

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

MİDİ Zn - Pb YATAĞI'NIN JEOLojİK, MİNERALojİK, JEOKİMYASAL VE
KÖKENSEL İNCELEMESİ (KARAMUSTAFA / GÜMÜŞHANE), KD-TÜRKİYE

139230

Jeol. Yük. Müh. Abdurrahman LERMİ

Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde

“Doktor”

Ünvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 18. 4. 2003

Tezin Savunma Tarihi : 29. 5. 2003

138230

Tez Danışmanı : Prof. Dr. Necati TÜYSÜZ

Jüri Üyesi : Prof. Dr. Mehmet TÜFEKÇİ

Jüri Üyesi : Doç. Dr. Miraç AKÇAY

Jüri Üyesi : Yrd. Doç. Dr. Ali VAN

Jüri Üyesi : Prof. Dr. Ahmet AYHAN

Enstitü Müdürü: Prof. Dr. Yusuf AYVAZ

Trabzon, 2003

T.C. YÜKSEK
DOKÜMANTASYON MERKEZİ

Sevgili Eşim AYSUN

Biricik Kızımız Elif ŞEVVAL'e...



ÖNSÖZ

Gümüşhane-Karamustafa (KD-Türkiye) Midi Zn-Pb yatağını konu alan bu çalışmayı bana öneren, çalışmanın her aşamasında beni yönlendiren, maddî manevî desteklerini esirgemeyen ve bilimsel düşünce dağarcığımı genişleten saygıdeğer hocam Sayın Prof. Dr. Necati TÜYSÜZ'e içtenlikle teşekkür ederim.

Y.Ö.K.'ün 35. maddesi kapsamında K.T.Ü.'ye görevlendirilmemde kolaylık sağlayan Niğde Üniversitesi Rektörlüğü'ne ve desteklerini esirgemeyen N.Ü. Jeoloji Müh. Bölümü öğretim üyesi değerli hocam Sayın Prof. Dr. İbrahim ÇOPUROĞLU'na teşekkürü borç bilirim. Çalışmaya maddî destek sağlayan Karadeniz Teknik Üniversitesi Rektörlüğü'ne ve Araştırma Fonu'na, "Student Grant" ödülünü bana layık gören ve bu kapsamda izotop analizlerini yapan "Geochron Laboratuvarı" (ABD) yönetim kuruluna ve duraylı izotop laboratuvar müdürü Carolyn Colonero'ya teşekkür ederim. Ayrıca, sıvı kapanım ve cevher mineral analizlerini yapan Yrd. Doç. Dr. Emin ÇİFÇİ'ye katkılarından dolayı müteşekkirim.

Arazi ve büro çalışmalarım sırasında bilgi ve tecrübelerinden yararlandığım, başta değerli hocalarım Sayın Prof. Dr. Sadettin KORKMAZ, Prof. Dr. Mehmet TÜFEKÇİ, Doç. Dr. Miraç AKÇAY, Doç. Dr. Mehmet ARSLAN, Doç. Dr. Cemil Yılmaz, Yrd. Doç. Dr. Kemal AKDAĞ, Yrd. Doç. Dr. Ziya KIRMACI ve Yrd. Doç. Dr. Şener CERYAN olmak üzere, parlak kesit incelemelerinde yardımcı olan Sayın Yrd. Doç. Dr. Mithat VICİL'a ve "MINSQ" programının kullanımına izin veren Prof. Dr. Walter Herrmann'a (Tasmania Üniversitesi) şükranlarımı sunarım.

Arazi çalışmaları sırasında her türlü olanaklardan yararlanmamı sağlayan Barit Maden Türk A.Ş.'ne, işletme müdürü Jeo. Yük. Müh. Mustafa KÖSE'ye, Maden Müh. Muammer ATASOY'a ve misafirperverliklerinden dolayı Karamustafa Köy halkına teşekkür ederim.

Bu çalışmanın özellikle arazi aşamasında ve mineral analizlerinin yapılmasında katkı sağlayan ve zorlukları paylaştan Dr. Faruk AYDIN ve Dr. Orhan KARSLI'ya, akademik hayatım boyunca bana destek olan Yrd. Doç. Dr. Şeref KESKİN'e, yardımlarını esirgemeyen Jeo. Yük. Mühendisleri Aylâ HANEDAN ve Saliha SARAÇ'a, Arş. Görevlileri Ömer GÜNDÜZ, Gülten Yaylalı ABANOZ, Reyhan Kara GÜLBAY, İbrahim UYSAL'a ve K.T.Ü. Jeoloji Müh. Bölümü idarî personeline içtenlikle teşekkür ederim.

Öğrenim hayatım boyunca beni sabırla destekleyen annem, babam ve ailemin tüm fertlerine, ayrıca bu çalışmam sırasında maddî ve manevî desteklerini esirgemeyen amcam Ahmet ve eşi Emine LERMİ'ye minnettarım.

Abdurrahman LERMİ
Trabzon, 2003

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ	II
İÇİNDEKİLER	III
ÖZET	VIII
SUMMARY	IX
ŞEKİLLER DİZİNİ	X
TABLolar DİZİNİ	XVII
SEMBOLLER DİZİNİ	XX
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1 Giriş.....	1
1.2 Çalışmanın Amacı	1
1.3 Konum, Yerleşim ve Ulaşım.....	2
1.4. Jeomorfoloji, İklim ve Bitki Örtüsü	2
1.5. Doğu Pontidlerin Tektoniği ve Metalojenezi	4
1.5.1. Doğu Pontidlerde Yapısal Jeoloji	8
1.6. Önceki Çalışmalar	9
2. YAPILAN ÇALIŞMALAR	12
2.1. Materyal ve Yöntemler	12
2.1.1. Arazi Çalışması	12
2.1.1.1. Jeolojik Harita Alımı, Galeri ve Sondaj Loglarının Hazırlanması	12
2.1.1.2. Petrografi ve Kimyasal Amaçlı Örnek Alımı	13
2.1.2. Laboratuvar Çalışmaları	13
2.1.2.1. İnce ve Parlak Kesitlerin Hazırlanması, İncelenmesi	13
2.1.2.2. Sıvı Kapanım için İnce Kesitlerin Hazırlanması.....	14
2.1.2.3. Kimyasal Analiz İçin Örneklerin Hazırlanması	15
2.1.2.4. Duraylı İzotop ve Crush-leach Analizi için Mineral Ayrımı	15
2.1.3. Analitik Yöntemler	16
2.1.3.1. ICP-AES ve ICP-MS Yöntemleri	16
2.1.3.2. Elektron Mikroprob Analizleri	17

2.1.3.3.	XRD ve DTA Analizleri	17
2.1.3.4.	Crush-leach Sıvısı Eldesi ve Analiz Yöntemi	18
2.1.3.5.	Katotluminesans (CL) Yöntemi.....	19
2.1.3.6.	Sıvı Kapanımlardan Sıcaklık ve Tuzluluk Ölçümleri.....	19
2.1.3.7.	Duraylı İzotop Analizleri	19
2.1.4.	Büro çalışması.....	20
3.	BULGULAR ve TARTIŞMA.....	22
3.1.	İnceleme Alanının Genel Jeolojisi ve Petrografisi.....	22
3.1.1.	Metamorfik Kayaçlar.....	22
3.1.1.1.	Kurtoğlu Metamorfitleri.....	22
3.1.2.	Volkanotortul ve Tortul Kayaçlar.....	30
3.1.2.1.	Zimonköy Formasyonu.....	30
3.1.2.2.	Berdiga Formasyonu.....	37
3.1.2.3.	Kermutdere Formasyonu.....	38
3.1.2.4.	Kırtıllık Breşi.....	39
3.1.3.	Sokulum Kayaçları.....	44
3.1.3.1.	Granitoidler.....	44
3.1.3.1.1.	Gümüşhane Graniti.....	44
3.1.3.1.2.	Köstürelilik Graniti.....	49
3.1.3.2.	Dayklar.....	51
3.1.4.	Alüvyon ve Yamaç Molozları.....	54
3.1.5.	Yapısal Jeoloji.....	55
3.1.5.1.	Uyumsuzluklar ve Tabakalar.....	55
3.1.5.2.	Çatlak Sistemleri.....	56
3.1.5.3.	Faylar.....	57
3.2.	Kayaç Jeokimyası.....	59
3.2.1.	Volkanik Kayaçlar.....	59
3.2.1.1.	Ana ve İz Element Jeokimyası, Tektonik Ortam.....	59
3.2.1.2.	İz, Nadir Toprak Element (NTE) Değişimleri ve Volkanitlerin Kökeni....	64
3.2.2.	Sokulum Kayaçları.....	68
3.2.2.1.	Ana, İz Element Jeokimyası ve Tektonik Ortam.....	68
3.2.2.2.	İz Element ve Nadir Toprak Element (NTE) Değişimleri.....	72
3.2.3.	Kayaçların Baz Metal Potansiyeli.....	76
3.3.	Maden Jeolojisi, Mineralojisi ve Mineral Kimyası.....	78

3.3.1.	Midi Madeni ve Yakın Civarının Jeolojisi.....	79
3.3.1.1	Köstürelilik Cevherleşmesi.....	83
3.3.1.2.	Maden Dere Cevherleşmesi.....	94
3.3.1.3.	Cevher Yapıları, Madenin Yerleşimi ve Yaşı.....	99
3.3.2.	Mineral Parajenezi, Kimyası ve Oluşum Sırası.....	103
3.3.2.1.	Sfalerit.....	107
3.3.2.2.	Pirit.....	114
3.3.2.3.	Galen.....	115
3.3.2.4.	Kalkopirit.....	116
3.3.2.5.	Arsenopirit.....	116
3.3.2.6.	Pirotin.....	120
3.3.2.7.	Tedraedrit.....	121
3.3.2.8.	Diğer Mineraller (altın, elektum, enarjit-luzonit, bornit, serüzit ve simitzonit).....	122
3.3.3.	Yan kayaçlarda Görülen Hidrotermal Alterasyonlar.....	123
3.3.3.1.	Silisleşme.....	124
3.3.3.2.	Serizitleşme.....	124
3.3.3.3.	Kloritleşme.....	127
3.3.3.4.	Epidotlaşma.....	129
3.3.3.5.	Karbonatlaşma.....	132
3.3.3.6.	Killeşme.....	135
3.3.3.7.	Limonitleşme ve Hematitleşme.....	135
3.3.4.	Jeotermometre Uygulamaları.....	136
3.3.4.1.	Arsenopirit Jeotermometresi.....	137
3.3.4.2.	Klorit Jeotermometresi.....	137
3.4.	Yankayaçlarda Belirlenen Mineral, Element ve Kütle Değişimleri.....	141
3.4.1.	Mineral Değişim Hesapları.....	141
3.4.1.1.	MINSQ Yöntemi.....	141
3.4.1.2.	Damara Dik bir Hat Boyunca Alterasyon Mineral Değişimi.....	142
3.4.2.	Element Değişimleri.....	145
3.4.2.1.	Midi Madeninde Yatay (KTG2 galerisi boyunca) Element Değişimi.....	146
3.4.2.2.	Midi Madeni'nde Düşey (KTD8 ve S1-1 sondajlarında) Element Değişimi.....	150
3.4.3.	Midi Madenin Kıymetli Metal (Au, Ag) Potansiyeli.....	158

3.4.4.	Kütle Değişim Hesapları.....	158
3.4.4.1.	İzokon Yöntemi.....	161
3.4.4.2.	Yankayaçlarda Meydana Gelen Kütle ve Kimyasal Değişimler.....	162
3.4.4.2.1.	Nispi (%) Kütle Değişimi.....	164
3.4.4.2.2.	Net (g/100g) Kütle Değişimi.....	167
3.5.	Sıvı Kapanım Çalışmaları.....	172
3.5.1.	Mikrotermometrik Ölçümler.....	173
3.5.2.	Sıvı Kapanımların Petrografisi.....	175
3.5.3.	Mikrotermometrik Ölçüm Sonuçları.....	177
3.5.4.	Basınç Hesabı ve Cevherin Oluşum Derinliği.....	184
3.5.5.	Sıvı Kapanım Kimyası.....	186
3.5.5.1.	Anyon ve Katyon Kimyası.....	187
3.5.5.2.	Alkali Jeotermometresi.....	188
3.5.5.3.	Halojen Kimyası.....	190
3.5.5.4.	Sıvı Kapanım Sıvısının Diğer Sıvılarla Karşılaştırılması.....	192
3.6.	Termodinamik Çalışmalar.....	195
3.6.1.	Cevher Oluşturan Fizikokimyasal Parametrelerin Hesaplanması.....	195
3.6.1.1.	Kükürt Fugasitesi (f_{S_2}).....	196
3.6.1.2.	İyonik Kuvvet (I) ve Aktivite Katsayısı (γ)	198
3.6.1.3.	Oksijen Fugasitesi (f_{O_2}).....	198
3.6.1.4.	pH.....	198
3.6.1.5.	Toplam Kükürt Konsantrasyonu (ΣS).....	199
3.6.2.	f_{S_2} - f_{O_2} , f_{O_2} -pH Diyagramlarının Hazırlanması ve Minerallerin Duraylılık Alanlarının Hesaplanması.....	201
3.6.3.	Mineral Çözünürlüklerinin Hesaplanması ve Çözünürlük Diyagramlarının Hazırlanması.....	204
3.6.3.1.	Galen.....	205
3.6.3.2.	Sfalerit.....	207
3.6.4.	Aktivite Diyagramları.....	209
3.6.4.1.	Aktivite Diyagramlarının Hazırlanması.....	211
3.6.4.2.	Sıvı-Kayaç İlişkileri.....	214
3.7.	Duraylı İzotop Jeokimyası.....	216
3.7.1.	Kükürt İzotopları.....	216
3.7.1.1.	Kükürt İzotop Jeotermometresi.....	219
3.7.2.	Karbon ve Oksijen İzotopları.....	220

3.7.2.1.	Karbon ve Oksijen İzotop Modellemesi.....	222
3.7.2.1.1.	Hidrotermal Sıvıların Soğumasıyla Karbonat Çökelimi.....	223
3.7.2.1.2.	Sıvı-Kayaç Etkileşimi Modeli.....	224
3.7.2.1.3.	Sıvı-sıvı Karışım Modeli.....	228
4.	İRDELEME.....	231
4.1.	Cevherleşme Yankayaç İlişkileri.....	231
4.1.1.	Yankayaçlardaki Element ve Mineralojik Değişimler.....	233
4.2.	Cevherleşmeyi Oluşturan Sıvıların Fiziksel ve Kimyasal Özellikleri.....	236
4.3.	Cevher Oluşturan Elementlerin Taşınması ve Çökelmesine Etki Eden Faktörler.....	238
4.4.	Cevher Oluşturan Bileşenlerin Kökeni.....	239
4.5.	Cevher Oluşturan Sıvıların Gelişimi ve Kökeni.....	242
4.6.	Midi Maden Yatağının Oluşum Modeli.....	244
5.	SONUÇLAR ve ÖNERİLER.....	246
6.	KAYNAKLAR.....	249
	EKLER.....	267
	ÖZGEÇMİŞ.....	300

ÖZET

Midi Madeni (Karamustafa/Gümüşhane-KD Türkiye) iki cevher mostrasından oluşmaktadır. Bunlardan KB-GD doğrultulu ve KD'ya eğimli Köstürelilik Cevherleşmesi Kırtıllık breşine, D-B doğrultulu ve K'ye eğimli Maden Dere Cevherleşmesi ise Zimonköy Formasyonu'nun taban kesimine yerleşmiştir. Bu cevherleşmeler tamamen fay kontrollüdürler. Cevher Maden Dere'de merccekler ve Köstürelilik'te düzensiz baca şekilli olup, yan kayaca ornatım ve boşluk dolgusu halinde yerleşmiştir. Ana cevher mineralleri; sfalerit, pirit, galenit olup, az miktarda kalkopirit, arsenopirit, pirotin, tedrahedrit, bornit ve eser miktarda altın ve tellür'den oluşmaktadır.

Genişliği 1-10 m arasında değişen ve yankayaca doğru belirgin bir zonlanma göstermeyen alterasyon, fay zonlarına bağlı olarak gelişmiştir. Kuvars, serizit, klorit, epidot ve karbonat mineralleri yaygın olan alterasyon mineralleridir. Altere zonlarda hareketsiz element olarak belirlenen Zr, Hf, Nb esas alınarak yapılan hesaplamalar, başlıca Ca (25 g/100g), Fe (12 g/100g), Al (8 g/100g), Si (3 g/100g) ve cevher oluşturan elementlerin ilavesine bağlı olarak yan kayaçlarda % 24.26'lık net bir kütle artışı göstermiştir.

Mineral çökelimi geniş bir sıcaklık aralığında (250-388 °C) meydana gelmiştir. Sıvı kapanımlardan elde edilen ortalama oluşum sıcaklığı (306.6±25); kükürt izotop termometresi (301±22 °C), arsenopirit termometresi (331 °C), Na-K alkali termometresi (298 °C) sonuçlarıyla oldukça uyumludur. Cevher oluşturan sıvıların NaCl±KCl-H₂O sisteminde, orta-düşük tuzluluğa (6.1±1.4 ağı. % NaCl) ve 0.76 ± 0.05 g/cm³ yoğunluğa sahip, Ca, Na, K, Mg ve Fe'ce zengin, nispeten Si'ca fakir zayıf asidik veya alkali karakterli olduğu belirlenmiştir.

Cevherin oluştuğu şartlarda ortamın termodinamik parametreleri 325 °C / 275 °C'de hesaplanmış olup, bu sıcaklıklara karşılık gelen kükürt fugasitesi -12.7/-7.37, oksijen fugasitesi -30.4/-26.64 ve pH 3.38/5.35 olarak saptanmıştır. Bu şartlarda kurşunun yüksek sıcaklıkta klorür ve düşük sıcaklıkta sülfür kompleksleri, çinkonun ise genel olarak klorür kompleksleri halinde taşındığı belirlenmiş ve pH değişiminin minerallerin çökmesinde sıcaklık değişiminden daha etkili olduğu tespit edilmiştir.

Pirit, galenit ve sfalerit minerallerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin (+2.0-+6.7 ‰) 0 ‰ değerine yakın dar bir aralıktaki değişimi, bu minerallerin oluşumunu sağlayan kükürtün magmatik kökenli olduğunu göstermektedir.

Kalsit ve ankerit'lerin dengede olduğu sıvıların karbon (+1.9- -3.5 ‰) ve oksijen (+2.9- +10.7 ‰) izotop bileşimlerinden oksijen, magmatik sıvılarla benzerlik göstermekte, karbon ise magmatik kaynaktan farklı bir kaynağı işaret etmektedir. Gerçekleştirilen izotop karışım modelleri hidrotermal karbonatların çökmesinde ve izotop farklılaşmasında asıl rol oynayan olayın sıvı-kayaç (10-400/1 oranında) etkileşimi olduğunu göstermiştir.

Anahtar Kelimeler: Gümüşhane, Midi, Epitermal, Mezotermal, Zn-Pb yatağı, Kütle transferi, Jeotermometre, Duraylı izotop jeokimyası, İzotop modellemesi

SUMMARY

Geologic, Mineralogic, Geochemical and Genetic Studies of Midi (Karamustafa-Gümüşhane) Zn- Pb Deposit, NE Turkey

The Midi deposit is composed of two different ore bodies namely the Köstürelilik and Maden Dere. Köstürelilik orebody trending NW-SE and dipping NE is hosted by Kırıllık Breccia and Maden Dere orebody trending E-W and dipping N is located at the bottom part of the Zimonköy formation. Both are confined to fault zones. Maden Dere orebody occurs as lenses, whereas the Köstürelilik as an irregularly outlined conical form. The orebodies have been formed by both replacement of the host rocks and infillings of fractures. Main ore minerals are sphalerite, pyrite, galena; lesser chalcopyrite, pyrrhotite, tetrahedrite, bornite and gold and tellurides in traces.

Alteration developed along the fault zones extends about 1 to 10 metres into wall rock but displays indistinct spatial zonation. Quartz, sericite, chlorite, epidote and carbonate minerals are the dominant alteration minerals. The mass change calculations based on the Zr, Hf, Nb determined to be immobile indicate a 24.26 % volume increase in the ore zones. mainly due to addition of Ca(25 g/100g), Fe(12 g/100g), Al(8 g/100g), Si(3 g/100g) and ore-forming elements.

Mineral precipitation took place in a temperature interval between 250 and 388 °C. The mean homogenization temperature obtained from fluid inclusions (306.6 ± 25 °C) is consistent with those obtained from S isotope thermometry (301 ± 22 °C), arsenopyrite thermometry (331 °C), and Na- K alkali thermometry (298 °C). Ore forming fluids evolved in the NaCl-KCl-H₂O system with low to medium salinity values (6.1 ± 1.4 NaCl % equiv.) and a mean density of 0.76 ± 0.05 g/cm³ are slightly acidic to alkaline in composition and are enriched in Ca, Na, K, Mg and Fe but relatively depleted in Si.

Thermodynamic parameters calculated at 325 °C and 275 °C respectively revealed a fS_2 of -30.4/-26.64, fO_2 of -12.7/-7.3 and pH of 3.38/5.35 for the ore forming fluids. In this system Pb is transported as chloride complexes at high temperatures, but as sulfure complexes at low temperatures, whereas Zn is transported mainly as chloride complexes. Variation in pH values played much more important role in precipitation of both galena and sphalerite than those in temperature. $\delta^{34}S$ values (+2 - +6.7 ‰) of pyrite, galena and sphalerite indicate a magmatic source for the sulfure.

Carbon and oxygen isotopic composition of the fluid in equilibrium with calcite and ankerite point out that oxygen is magmatic in origin, but carbon is derived from another source. C and O isotope modelling studies indicate that water-rock interaction (10-400 w/1r) played the main role in deposition of carbonate minerals and isotope fractionation.

Key Words: Midi, Gümüşhane, Epi-mesothermal, Zn-Pb deposit, Mass transfer, Geothermometry, Stable isotope geochemistry, Isotope modelling

ŞEKİLLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Şekil 1. İnceleme alanına ait yerbulduru haritası.....	3
Şekil 2. Doğu Pontidler'in Kuzey ve Güney Zonlar'ını gösterir şematik kesit (Bektaş vd., 1995).....	5
Şekil 3. Pontilerin ana tektonik özellikleri (Bektaş ve Çapkınoğlu, 1997).....	8
Şekil 4. Midi Madeni (Karamustafa/Gümüşhane) ve civarında dere sediman analizlerinden hazırlanan anomali haritası (MTA, 1985).....	22
Şekil 5. Karamustafa-Kurtoğlu (Gümüşhane) civarının 1/ 25.000 ölçekli jeoloji haritası	24
Şekil 6. Karamustafa-Kurtoğlu (Gümüşhane) civarının yüzeyleyen birimlere ait jeolojik dikme kesit	25
Şekil 7. Karamustafa-Kurtoğlu (Gümüşhane) civarının yüzeyleyen birimlere ait enine kesit	26
Şekil 8. Midi Maden ve civarının 1/10.000 ölçekli yarı detay jeoloji haritası.....	27
Şekil 9. Kurtoğlu Metamorfiti içindeki amfibolitlerin dokusal görünümü.....	29
Şekil 10. Taban konglomeralarının arazi ve mikroskop görünümleri.....	31
Şekil 11. Tersu Geçidi Doğusunda Ammonitli kumtaşı ve kumlu kireçtaşlarının arazi ve mikroskoptaki görünümleri.....	32
Şekil 12. Kayıf Dere boyunca yüzeyleyen breşik riyolitlerin yakından görünümü ve mikro okuları.....	34
Şekil 13. Kısmen derecelenme gösteren felsik litik kristal tüflerin arazi ve mikroskoptaki görünümleri.....	34
Şekil 14. Zimonköy formasyonu üyesi bazalt ve andezitik kayalardaki mikrolitik porfirik ve fluidal strüktürler.....	36
Şekil 15. Zimonköy Formasyonunda andezit litik kristal tüfün mikro görünümü...	37
Şekil 16. Berdiga Formasyonu'na ait arazi görünümü ve mikro dokusu.....	38
Şekil 17. Kırtıllık Breşi ve Köstürelilik Graniti arasındaki dokanak ilişkisi.....	40
Şekil 18. Kırtıllık Breşi'nin galeri, sondaj ve arazideki görünümleri.....	42
Şekil 19. Dolomitleşmiş breşin makro ve mikroskoptaki görünümü.....	43
Şekil 20. Kırtıllık Breşi içindeki nummulitlerin makro ve mikro görünümleri.....	43
Şekil 21. Gümüşhane Plütonu'ndan alınan granit bileşimli kayaların dokusal görünümleri.....	47
Şekil 22. Gümüşhane Plütonu'nda diyorit bileşimli kayaların arazi ve ince kesit görünümleri.....	49
Şekil 23. Köstürelilik Graniti'nin arazi ve mikroskoptaki görünümleri.....	50

Şekil 24.	Gümüşhane Graniti'ni kesen kuvarsmikrodiyorit'in arazi ve dokusal görünümü.....	52
Şekil 25.	Kırtıllık Breşi içinde ve Maden Dere Cevherleşmesi civarında yüzeyleyen riyolit-riyodasit bileşimli kayaçların arazideki görünümü....	53
Şekil 26.	Akma izi yapısı gösteren breşik riyolitlerin yakından görünümü.....	54
Şekil 27.	Ters faylanma neticesinde oluşan breşleşme, kıvrımlanma ve fay boyunca açılmış galeri (G3).....	58
Şekil 28.	Maden Dere Cevherleşmesi'nin yerleştiği ve yoğun deformasyon ve ayrışmanın izlendiği fay zonunun yakından görünümü.....	58
Şekil 29.	Asidik (a) ve bazik (b) volkanitlerde hazırlanan izokon diyagramları	62
Şekil 30.	Asitik ve bazik volkanitlerin Zr/TiO ₂ -Nb/Y (ppm) kimyasal sınıflandırma diyagramındaki yerleri (Winchester ve Floyd, 1977).....	63
Şekil 31.	İnceleme alanındaki volkanitlerin afinitelerini gösteren AFM ve Th/Yb-Ta/Yb diyagramları	64
Şekil 32.	Volkanik kayaçların Hf/3-Th-Ta tektonik ayırtman diyagramındaki (Wood, 1980) yerleri.....	65
Şekil 33.	Liyas yaşlı asidik volkanik kayaçları ve onları kesen daykların ilksel mantoya göre (McDonough vd., 1991) normalize edilmiş iz element değişim diyagramları.....	66
Şekil 34.	Bazik volkanik kayaçların ilksel mantoya göre normalize edilmiş (McDonough vd., 1991) iz element değişim diyagramları.....	66
Şekil 35.	İnceleme alanındaki bazalt-andezit ve riyodasit-riyolit bileşimli kayaçların Kondrite göre normalleştirilmiş nadir toprak element değişim diyagramları.....	67
Şekil 36.	Gümüşhane ve Köstürelilik granitlerinin MgO-Fe ₂ O ₃ top-Na ₂ O+K ₂ O üçlü değişim diyagramındaki (Irvine ve Baragar, 1971) konumları.....	71
Şekil 37.	Gümüşhane ve Köstürelilik granitlerinin Nb (ppm)-Y (ppm) (a) ve Rb (ppm)-Y+Nb (ppm) (b) tektonik ayırtman diyagramlarındaki (Pearce vd., 1984) konumları ve oluşturdıkları metalik maden yatakları ile ilişkileri.....	71
Şekil 38.	Gümüşhane ve Köstürelilik granitine ait kayaçların Rb/3-Hf-Ta*3 tektonik ayırtman diyagramındaki yerleri (Harris vd., 1986).....	72
Şekil 39.	Gümüşhane (a) ve Köstürelilik (b) granitlerinin Okyanus Ortası Sırtı Granitleriyle (OOSG (ORG); Pearce vd., 1984) normalleştirilmiş iz element diyagramları.....	73
Şekil 40.	Gümüşhane (a) ve Köstürelilik (b) granitlerinin ilksel mantoya (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) değişim diyagramları.....	74
Şekil 41.	Maden Dere damarından alınan cevher ve Köstürelilik Granitinin, Dölek ve Sarıççek (b) plutonlarına ait (Karlı, 2002) ilksel mantoya (Sun ve McDonough, 1989) göre normalleştirilmiş NTE dağılımlarının karşılaştırılması.....	75

Şekil 42.	Köstürelilik Graniti'nde ilmenit ayrılımları gösteren Fe-Ti oksitlerin Elektron Mikroskoptaki görünüşleri.....	75
Şekil 43.	Granitik kayaçların baz metal içeriklerinin Cu-Pb-Zn (ppm) üçgen diyagramındaki yerleri.....	76
Şekil 44.	Volkanik kayaçların baz metal içeriklerinin Cu-Pb-Zn (ppm) üçgen diyagramındaki yerleri.....	77
Şekil 45.	Midi madeni ve yakın civarının 1/2000 ölçekli detay joloji haritası.....	80
Şekil 46.	Midi maden ve civarında yaygın olan kayaçların stratigrafik kolon kesiti.....	81
Şekil 47.	Midi maden ve civarında yaygın olan kayaçların 1/2000 ölçekli jeolojik enine kesiti.....	82
Şekil 48.	Köstürelilik cevherleşmesi ve civarının 1/ 1000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritası.....	85
Şekil 49.	Köstürelilik Cevherleşmesin yer aldığı Breş içinde stok şeklinde yüzeyleyen riolitler ve Kırtıllık Breşi, Köstürelilik Graniti ve KTG2 galerinin KB yönünden görünümü.....	86
Şekil 50.	Köstürelilik cevher duruşunu gösterir K-G yönünde alınmış jeolojik kesit, KTG1 galerisinin kroki ve örnek alım lokasyonları.....	87
Şekil 51.	Köstürelilik cevher duruşunu gösterir KB-GD yönünde alınmış jeolojik kesit, KTG2 galerisinin kroki ve örnek alım lokasyonları.....	88
Şekil 52.	Köstürelilik cevher sahasında yapılan sondajlar yardımıyla hazırlanan ve köstürelilik cevherleşmesinin yerleşimini gösterir jeolojik kesitler	89
Şekil 53.	K70B yönünde açılmış KTG2 galerisinin pusula ve şerit metre yardımıyla hazırlanan galeri haritası.....	92
Şekil 54.	Köstürelilik cevher sahasında düşey yönde açılmış KTD8 nolu sondaja ait log.....	93
Şekil 55.	Maden Dere cevherleşmesi ve civarının 1/ 500 ölçekli jeoloji haritası....	95
Şekil 56.	Maden Dere cevherinin yerleşimini gösterir jeolojik kesitler.....	96
Şekil 57.	Maden Dere kuzey yamacında fay zonunda açılan yarma ve Zimoköy Formasyonunu keserek yüzeyleyen riolitik magmanın çıkış kanalı.....	97
Şekil 58.	Maden Dere güney yamacında cevherli fay zonunda açılan yarma ve galerinin görünümü.....	97
Şekil 59.	Maden Dere cevher sahasında K44D/65GD'de açılan S1-1 sondaj logu..	99
Şekil 60.	Midi Maden'de yaygın olarak görülen cevher yapıları: a) kokart yapı b) breş dolgusu yapısı.....	100
Şekil 61.	Midi Maden yatağında yan kayacı ornatarak yerleşen bantlı cevher yapıları.....	101
Şekil 62.	Breşlere yerleşen cevherde (KTG2, 350 m) gözlenen boşluk dolgusu yapıları.....	101
Şekil 63.	Köstürelilikte galeri ve sondajlar yardımıyla hazırlanan ve baca şekilli cevherin duruşunu gösterir düzlemsel diyagramlar.....	102

Şekil 64.	Sfalerit ve kuvarsın; cevher mikroskopisi (a) ve CL (b) görüntüleri.....	104
Şekil 65.	Sfalerit, ankerit ve kalsitin cevher mikroskopisi ve CL mikrofoto görüntüleri	105
Şekil 66.	Midi Zn-Pb (Karamustafa/Gümüşhane) Madeni'ne ait genelleştirilmiş mineral oluşum sırası ve cevher mineralleri.....	106
Şekil 67.	Köstürelilik cevherleşmesinde masif cevherden alınan örnekte XRD ile belirlenen cevher ve gang mineralleri.....	107
Şekil 68.	Boşluğa doğru büyümüş sfalerit ve kuvars kristalleri.....	109
Şekil 69.	Midi Maden yatağında sfalerit ile diğer mineraller arasındaki dokusal ilişkiler.....	110
Şekil 70.	Sfalerit içindeki kalkopirit ayrılımlarının oluşturduğu dokular.....	111
Şekil 71.	Sfaleritlerde Zn ile Fe (atomik %) arasındaki iyon değişimini gösterir negatif korelasyon.....	113
Şekil 72.	Özşekli galen ve safalerit ile kuvars ve ankerit minerallerinin makroskopik görüntüleri.....	116
Şekil 73.	Galende gelişen üçgen yapıları ve diğer minerallerle oluşturduğu dokular.....	117
Şekil 74.	Sfalerit, pirit, bizmutlu fahlerz kapanımları içeren ve kenarları boyunca serusit ve anglezite dönüşen galen.....	118
Şekil 75.	Kalkopirit ve elekrumun mikroskoptaki görüntüleri.....	119
Şekil 76.	İkizlenme gösteren arsenopirit ve piritin boşluğa doğru büyümüş öz şekli mineralleri.....	119
Şekil 77.	Arsenopiritin mikroskoptaki görüntüleri ve bantlı yapı gösteren pirit, gang ve arsenopiri.....	119
Şekil 78.	Sfalerit içerisindeki Pirotin ve kalkopirit ayrılımları.....	120
Şekil 79.	Tedraedrit, manyetit ve hematitin cevher mikroskobundaki görüntüleri	121
Şekil 80.	Fahlers ayrılımı içeren galen (a) ve gang içerisinde altının (b) mikroskoptaki görüntüleri.....	122
Şekil 81.	Midi Maden Çiçek Yaylası ve civarının ayrıntılı jeoloji ve ayrışma haritası.....	125
Şekil 82.	Felsik litik kristal tüfte gözlenen yoğun serizitleşme ve silisleşme.....	126
Şekil 83.	Riyolit (a) ve Köstürelilik Granit'inde (b) gözlenen alterasyon mineralleri.....	126
Şekil 84.	İnceleme alanındaki riyolitik tuf (a) ve granitlerde (b) gözlenen yoğun serisitleşme (S), silisleşme (Q) ve epidotlaşma (Ep).....	127
Şekil 85.	Akma bantlaşması gözlenen riyolitlerde (a) ve riyolitik kristal tüflerde gelişen alterasyon mineral birliktelikleri	127
Şekil 86.	Granitle Kırtıllık breşi dokanağında oluşan (a) ve diyoritlerde meydana gelen (b) hidrotermal ayrışma.....	128
Şekil 87.	Andezit bileşimli litik kristal tuf (a) ve bazaltlarda (b) yoğun olarak gözlenen kloritleşme (Kl) ve kalsitleşme (Ka).....	129

Şekil 88.	Alterasyon minerallerinden kloritlerin sınıflandırma diyagramındaki yerleri (Melka, 1965).....	129
Şekil 89.	Yankayaçlarda ve cevherli zonlarda gözlenen epidotlaşmanın makro ve mikro görünüşleri.....	130
Şekil 90.	Bazaltlarda plajiyoklasın ikincil minerallere dönüşmesi ve Cevherli zonda, andezitik tüflerde gözlenen yoğun hidrotermel alterasyon.....	131
Şekil 91.	Epidotların piştaiit numaralarına (Ps#) göre sınıflandırılması (Deer vd., 1992).....	132
Şekil 92.	Yankayaçta ve cevherde gözlenen kalsitleşme.....	133
Şekil 93.	Köstürelilik yatağında cevhere eşlik eden (TG2-45, TG2-51) ankeritlerin mikropor analizinden hazırlanan Mg, Mn ve Fe arasındaki iyon değişim diyagramları.....	134
Şekil 94.	Cevherleşmeye eşlik eden karbonatların kalsit-magnezit-kutnahorit (a) ve kutnahorit-dolomit-ankerit (b) üçgen diyagramlarındaki yerleri	134
Şekil 95.	Maden Dere Güney yakasında cevherli zonda açılan galeleri ve civarında (a) ve Riyolit breşlerde (b) gözlenen kaolenleşme, limonitleşme.....	136
Şekil 96.	Kırıllık breşinde açılmış eski galeri, breşlerde gözlenen dolomitleşme, limonitleşme ve hematitleşme.....	136
Şekil 97.	Arsenopirit ve diğer arsenik minerallerinin duraylılık alanlarında, arsenopiritin As (atomik %) ile sıcaklık arasındaki ilişkiyi gösteren diyagram (Kretschmar ve Scott, 1976) ve hesaplanan sıcaklık değeri...	138
Şekil 98.	Sıcaklık- kükürt aktivitesi diyagramında arsenopirit ve arsenik minerallerin duraylılık alanları ve bu diyagramı kullanılarak hesaplanan Midi Maden'e ait kükürt fugasitesi (Sharp vd., 1985.....	139
Şekil 99.	Maden Dere Cevherleşmesine dik bir hat boyunca MINSQ yöntemiyle hesaplanan (Herrmann ve Berry, 2002) alterasyon mineral değişimi.....	144
Şekil 100.	KTG2 galerisi boyunca cevhere doğru yan kayaçlarda meydana gelen ana element değişimleri.....	148
Şekil 101.	KTG2 galerisi boyunca cevhere doğru yan kayaçlarda meydana gelen S/Na ₂ O, MnO ₂ , MnO _s , MI ve iz element değişimleri.....	151
Şekil 102.	KTG2 galerisi boyunca cevhere doğru yankayaçlarda meydana gelen iz element değişimleri.....	152
Şekil 103.	Köstürelilik cevherleşme sahasında KTD8 sondajı boyunca meydana gelen ana element değişimi.....	155
Şekil 104.	Köstürelilik cevherleşme sahasında KTD8 sondajı boyunca meydana gelen düşey iz element değişimleri ve elementler arası ilişkileri gösterir diyagramlar.....	156
Şekil 105.	Köstürelilik Cevherleşme sahasında KTD8 sondajı boyunca meydana gelen iz element değişim diyagramları.....	157
Şekil 106.	Maden Dere cevherleşme sahasında yapılan S1-1 sondajı boyunca cevhere doğru oluşan ana ve iz element değişimleri.....	159

Şekil 107.	Maaden Dere Cveher sahasında S1-1 sondajı boyunca iz elemnt değişimleri.....	160
Şekil 108.	Maden Dere cevherine dik bir hat boyunca hesaplanan izokon diyagramları.....	163
Şekil 109.	Maden Dere cevherine dik bir hat boyunca hesaplanan nispi kütle değişim diyagramları.....	165
Şekil 110.	En az altere kayaca göre ayrıışmış kayaçta hesaplanan ve kayaçta nispi kütle artışı veya azalmasına (%) neden olan elementler arasındaki ilişkiler ile bu değişimler sonucu yankayaçta oluşabilecek alterasyon minerallerini gösterir diyagramlar.....	166
Şekil 111.	Maden Dere Cevherine dik bir hat boyunca ana elementler için hesaplanan % element dağılımlarını gösterir dyagramlar.....	168
Şekil 112.	Maden Dere Cevherine dik bir hat boyunca iz elementler için hesaplanan % element dağılımlarını gösterir diyagramlar.....	169
Şekil 113.	Maden Dere cevherine dik bir hat boyunca hesaplanan net (g/100g) kütle değişim diyagramları.....	170
Şekil 114.	Kuvars ve sfaleritlerde gözlenen sıvı kapanım şekilleri, mineral içerisindeki dağılımları ve boyutları.....	176
Şekil 115.	Sfalerit ve kuvarslarda birincil kapanımlardan ölçülen homojenleşme sıcaklığına ait frekans dağılım diyagramı.....	180
Şekil 116.	Sfalerit ve kuvarslarda birincil kapanımlardan elde edilen son ergime sıcaklığına ait histogram.....	180
Şekil 117.	Kuvars ve sfaleritlerdeki sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklığı tuzluluk değişimi ve çeşitli sıvı oluşum modelleriyle karşılaştırılması (Wilkinson, 2001).....	182
Şekil 118.	Farklı yatak tiplerinden elde edilen homojenleşme-tuzluluk değişim alanları ve Midi Maden yatağında elde edilen sıvı kapanım verilerinin bu yataklarla ilişkisi (Roedder, 1984).....	183
Şekil 119.	Bağımsız termometre kullanılarak sıvı kapanımların kapanlanma basıncının (PT) hesaplanması	185
Şekil 120.	Sıvı kapanım sıvılarının 10Mg/(10Mg+Ca)-10K/(10K+Na) diyagramındaki yerleri (Giggenbach, 1988).....	189
Şekil 121.	Midi Madende kapanımlardan crush-leach yöntemiyle elde edilen sıvılarda Na-Cl-Br-I sistematikleri.....	192
Şekil 122.	Sıvı kapanım ana element bileşiminin doğal, jeotermal ve maden yataklarından elde edilen sıvı bileşimleriyle karşılaştırılması.....	193
Şekil 123.	Sıvı kapanım ana element bileşiminin doğal, jeotermal ve maden yataklarından elde edilen sıvı bileşimleriyle karşılaştırılması.....	194
Şekil 124.	Midi Maden yatağındaki cevher mineral parajenezi göz önüne alınarak hazırlanan $\log fS_2-fO_2$ diyagramları	202

Şekil 125.	Midi Maden yatağındaki cevher mineral parajenezi göz önüne alınarak hazırlanan $\log f_{S_2}$ -pH diyagramları.....	203
Şekil 126.	Galenin her bir oluşum sıcaklığında ve farklı pH'da hesaplanan çözünürlükleri.....	208
Şekil 127.	Sfaleritin her bir oluşum sıcaklığında ve farklı pH'da hesaplanan çözünürlükleri.....	210
Şekil 128.	K_2O - Na_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O sisteminde hazırlanan $\log (a_{Na^+}/a_{H^+})$ - $\log(a_{K^+}/a_{H^+})$ aktivite diyagramları.....	212
Şekil 129.	CaO - K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O sisteminde hazırlanan $\log (a_{Ca^{2+}}/(a_{H^+})^2)$ - $\log(a_{K^+}/a_{H^+})$ aktivite diyagramları.....	213
Şekil 130.	K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O sisteminde hazırlanan $\log (a_{Ca^{2+}}/(a_{H^+})^2)$ - $\log(a_{K^+}/a_{H^+})$ aktivite diyagramları.....	214
Şekil 131.	Çeşitli kayaç, jeolojik ortam ve cevher tiplerinin $\delta^{34}S$ (‰) izotop değişimi ve Midi Maden'den alınan falerit, galen ve Pirit minerallerinden elde edilen $\delta^{34}S$ (‰) izotop değişimi.....	218
Şekil 132.	Midi Madende cevhere eşlik eden gang minerallerinden kalsit, ankerit, dolomit ve yan kayaçtaki oksijen-karbon izotop değişimi ve bu verilerin diğer sıvılarla karşılaştırılması	221
Şekil 133.	Maden Dere Cevherleşmesinden alınan hidrotermal kalsitle dengede olan sıvının soğumaya bağlı olarak çökelen kalsitlerde meydana gelen izotop bileşim değişimi ve kalsitlerin izotop bileşimleriyle karşılaştırılması.....	224
Şekil 134.	Soğuma, kayaç sıvı oranı (r/w) artışı, sıvı kayaç etkileşimi, sıcaklığa bağlı olarak çökelen kalsitin oksijen-karbon izotop bileşim değişimi.....	225
Şekil 135.	Taze kireçtaşı (Berdiga Formasyonu) ile Midi Madeni'ni oluşturan hidrotermal sıvının 300 °C ve 175 °C'de hazırlanan karışım modeli ve verilerle karşılaştırılması.....	227
Şekil 136.	Berdiga Formasyonundan alınan taze kireçtaşı ile dengedeki sıvı (50 °C) ile Midi Madeni'ni oluşturan hidrotermal sıvı'dan (300 °C) hazırlanan sıvı-sıvı karışım modeli ve kalsitlerden elde edilen verilerle karşılaştırılması	229
Ek Şekil 1.	İnceleme alanının 1/25.000 jeoloji ve örnek alım haritası.....	268
Ek Şekil 2.	Midi Madeni-Çiçek yaylası ve civarının 1/2000 ölçekli jeoloji ve örnek alım haritası.....	269
Ek Şekil 3.	Maden Dere cevherleşmesi ve civarının 1/500 ölçekli jeoloji ve örnek alım haritası.....	270

TABLÖLAR DİZİNİ

Sayfa No

Tablo 1.	İnceleme alanında yüzeyleyen Gümüşhane ve Köstürelilik Graniti'lerinin modal mineralojik yüzdeleri.....	45
Tablo 2.	İnceleme alanında yüzeyleyen volkanik kayaların ana, iz ve nadir toprak element (NTE) analiz sonuçları.....	60
Tablo 3.	Gümüşhane ve Köstürelilik granitlerine ait ana, iz ve nadir toprak element (NTE) analiz sonuçları.....	70
Tablo 4.	Midi Madeninde galeri (TG), sondaj (TD) ve yarmalardan (Hd) alınan cevher örneklerinin modal mineralojik bileşimi (%) ve temel istatistik parametreleri.....	108
Tablo 5.	Sfaleritler'in mikrokimyasal analiz sonuçlarına ait temel istatistiksel parametreler.....	112
Tablo 6.	Cathelineau ve Nieva (1985) T1 ve Jowett (1991) T2, teotermometrelerine göre hesaplanan kloritlerin oluşum sıcaklıkları ve Fe numaraları.....	138
Tablo 7.	Maden Dere Cevherine dik bir hat boyunca alınan örneklerin tüm kayac analizlerinden MINSQ yöntemiyle (Herrmann ve Berry, 2002) hesaplanan alterasyon mineralojik bileşimleri.....	143
Tablo 8.	KTG2 galerisinden alınan örneklerin analiz sonuçlarına ait temel istatistik parametreler.....	147
Tablo 9.	KTG2 galerisinden alınan örneklerden analiz edilen elementler arasında $p<0.001$ anlamlılık düzeyinde hesaplanan korelasyon katsayıları.....	149
Tablo 10.	Köstürelilik Cevherleşme sahasında yapılan KTD8 sondajından alınan örneklerin analiz sonuçlarına ait temel istatistik parametreler.....	153
Tablo 11.	Maden Dere Cevher sahasında yapılan S1-1 sondajından alınan örneklerin analiz sonuçlarına ait temel istatistik parametreler.....	154
Tablo 12.	Sıvı kapanım çalışmalarında kullanılan örnekler ve mineral parajenezleri	174
Tablo 13.	Sıvı kapanımlarında yapılan mikrotermometrik çalışmalarda elde edilen verilere ait temel istatistiksel parametreler.....	178
Tablo 14.	Crush-leach yöntemiyle elde edilen sıvı kapanım sıvısında belirlenen element oranları ve bunlardan hesaplanan sıvı bileşimi.....	188
Tablo 15.	Sıvı kapanımlardan elde edilen alkali element oranları, bu oranlar kullanılarak hesaplanan jeotermometreler ve kapanımlardan ölçülen homojenleşme sıcaklıkları.....	189

Tablo 16.	Sıvı kapanımlardan elde edilen katyon-halojen ve halojen-halojen elementleri arasındaki mol oranları.....	190
Tablo 17.	Midi Maden yatağında yaygın olan sülfütlü minerallerin, dengede oldukları hidrotermal sıvıların kükürt izotop bileşimleri ve sfalerit-galen çiftinden hesaplanan kükürt jeotermometresi sonuçları.....	217
Tablo 18.	Yan kayaçlar ile cevhere eşlik eden karbonat gang mineralleri ve dengede oldukları hidrotermal sıvıların karbon ve oksijen izotop bileşimleri $\delta^{13}\text{C}$ PDB (‰) ve $\delta^{18}\text{O}$ SMOW (‰) olarak ölçülmüştür).....	220
Ek Tablo 1.	Feslik volkanik kayaçlardan (riyolit-riyodasit) elde edilen ana ve iz elementler arasında $p < 0.001$ anlamlılık düzeyinde hesaplanan korelasyon katsayıları ($n = 14$).....	271
Ek Tablo 2.	Bazik volkanik kayaçlarda (andezit- bazalt) ana ve iz elemntler arasında $p < 0.001$ anlamlılık düzeyinde hesaplanan korelasyon katsayıları ($n=9$).....	272
Ek Tablo 3	Midi Madeni köstürelilik ve Maden Dere Cevherleşmelerinden alınan cveher minerallerinin kimyasal analiz (mikroprob) sonuçları.....	273
Ek Tablo 4.	Alterasyon ve gang minerallerinin kimyasal analiz (mikroprob) sonuçları.....	276
Ek Tablo 5.	Maden cevherleşmesine dik bir hat boyunca alınan örneklerin kimyasal analiz sonuçları.....	281
Ek Tablo 6.	KTG2 Galerisi boyunca alınan örneklerin kimyasal analiz sonuçları.....	283
Ek Tablo 7.	KTD8 sondajından alınan örneklerin kimyasal analizleri	284
Ek Tablo 8.	Maden Dere Cevherleşme sahasında yapılan S1-1 sondajından alınan örneklerin analiz sonuçları.....	285
Ek Tablo 9.	MINSQR programına ait örnek çalışma çalışma sayfası.....	287
Ek Tablo 10.	Maden Dere Cevherine dik hat boyunca yan kayaçlardan elde edilen ana ve iz elementler arasındaki korelasyon katsayıları.....	288
Ek Tablo 11.	Altere ve az altere kayaçlardaki elementlere ait analiz sonuçları bu sonuçların genel ortalamaları kullanılarak yan kayaçlarda hesaplanan nispi (%) ve net (g/100g) kütle değişimi.....	289
Ek Tablo 12.	Midi Maden'i oluşturan cevherleşmelerde sfalerit ve kuvars minerallerinden yapılan sıvı kapanım ölçüm sonuçları.....	290
Ek Tablo 13.	Sfalerit ve kuvars minerallerinden elde edilen sıvı kapanım, sıvı eldesi sırasında kullanılan iki kez saflaştırılmış (DDW) sıvısının kimyasal analiz sonuçları ve elementlerin atomik oranları.....	292

Ek Tablo 14.	EQBRM programıyla hesaplanan iyon ve iyon komplekslerine ait konsantrasyonlar ve bu hesaplama esnasında kullanılan diğer parametreler.....	293
Ek Tablo 15.	Galen ve sfaeritin çözünürlük hesabında ve pH hesabında kullanılan elementlere ait aktivite katsayıları (Helgeson, 1969'a göre hesaplanmıştır).....	294
Ek Tablo 16.	Termodinamik çalışmalarda kullanılan reaksiyonlar ve bunlara ait farklı iki sıcaklıkta hesaplanan denge sabitleri.....	295
Ek Tablo 17.	Aktivite diyagramlarında kullanılan reaksiyonlar ve bu reaksiyonların farklı sıcaklıktaki denge sabitleri.....	296
Ek Tablo 18.	Karbon ve oksijen izotop modellemelerinin açıklamaları ve çözüm yolları.....	297



SEMBOLLER DİZİNİ

a	: Aktivite
A	: Debye Hückel parametresi
$Al^{[4]}$	: Tetrahedral koordinasyonlu alüminyum
$Al^{[6]}$	: Oktahedral koordinasyonlu alüminyum
Amf	: Amfibol
An	: Anortit
$Angl$	: Anglezit
$ANTE$	: Ağır Nadir Toprak Elementler
Apy	: Arsenopirit
Au	: Altın
Auk	: Ateşte uçucu kaybı
Br	: Brom
Bi	: Biyotit
$BiYTE$	: Büyük İyon Yarıçaplı Taşıl Elementler
C_i^O	: Taze kayadaki bir bileşenin konsantrasyonu
C_i^A	: Ayrışmış kayadaki bir bileşenin konsantrasyonu
Cl	: Klor
CDT	: Canyon Diablo Triolite (Kükürt izotop standardı)
Cpy	: Kalkopirit
Cu	: Bakır
Gf	: Galen
Hem	: Hematit
I	: İyonik kuvvet
I	: İyot
$ICP-AES$	: İndüktif Eşleşmiş Plazma – Atomik Emisyon Spektrometri
$ICP-MS$	: İndüktif Eşleşmiş Plazma – Kütle Spektrometri
K	: Denge sabiti
Ka	: Kalsit
KAB	: Kalk Alkali Bazaltlar
Kl	: Klorit
L	: Liquid (sıvı)

Lo	: L�linjit
Ma	: Magnetit
Mg#	: Magnezyum numarası
Mİ	: Metal İndeksi
<i>mi</i>	: Bir bileşenin molalitesi
NTE	: Nadir Toprak Elementler
OAB	: Okyanus Adası Bazaltları
P	: Basınç (kbar)
PDB	: Pee Dee Belemnite (Karbon izotop standardı)
Pb	: Kurşun
ppb	: Part per bilion (milyarda bir)
Pl	: Plajiyoklas
Po	: pirotin
Py	: Pirit
Q	: Kuvars
SMOW	: Standart Mean ocean (Oksijen izotop standardı)
Sph	: Sfalerit
T	: Sıcaklık (�C veya �K cinsinden)
T _H	: Homojenleşme sıcaklığı (�C)
T _{FM}	: First Melting Temperature (İlk ergime sıcaklığı)
T _{m-ice}	: Son ergime sıcaklığı
V	: Vapour (Buhar, gaz)
VYB	: Volkanik Yay Bazaltları
Zi	: İyon yükü
Zn	: Çinko
XRF	: X-Ray Floresans
γ	: Aktivite katsayısı
fO_2	: Oksijen fugasitesi
fS_2	: Kükürt fugasitesi

Not: Bu dizinde yer almayan bazı semboller, metin içinde ilgili oldukları yerde açıklanmıştır.

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Doğu Pontid Volkanik Kuşağı, Doğu Avrupa'dan başlayan, Orta Asya'dan Pasifik'e kadar uzanan ve önemli derecede ekonomik maden yatağına ev sahipliği yapan Tetis-Avrasya metalojenik kuşağının bir parçasıdır (Pejatoviç, 1979). Doğu Pontidler bu öneminden dolayı uzun yıllar gerek jeolojisi ve tektoniği, gerekse maden yatakları açısından bir çok araştırmacının dikkatini çekmiştir (Gattinger, 1962; Dixon ve Pereira, 1974; Adamia vd., 1977; Aslaner, 1977; Pejatoviç, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981; Özsayar vd., 1981; Bektaş ve Güven, 1995). Doğu Pontid Volkanik Kuşağı; volkanizma eşlikli masif sülfür, porfiri bakır, skarn ve epitermal damar tipi Cu, Pb, Zn, Au (Ag) gibi önemli ekonomik maden yataklarına ev sahipliği yapar (Aslaner, 1977; Pejatoviç, 1979; Leitch, 1981; Tüysüz ve Er, 1995; Yalçınalp, 1992; Lermi, 1996; Akçay vd., 1998; Tüysüz, 2000; Çiftçi, 2000).

Midi Madeni, Türkiye'de Balya yöresi ve Orta Toroslar'da (Ayhan, 1983) bulunan çinko yataklarından sonra çinko üretimi yapılan en önemli yataktır. Pontid maden kuşağı içerisinde polimetallik damar tipi Zn-Pb (Au, Ag) yataklardan biri olan Midi Madeni'nin, benzer tipte yatakların oluşumu ve kökenlerinin araştırılmasında bir model oluşturabileceği düşünülmektedir. Midi Madeni'nde bugüne kadar sadece ekonomik amaca yönelik çalışmalar yapılmış ve 1993-1999 yılları arasında işletilmiştir. Maden ortalama %0.15 Cu, %1.28 Pb, 55 gr/ton Ag, 7.8 gr/ton Au (Kahraman vd., 1984), % 4-11 Zn (ortalama % 8) tenörlü 595.800 ton çinko rezervine sahiptir (Barit Maden Türk A.Ş., 1996).

1.2. Çalışmanın Amacı

Bu çalışmada Midi Madeni'nin başlıca jeolojisi, yerleşimi, geometrisi, mineralojisi ve mineral kimyasının ortaya konması; yan kayaçlarda meydana gelen mineralojik, kütleli ve kimyasal değişimler, madenin oluşumunda etkili olan fizikokimyasal olaylar, cevher oluşturan sıvı ve metallerin kökeni, cevher oluşturan metallerin çökmesinde etkili olan faktörlerin tespit edilmesi hedeflenmiştir. Elde edilen jeokimyasal ve jeolojik veriler ışığında Midi Maden yatağının fizikokimyasal modelini oluşturmak ve bölgede benzer

tipte yatakların aranmasında faydalı olabilecek jeolojik modelin ortaya konması amaçlanmıştır.

Bölge ve ülke ekonomisi için yeraltı zenginliklerinin ortaya çıkarılmasının önemi her geçen gün artmaktadır. Bu tür yatakların bilimsel manada anlaşılması, benzer türde yatakların ortaya çıkarılması ve işletilmesi ülke ekonomisine ilave katkı sağlayacaktır. Bu amaca yönelik olarak Midi Madeni, işletme aşamasında çeşitli seviyelerde galerilerin açılmış olması, rezerv genişletme ve arama amaçlı sondajların varlığı, üç boyutlu sistematik ve detaylı çalışmalar için uygunluğu nedeniyle tercih edilmiştir.

1.3. Konum, Yerleşim ve Ulaşım

Çalışma alanı, Gümüşhane İli'nin yaklaşık 60 km batısında Hasköy, Karamustafa, Boyluca ve Kurtoğlu Köylerinin de içinde bulunduğu 1/25000 ölçekli Topoğrafik haritasının Trabzon H42-b4 ve H42-b3 paftalarının yaklaşık 150 km²'lik alanını kapsamaktadır (Şekil 1).

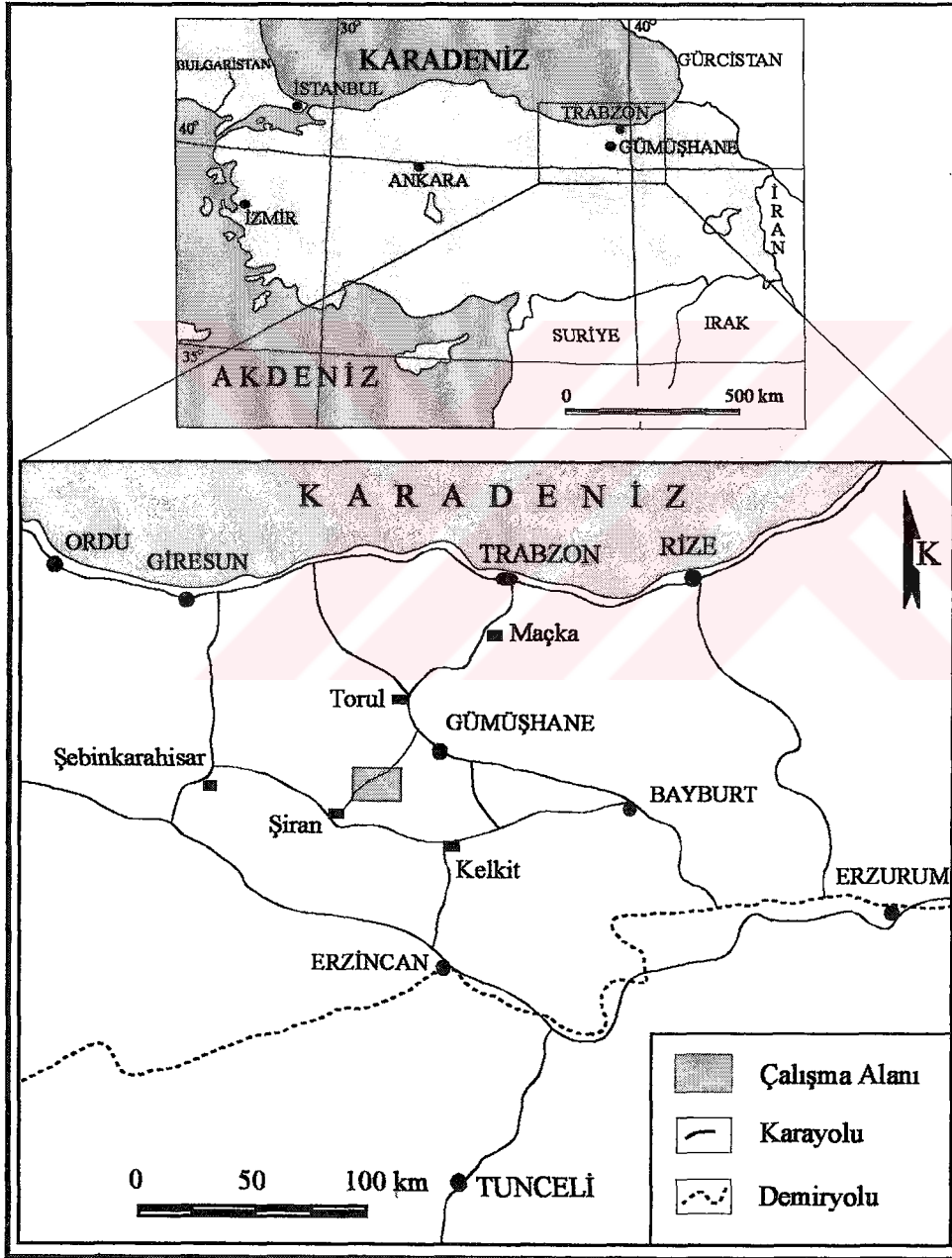
İnceleme alanı içindeki en önemli yerleşim merkezi Karamustafa ve Kurtoğlu Köyleridir. Hasköy ve Boyluca çalışma alanının kuzeyinde Musalla, Gülaçar ve Kocadal köyleri ise batı kesiminde yer alan diğer önemli yerleşim merkezlerini oluşturur.

Karamustafa ve madenin bulunduğu Midi Mahallesi'nin Gümüşhane'ye uzaklığı yaklaşık 60 km'dir. Çalışma sahasına Trabzon-Gümüşhane karayolunun İkisü Mevkii Şiran yol ayrımından itibaren 30 km asfalt yol ile Hasköy'e ve buradan 12 km'lik bir stabilize yolla Karamustafa Köyü'ne ulaşılmaktadır. İkisü'dan ayrılan bu yol, tarihi eski Şiran-Erzincan yolu olarak bilinir.

1.4. Jeomorfoloji, İklim ve Bitki Örtüsü

Çok engebeli olan inceleme alanının, denizden yüksekliği en düşük olan yerleşim yeri Karamustafa Köyü (1850 m)'dür. En önemli yükseltileri ise Elmalı Tepe (2507 m), Yaslan Tepe (2491 m), Güney Tepe (2205 m), Casurluk Tepe (2240 m) ve Eceltaşı Tepe (2231 m)'dir. KD-GB doğrultusunda uzanan Tersun Dağları Çalışma alanının Güney sınırını oluşturur.

Çalışma alanı akarsu ağı bakımından oldukça zengin olup, en önemli akarsuları Tersun Geçidi Garden Tepe'den itibaren Kuzeye doğru akan ve pek çok yan koldan beslenen Karamustafa Dere ile Garden Tepe'den Güneye Şiran yönüne akan Tersun Dere oluşturmaktadır. D-B yönünde bu dereleri besleyen Uzunyol Dere, Manşeyolu Dere ve Eski Köyün Dere önemli akarsulardandır. Bölgede tarım tamamen bu suların oluşturduğu alüvyonlar üzerinde yapılmaktadır.



Şekil 1. İnceleme alanına ait yerbulduru haritası

Çalışma sahasında yazları sıcak ve kurak, kışları soğuk ve kar yağışlı karakteristik karasal bir iklim hüküm sürer. Karadeniz Bölgesi'ne yakın olmasının etkisiyle özellikle Gümüşhane'nin kuzey kesiminde bir geçiş iklimi görülür. Zaman zaman yoğun yağmurların düştüğü bu bölgeler yer yer ormanla kaplıdır. Bölgede ancak Mayıs-Kasım ayları arasında verimli çalışma yapılabilir, diğer aylar soğuk ve kar yağışlıdır.

Bitki örtüsü bakımından çalışma alanı Gümüşhane'nin diğer bölgelerine nazaran daha zengindir. Özellikle Tersun Geçidi ve daha düşük kodlar tamamen ormanlarla kaplıdır. Doğal bitki örtüsü; yaygın olarak kızıl çam, meşe, yabani kavak ve kuşburnun'dan oluşmaktadır. Alüvyonlar üzerinde ise elma, vişne, kayısı, dut, ceviz gibi meyve bahçeleri ve sulu alanlarda kıvıldağ ve kavak ağacı yaygın olan bitkilerdir.

Bölge halkı genellikle vadiler boyunca yerleşmiş, tarım ve hayvancılıkla geçimini sağlamaktadır. Zaman zaman işletilen madenlerde mevsimlik işçi olarak çalışmaktadırlar.

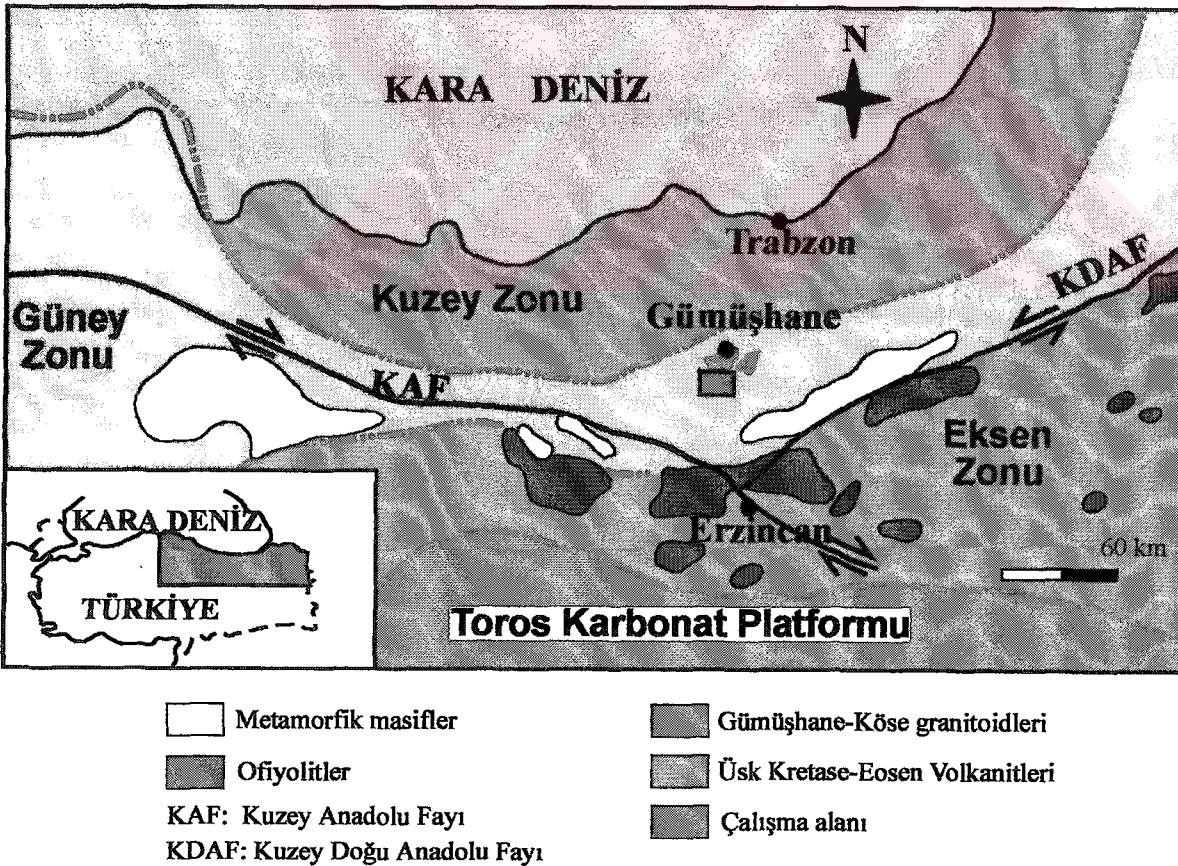
Ekonomik jeolojisi bakımından bölgede pek çok maden zuhuru (Cu, Zn, Pb, Fe, Au, Ag) MTA tarafından tespit edilmiş ve geçmişte işletilmiş, fakat halen işletilen maden yoktur. İşletme potansiyeline sahip Mastra altın madeni çeşitli sebeplerden dolayı beklemektedir. Endüstriyel hammaddeler bakımından en fazla barit, refrakter kil, ve enerji hammaddesi bakımından kömür zuhurları tespit edilmiş, ancak ekonomik olmadıklarından işletilmemektedirler. Yöre mineralli su kaynakları bakımından da oldukça zengindir.

1.5. Doğu Pontidlerin Tektoniği ve Metalojenezi

İnceleme alanı Doğu Pontid Jeotektonik Birliği'nin Güney Zonunda yer almaktadır. Tektonik birim olarak "Pontid" adı ilk defa Hemilton (1942) tarafından verilmiştir. Daha sonra Ketin (1966) Türkiye'nin tektonik birliklerini; "Pontid, Anatolid, Torid ve Kenar Kıvrımları" olarak sınıflandırmıştır. Ketin ve Canitez (1972), bu tektonik üniteleri yeniden düzenlemiş ve adlandırmışlardır.

Özsayar vd. (1981) Pontid'lerin doğu kesimini, litolojik farklılıklarını göz önüne alarak Doğu Pontid Kuzey Zonu ve Doğu Pontid Güney Zonu olmak üzere iki ayrı kısımda incelemişlerdir (Şekil 2). Kuzey zonda magmatik ve volkano-tortul kayalar egemenken, güney zonda daha çok tortul kayalar yaygındır. Pontidleri Toros Platformundan ayıran güney sınırı yaklaşık Ardanoç-İspir-Kemaliye Reşadiye ilçelerinden geçer (Özsayar vd., 1981).

Alp-Himalaya orojenik kuşağında yer alan Pontidler, dalma-batma, bindirme, yay oluşumu, yay gerisi oluşumları ve Tetis Okyanusu'nun kapanması gibi çok karmaşık olaylar sonucu şekillenmiştir. Gerek Türkiye'nin ana tektonik birliklerinden biri oluşu ve gerekse jeolojik evrimine ilişkin tartışmalı sorunların bulunuşu Pontid kuşağını, tortulaşma, mağmatizma, metamorfizma, özellikle tektonizma ve maden yatakları yönünden ayrıntılı olarak araştırılması gereken bir alan durumuna sokmuştur. Bu nedenledir ki pek çok araştırmacı, Pontidler'in değişik kesimlerinde çalışmış ve özellikle kuşağın jeodinamik evrimi hakkında pek çok görüş ortaya koymuşlardır. Eski yitimin yönüne ilişkin olan bu görüşler başlıca üç farklı yönde şekillenmiştir. Birinci görüşü savunan Adamia vd. (1977) ve Tokel (1972, 1977) Pontid mağmatik arkının güneyinde bulunan kenet kuşağındaki ofiyolitik kayalar Paleotetis'in kalıntıları şeklinde düşünerek Pontidler'in kapanmış, kuzeye dalımlı bir yitim zonu üzerinde geliştiğini belirtmişlerdir. İkinci görüşte olan Dewey vd.. (1974) ve Bektaş (1984), bugünkü Karadeniz'i Paleotetis'in



Şekil 2. Doğu Pontidler'in Kuzey ve Güney Zonlar'ını gösterir şematik kesit (Bektaş vd., 1995).

kalıntısı kabul ederek, Pontid kuşağının güneye doğru dahlımlı bir yitim zonu olduğunu savunmuşlardır.

Şengör ve Yılmaz (1981), Lavrasya ile Gondwana Kıtası arasında bulunan Paleotetis'in Permo-Triyas'da güneye olan dalımı sonucu Gondwana Kıtası üzerinde gelişen kenar denizi Neotetis ve bu kenar denizin kuzeyi ile Paleotetis arasında kalan kıtayı Kimmerid olarak isimlendirmişlerdir. Kimmeridyen Kıtası Erken Jura'da parçalanarak Anatolid ve Torid gibi bağımsız kıtacıkların oluşumuna neden olmuştur. Paleotetis, Orta Jura'da Lavrasya'nın güneye dalımına bağlı olarak Kimmeridler'le Skityen plakalarının çarpışması sonucu kapanmıştır. Neotetis okyanus plakasının Üst Kretase'de Kuzeye doğru dalımı sonucu bugünkü Karadeniz açılmış olup, Neotetis'in kuzey kolu ile Karadeniz arasında kalan kısım Pontidler olarak isimlendirilmiştir. Kuzeye doğru devam eden dalma-batma, erken Eosen'de Pontidler ile Anatolid-Torid platformlarının çarpışmasıyla sonuçlandığını savunmuşlardır.

Plaka tektoniği gündeme geldiğinden beri, maden yataklarının plaka hareketleri ile bağlantılı olarak geliştikleri ve bilhassa Porfiri Cu-Mo, Masif Sulfid ve Cu-Pb-Zn gibi yatakların adayayı ortamında oluştukları, konu üzerine çalışan jeologlar tarafından kabul görmektedir (Dixon ve Pereira, 1974; Sillitoe, 1979; Moore vd., 1980).

Doğu Karadeniz Metal Provensi, Tetis okyanus kabuğunun Jura-Miyosen arasındaki yitimine bağlı olarak gelişen bir ada yayı üzerinde yer alır (Dixon ve Pereira, 1974; Şengör ve Yılmaz, 1981; Çağatay ve Eastoe, 1995). Tetis-Avrasya metalojenik kuşağının bir parçası olan bu zon, Doğu Avrupa, Kuzeydoğu Türkiye, Kafkaslar, İran ve Orta Asya'dan Pasifik Metalojenik Kuşağına kadar uzanır (Jankoviç, 1980). Doğu Karadeniz, bu metalojenik kuşak içinde pek çok maden yatağına ev sahipliği yapar ve bu nedenle de birçok araştırmacının dikkatini çekmiştir (Güven, 1993; Tüysüz vd., 1994; Lermi, 1996; Akçay vd., 1998; Tüysüz vd., 2000). Bu yataklardan en önemlileri; Porfiri Cu (Au, Mo) yatakları, Skarn yatakları, volkanizma eşlikli masif sülfid yatakları ve polimetelik Cu-Pb-Zn (Ag, Au) yataklar ve epitermal Au-Ag yataklarıdır (Tüysüz, 1995; Akçay ve Tüysüz, 1997; Akçay ve Arar, 1999; Tüysüz ve Akçay, 2000).

Doğu Karadeniz volkanik kuşağı, masif sülfid yatakları bakımından zengin, fakat bu tür kuşaklarda beklenen miktarda ekonomik porfiri yatakları içermeyişi bakımından oldukça ilginçtir. Moore vd. (1980)'e göre bunun sebebi, Pontidlerin etrafındaki dalma açısının dik olması, bunun sonucunda da mağmanın derinlerde (~200 km) oluşması,

nispeten susuz ve dolayısıyla ekonomik porfiri yatakların gelişimi için gerekli olan hidrotermal sistemi oluşturmamış olmasıdır.

Aslaner (1977) Doğu Karadeniz Bölgesinde yer alan Masif Sülfid Yataklarının, dalma-batma zonundaki ada yayında oluştuklarını ve sonradan kıtaya lehimlenmiş olduklarını ileri sürmüştür. Ayrıca bölgedeki Porfiri bakır yataklarının Karadeniz Okyanus Kabuğu'nun Anadolu Plakacığı altına dalmasıyla (güney yönlü yitim) meydana gelen kalkalkalen magmadan itibaren oluştuğunu düşünmektedir.

Güven (1993), genel olarak Doğu Pontid tektonik kuşağının kuzeyinde masif sülfidleri, güneye doğru skarn ve porfiri tip yatakları, güney ve daha çok güney batı kesiminde ise damar tipi yatakların yaygın olduğu metalik zonların varlığını vurgulamışlardır.

Bektaş vd. (1984) Güney yönlü Mariana Tipi yitime bağlı olarak Doğu Karadeniz sahili boyunca Küre (Kastamonu) ve Doğu Karadeniz masif sülfid yataklarının, yay içi-yay gerisi gerilme ortamlarında toleyitik-kalkalkali mağmatizmaya bağlı olarak geliştiğini ileri sürmüşlerdir. Bektaş bu görüşünü Sato (1974)'nın Kuroko tipi yatakların yay gerisi ortamlarda değil, yay önü havzalarına yakın ve ona paralel toleyitik-kalkalkali volkanizmaya bağlayan görüşüyle desteklemekte ve Kuroko masif sülfid yataklarının da yay önüne yakın olduğunu belirtmektedir.

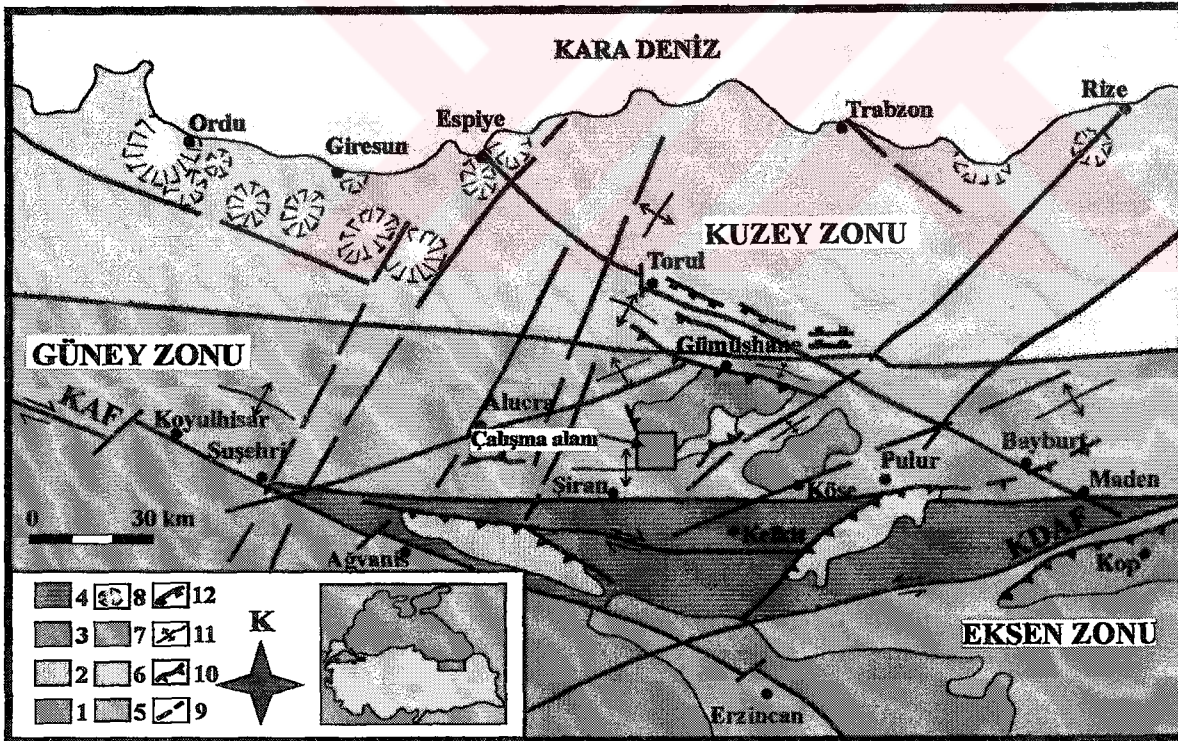
Çamur vd. (1994), bölgede mineralizasyonların D-B yönüne paralel dört metalojenik provenste görüldüğünü ve bu mineralizasyonların bölgenin jeolojik evrimine bağlı olarak geliştiğini ileri sürmüşlerdir. Buna göre Karadeniz kıyı bölgesine yakın birinci Provens'te daha çok volkanojenik masif sülfid-polimetallik (Cu, Pb, Zn) yatakları, güneye doğru ilerledikçe ikinci provenste sokulum kayalar ile ilişkili skarn (Cu, Fe) ve damar tipleri, üçüncü provenste porfiri (Cu, Mo) mineralizasyonlar ve Pontidler'in güney sınırında ise peridotitler içerisinde Alpin Tipi Krom yataklarına geçiş olduğunu belirtmişlerdir.

Sonuç olarak bütün araştırmacılar bir yitimin varlığını kabul etmektedir. Sadece yitimin kuzeye mi güneye mi olduğu hakkında farklı görüşler vardır. Ancak yitimin yönünden ziyade Pontidler'in bir ada yayı olduğu, değişik zamanlarda oluşmuş volkanitleri içerdiği ve bu volkanizma, plutonizma ve tektonizmaya ilişkili maden yataklarının geliştiği bütün yazarlar tarafından kabul edilmektedir (Pejatović, 1979; Coğulu, 1971; Bektaş, 1986; Korkmaz ve Gedik, 1988; Tüysüz vd., 1995; Tüysüz, 2000).

1.5.1. Doğu Pontidlerde Yapısal Jeoloji

Doğu Pontidler oldukça kompleks magmatik yay sisteminden meydana gelir. Bölgenin jeolojik oluşumu, Jura'dan Tersiyer'e kadar uzanan zaman diliminde şekillenmiştir (Pejatoviç, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981) ve volkanik yayın meydana gelişi kıtasal kabuğun çeşitli evrelerden geçmesiyle oluşmuştur.

Bölge, Alpin dağ oluşumunun Avusturya ve Anadolu Fazlarında Jura sonuna değin sıkışmalı bir tektonik rejimin etkisinde kalmıştır (Koronberg, 1970; Pejatoviç, 1979). Kuzey Zon'da yaygın olan ve alt bazik seri olarak nitelendirilen birim ile daha çok güney zonda yaygın olan Berdiga Formasyonu, etkili bir şekilde bu orojenizmadan etkilenmişlerdir. Kayaçların genel olarak rijit davranışlı olmaları, kıvrımlanma yapıları yerine blok fay oluşumlarına sebebiyet vermişler ve bölgede yaygın olan yapısal unsurlar bu blok fay tektoniğine (Şekil 3) bağlı olarak gelişmiştir (Kronberg, 1970; Bektaş ve Çapkinoğlu, 1997). Derin kökenli KD-GB ve KB-GD yönlü faylar, mağmanın çıkış



Şekil 3. Doğu Pontilerin ana tektonik özellikleri (Bektaş ve Çapkinoğlu, 1997). 1: Paleozoik granitleri, 2: Metamorfik masifler, 3: Serpantinit, 4: Ofiyolitik melanj, 5: Mesozoik sedimanter kayaçları, 6: Volkanitler, 7: Ayrılmamış Mesozik-Senozoik kayaçları, 8: Kaldere ve domlar, 9: Fay, 10: Bindirme, 11: Kıvrımlar, 12: Normal fay, KAF: Kuzey Anadolu Fayı, KDAF: Kuzey Doğu Anadolu Fayı

kanallarını oluşturmuş olmalıdır. Derinlik kayaçlarının, strato volkanlar ve kalderaların bu kırık ve faylarla oldua yakın ilişki içinde olmaları, bölgede yaygın olan maden yataklarının oluşumunda da etkin rol oynamış olmalıdırlar. Özellikle derinlik kayaçları ve cevherleşmelerin bu tektonizmayla ilişkisi, bunların bölgesel tektonizmanın genişleme rejimi esnasında yerleştiğini düşündürmektedir. Fay ve kırık tektoniği yanında çeşitli ölçekte antiklinal ve senklinaller de bölgede yaygın olan önemli yapısal unsurlardandır.

1.6. nceki alışmalar

Doğu Pontid Jeotektonik Birliği'nin güney zonunda yer alan Gümüşhane yöresi, maden yatakları bakımından zengin olması nedeniyle ve jeolojisi yönünden eskiden beri birçok araştırıcının dikkatini çekmiştir (Baykal, 1952; Gettinger vd., 1962; Ketin 1966). Bölgede madencilik faaliyetlerine ilişkin eskiden yapılmış galeriler, yarmalar ve işletme atıklarına pek çok yerde rastlamak mümkündür. Bu özelliğinden dolayı çalışma alanının da içinde bulunduğu bölgede, çeşitli ölçekli ve değişik amaçlı çalışmalar 1840'lı yıllardan beri bilinmektedir. Bölgede ilk jeolojik alışmalar Hamilton (1942) tarafından gerçekleştirilerek , bölge hakkında genel jeolojik bilgiler vermiştir.

İnceleme alanının da içinde bulunduğu Doğu Pontid Güney Zon'unda, son yıllarda gerek genel jeolojik ve gerekse maden yatakları açısından bir çok çalışma yapılmıştır (oğulu, 1970; Tokel 1972, 1977; Yılmaz, 1974; Baytekin ve Uslu, 1974; Özsayar vd., 1981; ınar vd., 1983; Bektaş vd., 1983, 1984, 1987, 1995; çamur ve Tüysüz., 1994; Yılmaz ve Taşlı, 1996; Arslan vd., 1996; Yılmaz ve Korkmaz, 1999).

ınar vd. (1983), Doğu Pontid Güney Zonunda Maden yatakları açısından yaptıkları çalışmalarda yöredeki cevherleşmeleri, polimetalik (Cu, Pb, Zn, Fe), manganez zuhurları, barit zuhurları olmak üzere e ayırmışlar ve bu mineralizasyonların damar ve skarn tipte olduğu belirtilmişlerdir. Damar tipte olan mineralizasyonlar daha çok Jura yaşlı andezitik aglomeralar içerisinde yer alırlar (Sawa ve şişman, 1971).

Çalışma alanı ve yakın civarında en ayrıntılı alışmalar Glibrahimoğlu vd. (1985), Türk Japon Ekibi (MTA, 1985), zdoğan, (1992), Güven (1993), Aydın (1996) ve Gültekin (2000) tarafından gerçekleştirilmiştir.

Glibrahimoğlu vd. (1985), bölgeyi de içine alan ve Zigana'ya kadar olan kesimin 1/25.000 ölçekli jeolojik haritasını hazırlayarak, stratigrafi ve cevherleşmeler hakkında bilgiler vermiştir. Jura yaşlı volkanitlerde ve Jura-Alt Kretase yaşlı yarı kristalize

kireçtaşlarında hidrotermal Cu, Pb ve pirometazomatik Fe cevherleşmelerinin varlığından söz etmiştir.

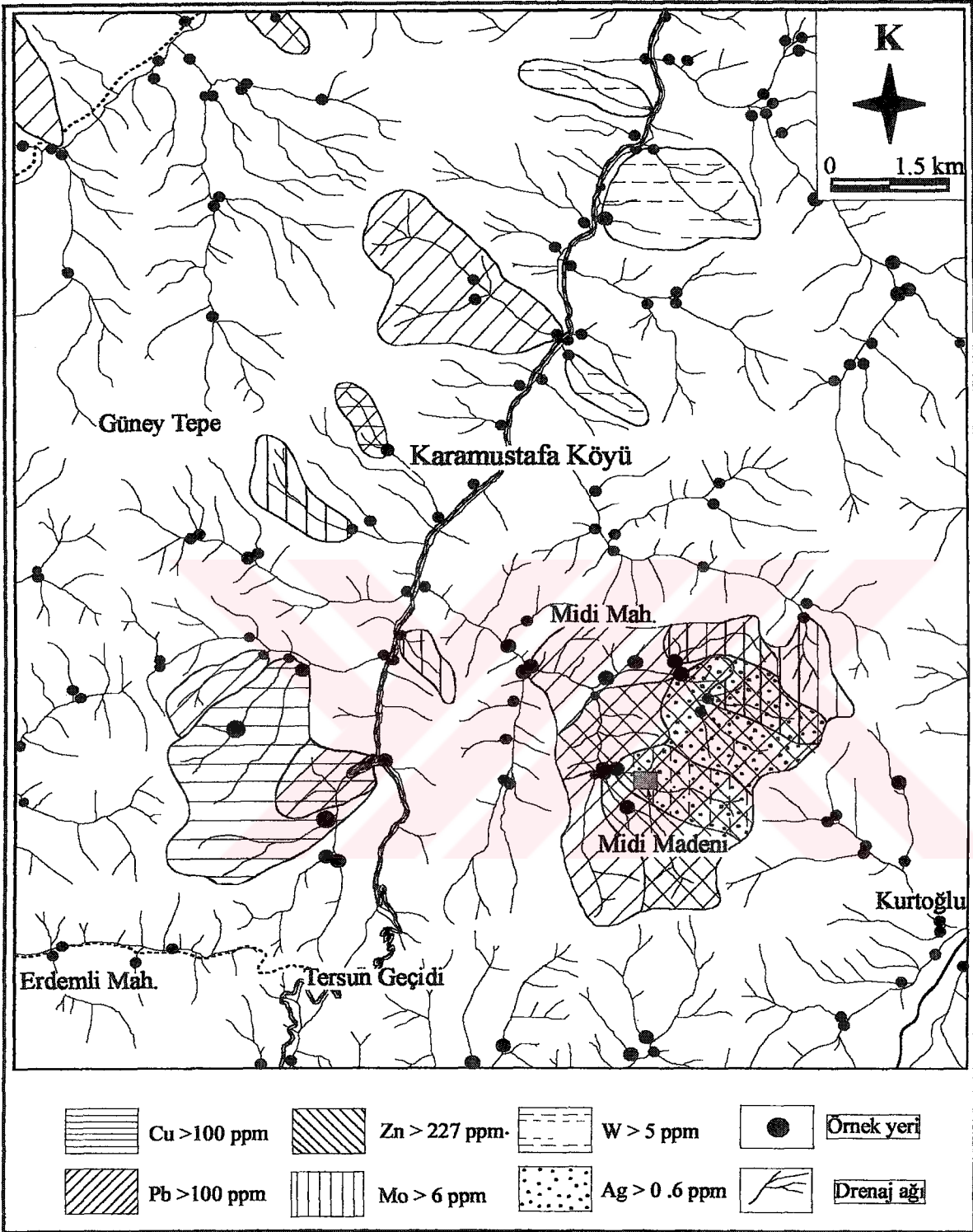
Türk Japon Ekibi (MTA, 1985), bölgede yapmış oldukları ortak proje çalışması sırasında Midi, Karadağ, Kırkpavli, Hazine Mağara ve Mastra Maden sahalarını da kapsayan 2800 km²'lik alanın 1/25.000 ölçekli jeoloji harita alımı ile genel jeokimyasal prospeksiyon çalışmalarını gerçekleştirmişlerdir. Dere sedimanı ve su jeokimyası çalışmaları sonucunda inceleme alanı ve civarını, Pb ve Zn anomali sahası olarak (Şekil 4) tespit etmiş ve ayrıntılı çalışılmasını önermişlerdir.

Özdoğan (1992), Karadağ ve civarının jeolojisi ve maden zuhurlarının genetik incelenmesi adlı çalışmasında, Karadağ ve civarındaki cevherlerin skarn, porfiri tip ve damar tip yataklar olduklarını ortaya koymuş ve bu yatakların yerleşimini ve ayrıntılı jeolojisini incelemiş, Skarn yataklarının Malm-Alt Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşlarını kesen Üst kretase yaşlı Kuvarsporfir ve mikrogranodiyoritlerin dokanağında oluştuğunu, Kuvarsporfirlerin içinde oluşan porfiri yatakların etrafında sadece fillik ve propilitik alterasyon zonlarının geliştiğini, damar tip cevherleşmelerin ise piritli bakır, antimonit ve barit damarlarından meydana geldiğini vurgulamıştır.

Güven (1993), inceleme alanının da içinde bulunduğu Doğu Karadeniz Bölgesinin 1/250.000 ölçekli jeoloji ve metalojeni haritasını hazırlamış, bölgede yapılan eski çalışmaları yeniden derleyerek Pontid'lerde Kuzey Zon ve Güney Zon'a ait iki farklı kolon kesit önermiştir.

Aydın (1996) ve Aydın vd. (1998), bir kısmı çalışma alanının içinde kalan bölgedeki barit cevherleşmelerinin, granitler içindeki çatlaklara, Liyas volkanotortul serisini kesen faylara yerleştiklerini, sülfürlü minerallerin baritler içinde çok az bulunduğunu ve söz konusu baritlerin hidrotermal kökenli olduklarını ortaya koymuşlardır.

Bu çalışmaların dışında, Harşit vadisi boyunca Harşit granitoyidi ve civarında Ceryan (1988), Gümüşhane Kale yöresinde Kaletaş Karlin Tipi altın cevherleşmesini inceleyen Çubukçu (1998), bölgedeki mineralli suların kullanılabilirliğini ve kökenini araştıran Gültekin (2000), Torul ve civarında Torul Granitoyidi'ni detaylı inceleyen Kaygusuz (2000), Gümüşhane ve yakın çevresini mühendislik jeolojisi ve yerleşime uygunluk açısından inceleyen Tüdeş (2001), ve aynı yörede Dölek ve Sarı çiçek Plutonları'nı detaylı çalışan Karşlı (2002) gibi bölgede yapılan doktora ve yüksek lisans çalışmaları, jeolojik açıdan başvurulabilecek önemli kaynaklardır.



Şekil 4. Midi Madeni (Karamustafa/Gümüşhane) ve civarında gerçekleştirilen genel jeokimyasal prospeksiyon çalışması sonucu dere sedimanı analizlerinden hazırlanan anomali haritası (Türk Japon Ekibi (MTA), 1985)

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Materyal ve Yöntemler

İnceleme alanında yaygın olan litostratigrafik birimler, Doğu Pontid volkanik kuşağında yapılan diğer çalışmalarda belirlenen eşlenikleri ile denştirilmeye çalışılmış, böylece kayaçlar oluşum, köken ve yaş ilişkileri yorumlanmaya çalışılmıştır. Yürütölen çalışmalar arazi, laboratuvar, analitik yöntemler, büro çalışmaları olmak üzere dört ana başlık altında toplamak mümkündür.

2.1.1. Arazi Çalışmaları

1998 yılında bir ön gezi ile başlayan ve yaz ayları içerisinde gerçekleştirilen arazi çalışmaları, 2001 yılında önceki yıllarda tespit edilen bazı eksiklerin giderilmesi ile tamamlanmıştır.

2.1.1.1. Jeolojik Harita Alımı, Galeri ve Sondaj Loglarının Hazırlanması

Arazi çalışmalarının ilk aşaması, Midi Maden sahasının da içinde bulunduğu yaklaşık 160 km²'lik bir alanda, bölgede yaygın olan litostratigrafik birimlerin tanınması, dokanak ilişkilerinin, stratigrafik dizilim sırasının ortaya konması ve yapısal özelliklerinin belirlenmesine yönelik çalışmalardır. Bu amaçla, inceleme alanında yaygın olan birimlerde gözlem yapılmış ve mevcut olan yapısal unsurlardan (kırık, çatlak, fay, tabaka, lineasyon vb.) ölçümler alınmıştır. Bu incelemeler neticesinde gözlenen formasyon sınırları ayrıntılı olarak haritaya işlenmiş ve 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası hazırlanmıştır.

Geniş alanda bölgenin jeolojisi, birimler arası ilişkiler belirlendikten sonra maden ve etrafındaki birimler ile yapısal unsurların daha iyi anlaşılması için yaklaşık 15 km²'lik bir alanın 1/10.000 ve 3 km²'lik bir alanın 1/2000 ölçekli jeoloji haritaları hazırlanmıştır. Midi Madeni'ni oluşturan Köstürelilik ve Maden Dere Cevherleşmeleri etrafında cevherleşme yan kayaç ilişkisini, tektonik özellikleri, cevherin yerleşimini ortaya koymak ve yan kayaçlarda meydana gelen kütlesele, hacimsel ve mineralojik değişimleri belirlemek için sırasıyla 1/1000 ve 1/500 ölçekli ayrıntılı jeolojik harita alımı yapılmıştır. Ayrıca, bu haritalardan

yararlanarak bütün birimlerin ilişkilerini en iyi şekilde yansıtacak hatlar boyunca ve ayrıntılı çalışmaların yapıldığı maden sahasında sondajlar ve galerilerden elde edilen verileri de kullanarak jeolojik kesitler hazırlanmıştır.

Midi Maden’de işletme amacıyla açılmış, Köstürelilik Cevherleşmesinde üç farklı seviyede ve Maden Dere Cevherleşmesinde ise bir seviyede olmak üzere dört galeri, pusula ve şerit metre yardımıyla ölçülmüş, örneklenmiş ve krokileri hazırlanmıştır. Ayrıca her iki damara çeşitli eğimlerde yapılmış olan sondajlar detaylı bir şekilde incelenmiş, sondaj logları çıkartılmış ve sistematik olarak örneklenmiştir.

2.1.1.2. Petrografi ve Kimyasal Amaçlı Örnek Alımı

Geniş ölçekte (1/25.000) yapılan çalışmada, öncelikli olarak birimleri temsil eden kayaçlardan petrografik ve kimyasal analiz amaçlı örnekler alınmıştır. Örnekleme yapılırken başta kayaçların yüzeysel ayrışmaya ve hidrotermal etkilere karşı olan dirençleri ve makroskobik olarak gözlenen dokusal özellikleri not edilmiş, bulundukları kütleleri temsil edebilme özelliklerine dikkat edilmiştir.

Detay çalışmalarda, yan kayaçta meydana gelen mineralojik, kimyasal ve kütleli değişimleri belirlemek amacıyla galerilerde ve sondajlarda cevhere doğru sık aralıklarla, yüzeyde ise damara ve birimleri kesen granite dik bir hat boyunca kayaç ve kil örnekleme yapılmıştır. Örnekleme sırasında, makroskobik olarak farklı olduğu gözlenen zonlara yaklaşırken örnek sayısı artırılmış ve aynı birim içinde monoton bir değişim gözlenen yerlerde ise örnek miktarı azaltılmış, sadece temsili örnek alınmasına gidilmiştir.

Madenin cevher mineral dizilimini, gang minerallerini ve minerallerin kimyasını ortaya koymak; yatakta mineral zonlanmasını araştırmak, sıvı kapanım ve izotop jeokimyasal çalışmaları yapmak için faz farklarını da göz önüne alarak cevherleşmeler, yatay ve düşey yönde örneklenmiştir.

2.1.2. Laboratuvar Çalışmaları

2.1.2.1. İnce ve Parlak Kesitlerin Hazırlanması, İncelenmesi

İnce kesit hazırlama işlemleri, iki farklı tayein için gerçekleştirilmiştir. Bunlardan ilki, sahadan derlenen kayaçların petrografik ve mineralojik tayeinlerine yöneliktir. Bunun için

öncelikle kayaçlardan 0.5x2x4 cm boyutunda plakacıklar kesilmiş, elde edilen bu plakaların bir yüzeylerinin pürüzlülüğü giderilerek, 1 mm kalınlığında ve 2.5x5 boyutunda cam üzerine kanada balzamu kullanılarak yapıştırılmıştır. Daha sonra cam üzerine yapışmış olan kayaç, dereceli aşındırıcılar yardımıyla 0.2-0.3 mm kalınlığa kadar inceltilerek petrografik tayin için hazır hale getirilmiştir. Hazırlanan ince kesitlerin yüzeyleri, cam ile kapatılmamıştır. Daha sonra kayaç, cevher ve gang minerallerinden bazılarının mineral kimyasının belirlenmesi için benzer şekilde ince kesitler hazırlanmış ve birer yüzeyleri iyice parlatılmıştır.

Midi Maden sahasından derlenen cevher ve yan kayaçlardan, cevher mineral parajenezini ve dizilimini belirlemek amacıyla parlak kesitler hazırlanmıştır. Örnekler, amaca uygun kesimleri belirlendikten sonra en az 2x2x2cm boyutunda kesilmiş ve çeşitli boyutlarda tozlarla aşındırılmış ve 0.1 mikron alüminyum oksit tozuyla uygun yüzeyleri parlatılmıştır.

KTÜ Araştırma Laboratuvarı'nda, hazırlanan ince kesitler polarizan mikroskopta incelenmiş, kayaçların petrografileri tayin edilmiş, derinlik kayaçlarından Gümüşhane Graniti ve Köstürelilik Graniti'ne ait olanların modal analizleri ise otomatik Swift nokta sayacı yardımıyla 1000 veya daha fazla nokta sayarak yapılmıştır. Cevher ve yan kayaçlardan hazırlanan parlak kesitler ise üstten aydınlatmalı cevher mikroskobu ile incelenmiş, mineral parajenezi ve dizilimi belirlenmiş ve bazı kesitlerin modal analizleri gerçekleştirilmiştir.

2.1.2.2. Sıvı Kapanım için İnce Kesitlerin Hazırlanması

Araziden alınan cevher ve kayaç örneklerinin amaca uygun kısımlarından, yeterli derecede inceltildiğinde ışığı geçiren cevher ve gang minerallerinden sıvı kapanım amacıyla çift tarafı parlatılmış ince parlak kesitler hazırlanmıştır. Bunun için örnekler plakalar şeklinde kesilerek çeşitli boyutlarda aşındırıcılar yardımıyla parlatılmış, parlak yüzeyi soğuk yapıştırıcı kullanılarak cama yapıştırılmıştır. Daha sonra bu örnekler 0.06 cm kalınlığa kadar inceltilmiş ve aynı anda 6 kesit parlatabilen zaman ve dönme hızı ayarlı alet yardımıyla 0.01 mikron boyutlu alüminyum oksit toz kullanılarak parlatılmışlardır (Shepherd vd., 1985). Soğuk yapıştırıcı kullanımının nedeni, Kanada balzamının hem yapıştırırken ve hem de kesitlerin camdan ayrılması sırasında ısıtma işlemi gerektirmesi ve dolayısıyla ısıtılan kesitlerde düşük ısılarda oluşmuş sıvı kapanımların zarar görmesi

olasılığdır. Ayrıca, ısıtma esnasında bazı gang minerallerinin renk değiştirmesi nedeniyle, kapanım içermiş olsalar bile mikroskopta bu kapanımların tespiti oldukça zor hale gelmektedir. Çift tarafı parlatılmış ince kesitler MTA (Ankara) ince kesit laboratuvarında hazırlanmıştır.

Sıvı kapanım için parlatılmış ince kesitler polarizan mikroskopta X40 ve X100 büyötmeye sahip mercekler kullanılarak incelenmiş, sıvı kapanımların morfolojileri, tipleri ve petrografileri tespit edilmiş ve mikrotermometrik ölçümler yapılacak kesitler ve kapanımlar belirlenmiştir.

2.1.2.3. Kimyasal Analiz İçin Örneklerin Hazırlanması

Ana, iz ve nadir toprak element analizleri için sistematik olarak yüzey, galeri ve sondajlardan alınan örneklerin petrografik incelemeleri yapıldıktan sonra KTÜ örnek hazırlama laboratuvarında analize hazırlanmıştır. Kimyasal analizler için seçilmiş her biri yaklaşık 300-400 g kayaç örnekleri çeneli kırıcıda inceltildikten sonra, Tungsten-karbitten yapılmış halkalı öğütücülerde 200 mesh boyutuna kadar öğütölmüş ve çeyrekleme yöntemiyle yaklaşık 50 gr toz örnek kimyasal analizler için ayrılmıştır.

2.1.2.4. Duraylı İzotop ve Crush-leach Analizi için Mineral Ayrımı

Cevher mikroskop incelemesi sonucunda cevherin mineral parajenezi ve dizilimi tespit edilmiş, daha sonra aynı faza ait mineral çiftleri belirlenerek duraylı izotop analizi için yeniden örneklenmiştir. Duraylı izotop analizi için 0.5 gr saf örnek yeterlidir. Cevher minerallerinden pirit, galenit ve sfalerit kükört izotopu için, gang minerallerinden kalsit ve ankerit karbon ve oksijen izotop analizi için yeterli miktarda saflaştırılmıştır.

Mineral saflaştırmak için pek çok yöntem mevcuttur. Yoğunluk farklarından yararlanarak ağır sıvılar yardımıyla, minerallerin manyetik özelliklerinden giderek manyetik ayırıcılar yardımıyla ve çeşitli sıvılar kullanarak flotasyonla ayırma gibi yöntemler sık kullanılan yöntemlerdir. Bir başka yöntem ise binoküler mikroskop yardımıyla mineral ayırma yöntemidir. Bu yöntem daha çok mineral boyutları büyük olan ve kırıldığında kolaylıkla serbestleşebilen mineralleri ayırmada kullanılır. Bu çalışmada, Midi Maden'den alınan örneklerin içerdığı minerallerin boyutları birkaç mm'den birkaç

cm'ye kadar değiştiğinden, cevher ve gang mineralleri oldukça saf halde binoküler mikroskopla ayrılabilmişlerdir. Bunun için, örnekler çeneli ve silindirik kırıcılarda mineraller serbest hale gelinceye kadar kırılmış ve çok ince tozlardan ayırmak için elenmiştir. Ancak, mineral yüzeylerindeki toz ve kirlenmeyi de ortadan kaldırmak için örnek saf suyla birkaç kez yıkandıktan sonra doğal kurumaya bırakılmıştır. Örnekler kuruduktan sonra istenilen mineraller istenilen miktarda saflaştırılmıştır.

Crush-leach analizi için, sıvı kapanım içerdiği önceden tespit edilen örneklerden sfalerit ve kuvars minerallerinin saflaştırılmasında da yukarıda anlatılan işlemler aynen uygulanmıştır.

2.1.3. Analitik Yöntemler

2.1.3.1. ICP-AES ve ICP-MS Yöntemleri

Analizler ve örnekleri analize hazırlama (asitle çözme ve filtreleme) ACME Analytical Laboratories Ltd. (CANADA) analitik kimya laboratuvarında yapılmıştır. Örneklerden 41 adetinin ana element analizleri; İndüktif Eşleşmiş Plazma (Inductively Coupled Plasma)-Atomik Emisyon Spektrometri (ICP-AES) yöntemiyle yapılmıştır. Bu yöntemde, bir numunede bulunan elementler atomlaştırma denilen bir işlemle (ICP hamlacı ile) buhar haline atomlarına dönüştürülür ve daha sonra buhar içindeki atomik türlerin emisyonunun ölçümü yapılır (Thompson ve Walsh, 1983). Ana element analizleri için 0.2 g örnek 1.5 g LiBO_2 'de eritilmiş ve %5'lik 100 mL HNO_3 içinde zndrlmıştır. Cihaza standartlar okutulduktan (SO-15/CSB) sonra örnekler analiz edilmiştir.

İz ve NTE analizleri ise ICP-MS (Ktle Spektrometri) yöntemiyle 0.25 gr toz örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir. Bu yöntemin esası analiz edilecek numuneler ICP hamlacı ile atomlaştırılır ve iyonlaştırılır ve ktle/yk oranına göre ayrılan iyonların sayımı ile sayısal veriler elde edilir (Jenner vd., 1990). Örnekler, karbon içeriklerinin uçurulması için 200 °C de 100 mL HClO_4 - HNO_3 - HCl - HF çözeltisinde kprmeleri gidinceye kadar bekletilmişlerdir. Metalleri çözmek amacıyla 10 mL kral suyu (HNO_3 + HCl) ile sulandırılarak seyreltikten ve filtre edildikten sonra analiz edilmişlerdir.

Ayrıca sondaj ve galerilerden alınan 85 adet rnek Au, Ag, Hg ve Nadir Toprak elementleri dahil toplam 45 element için ICP/MS-AES yöntemleriyle analiz edilmişlerdir.

Analiz için 1 g örnek 6 mL 2-2-2 oranında HCl-HNO₃-H₂O çözeltisinde 95 °C de bir saat bekletilmiş, saf suyla 20 mL'ye tamamlanmış ve analizde "STANDART DS3" standardı kullanılmıştır. Bu yöntemle Au ve Ag 1 ppb, Hg 5 ppb ve REE elementler 1 ppm gibi oldukça düşük gözlenebilme sınırlarında analiz edilebilmişlerdir.

Her bir yöntemde, elementlerin tekrarlanabilirliğini hesaplamak için standart okutulduktan sonra aynı örnekte tekrar analiz yapılmış, ayrıca elementlerin en düşük ve en yüksek gözlenebilme sınırları verilerin yer aldığı ilgili tablolarda verilmiştir.

2.1.3.2. Elektron Mikroprob Analizleri

Alterasyon mineralleri, gang mineralleri ve kayalık oluşturan minerallerin kimyasal analizleri Heidelberg Üniversitesi Mineraloji Enstitüsünde (Almanya) parlatılmış ve karbon ile kaplatılmış ince kesitler üzerinde CAMECA-SX51 tipi elektron mikroprob ile gerçekleştirilmiştir. Mikrokimyasal analizlerde doğal ve sentetik olarak elde edilmiş oksit ve silikat standartlar kullanılmıştır. Kullanılan ışın özellikleri 15kV ve 20nA olup, bir nokta için analiz süresi 10 saniyedir.

Cevher minerallerinin mikroanalizleri ise Missouri-Rolla Üniversitesi (ABD) Jeoloji ve Jeofizik Bölümü laboratuvarlarında Cameca SX50 model Jeol Superprobe aletiyle yapılmış ve alet 15 kV, 20 nA şartlarında çalıştırılmıştır.

2.1.3.3. XRD ve DTA Analizleri

Cevher damarına dik bir hat boyunca alınan tamamen ayrılmış kayalık ve kil örnekleriyle, fay dolgularından alınan killere ve her iki damardan alınmış cevher örneklerine (26 adet örnek), kil ve mineral tayini için X-Ray Difrakto (XRD) ve Diferansiyel Termik Analiz (DTA) çekilmiş ve kil cinsleri ve makroskobik olarak gözlenmemiş bazı minerallerin varlığı saptanmıştır. Difraktolar; KTÜ Fizik Bölümü laboratuvarında, DTA analizi ise KTÜ Jeoloji Bölümünde gerçekleştirilmiştir.

2.1.3.4. Crush-leach Sıvısı Eldesi ve Analiz Yöntemi

Bu yöntem, sıvı kapanım içerdiği tespit edilen minerallerde, kapanım halindeki sıvıların eldesi ve analiz edilmesi esasına dayanır ve minerallerin saflaştırılması, crush-leach sıvısı eldesi ve analizi gibi üç aşamada irdelenebilir.

Analizde en çok istenen, analizi yapılacak ana mineralin kimyasal bulaşma yapmamasıdır ve eğer yapıyorsa miktarı bilinmelidir. Fakat, çoğu minerallerde bu olasılık çok önemli problem oluşturmamaktadır ve kullanılan duyarlı analiz yöntemleri (ICP-MS) ile daha da aza inmektedir (Banks vd., 1992).

Örnek miktarı, sıvı kapanımların büyüklüğüne göre değişir. Ortalama 5-15 g örnek yeterlidir (Shepherd vd., 1985). Örnekler ayrıldıktan sonra (karbonatlar hariç) mineral asitlerde birkaç saat (en az 3 saat) temizlenmelidir. Bu işlem için dayanıklı minerallerde ve istenmeyen bulaşmaları oksitleyerek çözdüğünden konsantre HNO_3 oldukça etkili bir asittir (Shepherd vd., 1985; Bottrell, 1988).

Saflaştırılmış kuvars ya da sfalerit minerallerinden 5 gr kadar örnek alınmış, %10 derişimde konsantre asitle (HNO_3) temizlendikten sonra iki kez saflaştırılmış suyla (DDW) yıkanmış ve iz miktarda dahi olsa asitler uzaklaştırılmıştır. Daha sonra mineraller 100 °C de fırında birkaç saat kurutulduktan sonra aşağıda açıklanan işlemler her bir örnek için sırayla gerçekleştirilmiştir;

- 1-Havan ve havan eli işe başlamadan önce sulandırılmış HNO_3 ve ardından birkaç kez DDW ile temizledikten sonra, ilk kırma işlemine çok az kuvars örneği ile başlanmış ve bu örnek atılmıştır. Bu işlem hem havanın temizlenmesi ve hem de bulaşmayı en aza indirmek için yapılmıştır.
- 2-Temizlenmiş örneğe havanda birkaç mL DDW ilave edilmiş ve kırmaya başlanmıştır. Sıvı ilavesi, kapanımlardaki sıvı ve katının kaybolmaması içi yapılmıştır.
- 3-Örnek, hafif vurarak ve çevirerek gıcırtı ses gelmeyinceye kadar kırma işlemi sürdürülmüş ve ses durunca kırma işlemi tamamlanmıştır.
- 4-Havana biraz daha su ilave edilerek yıkanmış ve havanda bekletilmiştir. Daha sonra 0.5-1µm çapında partiküllere kadar süzme yapabilen borosilikat cam mikrofibre filtreler kullanılarak sıvı filtrelenmiştir. Bu işlemler yeterli miktarda sıvı elde edinceye kadar tekrarlanmış ve 15 mL crush-leach sıvısı elde edilmiştir. Daha sonra bu sıvı analiz için DIW kullanılarak 50 mL'ye tamamlanmıştır.

Sıvı analizleri, toplam 3 adet kuvars ve 3 adet sfaleritten elde edilen kapanım sıvılarından anyon, katyon ve NTE'leri 0.01 ppb'ye kadar hassasiyetle analiz edebilen ICP-MS yöntemiyle ACME analitik laboratuvarında anali edilmiştir.

2.1.3.5. Katotluminesans (CL) Yöntemi

Katotluminesans mikroskop tekniğinde, hedef mineral ya da madde üzerine elektron bombardımanı yapılır ve elektronların etkilediği her madde kendine has karakteristik katotluminesans renkleri ortaya çıkarırlar. Bu olay katotlümnesans (CL) olarak bilinir. Bu karakteristik CL renkleri, minerallerdeki varsa zonlanma ve kaç fazda oluştukları, kristal şekilleri ve yapıları hakkında bilgi verirler. Ayrıca, mineral kafes yapısında bulunan iz elementlerin karakteristik CL renkleri sunması, CL'si çekilen mineralin iz element karakteristiği hakkında fikir vermektedir (Hayward, 1998). Midi Maden yatağından alınan örneklerden sfalerit, kalsit, ankerit ve kuvars minerallerinin CL'si Missouri-Rolla Üniversitesi Jeoloji ve Jeofizik Bölümü laboratuvarında çekilmiştir.

2.1.3.6. Sıvı Kapanımlardan Sıcaklık ve Tuzluluk Ölçümleri

İki tarafı parlatılarak hazırlanan 22 adet sfalerit ve kuvars içeren kesitlerden 7 tanesinde sıvı kapanım tespit edilebilmiştir. Sfalerit'lerin Fe içeriklerinin yüksek ve dolayısıyla renklerinin çok koyu olması, bu minerallerden sıvı kapanım tespitini zorlaştırmıştır. Sıvı kapanım tespit edilen kesitlerden sıcaklık ve tuzluluk ölçümleri yine Missouri-Rolla Üniversitesi (ABD) Jeoloji ve Jeofizik Bölümü laboratuvarlarında, Polarizan mikroskoba ilave edilen Chaixmeca marka, yarı otomatik ısıtma-soğutma aleti kullanılmıştır. Soğutma işlemi için yoğunlaştırılmış azot gazı kullanılmıştır. Kullanılan cihaz -40°C-600°C sıcaklık aralığında, sentetik inklüzyonla kalibre edilmiş ve ölçüm hassasiyeti $\pm 0.1^\circ\text{C}$ kesinlikte yapılmıştır.

2.1.3.7. Duraylı İzotop Analizleri

Midi madeninden derlenen cevher, gang ve yan kayaç örneklerinden kükürt, karbon ve oksijen izotop analizi yapılmıştır. Kükürt izotop analizleri cevher örneklerinden saflaştırılan dört adet sfalerit, dört adet pirit ve dört adet galenit mineralinden; karbon ve

oksijen izotop analizleri ise dört adet kalsit, dört adet ankerit mineralleri ile dolomit ve kireçtaşıdan GEOCHRON KRUEGER (ABD) Duraylı İzotop Laboratuvarında yapılmıştır.

Kükürt izotop analizi için, saflaştırılmış mineraller 60 mesh (250 μ) boyutunda öğütülmüş ve 5-15 mg örnek analiz için tartılmıştır. Örnek, kuvars tüpünde saf O₂ akımı sağlanarak 1100 °C ye kadar ısıtılmış ve SO₂ gazı elde edilmiştir. Elde edilen SO₂ gazı O₂ ve H₂O nın fazlasını uzaklaştırmak için buz/alkol karışımından geçirilmiş ve geri kalan SO₂ ve CO₂ gazı yoğunlaştırılmıştır. Yoğunlaşan bu gazlar n-pentane/azot yarı buz karışımından geçirilerek saf SO₂ gazı elde edilmiştir. Daha sonra SO₂ gazı VG 903 Mikro Kütle Spektrometre aletiyle analiz edilmiş ve Canyon Diablo Triolite (CDT) standardı kullanılmıştır (Craig, 1957). Sonuçlar ‰ (per mil) olarak aşağıdaki formül kullanılarak hesaplanmıştır.

$$\delta^{34}\text{S} = [({}^{34}\text{S} - {}^{32}\text{S})_{\text{örnek}} / ({}^{34}\text{S} - {}^{32}\text{S})_{\text{standart}} - 1] * 1000 \quad (1)$$

CDT için ${}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S}$ oranı 0.0450045'dir ve bu metodun doğruluğu (precision) +/-0.1 ‰ olarak belirlenmiştir.

Karbon ve Oksijen analizi için seçilen karbonat içeren mineral ve kayalar 200 mesh boyutunda agat havanda toz haline getirilmiştir. Karbonat içeriğine göre 10-50 mg örnek alınarak 50°C'de vakum altında %100 ortofosforik asitle reaksiyona sokulmuş ve CO₂ gazı elde edilmiştir (McCrea, 1950). Kalsit reaksiyonda 20 dakika, dolomit ve kireçtaşı 3 saat ve ankerit ise 24 saat bekletilmiştir. Elde edilen CO₂ gazı yukarıda bahsedilen Kütle Spektrometresi kullanılarak +/-0.1 ‰ duyarlılıkla ölçülmüştür. Ölçümlerde karbon için PDB (Pee Dee Belemnite), oksijen için ise SMOW (Standart Mean Ocean Water) standardı kullanılmıştır.

2.1.4. Büro çalışması

Arazi ve laboratuvar çalışmaları sonucu elde edilen veriler, büro çalışmalarıyla derlenmiş ve değerlendirilmiştir.

Arazide topoğrafik harita üzerine hazırlanan jeolojik haritalar temize geçilmiş ve stratigrafik kesitler hazırlanmıştır. Tüm harita ve kesitler bilgisayara aktararak çizim programlarıyla çizilmiştir.

Petrografik, mineralojik ve kimyasal analiz sonuçları da yine çeşitli paket programlar yardımıyla değerlendirilmiş, grafik ve tabloları hazırlanmıştır.

Arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları sonucu elde edilen veriler birleştirilerek yorumlanmış ve tez yazımı “KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Tez Yazım Kuralları”na göre gerçekleştirilmiştir.



3. BULGULAR ve TARTIŞMA

3.1. İnceleme Alanının Genel Jeolojisi ve Petrografisi

Anadolu jeotektonik birliklerinden biri olan Pontidler'in (Ketin, 1966) doğu kesimi, Ardanuç-İspir-Kemaliye-Reşadiye hattı ile sınırlanan kuzey ve güney zonları halinde incelenmiştir (Özsayar vd., 1981; Bektaş vd., 1984). İnceleme alanı, daha çok tortul kayaçların egemen olduğu güney zonda yer alır. Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoik kayaçların yüzeylendiği inceleme alanında, değişik yaş gruplarında, farklı fasiyes ve litolojideki bu kayaçlardan litostratigrafi birimi esasına göre aşağıdaki birimler ayırtlanmıştır (Şekil 5, 6, 7 ve 8);

Alüvyonlar ve Yamaç Molozları(Kuvaterner)

Köstürelilik Graniti (Eosen)

Kırıllık Breşi (Eosen)

Kermutdere Formasyonu (Üst Kretase)

Berdiga Formasyonu (Jura-Alt Kretase)

Zimonköy formasyonu (Liyas)

Gümüşhane Graniti (Paleozoik)

Kurtoğlu Metamorfikleri (Paleozoik)

Yaşlıdan gence doğru sıralanan bu birimlerin içermiş oldukları kayaç grupları sırasıyla; metamorfik kayaçlar, tortul ve volkanotortul kayaçlar ve sokulum kayaçları şeklinde üç ana başlık altında incelenmiştir.

3.1.1. Metamorfik Kayaçlar

3.1.1.1. Kurtoğlu Metamorfikleri

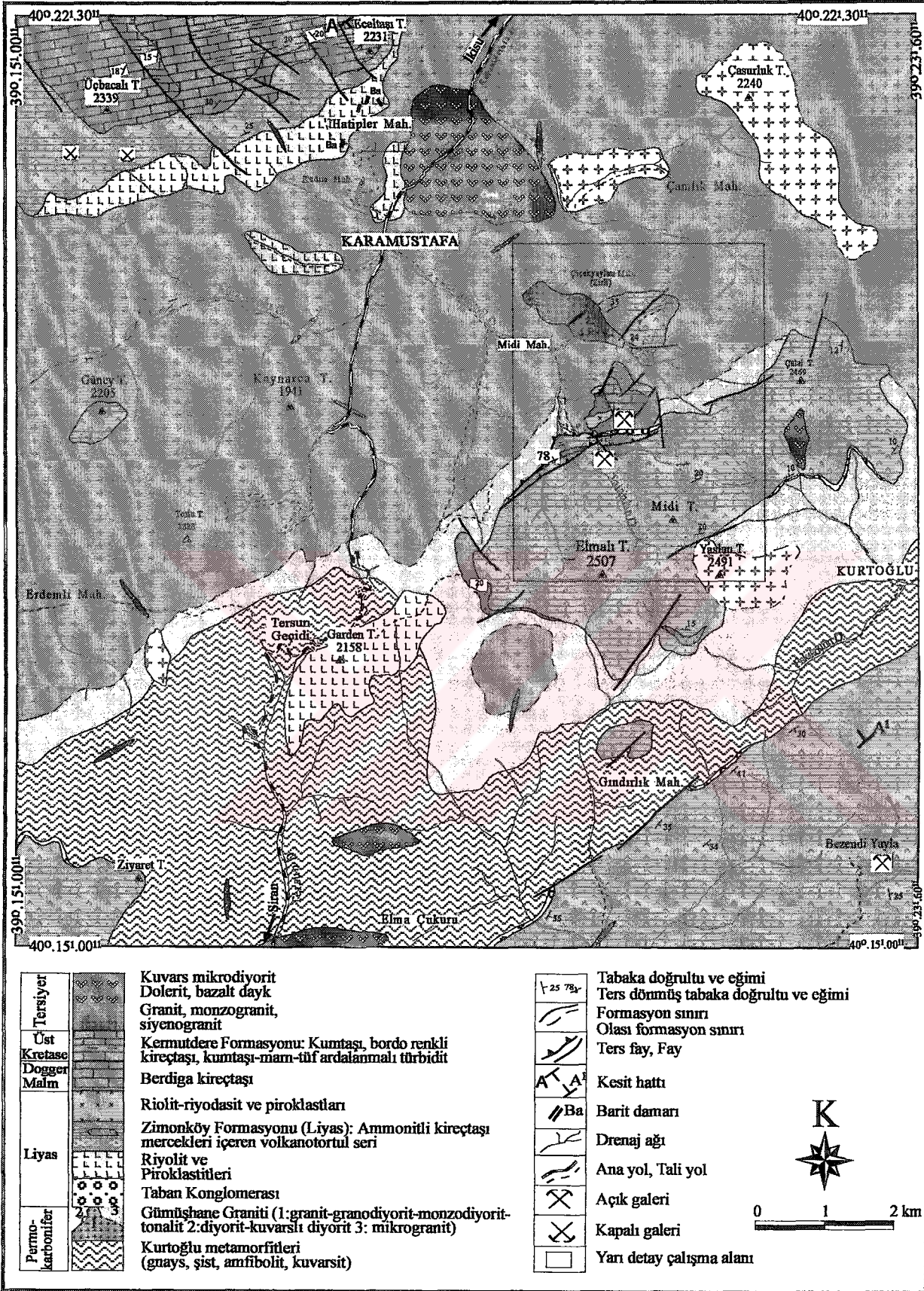
Çalışma alanını içine alan Doğu Pontidlerin Güney zonunda, Alt paleozoik veya daha yaşlı birimlere ait oluşuklar seyrek olarak gözlenmektedir. Rejyonel metamorfik seriye ait başlıca kayaç türleri; fillatlar, grafit şistler, mikaşist, amfibolit, kuvarsit, kuvars fillat ve gnayslardır. Güney zonda bu birimler Kelkit, Şiran-Zimon (Çevrepınar), Kurtoğlu, Kale, Köse, Demirözü, Yeniköy ve kuzeyinde yaygın olarak gözlenirler (Baykal, 1952; Gettinger ve diğ., 1962; Çoğulu, 1970, Yılmaz, 1972; Açar, 1977; Eren, 1983; Topuz, 2000).

Birim, ilk olarak Yılmaz (1972) tarafından “Kurtoğlu Metamorfitleri” başlığı altında incelenmiş, daha sonra Açar (1977), Kırıklı civarında yapmış olduğu çalışmada birimi “Kırıklı Metamorfitleri” olarak adlandırmıştır. İnceleme alanındaki metamorfik seriye ait bu kayalar için, Kurtoğlu metamorfitleri ismi tercih edilmiştir.

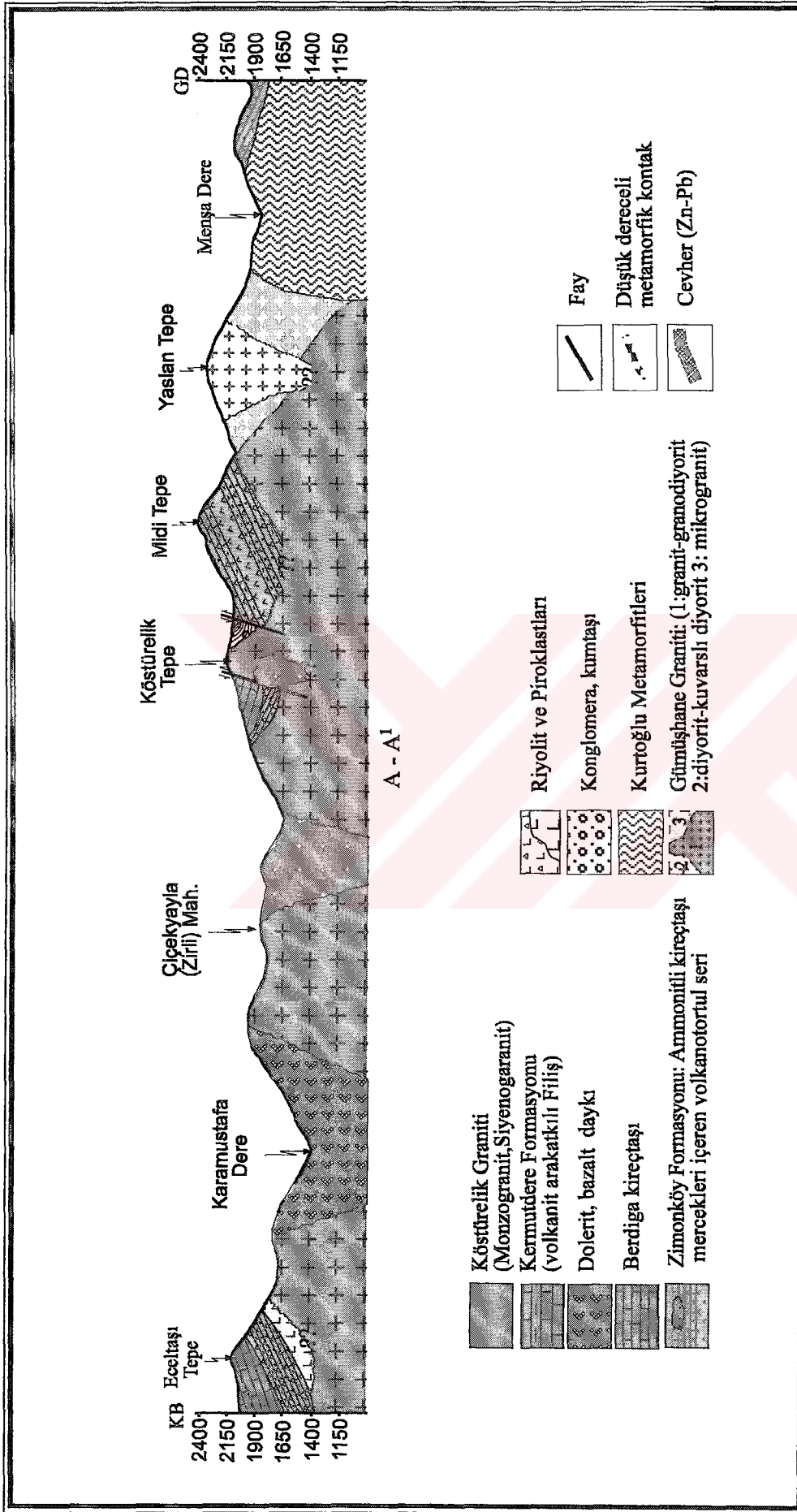
Kurtoğlu metamorfitleri inceleme alanında yüzeyleyen en yaşlı birimdir. Birimin alt sınırı görülemediğinden kalınlığı tespit edilememiştir. Gümüşhane Graniti ve genç porfirler tarafından kesilen birimin üzerine, Zimonköy formasyonu aşınma uyumsuzluğu ile gelir. İnceleme alanının güney ve güneydoğu kesiminde Kurtoğlu Köyü’nün içinde bulunduğu vadi boyunca, Tersun Geçidi civarında, Garden Tepe’nin güneyinde, Gındıralık ve Elma Çukuru yörelerinde yaklaşık D-B doğrultulu temele ait bu birimler yaygın olarak mostra vermişlerdir (Şekil 5). Gnayslarda feldispatlar ve mikalar belirgin bir zonlanma gösterir ve lineasyon yönelimleri yaklaşık D-B doğrultusundadır.

Bu birimin Kurtoğlu ve Tersun geçidi arasında yüzeyleyen kesiminden alınan örneklerden incekesitler yapılmış ve incelenmiştir (Ek Şekil 1). Mikroskopik olarak metamorfitlerin, granolepidoblastik dokuya sahip oldukları ve granoblastik strüktür gösteren kuvars ile plajiyoklas kristalleri içerdikleri tespit edilmiştir. Lepidoblastik strüktürü oluşturan yapraksı mineraller, şistlerde muskovit, klorit, serizit ve biyotit, gnayslarda ise ağırlıklı olarak biyotit ve muskovit mineralleridir. Arazi gözlemleri ve laboratuvar incelemeleri sonucunda bölgede yaygın olan metamorfik kayalar; gnays, kuvars-plajiyoklas-biyotit (muskovit) şist, kuvarsit ve amfibolit gibi litoloji grupları ayırtlanmıştır.

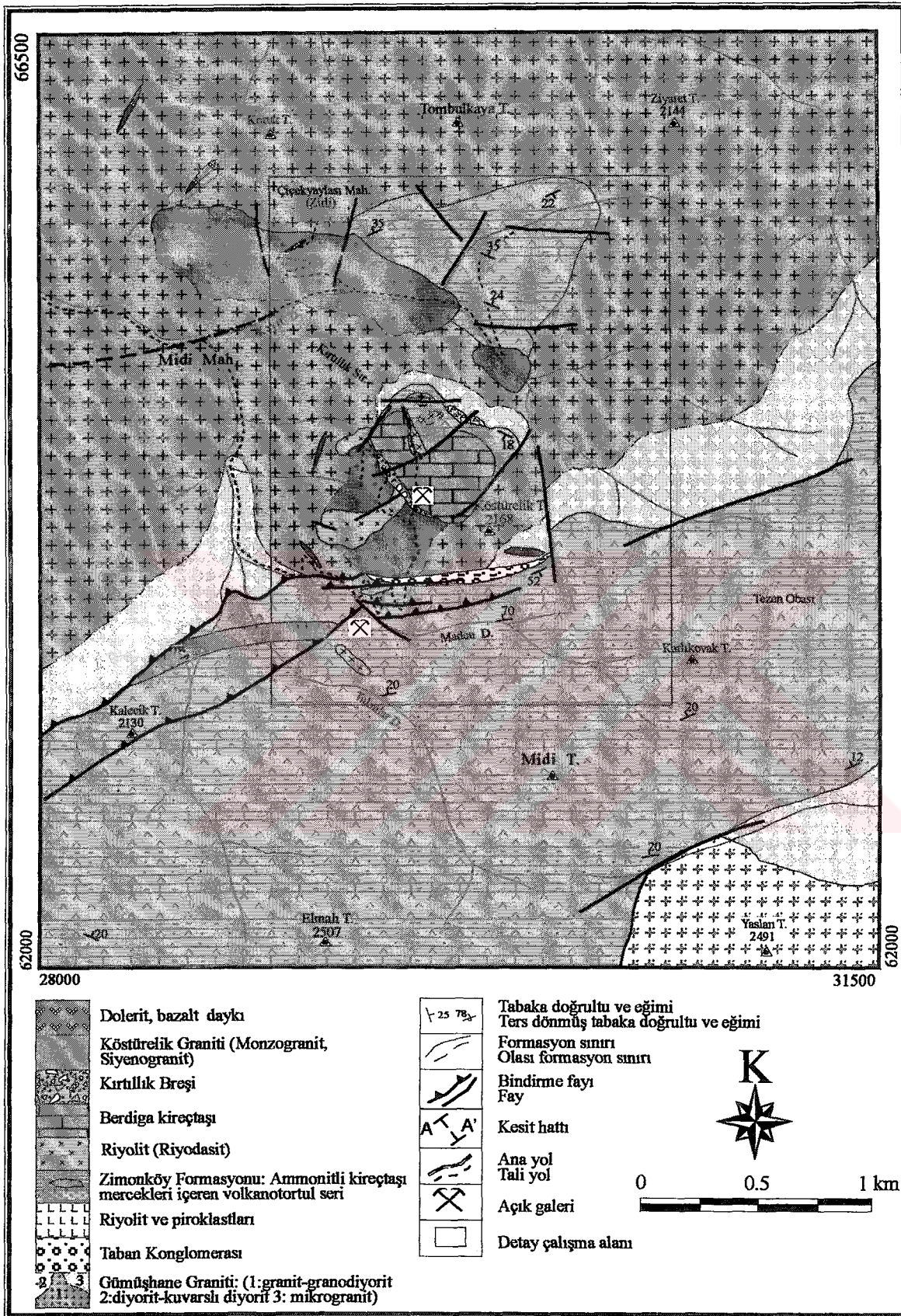
Gnayslar; daha çok Kurtoğlu Menşâ Dere boyunca, Kurtoğlunun güneyinde ve Garden Tepe’nin batısında yüzeyleyirler. Makroskopik olarak gri-beyaz, iri taneli ve foliasyon göstermeleriyle tipiktirler. Yer yer bu kayalarda 2 cm’den büyük muskovit mineralleri gözlenir. Mikroskop incelemesinde gnayslar, plajiyoklas ve kuvarsın baskın olduğu numunelerde granoblastik doku, mika minerallerinin miktarı arttıkça granolepidoplastik dokuya geçiş gösterirler. Bazı kesitlerde gözlenen kataklastik doku, birimin granit sokulumundan ve tektonik faaliyetlerden oldukça etkilendiğini gösterir. Gnayslar bol miktarda (% 25-55 kadar değişen oranlarda) plajiyoklas içerirler ve cinsleri % 33-38 An içeriğiyle andezindir. Belirgin dikdörtgen şekilli, zaman zaman kenarları aşındırılmış kristaller polisentetik ikizlenme gösterirler. Kuvars diğer mineraller arasını dolduran öz şekilsiz kristaller halindedir ve kayacın % 25-40’lık kısmını oluştururlar. Biyotit ve muskovit, genellikle yönlendirilmişlerdir ve kayalarda % 15-25 oranlarda bulunurlar.



