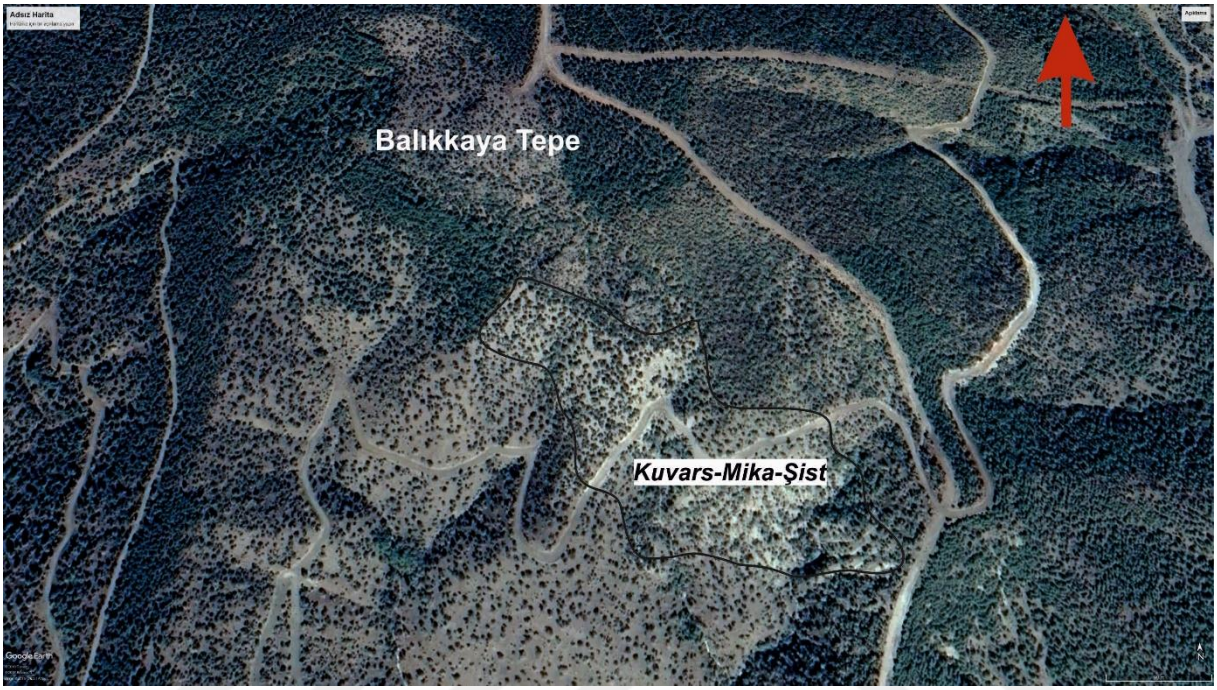
Metakırıntılılar:

Yeşilırmak Metamorfiti tabanında ve tavanında meta-kırıntılı kayalar ile tektonik dokanaklıdır. Hem devamlı olmayışları hem de iç stratigrafisinin iyi kurgulanamaması nedeniyle bu meta-kırıntılı kayalara bu çalışmada herhangi bir ad verilmemiştir.

Birim içinde iki litoloji ayırt edilmektedir. Bunlardan ilki meta-pelitik çökeller, diğeri ise meta-psamitlerdir. Meta-pelitik çökeller kuvars-mika şist başlığı altında tanıtılırken, meta-psamitler meta-kumtaşları olarak tanıtılacaktır.

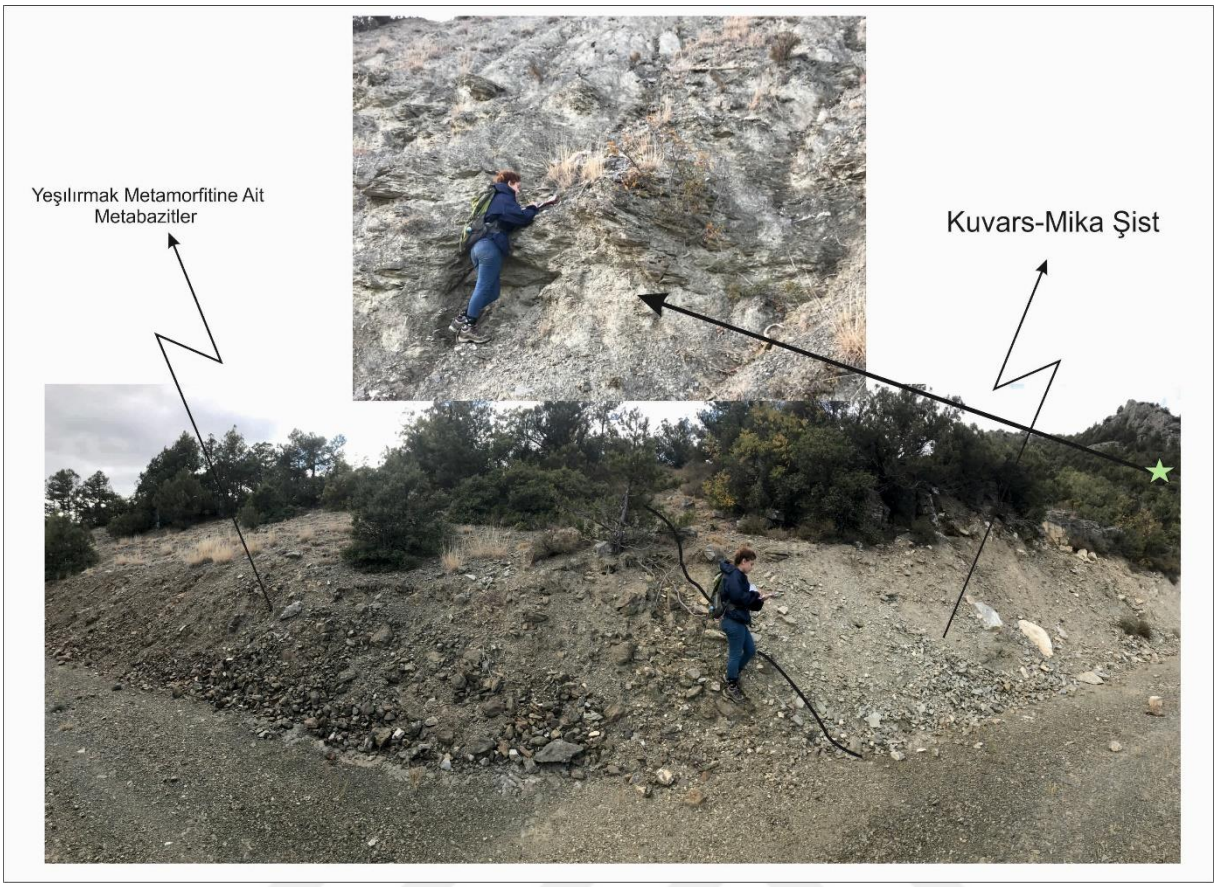
Kuvars-Mika Şist

Kuvars-mika şistler çalışma alanında Balıkkaya Tepe eteklerinden güneye doğru mostra vermekte olup, diğer bir lokasyon olarakta Karaçalılık bağları güneydoğusunda küçük ölçekte karşımıza çıkmaktadır (Şekil 4.20).



Şekil 4.20: Balıkkaya Tepe'nin güneyinde yamaçlar boyunca yüzeyleyen kuvars-mika-şistler.

Altere yüzeyi genelde kahvemsi gri ve bej tonlarındadır, taze yüzeyleri ise tamamen gri renklidir. Kendi içerisinde bol miktarda kıvrım barındırır. Çok iyi yapraklanma gösteren bu fillatlar arazide parlak görüntüleriyle kolaylıkla fark edilirler. Birim, Yeşilırmak Metamorfiti üzerinde tektonik olarak yer almaktadır (Şekil 4.21). Ayrıca Karasenir Formasyonu'nun metakumtaşları da kuvars mika şistlerin üzerine bindirmiş vaziyette gözlemlenmektedir.



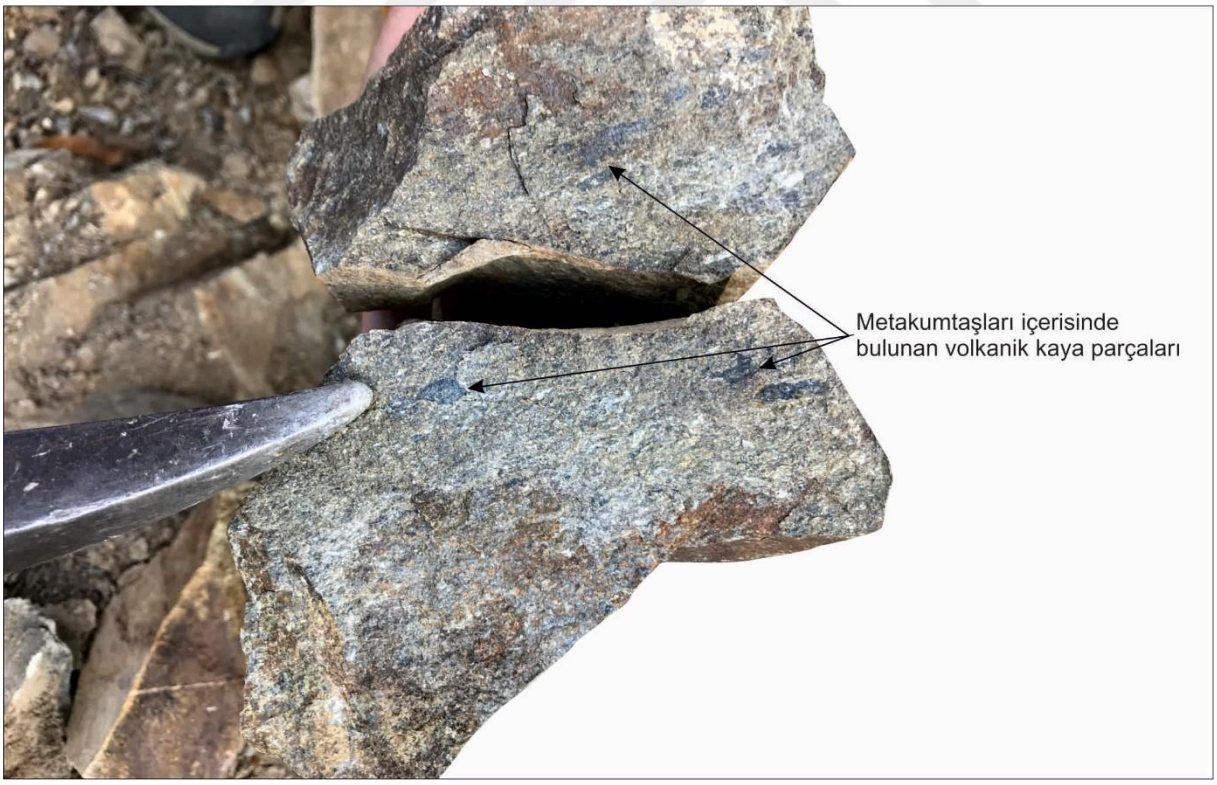
Şekil 4.21: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait metalavların kuvars mika şistlerle ilişkisi. UTM: 39991 95606.

Metakumtaşları

Arazide dört farklı lokasyonda bulunan, protololiti kumtaşı ve çamurtaşı olan bu kırıntılı istifin litolojisi genel olarak metakumtaşı ve onların etrafında yüzeyleyen fillatlardır. Metakumtaşlarının ayrışma yüzeyi koyu kahve ve kahvemsi bej tonlarda olup, taze yüzeyi gri ve grimsi bej tonlarındadır (Şekil 4.22). Birimin el örneğinde kuvars taneleri gözle görülecek kadar iri olup, bunun yanı sıra farklı türden kaya parçalarını da bulundurur. Bu kaya parçaları çoğun magmatik ve metamorfik kökenlidir. Magmatik kökenli çakıllar siyah renkli ve 1-2 cm uzun eksenlidirler (Şekil 4.23). Meta-kumtaşlarının bileşimi tezin "Petrografi" bölümünde ayrıntılı olarak verilmiştir.



Şekil 4.22: Metakumtaşlarına ait genel görünüm. UTM: 39859 93845.



Şekil 4.23: Metakumtaşları içerisinde bulunan volkanik ve metamorfik kaya parçaları (Tokat-Zile yolu üzeri, İlyas yakınları) UTM:40005 94386.

Meta-kırıntılı istifin bir diğer litolojisi olan fillatlar ise metakumtaşları ile ardalanmalı olarak mostra vermektedir (Şekil 4.24). Altere yüzeyi kahverengimsi gri ve boz renklerde iken, taze yüzeyi ise tamamen gri renklidir. Kolayca dağılabilen fillatlar, ince yapraklanmalı olup parlak yüzeye sahiptir.



Şekil 4.24: Metakumtaşları ile ardalanma gösteren fillatların sahadaki görünümleri. UTM: 39960 94212.

Yaş: 115Y211 numaralı proje sırasında Yeşilırmak Metamorfiti'nin gerek üzerindeki kuvars-mika şistlerden gerekse altındaki meta-kumtaşlarından ayıklanan zirkonlar U-Pb yöntemiyle yaşlandırılmıştır (P. A. Ustaömer ve T. Ustaömer, 2018).

Alttaki meta-kumtaşınlarından alınan bir örnekten elde edilen zirkonların çoğunluğu Triyas yaşı vermiştir. Bu örnekten elde edilen genç zirkon yaşı 227 My (Geç Triyas) dır.

Üstteki meta-kırıntılılardan alınan bir örnekten elde edilen zirkonların yaklaşık yarısı Triyas, diğer yarısı ise Paleozoyik yaşlıdır. Bu örnekteki en genç zirkon da benzer şekilde Geç Triyas yaşlıdır (226±1 My). Bu veriler meta-kırıntılı istifin maksimum çökelme yaşının Geç Triyas olduğunu göstermektedir.

4.1.2.Karasenir Formasyonu

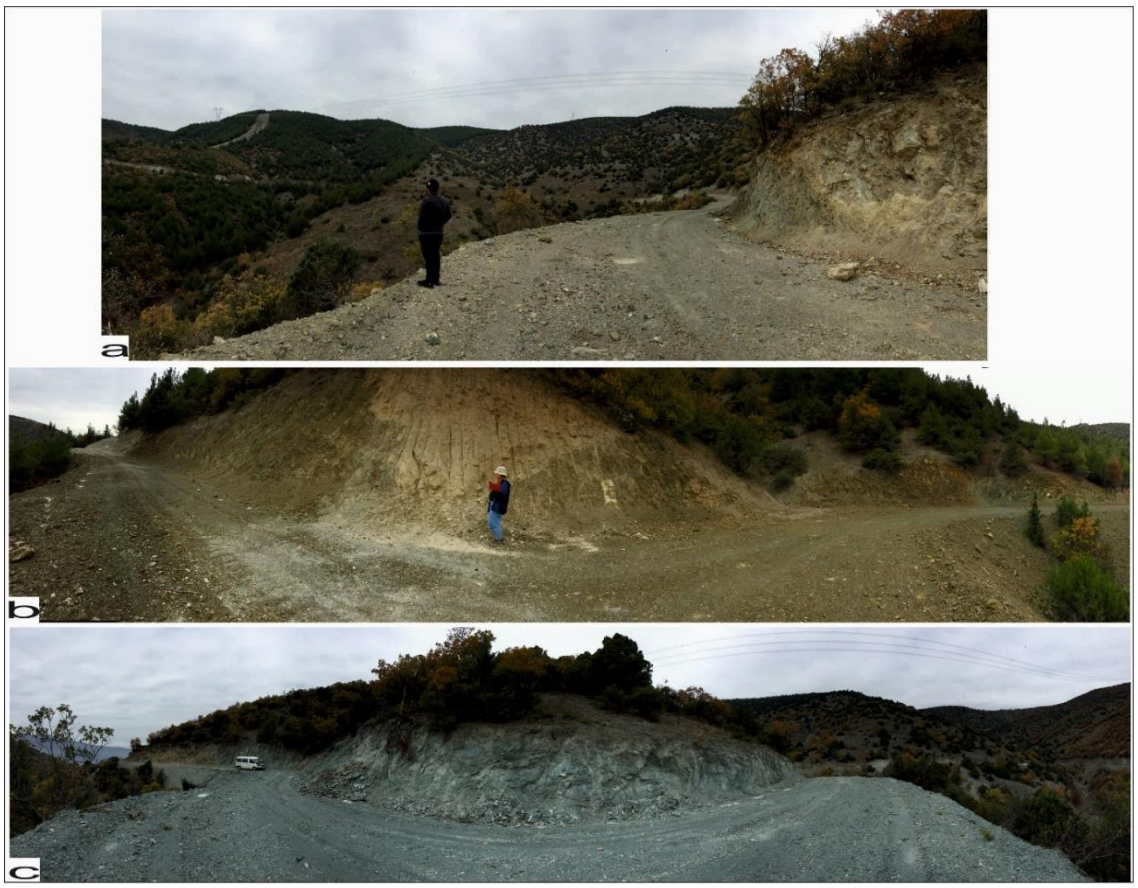
4.1.2.1.Tanım ve Ad

İlk defa Alp (1972) tarafından adlandırılan birim düzenli bir stratigrafiye sahip, yer yer kireçtaşı seviyeleri içeren kırıntılı bir istif olarak tanıtılmıştır. Bir kireçtaşı düzeyinden elde edilen Silüryen yaşına atfen birimin Erken Paleozoyik yaşlı olduğu düşünülmüştür (Alp, 1972; Tüysüz 1996; Yılmaz ve diğ. 1997). Bu çalışmada ise bazı önceki çalışmalara koşut olarak birimin

düzenli bir istif olmayıp, kırıntılı bir matriks ile sarmalanan çeşitli yaşlarda kireçtaşı, çört ve lav bloklarından oluşan kaotik yapılı bir birim olduğu saptanmıştır (Çapkınoğlu ve Bektaş, 1997; Ustaömer ve diğ. 2018; Ustaömer ve Ustaömer 2018, 2019).

4.1.2.2.Kalınlık ve Yayılım

Çalışma alanında Karasenir Mahallesi, Kapıkaya ve Sevincerkoçağı Tepe kuzeyinde geniş yüzlekler vermekte olan birim, Karaçalılık Bağları ve çevresinde de mostralar vermektedir. (Şekil 4.25). Tüysüz, 1996 yılında yapmış olduğu çalışmada birimin kalınlığını 300 m. olarak belirlemiştir.



Şekil 4.25: a) Balıkkaya Tepesi kuzeydoğusu ve Sevincerkoçağı Tepe güneyinde bulunan Karasenir Formasyonu'na ait mostralara genel bakış, UTM: 40788 96381. **b)** Karasenir Formasyonu'na ait Sevincerkoçağı Tepe kuzeyindeki metakumtaşı seviyeleri, UTM: 40527 96462. **c)** Karasenir Formasyonu'na ait Sevincerkoçağı Tepe kuzeyindeki fillat seviyeleri, UTM: 40788 96381.

4.2.2.3.Dokanak İlişkileri

Alt Dokanak: Karasenir Formasyonu inceleme alanında Yeşilırmak Metamorfiti üzerine tektonik olarak itilmiştir.

Üst Dokanak: Birimin üst dokanağını Bayırköy Formasyonu oluşturmaktadır. Bayırköy Formasyonuna ait kırıntılı sedimanter kayalar ile ve kireçtaşları Karasenir Formasyonu'nu uyumsuz bir şekilde örtmektedir (Şekil 4.26).



Şekil 4.26: Karasenir Formasyonu üzerini uyumsuz olarak örten Bayırköy Formasyonu. UTM: 36539 93572.

4.2.2.4.Tip Yer Tip Kesit

Karasenir Formasyonu'nun litolojik ve deformasyon özellikleri inceleme alanında en iyi Sevincerkoçağı Tepe güneyinde gözlenmektedir. Bu bölgede, birimin fillatları ve bunlarla ardalanma metakumtaşları ve konglomeraları mostra vermektedir.

4.2.2.5.Kaya Türü Özellikleri

Birim kırıntılı bir matriks ile sarmalanan çeşitli yaşlarda kireçtaşı, çört ve lav bloklarından oluşan kaotik yapılı bir birimdir.

Metakırıntılılar

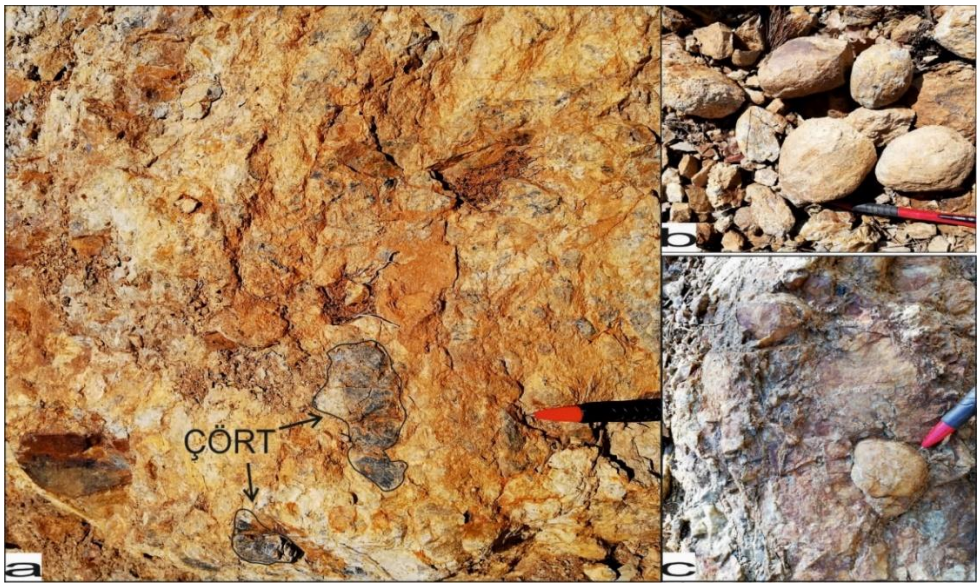
Formasyonun egemen litolojisi metakumtaşlarıdır (Şekil 4.27). Metakumtaşları koyu kahve tonlarında sert, dayanımlı, genel olarak orta tabakalanmalı, kum boyutu çıplak gözle görülebilir niteliktedir. İstif içerisinde litolojik olarak sleytler de hakimdir. Oldukça dağılgan ve iyi yapraklıdırlar. Renkleri koyu kahve, grimsi siyah tonlarında değişkenlik göstermektedir.

Fillatlar ise ince yapraklanmalı oldukça dağılgan ve beyazımsı gri tonlarında bol kıvrımlı bir yapıda karşımıza çıkmaktadır.

Kumtaşları içerisinde yer yer köşeli yer yer yuvarlaklaşmış çakılların bulunduğu konglomeralar da gözlenir. Yumruk boyutundan 1 cm'e kadar değişkenlik gösteren yuvarlaklaşmış çakılların litolojisi çoğunlukla kumtaşı olmakla birlikte, değişken boyutlarda ve çoğu zaman köşeli olan çakıllar ise çört, metamorfik ve volkanik kaya parçaları içermektedir (Şekil 4.28).



Şekil 4.27: Karasenir Formasyonu'nun metakırıntılı kayalarından metakumtaşlarına ait saha görünümü. Sevincerkoçağı Tepe güneyi, yol boyunca devam eden mostralar.



Şekil 4.28: a) Karasenir Formasyonu'na ait öz şekilsiz, farklı litolojiden çakıllar içeren konglomeralar. **b)** Konglomelara ait farklı boyutlarda kumtaşı yumruları. **c)** Kumtaşı yumrularının yerli kaya üzerinde görünümü. UTM: 41893 95676.

Kireçtaşı Blokları

Karasenir Formasyonu'nun içerisinde bulunan kireçtaşı blokları ise ayrışma yüzeyi gri renklerde, taze yüzeyi lacivertimsi gri olup ve bol kalsit damarları içermektedir (Şekil 4.29). Bu kireçtaşı bloklarının birinden (Alp, 1972) Orta Silüriyen yaşını elde etmiş ve Bektaş ve diğerleri, 1997 ise konodont fosillerinden Devoniyen, Alglerden ise Permiyen yaşını elde etmiştir.



Şekil 4.29: Karasenir Formasyonu içerisindeki kireçtaşı blokları.

Çörtler

Karasenir Formasyonu içerisinde yaygın olarak görülen bir diğer litoloji ise çört bloklarıdır. (Şekil 4.30). Çörtler kimi yerlerde oldukça iyi tabakalaşma göstermiş kimi yerlerde ise yumru şeklinde kırıntılı birimlerin içerisinde yer almaktadır Şekil (4.31).



Şekil 4.30: Karasenir Formasyonu'na ait fillatlar ve içerisinde bulunan çört bloğu. UTM:40520 96330.



Şekil 4.31: Karasenir Formasyonu içerisinde yer alan çört seviyelerinin **a)** tabakalı şekilde görünümü **b)** blok şeklinde görünümü.

Metalav

Karasenir formasyonu içerisinde bulunan metalavlar ise oldukça sert ve dayanımları yüksektir. Renkleri morumsu, yeşilimsi olmak üzere farklı tonlarda gözlenmektedir (Şekil 4.32). Genel olarak kırıntılı kayaların içerisinde karşımıza çıkmaktadır. Çalışma alanında Kapıkaya batısında, Sevincerkoçağı Tepe kuzeyinde olmak üzere farklı lokasyonlarda bloklar halinde yüzlek vermektedir.



Şekil 4.32: Karasenir Formasyonu içerisindeki metalav seviyeleri. **a)** Kapıkaya batısında yüzlek veren mostralar. UTM: 36544 95991. **b)** Sevincerkoçağı kuzeyinde yüzlek veren mostralar. UTM: 41142 96469.

4.2.2.6. Yaş

Karasenir Formasyonu için birçok çalışmacı farklı yaş değerleri ortaya koymuştur. Öncelikli olarak formasyonun varlığını ortaya koyan Alp (1972) Cephalopod ve Gastropod fosillerinin varlığını saptayarak formasyona Orta Silüriyen yaşını vermiştir. Bu çalışmaya dayanarak Tüysüz (1996) ve Yılmaz vd. (1997) birimin yaşını Silüriyen kabul etmiştir. Birim içerisinde bulunan kireçtaşı bloklarından Çapkınoğlu vd. (1997) ise konodont fosillerinden Devoniyen, alglerden ise Permiyen yaşını elde etmişler ve birimin Triyas yaşlı olması gerektiğini vurgulamışlardır. Eyüboylu ve diğ. (2018) ise Tokat Masifi'ne ait metamorfik topluluğu kesen mafik alkalin kayalardan aldıkları Erken Triyas yaşına dayanarak ve Karasenir Formasyonu'nun da bu birimleri uyumsuz olarak örttüğünü düşünerek birimin yaşının Triyas olması gerektiğini söylemişlerdir. Son olarak Ustaömer ve diğ. (2018, 2019) Karasenir Formasyonu kumtaşlarından elde edilen U-Pb zirkon yaşlarına dayanarak birimin maksimum çökelme yaşının Permiyen olduğunu ortaya koymuşlardır.

4.1.3. Bayırköy Formasyonu

4.1.3.1.Tanım Ad

Çalışma alanında Karasenir Formasyonu'nu uyumsuzlukla örten ve ve ana olarak çakıltaşı, kumtaşı, şeyl gibi kırıntılı kayalar ile seyrek olarak kırmızı renkli marn ve kireçtaşlarından oluşan çökel kayalar, Alp (1972) tarafından Kayabaşı Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

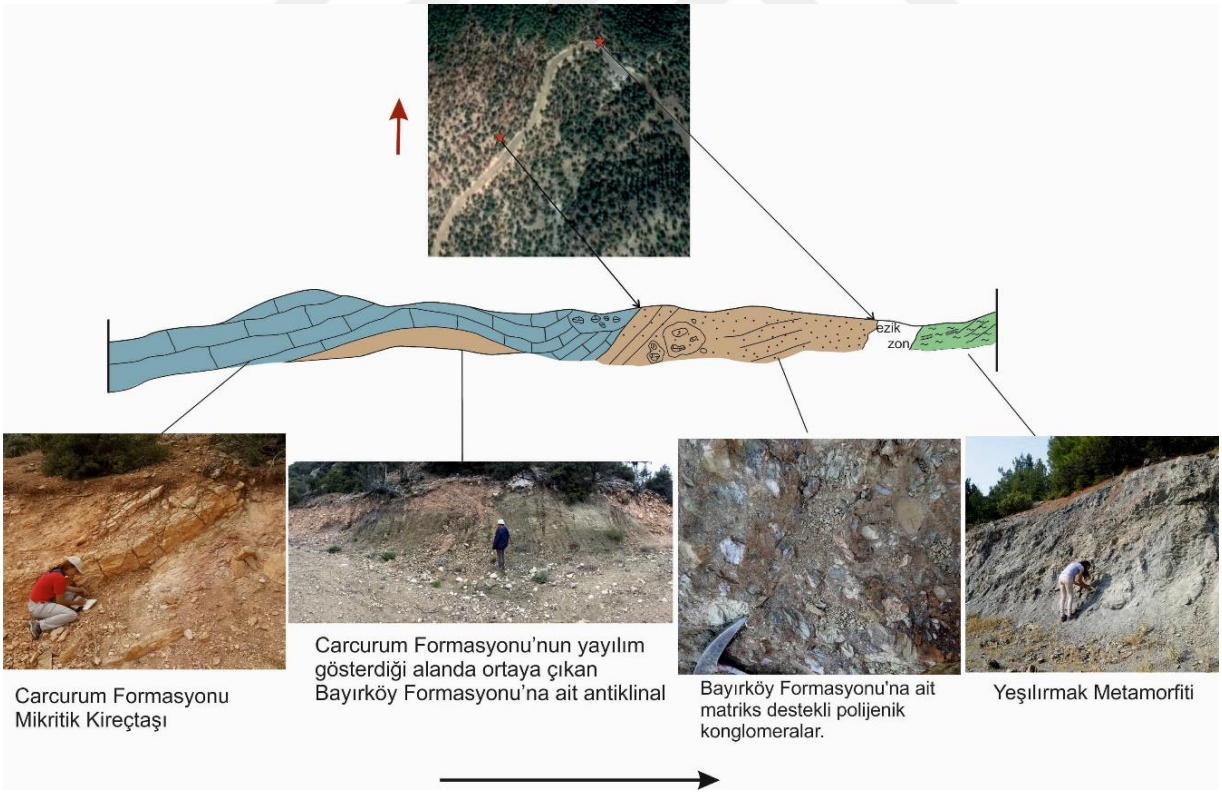
Birim ilk defa Altınlı (1973) tarafından Bilecik dolaylarında yaptığı çalışmada "Bayırköy Formasyonu" olarak adlandırılmıştır. Altınlı (1973a) Eskişehir dolayında yaptığı çalışmada ise birimi Kapıkaya Formasyonu olarak ayırtlamıştır.

4.1.3.2.Kalınlık ve Yayılım

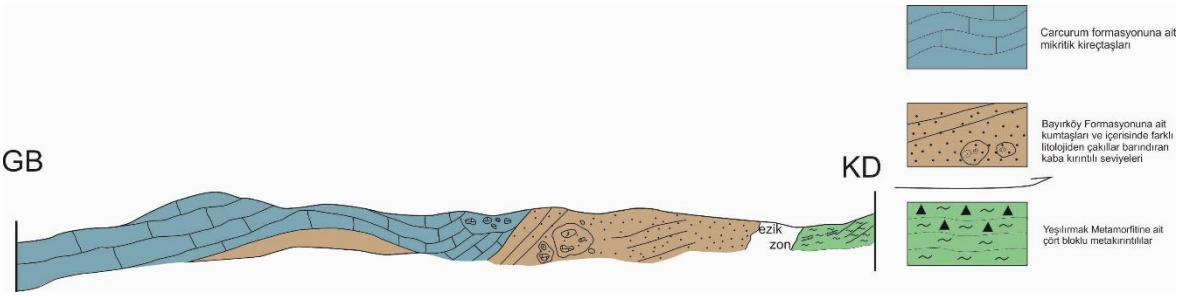
Birim inceleme alanında en geniş olarak Kayabaşı mevkiinde yüzlek vermektedir. Sanayi Sitesi civarlarında ise kuzey-güney şeklinde yayılımı olup, Tavukkırançal Tepe batısında da egemendir (EK1). Bu birimin enine kesitten yapılan ölçümle kalınlığı 150 m. olarak belirlenmiştir. Tüysüz (1996) da birimin kalınlığını 150 m. olarak belirlemiştir.

4.1.3.3.Dokanak İlişkileri

Alt Dokanak: Birimin alt dokanağını Karasenir Formasyonu'nun kırıntılı kayaları oluşturmaktadır. Bayırköy Formasyonu, bu kırıntılı kayaları uyumsuz bir şekilde örtmektedir. Azı Tepe'nin batısında ise Yeşilırmak Metamorfiti'nin metabazitleri ile tektonik olarak bir araya gelmektedir (Şekil 4.33).



Şekil 4.33: Carcurum Formasyonu'dan Bayırköy Formasyonu'na geçiş ve Yeşilırmak Metamorfiti'ne arasındaki fay zonu, Bayırbağ Sırtı ve Azı Tepe arasında kalan yol.



Şekil 4.34: Carcurum Formasyonu, Bayırköy Formasyonu ve Yeşilırmak Metamorfiti arasındaki ilişkiyi gösteren şematik enine kesit. Kesit Azı tepenin KD yamacından alınmıştır.

Üst Dokanak: Bayırköy Formasyonu'nun üst dokanağını uyumlu olarak Carcurum Formasyonu'nun çörtlü mikritik kireçtaşları oluşturmaktadır (Şekil 4.35).



Şekil 4.35: Bayırköy Formasyonu'na ait kumtaşlarının Carcurum Formasyonu kireçtaşlarına uyumlu geçişi, Karasenir Ağılları Mahallesi kuzeybatısı.

4.1.3.4.Tip Yer Tip Kesit

Bayırköy Formasyonu'nun, içerisinde çakılları barındıran kaba kırıntılı seviyesi Azı Tepe'nin batısında gözlenmektedir. Orta tabakalanmalı, sarımsı ve açık kahve tonlarındaki kuvars minerallerinin de belirgin olduğu kumtaşları ise Kayabaşı Mahallesinde ve Sanayi Sitesinin kuzeyinde ortaya çıkmaktadır. Genelde ara seviye olarak gözlenen marnlı, çamurtaşılı, siltli ve killi düzeyler ise Bayırköy Formasyonu'nun yüzlek verdiği hemen hemen her lokasyonda

karşımıza çıkmaktadır fakat bu seviyeler en iyi şekilde Mobilya Atolyesi çevresinde ve Damlar Mahallesi batısındaki tren yolunda gözlenmektedir. Kırmızı renkli şeyl, marn ve kireçtaşı seviyeleri (Ammonitico Rosso fasiyesi) tipik olarak en iyi şekilde Mermer Fabrikası ve çevresinde gözlenmektedir.

4.1.3.5.*Kaya Türü Özellikleri*

Bayırköy Formasyonu'nun egemen litolojisini gri ve sarımsı renklerde gözlenen kumtaşları oluşturmaktadır. Bu kumtaşlarının içerisinde kimi yerlerde farklı litolojiden birçok çakıl türü (fillat, çört, kireçtaşı) barındıran kaba kırıntılı seviyeler görülmektedir. Çakılların boyutları 3-10 cm arasında değişiklik göstermekte olup kimi zaman yuvarlak kimi zaman köşelidirler (Şekil 4.36). Bu kaba kırıntılı birim Bayırköy Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturur ve üste doğru gidildikçe orta tabakalanmalı grimsi sarı renklerdeki kumtaşlarına geçer (Şekil 4.37). Kumtaşları içerisinde kimi yerlerde ara seviye olarak marn-çamurtaşı ardalanması ve killi siltli seviyeler gözlenmektedir. Beyazımsı gri renklerde olan marnlarla ardalanma gösteren çamurtaşları ise şarabi tonlarda yüzlek vermektedir. Silttaşları genelde kirli sarı tonlarda olup, alterasyon sebebiyle çok farklı renklerde karşımıza çıkmaktadır. Birimin en üst seviyesini ise içerisinde bol miktarda fosil barındıran kırmızı renkli çamurtaşı, marn ve kireçtaşları oluşturur. İçerisinde belemnit, crinoid ve ammonit kırıntıları saptanmıştır.



Şekil 4.36: Bayırköy Formasyonu'nun farklı litolojide çakıllar barındıran kaba kırıntılı seviyesi.



Şekil 4.37: Bayırköy Formasyonu'nun egemen litolojisi olan sarımsı renklerdeki kumtaşı seviyesi.

4.1.3.5. *Fosil kapsamı ve Yaş*

Alp (1972) çalışmasında Kayabaşı Formasyonu diye adlandırdığı Bayırköy Formasyonundan elde ettiği fosillerle birime "Sinemüriyen-Toarsiyen" yaşını vermiştir.

Bu çalışma sırasında birimden toplanan fosiller Prof. Dr. İzver ÖNGEN tarafından tayin edilmiş ve yaşlandırılmıştır. Elde edilen *Neotrocholina* cf.*valdensis* (Reichel) ve *Actinoporella* cf. *podolica* (Alt) fosillerine göre birimin yaşının Erken Kretase (Berriasiyen) ye kadar ulaştığı saptanmıştır. Bu zamana kadar Liyas yaşlı olduğu düşünülen bir birimin yaşını daha genç bir döneme çekmeden önce ayrıntılı bir saha ve laboratuvar çalışmasının yapılması zorunlu görülmüştür.

4.1.4. Carcurum Formasyonu

4.1.4.1.Tanım ve Ad

Mikritik kireçtaşlarından oluşan birimin en tipik kesitinin Carcurum Mevkii olmasından dolayı Alp (1972) tarafından Carcurum Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

4.1.4.2.Kalınlık ve Yayılım

Birim inceleme alanında Azı Tepe, Tavukkırançal Tepe ve Karasenir Ağılları Mevkii'nde geniş yüzlekler vermektedir. (Şekil 4.38) Tüysüz (1996) yaptığı çalışmada birimin kalınlığını 350 m. olarak vermiştir.



Şekil 4.38: Azı Tepenin güneyinde Bayırbağ Sırtı boyunca yer alan Carcurum Formasyonu.

