KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

SARAY (TEKİRDAĞ) KUZEYİNDEKİ MANGANEZ OLUŞUMLARININ JEOLOJİK, PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

ÖZLEM YILDIZ

KOCAELİ 2012

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

SARAY (TEKİRDAĞ) KUZEYİNDEKİ MANGANEZ OLUŞUMLARININ JEOLOJİK, PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

ÖZLEM YILDIZ

Prof.Dr. Ömer Feyzi GÜRER **Danışman, Kocaeli Üniv.**	.....
Yrd.Doç.Dr. Ömer Faruk ÇELİK **Jüri Üyesi, Kocaeli Üniv.**	.....
Yrd.Doç.Dr. Davut LAÇİN **Jüri Üyesi, İÜ**	.....

Tezin Savunulduğu Tarih: 03.07.2012

ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR

Bu çalışma Kocaeli Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde Yüksek Lisans tezi olarak hazırlanmıştır. Çalışma kapsamında Saray (Tekirdağ) civarındaki manganez cevherleşmelerinin jeolojik, petrografik ve jeokimyasal özellikleri ortaya konmaya çalışılmıştır. Bu çalışma sonucunda Saray Fe-Mn zenginleşmesinin hidrotermal ve epijenetik karakterde olduğu sonucuna varılmıştır.

Bu tezin her aşamasında çok büyük katkısı olan, benden hiçbir zaman desteğini esirgemeyen, bilgi, tecrübe ve önerileriyle bana her daim yol gösteren sayın danışman hocam Kocaeli Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği bölüm başkanı, Sn. Prof. Dr. Ömer Feyzi GÜRER'e sonsuz şükran ve teşekkürlerimi sunarım.

Tez konusunun belirlenmesi ve tez yazımı süreçlerinde daima, itinayla, bana yardımcı olan değerli hocam Öğr. Gör. Dr. Efem ALTINOK'a sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Örnek hazırlama laboratuvarlarını kullandığım İstanbul Üniversitesi'ne ve değerli hocalarına, laboratuvarlarını kullanabilmem için gereken yardımı esirgemeyen Yrd. Doç. Dr. Namık AYSAL, Yrd. Doç. Dr. Davut LAÇİN ve Yrd. Doç. Dr. Nurullah HANİLÇİ'ye teşekkürü bir borç bilirim. ICP-MS analizlerini yapan, Doç. Dr. İrfan YOLCUBAL'a teşekkür ederim. Fosil tanımlamalarını yapan, İstanbul Üniversitesi öğretim üyesi Yrd. Doç. Dr. Tülay KÖKSOY'a teşekkür ederim. Özellikle laboratuvar çalışmalarında değerli katkılarından dolayı arkadaşlarım, Jeo. Yük. Müh. Ayda DOĞRUL DEMİRAY, Onur YÜKSEKOL, Jeo. Yük. Müh. Emir ALTINTAŞ ve Jeo. Müh. Kemal Anıl TÖZÜN'e teşekkür ederim. Ayrıca Kocaeli Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği bünyesinde bulunan tüm değerli hocalarım, meslektaşlarım ve arkadaşlarıma desteklerinden dolayı teşekkürü bir borç bilirim.

Benden hiçbir zaman sevgilerini, maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen, başta babam Hakkı YILDIZ, annem Havva YILDIZ, ağabeylerim Ünal YILDIZ ve Ünsal YILDIZ olmak üzere tüm aileme sonsuz saygı ve sevgilerimi sunarım. Doğduklarından beri bana en büyük mutluluk kaynağı olan yeğenlerim Ali Erdem YILDIZ ve Tuğçe YILDIZ'a ayrıca teşekkür ederim.

Haziran - 2012 Özlem YILDIZ

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ ve TEŞEKKÜR i
İÇİNDEKİLER ii
ŞEKİLLER DİZİNİ iv
TABLOLAR DİZİNİ ix
SİMGELER DİZİNİ ve KISALTMALAR x
ÖZET xi
İNGİLİZCE ÖZET xii
GİRİŞ 1
1. GENEL BİLGİLER 2
1.1. Çalışma Alanı 2
1.2. Yöntem 3
1.2.1. Arazi çalışmaları 3
1.2.2. Labaratuvar çalışmaları 3
1.2.3. Ofis çalışmaları 5
2. GENEL JEOLOJİ 6
2.1. Tersiyer Öncesi Temel Birimler 8
2.1.1. Istranca masifi. 8
2.1.2. İstanbul-Zonguldak zonu 8
2.1.3. Sakarya zonu 8
2.1.4. Çetmi ofiyolitik melanjı 9
2.2. Trakya Tersiyer İstifi 9
2.2.1. Keşan grubu. 10
2.2.1.1. Hamitabat formasyonu. 10
2.2.1.2. Koyunbaba formasyonu 11
2.2.1.3. Soğucak formasyonu 12
2.2.1.4. Ceylan formasyonu 12
2.2.2. Yenimuhacir Grubu. 13
2.2.2.1. Mezardere Formasyonu. 13
2.2.2.2. Osmancık Formasyonu 13
2.2.2.3. Danişmen Formasyonu 14
2.2.3. Ergene Grubu 14
2.3. Çalışma Alanının Jeolojisi 15
2.3.1. Fe-Mn mineralleşmesi 22
3. MANGANEZ 25
3.1. Manganez Oluşum Ortamları 27
4. PETROGRAFİ 30
4.1. Kireçtaşı 30
4.2. Breş 33
4.3. Cevherli (Fe-Mn'li) Kireçtaşı 33
4.4. Killi Fe-Mn Zenginleşmesi 41
4.5. Fe Zarf Oluşumlu Kireçtaşı 41
4.6. Hematit-Limonit 42
4.7. Kil 44

4.8. Killi Limonit 44
4.9. Killi Kireçtaşı 46
5. JEOKİMYA 47
5.1. Majör, Minör ve İz Element Jeokimyası 47
5.1.1. Büyük iyonlu litofil elementler (LILE) (Ba, Rb, ve Sr) 63
5.1.2. As, Mo, Sb, U ve V. 68
5.1.3. Co, Ni, Zn, Cu, Pb, Hg 74
6. SONUÇLAR ve ÖNERİLER 76
KAYNAKLAR 82
EKLER 90
ÖZGEÇMİŞ 97

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası 2
Şekil 2.1. Trakya Havzası'nın sadeleştirilmiş jeoloji haritası 7
Şekil 2.2. Trakya Havzası'nın genelleştirilmiş stratigrafi kesiti 11
Şekil 2.3. Çalışma bölgesinin jeoloji haritası, kuzeydeki Traktaş ocağında gelişen Fe-Mn mineral zenginleşmesi ve güneydeki Akçimsa taş ocağı. (Arka planda I-19b2 1:25000 ölçekli MTA, jeoloji haritası kullanılmıştır).....17
Şekil 2.4. Traktaş taş ocağının doğu kenarında Soğucak kireçtaşlarının görünümü 18
Şekil 2.5. Soğucak kireçtaşlarının Traktaş ocağının batı yakasında Fe-Mn mineralleşmesini de içeren genel panaromik görünüm.....18
Şekil 2.6. Soğucak kireçtaşlarının Traktaş taş ocağının doğu yakasından genel görünümü 18
Şekil 2.7. Çalışma bölgesinden alınmış numunelerin dağılımını gösteren harita.....19
Şekil 2.8. *Discocyclina* ve bryozoa fosili, (TN, aksiyal kesit, Örnek No: S-0080). 21
Şekil 2.9. *Nummulites* fosili, (TN, aksiyal kesit, Örnek No: S-0160).. 21
Şekil 2.10. *Assilina* fosili, (TN, aksiyal kesit, Örnek No: S-0129).. 22
Şekil 2.11. *Lepidocyclina* fosili, (TN, aksiyal kesit, Örnek No: S-0129).. 22
Şekil 2.12. Traktaş taş ocağında gelişen Fe-Mn mineralizasyonunun açık işletmenin batı kenarındaki görünümü. Mineralizasyon stratigrafinin üst kesiminde daha çok Mn'ce zengin iken alt tarafında demir-oksitlerce zengindir.. 23
Şekil 2.13. Karst boşluğunda gelişen mineralizasyon. Boşlukta kahverengi sıvama arasında taze yüzeyi beyaz olarak gözüken kısım kireçtaşıdır. Manganez oluşumu otojenik kalsiti alterasyona uğratarak gelişmektedir... 24
Şekil 4.1. Çalışma sahasında gözlenen bir kireçtaşının el örneği (Örnek No: S-0113). 31
Şekil 4.2. Kireçtaşında mercan porozitesi içinde gözlenen çört ve sınırlı miktarda oksidize olmuş opak mineral birikimi (ÇN, Örnek No: S-0091). 31
Şekil 4.3. Dendritik manganez oluşumunun kireçtaşlarında görünümü (TN, Örnek No: S-00132). 32
Şekil 4.4. Vezüvyen daykı ile kesilmiş kireçtaşı dolgusu (TN, Örnek No: S-00132). Az miktarda dendritik manganez mikritik kireçtaşı zonunda gözlenmektedir. 33
Şekil 4.5. Breş numunesi (Örnek No: S-00142). 33

Şekil 4.6. Demir-manganez mineralleşmesi içeren Fe-Mn'li kireçtaşı (Örnek No: S-0089) 34
Şekil 4.7. Mineral zenginleşmesi gösteren kireçtaşında matrikste gelişmiş yoğun sparitik karbonat ve fosil taneleri ve matriks arasında gözlenen ince taneli kübik pirit gelişimi (TN, Örnek No: S-0157). 34
Şekil 4.8. Porozite dolgusu olarak gelişen sparitik öhedral-hemihedral kalsit ve onunla ardaşık olarak gelişen opak mineraller (TN, Örnek No: S-00157). Kahverengi-taba renk muhtemelen oksidize olmuş sülfitlerden gelmektedir 35
Şekil 4.9. Dendritik şekilli manganez zenginleşmesi içeren kireçtaşı (Örnek No: S-00113) 35
Şekil 4.10. Çört öhedral kalsit ve opak mineral çökelimi (ÇN, Örnek No: S0091). 36
Şekil 4.11. Sparitik karbonat ile beraber gelişen çok küçük oksidize olmamış kübik pirit kristalleri (TN, Örnek No: S-00157). 37
Şekil 4.12. Çözünmüş karbonat minerallerinin boşluklarında oluşmuş cevherleşmeler (ÇN, K: Karbonat Minerali, C: Cevherleşme, Örnek No: S-0092). 37
Şekil 4.13. Çört çökelimi ve kireçtaşı çözünmesi (ÇN, Örnek No: S-00091). Çört ile öhedral karbonat ve az miktarda opak mineralde gözlenmektedir. 38
Şekil 4.14. Silis ve karbonat mineralleri arasında bulunan cevherleşmeler (TN, K: Karbonat Minerali, C: Cevherleşme, Si: Silis minerali, Örnek No: S-0135) 38
Şekil 4.15. Globüler gözüken ve küçük kübik pirit kristalleri (TN, Örnek No: S-00149) 40
Şekil 4.16. Çatlak dolgusunda küçük sparitik kalsit kristallerinin her iki tarafında gelişen opak mineral zenginleşmesi (TN, Örnek No: S-00112). 40
Şekil 4.17. İnce taneli manganez-demir cevheri (Örnek No: S-0149). 41
Şekil 4.18. Demir zarflı kireçtaşı (Örnek No: S-0157). 43
Şekil 4.19. Demir zarflı kireçtaşı, iç kısmında manganez girişimleri gözlenen kireçtaşı (Örnek No: S-0157) 43
Şekil 4.20. Oksidasyona uğramış proto sülfit içeren kireçtaşı (K: Karbonat minerali, ÇN, Örnek No: S-0157). Oksidasyon etkisi kızıl-kahve ve tonları ile sıvama dokuda sıvama şeklinde gözükmektedir. Matriks dolgusundaki sparitik hemihedral kristaller ve yoğun mikritleşme gösteren foraminifer/fosil ve allokem dokusu gözle kolayca seçilebilir. 44
Şekil 4.21. Hematit, limonit mineralleri (Örnek No: S-0145). 45
Şekil 4.22. Kil numuneleri (Örnek No: S-0136) 45
Şekil 4.23. Killi limonit numuneleri (Örnek No: S-0086). 46
Şekil 4.24. Killi kireçtaşı (Örnek No: S-0108). 47
Şekil 5.1. Numunelerin sahadaki konumları 48
Şekil 5.2. Mg-Ca değerlerinin korelasyonu (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: kil-limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarflı kireçtaşı, top_cev: ince taneli cevher, cev_kçt: cevherli kireçtaşı, breş: breş). 54

Şekil 5.3. Ti-Ca değerlerinin korelasyonu (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: kil-limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarflı kireçtaşı, top_cev: ince taneli cevher, cev_kçt: cevherli kireçtaşı, breş: breş). 55
Şekil 5.4. Si-K değerlerinin korelasyonu (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: kil-limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarflı kireçtaşı, top_cev: ince taneli cevher, cev_kçt: cevherli kireçtaşı, breş: breş). 57
Şekil 5.5. Ti-K değerlerinin korelasyonu (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: kil-limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarflı kireçtaşı, top_cev: ince taneli cevher, cev_kçt: cevherli kireçtaşı, breş: breş). 57
Şekil 5.6. Fe-Mn değerlerinin korelasyonu (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: kil-limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarflı kireçtaşı, top_cev: ince taneli cevher, cev_kçt: cevherli kireçtaşı, breş: breş). 58
Şekil 5.7. Ca- log Fe/Mn diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: kil-limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarflı kireçtaşı, top_cev: ince taneli cevher, cev_kçt: cevherli kireçtaşı, breş: breş). 59
Şekil 5.8. Ti-logFe/Mn diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: kil-limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarflı kireçtaşı, top_cev: ince taneli cevher, cev_kçt: cevherli kireçtaşı, breş: breş). 60
Şekil 5.9. Si-log Fe/Mn diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: kil-limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarflı kireçtaşı, top_cev: ince taneli cevher, cev_kçt: cevherli kireçtaşı, breş: breş). 61
Şekil 5.10. K-log Fe/Mn diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: kil-limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarflı kireçtaşı, top_cev: ince taneli cevher, cev_kçt: cevherli kireçtaşı, breş: breş). 62
Şekil 5.11. Zr-Ti değerlerinin korelasyonu (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: kil-limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarflı kireçtaşı, top_cev: ince taneli cevher, cev_kçt: cevherli kireçtaşı, breş: breş). 63
Şekil 5.12. log Ba-log Mn diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş) 64
Şekil 5.13. log Ba-log Fe diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş) 64
Şekil 5.14. log Ba-K diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)....65

Şekil 5.15. log Ba-log Sr diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş) 66
Şekil 5.16. K-Rb diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş). 67
Şekil 5.17. Mn-Rb diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş). 68
Şekil 5.18. As-V diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş). 69
Şekil 5.19. Fe-V diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş). 69
Şekil 5.20. Sb-Fe diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş). 70
Şekil 5.21. As-Fe diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş). 70
Şekil 5.22. U-log Ba diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş). 71
Şekil 5.23. U-Fe diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş). 71
Şekil 5.24. U-Mn diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş). 72
Şekil 5.25. U-Sb diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş). 73
Şekil 5.26. Fe-Mo değerlerinin korelasyonu (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: kil-limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarflı kireçtaşı, top_cev: ince taneli cevher, cev_kçt: cevherli kireçtaşı, breş: breş). 73

Şekil 5.27. U-Mo değerlerinin korelasyonu (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: kil-limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarflı kireçtaşı, top_cev: ince taneli cevher, cev_kçt: cevherli kireçtaşı, breş: breş). 74

Şekil 5.28. Hg-Mn değerlerinin korelasyonu (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: kil-limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarflı kireçtaşı, top_cev: ince taneli cevher, cev_kçt: cevherli kireçtaşı, breş: breş). 75

TABLOLAR DİZİNİ

Tablo 3.1. Manganez ve demirin dünyanın değişik katmanlarında, çeşitli kayaç türlerinde, ve değişik jeolojik ortamlardaki bollukları.....25
Tablo 3.2. Manganez ve demir iyonlarının iyonik çapları.....26
Tablo 3.3. Bazı önemli manganez mineralleri, kimyasal formülleri ve oksidasyon düzeyleri 27
Tablo 3.4. Karasal tabanlı manganez yataklarının sınıflandırılması.....29
Tablo 5.1. Saray numunelerinin majör, minör ve iz element içerikleri (%)-(ppm).....49
Tablo 5.2. Numunelerin toplam sülfür ve toplam karbon değerleri. 53

.

SİMGELER DİZİNİ ve KISALTMALAR

Å	: Angstrom ($1/10^{-10}$ m)
cm	: Santimetre
dk	: Dakika
g	: Gram
km	: Kilometre
m	: Metre
ml	: Mililitre
mm	: Milimetre
ºC	: Santigrat derece
ppm	: Parts per million (Milyonda bir tane)
µm	: Mikrometre

Kısaltmalar

HFS	: High Field Strength (Kalıcılığı Yüksek)
ICP-MS	: Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (Endüktif Eşleşmiş Plazma Kütle Spektrometresi)
KAFZ	: Kuzey Anadolu Fay Zonu
LILE	: Large Ion Litophile Elements (Büyük İyonlu Litofil Elementler)
ÇN	: Çift Nikol (Çapraz Nikol)
TN	: Tek Nikol
USGS	: United State Geological Survey (Amerikan Jeolojik Araştırma Merkezi)
XRF	: X-ray Fluorescence

SARAY (TEKİRDAĞ) KUZEYİNDEKİ MANGANEZ OLUŞUMLARININ JEOLOJİK, PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

ÖZET

Çalışma alanı, Türkiye'nin Trakya Bölgesi'nin kuzeyinde, Saray (Tekirdağ) ilçesi sınırları içinde yer almaktadır. Burada tespit edilen manganez cevherleşmesinin, jeokimyasal ve petrografik özellikleri incelenerek, cevherleşmenin kökeninin belirlenmesi ve dünyadaki diğer yataklarla karşılaştırılması amaçlanmıştır. Çalışma kapsamında saha, laboratuvar ve ofis çalışmaları yapılmıştır. İncelenen cevherleşme alanı Soğucak formasyonu içerisinde, karstik bir alanda yer almaktadır. İncelenen örneklerde; breş, cevherli kireçtaşı, ince taneli cevher, demir zarflı kireçtaşı, hematit-limonit, kil, killi limonit, killi kireçtaşı ve kireçtaşı olmak üzere dokuz farklı litoloji tanımlanmıştır. Cevherleşmenin yan kayacı kireçtaşlarıdır. Cevherleşmenin oluşumunda yer alan etmenleri belirlemek için majör, minör ve iz elementlerin jeokimyasal davranışları incelenmiştir. Manganez cevherleşmesi orta Eosen yaşlı resifal kireçtaşları içinde fay kontrollü olarak karstik boşluklarda gelişmiştir. Kimyasal analizler sonucunda cevherleşmenin, manganez ve demir olmak üzere temel iki bileşeni olduğu saptanmıştır fakat bu iki cevherleşme birbirinden farklı zamanlarda gelişmiştir. Jeolojik gözlemlere ve jeokimyasal tespitlere dayanarak Fe-Mn mineral zenginleşmesinin hidrotermal ve epijenetik karakterde olduğu düşünülmektedir.

Anahtar Kelimeler: Epijenetik, Fe-Mn cevherleşmesi, Hidrotermal, Karst, Saray (Tekirdağ).

GEOLOGICAL, PETROGRAPHIC AND GEOCHEMICAL FEATURES OF MANGANESE MINERALIZATION ON THE NORTHERN SARAY (TEKİRDAĞ)

ABSTRACT

Study area is located in Thrace Region (NW Turkey), in Saray (Tekirdağ). The aim of this thesis is determine the origin of the manganese mineralization in Saray and compare it other types of manganese deposits in the world by studying geological, petrogrological and geochemical features of the mineralization. This study consist of field, laboratory and office works. The mineralization area is located in Soğucak formation, in karst area. The samples from this area were divided into nine litological groups; breccia, limestone with ore, fine grained ore, limestone covered of iron, hematite-limonite, clay, clay with limonite, clay with limestone and limestone. Limestones are wall rock of mineralization. In order to determine the occurance factors of this mineralization, geochemical behaviors of major, minor and thrace elements were studied. Manganese mineralization occured as fault-controlled in middle Eosen limestones karst cavities. Searches on chemical analyses, it was determined that mineralization has got two basic components which are mangenese and iron, however, this two types of mineralization developed at different times. Based on the geological observation and geochemical signatures, it can be said that the Fe-Mn mineralization has hydrothermal and epigenetic character.

Keywords: Epigenetic, Fe-Mn mineralization, Hydrothermal, Karst, Saray (Tekirdağ).

GİRİŞ

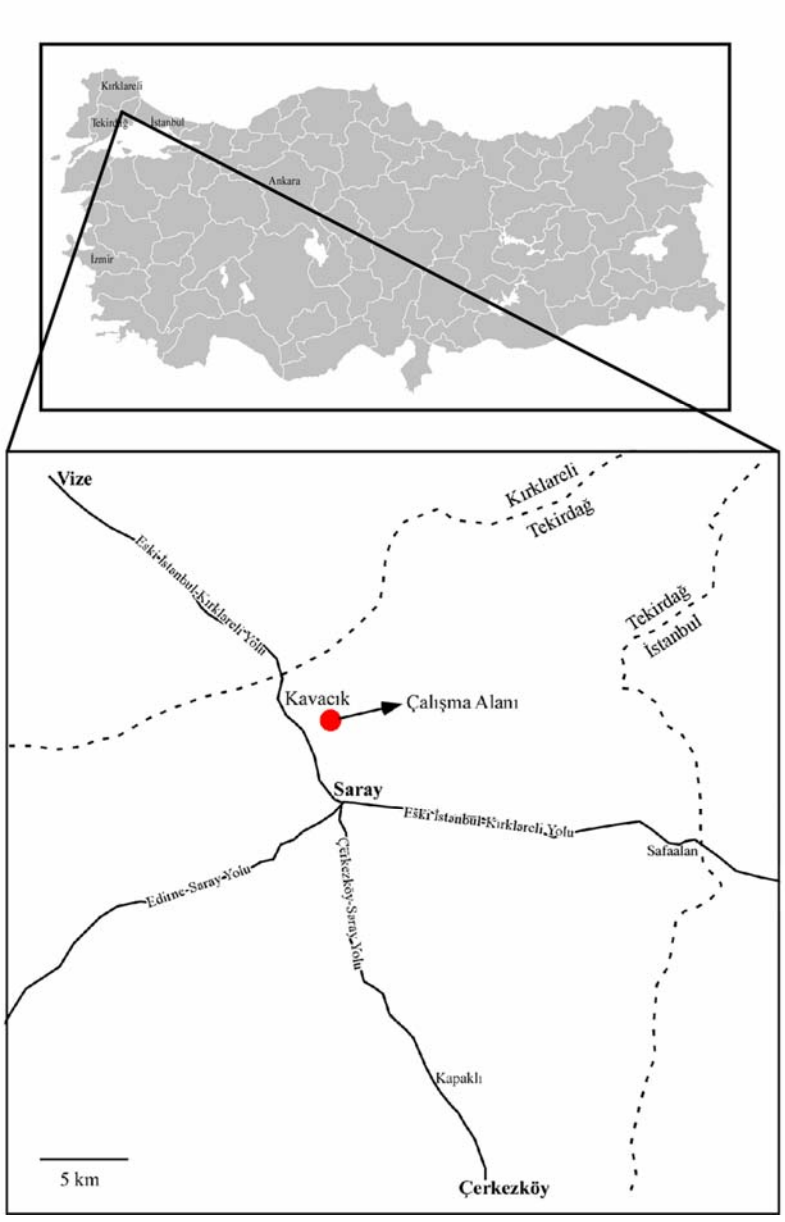
Çalışma alanı, Türkiye'nin Trakya bölgesinde, Tekirdağ ilinde yer alan Saray ilçesinin kuzeyinde yer almaktadır. Saray ilçesi, kuzeyde Vize (Kırklareli), doğuda Çatalca (İstanbul), güneyde Çerkezköy (Tekirdağ) ve batıda Çorlu (Tekirdağ) ilçeleri ile çevrilidir. Çalışma alanına ulaşım, İstanbul - Kırklareli karayolu ile sağlanmaktadır.

Bu çalışmada Saray çevresinde yer alan manganez cevherleşmesinin jeokimyasal özellikleri incelenerek; oluşum ortamının ve yatak tipinin belirlenmesi aynı zamanda bölgeden alınan yan kayaç ve cevher örneklerinin petrografik özelliklerinin ortaya koyulması amaçlanmıştır.

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Çalışma Alanı

Çalışma alanı, Saray (Tekirdağ) civarında, 1:125000 ölçekli, Kırklareli F19-b2 paftasının içinde bulunmaktadır ve yaklaşık olarak 375000 m^2'lik bir alan kaplamaktadır (Şekil 1.1).



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası

1.2. Yöntem

1.2.1. Arazi çalışmaları

Arazi çalışmaları sırasında bölgenin jeolojisi incelenmiş ve sahanın çeşitli yerlerinden kimyasal analizleri ve optik incelemeleri yapılmak üzere toplam 70 numune alınmıştır.

1.2.2. Laboratuvar çalışmaları

Saha çalışmasından elde elde edilen örneklerin uygun olanları önce Alizarin kırmızısı (Alizarin Red S) ile boyanmıştır. Bunun için, %37 saflıktaki hidroklorik asit (HCl), saf su ilave edilerek 100 ml, %2 saflıkta olacak şekilde seyreltilmiştir (100 ml %5 wt. HCl hazırlamak için, yaklaşık 5.5 ml %37 wt. HCl'ye, 94.5 ml saf su eklemek gerekir). 100 ml'lik beherde %5 saflıkta HCl hazırlanıp, çözeltiye 2g Alizarin indikatörü eklenerek manyetik karıştırıcı ile 5 dakika karıştırılmıştır. Alizarin çözeltisi ile boyanacak numunelerin üzeri önce %5 saflıkta olan HCl ile yıkanmıştır. Daha sonra hazırlanan çözelti numunenin üzerine dökülerek boyama işlemi yapılmıştır. Bir süre bekledikten sonra numune saf su ile yıkanmış, boyanan yerlerin renkleri ve renksiz kalan kısımlar kontrol edilmiştir.

Saha çalışmasında araziden alınan numuneler, ince kesit hazırlamak ve diğer analizler için öğütülmek üzere taş kesme makinesiyle kesilerek birkaç parçaya ayrılmıştır. İnce kesit hazırlamak için arazi numunelerinden yaklaşık 1 cm kalınlığında dilimler kesilmiştir. Kayaç dilimleri ince kesit boyutuna uygun olacak şekilde (~2 x 3 cm) tekrar kesilmiştir. En son kesilen parçanın kayacı iyi bir şekilde temsil edilen yeri olmasına dikkat edilmiştir. Kesilen numune parçaları, ince kesit laboratuvarında sırasıyla 200, 400, 600, 800 ve 1000 mesh'lik aşındırma tozlarıyla inceltilip, pürüzsüz bir yüzey elde edilmiştir. Aynı şekilde lamlar da 800 ve 1000 mesh'lik aşındırma tozlarıyla pürüzsüzleştirilmiştir. Epoksi ve reçine karışımıyla ince kesit yapılmak için hazırlanan numune parçaları lamlara yapıştırılmıştır. Daha sonra tekrar kesilen ve aşındırılan lama yapışık kayaç numuneleri ince kesit halini almıştır.

Numunelerin kırılacak parçaları ayrılıp, çeneli kırıcıda yaklaşık 5-10 mm. büyüklüğünde olacak şekilde kırılmıştır. Tozlarının giderilmesi için 16 mesh (~1190 μm) elekten geçirilmiştir. Daha sonra bütün numuneler ayrı ayrı saf su ile yıkanıp yine saf su içindeki numune ultrasonik temizleyiciye koyulup, ortalama 5 dakika bekletilmiştir. Bu işlem her bir numune için 3 kez (bazı numuneler duru su çıkarana kadar, gerekirse daha fazla) tekrarlanmıştır. Numune son kez etil alkol veya asetonla yıkanıp tekrar ultrasonik temizleyici içerisinde 5 dakika bekletilmiştir. Sonra alkolü dökülerek, kuruması için 70 ºC'de etüve koyulmuştur.

Kuruyan numuneler, Retsch, Mortar Grinder RM200 agat havanda numunenin %95'inin tane boyu 80 mesh (180 μm)'den küçük olacak şekilde öğütülmüştür. Öğütülen her numune tane boyu kontrolü için, 80 mesh elekten geçirilmiştir. Her bir numune yaklaşık 100 g hazırlanmıştır. Öğütülmüş numunelerden çevresinde borik asit olacak şekilde 60 XRF pelleti hazırlanmıştır.

Niton FXL cihazında numunelerin, iki ayrı metotta majör ve minör elementlerinin XRF analizleri yapılmıştır.

XRF cihazında numuneler analiz edilmeden önce çeşitli kayaç örneklerinden hazırlanmış, AGV-2, BIR-1a, BCR-2, BHVO-2, COQ-1, DNC-1a, DTS-2b, GSP-2, NOD-A1, NOD-P1, SCo-1, SDC-1, SGR-1b, QLO-1 ve W-2a adlı USGS (Amerikan Jeolojik Araştırma Merkezi) standartlarıyla cihazın kalibrasyonu yapılmıştır. Cihazın kalibrasyonu sağlandığında çalışılabilecek elementlerin listesi ve bu elementler için düzeltme faktörleri belirlenmiştir. Standartlar üzerinde yapılan bu çalışma Ek-1 bölümünde verilmiştir.

Tez çalışması kapsamında 23 adet ince kesit hazırlanıp, polarizan mikroskop altında petrografik incelemeleri yapılmıştır.

İnce kesitler polarizan mikroskopta incelenerek numunelerin başlıca mineralojik, dokusal, litolojik özellikleri ve parajenezi ortaya konulmaya çalışılmıştır.

ICP-MS cihazında analiz edilecek numuneler ise Kocaeli Üniversitesi, Analitik Jeokimya Laboratuvarı'nda bulunan Milestone, Ethos D mikrodalga kullanılarak ''Soil'' yönteminde hazırlanmıştır. Bu metotta, 3 ml suprapur nitrik asit (NH_3) ve 9

ml hidroklorik asit (HCl) çözeltisi, yaklaşık 0.50 g ağırlığındaki her bir numune üzerine eklenerek özel mikrodalga kaplarına koyulmuştur. Bu yöntemde, 1000 watt üzerinde mikrodalga gücünde, ilk 10 dk'da sıcaklık 200 ºC'ye çıkar daha sonraki 15 dk süresince sıcaklık 200 ºC'de sabit kalır. Mikrodalgadan çıkarılan numunelerin hacmi ortalama 12 ml olarak ölçülmüştür ve saf su ile 50 ml'ye seyreltilip, özel numune kaplarında saklanmıştır. 25 adet olarak hazırlanan numuneler, Kocaeli Üniversitesi ICP-MS laboratuvarında PerkinElmer Elan DRC-e cihazıyla analiz edilmiştir.

1.2.3. Ofis çalışmaları

Arazi ve laboratuvarda elde edilen verilerin değerlendirilmesi ve yorumlanması ofis çalışmalarında gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmalar; tezin konusu olan bölgenin genel jeolojisi ve manganez hakkında literatür çalışmalarının taranması, bilgisayarda şekillerin ve jeolojik haritanın çizilmesi, analiz sonuçlarının yorumlanması ve tez yazımını kapsamaktadır.

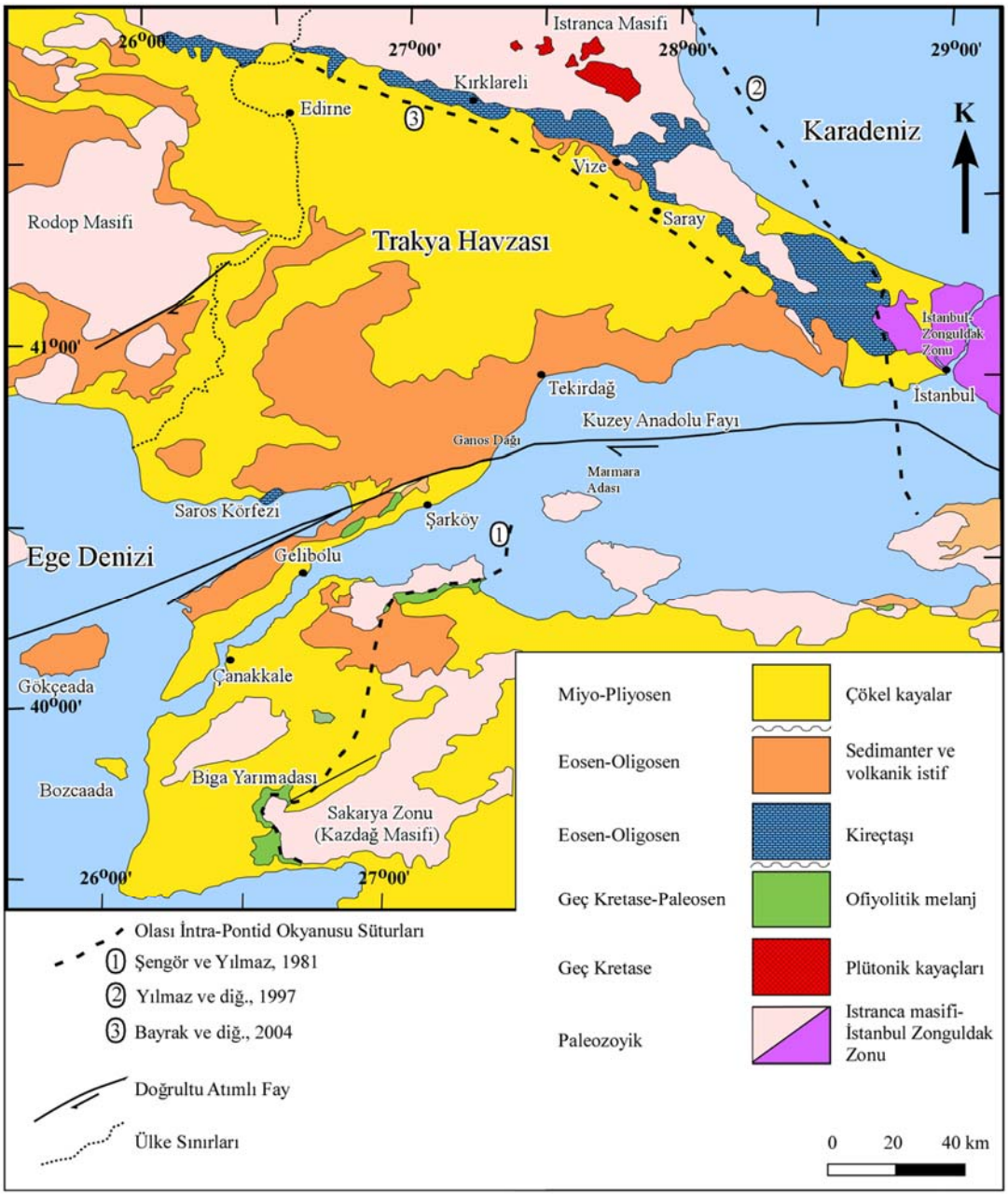
Yorumlanmadan önce analiz sonuçlarının, istatistiksel yöntemlerle güvenirliği test edilmiştir. Bu çalışmalar Ek-1 kısmında verilmiştir. Jeolojik harita ve şekillerin çizilmesinde Canvas 11 çizim programı kullanılmıştır. Grafiklerin çiziminde ve jeokimyasal yorumlamalarda Microsoft EXCEL programı kullanılmıştır.