Şekil 5. Midi Maden (Karamustafa/Gümüşhane) ve civarının genel jeoloji haritası



Şekil 7. Midi Maden (Karamustafa/Gümüşhane) ve civarında hazırlanan 1/25.000 ölçekli jeolojik (Şekil 5) haritadan alınan enine kesit



Şekil 8. Midi Maden ve civarının 1 / 10.000 ölçekli yarı detay jeolojî haritası

Gnayslardan alınan örneklerden hazırlanan bazı kesitlerde ortoklas % 5-10 civarında gözlenmiştir. Bu kayaçlarda granat ve kordiyerit gibi yüksek sıcaklık mineralleri tespit edilmemiştir. İkincil mineral olarak plajiyoklasların serizitleştiği, biyotit ve muskovitlerin kloritleştiği görülür. Epidot minaralleri ise yer yer kırıklar boyunca ve plajioklas mineralleriyle birlikte gözlenmiştir. Bazı kesitlerde zirkon ve apatit minerallerine çok ender de olsa rastlanmıştır. Bütün bu incelemeler sonucunda bölgedeki gnayslar, muskovit-kuvars-plajoklas gnays ve biyotit-kuvars-plajiyoklas gnays türlerinden oluştukları saptanmıştır.

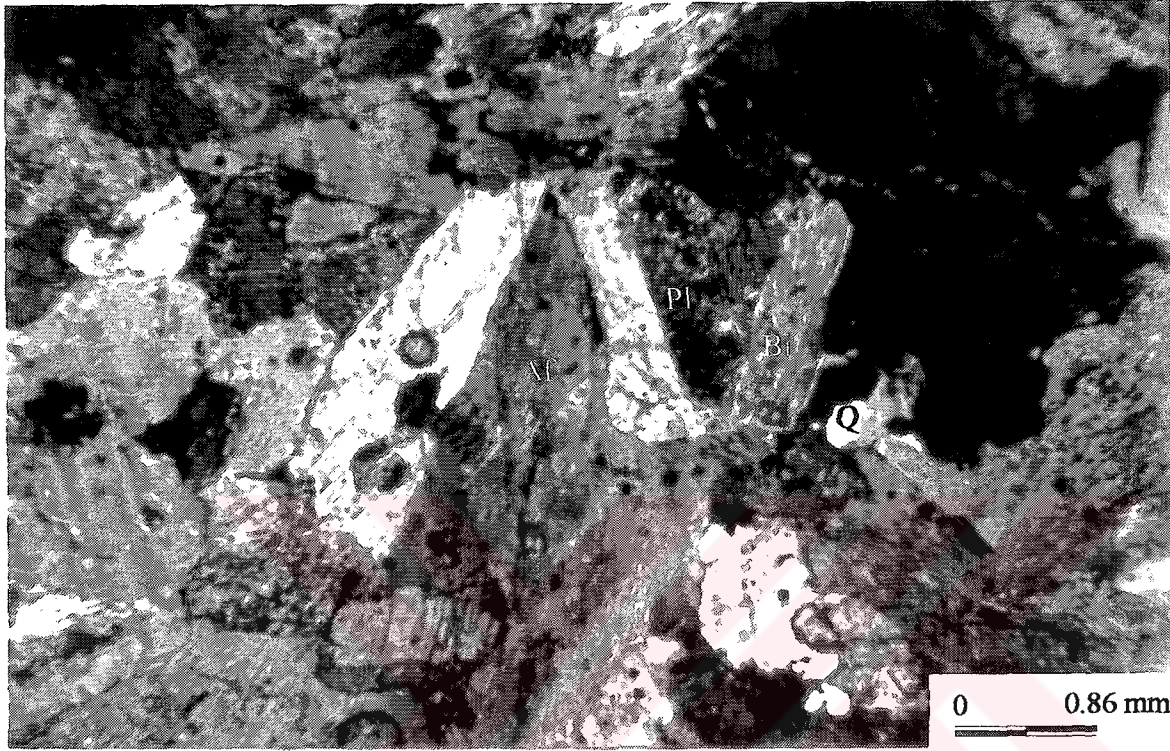
Şistler; Kurtoğlu metamorfitlelerinin en yaygın ve en çok ayrıışmış kayaç grubunu oluşturur. Genelde metamorfitlelerin yüzeylediği yerlerde görülebilirler ve makroskopik olarak gnays, ve kuvarsitlerle ardalanan seviyeler halinde gri-kahverengimsi, yer yer yeşilimsi renkleriyle onlardan ayrılırlar. Belirgin foliasyon yapıları ve mikro ölçekte kıvrımlı yapılar gösterirler. Bu yapıların görüldüğü yerlerde muskovit ve biyotit oranları oldukça yüksektir. Ayrıışmadan dolayı alınan örneklerin sadece birkaçından kesit yapılabilmektedir. Genelde lepidoplastik doku ve kuvars ve plajiyoklasların fazla olduğu kesitlerde lepidogranoplastik doku yaygındır. Oldukça fazla serizitleşmiş olan plajiyoklaslar (% 10-15), belirgin yönelme gösteren mikalar (% 35-40) ve mikaların arasını dolduran ince taneli ve dalgalı sönme gösteren kuvars (% 15-40); kayacı oluşturan ana minerallerdendir. Mineralojik bileşimlerine göre inceleme alanında yaygın olarak, muskovit-plajiyoklas-kuvars şist, biyotit-plajiyoklas-kuvars şist ve biyotit-muskovit-plajiyoklas-kuvars şist gibi kayaç grupları tespit edilmiştir.

Kuvarsitler; genellikle ganays ve şistlerle ardışıklı, bazen onları kesen damarlar ve şistler içinde merccekler şeklinde görülür ve grimsi beyazımsı renkleriyle kolaylıkla ayırt edilirler. Kayacın mineralojik bileşiminin % 90-95'ini kuvars, % 5-10'unu muskovit oluşturur. Kuvarslar, genel olarak iri taneler ve onların arasını dolduran daha ince taneli yapı gösterirler.

Amfibolitler; daha çok Tersun Geçidi ve Eğip Tepe'nin doğusunda kısıtlı bir alanda merccek şeklinde görülür ve koyu gri-siyah renkleriyle kolaylıkla tanınırlar. Merccek kalınlıkları 3 ile 5 m'yi geçmez. Makroskopik olarak belirgin bir şistoziteleri vardır. Mikro gözlemlerde ise bu kayaçlarda genelde granoblastik doku hakimdir (Şekil 9). Mineralojik bileşimleri andezin bileşimde plajiyoklaslar, amfibol (hornblend), piroksen ve çok az miktarda kuvars minerallerinden oluşur.

Makro ve mikro gözlemler sonucunda Kurtoğlu metamorfitlelerine ait gnays ve şistler ve amfibolitler içindeki mineral birlikteliklerinin, yeşilşist fasiyesinin üst kısımları ile

amfibolit alt fasiyesi koşullarını temsil etmektedir. Metatortul kayalardan oluşan Kurtoğlu metamorfitlelerinde, metakarbonatlar (mermer) ve metavulkanik kayaların gözlenmemiş olması dikkat çekicidir.



Şekil 9. Kurtoğlu Metamorfiti içindeki amfibolitlerin dokusal görünümü (Af: Amfibol, Bi: Biotit, Kl: Klorit, Q: kuvars, Pl: Plajiyoklas)

Düşük ve orta dereceli metamorfik (metatortul) kayalardan oluşan Kurtoğlu metamorfitlelerinden yaş tayini yapılmamıştır ve yaş verebilecek herhangi bir fosile rastlanmamıştır. Ancak, bu metamorfitleleri kesen Gümüşhane Graniti'nden yapılan yaş tayinlerinde Üst Karbonifer (Çoğulu, 1971) yaşı tespit edilmiş ve dolayısıyla bu metamorfitlelerin yaşını da Alt Paleozoik olarak belirlemiştir. Liyas başlarından itibaren varlığını gösteren çekme gerilmesi rejimi ve bunun sonucunda Pontidlerin güney zonunda yaklaşık doğu batı doğrultusuna paralel rift havzalarının oluşumu (Bektaş vd., 1984) sonucunda, horst-graben şeklindeki yapılarla eski temele ait kayalar Gümüşhane Graniti, Köse Graniti, daha güneyde Pulur Metamorfitleleri ve bunların D-B uzanımlarındaki eşlenikleri (Tokat, Ağvanis masifleri) birbirinden ayrılmışlardır (Bektaş vd., 1984; Genç vd., 1994). Dolayısıyla temele

ait bu kayalar, riftleşme ve çeşitli tektonik faaliyetler sonucunda bugünkü konumunu almışlardır.

3.1.2. Volkanotortul ve Tortul Kayalar

3.1.2.1. Zimonköy Formasyonu

Birim, Zimonköy (Çevrepınar/Gümüşhane) yöresinde çalışan Eren (1983) tarafından Zimonköy formasyonu olarak tanımlanmıştır. İnceleme alanında aynı yaşlı, volkanotortul karakterli kayaç grubunun, bu kayalara benzerliği nedeniyle aynı isim tercih edilmiştir. Formasyonu oluşturan birimler, Kurtoğlu metamorfikleri ve Gümüşhane Graniti üzerine taban konglomerasının görüldüğü aşınma uyumsuzluğu ile gelirler. KD-GB uzanımlı bir havzada oluşmuş olan Zimonköy formasyonu, inceleme alanında başlıca Midi tepe, Karlıkovak Tepe, Kalecik Tepe Kurtoğlu'nun kuzey ve güney doğusunda, Hatipler Mahallesi, Midi Madeni civarında, Güney Tepe ve Elma Çukuru yöresinin batı kesiminde mostra verirler (Şekil 5, 8).

İnceleme alanında gri-yeşil ve gri-siyah görünümlü, yer yer mor ve sarımsı yeşilimsi renklerde görülen Zimonköy formasyonu yumuşak bir röliyef sunmasına karşılık, inceleme alanındaki en yüksek tepeler bu formasyondan oluşur.

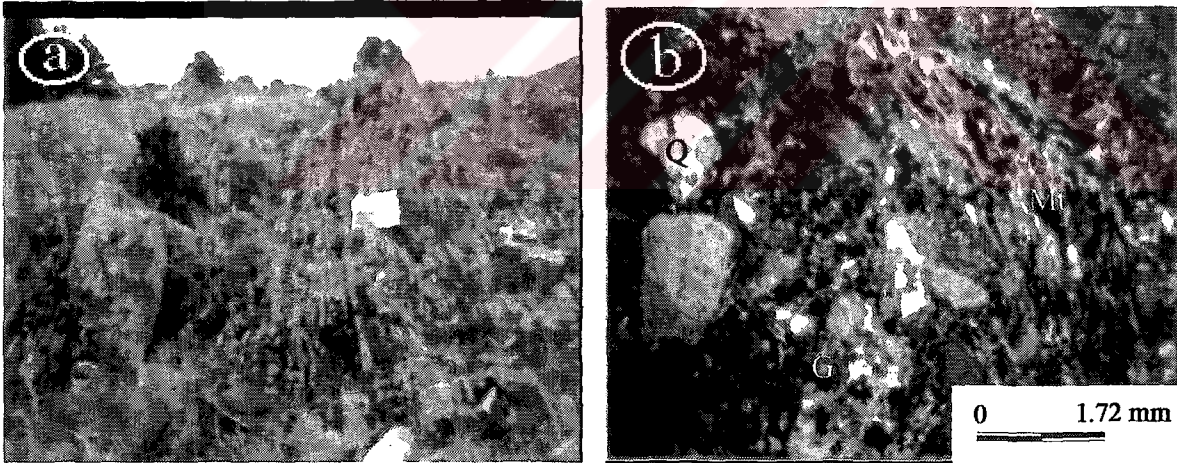
Zimonköy Formasyonu, alt sınırının izlendiği alanlarda Gümüşhane Graniti'ni ve Kurtoğlu Metamorfikleri'ni uyumsuz olarak üstler. Birimin tabanında her zaman taban konglomerası izlenmez. Formasyon sınırı boyunca yapılan gözlemlerde, granit ve metamorfikler üzerine zaman zaman ammonitli kireçtaşları, volkanit ve volkanoklastitler, kumtaşı ve marnların uyumsuz olarak geldiği ve birimlerin temel kayaları üzerine tedrici geçişin varlığı tespit edilmiştir. Birim üste doğru kırmızımsı sarımsı silt taşlarıyla uyumlu olarak Berdiga kireçtaşlarına geçiş gösterir.

İnceleme alanında oldukça değişken olan formasyonun kalınlığı kesitler ve topoğrafik harita yardımıyla 880 m civarında olduğu, yer yer Hatipler Mahallesi'nde olduğu gibi 70 m'ye kadar düştüğü belirlenmiştir. Kalınlık farklılığı, ilksel çökelme koşulları ve paleotopoğrafik konumdan kaynaklanmaktadır (Eren, 1983; Taslı 1984; Yılmaz, 1993; Yılmaz ve Korkmaz, 1999).

İnceleme alanında Zimonköy formasyonuna ait dört farklı kayaç grubu tespit edilmiştir. Bu litolojik birimler sırasıyla; taban konglomerası, kırmızı renkli kireçtaşı-kumlu

kireçtaşı-kumtaşı ardalanmasından oluşan Ammonitiko-Rosso fasiyesi, otobreşik riyodasit-riyolit ve bunların piroklastları, kumtaşı, marn gibi tortul ara seviyeler içeren andezit-bazalt ve bunların piroklastlarından oluşan volkano-tortul kayalardan ibarettir. Kısa mesafedeki kalınlık değişimi ve tektoniknizmanın etkisi nedeniyle bu birimlerin ayrılmasında zorluklar çekilmiştir.

Taban konglomerası: Zimonköy formasyonunun ilk üyesidir. İnceleme alanında, Kurtoğlu Çatal Dere, Yaslan Tepe'nin kuzeyinde, Bezendi Yayla'da, Midi Maden sahasında, ve Talanlar Dere'de dar alanlarda yüzeyleir (Şekil 5, 8). Bu üyenin kalınlığı maksimum 15-20 m arasında değişmekte olup, yanal devamlılığı azdır. Birim; grimsi kırmızımsı renkte olup, kum boyutundan blok boyutuna kadar değişen çakıllar ihtiva eder. Alt kesimlerde belirgin bir tabakalanma yokken üst kesimlerde çakıl boyutları inceldikçe ince-orta tabakalanma gösterirler. Tektonizmadan oldukça etkilenen birim, Maden Dere damarına yakın Köstürelilik Graniti'yle olan sınırında ters fayların etkisiyle katmanlar ters dönmüş ve topoğrafik eğrileri 90° yakın keser durumda şekillenmişlerdir (Şekil 10a). Yamaç molozlarının formasyon sınırını örtmesinden dolayı arazide genç granitle dokanak ilişkisi



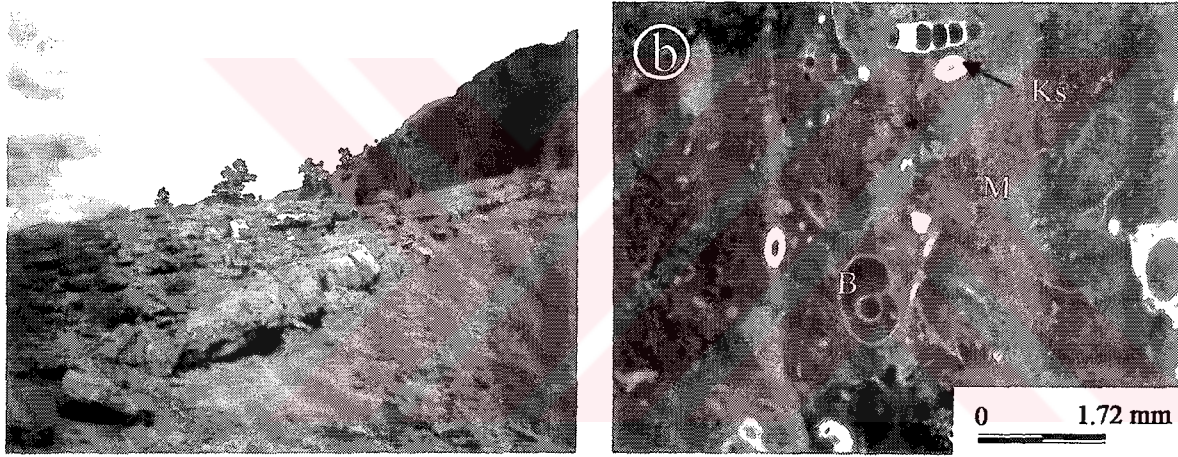
Şekil 10. Taban konglomeralarının arazi ve mikroskop görünüşleri. a) Maden Dere'nin Kuzeyinde tabaka eğimleri dik ve ters dönmüş konglomera-kumtaşları (bakış yönü batıdan doğuyadır), b) Konglomeraların mikro dokuları (Mt: Metamorfik kayaç çakılı, G: Granit çakılı, Q: kuvars, F: Feldispat)

izlenememiştir. Üst kesimlerden alınan örneklerden yapılan ince kesitlerde bileşenler başlıca metamorfik, granit ve mikrogranit kayaç parçaları, alkali feldispat ve yuvarlanmış kuvars tanelerinden meydana gelmektedir (Şekil 10b). Bağlayıcı malzeme, karbonat veya

demiroksitli minerallerdir. Az miktarda biyotit ve opak mineral tespit edilmiştir. Folk (1970) sınıflamasına göre bu iri taneli kumtaşları, litarenit olarak isimlendirilmiştir.

Konglomeralar içerisinde mikro ve makro fosil tespit edilememiştir. Fakat bol fosil içeren kırmızı renkli biyomikritlere yanal geçiş göstermeleri dikkate alınarak yaşının Liyas olabileceği kabul edilmiştir.

Ammonitiko-Rosso Fasiyesi: bölgede bu isimle bilinen ve bol mikro ve makro fosil içeren kırmızı renkli pelajik kireçtaşları, bazen Zimonköy Formasyonu'nun tabanında bazen de içerisinde mercekler şeklinde gözlenir. Birim, inceleme alanında Maden Dere darının güneyinde (Şekil 8), Yaslan Tepe'nin güneyinde volkanotortul seri içinde mercek şeklinde, Talanlar Dere, Tersun Geçidi doğusunda (Şekil 5) ise birimin tabanında mostra verirler (Şekil 11a).



Şekil 11 a) Tersu Geçidi Doğusunda Ammonitli kumtaşı ve kumlu kireçtaşlarının arazi görünümü b) bol fosil içeren kireçtaşlarının mikroskoptaki görünümü (B: Biyoklast, M: Mikrit, Ks: Krinoit sapları)

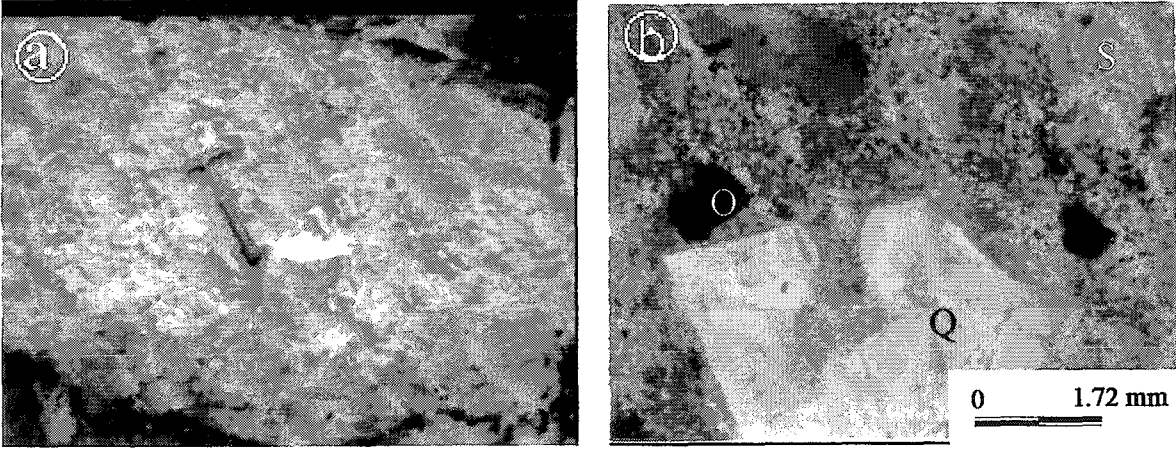
Arazide şarap kırmızısı rengiyle kolayca ayırt edilebilen fasiyesin alt seviyeleri kumlu kireçtaşlarıyla başlar, kireçtaşı seviyeleri orta-kalın tabakalar halinde yumrulu, bol fosilli, çatlaklı ve çatlakları beyaz kalsit dolgulu olarak görülür. Birimin toplam kalınlığı 5 m ile 35 m arasında değişir. Makroskopik olarak bol ammonit ve krinoit sapları içeren kireçtaşları, mikroskobik incelemeler sonunda bol Ekinit, Pelecipoda ve Gastropoda parçaları, Foraminifer'lerden Broyozoa kavkıları ve Brachiopod kavkısı içerdiği ve mikritik bir çimentoya sahip biyomikrit olduğu saptanmıştır (Şekil 11b). Kırmızımsı sarımsı renkli kumtaşı-kumlu kireçtaşları, kuvars, plajiyoklas, alkali feldispat, volkanik kayaç kırıntısı, ve

opak minerallerden oluşurlar. Taneler, kalsit çimentosu ile bağlanmıştır. Hatipler Mahallesinin Bızdıktaş Tepe mevkiinde yer yer kumtaşları içerisinde kömürlü seviyelere rastlanmıştır.

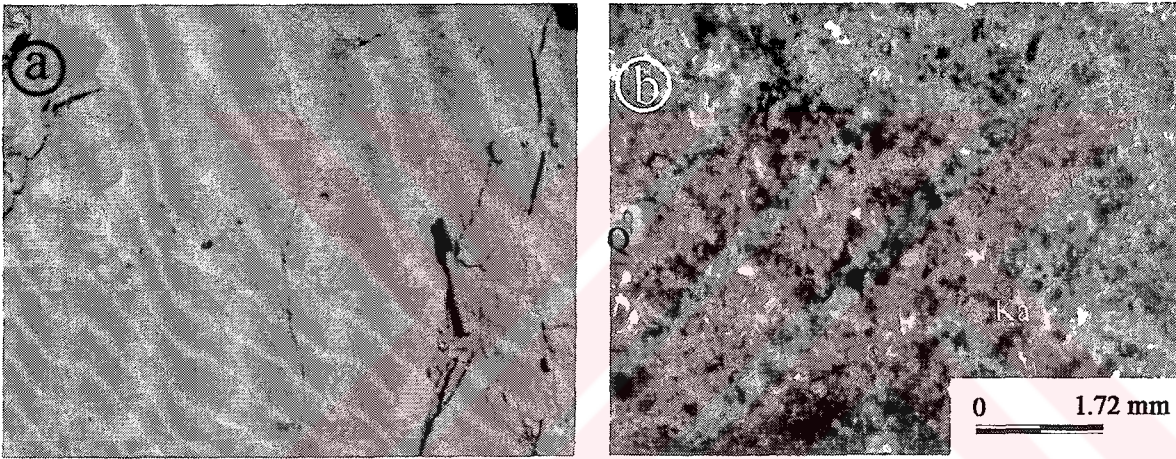
Birime, bölgede yapılan önceki çalışmacılar tarafından (Eren, 1983; Taşlı, 1990) yukarıda adı geçen fosil topluluğuna dayanarak Liyas yaşı verilmiştir. Blok faylanmalar sonucu horstlarda oluşan ve bu yüzden devamlılıkları olmayan mikritik kireçtaşları, düşük enerjili, sık denizel bir ortamı karakterize ederler (Taşlı, 1990; Yılmaz, 1995). Granit temelinden oluşan horstlarda, derin çatlaklara dolgular ve aynı fosil içeriğine sahip dayk oluşumları Bektaş vd. (1997) tarafından "Neptünyen Dayk" olarak isimlendirilmişlerdir.

Riyolit (Riyodasit) ve Riyolitik piroklastitler: Bölgede granitle dokanak ilişkisi henüz aydınlatılamayan riyolit ve riyolitik tüflerin yoğun olduğu felsik volkanik kayalar, Zimonköy volkanitlerinin bir başka birimidir. Söz konusu birim, Zirli Mahallesi'nde daha çok tuf ve daha az lav karakterde, Hatipler Mahallesi, Karamustafa Köy merkezinde, Köstürelilik Tepe'nin kuzey batısında ve Tersun Geçidi ve çevresinde granitlerle metamorfitletlerin sınırında her iki birimi kesmektedir. Zirli Mahallesi'nde iyi yüzeylemeler veren ve akma bantlı kayaç parçaları içeren otobreşik lavlar ve tüflerin taze yüzeyleri gri renkli, ayrışma yüzeyleri ise sarımsı kahve renklidir ve domvari görünüm sunarlar. Zimonköy formasyonunun zaman zaman tabanını oluşturan bu volkanik kayalar, çoğu zaman bol çatlaklı, breşik ve otobreşik özelliktedirler (Şekil 12a). Çatlakları arasında kuvars damarlarına rastlamak hemen her zaman mümkündür. Riyolitik-riyodasitik bu ürünlerin, volkanotortul serinin tabanına yakın, Gümüşhane Graniti ve Kurtoğlu Metamorfitleri içerisinde yüzeyleme vermeleri nedeniyle, Liyas volkanizmasının ilk ürünleri oldukları düşünülmektedir.

Mikroskopik olarak, iri kuvars kristallerinin genelde ayrılmış ve yer yer de küçük mikro kristallerden oluşmuş bir hamur içinde yüzdükleri gözlenmiştir. Riyolitler genelde hiyalo-mikrolitik porfirik ve mikrolitik porfirik strüktür gösterirler (Şekil 12b). Kuvarslar bazen iri ve bazen de küçük öz şekilsiz tanelerden ibaret olup, kısmen hamur tarafından kemirilmişlerdir (embayment yapıları). Kırıklı ve dalgalı sönme göstermeleri yönlenmiş basınç etkisinde kaldıklarını gösterir. Plajiyoklas ve feldispat mineralleri oldukça fazla ayrıştıklarından (serizitleşme) tanınmayacak haldedirler. Biyotit ve çok ender görülen amfibol (hornblend) mineralleri kloritleşmiş ve opaklaşmışlardır. Serizit, klorit ve epidot hamurda ve minerallerde meydana gelen yoğun ayrışma ürünleridir. Opak mineral oldukça yaygındır ve makroskopik olarak pirit oldukları tespit edilmiştir.



Şekil 12. a) Kayıf Dere boyunca yüzeyleyen breşik riyolitlerin yakından görünümü, b) riyolitik lavların mikro dokuları (Q: Kuvars, O: Opak, S: Serizit)



Şekil 13. Kısmen derecelenme gösteren felsik litik tüflerin arazi (a) ve mikroskop-taki (b) görünümleri ve mikro dokuları (Q: kuvars, Ka: kalsit)

Dereceli tabakalanma gösteren (Şekil 13a) orta-kalın tabakalı tüflerden yapılan ince kesitlerde, kuvars tanelerinin az da olsa yuvarlandığı görülür. Bu kayaçlarda bol kuvarsın yanında çört taneleri, opal, polijenik kuvars taneleri, yuvarlak kayaç parçaları camı bir hamur içinde görülmektedir. Kayaç parçaları oldukça ayrılmış Gümüşhane Graniti'ne ait kayaçlardır. Hamurda kalsitleşme ve bazı kesitlerde epidot minerallerine rastlanmıştır. Kuvars tanelerinin ve kayaç parçalarının yuvarlak oluşu, ve ayrıca iri kuvars ve kayaç parçalarının tabakaların alt seviyelerinde derecelenme göstermesi, bu litik kristal felsik tüflerin oluştuktan sonra taşınıp yeniden depolandıklarını gösterir (Şekil 13b). Bu tüf seviyelerinin üzerine doğru tüflü kumtaşlarına geçiş görülür ve Köstürelilik graniti tarafından Kayıf Dere civarında kesildikleri ve yoğun hidrotermal ayrışmaya uğradıkları gözlenir.

Volcano-tortul kayaçlar: Zimonköy Formasyonunda grimsi yeşilimsi ve yer yer koyu kahve renkleriyle karakteristik andezit, andezitik bazalt, spilitik bazalt ve traki bazalt gibi bazik ve nötr kayaçların yanında; kumtaşı, marn, tüfit gibi tortul birimler volkanik breş ve aglomera gibi bu kayaçların piroklastik ürünleri ile ara seviyeler halinde görülür. Kalecik Tepe, Midi Tepe, Kösterelik Tepe, Karlıkova Tepe, Maden Dere, Hatipler Mahallesi ve Zirli Mahallesi'nin doğusu, Kurtoglu'nun kuzeybatısında, Güney Tepe ve Bezendi Yayla'sı ve civarı bu birimlerin mostra verdiği yerlerdir. Oldukça kalın bir istif oluşturan bu kayaçlarda, tabaka kalınlıkları 30 cm'den 3 m'ye kadar ulaşmaktadır. Tektonik faaliyetlerden oldukça etkilenmişler, yersel olarak kırıklı ve küçük kıvrımlı yapılar, yer yer de ters faylar ve tabakaların daha genç birimler üzerine bindirdiği ve ters dönmüş tabakaların varlığı tektonik faaliyetlerin arazideki izlerini gösterir. Kırık ve çatlaklar boyunca bu birimi kesen daha genç bazaltik, doleritik ve riyalitik karakterli kayaçlara oldukça sık rastlanır. Genç sokulumlar, yer yer tabaka arası süreksizlikleri boyunca sokulmuş, daha taze ve az ayrılmış siller şeklinde izlenir. Bu siller muhtemelen Üst Kretase yaşlı volkanizmanın ürünleridir.

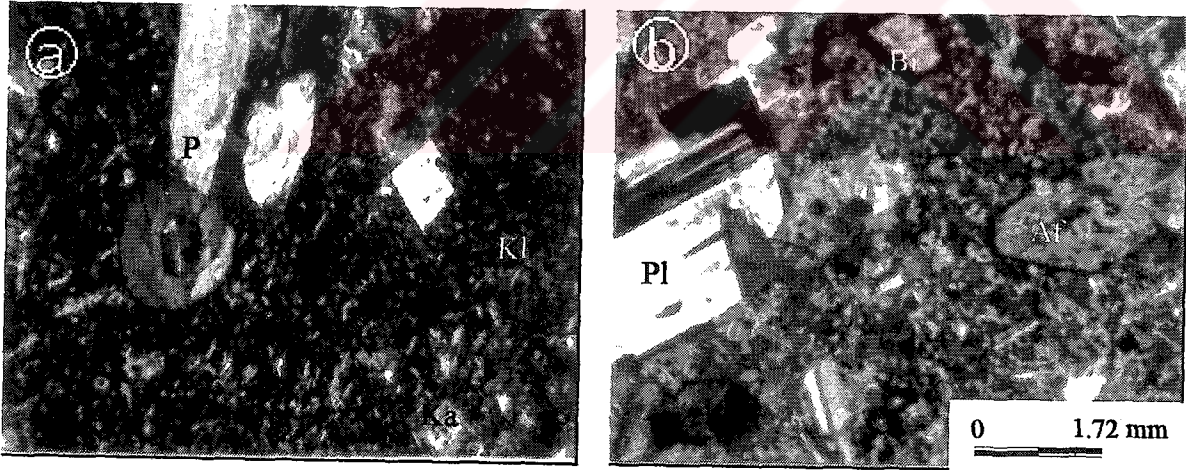
Bazik kayaçlardan yapılan ince kesitlerde, koyu renkli bir hamur içerisinde belirgin bir yönelme ile akma yapılarını gösteren fluidal strüktür ve bunun yanında mikrolitik porfirik (politaksitik) ve trakitik, amigdoidal strüktürler, bu kayaçlarda en çok gözlenen mikro yapılardır (Şekil 14). Açık renkli mineral olarak plajiklas, yer yer sanidin ve koyu renkli minerallerden piroksen (ojit ve hipersten), amfibol ve az miktarda biyotit bu kayaçlardaki mineral parajenezini oluşturur. Plajiklas cinslerinin % 42 An ile andezin, % 54 An içeriği ile labrador olduğu belirlenmiştir. Volkanik kayaçlarda gözlenen iri ve mikrolitler halindeki plajiklaslar, genelde polisentetik albit ikizlenmesi ve yer yer de zonlanma gösterirler. Plajiklaslar oldukça ayrılmıştır ve ayrışma minerallerinden en sık olarak epidot, kalsit, serizite rastlanır. Piroksenler genellikle uralitleşmiş, amfibol ve biyotitler kloritleşmiş ve yer yer demiroksite dönüşmüşlerdir. Ayrıca serpantinleştiği görülen olivin, prizmatik şekilli kenarları yenmiş karlsbat ikizlenmesi gösteren sanidin ve paralel sönmesiyle tanınan apatit az miktarda bulunan minerallerdendir. Bütün bu inceleme ve değerlendirmeler sonunda Zimonköy Formasyonu içindeki volkanik karakterli bazik ve nötr kayaçların modal mineralojik bileşimleriyle olivin-ojit bazalt, traki bazalt, hornblend biyotit andezit andezit ve spilitik bazaltlardan oluştuğu tespit edilmiştir.

Tortul birimler başlıca ince-orta tabakalı (5-30 cm) gevşek matriksli killi kireçtaşı ve kumtaşları, gri renkli, kötü boylanmış kumlu kireçtaşı ile orta-kalın tabakalı yeşil renkli

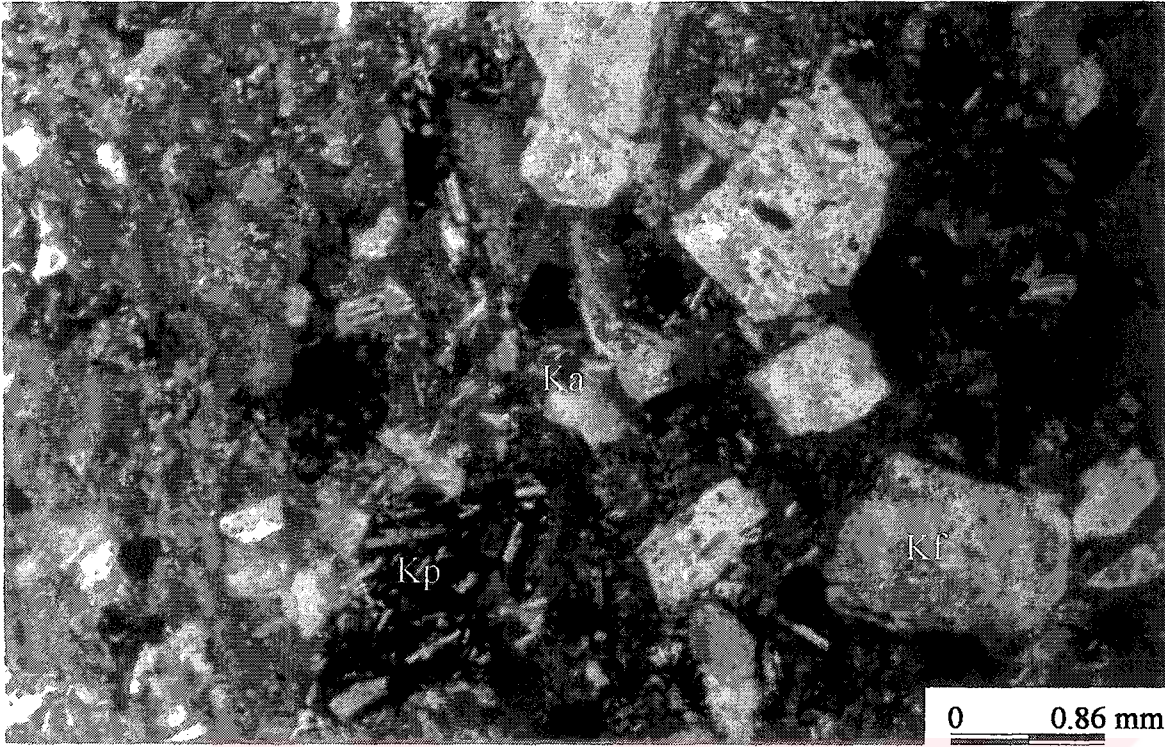
kumtaşlarından oluşur. Kumtaşlarının bileşenleri genellikle kuvars, alkali feldispat, volkanik kayaç parçası, bol miktarda epidot ve biyotit minerallerinden meydana gelir. Modal bileşimlerine göre ise litik arkoz, litarenit ve grovak olarak isimlendirilmişlerdir.

Piroklastik kayaçlar ise gri-yeşil renkli bazik karakterli litik kristal tuf, kristal felsik tuf ve andezitik litik kristal tüfler (Şekil 15) ve volkanik breşlerden ibarettir. Breşik volkanitler pek yaygın değildir.

Doğu Pontidler'de Hersiniyen temelin riftleşmesiyle başlayan Liyas volkanizması olasılıkla Dogger'e kadar devam eder (Görür vd., 1983; Yılmaz, 1993; Tash vd., 1994). Genellikle bimodal (bazaltik-dasitik) karakterli volkanizmanın ürünleri, Kuzey Zonda sadece Dereli (Giresun) yöresinde yüzeyleyir (Boynukalın, 1990 ve Bektaş, 1987). Önceki çalışmalar Zimonköy Formasyonu için, volkanizmanın tortulaşmaya eşlik ettiği, zamanla havza tabanının çöktüğü ve zaman zaman da karasal fasiyeste geliştiğini ileri sürmektedirler (Eren, 1983; Özer, 1984). Bu seri ile Gmüshane Graniti sınırları ayrıntılı olarak incelenmiş ve hiçbir metamorfizma izine rastlanmamıştır (Çoğulu, 1975). Toleyitik karakterli olan Liyas volkanitleri, açılma rejimine bağlı olarak (riftleşme) oluşmuşlardır (Arslan vd., 1997).



Şekil 14. a) Zimonköy formasyonu üyesi bazalt ve b) andezitik kayalardaki mikrolitik porfirik ve Fluidal yapılar (P: Piroksen, Pl: Plajiyoklas, Af: Amfibol, Bi: Biyotit, Kl: klorit, Ka: Kalsit)



Şekil 15. Zimonköy Formasyonunda andezit litik kristal tuffün mikro görünümü (Kf: K'lu feldispat, Kp: kayaç parçası, Ka: Kalsit)

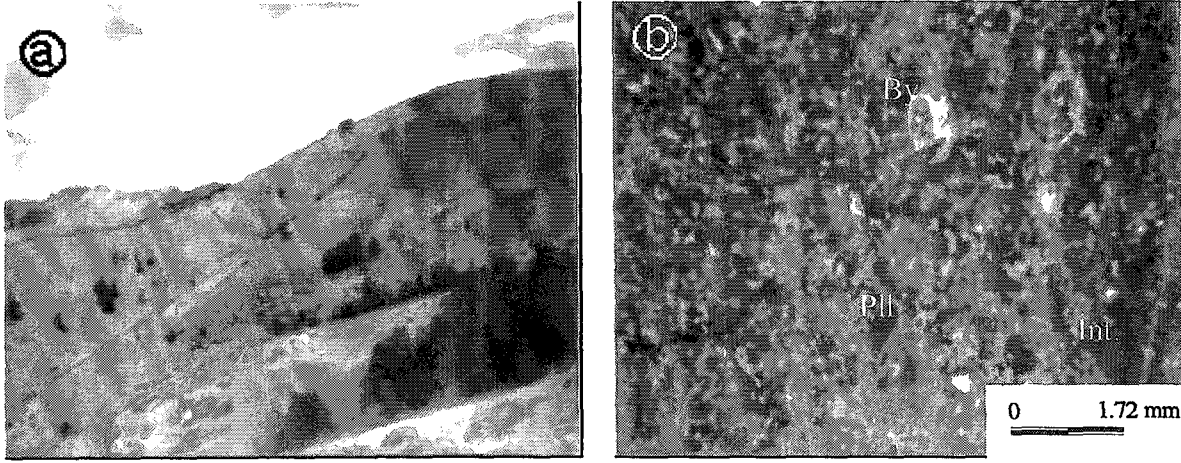
3.1.2.2. Berdiga Formasyonu

İlk kez Pelin (1977) tarafından adlandırılan Berdiga Formasyonu. orta-kalın tabakalı olan olup, inceleme alanında Üçbacalı Tepe, Yıkıltaş Tepe, Eceltaş Tepe ve Köstürelilik Tepe'nin kuzeybatısında yüzeyleir (Şekil 5, 8). Genelde taze yüzeylerinin gri, ayrışma yüzeylerinin kırmızımsı kahverengimsi olmalarıyla kolayca tanınırlar (Şekil 16a). Erime sonucu oluşan karstik boşluklara sıkça rastlanır. Doğrultuları genelde KD-GB yönünde olan tabaka eğim yönleri KB ve GB'ya doğrudur.

Zimonköy Formasyonu'nu uyumlu olarak örter ve birimin üzerine Keremutdere Formasyonu aşılal uyumsuzlukla gelir (Taslı, 1984, Bektaş, 1987; Turan, 1978). İnceleme alanındaki yaklaşık kalınlığı 250 m'dir.

Tabanda kalın tabakalı oolitik tanetaşı, marn arakatkılı, killi, gri renkli dolomitik kireçtaşlarından , üste doğru ince-orta tabakalı sparitik ve mikritik kireçtaşlarından ve en üstte algli ve bol foraminiferli kireçtaşlarından oluşmuştur. Kuvars kırıntıları, dolomit taneleri, Gastropod, alg, foraminifer plakaları gibi bileşenler demiroksit dolguları dolosparit ve sparitik bir çimentoyla bağlanmıştır (Şekil 16b). Çoğu kesitlerde stilolit olarak bilinen ba-

sınç erimesi yapıları oldukça yaygındır. Çatlaklar ise tümüyle sparitik kalsitle doludur. Birimden alınan örnekler Folk (1962) sınıflamasına göre başlıca intramikrit, intrasparit, biyointrasparit ve kumlu dolosparit olarak isimlendirilmişlerdir.



Şekil 16. a) Ecel Taşı Tepenin doğusunda Berdiga Formasyonu'na ait arazi görünümü, b) Berdiga kireçtaşlarının mikro dokusu (BK: Berdiga kireçtaşı, LV: Liyas volkanitleri, By: Biyoklast, İnt: İntraklast, Pll: Pellet)

Yaşı Dogger-Malm olarak bilinen bu birim, başlangıçta denizle bağlantısı az olan sığ bir ortamda, daha sonra tamamen gelgit ortamında gelişme göstermiştir (Taslı, 1984). Kretase döneminde meydana gelen riftleşme ile birlikte resifal kireçtaşları parçalanmış, Orta Kretase'de meydana gelen bu parçalanma, Üst Kretase'nin derin havzalarının gelişimine olanak vermiştir (Taslı vd., 1994). Blok fay ve listrik fayların eteklerinde karbonat platformlarından türemiş fay eteği breşleri gelişmiş, bu breşlerin matriksini yine kırmızı mikritler oluşturmuştur (Bektaş vd., 1995; Yılmaz, 2002).

3.1.2.3. Kermutdere Formasyonu

Kermutdere Formasyonu, ilk kez Tokel (1972) tarafından incelenmiş ve adlandırılmıştır. Birim çoğunlukla inceleme alanının dışında yüzeyleme vermekte, yer yer tuf ara seviyeleri içeren filiş karakterindedir. Çalışma alanının Kuzeybatı kesiminde Eceltaş Tepe, Çatal Tepe ve Yıkıltaş Tepe civarında yaklaşık 1.5 km² alanda, litolojisi, renk tonu ve yumuşak topoğrafyasıyla kolayca tanınabilen yüzeylemeler verir. Tabanda killi kireçtaşı,

marn, kumlu kireçtaşıyla başlamakta, üste doğru kumtaşı marn ve tüfit aralanmasıyla devam etmektedir. İnce-orta tabakalı, tabaka kalınlıkları 15 ile 25 cm arasında değişen birim; gri, sarımsı gri, yeşilimsi gri ve yer yer kırmızımsı renklerde. Tabaka doğrultuları genelde KD-GB yönünde, eğimleri KB'ya doğrudur. Eğim açıları 10-30° arasında değişmektedir.

Tabanı kalın bir taban konglomerası (Hacılioğlu, 1983; Turan 1978) veya ince marn arakatkılı kumlu kireçtaşı, üst seviyeleri marn, tüfit ve seyrek olarak miltaşından oluşan Üst Kretase yaşlı Kermutdere Formasyonu, Berdiga formasyonu'nu aşınma uyumsuzluğu ile üstler (Yüksel, 1976). Üste doğru Kampaniyen yaşlı pelajik foraminiferlerin (Globotruncana) yaygın olduğu ve tüm Doğu Pontid Volkanik Kuşağında kılavuz seviye olarak bilinen kırmızı kireçtaşlarına geçiş görülmüştür (Pelin ve diğ., 1982; Eren, 1983). Kretase'nin en üst seviyeleri filiş karakterindeki bu seri, gittikçe derinleşen bir ortamda kalın bir seri oluşturmuştur. Seyrek de olsa volkanik birimler tüfit arakatkılı marn-kumtaşı, kireçtaşı-miltaşını içermesi; andezitik, trakiandezitik dayk sil ve lakolitlerin (Tokel, 1972; Bektaş, 1984) varlığı uzak kökenli bir volkanizmanın tortulaşmaya eşlik ettiğini gösterir. Ayrıca bu birim yer yer kuvarslı andezit daykları tarafından kesilen bu birim (Taslı, 1984), bölgede Üst Kretase volkanizması, adayayı kalkalkalin karakterli volkanizmayı temsil eder (Arslan vd., 1997).

3.1.2.4. Kırtıllık Breşi

İnceleme alanında sadece Köstürelilik Tepe'nin Kuzey batısında Kırtıllık Sırtı'nın güney doğu kesiminde dar bir alanda yüzeyleme veren ve çeşitli boyutlarda çok kökenli (polijenik) kayaç parçalarının gevşek bir çimento ile tutturulmasıyla oluşan birim, bu çalışmada Kırtıllık Breşi olarak adlandırılmıştır (Şekil 8).

Tabanı yer yer Liyas birimleri üzerine yer yer de Gümüşhane Graniti üzerine uyumsuz olarak gelen ve tavanı arazide gözlenebilen breşlerin kalınlığı sondaj ve galeriler yardımıyla 160 m olarak ölçülmüştür. Breşler, aynı zamanda Köstürelilik Graniti tarafından kesilmiş ve granitle olan dokanak ilişkisi arazide gözlenmiştir (Şekil 17)

Belirgin bir tabakalanma göstermeyen breşlerin, tümüyle köşeli elemanların yanında yer yer küt köşeli ve az yuvarlanmış kırıntılardan oluşur. Kum ve daha çok çakıl boyutunda malzemeler, alt seviyelerde cepler halinde bulunmaktadır. Blokların boyutları 20-100 m'ye kadar varmaktadır. Büyük blokların hemen hemen tamamı Berdiga Formasyonu'nu

oluşturan kireçtaşı ve dolomitlerden oluşmaktadır. Midi Madenin bir bölümünü oluşturan Köstürelilik Cevherleşmesi, bu breşlere yerleşmiştir. Bu nedenle bölgede yapılan ve kireçtaşlarından başlayan sondajlar, çeşitli derinliklerde breşi kesmektedir. Dolayısıyla, Köstürelilik Damarı ve civarında mostra veren Berdiga kireçtaşlarının, breşler içindeki devasa bloklar olduğu düşünülmektedir. Kireçtaşlarının kısa mesafede tabaka eğimlerinin değişimi ve blokların yoğun tektonik izler taşıması, bu görüşü destekleyen arazi verileridir.



Şekil 17. Kırıllık Breşi ve Köstürelilik Graniti arasındaki dokanak ilişkisi (Km: Kontak metamorfik zon, KG: Köstürelilik Graniti, KB: Kırıllık Breşi)

Kırıllık breşi, belirgin bir derecelenme göstermemektedir. KTG2 galerisinin üst kesiminde birimin tabanına yakın kesimlerde ince boyutlu çakılların birikmiş olduğu gözlenmektedir. Bunun dışında hemen her yerde çeşitli büyüklükte bloklara rastlanmaktadır. Bu breşlerde dikkati çeken en belirgin özellik, tabana doğru bazalt, andezit, dasit ve akma izi yapısı gösteren riyoit ve granit çakılları yaygın olmasına karşın (Şekil 18a ve b), üst seviyelerde hem daha iri bloklar ve hem de nispeten kireçtaşı çakılları ağırlık kazanmaktadır (Şekil 18c, d ve e). Bunun yanında yersel büyük blokların parçalanmasıyla oluştuğu düşünülen ve yanal devamlılığı az olan tamamen kireçtaşından oluşan monojenik breş seviyele-

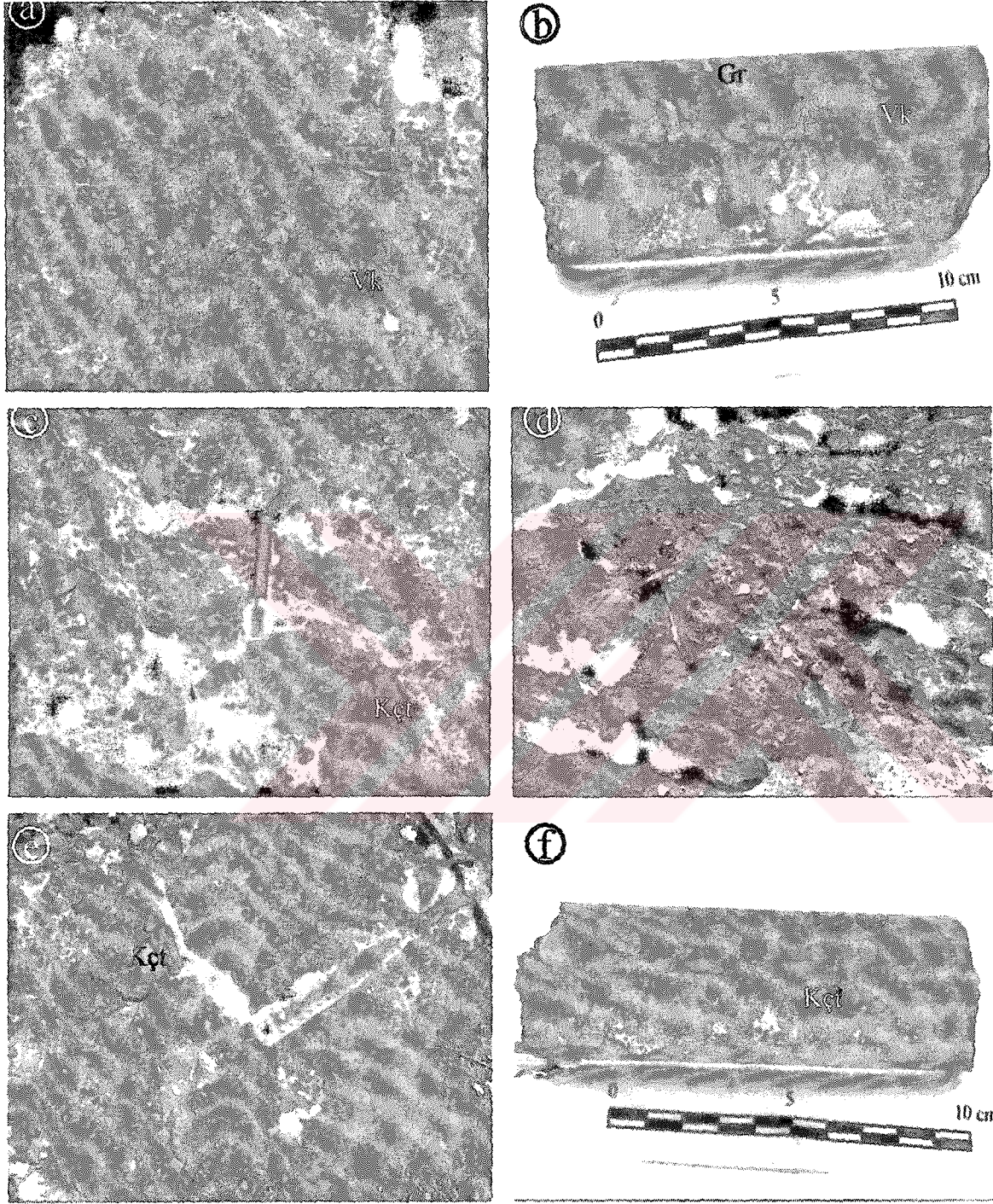
ri; hem sondajlarda, hem de yüzeyde yapılan incelemelerde dikkati çekmiştir (Şekil 18f). Bir başka belirgin özellik ise zaman zaman malzeme geliminin durmasını işaret eden ve tabakamsı görünüm kazanmış seviyelerin varlığıdır. Breşler oldukça gevşek kil boyutlu malzemeye tutturulmuş, yer yer de çimentoyu karbonat oluşturmuştur (Şekil 19b). Havalandırma bacası (Fere) civarında kireçtaşı blokları tamamen dolomitleşmiş ve silisleşmişlerdir. Breş-granit dokanağına yaklaşıldıkça kireçtaşı çakıllarının kısmen kristalize olduğu, silisleştiği, dokanağa 2 m mesafede ise breşik özelliğin hemen hemen kaybolduğu görülür. Pişme zonunda sfalerit, pirit içeren ve mineralojik olarak epidot, kuvars, klorit ve kalsitten oluşan koyu yeşil renkli ince taneli düşük derecede metamorfizmayı karakterize eden kontakt metamorfik kayalar gözlenir (Şekil 17).

Birimin ince taneli seviyelerinden ve çakıllardan hazırlanan kesitlerde kayaların oldukça ayrıştığı, yer yer kuvars taneleri içerdiği tespit edilmiştir. Kireçtaşlarının dolomitleştiği, kayalardaki plajiyoklasların tamamen ayrışarak serizit ve kalsitleştiği, yer yer de epidotlaştığı gözlenir (Şekil 18a ve b). Ferromagnezyen mineraller tamamen kloritleşmiş ve opaklaşmışlardır. Kireçtaşı çakıllarında ise fosil izine rastlanmamıştır. İnce çakıllardan oluşan ve cepler halinde tabana yakın bölgede makroskopik olarak nummulit fosillerine rastlanmıştır (Şekil 20a ve b). Çok sınırlı bir alanda tespit edilen çakıllardan yapılan ince kesitlerde, nummulit fosil kavkılarının bolluğu dikkat çekicidir.

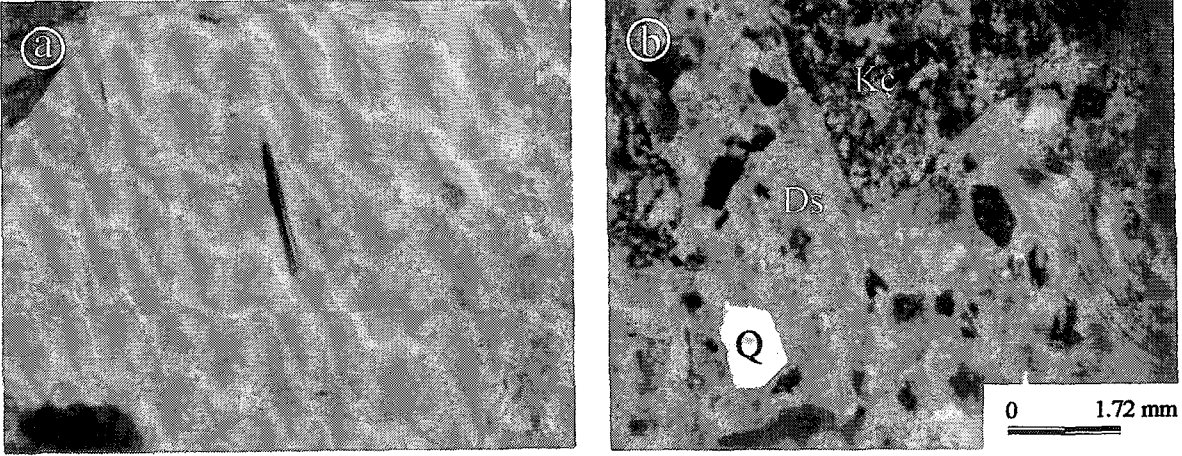
Bölgede nummulit fosili içeren Eosen yaşlı Alibaba Formasyonu, inceleme alanının dışında mostra vermektedir. Fakat bu formasyonda nummulitler daha çok kireçtaşları içerisindedir (Tokel, 1972). Halbuki Kırtılık breşi içinde tespit edilen nummulitler ise breşi oluşturan çakılların değil, tamamen matriksin içerisinde ve birlikte çökelmişlerdir. Bu fosillere dayanarak Kırtılık breşinin yaşı, Eosen olarak tespit edilmiştir (Taşlı ve Çapkınoğlu, 2002; Sözlü görüşme). Bu fosili içeren kayalar bir blok halinde Eosen yaşlı birimlerden olsa bile, inceleme alanındaki breşler Eosen'den daha genç bir birim olarak yorumlanabilirdi. Fakat arazide bu seviyelerin kısıtlı bir alanda yanal ve düşey olarak çakıl boyutlarının değişimi ile devamlılık sunarlar, yani ortama yabancı bir blok görünümünde değildirler.

Belirgin bir derecelenme ve tabakalanma olmayışı, çok iri boyutlarda blokların varlığı ve çakılların köşeli olması, bu breşlerin Üst Kretase, ya da Erken Eosen zamanında meydana gelen faylarla ilişkili olarak fay önünde kısa mesafede taşınmış malzemelerin birikmesiyle oluşmuş olabileceğini ve iri kireçtaşı bloklarının bu bereşler üzerine yıkılmış olması gerektiğini gösterir. Breş çakıllarını muhtemelen Gümüşhane Graniti, Zimonköy,

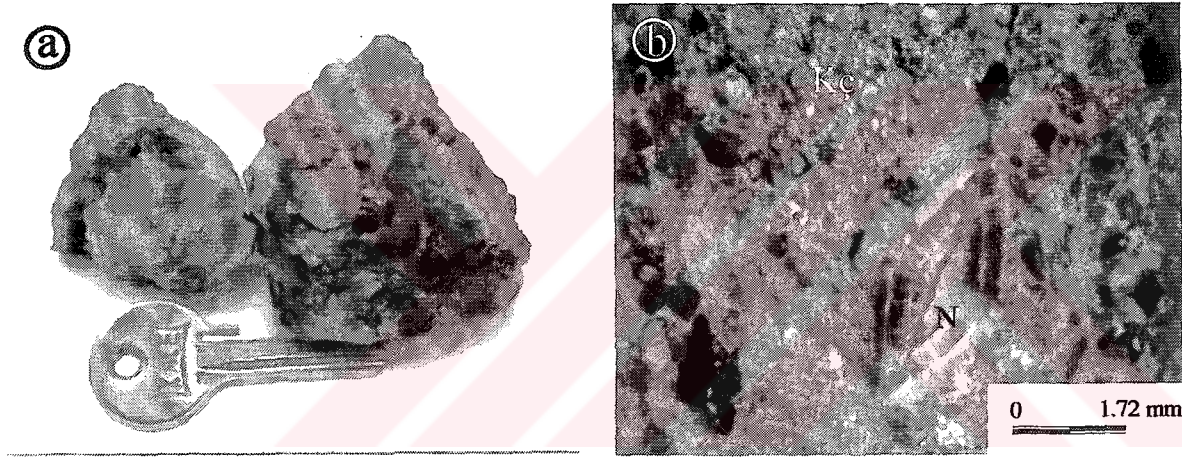
Berdiga, Kermutdere Formasyonları ile Zimonköy Formasyonunu kesen ve akma izi yapısı



Şekil 18. Kırılılık Breşi'nin galeri, sondaj ve arazideki görünümleri a) KTG2 galerisinde ve b) Sondajlarda kireçtaşı ve bazik kayaç çakılları, c, d, e) bre lerin arazideki görünümleri, f) sadece kireçtaşı çakıllarından oluşan monojenik breş (Vk: volkanik kayaç  akılı, Gr: granit  akılı, K t: kireçtaşı  akılı)



Şekil 19. a) Dolomitleşmiş breşin makro görünümü b) bağlayıcı malzemesi dolomitleşmiş breşin mikroskoptaki görünümü (Kç: köşeli kayaç parçası, Q: kuvars, Ds: dolosparit)



Şekil 20. Kırıllık Breş içindeki nummulitlerin makro (a) ve mikro (b) görünümleri (N: Nummulites sp., Kç: Köşeli kayaç çakılı)

gösteren riyolitlerden kaynaklanmış olmalıdır. Fosil tespit edilen çakıltaşlarının varlığı, breşlerin kenar fasiyesi ve sık çökelme ortamında depolandıklarını gösterir (Taslı ve Kırmacı, 2002; sözlü görüşme).

Pontidlerde Berdiga kireçtaşlarının parçalanmasıyla oluşan fay önü çökelleri, Bayburt ve yöresinde Ahsünk Formasyonu'nun tabanında sadece kireçtaşlarından oluşan monojenik breşler ve Gümüşhane'nin batısında Kermutdere Formasyonu'nun tabanında yine monojenik kireçtaşı çakıllı breşler (Yılmaz, 2002), ikinci riftleşme çökel kayıtları olarak nitelendirilmiştir. Bu iki yörede belirlenen breşlerin monojenik oluşu, dereceli olarak kumtaşına ve kumlu kireçtaşına geçişli oluşu ve yaşları, her iki bölgedeki breşleri Kırıllık Breşi'nden ayıran belirgin özelliklerdir.

3.1.3. Sokulum Kayaçları

Bu bölümde, inceleme alanında yüzeyleyen sokulum kayaçlarından granitoidler, dayklar ayrı ayrı ele alınmıştır.

3.1.3.1. Granitoidler

3.1.3.1.1. Gümüşhane Graniti

Temeli oluşturan birimlerden bir diğeri de metamorfik seri içerisine sokulum yapmış Gümüşhane graniti'dir. Bu birim ayrıca "Gümüşhane Plüton"u olarak da bilinir (Çoğulu, 1971; Yılmaz, 1972). Gümüşhane Graniti iki büyük masiften oluşur (Şekil 4). Çalışma alanı, Gümüşhane ilinin içinde bulunduğu kuzey masifin güneybatı kesiminde yer alır ve uzunluğu 30 km, genişliği 15 km civarındadır. Çalışma alanının en geniş yüzeylemeye sahip kayaçlarını oluşturur. Zimonköy formasyonu Gümüşhane Graniti üzerine aşınma uyumsuzluğu ile gelir (Şekil 6). Birime ait kayaçlar Midi Mahallesi, Kadım Mahallesi, Çatmalar ve civarı, Ortanca Tepe, Tersun Geçidi'nin kuzeyi ve kuzeybatı kesiminde, Kurtoğlu, Yaslan Tepe ve civarında yaygındırlar (Şekil 5).

Gümüşhane Graniti'nden alınan örneklerin modal mineralojik tayinleri (Tablo 1), modal analiz yöntemi kullanılarak yapılmıştır. Yöntem, nokta sayımı esasına dayanmakta olup, Swift marka nokta sayım aleti ile gerçekleştirilmiştir. Sayım işlemi, kayaçların dane büyüklükleri dikkate alınarak, 0.2 mm ile 0.4 mm açıklıkla yapılmıştır.

Gümüşhane graniti modal mineralojik olarak, granit, granodiyorit, tonalit, kuvarşlı monzodiyorit, kuvarşlı diyorit ve diyorit bileşimli kayaçlardan oluşmaktadır (Tablo 1). Bu bileşimlerdeki kayaçlar, mağmatik olarak, kuvars, plajiyoklas, ortoklas, amfibol, biyotit, piroksen (klinopiroksen), Fe-Ti oksit, çok ender olarak sfen ve ikincil olarak da klorit ve epidot mineralleri içermektedirler. Söz konusu plütonlardaki farklı bileşimler, açık renkli granitik üyeden koyu renkli kuvars monzodiyorit ve diyoritik üyeye doğru kesiksiz bir yönseme göstermektedir.

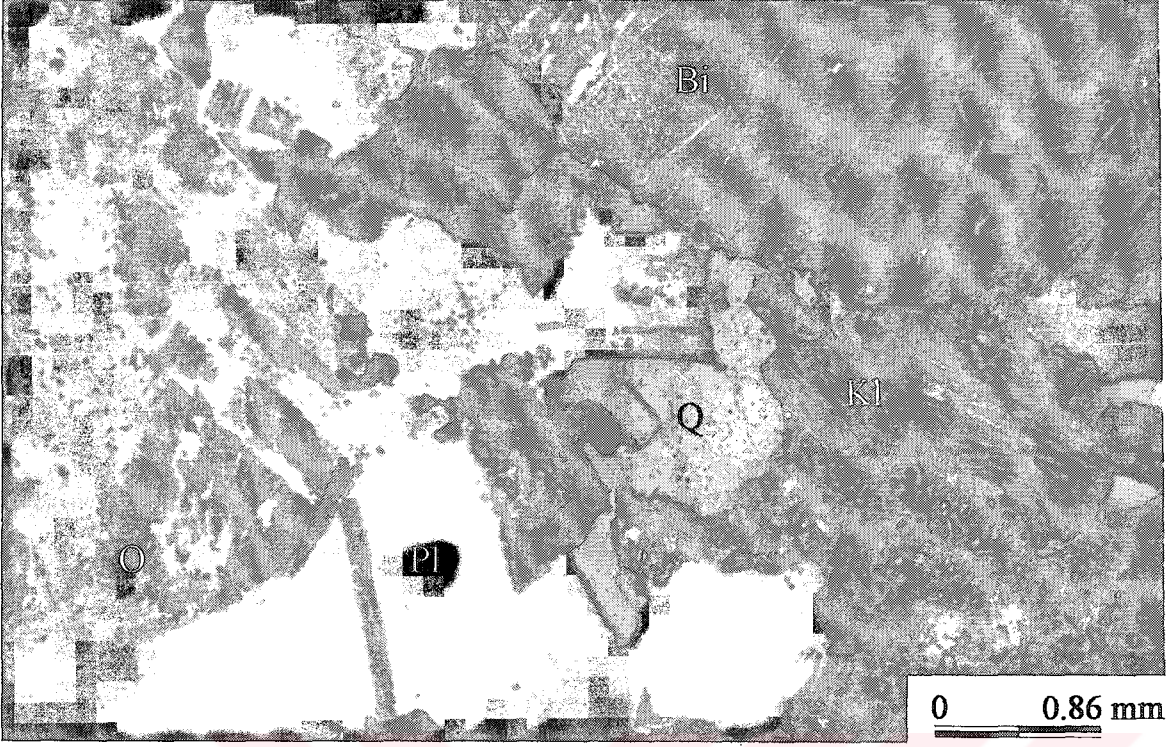
Tablo 1. İnceleme alanında yüzeyleyen Gümüşhane ve Köstürelilik Graniti'lerinin modal mineralojik yüzdeleri

Ö.Nol\Min.	Kuvars	Plajiyoklas	Ortoklas	Amfibol	Biyotit	Piroksen	Fe-Ti Oksit	Epidot	Klorit	Toplam	Kayaç ismi
Gümüşhane Graniti											
GI13	16.6	50.4	24.6	1.2	7.2	0.0	0.0	0.0	0.0	100	Kuvarslı monzodiyorit
Ç1	45.4	17.4	10.0	5.6	19.4	0.0	2.2	0.0	0.0	100	Kuvarsa zengin granit
Ç3	63.6	22.4	11.2	0.0	1.6	0.0	0.4	0.8	0.0	100	Kuvarsa zengin granit
Ç2	46.6	36.4	4.4	2.0	9.6	0.0	1.0	0.0	0.0	100	Granodiyorit
Ç4	35.6	34.0	29.2	0.4	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	100	Granit
Ç5	25.2	42.4	8.0	11.6	0.0	0.0	5.8	5.2	1.8	100	Granit
Ç10	19.4	55.4	3.2	11.8	9.2	0.0	0.6	0.0	0.4	100	Tonalit
Çam4	26.8	38.2	4.8	18.4	7.4	0.0	0.4	2.0	2.0	100	Granodiyorit
Çtiso	39.6	34.2	5.0	13.2	8.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100	Granodiyorit
Çt5	16.8	37.8	5.8	32.2	3.0	3.8	0.0	0.6	0.0	100	Granodiyorit
Zi4	39.8	29.2	26.2	0.0	0.0	0.0	0.8	4.0	0.0	100	Granit
Zi29	37.6	11.6	46.0	0.0	1.0	0.0	1.0	1.8	1.0	100	Alkalen Granit
Zi47	37.0	27.6	25.4	2.4	0.0	0.0	0.0	7.2	0.4	100	Granit
A28	48.2	8.9	32.8	2.1	1.8	0.0	1.0	4.7	0.5	100	Granit
A57	49.6	8.2	37.4	1.6	3.2	0.0	0.0	0.0	0.0	100	Granit
Çt1	23.2	60.0	0.0	12.4	0.0	0.0	0.2	1.8	2.4	100	Tonalit
Ç9	16.4	70.6	2.9	7.1	0.0	0.0	0.8	1.3	0.9	100	Kuvarslı diyorit
KR12b	4.1	84.6	0.0	0.6	0.0	8.2	0.7	1.6	0.2	100	Diyorit
Kr24b	8.6	61.8	6.8	0.4	0.0	10.0	2.2	4.6	5.6	100	Kuvarslı diyorit
T9	1.2	73.6	0.0	12.6	0.0	6.2	3.8	1.8	0.8	100	Diyorit
Köstürelilik Graniti											
A56	37.4	16.6	44.4	0.4	0.0	0.0	0.0	1.2	0.0	100	Granit
Kt3-10	20.2	39.6	32.2	3.8	0.0	0.0	0.4	3.8	0.0	100	Granit
A109	37.4	18.0	40.2	3.0	1.0	0.0	0.0	0.4	0.0	100	Granit
AY35	50.6	6.4	38.6	0.0	4.0	0.0	0.4	0.0	0.0	100	Granit
A85	34.5	17.4	39.1	1.6	3.5	0.0	0.0	3.6	0.3	100	Granit
A99	33.2	15.7	41.7	2.9	3.1	0.0	0.0	2.6	0.8	100	Granit
Zi36	36.2	19.4	34.3	1.5	3.0	0.0	0.6	3.3	1.7	100	Granit
Zi42	20.4	7.0	63.0	6.2	0.0	0.0	2.8	0.6	0.0	100	Alkalen Granit
Zi43a	31.7	18.2	40.5	4.2	2.9	0.0	0.5	1.1	0.9	100	Granit

Gümüşhane graniti modal mineralojik bakımdan, zonlanma göstermemekle birlikte karışık bir yapı sunar. Farklı modal bileşimler arasındaki dokanaklar, geçişlidir ve keskin dokanak sadece daha koyu renkte mostra veren diyorit ve kuvarslı diyorit sınırlarında izlenebilmiştir. Bu nedenle, 1/25.000 ölçekli jeoloji haritasında farklı mineralojik bileşimli kayalardan sadece ince taneli farklı bileşimli mikro granitler ile diyorit grubu kayalar ayırtlanabilmiştir. Bu, plütonun, başlangıçta eş yaşlı magmaların karışımı ile oluşmuş olabileceğini vurgulayan ilk petrografik bulgu olarak değerlendirilebilir. Fakat diyoritik bileşimli kayaların dokanaklarının daha belirgin olması nedeniyle bunların farklı fazlarda sokuldukları ve hatta plütonun en genç ürünleri oldukları da söylenebilir. Kuvarslı diyorit ve diyoritlerin Zimonköy Formasyonu, ya da daha genç formasyonlarla arasındaki ilişki tam belirgin değildir. Genellikle açık renkli ve orta taneli kayaların hakim olduğu Gümüşhane Graniti içinde çok yaygın olmayan oldukça koyu renkli ve ince taneli kayaç kapanımları gözlenmiştir. Pek çok yerde graniti kesen koyu ve açık renkli dayklar mevcuttur.

Granitler: Gümüşhane Plütonu'nda en sık rastlanan modal mineralojik bileşimli kayalar granitlerdir. Kaynarca Tepe (G113), Çamlık Mahallesi civarında (Ç4) ve Uzunyol Dere ve Midi Mahallesi (Zi4) civarında yüzeyleyirler. Plüton içindeki diğer kayalar ile geçişli dokanaklar gösterirler. Genel olarak, pembemsi ortoklas ile beyazımsı plajiyoklas ve kuvarsların bol olduğu açık pembemsi renklerde gözlenirler. K-feldispat bolluğuna karşın, koyu renkli ferro-magnezyen minerallerin az bulunduğu, özellikle biyotitlerin gözlenmediği granitler; hem daha ince taneli, hem de daha pembemsi renklerde gözlenir. Özellikle Karamustafa köyü, Tersun Geçidi civarı ve Kurtoğlu civarında Lıyas'ın tabanında pembe renkli ince kristalli mikrogranitler oldukça yaygındır. Koyu renkli minerallerin büyüklükleri 4 mm'den daha küçüktür. Buna karşın, açık renkli kristallerin mineral büyüklükleri ise 2 mm'yi geçmez. Plüton içinde en az kırıklı yapı gösteren kayalardır.

Taneli yapı, granitlerin hakim dokusudur (Şekil 21). Yer yer alkali feldispatlarda pertitik doku, feldispat-kuvars içiçe büyümesiyle oluşan karakteristik granofirik doku, özellikle mikrogranitlerde en çok gözlenen diğer dokulardır. Mineralojik bakımdan, geniş bir mineral çeşitliliği sunarlar. Modal olarak, ortoklas (% 8-46), plajiyoklas (% 8.2-55.4), Kuvars (% 25.2-63.6), amfibol (% 0-11.6), biyotit (% 0-19.6), Opak mineral (Fe-Ti oksit % 0.2-2.2) aralıklarında değişmekte, sfen ve piroksen ise çok az miktarda belirlenmiştir.



Şekil 21. Gümüşhane Plütünü'ndan alınan granit bileşimli kayaçların dokusal görünüşleri (Pl: Plajiyoklas, O: Ortoklas, Bi, Biotit Q: Kuvars, Kl: Kloriti)

İkincil epidot ve kloritlerin toplamı çoğunlukla % 5 civarında, bazen % 7'ye kadar çıkabilmektedir (Tablo 1). Plajiyoklas cinsleri %40 An içeriği ile andezin ve nadiren %30 An içeriği ile oligoklas oldukları tespit edilmiştir. Ayrıca serizitleşmiş ve epidotlaşmışlardır. K-feldispatlara göre daha öz şekilli olan plajiyoklaslar, genelde albit ve karlsbat ikizi gösterirler. Mafik minerallerden biyotit, baklava dilinimi gösteren yeşil hornblend ve bunların ayrışmasıyla ikincil kloritler kesitlerde en çok rastlanan minerallerdir. Alkali feldispatların ortoklas ve yer yer mikroklin olduğu saptanmıştır. Kısmen pertit oluşumlarına rastlanmıştır. K-feldispatların büyük bir çoğunluğu ayrışmaya uğrayarak killeşmişlerdir.

Granodiyoritler: Çoğunlukla granitler ile iç içe gözlenirler. Karamustafa Köyü'nün Kuzeyinde Çatmalar Deresi kuzey yamacında (Çam4), Tozlu Tepe ve Erdemli Mahallesi civarında granitoyid-metamorfik kayaç dokanağına yakın kısımlarda yaygın olarak gözlenmektedirler. Makroskobik olarak granitlere çok benzerler. Ancak, gri-bej rengi ile kısmen ayrılırlar. Özellikle amfibol minerallerindeki artış ile renk bakımından, griden siyaha doğru geçiş görülür. Çok az miktarda küçük boyutlu kayaç kapanımı içerirler. Kırıklılıkları ve blok büyüklükleri bakımından granitlere benzerler.

Modal mineralojik açıdan da, granitik bileşimlerin göstermiş olduğu mineral çeşitliliği gibi farklı mineraller içerirler. Modal olarak, plajiyoklas (% 34.2-38.2), kuvars (% 16.8-46.6), ortoklas (% 4.4-5.8), amfibol (% 2.0-32.2), biyotit (% 3.0-9.6), piroksen (% 0-3.8), opak mineral (pirit ve Fe-Ti oksit % 0.4-1.0), epidot (% 0-2.0) ve klorit (% 0-2) bileşimindedirler (Tablo 1). Granitik bileşimlerdeki gibi daneli doku hakimdir. Açık renkli ve koyu renkli minerallerin tane büyüklükleri birbirine çok yakın olup, çoklukla 3 mm'yi geçmezler. Az miktarda olsa 4 mm'den büyük iri kuvars kristallerine rastlanmaktadır.

Diyoritler: Gümüşhane Granit'inde granit bileşimli kayaçlardan sonra en bol rastlanan kayaç grubudur. Çamlık mahallesi, Çasurluk Tepe, Eğip Tepe, Garden Tepenin kuzeyinde ve Yaslan Tepe civarında yaygın olan diyorit ve kuvarşlı diyoritlerin diğer granitlerle olan dokanağı keskin bir şekilde izlenir. Hem bu dokanak ilişkisi ve hem de renginden dolayı bazı bölgelerde diğer granitlerden ayırtlanabilmişlerdir (Şekil 22a) Yoğun bitki örtüsünün bulunduğu Kaynarca Tepe ve Tozlu Tepe civarında bu kayaçlar izlenmiş, ancak sınırları çizilememiştir. Granit ve granodiyorit bileşimli kayaçlara göre daha koyu grimsi, siyahımsı renktedirler. Genelde çok az miktarda biyotit içeren diyoritler, az miktarda amfibol bulundururlar ve daha ince taneli olup, daha koyu grimsi renkte gözlenirler, kuvarşlı monzodiyoritler ise daha açık grimsi renklidirler. Bu kayaçlarda, tane boyutları diğer gruba göre daha büyük olarak gözlenmiştir. Açık renkli ve koyu renkli minerallerin tanelerin büyüklükleri hemen hemen eşittir. Ancak, yer yer iri plajiyoklas kristallerine rastlanır. Diyoritler, plüton içinde kırık sisteminin en az geliştiği kayaçlar olup, çatlak açıklıkları mm ölçeğindedir.

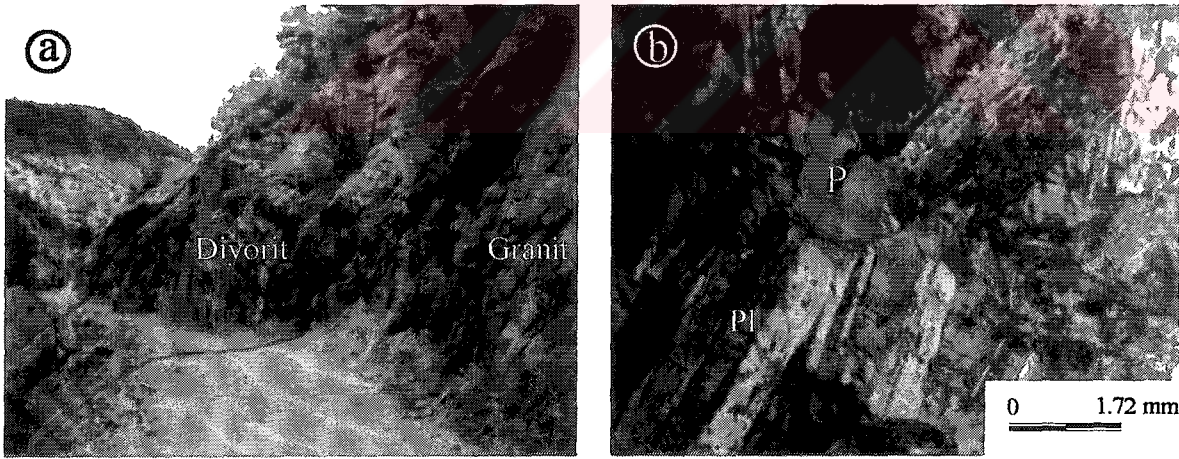
Modal mineralojik olarak, plajiyoklas (% 50.4-84.6), ortoklas (% 0-6.8), kuvars (% 1.2-16.4), amfibol (% 0.4-12.6), biyotit (% 0-7.2), piroksen (% 0-10) opak mineral (Fe-Ti oksit % 0-3.8), epidot (% 0-4.6) ve klorit (% 0-5.6) aralıklarında değişirler (Tablo 1).

Plütonların genelinde kuvarşlı monzodiyorit bileşimli kayaçlar içinde piroksen çok azdır. Ancak, biyotitin çok az olduğu bazı kayaçlarda piroksen yer yer arttığı gözlenmiştir. Çoğunlukla, lâta biçimli plajiyoklasların hakim olduğu taneli doku gösterirler (Şekil 22b). Biyotit, ortoklas ve kuvarşın çok az olduğu kayaçlarda (T9, KR12b) yapılan plajiyoklas tayinlerinde bunların %53-64 An içeriğiyle labrador olması ve piroksen (klinopiroksen) içeriklerinin yüksek olmasıyla kuvars gabro bileşimli kayaçlar olarak isimlendirilebilirler. Yer yer Keskin dokanakların izlenmesi, koyu renkli bu kayaçların farklı faz ürünü olmaktan ziyade Gümüşhane Graniti'nden daha genç olduklarını düşündürmektedir. Diğer for-

masyonları kestğine dair açık delil olmadığından ve yaş tayini yapılamadığından bu kayalar Gümüşhane Graniti'nin son ürünleri olarak kabul edilmiştir.

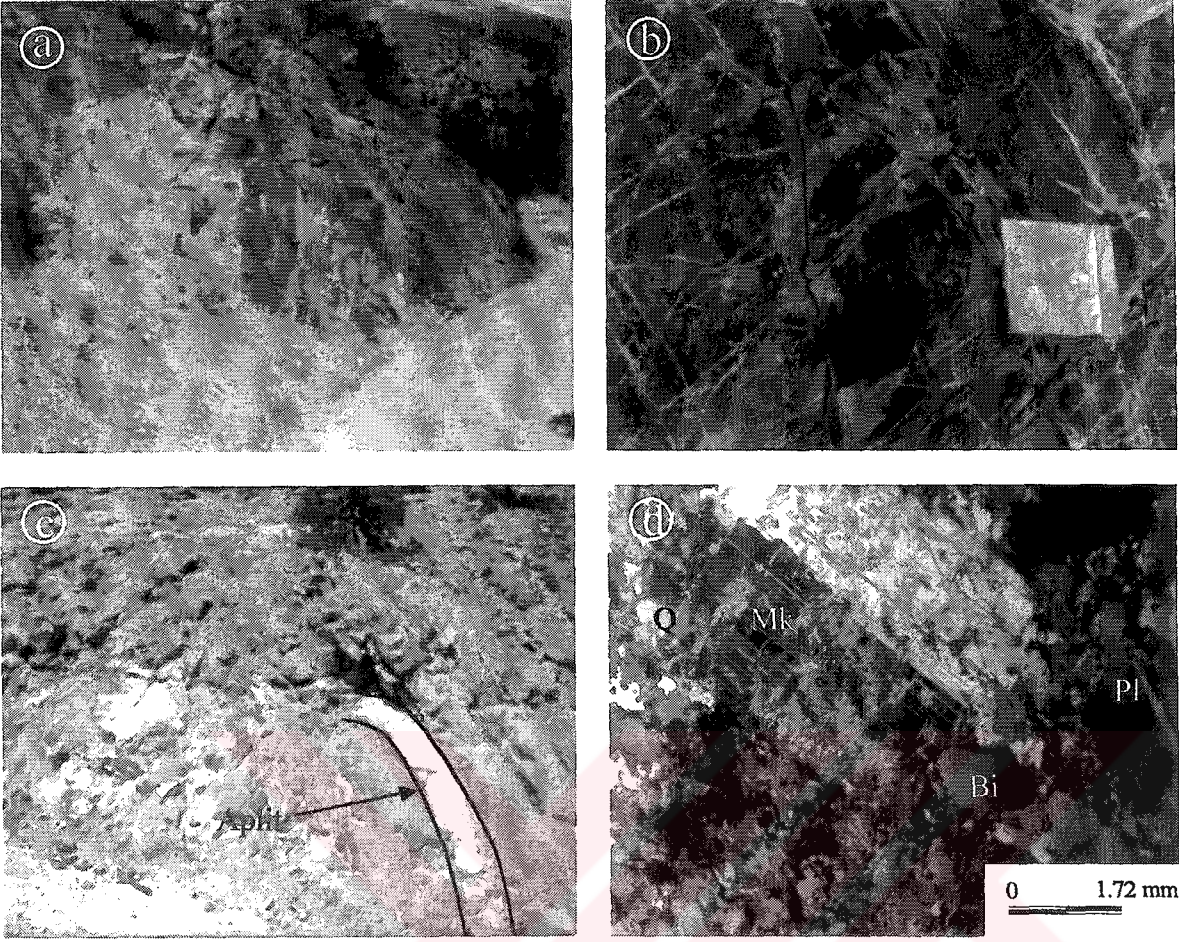
3.1.3.1.2. Köstürelilik Graniti

İnceleme alanında Köstürelilik Tepe ve civarında mostra verdiğiinden, bu kayalar Köstürelilik Graniti olarak isimlendirilmişlerdir. Ayrıca Çiçek Yaylası (Zirli), Kırtıllık Sırtı ve KTG2 galerisi ve civarında daha çok stoklar şeklinde dar bir alanda yüzeylenirler. KB-GD ve K-G uzanımlı elipsoid şeklinde uzanım sunan granit, muhtemelen fay kontrollü yerleştiği izlenimi vermektedir. Sarımsı, grimsi ve pembemsi renklerde olan bu kayalar, oldukça çatlaklı ve çatlakları kil, yer yer yoğun pirit ve kuvarsla doludur (Şekil 23a, b). Kayaç içinde saçınımlı pirit mineralleri oldukça yaygındır. Mostra verdiği her yerde hidrotermal alterasyon izine ratlanır. Piritlerin oksitlenmesiyle kayaç yer yer sarımsı kah-verengimsi bir renk almıştır. Piritleşme, silisleşme ve limonitleşme en yaygın alterasyon ürünleridir. Birim içinde ince taneli aplit ve bol kuvars içeren mikrodiyorit daykları izlenir (Şekil 23c).



Şekil 22. Gümüşhane Plütünü'nda diyorit bileşimli kayaların arazi (a) ve ince kesit (b) görünüşleri (Pl: plajiyoklas, P: piroksen)

Dar bir alanda mostra veren Köstürelilik Graniti'nden alınan kayaların modal mineralojik tayinleri yapılmış (Tablo 1), ve birimin veriler genellikle granit bileşimli olduğu tespit edilmiştir.



Şekil 23 Köstürelilik Graniti'nin arazi mikroskoptaki görünüşleri. a) Çiçekyaylası Mahallesi'nde ayrılmış Köstürelilik Graniti b) Köstürelilik Graniti'nde gelişen çatlak sistemleri ve çatlaklarda meydana gelen hidrotermal ayrışma c) Graniti kesen aplit dayk (beyaz damar) d) Granit bileşimli kayaçların taneli dokusu (Q: kuvars, Pl:plajiyoklas, Bi: biyotit, Mk: mikroklin)

Genellikle taneli ve ince taneli dokuların yanında yazı ve pertitik doku en sık rastlanan çeşitleridir (Şekil 23d). Modal olarak, ortoklas (%32.2-63), plajiyoklas (% 6.4-39.6), kuvars (% 20.2-50.6), amfibol (% 0-6.2), biyotit (% 0-3.5), opak mineral (% 0-2.8) aralıklarında değişmekte, sfen ve piroksen ise çok az miktarda rastlanmaktadır. İkincil epidot ve kloritlerin toplamı çoklukla % 4 civarındadır. Ortoklaslar; genellikle killeşmiş ve serizitleşmişlerdir. Albit ve polisentetik ikizlenme gösteren plajiyoklaslar genelde serizitleşmiş, kalsitleşmiş ve epidotlaşmışlardır. Parlak kesitlerde en sık rastlanan opak mineraller pirit ve Fe-Ti oksitlerdir. Biyotitler ise hemen her yerde kloritleşmiş ve opaklaşmışlardır.

Köstürelilik Graniti, Zimonköy Formasyonu'nun tabanına yakın kesimlerde yüzeyleyen riyolit ve andezitik karakterli kayalar parçalamış ve yer yer küçük bloklar şeklinde içine almıştır. Bu bloklar silisleşmiş ve içindeki kuvars dışındaki mineraller oldukça fazla ayrışmışlardır. Köstürelilik Graniti Gümüşhane Graniti'ni, Zimonköy formasyonu'nu, Berdiga Formasyonu'na ait iri kireçtaşı bloklarının içinde bulunduğu Kırtıllık Breşi'ni kesmiş, Kırtıllık Breşi ile olan dokanakta kristalize kireçtaşı ve düşük dereceli kontak metamorfik kayalar oluşturmıştır (Şekil 17). Kırtıllık Breşi'nin yaşı Orta Eosen olduğu tespit edilmiştir. Arazide açık bir şekilde Kırtıllık Breşi'ni kesen Köstürelilik Graniti'nin yaşı ise Orta ya da Geç Eosen olduğu söylenebilir. Bölgenin Kuzey ve Güney Zon'larında Torul Granitoyidi (Kaygusuz, 2000), Sarıçiçek ve Dölek plütonları (Arslan ve Aslan, 2001; Karslı, 2002) ve Zigana Granitoyidi (Karslı, 1996), benzer şekilde Köstürelilik Graniti ile deneştirilebilecek Eosen yaşlı granitoid kayalarlardır.

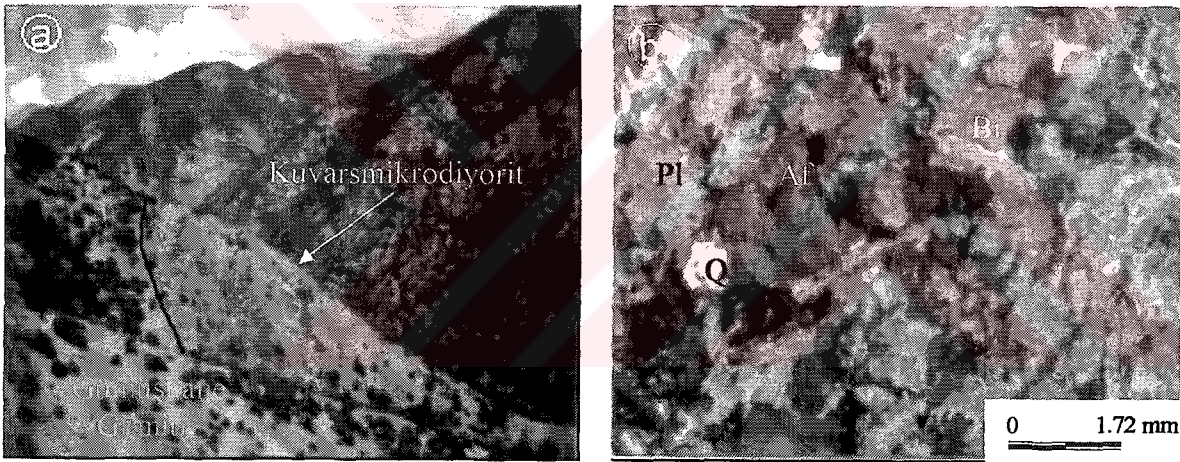
3.1.3.2. Dayklar

İnceleme alanında yüzeyleyen çeşitli yaşlardaki kayalar içinde bazik, özellikle Gümüşhane Graniti ve Zimonköy Formasyonu'nu kesen asitik dayklar tespit edilmiştir .

Dayklar; daha çok Paleozoik yaşlı birimleri ve Zimonköy formasyonunu keser ve bu birimler içinde daha yaygındırlar. Daykların genel olarak KB-GD, KD-GB ve K-G uzanımı olmaları tektonik kontrollu yerleşmiş olabileceklerini düşündürmektedir. Daykların kalınlıkları genelde 1.5 m ile 4 m arasında değişmekte, arazideki uzunlukları ise 10-15 m civarında takip edilebilmektedir. Küçük boyutlu daykların yanında Karamustafa Köyü Çatmalar Dere civarında Gümüşhane Graniti'ni, Kurtoğlu'nun kuzey batısında Zimonköy Formasyonu'nu keser vaziyette ve Elma Çukuru civarında metamorfikler içinde yüzeyleyen bazik sokulumlar daha çok elips şekilli (Karamustafanın kuzeyindeki stoğun uzun eksen 2.5 km ve kısa eksen 1.2 km) stoklar şeklindedirler (Şekil 24a).

Bu stok ve dayklardan alınan kayalar, makroskopik olarak grimsi-siyahımsı ve yer yer de koyu yeşilimsi renklerde ince tanalı bir yapıya sahiptirler. Bazı dayklarda iri piroksen kristalleri matris içinde belirgindir. Yer yer bu kayaların içinde, Gümüşhane Graniti'ni kestiği sınıra yakın kesimlerde anklav şeklinde granit parçaları izlenmektedir. Modal mineralojik bileşimlerinde ise bu dayk ve stokların genelde kuvarsmikrodiyorit ve bazalt bileşimli kayalar oldukları tespit edilmiştir. Kuvarsmikrodiyoritlerin ince taneli, mikrogranü-porfirik ve bazaltların ise hyalo-mikrolitik porfirik, entersertal ve doleritik

strüktür gösterdikleri tespit edilmiştir (Şekil 24b). Kuvarsmikrodiyoritlerin Modal mineralojik bileşimi plajiyoklas (%50-60), amfibol (Yeşil Hornblend; %10-15), Biyotit (%2-3), Kuvars (%4-5), opak ve ikincil mineral olarak klorit, epidot en yaygın minerallerdir. İri prizmatik ve küçük uzun kristaller halinde gözlenen hornblend mineralleri 11° - 16° sönme açıları gösterirler. Ayırışan bazı hornblendlerde opak mineral, biyotit ve epidotların bulunduğu ikincil mineral grupları izlenir. Dolerit ve bazalt bileşimli daykların mineralojisi ise plajiyoklas (genelde %52-56 An içeriğiyle Labrador) ve yeşil hornblendin yanında piroksen (ojit), nadiren biyotit, lösit ve apatitten oluşur. Plajiyoklas ve amfiboller oldukça fazla ayrıışmışlardır. Matrikste plajiyoklas mikrolitlerinin yanında klorit, kalsit ve opak minerallerinin ayrıışmasıyla demiroksit gibi ikincil mineraller oldukça yaygındır. Bu dayklarda yer yer %1-2 civarında kuvars belirlenmiştir. Opak minerallerin makro olarak genelde pirit olduğu tespit edilmiştir.



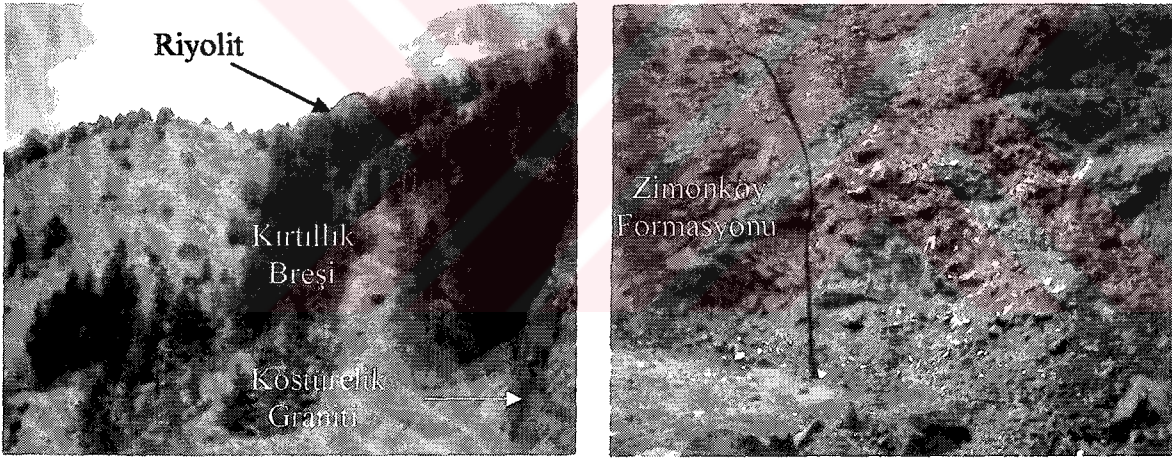
Şekil 24. Gümüşhane Graniti'ni kesen kuvarsmikrodiyorit'in arazi (a) ve dokusal (b) görünümü (Pl: plajiyoklas, Af: amfibol, Bi, biyotit, Q kuvars)

Gümüşhane Graniti'ni kesen bazik daykları inceleyen Aydın (1996), Aydın vd. (1998) Karamustafa Köyü'nün kuzeyindeki kuvarşlı mikrodiyorit'lerin içinde lambrofir daykları tespit etmiş, bunların yitim süreci sonucunda oluşan magmatizmayla ilişkili olduklarını ortaya koymuşlardır.

Asidik dayklar; ise özellikle Gümüşhane Graniti ve Zimonköy formasyonu'nu keser vaziyettedirler ve genelde riolit karaterlidirler (Şekil 25a ve b). Sarımsı-beyazımsı renkleriyle ve yer yer yüzeye çıktıkları kısıtlı yerlerde akma izleri gösteren bu dayk görünümlü kayalar, inceleme alanında yaygın olan riolit-riyodasit bileşimli volkanitlerin çıkış kanal-

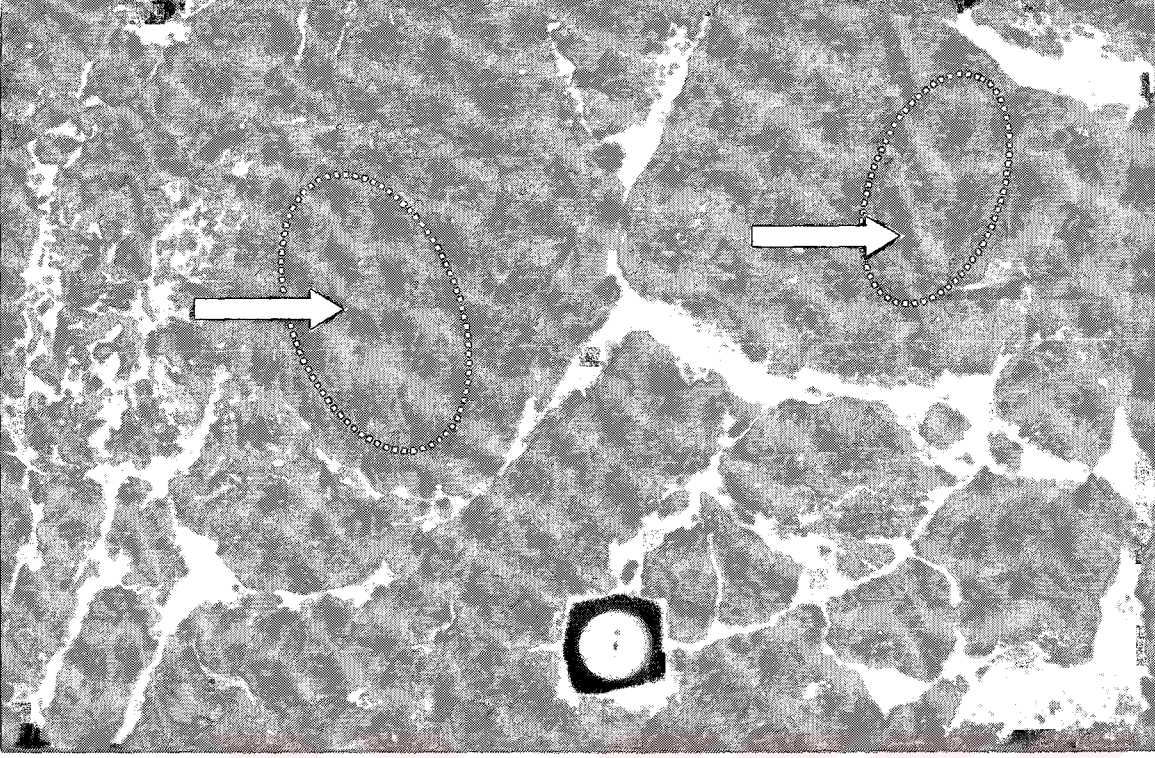
larını oluşturlar. Maden dere, Talanlar Dere ve Kuzeyindeki sırtlarda, Köstürelilik Tepe ve Civarında, Karamustafa Köyü Hatipler mahallesinde izlenirler. Özellikle maden dere Darının olduğu bölgede Zimonköy formasyonunu keserek yüzeyleyen feslik volkanitlerin kırık ve çatlaklarına da bir kısım cevherin yerleştiği açık bir şekilde görülür.

Maden dere güney sırtında ve Köstürelilik Tepe'nin kuzey batısında Kırtıllık Breşi içerisinde izlenen riylit-riyodasitler ise elips şekilli daha çok stok ya da nek vari yerleşimlidirler. Breşik ve akma yapıları (Şekil 26) gözlenen bu nekler oldukça ayrıışmış ve silisleşmişlerdir. Kesmiş oldukları formasyonlarla olan dokanakları arazide belirgin değildir. Köstürelilik Tepeye yakın riylitik nek etrafında yüzeyleyen Kırtıllık Breşi, bu riylitlerden türemiş çakılları içermektedir. Akma izi yapısı ve breşik bir görünüm sunmaları, Liyas havzasının tabanına yakın kesimlerde yaygın olmaları, zaman zaman Zimonköy Formasyonu'nu kesmeleri, riylit bileşimli bu kayaçların yüzeyledikleri yerlerin Liyas zamanındaki felsik magmanın çıkış kanalları olduğunu göstermektedir.



Şekil 25. Kırtıllık Breşi içinde yüzeyleyen (a) ve Maden Dere Cevherleşmesi civarında Zimonköy Formasyonu'nu keserek yüzeyleyen (b) riylit-riyodasit bileşimli kayaçların arazideki görünümü.

Makroskopik olarak akma izlerinin yanında yer yer iri kuvars, çok az plajiyoklas ve pirit kristallerinin izlendiği bu kayaçların kırık yüzeyleri demiroksitle boyanmışlardır. Mineralojik olarak serizitleşmiş, kalsitleşmiş epidotlaşmış plajiyoklas ve karlsbat ikizlenmesi gösteren feldspat, iri özşekilli kuvars ve tamamen kloritleşmiş ve opaklaşmış biyotitler; yaygın minerallerdir. Matriks, ince taneli özşekilsiz kuvars, ikincil mineraller ve hamurdan oluşur. Plajiyoklasların yoğun alterasyonu cins tayini yapılmasını engellemiştir.



Şekil 26. Akma izi yapısı gösteren breşik riyolitlerin yakından görünümü

3.1.4. Alüvyon ve Yamaç Molozları

Alüvyon, Karamustafa Dere ve yan kollarında dere yataklarının her iki yanında biriken dere sedimanlarından oluşur. Daha çok vadilerin genişlediği bölgelerde görülürler, dar vadilerde yok denecek kadar az alüvyon birikmiştir. Çok çeşitli boyutlarda malzeme içeren alüvyonlar, malzemesini çoğunlukla Gümüşhane Graniti, Berdiga kireçtaşı ve Zimonköy formasyonu içindeki volkanitlerden almışlardır. Elemanlar genellikle yuvarlak, az yuvarlak ve yer yer köşelidir. Bölgede tarım, kısıtlı alanlarda yüzeyleyen bu alüvyonlar üzerinde yapılmaktadır.

Yamaç molozları, inceleme alanının değişik kısımlarında gözlenirler. Özellikle Granitinin yüzeylediği bölgelerdeki yamaç eteklerinde tamamen kum boyutundan blok boyutuna kadar kayalardan oluşur. Zimonköy ve Berdiga Formasyonu üzerindeki yamaç döküntüleri yer yer çok güzel yelpazeler oluştururlar. Aşınma ve döküntü sonucu oluşan yamaç molozları, özellikle farklı aşınma dayanımına sahip kayaların sınırına yakın birikmeleri, formasyon sınırının izlenmesini zorlaştırmaktadır.

3.1.5. Yapısal Jeoloji

Çalışma alanı, daha önce de belirtildiği gibi Doğu Avrupa'dan Himalaya'lara kadar uzanan ve Alp tektonik kuşağının bir parçası olan Pontid Tektonik Birliği'nin güney zonunda yer alır. Ayrıca, bu tektonik birliğin güneyinde, Türkiye ektoniğinde önemli bir yeri olan Kuzey Anadolu Fayı bulunmaktadır. Bölgede, Permo-Karbonifer'den günümüze kadar meydana gelen tektonik olaylar, Türkiye'nin ve dolayısıyla Pontidlerin jeotektonik yapısının şekillenmesine, plütonik ve volkanik aktivitelerin artmasına ve bunlara bağlı olarak gelişen cevherleşmelerin oluşmasına neden olmuştur (Adamia, 1977; Aslaner, 1977; Dewey, 1973; Pejatoviç, 1979; Bektaş, 1981; Bektaş vd., 1984).

İnceleme alanında yüzeyleyen Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı birimlerde, Pontidlerin şekillenmesinde önemli yeri olan Hersiniyen ve Alp orojenezmasının etkileri görülmüştür (Çoğulu, 1971). Uyumsuzluklar, küçük ölçekli de olsa kıvrımlar, faylar ve kırıklı yapılar birimlerde gözlenen yapısal unsurlardır. Çalışma alanının nispeten küçük olması, dolayısıyla kısıtlı verilerle bölgesel anlamda geniş bir tektonik yorumda bulunmak oldukça zordur. Yersel tektoniğin bölgesel tektonik içindeki yeri, araziden elde edilen veriler ve önceki çalışmalar ışığında tartışılmıştır.

3.1.5.1. Uyumsuzluklar ve Tabakalar

İnceleme alanında orojenik dönemlere bağlı olarak gelişmiş üç uyumsuzluk bulunmaktadır. Bunlardan ilki; Hersiniyen orojenezine bağlı olarak, Paleozoyik ve Mesozoyik birimleri arasında gelişmiştir. Temel durumundaki Gümüşhane Graniti ve Kurtoğlu Metamorfik'leri üzerine Liyas yaşlı Zimonköy Formasyonu taban konglomerasıyla gelir. Liyas yaşlı bu birimler, temeli oluşturan birimlerden malzeme almışlardır. Bölgede Permian ve Triyas yaşlı birimlerin olmayışı, temelin yükselmesi ve aşınmasının uzun bir jeolojik süreye karşılık geldiğini gösterir. İkinci uyumsuzluk ise Berdiga Formasyonu ile Kermutdere Formasyonu arasında görülmüştür ve Üst Kretase zamanına karşılık gelir. Alibaba Formasyonu Kermutdere Formasyonu üzerine açısal uyumsuzluk ile ve tabanda numulitli kumlu kireçtaşlarıyla gelir (Tokel 1972). Ancak inceleme alanında fay eteği breşi olarak tanımlanan Kırtılık Breşi tabanında, aynı yaşta fosillerin olması benzer jeotektonik ortamı karakterize eder.

Bölgede lineasyon ve şistozite yapısı gösteren temele ait metamorfitlelerin yanında, a-razinin büyük bir bölümünde tabakalı yapıya sahip birimler yüzeylenir. Zimonköy formasyonu, tabakalı kayaçların yanı sıra masif seviyeler ve stoklar şeklinde volkanitler içeren en yaşlı birimdir. Volkanik ve volkanotortul seriden oluşan birim içerisinde ince orta tabakalı ve tabaka kalınlıkları 5-25 cm. arasında değişen marn ve killi seviyelerin yanında, orta-kalın tabakalı 25-85 cm kalınlıkta kumtaşı, tuf, volkanik breş ara seviyelerine rastlanır. Bu birimlerin üzerine gelen Berdiga kireçtaşları tabanda ince-orta tabakalı 10-30 cm kalınlığında killi kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı seviyeleri üzerine masif resifal kireçtaşları gelir. İnceleme alanında daha çok tortul karakterli seviyeleri izlenen Kermutdere Formasyonu; ince orta tabakalı, 5-15 cm kalınlıkta kumtaşı, kumlu kireçtaşı ve kırmızı renkli biyomikritlerden oluşur.

Genelde KB-GD uzanımlı olarak üç ayrı yerde mostra veren Zimonköy Formasyonu, Kurtoğlu Tersun Geçidi arasında K25-75D ve DB doğrultulu ve Kuzeydoğuya eğimli tabakalardan meydana gelmektedir. Tabakaların eğim değerleri; Tersun ve Kurtoğlu tarafında 10-35°, Köstürelilik ve Midi Maden civarında ise 45-65° arasındadır. Bezendi Yayla ve Elma Çukuru civarında ise aynı doğrultuda, fakat 25-55 GD eğimlidirler. Berdiga Formasyonu'nun tabaka eğimleri de blok faylanmadan dolayı yer yer değişmekle birlikte doğrultuları yine K35-70D ve eğimleri ise 10-30 KB yönündedir. Kermutdere Formasyonu, Berdiga Formasyonu ile benzer doğrultu ve eğimler gösterir. Ancak; Talanlar Dere, Köstürelilik damarı ve Maden Dere civarında Zimonköy Formasyonu'nun tabanına yakın birimler ile breşlerin yüzeylediği alanda kireçtaşlarındaki tabakalar, bu genel duruma uymazlar. Burada tabakalar kısa mesafede değişim gösterirler. Tabakaların doğrultuları ve eğimleri oldukça değişmiştir. Tabaka eğimleri 85°'ye kadar çıkmış, hatta ters dönmüş tabakalara oldukça sık rastlanır (Şekil 5). Faylar, granit sokulumundan oldukça fazla etkilenmişlerdir.

3.1.5.2. Çatlak Sistemleri

İnceleme alanında farklı yaş ve litolojideki birimlerde, farklı sıklıkta kırıklar ve çatlak sistemleri gelişmiştir. Bu çatlak sistemlerinin dört farklı kırık seti oluşturduğu tespit edilmiştir. Bunlardan ikisi K50-60D doğrultulu ve farklı eğimlerde 75B-35KB, diğer ikisi ise K45-70B ve eğim açıları 30GB-80KD yönlerindedir. Çatlak açıklıkları 3mm'den birkaç

cm boyutuna kadar ulaşır ve genelde kil ve kalsit tarafından dolgulanmışlardır. Gümüşhane Granitinde gelişen çatlaklar genelde kil, Zimonköy Formasyonunda ise daha çok beyaz kalsit ve kil dolguludurlar. Çatlakların ortalama eğimi 68° , eğim dereceleri 50° ile 80° arasında değişmekte, eğim yönleri ise genel olarak KB ve GB ya doğrudur. Gümüşhane Graniti'ni kesen daykların yerleşim sistemine bakıldığında genelde KB-GD, K-G ve KD-GB uzanımlı çatlak sistemiyle benzer doğrultularda yerleştikleri görülür (Şekil 5). Zimonköy formasyonunda çatlak eğimleri genelde KB-GB yönünde, ortalama 65° - 80° arasındadır. Çatlak sistemlerinden alınan ölçümlerde eğimlerin genel olarak 70° - 80° arasında değiştiği belirlenmiştir. Bu tür kırık sistemleri daha çok bölgede oluşan fayların normal fay biçiminde gelişeceğini gösterir (Hobbs vd., 1976). Arazide çatlak ve kırık sistemleri arasında tam anlamıyla yaş farkı ile hangi zamandaki tektonizmadan ne kadar etkilendiğini belirlemek oldukça zordur.

3.1.5.3. Faylar

Bölgede meydana gelen yoğun tektonizma ve tektonizmayı meydana getiren kuvvetlerin kaynağı levha tektoniği açısından incelenmiş, Tetis Okyanusu'nun Pontid'lerin altına doğru dalması, sıkışma ve genişleme tektoniğini doğuran en önemli neden sayılmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Bektaş vd., 1987). Başta Berdiga ve Zimonköy formasyonunda gözlenen blok faylar ve bunun sonunda oluşan normal ve listrik fayların yaygın olması, Doğu Pontidlerin Mesozoyik döneminde K-G yönlü kısa süreli basınç gerilmelerinin dışında genelde çekme gerilmelerinin etkisinde kaldığını ve buna bağlı olarak KB-GD ve KD-GB doğrultulu kırıkların oluştuğu vurgulanmıştır (Bektaş, 1986).

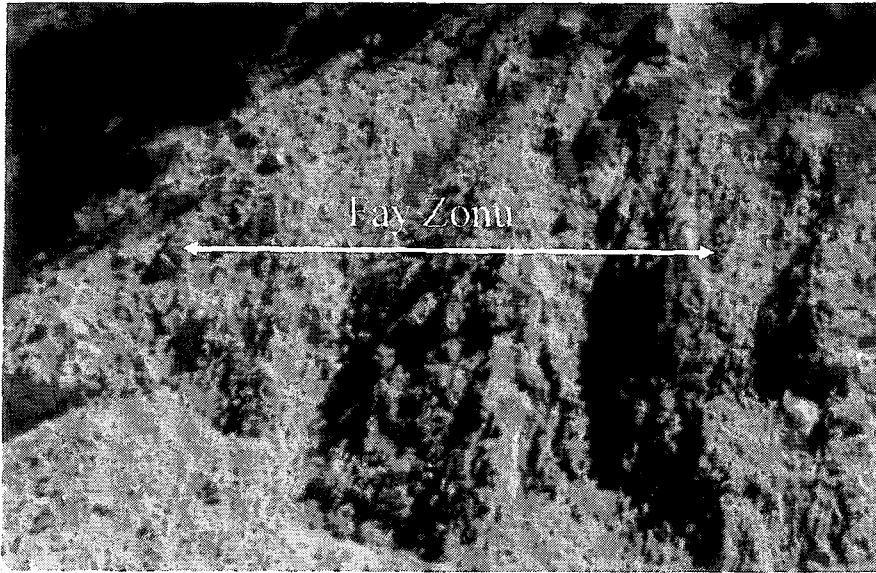
Bölgede büyük ölçekli, bütün birimleri kesen türde faylara rastlanmamıştır. Bölgenin yapısal evrimi genelde genişleme tektoniği ile temsil edildiğinden, inceleme alanında görülen fayların eğimleri düşey ve düşeye yakın eğim atımlı normal faylardır. Bölgedeki fay tektoniğine bakıldığında, tortul ve volkanotortul birimlerde gelişen fayların doğrultuları genel olarak KD-GB ve KB-GD olmakla birlikte çok azı da K-G doğrultuya sahip oldukları görülür (Şekil 5). Fay atımlarının tespiti Zimonköy formasyonunda yoğun ayrışmadan dolayı oldukça güçtür. Fakat, kalın tabakalı Berdiga kireçtaşı bloklarının özellikle Hatipler Mahallesi ve Kadım Mahallesi kuzeyinde 35-150 m kadar atıldıkları tespit edilmiştir.

Normal fayların yanında Midi Maden sahasının içinde bulunduğu alanda, özellikle genç granit sokulumu etkisiyle daha eski faylar hareketlenmiştir. Sonuçta küçük boyutlu

kıvrımlanma, tabakaların ters dönmesi ve yaşlı birimlerin genç birimler üzerine bindirdiği gözlenmiştir (Şekil 27). Sadece maden çevresinde tespit edilen bu ters faylar boyunca yoğun breşik yapılar, deformasyon ve ayrışma gelişmiş (Şekil 28); Maden Dere Cevherleşmesi ise birbirine paralel gelişen, yaklaşık K50-80D doğrultulu ve 65-80 (KB) derece eğimli faylara yerleşmiştir. Maden Dere civarında meydana gelen bu fay zonunun genişliği 200-250 m, uzunluğu ise Köstürelilik Tepe'den itibaren Kalecik Tepe'nin güneyine kadar uzanır ve yaklaşık 2 km civarındadır.



Şekil 27. Ters faylanma neticesinde oluşan breşleşme, kıvrımlanma ve fay boyunca açılmış galeri (G3)



Şekil 28. Maden Dere Cevherleşmesi'nin yerleştiği ve yoğun deformasyon ve ayrışmanın izlendiği fay zonu'nun yakından görünümü

3.2. Kayaç Jeokimyası

İnceleme alanında geniş bir alanda yüzeyleyen Zimonköy formasyonu'nu oluşturan asidik ve bazik volkanik kayaçlar, Gümüşhane Graniti ve Köstürelilik Graniti gibi sokulum kayaçlarının ana, iz ve nadir toprak element içerikleri tespit edilerek jeokimyasal özellikleri ve jeotektonik ortamları değerlendirilmiş, kökenleri hakkında yoruma gidilmiştir. Ayrıca, bu kayaçların Midi Madeni ile arasında herhangi bir kökensel ilişkinin olup olmadığı tartışılmıştır.

3.2.1. Volkanik Kayaçlar

3.2.1.1. Ana ve İz Element Jeokimyası, Tektonik Ortam

İnceleme alanındaki Liyas yaşlı volkanik kayaçlardan; 14 asidik, 8 bazik olmak üzere toplam 22 örneğin ana, iz ve nadir toprak element analizleri yapılmış ve sonuçları Tablo 2'de verilmiştir. Ana element analizlerinde toplam demir Fe_2O_3 olarak ölçülmüştür.

Söz konusu volkanitler, gerek arazi gözlemleri ve gerekse ince kesit incelemeleri sonucunda yoğun alterasyona maruz kaldıkları gözlenmiştir. Bu nedenle özellikle silisyum ve alkali elementlerin alterasyon sonucu zenginleşmesinden ya da yıkanmasından dolayı, hareketli elementler kullanılarak hazırlanacak kimyasal sınıflama, tektonik ortam ve diğer jeokimyasal değerlendirme diyagramları ile elde edilecek sonuçlarda ve yapılacak yorumlarda önemli sayılabilecek hatalı sonuçlara varılacaktır. Bu nedenle hem bazik ve hem de asidik volkanitlerde hareketli elementlerin tespiti ve diyagramlarda kullanılacak elementleri belirlemek için, elementler arası korelasyonlar belirlenmiş (Ek Tablo 1 ve 2), buna göre kütle transfer hesaplaması yapılmış ve izokon diyagramları (Huston, 1993) hazırlanmıştır (Şekil 29a ve b). Söz konusu yöntem, kütleli ve kimyasal hesaplamalar başlığı altında ayrıntılı olarak verilecektir. Hazırlanan diyagramlara bakıldığında, asidik volkanitlerde kütle azalması ($m=1.125$) ve bazik volkanitlerde ise kütle artışı ($m=0.89$) söz konusudur. Özellikle Na, K asidik volkanitlerde aşırı zenginleşme, bazik volkanitlerde ise Ca ve K'da zenginleşmiş, Na elementi ise tüketilmiştir. Özellikle aşırı altere kayaçlarda bazı araştırmacılar Si, K, Na ve Ca elementlerinin artabileceğine dikkati

Tablo 2. İnceleme alanında yüzeyleyen volkanik kayaların ana, iz ve nadir toprak element (NTE) analiz sonuçları

Ö. No	A9	A13	A23	A50	A89*	A123	A106	A138	Zi37	Zi38	AY38	AY50
(%)												
SiO ₂	78.58	76.64	76.72	77.81	75.84	77.68	63.28	79.48	77.41	77.80	79.95	71.00
TiO ₂	0.06	0.24	0.09	0.16	0.11	0.07	0.29	0.11	0.21	0.21	0.09	0.30
Al ₂ O ₃	13.55	14.02	12.31	12.87	13.33	12.51	12.06	11.92	13.56	13.42	12.28	14.19
Fe ₂ O ₃	1.00	0.96	1.13	0.83	0.73	0.70	2.57	0.98	0.68	0.99	0.82	2.11
MnO	0.01	0.01	0.04	0.07	0.01	0.01	1.08	0.06	0.03	0.16	0.01	0.14
MgO	0.37	0.36	0.16	0.18	0.07	0.28	2.72	0.49	0.61	0.61	0.42	0.69
CaO	0.04	0.07	0.21	0.12	0.14	0.07	5.60	0.04	0.04	0.03	0.04	1.36
Na ₂ O	0.10	3.21	3.11	3.07	3.33	1.51	0.11	0.07	0.09	0.09	0.07	2.09
K ₂ O	3.91	2.50	5.15	2.20	5.44	5.38	3.35	4.41	3.34	4.14	3.62	3.56
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.06	0.04	0.01	0.01	0.01	0.09
Cr ₂ O ₃	<.001	<.001	<0.001	<0.001	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001
LOI	2.30	1.70	0.80	2.40	0.80	1.60	8.80	2.10	3.80	2.30	2.50	4.10
Tot/C	0.01	0.03	0.03	0.08	0.03	0.02	2.19	0.03	0.02	0.01	0.02	0.54
Tot/S	0.03	0.03	0.21	<.01	0.21	<.01	1.01	0.09	0.04	0.07	0.01	0.57
Toplam	99.97	99.84	99.79	99.81	99.93	99.84	99.96	99.79	99.84	99.82	99.85	99.71
(ppm)												
Ba	310.0	1009.0	404.0	557.0	1099.0	222.0	336.0	758.0	548.0	462.0	344.0	762.0
Ni	26.00	25.00	36.00	21.00	20.00	20.00	20.00	30.00	20.00	20.00	20.00	20.00
Sc	3.00	3.00	3.00	3.00	7.00	5.00	7.00	3.00	3.00	3.00	3.00	5.00
Cu	3.00	3.00	4.00	4.00	5.00	3.00	1.00	4.00	4.00	3.00	2.00	1.00
Pb	2.90	31.00	41.00	18.00	17.00	8.00	104.00	535.00	8.00	28.00	5.00	13.00
Zn	6.00	4.00	81.00	36.00	18.00	12.00	56.00	20.00	9.00	13.00	8.00	919.00
Co	0.70	0.60	1.20	0.50	0.70	0.50	8.60	0.50	0.70	1.00	0.80	3.10
Hf	3.90	5.00	3.40	3.70	6.30	5.60	3.60	4.90	3.70	3.00	4.20	4.10
Nb	5.80	11.80	8.50	14.60	12.50	14.00	9.30	11.00	11.00	10.40	15.10	11.90
Rb	119.7	74.9	167.6	75.6	175.5	211.1	148.5	155.7	130.6	151.9	118.3	100.3
Sr	16.40	118.10	38.00	98.90	45.80	24.10	52.50	7.50	15.60	8.50	15.10	199.20
Ta	1.40	1.10	1.30	1.00	1.10	1.30	0.70	1.40	0.90	0.80	1.70	1.00
Th	9.50	9.70	18.50	10.40	14.40	22.40	8.90	9.80	7.10	4.60	8.60	10.70
V	5.00	10.00	5.00	5.00	5.00	5.00	57.00	5.00	23.00	26.00	5.00	24.00
Zr	81.00	167.40	95.30	107.20	189.80	134.20	110.00	135.10	121.50	109.20	100.40	149.80
Y	12.70	15.60	23.40	19.00	31.60	20.50	19.40	19.80	10.20	8.40	29.80	29.10
NTE												
La	13.00	32.00	23.10	35.30	8.10	18.70	27.60	22.40	24.60	23.40	20.00	41.80
Ce	24.40	58.90	49.20	67.00	15.60	33.20	51.00	46.80	45.40	43.60	41.00	74.60
Pr	2.41	6.38	5.71	7.13	2.33	5.94	5.66	5.43	4.75	4.48	4.47	8.43
Nd	8.10	22.60	22.30	26.20	8.30	20.80	21.10	22.10	17.20	15.10	16.60	32.60
Sm	2.30	3.30	5.30	4.40	2.20	4.60	3.50	4.50	2.50	2.30	3.70	5.60
Eu	0.19	0.71	0.37	0.73	0.25	0.18	1.06	0.50	0.44	0.35	0.29	1.31
Gd	1.77	2.64	4.04	3.62	2.33	3.17	3.47	4.02	1.59	1.44	3.54	4.75
Tb	0.28	0.45	0.63	0.59	0.57	0.49	0.53	0.54	0.25	0.19	0.68	0.70
Dy	1.97	2.65	4.25	3.54	4.62	3.46	3.37	3.52	1.61	1.44	4.85	4.75
Ho	0.42	0.53	0.86	0.68	1.14	0.79	0.67	0.73	0.39	0.31	1.04	1.01
Er	1.46	1.79	2.68	2.24	4.06	2.72	2.25	2.40	1.27	1.06	3.45	3.08
Tm	0.22	0.28	0.37	0.35	0.67	0.47	0.31	0.34	0.25	0.19	0.51	0.42
Yb	1.70	1.85	2.40	2.32	4.15	3.01	2.28	2.38	1.47	1.26	3.34	2.92
Lu	0.28	0.34	0.37	0.34	0.69	0.50	0.35	0.36	0.24	0.19	0.48	0.45
Mg#	0.27	0.27	0.12	0.18	0.09	0.29	0.51	0.33	0.47	0.38	0.34	0.25
Al	96.83	46.58	61.53	42.73	61.36	78.18	51.53	97.80	96.81	97.54	97.35	55.19

Mg# = (MgO/MgO+Fe₂O₃t)

Al = Alterasyon indeksi ((K₂O+MgO)/(K₂O+MgO+Na₂O+CaO)*100)

A89* = Kütle transferi hesabında kullanılan az ayrılmış örnek (riyodasit ve riyolitlerde)

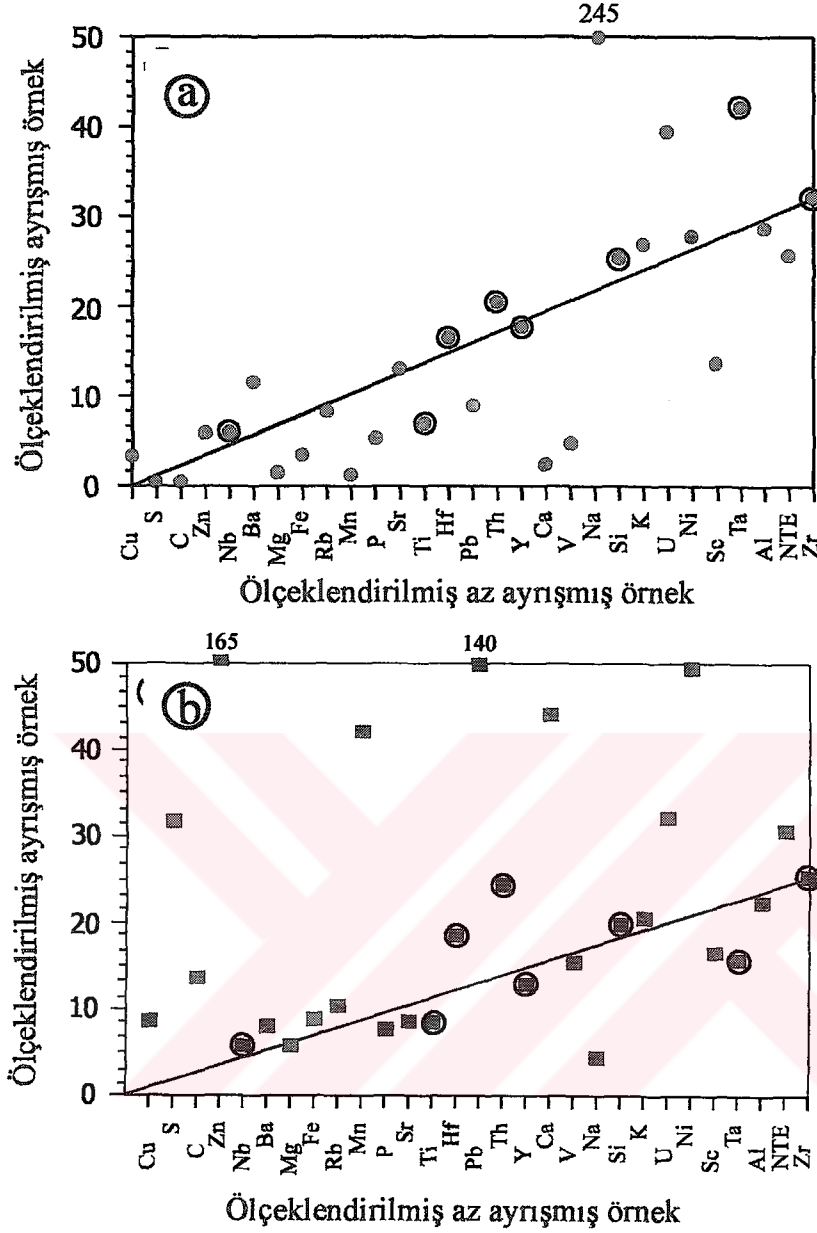
Tablo 2'nin devamı

Ö. No	AY46	AY42	KM13	Hd1	Hd2	Hd3	Hd6	Hd9	Hd21	Hd25	BÇ4*	% T**
(%)												
SiO ₂	68.70	82.94	78.82	63.64	45.96	58.16	56.16	56.80	60.31	63.10	58.27	0.27
TiO ₂	0.30	0.02	0.06	0.65	0.77	0.72	0.57	0.68	0.52	0.54	0.98	5.48
Al ₂ O ₃	12.88	10.51	12.17	15.45	16.41	16.18	13.14	14.38	11.97	12.27	17.21	0.82
Fe ₂ O ₃	1.86	0.87	0.34	6.73	7.86	6.77	12.67	6.04	7.41	6.53	6.98	6.51
MnO	0.22	0.02	0.01	0.30	0.78	0.50	0.23	0.60	0.48	0.35	0.11	0.00
MgO	0.88	0.29	0.13	2.28	4.00	4.54	0.16	3.42	1.45	0.48	2.85	1.20
CaO	2.87	0.05	0.11	2.18	11.55	4.52	9.51	9.20	13.01	11.65	3.40	1.57
Na ₂ O	0.53	0.09	2.79	5.19	0.32	2.83	0.07	0.13	0.01	0.01	5.30	1.77
K ₂ O	6.88	2.96	4.37	0.83	4.39	1.29	0.50	1.55	0.06	0.39	1.38	0.46
P ₂ O ₅	0.09	0.01	0.02	0.21	0.15	0.20	0.18	0.10	0.09	0.04	0.20	8.70
Cr ₂ O ₃	< .001	< .001	< .001	0.01	0.01	< .001	0.01	< .001	0.01	0.01	< .001	
LOI	4.50	2.00	1.00	2.60	7.30	4.10	4.90	7.00	3.80	4.00	3.00	
Tot/C	0.97	0.02	0.01	0.10	1.28	0.26	0.16	1.10	0.80	0.75	0.14	
Tot/S	< .01	0.04	< .01	0.06	< .01	0.01	0.17	0.01	0.55	0.30	< .01	
Toplam	99.93	99.82	99.86	100.11	99.64	99.86	98.12	99.96	99.12	99.36	99.71	
(ppm)												
Ba	1947.0	494.0	415.0	254.0	126.1	355.0	51.0	461.0	12.0	40.0	261.0	0.78
Ni	28.00	20.00	20.00	97.00	65.00	52.00	62.00	36.00	64.00	42.00	29.00	16.97
Sc	5.00	2.00	2.00	19.00	21.00	18.00	17.00	19.00	9.00	8.00	24.00	18.18
Cu	1.00	2.00	9.00	38.00	3.00	1.00	85.00	1.00	2.00	3.00	15.00	2.78
Pb	7.00	11.00	94.00	71.00	519.00	59.00	161.00	131.00	44.00	20.00	98.00	3.48
Zn	29.00	6.00	11.00	178.00	195.00	219.00	155.00	108.00	50.90	66.70	103.00	4.54
Co	1.50	0.50	0.60	6.80	12.90	14.10	54.00	21.30	14.80	4.90	12.10	0.61
Hf	4.00	2.60	5.50	4.30	3.10	2.90	2.60	1.80	2.70	1.70	3.10	11.05
Nb	11.00	3.60	14.90	7.90	6.70	7.20	9.40	4.00	8.50	4.50	6.00	4.18
Rb	163.50	103.30	145.10	12.50	94.30	34.90	10.80	39.90	3.70	10.40	25.70	3.83
Sr	162.80	11.60	36.70	281.70	222.20	264.10	141.40	165.80	224.90	122.50	285.00	3.26
Ta	0.70	1.10	1.50	0.50	0.40	0.40	0.60	0.30	0.70	0.50	0.80	6.90
Th	8.80	9.60	17.50	5.90	4.50	4.60	8.20	2.80	6.70	2.60	3.10	2.16
V	25.00	5.00	5.00	9.00	165.00	127.00	117.00	165.00	83.00	78.00	124.00	2.90
Zr	140.60	63.50	118.30	149.30	112.30	121.00	97.80	68.40	101.30	56.00	115.40	7.00
Y	18.60	9.40	34.50	35.60	24.80	25.80	32.70	18.70	19.90	12.90	30.30	4.25
NTE												
La	28.30	29.80	13.30	18.90	18.60	19.20	38.80	14.60	19.70	10.10	14.40	7.83
Ce	54.80	55.10	31.80	43.10	37.20	39.30	60.00	29.30	41.90	20.70	31.70	7.91
Pr	5.99	5.78	4.50	5.16	4.36	4.68	8.31	3.53	4.97	2.48	4.17	7.03
Nd	23.40	19.90	20.20	24.40	17.70	19.70	34.50	14.90	20.20	11.10	19.30	8.07
Sm	4.40	3.10	5.20	5.40	3.80	4.40	6.50	3.40	4.00	1.90	5.20	4.00
Eu	0.74	0.23	0.71	1.27	1.23	1.33	1.67	0.83	0.99	1.18	1.70	4.23
Gd	3.36	1.92	5.49	5.76	3.68	4.45	5.95	3.41	3.57	2.06	5.00	4.65
Tb	0.50	0.29	0.90	0.91	0.60	0.62	0.89	0.50	0.59	0.30	0.79	8.19
Dy	3.23	1.78	6.52	6.34	4.01	4.15	5.43	3.16	3.67	2.23	5.44	3.14
Ho	0.68	0.36	1.35	1.41	0.85	0.89	1.05	0.64	0.73	0.45	1.10	4.05
Er	2.02	1.06	4.10	4.25	2.54	2.72	2.98	1.94	2.03	1.32	3.52	2.40
Tm	0.31	0.17	0.58	0.59	0.39	0.42	0.42	0.27	0.29	0.19	0.46	5.61
Yb	2.16	1.18	4.04	3.97	2.33	2.61	2.66	2.11	2.01	1.31	3.25	8.30
Lu	0.31	0.22	0.60	0.65	0.38	0.37	0.40	0.33	0.34	0.21	0.45	5.86
Mg#	0.32	0.25	0.28	0.25	0.34	0.40	0.01	0.36	0.16	0.07	0.29	
Al	69.53	95.87	60.81	29.68	41.41	44.23	6.45	34.76	10.39	6.94	32.71	

Mg#=(MgO/MgO+Fe₂O₃t)Al = Alterasyon indeksi ((K₂O+MgO)/(K₂O+MgO+Na₂O+CaO)*100)

BÇ4*= Kütle transferi hesabında kullanılan az ayrılmış örnek (bazik volkanitlerde)

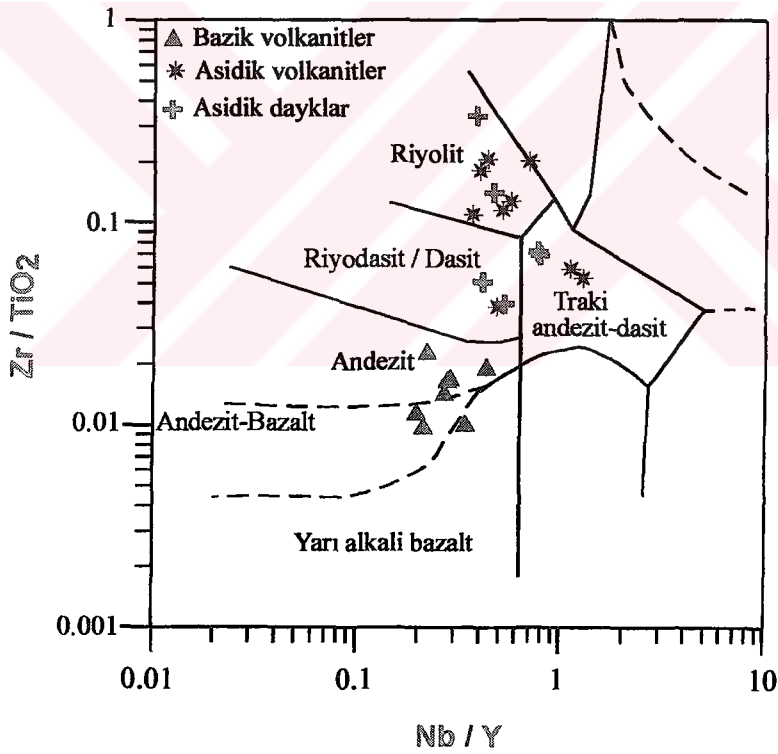
***: % tekrarlanabilirlik Youda (1951) yöntemine göre hesaplanmış (Köksoy, 1991) ve hesaplama iki farklı örneğin tekrar analizine göre yapılmıştır,



Şekil 29. Asidik (a) ve bazik (b) volkanitlerde hazırlanan izokon diyagramları (daire içindeki elementler sınıflamada kullanılan elementlerdir)

çekmişlerdir (Winchester ve Floyd, 1977; Maclean ve Kranidiotis, 1987). Bu kayalarda Ishikawa vd. (1976)'nin önerdiği alterasyon indeksi (AI) hazırlanmış; asidik volkanitlerin oldukça ayrıştığı (AI= %42.7-97.8) ve bazik volkanitlerin ise daha az (AI=6.4-41.4) altere oldukları tespit edilmiştir (Tablo 2). Bu nedenle kayaç sınıflaması ve tektonik ortam belirlemede izokon diyagramında saptanan nispeten az hareketli (hareketsiz) elementler kullanılmıştır.

