

**ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

Yusuf TOPAK

**YUKARITIRTAR-AŞAĞITIRTAR KÖYLERİ (ISPARTA KUZEYDOĞUSU)
ARASINDA GÖZLENEN MANYEZİT YATAĞININ OLUŞUMU VE
KÖKENİ**

JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ADANA, 2006

DOKTORA TEZİ
ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

YUKARITIRTAR-AŞAĞITIRTAR KÖYLERİ (ISPARTA KUZEYDOĞUSU)
ARASINDA GÖZLENEN MANYEZİT YATAĞININ OLUŞUMU VE
KÖKENİ

YUSUF TOPAK

DOKTORA TEZİ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİMDALI

Bu tez 19/12/2006 Tarihinde Aşağıdaki Jüri Üyeleri Tarafından Oybirliği/Oyçokluğu İle Kabul Edilmiştir.

İmza..... İmza..... İmza.....

Prof.Dr.Osman PARLAK Prof.Dr. Cahit HELVACI Prof. Dr. Oktay BAYAT
DANIŞMAN ÜYE ÜYE

İmza..... İmza.....

Doç.Dr.Fevzi Öner Yrd.Doç.Dr.Mustafa AKYILDIZ
ÜYE ÜYE

Bu tez Enstitümüz Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında hazırlanmıştır.
Kod No FBA2001D184

Prof. Dr..Aziz ERTUNÇ

Enstitü Müdürü

İmza ve Mühür

Bu Çalışma Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi Tarafından Desteklenmiştir.

Proje No:FBA2001D184

- Not:** Bu tezde kullanılan özgün ve başka kaynaktan yapılan bildirişlerin, çizelge, şekil ve fotoğrafların kaynak gösterilmeden kullanımı, 5846 sayılı Fikir ve Sanat Eserleri Kanunundaki hükümlere tabidir

ÖZ

DOKTORA TEZİ

YUKARITIRTAR-AŞAĞITIRTAR KÖYLERİ (ISPARTA KUZEYDOĞUSU) ARASINDA GÖZLENEN MANYEZİT YATAĞININ OLUŞUMU VE KÖKENİ

YUSUF TOPAK

Çukurova Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman : Prof. Dr. Osman PARLAK

Yıl :2006, Sayfa: 117

Jüri Prof. Dr. Osman PARLAK

Prof. Dr. Cahit HELVACI

Prof. Dr. Oktay BAYAT

Doç. Dr. Fevzi ÖNER

Yrd. Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ

Hoyran Gölü civarındaki manyezit oluşumları, sedimanter masiv manyezit oluşumu olup Bela Stena tipi olarak değerlendirilmektedir. Manyezitlerin oluşumu için gerekli Mg ultramafiklerin alterasyonu sonucu ortaya çıkmakta, yüzey ve yeraltı suyuyla ortama taşınmaktadır. Karbondioksit atmosferden ve linyitlerde gerçekleşen anaerobik fermantasyon sonucu ortaya çıkmaktadır. Hoyran gölü manyezitlerinin oluşum ısı 13-42 °C arasında değişmektedir. Manyezitler; evaporasyonla Ca-karbonat çökelişi sonucu Mg^{+2}/Ca^{+2} oranı yükselen göl suyundan çökeltmektedir. Mineral birlikteliği, kalsit ($CaCO_3$), dolomit ($CaMg(CO_3)_2$), kalsite-magnezyan ($(CaMg)CO_3$), huntit ($CaCO_3 \cdot 3MgCO_3$), manyezit ($MgCO_3$) şeklindedir. Miyosen döneminde Hoyran Gölü suları Ca^{+2} , Mg^{+2} , CO_3^{-2} , HCO_3^{-} bileşiminde olmalıdır. Hoyran Gölü manyezitlerinin izotop içeriği $\delta^{13}C$ ‰-2.58- +5.37 (PDB) ve $\delta^{18}O$ ‰+20.19-+30.04 aralığındadır. NTE bakımından Hoyran Gölü manyezitleri fakirdir.

Anahtar Kelimeler: Hoyran Gölü, Manyezit, Huntit, izotop jeokimyası, sedimentoloji.

ABSTRACT

PhD THESIS

FORMATION AND ORIGIN OF MAGNESİTE ORE BETWEEN YUKARITIRTAR-AŞAĞITIRTAR VİLAGE (NORTHWEST OF ISPARTA)

YUSUF TOPAK

DEPARTMENT OF GEOLOGY ENGINEERING

INSTITUTE OF NATURAL AND APPLIED SCIENCES

UNIVERSITY OF ÇUKUROVA

Supervisor Prof. Dr. Osman PARLAK

Year : 2006, Pages, 117

Jury :Prof. Dr. Osman PARLAK

Prof. Dr. Cahit HELVACI

Prof. Dr. Oktay Bayat

Assoc. Prof. Dr. Fevzi Öner

Assist. Prof. Dr. Mustafa AKYILDIZ

Magnesite occurrences at Hoyran Lake districted area sedimentary massive magnesite and evaluated as Bela Stena type. The Mg, which is necessary for formation of magnesite, has been supplied by the alteration of ultramafics rocks and transported to its formation of both by combination of surface and underground water. The CO₂ was produced by either by atmosphere or by anaerobic fermentation of lignite. Formation temperature of magnesite at Hoyran Lake ranges from 13 °C to 42 °C. Magnesite was precipitated due to increment of Mg⁺²/Ca⁺² ratio in the lake water by the effect of CaCO₃ precipitation. Mineral paragenesis is calcite (CaCO₃), dolomite (CaMg(CO₃)₂), Mg-calcite ((CaMg)CO₃), huntite (CaCO₃3MgCO₃), magnesite (MgCO₃). Chemical composition of Hoyran Lake water should have been Ca⁺², Mg⁺², CO₃⁻², HCO₃⁻ in Miocene. Isotope contents of Hoyran Lake magnesite ranges from δ¹³C ‰-2.58 to +5.37 (PDB) for carbon isotope and ranges from δ¹⁸O ‰+20.19 to +30.04 for oxygen isotopes. REE contents are very low for the magnesites studied.

KeyWords: Hoyran Lake, Magnesite, Huntite, Isotop Geochemistry, Sedimentology

TEŞEKKÜR

Tez konusunun seçiminde ve yürütülmesinde beni yönlendiren ve çalışmalarımın her aşamasında yakın ilgi ve büyük desteğini gördüğüm danışman hocalarım Prof. Dr. Servet YAMAN ve Prof. Dr. Cahit HELVACI'ya teşekkürlerimi sunarım.

Arazi çalışmalarım sırasında yardımlarını gördüğüm, Yrd. Doç. Dr. Hakan GÜNEYLİ, Yrd. Doç. Dr. Mustafa AÇLAN, Arş. Gör. Murat Gül, Arş. Gör. Ulaş İnan SEVİMLİ'ye, ince kesitlerimin incelenmesinde yardımlarını gördüğüm Yrd. Doç. Dr. İbrahim GÜNDOĞAN'a teşekkür ederim.

Ayrıca çalışmalarım sırasında desteğini esirgemeyen aileme şükranlarımı sunarım.

İÇİNDEKİLER

ÖZ	I
ABSTRACT	II
TEŞEKKÜR	III
İÇİNDEKİLER	IV
ÇİZELGELER DİZİNİ	VII
ŞEKİLLER DİZİNİ	VIII
EKLER LİSTESİ	XII
1. GİRİŞ	1
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR	4
2.1. Manyezitin Tarihçesi	9
2.2. Manyezitin Tanımı	10
2.3. Manyezitin Kullanım Alanları	11
2.4. Manyezit Yataklarının Oluşumu	13
2.4.1. Hidrotermal Kristalin Manyezit Yatakları	13
2.4.2. Hidrotermal Masiv Manyezit Yatakları	14
2.4.3. Yüzey Suları İle Oluşan Masiv Manyezit Yatakları	15
2.4.4. Sedimanter Masiv Manyezit Yatakları	16
2.5. Manyezitin Sınıflandırması	17
2.5.1. Tane Boyuna Göre Sınıflama	17
2.5.2. Jeolojik Konumuna Göre Sınıflama	17
2.5.3. Tip İsmine Göre Sınıflama	17
2.5.3.1. Veitsch tip/Spari Manyezit (Redlich, 1909)	18
2.5.3.2. Kraubath Tip Mikrokristalin Manyezit (Redlich, 1909)	19
2.5.3.3. Bela Stena Tip	20
2.5.3.4. Greiner Tip	21
2.5.3.5. Güncel Manyezit Oluşumları	21
2.5.3.5.(a). Denizel Evaporitler İçindeki Manyezitler	21
2.5.3.5.(b). Sabka Manyezitleri	22

2.5.3.5.(c). Karasal Tuz Göllerinde (Playa) Manyezit Oluşumu	22
2.6. Türkiye Manyezit Yatakları	24
2.7. Manyezit İçinde İz Elementlerin Dağılımı	26
3. MATERYAL VE METOD	30
3.1. Arazi Çalışmaları	30
3.2. Laboratuvar Çalışmaları	30
3.2.1. Örnek Hazırlama	30
3.2.2. Mineralojik Analizler	31
3.2.2.1. Mikroskop Çalışması	31
3.2.2.2. XRD Analizleri	31
3.2.2.3. SEM İncelemeleri	31
3.2.3. Kimyasal Analizler	32
3.2.3.1. ICP-MS Analizleri	32
3.2.3.2. İzotop Analizleri	32
4. ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA	34
4.1. Genel Jeoloji	34
4.1.1. Taşevi Formasyonu	37
4.1.2. Hoyran Ofiyolitli Melanjı	39
4.1.3. Bağkonak Formasyonu	42
4.1.4. Yarikkaya Formasyonu	45
4.1.5. Göksöğüt Formasyonu	48
4.1.5.1. Hoyran Gölü Manyezitlerinin Dağılımı	51
4.1.6. Kırkbaş Formasyonu	60
4.1.7. Kuvaterner	60
4.2. Yapısal Jeoloji	61
4.3. Volkanizma	65
4.4. Miyosen Döneminde Hoyran Havzası Miyosen Göl Çökelleri	67
4.4.1. Kesit 1	69
4.4.2. Kesit 2	69
4.4.3. Kesit 3	69
4.4.4. Kesit 4	70

4.4.5. Kesit 5	70
4.4.6. Kesit 6	71
4.4.7. Kesit 7	71
4.4.8. Kesit 8	72
4.5. Görsel Sedimentasyonu Etkileyen Faktörler	76
4.5.1. Tektonizma	76
4.5.2. Karasal Beslenme	76
4.5.2. Biyolojik Aktivite	77
4.5.3. Su Kimyası	79
4.5.4. Temel Kayaların Tipi	79
4.5.5. İklim	79
4.6. Manyezit Yataklarının Jeokimyası	80
4.6.1. Mikroskop Çalışmaları	80
4.6.2. SEM Sonuçları	80
4.6.3. XRD Sonuçları	91
4.6.4. NTE (Nadir Toprak Elementleri)	91
4.6.5. İzotop Analiz Sonuçları	94
4.7. Mg'un Kaynağı	100
4.8. CO ₂ 'nin Kaynağı	100
4.9. Sıcaklık	100
4.10. Hoyran Gölü Manyezitlerini Oluşum Mekanizması	101
5. SONUÇLAR	103
ÖZGEÇMİŞ	105
KAYNAKLAR	106
EKLER	119

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 2.1. Refrakter tüketiminin sektörel dağılımı (Yıldız ve Erdoğan, 1995).....	12
Çizelge 2.2. Manyezit oluşumlarının konumuna göre sınıflaması (Schroll, 2002). ..	18
Çizelge 2.3. Türkiye manyezit rezervleri (Yıldız ve Erdoğan, 1995).....	25
Çizelge 2.4. Dünya manyezit rezervleri (USBM, 1985).....	25
Çizelge 2.5. Manyezit örneklerinde analizle tespit edilen iyonların yarıçaplar ($R/\text{Å}$) (Sahannon, 1976), iyonçapı farkları ($R-R_{Mg}$), iyonik hacimler (R^3), ve iyonik hacim oranları ($(R^3-R_{Mg}^3)/R_{Mg}^3$)(Möller, 1989).....	26
Çizelge 4.1. Gölsel sedimanter manyezit oluşumlarının ve Hoyran Gölü manyezitlerinin iz element içerikleri (değerler mg/L, Hg:ppb, Ca:%, n: örnek sayısı)(Pohl, 1989). ..	93
Çizelge 4.2 Manyezit örneklerine ait $\delta^{13}C$ (PDB) $\delta^{18}O$ (SMOW) izotop sonuçları. .	95

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Çalışma alanı yer bulduru haritası.	3
Şekil 2.1. Türkiye manyezit yatakları (MTA, 1966).....	24
Şekil 4.1. Çalışma alanının jeolojik haritası.	35
Şekil 4.2. Çalışma alanının genel stratigrafik kesiti.....	36
Şekil 4.3. Taşevi formasyonunun görünümü (Aşağıtırtar köyü güneyi).....	38
Şekil 4.4. Taşevi formasyonu kireçtaşlarının ince kesit görünümü (mikrit) (pf: planktik foraminifer, m: mikrit, s: sparit, d: demirli dolgu).....	38
Şekil 4.5. Yukarıkaşıkara kuzey batısında Hoyran ofiyoliti melanj ve serpantinitler.....	40
Şekil 4.6. Yukarıkaşıkara kuzey batısında Hoyran ofiyoliti serpantinitleri.	40
Şekil 4.7. Yukarıtırtar köyü doğusunda Hoyran ofiyolitinin melanj ve olistolit kireçtaşları (M: melanj, Ol: olistolit kireçtaşları).....	41
Şekil 4.8. Hoyran ofiyolitine ait serpantinitlerin tek nikol görünümü.	41
Şekil 4.9. Olistrostrom kireçtaşlarının üzerine gelen Bağkonak formasyonu (Yukarıkaşıkara köyü güneybatısı).	43
Şekil 4.10. Yarikkaya fm. İle yanal geçişli olan Bağkonak formasyonu'nun dokanak ilişkisi (Yukarıkaşıkara köyü kuzeybatısı) (Bağ.:Bağkonak formasyonu çakıltaşları, Yrk.: Yarikkaya formasyonu kıltaşları).	44
Şekil 4.11. Yukarıkaşıkara köyü kuzeyinde Bağkonak formasyonu'nun yakından görünümü.....	44
Şekil 4.12. Bağkonak formasyonu çakıltaşlarının yakından görünümü.	45
Şekil 4.13. Yarikkaya formasyonu ile Bağkonak formasyonu dokanak ilişkisi (Yukarıkaşıkara köyü çevresi).	47
Şekil 4.14. Yarikkaya formasyonunun arazi görünümü (Aşağıtırtar köyü doğusu).....	47
Şekil 4.15. Yarikkaya formasyonu içinde dalgalı laminalanma ve ostrakod fosilleri (da: dalgalı laminalanma, o: ostrakod, m: mikrit).	48

Şekil 4.16. Göksöğüt formasyonu ve Kemer Sırtı manyezit yarması (Aşağıtirtar köyü batısı).	50
Şekil 4.17. Göksöğüt formasyonu üst seviyelerindeki travertenlerin ince kesit görünümü (S: sparit, Qu: kuvars, O: oolit).	50
Şekil 4.18. Kemer Sırtı ve Köy Tepe manyezit yarmaları.	52
Şekil 4.19. Kemer Sırtı yarmasında manyezitlerin görünümü.	53
Şekil 4.20. Köy Tepe yarmasında manyezitlerin görünümü.	53
Şekil 4.21. 1120.3 rakımlı tepede gözlenen manyezit oluşumları.	54
Şekil 4.22. Kalekırı mevki nodüler manyezit oluşumları.	54
Şekil 4.23. Çapar Tepe yol yarmasında tabakalı manyezit oluşumları.	55
Şekil 4.24. Çapar Tepe yol yarmasında manyezit oluşumları.	55
Şekil 4.25. Çapar Tepe yol yarmasında nodüler manyezit oluşumlarının yakından görünümü.	56
Şekil 4.26. Aşar Tepe doğusunda manyezit oluşumları (M: manyezit, S: serpantinit çakılları).	56
Şekil 4.27. Kemer Sırtı manyezit yarmasının kenar kesimlerinde gözlenen nodüler manyezitler.	57
Şekil 4.28. Manyezit nodüllerinde gözlenen konkoidal kırılmalar.	57
Şekil 4.29. Kemer Sırtı yarmasında manyezitler ve tabandan tava doğru artan MgCO ₃ değişimi.	58
Şekil 4.30. Hoyran Havzasında Neojen Çökellerinin Yayılımı	57
Şekil 4.31. Isparta Büklümünün Yeri ve Oluşumunu kontrol eden tektonik yapı (IB: Isparta Büklümü, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, EFZ: Ecemiş Fay Zonu, AFZ: Akşehir Fay Zonu, ÖDFZ: Ölü Deniz Fay Zonu, BZSZ: Bitlis Zagros Suture Zonu) (Savaşçın ve Oyman, 1998).	62
Şekil 4.32. Isparta Büklümü Kuzey Kesiminin Yalınlaştırılmış Yeni Tektonik Haritası (Koçyiğit, 1984).	63
Şekil 4.33. Aşağıtirtar fayı (Aşağıtirtar köyü kuzeyi).	64
Şekil 4.34. Aşağıtirtar fayı (Aşağıtirtar köyü kuzeyi).	65

Şekil 4.35. Hoyran gölü çevresinde volkanitlerin ve daykların yayılımı (Savaşçın ve Oyman, 1998 den düzenlenmiştir).....	66
Şekil 4.36. Hoyran gölü çevresinin volkanotektonik blok diyagramı (Savaşçın ve Oyman, 1998).....	66
Şekil 4.37. Hoyran havzası Neojen çökellerinin oluşum modeli.....	68
Şekil 4.38. Ölçülü stratigrafik kesit 1 ve 2.....	73
Şekil 4.39. Ölçülü stratigrafik kesit 3, 4 ve 5.....	74
Şekil 4.40. Ölçülü stratigrafik kesit 6, 7 ve 8.....	75
Şekil 4.41. Syanobakteri hücresinin fotosentez mekanizması.....	78
Şekil 4.42. Manyezit mineralinin SEM görüntüsü ve kimyasal analiz sonucu (Örnek no:55).....	81
Şekil 4.43. SEM görüntüsünde manyezit dolomit birlikteliği (Örnek no:S5).....	82
Şekil 4.44. Dolomit üzerinde huntit oluşumları (Örnek no:S7).....	83
Şekil 4.45. Huntit mineralinin sem görüntüsü (Örnek no:S7).....	84
Şekil 4.46. Kalsit kristalinin SEM görüntüsü (Örnek no:K3-8).....	85
Şekil 4.47. Organik kalıntı SEM görüntüsü.....	86
Şekil 4.48. Örneklerde gözlenen organik oluşumların üzerindeki manyezitlerin SEM görüntüsü (Örnek no:S7).....	87
Şekil 4.49. Diatomit görüntüsü.....	88
Şekil 4.50. Örneklerde gözlenen organik oluşumların üzerindeki SEM görüntüsü (Örnek no:S7).....	89
Şekil 4.51. Örneklerde gözlenen organik oluşumların içindeki dolomitlerin SEM görüntüsü (Örnek no:S7).....	90
Şekil 4.52. Hoyran gölü manyezitlerinde NTE'nin dağılımı.....	93
Şekil 4.53. Ultramafikler içindeki kriptokristalin-ince manyezitlerin C ve O izotop değerlerinin dağılımı.....	96
Şekil 4.54. Kuvaterner-Güncel ince taneli manyezitlerin C ve O izotop değerlerinin dağılımı.....	96
Şekil 4.55. İri taneli spari manyezitlerin C ve O izotop değerlerinin dağılımı.....	97
Şekil 4.56. Güncel evaporitik sabkalar ve göllerdeki ince taneli manyezitlerin C ve O izotop değerlerinin dağılımı.....	97

Şekil 4.57. Hoyran Gölü manyezitlerin C ve O C izotop değerlerinin dağılımı.....	98
Şekil 4.58. Hoyran gölü manyezitlerinin C ve O izotop değerlerinin Ultramafikler içindeki kriptokristalin-ince manyezitler, İri taneli spari manyezitler, Post Kuvaterner ince taneli manyezitler ve Güncel evaporitik sabkalar ve göllerdeki ince taneli manyezitlerin C ve O izotop değerleriyle karşılaştırılması.....	98
Şekil 4.59. Hoyran Gölü manyezitlerinin C ve O izotop değerlerinin Türkiyedeki bazı manyezit oluşumlarının izotop değerleriyle karşılaştırılması (Hoyran Gölü manyezitleri haricindeki değerler Zedef, 1991'den alınmıştır).....	99
Şekil 4.60. Bela Stena, Kraubath, Veitsch tip manyezit oluşumları ve Hoyan Gölü manyezitlerine ait C ve O izotop değerleri.	99
Şekil 4.61. Hoyran gölü manyezitlerinin oluşum mekanizması.	102

EKLER LİSTESİ

Ek 1. S 1 örneğinin XRD grafiği (Mag.:Manyezit, Hun.:Huntit, Cal-Mag.: Kalsite-Mağnezyan, Dol.: Dolomit).....	119
Ek 2. S3 örneğinin XRD grafiği (Mag.:Manyezit, Dol.: Dolomit, Cal- Mag.: Kalsite-Mağnezyan).....	120
Ek 3. S4 örneğinin XRD grafiği (Mag.:Manyezit, Dol.: Dolomit).....	121
Ek 4. S 5 örneğinin XRD grafiği (Dol.: Dolomit, Cal.: Kalsit).	122
Ek 5. S 6 örneğinin XRD grafiği (Mag.:Manyezit, Hun.:Huntit, Cal-Mag.: Kalsite-Mağnezyan, Dol.: Dolomit).....	123
Ek 6. S 7 örneğinin XRD grafiği (Mag.:Manyezit, Dol.: Dolomit, Cal- Mag.: Kalsite-Mağnezyan).....	124
Ek 7. S 8 örneğinin XRD grafiği (Mag.:Manyezit, Hun.:Huntit, Cal-Mag.: Kalsite-Mağnezyan, Dol.: Dolomit).....	125
Ek 8. S10 örneğinin XRD grafiği (Mag.:Manyezit, Hun.:Huntit).	126
Ek 9. S 11 örneğinin XRD grafiği (Dol.: Dolomit, Cal.: Kalsit).	127
Ek 10. K3-2 örneğinin XRD grafiği (Dol.: Dolomit).	128
Ek 11. K3-3 örneğinin XRD grafiği (Dol.: Dolomit).	129
Ek 12. K3-4 örneğinin XRD grafiği (Mag.:Manyezit, Cal-Mag, Dol.: Dolomit).....	130
Ek 13. K3-6 örneğinin XRD grafiği (Dol: Dolomit).	131
Ek 14. K3-8 örneğinin XRD grafiği (Mag.:Manyezit, Dol.: Dolomit).....	132
Ek 15. K3-9 örneğinin XRD grafiği (Mag.:Manyezit, Cal-Mag.: Kalsite- Mağnezyan, Dol.: Dolomit).	133
Ek 16. K4-9 örneğinin XRD grafiği (Cal.: Kalsit).....	134
Ek 17. Hoyran ofiyolitik melanjına ait örneklerin ICP-MS analiz sonuçları.....	135
Ek 18. Taşevi formasyonuna ait örneklerin ICP-MS analiz sonuçları.....	137
Ek 19. Göksöğüt formasyonu kireçtaşı örneklerinin ICP-MS analiz sonuçları.....	139

Ek 20. Hoyran Gölü manyezit örneklerinin ICP-MS analiz sonuçları.....	141
Ek 21. Ultramafikler içinde kriptokristalin-ince taneli Manyezitlerin C ve O izotop değerleri.....	143
Ek 22. Kuvaterner-Güncel İnce Taneli manyazitlerin C ve O izotop değerleri.	146
Ek 23. İri Taneli spari manyezitlerin C ve O izotop değerleri.	148
Ek 24. Güncel Evaporitik Sabkhalalar ve Göllerdeki İnce-Taneli manyezitlerin C ve O izotop değerleri.	152
Ek 25. Türkiye Manyezit yataklarına ait C ve O izotop değerleri (Zedef, 1991).	153

1. GİRİŞ

Çukurova Üniversitesi Müh. Mim. Fak. Jeoloji Mühendisliği Maden Yatakları-Jeokimya Anabilim dalında doktora tezi olarak hazırlanan “Yukarıtirtar-Aşağıtirtar Köyleri (Isparta Kuzeydoğusu) Arasında Gözlenen Manyezit Yatağının Oluşumu ve Kökeni” başlıklı çalışmada: Hoyran Gölü çevresinde yer alan sedimanter kayaçlar içinde gözlenen manyezit yataklanmasının oluşumu ve bu oluşumu sağlayan şartların belirlenmesi amaçlanmıştır. Çalışma alanını Isparta ili Yalvaç ilçesi güneybatısında Yukarıkaşıkara ve Aşağıtirtar Köyleri arasında kalan alan ve çevresi oluşturmaktadır (Şekil 1.1). Çalışmada manyeziti oluşturan ana bileşenlerin (Mg ve CO₂) kökeni araştırılmıştır. Yataklanmanın parajenezi tespit edilmiştir. İçinde yer aldığı sedimanter birimin diğer sedimanter birimlerle ilişkisi belirlenmiş ve fasiyes ilişkileri ortaya konmuştur.

Aşağıtirtar köyü kuzeydoğusunda Kemer sırtı ve Köytepe de gözlenen manyezit cevherleşmesi Neojen yaşlı gölsel tortulların içinde yer almaktadır. Neojen çökelleri tipik bir çöküntü havzası göl ortamını yansıtmaktadır (Önalın, 1997). Neojen’i oluşturan tortulların tane boyu havza kenarından havza içine doğru küçülmektedir. Havzanın kenar kesimlerinde alüvyal göl fan ortamına geçişi ifade eden Alt Miyosen yaşlı Bağkonak Formasyonu (Demirkol, 1981) yer almaktadır. Karbonat çimentolu çakıl, kum ve silten oluşan bu birim havzanın içlerine doğru Orta Miyosen yaşlı Yarikkaya Formasyonuna ait marn, kil ve çamurtaşlarına derecelenmektedir (Demirkol, 1981). Yarikkaya Formasyonu üzerine gölsel karbonatlardan oluşan Üst Miyosen yaşlı Göksöğüt Formasyonu (Demirkol, 1977) gelmektedir. Manyezit cevherleşmesi Göksöğüt formasyonu içinde yer almaktadır. Göksöğüt formasyonunun tabanda killi kireçtaşı, marn ardalanması ile başlamakta üzerine masiv 15m kalınlıkta kireçtaşı gelmekte ve daha sonra manyezit cevherleşmesi yer almaktadır. Manyezitin tavan kısmına yine masiv gölsel karbonatlar gelmektedir. Manyezitin üstüne gelen gölsel karbonatlar önce gözenekli daha sonra ise masiv bir yapı sunmaktadır. Gözenekli halde gözlenen kireçtaşlarının boşlukları yersel olarak manyezit tarafından doldurulmuştur.

Manyezitin oluşumunda gerekli olan Mg'un ultramafikler ve dolomitlerden kaynaklandığı birçok çalışmacı tarafından kabul edilmektedir (Barnes ve O'Neil, 1969; Dabitzias, 1980). Neojen birimlerinin temelinde yer alan ofiyolit (Hoyran ofiyoliti) ve dolomitik kayaçlar (Taşevi Formasyonu) manyezitin çökeli için gerekli Mg'u sağlamaktadır. Bu kayaçların ayrışmasıyla ortaya çıkan magnezyumun çökel ortamına taşınması yer altı veyerüstü suları vasıtasıyla gerçekleşmektedir. CO₂'nin kaynağı hakkında aşağıda verilen teoriler hala tartışma konusudur.

1. Atmosferik karbondioksit: (O'Neil ve Barnes 1971)
2. Kireçtaşları ve dolomitlerin dekarboksilasyonu sonucu ortaya çıkan Metamorfik karbondioksit: (Abu-Jaber ve Kimberley, 1992)
3. Volkanik karbondioksit (Illich, 1968)
4. Topraktan kaynaklanan karbondioksit (topraktaki bitkisel malzemenin bozunmasından, Zachmann ve Johannes, 1989)
5. Organik sedimentlerin dekarbonizasyonu (Fallick ve ark. 1991; Brydie ve ark. 1993).

CO₂'nin kaynağını bulabilmek amacıyla örneklerde izotop analizleri gerçekleştirilmiştir.

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

DEMİRKOL (1981), Sultandağ Kuzaybatısının Jeolojisi ve Beyşehir-Hoyran Napları ile ilişkisi başlıklı çalışmasında Batı Torosların Kuzeyinde yer alan Sultandağ'ın Kuzeybatı kesiminin temel stratigrafisi ve özelliklerini ortaya koymuş ve Beyşehir-Hoyran napı ile ilişkilerini saptamıştır. Bölgede yeralan birimleri allakton ve otokton olmak üzere iki başlık altında toplamıştır. Birimlerin birbirleriyle olan ilişkilerini belirtmiştir. Çalışmasında Bölgede yeralan Bağkonak, Yarikkaya, Göksöğüt formasyonları ilk kez çalışmacı tarafından adlandırılmıştır. Yarikkaya formasyonu için yaklaşık 245 m, Bağkonak formasyonu içinse yaklaşık 165 m kalınlık vermiştir.

YAĞMURLU (1991), Güneybatı Anadolu'da Isparta Büklümünde yeralan Yalvaç-Yarikkaya Neojen havzasının stratigrafisini incelemiş ve bölgedeki Neojen birimlerini ayırtlayarak fasiyes haritasını çıkartmıştır. Bölgede yeralan Madenli ve Kırkbaş formasyonları ilk kez çalışmacı tarafından isimlendirilmiştir. Çalışmacı Bağkonak formasyonunun görsel oluşuklarla girik olan alüvyal yelpaze ortamında çökelmiş olduğunu ve en fazla 250 m kalınlıkta olduğunu, Madenli formasyonunun taşkın düzlüğü bataklık ortamında çökeldiğini ve yaklaşık 100 m kalınlıkta olduğunu, Yarikkaya formasyonunun göl kıyısı çamur düzlüğü ve göl ortamında depolandığını, Göksöğüt formasyonunun kırıntılı gereçlerin çok az ulaşabileceği tatlı-su göl ortamında çökeldiğini ve yaklaşık 150 m kalınlıkta olduğunu belirtmiştir.

BRAITHWAITE VE ZEDEF (1996), alkali bir göl olan Salda Gölü'nde (Türkiye) Hidromanyezit, stromatolitleri ve sedimentleri incelemişlerdir. Çalışmacılara göre kıyı boyunca uzanan mikrobiyal stromatolitler biyofilimlerle ilişkili diatom ve syanobakteri mikroflorası içermektedir. Hidromanyezitin dağılımı hernekadar canlı hücre ve filimleri ile uygun olmasada canlı hücre ve filimleri beraberce hidromanyezit çökeline neden olmaktadır. Binlerce yıldır süren çökeltme, göl hacmi ve göl suyunun genel konsantrasyonundan bağımsızdır. Ortama Mg, gölü çevreleyen serpantinlerden ve dolomitlerden gelmektedir. Gölün 3 tarafı serpantinlerle diğer tarafıda dolomitlerce çevrilmiştir. Göle giren suyun tamamı

yüzey suyu olup göle serpantininit çakıllarından oluşan alüvyal deltalardan geçerken çakıllardan Mg'u alarak ortama getirdiği düşünülmektedir. Bu sular göl yüzey suyuna oranla daha soğuktur. Kıyı çizgisinde gözlenen güncel sedimentler mikrobiyolitlerin mekanik parçalanması ile oluşmaktadır. İki bölgede belirgin bir şekilde gözlenen teraslar benzer sedimentlerden oluşmakta olup bu durum mekanik parçalanma işlevinin uzun süredir devam etmekte olduğunu göstermektedir. Teras çökelleri, hidromanyezitik çimento büyümesi de dâhil olmak üzere çeşitli yüzeysel işlevlerle değiştirilmektedir. Mikrobiyal yapılar bu işlevler esnasında kaybolmakta ve bu nedenle teraslarda bu yapılar gözlenememektedir.

BRUNSKILL 1968, Fayetteville Green (New York)gölündeki ince taneli karbonat çökeliğini incelemiştir. Bu oluşumların inorganik kimyasal reaksiyonların sonucu oluştuğunu ve bu oluşumda sıcaklığın doğrudan birinci faktör biyolojik aktivitenin ise ikincil olarak az bir rolünün olduğunu belirtmiştir.

CANAVERAS VE ARK. (1998), İspanya Calatayud havzasında manyezitlerin meteorik karbonatlaşması üzerine yaptıkları çalışmada; Miyosen yaşlı gölsel sedimanlar içindeki sedimanter manyezit oluşumlarını incelemiştir. Caneveras ve Ark. göre kalsitleşmenin manyezit ve jips ve/veya glauberitin çözünmesinden kaynaklanan sular arasındaki reaksiyonun sonucunda oluşmaktadır. Petrografik ve izotop verileri ışığı altında; manyezitlerin, yüzey koşullarına yakın şartlar altında geç evrede oluştuklarını belirtmişlerdir.

İLİCH (1968), Manyezitlerin kökenine göre sınıflanması üzerine yaptığı çalışmada; sedimanter ve damar-stockwork tipi manyezitler, CO₂ ce zengin volkanik gazların sonucu olduğunu düşünmüştür. Kırıklı ultramafik kayalar CO₂ ce zengin bu hidrotermal çözeltilerle yıkanarak çözeltiyi Mg⁺² ce doyururlar. Bu suların yüzeye hızlı bir şekilde yükselimiyle düşen basıncın etkisiyle manyezit çökeliği oluşur. Illich ayrıca gölsel sedimanter manyezitlerle ultramafik damar-stokwork tip manyezitlerin içerdikleri benzer Hg konsantrasyonların hidrotermal kökeni işaret ettiğini belirtmiştir. Her ikisinde 700 ppb ye varan Hg konsantrasyonu içermektedir.

BARNES VE ARK. (1969), Manyezitleri oluşturan magnezyumun kaynağı ultramafik kayalar içindeki olivin ve serpantinler olduğunu belirtmişlerdir. Bu

minerallerin alterasyonunun 15 °C'nin altında bile gerçekleşebildiğini ifade etmişlerdir.

COSTA VE ARK. (1983), Mattagami (Qubec-Kanada) gölündeki çalışmalarında talk ve karbonatların (Kalsit, Dolomit, Ankarit ve siderit) en yaygın mineraller olduklarını ifade etmişlerdir. Çalışmacılara göre Mg, Fe, Mn, Si ve Ca için en uygun kaynak riyolit ve kloritin hidrotermal alterasyonudur. Talk ve karbonatların metal sülfidlerle birlikte bulunması hidrotermal akışkanların okyanus suyuyla karışımını ifade eder. Sıvı inklüzyon çalışmaları, karbonatların ve kuvarsın $\delta^{18}\text{O}$ değerleri Mattagami gölü havzasında mineralleşme 90 °C (Okyanus suyu) ve 300 °C (Hidrotermal akışkanlar) arasındadır. Bu sonuçla mineral parajenezinde talkın varlığı her zaman yüksek sıcaklıkta mineralleşmeyi ifade etmemektedir.

KOÇYİĞİT (1983), Hoyran gölü dolayının tektonik gelişiminde duraylı çekme ve sıkışma türü tektonik evrelerin, yinelenecek birbirini izlediğini belirtmiştir. Başlıca evreleri şu şekilde özetlemiştir: (1) Liyas-Meastrihtiyen aralığında duraylı uzun bir dönem ve Hoyran karbonat platformunun gelişimi; (2) Meastrihtiyen-Lütesiyen aralığında yeğinliği gittikçe artan çekme tektoniği evresi: Bu sırada karbonat platformu parçalanmaya başlaması; (3) Üst Lütesiyen sonunda sıkışma tektoniği egemen duruma geçmeye başlaması ve bunun sonucu olarak iç Toros ofiyolitli karışığı napı platform üzerine yerleşmesi. Buraya kadar geçen olay ve bunları kapsayan dönemi Eski Tektonik dönem olarak adlandırılmıştır; (4) Sıkışma tektoniğine bağlı yükselme, çekme tektoniğinin egemen duruma geçmesi, yerel su üstü olma, aşınım ve molas oluşumu, (5) Orta Oligosen sonunda daha az yeğinlikte ikinci bir sıkışma tektoniği evresi: Bu sırada ekaylanmalarla, karbonat platformu görelî ilksel konumlu özelliğe bürünürken molas da yeni ilksel konumlu birim olması ve bölge tümüyle karasallaşması. Ayrıca sıkışma tektoniği rejimi çekme tektoniği rejimine dönüşmeye başlaması. Eski tektonik dönemin sona erdiği Üst Lütesiyen sonu ile, ortamın tümüyle karasallaştığı Orta Oligosen arasındaki dönem de geçiş dönemi olarak adlandırılmıştır; (6) Orta Oligosen den günümüze değin egemen olan çekme tektoniği dönemi: Yeni tektonik dönem "Neotektonik dönem" olarak adlanan bu dönemde bölgesel kabarma, blok faylanma, alkalin volkanizma gerçekleşir ve bölge günümüzdeki görünümünü kazanır.

LUGLİ VE ARK. (2000), Eugui manyezit yatağı (Batı Pyrenees, İspanya) üzerindeki çalışmalarda: kristalin manyezitin oluşumunun dolomit temel kayasında metasomatoz yoluyla oluştuğunu belirtmiştir.

LUGLİ VE ARK. (2002), Üst Triyas Burano Evaporitlerindeki (Kuzey Apeninler-İtalya) Manyezitlerin petrografisi ve jeokimyası na dayanarak üç biçime ayırmıştır. Bunlar 1) Sülfat ve karbonat kayaçlarıyla ilişkili stratigrafik dizilimli evaporitik oluşumlu mikrokristalin manyezit tabakları. Bunların NTE içerikleri ICP-MS in aanaliz limitinin altında ve $\delta^{18}\text{O}$ içeriği $\text{‰}+20,2$ (SMOW), $\delta^{13}\text{C}$ içeriği $\text{‰}-2,6$ (PDB) dir. 2) Hidrotermal merceksi manyezitler. Bunların ^{18}O içeriği $\text{‰}+17,5$, $\delta^{13}\text{C}$ içeriği $\text{‰}+1$ dir. 3) Kısmen veya tamamen dolomitlerle merceksi manyezitlerin yerdeğiştirmesi. Bunlarda $\delta^{18}\text{O}$ içeriği $\text{‰}+17,3$ - $\text{‰}+23,6$ ve $\delta^{13}\text{C}$ içeriği $\text{‰}+0,5$ - $\text{‰}+1,4$ şeklindedir. Manyezitler hidrotermal sistem tarafından desteklenen metasomatik sistemle oluşmuştur. Bu oluşumun yaşı Oligosen-Miyosen'dir. Çalışmalarıyla hidrotermal-metasomatik sistemi desteklemektedirler.

O'NEİL VE BARNES (1971), Kaliforniya (ABD)'daki çalışmalarında ayrışma "weathering" yoluyla oluşan magnezyum ve kalsiyum karbonat değişimini tanımlamışlardır. Burada yeraltı sularıyla ultramafik kayaların ilişkisi yüzeydedir ve $15-25\text{ }^{\circ}\text{C}$ de gerçekleşir. O'Neil ve Baner 2 tip suyun varlığını işaret etmiştir: 1. $\text{Ca}^{+2}\text{OH}^{-1}$ tip su (Ca'ca nispeten zengin piroksenlerle yeraltısuyunun temasından oluşan) ki bu su travertenleri (kalsit) oluşturur 2. $\text{Mg}^{+2}\text{HCO}_3^{-1}$ tip su (serpantinlerin ve yeraltısuyunun ilişkisinden oluşur) Nesquehonite $\text{Mg}(\text{HCO}_3)(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ çökeline neden olur. Bu alanda manyezit $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ ce zengin sudan çökeler. Su ve manyezit arasındaki izotop dengesi:

$$10^3 \ln a = \delta^{18}\text{O}_m - \delta^{18}\text{O}_s = 2.73 (10^6/T^2) + 0.44$$

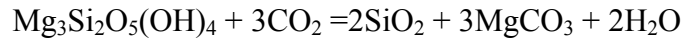
şeklinde vermiştir.

POHL (1989), Çalışmasında manyezitlerin oluşumlarına ve yataklanmalarına göre tip bazında sınıflanmalarını anlatmıştır. Ekonomik açıdan önemli yatakların yaşlı denizel karbonat platformlarında (Veitsch tip) ve damar veya stokvork şeklindeki ultramafik veya mafiklerle ilişkili (Kraubath tip) yataklar olduğunu belirtmiştir. Daha az ekonomik değere sahip yatakların ultramafiklerle

dokanak halindeki tatlı su göllerinde oluşan “Bela Stena Tip” ve metamorfik ultramafikler içindeki “Greiner Tip” yataklar olduğunu belirtmiştir.

RENAUT VE STEAD, (1991), Cariboo platosunda (British Columbia) yer alan sedimanter Halosen yaşlı manyezit ve hidromanyezit oluşuklarını incelemişlerdir. Çalışma alanında manyezit ve hidromanyezit çökelinin halen devam ettiğini, manyezit ve hidromanyezit çökeliminde evaporasyonun ve göl ortamında gerçekleşen biyolojik faaliyetlerin etkin olduğunu belirtmişlerdir.

SARIİZ (1990), Türkmentokat-Karatepe (Eskişehir) Manyezit yataklarının oluşumu üzerine yaptığı çalışmada: Karatepe manyezit cevherleşmesi, hidrotermal ve infiltrasyon (jel manyezit) olmak üzere iki kökene sahiptir, infiltrasyon türü manyezitler serpantinlerin yüzeyinde ve sığ derinliklerde (1-2 m). Konkresyonlar (yumru), batryoidal ve yığınlar biçiminde görülmektedir. Hidrotermal kökenli manyezit, serpantinlerin yapısal denetimi altında mercek, stokwork ve düzensiz biçimde yataklanmıştır. Bu yataklanmalardaki reaksiyon;



Şeklinde. Sariiz ayrıca Langmuir diyagramını kullanarak Manyezitin 60 °C'nin altında 1 bar karbondioksit kısmi basıncında oluşamayacağını ifade etmiştir.

SPÖTL ve ARK. (1994), Üst Permiyen Yaşlı Gröden formasyonunun (Avusturya) alüvyal fan ve dağarası göl ortamında çökelen sedimanlardan oluştuğunu belirtmiş. Bu sedimanlar içinde yer alan manyezit oluşuklarının erken diyajenez evresinde ve çökelimle eşyaşlı olarak çökeldiklerini söylemiştir. Manyezitler genellikle mikrit ve nadir olarak sparit içermektedir. İlk olarak magnezyum hidrat oluşmakta ve bu hidromanyezite dönüşmektedir. Evaporitlerin kısıtlı olmasını, manyezitin, kalsite ve dolomite baskın olmasını; düşük sülfatlı ve yüksek Mg/Ca oranlı tuzlu karasal göl ortamını yansıttığını vurgulamıştır. Yüksek Mg konsantrasyonunun kaynağını Devoniyen yaşlı dolomitlerin ayrışması ve havzada bulunan masiv manyezitlere bağlamıştır. Manyezit-su izotop ilişkisini düşük sıcaklık için;

$$10^3 \ln a = \delta^{18}O_m - \delta^{18}O_s = 3.13 (10^6/T^2) - 3.02$$

şeklinde vermiştir.

SAVASÇIN ve OYMAN (1998), Kırka –Afyon-Isparta dolayında alkali magmatizmanın tektono-magmatik evrimini incelemiştir. Çalışmalarında Batı ve Orta Anadolu'daki en genç alpin magmatizma (Miyosen - Kuaterner), batıdan doguya dogru, özgün istifler sunan, üç ayrı yasıt volkanik topluluk olarak sınıflandırmışlar. Bunları sırası ile Batı Anadolu Volkanik Birliği, KG uzanımlı Kırka - Afyon - Isparta Alkali Volkanitleri ve Orta Anadolu Volkanik Birliği olarak tanımlamışlardır. Alkali dizilimin, en kuzeyde Kırka' dan başlayarak, güneye dogru, Kırka-Afyon-Isparta Yapısal Çizgiselliği boyunca üç asamada, gençleserek yüzlekler (Kırka 21-17 m.y., Afyon 14 -8 m.y. ve Isparta 4.7-4.0 m.y.) olarak vermişlerdir.

THOMPSON VE FERRİS (1990), Doğal alkalin göl sularında cyanobakteriel jips, kalsit ve manyezit çökelimi üzerinde çalışmışlardır. Laboratuvar çalışmaları ile *Synechococcus sp.*'nin jips, kalsit ve manyezit çökelimine etkisini gözlemlemişlerdir. Gözlemleri sonucu *Synechococcus sp.* 'nin bu minerallerin çökelimi için uygun ortam hazırlama yoluyla çökelimden sorumlu olduğunu belirtmişlerdir. Brunskill (1968)'ün söylediğinin aksine çökelim sürecinde birinci etkenin *Synechococcus sp.* aktivitesi olduğunu belirtmişlerdir.

2.1. Manyezitin Tarihçesi

Manyezit minerali bulunmadan önce 1795 yılında J.E. Delanetherie, Magnezyum Karbonat, Sülfat, Nitrat ve Klorit gibi tuzlara “Manyezit” adını vermiştir. A.Brongmart ise aynı terimi magnezyum karbonat ve silikatlar için kullanmış, 1803 yılında “C.F.Ludwing Moravia”da tabii magnezyum ve 1808 yılında “D.L.G. Karsten” magnezyum karbonata “manyezit” adını vermiştir. Manyezitin, metalurjik işlemlerde refrakter olarak kullanılmasına ait ilk bilgiler 1866-1868 yıllarına aittir. 1890 yılında manyezit, Avrupa'da Besemel ve açık fırınlarda astar olarak kullanılmaya başlanmış, 1913 yılında Pensilvanya'da (ABD) dolomitten magnezya (MgO) üretimi yapılmış, 1885 yılında Fransa'da deniz suyundan magnezyum

hidroksit çökeltilerek sentetik manyezit elde edilmiştir. M.T.A. Enstitüsü raporlarına göre, Türkiye’de manyezit aramaları ilk olarak 1808 yılında “Fransa Elektore Coulant” firması tarafından Sakarya’da yapılmıştır. İlk manyezit üretimi ise 1929 yılında başlamış, 1962 yılına kadar artarak devam etmiş, 1962 yılından itibaren süratle artmıştır. Kalsine manyezit üretimi 1940 yılında başlamış, 1964 yılına kadar önemli bir artış göstermemiş, bu tarihten itibaren üretimin arttığı gözlenmiştir. 1960’lı yıllarda Eskişehir merkez ilçe Sepetçi köyü ve Margı (Kozlubel) köyünde Fransız ve Avusturyalılar tarafından Kalsine manyezit üretmek amacıyla bir tesis kurulmuştur ancak bu tesisler şimdi çalışmamaktadır (8. Beş Yıllık Kalkınma Planı, 2001).

2.2. Manyezitin Tanımı

Manyezit; formülü $MgCO_3$ olup, teorik olarak bileşiminde % 52.3 CO_2 , % 47.7 MgO ve çok az miktarda Fe_2O_3 bulunan, sertliği 3.4-4.5 arasında, özgül ağırlığı 2.9-3.1 olan mineraldir. Rengi beyaz, sarı veya gri ve kahverengi arasında değişir. Tabiatta Kriptokristalin (jel/amorf) ve Kristalen (iri kristalli) olmak üzere iki şekilde bulunur. Sert ve kompleks bir mineraldir. Kriptokristalen manyezit, genellikle saf olarak bulunmakla beraber, bir miktar demir, kireç, alümin ve pek az serbest silis karışmış olabilir. Cevherin kalitesi de içerdiği bileşiklerin miktarlarına göre artar ya da azalır. Kalsit ve dolomit’te olduğu gibi, manyezit ısıtılınca CO_2 içeriğini kaybetmektedir (dekompoze olmaktadır). 700 ile 1000 °C arasında ısıtılarak kostik kalsine manyezit, 1450-1750 °C arasında yapılan ısı işleme ile % 0.5 CO_2 ihtiva eden oldukça yoğun ve sert sinter manyezit, % 0.1’in altında Fe içeren saf manyezit elektrik fırınlarında 1700 °C’nin üstünde ısı işleme tabi tutularak çakmaktaşına benzer yoğun bir madde olan ergitilmiş magnezyum oksit (fused magnesit) elde edilir. Fused manyezitin özgül ağırlığı 3.65 g/cm^3 olup çok yüksek sıcaklıklara dayanabilmektedir. Magnezyum, gerek metal olarak ve gerekse bileşik halinde bugünkü teknolojinin önemli bir hammaddesidir. En geniş magnezyum tüketimi, magnezyum bileşikleri şeklinde gerçekleşmektedir (MgO , $MgCl_2$, $Mg(OH)_2$, $MgSO_4$ vb.). Bütün bunların başında toplam dünya tüketiminin % 80’ini kapsayan ve

Magnezya adı verilen MgO (Sinter Manyezit) bulunmaktadır. Zira MgO yüksek ergime noktası nedeni ile refrakter malzeme endüstrisinin en önemli girdisi durumundadır. İşte bu magnezyanın ve hatta diğer magnezya bileşiklerinin en önemli kaynağı manyezit'tir. Manyezit bir magnezyum karbonat minerali olup tabiatta sık rastlanan bileşiklerden birisidir. Manyezite tabiatta, kullanım alanlarının gereklerine uygun özelliklerde rastlamak oldukça zordur. Çünkü herhangi bir yabancı elementin manyezit içerisinde % 0.1 mertebesinde az veya çok bulunması, manyezitin bugünkü teknoloji ile ekonomik olarak değerlendirilip değerlendirilemeyeceğini belirleyebilmektedir. Ancak memleketimiz dünyanın en kaliteli manyezitlerini bünyesinde bulundurması yönünden oldukça şanslıdır. Manyezitte düşük porozite, yüksek refrakterlik, yüksek mukavemet, hacim istikrarı, kimyasal dayanıklılık aranır. Özgül ağırlık $3,0 \text{ gr/cm}^3$ den büyük, Bor oranı ise azami % 0,17 olmalıdır. Kaliteli amorfmanyezitler Türkiye'den başka Yunanistan, Yugoslavya ve Brezilya'da bulunmaktadır (Yıldız ve Erdoğan, 1995).

