

T.C.
CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

AKKAYA (ULAŞ-SİVAS) SÖLESTİN YATAĞININ JEOLJİK
VE JEOKİMYASAL İNCELEMESİ

Araş. Gör. Çiğdem ŞAHİN

YÜKSEK LİSANS TEZİ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Ali UÇURUM

Jeoloji Mühendisliği Bölümü

Doç. Dr.

C.Ü. FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRLÜĞÜ'NE

Bu çalışma jürimiz tarafından, Jeoloji Mühendisliği Anabilim dalı'nda Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Başkan: Doç. Dr. Ali UÇURUM



Üye: Doç. Dr. Osman KOPTAGEL



Üye: Yrd. Doç. Dr. Hüseyin YILMAZ



ONAY

Yukarıdaki imzaların adı geçen öğretim üyelerine ait olduğunu onaylıyorum.

25.7.2006

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRÜ



Prof. Dr. Halil GURSOY

Bu tez Cumhuriyet Üniversitesi Senatosunu'nun 05.01.1984 tarihli toplantısında kabul edilen ve daha sonra 01.01.2004 tarihinde C.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürlüğünce hazırlanan ve yayınlanan "Yüksek Lisans ve Doktora Tez yazım Kılavuzu" adlı yönergeye göre hazırlanmıştır.

Bu tez çalışması, CÜBAP Komisyonunun M-267 nolu projesi tarafından desteklenmiştir.

ÖZET**Yüksek Lisans Tezi****AKKAYA (ULAŞ-SİVAS) SÖLESTİN YATAĞININ JEOLojİK
VE JEOKİMYASAL İNCELEMESİ****Araş. Gör. Çiğdem ŞAHİN****Cumhuriyet Üniversitesi****Fen Bilimleri Enstitüsü****Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı****Danışman: Doç. Dr. Ali UÇURUM**

Sölestin içeren evaporitler Sivas Tersiyer Havzasında yaygındır. Sivas bölgesinde Akkaya sölestin yatağı en eski ve en büyük açık işletme olup Eosen yaşlıdır ve masif cevher içermektedir.

Üst kıtasal kabuğa göre normalize edilmiş diyagramlara göre evaporitler Ba, U, Na, K, Al, Ti ve Mn, (ana ve eser elementlerce) ve REEs'ce tüketilmiş ve Sr, Ca±Pb bakımından zenginleşmiştir. Sölestinlerin Na/K, Mg/Ca, Ca/Na, Ba/Sr oranları ve hafif negatif Ce anomolisi, Akkaya evaporit minerallerinin oluşumunda metorik ve/veya hidrotermal suların da katkısında olduğunu göstermektedir.

Evaporit minerallerin δD ve $\delta^{18}O$ verilerine göre Akkaya sölestin yatağının oluşumunda etkin olan suyun sedimanter kökenli olduğu söylenebilir.

Evaporit minerallerinin $\delta^{34}S$ verilerine göre S'un kaynağı denizel evaporittir. Sölestinlerin yüksek $\delta^{34}S$ değere sahip olmaları, tuzlu sular içinde çözülmüş kükürt'ün sülfür mineralinin oluşumu için indirgendliğini göstermektedir.

Evaporit minerallerinin $\delta^{18}\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $\delta^{34}\text{S}$ değerleri denizel kökeni işaret etmektedir. Sölestinlerin düşük $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ orana sahip olmalarının nedeni, tabakalar arası suyun evaporit minerallerinin oluşumu sırasında ortama evaporitlerle ara katkılı volkano sedimanter kayalardan beslenen hidrotermal suların katılımını ve böylelikle Sr'u izotopik değişime uğrattıklarını göstermektedir.

ANAHTAR KELİMELER: Akkaya (Ulaş-Sivas), sölestin, REEs, duraylı izotoplar, Sr izotopu

ABSTRACT**Ms.C. Thesis****GEOLOGICAL AND GEOCHEMICAL INVESTIGATION OF AKKAYA
CELESTINE MINE (ULAŞ-SİVAS)****Res. Assit. Çiğdem ŞAHİN****Cumhuriyet University
Graduate School of Applied and Natural Sciences
Department of Geological Engineering****Advisor: Assoc. Prof. Ali UÇURUM**

Celestine-bearing evaporite mineralization is widespread in Tertiary evaporitic Sivas Basin. Akkaya Celestine deposit is old and the biggest open pit mine in the Sivas area. Akkaya Celestine deposit is Eocene in age and characterized by having massif ore.

Based on Upper continental crust normalized diagrams, evaporites in Akkaya mine depleted Ba, U, Na, K, Al, Ti and Mn, and REEs and enriched in Sr, Ca±Pb. Na/K, Mg/Ca, Ca/Na, Ba/Sr ratios of Celestine and slightly negative Ce anomaly in evaporate minerals may indicate that sea water is not only responsible for the formation of evaporate minerals in Akkaya mine but also basinal brine and/or hydrothermal meteoric water is also joined in the formation of evaporites.

Based on δD and $\delta^{18}O$ data of evaporite minerals, it can be said that sedimentary water is responsible in the formation of Akkaya Celestine deposit.

$\delta^{34}S$ data of evaporites from Akkayaya Celestine mine is indicate that origin of S is marine evaporite. High $\delta^{34}S$ values of Celestine indicate that the dissolved sulphur in basinal brines had undergone partial reduction to sulphide. $\delta^{18}O$, $^{87}Sr/^{86}Sr$ with $\delta^{34}S$ suggesting that this evaporite deposit is dominated by a marine signature. All Celestine samples have lower $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios suggest that

interstratal brines may have mixed with other circulating fluids (meteoric hydrothermal) that had interacted with the volcanic materials and had undergone Sr isotope exchange.

KEY WORDS: Akkaya (Ulaş-Sivas), celestine, REEs, stable isotopes, Sr isotope.

TEŞEKKÜR

Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Yüksek Lisans Programı kapsamında hazırlanmış olan bu tez, Doç. Dr. Ali UÇURUM danışmanlığında gerçekleştirilmiştir.

Bu tezin hazırlanmasında emeğini ve desteğini esirgemeyen ve çalışmalarında her zaman beni yönlendiren sayın hocam Doç. Dr. Ali UÇURUM'a, (C.Ü.);

⁸⁷Sr/⁸⁶Sr analizlerinin yapılmasında, Socrates /Erasmus öğrenci öğretim elemanı değişim programı çerçevesinde bulunduğum Eberhard Karls Univerasität Tübingen'de Jeokimya ve İzotop Laboratuvarlarında çalışmama olanak tanıyan Jeokimya Bölüm Başkanı Prof. Dr. Dr. h. c. Muharrem SATIR'a, (Tübingen, Almanya);

⁸⁷Sr/⁸⁶Sr analizlerinin yapılmasında bana yardımcı olan Dr. Wolfgang SIEBEL'e ve Elmar REİTER'e, (Tübingen, Almanya);

Jeokimyasal analizleri yapan Dr. Paul J. LECHER ve Mario O. Desilets'e (Nevada Maden ve Jeoloji Dairesi, Reno. NV, ABD);

Duraylı izotop analizlerin yapılmasında katkılarından dolayı Dr. Greg B. Arehart Dr. Simon R. POULSON ve Crish SLADEK'e (Nevada Duraylı İzotop laboratuvarı, Reno NV, ABD);

Cevher mikroskopisi çalışmalarında ve tezin çeşitli aşamalarında bilgilerinden yararlandığım Yrd. Doç. Dr. Ahmet EFE'ye, (C.Ü.);

Barit Maden Türk A.Ş. Akkaya Sölestin Ocağında çalışmam sırasında gerekli her türlü kolaylığı gösteren İşletme Şefi Emin TEKE'ye, ve bana yardımcı olan tüm Barit Maden Türk A.Ş. çalışanlarına,

XRD çekimlerimin yapılmasında, C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları (MİPJAL) olanaklarından yararlanmamı sağlayan Prof. Dr. Hüseyin YALÇIN'a ve Kimya Yüksek Mühendisi Fatma YALÇIN'a (C.Ü.);

İnce kesit laboratuvar teknisyeni Ufuk KUŞ'a (C.Ü.);

Tezin çeşitli aşamalarında yardımlarını aldığım, Jeoloji Mühendisi Özlem GÜNEY'e ve Jeoloji Mühendisi Deniz HOZATLIOĞLU'na

Çalışmalarım sırasında beni her zaman destekleyen ve bana sabır gösteren sevgili aileme,

Tez savunma sınavındaki katkılarından dolayı jüri üyeleri, Doç.Dr. Osman KOPTAGEL, Yrd. Doç. Dr. Hüseyin YILMAZ, Yrd. Doç. Dr. Ahmet EFE ve Yrd. Doç. Dr. Kazım GÖRGÜLÜ'ye

Teşekkür ederim.

Araş. Gör. Çiğdem ŞAHİN

<u>İÇİNDEKİLER</u>	<u>SAYFA NO</u>
ÖZET	I
ABSTRACT	III
TEŞEKKÜR	V
İÇİNDEKİLER	VI
ŞEKİLLER DİZİNİ	VIII
TABLolar DİZİNİ	XIII
1. GİRİŞ	1
1.1. İncelemenin Amacı	1
1.2. İnceleme Alanının Coğrafik Konumu	1
1.3. İnceleme Yöntemleri	2
1.4. Önceki Çalışmalar	4
1.4.1. Jips ve sölestinlerde yapılan önceki çalışmalar	4
1.4.2. Genel jeoloji amaçlı çalışmalar	8
2. GENEL JEOLojİK ÖZELLİKLER	16
2.1. Sivas Baseninin Genel Jeolojisi	16
2.2. Sivas Havzasının Genel Stratigrafisi	18
2.2.1. Sivas havzasının doğu bölümü (Kemah Alanı)	19
2.2.2. Sivas havzasının orta bölümü (Hafik Alanı)	20
2.3. Çalışma Alanının ve Yakın Civarının Genel Jeolojisi	23
2.3.1. Divriği ofiyolitli karışığı	23
2.3.2. Bozbel formasyonu	26
2.3.4. Selimiye formasyonu	26
2.3.5.1 Purtepe üyesi	27
2.3.5. Hacıali formasyonu	27
2.3.6. Karayün formasyonu	27
2.3.6.2. Fadlım üyesi	28
2.3.6.1. Şahbey üyesi	28
2.3.7. Alüvyonlar	28
2.4. Sivas Havzasındaki Sölestin İçeren Evaporitlerin Genel Özellikleri	28

2.5.Akkaya Maden Ocağının Genel Özellikleri ve Jeolojisi	31
3. MİNERALOJİ-PETROGRAFI	36
3.1.Cevher Mikroskopisi	36
3.2.Mineralojik İncelemeler	40
3.2.1.Saf sölestinlerin X-ışınları analizi	40
3.2.2.Jipsli sölestinlerin X-ışınları analizi	40
3.2.3.Saf jipslerin X-ışınları analizi	43
3.3. İnce Kesit Tanımlamaları	45
4.JEOKİMYA	49
4.1.Ana ve Eser Elementler Jeokimyası	49
4.2.Nadir Toprak Elementler Jeokimyası	56
4.3.İzotop Jeokimyası	62
4.3.1.Duraylı izotoplar	62
4.3.2.Radyojenik izotoplar	67
5. SONUÇLAR	70
6. KAYNAKLAR	73
7. ÖZGEÇMİŞ	82

<u>SEKİLLER DİZİNİ</u>	<u>SAYFA NO</u>
Şekil 1. Sivas Tersiyer Havzası ve civarının gösterir lokasyon haritası	16
Şekil 2. Kemah (Erzincan) bölgesinin stratigrafik kolon kesitleri	20
Şekil 3. Hafik (Sivas) bölgesindeki bindirme örtülerinin stratigrafik kolon kesitleri.	
Şekil 4. İnceleme alanı ve yakın çevresinin yer bulduru ve jeoloji haritası.	22
Şekil 5. İnceleme alanını ve civarının genelleştirilmiş kolon kesiti.	25
Şekil 6. Sivas Tersiyer Havzasındaki sölestin içeren evaporitik serilerin genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti.	29
Şekil 7. Akkaya sölestin yatağının “SJ” rumuzlu sondaj lokasyonu ve büyük ocağın açık işletmenin imalat planı.	32
Şekil 8. Akkaya sölestin yatağının “SJ” rumuzlu sondaj verilerinden yararlanarak, büyük ocağın çizilmiş üç boyutlu diyagramı G’den K’e bakış.	33
Şekil 9. Akkaya sölestin yatağının batı kesimin imalat plan ve “M”ve “SJ” rumuzlu sondaja yerlerini gösterir diyagram.	34
Şekil 10. Akkaya sölestin yatağının batı kesimine ait “M” rumuzlu 26 adet sondaja kuyu loglarını gösterir diyagram.	35
Şekil 11. Kolloform yapı gösteren markazitlerin mikro fotoğrafı. Örnek No: M18-10, Tek Nikol, Büyütme 20X.	37

- Şekil 12.** Markazitlerin çevresinde yer alan jel piritlerin mikro fotoğraf görünümü. Örnek No: M18-10, Tek Nikol, Büyütme 5X. 37
- Şekil 13.** Markazitlerin çevresinde yer alan jel piritlerin mikro fotoğraf görünümü. Örnek No: M18-10, Tek Nikol, Büyütme 20X. 38
- Şekil 14.** Boşluklarda gelişen markazit çubuklarının mikro fotoğraf görünümü. Örnek No: M18-10, Tek Nikol, Büyütme 50X. 38
- Şekil 15.** Çubuk şeklindeki markazitlerin birarada görünümü. Örnek No: M18-10, Tek Nikol, Büyütme 20X. 39
- Şekil 16.** Markazitlerde gözlenen morumsu mavi, yeşil-sarı anizotropi. Örnek No: M18-10, Çift Nikol, Büyütme 20X. 39
- Şekil 17.** M15-3 numaralı saf sölestinin X-ışınları difraktogramı. 43
- Şekil 18.** M10-6 numaralı jipsli sölestinin X-ışınları difraktogramı. 44
- Şekil 19.** M12-1 numaralı saf jipsin X-ışınları difraktogramı. 44
- Şekil 20.** Küçük boyutlu sölestin kristallerinin mikro fotoğrafı. Örnek No: M8-4, Çift Nikol, Büyütme 5X. 46
- Şekil 21.** Küçük boyutlu sölestin kristallerinin mikro fotoğrafı. Örnek No: M8-4, Tek Nikol, Büyütme 5X. 46
- Şekil 22.** Özşekilli, sölestin mineralinin belirgin dilinimlerin gözlendiği mikro fotoğrafı. Örnek No: M8-4, Çift Nikol, Büyütme 20X. 47
- Şekil 23.** Özşekilli, sölestin mineralinin belirgin dilinimlerin gözlendiği mikro fotoğrafı. Örnek No: M8-4, Tek Nikol, Büyütme 20X. 47

Şekil 24. Özşekilsiz sölestin minerallerinin mikro fotoğrafı. Örnek No: M16-4, Çift Nikol, Büyütme 5X.	48
Şekil 25. Özşekilsiz sölestin minerallerinin mikro fotoğrafı. Örnek No: M16-4, Tek Nikol, Büyütme 5X.	48
Şekil 26. Akkaya sölestin yatağına ait jipslerin çoklu element dağılım grafiği.	50
Şekil 27. Akkaya sölestin yatağına ait sölestinlerin çoklu element dağılım grafiği.	50
Şekil 28. Akkaya sölestin yatağına ait anhidritlerin çoklu element dağılım grafiği.	51
Şekil 29. Üst Kıtasal kabuk normalleştirilmiş Akkaya Sölestin yatağına ait jips örneklerinin element dağılım grafiği.	51
Şekil 30. Üst Kıtasal kabuk normalleştirilmiş Akkaya Sölestin yatağına ait sölestin örneklerinin element dağılım grafiği.	52
Şekil 31. Akkaya sölestin yatağı jips minerallerinin ilksel manto normalize edilmiş nadir toprak element dağılım grafiği.	59
Şekil 32. Akkaya sölestin yatağı sölestin minerallerinin ilksel manto normalize edilmiş nadir toprak element dağılım grafiği.	59
Şekil 33. Akkaya sölestin yatağı anhidrit minerallerinin ilksel manto normalize edilmiş nadir toprak element dağılım grafiği.	60
Şekil 34. Üst Kıtasal kabuk normalleştirilmiş Akkaya Sölestin yatağına ait jips örneklerinin nadir toprak element dağılım grafiği.	60

- Şekil 35.** Üst Kıtasal kabuk normalleştirilmiş Akkaya Sölestin Yatağına ait sölestin örneklerinin nadir toprak element dağılım grafiği. 61
- Şekil 36.** Üst Kıtasal kabuk normalleştirilmiş Akkaya Sölestin Yatağına ait anhidrit örneklerinin nadir toprak element dağılım grafiği. 61
- Şekil 37.** Akkaya sölestin yatağına ait $\delta^{34}\text{S}$ değerinin, yaygın kayaç gruplarının $\delta^{34}\text{S}$ dağılımları ile karşılaştırılması. 64
- Şekil 38.** Akkaya sölestin yatağı sölestin ve jips örneklerine ait oksijen ve hidrojen izotop değerlerinin $\delta^{18}\text{O}$ - δD diyagramında gösterimi. 65
- Şekil 39.** Akkaya sölestin yatağına ait jips, anhidrit ve sölestine ait $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin karşılaştırması. Sarı alan denizel bölgeyi göstermektedir. 67
- Şekil 40.** Akkaya sölestin yatağına ait jips ve sölestin örneklerine ait $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin karşılaştırmasını gösterir diyagram. 69

1. GİRİŞ

1.1.İncelemenin Amacı

Akkaya (Ulaş-Sivas) Sölestin Yatağının Jeolojik ve Jeokimyasal İncelemesini amaçlayan tez çalışması ile Sivas il merkezinin 20 km güneyinde İ38-d4 paftasında, Akkaya Köyü'nün kuzeydoğusunda Körtuzla mevkiinde yer alan sölestin yatağının ve yan kayaçlarının ana, eser ve nadir toprak element jeokimyasının belirlenmesi ve sölestin yatağının oluşum koşullarının belirlenmesi amaçlanmıştır. Bu amaç doğrultusunda, nadir toprak element ve eser element (La, Ce, Eu, Tb, Dy, Ho, Er, Yb, Lu, Y, U, Ba) analizleri, sölestin ve yan kayaçlarından ayrılan minerallerde duraylı izotop (O, H ve S) ve Sr izotop analizleri yapılmıştır. Sölestin oluşumunda etkili olan hidrotermal suyun kökeninin belirlenmesi için $\delta^{18}\text{O}$ ve δD , sölestin ve yan kayaçlarında bulunan S'un kökeni için $\delta^{34}\text{S}$ ve Sr'un kökeni için de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları değerlendirilip literatür de bilinen benzer yatakların özellikleri ile karşılaştırılarak yorumlanmıştır.

1.2.İnceleme Alanının Coğrafik Konumu

Çalışma alanı, Sivas il merkezinin 20 km güneyinde İ38-d4 paftasında, Akkaya Köyü'nün kuzeydoğusunda yer almaktadır.

Çalışma alanının batısında Sivas-Malatya ve Sivas-Kayseri karayolu ve demiryolu geçmektedir. Bu yollardan köylere ulaşım stabilize yollarla sağlanmaktadır.

Çalışma alanı yakınlarında Akkaya Köyü ve Çifte Ağıl Mahallesi bulunmaktadır.

Kara Tepe (1528 m), Sarı Tepe (1465 m), Ziyaret Tepe (1539 m), Sarı Tepe (1608 m), Ziyaret Tepe (1604 m) çalışma alanının yakınlarındaki, belirli yükseltileri oluşturmaktadırlar. Ayrıca çalışma alanı yakınında Kızılırmak'a karışan D-B doğrultuda akan Acidere ve Taşlı Dere bulunmaktadır.

Yörede, İç Anadolu Bölgesinin tipik karasal iklimi hakimdir, yazlar sıcak ve kurak, kısa, kışlar soğuk ve kar yağışlı, uzun sürmektedir. Bölgede bitki örtüsü fazla gelişmemiştir.

1.3. İnceleme Yöntemleri

Bu tez çalışması, saha ve laboratuvar incelemelerinden oluşmaktadır. Barit Maden Türk A.Ş'ye ait Ulaş Akkaya Köyü civarı İR:888 ruhsat nolu stronsiyum sahasında yapılan "M" rumuzlu 26 adet sondajda, cevher ve yan kayaçtan olmak üzere toplam 194 adet karot örneği alınmıştır. Alınan bu örneklerden 13 tanesinin ince kesiti ve 3 tanesinin parlak kesiti yapılmıştır. Mineralojik incelemeler ve cevher mikroskopisi incelemeleri Nikon Coolpix 4500 dijital fotoğraf makine ataşmanlı Nikon Eclipse E 600 Pol mikroskobunda gerçekleştirilmiştir.

XRD çözümlenmeleri Rigaku marka DMAX IIIC model X-ışınları difraktometresinde (Anot=Cu ($CuK_{\alpha}=1.541871\text{\AA}$), Filtre=Ni, Gerilim=35 kV, Akım=15 mA, Gonyometre hızı=2°/dak., Kağıt hızı=2cm/dak., Zaman sabiti=1 sn, Yarıklar=1° 0.15 mm 1° 0.30 mm, Kağıt aralığı=2 θ = 5-35°) C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda (MİPJAL) yapılmıştır. Tüm kayaç bileşenleri tanımlanmış ve yarı nicel yüzdeleri de dış standart yöntemi (Brindley, 1980) esas alınarak hesaplanmıştır. Tüm kayaç ve kil fraksiyonu hesaplamalarında mineral şiddet faktörleri kullanılmış olup, yansımalar mm cinsinden ölçülmüştür.

Litojeokimyasal analizler cevher ve yan kayaçtan alınan 44 örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir. Jeokimyasal analizler için örnekler, öncelikle çeneli kırıcıdan yaklaşık 0.5 cm'den daha küçük boyutlara kırılmıştır. Daha sonra halkalı değirmende pudra elde edilinceye kadar öğütülmüştür.

Ana ve iz element konsantrasyonları laser ablation ataşmanlı Micromass Platform ICP-HEX-MS ile Nevada Bureau of Mines and Geology (USA) laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir

İzotop analizleri için saf jips, sölestin ve anhidrit minerallerini içeren örnekler öncelikle serbestleşme tane boyuna kadar kırılmıştır. Daha sonra safa yakın ayırma işlemi için mineral ayırma düzeneğinde ağır sıvılar Bromoform- $CHBr_3$, Diiodometan- CH_2I_2 kullanılmıştır. Ağır sıvı ile elde edilen örnekler filtrelendikten sonra aseton ile yıkanarak mikroskop altında elle saf bir şekilde ayrılmıştır.

Sölestin, jips ve anhidrit örneklerinden seçilen toplam 15 örnek üzerinde duraylı izotop ($\delta^{18}\text{O}$, δD ve $\delta^{34}\text{S}$) analizleri yapılmıştır. Duraylı izotop analizlerinin tamamı Nevada Stable Isotope Laboratory, University of Nevada, Reno (Reno-NV,USA)'de gerçekleştirilmiştir.

Jips, sölestin ve anhidritin $\delta^{18}\text{O}$ değeri BrF_5 'in florlama için kullanıldığı ve laser-çözümleme tekniği kullanılarak devamlı akış metodu ile analiz edilmiştir. Kullanılan yöntem Sharp (1990) ve Sharp ve diğ. (2001) yöntemlerinde değişiklik yapılarak ortaya çıkartılmıştır. Örnekler Merchantek EO CO_2 lazeri ile ısıtılmış ve izotop analizleri çift girişli Micromass Isoprime izotop oran kütle spektrometresinde moleküler O_2 de analiz edilmiştir. Analizler NBS-28 nolu standart ($\delta^{18}\text{O} = +9,6\text{‰}$) kullanılarak kalibre edilmiştir. Hata oranı $\pm 0,15\text{‰}$ dir. Değerler V-SMOW (Vienna Standart Mean Oceanic Water)'a göre rapor edilmiştir.

Sölestin, jips ve anhidrit'in $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerlerinin belirlenmesinde Giesmen ve diğ., (1994)'in metodu kullanılarak devamlı akış hatlı Micromass Isoprime izotop oran kütle spektrometresinde belirlenmiştir. Analizler GSL (Green Sphalerite), UGLI (Galena), BSL (Brown Spahlerite) ve MIC (Chalcopyrite) standartları kullanılarak kalibre edilmiştir. Hata oranı $\pm 0,2\text{‰}$ dir. Değerler V-CDT (Vienna Canyon Diablo Troilite)'a göre rapor edilmiştir.

Seçilen 10 sölestin ve jips örneği üzerinde $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranlarının tespiti Eberhard Karls Universitât, Tübingen (Almanya) jeokimya laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. Seçilen örneklerde $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranının tespitinde önce mineraller, $140\text{ }^\circ\text{C}$ 'de sıcak bir levha üzerinde 4 gün boyunca % 52'lik HF çözeltisi içinde çözülmüştür. Sindirilen örnekler kurutulmuştur ve 6N'lık HCl asit içinde yeniden çözülmeye bırakılmıştır daha sonra tekrar kurutulmuş ve ardından 2.5N'lık HCl asit içinde yeniden çözülmüştür. Sr element ayrırılması, Bio Rad AG 50W-X8, 200-400 mesh 5ml'lik bir resin yatağı ile geleneksel iyon değişim kromatografi ile kuvars kolonları üzerinde yapılmıştır. İzotop ölçümleri, Finnigan MAT 262 kütle spektrometresinde, Thermal İyonizasyon Kütle Spektrometresiyle yapılmıştır. Sr, önceden belirlenmiş W filamentleri üzerinde bir Ta-Hf aktivatör ile yüklenmiştir ve tek-flament modunda ölçülmüştür. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranları,

$^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ e göre normalize edilmiştir. NBS 987 Sr standardı, 0.710250 ± 0.000009 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranını vermektedir.

1.4. Önceki Çalışmalar

Çalışma alanının da yer aldığı Tersiyer Sivas basenindeki öncel çalışmalar jips ve sölestine yönelik ve genel jeolojik amaçlı çalışmalar şeklinde iki grup altında toplanarak kronolojik olarak yorumlanmıştır.

1.4.1.Jips ve sölestinlerde yapılan önceki çalışmalar:

Çelik (1977), Sivas havzası sölestin yataklarının ön prospeksiyonu şeklindeki bu çalışma aynı zamanda sölestin için Sivas tersiyer baseninde yapılan ilk çalışmadır. Bu çalışmada inceleme alanındaki en büyük sölestin yatağı olan Körtuzla sölestin yatağının jeolojik konumu ayrıntılarıyla verilmeye çalışılmıştır.

Baysal ve Ataman (1979), Sivas çevresindeki sülfatlı serilerde yaptığı çalışmalarda, jipsli serilerde Li, F, Sr ve Mg'un jeokimyasal dağılımını ve kil mineralojisini incelemiştir. Bunun sonucu olarak inceleme alanındaki evaporitlerin, Kızıl Deniz tipi bir çökelim ile veya taşınmış ürünler olabileceğini ileri sürmüşlerdir.

Ceyhan (1987), Miyosen yaşlı birimleri Hacıali ve Karayün adlı iki formasyona ayırmıştır. Alt-Orta Miyosen yaşlı Hacıali Formasyonu'nu kayaç türlerine göre 4 farklı üyeye, Orta- Üst Miyosen yaşlı Karayün Formasyonu'nu 5 farklı üyeye ayırt etmiştir. Jipslerin 3 farklı seviyede, anhidritlerin hidratasyonu sonucu oluşmuş ikincil jipsler olduğunu açıklamıştır. İnceleme alanı içerisindeki Miyosen yaşlı birimler içinde gözlenen sölestin mineralleşmelerinin Alt-Orta Miyosen yaşlı Hacıali Formasyonu Purtepe Üyesi jipsleri içinde, kayatuzu zenginleşmelerinin ise Karayün Formasyonu Eğribucak Üyesi içinde olduğunu ileri sürmektedir.

Gökçe ve Ceyhan (1988a), Hacıali ve Karayün Formasyonları şeklinde ayırdıkları Miyosen yaşlı birimler içindeki jipsli seviyelerin stratigrafik konumlarını açıklamışlardır. Jipslerin, Göbeklitarla, Purtepe ve Faldım üyeleri içinde, ortamın karasaldan denizele ve denizelden karasala dönüşürken gelişen

sabka ortamı koşullarında iki ayrı evrede çökeldiğini belirtmişlerdir. Ayrıca inceleme alanındaki jipslerin, anhidritlerin hidratasyonu sonucu oluşmuş ikincil jipsler olduğunu ve yumrulu, alabastrin, porfiroblastik ve stain-spar gibi değişik yapı özelliklerinin gözlemlendiğini belirtmişlerdir.

Gökçe ve Ceyhan (1988b), sölestin zenginleşmelerinin, Miyosen yaşlı Hacialı Formasyonu'nun Purtepe Üyesi içinde yer aldığını ve yarı öz şekilli sölestin kristallerinin jips kristallerince çevrelenmiş olduğunu saptamışlar. Kaya tuzu oluşumlarının ise Karayün Formasyonu Fadlım Üyesi'nin üst seviyelerinde tabakalar ve saçınımlar şeklinde olduğunu açıklamışlardır. Ayrıca sölestin ve kaya tuzu oluşumlarının evaporasyonunun ileri evrelerinde $[Sr^{2+}] / [Ca^{2+}]$ oranına ve Sr^{++} , Na^+ konsantrasyonlarının yeterli seviyeye yükselmesi sonucu oluştuğunu vurgulamaktadırlar.

Gökçe (1989-1990), sölestin yataklarının Purtepe Üyesi jipsleri içinde gelişmiş çözünme boşlukları içerisinde mineral dolgusu şeklinde ve Şahbey Üyesinin kumtaşları içinde kırık ve çatlaklar boyunca damarlar şeklinde oluştuğunu belirtmiştir. Her iki tip oluşumda da sölestinin tek stronsiyum minerali olduğunu, bölgedeki stronsiyumun ilksel zenginleşmesinin sölestin şeklinde olmadığını ve ikincil zenginleşmesinin yüzeysel koşullarda çözünme ve yeniden çökme süreçleriyle geliştiğini saptamıştır.

Karacan (1992), Sivas'ın güneydoğusundaki jipsler üzerinde yaptığı çalışmada, jipslerin çözünme ve borulanma özelliklerinin mühendislik jeolojisi açısından değerlendirmek amacıyla, farklı seviyelerden alınan örneklerde jipslerin çözünürlük ve borulanmalarının genelde farklılık göstermediğini ve aynı çözünme hızına sahip olduklarını belirtmiştir. Yapılan laboratuvar deneyleri sonucunda, jipslerdeki süreksizlikler boyunca çözünmeyle gelişecek borulanmanın özellikle süreksizlikleri enine kesen ikinci derecede önemli süreksizlikler çevresinde daha yoğun olduğunu söylemiştir.

Çubuk ve diğ. (1992), sölestin oluşumunun Orta-Üst Eosen yaşlı Bozbel Formasyonu'nun tabakalarına paralel olarak geliştiğini ve sölestin kalınlığının 1-10 m arasında olduğunu ifade etmektedirler. Sölestinin kimyasal çökmeyle

oluşturduğunu ve daha sonra ortamsal sıvıların etkisiyle alt ve üstündeki birimlere taşınmış olduğunu ifade etmektedirler.