2. GENEL JEOLOJİ

Tersiyer yaşlı Trakya Havzası, kuzeyinde ve kuzeydoğusunda Istranca masifi, batısında Rodop ve Sırp-Makedon masifi, doğusunda İstanbul Paleozoyiği ve güneyinde Sakarya Zonu ve İntrapontid Okyanusu'nun ofiyolitik kayaları ile sınırlanmaktadır (Şekiller 2.1) (Elmas, ve diğ., 2008; Okay ve diğ., 2010). Trakya Havzası'nın birimleri genel olarak, 1) Tersiyer öncesi temel birimleri ve 2) Tersiyer yaşlı Trakya İstifi olmak üzere ikiye ayrılır.

Trakya havzasının temelini oluşturan Tersiyer öncesi temel birimleri, Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ)'nun Ganos segmenti ile ikiye ayrılmıştır (Şekil 2.1) (Siyako ve Huvaz, 2007; Elmas, 2011). Ganos Fayı'nın kuzeyinde temel birimlerini Istranca Masifi ve İstanbul Paleozoyiği oluşturur (Packelmann, 1938, Görür ve Okay, 1996, Siyako ve Huvaz, 2007; Elmas, 2011). Ganos Fayı'nın güneyinde kalan kısmındaki genç çökellerin temelini ise Sakarya Zonu ile İntrapontid kuşağının ofiyolitik melanj birimleri oluşturmaktadır (Yaltırak, 1996).

Tersiyer yaşlı Trakya istifi, Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı temeli, kuzeyde uyumsuzlukla örter (Keskin, 1974; Kasar ve diğ., 1983; Varol ve diğ., 2009).



Şekil 2.1. Trakya Havzası'nın sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Türkecan ve Yurtsever 2002; Konak 2002; Okay ve Yurtsever 2006; Okay ve diğ., 2010'den değiştirilerek alınmıştır)

2.1. Tersiyer Öncesi Temel Birimleri

2.1.1. Istranca masifi

Kuzey Ege ve batı Karadeniz ile Balkanlar arasında metamorfik kayaçlar geniş alan kaplarlar (Şekil 2.1). Bu alan içindeki birimler Sırp-Makedon, Rodop ve Istranca masiflerini de içine alan Balkan metamorfikleridir (Şekil 2.1) (Okay ve diğ., 2001). Trakya Bölgesi'nde Karadeniz kıyısı boyunca uzanan Istranca Dağları'nda mostra veren metamorfik kayaçlar ve ilişkili kayalar Istranca masifi olarak adlandırılmıştır (Şekil 2.1) (Pamir ve Baykal, 1947). Istranca masifine ait birimler dört kısma ayrılır (Okay ve Yurtsever, 2006): 1) Amfibolit ve yüksek yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş yaşı belirsiz metamorfik kayalar ve onları kesen Üst Paleozoyik yaşlı meta-magmatikler, 2) Eski temel üzerine çökelen Triyas ve Jura yaştaki, Üst Jura ve Alt Kretase'de, yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş metasedimanter birimler, 3) Metamorfik birimleri uyumsuzlukla örten Senomaniyen ile başlayan volkano-sedimanter istif ve 4) Metamorfik birimleri kesen Üst Kretase yaşlı plütonikler.

2.1.2. İstanbul – Zonguldak zonu

İstanbul-Zonguldak Zonu, Pontidler'in batı kısmını temsil eder (Elmas ve Yiğitbaş, 2001). Bu tektonik birim kuzeyde Karadeniz ile batıda Orta-Üst Eosen klastiklerinin altında Istranca Masifi'yle, doğuda Ballıdağ-Küre birimiyle ve güneyde Armutlu-Ovacık zonuyla sınırlanmaktadır (Elmas ve Yiğitbaş, 2001). İstanbul-Zonguldak Zonu, Ordovisiyen'den Karbonifer'e kadar uzanan değişik yaş aralığında çökelmiş çoğunluğu sedimanter birimlerden oluşmuş bir istiftir (Tüysüz, 1999). Geniş bir alanda çökelmiş olan İstanbul-Zonguldak Zonu'nun litolojik birimleri, gerek stratigrafik ilişkileri ve gerekse de geliştikleri ortamlar açısından çevresinde bulunan litolojik birimlerden farklılık sergiler (Tüysüz, 1999).

2.1.3. Sakarya zonu

Güney Trakya (Biga Yarımadası) ve Marmara Adası'ndaki Tersiyer istifinin temelini Sakarya Zonu oluşturur. Bu zon metamorfizma geçirmiş Jura öncesi temel, onu üzerleyen Jura yaşlı örtü sedimanter kayaları ve Senomaniyen yaşlı volkanik

kayalarından oluşur (Okay ve Tüysüz, 1999). Bu üç parçadan Jura öncesi temeli ise kendi içinde üç gruba ayrılır: 1) Sütur öncesini temsil eden metasedimenter ve nadir metamagmatik kayalar (Okay ve diğ., 1990), 2) Kazdağ Grubu metamorfiklerini (Bingöl ve diğ., 1975; Okay ve diğ., 1990) ve 3) Triyas'taki Paleotetis Okyanusu'nun kapanımını temsil eden Karakaya kompleksi (Okay ve diğ. 1990). Jura öncesi temeli üzerleyen örtü sedimanter kayaları karasaldan sığ denizele değişiklik gösteren Üst Jura yaşlı kumtaşı ve şeyl, Üst Jura-Alt Kretase yaşlı neritik kireçtaşları ve Alt Kretase-Üst Kretase yaşlı pelajik kireçtaşlarından oluşur (Okay ve diğ., 1991).

2.1.4. Çetmi ofiyolitik melanjı

Üst Kretase-Paleosen yaşlı Çetmi ofiyolitik melanjı, Sakarya zonu ile birlikte Ganos Fayı'nın güneyinde Tersiyer yaşlı Trakya Havzası'nın temelini oluşturur (Siyako ve Huvaz, 2007). Çetmi ofiyolitik melanjı, kuzeyde Istranca-Rodop Masifi ile güneyde Sakarya zonunu birbirine bağlar (Siyako ve Huvaz, 2007). Bu ofiyolitik melanjı oluşturan yığışım prizmasının, Liyas'ta açılan İntra-Pontid Okyanusu'nun Kretase-Paleosen zamanında kapanması ile geliştiği ileri sürülmektedir (Şengör and Yılmaz, 1981). Biga Yarımadası'nın batısında mostra veren Çetmi Ofiyolitik Melanjı: 1) Bazik volkanik ve piroklastik kayalar, 2) Üst Triyas, Üst Jura-Alt Kretase ve Üst Kretase kireçtaşı blokları, 3) Şeyl ve grovak 4) Az miktarda serpantinit ve radyolaryalı çört, 5) Granatlı mikaşist ve 6) Metasedimanter ve metavolkanik kayalardan oluşan (Topuz ve diğ., 2008) eklojit dilimleri içerir (Okay ve diğ., 1990).

2.2. Trakya Tersiyer İstifi

Türkiye'nin kuzeybatısında oluşan üçgen şekilli Tersiyer yaşlı çöküntü alanı Trakya Havzası olarak isimlendirilir ve havza ortalarında 9 km kalınlığa ulaşan çökel istifi içerir (Turgut ve diğerleri, 1991; Elmas, 2011). Yapılan jeofizik çalışmalara göre havza merkezinde istifin kalınlığı yaklaşık olarak 10 km olarak tespit edilmiştir ve çökellerin fasiyes değişimleri ve/veya temel kayalarının kristallerindeki farklılaşmalar ile ilişkili olarak 12-25 km derinlikler gözlenmiştir (Bayrak ve diğ., 2006).

Ekonomik öneminden dolayı Trakya Havzası'nın statigrafisi, paleontolojisi ve tektoniği detaylı olarak birçok kez çalışılmıştır (Burke ve Uğurtaş, 1974; Doust ve

Arıkan, 1974; Keskin, 1974; Perinçek, 1991; Turgut ve diğ. 1991; Turgut ve Eseller, 2000; Siyako, 2006; Siyako ve Huvaz, 2007). Önceki çalışmalarda Trakya Havzası'nın orta Eosen sırasında oluşmaya başladığı ileri sürülmüştür (Doust and Arıkan 1974; Keskin 1974; Turgut ve diğ., 1983, 1991; Saner 1985; Görür ve Okay 1996; Okay ve diğ,. 2010). Yakın zamanda yapılan çalışmalarda ise havzanın geometrisinin Alt Eosen'de şekillenmeye başladığı öne sürülmektedir (Siyako ve Huvaz 2007, Elmas 2011). Bununla birlikte, Trakya Havzası'nın oluşumu ve gelişimi günümüzde hala tartışılmaktadır.

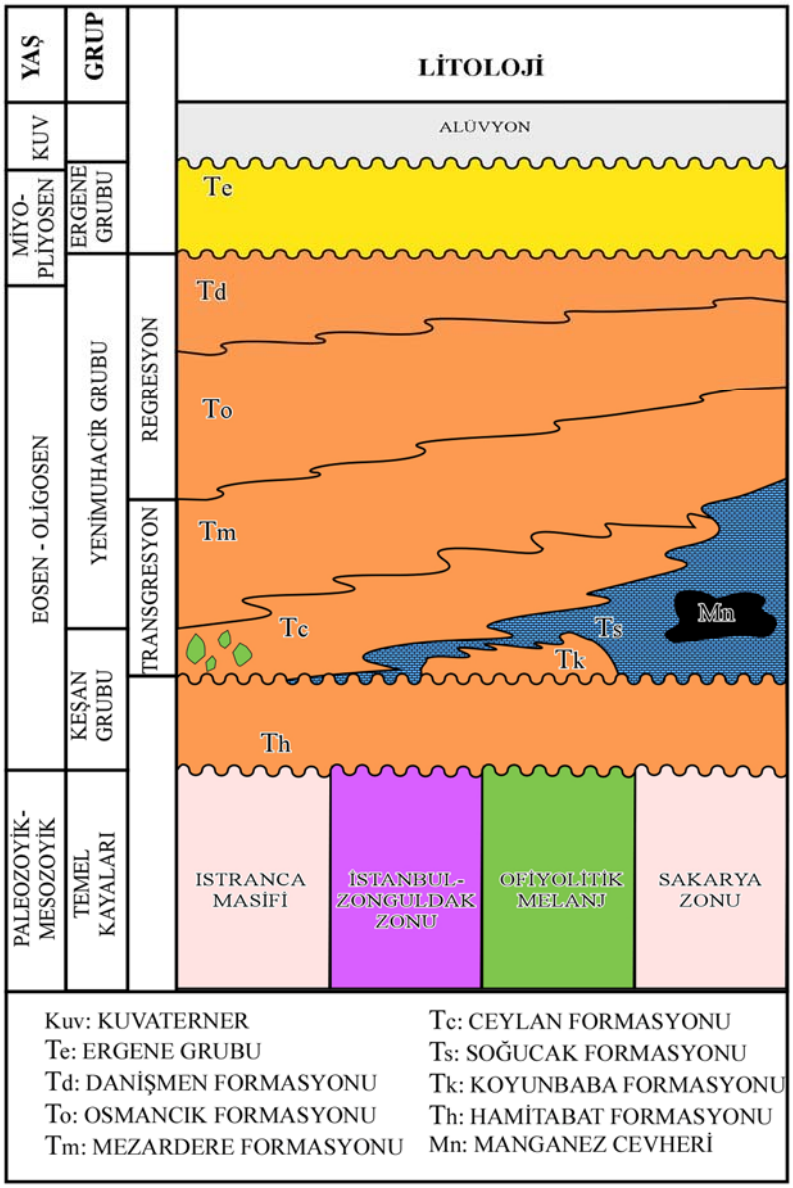
Trakya Havzası'nın istifi Tersiyer yaşlı kırıntılı ve karbonatlı birimler ile temsil edilir ve Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı temel üzerinde uyumsuzlukla yer alır (Şekil 2.2).

2.2.1. Keşan grubu

Keşan Grubu, Hamitabat, Koyunbaba, Soğucak, Ceylan formasyonlarını içerir.

2.2.1.1. Hamitabat formasyonu

Hamitabat formasyonu, Keşan Grubu'nun ilk formasyonudur ve Trakya Havzası'nın çökellerinin temelini oluşturur. Hamitabat formasyonu, başlıca kırıntılı birimlerden oluşur ve çökelim ortamının karasaldan derin denize kadar değiştiği saptanmıştır (Siyako, 2006). Hamitabat formasyonunun kalınlığı, 2000 m'ye kadar çıkar (Siyako, 2006). Trakya Havzası'nın sığ kesimlerinde Soğucak formasyonu, derin kesimlerinde ise Ceylan formasyonu Hamitabat formasyonunun üzerine açılı uyumsuzlukla geldiği petrol sondajlarında ve sismik kesitlerde tespit edilmiştir (Siyako, 2006). Birimin yaşı Alt-Orta Eosen (Gerhard ve Alişan, 1987; Alişan ve Gerhard, 1987) veya Orta-Üst Eosen'dir (Ediger ve Alişan, 1989; Batı ve diğerleri, 1993).



Şekil 2.2. Trakya Havzası'nın genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Siyako, (2006)'dan değiştirilerek alınmıştır)

2.2.1.2. Koyunbaba formasyonu

Koyunbaba formasyonu başlıca çakıltaşı ve kumtaşından oluşur ve marn, kil, kireçtaşı mercekleri ve temele ait büyük bloklar içerebilir. Koyunbaba formasyonunun kalınlığı homojen bir dağılım sergilemez (1-100 m). Koyunbaba formasyonu, Orta-Üst Eosen deniz transgresyonun ilk ürünü olarak Hamitabat formasyonun üzerine açılı uyumsuzluk ile gelir (Siyako, 2006). Koyunbaba

formasyonu onu üzerleyen Soğucak formasyonu ile dereceli geçişlidir (Şekil 2.2) (Siyako, 2006).

Birimin yaşı Orta-Üst Eosen olmakla birlikte (Keskin, 1974; Batı ve diğ., 1993, 2002), transgresyona bağlı olarak, paleo-yükseltilere doğru gençleşir (Siyako, 2006).

2.2.1.3. Soğucak formasyonu

Istranca eteklerinde şeritler halinde veya topoğrafyanın yumuşak olduğu alanlarda yaygın bir şekilde yüzlek veren Soğucak formasyonu, beyaz-gri-sarımsı, orta-kalın tabakalı veya masif, sert, orta-iyi gözenekli, erime boşluklu, bol fosilli kireçtaşından ve ince marn ve kumtaşı ara seviyelerinden oluşur. Birimin mostrada en kalın görüldüğü yer Sinanköy civarıdır (400 m) (Siyako ve Kasar, 1985) ve kalınlığın arttığı Pınarhisar civarında yoğun resifal seviyeler içerir. Petrol kuyularda birimin mostralarda gözlenemeyen, tüf ve tüfit seviyeleri de içeren derin denizel pelajik killi kireçtaşı seviyeleri kesilmektedir (Siyako, 2006). Istranca Dağları'nın güneyinde Soğucak formasyonu dereceli geçişle Ceylan ve Mezardere formasyonları tarafından üzerlense de (Şekil 2.2) (Siyako, 2006), Karadeniz kıyısındaki Karaburun bölgesinde uyumsuzlukla üzerlenir (Sakınç, 1994). Soğucak formasyonu açılı uyumsuzlukla Hamitabat ve dereceli geçişli olarak da Koyunbaba formasyonlarını üzerler. Birimin yaşı Güney Trakya'da (Kasar ve diğerleri, 1983), Gelibolu Yarımadası, Bozcaada ve Gökçeada'da (Temel ve Çiftçi, 2002) ve Biga Yarımadası'nda (Siyako ve diğ., 1989) Orta ve Üst Eosen olarak bulunurken, Istranca Dağı eteklerindeki yüzleklerde ve Kuzey Trakya'da açılmış petrol kuyularında genellikle Üst Eosen olarak bulunmuştur (Batı ve diğ., 1993). Trakya'nın kuzeybatısında yer alan ve Kuleli-Babaeski paleo-yükselimi olarak adlandırılan alanda, Soğucak formasyonunu kesen sondaj numunelerinden Alt Oligosen yaşı alınmıştır (Keskin, 1974). Istranca Masifi'ni transgresyon ile üzerleyen Soğucak formasyonunun Alt Eosen'den Üst Oligosen'e kadar kesintisiz olarak çökeldiği belirlenmiştir (Siyako ve Kasar, 1985; Batı ve diğerleri, 1993, 2002). Kırklareli batısında, Soğucak formasyonunun Üst Eosen (Priyaboniyen)-Alt Oligosen yaşlı olduğu saptanmıştır (Sirel ve Gündüz, 1976).

2.2.1.4. Ceylan formasyonu

Keşan Grubu'nun son formasyonu olan, Ceylan formasyonu orta ve kuzey Trakya'da bazı yükselim alanları dışında hemen her yerde çökelmiştir (Siyako, 2006). Ceylan formasyonu, pelajik şeyl, marn, killi kireçtaşı, türbiditik kumtaşı-şeyl ve yer yer silisifiye olan tüfitlerden oluşur. Ceylan formasyonunun kalınlığı havza merkezinde 1000 m iken kenarına doğru giderek azalır ve Mezardere formasyonu tarafından uyumlu olarak üzerlenir (Şekil 2.2) (Siyako, 2006). Ceylan formasyonu, Soğucak formasyonunu uyumlu ve dereceli olarak üzerler. Ceylan formasyonunda palinomorf, foraminifer ve nannoplanktonlardan alınan yaş tayinlerinde de Üst Eosen-Alt Oligosen yaşları elde edilmiştir (Alişan, 1985; Gerhard ve Alişan, 1987; Alişan ve Gerhard, 1987; Batı ve diğerleri, 1993, 2002).

2.2.2. Yenimuhacir grubu

Yenimuhacir grubu, Mezardere, Osmancık, Danişmen olmak üzere üç formasyondan oluşur.

2.2.2.1. Mezardere formasyonu

Mezardere formasyonu, Yenimuhacir grubunun ilk formasyonudur. Mezardere formasyonu yüzeyde Keşan kuzeylerinden başlayarak Tekirdağ'a kadar uzanır (Siyako, 2006). Mezardere formasyonu, şeyl ve marnlar ile kılavuz seviye olarak ayrılabilen tüfitler ve sıkça gelişen kumtaşı ara seviyeleri içermektedir (Siyako, 2006). Tip kesitinde 1540 m kalınlığı ölçülmüştür (Kasar ve diğerleri, 1983). Birim dereceli geçişli ve uyumlu olarak Osmancık formasyonu tarafından üzerlenir (Şekil 2.2) (Siyako, 2006). Mezardere formasyonu için Üst Eosen-Alt Oligosen yaşı bulunmuş, havzanın doğusuna doğru ise bu yaşın Üst Oligosen'e kadar çıkabileceği öne sürülmüştür (Alişan, 1985; Gerhard ve Alişan, 1987; Alişan ve Gerhard, 1987; Ediger ve Alişan, 1989; Batı ve diğerleri, 1993, 2002).

2.2.2.2. Osmancık formasyonu

Osmancık formasyonunun, ilerleyen delta önünde çökeldiği düşünülmektedir (Siyako, 2006). Osmancık formasyonu, tane boyu üste doğru giderek artan kumtaşı, şeyl ve az miktarda çakıltaşı, kireçtaşı ve tüf seviyelerini içeren regresif bir seridir.

En kalın olduğu yerde formasyonun kalınlığı 810 m ölçülmüştür (Temel ve Çiftçi, 2002). Birim Danişmen formasyonu ile uyumlu geçiş gösterir (Şekil 2.2) (Siyako, 2006). Osmancık formasyonu uyumlu olarak Mezardere formasyonunu üzerler (Siyako, 2006). Saha ve kuyu örneklerinde yürütülen palinolojik çalışmalarda ise birimin yaşının Alt-Üst Oligosen arasında olabileceği belirlenmiştir (Alişan, 1985; Gerhard ve Alişan, 1987; Alişan ve Gerhard, 1987; Ediger ve Alişan, 1989; Batı ve diğerleri, 1993, 2002; Akyol ve Akgün, 1995).

2.2.2.3. Danişmen formasyonu

Yenimuhacir Grubu'nun en genç formasyonu olan Danişmen formasyonu, Mezardere formasyonu ile başlayan regresif delta sisteminin bir devamıdır ve göl, bataklık, taşkın ovası ve akarsu fasiyeslerinde çökeldiği önerilmiştir (Siyako, 2006). Danişmen formasyonu havza ortalarında yer yer varvlı olan şeyller, kiltaşları içerirken havza kenarında kumtaşı, çakıltaşı ve kömürlü seviyeler içerir. Danişmen formasyonunun havza merkezinde sondaj kuyularında tespit edilen kalınlığı 1000 m'ye kadar çıkmaktadır (Siyako, 2006). Danişmen formasyonu, uyumlu olarak Osmancık formasyonunu ve açılı diskordans ile Istıranca Masif'ini üzerler. Birime sırasıyla üst Oligosen ile alt Miyosen arası farklı yaşlar verilmiştir (Akartuna, 1953, Aslaner 1956, Ülkümen 1960 ve Rückert-Ülkümen, 1990, Alişan, 1985, Kasar ve Eren 1986, , Gerhard ve Alişan, 1987, Saraç, 1987, Batı ve diğ., 1993, Batı, 1996, Batı ve diğerleri, 2002).

2.2.3. Ergene grubu

Çok geniş alanlarda mostra veren Ergene grubu, akarsu ve göl ortamı ürünü, çapraz tabakalı çakıltaşı ve kumtaşlarıyla, bol bitki ve omurgalı fosili içeren kumtaşı, miltaşı ve kiltaşlarından oluşmuştur (Umut ve diğerleri, 1984; Duman ve diğerleri, 2004). Ergene grubunun kalınlığı, havza kenarlarında 40-60 m, havza ortalarında ise 350-400 m olduğu saptanmıştır (Çağlayan ve Yurtsever, 1998). Ergene grubu, Trakya Havzası'ndaki bütün birimleri açısal diskordansla üzerler (Kasar ve Siyako 1985; Güler, 2005). Ergene grubu ile onu üzerleyen alüvyon arasındaki ilişki uyumsuzdur (Siyako, 2006).

Ergene grubu Trakya Tersiyer istifinin en genç grubudur. sonraları sırasıyla orta-üst Miyosen (Çağlayan ve Yurtsever, 1998; ve Duman ve diğerleri, 2004), ve Üst Miyosen (Umut, 1988 ve İmik, 1988) yaşları alınmıştır.

2.3. Çalışma Alanının Jeolojisi

Çalışma alanı günümüzde Traktaş tarafından işletilmekte olan bir taş ocağıdır ve Tekirdağ Saray ilçesinin yaklaşık olarak 3.5 km kuzeyinde ve Kavacık kasabasının 1.5 km güney doğusundadır (Şekil 1.1). Çalışma alanı Soğucak formasyonu içerisindedir (Şekil 2.3).

Soğucak bölgesindeki kireçtaşlarının tip kesiti, Soğucak formasyonu olarak tanımlanmıştır (Ünal, 1967). Soğucak kireçtaşı gri – beyaz - boz çoğunlukla kalın tabakalı ve kısmen masif, mikritik, bazen kumlu ve killi, resifal olduğu yerlerde yüksek porozitelidir (>%10).

Taş ocağının tabanında orta Eosen kireçtaşları masif ve bazen kalın tabakalıdır. Bu kireçtaşları stratigrafik olarak yukarıya doğru çıktıkça sınırları rahatça seçilen orta-kalın tabakalı olmaktadır (Şekil 2.4).

Taş ocağının tabanında birimin kil miktarı az iken üst seviyelerde artar (Şekil 2.4) ve kireçtaşının giderek resifal olmasından dolayı taş ocağının güneyine doğru kireçtaşı daha masif görünümlü olur (Şekil 2.5). Kil/kumun miktarındaki artış kireçtaşlarının içinde homojen olarak bulunabildiği gibi nispeten daha ince tabakalara yoğunlaşmış şekilde heterojen olarak da bulunabilir. Kil/kum miktarının özellikle ince tabakalarda yoğunlaşması litolojinin hidrolojik parametrelerinin (örneğin, hidrolik iletkenlik ve litolojilerin fiziksel özellikleri vb.) yarattığı farklılıklar ile alakalı olabilir. Özellikle kumlu seviyeler ile kireçtaşı dokanaklarında artan akış rejimi, karst oluşumlarını hızlandırabilecek etkiye sahip olabilir. Yeraltında kil ve kumun miktarındaki artış, değişen tektonik rejim, iklim veya transgresif/regresif olayların kontrolünde gelişebilir. Kilin türü ve kökeni belirlenemediğinden, kil miktarındaki artışı kontrol eden ana parametre hakkında bir önerme bu çalışma sırasında sunulamamaktadır. Kilin kaynağı sedimanter ya da volkanojenik olabilir.

Güneydeki Akçimsa taş ocağında da çok düşük tenörlü Fe-Mn mineralleşmesi gelişmiştir. Buna ek olarak, taş ocağının batı kenarındaki resifal seviyelerin kot seviyesi doğu

kenarı ile mukayese edildiğinde daha yukarıdadır fakat bu gözlemin analitik olarak da teyit edilmesi gerekmektedir. Taş ocağının doğu tarafındaki merceksi yapı resifin geometrik sınırlarını çizdiği alana karşılık gelir (Şekil 2.6). Doğu taraftaki istifte yatayda gelişmiş bitki seviyesi Traktaş ocağının batı yakasında gelişmiş erozyon düzeyine karşılık gelmektedir (Şekil 2.6). Bu düzey güneye doğru gittikçe iki kola ayrılır. Bu kollar arasında kireçtaşı resifaldir (merceksi). Taş ocağının doğu yakasındaki paleo-erozyon düzeyinin kotu doğu yakasından daha yüksektir.

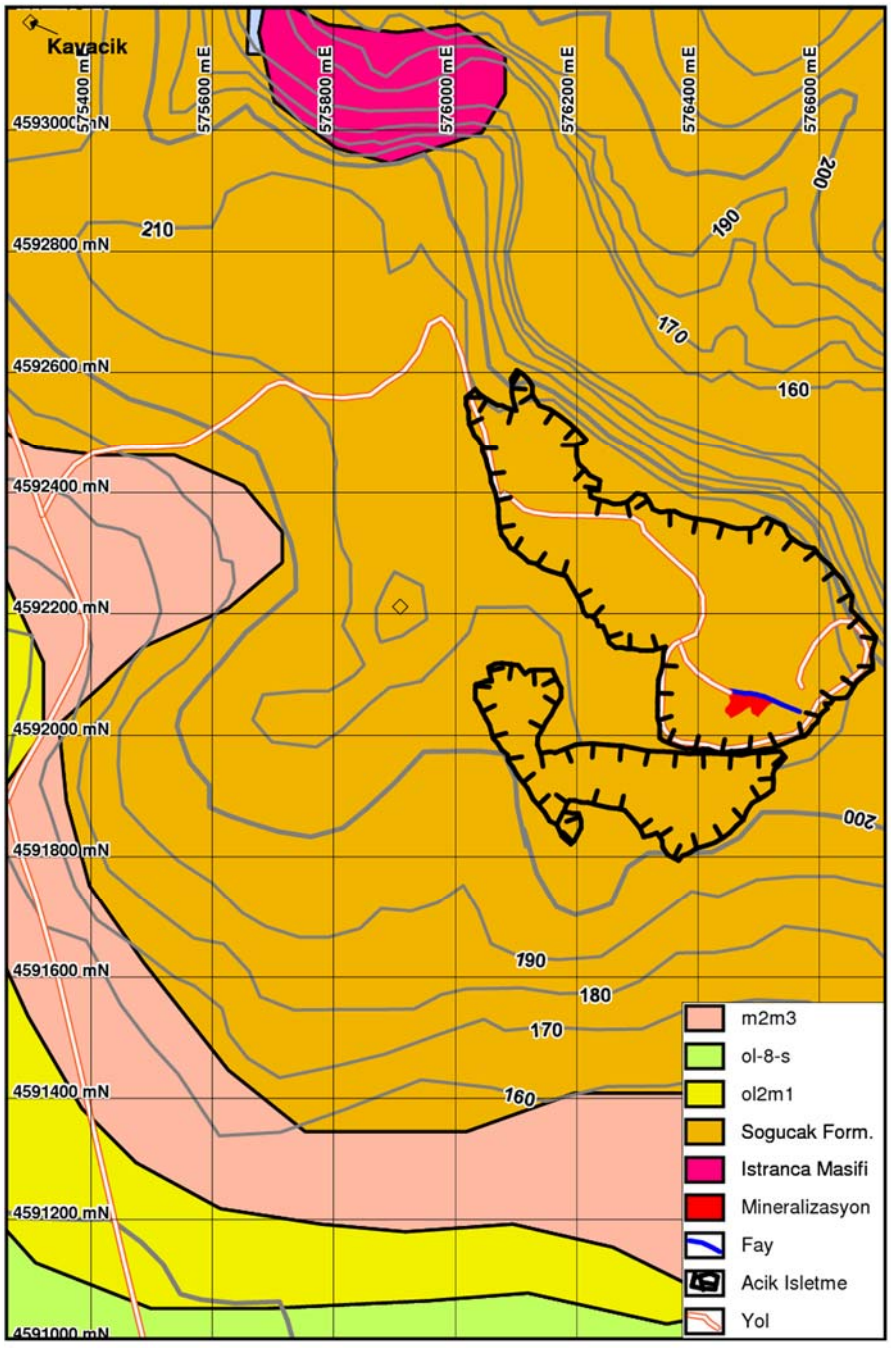
Stratigrafinin taban kesiminde birim kalın tabakalı iken stratigrafinin üst kesiminde birim orta-kalın tabakalı olur. Stratigrafi yatay bir düzlem ile ikiye ayrılmaktadır. Bu yatay düzlemin paleo-erozyon düzlemi olduğu düşünülmektedir. Bunun sebebi daha kuzeyde gözlenen paleo-fayın bu düzlemin üzerindeki tabakalı kireçtaşlarını kesememesindendir. Bu düzlemin üzerinde gelişen karstlar bir dizi halinde kolayca görülebilmektedir. Bu karstlardan bazıları düşük düzeyde mineralleşme içermektedir.

Soğucak formasyonundan alınmış numunelerde kırmızı algler, mercanlar, bryozoalar, foraminiferler, ekinodermler ve mollusklar tespit edilmiştir (Büyükutku ve Eseller, 2009). Foraminiferler çoğunlukla bentiktir ve formasyonun üst Eosen (Priyaboniyen) ile ilişkilendirilmesini sağlayan *Operculina*, *Globoratolia*, *Miliolidae*, *Rotalidae*, ve *Textularidae* fosillerini içerirler. (Büyükutku ve Eseller, 2009).

Soğucak formasyonu karbonatları Dunham (1962) sınıflandırılmasına göre, dört mikrofasiyes tipine ayrılmıştır (Büyükutku ve Eseller, 2009):

1- Bentik foraminiferli vaketaşı-istiftaşı (resif arası),
2- Algli, bentik foraminerli vaketaşı-istiftaşı (resif önü),
3- Mercanlı bağlamtaşı (resif içi),
4- Planktonik foraminiferli vaketaşı çamurtaşı (derin deniz).

Traktaş taş ocağının resifal bölümünden 37 numune alınmıştır (Şekil 2.7). Alınan numunelerde yapılan çalışmada fosil tanımlamalarına göre algli, bentik foraminiferli vaketaşı-istiftaşı mikrofasiyesine dahil edilebilir.