4.1.4.3.Dokanak İlişkileri

Alt Dokanak: Karasenir Ağılları Mevkii'nde ise Bayırköy Formasyonu'nun kahverengimsi kumtaşları ile uyumlu bir dokanak sergilemektedir.

Üst Dokanaki: İnceleme alanına ait stratigrafik istifin en üst seviyesini oluşturduğundan, üst dokanağı çalışma alanında gözlenememektedir.

4.1.4.4.Tip Yer Tip Kesit

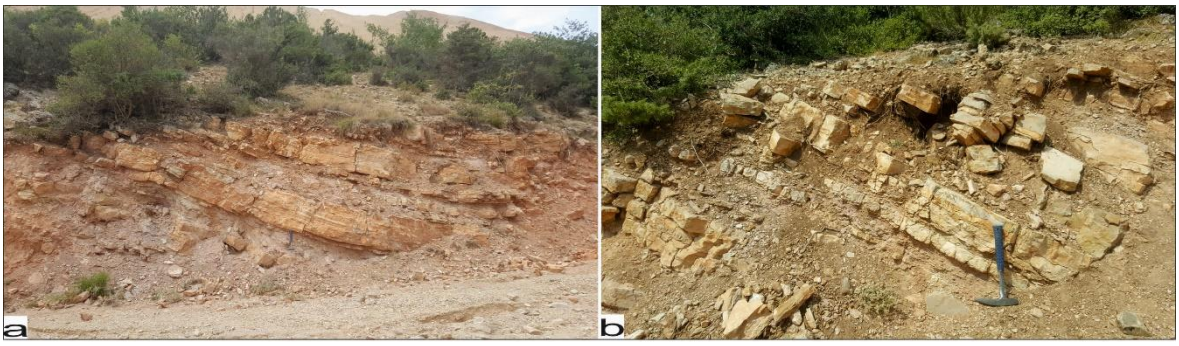
Arazide Karasenir Ağılları Mevkii'nin kuzeyi ve Bayırbağ Sırtı boyu birimin en iyi gözlendiği bölgelerdir.

4.1.4.5. Kaya Türü ve Özellikleri

Carcurum Forrmasyonu'nun egemen litolojisi mikritik kireçtaşlarıdır. Kireçtaşların taze yüzeyleri genellikle bejimsi tonlarda olup kimi zaman pembemsi seviyeler de karşımıza çıkmaktadır. Alterasyon yüzeyleri ise kırmızımsı ve kirli sarı tonlarında olan bu birim, içerisinde bol miktarda bantlı çört barındırmaktadır (Şekil 4.39). Kimi yerlerde ince kimi yerlerde orta tabakalanmalı olarak yüzeylemekte olup karbonat çökelleri yer yer kumtaşları ile ardalanma göstermektedir (Şekil 4.40). Makro fosil açısından zengin olan bu birimin kimi fosilleri genelde kırık, parçalanmış ve kavkı kalıntısı şeklinde karşımıza çıkmaktadır.



Şekil 4.39: Mikritik kireçtaşlarının **a)** tipik bej renkli görünümü ve **b)** Carcurum Formasyonu'na ait kireçtaşlarında sıkça görülen çört seviyeleri.



Şekil 4.40: a) Carcurum Formasyonu'na ait karbonat çökelleri ile kumtaşı ara seviyeleri **b)** İnce ve orta tabakalaşmanın kumtaşı ara seviyeleri ile ardalanma göstermesi. Azı Tepe güneyi, yol boyunca devam eden mostralar.

4.1.4.5. Fosil Kapsamı ve Yaş

Alp (1972) yaptığı çalışmada Carcurum Formasyonun'dan elde ettiği fosil verilerine göre birimin yaşını "Dogger-Alt Kretase" zaman aralığında belirlemiştir. Tüysüz (1996) birimden "Üst Titoniyen-Valanjiyen" yaşını veren fosiller saptamıştır.

Bu çalışmada Bayırbağ Sırtı civarında yüzeyleyen Carcurum Formasyonu mikritik kireçtaşlarından makro olarak "?Desmograpton cf. isp., Planolites isp., ?Spirophycus isp. ? Chnondrites isp., Zoophycus isp." iz fosilleri toplanmış, Doç. Dr. Huriye DEMİRCAN tarafından tanımlanmıştır. (Şekil 4.41).



Şekil 4.41: Kireçtaşları içerisinde görülen makro fosiller, Azı Tepe güneyi.

GÜNEY BLOK

4.1.5. Ovasaray Metamorfiti

4.1.5.1.Tanım ve Ad

Amasya Merkez'e bağlı olan Aksalur, Kızılca, Belmebük ve Sevincer köyleri çevresinde, büyük bir bölümü kırıntılılardan (fillat, metakumtaşı, sleyt vs) oluşan, içerisinde mafik ve ultramafik kaya topluluklarını barındıran bu birim ilk kez Tüysüz (1996) tarafından Ovasaray Metamorfiti olarak adlandırılmıştır. Bu birim Blumenthal (1950) tarafından Paleozoyik yaşlı Tokat Metamorfiti ya da Tokat Masifi olarak adlandırılmıştır.

4.1.5.2.Kalınlık ve Yayılım

Çalışma alanının güney kesimlerinde, yaklaşık 30 km²'lik bir alanı kapsar (EK 1). Yeşilırmak Metamorfiti ile arazide dokanağı gözlenmeyen bu birim Ezinepazar Fayı'nın güney kısmında kalıp, Karaköprü'den başlayıp Aksalur, Kızılca ve Sevincer köylerini içerisine alarak büyük bir alanda kesintisiz olarak izlenir. Çalışma alanının en güney kısmında ise Çatalkaya Tepe ve Şahinkaya Mevkii ile güneydoğuda ise Çal Tepe ve Çam Meşe Mevkii'ndeki yüzeyleyen

Ferhatkaya Formasyonu'na ait Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşları ile sınırlanmaktadır. Bu birimin enine kesitten yapılan ölçümle kalınlığı yaklaşık 550 m. olarak belirlenmiştir.

4.1.5.3.Dokanak İlişkisi

Alt Dokanak: Ovasaray Metamorfiti'nin alt dokanağı inceleme alanında gözlenememektedir.

Üst Dokanak: Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Ferhatkaya Formasyonu'na ait neritik kireçtaşları birim üzerine uyumsuz olarak gelir (Şekil 4.42).



Şekil 4.42: Ovasaray Metamorfiti'ne ait fillatların üzerine uyumsuz olarak gelen Ferhatkaya Formasyonu'na ait kireçtaşları. UTM: 37260 87148.

4.1.5.4.Tip Yer Tip Kesit

Ovasaray Metamorfiti'ne ait metakırıntılı kayalar ve mafik-ultramafik kaya toplulukları en iyi Aksalur Köyü'nün kuzeyinde yol kenarları boyunca ve vadi içlerinde gözlenmektedir. Metabazitler ise Aksalur köyü kuzeydoğusunda bulunan Salamut yolunda, Çal Tepe batısında en iyi şekilde gözlenmektedir (Şekil 4.43).



Şekil 4.43: Çal Tepe güneybatısındaki Ferhatkaya Kireçtaşlarından, Salamut yolu üzerinde mostra veren Ovasaray Metamorfiti'ne bakış.

4.1.5.5.Kaya Türü ve Özellikleri

Meta Kırıntılılar: Ovasaray Metamorfiti'nin egemen litolojisi fillatdır. Bununla birlikte sleyt, metakumtaşı ve şiştleri de içerisinde barındırır. Fillatlar genel olarak gri ve koyu gri tonlarında yüzlek vermekte olup sedef parlaklığındadır (Şekil 4.44). Metakumtaşları sahada taze ve altere yüzeyi gri tonlarda olup orta veya kimi zaman kalın tabakalanmalıdırlar (Şekil 4.44). Makro örneklerde bol miktarda mika mineralleri barındırmaktadır.



Şekil 4.44: Ovasaray Metamorfiti'ne ait fillatların genel görünümü, UTM: 36100 89989.



Şekil 4.45: Ovasaray Metamorfiti'ne ait metakumtaşları genelde orta ve kalın tabakalanmalıdırlar. Kalın tabakalı ve sert meta-kumtaşlarının fillatlar ile ardalandığına dikkat ediniz.

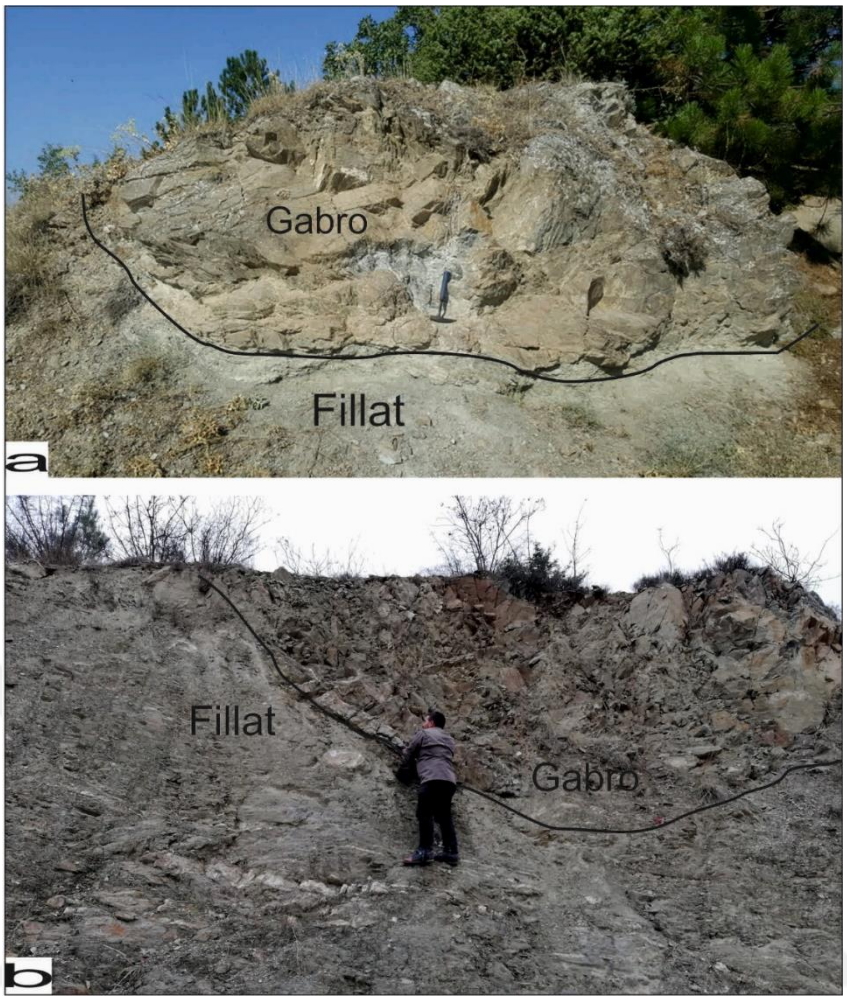
Metabazitler: Çalışma alanında seyrek rastlanılan metabazitler genelde altere yüzeyleri gri, kahverengimsi tonlarda olmakla birlikte taze yüzeyleri yeşil renkte karşımıza çıkmaktadır. Oldukça iyi yapraklanma gösteren bu birimler genel olarak fillatlarla uyumludur (Şekil 4.46).



Şekil 4.46: Ovasaray Metamorfiti'ne ait fillatlar ve metabazitlerin geçişi. UTM:37719 89743.

Mafik kayalar: Egemen litolojisi diyabaz ve gabro'dur (Şekil 4.47). Taze yüzeyi genellikle yeşil ve koyu yeşil tonlarda görülüp, alterasyon yüzeyleri kahverengimsi tonlardadır. Makro ölçekte gözlenen mineraller piroksen ve amfibollerdir. Mafik blokların etrafını saran fillatlar çok iyi yapraklanmış olmasına rağmen, inceleme alanında bloklar genellikle masif yer yer de yapraklıdırlar.

Ultramafik Kayalar: Egemen litolojisi serpantinit'tir. Kimi zaman mafik birimlerin kimi zaman ise fillatların içerisinde blok halinde bulunmaktadır (Şekil 4.48).
Serpanitlerin yan kayaçlarla dokanağında asbest mineralizasyonu ve talklaşma gözlenmektedir. Taze ve altere yüzeyi oldukça koyu ve siyah renklidir. İçerisinde barındırdığı kırık ve çatlaklar serpantin mineralleri ile dolmuştur. Arazide genellikle masif görünüm sergilemekle birlikte kimi zaman ise foliasyonlanma kazandığı görülmektedir.



Şekil 4.47: Ovasaray Metamorfiti'ne ait gabroların fillatlar olan ilişkisinin saha görüntüsü. **a)** Gölyeri Tepe kuzeydoğusunda, yol kenarında yer alan gabro-fillat dokanağı, UTM: **b)** Çayköy ve Karaköprü arasındaki yol güzergahında mostra veren gabro ve fillatlar, UTM: 33445 90409.



Şekil 4.48: Ovasaray Metamorfiti'ne ait ultramafik kaya bloğu. UTM: 36398 89510.

Mafik ve Ultramafik Kütlelerin İnceleme Alanına Yerleşme Şekli

İnceleme alanında mafik ve ultramafik kayalar kırıntılı kayalar içerisinde blok halinde gözlenmektedir. Bu görüş gerek saha verileri gerekse petrografik çalışmalarla desteklenmektedir.

Aksalur ve çevresinde görülen mafik-ultramafik kaya topluluklarının yan kayalarla olan dokanağı incelendiğinde herhangi bir kontakt metamorfizma izine rastlanılamamaktadır. Eyüboğlu (2011) tarafından, bu kayaların Alaskan tipi intrüzyon olarak Tokat Masifi'ne yerleştiği teorisinin doğru olabilmesi için mafik-ultramafik kayaların yan kayalarla olan dokanağında kontakt metamorfizmayı simgeleyen andalusit, sillimanit, kordiyerit, granat, piroksen ve sanidin gibi yüksek sıcaklık mineral parajenezine rastlanması gerekmektedir. Makro boyutta bu minerallere sahada rastlanılmamıştır. Petrografik çalışmalar sırasında da yapılan birçok ince kesit çalışmasında bu tarz kontak metamorfik minerallerin varlığına rastlanılmamıştır.

4.1.5.6. Yaş:

Eyüboğlu vd., (2011) Ovasaray Metamorfiti içindeki metagabroların birinden 203 My U-Pb zirkon yaşı elde etmiş ve bu yaşı gabronun kristalizasyon yaşı olarak kabul etmiştir. Gabrolar ile dokanak yapan meta-kırıntılı sedimentlerden alınan çok sayıda örnekten ayıklanan detrital zirkon kristallerinden elde edilen en genç U-Pb yaşı ise 205 My olup bu yaş %100 konkordandır (P.A. Ustaömer ve T. Ustaömer, 2018).

4.1.6. Ferhatkaya Formasyonu

4.1.6.1.Tanım ve Ad

Granit ve Titant (1960) tarafından, Bilecik dolaylarında "Bilecik Kireçtaşı" olarak alandırılan neritik kireçtaşlarını içeren birim, Alp (1972) tarafından Amasya civarındaki yüzeylemeleri "Ferhatkaya Formasyonu" olarak tanımlanmıştır.

4.1.6.2.Kalınlık ve Yayılım

Genellikle Aksalur Köyü ve Kızılca Köyü çevresindeki yüksek kesimlerde gözlemlenen bu kireçtaşlarının kalınlığı yaklaşık 300 m. olarak belirlenmiştir.

4.1.6.3.Dokanak İlişkisi

Alt Dokanak: Ferhatkaya Kireçtaşlarının alt dokanağını Ovasaray Metamorfiti'nin fillatları oluşturmaktadır. Kireçtaşlarının metamorfiklerle olan dokanağında görülen taban konglomerasının varlığı nediyle birimin uyumsuz bir şekilde fillatların üzerine çökeldiği anlaşılmaktadır (Şekil 4.49).



Şekil 4.49: Ovasaray Metamorfiti ve Ferhatkaya Formasyonu dokanağı, Şahinkale Mevkii batısı.

4.1.6.4.Tip Yer Tip Kesit

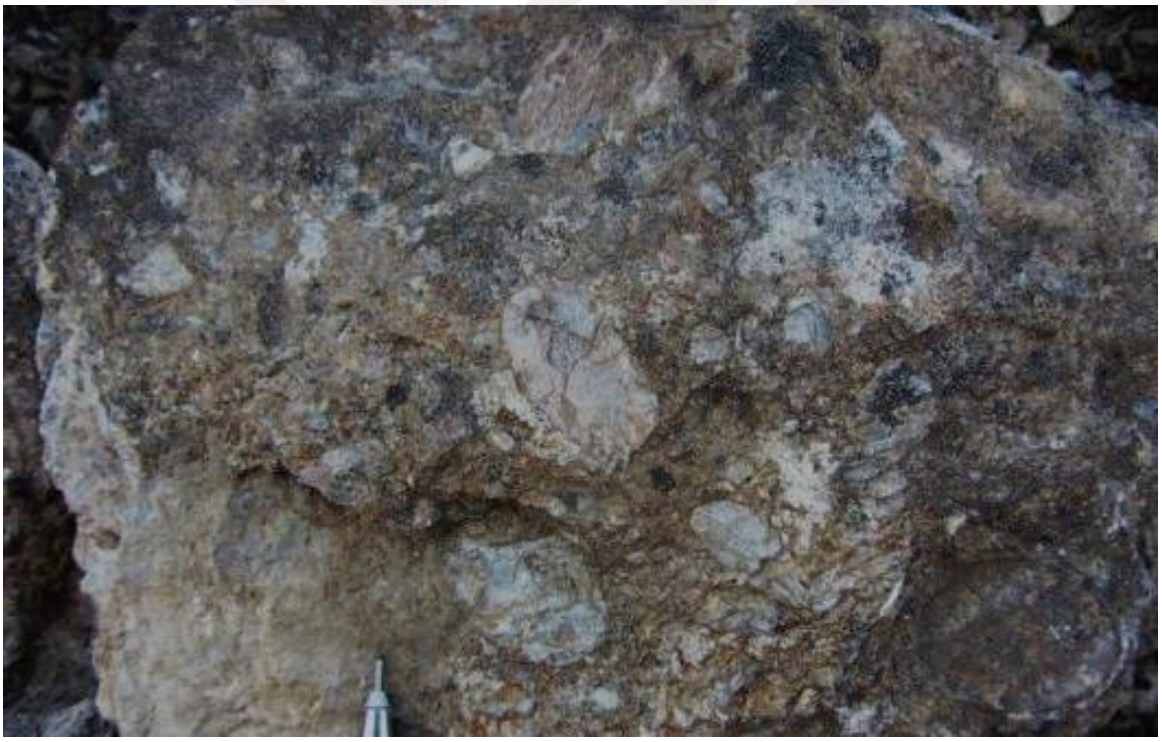
Ferhatkaya Formasyonunun neritik kireçtaşları en iyi Aksalur Köyü yakınlarında bulunan Şahinkale Mevkii'nde gözlenmektedir.

4.1.6.5.Kaya Türü ve Özellikleri

Altere yüzeyi gri taze yüzeyi bejimsi ve pembemsi tonlarda gözlenen bu kireçtaşları sığ denizel (neritik) niteliktedir (Şekil 4.50). Tabakalanması oldukça iyi olan bu birim genelde orta-kalın tabakalıdır. Metamorfikler ile olan dokanağındaki çakıltaşlarındaki çakıllar çoğunlukla fillat parçaları olup yuvarlak, yarı köşeli olan çakılların boyutları 2-5 cm e kadar ulaşmaktadır (Şekil 4.51).



Şekil 4.50: Ferhatkaya Formasyonu'na ait kireçtaşlarının genel görüntüsü. UTM: 35000 87714.



Şekil 4.51: Ovasaray Metamorfiti ve Ferhatkaya Formasyonu dokanağının uyumsuzluğunun kanıtı içerisinde yuvarlaklaşmış fillat çakıllarını barındıran birim. UTM: 34441 87556.

4.1.6.6.Fosil Kapsamı ve Yaş

Alp (1972) birime Barremiyen-Albiyen (Alt Kretase) yaşını vermiş Tüysüz (1996) ise Juraya dair elde ettiği fosil verileriyle formasyana Jura-Alt Kretase yaşını vermiştir.

4.1.7. Alüvyal Taraça

Bu birim inceleme alanı içerisinde Ağılyeri Tepe kuzeyinde ve Uğ Tepe'nin batısında yer almaktadır (Şekil 4.52). Az tutturulmuş kum ve köşeli ya da yuvarlaklaşmış çakıllar düzeyleriyle temsil edilir (Şekil 4.53). Çakıllarının büyük bir kısmı metamorfik kayalardan ve kireçtaşlarından türemiş malzemedir. Yaklaşık 20 cm boyutlarındaki bu çakıllar yassı, küre, disk biçimlerinde olup kimileri de köşelidir. Çökelim diziliminde belirli bir ardalanma göstermez. Alüvyona göre daha kaba ve daha iyi yıkanmış malzemelerdir. Alüvyal taraça kendi içerisinde çapraz tabakalanma göstermektedir (Şekil 4.54). Alüvyon ile arasında uyumsuzluk vardır ve yaklaşık kalınlık 70 metredir.



Şekil 4.52: Alüvyal taraçanın saha görünümü. UTM: 34370 89651.



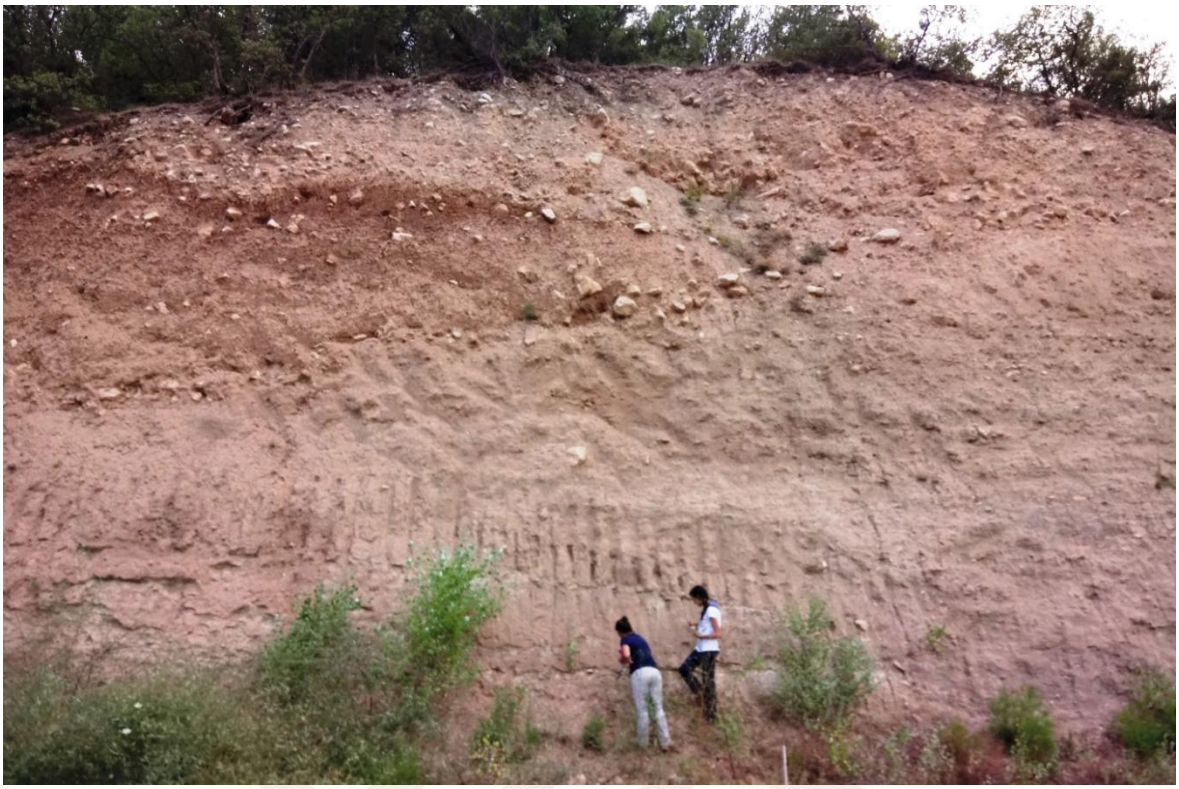
Şekil 4.53: Alüvyal taraçaya ait yönlenmiş çakıllar.



Şekil 4.54: Alüvyal taraçada oluşmuş çapraz tabakalanma.

4.1.8. Yamaç Molozu

İnceleme alanında Kızılca Köyü güneydoğusuna giden yolda, Ferhatkaya kireçtaşları eteklerinde, metamorfiklerle uyumsuz dokanak göstererek karşımıza çıkmaktadır (Şekil 4.54). İri orta ve küçük boyda, köşeli veya az yuvarlaklaşmış molozların litolojisi genellikle kireçtaşlarına aittir.



Şekil 4.55: Yamaç molozuna ait saha görüntüsü.

4.1.8. Alüvyon (Qal)

İnceleme alanında dere yataklarında ve vadi yamaçlarında görülen içerisinde kum boyutundan çakıl boyutuna bir çok farklı litolojiden malzeme barındıran birimdir.

4.2. PETROGRAFİ

Bu bölümde, inceleme alanından yer alan birimlerin petrografik özellikleri tektonostratigrafiye bağlı olarak sırasıyla ele alınacaktır.

İnce Kesiti Hazırlanan numunelerin GPS koordinatları;

XN10	D:740801 K:4495672	**A3**	D:740006 K:4494384	**O1**	D:734999 K:4489697
J8	D:739050 K:4495386	**A8**	D:740779 K:4495600	**A39**	D:734441 K:4487556
A18	D:739778 K:4495373	**X5**	D:739171 K:4496236	**A43**	D:737828 K:4496697
XN2	D:738694 K:4496475	**A26-A27-A28**	D:736398 K:4489510	**XN11**	D:740923 K:4496044
A54	D:740153 K:4495535	**A35-A36**	D:736357 K:4489425	**X4**	D:740985 K:4496112
A1	D:739236 K:4494395	**A41**	D:733363 K:4490527	**XN3**	D:740553 K:4496509
A37	D:740326 K:4495025	**XN9**	D:737888 K:4490819	**XN2**	D:741140 K:4496464
A13	D:740063 K:4495729	**J15**	D:737921 K:4490327		

4.2.1. Yeşilırmak Metamorfiti'nin Petrolojisi

Yeşilırmak Metamorfiti yukarıdaki bölümlerde de belirtildiği gibi yastık ve masif lavlar, volkaniklastik sedimentler ve az oranda meta-karbonatlardan oluşan bir kaya topluluğudur. İstif yer yer gabroik kütlelerle kesilmektedir.

Yastık Lavlar

Yastık lav kökenli metabazit kayalarda gelişen mineral parajenezi bolluk sırasına göre piroksen, klorit, kalsit, epidot, olivin ve sodyum amfibollerden (riebekit) oluşmaktadır.

Piroksenler doğru ışıkta açık kahve tonlarında gözlenmektedir. Genel olarak öz şekillidirler. Tek yönde dilinimleri mevcuttur ve yüksek rölyeflidir. Çapraz ışıkta turuncu, mavi, mor vs. olmak üzere yüksek girişim renkleri **(Şekil 4.56).** Yeşilırmak Metamorfiti yastık lavlarına ait bir örneğin XRD analizinde piroksenlerin türleri ojit olarak belirlenmiştir (**Şekil 4.57**).

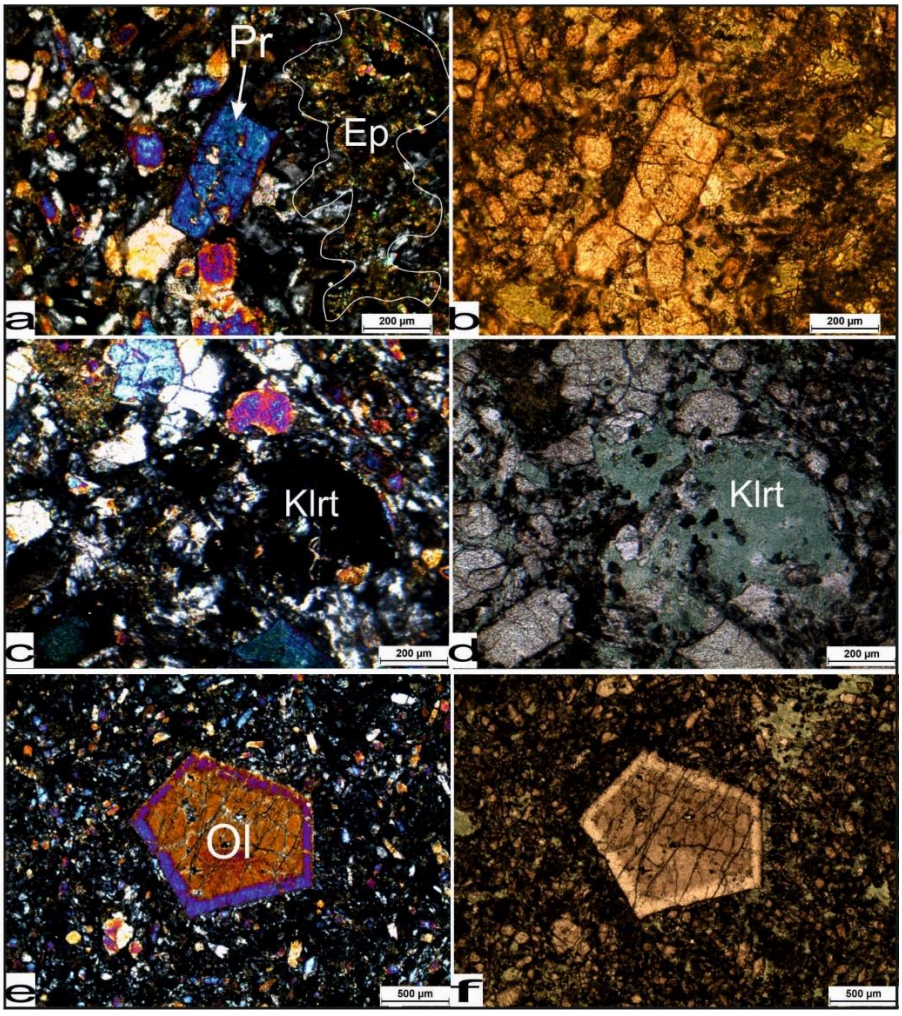
Kloritler doğru ışıkta soluk yeşil renklerde gözlenmektedir. Öz şekilsiz olarak sıkça diğer minerallerin etrafını sarmış şekilde gözlenmektedir **(Şekil 4.56**c ve d**).**

Epidotlar doğru ışıkta sarımsı kahve – bej renkleri ve yüksek rölyefleri ile ayırt edilmektedir Çapraz ışıkta ise yeşilimsi mavimsi tonlarda III. sıranın yüksek girişim renklerini göstermekte olup incelenen kesitlerde öz şekilsiz olarak, öbekler halinde bulunmaktadır (**Şekil 4.56**a).

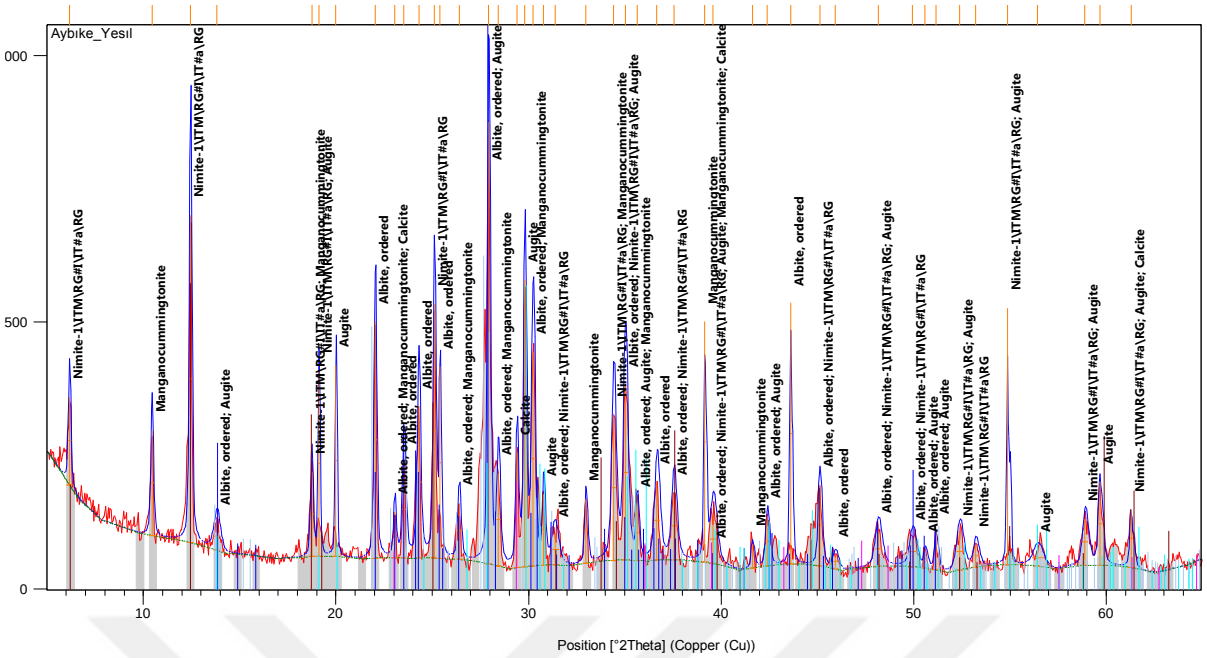
Olivinler çatlaklı bir yapıya sahiptir. Küçük kristaller şeklinde kimi zaman öz şekil sunarken kimi zaman deformasyondan ötürü öz şeklini yitirmiş bir şekilde dağılım göstermektedir. İlksel

kayaya ait olan bu olivinler doğru ışıkta renksiz ve yüksek rölyefli olmaları ile ayırt edilmektedir. Çapraz ışıkta ise ikinci sıranın turuncu mor tonlarındaki girişim renklerini göstermektedir.

Ribekit mineraline Eyüboğlu (2018)'in Yeşilırmak Metamorfiti gabroları içerisindeki mavi amfiboller üzerinde yaptığı mikrokimyasal çalışmalarına dayanarak tanı koyulmuştur. Yastık lavlar içerisinde de görülen bu minerallerin "**magneziyoriebeckit"** olduklarına karar verilmiştir.



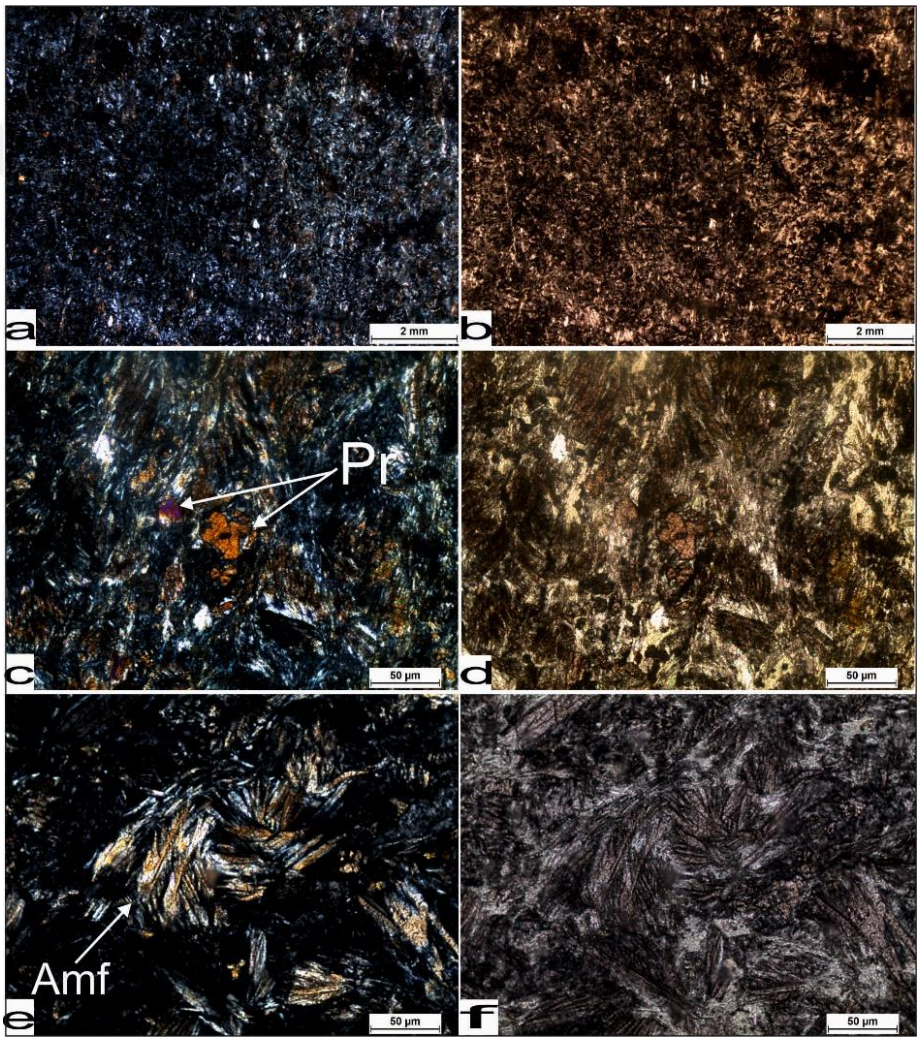
Şekil 4.56: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait **XN10** numaralı yastık lav örneğinin mikroskobik görüntüsü. **a)** Tek yönde dilinimi olan, öz şekilli II. sıranın mavi girişim rengini gösteren piroksen minerali ve III.sıra yüksek girişim renkleri gösteren epidot mineralleri-çift nikol. **b)** Tek nikolde renksiz piroksen ve sarı renkli epidot kristalleri. **c)** Koyu mavi anormal girişim rengine sahip klorit mineralleri-çift nikol. **d)**Yeşil renkli kloritler ve onların içerisinde yer alan öz şekilsiz küçük kristalli sfen mineralleri-tek nikol. **e)**Özşekilli ve düzensiz çatlaklara sahip olivin minerali. **f)**Tek nikol.



