

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**DAĞARDI (KÜTAHYA) BÖLGESİ GÖMÜLÜ ANTİMON BİRİKİMLERİNİN
TOPRAK JEOKİMYASI PROSPEKSİYONU İLE SAPTANMASI**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Salih Burak KARABEL

Uygulamalı Jeoloji Anabilim Dalı

Jeoloji Mühendisliği Programı

Ocak 2013

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**DAĞARDI (KÜTAHYA) BÖLGESİ GÖMÜLÜ ANTİMON BİRİKİMLERİNİN
TOPRAK JEOKİMYASI PROSPEKSİYONU İLE SAPTANMASI**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**Salih Burak KARABEL
505101310**

Uygulamalı Jeoloji Anabilim Dalı

Jeoloji Mühendisliği Programı

**Tez Danışmanı: Doç.Dr. Mustafa KUMRAL
Eş Danışman : Doç.Dr. Murat BUDAKOĞLU**

OCAK 2013

İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü'nün 505101310 numaralı Yüksek Lisans Öğrencisi **Salih Burak KARABEL**, ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı “**DAĞARDI (KÜTAHYA) BÖLGESİ GÖMÜLÜ ANTİMUAN BİRİKİMLERİNİN TOPRAK JEOKİMYASI PROSPEKSİYONU İLE SAPTANMASI**” başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı : **Doç.Dr. Mustafa KUMRAL**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Eş Danışman : **Doç.Dr. Murat BUDAKOĞLU**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Jüri Üyeleri : **Prof. Dr. Sezai KIRIKOĞLU**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Doç.Dr. Mustafa KUMRAL
İstanbul Teknik Üniversitesi

Doç.Dr. Murat BUDAKOĞLU
İstanbul Teknik Üniversitesi

Yrd.Doç.Dr. Nurullah HANILÇI
İstanbul Üniversitesi

Yrd.Doç.Dr. M.Selman AYDOĞAN
Balıkesir Üniversitesi

Teslim Tarihi : **17 Aralık 2012**
Savunma Tarihi : **22 Ocak 2013**

Aileme,

ÖNSÖZ

İ.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Jeoloji Mühendisliği Yüksek Lisans Programı'nda yapılan bu tez, rapor edilen antimon cevherleşmelerine rağmen antimon üretimi çok düşük olan Türkiye'nin antimon aramacılığına katkı sağlamayı hedeflemektedir.

Tezimin her aşamasında değerli zamanlarını ayırarak yardımlarını esirgemeyen danışmanlarım Doç.Dr. Mustafa KUMRAL ve Doç.Dr. Murat BUDAKOĞLU'na teşekkür ederim.

Tezimin her aşamasında emekli olmasına rağmen Maden Yatakları-Jeokimya araştırmalarından kopamayan Saygı değer Hocam Prof.Dr.Selçuk TOKEL'e ayırdığı zaman, anlattığı dersler, yaptığı katkı ve yönlendirmeler için teşekkürü borç bilirim.

Saha çalışmalarında bütçe, analiz, ulaşım, konaklama yardımlarını esirgemeyen Tempoteknik Firması Sahipleri Elk. Yük. Müh. Mehmet Ömer TÜREDİ ve Hikmet Salih TÜREDİ ile Müh. Fatih SÖZER'e teşekkür ederim.

Kocaeli Üniversitesi öğretim üyesi Yrd.Doç.Dr. Ertan PEKTAŞ' a çalışma bölgesinde yaptığı jeofizik çalışmanın yorumlanmış verilerini paylaştığı için teşekkür ederim.

Mikroskop çalışmalarında gösterdikleri ilgi ve alaka için Doç.Dr. Emin Çiftçi ile Dr. Orhan YAVUZ' a teşekkürlerimi sunarım.

AAS analizlerini yaptığı için Uzm. Serena UZAŞÇI ve Jeokimya Araştırmaları Laboratuvar çalışanlarına teşekkür ederim.

2002 yılında Maden Fakültesine girmemle İstanbul'dan Ankara'ya taşınmaları nedeniyle 11 yıldır kısa aralıklarla görüşebildiğim, ayrı kaldığım Aileme bana sabrettikleri ve yetiştirdikleri için teşekkürü bir borç bilirim.

İstanbul' da bana yardımcı olan Teyzem Nejla TANIR'a ayrıca teşekkür ederim.

Tez süreci boyunca yasal işlemleri titizlikle hazırladıkları için Jeoloji Mühendisliği Bölüm Yöneticileri ve Fakülte Dekanlığı'na ayrıca teşekkürlerimi sunarım.

Ocak 2013

Salih Burak KARABEL
Araştırma Görevlisi

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ.....	vii
İÇİNDEKİLER	ix
KISALTMALAR	xi
ÇİZELGE LİSTESİ.....	xiii
ŞEKİL LİSTESİ.....	xv
ÖZET.....	xvii
SUMMARY	xix
1 GİRİŞ ve AMAÇ	1
1.1 Literatür Araştırması	3
1.1.1 Antimon jeokimyası	4
1.1.2 Yerkabuğu'nun farklılaşma sürecinde antimon (Manto-kısmi ergiyik- kabuk).....	6
1.1.3 Yitim sürecinde antimon	7
1.1.4 Hidrotermal sıvıda ve gaz fazda antimon.....	10
1.1.5 Süperjen süreçlerde antimon	11
1.1.6 Hidrotermal antimon cevherleşmesi	11
1.2 Öncel Çalışmalar	12
2 GENEL JEOLojİ.....	15
2.1 Bölgesel Jeoloji	15
2.2 Giriş.....	16
2.2.1 Metamorfikler	16
2.2.2 Kireçtaşları	16
2.2.3 Ofiyolitli karmaşık seri	18
2.2.4 Neojen örtü kayaçları	19
2.2.5 Magmatizma.....	20
2.2.5.1 Neojen volkanizması.....	20
2.3 Yapısal Jeoloji.....	21
2.4 Faylar ve Kıvrımlanma	21
3 MİNERALİZASYON	23
3.1 Giriş.....	23
3.2 Türkiye Antimon Yatakları	24
3.2.1 Cevherleşme tipleri	25
3.2.2 Dağardı yöresi antimon zuhurları	25
4 JEOKİMYASAL PROSPEKSİYON	27
4.1 Giriş.....	27
4.2 Amaç ve Yöntem.....	27
4.3 Saha Oryantasyonu.....	28
4.4 Örnek Alımı ve Hazırlama	28
4.5 Konsantrasyon Tayini	29
4.6 Verilerin yorumlanması	31

4.7	Jeokimyasal Haritaların Hazırlanması	35
4.8	Soğukçıbançal Tepe Mineralizasyonu	36
4.8.1	Cevherleşme ve alterasyon.....	44
5	SONUÇ VE ÖNERİLER.....	49
6	KAYNAKLAR.....	51
7	EKLER.....	55
EK-A	Dağardı (Kütahya) Evciler Köyü Jeolojik Harita ve Kesiti 1/5.000 Ölçekli.	57
EK-B	Dağardı (Kütahya) Evciler Köyü Jeolojik Harita, Jeofizik Profil Hatları ve Antimon Anomalileri 1/5.000 Ölçekli.	59
EK-C	II.Etap Jeokimyasal Toprak Prospeksiyon Sb Analiz Sonuçları.....	61
EK-D	Soğukçıbançal Tepe Cevherleşme XRD analiz sonuçları.....	63
8	ÖZGEÇMİŞ.....	69

KISALTMALAR

AAS	: Atomik Absorbsiyon Spektrofotometresi
AR	: Kral Suyu. Aqua Regia (HNO ₃ :HCl, 1:3)
AZ	: Ateşte Zaiyat
CO₂	: Karbondioksit
<i>f</i>	: Fügaside.
Ga	: 10 ⁹ yıl.
log	: On tabanında logaritması
ICP-MS	: Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry
IDW	: Uzaklık ile ters orantılı. Inverse Distance Weight.
Ma	: 10 ⁶ yıl.
PDB	: Pee Dee Belemnite
ppm	: Milyonda bir . Parts per million (10 ⁶).
s	: Standart Sapma
Sb	: Antimon
SMOW	: Standard Mean Ocean Water
x	: Aritmetik Ortalama
XRF	: X-Işını Flöresans
wt%	: Ağırlıkça Yüzde

ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

Çizelge 1.1	Rose ve diğ. (1979)' a göre antimonun kayaçlardaki dağılımı.....	4
Çizelge 1.2	Eugster (1985)' e göre cevher yapıcı elementlerin sınıflaması ve Antimonun yeri.	4
Çizelge 1.3	Railsback (2003)' e göre Sb iyonlarının sınıfı.....	6
Çizelge 1.4	Noll ve diğ. (1996)' ya göre B ve Sb değerlerinin yay boyunca mutlak değişimleri.	8
Çizelge 3.1	Başlıca Sb mineralleri (Url-1).	23
Çizelge 4.1	Dağardı Bölgesi I.Etap Jeokimyasal Prospeksiyon Sonuçları.	30
Çizelge 4.2	Dağardı Bölgesi I.Etap Jeokimyasal Prospeksiyon için istatistik bilgiler.	31
Çizelge 4.3	Cevher numunesine ait Yarı Kantitatif XRF sonuçları.....	45
Çizelge 4.4	Altere yan kayaçlara ait Yarı Kantitatif XRF sonuçları.	47
Çizelge 4.5	Ofiyolitik kumtaşına ait Yarı Kantitatif XRF sonucu.....	48
Çizelge C.1	II.Etap Jeokimyasal Toprak Prospeksiyon Sb Analizleri	61

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 Türkiye'nin Dünya Antimon üretimi ile karşılaştırılması. (British Geological Survey, 2012).....	1
Şekil 1.2 Çalışma Alanı Yer Buldur Haritası.....	2
Şekil 1.3 Periyodik tabloda metalloidlerin yeri.....	3
Şekil 1.4 Railsback' e göre Sb nin iyonlarının sınıflaması.....	6
Şekil 1.5 Uyeda (1983)' de değiştirilerek levhanın dalım açısı ile fluidlerin manto kamasına girme aralığı kırmızı genişlik ile simgelenmiştir.....	8
Şekil 1.6 Horst-Graben>Nap. (Dill, 1998).....	9
Şekil 1.7 Nap>Horst-Graben (Dill, 1998).....	9
Şekil 2.1 Çalışma sahasının tektonik ortamı (Okay, A.I., 2001).	15
Şekil 2.2 Çalışma alanının jeoloji haritası (Konak ve Akdeniz, 1979'dan sadeleştirilmiştir).....	17
Şekil 2.3 Yer yer rekristalize 0.2-0.6 mm boyutlarında ikincil kalsit kristalleri içeren masif mikritik kireçtaşı (a:tek nikol, b:çift nikol).	18
Şekil 2.4 Kireçtaşı-Ofiyolit dokanağı. Yol kenarından Soğukçıbançal Tepe doğusuna bakış. (35N, 674865, 4369955).....	19
Şekil 3.1 Türkiye Antimon Yatakları için genelleştirilmiş bir tip kesit ve gözlenen yataklanma şekilleri (Gökçe, 1995).....	25
Şekil 4.1 Dağardı Bölgesi I.Etap jeokimyasal prospeksiyon sonuçlarının histogram dağılımlarının 0.1 aralık için kümelenmeleri.....	32
Şekil 4.2 Dağardı Bölgesi I.Etap jeokimyasal prospeksiyon sonuçlarının histogram dağılımlarının 0.2 aralık için kümelenmeleri.....	32
Şekil 4.3 Dağardı Bölgesi I.Etap jeokimyasal prospeksiyon sonuçlarının histogram dağılımlarının 0.3 aralık için kümelenmeleri.....	33
Şekil 4.4 Dağardı Bölgesi I.Etap jeokimyasal prospeksiyon sonuçlarının histogram dağılımlarının 0.4 aralık için kümelenmeleri.....	33
Şekil 4.5 Dağardı Bölgesi I.Etap jeokimyasal prospeksiyon sonuçlarının histogram dağılımlarının 0.5 aralık için kümelenmeleri.....	34
Şekil 4.6 Dağardı Bölgesi I.Etap jeokimyasal prospeksiyon sonuçlarının histogram dağılımlarının 0.6 aralık için kümelenmeleri.....	34
Şekil 4.7 I.Etap Jeoimyasal Prospeksiyon numune noktalarının bölgesel jeoloji üzerindeki yerleri	37
Şekil 4.8 I.Etap Jeoimyasal Prospeksiyon Antimon anomali alanlarının dağılım haritası.....	38
Şekil 4.9 I.Etap Jeoimyasal Prospeksiyon Antimon anomali alanlarının 3-Boyutlu yüzey dağılım haritası.....	39
Şekil 4.10 II.Etap Jeoimyasal Prospeksiyon numune noktalarının bölgesel jeoloji üzerindeki yerleri	40
Şekil 4.11 II.Etap Jeoimyasal Prospeksiyon Antimon anomali merkezlerinin dağılım haritası.....	41

Şekil 4.12 II.Etap Jeoimyasal Prospeksiyon Antimon anomali merkezlerinin 3-Boyutlu yüzey dağılım haritası.....	42
Şekil 4.13 Belirtilen 145 metrelik hat boyunca 5 m. Elektrod aralığı ile alınmış, yorumlanmış doğru akım-özdirenç kesitleri (Pekşen, 2012).....	43
Şekil 4.14 II.Etap Çalışma Alanı'ndan bir görüntü. Kireçtaşı-Ofiyolit kontağı. Kontak yol ve madencilik faaliyetleri ile rahatça seçilebilmekte. Kireçtaşı topoğrafik olarak yüksektir. Soğukçıbançal Tepe kuzeyinden güneye bakış.....	43
Şekil 4.15 Silisli zonların sahada görünümü.	44
Şekil 4.16 Silisleşme içindeki cevher örneği.	44
Şekil 4.17 Silis hamuru içinden çözülüp gitmiş antimon minerali kristalleri.	45
Şekil 4.18 Cevher içeren silisleşmede iki safhada oluşmuş kuvarsların beraber görünümü (a: tek nikol, b: çift nikol)..	46
Şekil 4.19 Antimon oksit içinde iri kuvars ve antimon oksit çevresinde silis dizilimi (a: tek nikol, b: çift nikol)..	46
Şekil 4.20 Silisleşmenin ileri derecesi. Asidik sıvılar ile yıkanmış silisleşmiş kireçtaşı örneği. Kalıntı kireçtaşı parçaları silisleşme içinde rahatça seçilebilmektedir.	47
Şekil 4.21 Karbonat çimentolu kuvars-mikalı ofiyolitik kumtaşı (a: tek nikol, b: çift nikol)..	48
Şekil 4.22 Ofiyolitik kumtaşı parlak kesitinde saçınım şeklinde stibnitler.	48
Şekil D.1 Soğukçıbançal Tepe cevher numunesi ait XRD sonucu	63
Şekil D.2 Soğukçıbançal Tepe cevher numunesi ait XRD sonucu	64
Şekil D.3 Soğukçıbançal Tepe altere yankayaç B numunesi ait XRD sonucu	65
Şekil D.4 Soğukçıbançal Tepe altere yankayaç B numunesi ait XRD sonucu	66
Şekil D.5 Soğukçıbançal Tepe altere yankayaç C numunesi ait XRD sonucu	67

DAĞARDI (KÜTAHYA) BÖLGESİ GÖMÜLÜ ANTIMON BİRİKİMLERİNİN TOPRAK JEOKİMYASI PROSPEKSİYONU İLE SAPTANMASI

ÖZET

Kütahya-Dağardı Bölgesinde çok sayıda Antimon Zuhuru bulunmaktadır. Geçmiş zamanlarda arama galerileri ve yarmalar açılmış ufak ölçekli üretimler yapılmış olmasına rağmen, Türkiye genelinde bu zamana kadar büyük ölçekli bir üretim mevcut değildir.

Çalışma Bölgesi alttan üste doğru, Paleozoyik yaşlı Metamorfikler, Jura yaşlı Kireçtaşları, Kretase yaşlı Dağardı Ofiyolitik Melanjı, Eosen yaşlı Eğrigöz Granitoidi ve Neojen yaşlı Tortul Kayaçlardan meydana gelmektedir.

Jeokimyasal davranışından dolayı antimonu sondaj ile aramak çok riskli ve maliyetlidir. Galeri ve yarmalar yereldir. Antimon jeokimyası elverişli olduğundan problemi daha geniş ölçekte çözmesi için jeokimyasal toprak prospeksiyonunun uygulanabilirliği araştırılmıştır.

Önce temelden örtüye kadar tüm kayaçları içeren bir bölgede sahaya ait temel, eşik ve anomali değerlerini tespit edebilmek için I.Etap Prospeksiyon yapılmıştır.

Toplanan numuneler AAS ile tek element için hızlı ve ekonomik olarak analiz edilmiştir. Analizlerin doğruluğu, tekrarlanabilirliği ve hassasiyeti için seçilen numuneler ICP-MS ve XRF ile de denetlenmiştir. Antimonun uçucu doğasından dolayı çözeltiye alma işlemleri kapalı teflon kaplarda yapılmıştır, antimon kaybı önlenmiştir.

I.Etap çalışmadan sonra araştırma istatistik ve histogramlar yardımı ile yönlendirilerek saha için 891 ppm eşik değeri bulunmuştur.

Elde edilen bu eşik değeri doğrultusunda mineralleşme olabilecek hedef bölgede ikinci etap arama çalışmaları yapılmıştır.

Yapılan araştırmalar sonucu bölge için belirlenen 891 ppm eşik değeri üzerinde toprak anomalisi veren noktalara odaklanılmış, jeofizik yöntem ile uyumlu sonuç veren alan yarma ile açılmıştır.

Silisleşme ile beraber kireçtaşı-ofiyolit dokanaklarında oluşmuş antimon birikimleri oksitli haldedir, götitlediği piritler cevherleşmeye eşlik eder. Cevherleşme yuvalanmalar ufak mercekler şeklinde, sıkı derinliktedir. Yan kayaçlarda arjilik-yarı propilitik alterasyon gözlenmiştir.

Ayrıca yakın çevredeki karbonatlı ofiyolitik kumtaşlarında antimon tespit edilmiştir.

Bu çalışma jeokimyasal toprak prospeksiyon yönteminin istatistik yöntemlerle beraber uygulandığında Sb elementi için kuvvetli ucuz bir araç olarak kullanılabilirliğini ve cevherleşmeye götürdüğünü ortaya koymaktadır.

Anahtar Kelimeler : Antimon, arama, toprak, prospeksiyon, jeokimya, Dağardı, Kütahya, akıcı, hareketli, mobil, eşik, uçucu, AAS.

GEOCHEMICAL SOIL PROSPECTION FOR LOCATING BURRIED ANTIMONY DEPOSITS AROUND DAĞARDI (KÜTAHYA) REGION

SUMMARY

Kütahya-Dağardı Region has many reported antimony mineralization. Previous diamond core drillings, driven adits and trench on sites that has mineralization signs could not find satisfactory results. Turkey still does not have an important antimony production.

Antimony has very fluid mobile and doubly incompatibly geochemical nature. This geochemical behaviour put its concentration in earths crust to very unique status. To get an ore depotis it needs to concentrate to much. Also its high solubility puts its place in last stage of hydrothermal deposition.

Above mentioned geochemical behaviour of antimony makes it very costly and risky to explore with core drilling, galleries and shafts which are very local. Because of its fluid mobile nature to solve the problem in broader spectrum applicability of geochemical soil prospection is investigated.

Dagardı Region composes the border between Tavşanlı and Afyon Zone as an accretionary prism. Paleozoic Metamorphic rocks are the oldest observed unit and comprise the basement. Metamorphics encircle the Egrigoz granitoid. Jurassic Limestone constitute the topographic heights in study field and lower contact is not observable. All the contacts limestone has are tectonic. Cretaceous Ophiolitic Dağardı Melange is tectonically emplaced over Limestone. Egrigoz granitoid is emplaced in Eocene and cut both metamorphic rocks and autochthon limestones. Neogene volcano-sedimentary rocks covers the ophiolitic rocks and limestone as an angular unconformity. Dip of the Neogene rock units does not affected from tectonic very much, highest dip reaches to 5-10°.

Various geological settings has been studied by authors and four types of antimony mineralization has been identified in Anatolia. 1) Stratiform mineralization inside the basement metamorphic rocks. 2) Discontinuous vein type mineralization in faults that developed in melanges which have shist, metabasite, meta-ophiolite, quartzite and marble blocks. 3) Breccia type mineralization at the base of the tectonic contact of limestone block in melanges. 4) Disseminated mineralization at the young sedimentary cover rocks that overlies above mentioned units.

But in our study at Dağardı Region we only observed the type 3 and 4 mineralization with low grade antimony.

Our aim is to define target by making geochemical soil prospecting in region where mineralization signs are reported.

To define our target areas for our prospecting study we need a threshold value. To get the threshold value we decided to make first stage field work and choose a 10 km² area that includes both above mentioned lithostratigraphic units.

This first field is used for determining the threshold value for antimony concentration in this region.

Soil samples collected from internationally accepted clay rich “B” zone which adsorbs cations if vertically moving water column get in touch and dissolve metal from any buried ore deposit that can be mobilized easily. This mobilised elements are the key factor for this method to work.

In first stage 250 m x 250 m grid interval chosen for sampling. This value is determined by our field observations of reported mineralization and from literature. 117 samples collected each weight at least 500 gr.

These collected samples dried in open air as long as 1-2 day. Than lumpy soils has been loosen by hand and rubber hammer. Rock chips has been discarded. Rest is sieved under -80 mesh and reserved for acid digestion.

Samples analysed only for Sb by AAS with aqua regia plus hydrofluoric acid digestion in closed teflon cups. Because Sb is very volatile it can easily lost in heated open digestion process. Precision, accuracy and sensitivity is also checked by ICP-MS. Samples also prepared as pressed pellets and runned on XRF because press pellet preparation does not involve any heating process that may lost Sb.

While using log-normal frequency histogram distributions and looking for clustered population in different interval resolution. Average plus multiples of standart deviation calculated to converge a realistic threshold value for the study field ($323+568=891$ ppm). From these studies 891 ppm is determined as threshold value for Dagardı region in above mention lithostratigraphic units and should be used with care. It is found that 70 ppm as mean of background population.

After establishing these geochemical parameters from 10 km² first stage field study we applied this methodoldgy to second stage field work.

For this purpose 1 km² new target field that has reported mineralization where limestone is topographically above ophiolitic melange and rich in ophiolite-limestone tectonic contacts with silisification has chosen. Because reactive and impermeable limestone is a very good trap for acid neutralization and silisification is also a good indication of hydrothermal alteration. But we observed that not all of the silisification has mineralization from our field studies.

This will focus us to mineralization.

In this second stage prospection study we choose 30 m x 30 m grid interval and collected 175 sample. Because it is reported that antimony gives soil anomaly values around 100 meters of known mineralization our detailed study interval chosen smaller than this reported value.

Then prospection maps prepared by IDW method to define the target areas.

We applied our previously found Sb threshold contour value 891 ppm to second stage field study. With this method 3 anomolous region is identified in area where silisification, limestone-ophiolite tectonic contacts and geochemical soil prospection anomalies are all intersect in one region.

This biggest anomaly region is further studied by geophysical direct current-resistivity method. Anomaly area is investigated by six profile each 145 m in lenght. Electrodes are placed at 5 meter interval.

In interpreted data hundred times less resistive regions than limestone has been identified as possible mineralizations.

This region is excavated and antimony mineralization is found in siliceous zone of limestone contact with sub propylitic-argillic alteration halo. Mineralization is disseminated and only 5-8 m. below the surface.

Microscopy studies showed that at least two generation of silica is identified. Bigger quartzs are trapped in antimony-oxide minerals and antimony-oxides are in micro crystalline silica matrix. Also packing of silica around antimon-oxide minerals observed. All ore minerals are in oxidized form there is not stibnite in this contact zone. XRD analysis of silica showed low temperature alpha quartz. Cervantite (SbSbO_4 - $\text{Sb}^{+3}\text{Sb}^{+5}\text{O}_4$) and Stibiconite ($\text{H}_2\text{Sb}_2\text{O}_5$ - $\text{Sb}^{+3}\text{Sb}^{+5}_2\text{O}_6(\text{OH})$) observed as antimony phases but not Stibnite (Sb_2S_3). Also this alpha quartz matrix has pyrites that oxidised to goethite.

Apart from limestone contacts goethite that has pyrite relicts and antimony-oxides that has stibnite relicts plus stibnite disseminations observed in carbonate cemented quartz micaceous sandstone in ophiolitic melange.

This study proved that geochemical soil prospection is the best effective method in target definition for antimony deposits.

Dagardı region has very promising results for Sb mineralization. Because of its fluid mobile nature of Sb, it can economically be explored by this method.

Dağardı antimony mean concentration in soil for background population is found to be 70 ppm while world literature is only 1-2 ppm.

Threshold value can be accepted as 891 ppm by method of average plus standart deviation and populations observed on histograms for this study in Dağardı region.

Highest anomaly is found to be 20000 ppm in second stage detailed prospection area.

Geophysical methods applied to geochemical anomaly regions with geological mapping defined the target areas for possible mineralization.

We learned from spatial variation of antimony concentration in combination with geophysical methods that mineralization fields has 250-400 meter radius anomaly region that produced by hydrothermal cell.

Mineralization centers that developed inside these anomalies has nearly 50 meters lenght.

Those lenses comprimse mineralizaion lumps that are very close to surface and has acceptable grades for production. Those lumps have lenghts in various tens of meters.

Method in this study is applied to mineralization that is seen as irregular lumps in limestone-ophiolite contacts only and results are characteristic for only these conditions.

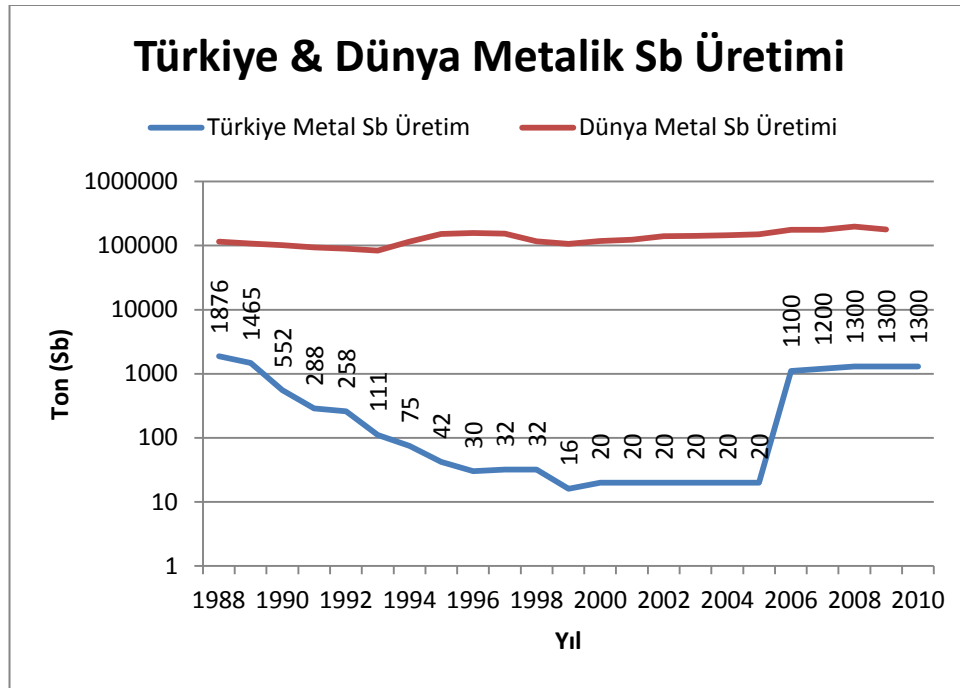
If this methodolgy be carried out also on stratiform antimony deposits that formed in the base of Neogene rocks and comparing these results would be very fruitful for improving the geochemical soil prospection method that will be used in antimony exploration.