Liyas volkanitleri, Winchester ve Floyd (1977)'un $Nb/Y-Zr/TiO_2$ diyagramına aktarılmış ve bunların çoğunlukla andezit-bazalt, riyodasit-dasit ve riyolit alanına düştükleri gözlenmiştir. Birkaç örneğin de traki andezit-bazalt alanında yer aldıkları görülür (Şekil 30). Ancak, izokon diyagramlarına bakıldığında hem asidik hemde bazik volkanitlerde Nb'nin zenginleştiği, Ti'un ise tüketildiği görülmektedir (Şekil 30a ve b). Dolayısıyla Riyolit ve traki-andezit alanına düşen kayaçların riyolit-riyodasit bileşiminde kayaçlar olduğu söylenebilir (Şekil 30). Volkanik kayaçların afinitelerini belirlemek için Irvine ve Baragar (1971) ve Kuno (1968)'ya göre AFM üçgen diyagramı kullanılmış ve örneklerin tamamen kalk alkali alanında yer aldıkları gözlenmiştir (Şekil 31a). Ancak, iz element çiftlerinden Ta/Yb-Th/Yb diyagramı (Pearce,1982), bu volkanitlerin benzer şekilde kalkalkali özellikte olduğu fakat Ta ve Th elementlerindeki zenginleşmeden dolayı şoşonitik alana geçtikleri görülür (Şekil 31b).



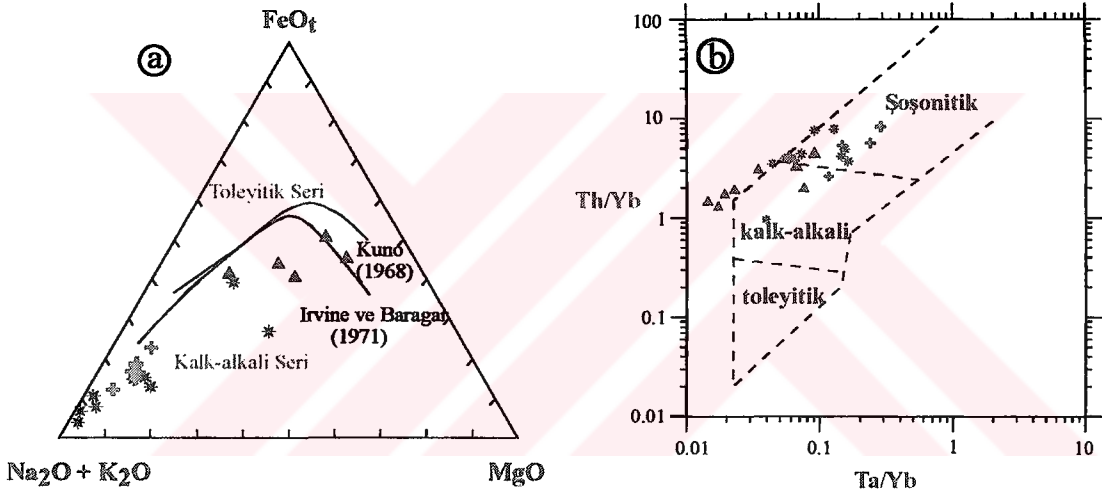
Şekil 30. Asitik ve bazik volkanitlerin Zr/TiO_2 - Nb/Y (ppm) kimyasal sınıflandırma diyagramındaki yerleri (Winchester ve Floyd, 1977)

Söz konusu volkanik kayaçların asidik ve bazik üyelerin tektonik ortamını belirlemede Hf/3-Th-Ta üçgen diyagramı (Wood, 1980) kullanılmış ve hemen hemen tümüyle kalk

alkali özellikte volkanik yay alanında yer aldıkları (Şekil 30) ve bu kayaların volkanik yay ortamında meydana gelen volkanizmanın ürünleri olduğu söylenebilir.

3.2.1.2. İz, Nadir Toprak Element (NTE) Değişimleri ve Volkanitlerin Kökeni

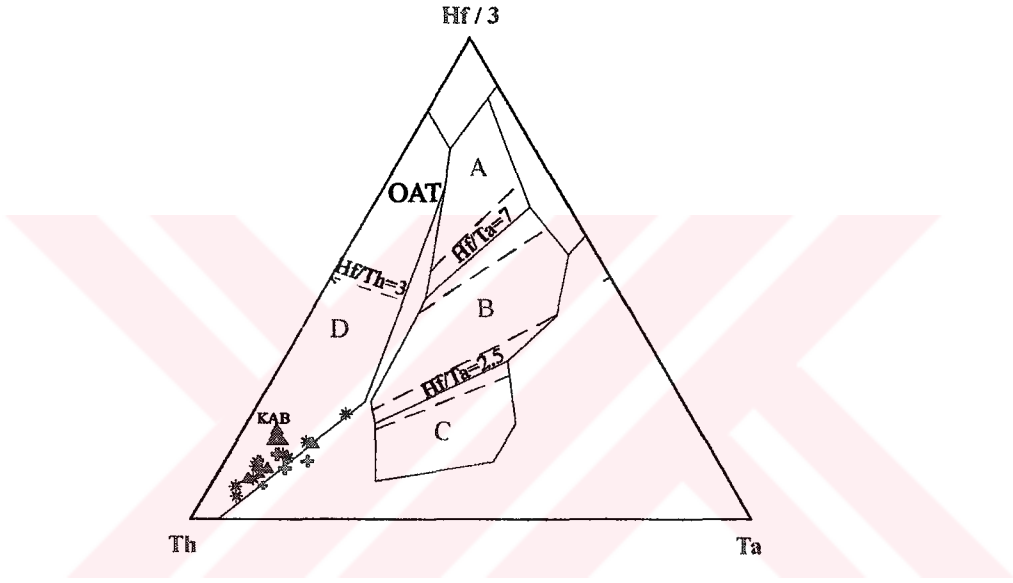
İncelenen volkanik kayalar, ilksel mantoya göre normalize edilmiş ve normal tip okyanus ortası sırtı bazaltlarına (OOSB), zenginleşmiş OOSB'larına ve okyanusal adayayı bazaltlarıyla (OAYB) karşılaştırılmıştır (Şekil 33 ve 34). İz element dağılım diyagramlarına bakıldığında genel olarak hem asidik hem de bazik kayaların büyük iyon yarıçaplı litofil elementler (Rb, Ba, Th, U) bakımından zenginleştikleri gözlenmiştir.



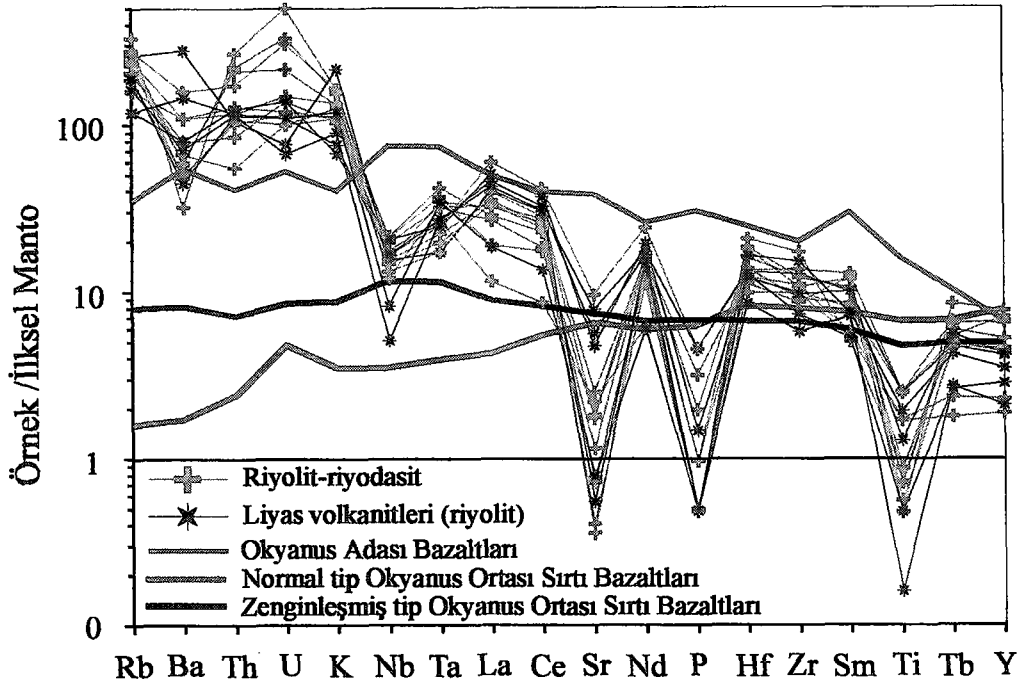
Şekil 31. İnceleme alanındaki volkanitlerin afinitelerini gösteren a)AFM ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}$) ve b) Th/Yb-Ta/Yb diyagramları (simgeler Şekil 30'daki gibidir)

Özellikle Liyas volkanitlerinin riyodasitik ve riyolitik kayaları Nb, Sr, P ve Ti elementlerince belirgin bir negatif anomali sunarlar. Bu tür negatif anomaliler Pearce (1982) ve Cox ve Hawkesworth (1985)'e göre ada yayı volkanitlerinin karakteristiğidir. Aynı zamanda volkanitlerin ilksel magmalarının oluşum süreçlerinde amfibol, Fe-Ti oksit ve apatit gibi minerallerin kristallenerek ayrımlaştığına işaret eder. Negatif Nb anomalisi, kayaların ana magmasının gelişiminde yitimin ve yitim zonu üzerindeki metazomatizmadan etkilenmiş manto kamasının önemli bir şekilde rol oynadığını gösterir (Pearce, 1982). Bazik volkanitlerde asidiklere göre net negatif anomaliler gözlenmemesine rağmen, yitim ilişkili yönsemeler mevcuttur. Kayaların tamamı normal ve zenginleşmiş

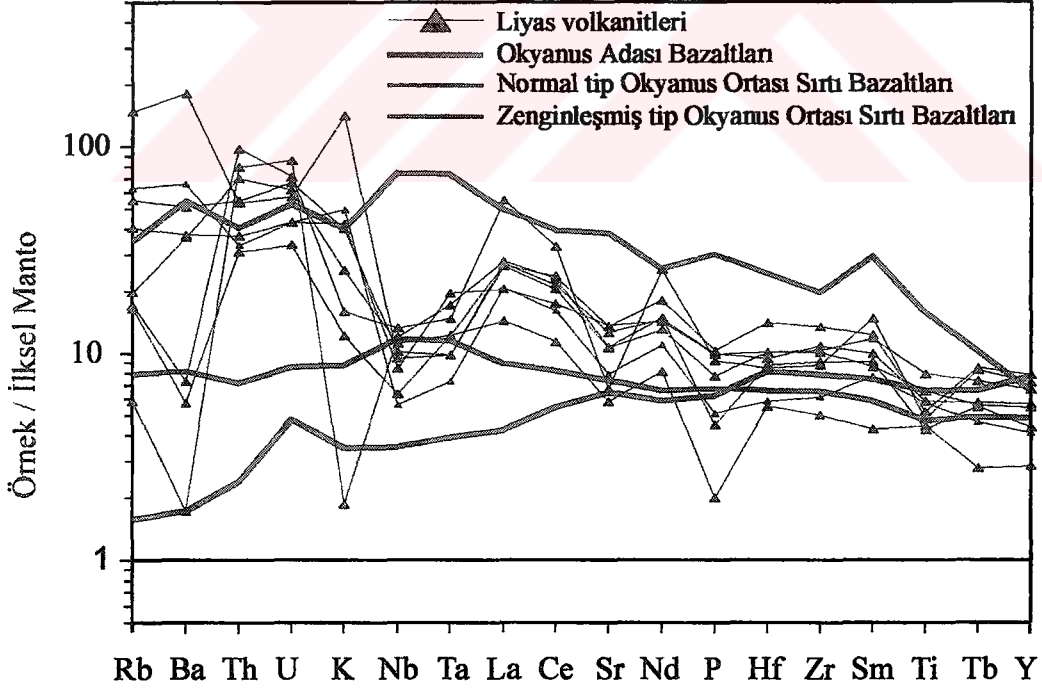
OOSB'larına göre (OOSB'na göre bazik volkanitler yaklaşık 10-30 kat ve asidik volkanitler ise 50-200 kat, OAYB'larına göre bazik seride önemli bir değişim olmazken asidik seri yaklaşık 80-100 kat zenginleşme) özellikle uyumsuz elementler bakımından oldukça zenginleşmişlerdir. Bazik seriye ait uyumsuz elementler OAB'ları ile benzerdir, ancak asidik serinin uyumsuz elementleri kıtasal kabuktan daha fazla etkilenme izleri taşırlar (kontaminasyon varlığı). Orta derecede uyumlu (Ti, Y) ve uyumsuz (Zr, Hf) elementler çok uyumsuz elementlere göre zenginleşmiş olup, normal ve zenginleşmiş tip OOSB'larıyla benzer sunmaktadırlar (Şekil 33).



Şekil 32. Volkanik kayaların Hf/3-Th-Ta tektonik ayırtman diyagramındaki (Wood, 1980) yerleri. A: Normal tip OOSB, B: Zenginleşmiş OOSB ve levha içi toleyiti, C: Alkalın levha içi bazaltı, D: Volkanik yay bazaltları (simgeler Şekil 30'daki gibidir)

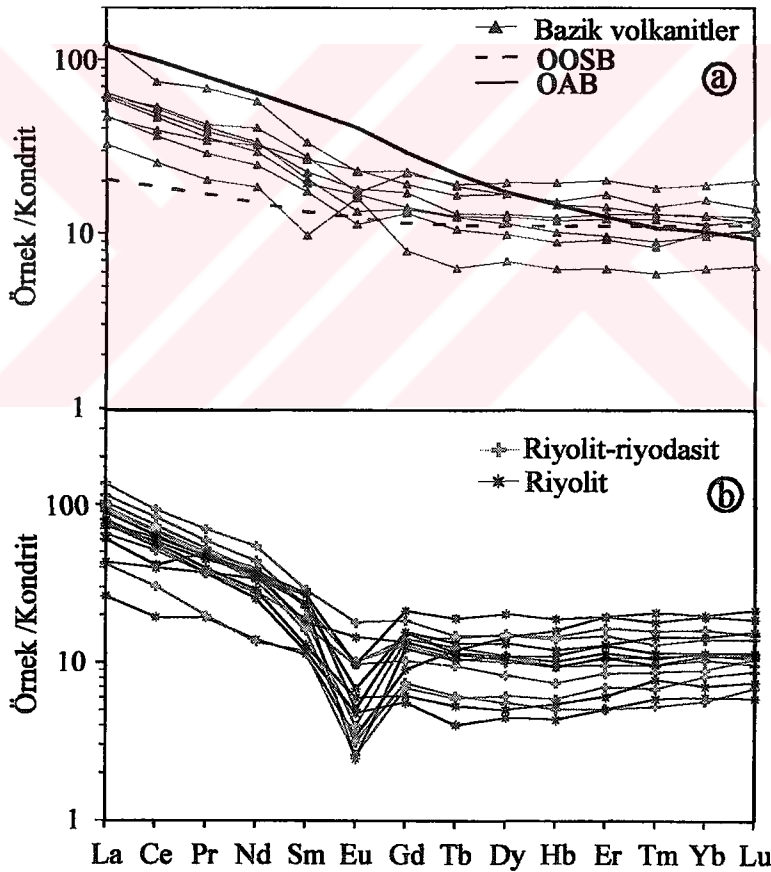


Şekil 33. Liyas asidik volkanik kayalar ve onları kesen daykların ilksel mantoya göre (McDonough vd., 1991) normalize edilmiş, normal tip OOSB, zenginleşmiş OOSB ve OAB ile karşılaştırmalı iz element değişim diyagramları.



Şekil 34. Liyas bazik volkanik kayaların ilksel mantoya göre normalize edilmiş (McDonough vd., 1991), normal tip OOSB, zenginleşmiş OOSB ve OAB ile karşılaştırmalı iz element değişim diyagramları.

Kondrit'e göre normalize edilmiş nadir toprak element dağılımlarında asidik ve bazik serilerin her birine ait örnekler kendi içinde çok iyi paralellik gösterir (Şekil 35a, b). Bu durum, volkanitlerin aynı kökenden türediklerini gösterir. Her iki grupta da hafif nadir toprak element (La, Ce, Pr) zenginleşmesi, orta (Sm, Eu, Gd, Tb) ve ağır (Tm, Yb, Lu) NTE zenginleşmesine göre daha fazladır. Asidik kayaçların NTE ilksel mantoya göre 30-100 kat $[(La/Lu)_N=6-8]$, bazik volkanitlerin ise 20-100 kat $[(La/Lu)_N=5]$ zenginleşmiştir. NTE yönsemesindeki en önemli fark, Eu anomalisindeki değişimdir. Eu anomalisi bir örnek hariç bazik kayaçlarda gözlenmemesine karşın, asidik volkanitlerde belirgin olarak gözlenir. Bu Eu anomalisi, söz konusu kayaçlarda plajiyoklas fraksiyonlaşmasına (mineral ayrışması) işaret eder. NTE değişimindeki paralellik buradaki kayaçların aynı veya benzer magma kökeninden türediklerini ve daha sonra farklılaştıklarını gösteren en önemli delildir.



Şekil 35. İnceleme alanındaki bazalt-andezit (a) ve riyodasit-riyolit (b) bileşimli kayaçların Kondrite göre normalleştirilmiş nadir toprak element değişim diyagramları.

Sonuç olarak, bazalt, bazaltik andezit ve andezit, riyodasit-riyolit bileşimli kayaçların ana, iz ve nadir toprak element konsantrasyonları, bu elementlerin birbirleriyle olan ilişkileri ve tektonik ayırtman diyagramları, bu kayaçların volkanik yay ortamında gelişmiş olabileceklerini ortaya koymaktadır.

Volkanik yay ortamında oluşmuş bu kayaçların, bazalttan riyolite doğru bir farklılaşma trendi görülür (Şekil 30). Bu farklılaşma trendi bazalt, andezit ve riyolit bileşimli kayaçların Mg# değerleri ($MgO/MgO+FeO_{tot}$) ile de belirgindir (Mg değeri 0.51-0.12 arasında değişir). Bu değişim trendi genelde düşük K içerikli serilerden yüksek K içerikli serilere doğrudur. Bu değişimin varlığı, özellikle büyük iyon yarıçaplı litofil elementlerin yüksek değişim aralıkları sunmasından daha net bir şekilde de anlaşılmaktadır. Volkanik kayaçların oluşumunda özellikle plajiyoklas, amfibol ve Fe-Ti oksit minerallerinin, kristal fraksiyonlaşmasında önemli bir rol oynadıkları görülmüştür. Hem ilksel mantoya göre, hem de okyanus ortası sırtı ve okyanus adası bazaltlarına göre, söz konusu volkanik kayaçların tümü, iyon yarıçapı büyük elementler bakımından yüksek alan enerjililere göre daha çok zenginleşmiştir. Düşük Mg# (0.50-0.12) ve Ni (20-97 ppm) içerikleri (birincil magmalarda; Ni = 235-400 ppm, Sato, 1977; Mg# = 0.63-0.73, Green, 1971), bu kayaçların birincil magma bileşimindeki bir kaynaktan türemediklerini, aksine diferensiyasyona uğrayarak zenginleşmiş bir kaynaktan itibaren farklılaşarak oluştuklarını göstermektedir.

3.2.2. Sokulum Kayaçları

3.2.2.1. Ana, İz Element Jeokimyası ve Tektonik Ortam

Gümüşhane ve Köstürelilik granitlerine ait 12 adet örneğin ana, iz ve nadir toprak element analizleri Tablo 3'te verilmiştir. Gümüşhane Graniti'ne ait kayaçların SiO_2 içerikleri % 48,9-77,7 arasında değişirken, bu miktar Köstürelilik Granitinde % 72,1-76,3 arasındadır. K_2O içerikleri ise Gümüşhane Granitinde % 0.92 ile 4.9, Köstürelilik Granitinde % 3.9 ile 5.35 arasında değişmektedir. CaO Köstürelilik Granitinde oldukça düşük, %0.06-0.55 arasında iken Gümüşhane Granitinde yine % 0.11- 9.9 gibi geniş bir aralıktadır. Yapılan makroskopik ve mikroskopik çalışmalarda Köstürelilik Granitinden alınan kayaçların genel olarak oldukça ayrıışmış olduğu ve özellikle plajiyoklasların tamamen serizitleştiği gözlenmiştir. Dolayısıyla makroskopik ve mikroskopik olarak yoğun

alterasyon gözlenen bu kayalardan yapılan analizlerden, özellikle alterasyondan kolaylıkla etkilenen hareketli alkali elementlerin (Grant, 1986) kullanılması sağlıklı sonuçlar vermeyeceğinden, sınırlı olarak kullanılmış ve daha çok iz ve nadir toprak elementler tercih edilmiştir.

Gümüşhane ve Köstürelilik Granit'lerine ait kayalar, K_2O içeriği bakımından zenginlik sunarlar. K_2O ve SiO_2 içerikleri bu kayaların daha çok yüksek potasik kalk-alkalin ve kalk-alkalin karakterli olduklarını göstermiştir. $Fe_2O_{3top}-MgO-Na_2O + K_2O$ üçlü değişim diyagramında, Irvine ve Baragar (1971) tarafından belirlenen kalk-alkalin bölgeyi temsil etmektedirler. Kayaların bu içeriklere bağlı olarak göstermiş olduğu düzgün doğrusal yönseme (Şekil 36), fraksiyonel kristallenmenin kayaların oluşumunda etkili magmatik olay olduğunu göstermektedir

Granitoid kayaların türedikleri kaynaklar ile geliştikleri tektonik ortamlar arasında bir çok bakımdan ilişkiler mevcuttur. Gümüşhane ve Köstürelilik granitleri, uyumsuz element içeriklerine göre yapılan jeotektonik sınıflamada, $(Rb-(Y+Nb))$ ve Nb-Y değişiminden yararlanılarak elde edilen tektonik ayırtman diyagramlarına (Pearce ve diğ., 1984) aktarıldığında, söz konusu kayaların magmatik yay ile çarpışma zamanlı granitoid alanına düştüğü (Şekil 37a) ve Nb-Y diyagramında ise bu kayaların magmatik yay ortamında oluştuğu anlaşılmaktadır (Şekil 37b). Kayaların Rb içerikleri, normal bir yay granitoidine göre yüksektir. Okyanus ortası sırtı granitoidlerine göre Rb bakımından daha zengindirler. Buradaki Rb zenginliği, bu kayaların kıtasal kabuktan oldukça etkilendiğini veya yitim sırasında Rb un oldukça bol olduğunu göstermektedir (Pearce, 1982). Rb değerleri, Y+Nb deki az miktardaki artışa oranla daha çok artış gösterir. Bu etki, söz konusu kayaların oluşumunda kıtasal kabuğun kısmî ergimesinden etkilenecek bileşim değişimi gösterdiği söylenebilir.

Tektonik ortamlarda oluşan granitlerle bunların oluşturdukları skarnlar arasındaki ilişkiyi inceleyen Minert (1995)'e göre, volkanik yay granitleri daha çok Fe, Au, Cu ve Zn üreten granitler olmuştur. Köstürelilik Graniti'ni oluşturan kayaların tektonik ayırtman diyagramlarına bakıldığında benzer şekilde, özellikle Zn ve Cu üreten plütonlara yakın olduğu görülecektir (Şekil 37).

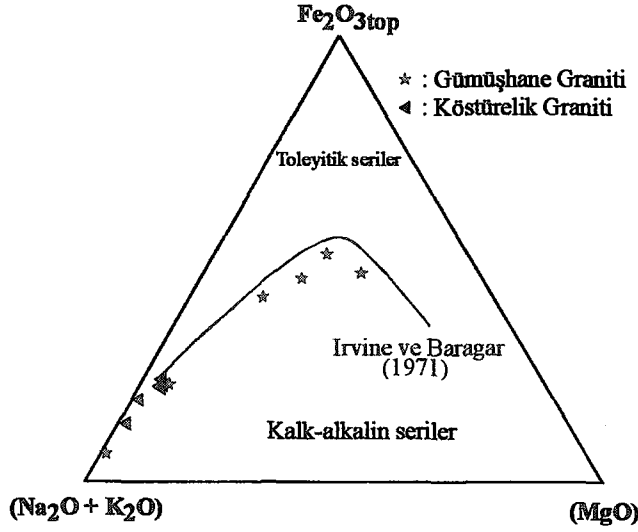
Hem Gümüşhane ve hem de Köstürelilik Graniti'ni oluşturan kayalar, potasyum içeriği bakımında zengin kayalardır ve daha çok yüksek-K'lu, kalk-alkalin karakterlidirler. Yüksek potasyum içerikli kalk-alkalin kayaların daha ziyade çarpışma rejiminin son

Tablo 3. Gümüşhane ve Köstürelilik granitlerine ait ana, iz ve nadir toprak element (NTE) analiz sonuçları

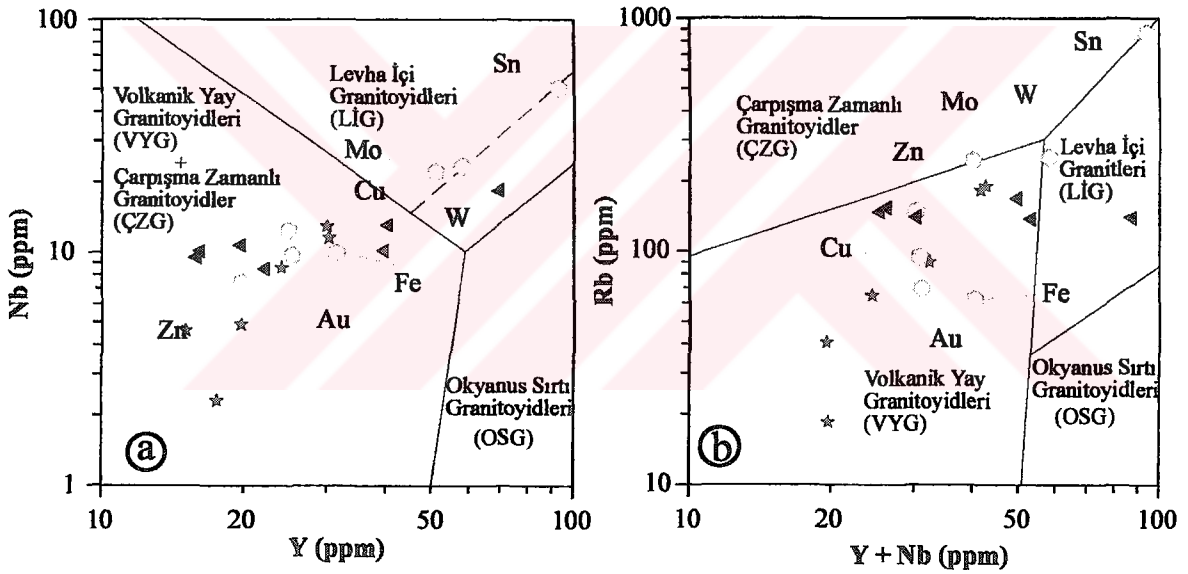
El.Ö.N	Köstürelilik Graniti						Gümüşhane Graniti						
	Zi36	Zi43a	A56	A85	A99	KT3-10	A28	A57	Ç5	Ç9	KR12b	KR24b	% T.**
(%)													
SiO ₂	72.11	76.33	73.82	74.74	73.86	73.60	77.75	72.10	62.35	51.39	48.40	48.96	0.27
TiO ₂	0.28	0.07	0.17	0.27	0.19	0.17	0.06	0.32	0.62	0.66	0.90	0.77	5.48
Al ₂ O ₃	15.66	12.11	13.10	13.02	13.34	13.16	12.24	14.18	16.41	18.15	19.84	22.85	0.82
Fe ₂ O ₃	1.34	1.75	2.35	2.27	2.26	2.45	0.61	2.58	5.60	8.96	9.47	6.59	6.51
MnO	0.01	0.01	0.11	0.13	0.10	0.11	0.01	0.05	0.09	0.18	0.18	0.12	
MgO	0.18	0.15	0.51	0.36	0.41	0.51	0.11	0.69	1.90	5.75	3.98	2.80	1.20
CaO	0.13	0.06	0.55	0.35	0.52	0.54	0.11	0.50	4.24	7.89	8.48	9.96	1.57
Na ₂ O	4.37	2.04	3.54	2.80	3.33	3.52	3.17	3.42	3.64	2.71	4.12	3.34	1.77
K ₂ O	3.91	5.35	4.60	4.28	4.30	4.61	4.92	4.86	2.32	1.65	0.92	1.66	0.46
P ₂ O ₅	0.04	0.01	0.04	0.06	0.04	0.04	0.10	0.10	0.12	0.16	0.07	0.14	8.70
Cr ₂ O ₃	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.004	0.005	0.012	0.004	0.001	
LOI	1.60	1.80	0.90	1.40	1.00	1.00	0.80	0.90	2.40	2.20	3.60	2.60	
S	0.69	0.96	0.40	0.47	0.32	0.32	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.19	
Toplam	99.72	99.81	100.09	99.77	99.79	99.79	99.84	99.80	99.77	99.78	99.99	99.83	
(ppm)													
Ba	754.00	1157.00	683.00	757.00	748.00	687.00	403.00	801.00	653.00	442.00	142.00	309.00	0.78
Ni	20.00	20.00	80.00	42.00	44.00	33.00	26.00	47.00	39.00	93.00	65.00	29.00	16.97
Sc	12.00	8.00	2.00	10.00	3.00	2.00	7.00	6.00	15.00	31.00	29.00	19.00	18.18
Co	1.00	1.50	1.80	4.20	1.30	2.00	1.00	3.50	10.00	25.00	24.50	16.90	0.61
Cu	5.00	18.00	14.00	6.00	20.00	15.00	5.00	2.00	26.00	25.00	36.00	33.00	2.78
Mo	<1	<1	1	<1	1.00	3.00	<1	<1	1.00	<1	1.00	<1	28.57
Pb	21.00	17.00	15.00	64.00	31.00	8.00	3.00	8.00	83.00	3.00	110.00	4.00	3.48
Zn	42.00	281.00	56.00	103.00	24.00	22.00	5.00	48.00	45.00	25.00	50.00	31.00	4.54
Cs	2.20	0.90	1.40	4.60	2.20	1.30	1.80	2.80	3.10	4.80	1.00	3.90	5.13
Ga	24.50	18.00	17.30	16.60	15.20	16.20	17.30	20.00	19.00	16.90	17.20	20.30	3.73
Hf	14.00	5.50	4.70	6.80	4.20	4.00	3.40	5.70	7.70	3.80	1.30	2.50	11.05
Nb	18.40	10.30	10.10	13.10	10.80	9.50	11.50	12.90	8.60	4.90	2.30	4.60	4.18
Rb	137.60	166.80	151.50	135.80	137.80	145.40	180.60	188.50	88.90	64.00	18.40	40.50	3.83
Sn	2.00	1.00	10.00	4.00	5.00	8.00	4.00	4.00	2.00	2.00	1.00	1.00	20.00
Sr	63.20	35.10	60.50	50.70	53.60	57.90	33.80	123.90	248.50	334.00	477.60	719.30	3.26
Ta	1.20	1.10	1.00	1.10	0.90	0.90	1.60	1.30	0.80	0.20	0.10	0.30	6.90
Th	16.40	10.20	12.50	14.40	14.50	12.90	15.30	18.50	13.30	5.10	1.10	3.40	2.16
Tl	0.20	0.30	0.70	0.40	0.30	0.60	0.50	0.30	0.70	0.60	0.60	0.40	26.31
U	4.20	1.60	3.90	3.90	3.50	3.80	4.80	4.90	4.30	1.10	0.20	0.80	3.29
V	5.00	5.00	5.00	22.00	5.00	6.00	5.00	19.00	75.00	139.00	282.00	202.00	0.00
W	2.00	1.00	1.00	2.00	2.00	1.00	1.00	3.00	2.00	1.00	1.00	1.00	2.90
Zr	616.20	118.60	148.80	214.50	142.40	134.50	75.70	192.50	276.60	137.30	48.40	79.30	7.00
Y	68.40	39.40	16.10	40.00	19.50	15.80	30.30	30.00	24.00	19.70	17.60	15.10	4.25
NTE													
La	110.00	20.90	23.30	53.80	34.30	26.60	12.80	51.20	36.60	28.00	6.20	13.70	7.83
Ce	216.60	46.90	46.30	106.10	66.60	53.10	28.80	77.90	71.00	60.60	13.50	27.70	7.91
Pr	23.97	6.19	4.90	12.17	7.23	5.55	4.08	10.52	7.42	7.34	1.85	3.35	7.03
Nd	89.60	26.40	18.20	47.10	25.30	21.50	17.80	39.90	28.90	31.40	9.40	14.40	8.07
Sm	16.30	6.20	4.10	8.90	4.40	4.00	4.80	7.80	4.70	5.00	2.60	3.00	4.00
Eu	2.15	0.39	0.43	1.45	0.50	0.42	0.21	1.02	1.39	1.49	1.03	1.14	4.23
Gd	12.87	6.17	2.96	7.75	3.69	3.29	4.54	5.99	4.39	4.11	2.76	2.77	4.65
Tb	2.05	1.04	0.41	1.15	0.58	0.48	0.79	0.93	0.71	0.60	0.44	0.40	8.19
Dy	12.68	7.40	2.89	7.19	3.48	3.03	5.64	5.84	4.19	3.70	3.12	2.72	3.14
Ho	2.40	1.54	0.52	1.47	0.71	0.57	1.10	1.02	0.86	0.75	0.67	0.55	4.05
Er	6.78	5.21	1.68	4.40	2.09	1.62	3.51	3.06	2.59	2.24	1.99	1.62	2.40
Tm	0.92	0.77	0.25	0.59	0.28	0.22	0.53	0.39	0.38	0.30	0.25	0.23	5.61
Yb	6.00	5.06	1.63	3.78	2.01	1.36	3.62	2.54	2.60	2.09	1.76	1.49	8.30
Lu	0.94	0.77	0.25	0.61	0.34	0.22	0.50	0.39	0.38	0.33	0.30	0.21	5.86

**. % incelik Youda (1951) yöntemine göre yapılmıştır (Köksoy, 1991).

**%T.: Tekrarlanabilirlik, iki farklı örneğin tekrar analizine göre yapılmıştır.



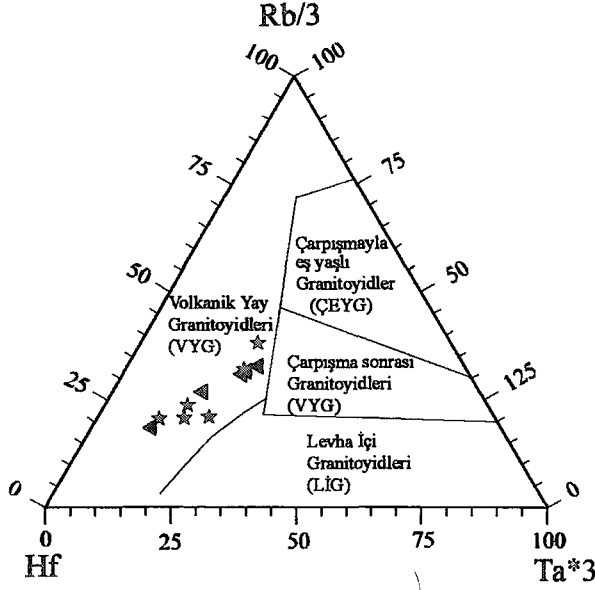
Şekil 36. Gümüşhane ve Köstürelilik granitlerinin MgO-Fe₂O_{3top}-Na₂O+K₂O üçlü değişim diyagramındaki (Irvine ve Baragar, 1971) konumları.



Şekil 37. Gümüşhane ve Köstürelilik granitlerinin Nb (ppm)-Y (ppm) (a) ve Rb (ppm)-Y+Nb (ppm) (b) tektonik ayırtman diyagramlarındaki (Pearce vd., 1984) konumları ve oluşturdıkları metalik maden yatakları ile ilişkileri (veriler Mainert, 1995'den alınmıştır (semboller Şekil 36'deki gibidir)).

safhasında yada çarpışma sonrası genişleme rejimine geçiş sırasında oluştukları kabul edilmektedir (Barbarin, 1990). Benzer kimyasal karaktere sahip Köstürelilik Graniti, Rb/3-Hf-Ta*3 üçgen diyagramında (Harris vd., 1986) volkanik yayla birlikte çoğu zaman bu iki alanın geçişli olduğu çarpışma sonrası granitoidleri alanına doğru yer değiştirmektedir (Şekil 38). Dolayısıyla Köstürelilik Graniti Doğu Pontid Magmatik Yayı'nda Eosen

sürecinde, çarpışma sonrası genişleme rejimi safhasında oluşmuş olabileceğini göstermektedir.

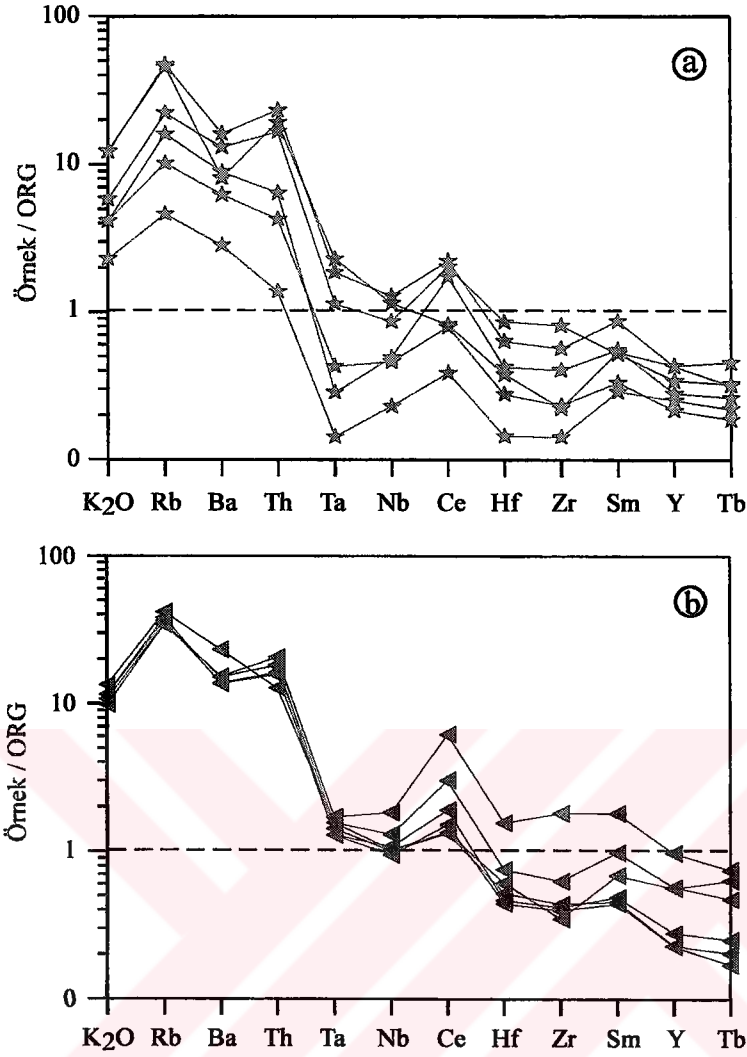


Şekil 38. Gümüşhane ve Köstürelilik granitine ait kayaçların Rb/3-Hf-Ta*3 tektonik ayırtman diyagramındaki yerleri (Harris vd., 1986, (semboller Şekil 36'deki gibidir))

3.2.2.2. İz Element ve Nadir Toprak Element (NTE) Değişimleri

Gümüşhane ve Köstürelilik granitlerinin Okyanus Ortası Sırtı Granitlerine (OOSG) göre normalleştirilmiş değişim diyagramlarında (Şekil 39a ve b), bu kayaçların ORG'a göre Rb, Ba ve Th gibi büyük iyon yarıçaplı litofil elementler bakımından Gümüşhane graniti 4-50 kat daha fazla zenginleşirken, Köstürelilik Graniti ise 12-40 kat arasında zenginleşmişlerdir. Buna karşın Gümüşhane Graniti; Ta, Nb, Zr ve Y gibi yüksek alan enerjili elementlerce tüketilmiş, Köstürelilik graniti ise zenginleşmiştir. Bütün kayaçlarda Nb'un negatif anomali göstermesi, amfibol (magnesiohornblend) fraksiyonlaşmasına işaret etmektedir. Kayaçlardaki K, Rb ve Ba zenginleşmesi, magmanın yükselim sırasında kıtasal kabuktan oldukça etkilenmiş olduğunu gösterir.

İnceleme alanından alınan kayaçların kondrite göre normalize edilmiş diyagramları yukarıya konkav biçimlidir (Şekil 40). Hafif nadir toprak elementleri kondrit'e göre Köstürelilik Graniti 55-120 kat zenginleşmiş iken, orta ve ağır nadir toprak elementleri 8-30 kat zenginleşmiş, normalleştirilmiş (La/Lu)n oranı 4-6.9 arasındadır. Buna karşın

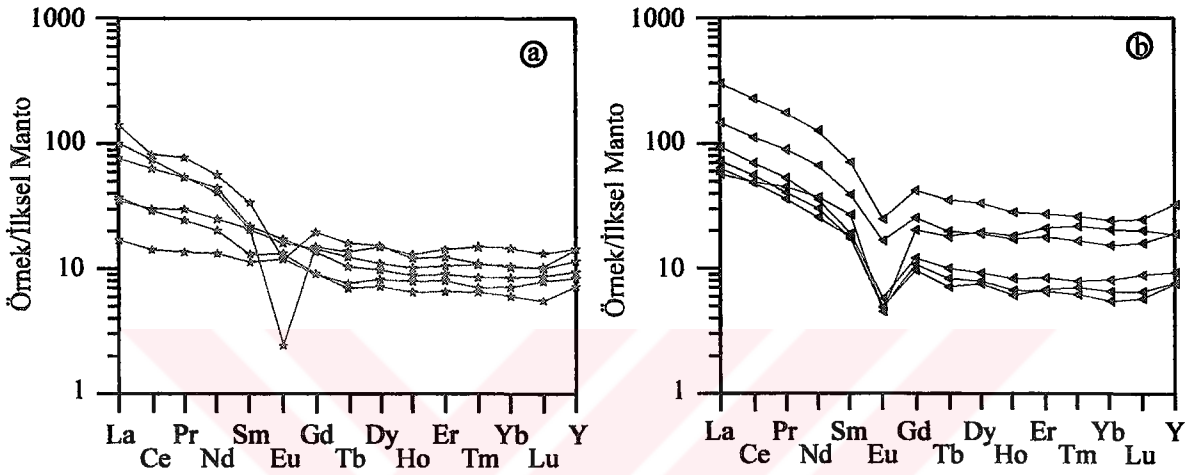


Şekil 39. Gümüşhane (a) ve Köstürelilik (b) granitlerinin Okyanus Ortası Sırtı Granitleriyle (OOSG (ORG); Pearce vd., 1984) normalleştirilmiş iz element diyagramları (semboller Şekil 36'deki gibidir)

Gümüşhane Graniti hafif NTE 8-105 kat, ağır NTE ise 7-20 kat zenginleşmelerdir. Bu kayalarındaki normalleştirilmiş (La/Lu)n oranı ise 1-5 arasındadır. Gümüşhane Graniti'nde iki örnek hariç negatif Eu anomalisi yokken, Köstürelilik Graniti'nde belirgin bir negatif Eu anomalisi gözlenir (Şekil 40a ve b). Negatif Eu anomalisi, anılan kayaların oluşumunda plajiyoklas fraksiyonlaşmasının oldukça etkili olduğuna işaret etmektedir.

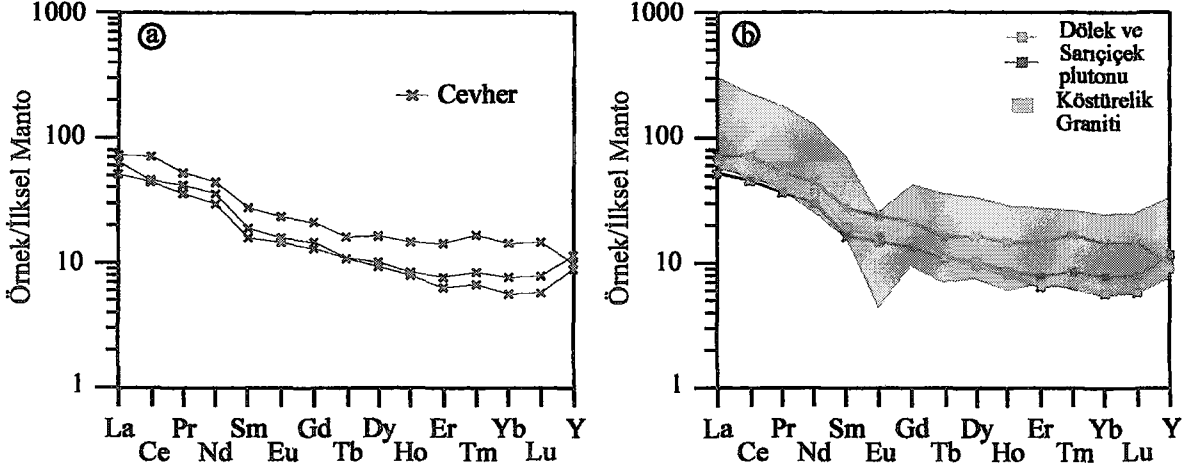
Köstürelilik Graniti, Doğu Pontid Güney Zon'da yer alan, yaşları zirkon minerallerinden U-Pb yöntemiyle 44.4 ± 0.3 milyon yıl (Arslan ve Aslan, 2001) aynı kayaları biyotitler minerallerinden K-Ar yöntemiyle 42 ± 0.9 (Id2) ve 42.7 ± 2.2 (Is5) milyon yıl (Karşı, 2002) olarak tespit edilmiş olan Dölek ve Sarıçiçek plütonlarıyla karşılaştırılmıştır (Şekil 41b). Aralarındaki yaş ilişkileri yanısıra benzer NTE trendlerine

sahip olan bu kayaçlar, aynı kuşak içinde birbirine yakın yaşlarda ve benzer magmatik kaynaktan oluşmuş olabilecek kökensel ilişki içindedirler. Aynı şekilde Köstürelilik Graniti ile Maden Dere Cevherleşmesinden alınan cevher örneklerinin ilksel manto ile normalleştirilmiş NTE dağılımları (Şekil 41a ve b), Dölek ve Sarıçiçek plütonları arasındaki benzer yönsemeler, Midi Madeni ile Eosen yaşlı Köstürelilik Granit'leri arasındaki kökensel ilişkiyi ortaya koymaktadır.

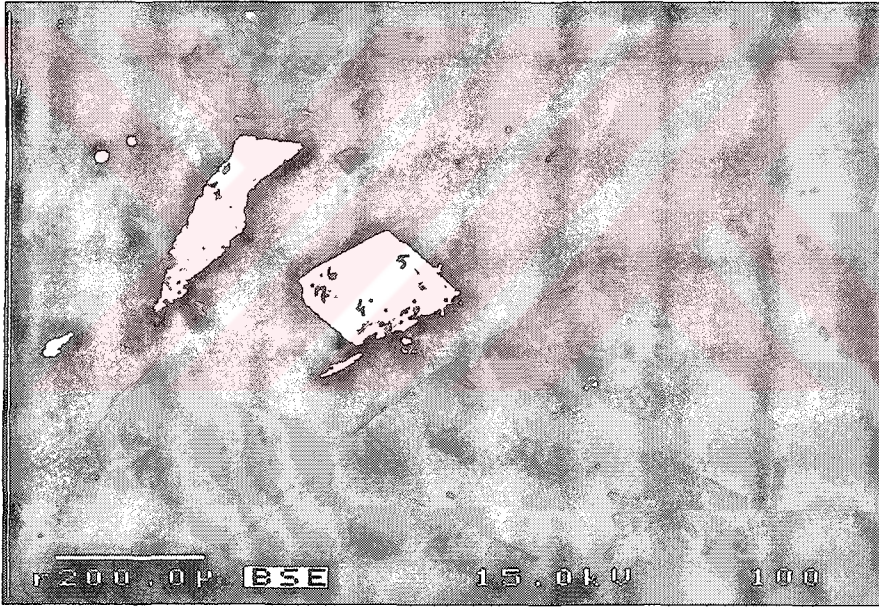


Şekil 40. Gümüşhane (a) ve Köstürelilik (b) granitlerinin ilksel mantoya (Sun ve McDonough, 1989) göre normalize edilmiş nadir toprak element (NTE) değişim diyagramları (semboller Şekil 36'deki gibidir)

Gümüşhane Graniti'ni oluşturan kayaçlar genelde I-tipi ve metalumin karakterli granitoid kayaç özelliğindedir (Çoğulu, 1970). İnceleme alanında yüzeyleyen genç Köstürelilik Graniti ise oluştuğu tektonik ortam, kimyasal bileşim, genel olarak yüksek sodyum (%2.08-4.37) içermesi, mineralojik olarak hornblend ve biyotitin izlenmesi ve cevherleşme tipleri açısından I tipi granit özelliğindedir (Chappel ve White, 1974). Bu granitten alınan örneklerden hazırlanan parlak kesitler incelendiğinde bunların manyetit, ilmenit (ayrılım lameli olarak manyetitle birlikte), pirit ve çok az miktarda kalkopirit içerdikleri gözlenmiştir (Şekil 42). Opak minerallerin %85'ini oluşturan Fe-Ti oksitlerin modal bileşimdeki mineralojik oranı %1-3 arasında değişmektedir. Bunların yanında sfen ve epidot grubu minerallere sıkça rastlanmaktadır. Manyetit, ilmenit, pirit, sfen ve epidot içeren granitleri "I tipi manyetit serisi granitoyitler" olarak adlandıran ve bunların oluşturduğu yataklarla ilişkilerini araştıran Ishihara (1981)'ya göre, manyetit minerali



Şekil 41. Maden Dere damarından alınan cevher (a), Köstürelilik granitinin Dölek ve Sarıççek (b) plutonlarına ait (Karşlı, 2002) ilksel mantoya (Sun ve McDonough, 1989) göre normalleştirilmiş NTE dağılımlarının karşılaştırılması.



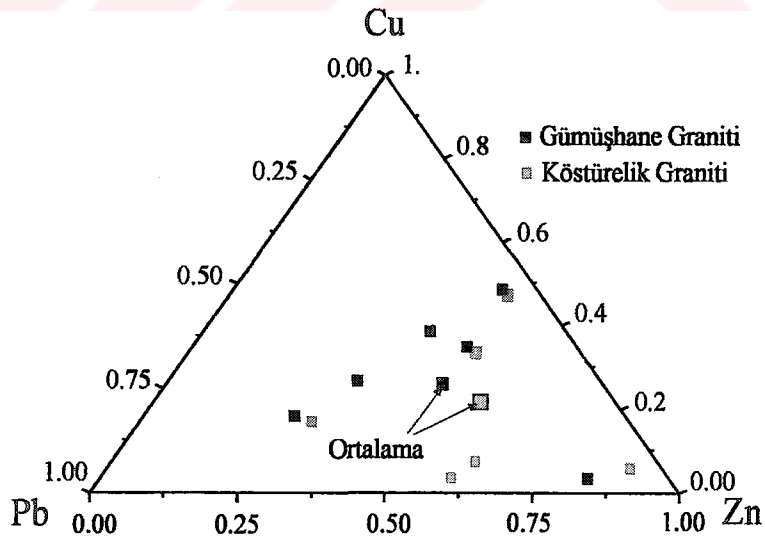
Şekil 42. Köstürelilik Graniti'nde ilmenit ayrılmaları gösteren Fe-Ti oksitlerin Elektron Mikroskoptaki görünüşleri

içeren okside bir magmanın, ilmenit içeren indirgenmiş bir magmaya göre Cu, Pb, Zn, Ag, Au, ve S gibi elementleri çözmesi ve taşıması daha uygundur. Aynı şekilde manyetit serisi granitoyitler yüksek S içermelerinden dolayı pek çok magmatik yayda görüldüğü gibi sülfidlerce zengin maden yataklarını oluştururlar ve buna örnek olarak Pasifik bölgesi verilebilir (Burnham ve Ohmoto, 1980).

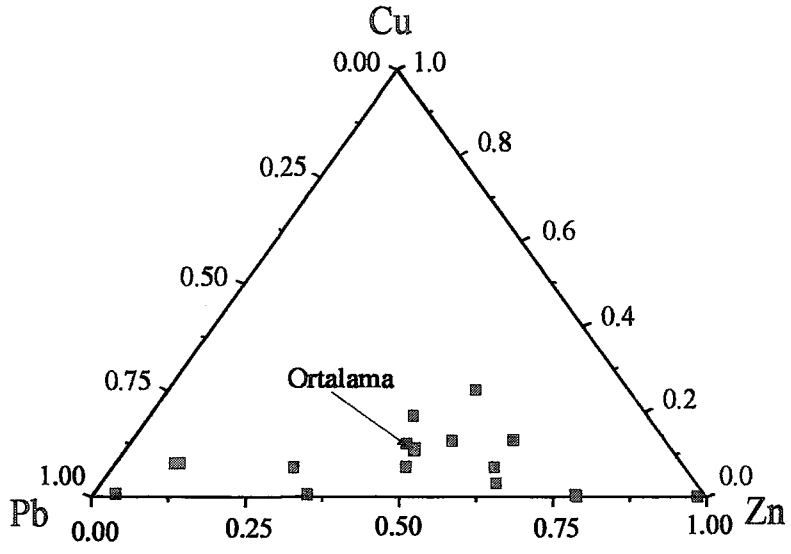
3.2.3. Kayaçların Baz Metal Potansiyeli

Maden yataklarını oluşturan ana ve iz elementlere, doğrudan kristallenen magmanın son safhasında oluşan metal konsantrasyonlarınca zengin hidrotermal sıvıların mı, yoksa metal içeren yan kayaçları yıkayarak (leach) zenginleşen hidrotermal sıvıların mı kaynaklık ettiği hipotezleri özellikle baz metal yatakların metal kaynağının anlaşılmasında tartışılan konulardır (Sato, 1972; Ishihara, 1974).

Midi Madeni ana metal bileşen olarak Zn, Pb, Fe, ve Cu metal sülfidlerden oluşmaktadır. Bunların yanında As, Cd, Au ve Ag daha az oranda bulunan metallerdir. Aynı sahada bulunan ana kayaçların baz metal içeriklerine bakıldığında (Şekil 43 ve 44); Gümüşhane Graniti'nin ortalama Zn, Cu ve Pb içeriği 58, 17 ve 30 ppm'dir. Köstürelilik Graniti'nin (Eosen) ortalama Zn, Cu ve Pb içerikleri sırasıyla 82, 13 ve 24 ppm civarındadır. Bu granitik kayaçların Zn-Cu-Pb üçgen diyagramındaki dağılımına bakıldığında (Şekil 43), özellikle Köstürelilik Graniti Zn-Pb yatağı için potansiyel kaynak özelliğindedir. Benzer şekilde yan kayaçları oluşturan Liyas yaşlı Zimonköy volkanitlerinden felsik olanların, ortalama Cu, Pb ve Zn metal içeriği 99, 4.5 ve 76 ppm, bazik volkanitlerin ise 125, 142 ve 76 ppm'dir. Analiz sonuçları Cu-Pb-Zn üçgen diyagramına aktarıldığında (Şekil 44) Zn-Pb bölgesinde toplandıkları ve dolayısıyla bölgede yaygın olan baz metal yatakların potansiyel kaynağı olabilecekleri söylenebilir.



Şekil 43. Granitik kayaçların baz metal içeriklerinin Cu-Pb-Zn (ppm) üçgen diyagramındaki yerleri



Şekil 44. Volkanik kayaçların baz metal içeriklerinin Cu-Pb-Zn (ppm) üçgen diyagramındaki yerleri

3.3. Maden Jeolojisi, Mineralojisi ve Mineral Kimyası

Gümüşhane ve civarı, pek çok maden zuhuru (Au, Ag, Zn, Pb, Fe, Mn ve Ba) içermesi nedeniyle maden endüstrisinde ülke ekonomisine önemli derecede katkı sağlamış ve halen katkısı devam eden bir bölgedir. Çalışma alanının da içinde bulunduğu bölgede, Au potansiyeli olan ve işletme hazırlıkları tamamlanmış Mastra Madeni, bunun yanında Kaletaş Au Cevherleşmesi, Kırkpavli ve Hazinemağara Cu (Au, Ag) cevherleşmesi ve Hasköy-Hatıpler Barit damarları bilinen önemli yataklardandır (Kahraman vd., 1984).

Aynı bölgede, inceleme alanının orta kesiminde (Şekil 5 ve 8) yer alan ve çalışma konusunu oluşturan maden, adını Karamustafa Köyü'nün Midi (Yeniyol) Mahallesi'nden almaktadır. İlk kez MTA tarafından tespit edilen Midi Madeni (Türk Japon Projesi, 1974), yüzeyden alınan örneklerden yapılan kimyasal analizler neticesinde (cevheri bol örnekten) ortalama %0.15 Cu, %1.28 Pb, %17.9 Zn, 55 gr/ton Ag ve 7.8 gr/ton Au değerleri tespit edilmiştir (Kahraman vd., 1984). Daha sonra maden sahasının özel bir girişimci tarafından ruhsatı alınmış ve açık işletme yöntemiyle işletilmiştir. 1986 yılında "Barit Maden Türk" adlı şirket tarafından ruhsatı alınan sahada, detaylı tenör ve rezerv genişletme çalışmalarına başlanmış, maden sahasının 1/1000 ölçekli jeoloji haritası hazırlanmıştır. Sahada çeşitli bölgelerde toplam 29 sondaj ve 15 yarma açılarak %4-11 Zn tenörle (ortalama %8) ilk etapta 595.800 ton çinko rezervi tespit edilmiştir (Barit Maden Türk A.Ş., 1996). 2000 yılına kadar ruhsatlı saha içerisinde yıllık 50 bin ton işleme kapasiteli flotasyon tesisi kurulmuş ve konsantre çinko üretilmiştir. Bu süre içinde bölge ekonomisine önemli katkı sağlayan işletme, daha sonra madenin tenörü ve uluslararası maden fiyatlarının düşmesiyle zarar etmeye başlamış ve 2000 yılında kapatılmıştır.

Midi Madeni ve yakın civarının jeolojisini ve bu bölgede yaygın olan kayaç grupları arasındaki stratigrafik ilişkileri ve tektonik özelliklerini daha ayrıntılı biçimde belirlemek amacıyla 1/2000 ölçekli jeoloji haritası hazırlanmıştır (Şekil 45 ve 46). Kayaçların petrografisini, jeokimyasını ve bununla birlikte maden ve yakın civarının alterasyon haritasının hazırlamak için sık ve sistematik olarak örnekleme yapılmıştır (Ek Şekil 2). Midi Maden, Kırtıllık Breşi'ne yerleşen Köstürelilik ile Zimonköy Formasyonu'na (volkano-tortul seri) yerleşen Maden Dere cevherleşmelerinden oluşur. İki ayrı yatağın yersel jeolojik yerleşimleri, sırasıyla Barit Maden Türk Şirketi tarafından hazırlanan 1/1000 ölçekli jeoloji haritası yeniden gözden geçirilerek ve 1/500 ölçekli jeoloji haritası hazırlanarak detaylı olarak ele alınmıştır. Midi Madenin mineral parajenezi, süksesyonu

(oluşum sırası), yan kayaç alterasyon mineralojisi, sırasıyla arazi gözlemleri, polarizan mikroskop, cevher mikroskopisi, XRD ve DTA çalışmalarıyla belirlenmiştir. Ayrıca, Elektron Mikroprop analizi yapılarak cevher ve alterasyon minerallerinin kimyasal bileşimi belirlenmiş, arsenopirit ve klorit jeotermometreleri kullanılarak cevher ve gang mineralleri için oluşum sıcaklık tahmini uygulamaları gerçekleştirilmiştir.

3.3.1. Midi Madeni ve Yakın Civarının Jeolojisi

Midi Maden sahasında Gümüşhane Graniti geniş bir yüzeyleme vermektedir (Şekil 45, 46 ve 47). Tektonizmadan oldukça etkilenmiş olan bu granitlerde, yer yer yoğun alterasyon görülür. Bazik dayk ve Köstürelilik Graniti tarafından kesildiği bölgelerde de Gümüşhane Granitiinde oldukça yaygın silisleşme ve piritleşme izlenir. Liyas yaşlı Zimonköy formasyonu tarafından uyumsuzlukla üstlenen Gümüşhane Graniti, özellikle bu birimin tabanına doğru ince taneli dokuda, daha açık renkli mikrogranit fasiyesinde yüzlek verir. Çatlaklı yapıda, yer yer arenalaşmış ve genelde normal faylar ile kesilmiş olan bu birimi, özellikle Maden Dere ve Talanlar Dere'nin kuzeyinde gelişen ters faylar da oldukça etkilemiştir.

Liyas yaşlı Zimonköy formasyonu, maden sahasında geniş yüzeyleme veren diğer birimdir. Bu formasyonu oluşturan kayaçlar, Maden Dere civarında taban konglomerasıyla başlarken, Kayıf Dere civarında ve Köstürelilik Tepe'nin kuzeyinde otobreşik riyoilit (riyodasit) ve riyoilitik pümis tüfle başlamakta olup, birim genel olarak taban konglomerası, kumtaşı, kumlu tuf, marn andezit, bazalt ve bunların piroklastları ile temsil edilirler. Riyoilitler, açık sarı renkleriyle ve oldukça ayrılmış olmalarıyla arazide kolaylıkla tanınırlar. Pümisli ve breşik kristal felsik tüfler Çiçek Yaylası mevkiinde, Kayıf Dere boyunca ve Maden Dere civarında yüzeylenirler (Şekil 45). Köstürelilik Graniti ile olan dokanak belirgin olmamakla beraber, bu kayaçlarda gözlenen yoğun serisitleşme, epidotlaşma, silisleşme ve piritleşme, hidrotermal alterasyondan oldukça etkilendiklerini gösterir. Serinin tabanında gözlenen konglomera ve kumtaşları Maden Dere'nin kuzeyinde ve Köstürelilik Tepe civarında yüzeylenirler. Özellikle Maden dere ve civarında genel olarak D-B yönünde gelişen ters faylar neticesinde daha genç birimler üzerine bindirmişlerdir; bu bölgede küçük boyutlu kıvrımlanma ve ters dönmüş tabakalar belirlenmiştir (Şekil 27, 28). Zimonköy Formasyonu, makro fosil içeren (Ammonit) pelajik

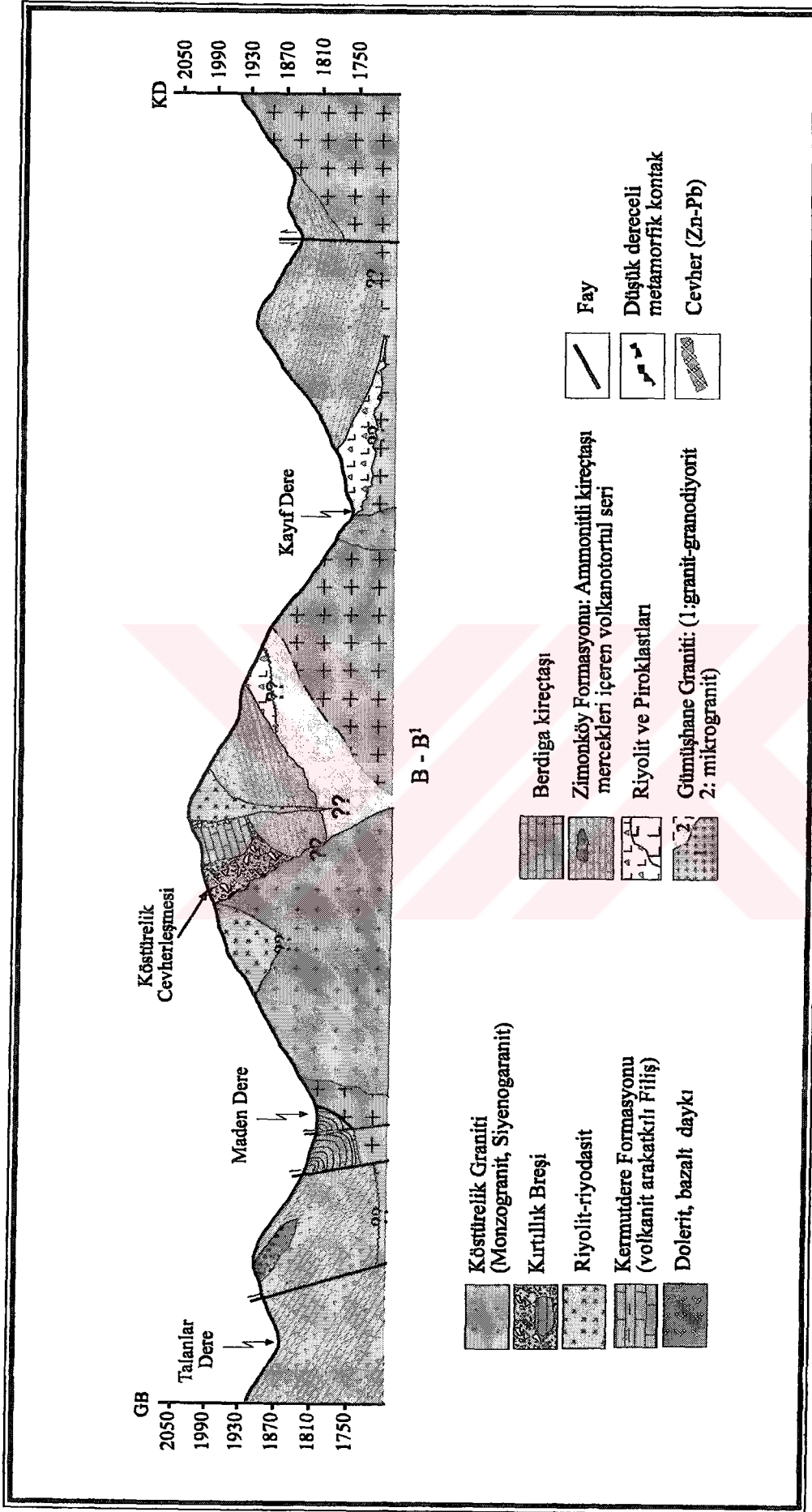


Şekil 45. Midi Maden-Çiçekyaylası Mahallesi ve civarının detay jeoloji haritası. 1) Gümüşhane graniti 2) Taban konglomerası 3) Riyolit ve piroklastitleri 4) Zimonköy Formasyonu (Ammonitli tortul mercek içerir) 5) Riyolit-riyodasit 6) Berdiga Kireçtaşı, Kırılık breşi 7) Köstürelilik Graniti 8) Bazalt daykısı 9) Maden 10) Formasyon sınırı 11) Tabaka, devrik tabaka doğrultu ve eğimi 12) Bindirme, Fay 13) Yol

Üst Sistem	Sistem	Formasyon	Kalınlık (m.)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
	Kuvv.				Alüvyon ve Yamaç molozu
SENOZOYİK	TERSİYER	Köstitlilik Graniti	?		Sarı, pembe renkli, saçınımlı ve damarcıklar halinde pirit içeren, Aplit daykları tarafından kesilmiş monzogranit, siyenogranit
		Kırılma Breşi	160		Üst seviyeler bol Alg ve Foraminiferli, orta seviyeler İnce-orta tabakalı, yer yer kristalize ve çatlakları sparitik kalsit dolgulu resifal kireçtaşı. Tektonizmadan etkilenmiş, breş içerisinde iri bloklar halinde, çatlakları yer yer sfalerit ve pirit dolgulu, karstik boşluklar içerir
MESOZOYİK	JURAS	Zimonköy	80-870		Alt seviyelerinde makro nummulit fosilli çakıltı taşı içeren, köşeli ve az yuvarlanmış Polijenik (alt seviyelerde daha çok bazik ve granit, üst seviyelerde akma yapısı gösteren riolit ve kireçtaşı çakılı ve iri kireçtaşı blokları) granitle olan dokanagında metmorfize olmuş, dolomitleşmiş ve cevher içeren breş
					Cevher Riyolit-riyodasit ve piroklastları Koyu grimsi-yeşilimsi renkli andezit, bazaltik andezit, spilitleşmiş bazalt, traki bazalt ve piroklastları. Ara seviyeler halinde kumtaşı, marn, kristal litik tüften oluşan volkanotortul seri
PALEOZOYİK	KARBONİFER	Gümüşhane Graniti	?		Stok ve sil ve dayk şeklinde Zimonköy Formasyonu içine yerleşmiş dolerit, bazalt, yer yer granit kayaç parçaları içeren kuvars mikrodiorit
					Bordo renkli, bol Ammonit, krinoid sapları gözlenen ve mikro fosil içeren yumrulu kireçtaşı, kumlu kireçtaşı ve kumtaşı. Zimonköy Formasyonu tabanında ve içinde merccek şeklinde görülür
					Akma izli pümis parçaları içeren, breşik yapıda riolit ve dereceli tabakalanma gösteren, üst seviyeleri tüflü kumtaşlarına geçen riolit-riyodasit bileşimli piroklastitler
					Volkanotortul serinin tabanında çakılları granit, mikrogranit, metamorfik kayadan oluşan taban konglomerası
					Mikrogranit
					Diorit ve kuvarşlı diyorit

ÖLÇEKSİZDİR

Şekil 46. Midi Maden ve civarında yaygın olan kayaçların stratigrafik kolon kesiti



Şekil 47. Midi Maden (Karamustafa/Gümüşhane) ve civarında hazırlanan 1/2.000 ölçekli jeolojik (Şekil 5) haritadan alınan enine kesit

kireçtaşı mercekleri içerir (Bölüm 3.1). Yer yer riyolit, bazalt daykları ve Köstürelilik Graniti tarafından kesilen bu volkanotortul seri, epidotlaşma, kloritleşme ve spilitleşmeden dolayı arazide yeşil ve kahverengi-sarımsı renklerde görülür. Tektonizmadan oldukça etkilenen birime ait tabakaların eğimi genel olarak K-KB yönündedir. Maden Dere Cevherleşmesi, bu birimde Maden Dere civarında ters fayların geliştiği yoğun fay zonuna yerleşmiştir (Şekil 45 ve 47).

Köstürelilik Tepe'nin kuzey ve kuzey batısında yüzeyleyen ve Berdiga Formasyonu'na ait kireçtaşları, arazi gözlemleri ve sondaj verilerinden hareketle, Üst Kretase sonrası gelişen blok fay tektoniğine bağlı olarak fay eteğinde oluşan breşlerin (Kırtıllık Breşi) içinde büyük bloklar şeklinde bulunur. Fay eteği breşi olarak nitelenen Eosen yaşlı Kırtıllık Breşi (Bölüm 3.1), taban kesimlerinde devamlılığı olmayan kumlu killi seviyelerle başlar, çok belirgin bir derecelenme göstermez. Hemen her yerde aynı boyutta malzemeden oluşur fakat, genel olarak alt seviyelerde bazik karakterli kayaç parçaları yaygınken üste doğru kireçtaşı çakıl ve bloklarının bollaştığı görülür. Köstürelilik Graniti tarafından kesilmiş (Şekil 45, 47 ve 48), dokanak ilişkisi çok açık bir şekilde görülmektedir (Şekil 16). Breş ve kireçtaşı blokları, tektonizmadan oldukça etkilenmiş birim içerisinde küçük ölçekli normal faylar gelişmiştir (Şekil 45). Köstürelilik Cevherleşmesi, hidrotermal sıvıların kolay hareket edebileceği geçirimsizliğe sahip olan bu birime yerleşmiştir (Şekil 446, 47 ve 48)

İnceleme alanında yüzeyleyen, genç birimlerden bir diğeri de Köstürelilik Graniti'dir. Çiçekyaylası, Kayıf Dere ve Köstürelilik Tepenin batısında yüzeyleyilir. Kırtıllık breşi ile olan dokanağında düşük dereceli metamorfik kontak tespit edilmiştir. İnce taneli, yeşil renkli metamorfik kayaktan (epidot-klorit-kuvars-kalsit) oluşan pişme zonunun kalınlığı 2 m civarındadır (Bölüm 3.1). Oldukça çatlaklı ve ayrılmış olan granitte saçınım halinde ve çatlakları boyunca piritleşme, silisleşme, epidotlaşma ve limonitleşme yaygın olarak gözlenen alterasyon ürünleridir. Seyrek olarak Graniti kesen Aplit ve kuvars mikrodiorit daykları tespit edilmiştir (Şekil 45).

3.3.1.1. Köstürelilik Cevherleşmesi

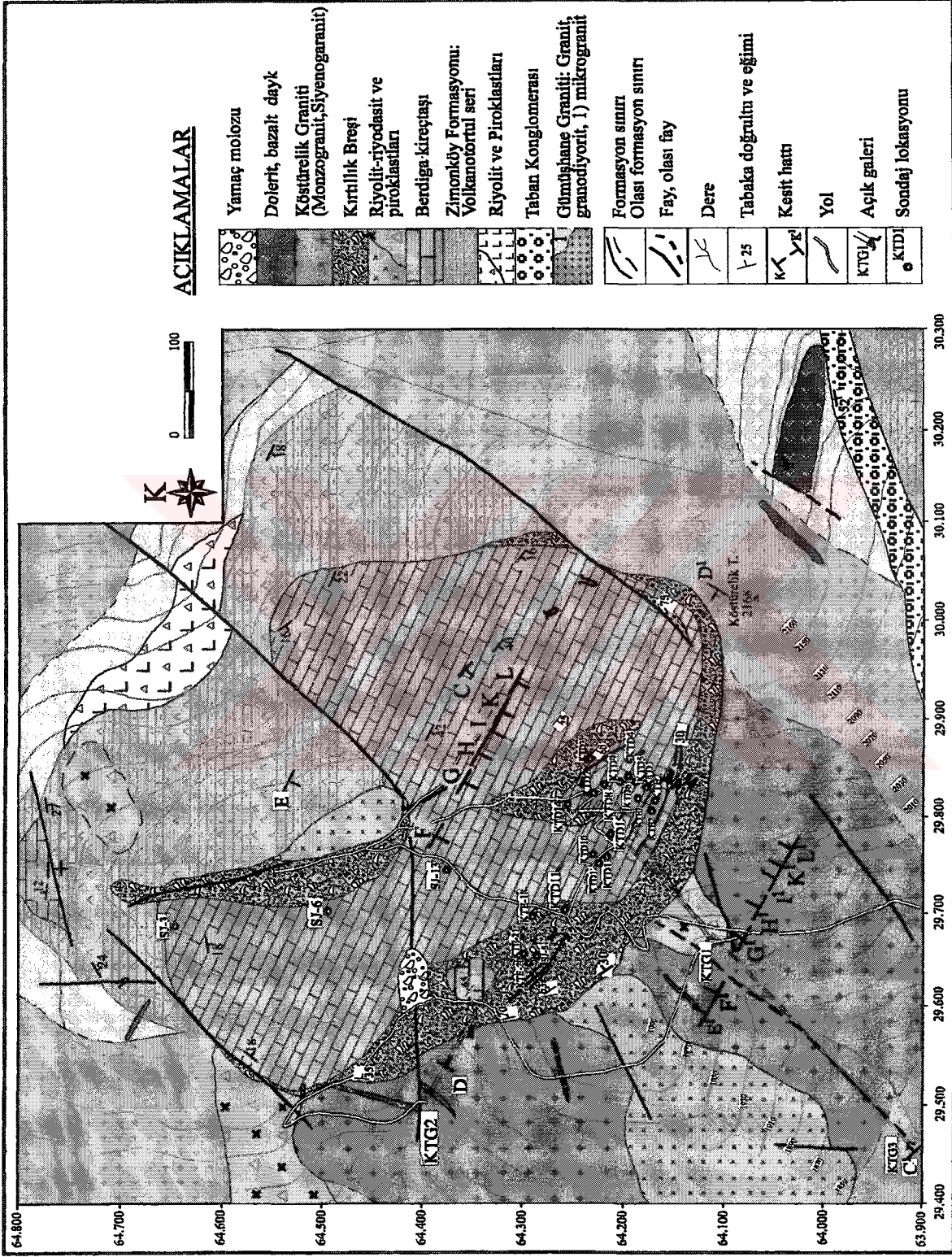
Köstürelilik Cevherleşmesi, Köstürelilik Tepe'nin batısında ismini söz konusu tepeden alan, Kırtıllık Breşi'ne yerleşmiş ve Midi Maden sahasının en büyük yatağını oluşturur. Bu sahada yaygın olan birimler genellikle KB-GD yönlü faylardan yoğun olarak etkilenmişlerdir (Şekil 48). Faylar genel olarak K43-75B, DB ve K20B yönünde gelişmiş

90°'ye yakın normal faylardır. Bölgede tespit edilen dayklar genel olarak bu fay yönlerine paralellik sunarlar. Breşlerin içindeki riyolit dayk (stok) K20B yönlü fay zonuna paralellik gösterir. Breşler, fay tektoniği sonucunda az da olsa yer değiştirmiş ve deforme olmuşlardır (Şekil 49a ve b).

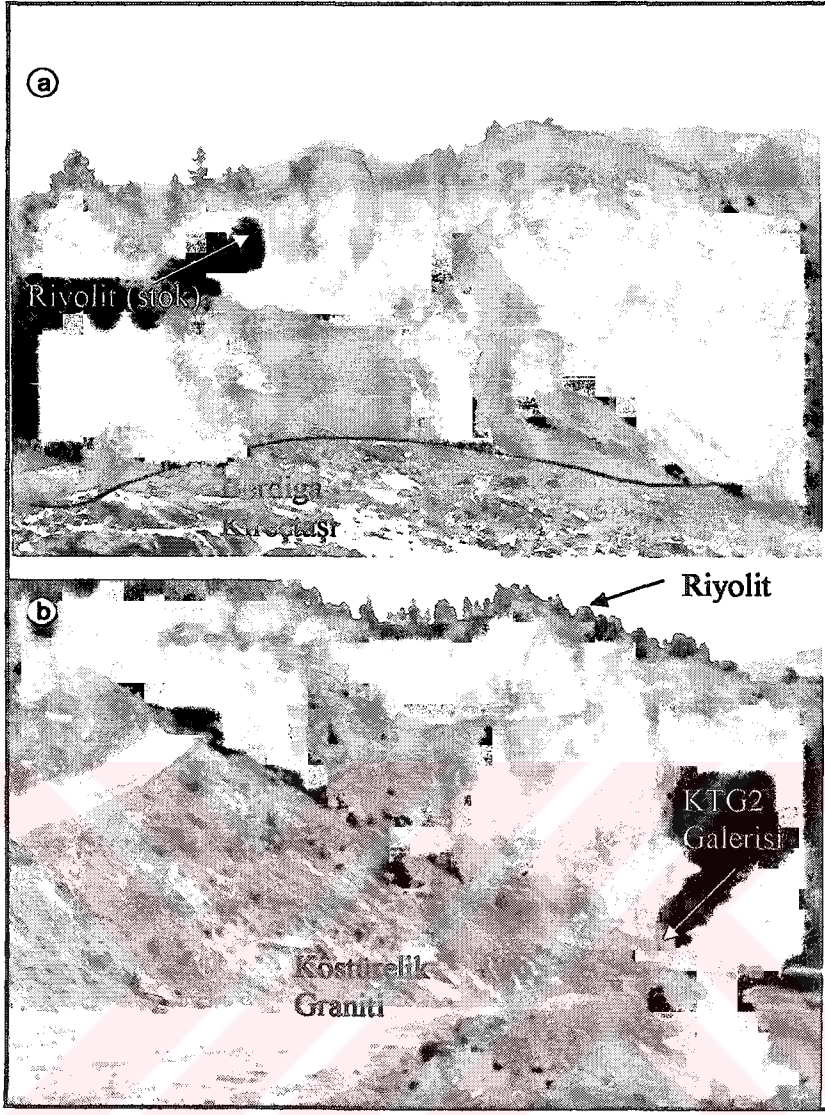
Bölgede, tamamı breşlerde olmak üzere, yüzeyde toplam 25 sondaj ve 14 yarma ile arama yapılmış, tespit edilen cevheri işletmek amacıyla üç farklı seviyede galeri açılarak cevherin büyük bir çoğunluğu alınmıştır (Şekil 48, 50 ve 51). Ayrıca, KTG2 (Şekil 49b) ve KTG1 galerilerinin çeşitli metrelerinde değişik yönlerde sondajlar yapılmış, cevherli kesimin devamlılığı araştırılmış ve sınırlandırılmıştır (Şekil 50, 51 ve 52). Gerek yüzeyde ve gerekse galerilerde yapılan sondajların bir çoğu göçme ve takım sıkışması nedeniyle terk edilmiş ve bu nedenle birbirine çok yakın mesafelerde yeniden sondaj açılmıştır (Şekil 48).

Köstürelilik sahasında üç farklı seviyede ve yönlerde, toplam 1160 m uzunluğunda galeri açılmış ve cevher alınmıştır (Şekil 50 ve 51). Ayrıca, çok eski tarihlerde 2070 kodunda dolomitleşme, limonitleşme, hematitleşme ve silisleşmenin görüldüğü breşlerde, kimler tarafından açıldığı bilinmeyen yarma ve toplam uzunluğu 35 m olan ve yer yer çökmüş eski bir galeri tespit edilmiştir (Şekil 50).

İşletmeciler tarafından sahada açılan ilk galeri KTG1 galerisidir. 1820 kodunda, K40D yönünde açılan galerinin toplam uzunluğu 205 m'dir (Şekil 48 ve 50). Bu galeri bol çatlaklı, yer yer saçınım halinde pirit içeren granitle başlamakta ve 66 m'de breşe girmektedir. Breş granit dokanağında aşırı ayrışmadan dolayı killeşme, yoğun piritleşme ve breş çakıllarında ve granitte yoğun epidotlaşma izlenmiştir. Galeri 100 m ilerledikten sonra yoğun cevherli zona girmektedir. Oldukça fazla ayrışmış, yer yer dökülmelerin olduğu ve çatlaklarının limonitleştiği breşlerde, killi seviyelerin yanında 5-40 cm boyutunda kireçtaşı, andezit ve riyolit blokları ve boşuklarda ikincil kalsit dolguları gözlenir. Cevhere yaklaştıkça breşte kalsitleşme ve yer yer silisleşmeden dolayı dökülmenin azaldığı, saçınım halinde pirit ve sfalerit minerallerinde artış meydana geldiği görülür. Galeride yaklaşık 50 m cevherli zon geçilmiştir. Oda topuk yöntemiyle alınan cevherin ölçülebilen genişliği 25 m'dir ve cevher tamamen breş dolgusu ve yer yer masif şekilde izlenir.

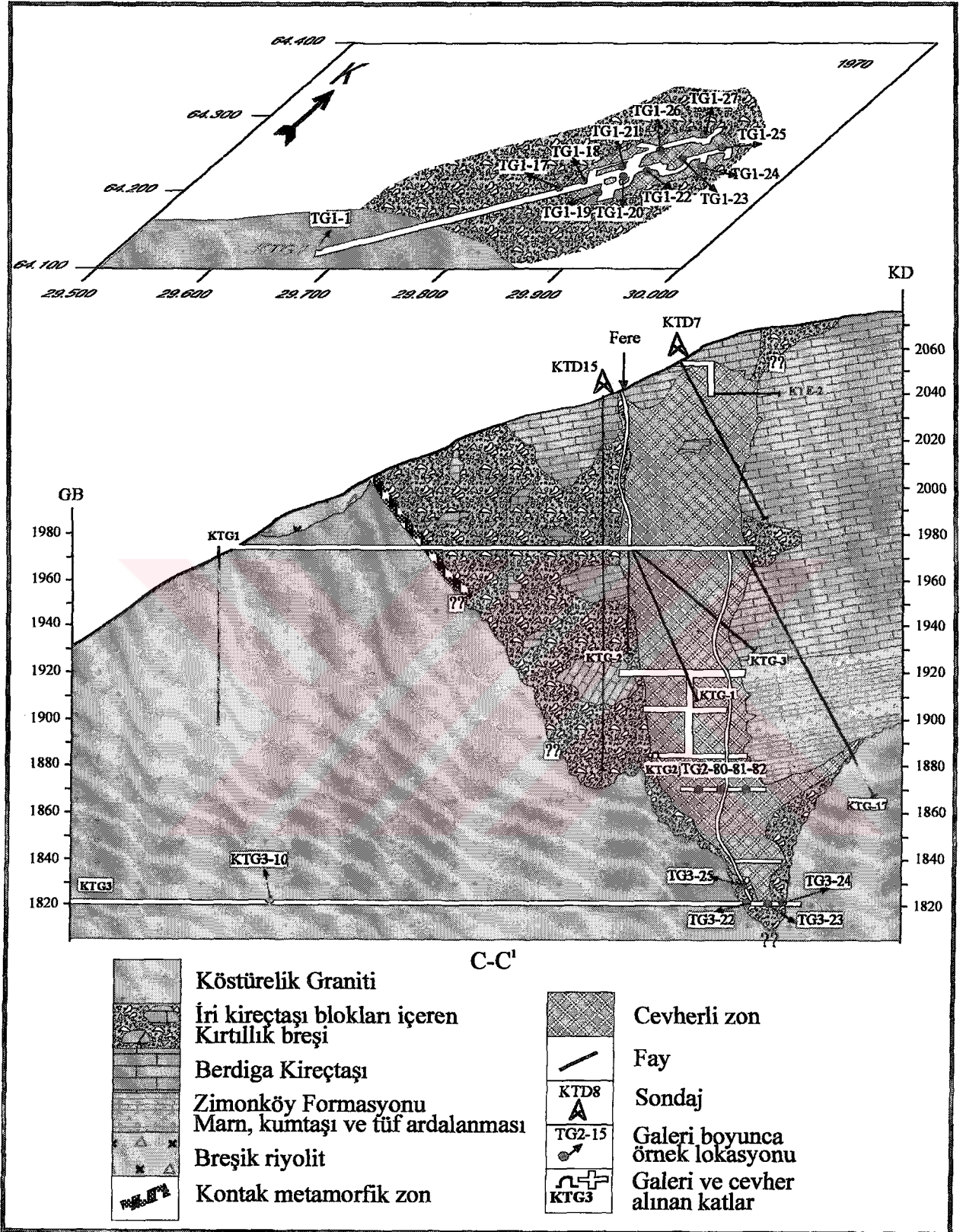


Şekil 48. Köstürelilik Cevherleşmesi ve civarının 1/1000 ölçekli jeoloji haritası (Barit Maden Türk (1996)'den değiştirilerek)

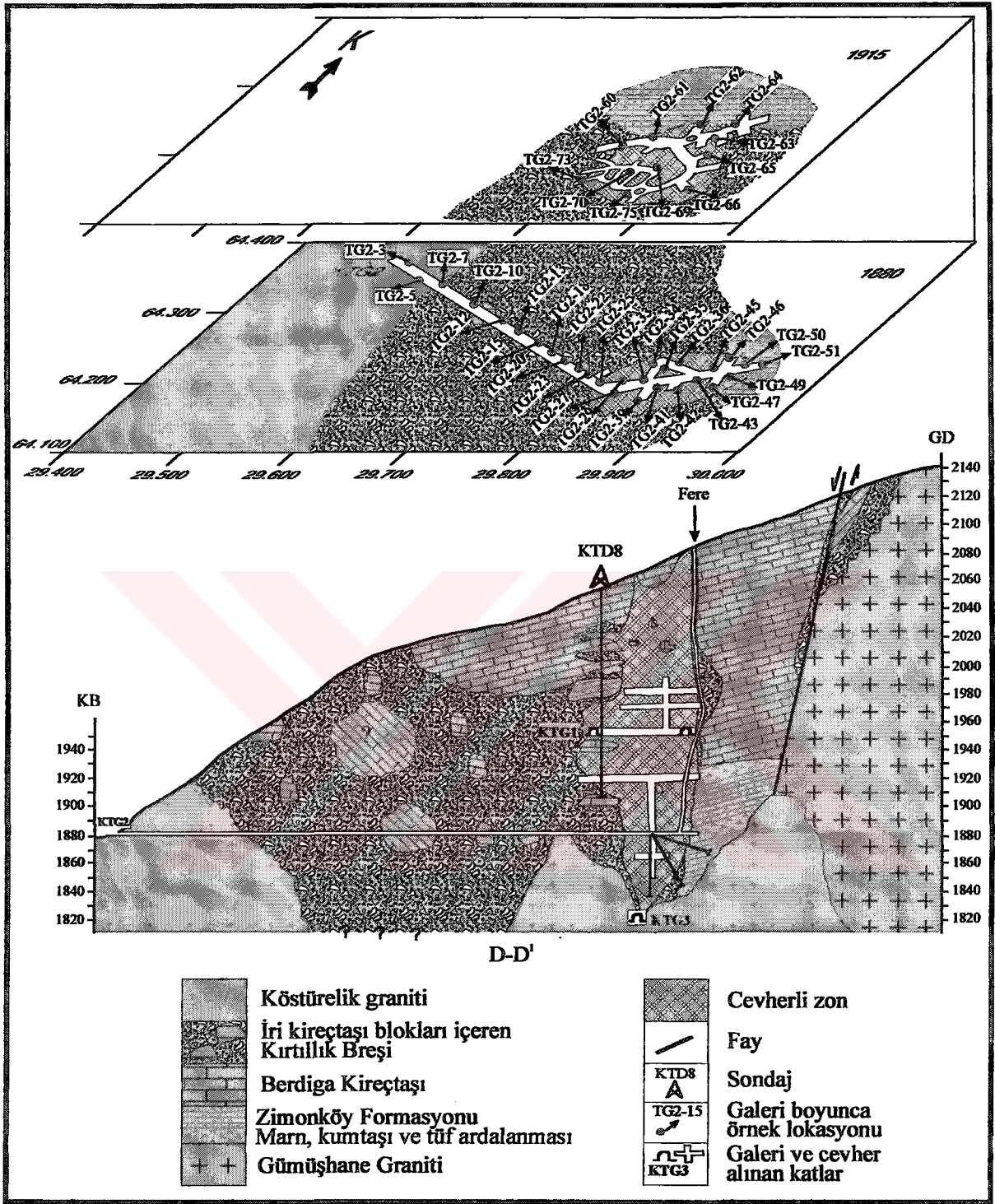


Şekil 49. Köstürelilik Cevherleşmesinin yer aldığı a) Breş içinde stok şeklinde yüzeyleyen riyolitler ve b) Kırtıllık Breşi, Köstürelilik Graniti ve KTG2 galerinin KB yönünden görünümü

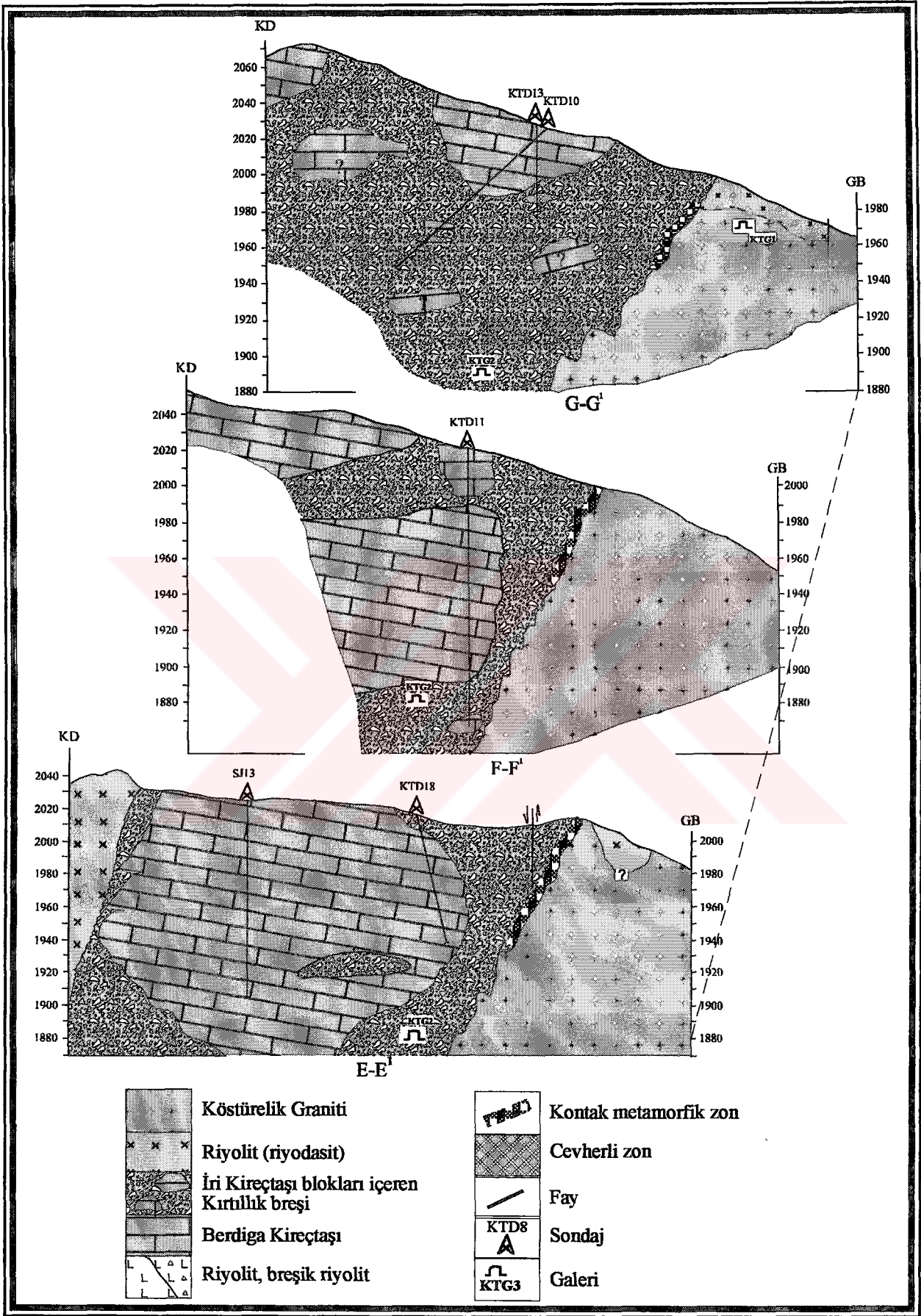
Tamamen granit içinde açılan bir diğer galeri ise 1820 m kodunda, K40D yönünde toplam uzunluğu 578 m olan KTG3 (G5 olarak bilinir) galerisidir. Girişi Maden Dere tarafında olan galeri, bol kırık ve çatlaklı bir zondan başlar ve 548 m de tamamen piritli bir seviyeyi keser. Galeri boyunca bol çatlaklı, yer yer bazik dayk (415 m) ve anklavların izlendiği (462 m) granit, hemen hemen galeri boyunca saçınım halinde pirit ve çatlaklarında killeşme (illit) ve piritle birlikte çok az sfalerit gözlenir. Galeri seviyesinde belirlenen piritli seviyeden başyukarı sürülerek 15 m de silisleşmiş, epidotlaşmış breşik zondan sonra cevhere ulaşılır. Galeride toplam 10x15m boyutlarında, çok az galen ve sfalerit içeren cevher alınmıştır (Şekil 48 ve 50).



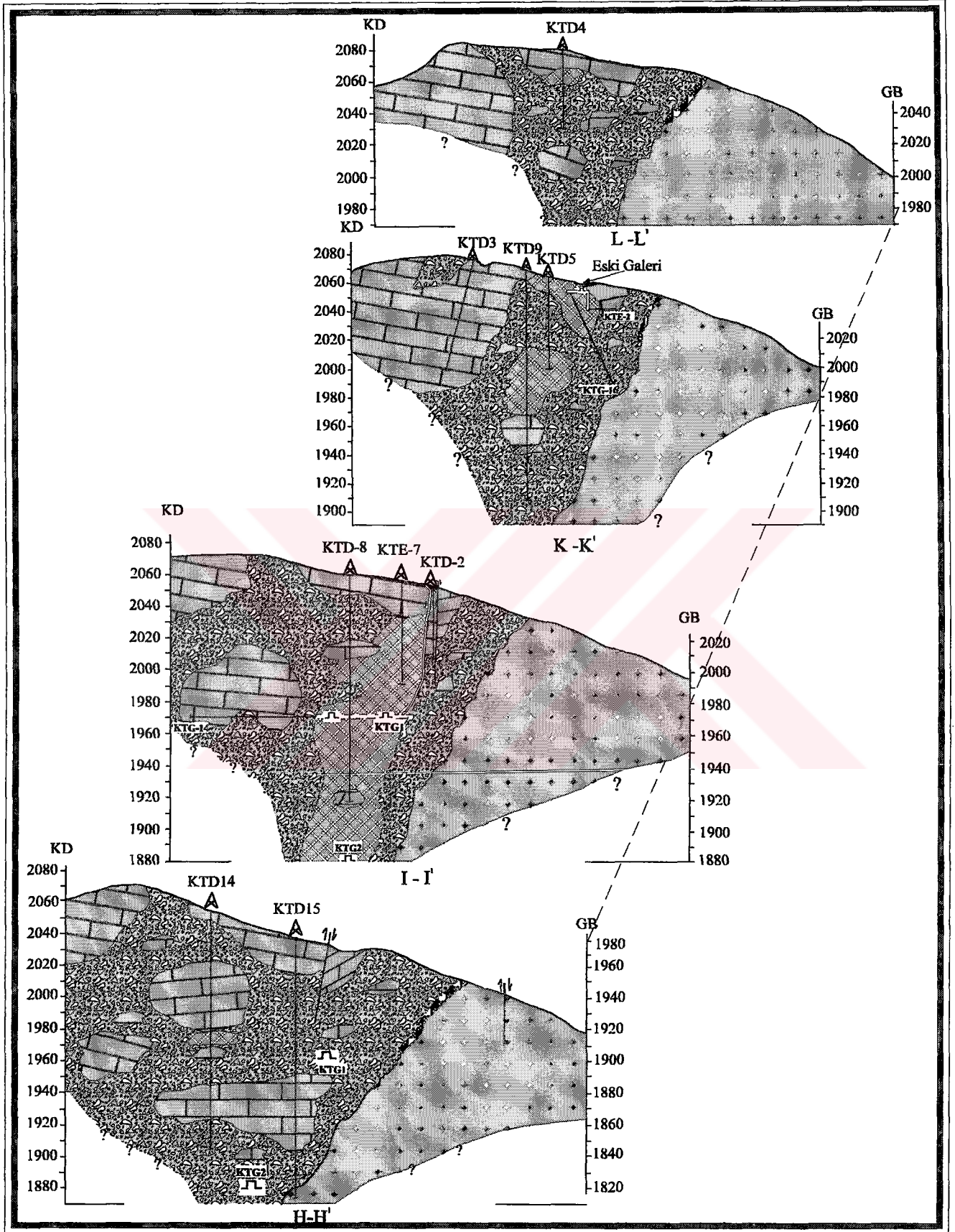
Şekil 50. Köstürelilik Cevherleşmesi'nin 1/1000 ölçekli (Şekil 48) jeolojik haritadan alınan enine jeolojik kesiti, 1970 m topoğrafik kodunda açılan KTG1 galerisinin aynı düzlemde hazırlanan krokisi ve örnek lokasyonları (yatay ve düşey ölçek (metre) eşittir)



Şekil 51. Köstürelilik Cevherleşmesi'nin içinde bulunduğu 1/1000 ölçekli jeolojik harita (Şekil 48), sondaj ve galerilerden elde edilen verilerle hazırlanan aynı ölçekli jeolojik kesit; KTG2 galerisinin de içinde bulunduğu 1880, aynı geleride işletme yapılan 1915 m kodlarında hazırlanan düzlemsel krokileri ve bu krokiler üzerindeki örnek lokasyonları (yatay ve düşey ölçek (metre) eşittir)



Şekil 52. Köstürelilik Cevherleşmesinin yerleşimini gösteren, jeolojik harita (1/100 ölçekli, Şekil 48) ve sondajlar yardımıyla hazırlanan jeolojik kesitleri



Şekil 52'nin devamı (açıklamalar ön sayfadadır)

En çok cevher üretimi yapılan galeri ise K70B doğrultusunda, 1180 m topoğrafik kodunda ve toplam uzunluğu 440 m olan KTG2 galerisidir (Şekil 48 ve 51 ve 52). Oldukça çatlaklı, saçınım halinde pirit, 2 cm genişlikte çatlaklarında pirit ve sfalerit damarları gözlenir. Girişinde bazik dayk tarafından kesilmiş granitten başlayan ve 83 m sonra breşe giren galeri, 362 m den sonra 63 m cevher içerisinde ilerler. Galeri seviyesinden başyukarı açılarak 25-34 m üstte ve bir başaşağı ile 10-25 m alt kodlarda iki ayrı seviyede cevher üretimi yapılmıştır. Üst katta yapılan cevher üretimi oluklarla KTG2 galerisinden, alt kattan yapılan üretim ise KTG3 galerisinden alınmıştır (Şekil 50 ve 51). KTG2 galerisinde pusula ve şerit metre yardımıyla galeri haritası hazırlanmış, örneklenmiş ve yankayaçta yapılan gözlemler bu haritaya aktarılmıştır (Şekil 53). Diğer galerilerden farklı olarak KTG2 galerisi üst katında kumtaşı, kumlu tuf, tuf-marn ardalanmasından oluşan, oldukça ayrılmış bazik seviyeler içeren ve genelde doğrultu ve eğim yönleri değişken olan volkano-tortul seviyeler tespit edilmiştir. Bu seviyeler arasında kireçtaşı ve volkanik çakıllardan oluşan breşlerin varlığı, volkano-tortul özellikteki bu kayaçların, breş içinde Zimonköy Formasyonu'na ait bloklar olduğu düşünülmektedir.

Köstürelilik Cevherleşmesinin bulunduğu sahada cevher arama ve rezerv genişletme amaçlı olarak yapılan sondajların hemen hepsi breş içinde açılmıştır. Cevheri tamamen kesen ve taban kayaca ulaşabilen sondaj yapılamamıştır. Şirket yetkililerinden alınan bilgiye göre (Mustafa KÖSE, sözlü görüşme) sondajlar, çeşitli seviyelerde yankayaçtaki karstik boşluklardan dolayı çökme ve sıkışma nedeniyle terk edilmiştir. Bu nedenle alt seviyelere ulaşabilmek için galeri içinden sondajlar denenmiş ve cevherin tabana doğru devamı tespit edilebilmiştir. Bu sahada gerçekleştirilen sondajların karotlarının tamamına ulaşamamıştır. Ulaşılabilen sondajlar ise yüzeyde yapılan ve genel olarak kireçtaşı, volkano-tortul ara seviye ve breşleri kesen sondajlardır (Şekil 48, 54).

Köstürelilik cevherleşmesinde sülfürlü ve karbonatlı mineraller hakimdir. Baskın cevher minerali sfalerittir, bolluk oranına göre sfalerit, pirit, galen, kalkopirit, arsenopirit ve pirotin tespit edilen cevher mineralojisini oluşturur. Karbonatlı minerallerden simitzonit, ankerit (demirli dolomit), dolomit, kalsit ve silikatlardan epidot, kuvars, kaolinit ve illit gang olarak bulunan minerallerdir.

Uzunluk (m)		LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
440		Breş	Silisleşmiş ve yer yer dolomitleşmiş kireçtaşı ve andezit çakılları, saçınımlı pirit ve sfalerit.
420			
400		Cevherli zon	Sfalerit ve galenin boşluklarda iri kristaller halinde gözleendiği ana cevher (Pirit, ankerit, dolomit, kalsit, epidot ve kuvars). Yüzey sularının etkisiyle özellikle bol pirit içeren kısımlarda limonitleşme hematitleşme görülür.
380			
360			
340		Granit	Çatlaklarında bol pirit ve kil bulunan, oldukça ayrıışmış sarı-gri renkli, yoğun killeşmeden dolayı sınırları net izlenemeyen granit. Kısmen küçük boyutlu çakılların olduğu ve silisleşmeden dolayı sertleşmiş breş, boşluklarda ve çatlaklarda kalsit mevcut, saçınımlı pirit ve sfalerit yaygın.
320			
300		Kristalize Kireçtaşı	Kireçtaşı bloğu, bol çatlaklı, çatlaklarında kil ve pirit mevcut, dolomitleşmiş, karstik boşluklar kille dolu.
280		Breş	Breş içinde birkaç cm'den birkaç on metreye kadar değişen kireçtaşı blokları, yer yer kristalize ve dolomitleşmiş. Akma yapısı gözlenen köşeli riylit ve kloritleşmiş bazık kayaç parçaları, riylit çakılları oldukça ayrıışmış, bu bölümde breş çimentosu oldukça gevşek, dökülme ve çökme var.
260			
240		Dolomitik Kireçtaşı	Breşik kireçtaşı bloğu, dolomitleşmiş saçınımlı pirit içeriyor, çatlaklar boyunca limonitleşmiş.
220		Kireçtaşı	Bol çatlaklı, gri renkli masif kireçtaşı.
200		Gevşek çimentolu breş	Breş (andezit, akma yapıları gösteren riylit ve kireçtaşı, 50 cm-2cm değişen blok boyutları) kırık hatları boyunca Fe oksit boyaması ve piritler mevcut, oldukça ayrıışmış. Galeride yer yer çökme var.
180			
160		Breş	Çakıl boyutları çok ince, yeşil renkli andezit çakılları epidotlaşmış ve çatlaklar boyunca demiroksit boyaması mevcut ve yer yer pirit içerir.
140			
120		Kireçtaşı	Breşik, dolomitik kireçtaşı yer yer karstik boşluklar var.
100		Yer yer piritli breş	İnce taneli seviyelerin yanında yer yer iri, köşeli granit, andezit ve riylit çakılları içeren, çatlakları kille dolu ve piritli riylodasit çakılları içerir. Granitle olan dokanağı keskin değil, dökülme var ve limonitleşme ve çakıllarda epidotlaşma mevcut.
80			
60		Granit Monzogranit	Bol çatlaklı, çatlaklarında sfalerit ve pirit damarları içeren sarımsı renkli monzogranit, çatlaklar boyunca ince kuvars damarcıkları ve yer yer killeşmiş (illit:XRD) durumda.
40			
20			
0		Mikrodiyorit	Epidot, klorit ve pirit gözlenen mikrodiyorit daykı

Şekil 53. Köstürelilik Tepe'nin KB'sından K70B yönünde, 1880 m kodunda (Şekil 48) işletme amaçlı açılmış KTG2 galerisinin pusula ve şerit metre yardımıyla hazırlanan galeri haritası

Derinlik (m)	LİTOLOJİ	A Ç I K L A M A L A R
0		Kireçtaşı, oldukça ayrılmış, limonitleşmiş, hematitleşmiş kahve renkli, pirit ve yer yer kalsit damarları içerir.
10		Çoğunlukla kireçtaşı, andezit, riyalit köşeli çakılları içeren killeşme (kaolen), kalsit ve limonitleşme gözlenen breş.
20		Dolomitik kireçtaşı Sadece kireçtaşı çakıllarından oluşan monojenik breş araseviyesi
30		Breş içinde daha çok pirit, sfalerit ve çok az oranda galen içeren cevher. Limonitleşme yaygın halde.
40		Breşik kireçtaşı, piritli ve yoğun ayrılmış. Okside olmuş breş, saçınımlı pirit, sfalerit ve breş çakıllarının etrafı limonitleşmiş durumda.
50		
60		Oldukça fazla ayrılmış açık sarı-yeşil renkli bol pirit, epidot içeren ve ince marn araseviyeli tuf.
70		Yer yer piritleşme, limonitleşme ve hematitleşme gözlenen breş.
80		Genel olarak sfalerit, pirit, çok az oranda galen, ankerit (dolomit), kalsit, limonit ve kil (boşluklarda küçük otomorf kuvars) içeren cevherli zon
90		Saçınımlı pirit ve çok az sfalerit içeren breş.
100		Sfalerit, pirit ve galen, ankerit, limonit, kil, kuvars oksitli seviyeler içeren cevherli zon.
110		Breş içinde saçınımlı pirit ve çok az sfalerit
120		Dolomitleşmiş, silisleşmiş kireçtaşı, saçınımlı pirit içerir.
130		Breş çakılları içinde, sfalerit, pirit, çok az galen, kalsit, ankerit (dolomit) ve kilden oluşan ve kolayca uflanabilen cevher
140		Çakılları daha çok andezit, bazalt ve az oranda kireçtaşı çakıllarından oluşan, disemine piritli ve çok az sfaleritli breş. Kristalize kireçtaşı, çatlaklı, karstik boşluklu ve boşluklarında kil mevcut.

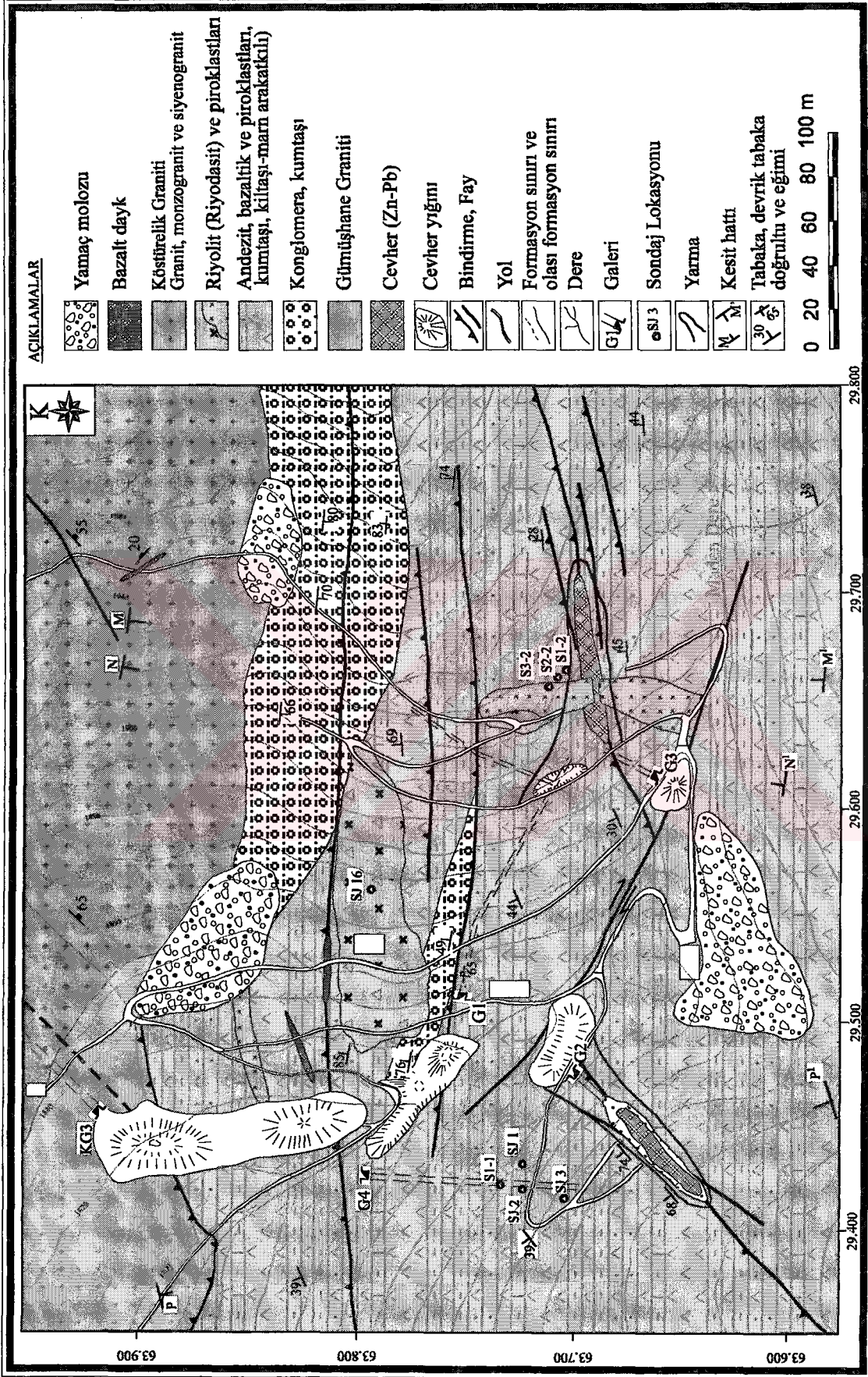
Şekil 54. Midi Maden Köstürelilik Cevherleşme sahasında düşey yönde (90°) açılan KTD8 (Şekil 48) sondajına ait kesit

3.3.1.2. Maden Dere Cevherleşmesi

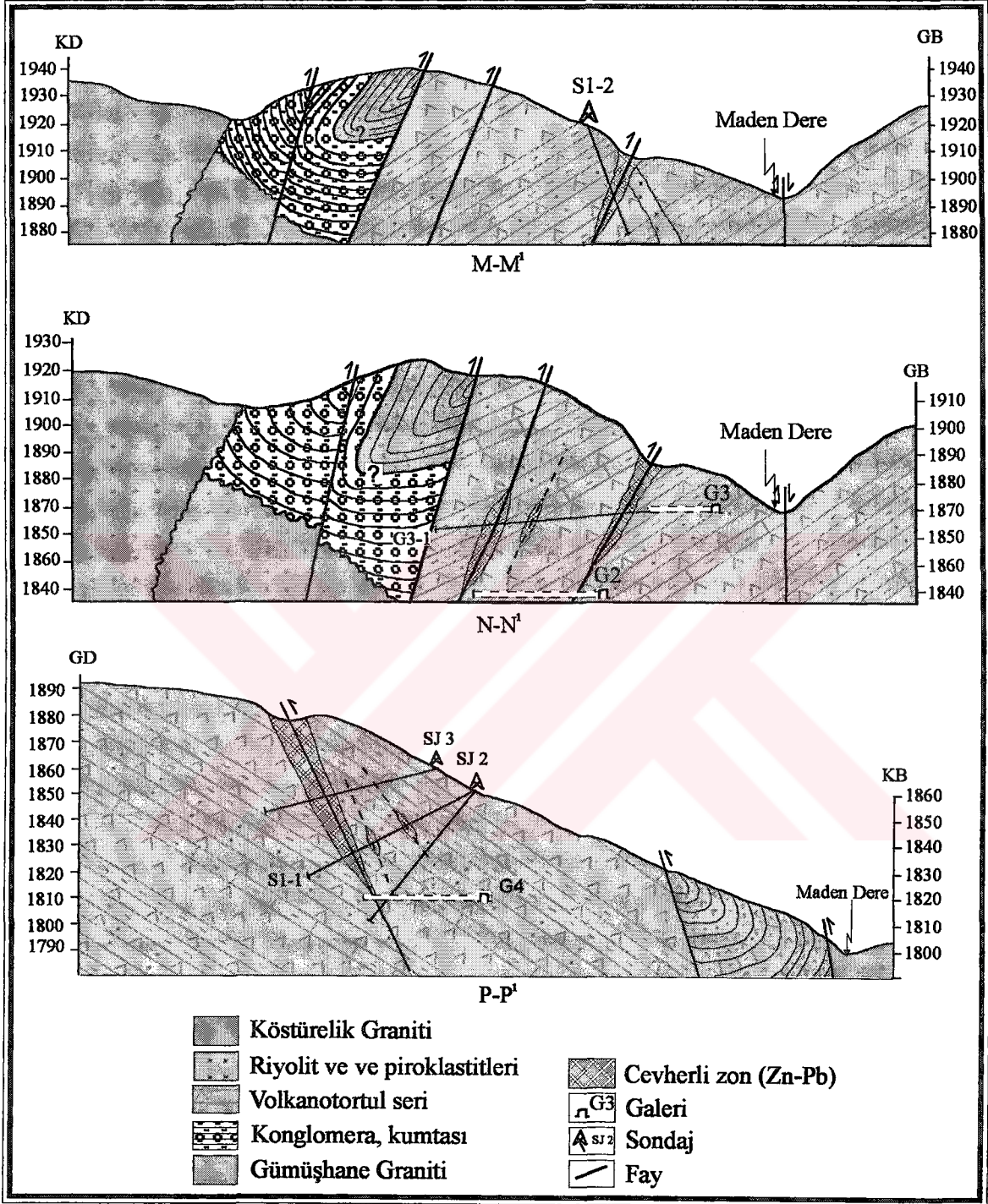
Midi Maden sahasında Maden Dere civarında yer alan ve aynı adla isimlendirilen Maden Dere Cevherleşmesi, Zimonköy Formasyonu'na yerleşmiş, Köstürelilik cevherleşmesinden sadece 650-700 m güneyde, iki ayrı yerde yüzeyleme veren, tamamen fay kontrollü bir cevherleşmedir (Şekil 48 ve 55). Cevher, Liyas yaşlı volkano-tortulların taban kesimine yakın, yoğun tektonizmadan dolayı meydana gelen ters fayların etkilediği, dik veya ters dönmüş, çoğunlukla tuf, yer yer kumtaşı, konglomeradan oluşan katmanlara paralel bir biçimde izlenir.

İnceleme alanında, genel olarak Zimonköy Formasyonu'nu etkilemiş, D-B yönünde birbirine paralel biçimde uzanan ters faylar ve bunlara paralel gelişmiş küçük ölçekli kırıklar tespit edilmiştir (Şekil 55, 56). Anılan ters faylar boyunca stratigrafik olarak tabanında genelde iri metamorfik kayaç ve granit parçalarının görüldüğü taban konglomerası ve riolitik piroklastitler yüzeylemişlerdir. Bu tür ters fayların oluşması için genel olarak K-G yönlü bir sıkışma mekanizması gereklidir. Bu tür küçük kıvrım ve fay tektoniği sadece Maden Dere ve Talanlar Dere civarında kısıtlı bir alanda çok belirgindir. Bölgedeki birimleri kesen Köstürelilik Graniti'nin, ters fayların gelişiminde etkili olabileceği düşünülmektedir. Ayrıca, volkano-tortul seriyi keserek yüzeyleyen riolit bileşimli kayaçların Maden Derenin kuzey yakasındaki K-G yönlü kırıklar, bu felsik magmaların çıkış kanallarını oluşturur. Cevherin yerleştiği fay zonundan dayk özelliğinde bir görünüm sunar fakat, çok yakın mesafede akma izi yapısı ve breşik özellikler sunan riolitler, tektonizmadan oldukça etkilenmiş, kırık ve çatlaklarında damarcıklar şeklinde ve saçınım halinde, cevherleşme gelişmiştir (Şekil 57a). Riolitler K70B doğrultulu bir fay zonu boyunca akan Maden Dere'nin güney yakasında izlenememektedir. Gerek cevherli zonda, gerekse dere boyunca riolitlerin ani olarak kesilmesi, cevherin fay veya fay zonunu meydana getiren tektonizmadan önce bölgeye yerleştiğini gösterir. Volkano-tortul seriyi kesen riolit bileşimli kayaçların bulunduğu kesimde cevherin azaldığı ve dolayısıyla bu kayaçların cevherin yerleşiminde etkili olduğu, fakat cevher oluşumunda genetik ilişkisinin olmadığı düşünülmektedir.

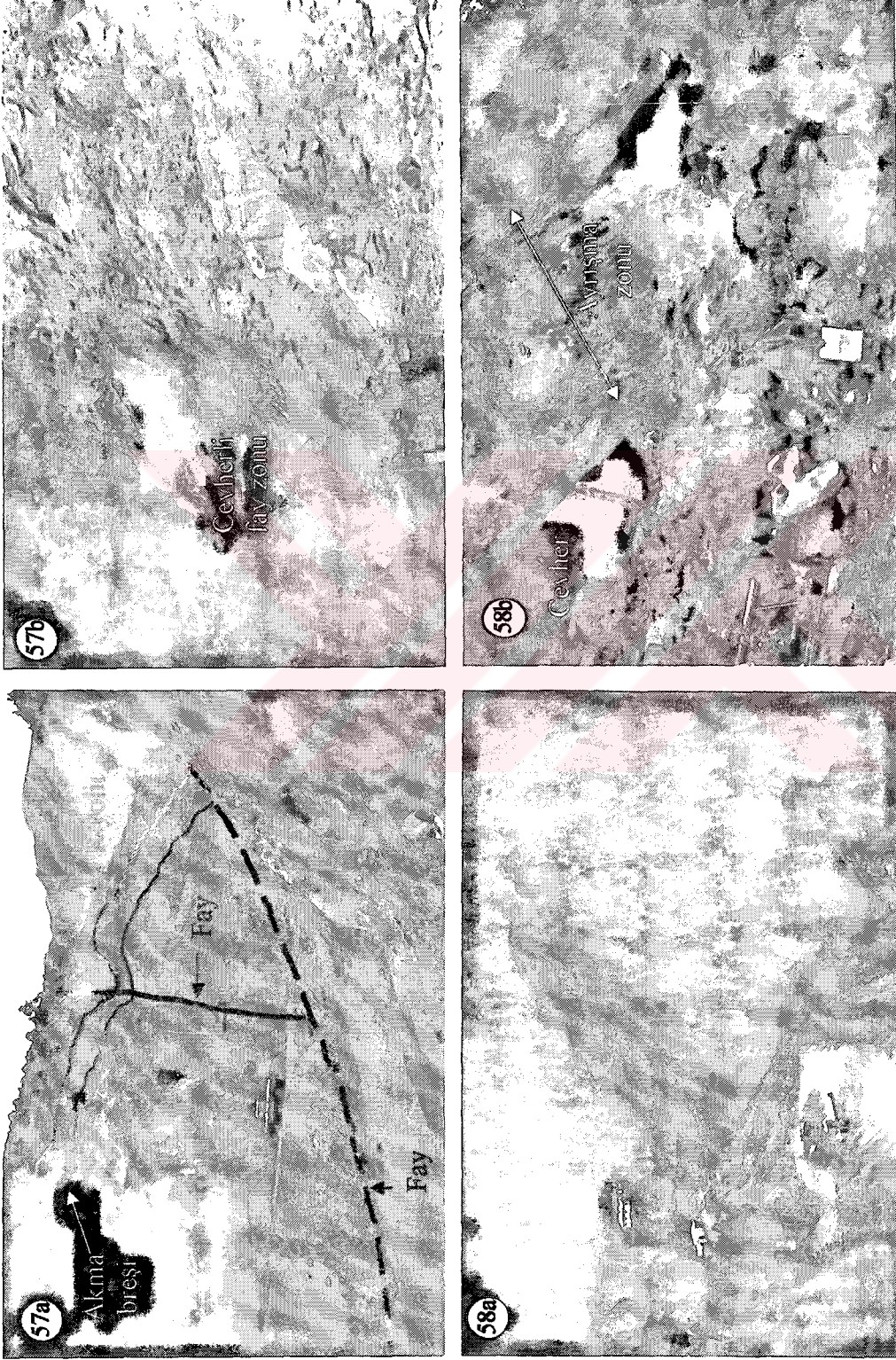
Maden Deren'in kuzey ve güney yakasında mostra veren cevher (Şekil 57a, b; Şekil 58a ve b), K80D doğrultulu ve 65°K'ye eğimli bir fay zonuna yerleşmesine rağmen (Şekil 59), daha sonra güney kısımda bulunan cevher; yerleşim sonrası meydana gelen faylanmalar sonucunda 100 m kadar yer değiştirerek bugünkü konumunu almıştır. Güney



Şekil 55. Maden Dere Cevherleşmesi ve civarının ayrıntılı jeoloji haritası (boş dikdörtgen şekiller lojman, ya da çeşitli amaçlar için kullanılan binalardır)



Şekil 56. Maden Dere cevher sahasında (Şekil 55) cevherleşme, tektonizma ve litolojik birimler arasındaki ilişkileri gösterir jeolojik kesitler (yatay ve düşey ölçek (metre) eşittir).



Şekil 57 Maden Dere kuzey yamacında fay zonunda açılan yarma ve Zimoköy Formasyonunu keserek yüzeyleyen riyoitlik magmanın çıkış kanalı: a) Yarmanın batıdan b), Cevherli fay zonu yakından görünümü

Şekil 58 Maden Dere güney yamacında cevherli fay zonunda açılan yarma ve galerinin görünümü: a) Uzaktan görünüm, b) Yarma içinde cevher ve üzerinde gelişen ayrışma zonu

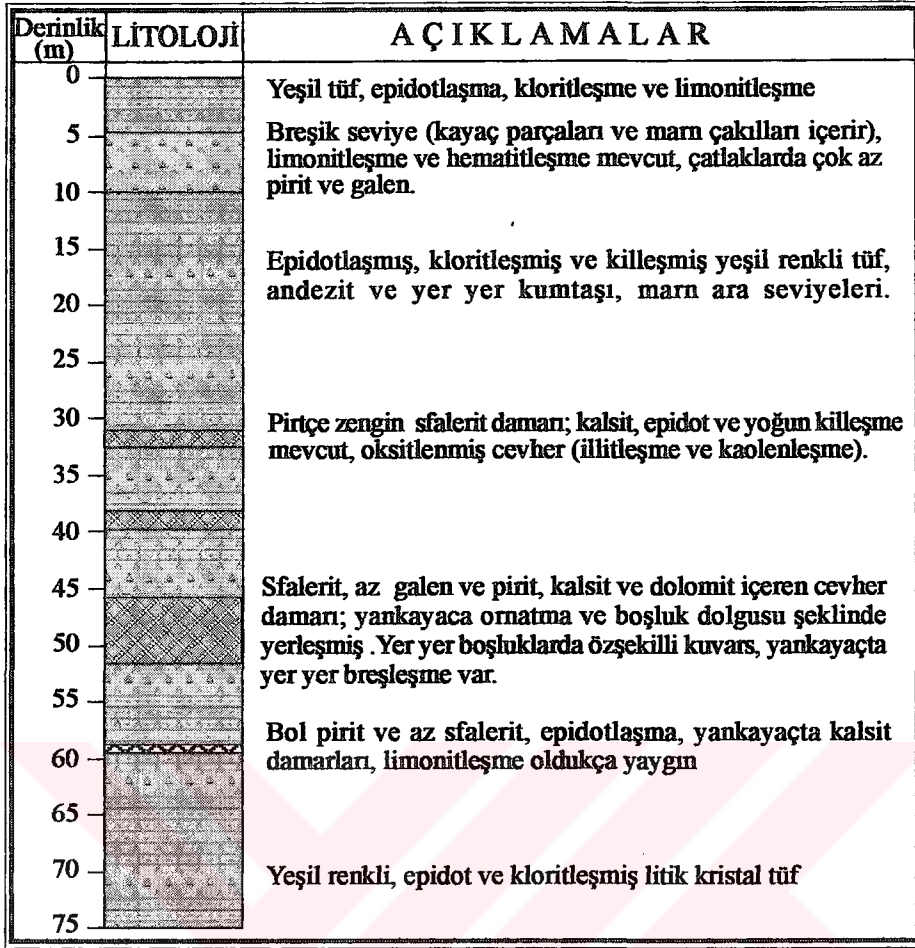
kısımdaki cevherin yerleştiği fay, K50D doğrultulu 74° K eğimli hale gelmiştir. Genel olarak cevher yankayaca ornatım, breş ve boşluk dolgusu şeklinde yerleştiği, cevherleşme etrafında 2-3 m genişliğinde yoğun silisleşme ve limonitleşme gözlenir (Şekil 57b, 58b).

Maden Dere cevherleşmesi, açık ve kapalı işletme yöntemiyle işletilmiştir. Cevher sahasında fay zonları boyunca çeşitli seviyelerde 4 adet galeri, iki büyük yarma ve 8 adet yüzey, 3 adet galeri içi olmak üzere toplam 11 adet sondajlı arama yapılmıştır (Şekil 55 ve 56). Galeri içinden yapılan sondajlarla yüzeyde mostra vermeyen, birbirine paralel faylara yerleşmiş merccekler tespit edilmiştir. Genel olarak, kalınlığı 7-8 m'ye ulaşan ve 200 m'lik fay zonu boyunca devamlı olmayan merccekler şeklinde izlenen cevher, düşey yönde aynı şekilde azalıp kapanmaktadır (Şekil 56).

Yankayaçta meydana gelen alterasyon ve kimyasal zonlanmayı belirleyebilmek amacıyla yüzeyde çeşitli hatlar (Ek Şekil 3) ve galeriler boyunca örneklenmiştir. Ayrıca, Maden Dere cevherleşme sahasında yapılmış olan sondajların logları çıkarılmış ve tamamen aynı birimi (volkano-tortul seri) kesmişlerdir (Şekil 55, 59 ve Ek Şekil 3). Galeriler; kısa mesafeli ve genel olarak faylar boyunca kırıklı, çatlaklı ve yer yer breşleşmiş yoğun alterasyon görülen zonun içinde kalındığından, burada açılan galerilerden alınan örneklerden daha çok cevher mineralojisi ve kil cinslerinin tayini için faydalanılmıştır. K44D/65G yönünde damara dik açılmış olan sondajda (S1-1) toplam 6.5 m'yi bulan üç farklı cevher seviyesini kesmesine karşılık (Şekil 56, 59); aynı yerde açılan diğer sondajlar tek bir seviyede cevher kesmişlerdir. Kırık zonlarında devamlılığı olmayan merccek seviyeleri, benzer şekilde aynı faya paralel kırıklarda gelişmiş olmalıdır.

Maden Dere Cevher sahasında alterasyon daha çok faylar boyunca sınırlı alanlarda gelişmiştir. Yoğun killeşme, silisleşme, epidotlaşma, kloritleşme, kalsitleşme, serizitleşme ve limonitleşme arazide yaygın olarak gözlenen alterasyon türleridir. Yankayaçtan cevhere doğru gidildikçe epidotlaşma, silisleşme, kloritleşme, kalsitleşme, Fe-oksit ve cevher minerallerinde genel olarak bir artış gözlenir. Damar boyunca ve alt seviyelere ulaşan yüzey suları, yer yer cevheri oksitlemiş, yoğun limonitleşme meydana gelmiştir.

Damarlarda gözlemsel olarak cevher mineralojisinde zonlanma tespit edilmemiştir. Sfalerit, pirit ve galenit ana cevher minerallerini oluşturur. Yüzeyde açılmış yarmalarda, epidotlaşma ve silisleşmeye ilave olarak galenit'in bollastığı gözlenir.

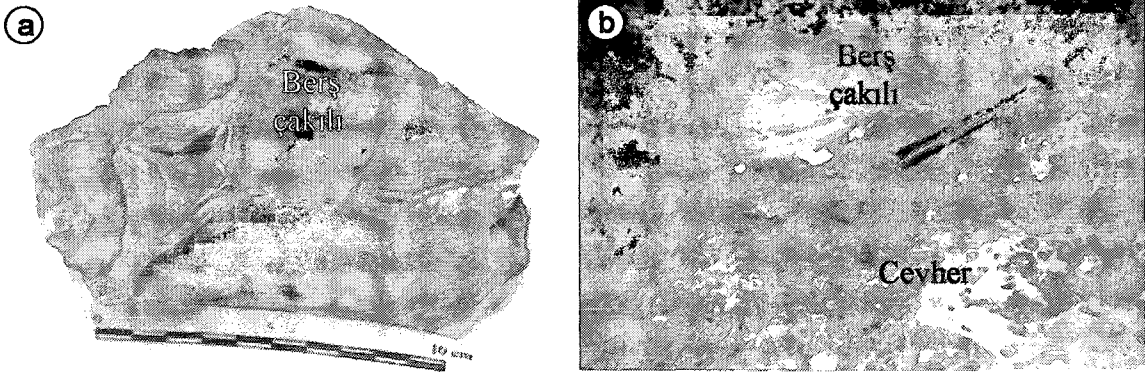


Şekil 59. Maden Dere Cevherleşme sahasında açılan S1-1 (Şekil 55) sondajına ait kesit (sondaj K44D/65GD yönünde açılmıştır).