2.3. Manyezitin Kullanım Alanları

Sinter manyezit, manyezitin $1750 \text{ }^\circ\text{C}$ ısı civarında sinterlenmesi ile elde edilir. Dünyada sinter manyezitin % 75'i manyezit mineralinden üretilmektedir. Sinter manyezit üretiminin hemen hemen tamamına yakın kısmı refrakter endüstrisinde bazik refrakter tuğla ve monolitik malzeme olarak tüketilir (Çizelge 2.1). Bazik refrakter tuğla metalurji sanayiinde fırınlar, potalar ile çimento döner fırınları ve çelik endüstrisinde toplam üretimin en az % 70'i oranında tüketilmektedir. Monolitik harçlar ise fırın ve potalarda dövme, dökme püskürtme tamir malzemesi olarak kullanılmaktadır. Tüketim içindeki şekilsiz refrakter malzemelerin kullanımı şekilli refrakter malzemelere göre artış göstermektedir (Yıldız ve Erdoğan, 1995).

Kostik kalsine manyezit $900 \text{ }^\circ\text{C}$ civarında kalsinasyon işlemiyle elde edilir. Hayvan yeminden uranyum karbonat liçing sistemlerine kadar geniş bir tüketim alanı vardır (Yıldız ve Erdoğan, 1995).

Manyezitin kullanım alanları aşağıda verilmiştir:

- Tarım endüstrisinde, ince dane şeklinde hayvan yemine katkı,

- İri taneliler gübre endüstrisinde kok oluşturmeyan ince tozlar pastörize tozsuzlaştırma malzemesi,
- İnşaat endüstrisinde askı taban, izolasyon inşaat blokları ve hafif yapı elemanı,
- İlaç endüstrisi ve tıpta,
- Genel kimya endüstrisinde magnezyum bileşiklerinin üretimini başlangıç malzemesi olarak,
- Lastik ve plastik endüstrisinde, stabilizatör madde vulkanizör madde ,
- Kağıt endüstrisinde,
- Otomotiv yağlama yağlarında hızlı çalışan motorlar için etkin olarak asitlerin nötrleştirilmesinde katkı maddesi,
- Uranyum cevherlerinden uranyum oksit eldesindeki karbonat devrelerinde absorbant ve katalizör olarak kullanılmaktadır.

Çizelge 2.1. Refrakter tüketiminin sektörel dağılımı (Yıldız ve Erdoğan, 1995).

SEKTÖR	%
Demir-Çelik	69,1
Çimento	8,9
Bakır	0,4
Blister Bakır	1,64
Metalürji	1,2
Şişe-Cam	1,7
Kireç (Şeker)	0,9
Kireç	0,4
Döküm	0,9
Diğer	14,9

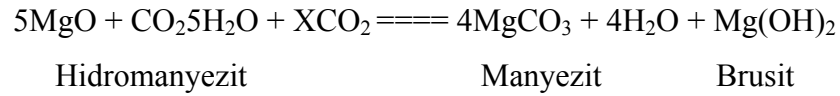
Üretilen manyezit cevherinin % 90'dan fazlası kostik kalsine manyezit ve sinter manyezit'e dönüştürülerek bazik refrakter tuğla yapımında kullanılmaktadır. %10 oranındaki ham manyezit ise, magnezyum tuzları ve bazı ilaç yapımı ile çimento, kağıt ve şeker sanayiinde kullanılır (Yıldız ve Erdoğan, 1995).

Magnezyum bileşiklerinin kullanım alanları;

1. Magnezyum Karbonat: İzolasyon, lastik, mürekkep, cam, seramik, boya, eczacılık ve kozmetik sanayi.
2. Magnezyum Hidroksit: Eczacılık ve şeker rafinasyonu.
3. Magnezyum Klorür: Magnezyum metal üretimi, tekstil, kağıt, seramik ve çimento.
4. Magnezyum sülfat: Eczacılık, suni gübre sanayi (Yıldız ve Erdoğan, 1995)

2.4. Manyezit Yataklarının Oluşumu

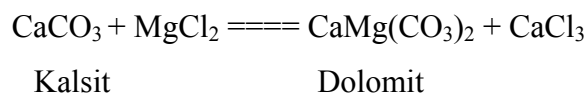
Manyezit yataklarının oluşumu Mg'ca zengin kayaçların (dolomit, serpantin vs.) hidrotermal veya yüzey sularıyla alterasyonu ile ilgilidir. Manyezit oluşumu ortamın Eh, pH, Mg ve CO₂ konsantrasyonu, CO₂ kısmi basıncı ve ortamdaki diğer iyonların miktarı gibi faktörlerin etkisi altında hidromanyezit çökelimi ile başlar. Hidromanyezit aşağıdaki reaksiyona bağlı olarak manyezite dönüşür.

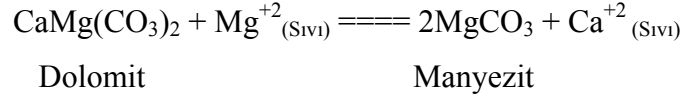


Burada X ile gösterilen karbondioksit miktarı arttıkça reaksiyon sonucu ortaya çıkan manyezit miktarı artar, brusit miktarı azalır. Oluşum mekanizmalarına göre manyezit yataklarını dört ana başlık altında toplamak mümkündür.

2.4.1. Hidrotermal Kristalin Manyezit Yatakları

Dolomit, dolomitik kireçtaşı veya grafitli, kumlu, killi şeyllerin hidrotermal-metazomatik ornatılması ile oluşurlar. Doğu Alpler, Karpatlar, Pireneler ve Urallar'da bilinen çok güzel örnekleri vardır. Mg'lu çözeltilerle kalsitten dolomit, dolomitten de manyezit oluşumu aşağıdaki reaksiyonlarla açıklanabilir.





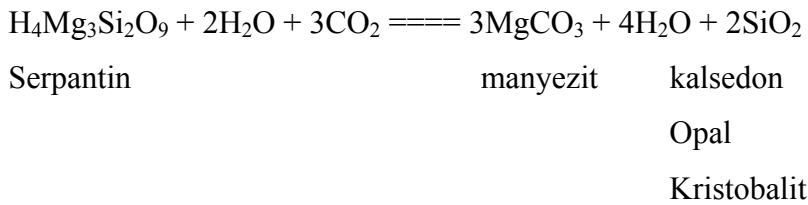
100-200 °C sıcaklık aralığında kalsit, dolomit ve manyezitin birbirine dönüşümü mümkündür.

İster asidik veya bazik olsun bütün magmatik hidrotermal çözeltilerde bir miktar Mg bulunabilir. Ancak manyezit yataklarının oluşumunu sağlayan Mg'un esas kaynağının çözeltilerin etkisinde kalan dolomitler, peridotitler veya yüzey sularının olduğu sanılmaktadır. Manyezitin oluşumunda magmatik çözeltilerinin rolü daha çok Mg'un taşınması ve sıcaklığın artması şeklinde olmaktadır (Kuzvart, 1984).

Kireçtaşlarının içindeki yataklarda hemen her zaman kireçtaşı ile magmatik sokulum kayacının arasında bir dolomitik kısım bulunur. Bu tip oluşuma sahip en büyük yatak Styria (Avusturya) manyezit yatağıdır. Hidrotermal-metazomatik oluşumlu Karagati (Güney Urallar) manyezit yatağının enine jeolojik kesiti. 1- Preterozoyik yaşlı gri dolomit, 2- Şistli marnlı dolomitlerle ardalanan siyah dolomit, 3- Diyabaz, 4- Manyezittir (Kuzvart, 1984).

2.4.2. Hidrotermal Masiv Manyezit Yatakları

Serpantinleşmiş ultrabazik kayaların içinde hareket eden hidrotermal çözeltiler tarafından serpantinlerden alınan Mg'un CO₂ ile reaksiyonuyla bu tip yataklar ortaya çıkmaktadır. Bu oluşum aşağıdaki reaksiyonlarla açıklanmaktadır (Kuzvar, 1984).



Düşük sıcaklık ve basınç şartlarında oluşurlar. Cevher çok ince kristalli veya masivdir.

Hidrotermal kriptokristalin manyezit yataklarının yankayaçları, ornatmaya maruz kalan kayaçlardır. İçlerinde yankayaç artıklarına rastlamak mümkün değildir. İri kristalli olan, bol demir içeren ve büyük rezervler veren manyezit yatakları genellikle Paleozoyik veya daha yaşlı kayaçlarla birlikte bulunmaktadır. Grafitçe zengin kumlu şistlerle birliktelikleri dikkat çekmektedir. Düzensiz kütle veya mercek şekillidirler. Mercek uzunluğu birkaç kilometreye mercek genişliği ise birkaç yüz metreye ulaşabilir.

Demir konsantrasyonları çok düşük, Ca konsantrasyonları yüksektir. Damar veya ağ şekilli olarak bulunurlar. Tenörleri %20 $MgCO_3$ 'ün altındadır. Birkaç yüz metre derinlik ve birkaç kilometre uzunlukta yatakların bulunması mümkündür. Tali olarak kalsit, dolomit, kalsedon, kuvars, talk, sepiyolit ve serpantin içerirler (Evans, 1993). Ayrıca ultrabazik kayaçların serpantinleşmesi sırasında da bir miktar manyezit oluşabilir. Hidrotermal manyezit yataklarının en tipik örneği, Yunanistan'ın Eurobia Adasında bulunmaktadır (Kuzvart, 1984).

2.4.3. Yüzeysel Suları İle Oluşan Masiv Manyezit Yatakları

Oluşumları CO_2 'ce zengin yüzeysel sularının serpantinleri alterasyonu ile ilişkilidir. Serpantinlerin içinde hareket eden yüzeysel sularının yankayaç reaksiyonları ile pH derecesi ile birlikte Mg konsantrasyonları da yüksektir. pH değeri 11 civarındayken brusit veya sulu manyezit olarak Mg çökelmeye başlar. Bu sırada CO_2 basıncı çok önemlidir.

Cevher genellikle çatlak dolgusu olarak gelişmiş ağsal damarlar şeklindedir. Yüzeysel suları serpantinlerin çatlakları boyunca hareket ettiğinden manyezit çökelişinde çatlaklar boyunca gelişir. Masiv manyezitli kısımların kalınlığı genelde 30 cm'yi geçmez. Yüzeyselden 15-20 m derinden başlayan ve 40-50 m kalınlıktaki bir zonda manyezit ağsal damarlar şeklinde ortaya çıkar. % 20 manyezit içeren damarlar işletilebilir özelliktedir.

Damar tipi manyezitlerde bulunabilir. Manyezit zonunun üzerinde silisli (opal, kalsedon veya kuvars) bir şapka bulunur. Silisli kısım demir bileşiklerince de çok zengin olup, aynı zamanda yatağın erozyondan korunmasını sağlar. Manyezitle

birlikte klorit- talk, tremolit ve Ni-silikatlar bulunabilir. Urallardaki Khalilova (Halilkızı) yatağı tipik bir örnektir (Kuzvart, 1984).

2.4.4. Sedimanter Masiv Manyezit Yatakları

Bu tip yataklar lagün veya benzer tuzlu su ortamlarında ve tatlı su göllerinde olmak üzere iki ortam ürünüdürler. Her ikisinde de manyezit çökelişi için çok özel şartlar gerekir. Tuzlu su ortamlarında manyezit çökelişi sıcaklığın yükselmesi, ortamda H₂S, NH₃ veya organik materyalin bulunması, CO₂ basıncının yüksek (380 mg/L'nin üzerinde) ve Ca konsantrasyonunun düşük (50 mg/L'den küçük) olması MgSO₄ ve diğer tuzların yüksek oranda bulunması gibi şartlara bağlıdır. Bu durumda muhtemelen önce brisit (Mg(OH)₂) ve sulu magnezyum karbonat çökelmekte, daha sonra basıncın artmasıyla bunlar manyezite dönüşmektedir.

Sedimanter yatakların tipik bir örneği İspanya'da, Madrid'in kuzey kesimindeki Asturreta yöresinde bulunmaktadır. Manyezit, çevre kayaları ile uyumlu olarak çökelmiş Namuriyen yaşlı dolomitlerin içinde yer almaktadır. Diyajenetik yapılar korunmuştur. Çört, kuvars taneleri, aragonit, kalsit, kalkopirit, malahit, demir oksit, barit, florit ve albit içerir. Yatak metamorfizma geçirdiğinden ilksel kriptokristalin manyezitler yer yer kaba taneli özellik kazanmıştır (Evans, 1993).

Tatlı su göllerinde de manyezit çökelişi hemen hemen benzer şartlarda olmaktadır. Tatlı su ortamlarında manyezitin kaynağı ise ya ortama magmatik çözeltilerin katılması, ya da serpantin ve ultrabazik kayaların içinde dolaşan ve onların alterasyonu ile Mg'ca zenginleşen yüzey sularının ortama gelmesi şeklindedir. Salda Gölü'nde (Yeşilova-Burdur) aktüel manyezit çökelişi devam etmektedir. Gölün çevresini ileri derecede altere olmuş serpantinler yüzeylemektedir. Bunların içinde stokwork ve mercekler şeklinde manyezit oluşumları vardır. Buralardan göle taşınan manyezit önce manyezit çamuru şeklinde çökelmektedir. Sonra sertleşerek küre, topak veya nodüller şeklinde kriptokristalin manyezite dönüşmektedir. Demir oranı çok düşüktür (Schmid, 1987). Salda gölündeki hidromanyezitler Braithwaite ve Zedef (1996)'e göre syanobakteri türü bakterilerin

etkisi ile çökelmektedir. Diyajenetik etkilerle hidromanyezit suyunu kaybederek manyezite dönüşmektedir. Bu oluşum mekanizmasının diğer manyezit yataklarına da uygulanabileceği düşünülmektedir.

2.5. Manyezitin Sınıflandırması

2.5.1. Tane Boyuna Göre Sınıflama

Manyezitler tane boyuna göre Abu-Jaber ve Kimberley (1992) tarafından sınıflandırılmıştır. Bu sınıflamaya göre manyezitleri kriptokristalin, ince taneli ve iri kristalen (spary) manyezitler şeklinde 3 sınıfa ayırmıştır.

2.5.2. Jeolojik Konumuna Göre Sınıflama

Bu sınıflamada manyezitler jeolojik yeri itibari ultramafiklerle ilişkili ve sedimanterler içinde stratabound oluşumlar olarak iki ana başlık altında sınıflanmıştır (Abu-Jaber ve Kimberley, 1992). Bu iki başlık altındaki manyezit sınıflaması Çizelge 2.2. de verilmiştir.

2.5.3. Tip İsmine Göre Sınıflama

Geleneksel manyezit sınıflaması tip olarak yapılmakta ve bu tipler Orta Avrupa yer isimlerine dayanmaktadır (Pohl ve Siegl, 1986). Manyezitler Veitsch, Kraubath, Bela Stena, Greiner tip olmak üzere 4 ana başlık altında sınıflanmış ayrıca güncel ekonomik değeri olmayan güncel-eski denizel ve karasal evaporitleri sınıflandırmıştır.

Çizelge 2.2. Manyezit oluşumlarının konumuna göre sınıflaması (Schroll, 2002).

Sınıf	Karşılık "Tip" terim veya Örnek
Ultramafiklerle İlişkili Manyezitler	
<i>Hidrotermal mineralizasyon yüzeyinde ve yüzey kenarında</i>	
Konsantrasyonlar (toprak ayrışması)	
Stratiform mineralizasyon (göl/evaporitik)	Bela Stena Tip
Damar-tipi (CO ₂ ve derin kökenli sularla temas)	Karubath Tip
Denizaltı ortamda damar tipi	
Metamorfik ofiyolitik ortam	
Yeşil şist fasiyesinde mineralizasyon	Hochfilzen, Breitenau
Amfibolit fasiyesinde mineralizasyon	Greiner tip
Sedimanter Ortamda Stratabound Manyezitler (ultramafiklerle indirek ilişkili)	
Karasal ortamda mineralizasyon	Redbed tip (Alpin-Permiyen)
Playa/Sabka ortamında mineralizasyon	
Güncel ve Kuvaterner	Caroorong L., Sebkha el Melah
Eski	Barton Farm, Adelaide Syncline
Evaporitlerle ilişkili	Kaswasser (Hall) Tip
Denizel sedimanter kaya serilerindeki mineralizasyon	Sabka el Melah
Metasediment kaya serilerindeki mineralizasyon	Veitsch Tip
Hidrotermaller içinde ekonomik olmayan mineralizasyon	

2.5.3.1. Veitsch tip/Spari Manyezit (Redlich, 1909)

Genellikle Proterozoyik-Paleozoyik yaşlı denizel kırıntılar-karbonatlar içinde kısa merccekler şeklinde, dolomit, kireçtaşı, siyah-gri şeyl, kumtaşı, konglomera ile birlikte bulunur. Bu kaya serileri oldukça deforme olmuştur. Metamorfizma derecesi düşükten yükseğe değişebilir; düşük metamorfik (Asturetta, İspanya) yeşil şist fasiyesi, ileri amfibolit fasiyesi (Namdechon, Kore) (Pohl, 1989).

Bu tip yataklardaki manyezitler beyaz, gri, siyah, sarımsı, kırmızımsı veya kahverengi, şekerimsi veya kaba tanelidir (10 cm uzunluğunda manyezit kristalleri), ve kristaller arasında organik malzeme, talk veya dolomit kristalleri saçılmış şekilde bulunur (Pohl, 1989).

Veitsch tipinde manyezitler yanal olarak dolomitlere sonra da kırıntılı sedimanlara geçiş gösterir. Bu tip yataklarda tabakalanma, laminalanma, çapraz veya yanal tabakalanma, ripl mark, kireçtaşı-dolomit ve çört bantları, saçılmış pirit, siderit nodülleri, mikrofaylar ve kuruma çatlakları gibi sedimanter yapılar gözlenir (Asturetta, İspanya; de Llarena, 1959, 1965).

Kaba taneli manyezitler genellikle temel kayalarıyla yer değiştirme ilişkisi gösterirler. Bu temel kayaları manyezitçe kuşatılmış, genellikle dolomit daha az oranda metapellet, kuvarsit, veya çört içerirler (Redlich, 1913). Büyük ekonomik manyezit yatakları genellikle az oranda dolomit ve kuvars içerirler. Ayrıca sıklıkla talk, klorit, pirit, ve organik materyalle ilişkilidirler. Bazı yataklar selestit (Oberdorf, Avusturya), jips (Sunk, Avusturya; Rokham, Sudi Arabistan; Bokhari ve ark., 1981), apatit (Sunk Avusturya; Entachen, Avusturya, Siegl, 1969) gibi çoğunlukla gözlenmeyen ender mineraller içerirler. Veitsch tipi manyezitlerin yüksek Fe içerikleri karakteristiktir bu oran % 10'u geçmez (Pohl, 1989). FeO'in onda biri kadar MnO, az miktarda Al₂O₃ ve kuvars, talk, dolomite bağlı olarak değişen oranlarda SiO₂ ve CaO manyezit içinde yer alır.

Guillou (1970) Kambriyen yaşlı Pacios manyezit yatağında (İspanya) karbonatlar içinde Mg/Ca oranının kireçtaşı-dolomit-manyezit fasiyesleri arasında yanal olarak arttığını belirlemiştir. Bu artış fasiyes değişiminden kaynaklansa da küçük ölçekteki kalsitik manyezit-dolomit geçiş zonunda da kendisini gösterir. Buna benzer şekildeki değişim Fe, Fe₂O₃ olarak hesaplandığında da görülür: kireçtaşlarında % 0,3-0,8, dolomitlerde % 0,6-1,6, manyezitlerde % 1,3-2,1. Fe ve Mg'un artış yönünün tersinde P₂O₅ miktarı artar: % 0,31 (kireçtaşı), % 0,17 (dolomit), % 0,11 (manyezit).

Geniş Veitsch tipi manyezitler dünya genelinde bulunurken özellikle Kuzey Amerika, Afrika ve Avustralya'da bulunur.

2.5.3.2. Kraubath Tip Mikrokristalin Manyezit (Redlich, 1909)

Kraubath Doğu Alplerde geniş yayılım sunan mafik-ultramafik kompleksidir. Kraubath tipi yataklarda manyezitler ultramafiklerin içinde veya

kenarında oluşmaktadır (Spotl, 1989). Genellikle damar, stokvork, düzensiz şekiller ve kriptokristalin takkeler şeklinde gözlenen manyezitler, ultramafik kayalarla (dunit, peridotit ve serpantinit) dokanak ilişkisi sunan kırık yapıları boyunca gelişirler. İşletilebilir yatakları birkaç yüz bin ile birkaç milyon ton rezerv sunmaktadır (Spotl, 1989). Damar tipi olanlarda kalınlığı 45 m, ve uzunluğu 4 km ye (Suşehiri, Türkiye, Petrascheck, 1972) ulaşabilir. Derinlikleri Golesh (Yugoslavya) yatağı haricinde (300m) 150-200 m civarındadır. Ana kaya ile olan dokanakları kesindir. Anakayadaki alterasyon birkaç mm ile onlarca cm arasında değişir. Dunitlerin alterasyonu sonucu serpantin, klorit, montmorillonit gibi mineraller gözlenir. Genellikle manyezitler dolomit-kuvars, silisli kuşak ve çört ile yan yana veya takke şeklinde örtülü olarak bulunurlar (Spotl, 1989).

Bu tip manyezitler az miktarda Ca, iz miktarda Fe ve Mn içerirler. Fe içeriğinin Veistch tipine göre düşük olması ortamın Eh değerinden kaynaklanıyor olabilir. Bu yolla Fe⁺³ manyezitin kristal kafesinde yer alamamaktadır (Spotl, 1989).

Kraubath Tipinde manyezite dolomit, opal, kalsedon, kuvars, kalsit, hidromanyezit, sepiyolit, serpantin, aragonit gibi mineraller eşlik eder. Kraubath tipi yataklar daha çok Türkiye, Yunanistan, Yugoslavya Alpin Orojenez Kuşağında yer almaktadır.

2.5.3.3. Bela Stena Tip

Bela Stena Tip’de manyezitler ultramafiklerle temas halindeki Tersiyer yaşlı gölsel sedimanlar içindeki yer alırlar (Ilich, 1968). Manyezitin beraber çökeldiği gölsel sedimanları konglomeralar, kumtaşları, silttaşları, kıltaşları, marn, karbonatlar ve linyit oluşturur. Gölün temel kayası veya çevreleyen kayaları ultramafiklerdir. Göl havzasındaki çökeltme ile eş yaşlı faylar, yakınlardaki volkanik ve hidrotermal aktivite, evaporasyon manyezitin oluşumunda etkili olur. Manyezitler ince taneli, beyaz, organik maddeden dolayı bazen gri, nodüler, masiv, tabakalı, breşik, laminalı, boşlukludurlar. Bela Stena (Yugoslavya) da dolomit ve kalsit manyezite eşlik ederken Servia (Yunanistan) da huntit, hidromanyezit, dolomit, kalsit, aragonit,

küçük ultrabazik parçacıkları ve çört manyezitlerle birlikte bulunur (Zachmann, 1977).

Bela Stena Tip manyezitler oldukça çeşitli kimyasal kompozisyon sunar. Fe oranı 1-1500mg/L, Ni 0-56mg/L, Cr 3,6-6,4 mg/L ve Mn diğer manyezit oluşumlarına oranla daha düşük miktardadır. Ana metaller Hg 86 ppb, B 424 mg/L'e ulaşan değerler verebilmektedir (Maksimovic ve Dangic, 1974; Zachmann, 1977). Manyezitin NTE içeriği düşüktür ve düz bir taft verir (Morteani ve ark., 1982). Bela Stena Tip yataklar zaman ve dağılım olarak dar bir alanda yayılım gösterirler. Neojen yaşlı oluşumlar Yugoslavya, Yunanistan'ın kuzeyi ve Anadolu da dağılım göstermektedir.

2.5.3.4. Greiner Tip

Greiner dağı Batı Zillertaler Alplerinde (Avusturya) yer almaktadır (Redlich, 1909). Paleozoyik yaşlı karbonatlar, kumtaşları ve bazik-ultrabazikler Alpin orojenezi sırasında metamorfizmaya (Amfibolit fasiyesi) uğramıştır. Manyezitlerin oluşumu metamorfizmayla ilişkilidir. Manyezite talk, kuvars serpantin ve demiroksitler eşlik etmektedir. Manyezitler az miktarda FeO+Fe₂O₃, CaO içerirken SiO₂ miktarı % 25'i bulabilmektedir. Bu yeşilist fasiyesinde kapalı sistem de gerçekleşen karbonizasyondan kaynaklanmaktadır.

2.5.3.5. Güncel Manyezit Oluşumları

2.5.3.5.(a). Denizel Evaporitler İçindeki Manyezitler

Birçok denizel evaporit içinde iz oranda manyezit bulunmaktadır. Manyezit derin, sığ sularda ve ek olarak sabka ortamında oluşmuştur. Tunus Doğu sahilinde yer alan Sebkh el Melah da manyezitler sığ su evaporitleri içinde oluşmuştur (Perthuisot, 1980). Havza 150 km² büyüklüğündedir ve Miyosen-Pliyosen yaşlı jips ve killerden oluşmaktadır. Havzayı kesen nehrin oluşturduğu denizel bariyer nedeniyle denizle ilişkisi kesilen alanda önceki birimlerin üzerine evaporitler çökelmiştir. Bu evaporitlerin (çoğunlukla halit ve daha az oranda jips) kalınlığı 50

m'yi geçmez ve ortalama 30 m kalınlık sunar, üzerine karasal dentritik çamurlar gelir. Karasal kum tepeleri ile denizle olan bağlantısı kesilen bu alanlar “sebkha” (salt pan Arabic) olarak adlandırılır.

Havzanın merkezinde manyezit ve huntit fosilli karbonatların hemen üzerinde çökelirken jipsler kenar kesimlerde çökelmektedir. Mg^{+2} bariyerden permeabilite ile geçerek havzada zenginleşir ve jipsin çökeliminden sonra çökmelmeye başlar (Perthuisot, 1980). Bu manyezitler korunmuş lagün ortamlarında çökelmektedir.

2.5.3.5.(b). Sabka Manyezitleri

Sabkalar kurak yarı kurak ortamlarda denizin normal gel-git seviyesinin üzerinde yer alan karasal tuz düzlükleridir. Güncel örnekleri Arabistan ve Kaliforniya körfezi sahil şeridinde gözlenmektedir.

Abu Dabi ve Arabistan körfezindeki geniş sabkalarda lagün kenarından 2-4 km uzakta manyezit diyajenetik olarak çökelmektedir. Lagün açık denizden mercan adaları vasıtasıyla korunmaktadır (Bathurst, 1971). Adaların iç kesimleri bataklıktır. Gelgit kanalları konsantre deniz suyunun lagüne giriş çıkışını sağlar. Lagün zemini gel-git seviyesinin altında olan kimi lagünler çoğunlukla aragonitik kum ve çamur dan oluşur. Boyutları kilometreyi bulan geniş alg düzlükleri sabkalarda kum ve/veya karbonat beriyeri ile lagün merkezi arasında yer almaktadır. Halit çökelimi ile sabka yüzeyi yavaş yavaş yükselir ve genişliği 16 km'yi bulur. Yağmur suları kısmen halit'i çözse de uzun evaporasyon evresinde bu küçük bir çözünmedir. Bu yükselim jips ve aragonit in çökelimine ve Mg^{+2}/Ca^{+2} oranında artışa neden olur. Neticede manyezit ($MgCO_3$), huntit ($CaMg_3(CO_3)_4$) ve sölestin ($SrSO_4$) çökelimi gerçekleşir. Yeraltı suyunda klor ‰135-165, sıcaklık 40°C ve molar Mg^{+2}/Ca^{+2} oranı karaya doğru azalmakla birlikte 2 nin altına düşmez ve 11 seviyesine kadar ulaşır.

2.5.3.5.(c). Karasal Tuz Göllerinde (Playa) Manyezit Oluşumu

Alkalin tuz gölleri kurak-yarıkurak, drenajı az olan havzalarda oluşur. Bu göller uzun veya kısa ömürlü olabilirler. Bu göllerde beslenme yeraltı ve yüzey suları

vasıtasıyla olur. Bu tür ortamlarda güncel manyezit oluşumları Tuz Gölü (Türkiye) ve başka birçok alanda görülmektedir.

Tuz gölü Orta Anadolunun en büyük gölüdür ve yüzey alanı 1 100 km²'yi bulur. Yağmur mevsiminde 30-150 cm su ile örtülür. Göl suyu NaCl'ce doygundur, SO₄⁻², Mg⁺² ve K⁺ yüksek konsantrasyon sunarken Ca⁺² daha düşük konsantrasyondadır. Sedimanlar grimsi beyaz renklidir ve ince taneli karbonatlar, jips, sölestin, halit ve az miktarda kırıntılı sedimanlardan oluşur. Tuz gölünde 3 farklı ortam ayırtlanmıştır (Iron, 1971):

- Merkez kısım % 50 jips ve daha az oranda manyezit, huntit, halit ten oluşur. Bu sedimanların boşluk suları yüksek oranda iyon konsantrasyonu içerir, Mg⁺²/Ca⁺² oranı ortalama 85-98 dir. Bu oran 149 değerine kadar yükselebilmektedir (Iron, 1971).
- Kenar Kısım çoğunlukla aragonit, Mg-Kalsit ve dolomit ve % 15 lik kısmı huntit, manyezit, jips gibi minerallerden oluşur. Gözenek suyunun iyon konsantrasyonu düşüktür ve tuzlarda Mg⁺²/Ca⁺² oranı 70-140 değerleri arasındadır (Iron, 1971).
- Gölün en derin kesimleri boşluk suyundaki iyon konsantrasyonunun en düşük olduğu alandır. Sedimanlar aragonit, Mg-kalsit ve dolomit içerir. Kırıntılı materyal bu alanda daha yaygındır (Iron, 1971).

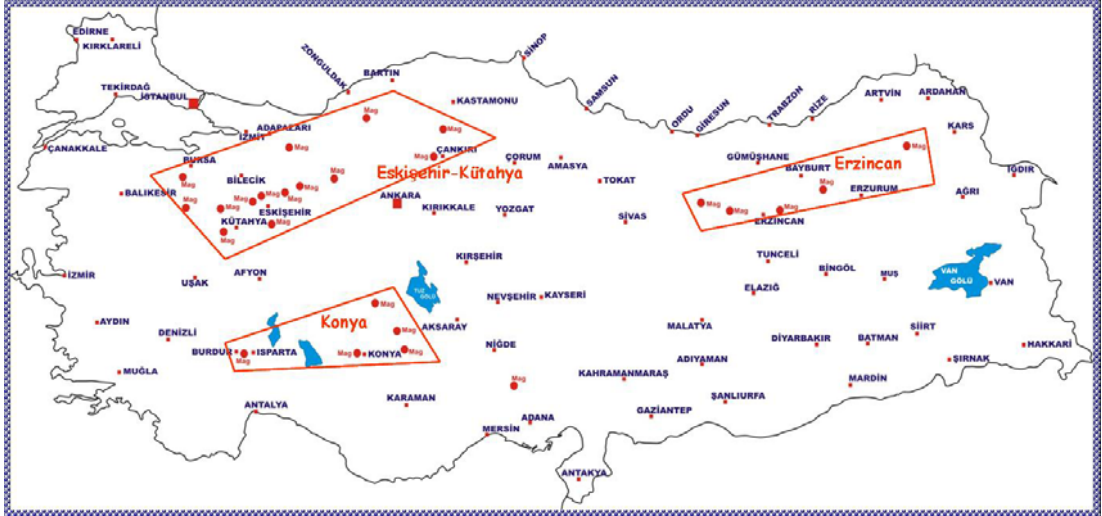
Göl suyunda SO₄⁻² konsantrasyonunun yüksek olmasından dolayı Ca⁺² iyonu yaz süresince jipsin çökelişi için kullanılır. Bu nedenle oldukça yükselen Mg⁺²/Ca⁺² oranı huntit ve manyezit çökelişine yol açar (Iron, 1971).

Diğer bir örnek Coorong bölgesidir (Güney Avusturalya). Bu alanda kısa ömürlü tuz göllerinde ve lagünlerde karbonat çökelişi halen devam etmektedir (Aldermann ve Von der Borch, 1961). Dip sedimanları aragonit, magnezyan kalsit, kalsi dolomit, dolomit, manyezit ve hidromanyezittir.

CaCO₃'ün inorganik veya biyolojik aktivite sonucu çökelişiyle Mg⁺²/Ca⁺² oranı artmaktadır. Ortamdaki CO₃⁻²/HCO₃⁻ oranının yeraltı suyu tarafından belirlendiği ve bunun aragonit ve hidromanyezitin çökelişinde etkili olduğu düşünülmektedir. Eh değerlerinin dağılımı herhangi bir bilimsel dağılım sunmamaktadır (Aldermann ve Von der Borch, 1961).

2.6. Türkiye Manyezit Yatakları

Türkiye’de sedimanter ve serpantinlere bağlı manyezit oluşumları bulunmaktadır. Sedimanter manyezit yatakları, Denizli’nin Hırsız Dere-Çambaşı Köy civarı ile Erzincan-Çayırılı’da yer almaktadır. Serpantinlere bağlı masiv (Kriptokristalin) manyezit yataklarının büyük bir bölümü Konya-Eskişehir-Kütahya üçgeninin içinde bulunur (MTA, 1981). Bunların başlıcaları Dursunbey (Balıkesir), Mustafa Kemalpaşa (Bursa), Kınık (Kütahya), Bilecik, Mihaliçcik (Eskişehir), Mudurnu (Bolu), Meram (Konya), Yunak (Konya), Refahiye, (Erzincan), Haruniye (Seyhan-Adana), Kızlar Köyü (Datça-Muğla), Göcek (Fethiye-Muğla) ve Değirmenderesi (Isparta) manyezit yataklarıdır (Şekil 2.1, MTA, 1966). Türkiye’deki manyezit rezervleri Çizelge 2.3’de (Yıldız ve Erdoğan, 1995) ve dünya manyezit rezervleri Çizelge 2.4.’de (USBM, 1985) verilmiştir.



Şekil 2.1. Türkiye manyezit yatakları (MTA, 1966).

Çizelge 2.3. Türkiye manyezit rezervleri (Yıldız ve Erdoğan, 1995).

YERİ	Rezerv x10 ⁶ ton	Kalite (%MgO)
Eskişehir-Yukarı Kartal	460.313	47,63
Konya-Meram	23.200	46,47
Kütahya-Sobran-Türkmentepe	22.000	46,42
Eskişehir-Dutluca	12.000	46,80
Eskişehir-Ballık II	11.486	
Erzincan-Çayırılı-Çataksu-Aravans	8.745	44,46
Konya-Çayırbağ I	8.500	41,98-47,54
T O P L A M	546,244	

Çizelge 2.4. Dünya manyezit rezervleri (USBM, 1985).

ÜLKE	GörünürRezerv (x10 ⁶ ton)	%	Potansiyel Rezerv (x10 ⁶ ton)
<u>Kuzey Amerika</u>			
Birleşik Devletler	10	0.4	15
Kanada	30	1.2	40
<u>Güney Amerika</u>			
Brezilya	140	5.5	180
<u>Avrupa</u>			
Avusturya	15	0.6	20
Çekoslovakya	20	0.8	30
Yunanistan	30	1.2	30
Türkiye	10	0.4	15
Rusya	650	25.4	450
Yugoslavya	5	0.2	10
Diğerleri	25	0.9	30
<u>Afrika</u>	5	0.2	10
<u>Asya</u>			
Çin	750	29.3	1050
Hindistan	30	1.2	50
Kuzey Kore	450	17.6	750
Diğer	300	11.7	310
Okyanusya	90	3.4	150
Toplam	2560	100.0	3420

2.7. Manyezit İçinde İz Elementlerin Dağılımı

Mg^{+2} 'nin türediği ana kayanın tespiti amacıyla iz elementler manyezitlerde incelenmektedir. Çizelge 2.5'de manyezit kristalinde Mg^{+2} ile yer değiştirebilen elementler (diadoh elementler) verilmiştir. Elementlerin yer değiştirmesinde iyon çapları, yükleri ve kimyasal bağ karakterleridir. İyon çapı elementlerin yer değiştirmesinde en etkin faktördür. Çizelge 2.5'deki elementlerden Ni^{+2} , Cu^{+2} , Zn^{+2} , Co^{+2} , Sc^{+3} , Cu^{+} ve Fe^{+2} 'nin Mg^{+2} ile olan iyon çapı farkları % ± 22 'yi geçmemektedir. Bunlar dışında 3 valanslı elementler örneğin V^{+3} ve Cr^{+3} büyük yükleri ve küçük iyon çapları nedeniyle manyezit kafesinde yer alabilmektedir (Möller, 1989).

Çizelge 2.5. Manyezit örneklerinde analizle tespit edilen iyonların yarıçaplar ($R/\text{Å}$) (Sahannon, 1976), iyonçapı farkları ($R-R_{Mg}$), iyonik hacimler (R^3), ve iyonik hacim oranları ($(R^3-R_{Mg}^3)/R_{Mg}^3$) (Möller, 1989).

İyon	($R/\text{Å}$)	($R-R_{Mg}$)	(R^3)	($R^3-R_{Mg}^3$)/ R_{Mg}^3
Ba +2	14,9	0,93	3,31	4,17
Sr	1,32	0,46	2,30	2,59
La	1,17	0,31	1,60	1,50
Na	1,16	0,30	1,56	1,44
Ca	1,14	0,28	1,48	1,31
Lu	1,00	0,14	1,00	0,56
Fe	0,92	0,06	0,78	0,22
Cu	0,91	0,05	0,75	0,17
Co	0,89	0,03	0,70	0,09
Sc	0,89	0,03	0,70	0,09
Zn	0,88	0,02	0,68	0,06
Cu	0,87	0,01	0,66	0,03
Mg	0,86	0	0,64	0
Ni	0,83	-0,03	0,57	-0,11
Mn	0,81	-0,05	0,53	-0,17
V	0,78	-0,08	0,47	-0,27
Cr	0,76	-0,10	0,44	-0,31
Ti	0,75	-0,11	0,42	-0,34
Be	0,59	-0,27	0,21	-0,67

Sedimanter manyezitlerin çökeldiği su zaten fakir olan Nadir Toprak elementleri (NTE) bakımından manyezitten önce oluşan kalsit ve dolomit tarafından

daha da fakirleştirilir. Lantanitlerin büyük miktarı killer ve kalsit ve dolomitte konsantre olur. Bu nedenle sedimanter manyezitlerin NTE içerikleri oldukça düşüktür (Möller, 1989). İz elementlerin hemen hemen hepsi manyezitle birlikte bulunan küçük mineral fazlarında yığışım göstermektedir (Möller, 1989). Manyezit kristalinin bünyesine iz elementleri kabul etmemesinden dolayı bu elementler daha çok manyezitle birlikte oluşan dolomit, huntit, sülfidler ve kil minerallerinde yer almaktadır (Morteani ve ark., 1982).

Cr, Ni, Co ve Cu

Bu elementler özellikle ultramafiklerle ilişkili manyezitlerde geniş yayılım sunmaktadır (Möller, 1989). Bu tip oluşumlar içinde ayrışma ürünü manyezitler, damar tipine oranla daha yüksek konsantrasyonlar göstermektedir (Maksimovic ve Dangic, 1974). Ni^{+2} manyezit tarafından çevrilmiş serpantin mineralinde Mg^{+2} 'nin yerini alır veya özellikle göl ve deniz çökellerinde sülfid minerallerinde Fe, Cu ve Co ile birlikte yer alır.

Gölsel manyezitlerde Mg^{+2} ultramafiklerden kaynaklandığı için denizel manyezitlere oranla daha yüksek konsantrasyonda Cr ve Ni içerirler (Möller, 1989). Ultramafikler içindeki damar dolgusu şeklindeki manyezitler ayrışma ürünü manyezitlerden daha düşük oranda Cu konsantrasyonu içermektedirler (Möller, 1989). Bunun nedeni akışkanların göçü sırasında Cu^{+2} 'nin Mg^{+2} 'den farklı iyon reaksiyonu göstermesidir. Sonuç olarak gölsel manyezitlerde Cu^{+2} konsantrasyonu düşükken denizel/evaporitik manyezitlerde Cu^{+2} dağılımı yüksektir (Möller, 1989).

Fe ve Mn

Manyezitler içindeki demir birincil olarak Mg un kökeniyle ilişkilidir. Ultramafik kayalarda ortalama olarak % 9 Fe bulunurken, bu oran deniz suyunda oldukça düşüktür. Genel olarak ultramafiklerle ilişkili manyezit oluşumları (% 5'e kadar) sedimanter ortamda oluşan manyezitlerden (\leq % 1 Fe) yüksek Fe içerikleri ile ayrılırlar (Dulski ve Morteani, 1989). Ultramafiklerin yüzeyinde veya kenarında oluşan mineralleşmeler demirin oksitlenmesinden dolayı, diyajenetik olarak oluşan manyezitler ve bazı metamorfik oluşumlar yüksek oranda Fe içerebilirler (Veitsch: % 2,9 Fe; Breitenau % 2,0-2,35 Fe) (Doğu Alpler, Avusturya) (Pohl ve Siegl, 1986). Bunlar dışında kalanlar demir açısından saf olarak kabul edilir. Fe/Mn oranı gölsel

manyazitlerde diğerlerine oranla daha yüksektir. Maksimum Fe/Mn oranı 4 tür (Möller, 1989). Fe/Mg oranı metasomatizma yoluyla oluşan manyazitlerde türediği ultramafik kayanın oranına yakın bir değer vermektedir (Möller, 1989).

Sr ve Ba

Bu iki elementin karbonatları aragonitin bünyesinde kristallenir. Bu nedenden dolayı Sr ve Ba manyezitte kalsitten daha az miktarda bulunur (Möller, 1989). Sr ve Ba iyonları büyük iyon yarıçapları nedeniyle (sırasıyla 1,32 Å, 1,49 Å) manyezitin kristallenmesi sırasında kristal kafesine kabul edilmezler. Bu elementlerin varlığı oluşturdukları iz mineraller (karbonat ve sülfat) ile açıklanmaktadır (Möller, 1989). Ba konsantrasyonunun çözüntü kalıntısıyla orantılı olduğu Martiny ve Rojkovic (1977) tarafından belirtilmiştir. Ortalama Sr/Ba ve Ba/Mg oranları ultamafiklerde ve bunlarla ilişkili kriptonkristalin manyezitlerde hemen hemen aynıdır (Möller, 1989). Genel olarak Sr ve Ba manyezit kristal kafesinde önemsiz miktarda yer alırlar (Möller, 1989).

Hg

Ultamafiklerdeki ayrışma ürünü manyezitlerde ve ultrabaziklerdeki düşük sıcaklık damar dolgusu manyezitlerde Hg düşük konsantrasyonlarda bulunur. Bu ana kayada Hg konsantrasyonunun düşük olmasından kaynaklanır. Buna karşılık metasomatik yapılar, damar dolguları ve gölsel manyezitler düşük sıcaklık yapılarına oranla daha yüksek oranda Hg içerirler (Möller, 1989).

Ti

Ultrabaziklerden türeyen manyezitlerde Ti konsantrasyonu düşükken denizel/evaporitik yataklar ve metamorfik manyezitlerde yüksek değerler vermektedir (Möller, 1989). Ti her zaman çözünme kalıntısında ve iz fazda bulunur (Martiny ve Rojkovic 1977).

B

Boratlardan ScBO₃, InBO₃, LuBO₃ ve YBO₃ kalsit yapısı gösterirler ve bunlar izomorf ve izotiptirler. Buna karşın hafif toprak elementlerinin boratları aragonit tipindedirler. Bor iyonları manyezit kafesinde karbonatın yerini alabilmektedir (Möller, 1989). Denizel/evaporitik manyezitlerde bor en yüksek konsantrasyonu

sunar. Bor manyezitlerde genellikle dağılmış iz mineral fazları şeklinde bulunmaktadır (Martiny ve Rojkovic 1977; Franz ve ark., 1979).

Nadir Toprak Elementleri (NTE)

Nadir Toprak Elementlerinin (NTE) manyezitin oluşumunda ve kökeninin belirlenmesinde kullanılmasının nedeni:

- Konsantrasyonlarının 1000 mg/L den düşük olması
- Üç değerlikli iyonik çaplarının (1,17-1,0Å) Ca^{+2} 'nin iyon çapına (1,14Å) yakın olması

şeklinde verilebilir (Möller, 1989). NTE'lerinin dağılımı;

- Akışkanların türediği mineralin kimyasal kompozisyonunu belirlemede,
- Kristallenmenin birincil mi ikincil mi olduğunun belirlenmesinde belirleyicilerdir (Möller, 1989).

Çökelim Esnasında Nadir Toprak Elementleri

NTE'nin manyezitlerdeki dağılımı ve konsantrasyonu mineralleşmeyi sağlayan sıvıların NTE yükleriyle ilişkilidir. Bu akışkanların NTE yükleri kaynak kayanın NTE içeriği ile doğrudan ilişkilidir. Manyezitin oluşumunda Mg^{+2} nin kaynağı olarak kabul edilen ultramafik kayalardaki La/Mg oranı 10^{-6} seviyesindedir. Litosferdeki La/Mg oranı ise 10^{-4} dür. Ultramafiklerde bu oranın düşük olmasının nedeni olivin ve ortopiroksenlerin kristallenme esnasında iyon çaplarının büyük olması nedeniyle (1,13-0,94Å) NTE'ni reddetmeleridir. Ultramafikler içinde konsantrasyonunun düşük olmasından dolayı bu kayalardan türeyen akışkanların NTE konsantrasyonlarında düşüktür. Ayrıca çökelim esnasında manyezit çok az oranda NTE'ni kabul eder. Bu nedenlerden dolayı manyezitler içindeki NTE miktarı nötron aktivasyon analizi dedeksiyon limitinin altında kalır (Möller, 1989).

Çökelim esnasında NTE Ca-karbonat polimorflarında yer alır. Kalsitin manyezitten önce kristallenmesinden dolayı manyezit kristallenmeye başladığında sıvı lantanitler bakımından tüketilmiş olacaktır. NTE manyezit den ziyade Ca-karbonat polimorfları ve kil minerallerinde birikirler. Manyezitlerin analizi sırasında tespit edilen NTE elementleri Ca-karbonat polimorflarından ve kil fraksiyonlarından kaynaklanmaktadır.

3. MATERYAL VE METOD

3.1. Arazi Çalışmaları

Çalışma alanını Afyon-L25-b₃,b₄ ve Afyon-L25-c₂ paftasının kuzey batı kesimi oluşturmaktadır (Şekil 1.1). Bu alan içindeki Neojen birimleri içinde görülen manyezit oluşumları doktora konusunu oluşturmaktadır. Neojen birimleri ve bu birimlerin ilişkide olduğu temel kayaları incelenmiş ve 1/25 000 ölçekli haritası hazırlanmıştır. Bölgede yer alan tektonik birimler genel jeoloji haritasına işlenmiştir. Çalışma alanında yer alan birimlerden mineralojik ve jeokimyasal analizler için örnekler derlenmiştir. Çalışma alanında yer alan Neojen birimlerinden toplam 8 adet stratigrafik kesit ölçülmüştür.

3.2. Laboratuvar Çalışmaları

3.2.1. Örnek Hazırlama

Arazi çalışmaları sırasında alınan örneklerin X-Ray Difraktometr (XRD), Scanning Electron Microscope (SEM), İzotop analizleri ve Inductively Coupled Plasma (ICP) analizleri için örnekler Ç.Ü. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Jeokimya Laboratuvarında hazırlanmıştır.

Örnekler çeneli kırıcıda -2mm boyutuna indirildikten sonra Retsch RMO 34307 model agat havanda öğütülerek -0,063 mm boyutuna indirgenmiştir. Her örneğin öğütülmesi öncesinde çeneli kırıcı ve agat havan temizlenmiştir. Çeneli kırıcının temizlenmesinde basınçlı hava kullanılırken, agat havanın temizliği etilalkol ile yapılmıştır. Tüm örnekler bu işlemlerden önce 75°C'de en az 24 saat kurutulmuştur.