Keywords: Antimony, exploration, soil, prospection, geochemistry, Dağardı, Kütahya, mobility, fluid mobile, threshold, volatile, AAS.

1 GİRİŞ ve AMAÇ

Antimon insanlar tarafından MÖ 3100 yılından beri kullanılan ve günümüzde ısı ve elektrik geçirgenliğinin az oluşu, sertleştirici olarak alaşımlarda kullanılması, korozyonu önlemesi, yanmaya karşı dirençli olması gibi bazı özellikleri nedeniyle bir çok sanayi alanında hammadde olarak kullanılmaktadır.

Bugüne kadar ki Türkiye ve Dünya metalik antimon üretiminin karşılaştırılması Şekil 1.1’ de gösterilmiştir. Bu şekilden de görüleceği gibi antimon üretimimiz genellikle Dünya üretiminin %0.05’i seviyeleri ile yok denecek kadar azdır.



Şekil 1.1 Türkiye’nin Dünya Antimon üretimi ile karşılaştırılması (British Geological Survey, 2012).

Eldeki verilere göre ülkemizde bilinen antimon rezervleri Tokat ve Niğde’nin dışında tümü Batı Anadolu’da toplanmıştır (DPT, 2001).

Ölçülen rezervlerin yaklaşık %10’u görülür hale getirilmiştir. Geri kalan kısmı muhtemel rezervlerdir. Bu potansiyelin metal içeriği açısından 330.000 tona karşılık gelmektedir (DPT, 2001).

Son yıllarda bazı girişimciler etkin bilimsel arama teknikleri kullanarak antimon zuhurlarının görüldüğü provensler içinde ekonomik olabilecek rezervleri kısa sürede ortaya çıkarmaya çalışmaktadır.

Yöntemin temeli meteorik suyun düşey hareketleriyle mobilize olan antimonun toprak “B” zonundaki killer tarafından adsorbe edilmiş olmasıdır (Rose ve diğ., 1991). Amacımız bu adsorbsiyonun konsantrasyonunu ölçerek alttaki gömülü olası cevher için hedef saptanmasıdır.



2

1.1.1 Antimon jeokimyası

Antimon şeyllerde (slate) magmatik kayalardan daha çok zenginleşmiştir. (Onishi ve diğ., 1955). Bu zenginleşme sulu oksit ve kil mineralleri üzerine tutunma (adsorbtion) ile açıklanır. (Onishi ve diğ., 1955).

Antimon, Goldschmidt (1954) kuralı doğrultusunda kuvars, kalsit ve dolomitin kristal yapısına giremediği için kumtaşı ve kireçtaşlarında (Çizelge 1.1) içeriği çok düşüktür (Onishi ve diğ., 1955).

Antimon içeriği meteor ve spinellerde en düşüktür (Jochum ve diğ., 1997). Sonra sırası ile okyanus ortası sırt bazaltları, Hawaii adası bazaltları, okyanusal yay bazaltları ve metamorfik ile kıtasal kabuk kayalarına doğru Sb içeriğinde artış gözlenir (Jochum ve diğ., 1997).

Çizelge 1.1 Rose ve diğ. (1979)' a göre antimonun kayalardaki dağılımı.

	Sb(ppm)
Ultramafik	0.1
Mafik	0.1
Granit	0.2
Kireçtaşı	0.3
Kumtaşı	1
Şeyl	1-2
Toprak	2

Eugster (1985) cevher yapıcı elementleri jeokimyasal davranışları açısından üç grup altında toplar (Çizelge 1.2).

Çizelge 1.2 Eugster (1985)'e göre cevher yapıcı elementlerin sınıflaması ve Antimonun yeri.

BOC (Bivalent octahedral cations)	LHC (Large highly charged cations)	ALC (Alkali like cations)
Çap ve davranış olarak Fe^{+2} ye benzeyen elementlerdir.	Çap ve davranış olarak Fe^{+3} ye benzeyen elementlerdir.	Çap ve davranış olarak alkali pozisyonunu alabilen elementlerdir.
Fe^{+2} 0.74 Å Sb^{+3} 0.76 Å	Fe^{+3} 0.49 Å Fe^{+3} 0.64 Å Sb^{+5} 0.62 Å As^{+5} 0.46 Å As^{+3} 0.58 Å	Na^{+} 1.16 Å K^{+} 1.60 Å Ca^{+2} 1.12 Å Pb^{+2} 1.49 Å Hg^{+2} 1.14 Å

Sb^{+5} iyonu Eugster (1985)' e göre χ ap ve jeokimyasal davranışı ile (Goldschmidt kuralı) Fe^{+3} (0.49Å (IV) 0.65Å (VI)) gibi davranır (Ahrens, 1952). Large Highly Charged (LHC). Fe^{+3} içeren minerallerde Fe^{+3} yerine Sb^{+5} yer değıştirme ile geçerek ön zenginleşmeyi sağlar.

Ön zenginleşmenin sağlandığı bu tür mineralleri içeren kayaçlar antimon metali için kaynak kayaç olabilir. Hidrotermal çözeltiler bu kayaçlarda ki antimonu çözerek yeni yatak oluşturabilir.

Manyetit ve ilmenit siderofil ve kalkofil elementlerce zengindir (Noll ve diğ., 1996). Sb, Cl ve S'ce zengin hidrotermal sıvılarda özellikle kara duman bacalarında (black smoker) çok zenginleşir (Noll ve diğ., 1996). Antimon ferromagnezyan silikatlarda 1 ppm den azdır. (Noll ve diğ., 1996)

Goldschmidt (1954) yaptığı çalışma ile elementleri sınıflamıştır. Railsback (2003) bir adım ileri giderek elementlerin farklı iyonlarının davranışını sınıflamıştır. Bu sınıflamada iyonun yükünü iyonik yarı χ apına bölerek elde ettiği iyonlaşma potansiyelinden faydalanmıştır. Mo ve U buna örnektir. Goldschmidt'e göre U litofildir, Mo ise siderofildir. Railsback yöntemi ile elementin iyonları farklı sınıfa düşmektedir. Buna göre Mo^{6+} ($6/0.62=9.67$) ve U^{6+} ($6/0.7=8.57$) lifofildir fakat Mo^{4+} ($4/0.68=5.88$) ve U^{4+} ($4/0.92=4.34$) siderofildir.

Antimon için de Sb^{3+} ($3/0.76=3.94$) ve Sb^{5+} ($5/0.62=8.06$) değerleri ile benzer bir durum söz konusudur (Şekil 1.4 ve Çizelge 1.3).

Railsback (2003)'e göre iyonik potansiyeli 3 ile 10 arasında olan çoğu iyonlar; (1) oksit minerali oluştururlar, (2) Toprakta ve Fe-Mn yumrularında yoğunlaşırlar, (3) İlk oluşan magmatik fazlara girerler. (Sülfid oluştururlar?), (4) Manto da en az derecede tüketilmişlerdir. Kabuk oluşturmuştur.

İyonik potansiyeli 8 den yüksek olan katyonlar; (1) Deniz suyunda boldurlar, (2) Sulfat ve arsenat gibi oksisaltları oluştururlar.

İyonik potansiyeli düşük (O^{2-} ye zayıf bağlı) ve yüksek (köklerdeki O^{2-} ye kuvvetli bağlı fakat artı yükler birbirini iter.) olan elementler kolay çözüldüğünden kabukta zenginleşirler. Uyumsuzdurlar kristallenmede en son kristallenirler. İyonik potansiyeli orta olanlar O^{2-} ile simetrik (kübik, tetrahedral) bağlar yaparak artı yüklerin birbirini itmesini dengelerler mantoda ilk kristallenen fazları oluştururlar.

$z/r = 16$

Cations that coordinate with $O_2^{2-} (\pm OH^-)$ in solution

S⁴⁺ 16 Sulfur as sulfate (SO_4^{2-}) $r=0.37$	As⁵⁺ 33 Arsenate (AsO_4^{3-}) $r=0.47$	Se⁶⁺ 34 Selenate (SeO_4^{2-}) $r=0.42$
Sn⁴⁺ 50 Stannic tin $r=0.71$	Sb⁵⁺ 51 Antimonate $r=0.62$	Te⁶⁺ 52 Tellurate $r=0.56$
Ge⁴⁺ 32 Germanium ion $m=72.61$ $r=0.53$ ($2+ r=0.93$)	As³⁺ 33 Arsenic, as in arsenite $m=74.922$ $r=0.69$	Se⁴⁺ 34 Selenium, as selenite (SeO_3^{2-}) $m=78.96$ $r=0.50$
Sn²⁺ 50 Stannous tin $m=118.710$ $r=1.12$ 112 114 115 116 117 118 119 120 122 124	Sb³⁺ 51 Antimony ion, as in stibite $m=121.760$ $r=0.90$ 121 123	Te⁴⁺ 52 Tellurium ion, as in tellurite $m=127.60$ $r=0.89$ 120 122 123 124 125 126 128 130
Pb²⁺ 82 Plumbic ion $m=207.2$ $r=1.20$ 204 206 207 208 210 211 212 214	Bi³⁺ 83 Bismuth ion $m=208.980$ $r=1.20$ 209 210 211 212 214 215	Po⁴⁺ 84 Polonium 210 211 212 214 215 216 218
Pb⁴⁺ 82 Plumbic ion $r=0.84$	Bi⁵⁺ 83 Bismuth ion $r=0.74$	I⁵⁺ 53 Iodine, as iodate (IO_3^-) $m=126.904$ $r=0.44$

Şekil 1.4 Railsback (2003)'e göre Sb iyonlarının periyodik tablodaki yeri.

Dikkat edilirse iyonik potansiyeli farklı olduğu için +3 ve +5 iyonu kalın çizgi ile ayrılmış bölgelerde yer alır.

Çizelge 1.3 Railsback (2003)'e göre Sb iyonlarının sınıflaması.

	İyonik Yük (z)	İyonik Çap (r)	İyonik Potansiyel Yük Yoğunluğu (z/r)	Açıklama
Sb ⁺³	+3	0.76 Å 0.9 Å	3.94 3.33	Ortaç Katyon, S veya O ile koordine olur.
Sb ⁺⁵	+5	0.62 Å	8.06	Ortaç Katyon, O ₂ ⁻ ± OH ile koordine olur.

1.1.2 Yer kabuğu'nun farklılaşma sürecinde antimon (Manto-kısmi ergiyik-kabuk)

Helmy (2010) a göre yarı metal Sb soy metaller için önemli bir ligandır. Platin Grubu Elementler ile çeşitli mineraller yapar. 950 °C sülfid ergiyiğinin ayrılması sırasında paylaşılma katsayısını (partition coefficient) anlamak için yaptıkları deneylerde antimonun oksijen fugasitesinden (f_{S_2}) bağımsız olarak sülfid ergiyiğinde katyon yada yüksüz metalik tür olarak zenginleştiğini, monosülfid katı çözeltisi ile yüksek derecede uyumsuz olduğunu görmüştür (kristal/eriyik = 3/1000 olarak bulunmuştur.). Eriyik sırasında S oranı düşük ise Sb elektron kabul edici olarak görev yapar metallerin verdiği elektronları alır ve indirgenir. Sülfür oranı çok ise bu sefer Sb de metaller gibi davranır ve S'e elektron vererek oksitlenir ve katyon halini alır.

Kısmen siderofil olan Sb metal ve sülfid fazı yokken magmatik süreçlerde uyumsuz bir element olarak davranır ve ergiyik kısımda zenginleşerek litofil element sınıfına girer. Metal yada sülfid fazı var ise siderofil yada kalkofil olarak davranır. Bu ortam kimyasına bağlı hem silikat sıvısı hemde metal/sülfid katısında zenginleşebilme özelliğinden dolayı **doubly incompatible** olarak anılır. Hem çekirdekte hem de kabukta zenginleşmiştir. Bu özelliklerin yanında uçucu olması dünyadaki bolluğuna kozmik süreçlerde bir belirsizlik eklemiştir (Jochum ve diğ., 1997).

1.1.3 Yitim sürecinde antimon

Noll ve diğ., (1996) zenginleşme süreçlerini anlamak için yüksek derecede fluid-mobile olduğu bilinen B ile siderofil ve kalkofil elementleri karşılaştırmışlardır.

As,Sb,Pb volkanik kayalarda ve kabukta magmatik süreçlerle öngörülenden daha fazla zenginleşmesi onları bu araştırmaya sevk etmiştir.

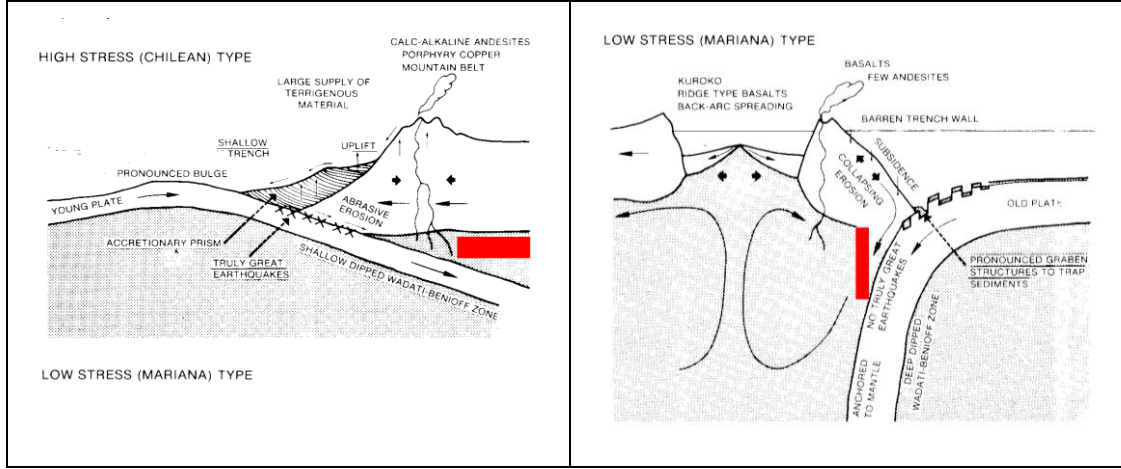
Volkanik Kayalarda B ile As,Sb ve Pb arasında gözlemlenen pozitif ilişkiler Sb nin magmatik süreçlere ek olarak fluid ile taşındığını göstermiştir.

Bu deney sonucunda dalan levahadan çıkan fluidlerin manto kamasına girmesi ile fluid-mobile elementleri toplayarak ön zenginleşmeye neden olduğu ileri sürülmüştür. Fluidler manto kamasına girince manto kamasının ergime sıcaklığını düşürür. Manto kamasından kısmi ergiyik oluşur. Bu kısmi ergiyik fluid-mobile elementlerce zengin kısımdan oluştuğu için bu zenginliği bünyesine alır ve yeryüzüne taşır, oluşan magmatizma bu nedenden dolayı B, Sb, Pb, As gibi fluid mobile elementlerce zengin olur. Maden yatağı oluşturmaya elverişlidir. Bor içeren hedef bölgenin diğer fluid-mobile elementlerce de zengin olması büyük olasılıktır.

Bu sürecin işlemesi için en önemli ön şart, fluidlerin manto kamasına yoğun bir şekilde girmesidir. Bunun için yiten levhanın bünyesindeki fluidlerin çok kısa bir süre içinde çıkıp manto kamasına girip görevini yapması gerekir. Bu da yitim açısı ile ilişkilidir. Yitim açısı dik ise yiten levha yüksek sıcaklığa daha kısa bir aralıkta ulaşacaktır ve bünyesindeki fluidleri yoğun bir şekilde çıkaracaktır (Şekil 1.5).

Düşük açı ile yiten bir levha yüksek sıcaklığa yavaş yavaş ulaşacak ve fluidleri çok daha geniş bir aralıkta yavaş yavaş çıkaracaktır. Bu durumda fluidlerin, fluid-mobile elementleri çözüp, toplayıp, zenginleştirmesi zor olacaktır. Bu magmatizmanın fluid-

mobile element içeriği büyük açı ile yiten levhanın neden olacağı zenginleşmeden düşük olacaktır.



Şekil 1.5 Uyeda (1983)' den değiştirilerek levhanın dalım açısına göre fluidlerin manto kamasına girme aralığı kırmızı genlik ile simgelenmiştir.

Yitim (subduction) devam ettikçe fluid yiten levhadan manto kamasına girer. Levha daha derinlere ulaştıkça bünyesindeki fluid miktarı azalır. Önce amfiboller (500°C) sonra serpantinler (900°C) metamorfik dehidrasyona uğrayarak fluidlerin manto kamasına girmesine neden olur refrakter eklojit oluştuğunda artık manto kamasına girecek fluid kalmamıştır. Plan görünümde yay gerisine denk gelen bu noktada fluid olmadığı için fluid tarafından taşınacak element miktarıda azalır. Dolayısı ile oluşan magmatik (volkanik) kayalardaki fluid-mobile element mutlak konsantrasyonunda yay boyunca değişim gösterir. Yay gerisinde derinde oluşan magmanın uyumsuz element K oranı ise yay önüne göre çok yüksektir. Dolayısı ile K ile fluid mobile element arasında ters ilişki vardır.

Noll ve diğ., (1996) yay önünden yay gerisine doğru B/La, As/Ce, Pb/Ce, Sb/Ce oranlarının azaldığını rapor ederler (Çizelge 1.4).

Çizelge 1.4 Noll ve diğ. (1996)'ya göre B ve Sb değerlerinin yay boyunca mutlak değişimleri.

Mutlak Kons.	Yay Önü	Yay Gerisi
B	%100	%30
Sb	%100	%15

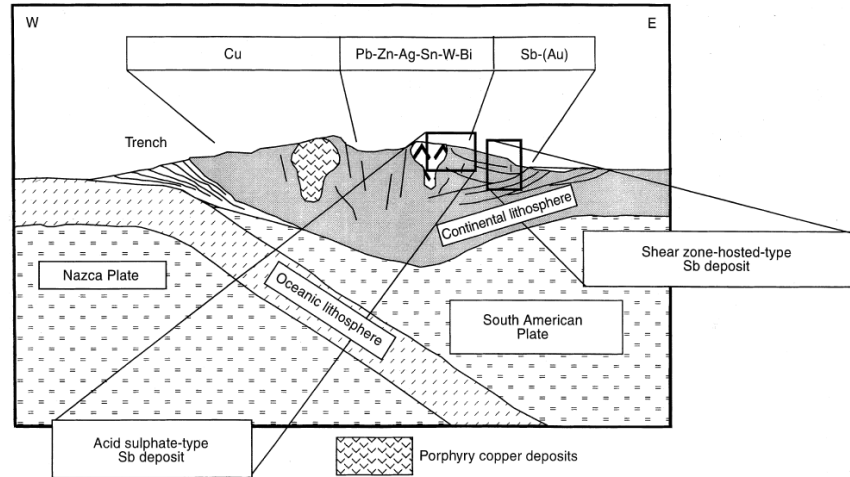
Tüm bu süreçte üst manto, levhadan türeyen fluidler ve sedimanların karışımı rol oynamış olabilir (Noll ve diğ., 1996).

Antimon kıtasal kabuğun oluşumunda aşırı uyumsuz element Pb gibi davranır (Jochum ve diğ., 1997). Okyanusal kabuk oluşumunda ise kısmen uyumsuz davranır (Jochum ve diğ., 1997). Sb/Pb oranı kabuk-manto-çekirdek ayrılmasında fazla farklılaşmamıştır (Jochum ve diğ., 1997).

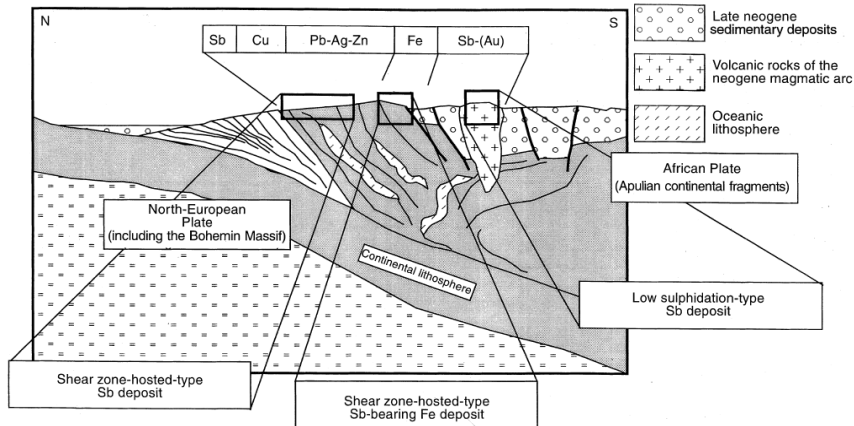
Berger (1976) Pasifik Okyanus'undan Asya kıtası içine doğru Antimon mineralleşmesinde gözlemlendiği artışı kabuktaki granitik ve metamorfik seviyelerin kalınlığındaki artış ile açıklar.

White (1962) Antimon mineralleşmesi için benzer dağılımı Pasifik Okyanusunun Karşı tarafındaki USA da simetrik bir şekilde bulunduğunu rapor eder.

Dill (1998)' e göre granit yerleşimi kaynak ve itici güç olmak yerine metamorfik mobilizasyon ve dehidrasyon görevi ile Sb mineralleşmesinde rol oynamış olabilir. Kıta kabuğunun kalın kısmı ve yatay hareketlenmelerin olduğu bölgelerde Sb yoğunlaşmasını rapor eder (Şekil 1.6 ve 1.7).



Şekil 1.6 Horst-Graben > Nap (Dill, 1998).

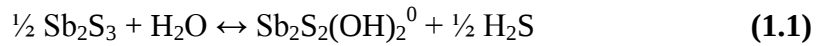


Şekil 1.7 Nap > Horst-Graben (Dill, 1998)

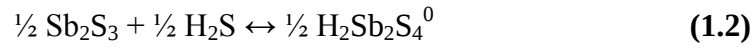
Berger (1976) bölgesel planda antimon mineralleşmesinin farklı hareketlilikteki blokların (*az faylı, yoğun kıvrımlı, amagmatik ve yoğun granitleşmiş bloklar*) sınırları boyunca uzanan yoğun sıkışma ve şist oluşumları tarafından kontrol edildiğini bildirir. Sıkışmanın neden olduğu bölgesel kırıklar çukur sınırları boyunca uzanarak cevherleşmeyi denetler.

1.1.4 Hidrotermal sıvıda ve gaz fazda antimon

Krupp (1988) yaptığı çalışma ile Sb'nin 150°C üzerinde hydroxothioantimonite (1.1),



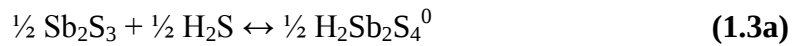
150°C altında ise thioantimonite (1.2) türü olarak taşındığını rapor eder.



Bu iki farklı türde taşınması yatak oluşturma mekanizmasını belirler.

150° C ve üzerinde su-kayaç tepkimelerinden dolayı hidrotermal sıvıya geçecek Sb miktarı kaynak kayadaki varlığına bağlıdır. 150° C ve üzerinde stibnit kristallenmesi H₂S'i tüketir (1.1). Eğer H₂S hidrotermal sıvıda azalırsa stibnit çözünürlüğü artar (kaynama gibi nedenlerden dolayı), pH değişimi ise etki etmez. Çünkü bu tepkime pH dan (asidik ve hafif alkalın bölgede) bağımsızdır. Denklemden H⁺ iyonu yoktur (1.1). Bu şekilde H₂S'in azalması altını taşıyan "Au(HS)₂⁻" kompleksinin kararlılığını bozarak altını kristallenmesini sağlar. Ayrıca bu sıcaklıklarda soğuma doymun olmayan çözeltilerde çözünürlüğü azaltarak kristallenmeye neden olur.

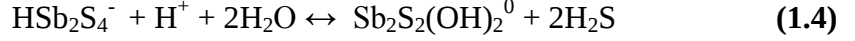
150°C altındaki sıcaklıklara ulaşıldığında antimon thioantimonite (1.3a) tarafından taşınmaya başlar. Thioantimonite iki basamakta çözülerek ortama H⁺ verir. (1.3b, 1.3c)



Bu aralıkta sıcaklığın stibnit çözünürlüğüne etkisi azalır pH'ın etkisi başlar. Hidrotermal sıvının asitlenmesi (H₂S'in H₂SO₄'e oksitlenmesi ile) çözünürlüğü

düşürür. Ek olarak Gaz faz ile sıvı fazın ayrılması H₂S miktarını düşürerek thioantimonite'in yapısını bozarak antimon çökelimine neden olur.

Ayrıca thioantimonite ile hydroxothioantimonite arasında bir geçişte mevcuttur **(1.4)**.



H₂S varlığı antimon sülfidlerin gaz fazındaki kararlılığını artırır (Zakaznova-iakovleva ve diğ, 2001). Antimon taşınması için gaz faz bu yüzden çok önemli bir rol oynar.

1.1.5 Süperjen süreçlerde antimon

Jochum (1996)'nın araştırmasına göre antimon yüzey koşullarındaki jeokimyasal işlemlerde hareketli bir elementtir. Yapılan çalışmada denizel çökellerden deniz suyu tarafından kolaylıkla çözülen Sb elementi deniz suyunda 2000 kat zenginleştiği gözlenmiştir. Antimonca zenginleşen deniz suyu bazaltlar ile etkileşim sürecinde bazalttaki demirle denizdeki antimonun yer değiştirmesi ile bazaltı antimonca zenginleştirmiştir.

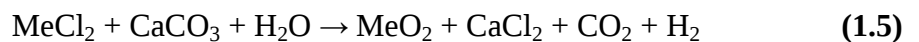
Diemar ve diğ., (2009)'a göre Sb jeokimyasal olarak çözeltide ve toprakta hareketsizdir. Yaptığı araştırmada topraktaki Sb değerlerinin bilinen stibnit mineralleşmesinin 100 metre civarında yüksek sonuç verdiğini rapor eder.

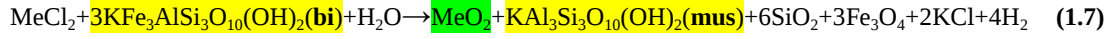
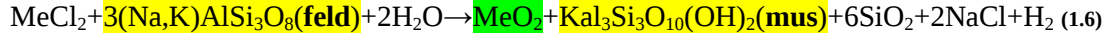
1.1.6 Hidrotermal antimon cevherleşmesi

Hidrotermal maden yataklarında metaller sülfür kompleksleri ile taşınıyorsa, kabaca sıcaklık-çözünürlük ilişkisi aşağıdaki gibidir (Evans, 1980).

(az çözünen) Fe-Ni-Sn-Cu-Zn-Pb-Ag-Au-Sb-Hg (çok çözünen)

Eugster (1985)'e göre maden yatağı oluşumu karbonat ve şist yerli kayaçları sayesinde asidik hidrotermal suların nötrülizasyonu ile kontrol edilir. Karbonatlarda karbonatın çözülmesi **(1.5)**, şistlerde ise feldspar-muskovit **(1.6)** veya biotit-muskovit **(1.7)** dönüşüm ile maden yatağı oluşur (Eugster, 1985). Cl, B ve F maden yatağı oluşturacak elementin çözeltiliye alınması taşınması, ve çökeltilmesi için etkin anyonlardır. Karbonatlarda evaporit sülfatı sülfid çökertmek için H₂S sağlayabilir, şistlerde ise dissemine sülfidler, organik malzeme ve granitten salınan sülfür, gerekli sülfür için kaynak görevi görür (Eugster, 1985).





