

T.C.
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ÇAYBAĞI (ELAZIĞ) KİLLERİNİN MİNERALojİSİ, JEOKİMYASI VE
EKONOMİK DEĞERLENDİRME OLANAKLARI

Dicle BAL AKKOCA

T.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ

DOKTORA TEZİ
JEOLojİ MÜH. ANABİLİMDALI

114340

ELAZIĞ
2001

T.C.
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ÇAYBAĞI (ELAZIĞ) KİLLERİNİN MİNERALOGİSİ, JEOKİMYASI VE EKONOMİK
DEĞERLENDİRME OLANAKLARI

Dicle BAL AKKOCA

116340

DOKTORA TEZİ
JEOLOJİ MÜH. ANABİLİMDALI

Bu tez.....Tarihinde , Aşağıda Belirtilen Jüri Tarafından Oybirliği/Oyçokluğu ile
Başarılı/Başarısız olarak Değerlendirilmiştir.

(İmza)

(İmza)

(İmza)

Danışman
Prof.Dr.Ahmet Sağıroğlu

ÖZET

Doktora Tezi

**ÇAYBAĞI (ELAZIĞ) KİLLERİNİN MİNERALOGİSİ, JEOKİMYASI VE EKONOMİK
DEĞERLENDİRME OLANAKLARI**

Dicle BAL AKKOCA

Fırat Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeoloji Mühendisliği Anabilimdalı

2001, Sayfa:150

Bu çalışmada Elazığ Çaybağı Neojen Formasyonu oluşumlarının kil mineralojisi incelenmiştir. Bu amaçla formasyon birimlerinin mineralojisi, minerallerin yatay ve düşey değişimleri ve bunların jeokimyasal nedenleri incelenmiş ve irdelenmiştir. Ayrıca killi kayaçların ana ve izement içerikleri kil fraksiyonu mineralojisi, XRF, XRD, SEM elektron mikroskop yöntemleri kullanılarak incelenmiştir. Tüm veriler istatistiksel yöntem kullanılarak değerlendirilmiştir. Sonuçta Çaybağı Formasyonunun jeolojik evrimi, paleocoğrafik gelişimi ve ekonomik potansiyeli yorumlanmıştır.

İnceleme alanında Elazığ Magmatitleri (Koniasiyen-Maeştrihtiyen), Kırkgeçit Formasyonu (Orta-Üst Eosen), Çaybağı Formasyonu (Üst Miyosen-Pliyosen), Palu Formasyonu (Kuaterner) bulunmaktadır. Bölge tektonik olarak çok kırıklı ve kıvrımlı yapıya sahiptir. Bunlar, neotektonik dönemden sonra günümüze kadar devam eden tektonik yapılardır. Havza göl ve kumlu örgülü menderesli nehir çökellerinden oluşmuştur. Basenin kenar fasiyeslerinden açıklara doğru doğu-batı yönünde kalsit-kalsit+dolomit-dolomit+kalsit yanal mineralojik

zonlanma olduğu ortaya çıkarılmıştır. Bu dağılıma simektit, klorit, illit, S-C (korensit) kil mineralleri ve Opal-A-CT, kristobalit, anhidrit, aragonit, jips eşlik etmektedir.

Tümkayaç sıklık dağılımı analizinde kalsit ve kilin normal dağılım, dolomit, kuvars, opal ve feldspat logaritmik dağılım, killerde ise illit, klorit'in normal, simektit ve S-C'nin lognormal dağılım gösterdiği belirlenmiştir.

Korelasyon analizinde kuvars, CaO, Zn, Pb, P₂O₅ ; feldspat Ni, Na₂O; kil mineralleri, Fe₂O₃, Ba; aragonit Na₂O; dolomit, TiO₂; kalsit Zn, Co, Fe₂O₃; simektit, Cr; S-C Zn, Zr, Na₂O; klorit Zn, Zr, Na₂O; illit Zn, Na₂O arasında kuvvetli negatif; feldspat, SiO₂; aragonit, LOI; simektit, klorit, Cr, Ni arasında zayıf negatif; kuvars, Na₂O, SiO₂, Al₂O₃, Co, Fe₂O₃; simektit Th, Y, Zr, N arasında kuvvetli pozitif korelasyon görülmüştür. Minerallerden kalsit-kil; feldspat-kuvars arasında pozitif; kalsit-dolomit, kalsit-feldspat, dolomit-kil mineralleri arasında negatif korelasyon; killerden simektit, illit, klorit, S-C arasında pozitif korelasyon görülmüştür. Elementler arası korelasyon, elementlerin birincil ve ikincil dağılım kurallarına uymaktadır.

Anakitle ortalamaları tahmin teorilerinde havzada en fazla bulunan mineral kalsittir. Killerden en düşük bulunan mineral illit, en yüksek oranda bulunan mineral simektit mineralidir. Ölçülü kesitlerde yapılan çok yönlü varyans analizi (ANOVA), kil minerallerinin kesitlerde benzer, kil dışı minerallerinin farklı olduğunu göstermiştir.

Cluster analizinde kuvars, feldspat, kalsit- dolomit- kil mineralleri ve opal- kuvars-feldspat- aragonit beraberliği bulunmuştur. Elektron mikroskop alışmalarında birincil dolomit, lifsi dokulu kalsit; bal peteği confleks dokulu simektitler bulunmuştur.

ABSTRACT

PH.D. Thesis

**ÇAYBAĞI (ELAZIĞ) KİLLERİNİN MİNERALojİSİ, JEOKİMYASI VE EKONOMİK
DEĞERLENDİRME OLANAKLARI**

Dicle BAL AKKOCA

Fırat University

Graduate School of natural and Applied Sciences

Department of Geological Engineering

2001, Page:150

In this study clay mineralogy of Elazığ-Çaybağı Formation was investigated. For this reason horizontal and vertical variations of minerals and geochemical effects to the variations have been examined. In addition, major and trace element contents in the clay fraction of clay rocks have been investigated using XRF, XRD and SEM methods. All data have been evaluated with geoistatistical methods. Thus geological evalution and development and economic importance of Çaybağı Formation were interpreted.

In study area, Coniacian-Maastrichtian Elazığ Magmatics, Upper Miocene-Pliocene. Kırkgeçit Formation, Quaternary Palu Formation are present. The area is faulted and foldeddensely. These are tectonic structures which followed the neotectonic period. The basin gave rise to lacustrine and braided-meandering fluvial facies.

Mineralogical investigations indicate a mineral zoning from west to east, as calcite-calcite+dolomite-dolomite+calcite. Minerals of basin are smectite, chlorite, illite, S-C(correncite) clays minerals and silica (Opal A-CT, kristobalite), calcite, anhydrite, aragonite, gypsum.

Frequency distribution of whole rock show normal; dolomite, quartz, opal and feldspar show lognormal distributions. In clays illite-chlorite has shown normal distributions, smectite and S-C (correncite) lognormal distributions. In clays illite-chlorite has shown normal, smectite and S-C (correncite) lognormal distribution. There are strong negative correlations between quartz and CaO, Zn, Pb, P_2O_5 ; feldspar and Ni, Na_2O clay mineral and Fe_2O_3 , Ba; aragonite and Na_2O ; dolomite and TiO_2 ; calcite and Zn, Co, Cu, Fe_2O_3 ; smectite and Zn, Zr, Na_2O ; illite and Zn, Na_2O ; negative correlation between feldspar, and SiO_2 ; aragonite and LOI, smectite and K, chlorite and Cr, Ni and strong positive correlation between quartz and Na_2O , SiO_2 , Al_2O_3 , Co, Fe_2O_3 ; smectite and Th, U, Zr, Y, N.

There are positive correlation between calcite and clay; feldspar and quartz; illite and chlorite; negative correlation between dolomite and clay minerals; smectite and illite, smectite and chlorite, smectite and S-C. The correlation between elements has convenient primer and seconder dispersion rules.

Findings of guess theories show that the most abundant mineral is calcite and the least abundant is opal at the whole rocks. In clay fractions, the most abundant clay mineral is smectite and the least abundant is illite.

Multivariate variance analyses (MANOVA) show that clay minerals amounts of the sections are similar, however amounts of other minerals are various.

The cluster analyses indicate that associations quartz+feldspar+calcite+dolomite+clay minerals and opal+quartz+feldspar+aragonite.

The cluster analyses indicate that associations quartz+ feldspar+ calcite+ dolomite+clay minerals and opal+quartz+feldspar+aragonite.

White SEM investigations the primary dolomite, fibrous textured, calcite, honeycomb and cornflex textured smectites were determined.

Ca smectites of Çaybaşı formations may have an economic potential.

KATKI BELİRTME

Doktora tezimi yöneten ve çalışmalarımda yapıcı eleştirilerini aldığım sayın hocam Prof.Dr.Ahmet Sağıroğlu'na teşekkür ederim.

Ayrıca çalışmalarımın her aşamasında yardımlarını esirgemeyen Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi jeoloji bölümünde sayın Prof.Dr. Hüseyin Yalçın ve tezimin analizlerini gerçekleştiren Fatma Yalçın'a, M.T.A. Genel Müdürlüğü M.A.T Dairesinde Dr.Ali Sayına, O.D.T.Ü.'den Doç. Dr. Asuman Türkmenoğlu'na ,T.P.A.O. Genel Müdürlüğü'nde Abdullah Öner'e, Fırat Üniversitesinden Doç. Dr. İbrahim Türkmen'e, Selçuk Üniversitesinden Doç.Dr. Muazzez Çelik'e teşekkürlerimi sunarım. Ayrıca arazi çalışmalarımda yardımcı olan Güldal Aygen ve Yusuf Türker Ertürk'e, gösterdiği sabır ve anlayış için ailem ve eşime teşekkürlerimi borç bilirim.

	SAYFA
ÖZET	I
ABSTRACT	III
KATKI BELİRTME	V
İÇİNDEKİLER	VI
ŞEKİLLER LİSTESİ	IX
TABLolar LİSTESİ	XIII
SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ	XIV

1.GİRİŞ	1
1.1.Genel Bakış.....	1
1.2. Çalışmanın Amacı.....	3
1.3.Materyal ve Yöntem.....	3
1.4. Coğrafik Konum.....	4
1.5. Önceki Çalışmalar.....	4
2. GENEL JEOLojİ	8
2.1. Elazığ Magmatitleri.....	8
2.1.1.Tanım.....	8
2.1.2.Dağılım ve Konum.....	8
2.1.3.Litoloji.....	11
2.1.4. Petrografi.....	12
2.1.5. Jeokimya ve Petrojenez.....	15
2.1.6. Fosil Topluluğu ve Yaş Taini	16
2.2.Kırkgeçit Formasyonu.....	17
2.2.1. Tanım.....	17
2.2.2.Dağılım ve Konum.....	17
2.2.3. Litoloji.....	17
2.2.4.Petrografi.....	18
2.2.5.Petrojenez.....	18
2.2.6.Fosil Topluluğu ve Yaş Taini.....	19

2.3.Çaybağı Formasyonu.....	19
2.3.1.Tanım.....	19
2.3.2.Dağılım ve Konum.....	19
2.3.3.Litoloji.....	20
2.3.4.Jeokimya ve Petrojenez.....	23
2.3.5.Sedimentoloji.....	25
2.3.6.Fosil Topluluğu ve Yaş Taini.....	26
2.4.Palu Formasyonu.....	26
2.4.1.Tanım.....	26
2.4.2.Dağılım ve Konum.....	27
2.4.3.Litoloji.....	27
2.4.4.Sedimentoloji.....	27
2.4.5. Fosil topluluğu ve Yaş taini.....	28
3.YAPISAL JEOLJİ.....	29
4.KİL MİNERALJİSİ.....	31
4.1. GİRİŞ.....	31
4.2. ARAZİ ÇALIŞMALARI.....	31
4.3 MAKROSKOBİK GÖZLEMLER.....	31
4.4. OPTİK MİKROSKOP BULGULARI.....	32
4.5. X-IŞINLARI DİFRAKSİYONU (XRD)ANALİZİ.....	38
4.5.1Örnekleri XRD Analizine Hazırlanması.....	40
4.5.2. Sonuçların Değerlendirilmesi.....	43
4.5.2.1 Kil Mineralleri.....	44
4.5.2.2. Kil Dışı Mineraller.....	49
4.5.3. Bulgular.....	57
4.5.4. Uzunova Kesiti.....	59

4.5.5. Kırmızı Tepe Kesiti.....	63
4.5.6.Çardakdavar Kesiti.....	67
4.5.7. Hacısam Kesiti.....	71
5.MİNERALLERİN ALANSAL DAĞILIMLARI VE YORUMLARI.....	76
6. İSTATİSTİKSEL ANALİZ.....	84
6.1. Minerallerin İstatistiksel dağılımı.....	84
6.2. Üçgen diyagramlar.....	86
6.3.Korclasyon analizi.....	93
6.4.Tahmin Teorisi.....	99
6.5.Varyans Analizi.....	103
6.6. Cluster Analizi.....	105
7. JEOKİMYA.....	107
7.1.Bulgular.....	107
7.2.Anaoksit Jeokimyası.....	109
7.3. İzelement Jeokimyası.....	116
8. TARAMALI ELEKTRON MİKROSKOPİSİ.....	123
9.JEOLOJİK EVRİM.....	130
10. HAVZANIN EKONOMİK POTANSİYELİ.....	131
11. SONUÇLAR.....	133
12. KAYNAKLAR.....	140

ŞEKİLLER LİSTESİ

SAYFA

Şekil 1.1. İnceleme alanı yerbulduru haritası.....	5
Şekil 2.1. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti.....	9
Şekil 2.2. inceleme alanının jeoloji haritası.....	10
Şekil 2.3. Elazığ Magmatitleri yastıklavlarından bir görünüş.....	12
Şekil 2.4. Elazığ magmatitleri yastıklavları kesen granit plütonundan bir görünüş.....	13
Şekil 2.5. Bazaltlarda porfirik doku.....	15
Şekil 2.6. Menderesli nehir ortamında çökelmiş masif çakıllı kumtaşı litofasiyesi içinde sert konglomerelar	21
Şekil 2.7. Kumtaşları içerisinde gelişmiş küçük ölçekli sigmoidal çapraz tabakalanmalar.....	21
Şekil 2.8. Organik madde seviyeleri içeren killi kireçtaşı, kiltası, kireçtaşı, gri renkli karbonatlı kiltası ardalanmasından bir görünüş.....	22
Şekil 2.9. İnceleme alanında masif, sert, bol çatlaklı, pembe renkli kalsitik-dolomitik kireçtaşlarından bir görünüş.....	23
Şekil 2.10. Tabakalı kiltası-killi kireçtaşı-kireçtaşı ardalanmasından bir görünüş.....	24
Şekil 2.11. Menderesli nehir ortamında gri-bordo renkli kumlu kiltası ile göl fasiyesi karbonatlı kiltası, kumlu killi kireçtaşlarından görünüş.....	24
Şekil 2.12. Organize olmuş konglomeralar.....	28
Şekil 3.1. Çaybağı Formasyonunda oluşmuş asimetrik bir antiklinal ve senklinalden bir görünüş.....	30
Şekil 4.1. Kumtaşlarının mikroskoptaki görünümü.....	34
Şekil 4.2. Kumtaşlarının mikroskoptaki görünümü.....	35
Şekil 4.3. Bazı örneklerde bantlı Fe oksit ve fosil kavrı parçalarından görünüş	37

Şekil 4.4. Karbonatlı kayalarda sinjenetik polikristalin billurlu dolomit dolgusundan bir görünüş.....	38
Şekil 4.5. Simektitlerin X ışını kırınım profili.....	45
Şekil 4.6. Simektit mineralleri kristalinite ölçümlerinin örneklere göre dağılımı	46
Şekil 4.7. Kloritlerin X ışını kırınım profilleri.....	47
Şekil 4.8. İllitlerin X ışını kırınım profilleri.....	48
Şekil 4.9. S-C karmaşık tabakalı kil minerallerinin X ışını kırınım profilleri	49
Şekil 4.10. Silisli kireçtaşı örneğinin X ışını kırınım profili	50
Şekil 4.11. Killi kireçtaşı örneğinin X ışını kırınım profili	51
Şekil 4.12 a. Opal-A X ışını kırınım profili.....	52
Şekil 4.13. Karbonatlı kiltası örneğinin X ışını kırınım profili	53
Şekil 4.14. Karbonatlı kiltası örneğinin minerali X ışını kırınım profili	54
Şekil 4.15. Dolomit örneğinin X ışını kırınım profili.....	55
Şekil 4.16. Aragonitli kiltası örneğinin minerali X ışını kırınım profili	55
Şekil 4.17. Jipsli kireçtaşı örneğinin X ışını kırınım profili	56
Şekil 4.18. Anhidritli kiltası örneğinin X ışını kırınım profili	56
Şekil 4.19. Tüm kayaç mineralleri örneklere göre dağılımı.....	58
Şekil 4.20. Kil minerallerinin örneklere göre dağılımı.....	60
Şekil 4.21. Uzunova-Kırmızıtepe kesitlerinde örneklerin XRD-TK minerallerinin dikey dağılımları.....	62
Şekil 4.22. Uzunova-Kırmızıtepe kesitlerinde belirlenen minerallerin XRD-KF minerallerinin dikey dağılımları	66

Şekil 4.23. Çardakdavar kesitinde belirlenen minerallerin XRD-TK minerallerinin dikey dağılımları	69
Şekil 4.24. Çardakdavar kesitinde belirlenen minerallerinin XRD-T K dikey dağılımları.....	70
Şekil 4.25. Hacısam kesitinde belirlenen minerallerinXRD-TK minerallerinin dikey dağılımları	73
Şekil 4.26. Hacısam kesitinde XRD-KFminerallerinin dikey dağılımları	75
Şekil 6.1. Örneklerin XRD-TK çözümleme sonuçları sıklık dağılımları	87
Şekil 6.2. Örneklerin XRD-TK çözümleme sonuçları logaritmik sıklık dağılımları	88
Şekil 6.3. örneklerin XRD-KF sıklık dağılımları.....	90
Şekil 6.4. örneklerin XRD-KF logaritmik sıklık dağılımları.....	91
Şekil 6.5. Örneklerin XRD-TK çözümleme sonuçlarının üçgen diyagramlarda dağılımı	92
Şekil 6.6. Örneklerin XRD-KF çözümleme sonuçlarının üçgen diyagramlarda dağılımı	94
Şekil 6.7. Örneklerin XRD-TK çözümleme sonuçlarının korelasyon grafikleri	97
Şekil 6.8. Örneklerin XRD- KF çözümleme sonuçlarının korelasyon grafikleri	100
Şekil 6.9. Örneklerin XRD-TK çözümleme sonuçlarının kesitlere göre güven aralıkları.....	102
Şekil 6.10. Örneklerin XRD-KF çözümleme sonuçlarının kesitlere göre güven aralıkları.....	103
Şekil 6.11. Örneklerin XRD-TK çözümleme sonuçlarının cluster analizinin dendogramı.....	106
Şekil 7.1. Mineral–element korelasyon grafikleri.....	112
Şekil 7.2. Anaoksit-element korelasyon grafikleri.....	114
Şekil 7.3. İzelement-element korelasyon grafikleri	118
Şekil 8.1. Plajiyoklazlar üzerinde gelişmiş cornfleks dokulu simektitler	124
Şekil 8.2. Balpeteği dokulu simektit minerallerinden bir görünüş	125

Şekil 8.3. Şekil 8.2'deki dolomitin X ışınları mikroanaliz spektrometresi	125
Şekil 8.4. Volkanik cam üzerinde gelişmiş K-Feldspat-Opal-CT ve simektit mineralleri arasında dokusal ilişkiler.....	126
Şekil 8.5. Şekil 8.5'teki K feldspat minerallerinin X Işınları mikroanaliz spektrometresi	126
Şekil 8.7 Özşekilli romboedrik iyi gelişmiş yüzeylere sahip dolomit.....	127
Şekil 8.8. Şekil 8.7'deki dolomitin X Işınları mikroanaliz spektrometresi	128
Şekil 8.9. Lifsi erime boşluklu olarak gelişmiş kalsit mineralleri.....	129



TABLOLAR LİSTESİ

SAYFA

Tablo 4.1. Araziden alınan örneklerin makroskobik Özellikleri.....	33
Tablo 4.2. Kil ayırma yöntemi akış şeması.....	42
Tablo 4.3. Tümkayaç yarıncel yüzde hesaplamasında kullanılan mineral intensite faktörleri.....	43
Tablo 4.4. Uzunova Kesitinde belirlenen minerallerin XRD-TK ve XRD-KF çözümleme sonuçları ve istatistiksel değerlendirilmeleri.....	61
Tablo 4.5. Kırmızıtepe Kesitinde örneklerin XRD-TK ve XRD-KF çözümleme sonuçları ve istatistiksel değerlendirmeleri.....	64
Tablo 4.6. Çardakdılar Kesitinde belirlenen örnklerin XRD-TK ve XRD-KF çözümleme sonuçları ve istatistiksel değerlendirmeleri.....	68
Tablo 4.7. Hacısam Kesitinde belirlenen örneklerin XRD çözümleme sonuçları ve istatistiksel Değerlendirmeleri.....	72
Tablo 6.1. Örneklerin XRD-TK çözümleme sonuçları ve istatistiksel değerlendirmeleri.....	86
Tablo 6.2. Örneklerin XRD-KF çözümleme sonuçları ve istatistiksel değerlendirmeleri.....	89
Tablo 6.3. Örneklerin XRD-TK çözümleme sonuçları korelasyon analizi.....	96
Tablo 6.4. Örneklerin XRD-KF çözümleme sonuçları korelasyon analizi.....	99
Tablo 6.5. Örneklerin XRD-TK çözümleme sonuçları anakitle ortalamaları tahmini.....	101
Tablo 6.6. Örneklerin XRD- KF çözümleme sonuçları anakitle ortalamaları tahmini.....	101
Tablo 6.7. Kesitlerde XRD-Tk %95 güvenirlilikte varyans analizi.....	104
Tablo 6.8. Kesitlerde XRD-KF güvenirlilikte varyans analizi.....	105

SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ

SİMGELER

An:Anhidrit

Ar:Aragonit

C:Klorit

Do:Dolomit

F:Feldspat

I:İllit

J:Jips

Ka:Kalsit

Km:kil mineralleri

S:Simektit

O-A :Opal amorf

O-CT:Opal-Kristobalit- Tridimit

Q:kuvars

KISALTMALAR

XRD: X ışınları Difraksiyonu

KF:Kil Fraksiyonu

OM:Optik Mikroskop

SEM:Taramalı Elektron Mikroskopu

TK:Tüm kayaç

1. GİRİŞ

1.1. Genel Bakış

Uygarlığın başlangıcından beri insanoğlu tarafından kullanılan killler, bilinen en eski hammaddeler olup, geçmiş uygarlıklardan günümüze kadar şekillendirilip pişirilerek tuğla, kiremit, çimento, sağlık gereçleri, elektrik izolatörleri, refrakter, cam ve seramik üretimi gibi birçok alanda kullanıla gelmiştir.

Killer, kayaçların ayrışmasıyla ya oluştukları yerde ya da taşınarak başka yerlerde büyük yataklar halinde depolanırlar. Killer için jeolojide mineral karışımları ya da toprakların partikül boyutu 2 μm 'den daha küçük olan kesimleri tanımlanmıştır. Kimyasal analizler, kil minerallerinin su tutma ve iyon değiştirme güçleri yüksek alüminyum silikat bileşikler olduğunu göstermiştir.

Pauling (1930) tarafından ilk kez başlatılan çalışmalarda, X-Işınları Difraksiyonu, Elektron Difraksiyonu ve Kimyasal analiz teknikleri birleştirip, sürdürülerek kil minerallerinin yapısı aydınlatılmıştır (Brindley ve Brown, 1980). Tüm kil minerallerinin farklı iki yapı taşından oluştuğu belirlenmiştir (Grim, 1968). Merkezinde silisyum iyonu, köşelerinde oksijen iyonları bulunan birinci yapıtaşı düzgün dörtyüzlü (tetrahedron) şeklindedir. Düzgün dörtyüzlülerin tabanları aynı düzlem üzerinde kalmak üzere köşelerinden altılı halkalar vererek birleşmesiyle tetrahedron tabakası (T) veya diğer adıyla silika tabakası oluşur. Merkezinde alüminyum iyonu köşelerinde ise oksijen veya hidroksil iyonları bulunan ikinci yapıtaşı düzgün sekizyüzlü (oktahedron) şeklindedir. Düzgün sekizyüzlülerin birer yüzeyleri aynı düzlem üzerinde kalacak şekilde köşelerinden birleşmesiyle oktahedron tabakası (O) veya diğer adıyla alümina tabakası oluşur. Alümina tabakasına gipsit tabakası da denilmektedir. Yük denkliliğinin sağlanması için alümina tabakasında oktahedronların yalnızca 2/3'ünün merkezlerinde alüminyum

iyonu bulunmaktadır. Alüminyum yerine merkez iyonu olarak magnezyum geçtiğinde her bir oktahedronun merkezi dolu olan magnezya veya brusit tabakası oluşur (Brindley, 1982; Lazzlo, 1987).

Kil mineralleri ve killer oldukça karmaşık şekillerde sınıflandırılırlar. Kil mineralleri, genel silikat bileşiklerine, mineral gruplarına, katmanlardaki tabaka oranlarına ve kristal şekillerine göre farklı şekillerde sınıflandırılırken, killer ise jeolojik ortamlarına ve kullanımlarına göre sınıflandırılırlar (Norton, 1974). Mineralojik sınıflandırmada kil mineralleri amorf killer ve kristalli killer olmak üzere iki gruba ayrılarak incelenirler. Amorf killer, yüzey ayrışması ürünü olan allofandır. Kristalli killer ise iki tabakalı kaolinit grubu ve genişleyen kafesli üç tabakalı simektit grubu, genişlemeyen kafesli üç tabakalı illit grubu ve üç+bir klorit grubu killerdir. İleriki bölümlerde inceleme alanında rastlanılan simektitler, illit ve klorit grubu killer hakkında bilgi verilecektir.

Türkiye’de üretilen kaolinit kil yataklarının büyük bir bölümü İstanbul’un Kilyos, Sarıyer, Kirkaya, Beykoz ve Şile civarında toplanmıştır. Taşkömürü ile ilişkili şifertonlar Zonguldak yöresinde, refrakter killer, Zonguldak ile İstanbul arasında, seramik killeri ise Bilecik-Söğüt’te bulunmaktadır (Temur, 1988). Bunun dışında Ankara ve Çankırı dolaylarında tuf ve andezitik kayaların bozunmasıyla oluşmuş, esas olarak montmorillonit, düşük miktarda kuvars, feldispat ve diğer kil mineralleri içeren şişme ve plastik özellikleri çok yüksek olan bentonit yatakları mevcuttur (Türkiye Bentonit Envanteri, 1982). Ayrıca kuzey Kelkit vadisi’nde (Niksar-Reşadiye-Bereketli yöreleri) Türkiye’nin zengin bentonit yatakları bulunmaktadır (Yalçın ve Gümüşi, 2000). Bununla birlikte batı ve kuzeybatı Anadolu’da geniş yayılım gösteren Neojen yaşlı göl sel volkano-sedimanter basenler borat, kil, zeolit ve kömür gibi çeşitli endüstriyel hammadde kaynakları bakımından zengindir. Ülkemiz Neojenin son yıllarda artan önemi dikkate alındığında büyük olasılıkla Batı-Kuzeybatı Anadolu’daki bazı genç göl sel oluşuklarla benzerlikleri olan Çaybağı havzasının araştırılması ve mineralojik özelliklerinin ortaya konması, konunun bilimsel ve ekonomik açıdan önemini arttırmaktadır.

1.1. Çalışmanın Amacı

Bu çalışmada, Neojen havza niteliğindeki Çaybağı Formasyonu sedimenter istifli mineralojik ve jeokimyasal yönden incelenecek, havzadaki kumlu-killi-karbonatlı kayaçların yanal ve düşey yöndeki mineralojik ve jeokimyasal değişimleri, dağılımları belirlenecektir. Kil ve diğer minerallerin oluşumları ve diyajenetik evrimleri ile Çaybağı havzasının jeolojik evrimi ve paleocoğrafik gelişimi yorumlanacaktır. Elde edilen sonuçlar, bölgenin ekonomik potansiyelinin olup olmadığının saptanması ve değerlendirme olanaklarının araştırılmasına temel oluşturması bakımından da önem taşımaktadır.

1.2. Materyal Ve Yöntem

Çalışma aşamalar halinde dört değişik yöntem ile gerçekleştirilmiştir:

- Literatür çalışmaları,
- Arazi çalışmaları,
- Laboratuvar çalışmaları,
- Sonuçların değerlendirilmesi.

Literatür çalışmaları arazi çalışmalarından önce başlatılmış ve çalışmaların her aşamasında devam etmiştir. Bu çalışmada inceleme alanı ve yakın çevresinin jeolojisini konu alan ilgili rapor, makale, kitap vs. gibi çalışmalar derlenilmiştir. Ayrıca havza oluşukları yerli ve yabancı makalelerle birlikte tartışılmıştır.

Arazi çalışmalarında Çaybağı havzasında göl ve menderesli nehir fasiyesinden havza analizine baz oluşturan 4 jeolojik sütun kesit boyunca toplam 110 adet örnek alınmıştır. Bunların 54'ünde tüm kayaç, 27'sinde kil fraksiyonu yarı nicel bileşimleri X-ışınları difraktometresinde çözümlenmiştir. Çaybağı havzası sedimanter istifli kilitaşı, karbonatlı-kumlu kilitaşı, kireçtaşı, killi kireçtaşı ve kumtaşlarından derlenen örneklerle bu kayaçlara malzeme sağlayan yankayaçlardan alınan örneklerin ince kesitleri yapılarak polarizan mikroskopta, kil minerallerinin morfolojik özellikleri SEM'de (Taramalı Elektron Mikroskobu) incelenmiştir.

10 adet karbonat içermeyen tümkayaç örneğinde XRF (X Işınları Floresans Yöntemi) analizi yapılarak, bunların ana ve eser element içerikleri belirlenmiştir.

1.3. Coğrafik Konum

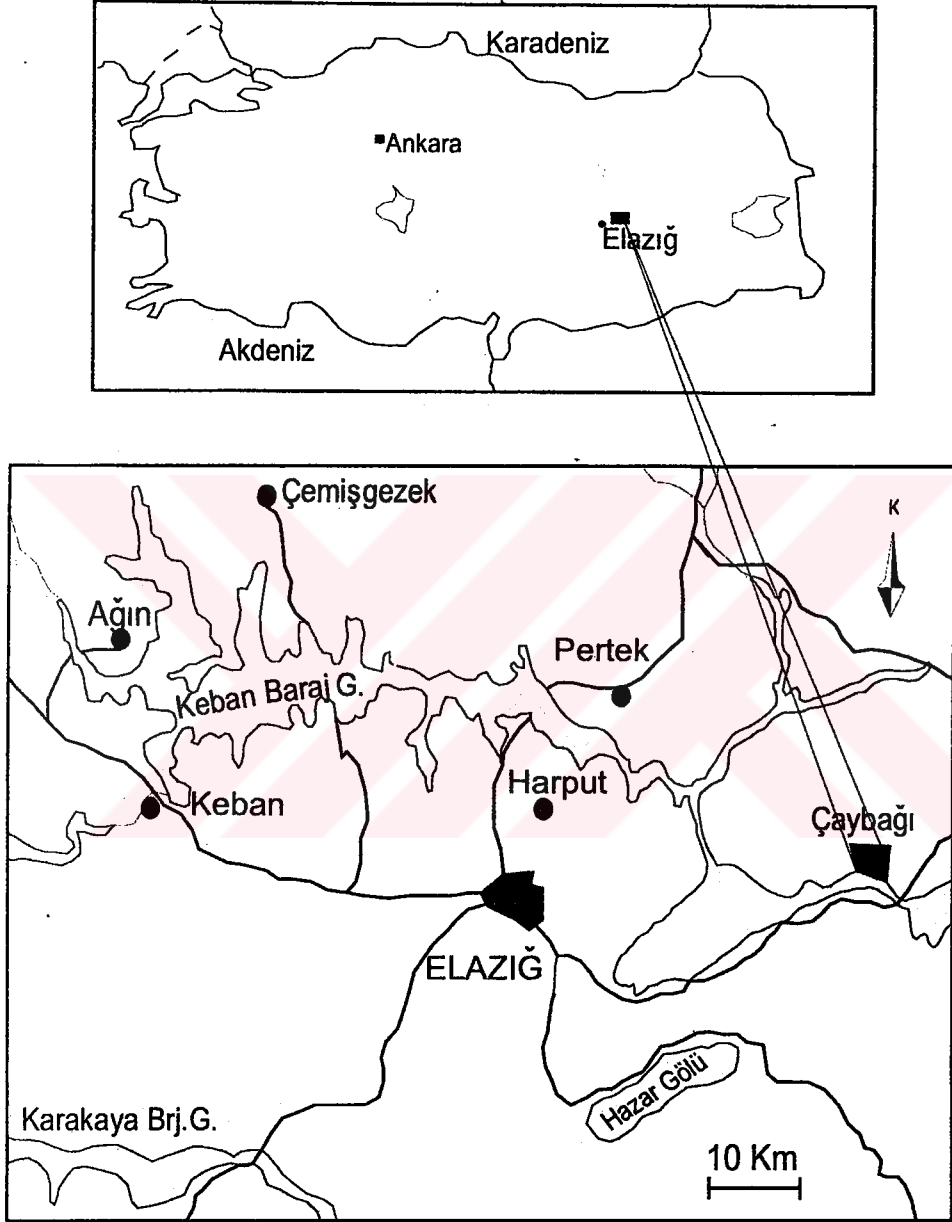
İnceleme alanı Elazığ il merkezinin yaklaşık 50 km doğusunda kuzeyde Çaybağı nahiyesinin güneydoğusundan Hacısam Köyü'nün doğusuna kadar uzanmakta, güneyde Keban Baraj Gölü ile sınırlanmakta olup, yaklaşık 60 km²'lik D-B uzanımlı bölgeyi kapsamaktadır. Çalışma alanı 1/25.000 ölçekli Elazığ K 43 d1-K 43 d2 paftalarında yer alır (Şekil 1.1).

Oldukça engebeli bir topografyanın gözlendiği çalışma alanında Kırmızı Tepe (1188), Kör Tepe (1320), Çardakdivar Tepe (1080) önemli yükseltilerdir. Yörede topografik olarak en düşük seviyeyi 845 m rakımlı Keban Baraj Gölü oluşturmaktadır. Önemli yerleşme merkezleri Çaybağı nahiyesi, Hacımekke, Hacısam Köyleri, Uzunova nahiyesidir. İnceleme alanı bitki örtüsü bakımından fakirdir. Bununla birlikte suyu bol olan alanlarda bağcılık ve sebzecilik gelişmiş olup, tarım ve hayvancılık oldukça yaygındır.

Tipik karasal iklim koşullarının gözlendiği bölgede kışlar soğuk ve yağışlı, yazlar ise oldukça sıcak geçmektedir. Bölgeye düşen yıllık yağış ortalaması 569,9mm'dir. Ocak ayı ortalaması 26,6 mm, Temmuz ayı ortalaması 2,6 mm'dir (Çetindağ, 1985).

1.4. Önceki Çalışmalar

Ketin (1946) Elazığ-Palu, Pertek yörelerinde 1/100000 ölçekli jeolojik haritalama çalışması yapmıştır. Altınlı (1946) Doğu Anadolu jeolojisi ile ilgili bölgenin stragrafisini, birimlerin litolojisini, petrografik özelliklerini incelemiş, tektonizma ve paleocoğrafyaya değinmiştir. Sirel (1975), Palu'nun 20 km kadar kuzeydoğusundaki Tersiyer birimleri kıvrımları özellikleri ve konumlarını çalışmıştır. Tatar (1978) Fırat havzasındaki tektonik



Şekil 1.1. İnceleme alanının yer bulduru haritası

incelemelerinde Palu antiklinalinin güney kanadındaki Çaybağı yöresinde birçok antiklinal ve senklinallerin bulunduğunu belirtmiştir.

Bingöl (1982,1984), Elazığ-Pertek Kovancılar yöresinde Üst Kretase yaşlı magmatitleri inceleyerek bölgenin jeotektoniğini açığa çıkarmıştır Hemton ve Savcı (1982) birimi Elazığ volkanik karmaşığı, Asutay (1985), Akgül (1991) Yüksekova Karmaşığı, Turan vd. (1993) Elazığ magmatitleri adı altında incelemiştir.

Çalışma alanı yakın çevresinde, Pertek batısı ve civarında Sirel (1975), Perinçek (1979), Türkmen (1988), Ercan vd (1996), Kürüm (1995), Karabakır Formasyonunu; Perinçek (1979), Naz (1979), Tuna (1979), Avşar (1983) ve Çetindağ (1985) Kırkgeçit Formasyonunu ; Tuna (1979), Çetindağ (1985), Türkmen (1988), Kerey (1991) ve Türkmen Palu formasyonunu litoloji, oluşum, stragrafik açıdan inceleyerek yorumlamışlardır.

Yukarıda görüldüğü üzere 1946'lardan beri bölgesel ve yerel kapsamda inceleme alanı ve çevresinde yüzeyleyen birimlerde geniş çaplı önemli çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmaların sonuçları kısaca şu şekilde özetlenebilir.

Elazığ çevresinde geniş yayılım sunan derinlik ve yüzeysel magmatik kayalar ile temsil olunan Elazığ Magmatitleri ilk defa Turan vd. (1993) tarafından tanımlanmıştır. Araştırmacı, Elazığ çevresinde yaptığı incelemelerinde şeyl ve marnlardan derlemiş olduğu örneklerle göre birime Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşını vermiştir. Yazgan (1981,1984) Yüksekova Karmaşığı adı altında incelediği birimi kısmen kıtasal kabukta oluşan ince bir kabuk üzerinde gelişmiş adayayı ürünleri olarak kabul etmiştir. Punton ve Savcı (1981), magmatitlerin Neotetis'in güney kolunun kuzeye doğru Keban-Malatya metamorfizmasının altına dalmasıyla oluştuğunu belirtmişlerdir. Yazgan (1984), Baskil çevresinde yaptıkları çalışmalarda K-A radyometrik yaş tayininde birimin derinlik kayalarına Koniasiyen-Santaniyen yariderinlik ve yüzey kayalarına Kampaniyen (70±3) yaşını vermiştir.

İlk defa Bulut (1973) tarafından Hacısam Köyü çevresinde hidrojeolojik incelemelerde Miyosen Filişleri olarak ele alınan Karabakır Formasyonu göl nehir ve karasal volkanizma ürünleri olarak incelenmiştir. Türkmen (1988), Palu-Çaybağı çevresinde konglomera, kumtaşı, çamurtaşı, kireçtaşı, marn ve tüfitlerden oluşan göl ve nehir ortam çökellerini Çaybağı Formasyonu adı altında incelemiştir.

İlk kez Van yöresinde tarafından tanımlanan Kırkgeçit Formasyonuna Elazığ yöresinde, Avşar (1983) Orta Eosen-Lütesiyen yaşını vermiştir. Özkul (1988), Kırkgeçit Formasyonunun Orta Eosende bölgede etkili olan Maden Karmaşığı oluşumunu sağlayan kuzeye eğimli dalma-batma ile kuzeydeki Avrasya levhasında ortaya çıkan gerilmelere bağlı olarak oluşan denizel havzada oluştuğunu savunmuştur. Çetindağ (1989), Elazığ güneybatısında havzanın litolojisini marn ve kumtaşları, kumlu-killi kireçtaşı ve kireçtaşı ile temsil etmiştir.

Elazığ-Palu ve Karakoçan ovalarında Palu Formasyonu nehir taraçaları olarak tanımlanmış ve 1/100.000 ölçekte haritalanmıştır. Çetindağ (1985), Kovancılar-Palu yöresinde birimin konglomera, kumtaşı ve çamurtaşlarından oluştuğunu belirtmiştir. Türkmen (1988), Çaybağı yöresinde Pliyo-Kuvaterner çökelleri olarak ele aldığı Palu Formasyonu nun geometri ve sedimentolojisini inceleyerek birimin Palu antiklinalinin eksenine paralel olarak uzanan ve geniş alanda yayılım gösteren alüvyon yelpazesi ve akarsu çökellerinden oluştuğunu savunmuştur.

2.GENEL JEOLojİ

İnceleme alanı, Kızıldağ Ofiyolit Masifi ile Hatay Bölgesi'nden başlayarak Hakkari Bölgesine kadar uzanan (Yazgan, 1984), Doğu Toros orojenik kuşağında yer almaktadır. İnceleme alanında değişik yaş ve özellikte 4 jeolojik birim bulunmaktadır (Şekil 2.1-2.2).

Çalışmanın temel konusu Çaybağı Neojen havzası sedimanter killilerinin mineraloji, kökeni ve jeokimyası olduğundan inceleme alanındaki birimler şimdiye kadar yapılmış çalışmalarda ve bu çalışmada elde edilen veriler doğrultusunda incelenilecektir.

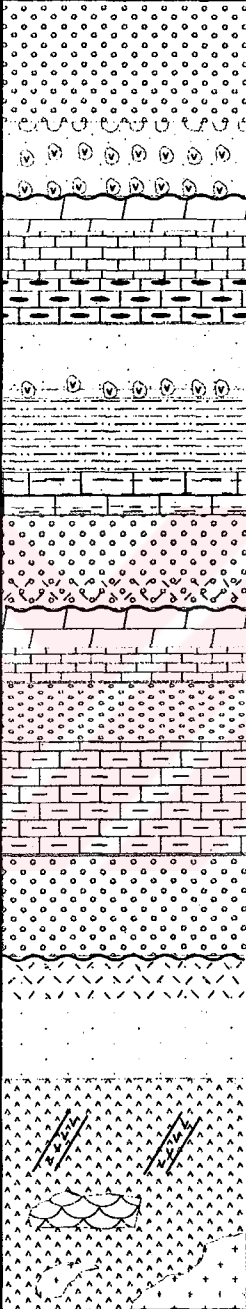
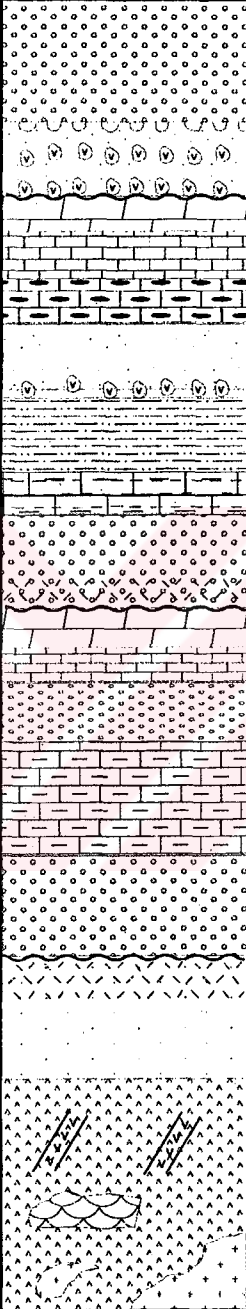
2.1. Elazığ Magmatitleri

2.1.1.Tanım

Magmatik kayaç ve volkanosedimanter özellikteki kayaçlarda oluşan birim ilk defa Perinçek (1979a) tarafından Yüksekova Karmaşığı olarak tanımlanmış, son yıllarda yapılan bir çok araştırmada değişik isimler altında incelenmiştir. Araştırmacıların büyük çoğunluğu birimi Yüksekova Karmaşığı (Perinçek, 1979b; Yazgan, 1984; Aktürk, 1985, 1991; Akgül, 1993) bazı araştırmacılar Baskil Magmatitleri (Yazgan, 1983, 1984; Asutay, 1985), Baskil Granitoyidi (Akgül, 1991), Elazığ Magmatitleri (Turan vd., 1993; Bingöl ve Aydoğdu, 1994; Bingöl ve Beyarslan, 1994) ve Elazığ Karmaşığı (Hemtom ve Savcı, 1982) adı altında incelemiştir. Bu çalışmada Elazığ bölgesindeki magmatitler için Elazığ Magmatitleri ismi benimsenmiştir.

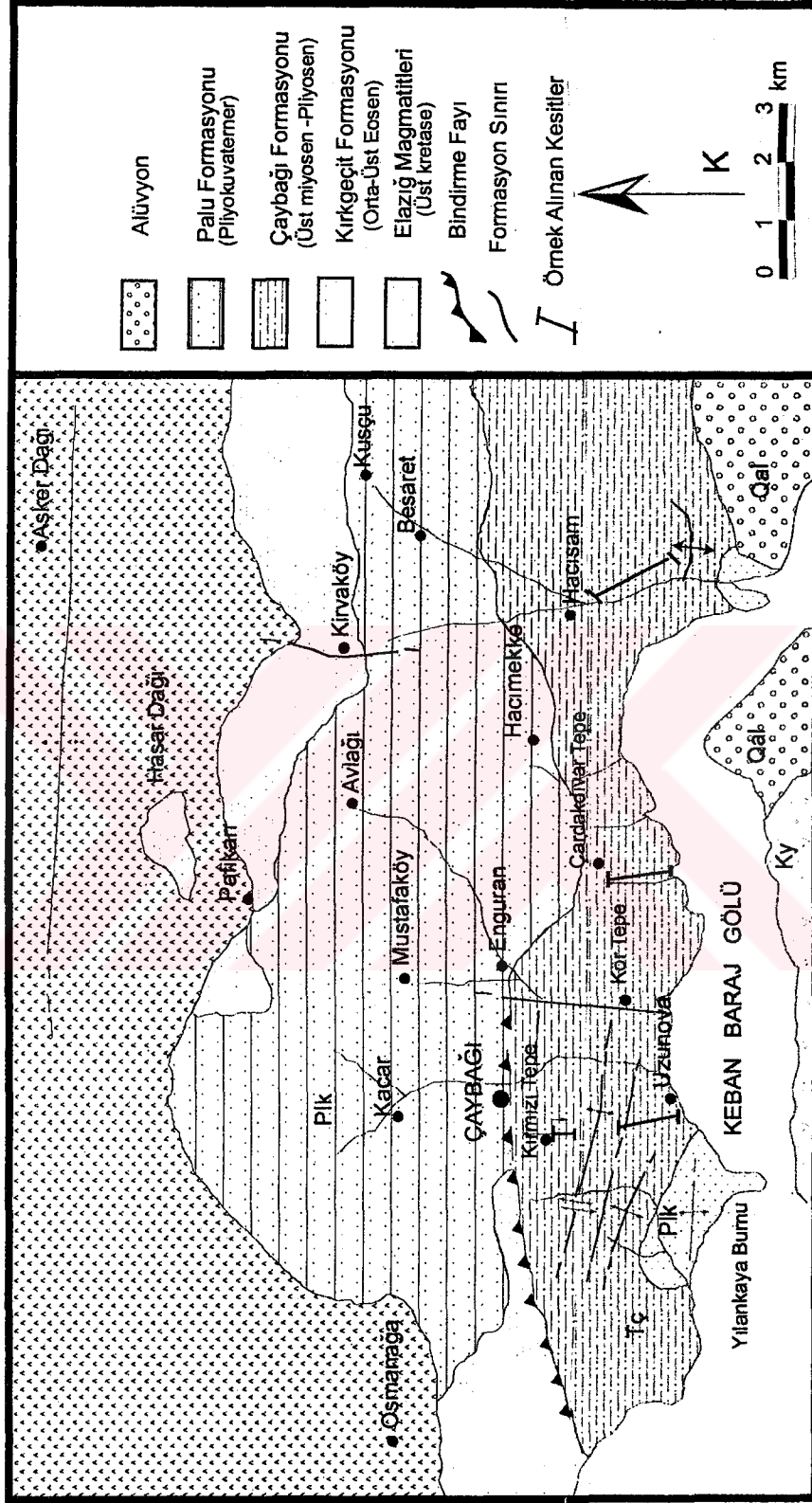
2.1.2.Dağılım ve Konum

Doğuda Hakkari'den başlayıp, batıda Elbistan'a kadar oldukça geniş alanda izlenebilen magmatitler, Elazığ ve çevresinde de yaygın olarak yüzeylemektedir.

YAŞ		BİRİM		İŞARET	KALINLIK	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
KUATERN		Palu For.	Pik				
TERSİYER	NEOJEN	ÜST MIYOSEN-PLİYOSEN	Çaybağı Formasyonu	Tç	>1200		Alüvyon
	PALEOJEN						ORTA-ÜST EOSEN
KRETASE	ÜST KRETASE	SENONİYEN	Elazığ Magmatitleri	Kem			Radoniyen Orojeni
							Çörtlü kireçtaşı
							Turba arakatlı karbonatlı - kumlu kilitaşı
							killi-çörtlü kireçtaşı, kireçtaşı, konglomera,
							killi-tüflü kumtaşı ardalanması
							Kumtaşı Pireniyen Orojeni
							Dolomit Kalsit
							Kumtaşı
							Marn
							Kumtaşı
							Laramiyen Orojeni
							Volkanik malzemeli kumtaşı
							Dasit Daykları, Andezitik lav ve piroklastitler
							Andezit, bazalt ve bazaltik yastıklavlar
							Granit intrüzyonları

Şekil 2.1 İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti

Şekil 2.2 İnceleme alanının jeolojî haritası (Türkmen, 1988'den)



Güneyde Guleman-Kömürhan ve İspendere Ofiyolitleri ve Hazar-Maden Karmaşığı üzerine tektonik olarak gelmekte, kuzeyde ise çoğunlukla Tersiyer yaşlı sedimanlar tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

İnceleme alanında birim Osmanağa Köyü'nden başlamakta, doğuya doğru Asker Dağı, Hasar dağı boyunca geniş yayılım göstermektedir. Palu antiklinalinin çekirdek kısmını oluşturan bu birimin çalışma alanında tabanı görülememekte, tavanı ise Palu ve Kırkgeçit Formasyonları tarafından açısız uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 2.1.,2.2.).

2.1.3.Litoloji

Genel olarak Doğu Toroslar, Elazığ ve çevresinde granit, diyorit, monzodiyorit, tonalit gibi derinlik, yarı derinlik kayaları ile bunların üzerinde bazaltik yastıklav, andezitik lav akıntıları ve piroklastitlerden oluşan birim inceleme alanında andezit, bazalt, bazaltik yastıklavlar, andezitik tüf, aglomera, şeyl ve kalın tabakalı volkanik malzemeli kumtaşları aralanması olarak bulunmaktadır. Osmanağa Köyü çevresinde andezit ve aglomera aralanmaları izlenebilmektedir. Yastıklavların merkezi kısmı, kristalize kabuk, camsı kabuk, hamur ve çimentodan oluşmuşlardır. Elipsoidal ve tüp şekilli olan yastıklavların boyu 30 cm ile 4 m arasında değişmektedir. Koyu yeşil renklidirler (Şekil 2.3). Fahribey Köyü batısında Kayataşı Tepe'de ve Kırvaköy kuzeyindeki Gorikoz Tepe'de aglomera, şeyl ve orta-kalın tabakalı sert kumtaşları görülmektedir. Kızılan Köyü 1 km kuzeyinde yol yarmalarındaki aglomeralarda düzenli tabakalar açık olarak görülmektedir. Bunlar genellikle gri renkli olup, taneli oldukça iyi yuvarlaklaşmıştır. Kum boyutundan blok boyutuna kadar değişen oranda bileşenler bulunmaktadır. Aralarındaki kumlu seviyeler aşınmış, bunun üzerindeki aglomera tabakaları topografyada sert çıkıntılar oluşturmuştur. Kumtaşları volkanik malzemeli olup silisleşmiş, sık kıvrımlı, bol çatlaklı ve çatlaklar kalsitle doldurulmuştur (Türkmen, 1988). Andezit ve piroklastitler aralanmalı olup andezitler oldukça sıkı ve porfirik dokulu, piroklastitler ise andezitlere göre daha fazla aşınmış, ayrılmış beyazımsı bir görünüm sunmaktadır.

Güneyde Guleman-Kömürhan ve İspendere Ofiyolitleri ve Hazar-Maden Karmaşığı üzerine tektonik olarak gelmekte, kuzeyde ise çoğunlukla Tersiyer yaşlı sedimanlar tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

İnceleme alanında birim Osmanağa Köyü'nden başlamakta, doğuya doğru Asker Dağı, Hasar dağı boyunca geniş yayılım göstermektedir. Palu antiklinalinin çekirdek kısmını oluşturan bu birimin çalışma alanında tabanı görülememekte, tavanı ise Palu ve Kırkgeçit Formasyonları tarafından açısız uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 2.1.,2.2.).

2.1.3.Litoloji

Genel olarak Doğu Toroslar, Elazığ ve çevresinde granit, diyorit, monzodiyorit, tonalit gibi derinlik, yarı derinlik kayaları ile bunların üzerinde bazaltik yastıklav, andezitik lav akıntıları ve piroklastitlerden oluşan birim inceleme alanında andezit, bazalt, bazaltik yastıklavlar, andezitik tüf, aglomera, şeyl ve kalın tabakalı volkanik malzemeli kumtaşları aralanması olarak bulunmaktadır. Osmanağa Köyü çevresinde andezit ve aglomera aralanmaları izlenebilmektedir. Yastıklavların merkezi kısmı, kristalize kabuk, camsı kabuk, hamur ve çimentodan oluşmuşlardır. Elipsoidal ve tüp şekilli olan yastıklavların boyu 30 cm ile 4 m arasında değişmektedir. Koyu yeşil renklidirler (Şekil 2.3). Fahribey Köyü batısında Kayataşı Tepe'de ve Kırvaköy kuzeyindeki Gorikoz Tepe'de aglomera, şeyl ve orta-kalın tabakalı sert kumtaşları görülmektedir. Kızılan Köyü 1 km kuzeyinde yol yarmalarındaki aglomeralarda düzenli tabakalar açık olarak görülmektedir. Bunlar genellikle gri renkli olup, taneli oldukça iyi yuvarlaklaşmıştır. Kum boyutundan blok boyutuna kadar değişen oranda bileşenler bulunmaktadır. Aralarındaki kumlu seviyeler aşınmış, bunun üzerindeki aglomera tabakaları topografyada sert çıkıntılar oluşturmuştur. Kumtaşları volkanik malzemeli olup silisleşmiş, sık kıvrımlı, bol çatlaklı ve çatlaklar kalsitle doldurulmuştur (Türkmen, 1988). Andezit ve piroklastitler aralanmalı olup andezitler oldukça sıkı ve porfirik dokulu, piroklastitler ise andezitlere göre daha fazla aşınmış, ayrılmış beyazımsı bir görünüm sunmaktadır.