3.4.2.3. Cevher Yapıları, Madenin Yerleşimi ve Yaşı

Midi Madeni; iki farklı birimde gelişmiş, fakat aynı mineral parajenezine sahip iki cevherleşmeden oluşmaktadır. Köstürelilik cevherleşmesi polijenik Kırtıllık Breşi'ne, Maden Dere cevherleşmesi ise tuf, volkanik breş, kumtaşı-marn ardalanmasından oluşan, yoğun tektonizma geçirmiş ve yer yer breşleşmiş Zimonköy Formasyonu'na yerleşmiştir. Her iki cevherleşmede de breş dolgusu, boşluk dolgusu ve ornatım yapıları gelişmiştir.

Breşler içerisine yerleşen cevher, ince taneli bağlayıcı malzemenin yerini alarak kayaç parçalarının etrafını doldurmuştur (Şekil 60a ve b). Çoğu zaman çakılların etrafında alterasyon halesi görülebilir, ya da tamamen ayrışarak, kilden meydana gelen çakıl görünümünde yalancı şekiller görmek mümkündür. Breşlerin arasını cevher veya sadece gang minerali (ankerit, kalsit, kuvars, kil) doldurmuş olabilir. Breşler arasında bulunan üçgen boşluklar breşten itibaren silis ya da kalsitle konsantrik haleler şeklinde çevrelenmiş ve çoğu zaman üçgen boşluklardan oluşan kokart yapılar meydana gelmiştir (Şekil 60a).



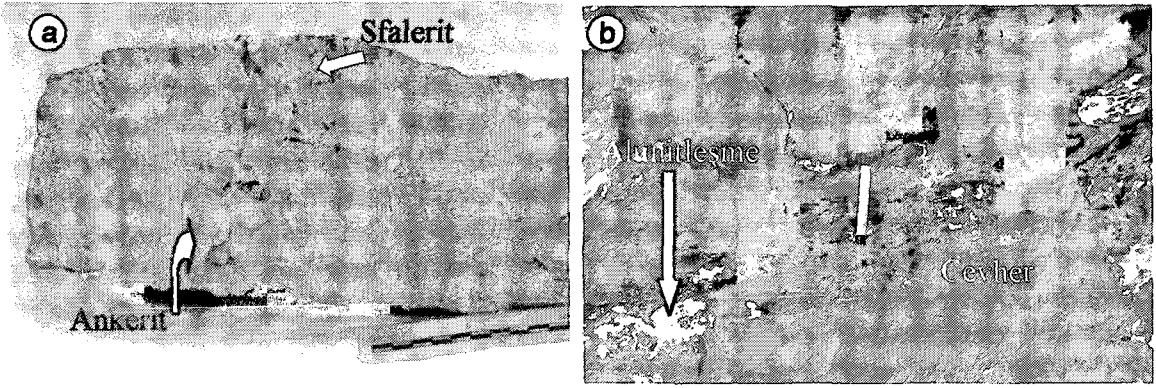
Şekil 60. Midi Maden’de yaygın olarak görülen cevher yapıları: a) kokart yapı b) breş dolgusu yapısı

Genel olarak Köstürelilik yatağında görülen bu tür yapılar, epitermal yataklarda gözlenen tipik yapılardır (Gilbert ve Park, 1985).

Yankayacı ornatarak yerleşmiş, laminalı veya bantlı cevher her iki cevherleşmede gözlenen bir diğer cevher yapısıdır. Özellikle tüflü, ya da geçirimsizliği yüksek olan tabaka süreksizlikleri boyunca yan kayacı ornatarak, mikro boşluklara yayılma veya difüzyonla yerleşerek oluşmuş bantlı yapı (Şekil 61a ve b), daha çok yüksek sıcaklıklarda (mezotermal-hipotermal) meydana gelen yapı çeşididir ancak ornatımın meydana gelebilmesi için gerekli faktörlerden en önemlisi cevher oluşturan hidrotermal sıvının pH derecesidir (Guilbert ve Park, 1985); Midi Maden’de yüksek sıcaklıkta hesaplanan ortalama pH 3.5-5 arasındadır). Bu tür yapılarda cevher mineralleri daha ince tanelidir. Gang minerali olarak ise ankerit, kalsit, epidot, kil ve çok az kuvars, kuvarsla birlikte iğne şekilli epidot mineralleri tespit edilmiştir.

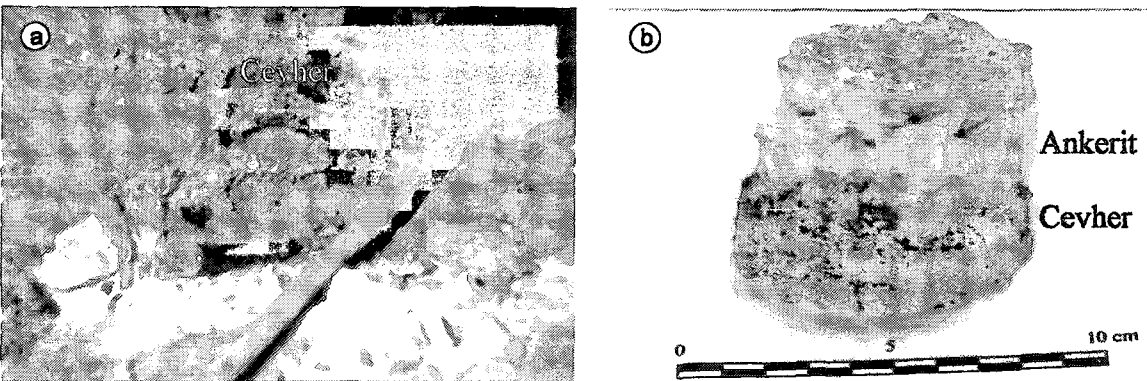
Midi Maden yatağında en çok gözlenen bir diğer cevher yapısı ise boşluk dolgusu yapısıdır. Yan kayacıkta ince taneli seviyeden itibaren kristal boyutları artmakta ve boşluğa doğru özşekilli cevher ve gang mineralleri büyümektedir (Şekil 62a ve b).

Midi Maden yatağı, Maden Dere civarında genelde fay ve kırıklar boyunca yerleşmiş devamlı olmayan merccekler şeklindedir (Şekil 56). Köstürelilik cevherleşmesi ise, breş içerisinde sınırları tam tespit edilemeyen kenarları düzensiz elipsoidal bir koni şeklindedir. Cevherin dalımı 70-80° ile K-KB’ya doğrudur (Şekil 50, 51 ve 63).

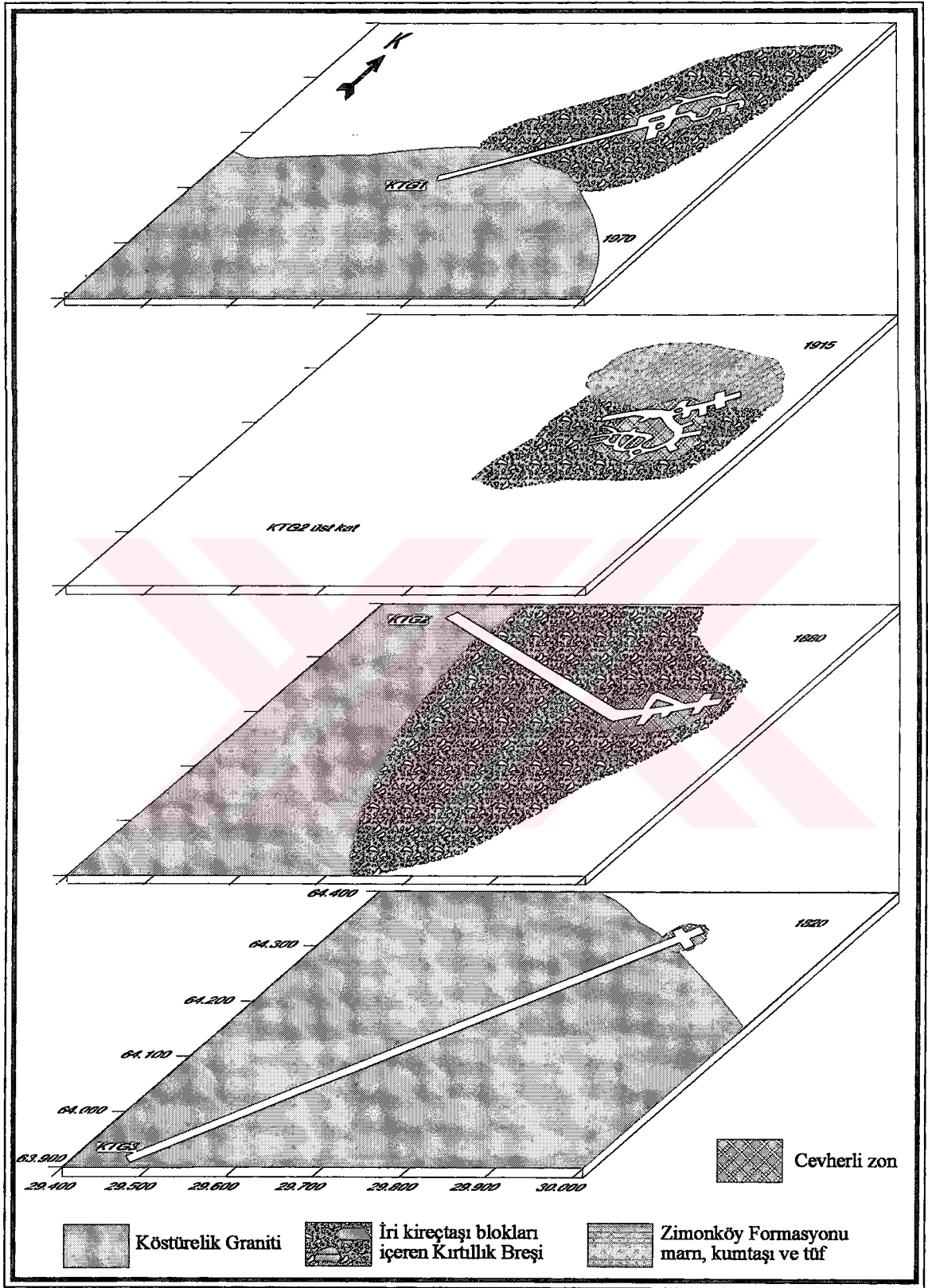


Şekil 61. Midi Maden yatağında yan kayacı ornatarak yerleşen bantlı cevher yapıları; a) Köstürelilik cevherinde sfalerit ve ankerit, b) Maden Dere cevherleşmesinde fay zonunda bantlı cevher ve alunitleşme.

Cevherin yankayaçta meydana gelen kırık ve çatlaklara boşluk dolgusu veya onları ornatarak yerleştiğinden, epijenetik bir oluşumu ifade etmektedir. Cevherleşme, bölgede yaygın olan kayaçların en genç birimi olan Kırtıllık Breşi'ne (Orta-Geç Eosen, Bölüm 3.1) yerleşmiştir. Bu veriler ışığında yatağın yerleşim yaşı, Eosen sonrası olarak düşünülebilir. Eosen sonrası bölgeye yerleşen Köstürelilik Graniti ile breşlerin dokanağında metamorfizma etkileri tespit edilmiş, diğer bir değişle onları kesmiştir. Bu nedenle arazide tespit edilen en genç sokulum kayacı Köstürelilik Graniti ile cevherleşme arasında doğrudan jenetik bir ilişki olduğu düşünülmektedir.



Şekil 62. Breşlere yerleşen cevherde (KTG2, 350 m) gözlenen boşluk dolgusu yapıları; a) Boşluğa büyümüş cevher ve gang mineralleri, b) Duvardan boşluğa doğru büyümüş ince taneli cevher ve boşlukta büyümüş ankerit mineralleri.



Şekil 63. Köstürelilik Cevher yatağının 1820, 1870, 1915 ve 1970 m seviyelerinden geçen galeriler ve çeşitli yerlerde yapılan sondajlar (Şekil 48) yardımıyla hazırlanan ve cevher yerleşimini gösteren düzlemsel diyagram

3.3.2. Mineral Parajenezi, Kimyası ve Oluşum Sırası

Midi Maden sahasında alınan örneklerin çeşitli yöntemler kullanılarak (XRD ve polarizan mikroskop) yatağı oluşturan cevher ve gang mineralleri belirlenmiş, mineral oluşum sıraları, mineraller arasındaki dokusal ilişkileri ve modal mineralojik bollukları belirlenmiştir. Ayrıca bazı minerallerin elektron mikroprob kullanılarak kimyasal bileşimleri ve Katotlümnesans yöntemiyle kimyasal ve oluşum karakterleri incelenerek cevher oluşum evrelerinin belirlenmesine çalışılmıştır.

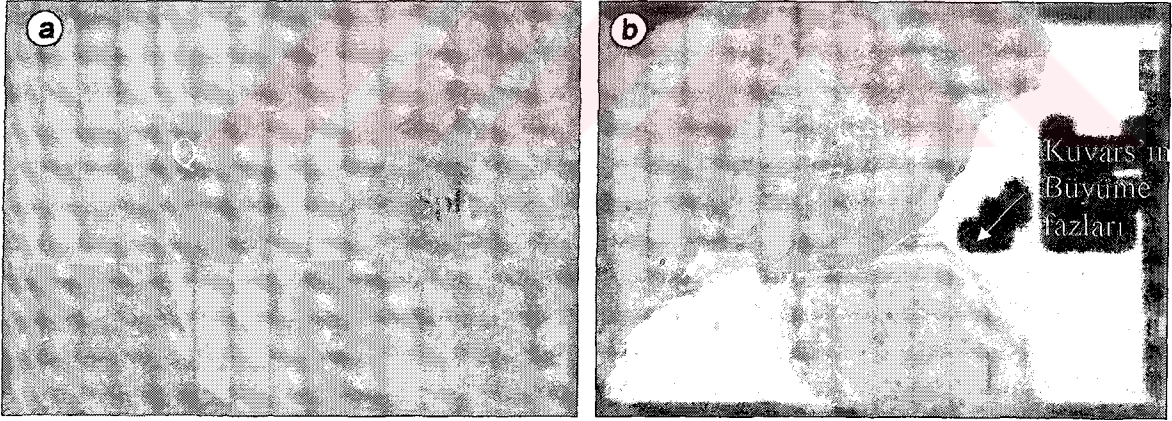
İncelenen alanda bulunan cevherleşmeler kırık ve fay zonlarında, yüksek geçirimliliğe sahip breşik kayaçlar ile tuf-marn-kumlu tuf ardalanmasından oluşan volkano-tortul seriye ornatma ve boşluk dolgusu şeklinde yerleşmiştir. Zaman zaman masif ve ağısı yapıda olan cevher, yankayaca doğru saçınımlı cevhere geçiş gösterir ve dolayısıyla kesin bir sınırı yoktur. Cevher, saçınımlı veya breş dolgusu, bazen de gang mineralleri içerisinde saçınım halde ve yer yer de masif cevher şeklinde izlenir. Boşluklarda cevher mineralleri genelde iri ve özşekilli taneler şeklindedir ve çoğu kez karbonat mineralleri, kil mineralleri ve kuvars tarafında çevrelenmektedir. Cevheri kesen daha genç cevher veya kuvars damarları belirlenmemiştir.

Makroskopik ve mikroskopik olarak cevherleşmenin kaç fazda geliştiğini belirlemede kullanılan yöntemlerden biri de katot lümnesans (CL) petrografisi çalışmalarıdır (Wilkinson, 2001). Özellikle damarlarda çok fazlı büyümeyi açıklayabilmek için bir araç olarak kullanılan CL petrografisi ile, cevherleşmeyi oluşturan hidrotermal sıvının kimyasını, sıcaklığını, kristaldeki zonlanmayı yani mineral çökelimindeki gelişimi gösteren deliller elde edilebilir. Özellikle kalsit, kuvars ve sfalerit gibi farklı sıcaklıklarda oluşabilen mineraller, maden yataklarında CL çalışmaları için uygun minerallerdir (Wilkinson vd., 1999; Kerkhof ve Hein, 2001). Bu yöntem, özellikle sıvı kapanım çalışmalarında, farklı fazlarda büyüyen kuvarsların içermiş oldukları sıvı kapanımların tespitinde, karbonat minerallerinin bol olduğu Missipi Vadisi Tipi yataklarda, karbonatlarda ve diyajenez çalışmalarında çok yaygın olarak kullanılmaktadır (Amieux, 1982; Machel, 1985; Montanez, 1996).

CL renklenmesi, farklı zamanlarda meydana gelen çökelmeyi yani farklı fazların tanınmasını sağlar. Özellikle karbonatlarda, CL renklenmesinde başta Mn^{+2} , Fe^{+2} , Cu^{+2} , çeşitli iz ve nadir toprak elementleri önemli rol oynarlar (Amieux, 1982; Machel, 1985). Midi Maden'den alınan örneklerde sfalerit ve gang minerallerinden kuvars, kalsit ve

ankerit (demirli dolomit) minerallerinde yapılan CL petrografi çalışmalarında (Şekil 64 ve 65) sadece kuvars kristallerinde üç farklı CL renklenmesi, yani üç fazlı büyüme tespit edilmiştir (Şekil 64a ve b). Hacim olarak tamamen safaleritten oluşan kesitte (Şekil 65a ve b) ve gangla birlikte büyüdüğü kenar zonunda (Şekil 65b ve c) çekilen CL fotoğrafına bakıldığında, koyu kahve-siyah özellikte, farklı fazlarda büyüme olarak yorumlanacak CL renklenmesi vermediği, sadece kristalin farklı bölgelerinde yeşilimsi mavimsi CL renkleri parlatma esnasında kesite yapışan yabancı bir maddeden olabileceği, diğer bölgelerin ise herhangi bir CL rengi vermemesi nedeniyle sfaleritlerin oldukça yüksek Fe içeriğinden kaynaklanabileceğini düşündürmektedir (Amieux, 1982; Machel, 1985). Diğer gang minerallerinden kahve ve koyu kahve renkli ankerit (Şekil 65b ve c) ve turuncu renklerdeki kalsit (Şekil 65d ve e) kristallerinin renk zonlanması vermediği görülür. Ankerit ve kristal sınırları belirgin olarak gözlenen kalsitin CL renkleri, kimyasal olarak yüksek Mn ve Fe içerdiklerini gösterir (Amieux, 1982; Machel, 1985).

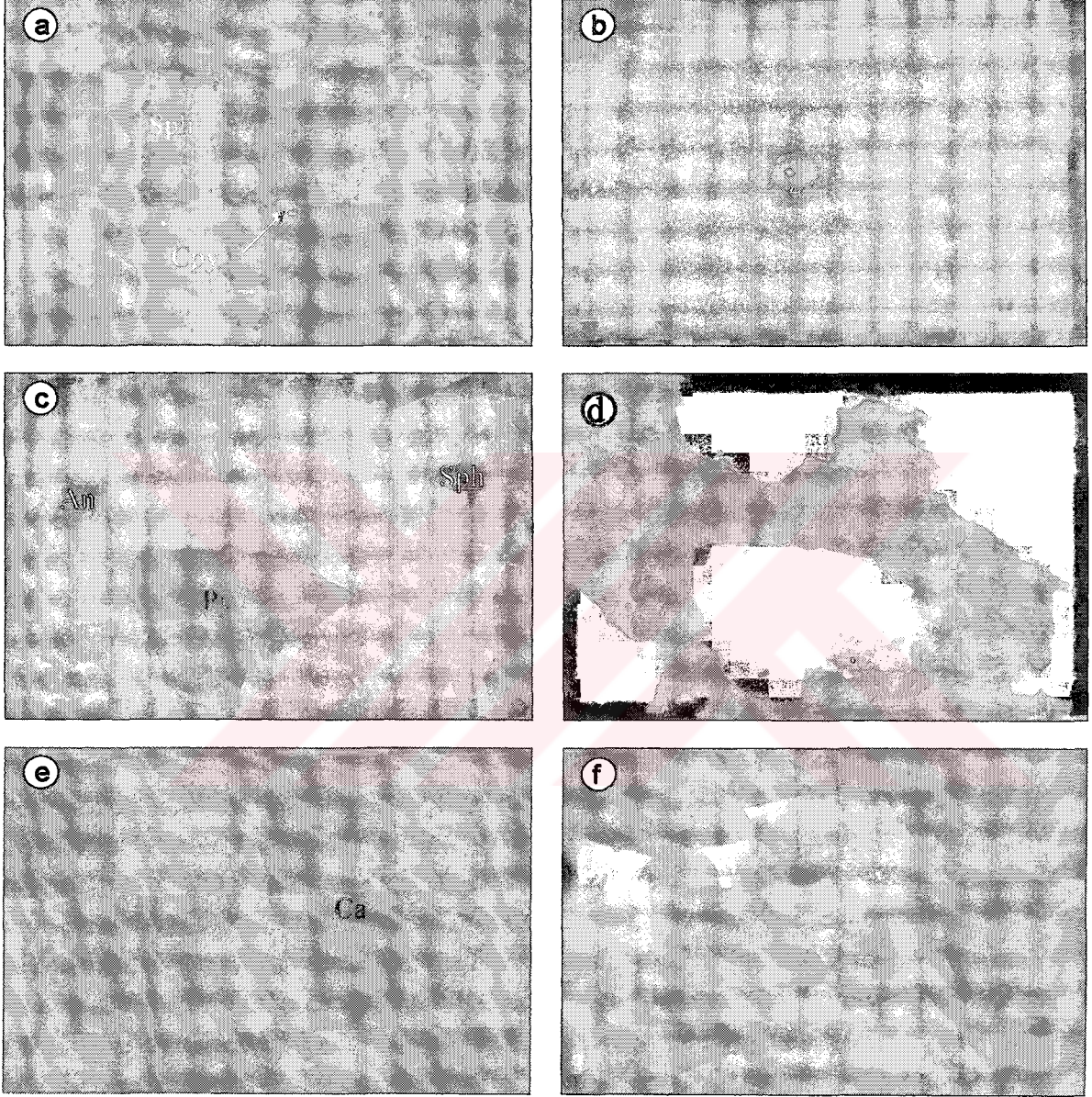
Midi Maden’de yapılan CL petrografisi ve cevher mikroskopisi çalışmalarında cevher ve gang mineralleri arasındaki ilişkiler de göz önünde bulundurularak Midi Maden’ninin cevherleşme evreleri belirlenmiştir.



Şekil 64. Sfalerit ve kuvarsın; cevher mikroskopisi (a) ve CL (b) görünüşleri (Sph: sfalerit, Q: kuvars, 32x10)

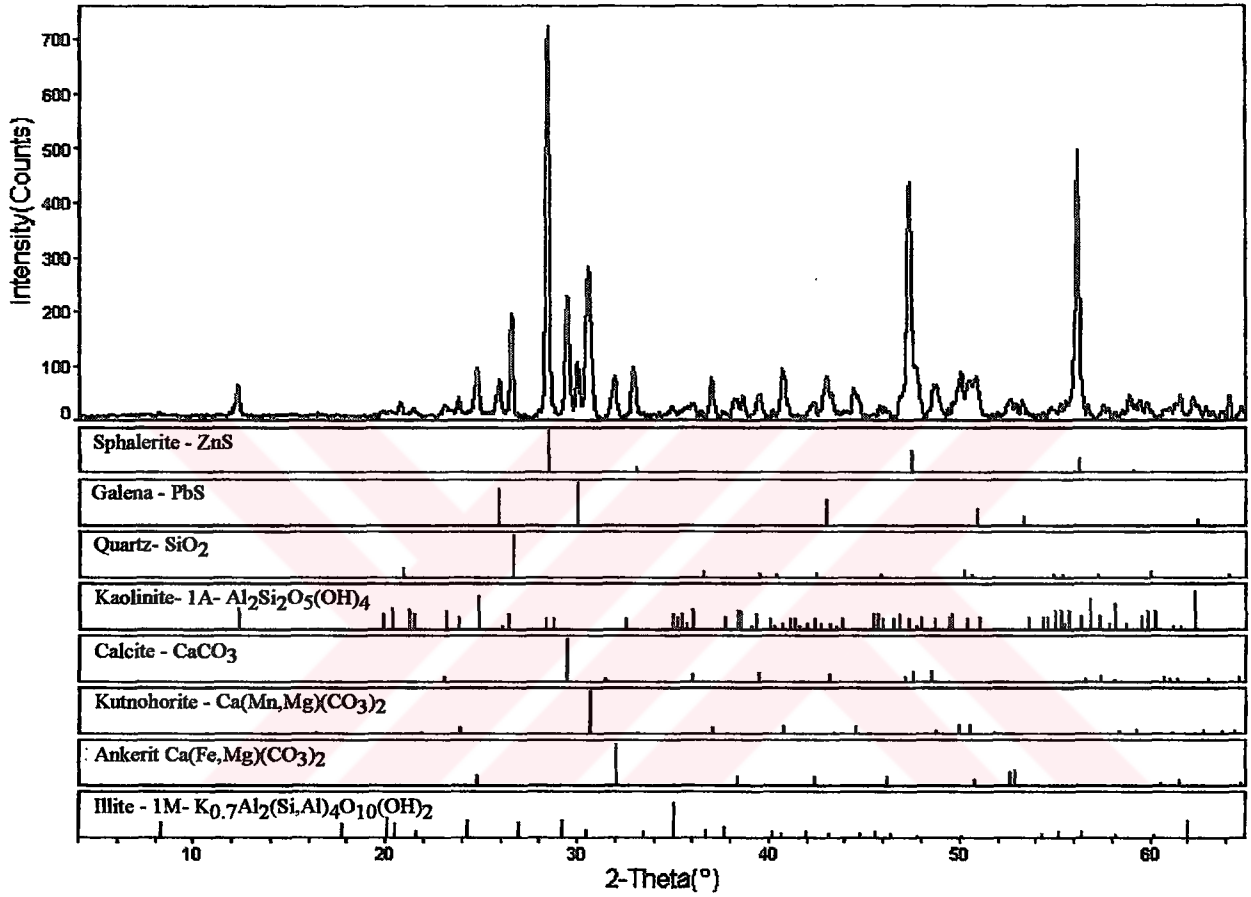
Midi Maden’de birçok seviye ve yarmadan alınan örneklerden hazırlanan parlak kesitler (67 adet) incelenmiş, cevher oluşum sırası ortaya konmuş (Şekil 66), 34 adet kesit mikroskop yardımıyla cevher mineralleri sayılarak madenin modal mineralojik bileşimi tespit edilmiştir (Tablo 4). Bu işlemler sonunda, Midi Maden yatağını oluşturan cevherleşmeler aynı şekilde hakim cevher minerali safalerit olduğu belirlenmiştir. Köstürelilik cevherinin KTG3 galeri seviyesinde hakim mineral pirit, cevherin üst

seviyelerine doğru KTG1 ve sondajlardan hazırlanan kesitlerde galenin arttığı görülür. Bunun dışında cevher mineralojisinde yatay ve düşeyde herhangi bir zonlanma tespit edilmemiştir.



Şekil 65. Sfalerit, ankerit ve kalsitin cevher mikroskopisi (sol tarafta) ve CL mikrofoto görünümleri (sağ tarafta); a) Kalkopirit inklüzyonları içeren sfalerit, b) Sfaleritin CL görüntüsü, c) kalkopirit ayrılımı içermeyen safalerit, pirit ve ankerit, d), ankerit ve sfaleritin CL görüntüsü, e) Kalsit, f) Kalsitin CL görüntüsü. (Sph: sfalerit, Py: pirit, Cpy: kalkopirit, An: ankerit, Ca: kalsit, 32x10)

%5.0 pirit, %4.4 siderit, %3.6 barit, %2.5 kaolen, %2.2 illit ve 1.3 dolomit çok az miktarda da rodokrozit mineralleri tespit edilmiştir. Buradan da ana cevher mineralinin sfalerit olduğu açık bir şekilde görülmektedir. Ayrıca gangın büyük bir kısmını karbonat ve silikat mineralleri oluşturur. Kil minerallerinden illit ve kaolen; diğer silikatlardan kuvars, klorit ve epidot, çoğu zaman cevherle birlikte bulunan gang mineralleridir. Cevher mineralleri bolluk sırasına göre sırasıyla ele alınmıştır.



Şekil 67. Köstürelilik cevherleşmesinde masif cevherden alınan örnekte XRD ile belirlenen cevher ve gang mineralleri

3.3.2.1. Sfalerit

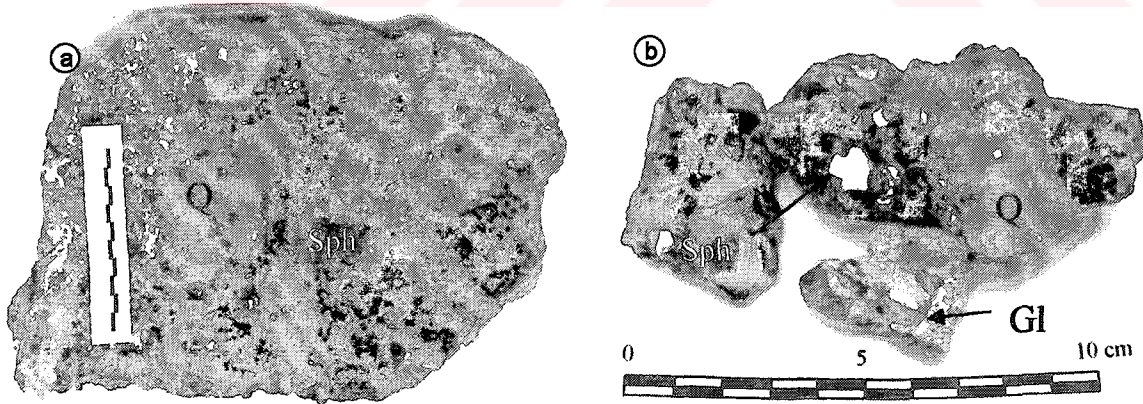
Midi Maden sahasındaki cevherleşmelerde en baskın olarak görülen sülfürlü cevher mineralidir (Tablo 4). Makroskobik olarak boşluğa doğru büyümüş (boşluk dolgusu) genellikle özşekilli ve yarı özşekilli kristaller halinde, birbirine kenetlenmiş tanecikler şeklinde, özşekilli pirit ve galenle iç içe büyümüş haldedir. Tane büyüklüğü 1.5-2 cm'ye kadar ulaşır (Şekil 68a, b). Genel olarak koyu siyah ve çok ender olarak kahve rengindedir. Galen, pirit, arsenopirit ve gang mineralleri ile birlikte bulunur. Bantlı cevherde ise sfaleritler daha ince tanelidir ve tane boyutları 40-50 mikron'a kadar iner.

Tablo 4. Midi Madeninde galeri (TG), sondaj (TD) ve yarmalardan (Hd) alınan cevher örneklerinin mikroskopta sayımla elde edilen modal mineralojik bileşimi (%) ve temel istatistik parametreleri

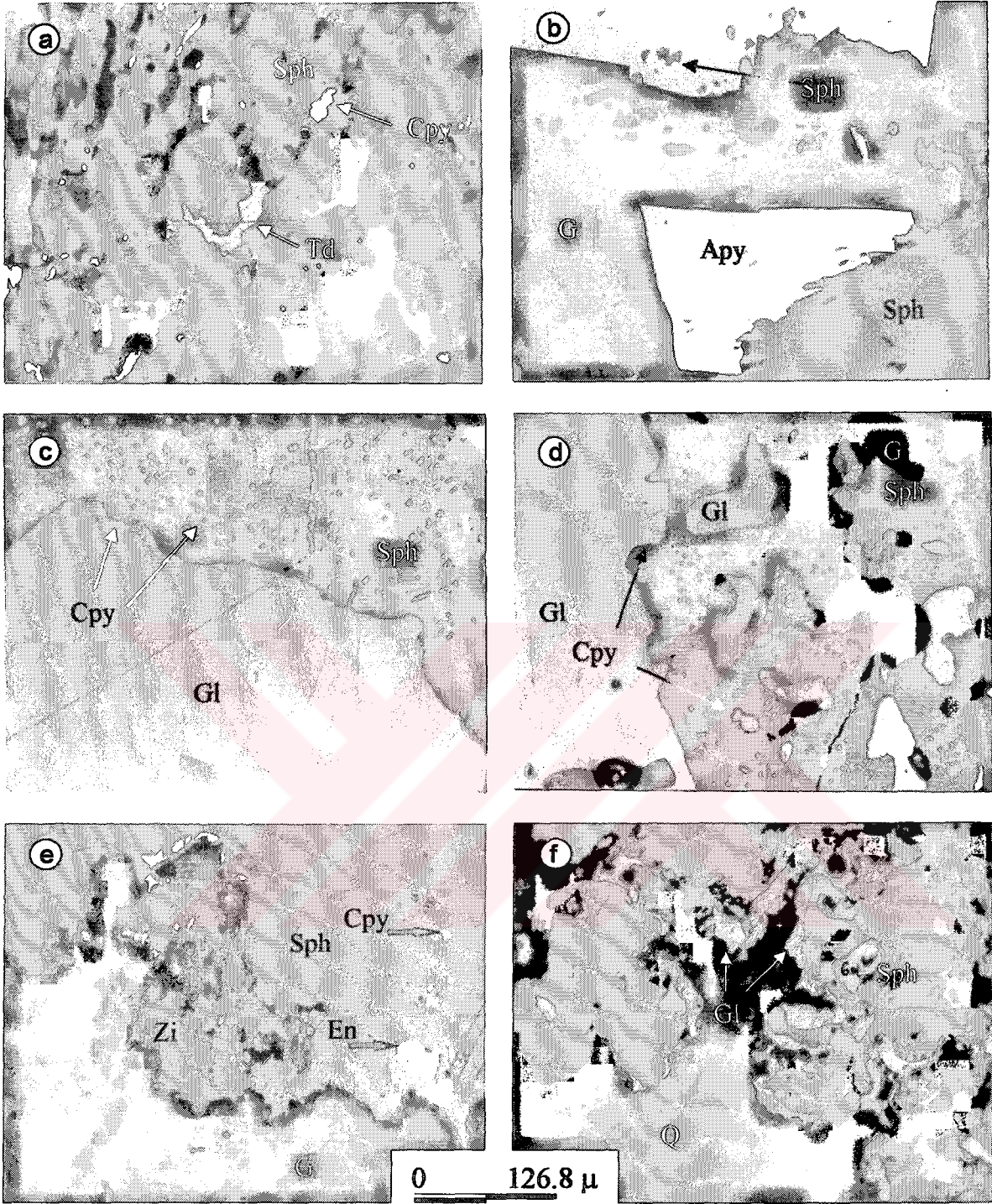
Örnek	Sfalerit	Galen	Pirit	Kalkopirit	Pirotin	Ars.pirit	Markasit	Fahlers	Enarjit-Luz.	Bornit	Top.
TG3-22	18.72	4.24	76.61	0.43	-	-	-	-	-	-	100
TG3-24	27.33	6.41	66.26	-	-	-	-	-	-	-	100
TG3-25	10.00	8.90	80.20	0.90	-	-	-	-	-	-	100
TG2-29	85.31	3.57	7.22	3.20	0.10	-	-	0.10	-	0.50	100
TG2-33	74.10	20.20	3.20	2.00	-	-	-	0.10	0.40	-	100
TG2-34	86.20	5.00	5.30	1.90	0.20	1.10	0.10	0.20	-	-	100
TG2-39	74.00	11.00	9.50	1.00	3.00	-	1.20	-	0.30	-	100
TG2-43	73.21	12.90	4.40	1.00	2.20	6.29	-	-	-	-	100
TG2-49	71.21	12.39	12.09	2.00	2.11	-	-	-	-	0.20	100
TG2-50	63.46	5.00	26.63	1.00	0.10	2.30	0.50	0.01	-	1.00	100
TG2-62	73.00	8.30	15.09	3.10	-	-	-	0.01	-	0.50	100
TG2-69	72.64	19.37	6.47	1.00	-	0.10	-	-	0.42	-	100
TG2-75	91.30	1.67	3.67	2.10	0.26	-	-	1.00	-	-	100
TG2-80	89.31	2.57	5.01	1.00	-	2.10	0.01	-	-	-	100
TG2-81	86.30	3.00	9.00	1.00	-	0.60	-	0.10	-	-	100
TG2-82	75.46	11.34	7.12	4.88	-	-	-	-	-	1.20	100
TG1-18	83.61	9.37	5.64	1.00	0.28	-	0.10	-	-	-	100
TG1-22	74.10	13.10	11.30	1.50	0.00	-	-	-	-	-	100
TG1-24	70.01	19.30	7.66	2.48	0.15	0.40	-	-	-	-	100
TG1-27	75.11	11.20	10.61	1.00	0.30	1.28	0.50	-	-	-	100
TD8-34	63.84	20.46	14.10	1.50	-	-	-	0.10	-	-	100
TD8-75	62.00	10.55	25.20	2.25	-	-	-	-	-	-	100
TD9-65	69.77	14.32	13.71	2.10	0.10	-	-	-	-	-	100
Hd11	49.55	35.10	15.25	0.10	-	-	-	-	-	-	100
Hd15	72.57	16.18	11.15	0.10	-	-	-	-	-	-	100
Hd18	72.95	5.59	20.90	0.46	-	-	-	-	-	0.10	100
G1-15	64.23	6.20	28.02	1.30	-	0.25	-	-	-	-	100
G1-17	76.16	12.41	10.01	0.10	-	-	0.12	1.20	-	-	100
H19	74.62	2.98	22.09	0.21	-	-	-	-	-	0.10	100
H20	62.69	5.00	31.80	0.51	-	-	-	-	-	-	100
G3-9	85.01	4.58	9.11	0.10	0.10	-	-	1.10	-	-	100
G3-12	83.07	6.40	8.33	2.00	0.20	-	-	-	-	-	100
G2-7	71.92	5.00	23.08	-	-	-	-	-	-	-	100
G2-8	84.36	5.40	9.54	0.60	0.10	-	-	-	-	-	100
Ortalama	69.99	9.85	17.86	1.36	0.59	1.60	0.36	0.37	0.37	0.46	
St. Sapma	18.35	6.94	19.12	1.05	0.94	1.92	0.42	0.48	0.06	0.43	
Maksimum	91.30	35.10	80.20	4.88	3.00	6.29	1.20	1.20	0.42	1.20	
Minimum	10.00	1.67	3.20	0.10	0.00	0.10	0.01	0.01	0.30	0.10	

Sfalerit modal olarak cevher minerallerinde %10-91 arasında değişmekte ve cevherin ortalama %70'ini oluşturmaktadır (Tablo 4). Tane boyutu cevherin alt kodlarında küçülür. Ender olarak zonlanma gösteren sfaleritlerde, demirce zengin bölgeler kırmızımsı koyu kahverengi, demirce fakir olan bölgeler ise sarımsı kahverengi iç yansıma gösterirler. Genel olarak Midi Maden yatağındaki sfaleritlerin iç yansımasının; kahverengi veya çok koyu kahve renginde olması, onların demirce zengin olduklarını gösterir (Ramdohr, 1984). Sfaleritin; Pirit tetraedrit, arsenopirit ve az miktarda enarjit tarafından ornatıldığı gözlenir (Şekil 69a, b ve e). Galen, sfalerit içinde hem kapanım halinde, hem onu ornatmış ve hem de eş yaşı olarak bulunur (Şekil 69c,d ve f). Yer yer de galen safaleritin etrafını konsantrik halkalar şeklinde sararak ornatmıştır (Şekil 69f). Sfalerit taneleri, sınırları boyunca oksitlenerek ikincil minerallere (Zinkit ?) dönüşmüştür (Şekil 69e). Kalkopirit ve pirotin sfalerit içinde kapanım yada ayrılım halinde gözlenir.

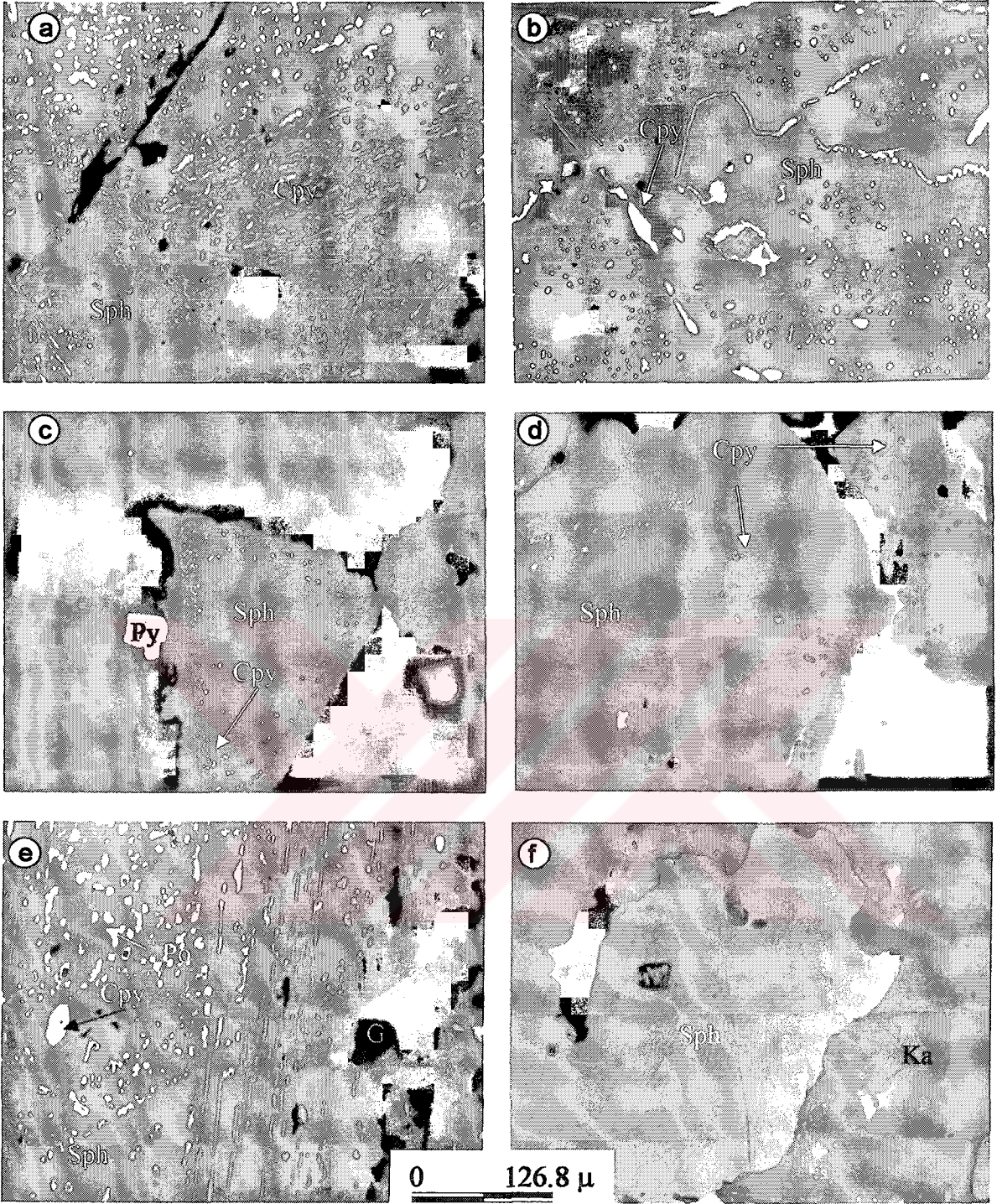
Sfaleritin en belirgin özelliği; bol kalkopirit ve pirotin ayrılımları içermesidir (benekli doku). Zaman zaman bu ayrılımlar hacim olarak mineralin %15-20'ini oluşturur. Çoğu zaman mineralin her yerinde gelişmiş güzel dağılmış kümeler şeklinde gözlenen, zaman zaman ise sadece kenar kısımlarında yoğunlaşan ayrılımlar (Şekil 70a ve b) çeşitli şekiller oluştururlar. Kristalin iç kesimleri ayrılım içermezken, kenar kısımlarında ayrılım kümeleri watermelon (karpuz) dokusu oluşturmuştur (Barton ve Bethke, 1987; Şekil 70c ve d).



Şekil 68. Boşluğa doğru büyümüş sfalerit ve kuvars kristalleri; a), Sfalerit, kuvars ve galenin, b) özşekilli sfalerit ve galen kristallerinin yakından görünüşleri



Şekil 69. Midi Maden yatağında sfalerit ile diğer mineraller arasındaki dokusal ilişkiler; a) Tetraedritin sfaleriti ornatması, b) Arsenopiritin sfaleriti ornatması ve arsenopirit içindeki sfalerit kapanımları, c) Sfalerit ile galenin beraber büyümesi ve safalerit içindeki kalkopirit kapanımlarının galenin sınırına toplanması, d) Sfaleritin galeni ornatması, e) Sfaleritin Enarjit-luzonit tarafından ornatılması ve kenarları boyunca sfaleritin oksitlenmesi, f) Sfaleritin galen tarafından kenarları boyunca ornatılması ve konsantrik büyümesi (Sph: Sfalerit, Gl: galen, Cpy: kalkopirit, Apy: Arsenopirit, Td: tetraedrit, Q: kuvars, Zi: çinko oksit, G: gang)



Şekil 70. Sfalerit içindeki kalkopirit ayrılmalarının oluşturduğu dokular; a, b) çok farklı yönlerde bulut kümesi dokusu, c,d) kristal sınırları boyunca toplanma “karpuz” dokusu, e) kristalografik doğrultular boyunca yönlenme, zincir dokusu, f) gang içerisinde kalkopirit ayrılımı içermeyen sfalerit (Sph: Sfalerit, Cpy: kalkopirit, Ka: kalsit, G: gang).

Bir diğer ayrılım dokusu ise kristalografik doğrultular boyunca boncuk tanesi şeklinde veya zincir şeklinde (zincir dokusu) dizilme ile ortaya çıkmıştır (Şekil 70b ve e). Latalar

şeklinde yönlenmiş kalkopirit ayrılmaları, sıcaklık ve basıncın etkisiyle bir araya toplanmış ya da kristal dilinimleri boyunca birbirine bağlanarak sfalerit içinde yalancı damarcıklar şeklinde yönlenmişlerdir (Şekil 70e). İkincil deformasyonun etkisiyle yer yer eğrilmiş ve bükülmüşlerdir. Genel olarak sadece gangla çevrelenmiş safaleritlerde ise kalkopirit ayrılmaları oldukça azalmaktadır (Şekil 70f).

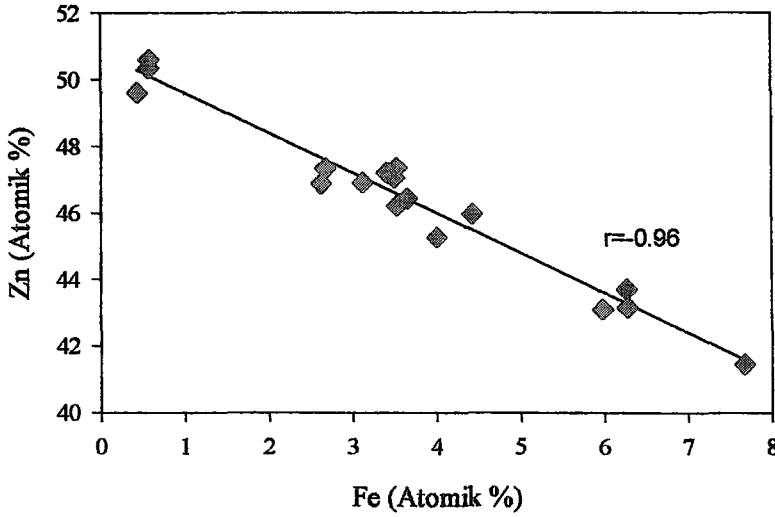
Barton ve Bethke (1987)'ye göre, karpuz ve zincir dokusu yapılarının, zonlanma gösteren (sektörel zonlanma) sfaleritlerde özellikle demirce zengin zonlarda gelişen, demirce daha fakir kısımlarda hemen hemen hiç bulunmayan ve bakırın önemli rol oynadığı kalkopirit ayrılmaları olduğunu belirtmişlerdir.

Sfaleritlerin kimyasal bileşimini belirlemek amacıyla mikrokimyasal yöntemlerle Zn, Ga, As, Fe, Cu, Bi, Cd, Mn, Au ve Ag için dört farklı kesitten toplam 18 nokta analiz yapılmış (Ek Tablo 3), bu analizlerin temel istatistikleri Tablo 5'de verilmiştir. Sfaleritler önemli miktarlarda Fe, Cd, Mn, ve Bi içermektedirler. Analizlerde tespit edilen elementler arasında en iyi korelasyon (-0,96) Zn ile Fe arasında olduğu görülmektedir (Şekil 71). Fe ile Zn arasındaki yüksek negatif korelasyon, sıcaklığın fonksiyonu olarak Fe'in Zn'nun yerini aldığını ve bu elementlerin jeotermometre olarak kullanılabileceğini gösterir (Scott ve Barnes, 1971; Browne ve Lowering, 1973). Sfalerit Fe bakımından oldukça zengindir. Fe'in mol %'si ortalama %7.23 olmasına rağmen 15.38'e kadar çıktığı görülür. Fe mol yüzdesinin en az olduğu noktalar (%0.86) ise daha çok kapanımca nispeten fakir kesimlerden yapılan analizlerdir. Sfaleritlerin Bi içeriği %1'in üzerine çıkmasına rağmen, ortalama %0.39 civarındadır.

Tablo 5. Sfaleritler'in mikrokimyasal analiz sonuçlarına ait temel istatistik parametreler

	Element (% Ağ.)											
	Zn	Ga	As	Fe	Cu	Bi	Cd	Mn	Au	S	Ag	%FeS
Ortalama	62.60	0.11	0.0004	4.21	0.05	0.39	0.39	0.21	0.00	32.65	0.02	7.23
Medyan	62.98	0.06	0.0000	4.00	0.03	0.27	0.39	0.21	0.00	32.62	0.01	6.84
Std.Sapma	3.30	0.12	0.0011	2.30	0.07	0.38	0.10	0.18	0.00	0.42	0.03	4.00
Minimum	55.58	0.00	0.0000	0.49	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	31.95	0.00	0.86
Maksimum	68.19	0.32	0.0040	8.79	0.25	1.06	0.54	0.71	0.00	33.48	0.11	15.38
Nokta sayısı	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18

Not: % FeS hesabı, Zn, Fe, Cu, Bi, Cd, Mn ve Ag elementlerinin mol %'lerine göre yapılmıştır.



Şekil 71. Sfaleritlerde Zn ile Fe (atomik %) arasındaki iyon değişimini gösterir negatif korelasyon.

Analizi yapılan sfaleritler, genel olarak kalkopirit kaparımlarını içerirler. Yapılan analizlerin bazılarında Cu ve Fe değerleri oldukça yüksek çıkmıştır. TG2-43-5 örneğinde Cu %25.77 olarak ölçülmüştür. bakırın değerinin yüksek olduğu noktalarda Fe miktarı da artmaktadır (Ek Tablo 3). Sfaleritlerin içermiş oldukları kalkopirit ayrılmaları; gelişigüzel dağılmış veya kristalografik yönelmeler şeklinde dizilmişlerdir. Bu tür yapılar, soğuyan cevher minerali içerisinde eksolusyon yapıları olarak tartışılmaktadır. Önceki çalışmacılar, CuS'in sfalerit içerisindeki çözünürlüğünün oldukça düşük olduğunu, kalkopiritin sfalerit içerisinde 400 °C'nin altında yeterli miktarda çözünmüş olarak bulunamayacağını ileri sürmektedirler (Barton ve Bethke, 1987). Yüksek sıcaklıklarda bakırın kristal kimyasal özellikleri çinkoya yaklaştığından, önemli ölçüde bakır ve demir, çinkonun yerini alır. Soğumanın etkisiyle sfalerit oluşur; bakır ise sfaleritin kristal kafesinde duraylı kalamaz, dışarı atılır ve kalkopirit ayrılmalarını (kusmalarını) oluşturur (Gilbert ve Park, 1985). Barton ve Bethke (1987) sfaleritlerdeki kalkopirit ayrılmalarının oluşabilmesi için, Fe içeren sfaleritlerin daha sonra bakırca zengin sıvılarca ornatılması gerektiğini, Bortnikov vd. (1991) ise, kalkopirit ayrılmaları için, sfaleritin kalkopiritle birlikte çökmesi gerektiğini ve daha sonra başka sfaleritler tarafından ornatılması sonucu oluşabileceklerini tartışmışlardır.

3.3.2.2. Pirit

İnceleme alanındaki cevherleşmelerde sfaleritten sonra en yaygın sülfürlü mineral pirittir. Modal mineralojik bileşim olarak %3.2-80.2 arasında değişmekte ve ortalama %17.86 oranında bulunmaktadır. En yüksek miktarlara Köstürelilik Cevherleşmesi'nin KTG3 galeri seviyesinde (Şekil 51) piritik zonda ulaşmakta ve yatağın her kesiminde değişik oranlarda gözlenmektedir. Cevherleşmenin ilk oluşan minerallerinden biridir ve mineral oluşum evrelerinin hemen hemen her aşamasında oluştuğu görülmüştür. Markasit ise son cevherleşme evresinde ortaya çıkar ve ortalama % 0.36 oranında bir bolluğa ulaşır. Makroskopik olarak pirit, iri özşekilli ve ince yarı özşekilli ve şekilsiz taneler şeklinde 1-1.5 cm boyutuna kadar ulaşmaktadır.

Pirit, bol kırık ve çatlaklıdır. Zaman zaman elek dokusu gösteren piritler, parlak kesitlerde öz şekilli, yarı özşekilli ve şekilsiz olarak bulunurlar. Yatakta tespit edilen ana metalik minerallerin bir çoğu ile dokanak halinde, ornatım veya kapanım şeklinde ilişkisi mevcuttur. Pirit, manyetit, pirotin, sfalerit ve kalkopirit kapanımları içermektedir. Ayrıca, piritin çatlakları boyunca çubuk şeklinde hematit lataları izlenmektedir. Bunun yanında pirit, daha sonraki fazlarda oluşan galen, sfalerit, arsenopirit içinde kapanım halinde ve bu mineraller tarafında ornatılmış olarak gözlenir.

Midi Maden sahasındaki cevherleşmelerde yaygın olan piritlerin mikrokimyasal analizleri Ek Tablo 3'de verilmiştir. Önemli miktarlarda iz element içeren piritlerde Ni miktarı % 0.04-0.12, Co % 0.11-0.28, Bi % 0.26-1.40 ve As % 0.12-1.70 arasında değişmektedir. Piritlerin Co/Ni oranı, maden yataklarında hidrotermal ve sedimanter köken ayırımında kullanılan önemli kriterlerden biridir ve hidrotermal piritlerin Co/Ni oranı daima 1'den büyüktür (Bajwah vd., 1987). Analizi yapılan piritlerin Co/Ni oranı, 1.88-5.11 arasında değişmektedir. Bu da incelenen piritlerin hidrotermal kökenli olduğunu gösterir. Genel olarak Köstürelilik cevherleşmesindeki piritler ortalama % 0.70 Bi içerirken Maden Dere cevherleşmesindeki piritlerin Bi içeriği daha düşüktür (ortalama % 0.49). Buna karşın Maden Dere cevherindeki piritlerin As içerikleri daha yüksektir (Ek Tablo 3). Güleç ve Erler (1983), piritlerin iz element içeriklerini tespit etmek için yaptıkları çalışmalarda, Ti ve As içeriğinin, sıcaklığın artmasıyla ters orantılı olduğunu tespit etmişlerdir. Dolayısıyla, Maden Dere cevherindeki piritlerin As içeriklerinin yüksek olması, bu yatağın Köstürelilik yatağına göre, nispeten sıcaklık kaynağına daha uzakta yerleştiği şeklinde yorumlanabilir.

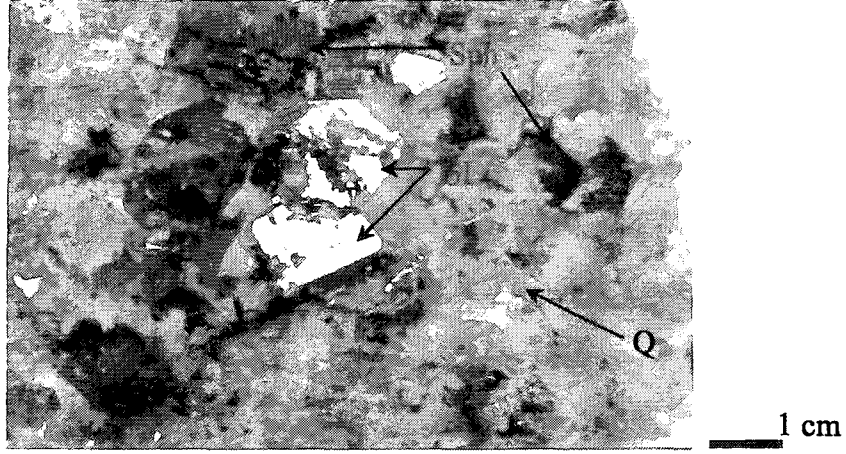
3.3.2.3. Galen

Galen, cevherleşmelerde sfalerit ve piritten sonra en yaygın cevher mineralidir. Modal olarak %1.67-35.10 aralığında değişen galen, tüm yatakta metalik minerallerin ortalama % 9.85'ini oluşturmaktadır. Boşluklarda sfalerit, galen ve piritte birlikte bulunur ve yer yer 0.5-1 cm'ye kadar ulaşan kristalleri gözlenir (Şekil 72). Genelde cevherleşmelerin üst kesimlerine doğru galen miktarı artar.

Grimsi beyaz yansıma rengiyle kolaylıkla tanınabilen galenin, öz şekilli minerallerinde gelişen üçgen yapıları (Şekil 73a ve b) karakteristiktir (Ramdohr, 1984). Özşekli ve şekilsiz olarak gözlenen galenin mineral boyutları; 100-200 mikrondan bir kaç milimetreye kadar değişmektedir. Pirit ve sfaleritle çoğunlukla düzgün sınırlar oluşturan galen (Şekil 73a, b ve c), genel olarak cevherleşmenin ikinci ve üçüncü evresinde kristallenmiştir. Pirit ve sfaleritle iç içe büyümesi, onlarla eş yaşı olarak ta geliştiğini gösterir. Pirit ve sfalerit içinde küçük kristaller şeklinde kapanım olarak izlenen galen (Şekil 73c, 74a), safalerit etrafında konsantrik halkalar şeklinde ve onu ornatmış olarakta izlenir (Şekil 69f). Galen içerisinde özşekli pirit (Şekil 74b) ve kalkopirit ayrılımları içeren sfalerit, kapanım halindedir (Şekil 74a). Ayrıca morumsu mavi renkli elips yada yuvarlağımsı, düzgün kenarlı fahlerz ayrılımları (Şekil 74c), kalkopirit ve pirotin kapanımları galenle birlikte en sık rastlanan minerallerdir (Şekil 73c, d, e ve f). Galen madenin yüzeye yakın kesimlerinde kenar, dilinim ve çatlak yüzeyleri boyunca oksinlenmiş ve yer yer serusit ve anglezite dönüşmüştür (Şekil 74d).

Galen içindeki sfalerit kapanımlarının içinde ve bu kapanımlarla onları çevreleyen galenin sınırları boyunca kalkopirit ayrılımları tespit edilmiştir (Şekil 74a). Özellikle galen içinde kapanlanmış sfaleritlerin, sınırından içeriye doğru halka şeklinde kalkopirit ayrılımları bakımından fakir bir zon gelişmiştir. Galen ile kapanım halindeki safaleritin sınırı boyunca toplanmış, galenin yerleşimi esnasında ortamı yeniden ısıtmasıyla sfalerit içindeki bir kısım kalkopirit ayrılımlarının, iki mineral sınırında yeniden kristallendiği şeklinde düşünülmektedir.

Galen mikrokimyasal olarak Zn, Fe, Cu, Cd, Bi Mn, Ge, Sb, Ag ve Te elementleri için analiz edilmiş ve sonuçları Ek Tablo 3'de verilmiştir. Analiz sonuçları incelendiğinde galenlerin genel olarak Bi (Ağırlıkça % 0.12-2.7), Cu (%0.03-0.18) ve Ag (%0.04-0.15) elemetlerince zengin oldukları görülür.



Şekil 72. Özşekli galen ve safalerit ile kuvars ve ankerit minerallerinin makroskopik görünümleri (Sph: sfalerit, Gl: galen, Q: kuvars)

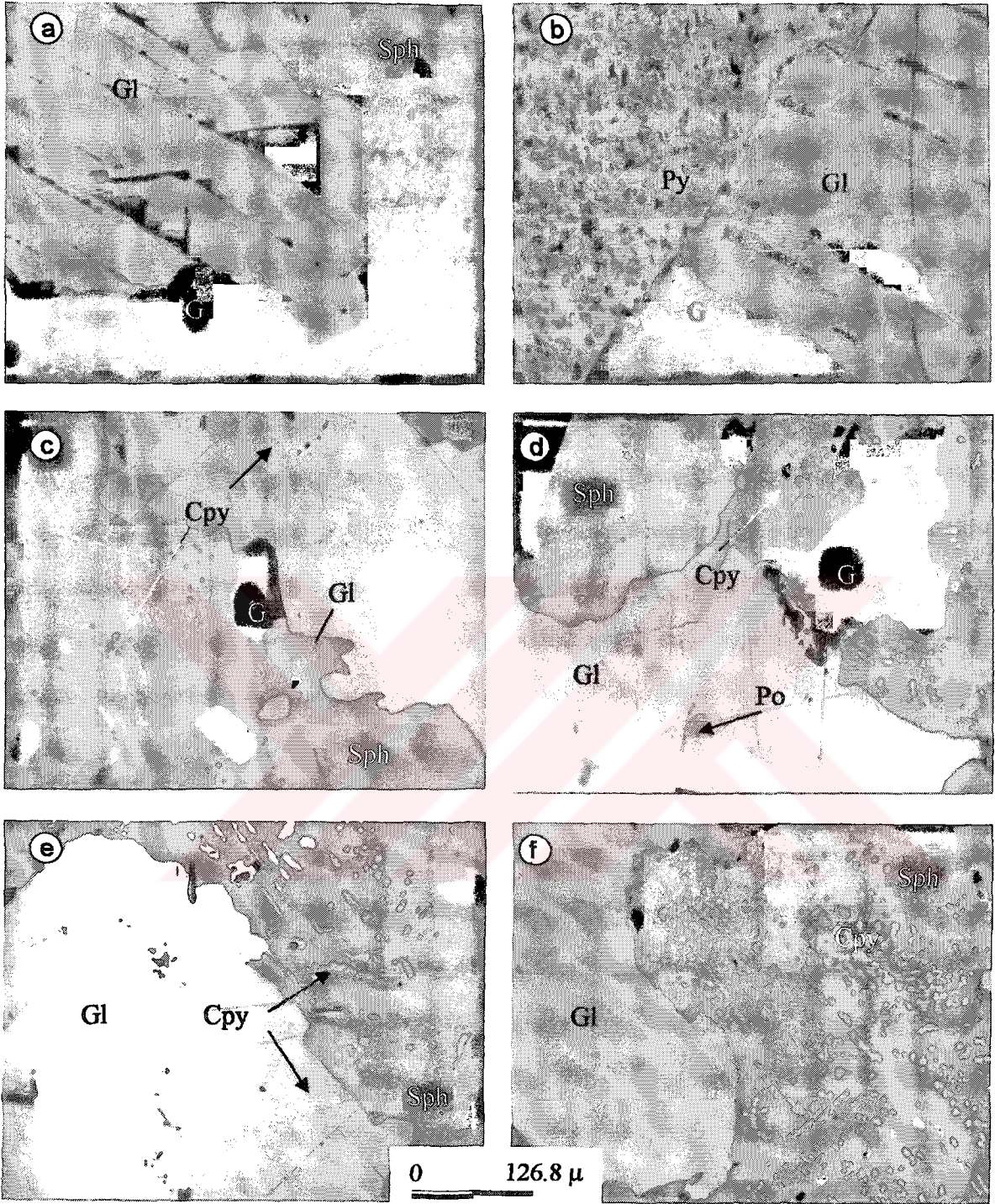
3.3.2.4. Kalkopirit

Kalkopirit, Midi cevherleşmelerinde çok yaygın bir mineral değildir. Daha çok sfalerit ve galen içerisinde kapanım ve ayrılım olarak bulunur (Şekil 70a, b, c; Şekil 73 e ve f; Şekil 75a). Bolluk derecesi tüm yatakta % 0.10-4.88 arasında değişir ve toplam cevher minerallerinin ortalama % 1.36'sını oluşturur. Cevherleşmelerin orta ve alt seviyelerinde daha yaygındır.

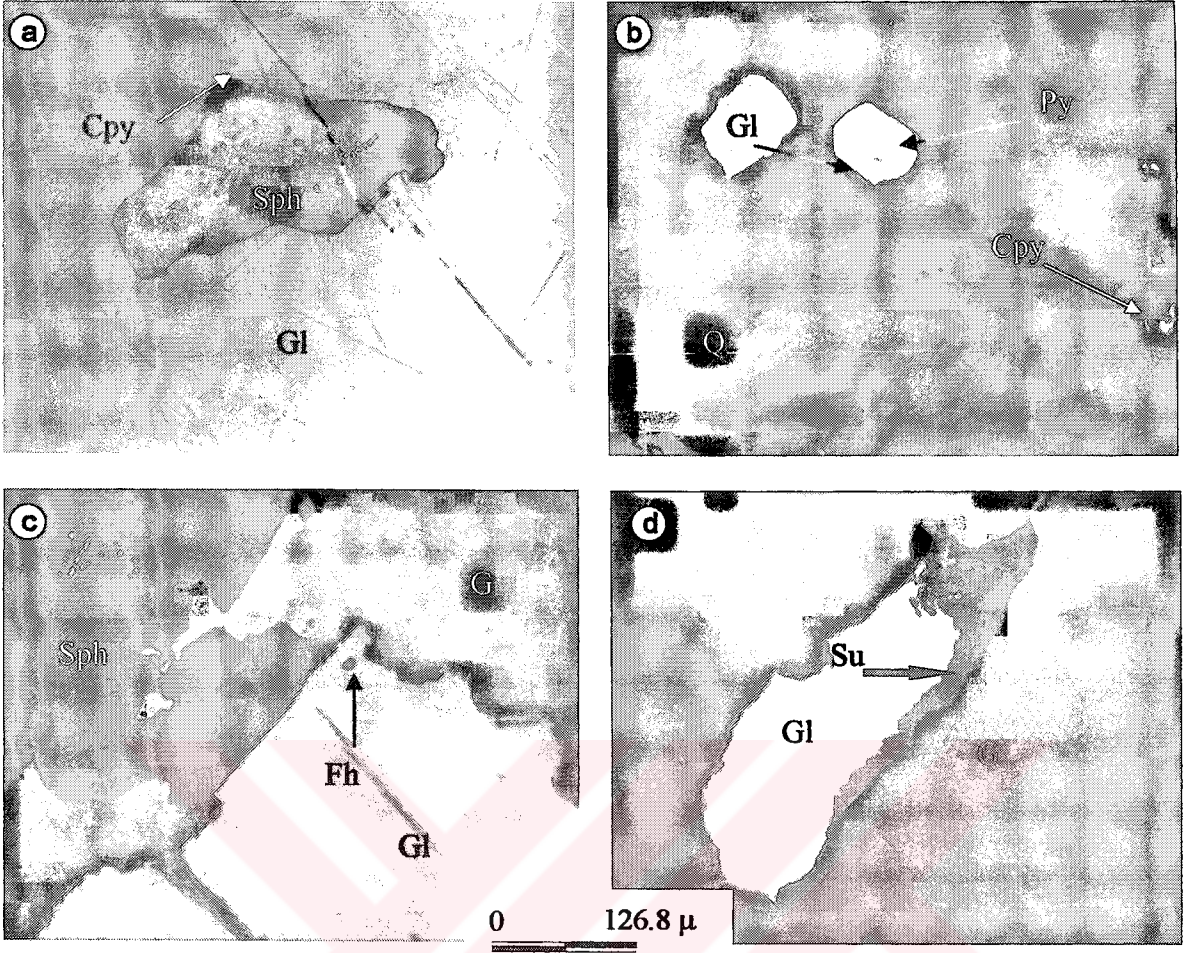
Genellikle sfalerit içinde şekilsiz, oval ve elips şeklinde; sfaleritin kristalografik zonları boyunca ise uzun latalar şeklinde izlenir. Kalkopirit; çoğu zaman sfalerit içinde pirotinle yan yana görülür (Şekil 70 e). Sfalerit içindeki ayrılımlar cevherleşmelerin alt zonlarında daha baskın olarak izlenirken, üst zonlara doğru bu oran azalmakta ve kristal boyutu 10 mikrondan birkaç yüz mikrona kadar değişmektedir. Galen, tedraedit ve enarjit tarafından ornatılan kalkopirit(Şekil 75 a ve b), az da olsa bornite dönüşmüştür.

3.3.2.5. Arsenopirit

Arsenopirit, Midi Maden yatağında genel olarak çok yaygın olmayan, fakat lokal olarak yoğunlaşmıştır (TG43). Bolluk oranı % 6.29-0.1 arasında olup, tüm cevher minerallerinin ortalama %1.6 kadarını oluşturur (Şekil 76). Makroskopik olarak boşluğa doğru büyümüş, genellikle pirit ve sfaleritle birlikte öz şekilli, yer yer 1-1.5 cm boyutunda ve ikizlenme gösteren (makro) mineralleri tespit edilmiştir.

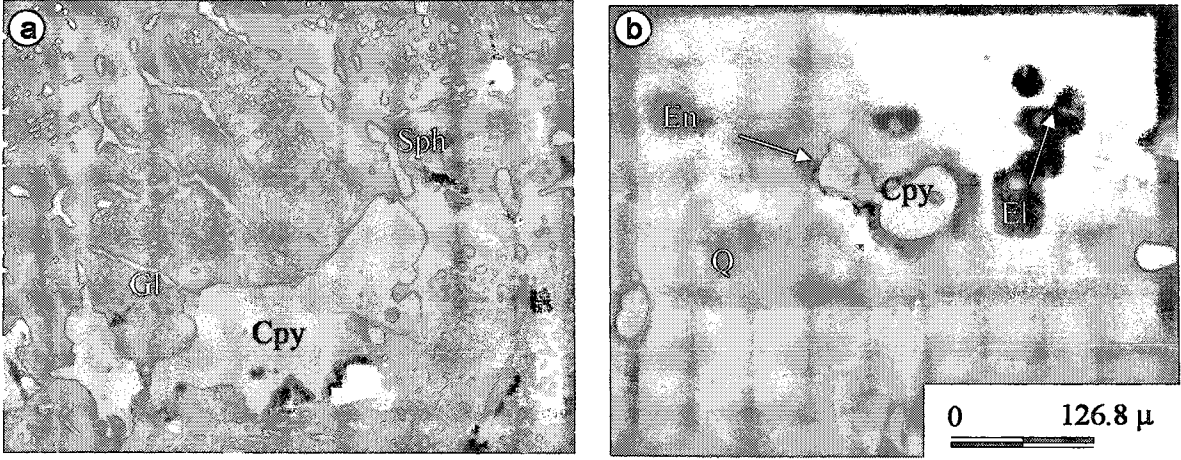


Şekil 73. Galende gelişen üçgen yapıları ve diğer minerallerle oluşturduğu dokular; a) safalerit ile eş yaşı galende gelişen üçgen yapıları, b) galen, pirit ve gangın beraber büyümesi, c) sfalerit içinde kapanım halinde ve kalkopirit ayrılımları içeren galen, d) kalkopirit ve pirotin kapanımı içeren galen, e, f) sfalerit ile birlikte büyüyen, ayrılım halinde ve sınırları boyunca kalkopirit gözlenen galen (Sph: Sfalerit, Cpy: kalkopirit, Py: pirit, Po: pirotin, Ca: kalsit, G: gang)

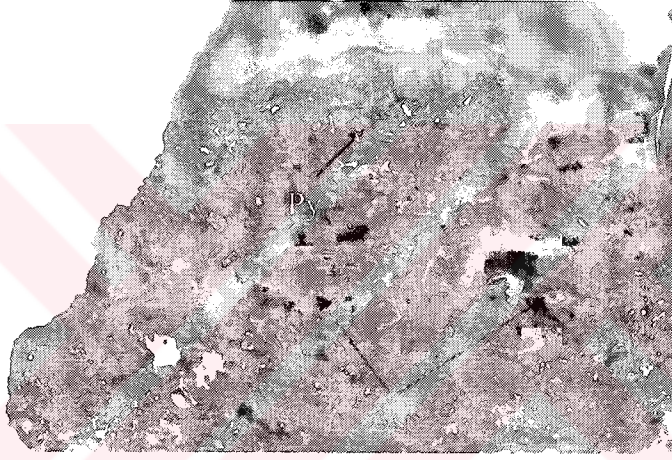


Şekil 74. Sfalerit, pirit, bizmutlu fahlerz kapanımları içeren ve kenarları boyunca serusit ve anglezite dönüşen galen; a) Galen içerisinde kapanım halinde ve sınırları boyunca kalkopirit ayrılımları toplanan sfalerit, b) Gang içerisinde özşekilli galen ve galen içindeki pirit kapanımı c) Sfaleritle eşyaşlı ve fahlerz ayrılımı içeren galen, d) kenarları boyunca serusit ve anglezite dönüşen galen (Sph: sfalerit, Gl: galen, Fh: fahlerz, Cpy: kalkopirit, Py: pirit, Su: serusit Ep: epidot, Q: kuvars, G: gang)

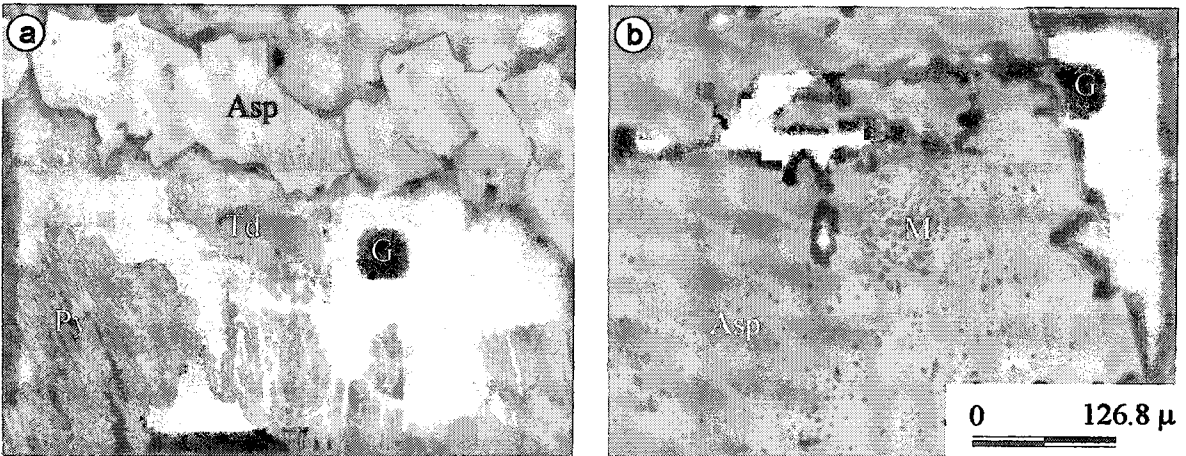
Mikroskopik incelemelerde arsenopirit daha çok sfalerit, pirit ve gang minerallerinden genellikle kuvars ve kalsitle birlikte bulunur. Özşekillidir ve ikizlenmeler gösterir (Şekil 77a). Gümüş beyazı yansıma rengi ve kuvvetli anizotropisiyle tanınan arsenopirit, genellikle pirit ve markazit kapanımları içerir ve onları ornatarak yerleşmiştir (Şekil 77b). Yer yer de piritle birlikte bulunur ve zaman zaman sfaleriti ornatarak yerleşmiştir (Şekil 69b). Arsenopirit tespit edilen kesitlerde genelde sfalerit+pirit+pirotin+galen ve sulfotuzlar (enarjit ve tedrahedrit) daima mevcuttur. Arsenopiritle birlikte aynı kırık zonlarına yerleşmiş gang minerallerinde altın ve elektrüm tanecikleri gözlenir. Genellikle yüksek



Şekil 75. Kalkopirit ve elektrümün mikroskoptaki görünüşleri; a) Sfalerit içinde kalkopirit kapanım ve ayrılımları b) Enarjit tarafından ornatılmış kalkopirit ve kuvars içerisindeki elektrüm



Şekil 76. İkizlenme gösteren arsenopirit ve piritin boşluğa doğru büyümüş öz şekilli mineralleri (Asp: arsenopirit, Py: pirit)



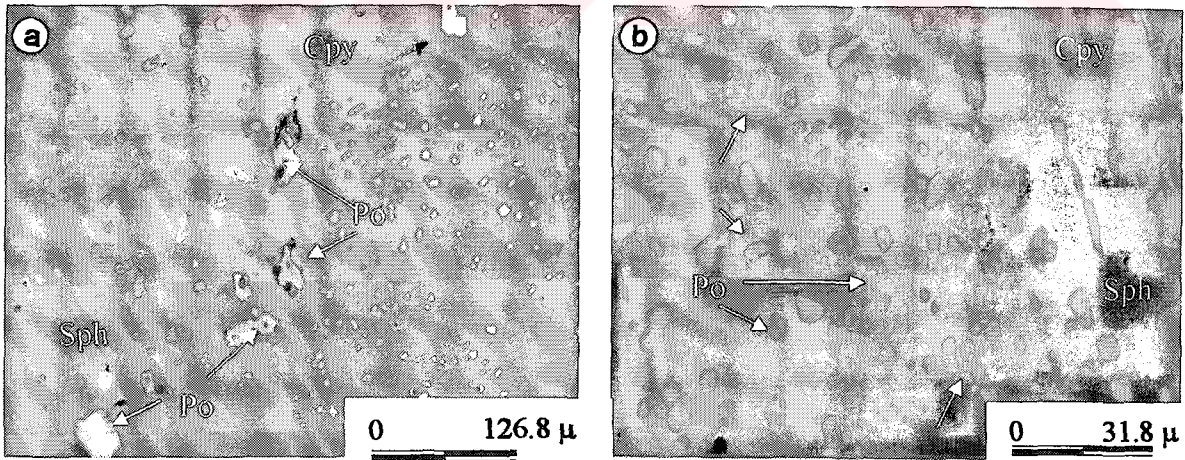
Şekil 77. Arsenopiritin mikroskoptaki görünüşleri; a) Bantlı yapı gösteren pirit, gang ve arsenopirit, b) Markasit kapanımı içeren arsenopirit (Cpy: kalkopirit, Asp: arsenopirit, Gl: galen Td: tetraedrit, En: enarjit, El: elektrüm, M: markasit, Q: kuvars)

sıcaklıkta oluşmuş hidrotermal yataklarda bulunan arsenopirit, çoğu zaman altına eşlik eden arsenik mineralidir (Craig ve Vaughan, 1981).

Arsenopirit üzerinde yapılan mikroprob analizleri, bu mineralde ağırlıkça %0.12-1.02 Co, %0.02-0.08 Ni ve %0.01-0.06 ile oldukça yüksek Au bulunduğunu gösterir (Ek Tablo 3). Arsenopirit, içermiş olduğu As miktarına bağlı olarak jeotermometre olarak kullanılabileceğinden, Au'nun ve beraberinde eşlik ettiği minerallerin oluşum sıcaklığının tespitinde oldukça önem taşır (Kretschmar ve Scott, 1976). Ana elementlerden As %41.86-43.61 arasında değişmektedir. Atomik yüzde olarak ise As, %29.95-31.48 arasındadır ve ortalama olarak %30.52 değerleri tespit edilmiştir.

3.3.2.6. Pirotin

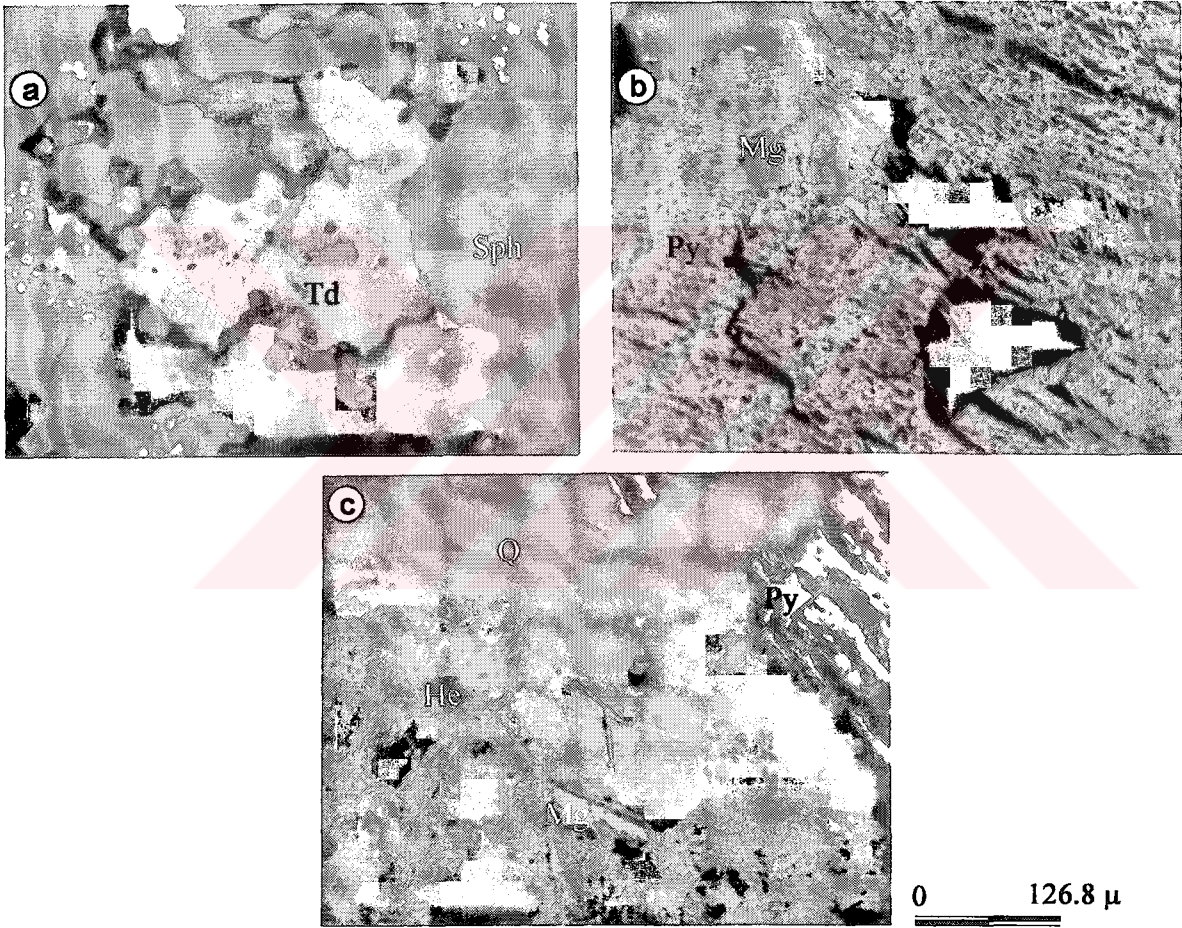
Pirotin, genellikle 15-100 mikron boyutlarındadır. Kalkopirit ile yan yana galen içinde kapanım halind, sfalerit içinde ise kapanım ve ayrılım şeklinde bulunmaktadır. Ayrılımlar mineral şekilleri oval ve elips şeklinde, kapanımlar ise düzensizdir (Şekil 78a, b). Kalkopiritten kuvvetli anizotropisinin olması, piritten ise kahvemsı sarı rengiyle ayırt edilir. Köstürelilik cevherleşmesinde daha çok gözlenen pirotin, cevher minerallerinin ortalama % 0.59'unu oluşturmaktadır.



Şekil 78. Sfalerit içerisindeki Pirotin ve kalkopirit ayrılımları (Sph: sfalerit, Po: pirotin, Cpy: kalkopirit)

3.3.2.7. Tetraedrit

Çok yaygın olmayan bir diğer mineraldir ve tüm cevher minerallerinin ortalama % 0.37'sini oluşturur. Tetraedrit genellikle şekilsiz taneler veya tane yığılımları şeklinde kalkopirit ile sfaleritin içerisinde ve bunların kenar kısımlarında bulunur. Ayrıca sfaleritin içerisinde ayrılımlar halinde ve kalkopiriti ornatmış olarak izlenmektedir (Şekil 69a, 79a). Yeşilimsi-gri tonlarda iç yansımasıyla tanınan tetraedritin birlikte bulunduğu mineraller galen, sfalerit, kalkopirit, pirit ve enarjittir.



Şekil 79. Tetraedrit, manyetit ve hematitin cevher mikroskobundaki görünüşleri; a) Sfaleriti ornatarak yerleşen ve sfalerit kapanımları içeren tetraedrit, b) Pirit tarafından ornatılan manyetit ve ışınal büyüme gösteren hematit, c) Oksitlenmiş manyetit ve kuvars içinde hematit (Sph: sfalerit, Td: tetraedrit, Py: pirit, Mg: manyetit, Hm: hematit, Q: kuvars)

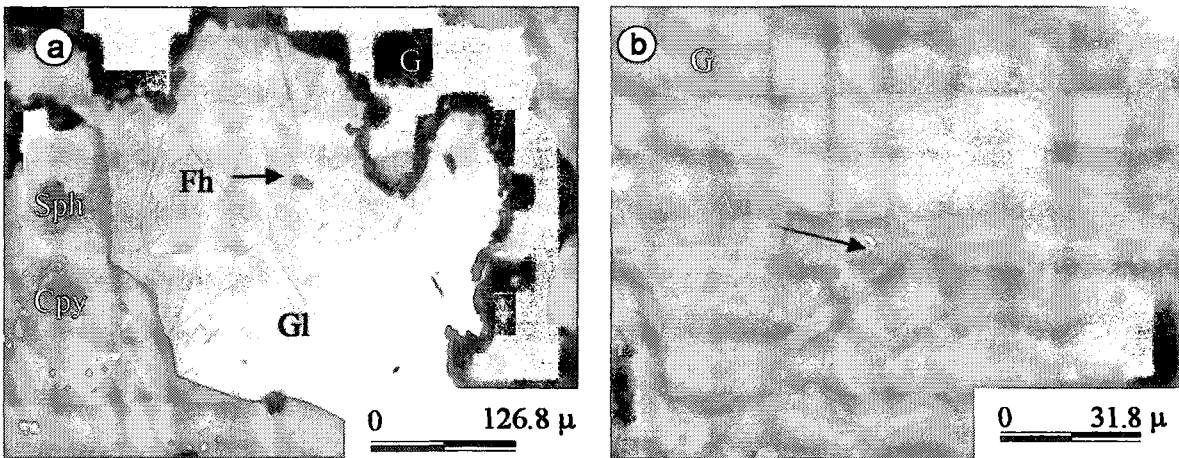
3.3.2.8. Diğer Mineraller (altın, elektrüm, enarjit-luzonit, bornit, serüzit ve simitzonit)

Manyetit: Bölgede cevherleşmelerde ender görülen bir mineraldir. Sadece birkaç kesitte gözlenen manyetit, genelde pirit ve sfalerit içinde kapanım halindedir, hematit ise deforme olmuş piritin çatlaklarında ve genelde kuvars ve epidot iğneleriyle birlikte ince uzun ışınal bir doku oluşturması ve kırmızı iç yansımalarıyla kolaylıkla ayırt edilmektedir (Şekil 79b ve c).

Enarjit-Luzonit: Yaygın olmayan bir diğer mineraldir. Yeşilimsi mavi-morumsu yansıma rengi, hafif sarımsı gri tonlarda kuvvetli anizotropisi ve ikizlenmesiyle tetraedritten ayrılır. Genelde sfaleritin kenar zonlarında kalkopirit ve tetrahedritle birlikte bulunur (Şekil 69e ve Şekil 76b).

Altın ve Elektrüm: Genel olarak gang içerisinde kuvarsla birlikte görülen altın ve elektrüm tanecikleri çok küçük boyutludur (5-10 mikron) ve yüksek yansımalarıyla tanınırlar. Altın sarımsı renklerde, elektrüm ise gümüş oranına göre daha açık beyazımsı kuvvetli yansıma rengi verirler. Köstürelilik cevherleşmesinin KTG2 ve KTG3 galeri seviyelerinde arsenopiritin yaygın olduğu zonlarda genelde kuvars içinde tespit edilmişlerdir (76b, 80b).

Bu mineraller dışında, sfalerit içindeki kalkopiritleri ornatmış fakat yaygın olarak gözlenmeyen *bornit*, sfaleritin kenarları boyunca korrode olmuş *Zn oksit* (?), yüzeyde makroskopik olarak gözlenen ve XRD analizlerinde de belirlenen *simitzonit*, daha çok üst kodlarda, galenin ayrışması sonucu oluşan *serusit* ve *anglesit* mineralleri (Şekil 74f) de yatakta tespit edilen belli başlı minerallerdir.



Şekil 80. Fahlers ayrılımı içeren galen (a) ve gang içerisinde altının (b) mikroskoptaki görünümleri (Sph: sfalerit, Gl: galen, Fh: fahlers, Au: altın, G: gang)

3.3.3. Yan kayaçlarda Görülen Hidrotermal Alterasyonlar

Kayaçlarda meydana gelen alterasyon mineralojisini ve mineral parajenezini belirlemek amacıyla yapılan petrografik incelemelerde (Bölüm 3.1), tüm kayaçların alterasyondan az veya çok etkilendiği görülür. Granit, riyoit ve bazik volkanitlerdeki feldspat ve plajiyoklaslarda serisitleşme, silisleşme, kalsitleşme epidotlaşma; mafik minerallerde ise kalsitleşme, opaklaşma, limonitleşme, kloritleşme ve epidotlaşma yaygın olarak gözlenen alterasyon mineralleridir.

Çoğu zaman alterasyon ürünleri gözlenen kayaçlarda, alterasyonun bir çok nedeni olabilir. Farklı zamanlarda bölgeye yerleşen kayaçların oluşum ortamı, tektonik geçmişleri, bölgede çeşitli zamanlarda meydana gelen volkanik aktiviteler ve yine farklı zamanlarda onları kesen derinlik ve yarı derinlik kayaçları gibi bir çok neden, bu kayaçlarda meydana gelen alterasyonun gelişiminde rol oynamış olmalıdır.

Bu gerçeklerin ışığı altında ayrıntılı çalışma gerçekleştirilen maden çevresinde, alterasyon mineralojisini ortaya koymak için 1/2000, 1/1000 ve 1/500 ölçekli ayrıntılı harita alımı sırasında, gerek arazide makroskopik incelemelerle ve gerekse belirlenmiş hatlar boyunca sistematik örnekleme yapılmış, toplam 303 (sondaj ve galeriler hariç) örnek alınmıştır. Araziden derlenen örnekler mikroskopta incelenmiş, yoğun altere zonlardan ve sondajlardan alınan örneklerde ise sistematik olarak XRD ve DTA analizi yapılarak alterasyon mineralojisi belirlenmiştir. Ayrıca, klorit, epidot ve ankerit gibi cevhere eşlik eden minerallerin mikrokimyasal analizi yapılarak, mineral kimyası ortaya konmuştur. Maden Dere damarına dik bir hat boyunca (Ek Şekil 3) alınan örneklerin kimyasal analizlerinden hareketle, MINSQ yöntemiyle alterasyon mineral yüzdesi hesaplanmış, cevhere yaklaştıkça yankayaçta meydana gelen alterasyon mineral değişimi belirlenmiştir.

İnceleme alanında yukarıda değinilen yöntemlerle yapılan çalışmalar neticesinde belirli bir alterasyon zonlanması gözlenmemiştir. Hidrotermal alterasyon arazide haritalanabilecek yaygınlıkta değildir. Ancak, ince kesit incelemeleri ve arazi gözlemleriyle Midi Maden sahasında hazırlanan 1/2000 ölçekli detay jeoloji haritasına yoğun alterasyon belirlenen bölgeler aktarılmıştır (Şekil 81). Bölgede yoğun alterasyonun fay zonlarında, genç granit ve daykların yakınlarında ve cevherin birkaç metre etrafında geliştiği gözlenmiştir. Bölgede en yaygın olan alterasyon birlikteliği epidot, kalsit, kuvars, serisit, klorit ve piritten oluşan propilitik alterasyon'dur. Zaman zaman hacim olarak riyoit ve felsik piroklastitlerde kuvars-serisit; andezit ve bazaltik piroklastitlerde ise klorit-serisit,

epidot-kuvars ve karbonatlaşma baskın hale gelse de, bu durum cevhere çok yakın bölgelerde gözlenirken geniş alanlarda yaygın değildir. Cevherli fay zonlarında yoğun killeşme, hematitleşme, limonitleşme, karbonatlaşma (ankerit, kalsit ve dolomit) epidotlaşma ve silisleşme baskın hidrotermal alterasyon ürünleridir. Midi Maden ve civarında belirlenen alterasyon mineralojisi aşağıda sırasıyla verilmiştir.

3.3.3.1. Silisleşme

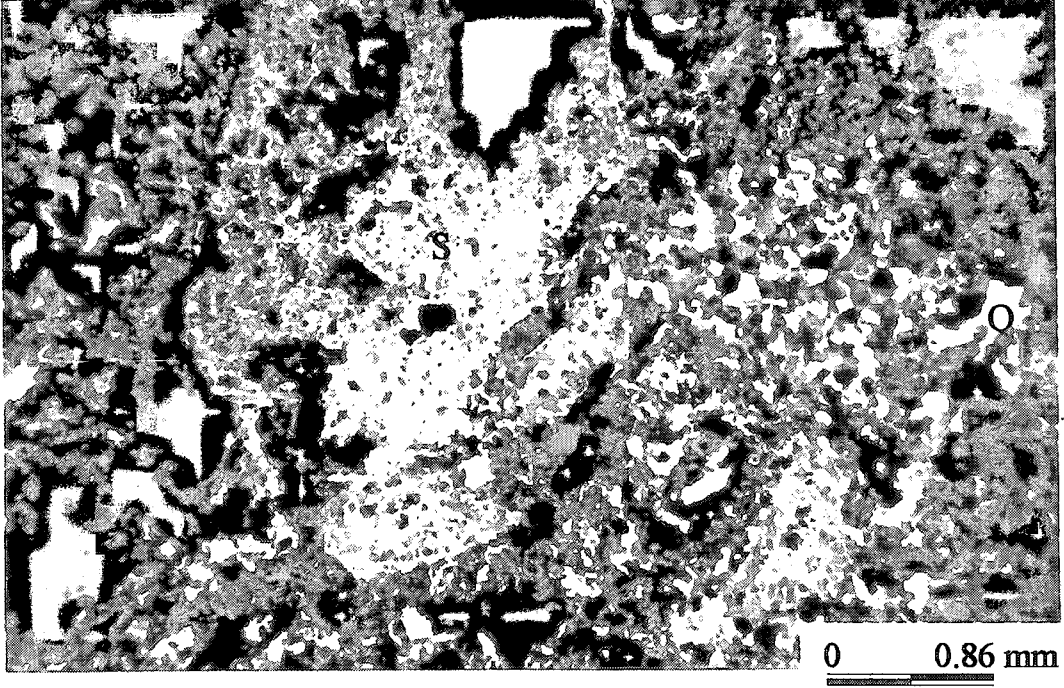
Silisleşme genel olarak ince, şekilsiz taneler şeklinde ve öz şekilli kuvars olarak yan kayaçta ve cevherle birlikte bulunur. Köstürelilik Graniti'nde, breşik riyoitlerde, felsik kristal tüflerde ve andezitik kristal-litik tüflerde çoğu zaman serisitle birlikte görülür (Şekil 81, 82). Özşekilli kristalleri, breşik riyoitlerde, Köstürelilik ve Maden Dere cevherleşmesinde boşluklara büyümüş olarak daima mevcuttur. Volkanik ve volkanoklastik kayaçlarda makroskopik olarak silisleşme sadece cevherli zonlara yakın 2-3 m civarında gözlenmiş, mikroskop incelemelerinde matriksin yerini almış ince silis damarları, kümelenmiş kuvars tanecikleri oldukça belirgindir (Şekil 83a ve b; Şekil 84a; Şekil 85a ve b) ve silisleşme, cevherden uzaklaştıkça azalmaktadır (Şekil 81). Köstürelilik Graniti ile breşlerin dokanağında silisleşmeye, epidot, kalsit ve klorit eşlik etmektedir. Ayrıca galerilerde, cevherli zona yaklaştıkça silisleşmeden dolayı breş ve özellikle kumlu tüflü seviyelerin sertleştiği ve dökülmenin azaldığı görülür. Hem Köstürelilik yatağında ve hemde Maden Dere yatağında yankayacı kesen damar veya damarcıklar şeklinde kuvars veya diğer silis mineralleri (opal, kalsedon) gözlenmemiştir. Cevherle birlikte, boşluklara büyümüş küçük kuvars kristalleri ve gang olarak kalsit, ankerit, epidot, kil ve cevher mineralleriyle birlikte bulunur (Şekil 68a ve b) ve oransal olarak Köstürelilik Cevherleşmesi'nde daima karbonat minerallerine göre daha azdır. Bu durum oldukça kolaylık sağlamış, fakat yatak içerisinde büyük çaplı çökmelere neden olmuştur.

3.3.3.2. Serizitleşme

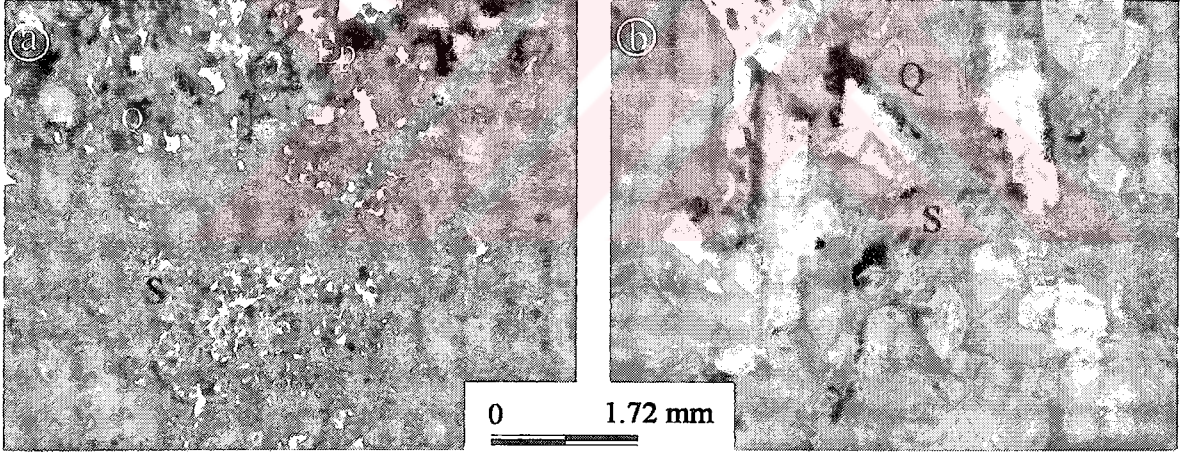
Bölgede kayaçlarda belirlenen en yaygın alterasyon türüdür. Granitlerde feldispat ve plajiyoklasların yaygın ayrışma ürünüdür. Özellikle felsik volkanik kayaçlarda plajiyoklas ve feldispatların alterasyon ürünü olarak tamamen onların yerini almıştır. Birçok kesitte



Şekil 81. Midi Maden-Çiçekyaylası Mahallesi ve civarının jeoloji ve ayrışma haritası. 1) Gümüşhane Graniti, 2) Taban konglomerası, 3) Riyolit (Riyodasit) ve piroklastları, 4) Zimonköy Formasyonu (Ammonitli tortul mercer içerir), 5) Riyolit, 6) Kırıklık Breşi, 7) Köstürelilik Graniti, 8) Bazalt daykı, 9) Formasyon ve olası formasyon sınırı, 10) Tabaka, devrik tabaka doğrultu ve eğimi, 11) Ters fay, fay, 12) Yol, 13) Piritleşme, 14) Silisleşme, 15) Serizitleşme, 16) Epidotlaşma, 17) Kloritleşme, 18) Limonitleşme, 19)



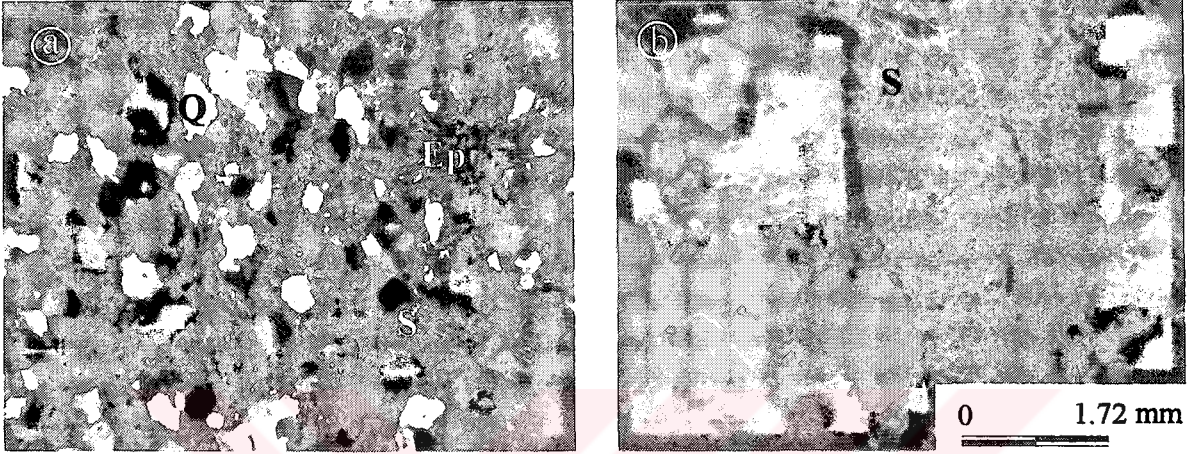
Şekil 82. Felsik litik kristal tüfte gözlenen yoğun serizitleşme ve silisleşme (S: serizit, Q: kuvars).



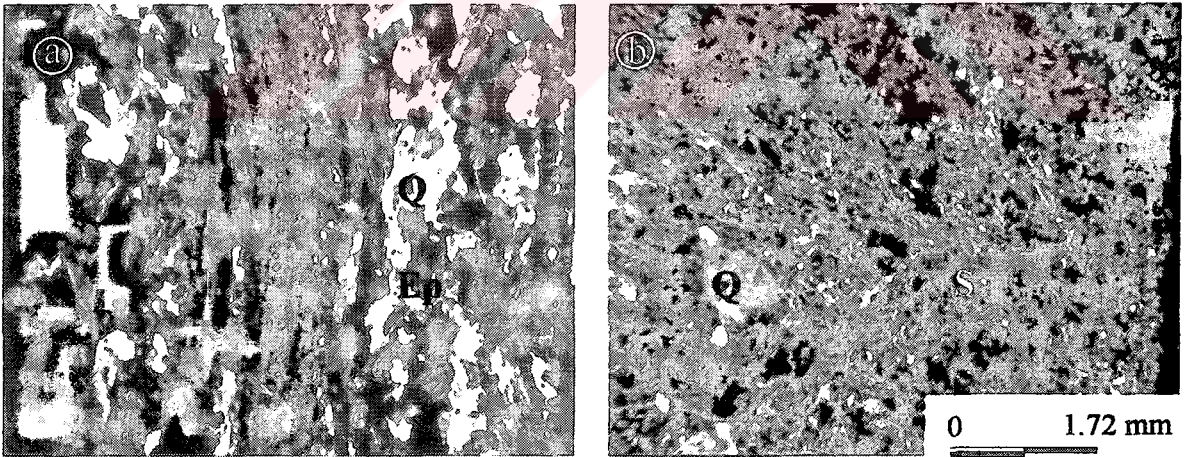
Şekil 83. Riyolit (a) ve Köstürelilik Granit'inde (b) gözlenen alterasyon mineralleri (Ep: epidot, Q: kuvars, S: serizit)

kayacı isimlendirmede zorluklar yaşanmıştır. Riyolitler yer yer kuvars ve serisitten oluşan bir mineral birlikteliğine dönüşmüş ve bu kayalarda serizit modal olarak kayacın %25-30'unu oluşturmaktadır (Şekil 84a). Bu tür tamamen ayrılmış kayalarda sülfid minerali hemen her zaman mevcuttur. Köstürelilik Graniti'nde serizitler oldukça fazla büyümüş, ikincil muskovit kümeleri oluşturmuşlardır (Şekil 84b). Serizitik alterasyon daha çok cevher ve fay zonlarında ve daykların sokulum yaptığı yankayaçlarda yoğunlaşmaktadır.

Breş çakıllarından yapılan kesitlerde daha çok riyoitik parçaların tamamen serisitleştiği, epidot ve kuvarın serizite eşlik ettiği görölür (Şekil 85a). Özellikle Köstürelilik cevher sahasında breşleri ve Maden Dere civarında volkanitleri kesen riyoitik daykların yoğun olarak serizitleştiği, plajiyoklas ve feldispatların tanınmaz hale geldiği gözlenmiştir. Cevherli zonda kalsit, epidot, kloritle ve kuvarla birliktelik oluşturur (Şekil 86a).



Şekil 84. İnceleme alanındaki riyoitik tüf (a) ve granitlerde (b) gözlenen yoğun serisitleşme (S), silisleşme (Q) ve epidotlaşma (Ep)

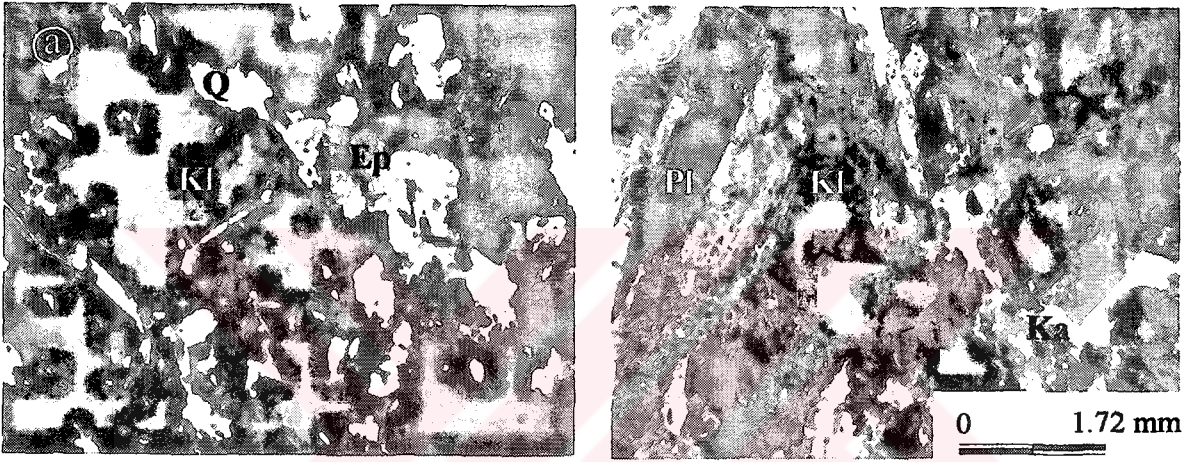


Şekil 85. Akma bantlaşması gözlenen riyoitlerde (a) ve riyoitik kristal tüflerde gelişen alterasyon mineral birliktelikleri (Q: kuvar, S: serisit, Ep: epidot)

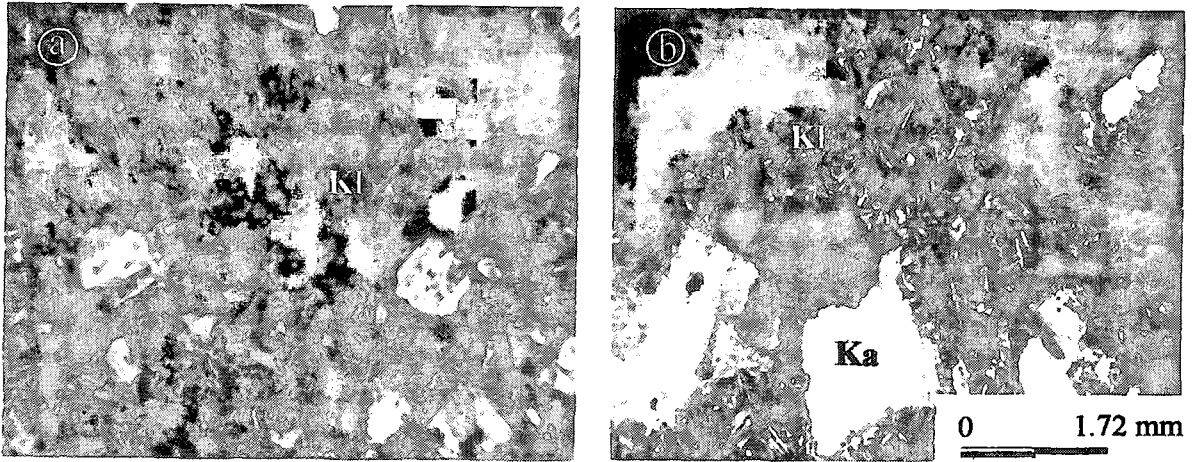
3.3.3.3. Kloritleşme

Klorit, genel olarak bazik kayalarda nadir olarak da felsik kayalarda minerallerin ve hamurun ayrışma ürünü olarak bulunur. Granitlerde amfiboller ve özellikle biyotitler

kloritleşmiş ve opaklaşmışlardır. Andezitik ve bazaltik volkanik kayalarındaki mafik minerallerin ayrışma ürünü olarak kalsit ve epidotla birlikte bulunur. Fay zonlarında, özellikle cevherli zonlarda klorite serizit, kuvars, epidot ve kalsit eşlik eder (Şekil 81, 86b). Kloritler, mafik minerallerin ayrışma ürünü, aynı zamanda hamuru ornatmış ve boşluklarda yeniden oluşmuş, 0.03-1mm boyutuna kadar büyümüşlerdir (Şekil 87a). İri ve oval şekiller oluşturan boşluk dolgusu kloritler, kısmen süperjen alterasyonun etkisiyle limonitleşmişlerdir. Breş çakıllarından, özellikle bazik olanların tamamen kloritleştiği, epidotlaştığı ve kalsitleştiği görülür (Şekil 87b).

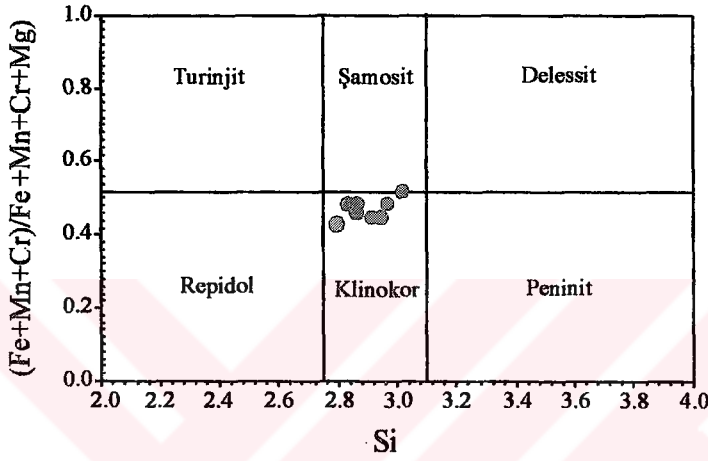


Şekil 86. Granitle Kırtıllık breşi dokanağında oluşan (a) ve diyoritlerde meydana gelen (b) hidrotermal ayrışma (Kl: klorit, Ep: epidot, Q: kuvars, Ka: kalsit, Pl: plajiyoklas)



Şekil 87. Andezit bileşimli litik kristal tuf (a) ve bazaltlarda (b) yoğun olarak gözlenen kloritleşme (Kl) ve kalsitleşme (Ka)

Maden Dere civarında epidot, klorit, kuvars ve kalsitin yaygın olduğu alterasyon zonundan cevhere yakın (D2e) ve cevherden uzak (Hd2) zonlardan alınan örneklerde yaygın olan kloritlerin mikroprob analizi yapılmıştır (Şekil 87c ve Ek Tablo 4). Melka (1965) klorit sınıflandırma diyagramına aktarılan analiz sonuçları, kloritlerin klinoklor olduğunu göstermiştir (Şekil 88a). Fe ve Mn bakımından zengin olan kloritlerde, genel olarak cevhere yakın kesimde Fe ve Mn içerikleri cevherden uzak kesimdeki kloritlere göre daha yüksektir. Fe numaraları 0.42-0.464 arasında değişmektedir (Ek Tablo 4).

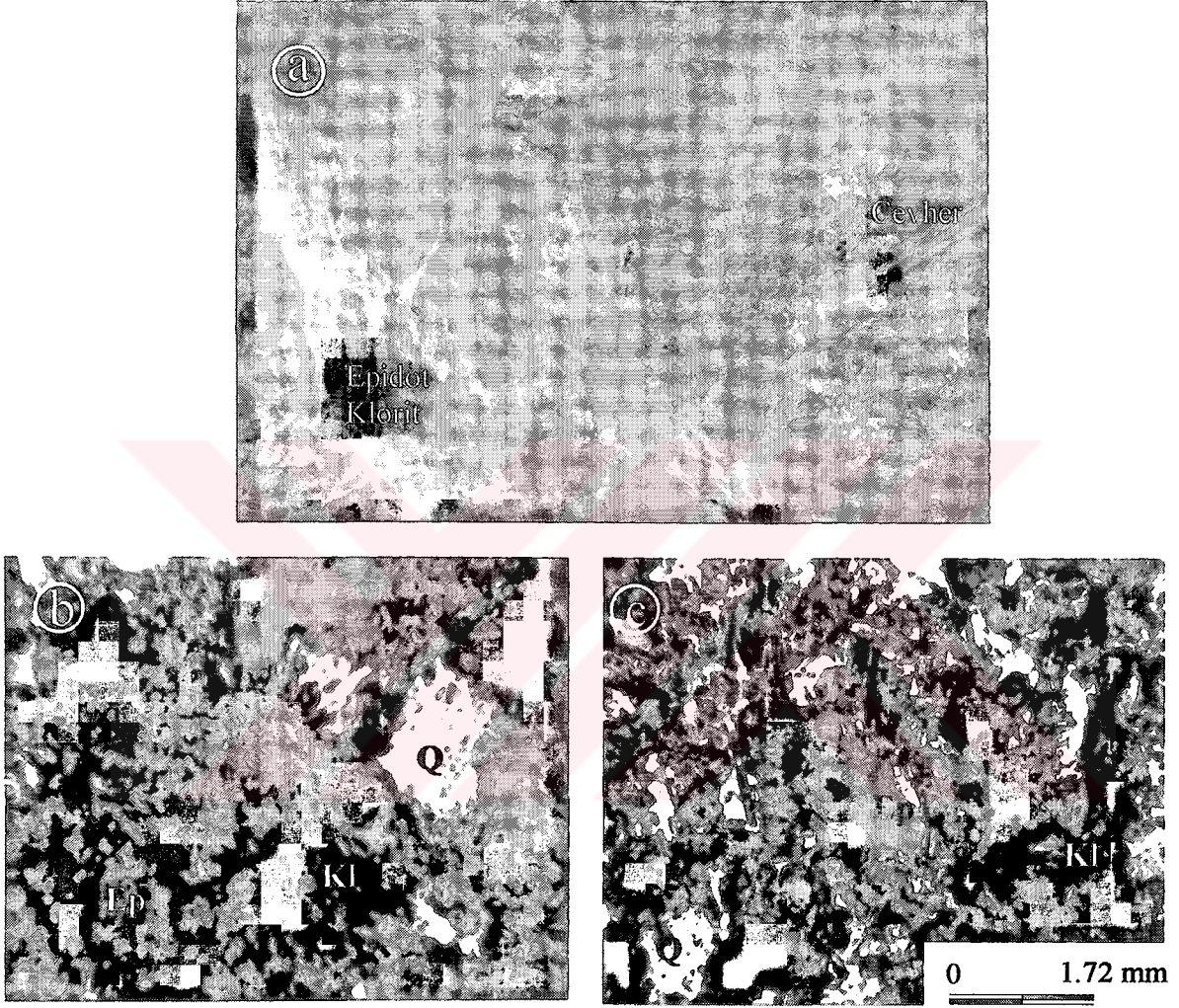


Şekil 88. Alterasyon minerallerinden kloritlerin sınıflandırma diyagramındaki yerleri (Melka, 1965)

3.3.3.4. Epidotlaşma

Epidot, Zimonköy formasyonuna ait bazik volkanitlerde matriks içinde ve plajiyoklasların ayrışma ürünü olarak oldukça yaygındır. Bölgedeki volkanik kayalar yoğun epidotlaşmaya eşlik eden kloritleşmeyle birlikte yeşilimsi renk kazanmışlardır (Şekil 57a ve b; 89a). Feslik volkanitlerde epidotlaşma pek yaygın değildir. Köstürelilik Graniti ile dokanak halindeki, Kayıf Dere boyunca yüzeyleyen riyolitik tüflerde makroskopik olarak gözlenmiştir (Şekil 81). Ancak, Maden Dere Cevherleşme sahasında, hem bazik volkanitlerde ve hemde volkanitleri kesen riyolitlerde epidotlaşma ve bununla birlikte silisleşme yoğunlaşmaktadır (Şekil 81). Epidotun, alterasyon belirlenen genç Köstürelilik Graniti-Krtılıklık breşi dokanağında (Şekil 89c), uzun latalar ve prizmatik kristalleri tespit edilmiştir (Şekil 89b). Epidot, bazik kayalarda hem plajiyoklasların ve matriksin ayrışma ürünü (Şekil 90a) ve hem de cevherli zonlarda iri prizmatik kristaller şeklinde boşluğa

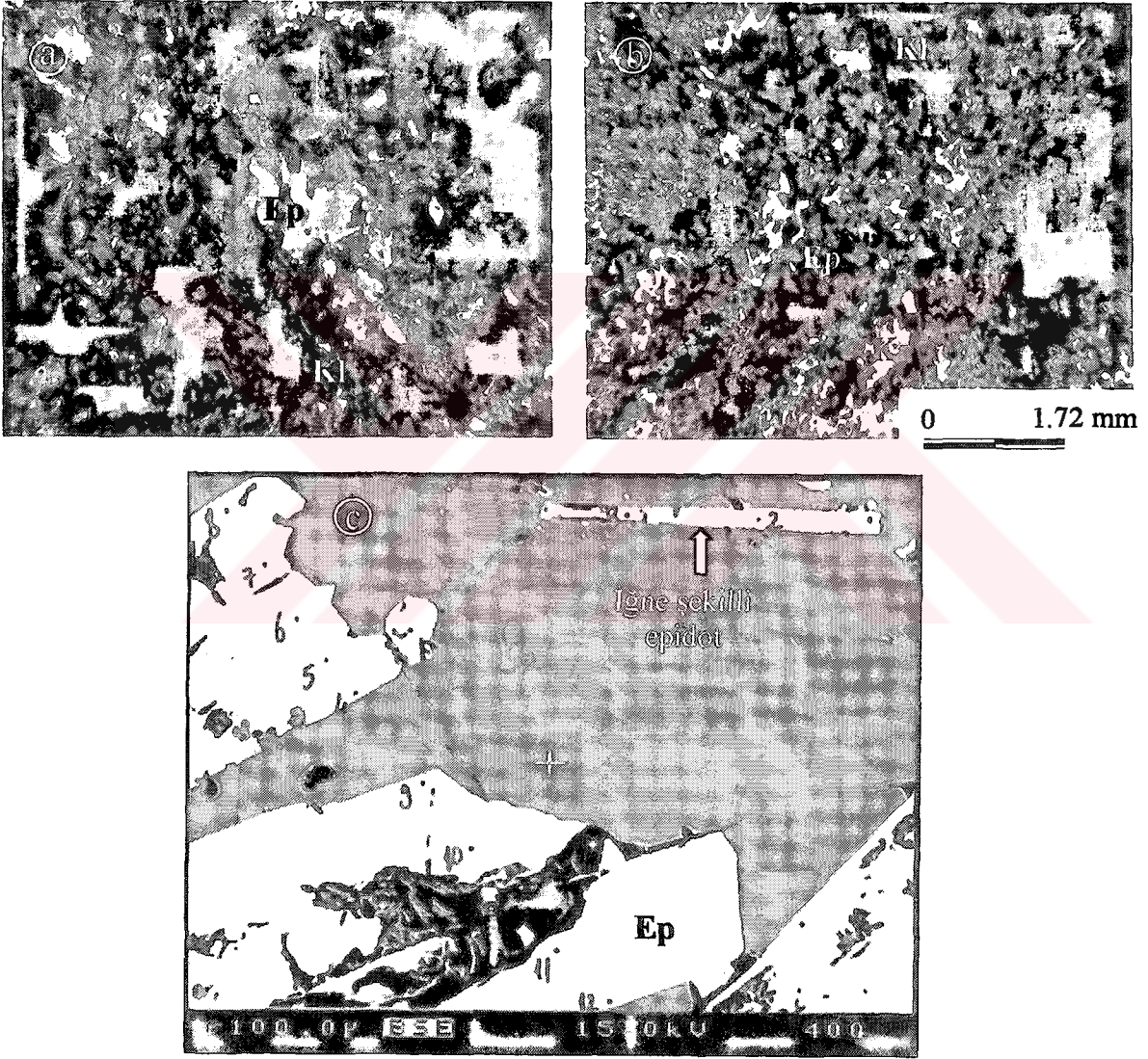
büyümüş, kuvarsla kuvars içinde iğnemsî ve lata şeklinde kristalleri belirlenmiştir (Şekil 90b). Epidotun prizmatik ve kuvarsla iç içe iğnemsî şekilde kristallenmesi, yoğun alterasyona, nispi olarak yüksek sıcaklığa ve yüksek sıvı-kayaç etkileşimini temsil eder (Santaguida, 1999).



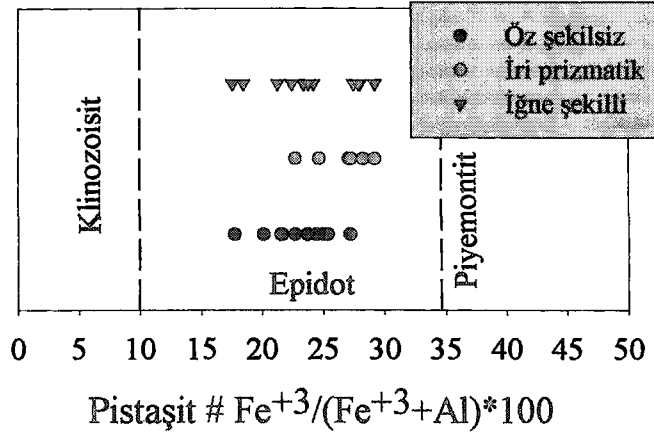
Şekil 89. Yankayaçlarda ve cevherli zonlarda gözlenen epidotlaşmanın makro ve mikro görünüşleri a) Maden Dere'de cevherleşmesine eşlik eden epidotlaşma b) Köstürelilik Graniti-Kırtıllık breşi dokanağı, c) Maden Dere cevherli fay zonunda tamamen silisleşmiş ve epidotlaşmış yan kayaç (Kl: klorit, Ep: epidot, Q: kuvars).

Maden Dere cevherleşme sahasında cevherli zondan (D2e) ve yaklaşık 30 m güneyinden (Hd2) alınan örneklerde (Ek Şekil 3) ayrışma ürünü epidotlardan mikro kimyasal analiz yapılmış (Şekil 90c ve Ek Tablo 4) piştasit numaraları hesaplanarak sınıflandırılmışlardır (Şekil 91). Minerallerin tamamının piştasit numaraları epidot alanına

düşmüştür (Ps#=10-33). Ancak, farklı özellikte kristallenen epidotların pistaşit numaraları arasında az da olsa farklılık görülmektedir. Demirce zengin olan epidotlarda Fe'in yanında ana elementlerden Al, Si ve Ca ve iz elementlerden Mn, Ti, Cr, Na, K için analiz edilmiş, Mn ve Ti elementlerince zengin epidotların varlığı dikkati çekmiştir. Genel olarak Fe ve Ti elementlerince zengin (%0.02-0.31) epidotların oluşmuş olduğu andezitik volkanik kayaların, ilmenit ya da titanit mineralleri bakımından zengin volkanik kayalar olduğu söylenebilir.



Şekil 90. a) Bazaltlarda plajiyoklasın ikincil minerallere dönüşmesi, b) Cevherli zonda, andezitik tüflerde gözlenen yoğun hidrotermel alterasyon (örnek no: Hd4), c) Kuvars içinde iğne şekilli ve şekilsiz boşluk dolgusu epidotların elektron-mikroskoptaki görünüşleri (Pl: plajiyoklas, Kl: klorit, Ep: epidot, Q: kuvars, Ka: kalsit).



Şekil 91. Epidotların pıştaşıit numaralarına (Ps#) göre sınıflandırılması (Deer vd., 1992)

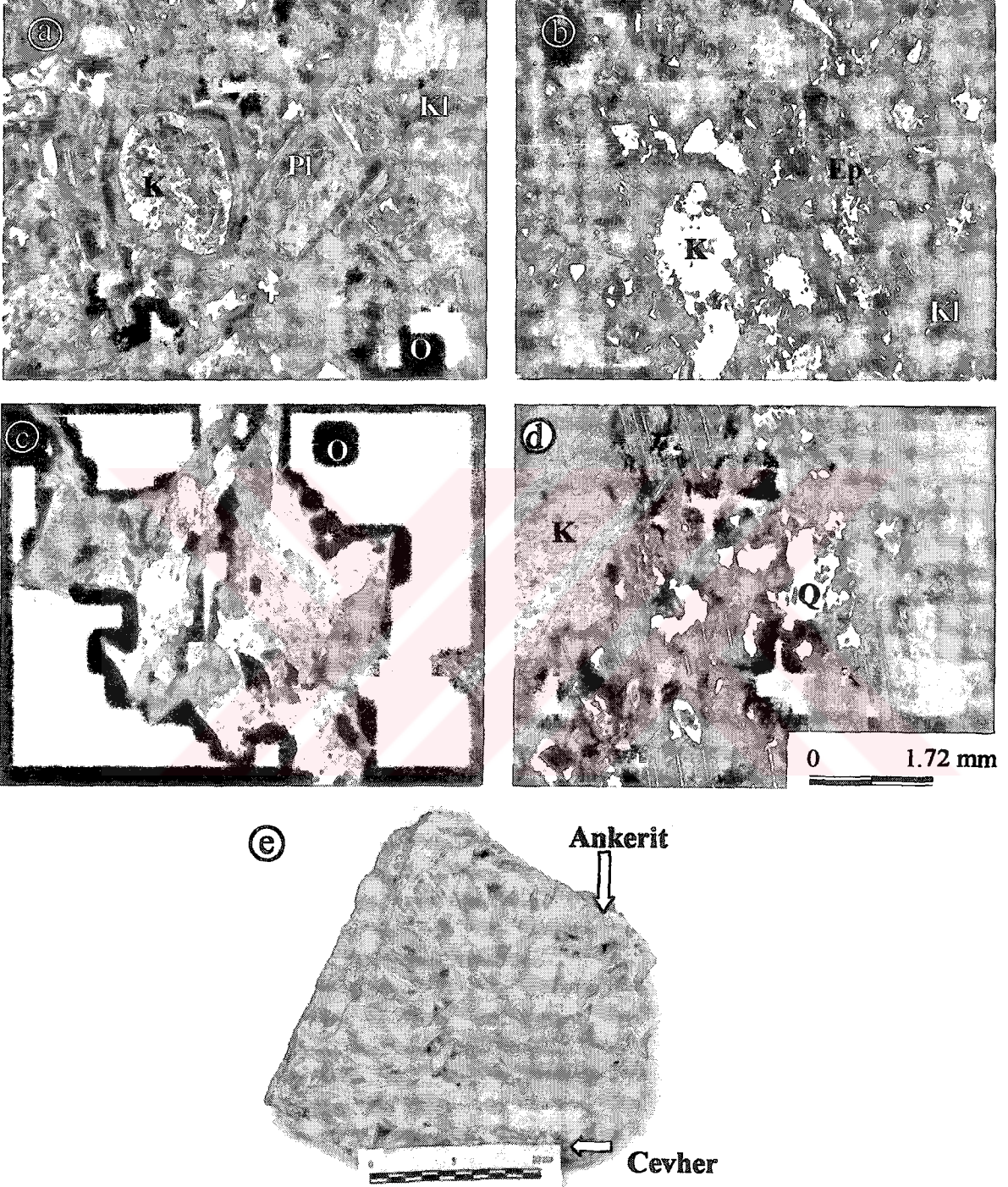
3.3.3.5. Karbonatlaşma

Karbonatlaşma ile oluşan karbonat mineralleri dolomit, ankerit (demirli dolomit) kalsit ile çok az miktarda simitzonit ($\text{Zn}(\text{CO}_3)_2$); XRD ile belirlenen Kutnahorit ($\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2$) ve rodokrozit ($\text{Mn}(\text{CO}_3)_2$) mineralleridir (Şekil 71). Ancak yaygın olan alterasyon mineralleri ise kalsitleşme ve ankeritleşmedir (Şekil 81).

Karbonatlaşma bazik volkanik kayalarda kalsik plajiyoklaslar, piroksen ve amfibollerin yaygın alterasyon ürünleri olarak gerek minerallerin yerini almış ve gerekse matriksin kalsitleşmesi şeklinde görülür (Şekil 92a ve b). Özellikle volkano-tortul kayalarda tabakalar içerisinde ve onları kesen kırık ve çatlaklar boyunca gelişen ve oldukça yaygın olan beyaz kalsit damarları hiçbir cevher minerali içermezler ve cevherden uzak bölgelerde gözlenirler. Bu nedenle bu damarlar hidrotermal alterasyon ürününden çok formasyon oluşum ürünleridirler. Bazik dayklara epidot, klorit ve yer yer silisleşme ile birlikte kalsitleşme de eşlik eder.

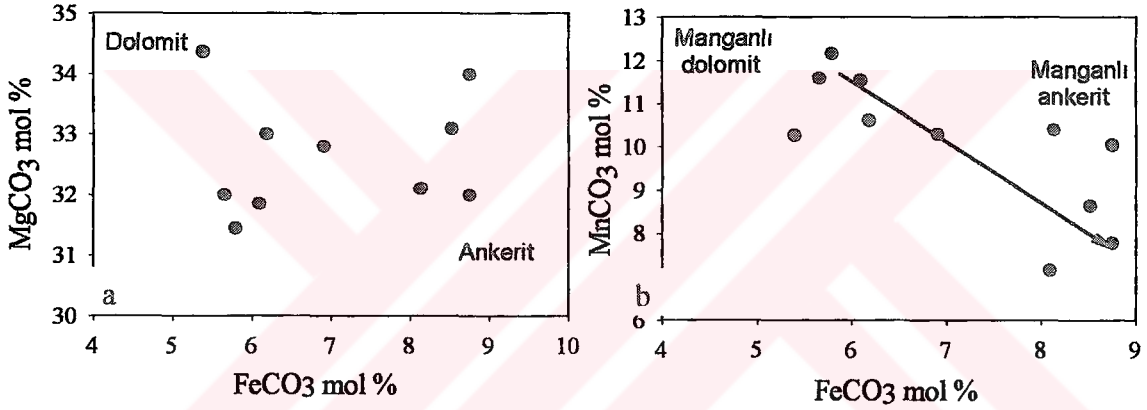
Maden Dere ve Köstürelilik cevherleşmelerinde boşluklarda öz şekilli kalsitler daima piritle birlikte bulunur. Ankerit, kalsit, kutnahorit, dolomit ve kuvarsla birlikte gangı oluştururlar (Şekil 92c ve d). Ankerit yan kayada pek yaygın olmayan, sadece yoğun alterasyon zonunda gözlenen ve cevherli zonda gang olarak bulunan karbonat minerallerinden biridir. Çoğu zaman cevher minerallerinin arasını kuvars, kalsit ve kil mineralleri ile birlikte doldurur. Kuvars ve cevher mineralleriyle birlikte boşluklara büyümüş öz şekilli minerallerini oluşturmuştur (Şekil 62b, 92e). Demir ve mangan içeren

karbonatlardan olan ankeritler, yüzey şartlarından çabuk etkilenip oksitlenirler ve beyazımsı bej renginde olan kristal yüzeyleri sarımsı kahverengine dönerler.

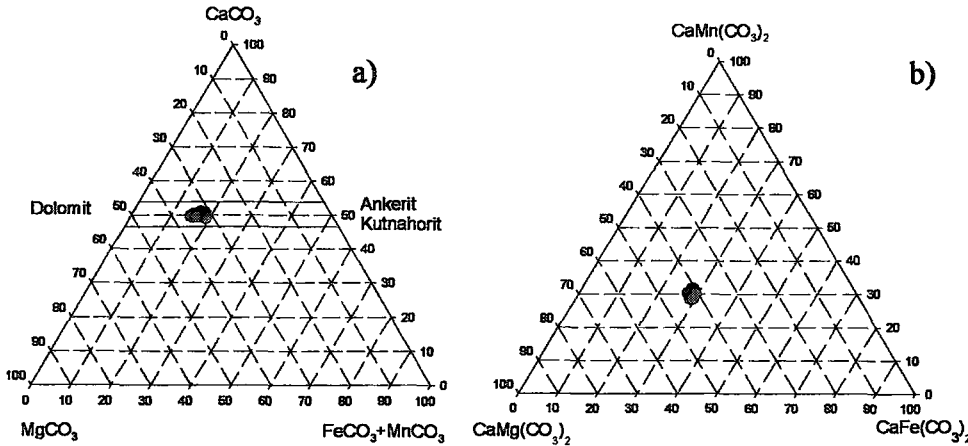


Şekil 92. Yankayaçta ve cevherde gözlenen kalsitleşme; a) Diyoritlerde kalsik plajiyoklastların kalsitleşmesi, b) Litik kristal tuf, c) Cevher ve gang, d) Köstürelilik breşinde yeniden kristallenen ve silişlesen kireçtaşları, d) Boşluğa büyümüş ankerit (Pl: plajiyoklas, Kl: klorit, Ep: epidot, Q: kuvars, K: kalsit, Op: opak mineral).