Karamenderesi ve diğ. (1992), Sıcak çermik yöresinde yüzeyleyen travertenleri B, Ba ve Sr element içeriğine göre inceleyerek, aktif jeotermal sistemler ile sölestin yataklarının minerolojik ve kimyasal benzerlik göstermeleri nedeniyle, sölestin yataklarının hidrotermal kökenli olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Tekin ve Varol (1993), Eosen yaşlı sölestin yataklarının, kırık çatlakları doldurmuş ve karbonatları ornatmış olarak, Oligosen yaşlı sölestinlerin kırmızı renkli marn ve kumtaşları ile jipsler içinde iki farklı birimde bulunduğunu, Miyosen yaşlı sölestinlerin ise jipsler içinde bulunduğunu belirtmektedirler. Ayrıca sölestinleri petrografik olarak ornatıcı, boşluk dolgusu ve kovucu olmak üzere 3 tipe ayırmışlardır. Ornatıcı sölestin kristallerinin kireçtaşları ve jipsler olmak üzere iki farklı litoloji birimin içerisinde yer aldığını, boşluk dolgusu sölestinlerin kireçtaşları ve jipsler içindeki kırık ve çatlaklarda bulunduğunu ve kovucu sölestinlerin ise killi kireçtaşları içerisinde gelişmiş olduğunu düşünmektedirler.

Tekin ve diğ. (1994), karbonatlı birimlerdeki sölestinlerin boşluk dolgusu-zebroid, kırıntılı birimlerdeki sölestinlerin yumrulu, evaporitli birimlerdeki sölestinin som yapılı olduğunu belirtmişlerdir. Sölestinlerin kristallenme ve mikrodokusal özelliklere göre, çubuksu prizmatik, tabuler ve lifsi-ışınal kristaller olmak üzere üç tipte belirtmişlerdir. Sıvı kapanım çalışmalarında ise homojenleşme sıcaklıklarını, 320-360 °C (zebroid), 260-290 °C (yumrulu), 220-270 °C (som) olarak ve bu tiplere ait tuzluluk değerlerinin farklılaşmayıp, ortalama % 14-23 NaCl eşdeğeri arasında değişmekte olduğunu saptamışlardır. Sivas-Ulaş Havzası Tersiyer sölestin mineralleşmelerinin oluşum sürecinde hidrotermal-zemin suyu etkilerinin olduğunu ileri sürmektedirler.

Tekin ve Varol (1995), Bahçeciktepe (Ulaş) sölestin mostrasındaki elementer kükürtlerin, “Desulfovibrio desulphuricans” türü kükürt bakterilerinin metabolik faaliyeti sonucu sölestinin indirgenmesiyle oluştuğu sonucuna varmışlardır.

Kangal ve Varol (1999), Sivas basenindeki evaporitlerin denizel sabka ve iç lagün ortamlarında oluştuğunu yer yer de kumtaşı, silttaşı-marn ve kireçtaşı ile aratabakalı olduğunu vurgulamışlardır.

Tekin (2001), Sivas-Ulaş Tersiyer Havzasında, sölestin oluşumlarını Üst Eosen yaşlı Bozbel Formasyonunda laminalı jipsler içinde boşluk dolgusu şeklinde, Oligosen yaşlı Selimiye Formasyonunda masif jipsler içinde yumrular şeklinde ve Alt Miyosen yaşlı Hacıali Formasyonu Purtepe Üyesi masif jipsleri içinde masif som olarak belirtmiştir. Jeokimyasal çalışmalar ve sölestince zengin jips örneklerinde yapılan $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ve $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ izotop oranları jipsler içindeki suyun denizel kökenli olduğunu ve jipsler içindeki sülfatca zengin sular için en olası kaynağın kilttaşları içerisindeki gözenek sularının olduğunu söylemektedirler. Sölestinlerinin sedimenter kökenli olarak değil, geç diyajenetik yerdeğiştirme ürünü olarak yüksek sıcaklıkta oluştuğunu ileri sürmektedir.

Tekin ve diğ. (2002), çalışmalarında cevher mineral parajenezleri ve yüksek metal konsantrasyonlarının sölestin cevherleşmesinin sedimantasyondan sonra oluştuğunu, sölestin kristallerindeki BaO'ce zengin büyüme zonlarının hidrotermal-epitermal cevherleşme fikrini desteklediğini ve $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranlarının magmatik ve meteorik çözeltilerin karışımını işaret ettiğini söylemektedirler. Sivas Ulaş Havzasındaki sölestinlerin evaporitik sedimenter süreçlerce sinjenetik olarak oluşmadığını, mineralleşmenin kökeni için havzanın tektoniği ve volkanik/magmatik süreçlerin önemli olduğunu ileri sürmüştürler.

Çiner ve diğ. (2002), Alt ve Orta Miyosen yaşlı Ağılıkaya ve Eğribucak formasyonlarındaki jipslerin tabakalı ve masif olduğunu kıyı ve/veya kıtasal sabka ortamında oluştuğunu vurgulamışlardır. Ayrıca jips, ile kırmızı-yeşil çamurtaşı ve/veya dolomitik kireçtaşlarının ritmik tabakalanmasında gözlenen bitümlü şeyllerin plaeoklimsel değişimlerle ilişkili olabileceğini belirtmişlerdir

Palmer ve diğ. (2004), Sivas Havzasında yaptıkları çalışmalarında Eosen yaşlı Bozbel formasyonundan alınan kalsiyum sülfat minerallerinde Sr ve S izotop değerlerinin, evaporit yataklarının denizel olduğunu işaret ettiğini ileri sürmektedirler. Fakat sölestinlerden elde ettikleri Sr ve S izotop oranları farklılık göstermektedir. Sölestin oluşturmak için jipslerle tepkimeye giren tabakalar arası

tuzlu su getiriminin, evaporitlerle aratabakalı olan volkanaklastik sedimanlar ile Sr izotop değişimine uğramış olduğunu veya tabakalar arası tuzlu su getiriminin başka dolaşan çözeltilerle karışmış olabileceğini ve bu tuzlu su getirmesi içindeki çözülmüş kükürtün, sülfüre kısmi indirgenmiş olduğunu söylemişlerdir.

1.4.2.Genel jeoloji amaçlı çalışmalar:

Stchepinsky (1939), Sivas çevresindeki tuz yataklarının, Oligosen yaşlı kırıntılı çökeller ile Miyosen marnları arasında ve lagüner ortamda çökeldiğini söylemiştir.

Alpay (1948), Oligosen kırıntılılarının lagüner koşullarda biriktiğini ve tuz çökelimlerinin de bu kırıntılıların üzerinde bulunduğunu ileri sürmüştür.

Ezgü (1948), Sivas ili tuzlarının lagüner ortam ürünleri olarak çökdiklerini ve Geç Oligosen yaşlı olduklarını vurgulamıştır.

Yalçınlar (1955), Sivas Tersiyer havzasının güney kesiminin jeolojisi ve stratigrafisini ortaya koymuştur, bu çalışma 3 adet 1/100000 ölçekli paftayı içermektedir.

Kurtman (1961), Sivas civarındaki jipsli serinin stratigrafik konumunu belirlemek amacıyla yaptığı çalışmasında, jipsli seviyelerin, lagüner ortam koşullarında çökeldiğini ve Miyosen yaşlı olduğunu belirtmiştir.

Baykal ve Erentöz (1966), 1/500000 ölçekli Türkiye Jeolojisi Haritası Sivas paftası ile ilgili açıklamalarında, havzanın temelini metamorfiklerin oluşturduğunu belirtmektedir. Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı kayaç türlerini tanımlamış ve havzadaki orojenik hareketleri belirtmiştir. Jipsleri alt ve üst olarak ikiye ayırmış ve alt jipsleri Oligosen, üst jipsleri ise Miyosen yaşlı olarak belirtmişlerdir.

Kurtman (1973), Sivas - Hafik – Zara – İmranlı Bölgesinde yaptığı çalışmalarda metamorfik serinin, en yaşlı birim olarak yüzelediğini, Tecer Kalkerlerinin Üst Kretaseyi ve Gürlevik Kalkerinin Paleoseni temsil ettiğini ve Gürlevik Kalkerinin Tecer Kalkerinin devamı olduğunu açıklamaktadır. Eosen yaşlı birimleri, Bahçecik Konglomeraları, Kozluca Formasyonu ve Bozbel Formasyonu olarak üçe ayırarak incelemiştir. Serpantin çakıllarından oluşan

Eosen yaşlı Bahçecik Konglomerası'nın İpresiyen yaşlı, Bozbel Formasyonu'nun marn, şeyl, kumtaşı, kumtaşı, kalker, kalkerli marn ve tüfitten oluştuğunu, Kozluca Formasyonu'nun da ince andezit, aglomera, ince tabakalı marn ve kumtaşı aralanımından meydana geldiğini söylemiştir. Bozbel ve Kozluca Formasyonunun Lütesiyen yaşlı olduğunu saptamıştır. Oligosenin şarabi, kırmızı renkli kumtaşı, çamurtaşı aralanımından meydana gelen Selimiye Formasyonu ile temsil olduğunu ifade etmiştir. Miyosen'i Hafik ve Karacaören Formasyonları şeklinde ikiye ayırmıştır. Karacaören Formasyonunun kalker, kumlu kalker, kumtaşı ve şeyl aralanmasından meydana geldiğini ve denizel ortamda çökeldiğini belirtmiştir. Hafik Formasyonu'nun ise jips, kumtaşı, siltaşı ve konglomeralardan oluştuğunu ve lagüner ortamda çökelmiş olduğunu, Pliyosenin ise konglomera ve kumtaşı tabakalarından meydana geldiğini rapor etmiştir.

Baysal ve Ataman (1980), Sivas Tersiyer Havzası evaporitik sülfatlı serinin sedimentolojisini, mineralojisini ve jeokimyasını açıklamıştır.

Gökçen (1981), Zara-Hafik güneyindeki Paleojen istifinin sedimentolojisi ve paleocoğrafik evrimini ortaya koymuştur.

Gökten (1983), Şarkışla güney-güneydoğusunda yaptığı çalışmada Üst Kretase-Paleosen, Eosen, Oligosen ve Pliyosen'e ait kayaçların yüzeylediğini belirtmiştir. Üst Kretase-Paleosen'in tüf, tüfit, volkanik kumtaşı ve lavlarla ara katkılı türbiditik kireçtaşlarından meydana geldiğini ve denizel fasiyeste çökeldiklerini açıklamıştır. Eosen'in çakıltaşı ve killi kireçtaşlarından oluştuğunu ve denizel fasiyeste çökeldiğini, Oligosen'in lagüner fasiyeste çökelmiş jips ve gölsel sedimanter kayaçlar içerdiğini belirtmiştir. Pliyosen'in karasal sedimanter kayaçlar ile bazaltik kayaçlarla karakterize olduğunu vurgulamıştır. Temelde bulunan ofiyolitli melanjin, Paleosen-Orta Eosen çökelleri arasına olistrostromlar şeklinde yerleştiklerini belirtmiştir. Volkanoklastik, türbiditik kireçtaşı ve volkanizmanın jeokimyasal karakteri ile ofiyolitli melanjin ikincil yerleşimini yapmış olduğunu savunmuştur. İnceleme alanında Üst Kretase-Paleosen'in bir yay gerisi havza olarak geliştiğini ve Miyosen'in ya çökemediğini yada aşınmış olabileceğini ileri sürmüştür.

Gökçen ve Kelling (1985), Zara-Hafik Bölgesinde Oligosenin 4 farklı birimden oluştuğunu ve okyanusal kabuk malzemesinden türediğini açıklamıştır. Buna göre Oligosen yaşlı sedimanter birimin küçük bir okyanusun kapanması ya da yay ile ilişkili bölgede çökelmiş olabileceğini ileri sürmüştür.

Gürsoy (1986), Sivas'ın güneybatısında kalan alanın tektonik ve stratigrafik özelliklerini açıklamıştır.

İnan (1987), Tecer Formasyonunun tek düze görünümlü olduğunu fakat bulunan bentik foraminiferalarla kronostratigrafi birimlerini saptamış ve Tecer formasyonunda Üst Mاستrihtiyen-Daniyen-Monsiyen-Tanesiyen katlarının varlığını ortaya çıkarmıştır.

İnan ve İnan (1987), Tecer Formasyonu'nun, açık gri-siyah renkli masif, katmanlı ve sert kireçtaşlarından oluşmuş ve killi, kumlu, breşik, kavkı kırıklı ve dolomitik kireçtaşı seviyelerini de içermekte olduğunu saptamışlardır. Egemen ara maddenin mikritik olduğunu ve on ayrı mikro fasiyese ayırt edilebildiğini söylemişlerdir. Formasyonun çok zengin mikro faunaya sahip olduğunu ve Üst Mاستrihtiyen-Tanesiyen yaş aralığında, resifal-sığ ortamda çökeldiğini kuzeyde Bozbel (Lütesiyen) ve Selimiye (Oligosen) formasyonları üzerine bindirmiş olduğunu vurgulamışlardır.

İnan ve İnan (1990), Sivas Güneydoğusunda yüzeyleyen Gürlevik Kalkeri'nin paleontolojik incelemelerinde; Gürlevik Kalkerinin Tanesiyen yaşlı olduğunu ve sığ-sakin denizel ortam koşullarında çökeldiğini açıklamışlardır. Gürlevik Kalkerinin Tecer Kireçtaşı Formasyonu'nun yanal devamı olduğunu ileri sürerek her iki birimin Tecer Formasyonu adı altında birleştirilebileceğini vurgulamışlardır.

Aktimur ve diğ. (1990), Tersiyer öncesi birimlerin, Üst Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşlı olabileceğini, Karaçayır Formasyonu ve Üst Triyas-Üst Kretase aralığında çökelen Munzur Kireçtaşları ile bunların üzerine tektonik olarak gelen Refahiye Ofiyolitli karışığı ile temsil olduğunu vurgulamışlardır. Tersiyer birimlerinin Üst Mاستrihtiyen-Paleosen yaşlı Tecer Kireçtaşları ve Çerpençindere Formasyonunca temsil olduğunu, Alt-Orta Eosen yaşlı Gülandere Formasyonu'nun ise daha önceden Kurtman (1973)'in adlandırdığı Kozluca,

Bahçecik, Bozbel ve Köseadağ Formasyonlarına karşılık geldiğini vurgulamıştır. Oligosen yaşlı Selimiye Formasyonu'nu iki üyeye ayırmıştır. Alt Miyosen'in Kemah ve Divriği Formasyonu ile temsil olduğunu söylemişlerdir. Kavak, Hafik ve İslamkenti Formasyonlarının da Üst Miyosen'i temsil ettiğini ve Pliyosen-Kuvaterner yaşlı Dumluca Formasyonu'nun tüf ve bazaltdan oluştuğunu açıklamışlardır. İnceleme alanında Üst Lütésiyen'den itibaren karasallaşmanın başladığını ve Oligosen-Miyosen'in lagüner ortam koşullarında geliştiğini ileri sürmüşlerdir.

Altunsoy (1991), Karacaören Formasyonu kumtaşlarının türemiş olduğu kaynakları QFL ve QmFLt ve OpLvLs üçgen diyagramlarına göre değerlendirmiştir. Buna göre Karacaören Formasyonu kumtaşlarının; rösiklik orojen provenansı, magmatik yay provenansı ve yay orojen kaynaklarından türemiş, grovak, feldispatik litarenit ve kuvars arenit olduğunu saptamıştır.

Cater ve diğ. (1991), Sivas Havzasındaki Kretase Eosen birimlerinin kuzeye doğru olistolit olarak taşındığını ve otokton türbidit ve biyoklastiklerle, birlikte çökeldiklerini, Üst Eosende tüm dizilimin kuzeye doğru bindirmeli olduğunu ileri sürmüşlerdir. Oligosen sonunda tekrar hareketlenmeyle ofiyolit ve Eosen birimlerinin kuzeye doğru hareket etmiş olduğunu ve Alt Miyosen sonunda sıkışma tektoniğine bağlı olarak doğrultu atımlı fayların geliştiğini vurgulamışlardır.

Gökten ve Kelling (1991), Paleosen çökellerinin yelpaze deltası sedimantasyonuyla geliştiğini ve sedimantasyonun tektonikle kontrol edildiğini belirtmişlerdir. Eosen, Oligosen ve Miyosen'de havza kenar faylarının aktif olduğunu ve bu fayın Pliyosende kenar fayına paralel gelişmiş diğer çekim faylarıyla birlikte aktiflendiğini belirtmişlerdir. Orta Miyosen'de denizel tortulların gözlenmesinden dolayı jipsli serinin Alt Miyosen'de sonlanmış olması gerektiğini ileri sürmüşlerdir.

Poisson ve diğ. (1992), Hafik yöresinde yaptıkları çalışmalarında, jipslerin Miyosen çökellerini üzerlediği bölgelerde tektonik dokanaklı olduğunu ve Miyosen'in düşünöldüğü kadar kalın olmadığını, buna karşın Oligosen'in ise daha kalın olduğunu ileri sürmüşlerdir. Bölgede K-G yönlü tektonik kısılmanın ve

buna bağlı olarak kalınlaşmanın olduğunu vurgulamışlardır. Genel tektonik taşınmanın güneye doğru ve sonrası hareketlerde de K-KD yönlü geri bindirmelerin varlığını saptamışlardır. Sıkışma rejiminin tüm Sivas Havzası'nda etkin olduğunu söylemişlerdir.

Gürsoy ve diğ. (1992), Sivas Havzasında yaptıkları çalışmalarında, Geç Tersiyer- Kuvaterner kellerinin yüzeylediğini ve normal faylanmaların litolojik özelliklerinden dolayı yüzeyden fark edilmediğini ancak yarma ve kum ocakları çevresinde fark edilebildiğini açıklamışlardır. Kızılırmağın bugünki konumu ve farklı seviyelerdeki akarsu çökellerinin, bu fayların denetiminde geliştiğini belirtmişlerdir. Bölgede K-KB, G-GD yönlü tansiyonel gerilmelerin varlığını, faylara ait verilerle bulmuşlardır. Elde edilen verilerle de tektoniğin, bu güne kadar bilinen İç Anadolu Bölgesindeki komprosyonel rejimle uyumadığını ileri srmşlerdir.

Yalçın ve İnan (1992), Tecer Formasyonunda yaptıkları çalışmada, st Mastrihtiyen'in üst kesimlerinde, Daniyen-Monsiyen-Tanesiyen geçişlerinde dolomit, Paleosen'de simektit ve 14S-14C kil minerallerini saptamışlardır. Paleosen karbonat minerallerinde, Mg, Fe, Cr, Ni ve Zn miktarının st Kretase karbonatlarına oranla arttığı ve Li ve Ni'in ise azaldığını, karbonat olmayan kısımlarda Fe, Cr, Co, ve Zn içeriğinin Paleosen' de daha bol olarak gözlediklerini açıklamışlardır.

zelik ve Altunsoy (1992), alışmalarında Selimiye formasyonu kumtaşlarının jips, kumtaşı, marn ve dolomitik kireçtaşı parçalarını, klorit, illit ve kaolinit türü kil minerallerini ve piroksen klorit, biyotit, muskovit ve opak mineralleri içerdiğini saptamışlardır. Kumtaşlarını grovak, kayaç parçalı kumtaşı ve litarenit olarak tanımlamışlardır. Kumtaşlarının klastik petro-fasiyes sınıflamalarına göre, karışık ve rsiklik kaynak alanları ile yay orojen kaynak alanlarından türediklerini açıklamışlardır.

Tekeli ve diğ. (1992), Sivas Havzası'nın batı kesiminin jeolojisi, sedimantolojisi ve jeolojik evrimini açıklamışlardır.

Atalay (1993), Sivas'ın batısı ve güneybatısındaki karasal Neojen çökellerinin stratigrafisi, çökel ortamları, fasiyes ayrımları ve jeolojik evrimini açıklamıştır.

İnan ve diğ. (1993), Ulaş-Sincan (Sivas) bölgesinde yaptıkları çalışmalarında, Üst Jura-Alt Kretase'den Pliyosen'e kadar olan yaş aralığındaki birimleri formasyonlarla tanımlamışlardır. Temeli oluşturan Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Çataldağ kireçtaşları, Divriği ofiyolitli karışıgınca üzerlenmektedir. Mastrohtiyen-Tanesiyen'in Tecer, Lütesiyen'in Bozbel, Oligosen'in Selimiye ve Miyosen'in de Hafik-Karacaören ve Deliktaş formasyonlarıyla temsil olduğunu belirtmişlerdir. Bölgenin sıkışma rejimi denetiminde Üst Miyosen-Pliyosen'de yükselmiş ve bu dönemde kalkalkalen volkanizmanın geliştiğini ve Pliyosen yaşlı Örenlice Formasyonu'nun daha yaşlı birimleri örttüğünü belirtmişlerdir. Dumluca Batoliti'nin Üst Kretase-Paleosen yaşlı birimleri kestiğini ve Bozbel Formasyonu'nca uyumsuzlukla örtüldüğünü açıklamışlardır.

İnan (1993), Kızılırmak fay zonunun K 45 D doğrultuda uzandığını ve fayın genç birimlerle (Pliyosen) yaşlı birimleri (Miyosen –Kretase) karşı karşıya getirdiğini ve sol yanal nitelikte diri bir fay olabileceğini düşünmektedir.

Gökten (1993), Sivas Havzası'nın güneyini sınırlayan Geç Jura-Erken Kretase yaşlı platform kireçtaşlarının en yaşlı birimler olduğunu ve bunların üzerinde Erken Kretase sonu Erken Paleosen arası yerleşim yaşlı ofiyolit naplarının yer aldığını belirtmiştir. Lütesiyen'in önce sığ sonra derin denizde çökelen fliš karakterli sedimanter birimlerle temsil olduğunu, Oligosende lagün ve delta ortam şartlarının egemen olduğunu ve Miyosen'in alt seviyelerinde karasal, üst seviyelerinde ise sığ denizel-gölsel ortam koşullarının egemen olduğunu belirtmiştir. Neotetis'in kuzey kolunun kapanması ile ilgili olabilecek Erken Miyosen sonu kompresif dönemde ofiyolit naplarının yeniden hareketlenmeleri ile Geç Miyosen'in bir yükselme dönemi, Pliyosen ve sonrası hareketlerin ise serbestleşme rejimi şeklinde gelişmiş olduğunu söylemiştir.

Çubuk (1994), Sivas'ın doğusunda Miyosen öncesi birimlerin Geç Kretaase-Erken Eosen yerleşim yaşlı Refahiye ofiyolitli karışığı, Orta Eosen Bozbel ve Oligosen Selimiye Formasyonları ile temsil edildiğini belirtmiştir.

Miyosen yaşlı birimler ise, Ağılıkaya ve Karayün Formasyonları ile temsil edildiğini ve Sarıhacı Formasyonu tarafından transgresif olarak örtüldüğünü vurgulamıştır. Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Eğerci Formasyonu daha yaşlı birimleri açısız uyumsuzlukla örtmekte olduğunu, Sivas-İmranlı arasındaki jipslerin, tuz tektoniğiyle yükselerek yığıştıklarını ileri sürmüştür.

Poisson ve diğ. (1996), Sivas Havzasının temelini, havzada gözlenen kıtasal blokların kenarına doğru bindirmiş ofiyolitik naplardan ve melanjlardan oluştuğunu, havzada Kretasen'in sonunda tektonik çöküntünün başladığını, Paleosen ve Erken-Orta Eosen zamanında bir foreland havzaya benzediğini belirtmişlerdir. Oligosen ve Erken Miyosen sırasında havzanın bazı kısımlarında transgresyonun oluştuğunu ve Pliyosen sırasında KKB yönlü bölgesel sıkıştırmanın etkisinde kaldığını ifade etmektedir. Havzanın Torid kuşağında kıta içi bir havza olarak gelişmiş olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Temiz (1996), Sivas Havzasındaki tektonizmanın çok fazlı bindirme sistemleriyle bölgesel bir KKB-GGD yönlü kısalma boyunca gelişmesiyle karakterize edildiğini söylemiştir. Önceki çalışmalarda Geç Miyosen olarak söylenen jipsce zengin kalın oluşumların, Alt Miyosen sığ-denizel oluşumları ve bindirme sistemlerinin geometrisi ile her iki stratigrafik ilişkiyi göz önüne alarak Oligosen yaşlı olduğunu belirlemiştir.

Poisson ve diğ. (1997), planktik, bentik fauna ve mikro faunaya dayanarak Sivas Havzasındaki Oligo-Miyosen yaşlı denizel oluşumların stratigrafisini incelemişlerdir. Üç yapısal birimin, havzasal açık deniz, mercan düzlükleri ve lagün gibi 3 paleoortama karşılık gelen 3 farklı dizilimi gösterdiğini belirtmiştir. Masif jipslerin Oligosen yaşlı olduklarını tespit etmişlerdir.

Atalay (1999), Sivas'ın batı ve güneybatısının sedimantolojisini incelemiştir ve Sivas Havzasının kıta-kıta çarpışması sonucu oluşmuş bir kıta içi havza özellikleri gösterdiğini ifade etmiştir.

Kavak ve İnan (2001), Sivas Havzası'nın, güney kenarının tektonostratigrafik özelliklerini incelemişlerdir ve birbirinden farklı stratigrafik ve tektonik yapıya sahip iki ayrı bölge bulunduğunu belirtmişlerdir. Savcun yöresinde etkin olan deformasyon biçiminin Pliyosen sonrasında ortaya çıktığını

ve bindirme tektoniği tarafından kontrol edildiğini belirtmişlerdir. Bölgede güneyden kuzeye doğru Karapınar, Yeniapardı ve Yukarıadaky ana bindirme faylarını tanımlamışlardır. Oligosen yaşlı Hafik Formasyonuna ait evaporitlerin tabanında gelişen bu fayların, Sivas Bindirmesi'nin güneyinde bulunan geri bindirmeler olduğunu ortaya çıkarmışlardır. Karacaören Yöresinin ise; st Kretase yaşlı Divriği ofiyolitli karışığı ve st Mastrohtiyen-Tanesiyen yaşlı Tecer formasyonuna ait kayaçların Alt Oligosen sonrasında güneyden kuzeye doğru tektonik olarak hareket etikleri bir bölge olduğunu belirtmişlerdir

Kavak (2005), Sivas Havzasındaki evaporit yataklarının ASTER ve LANDSAT uydu görüntüleri üzerine yaptığı çalışmasında Sivas Havzası, evaporit yataklarında önemli derecede yapısal sıkışmalar olduğunu belirtmiştir.

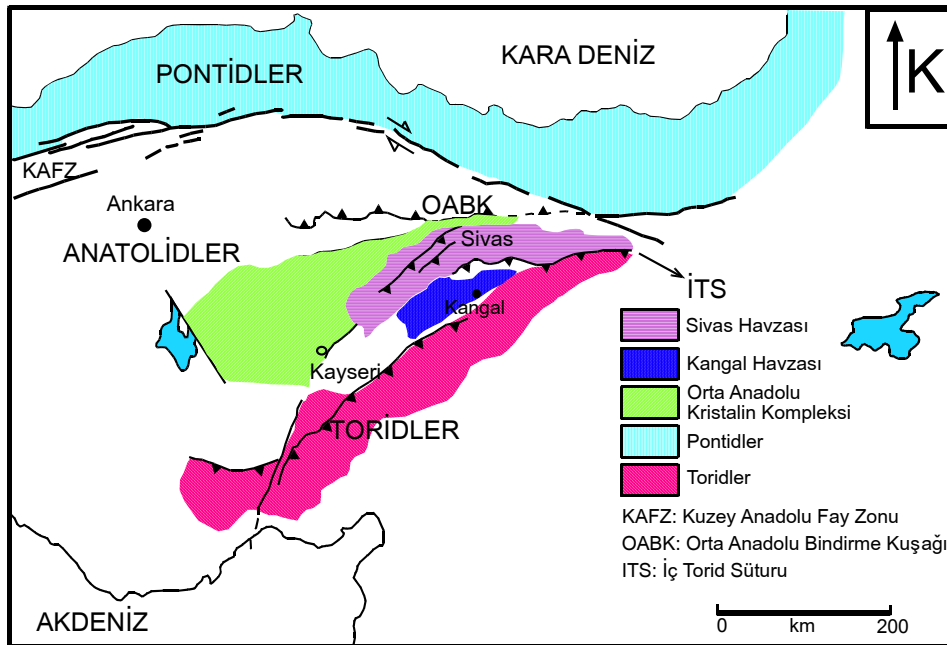
Yılmaz ve Yılmaz (2006), Sivas Havzasının, neotektonik zamanlı deformasyon sırasında Geç Pliyosen-Kuvaterner sırasında kuzey-güney yönlü sıkışma altında deformasyona uğradığını ve bu deformasyonun havzayı İmranlı, İşhani, Altınyayla ve şarkışla'da küçük ölçekli ve başlıca pull-apart karakterli alt havzalara ayırdığını belirtmişlerdir. Stratigrafik ve yapısal karşılaştırmalardan, Sivas Havzası için çarpışma sonrası bir kıta içi havza modelini tercih etmişlerdir.

2. GENEL JEOLJİK ÖZELLİKLER

Çalışma bölgesi olan Akaya sölestin yatağı ve civarı ile içinde yer aldığı Tersiyer yaşlı Sivas Havzasının genel jeolojik özellikleri, stratigrafisi; Akkkaya sölestin yatağının oluşumunun ve kökeninin iyi anlaşılması amacıyla ayrıntılı bir şekilde irdelenmiştir.

2.1. Sivas Baseninin Genel Jeolojisi

Sivas Havzası güneybatıda Kayseri'den, kuzeydoğuda Erzincan'a kadar uzanan, Türkiye coğrafyası üzerinde geniş bir alanı kapsar ve kuzeydoğu ucu Kuzey Anadolu Fay Zonu tarafından kesilmektedir. Bu havza, Pontidler ve Torid-Anatolid kuşakları arasındaki çarpışma zonu üzerinde yer alan, Tuz Gölü Havzası (Görür ve diğ., 1985) Çankırı-Çorum Havzası (Kaymakçı, 2000) gibi başlıca orta Anadolu havzalarından birisidir. Sivas Tersiyer Havzasını çevreleyen ana yapısal üniteler; kuzey-kuzeybatıda Orta Anadolu Kristalin Kompleksi (OAKK) ve güneydeki Toridler'dir. Orta Anadolu Bindirme Kuşağı (Tatar, 1982) havzanın kuzey kenarı boyunca yer almaktadır (Şekil 1).



Şekil 1. Sivas Tersiyer Havzası ve civarını gösterir lokasyon haritası (Kavak, 2005 den değiştirilerek).