Güneyde Guleman-Kömürhan ve İspendere Ofiyolitleri ve Hazar-Maden Karmaşığı üzerine tektonik olarak gelmekte, kuzeyde ise çoğunlukla Tersiyer yaşlı sedimanlar tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

İnceleme alanında birim Osmanağa Köyü'nden başlamakta, doğuya doğru Asker Dağı, Hasar dağı boyunca geniş yayılım göstermektedir. Palu antiklinalinin çekirdek kısmını oluşturan bu birimin çalışma alanında tabanı görülememekte, tavanı ise Palu ve Kırkgeçit Formasyonları tarafından açısız uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 2.1.,2.2.).

2.1.3.Litoloji

Genel olarak Doğu Toroslar, Elazığ ve çevresinde granit, diyorit, monzodiyorit, tonalit gibi derinlik, yarı derinlik kayaları ile bunların üzerinde bazaltik yastıklav, andezitik lav akıntıları ve piroklastitlerden oluşan birim inceleme alanında andezit, bazalt, bazaltik yastıklavlar, andezitik tüf, aglomera, şeyl ve kalın tabakalı volkanik malzemeli kumtaşları aralanması olarak bulunmaktadır. Osmanağa Köyü çevresinde andezit ve aglomera aralanmaları izlenebilmektedir. Yastıklavların merkezi kısmı, kristalize kabuk, camsı kabuk, hamur ve çimentodan oluşmuşlardır. Elipsoidal ve tüp şekilli olan yastıklavların boyu 30 cm ile 4 m arasında değişmektedir. Koyu yeşil renklidirler (Şekil 2.3). Fahribey Köyü batısında Kayataşı Tepe'de ve Kırvaköy kuzeyindeki Gorikoz Tepe'de aglomera, şeyl ve orta-kalın tabakalı sert kumtaşları görülmektedir. Kızılan Köyü 1 km kuzeyinde yol yarmalarındaki aglomeralarda düzenli tabakalar açık olarak görülmektedir. Bunlar genellikle gri renkli olup, taneli oldukça iyi yuvarlaklaşmıştır. Kum boyutundan blok boyutuna kadar değişen oranda bileşenler bulunmaktadır. Aralarındaki kumlu seviyeler aşınmış, bunun üzerindeki aglomera tabakaları topografyada sert çıkıntılar oluşturmuştur. Kumtaşları volkanik malzemeli olup silisleşmiş, sık kıvrımlı, bol çatlaklı ve çatlaklar kalsitle doldurulmuştur (Türkmen, 1988). Andezit ve piroklastitler aralanmalı olup andezitler oldukça sıkı ve porfirik dokulu, piroklastitler ise andezitlere göre daha fazla aşınmış, ayrılmış beyazımsı bir görünüm sunmaktadır.

Güneyde Guleman-Kömürhan ve İspendere Ofiyolitleri ve Hazar-Maden Karmaşığı üzerine tektonik olarak gelmekte, kuzeyde ise çoğunlukla Tersiyer yaşlı sedimanlar tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

İnceleme alanında birim Osmanağa Köyü'nden başlamakta, doğuya doğru Asker Dağı, Hasar dağı boyunca geniş yayılım göstermektedir. Palu antiklinalinin çekirdek kısmını oluşturan bu birimin çalışma alanında tabanı görülememekte, tavanı ise Palu ve Kırkgeçit Formasyonları tarafından açısız uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 2.1.,2.2.).

2.1.3.Litoloji

Genel olarak Doğu Toroslar, Elazığ ve çevresinde granit, diyorit, monzodiyorit, tonalit gibi derinlik, yarı derinlik kayaları ile bunların üzerinde bazaltik yastıklav, andezitik lav akıntıları ve piroklastitlerden oluşan birim inceleme alanında andezit, bazalt, bazaltik yastıklavlar, andezitik tüf, aglomera, şeyl ve kalın tabakalı volkanik malzemeli kumtaşları aralanması olarak bulunmaktadır. Osmanağa Köyü çevresinde andezit ve aglomera aralanmaları izlenebilmektedir. Yastıklavların merkezi kısmı, kristalize kabuk, camsı kabuk, hamur ve çimentodan oluşmuşlardır. Elipsoidal ve tüp şekilli olan yastıklavların boyu 30 cm ile 4 m arasında değişmektedir. Koyu yeşil renklidirler (Şekil 2.3). Fahribey Köyü batısında Kayataşı Tepe'de ve Kırvaköy kuzeyindeki Gorikoz Tepe'de aglomera, şeyl ve orta-kalın tabakalı sert kumtaşları görülmektedir. Kızılan Köyü 1 km kuzeyinde yol yarmalarındaki aglomeralarda düzenli tabakalar açık olarak görülmektedir. Bunlar genellikle gri renkli olup, taneli oldukça iyi yuvarlaklaşmıştır. Kum boyutundan blok boyutuna kadar değişen oranda bileşenler bulunmaktadır. Aralarındaki kumlu seviyeler aşınmış, bunun üzerindeki aglomera tabakaları topografyada sert çıkıntılar oluşturmuştur. Kumtaşları volkanik malzemeli olup silisleşmiş, sık kıvrımlı, bol çatlaklı ve çatlaklar kalsitle doldurulmuştur (Türkmen, 1988). Andezit ve piroklastitler aralanmalı olup andezitler oldukça sıkı ve porfirik dokulu, piroklastitler ise andezitlere göre daha fazla aşınmış, ayrılmış beyazımsı bir görünüm sunmaktadır.

Güneyde Guleman-Kömürhan ve İspendere Ofiyolitleri ve Hazar-Maden Karmaşığı üzerine tektonik olarak gelmekte, kuzeyde ise çoğunlukla Tersiyer yaşlı sedimanlar tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

İnceleme alanında birim Osmanağa Köyü'nden başlamakta, doğuya doğru Asker Dağı, Hasar dağı boyunca geniş yayılım göstermektedir. Palu antiklinalinin çekirdek kısmını oluşturan bu birimin çalışma alanında tabanı görülememekte, tavanı ise Palu ve Kırkgeçit Formasyonları tarafından açısız uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 2.1.,2.2.).

2.1.3.Litoloji

Genel olarak Doğu Toroslar, Elazığ ve çevresinde granit, diyorit, monzodiyorit, tonalit gibi derinlik, yarı derinlik kayaları ile bunların üzerinde bazaltik yastıklav, andezitik lav akıntıları ve piroklastitlerden oluşan birim inceleme alanında andezit, bazalt, bazaltik yastıklavlar, andezitik tüf, aglomera, şeyl ve kalın tabakalı volkanik malzemeli kumtaşları aralanması olarak bulunmaktadır. Osmanağa Köyü çevresinde andezit ve aglomera aralanmaları izlenebilmektedir. Yastıklavların merkezi kısmı, kristalize kabuk, camsı kabuk, hamur ve çimentodan oluşmuşlardır. Elipsoidal ve tüp şekilli olan yastıklavların boyu 30 cm ile 4 m arasında değişmektedir. Koyu yeşil renklidirler (Şekil 2.3). Fahribey Köyü batısında Kayataşı Tepe'de ve Kırvaköy kuzeyindeki Gorikoz Tepe'de aglomera, şeyl ve orta-kalın tabakalı sert kumtaşları görülmektedir. Kızılan Köyü 1 km kuzeyinde yol yarmalarındaki aglomeralarda düzenli tabakalar açık olarak görülmektedir. Bunlar genellikle gri renkli olup, taneli oldukça iyi yuvarlaklaşmıştır. Kum boyutundan blok boyutuna kadar değişen oranda bileşenler bulunmaktadır. Aralarındaki kumlu seviyeler aşınmış, bunun üzerindeki aglomera tabakaları topografyada sert çıkıntılar oluşturmuştur. Kumtaşları volkanik malzemeli olup silisleşmiş, sık kıvrımlı, bol çatlaklı ve çatlaklar kalsitle doldurulmuştur (Türkmen, 1988). Andezit ve piroklastitler aralanmalı olup andezitler oldukça sıkı ve porfirik dokulu, piroklastitler ise andezitlere göre daha fazla aşınmış, ayrılmış beyazımsı bir görünüm sunmaktadır.

Güneyde Guleman-Kömürhan ve İspendere Ofiyolitleri ve Hazar-Maden Karmaşığı üzerine tektonik olarak gelmekte, kuzeyde ise çoğunlukla Tersiyer yaşlı sedimanlar tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

İnceleme alanında birim Osmanağa Köyü'nden başlamakta, doğuya doğru Asker Dağı, Hasar dağı boyunca geniş yayılım göstermektedir. Palu antiklinalinin çekirdek kısmını oluşturan bu birimin çalışma alanında tabanı görülememekte, tavanı ise Palu ve Kırkgeçit Formasyonları tarafından açısal uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 2.1.,2.2.).

2.1.3.Litoloji

Genel olarak Doğu Toroslar, Elazığ ve çevresinde granit, diyorit, monzodiyorit, tonalit gibi derinlik, yarı derinlik kayaları ile bunların üzerinde bazaltik yastıklav, andezitik lav akıntıları ve piroklastitlerden oluşan birim inceleme alanında andezit, bazalt, bazaltik yastıklavlar, andezitik tüf, aglomera, şeyl ve kalın tabakalı volkanik malzemeli kumtaşları araldanması olarak bulunmaktadır. Osmanağa Köyü çevresinde andezit ve aglomera araldanmaları izlenebilmektedir. Yastıklavların merkezi kısmı, kristalize kabuk, camsı kabuk, hamur ve çimentodan oluşmuşlardır. Elipsoidal ve tüp şekilli olan yastıklavların boyu 30 cm ile 4 m arasında değişmektedir. Koyu yeşil renklidirler (Şekil 2.3). Fahribey Köyü batısında Kayataşı Tepe'de ve Kırvaköy kuzeyindeki Gorikoz Tepe'de aglomera, şeyl ve orta-kalın tabakalı sert kumtaşları görülmektedir. Kızılan Köyü 1 km kuzeyinde yol yarmalarındaki aglomeralarda düzenli tabakalar açık olarak görülmektedir. Bunlar genellikle gri renkli olup, taneli oldukça iyi yuvarlaklaşmıştır. Kum boyutundan blok boyutuna kadar değişen oranda bileşenler bulunmaktadır. Aralarındaki kumlu seviyeler aşınmış, bunun üzerindeki aglomera tabakaları topografyada sert çıkıntılar oluşturmuştur. Kumtaşları volkanik malzemeli olup silisleşmiş, sık kıvrımlı, bol çatlaklı ve çatlaklar kalsitle doldurulmuştur (Türkmen, 1988). Andezit ve piroklastitler araldanmalı olup andezitler oldukça sıkı ve porfirik dokulu, piroklastitler ise andezitlere göre daha fazla aşınmış, ayrılmış beyazımsı bir görünüm sunmaktadır.

2.2.Kırkgeçit Formasyonu

2.2.1.Tanım

Birim ilk defa Van'ın güneydoğusundaki Kırkgeçit bucağı civarında yapılan çalışmada Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı jeologları tarafından Kırkgeçit Formasyonu olarak adlandırılmıştır (Perinçek, 1979).

Perinçek (1979a), Naz (1979), Elazığ-Malatya yörelerinde, Bingöl (1982, 1984), Avşar (1983), Asutay (1985), Baskil yöresinde Çetindağ (1985), Palu-Kovancılar yöresinde aynı adı kullanmışlardır.

2.2.2 Dağılım ve Konum

Elazığ batısında Keban-Baskil arasında, Baskil çevresinde, Pertek doğusunda, Palu-Kovancılar arasında geniş yüzeylemeler sunan birim inceleme alanında Kirvaköy, Pafikan çevresinde ve batıda Osmanağa Köyü güneyinde yüzeyletiği yerlerde Yüksekova Karmaşığı üzerine aşıl uyumsuzlukla gelmektedir. Kızılan, Kirvaköy, Avlağı, Kuşçu Köyleri çevresinde Palu Formasyonu tarafından aşıl uyumsuzlukla örtölmekte, Mirmehmet Köyü 2 km güneybatısında ise Çaybağı Formasyonu üzerine tektonik dokanakla gelmektedir (Şekil 2.2.), (Türkmen, 1988).

2.2.3. Litoloji

Birim genel olarak Elazığ ve çevresinde derin deniz yelpaze çökelleri ve düşey yönde geçişli oldukları yamaç ve havza düzlüğü çökelleri ile karakterize edilir. Çoğunlukla ince orta taneli silttaş ve bunlarla ara tabakalı çamurtaş, kayma yapılı kumtaş-çamurtaş, kalın tabakalı, kaba taneli fosilli kalkaranit-karbonat çamurtaşları ile konglomeratik sığ kanal dolgularından meydana gelen birim, inceleme alanında kumtaş marn ve kireçtaşlarından oluşmuştur.

Kumtaşı ve marnlar, tabanda ince taneli, ince tabakalı iz fosilli kumtaşları ile başlamakta, yukarıya doğru iri taneli kalkarinitik kumtaşlarına ve marnlara geçmektedir (Türkmen, 1988).

2.2.4.Petrografi

Kumtaşları oldukça sert olup iyi tabakalanma göstermektedirler. Bol çatlaklıdır ve çatlaklar kalsitle doldurulmuşlardır. Derecelenme, kaval yapıları, oluk izleri gibi tabaka altı ve tabaka içi yapılar izlenmektedir. Marnlar geniş alanlarda yayılmakta olup, genellikle gri, koyu gri renklerde dirler. Bunlar çatlaklı olup, çatlakların içleri siyah bir renk kazanmıştır. Bazı seviyelerde masif yapılı, bazı seviyelerde ise tabakalanmalar göstermektedirler (Türkmen, 1988).

Marnların üzerine masif yapılı kireçtaşları gelmektedir. Bunlar bol fosilli mikritik bileşimlidir. Genellikle çatlaklı olup, çatlaklar spari-kalsitle doldurulmuştur. Bileşenlerini mikrit, düşük oranda sparit çimento, fosiller ve karbonat kayaç parçaları oluşturmaktadır. Petrografik incelemesi yapılan örneklerin Folk (1959) sınıflamasına göre biyomikrit ve kötü yıkanmış biyosparit oldukları saptanmıştır (Türkmen, 1988).

2.2.5.Petrojenez

Birim üzerinde inceleme yapan araştırmacılar klasik türbiditler ve bunlarla birlikte bulunan moloz ve tane akması ürünlerinden oluşan Kırkgeçit Formasyonunun genelde yoğun tektonizma ile yaklaşık D-B doğrultuda derin ve uzun bir depolanma havzasında çökeldiğini kabul etmektedirler. (Sungurlu vd., 1985).

2.2.6.Fosil Topluluğu ve Yaş

İçerdiği fosil topluluğuna göre Kırkgeçit Formasyonunun Elazığ çevresinde Orta Eosen- Üst Oligosen yaşlı olduğu belirlenmiştir (Özkul, 1988). Elazığ doğusundaki istifin kuzeybatısındakine oranla eksik olması nedeniyle bazı araştırmacılar da (Avşar, 1983, Bingöl, 1984) birimin yaşını Orta-Üst Eosen olarak belirtmişlerdir.

Türkmen (1988), inceleme alanında kireçtaşlarından alınan örneklerde *Nummulites sp.*, *Chapmanina gausinensis*, *Bryozoa*, *Astrigerina*, *Mercan*, *Kırmızı alg* (Det: Dr. S. Özcan) gibi Üst Eosen-Oligosen yaşlı fosiller tayin etmiştir (Türkmen, 1988).

2.3. Çaybağı (Karabakır) Formasyonu

2.3.1.Tanım

Altınlı (1966), Horasan çevresinde Üst Miyosen gölsel kömürlü marn, kıltaşı, zayıf çimentolu çapraz tabakalı kumtaşı birimini tanımlamıştır. İlker (1966), Hınıs yöresinde konglomera, kumtaşı, marn, kömür ve kireçtaşından oluşan Alt Miyosen yaşlı birimi Zırnak Formasyonu olarak tanımlamıştır. Tuna (1979), Elazığ-Palu-Pertek yöresinde yaptığı çalışmalarda Kırkgeçit Formasyonu olarak haritalamıştır.

2.3.2.Dağılım ve Konum

Doğu ve Güneydoğu Anadolu'da yaygın volkanik yüzlekler olarak, Elazığ kuzeybatısında batı ve güneyinde; Kovancılar-Bingöl yolu üzerinde Peri suyu güneyinde (Naz, 1979); Pertek'in kuzeybatısında (Kürüm, 1995) genellikle volkanitler az oranda gölsel nehir çökelleri halinde bulunmaktadır. Birim inceleme alanında Keban Baraj Gölü ile kuzeyde Çaybağı, Enguran ve Hacısam köyleri arasında yaklaşık 60 km²'lik bir alan kaplamaktadır (Şekil 2.2).

Çaybağı Formasyonunun tabanı Keban Baraj Gölü altında kalmış olup, bu nedenle görülememekte, tavanı ise Palu Formasyonu tarafından açısız uyumsuzlukla örtülmektedir. Çaybağı nahiyesi batısında ise birimin üzerine Kırkgeçit ve Palu Formasyonları tektonik olarak gelmektedir (Şekil 2.2.,2.3). Çaybağı Formasyonunun Keban Barajı Gölü su seviyesi üzerindeki görünür kalınlığı 1200 m kadardır (Türkmen, 1988).

2.3.3.Litoloji

Turan ve Bingöl (1993), Karabakır Formasyonunun tümüyle karasal (göl ve nehir) ortam çökelleri ve karasal volkanizma ürünleriyle temsil edildiğini, formasyonun değişik seviyelerinde hem tortul, hem de volkanik malzemelerin bulunduğunu ve bu malzemelerin birbiriyle yanal ve düşey yönde girik olduklarını belirtmektedir. Yazarlara göre volkanik malzemelerin etkin olduğu sahalarda tabanda koyu renkli lav akıntısı ve aglomeralarla başlayan birim, aglomera lapilli taş, tuf, tüfit ve volkanik kumtaşlarıyla devam ederek bazalt akıntılarıyla son bulmaktadır. Göl ve nehir tortullarının egemen oldukları sahalarda ise, konglomera, kumtaşları-kiltaşı, kireçtaşı tabakaları ve yer yer organik malzemeli turba seviyeleri görülmektedir.

İnceleme alanında göl ve nehir havzası olarak bulunan birim konglomera, kumtaşı, turba arakatlı kiltası, kireçtaşı litoloji birimlerinden oluşmaktadır.

Konglomeralar, genellikle kırmızı renkli, mercekli geometrili, andezit, bazalt, kumtaşı ve kireçtaşı çakıllarından oluşmuştur. Çakıllar genellikle iyi yuvarlaklaşmış ve iyi boylanmış (Şekil 2.6).

Kumtaşları, açık gri renkli genellikle zayıf çimentolu, masif görünümlüdür. İçerisinde çakıllar ve bazı seviyelerde kırmızı renkli konglomera mercekleri içerir. Küçük ölçekli çapraz tabakalanma sunmaktadır (Şekil 2.7).

Kireçtaşları, killi kireçtaş, çörtlü kireçtaş, kalsit, dolomit, kalsitli dolomit bileşiminde olup, formasyonun baskın kayaç birimlerini oluşturmaktadır. Yer yer

Çaybağı Formasyonunun tabanı Keban Baraj Gölü altında kalmış olup, bu nedenle görülememekte, tavanı ise Palu Formasyonu tarafından açısız uyumsuzlukla örtülmektedir. Çaybağı nahiyesi batısında ise birimin üzerine Kırkgeçit ve Palu Formasyonları tektonik olarak gelmektedir (Şekil 2.2.,2.3). Çaybağı Formasyonunun Keban Barajı Gölü su seviyesi üzerindeki görünür kalınlığı 1200 m kadardır (Türkmen, 1988).

2.3.3.Litoloji

Turan ve Bingöl (1993), Karabakır Formasyonunun tümüyle karasal (göl ve nehir) ortam çökelleri ve karasal volkanizma ürünleriyle temsil edildiğini, formasyonun değişik seviyelerinde hem tortul, hem de volkanik malzemelerin bulunduğunu ve bu malzemelerin birbiriyle yanal ve düşey yönde girik olduklarını belirtmektedir. Yazarlara göre volkanik malzemelerin etkin olduğu sahalarda tabanda koyu renkli lav akıntısı ve aglomeralarla başlayan birim, aglomera lapilli taş, tüf, tüfit ve volkanik kumtaşlarıyla devam ederek bazalt akıntılarıyla son bulmaktadır. Göl ve nehir tortullarının egemen oldukları sahalarda ise, konglomera, kumtaşları-kiltaşı, kireçtaşı tabakaları ve yer yer organik malzemeli turba seviyeleri görülmektedir.

İnceleme alanında göl ve nehir havzası olarak bulunan birim konglomera, kumtaşı, turba arakatlı kiltası, kireçtaşı litoloji birimlerinden oluşmaktadır.

Konglomeralar, genellikle kırmızı renkli, mercekli geometrili, andezit, bazalt, kumtaşı ve kireçtaşı çakıllarından oluşmuştur. Çakıllar genellikle iyi yuvarlaklaşmış ve iyi boylanmış (Şekil 2.6).

Kumtaşları, açık gri renkli genellikle zayıf çimentolu, masif görünümlüdür. İçerisinde çakıllar ve bazı seviyelerde kırmızı renkli konglomera mercekleri içerir. Küçük ölçekli çapraz tabakalanma sunmaktadır (Şekil 2.7).

Kireçtaşları, killi kireçtaş, çörtlü kireçtaş, kalsit, dolomit, kalsitli dolomit bileşiminde olup, formasyonun baskın kayaç birimlerini oluşturmaktadır. Yer yer

Çaybağı Formasyonunun tabanı Keban Baraj Gölü altında kalmış olup, bu nedenle görülememekte, tavanı ise Palu Formasyonu tarafından açısız uyumsuzlukla örtülmektedir. Çaybağı nahiyesi batısında ise birimin üzerine Kırkgeçit ve Palu Formasyonları tektonik olarak gelmektedir (Şekil 2.2.,2.3). Çaybağı Formasyonunun Keban Barajı Gölü su seviyesi üzerindeki görünür kalınlığı 1200 m kadardır (Türkmen, 1988).

2.3.3.Litoloji

Turan ve Bingöl (1993), Karabakır Formasyonunun tümüyle karasal (göl ve nehir) ortam çökelleri ve karasal volkanizma ürünleriyle temsil edildiğini, formasyonun değişik seviyelerinde hem tortul, hem de volkanik malzemelerin bulunduğunu ve bu malzemelerin birbiriyle yanal ve düşey yönde girik olduklarını belirtmektedir. Yazarlara göre volkanik malzemelerin etkin olduğu sahalarda tabanda koyu renkli lav akıntısı ve aglomeralarla başlayan birim, aglomera lapilli taş, tüf, tüfit ve volkanik kumtaşlarıyla devam ederek bazalt akıntılarıyla son bulmaktadır. Göl ve nehir tortullarının egemen oldukları sahalarda ise, konglomera, kumtaşları-kiltaşı, kireçtaşı tabakaları ve yer yer organik malzemeli turba seviyeleri görülmektedir.

İnceleme alanında göl ve nehir havzası olarak bulunan birim konglomera, kumtaşı, turba arakatlı kiltaşı, kireçtaşı litoloji birimlerinden oluşmaktadır.

Konglomeralar, genellikle kırmızı renkli, mercekli geometrili, andezit, bazalt, kumtaşı ve kireçtaşı çakıllarından oluşmuştur. Çakıllar genellikle iyi yuvarlaklaşmış ve iyi boylanmış (Şekil 2.6).

Kumtaşları, açık gri renkli genellikle zayıf çimentolu, masif görünümlüdür. İçerisinde çakıllar ve bazı seviyelerde kırmızı renkli konglomera mercekleri içerir. Küçük ölçekli çapraz tabakalanma sunmaktadır (Şekil 2.7).

Kireçtaşları, killi kireçtaş, çörtlü kireçtaş, kalsit, dolomit, kalsitli dolomit bileşiminde olup, formasyonun baskın kayaç birimlerini oluşturmaktadır. Yer yer

Çaybağı Formasyonunun tabanı Keban Baraj Gölü altında kalmış olup, bu nedenle görülememekte, tavanı ise Palu Formasyonu tarafından açısız uyumsuzlukla örtülmektedir. Çaybağı nahiyesi batısında ise birimin üzerine Kırkgeçit ve Palu Formasyonları tektonik olarak gelmektedir (Şekil 2.2.,2.3). Çaybağı Formasyonunun Keban Barajı Gölü su seviyesi üzerindeki görünür kalınlığı 1200 m kadardır (Türkmen, 1988).

2.3.3.Litoloji

Turan ve Bingöl (1993), Karabakır Formasyonunun tümüyle karasal (göl ve nehir) ortam çökelleri ve karasal volkanizma ürünleriyle temsil edildiğini, formasyonun değişik seviyelerinde hem tortul, hem de volkanik malzemelerin bulunduğunu ve bu malzemelerin birbiriyle yanal ve düşey yönde girik olduklarını belirtmektedir. Yazarlara göre volkanik malzemelerin etkin olduğu sahalarda tabanda koyu renkli lav akıntısı ve aglomeralarla başlayan birim, aglomera lapilli taş, tüf, tüfit ve volkanik kumtaşlarıyla devam ederek bazalt akıntılarıyla son bulmaktadır. Göl ve nehir tortullarının egemen oldukları sahalarda ise, konglomera, kumtaşları-kiltaşı, kireçtaşı tabakaları ve yer yer organik malzemeli turba seviyeleri görülmektedir.

İnceleme alanında göl ve nehir havzası olarak bulunan birim konglomera, kumtaşı, turba arakatlı kiltaşı, kireçtaşı litoloji birimlerinden oluşmaktadır.

Konglomeralar, genellikle kırmızı renkli, mercekli geometrili, andezit, bazalt, kumtaşı ve kireçtaşı çakıllarından oluşmuştur. Çakıllar genellikle iyi yuvarlaklaşmış ve iyi boylanmış (Şekil 2.6).

Kumtaşları, açık gri renkli genellikle zayıf çimentolu, masif görünümlüdür. İçerisinde çakıllar ve bazı seviyelerde kırmızı renkli konglomera mercekleri içerir. Küçük ölçekli çapraz tabakalanma sunmaktadır (Şekil 2.7).

Kireçtaşları, killi kireçtaş, çörtlü kireçtaş, kalsit, dolomit, kalsitli dolomit bileşiminde olup, formasyonun baskın kayaç birimlerini oluşturmaktadır. Yer yer

Çaybağı Formasyonunun tabanı Keban Baraj Gölü altında kalmış olup, bu nedenle görülememekte, tavanı ise Palu Formasyonu tarafından açısız uyumsuzlukla örtülmektedir. Çaybağı nahiyesi batısında ise birimin üzerine Kırkgeçit ve Palu Formasyonları tektonik olarak gelmektedir (Şekil 2.2.,2.3). Çaybağı Formasyonunun Keban Barajı Gölü su seviyesi üzerindeki görünür kalınlığı 1200 m kadardır (Türkmen, 1988).

2.3.3.Litoloji

Turan ve Bingöl (1993), Karabakır Formasyonunun tümüyle karasal (göl ve nehir) ortam çökelleri ve karasal volkanizma ürünleriyle temsil edildiğini, formasyonun değişik seviyelerinde hem tortul, hem de volkanik malzemelerin bulunduğunu ve bu malzemelerin birbiriyle yanal ve düşey yönde girik olduklarını belirtmektedir. Yazarlara göre volkanik malzemelerin etkin olduğu sahalarda tabanda koyu renkli lav akıntısı ve aglomeralarla başlayan birim, aglomera lapilli taş, tuf, tüfit ve volkanik kumtaşlarıyla devam ederek bazalt akıntılarıyla son bulmaktadır. Göl ve nehir tortullarının egemen oldukları sahalarda ise, konglomera, kumtaşları-kiltaşı, kireçtaşı tabakaları ve yer yer organik malzemeli turba seviyeleri görülmektedir.

İnceleme alanında göl ve nehir havzası olarak bulunan birim konglomera, kumtaşı, turba arakatlı kiltası, kireçtaşı litoloji birimlerinden oluşmaktadır.

Konglomeralar, genellikle kırmızı renkli, mercekli geometrili, andezit, bazalt, kumtaşı ve kireçtaşı çakıllarından oluşmuştur. Çakıllar genellikle iyi yuvarlaklaşmış ve iyi boylanmış (Şekil 2.6).

Kumtaşları, açık gri renkli genellikle zayıf çimentolu, masif görünümlüdür. İçerisinde çakıllar ve bazı seviyelerde kırmızı renkli konglomera mercekleri içerir. Küçük ölçekli çapraz tabakalanma sunmaktadır (Şekil 2.7).

Kireçtaşları, killi kireçtaş, çörtlü kireçtaş, kalsit, dolomit, kalsitli dolomit bileşiminde olup, formasyonun baskın kayaç birimlerini oluşturmaktadır. Yer yer

Çaybağı Formasyonunun tabanı Keban Baraj Gölü altında kalmış olup, bu nedenle görülememekte, tavanı ise Palu Formasyonu tarafından açısız uyumsuzlukla örtülmektedir. Çaybağı nahiyesi batısında ise birimin üzerine Kırkgeçit ve Palu Formasyonları tektonik olarak gelmektedir (Şekil 2.2.,2.3). Çaybağı Formasyonunun Keban Barajı Gölü su seviyesi üzerindeki görünür kalınlığı 1200 m kadardır (Türkmen, 1988).

2.3.3.Litoloji

Turan ve Bingöl (1993), Karabakır Formasyonunun tümüyle karasal (göl ve nehir) ortam çökelleri ve karasal volkanizma ürünleriyle temsil edildiğini, formasyonun değişik seviyelerinde hem tortul, hem de volkanik malzemelerin bulunduğunu ve bu malzemelerin birbiriyle yanal ve düşey yönde girik olduklarını belirtmektedir. Yazarlara göre volkanik malzemelerin etkin olduğu sahalarda tabanda koyu renkli lav akıntısı ve aglomeralarla başlayan birim, aglomera lapilli taş, tuf, tüfit ve volkanik kumtaşlarıyla devam ederek bazalt akıntılarıyla son bulmaktadır. Göl ve nehir tortullarının egemen oldukları sahalarda ise, konglomera, kumtaşları-kiltaşı, kireçtaşı tabakaları ve yer yer organik malzemeli turba seviyeleri görülmektedir.

İnceleme alanında göl ve nehir havzası olarak bulunan birim konglomera, kumtaşı, turba arakatlı kiltası, kireçtaşı litoloji birimlerinden oluşmaktadır.

Konglomeralar, genellikle kırmızı renkli, mercekli geometrili, andezit, bazalt, kumtaşı ve kireçtaşı çakıllarından oluşmuştur. Çakıllar genellikle iyi yuvarlaklaşmış ve iyi boylanmış (Şekil 2.6).

Kumtaşları, açık gri renkli genellikle zayıf çimentolu, masif görünümlüdür. İçerisinde çakıllar ve bazı seviyelerde kırmızı renkli konglomera mercekleri içerir. Küçük ölçekli çapraz tabakalanma sunmaktadır (Şekil 2.7).

Kireçtaşları, killi kireçtaş, çörtlü kireçtaş, kalsit, dolomit, kalsitli dolomit bileşiminde olup, formasyonun baskın kayaç birimlerini oluşturmaktadır. Yer yer

Çaybağı Formasyonunun tabanı Keban Baraj Gölü altında kalmış olup, bu nedenle görülememekte, tavanı ise Palu Formasyonu tarafından açısız uyumsuzlukla örtülmektedir. Çaybağı nahiyesi batısında ise birimin üzerine Kırkgeçit ve Palu Formasyonları tektonik olarak gelmektedir (Şekil 2.2.,2.3). Çaybağı Formasyonunun Keban Barajı Gölü su seviyesi üzerindeki görünür kalınlığı 1200 m kadardır (Türkmen, 1988).

2.3.3.Litoloji

Turan ve Bingöl (1993), Karabakır Formasyonunun tümüyle karasal (göl ve nehir) ortam çökelleri ve karasal volkanizma ürünleriyle temsil edildiğini, formasyonun değişik seviyelerinde hem tortul, hem de volkanik malzemelerin bulunduğunu ve bu malzemelerin birbiriyle yanal ve düşey yönde girik olduklarını belirtmektedir. Yazarlara göre volkanik malzemelerin etkin olduğu sahalarda tabanda koyu renkli lav akıntısı ve aglomeralarla başlayan birim, aglomera lapilli taş, tuf, tüfit ve volkanik kumtaşlarıyla devam ederek bazalt akıntılarıyla son bulmaktadır. Göl ve nehir tortullarının egemen oldukları sahalarda ise, konglomera, kumtaşları-kiltaşı, kireçtaşı tabakaları ve yer yer organik malzemeli turba seviyeleri görülmektedir.

İnceleme alanında göl ve nehir havzası olarak bulunan birim konglomera, kumtaşı, turba arakatlı kiltası, kireçtaşı litoloji birimlerinden oluşmaktadır.

Konglomeralar, genellikle kırmızı renkli, mercekli geometrili, andezit, bazalt, kumtaşı ve kireçtaşı çakıllarından oluşmuştur. Çakıllar genellikle iyi yuvarlaklaşmış ve iyi boylanmış (Şekil 2.6).

Kumtaşları, açık gri renkli genellikle zayıf çimentolu, masif görünümlüdür. İçerisinde çakıllar ve bazı seviyelerde kırmızı renkli konglomera mercekleri içerir. Küçük ölçekli çapraz tabakalanma sunmaktadır (Şekil 2.7).

Kireçtaşları, killi kireçtaş, çörtlü kireçtaş, kalsit, dolomit, kalsitli dolomit bileşiminde olup, formasyonun baskın kayaç birimlerini oluşturmaktadır. Yer yer

2.4.2. Dağılım ve Konum

Elazığ havzasında çoğunlukla tektonik yapılara ve Fırat nehrine paralel bir yayılım gösteren birim, Aksoy vd. (1996) tarafından Palu alt havzası, Çaybağı alt havzası ve Baskil alt havzası olarak üç bölüme ayrılmıştır. İnceleme alanında Palu antiklinalinin eksenine paralel olarak D-B doğrultusunda yayılım gösteren Çaybağı alt havzası çökelleri kuzeyde Kuşçu, Kirvaköy, Pafikan, Fahribey Köyleri ile güneyde Çaybağı, Enguran, Hacimekke köyleri arasında yayılım sunmaktadır. Ayrıca Gülüşkür Köprüsü kuzeyinde ve Deliktaş Tepe çevresinde yüzeylemektedir (Türkmen 1988).

2.4.3. Litoloji

Palu, ve Baskil alt havzasında organize olmuş konglomera, çapraz tabakalı kumtaşları, çamurtaşlarından oluşan birim, inceleme alanında kalın tabakalı zayıf çimentolu konglomera ve kumtaşlarından meydana gelmiştir. Avlağı-Kuşcu köyleri arasında yayılım gösteren konglomeraların büyük çoğunluğu andezit, bazalt çakıllarından oluşmuştur. Avlağı civarındaki düzlükleri oluşturan konglomeraların çoğunluğu ise Kırkgeçit Formasyonuna ait kumtaşı çökellerinden oluşmaktadır. Daha güneyde Hacimekke köylerine doğru nummulitli kireçtaşı çakıllarının yoğunluğu dikkat çekmektedir. Gülüşkür köprüsü kuzeyindeki kum ocaklarında ve Deliktaş Tepe çevresinde maksimum tane boyu 20-25 cm'ye varan zayıf çimentolu ve kum merccekleri içeren konglomeralar yerel maktadır (Şekil 2.12). Bunların çökelleri kuzeydekilere göre daha iyi boylanmış ve derecelenmeler göstermekte olup, killi ve çamurlu seviyeler içermemesinden dolayı kum ocakları olarak işletilmektedir (Türkmen, 1988).

2.4.4. Sedimentoloji

İnceleme alanında Palu Formasyonunu oluşturan kayaçlar, geometri, yanal-düşey tane özellikleri, birincil tortul yapılar ve doku gibi özelliklerine göre Türkmen (1988) tarafından 5 litofasiyese ayrılmıştır. Bunlar;

2.4.2. Dağılım ve Konum

Elazığ havzasında çoğunlukla tektonik yapılara ve Fırat nehrine paralel bir yayılım gösteren birim, Aksoy vd. (1996) tarafından Palu alt havzası, Çaybağı alt havzası ve Baskil alt havzası olarak üç bölüme ayrılmıştır. İnceleme alanında Palu antiklinalinin eksenine paralel olarak D-B doğrultusunda yayılım gösteren Çaybağı alt havzası çökelleri kuzeyde Kuşçu, Kirvaköy, Pafikan, Fahribey Köyleri ile güneyde Çaybağı, Enguran, Hacimekke köyleri arasında yayılım sunmaktadır. Ayrıca Gülüşkür Köprüsü kuzeyinde ve Deliktaş Tepe çevresinde yüzeylemektedir (Türkmen 1988).

2.4.3. Litoloji

Palu, ve Baskil alt havzasında organize olmuş konglomera, çapraz tabakalı kumtaşları, çamurtaşlarından oluşan birim, inceleme alanında kalın tabakalı zayıf çimentolu konglomera ve kumtaşlarından meydana gelmiştir. Avlağı-Kuşcu köyleri arasında yayılım gösteren konglomeraların büyük çoğunluğu andezit, bazalt çakıllarından oluşmuştur. Avlağı civarındaki düzlükleri oluşturan konglomeraların çoğunluğu ise Kırkgeçit Formasyonuna ait kumtaşı çökellerinden oluşmaktadır. Daha güneyde Hacimekke köylerine doğru nummulitli kireçtaşı çakıllarının yoğunluğu dikkat çekmektedir. Gülüşkür köprüsü kuzeyindeki kum ocaklarında ve Deliktaş Tepe çevresinde maksimum tane boyu 20-25 cm'ye varan zayıf çimentolu ve kum merccekleri içeren konglomeralar yerel maktadır (Şekil 2.12). Bunların çökelleri kuzeydekilere göre daha iyi boylanmış ve derecelenmeler göstermekte olup, killi ve çamurlu seviyeler içermemesinden dolayı kum ocakları olarak işletilmektedir (Türkmen, 1988).

2.4.4. Sedimentoloji

İnceleme alanında Palu Formasyonunu oluşturan kayaçlar, geometri, yanal-düşey tane özellikleri, birincil tortul yapılar ve doku gibi özelliklerine göre Türkmen (1988) tarafından 5 litofasiyese ayrılmıştır. Bunlar;

2.4.2. Dağılım ve Konum

Elazığ havzasında çoğunlukla tektonik yapılara ve Fırat nehrine paralel bir yayılım gösteren birim, Aksoy vd. (1996) tarafından Palu alt havzası, Çaybağı alt havzası ve Baskil alt havzası olarak üç bölüme ayrılmıştır. İnceleme alanında Palu antiklinalinin eksenine paralel olarak D-B doğrultusunda yayılım gösteren Çaybağı alt havzası çökelleri kuzeyde Kuşçu, Kirvaköy, Pafikan, Fahribey Köyleri ile güneyde Çaybağı, Enguran, Hacimekke köyleri arasında yayılım sunmaktadır. Ayrıca Gülüşkür Köprüsü kuzeyinde ve Deliktaş Tepe çevresinde yüzeylemektedir (Türkmen 1988).

2.4.3. Litoloji

Palu, ve Baskil alt havzasında organize olmuş konglomera, çapraz tabakalı kumtaşları, çamurtaşlarından oluşan birim, inceleme alanında kalın tabakalı zayıf çimentolu konglomera ve kumtaşlarından meydana gelmiştir. Avlağı-Kuşcu köyleri arasında yayılım gösteren konglomeraların büyük çoğunluğu andezit, bazalt çakıllarından oluşmuştur. Avlağı civarındaki düzlükleri oluşturan konglomeraların çoğunluğu ise Kırkgeçit Formasyonuna ait kumtaşı çökellerinden oluşmaktadır. Daha güneyde Hacimekke köylerine doğru nummulitli kireçtaşı çakıllarının yoğunluğu dikkat çekmektedir. Gülüşkür köprüsü kuzeyindeki kum ocaklarında ve Deliktaş Tepe çevresinde maksimum tane boyu 20-25 cm'ye varan zayıf çimentolu ve kum merccekleri içeren konglomeralar yerel maktadır (Şekil 2.12). Bunların çökelleri kuzeydekilere göre daha iyi boylanmış ve derecelenmeler göstermekte olup, killi ve çamurlu seviyeler içermemesinden dolayı kum ocakları olarak işletilmektedir (Türkmen, 1988).

2.4.4. Sedimentoloji

İnceleme alanında Palu Formasyonunu oluşturan kayaçlar, geometri, yanal-düşey tane özellikleri, birincil tortul yapılar ve doku gibi özelliklerine göre Türkmen (1988) tarafından 5 litofasiyese ayrılmıştır. Bunlar;

2.4.2. Dağılım ve Konum

Elazığ havzasında çoğunlukla tektonik yapılara ve Fırat nehrine paralel bir yayılım gösteren birim, Aksoy vd. (1996) tarafından Palu alt havzası, Çaybağı alt havzası ve Baskil alt havzası olarak üç bölüme ayrılmıştır. İnceleme alanında Palu antiklinalinin eksenine paralel olarak D-B doğrultusunda yayılım gösteren Çaybağı alt havzası çökelleri kuzeyde Kuşçu, Kirvaköy, Pafikan, Fahribey Köyleri ile güneyde Çaybağı, Enguran, Hacimekke köyleri arasında yayılım sunmaktadır. Ayrıca Gülüşkür Köprüsü kuzeyinde ve Deliktaş Tepe çevresinde yüzeylemektedir (Türkmen 1988).

2.4.3. Litoloji

Palu, ve Baskil alt havzasında organize olmuş konglomera, çapraz tabakalı kumtaşları, çamurtaşlarından oluşan birim, inceleme alanında kalın tabakalı zayıf çimentolu konglomera ve kumtaşlarından meydana gelmiştir. Avlağı-Kuşcu köyleri arasında yayılım gösteren konglomeraların büyük çoğunluğu andezit, bazalt çakıllarından oluşmuştur. Avlağı civarındaki düzlükleri oluşturan konglomeraların çoğunluğu ise Kırkgeçit Formasyonuna ait kumtaşı çökellerinden oluşmaktadır. Daha güneyde Hacimekke köylerine doğru nummulitli kireçtaşı çakıllarının yoğunluğu dikkat çekmektedir. Gülüşkür köprüsü kuzeyindeki kum ocaklarında ve Deliktaş Tepe çevresinde maksimum tane boyu 20-25 cm'ye varan zayıf çimentolu ve kum merccekleri içeren konglomeralar yerel maktadır (Şekil 2.12). Bunların çökelleri kuzeydekilere göre daha iyi boylanmış ve derecelenmeler göstermekte olup, killi ve çamurlu seviyeler içermemesinden dolayı kum ocakları olarak işletilmektedir (Türkmen, 1988).

2.4.4. Sedimentoloji

İnceleme alanında Palu Formasyonunu oluşturan kayaçlar, geometri, yanal-düşey tane özellikleri, birincil tortul yapılar ve doku gibi özelliklerine göre Türkmen (1988) tarafından 5 litofasiyese ayrılmıştır. Bunlar;

2.4.2. Dağılım ve Konum

Elazığ havzasında çoğunlukla tektonik yapılara ve Fırat nehrine paralel bir yayılım gösteren birim, Aksoy vd. (1996) tarafından Palu alt havzası, Çaybağı alt havzası ve Baskil alt havzası olarak üç bölüme ayrılmıştır. İnceleme alanında Palu antiklinalinin eksenine paralel olarak D-B doğrultusunda yayılım gösteren Çaybağı alt havzası çökelleri kuzeyde Kuşçu, Kirvaköy, Pafikan, Fahribey Köyleri ile güneyde Çaybağı, Enguran, Hacimekke köyleri arasında yayılım sunmaktadır. Ayrıca Gülüşkür Köprüsü kuzeyinde ve Deliktaş Tepe çevresinde yüzeylemektedir (Türkmen 1988).

2.4.3. Litoloji

Palu, ve Baskil alt havzasında organize olmuş konglomera, çapraz tabakalı kumtaşları, çamurtaşlarından oluşan birim, inceleme alanında kalın tabakalı zayıf çimentolu konglomera ve kumtaşlarından meydana gelmiştir. Avlağı-Kuşcu köyleri arasında yayılım gösteren konglomeraların büyük çoğunluğu andezit, bazalt çakıllarından oluşmuştur. Avlağı civarındaki düzlükleri oluşturan konglomeraların çoğunluğu ise Kırkgeçit Formasyonuna ait kumtaşı çökellerinden oluşmaktadır. Daha güneyde Hacimekke köylerine doğru nummulitli kireçtaşı çakıllarının yoğunluğu dikkat çekmektedir. Gülüşkür köprüsü kuzeyindeki kum ocaklarında ve Deliktaş Tepe çevresinde maksimum tane boyu 20-25 cm'ye varan zayıf çimentolu ve kum merccekleri içeren konglomeralar yerel maktadır (Şekil 2.12). Bunların çökelleri kuzeydekilere göre daha iyi boylanmış ve derecelenmeler göstermekte olup, killi ve çamurlu seviyeler içermemesinden dolayı kum ocakları olarak işletilmektedir (Türkmen, 1988).

2.4.4. Sedimentoloji

İnceleme alanında Palu Formasyonunu oluşturan kayaçlar, geometri, yanal-düşey tane özellikleri, birincil tortul yapılar ve doku gibi özelliklerine göre Türkmen (1988) tarafından 5 litofasiyese ayrılmıştır. Bunlar;

2.4.2. Dağılım ve Konum

Elazığ havzasında çoğunlukla tektonik yapılara ve Fırat nehrine paralel bir yayılım gösteren birim, Aksoy vd. (1996) tarafından Palu alt havzası, Çaybağı alt havzası ve Baskil alt havzası olarak üç bölüme ayrılmıştır. İnceleme alanında Palu antiklinalinin eksenine paralel olarak D-B doğrultusunda yayılım gösteren Çaybağı alt havzası çökelleri kuzeyde Kuşçu, Kirvaköy, Pafikan, Fahribey Köyleri ile güneyde Çaybağı, Enguran, Hacimekke köyleri arasında yayılım sunmaktadır. Ayrıca Gülüşkür Köprüsü kuzeyinde ve Deliktaş Tepe çevresinde yüzeylemektedir (Türkmen 1988).

2.4.3. Litoloji

Palu, ve Baskil alt havzasında organize olmuş konglomera, çapraz tabakalı kumtaşları, çamurtaşlarından oluşan birim, inceleme alanında kalın tabakalı zayıf çimentolu konglomera ve kumtaşlarından meydana gelmiştir. Avlağı-Kuşcu köyleri arasında yayılım gösteren konglomeraların büyük çoğunluğu andezit, bazalt çakıllarından oluşmuştur. Avlağı civarındaki düzlükleri oluşturan konglomeraların çoğunluğu ise Kırkgeçit Formasyonuna ait kumtaşı çökellerinden oluşmaktadır. Daha güneyde Hacimekke köylerine doğru nummulitli kireçtaşı çakıllarının yoğunluğu dikkat çekmektedir. Gülüşkür köprüsü kuzeyindeki kum ocaklarında ve Deliktaş Tepe çevresinde maksimum tane boyu 20-25 cm'ye varan zayıf çimentolu ve kum merccekleri içeren konglomeralar yerel maktadır (Şekil 2.12). Bunların çökelleri kuzeydekilere göre daha iyi boylanmış ve derecelenmeler göstermekte olup, killi ve çamurlu seviyeler içermemesinden dolayı kum ocakları olarak işletilmektedir (Türkmen, 1988).

2.4.4. Sedimentoloji

İnceleme alanında Palu Formasyonunu oluşturan kayaçlar, geometri, yanal-düşey tane özellikleri, birincil tortul yapılar ve doku gibi özelliklerine göre Türkmen (1988) tarafından 5 litofasiyese ayrılmıştır. Bunlar;

2.4.2. Dağılım ve Konum

Elazığ havzasında çoğunlukla tektonik yapılara ve Fırat nehrine paralel bir yayılım gösteren birim, Aksoy vd. (1996) tarafından Palu alt havzası, Çaybağı alt havzası ve Baskil alt havzası olarak üç bölüme ayrılmıştır. İnceleme alanında Palu antiklinalinin eksenine paralel olarak D-B doğrultusunda yayılım gösteren Çaybağı alt havzası çökelleri kuzeyde Kuşçu, Kirvaköy, Pafikan, Fahribey Köyleri ile güneyde Çaybağı, Enguran, Hacimekke köyleri arasında yayılım sunmaktadır. Ayrıca Gülüşkür Köprüsü kuzeyinde ve Deliktaş Tepe çevresinde yüzeylemektedir (Türkmen 1988).

2.4.3. Litoloji

Palu, ve Baskil alt havzasında organize olmuş konglomera, çapraz tabakalı kumtaşları, çamurtaşlarından oluşan birim, inceleme alanında kalın tabakalı zayıf çimentolu konglomera ve kumtaşlarından meydana gelmiştir. Avlağı-Kuşcu köyleri arasında yayılım gösteren konglomeraların büyük çoğunluğu andezit, bazalt çakıllarından oluşmuştur. Avlağı civarındaki düzlükleri oluşturan konglomeraların çoğunluğu ise Kırkgeçit Formasyonuna ait kumtaşı çökellerinden oluşmaktadır. Daha güneyde Hacimekke köylerine doğru nummulitli kireçtaşı çakıllarının yoğunluğu dikkat çekmektedir. Gülüşkür köprüsü kuzeyindeki kum ocaklarında ve Deliktaş Tepe çevresinde maksimum tane boyu 20-25 cm'ye varan zayıf çimentolu ve kum merccekleri içeren konglomeralar yerel maktadır (Şekil 2.12). Bunların çökelleri kuzeydekilere göre daha iyi boylanmış ve derecelenmeler göstermekte olup, killi ve çamurlu seviyeler içermemesinden dolayı kum ocakları olarak işletilmektedir (Türkmen, 1988).

2.4.4. Sedimentoloji

İnceleme alanında Palu Formasyonunu oluşturan kayaçlar, geometri, yanal-düşey tane özellikleri, birincil tortul yapılar ve doku gibi özelliklerine göre Türkmen (1988) tarafından 5 litofasiyese ayrılmıştır. Bunlar;

2.4.2. Dağılım ve Konum

Elazığ havzasında çoğunlukla tektonik yapılara ve Fırat nehrine paralel bir yayılım gösteren birim, Aksoy vd. (1996) tarafından Palu alt havzası, Çaybağı alt havzası ve Baskil alt havzası olarak üç bölüme ayrılmıştır. İnceleme alanında Palu antiklinalinin eksenine paralel olarak D-B doğrultusunda yayılım gösteren Çaybağı alt havzası çökelleri kuzeyde Kuşçu, Kirvaköy, Pafikan, Fahribey Köyleri ile güneyde Çaybağı, Enguran, Hacimekke köyleri arasında yayılım sunmaktadır. Ayrıca Gülüşkür Köprüsü kuzeyinde ve Deliktaş Tepe çevresinde yüzeylemektedir (Türkmen 1988).

2.4.3. Litoloji

Palu, ve Baskil alt havzasında organize olmuş konglomera, çapraz tabakalı kumtaşları, çamurtaşlarından oluşan birim, inceleme alanında kalın tabakalı zayıf çimentolu konglomera ve kumtaşlarından meydana gelmiştir. Avlağı-Kuşcu köyleri arasında yayılım gösteren konglomeraların büyük çoğunluğu andezit, bazalt çakıllarından oluşmuştur. Avlağı civarındaki düzlükleri oluşturan konglomeraların çoğunluğu ise Kırkgeçit Formasyonuna ait kumtaşı çökellerinden oluşmaktadır. Daha güneyde Hacimekke köylerine doğru nummulitli kireçtaşı çakıllarının yoğunluğu dikkat çekmektedir. Gülüşkür köprüsü kuzeyindeki kum ocaklarında ve Deliktaş Tepe çevresinde maksimum tane boyu 20-25 cm'ye varan zayıf çimentolu ve kum merccekleri içeren konglomeralar yerel maktadır (Şekil 2.12). Bunların çökelleri kuzeydekilere göre daha iyi boylanmış ve derecelenmeler göstermekte olup, killi ve çamurlu seviyeler içermemesinden dolayı kum ocakları olarak işletilmektedir (Türkmen, 1988).

2.4.4. Sedimentoloji

İnceleme alanında Palu Formasyonunu oluşturan kayaçlar, geometri, yanal-düşey tane özellikleri, birincil tortul yapılar ve doku gibi özelliklerine göre Türkmen (1988) tarafından 5 litofasiyese ayrılmıştır. Bunlar;

2.4.2. Dağılım ve Konum

Elazığ havzasında çoğunlukla tektonik yapılara ve Fırat nehrine paralel bir yayılım gösteren birim, Aksoy vd. (1996) tarafından Palu alt havzası, Çaybağı alt havzası ve Baskil alt havzası olarak üç bölüme ayrılmıştır. İnceleme alanında Palu antiklinalinin eksenine paralel olarak D-B doğrultusunda yayılım gösteren Çaybağı alt havzası çökelleri kuzeyde Kuşçu, Kirvaköy, Pafikan, Fahribey Köyleri ile güneyde Çaybağı, Enguran, Hacimekke köyleri arasında yayılım sunmaktadır. Ayrıca Gülüşkür Köprüsü kuzeyinde ve Deliktaş Tepe çevresinde yüzeylemektedir (Türkmen 1988).

2.4.3. Litoloji

Palu, ve Baskil alt havzasında organize olmuş konglomera, çapraz tabakalı kumtaşları, çamurtaşlarından oluşan birim, inceleme alanında kalın tabakalı zayıf çimentolu konglomera ve kumtaşlarından meydana gelmiştir. Avlağı-Kuşcu köyleri arasında yayılım gösteren konglomeraların büyük çoğunluğu andezit, bazalt çakıllarından oluşmuştur. Avlağı civarındaki düzlükleri oluşturan konglomeraların çoğunluğu ise Kırkgeçit Formasyonuna ait kumtaşı çökellerinden oluşmaktadır. Daha güneyde Hacimekke köylerine doğru nummulitli kireçtaşı çakıllarının yoğunluğu dikkat çekmektedir. Gülüşkür köprüsü kuzeyindeki kum ocaklarında ve Deliktaş Tepe çevresinde maksimum tane boyu 20-25 cm'ye varan zayıf çimentolu ve kum merccekleri içeren konglomeralar yerel maktadır (Şekil 2.12). Bunların çökelleri kuzeydekilere göre daha iyi boylanmış ve derecelenmeler göstermekte olup, killi ve çamurlu seviyeler içermemesinden dolayı kum ocakları olarak işletilmektedir (Türkmen, 1988).