1.2 Öncel Çalışmalar

Çalışma alanı yakın çevresini oluşturan Tavşanlı-Dağardı-Murat Dağı-Gediz Bölgesi Sb cevherleşmeleriyle birlikte krom ve linyit birikimleriyle de karakteristik olduğundan M.T.A. tarafından 1960 lardan itibaren 1/25.000 ölçeğe litostratigrafik olarak haritalanarak ayrıntılı jeolojik incelenmiştir.

Kalafatçıoğlu (1962 ve 1964) bölge temelini bölgesel metamorfizmaya uğramış kristalen şistler ve fosilli Permien kireçtaşlarının oluşturduğunu, bunların üzerine Mesozoyik yaşlı karmaşık seri ve ofiyolitlerin geldiğini, Laramide orojenik fazından sonra bölgenin Neojen yaşlı kumlu, killi, kireçli tortullarla karışık tüflerle kaplandığını belirtmiştir.

Özkoçak (1971) Antimuan zuhurlarının çokluğunun, bölgenin bir antimuan provensi olabileceği fikrini verdiğini, cevherin karmaşık seri üzerine gelen yer yer kristalize kireçtaşı çatlaklarında düzensiz olarak ve karmaşık seri-kireçtaşı kontağına yakın kısımlarda kireçtaşının taban seviyelerinde görüldüğünü belirtmekte, bölgede genel bir prospeksiyon yapılmasını önermektedir.

Soykal ve diğ. (1980) Kütahya-Simav-Dağardı civarı Sb cevherleşmesi adı altındaki raporunda, bölgenin Sb potansiyelini ortaya çıkarmak amacıyla bölgenin 1/25.000 ölçekli jeolojik haritaları yapılmış ve litolojik toplulukların özellikleri incelenmiştir. Ayrıca bölgede bilinen Sb cevherleşmelerinin yerleşim şekilleri ve jenezleri açıklanmaya çalışılmıştır.

Gökçe (1986) Çalışma alanının güneyinde yaptığı çalışmada antimon cevherlerinin şistlerin üzerine uyumsuz olarak gelen mermerlerin içinde tabakalarca sınırlı ve çatlak dolgusu şeklinde oluştuğunu belirtmiştir. Sıcak suların antimonu şistlerden çözdüğü bu suların oksijene doymuş yüzey suları ile karışımından kısmen ve/veya tamamen oksitlenmiş antimonit cevherlerinin (kermesit) oluştuğunu rapor etmiştir.

Aral (1989) Muratdağı ve Dereköy alanında yaptığı çalışmada Miyosen bazal konglomerasının alt kesimlerinde rastladığı cevherleşme, kaplıcalardaki Sb seviyeleri ile Kuvaterner yaşlı travertenlerde gözlemlendiği Sb cevherleşmesinden dolayı cevherleşmelerin oluşum yaşını Orta Miyosen ile günümüz arasına yerleştirir. Sıvı

kapanımlardan edildiği düşük tuzluluk değerlerini hidrotermal sıvıların meteorik kökenine bağlar. Sığ cevherleşme olarak tanımlar.

Gökçe ve Spiro (1994) Muratdağı bölgesindeki kuvarslarda yaptıkları oksijen izotopu çalışmaları ve sıvı kapanım ölçümleri ile; cevherleşmeye neden olan sıvı fazın -7‰ SMOW ve meteorik kökenli olduğunu belirtmişlerdir. Stibnitin sülfür izotop değerlerinden sülfürün magmatik kökenli olduğu gösterilmiş ve aynı çalışmada hidrotermal sıvının meteorik, sülfürün ise magmatik olduğu belirtilmiştir.

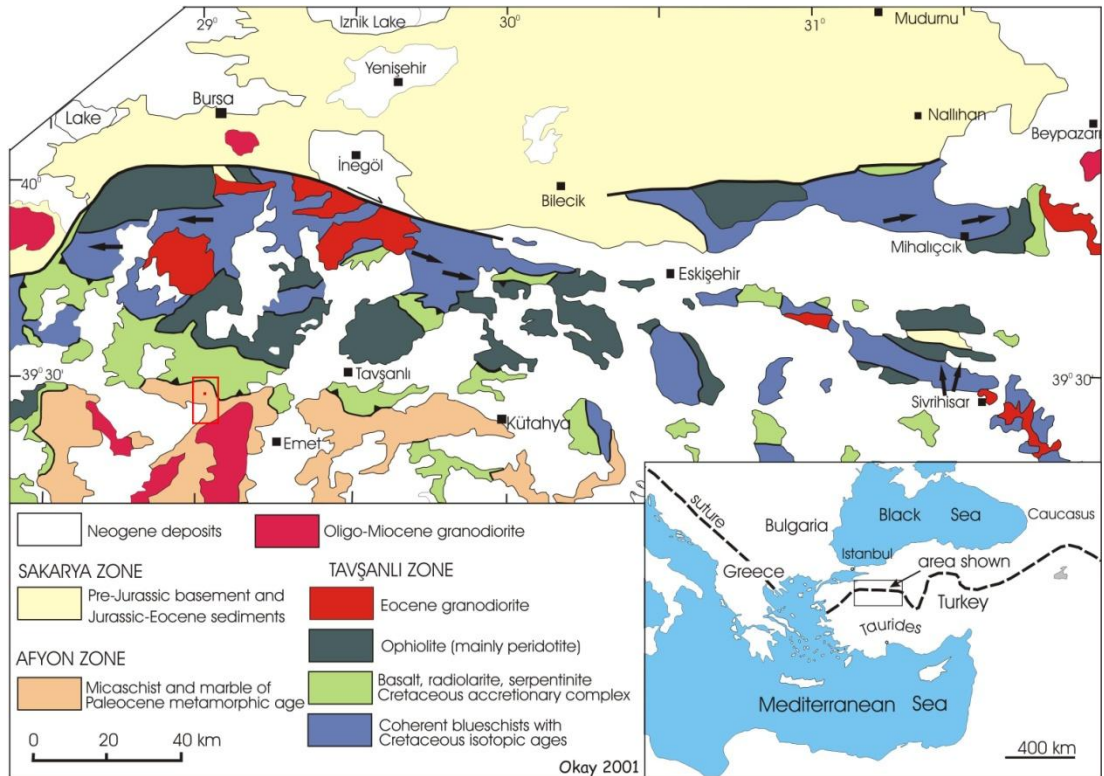
Öygür ve Erler (1999) çalışma alanının güneyinde yaptığı araştırmada cevherleşmenin biyotitli gnayslar içindeki mermerlere yerleşmiş stibnitli kuvars damarları olarak rapor eder. Kireçtaşlarında dekalsifikasyon sonrası kalsitin silika ile ornatılması sonucu jasperoid oluşumlarını tanımlar. İleri arjilik alterasyon ve asit özütleme zonunu gözlemlemiştir. Cevherleşme sıvı kapanım bilgilerine dayanarak epitermal sistemin derin kesimleri olarak açıklamış. Cevherleşme dasit porfirler ile temsil edilen gömülü bir granit stoğundan türeyen buharlar ile ilişkilendirmiştir.

Bacak ve Uz (2003) Dağardı bölgesini kenet kuşağı üzerinde dalım sırasında oluşmuş alan olarak tanımlarlar. Ayrıca bu çalışmadan ofiyolitik kayaçların yerleşim yaşını Senomaniyen-Mastrihtiyen olduğunu, temeli de yeşilist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış Eğrigöz Metamorfiklerinin oluşturduğunu, bazik lav, spilitik diyabaz ve metadiyabazların okyanus ortası sırtı ortamında oluştuğunu belirtirler.

2 GENEL JEOLojİ

2.1 Bölgesel Jeoloji

Çalışma alanı kuzeyde Pontidler güneyde Anatolid-Taurid bloğunun kuzey ucu arasında yer almış İzmir-Ankara Kenet Kuşağı içinde yer alır (Şekil 2.1). Bu kuşak kuzeyde başlıca ofiyolitlerin oluşturduğu Tavşanlı Zonu ve güneyde bu zona sınır oluşturan metamorfik kayalardan oluşmuş Afyon Zonundan oluşmuştur. Anatolid-Taurid Bloku'nun kuzey ucu Kampaniyen'de bir okyanus içi yitim oluşturmıştır. Bu zondaki ofiyolit melanjı oluşumları bazalt, çört, pelajik şeyl, kireçtaşı, peridotit kütleleri Kretase yaşlı okyanusal eklenir prizmayı işaret eder (Okay ve diğ., 1998; Okay, 2011)



Şekil 2.1 Çalışma sahasının tektonik ortamı (Okay, 2001).

İnceleme alanını teşkil eden Dağardı Bölgesi Tavşanlı Zonu ile Afyon Zonunun sınırını teşkil eder. Bu bölgenin jeolojik haritası 1/25.000 ölçekli olarak 1979 yılında MTA tarafından yapılmıştır (Konak ve Akdeniz, 1979).

Bu harita baz alınarak ve değiştirilerek 1/25.000 ölçekte bölgenin Genel Jeolojisi özetlenmiş ve Şekil 2.2’de sunulmuştur. Daha önce bilinen zuhur üzerinde jeokimyasal prospeksiyonun yapıldığı Evciler civarındaki yaklaşık 1 km² lik alanın 1/5.000 ölçekli jeolojik haritası Ek-1’de ayrıca sunulmuştur.

2.2 Giriş

Bölge alttan üste doğru, Paleozoyik yaşlı Metamorfikler, Jura yaşlı Kireçtaşları, Kretase yaşlı Dağardı Ofiyolitik Melanjı, Eosen yaşlı Eğrigöz Granitoidi ve Neojen yaşlı tortul kayalardan meydana gelmektedir.

2.2.1 Metamorfikler

Bölgenin temelini oluşturan en yaşlı kayalar çalışma alanımızın dışında güneyde Eğrigöz Graniti’nin etrafını çevreleyen bir kuşak şeklinde yer almıştır.

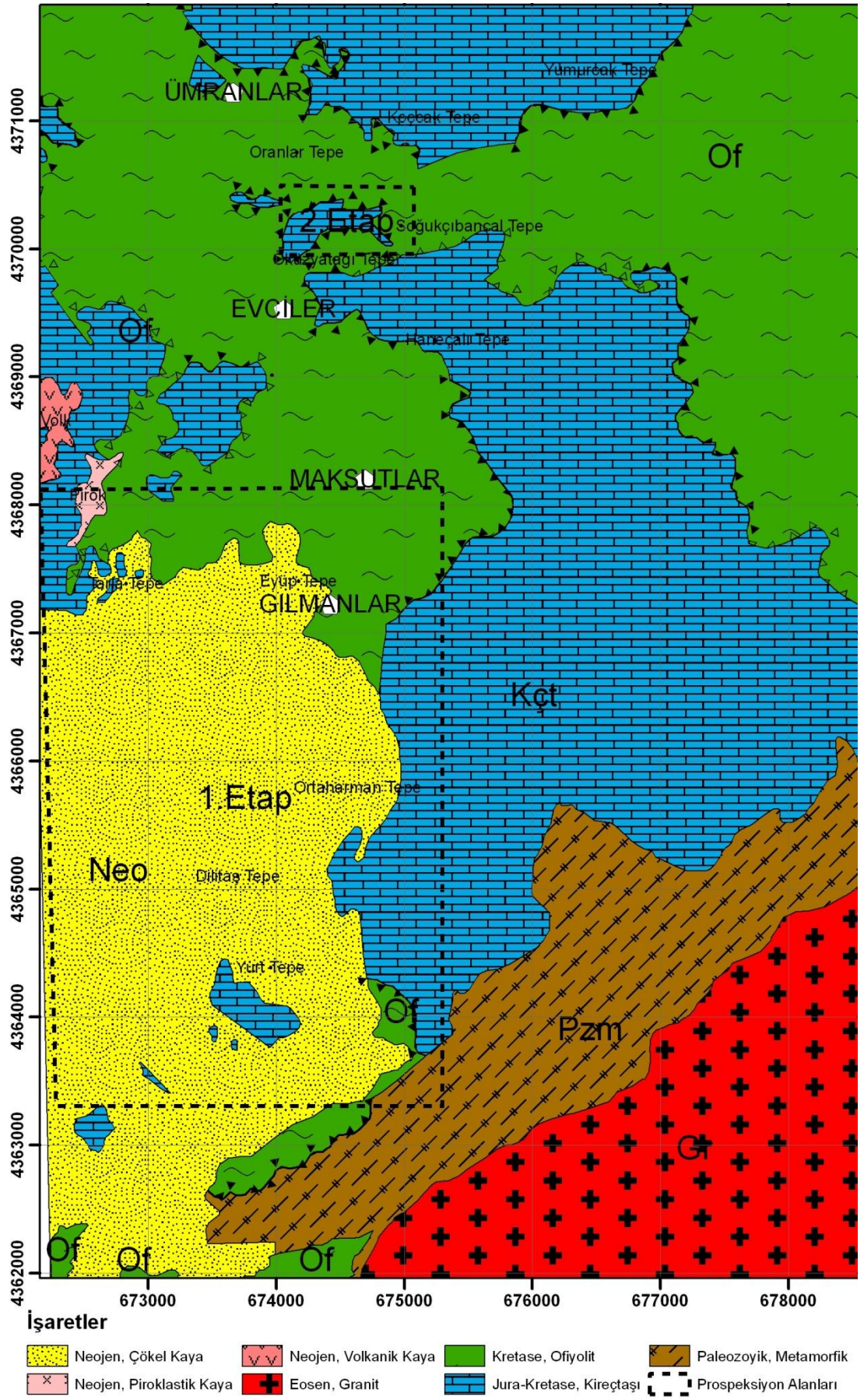
Paleozoyik metamorfik şistleri olarak adlandırılan (Konak ve Akdeniz, 1979) bu formasyonlar gnays, mika şist, klorit şist, kalk şist gibi düşük orta yüksek dereceli metamorfik kayalardan oluşmuşlardır.

Çalışma bölgesi dışında olduğundan bu temel kayalar tarafımızdan ayrıntılı çalışılmamıştır. Ancak bu metamorfik formasyonların çalışma alanının güneyinde Eosen yaşlı Granitoid batolitinin kenarı boyunca yaklaşık 1 km genişlikte ve onlarca km boyunda bir kuşak şeklinde batoliti çevrelemiş olması bu zonun bir kontak metamorfizma sonucu da olabileceği düşünülebilir. Ancak bunun için ayrıntılı çalışmalar gerekmektedir.

2.2.2 Kireçtaşları

Çalışma alanında topoğrafik olarak yüksek tepeleri oluşturan genellikle koyu gri renkli sert kompakt kireçtaşları çalışma alanındaki en yaşlı birimdir.

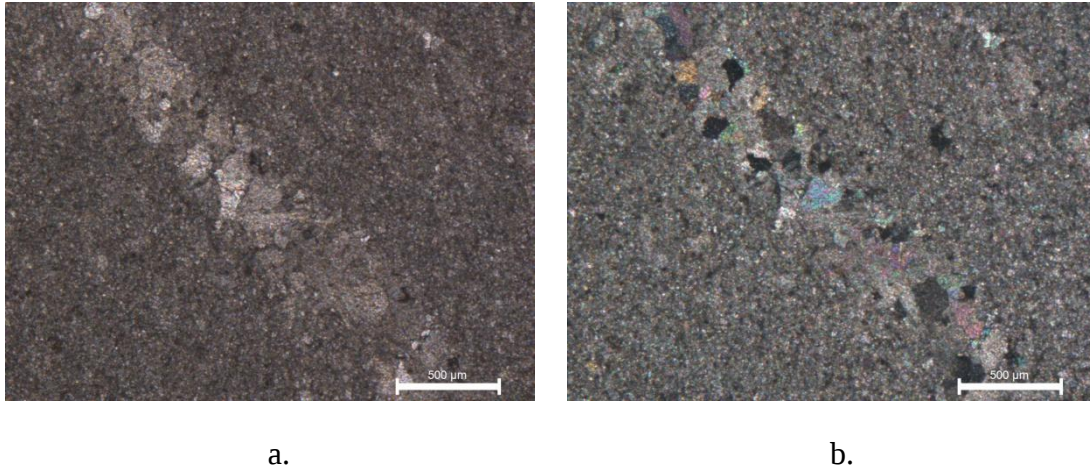
Bu birimin alt dokanağına çalışma alanı içinde raslanılmamıştır. Bütün dokanaklar tektoniktir. Bu kireçtaşlarının üst kısımlarını oluşturan yüzeyleri üzerine Dağardı Melanjı ismi verilen karmaşık seri tektonik dokanakla oturur.



Şekil 2.2 Çalışma alanının jeoloji haritası (Konak ve Akdeniz, 1979'dan sadeleştirilmiştir).

Tektonizma dolayısı ile kırıklı ve eklemlı yapı hakimdir. Mikroskopik analizde genellikle mikritik yapı görülür (Şekil 2.3). Yer yer spari-kalsit oluşumları granoblastik bir tekstür şeklinde yer alır. Genellikle küçük taneli kuvars kristalleri olağandır. Opak mineraller ince kılcal damarcıklar halinde görülür.

Kayacın metamorfizma geçirmemiş kısımlarında genelde mikrokristalen kireç çamuru (mikrit) den oluşması ve sparikalsitin daha az gözükmesi, düşük enerjili denizel ortamda muhtemelen şelf fasiyesinde oluştuğunu gösterir.



Şekil 2.3 Yer yer rekristalize 0.2-0.6 mm boyutlarında ikincil kalsit kristalleri içeren masif mikritik kireçtaşı (a: tek nikol, b: çift nikol).

Tarafımızdan tanımlanabilir bir fosil bulunamamıştır. Ancak daha önce yapılan çalışmalarda Soykal ve diğ. (1980) bu kireçtaşları içinde mikro ve makro fosillere dayanarak (özellikle *lamellibranchia* ve *hippuritlere*) bu kireçtaşlarının Alt Jura ve Üst Kretase sürecinde oluştuğunu belirtmiştir.

2.2.3 Ofiyolitli karmaşık seri

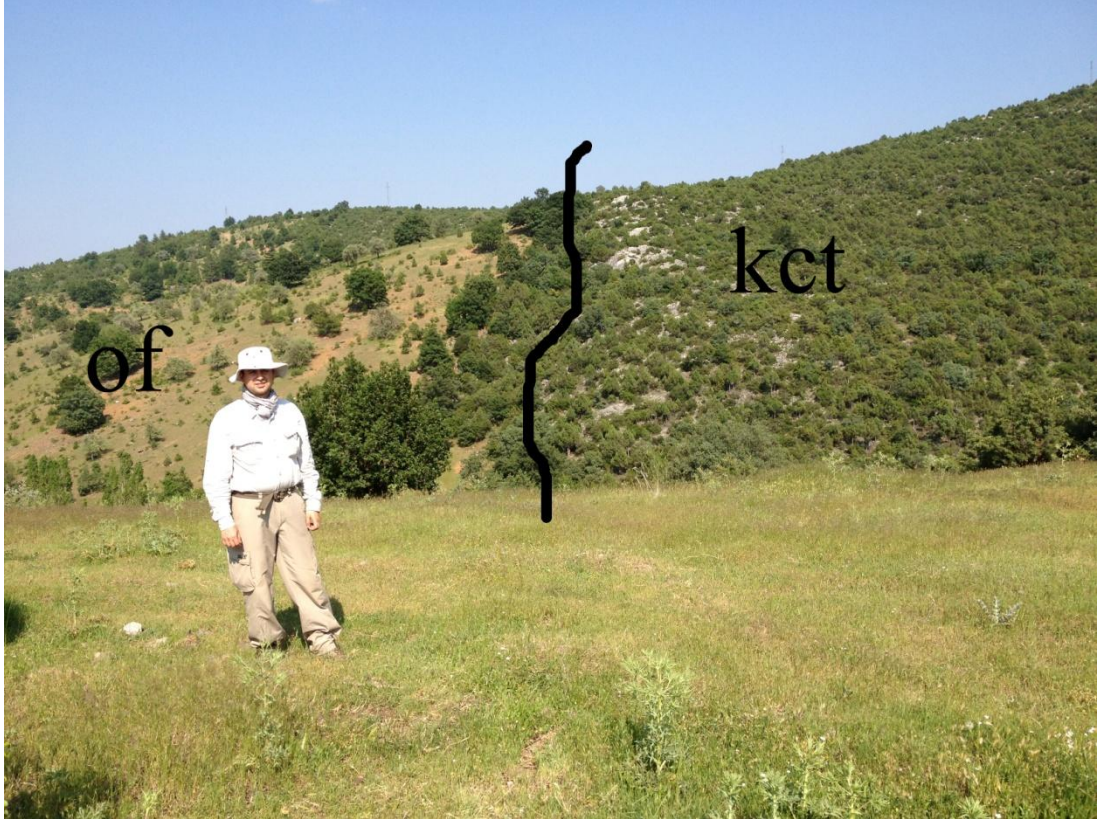
İnceleme alanında geniş bir yayılım alanı sunan ve daha önceki çalışmacılar tarafından Dağardı Melanjı olarak adlandırılan birim bölgede az engebeli peneplen bir topoğrafyayı oluşturur.

Matriks olarak genellikle spillitleşmiş bazik volkanik kayalar, piroklastikler, killi-şist, piroklastik kum taşları, silisli kayalar (radyolorit?), killi şistler, kalk şist, kireçtaşı aralanmasından oluşmuştur. Bu serinin içinde blok olarak metakumtaşı, mermer, serpantinit gibi yabancı bloklar (olistolit?) görülebilir. Okay ve Kelley (1994)' e göre bu seriler volkano-sedimenter istif olarak belirtilmiş ve ofiyolitik melanj olarak değerlendirilmiştir.

Bu melanjin içinde çalışma alanının güney kısımlarında başlıca serpantinleşmiş peridotitlerden oluşmuş ultrabazik mostralara geniş alanlar kaplar.

Okyanusal kabuk parçalarının da içeren bu seri Kretase yaşlı bir yığılma kompleksi olarak aynı yazarlarca yorumlanmıştır.

Bu serinin, inceleme alanı içinde kireçtaşı ile olan dokanağı normal olmayıp daima tektonik dokanaktır (Şekil 2.4).



Şekil 2.4 Kireçtaşı-Ofiyolit dokanağı. Yol kenarından Soğukçıbançal Tepe doğusuna bakış. (35N, 674865, 4369955)

2.2.4 Neojen örtü kayaçları

Kireçtaşı ve Dağardı Ofiyolitlerini içeren Mezozoyik birimleri çalışma alanının güneydoğu bölümünde uyumsuz olarak Neojen tortul kayaçları ile örtülmüşlerdir (Şekil 2.2). Bu örtü kayaçların tabanını daha yaşlı Senozoyik birimlerin parçalarını ihtiva eden konglomeralar oluşturmuştur. Çimentosu ise kırmızımsı demirhidroksit ve karbonattan oluşmuştur. Taneler yuvarlaklaşmış ve boylanmıştır. Tane boyu 1-10 cm büyüklüğe çıkabilir. Üst seviyelere doğru tane boyu değişir ve kumtaşlarına geçiş gösterir.

Konglomera ve kumtaşları konkordon olarak sarımsı beyazımsı boz renklerde kireçtaşı-marn ve tuf ardalanmalarından oluşmuş formasyonlarla örtülmüşlerdir. Tabaka kalınlıkları ince ve orta kalınlıkta değişir. Tabakalanmalar genellikle yataydır (5-10°). Ancak bazı yerlerde tektonikten etkilenmiş olup düşey faylarla sınırlandırılmış bloklar halindedir. Toplam kalınlık yaklaşık 200 m ölçülmüştür.

Kireçtaşı ve marnlar içinde yer yer görülen (Gılmanlar Köyü batısı) kömür tabakaları ve ince taneli kireçtaşları içinde bol Gastropod fosili içermeleri tatlı su göl ortamını yansıtmaktadır.

Genel olarak taban konglomerasıyla başlayan bu gölsel tortul birim Alt-Orta Miyosenden başlayıp, Pliyosen sonlarına kadar devam eden (Neojen) yaşlı bir gölsel formasyonun varlığına işaret eder.

2.2.5 Magmatizma

Çalışma alanının güneyinde temeli oluşturan Senozoyik yaşlı kireçtaşlarını ve Dağardı ofiyolitlerinin oluşturduğu eklenir prizmayı kesen Eosen yaşlı granitoid batoliti mostra vermiştir.

Temel formasyonlar ile kontağı oluşturan kenar kesimleri porfirik dokuludur, pegmatit ve aplit daykları ile kesilmiştir.

Granitoidler el örneklerinde holokristalen taneli dokuludur. Kuvars, feldspat (ortoklas), plajiyoklas ve biotit makroskopik olarak görülebilen minerallerdir.

Bu granitoidlerin yaşı Akdeniz ve Konak (1979)'a göre Üst Kretase-Alt Miyosen, Yılmaz (1997)' a göre 20-24.6 Ma, Delaloye ve Bingöl (2000)' e göre 20-24.6 Ma kabul edilmiştir. Özgenç ve İlbeyli (2008)' e göre başlıca granodiyorit ve granitten oluşan bu granitin jeokimyası karakteristik I tipinde, alt kabuk orjinli, çarpışma sonrası bir batolit olduğunu işaret etmektedir.

2.2.5.1 Neojen volkanizması

Neojen örtü kayalarları içinde, özellikle önceki çalışmacılar tarafından Alt ve Orta Miyosen yaşı verilmiş tortul formasyonlar içinde tuf ve tüfit olarak adlandırılmış kalın piroklastik seviyelerin bulunması bölgede bu malzemelerin ana kaynağını oluşturacak volkanik etkinliğin var olduğunu gösterir.

Gerçekten çalışma alanının batı kısmında Mezozoyik kireçtaşları' nı kesen (büyük bir kısmı çalışma alanının dışında olan) yaklaşık 1 km² alanı kaplayan riyodasit-dasit

karakterinde genel olarak pembemse-gri renklerde volkanik kayalara rastlanmıştır. İnce kesitte camsı bir hamur içinde kuvars, plajioklas (oligoklas-andezin) ve ortoklas kristal parçaları gözlenmiştir.

Konak ve Akdeniz (1979) tarafından yapılmış jeolojik haritalarında çalışma alanının yakın yöresinde bu tip dasitik dom mostraları görülmüştür.

Konak ve Akdeniz (1979) çalışma alanındaki stratigrafi ilişkilerine dayanarak bu volkanizmanın başlangıç yaşının Orta Miyosen olduğunu savunmuşlardır.

Ercan ve diğ. (1982) ilk volkanizma ürünlerinin Orta-İlk Miyosen, Dündar ve diğ. (1986) taban konglomeralarından oluşan dasit ve andezitlerin Alt-Orta Miyosen olduğunu belirtmişlerdir.

Bölgede ve çalışma alanı ve civarında görülen bu Alt-Orta Miyosen yaşlı piroklastiklerin (tüf ve tüfit) ve dasit domlarının varlığı mutlaka bunların bir sıg intrüzif sokulumların sonucu olduğunu gösterir. Bu sıg sokulumlar büyük bir olasılıkla üzerinde çalıştığımız hidrotermal cevherleşmelerin ısı kaynağıdır.