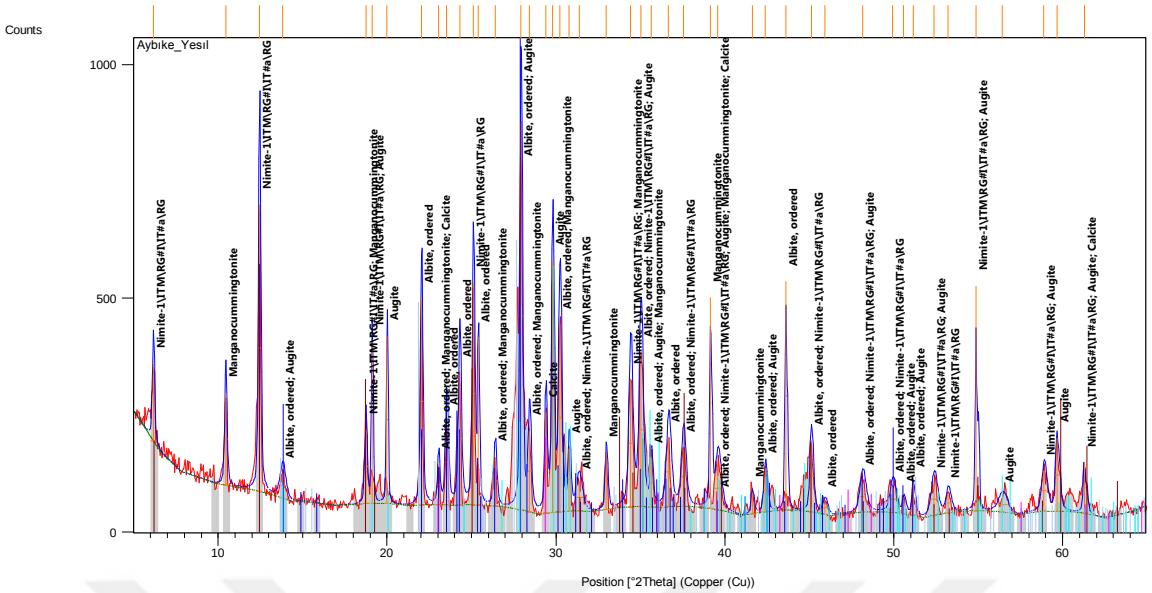
Şekil 4.57: Yukarıda **Şekil (4.56)**'deki yastık lav örneğinin X ışını difraksiyonu verileri. Elde edilen verilere göre Ojit, Kümmingtonit (Mangano) ve Labrodorit mineralleri piklerinin yüksek olduğu ve bu kayanın yoğun miktarda sırasıyla kalsit, labradorit, ojit ve kümmingtonit minerallerinden oluştuğu ön görülmektedir.

Masif Lavlar

Masif lavlarda gözlenen mineral parajenezi bolluk sırasına göre klorit, kalsit, amfibol, piroksen ve küçük kristalli kalık plajioklaslardır. Yapılan XRD analiz sonuçlarına göre piroksenler ojit türü, amfiboller ise kummingtonit olarak belirlenmiştir **(Şekil 4.59).** *Ojitler* çapraz ışıkta ikinci sıranın turuncu, mor ve mavi tonlarındaki yüksek girişim rengini göstermektedirler **(Şekil 4.58**c**).** Doğru ışıkta yüksek rölyefli, soluk kahve renklidir. Kummingtonit minerali ise çapraz ışıkta 1. Sıranın sarı-turuncu girişim renklerini sergilemektedir. Öz şekilsiz, iğnemsi yapıda saçılım göstermektedirler **(Şekil 4.58**e**).**



Şekil 4.58: a) Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait **J8** numaralı masif lav örneğinin 2 mm ölçekte genel görünümü (ilksel volkanik doku)-çapraz ışık. **b)** Doğru ışık. **c)** Turuncu ve mor tonlarda ikinci sıranın yüksek girişim renklerini gösteren piroksenler-çapraz ışık. **d)** Doğru ışık. **e)** Xrd analizinden de yola çıkılarak tespit edilen kümmingtonit türü ışınsal amfiboller, çapraz ışık. **f)** Doğru ışık.



Şekil 4.59: Yukarıda **Şekil (4.58)**'daki masif lav örneğinin X ışını difraksiyonu verileri. Elde edilen verilere göre Klorit (nimit), Kummingtonit (Mangano), Ojit, Plajioklas ve Kalsit mineralleri piklerinin yüksek olduğu ve bu kayanın yoğun miktarda sırasıyla minerallerinden oluştuğu ön görülmektedir.

Metavolkanoklastik Sedimentler

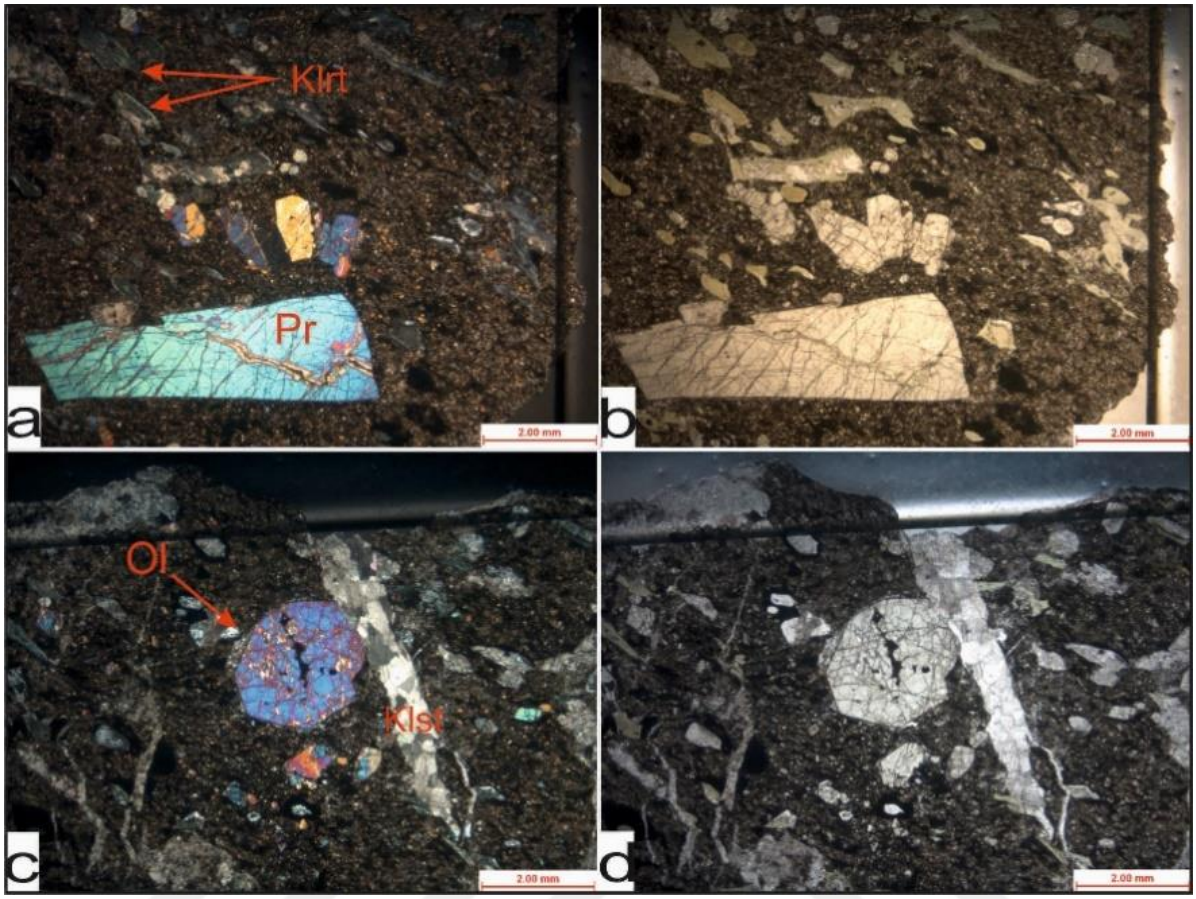
Metavolkanojenik sedimentler içerisindeki Yeşilırmak Metamorfiti tabanını oluşturan aglomeralar sahada, kötü yuvarlaklaşmış küçük, orta ve büyük çakıllardan oluşmaktadır. Petrografik olarak ise içerisinde yaklaşık 4 mm boyutlarında olivin ve piroksen minerallerinin yanı sıra volkanik kaya parçasına da rastlanmaktadır. Metamorfizma etkisiyle kalsit ve kloritleşmeler mevcuttur.

Piroksenler doğru ışıkta renksiz gözlenmekle birlikte tek yönde dilinimleri mevcuttur. Çapraz ışıkta ise mavi, turuncu ve sarımsı tonlarda ikinci sıranın yüksek girişim rengi göstermektedir. Bol çatlaklı yapıya sahiptir ve çatlakların arasında kalsit mineralleri gözlenmektedir. Piroksenlerin çoğu öz şeklini koruyabilmiştir ve dikdörtgen yapıdadır.

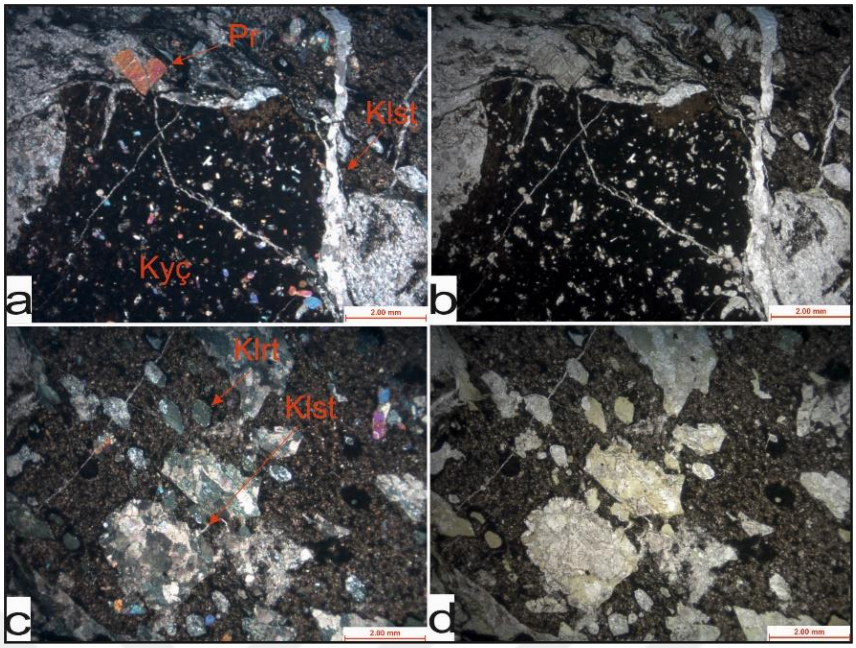
Olivin minerali doğru ışıkta renksiz olarak gözlenmekte ve bol çatlaklı yapıya sahiptir. Rölyefleri oldukça yüksektir. Çapraz ışıkta sarı, turuncu ve morumsu tonlarda üçüncü sıranın renklerini göstermektedir. Olivinlerin boyutları değişmekle birlikte yuvarlaklaşmış halde bulunmaktadır.

Volkanik kaya parçası yaklaşık 3 mm boyutunda siyah renkli matriks üzerinde küçük kristalli piroksenlerle kaplıdır. Piroksenler doğru ışıkta renksiz olup, yüksek rölyefli gözlenmektedir. Çapraz ışıkta turuncu, sarı ve mavimsi tonlarda yüksek girişim rengi gösterirler. Volkanik kaya parçası metamorfizma etkisiyle çatlaklarına kalsit mineralini almaktadır.

Kalsit ve *klorit* mineral parajenezi de aglomeraların bir parçasıdır. Metavolkanoklastik aglomera biriminde, metamorfizma etkisiyle oluşan mineraller klorit ve kalsittir. Kloritler doğru ışıkta soluk yeşil, kalsitler ise renksiz gözlenmektedir. Öz şekilsizlerdir. Her iki mineral de kayaç içerisinde çoğunlukla düzensiz öbekler şeklinde gözlenmektedir. Kalsit minerallerinin bir kısmı ise çatlak dolgusu şeklinde kristalleşmiştir.



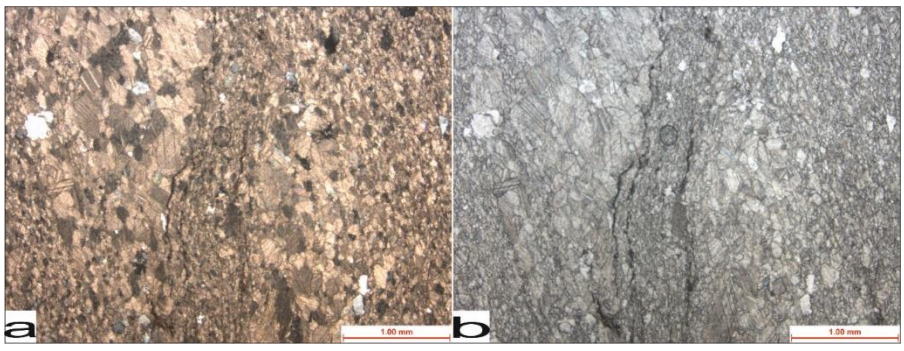
Şekil 4.60: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait **XN2** numaralı aglomera örneğinin görüntüsü. **a)** Üçüncü sıranın açık parlak mavi tonlarında girişim rengine sahip ve dilinimi olan çubuksu formlu piroksen minerali ve koyu yeşil/kahvemsi anormal girişim rengine sahip klorit minerali klorit mineral parajenezi-Çapraz ışık. **b)** Doğru ışıkta renksiz ve yüksek rölyefli piroksen ile yeşil pleokroizmaya sahip kloritler; **c)** II.sıranın mavi-mor girişim renklerini gösteren öz şekilli ve düzensiz gelişmiş çatlaklara sahip olivin minerali ve kayacın çatlaklarında kristalleşmiş kalsitler. Çapraz ışık. **d)** Doğru ışıkta renksiz kristaller şeklinde gözlenen olivin ve kalsitler.



4.61: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait **XN2** numaralı aglomera örneğinin görüntüsü. **a)** Tamamen opaklaşmış bir matriks ve piroksen minerallerinden oluşan volkanik kaya çakılı. . **b)** Tek nikol. **c)** Kayanın belirli kesimlerinde öbekler şeklinde kristalleşmiş kalsit ve kloritler -çift nikol. **d)** Tek nikol.

Metakarbonatlar

Yeşilırmak Metamorfiti içerisinde metavolkanoklastik kayalarla ardalanmalı halde bulunan kimi zaman masif halde karşımıza çıkan metakarbonatların mineral parajenezi kalsit ve kuvarstan oluşmaktadır. Metamorfizma etkisiyle foliasyon kazandıklarından dolayı mineraller yönlenme kazanmıştır.



Şekil 4.62: Yeşilırmak Metamorfiti içerisindeki kalsit ve kuvars minerallerinden oluşan **A54** numaralı metakarbonat biriminin ait mikroskop görüntüsü. **a)** Çapraz ışık. **b)** Doğru ışık.

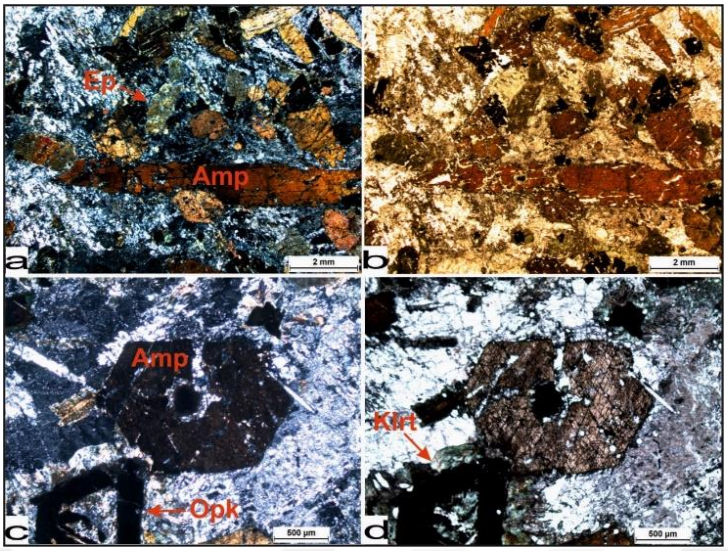
Metagabrolar

İstifi küçük intrüzifler halinde kesen metagabroların mineral topluluğu bolluk sorasına göre amfiboller, kloritler, epidotlar ve az sayıda opak minerallerdir. Aşağıda minerallerin özellikleri anlatılmaktadır.

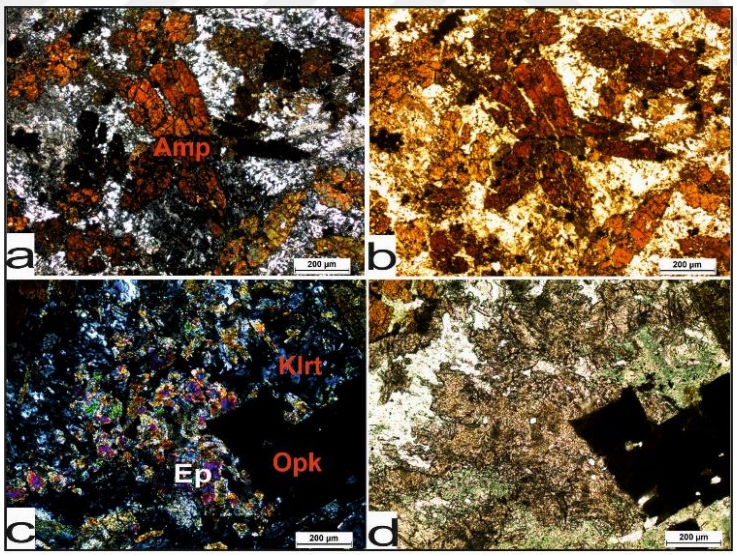
Amfiboller doğru ışıkta kızılımsı kahverengi tonlarda renge sahiptir ve belirgin pleokroizma göstermektedir. Çoğunlukla özşekilli-yarı özşekilli taneler halindedir. C eksenine dik kesitlerinde çift yönde dilinimleri belirgindir. Yer yer c eksenine paralel kesitlerine de rastlanmakta olup, bu kesitlerde tek yönlü dilinim izleri gözlenmektedir. Çapraz ışıkta koyu kahve ve açık kahverengi tonlarda olup eğik sönme göstermektedir. Amfibol kristallerinin yer yer klorite dönüşmüştür.

Kloritler doğru ışıkta soluk yeşil renklerde gözlenmektedir. Öz şekilsiz olarak diğer sıkça diğer minerallerin etrafını sarmış şekilde gözlenmektedir. Çapraz ışıkta ise gri, mavimsi gri ve mavi tonlarda girişim renkleri göstermektedir. Paralel sönme göstermektedir.

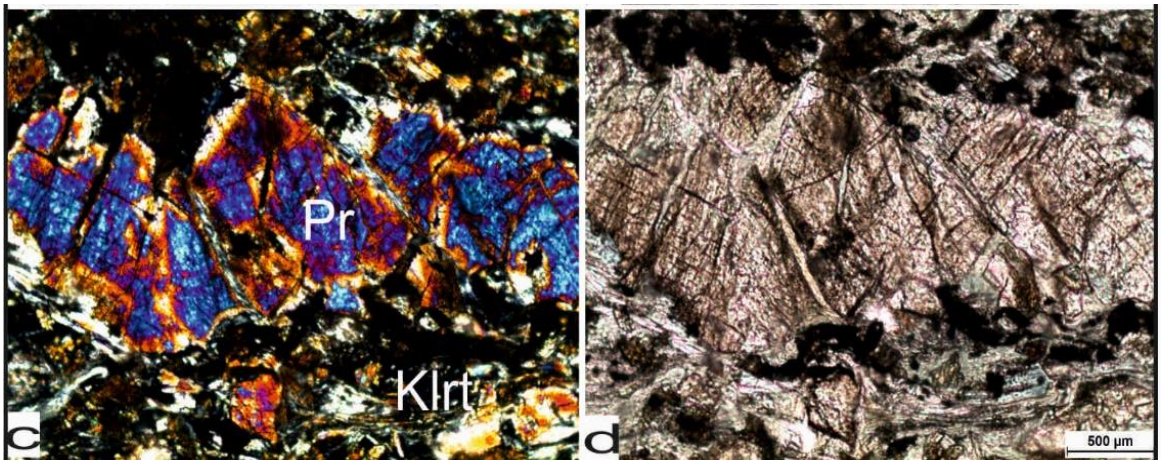
Epidotlar doğru ışıkta sarımsı kahve – bej renkleri ve yüksek rölyefleri ile ayırt edilmektedir. Çapraz ışıkta ise yeşilimsi mavimsi tonlarda yüksek girişim renkleri göstermekte olup incelenen kesitlerde öz şekilsiz olarak öbekler halinde bulunmaktadır. Bazı epidotların plajioklaslardan dönüşerek ikincil olarak oluştuğuna dair belirgin olmayan izler bulunmaktadır.



Şekil 4.63: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait **A1** numaralı metagabro örneğinin mikroskop görüntüsü. **a)** Uzun çubuksu formlu, kahverengi amfibol ve öz şekilsiz yeşilimsi tonlarda epidot mineralleri-çapraz ışık. **b)** Doğru ışıkta koyu kahve renkte, oldukça pleokroik; **c)** C eksenine dik kesilmiş, çift yönde dilinimi belirgin, özşekilli bir amfibol minerali. (Çapraz ışık); **d)** Doğru ışıkta yeşil renkli, öz şekilsiz, pulsu görünümde ve opak mineralin etrafını çevreleyen kloritler.



Şekil 4.64: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait **A1** numaralı metagabro örneğinin mikroskop görüntüsü. **a)** Çubuksu amfibol mineralleri; girişim renkleri tek nikol renkleri tarafından büyük oranda maskelenmiştir-çift nikol. **b)** Koyu kahve renkteki, pleokroik amfiboller. Tek nikol. **c)** Yeşil, mavi ve mor tonlarının hakim olduğu III.sıranın yüksek girişim rengi gösteren, öz şekilsiz epidotlar ve pulsu yapıda, anormal mavi girişim rengi gösteren, öz şekilsiz kloritler ve opak mineral parajenezi-çift nikol. **d)** Tek nikol.



Şekil 4.65: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait **A37** numaralı metabazit türü kayanın mikroskop görüntüsü. **c)** Domino yapısı oluşturmuş piroksen mineralleri-çift nikol. **d)** Tek nikol

Metakırıntılılar

Yeşilırmak Metamorfiti tabanında ve tavanında gözlenen metakırıntılı birimlerin petrografik incelemeleri aşağıda anlatılmaktadır.

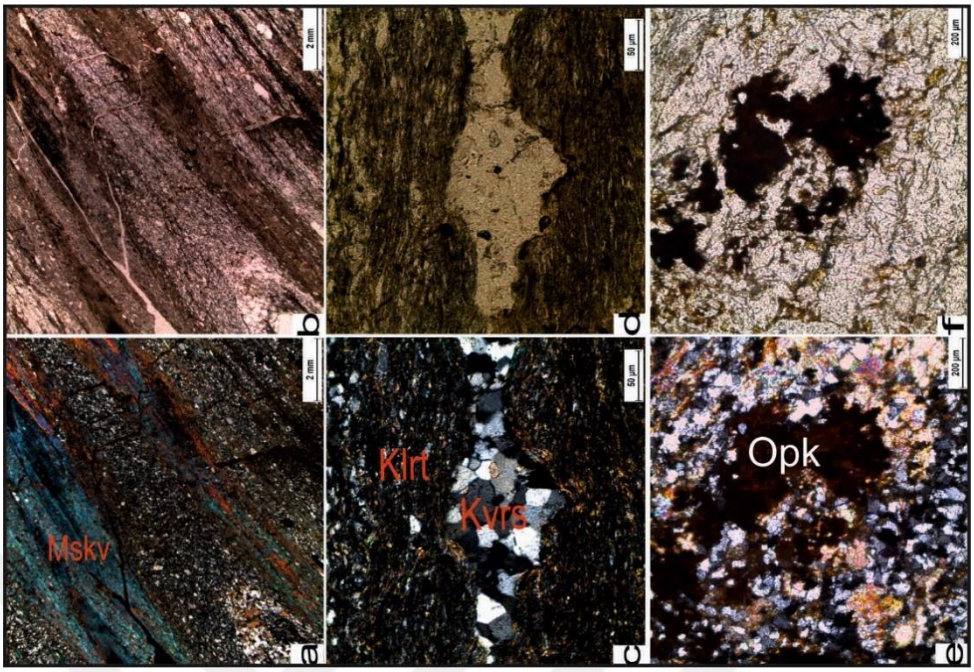
Kuvars-Mika-Şist

Karasenir Formasyonu ve Yeşilırmak Metamorfiti arasında tektonik dilim olarak yer alan bu birimin egemen litolojisi şisttir. Şistlerde saptanan mineral topluluğunu kuvars, muskovit ve opak mineraller oluşturmaktadır.

Muskovit doğru ışıkta renksiz, gözlenirken, çapraz ışıkta üçüncü sıranın mavi-mor girişim renklerini gösterirler. İnce uzun, yapraksı kristaller halinde foliasyon düzlemine paralel olarak yer almaktadır (**Şekil 4.66**a ve b).

Kloritler doğru ışıkta soluk yeşil tonlarında gözlenirken çapraz ışıkta koyu kahve tonları hakimdir. Ufak kristallidir ve genelde foliasyon düzlemini oluşturmaktadırlar.

Kuvarslar doğru ışıkta renksiz ve düşük rölyeflidirler. Çapraz ışıkta birinci sıranın gri girişim renklerini göstermektedir. Rekristalizasyon etkisiyle deforme olduklarından (süturlanmış kristal sınırları vs.), özşekillerini kaybetmişlerdir (**Şekil 4.66**c ve d).



Şekil 4.66: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait Balıkkaya Tepe civarında yüzlek vermiş **A13** numaralı fillat örneğinin mikroskop görüntüsü. **a)** II. sıranın mavi girişim renklerini gösteren ve foliasyon düzlemleri boyunca yönelmiş muskovit mineralleri-çift nikol. **b)** Tek nikol. **c)** Rekristalize kuvars topluluğu- çift nikol. **d)** Tek nikol. **e)** Opak mineral **f)** Tek nikol.

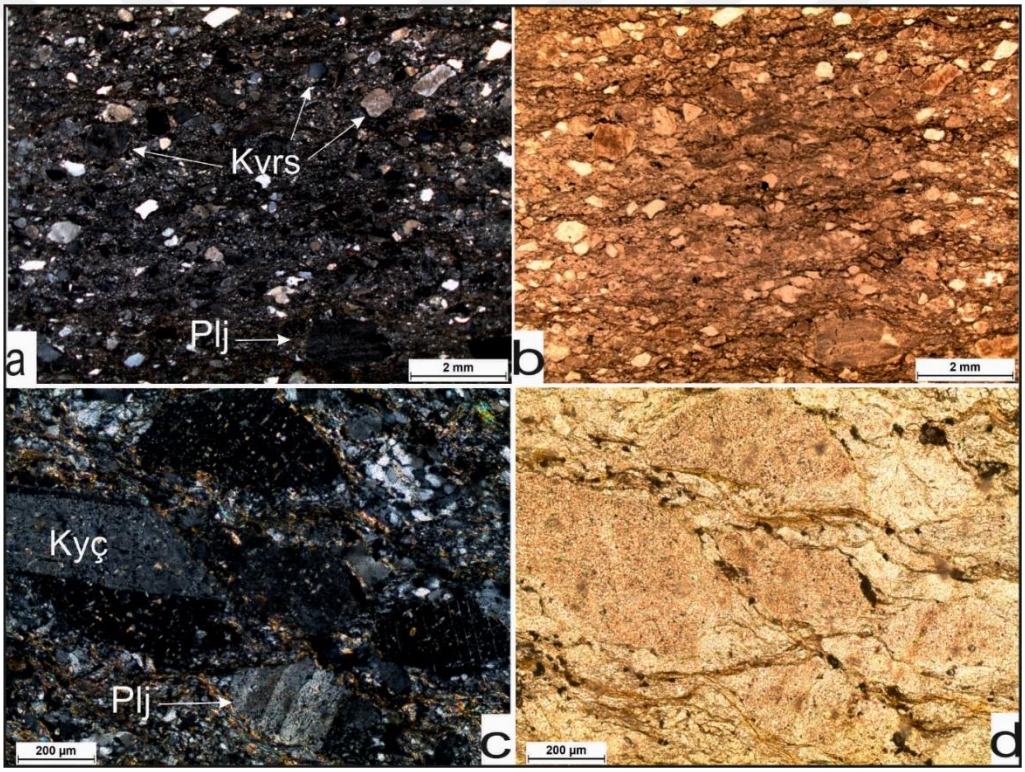
Metakumtaşları

Arazide dört farklı lokasyonda bulunan, protololiti kumtaşı ve çamurtaşı olan bu kırıntılı istifin litolojisi genel olarak metakumtaşı ve onların etrafında yüzeyleyen fillatlardır Metakumtaşları başlıca kuvars, feldspat (plajiyoklaz, ortoklaz), mika (muskovit), kalsit ve opak mineral parajenezinden oluşmaktadır. Meta-kumtaşlarında, ince kristalli beyaz mika ve kloritler kayaca foliasyon düzlemleri kazandırmıştır. Bununla birlikte kayacın yer yer milonitik doku kazandığı gözlenmektedir. Milonitlelme, özellikle feldispat ve kuvars parçalarına yer yer sigmoidal yapı kazandırmıştır. Bu birimde volkanik (bazik) kaya parçaları da tespit edilmiştir.

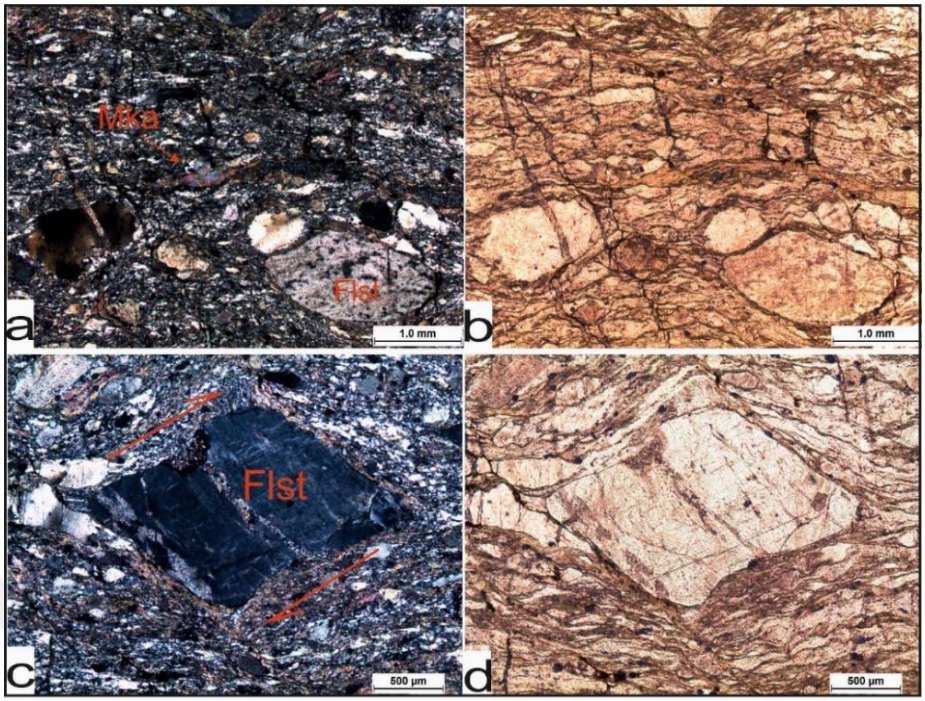
Feldspat mineralleri, iri kristaller şeklinde gözlenmekte olup, kayacın en bol miktarda gözlenen bileşenlerinden biridir. Metamorfizmanın etkisiyle kendi içerisinde yönlenme kazanmıştır. Feldspat minerallerinde serizitleşmeler mevcuttur ve serizitleşme nedeniyle doğru ışıkta bulutumsu/kirli görünümleri ile hemen ayırt edilirler (**Şekil 4.68**c ve d). Plajioklas ve oktoklasların yanı sıra mikroklin türü feldspatlar da saptanmıştır. Mikroklinlerdeki kafes yapıları belirgindir ve genelde iri boyutlardadır (**Şekil 4.68**c).

Kuvars mono ve polikristalen halde bulunan kuvars mineralleri metamorfizmanın etkisi ile dalgalı sönme gösterir ve doğru ışıkta renksiz çapraz ışıkta I. sıranın gri ve beyaz girişim renklerini göstermektedir. Rölyefleri oldukça düşüktür.

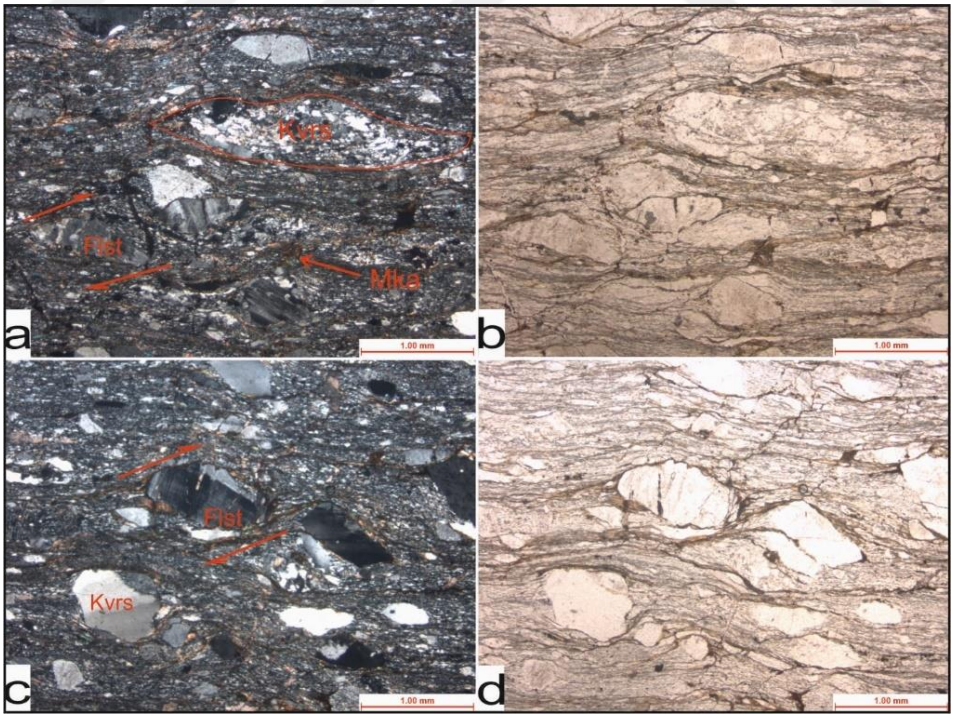
Muskovitler çoğu zaman foliasyon düzlemine paralel uzanıp doğru ışıkta renksiz gözlenirler. Çapraz ışıkta ise II. sıra yüksek girişim renklerini (mavi-yeşil-pembe) gösterirler. Metamorfizma etkisiyle, belirli düzlemlerde yönelim gösteren ince kristalli muskovitler, kayaca kötü gelişmiş foliasyon düzlemleri kazandırmaktadır. *Kaya Parçaları* volkanik kökenli olup, volkanik hamur ve plajiyoklas kristallerinden oluşmaktadır. Plajiyoklaslarda polisentetik ikizlenmeler belirgindir.



Şekil 4.67: Metakırıntılı istif içerisindeki **A3** numaralı metakumtaşının mikroskobik görüntüsü. **a)** Kötü gelişmiş foliasyon düzlemlerine sahip ve feldispat ve kuvars klastları içeren meta-kumtaşının genel görünümü-çift nikol. **b)** Tek nikol. c) Yaklaşık 400 µm boyutunda, volkanik hamur ve plajiyoklas kristallerinden oluşmuş volkanik kaya parçası, çift nikol. **d)** Tek Nikol.



Şekil 4.68: Metakırıntılı istif içerisindeki **A9** numaralı metakumtaşının mikroskobik görüntüsü. **a)** İnce mikaların oluşturduğu foliasyon düzlemleri ile çevrelenmiş, yer yer sigmoidal yapı kazanmış feldispat ve kuvarslar **b)** Tek nikol. **c)** Sağ yönlü bir makaslama üzerinde gelişen mikro porfiroklast, feldispat minerali-çift nikol. **d)** Tek Nikol.



Şekil 4.69: Metakırıntılı istif içerisindeki **X5** numaralı metakumtaşının a-b-c-d) milonitik foliasyon kazanmış kesimlerinin mikroskop görüntüleri (a-c Ç.N; b-d T.N) a-c) Feldispat ve kuvarslar, deformasyon etkisiyle sigmoidal porfiroklastlara dönüşmüşler ve yer yer çevrelerinde basınç gölgeleri gelişmiştir.

4.2.2. Ovasaray Metamorfiti

Ovasaray Metamorfiti, mafik ve ultramafik kayalarla birlikte bunların etrafını çevreleyen kırıntılı birimlerden meydana gelmektedir. Mafik kayalar epidot, klorit, amfibol ve opak minerallerin yoğunlukta olduğu yeşilşist metamorfizması etkisi altında kalmıştır. Ultramafik kayalar ise tamamen serpantine dönüşmüş olivinlerden, klorit ve aktinolit mineral parajenezinden oluşmaktadır. Kumtaşı ve fillatların mineral toplulukları ise kuvars mika ve feldspatlardan oluşmaktadır.

Mafik Kayaların Mineral Parajenezi

Piroksenler doğru ışıkta kahve/koyu kahve tonlarında gözlenmekte, belirgin rölyefleriyle ayırt edilmektedir. Çoğunlukla öz şekilsiz ve yarı öz şekilli kristaller halindedirler. Dilinimleri tek yönde belirgindir. Çapraz ışıkta girişim renkleri kahverengi, mor ve turuncu tonlardadır. Piroksenlerin çatlaklarından itibaren klorit minerallerine dönüşmüştür ve genelde iç kısımları deformasyondan etkilenmiştir.

Kloritler, daha çok pulsu, yapraksı, foliasyona yarı paralel uzanan veya herhangi bir dizilim göstermeyen taneler halinde gözlenmektedir. Doğru ışıkta soluk yeşil ve koyu yeşil tonlarındadır. Çapraz ışıkta çoğunlukla anormal mavi ve yeşilimsi gri girişim rengi sergilemekte olup, paralel sönme gösterirler.