2.4.4. Sedimentoloji

İnceleme alanında Palu Formasyonunu oluşturan kayaçlar, geometri, yanal-düşey tane özellikleri, birincil tortul yapılar ve doku gibi özelliklerine göre Türkmen (1988) tarafından 5 litofasiyese ayrılmıştır. Bunlar;

2.4.2. Dağılım ve Konum

Elazığ havzasında çoğunlukla tektonik yapılara ve Fırat nehrine paralel bir yayılım gösteren birim, Aksoy vd. (1996) tarafından Palu alt havzası, Çaybağı alt havzası ve Baskil alt havzası olarak üç bölüme ayrılmıştır. İnceleme alanında Palu antiklinalinin eksenine paralel olarak D-B doğrultusunda yayılım gösteren Çaybağı alt havzası çökelleri kuzeyde Kuşçu, Kirvaköy, Pafikan, Fahribey Köyleri ile güneyde Çaybağı, Enguran, Hacimekke köyleri arasında yayılım sunmaktadır. Ayrıca Gülüşkür Köprüsü kuzeyinde ve Deliktaş Tepe çevresinde yüzeylemektedir (Türkmen 1988).

2.4.3. Litoloji

Palu, ve Baskil alt havzasında organize olmuş konglomera, çapraz tabakalı kumtaşları, çamurtaşlarından oluşan birim, inceleme alanında kalın tabakalı zayıf çimentolu konglomera ve kumtaşlarından meydana gelmiştir. Avlağı-Kuşcu köyleri arasında yayılım gösteren konglomeraların büyük çoğunluğu andezit, bazalt çakıllarından oluşmuştur. Avlağı civarındaki düzlükleri oluşturan konglomeraların çoğunluğu ise Kırkgeçit Formasyonuna ait kumtaşı çökellerinden oluşmaktadır. Daha güneyde Hacimekke köylerine doğru nummulitli kireçtaşı çakıllarının yoğunluğu dikkat çekmektedir. Gülüşkür köprüsü kuzeyindeki kum ocaklarında ve Deliktaş Tepe çevresinde maksimum tane boyu 20-25 cm'ye varan zayıf çimentolu ve kum merccekleri içeren konglomeralar yerel maktadır (Şekil 2.12). Bunların çökelleri kuzeydekilere göre daha iyi boylanmış ve derecelenmeler göstermekte olup, killi ve çamurlu seviyeler içermemesinden dolayı kum ocakları olarak işletilmektedir (Türkmen, 1988).

2.4.4. Sedimentoloji

İnceleme alanında Palu Formasyonunu oluşturan kayaçlar, geometri, yanal-düşey tane özellikleri, birincil tortul yapılar ve doku gibi özelliklerine göre Türkmen (1988) tarafından 5 litofasiyese ayrılmıştır. Bunlar;

2.4.2. Dağılım ve Konum

Elazığ havzasında çoğunlukla tektonik yapılara ve Fırat nehrine paralel bir yayılım gösteren birim, Aksoy vd. (1996) tarafından Palu alt havzası, Çaybağı alt havzası ve Baskil alt havzası olarak üç bölüme ayrılmıştır. İnceleme alanında Palu antiklinalinin eksenine paralel olarak D-B doğrultusunda yayılım gösteren Çaybağı alt havzası çökelleri kuzeyde Kuşçu, Kirvaköy, Pafikan, Fahribey Köyleri ile güneyde Çaybağı, Enguran, Hacimekke köyleri arasında yayılım sunmaktadır. Ayrıca Gülüşkür Köprüsü kuzeyinde ve Deliktaş Tepe çevresinde yüzeylemektedir (Türkmen 1988).

2.4.3. Litoloji

Palu, ve Baskil alt havzasında organize olmuş konglomera, çapraz tabakalı kumtaşları, çamurtaşlarından oluşan birim, inceleme alanında kalın tabakalı zayıf çimentolu konglomera ve kumtaşlarından meydana gelmiştir. Avlağı-Kuşcu köyleri arasında yayılım gösteren konglomeraların büyük çoğunluğu andezit, bazalt çakıllarından oluşmuştur. Avlağı civarındaki düzlükleri oluşturan konglomeraların çoğunluğu ise Kırkgeçit Formasyonuna ait kumtaşı çökellerinden oluşmaktadır. Daha güneyde Hacimekke köylerine doğru nummulitli kireçtaşı çakıllarının yoğunluğu dikkat çekmektedir. Gülüşkür köprüsü kuzeyindeki kum ocaklarında ve Deliktaş Tepe çevresinde maksimum tane boyu 20-25 cm'ye varan zayıf çimentolu ve kum merccekleri içeren konglomeralar yerel maktadır (Şekil 2.12). Bunların çökelleri kuzeydekilere göre daha iyi boylanmış ve derecelenmeler göstermekte olup, killi ve çamurlu seviyeler içermemesinden dolayı kum ocakları olarak işletilmektedir (Türkmen, 1988).

2.4.4. Sedimentoloji

İnceleme alanında Palu Formasyonunu oluşturan kayaçlar, geometri, yanal-düşey tane özellikleri, birincil tortul yapılar ve doku gibi özelliklerine göre Türkmen (1988) tarafından 5 litofasiyese ayrılmıştır. Bunlar;

2.4.2. Dağılım ve Konum

Elazığ havzasında çoğunlukla tektonik yapılara ve Fırat nehrine paralel bir yayılım gösteren birim, Aksoy vd. (1996) tarafından Palu alt havzası, Çaybağı alt havzası ve Baskil alt havzası olarak üç bölüme ayrılmıştır. İnceleme alanında Palu antiklinalinin eksenine paralel olarak D-B doğrultusunda yayılım gösteren Çaybağı alt havzası çökelleri kuzeyde Kuşçu, Kirvaköy, Pafikan, Fahribey Köyleri ile güneyde Çaybağı, Enguran, Hacimekke köyleri arasında yayılım sunmaktadır. Ayrıca Gülüşkür Köprüsü kuzeyinde ve Deliktaş Tepe çevresinde yüzeylemektedir (Türkmen 1988).

2.4.3. Litoloji

Palu, ve Baskil alt havzasında organize olmuş konglomera, çapraz tabakalı kumtaşları, çamurtaşlarından oluşan birim, inceleme alanında kalın tabakalı zayıf çimentolu konglomera ve kumtaşlarından meydana gelmiştir. Avlağı-Kuşcu köyleri arasında yayılım gösteren konglomeraların büyük çoğunluğu andezit, bazalt çakıllarından oluşmuştur. Avlağı civarındaki düzlükleri oluşturan konglomeraların çoğunluğu ise Kırkgeçit Formasyonuna ait kumtaşı çökellerinden oluşmaktadır. Daha güneyde Hacimekke köylerine doğru nummulitli kireçtaşı çakıllarının yoğunluğu dikkat çekmektedir. Gülüşkür köprüsü kuzeyindeki kum ocaklarında ve Deliktaş Tepe çevresinde maksimum tane boyu 20-25 cm'ye varan zayıf çimentolu ve kum merccekleri içeren konglomeralar yerel maktadır (Şekil 2.12). Bunların çökelleri kuzeydekilere göre daha iyi boylanmış ve derecelenmeler göstermekte olup, killi ve çamurlu seviyeler içermemesinden dolayı kum ocakları olarak işletilmektedir (Türkmen, 1988).

2.4.4. Sedimentoloji

İnceleme alanında Palu Formasyonunu oluşturan kayaçlar, geometri, yanal-düşey tane özellikleri, birincil tortul yapılar ve doku gibi özelliklerine göre Türkmen (1988) tarafından 5 litofasiyese ayrılmıştır. Bunlar;

2.4.2. Dağılım ve Konum

Elazığ havzasında çoğunlukla tektonik yapılara ve Fırat nehrine paralel bir yayılım gösteren birim, Aksoy vd. (1996) tarafından Palu alt havzası, Çaybağı alt havzası ve Baskil alt havzası olarak üç bölüme ayrılmıştır. İnceleme alanında Palu antiklinalinin eksenine paralel olarak D-B doğrultusunda yayılım gösteren Çaybağı alt havzası çökelleri kuzeyde Kuşçu, Kirvaköy, Pafikan, Fahribey Köyleri ile güneyde Çaybağı, Enguran, Hacimekke köyleri arasında yayılım sunmaktadır. Ayrıca Gülüşkür Köprüsü kuzeyinde ve Deliktaş Tepe çevresinde yüzeylemektedir (Türkmen 1988).

2.4.3. Litoloji

Palu, ve Baskil alt havzasında organize olmuş konglomera, çapraz tabakalı kumtaşları, çamurtaşlarından oluşan birim, inceleme alanında kalın tabakalı zayıf çimentolu konglomera ve kumtaşlarından meydana gelmiştir. Avlağı-Kuşcu köyleri arasında yayılım gösteren konglomeraların büyük çoğunluğu andezit, bazalt çakıllarından oluşmuştur. Avlağı civarındaki düzlükleri oluşturan konglomeraların çoğunluğu ise Kırkgeçit Formasyonuna ait kumtaşı çökellerinden oluşmaktadır. Daha güneyde Hacimekke köylerine doğru nummulitli kireçtaşı çakıllarının yoğunluğu dikkat çekmektedir. Gülüşkür köprüsü kuzeyindeki kum ocaklarında ve Deliktaş Tepe çevresinde maksimum tane boyu 20-25 cm'ye varan zayıf çimentolu ve kum merccekleri içeren konglomeralar yerel maktadır (Şekil 2.12). Bunların çökelleri kuzeydekilere göre daha iyi boylanmış ve derecelenmeler göstermekte olup, killi ve çamurlu seviyeler içermemesinden dolayı kum ocakları olarak işletilmektedir (Türkmen, 1988).

2.4.4. Sedimentoloji

İnceleme alanında Palu Formasyonunu oluşturan kayaçlar, geometri, yanal-düşey tane özellikleri, birincil tortul yapılar ve doku gibi özelliklerine göre Türkmen (1988) tarafından 5 litofasiyese ayrılmıştır. Bunlar;

2.4.2. Dağılım ve Konum

Elazığ havzasında çoğunlukla tektonik yapılara ve Fırat nehrine paralel bir yayılım gösteren birim, Aksoy vd. (1996) tarafından Palu alt havzası, Çaybağı alt havzası ve Baskil alt havzası olarak üç bölüme ayrılmıştır. İnceleme alanında Palu antiklinalinin eksenine paralel olarak D-B doğrultusunda yayılım gösteren Çaybağı alt havzası çökelleri kuzeyde Kuşçu, Kirvaköy, Pafikan, Fahribey Köyleri ile güneyde Çaybağı, Enguran, Hacimekke köyleri arasında yayılım sunmaktadır. Ayrıca Gülüşkür Köprüsü kuzeyinde ve Deliktaş Tepe çevresinde yüzeylemektedir (Türkmen 1988).

2.4.3. Litoloji

Palu, ve Baskil alt havzasında organize olmuş konglomera, çapraz tabakalı kumtaşları, çamurtaşlarından oluşan birim, inceleme alanında kalın tabakalı zayıf çimentolu konglomera ve kumtaşlarından meydana gelmiştir. Avlağı-Kuşcu köyleri arasında yayılım gösteren konglomeraların büyük çoğunluğu andezit, bazalt çakıllarından oluşmuştur. Avlağı civarındaki düzlükleri oluşturan konglomeraların çoğunluğu ise Kırkgeçit Formasyonuna ait kumtaşı çökellerinden oluşmaktadır. Daha güneyde Hacimekke köylerine doğru nummulitli kireçtaşı çakıllarının yoğunluğu dikkat çekmektedir. Gülüşkür köprüsü kuzeyindeki kum ocaklarında ve Deliktaş Tepe çevresinde maksimum tane boyu 20-25 cm'ye varan zayıf çimentolu ve kum merccekleri içeren konglomeralar yerel maktadır (Şekil 2.12). Bunların çökelleri kuzeydekilere göre daha iyi boylanmış ve derecelenmeler göstermekte olup, killi ve çamurlu seviyeler içermemesinden dolayı kum ocakları olarak işletilmektedir (Türkmen, 1988).

2.4.4. Sedimentoloji

İnceleme alanında Palu Formasyonunu oluşturan kayaçlar, geometri, yanal-düşey tane özellikleri, birincil tortul yapılar ve doku gibi özelliklerine göre Türkmen (1988) tarafından 5 litofasiyese ayrılmıştır. Bunlar;

2.4.2. Dağılım ve Konum

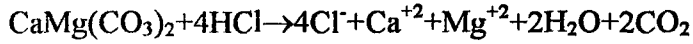
Elazığ havzasında çoğunlukla tektonik yapılara ve Fırat nehrine paralel bir yayılım gösteren birim, Aksoy vd. (1996) tarafından Palu alt havzası, Çaybağı alt havzası ve Baskil alt havzası olarak üç bölüme ayrılmıştır. İnceleme alanında Palu antiklinalinin eksenine paralel olarak D-B doğrultusunda yayılım gösteren Çaybağı alt havzası çökelleri kuzeyde Kuşçu, Kirvaköy, Pafikan, Fahribey Köyleri ile güneyde Çaybağı, Enguran, Hacimekke köyleri arasında yayılım sunmaktadır. Ayrıca Gülüşkür Köprüsü kuzeyinde ve Deliktaş Tepe çevresinde yüzeylemektedir (Türkmen 1988).

2.4.3. Litoloji

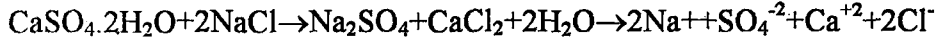
Palu, ve Baskil alt havzasında organize olmuş konglomera, çapraz tabakalı kumtaşları, çamurtaşlarından oluşan birim, inceleme alanında kalın tabakalı zayıf çimentolu konglomera ve kumtaşlarından meydana gelmiştir. Avlağı-Kuşcu köyleri arasında yayılım gösteren konglomeraların büyük çoğunluğu andezit, bazalt çakıllarından oluşmuştur. Avlağı civarındaki düzlükleri oluşturan konglomeraların çoğunluğu ise Kırkgeçit Formasyonuna ait kumtaşı çökellerinden oluşmaktadır. Daha güneyde Hacimekke köylerine doğru nummulitli kireçtaşı çakıllarının yoğunluğu dikkat çekmektedir. Gülüşkür köprüsü kuzeyindeki kum ocaklarında ve Deliktaş Tepe çevresinde maksimum tane boyu 20-25 cm'ye varan zayıf çimentolu ve kum merccekleri içeren konglomeralar yerel maktadır (Şekil 2.12). Bunların çökelleri kuzeydekilere göre daha iyi boylanmış ve derecelenmeler göstermekte olup, killi ve çamurlu seviyeler içermemesinden dolayı kum ocakları olarak işletilmektedir (Türkmen, 1988).

2.4.4. Sedimentoloji

İnceleme alanında Palu Formasyonunu oluşturan kayaçlar, geometri, yanal-düşey tane özellikleri, birincil tortul yapılar ve doku gibi özelliklerine göre Türkmen (1988) tarafından 5 litofasiyese ayrılmıştır. Bunlar;



Jips ve anhidrit gibi sülfatlı örneklerde kimyasal çözme için NaCl kullanılmıştır. Bu işlemin gerçekleşmesi aşağıdaki reaksiyonla olmaktadır.



Kararlı süspansiyon elde edilmesi işlemi yıkama-dekantasyon-santrifüjleme olarak gerçekleştirilmiştir. Yıkama ile çözel tideki yabancı katyon ve anyonların arıtılması sağlanmıştır. Asitleme işleminin ardından behere su koyup mikserle karıştırılmıştır. Daha sonra dinlenmeye bırakılmış tır (dekantasyon). Dekantasyon sonucu kil ve kil dışı malzeme beherin dibine çökmüş ve üstteki kısmen berrak olan su atılmıştır. Bu işleme 2-3 defa devam edilerek iyonların çözeltiden atılması sağlanmıştır. Sonra sifonlama ve santrifüjleme yapılarak kil fraksiyonu ayrılmış ve praperat işlemine geçilmiştir.

Preparat işleminde yönlendirilmiş numune hazırlanmıştır. Kil minerallerinin ayrıntılı incelenmesi sırasında bu minerallerin diagnostik bazal (001) kırınımalarının değişik işlemler sonucundaki davranışlarının incelenmesi ayrı bir öneme sahiptir. Şayet levhamsı kil minerallerinin kristalitleri numune tutucu levhalar (cam, alüminyum vb.) üzerine 001 düzlemleri paralel olacak şekilde yönlendirilmiş olarak yerleştirilirse bu düzlemlere ait kırınım şiddetlerinin maksimuma ulaşması sağlanır. Bu kırınım düzlemlerini oluşturan latislerin arasına giren değişken katyonların cinsi ve miktarlarına, oransal nem miktarına, belirli bazı organik moleküllerle (etilen glikol, gliserin vb.) olan ilişkilere ve ısı işlem etkisine bağlı olarak XRD profillerinin konumlarında ve şiddetlerinde değişimler meydana gelir. Bu değişimlerin yorumlanması sonucu numunedeki kil minerallerinin özellikle karışık tabakalıların kil minerallerinin ayrıntılı tanımlamaları yapılır (Saka, A., 1997). Bu amaçla üç ayrı yönlü numune plakası hazırlanmıştır. Bu preperattan birinde normal çekimi yapılmış, biri lam içinde etilen glikol bulunan desikatörde 12 saat süre ile bekletilmiştir ve ardından XRD çekimleri yapılmıştır (E-G çekimi). Hazırlanan diğer preperat 490°'de 4 saat fırında bekletilmiş ve sonra XRD çekimine tabi tutulmuştur (F çekimi).

4.5.2. Sonuçların Değerlendirilmesi

Tüm kayaç difraktogramları, J.C.P.D.S (1990) karto tekslerinden yararlanılarak çözümlenmiş, $2\theta \pm 0.04^\circ$ hata ile ölçülmüştür. Saptanan minerallerin yarı nicel (semi-kantitatif) yüzdeleri, pik şiddetlerinden itibaren Gündoğdu (1982) tarafından kütleli adsorbsiyon katsayısına bağlı olarak (Tablo 4.2.) hesaplanan oranlar kullanılarak bulunmuştur. Bu yöntemdeki bağıl hata araştırmacıya göre killi-karbonatlı kayaçlarda % 14.56, tüflerde % 21.34'dür. Daha önce değişik araştırmacılar (Gündoğdu ve Yalçın, 1984, Temel, 1987, Yalçın, 1988) tarafından da kullanılan yöntemle sağlıklı sonuçlara ulaşılmıştır.

Tablo 4.2. Tüm kayaç yarınicel yüzde hesaplamasında kullanılan mineral intensite faktörleri (Gündoğdu, 1982).

MİNERAL	MİNERAL İNTENSİTE FAKTÖRÜ	MİNERAL	MİNERAL İNTENSİTE FAKTÖRÜ
KALSİT	0.74	SİMEKTİT	5.7
DOLOMIT	1.00	İLLİT	5.0
ARAGONİT	2.65	KLORİT	4.7
KUVARS	0.34	S-C	7.8
FELDİSPAT	1.62		
KİL	14.63		

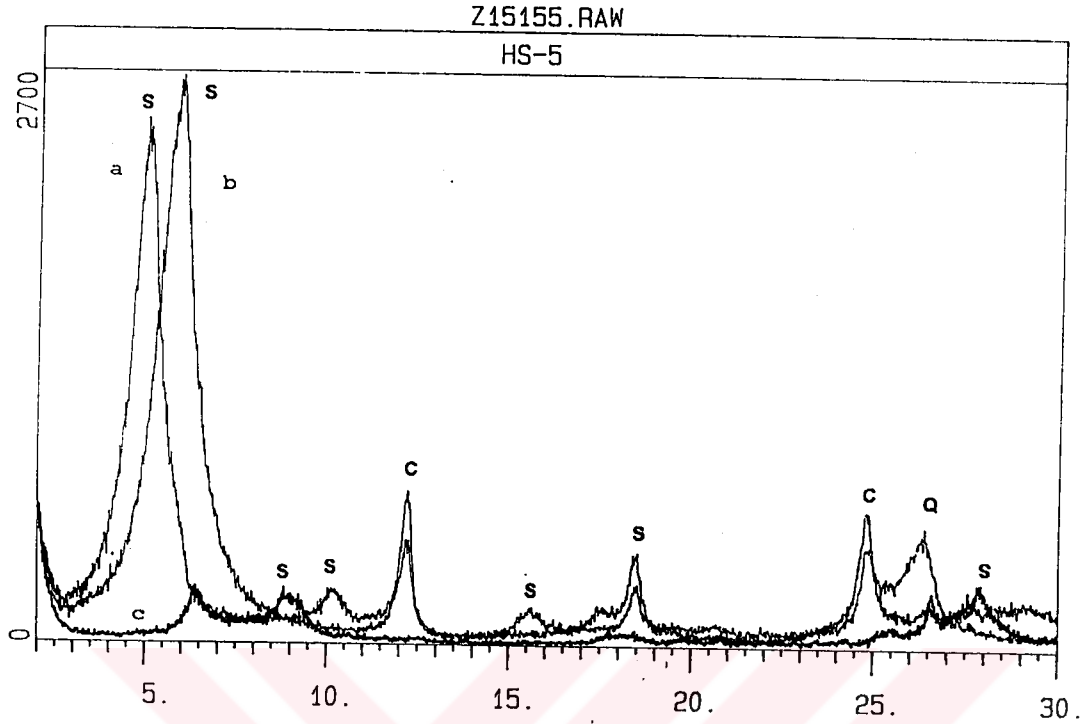
Bu bölümde ilk olarak havzada gözlenen mineraller XRD analiz değerlerine göre tanımlayıcı ve karakterize edici özellikleri ile açıklanacak, sonra havzanın 4 farklı bölgesinden alınan tip kesitlerde bu minerallerin dağılım durumları tartışılacaktır.

4.5.2.1.Kil Mineralleri

Simektit minerallerini gösteren difraksiyonlar iki katogoride incelenmektedir. Bunlardan birinci tip, 001 bazal düzleminin düzeni ile değiştiği c eksen yönündeki yansıma yayılımıdır. İkincisi, simektit tabakalarının yapısı ile ilgili olan genel difraksiyon olup hidrasyona bağlı değildir. hk bandı bütün simektitler için aynıdır. Bunlar için gözlenen en yaygın hkl profilleri 4.5 Å^0 , 2.61 Å^0 , 1.70 Å^0 ve 1.50 Å^0 'dur. (Grim, 1968).

Oldukça fazla sayıda simektit mineral çeşidi olmasına rağmen en çok gözlenenler, montmorillonit, baydelit, nontronit ve saponit çeşitleridir. Bunlardan ilk üçü dioktahedral, sonuncusu trioktahedral karakterlidir. Bu özellikleri (060) kırınım profillerinden ayırdedilir. Örneğin montmorillonit ve beidelite ait (060) kırınım değerleri yaklaşık 1.50 Å^0 iken, aynı kırınım değeri, saponit için genellikle $1.53\text{-}1.54 \text{ Å}^0$ değerindedir. Bununla birlikte nontronit için (060) kırınımı sık sık orta derecede 1.52 Å^0 değerinde veya daha yüksek değerdedir. Aynı şekilde saponit minerali de nontronit gibi davranır. Bu çalışmada örneklerin d (060) kırınım profili incelenilmediğinden bu yönde simektitlerin çeşitleri belirlenmemiştir. Ancak simektitlerin bileşimleri (Na-Ca simektit) (001) kırınım profiline göre tespit edilmiştir. Grim (1968), Na simektitlerin (001) kırınım profili 12.5 Å^0 iken, Ca simektitlerin $14\text{-}15.5 \text{ Å}^0$ olduğunu belirtmiştir. Yapılan analizlerde (001) kırınım profillerinin hemen hepsi $14\text{-}15.5$ arasındadır. Buna göre havzadaki örneklerin olduğu havzadaki örneklerin Ca-simektit özelliği gösterdiği tespit edilmiştir (Şekil 4.5).

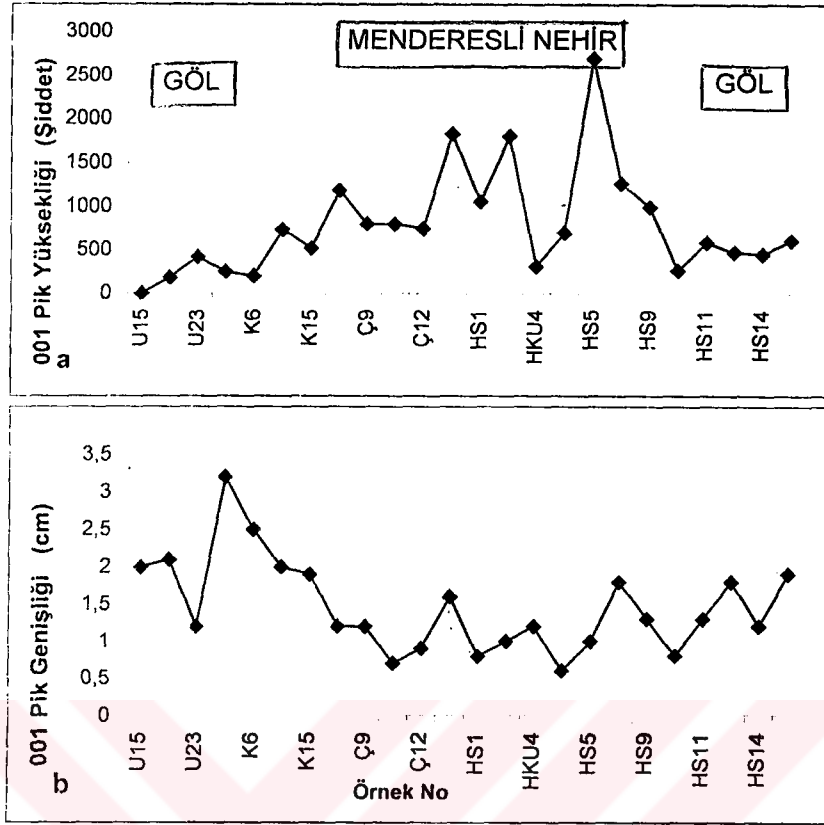
Simektitlerin (001) yansımaları kristalinite açısından önem kazanmaktadır. "Kristalinite" bir maddedeki kristalin materyalin miktarını belirtir. Aynı zamanda kristal kafesteki düzenlenme derecesi olarak da tanımlanır (Kübler, 1967). Simektitlerde (001) yansımaları pik şiddetleri düşük, yarı yükseklikteki genişlikleri yüksek olanlar kötü kristaliniteye sahiptirler. Kötü kristalinite volkanik camdan amorf malzemeden oluşuma işaret eder (Hen ve Lind, 1974; Yalçın, 1988'den). İnceleme alanındaki örneklerin XRD kil fraksiyonu profillerinde simektit kristaliniteleri ölçülmüştür. Sonuçta doğudan batıya yani gölün kenarından merkezine doğru kristalinitenin nisbeten kötüleştiği, menderesli nehir ortamı simektit kristalinitelerinin iyi olduğu görülmüştür (Şekil 4.6.). Bu, simektitin göl ortamında volkanik camın alterasyonla oluşum süreci ağırlıkta iken, gölün kenar kısımlarında ve nehir ortamındakilerin detritik ağırlıkta olduğunu belirten bir bulgudur.



Şekil 4.5. Simetitlerin X-ışını kırınım profilleri Örnek No:HS5 S:Simetit C:Klorit Q:Kuars
kırmızı:Glikollü çekim mavi:Normal çekim siyah:Isıl işlemlili çekim

Klorit minerallerinin ilksel tanımlamaları, XRD profil lerinden kolaylıkla yapılabilir. Özellikle 14.2- 14.4 Å⁰ da bu minerallerin bazal kırınım profilleri karakteristiktir. Etilen glikol veya ısıtıl işlem (490 C⁰) sonucu XRD profillerinde bir değişim olmaz. İçerisinde simetit olan kil numunelerinde klorit taininde 002 düzlemine ait 7Å⁰luk kısmın profili dikkate alınarak klorit miktarları göreceli olarak tespit edilebilir. Diğer taraftan 4.73 Å⁰luk (003) kırınımı klorit için diagnostik niteliktedir (Şekil 4.7). Klorit, vermikülit ve simetitle benzer kırınım profilleri sunmak tadır. Ancak 200 C⁰de ısıtıldığında kırınım profillerinin değişmesi ile vermikülitten, organik moleküle teması ile değişmesi ile simetitten ayrılabilir (Grim, 1968).

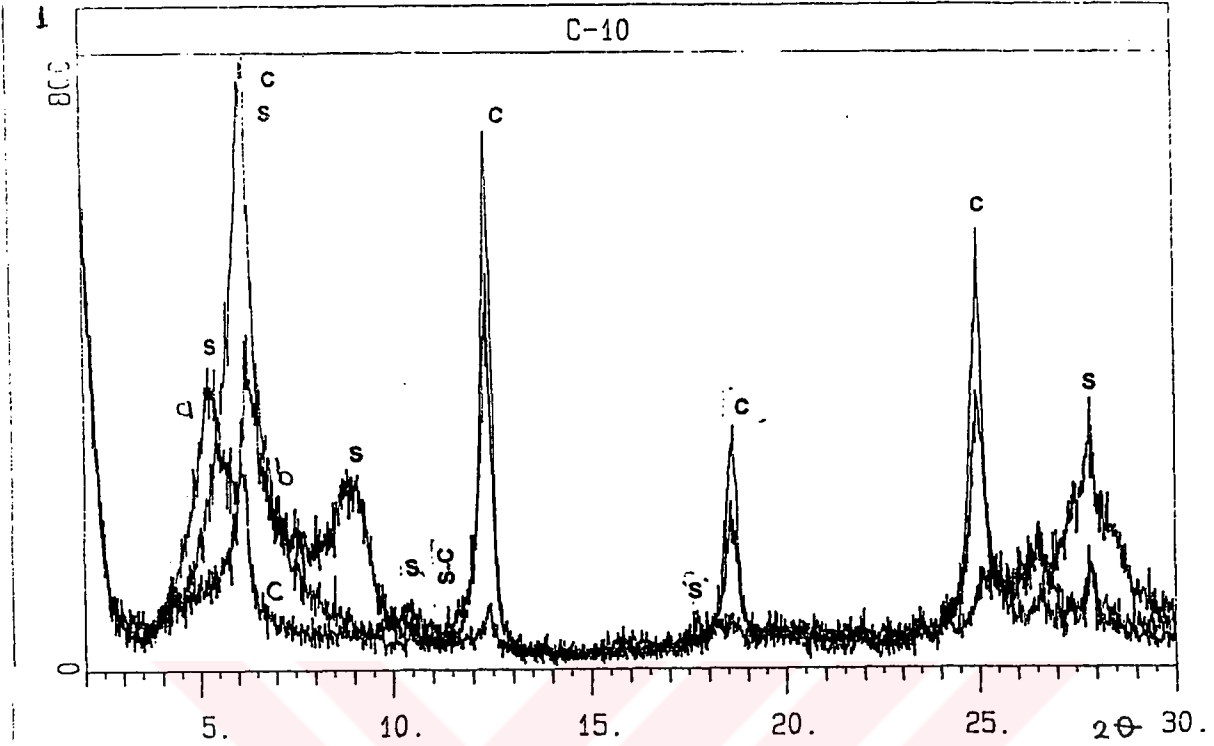
Killerle birlikte yaygın olarak bulunan klorit türleri, trioktahedral yapılı Mg kloritler (klinoklor), Fe kloritler (chamosit) ile dioktahedral yapılı Al kloritlerdir (suoit, donbasit). Bu klorit minerallerini birbirinden ayırdeden abaklar vardır. Fe kloritler ısı ile



Şekil 4.6. Simektit mineralleri kristalinite ölçümlerinin örneklere göre dağılımı

şiddet kaybına uğramaktadır. Havzadan alınan örneklerin çoğunluğu bu özelliği göstermektedir (Şekil 4.7).

Bütün illit mineralleri 10 Å 'da güçlü kırınım profili ile karakteristiktir. Genel olarak bu özelliklerinden dolayı XRD analizlerinde bu tip minerallerin tanımlanması oldukça kolaydır. İllit terimi, orijinal olarak Grim vd. (1937) tarafından mika grubuna dahil edilmiş arjilik sedimanların kil mineral içeriği için özel olmayan bir isim şeklinde kullanılmıştır. İllit, esasen mika yapısındadır. Arjilik kayalarda illitik killerin 1M, 2M illit/mika, glakonit ve seladonit polimorfları bulunmaktadır. Bunlardan 1M politipleri, yaygın olarak gözlenir. Genel olarak bu illitler karakteristik olarak 10 Å 'da yayvan kırınım gösterirler. Bu kırınım profilleri, sıksık başlangıç açısına doğru asimetri

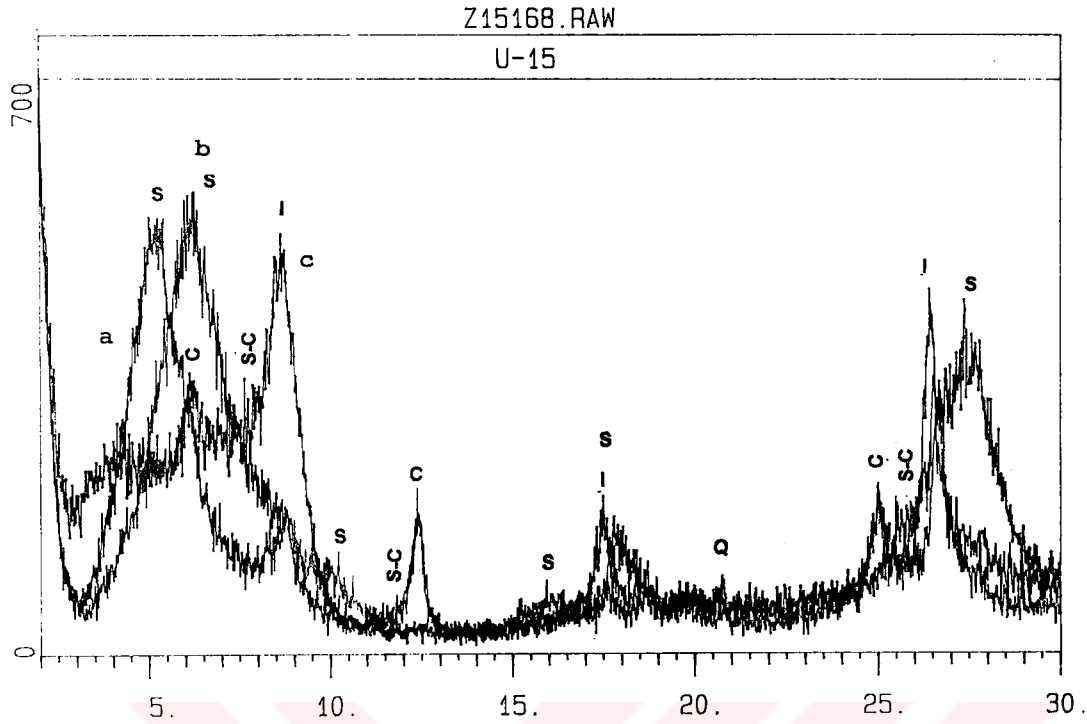


Şekil 4.7. Kloritlerin X-ışını kırınım profilleri. S:simektit C:Klorit S-C:Simektit-Klorit(konrensit) a:Glikollü çekim b=Normal çekim c:Isıl işlemlü çekimÖrnek No:Ç10

göstermeleri ile tipiktirler. Diğer kırınımlar ise (002) (4.98 Å^0), (020) ($4.46-4.48 \text{ Å}^0$) ve (003) ($3.32-3.34 \text{ Å}^0$) bandı şeklinde görülür (Grim, 1968) (Şekil 4.8).

Karışık tabakalı kil mineralleri farklı kalınlıktaki birim hücrelerin tekrarlanması ile meydana gelir. Burada biraraya gelen farklı kil mineralleri c kristallografik eksenı boyunca dizilim göstererek ince kesit birimlerini oluşturur. Karışık tabakalı kil mineralleri, düzenli ve düzensiz karışık tabakalı kil mineralleri şeklinde ifade edilirler

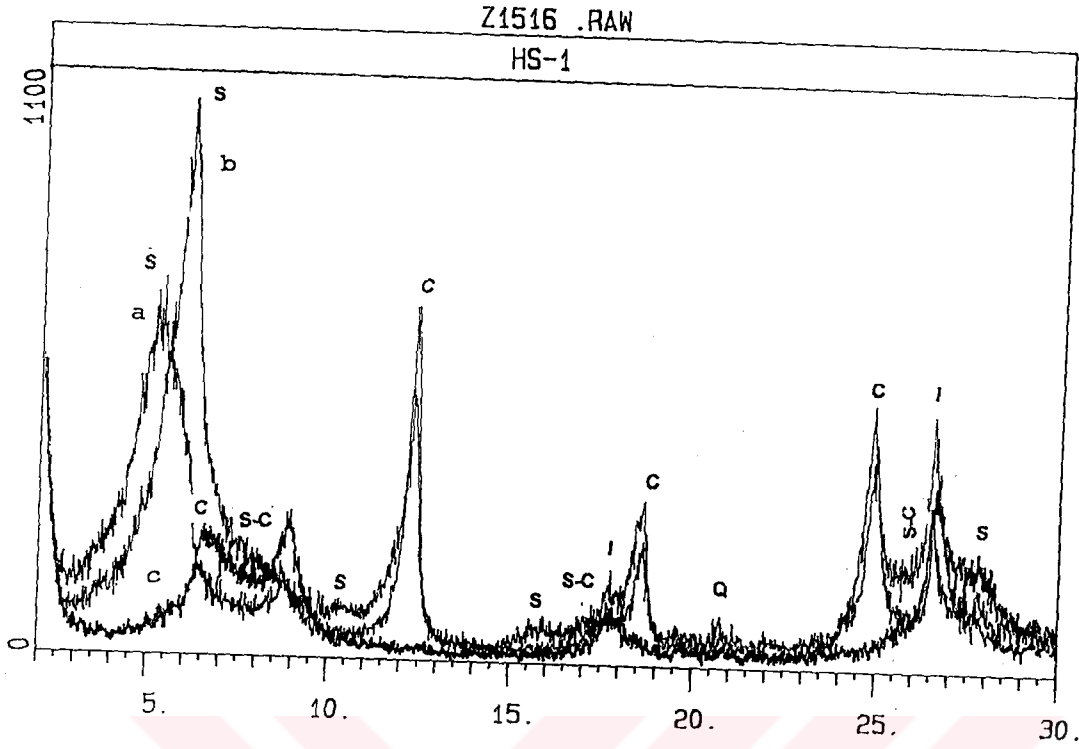
Tabakaların düzenli dizilimi ile oluşan karmaşık tabaka yapısına allevardit, rectorit, konrensit örnek olarak verilebilir (Grim, 1968; Pettijohn, 1975).



Şekil 4.8. İllitlerin X-ışını kırınım profilleri S:simcktit C:Klorit S-C:Simcktit-Klorit(korconsit) İ:İllit a:Glikollü çekim b=Normal çekim c:Isıl işlemlili çekim Örnek No:U15.

Karışık tabakalı kil minerallerinden oluşan kırınım profillerinin karakteristik özellikleri, karışım yapan farklı kil türüne, oransal karışım miktarına ve karışımın düzenleniş şekline bağlıdır. Genel olarak düzenli karışık tabakalı kil mineralini oluşturan iki kil mineralinin bazal kırınım değerlerinin toplamı şeklinde güçlü ve yüksek dereceli kırınım profilleri çıkar. Ancak düzensiz karışık tabakalı kil minerallerinden oluşacak XRD profilleri bu şekilde yüksek mesafeli bazal kırınımlar tarafından karakterize edilmezler. Bunlara ait birinci derece bazal kırınım profilleri karışım yapan birimlerin kalınlıklarının ortalama bir mesafesini ifadeedecek şekilde oluşur. Diğer bazal kırınımlarda bu birinci bazal kırınım oran şeklinde ifade edilir.

Yapılan XRD incelemelerinde havzada sadece S-C karmaşık tabakalı mineraline rastlanılmıştır. Bu mineraller (001) 28-29 Å°, (002) 14-14.5 Å°, (003) 9.3-9.7 Å° kırınım profilleri ile karakteristiktirler. (001) 31 Å°, ısı ile 24 Å°'a, (002) 15.5 Å°, ısı ile 12 Å°'a, (003) ısı ile 8 Å° 'a değişim gösterir. Şekil 4.9'da S-C mineralleri X ışını kırınım profilleri görülmektedir.



Şekil 4.9. S-C karmaşık tabakalı kil minerallerinin X-ışını kırınım profilleri S:simektit C:Klorit S-C:Simektit-Klorit(korensit) İ:İllit a:Glikollü çekim b=Normal çekim c:Isıl işlemlili çekim Örnek No: HS1.

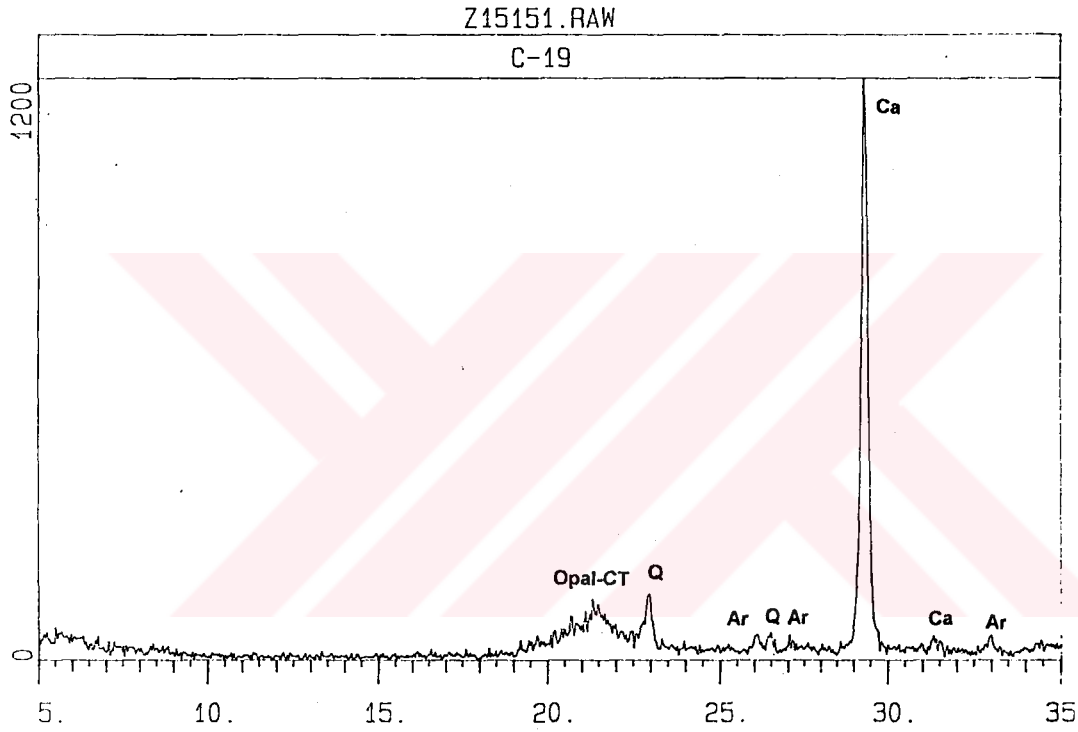
4.5.2.2.Kil dışı mineraller

Jeolojik ortamda kil minerallerinin sade yataklanmalar halinde bulunması nadirdir. Genellikle kil olmayan diğer minerallerle beraber impuriterler, kil ve silt boyu aralıkta (< 240 meş) bulunurlar. Aşağıda bu minerallerin XRD kırınım profilleri hakkında bilgi verilecektir.

Kil materyalleri içerisinde en yaygın olarak karşılaşılan silis mineralleri kuvars, kristobalit, tridimit ve opal- CT mineralleridir.

Kuvars, killeri içerisinde neredeyse evrensel boyutta en azından iz miktarda da olsa karşılaşılan mineraldir. Diyagnostik kırınım profili 3.34 Å° olan bu mineralin 4.26 Å° 'lık kırınımı da zayıf olup, kolaylıkla tanımlanabilen bir mineraldir. Kuvars, herhangi bir dizilime sahip olmamasına rağmen, sedimentasyonla hazırlanan numunelerde yönelme etkisi gösterebilir. Bu da özellikle 3.34 Å° 'luk profil şiddetini daha az oranda

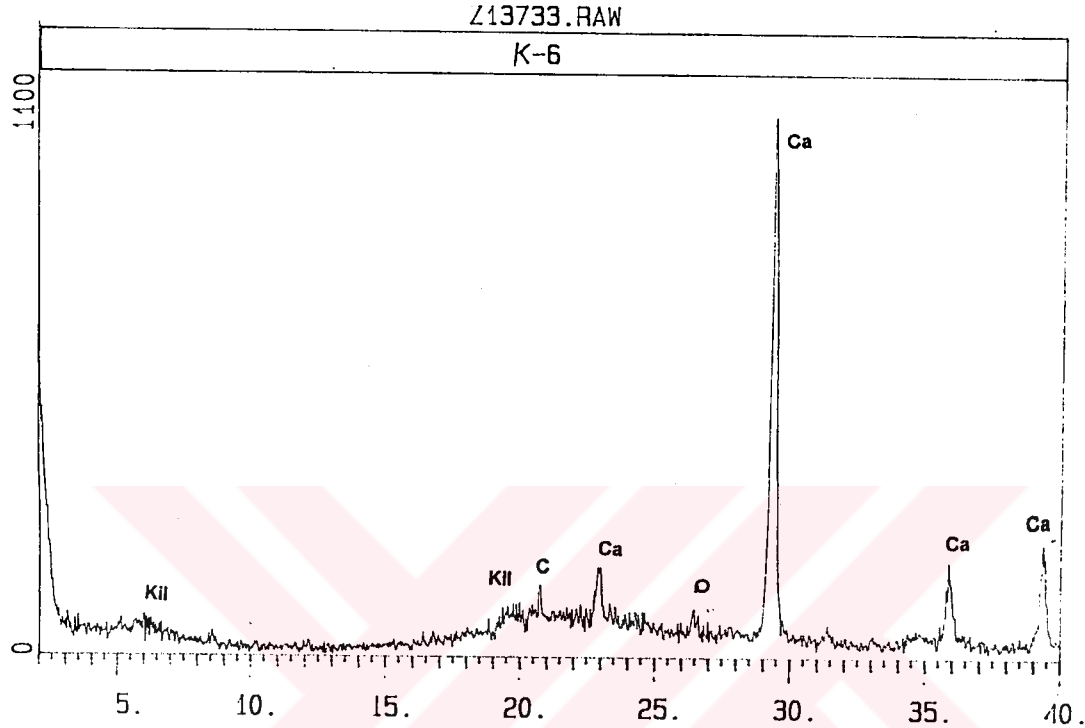
arttırır. Bu olay iyi gelişmiş kuvars prizma yüzeylerinin yönlenmesi şeklinde açıklanmaktadır. Numune içerisinde %1 'den küçük miktarlarda olsa dahi kuvarsın XRD ile tanımlanması mümkündür. Doğada trigonal sistemde kristallenen düşük kuvars yaklaşık 570 C°'de yüksek kuvarsa dönüşür. Bu sırada kristal sistemi de hegzagonal sistemine dönüşmektedir. Düşük kuvarsın 3.34 Å'luk diagnostik kırınımı yüksek kuvarsta 3.39 Å° değerindedir (Saka, 1997). Yapılan XRD incelemelerinde havzada rastlanılan tüm örneklerin düşük kuvars niteliğinde olduğu tespit edilmiştir (Şekil 4.10).



Şekil 4.10. Silisli kireçtaşı örneğinin X-ışını kırınım profili Q: Kuvars Ar: Aragonit Opal-CT: Opal-kristobalit-tiridimit Ca: Kalsit

Kristobalit minerali, killeri içerisinde fazla yaygın olmamakla birlikte volkanik materyalden itibaren oluşmuş sedimanlar içerisinde görülebilir. Düşük kristobalit çok güçlü ve keskin (101) 4.05 Å° refleksiyonu, (200) 2.48 Å°, (102) 2.84 Å° ve (111) 3.14 Å° küçük pik şiddetli yansıma gösterir (Sayın, 1982). Bu mineral, düşük basınç şartları altında oluşur, düşük ve yüksek ısı modifikasyonlarına sahiptir. Düşük ısı kristobalit tetragonal sisteme sahipken 500 C° de yüksek ısı kristobalitine dönüşür ve kübik sisteme

ait olur. Düşük kristobalitin 4.05 Å konumundaki diagnostik kırınımı yüksek kristobalit için 4.15 Å konumunda gözlenir (Saka, 1997). Araziden alınan örneklerde yapılan XRD incelemelerinde sadece K6 örneğinde kristobalit örneğine rastlanılmıştır (Şekil 4.11).

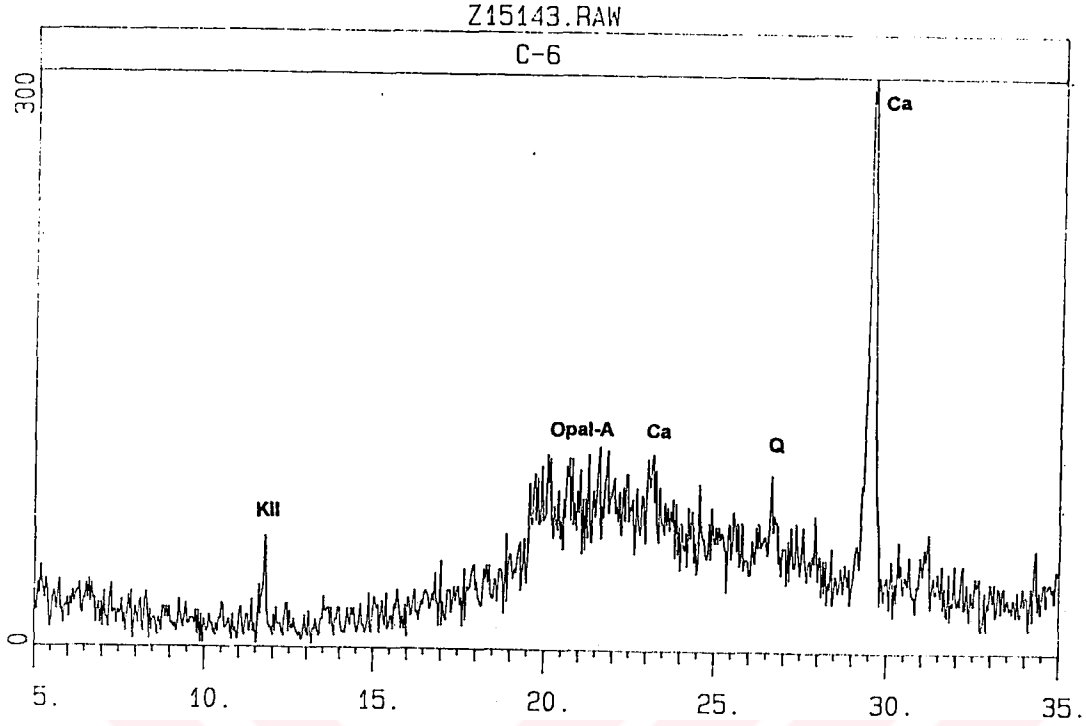


Şekil 4.11. Killi kireçtaşı örneğinin X-ışını kırınım profili C:Kristobalit Ca:Kalsit Q:Kuars , Kil: Kil min. C:Kristobalit Örnek No:K6

Opal, bentonitler ve derin deniz sedimanları içerisindeki çörtlere volkanik camın baskın olduğu kayalarda bulunur. Opal A ve Opal-CT olarak iki şekilde oluşur. Opal-CT, kristobalit (C) ve tridimit (T)'e benzer yapılan düzensiz ardalanmasından oluşmaktadır.

Bu materyalin kırınım profili yayvan 4.10 Å da değer vermesiyle karakteristiktir. Opal mineralinin tanımı Jones ve Segnit (1971)'e göre yapılmıştır. Buna göre yapılan XRD incelemelerinde K5 ve Ç6 örneklerinde Opal-A, diğer örneklerde Opal-CT tespit edilmiştir. Görüldüğü üzere Opal-A'nın sırt biçiminde amorf yakın (Şekil 4.12) ve Opal-CT, düzensiz keskin hatlı kırınım profili sunmaktadır (Şekil 4.10).

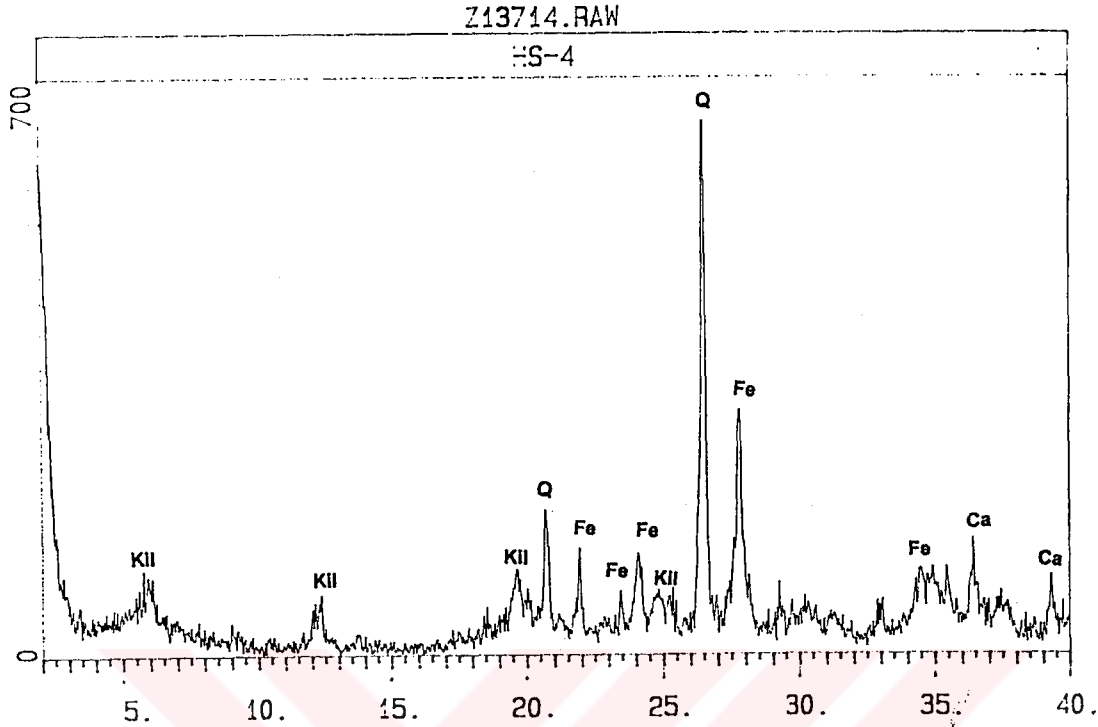
Kil fraksiyonları içerisinde tali olarak yaygın halde bulunan feldispatlar bazı örneklerde esas bileşen olarak bulunurlar. Genel karakteristik özellik olarak tüm



Şekil 4.12.a. Opal-A X-ışını kırınım profili. Ca:Kalsit Q:Kuars Örnek No:Ç6

feldispatlar $3.28-3.16$ Å aralığında 2 veya 3 güçlü kırınım 3.22 Å aralığı içerisinde iki çok güçlü kırınımına sahip olması $6.4-6.5$ Å aralığında içinde orta şiddetli bir kırınım vermesi $4.03-4.05$ Å, $3.74-3.78$ Å ve $3.61-3.67$ Å bölgelerinde orta güçlü şiddete sahip üç kırınım vermesi ile ayrılır.Yapılan XRD incelemelerinde havzada feldispat minerallerinin genellikle plajiyoklaslardan oluştuğu tespit edilmiştir (Şekil 4.13). (Saka,1997).