Şekil 2.3. Çalışma bölgesinin jeoloji haritası, kuzeydeki Traktaş ocağında gelişen Fe-Mn mineral zenginleşmesi ve güneydeki Akçimsa taş ocağı (Arka planda I-19b2 1:25000 ölçekli MTA, jeoloji haritası kullanılmıştır)



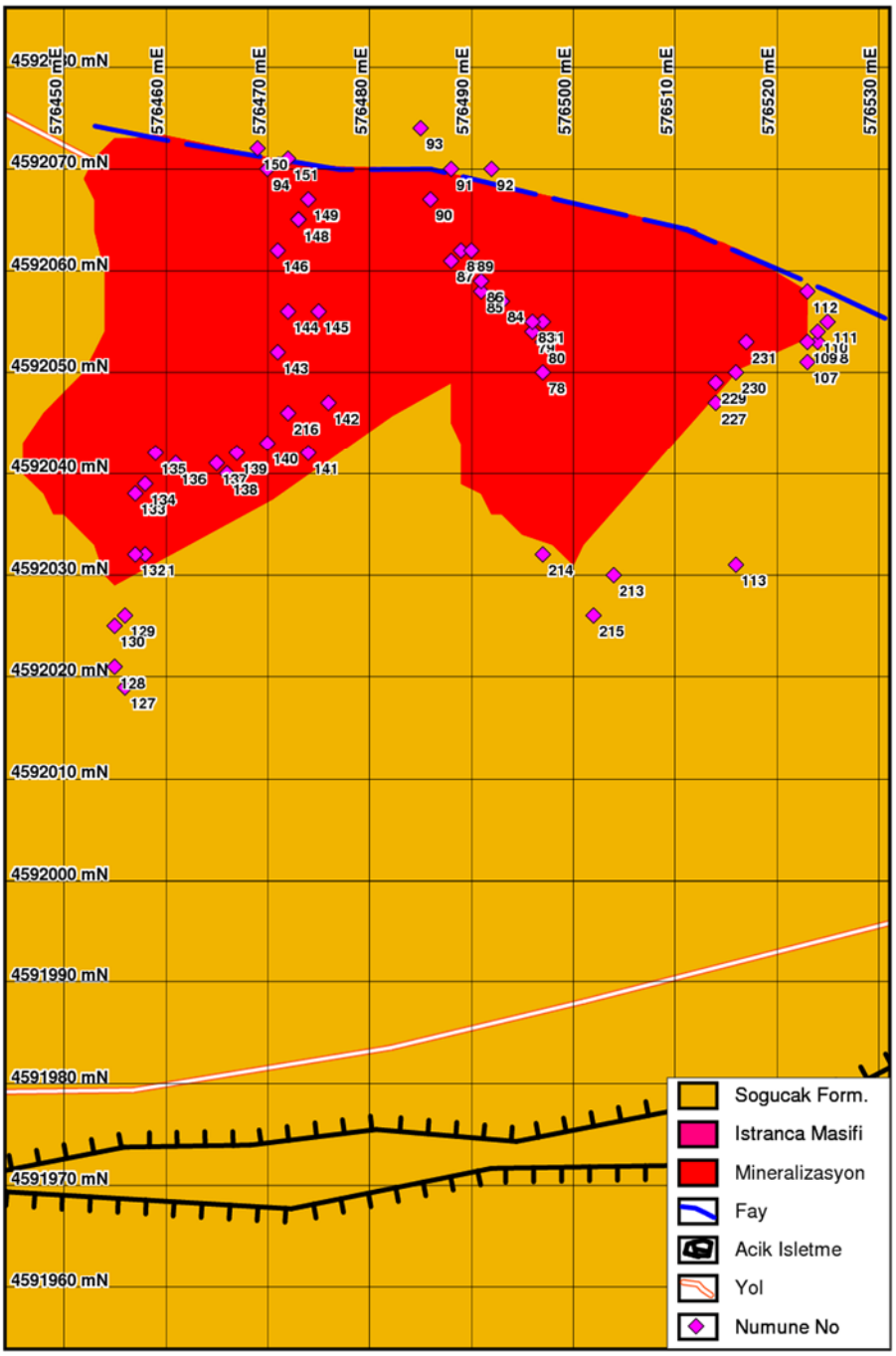
Şekil 2.4. Traktaş taş ocağının doğu kenarında Soğucak kireçtaşlarının görünümü



Şekil 2.5. Soğucak kireçtaşlarının Traktaş ocağının batı yakasında Fe-Mn mineralleşmesini de içeren genel panoramik görünüm



Şekil 2.6. Soğucak kireçtaşlarının Traktaş taş ocağının doğu yakasından genel panoramik görünümü



Şekil 2.7. Çalışma bölgesinden alınmış numunelerin dağılımını gösteren harita

İnce kesitlerde, bentik foraminiferlerden; *Discocyclina* (Şekil 2.8), *Nummulites* (Şekil 2.9), *Assilina* (Şekil 2.10), *Lepidocyclina* (2.11) tanımlanmıştır. Bunlara ek olarak kesitlerde bol miktarda bryzoalar (Şekil 2.8) ve algler gözlenir. Şekillerde de görüldüğü üzere tanımlanan fosillerin kavkıları oldukça iridir, bu da orta Eosen'de geliştiklerini işaret eder (Köksal, sözlü görüşme). Ortam olarak ise sıcak, sığ suları

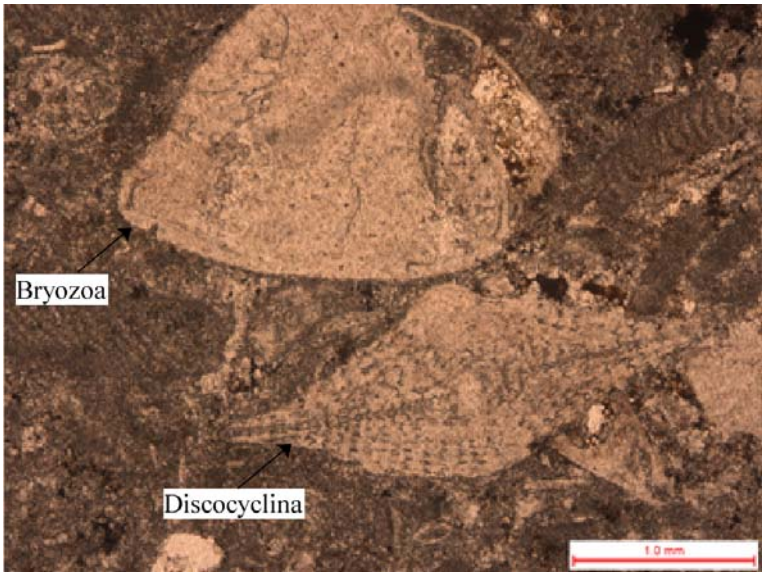
yani resif önü (Algli, bentik foraminiferli vaketaşı-istiftaşı) fasiyesini temsil ettiği düşünülür (Köksal, sözlü görüşme). Aynı zamanda kesitlerde fosil kavkılarının parçaları gözlenmesi, ortamın nispeten yüksek enerjili olduğunu düşündürmektedir.

Taş ocağının üst kesimine doğru gelişmiş yataya yakın süreklilik gösteren düzlemler kolayca takip edilebilecek kadar belirgindir (Şekil 2.5 ve 2.6). Bu yüzeyler muhtemelen resif gerisinde gelişmiş olan paleo-deniz-tabanı ya da erozyon yüzeyleridir.

Bu yüzeyin bir paleo-erozyon yüzeyi olduğunun kanıtı, taş ocağının batı yanında tanımlanmış olan paleo-doğrultu atımlı bir fayın bu paleo-yüzeyinin üzerinde gelişen tabakalı kireçtaşlarını kesemeyip tıraşlanmasındandır (Şekil 2.4 ve 2.5).

Bu paleo-erozyon yüzeyi yaklaşık olarak kil miktarındaki artışı da belirlemektedir: erozyon yüzeyinin üzerinde hem kil hem de kum miktarında gözle görülür bir artış meydana gelir. Kireçtaşları içindeki litolojideki mineralojik değişim, kil türü/miktarı ve kum miktarı henüz kantitatif olarak belirlenmemiştir. Kilin kaynağı volkanojenik ya da detritik olabilir.

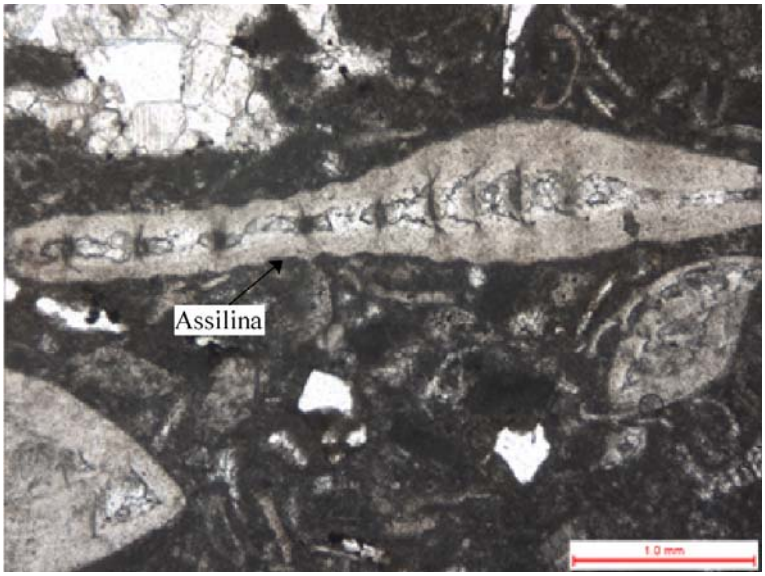
Paleo-erozyon düzlemi üzerinde dizi halinde farklı farklı büyüklüklerde bir kaç değişik seviyede karst boşlukları gelişir. Bu karst boşluklarının oluşum zamanı belli değildir. Fakat geliştikleri yerde karstların oluşumu litoloji türüne, iklime, tektonizmaya, yeraltı su türüne ve /veya türlerine veya bu parametrelerden birkaçına birden bağlı olabilir.



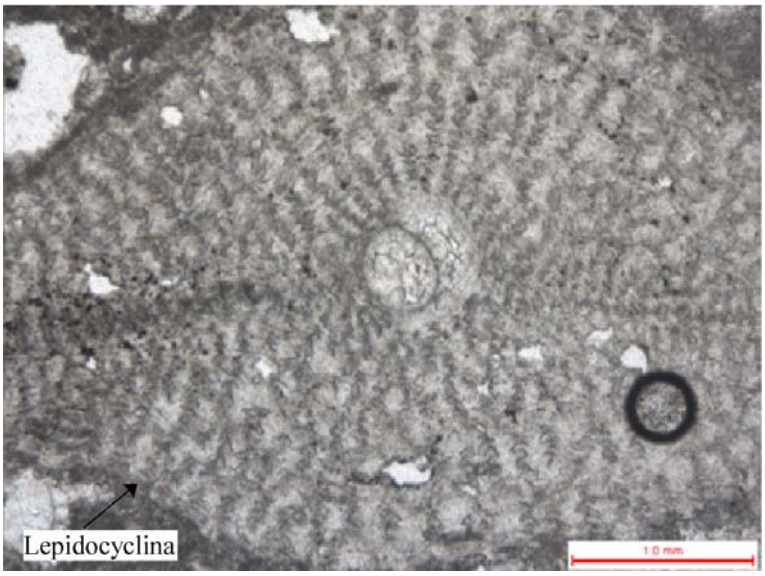
Şekil 2.8. *Discocyclina* ve Bryzoa fosili (TN, aksiyal kesit, Örnek No: S-0080)



Şekil 2.9. *Nummulites* fosili (TN, aksiyal kesit, Örnek No: S-0160)



Şekil 2.10. *Assilina* fosili (TN, aksiyal kesit, Örnek No: S-0129)



Şekil 2.11. *Lepidocyclina* fosili (TN, aksiyal kesit, Örnek No: S-0129)

2.3.1. Fe-Mn mineralleşmesi

Çalışma alanı içinde bu çalışmanın konusu olan Fe-Mn mineralleşmesi gelişir. Fe-Mn mineralleşmesi taş ocağındaki patlatmalar sırasında ortaya çıkmıştır. Bu mineralleşme erozyon düzleminin üzerinde gelişen karstların içinde oluşmuştur (Şekil 2.12). Zamanla temizlenen tavan blok kayalarının altında ortaya çıkan mineralleşmenin görünen sınırları GPS kullanılarak çıkartılmış ve daha sonra coğrafi

bilgi sistemine aktarılarak haritaya geçirilmiştir (Şekil 2.3). Sahada zenginleşmenin dağılımını belirlemeye yönelik sondaj çalışması yapılmadığından, muhtemelen oluşumun gerçek sınırı belirlenenin daha da ötesinde olmalıdır.



Şekil 2.12. Traktaş taş ocağında gelişen Fe-Mn mineralizasyonunun açık işletmenin batı kenarındaki görünümü. Mineralizasyon stratigrafinin üst kesiminde daha çok Mn'ce zengin iken alt tarafında demir-oksitlerce zengindir

Taş ocağında görüldüğü kadarıyla, Fe-Mn mineralizasyonu doğu-kuzeydoğu uzanımlı ve güney-güneybatı eğimlidir. Mineralizasyon aşağıdan yukarıya doğru asimetrik olarak genişler. Asimetrinin sebebi kuzey sınırının lineer bir görünüm sergilemesindendir, doğrusallığın sebebi faydır. Bu fayın Fe-Mn zenginleşmesinin üst sınırındaki ölçüleri fay izi görülemediğinden alınamamıştır. Bununla birlikte taş ocağının tabanında mineralizasyonun altında gözlenen doğrultu atımlı bir fayın ölçüleri alınarak belirlenmiştir. Bu fay sağ yanal atımlı bir faydır.

Mineralizasyon en azından iki farklı seviyede gerçekleşir. Daha batıdaki Fe-Mn mineralleşmesi doğuda gelişen mineralleşme ile mukayese edildiğinde stratigrafik olarak üsttedir ve boyut olarak daha büyüktür. Mineralizasyon alt seviye doğru incelen bir yayılım sergiler. İnceldiği kısım mineralleşmenin kaynak bölgesidir.

Aşağıdan yukarıya doğru farklı mineralizasyon birliktelikleri çökelim şekli sunar. Stratigrafik olarak alt seviyelerde daha çok limonit-götit türü mineraller gözlenirken üst seviyelerde mangan mineralleri çıkamaya baslar (Şekil 2.12). Mineralleşme sahasında fayın aşağı kesimlerinde Fe'nin Mn'ye göre daha fazla bulunmasının sebebi Fe'nin kolayca sülfit oluşturabilmesi fakat Mn'nin oluşturamaması ile ilişkilidir. Buna ek olarak mineralizasyon alt seviyelerde daha çok çatlak

boşluklarında yoğunlaşmışken üst seviyelerde daha çok boşluk dolgusu olarak gelişir (Şekil 2.13). Bu kesimlerde Fe-Mn mineralleri ile gang malzemesi iç içedir ve mineral türleri çoğunlukla keskin sınırlarla birbirinden ayrılır ve değişkenlik çok fazladır. En çok gözlenen gang malzemesi kireçtaşıdır.

Mineralleşmenin miktarı/şiddeti güneybatıya doğru eğim yönünde ve doğu-güneydoğuya doğru doğrultu boyunca azalır (Şekil 2.3). Eğim yönündeki azalma nispeten aniden gelişir. Mineralleşme şiddetinin azalaması ile birlikte ana kaya kireçtaşlarının içinde boşluklar ortaya çıkar. Boşluklarda ikincil zayıf mineralizasyon ve kil-kum çökelimlerine rastlanır. Bazen kalsit ve mangan mineralleşmesi tekrarlanarak gerçekleşir (Şekil 2.13). Doğu-güneydoğu yönündeki azalmanın geçişinin nasıl olduğu anlamak mümkün değildir, çünkü o yöndeki mineralleşme ve kireçtaşı ana kayası kazılarak çıkartılmıştır (Şekil 2.5 ve 2.12).



Şekil 2.13. Karst boşluğunda gelişen mineralizasyon. Boşlukta kahverengi sıvama arasında taze yüzeyi beyaz olarak gözüken kısım kireçtaşıdır. Manganez oluşumu otojenik kalsiti alterasyona uğratarak gelişmektedir

3. MANGANEZ

Manganez, yer kabuğunda en çok bulunan 10. elementtir ve Al, Fe ve Ti'den sonra en çok bulunan dördüncü metaldir (Laznicka, 1992). Manganezin oksit ve karbonat formunda olan minerallerinin yer kabuğundaki bolluğu % 0.1'dir (Ferenczi, 2001). Kimyasal özellikleri benzer olan demir ve manganez dünyanın değişik katmanlarında ve çeşitli kayaç gruplarındaki bollukları Tablo 3.1' de verilmiştir:

Tablo 3.1. Manganez ve demirin dünyanın değişik katmanlarında, çeşitli kayaç türlerinde, ve değişik jeolojik ortamlardaki bollukları

Kayaç Türü	**Ortalama Mn Değeri (ppm)**	**Ortalama Fe Değeri (ppm)**	**Fe/Mn Oranı**	**Referans**
Üst Kıtasal Kabuk	600	35000	58.33	Li, 2000
Okyanusal Kabuk	1300	81000	62.31	Li, 2000
Üst Manto	1000	64000	64	Li, 2000
Çekirdek	3000	850000	283.33	McDonough ve Sun, 1995
Dünya Bütünü Ortalama	1700	319000	187.65	McDonough ve Sun, 1995
Karbonlu Kondritler	1900	182000	95.79	Li, 2000
Ultramafik kayaçlar	1040	94000	90.38	Li, 2000
Bazalt	1550	83000	53.55	Li, 2000
Granit	390	21100	54.1	Li, 2000
Kireçtaşı	420	9500	22.62	Li, 2000
Şeyl	730	50000	68.49	Li, 2000
Kumtaşı	850	35000	41.18	Li, 2000
Okyanusal Sedimentler	2700	36000	13.33	Li, 2000
Akarsular	0.0082	0.04	4.88	Li, 2000
Deniz suyu	0.000072	0.00025	3.47	Li, 2000

Manganezin çözünürlüğü ortamın redoks düzeyinden ve pH'ından etkilenir. Manganez redoks potansiyeli ve pH değerleri düşük olan çözeltilerde Mn^{2+} iyonu olarak bulunur (Krauskopf, 1979). Redoks potansiyeli düşük, nötr ve bazik

çözeltilerde anyon türüne ve çökelecek mineralin duraylılığına bağlı olarak çözünürlüğü düşük karbonat, sülfit ve/veya silikat mineralleri oluşturur. Redoks potansiyeli düşük, nötr ve bazik çözeltilerde anyon türüne ve çökelecek mineralin duraylılığına bağlı olarak çözünürlüğü düşük karbonat, sülfit ve/veya silikat mineralleri oluşturur. Redoks potansiyeli yüksek çözeltilerde ise çoğunlukla Mn^{4+} iyonu olarak bulunur ve çözünürlüğü çok düşük oksit mineralleri oluşturur (Krauskopf, 1979).

Bu özelliğinden dolayı yüzey sularında manganez ve demirin iyon olarak hareketi çok sınırlıdır ve ancak partiküler malzeme olarak yüzey sularında hareket eder (Tablo 3.1).

Manganez, kimyasal olarak demir ile çok benzerdir. İki elementin de yaygın bulunan +2 ve +3 değerlikli iyonları, 3d elektronları için yüksek enerji düzeyinde benzer iyonik çaplara sahiptir (Tablo 3.2). Bu özellik Fe^{3+} tarafından oluşturulan minerallerde Mn^{4+}'ün yoğun olarak bulunmasına yardımcı olur.

Tablo 3.2. Manganez ve demirin iyonik çapları (Li, 2000)

	+2	+3
Manganez (Mn)	0,83 Å	0,70 Å
Demir (Fe)	0,78 Å	0,65 Å

Doğada birçok manganez minerali varsa da, maden yataklarında gözlenen manganez mineral sayısı sınırlıdır ve oluşan mineral türü genellikle maden yatak türü ile ilişkilidir: Sedimanter kayalarda gelişen manganez yataklarının çoğunda rodokrozit egemenken (% 92), volkanik kayalarda gelişen manganez yataklarında braunit egemendir (% 75) (Maynard, 2010). Manganez yataklarının süperjen olarak ikincil zenginleşmeye uğramış kısımlarında çeşitli Mn oksit mineralleri gelişir (Maynard, 2010). Bazı önemli manganez mineralleri ve kimyasal formülleri Tablo 3.3'te verilmiştir.

U.S Bureau of Mines istatistiklerine göre manganez cevheri içerdiği manganez ve demir miktarına göre: 1) manganezli demir cevheri (% 5-10 Mn), 2) demirli manganez cevheri (% 10-35 Mn) ve 3) manganez cevheri (% 35'den fazla Mn) olarak sınıflandırılır (Jones, 1994).

Tablo 3.3. Bazı önemli manganez mineralleri ve kimyasal formülleri

Mineralin Adı	Kimyasal Formülü
Pirolusit	MnO_2
Ramsdellit	MnO_2
Polianit	MnO_2
Manganit	$Mn_2O_3.H_2O$
Kriptomelan	KMn_8O_{16}
Psilomelan	$BaMn_9O_{18}.2H_2O$
Hausmanit	Mn_3O_4
Braunit	$3Mn_2O_3.MnSiO_3$
Biksibit	$(Mn, Fe)_2O_3$
Jakopsit	$Mn\ Fe_2O_4$
Hollandit	$BaMn_8O_{16}$
Koronadit	$PbMn_8O_{16}$
Rodokrozit	$MnCO_3$
Rodonit	$MnSiO_3$
Alabandit	MnS
Wad	Değişik
Kutnohorit	$Ca(Mn,Mg,Fe)(CO_3)_2$

3.1. Manganez Oluşum Ortamları

Ekonomik manganez yatakları, tüm jeolojik zaman boyunca değişik jeolojik ortamlarda oluşabilmiştir (Ferenczi, 2001). Ekonomik değeri olan manganez yatakları, oluştuğu kaya grubuna göre sedimanter ya da volkanik kayalarda gelişebilir ve oluşum zamanlamasına göre sinjenetik, epijenetik veya sindiyajenetik olabilir (Tablo 3.4).

Sinjenetik yataklar geliştiği ortama göre:

1) Ortamın oksijen miktarına göre katmanlanmış okyanusların/denizlerin oksik-anoksik seviyelerinin kesişim bölgelerinde sediman çökelimi ile eş zamanlı olarak (Maynard, 2010),

2) Okyanus/denizlerin oksijen miktarının asgari olduğu taban bölgeleri de sediman çökelimi ile eş zamanlı olarak (Maynard, 2010),

3) Volkanojenik masif sülfit yataklarının düşük sıcaklık uç üyesi olarak okyanus/deniz tabanlarında volkanizma/sediman yerleşimi ile eş zamanlı olarak (Galley ve diğ., 2007) 3 gruba ayrılır.

Epijenetik manganez yatakları oluşum şekline göre iki gruba ayrılır:

1) Karstik ortamlarda gelişenler (Maynard, 2010).

2) Süperjen zenginleşmelerle gelişenler (Laznicka, 1992).

Bunlardan süperjen zenginleşmeler ekonomik olamayan yatakları cevher statüsüne çıkarabilir veya ekonomik olan yatakların üst kısımlarını daha da zenginleştirebilir (Laznicka, 1992).

Sindiyajenetik manganez yatakları ise, sediman çökeliminden sonra gömülme sırasında, porozitelerinde dolaşan formasyon sularından, manganez iyonlarının uygun jeokimyasal şartlarda çökelmeleri ile gelişir (Spencer, 1991).

Tablo 3.4. Karasal tabanlı manganez yataklarının sınıflandırılması

Maden Yatağı	Zaman İlişkisi	Ana Kaya	Yaşı	Örnekler	Referans
Sedimanter Destekli Yataklar	Sinjenetik	Kırıntılı	Eosen-Oligosen	Nikopol, Ukrayna	Varentsov, 2002
			Eosen-Oligosen	Chiatura, Gürcistan	Varentsov, 2002
			Oligosen	Binkılıç, Türkiye	Öztürk ve Frakes, 1995
			Kretase	Ulukent-Gökçeovacık, Türkiye	Öztürk ve Hein, 1997
			Kretase	Groote Eylandt, Avustralya	Ostwald, 1992
			Erken Jura	Úrkút, Macaristan	Polgári ve diğ., 2004
		Karbonat	Geç Jura	Molango, Meksika	Okita, 1992
			Paleoproterozoyik	Sausar Grubu, Hindistan	Roy, 2006
		Tabakali Demir Formasyonu (TDF)	Neoproterozoyik	Urucum, Brazilya	Klein ve Ladeira, 2004
			Paleoproterozoyik	Kalahari Manganez Sahası, Güney Afrika	Tsikos ve diğ., 2003
	Epijenetik	Karstik	Orta Eosen	Saray, Türkiye	
			Kretase	Imini, Fas	Gutzmer ve diğ., 2006
			Paleoproterozoyik	Postmasburg, Güney Afrika	Gutzmer ve diğ., 1996
		Süperjen	Kretase	Woodie Woodie, Avustralya	Ostwald, 1992
			Erken Kretase	Groote Eylandt, Avustralya	Pracejus ve Bolton, 1992
			Paleoproterozoyik	Moanda, Gabon	Varentsov, 1996
	Sindiyajenetik			Artillary, ABD	Spencer, 1991
Volkanik Destekli Yataklar	Sinjenetik	Bazalt-metabazik ilişkili (Greenstone)	Alt Kretase-Üst Senoniyen	Çayırlı, Türkiye	Öygür, 1990
			Paleozoyik-Mesozoyik	Batı ABD	Snyder, 1978
			Paleoproterozoyik	Birimian, Gana	Melcher, 1995
	Epijenetik	Felsik-ortaç volkanik ilişkili	Pliyosen	Kimolos Adası, Yunanistan	Lykakis ve Kilias, 2010
			Paleoproterozoyik	Bergslagen, İsveç	Hogmalm ve diğ., 2012

4. PETROGRAFİ

Saha çalışmalarında, tüm numuneler, Soğucak formasyonu içerisinden alınmıştır. Alınan numunelerin dağılımı Şekil 2.7'de görülmektedir. Numunelerin makro özellikleri göz önüne alınarak bir sınıflandırma yapılmış ve dokuz kaya grubu oluşturulmuştur: 1) Kireçtaşı, 2) Breş, 3) Cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, 4) Killi Fe-Mn, 5) Fe-zarf oluşumlu kireçtaşı, 6) hematit-limonit, 7) kil, 8) killi limonit, ve 9) killi kireçtaşı. Bu kaya gruplarının makro ve mikro özellikleri ayrı ayrı incelenmiştir.

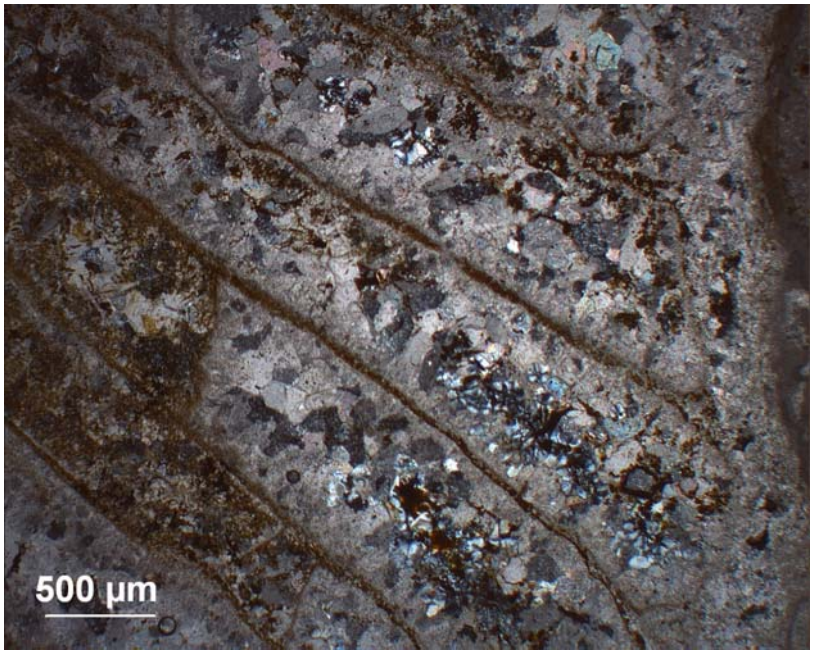
4.1. Kireçtaşı

Sahadan alınan numunelerin büyük bir çoğunluğunu kireçtaşı numuneleri oluşturmaktadır. Bu kireçtaşları Soğucak formasyonuna ait bol fosilli, resifal kireçtaşlarıdır. Kireçtaşları, sarı, gri, bej, açık kahverengi renklerdedir (Şekil 4.1). Fosil boşluklarında, kavkılarında, porozitelerde demir ve manganez oluşumu bazen gözlenebilir (Şekil 4.2). Manganez-oksitlerin gözlendiği yerlerde dendritik oluşumlar egemendir (Şekil 4.3). Dentritler özellikle mikritik zonda gözlenmektedir.

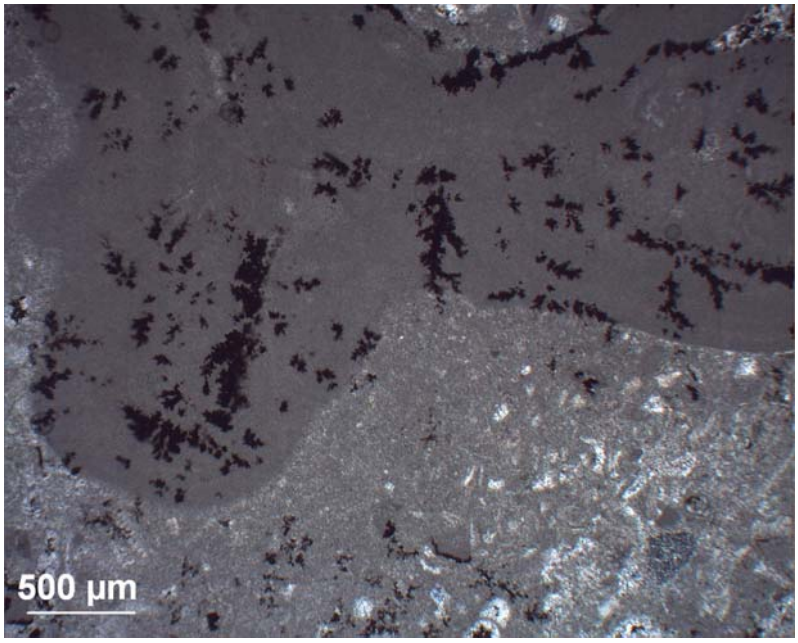
İnce kesitlerde çalışılan numunelerde yoğun mikritleşme ve çimentolanma izleri gözlenir. Bu çimentolanma büyük ihtimalle çok erken bir evrede gelişmiş olmalıdır çünkü fosiller ve allokemler basınç ile ezilme etkisi göstermezler. Bazı fosil kavkıları sparitik karbonat mineralleşme etkisi gösterir. Erken çimentolanma sırasında fosil kavkılarının mikritleşme oluşmadan neomorfizm sırasında uğradıkları kristalleşme süreci sparitik karbonatları oluşturur. Kireçtaşlarında sedimanter yapılardan vezüvyen dayklarına da rastlanır (Şekil 4.4). Bu daykların varlığı resifal fasiyesin varlığını doğrulamaktadır. Mikritik kireçtaşı zonunda az miktarda dendritik manganez de gözlenmektedir (Şekil 4.4).



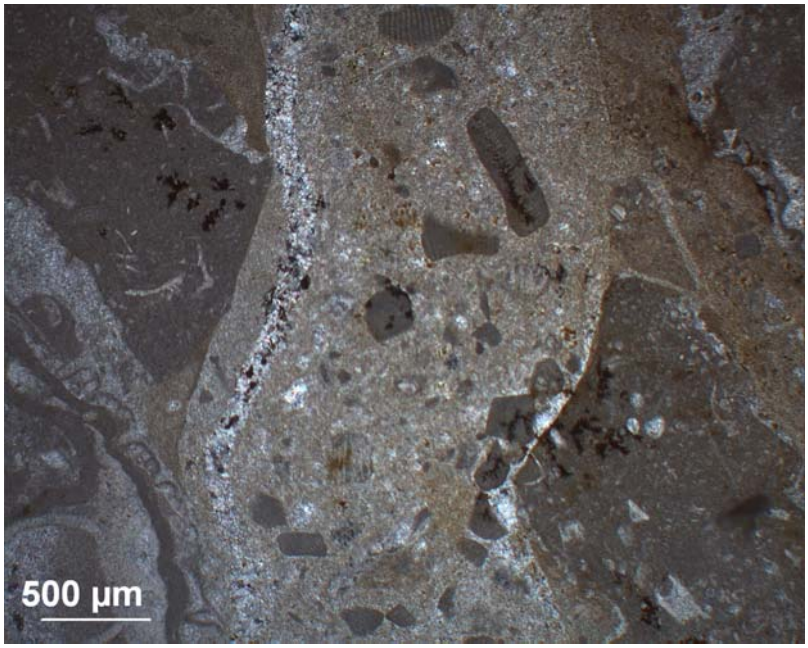
Şekil 4.1. Çalışma sahasında gözlenen bir kireçtaşının el örneği (Örnek No: S-0113)



Şekil 4.2. Kireçtaşında mercan porozitesi içinde gözlenen çört ve sınırlı miktarda oksidize olmuş opak mineral birikimi (ÇN, Örnek No: S-0091)



Şekil 4.3. Dendritik manganez oluşumunun kireçtaşlarında görünümü (TN, Örnek No: S-00132)



Şekil 4.4. Vezüvyen daykı ile kesilmiş kireçtaşı dolgusu (TN, Örnek No: S-00132)

4.2. Breş

Köşeli, olgunlaşmamış, siyah-kırmızı köşeli parçacıklar içeren breşler numunesi, çoğunlukla kırmızı - kahverengimsidir (Şekil 4.5). Bu numuneler aynı zamanda dayanımsız, ufalanabilir ve yer yer de killeşme izleri gösterir. Kolay parçalanabilir olmalarından dolayı ince kesitleri yapılamamıştır. Numuneler aynı zamanda XRD ile analiz edilmediği için, içerdikleri mineral türleri belirlenememiştir. Çok ufalanabilir olduğundan ve kesilemediğinden numune Alizarin kırmızısı ile boyanamamış ve karbonat mineral türleri ayırt edilememiştir.