3.2.2. Mineralojik Analizler

Çalışma alanını oluşturan Neojen birimlerinin mineral parajenez ve ardalanımı belirlemek amacıyla mineralojik çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalar polarizan mikroskop, XRD ve SEM metotları kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

3.2.2.1. Mikroskop Çalışması

Örneklerin mineralojisini ve dokusunu belirlemek amacıyla ince kesitler Ç. Ü. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü Mineraloji Laboratuvarında hazırlanmıştır. Hazırlanan ince polarizan mikroskopta incelenmiş, Kalsit dolomit ayrımı için örneklerde siyanür boyama işlemi yapılmıştır. Örneklerdeki daha ileri mineralojik incelemeler için XRD ve SEM kullanılmıştır.

3.2.2.2. XRD Analizleri

Ç. Ü. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü Jeokimya Laboratuvarında hazırlanan öğütülmüş (-0,063 mm) örneklerin kantitatif XRD analizleri TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Enstitüsünde yapılmıştır.

3.2.2.3. SEM İncelemeleri

SEM analizleri için örnekler hazırlanmıştır. SEM analizi için örneklerin taze kırılmış yüzeyi korunacak şekilde diğer 5 yüzü düzgün yüzeyler haline getirilmiştir. Bu işlem Dokuz Eylül Üniversitesi Müh. Fak. Jeoloji Bölümü Mineraloji Laboratuvarında yapılmıştır. Bu örnekler daha sonra DEÜ Malzeme ve Metalürji Müh. Bölümü SEM laboratuvarında vakum altında altın ile kaplanmış ve SEM çalışması gerçekleştirilmiştir.

3.2.3. Kimyasal Analizler

Örnekler üzerindeki kimyasal analizlerin bir kısmı Ç. Ü. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. Böl. Jeokimya Lab.'da, bir kısmı ACME Analytical Laboratoires'de ve İzotop analizleri TUBİTAK Marmara Araştırma Merkezinde Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Enstitüsünde yapılmıştır.

3.2.3.1. ICP-MS Analizleri

Öğütülmüş örneklerin ICP-MS de major ve iz element analizleri ACME Analytical Laboratoires'de (Kanada) yapılmıştır.

3.2.3.2. İzotop Analizleri

Öğütülmüş saf manyezit örneklerinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop analizleri TUBİTAK Marmara Araştırma Merkezi Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Enstitüsünde yapılmıştır.

EA-GC/IRMS cihazında manyezit örnekleri cihazın elementel analizör kısmından oyoşampler yardımıyla katı örnek olarak verilmiştir. Örnek elementel analiz cihazında oksijen gazı yardımıyla 1040 °C civarındaki yakma fırınında oksidasyona uğratılmıştır. Bu sırada cihaza referans olarak karbon değeri bilinen karbondioksit gazı verilmiştir. Oksidasyon sonucu manyezit örneklerinden çıkan gazlar örnek gazı olarak algılanmış ve referans gaz ile karşılaştırılarak manyezit örnekleri için karbon izotop değeri bulunmuştur. $\delta^{13}\text{C}$ değeri bilinen Cane Sugar (Pancar Şekeri) standartının da analizlerin içine eklenmiş ve sonuçlar manyezit örnekleri izotop değeri kalibrasyonunda kullanılmıştır.

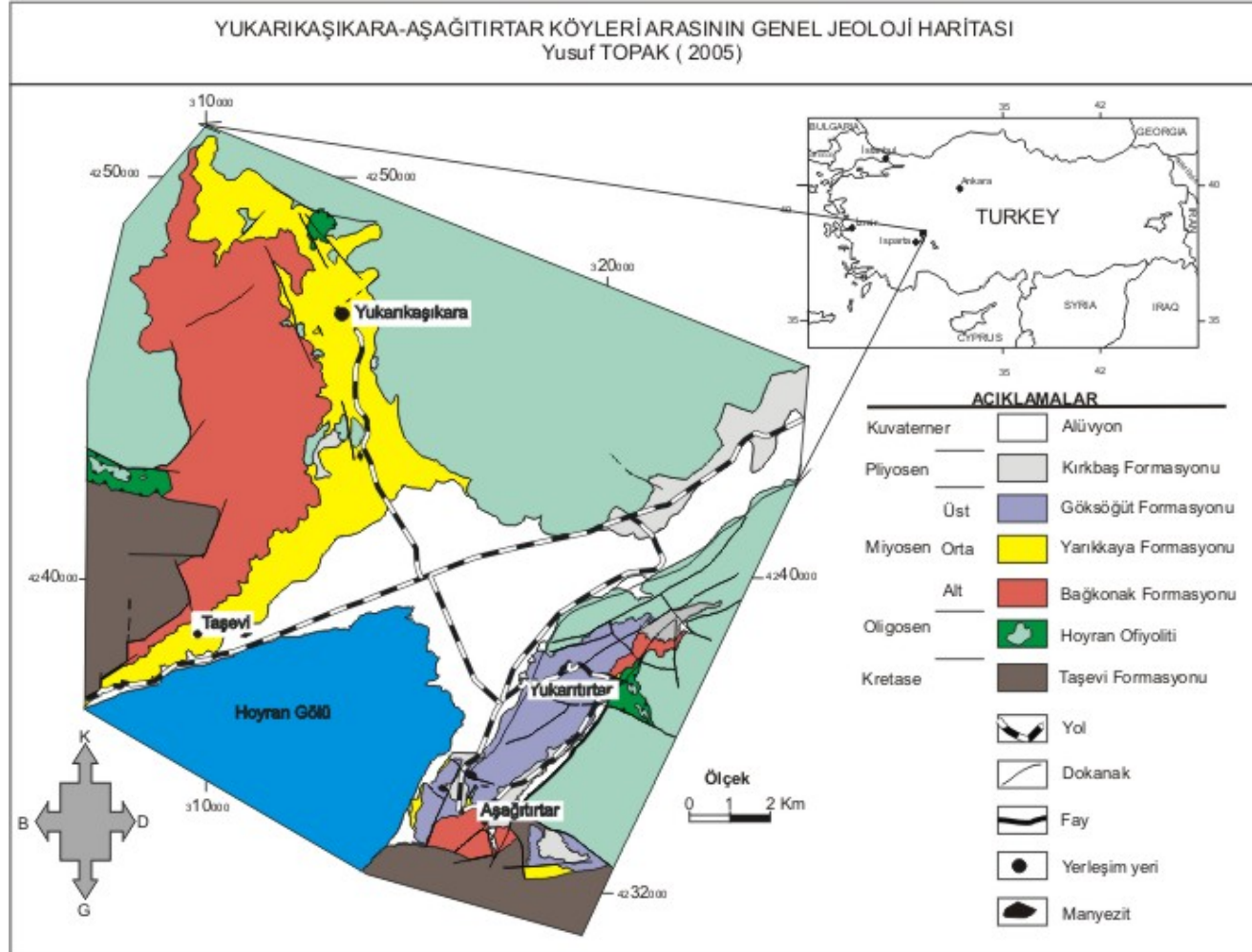
Aynı şekilde ^{18}O analizi için EA-IRMS cihazında combustion reaktörü piroliz reaktörü ile değiştirilmiş ve manyezit örnekleri 1260°C deki piroliz reaktöründe piroliz edilmiştir. Piroliz sonucu çıkan karbon monoksit gazı kütle analizöründe referans değeri bilinen karbon monoksit gazı ile karşılaştırılmıştır. Analizlerin arasında ^{18}O değeri bilinen Cane Sugar (Pancar Şekeri) standardı

eklenmiş ve sonuçlar manyezit örnekleri izotop sonuçları kalibrasyonunda kullanılmıştır.

4. ARAŞTIRMA BULGULARI VE TARTIŞMA

4.1. Genel Jeoloji

Çalışma alanında yer alan Neojen ve Neojen öncesi temel kayalar ayırtlanmış ve tektonik birimler genel jeoloji haritasına iŐaretlenmiŐtir (Ek-1, Şekil 4.1 ve 4.2). Çalışma alanında gözlenen formasyonların genel özellikleri aşağıda verilmiştir.



Şekil 4.1. Çalışma alanının jeolojik haritası.

ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	ALT SERİ	KAYA BİRİMİ	LİTOLOJİ
	Kuvaterner			Alüvyon	Kötü boylanmış, köşeli, yamaç döküntüsü, birikinti konisi, Alüvyon. Uyumsuzluk
SENOZOYİK	TERSİYER	PLİYOSEN		Kırkbaş fm.	Kırmızı, kötü boylanmış, kum, silt, çakıl. Uyumsuzluk
			MİYOSEN	ÜST	Göksöğüt fm.
		ORTA		Yarıkkaya fm.	Kil, silt, marn, kumtaşı, killi kireçtaşı
		ALT		Bağkonak fm.	Kırmızı renkli, kötü boylanmış, yamaç molozu, kumtaşı, kilitaşı, konglomera. Uyumsuzluk
MESOZOYİK	KRETASE		Hoyran ofiyoliti Melanjii	Ofiyolit, kireçtaşı olistolitleri, serpantinit, melanj.	
			Taşevi fm.	Tektonik Dokanak Kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı.	

Şekil 4.2. Çalışma alanının genel stratigrafik kesiti.

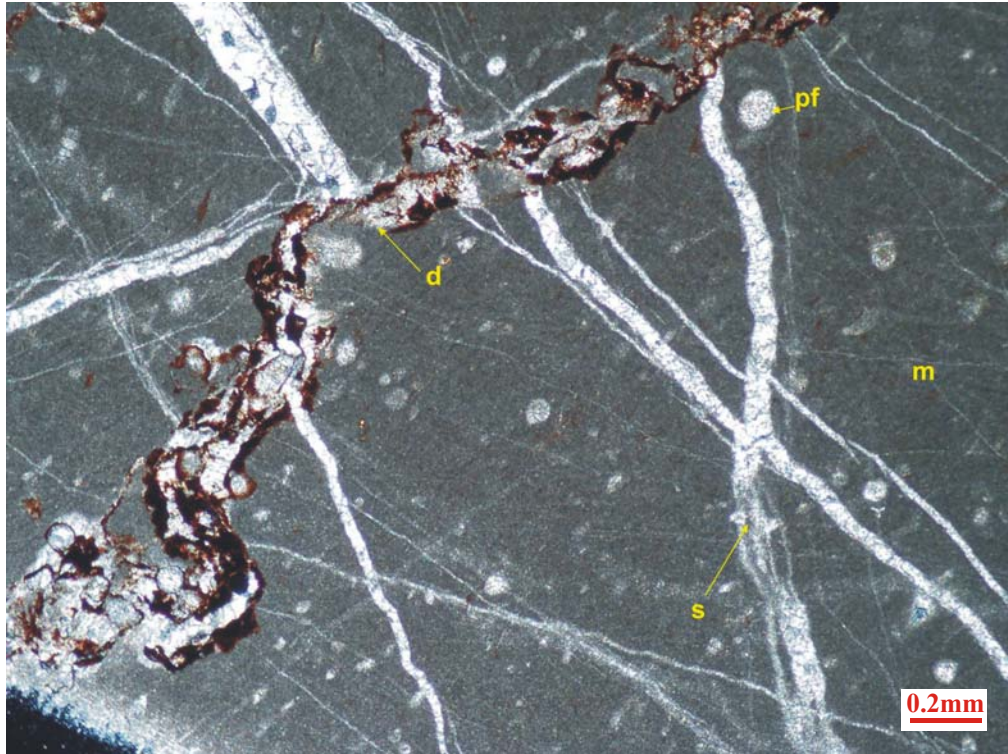
4.1.1. Taşevi Formasyonu

Formasyon adı ilk olarak Demirkol (1981) tarafından Hoyran gölü batısı ve Güneydoğusunda yüzeyleyen kireçtaşı-dolomitik kireçtaşları için kullanılmıştır. İnceleme alanında Taşevi köyünün batısında ve Aşağıtırtar köyü çevresinde yayılım göstermektedir (Şekil 4.1). Araziye oldukça yüksek engebeli görünüm sunan birim, Taşevi köyü batısında; Kuz Tepe (1380 m), Akseki tepe; Aşağıtırtar köyü çevresinde ise Kirişli Tepe (1842m), Pilav Tepe (1702 m), Tekeli Tepe (1563 m) ve Seyitoğlu Tepe (1505 m) gibi yükselteleri oluşturmaktadır. Demirkol (1981) tarafından birimin kalınlığı 265 m olarak verilmiştir. Birimin alt sınırı inceleme alanında tespit edilememiştir. Birimin üstüne, Yukarıtırtar köyü doğusunda ve Aşağıkaşıkara köyü kuzey batısında, bindirmeli olarak Hoyran ofiyoliti gelmektedir. Formasyonun yüzeylendiği diğer alanlarda ise birim Neojen yaşlı sedimanlarca uyumsuz olarak üzerlenmektedir.

Demirkol (1981) birimin grimsi siyah renkli, orta-kalın katmanlı, düzenli eklemlili, dolomitli mikrit, biyomikrit ile başlamakta olup, beyaz-sarı-mavi renkli olup, çoğun kalın katmanlı mikrit ile biyoklastik ve siyah renkli dolomit mercekleri içeren biyosparit, biyopelmikrit, biyomikrit ve kalkarenit ile sonuçlandığını belirtmiştir. Çalışma alanında birimin grimsi-beyaz renkli, bol kırıklı çatlaklı kalsit dolgulu, karstik boşluklu olduğu gözlenmiştir. Birim içerisindeki dolomitik seviyelerin, Taşevi köyünün batısında (Şekil 4.3) ve Aşağıtırtar köyünün güneyindeki yüksek mevkiilerde yüzeylendiği tespit edilmiştir. İnce kesit incelemelerinde birimin bol kırıklı ve çatlaklı olduğu, bu kırık ve çatlakların 2-3 değişik fazda tektonik hareketler bağlı olarak geliştiği ve yer yer birbirini kestiği tespit edilmiştir (Şekil 4.4). Kırık ve çatlakların çoğu kalsit tarafından doldurulurken en son gelişen kırıklar kırmızı renkli demirli bileşenler ve kalsit tarafından doldurulmuştur. Planktik foraminiferli birim Biyomikrit (Folk, 1962)-Vaketaşı (Dunham, 1962) olarak sınıflandırılmıştır. Planktik foraminiferin bulunuşu birimin en azından derin göl ortamında çökeldiğine işaret etmektedir (Şekil 4.4). Demirkol (1981), incelemelerinde fosil içeriğine dayanarak birime, Üst Kretase yaşını vererek neritik ortamda çökeldiğini belirtmiştir.



Şekil 4.3. Taşevi formasyonunun görünümü (Aşağıtırtar köyü güneyi).



Şekil 4.4. Taşevi formasyonu kireçtaşlarının ince kesit görünümü (mikrit) (pf: planktik foraminifer, m: mikrit, s: sparit, d: demirli dolgu).

4.1.2. Hoyran Ofiyolitli Melanjı

İnceleme alanının kuzey ve kuzey doğusunda geniş alanlar kaplayan Hoyran ofiyoliti, yersel olarak Yukarıkaşıkara köyünün batısında yüzlek vermektedir (Ek-1, Şekil 4.1). Birim içinde yeralan kireçtaşı olistolitleri topoğrafik olarak oldukça engebeli yüksek kayalık görünüm sunmakta iken ofiyolitik melanj ve serpantinitler daha yumuşak topoğrafya sunmakta ve olistolitlerin tabanında gözlenmektedir (Şekil 4.5, 4.6, 4.7 ve 4.8). Yukarıkaşıkara köyü kuzeydoğusu ve doğusunda Tuzla Tepe (1378 m), Sünbüllü Tepe (1455 m), Çıplak Tepe (1313 m); Yukarıkaşıkara köyü batısında Babageçidi tepe (1992 m), Ortasivri Tepe (1663 m); Yukarıtırtar köyü doğusunda Kır Tepe (1546 m), Kuz Tepe (1573 m) birime ait olistolit kireçtaşlarının oluşturduğu önemli yükseltilerdir. Kalınlığı belirlenemeyen birim tektonik olarak Taşevi formasyonunu üzerlemektedir. Birimin üzerine açısız uyumsuzluk ile Neojen-Kuvaterner yaşlı birimler gelmektedir.

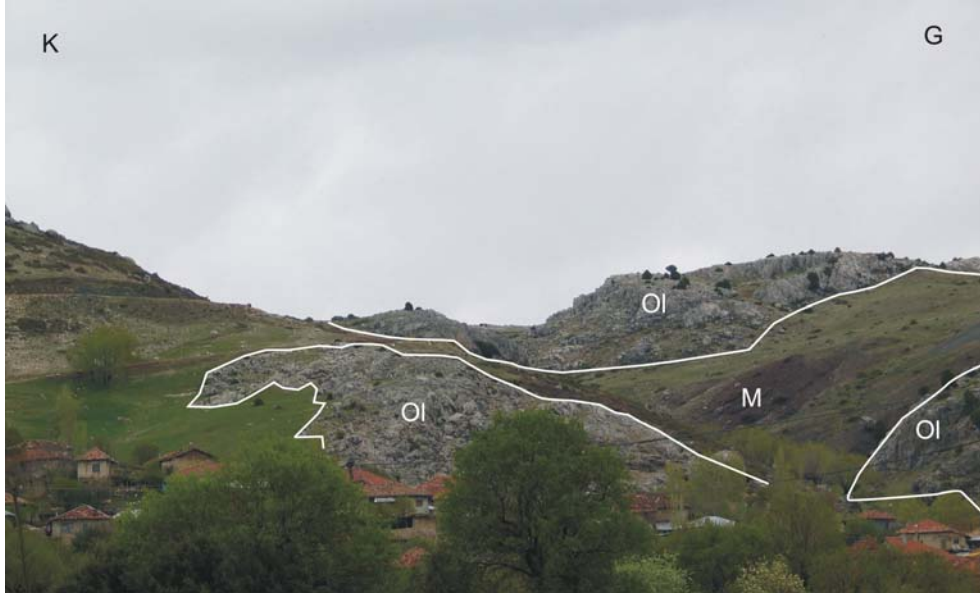
Demirkol (1981) birim içerisinde değişik yaş, tür ve boyutlu, farklı oluşum ortamlarını gösteren kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı, radyolarit, serpantinit, bazik intrüzif kayalar, şist ve metabazitlerin yer aldığını belirtmiştir. Birim içerisinde yer alan olistolitleri litolojik özelliklerine göre Kumdanlı Kireçtaşı, Aydoğmuş Kireçtaşı, Derebağ Radyolariti, Kuzutaşı Kireçtaşı olarak ayırt etmiştir. Arazi incelemelerinde birim: gri, yeşilimsi siyah renkli oldukça deforme serpantinit, radyolarit ve irili ufaklı kireçtaşı olistolitleri içeren melan görünümündedir. Kireçtaşı olistolitleri ayrı olarak haritalanmış ancak bunlar üzerinde detay bir inceleme yapılmamıştır. Birim Üst Kretaseda Toros platformuna bindirmiştir (Andrew ve Robertson, 2002).



Şekil 4.5. Yukarıkaşıkara kuzey batısında Hoyran ofiyoliti melanj ve serpantinitle.



Şekil 4.6. Yukarıkaşıkara kuzey batısında Hoyran ofiyoliti serpantinitle.



Şekil 4.7. Yukarıtırtar köyü doğusunda Hoyran ofiyolitinin melanj ve olistolit kireçtaşları (M: melanj, Ol: olistolit kireçtaşları).



Şekil 4.8. Hoyran ofiyolitine ait serpantinitleerin tek nikol görünümü.

4.1.3. Bağkonak Formasyonu

İlk kez Demirkol (1977) tarafından adlandırılan birim Yukarıkaşıkara-Taşevi köyleri arasında kalan alanda yüzeyleyen çakıltaşı, kumtaşı ve miltaşı için kullanılmıştır. Birim inceleme alanının batısında daha yaşlı formasyonları saran bir kuşak şeklinde, doğusunda ise yersel olarak Aşağıtırtar köyü çevresinde ve Yukarıtırtar köyü kuzeydoğusunda gözlenmektedir (Şekil 4.1). Birim yüksek engebeli yaşlı birimlerin önünde daha düşük yükseklikteki irili ufaklı tepeler şeklinde gelişmiştir.

Birimin kalınlığı Demirkol (1981) tarafından enine kesitlerde 245 m olarak belirlenmiştir. Ancak arazi gözlemleri sonucu Yukarıkaşıkara köyünün 1 km batısında Koru Derenin açmış olduğu vadi içerisinde birimin kalınlığının 300 m'yi aştığı gözlenmiştir. Birim daha yaşlı formasyonları açısız uyumsuzlukla üzerlenmektedir (Şekil 4.9). Birim Yarıkaya formasyonu ile yan ve düşey geçişli olup (Şekil 4.10), Pliyosen-Kuvaterner yaşlı birimler tarafında uyumsuzlukla üzerlenmektedir.

Birim genelde kırmızı, pembe sarımsı beyaz renkli, kötü boylanmalı yersel olarak iyi çimentolanmalı çakıltaşı, kumtaşı, kahverengi, sarı renkli çamurtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 4.11 ve 12). Birim içinde tane boyu havza kenarından havza içine doğru küçülmektedir. Birim içerisinde fosil içeriğine rastlanamamıştır. Bağkonak formasyonunun dan alınmış çakıltaşlarının ince kesitlerinde, birimin kötü boylanmalı, yarı köşeli, yarı yuvarlak, bol miktarda Taşevi formasyonuna ait kireçtaşı çakılları içerdiği tespit edilmiştir. Kırmızı-kahverenkli mikrit, tanelerin etrafında zar şeklinde bağlayıcı olarak bulunmaktadır. Başlangıçta karasal ortamda çökelen birim göl suyunun yükselmesi sonucu, içerdiği mikritin yıkanıp uzaklaşmasıyla, kalsit tarafından çimentolanmıştır. Yuvarlaklığın az oluşu ve kireçtaşı gibi duraylılığı az olan taneleri fazlaca içermesi, taşınmanın fazla olmadığını ve yakın kaynaktan türediğini göstermektedir. Birimin yaşı stratigrafik konumuna göre Alt-Orta Miyosen olarak belirlenmiştir (Demirkol, 1977, 1981; Yağmurlu, 1991). Birimin gösterdiği litolojik özellikleri ve stratigrafik konumu göz

önüne alınarak çökelmiş olduğu ortam göl kenarı alüvyal fan ortamı olarak yorumlanmıştır.



Şekil 4.9. Olistostrom kireçtaşlarının üzerine gelen Bağkonak formasyonu (Yukarıkaşıkara köyü güneybatısı).



Şekil 4.10. Yarıkkaya fm. İle yanal geçişli olan Bağkonak formasyonu'nun dokanak ilişkisi (Yukarıkaşıkara köyü kuzeybatısı) (Bağ.:Bağkonak formasyonu çakıltaşları, Yrk.: Yarıkkaya formasyonu kilttaşları.).



Şekil 4.11. Yukarıkaşıkara köyü kuzeyinde Bağkonak formasyonu'nun yakından görünümü.



Şekil 4.12 Bağkonak formasyonu çakıltaşlarının yakından görünümü.

4.1.4. Yarikkaya Formasyonu

İlk kez Demirkol (1977) tarafından adlandırılan birim çalışma alanında Yukarıkaşıkara-Taşevi köyleri arasında yumuşak düze yakın, yer yer küçük yükseltiler şeklinde gözlenmektedir. Birim havzanın kuzey kuzeybatısı boyunca; Yukarıkaşıkara köyü kuzeyinden başlayarak Aşağıkaşıkara köyü güneyine doğru Bağkonak formasyonunu çevreleyen bir kuşak şekilde gözlenmektedir (Şekil 4.1). Havzanın doğusu ve güney doğusunda ise daha dar alanlarda, Yukarıtirtar köyü doğusunda ve Aşağıtirtar köyü çevresinde yüzeylemektedir. Birimin kalınlığını Demirkol (1981) enine kesitlerden ± 165 m, Yağmurlu (1991) 101 m olarak vermiştir. Bu çalışma kapsamında ölçülen kesitlerde ise minimum 110 m kalınlıkta olduğu tespit edilmiştir. Birim Bağkonak formasyonu ile yanal ve düşey geçişli, daha yaşlı birimleri açısız uyumsuzluk ile üzerlemektedir (Şekil 4.13). Birim Pliyosen-Kuvaterner yaşlı çökellerce uyumsuz olarak üzerlenmektedir. Demirkol (1981) birimin kiltası, killi kireçtaşı ve kireçtaşı ardalanmalarından oluştuğunu belirtmiştir.

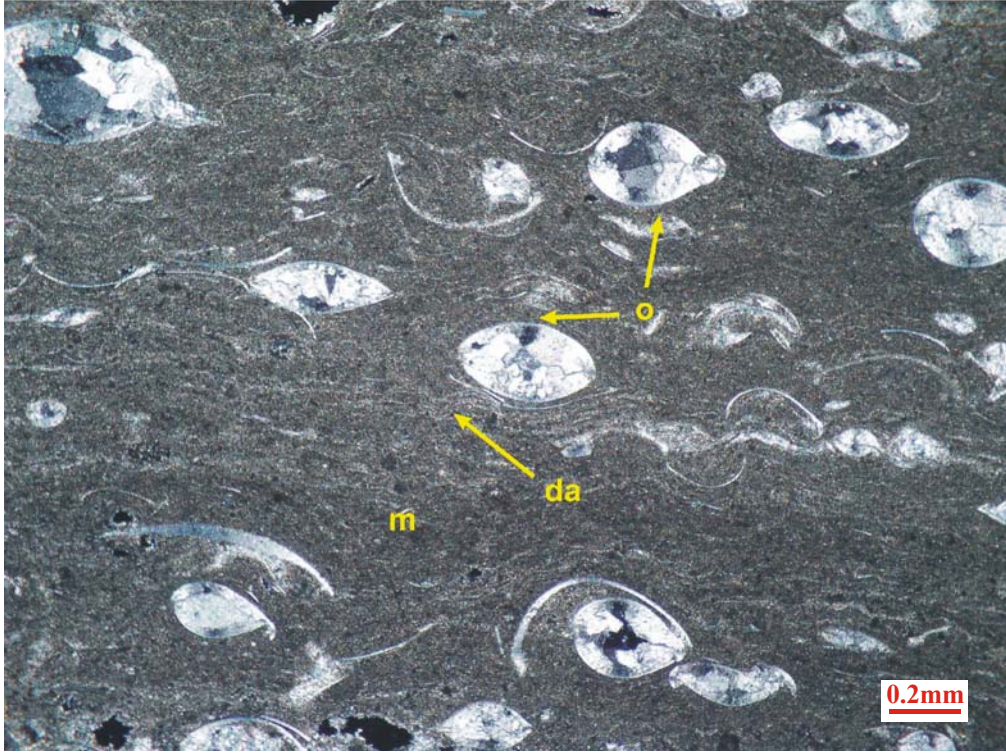
Yağmurlu (1991) birim içerisindeki linyit seviyelerini dikkate alarak tabanda, kilitaşı üyesi ve üst tarafta ise kilitaşı, killi kireçtaşı, marn ve bunları kesen yersel kumlu ve çakıllı kanal çökellerinin varlığından söz etmiştir. Bu çalışma kapsamında ise birimin sarı- sarımsı yeşil renkli kilitaşı, linyit seviyesi, siyah renkli dağılgan kumtaşı, üst seviyelere doğru ise beyaz renkli ince-orta kalınlıkta tabakalı marn, kireçtaşı, killi kireçtaşı aralanmaları ile az miktarda silttaşı ve kumtaşı merceklerine rastlanmıştır (Şekil 4.14). Birimden alınan ince kesitlerde bol miktarda gastrapod, ostrakod ve fosil kavkı parçaları bulunmuştur. Sedimenter yapı olarak ince kesit gözlemlerinde geopetal yapı ve dalgalı laminalanma tespit edilmiştir (Şekil 4.15) örnekler Biyomikrit (Folk, 1962)- Vaketaşı/İstiftaşı (Dunham, 1962) olarak sınıflandırılmıştır. Mikritik bağlayıcı ve dalgalı laminalanma sakin göl ortamını işaret etmektedir. Havza kenarına yakın kesimlerde kırıntılı birimler daha çok kilitaşı, marn, az miktarda kumtaşları gözlenirken, havza içine doğru karbonat miktarı artmakta ve killi kireçtaşı, kireçtaşına geçiş göstermektedir. Birim içerisindeki linyitli seviyelerde Yağmurlu (1991) tarafından bol miktarda spor ve polen topluluklarına rastlanmış birimin yaşını Alt-Orta Miyosen olarak tanımlamıştır. Birimin sunduğu litolojik özellikler ve dağılımları göz önüne alındığında, birim ilk olarak sığ, zaman zaman yersel dağıtım kanalları ile kesilen göl kıyısı ortamında çökmeye başladığı tespit edilmiştir. Bu sığ ortamda yer yer bataklık ortam koşullarında hâkim olmuştur. Ancak göl seviyesinin değişimine bağlı olarak havza içine doğru ortamın derinleştiği ve derin göl ortamına geçiş gösterdiği gözlenmiştir.



Şekil 4.13. Yarıkkaya formasyonu ile Bağkonak formasyonu dokanak ilişkisi (Yukarıkaşıkara köyü çevresi).



Şekil 4.14. Yarıkkaya formasyonunun arazi görünümü (Aşağıtırtar köyü doğusu).

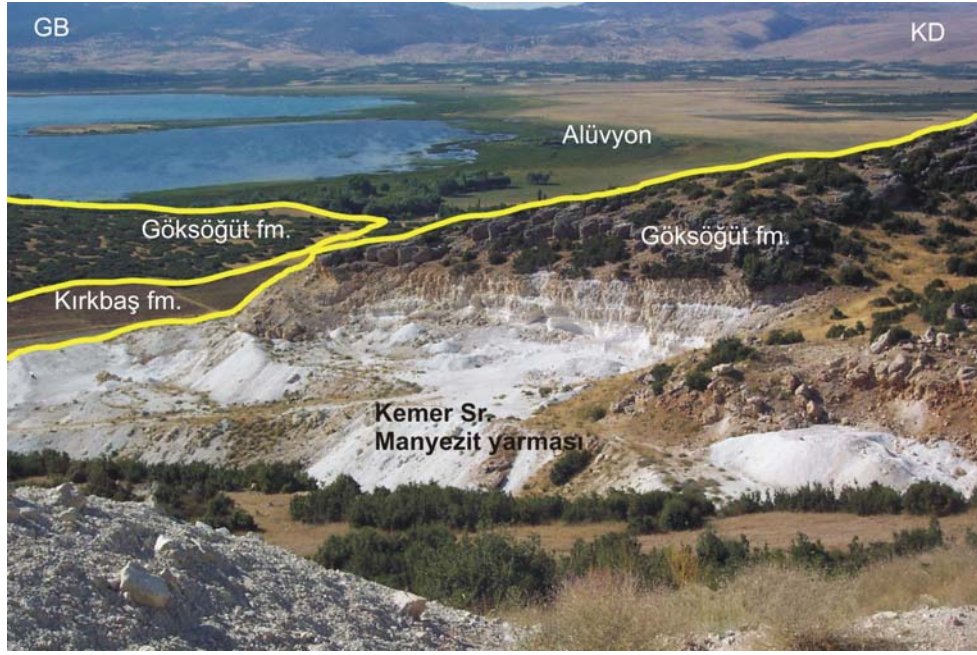


Şekil 4.15. Yarıkkaya formasyonu içinde dalgalı laminalanma ve ostrakod fosilleri (da: dalgalı laminalanma, o: ostrakod, m: mikrit).

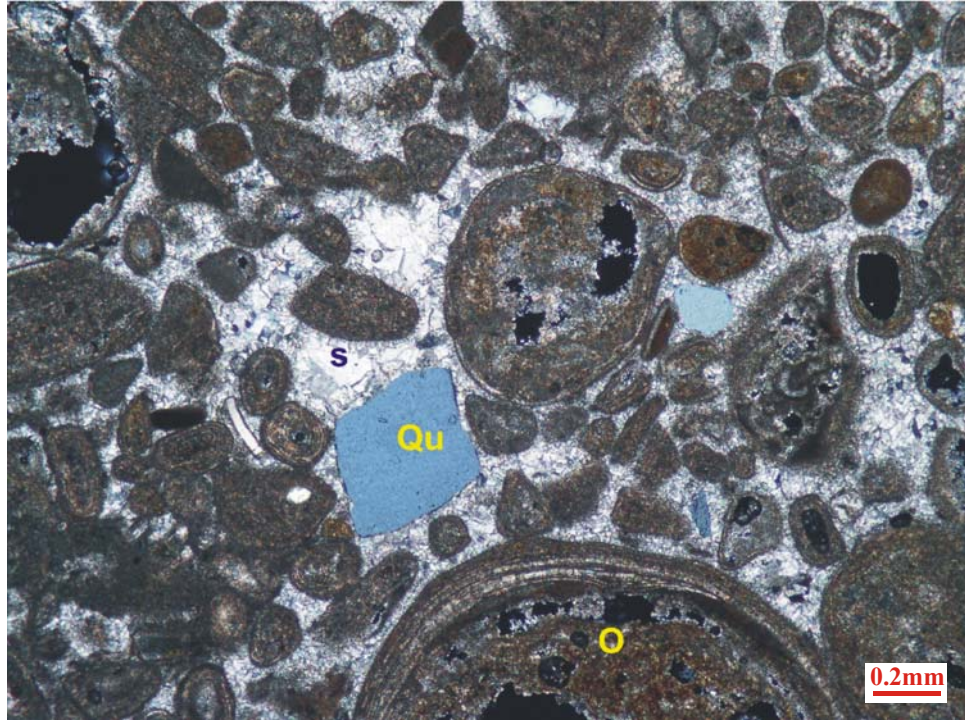
4.1.5. Göksöğüt Formasyonu

Bu formasyon adı ilk kez Demirkol (1977) tarafından kullanılmıştır. Birim özellikle Yukarıtırtar-Aşağıtırtar köyleri arasında kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı geniş bir kuşak şeklinde yüzeylenmektedir. Bu birime Yukarıkaşıkara-Aşağıkaşıkara köyleri arasında Yarıkkaya formasyonu üzerinde haritalanamayacak kadar küçük ölçekte yersel oluşumlar olarakta rastlanmaktadır (Şekil 4.1). Birim yumuşak topoğrafyalı Yarıkkaya formasyonu üzerinde dike yakın yamaçlar sunan, kayalık sert bir topoğrafik görünümüne sahiptir. Birim Aşağıtırtar köyü kuzeyinde Kemer sırtı, Köy tepe (998 m), Yukarıtırtar köyü batısı ve güneybatısında Saklı Tepe (1228 m), Tepesidelik tepe (1202 m), Yurt tepe (1134,6 m) gibi önemli yükseltileri oluşturmaktadır. Birimin kalınlığı Yağmurlu (1991) tarafından 70 m, bu çalışma kapsamında ölçülen kesitlerde birimin kalınlığının minimum 35 m olduğu ve arazi gözlemleri sonucu ise Aşağıtırtar köyünün yaklaşık 2 km kuzey doğusundaki Kerim

tepe de ± 180 m dir. Birim Yarikkaya formasyonu ile yanal düşey geçişli iken daha yaşlı birimleri açısız uyumsuzlukla üzerlemektedir. Birim Pliyosen-Kuvaterner yaşlı birimler tarafından uyumsuz olarak üzerlenir (Şekil 4.16). Demirkol (1984) birimin çakıltası, çamurtaşı ve gölsel kireçtaşlarından oluştuğunu ifade ederken Yağmurlu (1991) formasyonun tabanında çakıltası üyesi ve üst kısımlarda kireçtaşları, killi kireçtaşı, çamurtaşı ve kalkerli çamurtaşından oluştuğunu belirtmiştir. Bu çalışma kapsamında ise birimin Aşağıtırar köyünün batısında kötü boylanmalı erozyonal tabanlı, kalsit çimentolu çakıltalarıyla başladığı tespit edilmiş, daha sonra birim gri-krem renkli, bol kırıklı çatlaklı, travertensi görünümlü gölsel karbonatlar ile devam etmektedir. Bu karbonat seviyesinin orta kısımlarında başlayıp üst kısımlarına doğru yaygınlaşan beyaz renkli tebeşirimsi görünümlü boşluklu, konkoidal kırıklı, nodüler, manyezit oluşumları yer almaktadır. Manyezit oluşumunun üzerine masiv gölsel karbonat oluşumları gelmektedir (Şekil 4.16). Havzanın doğusunda geniş ve kalın bir dağılım sunan Göksöğüt formasyonu batı kıyısında ince ve yersel olarak gözlenmektedir. Havzanın batısında gözlenen Göksöğüt formasyonu haritaya işlenemeyecek kadar küçük yayılım gösterdiğinden Yarikkaya formasyonuna dahil edilmiştir. Bu kesimde gözlenen manyezit oluşumlarının yerleri haritada gösterilmiştir (Şekil 4.1). Göksöğüt formasyonuna ait travertenler Ekstraklastlı Oomikrit (Folk, 1962)- Tanetaşı (Dunham, 1962) olarak sınıflandırılmıştır (Şekil 4.17). Ortamda oolitlerin varlığı, ekstraklast olarak kuvarsın bulunuşu ve bağlayıcı spartinin varlığı (Şekil 4.17), ortamın yüksek enerjili, göl kıyısı ortamı olduğunu işaret etmektedir (Mohey, 2000). Birimin yaşı, stratigrafik konumuna bağlı olarak Orta-Üst Miyosen olarak belirlenmiştir. Birimin litolojik özellikleri derin tatlı su göl ortamında çökeline işaret etmektedir.



Şekil 4.16. Göksöğüt formasyonu ve Kemer Sırtı manyezit yarması (Aşağıtirtar köyü batısı).



Şekil 4.17. Göksöğüt formasyonu üst seviyelerindeki travertenlerin ince kesit görünümü (S: sparit, Qu: kuvars, O: oolit).

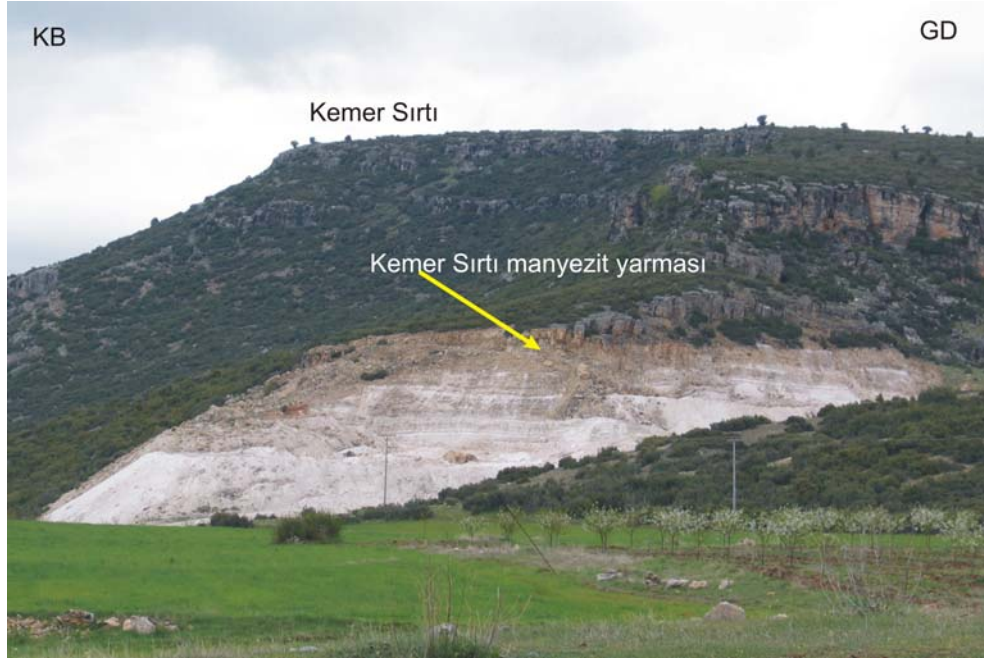
4.1.5.1. Hoyran Gölü Manyezitlerinin Dağılımı

Hoyran Gölü havzasında gözlenen manyezit oluşumları Göksöğüt formasyonu içinde yer almaktadır. Ekonomik değere sahip manyezit oluşumları havzanın doğusunda, Kemer Sırtı ve Köy Tepe (Şekil 4.18-4.20) de açılmış olan yarmalarda gözlenmektedir. Bu iki yer haricinde ekonomik öneme sahip oluşum tespit edilememiştir. Küçük zuhurlar halindeki manyezit oluşumları, havzanın batısında marnların, gösel kireçtaşı, killikireçtaşı, kiltası, marn aralanması gösterdiği alanlarda, nodüler ve/veya tabakalı şekilde görülmektedir. Bu oluşumların bazıları: Kemer sırtının yaklaşık 200 m güney doğusundaki 1120.3 rakımlı tepe (Şekil 4.21), havzanın batısında, Taşevi Köyünün 1,5 km kuzey doğusunda, Kalekırı mevkiinde (Şekil 4.22), Yukarıkaşıkara köyü 1 km güneyinde, Çapar Tepe yol yarmasında (Şekil 4.23-4.25), Yukarıkaşıkara köyü 1.3 km kuzeyinde Aşar Tepe doğusunda (Şekil 4.26) yer almaktadır.

Kemer Sırtı ve Köy Tepe yarmalarında gözlenen manyezit oluşumları, 15m kalınlıktaki masiv kireçtaşı üzerine gelmekte ve kireçtaşı, killikireçtaşı, karbonat çimentolu kiltası, siltaşı, marn aralanması sunmaktadır. Bu iki manyezit yatağı Aşağıturtar fayı tarafından ötelenmiş tek bir yataktır. Kemer Sirtında yarmanın büyük olmasından dolayı aralanım daha iyi görülmektedir. Yatakta boyları 75 cm'ye ulaşan nodüler oluşumlar kenar kesimlerde gözlenmektedir (Şekil 4.27). Nodüler manyezitler; yatağın genelinde dağılgan, tabakalı bir yapı gösteren manyezitlerin aksine dayanımlıdırlar ve manyezitin tipik konkoidal kırınımı göstermektedirler (Şekil 4.28). Mg miktarı tabandan tavana doğru azalırken, Ca miktarı, tabandan tavana artmaktadır (Şekil 4.29). Manyezitlerin üzerine gözenekli, gözenekleri kısmen manyezitçe doldurulmuş kireçtaşı gelmekte ve sonra masiv kireçtaşı ile devam etmektedir (Şekil 4.29). Kemer Sirtında manyezitli seviyenin kalınlığı 18 m olarak ölçülmüştür.



Şekil 4.18. Kemer Sirtı ve Köy Tepe manyezit yarmaları.



Şekil 4.19. Kemer Sırtı yarmasında manyezitlerin görünümü.



Şekil 4.20. Köy Tepe yarmasında manyezitlerin görünümü.



Şekil 4.21. 1120.3 rakımlı tepede gözlenen manyezit oluşumları.



Şekil 4.22. Kalekırı mevki nodüler manyezit oluşumları.



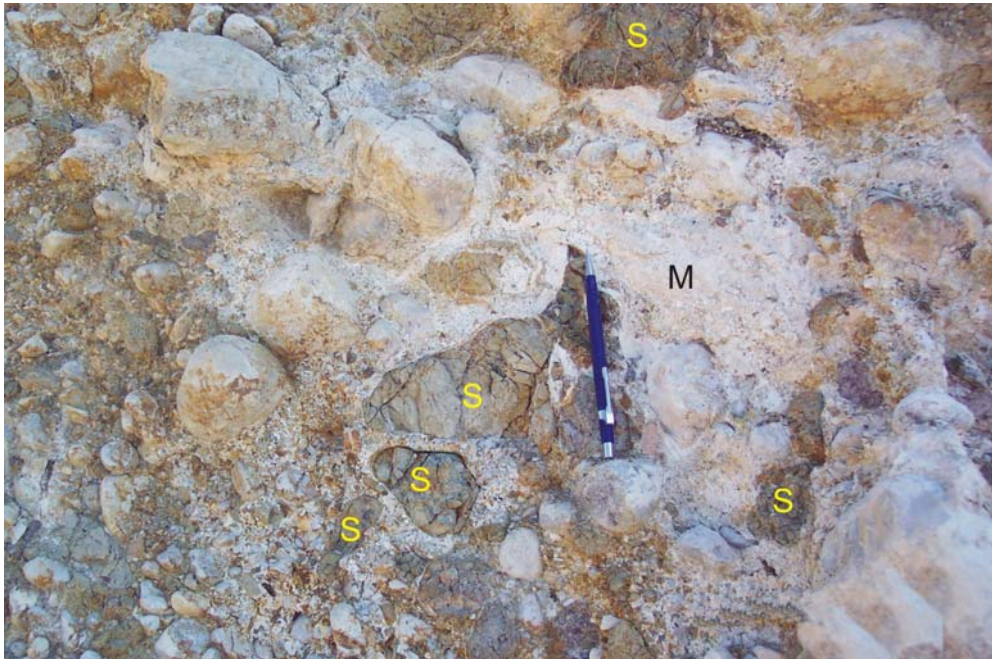
Şekil 4.23. Çapar Tepe yol yarmasında tabakalı manyezit oluşumları.



Şekil 4.24. Çapar Tepe yol yarmasında manyezit oluşumları.



Şekil 4.25 Çapar Tepe yol yarmasında nodüler manyezit oluşumlarının yakından görünümü.



Şekil 4.26. Aşar Tepe doğusunda manyezit oluşumları (M: manyezit, S: serpantinit çakılları).



Şekil 4.27. Kemer Sırtı manyezit yarmasının kenar kesimlerinde gözlenen nodüler manyezitler.

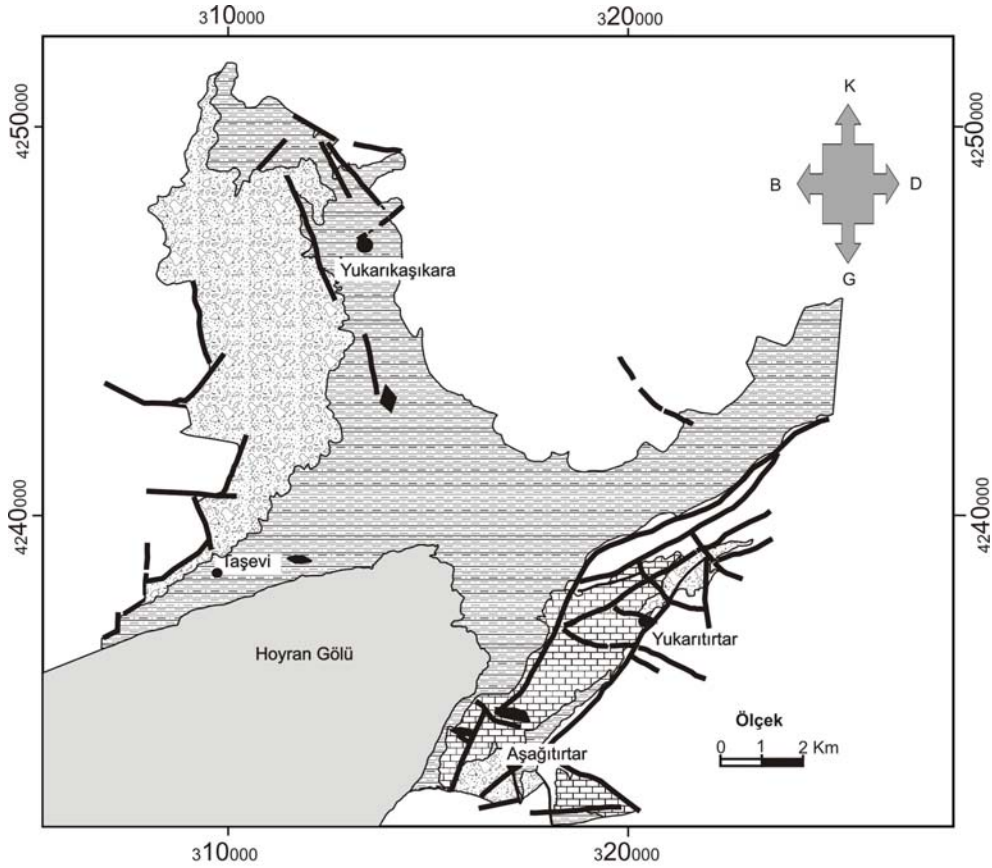


Şekil 4.28. Manyezit nodüllerinde gözlenen konkoidal kırılmalar.









Şekil 4.29. Kemer Sırtı yarmasında manyezitler ve tabandan tava doğru artan MgCO₃ değişimi.

Manyezit oluşumları havzanın güney batısında kalınlığı 20 m'ye ulaşan bir istif sunarken, havzanın batısında ve kuzeyinde daha ince tabakalar ve nodüller şeklinde gözlenmektedir. Manyezitlerin karbonat platformu çökelleri içinde yer aldığı görülmüştür. Gölsel karbonatlar havzanın doğusunda ve özellikle güneydoğusunda (Aşağıtirtar-Yukarıtirtar köyleri arası) yaygın olarak gözlenirken, havzanın geri kalan kesimlerinde yarıkkaya formasyonu ile girik şekilde lokal olarak görülmektedir (Şekil 4. 30).