2.3 Yapısal Jeoloji

Çalışma alanında görülen en önemli yapısal özellik sert kompakt kireçtaşları ile yumuşak ve daha plastik görülen ofiyolitik karmaşık seri arasındaki tektonik dokanaklardır. Üst Kretase sonrası K-G yönlü kapanma sonucu oluşan yığışım prizması içinde, sert Mezozoyik Kireçtaşları ve daha plastik Ofiyolit Seriyeye ait birimlerin birbiri üzerine itilerek sürüklenmişlerdir.

2.4 Faylar ve Kıvrımlanma

Yoğun sık kıvrımlanmalar Ofiyolit Karmaşık Seri içinde olağandır. Kireçtaşı'nda ise daha geniş kıvrımlanmalar görülür. Aşırı kırılmalar sebebiyle kıvrımları izlemek güçtür. Karmaşık seri içinde fayı saptamak takip etmek olanaksızdır. Çalışma alanı içinde tespit ettiğimiz faylar ancak Kireçtaşı kontakları boyunca mümkün olabilmektedir.

Neojen Örtü Kayalıkları taban kayalıklarında göre tektonik açıdan daha sakindir. Tabakalanma eğimleri 5-10° yi geçmez. Bu formasyonların içinde açılan yarmalarda küçük ölçekli düşey fayların izleri olağandır.

3 MİNERALİZASYON

3.1 Giriş

Antimon periyodik tabloda başlıca B, Si, As ile beraber metalloidler olarak adlandırılan gurubu oluşturur (Faure, 1998). Antimon jeokimyasal olarak kalkofil bir elementtir (Goldschmidt, 1954).

Bu nedenle hidrotermal oluşumların içinde birincil olarak başlıca Antimonit (Stibnit) Sb_2S_3 olarak çökelir. Bu birikimlerdeki diğer önemli Sb mineralleri Çizelge 3.1’ de verilmiştir.

Çizelge 3.1 Başlıca Sb mineralleri (Url-1).

Mineral	Formül	%Sb	Ek bilgi
Senarmonite	Sb_2O_3	88.39	izometrik
Valentinite	Sb_2O_3	83.53	ortorombik
Cervantite	$SbSbO_4$	79.19	$Sb^{+3}Sb^{+5}O_4$
Stibiconite	$H_2Sb_2O_5$	76.37	$Sb^{+3}Sb^{+5}_2O_6(OH)$
Kermesite	$2Sb_2S_3 \cdot Sb_2O_3$	75.24	Sb_2S_2O
Stibnite	Sb_2S_3	71.68	ortorombik
Stibivanite	Sb_2VO_5	65.03	$Sb^{+3}_2V^{+4}O_5$
Berthierite	$FeSb_2S_4$	56.94	$Fe^{2+}Sb_2S_4$
Tetrahedrite	$(Cu,Fe)_{12}Sb_4S_{13}$	29.64	$Cu_9Fe^{2+}_3Sb_4S_{13}$
Boulangerite	$Pb_5Sb_4S_{11}$	26.44	-----
Bournonite	$PbCuSbS_3$	24.91	-----
Pyrargyrite	Ag_3SbS_3	22.48	-----
Famatinite	Cu_3SbS_4	27.63	-----
Ochre	-----		Çeşitli OH ve O
Çözeltide	Sb_2O_5		$Sb^{+5}O_3^-$

Ayrıca çeşitli sülfid minerallerinin ve sulfotuzlarının yapısında yaygın bir şekilde bolca bulunur.

Hidrotermal oluşumun dışında (yine birincil olarak) magma eriyiğinin kristallenerek ayrımlaşma sürecindeki ilk oksit sülfid evresinde Ni ve Cu Sülfid mineralleri ile birlikte nadirde olsa Stibiopalladinit $SbPd_3$ ve Allemontid $SbAs$ şeklinde kristallendiği rapor edilmiştir (Gökçe, 1995).

Birincil mineral antimonit, yüzeysel koşullarda kolayca oksitlenerek oksitli minerallere dönüşür. Başlıca Senarmontite Sb_2O_3 , Valentinit Sb_2O_3 , Servantit Sb_2O_4 ve Kermesite $2Sb_2S_3.Sb_2O_3$ minerallerinden oluşan bu oksitler genel olarak atimon okr olarak adlandırılır.

Doğada 150 kadar Sb içeren mineral bilinmesine karşın metal üretiminde hammadde olarak bu birincil sülfid (antimonit) ve ikincil oksit (atimon-okr) mineralleri kullanılır. Bünyede istenmeyen elementler As, Pb, Hg ve Fe dir (DPT, 2001).

3.2 Türkiye Antimon Yatakları

Anadolu’ da ki önemli antimon birikimlerinin çok büyük bir kısmı Batı Anadolu’da Bursa-Balıkesir-Kütahya üçgeni içinde yer alır. Diğer birikimler Tokat masifi (Turhal) Niğde masifi (Çamardı) içindeki oluşumlardır.

Bilecik ve İnegöl Bursa yakınlarında yer alan antimon cevherleşmeleri şistler içinde veya şist kireçtaşı dokanaklarında yer aldığı görülür. Bölgedeki en önemli cevherleşme Dudaş Söğüt yatağıdır. 1994 yılına kadar üretim yapılmış olup bugün bölgede üretim yapılmamaktadır.

İleri ve Köksoy (1977)’ a göre Balıkesir-İvrindi bölgesinde antimon cevherleşmeleri metamorfik kayalar içinde faylar boyunca damar tipi, blok şeklindeki karbonatlı kayaların tabanlarında ise breşik ve boşluk dolgusu şeklinde görülür. Neojen yaşlı volkanik tüfler içindeki oluşumlar bant ve saçınım şeklinde gözlenmektedir (Gökçe ve Efe 1995).

Kütahya Bölgesinde Dağardı (Simav) ve Muratdağı (Gediz) bölgelerinde benzer kayaç türleri içinde özellikle karbonatlı kayaların taban kesimlerindeki breşik zonlar boyunca antimon zenginleşmeleri gelişmiştir. (Gökçe 1987 , Gökçe ve Efe 1995)

Turhal yöresinde tabandaki metamorfikler içinde stratiform tip, karbonatlı kayalar içinde saçınım ve stokvork tip, faylar boyunca damar tipi olarak farklı antimon yatakları bulunmaktadır (Gökçe ve Köksoy 1984).

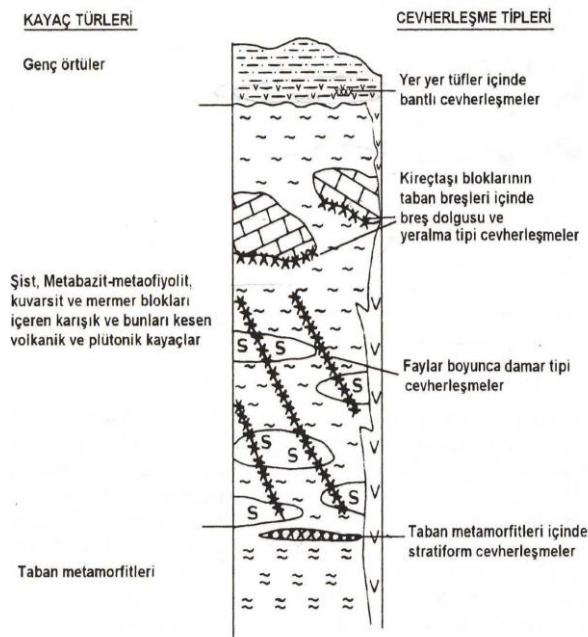
Niğde Çamardı bölgesindeki antimon oluşumları metamorfik kayalar içindeki granitik sokulumlarla ilişkili kuvars damarlarına bağlıdır (İleri ve Köksoy, 1977)

3.2.1 Cevherleşme tipleri

Anadolu’ daki bu antimon sahaları incelendiğinde çalışmacılar cevherleşmeleri başlıca aşağıdaki tipler olarak de özetlemişlerdir.

- En alt seviyelerde tabanı oluşturan metamorfikler içinde bant şeklinde stratiform cevherleşmeler.
- Şist metabazit meta-ofiyolit, kuvarsit ve mermer bloklarını içeren karmaşık seri içinde gelişmiş faylar boyunca oluşmuş devamsız damar tipi cevherleşmeler.
- Bu karmaşa içinde tektonik kontaklı kireçtaşı bloklarının taban kısımlarında ki breşleşme içinde breş dolgusu ve ornatım tipi cevherleşmeler.
- Bu serileri örten genç tüfler içinde oluşmuş bantlar içindeki saçınım tipi cevherleşmeler.

Anadolu’daki bu Antimon cevherleşme tipleri Şekil 3.1’ de özetlenmiştir.



Şekil 3.1 Türkiye Antimon Yatakları için genelleştirilmiş bir tip kesit ve gözlenen yataklanma şekilleri (Gökçe, 1995)

3.2.2 Dağardı yöresi antimon zuhurları

Jeokimyasal prospeksiyon yapacağımız çalışma alanımızın içinde bulunduğu Dağardı Yöresi Sb zuhurlarının jeolojisi Turan ve diğ. (1980) ile Gökçe ve Efe (1995) tarafından çalışılmıştır.

Turan ve diğ. (1980) MTA raporu olarak hazırlanmış çalışmalarında Dağardı Bölgesi civarında bilinen antimon cevherleşmelerini 16 ayrı sahada 39 zuhur olarak geniş bir

alandan çalışmışlardır. Çalışma rapor formatında olup yayınlanmamıştır. Bu 16 zuhurda yapılan çalışmalarda antimon mineralleri olarak başlıca antimonit ve antimonit oksitleri olan valentinit, stibioconite, servantit, senarmontit, kermesite gibi mineralleri bulmuşlardır. Antimon ve antimon oksitleri ışınsal çubuklar şeklindedir. Gang mineralleri kuvars, kalsit, barit ve pirittir. Yataklanmalar düzensiz dağınık ve devamsız olarak küçük cepler, yuvalanmalar, damarcıklar ve yumrular şeklinde olarak belirtilmiştir. Cevherleşme silisleşmiş, kalsitleşmiş bindirme zonlarında genel olarak saçılmış haldedir. Genelde bu yataklanmalar :

- a) Karmaşık seri ile mezozoyik kireçtaşlarının tektonik kontaklarındaki breşik zonda, breş içinde dağınık ve düzensiz cepler şeklindedir.
- b) Kireçtaşları içindeki fay zonlarında ve çevresinde düzensiz cepler kuvars ve kalsit ile birlikte hidrotermal filonlar şeklinde görülür.

Bu çalışmaya göre Dağardı Bölgesi Sb cevherleşmeleri Dağardı melanjı içindeki kireçtaşı bloklarının taban kesimlerindeki breşik zonlar içinde ve ince kırık çatlaklar içinde gelişmiş olup breş dolgusu damarları şeklindedir. Cevher minerali olarak stibnite ve oksitlenme ürünleri görülür. Gang kalsit ve kuvarstır. Yataklar oluşum süreci bakımından hidrotermal faaliyetlerin tipik örnekleridir.

Her iki raporunda ancak zetleri elde edilebilmiştir.

4 JEOKİMYASAL PROSPEKSİYON

4.1 Giriş

Antimon magmatik kayalarda 0.1-0.2 ppm, Tortul kayalarda ise en fazla şeyllerde olmak üzere 1-2 ppm mertebesinde bulunur (Çizelge 1.1). Toprakta ortalama içerik ise 2 ppm dir. Jeokimyasal prospeksiyonda altın, gümüş ve polimetallik birikimlerin bulunmasında antimon indikatör ve iz bulucu olarak kullanılır (Rose ve diğ., 1991). Antimon yüzeysel oksidasyon ortamlarında pH' 5-8 aralığında orta derecede hareketlidir (mobility) ($K=1-10$). Diğer şartlarda özellikle indirgen ortamlarda ise antimon hareketsizdir ($K<0.1$) (Rose ve diğ. 1991).

Yüzeysel okside ortamlarda (pH 5-8) yer altı suyu ile çözeltiye geçebilen (fluid mobile) karakterde olması dolayısı ile yer altı suyunda çözeltiye geçen Sb iyonları toprak bünyesindeki eksi yükü olan kil mineralleri tarafından adsorbe edilir (Rose ve diğ., 1991). Bu mekanizma (fluid-mobile) çözeltiye kolay alınabilen elementlerin aranmasında mükemmel bir araç olarak kullanılabilir.

Ancak jeokimya yazınında “hidrotermal antimonit yataklanmaları” ile ilgili bir toprak jeokimyası prospeksiyon çalışmasına rastlanılmamıştır.

4.2 Amaç ve Yöntem

Bu jeokimyasal prospeksiyon çalışmasında ana amaç mineralizasyon işaretlerinin görüldüğü alanda prospeksiyon yapılarak hedefin saptanmasıdır.

Bu amaçla mineralizasyon zuhurlarının diğer bir deyişle işaretlerinin sık görüldüğü Dağardı- Evciler Köyü civarının yaklaşık 1 km² lik alanının Jeolojisi 1/5.000 ölçekli olarak haritalanmıştır (Ek-1).

Prospeksiyon için gerekli temel ve eşik değerlerinin saptanması için I.Etap çalışma 1/25.000 ölçekli harita üzerinden seçilmiş bir alan içinden alınan örnekler üzerinde yürütüldükten sonra II.Etap jeokimyasal çalışma 1/5.000 ölçekte çalışılmış, seçilmiş alanda uygulanarak hedefin saptanmasına çalışılmıştır.

Son etapta bulunan anomaliler üzerine jeofizik çalışmalar uygulanmış ve yarma kazılarak mineralizasyon incelenmiştir.

İndikatör olarak kullanacağımız Sb elementinin aletsel analizindeki teknik zorluklar, yöntemin uygulanacağı havza alanının konumu göz önüne alınarak saha oryantasyonunun planlanması, analitik yöntemlerin seçimi, dağılım modellerinin saptanması ve sonuçta jeokimyasal haritanın hazırlanması ayrıntılı programlanmıştır.

Analitik harcamalarda ekonomik olmak ve antimonun sahadaki dağılım modelini (temel, eşik, anomali değerini saptamak) en doğru biçimde saptayarak jeokimyasal göstergiyi elde etmek amacıyla çalışmalar iki bölümde yürütülmüştür.

4.3 Saha Oryantasyonu

Bölgesel anlamda temel ve eşik değerlerin saptanması amacıyla, I.Etap jeokimyasal prospeksiyon çalışması olarak, 1/25.000' lik jeolojik haritası yapılmış bölge içinde, çevrede tanımlanmış bütün formasyonları içeren bir alan seçilmiş ve bu alan içinde boyutları önceden tahmin edilmiş olası cevherleşme mercceklerinin iz düşüm alanına en az birkaç örnek düşecek şekilde 250 m aralıklarla karelaj (grid) yapılarak yaklaşık 10 km² lik alanda 117 örnek alınmıştır.

Bu veriler üzerinden antimonun bölgesel dağılım modeli (temel, eşik, anomali) değerleri saptandıktan sonra, 1/5.000' lik jeoloji haritası yapılmış alan içinde, olası mineralizasyonu gösterebilecek işaretlerin birarada görüldüğü Evciler Köyü doğusu Soğukçıbançal Tepe mevkiinde seçilen yaklaşık 30 hektarlık alan içinde 30x30 m aralıklarla karelaj yapılarak alınan toplam 175 adet örnek üzerinden jeokimyasal dağılım modeli saptanmıştır.

4.4 Örnek Alımı ve Hazırlama

Örnek alım noktaları I.Etap prospeksiyon alanında GPS yardımıyla tespit edilmiş ancak olası kirlenmeden sakınmak, uygun toprak kesitine (taşınmamış, kazılmamış, tarımsal amaçla önceden kullanılmamış) rastlamak amacıyla noktadan en fazla 1-2 metre uzaklaşmıştır. Zuhur alanında ayrıntılı yapılan II.Etap prospeksiyonda ise örnek alım noktaları çelik metre ile hassas ölçülmüştür.

Örneklerin tümü yerinde oluşmuş toprak örtüden alınmıştır. Tüm zonları içeren toprak kalınlığı yaklaşık 50 cm yi geçmemektedir. "A" zonu az gelişmiş olup 10-20

cm yi geçmemektedir. “B” zonu en gelişmiş zon olarak belirgindir. Sarımsı bej renkli kil oranı yüksektir (hakim kil oranı smektit grubudur). Kireçtaşları üzerinde gelişmiş topraklarda ise kil ile birlikte mikrit çamuru hakimdir. Uluslararası genel toprak jeokimyası çalışmalarına uyumlu olarak örnekleme için adsorbsiyonun en fazla olduğu “B” zonu seçilmiştir. Çalışma alanında “B” zonunun ortalarına rastlanan derinlik 30 cm olarak ölçülmüştür. Tüm örneklemelelerde bu derinlik korunmaya çalışılmıştır.

Jeokimyasal toprak prospeksiyonunda birlikteliği sağlamak amacıyla genelde kabul görmüş bir kural olarak 500 gr lık alınan örnek önce havada kurutulmuş, topaklaşmış bloklar lastik çekiçe dövülerek ufalanmış, kayaç kırıntıları ayıklanmış, kalan malzeme eleklenerek -80 mesh fraksiyonu çözümleme işlemi için ayrılmıştır.

4.5 Konsantrasyon Tayini

Prospeksiyonda indikatör olarak kullanacağımız antimon elementinin aletsel yöntemlerle analizinde kendi laboratuvarımızda yaptığımız öncel çalışmalarda AAS, XRF ve ICP-MS yöntemleri kullanılarak antimon elementinin toprakta 2-20 000 ppm arasındaki konsantrasyonlarda ölçümlerde duraylılık (sensitivity), doğruluk (accuracy), kesinlik (precision) açısından karşılaştırılmış analizde uygunluk çabukluk ve ekonomik maliyet de karşılaştırılmıştır. Bu karşılaştırmalar sonucunda AAS yönteminin toprak prospeksiyonunda konsantrasyon tayini için en ekonomik hızlı ve uygun yöntem olduğuna karar verilmiştir. (Çizelge 4.1).

Örneğin çözeltiye alınmasında antimon elementinin uçucu özelliğinden dolayı özel yapılmış basınca dayanıklı 50 cc’lik kapaklı teflon kroze kullanılmıştır (teflon bombası).

0.2-0.4 gram örnek 1 ml su ile ıslatılır ve üzerine 4 ml AR ilave edilerek 95-105° C de 1 saat bekletilir. Antimon analizi silisli cevherlerde yapılacaksa bu çözeltiye uygun miktarda HF ilave edilebilir. Son ölçümler AAS ile yapılmıştır. Doğruluğun teyidi açısından birkaç örnek XRF ve ICP-MS ile ayrıca analiz edilmiş sonuçlar karşılaştırılmıştır.

I. Etap çalışma için yapılan analiz sonuçları ve istatistik değerlendirmeleri Çizelge 4.1 ile Çizelge 4.2’ de sırası ile verilmiştir.

II.Etap çalışma için yapılan analiz sonuçları Ek-3’de verilmiştir.

Çizelge 4.1 Dağardı Bölgesi I.Etap Jeokimyasal Prospeksiyon Sonuçları.

Örnek	Sb (ppm)	Log (ppm)	Örnek	Sb (ppm)	Log (ppm)	Örnek	Sb (ppm)	Log (ppm)
G1	77	1.89	G41	88	1.94	G81	21	1.32
G2	50	1.70	G42	62	1.79	G82	2132	3.33
G3	82	1.91	G43	59	1.77	G83	38	1.58
G4	14	1.15	G44	53	1.72	G84	4	0.60
G5	9	0.95	G45	177	2.25	G85	3	0.48
G6	117	2.07	G46	19	1.28	G86	3	0.48
G7	602	2.78	G47	94	1.97	G87	22	1.34
G8	77	1.89	G48	260	2.41	G88	86	1.93
G9	260	2.41	G49	183	2.26	G89	2002	3.30
G10	26	1.41	G50	325	2.51	G90	44	1.64
G11	1628	3.21	G51	57	1.76	G91	34	1.53
G12	29	1.46	G52	11	1.04	G92	1335	3.13
G13	246	2.39	G53	1331	3.12	G93	162	2.21
G14	8	0.90	G54	46	1.66	G94	129	2.11
G15	146	2.16	G55	114	2.06	G95	9	0.95
G16	52	1.72	G56	1328	3.12	G96	2058	3.31
G17	123	2.09	G57	357	2.55	G97	220	2.34
G18	30	1.48	G58	665	2.82	G98	111	2.05
G19	13	1.11	G59	8	0.90	G99	65	1.81
G20	252	2.40	G60	225	2.35	G100	2106	3.32
G21	2013	3.30	G61	13	1.11	G101	2063	3.31
G22	57	1.76	G62	3	0.48	G102	512	2.71
G23	1304	3.12	G63	505	2.70	G103	201	2.30
G24	161	2.21	G64	14	1.15	G104	2118	3.33
G25	38	1.58	G65	175	2.24	G105	303	2.48
G26	84	1.92	G66	16	1.20	G106	56	1.75
G27	91	1.96	G67	3	0.48	G107	703	2.85
G28	32	1.51	G68	13	1.11	G108	605	2.78
G29	34	1.53	G69	401	2.60	G109	142	2.15
G30	72	1.86	G70	64	1.81	G110	511	2.71
G31	382	2.58	G71	4	0.60	G111	91	1.96
G32	2093	3.32	G72	79	1.90	G112	49	1.69
G33	55	1.74	G73	3	0.48	G113	92	1.96
G34	20	1.30	G74	10	1.00	G115	62	1.79
G35	699	2.84	G75	6	0.78	G117	358	2.55
G36	25	1.40	G76	31	1.49	G118	80	1.90
G37	48	1.68	G77	164	2.21	G119	144	2.16
G38	1001	3.00	G78	3	0.48			
G39	15	1.18	G79	5	0.70			
G40	12	1.08	G80	9	0.95			

Çizelge 4.2 Dağardı Bölgesi I.Etap Jeokimyasal Prospeksiyon için istatistik bilgiler.

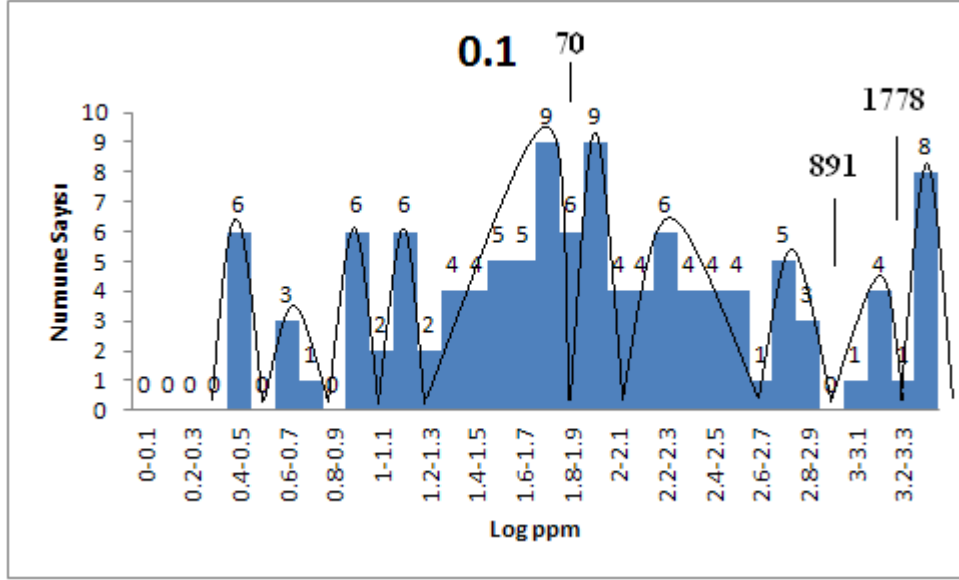
Genel		Yayıklık (variation)	
Numune Sayısı	117	Aralık	2129
Toplam	37734	Varyans	322866
Minimum	3	Standart Sapma	568
Maksimum	2132	1. Dördebölen	25
		3. Dördebölen	260
Merkezi Eğilim Ölçüleri		Değişim katsayısı	1.76
Aritmetik Ortalama	323	Standart Hata	53
Medyan	79	Ortalama Sapma	383
Mod	3	Ortalama + Std. Sap.	
Midrange	1067.5	x+s	891
Midhinge	143	x+2s	1459
		x+3s	2027
Şekil		x+4s	2595
Çarpıklık	2.30	x+5s	3164
Basıklık	4.16	x+6s	3732

4.6 Verilerin yorumlanması

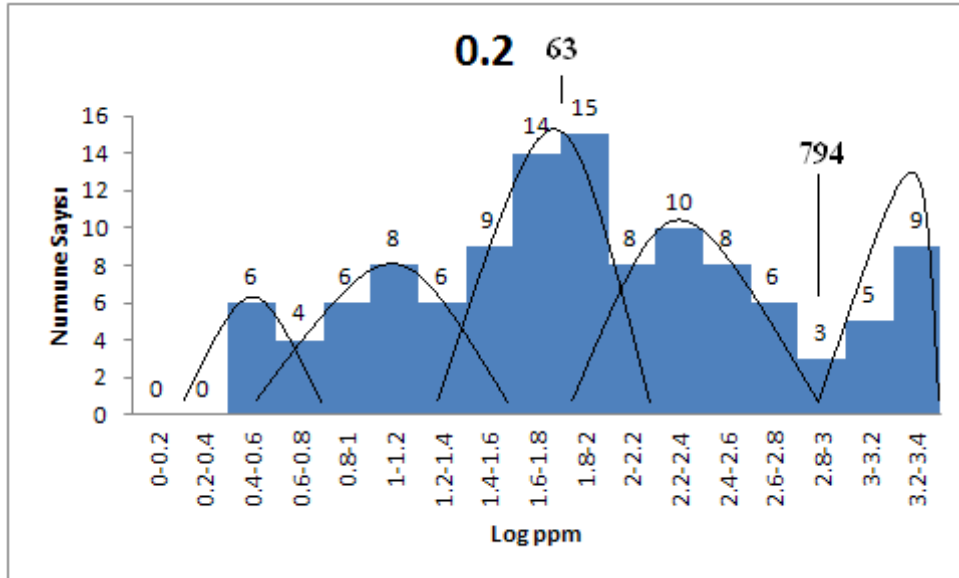
Uyguladığımız prospeksiyonun ana amacı hedefin (antimon mineralizasyonunun) saptanması diğer bir deyişle elde edilebilecek anomalinin saptanan mineralizasyonun konumuna uygunluğunun irdelenmesidir.

Yapılan bu toprak jeokimyası prospeksiyonu çalışmasından elde edilen element konsantrasyon verileri önce (1); log-normal dağılım gösteren temel değer topluluklarına, sonra (2) cevherleşmeye yakın alanlarda yayılma ile oluşmuş yaklaşık log-normal topluluklara, en son olarakta ortalama derişim değerleri temel değer topluluklarından çok daha yüksek farklı standart sapması olan anomali topluluklarına gruplandırılmaya çalışılmıştır (Şekil4.1 - Şekil 4.6).