Sivas Havzasının jeodinamik evrimi güneydeki Afro-Arap plakası ve kuzeydeki Avrasya plakası arasındaki kuzey-güney yönlü çarpışmanın büyük ölçekli kinematiği ile ilişkilidir. Çarpışmalı süreçler Geç Kretase'de başlamış, Paleosen'de ilerlemiş ve şiddetli bir şekilde Eosen'de ilk konumuna ulaşmıştır (Pre-Lütesiyen) (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Sivas Havzasının tektoniği, başlıca bölgesel kuzey kuzeybatı-güney güneydoğu kısalma yönü boyunca gelişen çok fazlı bindirme sistemleriyle karakterize edilmektedir. Genel taşınma yönleri güney ve güneydoğuya doğrudur. Ancak, Oligosen ve Pliyosen-Kuvaterner zamanlarında kuzeye doğru bindirme gelişimi başlıca Hafik Formasyonunda Oligosen yaşlı jips kütlelerinin temelindeki dekolman bir yüzey tarafından kontrol edilmektedir. Havzanın doğu kesimindeki bindirme gelişimi de, havza dizilimlerindeki birkaç dekolman seviye tarafından kontrol edilmektedir (Temiz, 1996). Araştırmacı, Sivas Havzasının orta ve doğu kesimlerinin, havza çökellerini ve temelini de içine alan önemli bir kısalmaya maruz kaldığını belirtmiştir ve bu kısalmanın önceki çalışmalarda çoğunlukla değerinin altında hesaplandığını ve havzanın doğuya doğru daralan geometrisinin doğuya doğru kısalma miktarının artışıyla ilişkili olduğunu ifade etmiştir.

Sivas Havzası, Neotetis'in kuzey kolunun (Kelling ve diğ., 1989; Cater ve diğ., 1991; Poisson ve diğ., 1996; Yılmaz ve Yılmaz, 2006) veya iç Torid okyanusunun (Şengör ve Yılmaz, 1981; Koçyiğit, 1990; Gökten, 1993) Tersiyer esnasında kapanmasıyla birlikte, çarpışan kıtasal bloklar arasındaki denizel-gölsel ve flüvyal (akarsu) ortamlardan meydana gelmiştir. Havzanın ortasındaki volkanik ve sedimanter kayaçlar ofiyolitik bir temel üzerinde yer almaktadır. Bu birimler, alttan üste doğru Paleosen-Eosen yaşlı silisli klastikler, volkanojenik ve karbonatlı filiş çökelleri ile sığ denizel kireçtaşları, marn-jips ara katkıları ve farklı litolojilerdeki olistolitlerden; Oligosen yaşlı flüvyal (akarsu) sedimanlardan ve jipslerden; Miyosen yaşlı masif jipsler, flüvyal sedimanlar, bazaltik lavlar, gölsel kireçtaşları ve karbonatlı çamur taşlarından oluşmuştur. Havzadaki Eosen yaşlı ve daha genç sedimanter kayaçlar, güneyde Torid karbonat platformunun deforme olmuş kayaçlarını ve kuzeydeki Akdağ metamorfik masifini onlap

şeklinde örterler (Gökten, 1983; Gökçen ve Kelling, 1985; Cater ve diğ., 1991; Tekin, 1995).

Sivas Tersiyer Havzasındaki jips çökelleri (300 km uzunluğunda ve 40-50 km genişliğinde) batıda Şarkışla'dan, doğuda Reşadiye'ye kadar uzanmaktadır. Havzadaki evaporitik kayalarda tektonizma ve domlaşma yaygındır ve masif jips çökelleri çoğunlukla imbrike bindirmeleri kapsayan yapısal şekiller tarafından sınırlanmıştır (Tekin, 2001). Ancak, masif jipslerin yaşı halen tartışmalı olmakla birlikte, birçok araştırmacı bu çökellerin yaşının Oligo-Miyosen olduğunu düşünmektedir (Kurtman, 1961; Baysal ve Ataman, 1980; Gökten, 1983; Gökçen ve Kelling, 1985; Gökçe ve Ceyhan, 1988; Temiz, 1996).

2.2. Sivas Havzasının Genel Stratigrafisi

Sivas Havzasının genel stratigrafisi kuzey ve güney kenarlarında ayrı ayrı temsil edilir (Temiz,1996). Kuzey kenarında havza Geç Paleosen-Orta Eosen esnasında güneye doğru üzerleyen ofiyolitik melanj örtüleri üzerinde gelişmiştir. Bu kesimdeki sedimantasyon fan-delta konglomeralarını, nummulitli kireçtaşlarını ve marnlar ile volkanikleri kapsar (Kurtman, 1973; Gökten ve Kelling, 1991). Kalın Oligosen yaşlı ve ilişkili kırmızı kırıntılılar havzanın kuzey bölümünde geniş alanlar kaplarlar.

Tecer ve Gürlevik dağlarında havzanın güney kenarında, havza üzerinde Üst Kretase-Paleosen yaşlı resifal kireçtaşlarının kuzeye doğru bindirmesi, Torid kuşağı üstüne güneye doğru üzerleyen ofiyolitik melanj örtülerinin yerleşiminden sonra havza içi durumun tekrarına karşılık gelmektedir. Havzanın Eosen kayaları (başlıca Lütseyen) kalın olistrostromlar, türbiditler ve volkanoklastiklerle temsil edilmektedir (Artan ve Setsini, 1971; Kurtman, 1973; Cater ve diğ., 1991; Gökten, 1993). Üzerleyen Oligosen dizilimi (tabakaları) tabanda kalın bir jips kütlesiyle birlikte üste doğru kalın silttaşları ve kumtaşlarını içermektedir (Temiz, 1996).

Alt Miyosen yaşlı sığ denizel çökeller, resifal kireçtaşları ve marnlarla temsil edilirler, üste doğru birkaç yerde Orta Miyosen yaşlı kırmızı renkli kırıntılılara geçerler ve havzanın doğu ve orta bölümünün tamamını uyumsuz

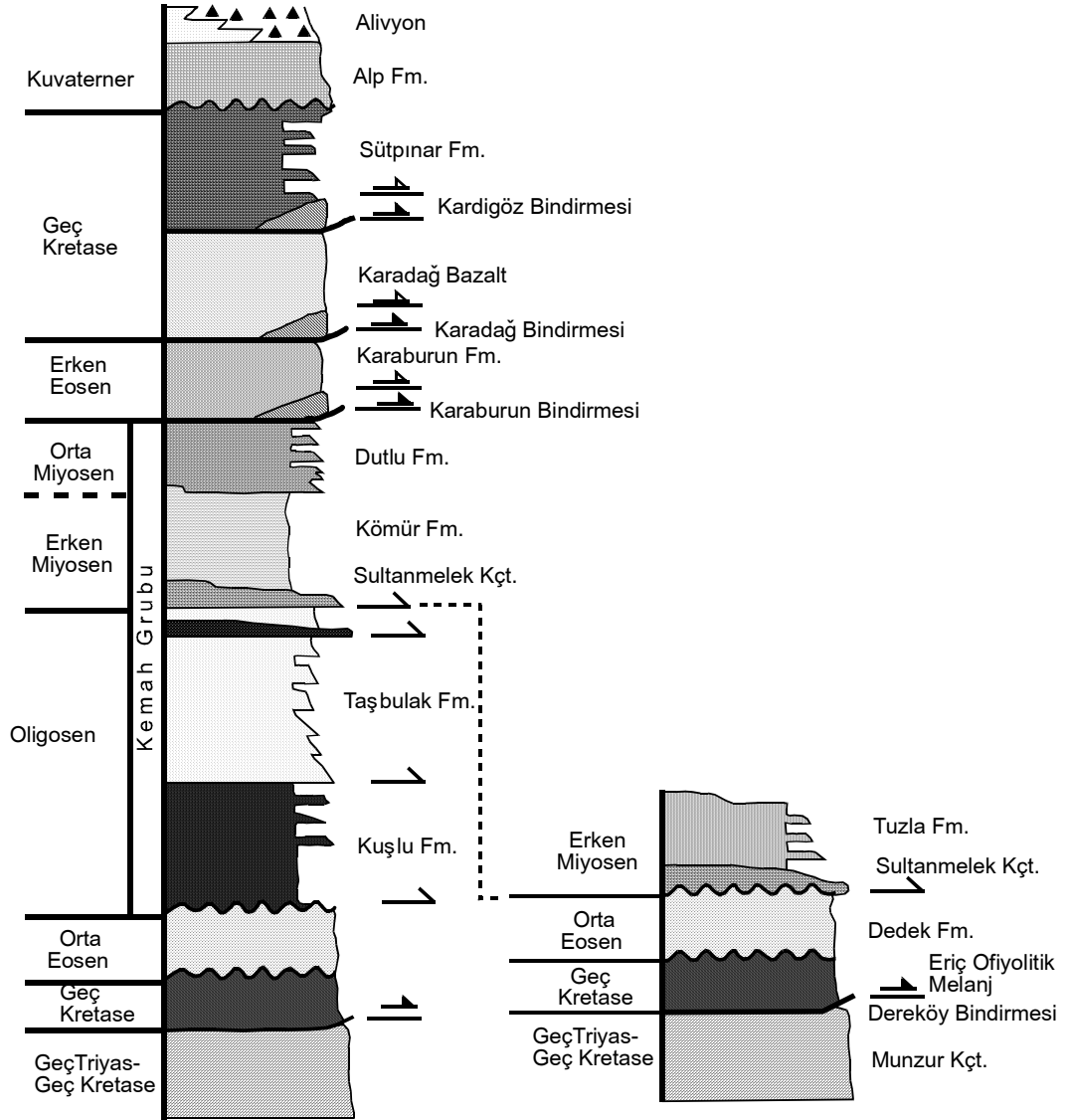
olarak örterler. Orta Miyosen yaşlı molas tipi kırmızı renkli kırıntılılar havzada en güncel çökelleri yansıtır.

2.2.1.Sivas havzasının doğu bölümü (Kemah Alanı)

Kemah alanında Sivas havzasının doğu bölümü, Fırat Nehri boyunca havzanın en dar bölümüne karşılık gelir. Havzanın güney kenarı, Kretase sonunda Munzur Dağı'nın Mesozoyik yaşlı sığ denizel karbonat platformunu üzerleyen Neotetis ofiyolitleri (Eric Ofiyolitik Mélanji) üzerinde yer alır (Toros Doğu Açılma Kuşağı) (Özgül, 1981; Özgül ve Turşucu, 1983). Lütesiye yaşlı volkanoklastikler (Dedek Formasyonu), bu temel kayalarını uyumsuz olarak üzerler (Şekil 2.) (Temiz, 1996).

Kemah Grubu olarak verilen, Oligosen-Orta Miyosen serisi Lütesiye yaşlı volkanoklastikleri ve temel kayalarını uyumsuz olarak üzerleyen birkaç formasyondan meydana gelmiştir. Kemah Grubu üç sedimantasyon evresinde çökelmiştir. İlk evre Oligosen yaşlı jipsleri ve kırmızı renkli kırıntılıları, Kuşlu formasyonunun ince tabakalı silttaşlarını ve kalın-çapraz tabakalı konglomeraları ile Taşbulak formasyonunun kumtaşlarını içerir. İkinci evre Kömür formasyonunun marnları ve Sultanmelek kireçtaşının Alt Miyosen resifal kireçtaşlarıyla temsil edilir. Kemah Grubunun son evresi, Dutlu ve Tuzla Formasyonlarının kırmızı renkli konglomeraları ve kumtaşlarından meydana gelmiştir (Şekil 2.) (Temiz, 1996).

Havzanın kuzey kenarı, Kemah Grubunun çatısı boyunca Geç Miyosen'de güneye yayılım gösteren bindirme örtülerinin kalın yığını altında örtülü konumdadır. Bu bindirme örtüleri alttan üste doğru, Karaburun formasyonunun Alt Eosen yaşlı nummulitli kireçtaşları ve marnları, Üst Kretase yaşlı Karadağ Bazaltları ve Üst Kretase yaşlı Sütçinar formasyonunun kalın kırıntılılarıdır (Temiz, 1996).



Şekil 2. Kemah (Erzincan) bölgesinin stratigrafik kolon kesitleri. Sağdaki kolon kesit Sivas havzasının güney kenarının stratigrafisini gösterir. Tam oklar havza dizilimleri içindeki ana bindirmeleri, yarım oklar ise dekolmanları gösterir (Temiz,1996 dan).

2.2.2.Sivas havzasının orta bölümü (Hafik Alanı)

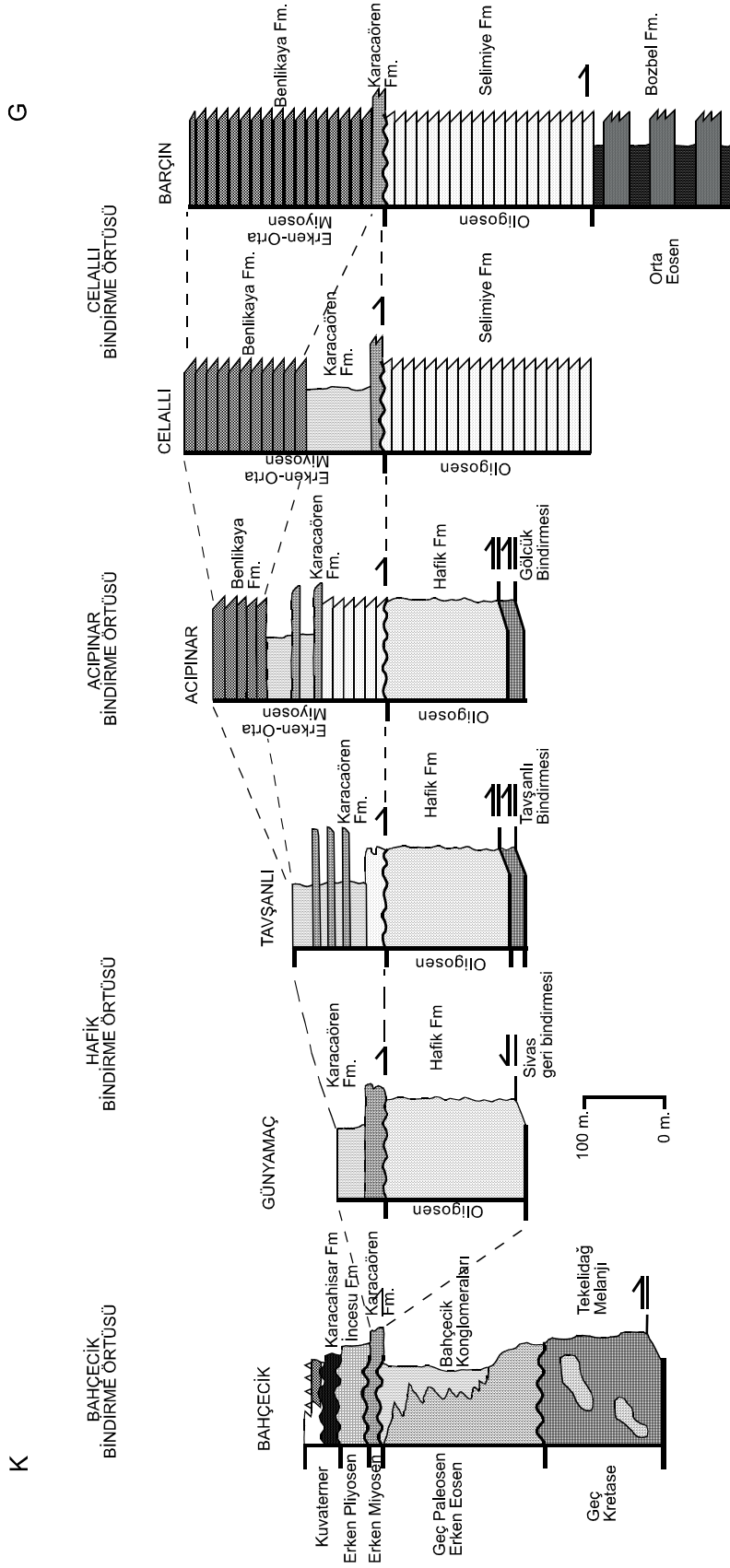
Havzanın orta bölümünün stratigrafisi karmaşık bindirme tektoniği ve sedimentlerin yanal değişimlerinden dolayı tek bir stratigrafik dikme kesitle gösterilememektedir. Bundan dolayı, Hafik bölgesinin tektonostratigrafisi dört

ayrı ünite de gösterilmiştir (Temiz, 1996). Bunlar kuzeyden güneye doğru Bahçecik, Hafik, Acıpınar ve Celali bindirme örtüleridir.

Bahçecik Bindirme Örtüsü, Sivas Tersiyer Havzasının kuzey kenarının temel kayalarını kapsar. Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı Bahçecik konglomerası Neotetis'in kuzey kolunun kalıntısı olarak kabul edilen Üst Kretase yaşlı Tekelidağ Melanjı (Yılmaz, 1980) üzerinde uyumsuz olarak bulunur. Bu üniteler Alt Miyosen Karacaören formasyonunun temelini oluşturan resifal kireçtaşları tarafından üzerlenirler (Şekil 3. Bahçecik kesiti) (Temiz, 1996).

Hafik Bindirme Örtüsü ve Acıpınar Bindirme Örtüsü, Sivas Tersiyer Havzasının orta bölümünün stratigrafisini yansıtır ve temelde kalın jips çökelleri tarafından karakterize edilen Oligosen yaşlı Hafik Formasyonunu içerir. Her iki bindirme örtüsünde Hafik Formasyonu, Alt Miyosen yaşlı Karacaören formasyonunun sığ denizel çökelleri tarafından üzerlenmektedir. Acıpınar Bindirme Örtüsünde, Karacaören Formasyonu yukarıya doğru uyumlu olarak başlıca karasal çökellerden meydana gelen, Alt-Orta Miyosen yaşlı Benlikaya Formasyonuna (Pisoni, 1965) geçer (Şekil 3 Günyamaç ve Acıpınar kesitleri) (Temiz, 1996).

Sivas Tersiyer Havzasının güney kenarının bütün stratigrafik karakteristikleri Celalli Bindirme Örtüsü içinde temsil edilmektedir. Celalli Bindirme Örtüsünün temeli, Oligosen yaşlı Selimiye Formasyonu tarafından tektonik olarak üzerlenen, Orta Eosen yaşlı Bozbel Formasyonundan meydana gelmektedir. Hafik (Sivas) bölgesinin Alt-Orta Miyosen ve daha yaşlı kaya üniteleri, Erken Pliyosen yaşlı İncesu (Yılmaz, 1980) ve Kuvaterner yaşlı Karacahisar formasyonlarının flüvyal (akarsu) çökelleri, çok daha genç travertenler, yamaç molozları ve alüvyal çökeller tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Şekil 3) (Temiz, 1996).



Şekil 3. Hafik (Sivas) bölgesindeki bindirme örtülerinin stratigrafik kolon kesitleri (Temiz, 1996 dan).

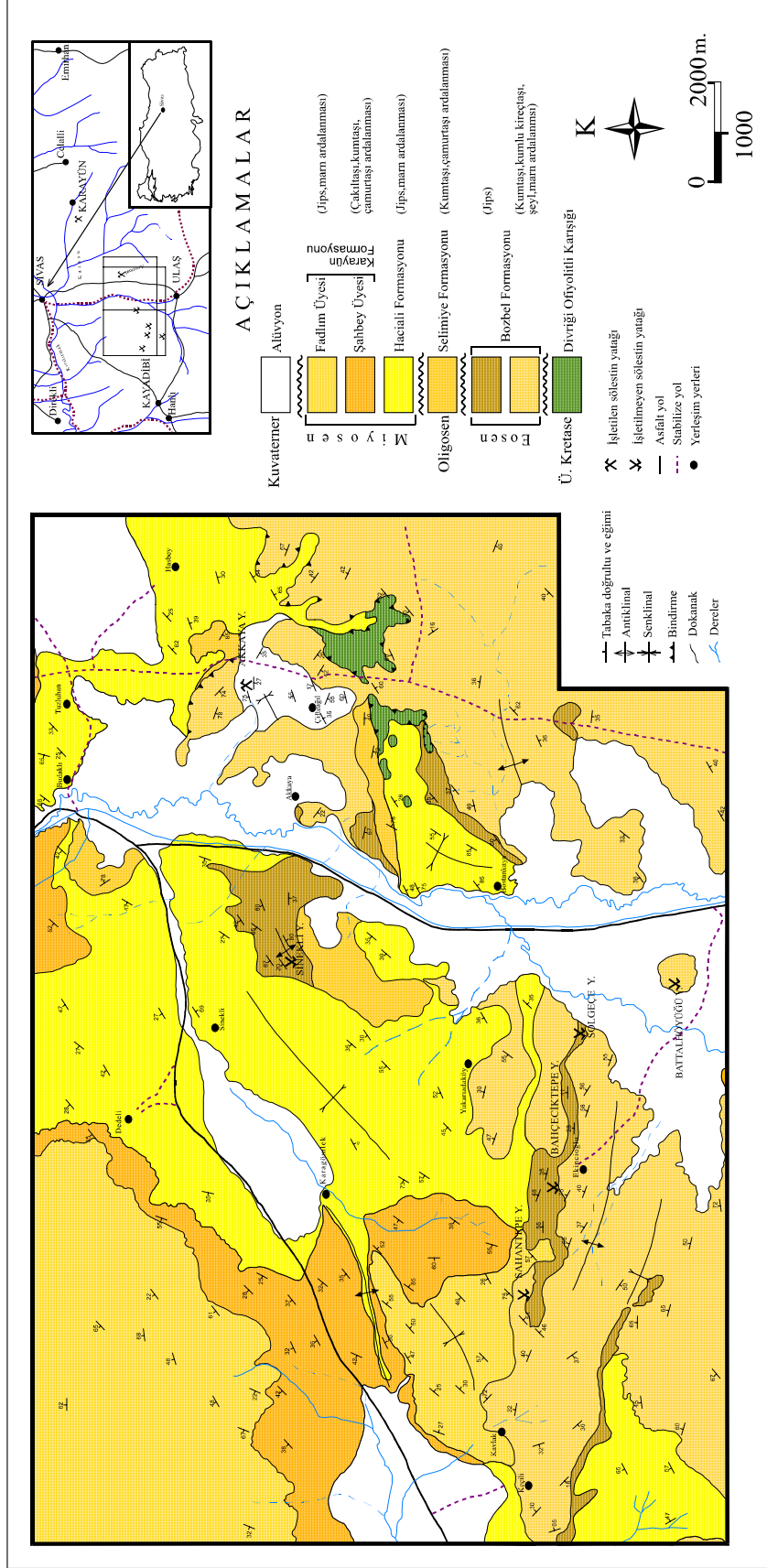
2.3. Çalışma Alanının ve Yakın Civarının Genel Jeolojisi

Akkaya bölgesi ve yakın civarında başlıca sedimanter kayalar hakimdir (Şekil 4). Sölestin jips veya jips içeren Eosen, Oligosen ve Miyosen yaşlı sedimanter birimlerle birlikte bulunmaktadır. Akkaya sölestin yatağının da içinde bulunduğu bölgenin temelini Üst Kretase yaşlı Divriği ofiyolitli karışığı temsil etmektedir. Bu birim Eosen yaşlı Bozbel formasyonu ile üzerlenirken, sedimanter istif Oligosen yaşlı Selimiye formasyonu ile devam etmekte ve Miyosen yaşlı Haciali formasyonu ve Karayün formasyonu ile sonlanmaktadır. Kuvarterner yaşlı alüvyon ise yöredeki en genç birimi oluşturmaktadır (Şekil 5).

2.3.1.Divriği ofiyolitli karışığı:

Genellikle yeşil, koyu yeşil renkli serpantinit, serpantinleşmiş harzburjit, piroksenit, gabro, kireçtaşı, mermer, fillit, kumtaşı ve radyolarit bloklarından oluşmaktadır.

Sivas Havzasını kuzeyden sınırlayan ve yaklaşık D-B doğrultuda uzanan ofiyolitler, Tekeli Dağ Karışığını 'nın Çamlıbel Ofiyolitleri olarak adlandırılmış (Yılmaz , 1981 ve 1984) olup, Üst Kretase (Tatatr, 1977) ve Senomaniyen- Alt Senoniyen yaş aralığında yerleşmiştir (Yılmaz, 1981, 1984). Havzanın güney kesiminde ise ofiyolitli karışık, Güneş Ofiyoliti (Bayhan ve Baysan, 1981) ve daha sonra Divriği Ofiyolitli Karışığı olarak adlanmıştır (Tunç ve diğ., 1991). Birimin bileşimini, piroksenit, serpantinit, gabro, spilit-diyabaz, bazalt, kireçtaşı blokları, Akdağ kireçtaşları, metamorfik kayaç blokları, çört tabakaları oluşturur (Artan ve Setsini, 1971, Kurtman 1973, Bayhan ve Baysal 1981, Tunç ve diğ. 1991). Divriği Ofiyolitli Karışığı (Dok) bileşenlerinden olan Güneş Ofiyoliti, serpantinit ve serpantinleşmiş harzburjitten oluşur. Kangal civarında Ofiyolitli Karışığı'nın ultramafik kayalar ile izole daykları dışında gözlenmesi gereken kayaç türlerinin gözlenememesi sebebiyle Güneş Ofiyoliti adlaması yerine Ulaş civarında Çamözü Ultramafiti ve diğer bileşenler için ise karışığın diğer bileşenleri adlaması kullanılmıştır (Koptagel, 1991, Koptagel ve Gökçe 1991).



Şekil 4: İnceleme alanı ve yakın çevresinin yer buldurur ve jeolojisi haritası (Ceyhan, 1996'den değiştirilerek)

SERİ	FORMASYON	ÜYE	KALINLIK (m.)	KAYA BİRİMİ	AÇIKLAMALAR	ÇÖKELME ORTAMLARI
Kuvaterner					Alüvyon	Karasal
MİYOSEN	KARAYÜN	Fadım	250		Uyuşmazlık Jips marn (Kayatuzu)	Sahil Sabka
		Şahbey	2460		Çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanması	Akarsu
	HACIALI	Purtepe	60		Uyuşmazlık Jips marn (Sölestin)	Sahil Sabka
	OLİGOSEN	SELİMİYE		1000-2000		Uyuşmazlık Kumtaşı, çamurtaşı, silt ardalanması
					Jips merceği (Sölestin)	Kıtaçı sabka
EOSEN	BOZBEL		1500-2000		Uyuşmazlık Kalın tabakalı jips (Sölestin)	Denizel
					Kumtaşı, marn, kumlu kireçtaşı ve jips ardalanması	
KRETASE	DİVRİĞİ, OF. KARIŞIĞI				Kumtaşı, marn, şeyl ardalanması	
					Tektonik Dokanak	
					Lerzolit, harzburjit, serpantin, amfibolit ve kireçtaşı blokları	

Şekil 5. İnceleme alanı ve civarının geliştirilmiş kolon kesiti (Gökçe, 1989; Ceyhan, 1996 Tekin, 1995 den yararlanılarak hazırlanmıştır).

Ofiyolitli Karışığın genellikle Çataldağ Kireçtaşları, Jura-Kretase kalkerleri ve Paleozoyik kayaçlarıyla tektonik dokanaklı ve yerleşim yaşının Üst Kretase öncesi (Tunç ve diğ. 1991, Yılmaz, 1981, Tatar, 1977, Artan ve Setsini, 1971), Üst Kretase (Koptagel, 1991, Kurtman, 1973) olduğu belirtilmektedir.

2.3.2.Bozbel formasyonu:

Formasyon ilk kez Kurtman (1973) tarafından, Tecerdağı ve Gürlevikdağı kuzey kesiminde yer alan gri renkli Eosen filişini tanımlamak için kullanılmıştır, daha sonra bölgede yapılan tüm çalışmalarda aynı ad kullanılmıştır (Gökçe 1988, Meşhur ve Aziz 1980, Yılmaz ve diğ. 1990). Ayrıca Aktimur ve diğ. (1987) çalışmasında Bozbel Formasyonunun, Sivas Tersiyer Havzasının değişik yörelerinde yer yer farklı litolojik özellikler (olistostromal ve olistolitli) gösterdiğini de belirtilmiştir.

Bozbel Formasyonunun egemen litolojisi filiş türü bir karakter gösterse de Tekeli ve diğ. (1992), içerisinde yerel ölçekte depolanmış çok farklı fasiyes gelişimlerine de sıkça rastlanıldığını belirtmiştir. Bu bağlamda Bozbel Formasyonu üç farklı fasiyes topluluğuna ayrılmıştır (Tekeli ve diğ. 1992). 1) Kumlu, marnlı-kalkerli filiş, 2) Esmer-gri şeyli filiş, 3) Jipsli kilttaşlarıdır. Bu birimler birbiri üzerinde gelişebildiği gibi, birbirine yanal yönde geçişli olarak da depolanma özelliğine sahiptirler.

Kumlu,marnlı-kalkerli filiş; Baharözü volkanik filışı üzerine gelir ve açık renkli kumtaşı, marn, marnlı kireçtaşı ile bej renkli türbiditik kireçtaşı ardalanmasından oluşmaktadır.

Esmer-gri şeyli filiş; Bozbel Formasyonu'nun daha çok orta-üst seviyelerini temsil eder. İçerisinde karbonat katkının azalması ve bunun yerini esmer yapraksı şeylerle ardalanmış türbiditik kumtaşlarının almasıyla karakteristiktir.

Jipsli kilttaşları, Bozbel Formasyonu'nun en üst kesimlerini oluşturmaktadır. İnce jips bantlarının (5-10 cm kalınlıklı) esmer kilttaş-killi kireçtaşlarıyla ardalandığı bu fasiyeste yer yer sölestinlerde vardır.

2.3.4.Selimiye formasyonu:

Formasyon ilk kez Kurtman (1973) tarafından adlandırılmıştır. Sivas Havzasında geniş bir yayılım ve kalınlık gösteren birim, tabanda jipsli bir seviye ile başlar. Üst seviyelerinde alacalı renkteki serilerle (kırmızı-gri-yeşil renkli ve bol çapraz tabakalı kumtaşı ile kilttaş) devam etmektedir.

Selimiye Formasyonu içerisinde yerel ölçekte depolanmış iki farklı fasiyes gelişimi sözkonusudur. 1) Jips fasiyesi, 2) Akarsu fasiyesi topluluğudur. Bu fasiyesler verilen sıraya göre birbirleri üzerinde gelişmişlerdir.

Jips fasiyesi; Selimiye Formasyonunun tabanında yer alır ve yanal yönde devamlılıkları sınırlıdır. Sabka ortamında çökelen jipslerin kalınlıkları bazı yerlerde yaklaşık 150 m kadardır. Çoğunlukla gri-beyaz renkli, masif görünümlü olup üst seviyelere doğru, karasal malzeme oranı yavaş yavaş artan ve genellikle de silttaşlarından oluşan oldukça homojen bir istif (akarsu fasiyesi) geçer.

Akarsu fasiyes topluluğu; Selimiye formasyonunun üst seviyelerini oluşturan alüvyal yelpaze düzlüğü karakterindeki tortullar oksidasyondan dolayı kırmızı-alacalı renklidirler. Formasyonda kırmızı renkli kumtaşı-silttaşı ile gri-yeşil renkli kiltası-çamurtaşı birbirleri ile ardalanmalıdır. Kumtaşlarındaki tanelerin boylanması iyi olup, bunlarda paralel laminalanmalara ve düzlemsel çapraz tabakalanmalara sıkça rastlanılmaktadır.