Açıklama

- | | | |
|---|--|------------------------|
|  | Bağkonak Formasyonu | |
|  | Yarıkkaya Formasyonu (kilitaşı-silttaşı-kumtaşı) | |
|  | | c': Kireçtaşı fasiyesi |
|  | Göksöğüt Formasyonu | c'': Manyezit fasiyesi |
|  | Hoyran Gölü | |
|  | Fay | |

Şekil 4.30. Hoyran Havzasında Neojen çökellerinin dağılımı.

Manyezit zuhurlarının havza içine dağılımları bakıldığında, havzanın Sığ Göl fasiyesi çökelleriyle paralellik sunduğu ve görsel karbonatlarla birlikte çökeldiği görülmektedir. Bu durum Salda Gölü güncel hidromanyezit oluşumlarına büyük oranda benzemektedir.

4.1.6. Kırkbaş Formasyonu

Birim daha önceki çalışmalarda Demirkol (1984) ve Boray ve diğ. (1985) tarafından Göksöğüt formasyonuna dahil edilmiş fakat Yağmurlu (1991) tarafından ayrı bir birim olarak adlanmıştır. Yağmurlu (1991) tarafından Yalvaç Neojen havzasında yüzeylenen kırmızı renkli, kötü boylanmalı, çakıltaşı, çamurtaşı arakatlı birim için ilk kez Kırkbaş formasyonu adı kullanılmıştır. Çalışma alanında birim Aşağıtırtar köyü kuzeyi ve güneydoğusunda, Yukarıtırtar köyü kuzeydoğusunda, Kumdanlı köyü kuzey batısında gözlenmektedir (Şekil 4.1). Birim yataya yakın düz bir topoğrafya sunmaktadır (Şekil 4.16 ve 4.20). Birim Yağmurlu (1991)'e göre en fazla 100 m kalınlık sunmaktadır. Çalışma alanında gözlenen kalınlığı 70 m'yi geçmemektedir. Kendisinden yaşlı birimleri açısız uyumsuzlukla üstelemekte ve üzerine gelen Kuvaterner çökellerince açısız uyumsuzlukla üstlenmektedir. Birim Kırmızı renkli tabakalanma göstermeyen, gevşek tutturulmuş, kötü boylanmalı çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşından oluşmaktadır. Birimin yaşı Yağmurlu (1991) tarafından Pliyosen olarak verilmiştir. Birimin litolojik özelliği alüvyal yelpaze ortamında çökeldiğini işaret etmektedir.

4.1.7. Kuvaterner

Havzanın orta kesimlerinde göl kenarında düz bir topoğrafya sunan ve havzaya açılan vadi ağızlarında alüvyal fanlar şeklinde gözlenen sedimanlar Kuvaterner çökelleri olarak ayırtlanmıştır (Şekil 4.1). Birim inceleme alanındaki tüm yaşlı birimleri açısız uyumsuzlukla üstelemekte ve çakıltaşı, kum, kil ve siltten oluşur. Alüvyon, birikinti konisi ve yamaç molozu şeklinde gözlenmektedir. Yamaç molozları çöküntü alanlarının yamaçları ve fay düzlemleri boyunca yığılmış çakıl, kum birikimi şeklinde gözlenir. Birikinti konileri Fay dikliklerinin eteklerinde fay

düzlemini enine kesen dere ve vadilerin ağız kesimlerinde, değişik boy ve türde blok, çakıl, kum ve siltten oluşmuş koni şekilli birikimlerdir.

4.2. Yapısal Jeoloji

Türkiyenin neotektonik dönemde şekillenmesi büyük oranda doğrultu atımlı fay sistemleriyle kontrol edilmektedir (Şekil 4.31). Kuzey Anadolu Fayı (KAF) Avrasya Plakası ile Anadolu Plakasını sınırlandırırken, Doğu Anadolu Fayı (DAF) Arap Plakasıyla Anadolu Plakasını sınırlandırmaktadır. Arap Plakasıyla Avrasya Plakası arasındaki sıkışma rejimi Güneydoğu Anadolu'da kabuk kalınlaşması ve yükselmesine yolaçmaktadır. Bunun sonucunda Anadolu Plakası batıya ve güneyde Helenik-Kıbrıs dalma-batma zonuna doğru hareket etmektedir (DeMets ve ark., 1990, 1994; Barka ve Reilinger, 1997; Reilinger ve ark., 1997; Koçyiğit ve Beyhan, 1998; Komut, 1998; Andrew, 2003). Taymaz ve ark. (2004). Anadolu Plakasının batıya hareketinin sıkışma rejiminin oluşturduğu itme ve dalma-batma zonunun oluşturduğu çekim etkisinden kaynaklandığını ifade etmişlerdir. Afrika plakası kuzeye ilerleme hızı 10mm/yıl (DeMets ve ark., 1990, 1994; Andrew, 2003) iken güneydoğu Ege Bölgesi 40-50 mm/yıl dır (Oral ve ark., 1995). Bu farklı hareket hızı Ege bölgesinde gerilmeye yol açmaktadır (Taymaz ve ark., 1991). Bu gerilme rejimi Gediz, Büyük Menderes ve Gökova gibi büyük grabenlerin oluşumuna yolaçmaktadır. Hoyran gölü dolayının tektonik gelişiminde çekme sıkışma türü tektonik evreler yinelenerek birbirini izlemiştir (Koçyiğit, 1983).

Antalya körfezi kuzeyinde, Toros kuşağının, genel D-B gidişindeki değişimle oluşan, yaklaşık ters “V” biçimli kesimi, Blumental (1963) tarafından Isparta büklümü olarak adlandırılmıştır (Şekil 4.31). Isparta büklümü yaklaşık olarak 260 km uzunluğunda ve 380 km genişliğindedir. (Koçyiğit ve Özaçar, 2003). Kuzey kesimi Göller Bölgesi olarak da anılan Isparta Büklümü, kabaca Denizli, Fethiye, Antalya, Alanya, Akseki, Ahırılı, Seydişehir, Beyşehir, Akşehir, Çay, Afyon, Sandıklı ve Çivril ile sınırlanır.



Şekil 4.31. Isparta Bükümünün Yeri ve Oluşumunu kontrol eden tektonik yapı (IB: Isparta Bükümü, DAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu, KAFZ: Kuzey Anadolu Fay Zonu, EFZ: Ecemiş Fay Zonu, AFZ: Akşehir Fay Zonu, ÖDFZ: Ölü Deniz Fay Zonu, BZSZ: Bitlis Zagros Suture Zonu) (Savaşçın ve Oyman, 1998).

Yerel olarak Isparta Bükümü kuzey kesiminde Orta Oligosen sonunda, tüm Orta ve Batı Anadolu’da ise Üst Miyosen sonu-Pliyosen başında ortaya çıkan ve çekme tektoniği denetiminde günümüze değin süregelen olay, yapı ve bunlara bağlı oluşukları kapsayan dönem yeni tektonik dönem “Neotektonik dönem” olarak adlandırılmıştır (Koçyiğit, 1983). Akarsu yatağı, delta, ve göl ortamlarında oluşmuş tortullar, bunlarla yanal-düşey geçişli ve eş yaşlı alkalin volkanizma ürünleriyle, bunları denetleyen blok-faylanma türündeki tektonik rejim, bu dönemin önemli öğeleridir (Koçyiğit, 1983). Bükümün kuzey kesimi, bölgesel olarak KD-GB, KB-GD ve K-G gidişli çekim fayları arasında kalan değişik boyutlu çok sayıda bloktan oluşur. Bunlardan bazıları çöküntü, bazıları ise yükselti alanlarını temsil eder.

yol açmıştır. Sonuç olarak 34° doğu boylamının batısında kalan tüm Orta-Batı Anadolu ve Toroslar'da, Üst Miyosen'den günümüze değin süren çekme tektoniğinin mekanizması, levha kenarlarındaki sıkışma geriliminin, levha içinde yarattığı çekme gerilimine bağlı blok faylanmalardır (Koçyiğit, 1983).

Bu tektonik rejim sonucunda gelişen Hoyran grabeni blok faylanmayla oluşmuş ve halen bu rejimin etkisi altında gelişimini sürdürmektedir. Çalışma alanında gözlenen normal faylar KD-GB ve KB-GD gidişli havza içine eğimli normal faylardır (Şekil 4.1, 4.33 ve 4.34.). Bu fayların günümüzde de aktif olduğu genç çökellerle olan ilişkilerinden anlaşılmaktadır.



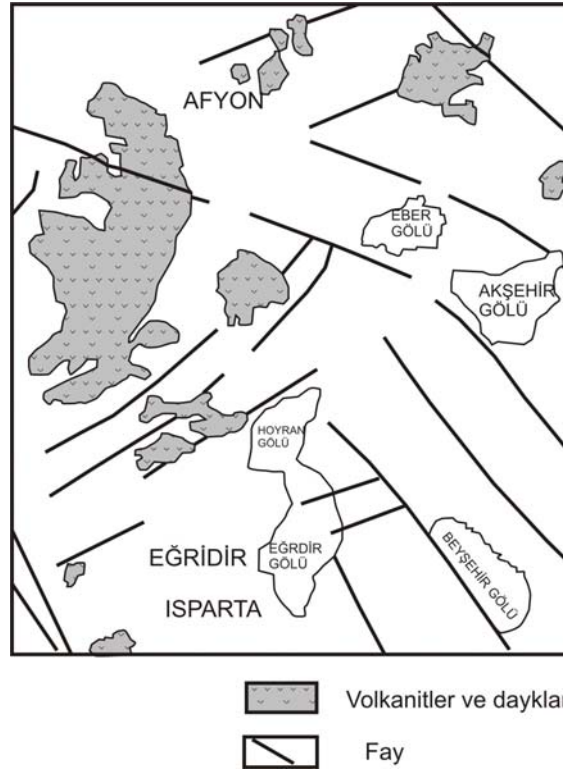
Şekil 4.33. Aşağıtirtar fayı (Aşağıtirtar köyü kuzeyi).



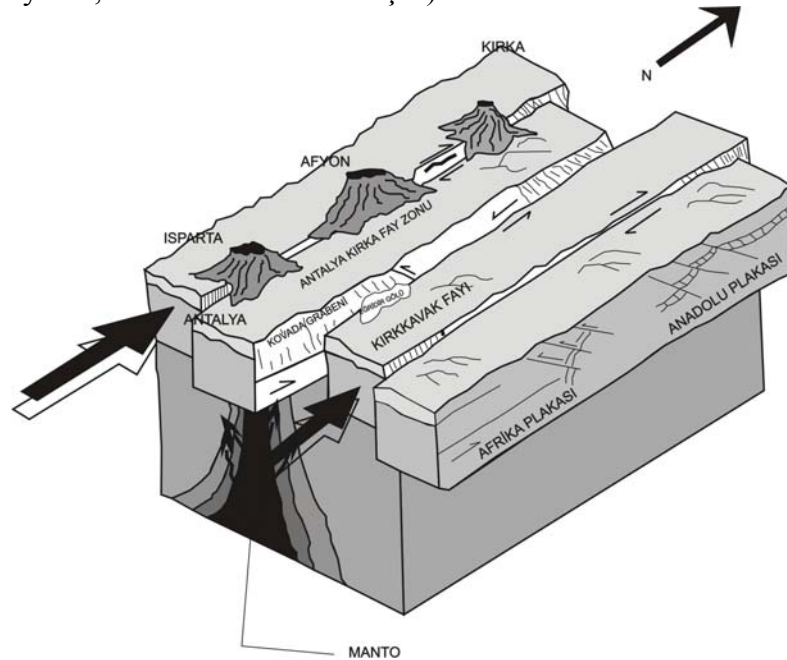
Şekil 4.34. Aşağıtırtar fayı (Aşağıtırtar köyü kuzeyi).

4.3. Volkanizma

Hoyran gölü ve çevresinin volkanik faaliyetleri Savaşçın ve Oyman tarafından (1998) incelenmiştir. Bölgede yer alan volkanik faaliyetlerin yaşını; Kırka 21-17 m.y., Afyon 14 -8 m.y. ve Isparta 4.7-4.0 m.y. olarak vermişlerdir. Buna göre volkanizmanın bölgede açılma tektoniğine bağlı olarak Miyosen-Pliyosen aralığında etkindir. Volkaniklerin arazi yayılımları Şekil 4.35’de görülmektedir. Volkanitler ve dayklar; Hoyran, Beyşehir, Eber, Akşehir gölleri çevresinde yayılım sunmaktadır. Volkanizmanın tektoniği Şekil 4. 36’de verilmiştir. Bölge açılma tektoniği sonucunda incelen kıtasal kabuk dolayısıyla volkanizma için uygun bir ortam sunmaktadır. Bölgede bu incelmeden kaynaklandığı düşünülen termal su çıkışları Afyon ve civarında bilinmektedir.



Şekil 4.35. Hoyran gölü çevresinde volkanitlerin ve daykların yayılımı (Savaşçın ve Oyman, 1998 den düzenlenmiştir).

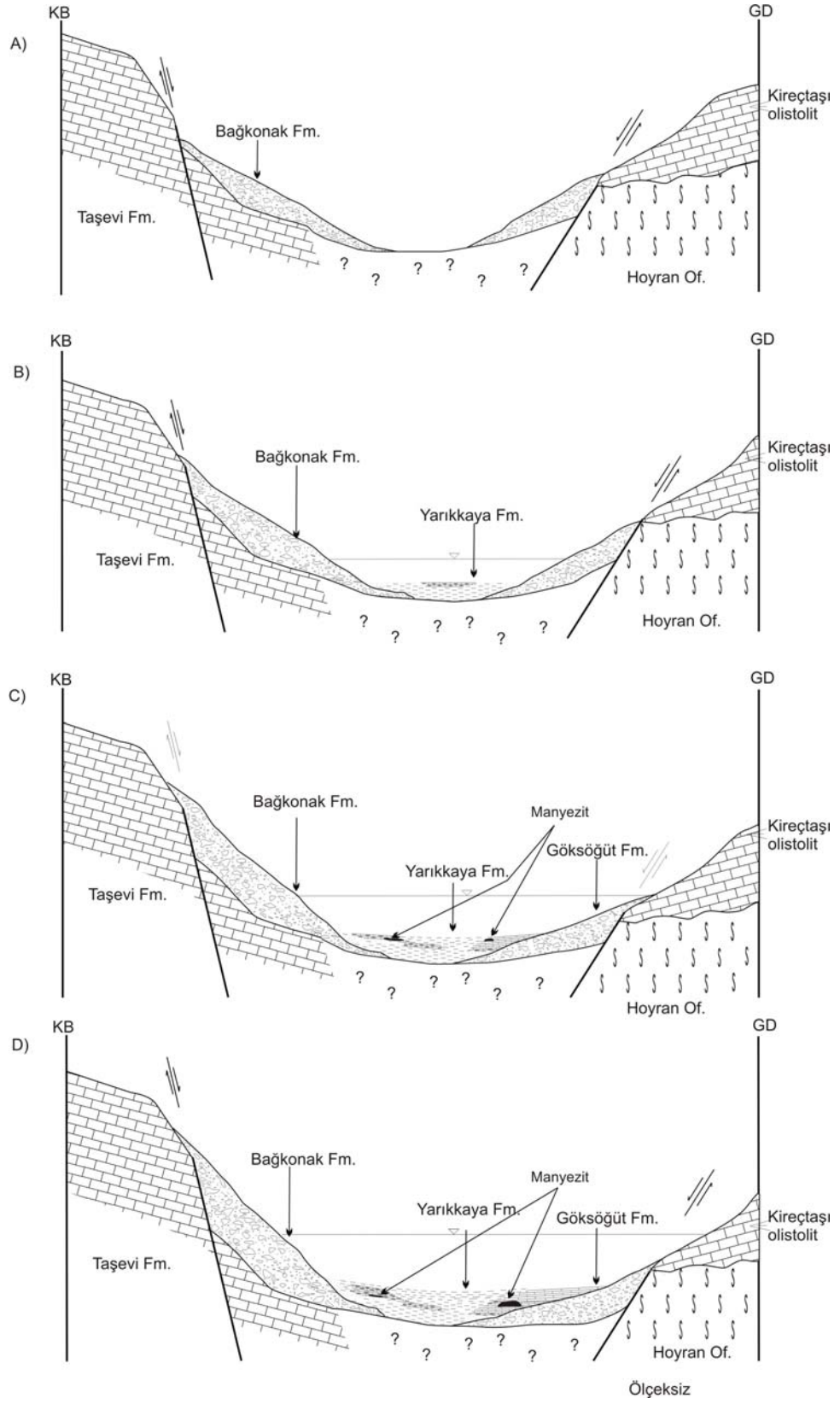


Şekil 4.36. Hoyran gölü çevresinin volkanotektonik blok diyagramı (Savaşçın ve Oyman, 1998).

4.4. Miyosen Döneminde Hoyran Havzası Miyosen Göl Çökelleri

Çalışma konusunu oluşturan manyezit yataklanması Miyosen yaşlı göl sel sedimanlar içinde yer almaktadır. Bu Miyosen yaşlı göl sel birimler Kretase yaşlı kireçtaşları (Taşevi formasyonu) ve Hoyran ofiyolitine ait serpantinitle, ofiyolitik melanj ve kireçtaşı olistolitleri tarafından çevrilmiştir. Miyosen birimlerin temelini ve kaynak kayasını oluşturan bu birimlerden Taşevi formasyonu çalışma alanının güney batısı ve güney doğusunda yer alırken Hoyran ofiyoliti ve içerdiği kireçtaşı olistolitleri havzayı tamamen çevrelemektedir. Neotektonik dönemde bölgede hakim olan çekme tektoniği sonucu oluşan normal faylar havzanın gelişimini ve Miyosen birimlerinin çökmesini denetlemektedir. Bu normal faylar havzanın batısında KB-GD iken havzanın doğusunda KD-GB gidişlidir. Miyosen ve Pliyosen yaşlı genç çökeller, sedimantasyonla eş zamanlı faylar nedeniyle eğim kazanmışlardır. Bu çökellerde atımlar açıkça görülebilmektedir.

Alt ve Orta Miyosen'e ait çökeller (Bağkonak ve Yarikkaya Formasyonu) daha çok havzanın batısı ve kuzeybatısında gözlenirken havzanın doğusu ve güney doğusunda Orta ve Üst Miyosen çökeller baskın olarak görülmektedir. Miyosen çökellerinden toplam sekiz adet stratigrafik kesit ölçülmüştür. Hoyran havzası Neojen çökellerinin sedimantasyonuna ait model Şekil 4.37'de görülmektedir.



Şekil 4.37. Hoyran havzası Neojen çökellerinin oluşum modeli.

4.4.1. Kesit 1

Taşevi civarında (K39571-D10575) ölçülmüştür (Şekil 4.1). Kesitin tabanını marn, kıltaşı ve silttaşı ardalanması oluşturmaktadır (Yarıkkaya formasyonu) (Şekil 4.38). Daha sonra 35 m kalınlıkta Göksöğüt formasyonuna ait çökeller gelmektedir. Tabanında kireçtaşı ve manyezit ara katkıları yeralırken üste doğru silttaşı, kıltaşı ve giderek kalınlığı artan marn ardalanmasıyla devam eder. Kesitin üst kesimi 3-4 m kalınlıkta marn ve 5 m kalınlıkta traverten den oluşur.

4.4.2. Kesit 2

Yukarıkaşıkara köyü güneyinden (K45485-D13751) ölçülmüştür (Şekil 4.1). Bu kesitte Yarıkkaya formasyonunun kırıntılıları ve Göksöğüt formasyonunun nodüler manyezitleri ardalanımı gözlenmektedir (Şekil 4.38.). Kesit 6 m kalınlıkta çoğunlukla kıltaşı, silttaşı ve daha az oranda orta taneli kumtaşı ardalanmasıyla başlar ve üzerine 70 cm kalınlıkta Göksöğüt formasyonuna ait birinci nodüler manyezit seviyesi gelir. İkinci 3,5 m kalınlıkta ki nodüler manyezitten önce 3 m kalınlıkta kıltaşı, 1,5 m kalınlıkta silttaşı, 1 m kalınlıkta kıltaşı-silttaşı ardalanması ve 3 m örtülü kısım yeralır. İkinci nodüler manyezit seviyesinin üzerine 2,5 m kalınlıkta marn ve kireçtaşı ardalanması, 12 m kalınlıkta silttaşı, kıltaşı, marn ardalanması ve 1,5 m kalınlıkta ince taneli kumtaşı kanal çökeli yer alır.

4.4.3. Kesit 3

Aşağıtırar köyü 500 m kuzeyinden ölçülen kesit (Şekil 4.1). Göksöğüt formasyonunun yanal değişimini belirlemek amacıyla ölçülmüştür. Kesit 14 m kalınlıkta kireçtaşı ve kıltaşı ardalanmasıyla başlamakta ve 60 cm kalınlıkta kıltaşı, nodüler manyezit ile devam etmektedir (Şekil 4.39). Bunların üzerine 50 cm kalınlıkta kıltaşı, üzerine 40 ve 50 cm kalınlıkta iki adet manyezit seviyesi gelmektedir. 50 cm kalınlıkta son manyezit seviyesinden önce 80 cm kalınlıkta kıltaşı-kireçtaşı ardalanması gelmektedir. Kesit tavanında 2 m kalınlıkta ince-orta tabakalı kireçtaşı ve 1,7 m kalınlıkta traverten yer almaktadır.

4.4.4. Kesit 4

Aşağıtirtar köyü 1 km kuzeyinde (Şekil 4.1) Kemer Sırtındaki manyezit ocağı yarmasından ölçülmüştür. Kesitin taban kısmı örtülüdür. Kesitte ilk 45 cm kalınlıkta beyaz renki karbonatlı seviyeyle başlar ve 6,2 m kalınlıkta sarımsı bej renkli kilitaşı-silttaşı ara bantları içeren manyezit seviyesiyle devam eder. Üzerine 75 cm kalınlıkta beyaz renkli masiv nodüler manyezitler içeren manyezit seviyesi gelir. Maksimum nodül boyutu 50 cm dir. Kesit 1 m kalınlığında dağılgan manyezit seviyesiyle devam eder. Bu kısımda manyezitler çakıl boyutunda nodüller şeklinde yer alır. Üzerine 25 cm kalınlıkta ince manyezit bantları içeren traverten gelmektedir. Üzerine 45 cm kalınlıkta manyezit ara bantları içeren laminalı kilitaşı seviyesi gelir. Bunların üzerine 22 cm kalınlıkta küçük çakıl boyutunda manyezit nodülleri içeren killi seviye gelmektedir. 27 cm laminalı manyezit seviyesinden sonra 48 cm kalınlıkta dayanımlı manyezit seviyesi gelmektedir. Üzerine 20 cm gevşek tutturulmuş dağılgan manyezit seviyesi, 24 cm iyi tutturulmuş açık sarımsı beyaz renkli karbonatlı seviye gelir. 1,2 m kalınlıkta yer yer nodüler manyezit içeren manyezit seviyesi, 90 cm kalınlığında altta yer yer laminalı üste doğru masiv görünümde beyaz renkli karbonat seviyesinin üstünde yer alır. Daha sonra 75 cm kalınlıkta bol boşluklu, boşlukların bir kısmı manyezitce doldurulmuş traverten gelir ve yukarıya doğru daha az boşluklu 35 cm kalınlıkta kahverengi, bej renkli travertene geçer. 25 cm'lik ince laminalanma gösteren travertenden sonra 17 m kalınlıkta masiv kireçtaşı seviyesi kesitin tavanını oluşturur (Şekil 4.39).

4.4.5. Kesit 5

Kesit Aşağıtirtar köyü'nün 300 m kuzeybatısından ölçülmüştür (Şekil 4.1). Çoğunlukla Yarikkaya formasyonunun kırıntılılarından oluşur (Şekil 4.39). Göksöğüt formasyonuna ait çökeller yalnızca kesitin tavan kısmında yer almaktadır. Kesit 60 cm kalınlıkta kilitaşı ile başlar. Üzerine 8 m kalınlıkta kireçtaşı ve kumtaşı ve az miktarda kilitaşı ardalanması gelir. 4 m örtülü alandan sonra 18 m kalınlıkta çoğunlukla kilitaşı ve daha az oranda silttaşı gelmektedir. Kesitte bundan sonraki 50 m'lik kısmı çoğunlukla marn, kireçtaşı, ince taneli kumtaşı, silttaşı ve kilitaşı

ardalanmasından oluşur. Bunların üzerine 40 m kalınlıkta kıltaşı, silttaşı, ince taneli kumtaşı, kanal dolgusu kaba kumtaşı, marn ve kireçtaşı içeren daha kaba sedimanlar gelir. Kesit 5 m kalınlıkta kötü derecelenmeli, köşeli- yarı köşeli, Kretase ve Miyosen kireçtaşlarından türeme breşik kanal çökeli (Göksöğüt formasyonu) Yarikkaya formasyonunun üzerine gelmesiyle son bulur.

4.4.6. Kesit 6

Hoyran gölü kıyısından (K34318-D15014) Yarikkaya formasyonundan ölçülmüştür (Şekil 4.1.). Kesit 4.5 m kalınlığında beyaz renkli karbonat çimentolu silttaşı, kireçtaşı ardalanması şeklinde başlar (Şekil 4.40.) ve 1.4 m kalınlıkta sarımsı kahverengi renkli, bitki fosilleri içeren kireçtaşı seviyesiyle devam eder. Daha sonra 6 m kalınlığında kireçtaşlarının kalınlığının silttaşlarına oranla daha küçük olduğu silttaşı-kireçtaşı ardalanmasıyla sürer. Bu seviyeden sonra kireçtaşlarının kalınlığının arttığı ve silttaşlarına oranla daha kalın tabakalar gösterdiği 8.5 m'lik seviye gelir. 30 cm lik marn seviyesinden önce gelen 5 m'lik kireçtaşı-silttaşı ardalanımında kireçtaşı tabakalarının kalınlığı yukarıya doğru artmaktadır. Kesit daha sonra 3.8 m kalınlığında silttaşı ara bantları içeren kireçtaşı ile son bulur.

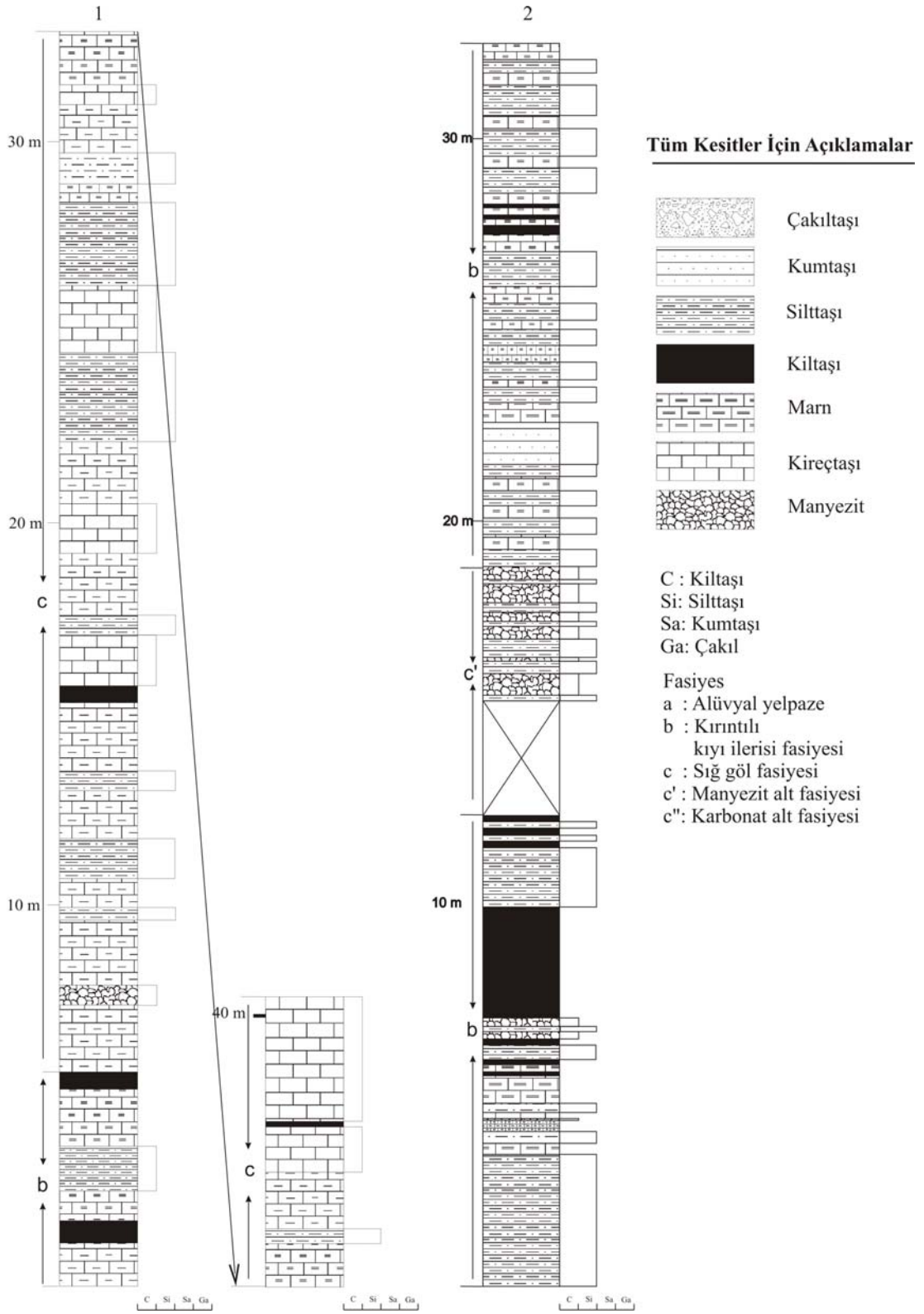
4.4.7. Kesit 7

Kesit 7, Kesit 6'nın 300 m kuzey doğusunda Köy tepe (998 m) güneydoğusundan (K35099-D15772) ölçülmüştür (Şekil 4.1). 15 m kalınlığında masiv gösel kireçtaşı ile başlayan kesit (Şekil 4.40); 5 m kalınlığında ince-orta tabakalı silttaşı-kireçtaşı ardalanmasıyla devam eder ve 2,5 m kalınlığında ince orta tabakalı killi kireçtaşıyla örtülü alana geçer. 10 m kalınlıktaki örtülü alan üzerine 3m kalınlığında ince tabakalı marn, kireçtaşı, kıltaşı, killi kireçtaşı ardalanması gelir. Bunların üzerine gelen 11 m'lik seviye ince kıltaşı arabantları içeren, ince-orta tabakalı killi kireçtaşı-silttaşı ardalanımından oluşur. Üzerine silttaşı ara bantları içeren ince-orta tabakalı killi kireçtaşı-kireçtaşı ardalanımı gösteren 19.5 m kalınlığındaki seviye gelir. Üzerine 2,5 m'lik kıltaşı ara tabakaları içeren ince tabakalı silttaşı gelir. Daha sonraki seviye kıltaşı, killi kireçtaşı, silttaşı

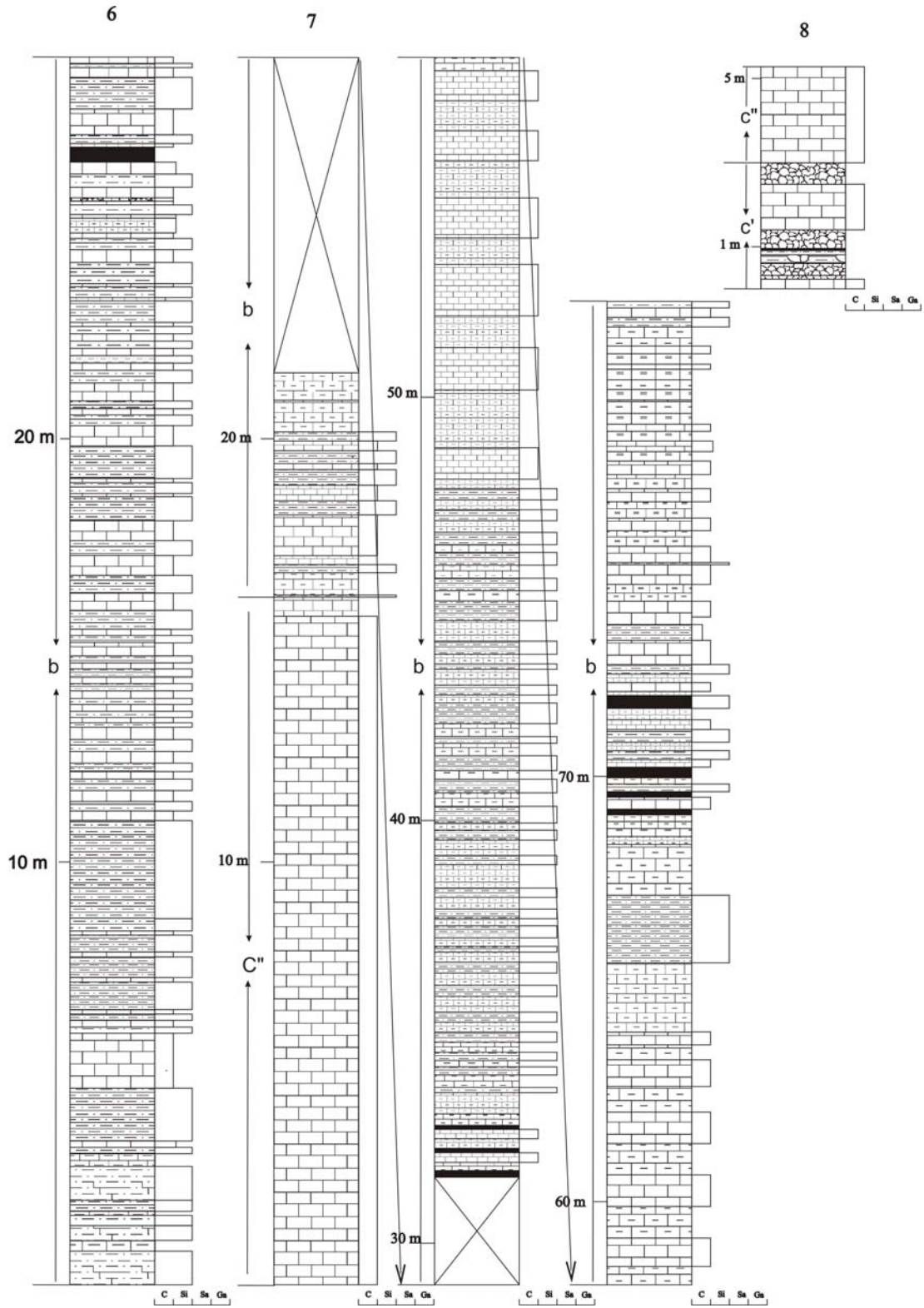
ardalanımından oluşan düzey 6 m kalınlığındadır. Kesit 9 m kalınlığındaki ince tabakalı marn kireçtaşı ardalanımıyla son bulur.

4.4.8. Kesit 8

Kesit 8 Köy Tepe manyezit yarmasından ölçülmüştür (Şekil 4.1). Kesitin taban kısmı 25 cm kalınlığındadır ve manyezit ara katkıları içeren kireçtaşından oluşur (Şekil 4.40). Üzerine 10 cm'lik dağılgan manyezit seviyesi gelir ve 35 cm kalınlığında manyezit bantları içeren kireçtaşıyla devam eder. 10 cm kalınlığındaki ince lamine manyezit seviyesi, 20 cm kalınlığındaki manyezit nodülleri içeren killi düzeye, 30 cm kalınlığındaki yer yer boşluklu ince tabakalı manyezit düzeyi arasında yer alır. 5 cm kalınlığındaki silttaşından sonra 90 cm kalınlığında boşluklu, yer yer nodüler manyezit içeren lamine manyezit seviyesi gelir. Üzerine masiv yapı 10 cm kalınlığındaki manyezit seviyesi gelir. Daha sonra 42 cm kalınlığındaki kireçtaşından sonra 35 cm kalınlığındaki nodüler manyezit seviyesi yer alır. 55 cm gözenekli ve gözenekleri yine manyezitçe doldurulmuş manyezitten sonra taban kısmı gözenekli, üste doğru masiv yapı gösteren, 2,4 m kalınlığında, gösel karbonat seviyesi gelir. Taban kısmındaki gözeneklerin bir kısmı manyezitçe doldurulmuştur.



Şekil 4.38. Ölçülü stratigrafik kesit 1 ve 2 (Şekil açıklaması 4.39 ve 4.40 içinde aynıdır).



Şekil 4.40. Ölçülü stratigrafik kesit 6, 7 ve 8.

4.5. Gösel Sedimentasyonu Etkileyen Faktörler

Hoyran Gölündeki sedimentasyonu aktif olarak etkileyen faktörler 6 başlık altında toplanabilir. Bunlar tektonizma, karasal beslenme, biyolojik aktivite, su kimyası, temel kayaların tipi ve iklimdir.

4.5.1. Tektonizma

Hoyran Gölü havzasında sedimentasyonu kontrol eden başlıca faktör tektonizmadır. Havzanın oluşumu ve geometrisi tektonizma tarafından belirlenmiştir. Ayrıca tektonizma karasal beslenmeyi, göl derinliğini, yeraltısu akışını ve sedimentasyon düzenini de kontrol etmektedir. Hoyran Gölü Neotektonik dönemde gelişen KD-GB ve KB-GD gidişli normal fay sistemi ile çevrilmiştir. Bu fayların eğimi ve hareketleri sonucu yamaçlarda oluşan duraysız malzeme havzaya taşınmaktadır. Havzanın batı kesiminde geniş yayılım gösteren alüvyal fan çökelleri (Bağkonak formasyonu) burdaki fay aktivitesinin ve eğiminin doğu kenarına göre daha fazla olduğunu göstermektedir. Buna karşın havzanın doğusunda daha çok yayılım gösteren Orta ve Üst Miyosene ait ince kırıntılı ve karbonatlı çökeller doğu kenarının batı kenarına göre daha duraylı olduğunu işaret etmektedir. Sedimentasyon havzasının batısında Bağkonak formasyonunun kalınlığı $\pm 300\text{m}$ 'yi bulurken, doğu kenarında kalınlığı $\pm 50\text{m}$ dir. Göksöğüt formasyonu ise Bağkonak formasyonunun aksine havzanın batısında yaklaşık 180m doğusunda ise haritalanmayacak kadar az bir kalınlık sunmaktadır. Havzanın doğu ve batısındaki farklı ortamlara ait birimlerin sunduğu değişken kalınlık sedimentasyon havzasının iki kenarının birbirinden farklı hızda çöktüğünü göstermektedir. Havzanın derinlik değişimi ise havzayı sınırlayan normal faylar tarafından kontrol edilmektedir.

4.5.2. Karasal Beslenme

Hoyran Gölü havzasında de iki tip karasal sediman beslenmesi mevcuttur. Kötü derecelenmeli çakıl boyutundaki malzeme duraysız malzemenin tektonizma, yerçekimi ve su doygunluğunun artmasıyla havzaya taşınmasıyla oluşmuştur. Kum,

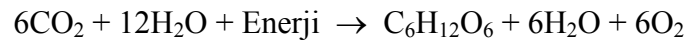
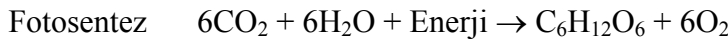
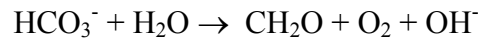
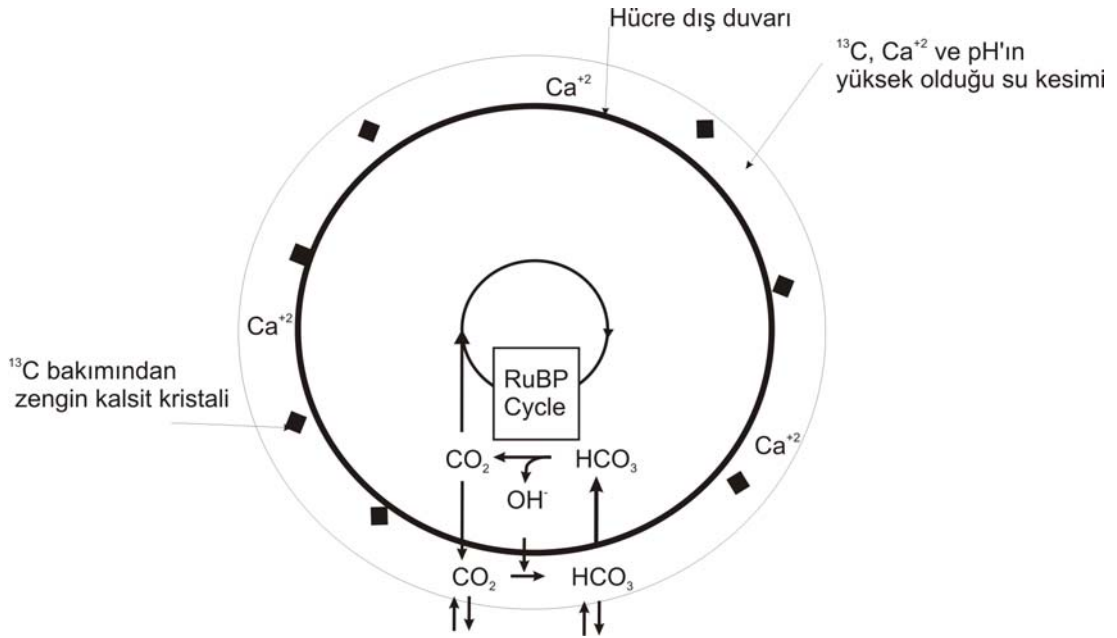
kil, silt ve bazense oldukça küçük kanal çökeli görünümündeki konglomeratik malzemenin taşınması yağmur suları ve dereler vasıtasıyla gerçekleşmiştir. Schlisse (1991) göl havzasına kaba malzemenin akarsularla taşınmasının eğimle ilişkili olduğunu belirtmiştir. Göl-akarsu ortamı arasındaki geçiş akarsuyun taşıdığı sediman miktarının azalmasıyla oluşur. Kaba malzeme havzayı sınırlayan fayların önünde yayılım gösterirken daha ince taneli kum silt, kil boyutundaki malzeme göl ortamının içlerine kadar taşınabilmektedir (Jeferson 2001).

4.5.2. Biyolojik Aktivite

Hoyran gölü havzasındaki manyezitlerin yayılımı yalnızca evaporasyonun manyezitin oluşumundan sorumlu olamayacağını göstermektedir. Bu nedenle manyezitin ve göl sel karbonatların oluşumunda evaporasyonun yanında biyolojik aktivitenin etkili olduğu düşünülmüştür.

Laminalı resif karbonatları yaygın olarak stromatolit olarak ilk kez Kalkowsky (1908) tarafından adlandırılmıştır. Monty (1977), bu oluşumları syanobakteri veya syanobakteriyal yığınlarla bağlamıştır. Bentik ortamlarda yaşayan mikrobakteri toplulukları kimyasal sedimanların çökemine (genellikle karbonat mineralleri) ve/veya dentritik kayaç parçacıklarının bağlanmasında etkili olurlar (Krumbein ve Giele, 1979; Knoll, 1985; Thompson ve ark., 1990; Ferris ve ark., 1994). Bu tip organosedimanter yapılar mikrobiyolit olarak adlandırılmıştır (Burne and Moore, 1987; Kempe ve ark., 1991). Göl ortamında karbonat çökelinin biyolojik aktiviteyle olan ilişkisi birçok çalışmacı tarafından incelenmiştir. Renaut ve Stead (1990) Cariboo platosundaki Milk Gölü (İngiliz Kolombiyası) ve diğer bir çok playa havzasında manyezit ve hidromanyezitin syanobakteri etkisiyle çökeldiğini, Braithwaite ve Zedef (1996) Salda Gölü güncel hidromanyezit oluşumunun mikrobiyal stromatolit biyofilmlerle ilişkili diatom ve syanobakteri mikroflorasının biyolojik aktivitesinin sonucu olduğunu, Gallocanta Gölünde (KD İspanya) göl sel karbonat çökelinin (Holosen) syanobakterilerce yapıldığını (Perez ve ark., 2002) belirtmişlerdir. Thompson ve Ferris (1990) deneysel olarak yaptıkları çalışmada alkalın göl suyunda syanobakteri (*Synechococcus sp.*)'nin neden olduğu karbonat

çökelişini gözlemlemişlerdir. *Synechococcus sp.* nin fotosentez yoluyla mikro çevresinde alkali ortam yaratmaktadır. Bu alkalinite *Synechococcus sp.* nin HCO_3^- ü inorganik karbon kaynağı olarak kullanmasından kaynaklanmaktadır (Miller and Colman, 1980; Badger ve ark., 1985). Miller and Colman (1980) ayrıca *Synechococcus sp.* nin hücre duvarı boyunca fotosentez yoluyla HCO_3^- 'ü tutarak ortama OH^- verdiğini belirtmişlerdir. Bu $\text{HCO}_3^- / \text{OH}^-$ değişimi *Synechococcus sp.* çevresinde pH'ı artırmakta ve karbonat çökelişini için uygun ortam hazırlamaktadır (Şekil 4.41) (Thompson and Ferris, 1990). Thompson ve Ferris (1990) bu çökeliş sıcaklıktan bağımsız olarak geliştiğini, fotosentez için ışığın varlığı yeterli olduğunu ve oluşan karbonat minerallerinin ^{13}C 'ce zenginleştiğini belirtmişlerdir.



Şekil 4.41. Syanobakteri hücresinin fotosentez mekanizması (Thompson and Ferris, 1990).

4.5.3. Su Kimyası

Göl suyunun kimyasal bu ortamda çökelebilecek mineralleri belirlemektedir. SEM, XRD ve mikroskop çalışmaları sonucunda Hoyran Gölü Neojen çökellerinin mineralojik bileşimi Kalsit (CaCO_3), dolomit ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), kalsit-magnesian ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), Huntit ($\text{CaCO}_3\text{MgCO}_3$), manyezit (MgCO_3) olarak belirlenmiştir. Bu durum göz önüne alındığında gölün anyon-katyon bileşiminin baskın olarak Ca^{+2} , Mg^{+2} , CO_3^{-2} , HCO_3^- şeklinde olduğu söylenebilir. Gölsel çökellerin kimyasal analizleri sonucunda diğer anyon ve katyonların % 0.01 seviyesinde olduğu tespit edilmiştir. Evaporasyon sonucu doymun hale geçen sudan bu iyonlar çökelim yoluyla ayrılmıştır. İlk olarak gerçekleşen kalsit kristallenmesi ortamda Mg konsantrasyonunun artmasına neden olmuşturlar. Yükselen $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$ oranı magnezyumun kristal kafesinde yer almasını sağlamış ve sırasıyla dolomit ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), kalsit-magnesian ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), manyezit (MgCO_3) kristallenme imkanı bulmuştur. Bu sıralanım suyun kimyasal bileşiminin değişimine göre zaman zaman ters yönde de gelişmiş olabilir. Çökel ortamında Na-K tuzlarının bulunması bunun yanında sülfatlı ve klorlu çökellerin bulunmayışı göle doğrudan volkanik kökenli bir gelimin olmadığını göstermektedir.

4.5.4. Temel Kayaların Tipi

Göl suyunun kimyasal bileşimi büyük oranda beslenme havzasındaki temel kayaların kimyasal bileşimiyle ilgilidir. Hoyran Gölü havzasının temelini kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı, ofiyolit karmaşığı oluşturmaktadır. Bu kayaların ayrışması Hoyran Gölü sularının Ca^{+2} , Mg^{+2} bakımından zenginleşmesini ve alkalin bir yapı kazanmasını sağlamıştır.

4.5.5. İklim

Kurak-yarıkurak iklim Hoyran Gölü havzasında karasal taşınma, ayrışma ve evaporasyonda etkili olmuştur. Yağış ve sıcaklık temel kayalardan iyonların

çözünerek havzaya taşınmasını sağlamıştır. Sıcaklık değişimi göl suyunda doygunluğu artırmak suretiyle karbonat minerallerini çökeliminde etkili olmuştur.

