

T.C.  
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ  
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ  
COĞRAFYA ANABİLİM DALI

Doktora  
(Co-tutelle)

**VAN GÖLÜ'NÜN GÜNEYBATI KISMINDA  
JEOMORFOLOJİK ARAŞTIRMALAR  
(TATVAN-GÖLLÜ)**

**Ebru AKKÖPRÜ**

2502050340

Tez Danışmanı

**PROF. DR. BARIŞ MATER  
PROF. DR. CATHERINE KUZUCUOĞLU**

İstanbul, 2011

T.C.  
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ  
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ  
COĞRAFYA ANABİLİM DALI

**Doktora**  
**(Co-tutelle)**

**VAN GÖLÜ’NÜN GÜNEYBATI KISMINDA**  
**JEOMORFOLOJİK ARAŞTIRMALAR**  
**(TATVAN-GÖLLÜ)**

**Ebru AKKÖPRÜ**

2502050340

Tez Danışmanı

**PROF. DR. BARIŞ MATER**  
**PROF. DR. CATHERINE KUZUCUOĞLU**

“Bu çalışma YYÜ Bilimsel Araştırma Projeleri Başkanlığı tarafından 2009-SOB-Do73 nolu proje olarak desteklenmiştir.”

**İstanbul 2011**



T.C.  
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ  
SOSYAL BİLİMLER ENSTİTÜSÜ  
MÜDÜRLÜĞÜ



### TEZ ONAYI

Enstitümüz **COĞRAFYA ANABİLİM** Dalı ders dönemindeki Eğitim-Öğretim Programını başarı ile tamamlayan **2502050340** numaralı **EBRU AKKÖPRÜ'nün** hazırladığı "**VAN GÖLÜ'NÜN GÜNEY BATI KISMINDA JEOMORFOLOJİK ARAŞTIRMALAR (TATVAN-GÖLLÜ)**" konulu **YÜKSEK LİSANS / DOKTORA TEZİ** ile ilgili **TEZ SAVUNMA SINAVI**, Lisansüstü Öğretim Yönetmeliği'nin 28.Maddesi **14.04.2011 PERŞEMBE** günü saat:**11.00'de** yapılmış, sorulan sorulara alınan cevaplar sonunda adayın tezinin .....<sup>Kabulu</sup>.....'ne\* **OYBİRLİĞİ / OYÇOKLUĞUYLA** Karar verilmiştir.

JÜRİ ÜYESİ	KANAATI(*)	İMZA
PROF.DR.BARIŞ MATER	Kabulu	
PROF.DR.CATHERINE KUZUCUOĞLU	Kabulu	
PROF.DR.ALİ FUAT DOĞU	Kabulu	
PROF.DR.MERAL AVCI	Kabul	
DOÇ.DR.DAMASE MOURALIS	Kabulu	

Adres: Besim Ömerpaşa Caddesi Kaptan-ı Derya Sokakı 34452 Beyazıt/İstanbul  
Tel: 0212 440 00 00 / 14219-14220-14221-14222-14226-14227-14243  
Fax: 0212 440 03 40 e-mail: sbe@istanbul.edu.tr

Université Paris 1 - Panthéon - Sorbonne

PROCES VERBAL DE SOUTENANCE DU 14/04/2011 A 14h00

ANNEE UNIVERSITAIRE 2009/2010

Etudiant : Mme EBRU AKKOPRU née le : 14/02/1978  
Version de diplôme : Doctorat Géographie  
Titre des travaux : ETUDES GEOMORPHOLOGIQUES DANS LA PARTIE SUD-OUEST DU LAC DE VAN (TATVAN-GOLLU), TURQUIE.  
Ecole doctorale : Géographie de Paris Espaces, sociétés, aménagements  
Directeur : Mme CATHERINE KUZUCUOGLU  
Codirecteur : M. BARIS MATER  
Cotutelle : UNIVERSITE D'ISTANBUL  
Lieu de soutenance : UNIVERSITE D'ISTANBUL

La soutenance est publique.