2.3.5.Hacıali formasyonu:

Formasyon ilk kez, Ceyhan (1987) tarafından tanımlanmıştır. Gökçe ve Ceyhan (1988), bu formasyonu kayaç türlerine göre; Boynuzözü, Göbeklitarla, Aktaş ve Purtepe olmak üzere 4 üyeye ayırmışlardır. Bu tez çalışmasında sadece Purtepe üyesi sölestin içermesi nedeniyle irdelenmiştir.

2.3.5.1 Purtepe üyesi: Aktaş Üyesi üzerine uyumlu olarak gelen birim; tabanda yeşil sarımsı renkli kiltası-jips ardalanması ile başlayıp orta seviyelerde genellikle masif, yer yer kil arabantlı jipslerle devam ederek üste doğru kırmızı renkli kiltaları ile son bulmaktadır. Purtepe üyesi jipsleri olası ortam denizelden karasala dönüşürken gelişen derin kıyı sabkası ortamlarında çökelmişlerdir. Purtepe Üyesi içinde tabanda yer yer merccekler şeklinde büyük boyutlu masif-som sölestin mineralleşmeleri söz konusudur.

2.3.6.Karayün formasyonu: Alt seviyelerinde kiremit kırmızısı, kahve renkli, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı, orta seviyeleri jips-marn ve üst seviyeleri ise

kumtaşı, kumlu kireçtaşı ve marn ardalaniemından oluşmuştur. Ceyhan (1987), Gökçe Ceyhan (1988) tarafından formasyon, Şahbey, Faldım ve Bingöl olmak üzere 3 üyeye ayrılmıştır ancak inceleme alanı ve yakın civarında sadece Şahbey ve Faldım üyeleri gözlenmesi nedeniyle incelenmiştir.

2.3.6.1.Şahbey üyesi: Kırmızı, koyu kahve, yeşilimsi sarı renkli, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı ardalaniemından meydana gelmiştir.

2.3.6.2.Faldım üyesi: Beyaz, yeşilimsi kahverengi renkli jips ve marn ardalaniemalarından meydana gelmiştir.

2.3.7.Alüvyonlar: İnceleme alanında akarsu vadilerinde çökelmiş pekişmemiş veya az pekişmiş, çakıltaşı, kum, silt, kil boyu malzemelerden oluşmuştur.

2.4. Sivas Havzasındaki Sölestin İçeren Evaporitlerin Genel Özellikleri

Tersiyer yaşlı Sivas Havzasında yaygın olarak sölestin içeren evaporitik kayalar bulunmaktadır. Bunlar başlıca üç zona ayrılmaktadır (Şekil 6).

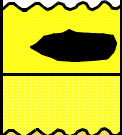

Birinci zon geç Eosen yaşlı ve lamine bir karakter sergileyen jipslerdir. Bu jipsler Eosen sonundaki regresyona bağlı olarak oluşan sığ karakterli iç lagünlerde çökelmişlerdir.

İkinci zon ise Oligosen yaşlıdır ve başlıca iki tip fasiyes sergilemektedir. Bunlar kalın ve masif karakterli jips fasiyesi ile kumtaşı ara tabakalı nodüler jips fasiyesidir. Oligosenin birinci tip fasiyesi sığ sahil sabkalarında, ikinci tip fasiyesi ise menderesli akarsuların terkedilmiş kanalları içerisinde oluşmuştur.

Havzadaki üçüncü ve son evaporitik zon ise Erken Miyosen yaşlı masif ve tabakalı jipslerdir. Bunların tabakalı olanları fosilli kireçtaşları ve kumtaşları ile yer yer ara tabakalıdır. Bölgedeki bu en genç evaporit çökelişi, Sivas Tersiyer havzasının üst Miyosen başında güneyden gelen sınırlı bir denizel transgresyon ürünüdür.

Bu üç evaporit zonundaki sölestin oluşumu Sivas Havzasında oldukça yaygındır. Sölestinler havzada, Üst Eosen yaşlı kireçtaşları ve jipsler içerisinde

çatlak karstik boşluklarda dolgu türü tarzında, Oligosen'nin flüvyal kumtaşı ve kireçtaşları ve jipsler içerisinde yumrular şeklinde, Üst Miyosen'nin masif jipsleri içerisinde ise büyük boyutlu mercekler şeklinde yer alırlar (Tekin 2001).

DEVİR	SİSTEM	SERİ	YAŞ	Kalınlık (m)	FORMASYON	ÜYE	KAYA BİRİMİ	AÇIKLAMALAR	ÇÖKELME ÖRTAMLARI
SENOZOYİK	TERSİYER	Kuvaterner	Pleyistosen	Geç	0-30	Karatepe	Qal	Alüvyon	Karasal
		Miyosen	Erken-Orta	150-800	Haciali	Th		SÖLESTİN (Masif) (3.zon) Masif jips ve kilitaşı	Uyumsuzluk Sığ lagün
		Oligosen	Oligosen	100-600	Selimiye	Ts		Kırmızı çamurtaşı ve kilitaşı Nodüler ve masif jipsler SÖLESTİN (Nodüler) (2.zon)	Uyumsuzluk Kıyı sabka-alüvyal
		Eosen	Orta-Geç	200-1000	Bozbel	Tb		Laminalı jipsler SÖLESTİN (Boşluk Dolgusu) (1.zon) Karbonat filiş	Uyumsuzluk ve yerel parakonformiti Sığ şelf-lagün Derin deniz
		Paleosen						Resifal Karbonatlar	Düzlük

Şekil 6: Sivas Tersiyer Havzasındaki sölestin içeren evaporitik serilerin genelleştirilmiş stratigrafik kolon kesiti (Tekin, 2001 den değiştirilerek).

Akkaya sahasının yaklaşık 1,5 km güneyinde Kretase yaşlı birimler görülmektedir. Ofiyolit olarak gözlenen Kretase biriminde yer yer kireçtaşları da bulunmaktadır. Ofiyolitler, Eosen biriminin altında olmasına rağmen yer yer Eosen filişin üzerine bindirme şeklinde de gözlenmektedir. Ofiyolitler genellikle

serpantin olarak gözlenmekte ve serpantinler kısmen altere olmuşlardır ve Divirigi Ofiyolitli Karışığına aittir.

Sivas Havzasındaki Eosen yaşlı birimler filiş karakterinde oluşmuştur. Kil, kıltaşı, kumtaşı ve kireçtaşı ardalanması şeklinde gelişen filişin içinde yer yer jips mercekleri oluşmakta ve kumtaşları ile yanall geçişli gözlenmektedir.

Havzada ki sölestin mineralinin tabanı olarak kabul edilen Eosen filişinin kalınlığı havza ortalarında 1000m.'ye kadar ulaşabilmektedir.

Alacalı seri olarak tanımlanan Oligosen serileri kırmızı, bordo renkli kumtaşı, silttaşı kireçtaşı ve jips ardalanmaları şeklinde oluşmuştur.

Alt Oligosen de önce geçiş, sonrada denizel neritik ortam koşulları hakim olmuştur. Orta Oligosende bölge derinleşerek bu evrede kumlu ve karbonatlı türbiditik tabakalar çökelmiştir. Üst Oligosende hızlı depolanma sonucu evaporitik ortam koşulları hüküm sürmüştür.

Gerek Üst Eosen, gerekse Oligosen denizleri zaman zaman çeşitli etkenlerle sığlaşarak bölgesel lagünler oluşmuştur. Deniz suyunda çok miktarda bulunan stronsiyum iyonları yer yer yoğunlaşarak jipslerin altında ve içinde sölestin mercekleri oluşturmuştur. Oligosen jipsleri içerisinde de sölestin mercekleri bulunması bu yörede denizel geçişli lagüner ortam şartlarının hüküm sürdüğünü göstermektedir.

Büyük sölestin zenginleşmesi submarin eşik veya havzaların kıyı bölgeleri ile ilişkilidir. Kıyı bölgelerden havzanın derinlerine doğru yüksek konsantrasyonlu suların akımı ile bir döngü oluşur. Böylece az konsantre deniz suyu sığ bölgelere taşınır ve havzaya yeni stronsiyum iyonları gelir. Evaporasyon sonucu konsantrasyon tekrar artmaktadır. Ardalanmalı yataklar bu şekilde deniz suyundaki buharlaşma ve konsantrasyon artışı sonucu birkaç sülfid-karbonat değişmesi sonucu meydana gelmişlerdir.

Havzadaki en fazla sölestin oluşumu, Eosenden hemen sonra ve Alt Oligosen serilerinin çökmesi sırasında jipslerle beraber olacak şekilde gelişmiştir. Bu nedenle havzada Eosenin üst seviyeleri cevher oluşumu açısından taban olarak kabul edilmiştir. Oligosenin kalınlığı havza ortalarında 700-800m ye kadar ulaşmaktadır. Bölgede stronsiyum içeren alanların Oligosen birimlere göre

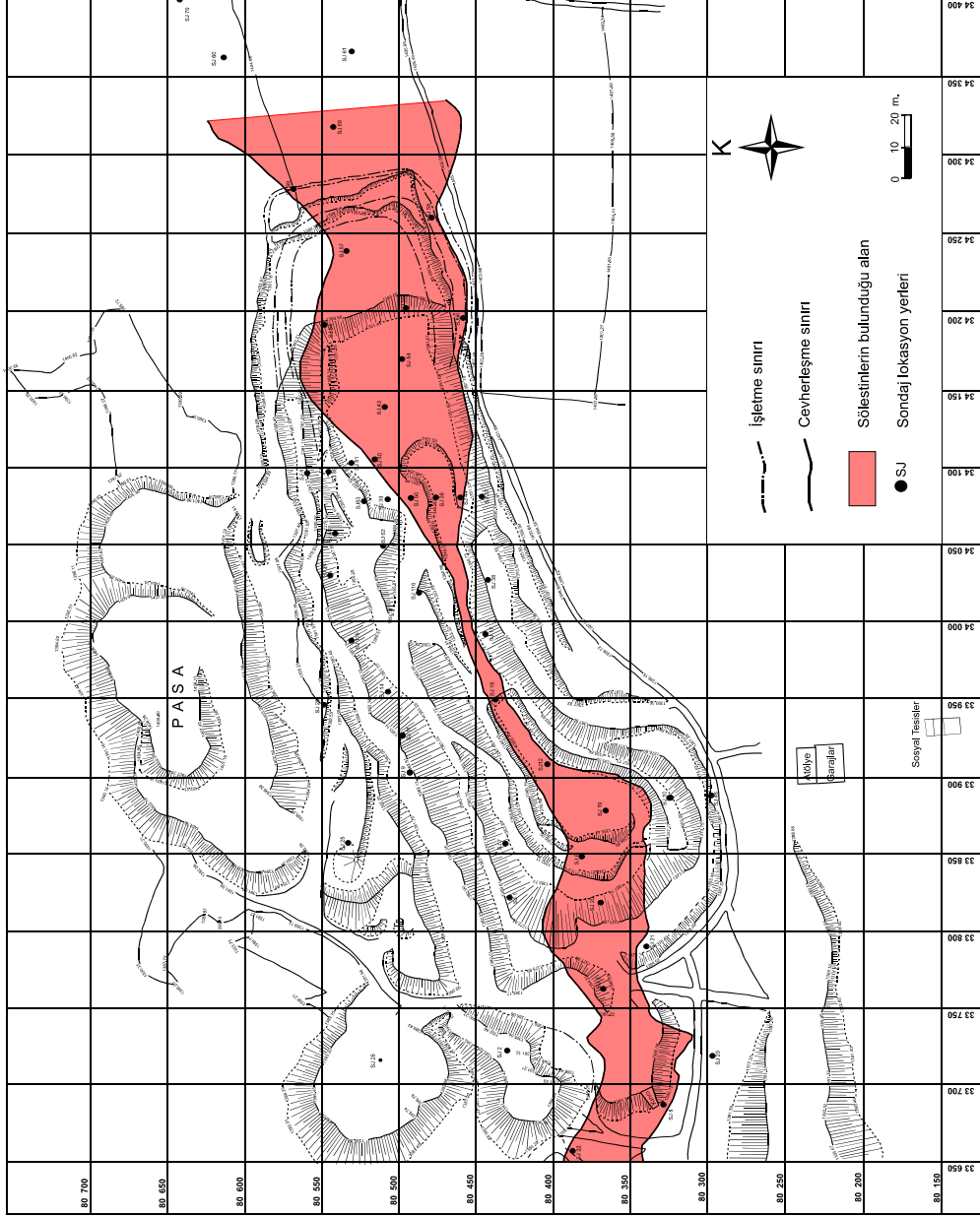
belirgin şekilde topoğrafik olarak yükseklik ve bir sıralanma gösterdikleri gözlenmektedir. Stronsiyum cevheri genellikle yerel kırık ve çatlaklarla kontrol edilmektedir.

2.5.Akkaya Maden Ocağının Genel Özellikleri ve Jeolojisi

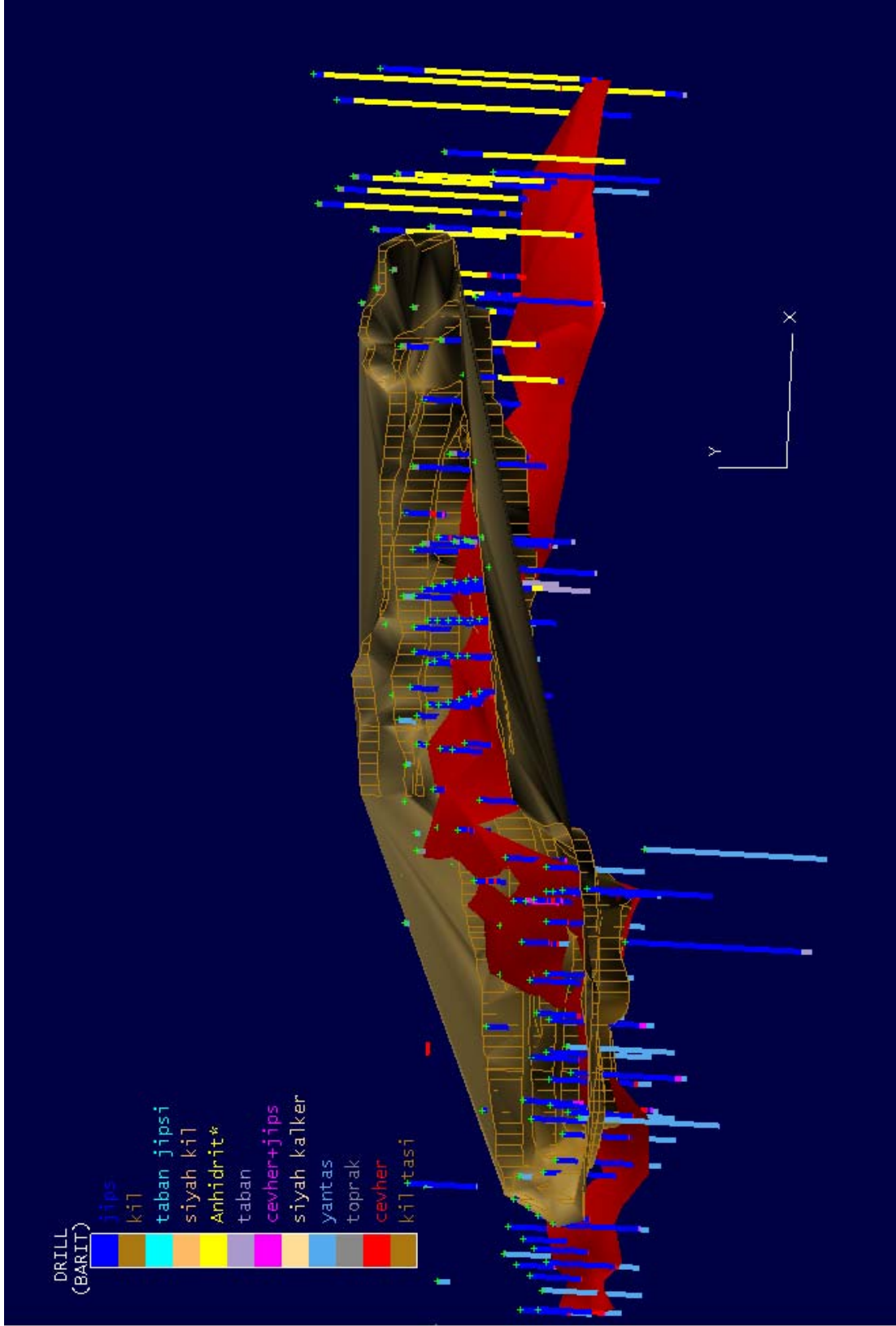
Barit Maden Türk A.Ş. tarafından işletilen Akkaya sölestin ocağında “SJ” rumuzlu 152 adet ve “M” rumuzlu 26 adet karotlu sondaj yapılmıştır. “SJ” rumuzlu sondajlardan elde edilen veriler ışında sölestin yatağının üç boyutlu diyagramı çıkartılmıştır. Bu diyagrama göre sölestin büyük ocakta KD-GB yönelimi göstermektedir (Şekil 7 ve 8). Açık işletme de yapılan yapılan jeofizik etüdüler sonucunda genel olarak yeraltı yapısı, kırık sistemleri, gaz geliş alanları belirlenmiştir. Açık İşletme alanının doğu kesimi bir çanak konumunda olduğu belirtilmektedir (Barit maden Türk A.Ş., 1994). Açık İşletme içerisinde belirlenen 2 fay KD-GB doğrultulu ve düşey atımlıdır ve bu faylarla havzanın ortasının derinleştiği gözlenmektedir (Barit Maden Türk A.Ş., 1994). Sölestin yatağının genel konumu ve gömülü fayların doğrultuları birbirleri ile örtüşmektedir. Fayların yüzeye kadar çıkmamış olduğu ancak ezik bir zon oluşturdukları belirlenmiştir. Bu ezik zon içerisinde su ile beraber hareket halinde CO₂ gazı tespit edilmiştir.

“M” rumuzlu ve karotlu sondaj, yatağın batı kesimini temsil etmekte ve verilerine bakıldığında sölestin zaman zaman saf şekilde, zaman zamanda jips ile birlikte gözlenmektedir (Şekil 9,10). Sölestin’in kalınlığı 3-10 m arasında değiştiği belirlenmiştir. Sölestin yüzeyden itibaren en sığ olarak 28 m civarında kesilirken (M-20 nolu sondaj ile) en derin belirlenen lokasyon ise 74 m de olmuştur (M-15 nolu sondaj ile) (Şekil 10).

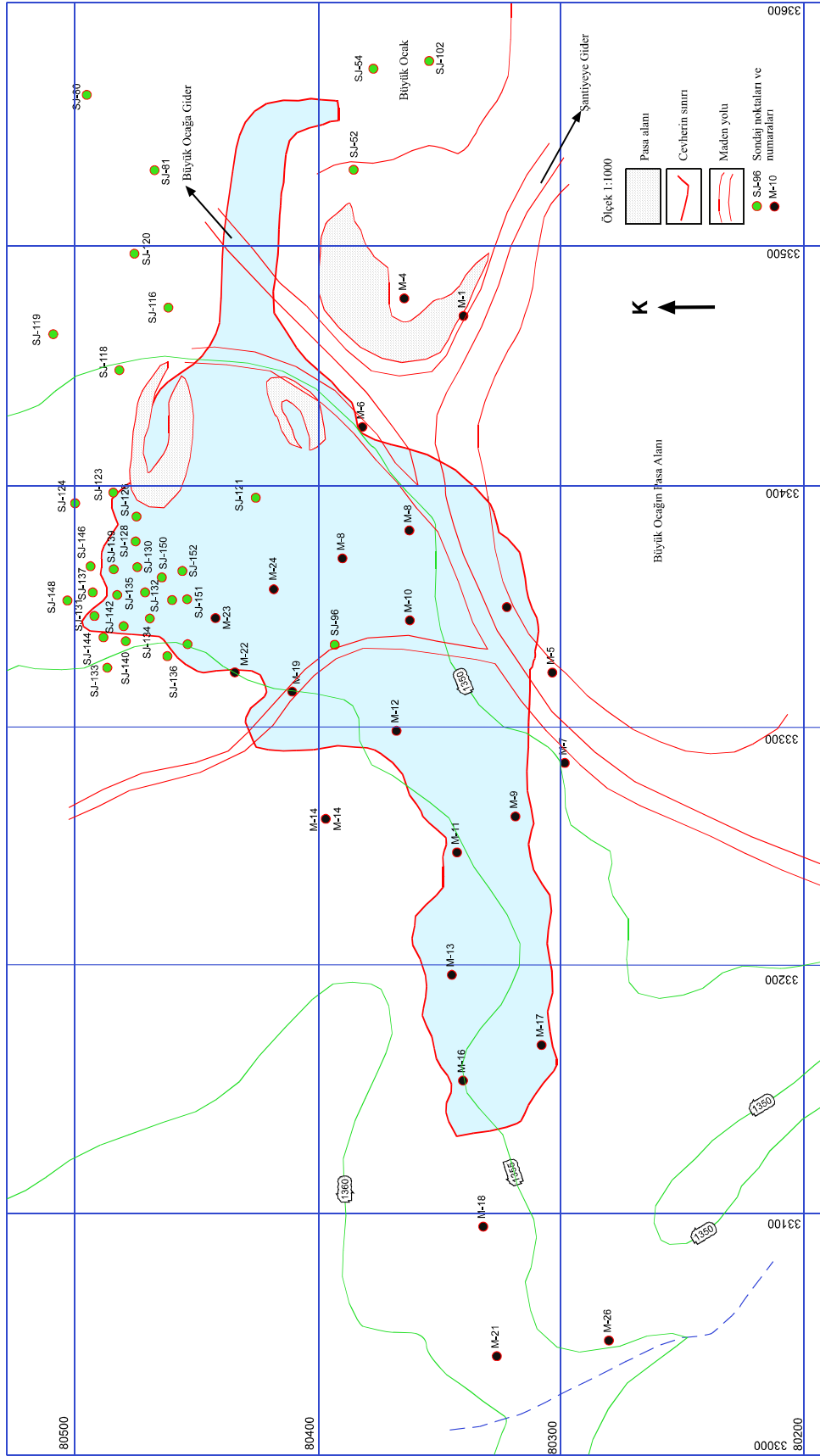
Birçok sondajda sölestinin, jips-anhidrit aralanmasından sonra oluştuğu gözlemlenmiştir (Şekil 10). Akkaya açık işletmesinin geneline bakıldığında ise ocağın doğu tarafında anhidrit’in fazla olduğu görülmüştür. Ocağın hem doğu kesiminde hem de diğer sondajlardaki anhidrit’in varlığı günümüze değin işletmenin yeraltı ve/veya hidrotermal çözeltilerle etkilenmediğini göstermektedir.



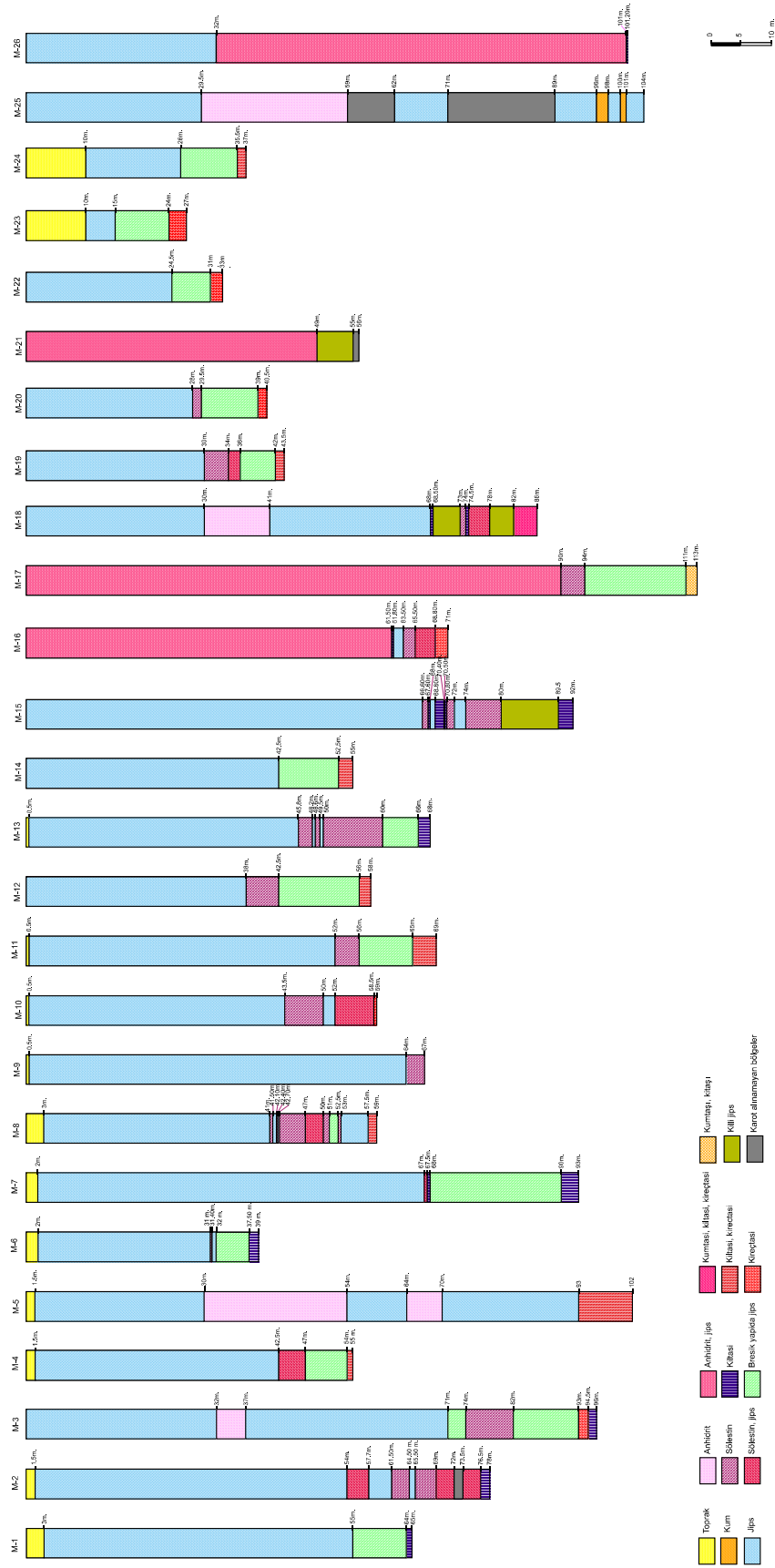
Şekil17: Akkaya sölestin yatağının "SJ" rumuzlu sondaj lokasyonu ve büyük ocağın açık işletmenin imalat planı.



Şekil18: Akkaya solonçuk yatağının "SJ" rumuzlu sondaj verilerinden yararlanarak, büyük ocağın çizilmiş üç boyutlu diyagramı G'den K' e bakış (Barit Maden Türk A.Ş'den)



Şekil 9: Akkaya sölestin yatığının batı kesiminin imalat plan ve "M" ve "SJ" rumuzlu sondaja yerlerini gösterir diyagram (Sondaj verileri Barit Maden Türk A.Ş den)



Şekil 10: Akkaya sölestin yatağının batı kesimine ait "M" rumuzlu 26 adet sondaja kuyu loglarını gösterir diyagram (Sondaj verileri Barit Maden Türk A.Ş den)

3. MİNERALOGİ-PETROGRAFI

3.1.Cevher Mikroskopisi

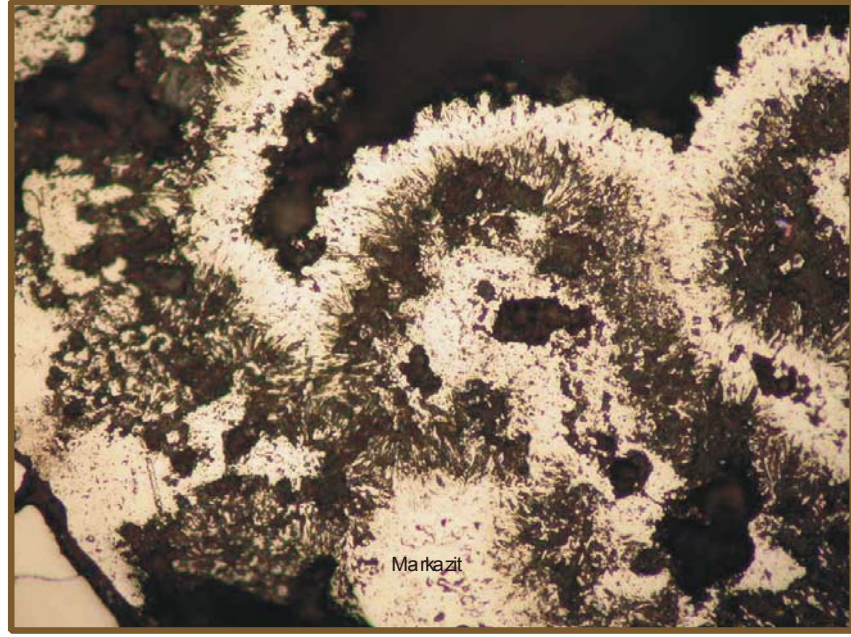
Cevher mikroskopisi incelemeleri 3 adet parlatma bloğu üzerinde üstten aydınlatmalı Nikon Coolpix 4500 dijital fotoğraf makine ataçmanlı Nikon Eclipse E 600 Pol mikroskobunda yapılmıştır. İncelemelerde, markazit ve pirit mineralleri tanımlanmıştır.

Markazitler, yeşilimsi tonda, beyaza yakın sarı renklidirler (Şekil 11-16). Kesitlerde markazitlerin, çoklu ikiz yığınları veya boşluklarda çubuk şeklinde geliştiği gözlenmektedir. Çok küçük taneli markazitler izotrop görüldüğünden piritlerle karıştırılabilir. Metalik cilası ve mavi ile sarımsı renkteki kuvvetli anizotropisi tipiktir. İkiz lamellerinin oluşu ile çift nikolde piritten kolayca ayırt edilebilmektedir.

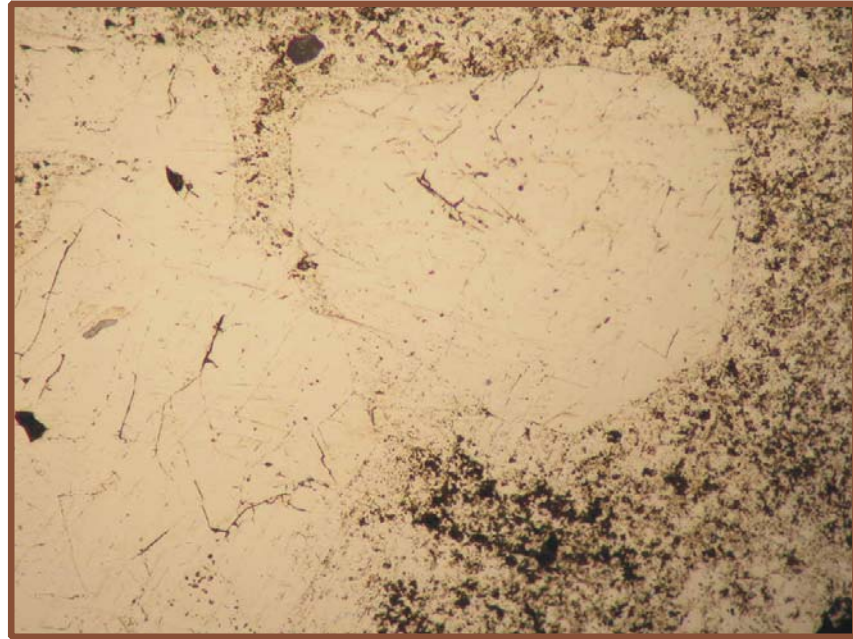
Kesitlerde gözlenen pirit mineralleri, çok açık sarı, beyaz renkli özşekilsizdir. Piritler daha çok markazitlerin çevresini saran jel piritler şeklinde gözlenmektedir. Kolloform yapı gösteren jel piritlere Rahmdohr (1969)'da özel bir ad olan "Melnikovit Pirit" adı verilmektedir. Melnikovit piritler kısmen amorf madde içerirler fakat büyük bölümü kriptokristalendir. Çoğu kez % 8'e kadar As içerdiği görülür. Genellikle çok belirgin bir kahverengimsi ton gösterir fakat rengi piritte benzer. Reflektivitesi birçok durumda piritten küçüktür, bazen aynı olabilir. Sertliği geniş aralıklarla değişir. Zayıf bir anizotropi görülebilir. Piritler ayrıca sölestin kristallerinin boşluk alanları ile dilinimleri içerisinde bulutumsu-kurtçuk şeklinde de bulunmaktadır.