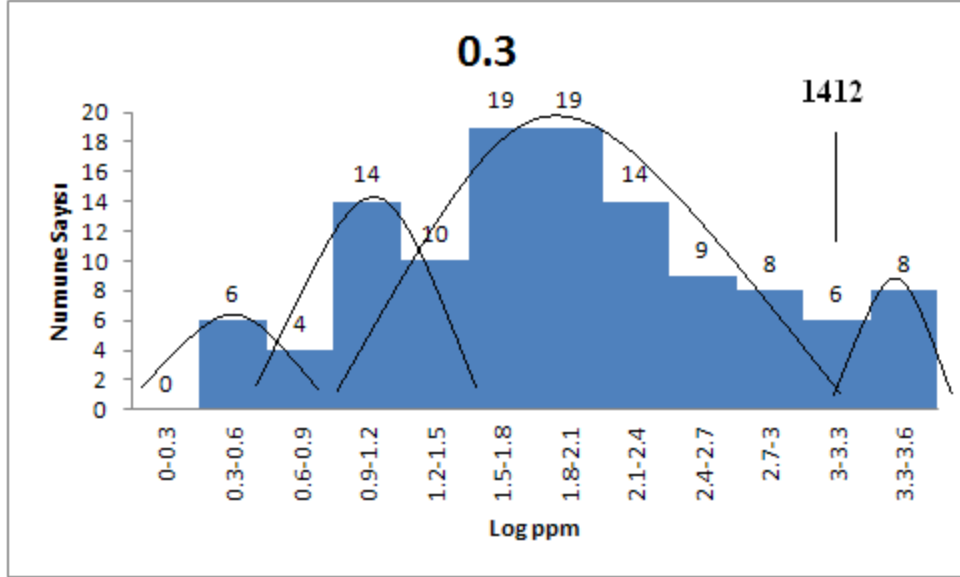
Genelde mineralize olmamış alan içinde alınmış log-normal dağılım gösteren değerler temel (background) değer olarak tanımlanır. Anomaliler ise cevherleşme ile ilgilidir. Cevherleşmeyi işaret eden bu anomaliler temel değerlerden çok daha yüksek değerlere ulaşır. Bu anomali değerleri cevherleşmeyi bulmak açısından bir gösterge olarak kullanılır. Bu toplulukların histogramlarda görüldüğü gibi bir bölümü örtüşmüştür. Dolayısı ile ayrışım çizgisi kesin olarak belirlenemez. Bu geçiş bölgesi eşik değer (threshold) olarak adlandırılır. Basit olarak eşik değer normal-temel değer dalgalanmasının üst limitidir. Bu limitin üzeri anomali olarak kabul edilir. (Rose ve diğ, 1991)



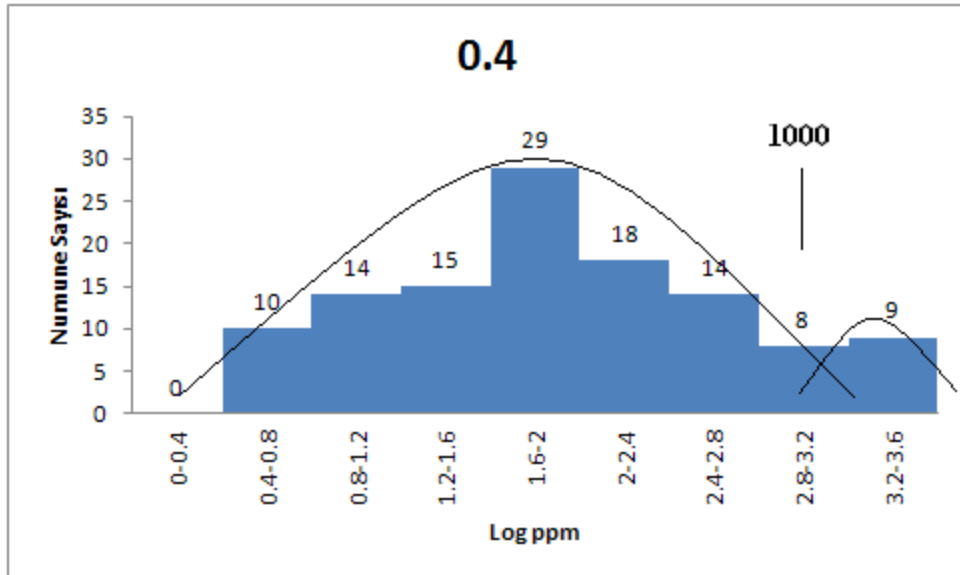
Şekil 4.1 Dağardı Bölgesi I.Etap jeokimyasal prospeksiyon sonuçlarının histogram dağılımlarının 0.1 aralık için kümelenmeleri.



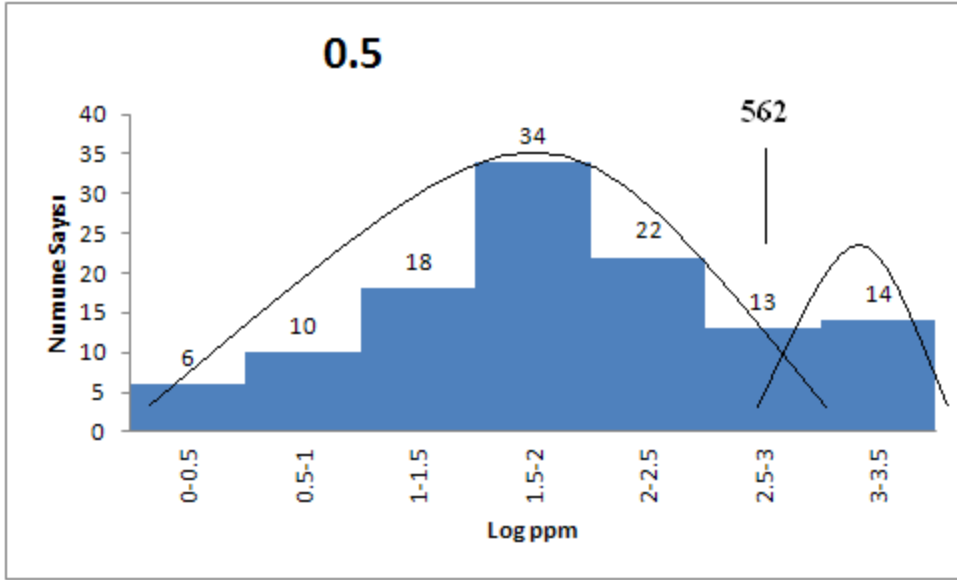
Şekil 4.2 Dağardı Bölgesi I.Etap jeokimyasal prospeksiyon sonuçlarının histogram dağılımlarının 0.2 aralık için kümelenmeleri.



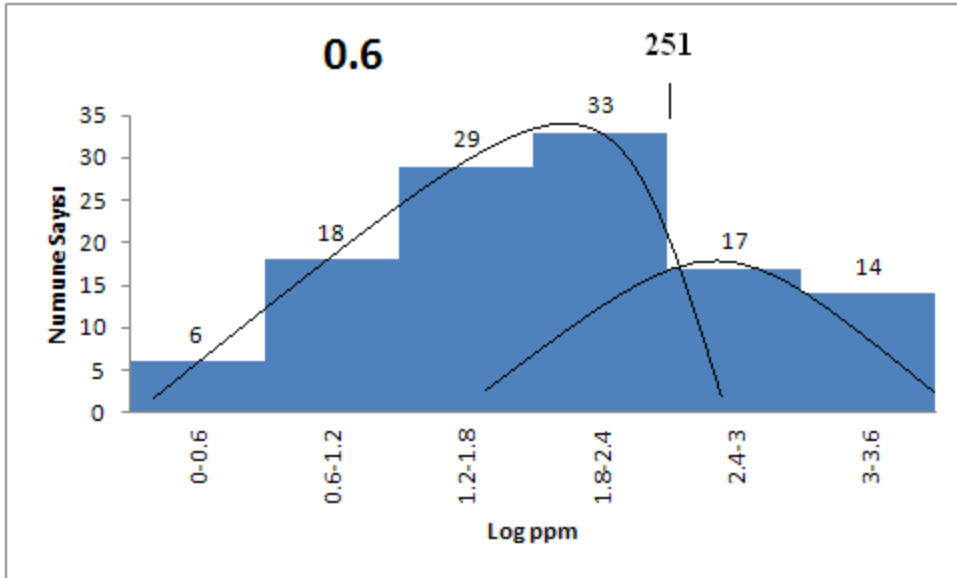
Şekil 4.3 Dağardı Bölgesi I.Etap jeokimyasal prospeksiyon sonuçlarının histogram dağılımlarının 0.3 aralık için kümelenmeleri.



Şekil 4.4 Dağardı Bölgesi I.Etap jeokimyasal prospeksiyon sonuçlarının histogram dağılımlarının 0.4 aralık için kümelenmeleri.



Şekil 4.5 Dağardı Bölgesi I.Etap jeokimyasal prospeksiyon sonuçlarının histogram dağılımlarının 0.5 aralık için kümelenmeleri.



Şekil 4.6 Dağardı Bölgesi I.Etap jeokimyasal prospeksiyon sonuçlarının histogram dağılımlarının 0.6 aralık için kümelenmeleri.

Bu çalışmada temel-eşik ve anomali değerleri Rose ve diğ. (1991) tarafından tanımlanan aşağıdaki parametreler temel alınarak ayıklanmıştır.

- 1) Temel değer saptanmasında histogram üzerinde belirlenmiş topluluğun ortalama 70 ppm değeri esas alınmıştır. Ve bu değer genel literatürde verilmiş toprak değerleri ile karşılaştırılmıştır.

Dağardı Bölgesi toprak jeokimyası prospeksiyonundan elde edilen verilerin dağılımlarındaki kümelenmeler farklı aralıklarda yapılmış histogramlarda gösterilmiştir (Şekil 4.1 – Şekil 4.6).

Bu dağılımlara göre temel değer popülasyonu ve bölgesel eşik değer ve anomali popülasyonu açıkça görülmektedir. (Şekil 4.1). Temel değer popülasyonu ile anomalinin (cevher popülasyonunun) örtüştüğü nokta yaklaşık olarak $x+s$ değeri olan 891 ppm değerine karşılık geldiği görülmüştür. Bu da bölgesel eşik değer olarak genelde kabul edilebilir.

Histogram dağılımlarında kümelenmeler farklı aralıklarda yapılmış ve bunlardan en uygun olanı popülasyonun en belirgin seçildiği aralıklar esas olarak kullanılmıştır.

- 2) Anomali değerlerinin tespitinde ise histogramın sağ uzantısından oluşmuş ikinci bir topluluğun varlığı araştırılmıştır (Şekil 4.1 – Şekil 4.6).
- 3) Bu iki topluluğun kesişme alanındaki ortak olan değer eşik değer olarak tanımlanabilir. Eşik değer alt sınırı ise ortalama temel değer ile standart sapmanın $x=323 + s=568$ toplamına yakın bir değer (891 ppm) olarak kabul edilmiştir.

Dağardı civarında uygulanacak jeokimyasal prospeksiyon çalışmasında antimon için temel, eşik ve anomali değerlerinin saptanmasında özel olarak seçtiğimiz yaklaşık 10 km² lik bir alan içinden elde edilen değerler kullanılmıştır (I.Etap Jeokimyasal çalışma). Önceki çalışmalardan elde ettiğimiz bilgilere göre cevherleşme için önemli olan Kireçtaşı-Ofiyolit sınırları ve Neojen Göl Formasyonları istifinin tabanında yer alan konglomeratik seviyelerin bu alanın içinde yer almasına dikkat edilmiştir.

4.7 Jeokimyasal Haritaların Hazırlanması

Jeokimyasal verilerin kontürlenmesinde literatürde IDW (inverse distance weight), krigging ve spline yöntemleri kullanılmaktadır. Yorumlama için kullanabileceğimiz

bu haritalar verilerin değişim değerleri göz önünde bulundurularak istediğimiz aralıklarda kontürlenmesiyle hazırlanmıştır.

Bu çalışmada kullanılabilirliğindeki kolaylık açısından eşit değerdeki noktaları kontürleyen IDW yöntemi kullanılmıştır. Bilinen noktadaki değerlerin ağırlıklı ortalaması alınarak bilinmeyen noktaya değer ataması yapılır. Bilinen noktalar dayanak alınarak bilinmeyen noktaya atanan değerler uzaklık ile ters orantılıdır.

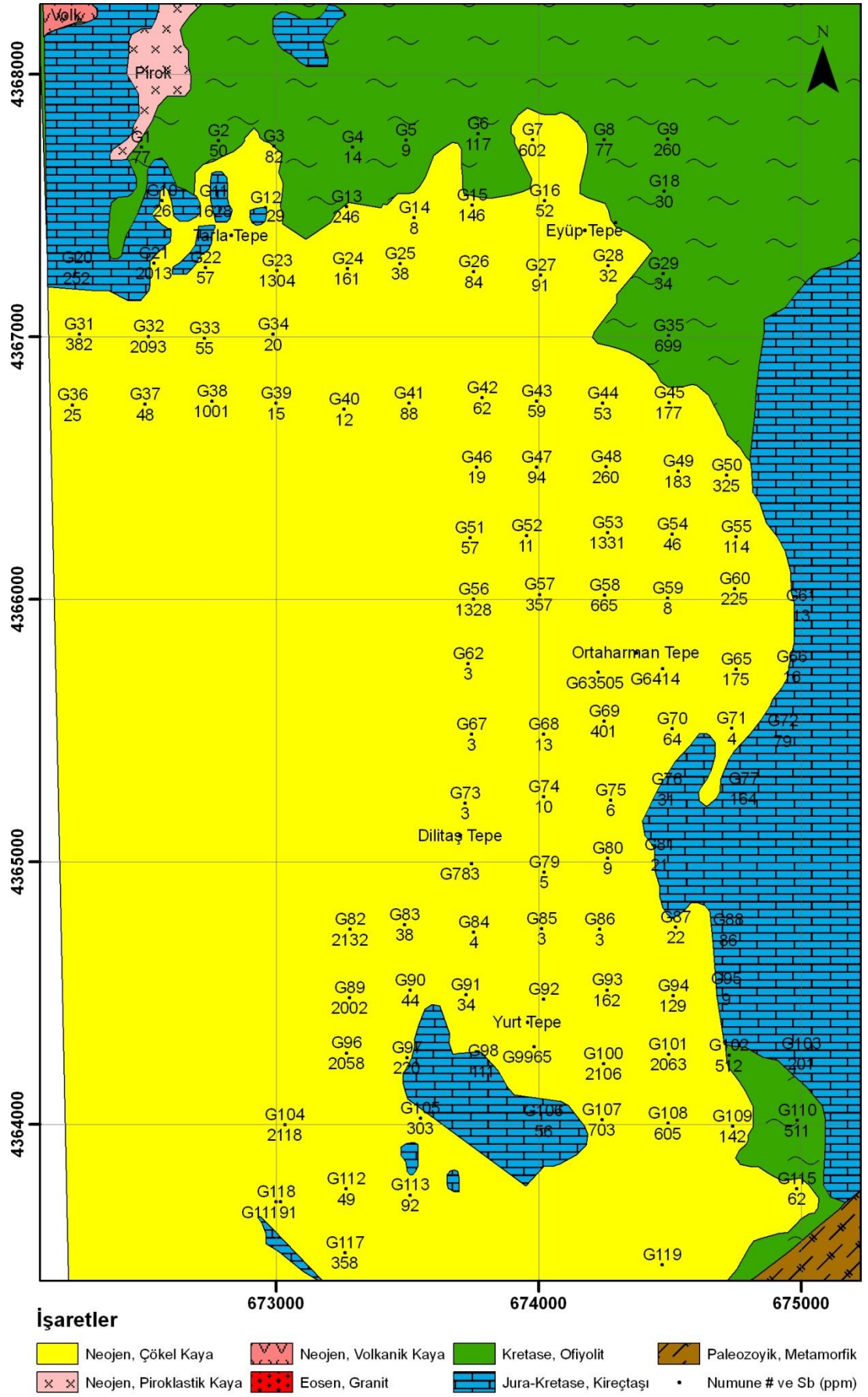
I.Etap ve II.Etap çalışmaları için seçilmiş karelej alanları (Şekil 2.2) görülebilir.

Kontür aralıkları 323 ppm ortalama değerin saptanmasından sonra standart sapmanın katları olarak seçilmiştir.

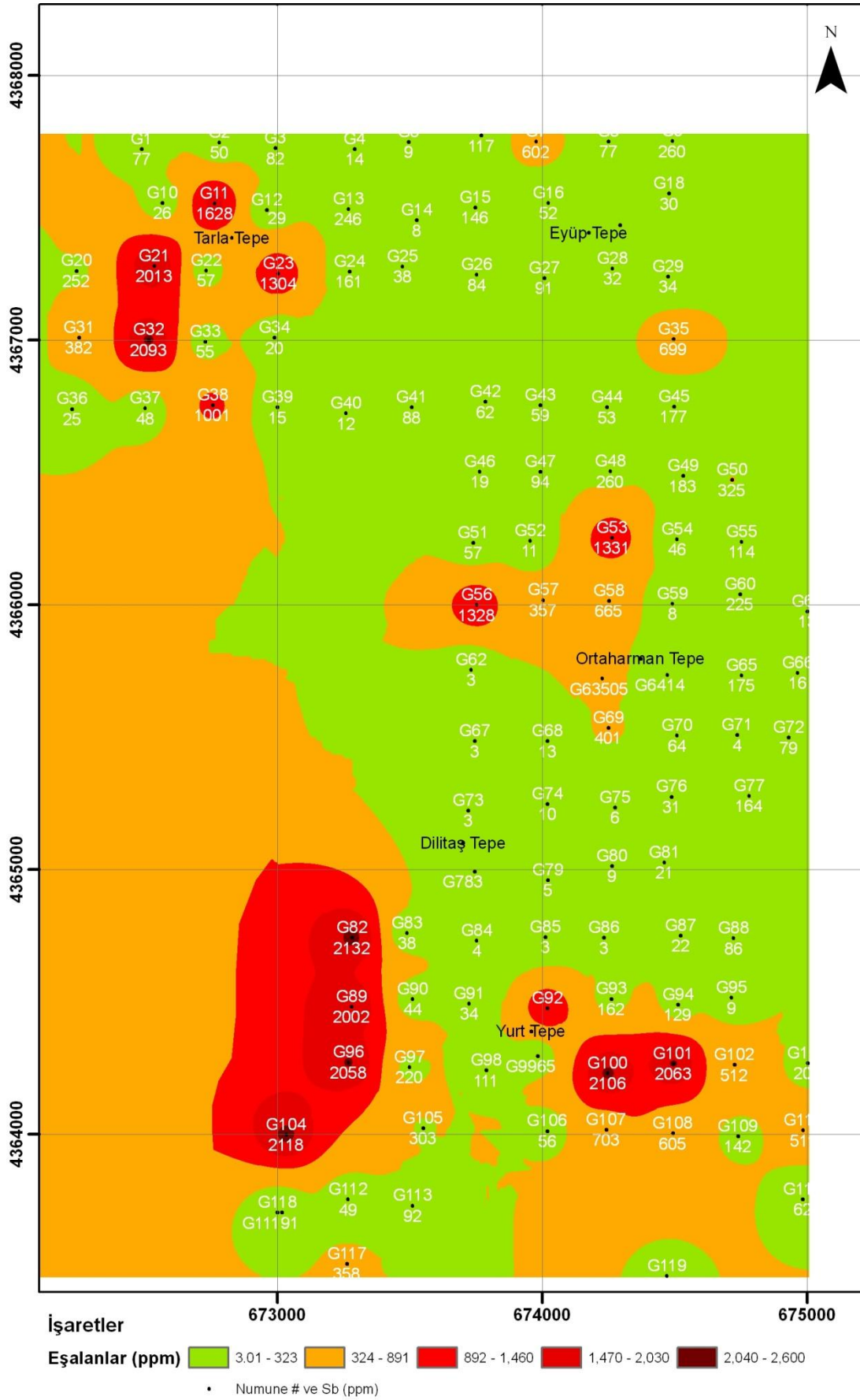
I. Etap çalışmasında toplanan numunelerin yerleri Şekil 4.7’de, belirlenen kontür aralıkları değerleri ile yapılan jeokimyasal dağılım haritası Şekil 4.8’ da verilmiştir. Aynı bölgenin Sb konsantrasyonu görselliği kolaylaştırmak açısından 3-Boyutlu yüzey dağılımı olarak Şekil 4.9’ da gösterilmiştir.

4.8 Soğukçibançal Tepe Mineralizasyonu

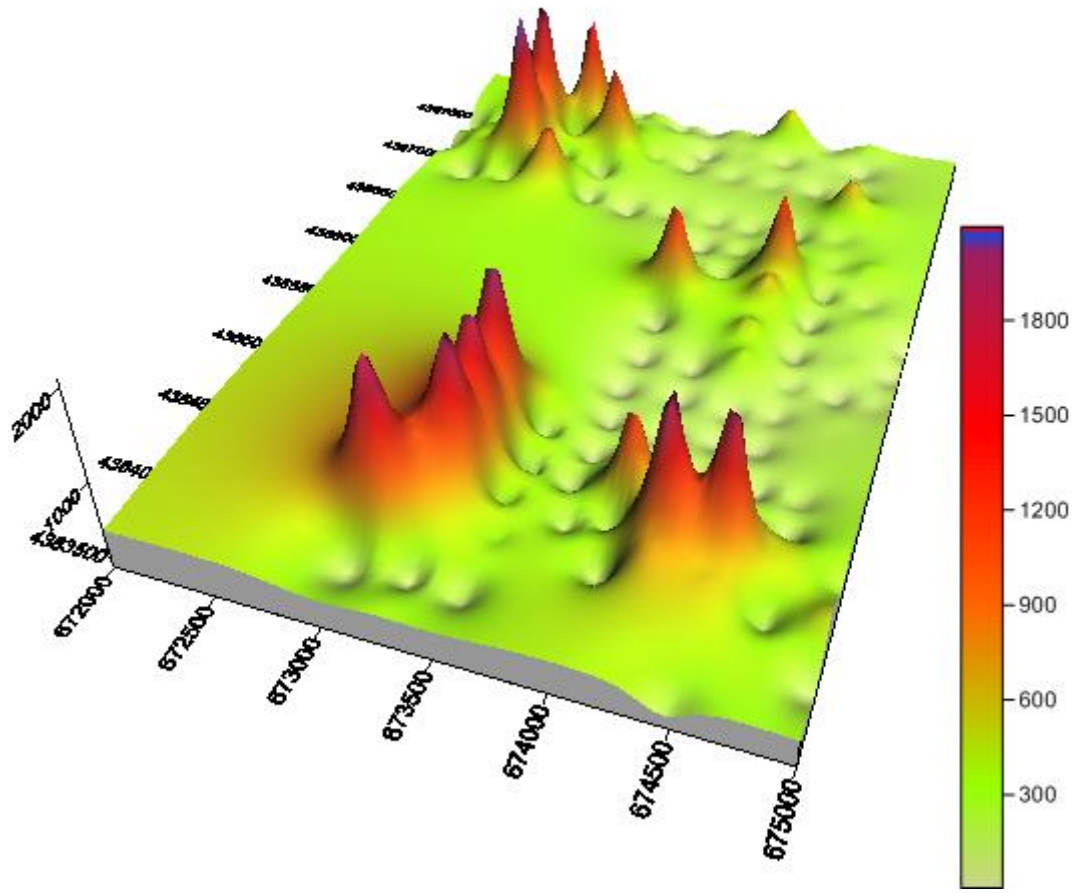
Soğukçibançal Tepe ile kuzeyinde yer alan Dömbel Dere arasındaki alanda yüzeyde görülen çakıllar içinde antimon-oksitlerini içeren parçaların görünmesi yer yer killeşme, silisleşme ve demir oksitleşme gibi hidrotermal alterasyonların varlığı bu alan içinde mineralleşmenin olabileceğini işaret etmektedir. 1/5.000 ölçekli haritası yapılmış bu alan içinde sık aralıklarla toplanmış (Şekil 4.10) örneklerden türetilmiş Sb konsantrasyonu dağılım haritası Şekil 4.11. de gösterilmiştir (II.Etap Sb analiz değerleri Ek-3’de verilmiştir). Bu haritanın yapımında kullanılan temel, standart sapma ve standart sapmanın katları olarak yapılmış kontur aralıkları aynen Şekil 4.8.’de gösterilen jeokimyasal haritada olduğu gibidir. Bu harita incelendiğinde bu alan içinde başlıca üç anomali sahası ayırtlanmıştır. Anomalilerin görselliğini kolaylaştırmak için 3-Boyutlu yüzey dağılım haritası Şekil 4.12’ de gösterilmiştir. Bu anomalilerden kuzeyde olanından alınmış profiller üzerindeki (profil çizgileri harita üzerinde belirtilmiştir) yorumlanmış doğru akım-özdirenç kesitleri Şekil 4.13’ de verilmiştir. Bu özdirenç çalışması çok kanallı ve elektrodlu doğru akım-özdirenç cihazı ile yapılmış ve bu profil üzerinde elektrod aralıkları 5 m. olarak kullanılmıştır (Bu çalışma Yrd.Doç.Dr. Ertan Pekşen tarafından yapılmış ve sözlü görüşme ile kendisinden alınmıştır. Çalışmalar halen devam etmektedir). Bu



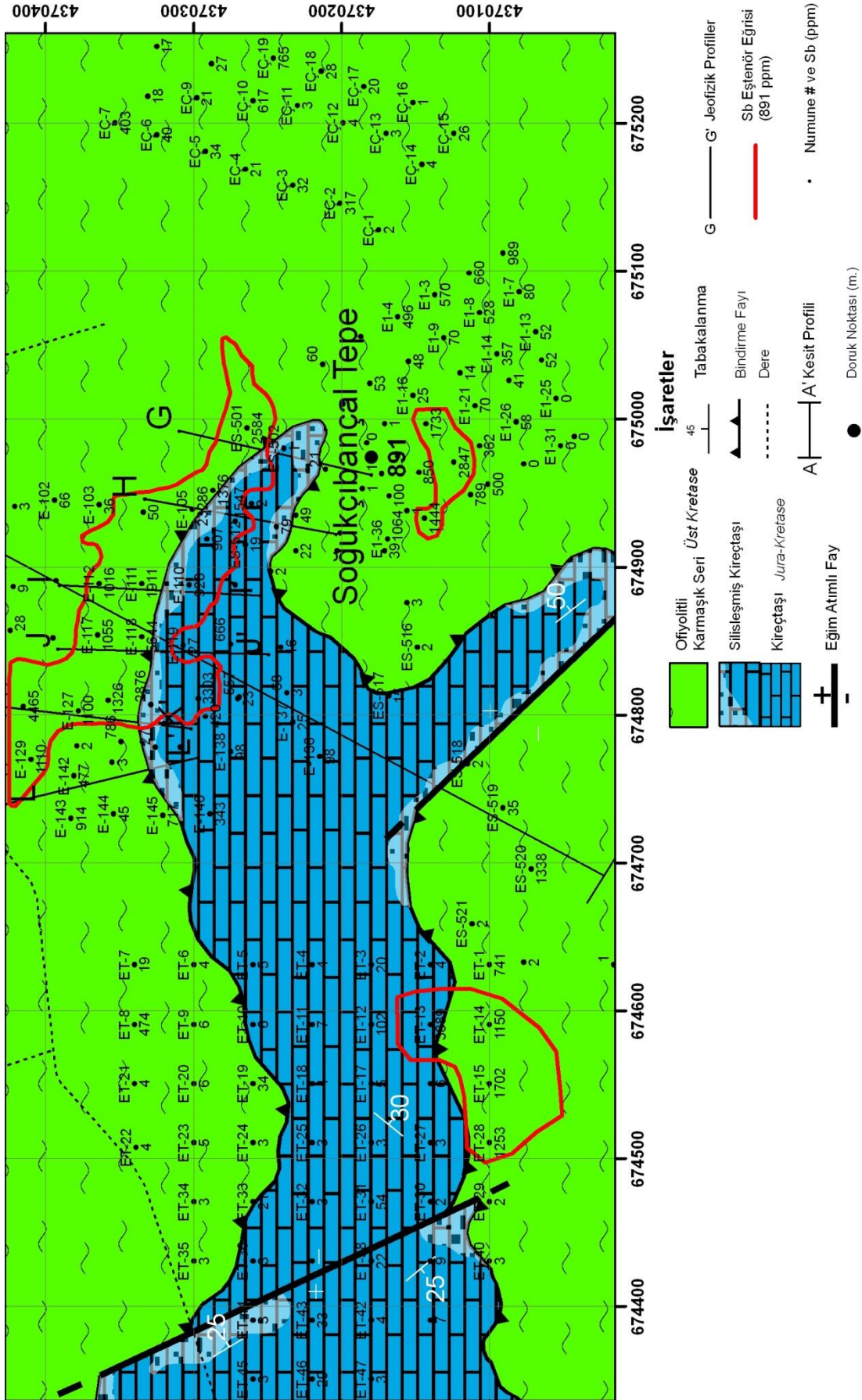
Şekil 4.7 I.Etap Jeoimyasal Prospeksiyon numune noktalarının bölgesel jeoloji üzerindeki yerleri .