Killer içerisinde oldukça yaygın olarak karşılaşılan karbonat minerali kalsit ve dolomittir. Kalsit, genellikle $2.7-3.1$ Å bölgesinde gösterdiği çok güçlü diagnostik kırınımlar ile karakteristiktir. Bileşimsel olarak çoğunlukla saf olmakla birlikte özellikle organizma kabuklarında Mg'ca zengin kalsit minerallerine rastlanılmak tadır. Yapılan XRD inceleme lerinde (104) yansımalarına göre 3.03 Å kırınım profili keskin pik sunarken (kalsit) (Şekil 4.14 a), 2.95 Å olanların Mg 'ca zengin olup (Mg-kalsit), yaygın geniş pik gösterdikleri görülmüştür (Şekil 4.14 b).



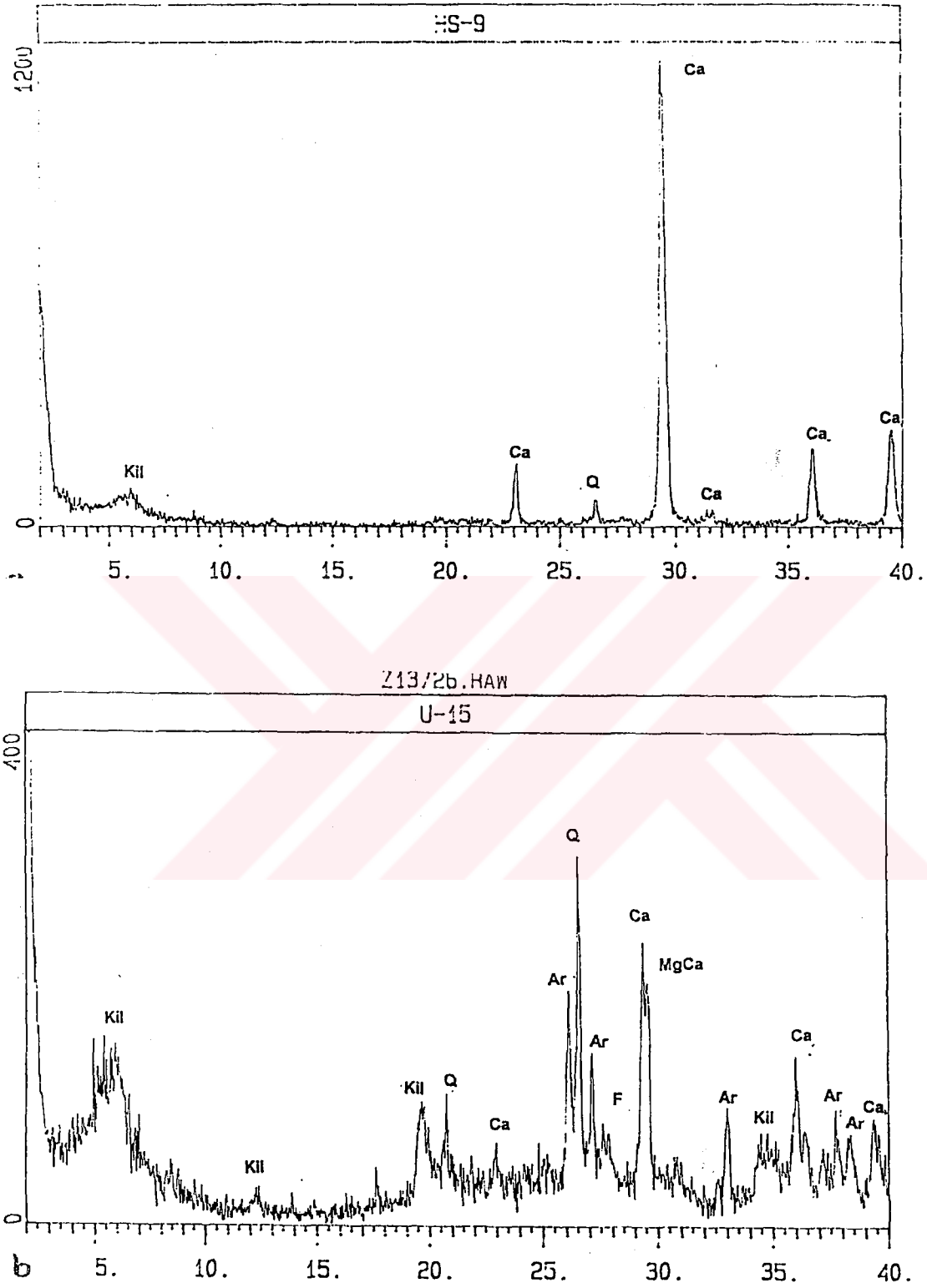
Şekil 4.13. Karbonatlı kilitaşı örneğinin X ışını kırınım profili. F: Feldspat Q: Kuvars Ca: Kalsit Örnek No: HS4

Dolomit mineralleri 2.88° , 2.19° , 2.01° , 1.80° ve 1.78° bölgesindeki diagnostik kırınım ile karakterize edilirler. Şekil 4.15’de K9 örneğindeki dolomit mineralleri görülmektedir. Aragonit mineralleri kalsitten daha az duraylı olup, daha az yaygındır. Marnlarda jips ve killere beraber bulunur. 3.04° , 2.36° , 1.97° , 1.88° daki diagnostik kırınım ile karakteristiktir.

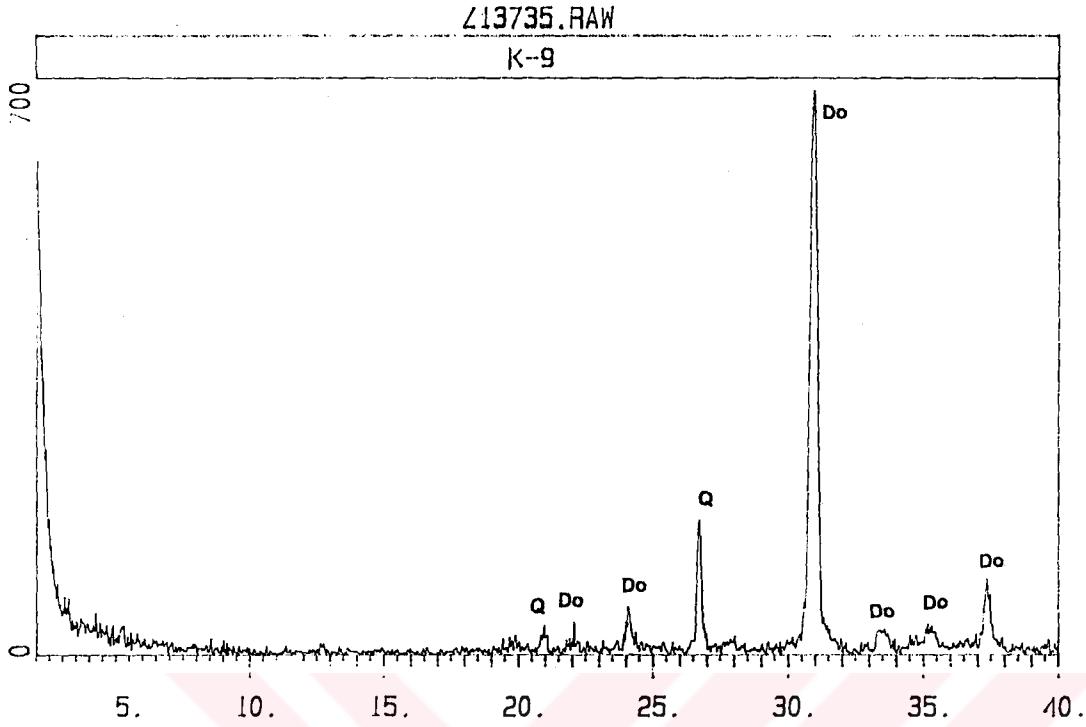
Şekil 4.16’da U7 örneğindeki aragonit mineralleri görülmektedir.

Sedimanlar içerisinde en yaygın gözlenen sülfat minerali olan jips genellikle kireçtaşı ve şeyllerde bulunmaktadır. 7.56° , 4.27° , 3.06° , 3.75° , 3.30° da diagnostik kırınım ile karakterize edilir. Arazinin merkezi kısımlarından alınan K4 ve U5 örneklerinden sırasıyla % 15 ve 5 oranında jipse rastlanılmıştır (Şekil 4.17).

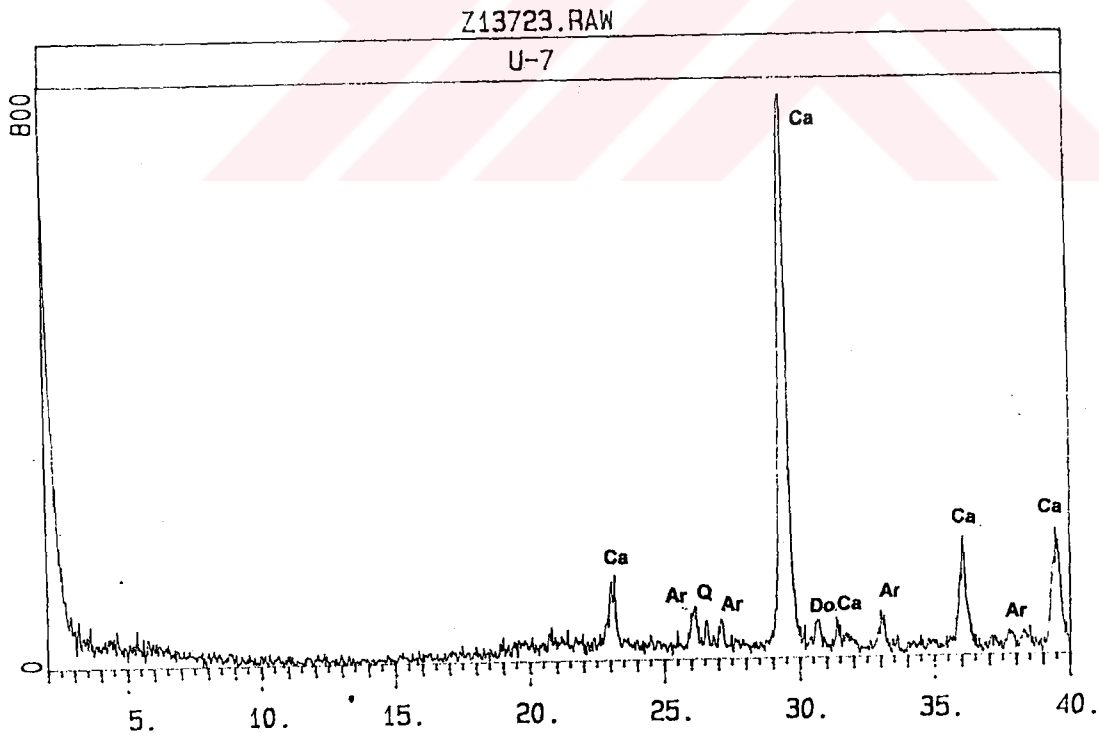
Evaporitlerde yaygın olarak görülen anhidrit düşük sıcaklık, yüksek tuzluluk şartlarında oluşur. 3.50° , 2.85° , 2.33° , 2.08° , 1.87° diagnostik kırınım ile karakterize olur. Arazide U5 örneğinde %40 oranında anhidrit mineraline rastlanılmıştır (Şekil 4.18).



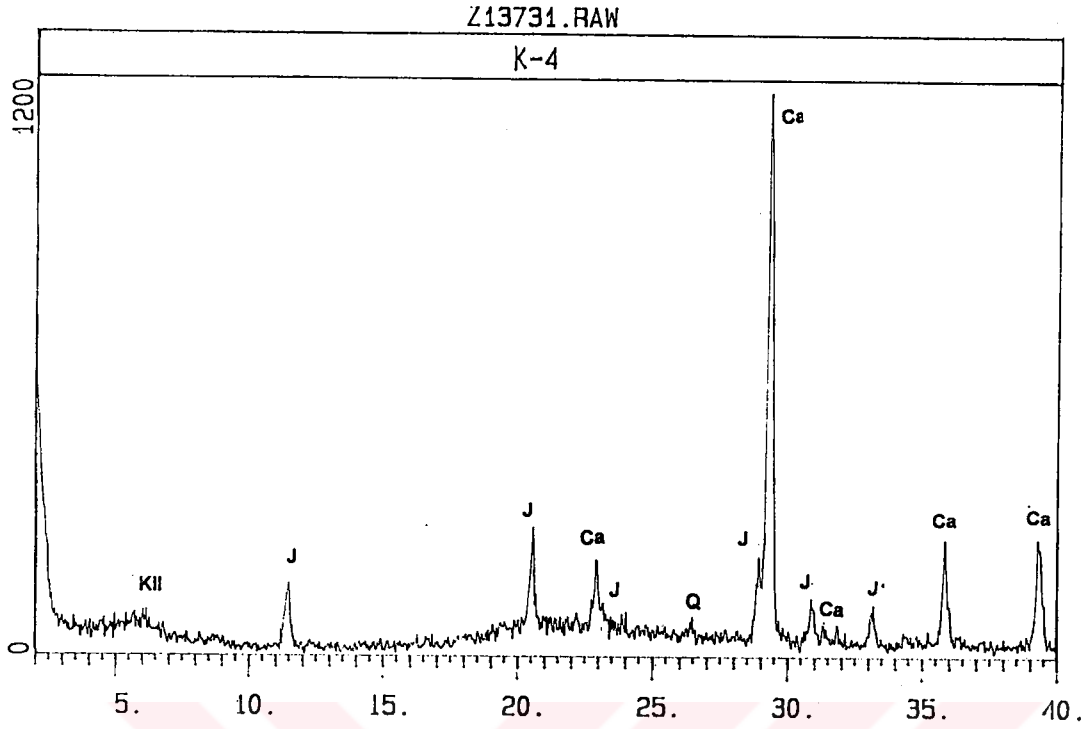
Şekil 4.14. Karbonatlıktaşı örneğinin X-ışınları kırınım profilleri a.Kalsit (Örnek No: HS9) b. Mg kalsit
ca:Kalsit Q:Kuars Ar:Aragonit F:Feldispat Örnek No:U15



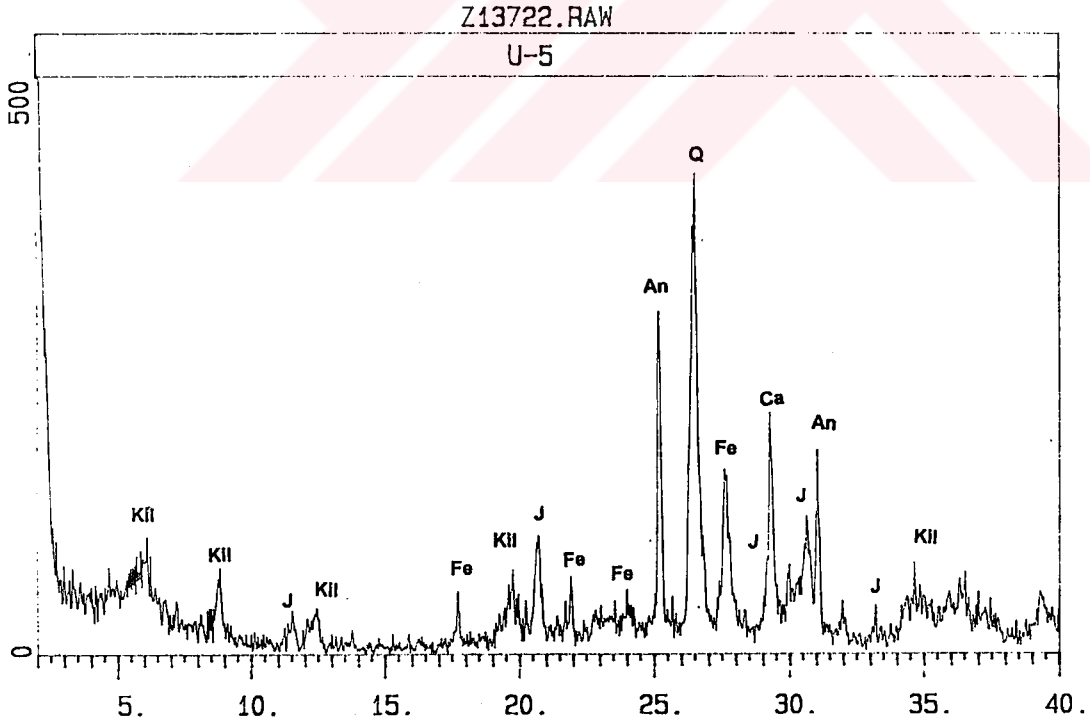
Şekil 4.15. Dolomit örneğinin X-ışını kırınım profilleri Do:Dolomit Q:Kuvars Örnek No:K9



Şekil 4.16. Aragonitli kireçtaşı örneğinin X-ışınları kırınım profilleri Örnek No: U7. Ca :Kalsit Ar:Aragonit Do:Dolomit Q:Kuvars



Şekil 4.17. Jipsli kireçtaşı örneğinin X-ışınları kırınım profilleri Ca:Kalsit Q:Kuvars J:Jips Örnek No:K4



Şekil 4.18 Anhidritli kilaşı örneğinin X ışınları kırınım profili F:Feldispat J:Jips Ca:Kalsit An:anhidrit Q:Kuvars Örnek No:U5

4.5.3. Bulgular

Bu çalışmada kireçtaşı, killi kireçtaşı, karbonatlı kiltası-kumlu kiltası ve kumtaşlarından alınan 54 adet örnek üzerinde XRD-TK ve bunun 27'sinde XRD-KF çözümlmeleri yapılarak havzanın yanal ve mineralojik yöndeki değişimleri saptanmıştır.

Bu çözümlerde en yaygın mineral parajenezini kalsit + kil mineralleri + dolomit oluşturmaktadır. Bu birlikteliğe sırasıyla feldispat, aragonit, kuvars, opal-CT,-A,kristobalit, jips ve anhidrit minerali eşlik etmektedir. Şekil 4.19'da tümkayaç minerallerinin kesitlerdeki örneklerle göre değişimleri genel ortalamaya göre incelenmiştir.

Karbonat minerallerinden kalsite en yüksek Çardakdavar Tepe en düşük Uzunova kesitinde, dolomite enyüksek oranda Uzunova-Kırmızıtepe kesitinde en düşük Çardakdavar kesitinde ,aragonite enyüksek Uzunova, en düşük Hacısam kesitinde rastlanılmıştır. Hacısam kesitinde dolomit, Uzunova-Kırmızı Tepe kesitinde aragonit hiç görülmemiştir.

Silis minerallerinden kuvars tüm kesitlerde mevcuttur. En yüksek Hacısam kesitinde iken Kırmızıtepe ve Uzunova Kesitinde birbirine yakın ortalamaya sahiptir. Opal en yüksek Çardakdavar-Kırmızıtepe'de Uzunovada ve Hacısam kesitinde rastlanılmamıştır. Kristobalit, sadece Kırmızı Tepe kesitin de %14 tespit edilmiştir.

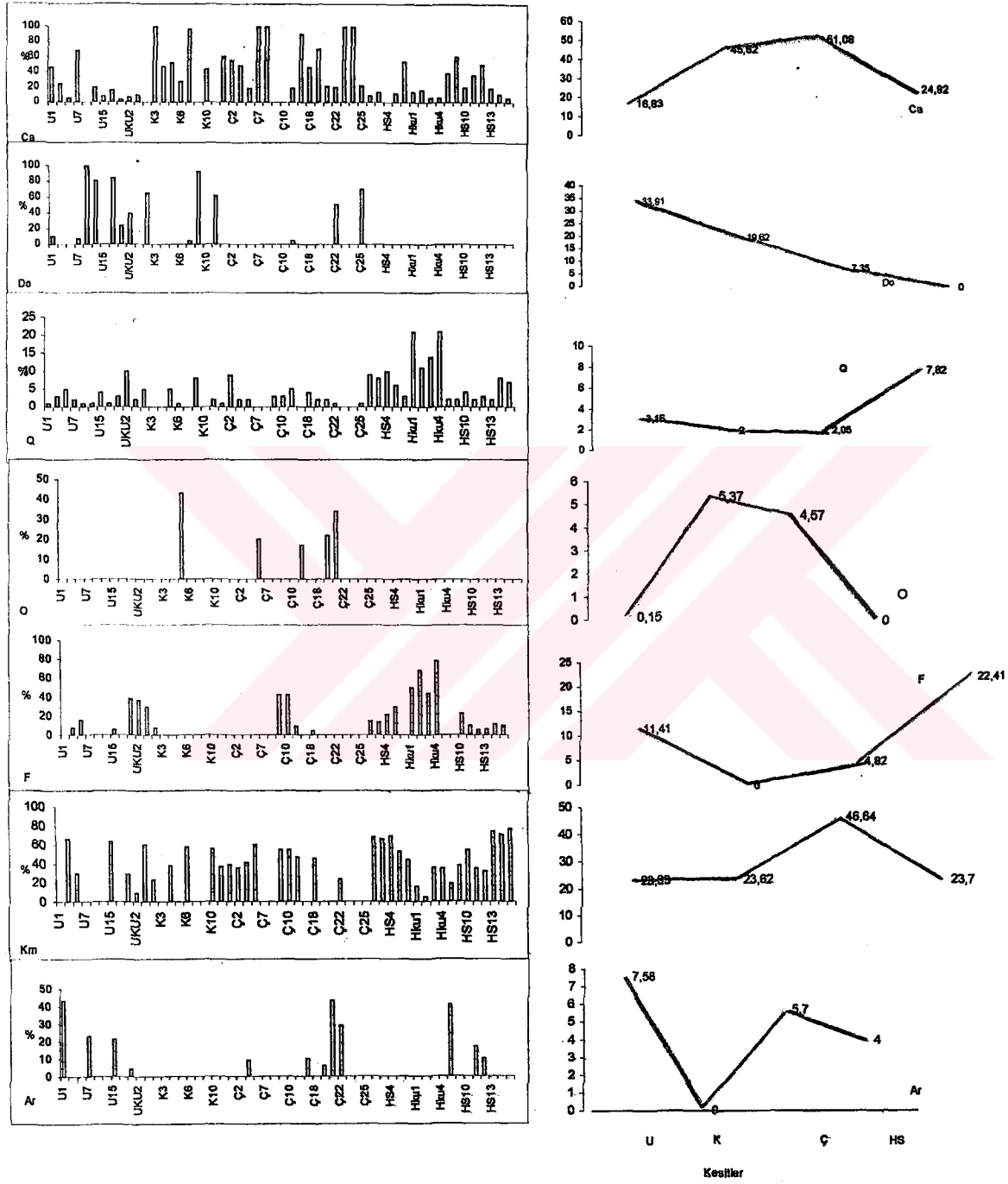
Feldispat, kuvars minerali gibi en yüksek Hacısam kesitinde en düşük Çardakdavar kesitinde saptanılmış olup Kırmızıtepe kesitinde rastlanılmamıştır.

Sülfat minerallerinden anhidrit mineraline yalnızca Uzunova kesitinde %40 oranında rastlanılmıştır(ortalama %3,3). Kırmızıtepe, Hacısam ve Çardakdavar-tepe Kesitinde tespit edilmemiştir.

Jips Uzunova ve Kırmızıtepe kesitinde sırasıyla %5 ve %14 oranında saptanılmış, Hacısam ve Çardakdavar kesitinde bu minerale rastlanmamıştır.

Kil mineralleri en yüksek Çardakdavar, en düşük Uzunova kesitinde saptanılmıştır. Bu verilere göre kalsit, Çardak davar'da maksimum, havza merkezi olan Uzunova'da minimumdur.

Dolomit, havzanın merkezine doğru kalsitin azalmasına paralel olarak yükselmektedir.Dolomitin yüksek olduğu yerler havzanın merkezi olması Hacısam



Şekil 4.19. Tüm kayaç minerallerinin örneklere göre dağılımı

Kesitinin havzanın kenar kısımları, Uzunova Kesitinin ise merkezi kısımları olduğunu gösterir. Kuvars, havza kenarından merkeze doğru düşmektedir. Opale sadece Çardak divar ve Kırmızı tepe kesitinde rastlanılmıştır. Feldispat kuvars gibi havzanın kenarında Hacısam kesitinde maksimum olup merkeze doğru düşmektedir. Kil mineralleri Hacısam'da maksimum diğer kesitlerde benzerdir. Aragonit ve jips merkezde görülmektedir.

Tüm kayaç analizi yapılmış olan 53 örneğin 27'sinde yapılan XRD-KF çözümlmeleri bolluk sırasına göre simektit, klorit, S-C, ve illit mineralleri saptanılmıştır. Simektitin frekansı ve ortalaması yüksek olup (ortalama %40.8) U22 örneği tümüyle saf simektitten ibaret merkeze doğru nispi olarak yükselmektedir. Diğer minerallerde belirgin bir değişim gözlenmemektedir. Bununla birlikte %12 oranında illit, %24,2 oranında klorit ve %22,6 oranında S-C minerali saptanılmıştır. Şekil 4.20' de kil minerallerinin genel ortalamaya göre kesitlerdeki değişimi incelenmiştir.

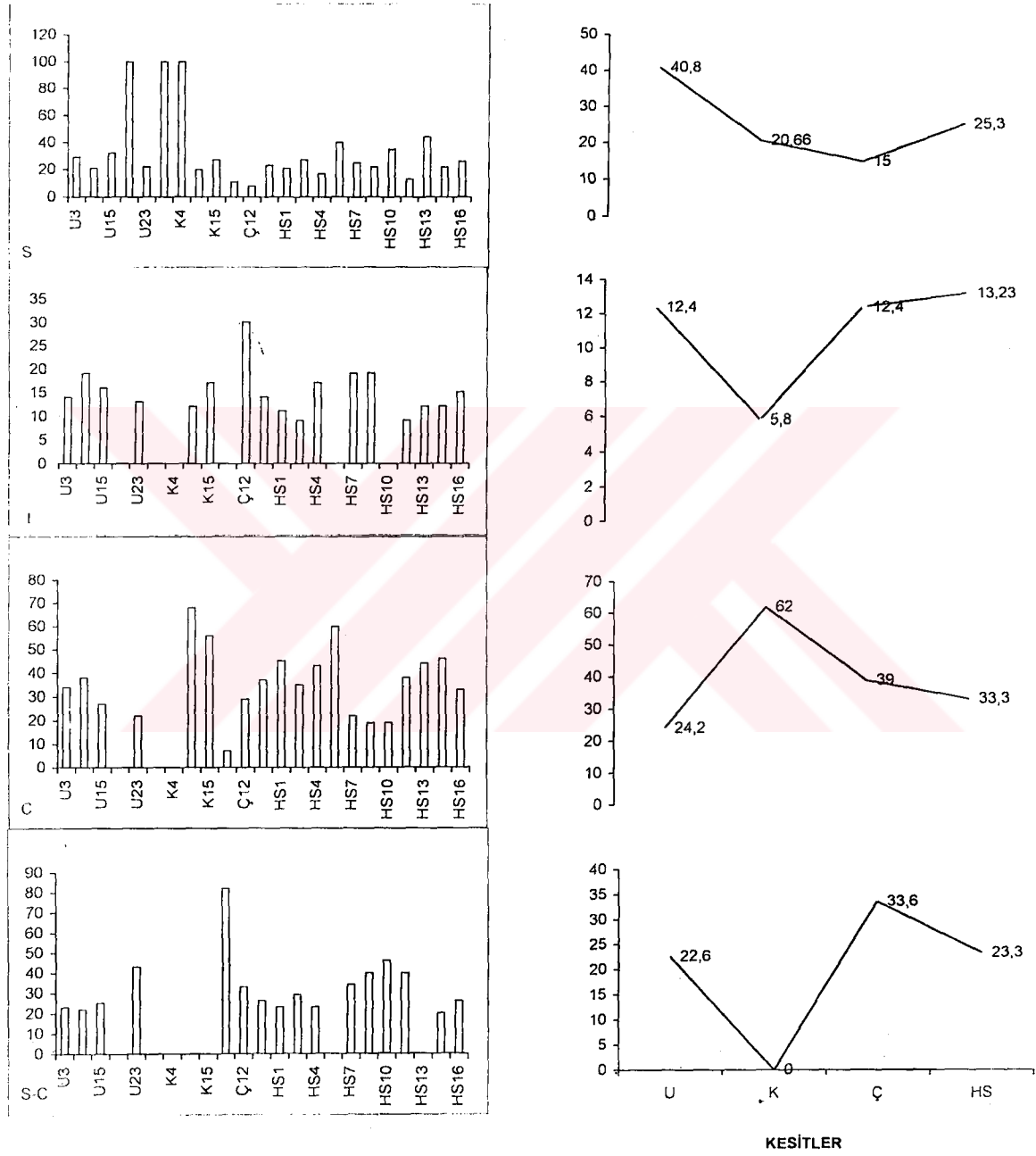
4.5.3.1. Uzunova Kesiti

Havzanın batı kesimlerinde (Şekil 2.2) çoğunlukla kıltaşı ve kireçtaşı ve az olarak kumtaşından alınan 23 örnekten 12' sinde XRD-TK çözümlmeleri yapılmış olup sonuçlar tablo 4.4'de verilmiştir. Kesitte en yaygın mineral parajenezlerini dolomit, kalsit ve kil mineralleri oluşturmaktadır. Bu minerallere feldispat, aragonit, kuvars, anhidrit ve jips eşlik etmektedir.

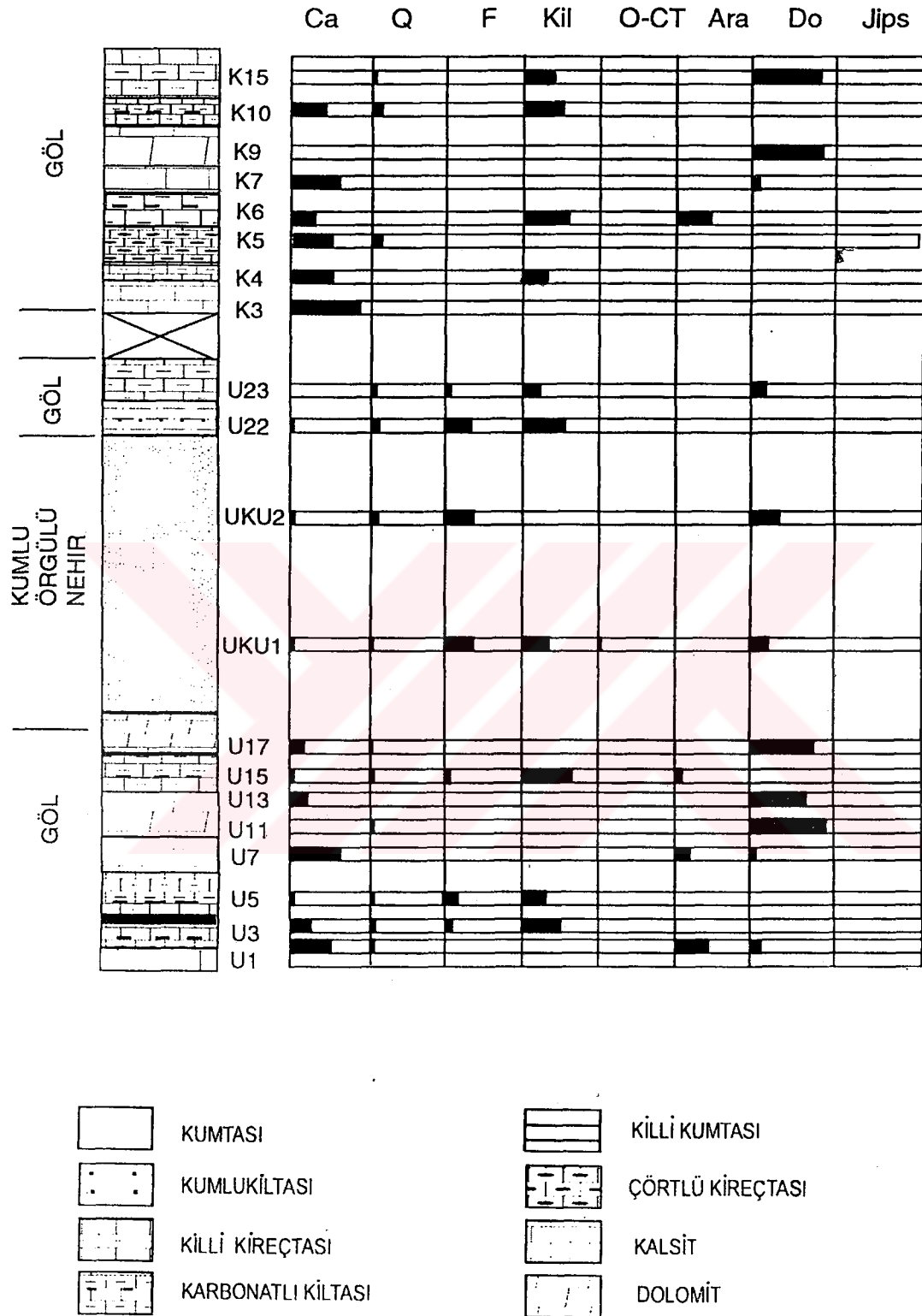
Uzunova Kesiti alttan üste doğru birincil göl ortamı, kumlu örgülü nehir ortamı, ikincil göl ortamı olmak üzere farklı iki fasiyesten oluşmuştur (Türkmen, 1988).

Karbonat minerallerinden kalsit minerali kesitin üçüncü egemen mineralini oluşturmaktadır (Ort % 17). Tablo 4.4 ve şekil 4.21'de görüldüğü üzere U11 ve U23 örnekleri dışında tüm örneklerde karbonat mineraline rastlanılmış olup, bu değerler %3 ile %68 arasında değişmektedir. Birinci ve ikinci göl ortamında tabandan tavana doğru kalsit oranı azalma göstermektedir.

Dolomit kesitin egemen mineralini oluşturmaktadır (ortalama % 34). U3, U5, U15, U22 örnekleri dışında tüm örneklerde rastlanılmış olup bu örnekler %7 ile 99 arasında değişmektedir. Bu kesit, havzanın dolomitce en zengin kesitidir. Tablo 4.4, Şekil



Şekil 4.20. Kil minerallerinin örneklere göre dağılımı



Şekil 4.21. Uzunova-Kırmızıtepe kesitlerinde örneklerin XRD-TK minerallerinin dikey dağılımları.

4.21’de görüldüğü üzere birinci ve ikinci göl ortamında tabandan tavana doğru kalsit azaldıkça dolomit artış göstermektedir. Bu doğrultuda kesitte kalsit + dolomit - dolomit+ kalsit - dolomit biçiminde bir mineralojik zonlanmaya rastlanılmıştır. Aragonit minerali havzada en yüksek bu kesitte, 4 örnekte % 4 ile 43 arasında değişmektedir (ortalama % 7,58).

Silis minerallerinden kuvarsın frekansı yüksek olmakla birlikte ortalaması düşüktür (ort % 3). Göl ortamında üst seviyelere doğru tedrici olarak az da olsa azalmaktadır. Kumlu örgülü nehir ortamı örneklerinde kumtaşlarında göl ortamına göre daha yüksek miktarda gözlenmektedir. Opal minerali bu kesitte sadece U22 örneğinde %2 oranında opal-CT olarak saptanılmıştır (ort <1).

Feldispat minerali kuvars gibi göl ortamında düşük oranda olup (ort %6), kumlu örgülü nehir ortamına yakın kısımlarda yükselmekte bu ortamda maksimum değere ulaşmaktadır (Ort %11)

Kil minerallerine kesitte kireçtaşı olanlar dışında tümünde yüksek oranlarda % 9-66 arasında rastlanılmış olup (Ort %23) kumtaşlarında azalma göstermektedir. Kil minerallerinin dağılımları aşağıda ayrıntılı detaylı olarak anlatılmaktadır. KF çözümlemesi yapılan 7 örnekte bolluk sırasına göre simektit, klorit, S-C, illit minerallerine rastlanılmıştır. (Tablo 4,4., Şekil 4.22). Simektitin frekansı ve ortalaması yüksek olup (ort %41) bu değerler %21-100 arasında değişmektedir. U22 örneğinde saf simektit fraksiyonuna rastlanılmıştır. İllit, klorit ve S-C minerallerinin üçüne de U22 dışında tüm örneklerde rastlanılmış olup, illit %13-19 (ort %12), klorit %22-38 (ort 24), S-C minerali %22-43 (ort %22) arasında değişmektedir.

4.5.3.2.Kırmızı Tepe Kesiti

Havzanın batısında Uzunova kesitinin üst devamı niteliğindeki (Şekil 2.2) Kırmızı Tepe kesitinde karbonatlı kıltaşı, killi-çörtlü kireçtaşı, kireçtaşı, killi kireç taşla rından oluşan 15 örnekten 8’inde XRD-TK çözümlemeleri yapılmış ve kalsit+kil mineralleri+dolomit parajenezi ile bolluk sırasına göre opal-A, kuvars, jips ve kristobalit minerallerine rastlanılmıştır (Tablo 4.5).

Tablo 4.5. Kırmızıtepe keskinde örneklerin XRD-TK ve XRD-KF çözümleme sonuçları ve istatistiksel değerlendirmeleri

ORTAM	GÖL	ÖRNEK	Tüm kayaş Mineralleri										Kil Mineralleri				KAYAC İSMİ		
			Ka	Do	Ku	O	F	Km	Ar	J	Kris	S	I	C	S-C				
İSTATİSTİKSEL		No:																	
		K3	100	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	Kireçtaşı (kalit)
		K4	47	---	---	---	---	38	---	15	---	100	---	---	---	---	---	---	Killi kireçtaşı
		K5	52	---	5	43	---	---	---	---	---	100	---	---	---	---	---	---	Çortlukireçtaşı
		K6	27	---	1	---	---	58	---	---	14	---	---	---	---	---	---	---	Karbonatlıkilaşı
		K7	96	4	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	Kireçtaşı (kalit)
		K9	---	92	8	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	Kireçtaşı (dolomit)
		K10	43	---	---	---	---	56	---	---	---	20	12	68	---	---	---	---	Karbonatlıkilaşı
		K15	---	61	2	---	---	37	---	---	---	27	17	56	---	---	---	---	Killi kireçtaşı
		Frekans	75	38	50	13	---	50	---	---	---	100	50	31	---	---	---	---	
		X	45,62	19,62	2	5,37	---	23,62	---	1,87	1,75	61,75	5,8	20,66	---	---	---	---	
		Ssap	37,89	36,09	2,97	15,2	---	26,31	---	---	4,66	44,25	8,61	---	---	---	---	---	
		mak	100	92	8	43	---	58	---	---	---	100	17	---	---	---	---	---	
		min	27	4	1	---	---	37	---	---	---	20	12	---	---	---	---	---	
		Çarp	0,32	1,65	1,51	2,82	---	0,28	---	---	9	0,51	0,15	1,77	1,92	---	---	---	
Bes	0,48	0,56	0,73	7	---	-2,31	---	---	3	-2,15	-2,07	2,21	3,06	---	---	---			

Kırmızıtepe Kesiti tümü göl ortamı olmak üzere tek bir fasiyesten oluşmuştur(Şekil 4.21).

Karbonatlardan kalsit minerali kesitin egemen mineralini oluşturmaktadır (ort. % 46). Minerale K9 ve K15 dolomitçe çok yüksek örnekler dışında tüm örneklerde rastlanılmış olup, bu değerler % 27-100 arasında değişmektedir. K3 örneğinde % 100 saf kalsite rastlanılmıştır. Kalsit oranı üst seviyelere doğru önce azalmakta sonra artmakta, tekrar azalmaktadır.

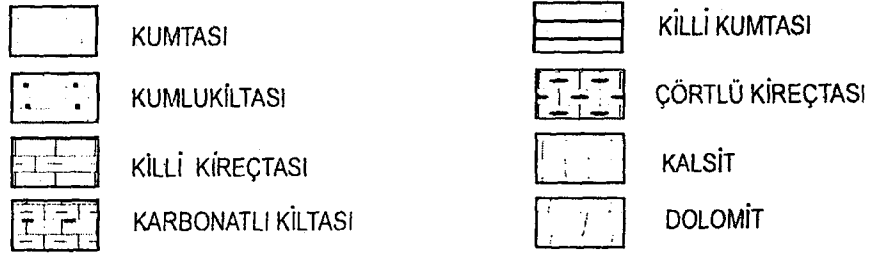
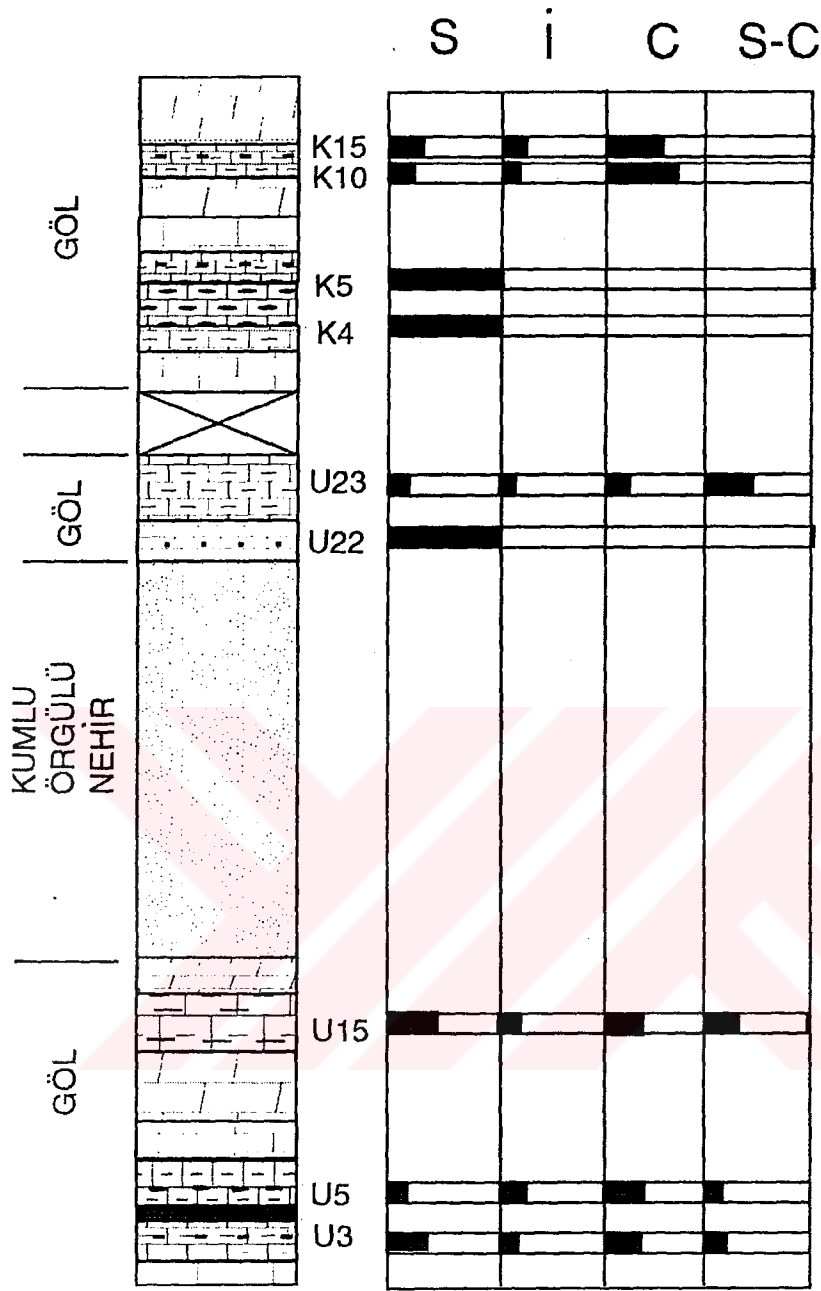
Dolomit, üç örnekte üst seviyelere doğru çok yüksek oranda görülmektedir. Dolomitin görüldüğü örneklerde kalsite hiç rastlanılmamıştır. Tablo 4.5. Şekil 4.21'de görüldüğü üzere bu kesitte, tabandan tavana doğru kalsit – kalsit + dolomit - dolomit biçiminde dikey bir mineralojik zonlanmaya rastlanılmış olup, aragonit minerali bu kesitte saptanılmamıştır.

Silis minerallerinden kuvarsın frekansı ve ortalaması düşük olup ortalaması % 2'dir. Opal minerali havzada en yüksek oranda bu kesitte sadece bir örnekte opal-A olarak saptanılmıştır (ort % 5).

Feldispat mineraline kesitte hiç rastlanılmamıştır. Sülfat minerallerinden jips minerali havzada en yüksek miktarda sadece bir örnekte % 14 oranında bu kesitte saptanılmıştır (ort %1.75). Anhidrite bir örnekte %15 oranında rastlanılmıştır (ort %2).

Kil mineralleri kireçtaşı olanlar dışında tümünde yüksek oranlarda (% 37-58), Uzunova Kesitine yakın miktarda saptanılmıştır (ort %23.62). Bu minerallere aşağıda detaylarıyla değinilecektir.

KF yapılan 4 örneğe göre bolluk sırasına göre simektit, klorit, illit minerallerine rastlanılmıştır (Tablo 4.5., şekil 4.22).Simektit kesitin egemen minerali olup tüm örneklerde % 20-100 arasında rastlanılmıştır (ort %62). K4 ve K5 örneği kil fraksiyonu tamamen simetitten oluşmuştur. Illite K10-K15 örneğinde % 12-17 oranında (ort 6), klorit minerali %56-68 gibi yüksek oranlarda saptanılmıştır (ortalama %21). S-C mineraline bu kesitte rastlanılmamıştır.



Şekil 4.22. Uzunova-kırmızıtepe kesitlerinde belirlenen XRD-KF minerallerinin dikey dağılımları

4.5.3.3.Çardakdavar Kesiti

Havzanın ortasında (Şekil 2.2) kireçtaşı, çörtlü-killi kireçtaşı, karbonatlı-kumlu kiltaşlarından oluşan Çardakdavar- tepe kesitinden alınan 25 adet örneğin 17 'sinde XRD-TK çözümlmeleri yapılmış ve bolluk sırasına göre kalsit, kil minerali, dolomit, feldispat, aragonit, Opal-A ve CT, kuvars minerallerine rastlanılmıştır. Elde edilen verilere göre sırasıyla kalsit, kil minerali ve daha az olarak dolomit bu kesitin egemen minerallerini oluştururmaktadır (Tablo 4.6).Çardakdavar Kesiti birinci göl ortamı, kumlu-örgülü nehir ortamı ve ikinci göl ortamı olmak üzere iki fasiyesten oluşmaktadır.

Karbonat minerallerinden kalsit havzanın en yüksek içeriğini sunmaktadır (%51). Nehir ortamından alınan Ç9 ve Ç10 dışında tüm örneklerde kalsite rastlanılmıştır.4 örnekte % 100 saf kalsit fraksiyonu saptanılmıştır. Mineral birinci göl ortamında üst seviyelere doğru artmakta, menderesli nehir ortamında rastlanılmamaktadır. İkinci göl ortamında ise dikey yönde önce azalmakta sonra artmakta en son tekrar düşmektedir.

Havzanın en düşük dolomit oranını bu kesit sunmaktadır. Minerale birinci göl ortamında menderesli nehir ortamında hiç rastlanılmamış olup ikinci göl ortamında tabandan tavana doğru dikey yönde artış göstermektedir. Bu kesitte kalsit – kalsit + dolomit - dolomit+kalsit – kalsit + dolomit aralanması biçiminde dikey mineralojik zonlanma tespit edilmiştir (Şekil 4.23).

Aragonit minerali 5 örnekte yüksek oranda % 6-43 ara sında bulunmuştur (ort. %6). Havzanın aragonitce ikinci zengin kesiti bu kesittir. Göl ortamında üste doğru azda olsa artma göstermektedir (Şekil 4.23).

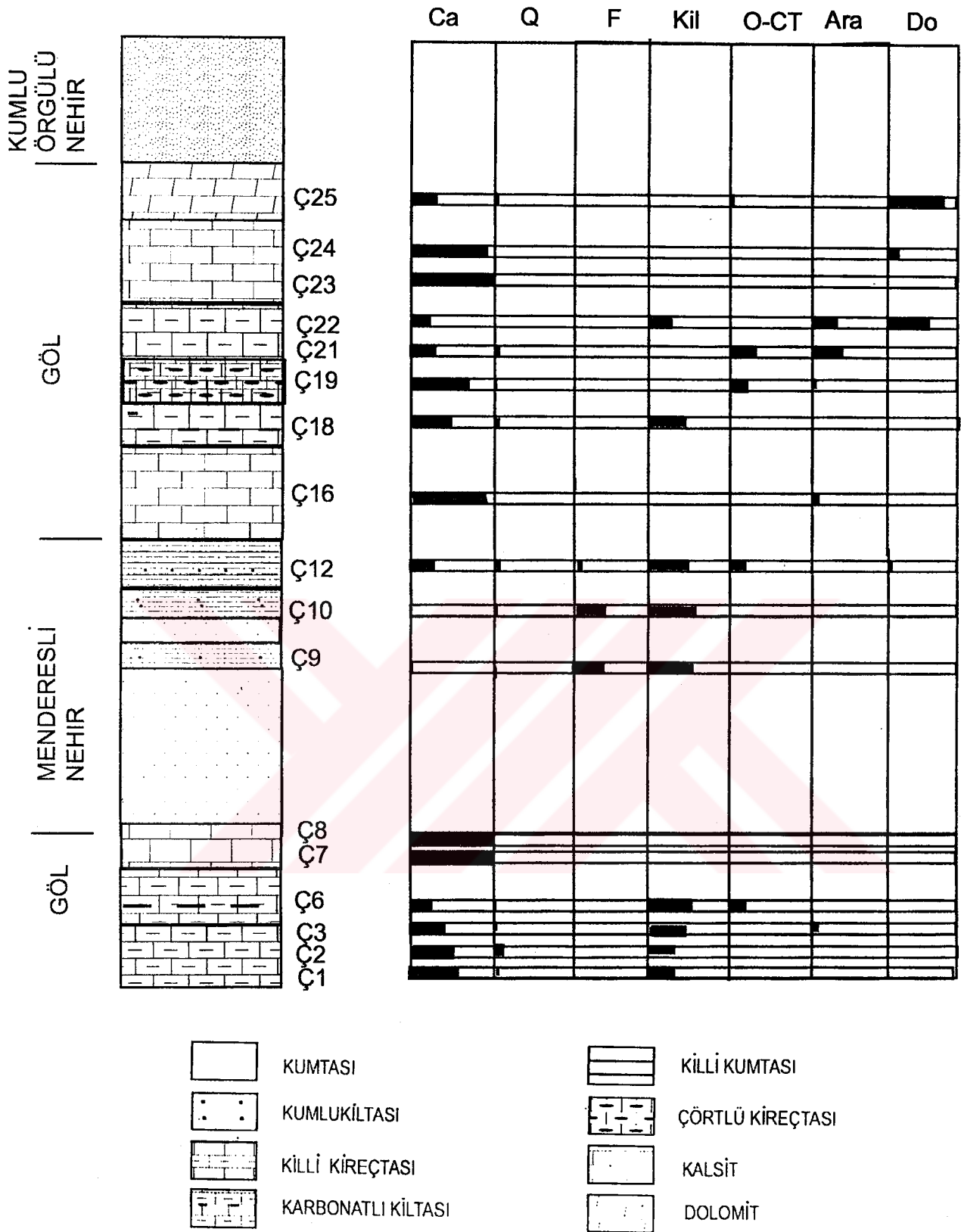
Silis minerallerinden kuvars, ortalama %2 olup % 1-9 arasında saptanılmıştır (ort %2.05). Menderesli nehir ortamı örneklerinde Ç9-Ç10 örneği kuvars içeriği göl ortamı örneklerine göre herhangi bir değişim göstermemektedir. Opal minerali rastlanılan 4 örnekte opal-CT olarak yüksek oranda % 17-34 arasında değişmektedir (ort % 5). Feldispat sadece nehir örneklerin de yüksek oranda saptanılmıştır (ortalama %5).

Kil minerallerine, kireçtaşı olmayan her örnekte rastlanılmıştır. Kesitte % 24 ile % 60 arasında değişmektedir (Ortalama %24) (Tablo 4.6).