Markazitler ve piritler genelde birlikte gözlenmekte, markazitler özşekilli kristal şeklinde gözlenirken piritler ise genelde jel konumunda ve çoğunlukla markazitlerin etrafında gözlenmektedir (Şekil 11-13).

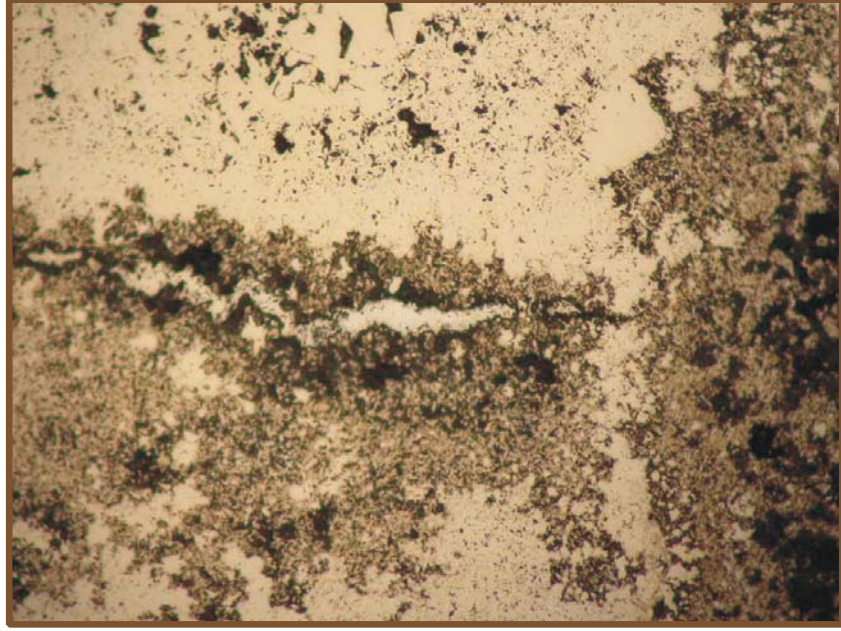
Markazitler ayrıca ince prizmatik ve/veya çubuğumsu şekilde de özellikle sölestinlerin içerisindeki boşluklarda gözlenmektedir (Şekil 14).



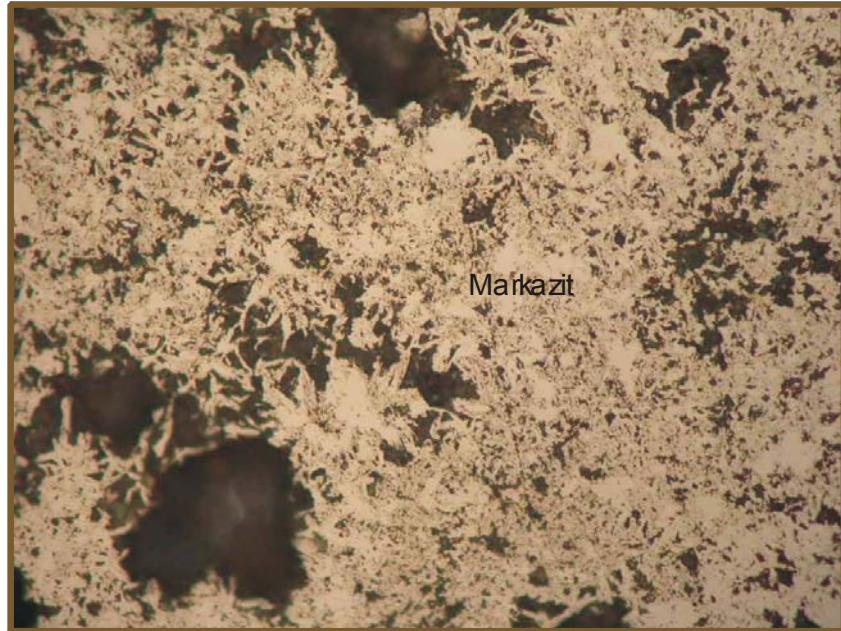
Şekil 11: Kolloform yapı gösteren markazitlerin mikro fotoğrafı. Örnek No: M18-10, Tek Nikol, Büyütme 20X.



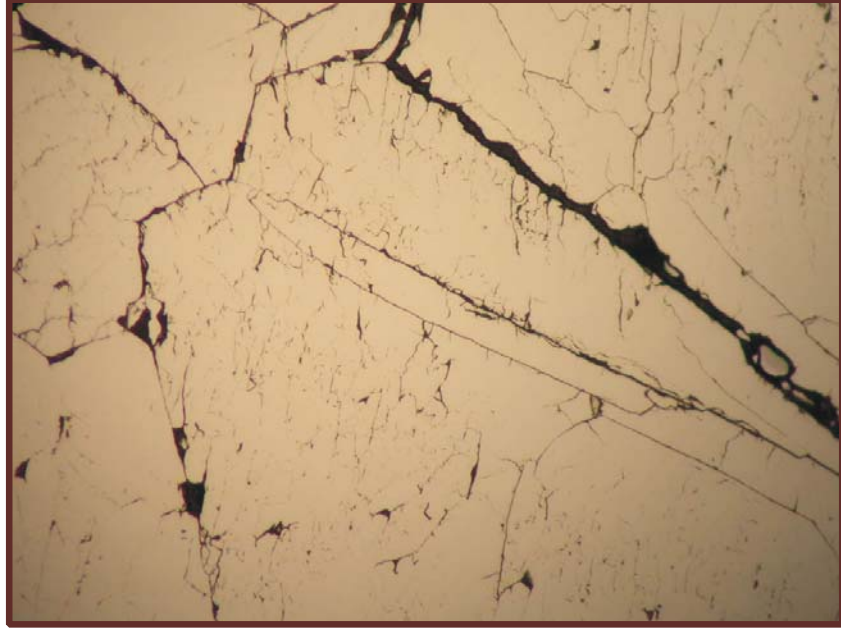
Şekil 12: Markazitlerin çevresinde yer alan jel piritlerin mikro fotoğraf görünümü. Örnek No: M18-10, Tek Nikol, Büyütme 5X.



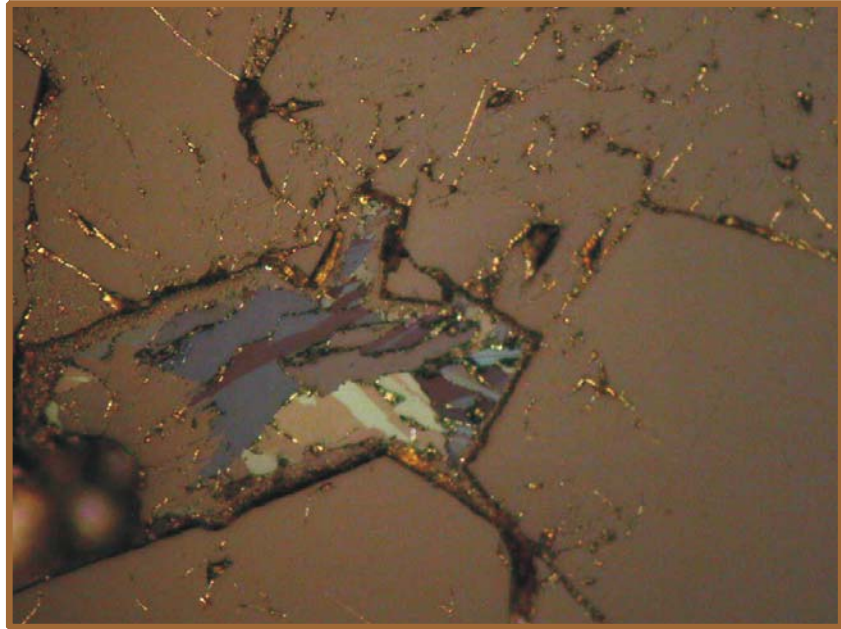
Şekil 13: Markazitlerin çevresinde yer alan jel piritlerin mikro fotoğraf görünümü. Örnek No: M18-10, Tek Nikol, Büyütme 20X.



Şekil 14: Boşluklarda gelişen markazit çubuklarının mikro fotoğraf görünümü. Örnek No: M18-10, Tek Nikol, Büyütme 50X.



Şekil 15: Çubuk şeklindeki markazitlerin birarada görünümü. Örnek No: M18-10, Tek Nikol, Büyütme 20X.



Şekil 16: Markazitlerde gözlenen morumsu mavi, yeşil-sarı anizotropi. Örnek No: M18-10, Çift Nikol, Büyütme 20X.

3.2. Mineralojik İncelemeler

Mineralojik bileşimlerin belirlenmesi için 44 adet örnek üzerinde X-ışınları difraktometresi (XRD) yapılmıştır (Tablo 1).

Saf sölestin, jipsli-anhidritli sölestin, karbonatlı sölestin gibi örneklerin mineralojik bileşimlerinin belirlenmesi amacıyla X-ışınları difraktometresi (XRD) ile tüm kayaç çekimleri yapılmıştır. Tüm kayaç toz difraksiyon çekimleri sırasında, incelemenin amacına uygun olacak şekilde $5^{\circ} - 35^{\circ}$ 'lik 2θ açısı aralığı kullanılmıştır. X-ışınları çekimleri sonrasında elde edilen difraktogramlardaki piklerin tanımlamaları, ASTM (America Standarts of Testing Materials) (1972) kartlarından yararlanılarak yapılmıştır.

3.2.1.Saf sölestinlerin X-ışınları analizi

İnceleme alanından getirilen saf sölestin örnekleri, önce toz haline getirilip sonra X-ışınları difraktometresinde ayrı ayrı analiz edilmiştir. Çekimler sonucunda elde edilen X-ışınları difraktogramlarında saf sölestin minerali 3.428 \AA 'daki (010) ve 3.287 \AA 'daki (011) yansıma yüzeylerine ait oldukça kuvvetli ve kristalinitesi yüksek olan pikleri ile ayırt edilmiştir (Şekil 17). Ayrıca, 4.215 \AA , 3.76 \AA , 3.17 \AA , 2.98 \AA , 2.72 \AA 'daki (011), (111), (102), (211), (020) yansıma yüzeylerine ait pikler saf sölestinin tanımlanmasına yardımcı olmuştur.

3.2.2.Jipsli sölestinlerin X-ışınları analizi

Daha derinden alınan sölestin karot örneklerinin X-ışınları difraktometresi incelemeleri sonucu, mineralojik bileşimleri (jipsli mi veya anhidritli mi) belirlenmiştir. Elde edilen jipsli sölestin örneklerinin X-ışınları difraktogramlarında, 7.596 \AA 'da (020) yansıma yüzeyine ait jips minerali için en şiddetli piki gözlenmiştir (Şekil 18). Ayrıca jips için, 4.28 \AA , 3.80 \AA , 3.06 \AA , 2.87 \AA , 2.68 \AA 'da ki (021), (130, 040), (041), (200, 221) ve (150, 220) yansıma yüzeylerine ait pikler de gözlenmiştir. Jips mineraline ait bu piklerle beraber 3.43 ,

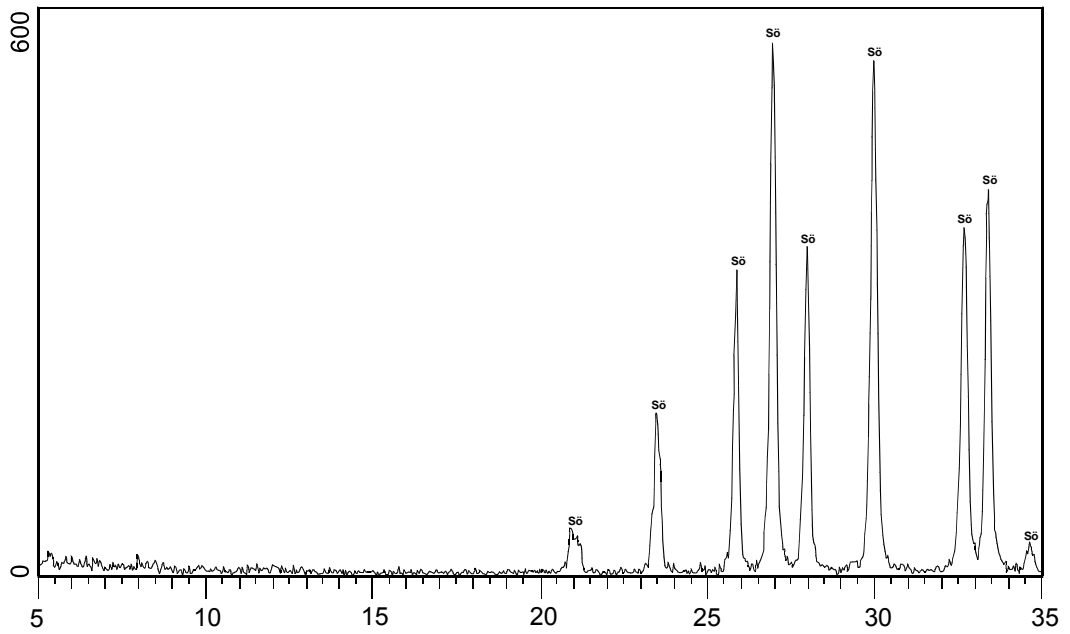
Tablo 1: Akkaya sölestin yatağın ait örnekler üzerinde yapılan mineralojik, petrografik, jeokimyasal ve izotop analiz sonuçlarını gösterir tablo.

Örnek No	Mineralojik Bileşim	XRD	Jeokimyasal Analizler	İnce Kesit	Parlak Kesit	Duarylđ İzotop			Radyojenik İzotop
						$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\delta^{34}\text{S}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
M2-3	Jips, sölestin	X	X						
M2-4	Sölestin, jips	X	X	X					
M3-2	Jips, sölestin	X	X			X	X	X	X
M3-3	Anhidrit, jips	X	X			X		X	
M3-4	Sölestin, jips	X	X	X		X	X	X	
M3-6	Jips, kuvars	X	X						
M4-1	Jips, sölestin	X	X						
M4-3	Söl., jips, kuvars, kil	X	X	X					
M4-4	Jips, sölestin, kuvars	X	X						
M8-1	Jips, sölestin	X	X						
M8-4	Sölestin, jips	X	X	X		X	X	X	X
M8-8	Sölestin, jips	X	X						
M9-2	Jips, anh. söl.	X	X						
M9-5	Sölestin, kil	X	X			X	X	X	
M10-1	Jips, sölestin	X	X						X
M10-5	Sölestin, jips	X	X	X					
M10-6	Sölestin, jips	X	X						
M11-2	Jips	X	X						
M11-8	Sölestin, jips	X	X	X		X	X	X	X
M11-9	Jips, sölestin	X	X						
M12-1	Jips	X	X						
M12-6	Sölestin, jips	X	X	X		X	X	X	X

M12-8	Jips, sölestin	X	X						
M13-2	Jips, sölestin	X	X						
M13-7	Sölestin, jips	X	X	X		X	X	X	X
M13-9	Sölestin, jips, kuvars	X	X						
M14-1	Jips, sölestin	X	X						
M14-8	Kalsit, kuvars, jips	X	X						
M15-2	Anhidrit, jips,söl.	X	X						
M15-3	Sölestin	X	X	X		X	X	X	
M16-1	Jips, sölestin	X	X						
M16-4	Sölestin, jips	X	X	X					
M17-3	Anhidrit,söl., jips	X	X						X
M17-4	Sölestin, jips	X	X	X		X	X	X	
M17-7	Jips, sölestin, kuvars	X	X						
M18-2	Jips, anhidrit	X	X			X	X	X	X
M18-4	Jips, sölestin, anh.	X	X			X		X	
M18-10	Pirit, jips, anhidrit	X	X	X	X				
M19-3	Jips, sölestin	X	X						
M19-4	Sölestin, jips	X	X			X	X	X	
M20-1	Jips	X	X						
M20-4	Sölestin, jips	X	X	X		X	X	X	X
M24-2	Jips, sölestin	X	X						
M24-6	Jips, kuvars	X	X						

A^0 , $3.295 A^0$, $3.177 A^0$, $2.96 A^0$, $2.73 A^0$ 'da gelişen ve (010), (011), (102), (211), (112) yansıma yüzeylerine ait sölestin mineraline ait piklerde belirlenmiştir.

Sondaj karot örneklerinin X-ışınları analizi sonucu jipsli ve anhidritli sölestinlerin, saf sölestinlerden daha aşağı seviyelerde bulunduğunu gözlenmektedir.

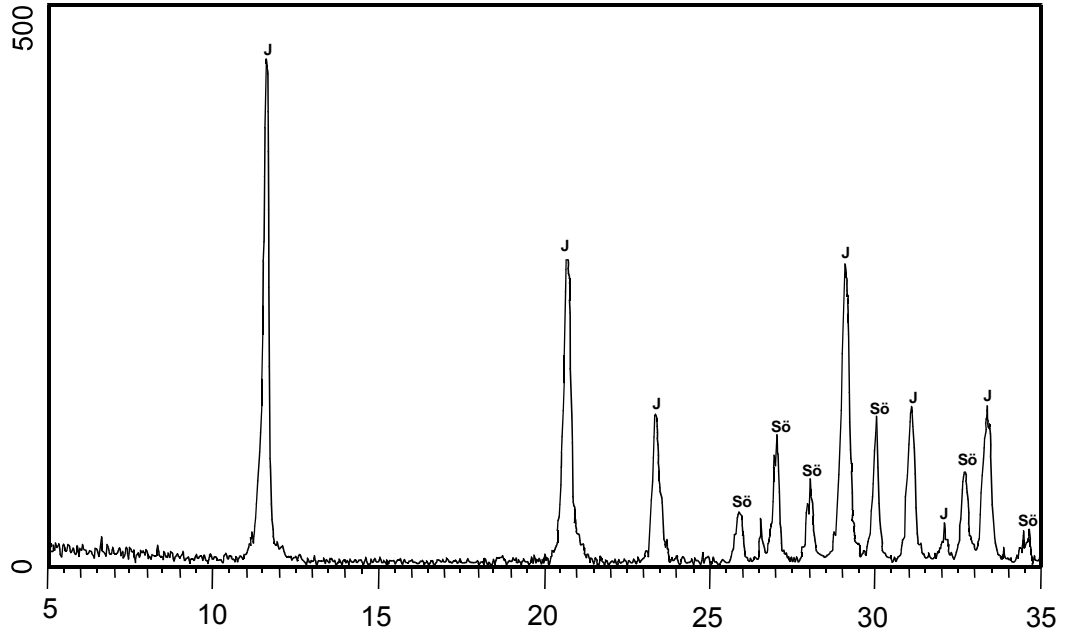


Şekil 17: M15-3 numaralı saf sölestinin X-ışınları difraktogramı.

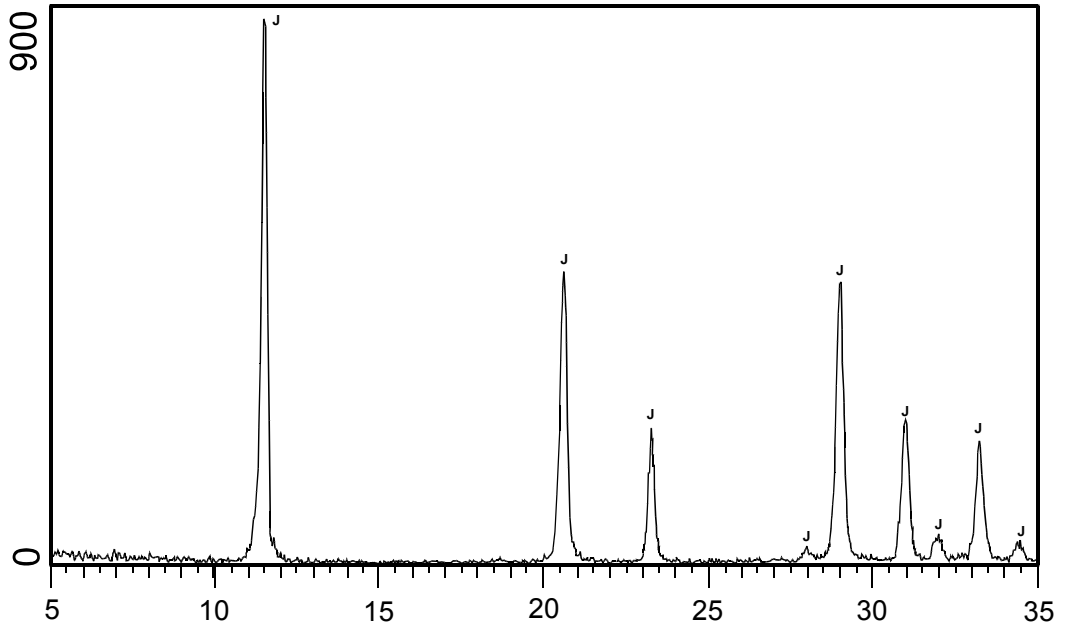
3.2.3.Saf jipslerin X-ışınları analizi

Üst seviyelerden alınan örneklerde yapılan X-ışınları analizi sonucunda jips minerali için karakteristik $7.596 A^0$, $4.28 A^0$, $3.80 A^0$, $3.06 A^0$, $2.87 A^0$, $2.68 A^0$ 'da ki (020), (021), (130, 040), (041), (200, 221) ve (150, 220) yansıma yüzeyine ait pikleri elde edilmiştir (Şekil 19).

X-ışınları analizi sonucu jipslerin derinlere doğru saf olmadığı, sölestin, anhidrit gibi minerallerle birlikte bulunduğu görülmektedir.



Şekil 18: M10-6 numaralı jipsli sölestinin X-ışınları difraktogramı.



Şekil 19: M12-1 numaralı saf jipsin X-ışınları difraktogramı.

3.3. İnce Kesit Tanımlamaları

Sölestin örneklerinden yapılan ince kesitlerin incelenmesi sonucunda, yarı özşekilli, özşekilsiz sölestin kristalleri belirlenmiştir (Şekil 20-25). Sölestinler, renksiz ve optik engebesi yüksektir. C- eksenine dik kesitlerinde çok iyi dilinim izleri gözlenmektedir. Bazı sölestin minerallerinde opak mineraller vardır. Cevher mikroskopisi çalışmaları sonucu bunların pirit ve markazitler olduğu söylenebilir.

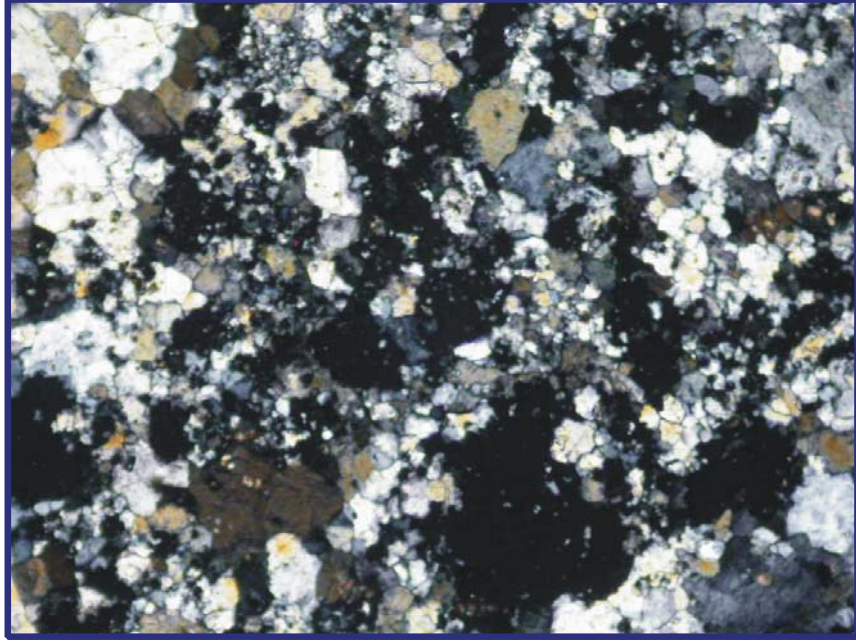
İnce kesitlerde, jips, anhidrit minerallerinin gözlenmesi beklenirken, ince kesit yapım aşamasında su ile çalışıldığından dolayı bu minerallerin tanımlanması yapılamamıştır.

Sölestin mineralleri yarı özşekilli, özşekilsiz, yarı diktörtgenimsi ve 100 µm ile 5-8 cm arasında değişen boyutlarda olup mavimsi-gri-beyaz renkli, birbirleriyle keskin ve girintili çıkıntılı sınırlıdırlar (Şekil 20-25). Bazı kristallerde iki yönlü dilinimler gözlenmiştir.

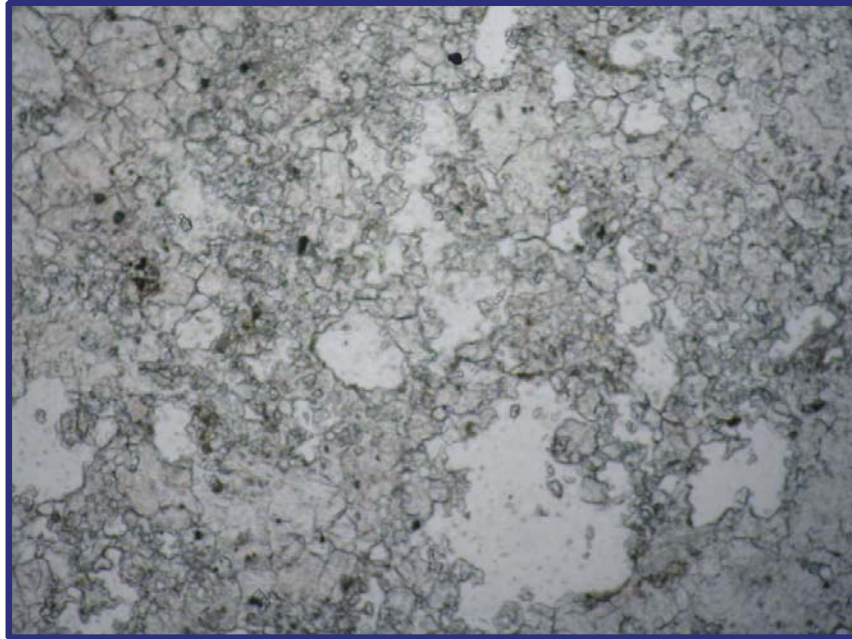
Karot örneklerindeki makro sölestin mineralleri beyaz ve mavimsi renk karışımı göstermektedir. Gerek makro gerekse mikro sölestin kristallerinin kenarlarında pirit markazit gibi sülfür mienarllerinin varlığı optik mikroskopi ile tespit edilmiştir. Bazı sölestin kristalleri kahveremgimis ve ince taneli killeşmeyi işaret etmektedir.

Sölestinler el örneğinde şeffaf, özşekilli/özşekilsiz, genellikle boşluk dolgusu şeklinde gelişmiş jipsler tarafından kuşatılmıştır.

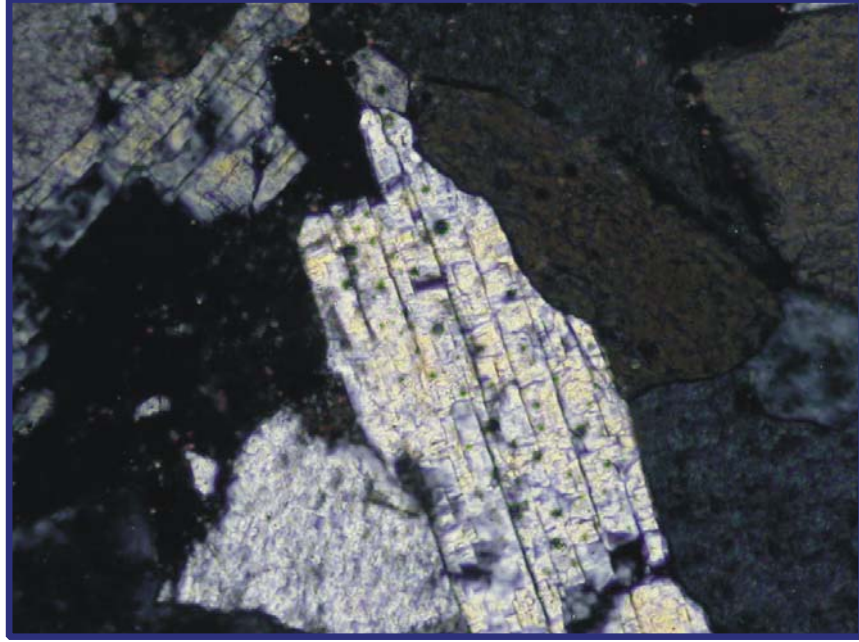
Sölestin minerallerinin ince kesit tanımlamaları sırasında çok sayıda birincil ve ikincil sıvı kapanım içerdiği gözlenmiştir.



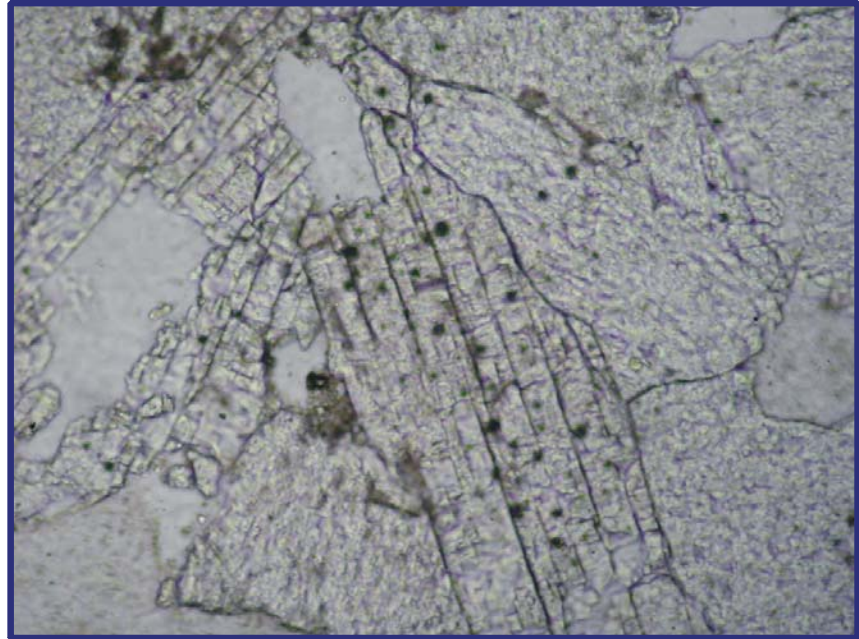
Şekil 20: Küçük boyutlu sölestin kristallerinin mikro fotoğrafı. Örnek No: M8-4, Çift Nikol, Büyütme 5X.