Köstürelilik cevherinde boşluğa büyümüş öz şekilli (TG2-45) ve cevherle birlikte bulunan (TG2-51) karbonatlardan mikroprob analizi yapılmış ve sonuçlar Ek Tablo 4'de verilmiştir. Analizi yapılan karbonatlar mol yüzdesi olarak kimyasal bileşimi $\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$ %31.1-35.26, $\text{Mn}(\text{CO}_3)_2$ %7.15-11.59, $\text{Fe}(\text{CO}_3)_2$ %5.39-8.75 ve $\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$ %49.2-50.75 arasında değişmektedir (Şekil 93a ve b). Bu bileşimleri Ca-Mg-Fe+Mn üçgen diyagramına aktarıldığında ankerit-kutnahorit-dolomit çizgisinde (Şekil 94a), kutnahorit-siderit-dolomit diyagramına aktarıldığında (Şekil 95b) ise, Fe ve Mn bakımından zengin dolomit ya da Ferroan dolomit olarak isimlendirilebilirler (Essen, 1983). Mn karbonat içeriği %(mol) 3-45 arasında olan karbonatlar ankerit-kutnahorit olarak adlandırılmışlardır (Large vd., 2001). Analizi yapılan karbonatlar ise %7-12 arasında olduğundan ankerit olarak nitelenebilirler



Şekil 93. Köstürelilik yatağında cevhere eşlik eden (TG2-45, TG2-51) ankeritlerin mikroprob analizinden hazırlanan Mg, Mn ve Fe arasındaki iyon değişim diyagramları a) dolomit-ankerit b) manganlı dolomit-manganlı ankerit



Şekil 94. Cevherleşmeye eşlik eden karbonatların kalsit-magnezit-kutnahorit (a) ve kutnahorit-dolomit-ankerit (b) üçgen diyagramlarındaki yerleri (mol %)

3.3.3.6. Killeşme

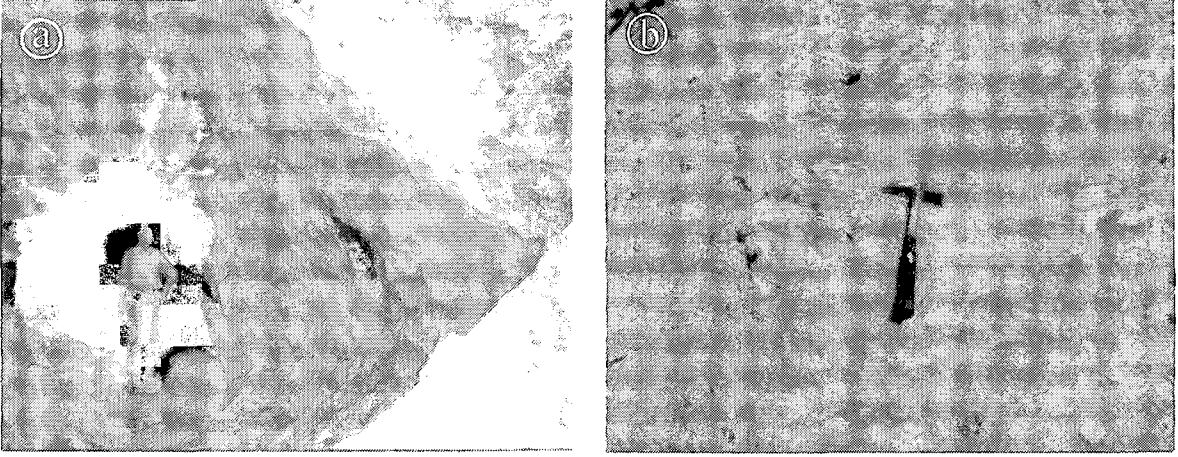
İnceleme alanında killeşme yoğun olarak riylitlerde ve riylitik piroklastik kayalarda (Şekil 95b), Köstürelilik Graniti'nin çatlaklarında ve daha çok fay zonlarında cevherle birlikte gözlenir (Şekil 81). Maden Dere Cevherleşmesi'nin yerleştiği fay zonu boyunca ve bu bölgede açılan geleri ve yarmalarda yoğun killeşme tespit edilmiştir (Şekil 95a). Buradan alınan kil örneklerinin XRD ve DTA analizinde kaolen, illit ve az miktarda montmorillonit tespit edilmiştir. Cevherli zon'dan ve damara dik açılan sondaj (S1-1) boyunca alınan kil örnekleri aynı şekilde analiz edilmiş ve yüzeyden alt seviyelere doğru yan kayada ve cevherli zonda meydana gelen kil mineralojisinde herhangi bir değişim gözlenmemiştir. Sadece illit ve montmorillonit miktarında çok az artış belirlenmiştir. Bu durum cevher ve fay zonlarında tespit edilen kaolenin, yüzey koşullarında illitten itibaren oluşmuş olabileceğini gösterir. Klorit, kalsit, epidot ve ankerit cevherli zonda kaolen ve illite eşlik etmektedir. Damar boyunca açılan yarmalarda az da olsa alunitleşme mevcuttur ve yüzey koşullarında oluştuğu düşünülmektedir (Şekil 61b)

3.3.3.7. Limonitleşme ve Hematitleşme

Limonitleşme ve hematitleşme, piritin yaygın olduğu hemen hemen her yerde gözlenir. Yoğun olarak ise cevherli zonların üst kesimlerinde Maden Dere cevherleşmesinin mostra verdiği yerlerde, riylitik breşlerde (Şekil 95b) ve Köstürelilik Tepe'nin kuzey batısında yüzeyleyen breşlerin granitle olan dokanağı boyunca karbonat (Şekil 96) ve mangan oksit mineralleriyle birlikte oldukça yaygındır (Şekil 57a ve b; 58a ve b). Cevherli zonlarda, özellikle Köstürelilik cevherinde, yüksek geçirimliliğe sahip breşlerden, fay ve kırık zonlarından ve tabaka sınırlarından cevhere ulaşan bol oksijenli sular, özellikle pirit içeren zonlarda, yoğun limonitleşme ve hematitleşmeye yol açmıştır.

Sonuç olarak, inceleme alanında daha çok cevherli zonlarda silisleşme, killeşme (illit, kaolinit), kloritleşme, epidotlaşma, serizitleşme, opaklaşma, piritleşme, hematitleşme ve limonitleşme gibi alterasyonlar izlenmiştir. Midi Maden sahasında yan kayalık ve cevherli zonlarda meydana gelen alterasyon mineral topluluğu düşük ve orta sıcaklıkta (200-320 °C) izlenen ve nötr pH koşullarında oluşan alterasyon türleridir (Evans, 1980; Reyes, 1990). Benzer şekilde inceleme alanında alterasyon mineralleriyle birliktelik sunan

kloritlerde uygulanan klorit termometresiyle (Böl., 3.4.5), kloritlerin ortalama oluşum sıcaklığı 290 °C olarak ölçülmüştür.



Şekil 95. Maden Dere Güney yakasında cevherli zonda açılan galeleri ve civarında (a) ve Riyolit breşlerde (b) gözlenen kaolenleşme, limonitleşme.



Şekil 96. Kırtılık breşinde açılmış eski galeri, breşlerde gözlenen dolomitleşme, limonitleşme ve hematitleşme.

3.3.4. Jeotermometre Uygulamaları

Cevher ve alterasyon minerallerinde yapılan mikrokimyasal analizler neticesinde, cevher ve alterasyon minerallerinin oluşum sıcaklığını belirleyebilmek için cevher

minerallerinden arsenopirit ve alterasyon minerallerinden kloritte jeotermometre uygulamaları gerçekleştirilmiştir.

3.3.4.1. Arsenopirit Jeotermometresi

Arsenopirit jeotermometresi 1960'ta ilk olarak Clark(1960) tarafından önerilmiştir. Daha sonra Barton (1969) ve Kretschmar ve Scott (1976) arsenopirit jeotermometresinin uygulanmasında deneysel çalışmalarıyla önemli katkılar sağlamışlardır (Wilkie, 1996). Kretschmar ve Scott (1976), daha sonra yöntemi yeniden düzenleyerek, arsenopiritten mikro analiz sonucunda hesaplanan atomik As yüzdesinin, sıcaklık hesaplamalarında doğrudan kullanılabileceğini tespit etmişlerdir. Atomik As yüzdesini kullanarak yapılacak arsenopirit jeotermometresi için gerekli şartları şu şekilde belirlemişlerdir: 1-Arsenopirit (Asp) birlikte pirit (Py), pirotin (Po), Lolenjit (Lo) minerallerinden en az birinin dengede olması, 2-Co ve Ni konsantrasyonları %1'den küçük ve Sb konsantrasyonu %3'den küçük olması, 3-Arsenopiritin As (atomik %) içeriği 29-33.3 arasında olması, 4-Aynı örnekte üç farklı arsenopirit taneciğinden en az 3 nokta analizi yapılmalı, üç noktanın ortalama atomik % As değerleri kullanılmalıdır (Kretschmar ve Scott, 1976).

Köstürelilik Cevherleşmesi'nden alınan bir örnekte (TG2-43) üç farklı arsenopirit taneciğinde toplam 8 nokta analizi yapılmıştır. Co, Ni miktarların oldukça düşük olduğu, As (atomik %) değerlerinin %29.95-31.04 arasında değiştiği ve ortalama olarak % 30.52 olduğu tespit edilmiştir (Ek Tablo 3). Hesaplanan atomik %As değerleri, As-Fe-S sisteminde hazırlanan sıcaklık-As (atomik%) diyagramına aktarılmıştır (Şekil 97). Burada Asp+Py-Po duraylılık sınırıyla kesiştirilmiş ve arsenopiritin ve dengede olduğu diğer minerallerin oluşum sıcaklığı 300-360 °C arasında ve ortalama 331 °C olarak hesaplanmıştır. Aynı şekilde buradan elde edilen sıcaklık değeri Sharp vd. (1985) tarafından hazırlanan sıcaklık-kükürt fugasitesi diyagramına aktararak (Şekil 98), kükürt fugasitesi -10.7 / -8.5 arasında ve ortalama -9.65 olarak tespit edilmiştir.

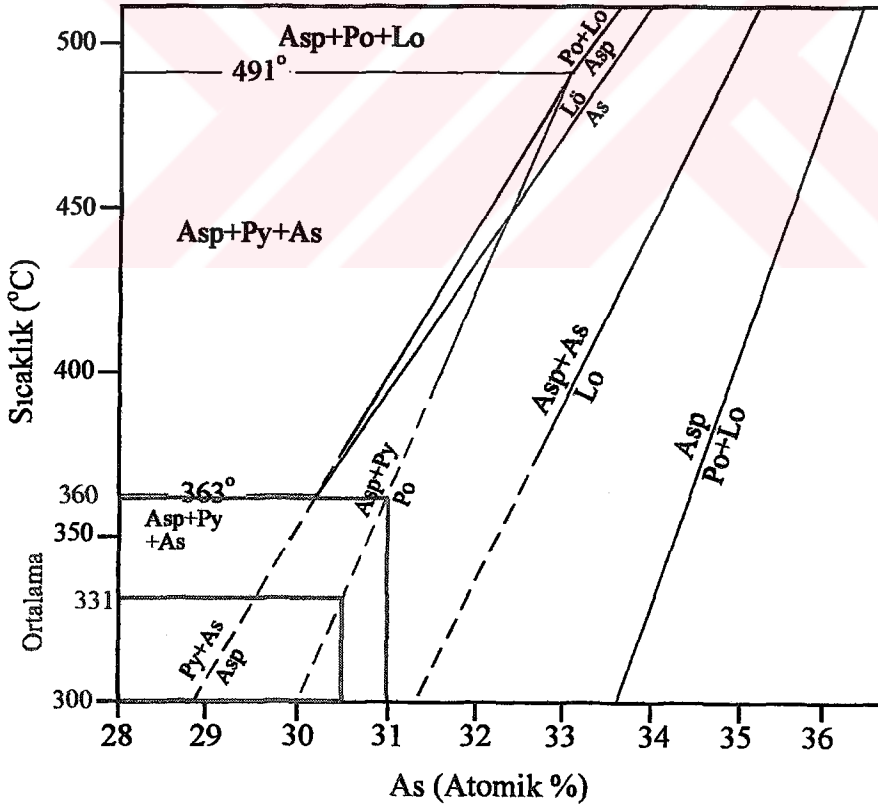
3.3.4.2 Klorit Jeotermometresi

Klorit jeotermometresi, sıcaklığın fonksiyonu olarak Al^{IV} 'ün silisyumun yerini alması esasına dayanır (Cathelineau, 1988). Sıcaklık yükseldikçe Al^{IV} miktarında, yan kayaca

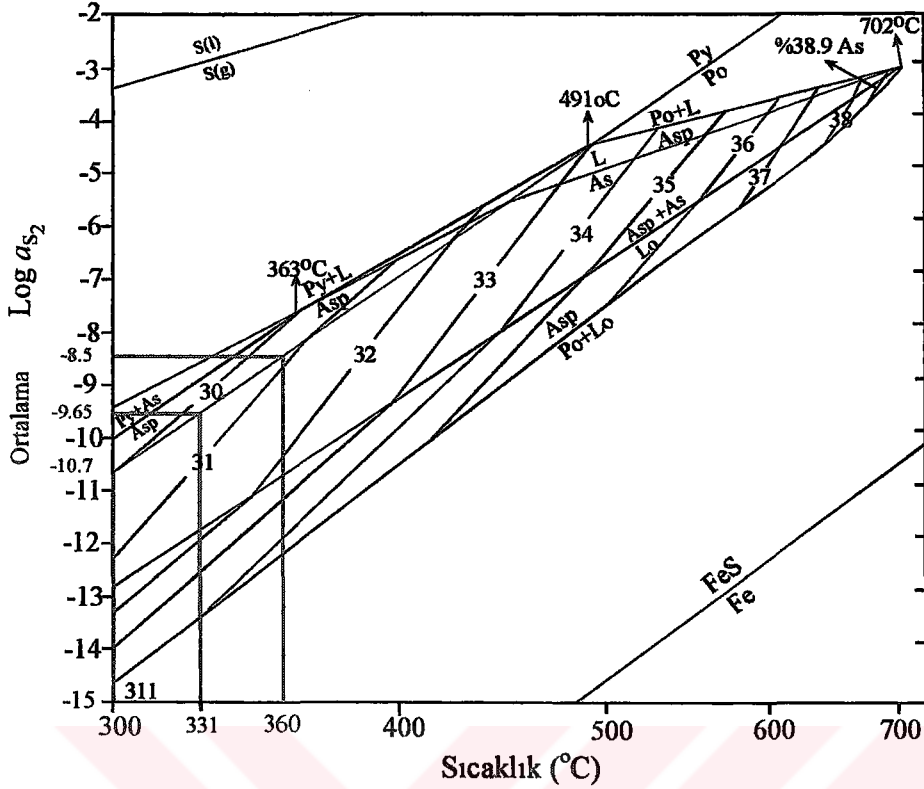
bağlı olmaksızın bir artış meydana gelmektedir ve dolayısıyla kloritin oluşum sıcaklığı değişmektedir. Al^{IV} ve Si arasında Cathelineau ve Nieva (1985)'nin önceden belirlemiş oldukları bu ilişkiyi, daha sonra Cathelineau (1988) yeniden düzenleyerek aşağıdaki formülü önermiştir:

Tablo 6. Cathelineau ve Nieva (1985) T1 ve Jowett (1991) T2, jeotermometrelerine göre hesaplanan kloritlerin oluşum sıcaklıkları ve Fe numaraları (Tüm analizler için Ek Tablo 4'e bakınız)

Örnek	Si	Al^{IV}	Fe/(Fe+Mg)	T1(°C)	Ort (T1 °C)	T2(°C)	Ort (T2 °C)
Hd2e-2-1	2.913	1.087	0.402	288.07		290.57	
Hd2e-2-2	2.946	1.054	0.413	277.44		280.41	
Hd2e-2-3	2.965	1.035	0.464	271.33	283.00	275.96	286.25
Hd2e-2-4	2.891	1.109	0.417	295.15		298.07	
D2e-2-1	2.861	1.139	0.432	304.81		308.13	
D2e-2-2	2.833	1.167	0.447	313.83	309.72	317.54	313.43
D2e-2-3	2.867	1.133	0.447	302.88		306.69	
D2e-2-4	2.822	1.178	0.456	317.37		321.34	
Ortalama			0.435	293.36		296.77	
St. Sapma			0.022	15.33		15.27	



Şekil 97. Arsenopirit ve diğer arsenik minerallerinin duraylılık alanlarında, arsenopiritin As (atomik %) bileşimi ile sıcaklık arasındaki ilişkiyi gösteren diyagram (Kretschmar ve Scott, 1976 tarafından düzenlenmiştir) ve hesaplanan ısı değeri. (Asp: arsenopirit, Py: Pirit, Po: Pirotin, As: Arsenik, Lo: Lölinit)



Şekil 98. Sıcaklık- kükürt aktivitesi diyagramında arsenopirit ve arsenik minerallerin duraylılık alanları ve bu diyagramı kullanılarak hesaplanan Midi Maden'e ait kükürt fugasitesi (Sharp vd., 1985; simgeler Şekil 101'deki gibidir)

$$T (^{\circ}\text{C}) = 321.98 \cdot \text{Al}^{\text{IV}} - 61.92 \quad (2)$$

Kloritlerde uygulanan bir başka termometre ise Jowett (1991) tarafından geliştirilmiştir. Jowett (1991), kayacın kompozisyonunu yansıtmaları açısından kloritlerin Fe/Fe+Mg değerini göz önüne alarak Cathelineau (1988) formülünü (1) yeniden düzenlemiş, formülde Al^{IV} 'e Fe ve Mg ($\text{Al}^{\text{IV}} = \text{Al}^{\text{IV}} + 0.1 \cdot (\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg})$) düzeltmesi yapmış ve aşağıdaki formülü önermiştir:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 319 \cdot \text{Al}^{\text{IV}} - 69 \quad (3)$$

Kloritlerin oluşum sıcaklıkları her iki yazara göre hesaplanmış (Tablo 6), damara yakın olan (D2e) örnekte hesaplanan kloritlerin oluşum sıcaklığı ortalama 310 °C iken damardan uzak (Hd2) olan kloritlerin ortalama oluşum sıcaklığı 283 °C olarak hesaplanmıştır. Genel olarak kloritler, 280-325°C arasında oluşmuşlardır. Cevhere yaklaştıkça kloritlerin Fe oranında ve oluşum sıcaklıklarında artış meydana geldiği tespit edilmiştir.

3.4. Yankayaçlarda Belirlenen Mineral, Element ve Kütle Değişimleri

Bu bölümde, Maden Dere Cevherleşmesi'ne dik bir hat boyunca, Köstürelilik cevherleşmesinde açılan galeriler, ve her iki sahada yapılan sondajlardan sistematik olarak alınan örneklerin kimyasal analizlerini kullanarak, yan kayaçlarda meydana gelen mineralojik, element ve kütleli değişimler belirlenmiş ve ayrı ayrı ele alınmıştır. Yüzey, galeri ve sondajlardan derlenen toplam 168 örneğin 55 tanesinin kimyasal analizi yapılmış (kullanılan yöntemler Bölüm 2'de verilmiştir), örnekler ana oksit ve diğer iz elementler olmak üzere toplam 54 element için analiz edilmiş ve elde edilen sonuçlar Ek Tablo 5, 6, 7 ve 8'de verilmiştir.

3.4.1. Mineral Değişim Hesapları

Cevherleşme esnasında yankayaçların alterasyon mineralojisi ve cevhere doğru bu minerallerde meydana gelen değişim, örneklerin tüm kayaç kimyasal analizleri kullanılarak hesaplanabilir (Böhlke, 1989; Mountain vd., 1996 ve Herrmann ve Berry, 2002). Maden Dere Cevherleşmesinde (Şekil 55, Ek Şekil 5), damara dik bir hat boyunca (32 m) cevherden itibaren çeşitli aralıklarla toplam 25 örnek alınmış, ince kesit ve XRD incelemeleri sonucunda kayaçlarda yaygın olan alterasyon mineralojisi belirlenmiş ve 14 adet örneğin tüm kayaç analizi yapılmıştır (Ek Tablo 5). Bu çalışmada Herrmann ve Berry (2002) tarafından geliştirilen MINSQ yöntemiyle, tüm kayaç analiz sonuçları kullanılarak, yankayaçta meydana gelen alterasyon mineralojisi ve mineral değişim yüzdesi hesaplanmıştır

3.4.1.1. MINSQ Yöntemi

En küçük kareler (least squares) metodunu esas alan MINSQ adlı veri çözümleme programı, bir kayacın mineralojik bileşimini, o kayacın kimyasal analizlerini kullanarak sayısal olarak hesaplar (Herrmann ve Berry, 2002). Bu yöntemi kullanmadan önce kayaçların mineralojik bileşimleri belirlenmeli ve eğer mümkünse minerallerin kimyasal analizleri yapılarak bileşimleri tespit edilmelidir (Böhlke, 1989). Hesaplamalarda kayaçların normatif mineralojisi ve cinsleri tespit edilen kil mineralleri daima göz önünde

bulundurulmalıdır. Kayaçta bolluğu tespit edilmek istenen minerallerin (1 mol) kimyasal bileşenleri (ağırlıkça %) ile aynı kimyasal bileşenler için analiz edilen kayaca ait analiz sonuçları, MINSQ programına aktararak koşturulur. Programa aktarılan mineral sayısı kimyasal bileşen sayısından daima az olmalıdır ve programın birkaç kez koşturulmasıyla artık değer (residuel, r^2), 1 veya 1'den küçük olana dek işlem devam ettirilmelidir. Çoğu zaman en tatmin edici sonuç, artık değer 0.5 veya daha küçük olmasıdır. Eğer birden daha büyük sayılar elde edilmiş ise bu durum kayaçta hesaplamaya dahil edilmeyen başka alterasyon minerallerinin mevcut olduğunu gösterir (Herrmann ve Berry, 2002) Microsoft Excel TM çözümleyicisi kullanılarak program kolaylıkla çalıştırılabilir.

Maden Dere cevherleşmesinde, cevherden itibaren dik bir hat boyunca (32 m) alınan örneklerde belirlenen alterasyon mineralojisi göz önünde bulundurularak, MINSQ yöntemiyle yapılan hesaplamalara ait örnek sayfa (worksheet) Ek Tablo 9'da verilmiştir. Yan kayaçta belirlenen minerallerin mikrokimyasal analizi yapılmadığından, minerallerin genel formülleri (Deer vd., 1992; Dana, 1993) kullanılmıştır. Ayrıca, örneklenen hat Zimonköy Formasyonu (Ek Şekil 3) içinde kalır ve genel olarak bazaltitik-andezitik litik kristal tuf ve yer yer kumlu tüfler yaygındır.

3.4.1.2. Damara Dik bir Hat Boyunca Alterasyon Mineral Değişimi

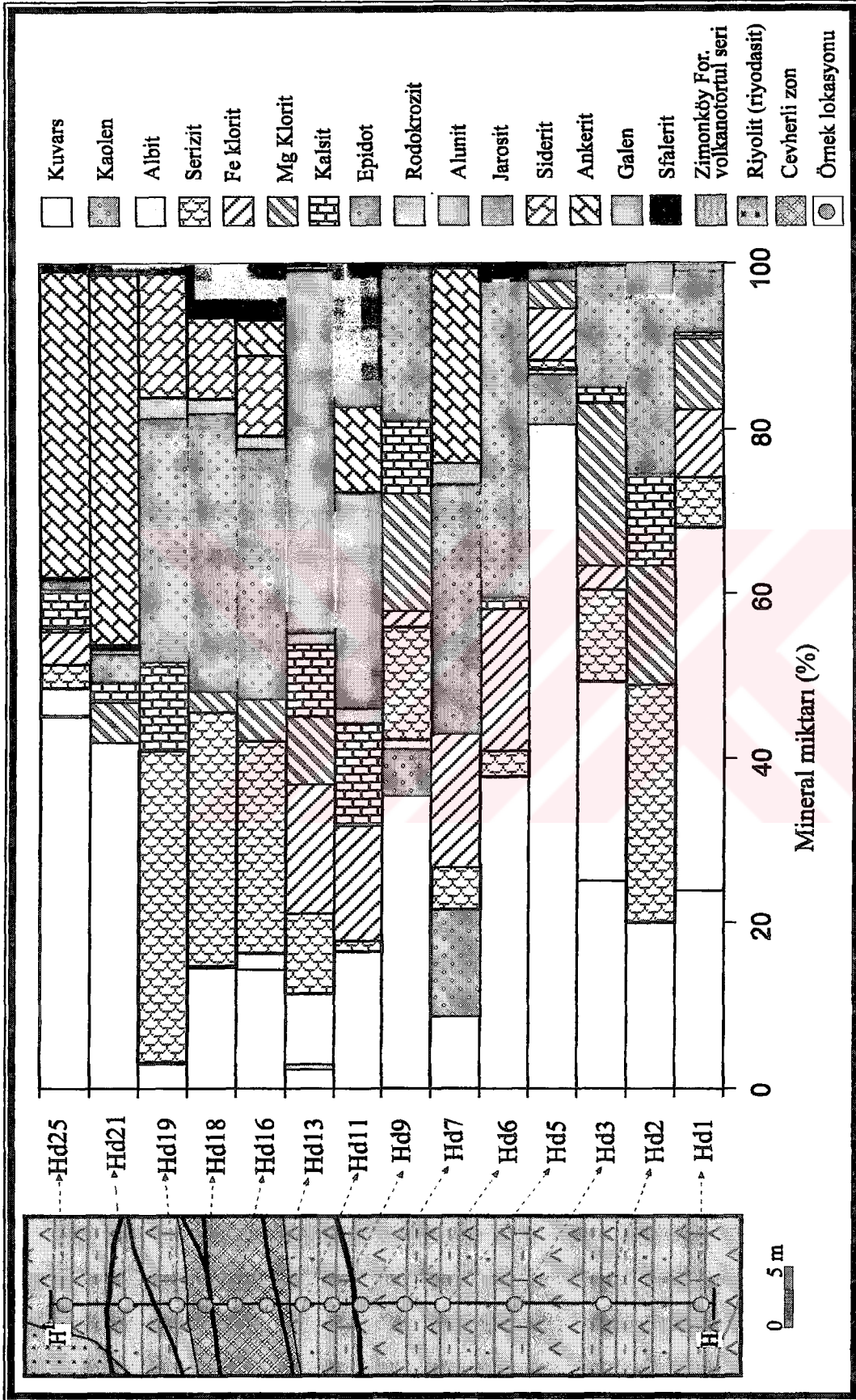
Maden Dere Cevher sahasında, cevhere dik bir hat boyunca yan kayaçlarda MINSQ yöntemiyle hesaplanan mineral yüzdeleri Tablo 7'de ve aynı hat boyunca cevhere doğru meydana gelen mineral değişimleri Şekil 99'da verilmiştir. Hesaplanan mineral yüzde değerlerine bakıldığında yan kayaçtan cevhere doğru gidildikçe yan kayaç alterasyon mineralojisinde çok belirgin bir zonlanma belirlenmemiştir (Şekil 99). Fakat genel hatlarıyla cevherden uzak bölgede albitleşme (% 43.8), Mg'lu klorit (% 19.6), kuvars (%78) ve epidotlaşma belirgin bir şekilde artarken, cevhere doğru gidildiğinde kuvars miktarında bir azalma, buna karşın serizit (% 37.3), kalsit (% 12.5) ankerit (% 44.9) ve Fe'li kloritlerde (%16.7) belirgin bir artış görülür (Tablo 8). Yan kayaçta yüzey şartlarında olduğu düşünülen ve cevherden uzak örneklerde azda olsa tespit edilen jarosit yerine cevherli zonda daha ziyade yaygın alunitleşme (% 43.9) görülür.

Cevher minerallerinin yoğun olduğu zonda karbonat mineralleri (ankerit, kalsit, rodokrozit, siderit) ve muskovit (serizit) ya da illit gibi alterasyon mineralleri bulunur.

Tablo 7. Maden Dere Cevherleşmesi'ne dik bir hat boyunca alınan örneklerin tüm kayaç analizlerinden MINSQ yöntemiyle (Herrmann ve Berry, 2002) hesaplanan mineralojik bileşimleri (%) ve sonuçlara ait temel istatistik parametreler.

MineralÖrnek	Hd1	Hd2	Hd3	Hd5	Hd6	Hd9	Hd7	Hd11	Hd13	Hd16	Hd18	Hd19	Hd21	Hd25
Kuvars	23.72	20.09	25.03	78.11	36.67	35.56	8.90	16.49	2.29	14.40	14.64	2.84	41.95	45.11
Kaolen	0.00	0.00	0.00	5.73	0.00	5.66	13.16	0.00	0.59	0.00	0.01	0.01	0.01	0.06
Albit	43.76	0.00	23.84	0.60	0.00	1.10	0.01	0.01	8.41	1.94	0.22	0.19	0.00	3.29
Muskovit	6.08	28.96	11.00	1.23	3.20	13.57	5.48	1.37	9.53	25.83	30.78	37.93	0.00	3.07
Fe-Klorite	8.02	0.00	2.95	6.02	16.64	1.94	16.74	13.95	15.23	0.00	0.00	0.00	0.00	3.81
Mg-Klorite	8.61	14.55	19.60	3.13	0.00	14.36	0.00	0.00	8.11	5.04	2.52	0.00	4.83	0.46
Kalsit	0.78	11.11	1.92	0.02	1.29	8.62	0.00	12.51	8.69	0.00	0.00	10.68	2.61	4.66
Epidot (Dana)	7.26	21.23	14.50	1.57	37.32	18.52	31.00	0.00	0.00	30.35	33.80	29.69	3.28	1.07
Rodokrosit	0.12	0.56	0.33	0.17	0.04	0.64	2.63	1.58	1.23	1.57	1.59	2.57	0.58	0.47
Alunit	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	26.48	43.29	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00
Jarosit	0.92	3.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Siderit	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.56	9.84	9.94	14.85	0.43	0.00
Ankerit	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	24.10	10.31	0.00	4.30	0.00	0.00	44.90	37.02
Galen	0.00	0.00	0.00	0.14	0.10	0.02	0.01	3.26	0.03	0.00	0.00	0.00	0.48	0.00
Sfalerit	0.00	0.00	0.04	0.22	1.96	0.02	0.34	14.04	0.13	6.73	6.50	1.24	0.80	0.97
Rutil	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	99.27	100.34	99.22	96.94	97.22	100.01	102.40	100.00	98.09	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Reziduel (r²)	0.44	1.99	0.51	0.06	0.94	0.44	0.90	1.40	1.97	1.69	2.19	1.10	0.34	0.29
Kuvars Kaolen Albit Muskovit Fe-Klor Mg-Klor Kalsit Epidot Rodok. Alunit Jarosit Siderit Ankerit Galen Sfalerit														
Ortalama	26.31	1.94	3.05	13.23	5.94	5.59	4.78	17.10	1.07	5.38	0.29	2.74	9.28	0.31
Medyan	20.09	0.01	0.22	9.53	2.95	3.13	2.61	18.52	0.64	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Std. Sapma	21.06	3.97	6.68	13.12	7.00	6.63	4.84	14.47	0.86	13.54	1.06	5.16	15.74	0.90
Maksimum	78.11	13.16	23.84	37.93	16.74	19.60	12.51	37.32	2.63	43.29	3.83	14.85	44.90	3.26
Minimum	2.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Not: Mineral yüzdeleri Excel'de 0.000001 kesinlik, 0.1% tolerans ve 1000 döngü şartlarında hesaplanmıştır.



Şekil 99. Maden Dere Cevherleşmesi'ne dik bir hat boyunca (Şekil 55) yan kayaçlarda, kimyasal analizlerden faydalanarak MINSQ (Herrmann ve Berry, 2002) yöntemiyle her bir örnekte hesaplanan alterasyon mineral yüzdesi ve cevhere doğru meydana gelen alterasyon mineral değişimi

Cevherli zonda cevher minerallerinden sfalerit % 14.04 ve galen % 3.26 miktarına kadar ulaşırken yan kayaça doğru ani azalmalar gösterir.

Yoğun cevherli zondan yan kayaca doğru geçildiğinde, cevherle yan kayacın her iki tarafındaki sınır bölgelerinde epidotlaşma ve silisleşmenin yoğunlaştığı görülür (Şekil 99). Bunun yanında Hd5 örneğinde aşırı derecede kuvars artışı (% 78.11) izlenmektedir. Makroskopik olarak ta kuvars gözlenen bu örnekte meydana gelen kuvars artışının iki nedeni olabilir. Birincisi, cevherin yerleştiği faya paralel gelişmiş kırıklarda hareket eden hidrotermal sıvıların bu bölgedeki kayaçların silisleşmesine neden olmuş olması; bir diğeri ise, andezitik volkanitlerin içerisinde ara seviyelerde kumlu tuf ya da kuvarsca zengin kesimden alınmış olmasından kaynaklanabilir. Aşırı derecede killeşme gözlenen bu bölgede ayrıca kaolen, epidot ve klorit tespit edilen diğer alterasyon mineralleridir.

İncelenen hat boyunca serizit, Fe-klorit, epidot, karbonat mineralleri, alünit ve yoğun alterasyonun gözlendiği cevherli zonun dışında genellikle propilitik alterasyon birlikteliği hakimdir. Petrografik incelemeler ve XRD analizlerinde olduğu gibi kimyasal analizler kullanılarak MİNSQ yöntemiyle yapılan mineral değişim hesaplamaları neticesinde de belirgin alterasyon zonlanması tespit edilmemiştir. Dar bir alanda gelişen alterasyon zonları birbirine geçişlidir. Ancak, hat boyunca kütleli ve kimyasal değişim hesapları yapılırken albit, klorit ve epidotun baskın olduğu (Hd1-Hd5) alterasyon zonu, cevherin yan kayacı ornatarak yerleştiği geçiş zonu ile ornatma ve boşluk dolgusu şeklinde cevherin yerleştiği ana fay zonu (Hd6-Hd25) gibi alt zonlara ayrılarak irdelenmiştir.

3.4.2. Element Değişimleri

Alterasyon jeokimyası üzerine çalışmalar yapan bir çok yazar, yoğun alterasyona uğramış cevherli zonlarda veya cevhere yakın kesimlerde Si, K, Mg, Mn gibi elementlerin zenginleştiğini ve Na, Ca, Sr gibi elementlerin ise alterasyon zonlarında genelde tüketildiğini ortaya koymuşlardır (Green vd., 1981; Huston ve Large, 1987; Naschwitz ve Van Moort, 1991; Eliot ve Epleyard, 1991; Large ve McGoldrick., 1998; Tüysüz, 1999; Large vd., 2001). Bu çalışmada ise, bölgede bilinen cevherleşmelerin uzantılarının ve yeni cevherli zonların belirlenmesinde yararlı olabilecek karakteristik element veya element oranları, alterasyon indeksleri ve dolayısıyla cevhere doğru olan jeokimyasal değişimler araştırılmıştır.

Bu amaçla Midi Maden sahasındaki cevherleşmelerin yan kayaçlarında alterasyon ve buna bağlı olarak yatay ve düşeyde meydana gelen element değişimleri galeri ve sondajlardan alınan örneklerin kimyasal analizi ile ortaya konulmuştur. Yüzeyde Maden Dere cevherleşmesine dik bir hat boyunca (Şekil 55 ve 56), Köstürelilik cevher sahasında açılmış KTG2 galerisinde (Şekil 52, 53 ve 54) ve her iki cevheri kesecek şekilde yapılmış olan KTD8 (Şekil 54) ve S1-1 (Şekil 59) sondajları boyunca meydana gelen element değişimleri irdelenmiştir. Maden Dere Cevherleşmesine dik hat boyunca yüzeyden alınan örneklerde kütle değişim hesabı yapıldığından, bu yatakta meydana gelen element ve kütle değişimleri ilgili başlık altında incelenmiştir.

3.4.2.1. Midi Madeninde Yatay (KTG2 galerisi boyunca) Element Değişimi

Midi Madeni Köstürelilik Cevherleşmesinde açılan KTG2 galerisi, cevher üretimi yapılan ana galerilerden biridir ve 30m X 60m boyutlarında cevherli zon tespit edilen en uzun galeridir (Şekil 52 ve 53). Yatay yönde yankayaçlardan cevherli zona doğru meydana gelen element değişimlerini belirleyebilmek için, galeriden alınan örneklerden 15 tanesi analiz edilmiş (Ek Tablo 6) ve bu analizlerden hesaplanan temel istatistik parametreler Tablo 8’de ve elementler arasındaki ilişkileri gösteren korelasyon değerleri Tablo 9’da verilmiştir.

Galeri, cevhere kadar yaklaşık 83 m granit ve 282 m kireştaşı blokları içeren polijenik breşte ilerlemektedir. Ayrıca 340 m civarında breşleri kesen oldukça ayrılmış pirit içeren granit sokulumu izlenmektedir. Ana oksit elementlerinin yatayda cevhere doğru değişimi farklı birimler gözönüne alınarak değerlendirilmiştir. Örnekleme, galeri boyunca tespit edilen kırıklar ve birimlerin sınırlarında yeraltı sularının meydana getirdiği yüzeysel alterasyondan en az etkilenen kesimlerden yapılmıştır.

Galeri boyunca ana oksitlerin değişimine bakıldığında, SiO_2 silisleşmiş granitlerde % 80’in üzerine çıkmakta, cevherli zona yaklaşırken genel olarak artış göstermekte ve cevherli zonda ise azalmaktadır; fakat breşlerde düzensiz bir dağılım göstermektedir. Cevherli zona yaklaşırken dökülmenin azaldığı (340 m), breşleri kesen granitin gözlemlendiği cevhere yakın kesimde SiO_2 miktarında önemli bir artış görülmektedir (Şekil 100). Benzer şekilde magnezyum ve alüminyum gevşek çimentolu killeşmiş, kil mineralleri illit ve kaolen olarak belirlenen kesimlerde yükselirken, alüminyum cevherli zonlarda % 2’nin altına düşmektedir. MgO , dolomitleşme ve ankeritleşmeye bağlı olarak cevherli zonda %

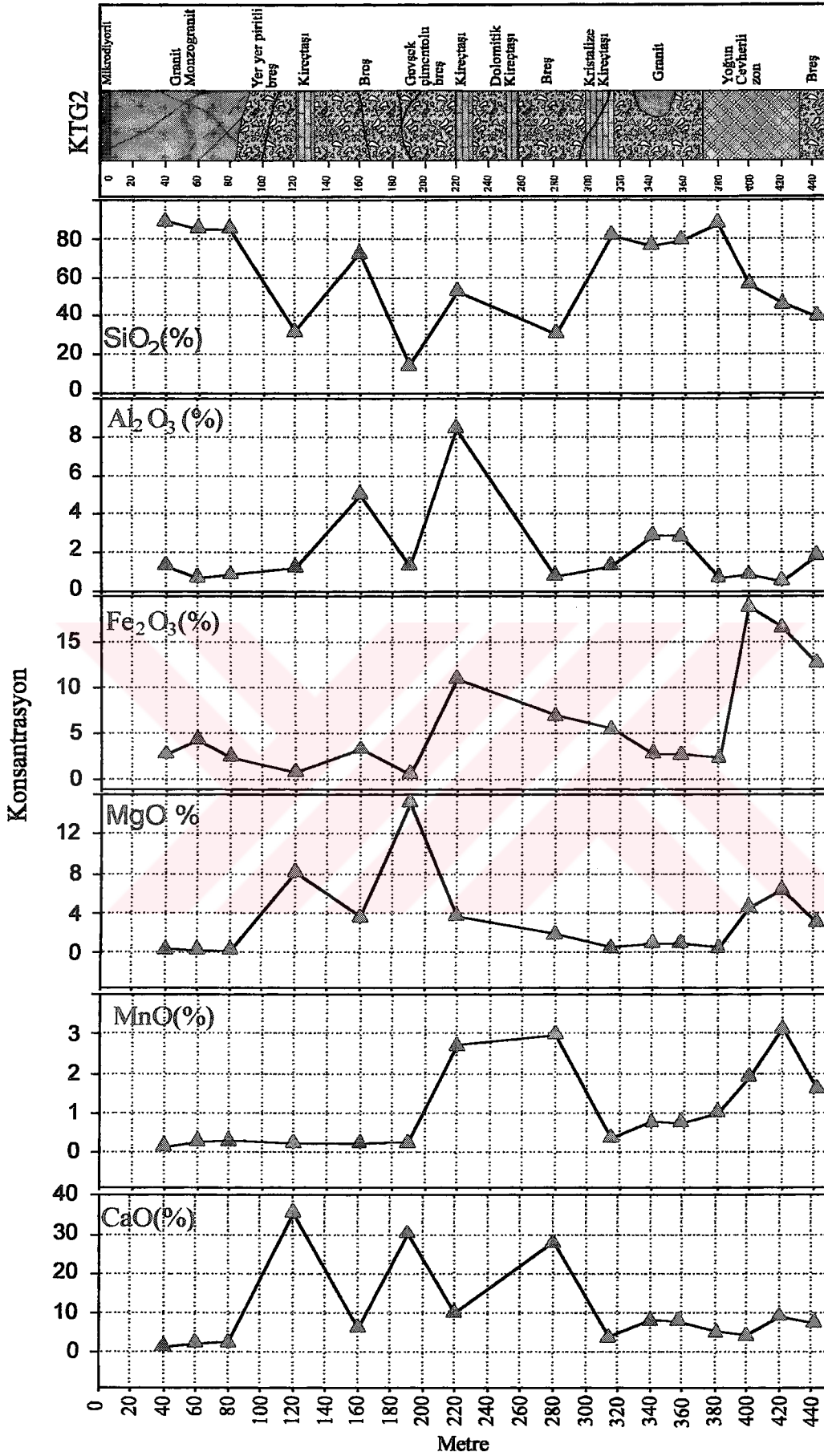
6'ya kadar çıkmaktadır (Şekil 100). MnO % 0.1-3.1 arasında değişmekte ve yan kayaçlarda ortalama %1.1 civarında bulunmaktadır (Tablo 9). MnO, MgO, Fe₂O₃ ile birlikte özellikle cevherli zona yaklaştıkça belirgin bir artış göstermektedirler (Şekil 100).

Tablo 8. KTG2 galerisinden alınan örneklerin analiz sonuçlarına (EK Tablo 6) ait temel istatistiksel parametreler (Ana oksitler ağırlıkça %, Au, Ag ppb, diğerleri ppm olarak verilmiştir. Zn ve Ag dedeksiyon üst limitleri 10000 ppm ve ppb'dir. Örnek yerleri Şekil 52'de verilmiştir)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Cu	Pb	Zn	Ag	As	Au	Bi	Te
Ö. Say.	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15
Ortal.(x)	62	2	6	3	1	11	0	159	1406	12032	7963	48	34	15	1
Medy.	73	1	3	4	1	11	0	546	4772	30175	25665	58	57	46	2
St.Sap.(S)	25	2	6	2	1	7	0	2	44	162	201	28	15	0	0
Maksi.	90	8	19	15	3	35	1	2129	18583	99999	99999	226	218	179	9
Minim.	14	1	1	0	0	0	0	0	11	14	43	5	1	0	0
x+S	87	4	12	5	2	18	1	161	1450	12194	8164	76	49	15	1

Alterasyon nedeniyle albitlerin bozunmasıyla birlikte Na yıkanmasının olduğu kayaçlarda (serizitleşme, piritleşme) S/Na₂O oranı, yoğun altere zonların tespitinde kullanılmaktadır (Large vd., 2001). KTG2 galerisinde S/Na₂O oranının yankayaçlardaki değişimine bakıldığında, özellikle serizitleşme, piritleşme, kırıklarında sfalerit ve illit gözlenen granitte % 100'ün üzerine çıkmakta ve sülfidli minerallerin bol olduğu cevherli zonda ise maksimum değerine ulaşmaktadır (Şekil 101).

Yankayaçı kireçtaşı veya karbonatlı sedimanter kayaçlardan oluşan masif sülfid yataklarının etrafında ilk kez Carr (1984) tarafından tespit edilen, Large ve McGoldrick (1998 ve 2000) tarafından geliştirilen ve tüm kayaç analizleri kullanılarak hesaplanan siderit ve ankerit halesi, cevherli zonların aranmasında ve cevher rezerv genişletme çalışmalarında faydalı sonuçlar vermiştir. Bu araştırmacılar yankayaçlarda meydana gelen dolomitleşme ve sideritleşmeyle birlikte, minerallerin içermiş oldukları MnO miktarının tüm kayaç analizlerinden elde edilen MnO miktarından daha faydalı bir vektör olarak kullanılabileceğini ortaya koymuşlardır. Mn, karbonatlarda Ca yerini alabilen bir elementtir. Eğer cevherli kesim veya yankayaçlarda siderit ve ankerit tespit edilmişse, bundan hareketle dolomitleştiği ve sideritleştiği düşünülen yan kaçıların MnO içeriğini hesaplamak için aşağıdaki eşitlikleri önermişlerdir (Large vd., 2001)



Şekil 100. Köstürelilik Tepe'nin KB'sından K70B yönünde, 1880 m kodunda (Şekil 48) işletme amaçlı açılmış KTG2 galerisi boyunca yankayaçta meydana ana element değişimleri

Tablo 9. KTG2 galerisinden alınan örneklerden analiz edilen elementler arasında $p < 0.01$ anlamlılık düzeyinde hesaplanan korelasyon katsayıları.

	Si	Al	Fe	Mg	Mn	Ca	K	Cu	Pb	Zn	Ag	As	Au	Bi	Te
Si	1.00														
Al	0.04	1.00													
Fe	-0.21	0.03	1.00												
Mg	-0.80	-0.04	-0.01	1.00											
Mn	-0.37	0.15	0.75	-0.02	1.00										
Ca	-0.81	-0.11	-0.30	0.69	0.05	1.00									
K	0.81	-0.05	-0.48	-0.74	-0.37	-0.47	1.00								
Cu	-0.24	-0.05	0.34	-0.03	0.13	-0.12	-0.33	1.00							
Pb	-0.25	-0.05	0.35	-0.02	0.16	-0.12	-0.34	1.00	1.00						
Zn	-0.30	-0.16	0.58	0.08	0.41	-0.14	-0.46	0.82	0.86	1.00					
Ag	-0.26	-0.06	0.38	-0.02	0.18	-0.13	-0.35	1.00	1.00	0.87	1.00				
As	-0.16	-0.26	0.77	-0.01	0.41	-0.17	-0.41	0.22	0.19	0.25	0.21	1.00			
Au	-0.26	-0.21	0.61	-0.04	0.39	-0.20	-0.41	0.92	0.93	0.94	0.94	0.43	1.00		
Bi	-0.26	-0.07	0.39	-0.01	0.20	-0.13	-0.36	0.99	1.00	0.89	1.00	0.20	0.95	1.00	
Te	-0.25	-0.08	0.42	-0.03	0.19	-0.15	-0.35	0.99	1.00	0.88	1.00	0.25	0.95	1.00	1.00

$$\text{MnO}_d = \text{MnO}_{\text{wr}} \times 30.41 / \text{CaO}_{\text{wr}} (\%) \quad (4)$$

$$\text{MnO}_s = \text{MnO}_{\text{wr}} \times 62.01 / \text{FeO}_{\text{wr}}^* (\%) \quad (5)$$

MnO_d : dolomitleşme etkisi, MnO_s : sideritleşme etkisi, FeO^* : (FeO tüm kayaç)-(piritin ağırlıkça FeO yüzdesi); CaO_{wr} ve MnO_{wr} : tüm kayaç analizinden elde edilen CaO ve MnO değerleridir.

KTG2 galerisi boyunca, yan kayaçlarda hesaplanan MnO_d ve MnO_s (%) değişimleri incelendiğinde (Şekil 101) özellikle MnO_d maksimum değerine cevhere yakın ve cevherli kesimde ulaşmaktadır (% 14). Piritleşme faktörü düzeltilmiş MnO_s ise, galeri boyunca düzensiz dağılım gösterir. Bunun nedeni ya breşlerin yer yer mafik kayaç çakılı oranındaki artış ya da demirce zengin dolomitlerin (ankerit) daha yaygın olmasından kaynaklanabilir. MnO_s değişiminde cevherli zona yaklaşıldığı 300 m ile 370 m arasında sistematik artış görülürken, cevherli zonda ise piritin yanında demirli dolomit (ankerit)'den dolayı düşmektedir. MnO_d cevherli zonda zenginleşmesi, cevherle birlikte gang olarak Mn içeren kalsit veya dolomitlerin oranının oldukça yüksek olduğunu göstermektedir. Benzer kimyasal karaktere sahip Fe ve Mn, benzer dağılım trendleri sunar (Şekil 100) ve aralarında yüksek pozitif korelasyon gözlenen elementlerdir (Tablo 9). Köstürelilik sahasında, özellikle breşlerde, dolomitik minerallerin MnO_d değerleri sideritleşmiş minerallerin MnO_s değerlerinden cevherleşmeyi işaret eden, daha sistematik ve kullanışlıdır.

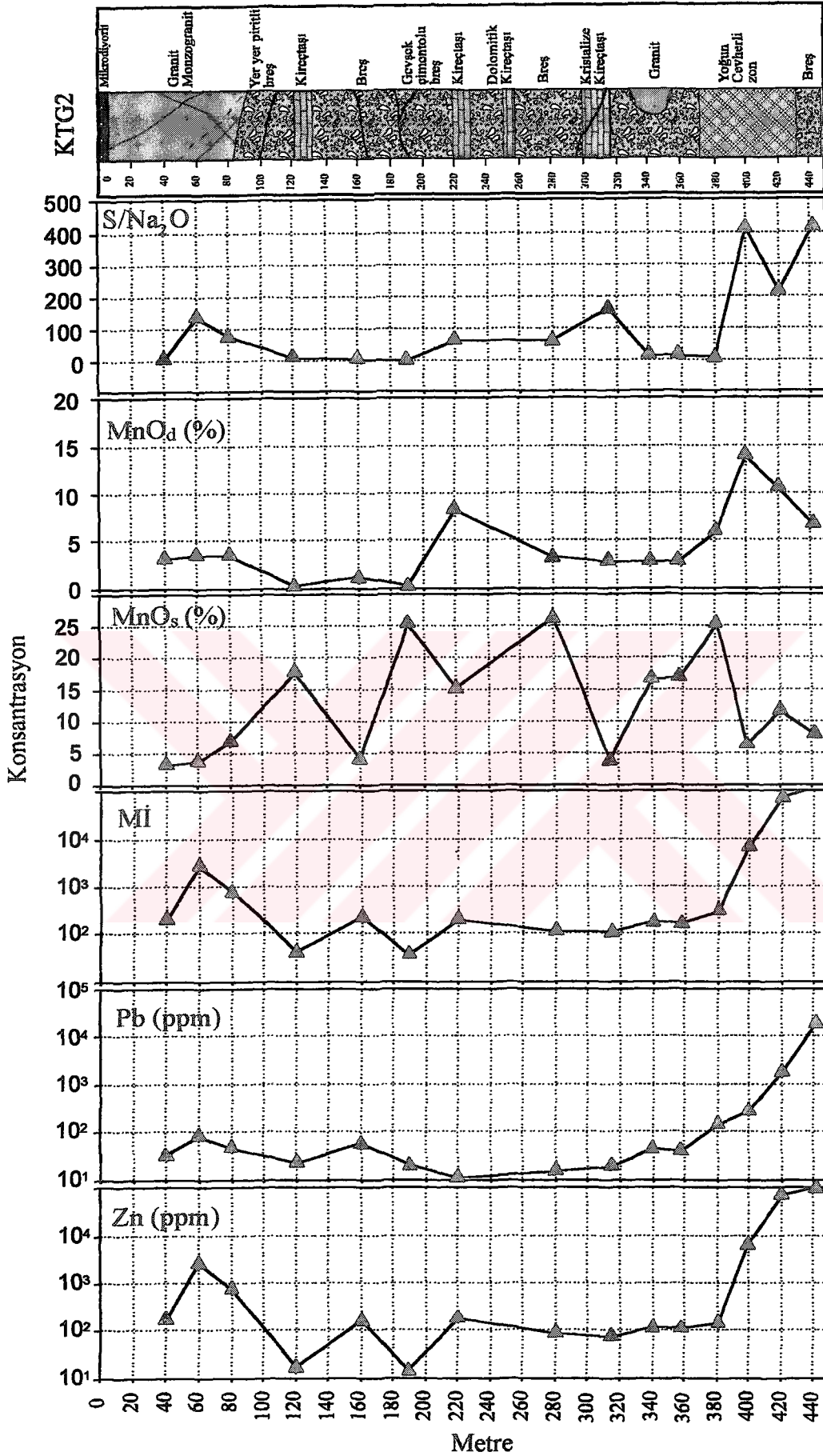
Galeri boyunca örneklerin baz metal içeriklerinden hazırlanan metal indeksi ($M\bar{I} = \frac{Zn+100 Pb+ 100 Tl}{100}$) logaritmik bir dağılım göstermekte, granit ve cevherli zona çok yakın mesafede anomali vermektedir. Yan kayaçtan cevhere doğru gidildikçe logaritmik olarak benzer değişim sunan (Şekil 101 ve 102) ve aralarında yüksek pozitif korelasyon tespit edilen Cu, Pb ve Zn (Tablo 9) benzer şekilde cevherli zona çok yakın kesimden itibaren zenginleşmektedirler.

Bi 0.01-179 ppm arasında (ortalama 14.6 ppm) değişmekte ve Pb ve Zn ile benzer dağılım göstermektedir. Ana elementlerle zayıf, buna karşın cevher oluşturan Pb, Zn Cu, Ag ve (As hariç) diğer iz elementlerle kuvvetli pozitif korelasyon göstermektedir (Tablo 9). Bu elementler arasındaki benzer dağılım trendleri, yüksek pozitif korelasyona sahip olmaları, gerek cevher mikroskop çalışmalarında ve gerekse galen ve sfaleritin mikrokimyasal analizlerinde tespit edilen bizmutlu minerallerin varlığı ve bizmut konsantrasyonunun yüksek oluşunu destekler nitelikte ve birlikte hareket ettiklerine işaret etmektedir.

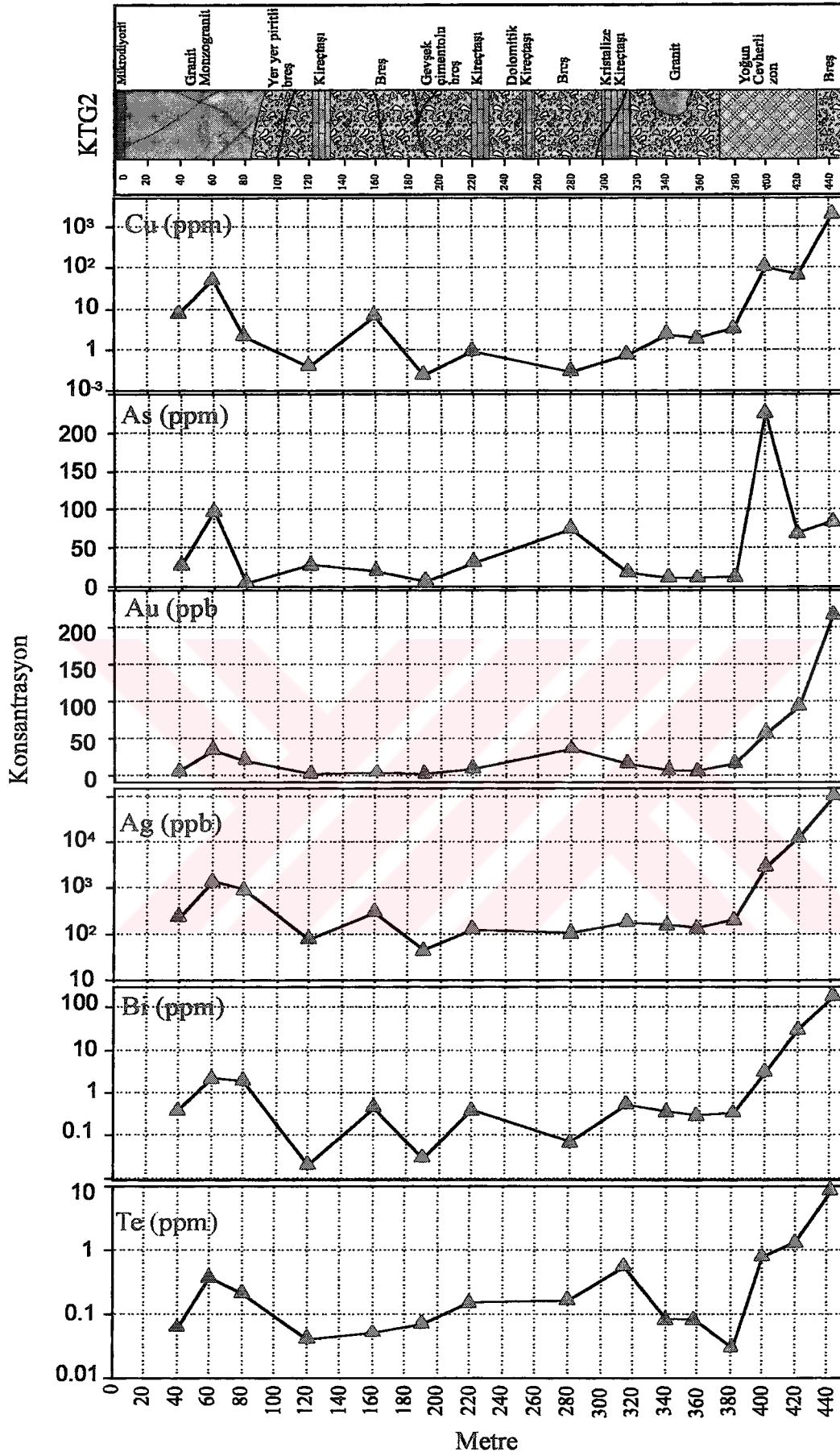
Altın konsantrasyonu 1.2-218.4 ppb arasında ve ortalama 34.5 ppb, Ag 43 ppb-100 ppm arasında (ortalama 8 ppm), Te ise ortalama 0.8 ppm 0-8.7 ppm arasında değişmektedirler. Benzer dağılım gösteren bu elementler, genellikle yan kayaçlarda oldukça düşük, cevherli zonda yüksek konsantrasyonlara ulaşmaktadırlar (Şekil 102). Altın Si, Al, Mg, Ca ve K oldukça zayıf negatif korelasyon gösterirken, Fe ($r=0.61$) Cu, Pb, Zn, Ag ($r=0.94$), As (0.43) ve Bi, Te ($r=0.95$; Tablo 10) elementleri ile kuvvetli pozitif korelasyona sahiptir.

3.4.2.2. Midi Madeni'nde Düşey (KTD8 ve S1-1 sondajlarında) Element Değişimi

Midi Madeninde yan kayaçlardaki düşey yönde element değişimini belirlemek amacıyla Köstürelilik ve Maden Dere cevherleşme sahalarında Barit Maden Türk A.Ş. tarafından yapılan KTD8 (Şekil 51 ve 54) ve S1-1 (Şekil 55 ve 59) sondajları örneklenmiştir. Örnekleme birer metre arayla yapılmış ve sırasıyla KTD8 sondajından 15 ve S1-1 sondajından ise 10 örnek seçilerek analiz edilmiştir (Ek Tablo 7 ve 8). Her iki sondajın analiz sonuçlarına ait temel istatistik değerler Tablo 10 ve Tablo 11'de verilmiştir.



Şekil 101. Köstürelilik Tepe'nin KB'sından K70B yönünde, 1880 m kodunda (Şekil 48) açılmış KTG2 galerisi boyunca yankayaçta belirlenen S/Na₂O, MnO₄, MnO₂, MI ve iz element değişimleri (MI: metal indeksi)



Şekil 102. Köstürelilik Tepe'nin KB'sından K70B yönünde, 1880 m kodunda (Şekil 48) açılmış KTG2 galerisi boyunca yan kayada belirlenen iz element değişimleri

Tablo 10. Köstürelilik Cevherleşme sahasında (Şekil 50) yapılan KTD8 sondajından alınan örneklerin analiz sonuçlarına (Ek Tablo 6) ait temel istatistiksel parametreler (Ana oksitler ağırlıkça %, Au, Ag ppb, diğerleri ppm olarak verilmiştir. Zn ve Ag dedeksiyon üst limitleri 10000 ppm ve ppb'dir)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	K ₂ O	Cu	Pb	Zn	Ag	As	Au	Bi	Te
Ö. Sayı	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15
Ortal.	45	1	8	5	11	0	3	117	2323	9312	11148	153	210	17	5
Medy.	44	1	5	3	10	0	4	8	389	2145	4131	58	115	6	2
St. Sap	11	2	8	5	6	0	2	234	4719	16730	19376	209	302	31	10
Minir	24	0	0	1	3	0	1	1	84	106	297	10	5	1	0
Maksi.	63	6	31	18	20	0	7	727	17547	62157	70594	729	1038	108	41

Köstürelilik sahasında yapılan KTD8 sondajında, sondaj boyunca SiO₂ % 24-63 arasında (değişmektedir (Tablo 10). Breşlerde sistematik bir değişim sunmayan SiO₂ cevherli zonlara yaklaşıldığında ve cevherli zonlarda artış göstermektedir (Şekil 103). Karbonatlı kayaç oranı yüksek olan breşlerde SiO₂ içeriğinin %60 olması, cevhere yakın kesimlerde yoğun silisleşmenin olduğunu göstermektedir. Sondajın yüzeysel alterasyon gözlenen ilk metreleri (0-20m arası) yoğun demir ve mangan oksit ile karbonatlarca (simitzonit) zenginleşmiştir. Bu bölgede Al₂O₃ miktarında önemli bir artış gözlenirken, alt seviyelerde belirgin bir değişim yoktur. Benzer değişim trendi sunan MgO ile Fe₂O₃ genel olarak yankayaçlarda cevhere doğru yaklaşılrken dolomitleşmeye bağlı olarak sırasıyla %17.8 ve %30.7'ye kadar çıkmaktadırlar (Tablo 10; Şekil 103). MnO, yüzeysel alterasyon etkisi gözlenen ilk 20 metreden itibaren cevherli kesime doğru artmakta ve alt zonlara doğru konasatrayonunda belirgin bir düşüş görülmektedir (Şekil 103). CaO breşlerin üst kesimlerinden itibaren cevherli kesime doğru belirgin bir azalma göstermektedir. Bu durum Kırtıllık breşinin alt seviyelerde kireçtaşı çakılı oranının azalması ve cevherin karbonatlı kayaçların yerini almasıyla açıklanabilir.

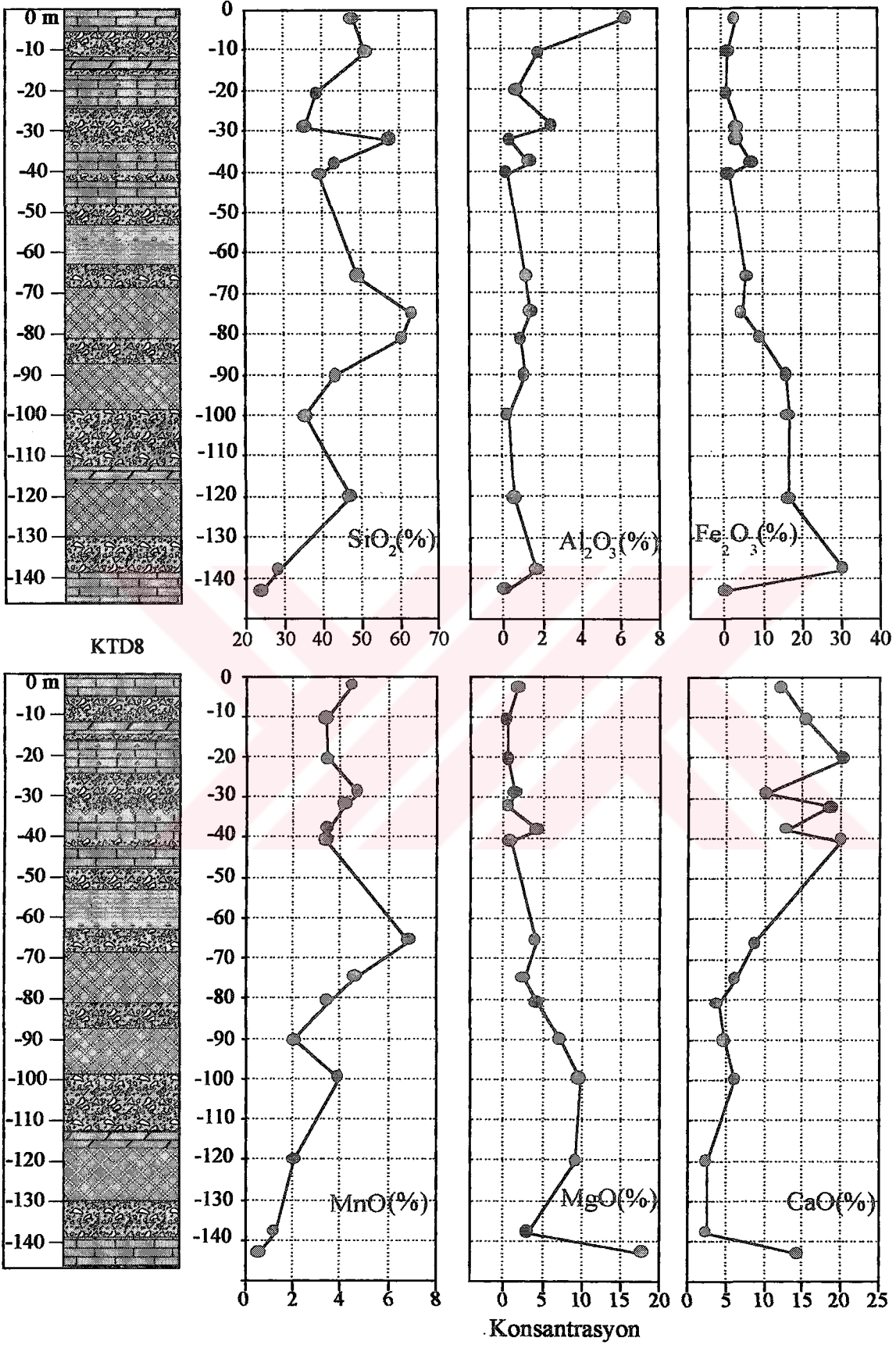
Sondaj boyunca hesaplanan S/Na₂O oranına bakıldığında yan kayaçtan cevherli zona doğru sistematik bir artışın olduğu gözlenir (Şekil 104). Bu durum, yankayaçtan cevhere doğru gidildikçe serizitleşmenin ve sülfürlü minerallerin arttığını gösterir. Aynı şekilde, yan kayaçlarda meydana gelen dolomitleşme (MnO_d) ve sideritleşme (MnO_s) değerlerinin düşey yöndeki değişimi birbirleriyle farklı yönlerde artış gösterirler. Dolomitleşen kayaçlardaki MnOd (%) değişimi cevherli kesime doğru artış gösterirken, yüzeysel alterasyonun etkisinin gözlendiği üst seviyelerde MnO_s (%) miktarı artar, yani sideritleşme KTD8 sondajında üst seviyelerden cevherli zona doğru belirgin bir düşüş gösterir (Şekil 104).

Cu, Pb, Zn Ag, As, Bi ve Te elementlerinin hemen hepsi, cevherli zonlarda ve bu zonlara yakın kesimlerde zenginleşme gösterirler (Şekil 104 ve 105). Bu durum hesaplanan metal indeksinin (Mİ) sondaj boyunca değişiminde açık bir şekilde gözlenir (Şekil 105). Zn, Cu ve Pb daha çok dolomitleşmeye eşlik etmekte ve MnO_4 ile benzer dağılım göstermektedir. Analizlerde 276 ppb ile 70.5 ppm arasında konsantrasyona ulaşan Ag (Tablo 10), Pb ve Bi ile sondaj boyunca birlikte hareket eder. Diğer yandan 5.3 ppb-1.04 ppm arasında değişen ve 152.9 ppb ortalamaya sahip olan Au, As ve Te elementleri ile alt seviyelere doğru benzer şekilde artış gösterirler. Sadece yüzeysel alterasyon gözlenen üst seviyelerde bir miktar Au zenginleşmesi meydana gelmiştir (Şekil 105).

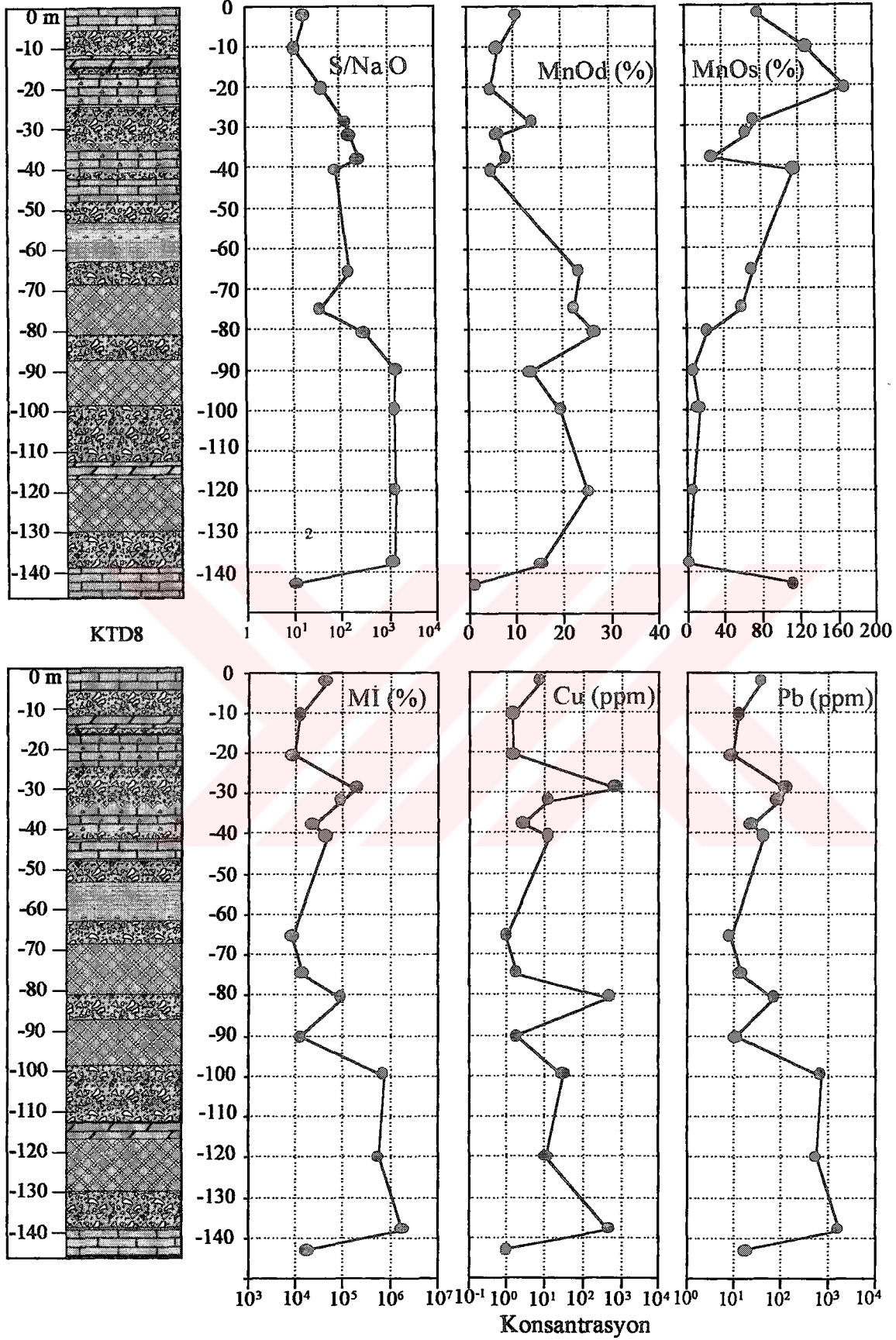
Maden Dere Cevher sahasında yapılan S1-1 sondajı, Zimonköy volkanitleri dışında başka bir birim kesmemiştir. Yüzeyden itibaren kısa mesafede cevheri kestiğinden alterasyon halesi içerisinde kalır. Fe, Mg ve Al düşey yönde benzer değişim sunarlar. Özellikle Fe ve Al yüzey alterasyonunun etkili olduğu üst kesimlerde ve cevherli zonda belirgin bir artış gösterirler (Şekil 106). K, Na ve Ca (değişim diyagramı verilmemiştir) değişimleri çok belirgin değildir, sadece Ca'un cevherli zonda hafif zenginleştiği görülür. Ba/Sr oranı yan kayaçta belirgin bir artış gösterir ve cevherli zona doğru oldukça azalır (Şekil 106). Ba özellikle serizitte K'un yerini alır ve Sr ise daha çok plajiyoklaslardaki Ca ile benzer kimyasal özelliklere sahip olduğundan, onunla birlikte hareket eder. Plajiyoklasların tamamen bozduğu yan kayaçlarda Ba/Sr oranının artması, Sr'un yıkandığını gösterir. Kalsit ve ankerit bulunan cevherli zonda doğal olarak Sr zenginleşmesi meydana geldiğinden Ba/Sr oranı azalmıştır.

Tablo 11. Maden Dere Cevher sahasında (Şekil 55) yapılan S1-1 sondajından alınan örneklerin analiz sonuçlarına (Ek Tablo 8) ait temel istatistiksel parametreler (Ana oksitler atomik %, Au, Hg ve Ag ppb, diğerleri ppm olarak verilmiştir. Zn ve Ag dedeksiyon üst limitleri 10000 ppm ve ppb'dir)

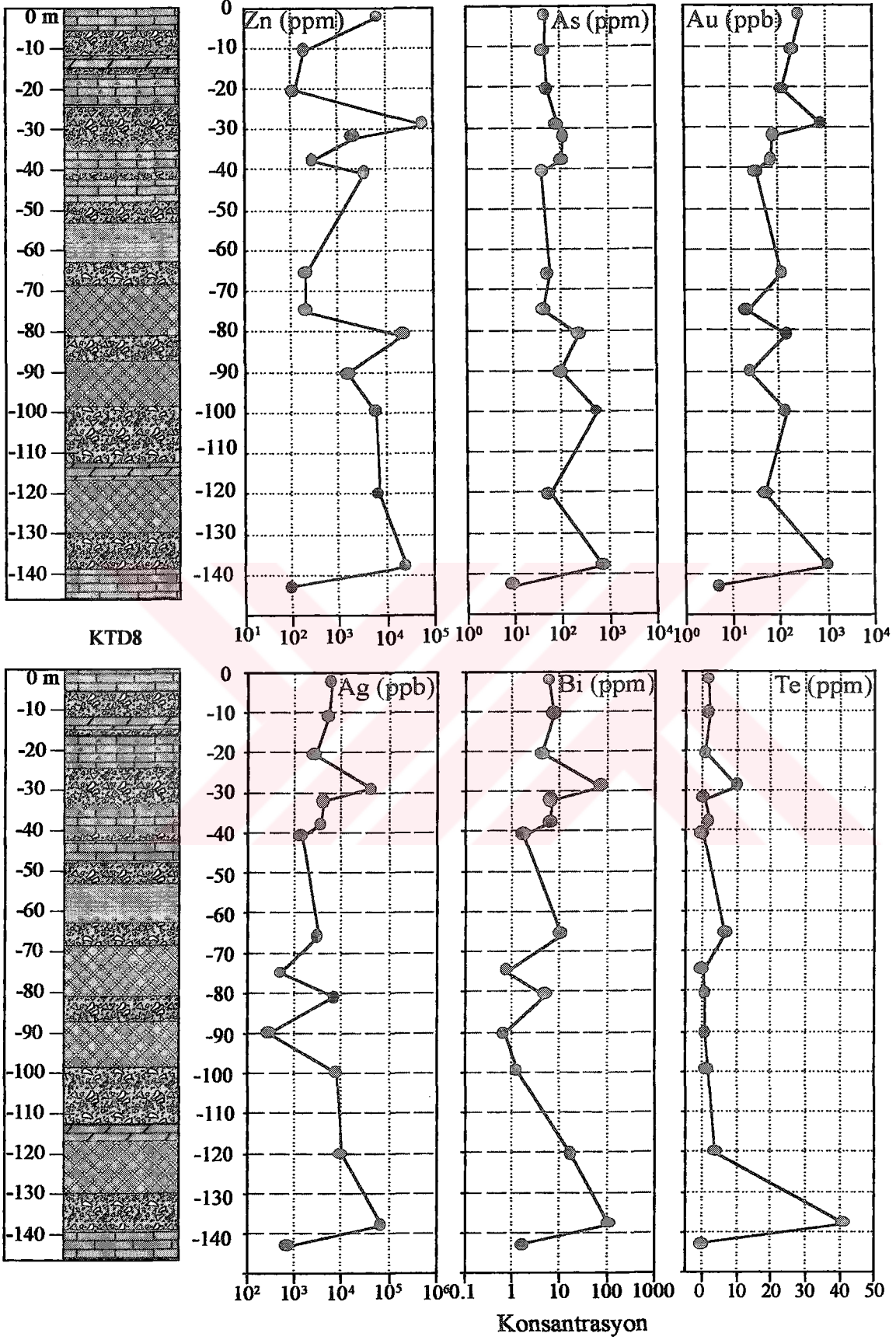
	Al	Fe	Mg	Cu	Pb	Zn	Ag	As	Sb	Bi	Au	Hg	Te
Ö. Sayısı	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Ortalama	8	14	2	195	1605	39264	13130	83	3	20	466	373	7
Medyan	8	12	2	7	167	11253	835	18	2	2	88	95	1
St. Sapma	3	8	1	554	2227	46473	19407	112	2	34	738	481	11
Minimum	4	5	0	1	17	247	55	4	1	0	4	5	0
Maksimum	12	27	4	1770	5795	99999	50555	301	6	101	1883	1210	32



Şekil 103. Köstürelilik Cevherleşmesinde yapılan KTD8 sondajında ana oksit element değişimleri ve elementler arasındaki ilişkiyi gösteren diyagramlar (birimlerin açıklamaları Şekil 54'deki gibidir)



Şekil 104. Köstürelilik Cevherleşmesinde yapılan KTD8 sondajında iz element değişimleri ve bunların arasındaki ilişkiyi gösteren diyagramlar (birimlerin açıklamaları Şekil 54'deki gibidir)



Şekil 105. Köstürelilik Cevherleşmesinde yapılan KTD8 sondajında iz, kıymetli element değişimleri ve elementler arasındaki ilişkiyi gösteren diyagramlar (birimlerin açıklamaları Şekil 54'deki gibidir)

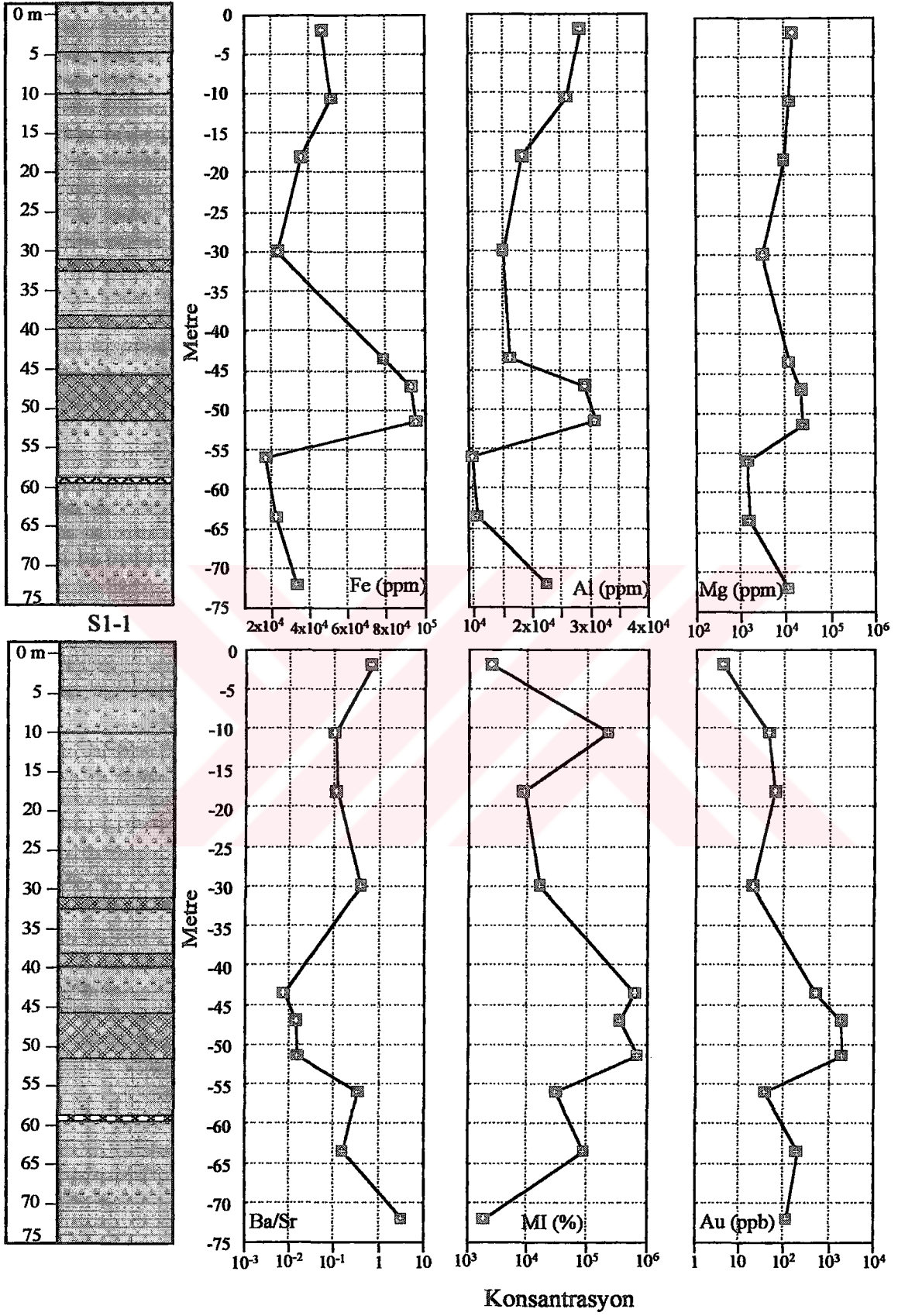
Cu, Zn, Ag, Au, Bi, Hg ve Te S1-1 sondajında yankayaçtan cevherli zona doğru benzer şekilde zenginleşme gösterirler (Şekil 106 ve 107). Özellikle cevherli zonda Zn, %10'a kadar ulaşır. Yankayaçlarda ise 55-1000 ppm arasında değişmekte ve tüm sondaj boyunca %1.25 ortalamaya sahiptir. Maden Dere cevherinde Au 4.2ppb- 1.88 ppm arasında (ortalama 87.8 ppb)değişir (Tablo 11) ve Köstürelilik cevherinden daha zengin olduğu anlaşılır. Benzer şekilde Ag ortalama 834 ppb ve cevherli zonda ise 50.55 ppm, Hg ise 372.3ppb-1.2 ppm kadar değişen konsantrasyonlara ulaşırlar (Tablo 11).

3.4.3. Midi Madenin Kıymetli Metal (Au, Ag) Potansiyeli

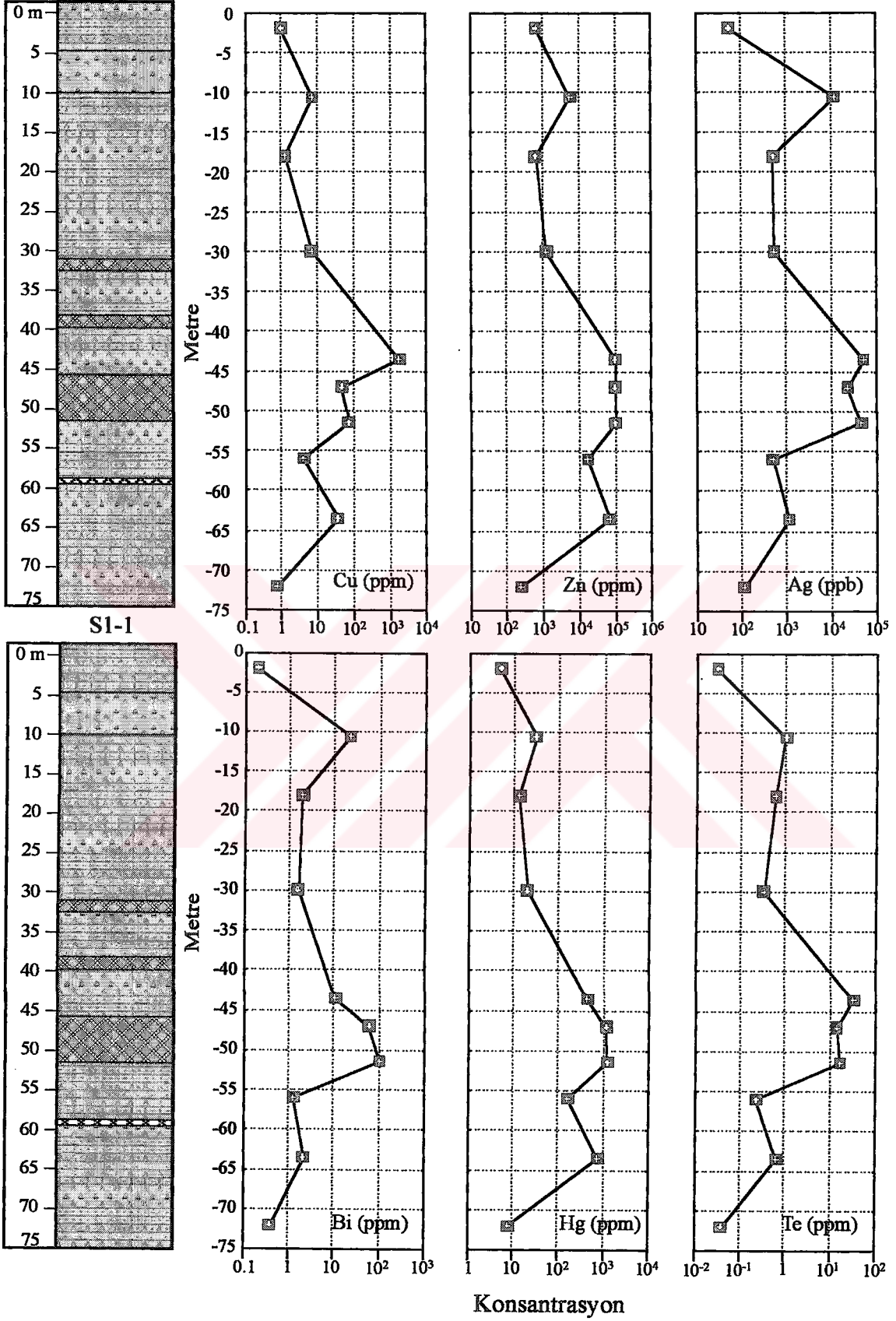
Asıl cevher minerali safalerit olan Midi madeni, çinko için işletilmiştir. Cevher minerallerinin mikro kimyasal analizlerinde, özellikle arsenopiritin ağırlıkça % 0.01-0.06 Au ve galenin ise %0.04-0.15 Ag içerdiği tespit edilmiştir (Ek Tablo 3 ve 5). Ayrıca cevher mikroskop çalışmalarında gang mineralleriyle birlikte 3 mikron boyutunda altın ve 5 mikron boyutunda gümüşlü altın (elektrum) belirlenmiştir (Şekil 75 ve 79). Bunun yanında Köstürelilik ve Maden Dere cevherleşmelerinde cevherli kesimlerden alınan örneklerin analizi sonucunda sırasıyla 1.04 ppm Au ve 70.6 ppm Ag, 1.89 ppm Au ve 50.56 ppm Ag tespit edilmiştir (Tablo 8, 10 ve 11). Au, arsenopirit'in modal olarak arttığı ve sondajlarda özellikle yüzeysel alterasyonun (oksitlenme) belirlendiği kesimlerde artış göstermektedir (Şekil 105). Ag ise daha çok galenin modal olarak bol olduğu kesimlerde artar. Cevher, işletme esnasında arsenopirit ve galenin artış gösterdiği zonların belirlenmesiyle Zn üretiminin yanısıra yan ürün olarak Au ve Ag üretilebilir. Midi Madeni yukarıda da belirtildiği gibi bu potansiyele sahip olduğu söylenebilir.

3.4.4. Kütle Değişim Hesapları

Kütle değişim hesapları, altere olmuş kayaçların kimyasal bileşimi, altere olmamış ya da nispeten çok az altere olmuş kayaçların bileşimleriyle kıyaslanarak yapılır. Bu konuda Gresens (1967)'in "metazomatizma süresince konsantrasyonların ve hacimdeki değişimlerin analiz metodu" adlı çalışması, kayaçlarda hidrotermal alterasyon sonucu meydana gelen metazomatik olayları inceleyen pek çok araştırmacının başvurduğu ilk kaynaktır (Green, 1981; Grant 1986; Huston ve Cozens, 1994). Bu metodu Grant (1986) analitik verilerin elle kullanmını gerektirmeyecek kadar daha basite indirgemiş ve hazır bir



Şekil 106. Maden Dere Cevherleşmesinde açılan S1-1 sondajında ana ve iz element değişimleri ve elementler arasındaki ilişkiyi gösteren diyagramlar (birimlerin açıklamaları Şekil 59'daki gibidir, Mİ: metal indeksi)



Şekil 107. Maden Dere Cevherleşmesinde açılan S1-1 sondajında cevhere doğru iz element değişimleri ve elementler arasındaki ilişkiyi gösteren diyagramlar (birimlerin açıklamaları Şekil 59'daki gibidir)

şekilde hem grafiksel olarak, hem de bilgisayar yardımıyla uygulanır hale getirmiştir. Grant ayrıca, Gresen Metodu'nun esasları olan *“değişime uğramış kayaçtaki bileşenlerin konsantrasyonu ile değişime uğramamış kayaçtaki bileşenlerin konsantrasyonu”* arasındaki lineer ilişkiyi kullanarak, Gresen eşitliklerini yeniden düzenlemiştir. Grant'tan sonra çeşitli yataklarda kimyasal, kütle ve hacim değişim hesabı uygulamaları yapan pek çok yazar, Gresen Metodu'nu pratik ve daha anlaşılır hale getirmişlerdir (Barret ve MacLean, 1991 ve 1994; Shriver ve MacLean, 1993; Barret vd., 1993; Huston, 1993)

Bu çalışmada ise Maden Dere Cevherleşmesi'ne dik bir hat boyunca alınan örneklerde (Ek Şekil 5) yapılan kütle değişim hesaplarında, Grant (1986)'ın izokon yönteminin Huston (1993) tarafından değiştirilmiş versiyonu kullanılmıştır.

3.4.4.1. İzokon Yöntemi

Huston (1993) tarafından hazırlanan izokon yönteminde, ilk olarak altere ve altere olmayan (en az altere) kayaçlarda hareketsiz elementlerin belirlenmesi ile işe başlanır. Hareketsiz elementler tespit edildikten sonra, bu elementler arasından en yüksek pozitif korelasyonu veren elementler kullanılır. Grant (1986)'ın izokon yöntemini ölçeklendirerek basitleştiren Huston; alterasyondan çok etkilenebilecek elementleri orijine yakın, az etkilenen elementleri orijinden uzak ve hareketsiz elementleri ise bunların arasına dağıtarak hepsine ayrı bir tam sayı (n_i) vermiştir. Az altere kayaçtaki her bir elementi (C_i^0) altere kayaçtaki konsantrasyonunu (C_i^A) ölçeklendirme faktörü ($F_i = n_i / C_i^0$) ile ilişkilendirerek ölçeklendirilmiş altere örneğin konsantrasyonunu ($C_i^S = F_i * C_i$) hesaplamıştır. Ölçeklendirilmiş az altere örneklerin bileşenleri x-eksenine ve altere örneklerin bileşenleri ise y-eksenine yerleştirilerek grafik çizilir. Ölçeklendirilmiş Huston (1993) grafiğine yerleştirilen yüksek pozitif korelasyon gösteren elementler ile orijini birleştiren doğrunun (izokon) eğimi (m) hesaplanarak kütle değişim hesapları yapılır. Bu işlemlerden sonra altere olmamış örneğe göre kayaçlarda meydana gelen net kütle değişimi (ΔM^A) aşağıdaki eşitlikten hesaplanır:

$$\Delta M^A (\%) = 100 (1 / (C^A / C^0 - 1)) \quad (6)$$

Burada m izokon doğrusunun eğimidir ve eğer en az ayrılmış kayaca göre ayrılmış kayaçta kütle değişimi söz konusu değilse $m = 1$ 'dir. Kütle artışı hareketli element konsantrasyonunu düşüreceğinden $m < 1$, buna karşın kütle kaybı hareketsiz element

içeriğini artıracığından $m > 1$ olacaktır. En az altere kayaca göre her altere kayacın nispi kütle değişimleri 7 nolu formülle ve 100 grama göre net değişimleri ise 8 nolu formüle göre hesaplanabilir (Grant, 1986)

$$\Delta C_i^A(\%) = 100(C_i^A / (C^A/C^O \times C_i^O) - 1) \quad (7)$$

$$\Delta C_i^A(g/100g) = (\Delta C_i^A(\%) / 100) (C_i^A(g/100g)) \quad (8)$$

C_i^A : i elementinin altere kayaçtaki konsantrasyonu

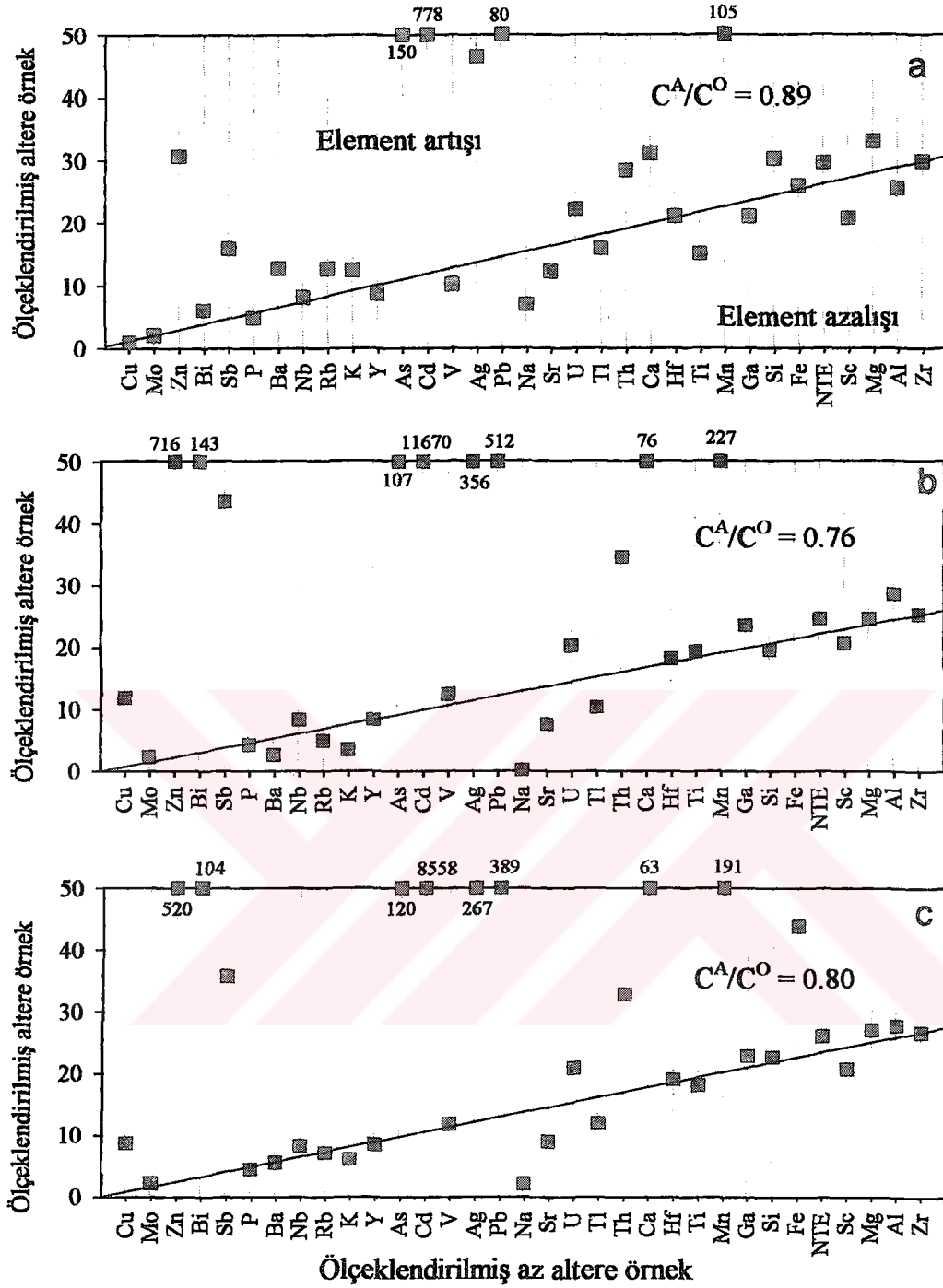
C_i^O : i elementinin en az ayrılmış kayaçtaki konsantrasyonu

ΔC_i^A : En az altere kayaca göre ayrılmış kayaçtaki nispi(%) ve net (g/100g) kütle değişimidir.

3.4.4.2. Yankayaçlarda Meydana Gelen Kütlesel ve Kimyasal Değişimler

Pek çok yatakta yapılan çalışmada Al, Zr, Ti, Y ve Nb alterasyondan en az etkilenen ya da genellikle hareketsiz oldukları saptanan elementlerdir (MacLean ve Kranidiotis, 1987; MacLean 1990). Damara dik bir hat boyunca alınan örneklerden analiz edilen elementler (Ek Tablo 5) için korele edilmiş ve en yüksek pozitif korelasyona sahip elementler tespit edilmiştir (Ek Tablo 10). Örneklerden elde edilen nadir toprak element analizleri toplam (NTE) olarak kullanılmıştır. Elementler arasında en yüksek pozitif korelasyon Zr-Y ($r=0.8$, $p<0.01$) ve Zr ile diğer elementler arasında belirlenmiştir. Element sıralaması, ölçeklendirme işleminde elementlere verilen değerler ve örneklerin ortalamasıyla yapılan hesaplamalar Ek Tablo 11'de örnek olarak verilmiştir. Dolayısıyla bu çalışmada Zr, Y, Nb ve Hf; hareketsiz element olarak belirlenmiş ve izokon bunlara göre çizilmiştir.

Alterasyon mineral bolluklarına göre, propilitik alterasyon zonunda (Hd1-Hd5), yoğun ayrışma gözlenen cevherin yerleştiği fay zonunda (Hd6-Hd25) ve tüm hat boyunca ayrı ayrı izokon diyagramı hazırlanarak kütle değişim hesapları yapılmıştır (Şekil 108a, b ve c). Buna göre propilitik alterasyon zonunda hazırlanan izokon diyagramında çizilen izokon doğrusunun (Şekil 108a) eğimi $C^A/C^O = 0.89$, yoğun ayrışma gözlenen cevherli zonda hazırlanan diyagramda izokonun eğimi $C^A/C^O = 0.76$ ve tüm hat boyunca yapılan hesaplamalarda ise izokonun eğimi $C^A/C^O = 0.80$ olarak bulunmuştur. Her üç hesap sonucunda $C^A/C^O < 1$ olarak tespit edilmiştir. Bir başka değişle hat boyunca yankayaçlarda



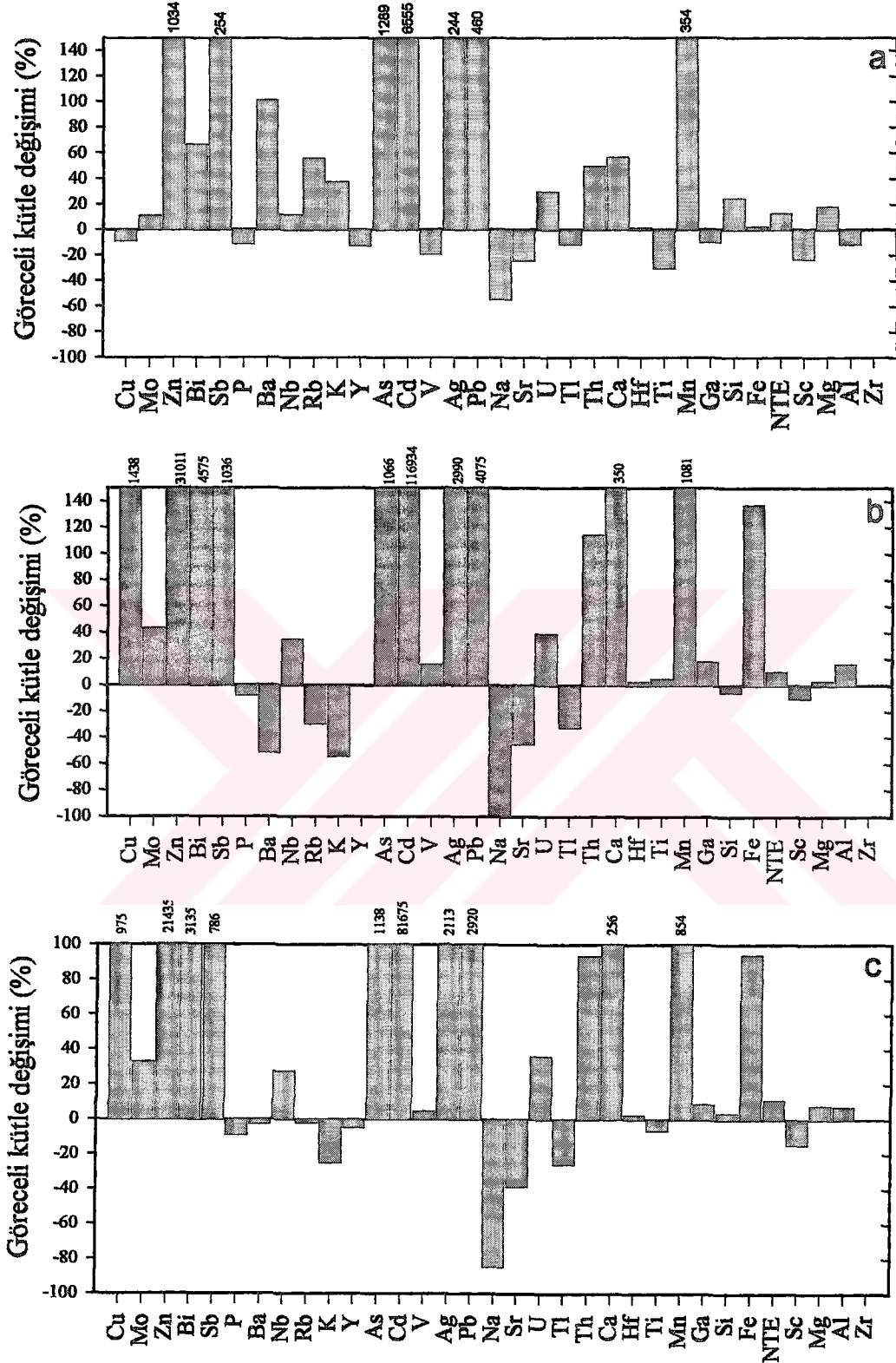
Şekil 108. Maden Dere cevherine dik bir hat boyunca hesaplanan izokon diyagramları. a) propilitik alterasyon zonu (Hd1-Hd5), b) yoğun altere geçiş ve cevherli zon (Hd6-Hd25), c) tüm hat için hazırlanan % değişim diyagramı. Her üç diyagramdaki siyah çizgiler izokon çizgilerini gösterir

genel olarak kütle artışının meydana geldiği söylenebilir. Yapılan hesaplamalarda propilitik alterasyon zonunda % 11.15, cevherli zonda % 30.41 ve tüm hat boyunca ise % 24.26 net kütle artışının olduğu hesaplanmıştır. Propilitik alterasyon zonunda Zr, Fe, Hf,

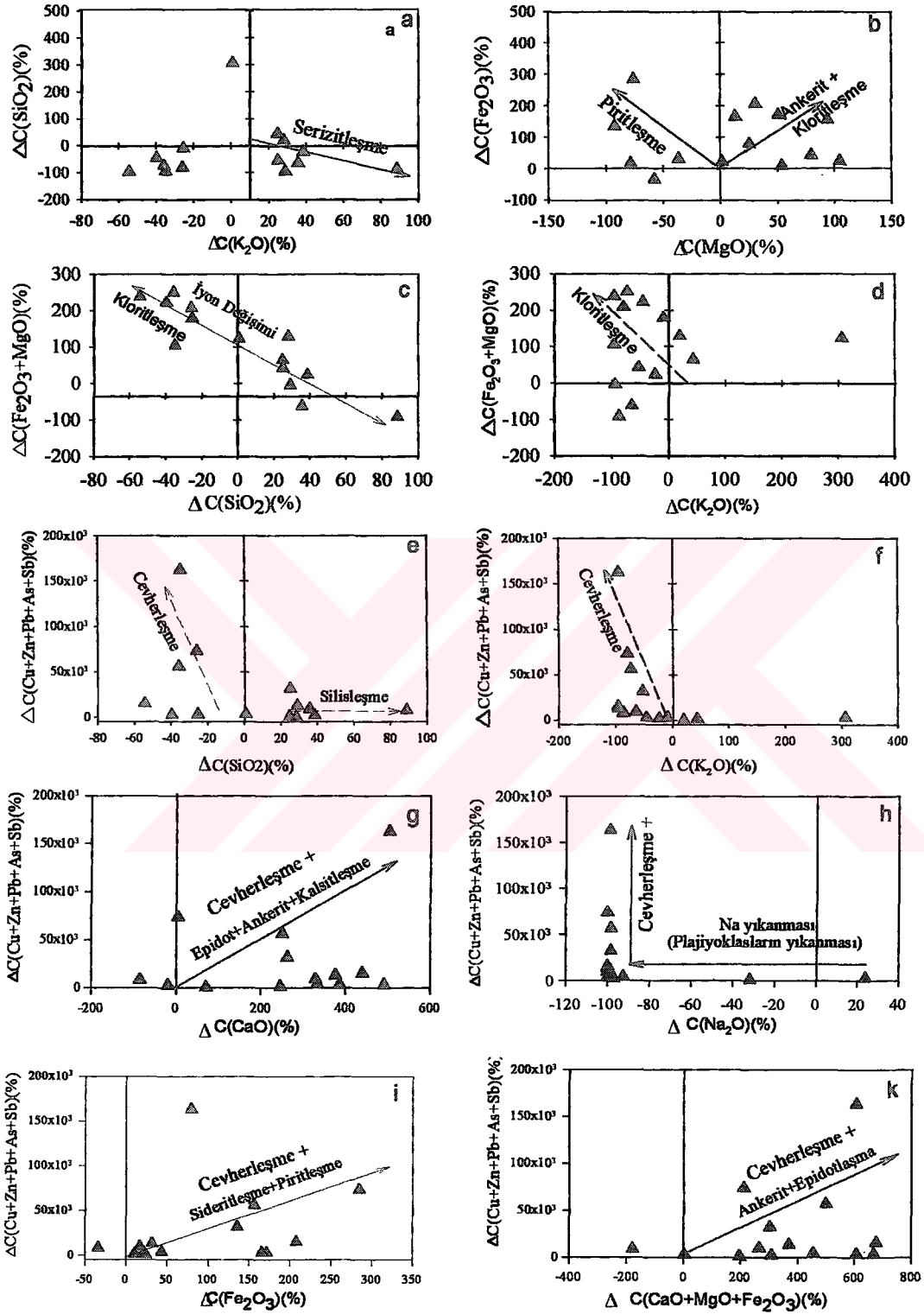
Nb, Fe, P, Bi, Mo ve Cu bileşimlerinde az altere örneğe göre değişim olmamış; Na, Sr, Tl, Ti, Sc ve Al yankayaçlarda tüketilmiş, buna karşın diğer elementler zenginleştir (Şekil 109a). Geçiş ve cevherli zonda ise Na, K, Sr, Si, Ba ve Sc elementlerinde tüketilme, Ca, Mn, Fe elementleri ile cevher oluşturan elementlerde aşırı zenginleşme meydana gelmiş, Σ NTE ve Al elementlerinde ise hafif zenginleşme görülmektedir (Şekil 109b).

3.4.4.2.1. Nispi (%) Kütle Değişimi

Az altere kayaca göre nisbi kütle değişimleri, 6 nolu formül kullanılarak her bir zon ve tüm hat için hesaplanmıştır (Şekil 109). Propilitik alterasyon zonunda ana elementlerden serizitleşmeye bağlı olarak K %30, kalsitleşme ve epidotlaşmaya bağlı olarak Ca % 50 ve Si ise % 20 civarında artış gösterir. Aynı zonda Na % 60, Sr ve Ti önemli miktarlarda tüketilmişlerdir (Şekil 109a). Makroskopik olarak cevher minerali gözlenmeyen, fakat incekesitlerinde seyrek de olsa opak mineraller tespit edilen propilitik alterasyon zonunda az altere kayaca göre cevher oluşturan elementlerden Zn % 1034, Bi % 254, Pb % 460, Ag % 244 ve Mn'ın % 354 nispi artış göstermektedir. Burada dikkati çeken Ba, Rb ve K elementlerinin propilitik alterasyon zonunda zenginleşmesine karşılık cevherli zonda ise tüketilmiş olmalarıdır (Şekil 109a ve b). Aşırı altere ve fay zonunda cevherli minerallerindeki zenginleşme; beklenen bir durumdur, fakat serizitleşme ve illitleşmeye bağlı olarak propilitik alterasyon zonunda zenginleşen K, %60 ve Na ise %100 kadar miktarda cevherli zonda tüketilmişlerdir. Cevherli zonda cevhere eşlik eden kalsit ve ankerit'ten dolayı Ca, Mn ve Fe zenginleşirken, aynı şekilde alterasyon zonlarında hareketsiz element olarak bilinen Al; propilitik zonda %10'un üzerinde tüketilirken, killeşmeye bağlı olarak cevherli zonda ve genel olarak volkanik kayalarda az miktarda zenginleşmiştir. Her iki zona ve hattın geneline bakıldığında, Si cevherleşme zonlarında az altere kayaca göre nispi olarak %10 civarında tüketilmiş, buna bağlı olarak propilitik zonda ise %20 kadar bir zenginleşme göstermiştir (Şekil 109b ve c). Cevherli zonda Ca, Mn, Fe zenginleşmesinden dolayı cevhere kuvarstan daha çok kalsit ankerit ve kalsiyumlu silikatlar (epidot, klorit) eşlik etmektedir (Şekil 110). Dolayısıyla cevher oluşturan sıvıların nispeten silisyumca fakir sıvılar olduğu söylenebilir.



Şekil 109. Maden Dere cevherine dik bir hat boyunca hesaplanan nispi kütle değişim diyagramları; a) propilitik alterasyon zonu (Hd1-Hd5), b) yoğun altere geçiş ve cevherli zon (Hd6-Hd25), c) tüm hat için hazırlanan % değişim diyagramı.



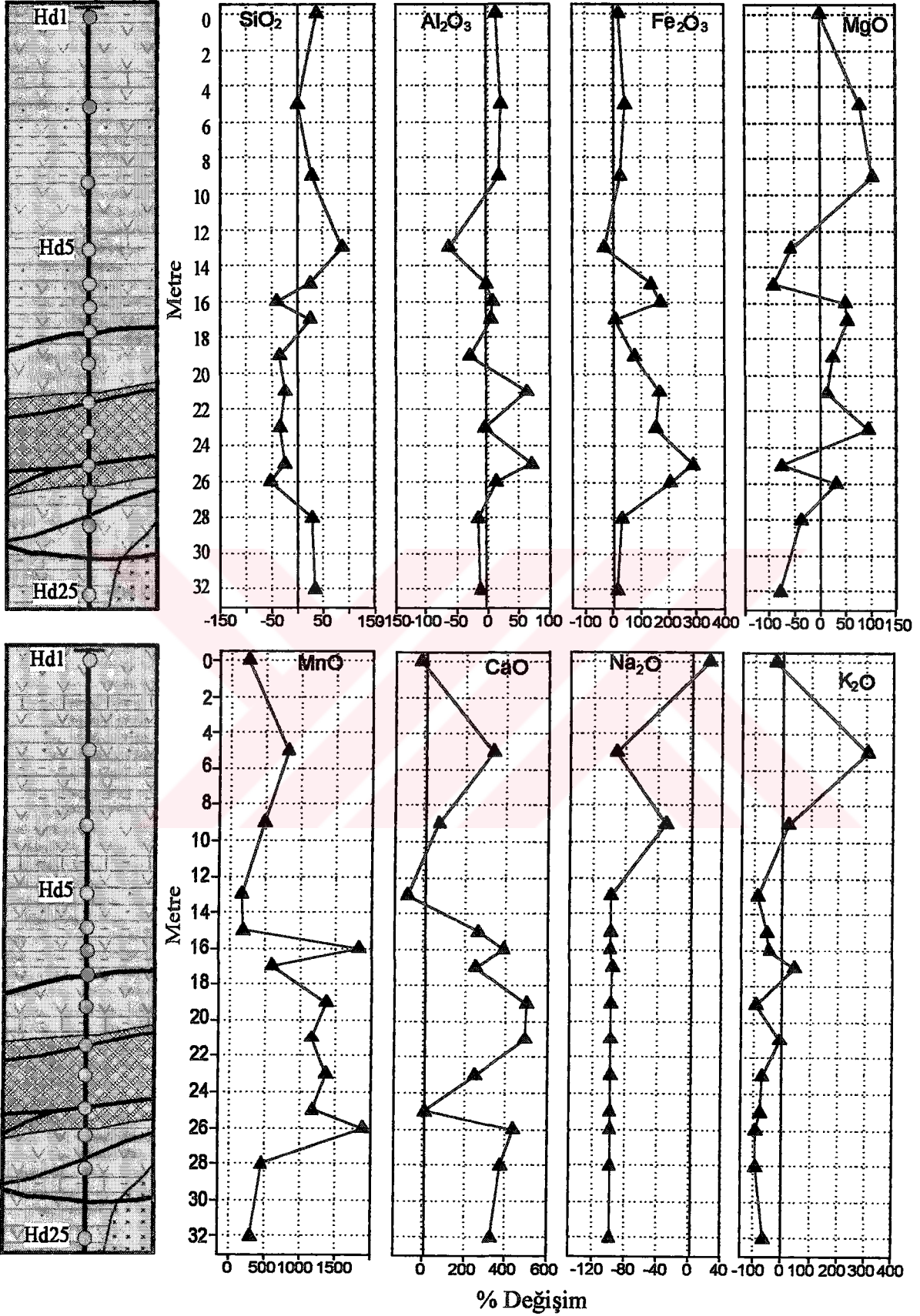
Şekil 110. En az altere kayaca göre ayrılmış kayaçta hesaplanan ve kayaçta nispi kütle artışı veya azalmasına (%) neden olan elementler arasındaki ilişkiler ile bu değişimler sonucu yankayaçta oluşabilecek alterasyon minerallerini gösterir diyagramlar

Tüm hat boyunca yapılan nispi element değişimlerine genel olarak bakıldığında yankayaçlarda K ve Si artışına bağlı olarak silisleşme ve serizitleşme meydana gelirken (Şekil 110a) fay zonunda cevherleşmeyle birlikte K azalması görülmektedir (Şekil 110f). Yankayaçtaki albitleşmiş plajiyoklasların, cevherli zonda kısmen veya tamamen bozuşmasıyla Na tüketilmiştir (Şekil 110h). K ve Na azalmasına bağlı olarak cevherli zona ve yankayaca Mg, Ca, ve Fe ilavesiyle kloritleşme, kalsitleşme epidotlaşma, piritleşme ve ankeritleşme (dolomitleşme) meydana gelmiştir (Şekil 110 b, c, d, g, i ve k). Ayrıca, Fe, Mn ve Ca ilavesi, cevherli zonda gözlenen Fe-klorit, siderit ve rodokrozit minerallerinin oluşumunu sağlamıştır (Şekil 110i ve k). Kloritlerin propilitik zonda Mg, cevherli zonda ise Fe içerikleri daha yüksektir.

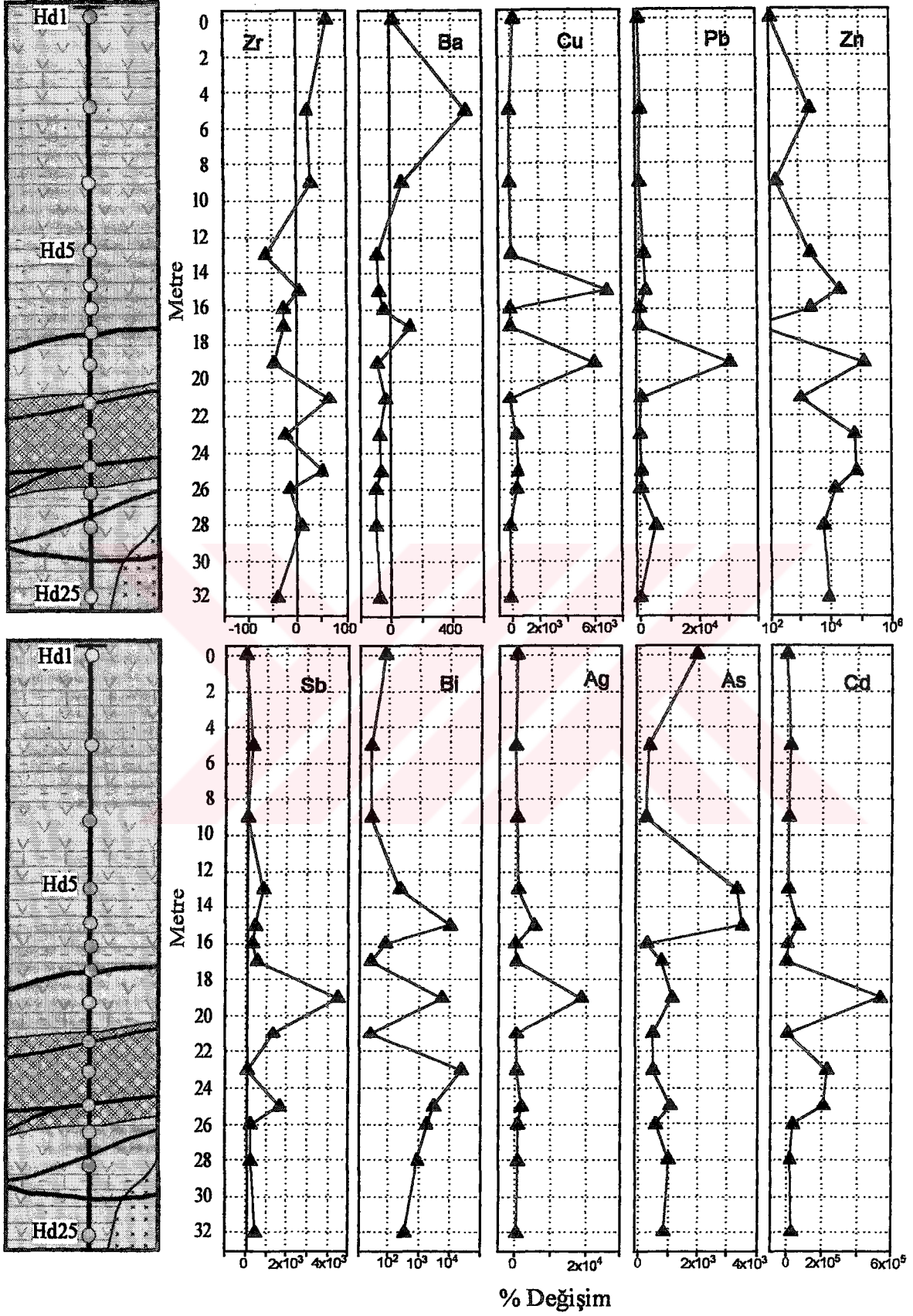
Hat boyunca propilitik zondan cevherli zona doğru elementlerin az altere kayaca göre nispi değişim dağılımları Şekil 111 ve 112’de verilmiştir. Propilitik zondan itibaren K, Na ve Si azalırken, Mg geçiş zonunda azalmış cevherli zonda ise Ca, Mn, Fe elementleriyle benzer şekilde zenginleşmiştir (Şekil 111). Propilitik zondan itibaren azalan bir başka element ise Ba’dur. Zr ise genel olarak bütün zonlarda belirgin bir değişim göstermez (Şekil 112). Cevher oluşturan elementler ve cevher mineralleriyle bulunan iz elementler genel olarak aynı zonlarda zenginleşme gösterirler (Şekil 112).

3.4.4.2.2. Net (g/100g) Kütle Değişimi

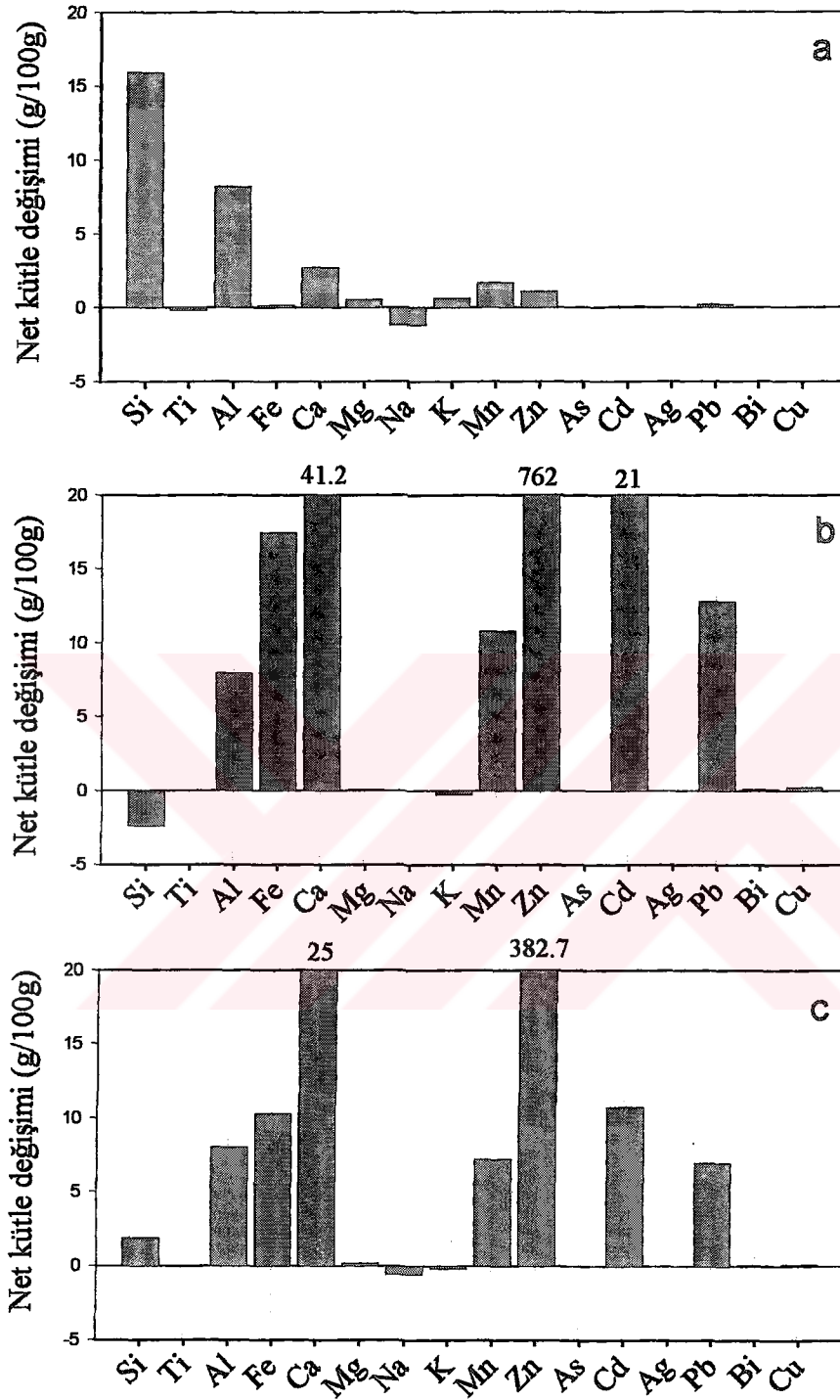
Hat boyunca yapılan net (100g’a göre, 7 nolu formül) kütle değişim hesaplarında propilitik zonda Si (16 g), Al (8 g), Ca (2.5 g) ve Mg (0.5 g) artışı olmuş ve bu zonda kayaçların silisleşmesine, kalsitleşmesine ve kloritleşmesine sebebiyet vermişlerdir (Şekil 113a). Geçiş ve cevherli zonda ise Ca (41.2g), Mn (10.5g), Al (8 g) ve Fe (17.5 g) ilavesiyle cevherle birlikte kalsit, ankerit, epidot minerallerinin oluşmasını sağlamışlardır. Maden Dere ve Köstürelilik Cevherleşmelerinde ilginç olan silisyumun tüketilmiş olmasıdır. Cevherle birlikte gang olarak daha baskın olarak kalsit ve ankeritin bulunması, bu durumu açıklar niteliktedir. Silisyum (2.5 g) cevherli zonda tüketilmiş yankayaçta zenginleşmiş ve yankayacın silisleşmesine neden olmuştur. Cevherli zonda Zn 762 g/100g zenginleşerek baskın cevher minerali sfalerit ve Pb 12.5 g/100g zenginleşerek galenin oluşmasını sağlamışlardır (Şekil 113b).



Şekil 111. Maden Dere Cevherleşmesine dik bir hat boyunca ana elementler için hesaplanan % element değişim dağılımlarını gösterir diyagramlar (birimlerin açıklamaları Şekil 99'daki gibidir).



Şekil 112. Maden Dere Cevherleşmesine dik bir hat boyunca iz elementler için hesaplanan % element değişim dağılımlarını gösterir diyagramlar (birimlerin açıklamaları Şekil 99'daki gibidir).



Şekil 113. Maden Dere cevherine dik bir hat boyunca hesaplanan net (g/100g) kütle değişim diyagramları; a) propilitik alterasyon zonu (Hd1-Hd5), b) yoğun altere geçiş ve cevherli zon (Hd6-Hd25), c) tüm hat için hazırlanan net kütle değişim diyagramı.

Tüm hat boyunca alınan örneklerde 5 nolu formül kullanılarak yapılan hesaplamalarda, bölgedeki kayaların genel olarak kütlelerinde %24.26'lık bir artışın meydana geldiği görülür. Bu artışı sağlayan başlıca Ca (25 g), Fe (12 g), Al (8 g), az miktarda Si (3 g) ve cevher oluşturan elementlerin ilavesidir (Şekil 113c).

Hat boyunca yapılan mineral, kütle ve kimyasal değişimlere bakıldığında, cevher oluşturan sıvıların silisyumca nispeten fakir ve nötr bileşimde olduğu söylenebilir. Sıvıların taşıdığı cevher oluşturan elementlerin aralarındaki korelasyonun yüksek olması ve benzer zonlarda zenginleşmiş olmaları, bölgedeki cevherleşmelerin aynı fazda oluştuğunu gösterir. Cevherin kalsitleşme, ankeritleşme ve epidotlaşmaya bağlı olarak geliştiği söylenebilir. Yankayaçlarda mevcut olan serizit ve illit minerallerinin cevherli zonda bulunmaması, bu minerallerin yüzey alterasyonu sonucunda kaolen ve alunite dönüştüğü şeklinde yorumlanmıştır. Cevherli zonda Si'un tüketildiği tespit edilmiş (Şekil 113b) olmasına rağmen, cevherli zonda hiç silisleşmenin olmadığını söylemek oldukça zordur. Zira yapılan ince kesitlerde, hacim olarak dolomit ve kalsit baskın olmasına karşın, kuvars ve kuvarsla birlikte büyümüş epidot mineralleri de belirlenmiştir. Yankayaçlarda ise silisleşme (kuvars) daha çok, epidot ve kloritle birlikte sınırlı bölgelerde bulunmaktadır.

3.5. Sıvı Kapanım Çalışmaları

Doğada mükemmel olarak oluşmuş kristal bilinmemektedir ve genel olarak laboratuvar koşullarında dahi ideal kristal oluşturulamamıştır (Shepherd vd., 1985). Mineralde kristallenme veya ana kristallenme evresi sonrası gelişen olaylar neticesinde meydana gelen mikro kırık ve çatlaklar boyunca kapanlanan ve mikron boyutunda sıvı içeren boşluklar, sıvı kapanım olarak adlandırılmaktadır.

Sıvı kapanımlar, maden yataklarının oluşumunda rol oynayan fizikokimyasal olayların, yataklanma evrelerinin ve yatağın jenezinin anlaşılmasında önemli veriler sağları nedemiyse maden yatakları çalışmalarında oldukça önem taşırlar (Roedder, 1984; Shepherd vd., 1985; Samson ve Russel, 1987; Kilias vd., 1996). Sıvı kapanımlardan elde edilen cevher oluşum sıcaklığı, basıncı, sıvının kimyasal bileşimi, termodinamik hesaplamalarda kullanılabilirler (Ohmoto ve Rye, 1970; Bowers ve Helgeson, 1983; Roedder, 1984; Samson ve Russel, 1987; Wilkinson, 2001). Günümüze değin geliştirilen yeni analiz teknikleri, sıvı kapanımların izotop, iz element ve nadir toprak element bileşimlerini doğrudan tespit ederek, maden yataklarının oluşumunda etkili olan fiziko-kimyasal koşullarını ortaya koyan daha kesin veriler elde edilebilmektedir (Ohmoto ve Rye, 1974; Foley ve Bethke, 1989; Böhlke ve Irwin, 1992; Wilkinson vd., 1994; Shepherd ve Rankin, 1998; Wilkinson, 2001).

Sıvı kapanım çalışmalarında kapanımların sınıflandırılması ve tanımlanması, elde edilecek verilerin yorumlanmasında oldukça önem taşır. Sıvı kapanımları, oluşumlarına ve bileşimlerine göre birçok yazar çeşitli şekillerde sınıflamışlardır. Bunlardan kapanımları jenetik olarak sınıflayan Roedder (1984), minerale aynı anda oluşmuş ve üç boyutta gelişmiş güzel dağılmış kapanımları genel olarak birincil (primary), bir grup halinde bulunan benzer şekil ve boyutta olan kapanımları yalancı ikincil (pseudosecondary) ve ana kristallenme evresi sonrası kırık ve çatlaklar boyunca kapanlanan sıvıları ise ikincil (secondary) olarak sınıflandırmıştır. Diğer yandan birçok yazar, kapanımları, içermiş oldukları değişen oranlardaki sıvılar, katılar ve gazlara bağlı olarak sınıflamışlardır (Roedder, 1984 ve Shepherd vd., 1985). Shepherd vd. (1985), oda sıcaklığında sıvı kapanımlarda gözlenen farklı fazlara göre aşağıdaki sınıflamayı önermişlerdir;

- **Tek fazlı sıvı kapanımlar (L):** Sıvı kapanımların en basitidir ve genellikle sadece sıvı ile doludur (H_2O).

- **Sıvıca zengin iki fazlı kapanımlar ($L+V$):** Sıvı faz (L) daima baskın fakat küçük gaz kabarcıkları (V) her zaman bulunur ve en fazla hacim olarak kapanımın %40-50'sini oluşturur.
- **Gazca zengin iki fazlı kapanımlar ($V+L$):** Gaz fazı baskındır ve kapanım hacminin %50'sinden fazlasını oluşturur. Bunun yanında ince bir sıvı zarı hala gözlenebilir.
- **Tek fazlı gaz kapanımlar (V):** Bu kapanımlar tamamen düşük yoğunluklu, genellikle CO_2 , CH_4 , H_2O ve N_2 gazlarından oluşur. Hiçbir şekilde sıvı gözlenmez.
- **Çok fazlı ($S+L+V$) kapanımlar:** Bu kapanımlar, sıvılara eşlik eden birden fazla katı kristal (S , doughther minerals) ve gaz içerirler. Eğer kapanımdaki katı mineral miktarı hacim olarak %50'den küçük ise, bu tür kapanımlar için çok fazlı yerine çok katılı (multi solid) terimi kullanılır.
- **Karışmazlık gösteren (L_1+L_2+V) sıvı kapanımlar:** Birbirine karışmayan iki sıvıyla karakterizedirler. Bunlardan biri su (L_1) diğeri ise sıvı karbondioksittir (L_2 , çok az petrol (yağ)). Zengin faz CO_2 ise, önemli miktarda CH_4 ve N_2 içerebilir. Gaz CO_2 (kabarcık) daima sıvı karbondioksit üzerinde bulunur. Bu çeşit üç fazlı sıvı kapanımlarda su fazı daima CO_2 sıvısının etrafını sarmış durumdadır.

Bu bölümde, sistematik arazi çalışmaları neticesinde midi madeninin çeşitli kesimlerinden alınan örneklerden hazırlanan kesitlerde (Tablo 13) gerçekleştirilen sıvı kapanım çalışmaları, Rodder (1984) ve Shepherd vd. (1985)'nin sınıflandırma kriterlerine göre yapılmıştır. Özellikleri belirlenen kapanımlardan yatağın oluşum sıcaklığı, basıncı, cevherin oluşum derinliği, sıvıların tuzluluğu, yoğunluğu ve kimyasal bileşimleri ortaya konmuş ve elde edilen fiziko-kimyasal veriler aynı zamanda termodinamik çalışmalarda da kullanılmıştır (Bölüm 3.7).

3.5.1. Mikrotermometrik Ölçümler

Sıvı kapanım çalışmaları çoğunlukla ışıgı geçirebilen minerallerde yapılabilir. Kuvars, barit, florit, turmalin ile cevher minerallerinden kasiterit ve sfalerit en çok kullanılan minerallerdir. Opak minerallerden galende de çeşitli yöntemlerle sıvı kapanımları tespit edilmiştir (Piperov ve Penchev, 1981). Bu çalışmada ise kuvars ve sfalerit minerallerinde sıvı kapanımları belirlenmiştir. Cevherle birlikte bulunan kalsit ve ankerit minerallerinde sıvı kapanım aranmış, belirlenen kapanımların boyutlarının küçük

ve kesitlerin yeterince şeffaf olmaması nedeniyle bu minerallerdeki sıvı kapanımlarda ölçüm yapılamamıştır.

Sıvı kapanım tespit edilen 7 kesitte (Tablo 12), Chaixmeca ısıtma-soğutma düzeneği kullanılarak (analiz metodu için bkz. Bölüm 2) aşağıdaki termometrik ölçümler yapılmıştır:

Tablo 12. Sıvı kapanım çalışmalarında kullanılan örnekler ve mineral parajenezleri (Örnek yerleri Şekil 50, 51 ve Ek Şekil 3’de görülebilir)

Örnek No.	Alındığı Yer	AÇIKLAMALAR
TG1-21a	Köstürelilik Cevherleşmesi	Kuvarı bol, epidot, saçınım halinde sfalerit ve pirit mevcut
TG2-43a		Özşekilli kuvars, masif cevher içinde genelde sfalerit, pirit, arsenopirit ve ankerit ile birlikte.
TG2-61a		Breş dolgusu cevher. Kuvars özşekilli sfalerit, galen, ankerit, kalsit ve pirit ile birlikte bulunur.
TG2-61b		Sfalerit, önceki örneklerle aynı parajenez, sfaleritler özşekilli, boyutları 2-3 cm civarındadır.
TG3-25		Kuvars, masif cevherle birlikte, epidot iğneleri içeriyor, sfalerit, pirit ve ankerit mevcut.
D2e1	Maden Dere Cevherleşmesi	Bol kuvars ve epidot birlikteliği, özşekilli, kuvars içinde iğne şekilli epidot, bunun yanında safalerit, pirit, kalsit ve çok az klorit mevcut.
G3-8		Masif cevher, çoğunlukla iri kristalli sfalerit, ankerit, pirit ve az miktarda galenden oluşur.