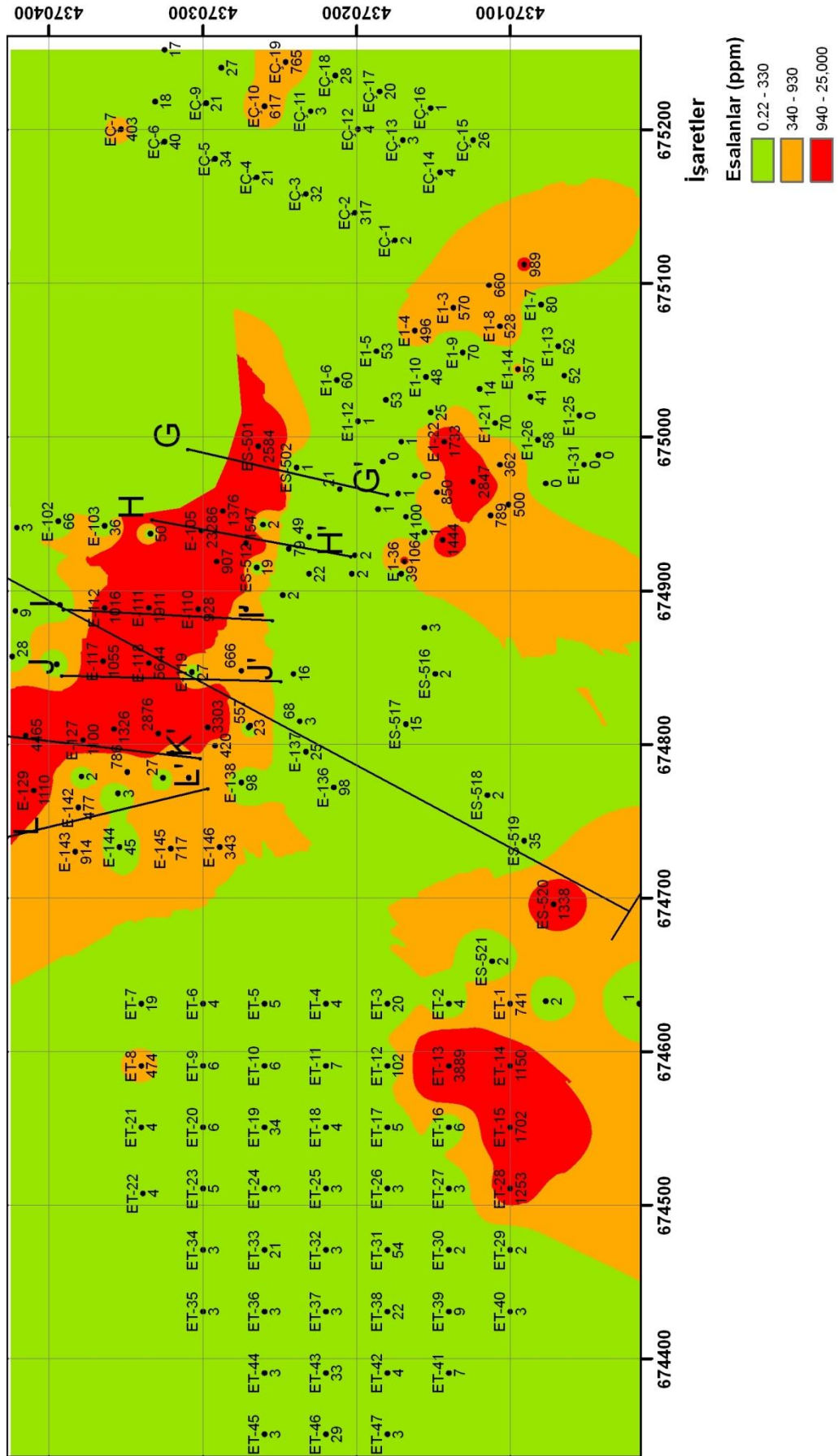
Şekil 4.8 I.Etap Jeoimyasal Prospeksiyon Antimon anomali alanlarının dağılım haritası.



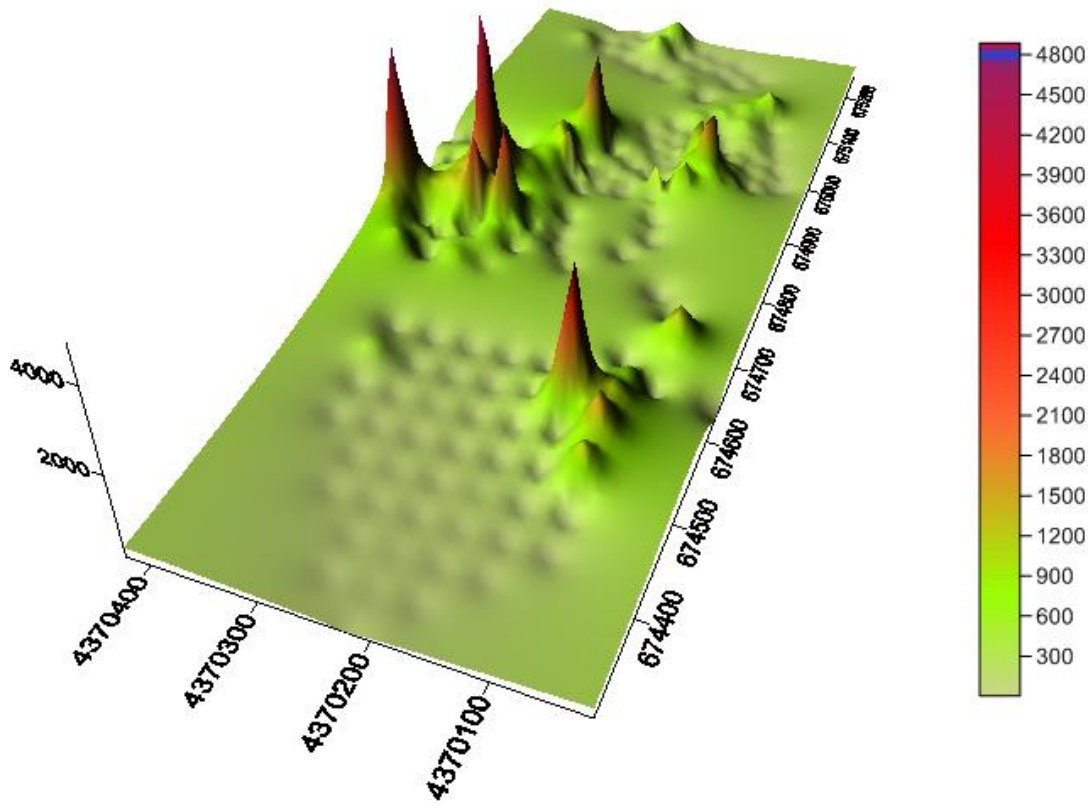
Şekil 4.9 I.Etap Jeoimyasal Prospeksiyon Antimon anomali alanlarının 3-Boyutlu yüzey dağılım haritası.



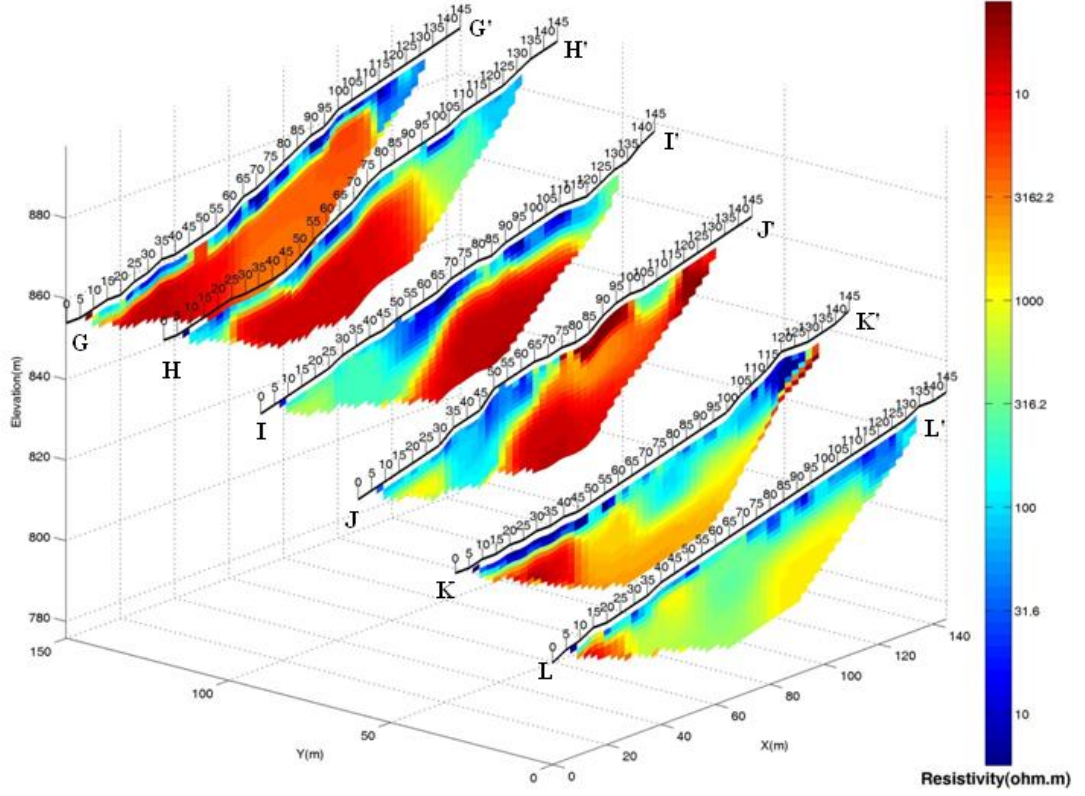
Şekil 4.10 II.Etap Jeoimyasal Prospeksiyon numune noktalarının bölgesel jeoloji üzerindeki yerleri .



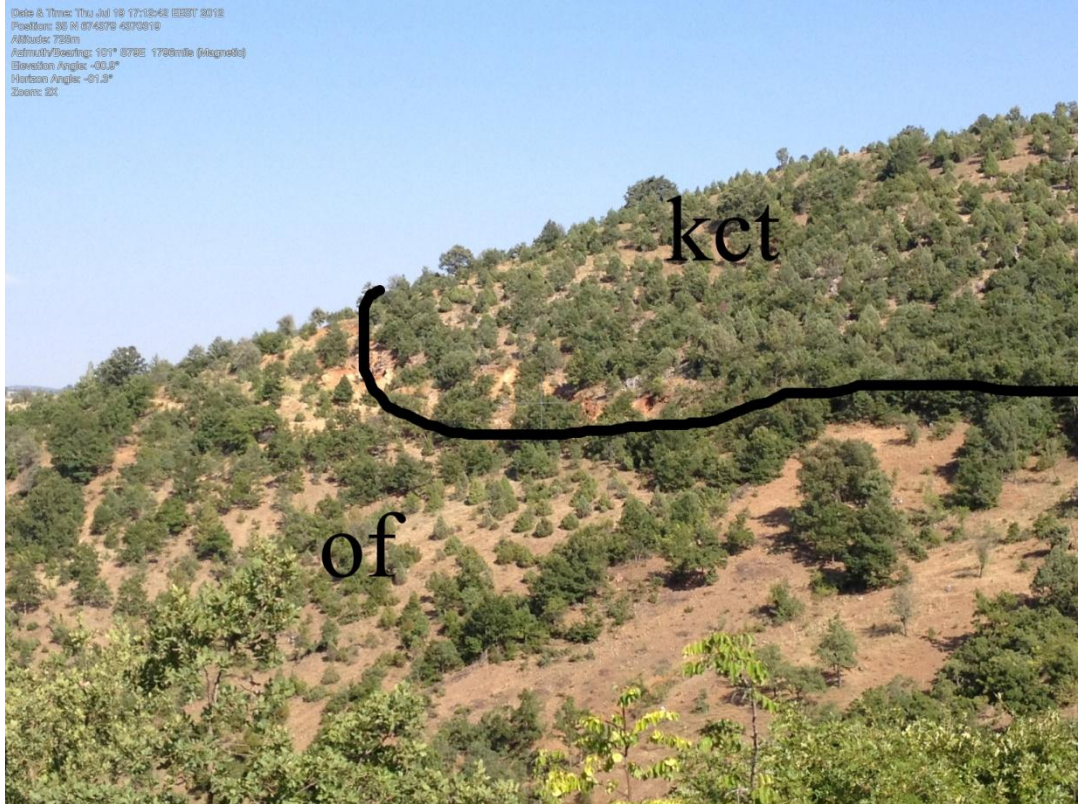
Şekil 4.11 II.Etap Jeoimyasal Prospeksiyon Antimon anomali merkezlerinin dağılım haritası.



Şekil 4.12 II.Etap Jeoimyasal Prospeksiyon Antimon anomali merkezlerinin 3-Boyutlu yüzey dağılım haritası.



Şekil 4.13 Belirtilen 145 metrelik hat boyunca 5 m. elektrod aralığı ile alınmış, yorumlanmış doğru akım-özdirenç kesitleri (Pekşen, 2012).



Şekil 4.14 II.Etap Çalışma Alanı'ndan bir görüntü. Kireçtaşı-Ofiyolit kontağı. Kontak yol ve madencilik faaliyetleri ile rahatça seçilebilmekte. Kireçtaşı topoğrafik olarak yüksektir. Soğukçibançal Tepe kuzeyinden güneye bakış.

kesitler üzerinde mavi renkler ile gösterilmiş özdirenci yankayaca göre yaklaşık 100 kat düşük alanlar cevherleşmeleri göstermektedir. Görüldüğü gibi cevherleşme düzgün mercek şeklinde olmayıp dağınık küçük mercekler (yumrular) şeklinde özdirenci çok yüksek kireçtaşlarına (kırmızı renk) yakın şekilde konumlanmıştır. Bu mercekler yüzeye yakın olup ortalama 5-8 m. derinliktedir.

4.8.1 Cevherleşme ve alterasyon

Jeokimyasal ve jeofizik çalışmalarıyla ortaya çıkan Kuzey merceği üzerinde cevherleşme için yarma çalışmaları yapılmıştır. Bu kazıda ortaya çıkan cevherleşmeler silisleşme ile beraber bulunur. Zor aşındığı için silisleşme sahada çok belirgindir, siyah rengi ve sertliği ile çok kolay ayırt edilir (Şekil 4.15). Silis yumruları içinde genellikle ışınsal biçimde oksitlenmiş antimon kristallerinin boyları milimetreden 5-6 cm ye uzanır (Şekil 4.16).



Şekil 4.15 Silisli zonların sahada görünümü.



Şekil 4.16 Silisleşme içindeki cevher örneği.

Görülen bütün cevher kristallerinin antimon oksit oluşu stibnit olarak kristallenen bu cevherlerin yüzeye çok yakın kalması nedeni ile su ile temas ederek tamamıyla çözüldüğünü göstermektedir. Bazı el örneklerinde silis hamuru içinde uzun eksenler boyunca boşalmış yerler açıkça gözükmemektedir (Şekil 4.17)



Şekil 4.17 Silis hamuru içinden çözümlenmiş antimon minerali kristalleri.

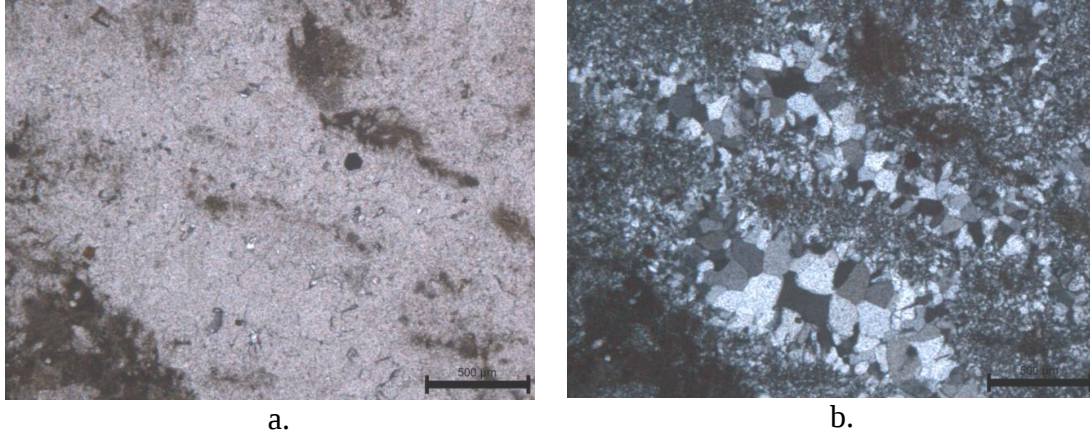
Bu cevherli silis yumrularının tenörü %20 Sb civarındadır. Çizelge 4.3’ de cevher numunesine ait yarı kantitatif XRF analizleri verilmiştir.

Çizelge 4.3 Cevher numunesine ait Yarı Kantitatif XRF sonuçları.

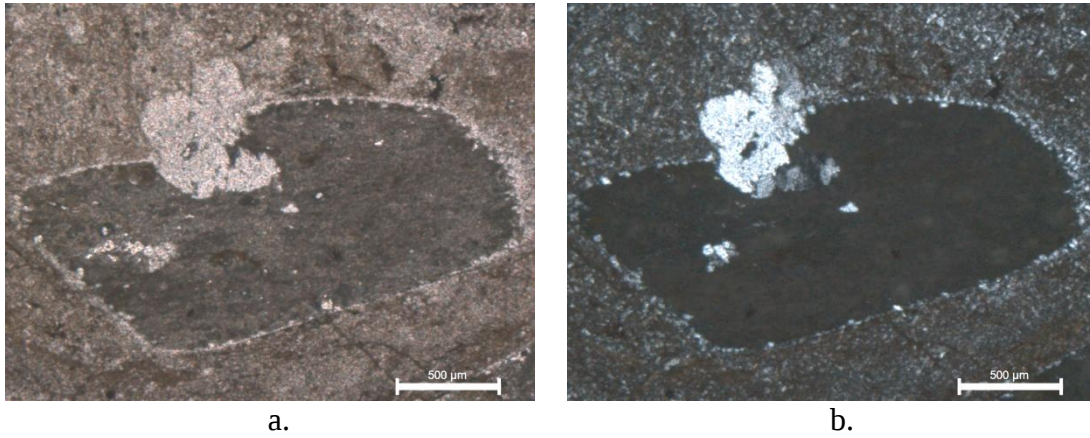
Numune (% wt.)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Sb ₂ O ₃	A.Z.	TOPLAM
Cevher (A)	68.52	0.64	0.98	0.02	1.29	0.07	0.05	0.03	0.36	24.54	2.91	99.41

Silisleşme ile beraber olan cevher numunelerinin XRD analizinde (EK-4) cevherleşmenin düşük sıcaklık hidrotermal (α) kuvarsla beraber olduğu görülmektedir. XRD analizlerinde cevher mineralleri olarak Cervantite ($\text{SbSbO}_4 - \text{Sb}^{+3}\text{Sb}^{+5}\text{O}_4$) ve Stibiconite ($\text{H}_2\text{Sb}_2\text{O}_5 - \text{Sb}^{+3}\text{Sb}^{+5}_2\text{O}_6(\text{OH})$) gözlenmiştir Stibnit (Sb_2S_3) mevcut değildir. Stibnit bazı el örneklerinde antimon-oksitlerin çekirdeğinde metalik parlaklığı ile fark edilmiştir. Bu gözlem cevherleşmenin stibnit olarak kristallenip oksitleyici ajan ile oksitlenip bu hale geldiğini düşündürmektedir. Cervantite ve Stibiconite varlığı +3 ve +5 değerlikli antimonu beraber bulundurmasından dolayı antimonun oksitlendiğini göstermektedir. Alfa kuvars 80% nin üzerindedir. Bu alfa kuvarsta parlak kesitte silis hamuru içinde göttitlemiş piritler görülmüştür. İnce kesit (Şekil 4.18 ve 4.19) çalışmalarında ise antimon oksitlerin içinde iri kuvarslar

gözlenmiştir. Bu gözlemden ilk önce iri kuvarsların sonra antimon oksitlerin en son mikrokristalen kuvarsların oluştuğu düşünülebilir. Bu mikro kristalen silis hamuru içinde, apatit ve apatit içinde kalsit saptanmıştır. Ayrışmış antimon oksitlerin çevresinde silis dizilimi yaygındır. Hamurda plajyoklas ve Fe-oksit gözlenmiştir.



Şekil 4.18 Cevher içeren silisleşmede iki safhada oluşmuş kuvarsların beraber görünümü (a: tek nikol, b: çift nikol).



Şekil 4.19 Antimon oksit içinde iri kuvars ve antimon oksit çevresinde silis dizilimi (a: tek nikol, b: çift nikol).

Cevherleşmenin içinde olduğu yankayaçlarda mineralleşmeye neden olan hidrotermal sıvıların ürünü olarak arjilik-yarı propillitik alterasyon görülür. Bu kayaçlarda yapılan XRD çalışmalarına (EK-4) göre altere kayaçlar α -kuvars, illit, klorit, montmorillonit (smektit) ve kalsitten oluşmaktadır. Kimyasal bileşimleri Çizelge 4.4' de verilmiştir. Asidik hidrotermal çözeltilere aşırı maruz kalmış bir numune Şekil 4.20'de gözükmemektedir.

Çizelge 4.4 Altere yan kayalara ait Yarı Kantitatif XRF sonuçları.

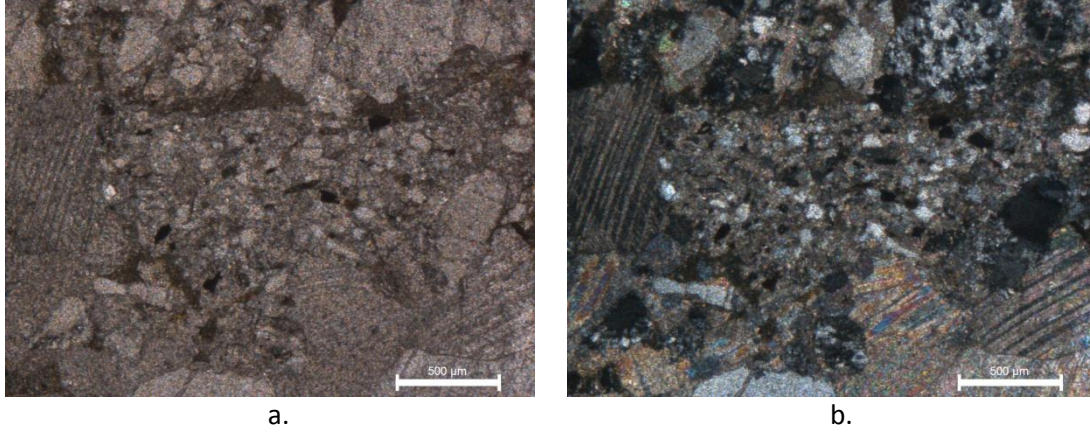
Numune (% wt.)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	A.Z.	TOPLAM
Altere Yan Kayaç B	36.39	12.30	5.77	4.83	17.46	0.22	1.56	0.51	0.06	0.07	0.07	20.56	99.81
Altere Yan Kayaç C	37.07	13.08	5.49	4.46	17.82	0.19	1.90	0.48	0.07	0.09	0.08	19.09	99.81



Şekil 4.20 Silisleşmenin ileri derecesi. Asidik sıvılar ile yıkanmış silisleşmiş kireçtaşı örneği. Kalıntı kireçtaşı parçaları silisleşme içinde rahatça seçilebilmektedir.

Cevherleşme tespit edilen kireçtaşı-ofiyolit kontağı çevresinde, ofiyolitler içindeki kumtaşı örnekleri de cevherleşme potansiyeli açısından incelenmiştir.

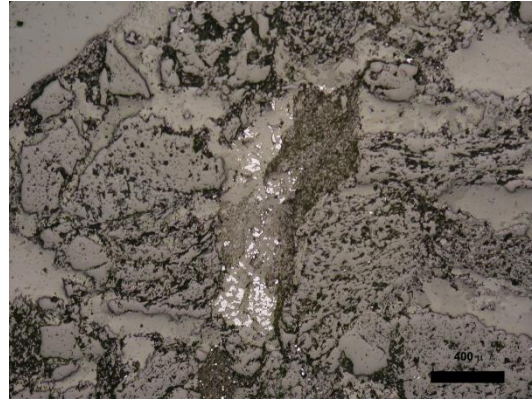
Karbonat çimentolu kuvars-mikalı kumtaşlarında (Şekil 4.21) kalsit ikizlenmesi ve muskovit gözlenir. Bazı kayaç parçaları yönlenmiştir. Si-Ca-Sb birlikteliği açısından önemlidir. Volkanik kayaç parçası da içerir. Silis jelinin içinde prizmatik opak kristaller mevcuttur. Kimyasal bileşimi Çizelge 4.5’ te verilmiştir. Parlak kesit incelemelerinde pirit kalıntıları içeren götitler ve stibnit kalıntıları içeren antimon-oksitler gözlenmiştir. Ayrıca çok küçük stibnit saçınımları mevcuttur (Şekil 4.22) (Numune koordinatları: 675432 – 4370295).



Şekil 4.21 Karbonat çimentolu kuvars-mikalı ofiyolitik kumtaşı (a: Tek Nikol, b: Çift Nikol).

Çizelge 4.5 Ofiyolitik kumtaşına ait Yarı Kantitatif XRF sonucu.

Numune (% wt.)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	A.Z.	TOPLAM
Örnek 8	46.12	8.00	4.39	3.21	18.94	0.97	0.91	0.29	0.37	0.10	0.09	16.42	99.80



Şekil 4.22 Ofiyolitik kumtaşı parlak kesitinde saçınım şeklinde stibnitler.

Cevherleşmenin dışında çevredeki ofiyolit melanjda kırmızı renkleriyle karakteristik jasplar gözlenmiştir (Numune koordinatları : 674841-4370176 & 675526-4370406). Sıkça değişik kalınlıklardaki kuvars damarlarıyla kesilmiş serizit-kuvars şist türü kayadır. Çatlaklarda kırmızımsı (Muhtemelen Fe-O) sıvamalar mevcuttur. Çatlaklarında siyah renkli opak getirimler de izlenir. Siyah ve kahve rengi olmak üzere iki tür opak izlenir.