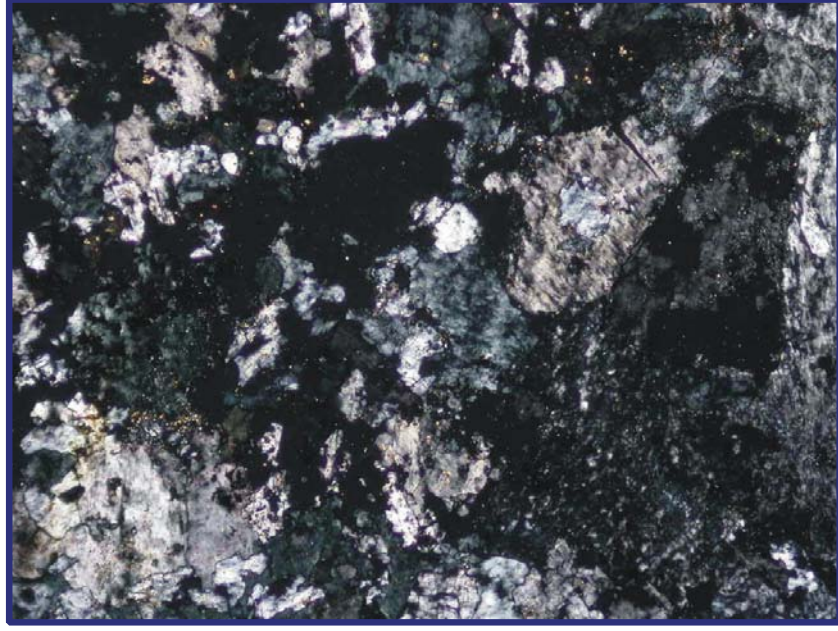
Şekil 21: Küçük boyutlu sölestin kristallerinin mikro fotoğrafı. Örnek No: M8-4, Tek Nikol, Büyütme 5X.



Şekil 22: Özşekilli, sölestin mineralinin belirgin dilinimlerin gözlendiği mikro fotoğrafı. Örnek No: M8-4, Çift Nikol, Büyütme 20X.



Şekil 23: Özşekilli, sölestin mineralinin belirgin dilinimlerin gözlendiği mikro fotoğrafı. Örnek No: M8-4, Tek Nikol, Büyütme 20X.



Şekil 24: Özşekilsiz sölestin minerallerinin mikro fotoğrafı. Örnek No: M16-4, Çift Nikol, Büyütme 5X.



Şekil 25: Özşekilsiz sölestin minerallerinin mikro fotoğrafı. Örnek No: M16-4, Tek Nikol, Büyütme 5X.

4.JEOKİMYA

Akkaya sölestin yatağına ait 26 adet sondaj karotlarından alınan 194 adet örnekler içinden seçilen 44 adet sölestin, jips ve anhidrit örneğinde ana ve eser element (Zn, Ba, Pb, U, Sr, K, Na, Ca, Mg, Al, Ti, Mn), ile nadir toprak element (La,Ce,Eu,Tb,Dy,Ho,Er,Tm,Yb,Lu) analizleri, 10 adet sölestin, 4 adet jips ve 1 adet anhidrit örneğinde duraylı izotop (δD , $\delta^{18}O$ ve $\delta^{34}S$) analizleri, izotop analizi yapılmıştır. $^{87}Sr/^{86}Sr$ analizi 5 adet sölestin, 4 adet jips ve 1 adet anhidrit örneğinde yapılmıştır.

4.1.Ana ve Eser Elementler Jeokimyası

Akkaya Sölestin yatağına ait ana ve eser element jeokimyasal analizleri Tablo 2 de topluca verilmiştir. Jipslere ait ortalama değerler; Sr = 10254.74, K =37.73, Na = 47.70, Ca = 70104.56, Mg = 3443.67, Al = 337.48, Ti = 159.36, Mn = 12.140, Zn = 12.30, Ba = 33.25, Pb = 96.22, U = 0.29 ppm dir (Şekil 26).

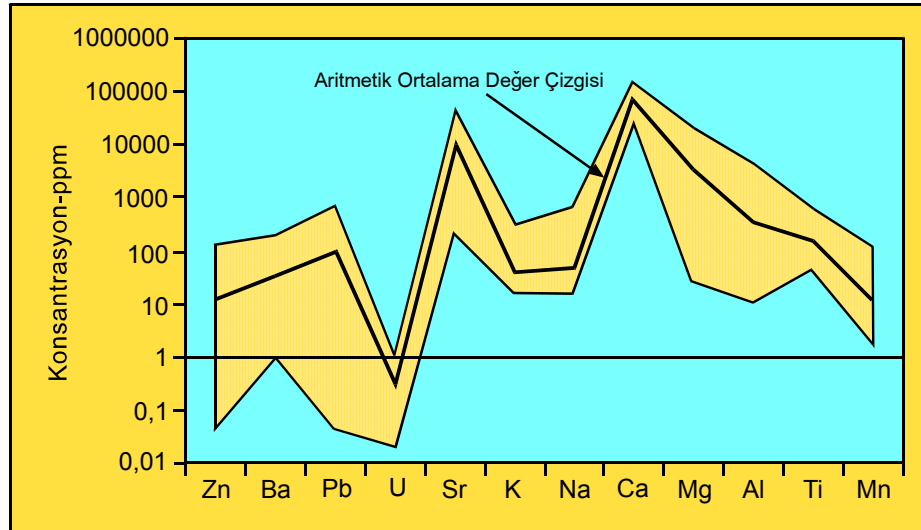
Sölestin için hesaplanan ortalama değerler ise; Sr = 191442.07, K =59.19, Na = 18.55, Ca = 35030, Mg = 169.50, Al = 468.44, Ti = 102.51, Mn = 8.54, Zn = 38.30, Ba = 153.55, Pb = 984.50, U = 0.50 ppm dir (Şekil 27) .

Anhidritler için hesaplanan ortalama değerler; Sr = 13815.03, K =20.75, Na = 18.55, Ca = 68000, Mg = 2896.67, Al = 13.23, Ti = 100.89, Mn = 2.85, Zn = 1.81, Ba = 9.26, Pb = 0.05, U = 0.079 ppm dir (Şekil 28).

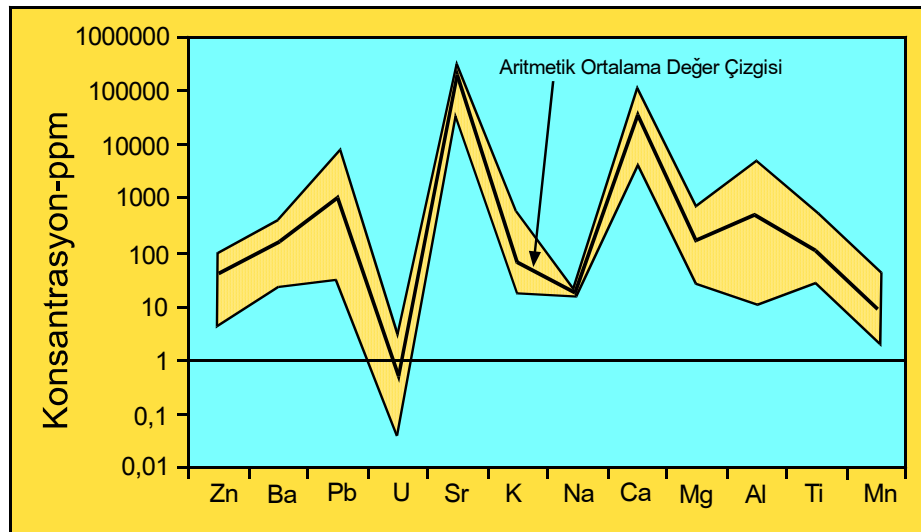
ABD, Meksika, Almanya ve Kanada'ya ait sölestin örneklerinin kimyasal analiz sonuçlarında Ca için 300 – 3800 ppm, Ba için 500 - 13700 ppm, Na için 135 - 405 ppm, K için 22 – 81 ppm, Mg için 3 – 127 ppm değerleri rapor edilmiştir (Bernstein, 1979). Dove ve Czank (1995) Clay Center Ohio'daki (ABD) temiz ve şeffaf sölestin kristal analizlerinde sölestin içinde 77 ppm Ca, 20 ppm K, 30 ppm Na, 20 ppm Pb saptandığını ve Ba, Mg, Mn, Fe ve Ti gibi elementlerin ise saptanamadığını belirtmişlerdir.

Akkaya sölestin yatağından alınan sölestinlerde yapılan analiz sonuçları bu değerler ile karşılaştırıldığında, Ca ve Mg oranlarının bu yataklara göre yüksek ve Ba ve Na oranının düşük olduğu gözlenmektedir.

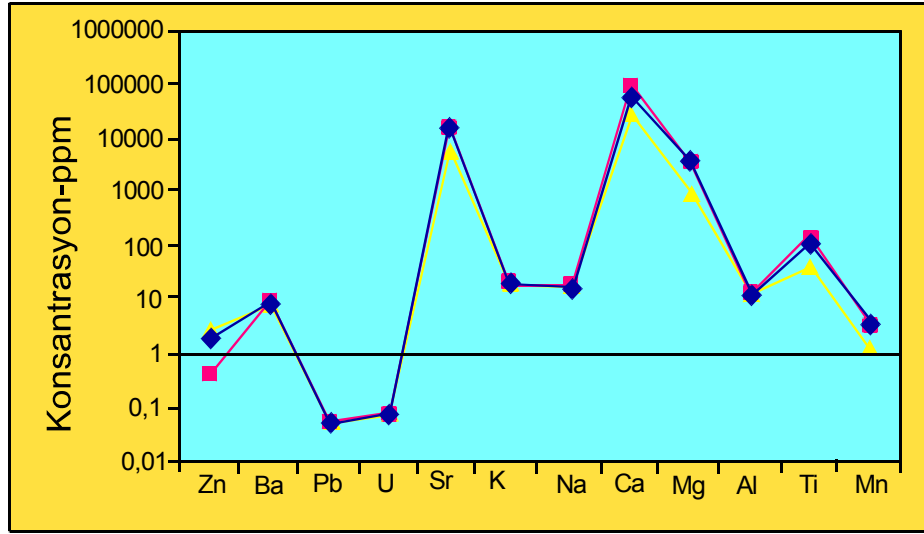
Sölestin örneklerinde, bazı elementler için hesaplanan ortalama oranlar; $Na/K = 0.80$, $Mg/Ca = 0.008$, $Ca/Na = 1888.92$, $Ba/Sr = 0.001$ olarak Tablo 3 de verilmiştir. Bu oranlar deniz suyunda, $Na/K = 47.20$, $Mg/Ca = 5.23$, $Ca/Na = 0.04$, $Ba/Sr = 0.001$ olarak, Kızıldeniz’de, $Na/K = 49.50$, $Mg/Ca = 2.55$, $Ca/Na = 0.04$, $Ba/Sr = 0.011$ ve Ölüdeniz’de, $Na/K = 7.85$, $Mg/Ca = 4.37$, $Ca/Na = 0.51$, olarak belirlenmiştir. Bu oranlar Akkaya sölestin yatağından elde edilen oranlar ile karşılaştırıldığında Na/K ve Mg/Ca oranının oldukça düşük ve Ca/Na oranının yüksek olduğu görülmektedir.



Şekil 26: Akkaya sölestin yatağına ait jipslerin çoklu element dağılım grafiği

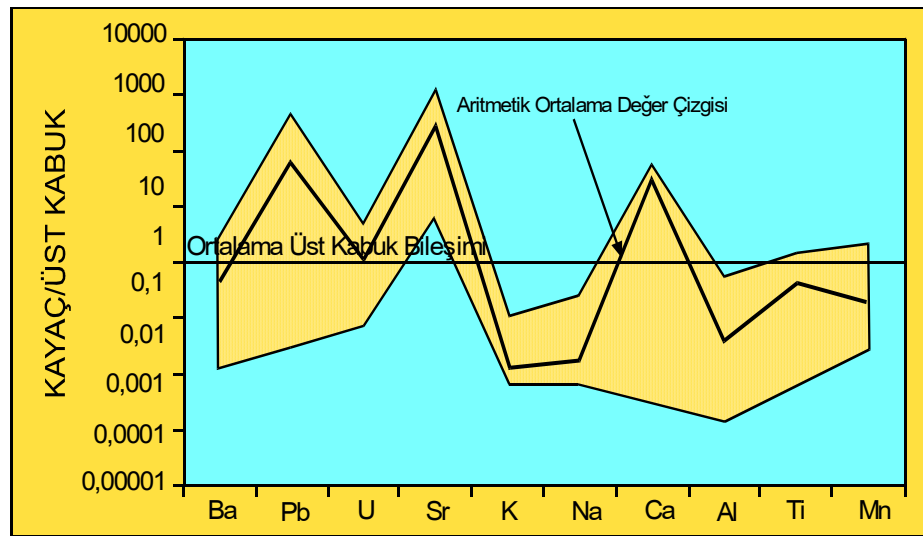


Şekil 27: Akkaya sölestin yatağına ait sölestinlerin çoklu element dağılım grafiği.



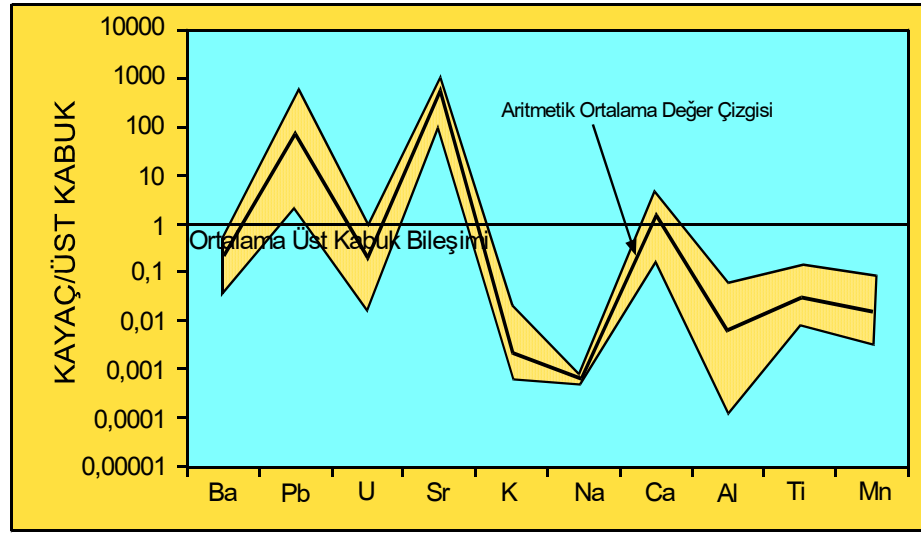
Şekil 28: Akkaya sölestin yatağına ait anhidritlerin çoklu element dağılım grafiği.

Üst Kıta kabuğu ortalama değerlerine göre normalize edilen element dağılım diyagramlarına göre Akkaya sölestin yatağındaki jips örnekleri (Şekil 29) Ba, U, Na, K, Al, Ti ve Mn açısından ortalama 1 ppm çizgisinin altında olduğu diğer elementlerde ise (Sr, Ca) bir zenginleşmenin olduğu gözlenmektedir. Bazı jips örnekleri Pb da ortalama 1 ppm çizgisinin altı olan fakirleşmeyi işaret ederken bazı örnekler ise zenginleşmeyi göstermektedir.



Şekil 29: Üst Kıtasal kabuk normalleştirilmiş Akkaya Sölestin yatağına ait jips örneklerinin element dağılım grafiği.

Sölestin örnekleri için uygulanan üst kıtasal kabuk normalize işlemlerinde de benzer zenginleşme ve fakirleşme gözlenmektedir (Şekil 30). Pb ve Sr açısından bariz bir zenginleşme gözlenirken Ca ortalama değer olan 1 ppm civarında gözlenmektedir. Bu durum Sr'un atomik yarıçapından dolayı Ca'yu ornatarak sölestini oluşturması şeklinde yorumlanabilir.



Şekil 30: Üst Kıtasal kabuk normalleştirilmiş Akkaya Sölestin yatağına ait sölestin örneklerinin element dağılım grafiği.

Ölüdeniz'deki Mg/Ca, Na/K oranlarının, Deniz suyu ve Kızıldeniz oranlarına göre daha düşük ve Ca/Na oranının yüksek olması, Ölüdeniz'e tatlı su getirimi şeklinde yorumlanmaktadır (Emery ve diğ, 1968, Bentor 1969). Akkaya sölestinlerinin Mg/Ca ve Na/K oranlarının Kızıldeniz, Ölüdeniz ve deniz suyundaki oranlara göre çok daha düşük ve Ca/Na oranının çok daha yüksek olması, oluşum ortamına Ölüdeniz'e göre çok daha fazla tatlı su karışımının olduğunu işaret edebilir (Tablo 3).

Deniz suyundan yoğunlaşmış tuzlu sulardaki ve yeraltı suyundan yoğunlaşmış karasal tuzlu sulardaki K/Ca ve Mg/Ca değerleri Tablo 4 de gösterilmektedir. Akkaya sölestin yatağındaki sölestinlerinde K/Ca oranı 0.0016 ve Mg/Ca oranı 0.008 olarak hesaplanmıştır. Bu değerler, deniz suyundan yoğunlaşmış tuzlu sulardaki ve karasal tuzlu sulardaki değerlerle karşılaştırıldığında, her ikisinden de küçük olduğu görülmektedir.

Tablo 2. Akkaya Sölestin yatağının ana ve eser element analizleri.

Sample No	Zn(ppm)	Ba(ppm)	Pb(ppm)	U(ppm)	Sr (ppm)	K(ppm)	Na(ppm)	Ca(ppm)	Mg(ppm)	Al(ppm)	Ti (ppm)	Mn(ppm)
M10-1 ¹	<u>0,05</u>	4,2	<u>0,05</u>	0,18	544,94	20,75	18,55	63600	5180	13,23	179,58	9,78
M11-2 ¹	0,1	13,4	<u>0,05</u>	0,15	1039,88	20,75	18,55	33100	30,15	13,23	179,47	10,02
M11-9 ¹	11,1	186,2	223,6	1,10	13198,44	319,96	18,55	82500	120	2880	240,41	15,82
M12-1 ¹	3,0	2,3	<u>0,05</u>	0,20	788,91	20,75	18,55	47300	1960	13,23	132,88	2,60
M12-8 ¹	17,7	103,7	491,2	0,47	19297,72	20,75	18,55	75000	110	13,23	173,01	7,23
M13-2 ¹	2,3	17,4	<u>0,05</u>	0,10	21997,40	20,75	18,55	66600	4650	13,23	254,91	3,69
M14-1 ¹	2,4	28,0	<u>0,05</u>	0,04	28296,65	20,75	18,55	85800	3360	13,23	97,69	6,26
M16-1 ¹	1,6	13,5	6,3	0,22	2659,69	20,75	18,55	78200	9370	13,23	111,37	5,62
M17-7 ¹	39,1	146,3	648,1	0,64	38595,44	20,75	18,55	78700	30,15	13,23	515,03	21,34
M18-2 ¹	2,2	1,0	24,8	0,34	631,93	20,75	18,55	111000	19000	13,23	120,88	7,20
M18-4 ¹	1,6	4,3	<u>0,05</u>	0,06	26196,90	20,75	18,55	67200	2210	13,23	110,70	119,37
M19-3 ¹	5,5	21,5	<u>0,05</u>	0,08	14208,32	20,75	18,55	56400	2050	13,23	68,31	3,11
M20-1 ¹	1,1	11,8	<u>0,05</u>	0,04	1979,77	20,75	18,55	107000	2640	13,23	140,33	13,82
M2-3 ¹	13,0	11,0	76,8	0,18	11498,64	20,75	18,55	70800	2850	13,23	110,19	5,59
M24-2 ¹	1,3	36,6	40,6	0,02	2579,69	20,75	18,55	43300	30,15	13,23	47,05	2,13
M24-6 ¹	124,9	62,8	177,6	0,93	5069,40	94,99	18,55	138000	350	4280	87,71	2,45
M3-2 ¹	<u>0,05</u>	16,2	<u>0,05</u>	0,41	6079,28	20,75	18,55	81200	14500	13,23	53,16	4,44
M3-6 ¹	22,4	15,4	367,9	0,30	814,90	20,75	18,55	61400	30,15	13,23	281,05	1,61
M4-1 ¹	0,5	12,5	<u>0,05</u>	0,10	2579,69	20,75	18,55	43500	2600	13,23	126,52	7,36
M4-4 ¹	14,1	3,6	59,3	0,58	199,98	20,75	18,55	54900	30,15	13,23	171,40	3,94
M8-1 ¹	0,5	3,6	<u>0,05</u>	0,02	8049,05	20,75	18,55	31000	860	13,23	138,48	5,87
M9-2 ¹	6,3	16,4	<u>0,05</u>	0,11	19297,72	20,75	659,91	65800	3800	13,23	165,83	7,84
M10-5 ²	55,0	51,9	3052,7	0,52	210975,05	20,75	18,55	16900	750	13,23	40,56	7,35
M10-6 ²	7,0	336,0	375,7	0,36	75591,06	20,75	18,55	34800	30,15	13,23	173,84	13,85
M11-8 ²	18,1	152,3	141,7	0,11	202975,99	20,75	18,55	15300	30,15	13,23	39,77	3,74
M12-6 ²	36,0	176,4	394,0	0,11	195976,82	20,75	18,55	26800	30,15	13,23	90,57	15,64
M13-7 ²	37,0	175,8	154,3	0,21	249970,44	20,75	18,55	20800	150	13,23	162,50	3,88
M13-9 ²	77,5	186,5	1038,0	1,45	35195,84	529,94	18,55	89300	660	3095	42,73	4,32

M15-3 ²	45,3	27,0	67,4	0,13	266968,42	20,75	18,55	6210	230	13,23	45,50	8,24
M16-4 ²	46,3	142,9	7656,3	1,76	159981,08	20,75	18,55	54700	390	13,23	256,50	41,51
M17-4 ²	38,4	30,5	91,4	0,04	292965,35	20,75	18,55	18800	30,15	13,23	27,74	2,46
M19-4 ²	99,6	137,9	222,3	0,15	286966,06	20,75	18,55	32900	110	13,23	45,75	3,12
M20-4 ²	31,0	119,0	72,8	0,27	176979,07	20,75	18,55	80000	30,15	13,23	31,80	10,05
M2-4 ²	26,5	113,2	35,5	0,10	252970,08	20,75	18,55	22300	30,15	13,23	31,88	2,83
M3-4 ²	29,2	136,8	1603,8	0,34	177978,95	20,75	18,55	36000	30,15	13,23	95,02	2,04
M4-3 ²	39,4	136,5	1351,5	2,50	68091,95	164,98	18,55	79200	220	4670	29,68	2,25
M8-4 ²	19,7	174,8	63,4	0,13	207975,40	20,75	18,55	21200	100	13,23	91,86	5,96
M8-8 ²	4,5	303,8	310,3	0,07	126984,98	20,75	18,55	36400	30,15	13,23	63,59	4,54
M9-5 ²	40,5	209,1	105,3	0,18	265968,54	20,75	18,55	3900	30,15	13,23	473,53	13,41
M14-8 ³	14,7	37,2	208,4	2,70	354,96	20,75	18,55	144000	1970	13,23	376,09	164,83
M18-10 ⁴	215,2	5,5	7333,9	0,28	1239,85	20,75	18,55	101000	30,15	13,23	423,89	430,39
M15-2 ⁵	2,0	9,5	<u>0,05</u>	0,08	19097,74	20,75	18,55	69200	3720	13,23	119,13	4,03
M17-3 ⁵	0,4	9,4	<u>0,05</u>	0,07	15398,18	20,75	18,55	103000	3970	13,23	139,83	3,12
M3-3 ⁵	3,0	8,9	<u>0,05</u>	0,08	6949,18	20,75	18,55	31800	1000	13,23	43,71	1,42

Altı çizili değerler ilgili elementin oranının analitik yöntemin dedeksiyon limitlerinin altında olması nedeniyle tespit edilemediğini, hesaplamalarda kolaylık sağlaması açısından o elementin değerinin dedeksiyon limitin yarısı olarak kabul edildiğini göstermektedir. 1: jips, 2: sölestin, 3: kalsit, 4: pirit, 5: anhidrit.

Akkaya sölestin yatağı analiz sonuçları ve yukarıda bahsedilen element oranlarına göre, denizsu, Ölüdeniz ve Kızıldeniz ile karşılaştırıldığında fakirleşme göstermektedir. Akkaya sölestin yatağındaki minerallerin denizel ortam ve Kızıldeniz gibi sıcak sularla çeşitli elementlerinin katılımı olduğu ortamlara göre daha az oranları yansıtması nedeniyle, ortamda meteorik-hidrotermal sularla etkinleşen ikincil bir zenginleşme ve fakirleşmeden bahsedilebilir.

Tablo 3: Akkaya sölestin yatağının element oranlarının, Okyanus suyu, Kızıldeniz ve Ölüdeniz element oranları ile karşılaştırılması (*Emery ve diğ. 1968, **Bentor, 1969).

Element Oranları	Na/K	Mg/Ca	Ca/Na	Ba/Sr
Okyanus suyu *	47.20	5.23	0.04	0.001
Kızıldeniz*	49.50	2.55	0.04	0.011
Ölüdeniz**	7.85	4.37	0.51	
Akkaya	0.80	0.008	1888.92	0.001

Tablo 4: Akkaya sölestin yatağının K/Ca, Mg/Ca oranlarının Okyanus suyu ve karasal tuzlu su oranlarının karşılaştırılması (*Sonnenfeld ve Perthuisot, 1989).

Element Oranları	K/Ca	Mg/Ca
Okyanus suyu*	0.475	3.18-5.23
Karasal tuzlu sular*	0.06 ± 0.012	0.29 ± 0.12
Akkaya	0.0016	0.008

4.2.Nadir Toprak Elementler Jeokimyası

Akkaya sölestin yatağı cevher ve yan kayaçlarına ait nadir toprak ve iz elementlere ait jeokimyasal analizler Tablo 5 de topluca gösterilmektedir. Jips mineralleri için ortalama değerler; Y = 0.46, Er = 0.01, Yb = 0.008, Lu = 0.01, La = 0.11, Ce = 0.18, Eu = 0.007, Tb = 0.006, Dy = 0.061, Ho = 0.007, ppm dir.

Sölestin mineralleri için ortalama değerler ise; Y = 5.41, Er = 0.072, Yb = 0.024, Lu = 0.01, La = 1.052, Ce = 1.282, Eu = 0.504, Tb = 0.151, Dy = 0.663, Ho = 0.121, ppm dir (Tablo 5).

Anhidrit mineralleri için ortalama değerler birçok element için oldukça düşüktür ve çoğunlukla deteksiyon limitinin altındadır. Ortalama değerler; Y = 0.50 ppm dir, Er = 0.005, Yb = 0.005, Lu = 0.005, La = 0.05, Ce = 0.05, Eu = 0.0005, Tb = 0.005, Dy = 0.05, Ho = 0.005 ppm dir (Tablo 5).

İlksel mantoya göre normalize edilmiş Akkaya yatağına ait jips, sölestin ve anhidritin nadir toprak element dağılım diyagramlarında (Şekil 31, 32 ve 33) sadece La, Eu and Tb sölestinde zenginleşme gösterirken diğer nadir toprak elementler ortalama ilksel manto değeri olan 1 ppm çizgisinin altında kalarak fakirleşmeyi işaret etmektedir.

Negatif Ce anomalisi deniz suyu ile kuvvetli bir denge halini göstermesi bakımından önem taşımaktadır (Fryer 1977a ve 1977b). Akkaya sölestin yatağına ait jips, sölestin ve anhidritde kuvvetli olmayan negatif Ce anomalisi bu minerallerin oluşumunda deniz suyunun yanı sıra ortama gelen diğer suların (meteorik ve/veya hidrotermal) katkısında olabileceğini işaret etmektedir.

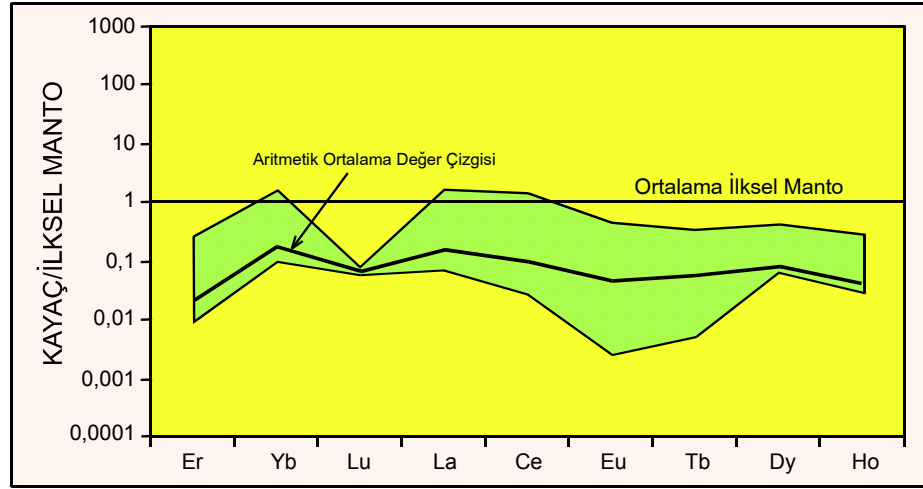
Üst kıtasal kabuk normalize nadir toprak element dağılım diyagramlarında (Şekil 34, 35 ve 36) jips, sölestin ve anhidrit örneklerinin tamamının ortalama nadir toprak element dağılım çizgisi olan 1 ppm değerinin altına düştüğü gözlenmiştir. Akkaya sölestin yatağına ait jips, sölestin ve anhidrit mineralleri üst kıtasal kabuğa göre fakirleşme sergilemektedir.

Tablo 5: Akkaya Sölestin yatağının nadir toprak element analizi.