- **İlk ergime (First Melting Temperature, ötektik) sıcaklığı (T_{FM}):** bu sıcaklığın ölçülmesindeki amaç, sıvı fazın kimyasal bileşiminin belirlenmesidir. Sistemde eğer farklı bileşenler (NaCl, KCl, $CaCl_2$ gibi) varsa ilk ergime sıcaklığı bu bileşime göre değişir. NaCl- H_2O sisteminde ilk ergime sıcaklığı $-21.2\text{ }^{\circ}C$ ’dir (Shepherd vd., 1985). Bu çalışmada 20 mikrondan büyük birkaç kapanımda ilk ergime fazı gözlenebilmiş ve sıcaklığı ölçülmüştür.
- **Son ergime (final melting temperature) sıcaklığı (T_{m-ice}):** Soğutulan sıvı kapanımın tekrar ısıtılması sonucu, sıvı fazda oluşmuş son buz kristalinin kaybolması esnasında ölçülen sıcaklıktır. Son ergime sıcaklığı kullanılarak sıvıların tuzluluğu belirlenmiştir (Bodnar, 1993).
- **Homojenleşme (homogenization temperature) sıcaklığı (T_H):** belirlenen iki fazlı sıvı kapanımlarda gaz fazın tamamen kaybolmasıyla (sıvı fazda homojenleşme) belirlenen sıcaklıktır ve mineralin en düşük oluşum sıcaklığını verir.

Sıvı kapanımlarda, yukarıda bahsedilen ölçümler kullanılarak, minerallerin oluşmuş olduğu sıvıların diğer fizikoko-kimyasal özellikleri de tespit edilebilir. Bu amaçla geliştirilen FLINCOR (Brown, 1989) ve BULK (Baker, 1999) paket programlardan yararlanarak, sıvı kapanımların yoğunluğu Zang ve Frantz (1987), homojenleşme basıncı (P_H , minimum basınç)-kapanlanma basıncı (P_T , maksimum basınç) Roedder ve Bodnar (1980), Brown ve Lamb (1989), kritik basınç ve sıcaklığı Knight ve Bodnar (1989) ve gaz fazın hacmi Bodnar (1983)'a göre hesaplanmıştır.

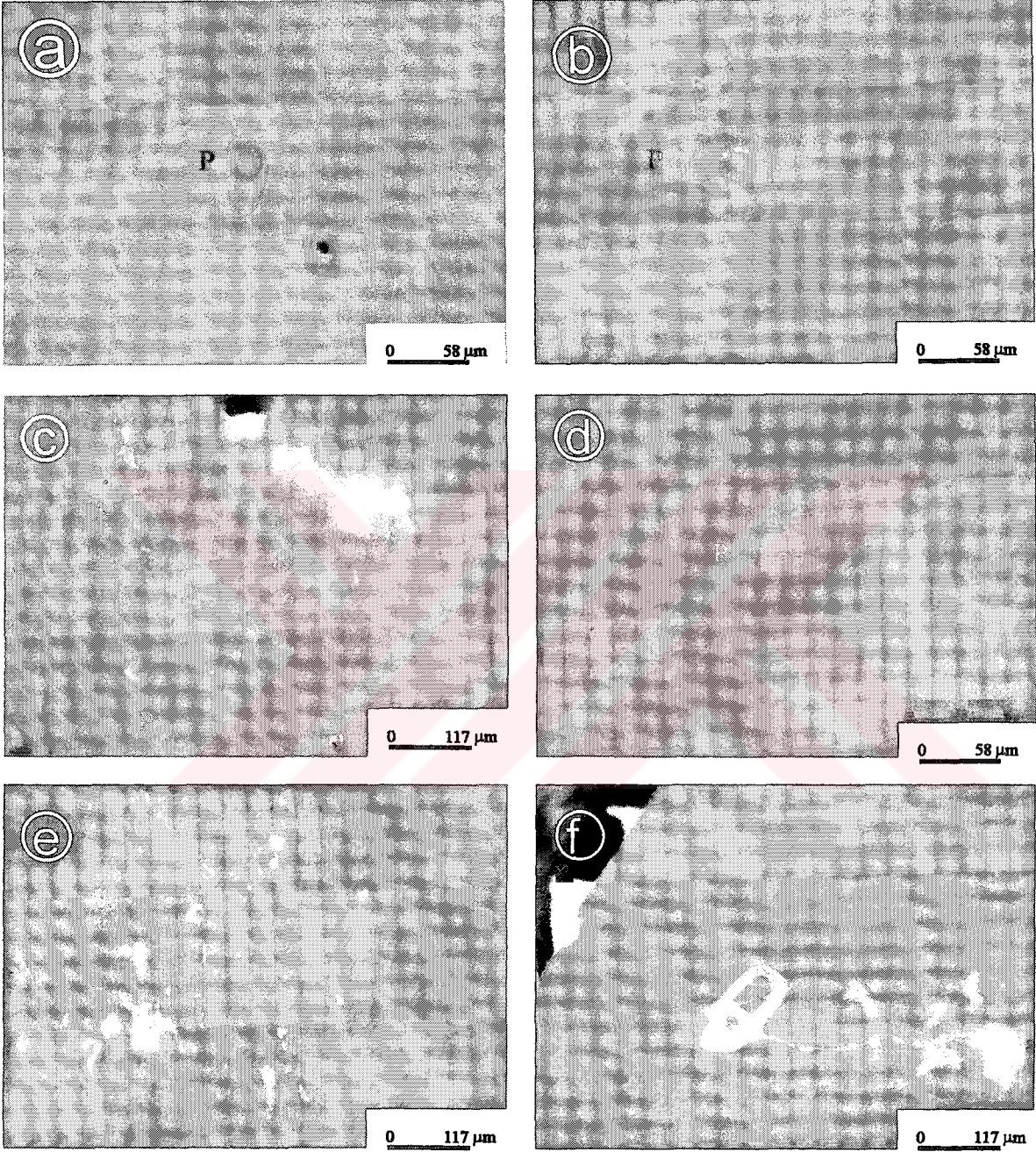
3.5.2. Sıvı Kapanımların Petrografisi

Midi Maden sahasından alınan örneklerden kuvars ve sfaleritte belirlenen kapanımlardan sadece birincil olanlar çalışılmıştır (Şekil 114). Kapanımlar daha sonra değinileceği gibi, Roedder (1984) ve Shepherd vd. (1985)'nin jenetik sınıflama kriterlerine göre sınıflandırılmışlardır. Minerallerde ikincil ve yalancı ikincil kapanımlar da gözlenmiş, fakat boyutlarının çok küçük olması nedeniyle ölçülememişlerdir (Şekil 114c). Kesitlerde tespit edilen kapanımlar bolluklarına göre sırasıyla; birincil, ikincil ve yalancı ikincil kapanımlar olarak sıralanabilirler.

Sistematik mikroskop çalışmalarında sfalerit ve kuvarsta tespit edilen birincil kapanımlar, bileşimlerine göre ise iki farklı tipe ayrılabilirler. Bunlardan ilki sıvı ve gaz içeren iki fazlı (H_2O (L+V)-NaCl; Şekil 114 b ve d), ikincisi ise sadece sıvı içeren tek fazlı kapanımlardır. Sadece sıvı içeren, ya da buhar fazı hacim olarak % 5'den küçük olan tek fazlı kapanımlarda kabarcığın hareketi ısıtma esnasında izlenemediğinden, bu çalışma gaz fazın hacim olarak >%10'den büyük olduğu kapanımlar üzerinde gerçekleştirilmiştir. Sıvı kapanımların yanında özellikle sfaleritte oldukça yüksek oranda katı (opak) kapanımlar da gözlenmiştir.

Birincil kapanımlar(Şekil 114a, b ve d), minerallerde genellikle gelişigüzel ve zaman zaman çizgisel dağılım gösterirler. Çizgisel dağılım gösteren kapanımların uzun eksenleri farklı yönlerde gelişmiş olduğundan (Şekil 114c) birincil olarak nitelenmişlerdir. Kuvarsta gözlenen kapanımlar gelişigüzel ve zaman zaman bir araya toplanmış (Şekil 114b ve e), sfaleritte ise çok az olan kapanımlar daha çok demirce fakir kesimlerde tespit edilmiş ve oldukça seyrek oldukları gözlenmiştir. Bazı kapanımların, ya kesit hazırlanması esnasında, ya da oluşumundan sonra geçirmiş olduğu tektonizmadan dolayı mineralde oluşan mikro kırıkların varlığı nedeniyle sıvısını kaybettiği ve tamamen boş olduğu gözlenmiştir (Şekil

114f). Bunun yanısıra ısıtma esnasında genişmeden dolayı genişleyen mikro kırıklardan sızıntı yoluyla sıvılarını kaybettiği belirlenebilen kapanımlardan ölçüm yapılmamıştır.



Şekil 114. Kuvars ve sfaleritlerde gözlenen sıvı kapanım şekilleri, mineral içerisindeki dağılımları ve boyutları (P: birincil, S: ikincil kapanım. Örnek numaraları a ve c: TG1-21a; b ve d: D2e1; e: TG2-61a ve f: TG2-61b)

Kapanımlar minerallerde şekilsiz, elipsoidal, küremsi, dikdörtgen, karemsi, damla şekilli olarak kapanlandıkları tespit edilmiştir (Şekil 114). Genel olarak kapanım boyutları çoğunlukla 8-45 μm arasında değişmekle beraber, yer yer hem kuvarslarda, hem de sfaleritlerde 80-100 μm boyutuna ulaşan kapanımlar tespit edilmiştir (Şekil 114). Büyük boyutlu kapanımlar çok seyrek olarak gözlenmektedirler. Kuvarslardaki gaz fazın hacim yüzdesi 20-34 arasında iken, sfaleritlerde 23-42 arasında değişmektedir (Tablo 13). Çalışılan kesitlerde sıvı ve gaz içeren kapanımlarla beraber katı fazda mineral gözlenmemiştir.

3.5.3. Mikrotermometrik Ölçüm Sonuçları

İki tarafı parlatılmış toplam yedi kesitte yürütülen mikrotermometrik ölçümlere ait sonuçlar, Ek Tablo 12’de verilmiştir. Kuvars ve sfaleritlerde yapılan homojenleşme sıcaklığı (T_H °C), gaz fazın hacim yüzdesi ve soğutma işlemi sonucunda özellikle boyutları büyük olan birkaç kapanımda ölçülen ilk ergime sıcaklığı (ötektik, T_{FM} , °C), son ergime sıcaklık (T_{m-ice} °C) ölçümleri; bu veriler kullanılarak hesaplanan kapanımlara ait tuzluluk, yoğunluk ve homojenleşme basınç (P_H) verileri ve bunlara ait temel istatistiksel parametreler Tablo 14’de özetlenmiştir.

Bir sıvı kapanım sıvısının donma ve ergime sıcaklığı ile yoğunluğunu normal sudan farklı kılan içermiş olduğu tuz miktarıdır. Eğer kapanımlar Ca-Na-K-Mg klorür karışımlarından oluşuyorsa, dondurma-ısıtma yöntemiyle yapılan tuzluluk ölçümlerinde < % 5 NaCl kadar hata yapılır (Shepherd vd., 1985). Çalışılan sistemde, bu bileşen veya bileşenlerden hangisinin baskın olduğu, donmuş kapanım sıvısının ilk ergime sıcaklığı (T_{FM}) ile belirlenebilir. Farklı bileşen içeren sistemlerin ilk ergime sıcaklıkları oldukça değişkendir. Örneğin; NaCl-H₂O sistemi -21.2 °C (-20.8 °C), KCl-H₂O sistemi -10.6 °C ve CaCl₂-NaCl-H₂O sisteminin ise -52 °C’dir (Shepherd vd. 1985, sayfa 74). Bu çalışmada, kuvarslarda belirlenen, boyutları büyük iki kapanımın ilk ergime sıcaklıkları -16°C (Ö. No: D2e1) ve -18 °C (Ö. No: TG2-61a) olarak ölçülmüştür (Tablo 13). Bu durumda Shepherd vd. (1985)’ne göre Midi Maden yatağında cevher oluşturan sıvıların NaCl±KCl+H₂O sisteminde olduğu söylenebilir.

Tablo 13. Sıvı kapanımlarda yapılan mikrotermometrik çalışmalarda elde edilen verilere ait temel istatistik parametreler (n: ölçüm sayısı, S/G: doluluk oranı)

Örnek lokasyonu		Köstürelilik Cevherleşmesi					Maden Dere Cev.	
Ölçüm yapılan mineral		Kuvars	Kuvars	Kuvars	Sfalerit	Kuvars	Kuvars	Sfalerit
Örnek No		TG1-21a	TG2-43a	TG2-61a	TG2-61b	TG3-25	D2e1	G3-8
T_H (°C)	n	8	7	9	8	11	13	5
	Değ. Aral.	250-336	279-320	279-312	283-388	264-348	266-347	287.5-324
	Ortalama	301.7	299.9	294.5	323.6	300.6	311.4	309.6
	Std. Sapma	33.4	17.1	10.7	32.6	29.9	20.6	16.0
T_{FM} (°C)				-18.0 (n=1)			-16.4 (n=1)	
T_{m-ice} (°C)	n	6	6	7	8	8	12	4
	Değ. Aral.	-2.9/-5.0	-2.1/-5.2	-2.8/-5.2	-1.8/-5.0	-2.8/-4.9	-2.7/-5.2	-3.2/-4.8
	Ortalama	-3.9	-3.6	-4.3	-3.7	-3.6	-4.1	-4.1
	Std. Sapma	0.8	1.2	0.9	1.2	0.8	0.9	0.8
Tuzluluk (Ağ. % NaCl)	n	6	6	7	8	8	12	4
	Değ. Aral.	3.4-7.9	3.6-8.1	4.7-8.1	3.1-7.9	4.7-7.7	4.5-8.1	4.2-7.3
	Ortalama	6.0	5.7	6.8	6.0	5.8	6.5	5.7
	Std. Sapma	1.6	1.9	1.4	1.7	1.2	1.3	1.3
Yoğ. (g/cm ³)	n	6	6	7	8	8	12	4
	Değ. Aral.	0.70-0.89	0.71-0.8	0.75-0.81	0.61-0.8	0.69-0.81	0.71-0.82	0.71-0.78
	Ortalama	0.77	0.76	0.78	0.71	0.76	0.75	0.74
	Std. Sapma	0.08	0.04	0.02	0.06	0.05	0.03	0.03
P_H (bar)	n	6	6	7	8	8	12	4
	Değ. Ar.	35-132.9	59.1-108	59.1-96.8	62.9-240	46-153.9	47.5-152	56.3-114
	Ortalama	89.1	82.5	75.8	118.9	87.1	98.3	92.0
	Std. Sapma	38.2	20.4	12.2	56.2	38.6	26.5	25.3
Doluluk derecesi (sıvı/gaz)	n	6	6	7	8	8	12	4
	Değ. Ar.1	0.68-0.80	0.69-0.77	0.72-0.77	0.58-0.77	0.66-0.78	0.67-0.79	0.69-0.76
	Ortalama	0.73	0.74	0.75	0.69	0.73	0.72	0.72
Cevherleşmeler		n	T_H (°C)	T_{m-ice} (°C)	Tuzluluk (Wt%)	Yoğunluk (g/cm ³)	P_H (bar)	S/G
Köstürelilik	Ortalama	35	304.7	-3.8	6.0	0.75	96.7	0.72
	Std. Sapma		27.3	1.0	1.5	0.06	25.5	
Maden Dere	Ortalama	16	310.9	-4.1	6.3	0.75	91.7	0.73
	Std. Sapma		19.1	0.8	1.3	0.01	38.8	
Tüm Yatak	Değ. Ar.	51	250-388	-1.8/-5.2	3.1-8.1	0.68-0.89	35.7-240.0	0.8-0.58
	Ortalama		306.6	-3.9	6.1	0.75	93.2	0.72
	Std. Sapma		25.0	0.9	1.4	0.05	35	

Homojenleşme sıcaklığı ölçülen kuvars ve sfaleritte belirlenen sıvı-gaz (S/G) oranı (doluluk derecesi) tüm kapanımlarda 0.58-0.80 arasında değişmekte ve ortalama değeri ise 0.72'dir (Tablo 13). Kuvarslarda ve sfaleritlerde yüksek hacimli gaz içeriği daha çok boyutları 35 μm 'den büyük kapanımlarda belirlenmiştir (Şekil 114a, b).

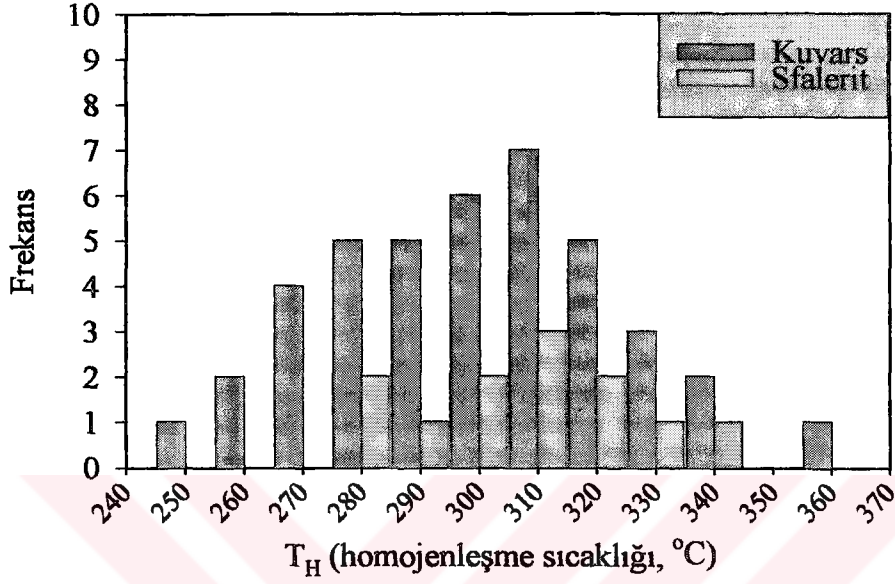
Köstürelilik ve Maden Dere Cevherleşmelerinin farklı seviyelerinden alınan kuvars ve sfaleritlerdeki kapanımların homojenleşme sıcaklıkları ve diğer fizikokimyasal özellikleri belirlenmiş ve karşılaştırılmıştır (Tablo 13; Şekil 115). Köstürelilik Cevherleşmesi'nin KTG1, 2 ve 3 galeri seviyelerinden alınan örneklerde elde edilen homojenleşme sıcaklığı 250-388 °C arasında değişmekte ve ortalama değeri ise 304.7 ± 27.3 °C'dir (n=35, Tablo 13). Derinliğe bağlı olarak özellikle farklı seviyelerdeki kuvarslardan elde edilen sıcaklıklar arasında belirgin bir fark gözlenmemiştir. KTG2 (1880m) galerisinden alınan sfaleritten elde edilen (Ör. No: TG2-61b) birkaç kapanımda yüksek homojenleşme sıcaklığı (388 °C) ölçülmüştür. Isıtma işlemi sırasında 330 °C 'yi aşan sıcaklıklarda bazı kapanımlar homojenleşmeden patlamış ve dağılmıştır. Sıvı kapanım tespiti oldukça zor olan sfaleritlerin, minimum oluşum sıcaklığını belirlemede sorunlar yaşanmıştır. Maden Dere cevherleşmesi ise, 310.9 ± 19.1 °C ortalama homojenleşme sıcaklığına sahiptir. Her iki damardan elde edilen ortalama homojenleşme sıcaklıkları arasında belirgin bir fark yoktur. Sonuç olarak, Midi Maden Yatağında her iki cevherde yapılan ölçümlerde, homojenleşme sıcaklığı 250-388 °C arasında değiştiği, tüm yatağın ortalama homojenleşme sıcaklığı ise 306.6 ± 25 °C olarak belirlenmiştir (n=51, Tablo13).

Sıvı kapanımlardan elde edilen son ergime sıcaklık ($T_m\text{-ice}$) değişimi, Köstürelilik Cevherleşmesinde -3.8 ± 1 ortalamayla -1.8 °C ve -5.2°C arasında; Maden Dere damarında ise -4.1 ± 0.8 ortalamayla -2.7 °C ve -5.2 °C arasında değişmektedir (Tablo 13). Farklı seviyelerden alınan örneklerdeki son ergime sıcaklık değişimi; hemen hemen aynı aralıktadır ve her iki yatak arasında belirgin bir fark yoktur. Bu nedenle tüm yatakta sfalerit ve kuvarslarda ölçülen son ergime sıcaklıkları birlikte değerlendirilecek olursa, -3.9 ± 0.9 °C (N=51) ortalamayla -1.8 °C ve -5.2 °C arasında değişmektedirler (Şekil 116).

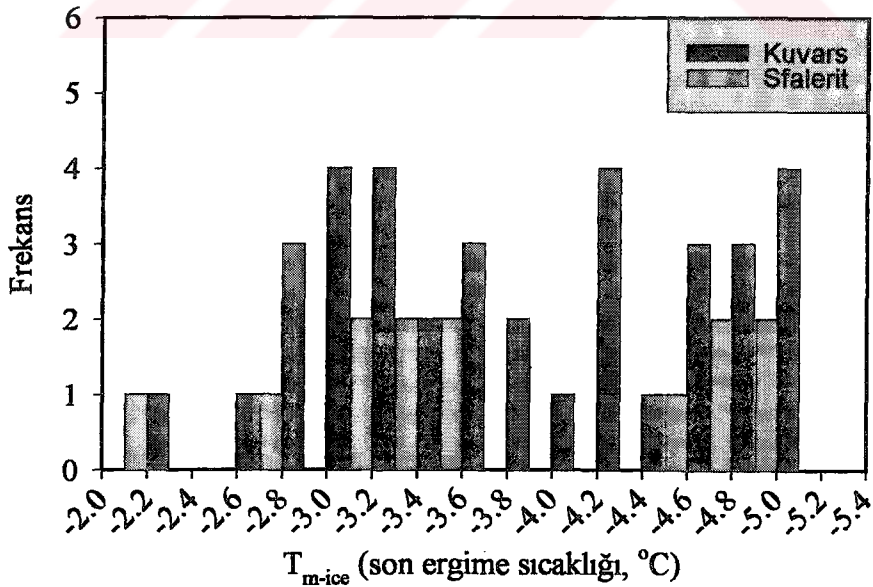
Her bir kapanıma ait tuzluluk, soğutma esnasında elde edilen buz kristalinin son ergime sıcaklığı ($T_m\text{-ice}$, θ) kullanılarak bulunabilir (Roedder, 1984; Bodnar, 1993). Bu çalışmada, Bodnar (1993) tarafından belirlenen aşağıdaki eşitlik (9 nolu formül), Baker (1999) tarafından geliştirilen BULK adlı hazır paket program kullanılarak hesaplanmış ve sonuçlar Ek Tablo 13 ve temel istatistikleri ise Tablo 13'te verilmiştir.

$$\text{Tuzluluk (Ağ. \% NaCl)} = 0.00 + 1.78 \cdot \theta - 0.0442 \cdot \theta^2 + 0.000557 \cdot \theta^3 \quad (9)$$

Köstürelilik ve Maden Dere Cevherleşmelerinden alınan örneklerdeki sıvıların ortalama tuzluluğu sırasıyla, 6.0 ± 1.5 wt. % NaCl (N=35) ve 6.3 ± 1.3 (N=16) wt. % NaCl



Şekil 115. Sfalerit ve kuvarslarda birincil kapanımlardan ölçülen homojenleşme sıcaklığına ait frekans dağılım diyagramı.



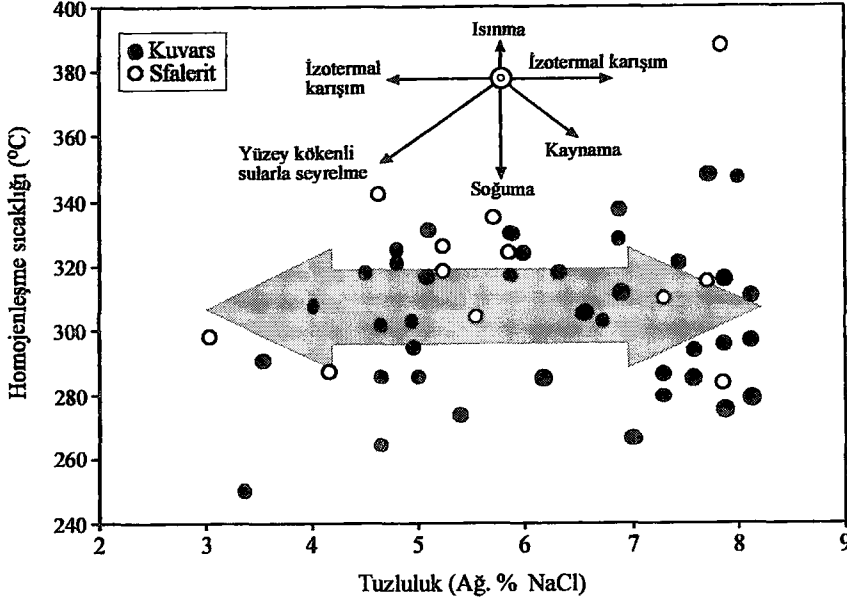
Şekil 116. Sfalerit ve kuvarslarda birincil kapanımlardan elde edilen son ergime sıcaklığına ait histogram.

olarak belirlenmiştir. Tüm yatağı oluşturan sıvıların tuzluluğu ise 3.1-8.1 Ağ. % NaCl arasında ve 6.1 Ağ. % NaCl ortalamaya sahiptir (Tablo 13).

Elde edilen homojenleşme sıcaklığı ve tuzluluk değerleri kullanılarak sıvı kapanımların yoğunlukları yine BULK (Baker, 1999) paket programı kullanılarak Zhang ve Frantz (1987)'a göre hesaplanmış ve Potter ve Brown (1977)'in hazırlamış oldukları yoğunluk tablosundan kontrol edilmiştir (Tablo 13). Buna göre, Midi Madeni'nin oluşumunu sağlayan sıvıların yoğunluğu 0.68-0.89 g/cm³ arasında değişmekte ve ortalama 0.76±0.05 g/cm³ (n=51) değerine sahiptir. En düşük yoğunluk değerleri, Köstürelilik yatağında KTG2 galerisinden alınan sfalerit (TG2-61b, Tablo 13) içerisinde ölçülen kapanımlarda belirlenmiştir.

Soğuma, kaynama (boiling) veya köpürme (effervescence) ve sıvı karışım (mixing) olayları, sıvıların dolaşabileceği kısıtlı hacimli bir kayaç içerisinde mineral çökelimi için gerekli şartları sağlayan önemli olaylardır. Çoğu zaman bunlardan bir tanesi bir yatakta etkili olabildiği gibi her ikisi birden rol oynayabilir (Pichavant vd., 1982; Ramboz vd., 1982; Wilkinson, 2001).

Midi Maden'de yukarıda bahsi geçen olaylardan hangisinin daha etkili olduğunu belirlemek amacıyla, sıvı kapanımlarından ölçülen homojenleşme sıcaklığı ve hesaplanan tuzluluk özellikleri arasındaki değişim irdelenmiş ve Shepherd vd. (1985) tarafından hazırlanan sıvı oluşum modelleriyle karşılaştırılmıştır (Şekil 117). Şekilden de görüleceği gibi, tuzluluk artışına bağlı olarak sfalerit ve kuvarslarda ölçülen homojenleşme sıcaklığı, benzer değişim aralığında sabit ya da çok az artış göstermektedir. Dolayısıyla Midi Maden yatağını oluşturan, ya da çökelmesinde etkili olan ana olayın; sıvı karışımı (mixing) olduğu görülmektedir. Tuzluluğu nispeten birbirinden farklı benzer sıcaklıkta iki sıvının izotermal karışımı ve soğumanın cevher çökeliminde etkili olduğu söylenebilir. Hidrotermal sistemlerde eğer sıcaklık, tuzluluk artışına bağlı olarak değişmiyorsa, bu durum tuzluluğu ve homojenleşme sıcaklığı ölçülen kapanımların aynı anda kapanlandığını, bir başka deyişle minerallerin benzer sıcaklıkta oluştuğunu gösterir (Shepherd vd., 1985). Kapanımların tuzlulukları hemen hemen sabit bir değişim sunmaktadır. Bu tür tuzluluk değişimini kontrol eden en etkili olay, eğer ortamda evaporit yoksa, sıvı karışımıdır (Wilkinson, 2001).



Şekil 117. Kuvars ve sfaleritlerdeki sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklığı-tuzluluk değişimi ve çeşitli sıvı oluşum modelleriyle karşılaştırılması (Wilkinson, 2001)

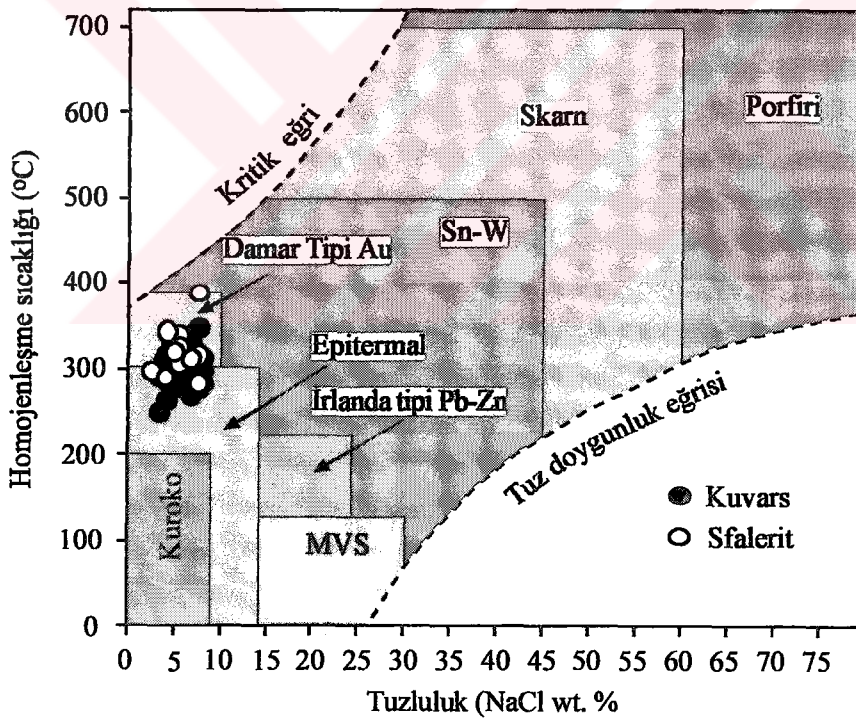
Farklı bileşimli iki sıvının karışımı meydana gelmişse, oluşan son sıvının bileşimi mutlaka değişecektir. Tuzluluk-hojenleşme sıcaklık dağılımına bakıldığında (Şekil 117), orijinal sıvının bileşiminde seyrelme olup olmadığını söylemek oldukça zordur. Benzer homojenleşme sıcaklığına sahip (Şekil 115) düşük tuzlulukta ve nispeten yüksek tuzlulukta (Şekil 116) oluşmuş kapanımların, muhtemelen cevher parajenezinde belirlenen ana cevher oluşum fazlarından ikinci ve üçüncü fazlara karşılık geldiği söylenebilir.

Petrografik incelemelerde, sfaleritteki bazı kapanımlara ait sıvılarının bir kısmını veya tamamını kaybettiği görülmüştür (Şekil 114f). Shepherd vd. (1985)'e göre, basit ikili sistemlerde (L+V) ısıtma esnasında mikro çatlakların genişlemesiyle sıvı kayıpları meydana gelmekte ve bu tür kapanımlarda anormal sıcaklıklar ölçülebilmektedir.

Sonuç olarak; Midi Madeni'ni oluşturan hidrotermal sıvılar, Roedder (1984) tarafından hazırlanan çeşitli yataklara ait homojenleşme sıcaklığı-tuzluluk değişim diyagramına aktararak karşılaştırılmıştır (Şekil 118). Diyagramdan da görüleceği gibi, birçok yatağın tuzluluk değişimi 0 ile 30 NaCl (Ağ. %) arasında değişmektedir. Granitlerle ilişkili skarn ve porfiri tip yataklarda tuzluluk 60-70 Ağ. % NaCl değerine kadar yükselmektedir. Pek çok granitle ilişkili damar tipi yataklarda yapılan çalışmalarda ise baskın olarak magmatik sıvılardan oluşan kapanımların tuzlulukları %1-15 NaCl arasında, homojenleşme sıcaklıkları 240-430 °C arasında (Roedder, 1984; sayfa 457), epitermal

yataklarda ölçülen tuzluluk değerleri % 0-13 NaCl ve homojenleşme sıcaklıkları ise 140-350 °C arasında değişmektedir (Roedder, 1984; sayfa 427). Midi Madeni'ni oluşturan sıvıların tuzluluk değerleri (% 3.1-8.1 NaCl) ve homojenleşme sıcaklıkları (250-388 °C) bu yataklarla karşılaştırıldığında, magmatik kökenli sıvıların tuzluluğuna yakın ve epitermal-mezotermal yataklarla benzerlik gösterirler (Şekil 118). Saha gözlemlerinde granitle çok yakın ilişkisi belirlendi ise de, Midi Madeni'nin oluşumunda etkili olan sıvıların kökenini tam olarak belirlemek için, doğrudan kapanımlardan, ya da kuvars gibi gang minerallerinden oksijen izotop analizi yapılmalıdır.

Epitermal yataklarda, sıvıların yoğunluklarının genel olarak 0.95 g/cm³'i geçmediği ve yüksek sıcaklıklarda daima 0.8 g/cm³'den daha düşük olduğu gözlenmiştir (Roedder, 1984). Midi Madenini oluşturan sıvıların ise 0.76 g/cm³ olan ortalama yoğunluğunun (0.68-0.89 g/cm³ arasında değişmekte, Tablo 13) epitermal yataklarla aynı aralıkta değiştiği, yüksek sıcaklıklı yataklarla benzer yoğunluğa sahiptir.



Şekil 118. Farklı yatak tiplerinden elde edilen homojenleşme-tuzluluk değişim alanları (MSV: Missipi Vadisi masif sülfat yatakları) ve Midi Maden yatağında elde edilen sıvı kapanım verilerinin bu yataklarla ilişkisi (Roedder, 1984).

3.5.4. Basınç Hesabı ve Cevherin Oluşum Derinliği

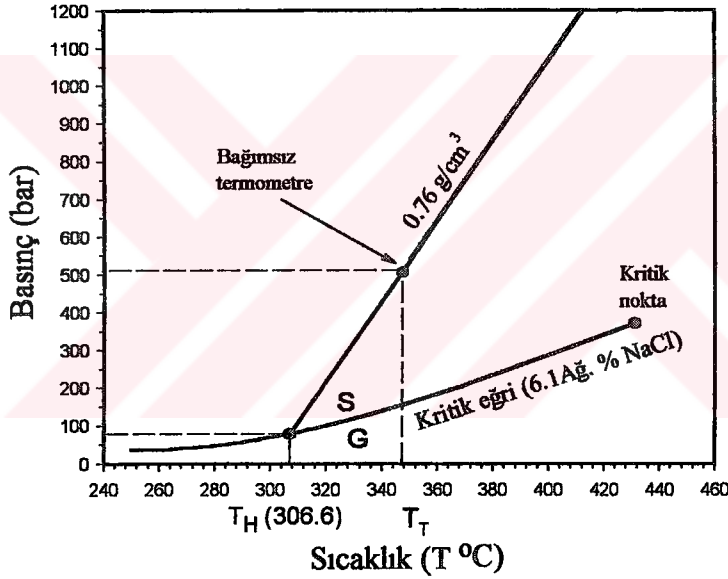
Genel olarak hidrotermal sistemlerde basınç, yatağın üzerini örten kayaların toplam kalınlığından itibaren hesaplanır ve litostatik basınç olarak bilinir (Roedder ve Bodnar, 1980; Roedder, 1984; Shepherd vd., 1985; Wilkinson, 2001). Bir cevherleşmenin oluşumundan günümüze kadar örtü kayacının kalınlığında aşınmadan dolayı meydana gelen kalınlık değişimi tam olarak bilinmediğinden, bu tür yöntemlerle yapılacak litostatik basınç hesapları ancak tahmini değerler olacaktır. Bu nedenle birçok araştırmacı sıvı kapanımlarından yola çıkarak yatağın basıncını ve oluşum derinliğini hesaplamış ve bu konuda çeşitli yöntemler geliştirmişlerdir (Haas, 1977; Roedder ve Bodnar, 1980; Roedder, 1984; Shepherd vd.1985; Brown ve Lamb, 1989; Knight ve Bodnar, 1989).

Doğada sıvı kapanımlar, laboratuvarında ölçülen homojenleşme sıcaklığına göre hesaplanandan daha yüksek basınçlarda oluşmaktadırlar (Roedder, 1984; Shepherd vd., 1985). Potter (1977)'e göre $H_2O-NaCl$ sistemlerinde, gerçek basınç, homojenleşme sıcaklığıyla belirlenen basınçtan daha yüksektir ve bu durumda, gerçek oluşum sıcaklığının bulunabilmesi için, homojenleşme sıcaklığına basınç düzeltmesi yapmak gerekir (Roedder, 1984). Sistemde kaynama olayının tespit edildiği durumlarda, homojenleşme sıcaklığı kapanlanma sıcaklığına eşittir ve belirlenecek basınç da gerçek basıncı ifade eder. Kaynama ise, bir hidrotermal ergiyeğin toplam iç basıncı, toplam dış basıncını geçtiği takdirde meydana gelir (Roedder, 1984; Shepherd vd., 1985). Sistemde kaynama olmadığı durumlarda basınç birkaç şekilde hesaplanabilir. Yaygın olarak homojenleşme sıcaklığının bağımsız bir termometreyle kıyaslanması, kapanımlarda iki karışmayan sıvının tespit edilmesine veya katı faz (daughter mineral) içeren kapanımlara dayanan jeobarometreler basıncın belirlenmesinde en çok kullanılan yöntemlerdir (Shepherd vd., 1985).

Sıvı kapanımlardan elde edilen PVTX (basınç, hacim, sıcaklık, bileşim) özellikleri kullanılarak hazırlanan izokor diyagramları, yatakta izotop, ya da dengedeki minerallerden faydalanarak basınçtan bağımsız olarak elde edilmiş jeotermometre (kapanlanma sıcaklığı, T_T) kullanılarak yatağın oluştuğu gerçek basıncı (P_T) ve derinlik bulunabilir (Shepherd, 1985; Wilkinson, 2001). Midi Maden'de sıvı kapanımlarda yapılan gözlemler kaynamanın olmadığını gösterdiğinden sistemde hiç kaynama yokmuş gibi farzedilerek sıvı kapanımlardan yapılan ölçümler ve yataktan elde edilen bağımsız termometre (S izotop termometresi) kullanılarak Midi madenin oluşum sıcaklığı hesaplanmıştır.

Sıvı kapanımlarından ölçülen homojenleşme sıcaklığından itibaren her bir kapanıma ait minimum gaz basıncı (P_H) Knigh ve Bodnar (1989)'a göre hesaplanmıştır. Buna göre, homojenleşme sıcaklığı ölçülen sfalerit ve kuvars minerallerindeki sıvı kapanımlarının iç basıncı 35.7-240 bar arasında ve ortalama 93.2 bar değerindedir.

Homojenleşme sıcaklığı, minimum gaz basıncı ve ortalama tuzluluk kullanılarak sıvı/gaz eğrisi (kritik eğri) Knigh ve Bodnar, 1989'a göre; basınç ve sıcaklığın fonksiyonu olarak ortalama tuzluluğa ait izokor eğrisi ise Brown ve Lamb (1989)'a göre, FLINCOR (Brown, 1989) paket programı kullanılarak hesaplanmış ve diyagrama aktarılmıştır (Şekil 119). Eğer sistemde kaynama varsa, yapılacak ölçümler kritik eğri üzerinde hareket edecek ve bu durumda homojenleşme sıcaklığından itibaren hesaplanan sıvı kapanımların iç basıncı, gerçek oluşum, ya da kapanlanma basıncı olacaktır (Roedder, 1984).



Şekil 119. Bağımsız termometre kullanılarak sıvı kapanımların kapanlanma basıncının (P_T) hesaplanması (kritik eğri sıvı kapanımlardan ölçülen homojenleşme (T_H) sıcaklığına ve ortalama tuzluluğa (Ağ. % 6.1 NaCl) göre (Knight ve Bodnar, 1989), izokor eğrisi ise basınç ve sıcaklığın fonksiyonu olarak ortalama yoğunlukta (0.76 g/cm^3) hesaplanmıştır (Brown ve Lamb, 1989)).

Sfalerit-galen mineral çiftinden yapılan bağımsız S izotop termometresinden elde edilen sıcaklık ($T_T = 347.2 \pm 20 \text{ °C}$) Şekil 119'a aktarılmış, 0.76 g/cm^3 ortalama yoğunluğa göre hazırlanan izokor ile kesiştirilerek sıvı kapanımların kapanlanma basıncı (P_T) 520 bar olarak bulunmuştur. Shepherd vd., (1985, sayfa 162)'e göre elde edilen bu basınç litostatik

basınç olarak düşünülürse yatağın oluşum derinliği 1963 m, hidrostatik basınç olarak alınırsa 5300 m olarak bulunur.

Her ne kadar sıvı kapanımlarında kaynama belirtileri gözlenmemişse de, yukarıda litostatik basınç alınarak hesaplanan derinlik, yatakta gözlenen cevher yapıları (kokard yapı, boşluğa büyümüş iri kristaller), Midi Maden'in açık bir sistemde sığ derinlikte oluştuğunu göstermektedir. Yer kabuğunda sığ derinliklerde oluşan hidrotermal sistemlerde homojenleşme sıcaklığına basınç düzeltmesi gerekli değildir (Roedder ve Bodnar, 1980; Roedder, 1984; Shepherd vd., 1985; Wilkinson, 2001). Basit, homojen sıvı-gaz fazlarından oluşan Midi Madeni'nde bu nedenle kapanımlardan ölçülen homojenleşme sıcaklıklarına basınç düzeltmesi yapılmamış, sıvı kapanımlardan ölçülen homojenleşme sıcaklıkları gerçek oluşum sıcaklıkları olarak alınmıştır.

3.5.5. Sıvı Kapanım Kimyası

Sıvı kapanım sıvılarının analiz edilmesiyle, hidrotermal sıvıların kökeni ve evrimi hakkında doğrudan bilgi edinilebilir (Roedder, 1984; Kesler vd., 1996). Midi madeninde sfalerit ve kuvarslarda yapılan sıvı kapanım çalışmalarında, büyük boyutlu ve homojen sıvı kapanımlar belirlenmiştir (Şekil 114). Midi Maden yatağında hem sfalerit, hemde kuvarsın iri kristallerinin mevcut olması, temiz ve saf mineral ayırımını, dolayısıyla kapanımlardan sıvı analizi yapılmasını kolaylaştırmıştır.

Kapanımlardan sıvı analizi için “decription (patlatma)” ve “crush-leach (parçala-çöz)” geçmişte günümüze değin en çok kullanılan yöntemlerdir (Roedder, 1984; Shepherd vd., 1985; Banks ve Yardley, 1992; Everett vd., 1999; Wilkinson, 2001). Gelişen teknolojiye paralel olarak, doğrudan kapanımlardan İyon Prob, Lazer Mikroprob, Lazer Raman Mikroprob gibi gelişmiş aletler kullanılarak; gaz, izotop ve iz element analizleri yapılabilmektedir (Wenko ve Mavrogenes, 1998). Everett vd. (1999)'nin kuvars minerallerinde, her iki yöntemle yaptıkları sıvı kapanım analizlerinden elde ettikleri sonuçlar, bu iki yöntem arasında yanlış yoruma sebep olacak belirgin bir fark olmadığını ortaya koymuşlardır.

Kapanım belirlenen sfalerit ve kuvarslardan gerekli örnek miktarı (5g) kullanılarak crush-leach yöntemiyle elde edilen sıvılardan ICP-MS analiz yöntemiyle (Bölüm 2) katyon ve anyon analizi yapılmış ve sonuçlar Ek Tablo 13'de verilmiştir.

Kapanımlardan crush-leach yöntemiyle elde edilen sıvı, yöntem gereği kullanılan DDW (iki kez saflaştırılmış su), kapanım sıvısı ve sonradan analiz için (50 ml) ilave edilen DDW sıvısının toplamından oluşmaktadır. Dolayısıyla analiz edilen crush-leach sıvısı, hem seyreltilmiş ve hem de bu sıvıya ne kadar kapanım sıvısı katıldığı bilinmediğinden, yapılacak yorumlar hatalı olacaktır. Fakat elde edilen sıvı ne kadar seyreltilse seyreltilsin, içermiş olduğu element konsantrasyon oranları (K/Na, S/Cl gibi), örnek miktarı ve sıvı kapanım bolluklarından bağımsız olduğundan, sabit kalacaklardır (Shepherd vd., 1985). Woisbrod ve Poty (1975)'e göre crush-leach yöntemiyle elde edilen element oranları ve mikrotermometrik çalışmalarda elde edilen tuzluluktan faydalanarak, analiz sonuçları gerçek değerinde sayısallaştırılabilirler (Shepherd, vd., 1985, sayfa 195-198). Buradan hareketle sıvı kapanımlardan elde edilen ortalama tuzluluk değeri ve analiz sonuçlarından elde edilen katyonlar element/Na atomik oranları kullanılarak sayısallaştırılmıştır.

3.5.5.1. Anyon ve Katyon Kimyası

Analizi yapılan crush-leach sıvısına kapanımlardan ne kadar sıvı ilave edildiği bilinmediğinden, sonuçlar Na'a göre normalleştirilmiş ve Tablo 14'de özetlenmiştir. Tablodan da görüleceği gibi, kapanımlarda Na, K, Ca ve Mg baskın olan katyonlardır ve Midi Madeni'ni oluşturan sıvıların kalsiyumca zengin sıvılar olduğu söylenebilir. Kapanımlarda toplam S, Cl içerikleri analiz edilmiş ve önemli miktarda S karşın baskın anyonun Cl olduğu tespit edilmiştir (Tablo 14).

Bütün sıvılar bir iyon dengesine sahip, yani pozitif iyonların toplamı negatif iyonların toplamına eşit olmalıdır. Anyon ve katyonlardan hesaplanan yük dengesi (charge balance) değerlerine bakıldığında genelde anyonların katyonlardan fazla olduğu görülür. Pratikte doğada sıvılarda iyon dengesinin her zaman olmadığı bilinir ve iyon dengesi ± 0.3 'den fazla sapma gösteriyorsa bu durum ya sıvıda var olan anyon-katyonların analiz edilmediğini ya da analizin hatalı olduğunu gösterir (Shepherd vd., 1985). Genel olarak bu tür sıvılarda HCO_3^- doğrudan analiz edilemediğinden iyon dengesini %20-30 kadar etkilediği bilinmektedir (Boiron vd., 1996). Tablo 14'den de görüleceği gibi karbonatca zengin sıvılarda analiz edilemeyen bikarbonat miktarının, elde edilen iyon dengesini oldukça fazla etkileyeceği açıktır.

Tablo 14. Crush-leach yöntemiyle elde edilen sıvı kapanım sıvısında belirlenen element oranları ve bunlardan hesaplanan sıvı bileşimi

Örnek No	Min.	Birlikte Bul.Min.	Analizden elde edilen atomik oranlar			Hesaplanan sıvı bileşimi (mol/kg)					Yük Dengesi $\pm$ ve
			K/Na	Ca/Na	Mg/Na	Na	K	Ca	Mg	Cl	
TG2-61-CL1	Sf	Gl, Ank, Q	0.249	0.985	0.499	0.309	0.077	0.304	0.159	1.303	0.83
TG2-43-CL2	Q	Sf, Gl, Ank	0.466	2.394	0.618	0.179	0.084	0.430	0.111	1.344	1.73
TG2-80-CL3	Sf	Ank, Py, Gl	0.243	1.202	0.825	0.253	0.061	0.304	0.208	1.339	1.03
D2e2-CL4	Q	Ep, Py, Sf	0.255	1.980	0.500	0.219	0.056	0.433	0.109	1.359	1.46
TD8-100-CL5	Q	Gl, Ka	0.290	1.829	0.761	0.210	0.061	0.383	0.159	1.356	1.73
G3-8-CL6	Sf	Ank, Py, Gl	0.131	2.092	0.919	0.195	0.026	0.409	0.180	1.398	1.96

Min.: Mineraller, Sf: sfalerit, Q: kuvars, Gl: galen, Ank: ankerit, Py: pirit, Ep: epidot, Ka: kalsit. Sıvı bileşimi, kapanımlardan elde edilen ortalama tuzluluğa (6.1 Ağ. % NaCl) göre, Ca ve Mg'un kapanım tuzluluğuna 1.5 Na kadar etkisinin olduğu düşünülerek, Cl hesabı ise katyonların iyonik yükleriyle çarpılarak hesaplanmıştır (Shepherd vd., 1985).

3.5.5.2. Alkali Jeotermometresi

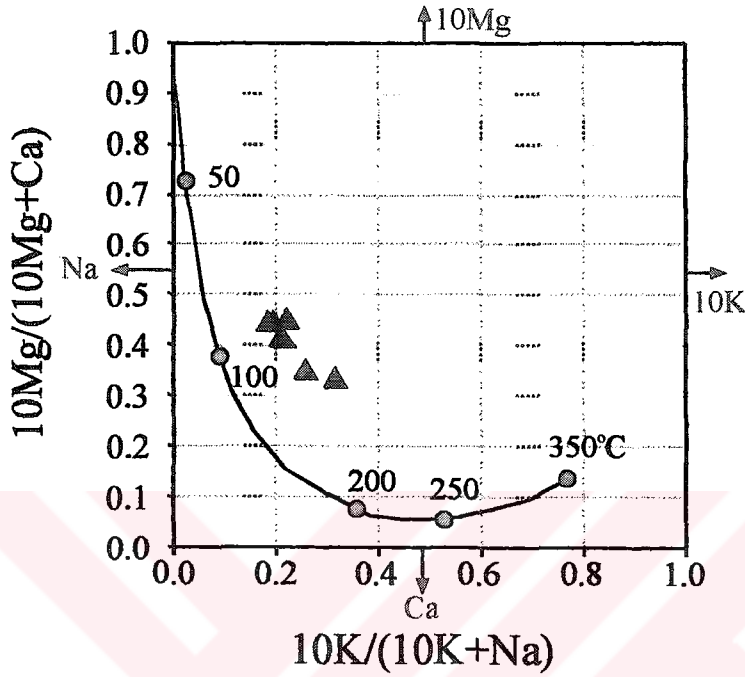
Sıvı kapanımların katyon içerikleri, bu sıvıların yankayaçlarla önemli oranda sıvı-kayaç etkileşiminin olduğunu göstermektedir. Alkali metal içeren alüminyum silikatların (serizit, klorit gibi) dengede olduğu jeotermal sistemlerde, sıcaklık ile sıvıların içermiş olduğu alkali-metal oranları arasında sistematik ilişki jeotermometre olarak kullanılmıştır (Fournier ve Truesdell, 1973; Giggenbach, 1988). Hidrotermal sıvılarda yaygın olarak bulunan Na-K-Ca-Mg katyonlarına bağlı olarak su kayaç dengesini inceleyen Giggenbach vd. (1988), çeşitli sıcaklık aralığında sıvılar için denge diyagramını ortaya koymuşlardır (Şekil 120). Midi Maden'den elde edilen sıvı kapanım katyon analiz sonuçları bu diyagrama aktarıldığında, kapanım sıvılarının Na bakımından zenginleşme gösterdikleri anlaşılır. Dolayısıyla analiz sonuçlarının Na denge çizgisine yaklaşmaları, bu sıvılarda Na'a bağlı olarak uygulanacak jeotermometrelerin daha uygun ve olumlu sonuçlar verebileceğini göstermektedir (Şekil 120).

Crush-leach analiziyle belirlenen alkali metal oranlarına göre hesaplanan sıvı denge sıcaklıkları Tablo 15'da özetlenmiştir. Tablo'dan da görüleceği gibi, Na-K alkali metal termometrelerinden (10 ve 11 nolu formüller, Fournier ve Truesdell, 1973) hesaplanan sıcaklıkların oldukça yüksek, Na-K-Ca elementlerine göre hesaplanan sıcaklıklar (12 nolu formül, Giggenbach, 1988) ise daha düşük olduğu görülmektedir.

$$T(^{\circ}\text{C}) = 1217/(\text{Log} (\text{Na/K})+1.483)-273.15 \quad (10)$$

$$T(^{\circ}\text{C}) = 855.6 / (\text{Log} (\text{Na/K})+0.8573)-273.15 \quad (11)$$

$$T(^{\circ}\text{C}) = 1647/ (\text{Log} (\text{Na/K})+1/3 (\text{Log} (\text{Ca/Na})+2.06)+2.47)-273.15 \quad (12)$$



Şekil 120. Sıvı kapanım sıvılarının 10Mg/(10Mg+Ca)-10K/(10K+Na) diyagramındaki yerleri (Giggenbach, 1988).

Tablo 15. Sıvı kapanımlardan elde edilen alkali element oranları ile bu oranlar kullanılarak hesaplanan jeotermetreler ve kapanımlardan ölçülen homojenleşme sıcaklıkları

Örnek No	Mineral	Molar oranlar		Hesaplanan sıcaklıklar (T °C)			T _H (°C)
		Na/K	Ca/Na	Na-K ¹	Na-K ²	Na-K-Ca ³	
TG2-61-CL1	Sf	4.011	0.985	310.2	312.6	189.9	283-388
TG2-43-CL2	K	2.146	2.394	397.5	446.5	240.8	279-320
TG2-80-CL3	Sf	4.112	1.202	307.2	308.3	192.1	-
D2e2-CL4	K	3.918	1.980	313.1	316.8	200.6	266-347
TD8-100-CL5	K	3.451	1.829	329.0	340.1	207.4	-
G3-8-CL6	Sf	7.659	2.092	241.0	218.2	167.5	287-324

^{1, 2}: Fournier ve Truesdell (1973)'e göre hesaplanan Na-K termometresi; ³: Giggenbach (1988)'e göre hesaplanan Na-K-Ca termometresi

Sıvı kapanımlardan ortalama homojenleşme sıcaklığı 306.6°C ve değişim aralığı ise 240-388 °C olarak belirlenmiştir (Tablo 13). Alkali jeotermometre uygulanan örneklerden

elde edilen sıcaklıkların da (TG2-43-CL2 (Na-K) hariç), aynı örneklerden ölçülen homojenleşme sıcaklık aralığında oldukları görülmektedir (Tablo 15). Dolayısıyla elde edilen bu değerler, homojenleşme sıcaklığı ile kapanlanma sıcaklığı arasında önemsenecek kadar fark olmadığını, sıvıların kapanlandığı andaki basıncın düşük ve dolayısıyla yatağın sığ derinliklerde oluştuğunu göstermektedir. Sonuçlardan da görüldüğü üzere bu çalışmada, sıvıların kapanlanma sıcaklığına yakın değerlerin, en iyi Na-K jeotermometresi ile elde edilebileceği ve Midi Maden için en uygun jeotermometre olduğu söylenebilir.

3.5.5.3. Halojen Kimyası

Sfalerit ve kuvarstan elde edilen sıvılardan yapılan analizlerde, halojen ve element/halojen oranları Tablo 16'de özetlenmiştir. Midi Madeni oluşturan sıvılar genel olarak deniz suyundan (658.5) yüksek Cl/Br oranına sahiptir. Halojenler (Cl, Br, I) sıvı içerisinde sıvı-kayaç etkileşiminden etkilenmeden sabit kalabildiklerinden, farklı kaynaklara ait sıvıların tanınmasında kullanılabilirler (Banks vd., 1991). Tuzluluğu oldukça düşük sıvılarda bile (örneğin deniz suyu) klor ve brom konsantrasyonu (19000 ve 65 ppm) kıtasal kabuktan daha yüksektir (130 ve 2.5 ppm) ve böylece her ikisinde de Br/Cl oranı yaklaşık olarak sabit kaldığı görülür (Şekil 121a). Buna karşın iyot konsantrasyonu deniz suyunda kıtasal kabuktan daha düşüktür (0.06 ve 0.5 ppm) ve I/Cl oranı ise sıvı-kayaç etkileşiminden genel olarak daha çok etkilenir (Boiron vd., 1996). Kapanımlardan elde edilen sıvıların I/Cl ve Br/Cl oranları, çeşitli sıvı ve katı bileşimleriyle deniz suyundan daha yüksek ve hemen hemen ortalama yeryuvarı bileşimine yakın bileşimde olduğu görülür (Şekil 121a).

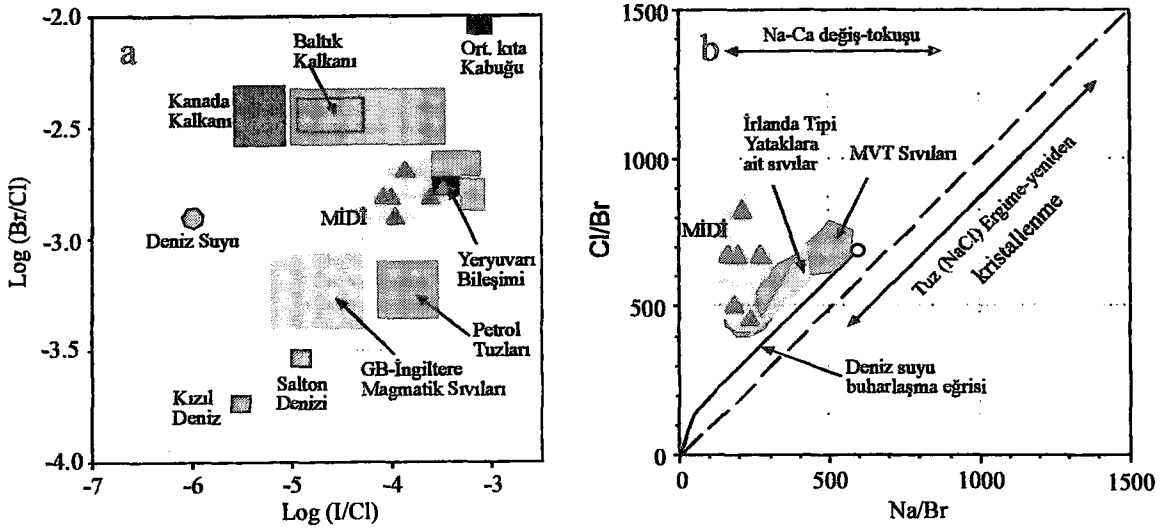
Tablo 16. Sıvı kapanımlardan elde edilen katyon-halojen ve halojen-halojen elementleri arasındaki mol oranları

Örnek No	Mineral	Mol oranları						
		Na/Br	Cl/Br	I/Cl (10^{-4})	Br/Cl (10^{-3})	Na/Cl	Ca/Cl	Mg/Cl
TG2-61-CL1	Sf	164.8	666.7	1.0	1.50	0.247	0.417	0.116
TG2-43-CL2	K	194.9	666.7	0.8	1.50	0.292	1.155	0.176
TG2-80-CL3	Sf	208.4	818.2	1.1	1.22	0.255	0.513	0.195
D2e2-CL4	K	238.5	454.6	4.0	2.20	0.525	1.697	0.248
TD8-100-CL5	K	181.0	500.0	1.4	2.00	0.362	1.083	0.259
G3-8-CL6	Sf	272.3	666.7	2.5	1.50	0.409	1.335	0.329

Na/Br ve Cl/Br oranları, sıvı kapanım sıvısının miktarına bağlı olmaksızın belirlenebilir. Bu tür oranları meteorik veya formasyon suyuyla seyrelme olayından etkilenmediğinden uygulama alanı bulmaktadırlar (Roedder, 1984). Bu oranlar, sıvıların kaynağından çok, sıvı içinde çözünmüş olan kimyasal bileşenin kaynağı hakkında bilgi verirler (Boiron vd., 1996).

Na/Br ve Cl/Br molar oranları sıvı içerisinde iki şekilde değişebilir. Birincisi, deniz suyunun buharlaşmasıyla çökecek tuz kristali yapısına hiçbir zaman girmeyen Br, geri kalan tuzlu suda zenginleşeceğinden Na/Br ve Cl/Br oranı azalacaktır. İkincisi ise, yapısında oldukça az Br bulunduran tuz kristalinin ergimesiyle oluşacak tuzlu suyun Na/Br ve Cl/Br oranları deniz suyundan daha da zengin hale gelecektir (Kesler vd., 1996; Boiron vd., 1996). Bu çalışmada elde edilen veriler Na/Br-Cl/Br diyagramına aktarıldığında, Midi Madeni'ni oluşturan sıvılar daha çok tuz deniz suyu+yankayaç etkileşimi, yani sıvı-kayaç etkileşimi sonucu oluşan yüksek Cl/Br oranına sahip sıvılar (Cl'lu çözelti) olduğu görülmektedir (Şekil 121b). Bu sıvıların düşük-orta derecede tuzluluğa sahip olmaları ve tuz kristali içermemeleri, bu durumu destekler niteliktedir. MVT ve İrlanda Tipi yatakları oluşturan sıvılar, Midi madenini oluşturan sıvılardan farklı olarak daha çok deniz suyu buharlaşmasına bağlı olarak tuz kristali çökelişi fasiyesinde (Everett vd., 1999) geliştikleri görülmektedir (Şekil 121b).

Russel (1986) bu tür orta derecede tuzluluğa sahip sıvıları, ısıtılmış denizel sıvıların, yan kayaç-sıvı etkileşimi sonucu oluşabileceğini tartışmıştır (Everett vd., 1999). Reed (1997)'e göre ise hidrotermal sıvıların yan kayaçları alterasyona uğratacak kadar etkileşime girmesiyle (etkileşim oranı 0.1-0.01 yeterli), solusyonlarda Cl ve diğer iyon konsantrasyonlarında önemli derecede artış olacaktır. Kapanım sıvılarından elde edilen halojen verilerine göre cevher oluşturan sıvılar, maden sahasında tektonik faaliyetlerin de etkisiyle porozitesi yükselmiş granit, volkano-tortul ve karbonatlı kayaçlar içerisinde dolaşarak onlarla çeşitli derecede (Bölüm 3.8'de tartışılmıştır) etkileşime girmiş sıvılardır. Düşük ve orta derecede tuzluluğa sahip bu sıvıların içermiş olduğu halojenlerin kaynağı, magmatik sıvıların meteorik yada normal deniz suyu ile karışması ve en önemlisi yan kayaç etkileşimi sonucu oluşabileceği düşünülmektedir.



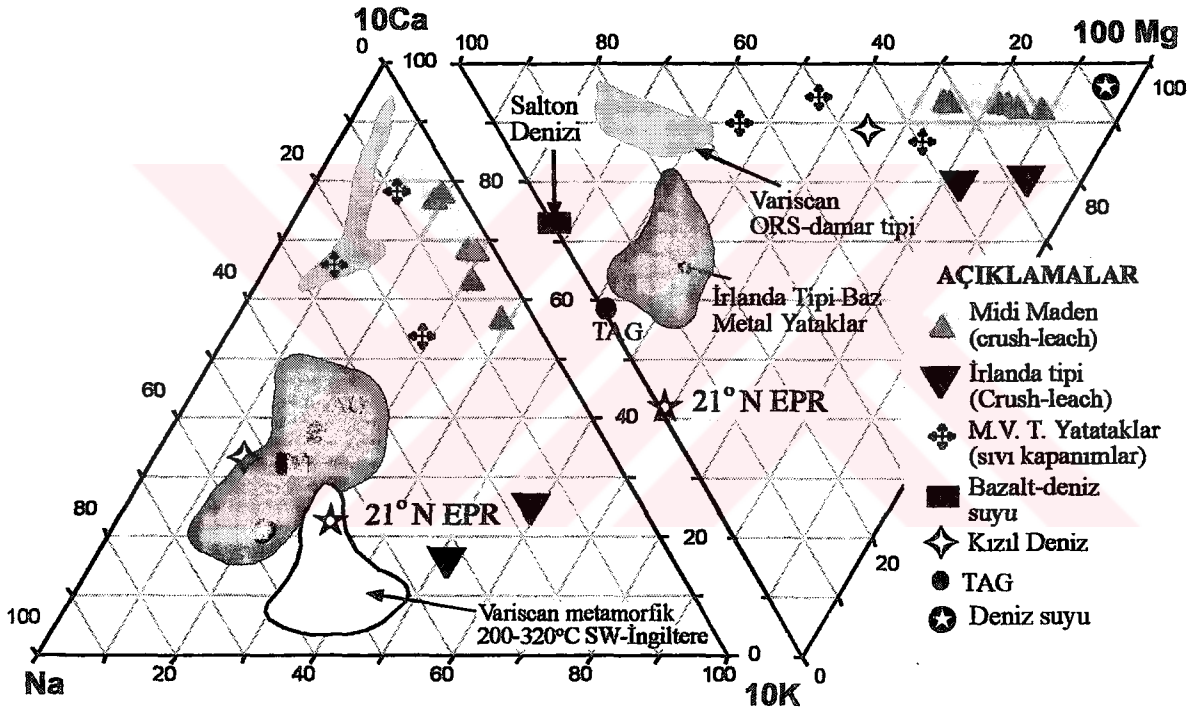
Şekil 121. Midi Maden’de kapanımlardan crush-leach yöntemiyle elde edilen sıvılarda Na-Cl-Br-I sistematiği. a) Log (I/Cl)-Log (Br/Cl) diyagramı ve sıvıların karşılaştırılması (Wilkinson, 2001). b) Na/Br-Cl/Br diyagramı ve sıvıların karşılaştırılması (Kesler vd., 1996; İrlanda Tipi yataklar ile Mississippi Vadisi Tipi (MVT) yataklara ait sıvıların bileşimi Everett vd., 1999’den alınmıştır).

3.5.5.4. Sıvı Kapanım Sıvısının Diğer Sıvılarla Karşılaştırılması

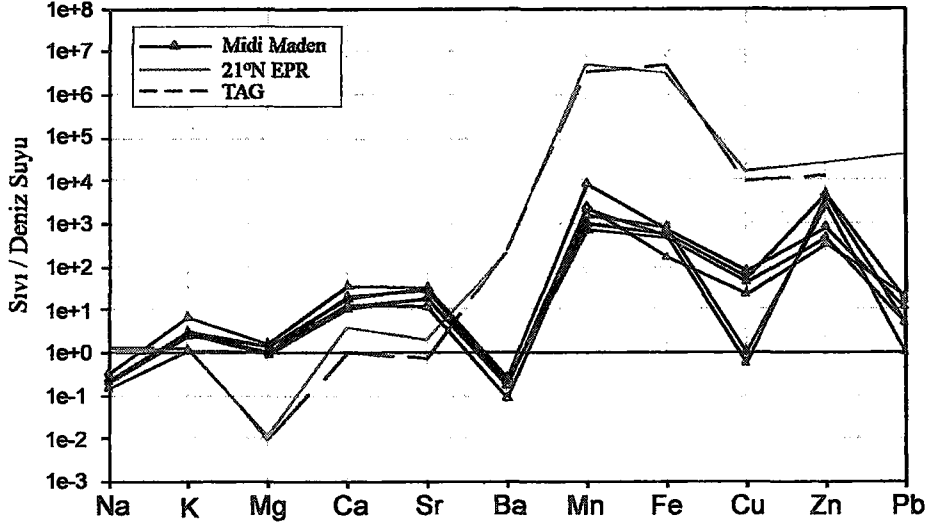
Midi maden yatağını oluşturan sıvılar ile çeşitli yataklara ait sıvı kapanım, deniz ve jeotermal sıvıların kimyasal bileşimleri Şekil 122 ve 123’de karşılaştırılmıştır. Şekil 122’de görüleceği gibi, kapanımlardan elde edilen sıvıların ana katyon bileşimleri; ortalama deniz suyu bileşimi, İrlanda Tipi yataklar ve Kızıl Deniz suyunun bileşimine yakındır. Ancak, onlardan farklı bir alana düşmektedirler (Şekil 122). Her iki diyagram karşılaştırıldığında Midi Madeni’ni oluşturan sıvıların Mg ve Ca’ca zengin olan MVT yataklarını oluşturan sıvılarla benzer bileşimde sıvılar olduğu görülmektedir.

Kapanımlardan elde edilen sıvılar ile aktif okyanus ortası sırtlardan alınan hidrotermal sıvıları, deniz suyu ile normalleştirilerek iz element içerikleri karşılaştırılmıştır (Şekil 123). Şekilden de görüleceği gibi Midi Maden yatağının oluşumunda etkili olan sıvıların TAG (Atlantik ortası hidrotermal sıvı) ve 21°NPR (Kuzey Pasifik Okyanus Ortası) sıvılarıyla (Thompson vd., 1988) benzer dağılım eğilimi gösterirler. Ancak bunlara göre K, Mg, Ca ve Sr elementleri bakımından daha zengin, Ba, Mn, Fe, Cu, Zn ve Pb elementleri bakımından ise daha fakir oldukları görülmektedir. Fakat genel olarak bakıldığında benzer eğilimde olmaları dikkat çekicidir ve kökensel benzerlik sunarlar. Her ne kadar Midi Madeni’ni oluşturan sıvılar ana elementlerce bu sıcak sıvılardan daha zengin olsa bile,

okyanusal hidrotermal sıvıların da kısmen Ca ve K'ca zengin olduğu söylenebilir. Her iki sıvı arasındaki temel fark, etkileşim içerisinde oldukları yan kayaçlardır. Kapanımlardan elde edilen sıvılar daha çok kireçtaşı, andezit, bazaltik-andezit, granit ve dolomit gibi kayaçlarla etkileşime girerken, yüksek sıcaklığa sahip okyanus ortası sıvıları ise okyanusal bazaltlarla etkileşime girerek Ca ve K'ca zenginleşmişlerdir (Everett vd., 1999). Midi Madeni'ni oluşturan sıvılar Mg içeriği bakımından okyanus ortası hidrotermal sıvılardan farklılık gösterirler. Özellikle Mg ve Ca bakımından okyanusal sıvılardan daha zengin olan cevher oluşturan sıvılar, kireçtaşlarının dolomitleşmesine ve ankerit, kalsit, dolomit gibi karbonat gang minerallerinin yatakta ve yan kayaçtaki bolluğunu destekler niteliktedir.



Şekil 122. Sıvı kapanım ana element bileşiminin doğal, jeotermal ve maden yataklarından elde edilen sıvı bileşimleriyle karşılaştırılması. Veriler, İrlanda tipi baz metal yataklardan sıvı kapanım bileşimi Everett vd. (1999); İrlanda Tipi yataklara ait sıvı kapanım bileşimi Samson ve Russel (1987), MVT tipi ve Variscan metamorfik kayaçlara eşlik eden damar tipi yataklara ait sıvı kapanım bileşimi Wilkinson (1990), okyanus ortası sırtlarda bazalt-hidrotermal deniz suyu bileşimi, TAG (Atlantik okyanus ortası hidrotermal sıvısı), 21°N EPR (East Pasific Rise), ortalama deniz ve Kızıl Deniz suyu bileşimleri, Thompson vd. (1988)'den alınmıştır.



Şekil 123. Midi Madenini oluşturan sıvıların diğer hidrotermal sıvılarla karşılaştırıldığı örümcek diyagramı (açıklamalar Şekil 122'deki gibidir).

Yukarıda bahsedilen nitelikte ortalama 306.6 °C sıcaklığa ve düşük-orta derecede tuzluğa sahip Ca ve Mg'ca zengin sıvılar, yan kayalarla etkileşime girerek dengelenmiş ve alterasyon ürünlerini oluşturmuşlardır. Hidrotermal sıvıların hangi alterasyon ürünleriyle dengede oldukları bir sonraki başlık altında tartışılacaktır.

3.6. Termodinamik Çalışmalar

Termodinamik; açık ya da kapalı sistemde bir maddenin hacim, basınç, sıcaklık ve kimyasal bileşim gibi gözlenebilen veya ölçülebilen özelliklerinin tümünü ifade eder (Faure, 1998). Hidrotermal olaylar sonucu oluşmuş bir maden yatağı, hidrotermal sistem içerisinde çeşitli süreçlerden geçerek belli şartlarda meydana gelir. Bu bir termodinamik sistem olup, sistem içerisindeki cevher oluşum aşamaları ise termodinamik süreçleri oluşturur (Barnes, 1979). Termodinamik çalışmalar; cevher oluşum ortamlarındaki termodinamik parametrelerin belirlenmesi, cevher taşıyan sıvıların evrimi, cevher oluşturan elementlerin taşınması ve çökmesi gibi bir madenin oluşumunda etkili olan termodinamik süreçlerin anlaşılması amacıyla yapılır (Barnes, 1979; Brimhall ve Crerar, 1987; Faure, 1998).

Bu amaçla Midi Maden yatağında belirlenen cevher ve alterasyon mineral parajenezi, sıvı kapanım ve minerallerden yapılan mikro kimyasal analizlerden elde edilen veriler de kullanılarak; cevherin oluşumunda etkili olan fiziko-kimyasal parametreler (f_{S_2} , f_{O_2} , pH gibi) belirlenmiş, f_{S_2} - f_{O_2} ve f_{O_2} -pH diyagramları hazırlanmıştır. Mineral oluşum safhasındaki mineral parajenezi göz önünde bulundurularak bu minerallerin duraylılık alanları belirlenmiş, ana cevher minerallerinin çözünürlükleri hesaplanmış, cevher oluşturan elementlerin çökmesine etki eden faktörler tartışılmış ve termodinamik verilerden faydalanılarak Midi Maden yatağının fizikokimyasal oluşum modeli oluşturulmaya çalışılmıştır. Ayrıca, yankayaçta belirlenen alterasyon mineralojisi göz önünde bulundurularak, farklı sıcaklıklarda su-kayaç ilişkilerini irdelemek amacıyla aktivite-aktivite diyagramları hazırlanmış ve hidrotermal sıvıların bu sıcaklıklarda ve pH koşullarında dengede oldukları alterasyon mineral birliktelikleri belirlenmiştir.

3.6.1. Cevher Oluşturan Fizikokimyasal Parametrelerin Hesaplanması

Sıcaklık, cevher oluşum modellemesinde ve mineral, gaz, iyon ve iyon komplekslerinin duraylılıklarını kontrol eden temel parametrelerden biridir. Midi Maden yatağının sıcaklığı sıvı kapanım, arsenopirit jeotermometresi, hidrotermal sıvıların kimyasal bileşiminden hesaplanan alkali jeotermometresi ve sfalerit-galen çiftlerinden yapılan S izotop termometresi yardımıyla hesaplanmıştır. Sıvı kapanım ve diğer jeotermometreler

yardımıyla elde edilen sıcaklık aralığı başlıca 250-340 °C arasında ve ortalama 300 °C civarında bulunmuştur. Sıcaklığın fizikokimyasal parametreler üzerindeki etkisini görmek amacıyla termodinamik çalışmalar, ve hazırlanan bütün diyagramlar alt sınıra yakın 275 °C ve üst sınıra yakın 325 °C oluşum sıcaklıklarında hazırlanmıştır.

Aktivite hesaplarında kullanılan bileşenler (K, Ca, Mg, Na, Cl) için sıvı kapanımlardan crash-leach yöntemiyle elde edilen kimyasal analiz sonuçları kullanılmıştır. Cevher, alterasyon mineralleri ve diğer iyon kompleksleri arasında belirlenen reaksiyonların denge sabitleri genel olarak SUPCRT92 (Johnson vd., 1992) programı yardımıyla elde edilmiş, program yardımıyla belirlenemeyen reaksiyonların istenilen sıcaklıklardaki denge sabitleri ise model reaksiyonlar yardımıyla hesaplanmıştır (Wood ve Samson, 1998). Kimyasal analizle veya kapanımlardan belirlenemeyen diğer önemli bileşenlerin (HS^- , $\text{H}_2\text{S}_{\text{aq}}$ gibi) kimyasal aktiviteleri ve belirtilen sıcaklıklarda elementlerin baskın olarak hangi kompleksleri tercih ettikleri ise EQBRM (Anderson ve Crerar, 1993) programı kullanılarak belirlenmiştir (Ek Tablo 14). Fugasite, f_{O_2} -pH, çözünürlük ve aktivite diyagramlarında kullanılan temel parametreler, yukarıda bahsedilen veriler kullanılarak hesaplanmıştır.

3.6.1.1. Kükürt Fugasitesi (f_{S_2})

Özellikle Midi Maden gibi sülfürlü minerallerin baskın olduğu yataklarda yapılan termodinamik çalışmalarda, kükürt fugasitesinin hesaplanması oldukça önem taşır. Maden yataklarında sülfür fugasitesi hesabı üzerine pek çok çalışma yapılmış ve birçok yazar çeşitli yöntemler önermiştir (Scott ve Barnes, 1971; Scott, 1974; Crerar ve Barnes, 1976; Barnes, 1979; Bryndzia ve Scott, 1987).

Bu çalışmada, piritle daima birlikte gözlenen sfaleritlerin mikrokimyasal analizlerinden faydalananarak FeS (mol %, Ek Tablo 3) içeriğine bağlı olarak Scott (1974) tarafından önerilen 13 nolu formül kullanılarak FeS aktivitesi (a_{FeS}) hesaplanmıştır. Kükürt fugasitesi ise 13 nolu formülden elde edilen FeS aktivitesi, aşağıdaki reaksiyonun (R1) 275 °C ve 325 °C'de hesaplanan denge sabitleri (LogK, Ek Tablo 16) ile elde edilen 14 numaralı eşitlikte yerine konarak her bir analiz için hesaplanmıştır (Ek Tablo 3).

$$a_{\text{FeS}} = 0.0257x (\text{FeS mol } \%) - 0.00014x (\text{FeS mol } \%)^2 \quad (13)$$



$$\log (a_{\text{S}_2}) = \log f_{\text{S}_2} = -\log K - 2\log a_{\text{FeS}} \quad (14)$$

Sfalerit minerallerinden yapılan 20 mikrokimyasal nokta analizinden, yukarıdaki eşitlikler yardımıyla 275 °C sıcaklıkta hesaplanan kükürt fugasiteleri -9.42 ile -12.7 arasında değişmekte ve -11.3 ortalamaya sahiptir. 325 °C sıcaklıkta hesaplanan kükürt fugasiteleri ise -7.37 ile -10.5 arasında ve ortalama -9.04 olarak belirlenmiştir. Ayrıca, arsenik mineralleri için hazırlanan f_{S_2} -T diyagramı yardımıyla (Şekil 98) arsenopirit jeotermometresinden elde edilen sıcaklık kullanılarak belirlenen ortalama kükürt fugasitesi (-9.65) de sfaleritlerden hesaplanan kükürt fugasitesiyle aynı aralıktadır. Elde edilen değişim aralıkları ve ortalamalar karşılaştırıldığında olursa, sıcaklık arttıkça kükürt fugasitesi de ona paralel olarak arttığı anlaşılır.

3.6.1.2. İyonik Kuvvet (I) ve Aktivite Katsayısı (γ)

Bir hidrotermal sistemde kimyasal reaksiyona giren iyon ya da iyon komplekslerinin çözünürlükleri, ortamın iyonik kuvvetine ve iyonun veya kompleksin aktivitesine bağlı olarak değişir (Helgeson, 1969). Bileşenlerin sistemdeki davranışlarını tayin eden bu iki parametre, termodinamik çalışmalarda oldukça önem taşır. Bir sistemin iyonik kuvveti (I) ve her bir bileşene ait aktivite katsayısı (γ_i) Debye-Huckel eşitliği olarak bilinen, 15 ve 16 nolu formüllerle hesaplanabilir (Helgeson, 1969; Helgeson ve Kirkham, 1974; Wood ve Samson, 1998).

$$I = 1/2 \sum m_i Z_i^2 \quad (15)$$

$$\log \gamma_i = -Z_i^2 A \sqrt{I} / (1 + \sqrt{I}) + 0.2 Z_i^2 I \quad (16)$$

Z_i : her bir bileşene ait iyon yükü, m_i : bileşenin molalitesi A : Debye-Huckel parametresi (Helgeson ve Kirkham, 1974). İstenilen sıcaklıkta Debye-Huckel (275°C'de $A = 1.096$, 325°C'de $A = 1.4943$, Helgeson ve Kirkham, 1974) parametresi kullanılarak her bir bileşene ait hesaplanan aktivite katsayıları Ek Tablo 15'de verilmiştir.

3.6.1.3. Oksijen Fugasitesi (f_{O_2})

Oksijen fugasitesi, cevher oluşum ortamlarında reaksiyonları yöneten ana parametrelerden biridir (Barnes, 1979; Brimhall ve Crerar, 1987; Anderson, 1988). Hidrotermal sistemlerde en güvenilir oksijen fugasitesi hesabı, sıvı kapanımlardan ölçülen gaz bileşenlerine bağlı olarak hesaplanandır (Crerar ve Barnes, 1976; Henley vd., 1984). Bu çalışmada sıvı kapanımlardan gaz analizi yapılmadığından, daha önce hesaplanan kükürt fugasitesi, ve sıvı kapanımlardan elde edilen veriler kullanılmıştır. EQBRM (Anderson ve Crerar, 1993) programıyla aktiviteleri hesaplanan galen ve sfalerit gibi sülfidlerin oluşumunda rol oynayan iyon ve iyon kompleksleri arasında oluşturulan reaksiyon (R2) ile minimum oksijen fugasitesi (17 nolu eşitlik), galenin oksitlenmesiyle meydana gelen anglezit oluşum reaksiyonu (R2) yardımıyla ise maksimum oksijen fugasitesi hesabı yapılmıştır (18 nolu eşitlik, reaksiyonların denge sabitleri Ek Tablo 15, ve aktivite katsayıları Ek Tablo 16'da verilmiştir.).



$$\log K = \frac{1}{2} f_{S_2} - (\log_{mH_2S} + \log \gamma_{H_2S} + \frac{1}{2} f_{O_2}) \quad (17)$$



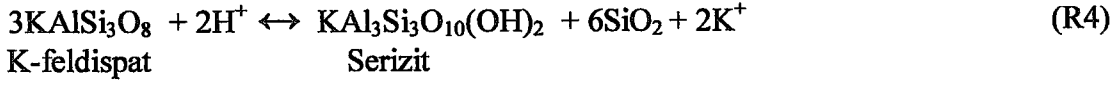
$$\log K = -2f_{O_2} \quad (18)$$

Yapılan hesaplamalar sonucunda minerallerin oluşumları esnasında ortamın oksijen fugasitesi (275 °C – 325 °C)-30.4 ile -27.03 arasında, galenin oksitlenmesi esnasında yani maksimum oksijen fugasitesi ise (275 °C – 325 °C) -29.92 ile -26.64 olarak belirlenmiştir.

3.6.1.4. pH

pH ($-\log a_{H^+}$) maden yataklarında mineral oluşumunu ve parajenezini kontrol eden ana faktörlerden biridir (Barnes, 1979; Reed, 1982; Reed ve Spycher, 1984). Bazı gösterge mineral birlikteliklerinden ve sıvı kapanımlarından yararlanılarak cevher oluşum şartlarındaki pH hesaplanabilir (Barnes, 1979; Reed, 1982; Reed ve Spycher, 1984; Henley vd., 1984). Yapılan çalışmalara göre, cevherleşme aşamasında yankayaçlarda ve cevherle

birlikte serizit alterasyonunun meydana geldiği ve kaolen oluşumu ise daha çok cevherleşmeden sonra yüzey şartlarında olduğu belirlenmişti. Dolayısıyla cevher oluşum koşullarındaki (pH1) ve cevherleşme sonrası (pH2) koşullarındaki pH, aşağıda verilen R4 ve R5 reaksiyonları ve 19 ve 20 nolu eşitlikler kullanılarak hesaplanabilir.



$$\text{pH (mak.)} = -\log a_{\text{H}^+} = \log K_{\text{R4}} / 2 - \log m_{\text{K}^+} - \log \gamma_{\text{K}^+} \quad (\text{19})$$



$$\text{pH (min.)} = -\log a_{\text{H}^+} = \log K_{\text{R5}} / 2 - \log m_{\text{K}^+} - \log \gamma_{\text{K}^+} \quad (\text{20})$$

K_{R4} , K_{R5} : R4 ve R5 reaksiyonlarının denge sabitleri, m_{K^+} : K^+ 'nin molalitesi. Burada kullanılan potasyumun molalitesi, sıvı kapanımların ortalama tuzluluğu ile ilişkilendirilerek farklı sıcaklıklarda Fournier ve Truesdell (1973) formülüyle (10 nolu formül) Na/K oranları bulunarak aşağıdaki gibi hesaplanabilir (Henley vd., 1984);

$$X = m\text{KCl} - m\text{NaCl} \quad (\text{21})$$

elde edilir. Bu formüldeki NaCl'nin yerine 10 numaralı formül kullanılarak herhangi bir sıcaklıkta hesaplanan $\log (\text{Na/K})$ değerinden $m\text{Na}^+$ elde edilir ve 21 numaralı eşitlikte yerine konarak $m\text{K}^+$ hesaplanır. Hesaplanan bu değer, daha sonra 19 ve 20 numaralı eşitliklerde yerine konarak maksimum ve minimum pH bulunabilir.

Midi Maden'de 325 °C sıcaklık, ilk cevher oluşum evresinde pH, 5.13-3.38 arasında ve ortalama 4.26, 275 °C sıcaklıkta, yani son oluşum evresinde ise pH 5.35-3.48 arasında ve ortalama 4.43 olarak hesaplanmıştır. Midi Maden yatağında elde elden pH değerleri hidrotermal yataklarda yapılan pek çok çalışmayla uyumludur (Barnes, 1979; Reed, 1982; Reed ve Spycher, 1984; Henley vd., 1984).

3.6.1.5. Toplam Kükürt Konsantrasyonu (ΣS)

Maden yataklarında yapılan pek çok çalışma, sülfürlü mineral oluşumunda sıcaklık, basınç, kükürt fugasitesi, oksijen fugasitesi ve pH gibi parametrelerin yanında a toplam kükürt konsantrasyonunun da sülfürlü mineral oluşumunda önemli rol oynamaktadır

(Barnes, 1979; Helgeson, 1985; Sverjensky, 1987; Tanger ve Helgeson, 1988). Deneysel çalışmalar ve sıvı kapanımlardan yapılan analizler, hidrotermal sistemlerde ana sulfürlü iyon ve iyon komplekslerinin H_2S , HS^- , SO_4^{2-} , HSO_4^- ve S^{2-} olduğunu göstermiştir (Ohmoto, 1972; Crerar ve Barnes, 1976; Barnes, 1979; Helgeson, 1980; Sverjensky, 1987).

Crush-leach sıvısından elde edilen S/Cl oranına ve ortalama sıcaklığa (300 °C) göre hesaplanan toplam kükürt konsantrasyonu 0.0062 mol olarak bulunmuştur. Her iki oluşum sıcaklığında hesaplanan pH'dan yararlanarak; 22 nolu denklem yardımıyla (Wood ve Samson, 1998) ortamdaki H^+ molaritesi (1.031×10^{-4} mol, Ek Tablo 14) ve sıvı kapanımlardan elde edilen Cl (1.334 mol) molaritesi kullanılarak, R6-R10 numaralı reaksiyonlarda yer alan ana kükürt bileşenlerinin mol fraksiyonları EQBRM paket programıyla hesaplanmıştır (Ek Tablo 14);

$$[H^+] = 10^{-pH} / \gamma_{H^+} \quad (22)$$



Her iki oluşum sıcaklığında da Midi Madeni'ni oluşturan sıvılarda baskın kükürt bileşenleri H_2S ve HS^- olarak belirlenmiştir. Her iki bileşen için hesaplanan mol kesirlerinin toplamı, tüm kükürt bileşenlerinin toplamına oranlandığında $[(H_2S+HS^-)/\sum S]$, 275 °C'de 0.9998 ve 325 °C'de ise 0.9999 olduğu görülür. Dolayısıyla, baskın kükürt kompleksleri H_2S olduğundan, her iki sıcaklıkta toplam kükürt konsantrasyonu $m_{\sum S} = m_{H_2S}$ şeklinde de verilebilir. Sıvı kapanımlardan tespit edilen toplam kükürt konsantrasyonu ile her iki sıcaklıkta bu iki bileşenden hesaplanan kükürt konsantrasyonları (0.00698 m, 0.0062 m) arasında hemen hemen hiç farkın bulunmadığı anlaşılmıştır. Dolayısıyla tüm yatağın toplam kükürt konsantrasyonu, eğer oksijen ve kükürt fugasitesi biliniyorsa, R10 reaksiyonu yardımıyla H_2S 'in molaritesi ile toplam kükürt konsantrasyonu bulunabilir.

3.6.2. f_{S_2} - f_{O_2} , f_{O_2} -pH Diyagramlarının Hazırlanması ve Minerallerin Duraylılık Alanlarının Hesaplanması

Deneyssel termodinamik ve Midi Maden yatağından elde edilen jeokimyasal verilere, sıvı kapanım ve diğer jeotermometrelerden elde edilen sıcaklık aralığına bağlı olarak, madende tespit edilen minerallerin denge ilişkileri, 275 °C ve 325 °C oluşum sıcaklıklarında hesaplanmıştır. Mineraller arasındaki denge ilişkileri kullanılarak iki farklı sıcaklıkta f_{S_2} - f_{O_2} ve f_{O_2} -pH diyagramları hazırlanmıştır (Şekil 124a ve b; 125a ve b).

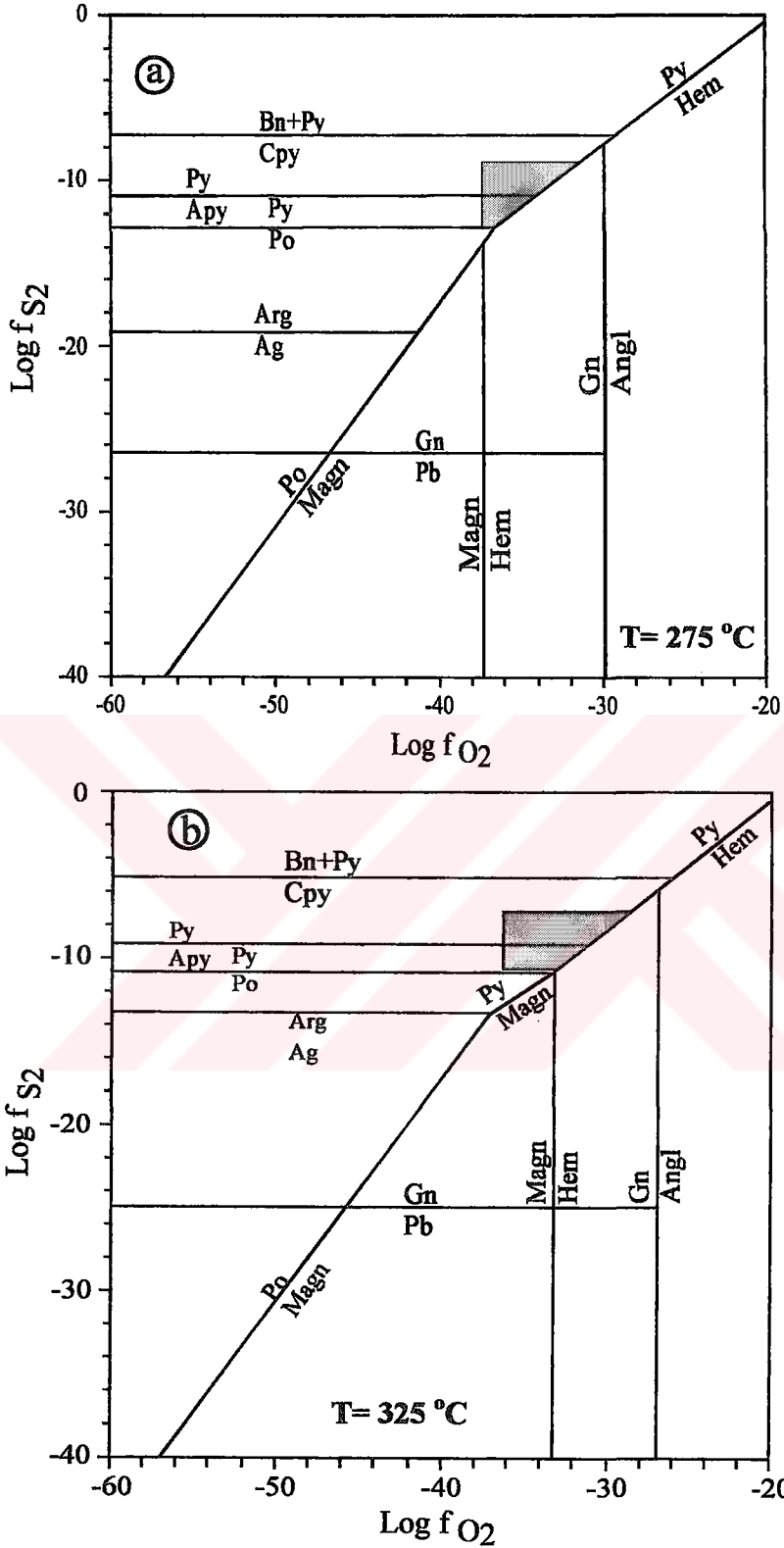
Diyagramların hazırlanmasında kullanılan termodinamik veriler, mineraller arasında yazılan reaksiyonlar, hesaplanan denge sabitleri, kullanılan bileşenlere ait aktivite katsayıları ve elde edilen denklemler; Ek Tablo 15, 16 ve 17’de verilmiştir.

f_{S_2} - f_{O_2} diyagramı, belirli bir sıcaklıkta yatakta belirlenen minerallerin dengede olduğu oksijen ve kükürt fugasitesi koşullarını belirlemek amacıyla hazırlandığından, mineraller arasında yazılacak reaksiyonlarda S_2 ve O_2 bulunmalıdır. Yazılan reaksiyonun belirlenen sıcaklıkta hesaplanan denge sabitinden faydalanarak, iki mineralin dengede olduğu sınır, f_{S_2} ve f_{O_2} değişkenlerine bağlı olarak $y = ax + b$ şeklinde bir denklemle ifade edilir. Mineraller arasındaki reaksiyona bağlı olarak, denklem sadece f_{S_2} gibi tek değişkene bağlı olabilir, bu durumda denklem $y = b$ şeklini alır. R11 reaksiyonunu kullanarak manyetit ile hematit arasındaki f_{S_2} - f_{O_2} arasındaki sınır hesaplanacak olursa, SUPCRT92 (Johnson vd., 1992) programı yardımıyla 275°C hesaplanan denge sabiti ($\log K_{275} = 3.093$) ve denge sabiti formülü kullanılarak elde edilen 23 nolu denklem, manyetit ile hematitin 275 °C’de hazırlanan f_{S_2} - f_{O_2} diyagramındaki sınırını oluşturur. Benzer şekilde diğer mineraller arasındaki sınırlar, mineraller arasında reaksiyonlar yazılarak istenilen sıcaklıkta hesaplanan denge sabitleri yardımıyla tespit edilmiştir (Şekil 124a).

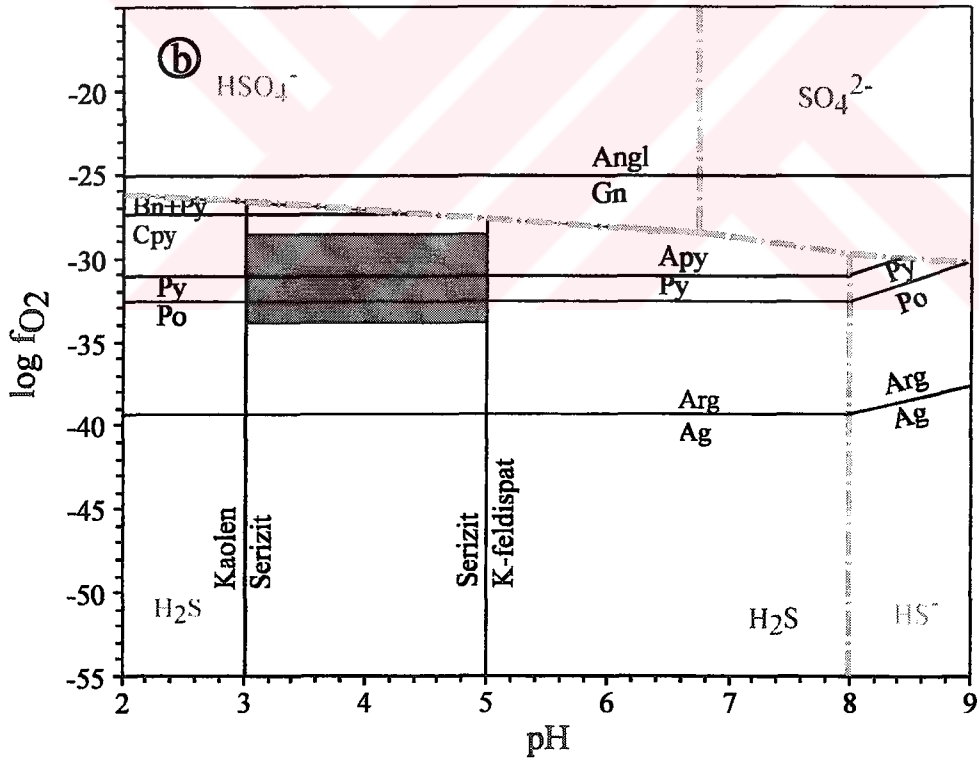
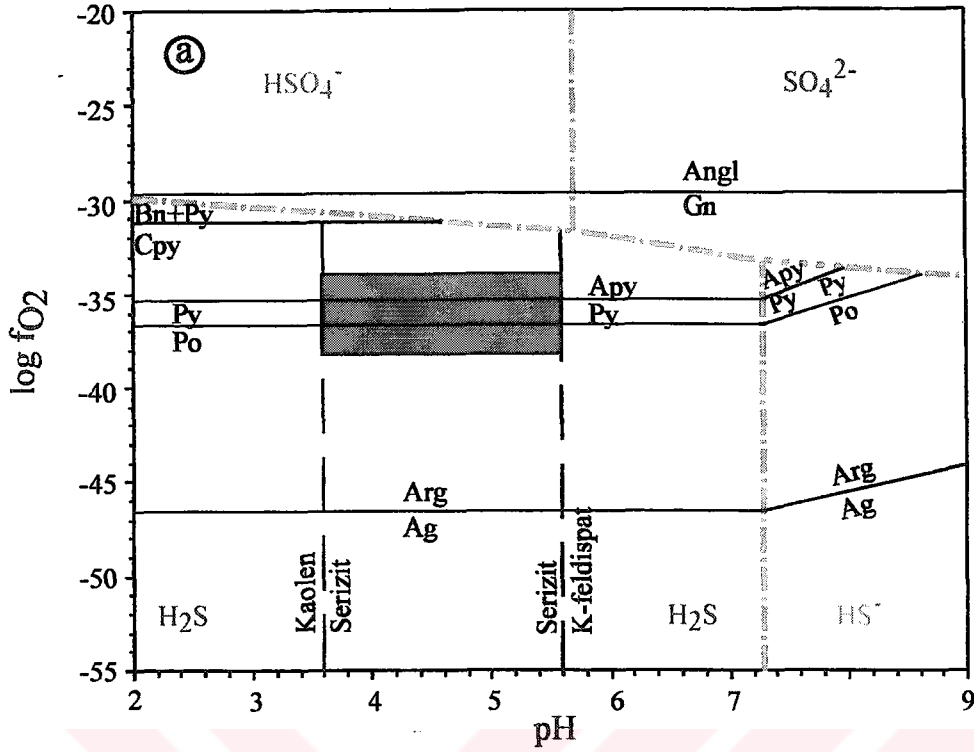


$$\log K = -1/2 \log a_{O_2} \Rightarrow f_{O_2} = -37.12 \quad (23)$$

f_{O_2} -pH diyagramlarının hazırlanmasında da reaksiyonlar, O_2 ve H^+ bileşenlerine göre yazılır. Ancak, farklı olarak bu diyagramlarda baskın kükürt komplekslerini içeren



Şekil 124. Midi Maden yatağındaki cevher mineral parajenezi göz önüne alınarak hazırlanan $\log fS_2$ - fO_2 diyagramları. a) 275 °C b) 325 °C’de hazırlanmıştır. Renklendirilmiş alanlar her bir sıcaklıktaki cevher oluşum fizikokimyasal şartlarını gösterir. Ag: metalik gümüş, Angl: anglezit, Apy: arsenopirit, Arg: arantit, Bn: bornit, Cpy: kalkopirit, Gn: galen, Hem: hematit, Magn: magnetit, Pb: metalik kurşun, Po: pirotin, Py: pirit.



Şekil 125. Midi Maden yatağındaki cevher mineral parajenezi göz önüne alınarak hazırlanan log f_{O_2} -pH diyagramları a) 275 °C'de, $m_{K+} = 0.045$, $\Sigma S = 0.0062$ şartlarında b) 325 °C'de, $m_{K+} = 0.063$, $\Sigma S = 0.0062$ şartlarında hazırlanmıştır. Renklendirilmiş alanlar her bir sıcaklıktaki cevher oluşum fizikokimyasal şartlarını gösterir. Diğer simgelerin açıklamaları Şekil 124'deki gibidir.

reaksiyonlar hesaplanarak yerleştirildiğinden, mineraller arasında yazılan reaksiyonlar, baskın kükürt bileşenlerinin duraylı olduğu alanlarda reaksiyonakatarak aktivite ve sıcaklığa bağlı olarak iki mineral arasındaki denge hesabında kullanılırlar (Wood, 1998, s. 81-96).

Yukarda hesaplanan pH, f_{O_2} , f_{S_2} değerlerine ve yatakta tespit edilen mineral birlikteliklerine göre, Midi Madeni için cevher oluşum fizikokimyasal şartları belirlenmiş ve diyagramlara aktarılmıştır (Şekil 124a ve b, Şekil 125a ve b). Diyagramlardan da görülebileceği gibi, cevher oluşumu için her iki oluşum sıcaklığında belirlenen kükürt fugasitesi, oksijen fugasitesi ve pH değişim aralıkları ile termodinamik verilerle hesaplanan minerallere ait duraylılık alanları oldukça uyumludur. Her iki diyagramda da belirlenen fizikokimyasal şartlarda dengede olan arsenopirit, pirit, protin ve galen daha önce de belirtildiği gibi Midi Maden yatağında aynı parajenezde dengede olan minerallerdir.

3.6.3. Mineral Çözünürlüklerinin Hesaplanması ve Çözünürlük Diyagramlarının Hazırlanması

Cevher oluşturan elementlerin taşınması ve çökmesini etkileyen faktörleri anlamak ve ortaya koymak için pek çok çalışma yapılmıştır (Helgeson, 1969, 1970; Ohmoto, 1972; Craig ve Barton, 1973; Anderson, 1973; Barnes, 1979; Reed, 1982; Barret ve Anderson, 1982; Helgeson, 1980; Crerar vd., 1985; Spycher ve Reed, 1989; Krupp ve Seeward, 1990; Anderson, 1998; Wood ve Samson, 1998). Bu konuda yapılan çalışmalarda, araştırmacılar cevher oluşturan elementlerin hangi formlarda taşındıkları konusu üzerine tartışmalarını yoğunlaştırmıştır. Genel olarak cevher oluşturan elementlerin, 1) sülfür, 2) gaz ve 3) kompleksler şeklinde taşındığı üzerine durulmuştur. Ancak, minerallerin yüksek sıcaklıkta olsa bile, sülfür komplekslerinin çözünürlüklerinin oldukça düşük ve elementlerin gaz formunda taşınan miktarının cevher yatağı oluşturmaları için oldukça küçük değerlerde olduğu üzerine görüş birliği vardır (Barnes, 1979; Krupp ve Seeward, 1990; Wood ve Samson, 1998). Helgeson (1964); ilk kez cevher oluşturan elementlerin kompleksler şeklinde taşındıklarını ortaya koymuş ve bu görüş birçok araştırmacı tarafından kabul edilmiştir (Barnes, 1979). Bu konuda yapılan pek çok çalışmada elde edilen sonuçlarda ise, cevher oluşturan elementlerin klorür ve sülfür kompleksleri şeklinde taşındıklarını ortaya

koymuş, fakat hangi kompleksin taşınmada tam olarak ana rolü oynadığı konusu hala tartışmalıdır (Helgeson, 1969; Barnes, 1979; Krupp ve Seeward, 1990).

Bu çalışmada ise, Midi Maden yatağını oluşturan elementlerin taşınmasında hangi kompleksin rol oynadığını belirlemek için, yatağa ait ana minerallerden sfalerit ve galen olarak çökelen Zn ve Pb'un 275-325 °C sıcaklıklardaki çözünürlükleri, hem klorür, hem de sülfür kompleksleri şeklinde taşındığı düşünülerek baskın sülfür kompleksi H₂S alanı için ayrı ayrı hesaplanmıştır. Aynı zamanda, hesaplanan bu veriler kullanılarak, cevher oluşturan elementlerin taşınması ve çökmesine etki eden faktörler tartışılmıştır.

3.6.3.1. Galen

Galennin çözünürlük hesabı, Pb'nun NaCl-HCl-H₂O sisteminde oluşturmuş olduğu klorür ve sülfür komplekslerine göre, önceki çalışmacılar tarafından önerilen aşağıdaki reaksiyonlar kullanılarak yapılmıştır (Helgeson, 1969; Barnes, 1979; Barret ve Anderson, 1982; Wood ve Samson, 1998). Baskın kompleks klorür olarak alındığında;



ve toplam Pb²⁺ konsantrasyonu 24 nolu eşitlik kullanılarak hesaplanabilir.

$$\sum \text{Pb} = m_{\text{Pb}^{2+}} + m_{\text{PbCl}^+} + m_{\text{PbCl}_2} + m_{\text{PbCl}_3^-} + m_{\text{PbCl}_4^{2-}} \quad (24)$$

Yukarda verilen R12-16 reaksiyonlarının her birinin denge sabitleri için 25 nolu denklemdeki gibi ayrı ayrı eşitlikler yazılabilir;

$$K_{\text{R13}} = (m_{\text{PbCl}^+} \times \gamma_{\text{PbCl}^+}) / (m_{\text{Pb}^{2+}} \times \gamma_{\text{Pb}^{2+}} \times m_{\text{Cl}^-} \times \gamma_{\text{Cl}^-}) \quad (25)$$

H₂S kompleksinin baskın olduğu düşünülürse, R18 reaksiyonu yazılabilir ve bu reaksiyonun 26 numaralı denklemle her bir oluşum sıcaklığı için denge sabiti hesaplanır;



$$K_{\text{R17}} = (\text{m}_{\text{Pb}^{2+}} \gamma_{\text{Pb}^{2+}} \text{m}_{\text{H}_2\text{S}} \gamma_{\text{H}_2\text{S}}) / (\text{a}_{\text{H}^+})^2 \quad (26)$$

25 numaralı eşitlikle hesaplanan R13-R16 reaksiyonlarına ait denge sabitleri, 24 nolu formülde yerine konarak elde edilen eşitlik, 26 nolu formülde yerine konursa, buradan elde edilen 27 numaralı formül yardımıyla toplam kurşun konsantrasyonu ppm olarak hesaplanabilir:

$$\text{m}_{\Sigma\text{Pb}} = ((K_{\text{R17}} \times (\text{a}_{\text{H}^+})^2) \times (1 + K_{\text{R13}} Q_1 \text{m}_{\text{Cl}^-} + K_{\text{R14}} Q_2 (\text{m}_{\text{Cl}^-})^2 + K_{\text{R15}} Q_3 (\text{m}_{\text{Cl}^-})^3 + K_{\text{R16}} Q_4 (\text{m}_{\text{Cl}^-})^4)) / (\text{m}_{\text{H}_2\text{S}} \gamma_{\text{H}_2\text{S}} \gamma_{\text{Pb}^{2+}}) \quad (27)$$

K15-17: R15-R17 reaksiyonlarının denge sabitleri, karışıklığı önlemek amacıyla formülde kullanılan Q_1 - Q_4 ise aşağıdaki gibidir;

$$Q_1 = (\gamma_{\text{Pb}^{2+}} \times \gamma_{\text{Cl}^-}) / \gamma_{\text{PbCl}^+}$$

$$Q_2 = (\gamma_{\text{Pb}^{2+}} \times (\gamma_{\text{Cl}^-})^2) / \gamma_{\text{PbCl}_2}$$

$$Q_3 = (\gamma_{\text{Pb}^{2+}} \times (\gamma_{\text{Cl}^-})^3) / \gamma_{\text{PbCl}_3^-}$$

$$Q_4 = (\gamma_{\text{Pb}^{2+}} \times (\gamma_{\text{Cl}^-})^4) / \gamma_{\text{PbCl}_4^{2-}}$$

Barnes (1979)'e göre 300°C altındaki sıcaklıklarda baskın kurşun kompleksi $\text{Pb}(\text{HS}^-)_2$ ve üstündeki sıcaklıklarda ise $\text{Pb}(\text{H}_2\text{S})_2$ kompleksidir. Baskın kompleks sülfür olarak alındığında; her bir oluşum sıcaklığı için Pb'nun çözünürlüğü R18, R19 reaksiyonları ve bunların denge sabitleri kullanılarak hesaplanmıştır.



Yukarıda yapılan hesaplamalarda kullanılan termodinamik veriler Ek Tablo 15, 16 ve 17'de verilmiştir.

Her iki oluşum sıcaklığında hesaplanan galenin çözünürlüğüne ait veriler f_{O_2} -pH diyagramına (Şekil 126a ve b) aktarılmıştır.

3.6.3.2. Sfalerit

Sfaleritin çözünürlük hesabı, galenin çözünürlük hesabında olduğu gibi, Zn'nun NaCl-HCl-H₂O sisteminde oluşturmuş olduğu klorür ve sülfür komplekslerine göre, önceki çalışmacılar tarafından önerilen aşağıdaki reaksiyonlar kullanılarak yapılmıştır (Helgeson, 1969; Barnes, 1979; Barret ve Anderson, 1982; Wood ve Samson, 1998). Baskın kompleks klorür olarak alındığında sfaleritin çözünürlük hesabı;



Reaksiyonları ve denge sabitleri yardımıyla toplam Zn konsantrasyonu 28 numaralı eşitlik kullanılarak hesaplanabilir.

$$\sum \text{Zn} = m_{\text{Zn}^{2+}} + m_{\text{ZnCl}^+} + m_{\text{ZnCl}_2} + m_{\text{ZnCl}_3^-} + m_{\text{ZnCl}_4^{2-}} \quad (28)$$

Yukarıda verilen R20-24 nolu reaksiyonların her birinin denge sabitlerini hesaplamak için 29 numaralı denklemdeki gibi ayrı ayrı eşitlikler yazılabilir;

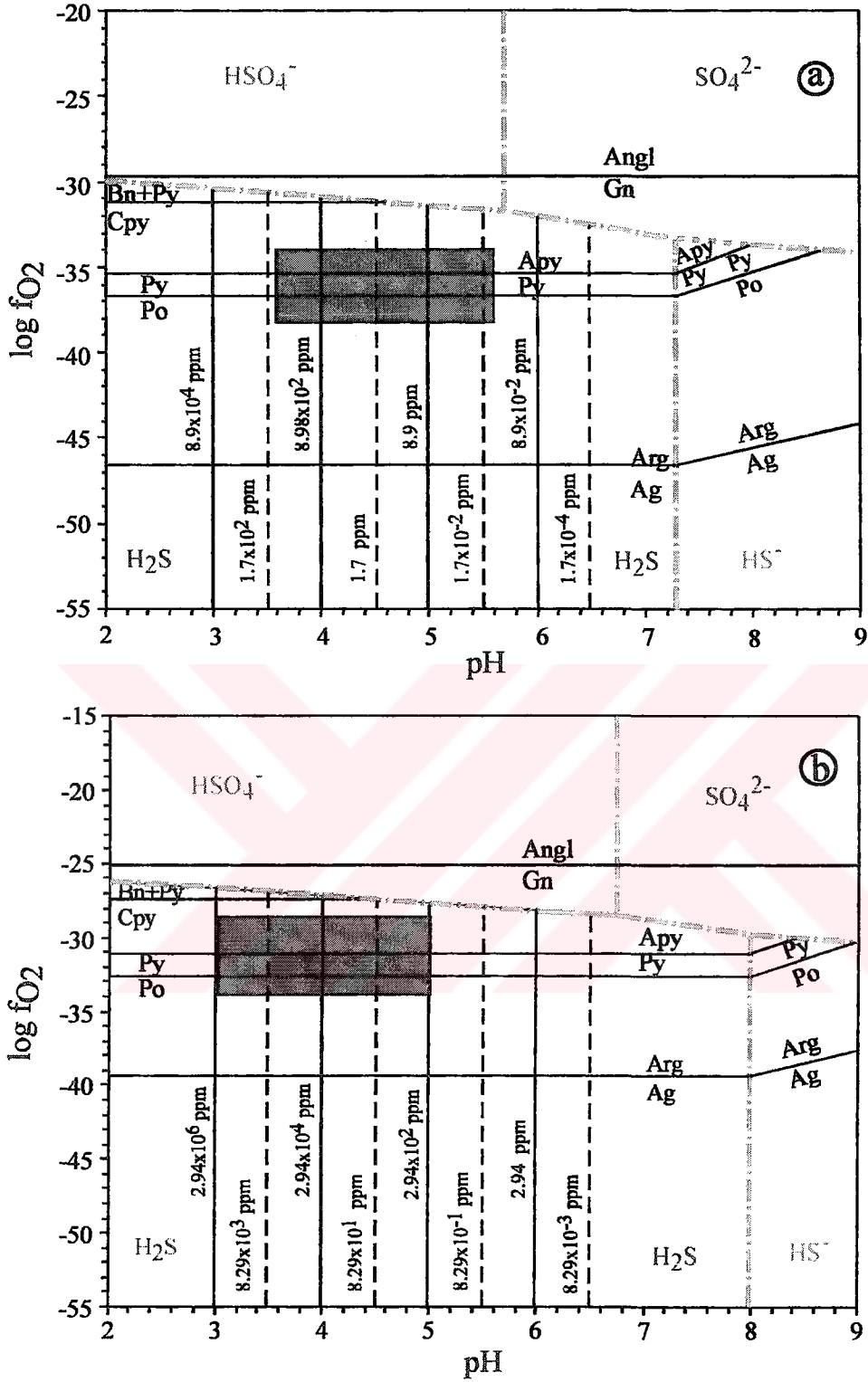
$$K_{\text{R21}} = (m_{\text{ZnCl}^+} \times \gamma_{\text{ZnCl}^+}) / (m_{\text{Zn}^{2+}} \times \gamma_{\text{Zn}^{2+}} \times m_{\text{Cl}^-} \times \gamma_{\text{Cl}^-}) \quad (29)$$

H₂S kompleksinin baskın olduğu düşünülürse, R25 reaksiyonu ve bu reaksiyonun 30 numaralı denklemle her bir oluşum sıcaklığı için denge sabiti hesaplanır;



$$K_{\text{R25}} = (m_{\text{Zn}^{2+}} \times \gamma_{\text{Zn}^{2+}} \times m_{\text{H}_2\text{S}} \times \gamma_{\text{H}_2\text{S}}) / (a_{\text{H}^+})^2 \quad (30)$$

ve R21-25 reaksiyonlarının denge sabitleri, 28 numaralı formülde yerine konularak elde edilen eşitlik, daha sonra toplam Zn konsantrasyon hesabı için, 30 nolu formülde yerine konularak elde edilen 31 nolu formül yardımıyla toplam çinko konsantrasyonu ppm olarak hesaplanabilir.



Şekil 126. Galenin her bir oluşum sıcaklığında ve farklı pH'da hesaplanan çözünürlükleri. Düz çizgiler kurşunun baskın kompleks klorürken, kesikli çizgiler ise baskın kompleks sülfür iken hesaplanan çözünürlüğüdür. a) 275 °C'de, $m_{K+} = 0.045$, $\Sigma S = 0.0061$ şartlarında b) 325 °C'de, $m_{K+} = 0.063$, $\Sigma S = 0.0062$ şartlarında hazırlanmıştır. Renklendirilmiş alanlar her bir sıcaklıktaki cevher oluşum fizikokimyasal şartlarını gösterir. Diğer simgelerin açıklamaları Şekil 124'deki gibidir.

$$m_{Zn} = ((K_{R25} \times (a_{H^+})^2) \times (1 + K_{R21} Q_5 m_{Cl^-} + K_{R22} Q_6 (m_{Cl^-})^2 + K_{R23} Q_7 (m_{Cl^-})^3 + K_{R24} Q_8 (m_{Cl^-})^4)) / (m_{H2S} \gamma_{H2S} \gamma_{Zn^{2+}}) \quad (31)$$

K22-26: R22-R26 reaksiyonlarının denge sabitleri, formülde kullanılan Q_5 - Q_8 ise aşağıdaki gibidir;

$$\begin{aligned} Q_5 &= (\gamma_{Zn^{2+}} \times \gamma_{Cl^-}) / \gamma_{ZnCl^+} \\ Q_6 &= (\gamma_{Zn^{2+}} \times (\gamma_{Cl^-})^2) / \gamma_{ZnCl_2} \\ Q_7 &= (\gamma_{Zn^{2+}} \times (\gamma_{Cl^-})^3) / \gamma_{ZnCl_3^-} \\ Q_8 &= (\gamma_{Zn^{2+}} \times (\gamma_{Cl^-})^4) / \gamma_{ZnCl_4^{2-}} \end{aligned}$$

Barnes (1979)'e göre 200-300°C sıcaklıklarda baskın çinko kompleksi $Zn(HS^-)_3^-$ kompleksidir. Baskın kompleks sülfür olarak alındığında; bu her bir oluşum sıcaklığı için R26 reaksiyonu ve denge sabiti kullanılarak hesaplanmıştır.



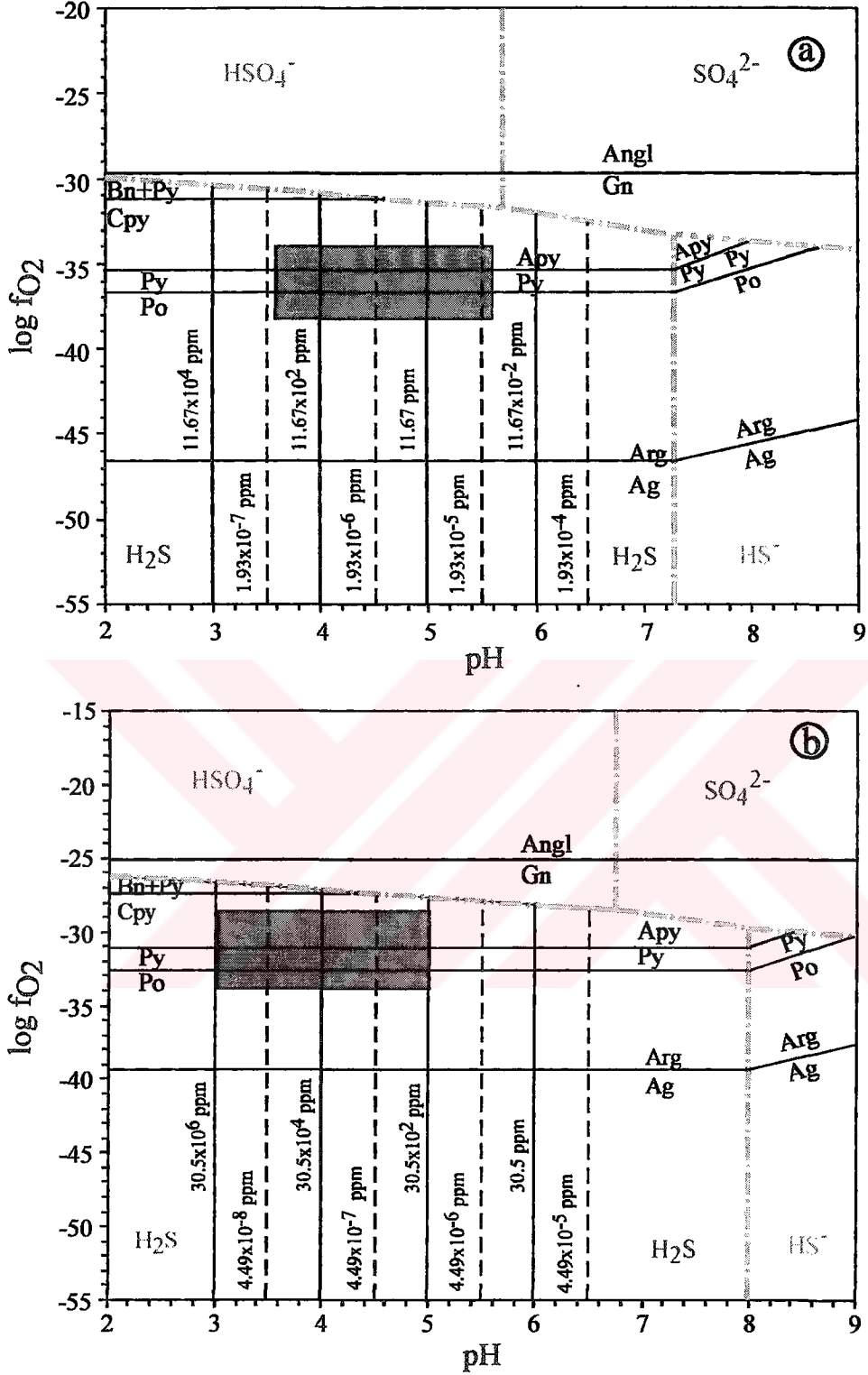
Yukarıda yapılan hesaplamalarda kullanılan termodinamik veriler; Ek Tablo 15, 16 ve 17'de verilmiştir.

Her iki oluşum sıcaklığında hesaplanan sfaleritin çözünürlüğüne ait veriler f_{O_2} -pH diyagramına (Şekil 127a ve b) aktarılmıştır.

3.6.4. Aktivite Diyagramları

Aktivite-aktivite diyagramlarında yankayaç-alterasyon ilişkileri, sıvıların iyon içerikleri ve geçirmiş olduğu değişim grafiksel olarak sunulduğundan, oldukça anlaşılır ve yararlıdır. Hidrotermal maden yataklarının kökeni üzerine yapılan çalışmaları konu alan aktivite ve bununla ilgili diyagramların olmadığı makale veya kitap oldukça azdır (Riverin ve Hodgson, 1980; Henley vd., 1984; Henley ve Brown, 1985; Hayba vd. 1985; Böhlke, 1989; Cooke vd., 1998; Faure, 1998; Wood, 1998).

Hidrotermal sistemlerde yankayaçtaki mineraller (feldspat, plajiyoklas veya diğerleri) ile sıcak sıvılar arasında birçok reaksiyon gelişmektedir. Ortamın fizikokimyasal koşullarına bağlı olarak termodinamik yönden duraylı kalamayan mineraller, akışkanlarla



Şekil 127. Sfaleritin her bir oluşum sıcaklığında ve farklı pH'derecesinde hesaplanan çözünürlükleri. Düz çizgiler sfaleritin baskın kompleks klorürken, kesikli çizgiler ise baskın kompleks sülfür iken hesaplanan çözünürlüğüdür. a) 275 °C'de, $m_{K^+} = 0.045$, $\Sigma S = 0.0061$ şartlarında b) 325 °C'de, $m_{K^+} = 0.063$, $\Sigma S = 0.0062$ şartlarında hazırlanmıştır. Renklendirilmiş alanlar, her bir sıcaklıktaki cevher oluşum fizikokimyasal şartlarını gösterir. Diğer simgelerin açıklamaları Şekil 124'deki gibidir.

temas ettiklerinde çözünme eğilimindedirler ve çözünme işlemi sonucunda sıvıların iyonik yönden zenginleşmesine neden olurlar (Faure, 1998). İyonik yönden zengin sıvılar ise çeşitli derecede etkileşim sonucu yan kayaçları alterasyona uğratmaktadırlar. Dolayısıyla, hidrotermal sıvıların, onlarla reaksiyona giren kayaçların ve oluşan son alterasyon ürünlerinin değişen termodinamik koşullarda dengeye ulaştığı söylenebilir. Aktivite diyagramlarının hazırlanmasında asıl amaç, kimyasal bileşimi sıvı kapanım çalışmalarıyla belirlenen hidrotermal sıvıların, cevherin olduğu farklı termodinamik koşullarda hangi alterasyon mineralleriyle dengede olduğunu ve sıvı-mineral dengesini hangi parametrelerin etkilediğini ortaya koymaktır.

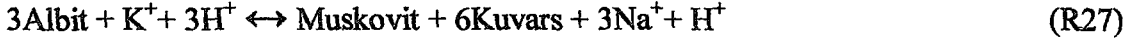
3.6.4.1. Aktivite Diyagramlarının Hazırlanması

Aktivite diyagramları, bir sistemde sıvı içerisinde belirlenen iyon veya iyon komplekslerine ait aktivitelerin farklı eksenlere yerleştirilmesiyle hazırlanan diyagramlardır (Wood, 1998). Sabit sıcaklık, basınç ve pH koşullarında asidik bir sıvı ile yankayaç reaksiyona girdiğinde ortamın dengede olabilmesi için, sıvı-kayaç etkileşimi sonucu herhangi bir iyonun sıvıdaki konsantrasyonunda artma ya da azalma meydana gelecektir. Ortamda duraylı kalamayan bir mineral; asidik sıcak sularla reaksiyona girdiği düşünülürse, sıvıya iyon vererek, veya alarak ortamda duraylı kalabilen yeni mineraller oluşacaktır. Bir mineralin yerinin başka bir mineralin aldığı reaksiyonlar ve bu reaksiyonlarda aktif rol oynayan iyonların aktiviteleri ile hazırlanacak diyagramlar yardımıyla, iki mineral arasındaki faz ilişkileri belirlenebilir (Henley vd., 1984; Wood, 1998).

Sıvı kapanımlarından elde edilen 275 °C, 60 bar ve 325 °C, 120 bar sıcaklık ve basınç koşullarında, çeşitli sistemlerde aktivite diyagramları hazırlanmıştır. Arazide gözlemlenen alterasyon mineralleri ve crush-leach yöntemiyle kimyasal bileşimi belirlenen sıvı bileşimindeki iyon konsantrasyonları da göz önünde bulundurularak; $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, $CaO-Al_2O_3-K_2O-SiO_2-H_2O$, $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ sistemlerindeki faz ilişkilerini ortaya koyan aktivite diyagramları hazırlanmıştır (Şekil 128, 129 ve 130).

Aktivite diyagramlarının hazırlanmasıyla ilgili pek çok kaynak mevcuttur (Henley vd., 1984; Anderson ve Crerar, 1993; Wood, 1998; Faure, 1998). Aktivite diyagramları, fugasite diyagramlarında olduğu gibi bahsedilen sistemde oluşan mineraller arasındaki denge sabitlerinden faydalanarak oluşturulmaktadır. Fugasite diyagramlarından farklı

olarak, iki mineral arasındaki sınırı belirleyen doğru denklemiindeki değişkenler, sıvıdaki iyonların aktiviteleri arasındaki oranlardır. Örnek olarak albit-muskovit arasındaki sınır belirlenecek olursa, bunun için R27 nolu reaksiyon yazılır;



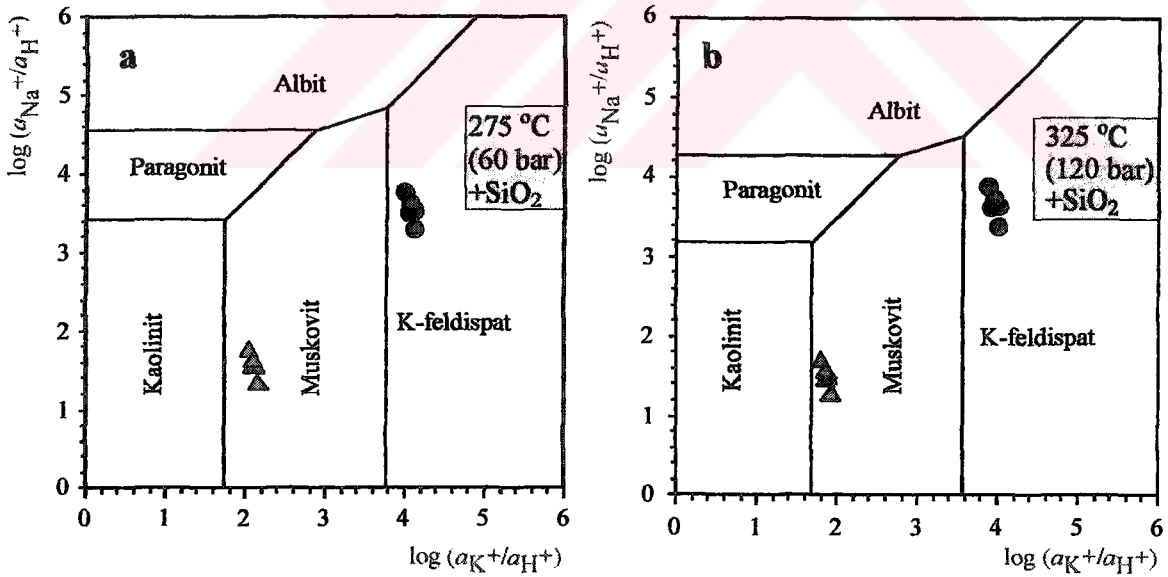
Reaksiyonda mineraller, katı fazdadır ve denge reaksiyonunun belirlenmesinde katıların iyon etkinlikleri 1 olduğundan reaksiyonun denge sabiti 32 nolu eşitlikteki gibi olur. Denge sabiti logaritmik olarak ifade edilirse, 33 nolu eşitlikte olduğu gibi Na^+ ve K^+ iyonlarının aktiviteleri H^+ aktivitesine oranı şeklinde iki değişkenli eşitlik;

$$K_{\text{R27}} = \{\text{Na}^+\}^3 / \{\text{H}^+\}^2 \{\text{K}^+\} \quad (32)$$

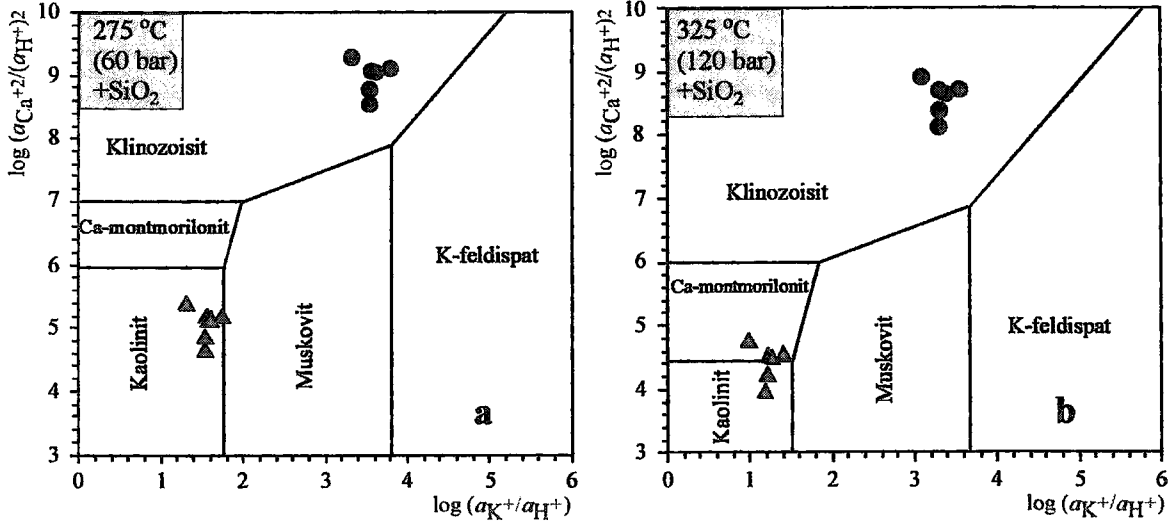
$$\log K_{\text{R27}} = 3\log\{\text{Na}^+\} - (2\log\{\text{H}^+\} + \log\{\text{K}^+\}) \Rightarrow$$

$$\log K_{\text{R27}} = 1/3 \log (a_{\text{Na}^+}/a_{\text{H}^+}) - \log (a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}) \quad (33)$$

elde edilmiş olur.



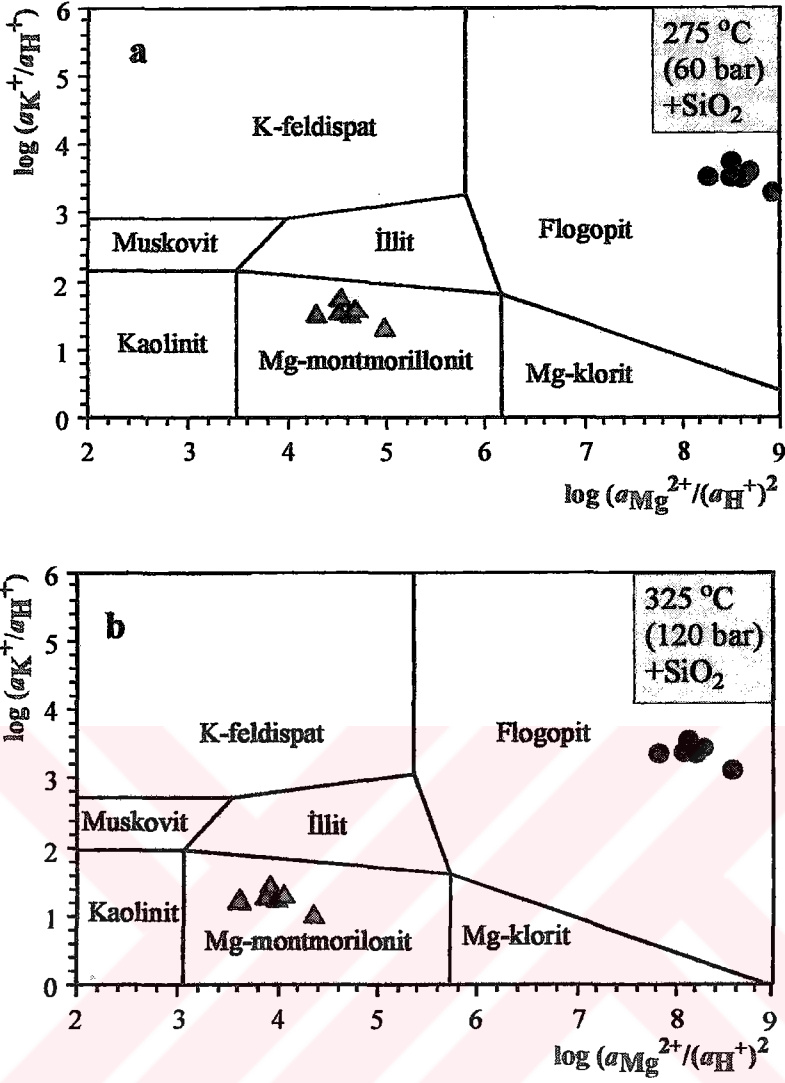
Şekil 128. $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ sisteminde hazırlanan $\log(a_{\text{Na}^+}/a_{\text{H}^+}) - \log(a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+})$ aktivite diyagramları. Diyagramlar a) 275 °C, 60 bar b) 325 °C, 120 bar ve kuvarsa doymuş koşullarda hazırlanmıştır (mavi dolu daireler maksimum pH koşullarında, kırmızı üçgenler minimum pH koşullarındaki H^+ aktivitesine göre hesaplanmıştır).