4.6. Manyezit Yataklarının Jeokimyası

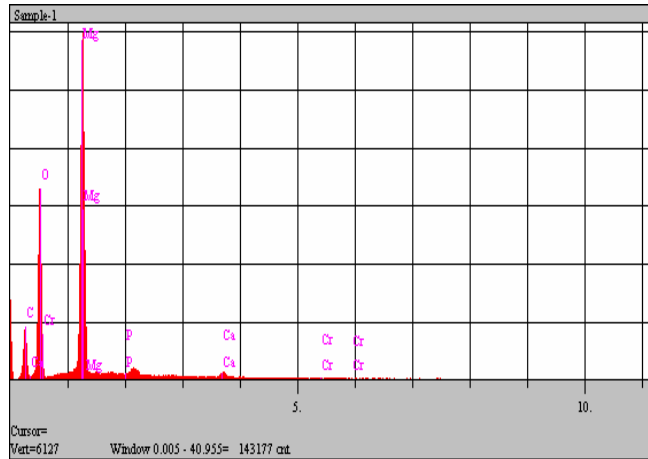
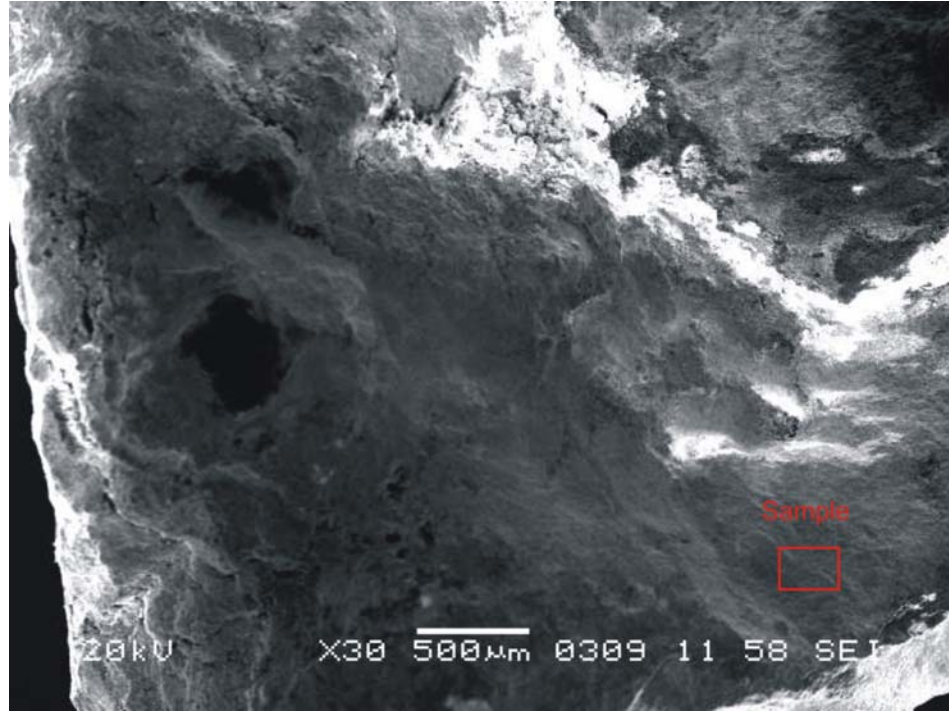
4.6.1. Mikroskop Çalışmaları

Hoyran havzasından temelden ve Neojen çökellerinden derlenen örneklerden ince kesitler hazırlanmıştır. Bu örneklerin incelenmesi sonucu formasyonların kaya sınıflamaları yapılmış fakat manyezitlerin kristal boyutunun küçüklüğünden dolayı manyezitle ilgili bir bilgiye ulaşılamamıştır.

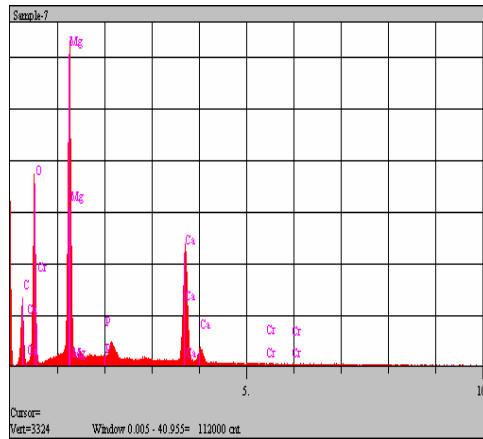
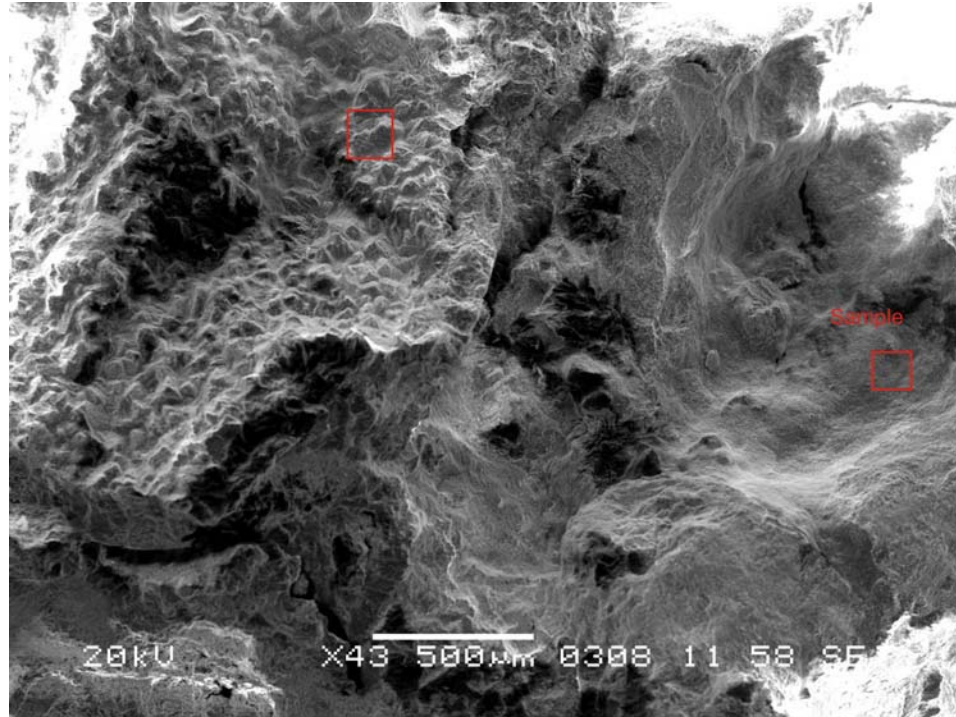
4.6.2. SEM Sonuçları

Manyezite ait ince kesitlerde örneklerin çok küçük kristalli olmasından dolayı elektron mikroskopunda çalışılmıştır 5 adet örneğin incelenmesi sonucunda manyezitin kristal yapısı gözlenememiştir (Şekil 4.42). Manyezitler dolomit ile birliktelik sunmaktadır (Şekil 4.43). Dolomit kristallerinin üzerinde huntit oluşumları mevcuttur (Şekil 4.44 ve 45). Kalsit kristalleri ile ilişkide manyezit görülememiştir (Şekil 4.46). Örneklerde biyolojik aktiviteye işaret eden diatomitler tespit edilmiştir. Diatomitlerin yüzeyi manyezit, içi ise dolomitten oluşmaktadır (Şekil 4.47-4.51). SEM sonuçlarına göre örneklerde manyezite dolomit kristali eşlik etmektedir. Manyezitin bulunmadığı örneklerde kalsit dolomit birlikteliği görülmektedir. SEM çalışması sırasında kimyasal bileşimine bakılarak Huntit olduğu düşünülen oluşumların dolomitin kristallenmesinden sonra oluştuğu, dolomit kristallerini çevrelediği ve kısmi olarak ornattığı görülmektedir.

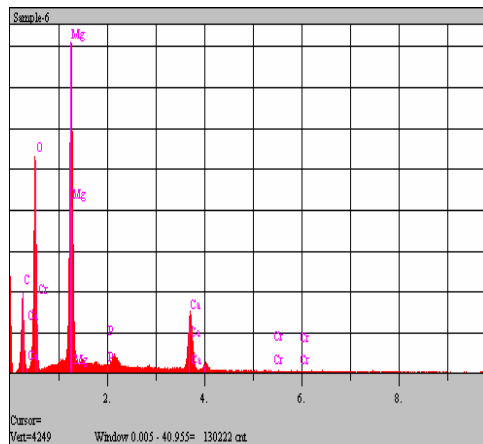
Örneklerde görülen birliktelik kalsit-dolomit, Dolomit-Huntit, Dolomit-Manyezit şeklindedir. Bunun evaporasyon sırasında önce Ca-karbonatların sonra Mg-Ca-Karbonatların ve enson olarak Mg-Karbonatların kristallenmesiyle oluştuğu görülmektedir.



Şekil 4.42. Manyezit mineralinin SEM görüntüsü ve kimyasal analiz sonucu (Örnek no:55).

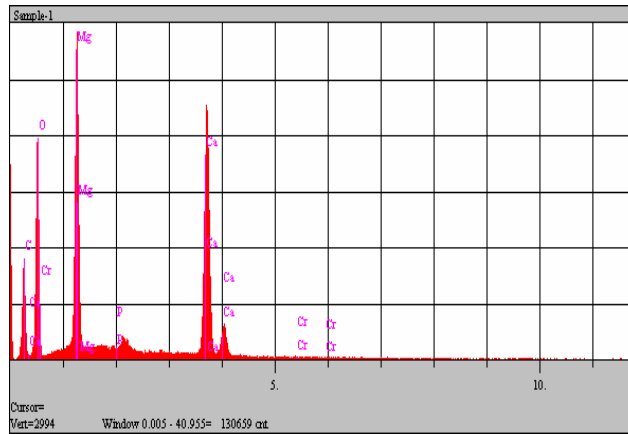
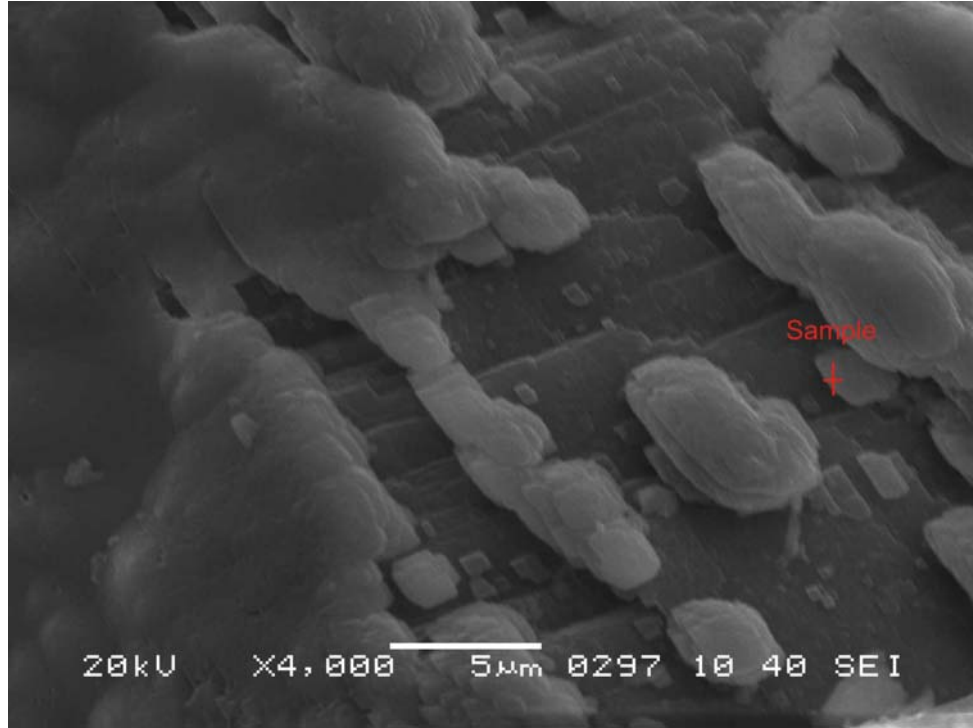


Component	Conc.			
P	0.037 wt.%			
Cr	0.012 wt.%			
C	40.239 wt.%			
Ca	1.703 wt.%			
O	48.571 wt.%			
Mg	9.437 wt.%			
	100.000 wt.%			
Total				
Elm.	Line	Intensity (cts)	Error 2-sig	Conc
C	Ka	56.43	1.592	40.239 wt.%
O	Ka	189.09	2.750	48.571 wt.%
Mg	Ka	346.72	3.724	9.437 wt.%
P	Ka	1.69	1.176	0.037 wt.%
Ca	Ka	69.58	1.668	1.703 wt.%
Cr	Ka	0.31	0.769	0.012 wt.%
				100.000 wt.%
kV	20.0			
Takeoff Angle	35.0°			
Elapsed Livetime	100.0			



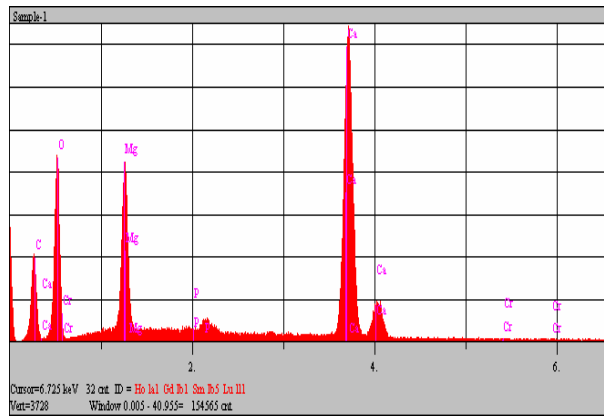
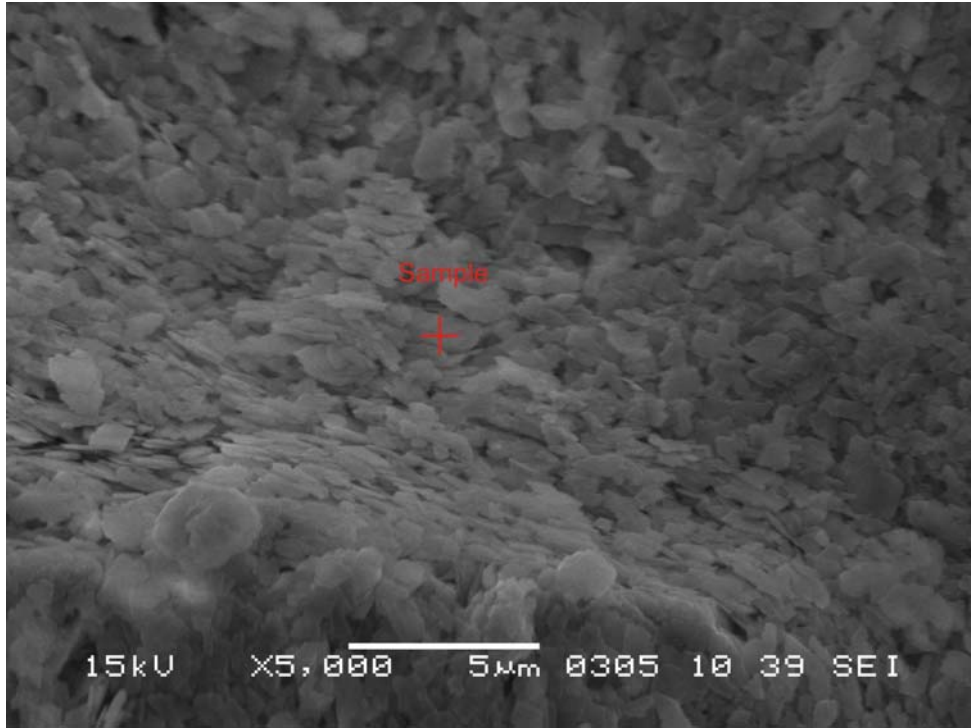
Component	Conc.			
P	0.053 wt.%			
Cr	0.016 wt.%			
C	38.995 wt.%			
Ca	3.713 wt.%			
O	47.425 wt.%			
Mg	9.797 wt.%			
	100.000 wt.%			
Total				
Elm.	Line	Intensity (cts)	Error 2-sig	Conc
C	Ka	39.20	1.359	38.995 wt.%
O	Ka	128.08	2.263	47.425 wt.%
Mg	Ka	262.61	3.241	9.797 wt.%
P	Ka	1.75	1.177	0.053 wt.%
Ca	Ka	110.59	2.103	3.713 wt.%
Cr	Ka	0.29	0.769	0.016 wt.%
				100.000 wt.%
kV	20.0			
Takeoff Angle	35.0°			
Elapsed Livetime	100.0			

Şekil 4.43. SEM görüntüsünde manezit dolomit birlikteliği (Örnek no:S5).



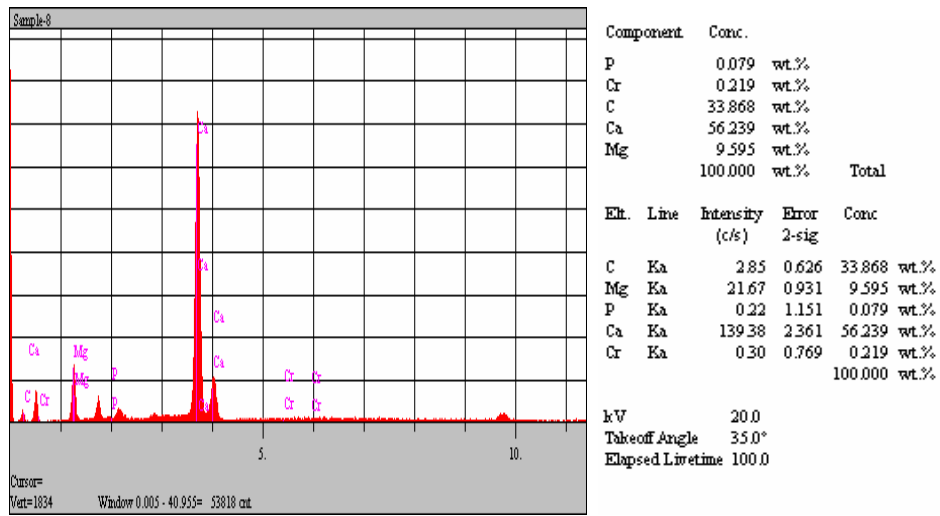
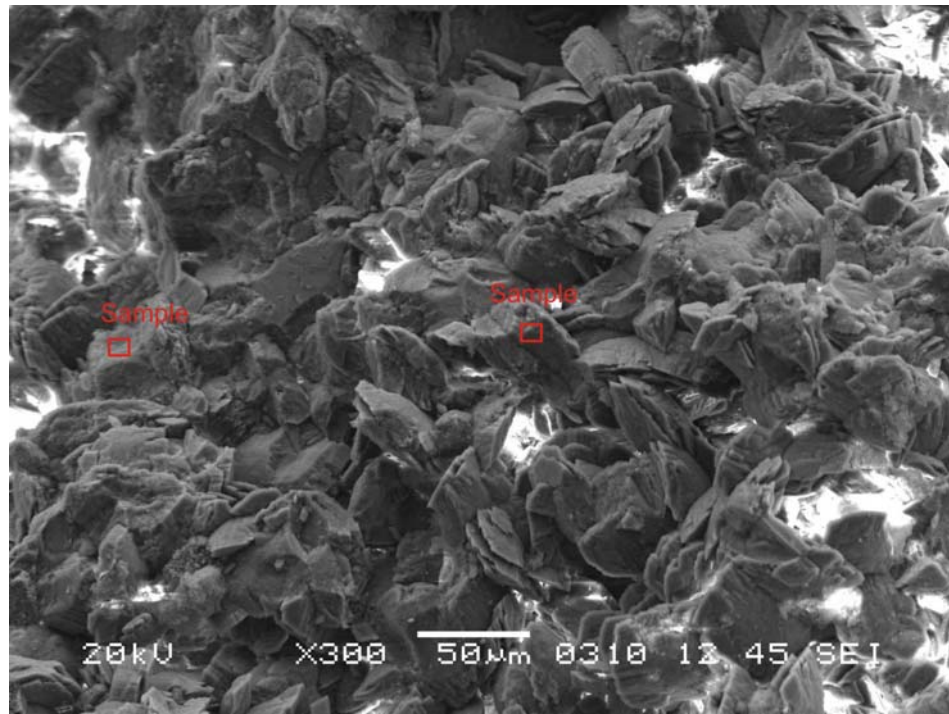
Component	Conc.			
P	0.035 wt.%			
Cr	0.021 wt.%			
C	38.997 wt.%			
O	47.827 wt.%			
Mg	7.673 wt.%			
Ca	5.446 wt.%			
	100.000 wt.%	Total		
Elt.	Line	Intensity (cts)	Error 2-sig	Conc
C	Ka	49.31	1.500	38.997 wt.%
O	Ka	143.07	2.392	47.827 wt.%
Mg	Ka	235.77	3.071	7.673 wt.%
P	Ka	1.38	1.171	0.035 wt.%
Ca	Ka	189.36	2.752	5.446 wt.%
Cr	Ka	0.44	0.772	0.021 wt.%
				100.000 wt.%
kV		20.0		
Takeoff Angle		35.0°		
Elapsed Livetime		100.0		

Şekil 4.44. Dolomit üzerinde huntit oluşumları (Örnek no:S7).

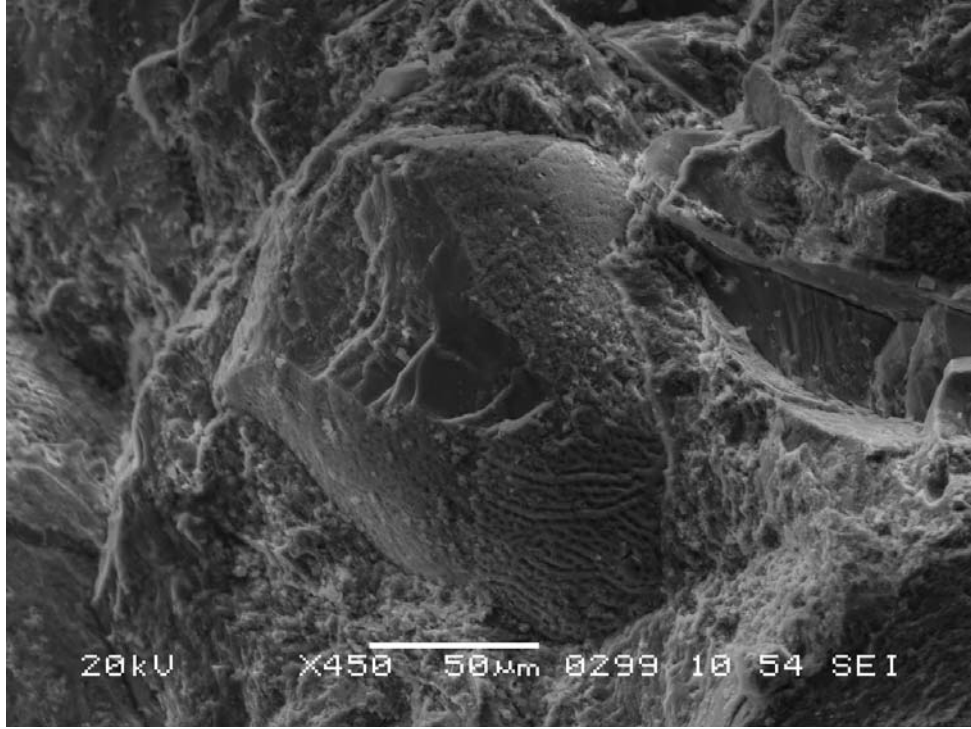


Component	Conc.			
P	0.035	wt.%		
Cr	0.018	wt.%		
C	38.082	wt.%		
O	47.919	wt.%		
Mg	4.991	wt.%		
Ca	8.955	wt.%		
	100.000	wt.%	Total	
Elr.	Line	Intensity (cts)	Error 2-sig	Conc
C	Ka	58.40	1.617	38.082 wt.%
O	Ka	145.02	2.408	47.919 wt.%
Mg	Ka	165.49	2.573	4.991 wt.%
P	Ka	1.52	1.173	0.035 wt.%
Ca	Ka	344.45	3.712	8.955 wt.%
Cr	Ka	0.41	0.772	0.018 wt.%
				100.000 wt.%
				Total
kV		20.0		
Takeoff Angle		35.0°		
Elapsed Livetime		100.0		

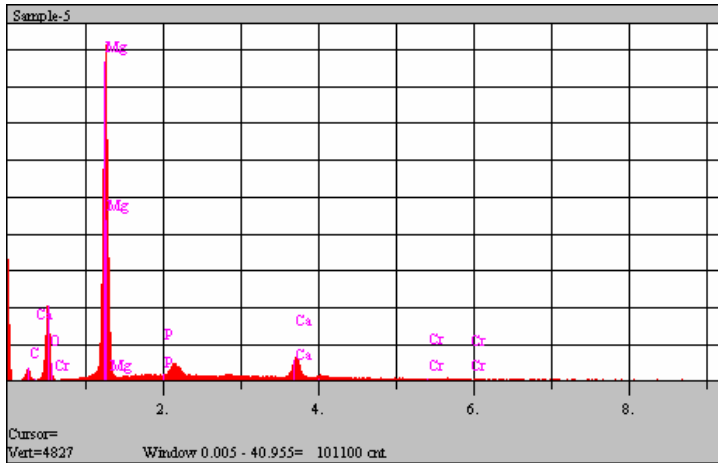
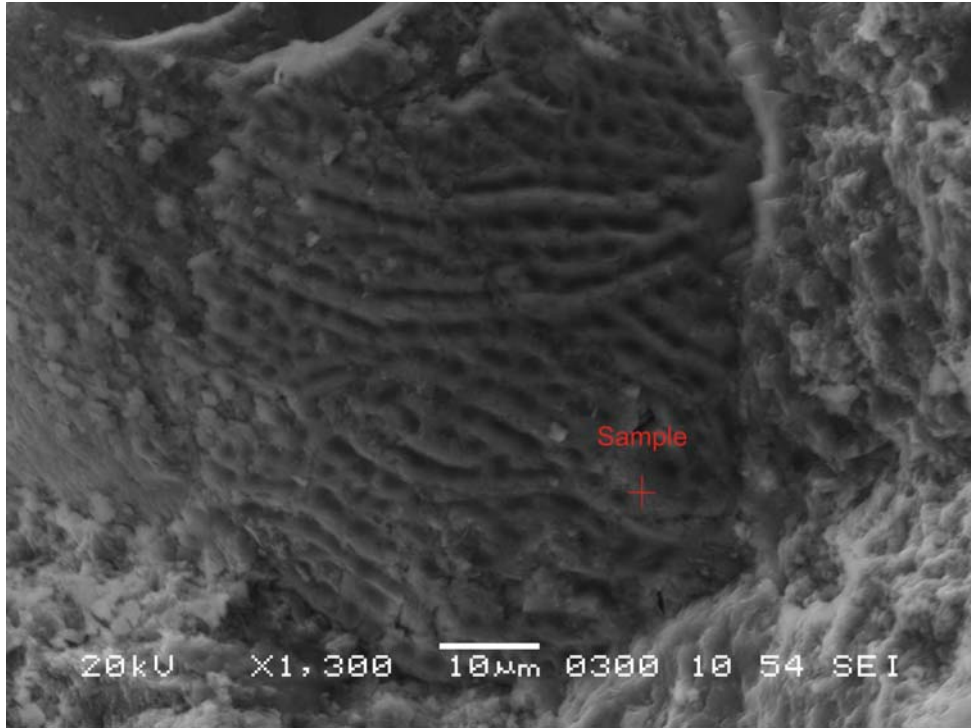
Şekil 4.45. Huntit mineralinin SEM görüntüsü (Örnek no:S7).



Şekil 4.46. Kalsit kristalinin SEM görüntüsü (Örnek no:K3-8).

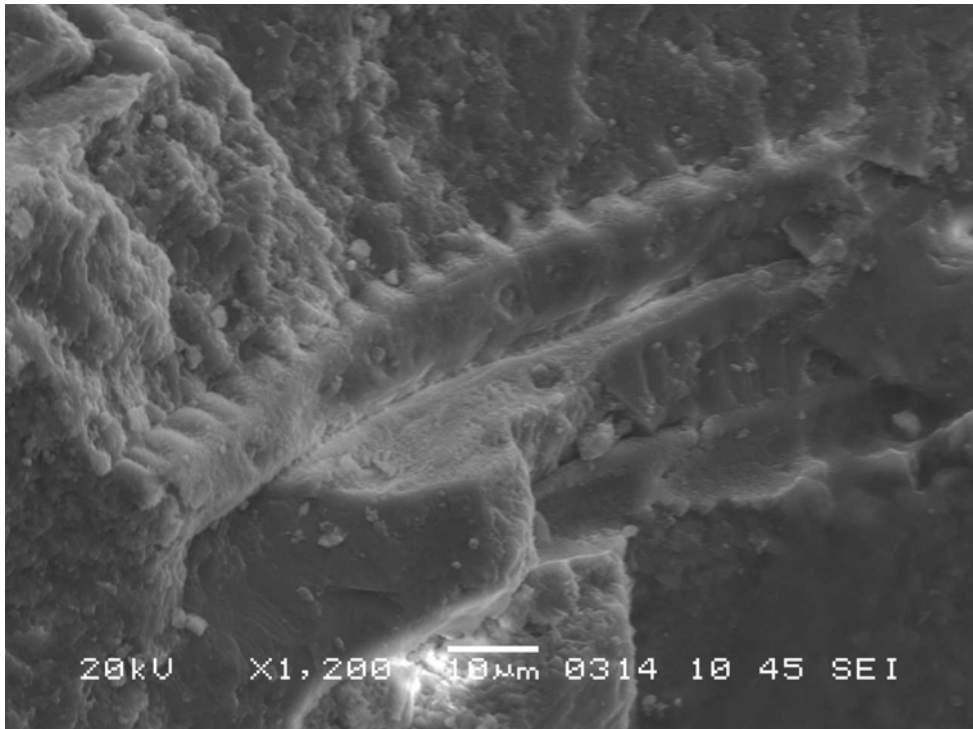
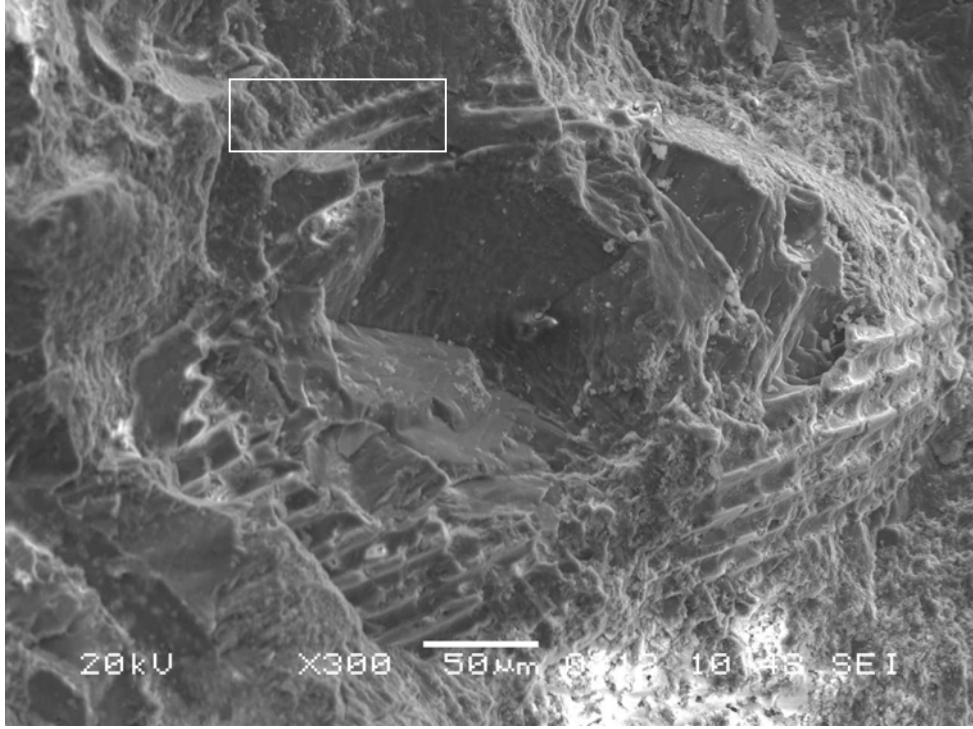


Şekil 4.47. Organik kalıntının SEM görüntüsü.



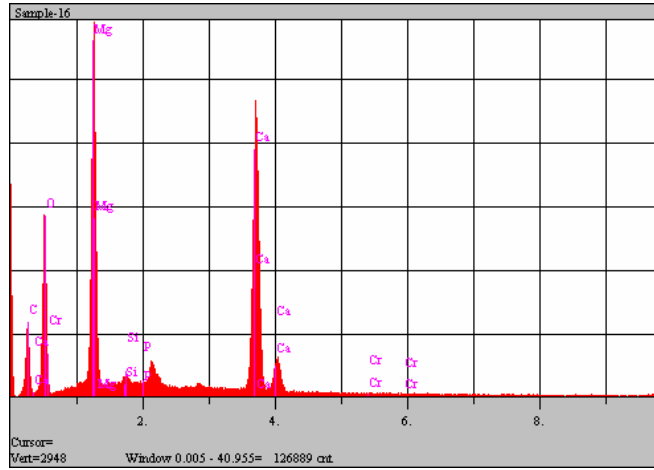
Component	Conc.			
P	0.099 wt.%			
Cr	0.011 wt.%			
C	30.437 wt.%			
O	43.605 wt.%			
Mg	24.076 wt.%			
Ca	1.772 wt.%			
	100.000 wt.%	Total		
El.	Line	Intensity (cts)	Error 2-sig	Conc
C	Ka	10.13	0.826	30.437 wt.%
O	Ka	73.96	1.720	43.605 wt.%
Mg	Ka	368.61	3.840	24.076 wt.%
P	Ka	1.57	1.174	0.099 wt.%
Ca	Ka	27.32	1.045	1.772 wt.%
Cr	Ka	0.10	0.764	0.011 wt.%
				100.000 wt.%
kV		20.0		
Takeoff Angle		35.0°		
Elapsed Livetime		100.0		

Şekil 4.48. Örneklerde gözlenen organik oluşumların üzerindeki manyezitlerin SEM görüntüsü (Örnek no:S7).



b

Şekil 4.49. Diatomit görüntüsü.

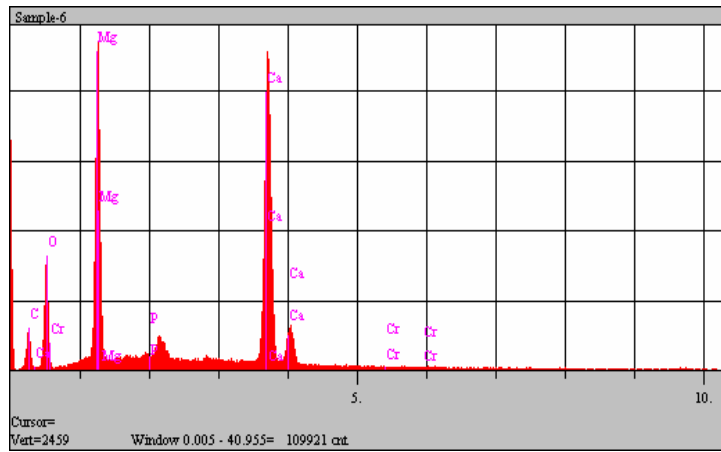
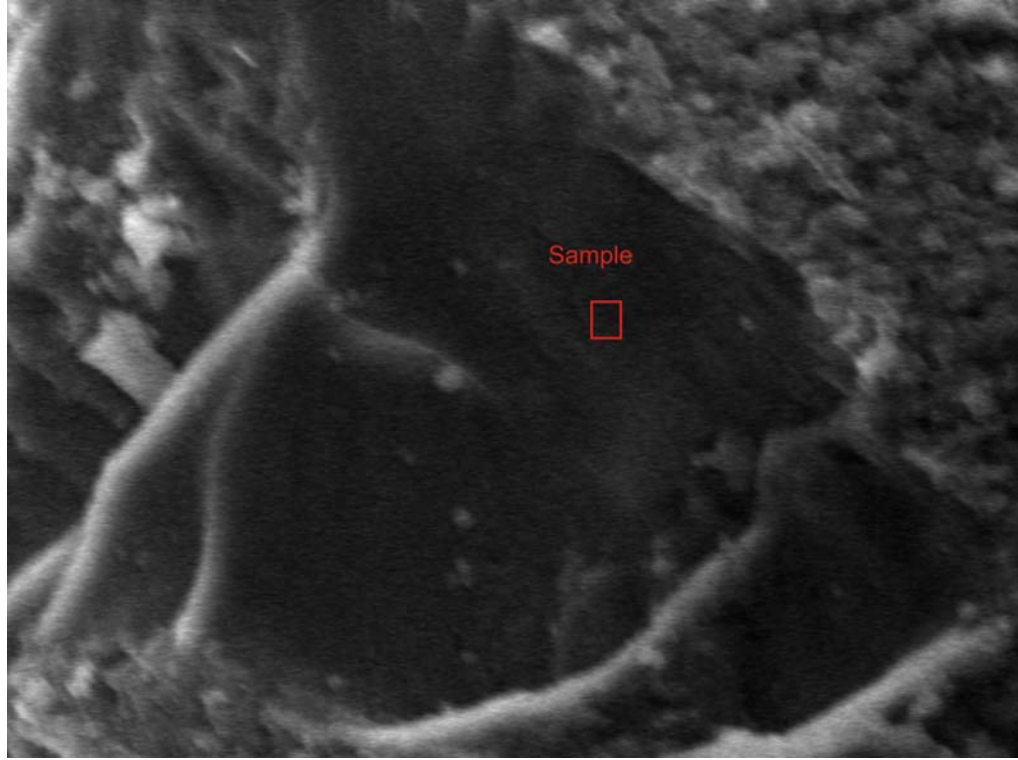


Component	Conc.	
P	0.063 wt.%	
Cr	0.044 wt.%	
C	37.361 wt.%	
O	45.317 wt.%	
Mg	9.560 wt.%	
Si	0.201 wt.%	
Ca	7.455 wt.%	
	100.000 wt.%	Total

El.	Line	Intensity (c/s)	Error 2-sig	Conc
C	Ka	34.50	1.287	37.361 wt.%
O	Ka	102.87	2.028	45.317 wt.%
Mg	Ka	236.63	3.076	9.560 wt.%
Si	Ka	6.23	0.499	0.201 wt.%
P	Ka	1.91	1.180	0.063 wt.%
Ca	Ka	205.62	2.868	7.455 wt.%
Cr	Ka	0.73	0.780	0.044 wt.%
				100.000 wt.%

kV	20.0
Takeoff Angle	35.0°
Elapsed Livetime	100.0

Şekil 4.50. Örneklerde gözlenen organik oluşumların üzerindeki SEM görüntüsü (Örnek no:S7).



Component	Conc.			
P	0.094 wt.%			
Cr	0.055 wt.%			
C	33.009 wt.%			
O	42.690 wt.%			
Mg	12.536 wt.%			
Ca	11.616 wt.%			
	100.000 wt.%	Total		
El.	Line	Intensity (c/s)	Error 2-sig	Conc
C	Ka	17.03	0.979	33.009 wt.%
O	Ka	56.31	1.501	42.690 wt.%
Mg	Ka	193.66	2.783	12.536 wt.%
P	Ka	1.74	1.177	0.094 wt.%
Ca	Ka	197.62	2.811	11.616 wt.%
Cr	Ka	0.56	0.776	0.055 wt.%
				100.000 wt.%
kV		20.0		
Takeoff Angle		35.0°		
Elapsed Livetime		100.0		

Şekil 4.51. Örneklerde gözlenen organik oluşumların içindeki dolomitlerin SEM görüntüsü (Örnek no:S7).

4.6.3. XRD Sonuçları

Derlenen 16 örnek üzerinde yapılan XRD analileri sonucunda Kalsit (CaCO_3), dolomit ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), kalsit-magnezyan ($(\text{Ca,Mg})\text{CO}_3$), Huntit ($\text{CaCO}_3\text{MgCO}_3$), Manyezit (MgCO_3) mineralleri tespit edilmiştir (Ek-1-16). Sistematik olarak derlenen (Tabadan- tavana) örneklerin sonuçlarına bakıldığında kalsit, dolomit, kalsit-magnezyan, huntit, manyezit, sıralanımı tespit edilmiştir. Manyezitin parajenezinde yer alan bu mineraller içinde manyezit oluşum sırası bakımından son sırada yer almaktadır. Bu durum kristallanma sırasına uymaktadır. Yani suyun kimyasal bileşimine bağlı olarak önce Ca-karbonat (kalsit) daha sonra Ca-Mg-karbonatlar (dolomit, kalsit-magnezyan, huntit) ve son olarak ta Mg-karbonat (manyezit) çökelmiştir. Mineral parajenezinin bu şekilde oluşmasından suyun kimyasal yapısının Ca-Mg tipinde olduğu söylenebilir. Temel kayalarının kimyasal bileşimi göz önüne alındığında bu durum olağandır.

4.6.4. NTE (Nadir Toprak Elementleri)

Lantanitler magmanın kristallenmesi sırasında bakiye magmada kalmayı tercih etmektedir (Möller, 1989). Ultramafik kayalardaki La/Mg oranı 10^{-6} seviyesindedir. Litosferdeki La/Mg oranı ise 10^{-4} dür (Möller, 1989). Ultrabazikler içindeki yayılımı bu nedenle litosfere oranla çok daha düşüktür (Ek-17). Kristallenme sırasında kalsit ve aragonit manyezitten daha önce kristallendiğinden ve lantanitlein kalsit kristal kafesinde yeralma eğiliminden dolayı (Ek-18-19) sıvı bu elementlerce büyük oranda tüketilmiş olmaktadır. Manyezit örneklerinin analizinde iz element miktarının oldukça düşük olduğu görülmüştür (Ek-20). Bu durum manyezitin kristal kafesine kristallenme esnasında yabancı element kabul etmemesinden kaynaklanmaktadır.

İz elementlerin dağılımının kimyasal bileşimle ilişkisi incelendiğinde; iz elementlerin manyezit kristal kafesinden ziyade, aksesuar minerallerde yığışım göstermektedir. Manyezitle birlikte çökelen kalsiyumlu bileşiklerin yoğunluğunun artmasıyla birlikte (60, S1, S6, S8 ve S11 nolu örnekler) iz içeriğide doğru orantılı

olarak artmaktadır (EK-20). Rb, Sn, Au, dışında kalan, Ba, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Au, Be, Co, Cs, Rb, Sn, Sr, Th, U, V, W, Zr, Y, Ce, Pr, Gd, Dy, Yb elementleri Mg ile ters orantılı olarak bulunmaktadır. Örnek içindeki Mg miktarı arttıkça iz element miktarı azalmaktadır.

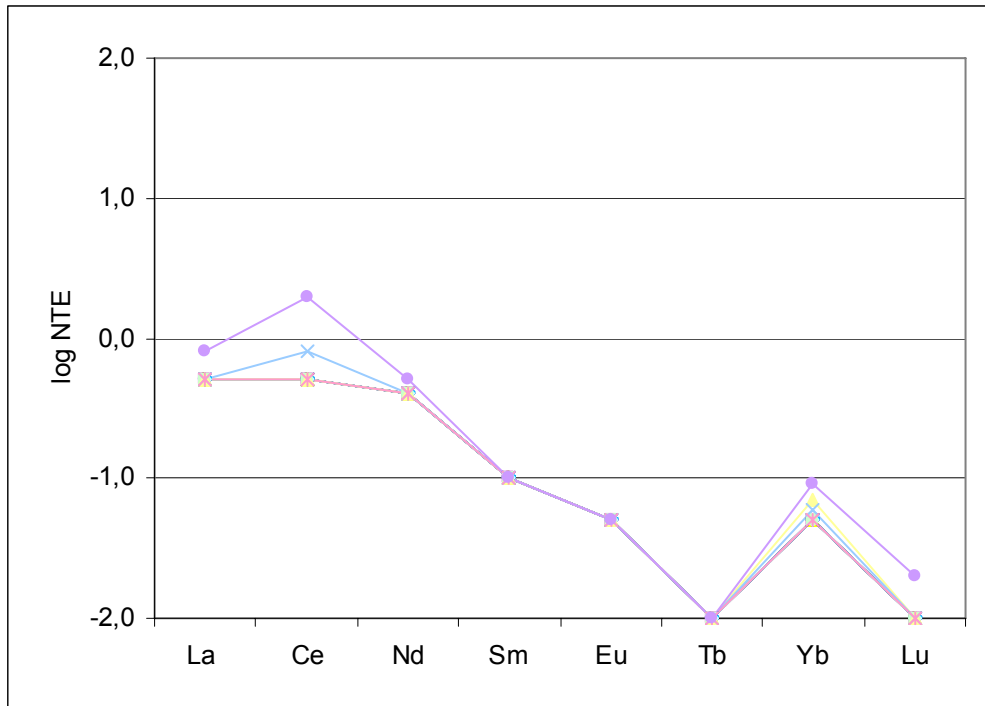
Hoyran Gölü manyezitlerinin NTE içerikleri düşüktür (Şekil 4.52). Düşük NTE içeriği Bela Stena Tip manyezit yatakları ile uyumludur.

Hoyran gölü manyezitlerinde Ni içeriği 0,3-10,9 mg/L arasında değişmektedir. Yüksek değerler aksesuar mineral fazlarının (kalsit, dolomit) yoğun olduğu örneklerde görülmektedir. Bu örnekler haricinde Ni konsantrasyonu ortalama 1,1 mg/L düzeyindedir. Hoyran gölü manyezitlerinin Cu içeriği 0,1-3,9 mg/L arasında değişmektedir. Gölsel manyezitlerde Cu^{+2} konsantrasyonu düşük. Denizel/evaporitik manyezitlerde ise yüksektir (Möller, 1989). Fe konsantrasyonu deniz suyuna oranla ultramafiklerde daha yüksektir (% 9 Fe). Hoyran gölü manyezitlerinin Fe konsantrasyonu ortalama %0,03 seviyesindedir ve % 1 den az Fe içeren sedimanter manyezit oluşumlarıyla uyumludur. Ultramafiklerle ilişkili manyezitlerde Fe konsantrasyonu % 5'e kadar yükselirken; sedimanter ortamda oluşan manyezitlerde $Fe \leq \% 1$ 'dir (Dulski ve Morteani, 1989) (Çizelge 4.1).

Hoyran gölü manyezitlerinin iz element içerikleri gölsel sedimanter manyezitlerin iz element içerikleriyle karşılaştırılması Çizelge 4.1'de verilmiştir. Hoyran gölü manyezitleri iz element konsantrasyonu bakımından özellikle Al ve Fe açısından daha düşük konsantrasyonlar vermektedir. Ama iz element içerikleri genel olarak uyumludur.

Çizelge 4.1. Gölsel sedimanter manyezit oluşumlarının ve Hoyran Gölü manyezitlerinin iz element içerikleri (değerler mg/L, Hg:ppb, Ca:%, n: örnek sayısı)(Pohl, 1989).

	n	Hg	Al	Cr	Ti	V	Fe	Ni	Co	Cu	Mn	Sr	Pb	Ba	Ca	Zn
Bela																
Stena	15	86	1332	5	75	-1	1543	8	-1	2	160	82	2	7	1	-1
Nevade	13	260	2910	101	212	65	5600	204	9	16	532	94	-1	45	1	-1
Zlatibor																
Lazac																
Strezovci	6	145	818	10	17	-1	1023	17	1	1	184	246	-1	5	1	-1
Servia																
Prosilion	29	-	-	4,8	-	-	431	15	-	2,5	25	30	-	-	-	2,5
Servia																
Aiani	23	-	-	-	-	-	1350	44	-	4,1	68	81	-	-	-	4,4
Servia																
Kata Komi	30	-	-	-	-	-	541	17	-	3,2	30	40	-	-	-	3,2
Hoyran Gölü	15	100	212	6,7	75	7,5	280	20	0,5	1,1	77	194	0,3	47	9	1,4



Şekil 4.52. Hoyran gölü manyezitlerinde NTE'nin dağılımı.

4.6.5. İzotop Analiz Sonuçları

Derlenen manyezit örneklerinde 10 adet $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop analizi gerçekleştirilmiştir (Çizelge 4.2.).

Analizler sonucu örneklerde $\delta^{13}\text{C}$ ‰-2.58- +5.37 (PDB) ve $\delta^{18}\text{O}$ ‰+20.19- +30.04 arasında değiştiği görülmüştür. Ortalama $\delta^{13}\text{C}$ değeri ‰+2.50 ve $\delta^{18}\text{O}$ ‰+26,25'dir. Ultramafiklerde içindeki kriptokristalin-ince taneli manyezitlerde $\delta^{13}\text{C}$ ‰-4 ile -20 (PDB), $\delta^{18}\text{O}$ ‰ +10 ile +30 (SMOW) arasındadır (EK-21, Şekil 4.53). Kuvaterner-Güncel ince taneli manyezitler $\delta^{13}\text{C}$ ‰-12 ile +10 (PDB), $\delta^{18}\text{O}$ ‰ +10 ile +35 (SMOW), (EK-22, Şekil 4.54), İri taneli spari manyezitlerin $\delta^{13}\text{C}$ ‰-5 ile +6 (PDB), $\delta^{18}\text{O}$ ‰ +5 ile +28 (SMOW) (EK-23, Şekil 4.55) ve güncel evaporitik sabkalar ve göllerdeki ince taneli manyezitler de $\delta^{13}\text{C}$ ‰-10 ile +6 (PDB), $\delta^{18}\text{O}$ ‰ +27 ile +37 (SMOW) aralığındadır (Ek-24, Şekil 4.56) (Kralik ve ark., 1989). Hoyran gölü manyezitleriyle (Çizelge 4.2, Şekil 4.57) karşılaştırılması Şekil 4.58'de verilmiştir. Hoyran gölüne ait örneklerin izotop değerlerinin büyük oranda Kuvaterner-Güncel İnce-taneli manyezitler ve Göl-sabka ortamı evaporitik İnce-Taneli manyezitler ile uyumludur (Şekil 4.58).