Epidotlar doğru ışıkta kahverengi ve yüksek rölyefli bir şekilde yer alırlar. Öz şekilsiz ve çatlaklı yapıdadır. Çapraz ışıkta yüksek girişim rengi gösterip mavi, pembe yeşil renklerdir.

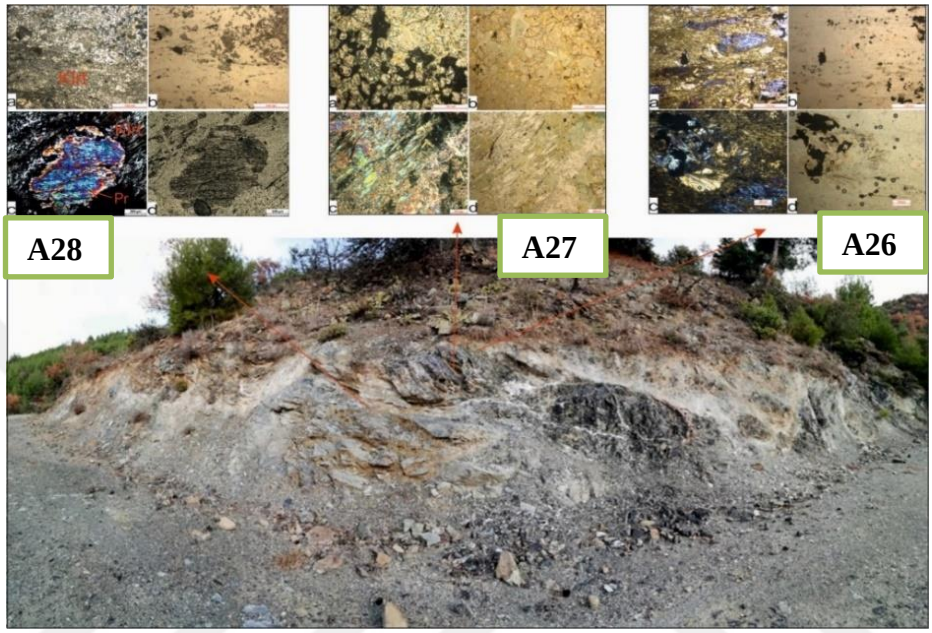
Ultramafik Kayaların Mineral Parajenezi

Olivin minerallerinin tamamen serpantine dönüştüğü gözlenmiştir.

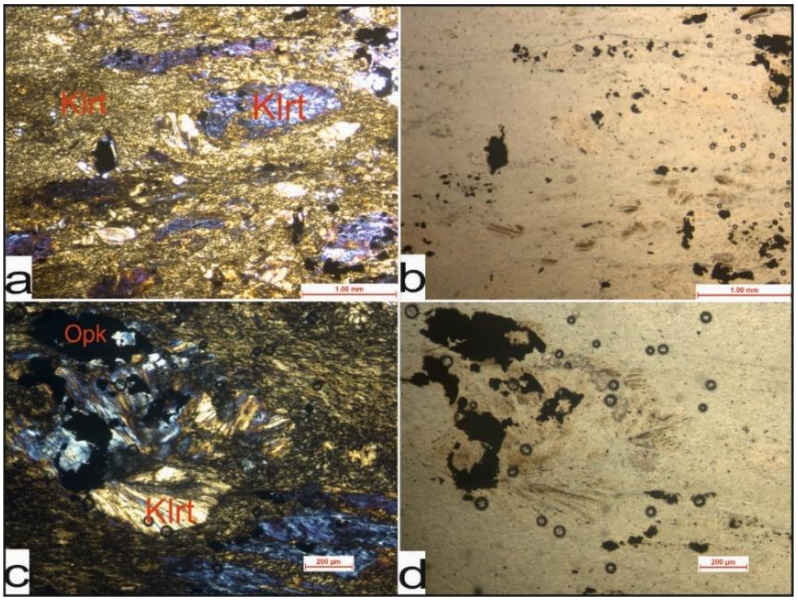
Serpantinler doğru ışıkta kahverengimsi sarı renklerde ve yüksek rölyeflidirler. Serpantinleşmeyle, tüm olivin tanelerinde elek dokusu hâkim hale gelmiştir.

Kloritler, doğru ışıkta tamamen soluk yeşil tonlarında gözlenirler, rölyefleri düşüktür. Çapraz ışıkta yüksek girişim rengi gösteren bu mineraller yeşil mavi ve morumsu tonlarda gözlenmektedir.

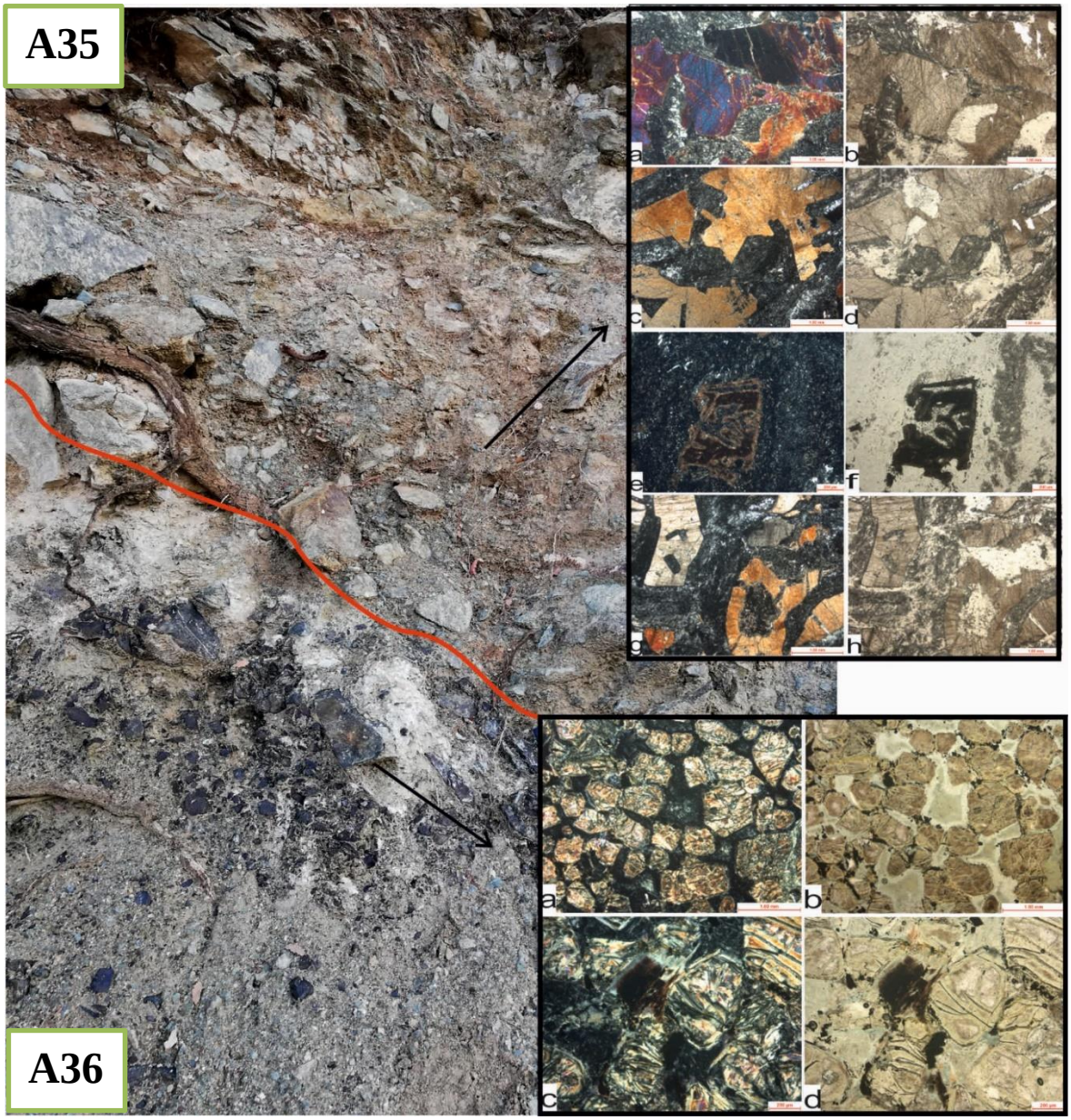
Amfibollerin türü genel olarak aktinolittir. Prizmatik yapılı aktinolitler, iğnemsiden lifsele kadar çeşitlilik göstermektedirler. Doğru ışıkta sarımsı soluk yeşil tonlarında gözlenmektedir. Eğik sönme gösteren aktinolitler, çapraz ışıkta sarı-kırmızı-beyazımsı girişim renklerine sahiptirler.



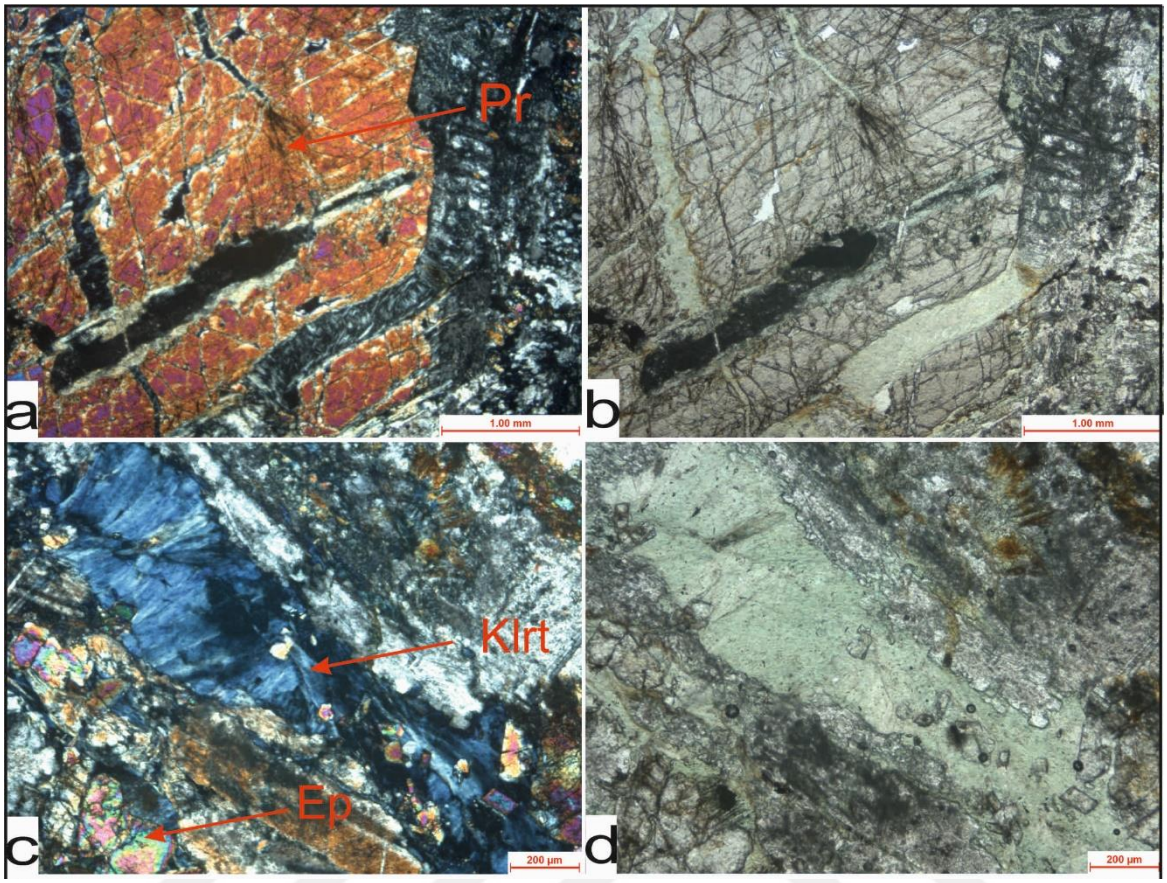
Şekil 4.70: Ovasaray Metamorfiti'ne ait **A26-A27-A28** numaralı mafik ve ultramafik kayaların saha ve mikroskop görüntüsü.



Şekil 4.71: Ovasaray Metamorfiti'ne ait **A27** numaralı metabazit kayasının mikroskop görüntüsü. **a)** Tamamen kloritleşmiş olan numunede, anormal mavi girişim rengine sahip iri kristalli kloritler ve onların çevresinde belirli düzlemlerde sıralanmış daha ince kristalli yeşilimsi gri düşük girişim rengine sahip kloritler, Çapraz ışık. **b)** Doğru ışık.



Şekil 4.72: Ovasaray Metamorfiti'ne ait **A35-A36** numaralı mafik-ultramafik kaya topluluklarının saha görüntüsünün petrografik verilerle korelasyonu.



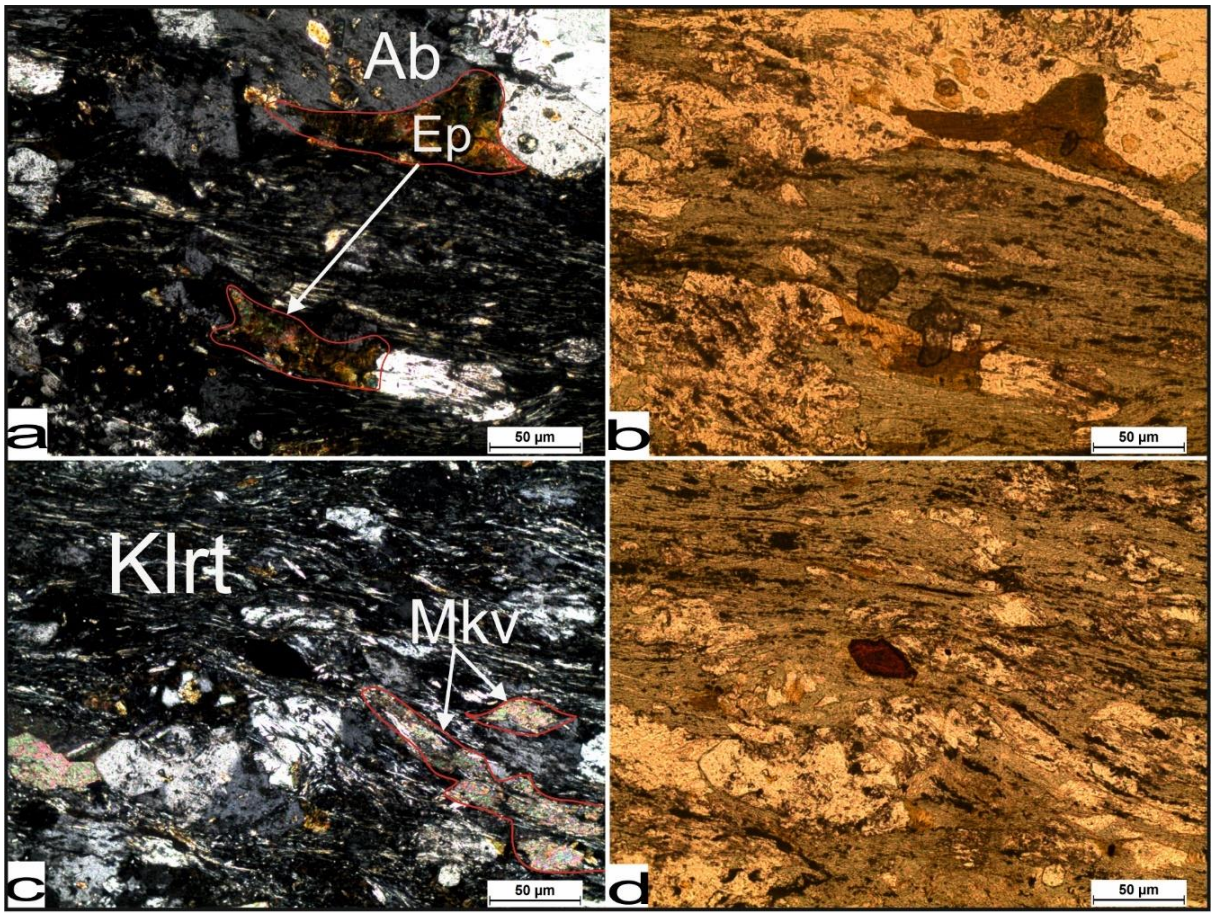
Şekil 4.73: Ovasaray Metamorfiti'ne ait **A41** numaralı örneğin mikroskobik görüntüsü. **a)** II. sıranın turuncu girişim rengi gösteren, iri kristalli tek yönde dilinimi olan piroksen minerali-çift nikol. **b)** Tek nikol. **c)** Anormal mavi girişim rengine sahip, yapraksı formlu kloritler ve yüksek girim renklerine sahip pembemsi-yeşilimsi epidot mineralleri-
çift nikol. **d)** Tek nikol.

Metabazitlerin Mineral Parajenezi

Kloritler, doğru ışıkta yeşil/soluk yeşil tonlarda, belirgin pleokroizmalarıyla ayırt edilmektedir (**Şekil 4.74**b). Yüksek rölyefe sahiptirler. Çapraz ışıkta ise grimsi yeşil tonlarda düşük girişim rengine sahiptirler. Kayacın en bol bulunan minerali olan kloritler, iri kristalli minerallerin çevresini kuşatan foliasyon düzlemleri oluşturmaktadır.

Feldspatlar, albit türü plajioklaslarla temsil edilmektedir (**Şekil 4.74**a). Doğru ışıkta renksiz ve kirli bir görünüm sunarlar (**Şekil 4.74**b). Özşekilsizdirler. Çapraz ışıkta I. dizinin gri-beyaz renklerini göstermektedirler. Çok sayıda ufak kapantı içermektedirler (**Şekil 4.74**a ve b).

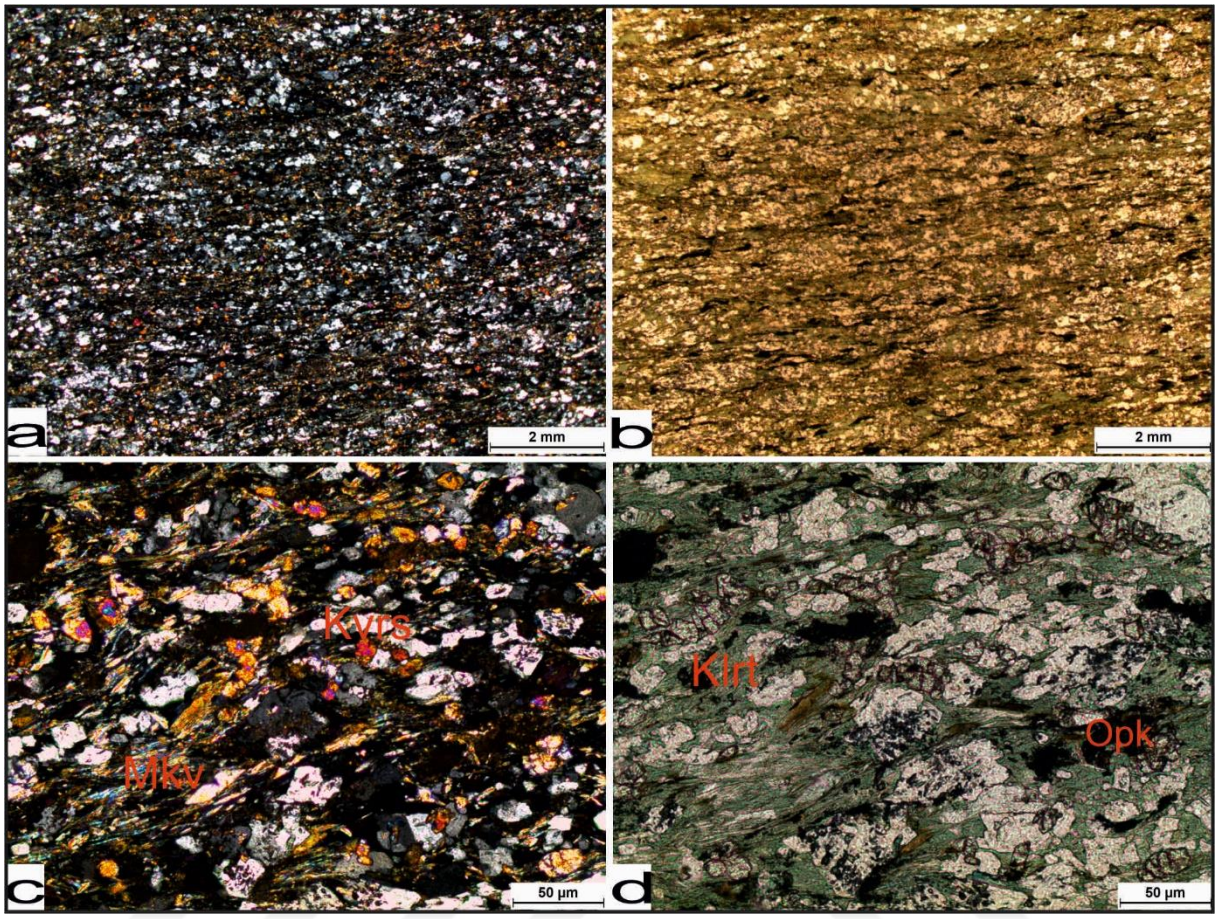
Kuvarslar, metabazaltik kayaçlarda metamorfizma sonucu ikincil olarak oluşmuşlardır. Epidotlarla yaklaşık eş boyutlu olarak, foliasyona paralel olarak uzanmış klorit düzlemlerinin arasında yer almaktadırlar **(Şekil 4.74)**. Çapraz ışıkta, metamorfizmanın etkisi ile dalgalı sönme özelliği kazandıkları görülmüştür.



Şekil 4.74: Ovasaray Metamorfiti'ne ait **XN9** numaralı metabazit kayasının mikroskop görüntüsü. **a)** Birinci sıra gri-beyaz girişim rengi gösteren albitler ile III. sıra yüksek girişim renklerine sahip epidotlar.-çift nikol.**b)** Tek nikolde renksiz albitler ve sarı renkli epidotlar. **c)** Kayaca şistozite düzlemleri kazandıran kloritler, çift nikolde grimsi-yeşil düşük girişim rengine sahiptir **d)** Tek nikolde yeşil renkli kloritler.

Muskovitler doğru ışıkta renksiz ve yüksek rölyeflidir. Özşekilsiz ufak levhalar halinde, kloritlere paralel bir dizilim göstermektedir **(Şekil 4.74c).**

Epidotlar öz şekilsiz taneler halinde, doğru ışıkta kahverengi ve yüksek rölyefli olup, çapraz ışıkta ise yeşil kahverengi ve sarı olmak üzere yüksek girişim rengi gösterirler **(Şekil 4.75d).**



Şekil 4.75: Ovasaray Metamorfiti'ne ait **J15** numaralı metabazit kayasının mikroskop görüntüsü.. **a)** Yoğunluk sırasına göre klorit + albit + kuvars + mika ve opak minerallerinden oluşan volkonaklastik kayacın ince kesit görünümü-çift nikol. **b)** Tek nikol. **c)** I. sıra gri beyaz girişim rengi gösteren albitler, yüksek girişim rengine sahip epidotlar ve yapraksı formda düşük girişim rengine sahip kloritler, **d)** Yeşil-soluk yeşil tonlarında klorit mineralleri, renksiz gözüken albitler ve opak mineral parajenezi-tek nikol.

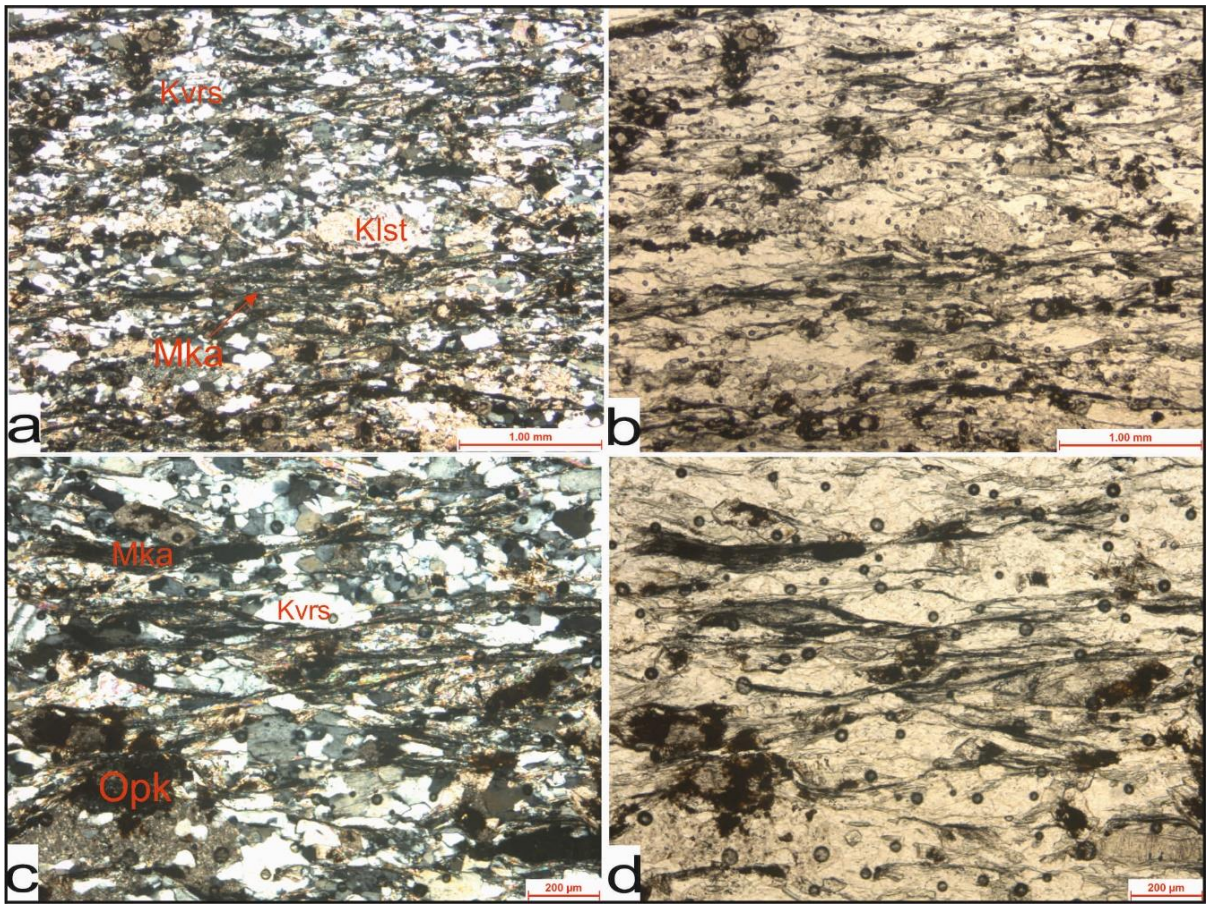
Metakırıntılıların Mineral Parajenezi

Ovasaray Metamorfiti'ne ait meta-kırıntılılar metamorfizma etkisiyle oldukça şistoz bir yapı kazanmıştır. Mineral parajenezleri ise, kuvars, kalsit, muskovit ve grafitten oluşmaktadır. Kuvarslar metamorfizma etkisiyle oldukça rekristalize olmuş ve tane sınırları süturlu/grift bir yapı kazanmıştır. Kuvarslar çift nikollerde, I.sıranın gri- beyaz girişim renklerini göstermektedir. Tek nikollerde ise renksiz ve oldukça düşük rölyeflidir **(Şekil 4.76).**

Muskovit ve grafitler, belirli düzlemlerde sıralanarak kayaca foliasyon düzlemlerini kazandırmışlardır. Yapraksı formdaki muskovitler, çift nikollerde III.sıranın yüksek girişim

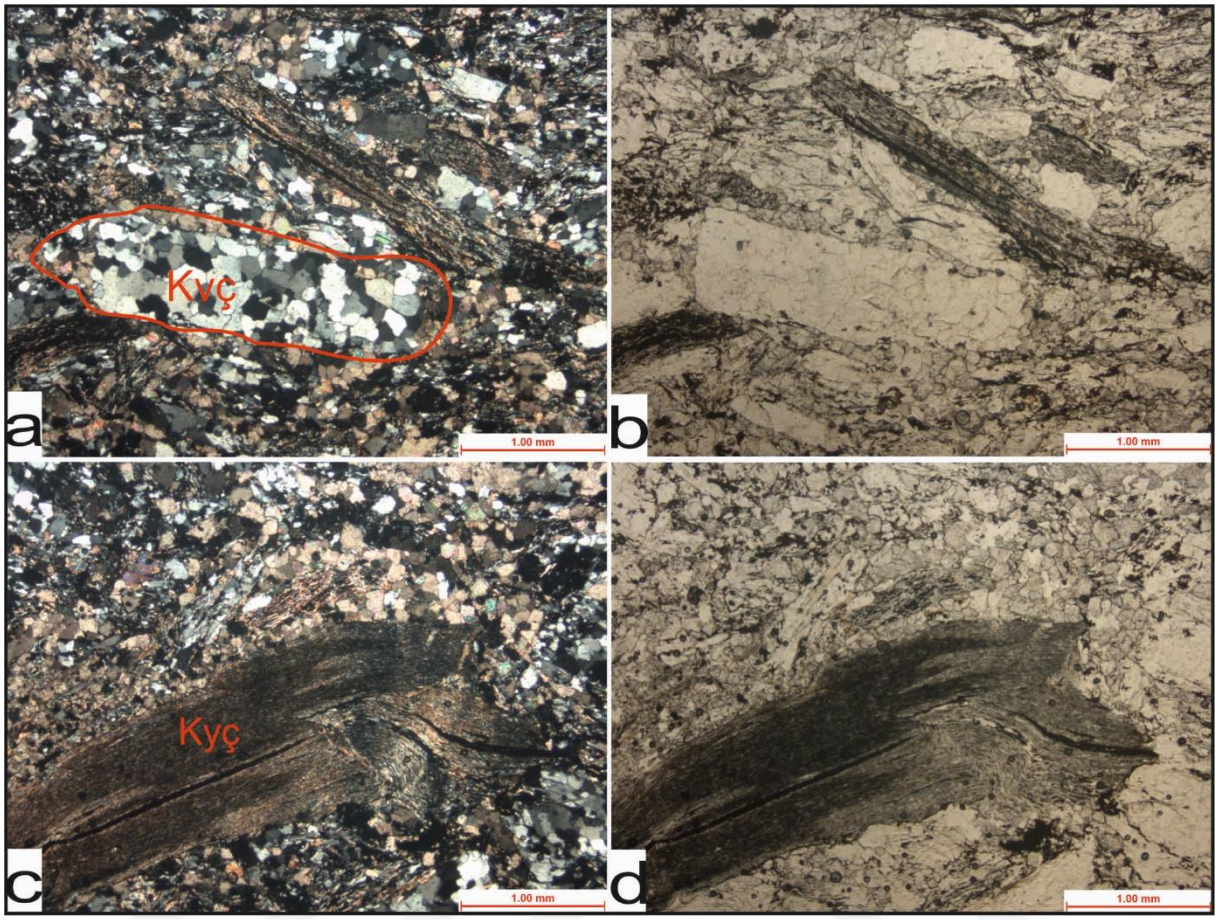
renklerini göstermektedirler. Tek nikollerde ise renksiz olan muskovitlerin, tek yönlü dilinim izleri oldukça belirgindir.

Yüksek girişim rengine sahip olan kalsitler, oldukça özşekilsizdir.



Şekil 4.76: Ovasaray Metamorfiti'ne ait **O1** numaralı metakırıntılı kayanın mikroskop görüntüsü. **a)** Yönlenme gösteren kesitin foliasyon düzlemini oluşturan mikalar ve bu foliasyon düzlemlerinin arasında yer alan rekristalize kuvars ve kalsit mineralleri- Çapraz ışık. **b)** Doğru ışık. **c)** Yakınlaştırılmış kesitte görüldüğü üzere, kuvarslarda rekristalizasyondan ötürü oluşmuş tane sınır göçleri, opak mineral ve foliasyon düzlemini oluşturan mikalar-çif nikol. **d)** Doğru ışık.

Ovasaray Metamorfiti'ne ait metakırıntılı birimler ile Ferhatkaya Formasyonu'na ait kireçtaşları arasında gözlenen konglomeralar farklı türden kaya parçası içermektedir (**Şekil 4.77**). Bu kaya parçalarının bileşenleri polikristalen kuvars topluluğu ya da metamorfik birimlerden oluşmaktadır. Parçaların boyutları genelde 2-3 mm arasında değişim göstermektedir.



Şekil 4.77: Ovasaray Metamorfiti'ne ait **A39** numaralı konglomera örneğinin mikroskop görüntüsü. **a)** Polikristalen kuvarslardan oluşan kaya parçası-çift nikol. **b)** Tek nikol. **c)** İnce taneli öz şekilsiz kuvars topluluğu ve çok ince kristalli mikalardan oluşan metamorfik kaya parçası-çift nikol. **d)** Tek nikol.

4.2.1. Karasenir Formasyonu

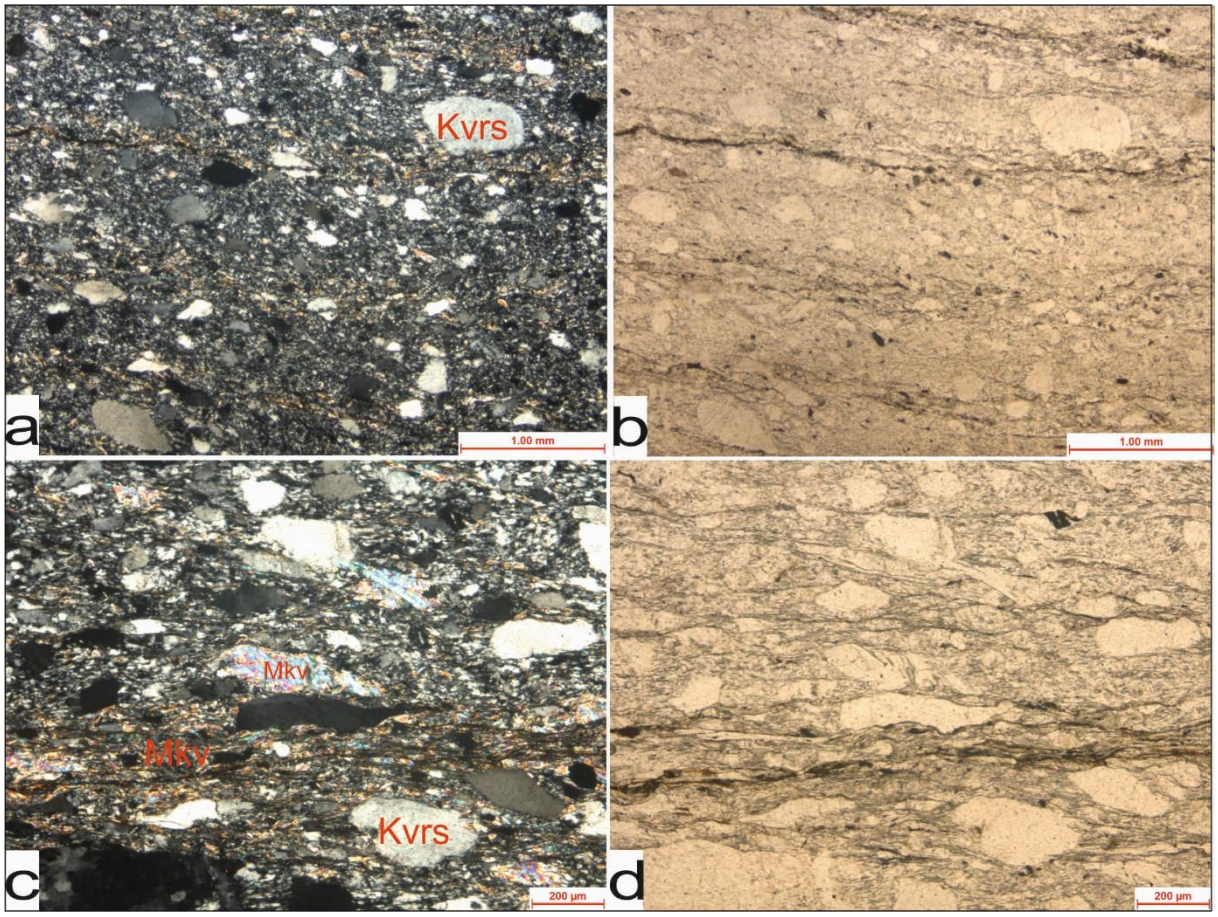
Karasenir Formasyonu kırıntılı bir matriks ile sarmalanan çeşitli yaşlarda kireçtaşı, çört ve lav bloklarından oluşan kaotik yapılı bir birimdir. Bu bölümde Karasenir Formasyonu'nun metakırıntılı birimleri ve metalavların petrografik özellikleri ele alınacaktır.

Metakırıntılı Kayaların Mineral Parajenezi

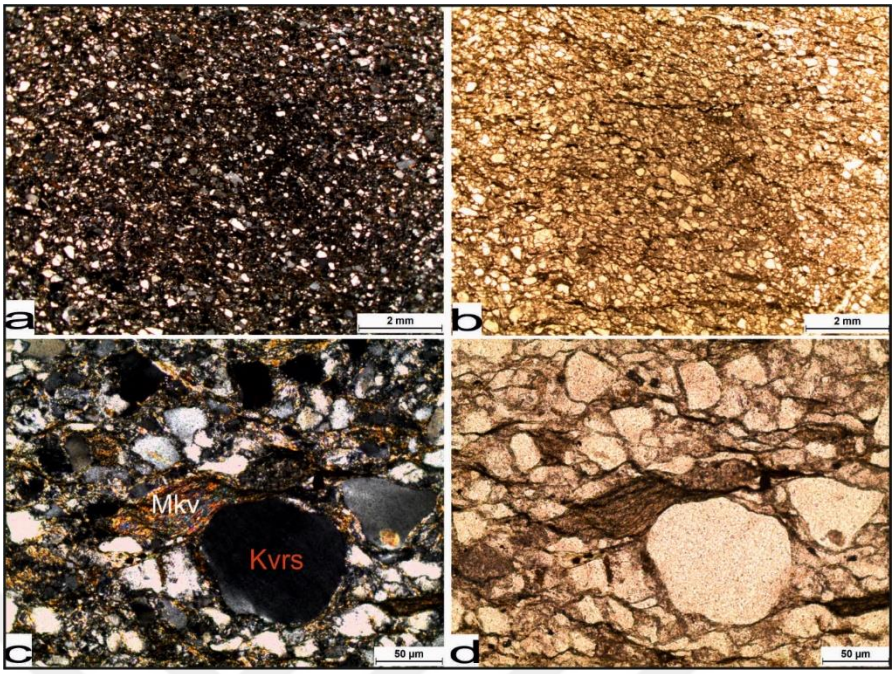
Kuvars taneleri genelde kötü boylanmalıdır. Doğru ışıkta renksiz gözlenmektedir. Rölyefleri çok düşüktür. Öz şekilsiz bir yapı sergilemektedir. Çapraz ışıkta ise gri-siyah-beyaz girişim renklerinde yer almaktadır.