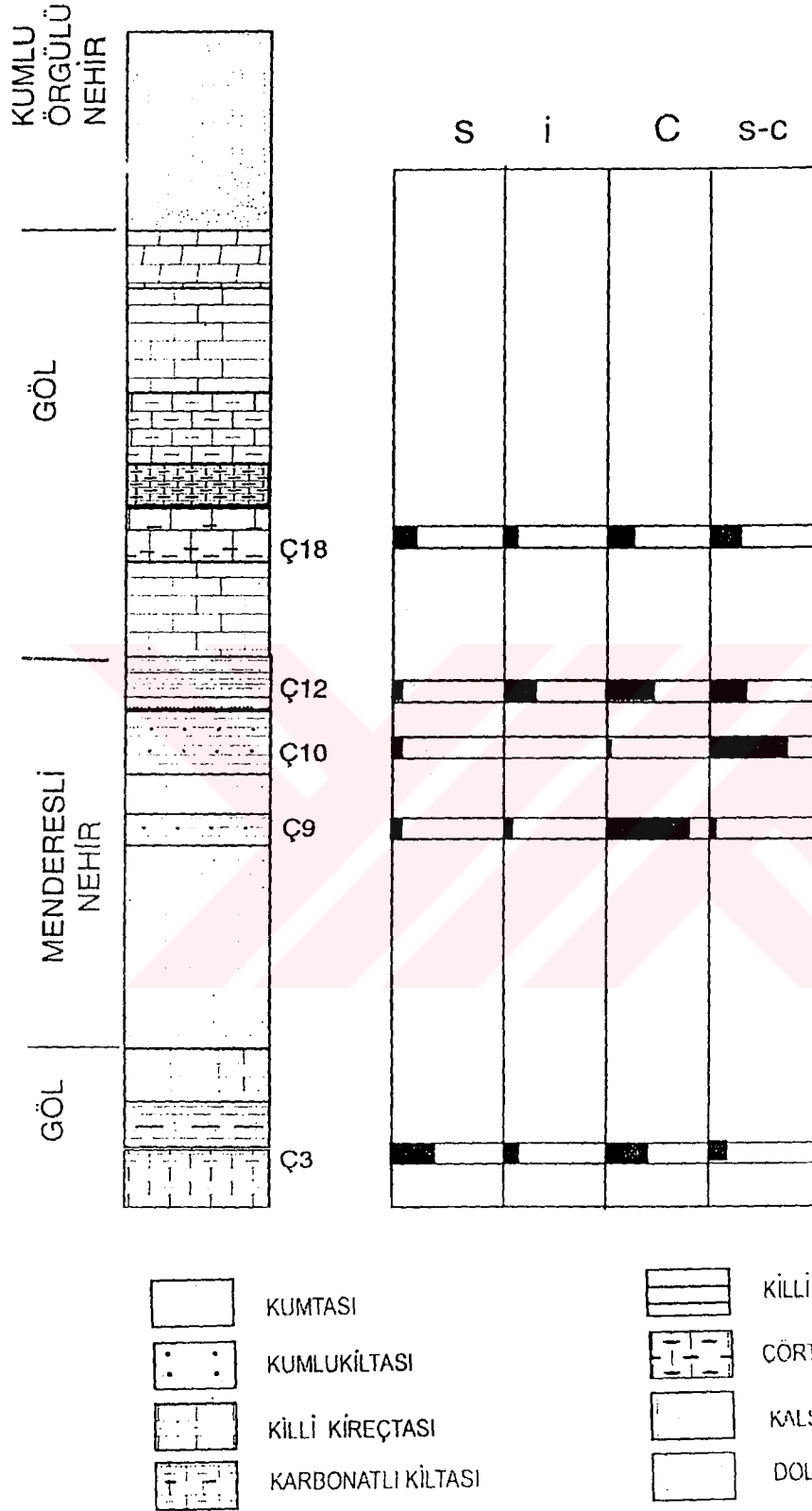
KF yapılan 5 örnekte bolluk sırasına göre klorit, S-C, simektit ve illit minerallerine rastlanılmıştır (Tablo 4.6. Şekil 4.24).

Tablo 4.6. Çardaklıvar kesitinde belirlenen örneklerin XRD-Tk ve XRD-KF çözümleme sonuçları ve istatistiksel değerlendirmeleri. ---örneklerde rastlanmamış,...analizi yapılmamıştır.

ORTAM	ÖRNEK	İTümleşik mineralleri										KB Mineralleri					KAYAC
		Ca	Do	Q	O	F	Km	Ar	S	I	C	S-C					
GÖL	Nor:																İSİM
	C1	60	—	1	—	—	39	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Kilitkireçtaşı
	C2	55	—	9	—	—	36	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Kilitkireçtaşı
	C3	48	—	2	—	—	41	9	26	13	42	19	—	—	—	—	Kilitkireçtaşı
	C6	18	—	2	20	—	60	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Karbonsiliktaşı
	C7	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Karbonsiliktaşı
	C8	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Kireçtaşı
	C9	—	—	—	—	42	55	—	7	5	80	8	—	—	—	—	Kireçtaşı
	C10	—	—	3	—	40	53	—	11	—	7	82	—	—	—	—	Karbonsiliktaşı
	C12	18	4	5	17	—	47	—	8	30	29	33	—	—	—	—	Karbonsiliktaşı
GÖL	C16	90	—	0	—	—	—	10	23	14	37	26	—	—	—	—	Kireçtaşı
	C18	46	—	4	—	—	46	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Karbonsiliktaşı
	C19	70	—	2	22	—	—	6	—	—	—	—	—	—	—	—	Çortlikireçtaşı
	C21	—	—	2	34	—	—	43	—	—	—	—	—	—	—	—	Çortlikireçtaşı
	C22	21	—	1	—	—	24	29	—	—	—	—	—	—	—	—	Kilitkireçtaşı
	C23	20	51	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Kireçtaşı
	C24	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Kireçtaşı
	C25	92	8	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Kireçtaşı
	frekans	82	23	70	23	11	52	70	100	80	100	100	—	—	—	—	—
	X	51,05	7,35	2,05	5,47	5,7	23,7	5,7	15	12,4	39	33,6	—	—	—	—	—
İSTATİSTİKSEL PARAMETRE	Stapp	3682	20,3	2,33	10,66	13,85	24,36	12,1	8,86	11,41	26,54	28,58	—	—	—	—	—
	mak	100	70	9	34	42	60	43	26	30	80	82	—	—	—	—	—
	min	21	4	1	4	4	24	9	7	5	7	8	—	—	—	—	—
	Çarp	0,16	2,73	1,79	1,76	2,48	0,18	2,47	0,55	0,88	0,78	1,65	—	—	—	—	—
	Bazık	-1,48	6,55	4,07	2,04	4,95	-1,87	5,77	-2,82	1,02	1,78	3,16	—	—	—	—	—



Şekil 4.23. Çardakdınar kesitlerinde belirlenen minerallerin XRD-TK dikey dağılımları



Şekil 4.24. Çardakdavar kesitinde belirlenen minerallerin XRD-KF dikey dağılımları

Simektit, birinci göl ortamında yüksek oranda (% 24) görülmekte, menderesli nehir ortamında düşük oranlar sergilemektedir. Bu kesit havzanın en düşük simektit ortalamasına sahiptir. Tüm örneklerde simektite % 7-26 arasında değişen oranlarda rastlanılmıştır (ort %15). İllit mineraline %5-30 arasında rastlanılmıştır(ort 12).

Klorit, menderesli nehir ortamında çok yüksek oranda Ç9 da % 80 oranında görülmüştür (%7-80 arası ortalama %39).

Havzanın en yüksek S-C ortalamasına bu kesitte rastlanılmıştır. Bu minerale menderesli nehir ortamında göle göre yüksek oranda rastlanılmıştır. Tüm örneklerde S-C rastlanılmış olup % 8-82 arasında değişmektedir (ort %34).

4.5.3.4.Hacısam Kesiti

Havzanın doğusunda (Şekil 2.2) Hacısam kesitinde kumlu -karbonatlı kilitaşı, killi kireçtaşı, kumtaşlarından oluşan örneklerin 7' si üzerinde XRD-TK ve KF çözümleme leri yapılmıştır. Kesitte gözlenen birliktelik kilmineralleri, kalsit, feldispattır. Bolluk sırasına göre bunları kuvars, aragonit mineralleri izlemektedir.

Hacısam Kesiti, Menderesli nehir ortamı, göl ortamı, kumlu örgülü nehir ortamı olmak üzere üç fasiyesten oluşmaktadır(Türkmen, 1988).

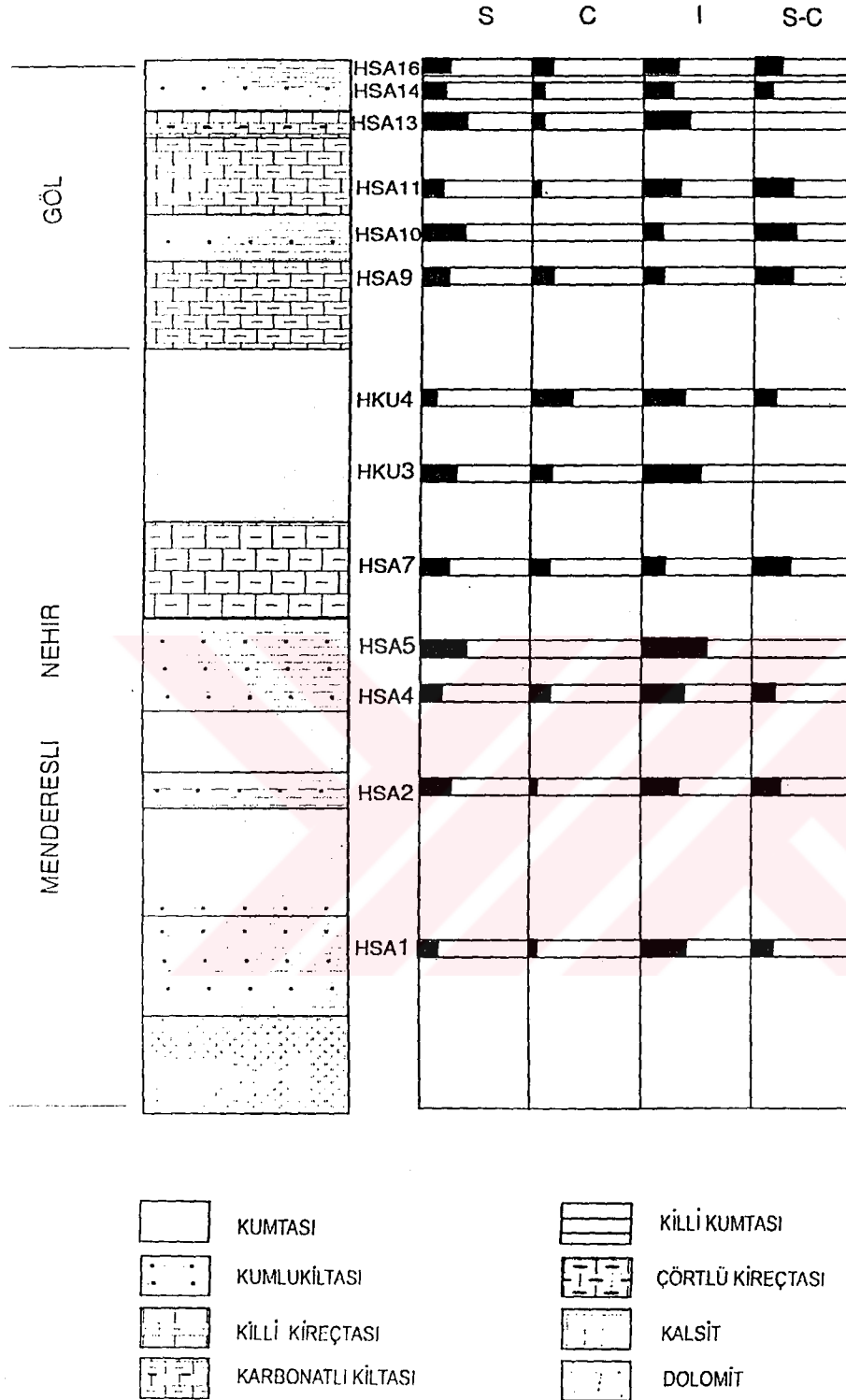
Karbonatlardan kalsit, kesitin ikinci egemen mineralidir (24.92). Tablo 4.7. ve şekil 4.25 'de görüldüğü üzere HS4 örneği dışında tüm örneklerde kalsite % 6-53 arasında değişen oranlarda rastlanılmıştır(ort 21). Menderesli nehir ortamı kumlu kilitaşı, killi kireçtaşı ve kumtaşlarında kalsit oranı göl ortamı örneklerine göre daha düşük oranda saptanılmıştır. Kalsit, önce artmakta, sonra kumlu örgülü nehre yakın kısımlara doğru belirgin oranda kil oranının artmasına paralel olarak düşmektedir.Bu kesitte dolomite hiç rastlanılmamıştır. Aragonit minerali, üç örnekte % 10-41 arasında saptanılmıştır (ortalama %4).

örneklere görebelirgin oranda yüksek miktarda saptanılmıştır. Kumlu örgülü nehir ortamına doğru göl ortamından alınan örneklerde belirgin bir artış saptanılmıştır. Yani dikey yönde artma, tekrar azalma şeklinde dizilim görülmektedir (Tablo 4.7, şekil 4.25). Opal mineraline kesitte hiç rastlanılmamıştır.

İSTATİSTİKSEL	PARAMETRE	GÖL	ORTAM	ÖRNEK	Tüm kayaç Mineralleri										Kil Mineralleri				KAYAC İSMİ
					Cu	Do	Q	O	F	Km	Ar	S	I	C	S-C				
				No:															
				HSA1	9	---	9	---	14	68	---	---	21	11	45	23		Kumlu Kilitaşı	
				HSA2	13	---	8	---	13	66	---	---	27	9	35	29		Kumlu Kilitaşı	
				HSA4	---	---	10	---	21	69	---	---	17	17	43	23		Kumlu Kilitaşı	
				HSA5	12	---	6	---	29	53	---	---	40	---	60	---		Kumlu Kilitaşı	
				HSA7	53	---	3	---	---	44	---	---	25	19	22	34		Kilikreçtaşı	
				HSA8	13	---	21	---	50	16	---	---	22	19	19	40		Kilikreçtaşı	
				HKU1	16	---	11	---	68	5	---	---	---	---	---	---		Kumtaşı	
				HKU2	6	---	14	---	44	36	---	---	---	---	---	---		Kumtaşı	
				HKU3	6	---	21	---	78	35	---	---	27	20	56	---		Kumtaşı	
				HKU4	38	---	2	---	---	19	41	---	10	30	38	---		Kumtaşı	
				HSA9	60	---	2	---	---	38	---	---	---	---	---	---		Kilikreçtaşı	
				HSA10	19	---	4	---	22	55	---	---	35	---	19	46		Kumlu Kilitaşı	
				HSA11	36	---	2	---	10	35	17	---	13	9	38	40		Kilikreçtaşı	
				HSA12	50	---	3	---	5	32	10	---	---	---	---	---		Kilikreçtaşı	
				HSA13	18	---	2	---	6	74	---	---	44	12	44	---		Karbonatlıkilitaşı	
				HSA14	10	---	8	---	11	71	---	---	22	12	46	20		Kumlu Kilitaşı	
				HSA16	6	---	7	---	10	77	---	---	26	15	33	26		Kumlu Kilitaşı	
				Prekons	94	---	100	---	82	100	17	---	100	100	100	100			
				X	21,47	---	7,82	---	22,41	46,64	4	---	25,3	13,23	33,3	23,3			
				Ssap	18,58	---	6,13	---	23,47	22,11	10,6	---	9,83	8,12	12,88	15,4646			
				mnk	60	---	21	---	78	77	41	---	44	30	60	46			
				mln	---	---	2	---	5	5	10	---	10	---	19	---			
				Carp	1,02	---	1,15	---	1,28	-0,25	3,1	---	0,46	0,1	-0,09	-0,41			
				Bas	-0,28	---	0,69	---	0,73	-1,01	10,1	---	-0,08	0,64	-0,54	-0,74			

Feldispat minerali nehir örneklerinde % 11 oranında olup, menderesli nehir kilaşları, kireçtaşları ve kumtaşlarında göl örneklerine göre belirgin bir artış görülmektedir. Bu mineralde kuvarsa paralel olarak kesitte dikey yönde önce artmakta sonra tekrar azalmaktadır. Havzanın en yüksek kil oranını bu kesit sunmaktadır (ort 46.64). Minerale örneklerin hepsinde rastlanılmış olup nehir ve göl ortamında yaklaşık eşit oranda saptanılmıştır (Tablo 4.7-Şekil 4.25). Bu minerallere aşağıda detaylarıyla değinilmiştir. Kil fraksiyonu yapılan 13 örnekte bolluk sırasına göre klorit, simektit, S-C, illit minerallerine rastlanılmıştır (Tablo 4.7., Şekil 4.26). Simektite tüm örneklerde rastlanılmış olup, değerler % 10-44 arasında değişmektedir (ort %25). Nehir-göl ortamı arasında belirgin bir farklılık görülmemektedir. Illite HS5-10 dışında tüm örneklerde rastlanılmış olup % 9-30 arasın da değişmektedir (ortalama 13).

Silis minerallerinden kuvars, ort % 8 olup, tüm örnekler de saptanılmıştır. Menderesli nehir ortamı ve kumtaşı örneklerindeki kuvars miktarı göl ortamındaki Klorit, tüm örneklerde yüksek oranda görülmektedir. Nehir ortamında göl ortamına göre daha yüksek olup, kumlu örgülü göl ortamının nehre yakın alınan örneklerde daha yüksek oranlarda saptanılmıştır (Tablo 4.7, Şekil 4.26). S-C, HKU3-HKU4 dışında tüm örneklerde %23-46 rasında saptanılmıştır(ortalama %23).



Şekil 4.26. Hacısam Kesitinde belirlenen minerallerin XRD-KF dikey dağılımları

5. MİNERALLERİN ALANSAL DAĞILIMLARI VE YORUMLARI

Çaybağı Formasyonunda turba arakatkılı kireçtaşı, karbonatlı-kumlu kilitaşı, killi kireçtaşından, oluşan göl çökelleri kumtaşı, karbonatlı-kumlu kilitaşı, killi kireçtaşlarından oluşan nehir çökelleri ile arakatkılıdır. Menderesli nehir kanallarında çapraz tabakalı konglomera ve kumtaşları, taşkın ovalarında ise turba arakatkılı çökel kumlu-karbonatlı kilitaşı, killi kireçtaşları çökelmiştir. Yörede tektonizma ve sedimantasyon birbirini takip etmesi ile zamanla havza çökmüş, göl havzaya ilerlemiştir. Başlangıçta gölün sığ kısımlarında oluşan turba arakatkılı kumlu karbonatlı killi kayaçlar kireçtaşlarına geçmiştir. Göl ortamında diatomelerin ve turbanın olması (Şekil 4.3) gölün bol bitkili, durgun, hafif akıntılı olduğunu göstermektedir.

Havzayı çevreleyen kayaçların türü, yayılımı, iklim ve bitki örtüsü, havzaya taşınan malzemenin boyutu, türü ve miktarını belirten havza içi parametrelerdir. Sedimantasyon havzasına gelen malzemenin miktarı, boyutu, çökelme hızı, birimlerin geometrisini, yayılımını ve litolojisini belirleyen havza dışı parametrelerdir (Reading, 1978). Bu parametreler gerek kil minerallerinin gerekse havzadaki diğer minerallerin oluşumlarını etkilemiştir. Chamley (1989), havza şartlarındaki değişikliklerin mineralojik modifikasyonları oluşturduğunu belirtmiştir. Bu bölümde Çaybağı Havzası'ndaki minerallerin yanal ve düşey yöndeki değişimleri incelenerek bu mineralojik modifikasyonlara göre havza şartları ve parametreleri incelenecektir.

5.1.Kil mineralleri

Jones vd. (1984), killerin yapı detaylarının hidrojeolojik alana, pH etkisine, buna bağlı olarak çözünürlüğe, alkali , ferromagnezyum oranına bağlı olduğunu belirtmiştir (Chamley, 1989).

Magmatik kayaç bölgelerindeki akarsularda karbonat nispeten az, silis fazla, tortul ortamlarda akan akarsularda Mg, Ca, karbonat ve bikarbonatlar fazladır (Grim, 1968) İnceleme alanında çevre magmatik kayaçlar Elazığ magmatitleri ve havzaya gerek havadan göle düşen gerekse nehirlerle taşınan Karabakır Formasyonunun tüfitleridir. Bunlar yeteri kadar Si ve Cr, Fe, Mg, Cu, Zn gibi elementleri sağlarken,

Kırkgeçit Formasyonunun karbonatlı kayaçları Mg, Ca, karbonat, bikarbonat gelimine katkıda bulunmuş olmalıdır. Bu da killerin simektit ağırlıklı, karışık tabaka, illit, klorit mineral oluşumuna neden olmuştur. Bu mineral parajenezlerinin yanısıra opal-A ve CT'nin olması, sedimentasyonla çağdaş bir volkanizmanın olduğunu ve gölün bazik olduğunu göstermektedir. Çökelmeyle çağdaş bir volkanizmanın olması, volkanitlerin toz boyutundaki malzemenin kısa sürede göl ortamına düşmesiyle örtülen organik malzemenin turbayı oluşturduğunu göstermektedir.

Simektit oluşumunda volkan küllerinin dönüşümü, yankayaçtan gelim ve kimyasal çökelim süreçleri etkilidir. Bu oluşumlara aşağıda değinilecektir.

Simektitlerin havzaya düşen malzemenin su ortamında bozulmasıyla (hidroliz) gelişen çözeltilerden oluştuğu çoğu araştırmacılar tarafından ortaya konulmuştur (Nichols, 1972). Sulu bir ortam tütün simektite hidrasyonunun sağlamada önemlidir. Bohor ve Triplihorn'a (1993) göre yıkanma miktarının az, aşırı Mg iyonlarının bulunduğu sığ sulu ortamlarda Al silikat jeli bazik ortamlarda simektitleri, aşırı bazik ortamlarda ise zeolitleri oluşturmaktadır. Bu oluşum reaksiyonu $\text{volkanik cam} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Hidroliz} \rightarrow \text{Sulu Al silikat jeli} \rightarrow \text{simektit veya zeolit} + \text{sulu silika} + \text{H}_2\text{O} + \text{kasyonlar}$ şeklindedir. Tuzlu (alkali) göllerde bilinen en iyi mineraller zeolitlerdir. Tuzlu göl suyu ve volkanik camın reaksiyonuyla zeolit oluşumu sağlanmaktadır. Aynı zamanda tuzlu alkalın göllerde diğer önemli ürün yaygın tabakalı çörtlerdir. Çaybağı havzasında zeolit ve önemli tabakalı çörtlere rastlanılmaması, havzanın tuzlu göllerden ziyade orta bazik, taze su getirmesinin bol olduğu göl olduğunu göstermektedir.

Simektitlerin oluşumunda bazalt ve andezitik kayaçların dönüşümünde ilk olarak Ca^{+2} , Mg^{+2} ve Fe^{+2} verir ve Fe hidroksit olarak birikir. Örneklerin hemen hepsinde demir oksit bantlarının bulunması bundan kaynaklanmaktadır. Fe oksitlerin dışında kalan amorf faz Opal-CT, kristobalit gibi silis oluşuklarıdır. İkinci fazda açığa çıkan Mg^{+2} ve dışarıdan gelen Mg^{+2} simektitleri oluşturur. Bu, ortamda Mg tüketimi ve Ca zenginleşmesini sağlar.

Millot (1964) killerin jeolojisi ile ilgili bilimsel incelemelerinde denizel havzalar ve alkali göllerde kil mineral parajenezlerini montmorillonit killeri büyük ölçüde köken olarak otijenik veya diyajenetik dönüşümle oluşuklarının belirtmiş, bunları neoformasyon minerali olarak isimlendirmiştir. Çözünürlükleri düşük olan V, Ni, Cr,

Zn, Cu, Zr, Nb, Th gibi elementlerin alınan örneklerde yüksek olması havzadaki simektitlerde küllerin dönüşümünden oluşumun ağırlıkta olmasından kaynaklanmaktadır. Bu elementlerin oranları volkanik camın bileşimine bağlıdır. Örneğin Güney Bering denizinde simektitin saponit, nontronit değerleri yüksek Fe/Al oranı, kilin bazik volkanik camdan türediğini göstermektedir. Fe/Al ve Ti/Al düşük değerler sergilemesi ise silisik cam kökenini belirtir (Grim vd. 1968). İnceleme alanında bu oranın yüksek değerler sergilemesi, volkanik malzemenin bazik olduğunu göstermektedir (Bölüm 7).

Küllerin yerinde dönüşümü ile oluşumun yanısıra gerek göllerde gerekse nehirlerde havzaya yankayaçtan mineral gelimi mümkündür. Bir çok Avrupa örneklerinde detritik kaynaklar ve laküstrin killer arasında yakın bir bağlantı görülmektedir. Vernet (1969), Mauvoini Gölü'nde klorit, illit, kuvars, feldispat minerallerinin yerel kristalin kayaçlardan oluştuğunu belirtmiştir. Englund vd. (1978), Norveç'te en büyük göl olan Mijosa gölünde çok az bir simektit ve karmaşık tabakanın baskın olmasının laküstrin suyun kimyasıyla birlikte kimyasal olarak ayrılan kaynak kayayı da yansıttığını belirtmiştir. Moore (1961) Kuzey Amerika kuzeydoğu Michigan Gölü'nde sedimentlerin kil fraksiyonunun çevre kayaçları yansıttığını, Dea ve Gorhom (1976) Minnesota'da 46 gölde silt ve kil bileşenlerinin çevredeki kristalin litolojiye bağlı olduğunu göstermiştir. Aynı görüşü Willis (1977) ve Chamley (1989)'da benimsemiştir. Aynı durum nehir ortamındaki simektitler için de geçerlidir. Nehir sedimanları mineralojik araştırmaları da laküstrin ortamdakiler gibi kil bileşimi ile erozyon oluşukları arasında benzerlik önermektedir. Lafond (1961), Vilonsile nehri (Batı Fransa) illit, klorit, profillitin çevredeki Senozoyik toprakları ve kristalin kayaçlara ait olduklarını belirtmiştir. Vebel vd. (1962) Colombia Havzası simektit oluşumunu bazaltik kayaçlara bağlamıştır. Schneider ve Angino (1980) Doğu Kansas nehri askılı maddelerinde bulunan tabakalı simektit, kaolinit, kuvars ve K feldispat minerallerinin çevre kayaçlardan geldiğini belirtmiştir. Bu görüşler nehir sedimanlarındaki simektitlerin çevre kayaçlardan gelimin ağırlıkta olduğunu düşündürmektedir. Menderesli nehir ortamında kristaliniteyi belirleyen 001 pik şiddetinin yüksek, pik genişliğinin düşük olmasının iyi kristaliniteyi belirlemesi de nehir ortamındaki simektitlerin yan kayaçtan geldiğini, detritik olduğunu belirten bir bulgudur.

Yukarıdaki iki oluşumun yanısıra simektitler kimyasal çökelim ile de oluşmuş olabilirler. Havzanın merkezi kesimlerine doğru pH, alkalinite artışı simektitlerin kimyasal olarak oluşabileceğini düşündürmektedir. Şekil 4.6 'da havza kenarından alınan Hacısam simektitleri göl örnekleri nin, Uzunova'dan alınan göl örneklerine göre pik şiddetinin nispeten düşük, pik genişliğinin yüksek olması da kristalinitenin kötüleştiğini gösterir ki, bu da göl ortamında merkeze doğru kimyasal çökelimin etkili olduğunu göstermektedir.

Göl ortamında illit ve kloritlerin varlığını Grim (1968) alkali ortamda simektitlerin illite dönüşümün K ve Mg absorpsiyonu ile oluşabileceğini sırayla yapının yıkıldığını ve illit ve klorite dönüştüğünü belirtmiştir. Singer ve Stoffers (1989) illit oluşumunda K'nin fillosilikatlara giriminin oktahedral Fe^{+3} ile Mg^{+2} 'nin yer değişimi ile oluştuğunu belirtmişlerdir. Yazarlar Doğu Afrika Manyera Gölü(Tanzanya) ve Albert Gölü'nden (Zaire-Uganda) alınan örneklerde simektitin illitleşmesi ve K'ca zenginleşmesi prosesini belirlemişlerdir. Bununla birlikte bir çok Avrupa örnekleri, detritik kaynaklar ve laküstrin killer arasında yakın bir bağlantı olduğunu göstermektedir. Alplerde 2000m'ye yerleşmiş Mauvoini Gölü'de klorit ve illitin ağırlıklı olarak kuvars ve feldispatın çevredeki kayaların ayrışmasıyla oluştuğu fikrini belirtmişlerdir (Robert vd. ,1985). Korsika'da birkaç yüksek seviyeli göller yüzey sedimentlerinde klorit, illit ve S-C düzensiz karmaşık tabakaların çevre plütonik kayalardan geldiğini belirtmişlerdir. Ayrıca bazalt ve andezitler illite yetecek kadar K içermezler. Bu illitin daha çok detritik ağırlıklı olduğunu akla getirmektedir. Çevre kayalarla ara katkılı olan kumtaşlarında kloritin ve illitin kaynağı olabilecek muskovitin olması ve havzanın merkezine doğru minerallerin miktarında değişiklik saptanılmaması bu minerallerin daha çok detritik kaynaklı olabileceğini düşündürmektedir. S-C (korensit), karmaşık tabakalı killerin en yaygındır. Şeyl ve karbonatlı kayalarda bu mineral yaygın olarak gözlenmektedir. Ayrıntılı mineralojik çalışmalar korensitin pelitik sedimanlarda daha yaygın olduğunu göstermektedir (Velde, 1977). S-C 'de trioktaedrik mineraller dönüşüm şeklinde olabilmektedir. Bu dönüşüm sonucunda katyon değiştirme kapasitesi düzensiz olarak artmaktadır ve Mg, Al, Fe iyonları hidroksitler olarak trioktahedral simektitleri içine girebilir ve klorit tabakalarını oluşturabilir. Ancak illit gibi kloritin ve S-C'nin havzanın merkezinde önemli miktarda değişim göstermemesi, bu

oluşumdan çok detritik ağırlıklı olduklarını ve Üst Kretase volkanitlerinden taşındığını düşündürmektedir. Çardakdıvar Menderesli kil ortamından alınan Ç10 örneğinde S-C karmaşık tabakalı mişnerallin yüksek olması nehir ortamındaki kırıntılı ve kaba tanelerin bu fazda olmasından kaynaklanmış olabilir. Nitekim Grim (1958) bir çok durumda kumlu, siltli malzemenin kil fraksiyonunda daha fazla karmaşık tabaka olabileceğini belirtmiştir. Ayrıca nehir ortamından alınan örnekte yüksek dereceli S-C olması, bu mineralin detritik ağırlıkta olduğunu belirten diğer bir veridir.

5.2. Kil Dışı Mineraller

5.2.1. Karbonatlar

Karbonatların oluşumunda ortamın pH'ı, çözünürlük, Ca oranı önemli faktörlerdir. Ca, Elazığ magmatitleri, Karabakır Formasyonu tüfitlerin simektileşmesi esnasında havza suyuna katılabilmekle birlikte, fazla miktarda karbonat kayaçlarının yaygın olması, Mg, Ca karbonatların asıl kaynağının Kırkgeçit Formasyonu olabileceğini göstermektedir.

Göl ortamında kalsit yanal yönde batıya doğru Hacısam Kesiti'nden Çardakdıvar Kesitine doğru havzanın derinlemesine paralel olarak artmakta, Uzunova kesitinde göl havzasının merkezinde azalmaktadır. Dikey yönde ise Hacısam 'da derinliğe göre düzenli dağılım göstermemekle birlikte Çardakdıvar kesitinde Uzunova ve Kırmızı Tepe kesitlerinde dikey yönde azalmaktadır. Dolomit mineraline, Hacısamda rastlanılmamış, batıya doğru, Uzunova ve Kırmızı tepe kesitinde havzanın en derin kesimlerinde maksimuma ulaşmıştır. Bu yanal yöndeki dizilim, kalsit-kalsit+dolomit-dolomit, dikey yönde kalsit-dolomit mineralojik zonlanmasını vermektedir. Karbonatlardaki bu dizilimin nedeni ortam kimyasındaki değişimlerdir.

Kalsitin, nehir ortamında daha düşük oranda bulunması, göl ortamındaki kalsitlerin göl suyu ile temas halinde bulunan Ca'lı sularla kimyasal çökelim ile oluştuğunu belirtmektedir. Kalsitin yanal yönde doğudan batıya dereceli olarak azalması, alkalitenin artması ile Mg iyonunun bu yönde arttığını ve kalsitin dolomite geçtiğini göstermektedir.

Lipmann (1960) atmosferik basınç altında oda sıcaklığında ve çeşitli sıcaklıklarda $\text{KOCN}_4 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{K}^+ + \text{NH}_4 + \text{CO}_3^{-2}$ reaksiyonu kullanıp ve bu reaksiyona Ca^{+2} ve Mg^{+2} klorür ve sülfatını ekleyerek CaCO_3 ü çöktürmüştür. Mg^{+2} 'nin bulunduğu sularda kalsitin büyümeye karşı isteksiz oluşu, Ca^{+2} ve Mg^{+2} hidratların oluşumundaki Gibbs serbest enerji farkından kaynaklanmaktadır. Ca^{+2} ve Mg^{+2} hidratları, kristallerin yüzeyinde toplanırlar. Ca^{+2} suyundan kolayca kurtulur ve CO_3^{-2} ile birleşerek en çok eriyebilen kafesi yani kalsiti oluşturur. Eğer Mg^{+2} 'nin aktifliği yeteri kadar yüksek ise oluşturulan kafes Mg 'lu kalsite ait olmak zorundadır. Bazı örneklerde Mg kalsite rastlanması bu şekilde açıklanabilir (Şekil 4.14). Hidrat halindeki Mg Aragonit mineralinin, aktüel göl ortamında sülfat mineralleri ile nispeten sıcak sulardan itibaren çöktüğü ve yüzeysel koşullarda zamanla kalsite dönüştüğü bilinmektedir (Kinsman and Holland, 1969; Raiswell and Brimblecombe, 1977 Gündoğdu, 1988'den). Bazı araştırmacılar, kalsite tercihen aragonit çökelişi nedenlerini araştırmışlardır. Kalsit oluşumu engellenimi ile aragonit çökelmektedir. Li^+ , Na^+ , Mg^{+2} , Sr^{+2} gibi elementler, NH_4^+ , Cl^- , NO_3^- ve SO_4^{-2} iyonlarının eriyik içerisinde bulunması, mineral dengesini etkilemektedir ve aragonitin oluşumuna yol açmaktadır. (Curl, 1962; Kitano, 1962; Skimkis, 1964)) Burada kalsit büyümesini engelleyen en önemli iyon, Mg^{+2} 'dir. Bu iyonlar büyürken çekirdeklerin yüzeyini örter. Böylece aragonit kristalleri büyürken kalsit çekirdeklerinin büyümeleri hidrat halindeki Mg^{+2} ile engellenir. Goto (1961), yüksek Mg ve düşük Mg kalsite tercihen aragonit çökelişini denetleyen faktörleri araştırmıştır. Araştırmacıya göre çözeltinin yüksek pH derecesi, CO_2 'nin karbonatı çözme etkisi CO_3^{-2} 'ye nazaran Ca^{+2} 'nin dengeli olması için bir dereceye kadar sorumlu olup, kalsit için daha az müsaittir. Zeller ve Wartay (1956) ise düşük Mn^{+2} ve yüksek Sr^{+2} , Ba^{+2} içeriğinin aragoniti oluşturduğunu belirtmiştir. İnceleme alanında Hacısam Kcsiti'nde göl ortamında HS11 1 örneğinde % 17 (ortalama %4) merkeze doğru Çardakdavar Tepe'de dört örnekte (ort % 6), Uzunova Kesitinde 3 örnekte (ort % 9) aragonit örneğine rastlanılmıştır. Merkeze doğru bu mineralin ortalamasının daki bu artışın nedeni yukarıdaki araştırmacıların önerileri doğrultusunda şu şekilde açıklanabilir. Merkeze doğru alkalinite artışından dolayı, Mg^{+2} , Ca^{+2} hidratları oluşmuş, Mn azalıp, Mg^{+2} , Sr^{+2} ve Ba^{+2} gibi elementler zenginleşmiş, yüksek pH'dan dolayı suyun karbonatı çözme etkisini azaltmasından dolayı CO_3 'e göre Ca^{+2} 'nin yüksek olması ile aragonit

oluşumu gerçekleşmiştir. Ancak aragonit içeren tüm örneklerde aragonitin az olup, kalsitin daha yüksek olması, bu parametrelerin kalsit oluşumunu engellemek için tümüyle yeterli olmadığını göstermektedir. Aragonit oluşumunda sülfat gereksinimi de göz önüne alındığında bu mineralin diğer sülfat mineralleri gibi havzanın merkezinde artması ile de açıklanabilir.

Yaygın karbonat minerallerinden önemli olan diğer bir mineral dolomittir. dolomitin oluşması için göl suyunda yüksek Mg konsantrasyonu ve PH 'ın 8'in üzerinde olması gereklidir. Bu incelemelerde merkezi gölün derin kesimlerde bulunan dolomitlerin ideal dolomit olması, bunların diyajenetik evrede oluştuğunu belirtmektedir. XRD çözümlemelerine göre ideal dolomit varlığı ortaya konulmuştur. Kimyasal çökelim ile göl suyunda oluşum, bu mineralin merkeze gölün derinliğine göre tedrici olarak artması, U11 örneğinde % 99'lara ulaşması ile de desteklenilebilir.

5.2.2.Silis Mineralleri

Havzadaki silisin kaynağı Elazığ magmatitleri ve büyük oranda volkanik küllerin simektikleşmesi esnasında açığa çıkmış olmalıdır. Bununla birlikte alkali karbonatların 2700 ppm kadar silis içerdiği gözönüne alınırsa (Grim, 1968) silisin Kırkeçit Formasyonundan da gelmesi olasıdır.

Silis minerallerinden kuvars, havzanın kenarlarına yakın olan nehir arakatlı Hacısam Kesiti'nde özellikle menderesli nehir ortamı örneklerinde, havzanın merkezine göre derine doğru yüksek değerlerdedir. Bu durum Frondel (1962)'ye uymaktadır. Araştırmacı, kuvarsın özellikle mikrokristalin durumlarının oda sıcaklığında alkali solüsyonlarla tutulduğunu göstermektedir. Bu çözünürlüğünden dolayı kuvars, merkezi kesimlerde az, kenar kısımlarda fazla olacaktır (Grim, 1968).

Silis minerallerinden opal-CT(kristobalit-tridimit)'in volkanik camdan dönüştüğünü Jijima (1978) belirtmiştir. Bir çok durumda kül Si ve alkali içerir. Bazı durumlarda killerde Si kalır ve kristobaliti meydana getirir. Opal kristobalit minerallerine Hacısam ve Uzunova kesitlerinde rastlanılmamışken, Çardakdavar kesitinde 1 örnekte opal A ve 3 örnekte opal-CT olarak, Kırmızı Tepe'de opal- A olarak % 43 oranında rastlanılmıştır.

5.2.3. Feldispatlar

Feldispat mineralleri kuvars minerallerine paralel lik sunmaktadır. Aralarındaki pozitif korclasyon bu ilişkiyi doğrulamaktadır. Havzanın kenar kesiminde özellikle nehir ortamında feldispat oranı merkezi kesime ve göl ortamına göre yüksek miktarda tespit edilmiştir. Bu, diğer minerallere oranla feldispatların da kuvars gibi detritik ağırlıkta olduğunu göstermektedir.

5.2.4.Sülfat Mineralleri

İnceleme alanında sadece Uzunova kesitinde % 5, (ort %0.41), Kırmızı Tepe'de % 15 (ortalama %2) gibi küçük miktarda jips minerallerine rastlanılmıştır. Chillinger ve Bissel (1965), CaSO_4 ile doymuş sularda dolomitleşme sırasındaki sülfat mineralleri oluşumlarını incelemiştir. Araştırmacıya göre, kalsit oluşumunda MgSO_4 artarken Mg karbonatlar oluşmadan önce ilk olarak jips oluşmaya başlarken bu sırada CaCO_3 'ün yok olduğunu belirtmiştir. K3'örneğinde %100 kalsit oranının dikey yönde jips ile birlikte % 47 ye düşmesi bu şekilde açıklanabilir. Aynı şekilde Uzunova Kesitinde kalsit % 24 iken U5 örneğinde jipsli örnekte % 5'e düşmüş, dolomit oluşmaya başlamıştır. Bu kapsamda evaparosyona bağlı olarak artan SO_4 'ün arttığı ve MgSO_4 artmasının ilk olarak jipsi oluştuğu ve bunun dolomit oluşumuna geçtiği söylenebilir. İnceleme alanında Uzunova kesitinde U5 örneğinde anhidrite rastlanılmıştır. Anhidrit de jipsle aynı mekanizma ile oluşmuş olmalıdır. Anhidrit jips beraberliği ve anhidritin jipse dönüşüm mekanizması sözkonusudur. Nitekim görüldüğü üzere sadece havzanın merkezi kesimlerinde bu iki minerale rastlanılmıştır.

6. İSTATİSTİKSEL ANALİZ

Jeostatistik, rastgele dizilmiş değişkenlerin alansal dağılımlarının belirlenmesi ve korelasyonların tanımlanmasında da bir takım istatistiksel analizler içermektedir. Bu bölümde havzadaki minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi yapılacaktır.

6.1. Minerallerin Sıklık Dağılımları

Sıklık dağılımları, veri grubunu veya populasyonların özelliklerini ortaya çıkaran jeostatistiksel yöntemlerdir. Amaç jeolojik olayları matematiksel olarak ifade etmektir. Böylece sayısal veri grubunun sunulmasında en çok kullanılan yöntemdir. Sıklık dağılımları her sınıf aralığı için çizilen çubuklarla gösterildiğinde "histogram" olarak adlandırılır. Histogramın en önemli tarafı veri grubundaki değerlerdeki toplam değişimleri ve en fazla bulunan değerleri (mod) göstermesidir (Sinclair, 1985). Histogramların normal, binom ve logaritmik gibi çeşitleri vardır. Pawlow (1974) teorik normal bir dağılım grafik üzerinde üç şekilde gösterilebileceğini belirtmiştir. Buna göre (1) her iki eksen de aritmetik ölçekli ancak bir eksen de frekans değerleri alındığında çan şeklinde bir eğri (2) her iki eksen de kümülatif frekans değerleri alındığında S şeklinde bir eğri; (3) bir eksen aritmetik veya logaritmik ölçekli diğer eksen olasılık ölçekli ve kümülatif frekans değerleri alındığında doğru şeklinde gösterilir. Normal dağılım istatistikte denklemi Gauss çan eğrisine uyan dağılımdır ve bu dağılımın kümülatif eğrisi integral şeklinde çıkar. Histogram çiziminde veri grubunun doğru bir şekilde temsil edilmesinde sınıf sayısı önemlidir. Çeşitli araştırmacılar sınıf aralığının belirlenmesinde farklı yöntemler seçmiştir. Burada sıklık dağılımları çizimlerinde sütunların sayısı K ve frekansı Sturge formülüne göre bulunmuştur. Buna göre $I = (X_{\max} - X_{\min}) / K$ uygulanmıştır. Burada I=Frekans, $X_{\max}$ en yüksek analiz değeri, $X_{\min}$ en düşük analiz değeri, $K = 1 + 3.322 \log n$ ve n örnek sayısıdır. Bu teorik esaslar doğrultusunda Çaybaşı Formasyonu 4 ölçülü kesitten alınan örnekler bir bütün halinde ele alınarak tümkayaç ve kil minerallerinin dağılımı incelenilmiştir (Tablo 6.1). Sıklık dağılımlarının çizimi ve özelliklerini yansıtan varyans, standart sapma, ortanca, basıklık ve çarpıklık gibi

parametreler Microsoftexcel adlı genel amaçlı istatistik programda yapılmıştır. Ortalama iki şekilde hesaplanmıştır. Toplam miktarın toplanan örnek sayısına bölümü ile aritmetik ortalama, genel ortalama ise dedeksiyon limitinin altında kalan değerlerde hesaba katılarak yapılan hesaplamadır. Bundan dolayı genel ortalama sapmalar olabilmektedir.

6.1. Tümkayaç Mineralleri

Havzadan alınan 54 örnekte bulunan önemli tümkayaç minerallerinin frekans dağılımı incelenmiştir (Tablo 6.1-Şekil 6.1). İncelenen minerallerin hepsi sağ asimetriktir. Bu, dağılımın pozitif ve ortalamaya göre minerallerin düşük değerlerin daha çoğunlukta olduğunu gösterir. Ancak kalsit ve kil minerallerinin çarpıklık katsayısının diğer minerallere göre çok düşük olması ve 0'a yakın olması bu iki mineralin normal dağılıma uygun olmasından kaynaklanmaktadır. Normal dağılım sedimanter oluşumunda ağırlıklı olması, kalsit ve kil minerallerinde sedimantasyon ve diyajenezin ağırlıkta olduğunu göstermektedir.

Mineraller kalsit ve kil dışında standart dağılım grsinden daha basıktır.

Minerallerin değişkenlik katsayısı ($S_{sp} \times 100/X$) yüksektir. Kalsit, kil mineralleri ve kuvarsın diğer minerallere göre katsayısının nispi olarak düşük olması değerlerin ortalamaya yakın olup daha düzenli dağılmasından kaynaklanmaktadır.

Minerallerin kümülatif ferekans eğrileri incelenmiş kalsit, kil minerallerinin normal dağılıma en uygun mineraller olduğu kümülatif eğrilerle de ispatlanmıştır. Şekil 6.2'de minerallerin XRD-TK sıklık dağılımları ve kümülatif eğrileri verilmektedir.

Kil mineralleri için çizilen sıklık dağılımlarında Minerallerin basıklık katsayısı sırasıyla illit<klorit<S-C<S'dir (Tablo 6.2, Şekil 6.3).Bu, illit ve kloritin belli aralıklarda yoğunlaşırken simektit ve S-C'nin daha geniş aralıklarda yayıldığını göstermektedir. Bu durum klorit ve illitin tek bir süreçle (detritik) oluşumunun ağırlıkta olduğunu belirleyen bir bulgudur.

Minerallerin değişkenlik katsayısı $C < I < S < S-C$ dir.Bu da minerallerin normal dağılımına paraleldir. Bu durumda klorit ve illit normal dağılıma en yakın mineraldir. Kil

Tablo 6.1. Örneklerin XRD-TK çözümleme sonuçları ve istatistiksel değerlendirilmeleri

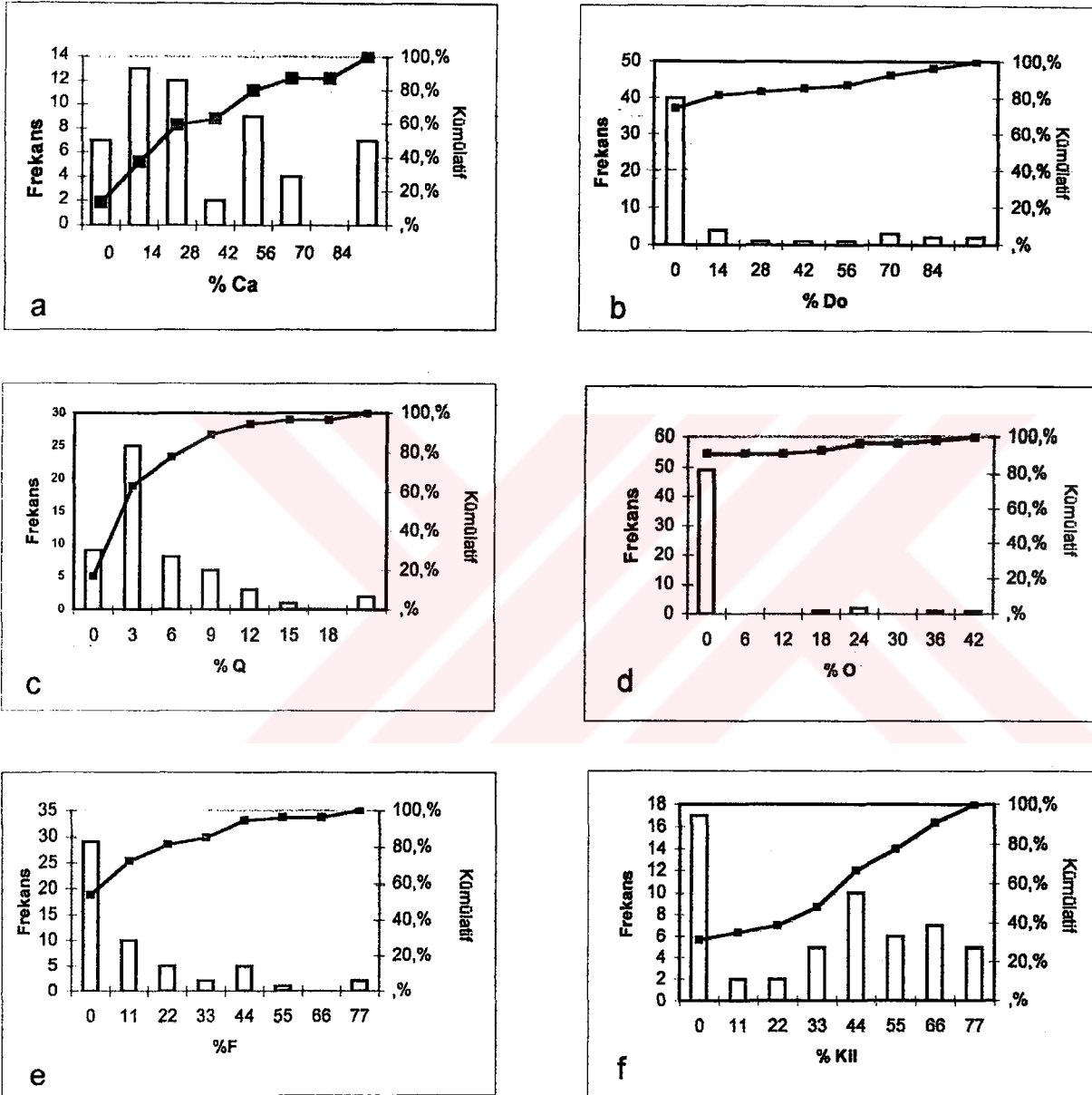
Mineral	Parametre						
	Arit. Ort	Genel ort	St.Sapma	Değiş.Kat.	Ençok	Basıklık	Çarpıklık
Kalsit	38,29	33,33	31,97	95,91	---	-0,08	0,93
Dolomit	52,69	12,75	27,68	209,25	---	3,91	2,06
Kuvars	4,82	4,11	6,71	163,26	2	9,62	2,01
Opal	27,2	2,51	8,5	318,64	---	8,23	3,58
Feldspat	22,77	14,38	18,57	128,65	---	3,38	1,93
Kil	45	30,83	26,1	84,65	---	1,41	0,1
Aragonit	21,33	4,76	11,15	234,24	---	5,8	2,56
anhidrit	40	0,76	5,44	735,63	---	54	7,34
Jips	5	0,09	0,68	755,55	---	54	7,34
Kristobalit	14	0,25	1,9	760	---	54	7,34

mineralleri için çizilen sıklık dağılımlarında simektit ve S-C logaritmik dağılıma yakın olması, bu minerallerin oluşumunda birden fazla işlevin olduğunu gösteren bir veridir (Şekil 6.4).

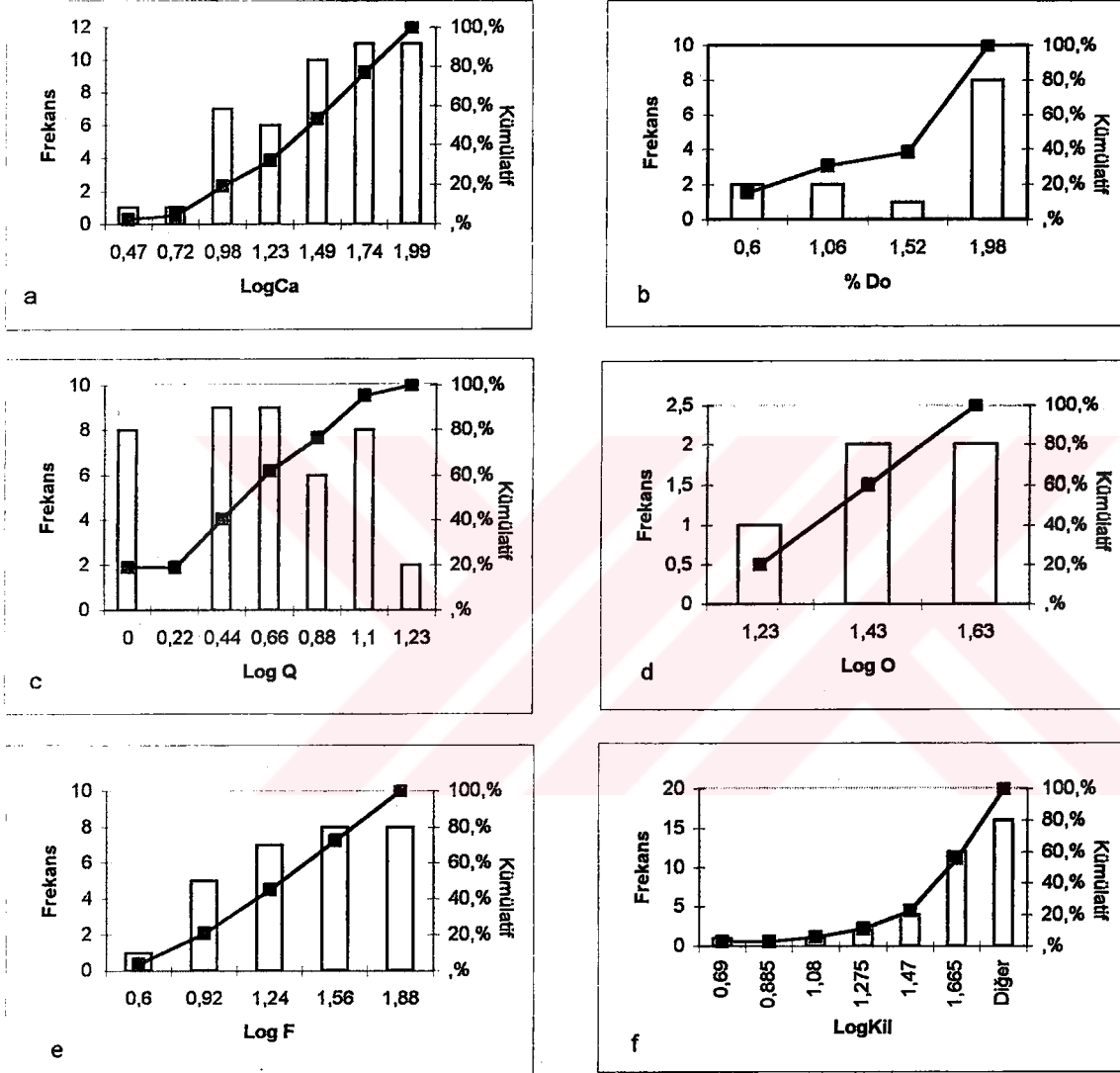
6.2. Üçgen Diyagramlar

Üçgen diyagramlar üç değişkenin birbiriyle olan ilişkisini incelemek için jeolojide yaygın olarak kullanılmaktadır. Bu yöntemle diğer çok değişkenli istatistiksel analiz yöntemleri kullanılarak noktaların diyagram üzerindeki dağılımları yorumlanabilmektedir.