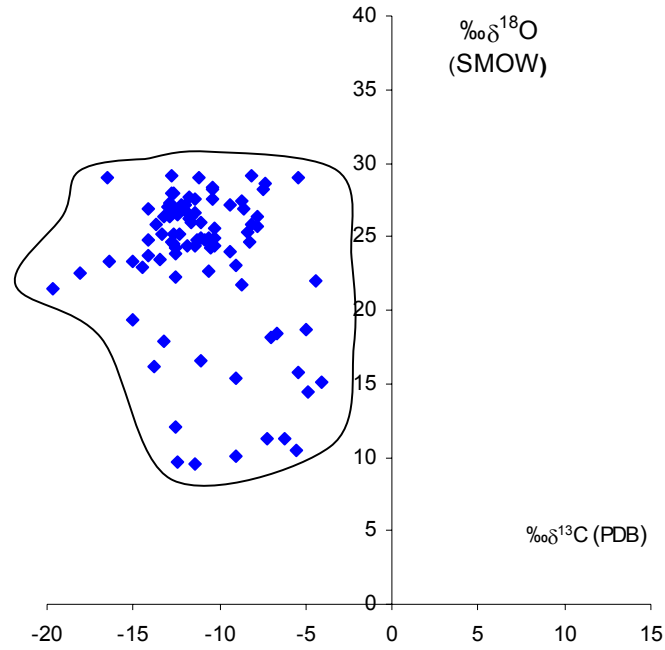
Hoyran gölü manyezitlerinin $\delta^{13}\text{C}$ değerleri Türkiyedeki manyezit sahalarının izotop değerleri (Ek-25) ile karşılaştırıldığında; Salda, Hırsızdere sedimanter manyezitleri ve Arapömer Deresi stokvork manyezitleriyle uyumlu oldukları ancak Helvacıbaşa, Yunak, Koyacık tepe manyezitlerinden ayrıldıkları görülmüştür (Şekil 4.59).

Hoyran Gölü manyezitlerinin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin ‰+20.19 - +32.77 (SMOW) aralığında değiştiği görülmüştür. Ortalama $\delta^{18}\text{O}$ değeri ‰+26.25 (SMOW) dir. $\delta^{18}\text{O}$ değerindeki bu zenginleşme evaporasyondan kaynaklanmaktadır. Evaporasyon esnasında ağır izotoplar buhar fazına geçmektense sıvı içinde yoğunlaşmaktadır. Hoyran Gölü manyezitleri Salda manyezitlerine oranla daha düşük miktarda $\delta^{18}\text{O}$ içeriğine sahiptir.

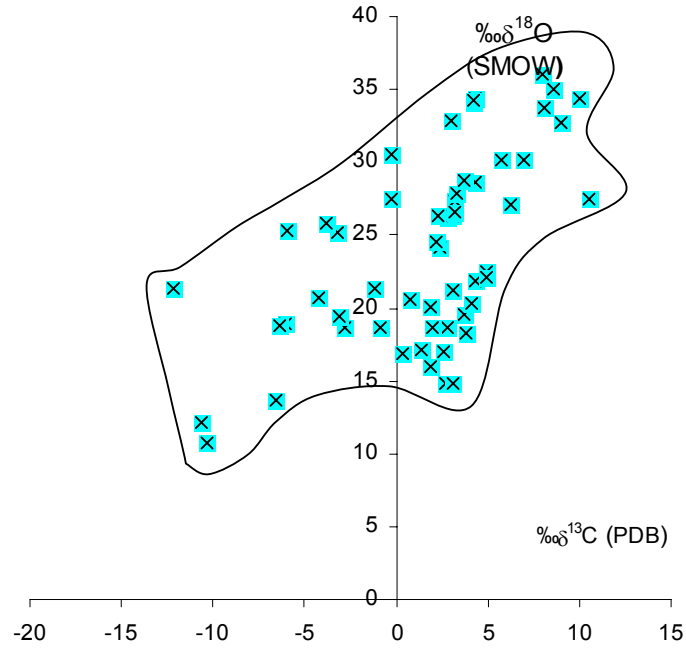
Yatak tipi bazında yapılan sınıflamada Hoyran Gölü manyezitlerinin Bela Stena Tip manyezitlerle uyumlu izotop bileşimine sahip olduğu görülmüştür (Şekil 4.60).

Çizelge 4.2. Manyezit örneklerine ait $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) izotop sonuçları.

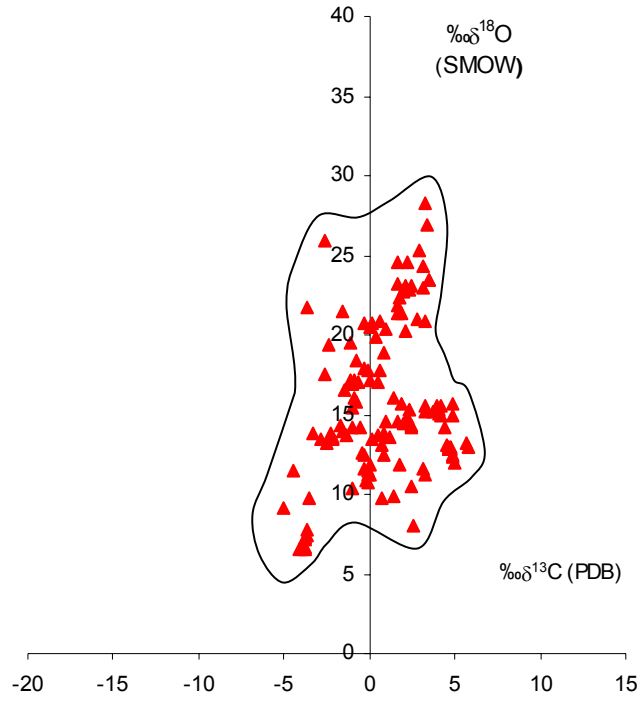
Örnek No	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)
54	-2.11	24.74
55	-1.53	26.71
61	4.49	30.04
62	4.39	25.39
63	3.04	22.43
64	5.37	28.63
67	3.95	20.19
68	2.70	32.77
69	-2.58	25.20
S 10	2.10	26.44
ORTALAMA	2.50	26.25



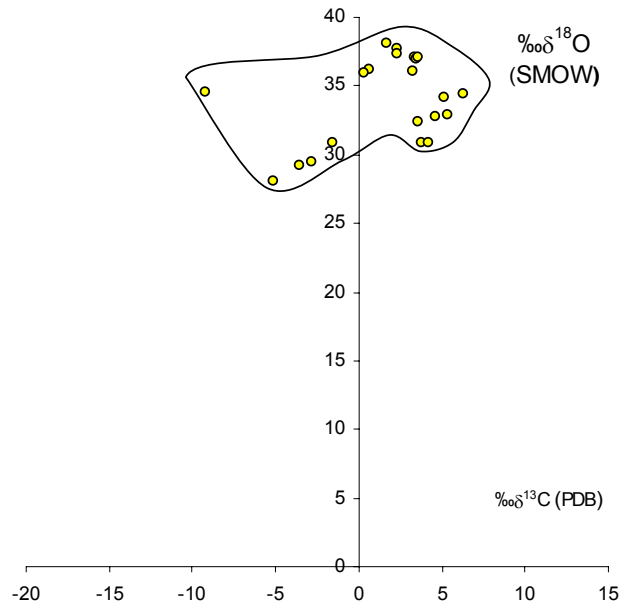
Şekil 4.53. Ultramafikler içindeki kriptokristalin-ince manyezitlerin C ve O izotop değerlerinin dağılımı (Kralık ve ark., 1989).



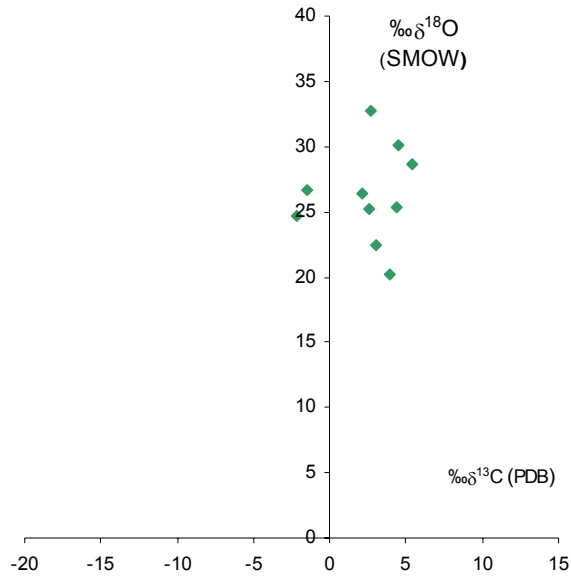
Şekil 4.54. Kuvaterner-Güncel ince taneli manyezitler ince taneli manyezitlerin C ve O izotop değerlerinin dağılımı (Kralık ve ark., 1989).



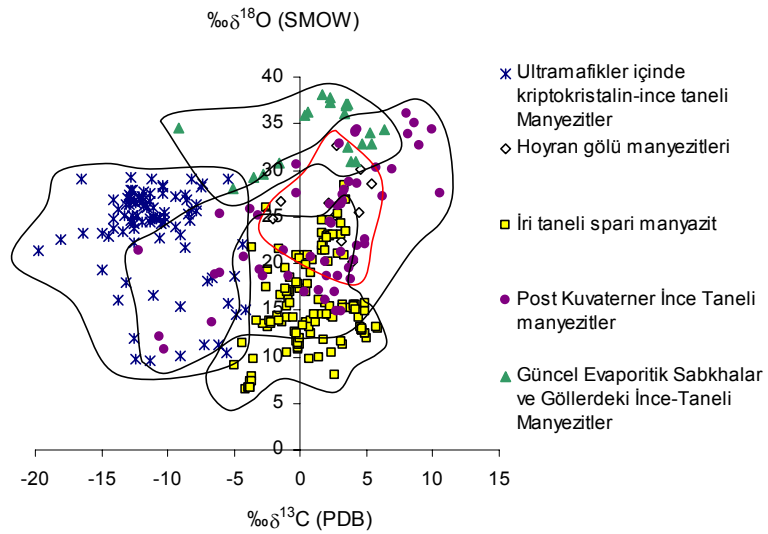
Şekil 4.55. İri taneli spari manyezitlerin C ve O izotop değerlerinin dağılımı (Kralik ve ark., 1989).



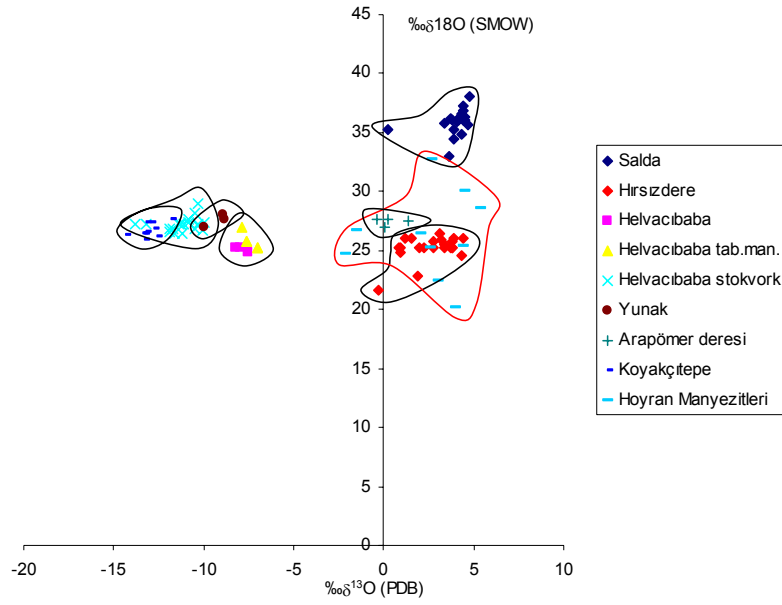
Şekil 4.56. Güncel evaporitik sabkalar ve göllerdeki ince taneli manyezitlerin C ve O izotop değerlerinin dağılımı (Kralik ve ark., 1989).



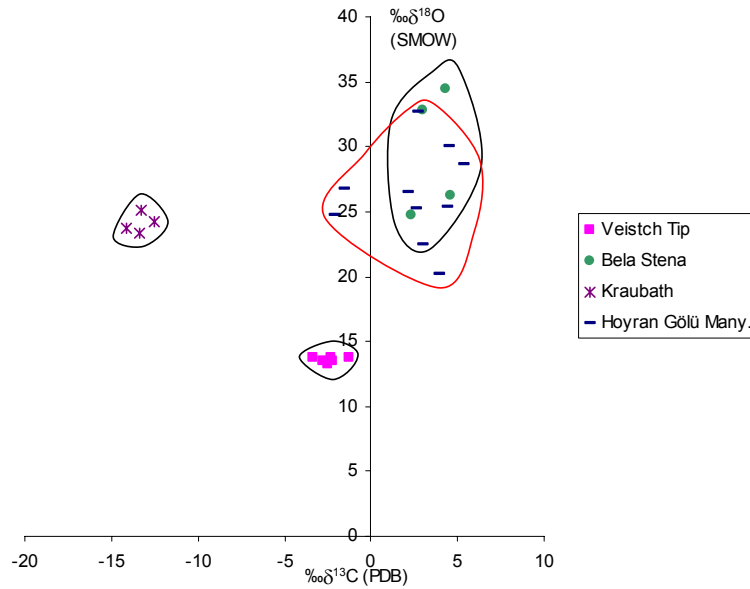
Şekil 4.57. Hoyran Gölü manyezitlerin C ve O izotop değerlerinin dağılımı.



Şekil 4.58. Hoyran gölü manyezitlerinin C ve O izotop değerlerinin, Ultramafikler içindeki kriptokristalin-ince manyezitler, İri taneli spari manyezitler, Kuvaterner-Güncel ince taneli manyezitler ve Güncel evaporitik sabkalar ve göllerdeki ince taneli manyezitlerin C ve O izotop değerleriyle (Kralik ve ark., 1989) karşılaştırılması.



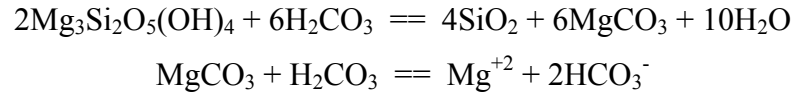
Şekil 4.59. Hoyran Gölü manyezitlerinin C ve O izotop değerlerinin Türkiye'deki bazı manyezit oluşumlarının izotop değerleriyle karşılaştırılması (Hoyran Gölü manyezitleri haricindeki değerler Zedef, 1991'den alınmıştır).



Şekil 4.60. Bela Stena, Kraubath (Zachmann, 1989), Veitsch tip (Kralik ve Aharon, 1989) manyezit oluşumları ve Hoyran Gölü manyezitlerine ait C ve O izotop değerleri.

4.7. Mg'un Kaynağı

Hoyran gölüne Mg⁺² Hoyran ofiyoliti ultramafiklerinin serpantinleşmesi;

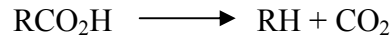


sonucu gelmektedir. Serpantinleşmeye HCO₃⁻'ce zengin suyun ultramafikler içinde dolaşımı neden olmaktadır.

4.8. CO₂⁻'nin Kaynağı.

Hudson (1977), tatlısu karbonatlarında δ¹³C değerlerinin ‰-3 ile -7 aralığında olduğunu belirtmiştir. Irwin ve ark. (1977), ağır C izotop zenginleşmesini linyitlerde gerçekleşen anaerobik fermantasyona bağlamışlardır. Hoyran gölü manyezitlerinin δ¹³C izotop değerleri ‰-2.58- ‰+5.37 (PDB) aralığındadır. Buna göre Hoyran gölü manyezitlerini oluşturan karbondioksitin Atmosferik kökenli karbondioksit ve linyitlerde gerçekleşen anaerobik fermantasyon sonucu ortaya çıkan karbondioksitin karışımından oluşmaktadır.

Organik materyalin dekarboksilasyonu Irwin ve diğ. (1977) tarafından aşağıdaki şekilde verilmiştir:



4.9. Sıcaklık

Barnes ve O'Neil (1973), yüzey koşulları ve 13-42°C sıcaklık için oksijen izotop aralığını ‰ 23.4-25.1 olarak vermişlerdir. Hoyran Gölü manyezitlerinin izotop değerleri (ortalama δ¹⁸O‰+26,25) bu sıcaklık aralığı için uyumlu gözükmemektedir. Ağır Oksijen izotopu zenginleşmesi buharlaşmadan kaynaklanmaktadır. Buharlaşma sırasında ağır izotoplar sıvı fazda kalmayı tercih

ederken hafif olan izotoplar buharla fazına geçmektedir. Çünkü $H_2^{16}O$ $H_2^{18}O$ 'e göre daha yüksek gaz basıncına sahiptir. Buharlaşma sonucu sıvı fazda ağır izotop miktarı artarken buhar fazında hafif izotop miktarı artmaktadır. Gölsel sedimanter Bela Stena (Bosna) ve Servia (Yunanistan) manyezit oluşumlarıyla, Hoyran gölü sedimanter manyezit oluşumları oksijen izotop içeriği olarak uyumludurlar ($\delta^{18}O_{\text{‰}}+26-+35$). Hoyran gölü manyezitlerinde $\delta^{18}O$ değerlerinin $\text{‰}+20.19-+32.77$ gibi geniş bir aralık sunması ve ağır izotopca kısmen fakir olması sıvı sıcaklığındaki değişimi göstermektedir.

4.10. Hoyran Gölü Manyezitlerini Oluşum Mekanizması

Batı Anadolu'nun tektonik yapısı Hoyran gölünün oluşumunu olduğu kadar göl çökellerinin oluşumunu da kontrol eden temel etken oluşturur. Bölgede Oligosenden günümüze egemen olan açılma tektoniği grabenleri oluşturmuştur. Bunun sonucu oluşan Hoyran gölü halen bu aktif faylar tarafından kontrol edilmektedir. Havzanın kuzeybatısında gözlenen kanal çökelleri ve bu kesimde geniş yayılım tutan kırıntılı sedimanlar bu kesimde göle yüzey suyu akışını göstermektedir. Havza genelindeyse ana beslenimi yeraltı suyu aktif olarak havzayı beslemektedir. Bunun sonucu olarak havzanın kuzeydoğusunda kırıntılar çökelmekte ve havza içine doğru daha ince kırıntılı sedimanlara derecelenmekte ve daha derin seviyelerde karbonat çökellerine geçiş göstermektedir. Yüzeysel beslenime uzak alanlarda (havzanın güneyi ve güneybatısı) kırıntılı sedimanların ulaşmadığı alanlarda karbonat çökeli meydana gelmektedir (Şekil 4.61). Karbonat çökelleriyle ardalınım gösteren killi karbonatlar mevsimsel değişimler sonucu havzaya taşınan kırıntılı sediman miktarının değişiminden kaynaklanmaktadır.

Karbonatların çökeli suyun kimyasal bileşimi ile yakından ilgilidir. Havza genelinde Ca ve Mg karbonatların hâkim olması göl suyunun $Ca^{+2}-Mg^{+2}-HCO_3^-$ bileşiminde alkalın bir karektere sahip olduğunu göstermektedir. Bu havzayı çevreleyen temel kayalarının Kireçtaşı-dolomitik kireçtaşı ve ofiyolitli melaj olmasının sonucudur. Gerek kireçtaşlarının gerekse dolomitlerin çözünmesi sonucu ortama Ca ve Mg taşınmaktadır.

5. SONUÇLAR

“Yukarıtirtar-Aşağıtirtar Köyleri (Isparta Kuzeydoğusu) Arasında Gözlenen Manyezit Yatağının Oluşumu Ve Kökeni” başlıklı doktora tez çalışması sonucunda:

- Manyezitin oluşumu için gerekli Mg; havzanın temel kayalarını oluşturan dolomitik kireçtaşları (Taşevi formasyonu) ve ultramafiklerin (Hoyran ofiyolitli melanji) ayrışması sonucu ortaya çıkmakta, yüzey ve yeraltı suyuyla ortama taşınmaktadır,
- Karbondioksit atmosferden ve linyitlerin anaerobik fermantasyonu sonucu ortaya çıkmaktadır,
- Hoyran gölü manyezitlerinin oluşum ısı 13-42 °C arasında olmalıdır,
- Manyezit oluşumu Üst Miyosende, göl ortamı karbonat fasiyesinde gerçekleşmektedir,
- Manyezitler; evaporitik olarak, Mg^{+2}/Ca^{+2} oranı yükselen göl suyundan Ca karbonatlarla birlikte çökelmektedir,
- Manyezitin çökelinin gerçekleşmesi için gerekli pH'ın (9-10) bölün alkali karakterinden ve ortamdaki bakteri faaliyetlerince sağlandığı düşünülmektedir,
- Mineral oluşum sırası: kalsit ($CaCO_3$), dolomit ($CaMg(CO_3)_2$), kalsite-magnezyan ($(CaMg)CO_3$), huntit ($CaCO_3 \cdot 3MgCO_3$), manyezit ($MgCO_3$) şeklindedir. Bu dizilim ortama eklenen Ca iyonlarının artmasıyla terine dönebilmektedir,
- Mineral parajenezinde yalnızca Ca-Mg karbonatların bulunması nedeniyle Miyosen döneminde Hoyran Gölü suları Ca^{+2} , Mg^{+2} , CO_3^{-2} , HCO_3^{-} bileşiminde olduğu tespit edilmiştir,
- Hoyran Gölü manyezitlerinin izotop içeriği $\delta^{13}C$ ‰-2.58- +5.37 (PDB) ve $\delta^{18}O$ ‰+20.19-+30.04 aralığındadır. Ortalama $\delta^{13}C$ ve $\delta^{18}O$ değeri sırasıyla ‰+2.50 ve ‰+26,25'dir ve Kuvaterner-Güncel manyezit oluşumları ile

benzerdir. Tip bazı sınıflamada Bela Stena Tip manyezitlere karşılık gelmekte ve bu tip manyezitlerle izotop içeriği bakımından uyumludur.

- Hoyran Gölü manyezitleri diğer sedimanter masiv manyezitler gibi NTE bakımından fakirdir. Düşük NTE içerikleriyle Bela Stena tip manyezitlerle paralellik sunmaktadır.
- Hoyran gölü manyezitleri Salda gölü (Burdur) gibi Tatlı su göl ortamında oluşan Sedimanter masiv manyezit yatağıdır.

ÖZGEÇMİŞ

1971 yılında adanada doğdum İlk, Orta ve Lise Öğrenimimi Adanada tamamladıktan sonra 1988 yılında Çukurova Üniversitesi Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliğibölümünde lisans öğrenimime başladım. 1993 yılında mezun oldum. 1995 yılında Araştırma Görevlisi olarak akademik kariyerime Ç.Ü. Müh. Mim. Fak Jeoloji Müh. Bölümünde başladım. Yüksek lisansımı 1997 yılında ve doktoramı 2006 yılında Ç.Ü.'de tamamladım. Evli ve bir çocuk babasıyım.

KAYNAKLAR

- AHARON, P., 1988, A Stable Isotope study of magnesite from the Rum Jungle Uranium Field, Australia. Implications for the origin of strata-bound massive magnesites. *Chem. Geol.*, 69, 127-145.
- ANDREW, T., and ROBERTSON, A.H., 2002. The Beyşehir-Hoyran-Hadim Nappes: genesis and emplacement of Mesozoic marginal and oceanic units of the northern Neotethys in southern Turkey. *Geological Society of London* 159, 529-543.
- ANDREW, T., 2003, Mesozoic to Early Tertiary tectonic-sedimentary evolution of the Northern Neotethys Ocean: evidence from the Beyşehir-Hoyran-Hadim Nappes, S.W. Turkey. Edinburgh University Department of Geoscience PhD Thesis, 220 p.
- ABU-JABER, N.S. and KIMBERLEY, M.M., 1992, Origin of Ultramafic-hosted vein magnesite deposits: *Ore Geology Reviews*, v. 7, p. 155-191.
- ALDERMAN, A.R., and VON DER BORCH, C.C., 1960, Occurrence of hydromagnesite in sediments in South Australia: *Nature*. V. 188. p. 931.
- ALDERMAN, A.R., and VON DER BORCH, C.C., 1961, Occurrence of magnesite-dolomite sediments in South Australia: *Nature*. V. 192. p. 805, 861
- ALDERMAN, A.R., 1965, Dolomite sediments and their environment in the south-east of South Australia: *Geochimica et Cosmochimica Acta*. V.29. p. 1355-1356.
- BADGER, M.R., BASSETT, M., and COMINS, H.N., 1985, A model for HCO_3^- accumulation and photosynthesis in the cyanobacterium *Synechococcus* sp. *Plant Physiology*, v. 77, p. 465-471.
- BARKA, A. and REILINGER, R. 1997: Active tectonics of the eastern Mediterranean region deduced from GPS, neotectonic, and seismicity data: *Annali Geofisica*, 40, 587–610.
- BARNES, I. and O'NEIL, J.R., 1969, Relationship between fluids in some fresh Alpine-Type ultramafic and possible modern serpentinisation, Western

- United States: Geological Society of America Bulletin, v. 80, p. 1947-1960.
- BARNES, I., O'NEIL, J.R., RAPP, J.B. AND WHITE, D.E., 1973. Silica-Carbonate alteration of serpentine: Wall rock alteration in mercury deposits of the California Coast Ranges. *Econ. Geol.*, 68, 388-398.
- BATHURST, R.G.C., 1971, Carbonate sediments and their diagenesis. Elsevier, Amsterdam.
- BOCHEVSKII, Y., A., BORISOVA, S., L., LAZUR, O., G., MEDVEDOVSKAIA, N., I., POPOVA, N., K. AND KHODAK, Y., A., 1981, Isotopic ($^{18}O/^{16}O$, $^{13}C/^{12}C$) study of Baikal siderite and Satka magnesite. In: Siderenko, A. V., (ed). *Problemy Osadochnoy Geologii Dokembriya*, 6, 195-202.
- BOKHARI, M.M., BINDA, P.L., AND SCHELLEKENS, J.H., 1981, Evidence of former evaporites in late Precambrian carbonate rocks of Jabal Rokham. Saudi Arabia. *Bull. Fac. Earth Sci., K.A.U.*, 4, p. 149-158.
- BORAY, A., ŞAROĞLU, F. ve EMRE, Ö., 1985, Isparta büklümünün kuzey kesiminde doğu- batı daralma için veriler: *Jeoloji müh. Derg.*, 28, 9-20.
- BOTZ, R. W. AND VON DER BORCH, C. C., 1984 Stable isotope study of carbonate sediments from the Coorong Area , South Australia. *Sedimentology*, 91, 837-849.
- BRAITHWAITE, C.J.R. and ZEDEF, V., 1996, Hydromagnesite stromatolites and sediments in an alkaline lake, Salda Gölü, Turkey. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 66, No. 5, September. 1996. p. 991-1002.
- BRANDENSTEIN, M., and SCHROLL, E., 1960, Borgehalte in magnesitan. *Radex Rdsch.* 3, p. 150-158.
- BRENNICH, G., 1959, Denizli-Çambaşı manyezit yatakları Maden Tetkik Arama Enstitüsü (Unpublished report, report no secret), Ankara, Turkey.
- BURNE, R.V., AND MOORE, L.S., 1987, Microbialites: Organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *PALAIOS*, v. 2, p. 241-254.
- BRUNSKILL, G., J., 1968, Fayetteville Green Lake, New York. 1. Physical and chemical limnology. 2. Precipitation and sedimentation of calcite in a

- meromictic lake with laminated sediments, Ph.D. thesis, Cornell Univ. 172 p.
- BRYDİE, J.R., FALLICK, A.E., ILLICH, M., MALİOİS, G. and RUSSEL, M.J., 1993, A stable isotopic study of magnesite deposits in the Akemas Area, N.W. Cyprus: Trans. Instn Min. Metall. (Sect. B: Appl. Earth sci.), v. 102, p. B50-B53.
- CANAVERAS, J.C., SANCHEZ-MORAL, S., SANZ-RUBİO, E., KOYOS, M., 1998, Meteoric calcization of magnesite in Miocene lacustrine deposits (Catalayud basin, NE Spain), *Sedimentary Geology* 119 (1998) 183-194.
- COSTA, U.R., Fyfe, W.S., KERRICH, R. and NESBITT, H.W., 1980, Archean hydrothermal talc evidence for high ocean temperatures: *Chemical Geology*, v. 30 p. 341-349.
- COSTA, U.R., BARNETT, R.L. and KERRICH, R., 1983, The Mattagami lake mine Archean Zn-Cu sulfide deposit, Quebec: Hydrothermal coprecipitation of talc and sulfides in a sea floor brine pool-evidence from geochemistry, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, and mineral chemistry: *Economic Geology*, v. 78, p. 1144-1203.
- ÇAYIRLI, H. ve YAVAŞ, N., 1975, Yeşilova (Burdur) çevresinin asbest ve manyezit genel prospeksiyonu raporu Maden Tetkik Arama Enstitüsü (Unpublished report, report no secret), Ankara, Turkey.
- DABITZİAS, S.G., 1980, Additional evidence and a synopsis on the origin of the magnesite deposits in the Vavdos district, Northern Greece In: Conference proceedings of An International Symposium on metallogeny of mafic and ultramafic complexes: The Eastern Mediterranean-Western Asia Area, and its comparison with similar metallogenic environments in the world, Athens (Greece), p. 269-283. UNESCO.
- DE LLARENA, J.G., 1959 Nuevas observaciones sobre la magnesita sedimentaria. *Est Geol.* 15, p. 186-211.

- DE LLARENA, J.G., 1965, Aportaciones graficas al estudio de la magnetita sedimentaria de Asturreta (Navara). *Est Geol.* 20, p. 315-337.
- DEAN, W.E., and FOUCH, T.D., 1983, Lacustrine Environment, in Scholle, P.A., Bebout, D.G., and Moore, C.H., eds., *Carbonate Depositional Environments: American Association of Petroleum Geologists Memoir 33*, p. 98-130,
- DEMETS, C., GORDON, R.G., ARGUS, D.F. and STEIN, S. 1990, Current plate motions, *Geophysical Journal International*, 101, 425-478.
- DEMETS, C., GORDON, R.G., ARGUS, D.F. and STEIN, S. 1994, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimate of current plate motions, *Geophysics Research Letters* 21, 2191-2194.
- DEMİRKOL, C., 1977, Yelvaç-Akşehir dolayının jeolojisi: Doçentlik tezi, Selçuk Üniv. Fen Fakültesi Yerbilimleri Böl. Konya.
- DEMİRKOL, C., 1981, Sultandağ Kuzeybatısının Jeolojisi ve Beyşehir-Hoyran Napı ile İlişkileri, Türkiye Bilimsel ve Teknik araştırma Kurumu Temel bilimler Araştırma Grubu Proje No:TBAG-382.
- DEMİRKOL, C., 1984, Geology and tectonics of the region south of Çay (Afyon). In: O. Tekeli, C. Göncüoğlu (eds): *Geology of Taurus Belt*. Mineral Research and Exploration Institute, Ankara, 69-75.
- DULSKÍ, P. and MORTEANÍ, G., 1989, Magnesite formation by CO₂ metasomatism during regional metamorphism of the ultrabasic rock of the Ochsner serpentinite (Zillertaler Alpen, Tyrol, Austria). *Monograph Ser. Mineral Deposits*, 28, 95-104.
- ERGÜN, O.E., 1988, Şereflikoçkisar yöresi Tuz gölü güncel evaporitik çökellerinin evaporitik incelemesi: Ondokuz Mayıs Üniversitesi, Turkey, Samsun, 73 p.
- EVANS, A. M., 1993, *Ore geology and industrial minerals*; Third edition, Blachwell Sci. Publ., London, 389 s.

- FALLÍCK, A.,E., ILLÍCH, M., and RUSSEL, M.J., 1991, A stable isotopic study of the magnesite deposits associated with the Alpine-Type ultramafic rocks of Yugoslavia: *Economic Geology*, v. 86, p. 847-861.
- FERRIS, F.G., WIESE, R.G., AND FYFE, W.S., 1994, Precipitation of carbonate minerals by microorganisms: Implications for silicate weathering and global carbon dioxide budget. *Geomicrobiology Journal*, v. 12, p. 1-13.
- FONTESFONTES, J. CH. AND PERTHUISOT, J. P., 1971, Facies mineralogiques et isotopiques des carbonates de la sebkha el Melha (Zarzis, Tunisie): Les variations du niveau de la Méditerranée orientale depuis 40 000 ans. *Rev. Geol. Dynamique*, (2), 13, fasc. 4, 299-314.
- FOURNIER, R. O., 1985, Carbonate transport and deposition in the epithermal environment In: *Geology and Geochemistry of Epithermal systems* (Ed. By B.R. Berger and P. M. Bethke), p. 63-72. Society of economic geologist, El Paso, Texas.
- FRANZ, E.D., PONCE, J. AND WETZENSTEIN, W., 1979, Geochemie und petrographie der magnesitlagerstätten des Alto Chapare/Bolivien. *Radex-Rdsch.*, 1105-1119.
- FRIEDMAN, I. and O'NEIL, J.R.: 1977, Compilation of Stable isotope fractionation factors of geochemical interest: U.S. Geol. Survey., Prof. Pub., 440-KK p.
- GOUDGE, M.F., 1942, Sources of magnesia and magnesium in Canada: Canadian Institute of Mining and Metallurgy. *Transactions*. V. 45. p. 191-207.
- GÖTZINGER, M. AND PAPESCH, W., 1988, The carbon and oxygen isotopic composition of carbonates accompanying Pb-Zn-Cu-As- and F-mineralizations in Anisian carbonate rocks (Mid-Triassic), Nördliche Kalkalpen and Drauzug, Austria. *Mineral Deposita*, (in Press).
- GRIFFS, R., 1972, Genesis of a Magnesite deposit: Deloro Twp, Ontario: *Economic Geology*, v. 67, p. 63-71.
- GUILLOU, J.J., 1970, Les magnesites cambriennes de Pacios (Province de Lugo-Espagne). Leur Environnement paléogéographique. *Bull. BRGM 2ème Sér.*, IV, 3, p. 5-20.

- GUILLOU, J.J. AND LETOLLE, R., 1986, Origine mixte chimique des depots de magnesite anterieurs au Jurassique en milieu marin confine, marginal-littoral. C.R. Acad. Sc. Paris, 303, serie II, 207-212.
- HALAS, S., JEDRYSEK, M.O., BODUCH, M. AND LIS, J., 1988, Magnesites from serpentinites occuring arround Sowie Gneisis Block (SW of Poland). (in preperation).
- HALFON, J. AND MARCE, A., 1975, Compositions isotopique en carbone et en oxygene de la magnesite de Serre de Momtner et autre carbonates associes dans la serie de Canaveilles (Pyrenees-Orientales). Consequences genetiques. C.R. Acad. Sc. Paris, 280, serie D, 1521-1524.
- HENDERSON, W.G. AND FORTEY, N.J., 1982 Highland Border rock at Loch Lomond and Aberfoyle: Scottish Journal Geology, v. 18, p. 227-245.
- HUDSON, J. D., 1977, Stable isotopes and limestone lithification. J. Geol. Soc. London, 133, 637-660.
- JEFERSON, G. T. 2001, Climate driven depositional events in the Middle to Late Pleistocene Manix Formation, Central Mojave Desert, California. Cordilleran Section, 97th Annual Meeting, and Pacific Section, American Association of Petroleum Geologists, Session no: 40, Climate Tectonics, and Lakes of the Cenozoic Cordillera.
- ILLICH, M., 1968, Problems of genesis and genetic classification of magnesite deposits: Geologicky Zbornik-Geologica Carpathica XIX, Bratislava, v.1, p. 149-160.
- IRON, G., and MULLER, G., 1968, Huntite, dolomite, magnesite and polyhalite of Recent age from Tuz Gölü, Turkey: Nature. V. 220. p. 130-131.
- IRON, G., 1971, Mineralogisch-sedimentpetrographidche und geochemische Untersuchungen am Tuz Gölü (Salzsee) Türkei. Chem. Erde 29, p. 163-226.
- IRWIN, H., CURTIS, C. AND COLEMAN, M., 1977, Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates during burial of organic-rich sediments: Nature, v. 269, p. 209-213.

- KALKOWSKY, E., 1908, Oolith und stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. Z. Dtsch. Geol. Ges., 60. 68-125.
- KELLER, W.D. BALGARD, W.D., and REESMAN, A.L., 1963. Dissolved products of artificially pulverized silicate minerals and rocks: Part 1: Journal of Sedimentary Petrology, v. 33, p. 191-204.
- KEMPE, S., KAZMIERCZAK, J., LANDMANN, G., KONUK, T., REIMER, A., and LIPP, A., 1991: Largest known microbialites discovered in Lake Van, Turkey. Nature, 349-6310, 605-608.
- KOCH, K. AND VOGEL, J., 1980, Zu den Beziehungen von Tektonik, Sylvinitbildung und Basaltintrusion im Werra-Kaligebiet (DDR). Freiburger Forsch., C347, 104p.
- KOÇYİĞİT, A., 1983, Hoyran Gölü (Isparta Büklümü) dolayının Tektoniği, Türkiye Jeoloji kurumu Bülteni c. 26, 1-10, Şubat 1983.
- KOÇYİĞİT, A. and BEYHAN, A., 1998, A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey. Tectonophysics 284, 317-336.
- KOÇYİĞİT A. and ÖZAÇAR A. 2003. Extensional neotectonic regime through the NE edge of the outer Isparta Angle, SW Turkey: new field and seismic data. Turkish Journal of Earth Sciences, 12, 67-90.
- KOMUT, T., 1998, A review of the tectonics of the Aegean region Department of Geophysics Boğaziçi University Kandilli Observatory Earthquake Research Institute, MSc Thesis, 254 p.
- KNOLL, A., 1985, The distribution and evolution of microbial life in the Proterozoic era: annual Review of Microbiology, v. 39, p. 391-417.
- KRALIK, M., AHARON, P., 1989, Dolomitization of lenticular spar-magnesite: Petrographic and isotope-geochemical (C, O, Sr) evidence (Veitsch/Austria and Eugui/Spain). (in preparation)
- KRALIK, M., AHARON, P., SCHROLL, E. AND ZACHMANN, D., 1989, Carbon and oxygen Isotope systematics of magnesites: a review. Monograph Series on Mineral Deposits 28: 197-223; Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart.

- KRALIK, M. AND HOEFS, J., 1978, Die Isotopenzusammensetzung der Karbonate in der Magnesitlagerstätte Eugui Westpyrenäen. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 25, 185-193.
- KRAUSKOPF, K.B., 1979, *Introduction of geochemistry*: Mc-Crawhill, New York, 617 p.
- KRUMBEIN, W.E., and GIELE, C., 1979, Calcification in a coccoid cyanobacterium associated with the formation of desert stromatolites. *Sedimentology*, v. 26. p. 593-604.
- KUZVART, M., 1984, *Industrial minerals and rocks*; Elsevier, London, 445 s.
- LAMBERT, I. B., DONNELLY, T. H., ETMĪNAN, H. AND ROWLANDS, N. J., 1984 Genesis of Late Proterozoic copper mineralization, copper claim, South Australia. *Econ. Geol.*, 79, 461-475.
- LUGLI, S., RUIZ, J., T., GARUTĪ, G., AND OLMEDA, F., 2000, Petrography and Geochemistry of The Eugui magnesite deposit (Western Pyrenees, Spain): Evidence for the Development of a Peculiar Zebra Banding by Dolomite Replacement. *Economic Geology* Vol. 95, pp. 1775-1791.
- MACGREGOR, B. I., AND BLISS, N. W., 1969, The Barton Farm magnesite deposit, Gatooma, Rhodesia. *Bull. Geol. Soc. S. Africa*, 71, 159-174.
- MAKEEV, A.B., AND SUKHANOW, N.V., 1985 Isotopic composition of oxygen and carbon of carbonate from ultrabasic rocks of Rai-is Massif. *Tr. Akad. Nauk SSSR, Komi Fil, Inst. Geol.*, 50, 60-64.
- MAKSIMOVIC, Z., and DANGIC, A., 1974, The study of trace elements in magnesite deposits of different genetic types. In *Problems of Ore Deposition*, 4. th IAGOD Symp., Vol. II, p. 387-394.
- MARTĪNY, E., and ROJKOVĪC, I., 1977, Trace elements in magnesites of Slovakia (Central West Carpathians): *Geol: Zbor. Geol Carpath.*, 28, p. 311-322.
- MĪLLER, A.G., and COLLMAN, B., 1980, Evidence for HCO₃⁻ transport by the blue-green alga (cyanobacterium) *Coccochloris peniocystris*. *Physiology*, v.65, p. 397-402.

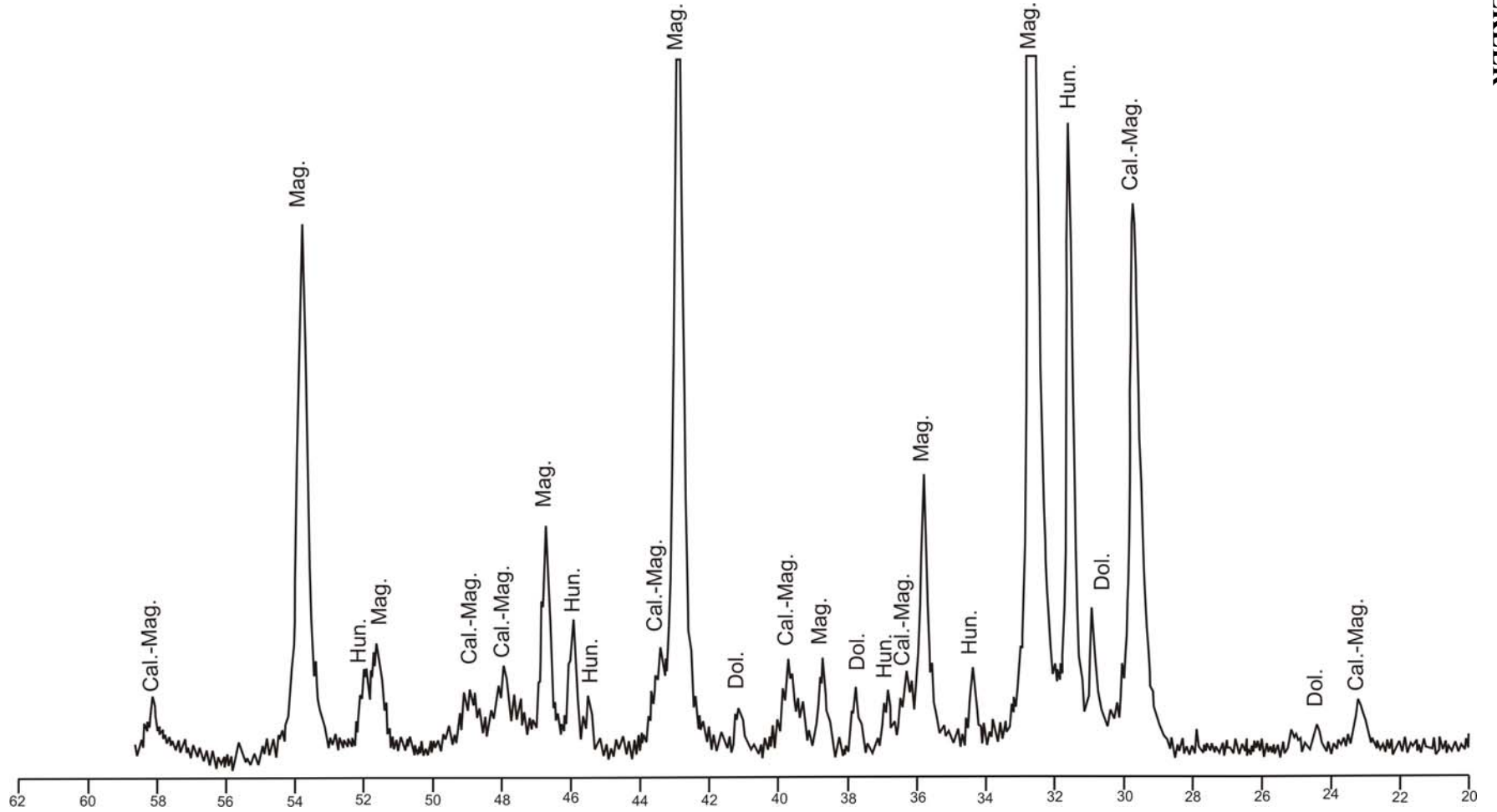
- MONTY, C.L.V., 1977, Evolving concepts on the nature and ecological significance of stratomatolites. In fossil Algae (Flügel, E., ediyor), 15-35. Springer, Berlin.
- MÖLLER, P., 1989, Minör and trace elements in magnesite. Monograph Series on Mineral Deposits, 28 p. 173-195.
- MÖLLER, P., 1989, Nucleation processes of magnesite In: Magnesite. Geology, Mineralogy, Geochemistry and Formation of Mg-Carbonates (Monography series on mineral deposits, 28) (Ed. By P. Moller), p. 287-292. Gebruder Borntraeger, Berlin.
- MORTEANI, G., MÖLLER, P., and SCHLEY, F., 1982, The Rare Earth Element contents and the origin of the sparry magnesite mineralizations of Tux-Lanersbach, Entachen Alm. Spiessnagel, and Hochfilzen, Austria, and the Lacustrine Magnesite Deposits, Diani-Kozani, Greece and Bela Stena, Yugoslavia. *Econ. Geol.* 77, p. 617-631.
- MTA, 1981, Türkiye manyezit envanteri, MTA, Yayl., No:186,258 s.
- NIEDERMAYR, G., BERAN, A. AND SSCHERIAU-NIEDERMAYR, E., 1983, Magnesite in Permian and Scythian Series of Eastern Alps, Austria, and its petrographic signifiance. In Schneider, J.J. (ed) *Mineral Deposits of the Alps and of the alpine Epoch in Europe*. Springer, 105-116.
- O'NEIL, J.R. and BARNES, I., 1971, C¹³ and O¹⁸ compositions in some fresh-water carbonates associated with ultramafic rocks and serpentinites: western United States: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 35, p. 687-697.
- ÖNALAN, M., 1997, *Sedimentology; Physical Principles of the Deposition, Facies Analysis and Continental Depositional Environment*, Vol. I, İstanbul University Publication No: 3825, İstanbul, pp. 275-322 (in Turkish).
- ORAL, M. B., REİLİNGER, R.E., TOKSÖZ, M. N., KİNG, R.W., BARKA, A.A., et. al., 1995. Global Positioning System offers evidence of plate motions in the eastern Mediterranean. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 76, 2, 9–11.
- PÉREZ, A., LUZÓN, A., ROC, A.C., SORIA, A. R., MAYAYO, M. J., AND SÁNCHEZ, J. A., (2002), Sedimentary facies distribution and genesis

- of a recent carbonate-rich saline lake: Gallocanta Lake, Iberian Chain NE Spain, in *Sedimentary Geology*, Vol.148, p185-202.
- PERRY, E. C., AND TAN, F. C., 1972, Significance of oxygen and carbon isotope determinations in early Precambrian cherts and carbonate rocks in southern Africa. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 83, 647-664.
- PERTHUISOT, J.P., 1980, Sebkh el Melah near Zarzis, a recent paralic salt basin (Tunisia). *Evaporite Deposits*, Editions Technip, p.11-17.
- PETRASCHECK, W.E., Beziehungen zwischen kryptokristallinem und spatigem Magnesit. *Radex Rdsch.* 5, p. 339-350.
- POHL, W., 1989, Comparative Geology of magnesite deposits and occurrences In: *Magnesite. Geology, Mineralogy, Geochemistry and Formation of Mg-Carbonates* (Monography series on mineral deposits, 28) (Ed. By P. Moller), p. 1-13. Gebruder Borntraeger, Berlin.
- POHL, W. and SIEGL, W., 1986, Sediment-hosted magnesite deposits. In: Wolf, K.H. (ed.) : *Handbook of tectonically bound and stratiform deposits* Vol. 14, 223-310.
- REDLICH, K.A., 1909, Die Typen der Magnesitlagerstätten. *Z. Prakt. Geol.* 17, p. 300-310.
- REDLICH, K.A., 1913, Der Carbonzug der Veitsch und seine Magnesite. *Z. Prakt. Geol.* 21, p. 406-419.
- REILINGER, R. E., MCCLUSKY, S. C., ORAL, M. B., KING, R. W., TOKSÖZ, M. N., BARKA, A., KINIK, I., LENK, O. and SANLI, I. 1997, Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research*, 102, 9983-9999.
- RENAULT, R.W. and STEAD, D., 1991, Recent Magnesite-Hydromagnesite Sedimentation In Playa Basins of the Cariboo Plateau, BC. In "British Columbia Geological Survey Fieldwork", Paper 1991-1, p279-288.
- RENAULT, R.W., 1993, Morphology distribution and preservation potential of microbial mats in the hydromagnesite playas of the Cariboo Plateau. British Columbia. Canada: *Hydrobiologia*, v. 267, p. 75-98.