Mika minerali olarak muskovitler bol miktarda bulunmaktadır ve foliasyon düzlemine paralel olarak yer almaktadır. Muskovitler ince kristalli ve uzamış bir şekilde bulunmaktadır.

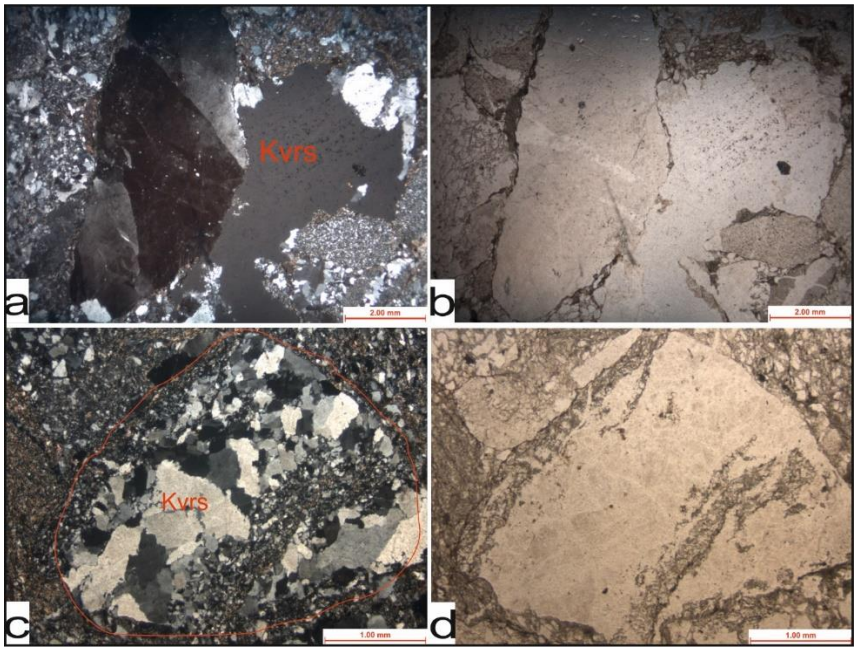
Doğru ışıkta renksiz ve rölyefleri yüksek gözlenmektedir. Çapraz ışıkta ise mavi-yeşil-pembemsi tonlarda yüksek girişim rengi göstermektedir. Bazı taneler, mika balığı yapısı kazanmıştır.



Şekil 4.78: Karasenir Formasyonu'na ait **A43** numaralı metakumtaşı örneğinin mikroskop görüntüsü. **a)** Yönlenme gösteren kesitin foliasyon düzlemini oluşturan muskovitler ve öz şekilsiz, değişken boyutlarda kuvarsların oluşturduğu mineral parajenezi-Çapraz ışık. **b)** Doğru ışık. **c)** III.sıra pembe ve mavi girişim rengi gösteren öz şekilsiz detrital muskovitler ve metamorfizma etkisiyle oluşmuş, foliasyonu oluşturan muskovitler ve kuvarslar-Çapraz ışık. **d)** Doğru ışık.



Şekil 4.79: Karasenir Formasyonu'na ait **XN11** numaralı metakumtaşı örneğinin mikroskop görüntüsü. **a)** Tamemen küçük kristalli kuvarslardan ve muskovit minerallerinden oluşmaktadır. **b)** Doğru ışık. **c)** Kuvars taneleri̇nin 50 µm ölçekte görüntüsü ve muskovit minerallerinin yönlenmesi-Çapraz ışık. **d)** Doğru ışık.

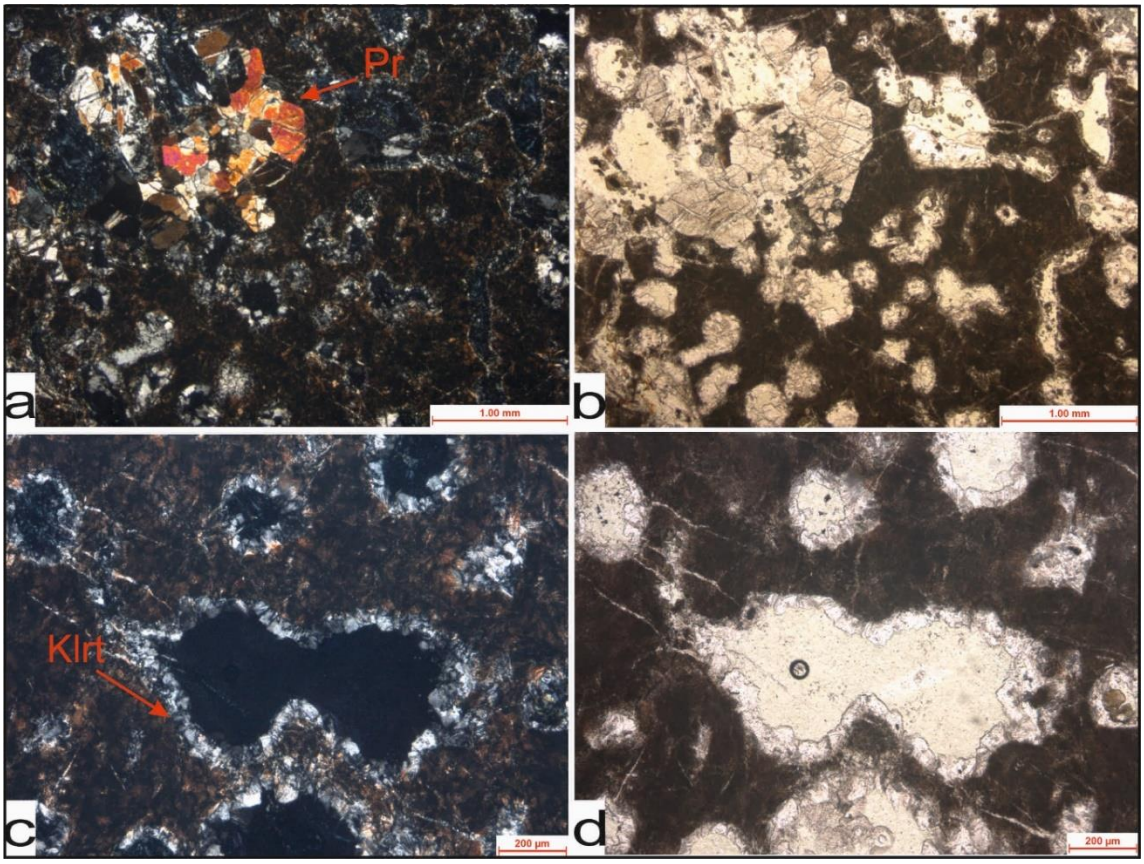


Şekil 4.80: Karasenir Formasyonu içerisinde yer alan **X4** numaralı konglomera örneğinin mikroskop görüntüsü. **a)** Metamorfizma etkisiyle kenarları süturlu yapı kazanmış gri ve koyu gri tonlarındaki kuvars taneleri-çapraz ışık. **b)** Doğru ışık. **c)** Polikristalen kuvars topluluğundan oluşan magmatik bir kaya parçası-çapraz ışık. **d)** Tek nikol.

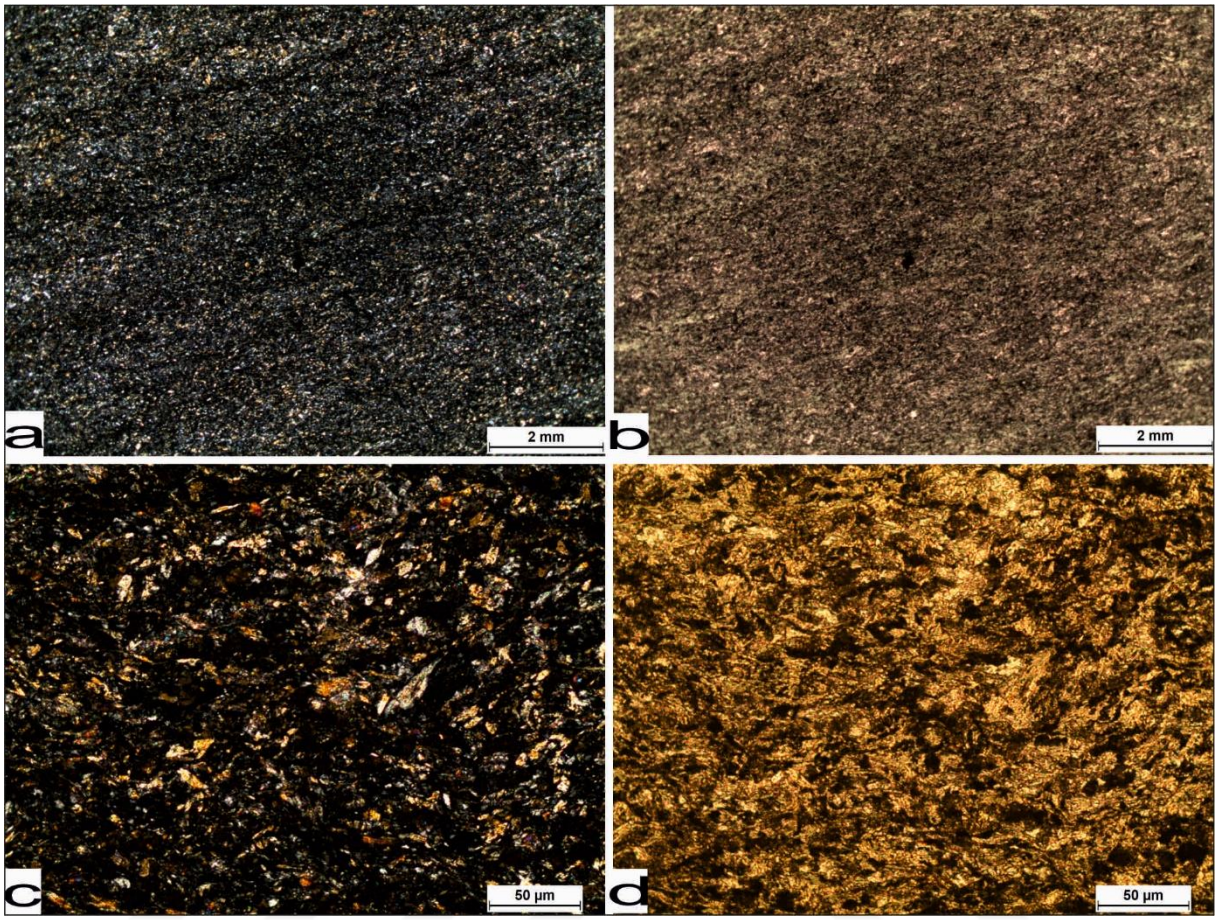
Metalavların Mineral Parajenezi

Karasenir Formasyonu içinde yer alan metalavlar ilk kez bu çalışmada ayırtlanmıştır. Metabazalt olarak tanımlanan bu lavların başlıca mineral topluluğunu piroksen, epidot, klorit ve plajioklas oluşturmaktadır.

Piroksenler özşekilsiz fenokrstaller halinde gözlenmektedir. Doğru ışıkta renksiz ve yüksek rölyeflidirler **(Şekil 4.81 b).** Dilinimleri belirsizdir. Piroksenli örneklerde, kayanın, özellikle hamur kısmının, ilksel volkanik dokusunu büyük ölçüde kaybettiği, ancak gaz boşluklarıyla oluşan vesiküler dokunun korunduğu görülmektedir **(Şekil 4.81 c ve d)**.



Şekil 4.81: Karasenir Formasyonu içerisinde yer alan **XN3** numaralı metalav örneğinin mikroskop görüntüsü. **a)** I-II sıra turuncumsu girişim rengi gösteren öz şekilsiz, tek yönde dilinimi olan piroksen topluluğu- çapraz ışık. **b)** Tek nikol. **c)** Vesiküler doku ve çevresinde yer alan kloritleşmeler Çapraz ışık. **d)** Doğru ışık.



Şekil 4.82: Karasenir Formasyonu içerisinde yer alan **XN2** numaralı metalav örneğinin mikroskop görüntüsü. **a)** Mikrolitik doku **b)** Doğru ışık. **c)** Mikrolitik doku içinde düzensiz olarak saçılmış epidot, plajioklas ve klorit mineralleri **d)** Doğru ışık.

Fenokristallerin gözlenmediği örneklerde, ilksel volkanik doku hâkimdir. Mikrolitik karakterdeki bu doku içinde ufak taneler halinde dağılmış epidot ve plajioklas kristallerinin çevreleri klorit mineralleriyle sarılmıştır **(Şekil 4.82)**.

*Epidotlar, d*oğru ışıkta soluk sarı renklerde olup Oldukça yüksek rölyefleridir. Çapraz ışıkta III.sıranın yüksek sarı-pembe ve yeşil girişim renkleriyle ayırt edilmektedirler. Dilinimleri belirsizdir.

Kloritler, doğru ışıkta soluk-koyu yeşil renklerdedir. Çapraz ışıkta mavimsi gri-siyah gecikme renkleri göstermektedir **(Şekil 4.82 c ve d).**

4.3. JEOKİMYA

Bu bölümde yukarıdaki tanıtılan farklı kaya birimlerinin stratigrafisinde yer alan ya da stratigrafiyi kesen bazik volkanik kayaların jeokimyasal özellikleri ele alınmaktadır. Burada amaç bazik magmatik kayaların oluştuğu tektonik ortamın belirlenmesidir.

Bu çalışma sırasında toplam 17 adet bazik volkanik kayanın ana- iz- ve nadir toprak element analizleri yapılmıştır. Bu örneklerin 10 tanesi Yeşilırmak Metamorfiti'nden, 4 tanesi Ovasaray Metamorfiti'nden, 3 tanesi Karasenir Formasyonu'ndan alınmıştır. Yeşılırmak Metamorfiti'nden alınan örneklerin 5 tanesi yastık lav, 2 tanesi masif lav, 3 tanesi ise metagabrolardır. Ovasaray Metamorfiti'nden alınan örneklerin tamamı metabazitlerden alınmıştır. Karasenir Formasyonu'na dair ise 3 adet masif lav örneği birim analiz edilmiştir. Bu örneklerin GPS koordinatları aşağıda verilmiştir. Jeokimyasal analizler sırasında kullanılan yöntemler tezin "Materyal ve Metod" bölümünde, analiz sonuçları ise Tablo 1 ve 2'de gösterilmiştir.

Analiz edilen numunelerin GPS koordinatları;

J3	D:739802 K:4495292	**J15**	D:737921 K:4490327
J10	D:739051 K:4495687	**XN1**	D:739797 K:4491992
A18	D:739778 K:4495373	**XN8**	D:738704 K:4492854
XN10	D:740801 K:4495672	**XN9**	D:737888 K:4490819
A24	D:739100 K:4495784	**XN2**	D:741140 K:4496464
A1	D:739236 K:4494395	**XN3**	D:740553 K:4496509
A4	D:738531 K:4494406	**XN4**	D:736544 K:4495991
A11	D:739765 K:4494963		

Bazik Volkanik Kayaların Jeokimyası

Volkanik kayalar, dokularına ve içerdiği mineral parajenezine göre farklı sınıflamalara ayrılmaktadırlar. Bu volkanik kayaların jeokimyasal özelliklerine ait veriler kullanılarak çeşitli diyagramlar ve modeller oluşturulabilmektedir. Bu modeller sayesinde tektonik oluşum koşulları ve ergime süreçleri hakkında bilgi sahibi olunabilmektedir. İnceleme alanındaki bazik volkanik kayaların analiz sonuçları aşağıda verilmiştir (Tablo 1 ve 2)

Örnek No	J3	J10	A18	XN10	A24	A1	A4	A11	J8	J12
Formasyon	Yeşılırmak	Yeşılırmak	Yeşılırmak	Yeşılırmak	Yeşılırmak	Yeşılırmak	Yeşılırmak	Yeşılırmak	Yeşılırmak	Yeşılırmak
Litoloji	Yastık Lav	Yastık Lav	Yastık Lav	Yastık Lav	Yastık Lav	Gabro	Gabro	Gabro	Metabazit	Metabazit
Ana Elementler (%)										
SiO_2	41,99	45,70	42,61	45,89	41,94	47,54	46,49	46,95	46,72	45,59
TiO_2	2,82	2,09	2,57	2,94	2,63	3,10	3,76	3,95	2,53	2,24
Al_2O_3	10,66	9,65	11,33	12,55	11,86	17,74	16,33	14,11	11,04	12,54
Fe_2O_3	13,54	13,15	11,01	15,03	14,48	10,78	10,97	13,02	15,34	14,32
MnO	0,17	0,15	0,14	0,19	0,19	0,16	0,16	0,17	0,15	0,16
MgO	6,49	7,73	7,79	7,97	8,86	3,20	3,93	5,07	8,12	7,53
CaO	14,42	12,03	13,91	12,25	11,23	6,40	9,10	7,20	8,76	9,76
Na_2O	3,49	2,57	3,05	2,39	2,78	6,77	5,46	4,11	2,76	3,58
K_2O	0,18	0,73	0,92	0,06	0,22	0,67	0,77	1,79	0,04	0,05
P_2O_5	0,44	0,27	0,31	0,35	0,31	1,11	1,21	1,27	0,32	0,19
H_2O	0,28	0,03	0,05	0,34	0,07	0,14	0,00	0,02	0,04	0,43
CO_2	6,13	5,61	6,21	2,72	5,17	2,84	1,69	2,19	4,71	3,42
Toplam	100,63	99,71	99,91	102,67	99,74	100,44	99,86	99,84	100,55	99,81
İz Elementler ppm										
Ni	368,85	329,53	325,87	143,50	371,92	5,48	5,64	4,33	161,53	326,65
Sc	38,08	27,84	30,32	22,49	25,24	11,10	13,06	17,45	29,50	22,36
Ba	368,51	80,37	330,69	27,48	292,47	1511,45	1550,55	449,54	15,44	22,80
Co	81,93	59,73	69,77	34,68	68,74	21,03	18,00	23,45	33,47	50,63
Cs	0,06	0,16	0,16	0,00	0,01	3,25	0,12	0,27	0,07	0,02
Hf	7,07	5,16	5,23	4,20	4,64	9,68	9,16	12,49	4,71	2,23
Nb	40,04	31,79	38,27	22,63	40,42	78,08	59,83	78,07	30,48	39,40
Rb	5,89	27,87	36,23	2,58	0,94	10,32	6,94	35,14	1,02	0,39
Sr	266,72	189,09	263,45	488,90	113,65	642,88	1150,89	1068,81	70,82	128,96
Ta	2,82	2,22	2,47	1,63	2,11	5,24	4,30	4,52	1,71	0,65
Th	4,92	3,69	4,14	2,54	3,46	11,05	8,81	8,19	2,11	1,03
U	1,44	0,79	1,01	0,57	0,91	2,51	1,75	1,61	0,55	0,25
V	441,43	296,92	347,89	197,89	263,59	134,51	136,92	213,10	241,25	202,58
Zr	323,28	258,61	282,97	199,72	306,14	556,95	496,64	418,61	197,86	204,33
Y	32,49	29,88	31,67	26,64	34,26	49,21	47,94	43,54	23,04	25,98
La	25,71	24,93	23,15	27,94	21,04	71,64	58,08	65,50	27,11	28,42
Ce	64,12	69,54	48,72	52,16	46,19	185,61	135,27	145,78	58,04	55,16
Pr	7,29	8,99	6,45	6,26	5,70	20,99	16,56	17,60	7,79	6,52
Nd	26,33	36,10	24,13	25,11	28,06	77,24	68,30	79,09	25,26	27,26
Sm	8,49	8,93	5,70	5,76	6,11	15,07	14,97	17,50	6,93	8,66
Eu	2,68	2,84	1,86	2,16	1,45	4,83	4,35	5,30	1,87	1,70
Gd	5,72	7,42	5,28	5,07	5,39	13,08	12,45	13,73	6,03	4,39
Tb	1,14	1,13	0,71	0,96	0,89	1,87	1,97	2,00	0,89	0,75
Dy	5,11	5,37	5,24	4,18	4,67	8,66	8,63	8,60	4,37	3,79
Ho	1,08	1,04	1,12	0,96	1,05	1,74	1,72	1,79	0,46	0,74
Er	2,23	2,36	2,45	2,07	2,59	3,83	4,09	3,92	1,92	1,69
Tm	0,36	0,37	0,36	0,32	0,46	0,55	0,59	0,56	0,25	0,23
Yb	2,16	1,99	2,34	1,96	3,44	4,07	3,16	3,47	1,68	1,83
Lu	0,34	0,33	0,27	0,26	0,53	0,52	0,52	0,47	0,27	0,25
Pb	3,72	3,52	2,54	2,53	2,85	10,31	6,47	4,87	1,05	1,40

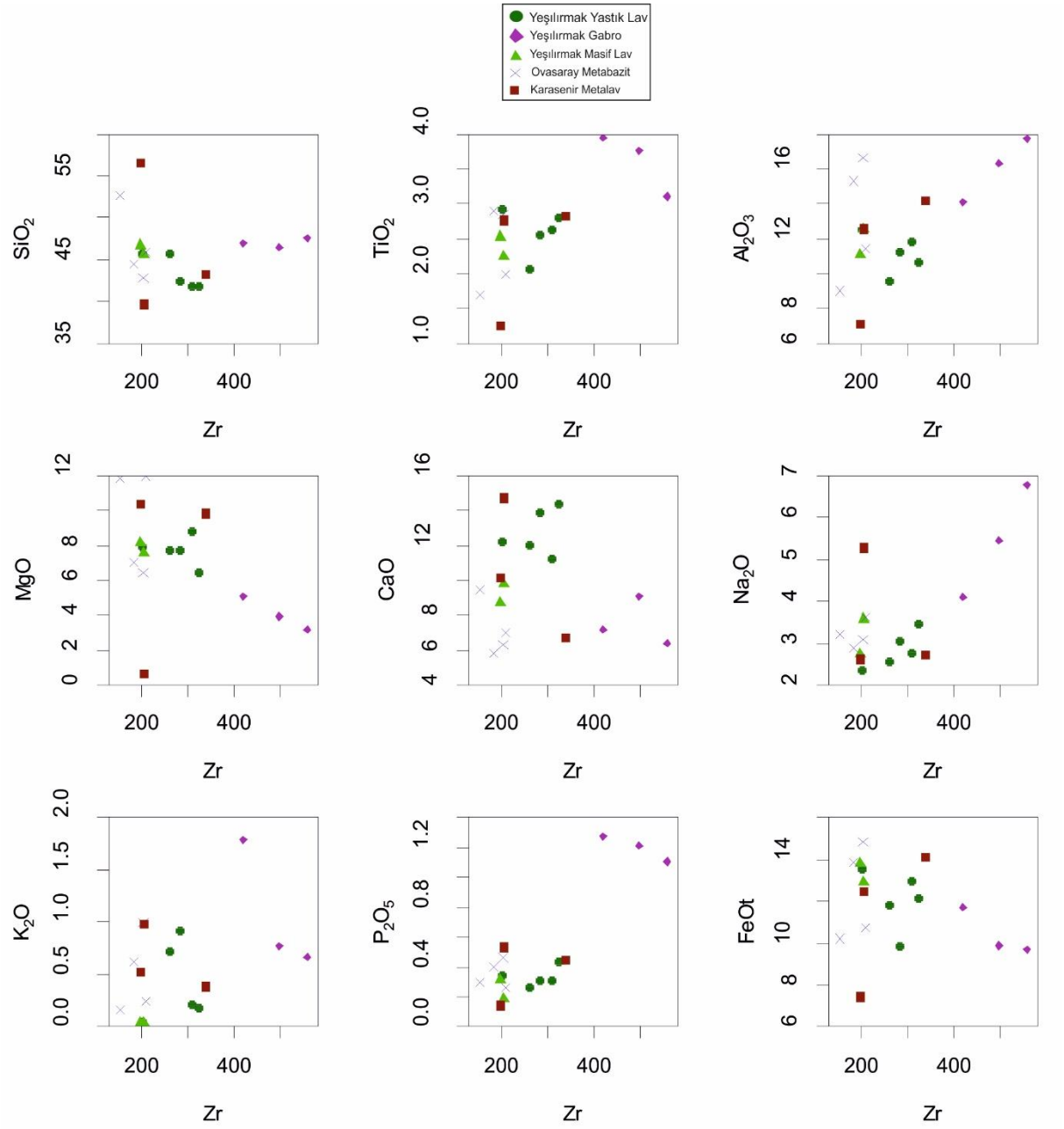
Tablo 1: Yeşılırmak Metamorfiti'ne ait bazik kaya örneklerinin jeokimya analizleri ile belirlenen ana ve iz element değerleri.

Örnek No	J15	XN1	XN8	XN9	XN2	XN3	XN4
Formasyon	Ovasaray	Ovasaray	Ovasaray	Ovasaray	Karasenir	Karasenir	Karasenir
Litoloji	Metabazit	Metabazit	Metabazit	Metabazit	Metalav	Metalav	Metalav
Ana Elementler (%)							
SiO_2	42,77	52,65	44,51	45,83	43,31	56,52	39,68
TiO_2	2,84	1,69	2,89	1,99	2,82	1,25	2,76
Al_2O_3	16,65	9,01	15,29	11,42	14,19	7,13	12,56
Fe_2O_3	16,47	11,34	15,40	11,91	15,63	8,27	13,82
MnO	0,21	0,16	0,21	0,16	0,18	0,15	0,11
MgO	6,44	11,82	7,06	11,98	9,83	10,37	0,68
CaO	6,32	9,47	5,81	6,99	6,69	10,17	14,71
Na_2O	3,10	3,21	2,89	3,61	2,71	2,62	5,28
K_2O	0,99	0,16	0,62	0,24	0,38	0,52	0,98
P_2O_5	0,46	0,30	0,40	0,26	0,45	0,14	0,53
H_2O	0,06	0,39	0,09	0,10	0,18	0,07	0,13
CO_2	3,71	1,74	4,66	5,47	4,30	3,16	9,07
Toplam	100,03	101,95	99,84	99,96	100,66	100,36	100,31
İz Elementler ppm							
Ni	68,76	238,73	45,75	387,35	53,96	320,14	47,71
Sc	24,97	21,90	34,58	41,47	7,51	17,82	17,35
Ba	319,48	19,94	176,78	23,41	233,76	190,76	42,71
Co	49,24	43,08	44,35	70,09	56,44	39,70	11,53
Cs	1,19	0,55	0,59	0,34	1,96	0,15	1,32
Hf	3,81	2,59	3,73	6,65	6,86	7,68	5,43
Nb	37,98	21,94	30,54	38,21	37,46	18,13	26,20
Rb	42,89	1,52	16,24	3,65	18,02	12,34	29,90
Sr	277,01	103,58	198,61	180,88	261,07	110,15	127,85
Ta	1,85	1,10	1,97	4,26	0,64	0,74	1,39
Th	3,59	2,31	4,74	3,63	1,37	1,74	2,32
U	0,99	0,36	1,19	1,07	2,25	0,40	1,03
V	298,01	195,76	388,27	342,26	543,76	168,10	215,94
Zr	204,17	154,69	184,65	210,29	338,30	197,80	206,50
Y	34,16	18,34	34,74	28,94	33,79	28,60	20,98
La	21,91	8,37	22,89	29,56	20,79	8,37	21,22
Ce	58,41	22,88	62,50	69,89	52,64	20,36	42,55
Pr	6,88	2,69	7,20	7,19	5,27	2,77	6,12
Nd	26,81	10,84	27,38	35,34	28,03	10,91	28,15
Sm	6,17	3,27	6,85	6,69	5,83	2,49	6,13
Eu	2,35	1,14	2,20	2,31	1,95	0,85	2,85
Gd	6,25	3,05	6,07	6,00	4,71	2,86	8,29
Tb	1,14	0,61	1,08	1,05	0,88	0,54	1,26
Dy	5,61	2,87	5,62	4,96	3,77	2,33	6,06
Ho	1,22	0,58	1,21	1,07	0,89	0,38	1,34
Er	2,77	1,53	3,08	2,32	2,19	1,15	3,00
Tm	0,37	0,22	0,53	0,36	0,42	0,10	0,41
Yb	2,89	1,39	3,40	2,50	2,19	0,85	1,87
Lu	0,46	0,18	0,50	0,37	0,39	0,11	0,37
Pb	4,01	2,51	3,90	5,73	5,87	3,22	0,38

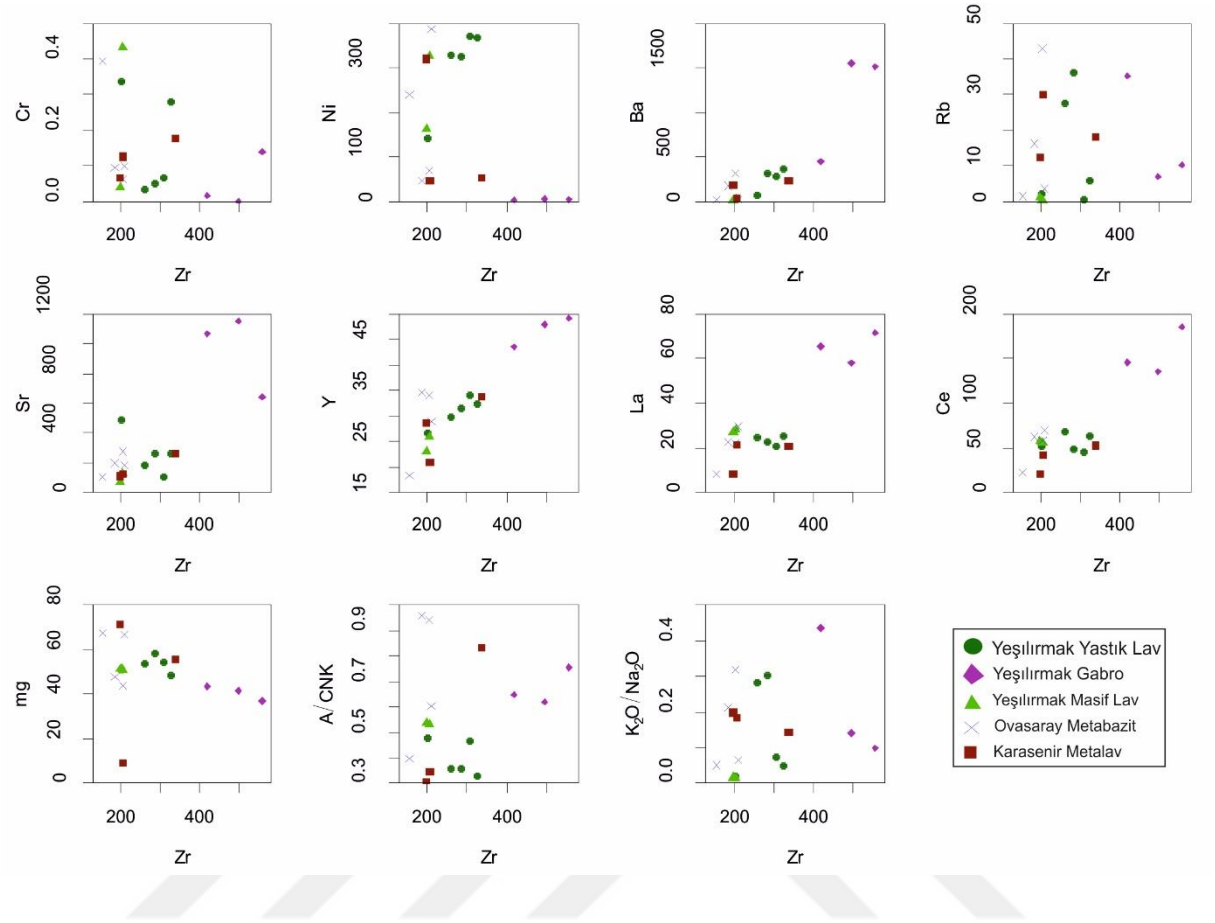
Tablo 2: Ovasaray Metamorfiti ve Karasenir Formasyonu'na ait bazik kaya örneklerinin jeokimya analizleri ile belirlenen ana ve iz element değerleri.

Element Duyarlılığı

İnceleme alanında bazik volkanik kaya örnekleri için zirkon elementinin indeks olarak kullanıldığı Harker tipi diyagramlar hazırlanarak, elementlerin duraylılığı incelenmiştir. Zr'un kullanılma nedeni, bu elementin alterasyon ve metamorfizma sırasında oldukça duraylı olmasıdır (Cann, 1970). Dolayısıyla Zr-element/oksit değişim grafiklerinde gözlenecek saçılma, göz önüne alınan element veya oksitin kayacı terk ettiği veya dışarıdan kayaca katıldığına, bir başka deyişle duraysız olduğuna işaret eder. Bu durumda, söz konusu element konsantrasyonu, orijinal mağma konsantrasyonunu yansıtmayacağından, böylesi mobil elementler, tektonik ortamın saptanmasına yönelik jeokimyasal veri analizlerinde kullanılmamalıdır. Zr'un bir diğer faydası, birincil magmanın geçirdiği fraksiyonel kristalizasyon ve diferansiyasyon tarihçesi için yararlı ipuçları sağlamasıdır. Bazik magmatik kayalar için uyumsuz bir element olması nedeniyle, bazik bir mağmanın evrimi sırasında ana ve iz elementlerin davranışları Zr element diyagramları aracılığıyla görülebilir (Wilson, 1989) (Şekil 4.83 ve Şekil 4.84).



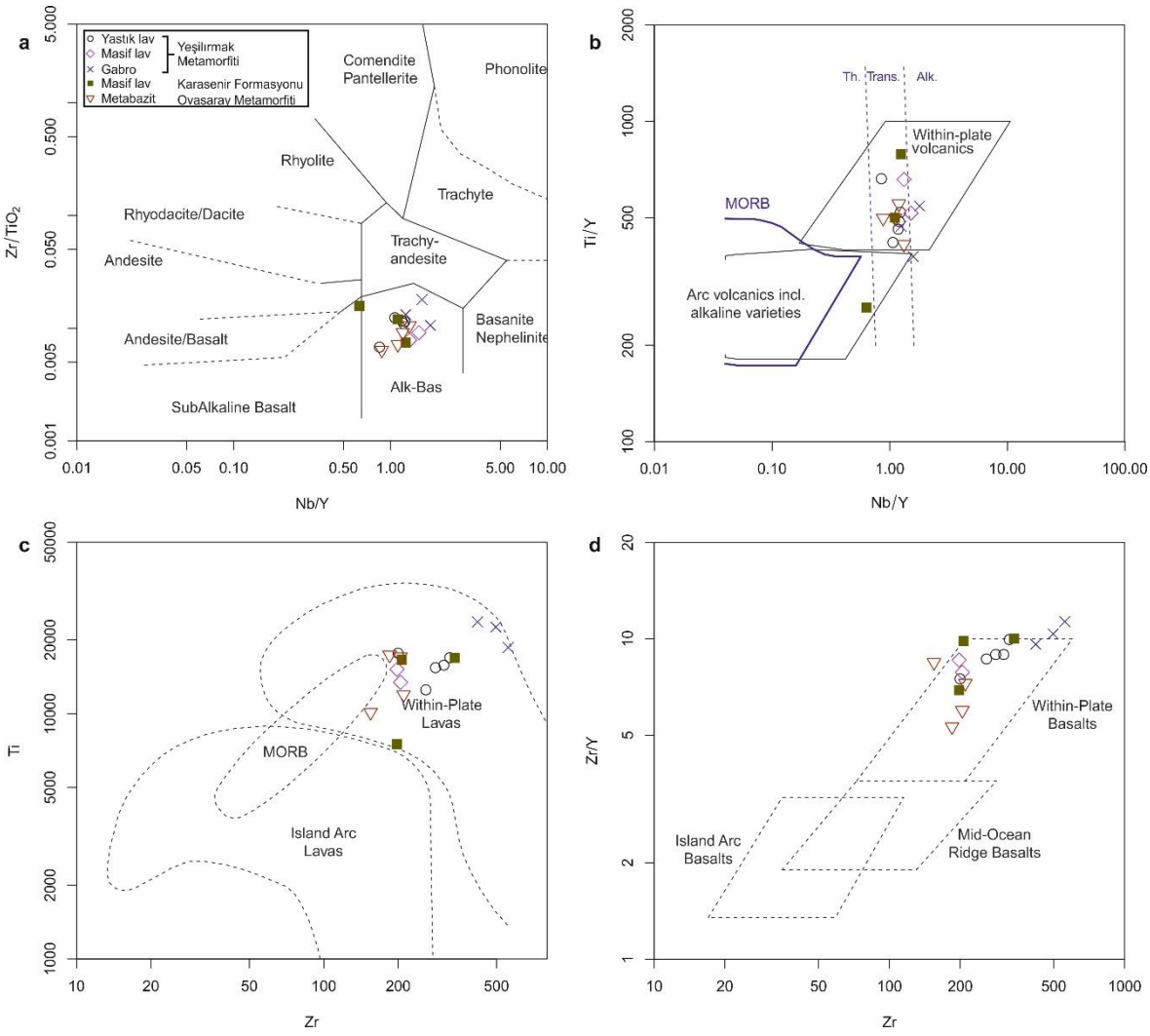
Şekil 4.83: İnceleme alanındaki metavolkanojenik kayaların Zirkon değerlerine karşılık ana element değerlerinin yer aldığı Harker tip diyagramlar.



Şekil 4.84: İnceleme alanındaki metavolkanojenik kayaların Zirkon değerlerine karşılık iz element değerlerinin yer aldığı Harker tip diyagramlar.