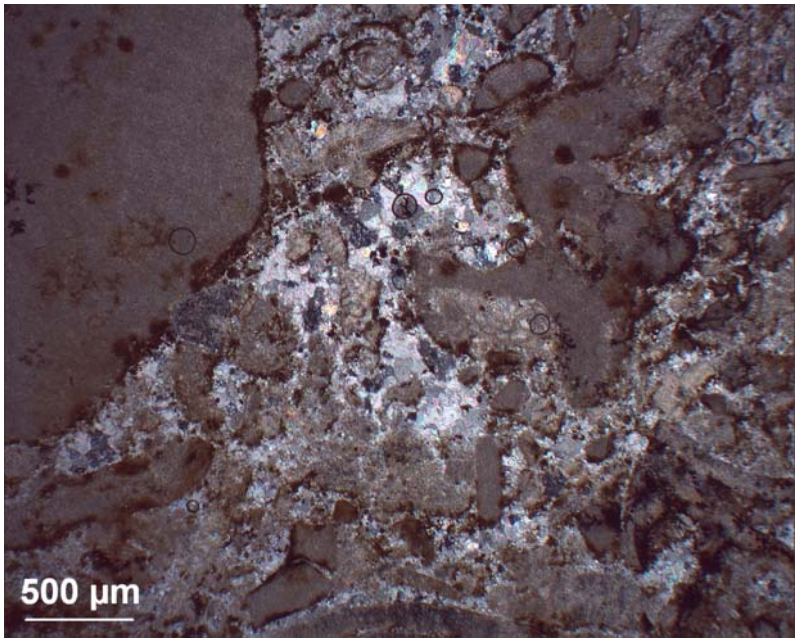
Şekil 4.5. Breş numunesi (Örnek No: S-00142)

4.3. Cevherli (Fe-Mn'li) Kireçtaşı

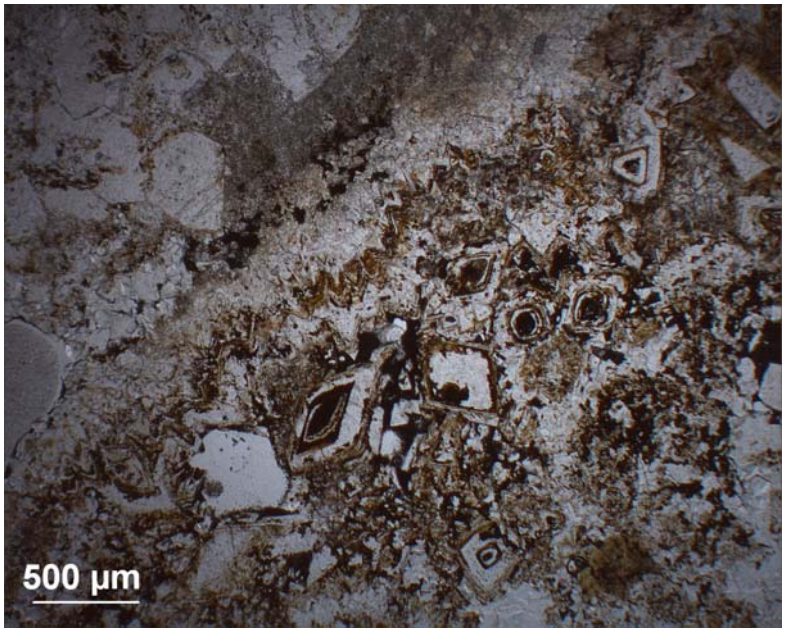
Toplanan numunelerde cevherli, Fe-Mn'li kireçtaşları beyaz, sarı, açık kahverengidirler ve bol fosil içerirler (Şekil 4.6). Numunelerin dışında bir zarf şeklinde, kayacın iç kısmında porozite dolgusu olarak (Şekil 4.7 ve 4.8) ve/veya bazı fosil kavkılarının çeperinde (Şekil 4.7) veya replase (Şekil 4.8) eden Fe-Mn mineralleşmesi gözlenir. Replasif Fe-Mn mineralleşmesi kayacın içinde dendritik olarak da gelişebilmektedir (Şekil 4.9).



Şekil 4.6. Demir-manganez mineralleşmesi içeren Fe-Mn'li kireçtaşı (Örnek No: S-0089)



Şekil 4.7. Mineral zenginleşmesi gösteren kireçtaşında matrikste gelişmiş yoğun sparitik karbonat ve fosil taneleri ve matriks arasında gözlenen ince taneli kübik pirit gelişimi (TN, Örnek No: S-0157)



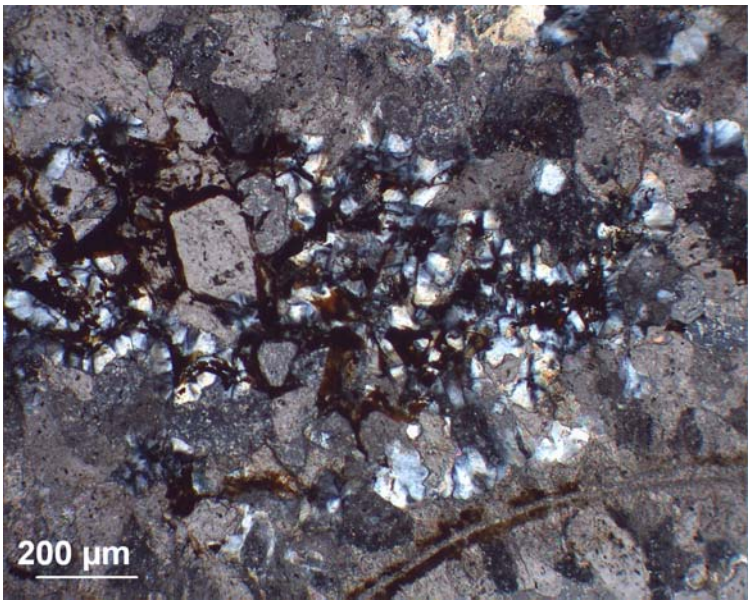
Şekil 4.8. Porozite dolgusu olarak gelişen sparitik öhedral-hemihedral kalsit ve onunla ardaşık olarak gelişen opak mineraller (TN, Örnek No: S-00157) (Kahverengi-taba renk muhtemelen oksidize olmuş sülfitlerden gelmektedir)



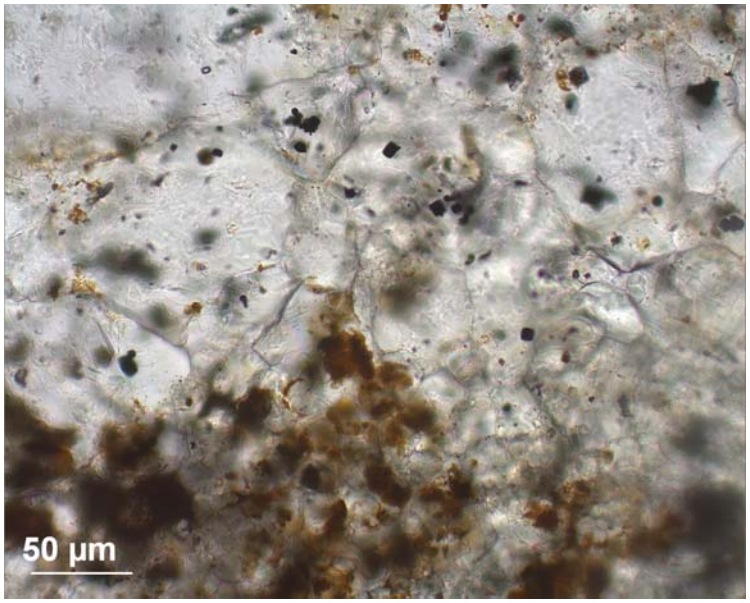
Şekil 4.9. Dendritik şekilli manganez zenginleşmesi içeren kireçtaşı (Örnek No: S-00113)

Porozite dört değişik grup minerallerce doldurulmaktadır: 1) Karbonat - Fe + Mn mineralleri ± çört (Şekil 4.7 ve 4.10), 2) Karbonat (Şekil 4.11), 3) Fe-Mn mineralleri (Şekil 4.12), ve 4) Çört (Şekil 4.13). İlk grup dolgudaki karbonat mineralleri

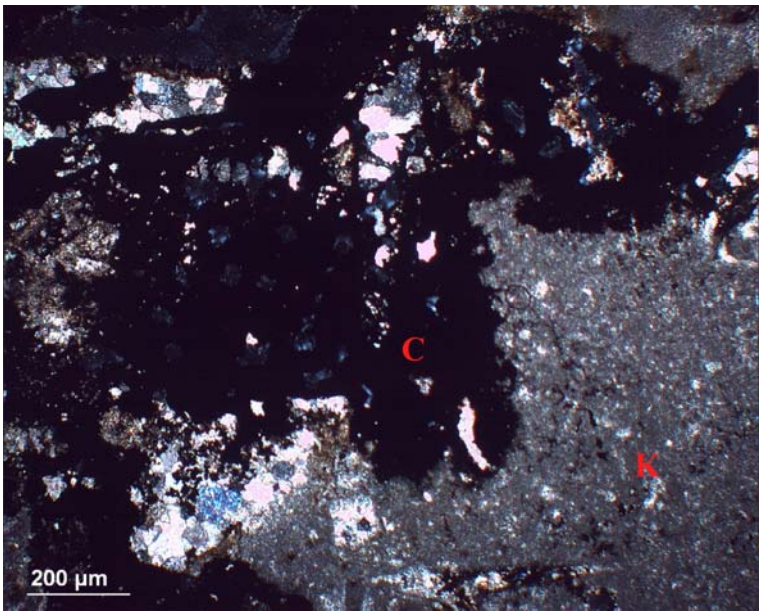
genellikle öhedral ya da hemihedral olarak gözlenir. Bu minerallerin türü petrografik ince kesit çalışmaları sırasında belirlenememiştir. Bununla birlikte numunelerin Alizarin kırmızısı ile boyanmaları sırasında gözlenen boyanma etkisinden Fe-Mn mineralleşmesi sırasında çökelen minerallerin kalsit olmasının muhtemel olduğu düşünülmektedir. Mineraller aynı zamanda Fe-Mn mineralleri ile zonlaşma gösterecek şekilde episodik olarak gelişirler (Şekil 4.8). Porozite dolgusu olarak gelişen Fe-Mn minerallerinin türü ince kesit çalışmaları sırasında belirlenememiştir. Bununla birlikte bu mineraller öz şekilliden öz şekilsize kadar değişik mineralleşme özelliği gösterirler (Şekil 4.11). İlk grup porozite dolgusunda en son faz çört çökelimidir (Şekil 4.11, 4.13 ve 4.14). Her ne kadar çört çökelimi sırasında ana kaya çözünme etkisi gösterse de diyajenetik karbonat mineralleri her hangi bir çözünme etkisi göstermez (Şekil 4.11 ve 4.13).



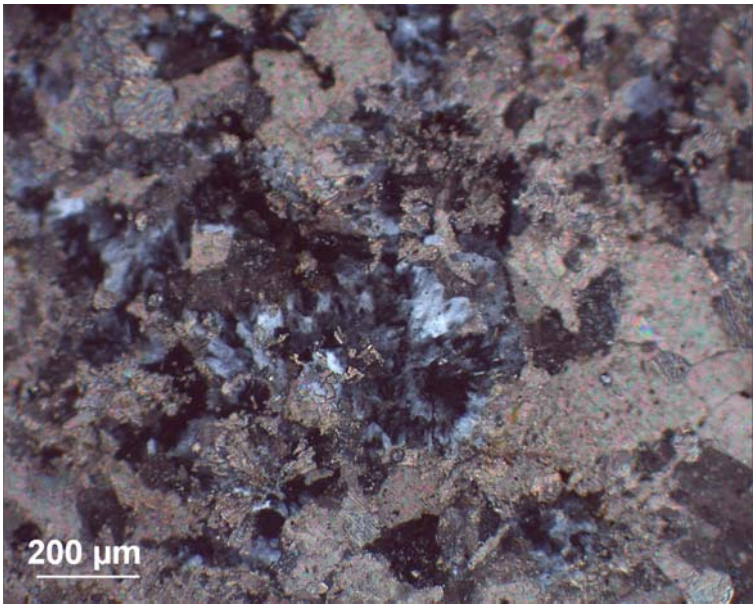
Şekil 4.10. Çört öhedral kalsit ve opak mineral çökelimi (ÇN, Örnek No: S0091)



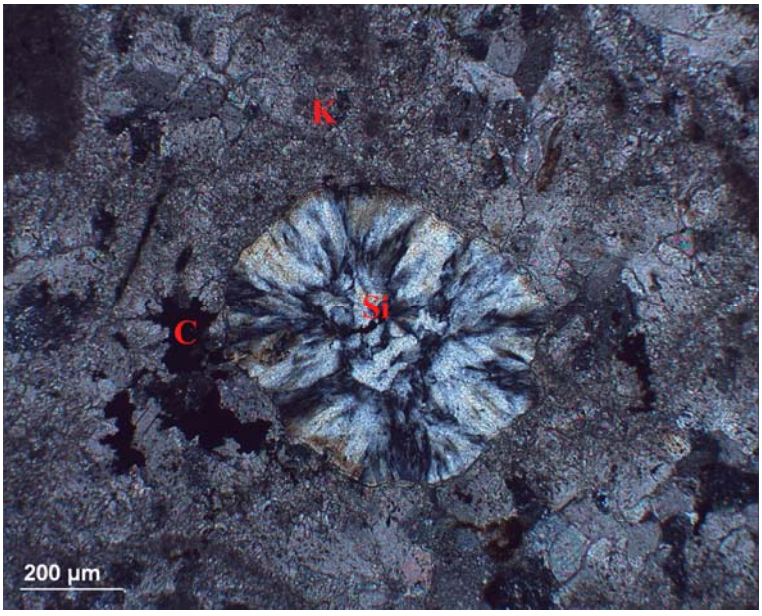
Şekil 4.11. Sparitik karbonat ile beraber gelişen çok küçük oksidize olmamış kübik pirit kristalleri (TN, Örnek No: S-00157)



Şekil 4.12. Çözünmüş karbonat minerallerinin boşluklarında oluşmuş cevherleşmeler (ÇN, K: Karbonat Minerali, C: Cevherleşme, Örnek No: S-0092)



Şekil 4.13. Çört çökelimi ve kireçtaşı çözünmesi (ÇN, Örnek No: S-00091). Çört ile öhedral karbonat ve az miktarda opak mineralde gözlenmektedir



Şekil 4.14. Silis ve karbonat mineralleri arasında bulunan cevherleşmeler (TN, K: Karbonat minerali, C: Cevherleşme, Si: Silis minerali, Örnek No: S-0135)

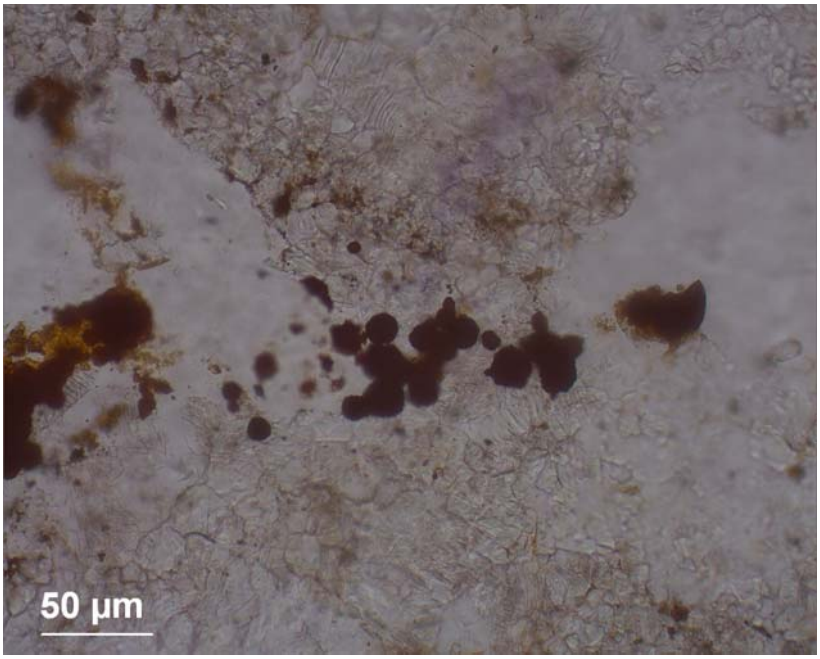
İkinci grup porozite dolgusu ise diyajenetik karbonat oluşumlarıdır. Bu mineraller boşluk çeperinde öz şekilli olarak kristallenmeye başlayıp daha sonra dereceli olarak yarı öz şekli ve öz şekilsize doğru mineralleşme evrimi gösterirler (Şekil 4.8 ve 4.10). Bu minerallerin de ince kesit petrografi incelemeleri sırasında türleri tayin

edilememişlerdir. Bununla birlikte makro numunelerin Alizarin kırmızısı (Alizarin Red S) ile boyamaları ile kalsit olmaları ihtimallinin yüksek olduğu düşünülmektedir. Bu karbonat fazı ile beraber bazen öhedral pirit çökelimi gözlenir (Şekil 4.11). Üçüncü grup boşluklarda porozite dolgusu sadece Fe-Mn mineralleri ile işgal edilmiştir (Şekil 4.12). Bu mineraller bazen öz şekilli olsalar da çoğunlukla öz şekilsizdirler. Demir-manganez minerallerinin birbirleri ile oluşum ilişkileri petrografi çalışmaları sırasında belirlenememiştir. Fe-Mn mineralleri çökelirken bazen porozite yaratılır ve kireçtaşı ana kayasında çözünme olur (Şekil 4.12).

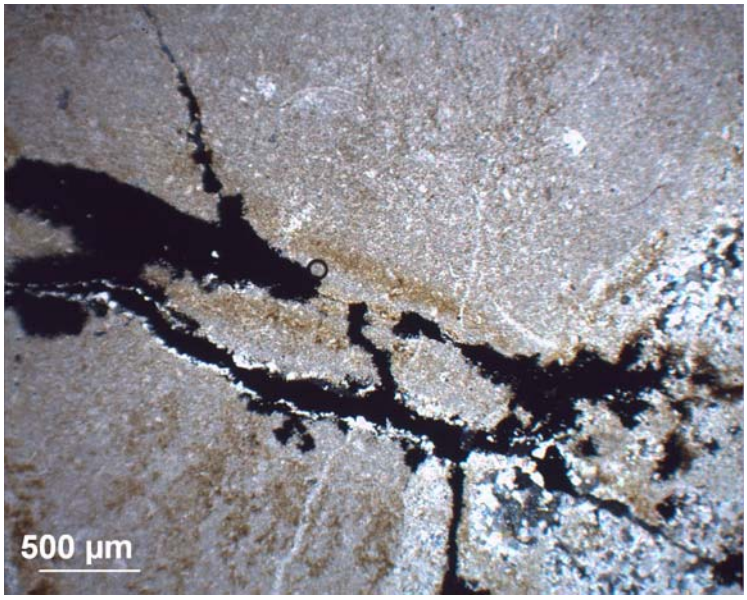
Dördüncü grup porozite dolgusu sadece çörtten ibarettir (Şekil 4.14). Diyajenetik çört bazen kendi porozitesini kendisi hazırlar. Bu sırada duvar kayasında çözülme etkileri gözlenir (Şekil 4.13). Bununla birlikte çalışılan numunelerde en az iki farklı grup çört gelişmesi muhtemeldir. İkinci çört genellikle fosillerin replasyonu sırasında gelişir. Bu çörtün kaynağı olan silis sünger spikülleri olabilir (Şekil 4.14).

Bunlara ek olarak globüler yapıda gelişmiş olan transparan olmayan mineraller gözlenir (Şekil 4.15). Bu minerallerin ne olduğu belirlenememistir. Bu yapıların ve fiziksel şekillerinden framoidal pirit olabileceği düşünülmektedir.

Opak mineraller kireçtaşı içinde çatlak dolgusu olarak da gelişmektedir (Şekil 4.16). Çatlak dolgusu içindeki opak mineraller anhedral gözükmektedir fakat ne tür oldukları belirlenememiştir.



Şekil 4.15. Globüler gözüken ve küçük kübik pirit kristalleri (TN, Örnek No: S-00149)



Şekil 4.16. Çatlak dolgusunda küçük sparitik kalsit kristallerinin her iki tarafında gelişen opak mineral zenginleşmesi (TN, Örnek No: S-00112)

4.4. Killi Fe-Mn Zenginleşmesi

Çalışma alanından alınan numuneler içinde sadece bir tanesi killi Fe-Mn zenginleşmesi gösterir. Bu numune dayanımsızdır ve taşlaşma surecinden etkilenmemiş gözükür (Şekil 4.17). Taşlaşma etkisinin az olmasının bu birimin oluşumunun ya karbonat ana kayasından farklı zamanda geliştiğine ya da alterasyona bağlı olarak geliştiğine işaret eder. Bu numunenin fiziksel özellikleri yüzünden petrografik incelemelerde kullanmak için ince kesit hazırlanamamıştır. Numunenin içerdiği mineraller de XRD ile belirlenememiştir. Numune Alizarin kırmızısı ile boyanamadığından karbonat mineral türleri de belirlenememiştir.



Şekil 4.17. İnce taneli manganez-demir cevheri (Örnek No: S-0149)

4.5. Fe Zarf Oluşumlu Kireçtaşı

Bu tip kireçtaşlarının dış kısımlarını kahverengi-taba rengi bir zonla kaplayan demirce zengin bir mineralleşme gözlenir (Şekil 4.18 ve 4.19). Çalışılan 157 no'lu numunenin kesilmiş temiz yüzeyinde daha çok sarımsı kahverengi-taba renkler egemendir ve az miktarda manganez içeren mineral oluşumları mevcuttur (Şekil 4.19).

Numune Alizarin kırmızısı ile boyandığında ayırt edilebilen tek karbonat bileşeninin kalsit olduğu gözlemlenmektedir.

Bu numunenin ince kesitinde foraminifer ve allokemlerde oluşan taneler çoğunlukla mikritleşmişlerdir (Şekil 4.20). Tanelerin arasındaki matriks dolgusu sparitik karbonat kristalleri, çört, ve opak mineraller ile doldurulmuştur. Sparitik karbonat dolgusu öhedral – semihedral kristaller içerir. Porozite dolgusu önce öhedral karbonat ile başlar. Porozite merkezine doğru hem hemihedral hem öhedral karbonat kristalleri içerir. Porozite içinde çökelen öhedral karbonat kristalleri opak kristal fazı ile ardışık olarak oluşmuştur. Numune Alizarin kırmızısı ile boyanmış ve karbonat minerallerinin hakim olarak kalsit olduğu belirlenmiştir. Şekil 4.20'de oksidasyon etkisi kızıl-kahve ve tonları ile sıvama dokuda sıvama şeklinde gözükmektedir. Matriks dolgusundaki sparitik hemihedral kristaller ve yoğun mikritleşme gösteren foraminifer/fosil ve allokem dokusu gözle kolayca seçilebilir.

Opak mineraller tanımlanan fiziksel özelliklerine göre farklı kristal türleri içerir. Bu sınıflama parlatılmış ince kesitler çalışılmadan yapıldığı için çoğunlukla sadece minerallerin fiziksel görünümüne göre yapılmıştır: 1) dissemine ohedral küçük pirit kristalleri, 2) yarı-masif anhedral görünümlü opak mineraller, ve 3) globüler görünümlü anhedral kristaller. Opak minerallerin birçoğu yoğun oksidasyon etkisi gösterir. Kübik pirit kristallerinin boyutları çok küçükten orta büyüklüğe kadar çıkmaktadır. Bazen bu minerallerin mikritik fosillerin içinde de dissemine olarak bulundukları gözlemlenir. Parlatılmış ince kesitlerin çalışılmasından sonra gözlemlerin sonucu daha doğru anlaşılacaktır.

Porozitede aynı zamanda çört gözlenir. Çörtün hem karbonat hem de opak mineraller ile beraber geliştiği gözükse de tek başına da gelişebilmektedir. Çörtün kireçtaşı duvar kayasını çözünmeye uğrattığı açık bir şekilde gözlemlenmektedir.

4.6. Hematit-Limonit

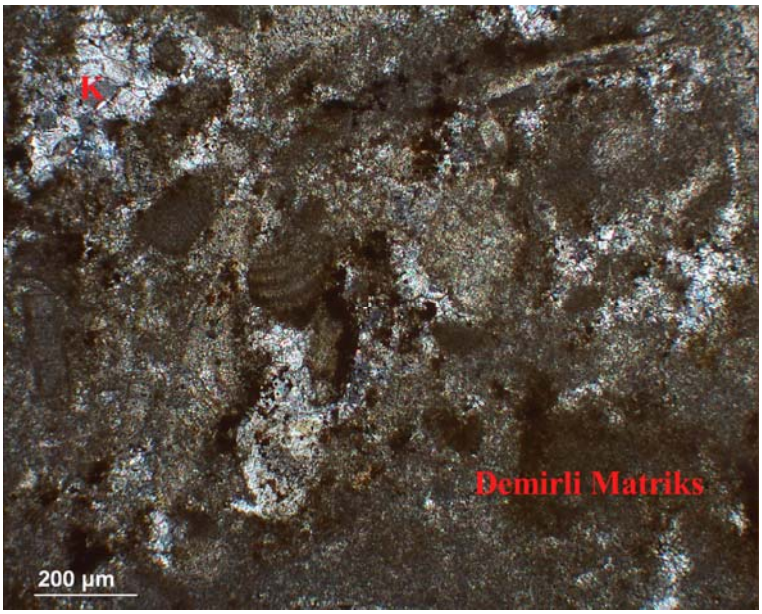
Bu grubun kayaları kırmızı, turuncu, kahverengidir ve yüksek porozite içeren bir yapıya sahiptir. İçerdikleri hematit ve limonit makroskopik olarak belirlenmiştir (Şekil 4.21). Numune XRD ile detaylı incelemeye tutulmamıştır. Numune dayanımsız ve ince taneli olduğundan Alizarin kırmızısı ile boyanamamıştır.



Şekil 4.18. Demir zarflı kireçtaşı (Örnek No: S-0157)



Şekil 4.19. Demir zarflı kireçtaşı, iç kısmında manganez girişimleri gözlenen kireçtaşı (Örnek No: S-0157)



Şekil 4.20. Oksidasyona uğramış proto sülfit içeren kireçtaşı (K: Karbonat minerali, ÇN, Örnek No: S-0157)

4.7. Kil

Killer daha çok kırmızı, yeşil ve siyah renklerdedir (Şekil 4.22). Kırmızı ve siyah renkli killer demir içeren minerallerce zenginleşmiştir. Numuneler dayanımsızdır ve zayıfça tutturulmuşlardır. Bu fiziksel özelliklerinden dolayı ince kesitleri petrografik incelemelerde kullanmak için hazırlanamamıştır. Numunelerin XRD analizleri yapılmadığından mineral türleri de belirlenememiştir. Numune tane boyutunun küçük olmasından ve az tutturulmuş olduğundan Alizarin kırmızısı ile boyanamamıştır.

4.8. Killi Limonit

Tamamı sarı, sarımsı kahverengi, turuncu renklerde gözlenen bu tip numuneler, ince taneli-killi ve dayanımsız olup, büyük bir oranda limonitten oluşmaktadır (Şekil 4.23). Numunelerin parlatılmış ince kesitleri hazırlanamadığından petrografik incelemeleri yapılamamıştır. Mineral türleri de XRD analizleri yapılmadığından belirlenememiştir. Numune ince taneli olduğundan Alizarin kırmızısı ile boyanamamıştır.



Şekil 4.21. Hematit, limonit mineralleri (Örnek No: S-0145)



Şekil 4.22. Kil numuneleri (Örnek No: S-0136)



Şekil 4.23. Killi limonit numuneleri (Örnek No: S-0086)

4.9. Killi Kireçtaşı

İnce taneli, kahverengi, yeşil, siyah renklerde gözlenmektedir (Şekil 4.24). Bu tip kireçtaşı killi ve oldukça dayanımsızdır. Bu fiziksel özellikleri yüzünden ince kesitleri hazırlanamamış ve petrografik incelemeleri yapılamamıştır. Numune ince taneli olduğundan Alizarin kırmızısı ile boyanamamıştır ve karbonat mineralleri tanımlanamamıştır.



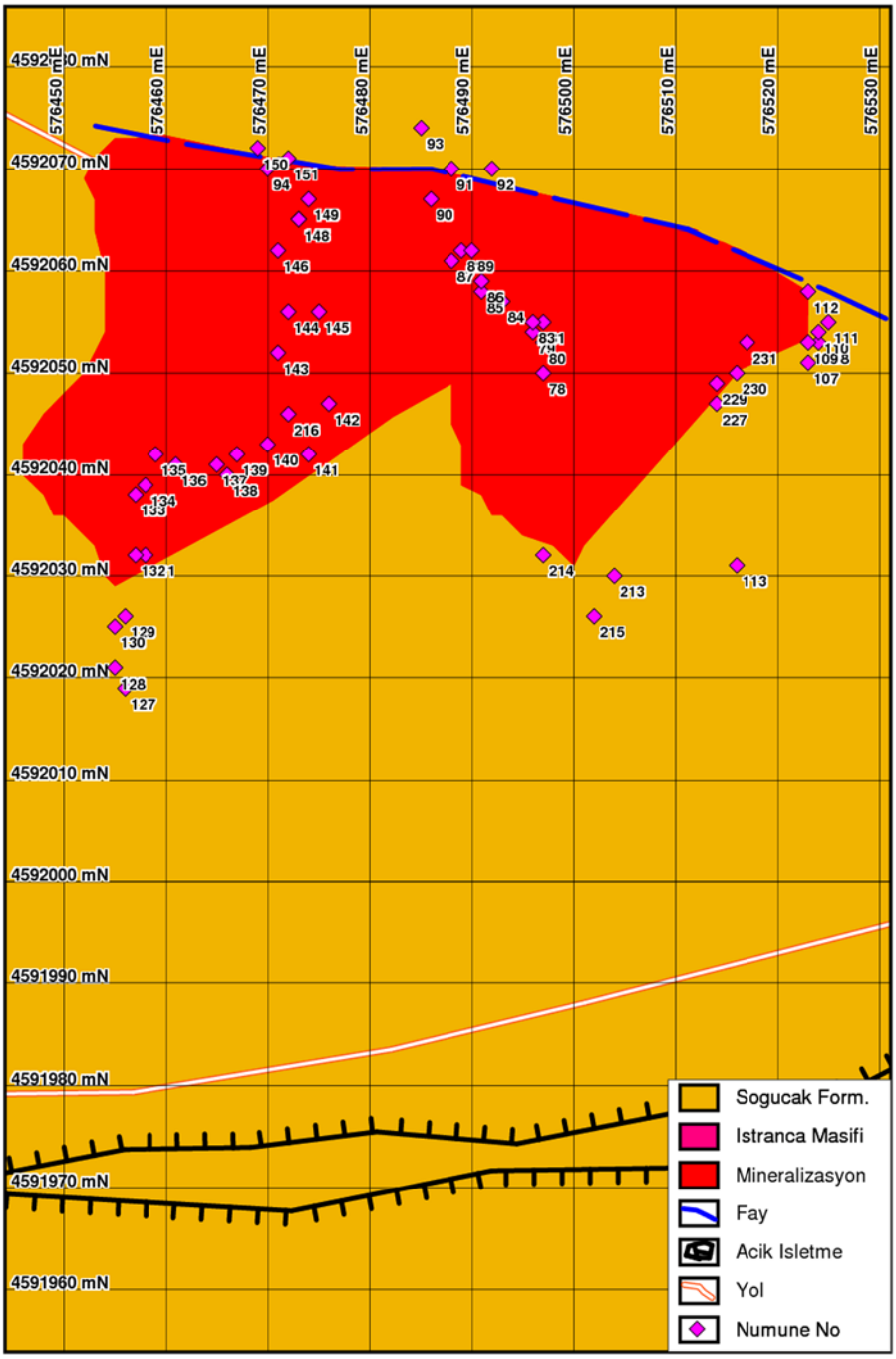
Şekil 4.24. Killi kireçtaşı (Örnek No: S-0108)

5. JEOKİMYA

5.1. Majör, Minör ve İz Element Jeokimyası

Saha çalışmaları sırasında Saray (Tekirdağ) kuzeyindeki taş ocağından alınan 63 adet numune XRF ile ve bu 63 numune içerisinden 25 adeti ise ICP-MS cihazları ile analiz edilmiştir. Bu numunelerin analize hazırlanma işlemleri yöntem kısmında anlatılmıştır (Bölüm 1). Numunelerin sahadaki konumları Şekil 5.1'de gösterilmiştir. Saray bölgesinden alınmış olan numunelerin majör, minör, ve iz elementlerin sonuçları ise Tablo 5.1'de verilmiştir. Tablo 5.2'de ise bazı numuneler için toplam sülfür ve toplam karbon analizlerinin sonuçları verilmiştir.

Standartların analizleri sonucunda majör elementlerden Mn, Fe, Si, Ti, P, Ca, ve K'nın sonuçları güvenilir olarak değerlendirilmiştir. Majör elementlerden Na'nın miktarı, kullanılan XRF ile tespit edilememiştir. Al için, Niton XRF FXL'den alınacak sonuçlar güvenilir değildir ve tabloda gösterilmemiştir (Ek-1). Tabloda verilen Mg değerleri ise +/- %15 hata içermektedir (Ek-1).