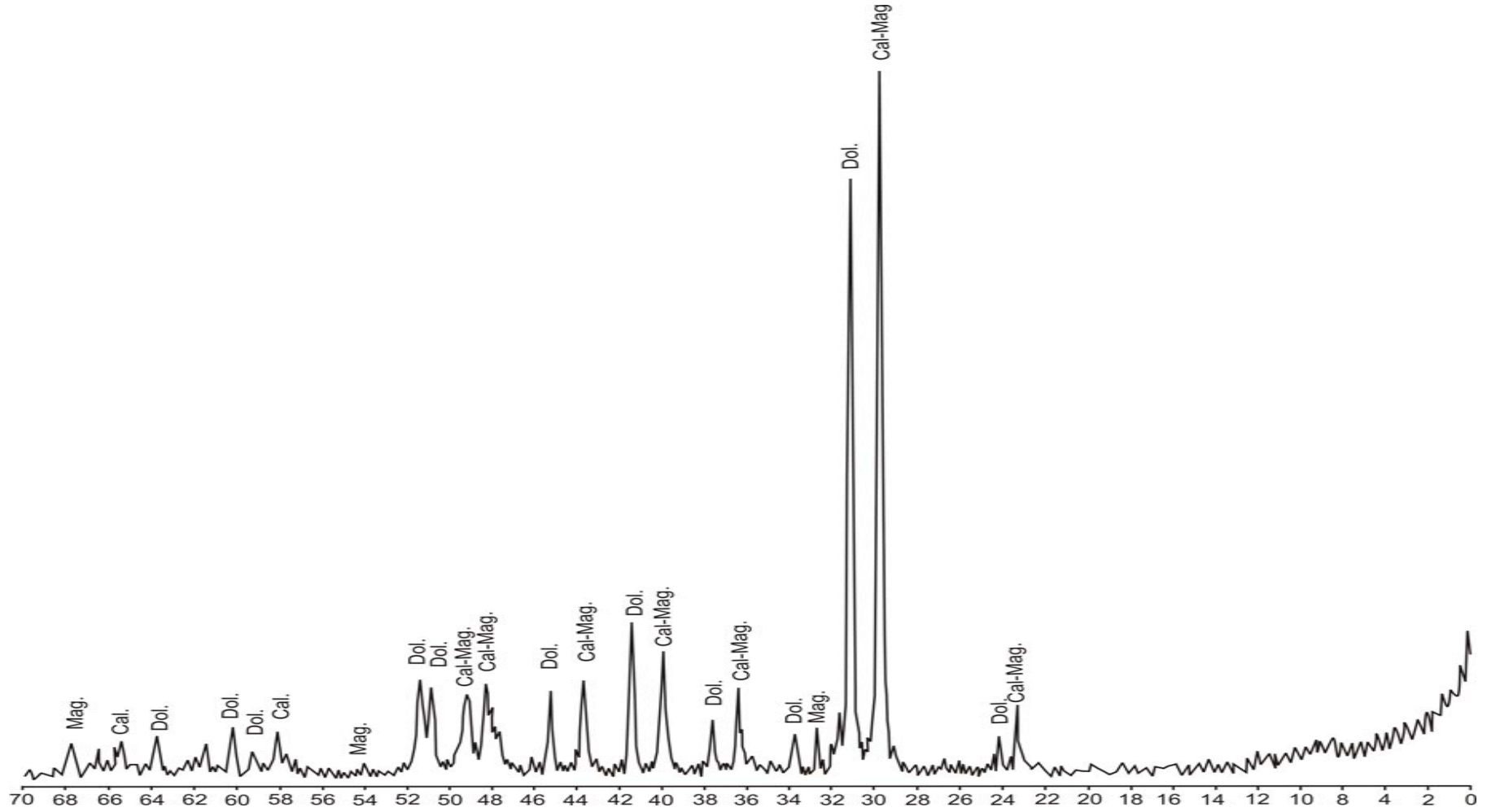
- RENAULT, R.W., and LONG, P.R., 1989, Sedimentology of the salines lake of the Cariboo Pleatu, Interior British Columbia, Canada: *Sedimentary Geology*. V. 64. p. 239-264.
- ROSEN, M.R., MISER, D.E., and WARREN, J.K., 1988, Sedimentology, minerology and isotopic analysis of Pellet Lake. Coorong Region, South Australia: *Sedimentology*. V. 35. p. 105-122.
- SACHAFFER, A., and SATPF, K.R.G., 1978, Permian Saar-NaheBasin and Recent Lake Constance (Germany): two environments of lacustrine algal carbonates. In Matter. A., and Tucker. M.E., ads., *Modern and Ancient Lake sediments: International Association of Sedimentologists Special Publication 2*, p. 83-107.
- SARIİZ, K., 1990, Türkmentokat-Karatepe (Eskişehir) manyezit yataklarının oluşumu: *MTA Dergisi*, v. 110, p. 77-96.
- SAVAŞÇIN, M.Y. and OYMAN, T. 1998, Tectono-magmatic evolution of alkaline volcanics at the Kırka-Afyon-Isparta structural trend, SW Turkey. *Tr. J. of Earth Sciences*, 7, 201-214.
- SAYLES, W., and FYFEE, W.S., 1973, The crystalization of of magnesite aqueous solutions: *Geochimica et Cosmohimica Acta*. V. 37. 87-99.
- SCHİDLOWSKİ, M, M., EİCHMANN, R. AND JUNGE, C. E., 1975, Precambriyen sedimentary carbonates: Carbon and Oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen-budget. *Precambriyen Res.*, 2, 1-69.
- SCHLISCHE, R. W., 1991, Half-graben basin filling models: new constraints on continental extensional basin development. *Basin Research*, 3, 123-141.
- SCHMİD, I.H., 1987, Turkey's Salda Lake, a genetic model for Australia's newly discovered magnesite deposits: *Industrial minerals*, v. P. 19-31.
- SCHOELL, M., MORTEANI, G. AND HÖRMANN, P. K., 1975, 18O/16O and 13C/12C ratios of carbonates from gneisses, serpentinites and marbles of the Zillertaler Alpen, Western Tauern area /;(austria). *N. Jb. Miner. Mh.*, 444-459.

- SCHROLL, E., PAPESCH, W. AND DOLEZEL, P., 1986a, Beitrag der C- und O-Isotopenanalyse zur Genese ostalpiner Sideritvorkommen. Mitt Osterr. Geol. Ges., 78, 181-191.
- SCHROLL, E., SIEGL, W. AND PAPESCH, W. 1986b, Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopenverteilung in einigen Magnesiten. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math. Naturw. Kl., 1-4.
- SCHROLL, E., 2002, Genesis of Magnesite Deposits in the view of isotope geochemistry. Boletim Paranense de Geociencias, n. 50, p. 59-68.
- SEKİZİNCİ BEŞ YILLIK KALKINMA PLANI, 2001, Madencilik ve Özel İhtisas Komisyonu Raporu Endüstriyel Hammaddeler Alt Komisyonu Toprak Sanayii Hammaddeler II (Refrakter Killer ve Şiferton-Manyezit-Dolomit-Olivin-Zirkon-Disten-Sillimanit-Andaluzit) Çalışma Grubu Raporu Ankara 2001.
- SHMEJKAL, V., 1985, cited in: ILAVSKY, J., TURAN, J. And VANCOVA, L., Stratiform magnesite deposits and occurrences in the Western Carpathians (Czechoslovakia). Elsevier, (In press).
- SIEGL, W., 1969, Entwurf zu einer salinar-sedimentaren Antstehung der magnesite vom Typ Entachen (Salzburg). Mineral Deposita 4, p. 225-233.
- SPÖTL, C. and BURNS, S., 1994, Magnesite diagenesis in redbeds: case study from the Permian of the Northern Calcareous Alps (Tyrol, Austria), Sedimentology (1994) 41, 543-565.
- TAYMAZ, T., JACKSON, J. A. and MCKENZIE, D. P. 1991, Active tectonics of the north and central Aegean Sea. Geophys. J. Int., 106, 433-490.
- TAYMAZ, T., WESTAWAY, R. and REILINGER R. 2004, Active faulting and crustal deformation in the Eastern Mediterranean region. Tectonophysics, 391, 1 – 9.
- THOMPSON, J.,B. and FERRIS, F.,G., 1990, Cyanobacterial precipitation of gypsum, calcite and magnesite from natural alkaline lake water. Geology, v. 18, p. 995-998.

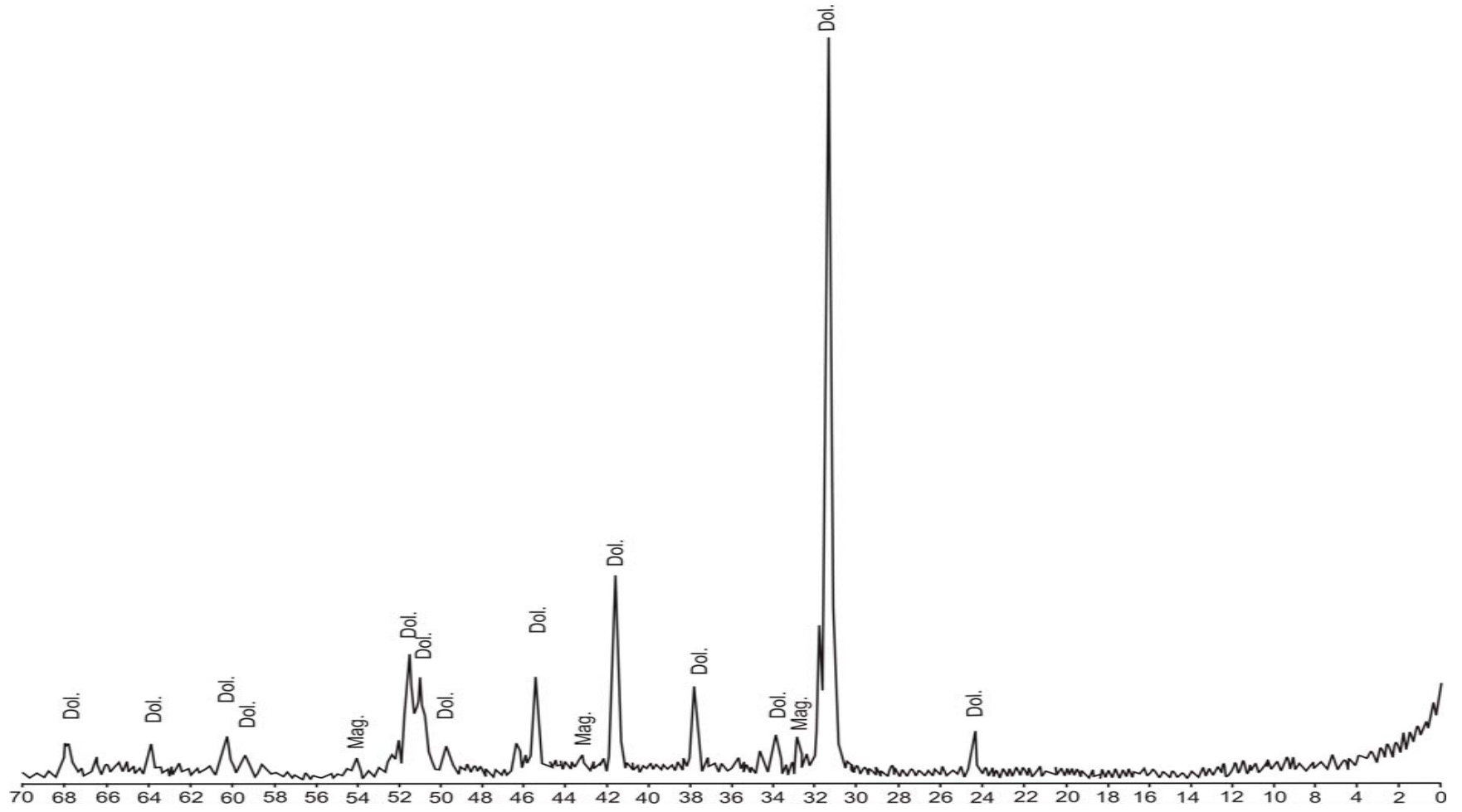
- TURİ, B., 1986, Stable isotope geochemistry of travertines In: Handbook of environmental isotope chemistry (Ed. By P. Fritz and J.C. Fontes), p. 207-238. Elsevier Amsterdam.
- USBM, 1985, Mineral Facts and Problems,
- VACANJAC, B., PETROVIĆ, B., TOMANEC, R. AND STAROSTIN, V.I., 1984, The hydrothermal-metamorphic formation of vein magnesite deposits associated with ultramafic complexes. Proc. Quadrenn. IAGOD Symp., 6th, Schweizerbart.
- YAĞMURLU, F., 1991, Yalvaç-Yarıkkaya Neojen Havzasının Stratigrafisi ve Depolanma Ortamları, Türkiye Jeoloji Bülteni C. 34, 9-19.
- YILDIZ, R., ve ERDOĞAN, N., 1995, Manyezit ve Bazik Refrakter Malzeme Teknolojisi, Kütahya.
- ZACHMANN, D.W., 1977, Untersuchung von magnesit, hydromagnesit und Huntitvor kommen in Nordgriechenland. PhD Thesis Univ. Stuttgart. P. 262.
- ZACHMANN, D.W. and JOHANNES, W., 1989, Cryptocrystalline magnesite in: Magnesite. Geology Mineralogy, Geochemistry and Formation of Mg-Carbonates (Monography series on mineral deposits, 28) (Ed. By P. Moller), p. 15-28. Gebruder Borntraeger, Berlin.
- ZACHMANN, D.W., 1989, Mg-carbonate deposits in freshwater environment. Monograph Series on Mineral Deposits 28, p. 61,94.



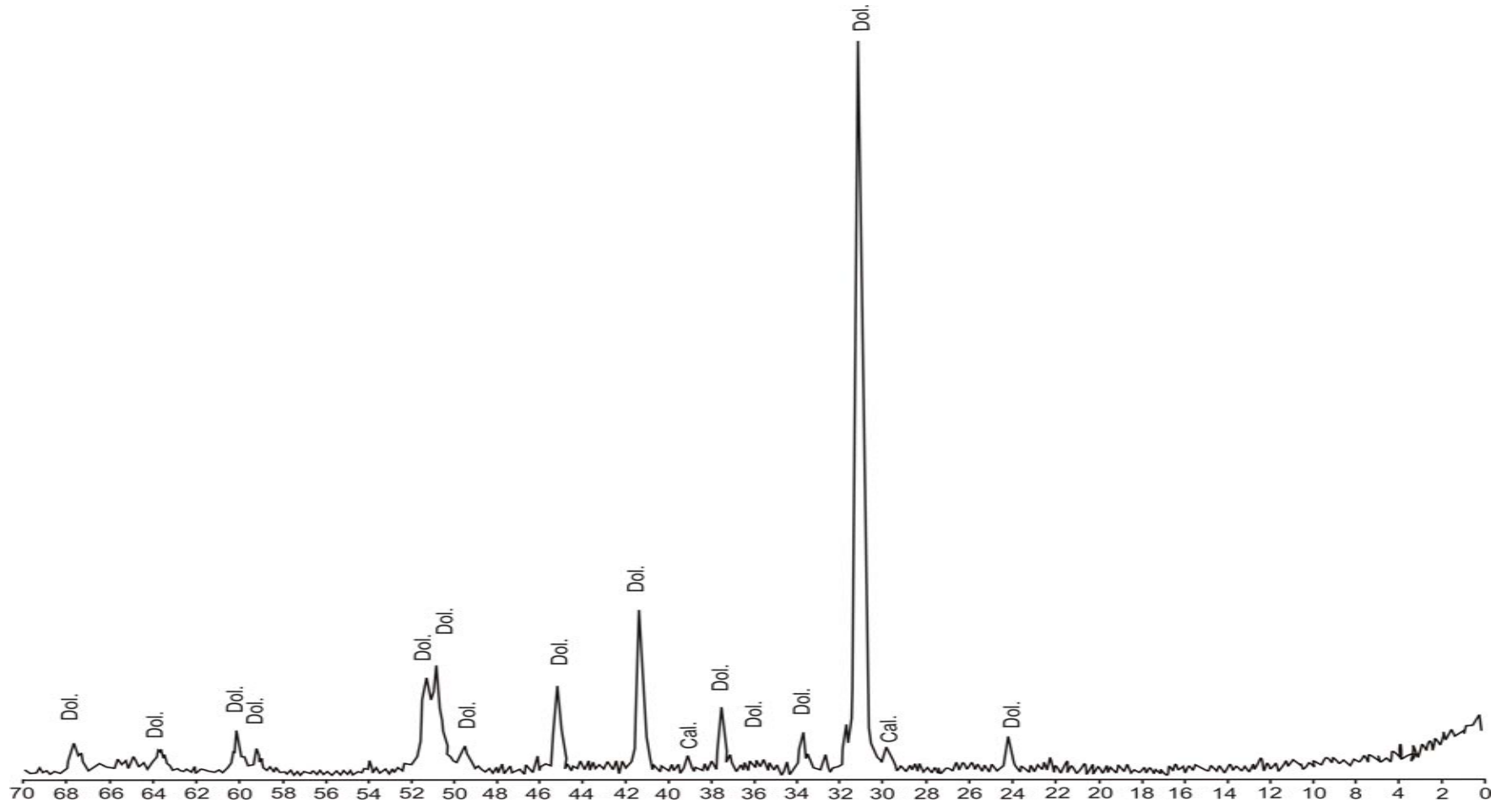
Ek 1. S 1 örneğinin XRD grafiği (Mag.:Manyezit, Hun.:Huntit, Cal-Mag.: Kalsite-Magnezyan, Dol.: Dolomit).



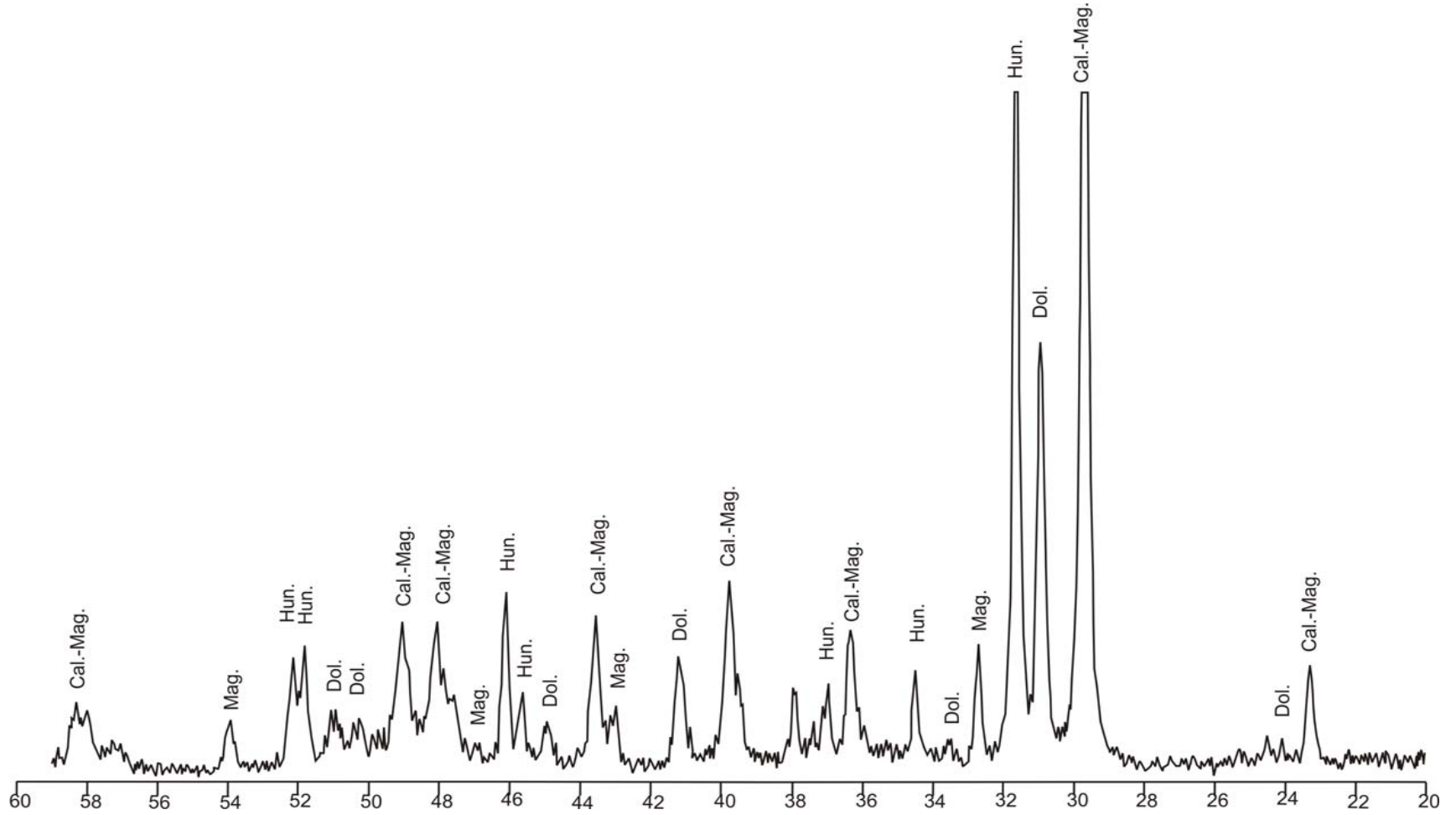
Ek 2. S3 örneğinin XRD grafiği (Mag.:Manyezit, Dol.: Dolomit, Cal-Mag.: Kalsite-Magnezyan).



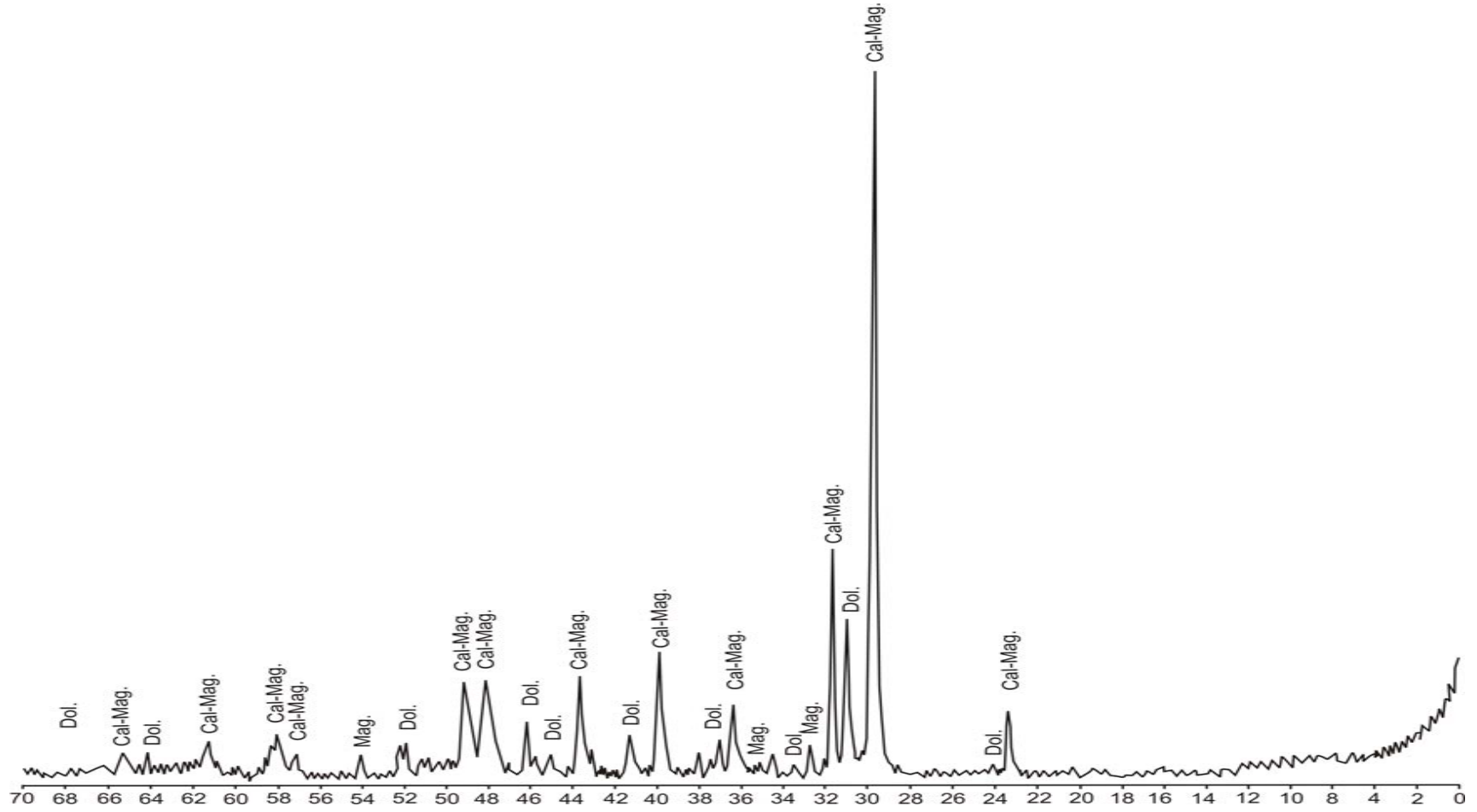
Ek 3. S4 örneğinin XRD grafiği (Mag.:Manyezit, Dol.: Dolomit).



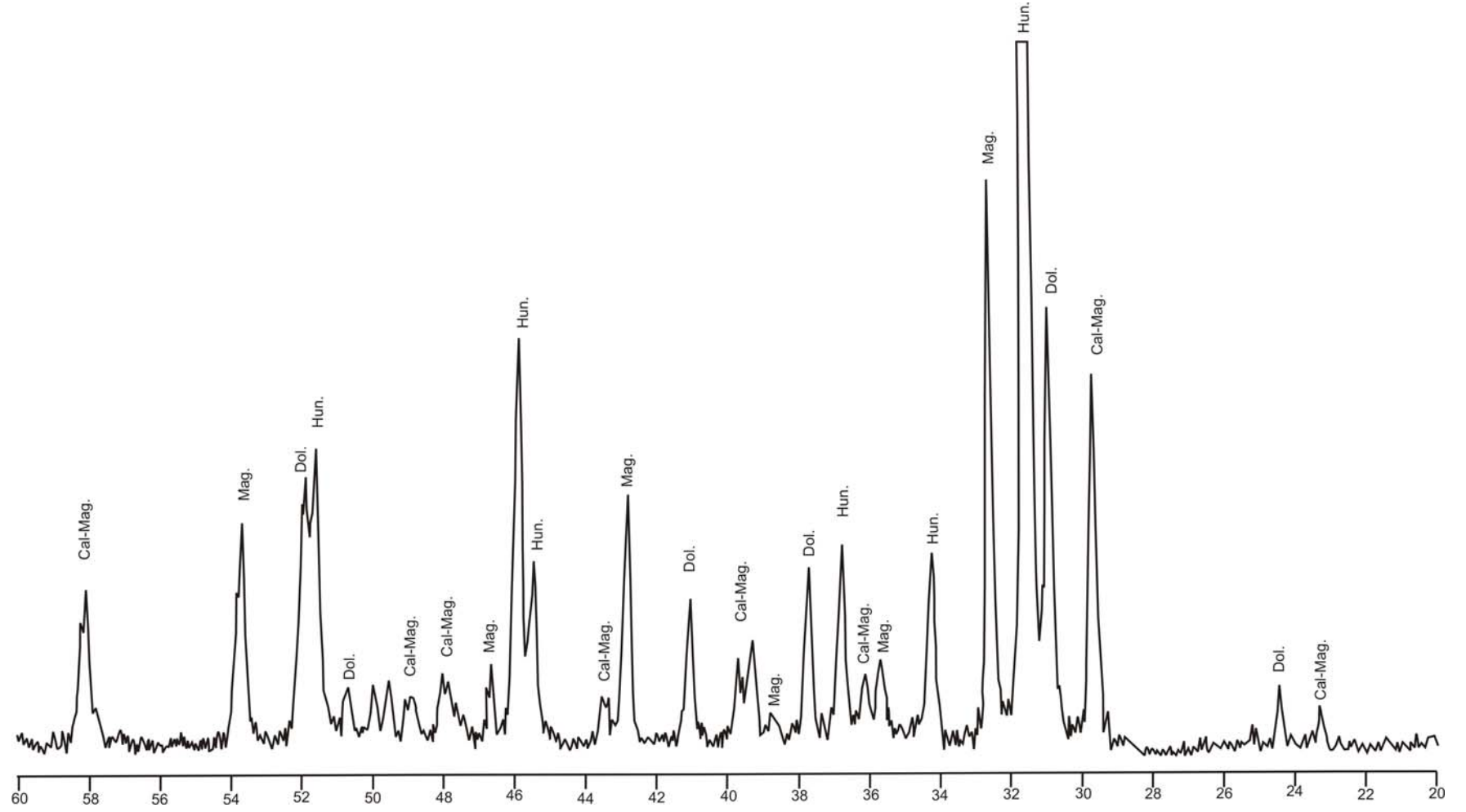
Ek 4. S 5 örneğinin XRD grafiği (Dol.: Dolomit, Cal.: Kalsit).



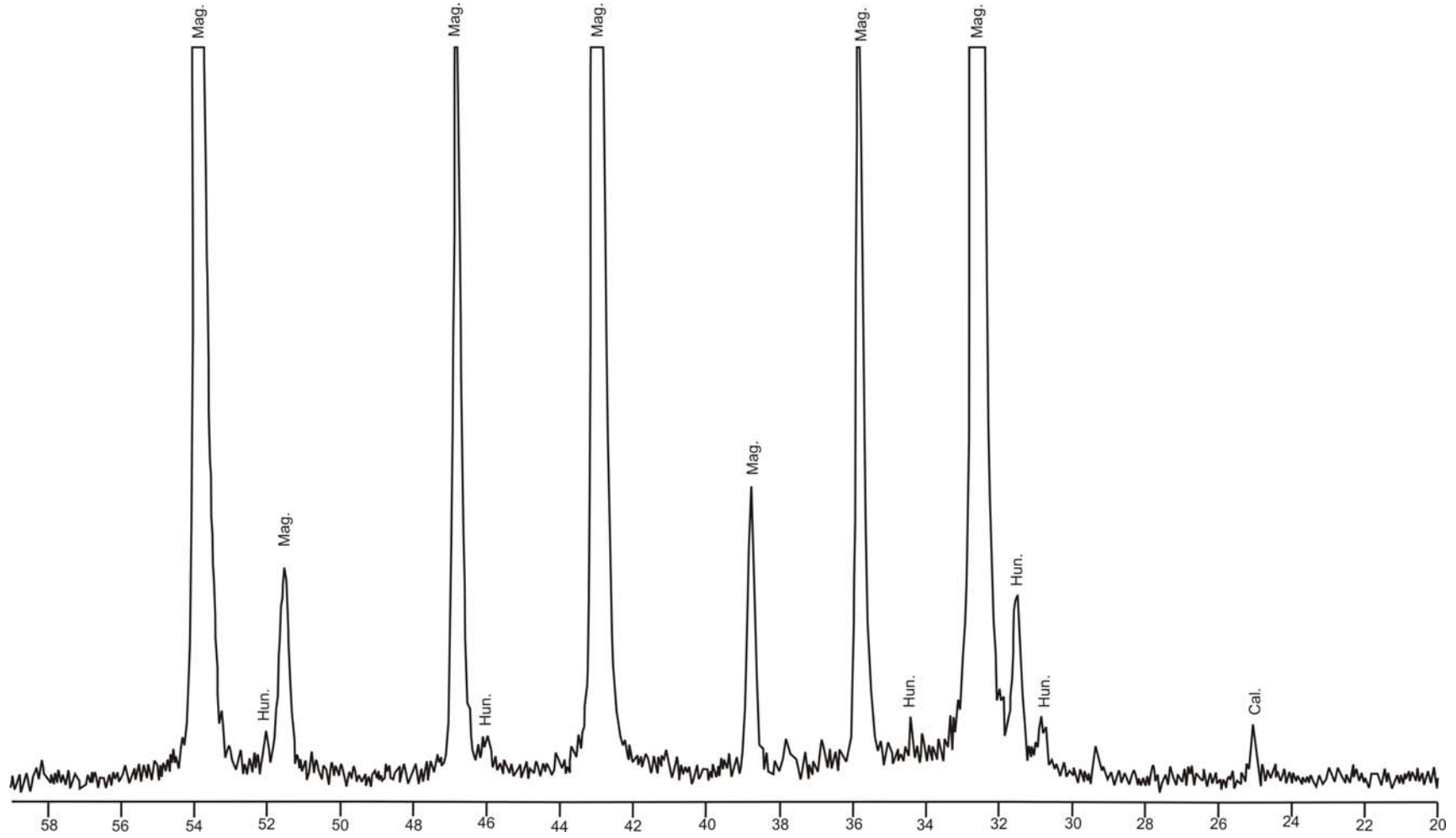
Ek 5. S 6 örneğinin XRD grafiği (Mag.:Manyezit, Hun.:Huntit, Cal-Mag.: Kalsite-Magnezyan, Dol.: Dolomit).



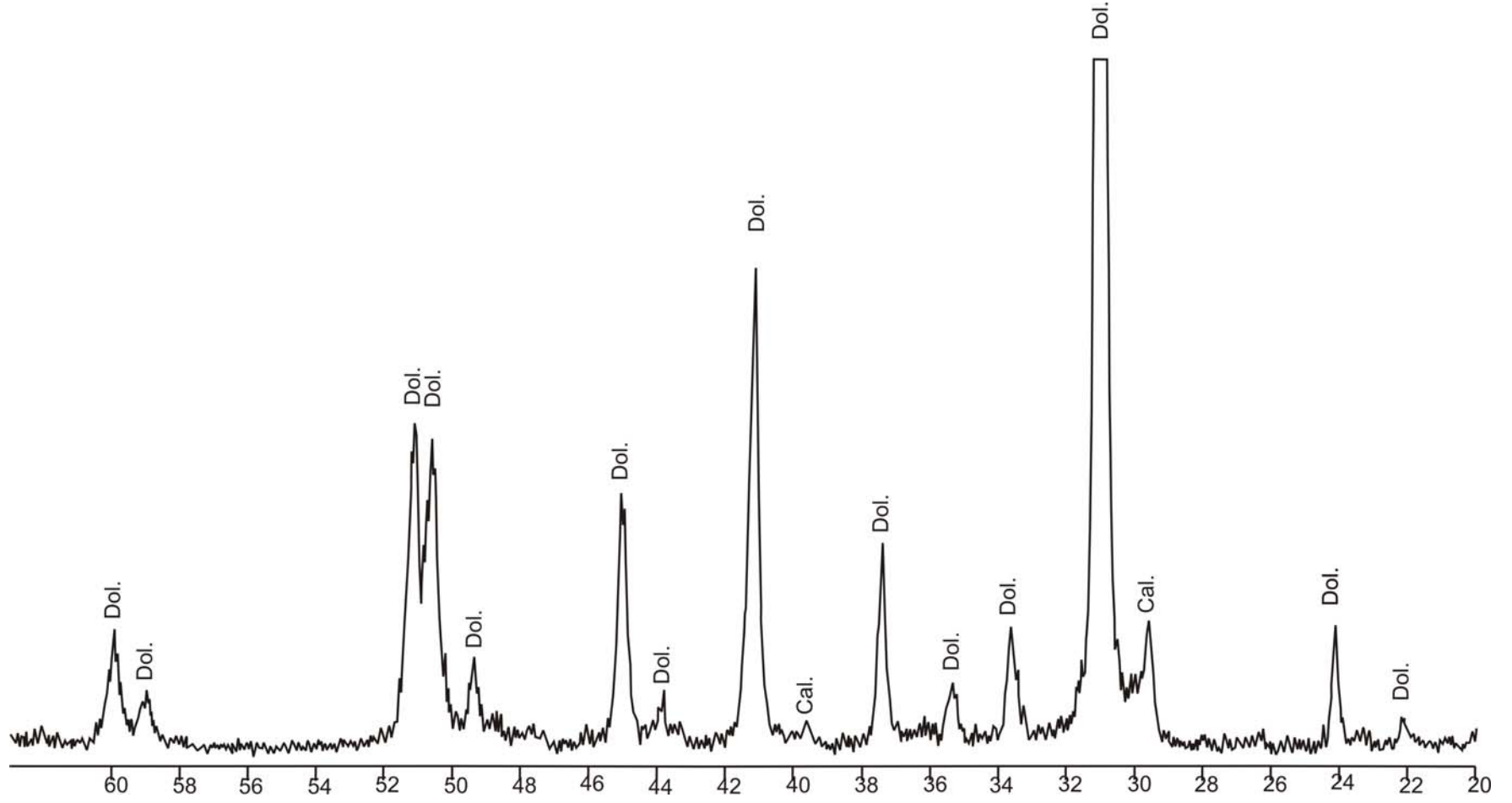
Ek 6. S 7 örneğinin XRD grafiği (Mag.:Manyezit, Dol.: Dolomit, Cal-Mag.: Kalsite-Mağnezyan).



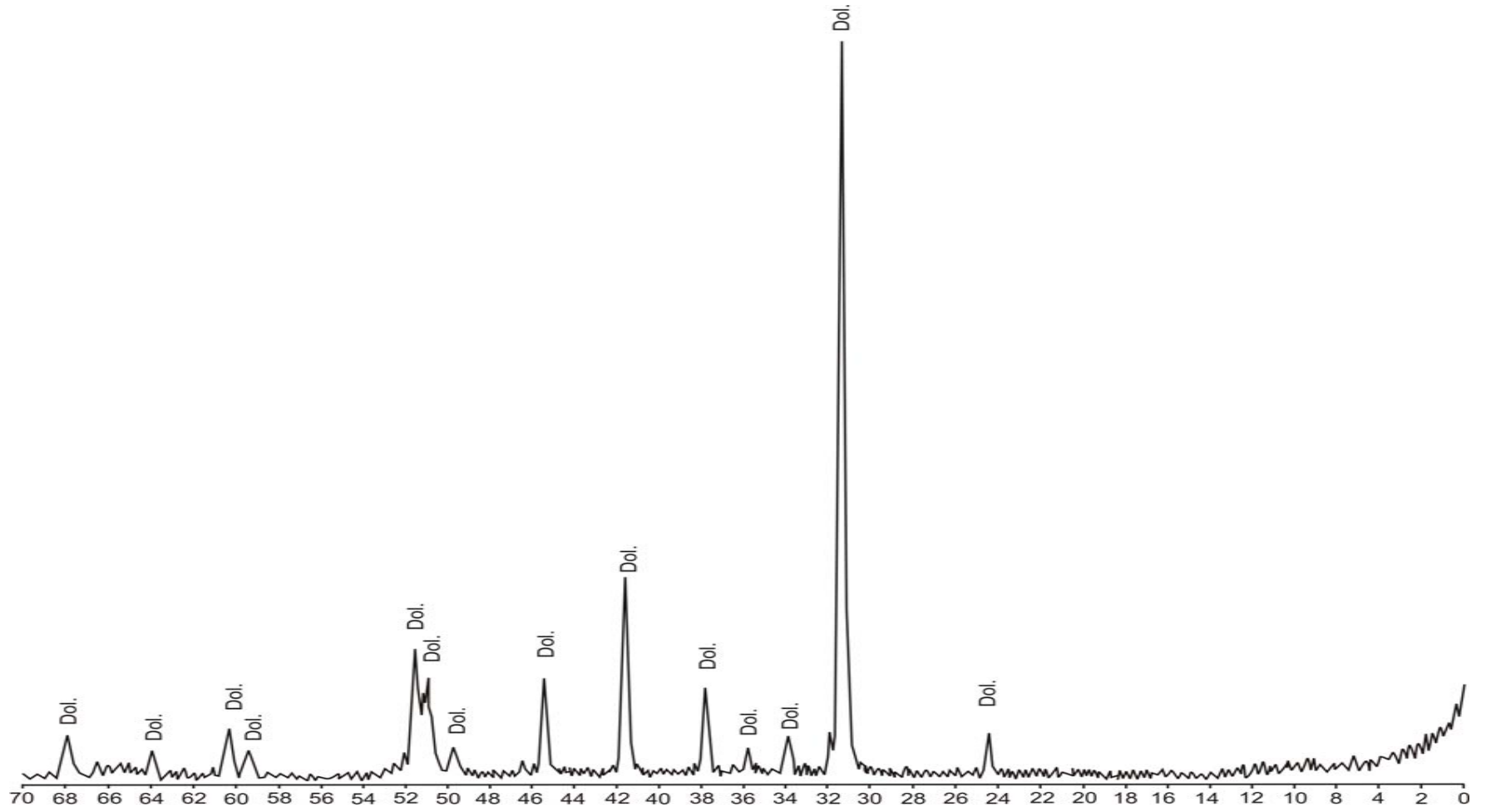
Ek 7. S 8 örneğinin XRD grafiği (Mag.:Manyezit, Hun.:Huntit, Cal-Mag.: Kalsite-Magnezyan, Dol.: Dolomit).



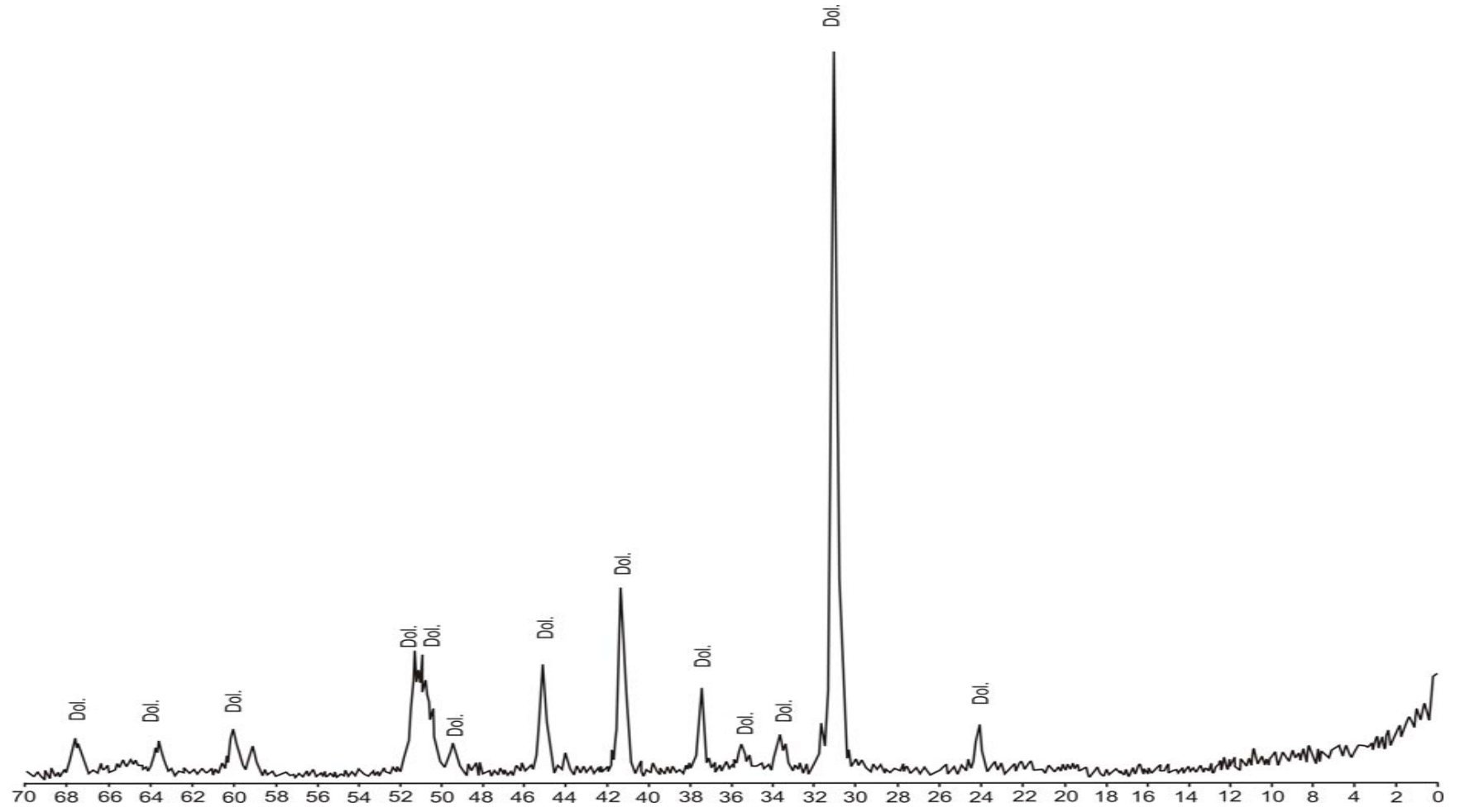
Ek 8. S10 örneğinin XRD grafiği (Mag.:Manyezit, Hun.:Huntit).



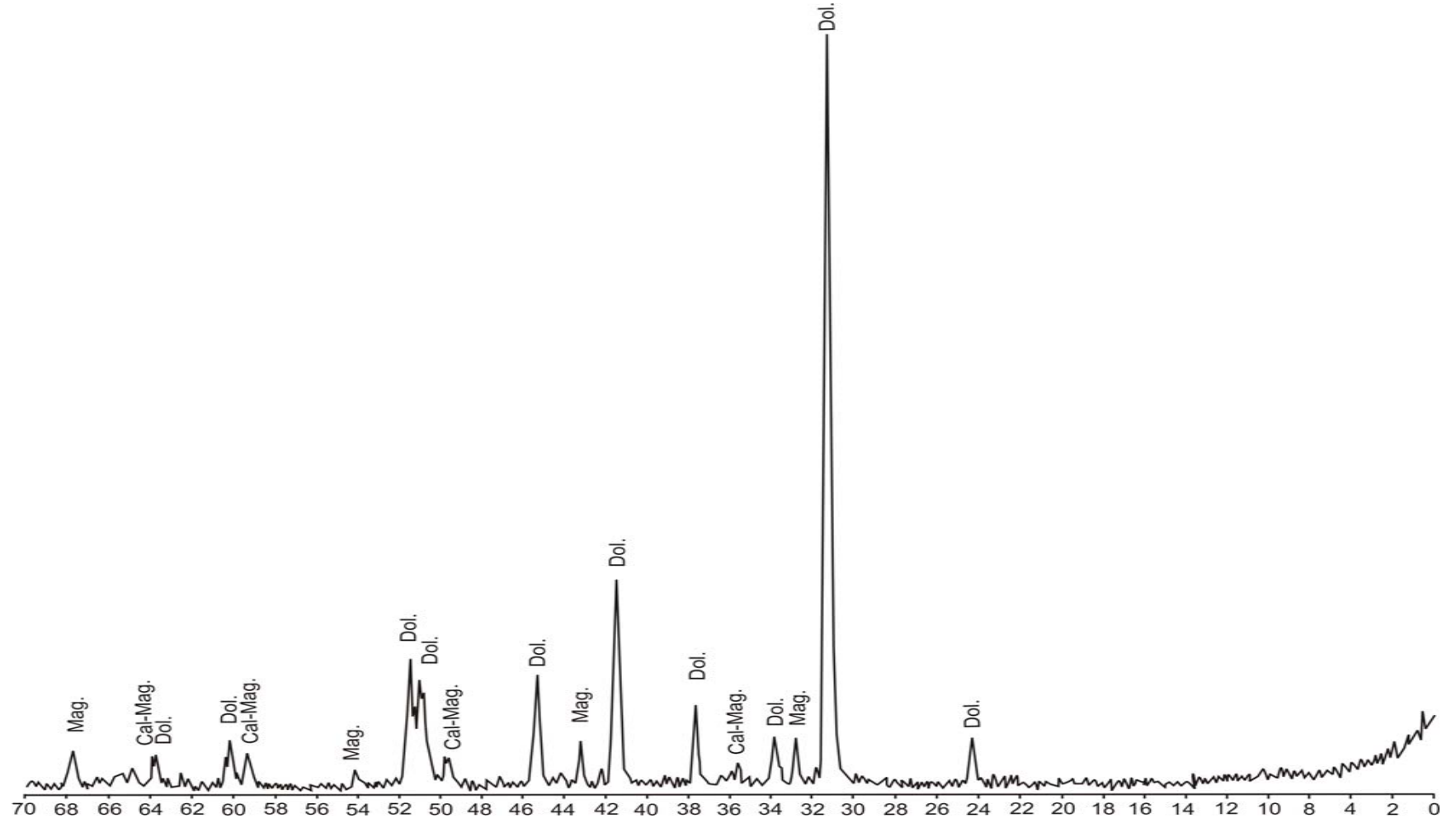
Ek 9. S 11 örneğinin XRD grafiği (Dol.: Dolomit, Cal.: Kalsit).