Bazik Volkanik Kayaların Jeokimyasal Sınıflaması

İnceleme alanında yer alan birimler Nb/Y'a karşılık Zr/TiO2 adlandırma diyagramına (Winchester ve Floyd 1977) yerleştirildiğinde tüm bazik birimler alkali bazalt alanına düşmüştür (Şekil 4.85a). Farklı lav dizilerini birbirinden ayırmada kullanılan Nb/Y a karşı Ti/Y diyagramında (Pearce 1982) örneklerin bir tanesinin toleyitik, bir tanesinin alkalen, geri kalanların ise toleyitik ile alkalen arasında geçiş bileşiminde olduğu anlaşılmaktadır (Şek. 4.85b). Volkanik kayaları tektonik ortamına göre ayırtlamada kullanılan Ti/Zr Pearce (1982) ve Zr/Y-Zr (after Pearce and Norry, 1979) diyagramlarına göre ise çalışma alanındaki tüm bazik birimler levha içi bazalt alanında toplanmıştır (Şekil 4.85c ve d).

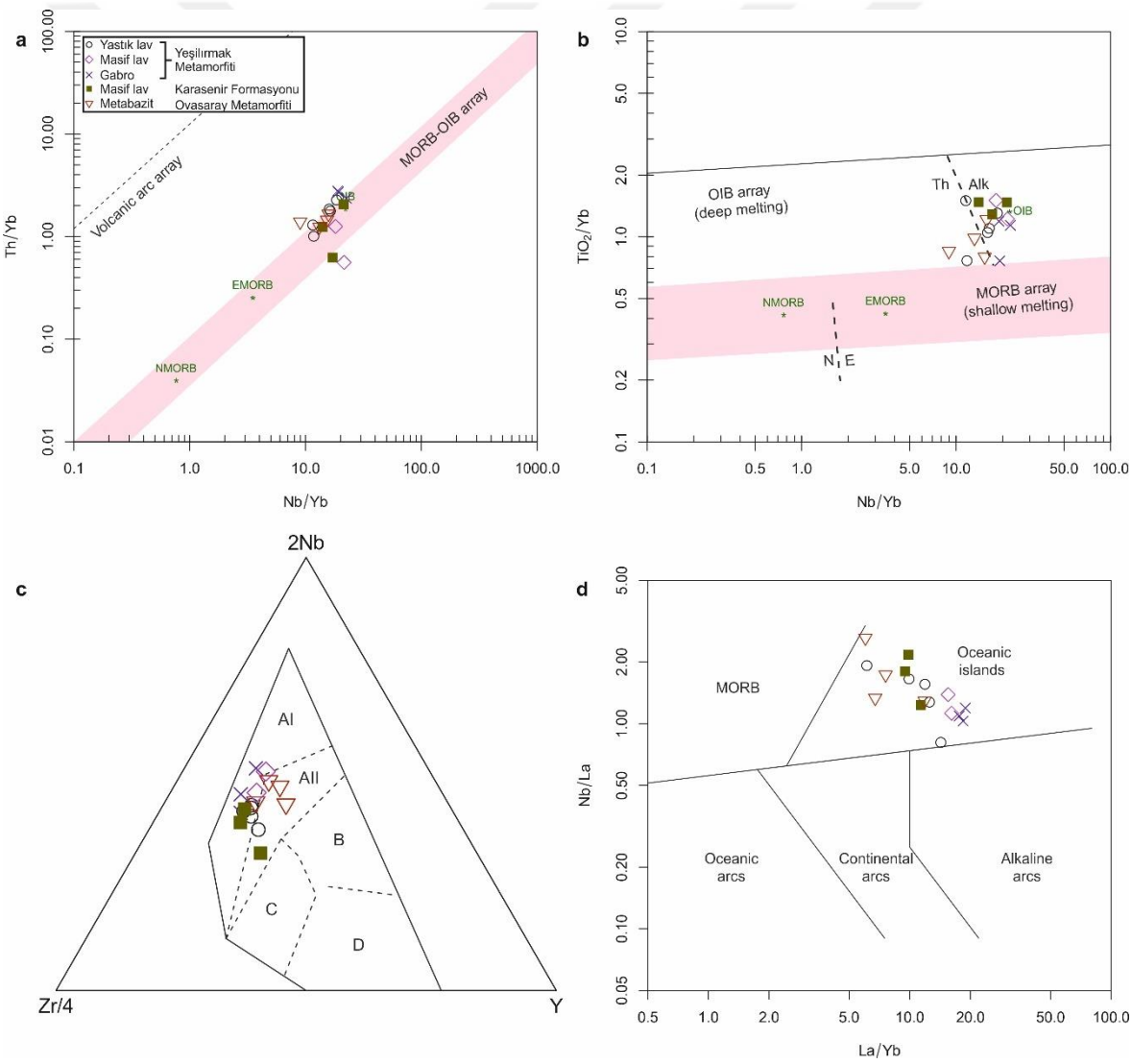


Şekil 4.85: Bazik volkanik kayaları sınıflamada kullanılan diyagramlar.

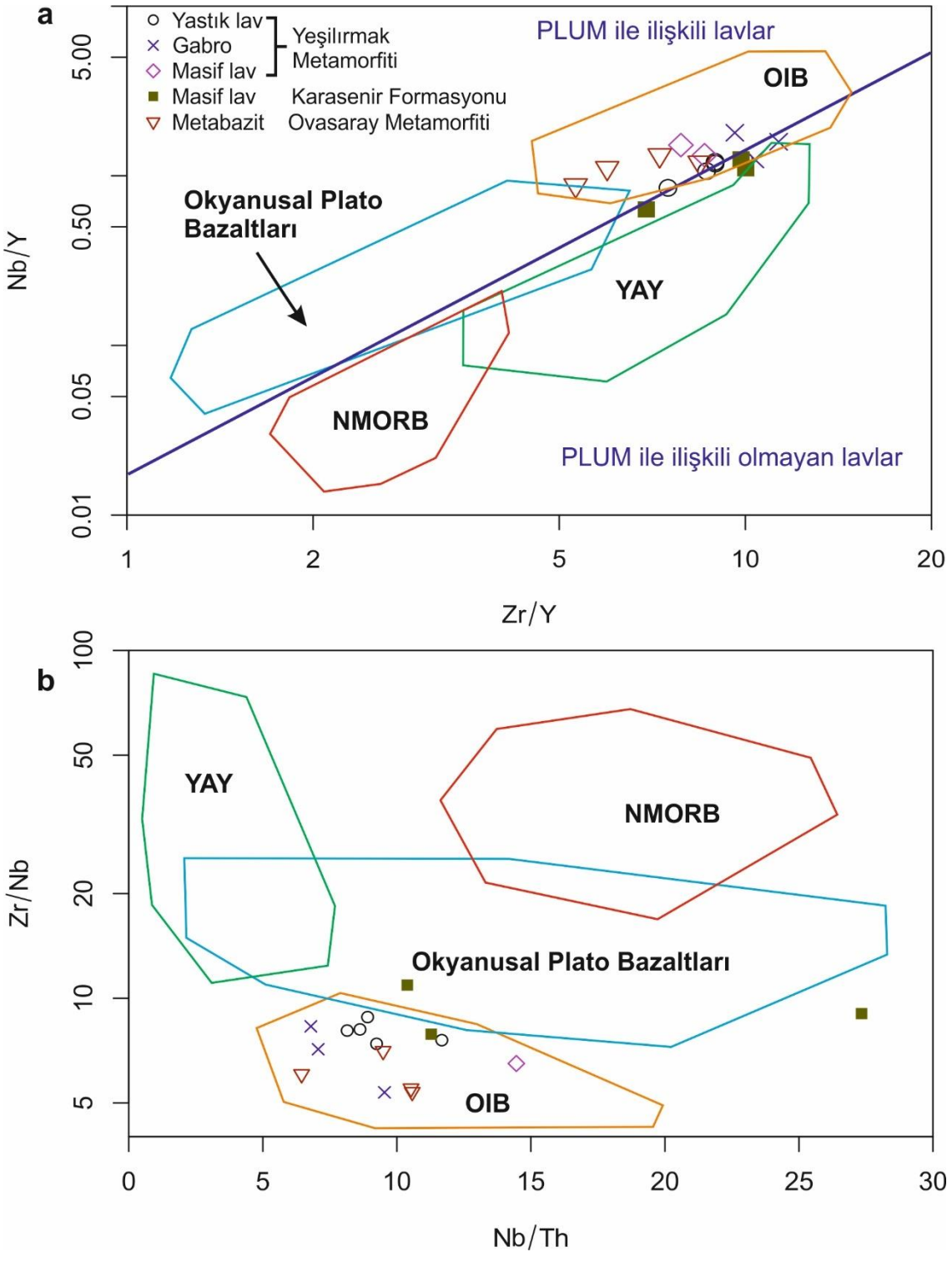
Tektonik Ortam

Okyanus Ortası Sırt (MORB), Levha İçi (WPB) ve Yitim Zonu Üstü (IAT)) ortamlarında püsküren bazaltları ayırt etmek için bir dizi ayırt diyagramları kullanılmıştır. Pearce (2008)'in Th/Yb-Nb/Yb diyagramı MORB-OIB eğilimli bazaltik kayaları yay türü bazaltlardan ayırt etmede kullanılır. Bu diyagramda dördü hariç örneklerin tümünün MORB-OIB bantı içine düştüğü, burada da E-MORB ile OIB bileşimleri arasında yer aldığı görülmektedir (Şekil 4.86a). MORB ile OIB alanlarını birbirinden ayırmak için Nb/Yb a karşı TiO_2/Yb (Pearce 2008) grafiği oluşturulmuştur (Şekil 4. 86b). Bu diyagramda örneklerin hepsi OIB bantında yer almışlardır. OIB bantında yer alan örneklerin 4 tanesi toleyitik bileşimli diğerleri ise alkalen bileşimlidir.

Nb-Zr-Y tektonik ayırım diyagramı Meschede (1986) incelendiğinde, diyagramda AI alanı, levha içi alkali bazaltlarını; AII alanı, levha içi alkali bazaltlarını ve levha içi toleyitlerini; B alanı, E-tip MORB (okyanus ortası sırt bazaltı); C alanı, levha içi toleyitleri ile volkanik yay bazaltlarını; D alanı, N-tip MORB ve volkanik yay bazaltlarını temsil etmektedir. Bu diyagramdan yola çıkarak inceleme alanındaki metabazitler hakkında levha içi alkali bazaltlar diye tanımla yapılabilmektedir (Şekil 4.86c). Benzer şekilde La/Yb a karşı Nb/La diyagramında da (Şekil 4.86d) örneklerin tümü okyanus adası alanına düşmüştür.

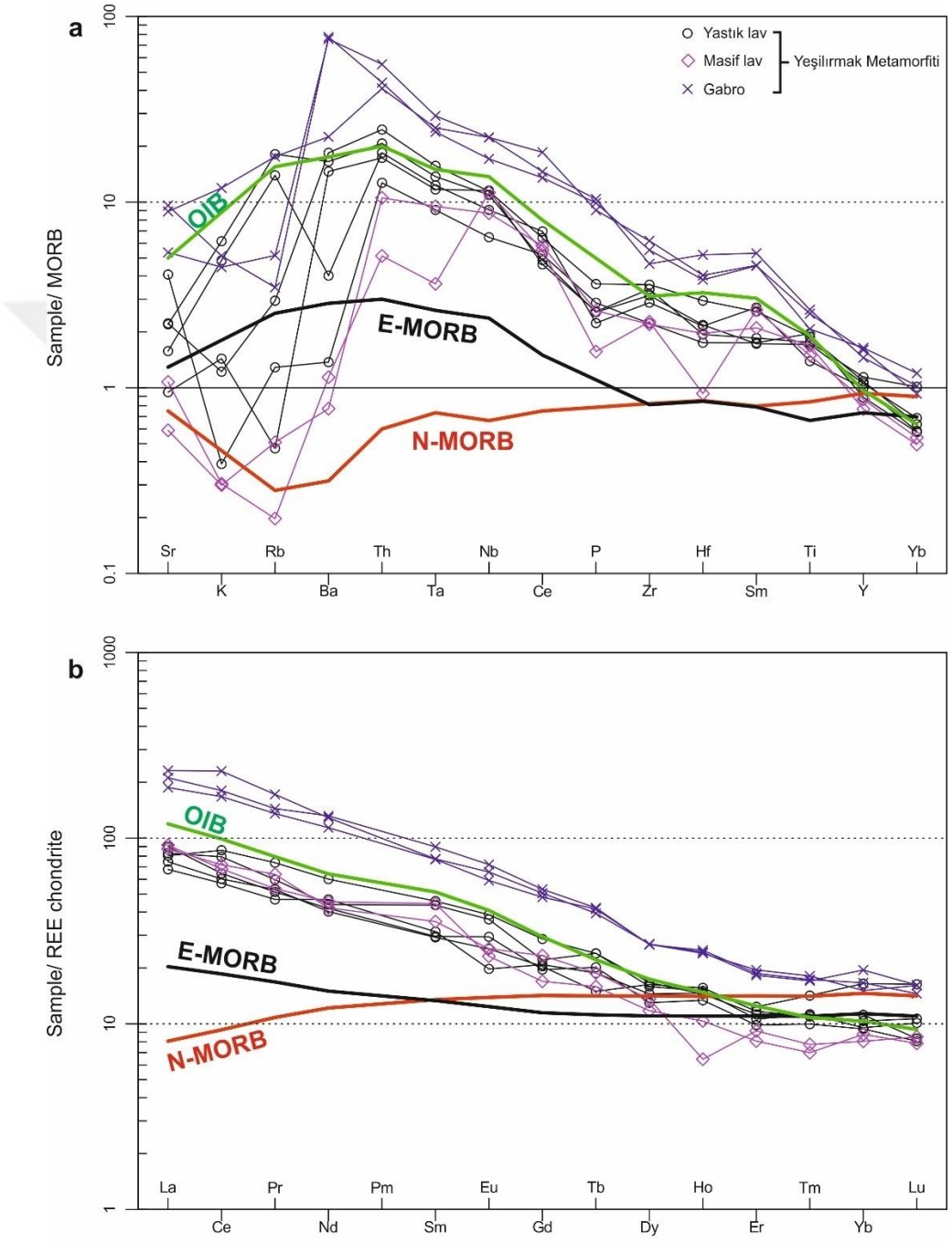


Şekil 4.86: Çalışma arazisinde yer alan kayaçların sınıflandırması.

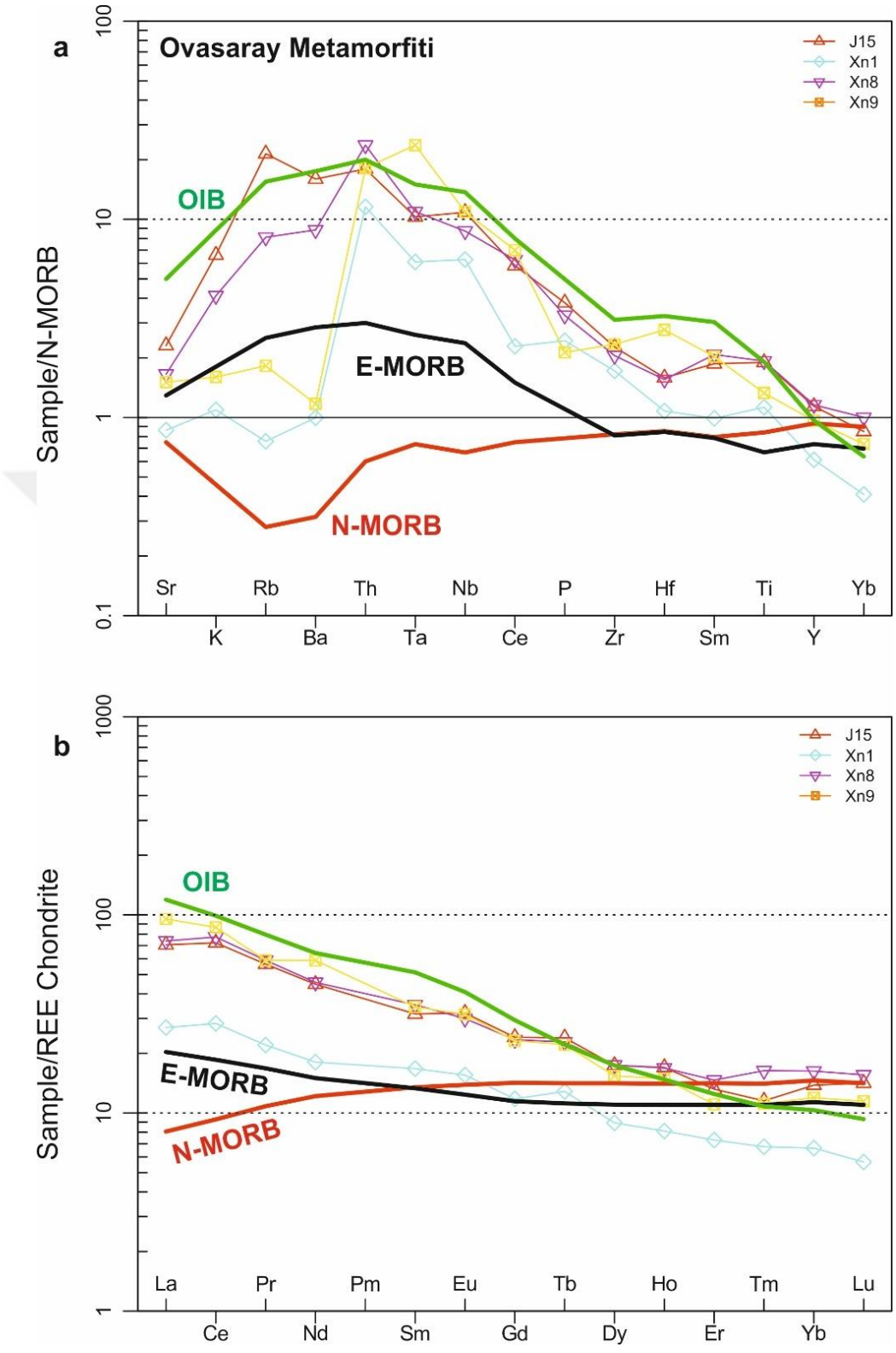


Şekil 4.87: a) Nb/Y – Zr/Y diyagramına göre Yeşilırmak Metamorfiti, Ovasaray Metamorfiti ve Karasenir Formasyonu bazik kayaları OIB (okyanus adası bazaltı) alanında toplanmaktadır. **b)** Zr/Nb – Nb/Th diyagramına göre ise Yeşılırmak Metamorfiti, Ovasaray Metamorfiti ve Karasenir Formasyonu'nun iki adet masif lavı dışında tüm örnekler OIB alanında toplanmaktadır.

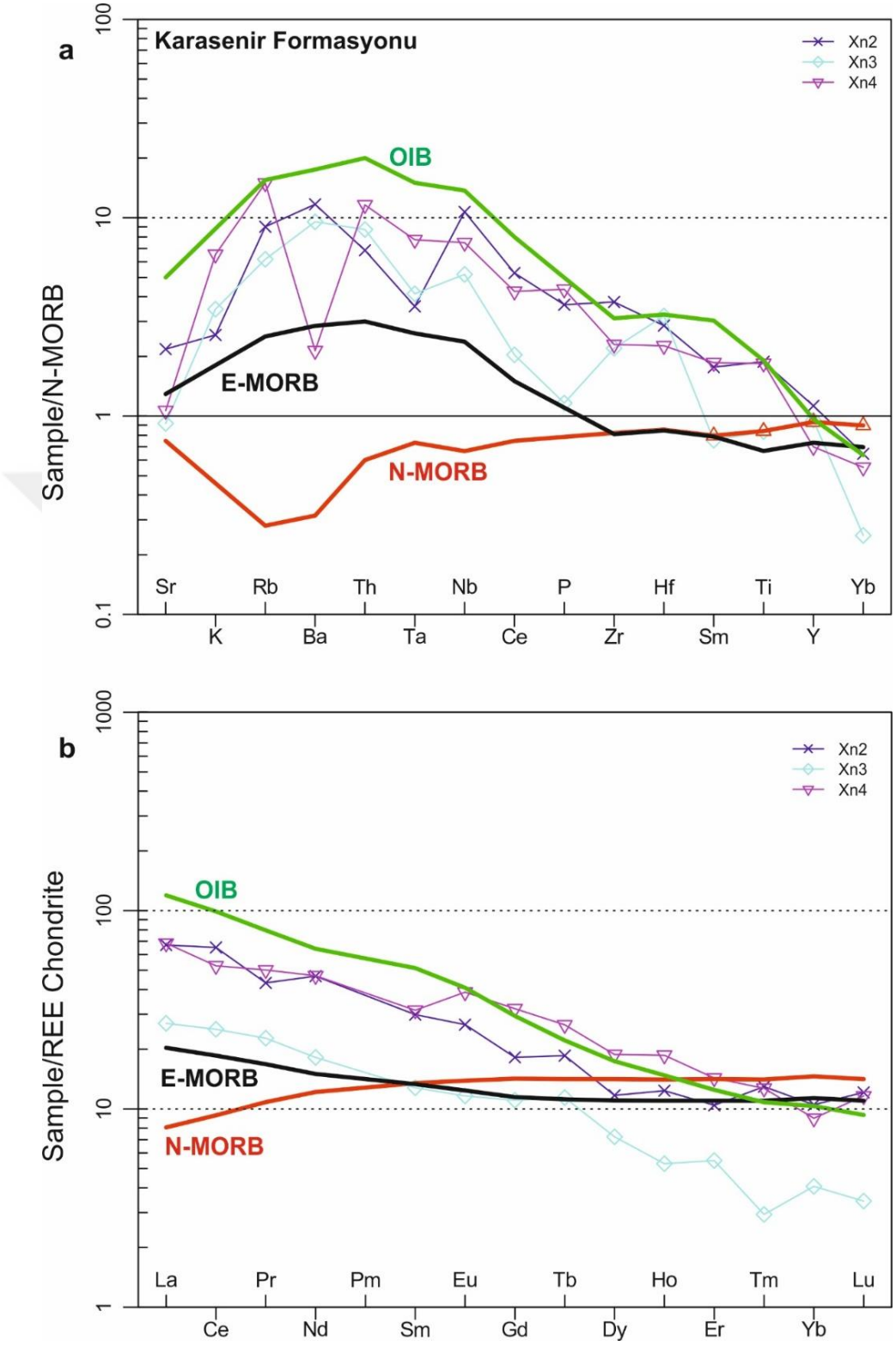
İnceleme alanında Yeşilırmak Metamorfiti, Ovasaray Metamorfiti ve Karasenir Formasyonu bazik kökenli kayaları, N-MORB'a ve kondrite göre normalize edilmiş spider diyagramlara göre OIB kökenli bir karakter sergilemektedir. Diyagramlar aşağıda verilmektedir.



Şekil 4.88: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait bazik volkanik birimlerin a) N-MORB'a göre b) kondrite göre normalize spider diyagramları.



Şekil 4.89: Ovasaray Metamorfiti'ne ait bazik volkanik birimlerin a) N-MORB'a göre b) kondrite göre normalize spider diyagramları.



Şekil 4.90: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait bazik volkanik birimlerin a) N-MORB'a göre b) kondrite göre normalize spider diyagramları.

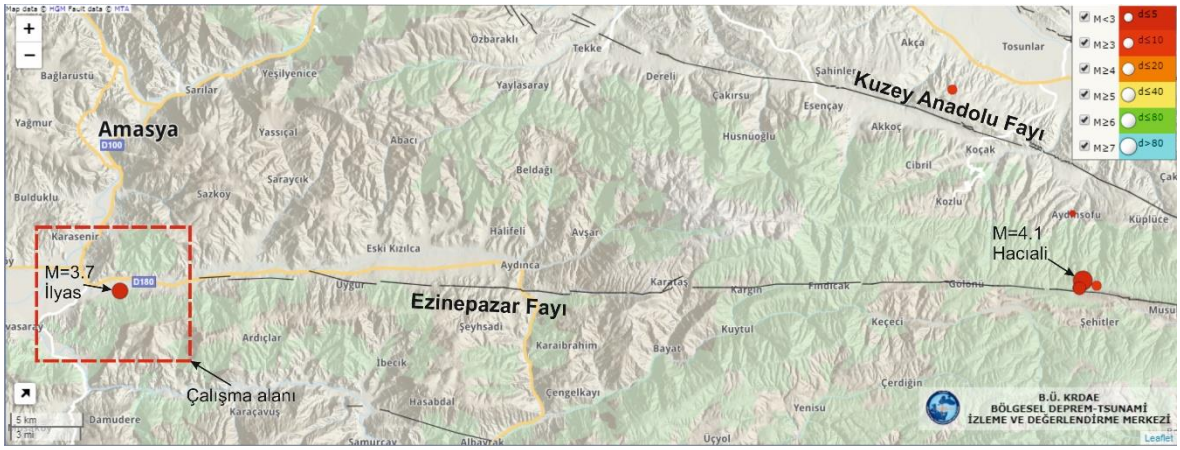
4.4. YAPISAL JEOLOJİ

Bu bölümde inceleme alanında bulunan kaya birimlerinin yapısal özellikleri tanıtılacaktır. Harita ölçeğinde gözlenen yapıların tanıtımının ardından önce Yeşilırmak Metamorfiti ile Karasenir Formasyonu'nda gelişmiş olan yapısal unsurlar, ardından da Ovasaray Metamorfiti'ne ait kaya birimlerinde gelişmiş yapılar ele alınacaktır. Bu bölümü Jura-Kretase yaşlı örtü birimlerinde gelişmiş yapıların tanıtımı izleyecektir.

Yapısal unsurların tanıtımı faylar ile başlayacaktır. İnceleme alanındaki birimlerin sınırlarını oluşturan fayların tanıtımı yukarıda tezin bölüm 4. Bulgular bahsinde anlatıldığından burada daha çok mostra ölçeğinde rastlanılan fay düzlemlerine yer verilmiştir. Bu tür faylar çoğunlukla arazide uzun mesafe izlenemeyen, o nedenle de haritaya geçirilemeyen faylardır. Metamorfik kayaları genelde yüksek açıyla kesen bu kırılgan deformasyon ürünü yapıların inceleme alanını kesen Ezinepazar Fayı ile bir bağlantısının olup olmadığını anlamak için önce Ezinepazar Fayı ile ilgili kısa bir literatür özetine yer verilecektir.

4.3.1. Ezinepazar Fayı

İnceleme alanının ortasından geçen yaklaşık D-B gidişli Deliçay vadisi Türkiye'nin önemli aktif tektonik hatlarından sağ yanal doğrultu atımlı bir fay olan Ezinepazar Fayı boyunca kazılmış bir vadidir. Fay doğuda Niksar yakınında KB-GD doğrultulu Kuzey Anadolu Fayı ile birleşir (Şekil 4.91). Niksar'ın 10 km güneyinde, KAFZ'den ayrılarak GB'ya doğru Ezinepazarı, Amasya, Sungurlu ilçelerinden geçen ve Delice civarında son bulan yaklaşık 250 km uzunluklu olan bu fay Ezinepazar-Sungurlu Fayı olarak adlandırılmıştır (Şaroğlu vd. 1987). Parejas vd. (1942), 1939 Erzincan deprem kırığının batı ucunun bu fay üzerinde olduğunu ileri sürmüştür. Erturaç ve Tüysüz (2012) Ezinepazar-Sungulu Fayı ile ilişkili çökellerdeki fosil bulgularına dayalı olarak fayın Orta Pleistosende (1.0 ila 0.7 Ma) oluştuğunu ve batıya doğru ilerlediğini öne sürmüşlerdir. Fay boyunca 6.5±0.5 km lik morfolojik atım saptanmıştır.



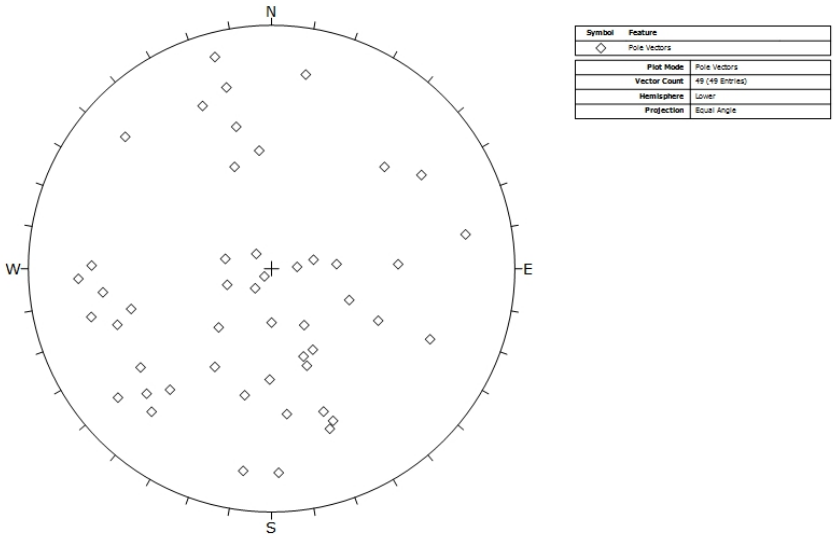
Şekil 4.91: Amasya ve çevresinin aktik fay hatları. İnceleme alanının ortasından geçen Ezinepazarı fayı 250 km uzunluklu Ezinepazar-Sungurlu Fay Hattının doğu ucunu oluşturur. Ezinepazarı fay da bir dizi segmente ayrılmış olup bu fayın inceleme alanı yakınındaki kesimi Deliçay segmenti olarak adlandırılmıştır (Erturaç ve Tüysüz 2012). Ezinepazar Fayı üzerinde Ocak 2018 tarihinde meydana gelen depremlere ait episentırlar ve deprem büyüklükleri şekil üzerinde gösterilmiştir. Ezinepazar Fayı 1939 Erzincan depreminde de kırılmıştır. Şekil Kandilli Rasathanesi web sitesinde oluşturulmuştur.

Ezinepazar Fayının Delice vadisindeki bölümü Delice segmenti olarak adlandırılmıştır 30 km uzunluklu Deliçay segmentinin sağa aşmalı bir dizi faydan oluştuğunu, fayın neotektonik Aydınca ovasının oluşumundan sorumlu olduğunu ve bu segment boyunca morfolojik atımın da 3.5±1 km olduğunu belirtmişlerdir. Deliçay segmentinin batı kesimindeki sağa aşmalı fay parçaları en batıda K70D doğrultulu ve ters bileşenli iken doğuya doğru giderek D-B doğrultulu ve normal fay bileşenli hale gelirler (Erturaç ve Tüysüz 2012).

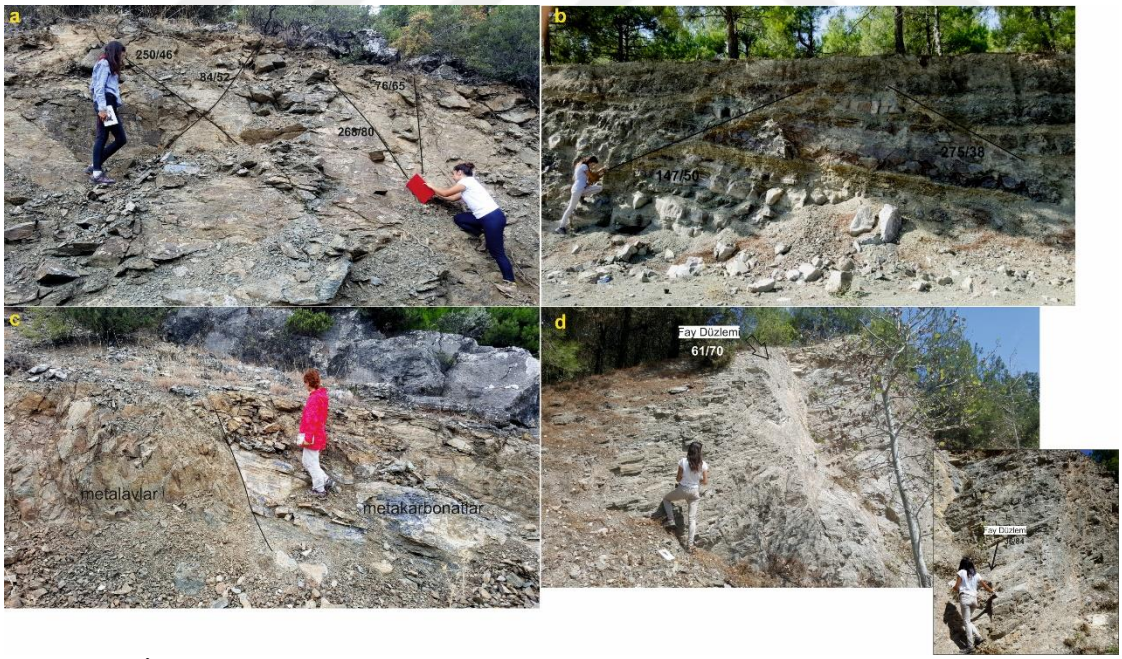
4.3.1.2. Mostra ölçeğindeki faylar

Haritalanan tüm birimleri kesmiş faylara arazi çalışmaları rastlanılmış, bunlara ait düzlemler ve rastlanıldığında fay çizikleri de ölçülmüştür. Böylesi faylar çoğunlukla yüksek açılı faylar olmakla birlikte (Şek. 4.93) düşük açılı faylara da arazi çalışmaları sırasında rastlanılmıştır.

Mostra ölçeğindeki fay düzlemleri toplu olarak Schmidt ağına yerleştirilmiştir (Şekil 4.92).



Şekil 4.92: İnceleme alanında rastlanılan fay düzlemlerinin kutup (π) diyagramı. Şekilde görüldüğü gibi yüksek açılı faylar iki gurup oluşturmaktadır. Bunlardan ilki yaklaşık K70D doğrultulu olup çoğunlukla GD eğimlidir. Bir diğer fay seti ise K30B doğrultulu faylardır. Bu tür fayların eğimleri de çoğunlukla GB yadır.



Şekil 4.93: İnceleme alanında rastlanılan faylara ilişkin saha görüntüleri: **a)** Yeşilırmak Metamorfiti'ndeki birbirini kesen faylar; **b)** Bayırköy Formasyonu'nunda görülen ters faylar; **c)** Yeşilırmak Metamorfiti'nde metakarbonat seviyesini sonlandıran ters fay; **d)** Ovasaray Metamorfiti'ne ait kırıntılı kayalar içerisinde bulunan normal faylar. **a)** Fay düzlemi: 61/71. **b)** Mikro fay düzlemi: 36/84

4.3.1.2. Kıvrımlar

En sık Ovasaray Metamorfiti'nde olmak üzere çalışılan tüm birimlerde mostra ölçeğinde kıvrımlara rastalanılmıştır.

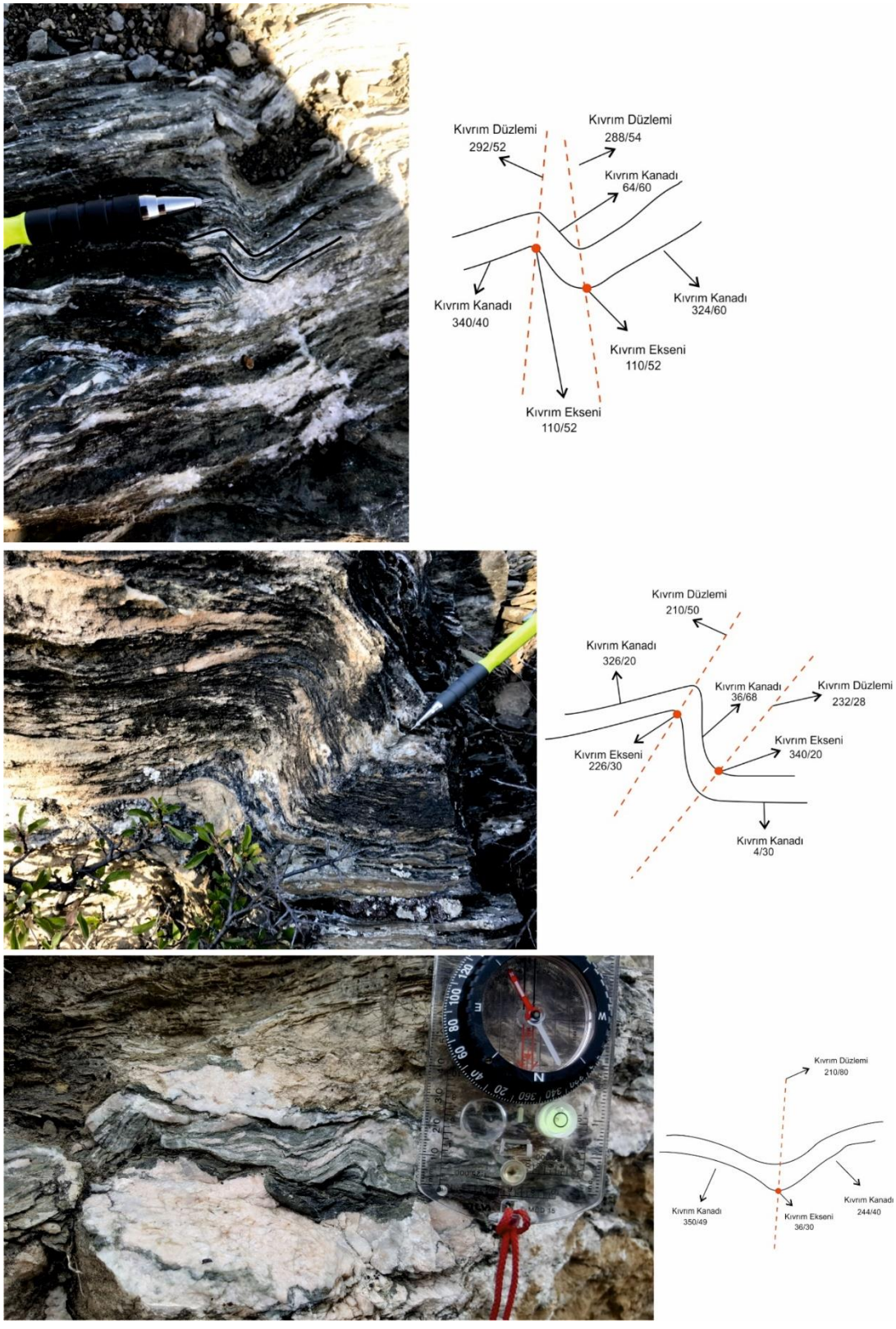
Yeşilırmak Metamorfiti:

Yeşilırmak Metamorfiti içerisinde bulunan volkaniklastik sedimentlerde ve metakarbonatlarda mostra ölçeğinde kıvrımlar mevcuttur (Şekil 4.94). Kıvrımların bazıları açık kıvrımken bazıları ise tek kanadı kısa ve yüksek eğimli, diğer kanadı uzun ve düşük eğimli kıvrımlardır. Açık kıvrımlarda bir asimetri yokken devrik kıvrımların çoğunda eksen düzlemi güneye doğru devrilmiştir (Şekil 4.94).