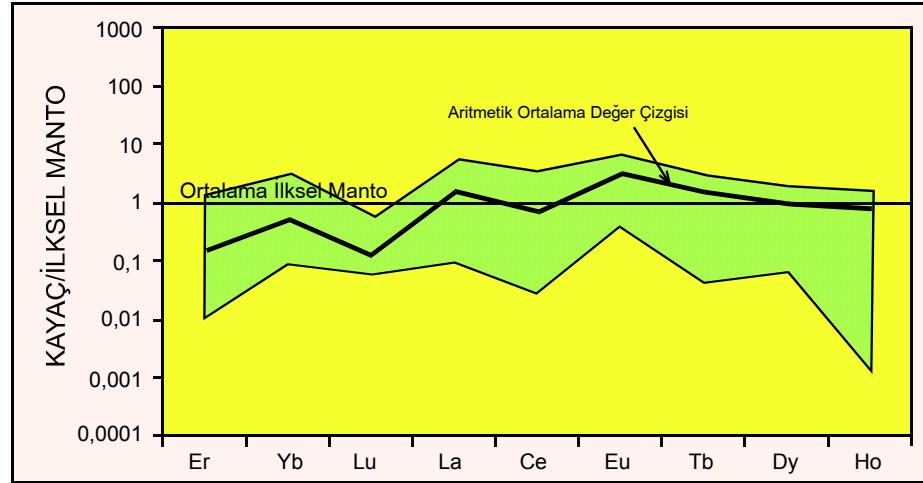
Sample No	Y(ppm)	Er(ppm)	Yb(ppm)	Lu(ppm)	La(ppm)	Ce(ppm)	Eu(ppm)	Tb(ppm)	Dy(ppm)	Ho(ppm)
M10-1 ¹	0,35	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,05</u>	0,007	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M11-2 ¹	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,05</u>	0,000	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M11-9 ¹	0,11	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	0,110	<u>0,05</u>	0,035	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M12-1 ¹	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,05</u>	<u>0,0005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M12-8 ¹	0,73	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,05</u>	0,000	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M13-2 ¹	0,88	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,05</u>	<u>0,0005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M14-1 ¹	1,64	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,05</u>	0,000	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M16-1 ¹	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,05</u>	<u>0,0005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M17-7 ¹	1,23	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	0,110	0,453	0,036	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M18-2 ¹	0,05	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,05</u>	<u>0,0005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M18-4 ¹	0,78	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,05</u>	<u>0,0005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M19-3 ¹	1,62	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,05</u>	<u>0,0005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M20-1 ¹	0,20	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,05</u>	0,000	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M2-3 ¹	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,05</u>	0,003	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M24-2 ¹	0,36	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,05</u>	0,001	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M24-6 ¹	1,55	0,129	0,074	<u>0,005</u>	1,172	2,525	0,071	0,037	0,29	0,046
M3-2 ¹	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,05</u>	0,003	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M3-6 ¹	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,05</u>	0,004	0,000	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M4-1 ¹	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,05</u>	<u>0,0005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M4-4 ¹	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,05</u>	0,000	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M8-1 ¹	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,05</u>	<u>0,0005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M9-2 ¹	0,16	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,05</u>	0,008	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M10-5 ²	1,94	0,021	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	0,796	0,419	0,299	0,116	0,45	0,086
M10-6 ²	0,36	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	0,064	<u>0,05</u>	0,065	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M11-8 ²	2,37	0,065	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	0,660	0,475	0,492	0,160	0,64	0,126
M12-6 ²	9,26	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	1,040	0,665	0,808	0,211	0,93	0,168
M13-7 ²	9,70	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	1,226	0,784	0,965	0,254	1,13	0,207
M13-9 ²	2,51	0,598	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	1,930	4,161	0,118	<u>0,005</u>	0,20	0,000

M15-3 ²	11,13	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	1,274	1,205	0,762	0,316	1,40	0,259
M16-4 ²	5,38	0,344	0,055	<u>0,005</u>	3,781	3,608	0,524	0,173	0,77	0,137
M17-4 ²	6,18	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	0,902	0,833	0,520	0,217	0,92	0,176
M19-4 ²	23,78	0,020	0,028	<u>0,005</u>	1,165	1,176	0,979	0,268	1,10	0,212
M20-4 ²	7,93	0,054	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	0,249	<u>0,05</u>	0,300	0,043	0,16	0,022
M2-4 ²	2,98	0,034	0,126	0,041	0,803	0,546	0,686	0,228	1,06	0,196
M3-4 ²	1,10	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	0,661	0,393	0,334	0,092	0,39	0,070
M4-3 ²	0,22	0,049	0,015	<u>0,005</u>	1,379	5,892	0,101	0,024	0,15	0,022
M8-4 ²	2,14	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	0,534	0,299	0,479	0,147	0,57	0,114
M8-8 ²	0,86	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	0,105	<u>0,05</u>	0,166	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M9-5 ²	4,12	0,011	0,139	0,041	1,317	1,203	0,972	0,308	1,31	0,260
M14-8 ³	0,22	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,05</u>	<u>0,0005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M18-10 ⁴	<u>0,05</u>	0,163	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	0,719	0,321	0,229	0,092	0,37	0,063
M15-2 ⁵	0,89	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,05</u>	<u>0,0005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M17-3 ⁵	0,54	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,05</u>	<u>0,0005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>
M3-3 ⁵	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,05</u>	<u>0,0005</u>	<u>0,005</u>	<u>0,05</u>	<u>0,005</u>

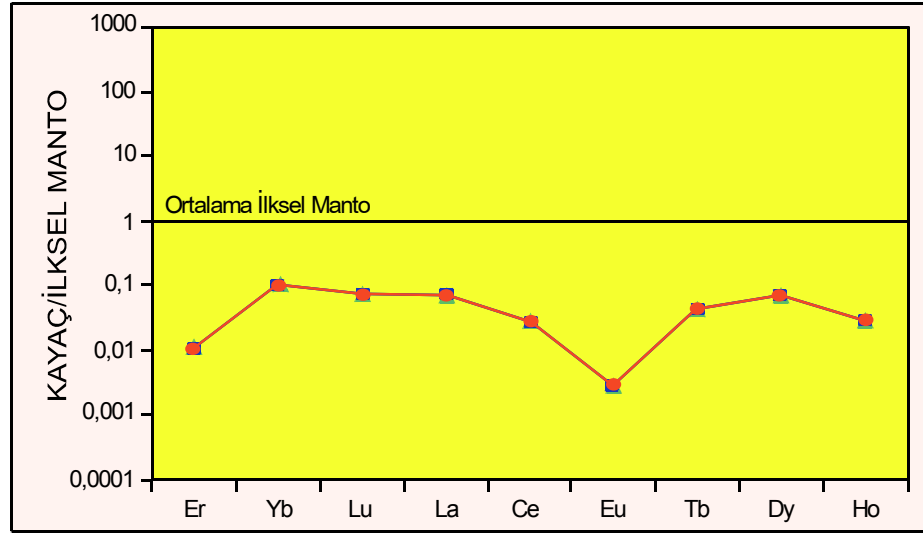
Altı çizili değerler ilgili elementin oranının analitik yöntemin dedeksiyon limitlerinin altında olması nedeniyle tespit edilemediğini, hesaplamalarda kolaylık sağlaması açısından o elementin değerinin dedeksiyon limitin yarısı olarak kabul edildiğini göstermektedir. 1: jips, 2: sölestin, 3: kalsit, 4: pirit, 5: anhidrit.



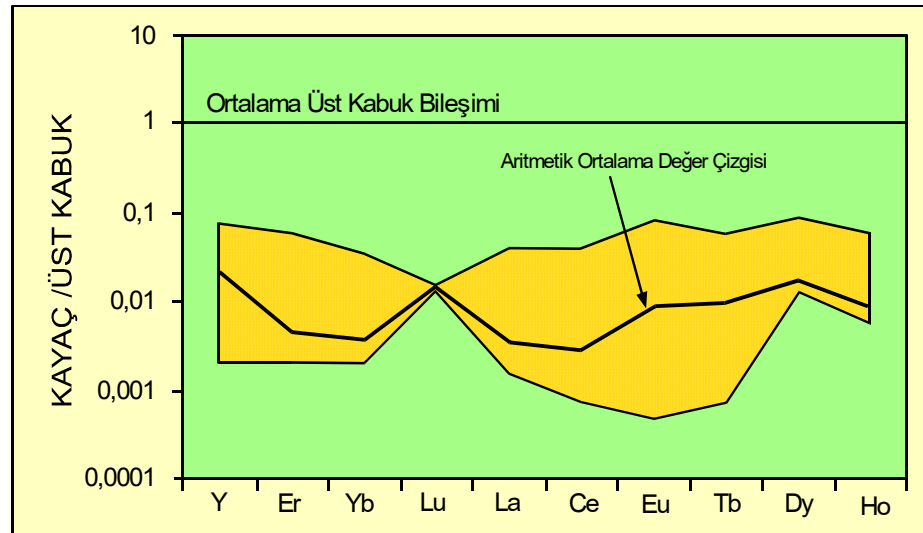
Şekil 31: Akkaya sölestin yatağı jips minerallerinin ilksel manto normalize edilmiş nadir toprak element dağılım grafiği. Normalize değerler McDonough ve diğ. (1991)'den.



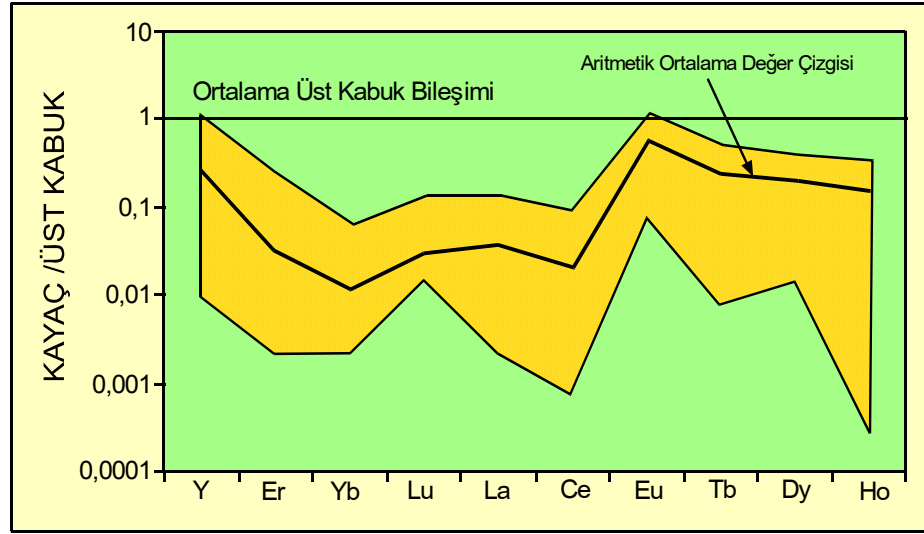
Şekil 32: Akkaya sölestin yatağı sölestin minerallerinin ilksel manto normalize edilmiş nadir toprak element dağılım grafiği. Normalize değerler McDonough ve diğ. (1991)'den.



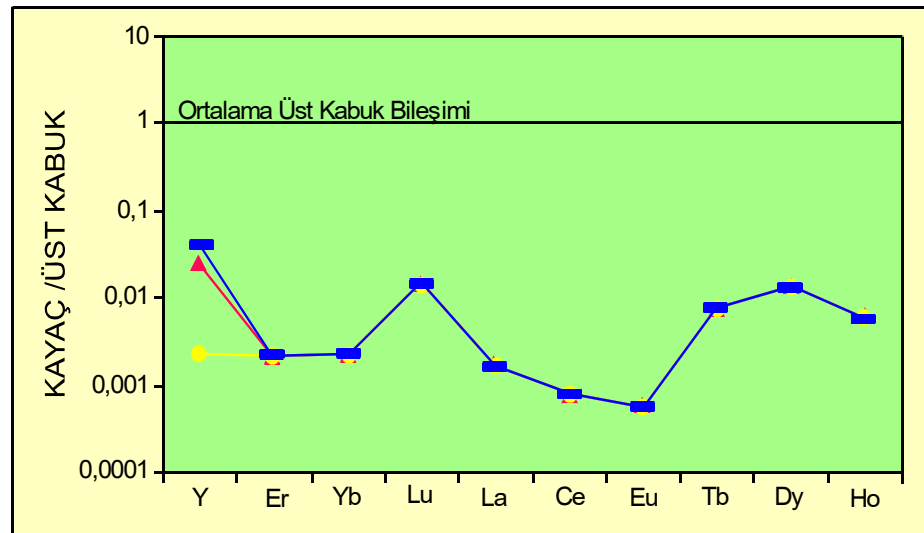
Şekil 33: Akkaya sölestin yatağı anhidrit minerallerinin ilksel manto normalize edilmiş nadir toprak element dağılım grafiği. Normalize değerler McDonough ve diğ. (1991)'den.



Şekil 34: Üst Kıtasal kabuk normalleştirilmiş Akkaya Sölestin yatağına ait jips örneklerinin nadir toprak element dağılım grafiği. Normalize değerler (Taylor ve McLennan, 1981).



Şekil 35: Üst Kıtasal kabuk normalleştirilmiş Akkaya Sölestin yatağına ait sölestin örneklerinin nadir toprak element dağılım grafiği. Normalize değerler (Taylor ve McLennan, 1981).



Şekil 36: Üst Kıtasal kabuk normalleştirilmiş Akkaya Sölestin yatağına ait anhidrit örneklerinin nadir toprak element dağılım grafiği. Normalize değerler (Taylor ve McLennan, 1981).

4.3. İzotop Jeokimyası

On adet sölestin, 4 adet jips ve 1 adet anhidrit örneğinde $\delta^{34}\text{S}$ analizleri, 10 adet sölestin ve 3 adet jips örneğinde δD , ve $\delta^{18}\text{O}$ duraylı izotop analizleri tamamlanmıştır. Radyojenik izotop olan $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ analizi ise 5 adet sölestin, 4 adet jips ve 1 adet anhidrit örneğinde yapılmıştır.

4.3.1. Duraylı izotoplar

$\delta^{34}\text{S}$ analiz sonuçları topluca Tablo 6'da verilmiştir. Akkaya sölestin yatağı, sölestin ve yan kayaçlarından elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerleri 22.9 ‰ ile 30.6 ‰ arasında değişmektedir. Elde edilen bu değerlere göre Akkaya sölestin yatağına ait jips, sölestin ve anhidritler evaporitik sülfat alanına düşmektedir (Şekil 37).

0 ‰' a yakın ve çok dar bir aralıkta olan $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin magmatik kayaçlara ait olduğu, sedimanter kayaçlara ait $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin çok geniş bir aralıkta dağılım gösterdiği, -20 ‰ +20 ‰ arasında değişen $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin metamorfik kayaçlara ait olduğu ve okyanus suyuna ait $\delta^{34}\text{S}$ değerinin 20 ‰ olduğu bilinmektedir (Şekil 38).

0 ‰'a çok yakın $\delta^{34}\text{S}$ değerleri magmatik kökenli kükürtü, -10 ‰'dan daha hafif $\delta^{34}\text{S}$ değerleri bakteriyel süreçlerle indirgenmiş kükürtü, +10 ‰'dan daha büyük $\delta^{34}\text{S}$ değerleri deniz suyundan inorganik (\pm organik) olarak indirgenmiş kükürtü göstermektedir.

-10 ‰ ile 0 ‰ arasında ki değerler birkaç farklı durumu yansıtmaktadır. Bu durumlar; magmatik ve bakteriyel kükürt karışımı, magmatik kükürt içeren hidrotermal çözeltilerden kükürtün yüksek Eh ve pH koşullarında ayrılması, magmatik kükürt içeren kaynaklardan hidrotermal çözeltilerce hafif kükürtün tercihli olarak çözülmesi, magmatik kükürtün sülfatlı ve sülfürlü mineraller arasında paylaşımı sonucu sülfürlü minerallerde hafif kükürtün kullanıldığı şeklinde sıralanılabilir.

0 ‰ ile +10 ‰ arasındaki $\delta^{34}\text{S}$ değerleri magmatik ve denizel sülfat kökenli kükürt karışımı, denizel sülfatın aşırı indirgenmesi, hidrotermal çözeltinin ve çevrenin fizikokimyasal koşullarına bağlı olarak magmatik kükürtün ağır

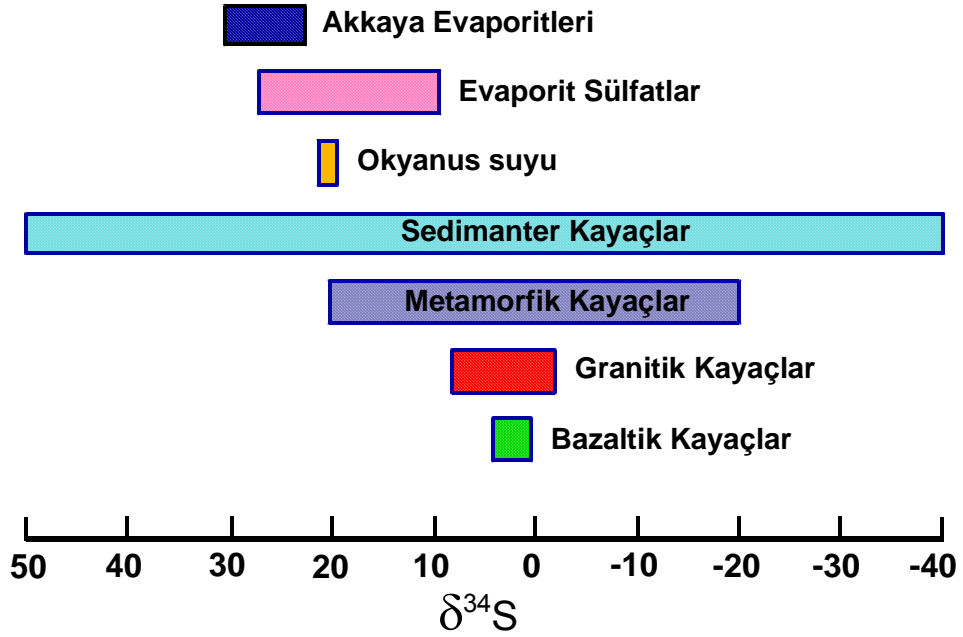
kısının ayrımlanarak kullanımı, denizel sülfat kökenli kükürt içeren kaynaklardan hafif kükürtün tercihli olarak çözülmesi şeklinde yorumlandığı bilinmektedir.

Bu değerlendirmelere göre Akkaya sölestin yatağına ait $\delta^{34}\text{S}$ değerleri, deniz suyundan inorganik (\pm organik) reaksiyonlarla indirgenmiş kükürt şeklinde yorumlanabilir.

Tablo 6: Akkaya sölestin yatağı jips, anhidrit ve sölestinlerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri

Örnek No	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ (‰)
M3-2 ¹	23,0
M18-2 ¹	23,0
M23-1 ¹	22,9
M18-4 ¹	23,0
M3-4 ²	26,7
M8-4 ²	23,3
M9-5 ²	23,3
M11-8 ²	23,3
M12-6 ²	30,6
M13-7 ²	23,3
M15-3 ²	22,7
M17-4 ²	22,7
M19-4 ²	23,3
M20-4 ²	23,4
M3-3 ³	22,9

1: jips, 2: sölestin, 3: anhidrit



Şekil 37: Akkaya sölestin yatağına ait $\delta^{34}\text{S}$ değerinin, yaygın kayaç gruplarının $\delta^{34}\text{S}$ dağılımları ile karşılaştırılması. Kayaç gruplarına ilişkin veriler Hoefs, (1997)'den alınmıştır.

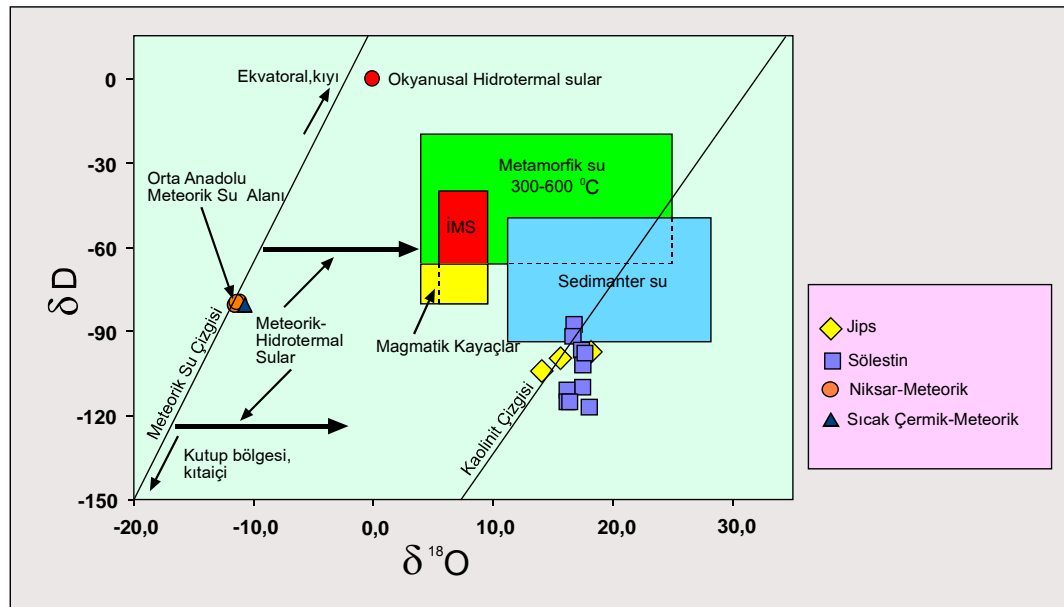
Akkaya sölestin yatağına ait $\delta^{18}\text{O}$ ve δD izotop analizleri 10 adet sölestin ve 3 adet jips mineralleri üzerinde yapılmıştır. Analiz sonuçları Tablo 7 de verilmiştir. Sölestin minerallerine ait $\delta^{18}\text{O}$ değerleri, 16.2 ‰ ile 18.1 ‰ arasında ve δD değerleri, -88 ‰ ile -117 ‰ arasında değişmektedir. Suyundan arındırılmış jips minerallerine ait $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ise, 14.1 ‰ ile 18,1 ‰ arasında ve δD değerleri ise -97 ‰ ile -104 ‰ arasında değişim göstermektedir.

İzotop oranlarının $\delta\text{D} - \delta^{18}\text{O}$ diyagramına (Şekil 38) yerleştirildiğinde jips ve sölestin örneklerinin bir kısmının sedimanter kökenli su alanı içerisine düştüğü ve diğerlerinde bu alana yakın yerde kümelendikleri görülmektedir. Jips ile sölestinin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri arasında azda olsa fark gözlenmektedir. Akkaya sölestin yatağının oluşumunda etkin olan sedimanter kökenli suyun hafif döteryum izotopuna sahip meteorik sularla etkileşimi sonucu izotopik değişim olduğu söylenebilir. Akkaya sölestin yatağının oluşumunda etkin olan suyun kökeninin büyük oranla sedimanter kökenli olduğu ifade edilebilir.

Tablo 7: Akkaya sölestin yatağında ait sölestin ve jipslerin $\delta^{18}\text{O}$ ve δD izotop oranları.

Örnek No	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ (‰)	$\delta\text{D}_{\text{VSMOW}}$ (‰)
M3-2 ¹	15,7*	-100
M18-2 ¹	18,1*	-97
M23-1 ¹	14,1*	-104
M3-4 ²	18,1	-117
M8-4 ²	17,5	-110
M9-5 ²	16,8	-92
M11-8 ²	16,2	-111
M12-6 ²	17,8	-98
M13-7 ²	16,3	-115
M15-3 ²	17,5	-97
M17-4 ²	17,6	-102
M19-4 ²	16,5	-115
M20-4 ²	16,8	-88

1: jips, 2: sölestin * jips'in $\delta^{18}\text{O}$ değeri jips'in suyu alındıktan sonra ölçülmüştür.



Şekil 38: Akkaya sölestin yatağı sölestin ve jips örneklerine ait oksijen ve hidrojen izotop değerlerinin $\delta^{18}\text{O}$ - δD diyagramında gösterimi. Metamorfik ve iksel magmatik su alanları Taylor, (1997)'den, meteorik su çizgisi ise Craig, (1961)'den Orta Anadolu Meteorik Su Alanı Uçurum ve diğ., (2006) alınmıştır.

Tablo 8: Akkaya sölestin yatağında ait sölestin ve jipslerin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{34}\text{S}$ izotop oranları.

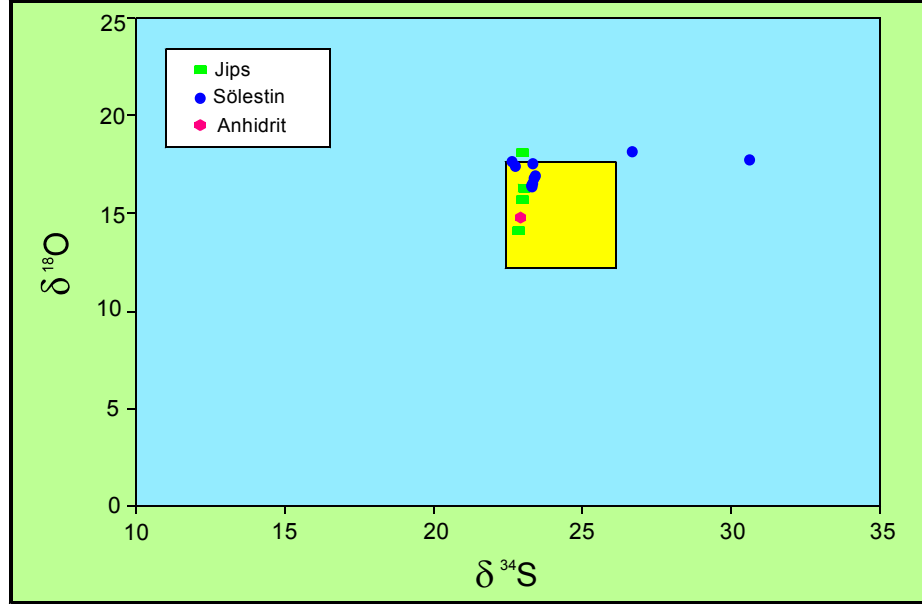
Örnek No	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ (‰)	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ (‰)
M3-2 ¹	15,7*	23,0
M18-2 ¹	18,1*	23,0
M23-1 ¹	14,1*	22,9
M18-4 ¹	16,3	23,0
M3-4 ²	18,1	26,7
M8-4 ²	17,5	23,3
M9-5 ²	16,8	23,3
M11-8 ²	16,2	23,3
M12-6 ²	17,8	30,6
M13-7 ²	16,3	23,3
M15-3 ²	17,5	22,7
M17-4 ²	17,6	22,7
M19-4 ²	16,5	23,3
M20-4 ²	16,8	23,4
M3-3 ³	14,8	22,9

1: jips, 2: sölestin, 3: anhidrit, * jips'in $\delta^{18}\text{O}$ değeri jips'in suyu alındıktan sonra ölçülmüştür.

Ulaş yöresindeki sölestin yataklarında cevherleşmede etkin olan çözeltinin homojenleşme sıcaklıkları 60-90 °C arasında değişim gösterdiği, başlangıçta H₂O-NaCl-KCl olan çözelti sistemine sonradan MgCl₂ ve CaCl₂' dahil olduğu, ve tuzluluğun ise 9-16 % ağırlık NaCl eşdeğeri olduğu Ceyhan (1996) tarafından belirtilmiştir.

Akkaya sölestin yatağına ait jips, sölestin ve anhidrit $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{34}\text{S}$ oranları Palmer ve diğ., (2004) tarafından geliştirilen $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{34}\text{S}$ diyagramına yerleştirildiğinde jips, anhidrit örneklerinin tamamı ve sölestin örneklerinin çoğunluğunun denizel bölgeyi temsil eden kutucuğa düştüğü gözlenmektedir (Şekil 39). Sölestin minerallerinin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri, 16.2 ‰ ile 18.1 ‰ arasında değişirken suyundan arındırılmış jips minerallerinde bu değişim 14.1 ‰ ile 18,1 arındadır (Tablo 8). Akkaya sölestin, jips ve anhidriti içinde bulunduran evaporitlerin $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerleri 22.9 ‰ ile 30.6 ‰ arasında değişim göstermektedir. Gerek $\delta^{18}\text{O}$ ve gerekse $\delta^{34}\text{S}$ değerleri genelde okyanus suyunu

işaret etmektedir. Buna bağlı olarak, evaporit yataklarının oluşumunda, denizel ortamın hakim olduğu görüşü desteklenmektedir.



Şekil 39: Akkaya sölestin yatağına ait jips, anhidrit ve sölestine ait $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin karşılaştırması. Sarı alan denizel bölgeyi göstermektedir (Palmer ve diğ., 2004 den).

4.3.2. Radyojenik izotoplar

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranları 4 adet jips, 1 adet anhidrit ve 5 adet sölestin mineralinde ölçülmüştür. Ölçülen izotop oranları Tablo 9 da topluca gösterilmektedir. Akkaya sölestin yatağına ait jips minerallerinin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları 0,707646-0707724 arasında değişirken bu oran sölestin minerallerinde 0,707202-0,707391 arasındadır.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranları birçok jeolojik ortamda değişiklik göstermektedir. Ortalama değerler okyanusal ada bazaltlarında 0,7037; bazaltik akondritlerde 0,699; üst manto kayaçlarında 0,701; kıtasal kabuk ta 0,719 ve güncel deniz suyunda 0,7091 dir (Faure ve Powell, 1972). Deniz suyunun en düşük $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranının Jura döneminde olduğu (0.7067) ve bununda Mesozoyik döneminde volkanik kayaçların alterasyonu ile ortama çok fazla oranda Sr girdisi olduğu şeklinde yorumlanmıştır (Faure ve Powell, 1972). Akkaya sölestin yatağına ait

evaporit minerallerinde $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları (0,707646-0707724-jips; 0,707202-0,707391-sölestin) kıtasal kabuğun ortalama değeri olan 0,719 ve olan okyanusal suyun ortalama değeri olan 0,7091 değerinden düşük ancak üst manto kayaçlarınınkinden (0,701) yüksek olduğu gözlenmektedir. Bu da Sivas Havzasında genelde ve özelde Akkaya sölestin yatağının oluşumunda sedimanter kökenli suyun hakim olduğunu ancak havzaya değişik dönemlerde meteorik ve/veya diğer suların eklenmesi ile Sr izotop oranlarının düşüş gösterdiği şeklinde yorumlanmaktadır. Sivas Havzasındaki Evaporit yataklarının oluşumunda sadece denizel suların etkisinin olmadığı özellikle genç volkanik kayaçların (evaporitlerle ara katkılı olarak bulunan volkano sedimanter kayaçların, Çiner ve diğ., 2002) bozunması ile denizlere fazladan Sr girdisinin olduğu şeklinde yorumlanabilir.

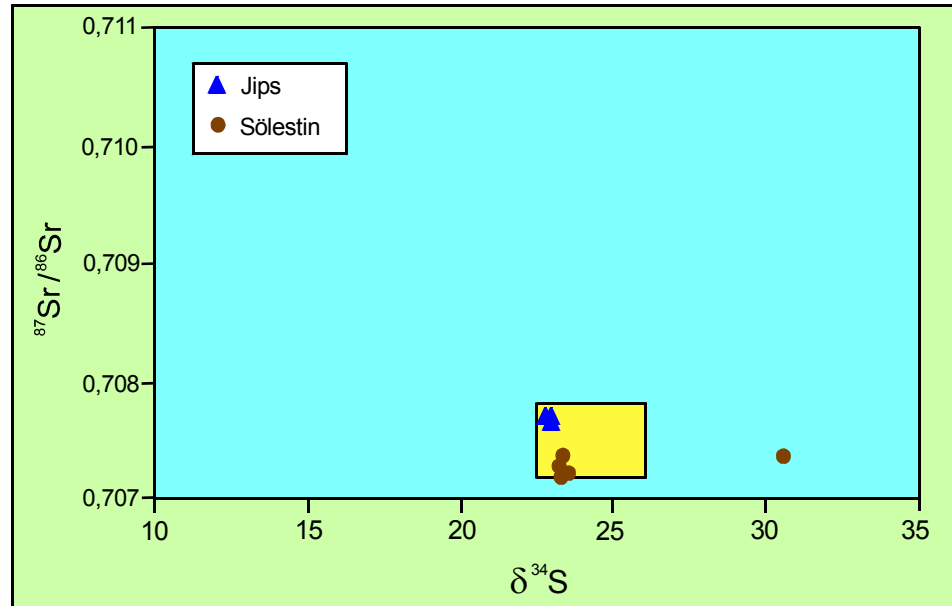
Akkaya sölestin yatağına ait 3 adet jips ve 5 adet sölestin örneğinin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $\delta^{34}\text{S}$ oranları Palmer ve diğ., (2004) tarafından geliştirilen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $\delta^{34}\text{S}$ diyagramına yerleştirildiğinde jips, örneklerinin tamamı sölestin örneklerinin çoğunun denizel bölgeyi temsil eden kutucuğa düştüğü gözlenmektedir (Şekil 40).