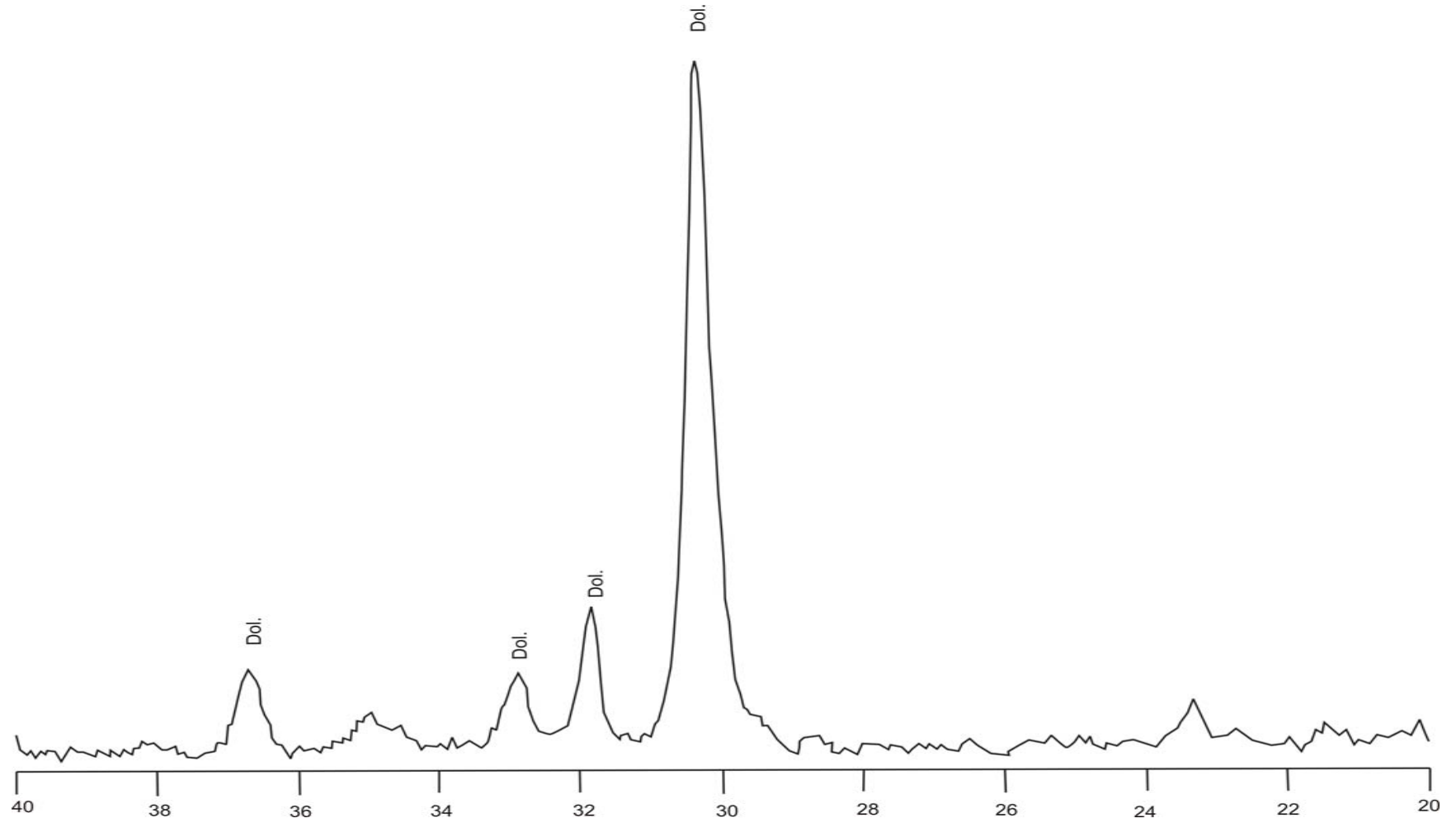
Ek 10. K3-2 örneğinin XRD grafiği (Dol.: Dolomit).



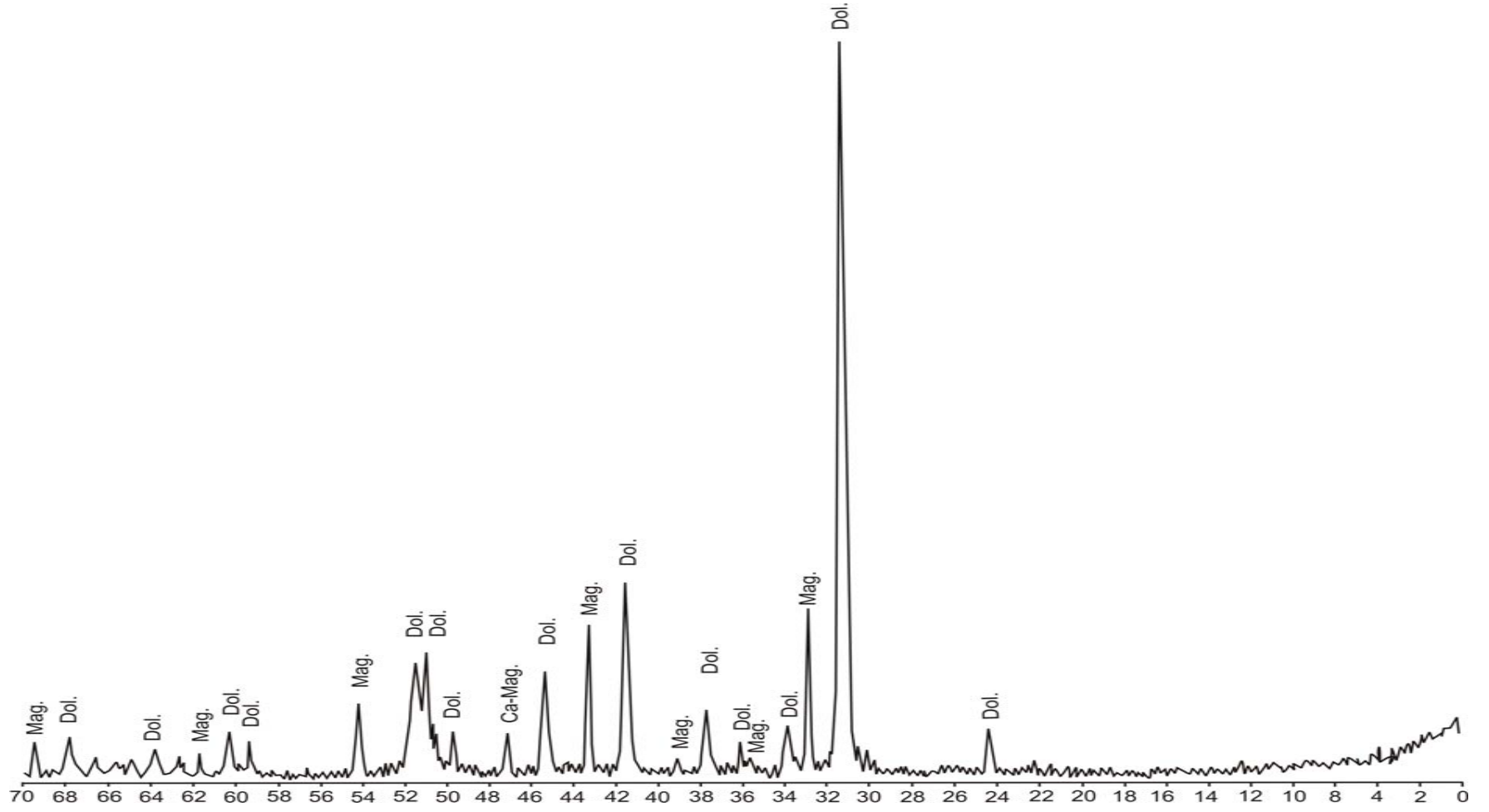
Ek 11. K3-3 örneğinin XRD grafiği (Dol.: Dolomit).



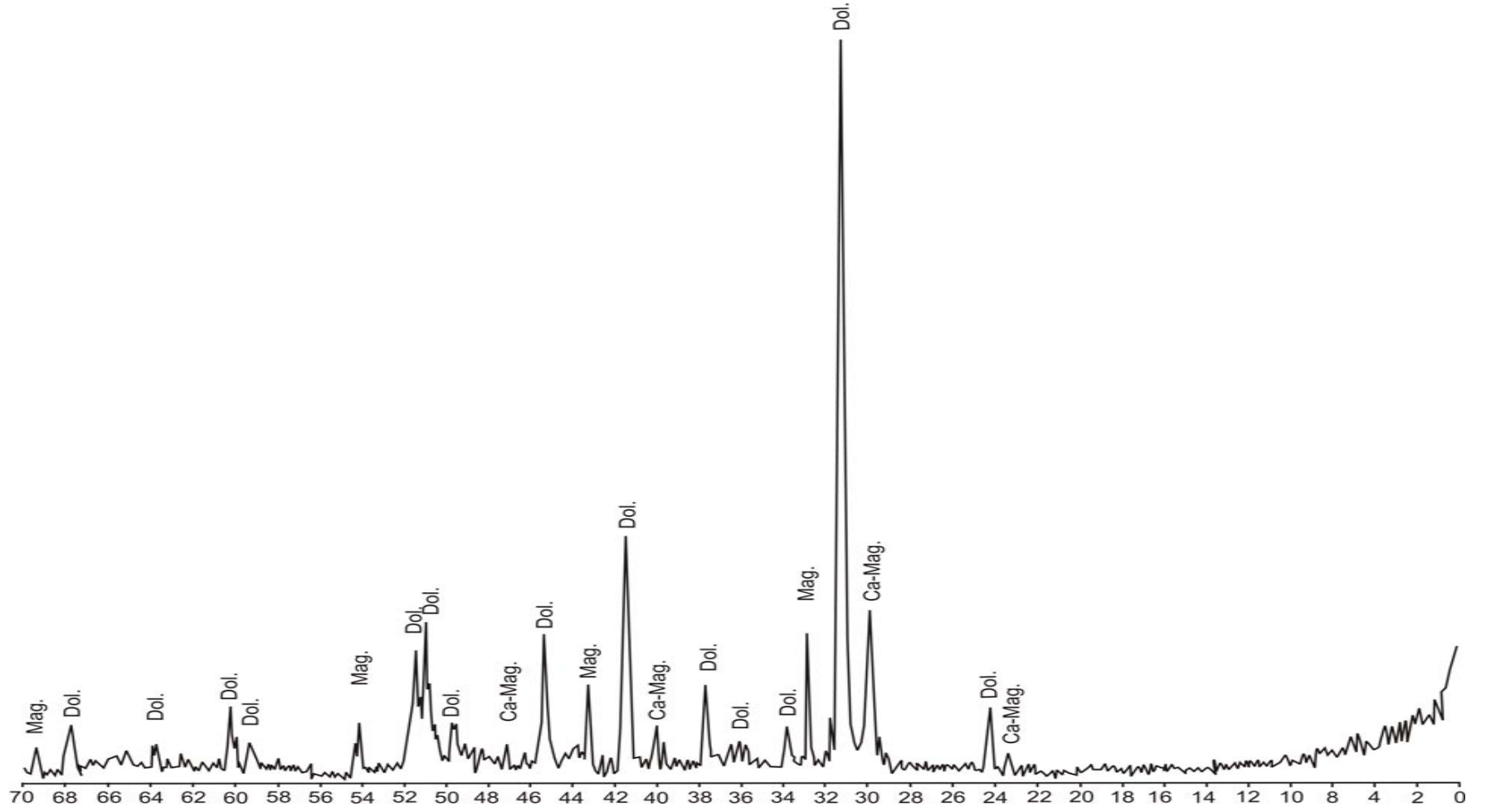
Ek 12. K3-4 örneğinin XRD grafiği (Mag.:Manyezit, Cal-Mag, Dol.: Dolomit).



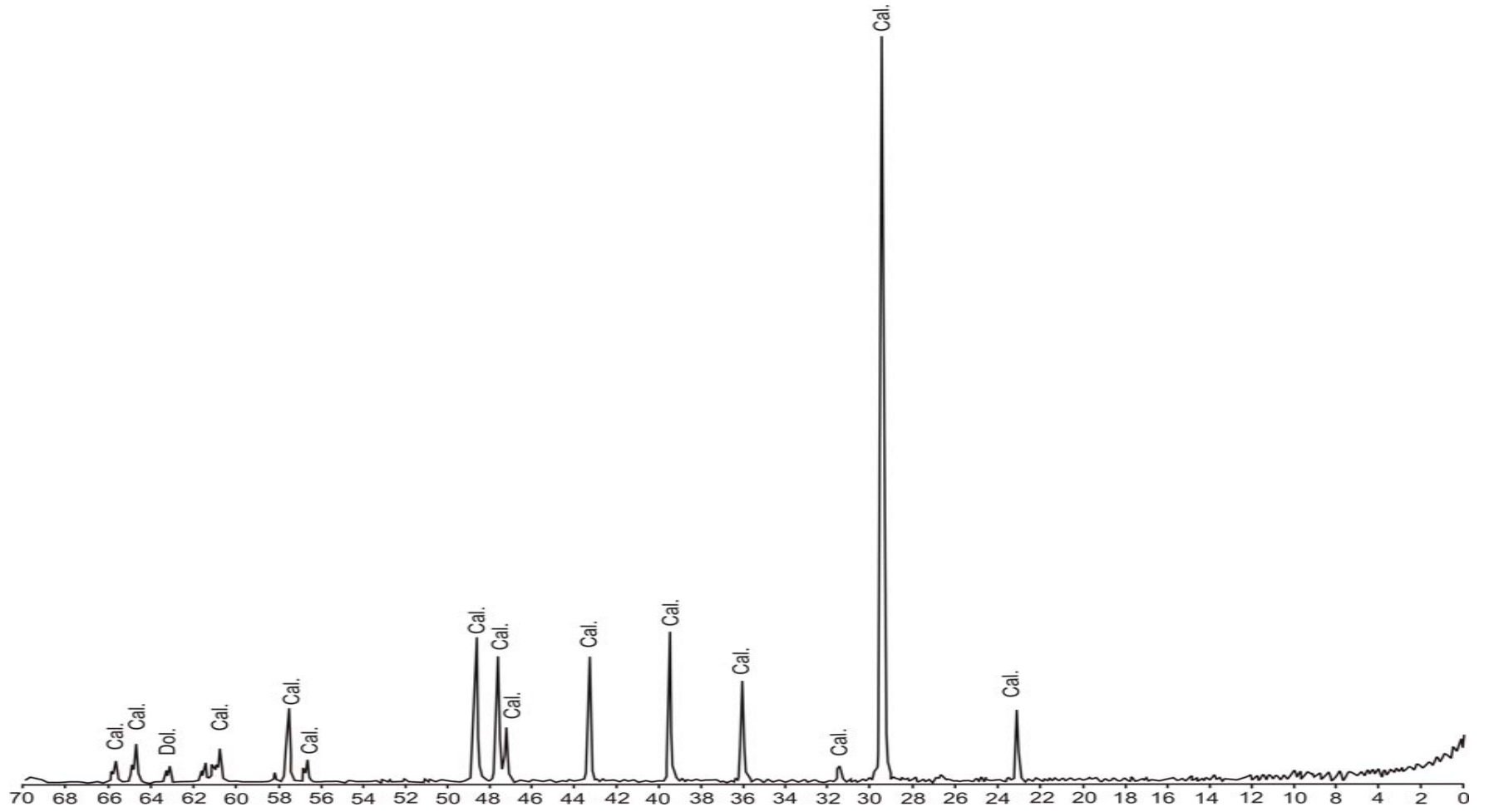
Ek 13. K3-6 örneğinin XRD grafiği (Dol: Dolomit).



Ek 14. K3-8 örneğinin XRD grafiği (Mag.:Manyezit, Dol.: Dolomit).



Ek 15. K3-9 örneğinin XRD grafiği (Mag.:Manyezit, Cal-Mag.: Kalsite-Mağnezyan, Dol.: Dolomit).



Ek 16. K4-9 örneğinin XRD grafiği (Cal.: Kalsit).

Ek 17. Hoyran ofiyolitik melanjına ait örneklerin ICP-MS analiz sonuçları.

Örnek No	40	49	51
SiO ₂ (%)	32,52	59,18	40,21
Al ₂ O ₃ (%)	0,44	13,29	0,63
Fe ₂ O ₃ (%)	7,05	9,29	8,85
MgO (%)	29,56	3,24	36,73
CaO (%)	9,59	6,78	0,66
Na ₂ O (%)	< .01	3,41	0,06
K ₂ O (%)	< .02	0,16	< .02
TiO ₂ (%)	< .01	1,54	< .01
P ₂ O ₅ (%)	0,01	0,13	< .01
MnO (%)	0,09	0,18	0,12
Cr ₂ O ₃ (%)	0,336	0,002	0,393
Ba (mg/L)	18	35	< 5
Ni (mg/L)	1997	27	2305
Sc (mg/L)	8	30	10
LOI (%)	20	2,6	11,9
TOT/C(%)	2,31	0,22	0,14
TOT/S(%)	0,01	0,1	0,01
SUM (%)	99,86	99,82	99,86
Mo (mg/L)	0,2	2,6	0,3
Cu (mg/L)	4,6	42,8	9,7
Pb (mg/L)	0,1	0,7	< .1
Zn (mg/L)	29	82	26
Ni (mg/L)	2138,1	14,6	2516,7
As (mg/L)	< .5	< .5	< .5
Cd (mg/L)	< .1	0,1	< .1
Sb (mg/L)	< .1	< .1	< .1
Bi (mg/L)	< .1	< .1	< .1
Ag (mg/L)	< .1	< .1	< .1
Au (ppb)	< .5	1,6	0,6
Hg (mg/L)	0,01	0,01	< .01
Tl (mg/L)	< .1	< .1	< .1
Se (mg/L)	< .5	< .5	< .5
Be (mg/L)	5	5	< 1
Co (mg/L)	97,4	33,9	124,4
Cs (mg/L)	< .1	< .1	< .1
Ga(mg/L)	1,1	19	1
Hf (mg/L)	< .5	2,6	< .5
Nb (mg/L)	< .5	1,5	< .5
Rb (mg/L)	< .5	1,7	< .5
Sn (mg/L)	< 1	1	1
Sr (mg/L)	88,7	127,9	1,9
Ta (mg/L)	< .1	< .1	< .1

EK 17'in devamı

Örnek No	40	49	51
Th (mg/L)	< .1	0,2	< .1
U (mg/L)	0,2	0,2	< .1
V (mg/L)	35	386	45
W (mg/L)	0,3	0,6	0,2
Zr (mg/L)	< .5	80,6	< .5
Y (mg/L)	0,1	32,4	0,1
La (mg/L)	< .5	4	< .5
Ce (mg/L)	< .5	11	< .5
Pr (mg/L)	0,06	1,77	0,03
Nd (mg/L)	< .4	10,3	< .4
Sm(mg/L)	< .1	3,8	< .1
Eu (mg/L)	< .05	1,32	< .05
Gd(mg/L)	< .05	4,41	< .05
Tb (mg/L)	0,01	0,88	< .01
Dy (mg/L)	0,06	5,04	< .05
Ho (mg/L)	< .05	1,11	< .05
Er (mg/L)	< .05	3,32	< .05
Tm(mg/L)	< .05	0,56	< .05
Yb (mg/L)	< .05	3,73	0,05
Lu (mg/L)	< .01	0,58	< .01

Ek 18. Taşevi formasyonuna ait örneklerin ICP-MS analiz sonuçları

Örnek No	Kalsit 38	Kalsit 57	Kalsit 58	Kalsit 66
SiO ₂	1,38	0,92	0,6	0,15
Al ₂ O ₃ (%)	0,53	0,21	0,24	< .03
Fe ₂ O ₃ (%)	0,24	0,1	0,1	0,07
MgO (%)	0,79	0,5	0,78	0,6
CaO (%)	53,01	53,84	53,54	54,82
Na ₂ O (%)	0,05	< .01	0,02	0,05
K ₂ O (%)	0,13	0,02	0,06	0,03
TiO ₂ (%)	0,02	0,01	0,01	< .01
P ₂ O ₅ (%)	< .01	0,02	< .01	< .01
MnO (%)	< .01	< .01	< .01	< .01
Cr ₂ O ₃ (%)	< .001	0,001	< .001	< .001
Ba (mg/L)	12	61	< 5	< 5
Ni (mg/L)	20	20	20	20
Sc (mg/L)	1	< 1	< 1	< 1
LOI (%)	44	44,2	44,7	44,3
TOT/C(%)	12,26	12,45	12,45	12,36
TOT/S(%)	0,03	0,03	0,06	0,06
SUM (%)	100,16	99,83	100,05	100,04
Mo (mg/L)	5,5	< .1	0,8	0,2
Cu (mg/L)	0,8	1,5	0,8	0,6
Pb (mg/L)	0,5	0,4	0,5	0,5
Zn (mg/L)	3	1	1	3
Ni (mg/L)	5,6	2,8	5,3	3,2
As (mg/L)	5,1	< .5	0,7	0,5
Cd (mg/L)	0,1	< .1	< .1	0,1
Sb (mg/L)	0,4	< .1	0,1	< .1
Bi (mg/L)	< .1	< .1	0,1	< .1
Ag (mg/L)	< .1	< .1	< .1	< .1
Au (mg/L)	< .5	0,6	0,6	< .5
Hg (mg/L)	< .01	<.01	0,01	0,01
Tl (mg/L)	0,1	< .1	< .1	< .1
Se (mg/L)	< .5	< .5	< .5	< .5
Be (mg/L)	2	2	< 1	< 1
Co (mg/L)	0,6	0,5	< .5	< .5
Cs (mg/L)	1,1	2,1	0,6	< .1
Ga (mg/L)	1	0,6	< .5	< .5
Hf (mg/L)	< .5	< .5	< .5	< .5
Nb (mg/L)	0,7	0,8	< .5	< .5
Rb (mg/L)	6,5	2,7	2,1	< .5
Sn (mg/L)	3	4	11	3
Sr (mg/L)	186,4	146,8	190,8	231,5
Ta (mg/L)	< .1	< .1	< .1	< .1
Th (mg/L)	0,6	0,3	0,5	0,1
U (mg/L)	2,2	0,5	1,8	2,1
V (mg/L)	13	5	5	6

EK 18'in devamı

Örnek No	Kalsit 38	Kalsit 57	Kalsit 58	Kalsit 66
W (mg/L)	0,3	0,9	0,3	< .1
Zr (mg/L)	4,8	4,9	2,3	1
Y (mg/L)	1,2	0,5	0,7	0,5
La (mg/L)	1,9	1,2	0,9	0,5
Ce (mg/L)	3,4	3	1,7	0,8
Pr (mg/L)	0,44	0,29	0,17	0,09
Nd (mg/L)	2	0,8	0,8	< .4
Sm (mg/L)	0,2	0,1	0,1	< .1
Eu (mg/L)	< .05	0,06	< .05	< .05
Gd (mg/L)	0,15	0,25	0,17	0,09
Tb (mg/L)	0,03	< .01	0,01	0,01
Dy (mg/L)	0,25	0,08	0,09	0,08
Ho (mg/L)	< .05	< .05	< .05	< .05
Er (mg/L)	0,06	< .05	< .05	< .05
Tm (mg/L)	< .05	< .05	< .05	< .05
Yb (mg/L)	< .05	< .05	< .05	< .05
Lu (mg/L)	< .01	< .01	< .01	< .01

Ek 19. Göksöğüt formasyonu kireçtaşı örneklerinin ICP-MS analiz sonuçları

Örnek No	Kalsit 41	Kalsit 56	Kalsit 30	Kalsit 43	Kalsit 52
SiO ₂	0,54	0,7	1,57	0,73	2,78
Al ₂ O ₃ (%)	0,08	0,2	0,36	0,21	0,83
Fe ₂ O ₃ (%)	0,14	0,17	0,31	0,1	0,47
MgO (%)	0,23	0,53	2,1	0,3	1,32
CaO (%)	54,76	55	51,4	54,39	51,68
Na ₂ O (%)	< .01	< .01	0,01	< .01	0,05
K ₂ O (%)	< .02	0,04	0,09	0,03	0,12
TiO ₂ (%)	< .01	0,01	0,03	0,01	0,06
P ₂ O ₅ (%)	0,11	0,02	0,04	0,03	0,03
MnO (%)	0,03	0,02	0,01	< .01	0,01
Cr ₂ O ₃ (%)	< .001	< .001	0,002	0,003	0,006
Ba (mg/L)	895	23	202	48	102
Ni (mg/L)	< 20	24	< 20	< 20	< 20
Sc (mg/L)	< 1	1	1	< 1	1
LOI (%)	44	43,3	44	44,2	42,7
TOT/C(%)	12,36	12,36	12,26	12,36	11,78
TOT/S(%)	0,04	0,01	0,01	0,03	0,01
SUM (%)	100,01	100	99,94	100,01	100,06
Mo (mg/L)	< .1	0,2	0,3	< .1	< .1
Cu (mg/L)	2,3	1,7	2,7	1,1	3,3
Pb (mg/L)	1,2	0,6	2,3	0,4	2,2
Zn (mg/L)	3	2	4	1	5
Ni (mg/L)	1,3	14,1	4,9	2,2	9,6
As (mg/L)	1	2,7	11,8	1,5	1,5
Cd (mg/L)	0,2	< .1	0,3	< .1	0,1
Sb (mg/L)	< .1	0,1	0,2	0,1	< .1
Bi (mg/L)	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1
Ag (mg/L)	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1
Au (mg/L)	2,5	< .5	< .5	0,7	1,4
Hg (mg/L)	0,01	< .01	< .01	0,01	0,02
Tl (mg/L)	0,8	0,1	0,1	< .1	0,1
Se (mg/L)	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5
Be (mg/L)	17	2	5	< 1	2
Co (mg/L)	< .5	1,5	1,4	< .5	2,8
Cs (mg/L)	< .1	0,1	1,4	1,3	2,1
Ga (mg/L)	0,6	< .5	0,9	0,5	1,9
Hf (mg/L)	< .5	< .5	0,6	< .5	0,8
Nb (mg/L)	0,6	< .5	0,9	< .5	1,8
Rb (mg/L)	1,3	1,9	5,6	1,7	9,7
Sn (mg/L)	< 1	< 1	< 1	5	< 1
Sr (mg/L)	235,6	59,1	475,1	110,4	345,7
Ta (mg/L)	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1
Th (mg/L)	0,5	0,2	1,2	0,2	1,3

Ek 19'ün devamı

Örnek No	Kalsit 41	Kalsit 56	Kalsit 30	Kalsit 43	Kalsit 52
U (mg/L)	0,9	1	2,6	0,2	0,8
V (mg/L)	< 5	< 5	12	< 5	8
W (mg/L)	0,8	0,4	0,9	0,4	0,5
Zr (mg/L)	28	2,6	19,3	5	25
Y (mg/L)	2,7	2	2	0,6	1,9
La (mg/L)	4,1	0,8	4,2	1	4,3
Ce (mg/L)	1,4	2,3	10	2,1	8,2
Pr (mg/L)	0,57	0,22	1,02	0,19	0,91
Nd (mg/L)	2,4	1	4,5	1	3,3
Sm (mg/L)	0,3	0,2	0,8	0,2	0,7
Eu (mg/L)	< .05	< .05	0,15	< .05	0,1
Gd (mg/L)	0,24	0,23	0,51	0,12	0,49
Tb (mg/L)	0,03	0,04	0,07	< .01	0,09
Dy (mg/L)	0,25	0,25	0,39	0,11	0,33
Ho (mg/L)	0,06	0,06	0,05	< .05	0,07
Er (mg/L)	0,13	0,13	0,12	< .05	0,2
Tm (mg/L)	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05
Yb (mg/L)	0,15	0,13	0,15	0,07	0,23
Lu (mg/L)	0,01	0,02	0,02	< .01	< .01

Ek 20. Hoyran Gölü manyezit örneklerinin ICP-MS analiz sonuçları.

Örnek No	53	54	55	60	61	63	64	65	67	68	S1	S6	S8	S10	S11
SiO ₂ (%)	0,02	< .02	0,04	0,92	0,02	0,08	0,2	0,02	0,14	0,02	0,82	3,56	3,97	0,08	1,71
Al ₂ O ₃ (%)	< .03	< .03	< .03	< .03	< .03	< .03	< .03	< .03	0,04	< .03	< .03	< .03	0,03	< .03	0,15
Fe ₂ O ₃ (%)	< .04	< .04	0,04	< .04	< .04	< .04	< .04	< .04	0,06	< .04	< .04	< .04	0,04	< .04	0,09
MgO (%)	45,9	46,6	46,1	20,5	47	47,7	46,3	47,4	46,4	45,6	37,1	19,9	32,4	47,3	21,5
CaO (%)	1,79	1,67	1,56	31,8	1,63	0,36	2,15	1,19	1,23	2,28	12,6	31,3	15,3	1,28	30
Na ₂ O (%)	0,05	0,03	0,04	0,02	< .01	0,01	0,06	< .01	0,04	0,02	0,1	0,06	0,18	0,01	0,08
K ₂ O (%)	< .02	< .02	0,03	< .02	0,02	< .02	< .02	0,03	< .02	< .02	< .02	< .02	< .02	< .02	0,03
TiO ₂ (%)	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01
P ₂ O ₅ (%)	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	0,01	< .01	< .01	0,04
MnO (%)	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	0,01	< .01	< .01
Cr ₂ O ₃ (%)	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	0	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001
Ba (mg/L)	12	19	12	208	22	26	35	12	18	20	43	59	79	36	109
Sc (mg/L)	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
LOI (%)	52	51,7	52,2	46,6	51,3	51,7	51,2	51,3	52	52	49,2	44,8	47,9	51,2	46,2
TOT/C(%)	14,2	14,3	14,5	13	14,5	14,6	14,4	14,9	14,2	14,3	13,5	12,2	13	14,7	12,6
TOT/S (%)	0,01	0,01	< .01	0,01	< .01	< .01	0,01	< .01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	< .01	0,01
SUM (%)	99,8	100	100	99,9	99,9	99,9	100	99,9	99,9	99,9	99,9	99,7	99,9	99,9	99,8
Mo (mg/L)	< .1	< .1	0,1	0,1	< .1	< .1	0,1	0,1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1
Cu (mg/L)	0,5	0,5	0,3	1,2	0,2	< .1	0,8	0,5	1	0,3	3,9	1,3	2,2	0,7	3
Pb (mg/L)	0,1	0,1	0,1	0,6	< .1	0,1	0,1	< .1	0,3	0,1	0,3	0,5	0,7	0,1	0,9
Zn (mg/L)	1	1	< 1	1	< 1	< 1	1	< 1	1	< 1	3	1	2	< 1	4
Ni (mg/L)	0,3	0,5	0,3	10,9	0,9	0,5	1,3	2,7	0,8	0,2	1,8	2,1	6,4	0,4	4,2
As (mg/L)	0,5	< .5	< .5	6,1	< .5	0,8	1,3	< .5	< .5	< .5	9,7	19,3	39	1	8,9
Cd (mg/L)	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1
Sb (mg/L)	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	0,1	0,1	< .1	0,1
Bi (mg/L)	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	0,1	0,2	0,1	< .1
Ag (mg/L)	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1
Au (ppb)	< .5	1,9	< .5	0,6	< .5	< .5	1,8	< .5	< .5	< .5	0,5	< .5	1,2	< .5	< .5
Hg (mg/L)	< .01	< .01	0,01	0,01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	0,01	< .01	< .01	< .01	< .01
Tl (mg/L)	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1

EK 20'nin devamı

Örnek No	53	54	55	60	61	63	64	65	67	68	S1	S6	S8	S10	S11
Se (mg/L)	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5
Be (mg/L)	< 1	< 1	< 1	< 1	2	< 1	< 1	< 1	< 1	2	< 1	2	< 1	< 1	5
Co (mg/L)	< .5	< .5	< .5	0,7	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	0,5	0,6	< .5	< .5
Cs (mg/L)	< .1	< .1	0,4	0,7	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	0,3	< .1	< .1	0,2
Ga (mg/L)	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5
Hf (mg/L)	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5
Nb (mg/L)	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5
Rb (mg/L)	< .5	0,7	1	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	1,2	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5
Sn (mg/L)	1	< 1	4	< 1	2	1	1	< 1	2	< 1	1	< 1	< 1	< 1	1
Sr (mg/L)	31,9	22,1	20,2	756	9,8	18,7	59,9	18,4	18,9	21,6	177	408	440	55,6	858
Ta (mg/L)	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1
Th (mg/L)	0,1	< .1	0,1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	0,1	0,3	0,3	< .1	0,5
U (mg/L)	< .1	< .1	< .1	0,7	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	0,5	3,4	4,4	0,1	1,1
V (mg/L)	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	6	17	28	< 5	7
W (mg/L)	0,1	0,1	< .1	1	< .1	< .1	1,2	0,2	0,5	< .1	0,3	0,1	< .1	< .1	0,2
Zr (mg/L)	0,8	< .5	0,5	2,9	< .5	< .5	0,7	< .5	< .5	< .5	0,9	3,5	6,2	< .5	5,1
Y (mg/L)	< .1	< .1	0,2	0,2	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	0,1	0,3	< .1	0,5
La (mg/L)	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	0,8
Ce (mg/L)	< .5	< .5	< .5	0,5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	< .5	0,5	0,8	< .5	2
Pr (mg/L)	< .02	< .02	< .02	0,05	< .02	< .02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04	0,08	< .02	0,19
Nd (mg/L)	< .4	< .4	< .4	< .4	< .4	< .4	< .4	< .4	< .4	< .4	< .4	< .4	< .4	< .4	0,5
Sm (mg/L)	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	< .1	0,1
Eu (mg/L)	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05
Gd (mg/L)	< .05	< .05	0,08	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	0,12	0,11	0,08	0,06	0,14
Tb (mg/L)	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01
Dy (mg/L)	< .05	< .05	< .05	0,08	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	0,07	< .05	< .05	< .05	< .05	0,09
Ho (mg/L)	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05
Er (mg/L)	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	0,07
Tm (mg/L)	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05
Yb (mg/L)	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	< .05	0,07	0,06	< .05	0,09
Lu (mg/L)	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	< .01	0,01	< .01	< .01	0,02

Ek 21. Ultramafikler içinde kriptokristalin-ince taneli Manyezitlerin C ve O izotop değerleri.

	$\lambda^{13}\text{C}$ (‰)	$\lambda^{18}\text{O}$ (‰)	
	PDB	SMOW	
<i>Kraubath, Styria</i>	-13,30	25,10	Schroll ve ark. 1986b
(Avusturya)	-13,40	23,40	
	-12,50	24,20	Zachmann, 1989
	-14,10	23,70	
<i>Aramas (Kıbrıs)</i>	-11,20	29,00	Kralik ve diğ., 1989I
<i>New Idria, ABD</i>	-10,40	28,20	O'Neil ve Barnes 1971
	-11,40	27,60	
	-12,80	29,20	
	-16,50	29,00	
<i>Red Dağı, ABD</i>	-11,40	26,60	Barnes ve ark. 1973
	-13,20	26,40	
	-14,10	26,90	
	-8,20	29,10	O'Neil ve Barnes 1971
	-12,60	23,80	
	-10,30	24,40	
<i>Vavdos, Yunanistan</i>	-12,80	24,70	Zachmann, 1989
	-12,30	25,20	
	-12,70	25,10	
	-12,70	24,50	
<i>Goldaki</i>	-10,30	25,50	
	-10,60	24,90	
	-10,50	24,30	
	-11,30	24,80	
	-11,10	24,90	
	-10,90	24,80	
	-10,30	24,90	
	-8,30	24,70	
	-7,80	25,70	
	-9,40	24,00	

Ek.21'nin devamı

<i>Brvenica</i> , Zlatibor Ult. Yug.	-12,10	26,90	Vacajac ve ark. 1984
<i>Cave</i> , Zlatibor Ult. Yug.	-12,90	26,30	
	-13,00	27,00	
	-12,90	27,30	
	-12,20	27,10	
<i>Liska</i> , Zlatibor Ult. Yug.	-12,80	27,10	
	-12,80	26,80	
	-12,40	26,50	
	-12,00	27,20	
<i>Magyra</i> , Goles Mas. Yug.	-12,50	26,70	
<i>Poljane</i> , Trnava Ult. Yug.	-12,70	27,90	
	-9,40	27,20	
	-13,70	25,80	
	-11,60	26,00	
<i>Razan</i> , Yugoslavya	-8,60	26,90	
	-7,40	28,60	
	-8,70	27,40	
	-11,70	26,30	
	-7,80	26,30	
<i>Zimovnik</i> , Trnava Ult. Yug.	-11,80	27,70	
	-12,00	26,70	
	-10,40	28,40	
	-12,80	27,90	
	-11,10	26,00	
	-11,90	24,40	
<i>Grochowa</i> , Polonya	-12,60	22,30	Halas ve ark. 1988
	-18,10	22,50	
<i>Szklary</i> , Polonya	-16,40	23,30	
	-14,10	24,80	
<i>Naslawice</i> , Polonya	-14,50	22,90	

Ek.21'nin devamı

<i>Wiry, Polonya</i>	-4,40	22,00	
	-10,60	22,70	
	-8,40	25,30	
	-9,00	23,00	
	-15,00	23,30	
<i>Rai-lz Masivi, USSR</i>	-5,40	29,00	Makeev ve Sukhanow, 1985
	-7,50	28,20	
	-8,70	21,70	
	-19,70	21,40	
	-15,00	19,40	
	-5,00	18,70	
	-6,70	18,40	
	-7,00	18,20	
	-13,20	17,90	
	-11,10	16,50	
	-13,80	16,10	
	-5,40	15,70	
	-9,00	15,40	
	-4,10	15,10	
	-4,90	14,50	
	-12,50	12,00	
	-7,20	11,30	
	-6,20	11,30	
	-5,60	10,50	
	-9,10	10,10	
	-12,40	9,70	
	-11,40	9,60	

Ek 22. Kuvaterner-Güncel İnce Taneli manyazitlerin C ve O izotop değerleri.

<i>Bela Stena</i> , Yugoslavya	4,30	34,40	Vacanjac ve ark., 1984
(Miyosen)	3,00	32,80	Schroll ve ark., 1986b
	2,80	26,20	Zachmann, 1989
	2,30	26,30	
<i>Servia Baseni</i> , Yunanistan	6,20	27,10	Kralik ve ark. 1989
(Pleistosen)	7,00	30,10	Zachmann, 1989
	4,20	34,10	
	4,20	34,20	
	8,00	36,10	
	8,10	33,80	
	9,00	32,70	
	8,60	35,00	
	10,00	34,40	
	5,70	30,20	
<i>Lammergraben</i> , Carintia	2,70	14,80	Niedermayr ve Beran, 1983
	-10,30	10,70	
<i>Lesachtal</i> , Avusturya	-2,80	18,70	
<i>Smizany</i> , Slovakya CSSR	-6,00	25,30	Shmejkal, 1985
<i>Burgsteinpal-fen</i> , Avusturya	-3,20	25,20	Schroll ve ark. 1986b
(Permiyen)	-0,90	18,70	
<i>Ellmau</i> , Avusturya	-3,10	19,40	Niedermayr ve Beran, 1983
(Permiyen)	-1,20	21,30	
	-10,60	12,20	
<i>Hütten</i> , Avusturya	-12,20	21,40	Schroll ve ark., 1986b
<i>Pfennigbach</i> , Avusturya	0,30	16,90	Niedermayr ve Beran, 1983
<i>ReiBkofelbad</i> , Austroa	-6,10	18,90	Niedermayr ve Beran, 1983
(Permiyen)	-6,40	18,80	
	-6,60	13,70	
<i>Weissbach</i> , Avusturya	-3,80	25,80	Schroll ve ark., 1986b
<i>Novoveska Huta</i> , Slo., SSCB	-4,20	20,70	Shmejkal, 1985
<i>Werra-Kaligebiet</i> , Almanya	-0,30	30,60	Koch ve Vogel, 1980
(Permiyen)	4,30	28,60	
	-0,30	27,50	

Ek 22'nin devamı

<i>Adelaide Senk., Avusturalya</i>	3,10	21,20	Lambert ve ark., 1984
(Üst Prekambriyen)	4,30	21,80	
	3,70	19,50	
	2,80	18,60	
	1,90	20,10	
	4,90	22,50	
	4,90	22,10	
	4,10	20,30	
	1,40	17,10	
	2,60	17,00	
	3,10	14,80	
	2,00	18,60	
	3,80	18,30	
<i>Zurayghit, Sudi Arabistan</i>	10,50	27,50	Guillou ve Letolle, 1986
<i>Barton Farm, Zibabwe</i>	3,10	26,30	Perry ve Tan, 1972
	3,20	27,30	
	3,20	26,60	
	3,30	27,90	
	3,70	28,80	
	2,40	24,20	
	2,20	24,50	Schidlowski ve ark., 1975
	1,90	16,00	Perry ve Tan, 1972
	0,80	20,60	

Ek 23. İri Taneli spari manyezitlerin C ve O izotop değerleri.

<i>Diegrub</i> , Avusturya	2,80	21,00	
(Geç Triyas)	2,10	20,20	
	3,10	24,30	Götzinger ve Papesch, 1988
	3,10	23,00	
	3,30	20,90	
	3,30	28,30	
	3,40	26,90	
<i>Kaswassergra-gra.</i> , Avusturya	1,70	23,20	Schroll ve ark., 1986a
(Geç Triyas)	2,00	22,90	Götzinger ve Papesch, 1988
	1,80	22,30	
	1,70	21,30	
	2,10	23,10	
	1,70	21,90	
	1,70	24,60	
	2,20	24,60	
<i>St. Michele</i> , Fransa	2,20	14,80	Schroll ve ark., 1986b
<i>Zumpanell</i> , İtalya	2,30	22,90	Schroll ve ark., 1986b
<i>Hall</i> , Avusturya	2,50	23,10	Schroll ve ark., 1986a
(Permien)	2,90	25,30	Schroll ve ark., 1986b
<i>Veitsch</i> , Avusturya	-1,30	13,70	Guillou ve Letolle, 1986
(Karbonifer)	-2,50	13,20	Kralik ve Aharon, 1989
	-2,80	13,50	
	-2,20	13,50	
	-2,30	13,80	
	-3,30	13,80	
<i>Eichberg</i> , Avusturya (Karb.)	-1,00	14,20	Schroll ve ark., 1986b
<i>Lassing</i> , Avusturya	-1,50	16,60	Kralik ve Aharon, 1989
<i>Obeerdorf a.d.</i> , Avusturya	0,60	17,80	Guillou ve Letolle 1986
<i>Larning</i> , Avusturya	0,50	13,70	Schroll ve ark. 1986b
<i>Trieben</i> , Avusturya	0,00	17,20	Guillou ve Letolle 1986
<i>Jelsava-Jed lovec</i> , Slov.	-3,60	21,70	Shmejkal 1985
SSCB			
<i>Kojice</i> , Slov. SSCB	1,90	15,70	Guillou ve Letolle 1986
	1,40	16,10	

Ek.23'ün devamı.

<i>Eugui</i> , İspanya	3,20	15,60	Kralik ve Hoefs 1978
(Karbonifer)	4,40	14,20	
	4,20	15,50	
	4,10	15,10	
	3,70	15,20	
	3,20	15,20	
	4,90	14,90	
	4,00	15,50	
	4,10	15,30	
	4,90	15,70	Kralik ve Aharon 1989
<i>Mallnock</i> , Avusturya	3,50	23,50	Kralik ve Aharon, 1989
	3,50	23,50	
<i>Rabenwald</i> , Avusturya	2,40	10,50	Zachmann, 1989
	2,60	8,00	
	-3,60	7,80	
<i>Radenthein</i> , Avusturya	-1,00	10,40	Kralik ve Aharon, 1989
<i>Minsek-hnilcom</i> , SSCB	-2,60	25,90	
<i>Pacios</i> , İspanya	-2,60	17,50	Guillou ve Letolle, 1986
<i>Incio</i> , Lugo, İspanya	-2,40	19,40	
	2,30	15,30	
	-0,80	18,40	
	0,20	20,80	
	-0,30	20,80	
	0,90	20,40	
<i>Serre de Mont-St</i> , Fransa	-0,10	10,70	Halfon ve Marc, 1975
(Kambriyen)	-0,30	11,60	
	0,80	13,80	
	-0,20	10,90	
	0,00	11,20	
	-0,10	11,20	
	-0,10	11,50	
	0,00	11,90	
	0,80	12,50	
	0,70	13,10	
	0,20	13,40	

Ek.23'ün devamı.

<i>Kumaun, Hindistan</i>	-0,40	12,60	Kralik ve Aharon., 1989
(Üst Prekambriyen)	-1,70	14,30	
	-0,70	17,00	
	-0,90	17,10	
	-1,00	16,90	
	-1,10	17,20	
	-1,10	19,50	
	-0,90	16,10	
	-0,10	17,80	
	-2,20	13,60	
	-1,60	13,90	
	-0,30	12,50	
	-0,30	17,90	
	-1,60	21,50	
	0,60	20,90	
	-0,02	20,50	
	0,40	19,90	
	-1,00	15,40	
<i>Bakal, USSR</i>	0,50	17,00	Borshchevskii ve ark., 1981
(Üst Prekambriyen)	0,80	18,90	
	1,20	13,60	
	1,70	14,60	
	1,90	21,40	
	2,00	22,70	
	4,20	15,00	
	-0,80	15,80	Schroll ve ark., 1986b
<i>Rum Jungle, Avusturalya</i>	5,80	13,00	Aharon 1988
(Erken Prekambriyen)	5,70	13,20	
	5,00	12,00	
	4,90	12,40	
	4,70	12,90	
	1,00	14,60	
	2,10	14,60	

Ek.23'ün devamı

	2,40	14,30	
	2,50	14,20	
	2,00	14,50	
	4,90	12,50	
	4,60	12,90	
	4,60	13,00	
	4,70	12,90	
	4,50	13,10	
	4,60	12,90	
	4,70	13,00	
	1,80	11,80	
	3,20	11,20	
	3,10	11,60	
<i>Sebakwian, Avusturya</i>	-3,50	9,70	Schidlowski ve ark. 1975
	-5,00	9,10	
<i>Ochsner serp., Avusturya</i>	-4,10	6,50	Schoell ve ark. 1975
	-3,80	7,20	
	-3,80	7,30	
	-3,70	7,40	
	-3,80	6,70	
	-3,90	6,60	
	-3,90	6,70	
	-3,80	6,60	
<i>Snarum, Norveç</i>	-0,50	14,20	Schroll ve ark. 1986b
(Prekambriyen)	1,40	9,90	Zachmann, 1989
	0,70	9,80	
	-4,40	11,50	

Ek 24. Güncel Evaporitik Sabkhalalar ve Göllerdeki İnce-Taneli manyezitlerin C ve O izotop değerleri.

<i>Coorong Lagoon, Avusturalya</i>	2,30	37,70	Botz ve Von der Borch, 1984
	2,30	37,30	Schroll ve ark., 1986b
	1,70	38,10	
	3,40	37,10	Botz ve Von der Borch, 1984
	3,50	36,90	
	0,60	36,20	
	3,30	36,10	
	0,30	35,90	
<i>Sebkha el Melah, Tunus</i> (Kuvaterner)	-1,60	30,80	Fontes ve Perthuisot, 1971
	-2,80	29,50	
	-3,50	29,20	
	-5,10	28,10	
	3,60	32,40	
	3,80	30,90	
	4,20	30,90	
	5,40	32,90	
	5,20	34,10	
<i>Burro Dağı, ABD</i>	6,30	34,40	O'Neil ve Barnes, 1971
<i>Cazadero, ABD</i>	3,60	37,10	
<i>Red Dağı, ABD</i>	4,60	32,80	
<i>Teneriffa</i>	-9,20	34,60	Kralik ve ark., 1989

Ek 25. Türkiye Manyezit yataklarına ait C ve O izotop değerleri (Zedef, 1991).

	$\lambda^{13}\text{C}$ (‰) PDB	$\lambda^{18}\text{O}$ (‰) SMOW
Salda	4,50	36,30
(Sedimanter)	4,20	36,10
	4,40	36,80
	4,70	35,60
	4,50	36,00
	3,90	34,50
	4,30	36,20
	4,30	36,50
	4,20	36,20
	3,60	33,00
	3,70	36,20
	4,30	34,90
	3,80	36,10
	0,20	35,30
	4,40	37,30
	4,10	35,90
	3,90	35,20
	3,40	35,80
	4,30	36,60
	4,80	38,10
	4,40	36,00
Hırsızdere	0,90	25,30
(Sedimanter)	2,00	25,20
	1,50	26,00
	1,90	22,80
	3,10	26,50
	2,80	25,20
	4,30	24,60
	3,80	25,20
	3,80	25,80
	2,20	25,30
	3,70	25,30

Ek 25'in devamı.

	4,40	26,00
	0,90	24,90
	3,40	25,30
	0,80	25,30
	-0,30	21,60
	3,80	25,30
	2,80	25,80
	1,20	26,10
	3,20	25,90
	3,90	26,10
	3,40	25,50
Helvacıbaşa	-7,50	24,90
(Dentritik)	-8,00	25,30
	-8,20	25,20
Helvacıbaşa	-7,00	25,30
(Tabakalı dolomit)	-7,60	25,80
	-7,90	27,00
	-7,00	25,30
	-7,60	25,80
Helvacıbaşa	-11,90	26,80
(Stokvork)	-11,60	26,50
	-11,40	27,30
	-10,10	26,70
	-11,30	27,20
	-10,50	26,80
	-11,20	26,40
	-13,80	27,20
	-13,20	27,30
	-11,10	27,30
	-11,70	26,90
	-11,90	26,60
	-10,30	27,10
	-10,80	27,60
	-10,80	27,40

Ek 25'in devamı.

	-10,50	28,20
	-10,30	29,00
	-10,30	27,30
	-10,00	27,40
Kavakarası	-7,10	28,70
(Stokvork)	-11,50	26,80
	-5,50	29,20
	-8,10	27,10
Yunak ve Kozağaç	-8,80	27,70
(Stokvork)	-8,90	28,00
	-10,00	27,00
Arapömer deresi	1,40	27,50
(Stokvork)	0,10	27,00
	-0,40	27,70
	0,20	27,70
Koyakçı tepe	-13,30	26,40
(Damar)	-13,30	26,40
	-12,60	26,20
	-13,40	26,40
	-12,90	27,40
	-11,80	27,70
	-14,30	26,30
	-13,20	26,60
	-13,20	27,40
	-12,80	26,80
	-13,30	25,90