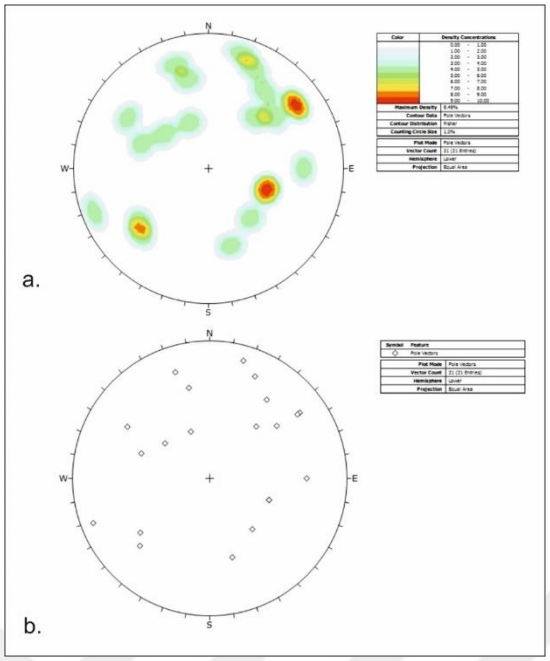
Yeşilırmak Metamorfiti'ndeki kıvrımların eksen konumları Şekil 95'deki kontur ve nokta diyagramında gösterilmiştir. Diyagramda yaklaşık K60D gidişli kıvrımların egemen olduğu, bu kıvrımlara ait eksenlerin ise çoğunlukla KD ya dalımlı olduğu görülmektedir. Tali olarak K30B gidişli ve ya KB ya ya da GD ya dalımlı ikinci bir kıvrım seti de diyagramda görülmektedir. KB kadrandaki kıvrım eksenlerinin saçılımı kıvrımlanma sonrası inceleme alanını etkileyen deformasyonlar sırasında lokal fay bloklarının yatay ya da düşey eksenler boyunca rotasyonundan kaynaklanabileceği gibi KB gidişli eksene sahip ayrı bir kıvrımlanmanın eseri de olabilir.

İnceleme alanında Yeşilırmak Metamorfiti'nden ölçülen 288 adet foliasyonun nokta ve kontur diyagramı bölgesel kıvrım eksenlerini bulmak için hazırlanmıştır (Şekil 4.96). Kontur diyagramında tek bir nokta maksimumu elde edilmekle birlikte bir merkez etrafında foliasyon kutuplarının her yöne saçılmış olması birimin aslında dom-havza türü bir yapıyla sonuçlanan çok fazlı kıvrımlanma evresinden geçtiğine işaret etmektedir. Yoğunluk noktasına ait ortalama foliasyon konumu K26B 19KD olarak elde edilmiştir.

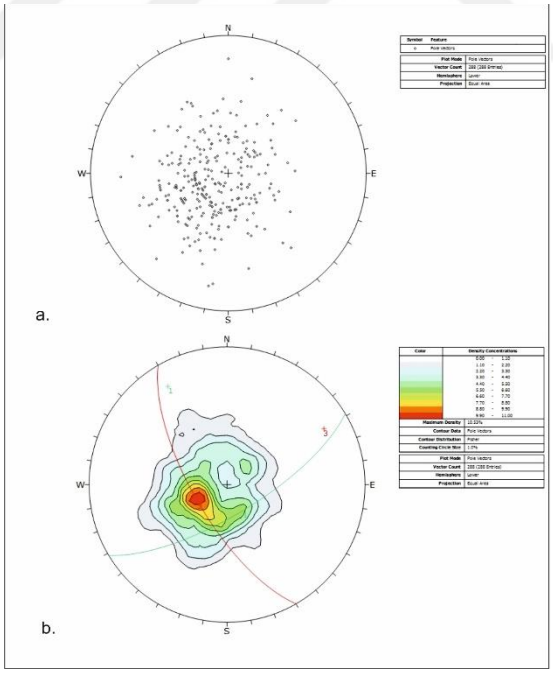
Kontur diyagramında iki adet kıvrım ekseni ayırtlanabilmektedir. Bu kıvrımlara ait büyük daireler kırmızı ve yeşil yaylar ile işaretlenmiştir. Bu yayların kutup noktaları da birimi etkileyen kıvrımların eksenlerin konumunu vermiştir. Buna göre kıvrımlardan ilki K31B 19 KB, ikincisi ise K60D 20 KD konumludur. Bu yönler mostra ölçeğindeki kıvrımların ölçülen eksen yönleri ile uyumludur.



Şekil 4.94: Yeşilırmak Metamorfiti'nde mostra ölçeğinde rastlanılan kıvrımların seçilmiş saha görüntüleri.



Şekil 4.95: Yeşilırmak Metamorfiti'nde gözlenen mostra ölçeğindeki 21 adet kıvrım eksenine ait kontur (üst) ve nokta (alt) diyagramları. Schmidt ağı, alt yarıküre.



Şekil 4.96: Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait 288 adet foliasyon ölçümünden a) kontur ve b) nokta diyagramları. Kontur diyagramda tek bir nokta maksimumu gözlenmektedir. 1 ve 3 numaralı noktalar kıvrım eksenlerinin konumunu göstermektedir.

Ovasaray Metamorfiti:

Haritalama çalışması sırasında Ovasaray Metamorfiti'nin meta-pelitik meta-psamitik çökelleri içinde mostra ölçeğinde sık sık kıvrımlara rastlanılmıştır. Açık kıvrımdan izoklinal kıvrımra kadar değişen türde kıvrımlardan temsili örnekler Şekil 4.97 de gösterilmiştir. Bu birimde 43 adet kıvrımdan elde edilen eksen ölçümlerinin nokta ve kontur diyagramları Şek. MN de gösterilmiştir. Nokta diyagramında iki farklı kıvrım eksen dağılımı seçilebilmektedir. Bunlardan ilki BGB-DKD gidişli kıvrımlar olup eksen dalımları hem GB ya hem de KD ya olabilmektedir. Diğer kıvrım eksen gidişi ise KD-GB gidişli ancak KD dalımlı kıvrımlardır.

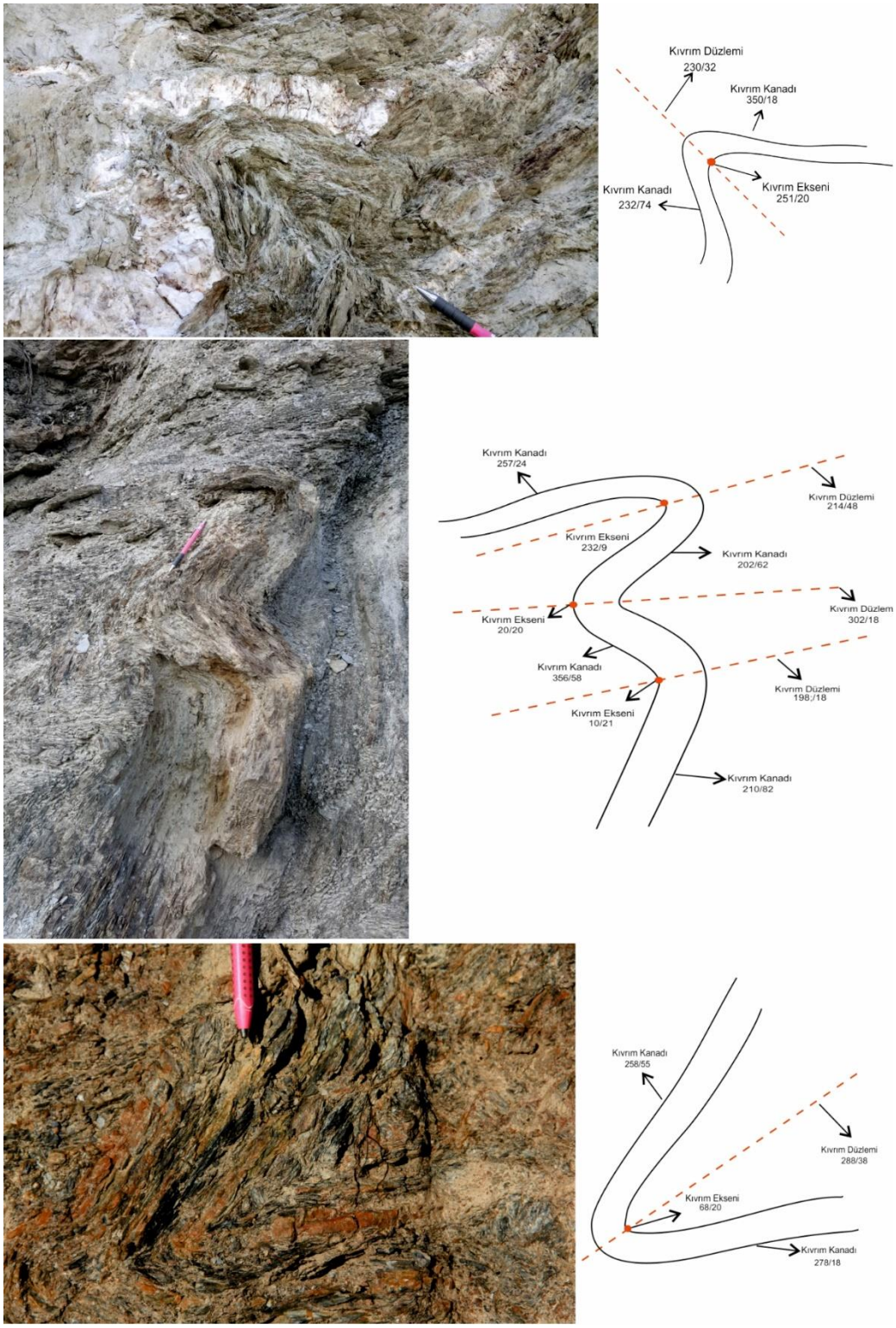
Kontur diyagramında ise iki adet yoğunluk noktası elde edilmiştir (Şekil 4.98). Bunlardan ilki K35D 15KD, ikincisi ise K65D 10GB konumlu kıvrımlardır.

Harita ölçeğinde meydana gelmiş kıvrımların eksen konumlarını bulmak amacıyla Ovasaray Metamorfiti'ne ait kayalardan ölçülen 222 adet foliasyon ölçümünden nokta ve kontur diyagramları hazırlanmıştır (Şekil 4.99). Gerek nokta gerekse kontur diyagramındaki desen Yeşilırmak Metamorfiti'nden elde edilen desenler ile son derece uyumludur. Bu da her iki birimin de benzeri deformasyonlardan etkilenmiş olduğuna işaret etmektedir.

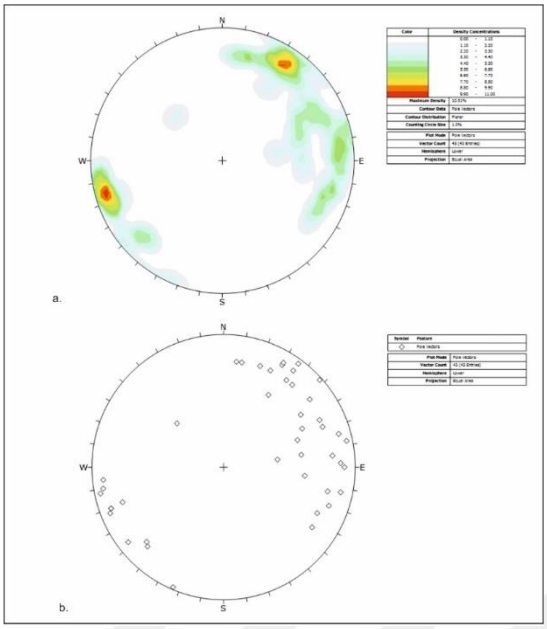
Kontur diyagramında en az iki farklı kıvrımın varlığını gösteren kuşak belirgindir. Nokta maksimumlarının her birinden geçen yay ve bu yayların kutupları olan β1 ile β2 kıvrım eksenleri diyagram üzerinde gösterilmiştir. β1 kıvrım ekseninin konumu β_1= 163 17 ve β2 kıvrım ekseninin konumu ise β_2= 64 18 olarak saptanmıştır.

Karasenir Formasyonu

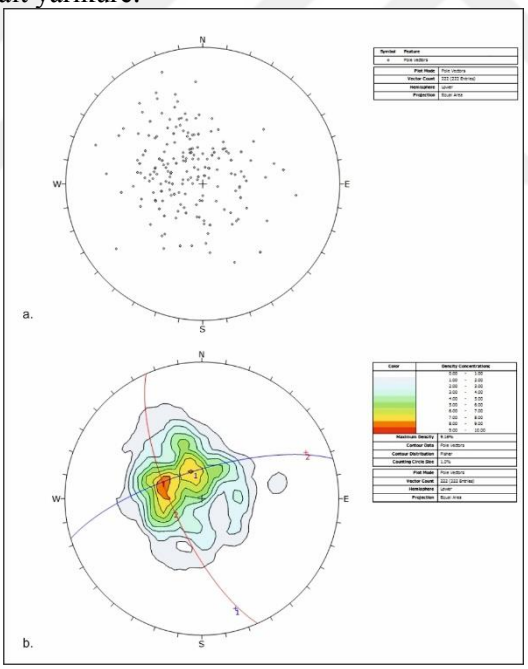
Karasenir Formasyonu içerisinde de özellikle meta-pelitik kayalarda mostra ölçeğinde kıvrımlara rastlanılmıştır. Bu kıvrımlara ait kıvrım eksen gidişleri Şek. 4.100'de gösterilmiştir. Diyagrama göre Karasenir Formasyonu'ndaki mostra ölçekli kıvrımların eksenleri KD-GB gidişli olup hem KD hem de GB dalımlıdırlar. Yoğunluk noktasından elde edilen ortalama eksen konumu K57D 16 KD dur.



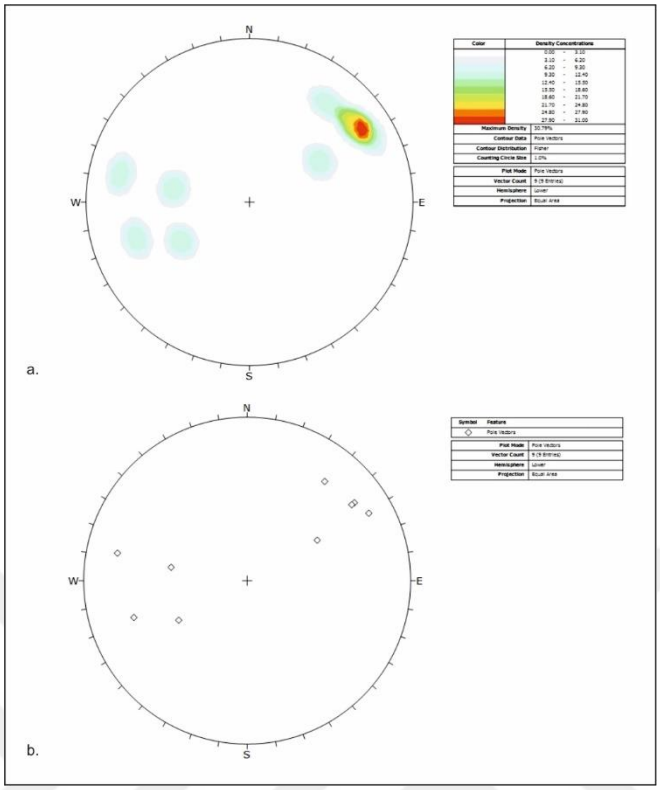
Şekil 4.97: Ovasaray Metamorfiti'ne ait meta-pelitik, meta-psamitik sedimentlerde gelişen kıvrımlara ait temsili saha görüntüleri ve şematik enine kesitleri. Kıvrımlara ait kanat, eksen ve eksen düzlemi ölçümleri enine kesitler üzerinde gösterilmiştir.



Şekil 4.98: Ovasaray Metamorfiti'nde ölçülmüş 43 adet kıvrım ekseninin kontur (üst) ve nokta (alt) diyagramları. Schmidt ağı, alt yarıküre.



Şekil 4.99: Ovasaray Metamorfiti'ne ait 222 adet foliasyon ölçümünden **a)** kontur ve **b)** nokta diyagramları. Diyagramdan kıvrım eksenlerinin konumları β_1= 163 17, β_2= 64 18 olarak bulunmuştur.



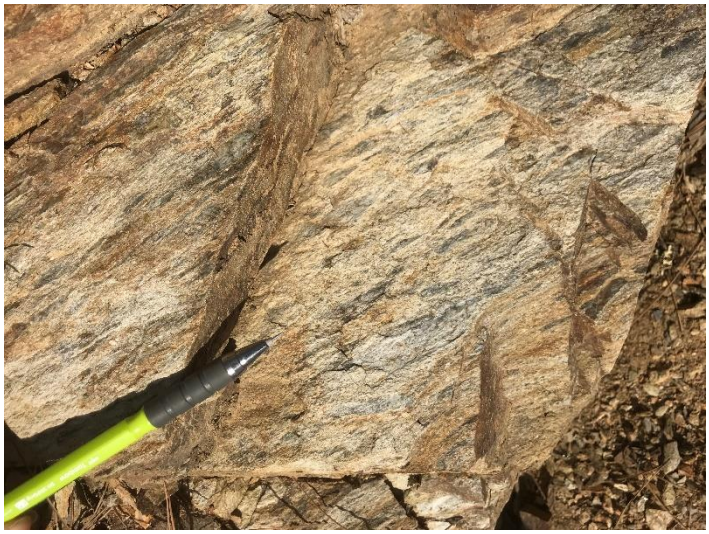
Şekil 4.100: Karasenir Formasyonu'nda gözlenen mostra ölçeğindeki 9 adet kıvrım ekseninin konumu. Bu kıvrımların ortalama eksenleri KD-GB gidişi olup yoğunluk noktasından elde edilen ortalama eksen konumu K57D 16 KD dur.

4.3.1.4. Lineasyonlar

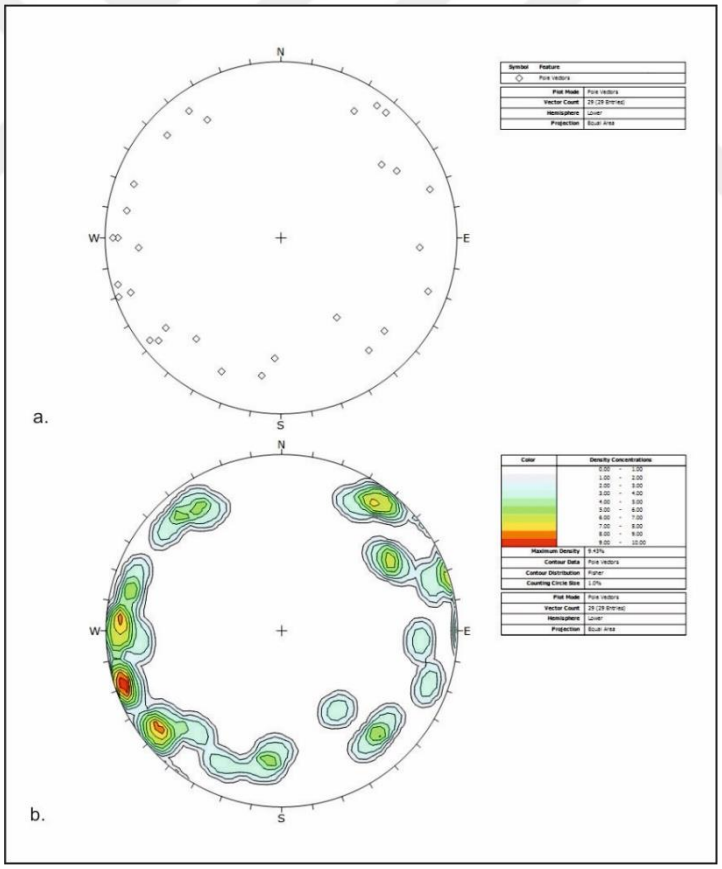
İnceleme alanında bulunan metamorfik birimlerin maruz kaldığı deformasyonun hareket yönünü olmasa da doğrultusunun belirlenmesinde kullanılan yapısal belirteçlerden birisi de uzama lineasyonlardır. Bu çizgisel yapılar Yeşilırmak Metamorfitin'deki metabazit türü kayalardai Ovasaray Metamorfiti'deki meta-pelitik, meta-psamitik birimlerde ve meta-kırıntılı birimde gözlenebilmektedir (Şekil 4.101).

Yeşilırmak Metamorfiti içerisinde yer alan metavolkonajenik kayalardan toplamda 20 adet lineasyon ölçümü yapılmıştır, genel olarak bunların kontur diyagramından KKD-GGB gidişli olduğu söylenebilmektedir. Bu lineasyonlar genel anlamda "kıvrımlar" başlığında yer alan kontur diyagramlarında saptanan kıvrım eksenleri ile paralellik göstermektedir.

Her üç birimden alınan lineasyon ölçümleri toplu olarak Şekil 4.102'daki nokta ve kontur diyagramında gösterilmiştir.



Şekil 4.101: İnceleme alanındaki uzama lineasyonunun yakın plan saha görüntüsü.



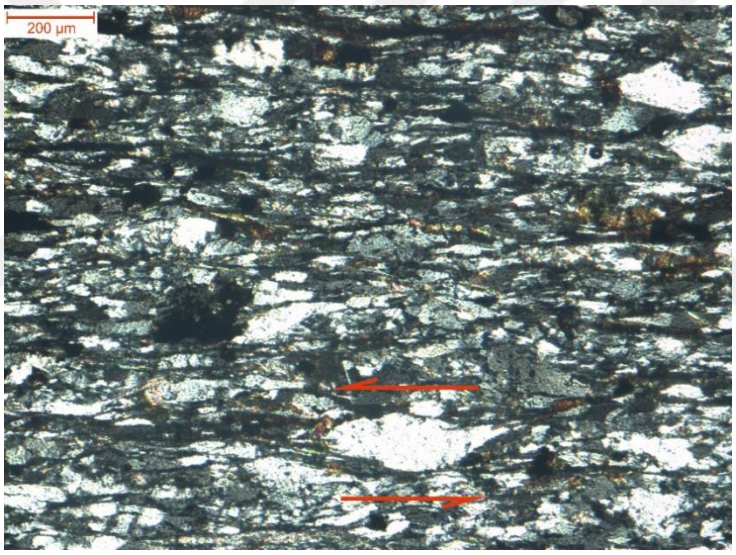
Şekil 4.102: Metamorfik birimlerdeki lineasyonların nokta ve kontur diyagramı. Açıklama için metne bakınız.

Lineasyonların saçılmış olmasına karşın iki baskın yön diyagramlarda belirgindir. Bunların ilki KD-GB, diğeri ise KB-GD gidişlidir. Bu yönler ana kıvrım eksen yönleri ile uyumludur.

4.3.1.Mikro Yapılar

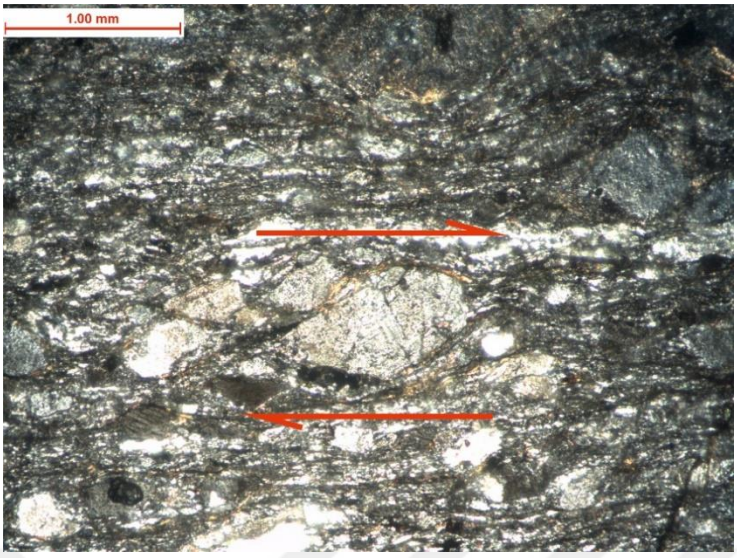
İnceleme alanındaki kayaçların mikro-yapısal özellikleri yönlü örneklerden hazırlanan ince kesitler kullanılarak incelenmiştir. Kesitler lineasyona paralel, foliasyona dik olacak şekilde hazırlanmıştır.

Makaslama yönü belirteçlerine hazırlanan ince kesitlerde maalesef ender olarak rastlanmıştır. Bir kesitte σ-tipi bir porfiroblasta rastlanmıştır (Şekil 4.103). Bu kesitte üst blokun GB ya doğru hareket ettiği anlaşılmaktadır.

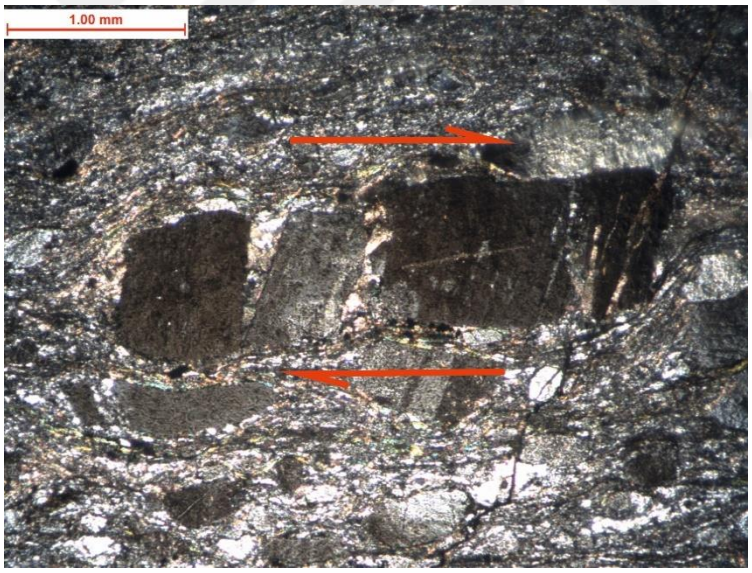


Şekil 4.103: Ovasaray Metamorfiti içerisindeki metakırıntılı birimde görülen sol yönlü makaslama belirteci olan kuvars porfiroklastı; çift nikol. Kuvarsın asimetrisi sol yönlü bir makaslamayı göstermektedir. İnce kesitin yönü kullanılarak üst blokun GB'ya doğru hareket ettiği tespit edilmiştir.

İki farklı kesitte (Şekil 4.104, 4.105) domino stili imbrike yapı gösteren bir feldspat porfiroklastı ve bazı σ-tipi porfiroklastlar görülmüştür. Domino stili parçalanan porfiroklastlar güvenilir makaslama yönü belirteçleri olmasa da çevresindeki σ-tipi porfiroklastlar makaslamanın sağ yanal olduğuna işaret eder. Hareket yönü her iki kesitte de üst blokun GB ya doğru hareket ettiğini göstermektedir.



Şekil 4.104: Metakırıntılı istif içerisindeki metakumtaşlarında görülen sağ yönlü makaslama zonunda gerçekleşen feldspat porfiroklastı-çift nikol. Feldspat porfiroklastı ufak taneli kuvars ve feldspat taneleri ile sarılmıştır. Feldspatın asimetrisi sağ yönlü bir makaslamayı göstermektedir. İnce kesitin yönü kullanılarak üst blokun yukarı GB'ya doğru hareket ettiği tespit edilmiştir-çapraz ışık.

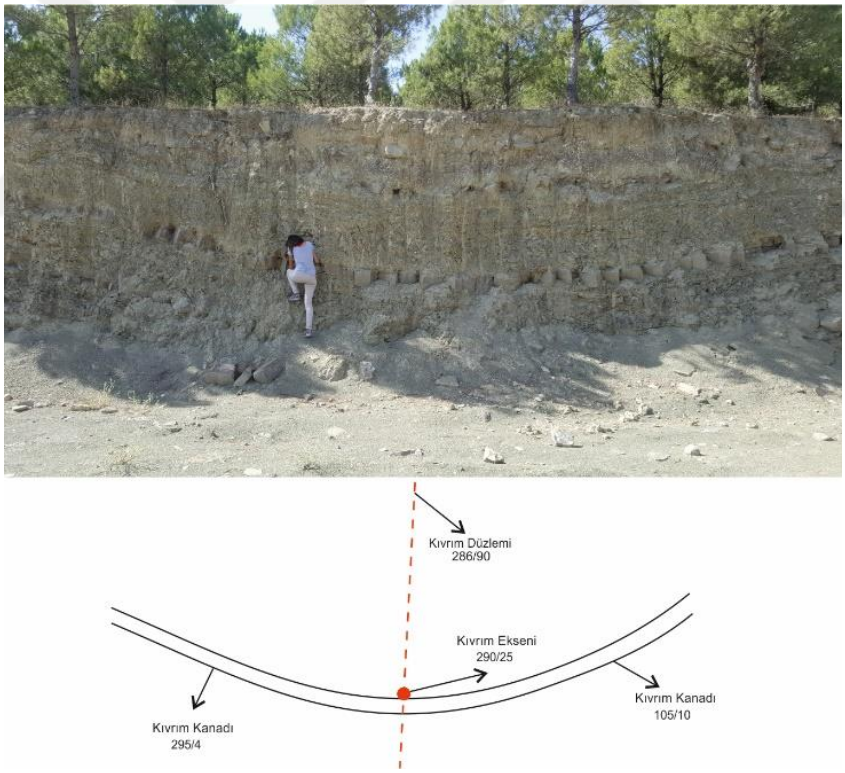


Şekil 4.105: Gevrek deformasyonun gözlendiği imbrike olmuş feldspat tanesi sağ yönlü bir makaslamayı göstermektedir. İnce kesitin yönü kullanıldığında üst blokun GB yönünde yukarı doğru hareket ettiği bulunmuştur-çift nikol.

ÖRTÜ BİRİMLERİ

En az iki farklı yönde kıvrımlanma geçirmiş metamorfik birimleri uyumsuz olarak üzerleyen Jura-Kretase yaşlı birimler inceleme alanında sadece geniş mesafelerde monoklinal bir yapı gösterir. Mostra ölçeğinde çok ender olarak rastlanılan kıvrımlar açık kıvrımlardır (Şekil 4.106). Bu halleriyle deformasyon stilleri açısından metamorfik birimlerden önemli oranda farklılaşırlar. Metamorfik birimlerin kabuğun derinliklerinde şiddetli deformasyona uğramasının ve yüzeylemesinin ardından çökelen örtü birimleri göreli olarak çok daha zayıf bir deformasyon geçirmiş olmalıdır.

Harita incelendiğinde Örtü Birimlerinin tabaka konumlarının değiştiği görülmektedir. Ancak bu değişimlerin ana sebebi kıvrımlanma değil kırılgan deformasyon ürünü faylar olmalıdır.



Şekil 4.106: Bayırköy Formasyonu'na ait kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasına ait birimlerin içerisinde mostra ölçekli kıvrım ve temsili çizimi.

5. TARTIŞMA VE SONUÇ

Bu bölümde tezin "Bulgular" kısmında sunulan saha ve laboratuar verilerine dayalı olarak inceleme alanındaki birimlerin oluşum ortamı (stratigrafik ve jeokimyasal veriler), metamorfizma koşulları (petrografik veriler) ve deformasyon tarihçesi (yapısal veriler) tartışılarak, bu çalışmada elde edilen sonuçlar aktarılacaktır.

İnceleme alanında kaotik iç yapılı tektono-stratigrafik birimler geniş bir yer tutar (Karasenir Formasyonu ve Ovasaray Metamorfiti). Bu birimler arasında düzenli bir iç yapısı olan ve başlıca volkanojenik kayalardan oluşan Yeşilırmak Metamorfiti 8 km x 2 km boyutlarında bir tektonik dilim oluşturur. Bu tektonik dilim güneyden sağ yanal Ezinepazarı Fayı ile sınırlanır.

Karasenir Formasyonu Yeşilırmak Metamorfiti üzerinde tektonik olarak durur ve o nedenle de yapısal olarak en üst seviyeyi oluşturur. Birim önceleri Orta Silüryen yaşlı, düzenli bir stratigrafi sergileyen bir birim olarak kabul edilmiş ve Lavrasya güney kıta kenarını temsil ettiği düşünülmüştür. Daha sonraki çalışmalarda Orta Silüryen yaşını veren kireçtaşlarının birim içinde bir stratigrafik bir seviye olmayıp, diğer pek çok kireçtaşı gibi kırıntılı bir matriks ile sarmalanan bir blok olduğu anlaşılmıştır. Karasenir Formasyonu içindeki kireçtaşı bloklarından Devoniyen ve Permiyen yaşları da alınmıştır.

Karasenir Formasyonu'nun kırıntılı matriksi yoğun deformasyondan ötürü mostra ölçeğinde dahi iç düzenini yitirmiş olup, tabakalaşması uzun mesafe takip edilememektedir. Birim içindeki kumtaşı ya da çakıltaşı tabakaları da bu deformasyondan ötürü makaslanmış, iyi yapraklanma sergileyen koyu renkli ve ince taneli sedimentler içinde blok ya da mercek halini almıştır. Deforme kırıntılı matriks içindeki blok türleri en yaygın olarak kireçtaşı blokları olup, bunu çört ve volkanik kaya blokları izler. Ultramafik kaya blokuna sadece bir lokasyonda rastlanılmıştır.

Kireçtaşı blokları içinde masif kireçtaşı, kalın tabakalı kireçtaşı, ince tabakalı çörtlü kireçtaşı ve nodüler kireçtaşı blokları sayılabilir. Çört blokları siyah, ince katmanlı olup, yoğun makaslama deformasyonundan ötürü merceksi geometridirler. Seyrek rastlanılan volkanik kaya blokları masif lavlardan oluşur. Volkanik kaya bloklarından alınan örneklerin

jeokimyasal analizleri bu volkanik kayaların bir okyanus adasından türediğine işaret etmektedir.

Karasenir Formasyonu'nun matriksini oluşturan kumtaşı ve seyrek olarak rastlanılan çakıltaşları siyah renkli çört parçaları bakımından zengindir. Petrografik incelemeler Karasenir Formasyonu'nuna ait kumtaşlarının beslenme alanında çört gibi derin denizel çökeller, bazik volkanik kayalar, diyabaz-gabro gibi derinlik kayalar ile fillat-şist türü metamorfik kayaların bulunduğuna işaret etmektedir.

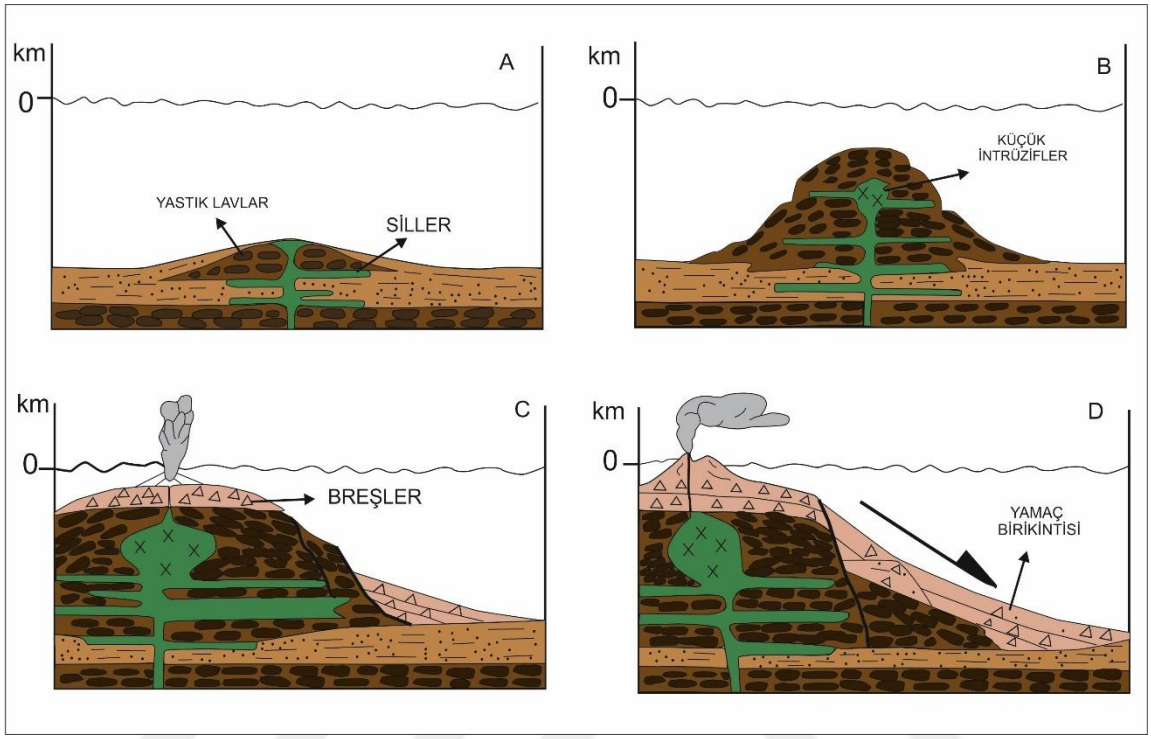
Karasenir Formasyonu'na ait kumtaşlarından ayıklanan detrital zirkonların U-Pb yaşlandırması birimin maksimum çökelme yaşının Permiyen olduğunu ortaya koymuştur. Bu haliyle Karasenir Formasyonu'nun Geç Triyas maksimum çökelme yaşı veren gerek Ovasaray Metamorfiti'ne ait meta-kumtaşlarından gerekse de Yeşilırmak Metamorfitini sarmalayan meta-kumtaşlarından çok farklı olduğu anlaşılmaktadır.