İnceleme alanında tüm kayaç minerallerinden kalsit, dolomit, feldispat, kil, kuvars mineralleri Kil-Ca-Do; Ca-Do-F; kil-F-Q üçgen diyagramlarında incelenilerek minerallerin bir leri ne göre derişimleri incelenmiştir (Şekil 6.5 a-b-c).



Şekil 6.1. Örneklerin XRD-TK çözümü sonuçları sıklık dağılımları



Şekil 6.2.Örneklerin XRD-TK logaritmik dağılım sonuçları

Tablo 6.2. örneklerin XRD-KF çözümleme sonuçları istatistiksel değerlendirmeleri

Mineral	Parametre						
	Arit. Ort	Genel Ort	St.Sapma	Değiş.Kat.	Ençok	Basıklık	Çarpıklık
Simektit	25,3	31,66	26,14	82,56	26	3,54	2,07
İllit	14,33	12,03	8,46	70,32	---	-0,09	0,16
Klorit	38,3	32,74	20,87	57,77	38	0,02	0,04
Opal	27,54	21,62	19,31	92,09	---	2,15	1,02

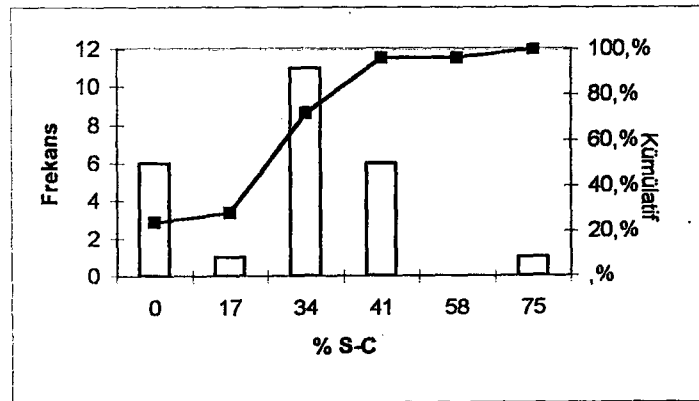
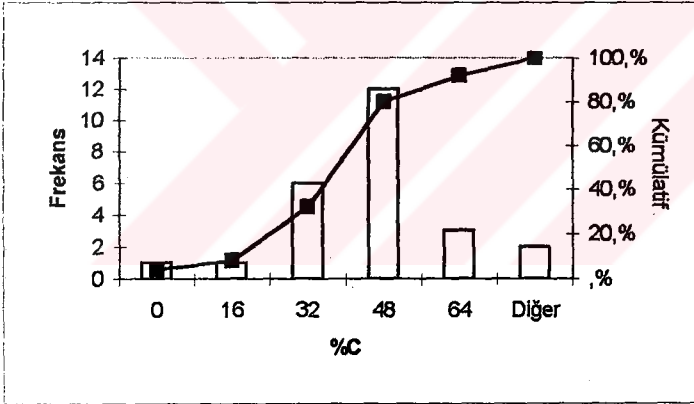
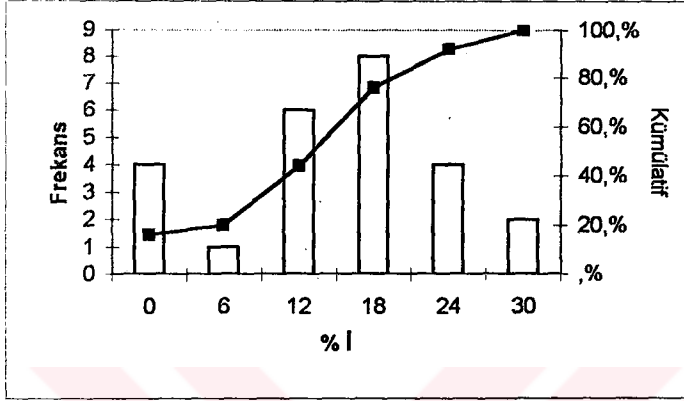
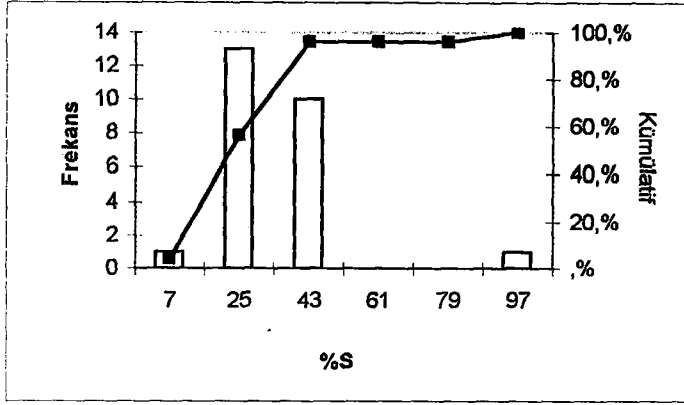
Kil-Ca-Do üçgen diyagramında örnekler kil-kalsit ağırlıkta olmak üzere kil-Do, Ca-Do arasında doğru boyunca ve kil, kalsit, dolomit köşelerinde yoğunlaşmıştır. En baskını kil-kalsit arasındaki doğrusal ilişkidir. Bu, dolomitin bağımlı olmak üzere üç mineral arasında kuvvetli regresyon olduğunu göstermektedir. Nitekim havza kenarı ve mendereli nehir örneklerinde dolomitten çok kalsit kile eşlik etmiştir.

Bununla birlikte Ca, Ca-Do doğrusu ve Do köşesindeki noktalar, kalsit, dolomit, kalsitik dolomitten oluşan kireçtaşlarıdır. Az kalsitin kil-dolomit doğrusu boyunca dizilen noktalar ise daha çok sedimantasyon ile oluşmuş havzanın merkezi kesimlerindeki örneklerdir.

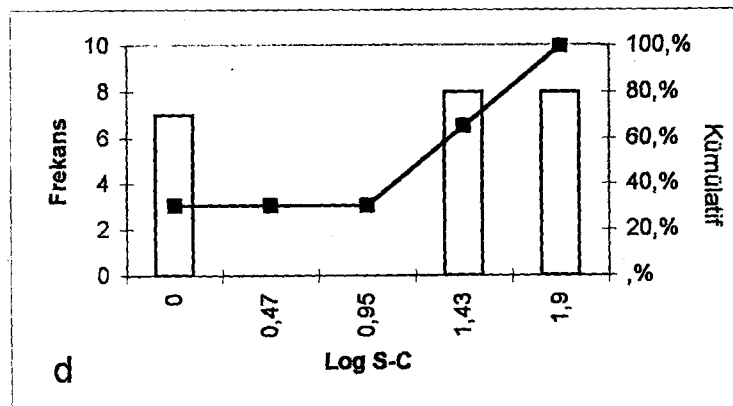
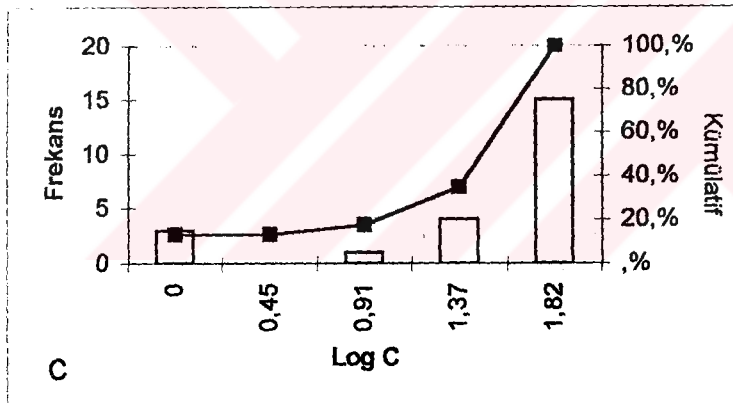
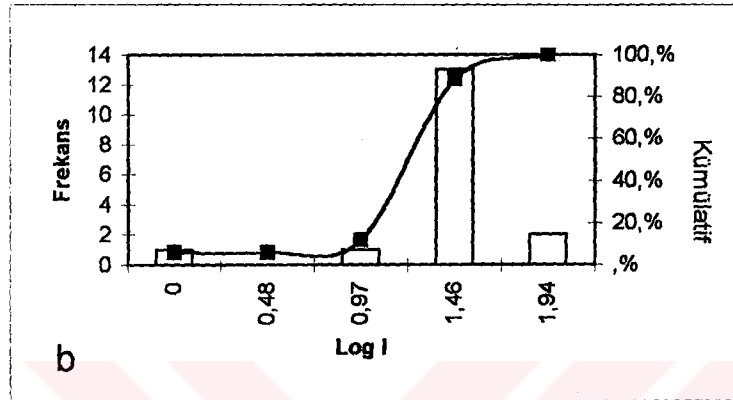
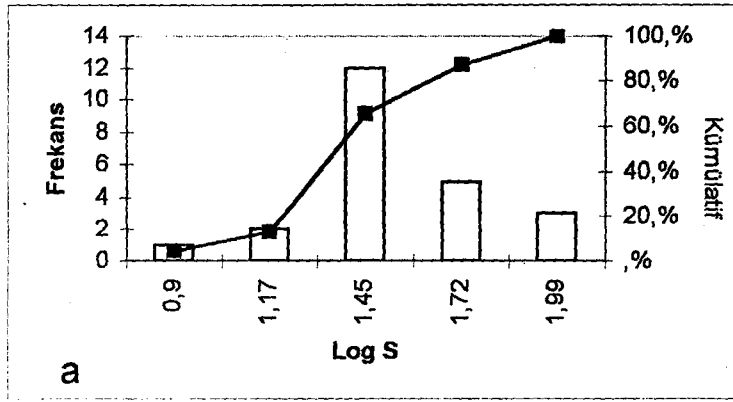
Ca-Do-F üçgen diyagramında Ca-F, Ca-Do doğrusal ilişkisi, ve kalsit-feldispat ve dolomit köşesinde yoğunlaşma sözkonusudur (Şekil 6.5.b). Bulardan en baskını Ca-Fe beraberliği olup dolomit bağımlı olmak üzere üç mineral arasında kuvvetli regresyon vardır. Ayrıca Ca'nun dolomite tercihen feldispatla birlikteliğini gösterir.

Nitekim göl havza kenarı ve menderesli nehir örneklerinde feldispat-kalsit beraberliği yüksektir. Bununla birlikte kalsit, dolomit köşesinde yoğunlaşma ve Ca-Do doğrusu kalsitik veya dolomitik kireçtaşlarını temsil etmektedir.

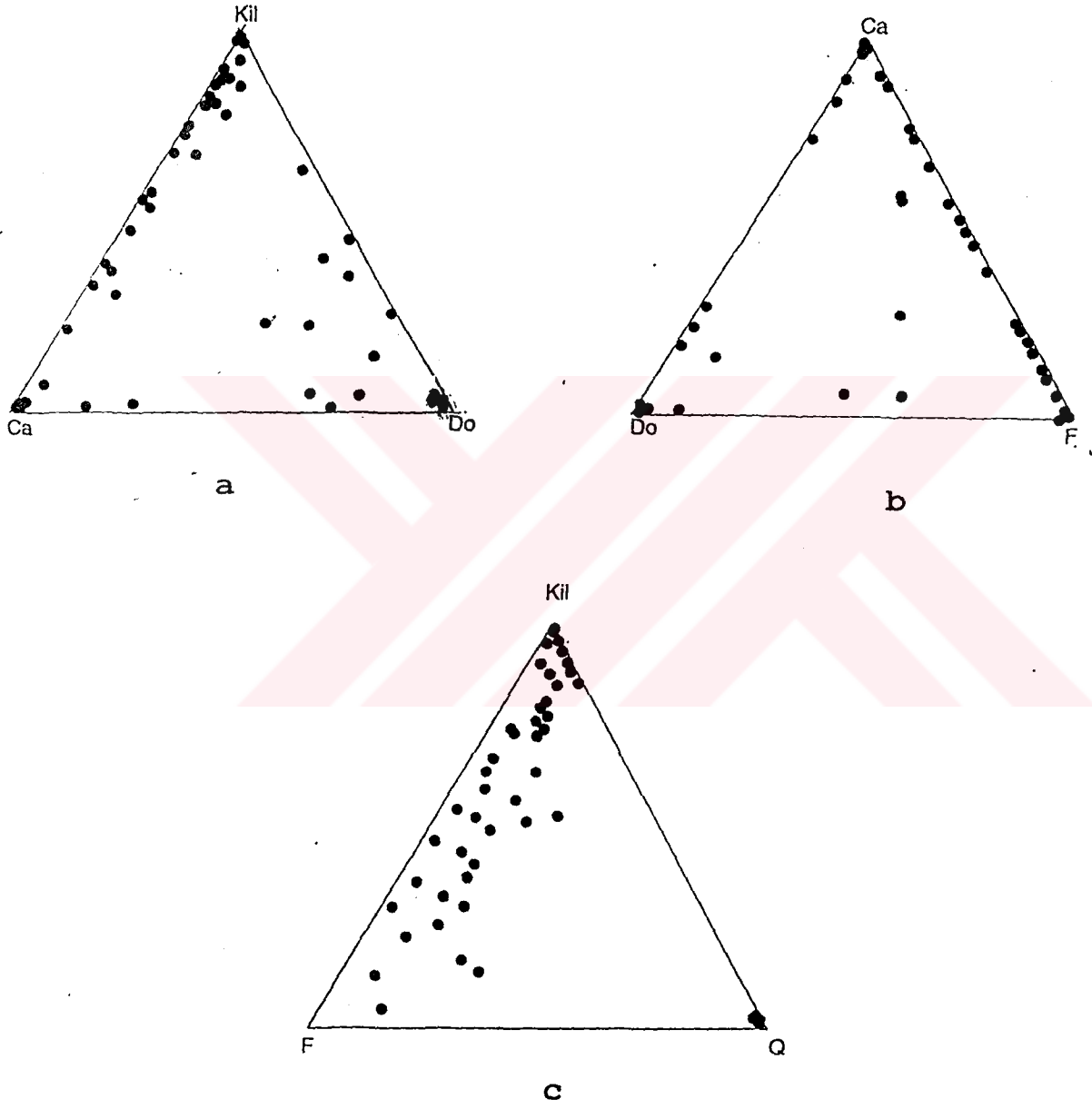
Kil-Feldispat-Kuvars diyagramında kil-kuvars, kil-feldispat doğrusal ilişkisi ve sadece kil ve kuvars köşesinde yoğunlaşmıştır (Şekil 6.5.b). Bunlardan en baskını kil-feldispat beraberliği olup bunun nedeni kuvars bağımlı olmak üzere üç mineral arasında kuvvetli regresyon olmasıdır. Kil-kuvars ve kil-feldispat çizgisi havza kenarındaki ve merkezdeki neoformasyon minerallerine karşılık gelmektedir.



Şekil 6.3. örneklerin XRD-KF sıklık dağılımları



Şekil 6.4. Örneklerin XRD-KF logaritmik dağılımları



Şekil 6.5. Örneklerin XRD-TK çözümleme sonuçlarının üçgen diyagramlardaki dağılımları

Kil minerallerinden S, klorit, S+C ve illit arasında S-C-S+C, S-C-İ, S+C-C-İ üçgen diyagramında incelenmiştir (Şekil 6.6).

S-C-S+C üçgen diyagramında saf simektit oluşan üç örnek S köşesinde yoğunlaşmışken, simektitin de eşlik ettiği C-S+C kenarına yakın şekilde örnekler dizilim göstermektedir(Şekil 6.6 a).

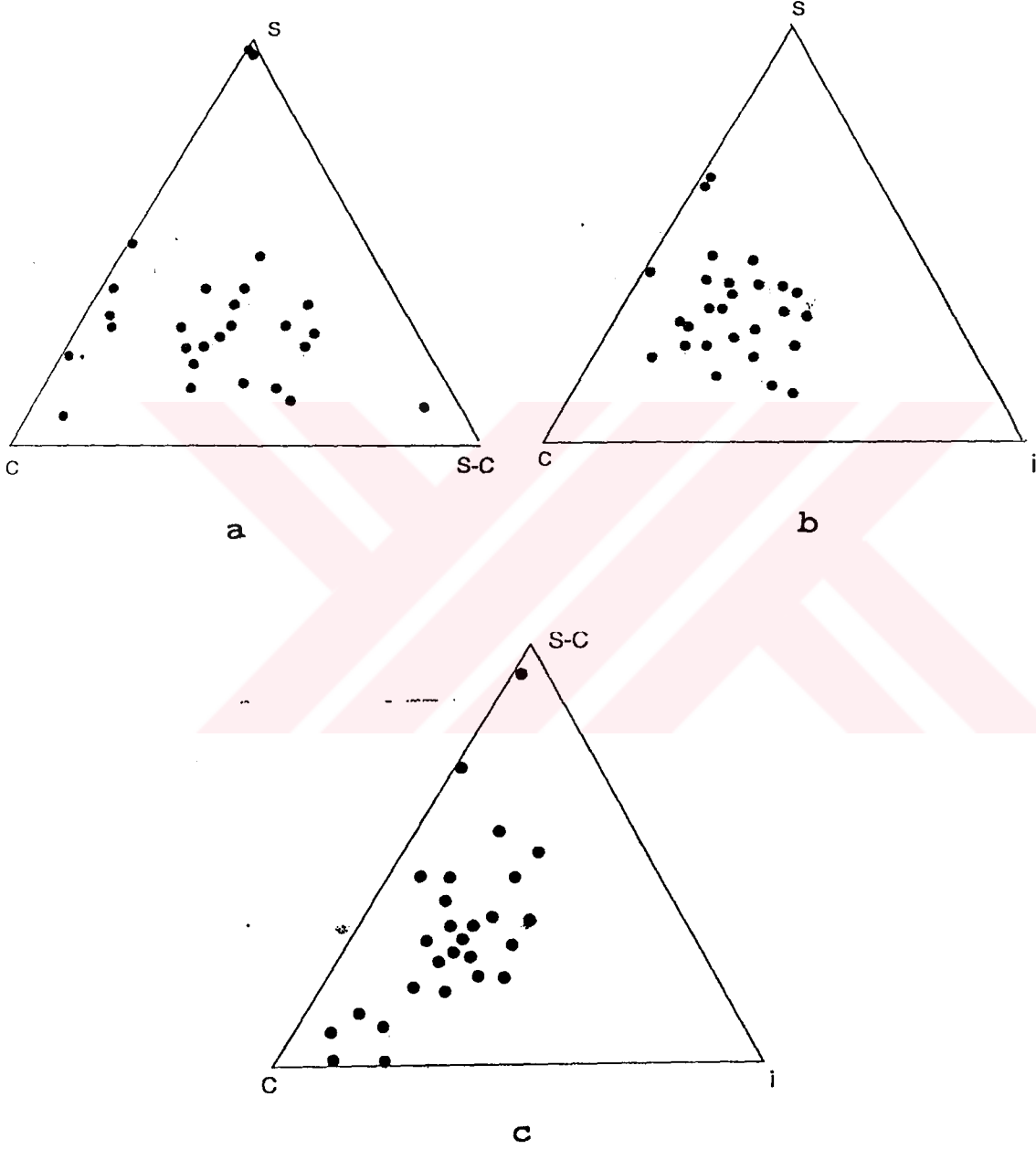
S-C-İ üçgen diyagramında örnekler bir dairesel alanda dizilmişlerdir. Burada illitin eşlik ettiği S-C beraberliği sözkonusudur (Şekil 6.6b).

S+C-C-İ üçgen diyagramında illit de eşlik etmekle birlikte S-C arasında yoğunlaşması simektitin illitten çok klorit beraberliğini tercih ettiğini göstermektedir (Şekil 6.6c).

6.3.Korelasyon Analizi

Sıklık dağılımlarının çiziminden sonra istatistik analizlerindeki bir sonraki aşama, korelasyon değerlerinin bulunmasıdır. Bu yöntem çoklu değişken (multivarial) jeoistatistik yönteminin temelini oluşturur.

Bir çok mühendislik problemlerinde iki değişkenin aynı gözlem sırasında aldıkları değerlerin birbirlerinden istatistiki bakımdan bağımsız olmadığı, dolayısıyla bu değişkenler arasında bir ilişki bulunduğu görülür. Korelasyon analizi, iki değişken arasındaki bağıntıları inceleyen jeoistatistiki yöntemlerden biridir. Bu yöntem ile bir x değişkeni ile bir y değişkeninin aldığı değerler arasında bir uyumluluk olup olmadığı, varsa bunların dereceleri incelenir. Böylece verilerin matematiksel olarak yorumlanması sonucu, aranan bir mineral vasıtasıyla bir başka mineralin aranması da mümkün olur. Korelasyon katsayısı bir orandır ve bu yöntemin esasını teşkil eder. Bu katsayı 1 ile -1 arasında değişir. +1, iki değişken arasında mükemmel bağımlılığı -1 ise bağımsızlığı gösterir. Bu durumda, korelasyon grafiğindeki noktalar, bir doğru üzerindedir. Eğer ilişki orta durumda ise $r = 1-0$ ve noktalar elips içine girer (Davis, 1973). Korelasyon katsayısı arasındaki kuvvet derecesi 0,30 ise korelasyon yok; 0,30-0,60 ise zayıf pozitif korelasyon; 0,60-1 arasında ise kuvvetli pozitif korelasyon olarak tanımlanır (Temur, 1995).



Şekil 6.6. Örneklerin XRD-KF çözümleme sonuçlarının üçgen diyagramlardaki dağılımları

Bir örneğe ait iki değişkenin arasında hesaplanan korelasyon katsayısı, anakitlenin tamamında bu değişkenler arasında benzer bir ilişkinin olup olmadığının kontrol edilmesini sağlar. Korelasyon katsayılarının örnekleme dağılışı, r , 0'dan farklı olduğu zaman normal dağılım göstermediği için, r yerine z değerleri kullanılır. Korelasyon katsayısının z değeri

$$Z = \frac{\ln(1+r)}{(1-r)} \times 0,5 \quad (2)$$

z değerlerinin dağılışı normal olduğu için t testi uygulanabilmektedir. Korelasyon katsayısının önemliliği

$$t = \frac{r^{n-2}}{1-r^2} \quad Sd = n-2 \quad (3)$$

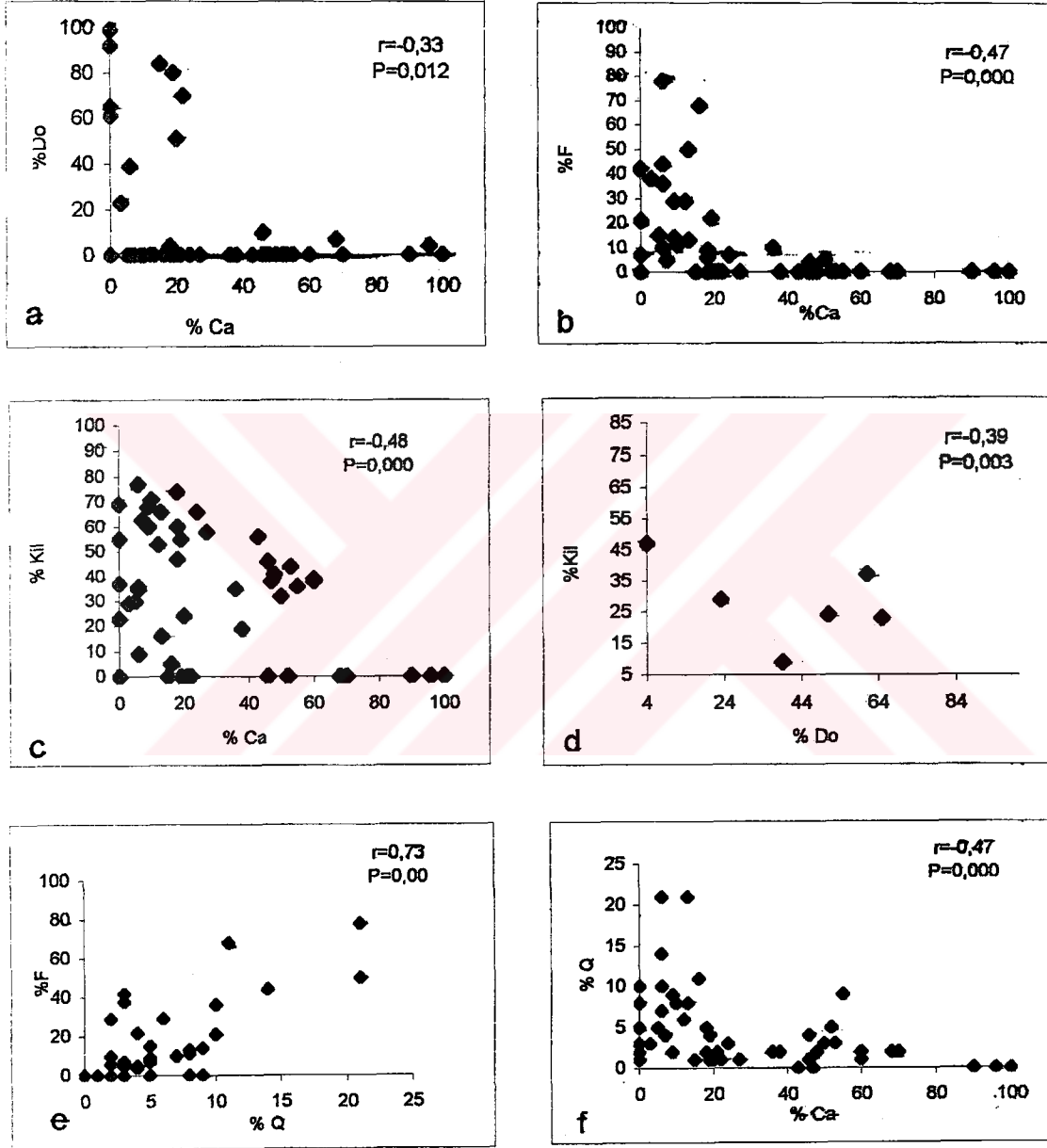
modeli ile test edilir.

Korelasyon katsayısının hesaplanan t değerinin, seçilen anlamlılık düzeyinde tablodan okunan t değerinden büyük veya küçük olmasına göre önemlilik hipotezi kabul ya da reddedilir. t test istatistiğinin önemliliği $Sd = n-2$ serbestlik dereceli t dağılımının P kritik değerlerine göre belirlenir. $P > 0.05$ ise iki değişken arasında önemli ilişki olmadığı $p < 0.05$ ise değişkenler arasında önemli düzeyde ilişki olduğu biçiminde yorum yapılır (Temur, 1995).

Çaybağı Havzası 4 kesit boyunca alınan 54 tüm kayaçta saptanan mineraller arasında korelasyon analizi yapılarak % 95 anlamlılık düzeyinde aralarında gerçek ilişki olup olmadığı kontrol edilmiştir (Tablo 6.3). Buna göre kuvars-feldispat, kalsit-kil mineralleri arasında anlamlı pozitif, kalsit-feldispat, kalsit-kuvars, dolomit-kil mineralleri arasında negatif korelasyon vardır. P kritik değerlerine göre anlamlı korelasyon gösteren minerallerin korelasyon grafikleri çizilmiştir (Şekil 6.7).

Tablo 6.3.Örneklerin XRD-TK çözümleme sonuçları korelasyon analizi. %95 güvenirlilikte anlamlı olan korelasyonlar işaretlenmiştir.

Ar	1								
Ca	0,05 P=0,68	1							
Do	-0,67 P=0,62	-0,33 P=0,012	1						
F	-0,22 P=0,10	-0,46 P=0,00	-0,18 P=0,17	1					
Km	-0,23 P=0,081	0,48 P=0,00	-0,39 P=0,003	0,18 P=0,17	1				
O	0,18 P=0,17	0,043 P=0,75	-0,13 P=0,33	-0,16 P=0,22	-0,18 P=0,17	1			
Q	-0,2 P=0,13	-0,47 P=0,00	-0,11 P=0,42	0,73 P=0,00	0,19 P=0,14	-0,05 P=0,71	1		
	Ar	Ca	Do	F	Km	O	Q		



Şekil 6.7. Örneklerin XRD-TK çözümüleme sonuçları korelasyon grafikleri.

Korelasyon grafikleri, havzanın homojen-heterojenliğini de ortaya çıkarmaktadırlar. Mineral birlikteliklerinin oluşturduğu birden fazla populasyonlar, grafikte birden farklı bölgelere dağılır.

Kalsit-dolomit negatif korelasyon göstermekte olup farklı iki populasyona aittir. Bunlardan birisi menderesli nehir ve Hacısam kesitindeki kalsit ve kalsitik kireçtaşı değerlerine, diğeri göl ortamının merkezi kesimlerinde dolomitin yüksek olduğu örneklerle karşılık gelmektedir (Şekil 6.7a).

Kalsit-Feldispat arasında iki populasyon vardır ve korelasyon katsayısı negatiftir. Buna göre feldispatın yüksek, kalsitin düşük olduğu havzanın kenarında Hacısam kesitindeki örneklerle denk gelmekte, diğeri feldispatın düşük kalsitin yüksek olduğu kireçtaşları ve Çardakdavar kesiti örneklerine karşılık gelmektedir (Şekil 6.7.b). Kalsit kil minerali arasında negatif korelasyon olup, iki farklı populasyon oluşturmuştur. Bunlardan birisi kalsitle kilin yüksek olduğu killi kireçtaşları iken, bir diğeri kalsitin yüksek, kilin düşük olduğu kireçtaşlarıdır. Dolomit-kil arasında negatif korelasyon vardır ve bunlar kalsitik dolomit veya dolomitik kireçtaşlarına denk gelmektedir(Şekil 6.7.d).

Feldispatla kuvars arasında çok yüksek pozitif korelasyon olup bir populasyona aittir. Bu da havzanın kenar kesimleri ve menderesli nehirlerde kumtaşı, kiltası, silt taşlarında kuvars-feldispat minerallerinden kaynaklanmaktadır. Kalsit-kuvars arasında negatif korelasyon olup grafikte mineralleri iki populasyona ayrılmıştır. Bunlardan birisi kuvarsın yüksek olduğu özellikle havza kenarı ve nehir örnekleri iken, ikincisi kalsitin maksimum kuvarsın düşük olduğu Çardakdavar Tepe örneklerine ve kireçtaşlarına denk gelmektedir(Şekil 6.7b).

Havzada 4 kesit boyunca alınan 27 adet kayaçta kil mineralleri arasında korelasyon analizi yapılarak % 95 anlamlılık düzeyinde aralarında gerçek ilişki olup olmadığı kontrol edilmiştir (Tablo 6.4). İ-C arasında anlamlı pozitif korelasyon görülmüştür ($r=0.36$ $p=0.035$). Yani illit arttıkça klorit de artmaktadır. Bu iki mineralin beraber olduğu ve aynı süreçlerle (detritik ağırlıklı) olduğunu göstermektedir. Bunun dışında S-C, S-S+c arasında zayıf negatif, simektitle illit arasında kuvvetli negatif korelasyon mevcuttur (Tablo 6.4-Şekil 6.8 a-b-c-d).

Tablo 6.4.Örneklerin XRD-KF çözümleme sonuçları korelasyon analizi. %95 güvenirilikte anlamlı olan korelasyonlar işaretlenmiştir.

Simekitit	1			
Illit	-0,61 P=0,02	1		
Klorit	-0,58 P=0,04	0,36 P=0,035	1	
S-C	-0,57 P=0,004	0,09 P=0,65	-0,28 P=0,19	1
	Simekitit	Illit	Klorit	S-C

6.4. Tahmin Teorisi

Bir örneğin aritmetik ortalaması ve varyansı yardımıyla, bu örneğin rastgele seçildiği farzedilen örnekleme dağılışının dolayısıyla anakitle parametrelerinin tahmin edilmesine “tahmin teorisi” denir. Böyle bir tahmin yapabilmek için örnekleme dağılışlarının standart değerlerinin birer dağılışı olan test dağılışlarından faydalınılır.

Teorik normal dağılışa uyan bir anakitleden rastgele seçilmiş çok sayıdaki örneğin aritmetik ortalamalarının anakitle aritmetik ortalamalarından farklarının (ortalama farklarının örnekleme dağılışı) da normal dağılıma uymaktadır Bu örneklerin standart hatalarına bölündükleri zaman elde edilen standart değerlerin dağılımı ise “t dağılışını” vermektedir. t dağılışındaki t değeri $\pm t: (x - \mu) / S_x$ (5) formülü ile hesaplanır. Burada t Ortalaması ve standart hatası bilinen örnekten hareketle t değerinin alacağı pozitif ve negatif değerlere göre anakitle aritmetik ortalaması olarak iki farklı değer hesaplanılabilir. Bunlar,

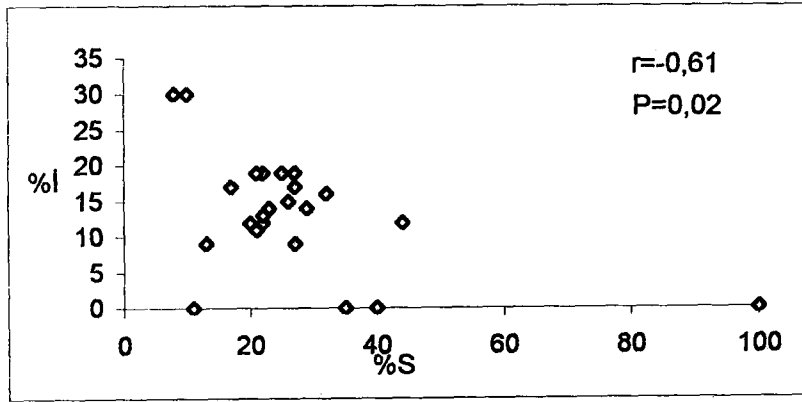
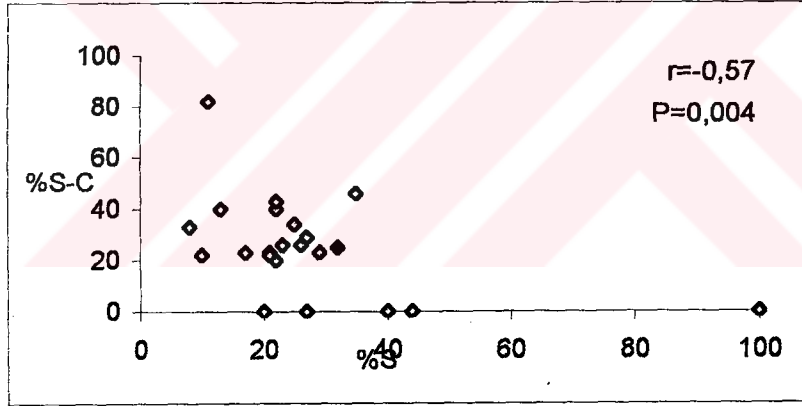
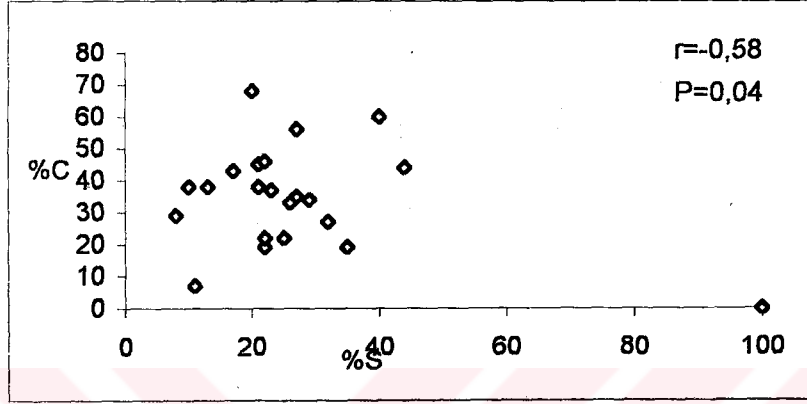
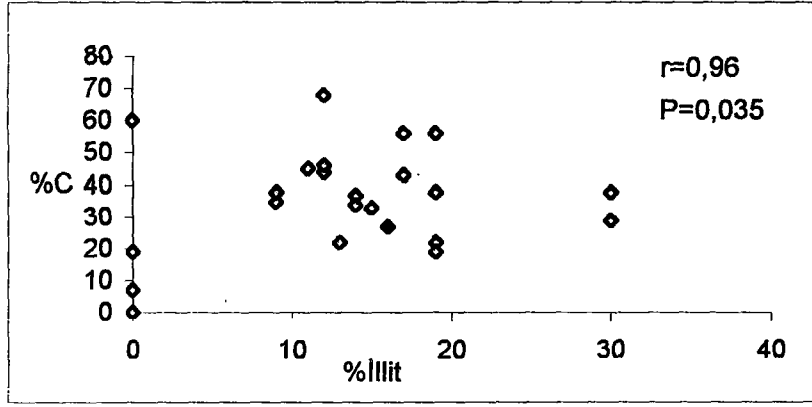
$$\mu = x - (t_x S_x) \quad (6)$$

$$\mu = x + (t_x s_x) \quad (7)$$

şeklinde dir. Bu iki değer, anakitle aritmetik ortalamasının güven aralığının sınırlarını oluşturur. Bu formüller:

$$x - (t_x S_x) < \mu < x + (t_x S_x) = AD \quad (8)$$

şeklinde ifade edilir. Bu, “anakitleden seçilecek k tane rastlanılan kxAD sayıdaki örneğin aritmetik ortalaması bu aralık içinde bulunur şeklindedir (Temur, 1997).



Şekil 6.8. Örneklerin XRD-KF çözümleme sonuçları korelasyon grafikleri.

Havzada 4 ölçülü kesitten alınan 54 adet örneğin XRD-Tüm kayaç miktarlarının gene ortalamalarından yararlanılarak tüm havzanın %95 anlamlılık düzeyinde ortalamasının güven aralığı bulunmuştur. Tablo 6.5 ve 6.6'da tüm havzanın mineral anakitle ortalamaları güven aralıkları görülmektedir.

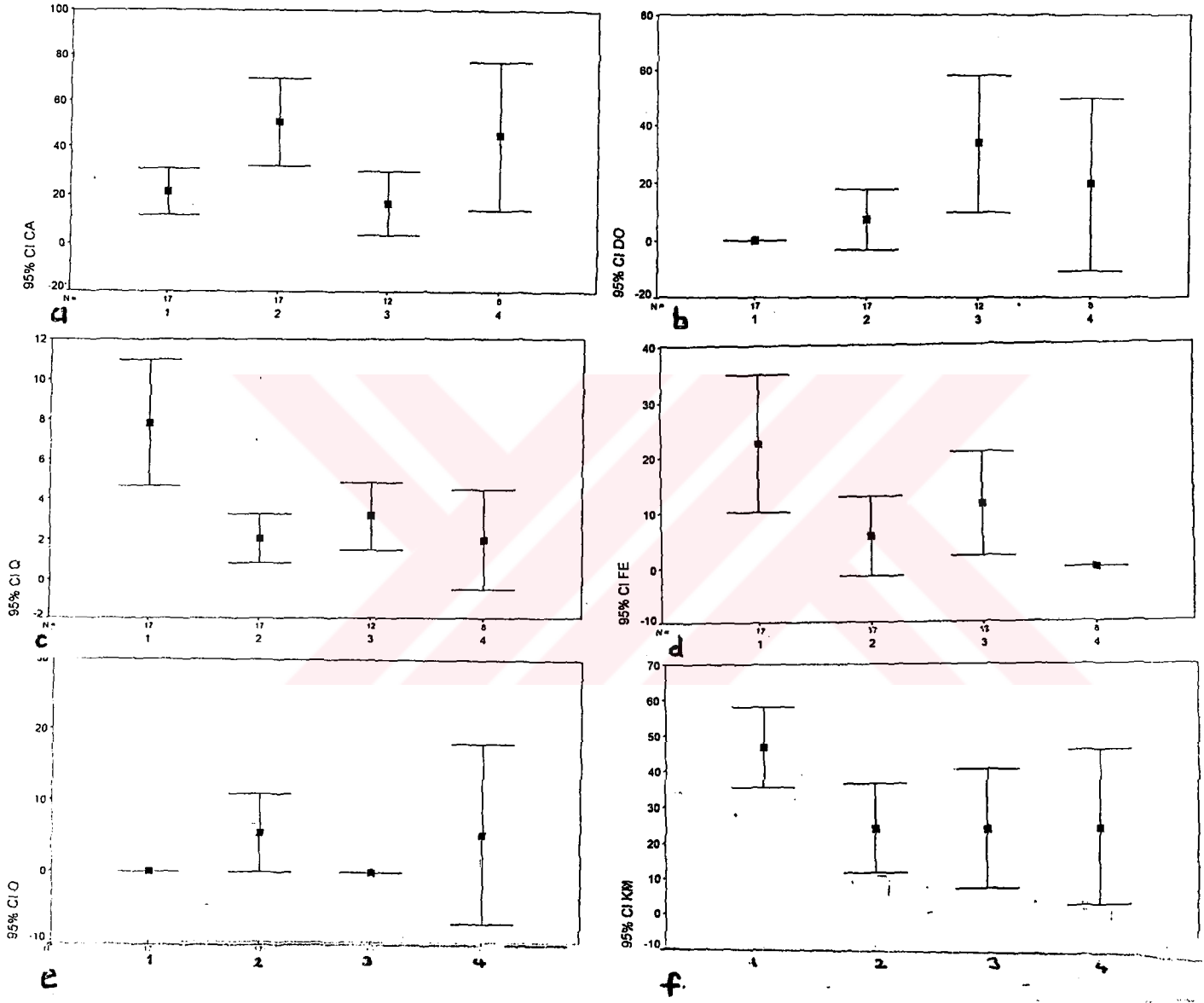
k grupta ni birimden ölçülen x değişkelerin gruplara göre ortalama etrafında % 95 olasılıkla değişimi incelemek amacıyla güven aralığı çizilir. Şekil 6.9'da %95 anlamlılık düzeyinde tüm kayaç mineralleri için çizilmiş güven aralıkları görülmektedir.

Tablo 6.5. Örneklerin XRD-TK çözümleme sonuçları anakitle ortalamaları tahmini

Mineral	Parametre			Anakitle ortalamaları Tahmini
	n	Sx	t	
Kalsit	54	4,35	1,67	26,03 < X < 48,63
Dolomit	54	3,77	1,67	6,44 < X < 19,07
Kuvars	54	0,64	1,67	3,03 < X < 5,13
Opal	54	1,15	1,67	0,57 < X < 4,45
Feldspat	54	2,52	1,67	7,15 < X < 15,61
Kil	54	3,55	1,67	24,87 < X < 2,19

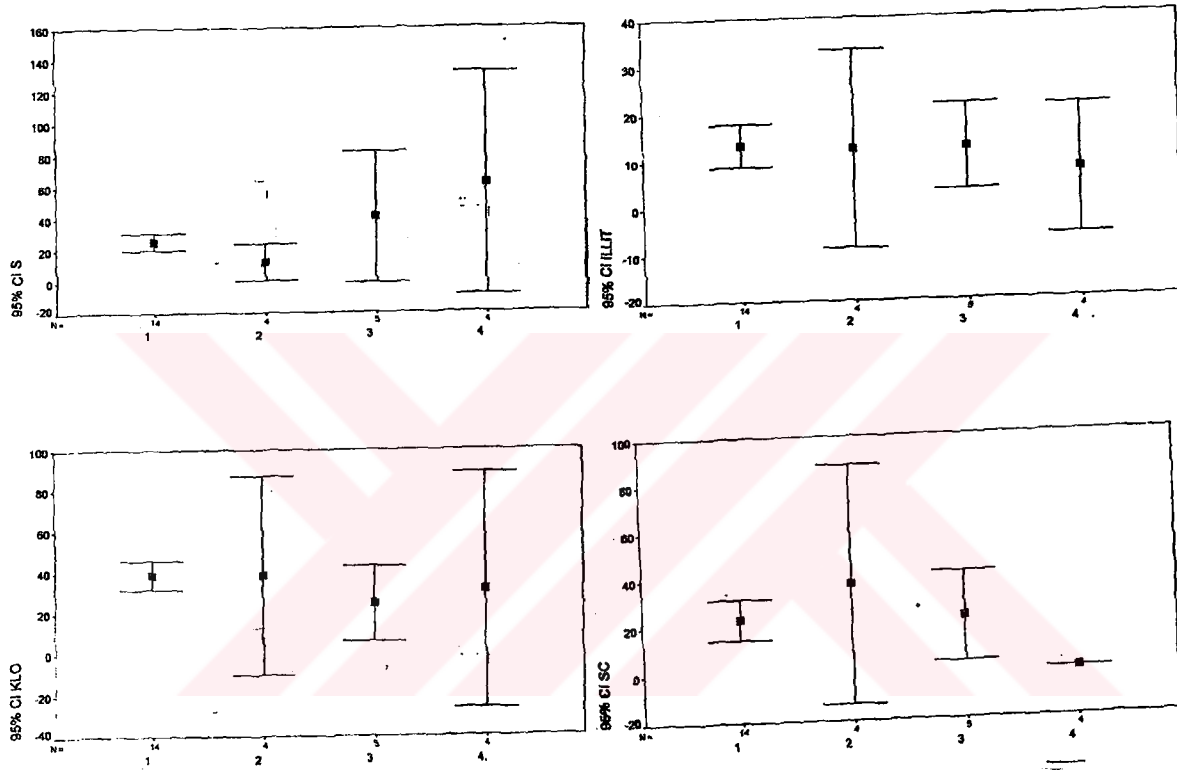
Tablo 6.6. Örneklerin XRD-KF çözümleme sonuçları anakitle ortalamaları tahmini

Mineral	Parametre			Anakitle ortalamaları Tahmini
	n	Sx	t	
Simektit	27	3,64	1,67	20,02 < X < 32,98
İllit	27	1,54	1,67	5,42 < X < 10,64
Klorit	27	3,48	1,67	12,3 < X < 21,92
S-C	27	3,66	1,67	12,8 < X < 22,4



Şekil 6.9. Örneklerin XRD-TK çözümleme sonuçları kesitlere göre ortalama güven aralıkları 1. Hacısam 2. Çardakdılar 3. Kırmızıtepe 4. Uzunova kesiti

Havzadan alınan 27 örneğin XRD-KF verileri genel ortalamalarından yararlanılarak yararlanılarak havzanın anakitle ortalamasının % 95 anlamlılık düzeyinde güven aralığı bulunmuştur. Tablo 6.6'da havzanın kil mineral ortalama tahminini güven aralıklarını göstermektedir. Şekil 6.10.'da kil mineralleri için çizilmiş güvenaralığı grafikleri görülmektedir.



Şekil 6.10.Örneklerin XRD-KF çözümleme sonuçları kesitlere göre ortalama güven aralıkları 1. Hacısam 2. Çardakdivar 3.Kırmızıtepe 4.Uzunova kesiti

6.5. Varyans Analizi

Varyans analizi, iki veya daha fazla anakitleye ait parametrelerin yardımıyla, bu anakitlelerin birbirine benzer veya farklı olduklarının kontrolü için çok geniş kullanım alanına sahiptir. Esası anakitle varyanslarını tahmin ederek, örnek varyanslarına göre

gruplar arası farklılıkların belirlenmesidir. Jeolojide de oldukça yaygın kullanılan çoklu veri değerlendirme yöntemidir. Örneğin bir formasyonda farklı 5 değişik yönden alınan kumtaşı örneklerinin karbonat çimentosu oranına göre formasyonun homojenliği tespit edilebilmektedir (Davis, 1973). Varyans analizi tek yönlü ve iki yönlü olmak üzere ikiye ayrılmaktadır. Tek yönlü varyans analizinde amaç, farklı anakitlelerden birer tane seçilmiş ve aynı özelliği yansıtan çok sayıdaki örnek ortalaması yardımıyla bu örneklerin anakitle ortalamalarının eşit olup olmadığını kontrol etmektedir (Temur, 1995).

Bu bölümde her tip kesitin XRD-TK VE XRD-KF analiz verileri ayrı bir grup olarak ele alınmış, karşılaştırılarak havzanın mineraller açısından homojenliği incelenmiş, tek yönlü varyans analizi yapılarak kesitlerdeki minerallerin benzer ve farklı olup olmadıkları belirlenmiştir. Tablo 6.7’de görüldüğü gibi kalsit, dolomit, kil mineralleri, kuvars, feldispat havzada kesitlerde farklılık göstermektedir ($p < 0,05$). Kalsit, dolomit, kuvars, feldispat minerallerinde ise fark çok önemlidir ($p < 0,01$). Bu, minerallerin havzada değişken olduğunu havzanın homojen dağılmadığını göstermiştir. Kil minerallerinde ise simektit, klorit, illit ve S-C havzada önemli farklılık göstermemektedir (Tablo 6.8).

Tablo 6.4. Kesitlerde XRD-TK %95 güvenirlilikte varyans analizi

Mineraller	F Değeri	P Değeri	Sonuç
Kalsit	4,84	0,0049	$P < 0,05$
Dolomit	4,75	0,0054	$P < 0,05$
Kuvars	7,09	0,0005	$P < 0,05$
Feldspat	4,18	0,01	$P < 0,05$
Kil Min	3,45	0,023	$P < 0,05$

Tablo 6.8.Kesitlerde XRD-KF %95 güvenilirlikte varyans analizi

Mineraller	F Değeri	P Değeri	Sonuç
Simektit	4,84	0,0049	P>0,05
İllit	4,75	0,0054	P>0,05
Klorit	7,09	0,0005	P>0,05
S-C	4,18	0,01	P>0,05

6.6. Cluster Analizi

Çok değişkenli yöntemlerde, cluster analizi, diskiminant analizi faktör analizi gibi yöntemler kullanılır. Az veya çok homojen grupların, korelasyon katsayısı veya uzaklık katsayısı gibi parametrelerin derecelerine göre ayrılması işlemine cluster analizi denir. Bu yöntem jeolojide yaygın olarak kullanılmaktadır. Cluster analizinin kısımlara yırma(partitioning), keyfi orijin bulma (arbitary origine), ortak benzerlik(mutual similarity), önem derecesine göre sıralama (hierarchical clustering) gibi uygulama yöntemleri vardır.

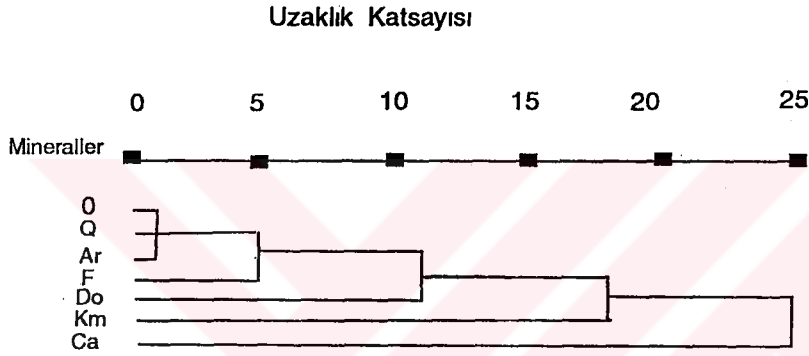
Bir anakitleden n tane numune alınarak m tane özelliğin incelenmesi durumunda mxn boyutlu bir veri matrisi oluşturmaktadır. Bu matrikste değişken çiftlerinin ortalamalarının aralarındaki uzaklık katsayısı,

$$d_{ij} = \sqrt{\sum_{k=1}^m \frac{(X_{ij} - X_{ik})^2}{m}} \quad (8)$$

denklemleri ile hesaplanır. Burada X_{ij} , J'inci değişkenin i'inci değerini göstermektedir. Eğer değişkenler birbirine benziyorsa ortalamaların farkı küçük olacağından uzaklık katsayısı küçük olacak, uzaklık katsayısı anlamsız olacak uzaklık katsayısı büyüdükçe değişkenlerin benzerliği azalacaktır (Davis, 1973). Hesaplanan uzaklık katsayıları mxm

boyutlu simetrik bir matriks meydana getirir. Benzer şekilde değişken çiftleri arasındaki korelasyon katsayılarının hesaplanması durumunda $m \times m$ boyutlu simetrik bir matris oluşur. Uzaklık katsayısı korelasyon katsayısı matrislerinin bir ölçüsü olduğundan, bu matrisler yardımıyla değişkenleri benzerlik derecelerine göre ayırmak mümkündür (Davis, 1973). Bu şekilde hazırlanan grafiklere dendogram denilir.

Bu çalışmada XRD-TK değerlerinde cluster analizi uygulanarak minerallerin birbirlerine göre yakınlık dereceleri ayırdedilmiştir (Şekil 6.11). XRD-KF değişken sayısı küçük olduğundan incelenilmemiştir. Şekildeki dendogramda görüldüğü üzere önemli birliktelik Q-F arasındadır.



Şekil 6.11. Örneklerin XRD-Tk çözümleme sonuçları cluster analizi dendogramı

7. JEOKİMYA

Bu bölümde, Çaybağı Formasyonundaki killi-tüflü-karbonatlı kayaçların ana ve izelementlerinin dikey ve yanal yöndeki değişimlerini araştırmak, bunların beraberlikleri ve birbirlerine göre değişimlerini hesaplamak amacıyla jeokimyasal verilerden elde edilen bulgular tartışılacaktır.

Saha çalışmalarında 4 ölçülü kesitten alınan 10 adet örneğin ana ve izelement analizleri yapılmıştır. Örneklerin mümkün olduğunca karbonat miktarının az olmasına dikkat edilmiştir. Analizler Cumhuriyet üniversitesi (Sivas) jeoloji Mühendiliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarında (MİPJAL) Rikagu marka 3270 model X ışınları Floresan spektrometresinde (XRF) gerçekleştirilmiştir. USGS (Flanagan, 1976) ve CPPG (Govindaraju, 1989) kayaç standartlarına göre yapılmış olup, doğruluk ana elementlerde ± 2 , eser iz elementlerde 5 ppm mertebesinde dir. Örnekler ilk olarak Fritish marka çeneli kırıcıdan çok ince öğütülmüş (15-200 meş), bu örneklerin Al kapsüllere konup yaklaşık 10 tonluk basınç altında 2.5 cm çapında pastil şeklinde preslenmiştir. Ana (majör) elementler % oksit cinsinden SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 elementlerini, iz eser elementler Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, S, Rb, Ba, S, Ga, Nb, Zr, Y ve Th elementlerini kapsamaktadır. Ateşte kayıp (LQI) ise örneğin etüvde 110 C° 'de bir gece kurutulduktan sonra fırında 100 C° 'deki H_2O ve uçucu bileşenlerin ağırlık cinsinden yüzdesi olarak ifade edilmiştir (Tablo 7.1).

7.1. Bulgular

Elementler, jeokimyasal çevrimleri sırasında fizikokimyasal koşulları birbirinden farklı, çeşitli ortamlardan geçerler ve bu ortamın özellikleri elementlerin davranışlarına ve hareketlilik (mobilité) derecelerine etki eder. Bu bölümde yapılan jeokimyasal yorumlarda bu faktörler de göz önüne alınacaktır.