Şekil 5.1. Numunelerin sahadaki konumları

Tablo 5.1. Saray numunelerinin majör, minör ve iz element içerikleri (%)

Numune No	Litoloji	Mn	Fe	Si	Ti	P	Mg	Ca	K	Ba	Rb	Sr	Zr	Fe/Mn
S-0083	breş	0.20	11.25	0.85	0.03	0.62	0.00	38.46	0.03	-	1.84	120.08	30.16	56.50
S-0142	breş	28.11	4.30	1.06	0.03	0.43	0.00	25.42	0.25	4161.18	6.04	2651.27	38.09	0.15
S-0143	breş	13.24	34.61	1.34	0.00	0.31	0.00	11.21	0.12	17925.87	47.05	2258.32	46.74	2.61
S-0084	cev_kçt	16.01	5.91	1.98	0.02	0.50	0.00	28.49	0.06	7670.01	13.84	1364.54	25.80	0.37
S-0085	cev_kçt	18.16	27.31	1.54	0.00	0.40	0.43	14.69	0.13	13276.60	31.25	1870.81	44.11	1.50
S-0089	cev_kçt	21.70	6.25	0.75	0.00	0.53	0.37	28.68	0.12	2324.06	9.21	1032.50	24.17	0.29
S-0146	cev_kçt	30.63	7.35	1.08	0.03	0.41	0.00	21.05	0.27	10768.97	11.13	3523.65	58.23	0.24
S-0147	cev_kçt	11.17	24.38	1.95	0.00	0.42	1.12	23.15	0.08	12959.28	38.14	720.62	26.69	2.18
S-0148	cev_kçt	17.84	23.25	2.23	0.03	0.45	0.54	14.41	0.11	24026.27	31.37	1301.58	62.50	1.30
S-0149s	top_cev	22.60	30.35	1.54	0.04	0.23	0.02	8.16	0.08	14440.93	37.17	460.55	35.88	1.34
S-0161	dem_kçt	0.01	4.15	36.42	0.00	0.16	0.01	5.09	0.00	-	1.09	56.70	15.87	711.98
S-0132üst	dem_kçt	0.35	1.88	31.13	0.08	0.17	0.41	2.84	0.60	-	40.02	60.06	126.74	5.36
S-0157üst	dem_kçt	0.34	2.70	5.96	0.11	0.58	0.00	34.72	0.32	-	41.43	27.11	49.23	8.05
S-0145	hem_lim	0.90	63.82	1.10	0.04	0.17	0.00	3.11	0.09	244.54	114.90	93.82	70.74	70.74
S-0136	kil	0.94	6.59	22.06	0.32	0.29	0.69	4.08	0.91	681.53	106.68	297.63	227.79	7.00
S-0136k	kil	2.73	20.85	10.39	0.16	0.48	0.21	10.47	0.49	2138.11	63.45	266.75	139.47	7.63
S-0136s	kil	1.79	13.74	18.86	0.16	0.38	0.15	7.99	0.61	1749.30	76.38	236.31	146.56	7.69
S-0086	kil_lim	0.14	43.46	5.20	0.19	0.37	0.00	4.75	0.36	-	2.63	119.90	15.87	313.67
S-0088	kil_lim	3.54	31.29	8.07	0.17	0.46	0.57	7.13	0.45	-	86.50	106.00	210.97	8.83
S-0133	kil_lim	1.39	13.30	19.32	0.20	0.56	0.95	4.12	0.66	1267.08	81.19	459.82	181.73	9.56
S-0144	kil_lim	4.83	33.15	11.95	0.15	0.26	0.37	1.84	0.46	1151.95	79.57	235.18	231.05	6.87
S-0151	kil_lim	1.41	9.46	9.13	0.17	0.48	0.44	17.91	0.33	6570.99	81.25	1395.39	210.99	6.70
S-0108	kil_kçt	0.09	1.40	0.21	0.00	0.65	0.00	44.87	0.04	778.33	32.81	210.02	121.28	15.27
S-0078	kçt	0.17	0.13	0.06	0.00	0.65	0.01	47.81	0.02	-	2.29	93.69	15.87	0.75
S-0079	kçt	0.17	0.87	3.01	0.00	0.63	0.03	46.42	0.02	-	1.09	92.81	15.87	5.28
S-0080	kçt	0.19	0.65	0.41	0.00	0.65	0.00	46.81	0.03	-	2.08	84.92	18.17	3.49
S-0081	kçt	0.28	1.52	1.13	0.01	0.58	0.58	42.25	0.02	70.53	1.09	162.09	34.48	5.50
S-0090	kçt	0.14	0.38	0.71	0.00	0.71	0.94	45.55	0.08	-	4.61	116.78	18.85	2.65
S-0091	kçt	0.05	0.31	0.18	0.00	0.61	0.48	47.01	0.02	-	1.09	130.86	16.93	6.47
S-0092	kçt	1.84	1.72	0.18	0.00	0.60	0.06	42.81	0.06	-	1.09	313.26	15.87	0.93
S-0093	kçt	0.12	0.69	0.38	0.00	0.63	0.00	45.80	0.04	-	1.96	107.97	18.66	5.96

Tablo 5.1. Saray numunelerinin majör, minör ve iz element içerikleri (%) (Devam)

Numune No	Litoloji	Mn	Fe	Si	Ti	P	Mg	Ca	K	Ba	Rb	Sr	Zr	Fe/Mn
S-0094	kçt	0.39	0.30	0.21	0.00	0.63	0.00	45.34	0.02	-	1.09	222.30	15.87	0.77
S-0095	kçt	0.23	1.36	0.16	0.00	0.64	0.00	46.40	0.03	-	1.94	104.52	17.00	5.84
S-0107	kçt	0.06	0.79	0.03	0.00	0.62	0.09	45.51	0.02	-	1.09	161.89	15.87	12.44
S-0109	kçt	0.87	2.70	0.09	0.00	0.61	0.52	45.00	0.02	383.13	1.09	193.30	16.93	3.12
S-0110	kçt	0.10	1.17	0.05	0.02	0.63	0.02	47.48	0.01	-	1.88	146.13	18.66	11.21
S-0111	kçt	0.15	0.53	0.06	0.00	0.60	0.59	45.05	0.02	-	1.09	143.59	15.87	3.42
S-0113	kçt	0.33	1.94	0.05	0.00	0.65	0.20	47.01	0.02	-	2.61	159.23	15.87	5.81
S-0127	kçt	0.11	0.06	0.01	0.00	0.65	0.47	48.54	0.02	-	1.09	101.93	16.26	0.52
S-0128	kçt	0.14	0.10	0.11	0.00	0.64	0.00	47.89	0.03	-	1.09	108.15	19.98	0.71
S-0129	kçt	0.14	0.12	0.23	0.00	0.63	0.08	45.71	0.01	-	1.09	100.18	15.87	0.89
S-0130	kçt	0.13	0.05	0.03	0.00	0.62	0.00	45.27	0.01	-	1.09	101.46	15.87	0.39
S-0131	kçt	0.12	0.04	0.02	0.00	0.65	0.00	47.68	0.01	-	1.09	83.91	15.87	0.36
S-0132	kçt	0.15	0.25	0.77	0.00	0.64	1.20	46.54	0.03	-	1.09	86.76	16.88	1.63
S-0134	kçt	0.12	0.13	0.03	0.00	0.63	0.08	48.89	0.02	-	1.09	145.20	15.87	1.12
S-0135	kçt	0.43	1.21	0.15	0.00	0.61	0.34	47.13	0.04	412.47	1.09	175.15	16.68	2.85
S-0138	kçt	0.27	1.05	0.18	0.00	0.64	0.00	47.49	0.02	-	1.09	155.38	19.78	3.84
S-0139	kçt	0.22	2.47	0.92	0.00	0.71	0.13	43.96	0.06	47.34	6.31	89.02	26.85	11.35
S-0140	kçt	0.14	0.34	0.18	0.00	0.64	0.00	46.51	0.05	-	1.66	103.92	15.87	2.48
S-0141	kçt	0.12	0.25	0.09	0.00	0.64	0.00	46.98	0.02	-	1.09	106.79	17.11	2.06
S-0149	kçt	0.11	0.38	0.19	0.00	0.65	0.32	46.90	0.03	-	1.09	89.39	17.11	3.38
S-0150	kçt	0.26	0.23	0.16	0.00	0.65	0.00	47.08	0.03	-	1.09	140.22	18.52	0.91
S-0153	kçt	0.10	0.06	0.01	0.00	0.67	0.00	48.11	0.02	-	1.09	109.30	15.87	0.59
S-0154	kçt	0.22	0.44	0.02	0.00	0.64	0.00	46.61	0.01	-	1.09	118.13	15.87	1.99
S-0155	kçt	0.20	0.18	0.08	0.00	0.64	0.00	47.87	0.02	-	1.09	136.26	15.87	0.92
S-0156	kçt	0.46	0.73	0.14	0.00	0.64	1.25	45.76	0.02	-	1.09	104.00	15.87	1.60
S-0157	kçt	0.25	0.63	0.01	0.00	0.62	0.08	46.84	0.00	-	1.09	147.70	15.87	2.52
S-0158	kçt	0.24	2.16	0.00	0.00	0.67	0.00	47.64	0.02	-	5.21	174.24	15.87	8.84
S-0159	kçt	0.19	1.47	0.00	0.00	0.62	0.05	44.36	0.00	-	1.09	111.60	15.87	7.87
S-0160	kçt	0.22	0.17	0.02	0.00	0.63	0.62	46.74	0.01	-	1.30	107.06	17.15	0.74
Ortalama		3.46	7.47	3.40	0.03	0.55	0.24	34.66	0.12	5859.45	18.25	394.96	46.47	22.95

Tablo 5.1. Saray numunelerinin majör, minör ve iz element içerikleri (ppm) (Devam)

Numune No	Litoloji	Mo	V	Co	Ni	Cu	Zn	As	Ag	Cd	Sn	Te	Sb	Pb	Hg	Bi	U
S-0083	breş	3.47	203.46	4.20	38.00	16.65	7.57	134.59	0.11	0.22	0.20	0.03	10.40	2.59	0.46	0.04	1.35
S-0142	breş	46.43	147.09	40.90	106.08	21.51	22.48	340.44	0.12	1.20	0.17	0.03	7.26	1.84	0.28	0.03	4.87
S-0143	breş	48.33	579.57	19.65	170.22	26.67	30.15	262.72	0.44	1.70	0.16	0.03	8.99	1.37	1.93	0.02	52.06
S-0084	cev_kçt																
S-0085	cev_kçt	50.17	510.06	12.01	99.12	15.56	24.39	320.76	0.27	1.11	0.22	0.05	34.05	2.84	2.92	0.04	24.92
S-0089	cev_kçt																
S-0146	cev_kçt	43.95	297.91	21.60	95.30	28.69	26.81	152.35	0.14	1.16	0.15	0.03	9.19	2.06	0.66	0.03	10.20
S-0147	cev_kçt																
S-0148	cev_kçt	28.27	523.21	28.21	220.35	130.99	71.81	397.15	0.26	0.96	0.28	0.04	23.62	4.59	1.88	0.06	13.82
S-0149s	top_cev	39.29	350.25	23.58	378.44	49.80	57.10	216.36	0.21	1.28	0.42	0.14	21.71	2.29	0.97	0.04	19.75
S-0161	dem_kçt																
S-0132üst	dem_kçt	4.46	142.42	16.43	71.30	21.24	29.52	46.85	0.09	0.56	0.80	0.06	2.89	20.46	0.22	0.17	1.63
S-0157üst	dem_kçt																
S-0145	hem_lim	24.81	1000.02	9.58	102.77	19.83	19.98	453.08	0.51	0.32	0.31	0.08	60.57	3.75	6.07	0.06	4.71
S-0136	kil	6.46	292.48	26.12	154.31	39.69	77.31	97.68	0.33	0.29	2.28	0.10	4.88	21.47	0.53	0.36	5.16
S-0136k	kil	22.94	504.92	40.45	234.68	88.78	62.92	346.24	0.42	0.70	1.37	0.18	23.28	22.75	1.85	0.30	7.89
S-0136s	kil	17.19	408.54	30.94	183.18	69.92	59.69	258.94	0.35	0.64	1.46	0.14	16.45	21.74	1.29	0.30	4.97
S-0086	kil_lim																
S-0088	kil_lim	21.30	649.53	27.94	289.59	71.53	51.69	262.62	0.59	0.44	1.68	0.25	31.83	17.16	2.40	0.31	5.44
S-0133	kil_lim	13.71	542.87	46.51	291.34	69.26	93.46	196.97	0.34	1.49	1.69	0.19	13.30	28.29	0.78	0.39	8.90
S-0144	kil_lim	78.12	589.77	21.59	171.40	40.49	49.58	431.79	0.44	0.58	1.45	0.12	60.78	13.52	1.79	0.23	9.95
S-0151	kil_lim																
S-0108	kil_kçt																
S-0078	kçt																
S-0079	kçt																
S-0080	kçt																
S-0081	kçt																
S-0090	kçt																
S-0091	kçt	0.29	50.20	3.07	26.14	4.09	2.45	47.44	0.02	0.50	0.09	0.05	0.98	2.54	0.14	0.02	0.40
S-0092	kçt	4.67	53.11	16.03	75.35	5.80	6.18	71.92	0.02	0.34	0.07	0.06	1.09	2.02	0.06	0.03	1.19
S-0093	kçt	0.68	64.94	3.55	31.91	8.57	5.17	55.68	0.02	1.04	0.10	0.04	1.53	1.43	0.11	0.01	0.74
S-0094	kçt																
S-0095	kçt																

Tablo 5.1. Saray numunelerinin majör, minör ve iz element içerikleri (ppm) (Devam)

Numune No	Litoloji	Mo	V	Co	Ni	Cu	Zn	As	Ag	Cd	Sn	Te	Sb	Pb	Hg	Bi	U
S-0107	kçt	0.33	48.92	1.53	19.92	2.55	2.40	53.90	0.01	0.31	0.08	0.03	1.57	0.47	0.15	0.00	1.01
S-0109	kçt	3.51	115.82	4.72	34.14	9.67	7.03	77.68	0.03	0.40	0.05	0.04	3.90	0.70	0.43	0.01	1.32
S-0110	kçt																
S-0111	kçt																
S-0113	kçt																
S-0127	kçt	0.39	44.03	0.95	13.26	1.21	2.43	40.50	0.01	0.38	0.05	0.03	0.32	0.70	0.02	0.01	0.58
S-0128	kçt																
S-0129	kçt	0.36	47.26	1.42	15.14	2.12	3.12	42.35	0.02	0.65	0.07	0.03	0.41	0.87	0.05	0.01	1.13
S-0130	kçt																
S-0131	kçt																
S-0132	kçt	1.23	50.26	2.39	20.62	3.43	2.96	40.16	0.01	1.56	0.09	0.03	0.78	1.32	0.07	0.01	0.79
S-0134	kçt																
S-0135	kçt																
S-0138	kçt																
S-0139	kçt	2.19	74.98	2.84	27.30	4.50	5.46	55.05	0.04	1.62	0.15	0.05	2.23	1.76	0.23	0.03	1.66
S-0140	kçt																
S-0141	kçt																
S-0149	kçt	0.67	54.74	2.07	22.04	5.45	2.79	52.46	0.02	1.54	0.06	0.03	0.70	0.77	0.06	0.01	0.58
S-0150	kçt																
S-0153	kçt																
S-0154	kçt																
S-0155	kçt																
S-0156	kçt																
S-0157	kçt																
S-0158	kçt																
S-0159	kçt																
S-0160	kçt																
Ortalama		18.53	293.85	16.33	115.68	30.32	28.98	178.23	0.19	0.84	0.54	0.07	13.71	7.17	1.01	0.10	7.40

(kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: kil-limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarflı kireçtaşı, top_cev: ince taneli cevher, cev_kçt: cevherli kireçtaşı, breş: breş).

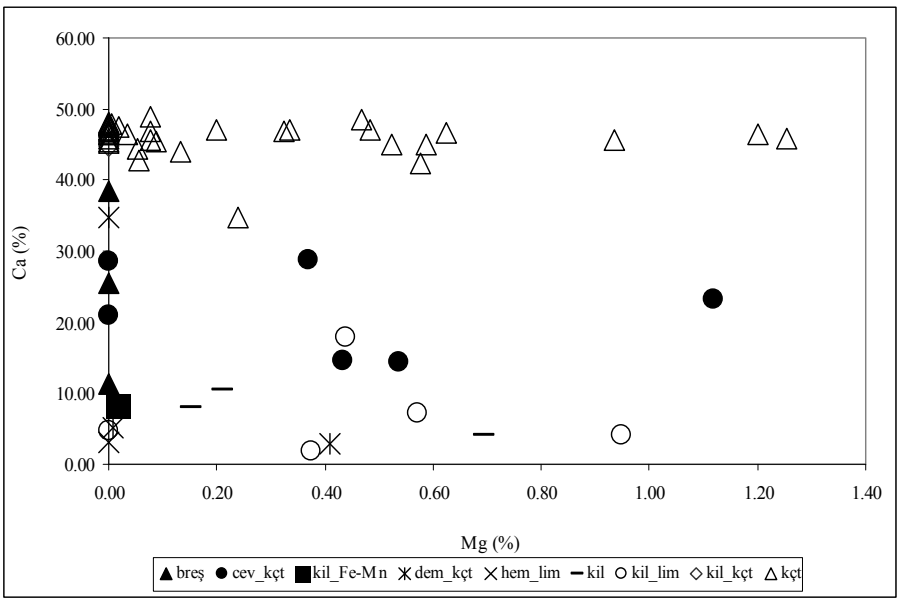
Tablo 5.2. Numunelerin toplam sülfür ve toplam karbon değerleri

Numune No	Litoloji	Toplam S	Toplam C
S-0083	**breş**	0.02	10.06
S-0142	**breş**	0.01	5.64
S-0143	**breş**	0.05	2.38
S-0085	**cev_kçt**	0.05	3.01
S-0146	**cev_kçt**	0.01	4.60
S-0148	**cev_kçt**	0.05	2.78
S-0149s	**kil_Fe-Mn**	0.06	2.08
S-0161	**dem_kçt**	0.01	1.25
S-0136	**kil**	0.14	0.83
S-0136k	**kil**	0.09	2.87
S-0136s	**kil**	0.00	0.00
S-0133	**kil_lim**	0.10	2.08
S-0144	**kil_lim**	0.12	0.81
S-0151	**kil_lim**	0.15	0.35
S-0091	**kçt**	0.00	12.44
S-0093	**kçt**	0.00	12.34
S-0129	**kçt**	0.45	12.54
S-0132	**kçt**	0.00	12.13
Ortalama		0.07	4.90

Numunelerin makroskobik özellikleri tanımlandıktan sonra dokuz gruba ayrılmışlardır (Bölüm 4). Çalışılan kaya grupları sırasıyla, kireçtaşı (kçt), killi kireçtaşı (kil_kçt), kil-limonit (kil_lim), kiltaşı (kil), hematit-limonit (hem_lim), demir zarflı kireçtaşı (dem_kçt), killi Fe-Mn zenginleşmesi (kil_Fe-Mn), cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı (cev_kçt), ve breş (breş)'tir. Çalışılan kayalar çoğunlukla kireçtaşlarıdır. Bununla birlikte cevherleşme karstik oluşumlarda yer almaktadır (Bölüm 2). Bu karstik oluşumun içinde ara dolgu olarak kilce zengin bölgeler bulunmaktadır. Numuneler alınırken olabildiğince, bütün kısımları temsil eden bölgeler seçilmiştir.

Numuneler Alizarin kırmızısı ve potasyum ferrisiyanür karışımı ile boyanmıştır. Boyanma işlemi sonrasında da çalışmaya alınan kayaların kalsitçe zengin olduğu saptanmıştır.

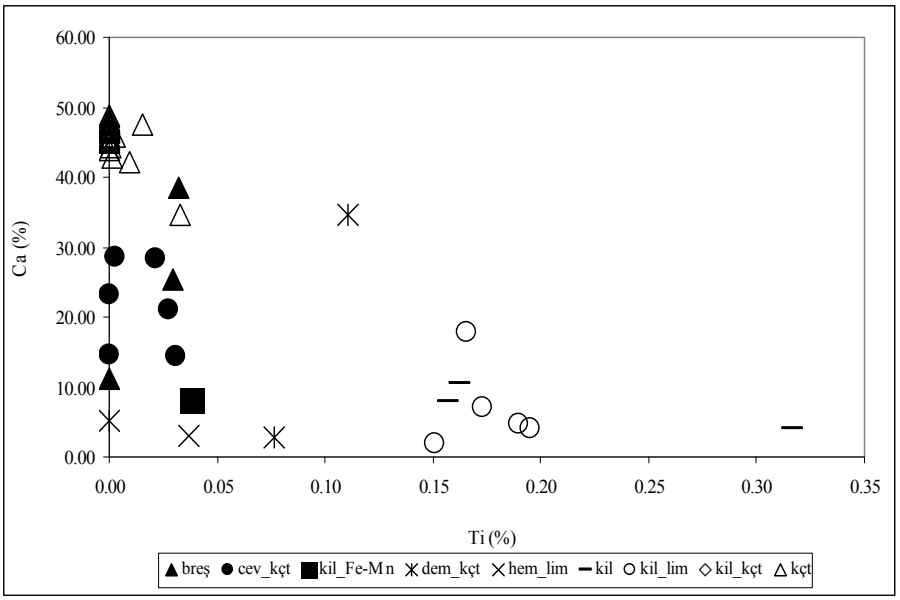
Çalışılan kayaların kimyasal ve mineralojik yapısının anlaşılması için kireçtaşlarının ilk önce magnezyum içeriklerine bakılmıştır. Her ne kadar analiz sonucunda bulunan Mg değerinin güvenilirliliği yüksek olmasa da yapılan analiz sonucunda numunelerin bileşimindeki Mg içeriklerinin yüksek olmadığı ve genellikle %2'yi aşmadığı gözlenmiştir (Tablo 5.1 ve Şekil 5.2). Saray'da çalışılan sistem mineralleşme içerdiğinden ve kireçtaşlarında olabilecek en önemli alterasyon türü de dolomitleşme olduğundan, Ca-Mg ilişkisi, diyagramda bir alterasyonun varlığını anlamak için incelenmiştir (Şekil 5.2) ve diyagramında anlaşılabilen türden bir ilişkinin olmadığı gözlemlenmiştir. Bu da az miktarda numunelerde tespit edilmiş olan Mg'nin, çalışılan karbonat dışında bir mineral fazında hapsolmuş olduğunu işaret etmektedir. Breş numunelerinin ise Mg içermediği gözlenmektedir (Şekil 5.2).



Şekil 5.2. Mg-Ca değerlerinin korelasyonu (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)

Titanyum içeren mineraller kireçtaşlarında kirlilik derecesini tespit etmek için kullanılabilirler. Titanyum içeren mineraller diyajenez ya da düşük sıcaklık hidrotermal alterasyon sırasında gelişemezler. Titanyumlu minerallerin, kireçtaşlarında bulunmalarının temel sebebi ise detritik malzeme katkısıdır. Kireçtaşlarının Ti içerikleri, Ca içerikleri ile karşılaştırılarak kirlilik derecesi anlaşılmaya çalışılmıştır (Şekil 5.3). Çalışılan kireçtaşı numunelerin büyük kısmında

Ca değerleri değiştiği halde Ti değerleri değişmemiş ve çok düşük kalmıştır (~%0). Fe-Mn zenginleşmesi gösteren numunelerde Ti değeri artış göstermeye başlamıştır (0-0.05%). Titanyum değerlerinin arttığı numuneler kil içeriği olan numunelerdir.



Şekil 5.3. Ti-Ca değerlerinin korelasyonu (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)

Kireçtaşlarının kirlenme derecesini tespit edebilmek için Al içeriklerine de bakılır. Alüminyum içeriği aynı zamanda kil minerallerinin varlığını tespit etmek için de kullanılmaktadır. Kil mineralleri de detritik yollar ile taşındığından kirliliğinin tespiti için Ti gibi bir ipucu olarak kullanılabilir.

Buna ilave olarak alüminyum da Ti gibi hidrotermal akışkanlar ve formasyon suları ile taşınma derecesi düşük olan elementlerdendir. Alınan XRF sonuçlarında alüminyum sonuçlarının güvenilirliği düşük olduğundan, onun yerine kil minerallerinin varlığını anlayabilmek için potasyum ve silisyum ilişkisi kullanılmıştır (Şekil 5.4 ve 5.5).

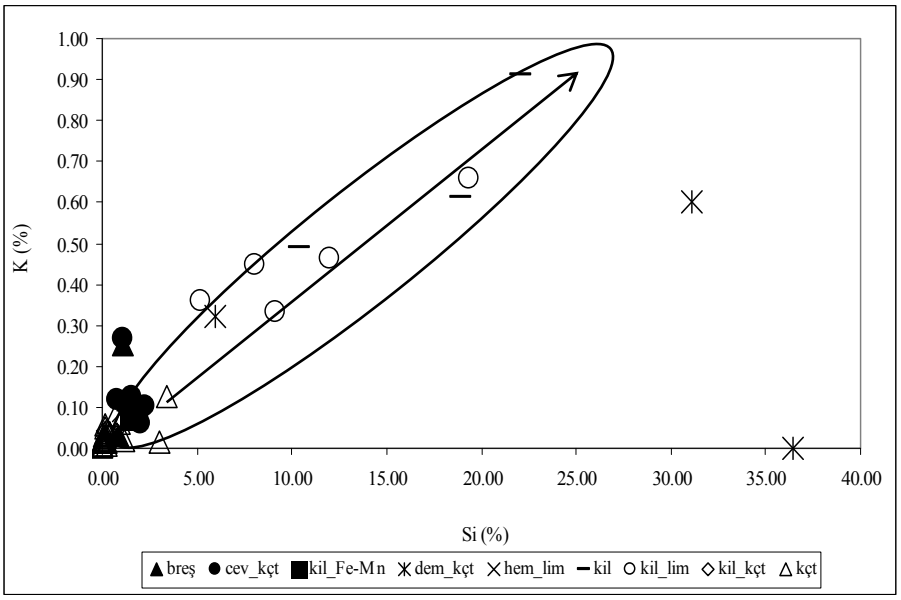
Potasyum ve silisyumun hidrotermal akışkanlar ve formasyon suları ile kolayca taşınabilmeleri, her iki elementin kireçtaşlarındaki detritik malzeme tespiti için kullanımını engellemez çünkü K ve Si beraber bir mineral oluşturabilmek için

(örneğin illit – $K_{0.65}Al_{2.0}[Al_{0.65}Si_{3.35}O_{10}](OH)_2$) çoğunlukla Al'ın varlığına ihtiyaç duyar. Kireçtaşı numunelerindeki Si ve K değerleri birbirlerinden bağımsız dağılım gösterirler ve çoğunlukla bu değerler düşüktür (Şekil 5.5). Fe-Mn zenginleşmesi gösteren cevherli kireçtaşı numunelerinin Si ve K değerleri az da olsa anomali gösterecek düzeyde artış gösterir. Fe-zarflı kireçtaşı numunelerinin silisyum değerleri çok fazla artarken K değerlerindeki artış değişken olmuştur. Killi numunelerde ise potasyum ve silisyum ilişkisi yaklaşık olarak doğru orantılıdır.

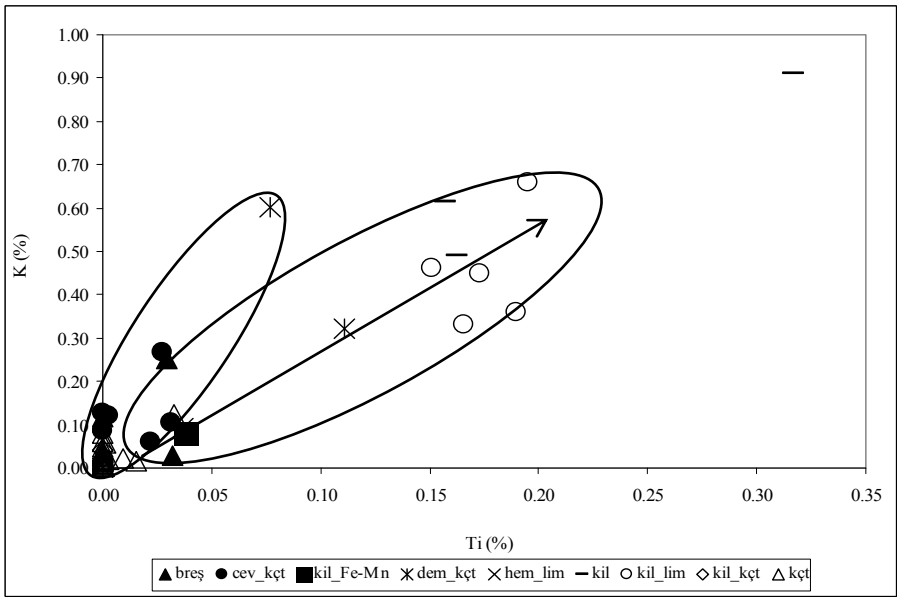
Kil mineralleri ve Ti içeren mineraller arasında bir ilişki olup olmadığını anlamak için numunelerin potasyum ve titanyum değerlerine bakılmıştır (Şekil 5.5). Titanyum ve potasyum arasındaki ilişki yaklaşık olarak bi-modal bir dağılım göstermektedir (Şekil 5.5). İlk grupta K miktarı Ti miktarına göre biraz daha fazladır ve bu grup çoğunlukla Mn zenginleşmesi gösteren numunelerde gelişmektedir. Potasyum hidrotermal akışkanlarla kolayca taşınabilir bir element olduğundan, bu gözlem manganezin çökelimine sebep olan hidrotermal akışkanların K'ca nispeten zengin olduğu anlamına gelmektedir. Bununla birlikte tüm numunelerin potasyum-silisyum içerikleri numune tipine bakılmaksızın yaklaşık olarak doğru orantılı bir dağılım göstermektedir.

Kimyasal analizi yapılmış olan numunelerde demir ve manganez zenginleşmesi gözlenmiştir. Bu zenginleşmeyi kontrol eden faktörlerin belirlenmesi için majör elementler arasındaki ilişki incelenmiştir.

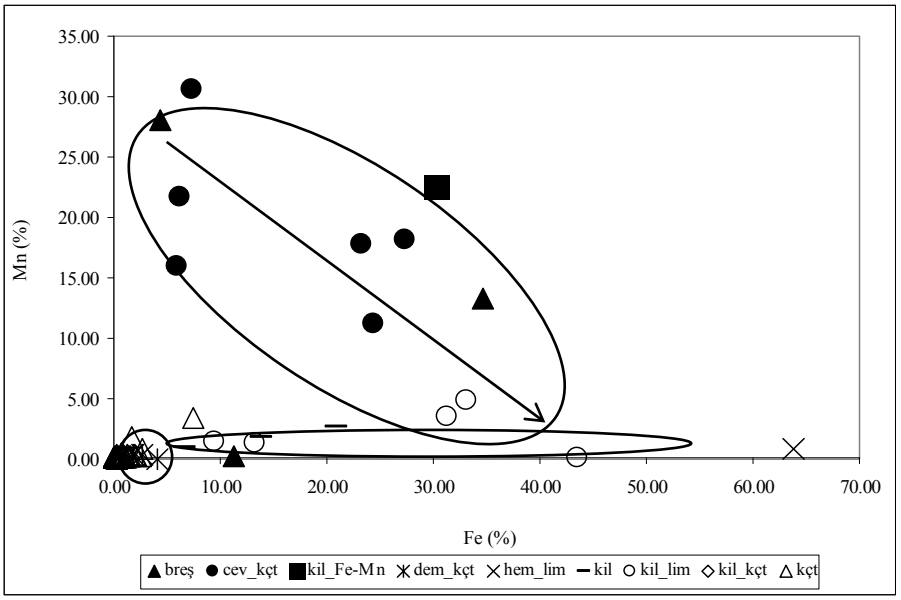
Demir ve manganez arasındaki ilişkiye bakıldığında (Şekil 5.6), üç farklı dağılım gözlenir. Birinci grup, Fe-Mn zenginleşme etkisinin az olduğu numuneleri içerir ki bunlar kireçtaşları ve Fe-zarflı kireçtaşlarından oluşur. İkinci grup Fe miktarı fazla (>%10) fakat Mn miktarının nispeten az olan (<%5) ince taneli sedimanter ve killi limonitleri içermektedir. Üçüncü grup ise cevherleşme miktarının arttığı numuneler ve Fe ile Mn arasında ters orantılı bir dağılımının olduğunu göstermektedir (Şekil 5.6).



Şekil 5.4. Si-K değerlerinin korelasyonu (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)



Şekil 5.5. Ti-K değerlerinin korelasyonu (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)



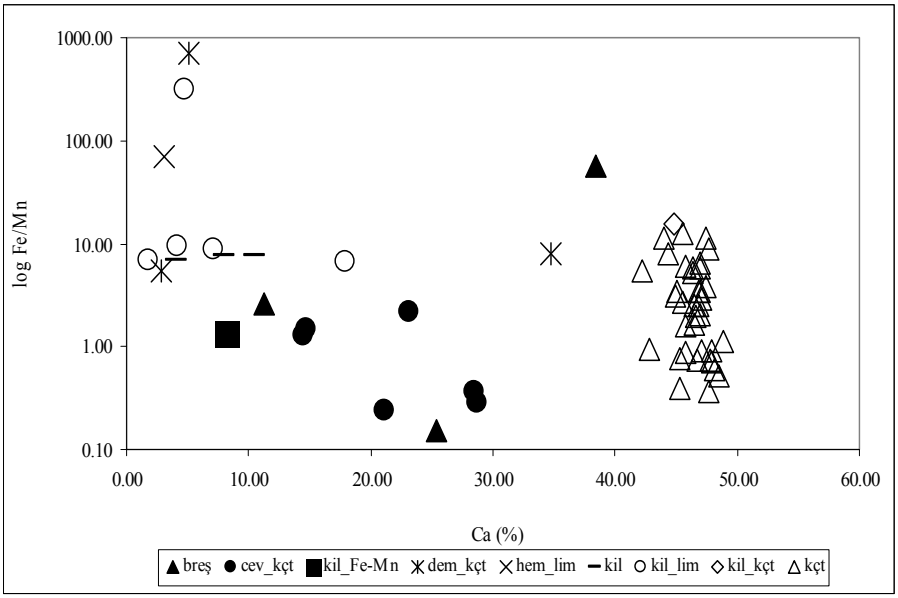
Şekil 5.6. Fe-Mn değerlerinin korelasyonu (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)

Ana kayadaki cevherleşme etkisi Ca (%) – Fe/Mn, Ti (%) – Fe/Mn, Si (%) – Fe/Mn, ve K (%) – Fe/Mn diyagramlarıyla incelenmiştir (Şekil 5.7, 5.8, 5.9 ve 5.10). Bu diyagramların detaylı incelemesi sırasında üç önemli nokta göz önünde tutulmuştur:

1) kireçtaşı numunelerinin Fe/Mn dünya ortalaması ~23'tür (Li, 2000),
2) okyanusal çökellerin Fe/Mn ortalaması ~13'tür (Li, 2000), ve
3) kireçtaşları üzerinde gelişen toprakların (örneğin terra rosa) ortalama Fe/Mn oranı ~>50'dir.

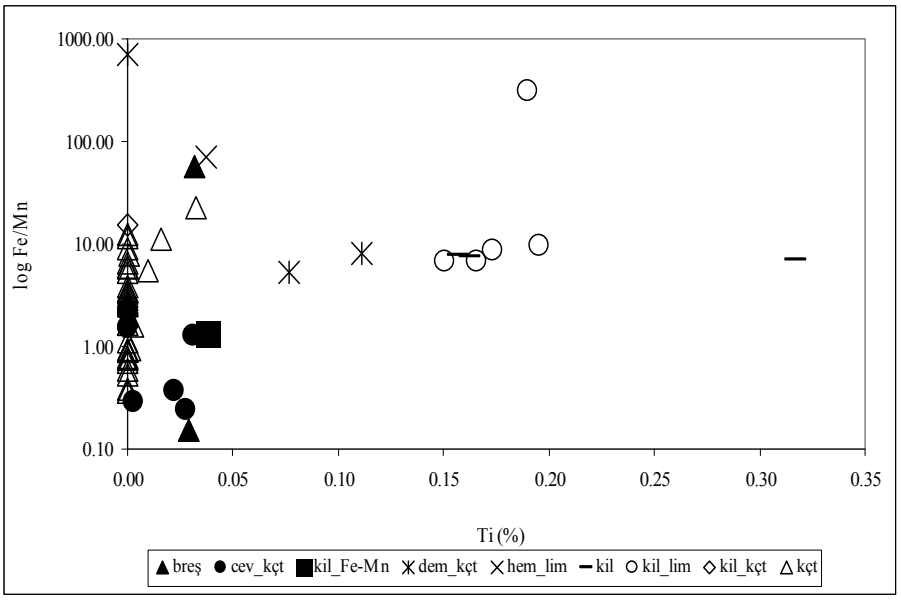
Bu diyagramların ilki olan Ca (%) – Fe/Mn'de üç önemli gruplaşma gözlenmektedir (Şekil 5.7). Bu gruplaşmalardan mineralizasyon içeren numunelerde, Fe/Mn oranındaki düşüş ile beraber Ca miktarında artış gözlenir. Fe-Mn zenginleşmesi gösteren numunelerde Ca miktarı Fe/Mn miktarı ile değişim gösterse de, Ca-Fe ve Ca-Mn diyagramlarında incelendiğinde, ana kayada Fe-Mn zenginleşmesine bağlı anlaşılır bir değişim gözlenmez. Numunelerin parlatılmış ince kesitleri çalışılamadığından bu jeokimyasal tespit petrografik olarak teyit edilememiştir. Bu ilişki, hidrotermal akışkanların kireçtaşlarına nüfuz etse de ana kayanın kimyasında büyük değişikliğe yol açmadığının bir kanıtıdır. Bu ilişkiye bakarak hidrotermal akışkanların büyük oranda porozite dolgusu olarak gelişebileceği yorumu yapılabilir.