Karasenir Formasyonu'na ait kumtaşlarının petrografik özellikleri ve detrital zirkon bütünleşik U-Pb-Hf izotop analizlerine dayalı olarak Karakaya Kompleksi'ne ait Orhanlar Birimi ile deneştirilebileceği ve bir melanj olarak tanımlanması gerektiği belirtilmiştir (Ustaömer ve Ustaömer, 2018; P.A. Ustaömer ve diğ. 2018, 2019).

İnceleme alanında Karasenir Formasyonu dışındaki tüm metamorfik birimler Eyüboğlu ve diğ. 2011 ve 2018 tarafından Paleozoyik yaşlı Tokat Masifi olarak ele alınmıştır. Bu birimlerden biri Yeşilırmak Metamorfiti olup gabroyik stoklar ile kesilmiş meta-volkanojenik kayalardan oluşur. Meta-volkanojenik kayalar masif ve yastık lavlar ile volkanoklastik sedimentlerden (aglomera, kumtaşı, çamurtaşı) oluşur. İstif içinde meta-karbonatlara da yer yer rastlanılır. Meta-karbonatlar içinde mm ila cm düzeyinde meta-volkaniklastik sediment ara katkılarının olması istifin türbiditik akıntılar ile yamaç aşağı derin bir havzaya taşınıp çökeldiğini düşündürmektedir.

Yeşilırmak Metamorfiti'nin stratigrafik dizilimi modern denizaltı volkanik adalarında rastlanılan kayalara çok benzemektedir. Modern okyanuslarda rastanılan volkanik adalarda yastık ve masif lavlar, piroklastik kayaçlar, hyaloklastitler, aşınma-çökelme aşamalarında maruz kalmış volkanik materyal, kireçtaşları, kalsitürbititler ve neritik karbonat kayaları gözlenmektedir (Sano & Kanmera, 1991, Pickett & Robertson, 2004, Safanova & Santosh,

2014). Bu istifleri kesen gabroyik intrüzyonlara da böylesi volkanik adalarda rastlanılmaktadır (Şekil 5.1).

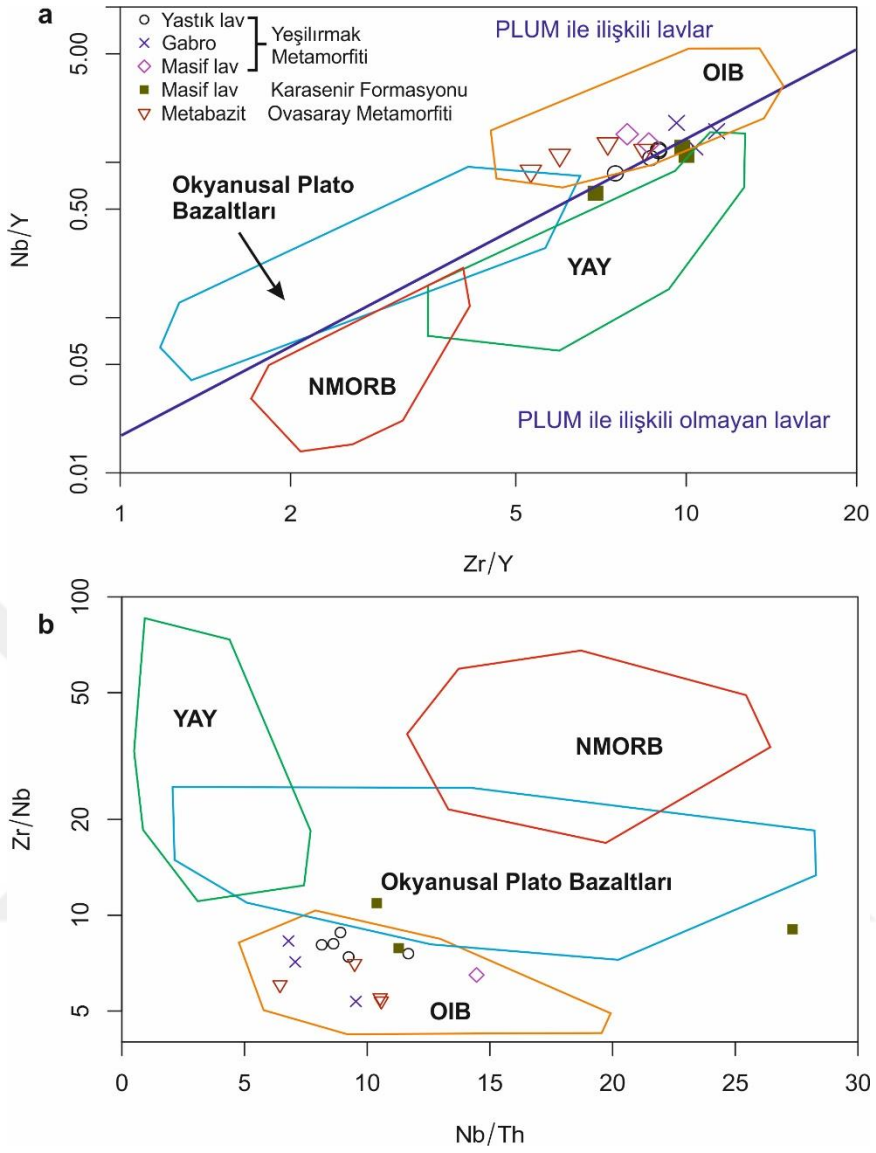


Şekil 5.1: La Palma denizalti volkan dizisine (Kanarya Adaları) dayalı olarak bir denizaltı volkanının evrim aşamaları. Okyanus kabuğundan oluşan temel en alttaki yastık lavlar ile üzerindeki okyanusal sedimentler ile temsil edilmektedir. Denizaltında başlayan volkanizma ürünleri zaman içinde deniz seviyesinin üzerine çıkarak okyanus içinde bir ada oluşturur. Gabro-diyabaz türü derinlik kayaları volkanik ürünler içinde ufak stok ve siller oluşturur ve esasen volkanizmayı besleyen kanallardır. Uygun iklim koşullarında adanın üst kesiminde kireçtaşları çökelir. Adanın yüksek eğimli yamaçlarında ise gerek karbonat gerekse volkanik kayalardan türemiş volkaniklastik sediment (moloz akıntıları, aglomeralar, piroklastik çökeller, kalsitürbiditler) birikintileri oluşur (Floyd, 1991).

Yeşilırmak Metamorfiti'ndeki hem lavlardan hem de gabroyik stoklardan alınan örneklerin jeokimyasal analizleri magmatizmanın levha içi ortamında meydana geldiği anlaşılmıştır. Bilindiği gibi levha içi magmatizma ana olarak kıta içi rift zonlarında ya da okyunasal levhalarda plümler ile ilişkili olarak gelişmektedir. Her iki durumda da magmatizmanın kaynağı astenosferik ergime olup iki ortam arasındaki jeokimyasal açıdan temel fark kıta içi rift zonlarında astenosferik ergiyiklerin kıta kabuğu ile etkileşime geçip kontamine olmasıdır. İzotop verilerinin yokluğunda inceleme alanındaki volkanik kayaların kıta kabuğundan kirlenip kirlenmediği kondrite normalize La/Nb oranlarına bakılarak incelenmiştir. Kıta içi rift zonlarında bu oran 1 ila 7 arasında değişirken okyanus adaları ve

platolarında 0 ila 1.2 arasında olmaktadır. Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait mafik kayaların La_n/Nb_n oranı ortalama 0.9 olarak elde edilmiş olup bu değer okyanusal ortamlar ile uyumludur. Yeşilırmak Metamorfiti'nin stratigrafisinde karadan taşınmış sedimentlerin olmaması da volkanizmanın oluştuğu ortamın kıta kenarlarından oldukça uzak olmasını gerektirir. Kıta içi rift zonlarında volkanik kayalar karasal alüvyal çökeller ya da göl çökelleri ile girik olup kuvarsca zengindir. O nedenle Yeşilırmak Metamorfiti'nin stratigrafisi de okyanusal ortamlar ile uyumludur.

Okyanusal ortamarda meydana gelen levha içi magmatizma ya okyanus adalarında ya da okyanusal platolarda oluşmaktadır. Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait bazik magmatik kayaların ortamını belirlemek üzere Zr/Y a karşı Nb/Y ve Nb/Th a karşı Zr/Nb diyagramları oluşturulmuştur (Şekil 5.2)



Şekil 5.2: İnceleme alanında yer alan birimlerin Fitton vd., (1997)'ye göre tektonik ortamları.

Diyagramdan da görüldüğü gibi Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait bazik magmatik kayalar büyük oranda Okyanus Adası Bazalt (OIB) alanına düşmektedir. Tüm saha ve laboratuar verilerine dayalı olarak Yeşilırmak Metamorfiti bir okyanus adası olarak yorumlanmıştır.

Yeşilırmak Metamorfiti'ne dair net bir yaş verisi bu çalışmada elde edilememiştir. Ancak kritik bir yaş verisi Eyüboğlu ve diğ. (2018) tarafından sağlanmıştır. Araştırmacılar Yeşilırmak Metamorfiti içerisindeki gabrolardaki amfibollerden $^{40}Ar/^{39}Ar$ yöntemiyle 244.6 ± 0.5 ve 243.16 ± 0.92 My yaşlarını, titanitlerden ise U-Pb yöntemiyle 256 ± 23 My elde etmiştir. Bu yaşlar gabroların Geç Permiyen ila Erken Triyas yaşlı olduğunu göstermektedir.

Bu haliyle OIB türü gabroların her ne kadar yaşı bilinmese de OIB türü bir volkanik istife yerleşmiş olması, Paleotetis okyanusu içinde levha içi magmatizmanın dolayısıyla Yeşilırmak Metamorfiti'nin oluşum zamanı olarak yorumlanmıştır.

Yeşilırmak Metamorfiti'nin yaşı konusunda bir diğer dolaylı veri de birimin üstü ve altındaki meta-kırıntılı istiften gelmektedir. Bu meta-kırıntılı kayalardan ayıklanan zirkon U-Pb yaşları sedimentlerin maksimum çökelme yaşını Geç Triyas olarak vermektedir (P. A. Ustaömer ve T. Ustaömer, 2018). Dolayısıyla Yeşilırmak okyanus adası Geç Triyas ya da daha genç yaşlı kırıntılı bir birim içine tektonik olarak yerleşmiştir.

Yeşılırmak Metamorfiti'nden derlenen ince kesitlerde albit+klorit+aktinolit+epidot mineral topluluğu görülmüştür. Bu mineral parajenezi birimin yeşilşist fasiyesi koşullarında metamorfizmaya uğradığını göstermektedir. Ancak gerek gabro gerekse de yastık lavlara ait bazı ince kesitlerde ribekit mineraline de rastlanmıştır. O nedenle bölgesel metamorfizmanın yüksek basınç koşullarına da ulaşmış olduğu düşünülmektedir.

Yeşilırmak Metamorfiti'nin metamorfizması sürecinde deformasyona da uğramıştır. Foliasyon ve lineasyon gibi yapılar yanında kıvrımlar da birim içinde gelişmiştir. En az iki kıvrımlanma fazı birim içinde belirlenmiştir. Bunlardan ilki yaklaşık K60D gidişli, ikincisi ise K30B gidişli kıvrımlardır. Mostra ölçeğindeki kıvrımların eksen düzlemleri genellikle güneye devrilmiştir. Böylesi kıvrımların eksenleri de ana kıvrım eksenleri ile çakışmaktadır. Birim içinde haritalanan lineasyonların hem D-B hem de KKD-GGB gidişli olması Yeşilırmak Metamorfiti'nin birden fazla deformasyon geçirdiğini ortaya koymaktadır.

İnceleme alanında Yeşilırmak Metamorfiti ve Ovasaray Metamorfiti'nin dokanak ilişkisi gözlenememektedir. Her iki birimi Ezinepazar Fayı birbirinden ayırmaktadır. Ovasaray Metamorfiti inceleme alanında kırıntılı kayalar ve onların içerisinde yer alan mafik-ultramafik kütleler ile neritik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Mafik-ultramafik kütlelerin meta-kırıntılı kayalar ile olan dokanak ilişkileri literatürde tartışmalıdır. Tüysüz (1996) bu tür mafik-ultramafik kayaları ofiyolit bloku olarak tanımlarken Eyüboğlu (2011) çalışmasında bu mafik-ultramafik kütleleri Alaska-tipi intrüzyonlar olarak değerlendirmiştir. Bu çalışma sırasında inceleme alanındaki tüm mafik-ultramafik kayaların yan kayalar ile olan dokanakları dikkatle incelenmiş ve sık aralıkla örneklenerek kontak metamorfizmanın varlığı petrografik olarak araştırılmıştır. Mafik-ultramafik kayaların meta-kırıntılı kayalar

ile olan dokanakları çoğunlukla eziktir ve makaslanmış fillatlar ile temsil edilmektedir. Sadece bir gabro-fillat dokanağında fillatların hornfels gibi sertleşmiş olduğu gözlenmiştir. Ancak ince kesitinde kontak metamorfik bir minerale rastlanmamıştır. Gabro ve ultramafik türü ergiyiklerin >1000°C sıcaklıkları sahip olduğu düşünüldüğünde yan kaya dokanaklarında hiç bir kontak metamorfik zonun hatta mineralin gelişmemiş olması bu kayaların blok olarak meta-kırıntılı kayalar içine yerleştiğini olduğunu göstermektedir. Gerçekten de boyut olarak ufak gabroyik kayaların fillatlar ile çepeçevre sarmalandığı mostralar da vardır. O nedenle bu çalışmada bu kayalar kırıntılı bir matriks içindeki bloklar olarak yorumlanmıştır. İnceleme alanının doğu kesiminde birim içinde masif lav ve lav breşi bloklarına da rastlanılması Ovasaray Metamorfiti'nin ofiyolit blokları içeren kaotik bir birim olduğunu göstermektedir.

Gabro-ultramafik kayaların intrüzyon şeklinde yerleştiği olduğu kabul edilirse, bu yerleşimin ardından meydana gelen deformasyonlar sırasında bu stokların yan kayalar ile olan ilksel dokanaklarının tahrip olduğu, dayanımı yüksek magmatik kütlelerin daha dayanımı düşük kırıntılı kayalar içinde rotasyon yaptığı hatta ötelendiği düşünülmelidir.

Eyüboğlu (2011) Paleozoyik yaşlı olarak düşündüğü Tokat Masifi (bu çalışmadaki Ovasaray Metamorfiti) içindeki söz konusu gabroların birinden elde edilen zirkonları U-Pb yöntemiyle yaşlandırmış ve 203 My kristalizasyon yaşı elde etmiştir. Gabroların yan kayası durumunda olan kırıntılı kayalardan ayıklanan detrital zirkon yaşları da 205 My maksimum çökelme yaşı vermiştir. Bu yaş verilerinin birbiriyle örtüşmesi de gabroların blok olduğu yorumunu güçlendirmektedir.

Ovasaray metamorfiti içinde yer alan gabroyik kayaların jeokimyasal analizleri bunların yay (Eyüboğlu 2011) ve E-MORB ila OIB türü gabrolar (Catlos 2013) olduğunu göstermiştir.

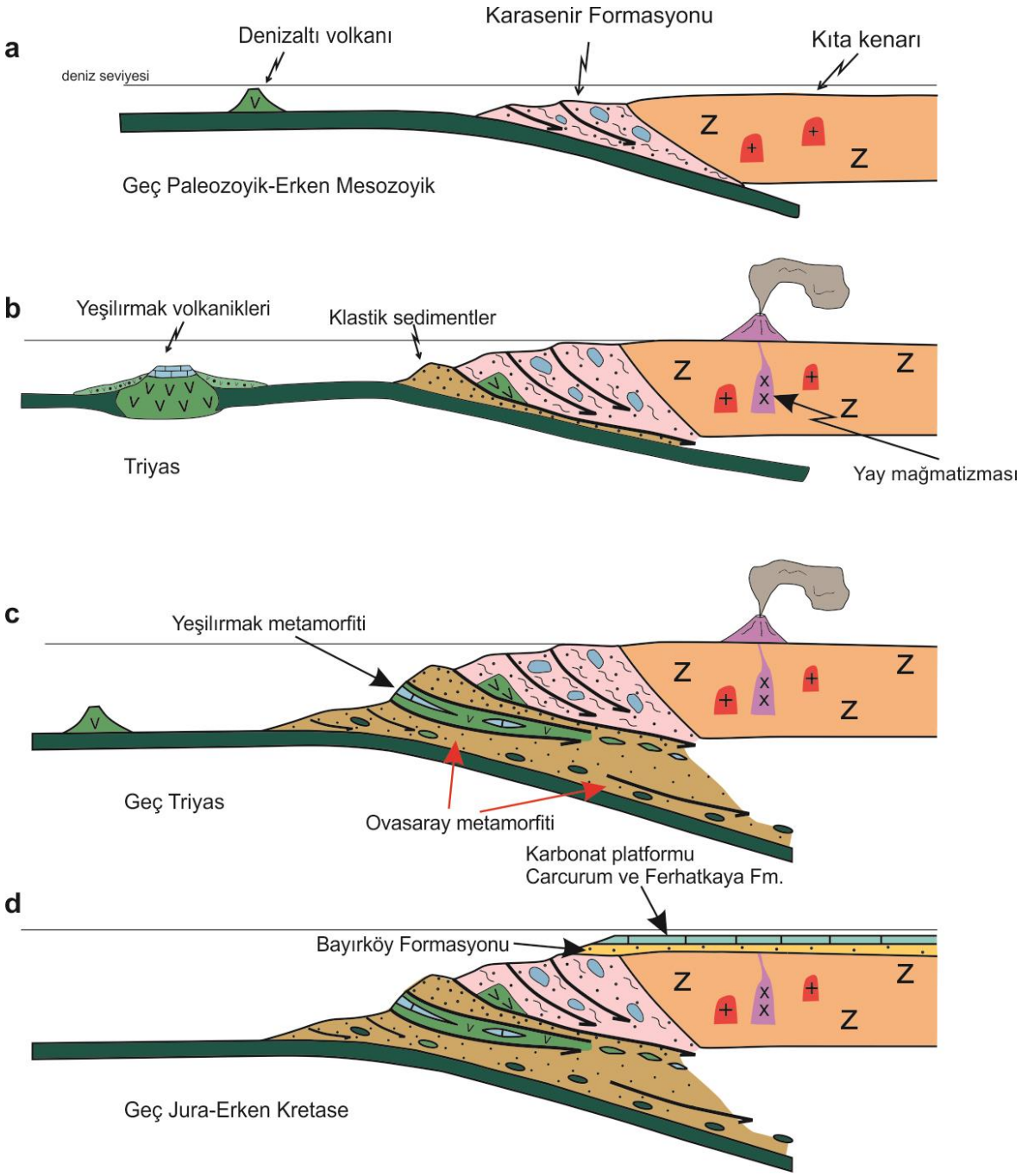
Ovasaray Metamorfiti kayaları üzerinde yapılan petrografik çalışmalarda mafik kayalarda albit+klorit+aktinolit+epidot mineral parajanezi saptanmış olup birimin yeşilşist fasiyesi koşullarında metamorfizmaya uğradığı anlaşılmıştır. Ultramafik kayalar ise tamamen serpantinleşmiş olivinlerden oluşmaktadır. Kırıntılı kayalar ince taneli olup içlerinde kuvars+mika ve opak minerallere rastlanılmıştır. Bu kayalar distal türbidit olarak yorumlanmıştır (Tüysüz 1996).

Ovasaray Metamorfiti'nin deformasyon özellikleri Yeşilırmak Metamorfiti ile büyük benzerlik göstermektedir. Ovasaray Metamorfiti'nde yapılan mikro-yapısal gözlemler birimin güneye verjanslı olarak deformasyona uğradığını ortaya koymuştur.

Jura-Kretase yaşlı birimler inceleme alanındaki kayaları uyumsuz olarak örter. Liyas yaşlı Bayırköy Formasyonu sadece Karasenir Formasyonu'nu örtmektedir. Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Ferhatkaya Formasyonu ise Ovasaray Metamorfiti'ni uyumsuz olarak örter. Bu örtü birimlerinde sadece açık kıvrımlar gelişmiş olup, bu kaya toplulukları gevrek, yüksek açılı faylar ile kesilirler. O nedenle metamorfik kayalardaki sünek deformasyon yapılarının Jura öncesi bir dönemde geliştiği güvenilirlikle söylenebilmektedir.

Bu çalışma sırasında elde edilen veriler inceleme alanındaki kaotik yapılı kaya topluluklarının bir dalma-batma zonunda gelişmiş eklenir prizma olduğunu ortaya koymaktadır (Şekil 5. 3a). Farklı birimlere ait mafik kaya topluluklarından elde edilen jeokimyasal veriler aktif bunların okyanusal levha üzerinde oluşmuş denizaltı volkanları olduklarını, okyanusal levhanın yitimi sürecinde aktif kenara sürüklendiklerini, ya eklenir prizmaya eklendiklerini ya da derine sürüklenip metamorfizma ve deformasyona uğradıklarını göstermektedir (Şekil 5. 3b, c). Yapısal olarak en üstte yer alan Karasenir Formasyonu bölgedeki en yaşlı eklenir melanj olmalıdır. Daha sonraki süreçte Erken Triyas yaşlı Yeşilırmak Metamorfiti'nin protoliti olan denizaltı volkanı aktif kenara çarparak yığışım prizmasına katılmıştır. İzleyen süreçte yitim devam etmiş ve Ovasaray melanjı aktif kenarda oluşmuştur (Şekil 5. 3c). Ovasaray melanjının oluşumunda OIB türü volkanojenik kayalar yanında dalan okyanusal litosferden kopartılan kayalar ile aktif kenar tabanındaki litosferden kopartılan kayalar da rol oynamış olmalıdır.

Jura-Kretase döneminde okyanusal alanda meydana gelen olaylara ait izler inceleme alanında bulunmamaktadır. Ancak kıta kenarında Jura-Kretase döneminde bir karbonat platformunun oluştuğu izlenebilmektedir. Bayırköy Formasyonu ile üzerindeki Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Ferhatkaya ve Carcurum Formasyonları deforme eklenir prizma üzerinde çökelmiştir (Şekil 5. 3d).



Şekil 5.3: Geç Paleozoyik-Erken Mesozoyikten, Geç Jura Erken Kretaseye kadar olan jeolojikzaman dilimindeki kayaların tektonik evrimini gösteren şematik model.

SONUÇLAR

Bu çalışma kapsamında elde edilen sonuçlar aşağıda sıra ile verilmiştir.

1. İnceleme alanının ayrıntılı 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır.

2. Haritalama çalışması sonucu inceleme alanının tektono-stratigrafisi kurulmuştur.

3. İnceleme alanı içerisinde Karasenir Formasyonu içerisinde bulunan metalav seviyelerinin varlığı ilk kez bu çalışmada ortaya koyulmuştur.

4. Petrografi çalışmaları sonucu bölgedeki metamorfik birimlerin tümünün yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğradığı saptanmıştır. Fakat Yeşilırmak Metamorfiti'ne ait yastık lavlarda ve metagabrolarda yüksek basınç minerali olaran "ribekit" tespit edilmiştir.

5. İnceleme alanındaki bazik kayaların tektonik ortamını saptamak amacıyla jeokimya amaçlı örnekler hazırlanarak analizler yapılmıştır. Elde edilen verilen ışığında Yeşilırmak Metamoriti başta olmak üzere, Ovasaray Metamorfiti ve Karasenir Formasyonu içerisindeki metabazit bloklarının levha-içi (OIB) ortamını temsil ettiği ortaya koyulmuştur.

6. İnceleme alanının güneyinde Aksalur ve çevresinde yüzeyleyen Ovasaray Metamorfiti mafik ve ultramafik kayalarının kırıntılı kayalara yerleşme şeklinin "tektonik blok" olduğu ortaya koyulmuştur.

7. İnceleme alanındaki metamorfik birimlerden foliasyon ve lineasyon ölçümleri alınarak haritaya işlenmiş, elde edilen veriler doğrultusunda inceleme alanının yapısal evrimi ortaya konmuştur.

8. Metakırıntılı istifi içerisindeki metakumtaşlarından alınan yönlü örneklerden hazırlanan ince kesitlerde saptanan asimetrik yapıdaki porfiloklast ve porfiloblastlardan inceleme alanındaki metamorfizma sırasında KD'dan GB'ya doğru hareket ettiği saptanmıştır.

9. İnceleme alanındaki metamorfik kayaların Triyas döneminde gelişmiş bir eklenir prizmayı temsil ettiği, eklenir prizmayı okyanus adası türü kaya birimleri başta olmak üzere dalan okyanusal litosferden kopartılan parçaların da eklenerek büyüttüğü anlaşılmıştır. Eklenir prizmanın kırıntılı matriksinin aktif kıta kenarından beslendiği söylenebilmektedir.

KAYNAKLAR

Alp, D., 1972. Amasya Yöresinin Jeolojisi. İstanbul Üniversitesi Fen Fak. Monografileri, 22, İstanbul, 135 s.

Altınlı, İ. E. 1973a. Bilecik Jurasiği. Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi, 159-187, Ankara.

Aysal N., Ustaömer T., Öngen A.S., Keskin M., Köksal S., Peytcheva I., et al., 2012. Origin of the Early-Middle Devonian magmatism in the Sakarya Zone, NW Turkey: Geochronology, geochemistry and isotope systematics, *Journal of Asian Earth Sciences,* pp.201-222.

Arni, P. 1939. Anadolu'nun umumi bünyesiyle mineral ve petrol yatakları arasındaki münasebetler. *Maden Tetkik ve Arama Mecmuası*, 2/15, Ankara.

Bektaş, O. ve Güven, İ.H., 1995. Alaskan-Appinitic type Ultramafic and Mafic Complexesas the Root Zone of the Eastern Pontide Magmatic Arc, NE Turkey, *Geology of Black Sea Region,* 189-197.

Blumenthal, M., 1947. Seydişehir-Beyşehir hinterlandındaki Toros dağlarının jeolojisi. *MTA Enstitüsü Dergisi,* 2, 242s.

Blumenthall, M., 1950. Orta ve Aşağı Yeşilırmak bölgelerinin (Tokat, Amasya, Havza, Erbaa,Niksar) jeolojisi hakkında. *M.T. A. Enst. Yayınlarından,* Seri D, No:4. Ankara.

Brunn, J. H., 1960. Les zones Helléniques internes et leur extension. Réflexions sur 1'orogenese alpine. Bull. Soc. Géol. France, 7e série, t- II.

Cann, J.R., 1970. Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean – floor basaltic rocks, *Earth Planet Sci. Letters*, 10.

Catlos, E. J., Huber, K. & Shin, T. A., 2013. Geochemistry and geochronology of meta-igneous rocks from the Tokat Massif, north-central Turkey: implications for Tethyan reconstructions. *International Journal of Earth Sciences* 102 (8), 2175–99.

Çapkınoğlu, Ş., & Bektaş, O., 1997. The Early Devonian and Permian limestone olistoliths from the Karasenir Formation, Amasya, Northern Turkey. *Geosound,* 30, 107–115.

Çapkınoğlu, Ş. ve Bektaş, O., 1998. Karakaya Kompleksine ait Karasenir Formasyonu (Amasya) İçindeki Kireçtaşı Olistolitlerinden Erken Devoniyen Konodontları. *MTA Dergisi*, 20, 159-1700.

cografya.gen.tr

Delaloye, M. ve Bingöl, E., 2000. Granitoids from Western and Northwestern Anatolia: geochemistry and modelling of geodynamic evolution. *International Geology Review* 42, 241–268.

Egeran, N., 1947. Tectonique de la Turquie, Nancy.

Erturaç, M.K., Tüysüz, O., 2012. Kinematics and Basin Formation Along the Ezinepazar-Sungurlu Fault Zone, NE Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 497-520.

Eyuboglu, Y., 2006. Description and Geotectonic Important of the Alaskan-Type Mafic–Ultramafic Rocks in the Eastern Pontide Magmatic Arc (NE Turkey), PhD Thesis, *Karadeniz Technical University, Trabzon*, 205 p.

Eyuboglu, Y., Santosh, M., Bektaş, O., & Chung, S. L. (2011). Late Triassic subduction-related ultramafic-mafic magmatism in the Amasya region (eastern Pontides, N. Turkey): Implications for the ophiolite conundrum in Eastern Mediterranean. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42(3), 234–257.

Eyuboglu, Y., Dudas, F. O., Chatterjee, N., Santosh, M., Billor, M. Z., & Yuva, S. (2018). Petrology, geochronology and tectonic setting of Early Triassic from the Eastern Pontide Orogenic Belt (NE Turkey): *Implicationsfor the geodynamic evolution of Gondwana's Early Mesozoic northern margin.* Tectonics, 37.

Floyd PA, Kelling G, Gocken SL, Gocken N (1991). Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Miss ophiolitic melange, south Turkey. *Chem Geol* 89: 263-280.

Genç, C. Ve Tüysüz O., 2010. Tectonic setting of the Jurassic bimodal magmatism in the Sakarya Zone (Central and Western Pontides), Northern Turkey: A geochemical and isotopic approach, *Lithos* 118 (1-2), 95-111.

Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun Tektonik Birlikleri. *MTA Dergisi*, Ankara, 66, 20-34.

Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of midocean ridge basalts and contitnental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram, *Chem.Geol.*, 56, 207-218.

MTA, 2012. Biga yarımadası'nın genel ve ekonomik jeolojisi. Özel yayın serisi - 28

Okay, A.I., Siyako, M. & Bürkan, K.A., 1991. Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula. Special Issue on Tectonics (ed. J.F. Dewey), Bulletin of the Technical University of Istanbul 44, 191-255.

Okay, A. I., & Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. Geological Society of London, Special Publication, 156(1), 475–515.

Okay, A.I., 2000. Was the Late Triassic orogeny in Turkey caused by the collision of an oceanic plateau ? In "Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area" (eds. E. Bozkurt, J.A. Winchester and J.A.D. Piper). *Geological Society,* London, Special Publication 173, 25-41.

Okay, A.I., Monod, O. & Monié, P. 2002. Triassic blueschists and eclogites from northwest Turkey: vestiges of the PalaeoTethyan subduction. *Lithos* **64**, 155–178.

Okay, A.I. & Göncüoğlu, M.C. 2004. The Karakaya Complex: a review of data and concepts. *Turkish Journal of Earth Sciences* 13, 77–97.

Okay, A. I., Tüysüz, O., Satır, M., Özkan-Altıner, S., Altıner, D., Sherlock, S., Eren, R. H. (2006a). Cretaceous and Triassic subduction-accretion, HP/LT metamorphism and continental growth in the Central Pontides, Turkey. *Geological Society of America Bulletin*, *118,* 1247–1269.

Okay, A.I., Noble, P.J. & Tekin, U.K.,.2011. Devonian radiolarian ribbon cherts from the Karakaya Complex, northwest Turkey: implications for the Paleo-Tethyan evolution. *Comptes Rendus Palevol*, 10, 1-10.

Parejas, E., Akyol, İ.H. & Altınlı, E. 1941. Le tremblement de terre d'Erzincan du 27 décembre 1939 (Secteur occidental). İstanbul Üniversitesi Jeoloji Entitüsü Dergisi 10, 187–222.

Pearce, J.A. ve Norry, M.J., 1979. Petrogenetic Implication of Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic Rocks, Contrib. Mineral. Petrol., 69, 33 – 47.

Pearce, J.A., 1982. Trace Element Charecteristics of Lavas from destructive plate boundaries, In: Thorpe, R.S. (edt.), Andesites, Wiley, Chichester, 525 – 548.

Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100 (1-4), 14-48.

Petrascheck W. E., 1960. Über Ostmediterrane Gebirgszusammenhaenge. Festschr. Zum.

Pickett, E.A. & Robertson, A.H.F. 1996. Formation of the Late Palaeozoic–Early Mesozoic Karakaya Complex and related ophiolites in NW Turkey by Palaeotethyan subductionaccretion. *Journal of the Geological Society, London* 153, 995–1009.

Pickett, E.A. & Robertson, A.H.F. 2004. Signifcance of the volcanogenic Nilüfer Unit and

related components of the Triassic Karakaya Complex for subduction/accretion processes in NW Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 12, 97–144.

Robertson, A. H. F., & Ustaömer, T., 2012. Testing alternative tectono-stratigraphic interpretations of the Late PalaeozoicEarly Mesozoic Karakaya complex in NW Turkey: Support for an accretionary origin related to northward subduction of Palaeotethys. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 961–1007.

Rojay, B., 1995. Post Triassic evolution of Central Pontides: Evidence from Amasya Region, Nothern Anatolia. Geol. Romana, 31, 329-350.

Rojay, **B. and Altıner, D., 1998.** Middle Jurassic-Lower Cretaceous Biostratigraphy in the Central Pontide (Turkey): Remarks on the Paleography and Tectonic Evolution. "Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia", 104, p.167-180.

Rojay, B. et al., 2004. Geodynamic significance of the cretaceous pillow basalts from north anatolian ophiolitic melange belt (central anatolia, Turkey). *Geodinamica Acta*, 17/5, 349-361.

Safonova, I., Santosh, M., 2014. Accretionary complexes in the Asia-Pacific region: Tracing archives of ocean plate stratigraphy and tracking mantle plumes. Gondwana Research 25, 126-158.

Sano, H., & Kanmera, K. (1991). Collapse of ancient oceanic reef complex - what happened during collision of Akiyoshi reef complex? Sequence of collisional collapse and generation of collapse products. *Journal - Geological Society of Japan*, *97*(8), 631- 644.

Şaroğlu F., Emre Ö., Boray A., 1987. Türkiye'nin diri fayları ve depremsellikleri. MTA. Rap 394.

Şengör, A. M. C., & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. Tectonophysics, 75(3-4), 181–241.

Şengör, A.M.C., Yilmaz, Y. & Sungurlu, O. 1984. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. In: Dixon, J.E. & Robertson, A.H.F. (eds), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society, London, Special Publications 17, 77–112.

Tekeli, O. 1981. Subduction complex of pre-Jurassic age, northern Anatolia, Turkey. Geology **9**, 68–72.

Ten Dam A. & Tolun, N. 1961. Structura e geologia della Turchia. *Bull. Geol. Soc. Italiana*,

vol. LXXX, fasc. III.

Topuz, G., Altherr, R., Kalt, A., Satir, M., Werner, O., & Schwarz, W. H. (2004). Aluminous granulites from the Pulur complex, NE Turkey: A case of partial melting, efficient melt extraction and crystallization. Lithos, 72, 183–207.

Topuz, G., Altherr, R., Schwartz, W. H., Dokuz, A., Meyer, H-P. (2007). Variscan amphibolites-facies rocks from the Kurtoğlu metamorphic complex (Gümüşhane area, Eastern Pontides, Turkey). International Journal of Earth Sciences, 96, 861–873.

Topuz, G., Göçmengil, G., 2013. Jurassic accretionary complex and ophiolite from northeast Turkey: No evidence for the Cimmerian continental ribbon. *Geological Society of America* (41), 255-258.

Topuz, G., Hegner E., Homam S. M., Ackermand L., Pfänder J. A., Karimi H., 2018. Geochemical and geochronological evidence for a Middle Permian oceanic plateau fragment in the Paleo-Tethyan suture zone of NE Iran. *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 173:81.

Tüysüz, O. (1996). Geology of Amasya and surroundings. 11th Petroleum Congress of of Turkey, Proceedings Ankara, pp. 32–48

Ustaömer, P.A., Ustaömer, T. & Robertson, A.H.F. 2010. IonProbe U-Pb dating of the Central Sakarya basement: a peri-Gondwana terrane cut by late Lower Carboniferous subduction/collision related granitic magmatism. *GeophysicalResearch Abstracts* **12**, European Geophysical Union 2010–5966.

Ustaömer, P.A., Ustaömer, T. & Robertson, A.H.F. 2013. Constraints on Variscan and Cimmerian magmatism andmetamorphism in the Pontides (Yusufeli–Artvin area), NE Turkeyfrom U–Pb dating and granite geochemistry, *Geological Society, London,* 372(1):49.

Ustaömer, T., Ustaömer, A., 2016. Implications of U–Pb and Lu–Hf isotopic analysis of detrital zircons for the depositional age, provenance and tectonic setting of the Permian–Triassic Palaeotethyan Karakaya Complex, NW Turkey, *International Journal of Earth Sciences* 105, 7–38.

Ustaömer P. A, Ustaömer, T., 2018. Tracing Triassic arc magmatism and related variation provenance along the Palaeotethyan active margin: Combined U-Pb and Lu-Hf isotopic evidence of detrital zircons in sandstones from the Tokat Massif (central Pontides) and the Ankara Mélange (central Anatolia). *Conference: GeoBonn 2018.*

Ustaömer, T.,Ustaömer A., 2018. U-Pb and Lu-Hf isotopic data from detrital zircons in Late Carboniferous and Late Triassic sandstones used to determine provenance and test alternative tectonic models of the tectonic setting of the Anatolide and Taurides, S Turkey. *Conference: GeoBonn 2018.*

Ustaomer, T., Ustaömer, P. A. , Robertson, A. H. F. , & Gerdes, A., (2019). U-Pb-Hf isotopic data from detrital zircons in late Carboniferous and Mid-Late Triassic sandstones, and also Carboniferous granites from the Tauride and Anatolide continental units in S Turkey: implications for Tethyan paleocography. *International Geology Review*.

Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Genç, Ş. C., & Şengör, A. M. C. (1997). Geology and tectonic evolution of the Pontides. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 68, 183–226.

Winchester, J.A. ve Floyd, P.A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements, *Chem. Geol*., 20, 325 – 343.

EKLER

ÖZGEÇMİŞ

Kişisel Bilgiler	
Adı Soyadı	Aybikehan KABAAĞIL
Doğum Yeri	Kadirli
Doğum Tarihi	1610.1990
Uyruğu	☑ T.C. ❒ Diğer:
Telefon	05418489433
E-Posta Adresi	aybikehankabaagil@gmail.com
Web Adresi	

Eğitim Bilgileri Lisans	
Üniversite	İstanbul Üniversitesi
Fakülte	Mühendislik Fakültesi
Bölümü	Jeoloji Mühendisliği Bölümü
Mezuniyet Yılı	2015

Yüksek Lisans	
Üniversite	İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa
Enstitü Adı	Lisansüstü Eğitim Enstitüsü
Anabilim Dalı	Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Programı	Jeoloji Mühendisliği Programı

Makale ve Bildiriler