5 SONUÇ VE ÖNERİLER

Bu çalışma antimon yataklarının aranmasında jeokimyasal toprak prospeksiyonunun özellikle hedef saptanmasında en etkin yöntem olduğunu göstermiştir.

Bu süreçte elde edilen sonuçlar :

1. Dünyada toprakta antimon konsantrasyon ortalaması 1-2 ppm olmasına karşın Dağardı Bölgesinde topraktaki temel değer popülasyonunun ortalama değeri 70 ppm dir (Şekil 4.1 ve Şekil 4.2)
2. Eşik değer yaklaşık 900 ppm anomali değerleri ise yer yer 20.000 ppm i geçmektedir.
3. Jeokimyasal anomalilerin üzerine uygulanan doğru akım-öz direnç dağılımları hedefleri tam saptamayı sağlamıştır.
4. Antimon konsantrasyonu dağılım haritası ile doğru akım-öz direnç kesitlerinin kombinasyonundan ortaya çıkarılmış yataklanmaların karakteristik geometrileri aşağıdaki gibidir:
 - a. Hidrotermal hücrelerin oluşturduğu **cevherleşme alanları** 250-400 metre çaplı anomaliler vermektedir (Şekil 4.8).
 - b. Bu anomalilerin içinde oluşan **cevherleşme merkezleri** yaklaşık 50 metrelik mercekler halindedir (Şekil 4.11).
 - c. Bu mercekler yüzeye çok yakın üretime uygun tenördeki **cevherleşme yumrularını** kapsar. Yumrular birkaç metreden birkaç 10 metreye değişen çaplarda boyutlanmıştır (Şekil 4.13).

Bu sonuçlar dolayısı ile sondaj çalışmaları yapılacaksa bu aşamadan sonra dar alanda sık ve sık yapılmalıdır. Bu büyük ölçüde ekonomi sağlayacaktır.

Bu sonuçlar cevherleşme alanlarından gerçek rezervin hesaplamının çok güç olduğunu işaret etmektedir.

Bu çalışmada uygulanan yöntem kireçtaşı yüzeyleri boyunca görülen düzensiz yumrular halinde oluşmuş yataklar üzerine uygulanmıştır ve elde edilen sonuçlar bu özellikteki yataklanma şartları için karakteristiktir.

Aynı şekilde yöntemin Neojen istifin taban seviyelerinde oluşmuş, daha çok stratiform bir geometriye sahip birikimler üzerinde de uygulanması ve sonuçların karşılaştırılması antimon yataklarında uygulanacak jeokimyasal prospeksiyon yöntemlerinin geliştirilmesi açısından çok faydalı olacaktır.

6 KAYNAKLAR

- Ahrens, L. A.** (1952). The use of ionization potentials Part 1. Ionic radii of the elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Cild 2, sayı. 3, Sf. 155-169.
- Aral, H.** (1989). Antimony mineralization in the northern Murat Dagı (western Turkey). *Economic Geology*. Cild 84, sayı. 4, Sf. 780-787.
- Bacak, G. ve Uz, B.** (2003). Dağardı güneyi (Kütahya) ofiyoliti' nin jeolojisi ve jeokimyasal özellikleri. *İTÜ dergisi/d mühendislik*, Cilt:2, Sayı:4, Sf.86-98.
- Berger, V. I.** (1976). Evolutionary Series of Antimony Deposits of Eastern USSR—Summary. *M 25: Circum-Pacific Energy and Mineral Resources*.
- Delaloye, M. ve Bingöl, E.** (2000). Granitoids from Western and Northwestern Anatolia: Geochemistry and modeling of geodynamic evolution. *International Geological Review*. Cild. 42, sayı. 3, Sf. 241-268.
- Diemar, G. A., Montserrat, F., Leverett, P., Williams, P. A.** (2009). Dispersion of antimony from oxidizing ore deposits, *Pure Appl. Chem.*, Vol. 81, No. 9, pp. 1547–1553.
- Dill, H. G.** (1998). Evolution of Sb mineralisation in modern fold belts a comparison of the Sb mineralisation in the Central Andes (Bolivia) and the Western Carpathians (Slovakia). *Mineralium Deposita*, v.33: 359-378.
- Dill, H. G.** (2010). The chessboard classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. *Earth-Science Reviews*, 100(1-4):1-420.
- Dündar, A., Güngör, N., Gürsel, T., Özden, M., Özyeğin, E.** (1986). Kütahya-Emet Bölgesi Bortuzu Yatağı Nihai Değerlendirme Raporu (yayımlanmamış). Ankara.
- Dpt,** (2001). Sekizinci Beş Yıllık Kalkınma Planı. Diğer Metal Madenler Çalışma Grubu Raporu. Madencilik Özel İhtisas Komisyonu Raporu. Ankara.
- Ercan, T., Günay, E., Savaşçın, M. Y.** (1982). Simav ve Çevresindeki Senozoyik Yaşlı Volkanizmanın Bölgesel Yorumlanması. *MTA Dergisi*, 97/98, 87-101.
- Eugster, H. P.** (1985) - Granites and hydrothermal ore deposits: a geochemical framework, *Mineralogical Magazine*. Cild. 49, Sf. 7-23.
- Evans, A.M.** (1980). Ore Geology and Industrial Minerals An Introduction. *Blackwell Science*.
- Faure, G.** (1998). Principles and Applications of Geochemistry. Prentice-Hall.

- Goldschmidt, V. M.** (1954). *Geochemistry*. Oxford Press.
- Gökçe, A., Köksoy, M.** (1984). Turhal Antimon Yataklarının Jeolojisi ve Kökeni. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*. Cild. 27, Sf. 131-140.
- Gökçe, A.** (1986). Cebirail (Gediz-Kütahya) Antimon Yatağı'nın Jeolojisi. *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri. A – Yerbilimleri*. Cild:3, sayı:1, s.27-33
- Gökçe, A.** (1987). Muratdağı Bölgesi (Gediz-Kütahya) Antimon Cevherleşmelerinin Jeolojisi. *Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri. A – Yerbilimleri*. Cild:4, sayı:1, s.65-85.
- Gökçe, A. ve Spiro, B.** (1994). Stable isotope study of antimony deposits in the Muratdağı region, western Turkey. *Mineralium Deposita*, v. 29, i. 4, p. 361-365.
- Gökçe, A. ve Efe, A.** (1995). Dağardı (Simav-Kütahya) ve İvrindi (Balıkesir) Bölgesi Antimon Yataklarının Jeolojisi. T.C. Cumhuriyet Üniversitesi Araştırma Fonu Proje No:M-15 (yayınlanmamış).
- Gökçe, A.** (1995). Maden Yatakları, Cumhuriyet Üniversitesi.
- Helmy, H. M., Ballhaus, C., Wohlgemuth-Ueberwasser, C., Fonseca, R.O.C., Laurenz, V.** (2010) Partitioning of Se, As, Sb, Te and Bi between monosulfide solid solution and sulfide melt–Application to magmatic sulfide deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Cild 74, sayı. 21, Sf. 6174-6179.
- İleri, S. ve Köksoy, M.** (1977). Türkiye Antimuan Yatakları Oluşum İlkeleri. *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü Yayın Organı*. Cild. 3, sayı.1, sf. 95-114.
- Jochum, K.P., Hofmann, A.W.** (1994). Antimony in mantle derived rocks: constraints on Earth evolution from moderately siderophile elements. *Mineralogical Magazine*. Cild. 58A. sf. 452-455.
- Jochum, K.J., Verma, S.P.** (1996), Extreme enrichment of Sb, Tl and other trace elements in altered MORB, *Chemical Geology* 130, 289-299.
- Jochum, K.P., Hofmann, A.W.** (1997). Constraints on earth evolution from antimony in mantle-derived rocks *Chemical geology*. Cild. 139, sf. 39-49.
- Kalafatçioğlu, A.** (1962). Tavşanlı-Dağardı Arasındaki Bölgenin Jeolojisi ve Serpantin ile Kalkerlerin Yaşı Hakkında Not. *MTA*. Cild. 58 , Sf. 47-70.
- Kalafatçioğlu, A.** (1964). Balıkesir-Kütahya Arasındaki Bölgenin Jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*. Cild. 9, sayı. 1-2.
- Konak, N. ve Akdeniz, N.** (1979). Simav Emet Tavşanlı Dursunbey Demirci Yörelerinin Jeolojisi . Hizmet ÖZel Derleme Rapor No:6547. *MTA*, Ankara.
- Krupp, R. E.** (1988). Solubility of stibnite in hydrogen sulfide solutions, speciation, and equilibrium constants, from 25° to 350° C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.52, p.3005-3015.

- Noll Jr., P. D., Newsom, H. E., Leeman, W. P., Ryan, J. G.** (1996). The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: evidence from siderophile and chalcophile trace elements and boron. *Geochim.Cosmochim. Acta* 60, 587-611.
- Okay, A. I. ve Kelley, S. P.** (1994). Tectonic setting, petrology and geochronology of jadeit+ glaucophane and chlorite+glaucophane schists from NW Turkey. *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 455-466.
- Okay, A.I., Harris, N. B. W. & Kelley, S. P.** (1998). Exhumation of blueschists along a Tethyan suture in northwest Turkey. *Tectonophysics*, 285, 275-299.
- Okay, A.I.** (2011). Tavşanlı Zonu: Anatolid-Torid Bloku'nun dalma-batmaya uğramış kuzey ucu. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 142, 195-226.
- Onishi, H., Sandell, E.B.** (1955). Notes on the geochemistry of antimony. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Cild.8, sayı.4, sf.213-221.
- Öygür, V. ve Erler, A.** (1999). Jasperoid Tipi Epitermal Cevherleşmeye Batı Anadoludan Bir Örnek: Değirmenciler Antimuan Cevherleşmesi (Simav, Kütahya). *MTA Dergisi* 121, 97-113.
- Özgenç, İ., İlbeyli, N.** (2008). Petrogenesis of the Late Cenozoic Egrigöz Pluton in Western Anatolia, Turkey: Implications for Magma Genesis and Crustal Processes. *International Geology Review*, Volume 50, Issue 4, 375-391.
- Özkoçak, R.** (1971). Kütahya, Simav-Dağardı Civarı Antimuan Cevherleşmesi Hakkında, *MTA, Batı Anadolu Bölge Müdürlüğü Arşiv Rapor* No:51.
- Pekşen, E.** (2012). Kişisel görüşme.
- Railsback, L. B.** (2003). An earth scientist's periodic table of the elements and their ions. *Geology*. Cild. 31, sayı. 9, sf. 737-740.
- Rose, A. W., Hawkes, H. E., Webb, J. S.** (1991). Geochemistry in mineral exploration. Academic Press.
- Soykal, T., Taşkın, İ., Tuna, E.** (1980). Kütahya Simav Dağardı Civarı Antimuan Cevherleşmesi. Hizmet Özel Derleme Rapor No:7244. *MTA*, Ankara.
- Uyeda, S.** (1983). Comparative Subductology. *Episodes*, vol. 1983, no. 2, p.19-24.
- White, D. E.** (1962). Antimony in the United States, exclusive of Alaska and Hawaii: U.S. Geol. Survey Mineral Inv. Resource Map MR-20
- Yılmaz, Y.** (1997). Türkiye'nin Jeolojik Tarihinde Magmatik Etkinlik ve Tektonik Evrimle İlişkisi. *Ketin Sempozyumu*, 63-81.
- Zakaznova-Iakovleva, V. P., Migdisov, A. A., Suleimenov, O. M., Williams-Jones A. E., And Alekhin, Yu. V.,** (2001). An experimental study of stibnite solubility in gaseous hydrogen sulphide from 200 to 320°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 65, No. 2, pp. 289-298.

British Geological Survey (t.y.). World mineral statistics archive. Alındığı tarih :
03.09.2012, adres :
<http://www.bgs.ac.uk/mineralsuk/statistics/worldArchive.html>

Okay, A.I. (2001). Tavşanlı Zonu'nun jeoloji haritası. Alındığı tarih : 03.11.2012,
adres:http://web.itu.edu.tr/~okay/diagrams_20maps/MapTavsanliZone.jpg

Url-1 < <http://webmineral.com/chem/Chem-Sb.shtml> >, alındığı tarih: 21.10.2012.

7 EKLER

EK-A : Dağardı (Kütahya) Evciler Köyü Jeolojik Harita ve Kesiti 1/5.000 Ölçekli.

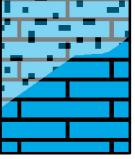
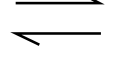
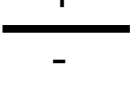
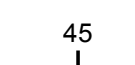
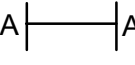
EK-B : Dağardı (Kütahya) Evciler Köyü Jeolojik Harita, Jeofizik Profil Hatları ve Antimon Anomalileri 1/5.000 Ölçekli.

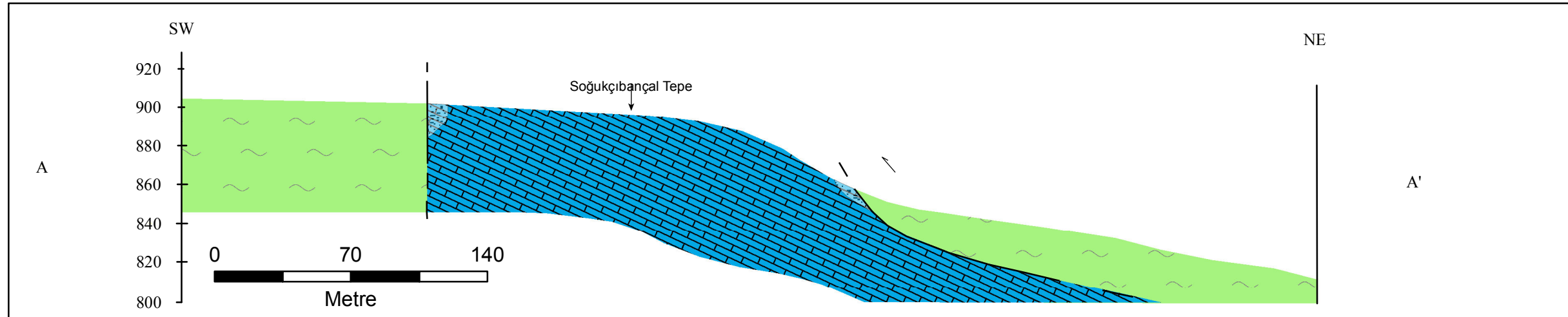
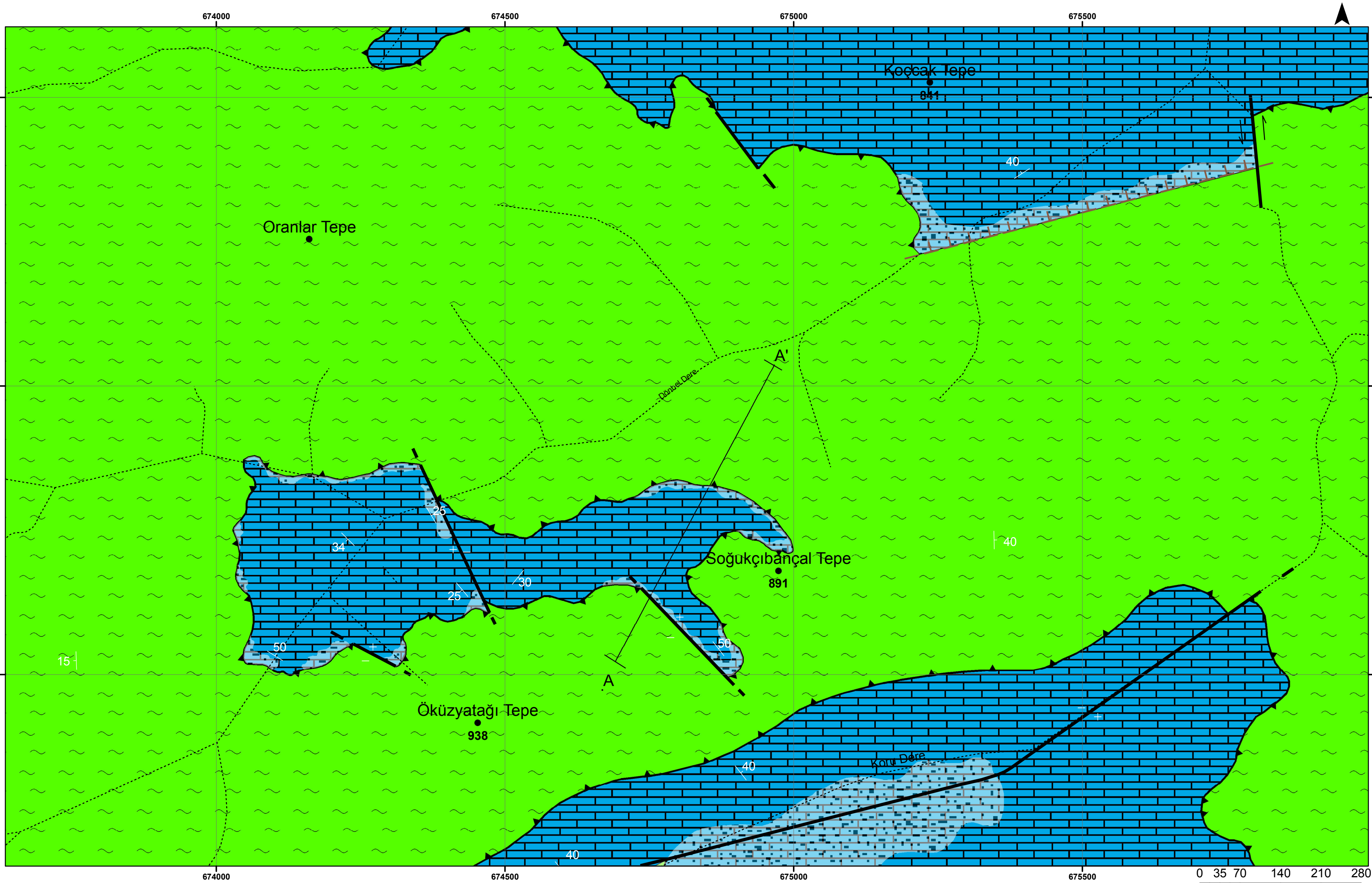
EK-C : II. Etap Jeokimyasal Toprak Prospeksiyon Sb Analizleri Sonuçları.

EK-D : Soğukçıbançal Tepe Cevherleşme XRD analiz sonuçları.

DAĞARDI (KÜTAHYA) EVCİLER KÖYÜ JEOLojİK HARİTA VE KESİTİ

Açıklamalar

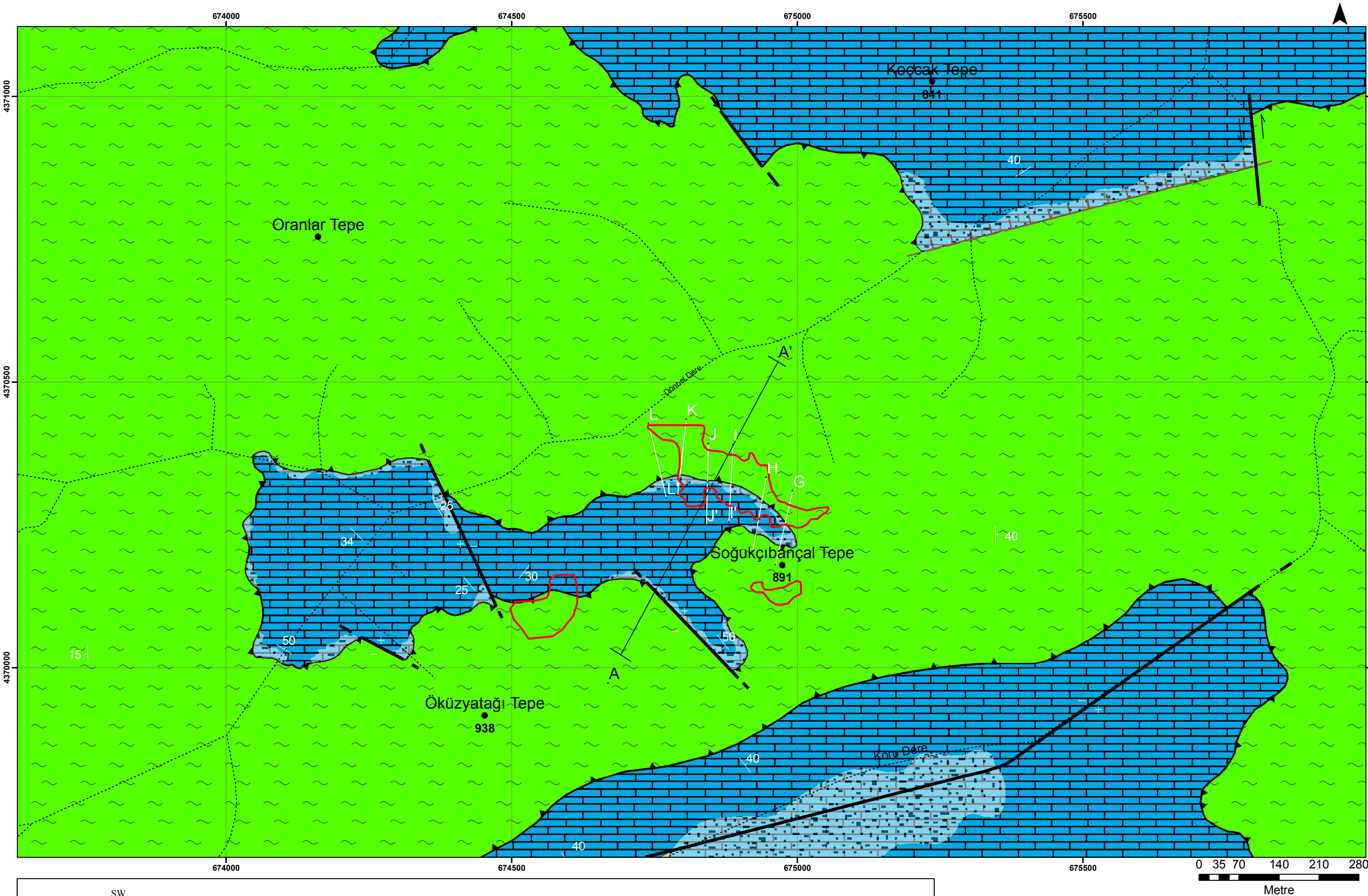
-  Ofiyolitli Karmaşık Seri *Üst Kretase*
-  Silisleşmiş Kireçtaşı
-  Kireçtaşı *Jura-Kretase*
-  Yanal Atımlı Fay
-  Eğim Atımlı Fay
-  Olası Ters Fay
-  Bindirme Fayı
-  Tabakalanma
-  Dere
-  Kesit Profili
-  Doruk Noktası (m.)



EK-1	
ADI	Dağardı (Kütahya) Evciler Köyü Jeolojik Harita ve Kesiti
HAZIRLAYAN	Salih Burak KARABEL
HAZIRLANDIĞI TARİH	17 Aralık 2012
ÖLÇEK	1/5.000

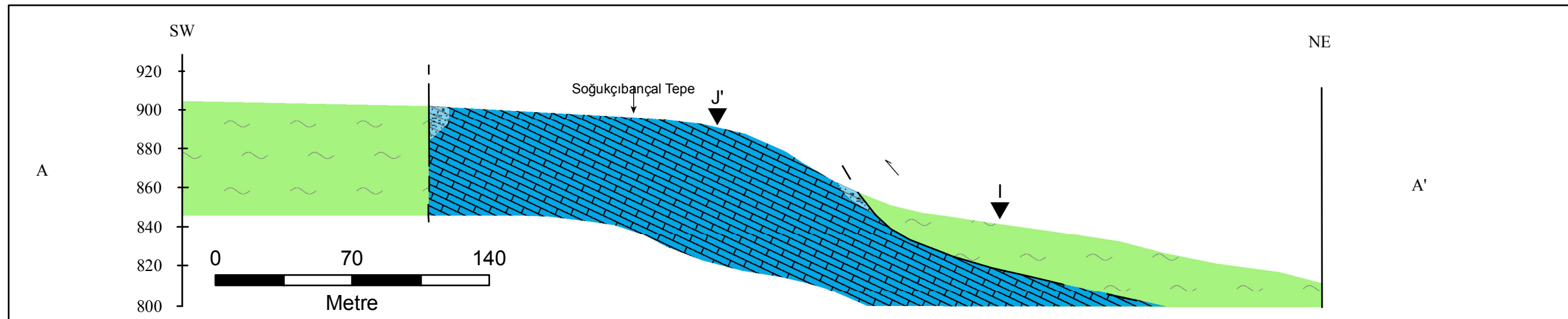
DAĞARDI (KÜTAHYA) EVCİLER KÖYÜ

JEOLojİK HARİTA, JEOFİZİK PROFİL HATLARI VE ANTİMON ANOMALİLERİ



Açıklamalar

- Ofiolitli Karmaşık Seri *Üst Kretase*
- Silisleşmiş Kireçtaşı
- Kireçtaşı *Jura-Kretase*
- Yanal Atımlı Fay
- Eğim Atımlı Fay
- Olası Ters Fay
- Bindirme Fayı
- Tabakalanma
- Dere
- Kesit Profili
- Doruk Noktası (m.)
- Jeofizik Profiller
- Sb Eştenör Eğrisi (891 ppm)
- Jeofizik Profil Noktası



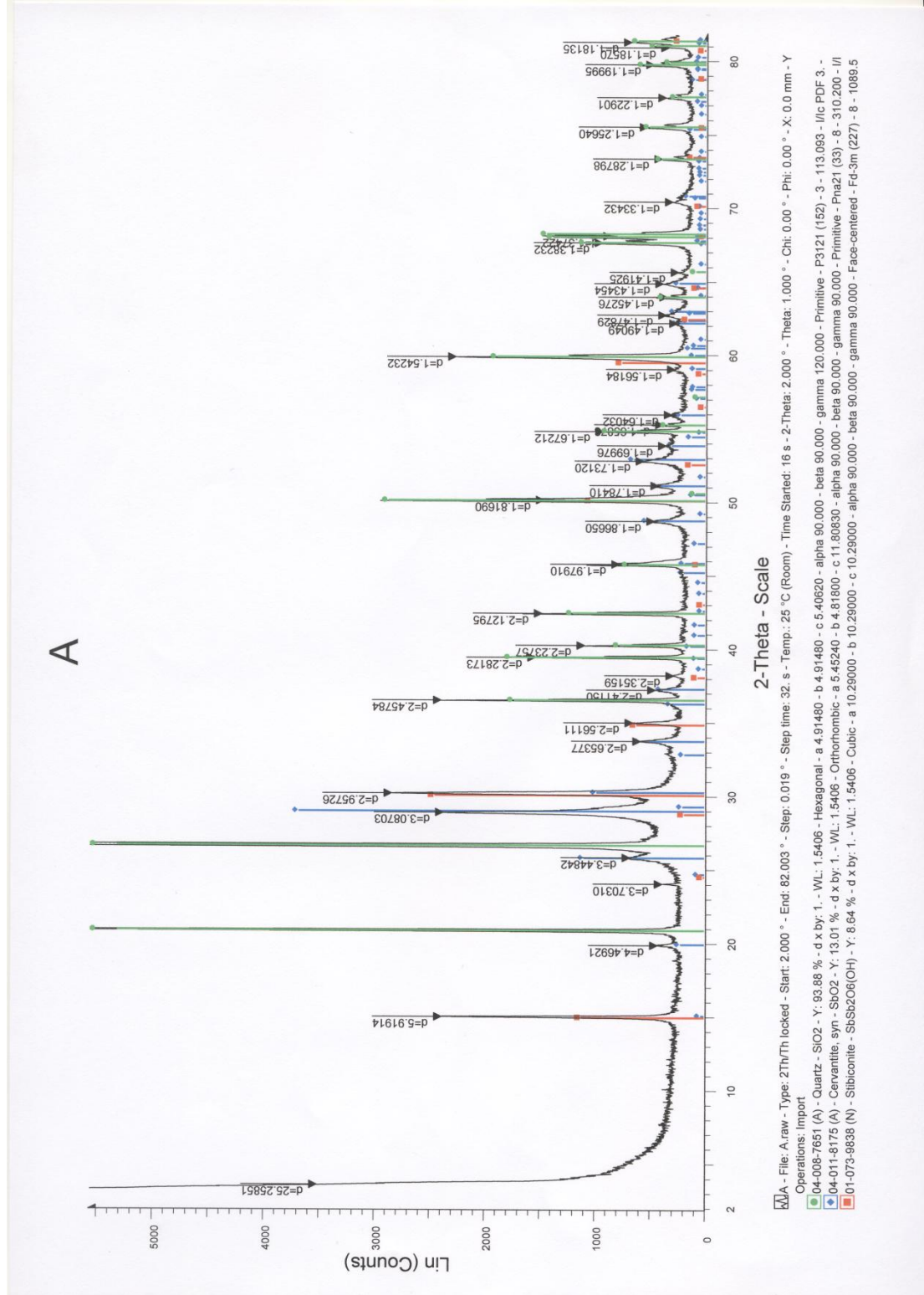
EK-2	
ADI	Dağardı (Kütahya) Evciler Köyü Jeolojik Harita, Jeofizik Profil Hatları ve Antimon Anomalileri
HAZIRLAYAN	Salih Burak KARABEL
HAZIRLANDIĞI TARİH	17 Aralık 2012
ÖLÇEK	1/5.000

EK-C**Çizelge C.1** II. Etap Jeokimyasal Toprak Prospeksiyon Sb Analizleri Sonuçları.