Killi Fe-Mn ve Fe zarflı kireçtaşı birimlerinin Fe/Mn değeri çoğunlukla ~10 civarındadır ve farklı değerler bu seviyenin sadece üzerinde gelişmektedir.



Şekil 5.7. Ca-log Fe/Mn diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)

Fe-Mn zenginleşmesi, Ti (%) – Fe/Mn diyagramında incelendiğinde üç önemli nokta göze çarpar (Şekil 5.8). Bunların ilkinde, kireçtaşı numunelerinde sadece Fe/Mn oranları değişim gösterirken, Ti miktarları değişmemektedir. İkincisinde, Fe/Mn oranı Ti değerlerindeki değişim ile mukayese edildiğinde Fe-Mn zenginleşmesi gösteren numunelerin Ti değerlerinin çok az artmaktadır (Şekil 5.8). Bu artış ancak kireçtaşı ana kayasının çözünmesi ve içindeki Ti değerlerinin nispeten artışı ile açıklanabilir. Üçüncü olarak killi ve Fe-oksit zengini numunelerde Fe/Mn değeri sabit kalırken Ti değerinde büyük değişim gözlenir; bu da numunelerin boşlukta birikmiş olduğuna işaret etmektedir. Çözünmeyen Ti, boşlukta birikir ve kil ve Fe'ce zengin numunelerin değerlerini yükseltir.



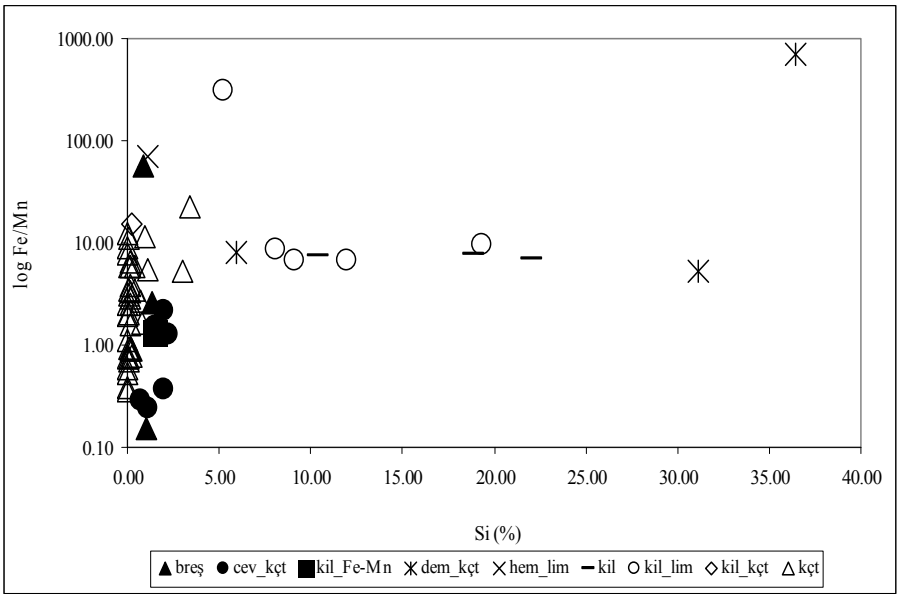
Şekil 5.8. Ti-log Fe/Mn diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)

Fe/Mn oranındaki Si değerindeki değişim ile mukayese edildiğinde, Fe-Mn zenginleşmesi gösteren numunelerin Si değerleri çok az artış gösterir ve bu artış Fe/Mn oranındaki değişimden neredeyse bağımsız olacak şekilde sabittir. (Şekil 5.9). Bu artış ancak Fe-Mn zenginleşmesinin Si ile beraber geliştiğini ifade eder. Bu jeokimyasal tespit de numunelerin petrografik incelemesi sırasında tespit edilmiştir (Bölüm 4). Silisifikasyonun en yoğun olduğu numuneler Fe-zarflı kireçtaşı numuneleridir (Bölüm 4). Bu numuneler aynı zamanda yoğun pirit mineralizasyonu içerirler (Bölüm 4). Bu gözlem de pirit mineralizasyonunun silisifikasyon ile beraber gelişmiş olabileceğini düşündürür.

Fe/Mn oranı ile K değerindeki değişim mukayese edildiğinde, Fe-Mn zenginleşmesi gösteren numunelerinin oranındaki düşüş ile beraber K değerlerinin arttığı gözlenir. (Şekil 5.9). Bu artış iki türlü açıklanabilir:

1) K-Si ile beraber yaklaşık olarak doğru orantılı bir değişim ilişkisi sunduğundan (Şekil 5.4), mineralizasyon serisitik alterasyon ile de beraber gelişmektedir veya

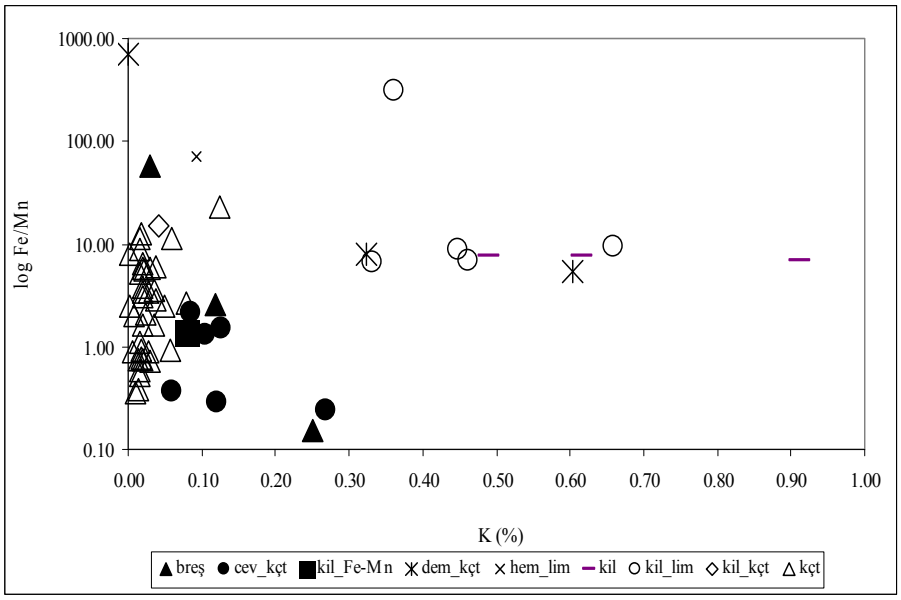
2) K-Mn ile beraber yaklaşık olarak doğru orantılı bir değişim ilişkisi sunduğundan, Mn-mineralizasyonu aynı zamanda Hollandit içermektedir.



Şekil 5.9. Si- log Fe/Mn diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)

Majör element miktarlarının yanı sıra numunelerin hepsinde XRF ile Ba, Rb, Sr, ve Zr olmak üzere dört adet iz elementin miktarları tespit edilmiştir (Tablo 5.1). Bu iz elementlerin sonuçları güvenilir olduğundan çalışma sırasında kullanılmıştır (Bölüm 1) (Ek-1). Bu elementlerin birçoğunun Fe-Mn zenginleşme olayı ile ilişkili olarak miktarlarında değişimler gözlenmektedir (Tablo 5.1). İz elementlerin bir kısmı Fe-Mn zenginleşmesi ile ilişkili olarak doğru ya da ters orantılı olarak değişimler göstermektedir (Tablo 5.1).

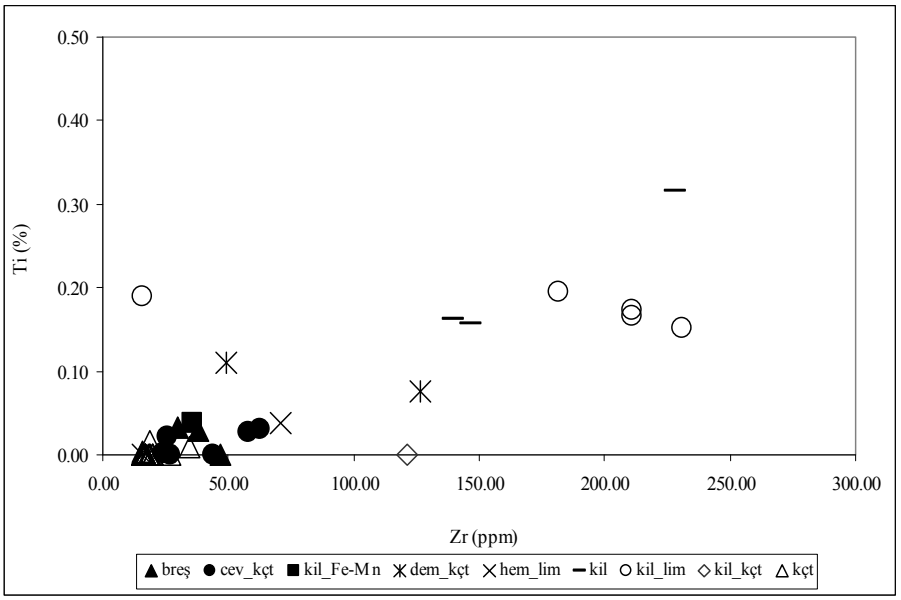
XRF ile analizi yapılmış numunelerden 25 tanesinin aynı zamanda ICP-MS ile analizi yapılmıştır. Bu numunelerin analize hazırlanma aşaması yöntem (Bölüm 1) kısmında anlatılmıştır. Miktarı test edilen elementler sırasıyla Ag, Ba, Bi, Cd, Co, Cu, Hg Mo, Ni, Pb, Sn, Sb, Se, Te, V, U, ve Zn'dir. Bu elementlerin hemen hepsinin miktarı başlıca Fe-Mn zenginleşmesi gösteren numunelerde olmak üzere anomali gösterecek şekilde değişim göstermektedir (Tablo 5.1 ve 5.2).



Şekil 5.10. K-log Fe/Mn diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)

İz elementlerin gelişimini kontrol eden parametreleri anlayabilmek için öncelikle majör elementler ile arasındaki ilişki ve daha sonra da iz elementlerin kendi aralarındaki ilişkiler incelenmiştir.

Zirkon, titanyum ve alüminyum gibi davranış sergiler ve miktarı hidrotermal olaylar sırasında değişim göstermez. Ana kayandan alınan numunelerin Zr ve Ti miktarları düşüktür (Tablo 5.1), bu ana kayada bulunan kirlenmenin az olduğunu işaret etmektedir. Tüm kayaların Zr-Ti değerleri mukayese edildiğinde ise ilişkideki doğrusallık mükemmel değildir (Şekil 5.11). Aynı kaynaktan türeyen kayaların içinde bulunacak Zr ve Ti'nin oransal miktarlarının yaklaşık olarak sabit olması gerekir bu yüzden Zr ve Ti dağılımı stratigrafideki kayaların hepsinin aynı kaynaktan türememiş olabileceğini ifade etmektedir.

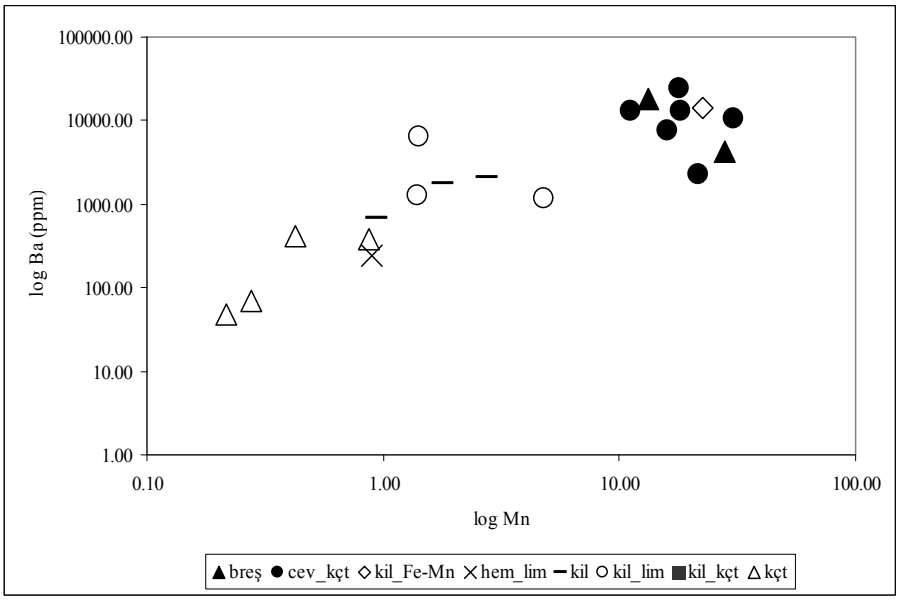


Şekil 5.11. Zr-Ti değerlerinin korelasyonu (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)

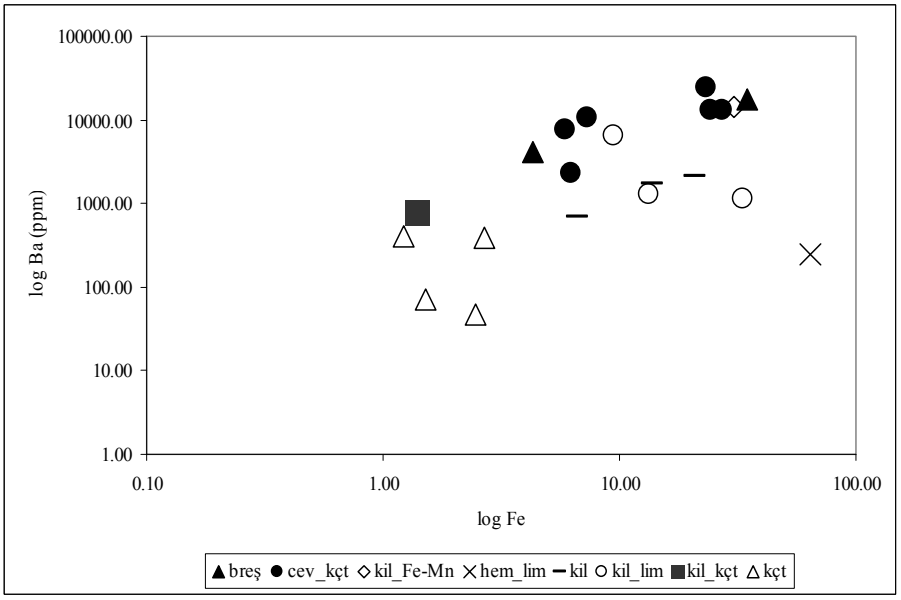
5.1.1. Büyük iyonlu litofil elementler (LILE) (Ba, Rb, ve Sr)

Analizi yapılan numunelerin Ba, Sr, ve Rb değerlerinin aritmatik ortalamaları ve Ba/Sr oranları, Tablo 5.1'de verilmiştir. Bu tabloda da görülebileceği üzere, değerler demir-manganez zenginleşmesi gösteren numunelerde büyük değişimler göstermektedir.

Baryumun miktarı numunelerde çok büyük değişiklikler göstermektedir (Tablo 5.1). Özellikle baryumun miktarındaki değişim manganez miktarı ile log Ba-log Mn diyagramında karşılaştırılmıştır (Şekil 5.12). Tüm numuneler göze alındığında Mn değerleri ve Ba değerleri arasında yaklaşık olarak doğru orantılı bir ilişki vardır (Şekil 5.12). Fakat log Mn - log Ba diyagramında, sadece Fe-Mn zenginleşmesi sunan numuneler göz önüne alındığında zenginleşme yaklaşık olarak ters orantılı olarak gerçekleşir (Şekil 5.12). Baryumun miktarının değişimi aynı şekilde demir ile de kıyaslanmıştır (Şekil 5.13). Benzer davranış log Fe - log Ba diyagramında aynı açıklıkta gözlenmez. Bu iki grafik genelde Ba'nın Mn ile beraber hareket ettiğini, fakat özelde Mn ile hareketinin belli Mn-mineralleri tarafından kontrol edildiğini ifade etmektedir.



Şekil 5.12. log Ba-log Mn diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)

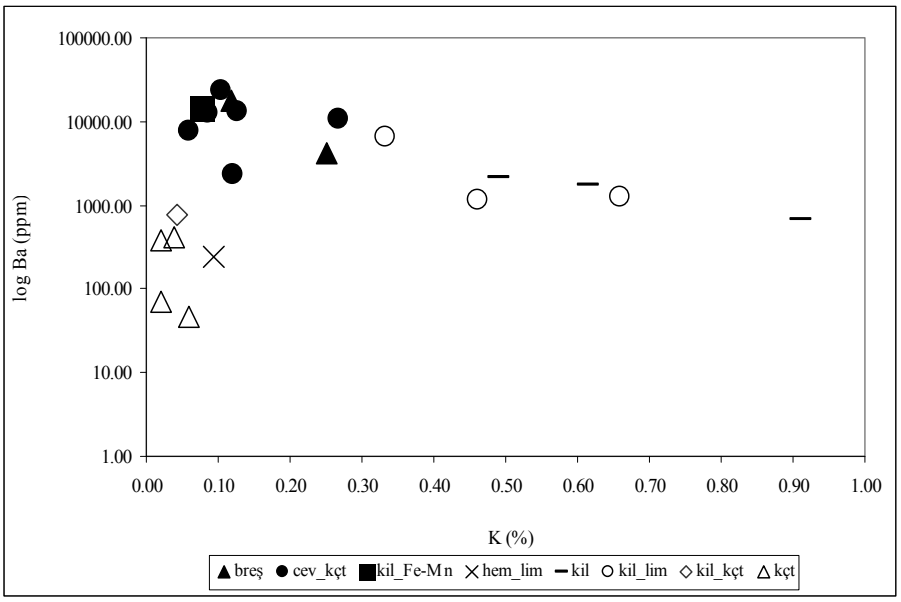


Şekil 5.13. log Ba-log Fe diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)

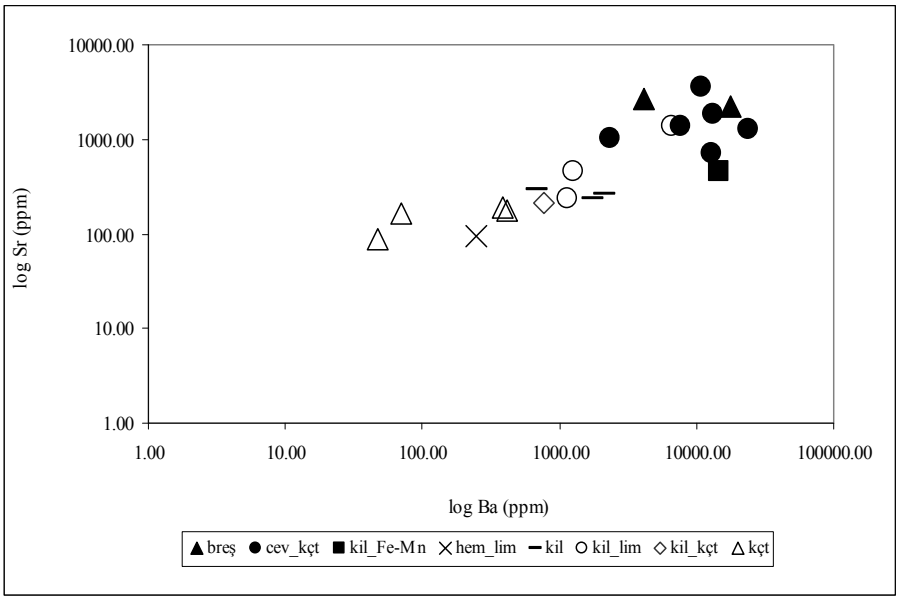
Baryumun miktarı ile potasyum miktarı arasındaki ilişki Şekil 5.14'te gösterilmiştir. Ba ve K arasında ilişki tüm numuneler göz önüne alındığında, kireçtaşı numuneleri

dışında yaklaşık olarak ters orantılı bir dağılım gösterir. Bu dağılım özellikle Fe-oksit zenginleşmesi gösteren numunelerde göze çarpar. Dolayısıyla, Ba muhtemelen Fe'nin sülfit ile birleşip çökeldiği ortamı geçmiş ve üst kesimlerde Mn'in çökeldiği ortamlarda Mn ile bileşik yaparak mineral fazına hapsolmuştur (Psilomelan- ([Ba, $H_2O]_2Mn_5O_{10}$)).

Baryum ile stronsiyum arasındaki diyagram incelendiğinde, iki farklı dağılım gözlenmektedir (Şekil 5.15). Daha çok Fe-Mn zenginleşmesi içermeyen numunelerde, Ba-Sr değerleri düşüktür. Diğer numunelerde ise Ba ve Sr yaklaşık olarak ters orantılı bir ilişki sergiler; bu numunelerin hepsi Fe-Mn zenginleşmesi gösteren numunelerdir.



Şekil 5.14. log Ba-K diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)



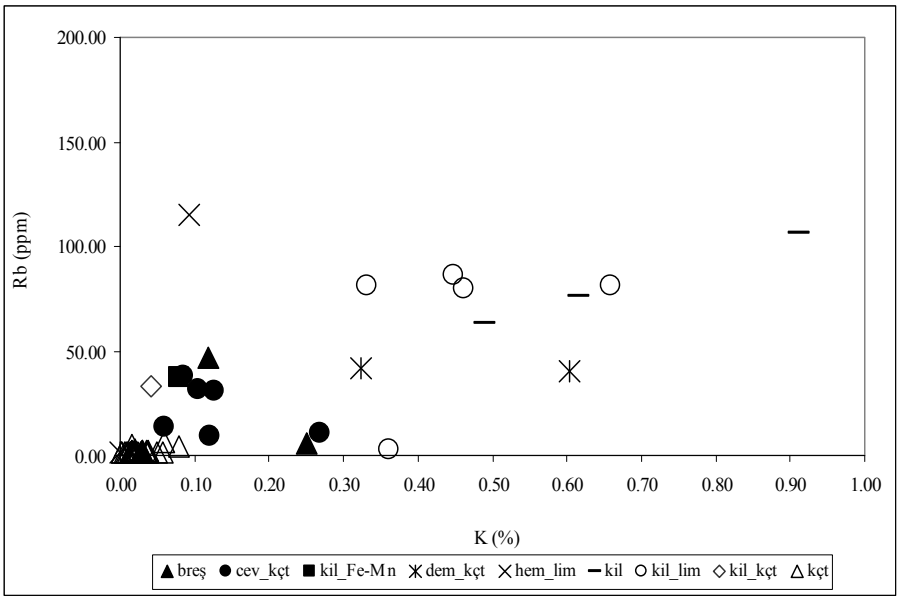
Şekil 5.15. log Ba-log Sr diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)

Çalışılan numunelerin Ba ve Sr değerleri anomaliler gösterir (Tablo 5.1). Bununla birlikte Fe-Mn zenginleşmesi gösteren numunelerdeki Ba'nın miktarındaki artış Sr'nin miktarındaki artıştan daha fazladır. XRF analizleri sırasında Ba'nın ~350 ppm'den düşük değerlerinin kullanılan cihazla tespiti yeterince güvenilir olmadığından, çalışılan kayalardaki Ba/Sr eşik değeri bulunamamıştır. Bununla beraber bu değerin en fazla 2 ile 3 arasında kalması beklenebilir. Bunun sebebi kireçtaşlarının Ba miktarının en fazla ~300-400 ppm aralığına kalabileceğindendir (bundan büyük değerler XRF ile tespit edilebilirdi). Bu aralığa düşen Ba miktarının Sr miktarına oranı ~2'dir. Fe-Mn zenginleşmesi gösteren numunelerin hemen hepsinin Ba/Sr oranı bu değerin çok üzerindedir (2.3-18.5). Bu oranın bu kadar fazla açılmasının sebebi ancak Ba için hidrotermal bir girdi ile açıklanabilir. Yükseltgen denizel sistemlerde Ba çoğunlukla SO_4^{2-} ile beraber bulunmaktadır. Bunun sebebi, Ba'nın denizel ortamlarda çok fazla bulunan SO_4^{2-} ile birleşerek kolayca bariti oluşturmasıdır. Çalışılan numunelerde Ba ve S arasında bir ilişki gözlenememiştir. Bu ise ya baritin bu sistemde gelişmediğini ya da önemsiz olduğunu göstermektedir.

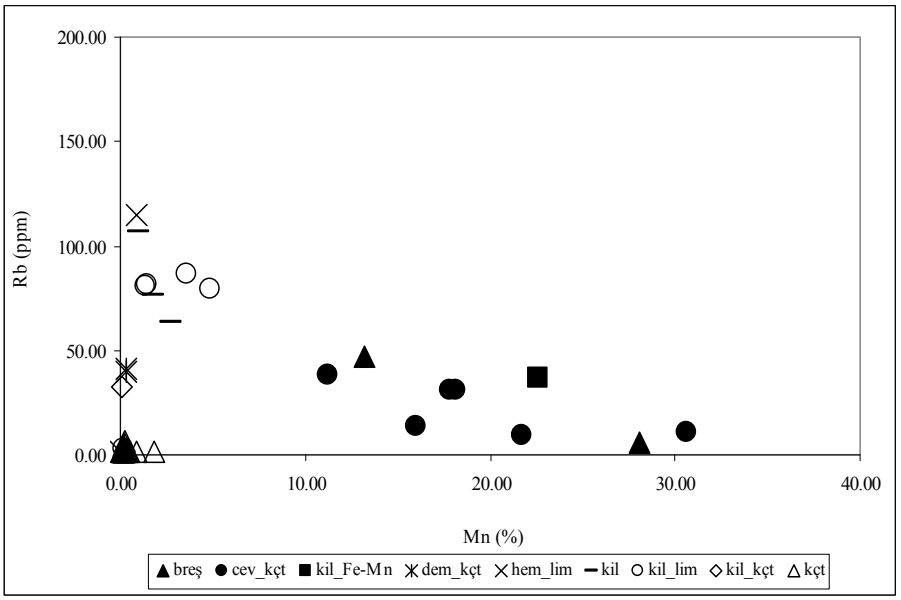
Rb miktarı beklendiği şekilde özellikle kil içerikli numunelerde artış gösterir (Tablo 5.1). Her iki elementin ilişkisi grafiksel olarak gösterilmiştir (Şekil 5.16). Her ne

kadar tüm numuneler göze alındığında K ve Rb arasında yaklaşık olarak doğru orantılı bir davranış göze çarpsa da (Şekil 5.16), dağılımın dağınık olması iki element arasındaki ilişkinin güvenilir olmadığını ifade eder.

Rubidyum ile manganezin ilişkisi daha anlaşılır bir dağılım ortaya çıkarmaktadır (5.17). Manganez zenginleşmesi olmayan ya da sınırlı olan numunelerde Rb miktarı yok denecek kadar azdır. Fakat demir ve manganez zenginleşmesi olan numunelerde rubidyum miktarı ters orantılı bir değişim göstermektedir. Bu davranış da, K içeriği olan (Hollandit) ya da olmayan (Psilomelan) Mn mineralleri ile alakalı olmalıdır.



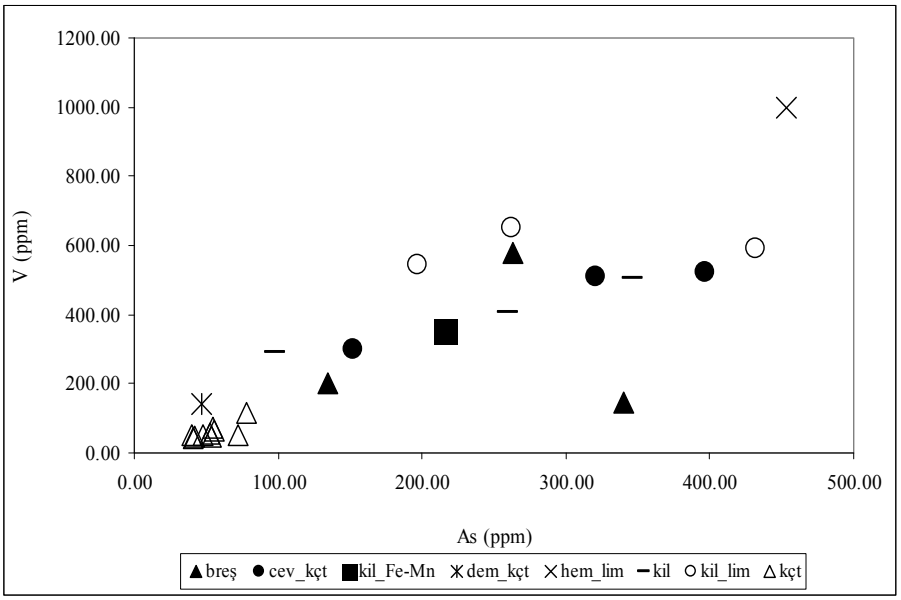
Şekil 5.16. K-Rb diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)



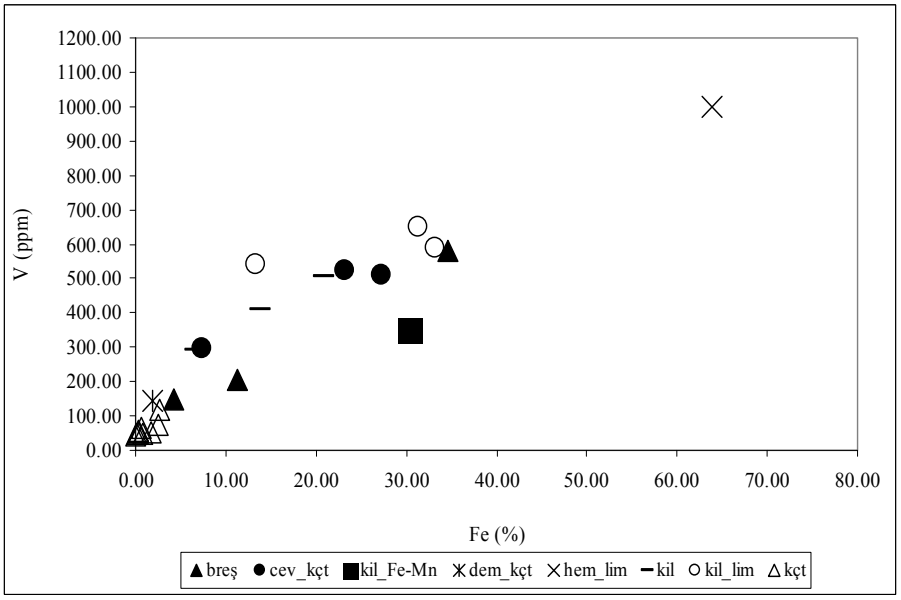
Şekil 5.17. Mn-Rb diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)

5.1.2. As, Mo, Sb, U ve V

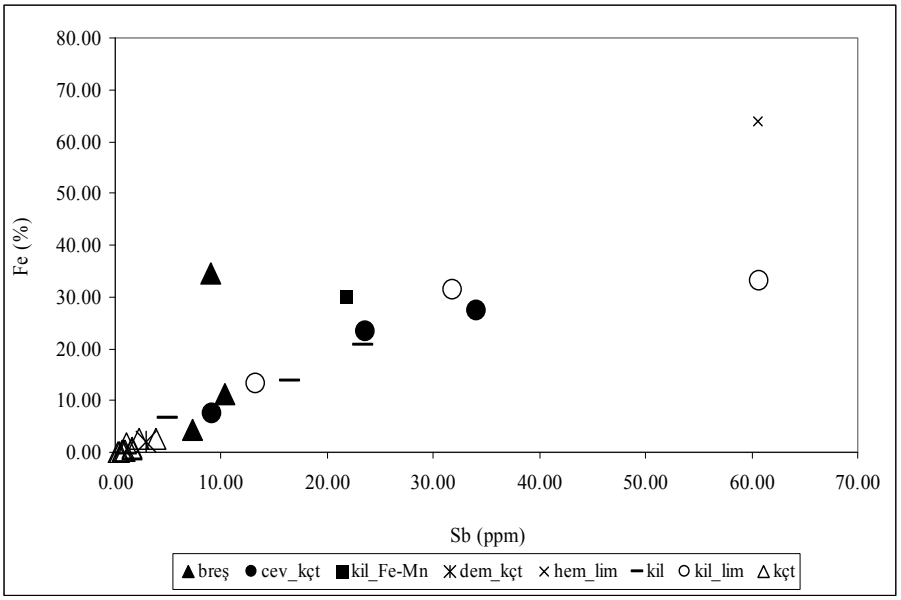
Çalışma sahasından alınan numunelerin bazı iz elementler için miktarları büyük anomaliler gösterirler (Tablo 5.1). Bu elementler As, Mo, Sb, U, ve V'dir. Bu elementlerin hepsi (U hariç) Nicholson (1992) tarafından yapılan sınıflandırmada hidrotermal oluşumların karakteristik elementleri olarak nitelendirilmişlerdir. Bu elementlerden özellikle As ve V (Şekil 5.18), Fe ve V (Şekil 5.19), Sb ve Fe (Şekil 5.20), As ve Fe (Şekil 5.21), U ve Ba (Şekil 5.22) ve U ve Fe (Şekil 5.23) arasında doğru orantılı ilişkiler gözlenir. Bu elementlerin hemen hepsinin Mn ile arasında anlaşılabilir bir ilişki gelişmez. Bununla beraber U ve Mn arasında Fe-Mn zenginleşmesi gösteren numuneler göz önüne alındığında ters orantılı bir ilişki ortaya çıkar (Şekil 5.24).