Şekil 129. $\text{CaO-K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ sisteminde hazırlanan $\log(a\text{Ca}^{2+}/(a\text{H}^+)^2) - \log(a\text{K}^+/a\text{H}^+)$ aktivite diyagramları. Diyagramlar a) 275 °C, 60 bar, b) 325 °C, 120 bar ve kuvarsa doymuş koşullarda hazırlanmıştır ((mavi dolu daireler maksimum pH, kırmızı üçgenler minimum pH koşullarındaki H^+ aktivitesine göre hesaplanmıştır).

Diğer alterasyon mineralleri için benzer şekilde saptanan reaksiyon ilişkileri, denge bağıntıları kullanılarak iyonların aktivitelerine bağlı olarak, iki yada tek değişkenli eşitlikler elde edilmiştir. Daha sonra bu eşitliklere değerler verilerek aktivite diyagramları hazırlanmıştır.

Her bir sistemde mineraller arasındaki reaksiyonlar, çeşitli kaynaklardan (Henley vd., 1984; Wood, 1998; Faure, 1998) yararlanılarak denkleştirilmiş; 275 °C, 60 bar ve 325 °C, 120 bar koşullarında SUPCRT92 (Johnson vd., 1992) paket programı yardımıyla denge sabitleri hesaplanmıştır. Mineraller arasındaki reaksiyonlar, hazırlanan denge bağıntıları ve hesaplanan denge sabitleri Ek tablo 17'de, iyonların aktivite katsayıları ise Ek Tablo 15'de verilmiştir. Midi maden yatağının oluşumunda rol oynayan sıvıların su kayaç dengelerinin saptanması amacıyla hazırlanan aktivite diyagramlarına, kuvars ve sfaleritlerde belirlenen kapanımlardan analiz edilen sıvılar, ilgili serbest iyonların iyon aktivite oranları hesaplanarak aktarılmıştır (Şekil 128, 129 ve 130).



Şekil 130. $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ sisteminde hazırlanan $\log(aK^+/aH^+)$ - $\log(aMg^{2+}/(aH^+)^2)$ aktivite diyagramları. Diyagramlar; a) 275 °C, 60 bar, b) 325 °C, 120 bar ve kuvarsa doymuş koşullarda hazırlanmıştır (mavi dolu daireler maksimum pH koşullarında, kırmızı üçgenler minimum pH koşullarındaki H^+ aktivitesine göre hesaplanmıştır).

3.6.4.2. Sıvı-Kayaç İlişkileri

Aktif jeotermal sistemlerde yapılan çalışmalarda aktivite diyagramları, sıcak sular ile ilişkide bulunduğu kayaç arasında meydana gelecek reaksiyon sonucu oluşabilecek yeni ürünlerin, hidrojeokimyasal sonuçlarla tahmin edilmesi ilkesine dayanır (Henley vd., 1984). Yani, jeokimyasal yöntemlerle belirlenen rezervuardaki termodinamik şartlarda, sıvı ile yan kayaç etkileşimi sonucu oluşacak yeni ürünler tahmin edilebilirler.

Bu çalışmada ise cevher oluşturan sıvıları, sıvı kapanımlardan hesaplanan fizikokimyasal parametreler yardımıyla sıvı kayaç etkileşimi sonucu meydana gelebilecek mineral veya mineraller, çeşitli sistemlerde hazırlan aktivite diyagramları yardımıyla tahmin edilmeye çalışılmıştır. Sıvılar, K-Na, K-Ca ve K-Mg 'lu alümina silikatlardan oluşan sistemlerde farklı sıcaklıklarda hazırlanan diyagramlara maksimum pH ve minimum pH koşullarında hesaplanarak aktarılmıştır (Şekil 128, 129 ve 130). Yüksek sıcaklık, maksimum pH ve 120 bar basınç koşullarında sıvılar sırasıyla K-felspat, klinozoisit (epidot) ve flogopit (biyotit) mineralleriyle dengede iken; minimum pH, aynı sıcaklık ve basınç koşullarında ise muskovit (serizit), Kaolinit-Ca-montmorillonit ve Mg montmorillonit mineralleriyle dengede olduğu belirlenmiştir (Şekil 128, 129 ve 130). Aynı durum, sıvı kapanımlardan belirlenen 275 °C sıcaklık ve bu sıcaklıklarda hesaplanan ortalama 60 barlık basınç koşullarında, her üç sistemde hazırlanan aktivite diyagramlarına aktarılmıştır. Maksimum ve minimum pH'da diyagramlara aktarılan sıvıların aynı mineral parajeneziyle dengede oldukları anlaşılmıştır.

Hidrojen konsantrasyonuna bağlı olarak, her iki sıcaklıkta dengede olan minerallerin minimum pH koşullarında sırasıyla K-feldispatların muskovite (serizite), klinozoisit (Ca'ca zengin epidot) Ca-montmorillonit-kaolenite ve flogopitin (Mg'ca zengin biyotit) Mg-montmorillonite dönüştüğü görülmektedir (Şekil 128, 129 ve 130). Sıcaklık ve buna bağlı olarak iyon konsantrasyonlarının, mineral denge sınırları ve dolayısıyla dengedeki iyon aktivite oranları üzerindeki etkisi belirgindir. Fakat diyagramlardan da görülebileceği gibi, sıvı-kayaç etkileşimi ve dolayısıyla alterasyon ürünlerinin oluşumunda rol oynayan en önemli termodinamik parametre pH'dır.

3.7. Duraylı İzotop Jeokimyası

Cevher oluşumunu etkileyen pek çok fiziksel ve kimyasal parametre mevcuttur ve bu parametreleri ayrı ayrı anlamak oldukça zordur. Duraylı izotop çalışmaları (S, C, O); cevher oluşumunda etkili olan fiziksel parametreler (sıcaklık, basınç, derinlik), cevher oluşturan bileşenlerin kaynağı (kükürt, karbon), sıvıların kimyasal bileşimi, bileşenlerin taşınması ve depolanması gibi konular cevher oluşum evrelerinin anlaşılmasında oldukça önemli bilgiler sağlarlar (Hoefs, 1973; Rye ve Ohmoto, 1974; Ohmoto ve Rye, 1979, Ohmoto, 1986, O'Neil, 1986; Faure, 1986). Bu amaçla gerçekleştirilen duraylı izotop, sıvı kapanım, termodinamik, diğer mineralojik ve jeokimyasal çalışmalarla elde edilen veriler ilişkilendirilerek Midi Maden yatağının oluşturan sıvıların gelişimi ve bileşenlerin kaynağı anlaşılma çalışılmıştır.

Midi Maden yatağından derlenen örneklerden binoküler mikroskop yardımıyla belirlenen cevher mineralleri; galen, sfalerit, pirit, gang mineralleri; kalsit, ankerit ve yan kayaçlardan kireçtaşı ve dolomitleşmiş kireçtaşıdan sırasıyla kükürt, oksijen ve karbon izotop analizleri yapılmıştır. Mineral saflaştırma işlemleri, oksijen ve kükürt izotop analiz metodları Bölüm 2'de verilmiştir.

Bu bölümde Midi Maden yatağını oluşturan mineral ve sıvıların kükürt, karbon ve oksijen izotop verileri, çeşitli jeolojik ortam ve kayaçlarla karşılaştırılarak kökensel ilişkisi araştırılmıştır. Galen-sfalerit mineral çiftlerinden faydalananarak cevher oluşum sıcaklık hesabı için kükürt izotop termometresi uygulanmış, ayrıca karbon-oksijen izotopları yardımıyla cevher mineralleriyle birlikte oluşmuş kalsit ve ankerit ile dengede olan hidrotermal sıvıdan kalsit çökelimi, sıvı-kayaç etkileşimi ve sıvı-sıvı karışım modelleri hazırlanmış ve tartışılmıştır.

3.7.1. Kükürt İzotopları

Midi Maden yatağı, Maden Dere ve Köstürelilik Cevherleşmelerinden derlenen örneklerden saflaştırılan sfalerit, pirit ve galen, toplam 12 adet mineralden kükürt izotop analizi yapılmış, örnek yerleri, birlikte bulunduğu mineraller ve izotop analiz sonuçları Tablo 17 ve Şekil 131'de verilmiştir.

Tablo18'den de görüleceği gibi Köstürelilik ve Maden Dere Cevherleşme'lerinden analiz edilen piritin $\delta^{34}\text{S}$ izotop bileşimi +4.3 ile +6.7 (‰) arasında, aynı örneklerden

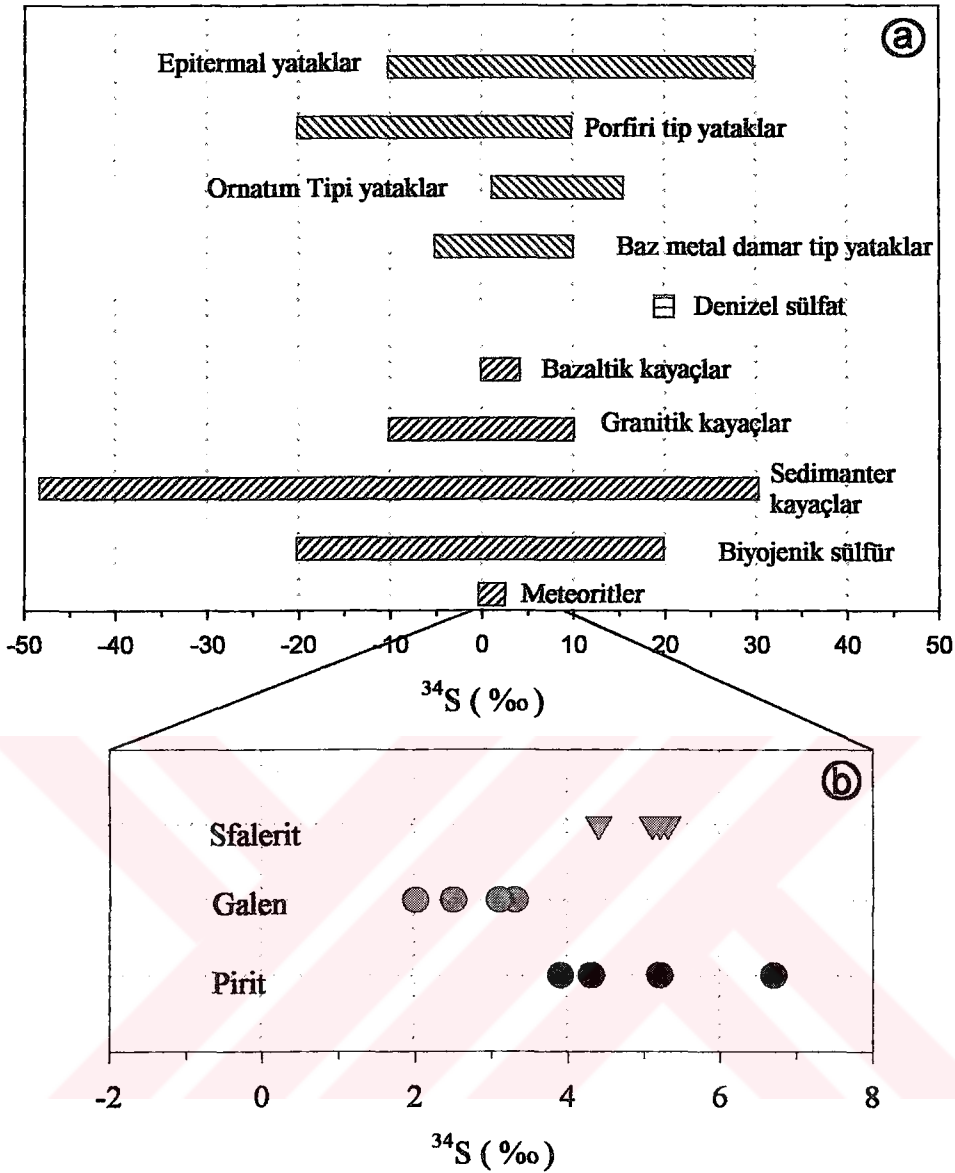
saflaştırılan sfalerit ve galenin $\delta^{34}\text{S}$ izotop bileşimleri ise sırasıyla +4.4 -+5.3 (‰) ve +2.0-+3.3 (‰) arasında değerlere sahiptir.

Tablo 17. Midi Maden yatağında yaygın olan sülfütlü minerallerin, dengede oldukları hidrotermal sıvıların kükürt izotop bileşimleri ve sfalerit-galen çiftinden hesaplanan kükürt jeotermometresi sonuçları

Örnek No.	Birlikte bulunduğu mineraller	Mineral	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	$\Delta_{\text{Sf-Gl}}$ (‰)	*T_1 (°C)	*T_2 (°C)	$^*\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ (‰)
TG2-61-IS1-1		Pirit	6.7				5.7
TG2-61-IS1-2	Gl, Sf, Py, Ank, Ka, Q	Sfalerit	4.4	1.9	347±25	333±15	6.0
TG2-61-IS1-3		Galen	2.5				2.2
TG2-82-IS2-1		Pirit	3.9				2.8
TG2-82-IS2-2	Sf, Gl, Py, Kp, Ka, Ank	Sfalerit	5.3	2.0	331±25	318±15	7.0
TG2-82-IS2-3		Galen	3.3				3.0
TG1-22-IS4-1		Pirit	5.2				4.0
TG1-22-IS4-2	Sf, Gl, Py, Q, Ka	Sfalerit	5.2	2.1	313±21	304±15	7.0
TG1-22-IS4-3		Galen	3.1				2.8
Hd11b-IS5-1		Sfalerit	5.1				7.6
Hd11b-IS5-2	Sf, Gl, Py, Q, Ep	Galen	2.0	3.1	232±20	202±10	1.6
Hd11b-IS5-3		Pirit	4.3				2.7
Ortalama					301±22	289±14	

*Sıcaklık hesabı ve mineralin dengede olduğu sıvının izotop değerleri Ohmoto ve Rye (1979)'a göre, * Sıcaklık hesabı Czamanske ve Rye (1974)'a göre yapılmıştır (Örnek yerleri Şekil 51 (TG1-22), Şekil 52 (TG2-61, 82) ve Ek Şekil 5 (Hd11b)'de verilmiştir. Gl: galen, Sf: sfalerit, Py: pirit, Kp: kakopirit, Ank: ankerit, Ka: kalsit, Q: kuvars, Ep: epidot)

Pirit, galen ve sfaleritten elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ değerleri genel olarak +2.0 ile +6.7 ‰ arasında değişmektedir. Bu değişim aralığındaki değerler ile önceki çalışmacıların belirlediği çeşitli jeolojik ortam, kayaç ve cevher tiplerine ait izotop verileri (Ohmoto ve Rye, 1979; Field ve Fifarek, 1985; Hoefs, 1987) karşılaştırılmıştır (Şekil 131a). Diyagramlardan da görüleceği gibi, cevher minerallerinden elde edilen kükürt izotop değerleri +2 ila +7 ‰ gibi dar bir aralıkta değişmektedir. Bazaltik kayaçlar ile meteoritlerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri 0 ‰ değerine çok yakındır ve magmatik kükürt bileşenlerini temsil etmektedirler (Hoefs, 1987). Midi Maden'den elde edilen izotop verileri daha çok granitik kayaçlar ($\delta^{34}\text{S}$ bileşimi -10 ile +10 ‰ aralığında), porfiri tip cevherleşmeler $\delta^{34}\text{S}$ bileşimi -20 ile +10 ‰ aralığında), ornatım tip yataklar ($\delta^{34}\text{S}$ +2 ile +15 ‰ aralığında) ve baz metal damar tip yataklar ($\delta^{34}\text{S}$ -5 ile +10 ‰ aralığında) ile benzerlik sunmaktadır (Şekil 131a).



Şekil 131. A) Çeşitli kayaç, jeolojik ortam ve cevher tiplerinin ^{34}S (‰) izotop değişimi (Ohmoto ve Rye, 1979; Field ve Fifarek, 1985; Hoefs, 1987). B) Midi Maden'den alınan sfalerit, galen ve Pirit minerallerinden elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ (‰) izotop değişimi (örnek tanımlamaları Tablo 17'de verilmiştir).

Maden yataklarında yan kayaç litolojisi, oksijen fugasitesi, kükürt fugasitesi, sıcaklık ve pH değişimi gibi parametreler kükürt izotop farklılaşmasını etkileyen önemli faktörlerdir (Ohmoto ve Rye, 1979; Ohmoto, 1986). Yapılan termodinamik hesaplamalarda oksijen fugasitesi -26.64 ile -30.4 arasında, kükürt fugasitesi ise -7.37 ile -12.7 arasında ve pH ise ortalama 4.3 olarak belirlenmişti (Bölüm 3:7). Bu termodinamik şartlar yatakta oldukça indirgen bir ortamı işaret etmektedir. Basıncın izotop farklılaşması üzerindeki etkisinin çok az olduğu bilindiğine göre (Ohmoto ve Rye, 1979; Campbell ve Larson,

1998) izotop farklılaşmasını etkileyen en önemli parametrenin birçok çalışmacının da işaret ettiği gibi sıcaklıktır (Ohmoto, 1972; Ohmoto ve Rye, 1979; Ohmoto 1986). Midi Madeni'nin sıvı kapanımlar yardımıyla homojenleşme sıcaklığı ortalama 307 °C olarak belirlenmiş, bu koşullarda baskın sülfür bileşenlerinin H_2S ve HS^- olduğu ortaya konmuş ve bu bileşenlerden H_2S miktarı yaklaşık toplam kükürt konsantrasyonuna eşit olduğu ortaya konulmuştur (Bölüm 3.7). Bu noktadan hareketle, Ohmoto ve Rye (1979)'a göre hidrotermal sıvıların toplam kükürt izotop bileşimi ($\delta^{34}S_{\Sigma S} = (\delta^{34}S_{\Sigma H_2S} \times X_{\Sigma H_2S})$) ana cevher oluşum evresinde oluşmuş dengedeki mineral çiftlerinden hesaplanacak sıcaklık ve bu minerallerin dengede olduğu sıvının kükürt izotop bileşimi yardımıyla hesaplanabilir.

3.7.1.1. Kükürt İzotop Jeotermometresi

İki mineral arasındaki izotop farklılaşma faktörünün basınçtan bağımsız daha çok sıcaklığa bağlı olarak değişmesi, bu iki mineral çiftinin jeotermometre olarak kullanılmasını sağlar (Ohmoto ve Rye, 1979; Campbell ve Larson, 1998). Cevher mikroskop çalışmalarında sfalerit ve galenin özellikle ikinci ana mineral oluşum safhasında dengede olduğu belirlenmişti (Şekil 69b, 72a ve 73c). Pirit-galen ve zaman zaman sfalerit-pirit mineral çiftlerinin de dengede olduğu gözlenmiştir (Şekil 72b). İzotop analizi düşünülen mineral çiftleri, mikroskop çalışmalarıyla dengede oldukları belirlenen örneklerden saflaştırılmıştır.

Ohmoto ve Rye (1979) ve Czamanske ve Rye (1974) tarafından sfalerit-galen mineral çiftleri arasında sıcaklığa bağlı olarak hesaplanan izotop ayrışma faktörlerine ait denklemler ($\Delta_{Sf-Gl} = 0.73 \cdot (10^6/T^2)$, $\Delta_{Sf-Gl} = 7.0 \cdot (10^5/T^2)$) kullanılarak sfalerit-galen denge sıcaklığı hesaplanmıştır (T_1 ve T_2 , Tablo 17). Aynı örneklerden saflaştırılan piritin, Ohmoto ve Rye (1979) tarafından önerilen izotop ayrışma faktörlerine ait eşitlikler, sıvı kapanım ve sfalerit-galen jeotermometresiyle elde edilen sıcaklık aralığında, pirit-galen ve pirit-sfalerit mineral çiftleri arasında çözümlenmiş ve piritin galen ve sfaleritle dengede olmadığı anlaşılmıştır.

İki farklı yazara göre sfalerit-galen mineral çiftleri kullanılarak yapılan kükürt izotop termometresi hesaplamalarında elde edilen denge sıcaklıkları; sıvı kapanımlar, alkali jeotermometresi, klorit jeotermometresi ve arsenopirit jeotermometresi ile elde edilen sıcaklık değerleri oldukça uyumludurlar. Mineral çiftlerinden T_1 , 232 - 347±25 °C arasında ortalama 301 °C, T_2 202-333 °C arasında ve ortalama 289 °C denge sıcaklıkları elde

edilmiştir (Tablo 17). Sfalerit-galen termometresi ile elde edilen sıcaklıklar kullanılarak cevheri oluşturan sıvının $\delta^{34}\text{S}$ izotop bileşimi (H_2S olarak) +1.6 ile +7.6 ‰ arasında ve ortalama +4.7 ‰ olarak hesaplanmıştır. Yukarıda da bahsedildiği gibi H_2S toplam kükürt bileşimine yaklaşık olarak eşit olduğundan, tüm yatağın $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ bileşimi +4.7 ‰ değerinde olduğu söylenebilir.

3.7.2. Karbon ve Oksijen İzotopları

Midi Madeni cevherle birlikte bulunan karbonat gang minerallerinden kalsit, ankerit; yan kayaçlardan kireçtaşı ve dolomitleşmiş kireçtaşından karbon ve oksijen izotop analizi yapılmış, dolomitlerden hesaplanan kalsit izotop bileşimi (Freidman ve O'Neil,

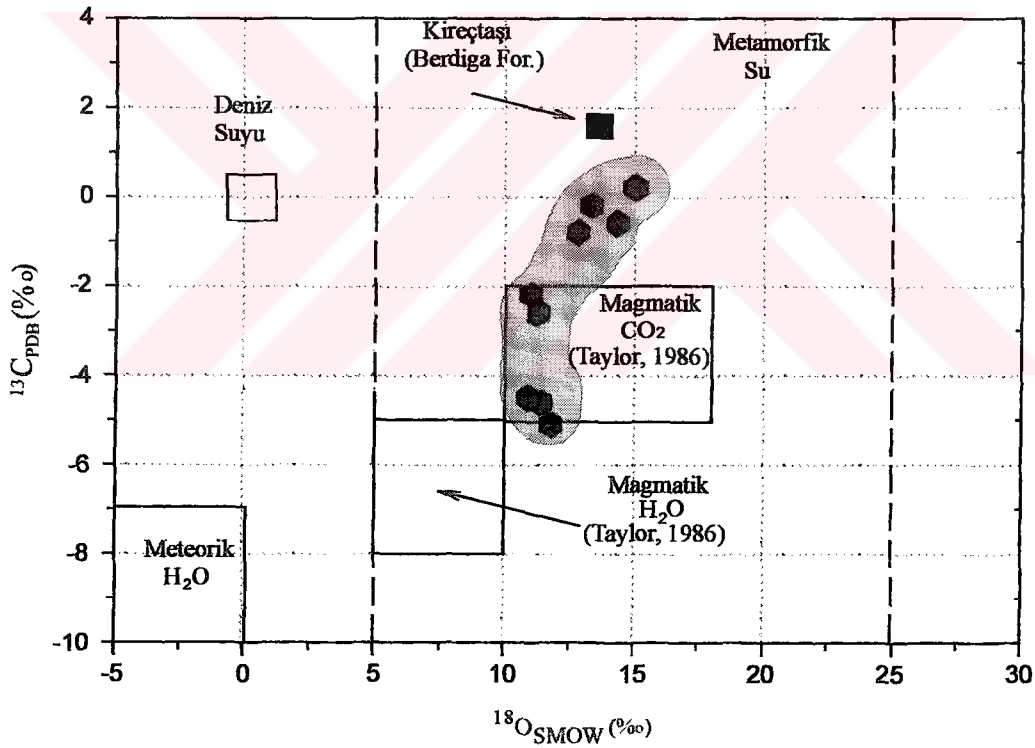
Tablo 18. Yan kayaçlar ile cevhere eşlik eden karbonat gang mineralleri ve dengede oldukları hidrotermal sıvıların karbon ve oksijen izotop bileşimleri ($\delta^{13}\text{C}$ PDB (‰) ve $\delta^{18}\text{O}$ SMOW (‰) olarak ölçülmüştür)

Örnek No	Açıklamalar	Mineral	Ölçülen Mineral		¹ T (°C)	² Dolomitten hesaplanan kalsitin bileşimi		³ Kalsit ile dengedeki sıvının bileşimi	
			$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$		$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
TG2-61-IS1-4	Gl, Sf, Py,	Kalsit	0.2	15.0	347			1.9	10.7
TG2-61-IS1-5	Ank, Ka, K	Ankerit	-0.8	12.8		-1.4	11.6	0.7	7.3
TG2-82-IS2-4	Sf, Gl, Py, Kp,	Kalsit	-5.1	11.8	331			-3.1	7.1
TG2-82-IS2-5	Ka, Ank	Ankerit	-2.2	11.0		-2.9	9.7	-0.8	5.0
TG1-22-IS4-4	Sf, Gl, Py, K,	Kalsit	-4.6	11.4	313			-2.7	6.2
TG1-22-IS4-5	Ka	Ankerit	-0.6	14.3		-1.3	12.9	0.6	7.7
G3-9-IS5-4	Sf, Gl, Kp, Py,	Kalsit	-4.5	10.9	232			-3.5	2.9
G3-9-IS5-5	K	Ankerit	-0.2	13.3		-1.1	11.3	-0.1	3.3
A49-IS6-1	Dolomitleşmiş kçt.+ K. mevcut	Tüm kayaç	-2.6	11.1	232	-3.5	9.1	-2.5	1.1
A51-IS6-2	Berdiga Kireçtaşı	Tüm kayaç	1.6	13.5	70			-3.5	-6.5

¹Mineraller aynı veya çok yakın lokasyondan alınan örneklerden saflaştırıldığından, hesaplamalarda kükürt izotop jeotermometresinden elde edilen sıcaklıklar (Tablo 17) kullanılmıştır. ²Dolomit-kalsit ayrışmasında izotoplardan karbon Freidman ve O'Neil (1977)'a, oksijen ise Nortrop ve Clayton (1966)'a göre hesaplanmıştır (ankerit dolomit olarak alınmıştır); ³Kalsitle dengedeki suyun oksijen ve karbon (baskın karbon bileşeni CO_2) izotop bileşimi Freidman ve O'Neil (1977)'a göre hesaplanmıştır. Gl: galen, Sf: sfalerit, Py: pirit, Kp: kakopirit, Ank: ankerit, Ka: kalsit, K: kuvars.

1977; Nortrop ve Clayton, 1966; ankerit dolomit olarak alınmıştır) ve kalsitlerin dengede olduğu sfalerit-galen çiftinden hesaplanan kükürt izotop termometresi ile elde edilen sıcaklıklar kullanılarak, kalsitle dengede olan sıvıların izotop bileşimleri, örnek yerleri ve açıklamalarıyla birlikte Tablo 18'de ve Şekil 132'de verilmiştir. Mineral ve kayaçların $\delta^{13}\text{C}$ bileşimleri sırasıyla; kalsit 0.2 / -5.1 ‰, ankerit -0.8 / -2.2 ‰ arasında değişmekte ve dolomitleşmiş kireçtaşı -2.6 ‰, ve Berdiga Formasyonundan alınan kireçtaşı ise 1.6 ‰ değerindedir. $\delta^{18}\text{O}$ bileşimleri ise yine kalsit 10.9 / 15 ‰, ankerit 11.0 / 14.3 ‰ arasında değişmekte ve dolomitleşmiş kireçtaşı 11.1 ‰, ve Berdiga Formasyonu'ndan alınan kireçtaşı ise 13.5 ‰ olarak ölçülmüştür.

Hidrotermal kalsit, dolomit minerallerinin ve kayaçların dengede olduğu sıvıların $\delta^{13}\text{C}$ bileşimleri sırasıyla -0.1 / +1.9 ‰ ve -2.5 / -3.5 ‰ arasında; $\delta^{18}\text{O}$ bileşimleri ise +2.9 / +10.7 ‰ ve +1.1 / -6.5 ‰ arasında değişmektedir (Freidman ve O'Neil, 1977).



Şekil 132. Midi Madende cevhere eşlik eden gang minerallerinden kalsit, ankerit, dolomit ve yan kayaçtaki oksijen-karbon izotop değişimi ve bu verilerin diğer sıvılarla (Taylor, 1986; Rotherham vd., 1993) karşılaştırılması (Ankerit ve dolomit Freidman ve O'Neil (1977)'a ve Nortrop ve Clayton (1966)'a göre kalsit olarak hesaplanmıştır(ankerit dolomit olarak alınmıştır)).

Karbonat gang minerallerinden ve yankayaçlardan elde edilen karbon ve izotop verileri, karbon oksijen değişim diyagramlarına aktarılmış ve çeşitli kökenli sıvılarla karşılaştırılmıştır (Şekil 132). Örnekler dar bir aralıkta değişmekte, hafif karbon izotoplarından ağır izotoplara doğru lineer bir artış göstermektedirler. Ayrıca birkaç örneğin magmatik CO₂ (Taylor, 1986) alanında yer alması, karbon bileşenlerinin kaynağının muhtemelen magmatik olduğunu düşündürmektedir. Ancak karbon izotop değerlerinin geniş aralıkta değişmesi, sıvıların yan kayaçlarla etkileşimi ve değişen termodinamik koşulların izotop farklılaşmasındaki etkileri de göz ardı edilmemelidir (Şekil 132). Minerallerin özellikle karbon izotop bileşimlerinin hafif izotoplardan ağır izotoplara doğru doğrusal değişimi, mineral çökeliminde soğumanın (sıcaklığın) da etkisi olabileceği düşünülmelidir (Zheng ve Hoefs, 1993). Ayrıca örneklerin oksijen izotop değerlerinin dar bir aralıkta değişmesi, kalsitlerin oluşumunda muhtemelen benzer nitelikli sıvıların rol oynadığına işaret etmektedir.

Dolomitik kireçtaşının, kalsit ve ankerit mineralleriyle benzer oksijen ve karbon bileşiminde olması, ayrıca örnekte otomorf kuvars kristallerinin bulunması (Tablo 18), kalsit ve ankeritlerin oluşumunu sağlayan sıvıların kireçtaşlarının silisleşmesinde ve dolomitleşmesinde etkili olduğunu göstermektedir.

Karbon, değişik yollarla birçok kaynaktan sıvıya ilave edilebileceğinden, karbonatlardan elde edilen oksijen ve özellikle karbon izotop sonuçlarına bakarak kökensel yoruma gitmek yanıltıcı olabilmektedir (Ohmoto ve Rye, 1979). Bu nedenle yukarıda öne sürülen sıvı karışımı, soğumayla çökelme ve sıvı-kayaç etkileşimi gibi olayların hangisinin mineral çökeliminde ve izotop farklılaşmasında rol oynadığı bir sonraki başlık altında incelenecektir.

3.7.2.1. Karbon ve Oksijen İzotop Modellemesi

Bu çalışmada sıvı kapanım ve kükürt izotop çalışmalarıyla tuzluluk ve sıcaklığı belirlenen, yüksek sıcaklıklı ve orta düşük tuzluluğa sahip hidrotermal sıvılarla, yankayaç ve onunla dengede olan nispeten tuzlu, düşük sıcaklıklı sıvıların bileşimleri kullanılarak karbon-oksijen modellemesi hazırlanmıştır.

Öncelikli olarak fiziksel özellikleri belirlenen sıcak sıvıların sıcaklık değişimiyle izotop ayrışmasının etkisi, yani soğumanın mineral çökelimindeki etkisi araştırılmıştır. Daha sonra sıvı-kayaç etkileşimi ve sıvı-sıvı karışımı gibi izotop modelleri yardımıyla

İzotop farklılaşmasında ve hidrotermal sıvıların oluşum-değişim süreçlerinde rol oynayan olayların anlaşılması amaçlanmıştır. Karbon ve oksijen izotop modellerinin hazırlanmasında takip edilen yol ve yapılan hesaplamalar, Ek Tablo 18’de ayrı ayrı çözümleri ve gerekli açıklamaları ile birlikte verilmiştir.

3.7.2.1.1. Hidrotermal Sıvıların Soğumasıyla Karbonat Çökelimi

Ohmoto (1986)’ya göre 100 °C den yüksek sıcaklıktaki çoğu jeolojik sıvılarda baskın karbon bileşeni H_2CO_3 ($\approx CO_2$)’tır. Karbonatlar genel olarak parajenezde sülfitlerden sonra çökelen minerallerdir (Ohmoto ve Rye, 1986). Bu nedenle kükürt izotop termometresiyle hesaplanan en düşük sıcaklıktaki (232 °C, Tablo 18) sülfid mineralleriyle aynı parajenezde oluşan kalsitin izotop bileşiminden ($\delta^{13}C$: -4.5, $\delta^{18}O$: +10.9) faydalanarak, kalsitin dengede olduğu sıvının bileşimi ($\delta^{13}C$: -3.5 ‰ , $\delta^{18}O$: +2.9 ‰) hesaplanmış (Freidman ve O’Neil, 1977), kalsit ve dolomitlerin dengede olduğu sıvılar, başlangıç sıvısı olarak alınmıştır (Şekil 133).

Başlangıç sıvısının karbon ve oksijen bileşimi sabit alınarak, bu sıvının soğumasıyla çökecek kalsitin 300 °C ile 70 °C arasında çeşitli sıcaklıklarda karbon ve oksijen izotop bileşimi, sıvıdaki baskın karbon bileşeni $H_2CO_3-CO_2$ alınarak 34 ve 35 numaralı formüllerle hesaplanmış (Freidman ve O’Neil, 1977) ve başlangıç sıvısından çökelen kalsitlerin soğuma eğrisi hazırlanmıştır (Şekil 133, Ek Tablo 18)).

$$\Delta_{kalsit-su} = 2.78 * 106 / T^2 - 2.89 \text{ (Oksijen)} \quad (34)$$

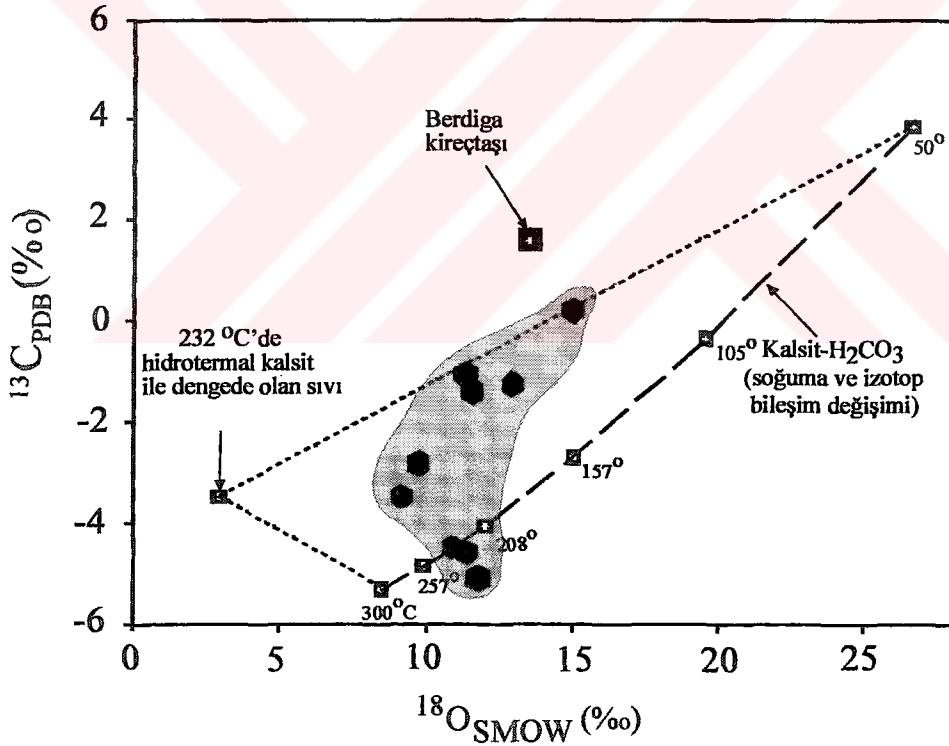
$$\Delta_{kalsit-CO2} = 2.98 * 106 / T^2 - 7666/T + 2.468 \text{ (Karbon)} \quad (35)$$

Midi Maden’den alınan kalsitlerin izotop bileşimleri hazırlanan bu diyagrama aktarılmış, başlangıç sıvısının soğumasıyla oluşan kalsit eğrisiyle benzer yönsemede oldukları görülmüştür (Şekil 133). Soğuma eğrisi ile çakışmayan, fakat benzer yönseme gösteren kalsitlerin benzer sıvılardan itibaren oluştuğu, buna karşın mineral çökeliminde sadece soğumanın etkisinin olmadığı söylenebilir. Dolayısıyla mineral çökeliminde, ya da izotop farklılaşmasında başka hangi olayların etkili olduğu sırasıyla hazırlanan modellerle araştırılmıştır.

3.7.2.1.2. Sıvı-Kayaç Etkileşimi Modeli

Yüksek sıcaklığa sahip hidrotermal sıvılar, nispeten soğuk yankayaçların kırık, çatlak ve gözeneklerinde ilerlerken onlarla etkileşime girerler. Sıvı-kayaç etkileşiminde katyon değiş-tokuşu, redoks reaksiyonları veya her ikisi birlikte gerçekleşir, cevher ve gang minerallerinin çökelimine sebep olurlar (Zheng ve Hoefs, 1993). Sıvı-kayaç etkileşimi (karışımı) modellenmesine geçmeden önce yankayaçların ayrışma derecesine, sıvı-kayaç etkileşim oranına ve soğumaya bağlı olarak çökecek kalsitlerin izotop bileşim değişiminde daha çok hangi faktörün etkili olduğu anlaşılmalıdır.

Eğer başlangıçta yüksek sıcaklığa sahip sıvı ile düşük sıcaklığa sahip kayacın (taze) izotop bileşimi biliniyorsa, sıvı-kayaç etkileşimi sonucu oluşacak son sıvının ve bu sıvıdan çökecek kalsitin izotop bileşimi sıcaklık değişimine bağlı olarak 36 ve 37 numaralı formüller yardımıyla hesaplanabilir (Zheng ve Hoefs, 1993).



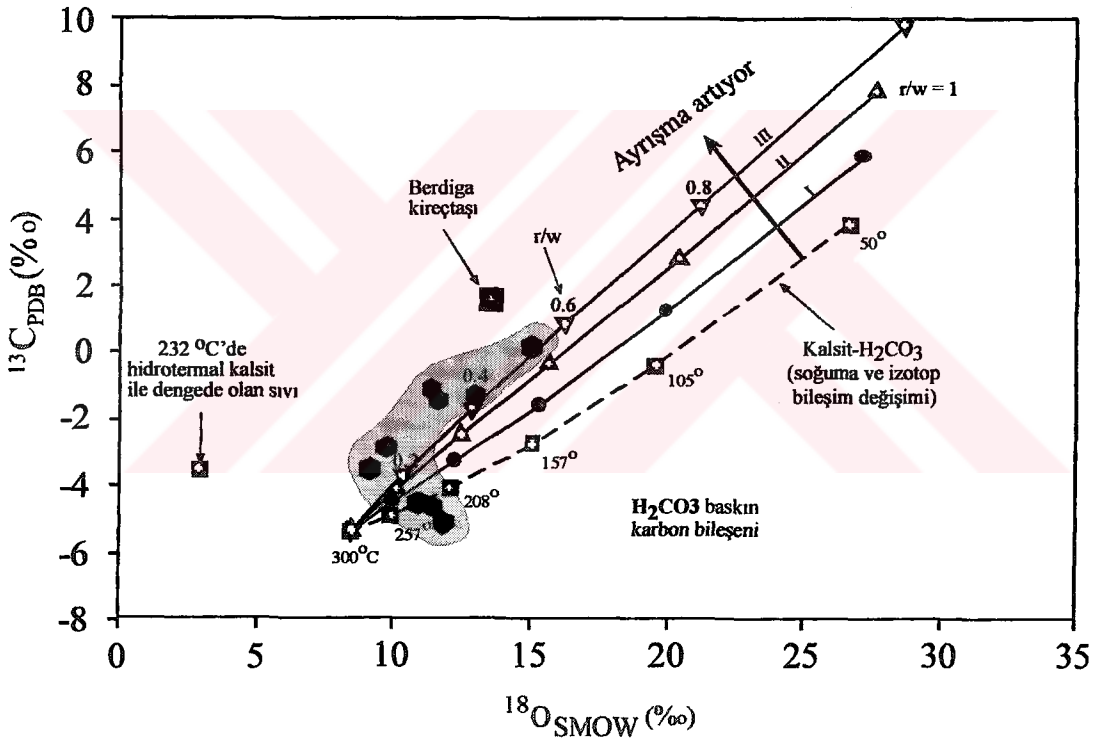
Şekil 133. Liyas volkanitlerine yerleşen Maden Dere Cevherleşmesinden alınan hidrotermal kalsitle dengede olan sıvıdan soğumaya bağlı olarak çökelten kalsitlerde meydana gelen izotop bileşim değişimi ile kalsitlerin izotop bileşimlerinin karşılaştırılması.

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{kalsit}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{sıvı}}^i + 10^3 \cdot \ln \alpha_{\text{kalsit-H}_2\text{CO}_3} + r/w \cdot \Delta^{13}\text{C}_f^i \quad (36)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{kalsit}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{sıvı}}^i + 10^3 \cdot \ln \alpha_{\text{kalsit-H}_2\text{O}} + r/w \cdot \Delta^{18}\text{O}_f^i \quad (37)$$

Burada $\Delta_f^i = \delta_{\text{kayaç}}^i - \delta_{\text{kayaç}}^f$ 'dır ve i: taze kayaç, f: ayrılmış kayacı temsil etmekte, r/w kayaç-sıvı etkileşim oranını, Δ_f^i ise taze kayaç ile ayrılmış kayaçtaki izotop bileşim değişimini vermektedir.

Sistemde sıvıdaki baskın karbon bileşeni H_2CO_3 (CO_2), r/w oranının 0 ile 1 arasında ve sıcaklığın 300 °C'den 50 °C'ye doğru azaldığı düşünülerek çökecek kalsitin teorik izotop bileşim değişimi 36 ve 37 nolu formüller yardımıyla hesaplanmış ve başlangıçtaki sıvının soğumasıyla oluşan kalsit çökeltim eğrisiyle karşılaştırılmıştır (Şekil 134, Ek tablo 18)).



Şekil 134. Soğuma, kayaç sıvı oranı (r/w) artışı, sıvı kayaç etkileşimi, sıcaklığa bağlı olarak çökelen kalsitin oksijen-karbon izotop bileşim değişimi ile kalsitlerden elde edilen verilerle karşılaştırılması. ($\Delta = \delta_{\text{kayaç}}^i - \delta_{\text{kayaç}}^f$, I - $\Delta^{13}\text{C} = 2$ ve $\Delta^{18}\text{O} = 0.5$, II - $\Delta^{13}\text{C} = 4$ ve $\Delta^{18}\text{O} = 1$ ve III - $\Delta^{13}\text{C} = 6$ ve $\Delta^{18}\text{O} = 2$, $\delta_{\text{kayaç}}^i$ = taze kayacın izotop bileşimi, $\delta_{\text{kayaç}}^f$ = son kayacın (ayrışmış) izotop bileşimi).

Şekil 134'den de görüleceği üzere, sıvı-kayaç etkileşimine ve yan kayaçta alterasyon artışına paralel olarak kalsitlerin çökelmiş olduğu sıvının $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ oranı artmakta ve sıcaklığa bağlı olarak korelasyon trendinin eğiminde de artış görülmektedir. Alterasyon da

göz önünde bulundurularak, başlangıç kayacı (taze) ile alterasyona uğrayan kayacın O ve C izotop değerlerindeki değişimler (+13.5 ‰ , 1.6‰ ve 11.1‰ , -2.6‰) esas alınarak I, II ve III eğriler çizilmiştir. Hidrotermal kalsitlerden elde edilen veriler bu eğrilerden III numaralı eğriye uymaktadır. Bu durum, soğumaya ve sıvı-kayaç etkileşimine bağlı olarak çökelen kalsitlerde ^{13}C bileşiminin arttığına işaret eder. Bu artışın iki temel sebebi olabilir; birincisi yankayaçtan sıvı CO_2 çözülüp bünyeye alınması, diğeri ise pH'ın gittikçe artarak karbonat çökelişini sağlamasıdır (Ohmoto, 1972). Midi Maden'den elde edilen izotop verilerinden, düşük r/w oranlarında, fakat yüksek sıcaklıkta çökelmenin olduğu anlaşılmakta ve ayrıca hidrotermal kalsitlerin ^{13}C izotop bileşimi bakımından zenginleştiklerini göstermektedir. Bu zenginleşmede yankayaç alterasyonunun etkisi araştırılmış ve alterasyona bağlı olarak başlangıçtaki hidrotermal sıvı ile kireçtaşı (kalsit) karışımı modellenmiştir.

Sıvı-kayaç karışımı modellemesinde meydana gelen son karışımdan çökelen kalsitin oksijen ve karbon izotop bileşimi, baskın karbon bileşeni H_2CO_3 olarak alındığında Zheng ve Hoefs (1993)'e göre 38 ve 39 numaralı eşitlikler yardımıyla hesaplanabilir.

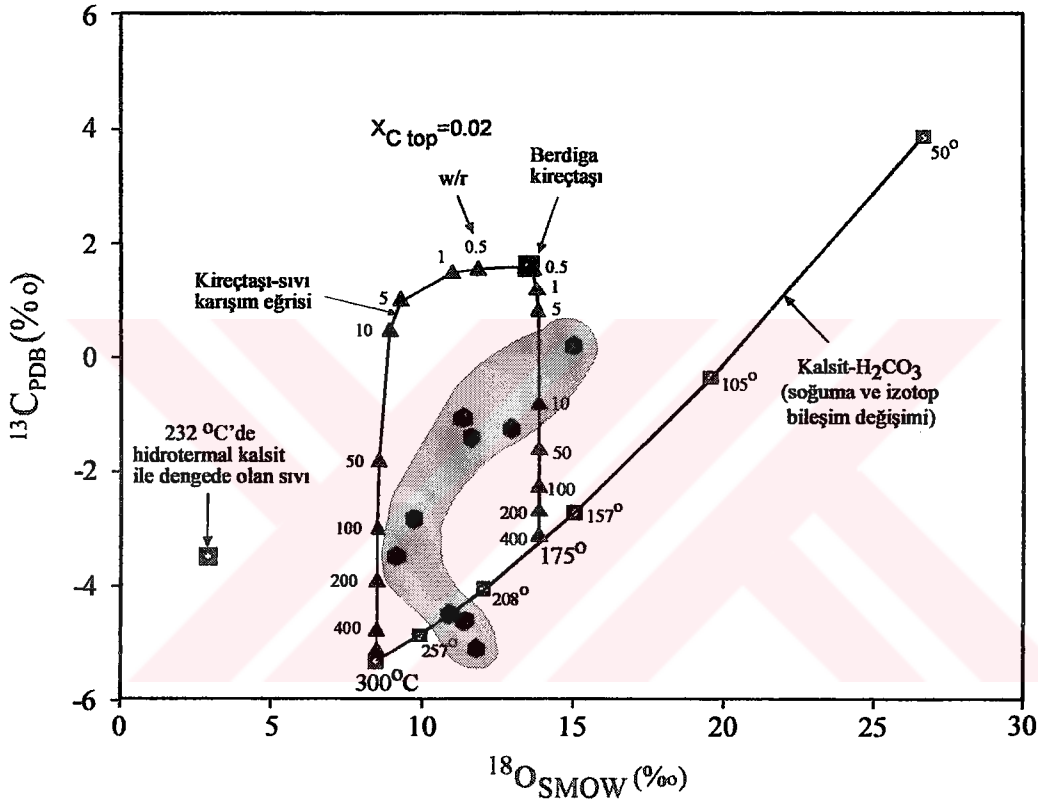
$$\delta^{13}\text{C} = (\delta^{13}\text{C}_{\text{kalsit (kayaç)}}^i + W/R * X_{\text{H}_2\text{CO}_3} + (\delta^{13}\text{C}_{\text{H}_2\text{CO}_3}^i + \Delta^{13}\text{C}_{\text{kalsit-H}_2\text{CO}_3})) / (1 + R/W * X_{\text{H}_2\text{CO}_3}) \quad (38)$$

$$\delta^{18}\text{O} = (\delta^{18}\text{O}_{\text{kalsit (kayaç)}}^i + W/R * (\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^i + \Delta^{18}\text{O}_{\text{kalsit-H}_2\text{O}})) / (1 + W/R) \quad (39)$$

Karışım, başlangıçtaki yan kayaç ($^{18}\text{O}_{\text{kalsit (kayaç)}}^i$, $^{13}\text{C}_{\text{kalsit (kayaç)}}^i$) ile başlangıçtaki hidrotermal sıvı ($^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^i$, $^{13}\text{C}_{\text{H}_2\text{CO}_3}^i$) arasında gerçekleştirilmiştir. Başlangıçtaki kalsitin izotop bileşimi için, yan kayaçtan (Berdiga Formasyonundan alınan taze kireçtaşı) elde edilen karbon (+1.6 ‰) ve oksijen (+13.4 ‰) izotop bileşimi, başlangıçtaki hidrotermal sıvı için ise Maden Dere yatağından alınan hidrotermal kalsitten hesaplanan karbon (-3.5 ‰) ve oksijen (+2.91 ‰) izotop bileşimi kullanılmıştır. Kalsit ile sıvı arasındaki karbon ve oksijen farklılaşma faktörü ($\Delta^{13}\text{C}_{\text{kalsit-H}_2\text{CO}_3}$, $\Delta^{18}\text{O}_{\text{kalsit-H}_2\text{O}}$ ($1000 \ln \alpha_{\text{kalsit-sıvı}}$)) istenilen sıcaklıkta Friedman ve O'Neil (1977) ye göre hesaplanmıştır (Ek Tablo 18).

Karışımındaki karbon izotop bileşim farklılaşması, ortamın toplam karbon miktarına bağlıdır (Zheng ve Hoefs, 1993). Baskın karbon bileşeni H_2CO_3 olduğuna göre $X_{\text{H}_2\text{CO}_3}$ yaklaşık olarak X_{Ctop} olarak alınabilir. Karışım sıvısının toplam karbon miktarı (mol kesri) doğrudan sıvı kapanımlardan ölçülerek, veya sıvı kapanımların fiziksel özelliklerinden faydalanılarak teorik olarak hesaplanabilir (Bodnar vd., 1985). Midi madende yapılan sıvı kapanım çalışmalarında ortalama 300 °C'nin üzerinde homojenleşme sıcaklığına sahip, gaz

ve sıvı fazdan meydana gelen kapanımlar tespit edilmiş ve kapanımlarda sıvı karbondioksit belirlenmemiştir. Sıvı içerisindeki çözünmüş CO_2 miktarı sıvının sıcaklığına, tuzluluğuna ve basınca bağlı olarak değişir (Bodnar vd., 1985). Bodnar vd. (1985)'in yapmış oldukları çalışmalara göre Midi Madeni benzeri hidrotermal yatakları oluşturan sıvıların toplam karbon mol kesri (X_{Ctop}) 0.1 ile 0.03 arasında değişmektedir. Midi Maden yatağında sıvı karbondioksit belirlenmediğinden $X_{\text{H}_2\text{O}_3} = \text{C/O} = X_{\text{Ctop}} = 0.02$ ve 0.03 alınarak iki farklı şekilde sıvı-kayaç karışım modeli hazırlanmıştır (Şekil 135 ve 136).



Şekil 135. Yankayaçlardan taze kireçtaşı (Berdiga Formasyonu) ile Midi Madeni'ni oluşturan hidrotermal sıvının 300 °C ve 175 °C'de hazırlanan karışım modellemesi ve cevherle birlikte bulunan hidrotermal kalsitlerden elde edilen verilerle karşılaştırılması

Yukarıda bahsedilen veriler ve analizlerden elde edilen karbon ve oksijen bileşimleri değişen sıvı-kayaç oranları (w/r) kullanılarak; sıvı-kayaç karışımına ait izotop bileşim değişimi 300 °C ve 175 °C gibi iki farklı sıcaklıkta 38-39 nolu eşitlikler kullanılarak çözümlenmiş ve karışım eğrileri çizilmiştir (Şekil 135 ve 136, Ek Tablo 18). Aynı diyagramlara 232 °C'de sabit karbon ve oksijen izotop bileşimine sahip sıvıdan soğumaya

bağlı olarak çökelen kalsitin izotop farklılaşma eğrisi ve hidrotermal kalsitlerin izotop bileşimleri aktarılmıştır.

Sistemde Şekil 135'den de görüleceği gibi, kayaç-sıvı etkileşimine, soğumaya, sistemli olarak pH'ın artışına bağlı olarak yüksek sıcaklıkta ve yüksek w/r oranlarında, düşük sıcaklıkta ise düşük w/r oranlarında çökeltme meydana gelmiştir. Düşük sıcaklıkta çökelen kalsitler sıvı-kayaç oranı 7 ile 40 arasında, yüksek sıcaklıkta çökelen kalsitler ise 100 ile 400 oranında yani sıvının baskın olduğu sistemde çökelmişlerdir. Belirgin bir farklılaşma sunan ve farklı $\delta^{13}\text{C}$ bileşimde çökelen kalsitlerin varlığı, çökeltmede kaynamanın olmadığını ve CO_2 'in ise sistemi terk etmiş olduğunu göstermektedir.

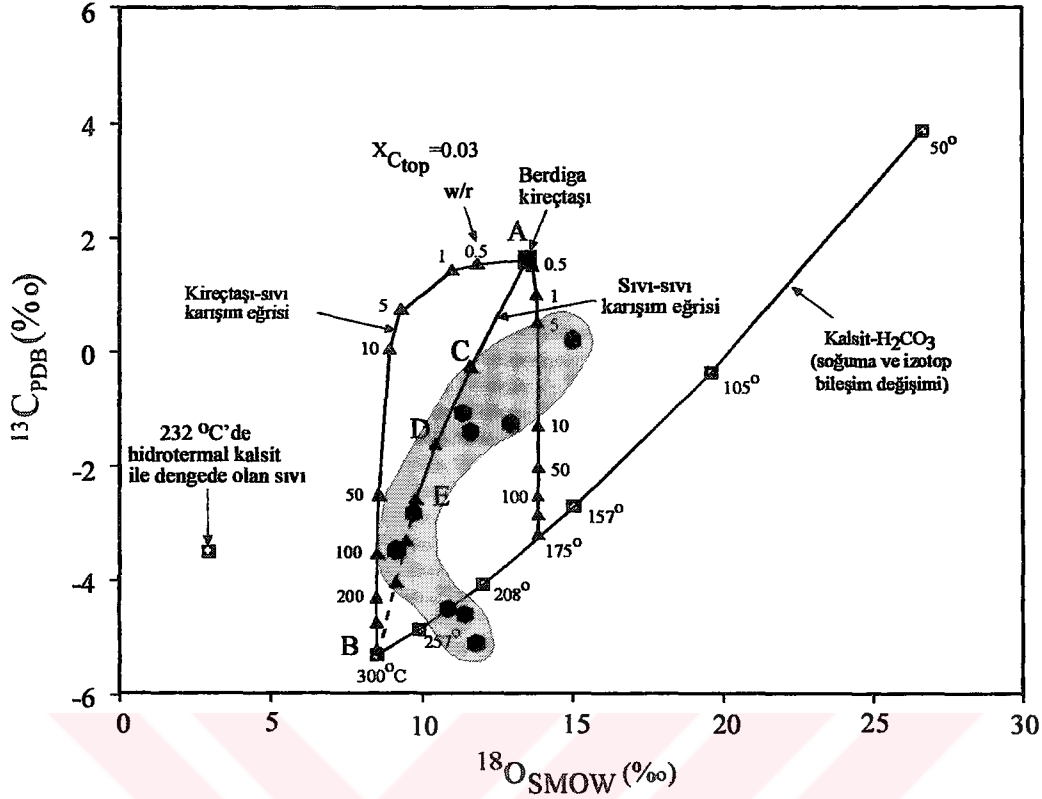
3.7.2.1.3. Sıvı-sıvı Karışım Modeli

İzotop modellemesi konusunda çalışmalar yapan Zheng ve Hoefs (1993), magmatik ve deniz suyu bileşimindeki sıvıları çeşitli oranlarda karıştırarak oluşan yeni sıvıdan çökelen kalsitlerin izotop bileşimlerinin, her iki sıvı bileşiminden farklı olduğunu belirlemişlerdir. Bu çalışmada başlangıçta (232 °C) hidrotermal kalsit ile dengede olan sıvı ve Berdiga kireçtaşındaki kalsit (50 °C) ile dengede olan sıvı karıştırılarak uygulanmıştır (Şekil 136).

Başlangıçta hidrotermal kalsitle ve kireçtaşı ile dengede olan sıvıların karbon ve oksijen izotop bileşimleri, ortamdaki baskın karbon bileşeni H_2CO_3 (CO_2) olduğu düşünülerek hesaplanmış ve sırasıyla $\delta^{13}\text{C} = -5.75$ ‰, $\delta^{18}\text{O} = -10.23$ ‰ ve $\delta^{13}\text{C} = -3.49$ ‰, $\delta^{18}\text{O} = +2.89$ ‰ değerleri elde edilmiştir. Her iki bileşime ait sıvılar, çeşitli oranlarda karıştırılarak meydana gelen karışımın sıcaklığı ekstrapolasyon yöntemiyle (Henley vd., 1984) ve bu sıcaklıktaki sıvının oksijen ve karbon izotop bileşimi ise Freidman ve O'Neil (1977)'e göre hesaplanmıştır (Ek Tablo 18). Daha sonra hazırlanan karışımdan çökecek kalsitin oksijen ve karbon izotop bileşimi ise Zheng ve Hoefs (1993)'e göre 40 ve 41 nolu eşitlikler kullanılarak hesaplanmış ve diyagrama aktarılmıştır (Şekil 141, Ek tablo 18).

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{kalsit}} = \frac{X_a(\delta^{13}\text{C}_a + 10^3 \ln \alpha_{\text{kalsit-H}_2\text{CO}_3}) + P(1-X_a)(\delta^{13}\text{C}_b + 10^3 \ln \alpha_{\text{kalsit-H}_2\text{CO}_3})}{P + X_a - P \cdot X_a} \quad (40)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{kalsit}} = \delta^{18}\text{O}_b + 10^3 \ln \alpha_{\text{kalsit-H}_2\text{O}} + X_a(\delta^{18}\text{O}_a + \delta^{18}\text{O}_b) \quad (41)$$



Şekil 136. Yankayaçlardan Berdiga Formasyonundan alınan taze kireçtaşı ile dengedeki sıvı (50 °C) ve Midi Madeni'ni oluşturan hidrotermal sıvı'dan (300 °C) hazırlanan sıvı-sıvı karışım modellemesi ile cevherle birlikte bulunan kalsitlerden elde edilen verilerle karşılaştırılması (w/r = su / kayaç, C= %80 A %20 B sıvısı karışımı).

X_a , A sıvısına ait mol kesri (0 ile 1 arasında değişir); P ise A (kireçtaşı ile dengede olan sıvı) sıvısı ile B (hidrotermal kalsitle dengede olan sıvı) sıvısına ait göreceli karbon konsantrasyonu, $\delta^{13}C_a$ ve $\delta^{18}O_a$ = A sıvısının karbon ve oksijen bileşimi, $\delta^{13}C_b$ ve $\delta^{18}O_b$ = A sıvısının karbon ve oksijen bileşimi. Burada her iki sıvıya ait karbon konsantrasyonları eşit olarak alınmıştır ve dolayısıyla $P = 1$ 'dir.

Hazırlanan sıvı karışım modeliyle Midi Maden'den alınan hidrotermal kalsitlerden elde edilen izotop verileri Şekil 136'da karşılaştırılmıştır. Veriler, kireçtaşı-sıvı karışım eğrileri arasında ve iki örnek hariç soğumayla çökeltme eğrisinin üzerinde kalmışlardır. Sıvı-sıvı karışım eğrisiyle benzer yönsemede olan kalsitlerin çökeltmesinde sıvı karışımının da rol oynadığı anlaşılmaktadır.

Sonuç olarak, yan kayaçlarda gözlenen yoğun hidrotermal alterasyon, dolomitleşmiş kireçtaşının hidrotermal kalsitlerle benzer izotop bileşiminde olması ve sıvı-kayaç etkileşim modellerinden de görüleceği gibi hidrotermal kalsitlerin sıvı-kayaç etkileşim

eğrilerinin arasındaki alanda kalması, hidrotermal kalsitlerin izotop farklılaşmasında ve çökeliminde asıl rol oynayan olayın sıvı-kayaç etkileşimi (karışımı) olduğunu göstermektedir. Hidrotermal karbonatların sahip olduğu izotop farklılaşmasında, bir başka değişle karbonat çökeliminde farklı bileşimde ve sıcaklıktaki sıvıların karışımının etkisi olduğu da belirlenmiştir. Şekil 136’da görülebileceği gibi birbirine yakın sıcaklıkta iki sıvının karışmış olduğu anlaşılmaktadır. Buna ilaveten, sistemde soğumanın sıvı karışımı ve sıvı-kayaç etkileşimi kadar etkisinin olmadığı anlaşılmıştır.



4. İRDELEME

Midi Madeni'nin yerleşimi ve oluşumu ile ilgili pek çok konuda elde edilen gözlem ve veriler, önceki bölümlerde sunulmuş ve yer yer tartışılmıştır. Bu bölümde ise jeolojik ve jeokimyasal incelemeler, sıvı kapanım çalışmaları, termodinamik çalışmalar, izotop jeokimyası çalışmalarıyla elde edilen veriler birleştirilerek; cevherleşmeyi oluşturan sıvıların özellikleri ve gelişimi, cevher oluşturan bileşenlerin kökeni, taşınması ve çökmesine etki eden faktörler genel olarak irdelenmiştir. Ayrıca elde edilen sonuçlarla Midi Madeni'nin genelleştirilmiş fizikokimyasal oluşum modeli ortaya konmuştur.

4.1. Cevherleşme Yankayaç İlişkileri

Alp-Himalaya Orojenik Kuşağı'nda yer alan Doğu Pontid Jeotektonik Birliği (Ketin ve Canitez, 1972), aynı zamanda Doğu Avrupa, Kuzeydoğu Türkiye, Kafkaslar, İran ve Orta Asya'dan Pasifik Denizi'ne kadar uzanan Tetis-Avrasya metalojenik kuşağı olarak da bilinir (Jankoviç, 1980). Midi Madeni bu kuşak içindeki ada yayının Doğu Pontid Güney Zon'unda, tektonizmadan etkilenmiş Zimonköy Formasyonu'nun tabanına yakın kesimleri ile, tektonik oluşumlu Kırtıllık Breşi içinde yer alır.

Midi Madeni iki cevherleşmeden oluşmaktadır. Bunlardan Köstürelilik Cevherleşmesi Kırtıllık breşine, Maden Dere Cevherleşmesi ise Köstürelilik cevherleşmesinden sadece 650-700 m güneyde Liyas yaşlı volkano-tortulların (Zimonköy Formasyonu) taban kesimine yakın, çoğunlukla tuf yer yer kumtaşı ve konglomeranın yaygın olduğu kesime yerleşmiştir. Köstürelilik Cevherleşme sahasında yaygın olan birimler KB-GD yönlü faylardan yoğun olarak etkilenmişlerdir (Şekil 49). Faylar genel olarak K43-75B, DB ve K20D yönünde gelişmiş 65-85 KB ya eğimli normal faylardır. Maden Deren'in kuzey ve güney yakasında mostra veren cevher (Şekil 57ve 58), derenin kuzey yakasında K65D doğrultulu ve 65K'ye eğimli (Şekil 59), güney yakasında ise K50D doğrultulu 74 K eğimli fay zonuna yerleşmiştir.

Midi Maden yatağını oluşturan cevherleşmeler, genel olarak D-B ve KB-GD yönlü fay zonlarına yerleşmiş, K-KB'ya eğimli ve tamamen fay kontrollüdürler. Maden Dere Cevherleşmesi, genelde fay ve kırıklar boyunca devamlı olmayan merccekler şeklinde (Şekil 60), Köstürelilik cevherleşmesi ise, breş içerisinde sınırları tam tespit edilemeyen

kenarları düzensiz, elipsoid bir koni şeklindedir (Şekil 51, 52 ve 63). Maden Dere ve Talanlar Dere'de gelişen küçük kıvrımlar ve D-B yönlü ters fayların, bölgedeki birimleri kesen Köstürelilik Graniti'nin sokulumu esnasında oluşan K-G yönlü sıkışma tektoniği ile oluştuğu düşünülmektedir.

Her iki yatakta breş dolgusu, boşluk dolgusu (kokart yapı) ve laminalı veya bandlı (ornatma) gözlenen başlıca cevher yapılarıdır. Bu tür yapılar, genel olarak epitermal-mezotermal yataklarda gözlenirler (Gilbert ve Park, 1985).

Cevher, yankayaçta meydana gelen kırık ve çatlaklara boşluk dolgusu veya yan kayacı ornatarak yerleştiğinden, epijenetik oluşumu ifade etmektedir. Köstürelilik Cevherleşmesi, bölgede yaygın olan kayaçların en genç birimi olan Kırtıllık Breşi'ne (Orta-Geç Eosen, Bölüm 3.1) yerleşmiştir. Bu nedenle Midi Maden'in yerleşim yaşı Orta-Geç Eosen? olarak düşünülebilir. Köstürelilik Graniti'nin Kırtıllık Breşini'ni kestiğine dair kontak ve cevherleşmelerle mekansal ilişkisi açık olarak tespit edildiğinden, Midi Madeni'nin oluşumunda granitik magmatizmanın doğrudan etkili olduğu düşünülmektedir.

Midi Maden'de yapılan CL petrografisi (Şekil 64) ve cevher mikroskopisi çalışmaları, cevher ve gang mineralleri arasındaki ilişkiler yardımıyla üç farklı cevherleşme evresi belirlenmiştir. Cevher mineral parajenezi sfalerit, pirit, galen, az miktarda kalkopirit, arsenopirit, pirotin, manyetit, tedrahedrit, Bi-fahlers, enarjit, bornit ve eser miktarda altın ve elektrik ile temsil edilir (Şekil 66). XRD'si çekilen birkaç cevherli örnekte yarı kantitatif olarak belirlenen cevher ve gang mineralleri; % 32.9 sfalerit, % 13.3 kutnahorit, % 11.1 kalsit, % 10.2 kuvars, % 7.3 ankerit, % 5.8 galen, % 5.0 pirit, % 4.4 siderit, % 3.6 barit, % 2.5 kaolen, % 2.2 illit ve % 1.3 dolomit çok az miktarda da rodokrozit minerallerinden oluşmaktadır. Köstürelilik ve Maden Dere cevherleşmelerinde yürütülen cevher modal mineraloji çalışmalarında yatağın; % 69.99 sfalerit, % 17.86 pirit, % 9.85 galen, % 1.6 kalkopirit, % 1.3 kalkopirit ve diğer minerallerinden oluştuğu ortaya konulmuştur (Tablo 4). Ayrıca, modal mineralojik çalışmalarda cevher kütlesinde belirgin bir cevher zonlanması gözlenmiştir. Gang minerallerinin büyük bir kısmını; karbonatlar, daha az oranda ise kil minerallerinden illit, kaolin, klorit; diğer silikatlardan kuvars ve epidot mineralleri oluşturmaktadır.

Köstürelilik ve Maden Dere Cevherleşmelerinde Zn, Pb'un yanında önemli miktarda Au ve Ag de içerir. Yatakta Au 1.04 ppm, Ag 70.6 ppm ve Au 1.89 ppm, Ag 50.56 ppm değerleri ölçülmüştür. Au piritlerin As oranının, arsenopiritin modal olarak ve sondajlarda yapılan analizlere göre özellikle yüzeysel alterasyonun (oksitlenme) belirlendiği

kesimlerde konsantrasyonu artmaktadır (Şekil 105). Ag ise daha çok galenin bollaştığı kesimlerde artış göstermektedir.

Midi Madeni ana cevher minerali sfalerit, çeşitli dokular oluşturan bol kalkopirit ayrılımları içermektedir. Kalkopirit eksolusyonlarının oluşturduğu zincir, bulutumsu ve karpuz (Watermelon) dokuları, zonlanma gösteren (sektörel zonlanma) sfaleritlerde özellikle demirce zengin zonlarda gelişen, demirce daha fakir kısımlarda hemen hemen hiç bulunmayan ve Cu'nın önemli rol oynadığı eksolusyon dokularıdır (Barton ve Bethke, 1987). Latalar şeklinde yönelmiş kalkopirit ayrılımları, ısı ve basıncın etkisiyle bir araya toplanmış, ya da kristal dilinimleri boyunca birbirine bağlanarak sfalerit içinde yalancı damarcıklar şeklinde yönelmişlerdir (Şekil 70e). İkincil deformasyonun etkisiyle yer yer eğrilmiş ve bükülmüşlerdir. Diğer cevher mineralleriyle bir arada bulunmayan ve sadece gangla çevrelenmiş sfaleritlerde hemen hemen hiç bir kalkopirit ayrılımlarının gözlenmemiş (Şekil 70f) olması, bu minerallerin ikinci bir deformasyona veya ısıya maruz kalmadıklarını son cevherleşme evresinde oluştuklarını düşündürmektedir.

Sfaleritlerin bileşimlerinde oldukça yüksek oranda Fe (Ağ. % 4.21) bulunmakta ve Cd, Mn ve Bi bakımından da zengin oldukları anlaşılmaktadır. Galen ise önemli oranlarda Bi (Ağ. %2.7) ve Ag (Ağ. % 0.15) içermektedir.

Altın'nın eşlik ettiği ve kimyasal bileşiminde önemli oranda Au (Ağ. % 0.06) içeren arsenopiritin As içeriği ise % 41.86-43.61 arasında değişmektedir. Bu mineralin atomik As içeriğine göre gerçekleştirilen jeotermometre uygulaması sonucu, özellikle birlikte olduğu minerallerin oluşum sıcaklığı ve koşulları yanında, bu minerale eşlik eden altının oluşum koşullarını vermesi bakımından oldukça önemlidir. Arsenopirit jeotermometresi, arsenopiritin ve dolayısıyla da birlikte olduğu cevherleşmenin ortalama oluşum sıcaklığı 331 °C ve ortamın ortalama kükürt fugasitesi ise -9.65 olarak bulunmuştur.

Co/Ni oranı (1.88-5.11) piritlerin oluşumunun hidrotermal kökenli olduğuna işaret etmektedir (Bajwah vd., 1987). Maden Dere cevherine ait piritlerin As içeriklerinin Köstürelilik yatağına ait piritlere göre daha yüksek olması, bu yatağın kaynaktan (ısı) nispeten daha uzakta yerleştiğini göstermektedir (Güleç ve Erler, 1983).

4.1.1. Yankayaçlardaki Element ve Mineralojik Değişimler

Midi Maden sahasında yankayaçtan cevhere doğru yatay ve düşey yönde ana elementlerden Si, Al, Mg, Fe ve Mn düzensiz dağılım göstermektedirler. Fakat Si ve Al,

özellikle Köstürelilik Graniti'nin Kırtıllık Breşi'ni kestiği yerlerde artmakta ve cevherli zona doğru genel olarak azalmaktadır. Mn, Mg ve Fe ise benzer dağılım karakterinde ve özellikle cevherli zona yaklaştıkça belirgin bir artış göstermektedirler. Ana elementlerin bu şekilde düzensiz dağılımı, özellikle silisyumun yersel artış göstermesi, yan kayaç litolojisinin homojen olmayışına ve Kırtıllık Breşi'ni birçok yerde kesen Köstürelilik Graniti ile cevherleşmenin mekansal ilişkisine bağlıdır.

Yoğun altere ve cevherli zonların belirlenmesinde kullanılan S/Na₂O oranının (Large vd., 2001) genç granit ile breşlerin sınırında ve cevherli zonlarda artışı (Şekil 101 ve 104), yan kayaktan cevhere doğru gidildikçe serizitleşmenin ve sülfürlü minerallerin arttığını göstermektedir. S/Na₂O oranındaki bu değişim, granitin yan kayalardaki element dağılımında ve mineralojik değişiminde önemli derecede rol oynadığı düşüncesini kuvvetlendirmektedir.

Yankayacı kireçtaşı veya karbonatlı sedimanter kayalardan oluşan yataklarda cevherli zonların aranmasında kullanılan dolomit ve siderit (MnO_d, MnO_s (%)) vektörleri (Large ve McGoldric, 2001) Köstürelilik Cevherleşmesinde yatay ve düşey yöndeki değişimleri incelenmiştir (Şekil 102 ve 104). Düşey yönde breşlerden cevherli zona doğru dolomitleşme artmakta, buna karşılık sideritleşme azalmakta, yatay yönde ise dolomitleşme cevhere doğru düzenli olarak artarken, sideritleşme düzensiz bir dağılım göstermektedir. Köstürelilik sahasında, özellikle breşlerde, cevherleşmeyi işaret eden dolomitik minerallerin MnO_d değerleri sideritleşmiş minerallerin MnO_s değerlerinden daha sistematik ve kullanışlı olduğu tespit edilmiştir.

Metal indeksi (Mİ), cevhere doğru logaritmik bir dağılım göstermekte, cevherli zona çok yakın mesafede anomali vermektedir. Yankayaçtan cevhere doğru gidildikçe logaritmik olarak benzer değişim sunan (Şekil 101, 102) ve aralarında yüksek pozitif korelasyon tespit edilen Cu, Pb ve Zn (Tablo 10) benzer şekilde cevherli zona çok yakın kesimden itibaren zenginleşmektedir. Bi ise Pb ve Zn ile benzer dağılım göstermektedir. Bi ana elementlerle zayıf, buna karşın cevher oluşturan Pb, Zn Cu, Ag ve (As hariç) diğer iz elementlerle kuvvetli pozitif korelasyon sunmaktadır (Tablo 10). Bu elementler arasındaki benzer dağılım trendleri, yüksek pozitif korelasyona sahip olmaları, gerek cevher mikroskop çalışmalarında, gerekse mikrokimyasal analizlerde galen ve sfaleritte tespit edilen bizmutlu minerallerin varlığını ve bizmut konsantrasyonunun yüksek oluşunu destekler niteliktedir. Cu, Pb, Zn Ag, As, Bi ve Te elementlerinin hemen hepsi cevherli zonlar ile onlara yakın kesimlerde zenginleşme gösterirler. Bu durum, hesaplanan metal

indeksinin (Mİ) sondaj boyunca değişiminde açık bir şekilde gözlenir (Şekil 105). Zn, Cu ve Pb daha çok dolomitleşmeye eşlik etmekte ve MnO_4 ile benzer dağılım sunmaktadır.

Petrografik incelemeler, XRD analizleri ve kimyasal analizler kullanılarak MİNSQ yöntemiyle yapılan mineral değişim hesaplamaları neticesinde, cevherden yan kayaca doğru belirgin bir alterasyon zonlanması belirlenmiştir (Şekil 99). Fakat genel olarak cevherden uzak bölgede albit (%43.8), mg-klorit (%19.6) ve kuvars (%78) mineralleri belirgin bir şekilde artarken, cevhere doğru gidildikçe kuvars miktarında azalma, kalsit (%12.5) ankerit (%44.9) ve Fe-kloritlerde (%16.7) belirgin bir artış vardır. Epidot cevherli zonun her iki yanında modal mineralojik bileşimi % 37.32'ye kadar çıkmakta, ancak yankayaçta olağan hale gelmektedir. Cevher minerallerinin yoğun olduğu zonda, karbonat (Ankerit, kalsit, rodokrozit, siderit) ve killerden muskovit (serizit) ya da illit cevhere eşlik eden alterasyon mineralleridir. Tüm hat boyunca yoğun alterasyonun gözlemlendiği cevherli zonun dışında serizit, Fe-klorit, epidot, karbonat mineralleri genellikle propilitik alterasyon birlikteliğini temsil eder. Dar bir alanda gelişen alterasyon zonları, birbirine geçişlidir.

Maden Dere Cevherleşmesinin yerleştiği Zimonköy Formasyonu'nu oluşturan andezit bazalt, riyolit ve piroklastitlerinden oluşan volkanotortul kayalarda, propilitik alterasyon zonunda %11.15, cevherli zonda %30.41 ve tüm hat boyunca ise %24.26 net kütle artışı tespit edilmiştir. Altere zonlarda genel olarak Zr, Hf, Nb, Ti elementlerinin hareketsiz oldukları belirlenmiştir. Propilitik alterasyon zonunda Zr, Fe, Hf, Nb, Fe, P, Bi, Mo ve Cu az altere örneğe göre bileşimlerinde değişim olmamış; Na, Sr, Tl, Ti, Sc ve Al; yankayaçlarda tüketilmiş, buna karşın diğer elementlerin zenginleştiği belirlenmiştir. Geçiş ve cevherli zonda ise Na, K, Sr, Si, Ba ve Sc elementlerinde tüketilme, Ca, Mn, Fe elementleri ve cevher oluşturan elementlerde aşırı zenginleşme meydana gelmiştir.

Yankayaçlarda K ve Si artışına bağlı olarak silisleşme ve serizitleşme meydana gelirken, fay zonunda cevherleşmeyle birlikte Si ve K azalması görülmektedir. Na yan kayaçtaki albitleşmiş plajiyoklasların, cevherli zonda kısmen veya tamamen bozularak tüketilmesiyle sonuçlanmıştır. Yankayaça Mg, Ca, ve Fe ilavesiyle kloritleşme, kalsitleşme, epidotlaşma, piritleşme ve ankeritleşme (dolomitleşme) meydana gelmiştir. Ayrıca, Fe, Mn ve Ca ilavesi, cevherli zonda gözlenen Fe-klorit, siderit ve rodokrozit minerallerinin oluşumunu sağlamıştır. Kloritlerin propilitik zonda Mg, cevherli zonda ise Fe içerikleri daha yüksektir. Az altere kayaca göre nisbi kütle değişimleri, propilitik alterasyon zonunda K (%30), Ca %50 ve Si ise %20 civarında artış gösterirken, aynı zonda Na %60, Sr ve Ti önemli miktarlarda tüketilmişlerdir. Zn %1034, Bi %254, Pb %460, Ag

%244 ve Mn ise %354 nispi artış göstermektedir. Burada en önemli husus Al, Si, Na, K, Ba ve Rb elementlerinden Na hariç, diğerlerinin propilitik alterasyon zonunda zenginleşmelerine karşılık, cevherli zonda tüketilmiş olmalarıdır. Cevherli zonda K %60, Al %10, Si %10 ve Na ise %100 varan miktarda azalmaktadır.

Yankaçlarda meydana gelen kesin değişimlere bakıldığında propilitik zonda Si (16 g), Al (8 g), Ca (2.5 g) ve Mg (0.5 g); cevherli zonda ise Ca (41.2 g), Mn (10.5g), Al (8 g) ve Fe (17.5 g) kütlelerinde artış meydana gelmiştir. Maden Dere ve Köstürelilik Cevherleşmelerinde ilginç olan silisyumun cevherli zonda tüketilmiş olmasıdır. Cevherle birlikte daha baskın olarak kalsit ve ankeritin bulunması, bu durumu açıklar niteliktedir. Silisyum (2.5 g); cevherli zonda tüketilmiş, yankayaçta zenginleşmiş veya onun silisleşmesine neden olmuştur. Cevherli zonda Zn 762 g/100g zenginleşerek baskın cevher minerali sfalerit ve Pb 12.5 g/100g zenginleşerek galenin oluşmasını sağlamışlardır. Tüm hat boyunca yan kayaçlarda meydana gelen %24.26 net kütle artışı; Ca (25 g), Fe (12 g), Al (8 g), az miktarda Si (3 g) ve cevher oluşturan elementlerin ilavesiyle gerçekleşmiştir.

Alterasyon zonunda alterasyon minerallerinin oluşum ısıları, klorit termometresiyle hesaplanmış ve cevherden uzak kesimde oluşan kloritlerin oluşum sıcaklıkları 283-309 °C arasında bulunmuştur. Hat boyunca belirlenen alterasyon mineralojisi, kütle ve kimyasal değişimler, cevher oluşturan sıvıların silisyumca nispeten fakir, Ca, Mg ve Fe'ce zengin zayıf asidik alkalin karakterli sıvılar olduğu söylenebilir (Evens, 1980; Reyes, 1990). Yankayaçlarda mevcut olan serizit ve illit minerallerinin cevherli zonda bulunmaması, bu minerallerin yüzey alterasyonu sonucunda kaolin ve alunite dönüşmüş olabileceğini düşündürmektedir.

4.2. Cevherleşmeyi Oluşturan Sıvıların Fiziksel ve Kimyasal Özellikleri

Sıvı kapanım ve izotop çalışmaları, crush-leach yöntemiyle yapılan analizler ve gerçekleştirilen jeotermometreler yardımıyla Midi Maden Yatağı'nı oluşturan sıvıların fiziksel ve kimyasal özellikleri ortaya çıkarılmıştır. Sıvı kapanımlarının ısıtma-soğutma çalışmalarında, ilk ergime sıcaklığı -16 °C ve -18 °C olarak ölçülmüş ve cevher oluşturan sıvıların, Shepherd vd. (1985)'ne göre NaCl ±KCl-H₂O sistemi ile ilişkili olduğu sonucuna varılmıştır.

Midi Maden Yatağında her iki cevherleşmede yapılan ölçümlere göre homojenleşme sıcaklığı 250-388 °C arasında değişmekte ve tüm yatağın ortalama oluşum sıcaklığı ise

306.6±25 °C olarak belirlenmiştir (n=51, Tablo13). Her iki cevherleşmede sfalerit ve kuvars minerallerinde elde edilen ortalama homojenleşme sıcaklıkları ile farklı seviyelerden alınan örneklerden ölçülen homojenleşme sıcaklıkları arasında belirgin bir fark yoktur. Sfalerit ve galen izotop çiftlerinde uygulanan kükürt izotop termometresi (ortalama 301 ± 22 °C), arsenopirit termometresi (300-360 °C arasında ortalama 331 °C), sıvı kimyasal sonuçlarıyla hesaplanan Na-K alkali jeotermometreleriyle hesaplanan oluşum sıcaklıkları (ortalama 298 °C), sıvı kapanımlarından elde edilen homojenleşme sıcaklıklarıyla oldukça uyumludurlar.

Köstürelilik ve Maden Dere Cevherleşmeleri'ni oluşturan sıvıların ortalama tuzluluğu sırasıyla, 6.0±1.5 ağırlıkça % NaCl (n=35) ve 6.3±1.3 (n=16) ağı. % NaCl olarak belirlenmiştir. Tüm yatağı (Midi Maden) oluşturan sıvıların tuzluluğu ise 3.1-8.1 ağı. % NaCl arasında ve ortalama 6.1 ağı. % NaCl sahiptir (Tablo 13). Pek çok granitle ilişkili damar tipi yataklarda yapılan çalışmalarda baskın olarak magmatik sıvılardan oluşan kapanımların tuzlulukları %1-15 NaCl arasında, homojenleşme sıcaklıkları ise 240-430 °C arasında değişmektedir (Roedder, 1984; sayfa 457). Epitermal yataklarda ölçülen tuzluluk değerleri %0-13 NaCl ve homojenleşme sıcaklıkları ise 140-350 °C arasındadır (Roedder, 1984; sayfa 427). Midi Madeni'nin tuzluluk değişimi (% 3.1-8.1 NaCl) ve homojenleşme sıcaklığının (250-388°C) bu yataklarla karşılaştırılması halinde, magmatik kaynaklı sıvıların tuzluluğuna yakın ve epitermal-mezotermal yataklarla benzerlik gösterdiği anlaşılr (Şekil 118). Yatakta arsenopiritin varlığı mezotermal şartları ayrıca teyit etmektedir. Midi Madeni'nin, saha gözlemlerine göre granitle çok yakın ilişkisi söz konusu olsa bile, oluşumunda etkili olan sıvıların kökenini tam olarak belirleyebilmek için, doğrudan hem sıvı kapanımlardan hemde kuvars gibi gang minerallerinden oksijen izotop analizi yapılmalıdır.

Aynı tuzluluk değerlerinden sıvıların ortalama yoğunluğu $0.76 \pm 0.05 \text{ g/cm}^3$ (n=51) olarak bulunmuştur. Epitermal yataklarda, sıvıların yoğunlukları genel olarak 0.95 g/cm^3 'i geçmemekte, yüksek sıcaklıklarda ise daima 0.8 g/cm^3 'den daha düşük değerlerdedir (Roedder, 1984). Midi Madeni'ni oluşturan sıvıların 0.76 g/cm^3 olan ortalama yoğunluğunun $0.68\text{-}0.89 \text{ g/cm}^3$ arasında değişmesi (Tablo 13), epitermal yataklarla aynı aralıkta olan değişimi ifade etmekte ve yüksek sıcaklıklı yataklarla benzer yoğunluğa sahibolduğunu göstermektedir.

Sfalerit-galen mineral çiftinden yapılan bağımsız S izotop termometresinden ($T_T = 347.2 \pm 20 \text{ °C}$) elde edilen sıcaklık, 0.76 g/cm^3 ortalama yoğunluğa göre hazırlanan izokor

(Brown ve Lamb, 1989) ile kesiştirilerek sıvı kapanımların kapanlanma basıncı (P_T) 520 bar olarak bulunmuştur. Yatağın oluşum derinliği Shepherd vd., (1985)'a göre elde edilen bu basınç litostatik basınç olarak düşünüldüğünde 1963 m, hidrostatik basınç olarak alındığında ise yaklaşık 5300 m civarında olduğu görülür.

Analizi yapılan crush-leach sıvısından elde edilen element oranları ve ortalama tuzluluk kullanılarak Na'a göre normalleştirilmiş sıvı kapanım sıvılarında Na, K, Ca, Mg, S ve Cl baskın olan katyon ve anyonlardır. Midi Madeni'ni oluşturan sıvılar kalsiyumca zengin sıvı özelliğinde, baskın anyonun ise Cl olduğu tespit edilmiştir (Tablo 14). Anyon ve katyonlardan hesaplanan yük dengesi (charge balance) değerleri irdelendiğinde, genelde anyonların katyonlardan fazla olduğu anlaşılır. İyon dengesi 0.3'den fazla sapma gösteren sıvılarda, ya var olan anyon ve katyonların analiz edilmediğini veya da analizlerin hatalı olduğunu gösterir (Shepherd vd., 1985). Genel olarak bu tür sıvılarda HCO_3^- doğrudan analiz edilemediğinden iyon dengesini %20-30 kadar etkilediği bilinmektedir (Boiron vd., 1996).

Midi Madeni'ni oluşturan sıvıların, Mg ve Ca'ca zengin olan MVT yataklarını oluşturan sıvılarla benzer bileşimde, TAG (Atlantik ortası hidrotermal sıvı) ve 21°NPR (Kuzey Pasifik Okyanus Ortası) sıvılarından (Tompson vd., 1988) K, Mg, Ca ve Sr elementleri bakımından daha zengin; Mn, Fe, Cu, Zn ve Pb elementleri bakımından ise daha fakir oldukları görülmektedir (Şekil 127).

4.3. Cevher Oluşturan Elementlerin Taşınması ve Çökelmesine Etki Eden Faktörler

Midi Maden yatağını oluşturan ana elementlerden Zn ve Pb'un taşınması ve çökelmesine yönelik termodinamik çalışmalar yapılmış (Bölüm 3.4.7.1 ve 3.4.7.2) ve çözünürlük diyagramları hazırlanmıştır (Şekil 126 ve 127).

Diyagramlardan da görülebileceği gibi, Pb'nin klorür komplekslerinin 275 °C ve 325 °C'deki çözünürlükleri, aynı sıcaklıktaki sülfür kompleksi olarak çözünürlüklerinden sırasıyla 52 ve 35 kat daha fazladır. Çinko'nun ise klorür kompleksi olarak çözünürlüğü, sülfür kompleksi olarak çözünürlüğünden her iki sıcaklıkta da oldukça yüksektir. Yani Pb ve Zn 275 °C ve üzerindeki sıcaklıklarda genelde klorür komplekleri şeklinde taşınmaktadırlar. Elde edilen bu sonuç, Zn'nin ve Pb'nin hidrotermal sistemlerde

elementlerinin taşınmasıyla ilgili öne sürülen görüşlerle paralellik göstermektedir (Crerar ve Barnes, 1976; Barnes, 1979)

Kurşun ve çinko'nun baskın sülfür kompleksi H_2S alanında 27 ve 31 numaralı formüller yardımıyla hesaplanan çözünürlükleri Şekil 126 ve 127'ye aktarılmıştır. Sıcaklık azalmasına bağlı (50 °C) olarak, kurşunun klorür komplekslerinin çözünürlüğünde % 97, sülfür komplekslerinin çözünürlüğünde ise % 79 azalma görülmektedir. Yani sıcaklık azaldıkça Pb'un sülfür komplekslerinin çözünürlüğü, klorür komplekslerinin çözünürlüğüne bağlı olarak çözelti içerisinde nispi olarak artar. Çinkonun ise hem sülfür kompleksi hem de klorür kompleksi ile hesaplanan çözünürlüklerinde sıcaklık azalmasına (50 °C) bağlı olarak % 100'e yakın azalma görülmektedir. Diğer bir değişle sıcaklık düşüşüne bağlı olarak çökeltme meydana gelmektedir. Ancak Zn'nun sülfür komplekslerinin düşük sıcaklıktaki çözünürlüğü, yüksek sıcaklıktaki çözünürlüğünden yaklaşık dört kat daha fazladır.

Kurşunun her iki kompleksinin çözünürlüğü, her bir ünite pH yükselmesiyle % 100 artarken, çinko'da durum tam tersidir. Yani pH artışına bağlı olarak klorür komplekslerinin % 100 çökmesine karşın, sülfür komplekslerinde %10 nispi artış görülmektedir. Ortamın toplam kükürt konsantrasyonu ve toplam klor konsantrasyonunun çözünürlük üzerindeki etkisi oldukça fazladır (Barnes, 1979). Ancak bu çalışmada 275 °C ve 325 °C sıcaklıklarda hesaplanan toplam klor ve kükürt konsantrasyonları arasındaki fark oldukça küçük değerlerde olduğundan, sülfür ve klorür komplekslerinin yukarıda verilen sıcaklıklardaki çözünürlükleri üzerine yaptıkları etkileri oldukça düşüktür.

Sonuç olarak Pb klorür ve sülfür kompleksleri şeklinde, Zn ise genel olarak klorür kompleksleri şeklinde taşınmışlardır. Sözkonusu elementlerin oluşturduğu galen ve sfalerit mineralleri, sıcaklığın azalmasına ve pH'ın artmasına bağlı olarak çökelmişlerdir. Ancak pH değişiminin minerallerin çökmesinde sıcaklık değişiminden daha etkili olduğu tespit edilmiştir.

4.4. Cevher Oluşturan Bileşenlerin Kökeni

Bu bölümde pirit, sfalerit ve galen minerallerinden elde edilen kükürt izotoplarıyla kükürtün, karbonat minerallerinden yapılan karbon izotopları yardımıyla karbonun, cevher ve yankayaçların iz ve NTE analizleriyle metallerin ve sıvı kapanım sıvısı analizleri yardımıyla halojenlerin kökenleri tartışılmıştır.

Köstürelilik ve Maden Dere Cevherleşmelerinden analiz edilen piritin ^{34}S izotop bileşimi +4.3 ile +6.7 (‰) arasında, aynı örneklerden saflaştırılan sfalerit ve galenin $\delta^{34}\text{S}$ izotop bileşimleri ise sırasıyla +4.4 -+5.3 (‰) ve +2.0 - +3.3 (‰) arasında değerlere sahiptirler (Tablo 17). Pirit, galen ve sfaleritten elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ değerleri genel olarak +2.0 ile +6.7 ‰ arasında, dar bir aralıkta değişmektedir. Bu değişim aralığındaki değerler ile önceki çalışmacıların belirlediği çeşitli jeolojik ortam, kayaç ve cevher tiplerine ait değerler (Ohmoto ve Rye, 1979; Field ve Fifarek, 1985; Hoefs, 1987) karşılaştırılmıştır (Şekil 136a). Bazaltik kayaçlar ile meteoritlerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri 0 ‰ değerine çok yakındır ve magmatik kükürt bileşenlerini temsil etmektedirler (Hoefs, 1987). Midi Maden'den elde edilen izotop verileri daha çok granitik kayaçlar (^{34}S bileşimi -10 ile +10 ‰ aralığında), porfiri tip yataklar ($\delta^{34}\text{S}$ bileşimi -20 ile +10 ‰ aralığında), ornatım tip yataklar (^{34}S +2 ile +15 ‰ aralığında) ve baz metal damar tip yataklar ($\delta^{34}\text{S}$ -5 ile +10 ‰ aralığında) ile benzerlik sunmaktadır (Şekil 131a).

Sfalerit-galen termometresi ile elde edilen sıcaklıklar (Tablo 17) kullanılarak, cevheri oluşturan sıvının $\delta^{34}\text{S}$ izotop bileşimi (H_2S olarak) +1.6 ile +7.6 ‰ arasında ve ortalama +4.7 ‰ olarak hesaplanmıştır. H_2S toplam kükürt bileşimine yaklaşık olarak eşit olduğundan (Ohmoto ve Rye, 1979), tüm yatağın $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ bileşimi +4.7 ‰ değerinde olduğu söylenebilir. Ohmoto ve Rye (1979) göre granitik magmaların kükürt izotop bileşimi -3 - +3 ‰ arasında, aynı magmalarla dengedeki sıvıların bileşimi ise -3 - +7 ‰ arasında değişmektedir. Bu nedenle Midi Maden yatağında sülfid minerallerinin oluşumunu sağlayan sülfürün, magmatik kökenli olabileceği kabul edilmektedir. Eosen yaşlı Köstürelilik Graniti ile mekansal ilişkisi de gözönünde bulundurularak, Midi Maden Yatağı'nın granitik magmatizmaya bağlı olarak oluştuğu söylenebilir.

Hidrotermal kalsit, dolomit minerallerinin ve kayaçların dengede olduğu sıvıların $\delta^{13}\text{C}$ bileşimleri sırasıyla -0.1 / +1.9 ‰ ve -2.5 / -3.5 ‰ arasında; $\delta^{18}\text{O}$ bileşimleri ise +2.9 / +10.7 ‰ ve +1.1 / -6.5 ‰ arasında değişmektedir. Bu minerallerden elde edilen veriler çeşitli kökenli sıvılarla karşılaştırıldığında (Şekil 132), izotop bileşimleri dar bir aralıkta değişmekte, hafif karbon izotoplarından ağır izotoplara doğru lineer bir artış göstermektedirler. Ayrıca, birkaç örneğin magmatik CO_2 (Taylor, 1986) alanında yer alması ve çoğunlukla hafif izotoplarca zengin olması, karbon bileşenlerinin kaynağının muhtemelen magmatik olduğunu düşündürmektedir. Bunun yanısıra örneklerin oksijen izotop değerlerinin dar bir aralıkta değişmesi, kalsitlerin oluşumunda benzer nitelikli sıvıların rol oynadığına işaret etmektedir. Karbon, değişik yollarla birçok kaynaktan sıvıya

ilave edilebileceğinden, karbonatlardan elde edilen oksijen ve özellikle karbon izotop sonuçlarına bakarak kökensel yoruma gitmek yanıltıcı olabilmektedir (Ohmoto ve Rye, 1979).

Midi Madeni'ni oluşturan sıvıların I/Cl ve Br/Cl oranları, deniz suyundakilere göre daha yüksek, ortalama yeryuvarı bileşimine ve petrol tuzlarına yakındır (Şekil 121a). Bu çalışmada elde edilen veriler, Midi Madeni'ni oluşturan sıvıların deniz suyu buharlaşmasından ziyade, sıvı-yankayaç etkileşimi sonucu oluşan çözeltiler yüksek Cl/Br/I oranlarına eriştiklerine işaret eder (Şekil 121b). Reed (1997)'e göre hidrotermal sıvıların yankayaçları alterasyona uğratacak kadar etkileşime girmesiyle, sıvı-kayaç etkileşimi sonucu solusyonlarda Cl ve diğer iyon konsantrasyonlarının önemli derecede artacağını ve bunun için 0.1-0.01 su-kayaç etkileşim oranının yeterli olacağını belirtmektedir. Sıvıların düşük-orta derecede tuzluluğa sahip olmaları ve tuz kristali içermemeleri; bu durumu destekler niteliktedir. Oysa, MVT ve İrlanda Tipi yatakları oluşturan sıvılar ile Midi Madeni'ni oluşturan sıvılar karşılaştırıldığında MVT ve İrlanda Tipi yatakları oluşturan sıvıların daha çok deniz suyu buharlaşmasına bağlı olarak tuz kristali çökelişi fasiyesinde geliştikleri (Everett vd., 1999) görülmüştür (Şekil 121b). Ayrıca Cornwall Sn-W damarları, granitik magmadan itibaren oluşan sıvıların yan kayaçlarla düşük derecede etkileşime girerek kimyasal bileşimleri şekillenmiştir (Banks vd., 1993). Bu durum Midi Madeni'ni oluşturan sıvılara benzerlik gösterir. Kapanım sıvılarından elde edilen halojen jeokimyasal verilerine göre, yankayaçlarla çeşitli derecede etkileşime girmiş düşük ve orta derecede tuzluluğa sahip bu sıvıların içermiş oldukları halojenlerin kaynağı, magmatik ve ısıtılmış meteorik sıvılardan oluşan karışımın, yan kayaçlar içerisinde dolaşarak onlarla düşük derecede etkileşimi sonucu Na, Cl, Br ve özellikle I elementlerince zenginleşmiş olabilecekleri düşünülmektedir.

Kurşun izotop analizi yapılmadığından, metallerin kaynağı hakkında doğrudan birşey söylemek oldukça zordur. İnceleme alanında yüzeyleyen Köstürelilik Graniti'nin oluştuğu tektonik ortam, kimyasal bileşimi, genel olarak yüksek sodyum (%2.08-4.37) içermesi, mineralojik olarak magnetit, hornblend ve biyotitin izlenmesi I tipi granit özelliğinde olduğunu göstermektedir (Chappel ve White, 1974). I tipi manyetit serisi granitoyitler yüksek S içerdiklerinden, pek çok magmatik yayda görüldüğü gibi, sülfidlerce zengin maden yataklarını oluşturlar (Ishihara, 1981) ve buna örnek olarak Pasifik bölgesi verilebilir (Burnham ve Ohmoto, 1980). Köstürelilik Graniti'ne ait kayaçlar Meinert (1995)'in granitik kayaçların oluşmuş olduğu tektonik ortam ve ürettikleri cevherleşmeleri

karşılaştırdığı tektonik ayrtman diyagramlarına aktarılmış (Şekil 39), bu kayaçların Zn ve Cu üretebilecek granit özelliğinde oldukları görülmüştür. Ayrıca, Köstürelilik Graniti ile Maden Dere Cevherleşmesi'nden alınan cevher örneklerinin ilksel manto ile normalleştirilmiş NTE yönsemeleri (Şekil 43a ve b), Midi Madeni ile Eosen yaşlı Köstürelilik Graniti aynı kökeni işaret etmektedir. Dolayısıyla Midi Madeni'ni oluşturan metallerin granitik magmadan kaynaklandığı söylenebilir. Ancak yan kayaçların iz element içerikleri ve Cu-Pb-Zn üçgen diyagramındaki konumları, bu kayaçların cevherleşmeyi oluşturan metaller için kaynak kaya potansiyelinde olabileceğini göstermektedir (Şekil 45 ve 46).

4.5. Cevher Oluşturan Sıvıların Gelişimi ve Kökeni

Midi Madeni'ni oluşturan sıvıların $\delta^{34}\text{S}$ izotop bileşimi (H_2S olarak) +1.6 ile +7.6 ‰ arasında ve ortalama +4.7 ‰ değerine sahiptir. Daha önce de belirtildiği gibi granitik magmaların kükürt izotop bileşimi -3 - +3 ‰ arasında, aynı magmalarla dengedeki sıvıların kükürt izotop bileşimi ise -3 - +7 ‰ arasında değişmektedir. Bu nedenle başlangıçta Midi Maden yatağını oluşturan sıvılar, özellikle sülfütlü minerallerin oluşumunu sağlayan sülfür, magmatik kökenli olmalıdır. Hazırlanan $f\text{S}_2$ - $f\text{O}_2$, $f\text{S}_2$ -pH diyagramlarında hesaplanan oksijen (-26.64 - -30.4) ve kükürt fugasitelerinin (-9.42 - -12.7) arsenopirit-pirit-pirotin denge sınırını (buffer, Şekil 124 ve 125) göstermesi, magmatik bir kaynağa işaret etmektedir (Roedder, 1984).

Ancak karbonat minerallerinin dengede olduğu sıvıların karbon (+1.9‰ - -3.5 ‰) ve oksijen (+2.9 ‰ - +10.7 ‰) izotop bileşimleri magmatik sıvıların karbon (-3 - -7 ‰, Hoefs, 1987) ve oksijen (+5 ‰ - +10 ‰, Taylor, 1986) izotop bileşimleriyle karşılaştırıldığında, Midi Maden yatağını oluşturan sıvıların oksijen izotop bileşimleri, magmatik sıvılarla benzerlik göstermektedir. Hidrotermal sıvılardan elde edilen oksijen bileşiminin magmatik sıvılardan kısmen daha geniş aralıkta değişmesi ve aynı zamanda metamorfik suyun oksijen bileşim (+5 - +25 ‰, Taylor, 1986) sınırları içine düşmesi, başlangıçtaki magmatik sıvının çeşitli nedenlerle oksijen bileşiminin değiştiğini ifade etmektedir. Cevher oluşturan sıvıların karbon izotop bileşimi de magmatik kaynaktan farklı bir kaynağı işaret etmektedir.

Karbonatlar genel olarak parajenezde sülfitlerden sonra çökelen minerallerdir (Ohmoto ve Rye, 1986). Bu durumda cevherleşmeyi oluşturan sıvılar başlangıçta magmatik olsa bile, parajenezde son ürün olarak çökelen kalsitlerin olduğu sıvılar meteorik kökenli sıvılarla karışmış, ya da sıvı kayaç etkileşimi sonucu kimyasal bileşimleri değişmiş olmalıdır. Sıvı kapanımların düşük-orta tuzlulukta olması ve kapanım sıvılarının yüksek Ca içermeleri; cevher oluşturan sıvıların yan kayaçlar içinde dolaştıklarını ve onlarla önemli derecede etkileşime girdiklerini göstermektedir. Hidrotermal karbonatların sahip olduğu izotop farklılaşması, gerçekleştirilen karbon-oksijen izotop modellemesiyle araştırılmış, karbonat çökeliminde farklı bileşimde ve sıcaklıktaki sıvı karışımının (Şekil 136), sıvı kayaç etkileşiminin (Şekil 134 ve 135) ve daha az olasılıkla soğumanın (Şekil 133) etkisinin olduğu anlaşılmıştır. Ancak, yankayaçlarda gözlenen yoğun hidrotermal alterasyon, dolomitleşmiş kireçtaşının hidrotermal kalsitlerle benzer izotop bileşiminde olması ve hazırlanan izotop modelleri hidrotermal kalsitlerin izotop farklılaşmasında ve çökeliminde asıl rol oynayan olayın sıvı-kayaç etkileşimi (karışımı) olduğunu noktasına götürmektedir. Sıvı-kayaç karışım modeli 300 °C ile 170 °C arasında ve çeşitli sıvı kayaç oranlarında gerçekleştirilmiş, yüksek sıcaklıkta yüksek w/r oranlarında, düşük sıcaklıkta ise düşük w/r oranlarında çökeltme meydana gelmiştir. Hidrotermal kalsitlerin izotop bileşimi ile karışım modeli karşılaştırıldığında sıvı-kayaç etkileşiminin 10 ile 400 arasında, değiştiği anlaşılr. Bu durum bir birim yan kayacın 400 kat daha fazla suyla etkileşime girdiğini göstermektedir. Sıvı kapanımlardan crush-leach yöntemiyle elde edilen sıvıların Ca, Mg, Na, K gibi katyonlarca zengin kimyasal bileşime sahip olması ve sıvıdaki halojenlerin (Cl, Br, I) kıtasal kökeni işaretlemeleri (Şekil 121a ve b) Midi Maden yatağını oluşturan sıvıların yankayaçlarla önemli derecede etkileşime girdiğini gösteren bir başka delildir.

Barnes (1979)'a göre derinlere doğru sıvılarda jeotermal ısı değişimi 40 °C/km'dir. Bu durumda Midi Maden yatağını oluşturan ve ortalama 306 °C sıcaklıklı sıvıların yaklaşık 7 km derinliğe ulaşan bir hidrotermal çevrim sonucu oluşmuş olabilirler. Bağımsız termometre ve sıvı kapanımların kimyasal özellikleri yardımıyla elde edilen basınç değeri (Şekil 124), dolayısıyla hesaplanan cevherleşme derinliğinin hidrostatik olarak 5 km civarında olması bunu destekler niteliktedir. Cevherleşme-genç granit (Köstürelilik Graniti) mekansal ilişkisi de göz önüne alındığında, granitik magmatizmanın Midi Maden Yatağını oluşturan sıvıların sıcaklık ve kimyasal bileşiminin şekillenmesinde önemli derecede rol

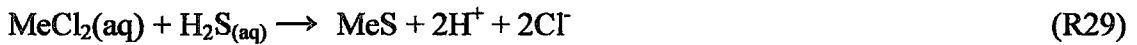
oynadığını göstermektedir. Kesin kökensel yoruma gidecek izotop verileri (oksijen-döteryum) olmasa bile mevcut veriler magmatik hidrotermal bir kaynağı işaret etmektedir.

4.6. Midi Maden Yatağının Oluşum Modeli

Jeolojik, mineralojik, sıvı kapanım, termodinamik izotop ve jeokimyasal çalışmalar sonucunda elde edilen veriler ışığında, Midi Maden Yatağının oluşumu aydınlatılmaya çalışılmıştır.

Cevher oluşum süreci başlıca üç aşamada incelenebilir: Başlangıçta cevher oluşturan sıvıların metallerce zenginleşmesi, taşınması ve çökmesi. Cevher oluşturan bileşenler ya magmatik sıvıların yan kayaçla çeşitli oranlarda etkileşimi ya da doğrudan magmatik farklılaşma sonucu hidrotermal sıvılarda zenginleşirler (Barnes, 1979; Guilbert ve Park, 1986). Granitik magmatizmanın cevher oluşturan bileşenlerin zenginleşmesinde önemli rol oynadığı bilindiğinden (Burnham ve Ohmoto, 1980), daha önce de bahsedildiği gibi Midi Madenin Köstürelilik Graniti ile mekansal ilişkisi de göz önüne alındığında; granitik magmatizmanın doğrudan yada dolaylı olarak etkisi, sıvıların yan kayaçlarla etkileşimi, cevherleşmeyi oluşturan sıvıların metallerce zenginleşmesini sağlamış olmalıdır.

Bölüm 3.7.4'de belirtildiği gibi klorür ve sülfür kompleksleri şeklinde taşınan cevher oluşturan bileşenlerinin çökmesini pH, sıcaklık, toplam klor konsantrasyonu, toplam kükürt konsantrasyonu kontrol eder. Cevher oluşturan bileşenlerce zengin sıvıların, kaynağından cevherleşme sahasına gelinceye kadar geçtikleri ortamların termodinamik şartlarının değişiminden dolayı, fiziksel ve kimyasal özellikleri de değişmektedir. Başta sıcaklık azalmasına bağlı olarak pH'nın artması, klor konsantrasyonu ile metal komplekslerinin çözünürlüğünün azalması ve solusyonlarda artan çözünmüş $H_2S_{(aq)}$ veya $HS_{(aq)}^-$ miktarına bağlı olarak metaller (Me); aşağıda verilen reaksiyonda olduğu gibi çökelmişler (Barnes, 1979) ve metal sülfürleri oluşturmuşlardır.



Gang minerallerinde yapılan oksijen ve karbon izotop modellemesinde, cevher oluşturan sıvıların yankayaçlarla önemli derecede etkileşime girdiği belirlenmiştir. Yankayaç içerisinde dolaşan sıvılar bu kayaçların içermiş oldukları meteorik sıvılarla karışımı ve kayacın bünyesindeki cevher oluşturan bileşenlerin de sıvılara ilavesi, ayrıca metallerin çökmesini sağlamış olmalıdır.

Cevher oluşum derinliği 5300 m olarak hesaplanmıştır. Dolayısıyla bu derinliklerde basınç, cevher çökeliminde pH veya sıcaklık değişimi kadar etkili değildir (Barnes, 1979). Ayrıca, Midi Madeninde fay ve kırıklar, tektonik oluşumlu porozitesi yüksek breşler, cevher çökelimi için uygun ortamı sağlamışlardır. Fay zonlarına ve fay kontrollü breş aralarına yerleşen cevherlerde boşluk ve breş dolgusu yapıları gözlenmiştir. Fay zonları, kırıklar, permeabilitesi yüksek breşik yan kayaçlar cevherli solusyonların çıkış yolu olduğu gibi, fizikokimyasal parametrelerin değişimine neden olduklarından, aynı zamanda cevherin çökelediği yerlerdir.

Sıvı kapanım çalışmaları ve çeşitli jeotermometre uygulamalarında cevherin oluşum sıcaklığı 250-380 °C arasında değiştiği belirlenmişti. Lindgren'nin maden yatakları sınıflamasına göre (>300 °C : mezotermal, 200-300 °C: epitermal, Guilbert ve Park, 1986) Midi Madeni, mezotermal-epitermal yatak sınıfına girmektedir. Ornatım tipi yerleşimin yaygın olması, sfaleritlerin Fe içeriğinin yüksek oluşu, parajenezde pirotin ve arsenopirit gibi minerallerin bulunması mezotermal şartları desteklemektedir. Ayrıca, madende boşluk dolgusu yapılarının bulunması ise epitermal koşulları işaret etmektedir.

Midi Madeni'nin Zn ve Pb ana metallerini, yan ürün olarak Au ve Ag ise kıymetli metallerini oluşturur. Yatağın metal içeriği, jeolojik karakteristikleri, oluşum sıcaklığı, cevher oluşturan sıvıların karakteri, tektonik yerleşimi bakımından magmatik/hidrotermal damar ve polimetallik ornatım tipi yataklarla benzerlik sunmaktadır. Bu yataklara örnek olarak Bluebell (Kanada), Jamestown (ABD), Casapalca (Peru) madenleri verilebilir (Roedder, 1984).

Midi Maden granitik magmatizmaya bağlı olarak oluşmuş, ornatım yapıları görülen, tektonik kontrollü hidrotermal damar tipi baz metal sülfür yatağıdır. Bu sonuca, şu ana kadar yapılan tartışmalar ve aşağıda sıralanan diğer kanıtlara bağlı olarak varılmıştır:

- Cevher oluşturan sıvılar orta-düşük derecede tuzluluğa sahiptir.
- Sfalerit, galen ve pirit minerallerinden elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ değerleri magmatik kökeni işaret etmektedir.
- Kalsit ve ankerit gang minerallerinden elde edilen $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop ve sfalerit ve kuvars minerallerinden sıvı kapanım kimyasal verileri, cevher oluşturan sıvıların yan kayaçlarla önemli oranlarda etkileşime girdiğini göstermektedir.
- Cevherleşmenin etrafında fay zonlarına bağlı olarak, belirgin bir zonlanma göstermeyen serizit, kuvars, kalsit, klorit ve epidot minerallerinin gözlemlendiği alterasyon, kısıtlı alanlarda gelişmiştir.

5. SONUÇLAR ve ÖNERİLER

Tetis-Avrasya Mealojenik Kuşağı içindeki Doğu Pontid'lerin Güney Zon'unda yer alan Midi (Karamustafa/Gümüşhane-KD-Türkiye) Zn-Pb (Au, Ag) Madeni'nin jolojisi, mineralojisi ve kökeninin araştırılmasını konu alan bu çalışmanın önemli sonuçları aşağıda maddeler halinde verilmiştir.

1- İnceleme alanında değişik yaş ve litolojide birimler yaygındır. Permokarbonifer yaşlı Kurtoğlu Metamorfikleri ve bunları kesen Gümüşhane Granit'i, taban kayaçlarını oluşturmaktadır. Taban kayaçları üzerine konglomerayla gelen volkano-tortul karakterli ve biyomikrit mercekleri içeren Liyas yaşlı Zimonköy Formasyonu, Malm-Alt Kretase yaşlı tabanda dolomitik ve resifal kireçtaşlarından oluşan Berdiga Formasyonu'na düzenli geçiş göstermektedir. Bu birimlerin üzerine açısız uyumsuzlukla filiz karakterli Üst Kretase yaşlı Kermutdere Formasyonu gelmektedir. Tektonik oluşumlu, polijenik çakıllardan oluşan, iri kireçtaşı blokları içeren ve yaşı Eosen olarak belirlenen Kırtıllık Breşi, bu birimler üzerine uyumsuz olarak gelmektedir. Bu birimleri keserek bölgeye yerleşen. Köstürelilik Granitinin yaşı ise, Eosen sonrası olabileceği düşünülmektedir.

2- Midi Madeni (Karamustafa/Gümüşhane-KD Türkiye) iki cevher mostrasından oluşmaktadır. Bunlardan KB-GD doğrultulu ve KB'ya eğimli Köstürelilik Cevherleşmesi Kırtıllık breşine, D-B doğrultulu ve K'ye eğimli Maden Dere Cevherleşmesi ise Zimonköy Formasyonu'nun taban kesimine yerleşmiştir. Bu cevherleşmeler tamamen fay kontrollüdürler.

3- Cevher Maden Dere'de mercekler ve Köstürelilik'te kenarları düzensiz baca şekilli olup, yan kayaca ornatım ve boşluk dolgusu şeklinde yerleşmiş; breş dolgusu, boşluk dolgusu (kokard) ve laminalı yada bandlı yapılar en yaygın cevher yapıları olarak belirlenmiştir.

4- Ana cevher mineralleri sfalerit, pirit, galen, az miktarda kalkopirit, arsenopirit, pirotin, tedrahedrit, bornit ve eser miktarda altın ve elektrumdan oluşmaktadır.

5-Cevher minerallerinden yapılan mikrokimyasal analizlerle sfaleritlerin oldukça yüksek oranda Fe (Ağ. % 4.21), galenin ise Bi (Ağ. %2.7) ve Ag (Ağ. % 0.15) içerdiği tespit

edilmiştir. Altın'nın eşlik ettiği ve kimyasal bileşiminde önemli oranda Au (Ağ. % 0.06) içeren arsenopiritin atomik % As içeriği 41.86-43.61 arasında olduğu belirlenmiştir. Co/Ni oranı (1.88-5.11) piritlerin oluşumunun hidrotermal kökenli olduğunu göstermektedir.

6- Genişliği 1-10 m arasında değişen ve yan kayaca doğru belirgin bir zonlanma göstermeyen alterasyon, fay zonlarına bağlı olarak gelişmiştir. Kuvars, serizit, klorit, epidot ve karbonat mineralleri yaygın olan alterasyon mineralleridir. Yan kayalarda mevcut olan serisit ve illit minerallerinin cevherli zonda az oranda bulunması, bu minerallerin yüzey alterasyonu sonucunda kaolen ve alunite dönüşmüş olabileceğini düşündürmektedir. Klorit jeotermometresi ile altersasyon minerallerinin cevherden uzak kesimlerde düşük (ortalama 282,9 °C) cevherli zonda ise daha yüksek (ortalama 309,7 °C) sıcaklarda oluştuklarını göstermiştir.

7- Kimyasal analizler kullanılarak yapılan mineral değişim hesapları, genel olarak cevherden uzak bölgede albit (%43.8), mg-klorit (%19.6) ve kuvars (%78) mineralleri belirgin bir şekilde artarken, cevhere doğru gidildikçe kuvars miktarında azalma, kalsit (%12.5) ankerit (%44.9) ve Fe-kloritlerde belirgin bir artış (%16.7) görülmektedir. Epidot cevherli zonun her iki yanında modal mineralojik bileşiminin % 37.32'ye kadar çıktığı ancak, yan kayada olağan hale geldiği belirlenmiştir.

8- Altere zonlarda hareketsiz element olarak belirlenen Zr, Hf, Nb esas alınarak yapılan hesaplamalar, başlıca Ca (25 g/100g), Fe (12 g/100g), Al (8 g/100g), Si (3 g/100g) ve cevher oluşturan elementlerin ilavesine bağlı olarak yan kayalarda % 24.26'lık net bir kütle artışını göstermiştir.

9- Mineral çökelimi geniş bir sıcaklık aralığında (250-388 °C) meydana gelmiştir. Sıvı kapanımlardan belirlenen ortalama oluşum sıcaklığı (306.6±25) kükürt izotop termometresi (ortalama 301±22 °C), arsenopirit termometresi (ortalama 331 °C), Na-K alkali termometresi (ortalama 298 °C) sonuçlarıyla oldukça uyumludur.

11- Cevherin olduğu şartlarda ortamın termodinamik parametreleri 325 °C / 275 °C'de hesaplanmış olup, bu sıcaklıklara karşılık gelen kükürt fugasitesi -12.7/-7.37, oksijen fugasitesi -30.4/-26.64 ve pH 3.38/5.35 olarak saptanmıştır. Bu şartlarda Pb'nin Yüksek

10- Cevher oluşturan sıvıların $\text{NaCl}+\text{KCl}-\text{H}_2\text{O}$ sisteminde, orta-düşük tuzluluğa (6.1 ± 1.4 ağırlık % NaCl) ve $0.76 \pm 0.05 \text{ g/cm}^3$ yoğunluğa sahip, Ca, Na, K, Mg ve Fe'ce zengin, nispeten Si'ce fakir zayıf asidik ve alkalen karakterli olduğu belirlenmiştir.

11- Cevherin olduğu şartlarda ortamın termodinamik parametreleri $325^\circ\text{C} / 275^\circ\text{C}$ 'de hesaplanmış olup, bu sıcaklıklara karşılık gelen kükürt fugasitesi $-12.7/-7.37$, oksijen fugasitesi $-30.4/-26.64$ ve pH $3.38/5.35$ olarak saptanmıştır. Bu şartlarda Pb'nin Yüksek sıcaklıkta klorür ve düşük sıcaklıkta sülfür kompleksleri, Zn'nin ise genel olarak klorür kompleksleri halinde taşındığı belirlenmiş ve pH değişiminin minerallerin çökmesinde sıcaklık değişiminden daha etkili olduğu tespit edilmiştir.

12- Pirit, galen ve sfalerit minerallerinin $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin ($+2.0$ - $+6.7$ ‰) 0 ‰ değerine yakın dar bir aralıktaki değişimi, bu minerallerin oluşumunu sağlayan sülfürün magmatik kökenli olduğunu göstermektedir.

13- Kalsit ve ankerit'lerin dengede olduğu sıvıların karbon ($+1.9$ - -3.5 ‰) ve oksijen ($+2.9$ - $+10.7$ ‰) izotop bileşimlerinden oksijen, magmatik sıvılarla benzerlik göstermekte, karbon ise magmatik kaynaktan farklı bir kaynağı işaret etmektedir. Gerçekleştirilen izotop karışım modelleri hidrotermal karbonatların çökeliminde ve izotop farklılaşmasında asıl rol oynayan olayın sıvı-kayaç (10 - $400/1$ oranında) etkileşimi olduğunu göstermiştir.

14- Yukarıda sıralanan sonuçlara göre; Midi Maden'nin metal içeriği, jeolojik karakteristikleri, oluşum sıcaklığı, cevher oluşturan sıvıların karakteri, tektonik yerleşimi, granitik magmatizmaya bağlı olarak oluşmuş, dolgu-ornatım yapıları görülen, tektonik kontrollü epi-mezotermal damar tipi baz metal sülfür yatağı olduğunu göstermektedir.

6. KAYNAKÇA

- Adamia, S., Lordkipanidze, M.B. ve Zakariadze, G.S., 1977. Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus, Tectonophysics, 40, 183-189.
- Ağar, Ö., 1977. Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit-Gümüşhane) Bölgesinin Jeolojisi, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bil. Enst., Trabzon.
- Akçay, M., Lermi, A. ve Van, A., 1998. Biogeochemical exploration for massive sulphide deposits in areas of dense vegetation: an orientation survey around the Kanköy Deposit (Trabzon-NE Turkey), Journal of Geochemical Exploration, 63, 173-187.
- Akçay, M. ve Tüysüz, N., 1997. Murgul Cu madeni çevresinde ağır elementlerin yanal dağılımı ve çevresel kirlilik üzerine etkileri, Geosound, 30, 725-741.
- Akçay, M., Gündüz, Ö. ve Çoban, H., 1998. A multi-phase intrusion around the Gümüşhane village (Artvin) and associated mineralisation types: A geologic and geochemical approach, Geosound, 33, 1-18.
- Akçay, M. ve Arar, M. 1999. Geology, mineralogy and geochemistry of the Çayeli massive sulphide ore deposit, Rize, NE Turkey, Mineral Deposits: Processes to Processing, Stanley et al. (eds), Balkema, Rotterdam, 459-462.
- Amieux, P., 1982. Cathodoluminescence: A method of sedimentological study in carbonates, Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitane, 6, 2, 437-483.
- Anderson, G.M., 1973. The Hydrothermal transport and deposition of galena and sphalerite near 100 °C, Econ. Geology, 68, 480-492. .
- Anderson, G.M., 1998. The thermodynamics of hydrothermal systems, in Richhards, P.J., Larson, J.P., eds., Techniques in Hydrothermal Ore Deposits Geology, Reviews in Econ. Geology, 10, 1-31.
- Arslan, M. ve Aslan, Z., 2001. Doğu Pontid Kuzey (Tonya-Trabzon) ve Güney (Yağmurdere-Gümüşhane) Zonundaki Eosen yaşlı granitik sokulumların jeokimyasal ve petrolojik özelliklerinin incelenmesi, KTÜ Araştırma Projesi, No: 98.112.0005.2.
- Arslan, M., Tüysüz, N., Korkmaz, S. ve Kurt, H., 1997. Geochemistry and petrogenesis of the Eastern Pontide Volcanic Rocks, Northern Turkey, Chem. Erde, 57, 157-187.
- Aslaner, M., 1977. Türkiye bakır-kurşun-çinko yataklarının jeolojik ve bölgesel sınıflamasıyla plâka tektoniği yönünden incelenmesi, KTÜ Yerbilimleri Fakültesi, yayın no: 12, Trabzon.
- Aydın, F., 1996. Karamustafa ve Hasköy (Gümüşhane) yöresindeki barit yataklarının mineralojik ve jenetik açıdan incelenmesi, Yük. Lisans Tezi, KTÜ Fen Bil. Enst., Trabzon.

- Aydın, F., Sadıklar, M.B. ve Lermi, A., 1998. Karamustafa ve Hasköy (Gümüşhane, Türkiye) barit yataklarının mineralojik ve jeokimyasal özellikleri: Jeneze bir yaklaşım, Fırat Üniversitesi Jeol. Müh. Eğitiminin 20. Yıl Semp., Bildiriler, 399-406.
- Ayhan, A., 1983. Aladağ (Yahyalı-Çamardı) yöresi karbonatlı kurşun çinko yatakları, Türkiye Jeol. Kur. Bült. 26/2, 107-116.
- Bajwah, Z.U., Sconbe, P.K. ve Offler, R., 1987. Trace element distribution, Co:Ni ratios and genesis of the Big Cadia iron-copper deposit, New South Wales, Australia, Min. Deposita, 22, 292-300.
- Bakker, R.J., 1999. Optimal Interpretation of Microthermometrical Data from Fluid Inclusions: Thermodynamic Modelling and Computer Programming. Habilitation, Ruprecht-Karls-University Heidelberg, Germany, 1-50.
- Banks, D.A., ve Yardley, B.W.D., 1992. Crush-leach analysis of fluid inclusions in small natural and synthetic samples, Geochem. Cosmochim. Acta, v. 56 pp. 245-248.
- Banks, D.A., Daies, G.R., Yardley, B.W.D., McCaig, A.M. ve Grant, N.T., 1991. The chemistry of brines from an Alpine thrust system in the central Pyrenees: An application of fluid inclusion analysis to the study of fluid behaviour in orogenesis, Geochim. Cosmochim. Acta, 55, 1021-1030.
- Barnes, H.L., 1979. Geochemistry of hydrothermal ore deposits, John Wiley & Sons Inc., 798 p., New York.
- Barbarin, B., 1990. Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California, J. Geophysics Resc., 95, 17747-17756.
- Barret, T.J. ve Anderson, G.M., 1982. The solubility of sphalerite and galena in NaCl brines, Econ. Geology, 77, 1923-1933.
- Barit Maden Türk A.Ş., 1996, Midi (Gümüşhane-Karamustafa) Madeni'nin Jeolojisi Raporu, Gümüşhane.
- Barton, P.B. ve Bethke, P.M., 1987. Chalcopyrite disease in sphalerite: Pathology and epidemiology, Amer. Mineralogist, 72, 451-467.
- Barret, T. J. and MacLean, W. H., 1991. Chemical, mass, and oxygen isotopic changes during extreme hydrothermal alteration of an Archean rhyolite, Noranda, Econ. Geology, 86, 406-414.
- Barret, T.J. Cattalani, S. and MacLean W.H., 1993. Volcanic lithogeochemistry and alteration at the Delbridge massive sulfide deposit, Noranda Quebec, Jour. of Geochem. Expoloration, 48, 135-173.
- Barret, T.J. ve McLean, W.H., 1994. Mass changes in hydrothermal alteration zones associated with VMS deposits of the Noranda Area, Explor. Mining Geol., 3, 2, 131-160.

- Baykal, F., 1952. Kelkit-Şiran bölgesinde jeolojik araştırmalar, MTA Raporu No: 2205, Ankara.
- Baytekin, A. ve Uslu, A., 1974. Gümüşhane-torul-Ayana-Kocadal-altıntaşlar sahasının 1/10.000 ölçekli jeoloji etüdü hakkında rapor, MTA Raporu, Ankara.
- Bektaş, O., 1981. Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Erzincan-Tanyeri Bucağı Yöresindeki Özellikleri ve Yersel Ofiyolit Sorunları: Doktora Tezi, KTÜ Yayını, No: 139, Fak. Yayın No: 32, 196 s., Trabzon
- Bektaş, O., 1984. Pontidlerde Üst Kretase yaşlı şoşonitik volkanizma ve jeotektonik önemi. KÜ Yerbilimleri Dergisi, Jeoloji, 3/1-2, 53-62.
- Bektaş, O., Pelin, S. ve Korkmaz, S., 1984. Doğu Pontid yay gerisi havzasında manto yükselimi ve polijenetik ofiyolit olgusu, Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ketin Sempozyumu, Ankara, 175-188.
- Bektaş, O., 1986. Paleostress Trajectories and Polyphase Rifting in Arc-Backarc of Eastern Pontides, M.T.A. Bulletin, 103/104, 1-15.
- Bektaş, O., Van, A. ve Boynukalın, S., 1987. Doğu Pontidlerde (Kuzeydouğu Türkiye) Jura volkanizması ve jeotektoniği, Türkiye Jeoloji Bülteni, 30, 9-19.
- Bektaş, O., Yılmaz, C., Taslı, K., Akdağ, K., Özgür, S., 1995. Cretaceous rifting of the eastern Pontide carbonate platform, NE Turkey, the formation of carbonate breccias and turbidites as evidence of a drowned platform. Giornale di Geologia, 57,1-2, 233-244.
- Bektaş, O. ve Güven, İ. H., 1995. Alaskan Aphinitic Type Ultramafic and Mafic Complexes as the Root Zone of the Eastern Pontide Magmatic Arc (NE Turkey), Geology of the Black Sea Region, 189-196, Ankara.
- Bektaş, O. ve Çapkinoğlu, Ş., 1997. Doğu Pontid magmatik arkında (KD Türkiye) Neptünyen dayklar ve blok tektoniği: Mesozoyik havzalarının kinematiki ile ilgili bulgular, Çukurova Üniv. Jeoloji Eğitiminde 20. Yıl Sempozyumu, Bildiri Özetleri, 187-189, Adana.
- Boynukalın, S., 1991. Dereli (Giresun) baraj yeri ve göl alanının mühendislik jeolojisi ve çevre kayaçlarının jeomekanik özellikleri, Doktora Tezi, KTÜ Fen. Bil. Enst., 255 s., Trabzon.
- Browne, P.R.L., ve Lovering, J.F., 1973. Composition of sphalerites from the Broadlands geothermal field And their significance to sphalerite geothermometry and geobarometry, Econ. Geology, 68, 381-387.
- Bodnar, R.J., Reynolds, T.J. ve Kuehn, C.A., 1985. Fluid inclusion systematics in epithermal systems, in Berger, B.R., Bekte, P.M., Eds., Geology and geochemistry of geothermal systems, Reviews in Econ. Geology, 2, 73-125.

- Bodnar, R.J., 1983. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and P-V-T-X properties of inclusion fluids, Econ. Geology, 78, 565-542..
- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions, Geochim. Cosmochim. Acta, 57, 683-684.
- Boiron, M.C., Cathelineau, M., Banks, D.A., Yardley, B.W.D., Noronha, F. Ve Miller, M.F., 1996. P-T-X conditions of late Hercynian fluid penetration and the origin of granite-hosted gold quartz veins in Northwestern Iberia: A multidisciplinary study of fluid inclusions and their chemistry, Geochim. Cosmochim. Acta, 60, 43-57.
- Bottrell, S.H. ve Yardley, B.W.D., 1988. The composition of aprimary granite driven ore fluid from SW England, determined by fluid inclusion analysis, Geochim. Cosmochim. Acta, 52, 585-588.
- Bortnikov, N.S., Genkin, A.D., Dobrovolskaya, M.G., Muravitskaya, G.N. ve Filimonova, A.A., 1991. The nature of chalcopyrite inclusions in sphalerite: Exsolution, Coprecipitation, or "Disease"?, Econ. Geology, 86, 1070-1082.
- Bowers, T.S. ve Helgeson, H.C., 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of non ideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relation in geologic system: Metamorphic equilibria at high pressures and temperatures, Amer. Mineralogist, 68, 1059-1075.
- Böhlke, J.K. ve Irwin, J.J., 1992. Laser microprobe analysis of Cl, Br, I and K in fluid inclusions: Implications for sources of salinity in some ancient hydrothermal fluids, Geochim. Cosmochim. Acta, 56, 203-226.
- Böhlke, J.K., 1989. Comparision of metasomatic reactions between a common CO₂-rich vein fluid and diverse wall rocks: Intensive variables, mass transfers, and Au mineralization at Alleghany, California, Econ. Geology, 84, 291-327.
- Brimhall, G.H. ve Crerar, D.A., 1987. Ore fluids: Magmatic to supergene, Part 1: The generation magmas and ore fluids, in Charnichal, I.S.E., Eugester, H.P., eds., Thermodynamic modeling of geological materials: Minerals, fluids and melts, Rev. in Mineralogy, 17, 235-254.
- Brown, P.E., 1989. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data, Amer. Mineralogist, 74, 1390-1393.
- Brown, P.E., ve Lamb, W.M., 1989, P.V.T properties of fluids in the system H₂O±CO₂±NaCl: New graphical presantations and implications for fluid inclusion studies, Geochim. Cosmochim. Acta, 53, 1209-1221.
- Bryndzia, L. T. ve Scott, S.D., 1987. The composition of chlorite as a fonction of sulfur and axygen fugacity: An experimental study, Amer. Jour. of Sc., 287, 50-76.

- Burnham, C.W. ve Ohmoto, H., 1980. Late-stage processes of felsic magmatism. ,In ishihara, S. and Takenouchi, S. edt., Granitic magmatism and related mineralization, Min. Geol. Sp., 8, 1-11.
- Campbell, A.R. ve Larson,P.B., 1998. Introduction to stable isotope applications in hydrothermal systems, in Richhards, P.J., Larson, J.P., eds., Techniques in Hydrothermal Ore Deposits Geology, Reviews in Econ. Geology, 10, 173-193.
- Cathelineau, M. ve Nieva, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system, Contrib. Mineral. Petrol., 91, 235-244.
- Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a fonction of temperature, Clay Minerals, 23, 471-485.
- Carr, G.R., 1984. Primary geochemical and mineralogical dispersion in the vicinity of the Lady Loretta Zn-Pb-Ag deposit, North Quinsland, Jour. Geochem. Expl., 22, 217-238.
- Ceryan, Ş., 1999. Harşit granitoidinin ayrışması, sınıflandırılması ve ayrışmanın mühendislik özelliklerine etkisi, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enst., 300 s., Trabzon.
- Cheppel, B.W. ve White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types, Pacific Geology, 8, 173-174.
- Clynne, M:A. ve Potter, R.W., 1977. Freezing point depression of synthetic brines, Geol. Soc. Am. Abstr. Programs, 9, 250-289.
- Cox, K.G. ve Hawkesworth, C.J., 1985. Geochemical stratigraphy of the Deccan Traps at Mahabaleshwar, Western Ghats, India, with Implications for Open System Magmatic Processes, Jour. Petrol., 26, 355-388.
- Craig, H., 1957. Isotope standarts for carbon and oxygen and correction factors for mass spectrometry analyses of carbondioxide, Geochim. Cosmochim. Acta, 12, 133-149.
- Craig, J.R. ve Barton, Jr. P.B., 1973. Thermochemical approximations for sulfosalts, Econ. Geology, 68, 493-506.
- Craig, J.R. ve Vaughhan, D.J., 1981. Ore Microscopy and Ore Petrography, John Wiley & Sons Inc., Newyork.
- Crerar, D.A. ve Barnes, H.L., 1976. Ore solution chemistry, V. Solubilities of chalcopryrite and chalcocite assamplages in hydrothermal solution at 200 °C to 300 °C, Econ. Geology, 71, 772-794.
- Cooke, S.W.B, Bull, S.W., D.S ve Rogers, J.R., 1998. K-metazomatism and base metal depletion in volcanic rocks from the McArthur basin, Northern Territory-İmplication for base metal mineralization, Econ. Geology, 93-1237-1263.