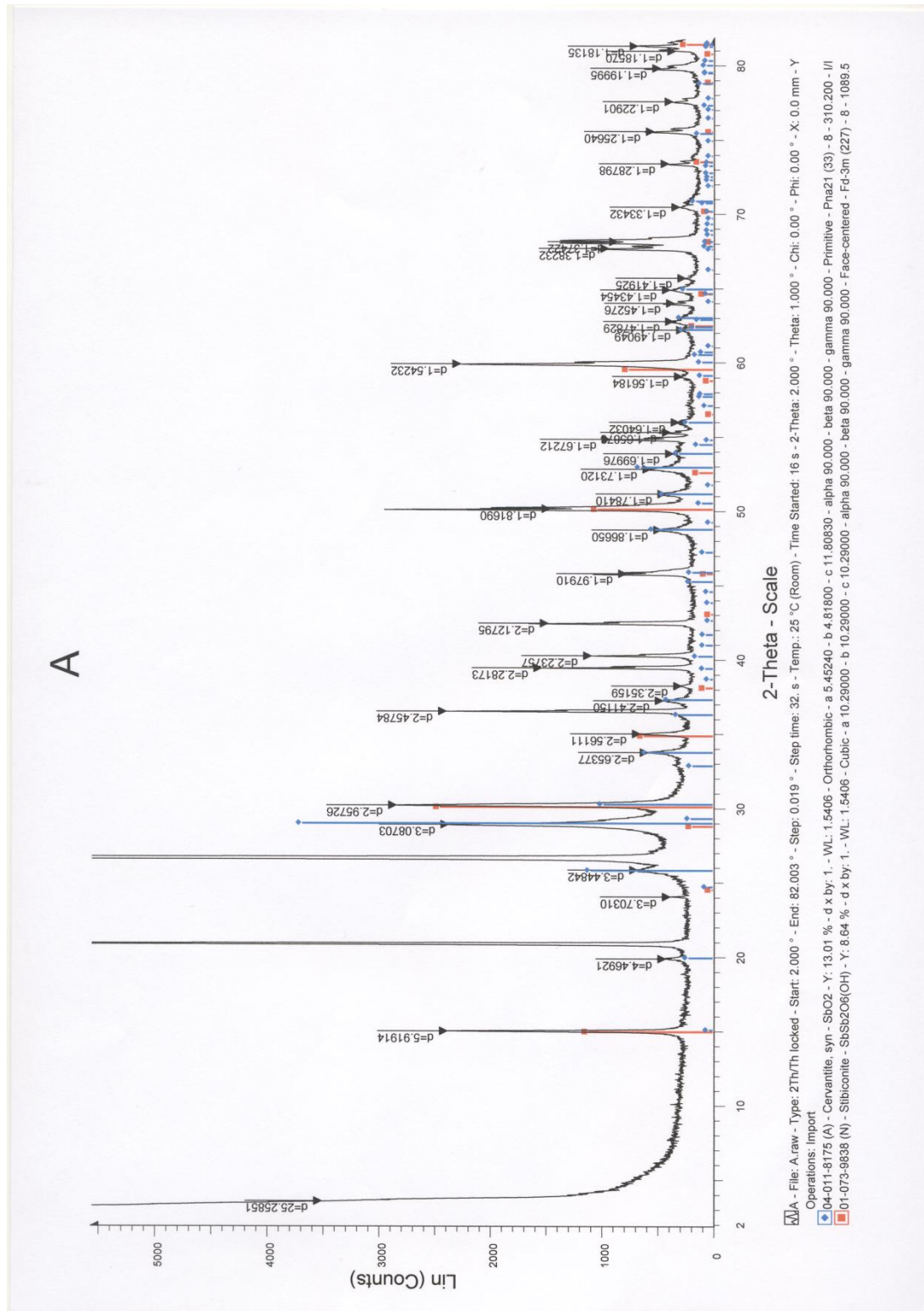
Numune	Sb (ppm)	Log (ppm)	Numune	Sb (ppm)	Log (ppm)	Numune	Sb (ppm)	Log (ppm)
E1-1	989	3.00	E-104	50	1.70	E-144	45	1.65
E1-2	660	2.82	E-105	23286	4.37	E-145	717	2.86
E1-3	570	2.76	E-106	1547	3.19	E-146	343	2.54
E1-4	496	2.70	E-107	79	1.90	ES-501	2584	3.41
E1-5	53	1.72	E-108	2	0.38	ES-502	1	0.15
E1-6	60	1.78	E-109	454	2.66	ES-503	21	1.32
E1-7	80	1.90	E-110	928	2.97	ES-504	1	0.00
E1-8	528	2.72	E-111	1911	3.28	ES-505	1	0.08
E1-9	70	1.85	E-112	1016	3.01	ES-506	39	1.59
E1-10	48	1.68	E-113	25	1.39	ES-507	2	0.20
E1-11	53	1.73	E-114	9	0.97	ES-508	49	1.69
E1-12	1	0.01	E-115	28	1.44	ES-509	2	0.25
E1-13	52	1.71	E-116	3	0.53	ES-510	1376	3.14
E1-14	357	2.55	E-117	1055	3.02	ES-511	907	2.96
E1-15	14	1.16	E-118	5644	3.75	ES-512	19	1.28
E1-16	25	1.39	E-119	27	1.43	ES-513	22	1.35
E1-17	1	-0.21	E-120	666	2.82	ES-514	2	0.28
E1-18	0	-0.34	E-121	16	1.19	ES-515	3	0.43
E1-19	52	1.72	E-122	3	0.51	ES-516	2	0.30
E1-20	41	1.62	E-123	557	2.75	ES-517	15	1.17
E1-21	70	1.84	E-124	3303	3.52	ES-518	2	0.30
E1-22	1733	3.24	E-125	2876	3.46	ES-519	35	1.54
E1-23	0	-0.75	E-126	1326	3.12	ES-520	1338	3.13
E1-24	1	0.10	E-127	1100	3.04	ES-521	2	0.34
E1-25	0	-0.84	E-128	4465	3.65	ES-522	2	0.18
E1-26	58	1.77	E-129	1110	3.05	ES-523	1	0.05
E1-27	362	2.56	E-130	2	0.34	EÇ-1	2	0.26
E1-28	2847	3.45	E-131	786	2.90	EÇ-2	317	2.50
E1-29	850	2.93	E-132	328	2.52	EÇ-3	32	1.50
E1-30	100	2.00	E-133	420	2.62	EÇ-4	21	1.32
E1-31	0	-0.68	E-134	23	1.36	EÇ-5	34	1.53
E1-31'	0	-0.73	E-135	68	1.84	EÇ-6	40	1.60
E1-32	0	-0.75	E-136	98	1.99	EÇ-7	403	2.61
E1-33	500	2.70	E-137	25	1.41	EÇ-8	18	1.26
E1-34	789	2.90	E-138	98	1.99	EÇ-9	21	1.32
E1-35	1444	3.16	E-139	664	2.82	EÇ-10	617	2.79
E1-36	1064	3.03	E-140	27	1.43	EÇ-11	3	0.46
E-101	3	0.43	E-141	3	0.41	EÇ-12	4	0.54
E-102	66	1.82	E-142	477	2.68	EÇ-13	3	0.49
E-103	36	1.56	E-143	914	2.96	EÇ-14	4	0.60

EK-C**Çizelge C.1 II. Etap Jeokimyasal Toprak Prospeksiyon Sb Analizleri
Sonuçları. (devamı)**

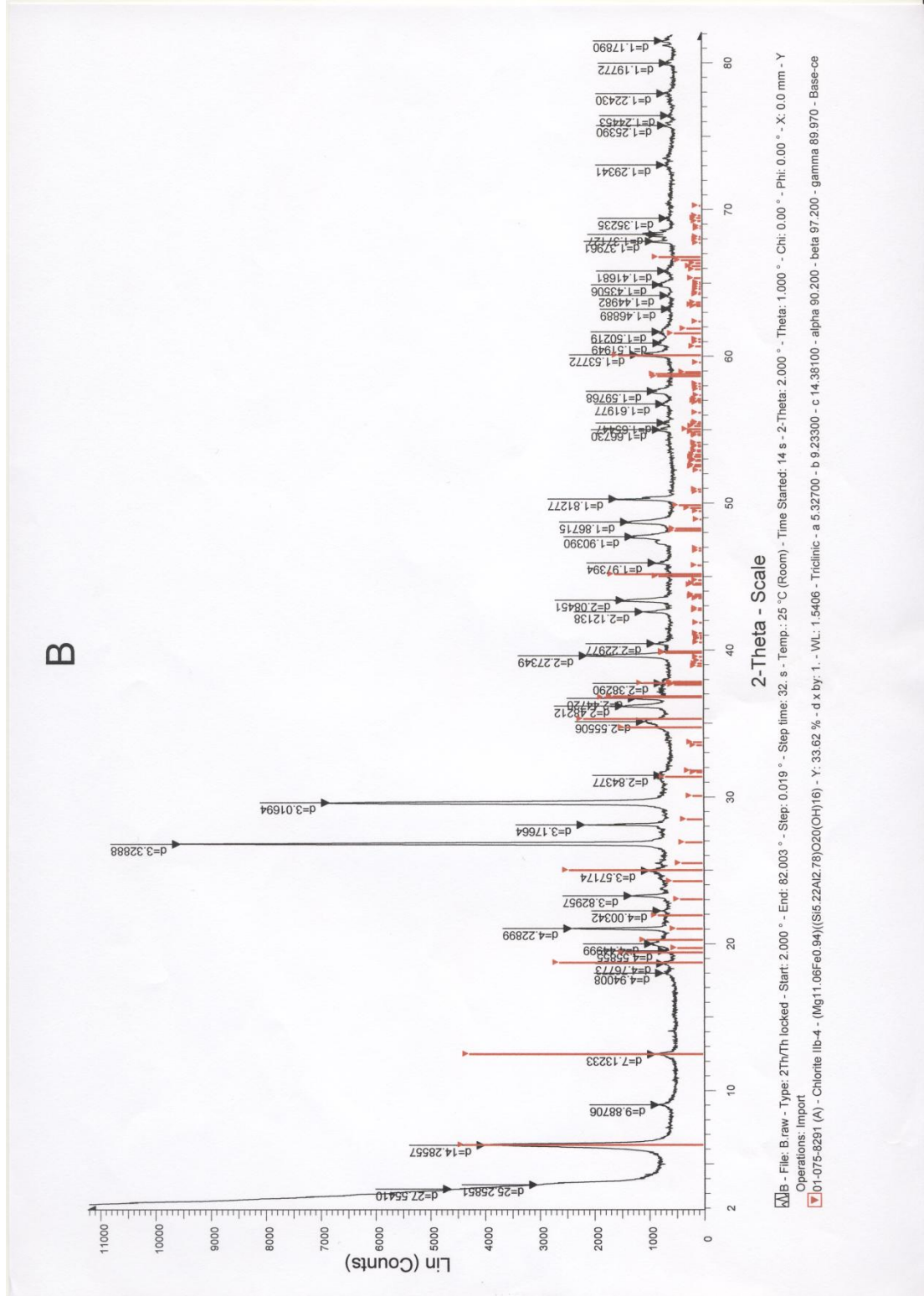
Numune	Sb (ppm)	Log (ppm)	Numune	Sb (ppm)	Log (ppm)
EÇ-15	26	1.41	ET-34	3	0.41
EÇ-16	1	0.00	ET-35	3	0.43
EÇ-17	20	1.30	ET-36	3	0.46
EÇ-18	28	1.45	ET-37	3	0.43
EÇ-19	765	2.88	ET-38	22	1.34
EÇ-20	27	1.42	ET-39	9	0.94
EÇ-21	17	1.22	ET-40	3	0.52
ET-1	741	2.87	ET-41	7	0.87
ET-2	4	0.60	ET-42	4	0.56
ET-3	20	1.30	ET-43	33	1.52
ET-4	4	0.62	ET-44	3	0.49
ET-5	5	0.67	ET-45	3	0.48
ET-6	4	0.59	ET-46	29	1.46
ET-7	19	1.29	ET-47	3	0.43
ET-8	474	2.68	ET-48	8	0.90
ET-9	6	0.74			
ET-10	6	0.74			
ET-11	7	0.85			
ET-12	102	2.01			
ET-13	3889	3.59			
ET-14	1150	3.06			
ET-15	1702	3.23			
ET-16	6	0.81			
ET-17	5	0.74			
ET-18	4	0.65			
ET-19	34	1.53			
ET-20	6	0.80			
ET-21	4	0.62			
ET-22	4	0.59			
ET-23	5	0.70			
ET-24	3	0.48			
ET-25	3	0.49			
ET-26	3	0.46			
ET-27	3	0.40			
ET-28	1253	3.10			
ET-29	2	0.38			
ET-30	2	0.39			
ET-31	54	1.73			
ET-32	3	0.43			
ET-33	21	1.32			



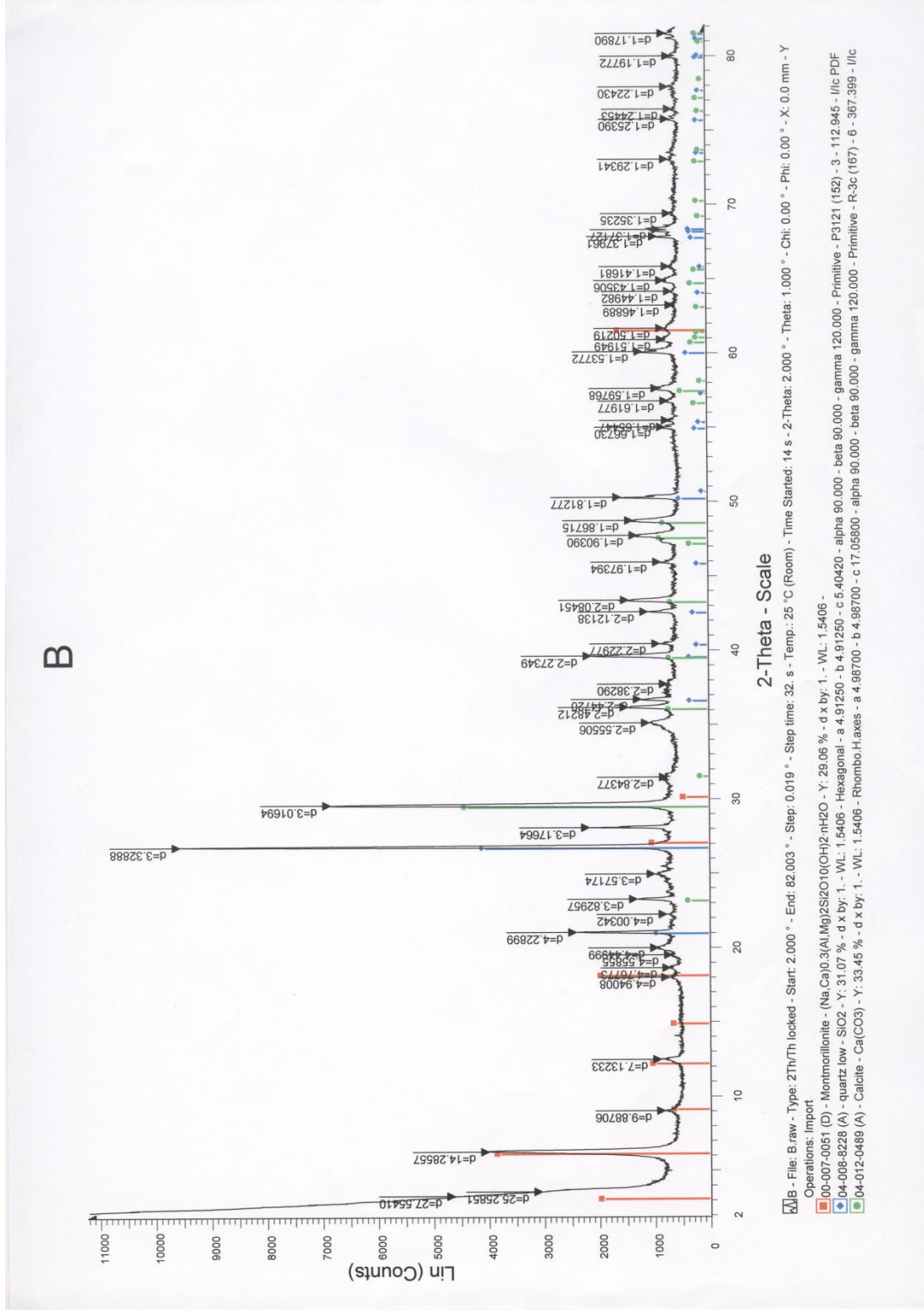
Şekil D.1 Soğukçibançal cevher numunesine ait XRD analizi.



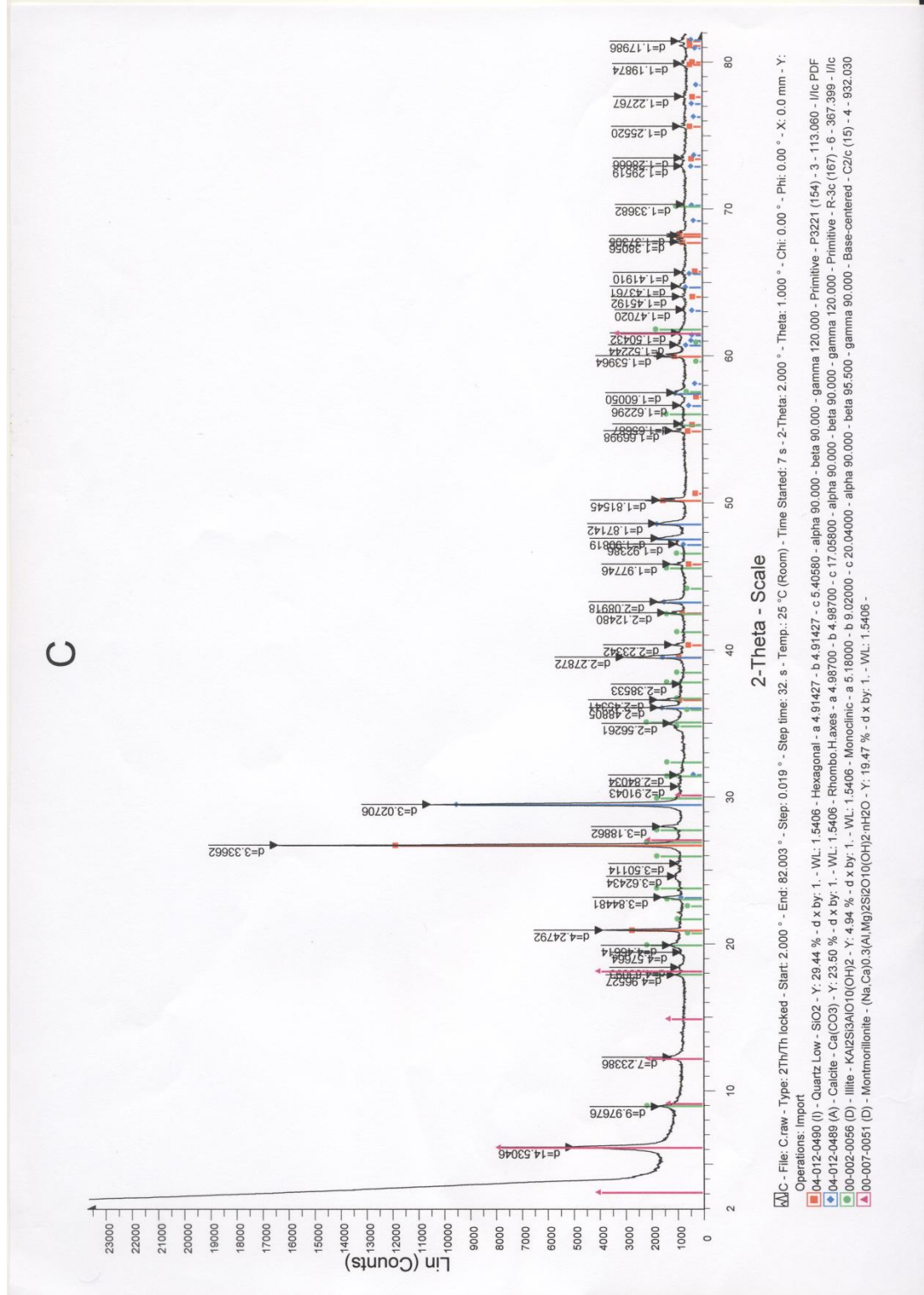
Şekil D.2 Soğukçibançal cevher numunesine ait XRD analizi.



Şekil D.3 Soğukçibançal altere yankayaç B numunesine ait XRD analizi.



Şekil D.4 Soğukçıbançal altere yankayaç B numunesine ait XRD analizi.



Şekil D.5 Soğukçibançal altere yankayaç C numunesine ait XRD analizi.

8 ÖZGEÇMİŞ

Ad Soyad: Salih Burak KARABEL

Doğum Yeri ve Tarihi: ANKARA 16.08.1983

E-Posta: karabel@itu.edu.tr

Lisans: İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Mühendisliği, 2007.

Mesleki Deneyim:

2008, Delta Maden ve Mineral Üretim A.Ş., Burdur, Maden Arama Saha Mühendisi.

2009, Akmetal Madencilik ve Tic. Ltd. Şti., Adana, Doğançay Krom Konsantre Tesis Şefi.

2010, İTÜ, Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Araştırma Görevlisi.

Yayın ve Patent Listesi:

B. Karabel, M. Kumral, E. Ciftci, S. Uzasci, M. Karaman, and M. Budakoglu, **2010**. Geochemistry and Ore Microscopy of Manganese Mineralization from Kütahya, Northwest Turkey. Society of Economic Geologists 2010 Conference, Keystone Resort-Colorado. Extended Abstract, Poster Presentation.

S. Tasdelen, M. Budakoglu, M. Kumral, M. Karaman, and **B. Karabel**, **2010**. Dissolved Sulfate Budget of a Hypersaline Lake; Acıgöl, SW Anatolia Turkey. Society of Economic Geologists 2010 Conference, Keystone Resort-Colorado. Extended Abstract, Poster Presentation.

Budakoğlu, M., Karaman, M., **Karabel, S. B.**, Redox Sensitive and Trace Element Geochemistry of Spring and Water Column Samples from a Hypersaline Lake: Lake Acigol, Turkey, 20th International Symposium on Environmental Biogeochemistry, 20-27 September, İstanbul, 2011.

Budakoğlu, M., Karaman, M., Uça Avcı, Z. D., Kumral, M., **Karabel, B.**; 2011, Spatial and Temporal Analysis of Salt Ponds Using ASTER Images, Lake Acıgöl (Denizli), SW Anatolia, Turkey, The 47th Forum on the Geology of Industrial Minerals, 15 - 17 May, Illionis, USA, 2011.

Kumral, M., Budakoğlu, M., Karaman, M., **Karabel, S. B.**, Yıldırım Kıran, D., Cifti, E., 2011, Geological and Geochemical Characteristics of Küre Kastamonu Copper Deposits, The 47th Forum on the Geology of Industrial Minerals, 15 - 17 May, Illionis, USA, 2011.

Kumral, M., Budakoğlu, M., Karaman, M., **Karabel, S. B.**, Temel, M., Uzascı, S., and Cifti, E., 2011, Geochemical Investigation and Economic Properties of Chromite Occurrences around Köyceğiz Lake, Muğla, Southwest Turkey, The 47th Forum on the Geology of Industrial Minerals, 15 - 17 May, Illionis, USA, 2011.

Budakoğlu, M., Karaman, M., Kumral, M., Akarsubaşı, A.T., Bulbul, A., Kurt, H., Kumru, M., **Karabel, S. B.**, Recent Sulfur Cycle of Lake Acıgöl (Denizli) Basin, SW TURKEY, 20th International Symposium on Environmental Biogeochemistry, 20-27 September, İstanbul, 2011.

Karaman, M., Budakoğlu, Uça Avcı, Z. D., Kumral M., **Karabel, S. B.**, Investigation of Anoxic Lake Water Areas by Using ASTER Thermal Imagery; Lake Acigol, 20th International Symposium on Environmental Biogeochemistry, 20-27 September, İstanbul, 2011.

Karaman, M., Budakoğlu, M., Kumral, M., Uça Avcı, Z. D., Tasdelen, S., Bulbul, A., **Karabel, S.B.**, 2012, Kuru Ortam Göl Çökellerindeki Evaporit Minerallerinin Aster Uydu Görüntüsü Kullanılarak Spektral Eşleştirme Sınıflaması ile Belirlenmesi: Acıgöl (Denizli), Türkiye, V. Jeokimya Sempozyumu, Pamukkale Üniversitesi, 23-25 Mayıs, Denizli.

Kumral, M., Karadağ, A., Soyal, M., Akay, A.K., **Karabel, S.B.**, Elmas, N., Karaman, M., Budakoğlu, 2012, M., Denizli-Beyağaç Bölgesi Kromit Yataklarının İz Element Jeokimyası ve Cevher Mikroskobisi, V. Jeokimya Sempozyumu, Pamukkale Üniversitesi, 23-25 Mayıs, Denizli.

Budakoglu, M., Karaman, M., **Karabel, S.B.**, Geredeli, S.G., Bülbül, A., Kurt, H., Uzascı, S., Kan, A., Akay, A.K., Yilmaz, F.R., Gumus, L., Civas, M., Sevis, C., Kumral, M., 2012, Recent sediment geochemistry of an alkaline lake: Lake Acigol (Denizli), SW Anatolia Turkey, EGU General Assembly, Vol.14, EGU2012-5151-4, 22-27 April, Vienna, Austria