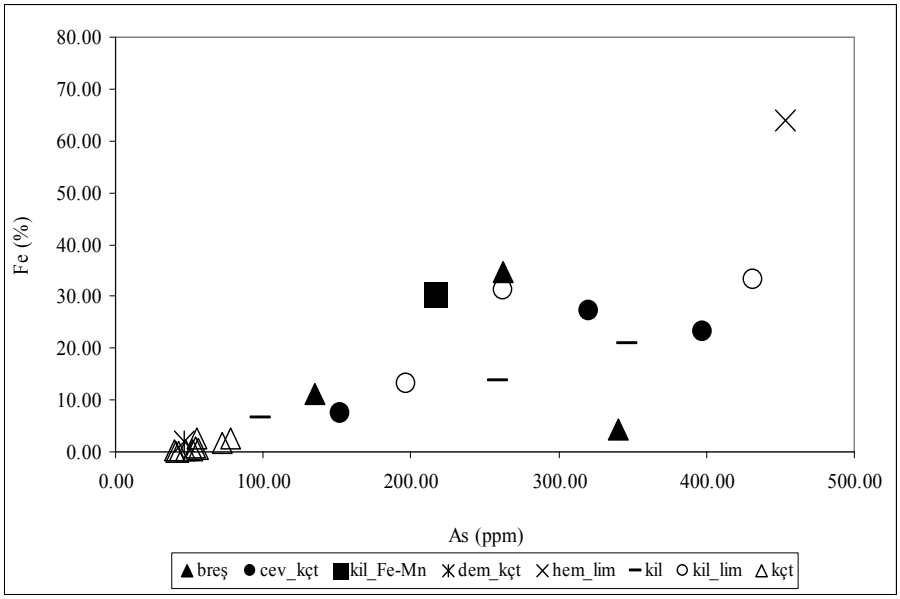
Şekil 5.18. As-V diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)



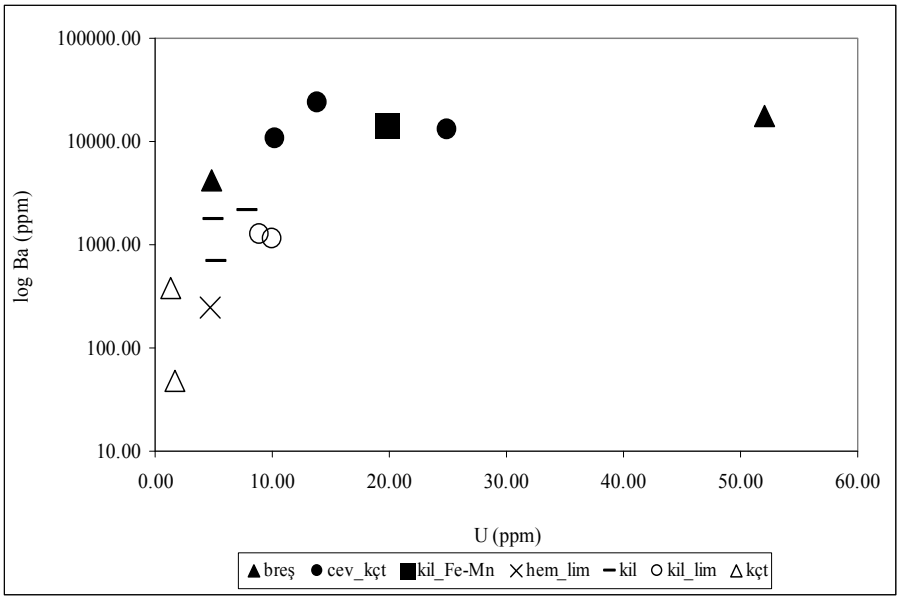
Şekil 5.19. Fe-V diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)



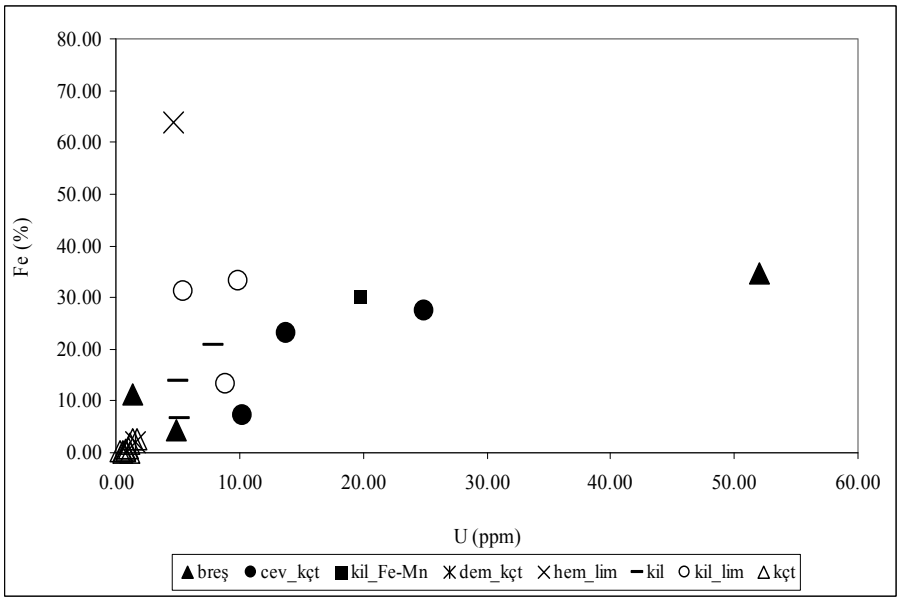
Şekil 5.20. Sb-Fe diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)



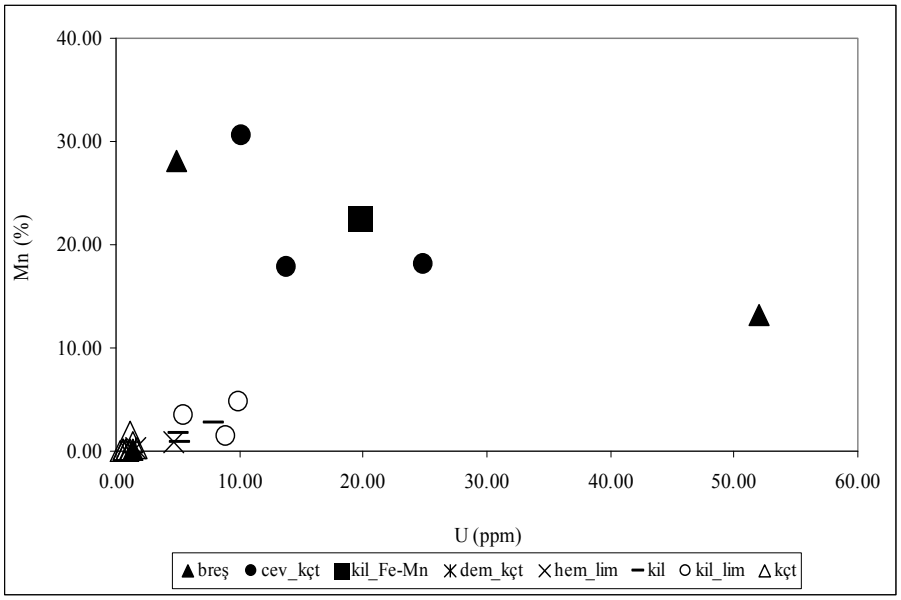
Şekil 5.21. As-Fe diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)



Şekil 5.22. U-log Ba diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)

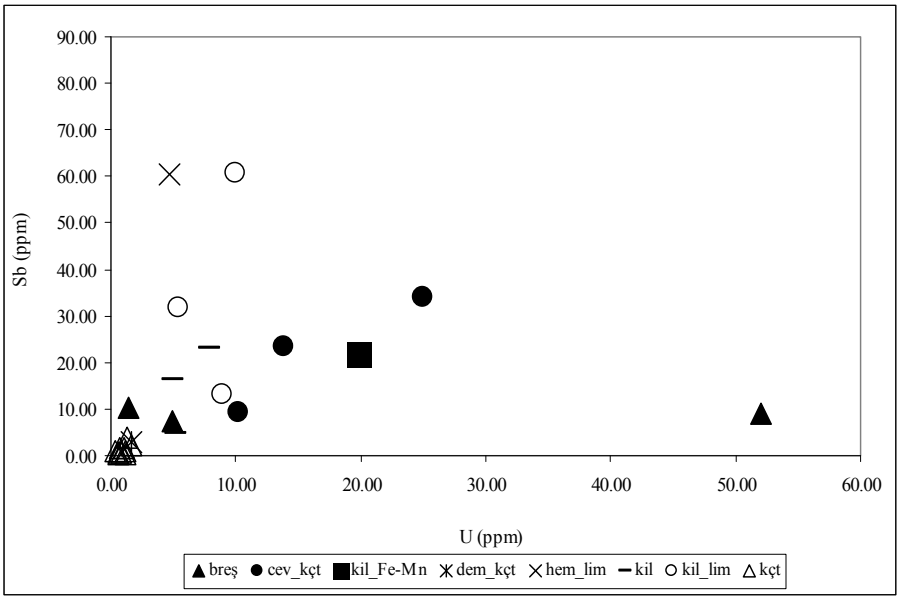


Şekil 5.23. U-Fe diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)

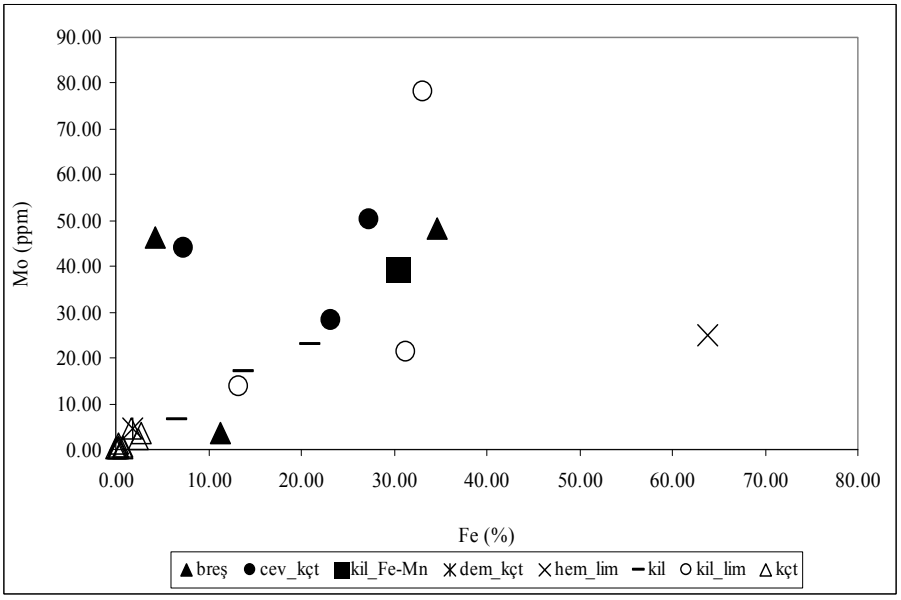


Şekil 5.24. U-Mn diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)

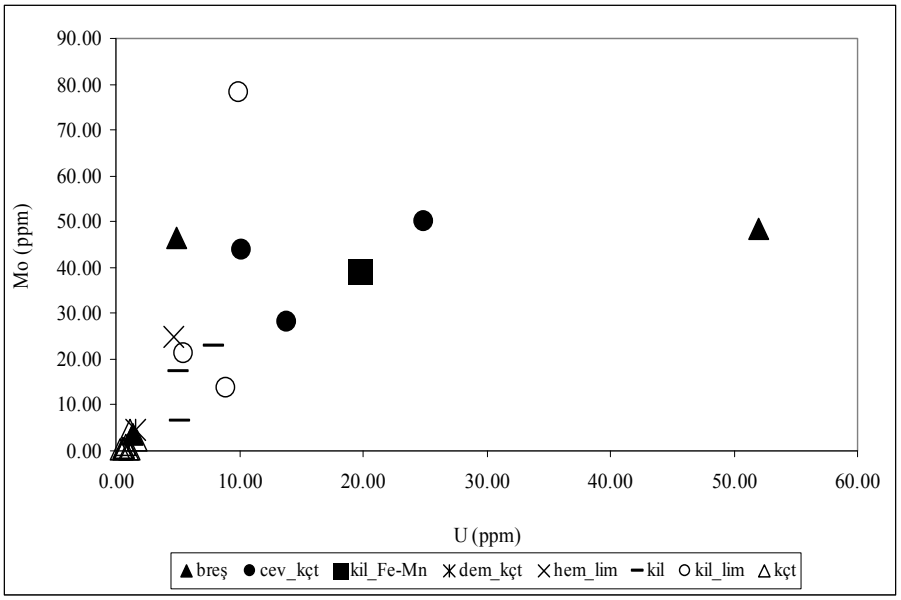
As, Mo ve Sb, HFS elementlerdir. As, Mo ve V ise düşük sıcaklıklarda çözelti içinde oksianyon yaparak hareket ederken, U karbonat kompleksi ve Sb'de hidroksit kompleksi yaparak hareket eder (Langmuir, 1997). As ve V numune türüne bakılmaksızın demir ile çok güçlü bir dağılım ilişkisi sergilemektedir (Şekil 5.18). Sb ve U'nun dağılımını kontrol eden parametreler ise Fe miktarı ve numunenin türüdür (5.25). Mo-Fe arasındaki ilişki bir diyagram üzerinde incelendiğinde, Fe-Mn zenginleşmesi gösteren numunelerin dağılımı çözülememektedir (Şekil 5.26). Mo ve U arasında, bütün numunelerde yaklaşık olarak doğru orantılı bir dağılım gözlenmiştir (Şekil 5.27). U ve Ba arasında yine bütün numunelerde yaklaşık olarak doğru orantılı bir dağılım gözlenmiştir (Şekil 5.22). Mn ve U arasında ise Fe-Mn zenginleşmesi gösteren numuneler için ters orantılı, diğer numuneler için ise doğru orantılı bir ilişki vardır (Şekil 5.24). As, Mo ve Sb miktarları özellikle Fe ve Mn zenginleşmesi gösteren numunelerde çok büyük artışlar göstermektedir (Tablo 5.1). Bu elementlerden bazılarının davranışı aynı zamanda LIL elementlerden Ba ve Sr ile benzer davranışlar göstermektedir.



Şekil 5.25. U-Sb diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)



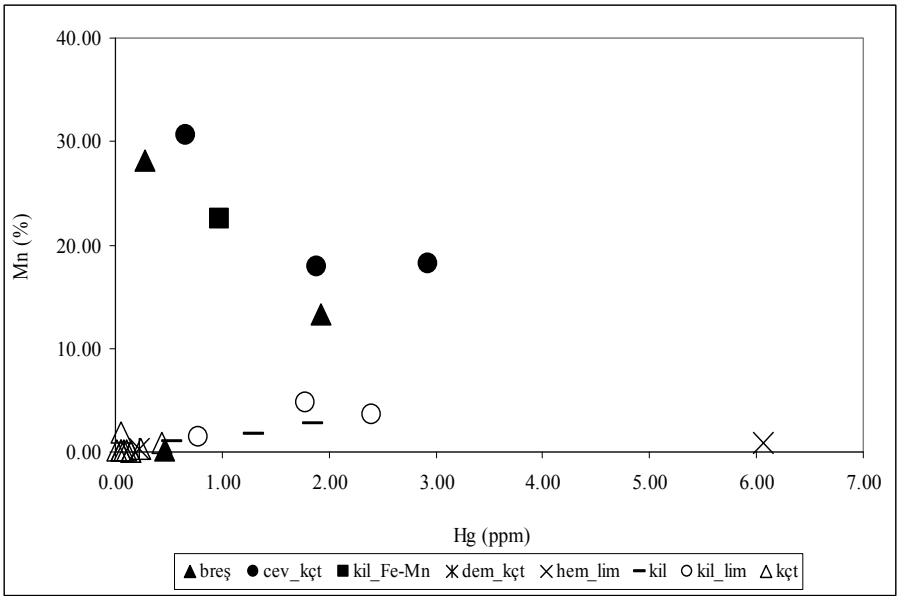
Şekil 5.26. Fe-Mo diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)



Şekil 5.27. U-Mo diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_kçt: killi kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)

5.1.3. Co, Ni, Zn, Cu, Pb, Hg

Co, Ni, Zn, Cu, Pb ve Hg elementlerinin, Fe-Mn zenginleşmesi olan numunelerdeki miktarı düşük olmasına rağmen yan kayaç ile karşılaştırıldığında anomali verecek seviyede yüksek değerler olduğu görülmüştür (Tablo 5.1). Elementlerin davranışları grafik üzerinde Fe-Mn zenginleşmesi ile mukayese edildiğinde numune türüne göre izlenebilecek bir kontrol parametresi ile karşılaşılamamıştır. Bununla birlikte civa istisnai bir davranış sergilemektedir. Civa miktarı, Mn zenginleşmesi olan numunelerde ters orantılı bir ilişki gösterirken, diğer tüm numunelerde Mn artışı ile doğru orantılı olarak artış göstermektedir (Şekil 5.28).



Şekil 5.28. Hg-Mn diyagramı (kçt: kireçtaşı, kil_lim: killi limonit, kil: kiltaşı, hem_lim: hematit-limonit, dem_kçt: demir zarf oluşumlu kireçtaşı, kil_Fe-Mn: killi Fe-Mn zenginleşmesi, cev_kçt: cevherli (Fe-Mn'li) kireçtaşı, breş: breş)

6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Saray'ın kuzeyindeki Soğucak formasyonunun içindeki resifal kireçtaşlarının karst boşluklarında gerçekleşen Fe-Mn mineral zenginleşmesinin hidrotermal ve epijenetik karakterde olduğu düşünülmektedir. Bu cevherleşme günümüzde oksidize olsa da, oluştuğu dönemde indirgenmiş halde olduğu düşünülmektedir. Cevherleşmenin bu karakterde olduğunun düşünülmesine yol açan sebepler çalışma kapsamında yapılan jeolojik gözlemlere ve jeokimyasal tespitlere dayanmaktadır.

Bu tez kapsamında çalışılan cevherleşmenin, manganez ve demir olmak üzere temel iki bileşeni vardır. Fakat bu iki cevherleşme birbirinden farklı zamanlarda gelişmiştir.

Traktaş taş ocağındaki, metal oksitlerin çökelimleri karst güzergahı boyunca sınırlıdır. Buna ilave olarak metal çökelimi yatay karst oluşumunu düşey olarak kesen fay boyunca aşağıdan yukarıya doğru gelişerek devam eder (Şekil 2.5 ve 2.6). Her ne kadar metal çökelimi sırasında kireçtaşlarının çözünmesinin kanıtı sınırlı bir şekilde petrografik çalışmalar sırasında gözlemlenmişse de bu dominant bir olay değildir (Şekil 4.12). Sonuç olarak karst oluşumunda hidrotermal etki Saray mineralleşmesinde ihmal edilebilecek düzeydedir. Bu çalışma sırasında karstların oluşumunu kontrol eden temel kimyasal parametrenin hidrotermal kontrollü olmadığı anlaşılmıştır fakat karstların CO_2 miktarındaki artış ile mi yoksa sülfit oksidasyonuna bağlı olarak mı geliştiği anlaşılamamıştır.

Çalışma sahasında stratigrafik kontrolün varlığı, karstların belli bir yatay düzlemin üzerinde ve onun boyunca gelişmesinden anlaşılmaktadır. Bu yatay düzlem üzerinde kireçtaşları orta kalın tabakalıdır ve altında ise kalın-çok kalın tabakalıdır (Şekil 2.5 ve 2.6). Bu yatay düzlem aynı zamanda paleo-erozyon ile ilişkili olmalıdır. Bu yüzeyin bir paelo-erozyon düzlemi olduğu taş ocağının batı yan yüzeyinde tanımlanmış olan paleo-doğrultu atımlı bir fayın paleo-erozyon yüzeyinin üzerinde gelişen orta-kalın tabakalı kireçtaşlarını kesememesinden anlaşılmaktadır (Şekil 2.5

ve 2.6). Bunun dışında benzer karstlar Traktaş taş ocağında kireçtaşı tabakalarının birbirleri üzerinde düşük açılı olarak gelip oluşturdukları düzlemlerin dokanakları boyunca da gelişmektedir.

Karst içinde görülen dolgular, Fe-Mn mineralizasyon ürünü olan opak mineraller, kil/kum birikimleri ve kireçtaşı bloklarıdır. Bölgenin Fe-Mn zenginleşmesi gösteren kısmının haritası kuzey sınırının açık şekilde fay kontrolünde geliştiğini göstermektedir (Şekil 2.7 veya 5.1). Bu fayın doğrultusu yaklaşık olarak batı-kuzeybatıdır ve eğim yönü de güney-güneybatıdır. Bu yön de yaklaşık olarak Trakya havzasının uzun eksenine paraleldir. Bu fayın Trakya havzasının uzun eksenine kısmen paralel olması, gelişimini kontrol eden temel parametrenin havzanın büyüme/genişleme evrimi ile ilişkili olduğunu düşündürmektedir. Fayın ölçüleri alınmıştır ve fayın doğrultu atımlı bir fay olduğu belirlenmiştir.

Demir-manganez cevherleşmesi orta Eosen yaşlı resifal kireçtaşları içinde fay kontrollü olarak belli bir stratigrafik düzeyde oluşan karstik boşluklarda gelişmiştir. Bu boşluklardaki zenginleşme düzeyi farklılıklar gösterir. Çalışma sahası içinde bu boşluklardan hemen hepsinde az ya da çok Fe-Mn zenginleşme izine rastlansa da, Saray'daki taş ocağındaki zenginleşmeyi kontrol eden temel parametre bu boşluklardan birinin bir kırık zonu ile kesişmesi ve hidrotermal akışkanların bu boşlukta yoğunlaşmasıdır. Her ne kadar aynı seviyedeki boşluklarda değişik yoğunlukta Mn-Fe zenginleşmesi gerçekleşiyorsa da, ana zenginleşme düzeyi ile mukayese edildiğinde diğer karstik boşluklardaki zenginleşme miktarı çok düşük kalmaktadır. Aynı stratigrafik düzeydeki karstik boşluklar birbirleri ile bağlantılı olduklarından, yukarı doğru hareket eden hidrotermal akışkanın bağlantılı karstik boşluklarda uzun mesafeler boyunca yatay yönde ilerlemesi ve Mn-Fe zenginleşmesini karst sisteminin yarattığı uygun porozite içinde çökeltmesi beklenen direkt sonuçtur. Taş ocağının görünen kısmında bu türden yoğun bir Fe-Mn zenginleşmesi tüm karst boşluklarında gözlenmemektedir. Bunun üç açıklaması olabilir:

1) Hidrotermal akışkan sadece hidrotermal gradyan yönünde ilerleyebilme kabiliyetindeydi.

2) Hidrotermal akışkan kırık zonunda yoğunlaştığından akışkanın debisinin büyük kısmı yatay yönü atlayarak, düşey yönde hareket etti.

3) Hidrotermal akışkan sadece tek bir noktadan yüzeye doğru hareket etti ve yeraltında iki boyutlu bir ilerleme gerçekleştirmedi.

Hidrotermal akışkanların kırık zonunda yoğunlaşarak yukarıya doğru kanalize olduklarını ve karstik boşlukların büyük kısmını atladıkları düşünülmektedir.

Demir-manganez zenginleşmesinin çalışıldığı taş ocağının hemen güneyinde başka bir taş ocağı daha mevcuttur (Şekil 2.3). Bu taş ocağının karst boşluklarında da düşük seviyede Fe-Mn zenginleşmesine rastlanılmıştır. Fakat bu taş ocağının faaliyete yeni geçmiş olması ve çalışmanın stratigrafik üst seviyelere yoğunlaşmış olması Fe-Mn zenginleşmesinin gerçekleştiği seviyeye daha inilmediğini gösteriyor olabilir.

Fe-Mn mineralleşmesi, zenginleşmesi mekan içinde tür ve miktar bakımından farklılaşma gösterir (2.12). Örneğin taş ocağının tabanında sarı-taba renkli Fe-oksitler egemenken, üst seviyelerde siyah-kahverengi Mn'ce zengin mineraller gelişir. Fe-oksit minerallerin türlerinin ne olduğu jeokimya analizleri ile belirlenemese de, fiziksel özelliklerinden onların büyük ihtimal ile götit ve limonit oldukları tahmin edilmektedir.

Mn'ce zengin minerallerin ne oldukları hakkında jeokimya analizleri fikir vermektedir. Mn'ce zengin numunelerin analiz sonuçları Ba anomalisi vermektedir. Sedimanter sistemlerde Ba çoğunlukla SO_4^{2-} ile birleşerek bariti oluşturmaktadır. Fakat numunelerimizin yapılan toplam S analizlerinden alınan sonuçlar, kükürtün değerinin bariti oluşturmak için gereken miktarın çok altında kaldığını göstermektedir (Tablo 5.1). Bu da sistemdeki Ba'nın muhtemelen başka bir mineral fazında hapis olduğuna işaret eder. Bu mineral fazı psilomelan ($[Ba, H_2O]_2Mn_5O_{10}$) ya da hollandit ($Ba[Mn^{4+}, Mn^{2+}]_8O_{16}$) olmalıdır. Zaten elementler arası ilişki incelenirken oluşturulan grafiklerde Mn'ce zengin numunelerin Ba ile olan ilişkilerinin yaklaşık olarak doğru orantılı bir dağılım verdiği gözlenmiştir (Şekil 5.12), bu da psilomelan veya hollanditin varlığını doğrular niteliktedir.

Sistemde gözlenen diğer manganez mineralleri ise kriptomelan ($K[Mn^{4+}, Mn^{2+})_8O_{16}$) ve stronsiyomelan (strontiomelane) ($SrMn_6^{4+}Mn_2^{3+}O_{16}$) olabilir. Jeokimya analizi yapılan numunelerde, Mn-zenginleşmesi içeren numunelerde Mn-K ve Mn-Sr dağılımları doğru orantılı ilişkiler gösterir, bu ilişkiler bu element gruplarının

muhtemelen bir arada bulunduklarına işaret eder. Dolayısıyla Mn ve K'yı ve Mn ve Sr'yi barındıracak mineraller ise büyük ihtimalle kriptomelan ve stronsiyomelan olmalıdır.

Saray'daki Fe-Mn zenginleşmesinin olduğu numunelerin jeokimyası çalışıldığında en temel özelliklerden birisi Fe ve Mn arasında ters orantılı bir ilişkinin olduğudur (Şekil 5.6). Bu özellik demir ve manganezin çökelimlerinin birbirinden ayrıştığı anlamına gelmektedir ve bu tür ayrışma deniz tabanında oluşan birçok epitermal mineralizasyonun sisteminde de karşılaşılan bir özelliktir (Nicholson, 1992). Buna ilave olarak sadece demir zenginleşmesi gösteren numunelerdeki Mn miktarının çok düşük olduğu gözlemlenir. Bu numunelerde demir miktarındaki azalmaya Mn miktarındaki artış eşlik etmez. Bu özellik Saray'daki mineralleşmenin iki farklı hidrotermal akışkan tarafından kontrol edilmiş olabileceğini düşündürür, bunlar:

1) Mn'dan bağımsız ve sadece Fe'ce zengin olan bir hidrotermal sıvıdan çökelen Fe-mineralleşmesi ve
2) Fe ve Mn miktarının zaman ve mekan içinde evrimleşmesi ve Fe-Mn mineralleşmesidir.

Bu iki hidrotermal akışkanın varlığı, parlatılmış ince kesitlerin çalışılması ve numunelerin SEM ile çalışmaları ile kısmen cevaplanabilecek türden sorulardır.

Ana kayası kireçtaşları olan ve deniz tabanında gelişen modern epitermal sistemlerden çökelen Fe-Mn zenginleşmesi nadir olduğu için, Saray Fe-Mn zenginleşmesinin jeokimyasal özelliklerinin mukayese edilebileceği bir sisteme ihtiyaç vardır. Saray'da taş ocağında çalışılan Mn-zenginleşmesine bu bağlamda metamorfizmaya uğramamış ve en çok benzeyen Mn-Fe zenginleşmeleri İsviçre'nin Sargans bölgesindeki üst Jura kireçtaşı kayalarında oluşan Gonzen yatağı (Pfeifer ve diğ., 1988) ve Macaristan'da alt Jura kireçtaşlarında oluşan Úrkút yatağıdır (Polgári ve diğ., 2004). Gonzen yatağındaki mineralizasyon, pasif bir kıtasal kabuğun kenarında, aktif bir volkanizma etkisinden yoksun ve fakat muhtemelen deniz altı hidrotermal aktivitenin deniz tabanında oluşmasına sebep olduğu sin-sedimanter ve katmanlı Fe-Mn zenginleşmesidir. Oluştuğu tektonik rejim ve Fe-Mn minerallerinin çökeldiği kaya ortamı dışında Gonzen yatağı Saray yatağı ile benzerlikler taşımaktadır. Macaristan'daki Úrkút yatağı ise erken Jura kireçtaşı marn ve siyah

çamurtaşlarında hem çatlak dolgusu olarak hem de sin-sedimanter katmanlı çökelimler olarak gerçekleşir (Polgári ve diğ., 2004). Oksit cevherleşmesi kireçtaşı çatlaklarında oluşurken, indirgenmiş manganez rodokrozit olarak siyah çamurtaşlarında gelişir.

Saray Fe-Mn zenginleşmesi gelişmesinin öncesinde büyük ihtimal ile karstlaşma gerçekleşmiştir. Bunun sebebi karst boşluklarının hepsinde Fe-Mn zenginleşmesinin gelişmemesidir.

Fe-Mn Mineral zenginleşmesini sonuçlayan akışkanların kökeni hidrotermal olmalıdır. Bunun kanıtı Fe-Mn zenginleşmesine eşlik eden iz elementler ile açık bir şekilde ortaya konulmaktadır (Bölüm 5). Buna ilave olarak hidrotermal akışkanın oksidasyon düzeyi indirgenmiş olmalıdır; aksi takdirde Fe ve Mn gibi yükseltgenmiş ortamlarda çok duraylı oksit mineralleri oluşturan bu iki elementin hidrotermal akışkanlar ile taşınabilmesi mümkün olamazdı. Akışkanlar Trakya havzasını evrimini kuzeyden kontrol eden fayları kullanarak çökeldikleri yere çıkmış olmalıdırlar. Traktaş tas ocağında yüzey haritası yapılan zenginleşme bunu açıkça ifade etmektedir (Şekil 2.7 veya 5.1).

Özellikle Fe çökelimi ilk etapta sülfitler seklinde gelişmiş olmalıdır. Bu tespitin iki kanıtı vardır:

1) Petrografik ince kesit incelemeleri sırasında çalışılan kayalarda öhedral oksidize olmuş ve olmamış pirit kristalleri gözlemlenmiştir (Şekil 4.11) ve
2) Taş ocağının tabanında fay zonunun arasına sıkışmış halde gözlenen limonit ve götit'ler gelişmektedir (Şekil 2.12).

Fakat sülfit çökelimi için gerekli sülfitin kaynağı şu an için tartışmalıdır. Bu sülfitin kaynağı Trakya havzasının dolduran ve kuzeyde para-tetis (proto-Karadeniz) ile bağlantılı olan Oligosen okyanus/denizinin indirgenmiş öksinik derin deniz suları olabilir. Bu tür indirgenmiş bir deniz suyu, aynı zamanda Soğucak kireçtaşları içinde gelişen karstların nasıl geliştiğini de açıklayabilir: Soğucak formasyonunun porozitesi yüksek bölümlerinde, Istranca Dağları'ndan Oligosen Trakya havzasına doğru oksik yeraltı suları yaklaşık olarak kuzeyden güneye doğru ilerler, bu sırada havzanın genişleme evrimini kontrol eden faylar boyunca indirgenmiş Oligosen

deniz suyu yukardan aşağıya doğru süzülür ve indirgenmiş Oligosen deniz suyu ile oksik yeraltı suyunun karsılaştığı yerde sülfit oksidasyonu neticesinde karst gelişimi başlar.

Jeokimyası yapılan numunelerde bilinen diğer yatakların aksine özellikle Fe-Mn zenginleşmesi gösteren numunelerde U anomalisi ile karşılaşılmaktadır. U aynı Mo, V, Cr, ve Re gibi indirgen ortamlarda çökelme eğiliminde olan elementlerdendir (Calvert ve Pedersen, 1993). Bu şartlar altında U'nun kaynağı diğer elementlerin aksine indirgenmiş deniz suyu olabilir.

Yeraltındaki mineralizasyonun boyutu bu bağlamda yukarı doğru ilerleyen hidrotermal akışkanın debisine, Oligosen denizinin indirgeniş ve yükseltgeniş sularının değişik zaman aralıklarında karst sistemini doldurmasına ve şu an için isimlendirilememiş bir çok kompleks ve farklı parametreye bağlı olabilir.

KAYNAKLAR

Akartuna M., Çatalca-Karacaköy bölgesinin jeolojisi, *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri,* 1953, **13**, 1-88.

Akyol E., Aygün F., Trakya karasal Tersiyer'inde yaş tayinleri, *Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, 1995, 28-29.

Alişan C., Gerhard J. E., Kuzey Trakya havzasında açılan üç kuyunun palinostratigrafisi ve kaynak kaya özellikleri, *Türkiye 7. Petrol Kongresi Bildiriler Kitabı*, 1987, 461-474.

Alişan C., Trakya "I" Bölgesi'nde Umurca-1, Kaynarca-1, Delen-1 kuyularında kesilen formasyonların palinostratigrafisi ve çökelme ortamlarının değerlendirilmesi, *TPAO Araştırma Grubu Arşivi,* 386, 1-60, 1985.

Aslaner M., Tozaklı, Poyralı linyitleri ve Pınarhisar civarının jeolojisi, *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 1956, **66**, 126-142.

Aykol A., Kırklareli Demirköy Formasyonunun petroloji ve jeokimyası, Doçentlik Tezi, *İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi*, İstanbul, 1979.

Aykol A., Tokel S., The geochemistry and tectonic setting of the Demirköy pluton of the Srednogorie-Istranca granitoid chain, NW Turkey, *Mineralogical Magazine*, 1991, **55**, 249-256.

Batı Z., Erk S., Akça N., Trakya Havzası Tersiyer birimlerinin palinomorf, foraminifer ve nannoplankton biyostratigrafisi, *TPAO Araştırma Dairesi Arşivi, teknik rapor,* 1947, 1-92, 1993.

Batı Z., Palynostratigraphy and coal petrography of the Upper Oligocene lignites of the Northern Thrace Basin, NW Turkey, Doktora Tezi, Orta Doğu Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, 1996, 56528.

Batı Z., Alişan C., Ediger V. Ş., Teymur S., Akça N., Sancay H., Ertuğ K., Kirici S., Erenler M., ve Aköz Ö., Kuzey Trakya Havzası'nın Palinomorf, Foraminifer ve Nannoplankton Biyostratigrafisi, *Türkiye Stratigrafi Komitesi Çalıştayı (Trakya Bölgesi'nin Litostratigrafi Adlamaları) Özleri*, 2002, 14.