- Crerar, D., Wood, S. ve Brantley, 1985. Chemical controls on solubility of ore-forming minerals in hydrothermal solutions, The Canadian Mineralogist, 23, 333-352.
- Czamanske, G.K. ve Rye, R.O., 1974. Experimentally determined sulfur isotope fructinations between sphalerite and galena in the temperature range 600 °C to 275 °C, Econ. Geology, 69, 17-25.
- Çağatay, M.N. ve Eastoe, C.J., 1995. A sulfur isotope study of volcanogenic massive sulphide deposits of the Eastern Black Sea Province, Turkey, Mineral. Deposita, 30, 55-66.
- Çamur, M. Z., Tüysüz, N., 1994. Eastern Pontides Volcanism and Related Ore Deposits, International Volcanological Congress, Ankara.
- Çınar, S., Türk, O., Er, M., Güç, A.R., Gümüşel, A., Özdemir, M., Kurtoglu, T., 1983. Gümüştane ili ve güneybatı yöresinin 1/25.000 ölçekli jeoloji ile maden zuhurlarına ilişkin rapor, MTA (Yayınlanmamış).
- Çiftçi, E., 2000. Mineralogy, paragenetic sequence, geochemistry and genesis of the gold and silver bearing Upper Cretaceous mineral deposits, Northeastern Turkey, University of Missouri-Rolla, Ph.D Thesis. Missouri.
- Çoğulu, E., 1971. Gümüştane ve Rize plutonlarının mukayeseli petrolojik ve jeokronolojik etüdü, Ph.D Thesis, METU, 150 s., Ankara, Turkey.
- Çoğulu, E., 1975. Gümüştane ve Rize Granitik Plutonlarının mukayeseli petrolojik ve Jeokronometrik Etüdü, Doçentlik Tezi, İTÜ yayınları, 1034, İstanbul, 112.
- Çubukcu, A., 1998. Kaletaş (Gümüştane) Epitermal Altın Cevherleşmesinin Jeolojisi, Jeokimyası ve Mineralojisi, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bil. Enst., 89 s., Trabzon.
- Dana, J. D., 1993. Manual of Mineralogy, John Wiley & Sons, Inc. 21st. Eds., New York-Chichester-Brisbane-Toronto-Singapore, 681p.
- Deer, W. A., Howie, R. A. ve Zussman, J., 1992. An Introduction to the Rock-Forming Minerals, John Wiley & Sons. Second Edition, New York, 696 s.
- Dewey, J. F., Pitman, W. C., Ryan, W.B.F. ve Bonin, J., 1974. Plate Tectonics and the evolution of the Alpine System, Geol. Soc. Am. Bull., 84, 3137-3180.
- Dixon, J. C. ve Pereire, J., 1974. Plate tectonics and mineralization in the Tethyan region, Min. Deposita, 9, 185-198.
- Eren, M., 1983. Gümüştane – Kale Arasının Jeolojisi ve Mikrofasiyes İncelemesi, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü., Fen Bil. Enst., Trabzon.
- Everett, C. E., Wilkinson, J. J. ve Rye, D. M., 1999. Fracture-controlled fluid flow in the Lower Paleozoic basement rocks of Ireland: Implications for the genesis of Irish-type Zn-Pb deposits, Geological Society Special Publication, No: 155, pp. 247-276.

- Eliot, S. M., ve Epleyard, E. C., 1991. The alteration geochemistry and petrology of the Lar Cu-Zn deposit, Lynn Lake, Monitoba, Canada, Econ. Geology, 86, 486-505.
- Essene, E.J., 1983. Solid solutions and solvi among metamorphic carbonates with applications to geologic thermobarometry, in carbonate, mineralogy and chemistry, Reviews in Mineralogy, 11, 77-96.
- Evans, A.M, 1980. An introduction to Ore Geology, Blackwell Sc. Pub., Oxford-London-Edinburg, 359 p.
- Faure, G., 1986. Principles of Isotope Geology, Second edition. JohnWiley & Sons, p.598, New York.
- Faure, G., 1998. Principles and Applications of Geochemistry, Second edition, Prentice-Hall. Inc., USA, 600 p.
- Field, C. W. ve Fifarek, R. H., 1985. Light isotope systematics in the epithermal environment, in Berger, B.R., Bekte, P. M., Eds., Geology and geochemistry of geothermal systems, Reviews in Econ. Geology, 2, 99-128.
- Friedman, İ., and O'Neil, J.R., 1977. Compilation of stable isotope fractination factors of geochemical interest, in Geology and geochemistry of epithermal systems, Field, C.W., Fifarek, R.H., Light stable-isotope systematics in the epithermal environment, Reviews in Econ. Geology, 2, 99-128.
- Foley, N.K., Bethke, P.M., ve Rye, R.O, 1989. A reinterpretation of δD_{H_2O} volues of inclusion fluids in contemporaneous quartz and sphalerite, Cerede mining district, Colorado. Econ. Geology, V. 84, P. 1966-1977.
- Folk, R.L., 1962. Spectral subdivision of limestone types in W.E. Ham. (Ed.), Classification of Carbonate Rocks, AAPG Bull., 1, 62-82.
- Folk, R.L., 1974. Petrology of Sedimentary Rocks, Hemphill, Austin, Tex., 182.
- Fournier, R.O. ve Truesdell, A.H., 1973. An emprical Na-K-Ca geothermometer for natural waters, Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 1255-1275.
- Gedikoğlu, A., Pelin, S. And Özsayar, T., 1979. Tectonic evolution of the eastern Pontide in Mesozoic. Geocome-I, Abstracts, 68.
- Genç, S. ve Güven, İ.H., 1994. Doğu Pontidlerde volkanizma ve jotektonik gelişim, Yorma (Trabzo)-Keşap (Giresu)-Kelkit (Gümüşhane) Yöresi, KD Türkiye, Türkiye Jeoloji Bülteni, 37, 1-12.
- Gettinger, T.E., 1962. 1/500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası Trabzon Paftası ve İzahnamesi, MTA yayını, Ankara.
- Giggenbach, W.F., 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators, Geochem. Cosmochim. Acta, v.52, pp. 2749-2765.

- Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkök, R. ve Yılmaz, Y., 1983. Pontidlerde Neo – Tetis'in kuzey kolunun açılmasına ilişkin sedimantolojik veriler, Türkiye Jeol. Kur. Bült., 26, 11-22.
- Grant, J.A., 1986. The Isocon Diagram-A Simple Solution to Greesens' Equation for metasomatic alteration, Econ. Geol. 81, 1976-1982.
- Greesens, R. L., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism, Chemical Geology, 2, 47-65.
- Guillbert, J.M. ve Park, Jr. C.F., 1985. The Geology of Ore Deposits, W.H. Freeman and Company, New York, 985 p.
- Green, G.R., Solomon, M., ve Walshe, J.L., 1981. The formation of the volcanic-hosted massive sulphide deposit at Rosebery, Tasmania, Econ. Geology, 76, 304-338.
- Güleç, N. ve Erler, A., 1983. Masif sülfid yataklarındaki piritlerin karakteristik iz element içerikleri, Türkiye Jeol. Kur. Bült., 26, 145-153.
- Gülibrahimoğlu, İ., 1985. Trabzon-Maçka Güneyi Yöresinin Jeoloji Raporu, M.T.A., Rapor No: 383, Trabzon, 54 s. (Yayınlanmamış).
- Gültekin, F., 1998. Gümüşhane ve Bayburt Yöresi Mineralli Su Kaynaklarının Hidrokimyası ve İzotopik Özellikleri, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enst., Trabzon.
- Güven, İ.H., 1993. Doğu Pontidler'in 1/25.000 ölçekli Kompilasyonu, MTA Genel Müdürlüğü Ankara (yayınlanmamış).
- Haas, J.L., 1977. Physical properties of the coexisting phases and thermochemical properties of the H₂O component in boiling NaCl solutions, USGS Bull. 1421-A, 73p.
- Hacıaloğlu, T., 1983. Kale-Vavuk Dağı (Gümüşhane) arasının jeolojisi ve mikrofasiyes incelemesi, KTÜ Fen Bil. Enst. MMLS Tezi, Trabzon.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. ve Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism, In: Using Geochemical Data: Evolution, presentation, interpretation. Longman Group UK Ltd., London, New York.
- Hayba, D.O., Bekte, P.M., Heald, ve Foley, H., 1985. Geologic, mineralogic and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits, in Berger, B.R., Bekte, P.M., Eds., Geology and geochemistry of geothermal systems, Reviews in Econ. Geology, 2, 129-168.
- Hayward, C.L., 1998. Cathodoluminescence of ore and gangue minerals and its application in the minerals industry, Modern approaches to ore and environmental mineralogy, short course series, Ottawa, Oontorio, vol. 27, p. 269-312.

- Helgeson, H.C., 1969. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures, Amer. Jour. of Sc., 267, 729-804.
- Helgeson, H.C., 1970. A chemical and thermodynamic model of ore deposition in hydrothermal systems, Mineral. Soc. Amer. Spec. Paper, 3, 155-186.
- Helgeson, H.C. ve Kirkham, D.H., 1974. Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of the aqueous electrolytes at high pressure and temperature: II. Debye-Hückel parameters for activity coefficients and relative partial molal properties, Amer. Jour. Of Sci., 274, 1199-1261.
- Hamilton, W.J., 1942. Researches in Asia Minor, Pontus and Armenia, 1st Eds. Geol. Soc. London, 1842.
- Henley, R.W. ve Brown, K.L., 1985. A practical guide to the thermodynamics of geothermal fluids and hydrothermal ore deposits, in Berger, B.R., Bekke, P.M., Eds., Geology and geochemistry of geothermal systems, Reviews in Econ. Geology, 2, 25-44.
- Henley, R.W., Truesdell, A.H., ve Barton Jr., P.B., 1984. Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems, Reviews in Econ. Geology, Volum 1, 267 p.
- Herrmann, W. ve Berry, R.F., 2003. MNSQ-A least squares spreadsheet method for calculating mineral proportions from whole rock major element analyses (yayınlanmamış).
- Hobbs, B.E., Means, W.D. ve Williams. P.F., 1976. An outline of structural geology, John Wiley and Sons, 571, New York.
- Hoefs, J., 1987. Stable isotope geochemistry, 3rd edn. Springer, Berlin-Heidelberg-New York, 241 p.
- Huston, D.L. ve Large, R.R., 1987. The distribution, mineralogy and geochemistry of gold and silver in the North-End ore body, Rosebery Mine, Tasmania, Canadian Mineralogist, 35, 1325-1350.
- Huston, D.L., 1993. The effect of alteration and metamorphism on wall rocks to the Balcooma and Dry River South volcanics-hosted massive sulfide deposits, Queensland, Australia, Jour. of Geoch. Expl., 48, 277-307.
- Huston, D.L. ve Cozens, G.J., 1993. The geochemistry and alteration of the White Devil porphyry: Implications to intrusion timing, Min. Deposita, 29, 275-287.
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971. A Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Can. Jour. Earth Sci., 8, 523-548.
- Ishihara, 1974. Acid Magmatism and mineralization-Oxidation status of granitic magma and its relation to mineralization, Marine Sci. Monthly, 7, 756-759.

- Ishihara, S., 1981. The granitoid series and mineralization, Econ. Geology, 75th Ann. Vol., 458-484.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S. ve Horuuchi, M., 1976. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based in modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos, Mining Mineralogy, 26, 105-117.
- Jankoviç, S., 1980. Ore deposit types and major copper metallogenic units in Europe in European copper deposits, Soc. Geology of Am., spec. Publ., 1, 9-25.
- Jenner, G.J., Longerich, H.P., Jackson, S.E. and Fryer, B.J., 1990. ICP-MS a powerful tool for high precision trace-element analysis in earth sciences; evidence from analysis of selected U.S.G.S. reference samples, Chem. Geology, 83, 133-148.
- Johnson, J.W., Oelkers, E.H. ve Helgeson, H.C., 1992. SUPCR92: A software package for calculating the standart molal thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bar and 0 °C to 1000 °C, Computers&Geosciences, 18, 7, 899-947.
- Jowett, E.C., 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer, GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting, Toronto, Program with Abstracts 16, A62.
- Kahraman, İ., Kansız, H., Dursu, A., Yılmaz, H. ve Erçin, A.İ., 1984. Gümüşhane yöresinin jeolojisine ve cevherleşmelerine ait jeoloji raporu, MTA No: 1951.
- Karşlı, O., 1996. Zigana Granitoidiyidi'nin mineralojik ve jenetik açıdan incelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Karşlı, O., 2002. Granitoid kayaçlarda magma etkileşimleri için petrografik mineralojik ve kimyasal bulgular: Dölek ve Sarıççek Plütonları (Gümüşhane, KD-Türkiye), Doktora Tezi, KTÜ Fen Bilimleri Enst., Trabzon.
- Kaygusuz, A., 2000. Torul ve çevresinde yüzeyleme veren kayaçların petrografik ve jeokimyasal incelenmesi, Doktora Tezi, KTÜ Fen Bil. Enst., Trabzon, 253 s.
- Kesler, S.E., Martini, A.M., Appold, M.S., Walter, L.M., Huston, T.J. ve Furman, F.C., 1996. Na-Cl-Br systematics of fluid inclusions from Mississippi Valley-Type deposits, Appalachian Basin: Constraints on solute origin and migration paths, Geochim. Cosmochim. Acta, 60, 2, 225-233.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun tektonik birlikleri. MTA Dergisi, 66, 22-34.
- Ketin, İ., Cantez, N., 1972. Yapısal Jeoloji, İ.T.Ü. Kütüphanesi, İstanbul.
- Kerkhof, V.D. ve Hein, U., 2001. Fluid inclusion petrography, Lithos, 55, 27-47.

- Kiliyas, S.P., Kalogeropoulos, S.I. ve Madsen, J.K., 1996. Fluid inclusion evidence for the physical conditions of sulfide in the Olympias carbonate-hosted Pb-Zn (Au, Ag) sulfide ore deposit, E. Chalkidiki Peninsula, N. Grece, Min. Deposita, 31, 394-406.
- Knight, C.L. ve Bodnar, R.J., 1989. Synthetic fluid inclusions: IX. Critical PVTX properties of NaCl-H₂O solutions, Geochim. Cosmochim. Acta, 53, 3-8.
- Korkmaz, S. ve Gedik, A., 1988. Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin Arasında Kalan Bölgenin Jeolojisi ve Petrol Oluşumları, T.J.K., 32/33, 5-15.
- Köksoy, M., 1991. Uygulamalı Jeokimya, Hacettepe Üniversitesi Yayınları, 368 s. Ankara.
- Kretschmar, U. Ve ve Scott, S.D., 1976. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their applications, Canadian Mineralogist, 14, 364-386.
- Krupp, R.E., ve Seeward, T.M., 1990. Transport and deposition of metals in the Rotokawa geothermal system, New Zealand, Min. Deposita, 25, 73-81.
- Kromberg, P., 1970. Doğu Karadeniz dağlarının (Kuzeydoğu Türkiye) tektoniği üzerinde fotojeolojik veriler, M.T.A. Dergisi no.77, Ankara.
- Kuno, H., 1968. Differentiation of Basalt Magmas. In: Hess, H.H., Poldervaart, A., (eds), Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition, Interscience, New York, 2, 623-688.
- Lameyra, J., Black, R., Bonin, B., Bowden, P. Ve Giret, A., 1982. The granitic terms of converging plutonic types and associated mineralization, In: Xu, K.Q., Tu, G.C., (eds.), Geology of granites and their metalogenetic relations, 241-253.
- Large, R.R. Bull, S.W. ve McGoldrick, P.J., 2000. Lithogeochemical halos and geochemical vectors to stratiform sediment hosted Zn-Pb-Ag deposits, Part 2: HYC deposit, McArthur River, Northern Territory, Jour. of Geochem. Expol., 68, 105-126.
- Large, R.R. ve McGoldrick, P.J., 1998. Lithogeochemical halos and geochemical vectors to stratiform sediment hosted Zn-Pb-Ag deposits, Part 1: Lady Loretta deposit, Queensland, Jour. of Geochem. Expol., 63, 37-56.
- Large, R.R., McPhie, J., Gemmell, J.B., Hermann, W. Ve Davidson, G.J., 2001. The spectrum of oer deposit types, volcanic environments, alteration halos, and related exploration vectors in sub marine volcanic successions: Some example from Australia, Econ. Geology, 96, 913-938.
- Large, R.R., allen R.L., Blake, D.M. ve Hermann, W., 2001. Hydrothermal alteration and volatile element halos for the Rosebery K lens volcanic-hosted massive sulphide deposit, Western Tasmania, Econ. Geology, 96, 1055-1072.
- Leitch, C.H.B., 1981. Mineralogy and textures of the Lahanos and Kızılkaya Massive Sulfide Deposits, Northeastern Turkey, and their similarity to Kuroko ores, Min. Deposita, 16, 241-257.

- Lermi, A., 1996. Kanköy (Yomra-Trabzon) Cevherinde Toprak-Bitki Jeokimyasının Uygulanması ve İndikatör Bitki Türü Tespiti, Yüksek Lisans Tezi, KTÜ Fen Bil. Enst., Trabzon.
- MacLean, W. H., 1990. Mass change calculations in altered rock series, Mineral Deposita, 25, pp. 44-49.
- Machel, H.G, 1985. Cathodoluminescence in calcite and dolomite and its chemical interpretation, Geoscience Canada, 12, 139-147.
- MacLean, W.H. ve Kranidiotis, P. 1987. Immobile elements as monitors of Mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dogge Massive Sulfide Deposit, Matagami, Quebec, Econ. Geology, 82, 951-962.
- McCrea, J.M., 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleo temperature scale. Jour. of Chem. Physics, 18, 849-857.
- Melka, K., 1965. Proposal of chlorite classification, In: Mücke, L. ve Losos, Z., 1999, The significance of chlorites as a genetic indicator in ore deposits exemplified by the magnetite ores from the Desna Group (Silesicum, Czech Republic), Chem. Erde, 59, 233-242.
- Minert, L.D., 1995. Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits-chemical evidence a genetic connection between petrogenesis and mineralization, in Thompson, J.F.H., ed., Magma, fluids and ore deposits, Mineralogical association of Canada Short Course series, 23, 418.
- Mountain, B.W. ve Anthony, E.W.J., 1996. Mass transfer and the path of metasomatic reactions in mesothermal gold deposits: An example from Flambeau Lake, Ontario, Econ. Geology, 91, 302-321.
- Moore, M.J., McKee, E.H. ve Akıncı, Ö., 1980. Chemistry and Chronology of Plutonic Rocks in the Pontid Mountains, Northern Turkey, European copper deposits, 209-216, Belgrade.
- Montanez, I.p., 1996. Application of cathodoluminescent cement stratigraphy for delineating regional diagenetic and fluid migration events associated with Mississippi Valley- type mineralization in the southern Appalachians, in Sangester, D.F., (eds.), carbonate hosted Lead-Zinc deposits, Soc. Of Econ. Geologists, 4, 432-447.
- Mücke, A. ve Losos, Z., 1998. The significance of chlorites as a genetic indicator in ore deposits Exemplified by the magnetite ores from the Desna Group (Silesicum, Czech Republic), Chem. Erde, 59, 233-242.
- Naschwitz, W., Van Moort, J.C., 1991. Geochemistry of wallrock alteration, Tasmania, Australia, Applied Geochemistry, 6, 267-278.
- Nortrop, D.A., ve Clayton, R.N., 1966. Oxygen-isotope fractionations in systems containing dolomite, Journal of Geology, 74, 174-196.

- Ohmoto, H., 1972. Systematics of sulfur and carbon isoropes in hydrothermal ore deposits, Econ. Geology, 67, 551-578.
- Ohmoto, H., 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits: in Valley, J. W., Taylor, H. P. and O'Neil, J. R., eds., Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. Reviews in Mineralogy, v. 16, p. 491-560, Mineralogical Society of America, Washington.
- Ohmoto, H. ve Rye, R.O., 1970. The Bluebell mine , British Columbia. I. mineralogy, paragenesis, fluid inclusions and the isotops of hydrogen oxygen and carbon, Econ. Geology, 65, 417-437.
- Ohmoto, H. ve Rye, 1974. Hydrogen and oxygen isotopic compositions of fluid inclusions in Kuroko deposits, Japan, Econ. Geology, 69, 947-953.
- Ohmoto, H. and Rye, R. O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon: in Barnes, H. L. (ed.) Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2nd ed., p. 509-567. John Wiley & Sons, New York.
- Özdoğan, K., 1992. Karadağ (Torul-Gümüşhane) ve yakın çevresinin jeolojisi-mineralojisi-petrografisi ve maden zuhurlarının genetik incelenmesi, Doktora Tezi, Selçuk Ü. Fen Bil. Enst., Konya.
- O'Neil, J.R., 1986. Theoretical and experimental aspects of isotopic fractionation, in W. Valley, J.R., O'Neil, eds. Stable isotopes in high temperatures geological processes, Reviews in Mineralogy, 16, 1-40.
- Özer, E., 1984. Bayburt yöresinin jeolojisi ve mikrofasiyes incelemesi, KTÜ Fen Bil. Enst. Yüksek Lisans Tezi, Trabzon.
- Özsayar, T. ve Pelin, S., Gedikoğlu, A., 1981. Doğu Pontidler'de Kretase, K.T.Ü. Yer Bilimleri Derg., 2, 65-114.
- Pearce, J.A., 1982. Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Margins, In: Thorpe, R.S., (eds), Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks, John Wiley, Newyork, 522-548.
- Pearce, J.A., Harris N.B.W. ve Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, Journal of Petrology, 25, 4, 956-983.
- Pejatoviç, S., 1979. Pontid Tipi Masif Yataklarının Metalojenisi, MTA Yayın. No:177, Ankara.
- Pelin, S., 1977. Alucra (Giresun) Güneydoğu Yöresinin Petrol Olanakları Bakımından Jeolojik İncelemesi, K.T.Ü., Doçentlik Tezi, Yayın No: 87, Trabzon, 103 s.
- Pelin, S., Özsayar, T., Gedikoğlu, A. ve Tülümen, E., 1982. Doğu Pontidlerde Üst Kretase Yaşlı Biyomikritlerin Oluşumu, KTÜ Jeoloji Derg., 2, 69-81.

- Pichavant, M., Ramboz, C. Ve Weisbrod, A., 1982. Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data. I. Phase Equilibria analysis- A theoretical and geometrical Approach, Chem. Geology, 37, 1-27.
- Piperov, N.P. ve Penchev, N.P., 1981, Deterium content of the inclusion water from Hydrothermal galenas, Madan, Bulgaria: Preliminary investigation, Econ. Geology, 76, 195-198.
- Potter, R.W., 1977. Pressure corrections for fluid-inclusion homogenization temperatures based on the volumetric properties the system NaCl-H₂O, J. Res. Geol. Surv. 5, 603-607.
- Potter, R.W., ve Brown, D.L., 1977. The volumetric properties of aqueoussodium chloride solutions from 0° to 500 °C at pressures up to 2000 bars based on a regression of available data in the literature, U.S. Geol. Surv. Bull., 1421-C36 p.
- Ramboz, C., Pichavant, M. and Weisbrod, A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data, Chem. Gology, v. 37, p. 29-48.
- Ramdohr, P., 1984. The Ore Minerals and their Intergrowts, Pergamon pres. Ltd., Headington Hill Hall, Oxford, 1205, England.
- Reed, M.H. ve Spycher, N., 1984. Calculation of high temperature pH and mineral equilibria in hydrothermal waters, with application to geothermometry and studies of boiling and dilution, Geochim. Cosmochim. Acta, 48, 1479-1492.
- Reed, M.H, 1982. Calculation of multicomponent chemical equilibria and reaction processes in systems involving minerals, gases and an aqueous phase, Geochim. Cosmochim. Acta, 46, 513-528.
- Reyes, A.G., 1990, Petrology of Philippine geothermel system and the application of alteration mineralogy to their assessment, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 43, s. 279-309.
- Riverin, G., and Hodgson, C.J., 1980. Wall-rock Alteration at the Millenbach Cu-Zn Mine, Noranda, Quebec, Econ. Geology, Vol. 75, pp. 424-444.
- Roedder, E. ve Bodnar, R.J., 1980. Geologic Pressure determinations from fluid inclusion studies, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 8, 263-301.
- Roedder, E. 1984. Fluid Inclusions: Reviews in Mineralogy, v. 12, Mineralogical Society of America, Washington.
- Rye, R.O. ve Ohmoto, H., 1974. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: A Review, Econ. Geology, 69, 826-842.
- Samson, I.M., ve Russel, M.J., 1987. Genesis of the silvermines zinc-lead-barite deposit Ireland: fluid inclusion and stable isotope evidence, Econ. Geology, 82, 371-394.

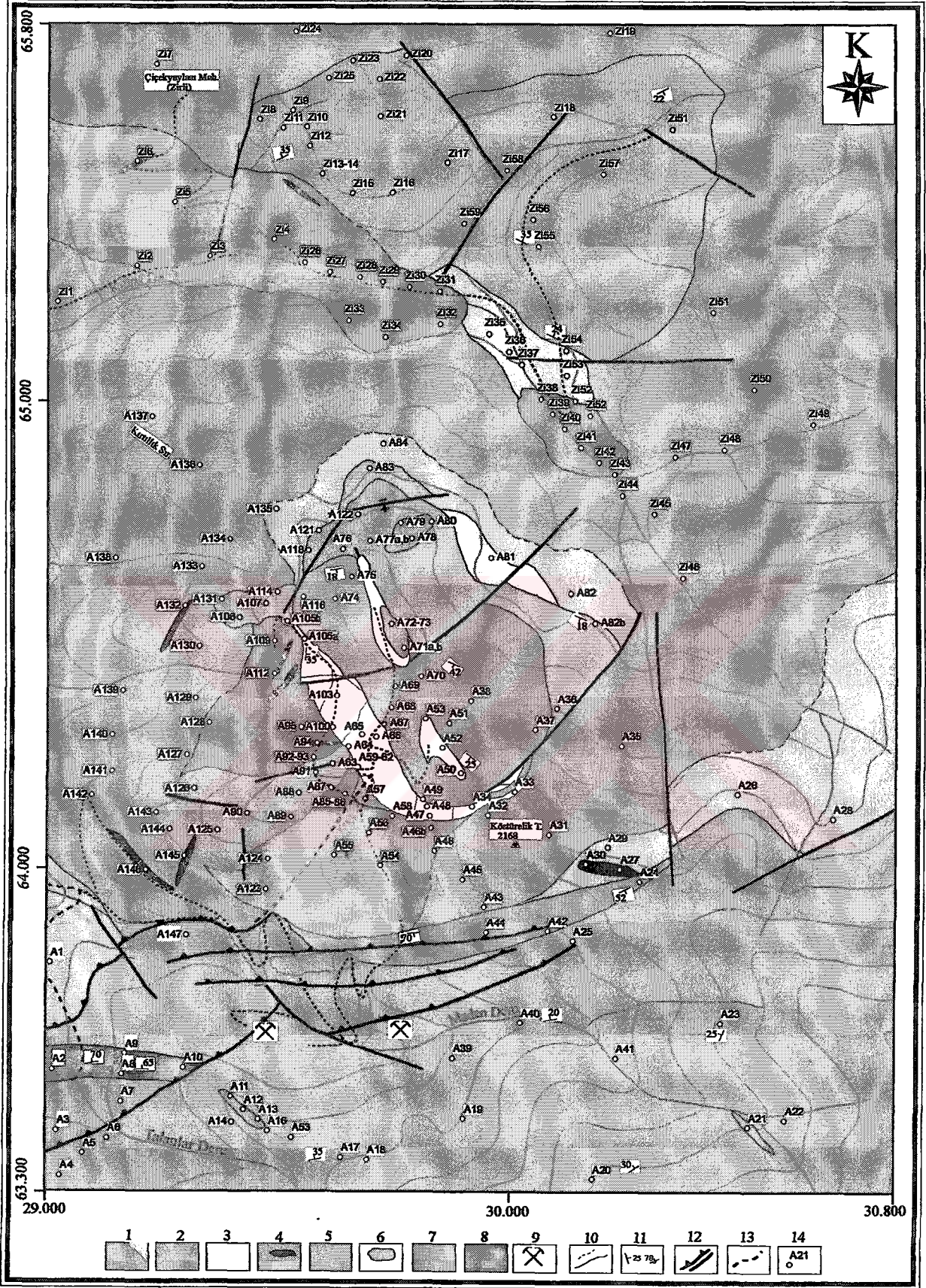
- Santaguida, F., 1999. The paragenetic relationships of epidote-quartz hydrothermal alteration within the Noranda volcanic complex, Quebec, Caletton University, PhD Thesis, Ottawa, Ontario, Canada.
- Sato, T., 1972. Behaviors of ore-forming solutions in seawater, Mining geology, 22, 31-42.
- Sawa, T. Ve Şişman A.N., 1971. Eylence Yaylası (Pekün-Kelkit Gümüşhane) civarının jeolojisi ve Kelkit kuzeyindeki Bakır-Kurşun-Çinko mineralizasyonları, MTA Rap. No: 177, Ankara.
- Scott, S.D. ve Barnes, H.L., 1971. Sphalerite geothermometry and geobarometry, Econ. Geology, 66, 653-669.
- Scott, S.D., 1973. Experimental calibration of the sphalerite geobarometer, Econ. Geology, 68, 466-474.
- Sharp, Z.D., Essene, E.J., ve Kelly, W.C., 1985. A re-examination of the arsenopyrite geothermometer: pressure considerations and applied to metamorphosed sulfide ores in the Swedish Caledonides, Econ. Geology, 79, 1660-1668.
- Shepherd, T.J. ve Rankin, A.H., 1998. Fluid inclusion techniques of analyses, in Richhards, P.J., Larson, J.P., eds., Techniques in Hydrothermal Ore Deposits Geology, Reviews in Econ. Geology, 10, 125-149.
- Shepherd, T. J., Rankin, A.N. and Alderton, D. H. M., 1985. A Practical guide to Fluid Inclusion Studies, Blacic&Son Press., London, p.238.
- Shriver, N. A. ve MacLean, W.H., 1993. Mass, volume and chemical changes in the alteration zone at the Norbec mine, Noranda, Quebec, Min. Deposita, 28, 1993, pp. 157-166.
- Sillitoe, R.H., Some toughths on gold-rich porphyry copper deposits, Min. Deposita, 14, 161-164.
- Spycher, N.F. ve Reed, M.H., 1989. Evolution of broadlands-type epithermal ore fluid along alternative P-T paths: Implications for the transport and deposition of base, precious, and volatile metals, Econ. Geology, 84, 328-359.
- Streckeisen, A. ve Le Maitre, R.W., 1979. A Chemical Approximation to the Modal QAPF Classification of Igneous Rocks, Neues Jahrb. Mineral. Abh., 136, 169-206.
- Sverjensky, D.A., 1987. Calculation of the thermodynamic properties of aqueous species and the solubilities of minerals and supercritical electrolyte solution, in Charnichal, I.S.E., Eugester, H.P., eds., Thermodynamic modeling of geological materials: Minerals, fluids and melts, Rev. in Mineralogy, 17, 177-210.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz. Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.

- Taşlı, K., 1984. Hamsiköy (Trabzon) yöresinin jeolojisi. KTÜ Yer Bil. Derg., Jeoloji, 3/1-2, 69-76.
- Taşlı, K., 1990. Gümüşhane-bayburt yörelerinde Üst Jura-Alt Kretase yaşlı karbonat istiflerinin stratigrafisi ve mikropaleontolojik incelemesi, KTÜ fen Bilimleri Enst. Doktora Tezi, Trabzon.
- Taşlı, K., Bektaş, O. and Yılmaz, C., 1994. Doğu Pontid magmatik arkının kuzeyinde Pontid karbonat platformuna ait yeni yüzeylemeler. 47th Türkiye Jeol. Kur. Bült., Abstracts, 142.
- Tanger, J.C. ve Helgeson, H.C. 1988. Calculation of the thermodynamic and transport properties of aqueous species at high pressures and temperatures: revised equations of state for the standard partial molal properties of ions and electrolytes, Amer. Jour. of Sci., 288, 19-98.
- Taylor, B.E., 1986. Magmatic volatiles: Isotopic variation of C, H and S, Reviews in Mineralogy, 16, 185-226.
- Thompson, M. ve Walsh, J.N., 1983. A Handbook of Inductively Coupled Plasma Spectrometry, Blackie, Glasgow.
- Thompson, G., Humphris, B., Schroeder, M., Sulanowska, M. ve Rona, P.A., 1988. Active vents and massive sulphides at 26°N (TAG) and 23°N (Snakepit) on the Mid-Atlantic ridge, Canadian Mineralogist, 26, 3, 697-712.
- Tokel, S., 1972. Stratigraphical and volcanic history of the Gümüşhane Region, NE Turkey, Doktora Tezi, Univ. London.
- Tokel, S., 1977. Boğu Karadeniz bölgesinde Eosen yaşlı kalk-alkalen andezitler ve jeotektonizma, Türkiye Jeol. Kur. Bülteni, 20, 49-54.
- Topuz, G., 2000. Tur petrologie der metamorphen Gesteine des Pulur-Massivs, NE-Turkei, Unpublizierte Dissertation, Universität Heidelberg, 276 s.
- Turan, M., 1978. Şiran (Gümüşhane) doğu yöresinin jeolojisi, KTÜ fen Bilimleri Enst. Yüksek Lisans Tezi, Trabzon.
- Tüdeş, Ş., 2001. Gümüşhane Kenti ve yakın Çevresinin yerleşime uygunluk açısından incelenmesi, KTÜ Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi, Trabzon.
- Tüysüz, N. and Çubukçu, A., 1999. Geology and geochemistry of the Kaletaş, Gümüşhane, sediment hosted gold occurrence in the eastern Pontide island arc, NE-Turkey, Mineral Deposits: Processes to Processing, Proceedings of the 5th Biennial SGA Meeting, London, 909-912.
- Tüysüz, N. ve Akçay, M., 2000. Doğu Karadeniz Bölgesindeki Altın Yataklarının Karşılaştırmalı İncelemesi, Cumhuriyetin 75. Yılı Yer Bilimleri ve Madencilik Kongresi, Bildiriler Kitabı, 625-645.

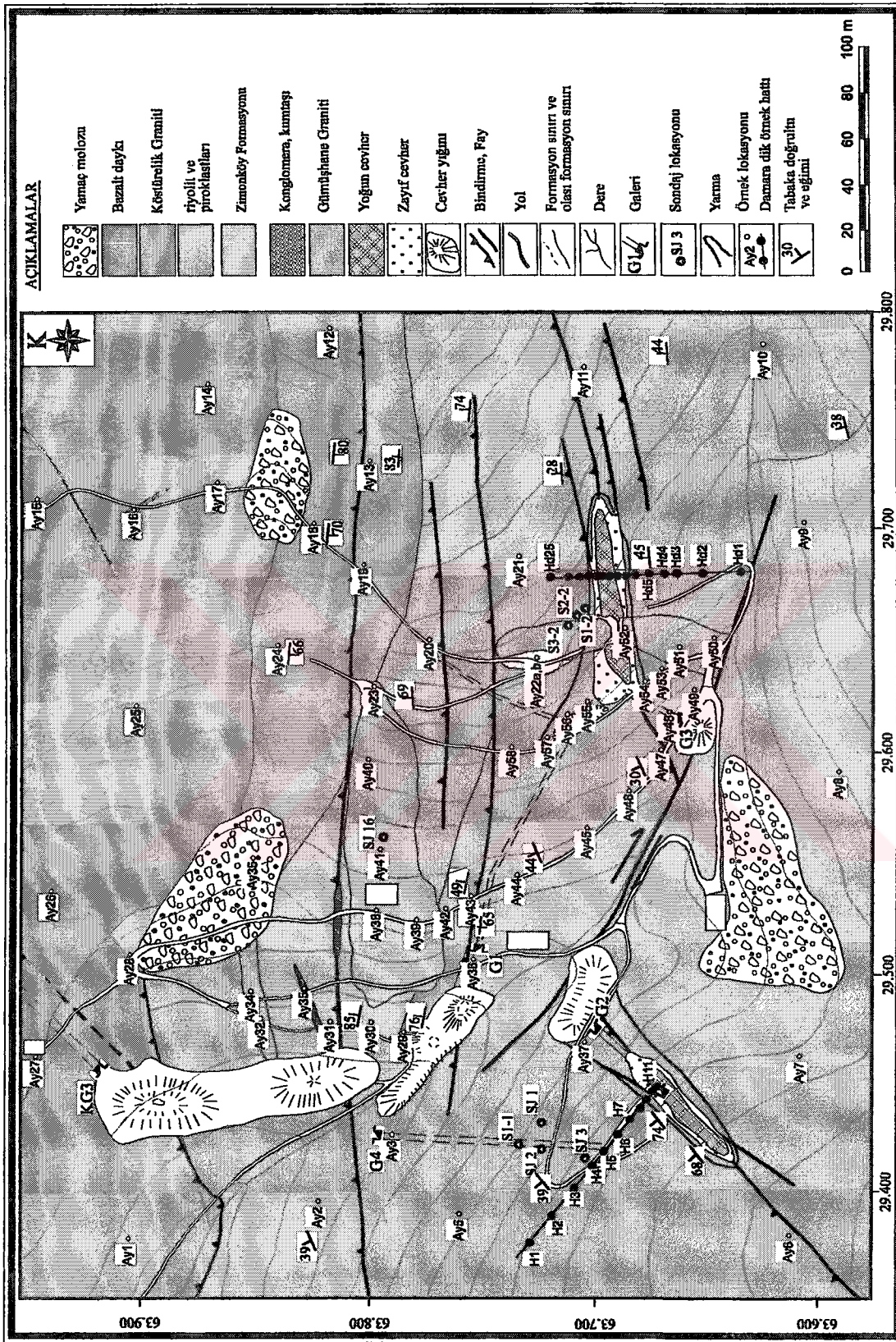
- Tüysüz, N., 1995. Lahanos (Espiye-Giresun) masif sülfid yatağına ait cevher mineralleri ve dokularının cevher oluşumu açısından incelenmesi, Geosound/ Yerbilimleri, 26, 79-92.
- Tüysüz, N., 2000. Geology, Lithogeochemistry and Genesis of the Murgul Massive Sulfide Deposit, NE-Turkey, Chem. Erde, v. 60, 231-250.
- Tüysüz, N., Özdoğan, K., Er, M., Yılmaz, Z., ve Ağanoğlu, A., 1994. Pontid Adayayı'nda Carlin tipi Kaletaş (Gümüşhane) altın zuhuru, Türkiye Jeol. Bült., 37, 41-46.
- Tüysüz, N., Sadıklar, B., Er, M., ve Yılmaz, Z., 1995. An epithermal gold- silver deposit in the Pontide island arc, Mastra-Gümüşhane, NE-Turkey, Econ. Geology, 90 , 5, 1301-1309.
- Tüysüz, N., ve Er, M., 1995. Lahanos (Espiye) ve İsraildere (Tirebolu) masif sülfid cevherleşmeleri çevresinde görülen hidrotermal alterasyon zonlarındaki kimyasal ve mineralojik değişimler, Türkiye Jeol. Kur. Bült., 10, 104-113.
- Türk Japon Ekibi, 1985. .The cooperative Mineral Exploration of Gümüşhane Area, Phase 1, MTA Raporu No: 334, Ankara.
- Winchester, J.A. ve Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, Chem. Geology, 20, 325-343.
- Wenko, D.A. ve Mavrogenes, J.A., 1998. Synchrotron-source X-Ray Fluorescence microprobe: Analysis of fluid inclusions: Applications of microtechnical techniques to understanding mineralizing processes, Reviews in Econ. Geology, 7, 251-263.
- Wilkie, K.M., 1996. Geology and hydrothermal evolution of the Beal Mountain gold deposit, Silver Bow Country, Montana, Ph.D Thesis, Washington State University, Washington.
- Wilkinson, J.J., Rankin, A.H., Mulshaw, S.C., Nolan, J. ve Ramsey, M.H., 1994. Laser ablation –ICP-AES for the determination of metals in fluid inclusions: an application to the study of magmatic ore fluids. Geochim. Cosmochim. Acta, 58, 1133-1146.
- Wilkinson, J.J., Boyce, A.J. ve Fallick, A.E., 1999. Gold remobilization by low temperature brines: evidence from the Curraghinalt gold deposit, Northern Ireland, Econ. Geology, 94, 289-296.
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits, Lithos, 55, 229-272.
- Wood, D.A., 1980. The Application of a Th-Hf-Ta Diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of Basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province, Earth Planet. Sci. Lett., 50, 11-30.

- Wood, S.A., 1998. Calculation of activity-activity and $\log fO_2$ -pH diagrams, in Richhards, P.J., Larson, J.P., eds., *Techniques in Hydrothermal Ore Deposits Geology, Reviews in Econ. Geology*, 10, 81-96.
- Wood, S.A., ve Samson, I.M., 1998. Solubility of ore minerals and complexation of ore metals in hydrothermal solutions, in Richhards, P.J., Larson, J.P., eds., *Techniques in Hydrothermal Ore Deposits Geology, Reviews in Econ. Geology*, 10, 33-80.
- Yalçınalp, B., 1992. Güzelyâyla (Maçka-Trabzon) Porfiri Cu-Mo Cevherleşmesinin Jeolojik Yerleşimi ve Jeokimyası, Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Yılmaz, C. ve Korkmaz, S., 1999. Basin Development in the Eastern Pontides Jurassic Cretaceous, NE Turkey, *Zbl. Geol. Pal.*, 410, 1485-1494.
- Yılmaz, C., 1993. Accumulation Rates of Jurassic-Lower Cretaceous Sediments in the Southern Zone of the Eastern Pontides, *Giornale Di Geologia*, 55/2, 131-135.
- Yılmaz, C., 1995. Gümüşhane-Bayburt yöresindeki Alt Jura çökellerinin fasiyes ve ortamsal nitelikleri (KD Türkiye), *Yerbilimleri Derg.*, 26, 119-128.
- Yılmaz, C., 2002. Gümüşhane-Bayburt Yöresindeki Mesozoyik havzalarının tektono-sedimentolojik kayıtları ve kontrol etkenleri, *Türkiye Jeol. Bült.*, 45, 141-164.
- Yılmaz, C., Özgür, S. ve Taslı, K., 1996. Gümüşhane yöresi Mesozoyik çökellerindeki çok evreli riftleşmekayıtları, Kuzeydoğu Türkiye. 49. *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 11, 170-175.
- Yılmaz, Y., 1972. Petrology and structure of the Gümüşhane Granite and Surrounding rocks, NE Anatolia, Ph. D Thesis. Üniv. London.
- Yılmaz, Y., 1974. Geology of the Gümüşhane Granite (Petrography), İstanbul Üniversitesi Fen Fak., Seri B, 39, 157-172, İstanbul.
- Yüksel, S., 1976. Şiran batı yöresi Mesozoyik karbonat kayaçları ve Eosen filişinin petrografik ve sedimentolojik incelemesi, Doç. Tezi, KTÜ, Trabzon.
- Zang, Y. G., ve Frantz, J.D., 1987, Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic Fluid inclusion, *Chem. Geology*, 64, 335-350.
- Zheng, Y.F. ve Hoefs, J., 1993. Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcite: Theoretical modeling on mixing processes and application to Pb-Zn deposits in the Harz Mountains, Germany, *Min. Deposita*, 28, 2, 79-89.

EKLER



Ek Şekil 2. Mide Maden-Çiçekyaylası Mahallesi ve civarının 1/2000 jeoloji ve örnek alım haritası; 1) Gümüşhane graniti 2) Taban konglomerası, 3) Riylit ve piroklastitleri, 4) Zimonköy Formasyonu (Ammonitli tortul mercer içerir), 5) Riylit (riyodasit), 6) Kırtıllık breşi, 7) Köstütlük Graniti, 8) Bazalt, 9) Maden, 10) Formasyon ve olası formasyon sınırı 11) Tabaka, devrik tabaka doğrultu ve eğimi 12) Bindirme, Fay 13) Yol 14) Örnek lokasyonu (haritanı okasyonu için bkz. Şekil 5 ve Şekil 7)



Ek Şekil 3. Maden Dere Damarı ve civarının örnek alım haritası (boş dikdörtgen şekiller lojman yada çeşitli amaçlar için kullanılan binalardır), harita lokasyonu için Şekil 51'e bakınız)

Ek Tablo 2. Bazı volkanik kayalarda (andezit- bazalt) ana ve iz elementler arasında $p < 0.001$ anlamlılık düzeyinde hesaplanan korelasyon katsayıları ($n=9$)

Cu		S		C		Zn		Nb		Ba		Mg		Fe		Rb		Mn		P		Sr		Ti		Pb		Th		Y		Ca		V		Na		Si		Hf		K		Ni		Sc		Ta		Al		Zr																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
Cu	1.00	S	0.05	1.00	C	0.38	0.13	1.00	Zn	0.87	0.45	-0.16	1.00	Nb	0.58	0.29	-0.48	0.48	1.00	Ba	-0.29	-0.56	0.58	-0.41	-0.20	1.00	Mg	-0.57	-0.65	0.23	-0.80	-0.27	0.69	1.00	Fe	0.96	0.11	-0.29	0.88	0.68	-0.15	-0.52	1.00	Rb	-0.26	-0.57	0.60	-0.37	-0.25	0.99	0.70	-0.13	1.00	Mn	-0.38	-0.08	0.84	-0.29	-0.22	0.73	0.54	-0.27	0.73	1.00	P	0.24	-0.61	-0.67	-0.19	0.50	0.17	0.39	0.25	0.13	-0.31	1.00	Sr	-0.44	-0.33	-0.39	-0.68	0.25	0.20	0.59	-0.36	0.13	-0.12	0.71	1.00	Ti	-0.29	-0.70	-0.16	-0.57	-0.25	0.44	0.61	-0.25	0.46	-0.15	0.56	0.61	1.00	Pb	0.19	0.83	0.13	0.40	0.57	-0.33	-0.39	0.31	-0.34	0.06	-0.28	-0.08	-0.50	1.00	Th	0.69	0.36	-0.36	0.62	0.95	-0.25	-0.40	0.76	-0.30	-0.16	0.34	0.01	-0.45	0.62	1.00	Y	0.43	-0.44	-0.69	0.04	0.64	0.04	0.08	0.44	-0.04	-0.43	0.93	0.57	0.37	-0.13	0.54	1.00	Ca	0.10	0.63	0.74	0.47	-0.07	0.09	-0.36	0.21	0.13	0.49	-0.80	-0.71	-0.57	0.55	0.09	-0.69	1.00	V	0.04	-0.37	0.53	-0.05	-0.34	0.56	0.47	0.09	0.67	0.49	-0.09	-0.22	0.39	-0.12	-0.31	-0.28	0.32	1.00	Na	-0.25	-0.47	-0.69	-0.54	0.09	-0.07	0.31	-0.29	-0.14	-0.53	0.74	0.82	0.64	-0.42	-0.12	0.66	-0.94	-0.42	1.00	Si	-0.10	0.39	-0.54	0.00	-0.03	-0.86	-0.46	-0.27	-0.89	-0.62	-0.14	0.02	-0.35	0.05	-0.02	-0.06	-0.32	-0.77	0.33	1.00	Hf	-0.05	-0.27	-0.49	-0.30	0.56	0.18	0.25	0.02	0.06	-0.19	0.78	0.80	0.31	-0.05	0.40	0.82	-0.64	-0.50	0.73	0.02	1.00	K	-0.25	-0.58	0.54	-0.37	-0.21	0.99	0.66	-0.10	0.99	0.65	0.19	0.51	-0.36	-0.27	0.06	0.07	0.59	-0.05	-0.88	0.17	1.00	Ni	0.14	0.12	-0.20	0.08	0.64	0.07	-0.11	0.20	-0.07	0.10	0.34	0.28	-0.39	0.21	0.65	0.51	-0.15	-0.64	0.17	0.09	0.73	0.00	1.00	Sc	0.02	-0.87	-0.21	-0.42	-0.03	0.54	0.61	0.03	0.53	-0.05	0.77	0.54	0.85	-0.52	-0.13	0.65	-0.63	0.37	0.58	-0.47	0.47	0.58	-0.06	1.00	Ta	0.19	0.43	-0.49	0.26	0.41	-0.50	-0.46	0.26	-0.50	-0.72	0.16	0.27	0.20	0.46	0.28	0.28	-0.10	-0.31	0.33	0.28	0.23	-0.42	-0.10	-0.06	1.00	Al	-0.29	-0.85	-0.19	-0.64	-0.11	0.59	0.78	-0.25	0.58	0.04	0.73	0.72	0.90	-0.60	-0.31	0.52	-0.69	0.28	0.69	-0.40	0.53	0.63	-0.06	0.90	-0.08	1.000	Zr	-0.04	-0.31	-0.53	-0.33	0.60	0.19	0.37	0.04	0.09	-0.15	0.86	0.86	0.36	-0.03	0.42	0.83	-0.68	-0.38	0.73	-0.03	0.97	0.17	0.65	0.52	0.21	0.60	1.00

Ek Tablo 3. Midi Madeni köstürelilik ve Maden Dere Cevherleşmelerinden alınan cevher minerallerinin kimyasal analiz (mikroprob) sonuçları

SFALERİT (Log fs₂: kükürt fugasitesi)

Örnek	Elementler (ağ. %)											% FeS		275 °C log fs ₂		325 °C log fs ₂	
	Zn	Ga	As	Fe	Cu	Bi	Cd	Mn	Au	S	Ag	Total	FeS	a _{FeS}	log fs ₂	log fs ₂	log fs ₂
G3-9-1	62.41	0.28	0.00	5.14	0.01	0.00	0.36	0.17	0.00	32.70	0.01	101.07	8.71	1.06	-14.87	-9.13	-9.13
G3-9-2	63.82	0.23	0.00	3.97	0.04	1.06	0.40	0.03	0.00	32.36	0.03	101.94	6.71	1.07	-14.88	-8.91	-8.91
G3-9-3	64.05	0.24	0.00	4.07	0.00	0.86	0.41	0.00	0.00	32.24	0.11	101.99	6.85	1.07	-14.86	-8.93	-8.93
G3-9-4	63.05	0.16	0.00	4.00	0.03	0.00	0.43	0.34	0.00	32.10	0.00	100.12	6.83	1.06	-14.94	-8.92	-8.92
G3-9-5	68.19	0.24	0.00	0.66	0.03	0.09	0.39	0.12	0.00	31.95	0.00	101.67	1.11	1.10	-14.94	-7.37	-7.37
G3-9-6	68.16	0.23	0.00	0.66	0.00	0.09	0.51	0.03	0.00	32.31	0.00	102.00	1.11	1.10	-14.87	-7.37	-7.37
G3-9-7	63.77	0.32	0.00	3.93	0.00	0.00	0.45	0.02	0.00	32.45	0.04	100.98	6.68	1.07	-14.78	-8.90	-8.90
G2-8-1	58.48	0.00	0.00	7.16	0.20	0.55	0.24	0.22	0.00	32.44	0.01	99.30	12.40	1.02	-14.78	-9.41	-9.41
G2-8-2	58.44	0.01	0.00	7.26	0.03	0.57	0.22	0.25	0.00	33.28	0.01	100.07	12.58	1.02	-14.73	-9.43	-9.43
G2-8-3	55.58	0.21	0.00	8.79	0.25	1.01	0.20	0.13	0.00	32.95	0.04	99.16	15.38	1.00	-14.91	-9.59	-9.59
TG2-34-1	66.22	0.00	0.00	0.49	0.00	0.00	0.39	0.02	0.00	32.59	0.00	99.71	0.86	1.09	-14.83	-7.15	-7.15
TG2-34-2	61.40	0.01	0.00	4.01	0.02	0.33	0.40	0.34	0.00	32.38	0.02	98.91	7.01	1.05	-14.83	-8.95	-8.95
TG2-34-3	61.17	0.00	0.00	4.63	0.07	0.49	0.37	0.43	0.00	33.17	0.03	100.36	8.02	1.05	-14.88	-9.06	-9.06
TG2-43-1	63.89	0.00	0.00	3.63	0.02	0.21	0.39	0.26	0.00	33.10	0.00	101.49	6.18	1.07	-14.87	-8.84	-8.84
TG2-43-2	63.83	0.00	0.00	3.09	0.04	0.12	0.53	0.21	0.00	32.76	0.00	100.58	5.31	1.07	-14.86	-8.71	-8.71
TG2-43-3	62.90	0.00	0.00	3.01	0.00	1.02	0.54	0.22	0.00	32.81	0.00	100.51	5.24	1.06	-14.79	-8.70	-8.70
TG2-43-4	58.86	0.00	0.00	6.98	0.10	0.21	0.47	0.71	0.00	33.48	0.00	100.81	11.97	1.03	-14.58	-9.39	-9.39
TG2-43-6	48.87	0.00	0.00	14.66	3.07	0.00	0.29	0.80	0.00	33.46	0.00	101.15	24.41	0.92	-14.70	-9.94	-9.94
TG2-43-7	54.37	0.00	0.08	11.01	3.26	0.99	0.52	0.31	0.00	30.52	0.00	101.05	18.00	0.98	-13.42	-9.71	-9.71
TG2-43-5	14.45	0.00	0.00	25.77	25.57	0.21	0.12	0.37	0.00	34.59	0.00	101.09	42.19	0.34	-14.51	-10.31	-10.31
TG2-34-4	46.06	0.00	0.00	11.98	7.49	0.70	0.24	0.39	0.00	33.26	0.01	100.13	20.43	0.89	-14.85	-9.81	-9.81
Ortalama	62.60	0.11	0.00	4.21	0.05	0.39	0.39	0.21	0.00	32.65	0.02		7.23	1.06	-12.73	-8.97	-8.97

Not: %FeS hesaplamasında Zn, Ga, Fe, Cu, Bi, Cd, Mn ve Ag elementlerinin mol %'leri kullanılmıştır.

Ek Tablo 3'ün devamı.

PIRİT

Örnek No	Elementler										
	Fe	S	As	Ni	Co	Bi	Zn	Au	Ag	Toplam	Co/Ni
TG2-43-1	43.86	54.38	0.12	0.04	0.00	0.00	0.02	0.010	ae.	98.4	0.00
TG2-43-2	43.76	54.92	0.34	0.04	0.00	0.31	0.00	0.000	ae.	99.4	0.00
TG2-43-3	43.88	54.67	0.00	0.07	0.18	1.40	0.02	0.000	ae.	100.2	2.51
T9-95-1	50.70	49.22	0.02	0.02	ae.	0.13	0.01	0.010	ae.	100.1	0.00
T9-95-2	50.58	48.24	0.84	0.04	ae.	0.26	0.02	0.000	ae.	100.0	0.00
T9-95-3	49.76	48.80	1.70	0.07	ae.	0.35	0.02	0.022	ae.	100.7	0.00
T9-95-4	50.09	48.93	0.35	0.08	ae.	0.74	0.00	0.000	ae.	100.2	0.00
Hd11-1	47.05	52.64	1.40	0.00	ae.	0.00	ae.	ae.	ae.	101.1	0.00
Hd11-2	46.92	53.52	1.00	0.04	0.19	0.00	ae.	ae.	ae.	101.7	5.11
Hd11-3	46.61	52.75	1.60	0.12	0.23	0.00	ae.	ae.	ae.	101.3	1.88
Hd11-4	46.61	53.04	1.40	0.00	0.28	0.00	ae.	ae.	0.014	101.3	0.00
TG1-22-1	47.17	52.37	0.13	0.00	0.00	1.64	0.00	0.028	0.018	101.4	0.00
TG1-22-2	46.47	52.46	0.20	0.00	0.00	1.60	0.05	0.005	0.005	100.8	0.00
ortalama	47.19	51.99	0.70	0.04	0.11	0.49	0.01	0.008	0.012	100.6	

ae: analiz edilmedi

Ek Tablo 4. Alterasyon ve gang minerallerinin kimyasal analiz (mikroprob) sonuçları

KLORİT

Örnek No	Hd2e-2-1	Hd2e-2-2	Hd2e-2-3	Hd2e-2-4	D2e-2-1	D2e-2-2	D2e-2-3	D2e-2-4
SiO ₂	27.190	27.640	27.480	27.386	26.590	26.390	26.660	26.460
TiO ₂	0.000	0.000	0.020	0.000	0.010	0.040	0.040	0.040
Al ₂ O ₃	17.720	17.320	17.150	17.256	18.490	19.020	18.370	18.510
Cr ₂ O ₃	0.030	0.000	0.000	0.003	0.000	0.030	0.000	0.000
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	20.060	21.180	23.630	21.190	21.640	22.070	22.180	22.110
MnO	3.510	2.880	1.930	2.880	2.600	2.980	3.040	2.650
MgO	16.740	16.860	15.330	16.710	15.940	15.300	15.380	15.280
CaO	0.160	0.130	0.160	0.135	0.160	0.120	0.180	0.142
Na ₂ O	0.050	0.010	0.000	0.000	0.010	0.020	0.040	0.020
K ₂ O	0.000	0.000	0.020	0.000	0.000	0.010	0.020	0.000
Toplam	85.450	86.030	85.720	85.560	85.450	85.980	85.910	85.212
Si	2.9130	2.9460	2.9650	2.8910	2.8610	2.8330	2.8670	2.8220
Ti	0.0000	0.0000	0.0020	0.0000	0.0010	0.0030	0.0030	0.0030
Al	2.2380	2.1760	2.1810	2.2950	2.3450	2.4060	2.3290	2.3670
Cr	0.0020	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0020	0.0000	0.0000
Fe ³⁺	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Fe ²⁺	1.7970	1.8880	2.1320	1.8160	1.9470	1.9810	1.9950	1.9910
Mn	0.3190	0.2600	0.1770	0.2650	0.2360	0.2710	0.2770	0.2380
Mg	2.6740	2.6800	2.4660	2.5400	2.5560	2.4480	2.4670	2.3710
Ca	0.0180	0.0150	0.0180	0.0160	0.0180	0.0140	0.0210	0.0220
Na	0.0100	0.0020	0.0010	0.0000	0.0020	0.0050	0.0090	0.0020
K	0.0000	0.0000	0.0030	0.0000	0.0010	0.0020	0.0020	0.0000
Al ⁴	1.0870	1.0540	1.0350	1.1090	1.1390	1.1670	1.1330	1.1780
Al ⁶	1.1510	1.1220	1.1460	1.1860	1.2060	1.2390	1.1960	1.1890
Fe#	0.4019	0.4133	0.4637	0.4169	0.4324	0.4473	0.4471	0.4564

Not: Ana oksit değerleri % ağırlık cinsindendir. F# = Fe(Fe/Mg) dur ve yapısal parametreler 14 oksijene göre hesaplanmıştır.

Ek Tablo 4.'ün devamı

EPİDOT

Örnek No	D2e-1-1	D2e-1-2	D2e-1-3	D2e-1-4	D2e-1-5	D2e-1-6	D2e-1-7	D2e-1-8	D2e-1-9	D2e-1-10	D2e-1-11
SiO ₂	37.550	37.490	38.900	37.480	37.310	37.400	37.630	37.740	38.020	37.610	37.320
TiO ₂	0.110	0.020	0.060	0.070	0.280	0.500	0.310	0.290	0.130	0.230	0.270
Al ₂ O ₃	24.610	24.010	22.980	24.130	23.490	24.110	24.670	24.460	26.220	25.620	22.990
Cr ₂ O ₃	0.020	0.030	0.000	0.000	0.010	0.000	0.040	0.030	0.030	0.000	0.050
Fe ₂ O ₃	10.650	11.670	11.650	11.770	2.270	11.710	10.610	11.240	8.840	10.090	13.450
FeO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MnO	0.750	0.550	0.890	0.880	0.280	0.380	0.430	0.460	0.380	0.310	0.240
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	0.010	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000	0.000	0.040	0.000	0.000	0.000
CaO	22.630	22.900	22.730	22.730	23.340	23.480	23.370	23.560	23.820	23.620	23.240
Na ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000
K ₂ O	0.010	0.000	0.010	0.010	0.010	0.000	0.000	0.010	0.000	0.020	0.000
Toplam	96.350	99.660	96.360	97.080	97.010	97.340	97.050	97.830	97.440	97.500	97.670
Si	3.135	3.131	3.245	3.121	3.115	3.106	3.121	3.114	3.119	3.098	3.107
Ti	0.007	0.001	0.004	0.005	0.018	0.016	0.019	0.018	0.008	0.014	0.017
Al	2.422	2.364	2.259	2.368	2.311	2.360	2.411	2.378	2.536	2.487	2.256
Cr	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.002	0.002	0.000	0.003
Fe+3	0.669	0.733	0.731	0.738	0.771	0.732	0.661	0.697	0.546	0.625	0.843
Fe +2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.053	0.039	0.063	0.062	0.020	0.027	0.030	0.032	0.026	0.022	0.017
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000
Ca	2.024	2.049	1.954	2.028	2.088	2.090	2.077	2.083	2.094	2.084	2.082
Na	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
K	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000
P#	43.585	43.021	41.043	43.141	42.591	43.176	43.583	43.299	44.845	44.530	42.066

Ek Tablo 4.'ün devamı

EPİDOT

Örnek No	D2e-1-12	D2e-2-7	D2e-2-8	D2e-2-9	D2e-2-10	D2e-2-11	D2e-2-12	D2e-3-1	D2e-3-2	D2e-3-3	D2e-3-4	D2e-3-5
SiO ₂	37.410	34.790	37.130	37.500	37.140	37.570	38.290	37.190	37.220	37.660	37.400	37.120
TiO ₂	0.090	0.130	0.040	0.100	0.120	0.020	0.070	0.100	0.070	0.160	0.240	0.040
Al ₂ O ₃	23.350	20.860	23.130	23.200	22.530	23.920	24.420	22.180	22.670	26.730	24.630	24.220
Cr ₂ O ₃	0.030	0.020	0.050	0.030	0.030	0.020	0.010	0.020	0.020	0.010	0.000	0.010
Fe ₂ O ₃	12.440	13.500	13.480	13.640	13.920	12.300	11.240	14.360	13.810	8.920	10.420	11.570
FeO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MnO	0.730	0.360	0.040	0.170	0.520	0.000	0.210	0.380	0.000	0.520	0.850	0.700
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.210	0.000	0.850	0.000
MgO	0.000	0.030	0.000	0.030	0.000	0.000	0.030	0.000	0.000	0.010	0.050	0.000
CaO	23.030	25.090	23.460	23.190	23.160	23.700	22.980	23.150	22.860	23.470	23.350	23.100
Na ₂ O	0.020	0.030	0.000	0.000	0.000	0.000	0.100	0.000	0.030	0.010	0.000	0.000
K ₂ O	0.010	0.000	0.010	0.000	0.000	0.030	0.260	0.000	0.010	0.010	0.000	0.000
Toplam	97.090	94.810	97.340	97.850	97.430	97.550	97.620	97.380	97.890	97.490	96.930	96.770
Si	3.125	3.032	3.100	3.112	3.109	3.116	3.157	3.117	3.123	3.089	3.112	3.102
Ti	0.005	0.008	0.003	0.006	0.007	0.001	0.004	0.006	0.004	0.010	0.015	0.002
Al	2.299	2.142	2.277	2.270	2.223	2.337	2.373	2.191	2.242	2.584	2.415	2.386
Cr	0.002	0.001	0.004	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001
Fe+3	0.782	0.885	0.847	0.852	0.877	0.767	0.698	0.906	0.872	0.550	0.652	0.728
Fe +2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.052	0.027	0.002	0.012	0.037	0.000	0.015	0.027	0.015	0.036	0.060	0.050
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.004	0.000	0.004	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.001	0.006	0.000
Ca	2.061	2.343	2.099	2.062	2.077	2.106	2.030	2.079	2.056	2.063	2.081	2.069
Na	0.020	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	0.000	0.004	0.002	0.000	0.000
K	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.004	0.027	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
P#	42.386	41.399	42.347	42.178	41.692	42.857	42.911	41.277	41.789	45.549	43.695	43.477

Ek Tablo 4.'ün devamı (epidot)

Örnek No	D2e-3-6	D2e-3-7	D2e-3-8	D2e-3-9	D2e-3-10	D2e-3-11	D2e-3-12	D2e-3-13	D2e-3-14	D2e-3-15
SiO ₂	37.370	37.290	37.280	35.700	37.430	37.190	37.740	36.970	37.780	37.310
TiO ₂	0.060	0.030	0.240	0.050	0.010	0.020	0.020	0.030	0.070	0.070
Al ₂ O ₃	22.270	23.060	23.880	23.630	24.400	24.660	25.740	21.520	24.340	24.140
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.020	0.030	0.010	0.020	0.040	0.000	0.000	0.000
Fe ₂ O ₃	13.500	13.970	11.980	10.070	11.690	12.060	9.130	14.720	11.460	11.260
FeO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MnO	0.610	0.050	0.620	1.030	0.090	0.640	0.030	1.080	0.450	0.440
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	0.000	0.010	0.040	0.000	0.040	0.700	0.000	0.030	0.000	0.010
CaO	22.910	23.480	23.270	24.120	23.710	23.050	24.200	22.310	23.330	23.370
Na ₂ O	0.010	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000	0.010	0.010	0.030	0.000
K ₂ O	0.010	0.000	0.000	0.000	0.020	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000
Toplam	97.160	97.890	97.100	95.250	97.400	97.720	96.920	96.650	97.450	99.590
Si	3.129	3.100	3.107	3.052	3.104	3.080	3.118	3.131	3.128	3.119
Ti	0.004	0.002	0.015	0.003	0.001	0.001	0.001	0.002	0.004	0.004
Al	2.240	2.259	2.346	2.381	2.384	2.406	2.507	2.148	2.375	2.378
Cr	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000
Fe+3	0.850	0.874	0.751	0.688	0.729	0.751	0.568	0.938	0.714	0.708
Fe+2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.043	0.003	0.043	0.074	0.006	0.045	0.002	0.076	0.031	0.031
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.001	0.004	0.000	0.004	0.009	0.000	0.003	0.000	0.001
Ca	2.055	2.091	2.060	2.209	2.106	2.045	2.142	2.025	2.069	2.093
Na	0.001	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.002	0.002	0.005	0.000
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
P#	41.721	42.153	43.022	43.825	43.440	43.857	44.569	40.690	43.158	43.260

Not: Ana oksit değerleri % ağırlık cinsindendir. Pistaşit numarası $P\# = \text{Fe}(\text{Fe}+\text{Al}) \cdot 100$ şeklinde hesaplanmış ve yapısal parametreler 13 oksijene göre hesaplanmıştır

Ek Tablo 4'ün devamı

ANKERİT

Örnek No	TG2-45-1	TG2-45-2	TG2-45-3	TG2-45-4	TG2-45-5	TG2-45-6	TG2-51-1	TG2-51-2	TG2-51-3	TG2-51-4	TG2-51-5
FeO	5.220	3.910	4.430	4.250	4.630	4.690	6.540	6.250	6.660	6.280	6.680
MnO	7.690	7.370	9.180	7.740	8.660	7.960	6.550	7.900	7.550	5.480	5.870
MgO	13.910	14.010	13.480	14.300	13.580	14.070	14.240	13.850	13.660	15.351	4.560
CaO	29.500	28.340	30.180	29.560	29.970	29.790	29.780	29.640	29.230	29.980	29.480
CO ₂	46.310	46.590	46.810	46.230	46.560	46.550	47.060	47.110	46.620	47.530	46.770
Toplam	102.630	101.200	104.080	102.090	103.400	103.060	104.280	104.750	103.720	104.600	103.360
Fe	0.069	0.051	0.058	0.056	0.061	0.062	0.085	0.081	0.088	0.081	0.088
Mn	0.103	0.098	0.122	0.115	0.115	0.106	0.087	0.104	0.101	0.072	0.078
Mg	0.328	0.327	0.314	0.319	0.319	0.330	0.331	0.321	0.320	0.353	0.340
Ca	0.500	0.475	0.506	0.505	0.505	0.502	0.497	0.494	0.492	0.495	0.495
CO ₂	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Fe(CO ₃) ₂	6.900	5.389	5.790	5.656	6.090	6.179	8.520	8.130	8.749	8.091	8.750
MnCO ₃	10.300	10.273	12.160	11.593	11.540	10.609	8.650	10.400	10.049	7.151	7.790
MgCO ₃	32.800	34.365	31.440	31.997	31.850	32.997	33.090	32.100	31.997	35.264	33.990
Ca(CO ₃) ₂	50.000	49.974	50.610	50.753	50.520	50.215	49.740	49.370	49.205	49.495	49.470

Not: Oksitler ağırlıkça % cinsindendir.

Ek Tablo 5. Maden Cevherleşmesine dik bir hat boyunca alınan örneklerin kimyasal analiz sonuçları

Ör. No	BÇ4	Hd1	Hd2	Hd3	Hd5	Hd6	Hd7	Hd9	Hd11	Hd13	Hd16	Hd18	Hd19	Hd21	Hd25	G. S.	% Tek.
SiO ₂	58.27	63.64	45.96	58.16	84.60	56.16	27.18	56.80	23.47	33.25	30.60	30.92	20.82	60.31	63.10	0.02	0.27
TiO ₂	0.98	0.65	0.77	0.72	0.24	0.57	0.86	0.68	0.34	1.44	0.54	1.19	0.77	0.52	0.54	0.01	5.48
Al ₂ O ₃	17.21	15.45	16.41	16.18	4.97	13.14	14.60	14.38	7.61	21.50	13.51	21.26	15.37	11.97	12.27	0.03	0.82
Fe ₂ O ₃	6.98	6.73	7.86	6.77	3.57	12.67	14.67	6.04	7.74	14.20	14.62	19.23	16.84	7.41	6.53	0.04	6.51
MnO	0.11	0.30	0.78	0.50	0.22	0.23	1.63	0.60	1.00	1.05	1.32	1.00	1.70	0.48	0.35	0.01	0.00
MgO	2.85	2.28	4.00	4.54	0.92	0.16	3.32	3.42	2.21	2.47	4.52	0.48	2.92	1.45	0.48	0.01	1.20
CaO	3.40	2.18	11.55	4.52	0.39	9.51	12.81	9.20	12.69	15.38	9.75	2.56	14.39	13.01	11.65	0.01	1.57
Na ₂ O	5.30	5.19	0.32	2.83	0.07	0.07	0.01	0.13	0.04	0.07	0.08	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	1.77
K ₂ O	1.38	0.83	4.39	1.29	0.14	0.50	0.58	1.55	0.04	0.96	0.30	0.20	0.04	0.06	0.39	0.04	0.46
P ₂ O ₅	0.20	0.21	0.15	0.20	0.06	0.18	0.12	0.10	0.14	0.23	0.07	0.20	0.14	0.09	0.04	0.01	8.70
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	15.71
Ask.	3.00	2.60	7.30	4.10	4.60	4.90	24.00	7.00	8.70	9.00	16.60	14.40	25.10	3.80	4.00	0.10	
Top/C	0.14	0.10	1.28	0.26	0.02	0.16	5.47	1.10	2.16	1.17	5.08	1.37	6.18	0.80	0.75	0.01	
Top/S	0.01	0.06	0.01	0.01	0.02	0.17	0.01	0.01	1.10	0.03	3.00	1.07	0.47	0.55	0.30	0.01	
Toplam	99.71	100.11	99.64	99.86	99.79	98.12	99.80	99.96	64.02	99.57	91.96	91.47	98.12	99.12	99.36		
Ba	261.00	254.00	1261.00	355.00	22.00	51.00	119.00	461.00	23.00	139.00	41.00	72.00	9.00	12.00	40.00	0.50	0.78
Ni	29.00	97.00	65.00	52.00	59.00	62.00	34.00	36.00	254.00	40.00	273.00	71.00	112.00	64.00	42.00	1.00	16.97
Sc	24.00	19.00	21.00	18.00	8.00	17.00	21.00	19.00	10.00	22.00	22.00	23.00	14.00	9.00	8.00	1.00	18.18
Co	12.10	6.80	12.90	14.10	25.70	54.00	18.20	21.30	21.50	7.80	34.90	25.60	33.50	14.80	4.90	0.50	0.61
Cs	1.00	0.80	2.00	1.60	0.60	2.10	1.30	7.50	0.20	3.10	0.60	0.60	0.20	2.80	6.10	0.10	5.13
Ga	17.80	18.50	16.50	16.90	5.50	16.10	16.00	15.90	7.20	21.40	14.40	23.50	17.40	15.90	13.20	0.50	3.73
Hf	3.10	4.30	3.10	2.90	1.00	2.60	1.80	1.80	1.40	4.60	2.10	3.80	2.00	2.70	1.70	0.50	11.05
Nb	6.00	7.90	6.70	7.20	2.40	9.40	3.70	4.00	3.80	6.40	6.40	9.60	5.70	8.50	4.50	0.50	4.18
Rb	25.70	12.50	94.30	34.90	2.60	10.80	15.40	39.90	1.60	38.40	10.90	6.30	1.50	3.70	10.40	0.50	3.83
Sn	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	3.00	1.00	1.00	1.00	3.00	1.00	2.00	1.00	2.00	1.00	1.00	20.00
Sr	285.00	281.70	222.20	264.10	6.60	141.40	149.00	165.80	65.10	162.10	68.90	20.40	78.40	224.90	122.50	0.50	3.26
Ta	0.80	0.50	0.40	0.40	0.10	0.60	0.30	0.30	0.20	0.50	0.50	0.80	0.40	0.70	0.50	0.10	6.90
Th	3.10	5.90	4.50	4.60	1.70	8.20	2.40	2.80	4.30	5.10	5.80	7.70	5.40	6.70	2.60	0.10	2.16
Tl	0.60	0.30	0.60	0.60	0.40	0.50	0.30	0.50	0.10	0.50	0.10	0.30	0.10	0.10	0.60	0.10	26.31

Ek Tablo 5'in devamı.

Örnek	NBÇ4	Hd1	Hd2	Hd3	Hd5	Hd6	Hd7	Hd9	Hd11	Hd13	Hd16	Hd18	Hd19	Hd21	Hd25	G. Sını	% Tek.
U	0.90	1.30	1.20	1.40	0.30	1.50	0.50	0.90	0.50	0.70	0.50	1.70	0.80	1.80	0.70	0.10	3.29
V	124.00	9.00	165.00	127.00	60.00	117.00	74.00	165.00	49.00	124.00	105.00	190.00	119.00	83.00	78.00	5.00	2.90
W	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	3.00	1.00	1.00	1.00	1.00	2.00	1.00	0.00
Zr	115.40	149.30	112.30	121.00	32.70	97.80	68.30	68.40	50.00	154.30	70.10	139.50	79.20	101.30	56.00	0.50	7.00
Y	30.30	35.60	24.80	25.80	9.00	32.70	21.80	18.70	18.80	24.10	20.80	36.30	24.10	19.90	12.90	0.10	4.25
Mo	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	2.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.20	28.57
Cu	15.00	38.00	3.00	1.00	7.00	855.00	1.00	1.00	736.00	4.00	56.00	62.00	49.00	2.00	3.00	1.00	2.78
Pb	98.00	71.00	519.00	59.00	1327.00	1618.00	96.00	131.00	24201	253.00	138.00	302.00	205.00	4417.0	20.00	0.50	3.48
Zn	103.00	178.00	1953.00	219.00	1854.00	15508.00	1985.00	108.00	99999	963.00	45916.00	58083.00	11454.0	5094.0	6671.0	1.00	4.54
As	2.00	33.00	7.00	5.00	55.00	58.00	6.00	14.00	20.00	9.00	9.00	19.00	11.00	18.00	15.00	1.00	158.01
Cd	0.20	2.30	30.20	6.00	9.40	99.80	2.80	0.20	849.80	2.70	368.60	338.80	58.10	31.30	43.20	0.10	1.81
Sb	0.80	0.50	2.50	1.00	6.20	3.80	2.60	4.20	29.80	9.20	1.00	11.10	2.00	2.30	3.70	0.50	0.00
Bi	0.50	0.70	0.50	0.50	1.30	38.50	0.70	0.50	22.30	0.50	92.90	11.20	7.00	4.00	1.70	0.50	4.91
Ag	0.50	0.90	0.50	1.00	3.80	22.00	0.50	0.80	76.50	0.90	2.40	7.30	3.00	4.20	0.90	5.00	0.00
NTE																	
La	14.40	18.90	18.60	19.20	11.70	38.80	11.70	14.60	23.40	13.00	18.80	26.90	21.70	19.70	10.10	0.50	7.83
Ce	31.70	43.10	37.20	39.30	42.70	60.00	25.70	29.30	44.10	35.20	42.70	68.40	47.40	41.90	20.70	0.50	7.91
Pr	4.17	5.16	4.36	4.68	2.88	8.31	3.29	3.53	5.76	3.73	4.92	7.23	5.37	4.97	2.48	0.02	7.03
Nd	19.30	24.40	17.70	19.70	11.00	34.50	14.50	14.90	25.40	16.80	21.10	31.50	23.60	20.20	11.10	0.40	8.07
Sm	5.20	5.40	3.80	4.40	2.30	6.50	3.50	3.40	4.40	4.20	3.70	6.40	5.20	4.00	1.90	0.10	4.00
Eu	1.70	1.27	1.23	1.33	0.54	1.67	0.90	0.83	1.39	1.53	1.28	2.06	1.14	0.99	1.18	0.05	4.23
Gd	5.00	5.76	3.68	4.45	2.14	5.95	3.54	3.41	4.51	4.41	4.01	6.50	4.85	3.57	2.06	0.05	4.65
Tb	0.79	0.91	0.60	0.62	0.31	0.89	0.56	0.50	0.63	0.70	0.63	0.94	0.69	0.59	0.30	0.01	8.19
Dy	5.44	6.34	4.01	4.15	1.98	5.43	3.82	3.16	3.58	4.69	3.90	6.28	4.53	3.67	2.23	0.05	3.14
Ho	1.10	1.41	0.85	0.89	0.36	1.05	0.82	0.64	0.68	0.96	0.72	1.25	0.90	0.73	0.45	0.05	4.05
Er	3.52	4.25	2.54	2.72	1.01	2.98	2.23	1.94	1.59	2.64	1.92	3.58	2.23	2.03	1.32	0.05	2.40
Tm	0.46	0.59	0.39	0.42	0.16	0.42	0.33	0.27	0.24	0.37	0.30	0.60	0.35	0.29	0.19	0.05	5.61
Yb	3.25	3.97	2.33	2.61	1.01	2.66	2.13	2.11	1.40	2.41	1.90	3.57	2.32	2.01	1.31	0.05	8.30
Lu	0.45	0.65	0.38	0.37	0.16	0.40	0.33	0.33	0.22	0.38	0.30	0.56	0.36	0.34	0.21	0.01	5.86

Not. Ana oksitler %, iz elementler ise ppm cinsindendir. % Tek.: Tekrarlanabilirlik iki tekrar analize göre yapılmıştır.

Ek Tablo 6. KTG2 Galerisi boyunca alınan örneklerin kimyasal analiz sonuçları (ana oksitler %, iz elementler ppm, Au, Ag ve Hg ppb'dir).

İmek no	Metre	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	Auk.	Toplam
TG2-3	40	89.53	0.01	1.28	2.77	0.23	0.14	1.34	0.05	0.27	0.09	0.4	4.72	100.83
TG2-5	60	85.26	0.02	0.68	4.37	0.12	0.26	2.27	0.01	0.48	0.05	1.37	4.46	99.34
TG2-7	80	85.6	0.01	0.83	2.49	0.13	0.28	2.43	0.01	0.51	0.24	0.79	6.27	99.59
TG2-10	120	32.05	0.01	1.21	0.77	8.09	0.22	35.4	0	0.02	0.02	0.12	21.88	99.80
TG2-12	160	72.72	0.06	4.99	3.35	3.51	0.22	6.04	0.02	0.14	0.14	0.14	8.43	99.76
TG2-13	190	14.48	0.03	1.28	0.57	15.22	0.23	30.19	0.01	0.02	0.02	0.03	37.74	99.80
TG2-15	220	52.94	0.02	8.47	11.04	3.6	2.7	9.99	0.01	0.19	0.13	0.66	8.11	97.84
TG2-18	280	30.84	0.01	0.79	7.03	1.79	2.98	27.93	0.01	0.27	0.12	0.63	25.23	97.63
TG2-20	315	81.78	0.04	1.32	5.55	0.4	0.34	3.75	0.01	0.55	0.5	1.61	3.87	99.69
TG2-22	340	76.62	0.01	2.91	2.8	0.91	0.75	8.09	0.01	0.53	0.25	0.2	6.29	99.36
TG2-23	358	79.32	0.05	2.83	2.72	0.9	0.74	7.99	0.01	0.53	0.24	0.19	3.9	99.37
TG2-25	381	87.87	0.03	0.68	2.4	0.43	0.99	5.02	0.01	0.43	0.16	0.11	1.06	99.17
TG2-w1	400	56.6	0.01	0.83	18.87	4.49	1.89	4.13	0.01	0.02	0.07	4.12	6.48	97.52
TG2-w5	420	46.15	0.02	0.53	16.67	6.28	3.13	9.04	0.01	0.02	0.06	2.15	4.96	89.00
TG2-w7	442	39.78	0.01	1.85	12.7	2.95	1.6	7.35	0.02	0.02	0.03	8.33	1.85	76.48

Ek Tablo 6'nın devamı.

örnek	Cu	Pb	Zn	Ag	Ni	Co	Mn	As	Au	Cd	Sb	Bi	Ba	Hg	Te	Ga	Zr	Be	Li
TG2-3	7.69	31.65	165.3	222	1.8	1.2	1080	27.8	5.3	0.97	0.44	0.39	9.7	5	0.06	2.7	4.5	0.2	2.6
TG2-5	51.27	79.81	2568.6	1397	1.2	0.9	2030	97.8	33.1	19.68	1.08	2.18	69.4	7	0.37	0.7	1.4	0.6	0.8
TG2-7	2.19	45.88	715.9	915	2	2.4	2136	4.9	20	5.38	0.54	1.9	30.4	5	0.21	0.9	1.5	0.6	0.5
TG2-10	0.37	21.65	16.5	74	1.9	0.4	1709	27.5	1.2	0.14	0.15	0.02	1.1	5	0.04	1.1	1.1	0.3	2.8
TG2-12	6.63	55.97	162.4	288	4.3	3.6	1681	19.3	3.2	0.71	0.54	0.44	6.5	5	0.05	4.8	1.3	0.7	8.6
TG2-13	0.24	19.46	14.1	43	1.3	0.1	1811	6.9	1.2	0.08	0.08	0.03	1.9	5	0.07	0.9	1.2	0.2	1.8
TG2-15	0.88	10.73	178.7	123	9.4	6.3	20925	30.5	8.9	0.06	1.12	0.39	30.2	5	0.15	6.3	1.2	1.9	13
TG2-18	0.28	14.46	89.5	103	7.2	10.3	23117	75.5	35.3	0.12	2.01	0.07	18.9	5	0.16	1.4	2.5	0.8	0.9
TG2-20	0.75	19.03	74.3	175	1	5.8	2637	17.4	14.7	0.36	0.15	0.54	17.6	5	0.56	1.3	0.3	1.3	0.9
TG2-22	2.34	43.5	118.3	156	2.2	2.4	5825	11.1	5.7	0.43	0.49	0.35	21.6	5	0.08	2.3	0.9	1	5.2
TG2-23	1.85	39.15	108.8	130	2.4	2.4	5742	10.5	5	0.36	0.47	0.3	21.1	5	0.08	2.2	0.9	1.1	4.9
TG2-25	3.24	138.46	143.9	201	3.4	0.7	7633	12.1	14.8	0.91	1.84	0.33	12.1	5	0.03	0.8	1.3	1.6	0.6
TG2-33	103.98	260.92	6325	2921	6.8	7.5	14667	226	57.2	43.76	1.78	3.1	0.5	16	0.78	1.4	5.7	0.3	2.1
TG2-43	68.45	1727.2	69797	12692	6.1	8.2	24245	69.4	92.8	655.44	1.64	30.55	1.1	428	1.33	1.5	2.6	0.1	1.7
TG2-50	2129	18583	99999	99999	20	7.9	12430	85	218.4	959.68	19.38	179.02	19.2	434	8.71	2.3	1.6	0.6	5.3

Ek Tablo 7. KTD8 sondajından alınan örneklerin kimyasal analizleri (Ana oksitler %, iz elementler ppm Au Ag ve Hg ppb'dir)

Ör. No	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	S	Auk. Toplam	Cu	Pb	Zn
TD8-2	48.13	0.01	6.39	3.53	1.94	12.43	0.01	0.10	4.46	0.14	0.20	22.25	98.59	7.99	388.84
TD8-10	51.56	0.01	1.85	1.63	0.51	15.54	0.01	0.07	3.43	0.15	0.13	25.24	99.36	1.49	129.19
TD8-20	38.84	0.00	0.76	1.27	0.65	20.30	0.01	0.02	3.48	0.02	0.45	34.64	99.67	1.50	89.68
TD8-29	35.81	0.00	2.61	3.95	1.49	10.33	0.02	0.10	4.72	0.11	2.52	28.54	89.15	727.01	1268.72
TD8-32	57.76	0.00	0.42	3.95	0.55	18.66	0.01	0.02	4.18	0.03	1.79	12.82	99.24	12.49	873.60
TD8-38	43.60	0.00	1.44	7.69	4.33	12.93	0.01	0.02	3.54	0.17	3.37	23.22	99.53	2.77	234.30
TD8-40	39.56	0.00	0.30	1.84	0.93	20.02	0.01	0.02	3.44	0.03	0.64	33.40	99.43	13.19	419.41
TD8-66	49.29	0.00	1.17	6.02	4.16	8.84	0.01	0.36	6.87	0.18	1.63	22.60	99.60	0.98	84.34
TD8-75	63.29	0.00	1.44	4.85	2.65	6.23	0.01	0.36	4.60	0.39	0.41	16.68	99.88	1.91	146.63
TD8-81	60.69	0.00	0.91	9.65	4.38	4.01	0.01	0.14	3.53	0.18	3.43	10.66	96.80	471.86	707.39
TD8-90	43.59	0.00	1.13	16.22	7.16	4.70	0.01	0.02	2.07	0.07	15.52	9.73	99.77	1.79	112.05
TD8-100	35.60	0.00	0.30	16.96	9.70	6.14	0.01	0.02	3.95	0.00	10.75	15.22	97.77	31.12	7143.56
TD8-120	47.31	0.00	0.60	16.69	9.23	2.50	0.01	0.02	2.08	0.76	7.24	11.68	97.66	11.06	5515.64
TD8-138	28.53	0.00	1.70	30.66	3.03	2.52	0.02	0.02	1.28	0.03	19.94	0.85	88.30	467.40	17546.6
TD8-143	23.99	0.00	0.11	0.36	17.77	14.57	0.01	0.02	0.65	0.02	0.09	42.45	99.88	0.98	182.45

Ek Tablo 7'nin devamı

Ag	Ni	Co	As	Au	Sr	Cd	Sb	Bi	Ba	Tl	Hg	Te	Ga	Zr	Y
6384.00	30.80	10.10	49.20	294.80	48.80	12.55	0.72	6.08	3.10	0.03	5.00	2.02	6.70	4.00	8.95
5639.00	19.50	1.40	45.50	202.00	46.10	0.38	3.58	7.54	5.60	0.02	5.00	2.34	2.90	1.70	8.26
2784.00	14.60	0.70	56.50	124.80	63.90	0.69	0.23	4.29	2.20	0.02	5.00	1.19	2.80	1.00	2.38
42343.0	30.90	11.90	88.40	802.70	49.10	452.66	0.61	75.35	9.10	0.02	420.00	10.32	7.30	3.10	5.65
4131.00	13.00	3.50	115.80	78.70	84.40	7.86	0.76	6.73	19.60	0.02	5.00	0.95	2.50	5.20	5.79
3702.00	26.10	7.90	107.60	70.00	89.40	0.46	0.44	6.59	11.10	0.02	5.00	2.38	2.90	2.90	8.21
1456.00	11.60	2.40	39.90	34.80	78.90	19.47	0.67	1.82	11.10	0.02	5.00	0.44	2.00	3.00	6.01
3295.00	16.50	6.40	58.20	114.80	60.20	0.68	0.47	11.23	10.00	0.08	5.00	6.94	3.90	2.40	15.21
525.00	17.70	2.80	43.20	22.00	43.50	0.59	0.56	0.81	19.80	0.08	5.00	0.43	3.10	2.70	9.04
7065.00	20.10	14.40	233.70	145.50	33.30	126.74	3.82	5.20	8.90	0.04	81.00	1.12	2.40	3.80	14.18
297.00	14.70	3.10	97.80	24.90	60.80	2.75	0.31	0.70	12.60	0.02	5.00	1.19	2.00	8.40	4.75
7889.00	13.30	6.80	561.70	140.10	43.20	31.07	5.69	1.35	6.10	0.02	15.00	1.85	1.90	1.80	6.78
10342.0	10.30	35.30	57.10	51.20	26.60	51.13	4.18	17.23	1.40	0.02	101.00	4.14	1.10	12.10	5.90
70594.0	123.40	34.70	729.40	1038.00	20.50	194.63	2.93	108.23	0.50	0.04	68.00	41.45	1.90	0.50	3.71
780.00	0.80	0.10	9.50	5.30	41.10	0.52	0.43	1.73	0.50	0.02	5.00	0.09	0.20	0.60	0.79

Ek Tablo 8. Maden Dere Cevherleşme sahasında yapılan S1-1 sondajından alınan örneklerin analiz sonuçları

Element örnek	Ti %	Al %	Fe %	Mg %	Mn %	Ca %	Na %	K %	P %	S %	Mo ppm	Cu ppm	Pb ppm	Zn ppm	Ag ppb
S1-2	0.04	10.74	13.38	2.49	1.02	13.24	0.01	0.29	0.22	0.02	0.44	1.00	18.35	655.80	55.00
S1-10.6	0.02	9.87	14.79	2.06	0.78	16.52	0.01	0.07	0.28	0.27	0.55	7.29	2098.81	5861.60	11599.0
S1-18	0.02	6.99	10.32	1.59	0.84	17.92	0.01	0.07	0.35	0.43	0.93	1.30	78.81	633.40	523.00
S1-30	0.04	5.71	6.78	0.53	0.38	10.75	0.02	0.14	0.18	0.24	0.54	7.16	145.81	1244.60	548.00
S1-43.5	0.02	6.16	22.54	1.99	1.53	22.99	0.02	0.02	0.19	5.58	0.81	1769.90	5124.74	99999.0	50555.0
S1-47	0.01	11.00	26.68	3.64	2.23	23.72	0.02	0.02	0.28	5.67	0.63	47.35	2460.65	99999.0	22563.0
S1-51.5	0.02	11.64	27.40	3.98	2.42	21.64	0.02	0.02	0.22	5.82	0.75	71.93	5795.39	99999.0	43728.0
S1-56	0.07	3.70	4.92	0.23	0.25	8.26	0.01	0.12	0.17	0.66	0.83	4.10	124.12	16844.9	494.00
S1-63.5	0.02	4.04	6.55	0.27	0.32	9.07	0.02	0.05	0.22	1.61	0.69	35.63	187.43	67350.7	1121.00
S1-72	0.04	8.51	9.58	1.88	0.99	7.42	0.01	0.29	0.15	0.06	0.53	0.78	16.98	247.00	116.00

Ek Tablo 8'in devamı.

Element örnek	As ppm	Cd ppm	Sb ppm	Bi ppm	Au ppb	Ba ppm	Hg ppb	Ga ppm	Tl ppm	Ni ppm	Co ppm	U ppm	Th ppm	Sr ppm	V ppm
S1-2	11.30	2.88	5.28	0.20	4.20	58.60	5.00	5.50	0.09	43.80	18.70	0.20	3.60	89.30	42.00
S1-10.6	21.40	34.61	2.04	21.89	44.50	6.10	30.00	6.60	0.02	14.30	20.10	0.40	1.30	60.40	51.00
S1-18	31.60	0.68	1.38	1.95	61.70	7.60	13.00	4.60	0.02	11.60	15.10	0.40	0.90	69.00	35.00
S1-30	14.70	6.44	2.87	1.59	19.80	19.20	20.00	3.80	0.05	6.00	4.70	0.20	1.90	50.40	25.00
S1-43.5	209.00	950.50	3.84	10.54	501.20	0.50	420.00	6.00	0.02	90.10	41.50	0.30	4.00	66.20	65.00
S1-47	301.20	761.47	0.57	59.11	1794.10	0.50	1125.00	9.80	0.02	72.10	195.90	0.40	1.20	35.00	53.00
S1-51.5	214.30	720.98	0.94	100.98	1882.70	0.50	1210.00	10.30	0.02	91.00	112.80	0.20	1.20	32.60	51.00
S1-56	12.20	85.40	4.79	1.30	37.20	11.80	160.00	2.30	0.05	4.20	7.60	0.10	1.20	35.90	20.00
S1-63.5	14.00	372.36	5.74	2.17	196.40	7.20	736.00	2.90	0.02	15.30	31.70	0.20	1.10	45.90	22.00
S1-72	4.40	0.59	2.05	0.40	113.80	136.80	8.00	3.40	0.11	33.70	4.90	0.10	2.10	43.50	20.00

Ek Tablo 8'in devamı

Element örnek	Cr	Se	Te	Cs	Ge	Hf	Nb	Rb	Sc	Sn	Zr	Y	In	Be	Li	Pr
ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
S1-2	27.80	0.40	0.03	0.73	0.10	0.08	0.05	5.80	4.00	0.60	2.20	17.34	0.11	0.70	12.50	3.51
S1-10.6	21.50	0.60	1.00	0.29	0.20	0.03	0.04	1.30	5.20	0.40	1.60	14.03	0.39	0.40	11.80	2.75
S1-18	15.40	0.40	0.59	0.18	0.20	0.04	0.04	0.70	3.90	0.40	1.40	9.98	0.13	0.40	9.20	2.07
S1-30	15.00	0.40	0.33	1.30	0.10	0.08	0.09	2.70	3.10	0.60	2.30	7.46	0.47	0.60	8.70	1.82
S1-43.5	42.50	3.30	31.81	0.26	0.50	0.04	0.02	0.20	3.20	0.80	0.80	12.19	2.16	2.50	4.60	2.84
S1-47	35.50	0.10	13.99	0.14	0.40	0.02	0.02	0.10	3.60	0.50	0.70	10.44	12.83	0.20	12.30	2.19
S1-51.5	21.60	0.10	16.50	0.12	0.70	0.02	0.06	0.20	3.30	0.10	0.70	7.53	13.74	0.20	10.80	1.73
S1-56	15.40	0.20	0.23	0.62	0.10	0.11	0.13	2.60	2.30	0.50	2.30	7.29	0.95	0.30	4.90	1.37
S1-63.5	16.20	0.10	0.65	0.33	0.10	0.05	0.03	1.00	2.60	0.80	1.50	7.24	2.13	0.10	7.20	1.69
S1-72	20.40	0.30	0.04	1.35	0.10	0.08	0.05	5.60	1.90	0.30	1.60	9.38	0.05	0.40	11.00	2.01

Not. Ana elementler atomik %, iz elementler ppm ve Au, Ag, ve Hg ppb cinsindendir.

Ek Tablo 9. MINSQR programına ait örnek çalışma sayfası

Mineral Bileşimi (%)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	Ba	Cu	Pb	Zn	Toplam
Kuvars	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
Albit	68.77	0.00	19.45	0.00	0.00	0.00	0.00	11.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
Serizit	45.26	0.00	38.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	95.48
Kaolin	46.55	0.00	39.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	86.04
Fe Klorit	22.95	0.15	19.41	46.91	1.25	3.74	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	94.51
Mg Klorit	26.97	0.15	21.93	16.17	1.25	21.44	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	88.01
Kalsit	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	56.03	0.00	0.00	0.00	43.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
Epidot	37.87	0.00	24.13	12.60	0.00	0.00	23.51	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	98.11
Rodokrozit	0.00	0.00	0.00	0.00	61.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	38.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
Siderit	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	23.64	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
Alunit	0.00	0.00	37.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.40	0.00	0.00	15.45	0.00	0.00	0.00	0.00	63.85
Ankerit	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	10.07	28.01	0.00	0.00	0.00	43.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
Galen	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	13.40	0.00	0.00	86.60	0.00	100.00
Sfalerit	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	33.00	0.00	0.00	0.00	67.00	100.00
Rutil	0.00	100.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00
Jarosit	0.00	0.00	0.00	47.90	0.00	0.00	0.00	0.00	9.40	0.00	0.00	12.77	0.00	0.00	0.00	0.00	80.87
Ornek NolHes.Min. %	Kuvars	Kaolin	Albit	Serizit	Fe Klorit	Mg Klorit	Kalsit	Epidot	Rodokrozit	Alunit	Jarosit	Siderit	Ankerit	Galen	Sfalerit	Rutil	Toplam Art. Değer
Hd1	23.7	0.0	43.8	6.1	8.0	8.6	0.8	7.3	0.1	0.0	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	99.3
Hd2	20.1	0.0	0.0	29.0	0.0	14.6	11.1	21.2	0.6	0.0	3.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.3
Hd3	25.0	0.0	23.8	11.0	3.0	19.6	1.9	14.5	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	99.2
Hd4	78.1	5.7	0.6	1.2	6.0	3.1	0.0	1.6	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	0.0	96.9
Hd5	36.7	0.0	0.0	3.2	16.6	0.0	1.3	37.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.0	0.0	97.2
Hd6	35.6	5.7	1.1	13.6	1.9	14.4	8.6	18.5	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
Hd7	8.9	13.2	0.0	5.5	16.7	0.0	0.0	31.0	2.6	0.0	0.0	0.0	24.1	0.0	0.3	0.0	102.4
Hd11	16.5	0.0	0.0	1.4	13.9	0.0	12.5	0.0	1.6	26.5	0.0	0.0	10.3	3.3	14.0	0.0	100.0
Hd13	2.3	0.6	8.4	9.5	15.2	8.1	8.7	0.0	1.2	43.3	0.0	0.6	0.0	0.0	0.1	0.0	98.1
Hd16	14.4	0.0	1.9	25.8	0.0	5.0	0.0	30.3	1.6	0.0	0.0	9.8	4.3	0.0	6.7	0.0	100.0
Hd18	14.6	0.0	0.2	30.8	0.0	2.5	0.0	33.8	1.6	0.0	0.0	9.9	0.0	0.0	6.5	0.0	100.0
Hd19	2.8	0.0	0.2	37.9	0.0	0.0	10.7	29.7	2.6	0.0	0.0	14.8	0.0	0.0	1.2	0.0	100.0
Hd21	42.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.8	2.6	3.3	0.6	0.1	0.0	0.4	44.9	0.5	0.8	0.0	100.0
Hd25	45.1	0.1	3.3	3.1	3.8	0.5	4.7	1.1	0.5	0.0	0.0	0.0	37.0	0.0	1.0	0.0	100.0
Ornek NolTum Kayış Ar	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	Ba	Cu	Pb	Zn	Total
Hd1	63.64	0.65	15.45	6.73	0.3	2.28	2.18	5.19	0.83	0.21	0.367	0.06	0.03	0.00	0.01	0.02	97.9408
Hd2	45.96	0.77	16.41	7.86	0.78	4	11.55	0.32	4.39	0.15	4.693	0.01	0.13	0.00	0.05	0.20	97.2669
Hd3	58.16	0.72	16.18	6.77	0.5	4.54	4.52	2.83	1.29	0.2	0.953	0.01	0.04	0.00	0.01	0.02	96.7367
Hd5	84.6	0.24	4.97	3.57	0.22	0.92	0.39	0.07	0.14	0.06	0.073	0.02	0.00	0.00	0.13	0.19	95.5943
Hd6	56.16	0.57	13.14	12.67	0.23	0.16	9.51	0.07	0.5	0.18	0.587	0.17	0.01	0.09	0.16	1.55	95.7499
Hd7	27.18	0.86	14.6	14.67	1.63	3.32	12.81	0.01	0.58	0.12	13.057	0.11	0.01	0.00	0.01	0.20	89.1668
Hd9	56.8	0.68	14.38	6.04	0.6	3.42	9.2	0.13	1.55	0.1	4.033	0.01	0.05	0.00	0.01	0.01	97.0134
Hd11	23.47	0.34	7.61	7.74	1	2.21	12.69	0.04	0.96	0.14	7.920	1.1	0.00	0.07	2.42	10.00	76.7959
Hd13	33.25	1.44	21.5	14.2	1.05	2.47	15.38	0.07	0.96	0.23	4.290	0.03	0.01	0.00	0.03	0.10	95.0059
Hd16	30.6	0.54	13.51	14.62	1.32	4.52	9.75	0.08	0.3	0.07	18.627	3	0.00	0.01	0.01	4.59	101.552
Hd18	30.92	1.19	21.26	19.23	1	0.48	2.56	0.01	0.2	0.2	5.023	1.07	0.01	0.01	0.03	5.81	88.9952
Hd19	20.82	0.77	15.37	16.84	1.7	2.92	14.39	0.01	0.04	0.14	22.660	0.47	0.00	0.00	0.02	1.15	97.3017
Hd21	60.31	0.52	11.97	7.41	0.48	1.45	13.01	0.01	0.06	0.09	2.933	0.55	0.00	0.00	0.44	0.51	99.7458
Hd25	65.1	0.54	12.27	6.53	0.35	0.48	11.65	0.01	0.39	0.04	2.750	0.3	0.00	0.00	0.00	0.67	99.0834

Ek Tablo 11. Altere ve az altere kayaçlardaki elementlere ait analiz sonuçları bu sonuçlar kullanılarak hesaplanan nispi (%) ve net (g/100g) kütle değişimi

Element	n_i	C_i^O	C_i^A	C_i^S	DelC(% Nispi)	DelC(g/100g, Net)
Cu	1.00	15.00	129.86	8.66	975.42	0.13
Mo	2.00	1.00	1.07	2.14	33.10	0.00
Zn	3.00	103.00	17856.07	520.08	21435.39	382.75
Bi	4.00	0.50	13.02	104.17	3135.14	0.04
Sb	5.00	0.80	5.71	35.67	786.20	0.00
P ₂ O ₅	6.00	0.20	0.15	4.39	-9.20	0.00
Ba	7.00	261.00	204.21	5.48	-2.80	0.00
Nb	8.00	6.00	6.16	8.21	27.48	0.00
Rb	9.00	25.70	20.23	7.08	-2.22	0.00
K ₂ O	10.00	1.38	0.83	6.03	-25.14	-0.21
Y	11.00	30.30	23.24	8.44	-4.74	0.00
As	12.00	2.00	19.93	119.57	1137.80	0.02
Cd	13.00	0.20	131.66	8557.71	81674.62	10.75
V	14.00	124.00	104.64	11.81	4.83	0.00
Ag	15.00	0.50	8.91	267.21	2112.95	0.02
Pb	16.00	98.00	2382.64	389.00	2920.21	6.96
Na ₂ O	17.00	5.30	0.65	2.08	-84.78	-0.55
Sr	18.00	285.00	140.94	8.90	-38.57	-0.01
U	19.00	0.90	0.99	20.81	36.05	0.00
Tl	20.00	0.60	0.36	11.90	-26.06	0.00
Th	21.00	3.10	4.84	32.76	93.78	0.00
CaO	22.00	3.40	9.77	63.19	256.78	25.07
Hf	23.00	3.10	2.56	18.97	2.47	0.00
TiO ₂	24.00	0.98	0.74	18.06	-6.50	-0.05
MnO	25.00	0.11	0.84	191.93	853.71	7.21
Ga	26.00	17.80	15.60	22.79	8.87	0.00
SiO ₂	27.00	58.27	48.74	22.58	3.90	1.90
Fe ₂ O ₃	28.00	6.98	10.91	43.77	94.20	10.28
NTE	29.00	1.50	1.34	25.96	11.21	0.00
Sc	30.00	24.00	16.50	20.63	-14.60	0.00
MgO	31.00	2.85	2.48	26.92	7.88	0.20
Al ₂ O ₃	32.00	17.21	14.87	27.66	7.36	8.01
Zr	33.00	115.40	92.87	26.56	-0.03	0.00

C_i^O : Az altere kayaçtaki element miktarı.

C_i^A : Altere kayaçtaki i elementinin ortalama konsantrasyonu.

n_i : Elementlere verilen değerler.

C_i^S : hesaplanmış ölçeklendirme değerleri.

$\Delta C_i(\%)$: elementlerin az altere kayaca göre nispi kütle değişimi.

$\Delta C_i(g/100g)$: Elementlerin az altere kayaca göre net kütle değişimi.

NTE: Toplam Nadir Toprak elementler olarak ele alınmıştır.

Tablo 12. Midi maden’i oluşturan cevherleşmelerde sfalerit ve kuvars minerallerinden yapılan sıvı kapanım ölçüm sonuçları.

Köstürelilik Cevherleşmesi							
Ör. No	Ölç.No	Son Er. S. °C	Hom. S °C	Basınç bar	Yoğ. g/cm ³	Tuzluluk Ağ. % NaCl	Sıvı/Gaz
TG1-21a Kuvars	1	-4.8	293.0	73.5	0.80	7.6	0.75
	2	-3.1	316.5	102.9	0.72	5.1	0.70
	3	-5.0	275.0	55.3	0.82	7.9	0.78
	4		302.5				0.73
	5	-2.9	250.0	35.7	0.89	3.4	0.80
	6	-4.3	336.0	132.9	0.70	6.9	0.68
	7	-3.6	330.0	123.2	0.70	5.9	0.68
TG2-43a Kuvars	1	-3.0	294.0	74.6	0.76	5.0	0.74
	2	-2.9	307.0	90.3	0.73	4.0	0.77
	3	-4.8	285.5	65.5	0.80	7.6	0.76
	4	ae	300.5				0.68
	5	-3.6	316.0	102.3	0.73	5.9	0.70
	6	-5.2	279.0	59.1	0.81	8.1	0.77
	6	-2.1	290.0	70.2	0.75	3.6	0.74
Tg2-61a Kuvars	1	-2.9	320.0	107.9	0.71	4.8	0.69
	2	-3.2	285.0	65.0	0.78	5.3	0.75
	3	-5.2	296.0	76.9	0.80	8.1	0.75
	4		315.0				0.73
	5	-5.0	295.5	76.3	0.79	7.9	0.75
	6	-4.3	312.0	96.8	0.75	6.9	0.72
	7	ae	290.0				0.75
	8	-4.6	279.0	59.1	0.81	7.3	0.77
	9	-2.8	301.0	82.8	0.75	4.7	0.72
Tg2-61b Sfalerit	1	-5.0	283.0	62.9	0.80	7.9	0.77
	2	-4.9	314.5	100.0	0.76	7.7	0.72
	3	-3.4	304.0	86.5	0.75	5.6	0.72
	4	-3.5	335.0	131.0	0.69	5.7	0.67
	5	-3.2	325.0	115.4	0.71	5.3	0.68
	6	-5.0	388.0	240.0	0.61	7.9	0.58
	7	-2.8	342.0	143.0	0.66	4.6	0.64
	8	-1.8	297.0	72.0	0.74	3.1	0.73
	1	-2.7	372.0	202.6	0.59	4.5	0.57
TG3-25 Kuvars	2	-2.9	324.5	114.6	702.00	4.8	0.68
	3	-3.3	273.0	53.5	801.00	5.4	0.77
	4	-3.8	285.5	65.5	0.79	6.2	0.76
	5	ae	321.0				
	6	-4.9	348.0	153.9	0.69	7.7	0.66
	7	-3.1	330.0	123.1	0.70	5.1	0.67
	8	ae	295.0				0.80
	9	-4.6	286.0	66.0	0.80	7.3	0.76
	10	-2.8	264.0	45.9	0.81	4.7	0.78
	11	ae	328.0				

ae: analiz edilmedi.

Tablo 12'nin devamı

Maden Dere Cevherleşmesi							
Ör. No	Ölç.No	Son E. S. °C	Hom. S °C	Basınç bar	Yoğ. g/cm ³	Tuzluluk Ağ. % NaCl	Sıvı/Gaz
D2e1 Kuvars	1	-4.3	327.5	119.2	0.72	6.9	0.69
	2	-4.1	305.0	87.7	0.76	6.6	0.73
	3	-3.9	318.0	105.1	0.73	6.3	0.70
	4	-4.7	320.0	108.0	0.75	7.4	0.71
	5	-2.7	317.0	103.7	0.71	4.5	0.70
	6	-2.8	285.0	65.0	0.77	4.7	0.75
	7	-5.2	310.0	94.1	0.76	8.1	0.73
	8	-4.5	255.0	39.1	0.84	7.2	0.80
	9	-2.5	352.0	161.0	0.63	4.2	0.61
	10	ae	300.0				
	11	-3.7	323.0	112.4	0.72	6	0.69
	12	-4.4	266.0	47.5	0.82	7.02	0.79
	13	-5	315.0	100.9	0.76	7.86	0.72
G3-8 Sfalerit	1	-3.6	324.0	113.8	0.71	5.86	0.69
	2	-3.2	318.0	105.1	0.72	5.26	0.70
	3	-4.6	309.0	92.8	0.76	7.3	0.73
	4	-4.8	287.5	56.3	0.78	4.18	0.76
	5	ae	295.0				

ae: Analiz edilmedi.

Ek tablo 13. Sfalerit ve kuvars minerallerinden elde edilen sıvı kapanım, sıvı eldesi sırasında kullanılan iki kez saflaştırılmış suyun(DDW) kimyasal analiz sonuçları ve elementlerin atomik oranları (sonuçlar mg/l cinsindendir)

Ör. No	TG2-61-CL1	TG2-43-CL2	TG2-80-CL3	D2e2-CL4	TD6-100-CL5	G3-8-CL6	DDW		%
El\Min.	Sfalerit	Kuvars	Sfalerit	Kuvars	Kuvars	Sfalerit	Saf Su	Deniz su.	*Tek..
Na	2.193	3.230	2.013	2.345	2.255	1.355	0.167	10.76000	17.21
K	0.927	2.552	0.830	1.015	1.108	0.300	0.080	0.39900	18.87
Ca	3.756	13.447	4.207	8.075	7.173	4.929	0.208	0.41100	6.04
Fe	1.095	1.472	1.000	0.319	0.966	1.686	< 0.01	0.00200	0.65
Mg	1.157	2.108	1.754	1.238	1.812	1.316	< 0.05	1.29000	0.44
Mn	0.185	1.630	0.432	0.500	0.142	0.304	0.007	0.00020	6.94
Sr	0.017	0.030	0.016	0.027	0.031	0.014	0.004	0.00800	9.28
Ba	0.036	0.065	0.038	0.058	0.063	0.023	0.002	0.00200	21.28
Zn	9.756	1.680	8.232	0.670	0.960	5.355	0.004	0.00200	24.95
Pb	0.078	0.055	0.023	0.102	0.025	0.005	< 0.002	0.00003	0.00
Cu	0.028	0.040	0.000	0.011	0.021	0.001	< 0.0004	0.00050	0.17
Br	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	< 0.0001	0.06700	8.10
I	0.015	0.018	0.011	0.011	0.014	0.006	< 0.005		0.00
Cl	10.000	12.000	9.000	5.000	7.000	4.000	< 1		0.00
S	11.000	10.000	12.000	4.000	7.000	6.000	< 1		6.90
K/Na	0.249	0.466	0.243	0.255	0.290	0.131			
Ca/Na	0.985	2.394	1.202	1.980	1.829	2.092			
Mn/Na	0.035	0.211	0.090	0.089	0.026	0.094			
Mg/Na	0.499	0.618	0.825	0.500	0.761	0.919			
Cl/Na	2.954	2.407	2.897	1.381	2.011	1.913			

* % Tekrarlanabilirlik (iki örneğin tekrar analizine göre hesaplanmıştır).1

Ek Tablo 14. EQBRM programıyla hesaplanan iyon ve iyon komplekslerine ait konsantrasyonlar ve bu hesaplama esnasında kullanılan diğer parametreler

275 °C		325 °C	
İyonlar	Konsantrasyonlar (Molalite)	İyonlar	Konsantrasyonlar (molalit)
H ⁺	1.031x10 ⁻⁴	H ⁺	1.031x10 ⁻⁴
NaCl	1.414x10 ⁻²	NaCl	6.042x10 ⁻³
Cl ⁻	5.90x10 ⁻¹	Cl ⁻	1.873x10 ⁻¹
HS ⁻	2.321x10 ⁻⁶	HS ⁻	1.963x10 ⁻⁶
S ²⁻	7.460x10 ⁻⁹	S ²⁻	1.928x10 ⁻⁹
H ₂ S	6.198x10 ⁻³	H ₂ S	6.198x10 ⁻³
Pb ²⁺	6.858x10 ⁻⁵	Pb ²⁺	3,906x10 ⁻⁴
PbCl ⁺	2.027x10 ⁻⁵	PbCl ⁺	2.599x10 ⁻⁴
PbCl ₂	3.175x10 ⁻²	PbCl ₂	1.491x10 ⁻¹
PbCl ₃ ⁻	3.119x10 ⁻²	PbCl ₃ ⁻	7.253x10 ⁻²
PbCl ₄ ²⁻	6.803x10 ⁻²	PbCl ₄ ²⁻	8.675x10 ⁻²
Pb(HS) ₂ ⁻	1.00x10 ⁻¹⁰	Pb(HS) ₂ ⁻	1.00x10 ⁻¹⁰
Pb(H ₂ S) ₂	1.00x10 ⁻¹⁰	Pb(H ₂ S) ₂	1.00x10 ⁻¹⁰
HSO ₄ ⁻	1.00x10 ^{-11,7}	HSO ₄ ⁻	1.00x10 ^{-11,6}
SO ₄ ²⁻	1.00x10 ^{-12,1}	SO ₄ ²⁻	1.00x10 ^{-13,01}
H ₂ SO ₄	1.00x10 ⁻¹⁶	H ₂ SO ₄	1.00x10 ^{-14,9}
As	3.2x10 ⁻⁸	As	3.2x10 ⁻⁸
Ag ⁺	2.3x10 ⁻¹¹	Ag ⁺	2.3x10 ⁻¹¹
K ⁺	4.5x10 ⁻²	K ⁺	6.3x10 ⁻²
A*	1,096	A	1,4943
I**	0,845	I	0,519

*Deb. Hükkel parametresi

** İyonik Kuvvet

Ek Tablo 15. Galen ve sfaeritin çözünürlük hesabında ve pH hesabında kullanılan elementlere ait aktivite katsayıları (Helgeson, 1969'a göre hesaplanmıştır).

İyon ve komplek iyonlar	Aktivite katsayısı ($\log \gamma$)	
	275 °C	325 °C
K^+	0.483	0.299
Pb^{2+}	0.059	0.021
H_2S	1.54	1.97
S^{2-}	0.03	0.13
HS^-	0.47	0.39
Cl^-	0.50	0.37
$PbCl^-$	0.155	0.095
$PbCl_2$	0.155	0.095
$PbCl_3^-$	0.16	0.1
$PbCl_4^{2-}$	0.16	0.1
PbS	0.03	0.012
$Pb(HS^-)_2$	0.132	0.08
H^+	0.12	0.8
Zn^{2+}	0.65	0.29
$ZnCl^-$	0.05	0.025
$ZnCl_2$	0.0158	0.095
$ZnCl_3^-$	0.0158	0.095
$ZnCl_4^{2-}$	0.0158	0.095
ZnS	0.04	0.019
$Zn(HS^-)_3^-$	0.0158	0.115
A	1.096	1.4943

Ek Tablo 16. Termodinamik çalışmalarda kullanılan reaksiyonlara ait farklı iki sıcaklıkta hesaplanan denge sabitleri

Reaksiyonlar	log K		Kaynak
	275 °C	325 °C	
* $\text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{H}^+ + \text{HS}^-$	-7.26	-7.94	Johnson, vd. (1992)
* $\text{HSO}_4^- \rightarrow \text{H}^+ + \text{SO}_4^{2-}$	-5.70	-6.70	"
* $\text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}^+ \rightarrow \text{H}_2\text{S} + 2\text{O}_2$	-52.1	-43.50	"
* $\text{H}_2\text{S} + 2\text{O}_2 \rightarrow \text{HSO}_4^- + \text{H}^+$	57.8	50.30	"
* $\text{SO}_4^{2-} + \text{H}^+ \rightarrow 2 \text{O}_2 + \text{HS}^-$	-59.4	-51.50	"
* $\text{HS}^- \rightarrow \text{H}^+ + \text{S}^{2-}$	0.36	0.638	"
* $\text{H}_2\text{S}_{(\text{aq})} + \frac{1}{2}\text{O}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \frac{1}{2} \text{S}_2$	14.5	12.87	"
* $\text{FeS} + \frac{1}{2}\text{O}_2 + \text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{FeS}_2 + \text{H}_2\text{O}$ (pirotin-pirit)	20.86	18.10	"
* $\text{FeS} + \frac{1}{2}\text{O}_2 + \text{HS}^- + \text{H}^+ \rightarrow \text{FeS}_2 + \text{H}_2\text{O}$ (pirotin-pirit)	28.12	26.03	"
* $5\text{CuFeS}_2 + 2\text{H}_2\text{S} + 2\text{O}_2 \rightarrow$ $\text{Cu}_5\text{FeS}_4 + 4\text{FeS}_2 + \text{H}_2\text{O}$ (Kalkopirit-Bornit-Pirit)	36.62	31.68	"
* $\text{PbS} + 2\text{O}_2 \rightarrow \text{PbSO}_4$ (Galen-Anglezit)	59.83	53.28	"
* $\text{FeS}_2 + \text{As} + 7/2\text{O}_2 + \text{H}_2\text{S} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow$ $\text{FeAsS} + 2\text{H}_2\text{SO}_4$ (Pirit-Arsenopirit)	99.60	92.40	Barnes (1979)
* $\text{FeS}_2 + \text{As} + 7/2\text{O}_2 + \text{HS}^- + \text{H}^+ + \text{H}_2\text{O} \rightarrow$ $\text{FeAsS} + 2\text{H}_2\text{SO}_4$ (Pirit-Arsenopirit)	103.38	95.88	"
* $2\text{Ag} + \text{H}_2\text{S} + \frac{1}{2}\text{O}_2 \rightarrow \text{Ag}_2\text{S} + \text{H}_2\text{O}$ (Ag-Argentit)	33.97	30.3	Johnson, vd. (1992)
* $2\text{Ag} + \text{HS}^- + \text{H}^+ \rightarrow \text{Ag}_2\text{S} + \text{H}_2\text{O}$ (Ag-Argentit)	41.23	38.24	"
* $1/3\text{Fe}_3\text{O}_4 + 1/12\text{O}_2 \rightarrow \frac{1}{2} \text{Fe}_2\text{O}_3$ (Hematit-Manyetit)	3.09	2.74	"
* $\text{Pb}^{2+} + \text{S}^{2-} \rightarrow \text{PbS}$ (Pb2+ - Galen)	10.41	9.68	"
* $\text{PbS} + 2\text{O}_2 \rightarrow \text{PbSO}_4$ (Galen Anglezit)	59.83	53.28	"
* $3\text{FeS} + 2\text{O}_2 \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4 + 3/2 \text{S}_2$ (Pirotin-Magnetit)	53.64	48.54	"
* $2\text{FeS} + \text{S}_2 \rightarrow 2\text{FeS}_2$ (Pirotin-Pirit)	6.37	5.23	"
* $2\text{Ag} + 1/2 \text{S}_2 \rightarrow \text{Ag}_2\text{S}$ (Ag-Argentit)	18.87	15.98	"
* $2 \text{FeS}_2 + 3/2\text{O}_2 \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 + 2\text{S}_2$ (Pirit-Hematit)	28.53	26.74	"
* $5 \text{CuFeS}_2 + \text{S}_2 \rightarrow$ $\text{Cu}_5\text{FeS}_4 + 4\text{FeS}_2$ (Kalkopirit-Bornit-Pirit)	7.62	5.95	"
* $3\text{FeS}_2 + 2\text{O}_2 \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4 + 3\text{S}_2$ (Pirit-Magnetit)	34.53	32.83	"
* $2\text{FeAsS} + \text{S}_2 \rightarrow 2 \text{FeS}_2 + 2\text{As}$ (Arsenopirit-Pirit)	11.07	9.02	Barnes (1979)
* $\text{PbS} \rightarrow \text{Pb}^{2+} + \text{S}^{2-}$	-18.82	-17.81	Johnson, vd.(1992)
* $\text{Pb}^{2+} + \text{Cl}^- \rightarrow \text{PbCl}^+$	1.26	2.48	"
* $\text{Pb}^{2+} + 2\text{Cl}^- \rightarrow \text{PbCl}_2$	5.458	6.95	"
* $\text{Pb}^{2+} + 3\text{Cl}^- \rightarrow \text{PbCl}_3^-$	5.68	7.42	"
* $\text{Pb}^{2+} + 4\text{Cl}^- \rightarrow \text{PbCl}_4^{2-}$	5.47	7.34	"
* $\text{PbS} + 2\text{H}^+ \rightarrow \text{Pb}^{2+} + \text{H}_2\text{S}_{(\text{aq})}$	-2.60	-2.08	"
* $\text{PbS} + \text{H}^+ + \text{HS}^- \rightarrow \text{Pb}(\text{HS})_2$	3.52	4.46	"
* $\text{PbS} + 2\text{H}^+ + \text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{Pb}(\text{H}_2\text{S})_2$	11.89	12.12	"
* $\text{ZnS} \rightarrow \text{Zn}^{2+} + \text{S}^{2-}$	-18.58	-17.78	"
* $\text{Zn}^{2+} + \text{Cl}^- \rightarrow \text{ZnCl}^+$	5.78	7.06	"
* $\text{Zn}^{2+} + 2\text{Cl}^- \rightarrow \text{ZnCl}_2$	6.48	8.41	"
* $\text{Zn}^{2+} + 3\text{Cl}^- \rightarrow \text{ZnCl}_3^-$	5.51	7.48	"
* $\text{Zn}^{2+} + 4\text{Cl}^- \rightarrow \text{ZnCl}_4^{2-}$	6.49	8.59	"
* $\text{ZnS} + 2\text{H}^+ \rightarrow \text{Zn}^{2+} + \text{H}_2\text{S}_{(\text{aq})}$	-2.95	-2.74	"
* $\text{ZnS} + 2\text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{Zn}(\text{HS})_3^- + \text{H}^+$	-10.76	-11.33	"

Ek Tablo 17. Aktivite diyagramlarında kullanılan reaksiyonlar ve farklı sıcaklıklarda hesaplanan denge sabitleri

Reaksiyonlar	log K		Kaynak
	275 °C	325 °C	
*3Albit + 2H ⁺ → 1Paragonit + 2Na ⁺ + 6Kuvars	9.04	8.49	Faure (1998)
*2Paragonit + 2H ⁺ + 3H ₂ O → 3Kaolen + 2Na ⁺	6.87	6.44	"
*3Kaolen + 2K ⁺ → 2 Muskovit + 3 H ₂ O + 2H ⁺	-3.52	-3.05	Johnson, vd. (1992)
*1Paragonit + K ⁺ + H ⁺ → 1Muskovit + Na ⁺ + H ⁺	1.67	1.49	"
*3Albit + K ⁺ + 3H ⁺ → 1Muskovit + 3Na ⁺ + H ⁺ + 6Kuvars	10.71	9.99	"
*1Albit + K ⁺ + H ⁺ → 1Kfeldispat + Na ⁺ + H ⁺	1.05	0.90	"
*3K-feldispat + 2H ⁺ → 1Muskovit + 2K ⁺ + 6Kuvars	7.56	7.29	"
*1Klinozoizit + K ⁺ + 4H ⁺ → 1Muskovit + 2Ca ²⁺ + H ₂ O + H ⁺	-30.20	-25.64	Faure (1998)
*3Ca-montmorilonit + 2H ⁺ + 4.159Ca ²⁺ + 2.33H ₂ O → 2.33Klinozoizit + 4.02Kuvars + 8.33H ⁺	6.10	6.90	"
*3K-feldispat + 2Ca ²⁺ + 2H ⁺ + H ₂ O → 1Klinozoizit + 3H ⁺ + 3K ⁺ + 6Kuvars	11.99	9.95	"
*3Ca-montmorilonit + 2.33K ⁺ + H ⁺ → 2.33Muskovit + 0.501Ca ²⁺ + 4.02Kuvars + 2.34H ⁺	0.41	0.87	"
*1Ca-montmorilonit + 0.33H ⁺ → 1.165Muskovit + 0.167Ca ²⁺ + 1.34Kuvars	-4.44	-2.66	"
*7Kaolinit + 8Kuvars + Mg ²⁺ → 6Mg-montmorilonit + 7H ₂ O + 2H ⁺	0.09	1.32	"
*1Mg-montmorilonit + 5.658Mg ²⁺ + 9.32H ₂ O → 1.165Mg-klorit + 0.175Kuvars + 11.316H ⁺	-31.37	-27.49	"
*1.013İllit + 0.1245Kuvars + 0.781H ⁺ → 1Mg-montmorilonit + 0.608K ⁺ + 0.086Mg ²⁺ + 0.405H ₂ O	4.90	5.20	"
*1.13İllit + 0.12K ⁺ + 0.43H ⁺ → 1Muskovit + 1.55Kuvars + 0.325Mg ²⁺ + 0.5H ₂ O	4.25	5.12	"
*2.3 K-feldispat + 0.25Mg ²⁺ + 0.4H ₂ O + 1.2H ⁺ → 1İllit + 1.7K ⁺ + 3.4Kuvars	9.44	9.88	"
*2.3Flogopit + 15H ⁺ → 1İllit + 1.7K ⁺ + 6.65Mg ²⁺ + 3.4Kuvars + 8.8H ₂ O	49.05	46.14	"
*1Mg-klorit + Mg ²⁺ + 3Kuvars + 2K ⁺ → 2Flogopit + 4H ⁺	-7.02	-5.19	"
*1K-feldispat + 3Mg ²⁺ + 4H ₂ O → 1Flogopit + 6H ⁺	-14.33	-11.89	"

Ek Tablo 18. Karbon ve oksijen izotop modellemelerinin açıklamaları ve çözüm yolları

1- Sıvıların soğumasıyla karbonat çökelimi (Şekil 133)

*Sfalerit-galen çiftiyle aynı parajenezde olan hidrotermal kalsitin, kükürt izotop termometresi ile oluşum sıcaklığı 232 °C olarak hesaplanmıştır. Bu kalsitten ölçülen izotop değerleri aşağıdaki gibidir. Sıvının karbon ve oksijen izotop bileşimi 34 ve 35 numaralı formüllerle hesaplanmıştır.

	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	T °C	Kalsitle dengedeki sıvı	
				$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
Kalsit	-4.5	10.9	232	-3.49	2.90

Kalsitle dengedeki sıvının izotop bileşimi yine 34 ve 35 numaralı formüller kullanılarak 300 °C'den 50 °C'ye kadar soğularak çözümlenmiş ve elde edilen sonuçlar aşağıda verilmiştir.

T °C	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
300	-5.32	8.48
257	-4.87	9.91
208	-4.06	12.03
157	-2.71	15.05
105	-0.36	19.57
50	3.85	26.64

Sıvı-kayaç etkileşimi modeli (Şekil 134)

*Kayaç sıvı etkileşim oranına bağlı olarak meydana gelen izotop değişimi Δ çeşitli sıvı kayaç etkileşim oranlarında ve sıcaklıklarda 36 ve 37 numaralı denklemler kullanılarak çözümlenmiş ve aşağıda verilmiştir. I, II ve III Şekil 134'deki doğrulara aittir. Etkileşim oranı arttıkça hidrotermal sıvı hafif izotoplarca zenginleşmektedir, yani yan kayaçta ayrışma buna paralel olarak artmaktadır.

Sıcaklık T °C	Kayaç-sıvı etkileşim oranı r/w	I		II		III	
		$\Delta^{13}\text{C}$	$\Delta^{18}\text{O}$	$\Delta^{13}\text{C}$	$\Delta^{18}\text{O}$	$\Delta^{13}\text{C}$	$\Delta^{18}\text{O}$
		2	0.5	4	1	6	2
		$^{13}\text{C}_{\text{kalsit}}$	$^{18}\text{O}_{\text{kalsit}}$	$^{13}\text{C}_{\text{kalsit}}$	$^{18}\text{O}_{\text{kalsit}}$	$^{13}\text{C}_{\text{kalsit}}$	$^{18}\text{O}_{\text{kalsit}}$
50	1	5.85	27.14	7.85	27.64	9.85	28.64
105	0.8	1.24	19.97	2.84	20.37	4.44	21.17
157	0.6	-1.51	15.35	-0.31	15.65	0.89	16.25
208	0.4	-3.26	12.23	-2.46	12.43	-1.66	12.83
257	0.2	-4.47	10.01	-4.07	10.11	-3.67	10.31
300	0	-5.32	8.48	-5.32	8.48	-5.32	8.48

$$\Delta = \delta_{\text{taze kayaç}} - \delta_{\text{ayrışmış kayaç}}$$

Ek Tabo 18'in devamı

2- Sıvı-kayaç karışımı (Şekil 135 ve 136)

*Bu modelde başlangıç kayacı olarak, yankayaçtan (Berdiga Formasyonundan alınan taze kireçtaşı) elde edilen karbon (+1.6 ‰) ve oksijen (+13.4 ‰) izotop bileşimi, başlangıçtaki hidrotermal sıvı için ise Maden Dere yatağından alınan hidrotermal kalsitten hesaplanan karbon (-3.5 ‰) ve oksijen (+2.91 ‰) izotop bileşimi kullanılmıştır. Kalsit ile sıvı arasındaki karbon ve oksijen farklılaşma faktörü $\Delta (^{13}\text{C}_{\text{kalsit-H}_2\text{CO}_3}, \Delta ^{18}\text{O}_{\text{kalsit-H}_2\text{O}} (1000 \ln a_{\text{kalsit-sıvı}}))$ istenilen sıcaklıkta Friedman ve O'Neil (1977) ye göre hesaplanmıştır. Bu verilerin yanında, ortamın toplam karbon mol kesri (X_{Ctop}) ve çeşitli sıvı-kayaç oranlarına göre karıştırılarak 38 ve 39 numaralı denklemlerde yerine koyarak çözümlenmiştir ve aşağıda verilmiştir.

Sıvı-kayaç or.		Karışım eğrişi		Karışım eğrişi	
		T= 175 oC		T= 300 oC	
W/R	$X_{\text{Ctop}}=0.02$	$^{13}\text{C}_{\text{kalsit}}$	$^{18}\text{O}_{\text{kalsit}}$	$^{13}\text{C}_{\text{kalsit}}$	$^{18}\text{O}_{\text{kalsit}}$
0.5	0.02	1.55	13.62	1.53	11.83
1.0	0.02	1.50	13.68	1.46	10.99
5.0	0.02	1.16	13.80	0.97	9.32
10.0	0.02	0.79	13.83	0.45	8.94
50.0	0.02	-0.83	13.86	-1.85	8.58
100.0	0.02	-1.64	13.86	-3.01	8.53
200.0	0.02	-2.29	13.86	-3.93	8.51
400.0	0.02	-2.72	13.86	-4.54	8.50
600.0	0.02	-2.88	13.86	-4.78	8.49
1000.0	0.02	-3.03	13.86	-4.98	8.49
4000.0	0.02	-3.14	13.86	-5.14	8.49

W/R		T= 175 oC		T= 300 oC	
		$^{13}\text{C}_{\text{kalsit}}$	$^{18}\text{O}_{\text{kalsit}}$	$^{13}\text{C}_{\text{kalsit}}$	$^{18}\text{O}_{\text{kalsit}}$
0.50	0.02	1.53	13.62	1.50	11.83
1.00	0.02	1.46	13.68	1.40	10.99
5.00	0.02	0.97	13.80	0.70	9.32
10.00	0.02	0.48	13.83	0.01	8.94
50.00	0.02	-1.31	13.86	-2.54	8.58
100.00	0.02	-2.04	13.86	-3.58	8.53
200.00	0.02	-2.56	13.86	-4.32	8.51
400.00	0.02	-2.88	13.86	-4.78	8.50
600.00	0.02	-3.00	13.86	-4.94	8.49
1000.00	0.02	-3.10	13.86	-5.09	8.49
4000.00	0.02	-3.22	13.86	-5.25	8.49

* Çökelen kalsitin karbon ve oksijen bileşimi (‰)

Ek Tablo 18'in devamı.

3- Sıvı Sıvı karışımı (Şekil 136)

*Bu modelde başlangıçta hidrotermal kalsitle (A) ve kireçtaşı (B) ile dengede olan sıvıların karbon ve oksijen izotop bileşimleri sırasıyla, A sıvısı $\delta^{13}\text{C} = -5.75 \text{ ‰}$, B sıvı $\delta^{18}\text{O} = -10.23 \text{ ‰}$ ve $\delta^{13}\text{C} = -3.49 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O} = +2.89 \text{ ‰}$ değerleridir. A sıvısının sıcaklığı $50 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ve B sıvısının sıcaklığı $300 \text{ }^{\circ}\text{C}$ alınarak çeşitli oranlarda karıştırılmış (A %80, B %20 gibi) oluşan yeni sıvının sıcaklığı her bir karışımdan sonra yeniden hesaplanmıştır. Her iki sıvının karbon konsantrasyonu eşit olarak alınarak ($P=1$), karışım sonucu hesaplanan yeni sıcaklıklara göre çökecek kalsitlerin izotop bileşimleri 40 ve 41 numaralı denklemlere göre çözümlenmiş ve aşağıdaki tabloya aktarılmıştır.

T $^{\circ}\text{C}$	A sıvısı	B sıvısı	$^{18}\text{O}_{\text{kalsit}}$	$^{13}\text{C}_{\text{kalsit}}$
100	0	1	11.59	-0.30
120	0.165	0.825	10.45	-1.63
140	0.33	0.66	9.79	-2.61
160	0.495	0.495	9.50	-3.33
180	0.66	0.33	9.45	-3.85
200	0.825	0.165	9.38	-4.20
220	1	0	10.24	-4.41

ÖZGEÇMİŞ

Abdurrahman LERMİ 19.02.1971 tarihinde Akçaabatta doğdu. İlk ve orta öğrenimini 1976-1983 yılları arasında Gökçeler Köyü İlköğretim Okulu'nda tamamladı. 1987 yılında Trabzon Affan Kitapçıoğlu Lisesi'nden mezun oldu. 1988 yılında KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölüm'nü kazandı ve 1992 yılında Jeoloji Mühendisi ünvanını aldı. Aynı yıl KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Ana Bilim Dalı'nda Yüksek Lisans Eğitimine başladı. 1993 yılında İngilizce hazırlık eğitimi aldı ve aynı yıl Niğde Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde Maden yatakları- Jeokimya Bilim Dalına Araş. Görevlisi olarak atandı. Yüksek Lisansını tamamladığı 1996 yılında, KTÜ Fen Bil. Enst. Jeol. Ana Bilim Dalında Doktora Eğitimine başladı. 1998 yılında Niğde Üniversitesi'nden KTÜ Fen Bil Enstitüsü'ne görevlendirildi (YÖK tarafından 35. Madde kapsamında) ve halen KTÜ Jeol. Müh. Bölümü'nde Araş. Gör. olarak çalışmaktadır. 2001 yılında "Geochron Research Awards Program" kapsamında "Student Grant" ödülünü aldı. Evli ve bir çocuk babası olan Abdurrahman Lermi, İngilizce bilmektedir.