Jeokimyasal çevrim sırasında elementlerin içinden geçmiş oldukları ortamlar genel olarak "birincil ortam" ve ikincil ortamlar olmak üzere iki grupta toplanırlar. Elementin çözünme havzasından birikme havzasına olan hareketinin hızı jeokimyasal mobilité ile ilgilidir. Bu da ortamın pH ve Eh gibi faktörlerine göre değişmektedir.

Tablo 7.1. Örneklerin ana ve iz element çözümü sonuçları

ELEMENT	ÖRNEKLER											İSTATİSTİKSEL PARAMETRE				
	Ç10	HS1	HS2	HS4	HS14	U5	U15	U22	HKU1	HKU4	Mak	Min	X	Ssap	Çarpıklık	Basıklık
SiO ₂	50,14	48,9	46,86	52,68	47,74	46,76	40,69	56,89	46,69	66,39	66,39	66,39	50,37	7,04	1,32	2,49
TiO ₂	1,37	0,99	0,88	1,09	0,99	0,76	0,56	0,64	0,49	0,7	1,37	1,37	0,84	0,27	0,57	-0,05
Al ₂ O ₃	14,54	15,15	14,18	16,61	14,87	13,33	11,4	14,92	10,25	13,07	16,61	16,61	13,83	1,88	-0,71	0,26
Fe ₂ O ₃	13,48	10,06	8,83	10,84	10,79	5,78	5,92	5,12	2,52	4,01	10,84	10,84	115,05	340,47	3,16	9,99
MnO	0,17	0,12	0,12	0,18	0,09	0,13	0,06	0,12	0,18	0,07	0,18	0,18	0,12	0,04	-0,01	-1,09
MgO	7,7	6,26	6,63	6,12	6,19	6,89	3,61	2,7	2,61	2,97	7,7	7,7	5,16	1,95	-0,34	-1,86
CaO	2,96	6,48	10,1	3,4	6,77	10,85	17,48	6,17	18,8	4,54	18,8	18,8	8,75	5,56	0,98	-0,17
Na ₂ O	1,81	0,77	0,74	1,13	0,69	1,05	0,43	2,38	2,65	3,27	3,27	3,27	1,49	0,97	0,78	-0,79
K ₂ O	0,57	1,49	1,42	1,59	1,41	2,12	1,55	2,48	1,64	1,63	2,48	2,48	1,59	0,49	-0,25	2,25
P ₂ O ₅	0,09	0,11	0,11	0,11	0,12	0,13	0,13	0,12	0,18	0,11	0,18	0,18	1,12	0,023	1,77	4,6
LiO	5,76	10,08	10,6	6,48	10,55	12,46	19,4	8,94	14,44	3,57	19,4	19,4	10,22	4,55	0,61	0,7
Cr	284	402	490	368	363	381	179	87	64	305	490	490	292,3	140,25	-0,57	-0,7
Ni	79	247	210	169	145	229	117	123	6	74	247	247	139,9	76,002	-0,19	-0,58
Co	47	35	31	38	38	20	21	18	8	14	47	47	27	12,55	0,06	-1,14
Cu	117	61	53	72	31	36	29	13	6	19	117	117	43,7	33,28	1,2	1,52
Pb	4	12	9	11	11	27	25	31	19	19	31	31	16,8	8,8	0,28	-1,09
Zn	183	111	95	112	97	99	97	129	63	72	183	183	105,8	33,09	1,35	3,03
Rb	27	43	39	45	51	71	62	66	49	57	71	71	51	13,35	-0,19	-0,33
Ba	10	30	47	65	92	127	89	115	152	144	152	152	87,1	48,47	-0,21	-1,17
Sr	119	146	154	171	136	268	595	203	277	190	595	595	220,9	138,9	2,58	7,27
Ga	14	14	13	15	14	14	12	22	12	14	22	22	14,4	2,83	2,48	7,15
Nb	3	7	7	9	8	11	9	21	10	11	21	21	9,6	4,64	1,6	4,49
Zr	84	70	79	95	85	128	142	323	137	139	323	323	128,2	73,83	2,37	6,42
Y	16	14	14	17	16	19	16	29	17	19	29	29	17,7	4,32	2,28	6,11
Th	1	5	2	2	1	3	2	3	3	2	5	5	2,4	1,17	1,07	1,85

Elementlerin hareketlerine etki eden kendi iç yapılarına bağlı olan faktörler değerlilik, iyonik yarıçap iyonların polarize olmaları, mineral ve tuzların suda çözülcülme dereceleridir (Köksoy, 1991).

Yüzey koşulları altında bozunmaya uğrayan birincil mineraller içindeki elementlerin bir kısmı kendi aralarında yeniden gruplaşarak bu ortama daha iyi uyabilen ikincil mineralleri meydana getirirler. Bu da mineralin iyon potansiyeline bağlıdır. İyon potansiyeli, elementin iyon yarıçapı, iyon yüküne bağlıdır. Cartrige (1928), Z/r iyon potansiyeli olarak tanımlamıştır (Çağatay ve Erler, 1993). İyon potansiyeli 1-3 arasında olan elementler hareketli elementlerdir. Buna göre Na, Li, K, Rb, Cs, Sr, Ba, Ca hareketli katyonlardır. Elementlere özgü özellikleri ne göre olan birincil dağılım ve yüzey ortamındaki hareketlerine göre ikincil dağılım özelliklerine göre jeokimyasal yorumlar yapılacaktır. Bunun için elementlerle mineraller arası değişimleri inceleyen korelasyonlar (Tablo 7.2) elementlerin birbirlerine göre değişimlerini belirleyen korelasyonlar (Tablo 7.3) yapılmış ve bunların grafikleri şekil 7.1-7.2'de çizilmiştir.

7.2. Anaoksit Element Jeokimyası

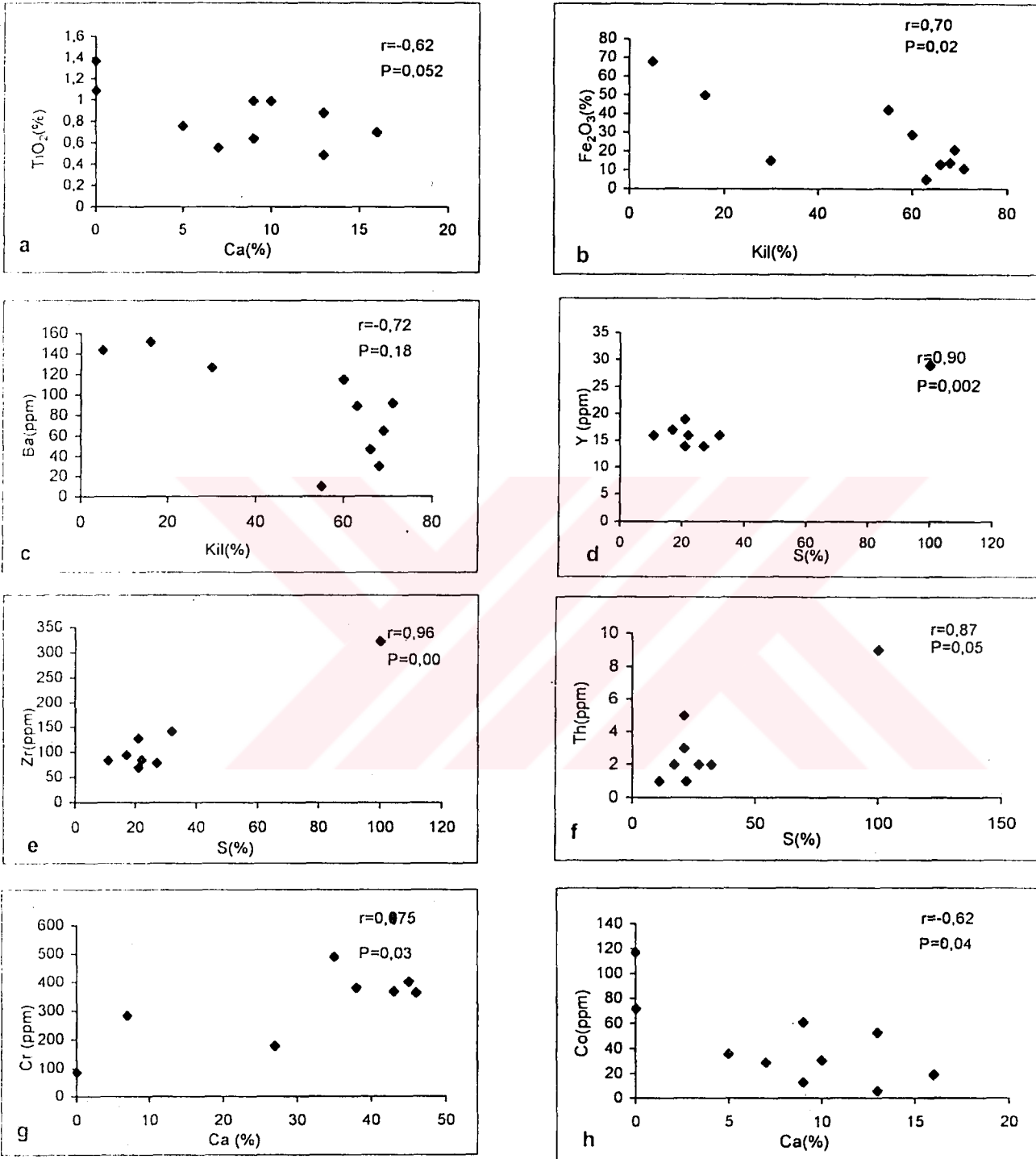
SiO_2 menderesli nehir ortamı HS(1-2-4) örneklerinde ortalama 49.58; kumtaşlarında 48,11; Ç10 örneğinde 50,14'dür. Göl ortamında HS14'de 47.74; Uzumova kesiti örneklerinde ortalama 48.11'dir (Tablo 7.1).Görüldüğü üzere kırıntılı malzeme ağırlıklı nehir ortamı killerde göl ortamına göre SiO_2 yüksektir. Genel olarak kumtaşları %55-85 arasında SiO_2 içerirler (Pettijohn, 1963). Araziden alınan kumtaşı örneklerinde feldispat, kil mineralleri karbonat ve oksitlerin bulunması, bunların silisi azaltmasına sebep olmuştur. SiO_2 feldispat ile pozitif korelasyon göstermektedir (Tablo7.2). Elementlerden Na_2O ile pozitif, CaO , K_2O , LiO ile negatif korelasyon göstermektedir(Tablo 7.3).Şekil 7.2a1'de SiO_2 - Na_2O pozitif korelasyon görülmektedir.

TiO_2 içeriği menderesli nehir ortamı HS(1-2-4) örneklerinde ortalama %0,98, Ç10 örneğinde %1,37, kumtaşlarında %0,50; göl ortamından alınan HS14'de %0,99; U örneklerinde ortalama %0,65'dir. Bu element dolomit ve kalsit gibi karbonat mineraller ile kuvvetli negatif korelasyon göstermektedir (Tablo 7.3). Şekil 7.1a'da kalsit- TiO_2

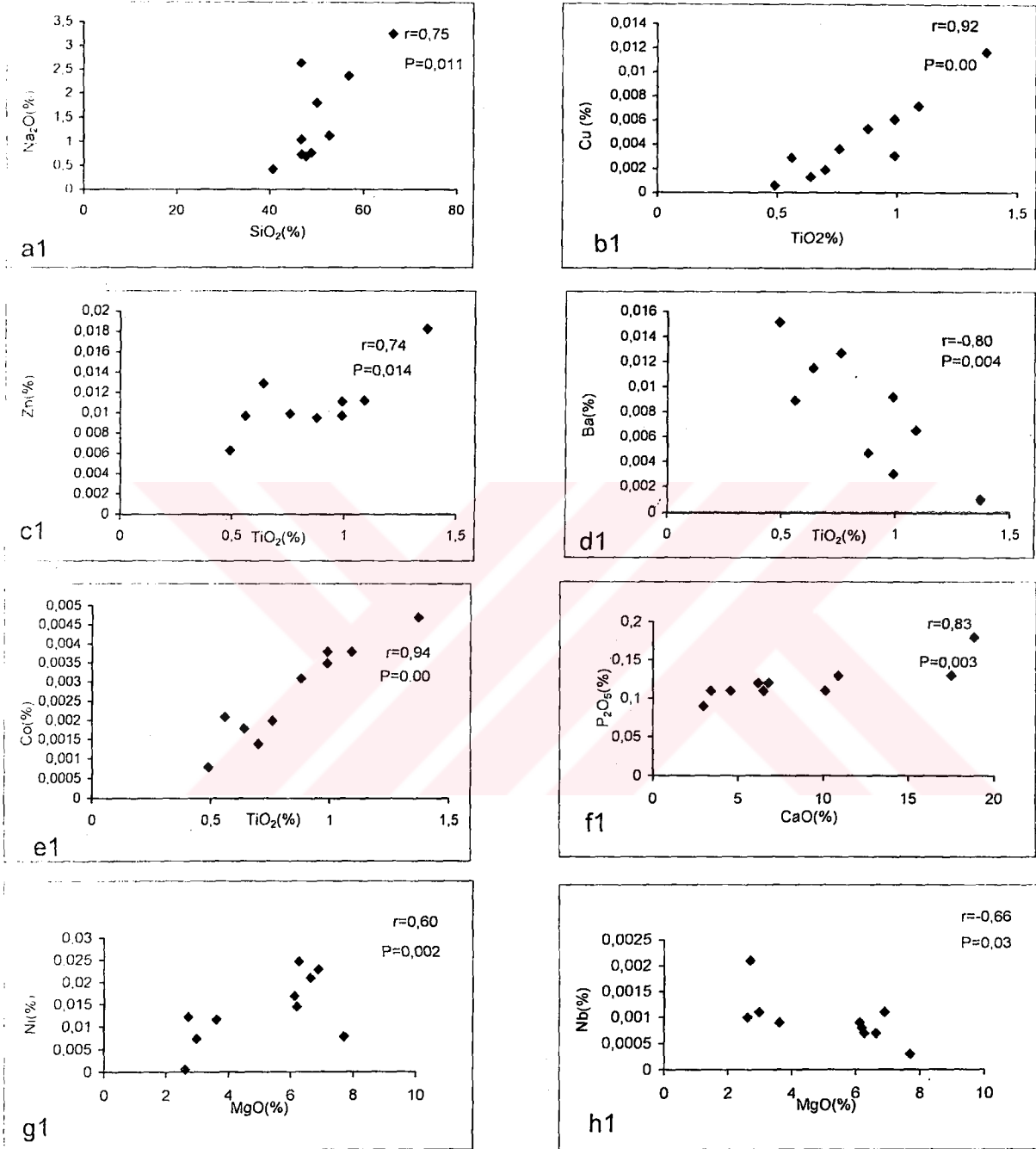
Tablo 7.2. Örneklerde XRD mineral element arası % 95 güvenirlilikte geçerli olan korelasyonlar

Mineral	Kuvvetli negatif (0,60-1,00 P<0,05)	Kuvvetli Pozitif (0,60-0,85 p<0,05)	Çok kuvvetli pozitif (0,85-1,00 p<0,05)
Kuvars	CaO, Zn, Pb, P ₂ O ₅	-	Na ₂ O ₃ , SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Co, Fe ₂ O ₃
Feldspat	Ni, Na ₂ O	SiO ₂	-
Kil minerali	Fe ₂ O ₃ -Ba	-	-
Aragonit	Na ₂ O	LiO	-
Dolomit	TiO ₂	-	-
Kalsit	Zn, Co, Cu, Fe ₂ O ₃ , TiO	-	-
Simektit	Cr	K	Th, Y, Zr, Ni
S-C	Zn, Zr, Na ₂ O	-	-
Klorit	Zn, Zr, Na ₂ O	Cr-Ni	-
İhtit	Zn, Na ₂ O	-	-

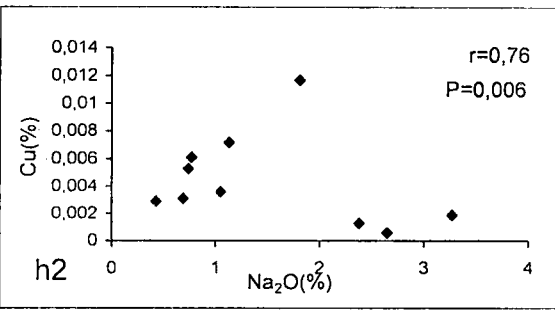
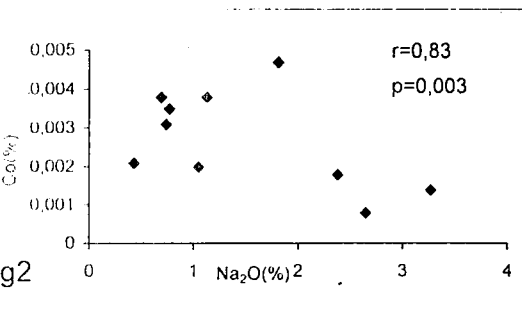
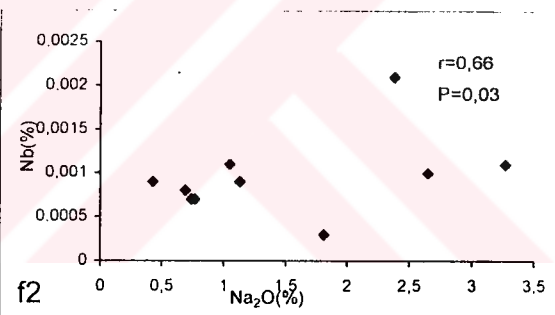
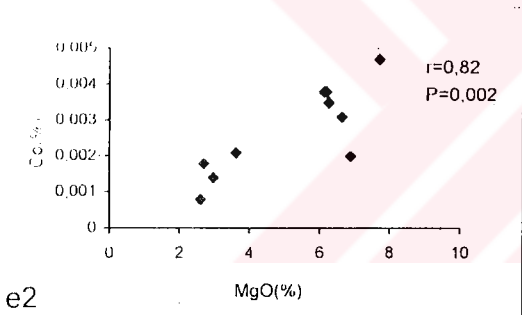
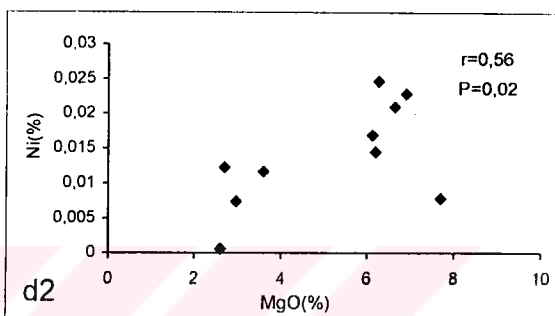
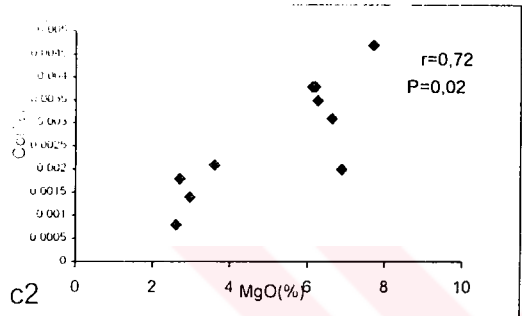
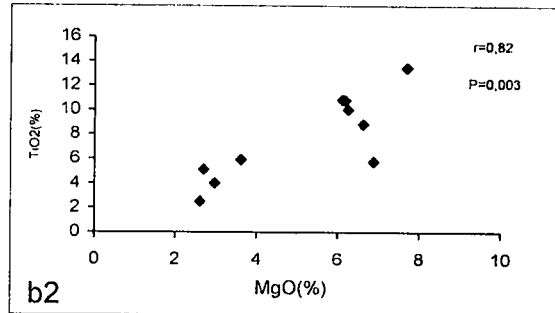
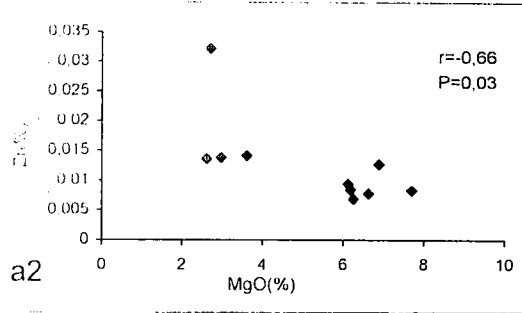
Y.Ü. TÜRKİYE KÜLTÜR İLMİ KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ



Şekil 7.1. Mineral-element korelasyon grafikleri



Şekil 7.2. Anaoksit element-element korelasyon grafikleri



Şekil 7.2.'nin devamı

korelasyonu görülmektedir. Bununla birlikte TiO_2 , Cu, Co ile kuvvetli pozitif, Zn, Al_2O_3 , P_2O_5 , Pb, Ba ile yüksek pozitif korelasyon göstermektedir. Şekil 7.2 b1-c1-d1-e1, TiO_2 -Cu, Zn, Ba, Co korelasyon grafikleri görülmektedir. Senkay vd. (1984) TiO_2/Al_2O_3 büyük değerlerin ultrabaziklerden kaynaklandığını belirtmektedir. Örneklerin TiO_2/Al_2O_3 oranının %0,06'dır. Bu, kaynak malzemenin bazik olduğunu göstermektedir.

CaO içeriği menderesli nehir ortamı HS(1-2-4) örneklerinde ortalama %6,66, Ç10 örneğinde %2,96; kumtaşlarında %11,67; göl örneklerinde HS14'de %6,77, U örneklerinde %11,5'tir. Minerallerden kuvars ile negatif korelasyon göstermektedir (Tablo 7.2). Elementlerden P_2O_5 , Sr ile pozitif korelasyon göstermektedir (Şekil 7.3e1).

MgO; menderesli nehir ortamı örneklerinde HS(1-2-4) ortalama %0,93; Ç10 örneğinde %7,70; kumtaşlarında %2,79; göl örneklerinde HS14'de %6,19 U örneklerinde ortalama %4,37'dir. Elementlerden Co ile çok yüksek, TiO_2 , Fe_2O_3 , Cr, Ni, Cu ile yüksek pozitif, Pb, Nb, Zr ile negatif korelasyon göstermektedir (Tablo 7.3). Şekil 7.2.g1-h1-a2-b2-c2-d2-e2).

Na_2O , menderesli nehir ortamı HS(1-2-4)'de ortalama % 0,88, Ç10 örneğinde %1,81 kumtaşlarında %52,96'dır. Göl örneklerinde HS14'de %0,65; U örneklerinde ortalama % 1,28'dir. Na_2O , feldispat ile çok kuvvetli pozitif, aragonit, S+C, illit, klorit ile kuvvetli negatif korelasyon göstermektedir (Tablo 7.4). Bu Na_2O 'nun kil mineralleri ve feldispatlara bağlı olmasından kaynaklanmaktadır. Elementlerden Na_2O , Fe_2O_3 ile negatif korelasyon, Co, Cu ile pozitif; Nb, Zr, Y ile negatif korelasyon göstermektedir (Tablo 7.3). Şekil 7.2 f2-g2-h2'de Na_2O , Nb, Co, Cu korelasyonları görülmektedir.

P_2O_5 menderesli nehir ortamı HS(1-2-4)'de ortalama %0,11, Ç10 örneğinde %0,09, kumtaşlarında %0,14'dür. Göl örnekleri HS14'de %0,12, U örneklerinde ortalama %0,012'dir. P_2O_5 kuvars ile kuvvetli negatif korelasyon, elementlerden Ba, CaO ile pozitif, Fe_2O_3 , TiO, Co, Cu ile negatif korelasyon göstermektedir (Tablo 7.3).

Fe_2O_3 içeriği menderesli nehir ortamı HS(1-2-4) örneklerinde ortalama %9,91, Ç10 örneğinde %13,48; kumtaşlarında ortalama %3,26; göl ortamından alınan HS14'de %10,79; U örneklerinde ortalama % 5,60'dır. Fe_2O_3 kalsit, kil mineralleriyle kuvvetli negatif, kuvars ile negatif korelasyon (Tablo 7.2) elementlerden Co ile çok yüksek pozitif korelasyon göstermektedir. Bunun nedeni iki mineralin iyonik yer değiştirme indeksinin

eşit olması dolayısıyla yerine geçebilme özelliğinden kaynaklanmaktadır. Ayrıca MgO, Cu, Ba ile kuvvetli pozitif; K_2O , P_2O_5 , Pb, ile negatif korelasyon göstermektedir (Tablo 7.3). Şekil 7.3 e3-f3'de Fe_2O_3 , MgO-TiO₂ yüksek pozitif korelasyon görülmektedir.

Al₂O₃ içeriği menderesli nehir ortamı HS (1-2-4) örneklerinde % 15,43, Ç10 örneğinde % 14.54, kumtaşlarında % 11.66, göl ortamından alınan HS 14'de % 14,87, U örneklerinde ortalama % 13. 21'dir. Al₂O₃, elementlerden Co ile yüksek pozitif P_2O_5 ve CaO ile yüksek negatif korelasyon göstermektedir (Tablo 7.3).

Ateş kaybı (LQI) değerleri örneklere göre değişmektedir. HS (1-2-4)'de ortalama % 9.05; Ç10 örneğinde %5.76, kumtaşlarında % 9.00; göl örnekleri HS14'te % 10.55, U örneklerinde ortalama %13.6'dır. Minerallerden aragonit ile kuvvetli pozitif korelasyon göstermektedir (Tablo7.2). Elementlerden CaO ile kuvvetli pozitif korelasyon göstermektedir. Bunun nedeni, Ca' ca zengin simektitlerin tabakalar arasında yüksek oranda su moleküllerine sahip olmasıdır. Buna karşılık SiO₂ , Al₂O₃, Fe₂O₃ ile ateş kaybı negatif korelasyon göstermektedir.

K₂O içeriği menderesli nehir ortamı HS (1-2-4) örneklerin de ortalama % 1.5, Ç10 örneğinde, kumtaşlarında ortalama % 0.57, göl örneklerinden HS14'te %1.41, U örneklerinde ortalama % 0,05'tir. Simektit mineralleriyle kuvvetli pozitif korelasyon göstermektedir (Tablo 7.2). Elementlerden Pb,Rb ile yüksek pozitif, Nb ile çok kuvvetli pozitif korelasyon, Cu, Co ile kuvvetli negatif korelasyon; Y, Zr ile kuvvetli pozitif; Nb ile çok kuvvetli pozitif korelasyon göstermektedir (Tablo 7.3).

7.3. İz element Jeokimyası

İz elementler yüklerine, iyonik yarıçaplarına, elektronegativitelerine göre 4 gruba ayrılarak incelenilmiştir.

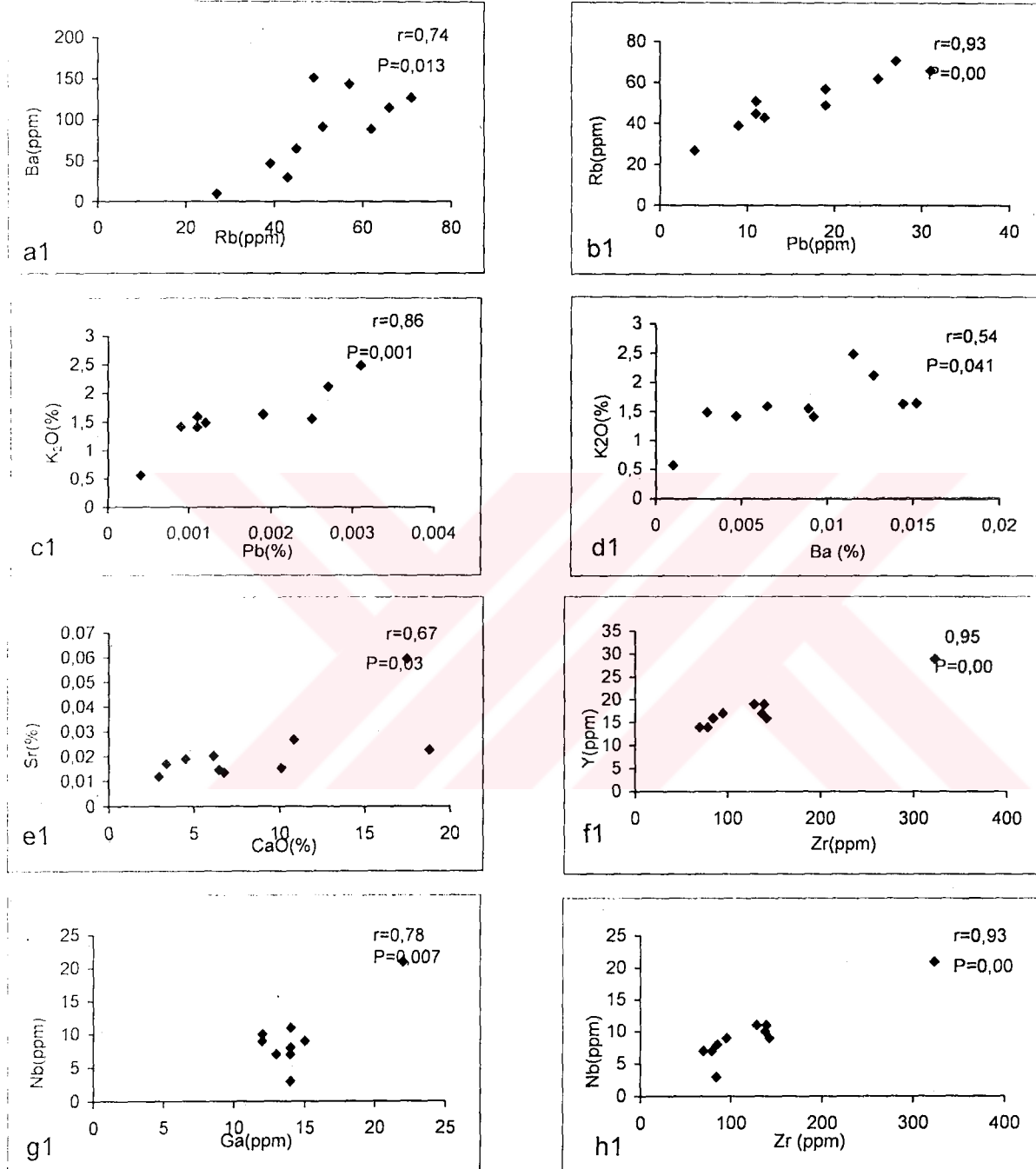
7.3.1. Rb, Pb, Ba, Sr

Rb içeriği menderesli nehir ortamı HS(1-2-4) örneklerinde ortalama 42,33 ppm; Ç10 örneğinde 27 ppm, kumtaşlarında 53 ppm, göl ortamından alınan HS 14'te 51 ppm, U örneklerinde ortalama 66,33 ppm'dir. Rb, Ba ile çok kuvvetli pozitif TiO, Fe₂O₃, Co,

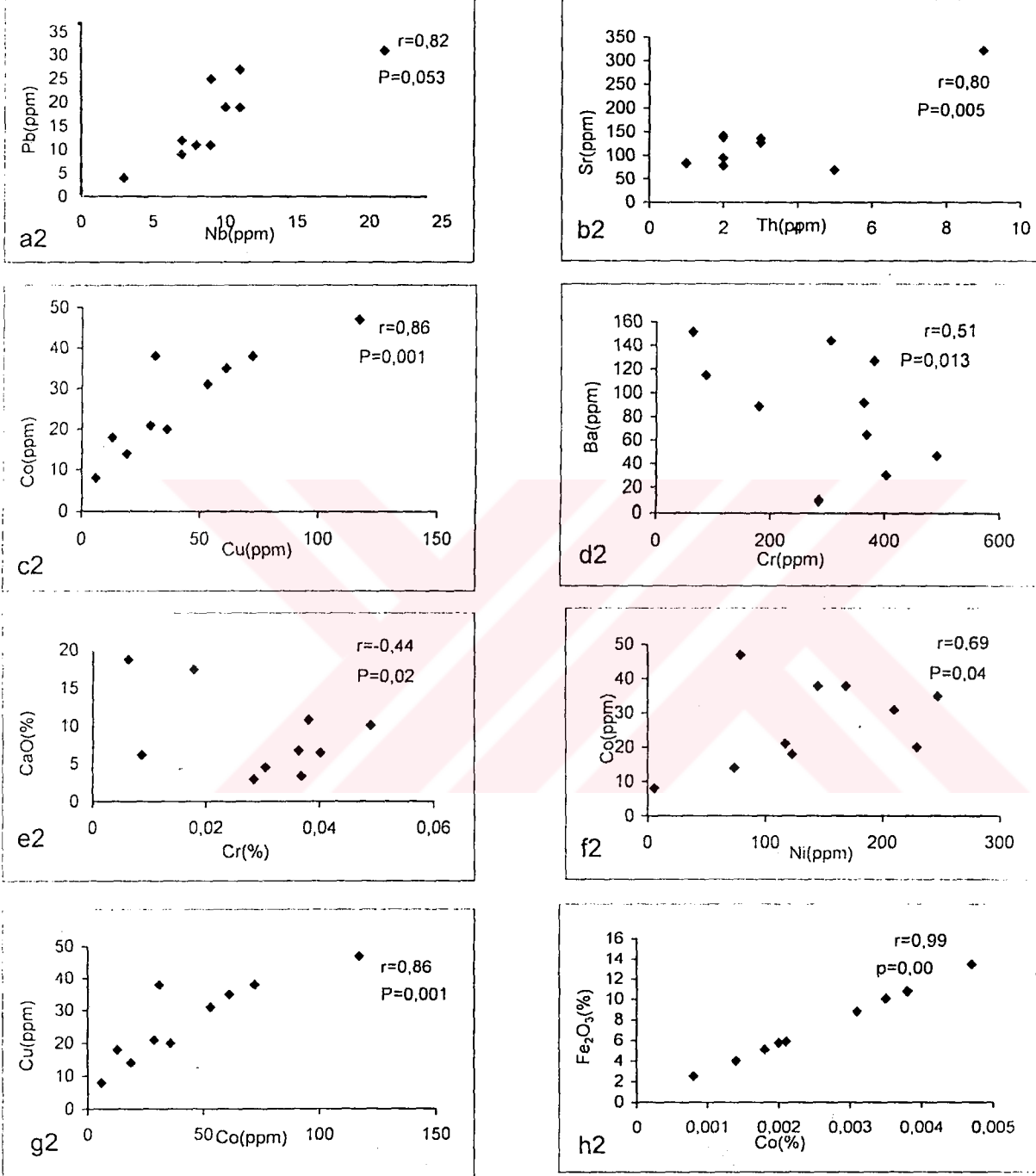
U örneklerinde ortalama 66,33 ppm'dir. Rb, Ba ile çok kuvvetli pozitif TiO , Fe_2O_3 , Co, Cu ile negatif korelasyon göstermektedir. Şekil 7.3 a1'de Rb-Ba yüksek pozitif korelasyon görülmektedir. Rb'nin havzanın merkezine doğru artması iyonik potansiyelden dolayı bu elementin hareketliliğinin yüksek olmasından kaynaklanmaktadır. Nitekim Taylor (1960), Meksiko sedimentlerinde kıyıda merkeze doğru Rb'nin arttığını belirtmektedir.

Pb içeriği menderesli nehir ortamı (HS1-2-4) örneklerinde 47,33, Ç10 örneğinde, kumtaşlarında, göl ortamından alınan HS14'te, U örneklerinde ortalama %27.66'dır. Pb, kuvars ile kuvvetli negatif korelasyon göstermektedir (Tablo 7.2). Elementlerden Fe_2O_3 , MgO, Na_2O , Cu ile negatif, K_2O , Co ile pozitif (Tablo 7.3) korelasyon göstermektedir. Şekil 7.3 b1-c1'de Pb-Rb ve K_2O korelasyon grafikleri görülmektedir. Ba içeriği menderesli nehir ortamında HS(1-2-4) örneklerinde ortalama 47.33 ppm, Ç10 örneğinde 10 ppm, kumtaşlarında 48 ppm'dir. Göl ortamından alınan HS14'te 92 ppm, U örneklerinde ortalama 10.33 ppm'dir. Ba kil mineralleriyle kuvvetli negatif korelasyon göstermektedir. (Tablo 7.2). Elementlerden K_2O ile kuvvetli pozitif, Pb, Cu, P_2O_5 , Fe_2O_3 , Nb ile pozitif, TiO , Co, Zn ile negatif korelasyon göstermektedir (Tablo 7.3). Şekil 7.3 d1 Ba- K_2O kuvvetli pozitif korelasyonunu göstermektedir. K_2O BaO ile kuvvetli pozitif korelasyon göstermesinin sebebi, Ringwood (1955)'e göre küçük iyon yarıçaplı eser elementlerin büyük iyon yarıçaplı ana elementler tarafından tutulmasıdır (Yakalama).

Sr menderesli nehir ortamında HS (1-2-4) örneklerinde ortalama 152.5 ppm, Ç10 örneğinde 119 ppm, kumtaşlarında 208.5 ppm'dir. Göl ortamından alınan HS14'de 136 ppm, U örneklerinde ortalama 355.33 ppm'dir. Sr elementi de Rb gibi havzanın merkezinde yüksektir. Nitekim Brass ve Turechan (1974) havzanın merkezine doğru Sr'nin arttığını belirtmişlerdir. Bu da iyonik yarıçaplarından dolayısıyla iyonik potansiyellerin den dolayı hareketli olmalarından kaynaklanmaktadır. Sr^{+2} , CaO ile kuvvetli pozitif korelasyon göstermektedir (Tablo 7.2, Şekil 7.3 e1). Bu Sr^{+2} (0,32 nm, 1,0v) iyon yarıçapının Ca^{+2} (0,14 nm, 1,04) ve K^+ (0,152 nm, 0,8v) iyon yarıçapı arasında bir değerde olmasından kaynaklanmaktadır. Bunun nedeni Sr' un Ca yerine geçmesi ve Ca 'ca zengin elementler tarafından tutulmasıdır (Mason ve Moore, 1982). Th ile pozitif korelasyon göstermesi de bu ilkeye dayanır (Tablo 7.3).



Şekil 7.3. İzolement-ement korlasyon grafikleri



Şekil 7.3'ün devamı

7.3.2. Y, Ga, Zr, Nb, Th

İndirgen ortamda hareketsiz olan bu elementleri daha yüksek iyonik yarıçaplıdır ve kil mineralleri majör elementleri yerine geçme eğilimi nispeten düşüktür. Bununla birlikte miktarları simektitlerin yüzeyinde değişebilir pozisyonlarda bulunabilmektedir (Morgan, 1975).

Y içeriği menderesli nehir ortamı HS (1-2-4) örneklerinde ortalama 15 ppm, Ç10 örneğinde 16 ppm; kumtaşlarında 18 ppm'dir. Göl ortamı HS14 örneklerinde 16 ppm, U örneklerinde ortalama 21.33 ppm 'dir. Y, simektile çok yüksek pozitif korelasyon göstermektedir (Tablo 7.2, Şekil 7.1d). Bremmer (1977) Güney Afrika şeyllerinde Y-Zr arasında kuvvetli korelasyon bulmuştur. Bu ilişkiye örneklerde rastlanılmıştır (Tablo 7.3,şekil 7.3f1). Bundan başka K₂O, Pb, Ga, Nb, Zr pozitif korelasyon göstermektedir (Tablo 7.3)

Ga içeriği menderesli nehir ortamında HS (1-2-4) örneklerinde ortalama 13 ppm, Ç10 örneğinde 14 ppm, kumtaşlarında 13 ppm'dir. Göl ortamından alınan HS14'de 14 ppm, U örneklerinde ortalama 13,66 ppm'dir. Ga, S+C ile negatif korelasyon (Tablo 7.2), elementlerden Nb, Zr, Y ile yüksek pozitif korelasyon göstermektedir. Tablo 7.3, şekil 7.3 g1'de Ga-Nb arasında korelasyon görülmektedir.

Nb, nehir ortamı HS(1-2-4) örneklerinde ortalama 7.66; Ç10 örneğinde 3 ppm, kumtaşlarında 10,55 ppm; göl ortamında alınan HS14'de 8 ppm; U örneklerinde ortalama 13.66 ppm'dir. Wedepohl (1978), şeyllerde Zr-Nb arasında çok kuvvetli pozitif korelasyon belirlemiştir. Bu ilişkiye örneklerde rastlanılmıştır (Şekil 7.3 h1). Aynı zamanda Nb, K₂O, Pb, Y, Th çok kuvvetli pozitif, Ga, Nb ile kuvvetli pozitif korelasyon, TiO, Fe₂O₃, MgO, Co ile negatif korelasyon göstermektedir (Tablo 7.3).

Th, menderesli nehir ortamı HS (1-2-4) örneklerinde ortalama 3 ppm, Ç10 örneğinde 1 ppm, kumtaşlarında 2.5 ppm, göl ortamından alınan HS14'de 1 ppm; U örneklerinde ortalama 4.66 ppm'dir. Th, simektile çok yüksek pozitif korelasyon göstermektedir (Tablo 7.2) Elementlerden Sr (Şekil 7.3 b2), Nb, Zr, Y ile çok kuvvetli pozitif,; K₂O ile negatif korelasyon göstermektedir (Tablo 7.3).

7.3.4. Zn, Cu, Cr, Ni, Co

Ferromagnezyen olarak bilinen bu elementler bazik bileşimli kayalarda yaygın olarak bulunurlar ve uyumlu elementler olarak adlandırılırlar (Wedepohl, 1978).

Zn, menderesli nehir ortamında HS (1-2-4) örneklerinde ortalama 101,33 ppm, Ç10 örneğinde 181 ppm, kumtaşlarında 67,5ppm, göl ortamından alınan HS 14'de 97 ppm; U örneklerinde ortalama 108,33 ppm'dir. Elementlerden TiO, Fe₂O₃ ile pozitif korele olmaktadır (Tablo 7.3).

Cu nehir ortamı HS (1-2-4) örneklerinde ortalama 62 ppm, Ç10 örneğinde 117 ppm, kumtaşlarında ortalama 12,5 ppm iken göl ortamından alınan HS14'de 97 ppm, U örneklerinde ortalama 26 ppm'dir. Kalsit mineraliyle negatif korelasyon (Tablo 7.2), elementlerden TiO, Fe₂O₃ Co, Cu ile çok kuvvetli pozitif; K₂O, P₂O₅, Rb ile negatif korelasyon göstermektedir. Cu'nun Co ile aynı iyonik yerdeğiştirme katsayısına sahip olması pozitif korelasyonu vermiştir. K₂O, P₂O₅ ve Rb uzak iyonik yerdeğiştirme indeksine vermesi de negatif korelasyona neden olmuştur. Şekil 7.3 c2'de Cu-Co pozitif korelasyon görülmektedir.

Pb, menderesli nehir ortamında HS (1-2-4) ortalama 10.66 ppm, Ç10 örneğinde 4 ppm, kumtaşlarında 19 ppm, göl ortamından alınan HS 14'de 11ppm, U örneklerinde ortalama 27,66 ppm'dir. Kuvars mineraliyle kuvvetli negatif korelasyon göstermektedir (Tablo 7.2). Elementlerden Rb, K₂O ile çok kuvvetli, Y, Zr, Nb, Sr, Ba ile kuvvetli pozitif; TiO, Fe₂O₃, MgO, Co, Cu gibi ferromagnezyen minerallerle negatif korelasyon göstermektedir. Şekil 7.3 b1,c1 'de Pb-Rb, K₂O korelasyonu görülmektedir.

Cr, menderesli nehir HS(1-2-4) ortamında 420 ppm, Ç10 örneğinde 284 ppm; kumtaşlarında 184,5 ppm'dir. Göl ortamından alınan HS14'de 363 ppm, U örneklerinde 215 ppm'dir. Örneklerin Cr içeriğinin yüksek olması kaynak kayacın mafik olduğunu göstermektedir. Cr, simektit ile kuvvetli negatif, kalsitle kuvvetli pozitif korelasyon görülmektedir (Tablo 7.2). Şekil 7.1g'de Kalsit-Cr pozitif korelasyon göstermektedir. Elementlerden Ca, Ba ile zayıf pozitif, Mg ile kuvvetli pozitif Zr ile negatif korelasyon göstermektedir. Şekil 7.3'te d2, Cr-Ba arasındaki pozitif korelasyon grafiği; e2'de Cr-CaO korelasyonu görülmektedir.

Ni menderesli nehir ortamında HS (1-2-4) örneklerinde ortalama 208,66 ppm, Ç10 örneğinde 79 ppm; kumtaşlarında ortalama 40 ppm'dir. Göl ortamından alınan HS 14'te 45 ppm, U örneklerinde ortalama 156,33 ppm'dir. Ni feldispatla kuvvetli negatif, klorit ve simektit ile kuvvetli pozitif korelasyon göstermektedir (Tablo 7.2). Elementlerden Co ile pozitif korelasyon göstermektedir (Tablo 7.3; Şekil 7.3 f2). Ni içeriğinin de yüksek olması kaynak kayacın mafik olduğuna işaret etmektedir.

Co, menderesli nehir örneklerinde HS(1-2-4)'de ortalama 34.66, Ç10 örneğinde 47 ppm, kumtaşlarında 11 ppm'dir. Göl ortamından alınan HS14'de 38 ppm, U örneklerinde ortalama 19.66 ppm'dir. Co, kil mineralleriyle kuvvetli negatif, kalsit mineralleriyle çok yüksek pozitif korelasyon göstermektedir. (Tablo 7.3-şekil 7.3h2). Fe-Co çok kuvvetli pozitif korelasyon göstermektedir. Bundan başka TiO_2 , MgO, Cu ile çok kuvvetli pozitif, Al_2O_3 , Ni ile kuvvetli pozitif korelasyon göstermektedir (Tablo 7.3). K_2O , Pb, P_2O_5 , Rb, Ba, ile negatif korelasyon göstermektedir (Tablo 7.3). Şekil 73 g2'de Co-Cu pozitif korelasyonu görülmektedir. Bunun nedeni Co'nun Ni^{+2} (0,075nm,1,8v) nin girdiği tüm minerallerin yapısına girebilmesi ve Fe^{+2} (0,092 nm.;1,8v) ve Mg^{+2} (0,086 nm.; 1,2v) yerini alabilmesidir. Element, minerallerden kalsit ile negatif, kuvars ile pozitif korelasyon göstermektedir (Tablo 7.2).

Görüldüğü üzere elementlerin davranışları birincil ve ikincil dağılımına uymaktadır. Genellikle kırıntıların bol olduğu havzanın kenar bölgelerinde Ni, Cr, Zn, Cu, Zr gibi elementler, merkezi yerlerde Sr, Rb, Na^+ , K^+ gibi iyonik potansiyeli 1-3 arasında olan elementlerin yoğunlaştığı ve bunlar kendi aralarında anlamlı kuvvetli pozitif korelasyonlar göstermektedir.

8. TARAMALI ELEKTRON MİKROSKOP VE X IŞINLARI MİKROANALİZ SPEKTROMETRESİ

Bu incelemeler, TPAO Araştırma Merkezi Sedimentoloji ve Rezervuar Jeolojisi Müdürlüğü laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir.

JEOL JSM-840A Model Taramalı Elektron mikroskobu (SEM: Scanning Electron Mikroskop) , 300.000 büyütme, 3.5 nm ayırma gücüne, Tracor Marka TN- 502 model Enerji dağılımlı X Işınlari Mikroanaliz Spektrometresine (EDS:Energy Dispersive Spektrometer) 150 ev ayırma gücüne sahiptir.

X ışınları Çözümleme Analizi sonuçlarına göre seçilen örnekler SEM incelemelerinde Öner (1996)' ya göre hazırlanmıştır. Buna göre aşağıdaki işlemler gerçekleştirilmiştir.

1-Örneklerin boyutlandırılması

2-Nem ve hidrokarbondan arındırılması

3-Kaplanması

İlk olarak örnekler yaklaşık 0.5 cm³ 'lük parçalara ayrılmış, sonra nem ve hidrokarbondan arındırılmıştır. Kaplama işleminde bu küçük parçaların engebeli doğal yüzeyi altın ve karbonla kaplanmıştır. Titiz bir şekilde hazırlanan örnekler, incelenilmek üzere elektron mikroskobu odacığına konulmuş, taranarak elde edilen görüntüler yorumlanmıştır. Böylece karbonatlı kil örneklerindeki önemli ana minerallerin şekil, biçim, boyut gibi morfolojik özellikleri olası mineral dönüşümleri ve diğer bileşenlerle dokusal ilişkilerin belirlenmesine çalışılmıştır. Mineralojik ya da kimyasal tanımlama gerektiğinde EDS ile nokta, çizgi ve alan analizleri yapılmıştır.

SEM analizi 3 örnekte U22 ve HS5 kumlu kilaşı örneği, U17 kalsitik dolomit örneğinde gerçekleştirilmiştir.

Kil fraksiyonu sırasıyla saf simektit ve % 60 simektit içeren U 22 ve HS 5 örneğinde simektitler iki şekilde görülmektedir. Bunlardan birincisi kuştüyü şeklinde, yüksek gözenekli tipik "cornflakes dokulu", diğeri "bal peteği" dokulu otojenik simektitlerdir. Basenin merkezi kesimlerine karşılık gelen U22 örneğinde simektitler, plajiyoklazlar üzerinde gelişmiş yaklaşık 4 mm uzunluğunda ve 0.08 mm kalınlığında simektit yaprakları halinde kuş tüyü şekilli ince levhamsı partiküller olarak

8. TARAMALI ELEKTRON MİKROSKOP VE X IŞINLARI MİKROANALİZ SPEKTROMETRESİ

Bu incelemeler, TPAO Araştırma Merkezi Sedimentoloji ve Rezervuar Jeolojisi Müdürlüğü laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir.

JEOL JSM-840A Model Taramalı Elektron mikroskobu (SEM: Scanning Electron Mikroskop) , 300.000 büyütme, 3.5 nm ayırma gücüne, Tracor Marka TN- 502 model Enerji dağılımlı X Işınlari Mikroanaliz Spektrometresine (EDS:Energy Dispersive Spektrometer) 150 ev ayırma gücüne sahiptir.

X ışınları Çözümleme Analizi sonuçlarına göre seçilen örnekler SEM incelemelerinde Öner (1996)' ya göre hazırlanmıştır. Buna göre aşağıdaki işlemler gerçekleştirilmiştir.

1-Örneklerin boyutlandırılması

2-Nem ve hidrokarbondan arındırılması

3-Kaplanması

İlk olarak örnekler yaklaşık 0.5 cm³ 'lük parçalara ayrılmış, sonra nem ve hidrokarbondan arındırılmıştır. Kaplama işleminde bu küçük parçaların engebeli doğal yüzeyi altın ve karbonla kaplanmıştır. Titiz bir şekilde hazırlanan örnekler, incelenilmek üzere elektron mikroskobu odacığına konulmuş, taranarak elde edilen görüntüler yorumlanmıştır. Böylece karbonatlı kil örneklerindeki önemli ana minerallerin şekil, biçim, boyut gibi morfolojik özellikleri olası mineral dönüşümleri ve diğer bileşenlerle dokusal ilişkilerin belirlenmesine çalışılmıştır. Mineralojik ya da kimyasal tanımlama gerektiğinde EDS ile nokta, çizgi ve alan analizleri yapılmıştır.

SEM analizi 3 örnekte U22 ve HS5 kumlu kilaşı örneği, U17 kalsitik dolomit örneğinde gerçekleştirilmiştir.

Kil fraksiyonu sırasıyla saf simektit ve % 60 simektit içeren U 22 ve HS 5 örneğinde simektitler iki şekilde görülmektedir. Bunlardan birincisi kuştüyü şeklinde, yüksek gözenekli tipik "cornflakes dokulu", diğeri "bal peteği" dokulu otojenik simektitlerdir. Basenin merkezi kesimlerine karşılık gelen U22 örneğinde simektitler, plajiyoklazlar üzerinde gelişmiş yaklaşık 4 mm uzunluğunda ve 0.08 mm kalınlığında simektit yaprakları halinde kuş tüyü şekilli ince levhamsı partiküller olarak

8. TARAMALI ELEKTRON MİKROSKOP VE X IŞINLARI MİKROANALİZ SPEKTROMETRESİ

Bu incelemeler, TPAO Araştırma Merkezi Sedimentoloji ve Rezervuar Jeolojisi Müdürlüğü laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir.

JEOL JSM-840A Model Taramalı Elektron mikroskobu (SEM: Scanning Electron Mikroskop) , 300.000 büyütme, 3.5 nm ayırma gücüne, Tracor Marka TN- 502 model Enerji dağılımlı X Işınlari Mikroanaliz Spektrometresine (EDS:Energy Dispersive Spektrometer) 150 ev ayırma gücüne sahiptir.

X ışınları Çözümleme Analizi sonuçlarına göre seçilen örnekler SEM incelemelerinde Öner (1996)' ya göre hazırlanmıştır. Buna göre aşağıdaki işlemler gerçekleştirilmiştir.

1-Örneklerin boyutlandırılması

2-Nem ve hidrokarbondan arındırılması

3-Kaplanması

İlk olarak örnekler yaklaşık 0.5 cm³ 'lük parçalara ayrılmış, sonra nem ve hidrokarbondan arındırılmıştır. Kaplama işleminde bu küçük parçaların engebeli doğal yüzeyi altın ve karbonla kaplanmıştır. Titiz bir şekilde hazırlanan örnekler, incelenilmek üzere elektron mikroskobu odacığına konulmuş, taranarak elde edilen görüntüler yorumlanmıştır. Böylece karbonatlı kil örneklerindeki önemli ana minerallerin şekil, biçim, boyut gibi morfolojik özellikleri olası mineral dönüşümleri ve diğer bileşenlerle dokusal ilişkilerin belirlenmesine çalışılmıştır. Mineralojik ya da kimyasal tanımlama gerektiğinde EDS ile nokta, çizgi ve alan analizleri yapılmıştır.

SEM analizi 3 örnekte U22 ve HS5 kumlu kilaşı örneği, U17 kalsitik dolomit örneğinde gerçekleştirilmiştir.

Kil fraksiyonu sırasıyla saf simektit ve % 60 simektit içeren U 22 ve HS 5 örneğinde simektitler iki şekilde görülmektedir. Bunlardan birincisi kuştüyü şeklinde, yüksek gözenekli tipik "cornflakes dokulu", diğeri "bal peteği" dokulu otojenik simektitlerdir. Basenin merkezi kesimlerine karşılık gelen U22 örneğinde simektitler, plajiyoklazlar üzerinde gelişmiş yaklaşık 4 mm uzunluğunda ve 0.08 mm kalınlığında simektit yaprakları halinde kuş tüyü şekilli ince levhamsı partiküller olarak

8. TARAMALI ELEKTRON MİKROSKOP VE X IŞINLARI MİKROANALİZ SPEKTROMETRESİ

Bu incelemeler, TPAO Araştırma Merkezi Sedimentoloji ve Rezervuar Jeolojisi Müdürlüğü laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir.