Bayrak M., Gürer A., Gürer Ö. F., Electromagnetic Imaging of the Thrace Basin and Intra-Pontide Subduction Zone, Northwestern Turkey, *International Geology Review*, 2004, **46**(1), 64-74.

Bayrak M., Gürer A., Gürer Ö. F., İlkışık O. M., Başokur A. T., Mohr-circle-based rotational invariants of a magnetotelluric data set from the Thrace region of Turkey: geological implications *Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.),* 2006, **15**, 95-110.

Burke W. F., Uğurtaş G., Seismic interpretation of Thrace Basin, *in Proceedings of the 2nd Petroleum Congress of Turkey: Ankara, Turkish Association of Petroleum Geologists,* 1974, 227–248.

Bürkan K., Trakya Havzası'ndaki tüflerin konumu, yayılımı ve hidrokarbon potansiyelleri, *TPAO Arama Grubu Arşivi teknik rapor,* 3176, 1-43, 1992.

Calvert S. E., Pedersen T. F., Geochemistry of Recent oxic and anoxic marine sediments: Implications for the geological record, *Marine Geology,* 1993, **113,** 67-88.

Çağlayan M. A., Yurtsever A., Burgaz-A3, Edirne-B2 ve B3; Burgaz-A4 ve Kırklareli-B4; Kırklareli-B5 ve B6; Kırklareli-C6 paftaları, 1:100 000 ölçekli açınsama nitelikli Türkiye jeoloji haritaları, No: 20, 21, 22, 23, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü*, Ankara, 1998.

Doust H., Arıkan Y., The geology of the Thrace Basin, *Türkiye İkinci Petrol Kongresi Tebliğleri Kitabı,* 1974, 119-136.

Duman T. M., Keçer M., Ateş Ş., Emre Ö., Gedik İ., Karakaya F., Durmaz S., Olgun Ş., Şahin H., Gökmenoğlu O., İstanbul metropolü batısındaki (Küçükçekmece-Silivri-Çatalca yöresi) kentsel gelişme alanlarının yer bilim verileri, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Özel Yayın Serisi,* 2004, **3**.

Ediger V. Ş., Alişan C., Tertiary fungal and algal palynomorph biostratigraphy of the northern Thrace basin, Turkey, *Review of Palaeobotany and Palynology*, 1989, **58**, 139-161.

Elmas A., The Thrace Basin: stratigraphic and tectonicpalaeogeographic evolution of the Palaeogene formations of northwest Turkey, *International Geology Review*, 2011, **54**, 1-24.

Elmas A., Yiğitbaş E., Ophiolite emplacement by strike-slip tectonics between the Pontide Zone and the Sakarya Zone in northwestern Anatolia, Turkey *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau),* 2001, **90**, 257-269.

Ferenczi P., Iron ore, manganese and bauxite deposits of the Northern Territory, *Northern Territory Geological Survey, Report,* 13, 1-123, 2001.

Galley A., Hannington M., Jonasson I., Volcanogenic massive sulphide deposits, *Geological Survey of Canada,* 2007, **1**, 1-19.

Gerhard J. E., Alişan C., Palynostratigraphy, Paleoecology, and visual organic geochemistry Turgutbey-2, Değirmencik-3 and Pancarköy-1, Thrace Basin, Turkey, *TPAO Araştırma Merkezi Grubu Arşivi teknik rapor,* 983, 1-33, 1987.

Görür N., Okay A. I., Fore-arc origin of the Thrace basin, northwest Turkey, *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau),* 1996, **85**, 662-668.

Gutzmer J., Beukes N. J., Karst-hosted fresh-water paleoproterozoic manganese deposits, Postmasburg South Africa, *Economic Geology*, 1996, **91**, 1435-1454.

Gutzmer J., Beukes N. J., Rhalmi, M., Mukhopadhyay, J., Cretaceous Karstic Cave-Fill Manganese-Lead-Barium Deposits of Imini, Morocco, *Economic Geology*, 2006, **101**, 385-405.

Güler B., Pınarhisar-Saray (Trakya Havzası kuzeyi) arasında yüzeylenen Soğucak formasyonunun rezervuar özelliklerinin incelenmesi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, Ankara, 2005, 170004.

Hogmalm K. J., Hellingwerf R., Cornell D. H., Finger F., An epigenetic magnesite deposit in the Bergslagen area, central Sweden, *A Scandinavian Journal of Earth Sciences* (*GFF),* 2012, **134**, 7-18.

İmik M., Kırklareli-C2-3 Paftası ve İzahnamesi, 1:100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü*, 1988.

Jones T. S., Manganese material flow patterns, *U.S. Department of the interior, Bureau of Mines, Information Circular,* 9399, 2-11, 1994.

Kasar S., Bürkan K., Siyako M., Demir O., Tekirdağ- Şarköy-Keşan-Enez bölgesinin jeolojisi ve hidrokarbon olanakları, *TPAO Arama Grubu Arşivi teknik rapor,* 1771, 1-71, 1983.

Kasar S., Eren A., Kırklareli-Saray-Kıyıköy bölgesinin jeolojisi, *TPAO Arama Grubu Arşivi teknik rapor,* 2208, 1-45, 1986.

Keskin C., Kuzey Trakya Havzası'nın stratigrafisi, *Türkiye İkinci Petrol Kongresi Tebliğleri Kitabı*, 1974, 137-163.

Klein C., Ladeira E. A., Geochemistry and mineralogy of neoproterozoic banded iron-formations and some selected, siliceous manganese formations from the Urucum district, Mato Grosso Do Sul, Brazil, *Economic Geology*, 2004, **99**, 1233-1244.

Krauskopf K. B., *Introduction to Geochemistry*, 2nd ed., McGraw-Hill, New York, 1979.

Langmuir D., *Aquaeous Environmental Geology*, Prentice-Hall Inc., Upper Saddle River, New Jersey, 1-38*,* 1997.

Laznicka P., Manganese deposits in the global lithogenetic system: Quantitative approach, *Ore Geology Reviews,* 1992, **7**, 279-356.

Li Y. -H., *A Compendium of Geochemistry*, Princeton University Press, New Jersey, 2000.

Lykakis N., Kilias S. P., Epithermal manganese mineralization, Kimolos Island, South Aegean volcanic arc, Greece, *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 2010, **5**, 2646-2656.

Maynard J. B., The Chemistry of Manganese Ores through Time: A Signal of Increasing Diversity of Earth-Surface Environments, *Economic Geology,* 2010, **105**, 535–552.

McDonough W. F., Sun S.,-s., The composition of the Earth, *Chemical Geology* 1995, **120**, 223-253.

Melcher F., Genesis of chemical sediments in Birimian greenstone belts: evidence from gondites and related manganese-bearing rocks from northern Ghana, *Mineralogical Magazine,* 1995, **59**, 229-251.

Okay A. I., Özcan E., Cavazza W., Okay N., Less G., Basement Types, Lower Eocene Series, Upper Eocene Olistostromes and the Initiation of the Southern Thrace Basin, NW Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.)*, 2010, **19**, 1-25.

Okay A. I., Satır M., Tüysüz O., Akyüz S., Chen F., The tectonics of the Strandja Massif: late Variscan and mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the Northern Aegean, International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), 2001, **90**, 217-233.

Okay A. I., Yurtsever A., Istranca Masifinin Metamorfik Kaya Birimleri ile Metamorfizma Sonrası Kretase Kaya Birimleri, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Stratigrafi Komitesi, Litostratigrafi Birimleri Serisi-2, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, (2006).

Okay A. İ., Siyako M., Bürkan K. A., Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve tektonik evrimi, *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni,* 1990, **2/1**, 83-129.

Okita P. M., Manganese Carbonate Mineralization in the Molango District, Mexico, *Economic Geology*, 1992, **87**, 1345-1366.

Otswald J., Genesis and paragenesis of the tetravalent manganese oxides of the australian continent, *Economic Geology*, 1992, **87**, 1237–1252.

Öygür V., Çayırlı (Ankara-Haymana) manganez yatağının jeolojisi, oluşumu ve kökeni üzerine görüşler, *MTA Dergisi,* 1990, **110**, 29-43.

Öztürk H., Frakes L. A., Sedimentation and diagenesis of an oligocene manganese deposit in a shallow subbasin of the Paratethys: Thrace Basin, Turkey, *Ore Geology Reviews,* 1995, **10**, 117-132.

Öztürk H., Hein J. R., Mineralogy and stable isotopes of black shale-hosted manganese ores, southwestern Taurides, Turkey, *Economic Geology*, 1997, **92**, 733–744.

Pamir H. N., Baykal F., Istranca Masifinin jeolojik yapısı, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni,* 1947, **1**, 7-43.

Perinçek D., Possible strand of the North Anatolian fault in the Thrace Basin, Turkey: An interpretation, *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists,* 1991, **75**, 241–257.

Polgári M., Szabó-Drubina M., Szabó Z., Theoretical model for Jurassic manganese mineralization in Central Europe, Úrkút, Hungary, *Bulletin of Geosciences,* 2004, **79**, 53–61.

Pracejus B., Bolton B. R., Geochemistry of Supergene Manganese Oxide Deposits, Groote Eylandt, Australia, *Economic Geology*, 1992, **87**, 1310-1335.

Prefier H. -R., Oberhanslı H., Epprecht W., A synsedimentary hydrothermal origin of Jurassic iron-manganese deposits at Gonzen (Sargans, Helvetic Alps, Switzerland), *Marine Geology,* 1988, **84**, 257 272.

Roy S., Sedimentary manganese metallogenesis in response to the evolution of the Earth system, *Earth-Science Reviews,* 2006, **77**, 273–305.

Rückert-Ülkümen N., Neue Ergebnisse zum Alter der Miozaenen Fisch-Schichten in Nord-Thrakien (Türkei), *Stratigraphie 1. Mitt. Bayer, Staatsslg. Palaont. Hist, Geol.,* 1990, **30**, 27-37.

Sakınç M., Karaburun (B İstanbul) denizel Oligosen'inin stratigrafisi ve paleontolojisi, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 1994, **116**, 9-14.

Saner S., Saros Körfezi dolayının çökelme istifleri ve tektonik yerleşimi, Kuzeydoğu Ege Denizi, Türkiye, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 1985, **28**, 1-10.

Saraç G., Kuzey Trakya bölgesinde Edirne-Kırklareli-Saray-Çorlu-Uzunköprü-Dereikebir yörelerinin memeli paleofaunası, Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 1987, 1251.

Sirel E., Gündüz H., Kırklareli (Kuzey Trakya) denizel Oligosen'inin stratigrafisi ve nummulites türleri, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni,* 1976, **19**, 155-158.

Siyako M., Kasar S., Edirne-Lalapaşa-Kırklareli bölgesinin jeolojisi, *TPAO Arama Grubu Arşivi, teknik rapor,* 2062*,* 1-78, 1985.

Siyako M., Trakya bölgesi Tersiyer litostratigrafi birimleri, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Stratigrafi Komitesi, Litostratigrafi Birimleri Serisi, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü*, **2**, 2006.

Siyako M., Trakya ve yakın çevresinin Tersiyer litostratigrafisi, *Türkiye Stratigrafi Komitesi Çalıştayı, Trakya Bölgesi'nin Litostratigrafi Adlamaları,* 2002, 4.

Siyako M., Bürkan K., Okay A. I., Biga ve Gelibolu yarımadalarının Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları, *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 1989, **1**, 183-199.

Siyako M., Huvaz O., Eocene stratigraphic evolution of the Thrace Basin, Turkey, *Sedimentary Geology*, 2007, **198**, 75-91.

Snyder W. S., Manganese deposited by submarine hot springs in chet-greenstone complexes, western United States, *Geology,* 1978, **6**, 741-744.

Spencer C. E., The Artillery manganese district in West-Central Arizona, *Arizona Geology*, 1991, **21**, 9-12.

Sugisaki R., Relation between chemical composition and sedimentation rate of Pacific ocean-floor sediments deposited since the Middle Cretaceous: Basic evidence for chemical constraints on depositional environments of ancient sediments, *Jour. Geology,* 1984, **92**, 235-259.

Şengör A. M. C., Yılmaz Y., Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, *Tectonophysics,* 1981, **75**, 181-241.

Temel R. Ö., Çiftçi N. B., Gelibolu Yarımadası, Gökçeada ve Bozcaada Tersiyer çökellerinin stratigrafisi ve ortamsal özellikleri, *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 2002, **14**, 17-40.

Tsikos H., Beukes N., Moore J. M., Harris C., Deposition, diagenesis, and secondary enrichment of metals in the Paleoproterozoic Hotazel Iron Formation, Kalahari Manganese Field, South Africa, *Economic Geology*, 2003, **98**, 1449-1462.

Turgut S., Eseller G., Sequence stratigraphy, tectonics and depositional history in Eastern Thrace Basin, NW Turkey, *Marine and Petroleum Geology,* 2000, **17**, 61-100.

Turgut S., Türkaslan M., Perinçek D., Evolution of the Thrace sedimentary basin and its hydrocarbon prospectivity, Spencer AM (ed) Generation, accumulation, and production of Europe's hydrocarbons, *Special Publication of Eurapean Association of Petroleum Geoscientists*, 1991, **1**, 415-437.

Türkecan A., Yurtsever A., İstanbul Paftası, 1: 500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Serisi, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü*, 2002.

Tüysüz O., Geology of the Cretaceous sedimentary basins of the Western Pontides, *Geological Journal,* 1999, **34**, 75–93.

Umut M., Kırklareli-C4 Paftası ve İzahnamesi, 1:100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü,* 1988b, 1-6.

Umut M., Kırklareli-C5 Paftası ve İzahnamesi, 1:100 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü*, 1988a, 1-10.

Umut M., İmik M., Kurt Z., Özcan İ., Ateş M., Karabıyıkoğlu M., Saraç G., Edirne İli-Kırklareli İli-Lüleburgaz (Kırklareli İli)-Uzunköprü (Edirne İli) civarının jeolojisi, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, teknik rapor,* 7604, 1-42, 1984.

Ülkümen N., Trakya ve Çanakkale mıntıkalarında bulunan Neojen balıkları formasyonları hakkında, *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri*, 1960, **16**, 1-80.

Varentsov I. M., Genesis of the Eastern Paratethys manganese ore giants: impact of events at the Eocene/Oligocene boundary, *Ore Geology Reviews,* 2002, **20**, 65–82.

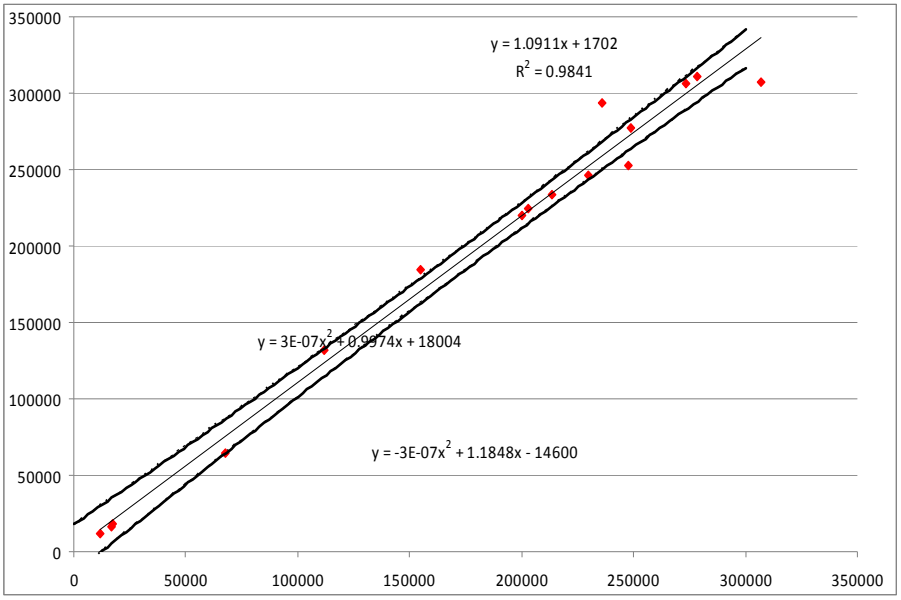
Varentsov I. M., *Manganese ores of supergene zone-Geochemistry of formation: Dordrecht, The Netherlands*, Kluwer Academic Publishers, 1-342, 1996.

Yaltırak C., Ganos Fay sisteminin tektonik tarihi, *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni,* 1996, **8**, 137−150.

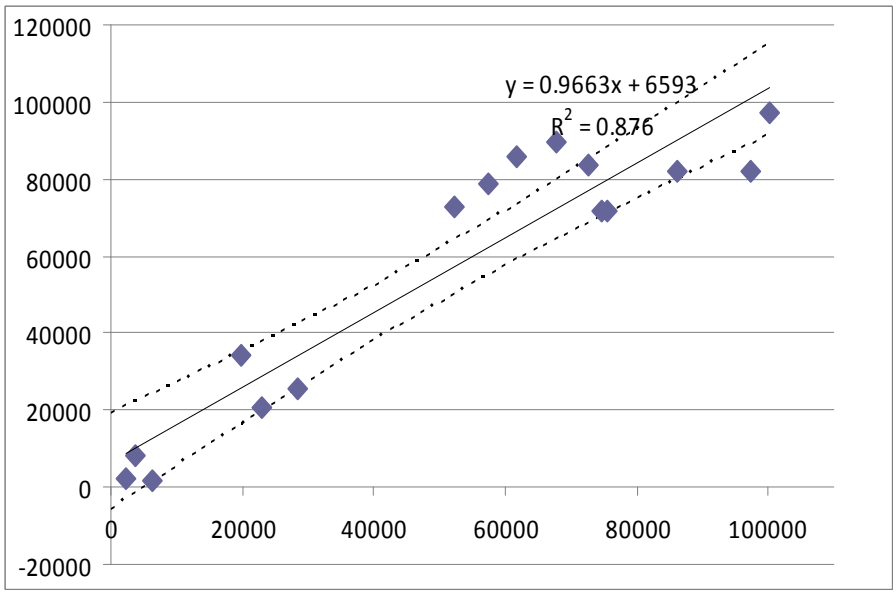
EKLER

EK–1

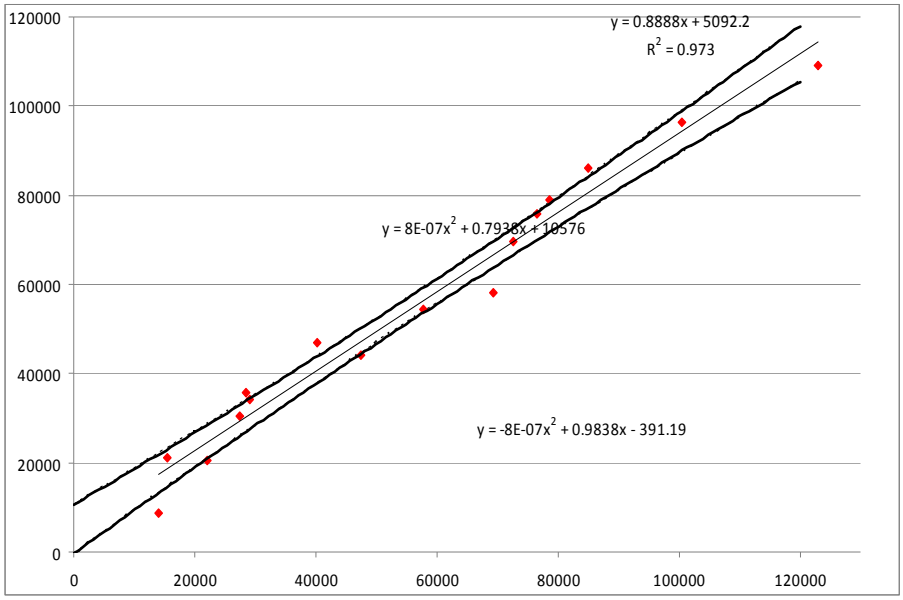
1- Si için düzeltilmiş değerler:



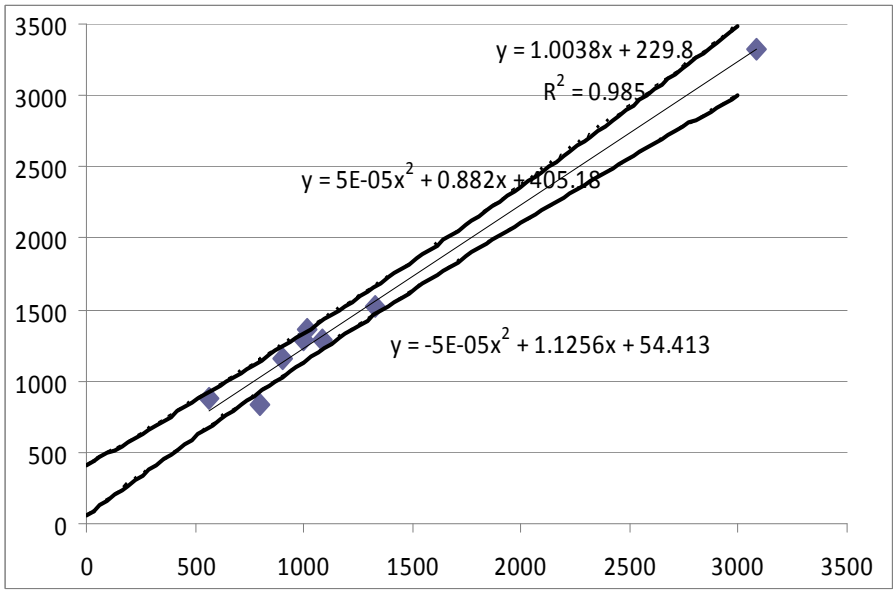
2- Al için düzeltilmiş değerler:



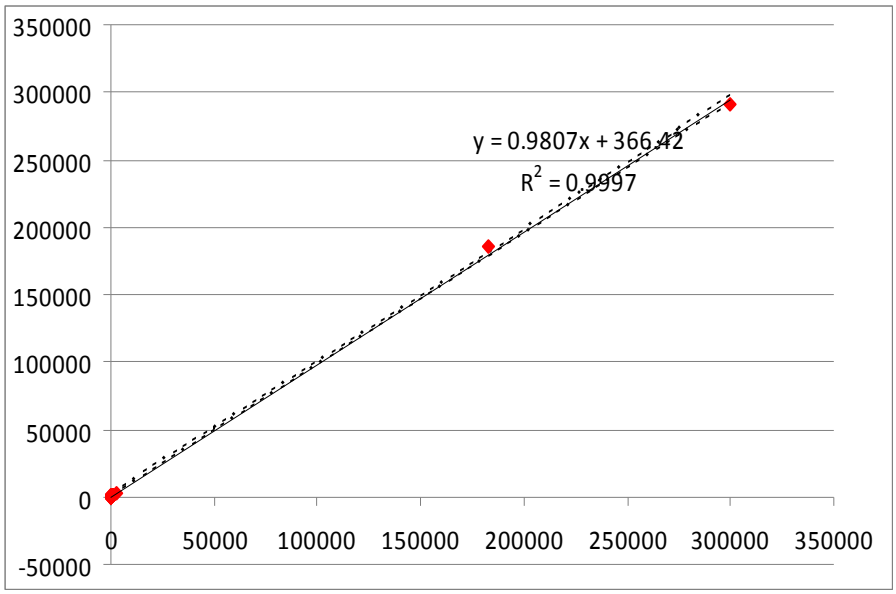
3- Fe için düzeltilmiş değerler:



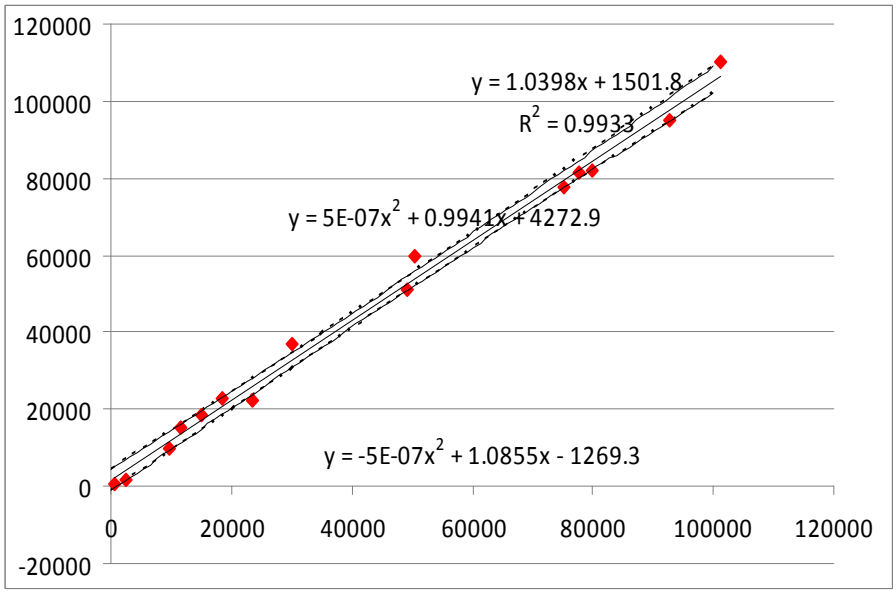
4- Mn için düzeltilmiş değerler:



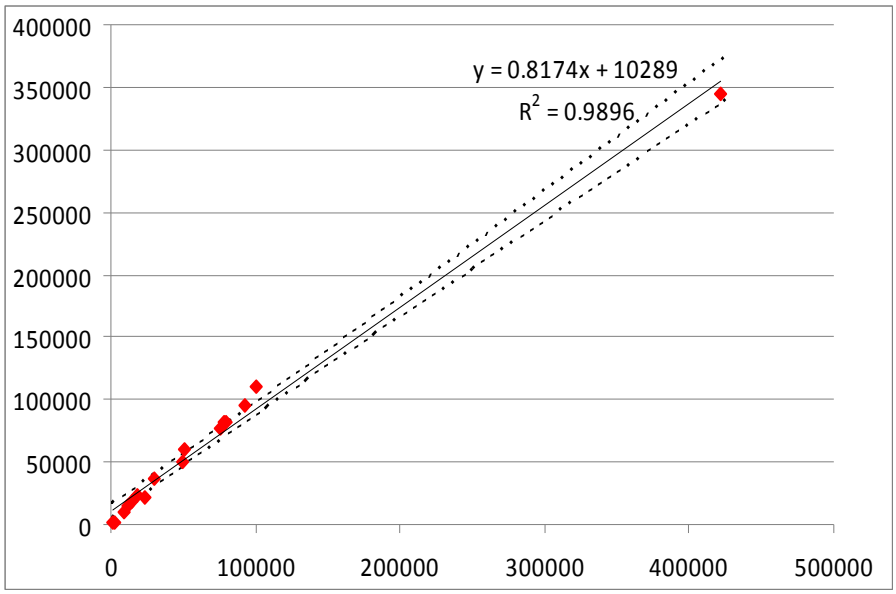
4- Mn için düzeltilmiş değerler (Devamı):



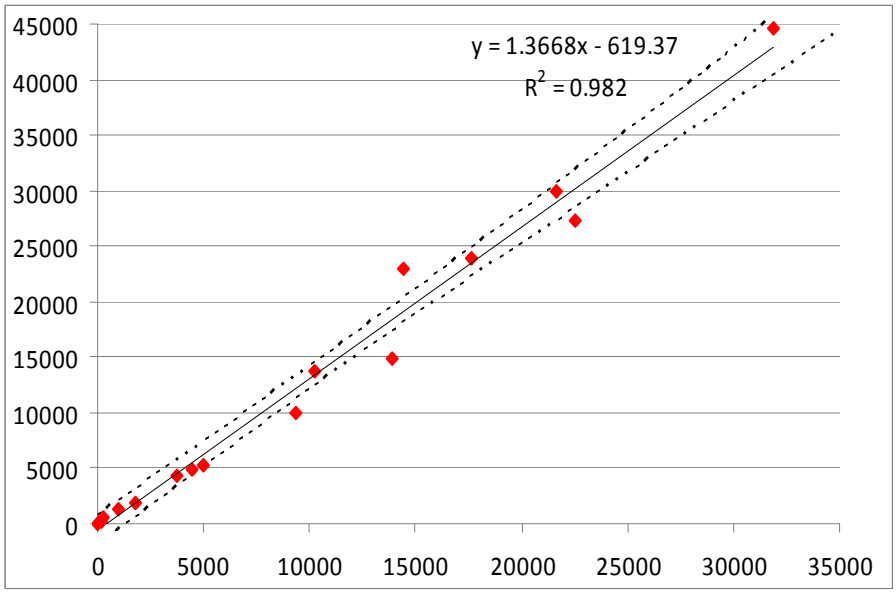
5- Ca için düzeltilmiş değerler:



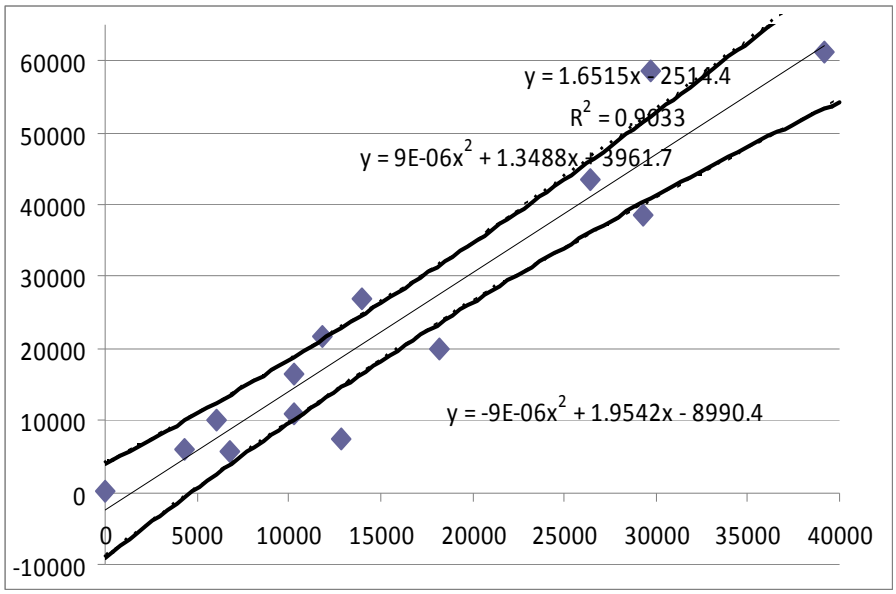
5- Ca için düzeltilmiş değerler (Devamı):

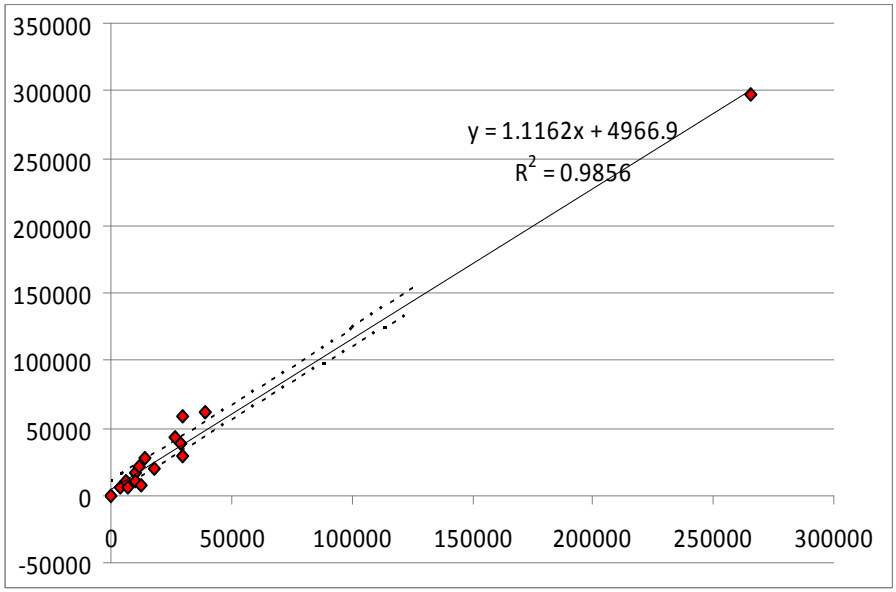


6- K için düzeltilmiş değerler:

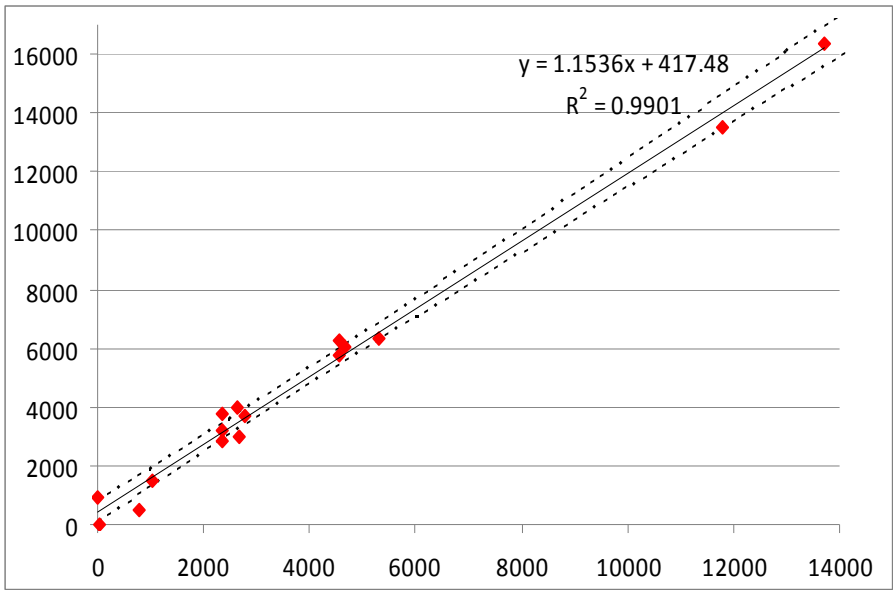


7- Mg için düzeltilmiş değerler:





8- Ti için düzeltilmiş değerler:



ÖZGEÇMİŞ

1987 yılında İstanbul'da doğdu. İlk, orta ve lise öğrenimini İstanbul'da tamamladı. 2005 yılında girdiği Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden 2009 yılında Jeoloji Mühendisi olarak mezun oldu. Aynı yılın Eylül ayında Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'nde Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde yüksek lisans öğrenimine başladı. 2010 yılının Aralık ayından itibaren Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde araştırma görevlisi olarak görev yapmaktadır.