Sölestin örneklerinin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranlarının jipslerden düşük olması ve iki sölestin mineralinin yüksek $\delta^{34}\text{S}$ değere sahip olması tabakalar arası suyun veya havzaya gelen tuzlu suların jips ile reaksiyona girerek sölestini oluşturduğu şeklinde yorumlanabilir (Helvacı ve Firman, 1976). Sr izotopunun sölestinlerde düşük olması, çalışma alanının dışında Sivas Havzasında evaporitlerle arakatlı şekilde bulunan volkanoklastik sedimanter kayaçlarla (Çiner ve diğ., 2002) izotop değişimine uğradığını göstermesi açısından önemlidir. Bu bağlamda Akkaya sölestin yatağının oluşumunda etkin olan ortamın büyük çoğunlukla denizel olduğu ortaya çıkmaktadır. İki sölestin örneğinin denizel bölgenin dışına düşmesi ağır $\delta^{34}\text{S}$ değerlerin ortama deniz suyu dışında giriş yapan meteorik ve/veya tuzlu suların içindeki çözülmüş kükürtün kısmen sülfüre indirgemesini işaret etmektedir (Palmer ve diğ., 2004). Benzer durum sölestin içinde ağır $\delta^{34}\text{S}$ değerleri KD İspanyadaki Eosen yaşlı sölestin çimentosu içinde de rapor edilmiştir (Taberner ve diğ., 2002).

Tablo 9: Akkaya sölestin yatağına ait jips ve sölestin örneklerinin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $\delta^{34}\text{S}$ izotop izotop oranları.

Örnek No	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ (‰)
M3-2 ¹	0.707646	23,0
M10-1 ¹	0.707681	-
M18-2 ¹	0.707693	23,0
M23-1 ¹	0.707703	22,9
M8-4 ²	0.707202	23,3
M11-8 ²	0.707294	23,3
M12-6 ²	0.707333	30,6
M13-7 ²	0.707391	23,3
M20-4 ²	0.707227	23,4
M17-3 ³	0.707724	-

1: jips, 2: sölestin, 3: anhidrit



Şekil 40: Akkaya sölestin yatağına ait jips ve sölestin örneklerine ait $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinin karşılaştırmasını gösterir diyagram (Palmer ve diğ., 2004 den).

5. SONUÇLAR

Akkaya sölestin yatağı, büyük ocakta KD-GB yönelimi sergilemektedir. Büyük ocağın batısında sölestinin kalınlığı 3-10 m arasında değişmektedir. Sölestin saf ve jipsli olarak gözlenmektedir.

Akkaya sölestinlerinin Mg/Ca ve Na/K oranlarının Kızıldeniz, Ölüdeniz ve denizsuyundaki oranlara göre çok daha düşük ve Ca/Na oranının çok daha yüksek olması, oluşum ortamına Ölüdeniz'e göre çok daha fazla tatlı su karışımının olduğunu işaret edebilir.

Akkaya sölestin yatağındaki sölestinlerinde K/Ca oranı 0.0016 ve Mg/Ca oranı 0.008 olarak hesaplanmıştır. Bu değerlerin, deniz suyundan yoğunlaşmış tuzlu sulardaki ve karasal tuzlu sulardaki değerlerden küçük olduğu görülmektedir.

Üst Kıta kabuğu ortalama değerlerine göre normalize edilen element dağılım diyagramlarına göre Akkaya sölestin yatağındaki jips örneklerinde Ba, U, Na, K, Al, Ti ve Mn açısından fakirleşme diğer elementlerde ise (Sr, Ca) bir zenginleşmenin olduğu gözlenmektedir. Bazı jips örnekleri Pb da ortalama 1 ppm çizgisinin altı olan fakirleşmeyi işaret ederken bazı örnekler ise zenginleşmeyi göstermektedir.

Sölestin örnekleri için uygulanan üst kıtasal kabuk normalize işlemlerinde de benzer zenginleşme ve fakirleşme gözlenmektedir. Pb ve Sr açısından bariz bir zenginleşme gözlenirken Ca ortalama değer olan 1 ppm civarında gözlenmektedir. Bu, Sr'un atomik yarıçapından dolayı Ca'u ornatarak sölestinini oluşturması şeklinde yorumlanabilir.

Akkaya sölestin yatağına ait evaporit minerallerinin kuvvetli olmayan negatif Ce anamolisi, δD ve $\delta^{18}O$ verileri; bu minerallerini oluşumunda sedimanter kökenli suya diğer suların (meteorik ve/veya hidrotermal) da eşlik ettiğini göstermektedir.

Üst kıtasal kabuk normalize nadir toprak element dağılım diyagramlarında jips, sölestin ve anhidrit örneklerinin tamamı ortalama nadir toprak element dağılım çizgisi olan 1 ppm değerinin altına düşmüştür. Akkaya sölestin yatağına

ait jips, sölestin ve anhidrit mineralleri üst kıtasal kabuğa göre fakirleşme sergilemektedir.

Akkaya sölestin yatağı, sölestin ve yan kayaçlarından elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ izotop değerleri 22.9 ‰ ile 30.6 ‰ arasında değişmektedir. Elde edilen bu değerlere göre Akkaya sölestin yatağına ait jips, sölestin ve anhidritler evaporitik sülfat alanına düşmektedir ve deniz suyundan inorganik (\pm organik) reaksiyonlarla indirgenmiş kükürt şeklinde yorumlanabilir.

Akkaya sölestin minerallerine ait $\delta^{18}\text{O}$ değerlerini, 16.2 ‰ ile 18.1 ‰ arasında ve δD değerlerini, -88 ‰ ile -117 ‰ değerleri arasında değişmektedir. Suyundan arındırılmış jips minerallerine ait $\delta^{18}\text{O}$ değerler ise, 14.1 ‰ ile 18,1 ‰ arasında ve δD değerleri ise -97 ‰ ile -104 ‰ arasında değişim göstermektedir.

Akkaya sölestin yatağının oluşumunda etkin olan suyun kökeninin büyük oranla sedimanter kökenli olduğu söylenebilir.

Akkaya sölestin yatağına ait sölestin, jips, anhidritin gerek $\delta^{18}\text{O}$ ve gerekse $\delta^{34}\text{S}$ verileri denizel kökeni işaret etmektedir.

Akkaya sölestin yatağına ait jips minerallerinin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları 0,707646-0,707724 arasında değişirken bu oran sölestin minerallerinde 0,707202-0,707391 arasındadır.

Akkaya sölestin yatağına ait evaporit minerallerinde $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranlarının (0,707646-0707724-jips; 0,707202-0,707391-sölestin) kıtasal kabuğun ortalama değeri olan 0,719 ve olan okyanusal suyun ortalama değeri olan 0,7091 değerinden düşük ancak üst manto kayaçlarından (0,701) yüksek olduğu gözlenmektedir. Buna bağlı olarak Sivas Havzasında genelde ve özelde Akkaya sölestin yatağının denizel ortamda oluşumunda sedimanter kökenli suyun etkin olduğunu, ancak havzaya değişik dönemlerde meteorik ve/veya diğer suların eklenmesi ile Sr izotop oranlarının düşüş gösterdiği şeklinde yorumlanmaktadır. Sivas Havzasındaki Evaporit yataklarının oluşumunda sadece denizel suların etkisinin olmadığı özellikle evaporitlerle ara katkılı olarak bulunan volkano sedimanter kayaçların bozunması ile denizlere fazladan Sr girdisinin olduğu şeklinde yorumlanabilir.

Bazı sölestin örneğinin ağır $\delta^{34}\text{S}$ değerlere sahip olması ortama deniz suyu dışında giriş yapan meteorik ve/veya tuzlu suların içindeki çözünmüş kükürtün kısmen sülfüre indirgemesini işaret etmektedir.

6. KAYNAKLAR

- Aktimur, H.T., Atalay, Z., Tekirli, M.E., Ateş, Ş., Yurdakul. M.E., 1987,** Munzur dağları ile Çavuş dağı arasının jeolojik incelemesi. M. T. A. Rapor no. 8320 (yayınlanmamış), Ankara.
- Aktimur, H. T., Tekirli, M. E., Yurdakul, M. E., 1990,** Sivas-Erzincan Tersiyer Havzasının Jeolojisi. M.T.A. Dergisi sayı 111, s. 25-37.
- Alpay, B., 1948,** Tuzhisar tuzlası hakkında jeolojik rapor. M.T.A. Derleme Rap. No. 3480, (yayınlanmamış), Ankara.
- Altunsoy, M., 1991,** Hafik güneyinde Karacaöen Formasyonuna ait kumtaşlarının klastik petro fasiyesi. Akdeniz Ün. Müh. Fak. Der. Jeoloji Müh. Seksiyonu, Sayı 6, s. 95-109.
- Artan, Ü., ve Setsini, G., 1971,** Sivas-Zara-Beypınarı bölgesinin jeolojisi. M. T. A. Bull., v. 76, p. 80-97.
- Atalay, Z., 1993,** Sivas'ın batısı ve güneybatısındaki karasal Neojen çökellerinin stratigrafisi ve çökel ortamları. C. Ü. Fen Bil. Enst. Jeo. Müh. Anabilimdalı, Doktora Tezi.
- Atalay Z., 1999,** Sivas tersiyer havzasının paleocoğrafik evrimi (B-GB Sivas). M. T. A. Dergisi 121, s. 153-173.
- Bayhan, H., ve Baysal, O., 1981,** Güneş-Soğucak (Divriği-Sivas) yöresindeki sülfür cevherleşmesinin mineralojik ve jenetik incelemesi. H. Ü. Yerbilimleri Der. C. 8, s. 41-52.
- Baykal, F., ve Erentöz, C., 1966,** 1/500000 ölçekli T.J.H. Sivas paftası izahnamesi. M.T.A. yayın., 116 s. Ankara.
- Baysal, O. ve Ataman, G., 1979,** Sedimentology, Mineralogy and Geochemistry of a Sulphate Series (Sivas-Turkey). Sed. Geol. V. 25, p. 67-81.
- Baysal, O., ve Ataman, G., 1980,** Sedimentology, mineralogy and geochemistry of a sulfate series (Sivas-Turkey), Sedimen. Geol., v. 25, p. 67-81.
- Bentor, Y.K., 1969,** On the evolution of subsurface brines in Isreal. Chemical Geol. V. 4. p. 83-110.
- Bernstein, L. R. 1979,** Coloring Mechanisms in Celestite. American Mineralogist v. 64., p. 160-168.

- Brindley, G.W., 1980**, Quantitative X-ray mineral analysis of clays. In: Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification (Eds. by G. W. Brindley and G. Brown), Mineralogical Society, London, pp. 411-438.
- Cater, J.M.L., Hana, S.S., Ries, A.C., and Turner, P., 1991**. Tertiary evolution of Sivas Basin, central Turkey: Tectonophysics, v. 195, p. 29-46.
- Ceyhan, F., 1987**, Sivas GD'sundaki tuz ve jips yataklarının jeolojisi, oluşumu, kökeni ve ekonomik özellikleri: C.Ü. Fen Bil. Enst. Yüksek Lisans Tezi, 107s, (yayınlanmamış), Sivas.
- Ceyhan, F., 1996**. Geology, Occurrences and Origin of Celestine Deposits in the Sivas Region. PhD thesis, Cumhuriyet University, Sivas, Turkey (in Turkish with English abstract, unpublished).
- Craig, H., 1961**, Isotopic variations in meteoric waters. Science v. 133, p. 1702-1703.
- Çelik, E., 1977**, Ulaş (Sivas) sölestin zuhurları ön etüd raporu. M.T.A. Rapor no: 1333, 7s, (yayınlanmamış), Ankara.
- Çiner, A., Kosun, E., Deynoux, M., 2002**, Fluvial, evaporitic and shallow-marine facies architecture, depositional evolution and cyclicity in the Sivas Basin (Lower to Middle Miocene), Central Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, 21, 147-165.
- Çubuk, Y., Ozansoy, C., ve Kayan, T., 1992**, Battalhöyüğütepe (Ulaş-Sivas) sölestin yatağının jeolojisi. Türkiye Jeo. Kurul. Bült., s. 7, p. 1-7, Ankara.
- Çubuk, Y., 1994**, Boğazören (İmranlı) ve Karayün (Hafik) yörelerinde (Sivas doğusu) yüzeyleyen Miyosen yaşlı birimlerin tektonostratigrafisi. Cumhuriyet. Üniv. Fen Bil. Enst. Doktora Tezi (yayınlanmamış).
- Dove, M. P., and Czank, C. A., 1995**, Crystal chemical controls on the dissolution kinetics of the isostructural sulfates: celestine, anglesite, and baryte. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 59, pp. 1907-1915.
- Emery, K. O., Hunt, J. M. ve Hays, E. E., 1968**, Summary of Hot Brines and Heavy Metal Deposit in the Red Sea. Wood Hole Oceanographic Institution Contribution No. 2203.

- Ezgü, M., 1948**, Yenice tuzlası hakkında jeolojik rapor. M.T.A. Derleme Rap. No. 3489 (yayınlanmamış), Ankara.
- Faure, G., and Powell, J.L., 1972**, Strontium Isotope Geology. Springer-Verlag, New York, v. 188.
- Fryer, B.J., 1977a**, Rare earth evidence in iron - formations for changing Precambrian oxidation states. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41 : 361-367.
- Fryer, B.J., 1977b**, Trace element geochemistry of Sokoman iron formation. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14 : 1698-1610.
- Giesmen, A., Jager, H. J., Norman, A. L., Krouse, H. R., and Brand, W. A., 1994**, On-Line Sulfur Isotope Determination Using an Elemental Analyzer Coupled to a Mass Spectrometer, *Anal. Chem.* 66, 2816-2819.
- Gökçe, A., ve Ceyhan, F., 1988a**, Sivas GD'sundaki Miyosen yaşlı jipsli çökellerin stratigrafisi, yapısal özellikleri ve oluşumu. *C.Ü. Müh. Fak., Yerbil. Dergi.*, c. 5, s. 1, s. 91-113, Sivas.
- Gökçe, A., ve Ceyhan, F., 1988b**, Sivas güneydoğusundaki jips, sölestin ve kayatuzu yataklarının stratigrafik konumu, yapısal özellikleri ve oluşumu. 1. Jeoloji ve Madencilik Semp., Sivas.
- Gökçe, A., 1989-1990**, Sivas güneyindeki sölestin yataklarının jeolojisi ve oluşumu. *C. Ü. Müh. Fak. Dergi.*, seri A-yerbilimleri, c. 6-7, s. 1-2, s. 11-27, Sivas.
- Gökçe, A., 1993**, Hidrotermal maden yataklarının köken ve oluşum koşullarının araştırılmasında kararlı izotoplar jeokimyası incelemeleri ve Türkiye'den örnekler. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 42, 89-101.
- Gökçen, S. L., 1981**, Zara-Hafik güneyindeki Paleojen istifinin sedimantolojisi ve paleocoğrafik evrimi. *H.Ü. Yerbil. Dergi.*, c. 8, s. 121, Ankara.
- Gökçen, S. L., and Kelling, G., 1985**, Oligocene deposits of Zara-Hafik region (Sivas, Central Turkey): Evolution from storm influenced shelf to evaporitic basin: *Geologis. Rundsu.*, band. 74., heft. 1, p. 139-153, Stuttgart.

- Gökten, E., 1983,** Şarkışla (Sivas) güney-güneydoğusunun stratigrafisi ve jeolojik evrimi. T.J.K. Bült., c.26, s. 167-176, Ankara.
- Gökten, E. ve Kelling, G., 1991,** Hafik kuzeyinde Senozoyik istifinin stratigrafisi ve tektoniği: Sivas-Refaahiye Havzası kuzey sınırında tektonik kontrol. A. Acar Jeoloji Simp. Bildirileri s. 113-123.
- Gökten, E., 1993.** Ulaş (Sivas) doğusunda Sivas Havzası güney kenarının jeolojisi: İç Toros okyanusunun kapanımıyla ilgili tektonik gelişim: Turk. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 5, p. 35-55.
- Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, İ., and Şengör, A.M.C. 1985.** Paleo-Tectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, central Turkey: Sedimentary record of Neo-Tethyan closure, in Dixon, J.E., and Robertson, A.H.F., eds., The geological evolution of the eastern Mediterranean: London, Geol. Soc. London Spec. Publ. No. 17, p. 467-482.
- Gromet, L. P., Dymek, R. F., Haskin, L. A., and Korotev, R. L., 1984,** The North American Shale Composite: its compilation, major and trace element characteristics. Geochim. Cosmochim. Acta, 48, 2469-2482.
- Gürsoy, H., 1986,** Örenlice-Eskiköy (Sivas) yöresinin stratigrafisi ve tektonik özellikleri. C. Ü. Fen Bil. Enst. Yüksek Lisans Tezi, (yayınlanmamış), Sivas.
- Gürsoy, H., Temiz, H. and Poisson, A.M., 1992,** Recent faulting in the Sivas area (Sivas basin, central Anatolia, Turkey). C.Ü. Müh. Fak. Derg., Seri A. Yerbilimleri, Cilt 9, Say 1, 11-18.
- Helvacı, C., Firman, R., J., 1976,** Geological setting and mineralogy of Emet borate deposits, Turkey. Applied Earth Sciences. Extract from Transactions/Sections B of the Inst. Of Mining and Metallurgy. Vol. 85, p. 141-152.
- Hoefs, J., 1997,** Stable Isotope Geochemistry, 4th Edition, Springer, Berlin, 201 p.
- İnan, N., 1987,** Tecer dağının (Sivas) jeolojik özellikleri ve foraminiferlerin sistematik incelemesi. C.Ü. Fen Bil. Enst. Doktora Tezi, (yayınlanmamış), Sivas.

- İnan, S. ve İnan, N., 1987,** Tecer Kireçtaşı formasyonunun kronostratigrafik incelenmesi. C. Ü. Müh. Fak. Der. Seri A. Yerbilimleri, C.4, S. 1, s. 13-22.
- İnan, N., ve İnan, S., 1990,** Gürlevik kireçtaşlarının (Sivas) özellikleri ve önerilen yeni isim: Tecer Formasyonu. Türkiye Jeo. Bült., 33/1, 51-56.
- İnan, S., 1993,** Kızılırmak Fay Zonu'nun yapısal ve jeomorfolojik özellikleri. 46. T.J.K. Bildiri Özleri, s. 28.
- İnan, S., Öztürk, A. ve Gürsoy, H., 1993,** Ulaş-Sincan (Sivas) yöresinin stratigrafisi. Doğa Türk Yerbilimleri Dergisi C. 1, S. 1, s. 1-15.
- Kangal, Ö., ve Varol, B., 1999,** Sivas Havzası Alt Miyosen istifinde havza kenarı fasiyesleri, Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, Cilt 11, Sayı 1, sayfa, 31-53.
- Karacan, E., 1992,** Sivas güneydoğusundaki jipslerin çözünürlük özellikleri. C. Ü. Müh. Fak. Der. Seri A. Yerbilimleri C.), S. 1, s. 67-74.
- Karamenderesi, İ. H., Kılıçdağı, R., ve Kılıç, N., 1992,** Sıcakçermik (Sivas ili) jeotermal sistemi ile sölestin oluşumu arasındaki ilişki. 45. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, s. 65, Ankara.
- Kavak, K.Ş., İnan S., 2001,** Svacun ve Karacaören (Ulaş-Sivas) yörelerinde Sivas Havzası güney kenarının tektonostratigrafik Özellikleri. Yerbilimleri, 23, s. 113-127.
- Kavak, K.Ş., 2005,** Recognition of Gypsum Geohorizons in the Sivas Basin (Turkey) using ASTER and Landsat ETM+ Images, International Journal of Remote Sensing, Vol:26, No:20, 4583-4596.
- Kaymakçı, N., 2000.** Tectono-stratigraphical evolution of the Çankırı Basin (Central Anatolia,Turkey). Ph. D. Thesis, Utrecht University, The Netherlands. Geologica Ultraiectina, No. 190, 248 pp.
- Koptagel, O., 1991,** Başçayır-Dağönü (Ulaş-Sivas) krom yataklarının jeolojisi, oluşumu ve kökeni. C. Ü. Fen Bil. Enst. Doktora Tezi 233.s (yayınlanmamış).
- Koptagel, O.,ve Gökçe, A., 1991,** Başçayır-Dağönü (Ulaş-Sivas) yöresinde Divriği Ofiyolitli Karışığının ana bileşenleri ve kromit yataklarının jeolojisi. C. Ü. Müh. Fak. Der. Seri A. Yerbilimleri C. 8, S. 1, s. 101-117.

- Kurtman, F., 1961**, Sivas civarındaki jipsli serisinin stratigrafik durumu. M.T.A. Dergisi s. 56, s. 26-30, Ankara.
- Kurtman, F., 1973**, Sivas- Hafik- Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı. M.T.A. Dergisi, s. 80, s. 10-32, Ankara.
- McDonough, W. F., Sun, S., Ringwood A.A., Jagoutz E. And Hofmann A. W., 1991**, K, Rb and Cs in the earth and moon and evolution of the earth's mantle. *Geochem. Cosmochim. Acta*, 27, 1209-1264.
- Meşhur, M., and Aziz, A., 1980**. Sivas baseni jeolojisi ve hidrokarbon olanakları: Unpubl. TPAO Report no. 1530.
- Özçelik, O.ve Altunsoy, M., 1992**, Erzincan güneybatısındaki Miyosen yaşlı Karacaören formasyonu kumtaşlarının sedimanter petrolojisi. C. Ü. Müh. Fak. Der. Seri A. Yerbilimleri C. 9, S. 1, s. 35-40.
- Özgül, N., 1981**. Munzur dağlarının jeolojisi: Ankara, Gen. Directorate Min. Res. And Explorat. Report No. 6995.
- Özgül, N., and Turşucu, A., 1983**. Stratigraphy of the Mesozoic carbonate sequence of the Munzur Mountains (Eastern Taurus), in *Proc. Int. Symp. Geol. Taurus Belt: Ankara*, p. 173-181.
- Palmer, M. R., Helvacı, C., Anthony, E. Fallick, 2004**, Sulphur, sulphate oxygen and strontium isotope composition of Cenozoic Turkish evaporites. *Chemical Geology* 209, 341-356.
- Pisoni, C., 1965**. Sivas I38 c1,c4 paftalarının jeolojisi: Ankara, Gen. Directorate Min. Res. And Explorat. Report No. 21922.
- Poisson, A. M., Temiz H., Gürsoy H., 1992**, Pliocene thrust tectonics in the Sivas Basin near Hafik (Turkey); southward fore thrusts and associate northward back thrusts. C. Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri C. 9, S. 1, s. 19-26.
- Poisson, A., Guezou J. C., Öztürk A., İnan S., Temiz, H., Gürsoy, H., Kavak K. S., and Özden, S., 1996**, Tectonic Setting and Evolution of the Sivas Basin, Central Anatolia, Turkey. *International Geology*, v.38, p. 838-853.
- Poisson, A., Wernli, R., Lozouet, P., Poignant, A. and Temiz, H., 1997**, Nouvelles données stratigraphiques concernant les formations oligo-

miocenes marines du bassin de Sivas (Turquie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 325, 869-875.

Rahmdohr, P., 1969, The ore minerals and their intergrowths. Akademie- Verlag GmbH.

Sharp, Z. D., 1990, A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. *Geochim Cosmochim Acta* 54, p. 1353-1357.

Sharp Z. D., Atudorei V., and Durakiewicz, T., 2001, A rapid method for determination of hydrogen and oxygen isotope ratios from water and hydrous minerals. *Chemical geology* p. 178.

Sonnenfeld, P., Perthuisot, J. P., 1989, Brines and Evaporites. Short Course Presented at the 28th International Geological Congress v. 3, p. 126.

Stchepinsky, V., 1939, Sivas vilayeti merkezi kısmının umumi jeolojisi hakkında rapor. M.T.A. Rapor no. 868 (yayınlanmamış), Ankara.

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

Taberner, C., Marshall, J. D., Hendry, J. P., Pierre, C., Thirlwall, M.F., 2002, Celestite formation, bacterial sulphate reduction and carbonate cementation of Eocene reefs and basinal sediments (Igalada, NE Spain). *Sedimentology* 49, 171-190.

Tatar, Y., 1977, Ofiyolitli Çamlıbel (Yıldızeli) bölgesinin stratigrafisi ve petrografisi. *M. T. A. Der. S.* 88, s. 56-73.

Tatar, Y., 1982. Yıldızeli (Sivas) kuzeyinde Çamlıbel Dağlarının tektonik yapısı: *K.T.Ü., Yerbilimleri Dergisi*, v. 2, p. 1-18.

Taylor, S. R. and McLennan S. M., 1981, The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. R. Soc.*, A301, 381-399.

Taylor, J.r., H. P., 1997, Oxygen and Hydrogen Isotope Relationships in Hydrothermal Mineral Deposits, *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposit*, 3rd Edition ed. Barnes, H.L. John Wiley & Sons, New York, p. 229-302.

- Tekeli, O., Varol, B., Gökten, E., Kesgin, Y., Özaksoy, V., ve Işık, V., 1992,** Sivas havzasının batı kesiminin (Tuzla Gölü- Tecer Dağı arasının) jeolojisi. TPAO Rapor no. 3173, (yayınlanmamış), Ankara.
- Tekin, E., ve Varol, B., 1993,** Sivas (İç Anadolu) havzasındaki sölestin yataklarının petrografik incelemesi. A. Suat Erk Jeo. Simp. Bildiri., s. 319-327, Ankara.
- Tekin, E., Ayan, Z., Varol, B., 1994,** Sivas-Ulaş sölestin oluşumlarının 8Tersiyer) mikrodokusal özellikleri ve sıvı kapanım çalışmaları. Türkiye Jeo. Bült., c. 37, no. 1, s. 61-76, Şubat 1994, Ankara.
- Tekin, E., 1995.** The Origin of Celestine Occurences in Sivas Basin (NW Ulaş) of Tertiary Age and their Sedimentologic and Petrographical Properties. PhD thesis, Ankara University, Ankara, Turkey (in Turkish with English abstract, unpublished).
- Tekin, E., ve Varol, B., 1995,** Tersiyer yaşlı Sivas evaporit havzasındaki sölestine eşlikçi elementer kükürt oluşumu (Örnek yatak: Ulaş-Bahçeciktepe sölestin yatağı).
- Tekin, E., 2001.** Stratigraphy, Geochemistry and Depositional Enviroment of the Celestine-bearing Gypsiferous Formations of the Tertiary Ulaş-Sivas Basin, East-Central Anatolia (Turkey). Turkish Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 35-49.
- Tekin, E., Varol, B., Ayan, Z., and Satır, M., 2002,** Epigenetic origin of celestite deposits in the Tertiary Sivas Basin: New mineralogical and geochemical evidence, Neues Jahrbuch für Mineralogie – Monatschafte, 2002/7, 289-318.
- Temiz, H., 1996.** Tectonostratigraphy and Thrust Tectonics of Central and Eastern Parts of the Sivas Tertiary Basin, Turkey. International Geology Review, v. 38, p. 957-971.
- Tunç, M., Özçelik O., Tutkun, Z., ve Gökçe, A., 1991,** Divriği-Yakuplu-İliç-Hamo (Sivas) yöresinin temel jeoloji özellikleri. Doğa, Tr. J. Of Eng. And Envi. Scie. V. 15, p. 225-245.

- Uçurum A., Lechler, P.J., Arehart, G.B., Molnar, F., 2006**, Platinum-Group Element, Stable Isotope, and Fluid Inclusion Investigation of the Ultramafic Rock-Hosted Gunes-Sogucak Ni-Cu-Sulfide Mineralization, Gunes Ophiolite, East-Central Turkey: International Geology Review (in press).
- Yalçın, H., 1991**, Clay mineralogy and geochemistry of Sivas (Hafik district) evaporite basin, Eastern interior Anatolia. 7th Euroclay Conference of the Proceedings., v.3/3, p. 1185-1190, Dresden.
- Yalçın, H. ve İnan, N., 1992**, Tecer formasyonunda (Sivas) Kretase-Tersiyer geçişine paleontolojik , mineralojik ve jeokimyasal yaklaşımlar. T. J. K. Bült. C. 35, S. 1, s. 95-102.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 2002**, Hekimhan (Malatya) çevresindeki Üst Kretase yaşlı volkaniklerin alterasyon mineralojisi ve jeokimyası: Denizsuyu-kayaç etkileşimine bir örnek. C.Ü.Müh. Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri, 19, 81-98.
- Yalçınlar, İ., 1955**, 1/100.000 ölçekli Sivas 61-1, 61-2 ve 61-4 paftalarına ait jeolojik rapor. M.T.A. Rapor no. 2577 (yayınlanmamış), Ankara.
- Yılmaz, A., 1980**. Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitlerin kökeni, iç yapısı ve diğer birimlerle ilişkisi: Unpubl. Ph.D. thesis, Ankara Univ., 136 p.
- Yılmaz , A., 1981**, Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli karışığın iç yapısı ve yerleşme yaşı T. J. K. Bült. C. 24, S.1, s. 31-36.
- Yılmaz , A., 1984**, Çarpışma sonrası bir çanak örneği: Sivas Havzası, Türkiye 10. Petrol Kongresi TMMOB Petrol Müh. Odası TMMOB Jeofizik Müh. Odası Türkiye Petrol Jeologları Derneği, s. 21-33.
- Yılmaz, A. ve diğ., 1990**, Sivas ile Şarkışla arasındaki bölgenin jeolojisi. M. T. A. Jeoloji Etüdüleri Dairesi, Rapor no. 9090, (yayınlanmamış), Ankara.

7. ÖZGEÇMİŞ

1980 yılında Sivas'ta doğmuştur. İlk, orta ve lise öğrenimini Sivas'da tamamlamıştır. 1999 yılında girdiği Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünü 2003 yılı Haziran ayında mezun olmuştur. 2003 Eylül ayında Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans öğrenimine başlamıştır. 2004 yılı Aralık ayında Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde araştırma görevlisi olarak göreve başlamıştır. 2005 yılında, Socrates/Erasmus öğrenci/öğretim elemanı değişim programı kapsamında 7 ay süre ile Eberhard Karls Universität, Tübingen'de (Almanya) bulunmuştur.