JEOL JSM-840A Model Taramalı Elektron mikroskobu (SEM: Scanning Electron Mikroskop) , 300.000 büyütme, 3.5 nm ayırma gücüne, Tracor Marka TN- 502 model Enerji dağılımlı X Işınlari Mikroanaliz Spektrometresine (EDS:Energy Dispersive Spektrometer) 150 ev ayırma gücüne sahiptir.

X ışınları Çözümleme Analizi sonuçlarına göre seçilen örnekler SEM incelemelerinde Öner (1996)' ya göre hazırlanmıştır. Buna göre aşağıdaki işlemler gerçekleştirilmiştir.

1-Örneklerin boyutlandırılması

2-Nem ve hidrokarbondan arındırılması

3-Kaplanması

İlk olarak örnekler yaklaşık 0.5 cm³ 'lük parçalara ayrılmış, sonra nem ve hidrokarbondan arındırılmıştır. Kaplama işleminde bu küçük parçaların engebeli doğal yüzeyi altın ve karbonla kaplanmıştır. Titiz bir şekilde hazırlanan örnekler, incelenilmek üzere elektron mikroskobu odacığına konulmuş, taranarak elde edilen görüntüler yorumlanmıştır. Böylece karbonatlı kil örneklerindeki önemli ana minerallerin şekil, biçim, boyut gibi morfolojik özellikleri olası mineral dönüşümleri ve diğer bileşenlerle dokusal ilişkilerin belirlenmesine çalışılmıştır. Mineralojik ya da kimyasal tanımlama gerektiğinde EDS ile nokta, çizgi ve alan analizleri yapılmıştır.

SEM analizi 3 örnekte U22 ve HS5 kumlu kilitaşı örneği, U17 kalsitik dolomit örneğinde gerçekleştirilmiştir.

Kil fraksiyonu sırasıyla saf simektit ve % 60 simektit içeren U 22 ve HS 5 örneğinde simektitler iki şekilde görülmektedir. Bunlardan birincisi kuştüyü şeklinde, yüksek gözenekli tipik "cornflakes dokulu", diğeri "bal peteği" dokulu otojenik simektitlerdir. Basenin merkezi kesimlerine karşılık gelen U22 örneğinde simektitler, plajiyoklazlar üzerinde gelişmiş yaklaşık 4 mm uzunluğunda ve 0.08 mm kalınlığında simektit yaprakları halinde kuş tüyü şekilli ince levhamsı partiküller olarak

8. TARAMALI ELEKTRON MİKROSKOP VE X IŞINLARI MİKROANALİZ SPEKTROMETRESİ

Bu incelemeler, TPAO Araştırma Merkezi Sedimentoloji ve Rezervuar Jeolojisi Müdürlüğü laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir.

JEOL JSM-840A Model Taramalı Elektron mikroskobu (SEM: Scanning Electron Mikroskop) , 300.000 büyütme, 3.5 nm ayırma gücüne, Tracor Marka TN- 502 model Enerji dağılımlı X Işınlari Mikroanaliz Spektrometresine (EDS:Energy Dispersive Spektrometer) 150 ev ayırma gücüne sahiptir.

X ışınları Çözümleme Analizi sonuçlarına göre seçilen örnekler SEM incelemelerinde Öner (1996)' ya göre hazırlanmıştır. Buna göre aşağıdaki işlemler gerçekleştirilmiştir.

1-Örneklerin boyutlandırılması

2-Nem ve hidrokarbondan arındırılması

3-Kaplanması

İlk olarak örnekler yaklaşık 0.5 cm³ 'lük parçalara ayrılmış, sonra nem ve hidrokarbondan arındırılmıştır. Kaplama işleminde bu küçük parçaların engebeli doğal yüzeyi altın ve karbonla kaplanmıştır. Titiz bir şekilde hazırlanan örnekler, incelenilmek üzere elektron mikroskobu odacığına konulmuş, taranarak elde edilen görüntüler yorumlanmıştır. Böylece karbonatlı kil örneklerindeki önemli ana minerallerin şekil, biçim, boyut gibi morfolojik özellikleri olası mineral dönüşümleri ve diğer bileşenlerle dokusal ilişkilerin belirlenmesine çalışılmıştır. Mineralojik ya da kimyasal tanımlama gerektiğinde EDS ile nokta, çizgi ve alan analizleri yapılmıştır.

SEM analizi 3 örnekte U22 ve HS5 kumlu kilitaşı örneği, U17 kalsitik dolomit örneğinde gerçekleştirilmiştir.

Kil fraksiyonu sırasıyla saf simektit ve % 60 simektit içeren U 22 ve HS 5 örneğinde simektitler iki şekilde görülmektedir. Bunlardan birincisi kuştüyü şeklinde, yüksek gözenekli tipik "cornflakes dokulu", diğeri "bal peteği" dokulu otojenik simektitlerdir. Basenin merkezi kesimlerine karşılık gelen U22 örneğinde simektitler, plajiyoklazlar üzerinde gelişmiş yaklaşık 4 mm uzunluğunda ve 0.08 mm kalınlığında simektit yaprakları halinde kuş tüyü şekilli ince levhamsı partiküller olarak

8. TARAMALI ELEKTRON MİKROSKOP VE X IŞINLARI MİKROANALİZ SPEKTROMETRESİ

Bu incelemeler, TPAO Araştırma Merkezi Sedimentoloji ve Rezervuar Jeolojisi Müdürlüğü laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir.

JEOL JSM-840A Model Taramalı Elektron mikroskobu (SEM: Scanning Electron Mikroskop) , 300.000 büyütme, 3.5 nm ayırma gücüne, Tracor Marka TN- 502 model Enerji dağılımlı X Işınlari Mikroanaliz Spektrometresine (EDS:Energy Dispersive Spektrometer) 150 ev ayırma gücüne sahiptir.

X ışınları Çözümleme Analizi sonuçlarına göre seçilen örnekler SEM incelemelerinde Öner (1996)' ya göre hazırlanmıştır. Buna göre aşağıdaki işlemler gerçekleştirilmiştir.

1-Örneklerin boyutlandırılması

2-Nem ve hidrokarbondan arındırılması

3-Kaplanması

İlk olarak örnekler yaklaşık 0.5 cm³ 'lük parçalara ayrılmış, sonra nem ve hidrokarbondan arındırılmıştır. Kaplama işleminde bu küçük parçaların engebeli doğal yüzeyi altın ve karbonla kaplanmıştır. Titiz bir şekilde hazırlanan örnekler, incelenilmek üzere elektron mikroskobu odacığına konulmuş, taranarak elde edilen görüntüler yorumlanmıştır. Böylece karbonatlı kil örneklerindeki önemli ana minerallerin şekil, biçim, boyut gibi morfolojik özellikleri olası mineral dönüşümleri ve diğer bileşenlerle dokusal ilişkilerin belirlenmesine çalışılmıştır. Mineralojik ya da kimyasal tanımlama gerektiğinde EDS ile nokta, çizgi ve alan analizleri yapılmıştır.

SEM analizi 3 örnekte U22 ve HS5 kumlu kilitaşı örneği, U17 kalsitik dolomit örneğinde gerçekleştirilmiştir.

Kil fraksiyonu sırasıyla saf simektit ve % 60 simektit içeren U 22 ve HS 5 örneğinde simektitler iki şekilde görülmektedir. Bunlardan birincisi kuştüyü şeklinde, yüksek gözenekli tipik "cornflakes dokulu", diğeri "bal peteği" dokulu otojenik simektitlerdir. Basenin merkezi kesimlerine karşılık gelen U22 örneğinde simektitler, plajiyoklazlar üzerinde gelişmiş yaklaşık 4 mm uzunluğunda ve 0.08 mm kalınlığında simektit yaprakları halinde kuş tüyü şekilli ince levhamsı partiküller olarak

8. TARAMALI ELEKTRON MİKROSKOP VE X IŞINLARI MİKROANALİZ SPEKTROMETRESİ

Bu incelemeler, TPAO Araştırma Merkezi Sedimentoloji ve Rezervuar Jeolojisi Müdürlüğü laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir.

JEOL JSM-840A Model Taramalı Elektron mikroskobu (SEM: Scanning Electron Mikroskop) , 300.000 büyütme, 3.5 nm ayırma gücüne, Tracor Marka TN- 502 model Enerji dağılımlı X Işınlari Mikroanaliz Spektrometresine (EDS:Energy Dispersive Spektrometer) 150 ev ayırma gücüne sahiptir.

X ışınları Çözümleme Analizi sonuçlarına göre seçilen örnekler SEM incelemelerinde Öner (1996)' ya göre hazırlanmıştır. Buna göre aşağıdaki işlemler gerçekleştirilmiştir.

1-Örneklerin boyutlandırılması

2-Nem ve hidrokarbondan arındırılması

3-Kaplanması

İlk olarak örnekler yaklaşık 0.5 cm³ 'lük parçalara ayrılmış, sonra nem ve hidrokarbondan arındırılmıştır. Kaplama işleminde bu küçük parçaların engebeli doğal yüzeyi altın ve karbonla kaplanmıştır. Titiz bir şekilde hazırlanan örnekler, incelenilmek üzere elektron mikroskobu odacığına konulmuş, taranarak elde edilen görüntüler yorumlanmıştır. Böylece karbonatlı kil örneklerindeki önemli ana minerallerin şekil, biçim, boyut gibi morfolojik özellikleri olası mineral dönüşümleri ve diğer bileşenlerle dokusal ilişkilerin belirlenmesine çalışılmıştır. Mineralojik ya da kimyasal tanımlama gerektiğinde EDS ile nokta, çizgi ve alan analizleri yapılmıştır.

SEM analizi 3 örnekte U22 ve HS5 kumlu kilitaşı örneği, U17 kalsitik dolomit örneğinde gerçekleştirilmiştir.

Kil fraksiyonu sırasıyla saf simektit ve % 60 simektit içeren U 22 ve HS 5 örneğinde simektitler iki şekilde görülmektedir. Bunlardan birincisi kuştüyü şeklinde, yüksek gözenekli tipik "cornflakes dokulu", diğeri "bal peteği" dokulu otojenik simektitlerdir. Basenin merkezi kesimlerine karşılık gelen U22 örneğinde simektitler, plajiyoklazlar üzerinde gelişmiş yaklaşık 4 mm uzunluğunda ve 0.08 mm kalınlığında simektit yaprakları halinde kuş tüyü şekilli ince levhamsı partiküller olarak

8. TARAMALI ELEKTRON MİKROSKOP VE X IŞINLARI MİKROANALİZ SPEKTROMETRESİ

Bu incelemeler, TPAO Araştırma Merkezi Sedimentoloji ve Rezervuar Jeolojisi Müdürlüğü laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir.

JEOL JSM-840A Model Taramalı Elektron mikroskobu (SEM: Scanning Electron Mikroskop) , 300.000 büyütme, 3.5 nm ayırma gücüne, Tracor Marka TN- 502 model Enerji dağılımlı X Işınlari Mikroanaliz Spektrometresine (EDS:Energy Dispersive Spektrometer) 150 ev ayırma gücüne sahiptir.

X ışınları Çözümleme Analizi sonuçlarına göre seçilen örnekler SEM incelemelerinde Öner (1996)' ya göre hazırlanmıştır. Buna göre aşağıdaki işlemler gerçekleştirilmiştir.

1-Örneklerin boyutlandırılması

2-Nem ve hidrokarbondan arındırılması

3-Kaplanması

İlk olarak örnekler yaklaşık 0.5 cm³ 'lük parçalara ayrılmış, sonra nem ve hidrokarbondan arındırılmıştır. Kaplama işleminde bu küçük parçaların engebeli doğal yüzeyi altın ve karbonla kaplanmıştır. Titiz bir şekilde hazırlanan örnekler, incelenilmek üzere elektron mikroskobu odacığına konulmuş, taranarak elde edilen görüntüler yorumlanmıştır. Böylece karbonatlı kil örneklerindeki önemli ana minerallerin şekil, biçim, boyut gibi morfolojik özellikleri olası mineral dönüşümleri ve diğer bileşenlerle dokusal ilişkilerin belirlenmesine çalışılmıştır. Mineralojik ya da kimyasal tanımlama gerektiğinde EDS ile nokta, çizgi ve alan analizleri yapılmıştır.

SEM analizi 3 örnekte U22 ve HS5 kumlu kilitaşı örneği, U17 kalsitik dolomit örneğinde gerçekleştirilmiştir.

Kil fraksiyonu sırasıyla saf simektit ve % 60 simektit içeren U 22 ve HS 5 örneğinde simektitler iki şekilde görülmektedir. Bunlardan birincisi kuştüyü şeklinde, yüksek gözenekli tipik "cornflakes dokulu", diğeri "bal peteği" dokulu otojenik simektitlerdir. Basenin merkezi kesimlerine karşılık gelen U22 örneğinde simektitler, plajiyoklazlar üzerinde gelişmiş yaklaşık 4 mm uzunluğunda ve 0.08 mm kalınlığında simektit yaprakları halinde kuş tüyü şekilli ince levhamsı partiküller olarak

8. TARAMALI ELEKTRON MİKROSKOP VE X IŞINLARI MİKROANALİZ SPEKTROMETRESİ

Bu incelemeler, TPAO Araştırma Merkezi Sedimentoloji ve Rezervuar Jeolojisi Müdürlüğü laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir.

JEOL JSM-840A Model Taramalı Elektron mikroskobu (SEM: Scanning Electron Mikroskop) , 300.000 büyütme, 3.5 nm ayırma gücüne, Tracor Marka TN- 502 model Enerji dağılımlı X Işınlari Mikroanaliz Spektrometresine (EDS:Energy Dispersive Spektrometer) 150 ev ayırma gücüne sahiptir.

X ışınları Çözümleme Analizi sonuçlarına göre seçilen örnekler SEM incelemelerinde Öner (1996)' ya göre hazırlanmıştır. Buna göre aşağıdaki işlemler gerçekleştirilmiştir.

1-Örneklerin boyutlandırılması

2-Nem ve hidrokarbondan arındırılması

3-Kaplanması

İlk olarak örnekler yaklaşık 0.5 cm³ 'lük parçalara ayrılmış, sonra nem ve hidrokarbondan arındırılmıştır. Kaplama işleminde bu küçük parçaların engebeli doğal yüzeyi altın ve karbonla kaplanmıştır. Titiz bir şekilde hazırlanan örnekler, incelenilmek üzere elektron mikroskobu odacığına konulmuş, taranarak elde edilen görüntüler yorumlanmıştır. Böylece karbonatlı kil örneklerindeki önemli ana minerallerin şekil, biçim, boyut gibi morfolojik özellikleri olası mineral dönüşümleri ve diğer bileşenlerle dokusal ilişkilerin belirlenmesine çalışılmıştır. Mineralojik ya da kimyasal tanımlama gerektiğinde EDS ile nokta, çizgi ve alan analizleri yapılmıştır.

SEM analizi 3 örnekte U22 ve HS5 kumlu kilitaşı örneği, U17 kalsitik dolomit örneğinde gerçekleştirilmiştir.

Kil fraksiyonu sırasıyla saf simektit ve % 60 simektit içeren U 22 ve HS 5 örneğinde simektitler iki şekilde görülmektedir. Bunlardan birincisi kuştüyü şeklinde, yüksek gözenekli tipik "cornflakes dokulu", diğeri "bal peteği" dokulu otojenik simektitlerdir. Basenin merkezi kesimlerine karşılık gelen U22 örneğinde simektitler, plajiyoklazlar üzerinde gelişmiş yaklaşık 4 mm uzunluğunda ve 0.08 mm kalınlığında simektit yaprakları halinde kuş tüyü şekilli ince levhamsı partiküller olarak

dolomit merkezde Uzunova Kesitinde %99'lara ulaşmaktadır. Yapıtaşı olarak kullanılan kireçtaşı ve dolomitlerde yabancı bileşen miktarı önemli değilken cam sanayiinde kullanılan kireçtaşının enaz % 97 olmalıdır ki bu tür örneklere rastlanılmıştır.



11.SONUÇLAR

Neojen yaşlı Çaybağı formasyonunda yapılan jeolojik-mineralojik, petrografik ve jeokimyasal incelemelerden elde edilen veriler şunlardır.

1. İncelenme alanında değişik yaş ve özellikte 4 jeolojik birim bulunmaktadır. Bunlar, yaşlıdan gence doğru Elazığ magmatitleri(Koniasiyen-Maestrihtiyen), Kırkgeçit Formasyonu (Orta-Üst Eosen), Çaybağı Formasyonu (Üst Miyosen-Pliyosen) ,Palu formasyonudur (Kuaterner).İncelenen havzanın tabanında yeralan birimlerden temel kayaları Elazığ magmatitleri ve kırkgeçit Formasyonu oluşturmaktadır.

2. Elazığ magmatitleri plütonik, subvolkanik ve volkanosedimanter kayaç özelliğindedir. İnceleme alanında andezit, bazalt, bazaltik yastıklavlar, andezitik tuf, aglomera, şeyl ve kalın tabakalı volkanik malzemeli kumtaşlarından oluşmaktadır. Derindeniz yelpaze çökellerin den oluşan Kırkgeçit Formasyonu, inceleme alanında kumtaşı, marn ve kireçtaşlarından oluşmuştur. Kumlu-örgülü-menderesli nehir çökellerinden oluşan Çaybağı Formasyonu inceleme alanında konglomera, kumtaşı, kumlu-karbonmatlı kiltası,killi-çörtlü kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kireçtaşları, kalsit, dolomit, kalsitli dolomit bileşiminde olup formasyonun baskın kayaç larını oluşturmaktadır. Palu Formasyonu, konglomeralar, kumtaşları ve çamurtaşlarından oluşmuştur. Bunlar düzenlenmiş konglomeralar, matriks destekli kongomeralar, teknesi çapraz tabakalı kumtaşı ve çamurtaşlarıdır.

3. İnceleme alanı yaklaşık K-G doğrultulu basınç gerilmesiyle bugünkü konumunu almıştır. Bölgede antiklinaller, senklinallerin yanısıra kademeli kıvrımlar ve Çaybağından başlayıp Enguran'a kadar devam eden yaklaşık 3km uzunluğunda bindirme ve daha genç kırıklar bulunmaktadır.

4. Çaybağı formasyonu menderesli nehir ortamından alınan örnekler turba arakatkılı kırmızı-bordo gri ve yeşil renkli pekişmemiş ve beyazımsı sarı kiltaşlarından oluşmaktadır. Kırmızı, bordo ve yeşil renklerin kumlu kiltası gri renklilerin karbonatlı kiltası özelliğinde olduğu görülmektedir. Yeşil renk Fe^{+2} , Fe^{+3} gibi elementlerin yüksek olduğu klorit, şamozit, gibi minerallerden, kırmızı renk, Fe_2O_3 zenginliğinden, gri renk yeşil killeri karbonatça zengin killerin karışımından kaynaklanmaktadır. Kumtaşlarından

alınan örneklerde ise taneler belirgin ve olgunlaşmamış olup, oksitlenme yaygın olarak görülmektedir.

Görsel ortamdan alınan örnekler çoğunlukla beyaz, sarımsı beyaz renklidir. Uzunova ve Kırmızı Tepe kesitine doğru örneklerin sertliği ve ağırlığı artmaktadır. Üst seviyelere doğru alınan örnekler ise, pembemsi gri, çok sert ve ağır örneklerdir. Bu durumun dolomit artışından kaynaklandığı görülmüştür. Kumtaşlarının en yaygın bileşenlerini kuvars, feldispat (K feldispat, plajiyoklas), kayaç parçacıkları, mika mineralleri (muskovit, biyotit) ve karbonatlar oluşturmaktadır. Çaybağı Formasyonuna ait karbonatlı, killi kayaçlardan alınan örnekler, allokemler ve mikritik karbonat-kil çamuru ana bileşenlerinden oluşmaktadırlar.

Allokemler, fosil ve kavkı parçaları, Fe oksit pelletleri ve ender olarak havza içinden türeyen karbonat kayaçlarından oluşmuş intraklastlardır. Örneklerin çoğunda gerek saçılmış pelletler halinde gerekse bantlı olarak yaygın Fe oksite rastlanılmıştır. Kalsit mikritik kristalin hamur malzemesi olarak, dolomit mineralleri bazı örneklerde polikristalin dolomit dolgusu halinde bulunmaktadır. İncelene örnekleri oluşturan fosil, kavkı parçaları, mineraller ve mikrit bileşenleri dikkate alındığında bunların seyrek biyomikrit, biyomikrit, intramikrit, istiflenmiş biyomikrit özelliğinde oldukları tespit edilmiştir.

5. Magmatik kayaç bölgelerindeki akarsularda karbonat nispeten az, silis fazla, tortul ortamlarda akan akarsularda Mg, Ca, karbonat ve bikarbonatlar fazladır. İnceleme alanında çevre magmatik kayaçlar Elazığ Magmatleri ve havzaya gerek havadan göle düşen gerekse nehirlerle taşınan Karabakır Formasyonunun tüfitleridir. Bunlar yeteri kadar Si ve Cr, Fe, Mg, Cu, Zn gibi elementleri sağlarken, Kırkgeçit Formasyonunun karbonatlı kayaçları Mg, Ca, karbonat, bikarbonat gelimine katkıda bulunmuş olmalıdır. Bu da killerin simektit ağırlıklı mineral oluşumuna neden olmuştur. Bu mineral parajenezlerinin yanısıra opal-A ve CT'nin olması, sedimentasyonla çağdaş bir volkanizmanın olduğunu ve gölün kısmen bazik olduğunu göstermektedir. Turba oluşumu sırasında çökelmeyle çağdaş bir volkanizmanın olması, volkaniklerin toz boyutundaki malzemenin kısa sürede göl ortamına düşmesiyle örtülen organik malzemenin kömürleştiğini göstermektedir.

6. XRD analizi yapılarak Çaybağı Havzası'nın mineralojisi ortaya çıkarılmıştır. Buna göre havzanın kenar ve merkezi kesimleri tespit edilmiştir. Havza kenarında gözlenen birliktelik, kil mineralleri, kalsit, feldispat olup bunları kvars aragonit mineralleri izlemektedir. Havza derine doğru bolluk sırasına göre kalsit, kil mineralleri, dolomit, feldispat, aragonit, Opal A ve CT, kuvars minerallerine rastlanılmış olup, daha derinlerde kalsit, kil minerali, dolomit parajenezine sırasıyla Opal-A, kuvars, jips ve kristobalit rastlanılmıştır. Görüldüğü üzere havzanın kenarında kil, kalsit ve feldispat, derine doğru kalsit, kil minerali, dolomite geçmiştir. Havzanın derin kesimlerinde aragonit, jips, anhidrit artmaktadır. Kalsit kenarlardan derine doğru azalmakta, dolomit artış göstermektedir. Bu yanal yöndeki dizilim, kalsit, kalsit+dolomit, dolomit+kalsit dikey yönde kalsit-dolomit zonlanmasını vermektedir. Havzada bu değişimlerin nedeni ortam kimyasındaki değişimlerdir. Kalsitin nehir ortamında daha düşük olması, göl ortamındaki kalsitlerin göl suyunda kontak halinde bulunan Ca'lı sularla kimyasal içökellemeyle oluştuğu düşünülmektedir. Yaygın karbonatlardan dolomitler havzanın derin kesimlerinde bulunması, bunların diyajenetik evrede oluşuklerini belirtmektedir. XRD-SEM incelemelerinde ideal dolomite rastlanılmıştır. Dolomitin kimyasal çökeliminin ağırlıkta olduğu havzanın merkezinde tedrici olarak artması, % 99'lara ulaşması ile de desteklenebilir.

7. Simektitlerin kristaliniteleri ölçülmüştür. Sonuç olarak doğudan batıya yani havzanın kenarından merkeze doğru kristalin nispi olarak kötüleştiği, menderesli nehir ortamı simektit kristalinitelerinin iyi olduğu görülmüştür. Böylece, simektitin göl ortamında volkanik cam alterasyonundan dönüşümünün prosesi ağırlıkta iken, kenar kesimleri ve nehir ortamında killerin detritik ağırlıkta olduğunu belirlenmiştir.

8. Simektit oluşumunda volkan küllerinin dönüşümü, yankayaçtan gelim ve kimyasal çökelim süreçleri etkilidir. İllit, klorit, S-C(korensit) karmaşık tabakalı killerin oluşumunda dönüşüm ve diyajenezden çok oluşuk detritik ağırlıktadır.

9. Havzadaki silisin kaynağı Elazığ Magmatitiği'nin kayaçları ve büyük oranda volkanik küllerin simektitleşmesi esnasında açığa çıkmış olmalıdır. Bununla birlikte silisin Kırkgeçit Formasyonundan da gelmesi olasıdır. Silis minerallerinden kuvars, havzanın kenarlarına yakın olan nehir arakatlı Hacısam Kesitinde özellikle menderesli nehir ortamı örneklerinde, havzanın merkezine göre yüksek değerlerdedir.

10. Feldispat mineralleri kuvars minerallerine paralellik sunmaktadır. Aralarındaki pozitif korelasyon bu ilişkiyi doğrulamaktadır. Havzanın kenar kesiminde özellikle nehir ortamında feldispat oranı merkezi kesime ve göl ortamına göre yüksek miktarda tespit edilmiştir. Bu, diğer minerallere oranla feldispatların da kuvars gibi detritik ağırlıkta olduğunu göstermektedir. İnceleme alanında sadece Uzunova kesitinde % 4, (ort %1), Kırmızı Tepe'de % 15 (ortalama % 2) gibi küçük miktarda jips minerallerine rastlanılmıştır. Chillinger ve Bissel (1965), CaSO_4 ile doymuş sularda dolomitleşme sırasındaki sülfat mineralleri oluşumlarını incelemiştir. Araştırmacıya göre, kalsit oluşumunda MgSO_4 artarken Mg karbonatlar oluşmadan önce ilk olarak jips oluşmaya başlarken bu sırada CaCO_3 'ün yok olduğunu belirtmiştir. K3'örneğinde %100 kalsit oranının dikey yönde jips ile birlikte % 47 ye düşmesi bu şekilde açıklanabilir. Aynı şekilde Uzunova Kesitinde kalsit % 24 iken U5 örneğinde jipsli örnekte % 5'e düşmüş, dolomit oluşmaya başlamıştır. Bu kapsamda evaparasyona bağlı olarak artan SO_4 ün arttığı ve MgSO_4 artmasının ilk olarak jipsi oluştuğu ve bunun dolomit oluşumuna geçtiği söylenebilir. İnceleme alanında Uzunova kesitinde U5 örneğinde anhidrite rastlanılmıştır. Anhidrit de jipsle aynı mekanizma ile oluşmuş olmalıdır.

11. Tüm kayaç mineralleri üzerine istatistiksel analiz yöntemleri kullanılarak değişkenlerin alansal dağılımları ve korelasyonları incelenmiştir.

İncelenen minerallerin hepsi sağ asimetriktir. Bu, dağılımın pozitif ve ortalamaya göre minerallerin düşük değerlerin daha çoğunlukta olduğunu gösterir. Ancak kalsit ve kil minerallerinin çarpıklık katsayısının diğer minerallere göre çok düşük olması ve O'a yakın olması bu iki mineralin normal dağılıma uygun olmasından kaynaklanmaktadır. Normal dağılım sedimanter oluşumunda ağırlıklı olması, kalsit ve kil minerallerinde sdimantasyon ve diyajenezin ağırlıkta olduğunu göstermektedir.

Mineraller kalsit ve kil dışında standart dağılım eğrisinden daha sivridir. Kalsit ve kilin sivrililiğinin düşük olması yine bu minerallerin oluşumunda birden fazla süreç (sedimanter-detritik) olduğunu göstermektedir. Yine kuvars, feldispat ve sivrililiğinin düşük olması bunların da oluşumunda birden fazla sürecin (detritik, dönüşüm) önemli olduğunu göstermektedir. Ancak anhidrit, jips ve kristobalit sivrililiğinin yüksek olması bunların sadece bir prosesle oluşma olasılığını (dönüşüm yada diyajenez) ortaya koymaktadır.

Minerallerin değişkenlik katsayısı yüksektir. Kalsit, kil mineralleri ve kuvarsın diğer minerallere göre katsayısının nispi olarak düşük olması değerlerin ortalamaya yakın olup daha düzenli dağılmasından kaynaklanmaktadır.

Kil mineralleri için çizilen sıklık dağılımlarında minerallerin basıklık katsayısı sırasıyla illit<klorit<S-C<S'dir Bu durum Klorit ve illitin tek bir süreçle (detritik) oluşumunun ağırlıkta olduğunu belirleyen bir bulgudur.

Minerallerin değişkenlik katsayısı $C < I < S < S-C$ dir. Bu da elementleri normal dağılımına paraleldir. Bu durum da klorit ve illit normal dağılıma en yakın mineraldir. Kil micralleri için çizilen sıklık dağılımlarında simektit ve S-C logaritmik dağılıma yakın olması, bu mineralerin oluşumunda birden fazla işlevin olduğunu gösteren bir veridir.

İnceleme alanında tüm kayaç minerallerinden kalsit, dolomit, feldispat, kil, kuvars mineralleri Kil-Ca-Do; Ca-Do-F; kil-F-Q üçgen diyagramlarında incelenilerek minerallerin birbirlerine göre derişimleri incelenmiştir.

Kil-Ca-Do üçgen diyagramında örnekler kil-kalsit ağırlıkta olmak üzere kil-Do , Ca-Do ve kil-dolomit arasında doğru boyunca ve kil, kalsit, dolomit köşelerinde yoğunlaşmıştır.En baskını kil-kalsit arasındaki doğrusal ilişkidir. Bu, dolomitin bağımlı olmak üzere üç mineral arasında kuvvetli regresyon olduğunu göstermektedir.

Ca-Do-Fe üçgen diyagramında Ca-F, Ca-Do doğrusal ilişkisi, ve kalsit-feldispat ve dolomit köşesinde yoğunlaşma sözkonusudur.Kil-Feldispat-Kuvars diyagramında feldispat-kuvars doğrusal ilişkisi, sadece kil ve kuvars köşesinde yoğunlaşma vardır.

Kil miinerallerinden S, klorit, S+C ve illit arasında S+C-C-I, S-C-I ve S-C-S+C üçgen diyagramında incelenmiştir. S+C-C-I üçgen diyagramında illit de eşlik etmekle birlikte S-C arasında yoğunlaşması simektitin illitten çok klorit beraberliğini tercih ettiğini göstermektedir. (S-C-I) üçgen diyagramında örnekler bir dairesel alanda dizilmişlerdir. Burada illitin eşlik ettiği S-C beraberliği sözkonusudur. S-C-S+C üçgen diyagramında saf simektit oluşan üç örnek S köşesinde yoğunlaşmışken, simektitin de eşlik ettiği C-S+C kenarına yakın şekilde örnekler dizilim göstermektedir

Çaybağı Havzası 4 kesit boyunca alınan 54 tüm kayaçta saptanan mineraller arasında korelasyon analizi yapılarak % 95 anlamlılık düzeyinde aralarında gerçek ilişki olup olmadığı kontrol edilmiştir. Buna göre kuvars-feldispat,kalsit-kil mineralleri

arasında anlamlı pozitif, aragonit-kalsit, kalsit-feldispat, kalsit-kuvars, dolomit-kil mineralleri arasında negatif korelasyon vardır.

Havzada 4 kesit boyunca alınan 27 adet kayaçta kil mineralleri arasında korelasyon analizi yapılarak % 95 anlamlılık düzeyinde aralarında gerçek ilişki olup olmadığı kontrol edilmiştir. İ-C arasında anlamlı pozitif korelasyon görülmüştür ($r=0.32$ $p=0.049$). Yani illit arttıkça klorit de artmaktadır. Bu iki mineralin beraber olduğu ve aynı süreçlerle (detritik ağırlıklı) olduğunu göstermektedir. Bunun dışında S-C, S-S+C arasında zayıf negatif, simektit ile illit arasında kuvvetli negatif korelasyon mevcuttur.

Havzada 4 ölçülü kesitten alınan 54 adet örneğin XRD-TK miktarlarının gene ortalamalarından yararlanılarak tüm havzanın %95 anlamlılık düzeyinde ortalamasının güven aralığı bulunmuştur.

Her tip kesitin XRD-TK VE XRD-KF analiz verileri ayrı bir grup olarak ele alınmış, karşılaştırılarak havzanın mineraller açısından homojenliği incelenmiş, tek yönlü varyans analizi yapılarak kesitlerdeki minerallerin benzer ve farklı olup olmadıkları belirlenmiştir. Kalsit, dolomit, kil mineralleri, kuvars, feldispat havzada kesitlerde farklılık göstermektedir ($p<0,05$). Kalsit, dolomit, kuvars, feldispat minerallerinde ise fark çok önemlidir ($p<0,01$). Bu, minerallerin havzada değişken olduğunu homojen dağılmadığını göstermiştir. Kil minerallerinde ise simektit, klorit illit ve S-C havzada önemli bir farklılık göstermemektedir.

XRD-TK değerlerinde cluster analizi uygulanarak minerallerin birbirlerine göre yakınlık dereceleri ayırdedilmiştir. Önemli birliktelik kuvars-feldispat arasındadır. Bu birliktelik kumtaşları, ve kilaşlarındaki beraberliği, Ka-Do-Km birlikteliği, karbonatlı-killi kayaçlardaki mineral beraberliğini, O-Ku, F, Ar beraberliği neoformasyon oluşum minerallerini yansıtmaktadır.

12. Yapılan jeokimyasal incelemelerde elementlerin davranışları birincil ve ikincil dağılım kurallarına uymaktadır. Burada elementlerin birbirlerine ve element oranlarına ve elementlerin minerallere göre değişimleri incelenmiştir. Genellikle kırıntıların bol olduğu göl havzasının kenar kesimlerinde; Ni, Cr, Zn, Cu, Zr gibi elementler, derin kesimlerinde Sr, Rb, Na⁺, K⁺ gibi iyonik potansiyeli 3-5 arasında olan elementlerin yoğunlaştığı ve bunların birbirleriyle ve kendi aralarında pozitif korelasyonlar gösterdiği görülmüştür.

13. İzelementlerin havzadaki miktarları, dünyanu-ın değişik bölgelerindeki şeyl miktarı ile karşılaştırılmıştır. Burada Ni, Cr, Co elementleri şeyllere göre yüksek, Zr, Ba, Rb, Sr, Cu, Zn, Ga elementleri düşük çıkmıştır. Bu değişimler genellikle şeyleri oluşturan kaynak malzemenin ve ortam koşullarının farklı olması ile ilişkilidir.

14. Bazı örnekler, taramalı elektron mikroskobu ve X ışınları mikroanaliz spektrometresinde incelenmiştir. Burada hazırlanan örnekler elektron mikroskobunda taranarak elde edilen görüntüler yorumlanmıştır. Simektitler iki şekilde görülmektedir. Bunlardan birisi yüksek gözenekli tipik kornfleks dokulu, diğeri bal peteği dokulu otojenik simektitlerdir. Kornfleks dokulu simektitler, plajiyoklaslar üzerinde gelişmiş yaklaşık 4 mm uzunluğunda, 0.08 mm kalınlığında simektit yaprakları, kuştüyü şekilli ince levhalar halinde görülmektedir.

Karbonatlardan dolomitler özşekilli olup, kalsit post diyajenetik şekilde gelişmiş erime boşluklu lifsi biçimde rastlanılmıştır. K feldispat ve Opal-CT mineralleri simektitler arası boşluğu doldurur vaziyettedir.

15. Havza ekonomik olarak Ca simektitce zengin bir potansiyel oluşturmaktadır. Havza taşocakları kapsamına girmektedir. Yapılan detaylı çalışmalarla Ca-simektitin kullanılabilmesi, rezerv hesabı, detay kimyasal ve teknolojik testlerle mümkündür.

12 .KAYNAKLAR

- Aktürk, A. 1985. **Çatak Narlı yöresinin stratigrafisi ve tektoniği**. Doktora tezi, F.Ü. Fen Bilimleri Enst (yayınlanmamış), Elazığ.
- Akgül, M., 1991. **Baskil. Elazığ granodiyoritinin petrografik ve petrolojik özellikleri**. Geosound, 18,67-78.
- Akgül, B. 1993. **Piran Köyü (Keban) çevresindeki magmatik kayaçların petrografik ve petrolojik özellikleri**. F.Ü: Fen Bilimleri Ens. Doktora tezi, 118s (yayınlanmamış).
- Altınlı, İ.E. 1966. **Doğu ve Güneydoğu Anadolu'nun jeolojisi**. M.T.A. Ents. Derg., 66,35-74,Ankara.
- Asutay, N. 1983. **Elazığ yakın kuzeybatısında stratigrafik ve paleontolojik araştırmalar**. Doktora tezi F.Ü. Fen Bilimleri Enst. Yayınlanmamış, Elazığ.
- Barthurst, R.G.C., 1978. **Diagenetic fabrics in British Dinantion Limestones**. Liverpool Minchoster Geol.J.,2,11-36.
- Billins,G.K. 1978 **Hand book of geochemistry**. V:II-4,37,k-1, springer-verlag. Newyork, Heildelberg, Berlin.
- Bingöl, A.F., 1982. **Elazığ-Pertek-Kovancılar arası volkanik kayaçlarının petrografik ve petrolojik incelenmesi**. F.Ü. Fen Fak. Dergisi,1,9-21.
- Bingöl, A.F. 1988. **Petrographical and petrological features of intrusive rocks of Yüksekova complex in the Elazığ region (Eastern Taurus, Turkey)**, Jour. Frat Uni. Science and tecnology, 3 (2),1-17.

Bingöl, A.F. ve Aydoğdu, S., 1994. **Dutluköy (Elazığ) yöresi magmatik kayaların petrografik ve jeokimyasal özellikleri.** Ç.Ü. Mim. Fak.15. Sempozyum tebliğleri,199-213.

Bingöl, A.F. ve Beyarslan, M. 1996. **Elazığ magmatitlerinin jeokimyası ve petrolojisi.** KTÜ. Jeoloji Bölümü.30. yıl sempozyumu bildirileri, KTÜ, Trabzon.

Bissel, H.J., 1959. **Silica in sediments of the Upper Palozoic of the Cardilleran area in: silica sediments soc . Acon. Paleontologist. Mineralogist,7,150-185.**

Blatt, H., 1982. **Sedimentary petrology.** W.H. Freeman and co. 564s.

Blatt, H., Middleton and Murray, R. **Origin of sedimentary rocks.** Prentice-Hall,Englewood cliffs,New Jersey,633s.

Bohor, B.F. and Triplehorn, D.M., 1993. **Tonsteins:altered volcanic ash layers in coal bearing sequences.** Geological Society of America, Special paper, 285,44p.

Brass, G.W., Tureckian, K.K. 1974. **Stronsium distrubution in geosecs ocean profiles.Eart planet. Sci.Lett.23,141.**

Bremmer, E., Erlannk, A.J., Smith, H.S., Marchant J.W., Cardoso, M.P., Ahrens, L.H, 1978. Vol II/4,40- **Handbook of geochemistry,** Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, Newyork.

Brindley, G.W. and Brown, G. 1980. **Crystal structures of clay minerals and their X-Ray identification.** Mineralogical Society, London.

Brindley, G.W.1980. **Chlorite minerals in G.Brown (Ed).The X ray identication and crystal structures of clay minerals.** Mineralogical Society, London.

- Buket, E., 1988. **Doğu Anadolu volkanik provensinin jeokimyası, Varto (Doğu Anadolu) yöresindeki Tersiyer ve Kuaterner yaşlı volkanitlerin analiz, nadir toprak içerikleri ve S, Nd izotop jeokimyası.** Hacettepe Üniversitesinde yer bilimlerinin 20. Yılı sempozyumu, bildiri özleri kitabı, 54.
- Bulut, C., 1973. **Elazığ Güllüskür ferrokrom tesislerine su temini hakkında hidrojeoloji etüd raporu.**D.S.İ.yayını RapNo: 166 (yayınlanmamış) Elazığ.
- Chamley, H. 1989. **Clay sedimentology.** Springer. Verlag, Berlin, Heidelberg, 623s.
- Curl, R.L., 1962. **The aragonite-calcite problem.**Bulkl.Nat.Speleol.Coc.,24,54-73.
- Çağatay, N. ve Erler A. 1993. **Jeokimya temel kavramlar ve ilkeler.** Jeoloji Müh. Odası yayınları,32,298s.
- Çetindağ, B. 1985. **Elazığ, Palu-Kovancılar dolayının hidrojeoloji incelenmesi.**Yüksek Lisans tezi, Fırat Üni. Fen Bilimleri Enstütüsü (yayınlanmamış).
- Davis, C.J. 1973. **Statistics and data analysis in geology.** Kansas geological survey. 550s.
- Dean W.E. , Gorhim E., 1976. **Major chemical and mineralogical components of profundal surface sediments in Minesota lakes.**Limnol Oceanog., 21-259-284.
- Englunde, J.O., Jorgensen P., Roaldset E., Agard P., 1976. **Composition of water and sedimenters Lake Mijosa, South Norway in relation to weathering processes in** Golterman H.L., Ed., **interactions between sediments and fresh water.** Proc.int.Symp.,Amsterdam,sept,6-10, 125-132.

- Ercan T., Asutay, H., Jerf, H. 1996. **Malatya-Elazığ-Tunceli-Bingöl-Diyarbakır dolayındaki Neojen Kuaterner yaşlı volkanitlerin mineralojisi.** A. Suat Erk jeoloji sempozyumu Bildirileri, 291-302.,
- Fenner P., Hagnet, A.F., 1967. **Correlation of variations in trace elements and mineralogy of the esopus Formation,**Kigston, Newyork. Geochim.Cosmochim.Acta.31,237.
- Flonegan, 1976. **Descriptions and analysis of eight new USGS rock standarts. Twenty eight papers present analytical data on new and and previosly described whole rock standarts.** United states Geology, proffessional.f.C. Flangon.Led., 840,171-172.
- Folk, R.L., 1974. **Petrology of sedimentary rocks.** Hemphill's Aust,in, Texas, 182p.
- Folk, R.L., 1962. **Petrography and origin of the Silurian Rochester and Mckeinzie shales,** Morgan Country,West Virginia. Sediment Petrol,32,539-578.
- Folk, R.L., 19059. **Practical petrographic classification of limestones.** Am, Assoc. Petroleum Geologist,Bull. 43, 1-38.
- Frey, F.A., Hasken, M.A., Poets, J.A. and Haskins, L.A., 1968. **Rare eart abundances in some basic rock.** Geophys,73,6085-6097.
- Füchtbauer, H. und Müller, G., 1970. **Sedimente und sedimentgesteine sediment-petrologie,** Teil II:E. Schweizerbart verlags-bunchandlung, stuttgart,726p.
- Govinderaju, 1989. **Complation of working values and sample description for 272 geostandarts.** Newsletter,13,1-113.

- Grimshaw , 1980. **The chemistry and Physics of clays and applied ceramic materials**, John Wiley-sons, Newyork.
- Grim, R.E. 1968. **Clay mineralogy**. Mc Griawhill, Newyork, 596s.
- Gündoğdu M.N. ve Yılmaz O. 1983. **Kil Mineralojisi yöntemleri**. Birinci Ulusal Kilsempozyumu bildirileri. Çukurova Üniversitesi, adana, 319-330.
- Gündoğdu M.N. ve Yılmaz O. 1982. **Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter baseninin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi**. Doktora tezi, Hacettepe Üni. Fen Bil. Enst.; beytepe, Ankara, 386s (yayınlanmamış).
- Gündoğdu M.N. ve Yalçın, H. 1984. **Possible use of strontium in brate exploration. An example from Bigadiç and Emet Neogene Basins of Turkey**. I. World congression nonmetallic minerals, Belgrade, 15-19 April, summary 2, 289-300.
- Harbough, J.W. 1963. **Relative ages of visible cristalline calcite in Paleocoic limestones** geol. Kansas, Bull, 152, 91-126.
- Heller Kellai, L. and Rozenson, İ. 1978. **Removal of magnesium from intersatial waters in recuding environments the problem reconsidered**. Geochmica et cosmochica, Acta, 42, 1907-1909.
- Hemton, M.R. ve Savcı ,G.R. 1982. **Petrological and structural features of the Elazığ Komplex** Bull. Geol. Soc. Turkey, 25/2, 143-150.
- İlker, S. 1966. **Doğu ve Güneydoğu Anadolu'nun neotektoniği ile ilgili magmatizması**. Ketin Sempozyumu, T.J.K. yayını, 149-162.
- Jijima A., 1978. **Geological occurences of zeolite in marine environments in: L.B. sand and F.A. Mumton, Natural Zeolites, Regamon, Oxford, 1975-1980.**

- Jones, J.B. and Segnit, E.R., 1971. **The nature of opal: I. Nomenclature and constituent phases**: S. Geol. Aust, 18,57-68.
- Kerey E ve Türkmen, İ. 1991. **Palu Formasyonunun (Pliyosen-Kuaterner) sedimentolojik özellikleri**. T.J.K. Bülteni, c.34-21-26.
- Kitano, Y. **The behaviour of various inorganic ions in the separation of calcium carbonate from bicarbonate solution**. Cham. Soc. Japon, 35,1973-1980.
- Konta J. 1985a **Mineralogy and chemical naturity of suspended matter in major rivers**. Samples under the scopelunp project. Mitt. Geol. Paleontol.Inst. univ. Hamburg,58,569-592.
- Kürüm. S. 1995. **Elazığ kuzeybatısındaki genç volkanitlerin petrolojik özellikleri**. Doktora tezi. F.ü. Fen Bilimleri Enst. Yayınlanmamış, 107s, Elazığ.
- Kübler, B. 1967b. **Anchimetamorphism et schistosiete**. Bull. Centre.reach.259-278.
- Lafond R., 1961. **Etude mineralogique des argiles actuelles da bassin dela Vilaine**. C.R. Acad.Sci., Paris, 252,3614-3616.
- Laszlo, P. 1987. **Chemical reaction on clays**. Science, 235,1473-1477.
- Lipmann, F. 1960. **Versuche zur Aufklarung der Bildunsbedigungen ven kalzid and aragonit**. Fortschr. Mineral, 38,156-161.
- Mason, B. und Moore, C.B.,1985. **Grundzugeder Geochemie**. Ferdinand Enke verl, Stutgart,340s.

- Michard, A., Whitechurch R., Ricos L.E. ve Yazgan, F. 1984. **Torid subduction (Malatya-Elazığ provence) and its tectonics of the Tethyan realm in Turkey.** A.H.F. (Ed) the geologycal evolution of Mediterranean, Geol.Soc.Special publ., 17,361-375.
- Millot, G. 1964. **Geologie des argiles.** Margon, Paris, 499s.
- Moore J.E., 1961. **Petrography of northeastern lake Michigan bottom sediments.** Sediment petrol. 3,402-436.
- Naz, H., 1979. **Elazığ-Palu dolayının jeolojisi**, TPAO, Rap No:1365 (yayınlanmamış) Ankara.
- Nichols, M.M., 1972. **Sediments of the river estuary, Virginia.** Geol. Soc. Am. Mem. 133,169-212.
- Niggli P und Niggli E., 1952. **Gestine und minrallagatten.** Birkhaner, Bassel, 554p.
- Orme G.R. and Brown W.M., 1963. **Diagenetic fabrics in the Avonion limestones of derbishire and Orth wales.** Procyorkshire Geol.Soc., 34,51-66.
- Parlow, G.R.,1974. **Determination of backgraund and threshold in exploration geochemistry.** Geochim. Explor, 3,319-336.
- Perinçek, D. ve Özkul, İ. **Arabistan kıtası kuzey kenarının tektonik evrimi.** Yerbilimleri Dergisi, 8,91-101. Ankara.
- Pettijohn. F.J., 1975. **Sedimentary rocks 3rd** , Newyork, Harper and Row, Publishers, 628p.

- Reading, H.G. 1978. Facies in reading H.G.(ed). **Sedimentary environments and facies**, 4-14, Oxford, London, Edinburg, Blackwell.
- Ringwood, 1955. **The Principles governing trace element distribution during magmatic crystallization**. *Geochim.Cosmochim.acta*7, 189-202.
- Robert M., Cabidoche Y.M., Berrier J., 1980. **Pedogenese et mineralogie des de haute montagne cristalline**. *Sci.Sol*,4,313-337.
- Sayın A., 1984. **The geology, mineralogy, geochemistry and origin of Yeniçağa Kaolinite deposits and otjer similar deposits in Western Turkey**, London, 335s.
- Schwarzacher, W., 1961. **Petrology and structure of some Lower Carboniferous reefs in Dort-Westerrn Ireland**. *Bull.AM: Assoc. Petrol geologists*,45,1481-1503.
- Schroll, E. 1976. **Analytische geochime Ferdinand enke**, Verl, Studgart, 374s.
- Scneider H.I., Angino E.E., 1980. **Trace element mineral and size analysis of suspended flood materials from selected Eastern Kansas rivers**. *S. Sediment.Petrol.*, 50,1271-1278.
- Sinclair, A.J. , 1985. **Univariate analysis in Govette(Edito), handbook exploration geochemistry. Statistics and data analysis in geochemical exploration**. Elsevier, Newyork, 59-81.
- Singer, A. and Stoffers, P. 1980. **Clay mineral diagenesis in East Africa lake sediments**, *Clay Minerals*,15,291-307.
- Sirel E., Metin S, ve Sözer, B., 1975. **Palu denizel oligoseninin stratgrafisi ve mikropaleontoolojisi**. *TJK Bült.*,18,2,175-180, Ankara.

Şaroğlu, F., Yılmaz Y., 1984. **Doğu Anadolu'nun neotektoniği ile ilgili magmatizması.** Ketin Semp., TJK yayını, 149-162.

Şengör, A.M.C., 1980. **Türkiye neotektoniğinin esasları.** TJK Kong. Seri yay., 40s.

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

Tatar, 1978. **Kuzeydoğu fay zanunun Erzincan Refaiye arasındaki bölümü üzerinde tektonik incelemeler.** Yerbilimleri, 4,1,201-234, Ankara.

Temur, S., 1995. **İstatistiksel veri analizleri ders notları.** Selçuk Üniversitesi. Müh. MİM. Fakültesi, 376s.

Temur, S. 1998. **Endüstriyel hammaddeler.** S.Ü. Müh. Mim. Fak. Konya,352s.

Tuna, E. 1979. **Elazığ Pertek dolayının jeolojisi.** TPAO Arşivi Rap No:1363 (yayınlanmamış) Ankara.

Tuna, A.E. 1979. **Elazığ-Palu-Pertek Bölgesinin jeolojisi (TPAO) Rap No:1362** (yayınlanmamış).

Turan, M. 1984. **Baskil Aydınlar (Elazığ) yöresinin stratigrafisi ve tektoniği.** Doktora tezi (yayınlanmamış). F.Ü. Fen Bil.Enst., Elazığ

Turan, M., Aksoy, E. ve Bingöl, A.F. 1993. **Doğu Torosların jeodinamik evriminin Elazığ civarındaki özellikleri: Yerbilimlerinin 25. Yılı Sempozyumu Tebliğler Kitabı.** Hacettepe üniversitesi.

Türkmen, İ. 1988. **Palu-Çaybağı (Elazığ Doğusu) yöresinin sedimentolojik incelenmesi.** Yüksek lisans tezi (yayınlanmamış)

Türkmen, İ. ve Aksoy, E. Arapgir (Malatya), Çemişgezek (Tunceli), Elazığ dolayındaki neojen birimlerinin stratigrafik sedimentolojik incelenmesi ve bölgesel korelasyonu, F.Ü. 20. yıl jeoloji sempozyumu bildiri özetleri.

Ünay, E. ve De Bruijn, H. 1997. **Pliostocene rodents anglogomorphs from Anatolia.** Mededelinyen instütü voor Toegepaste Geowetenschappen,60.

Üşenmez, Ş., 1985. **Sedimentoloji ve sedimanter kayaçlar.** Ç.Ü. Müh.Mim. Fak. Yay No:5, 403s.

Velde, B., 1977. **Clay and clay minerals in naturel and syntetic systems.** Elsevier, Amsterdam.218p

Velde, B., 1985. **Clay Minerals: A pysicochemical explonatsion of their occurance developments in sedimentology.** 40, Elsevier, Amsterdam, 427p.

Vernet, J.P., 1969. **Etüde petrographique des matieres en suspension dans le Rhone et suffluents.** Bull. Univ. Lausanne, Suisse, 177,1-7.

Wedepohl, K.H., 1978.**Handbook of Geochemistry**, v:II-1,2,3,4,5. Springer, Verlag, newyork.

Wolf, K.H., 1965. **Petrogenesis and paleoenvironment of Devonian algal limestones of new south Wales.** Sedimentology, 4,113-178.

Wolf, K.H., 1962. **The importance of calcerous algal in limestone genesis and sedimentation.** Naires, geol, Paleontology, Monatts, 245-261.

Wolf, K.H., 1963b. **Limestones**, Australian national Univ. Couberra, (unpublished).

- Wolf, K.H. 1965. **Petrogenesis and paleoenvironment of devonian algal limestones of New south wales.** Sedimentology, 4,113-178.
- Yalçın, H., 1988. **Kırka (Eskişehir) yöresi volkanosedimanter oluşumlarının mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi.** H.Ü. Fen Bilimleri Enst., doktora Tezi (yayınlanmamış), 209s.
- Yazgan, E. 1984. **Geodynamics evolution of the eastern Taurus Region.** O Tekeli and Gündoğdu (eds), **geology of the taurus belt**, international symposium proceedings,199-208, MTA,Ankara.
- Yazgan, E., and Chessex, R. 1991. **Geology and tectonic evolution of the southwestern Torides in the region of Malatya.** Tür. Petr. Jeol..Dergi,3,1-45.
- Yazgan, E.1984, **Geodinamics evolution of the Eastern Taurus region:**In O.Tekeli and M. Güncüoğlu (eds), **Geology of Taurus belt**,. İnternational symposium proceedings,199-208, MTA,Ankara.
- Yılmaz, Y. 1983. **New evidence and model on the evolution of southeast Anatolia orogen.** Geol. Soc. Am. Bull., 105, 251-271.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E. And Genç,Ş., 1993. **Ophiolitic and metamorphic assemblages of southeast Anatolia and their significance in the geological evolution of the orogenic belt.** Tectonics, 12 (5),1280-1297.
- Zeller, E.J., ve Wray,J.l., 1956. **Factors influencing precipitation of caalcium carbonate.** Bull.Am.Assoc. petrol Geol, 40,140-142.