Résultat : *Acceptée*  
Mention : *Très honorable, avec félicitations du jury à l'unanimité*

Membres du Jury

Nom	Qualité	Etablissement	Rôle	Signature
Mme MERAL AVCI	PROFESSEUR DES UNIVERSITES	UNIVERSITE D'ISTANBUL	Examinatrice	<i>[Signature]</i>
M. ALI-FUAT DOGU	PROFESSEUR DES UNIVERSITES	UNIVERSITE DE VAN	yyi, Président	<i>[Signature]</i>
Mme CATHERINE KUZUCUOGLU	DIRECTEUR DE RECHERCHE CNRS	(UNIVERSITE PARIS 1/ LGP)	co-directrice	<i>[Signature]</i>
M. BARIS MATER	PROFESSEUR DES UNIVERSITES	UNIVERSITE D'ISTANBUL	co-directeur	<i>[Signature]</i>
M. DAMASE MOURALIS	MAITRE DE CONFERENCE	UNIVERSITE DE ROUEN	Examineur	<i>[Signature]</i>

## **Van Gölü'nün Güneybatı Kısımında Jeomorfolojik Araştırmalar**

**(Tatvan-Göllü)**

**Ebru AKKÖPRÜ**

### **Öz**

Bu çalışmada, Van Gölü'nün güneybatı kısmında yer alan ve Bitlis il sınırlarına dâhil olan Tatvan ilçesi ile Göllü Ovası arasında kalan alanın jeomorfolojik özelliklerinin incelenmesi amaçlanmıştır. Çalışmada alanın jeomorfolojik evriminde etkili olan tektonizma, volkanizma, karstlaşma, hidrografiya, göl seviye değişimleri ve iklim gibi faktörler araştırılmış, fasiyes analiz yöntemleri, radyometrik yaşlandırma yöntemleri ve Coğrafi Bilgi Sistemleri kullanılmıştır.

Çalışma alanında Üst Pleistosen süresince; göl seviyesinde önemli seviye değişimleri (aynı zamanda iklim değişimleri) ve alanın jeomorfolojik evrimi üzerinde oldukça önemli etkiye sahip volkanik faaliyetler meydana gelmiştir. Akarsu drenajı ağları, akarsu vadileri (batıdaki) ve kuru vadiler (güneydoğudaki) üzerinde yapılan araştırmalar ile alanın paleocoğrafyası ve volkanik faaliyetlerin kronolojisi ortaya konulmuştur. Alan içinde üç önemli havza içinde çalışmalar yapılmıştır (Göllü Havzası, İncekaya-Reşadiye alanı ve Küçüksu-Kotum-Güzeldere Havzaları). Göllü polyesi içinde yapılan karot çalışmaları ile iklim değişimlerinin, göl seviye değişimlerinin ve erozyonun polye üzerine olan etkisi, ayrıca karstlaşma ile tektonizma arasındaki ilişki araştırılmıştır. Çalışma alanı içinde Nemrut Volkanı ve İncekaya Volkanı (tüf konisi) dışındaki volkanik üniteler tespit edilmiştir ve Dibekli konileri ile bunlara ait lav akıntıları üzerine çalışmalar yapılmıştır. Bu volkanik alanların genel jeomorfolojik görünümüne olan etkileri incelenmiştir. Volkanik depolardan (pomza, ignimbirit, tüf, lav) alınan örnekler üzerinde jeokimyasal analizler yapılarak kökenleri ve özellikleri belirlenmiştir. Aynı zamanda yaşlandırma analizleri yapılarak 110 ile 20 bin aralığında yaşlar elde edilmiştir. Gölsel çökeller içinden alınan bir tefra örneğinin yaşı ise 20 bin olarak belirlenmiştir.. Alan içinde Üst Pleistosen süresince meydana gelmiş volkanik, flüvyal, gölsel morfoloji ve kronoloji, söz konusu karot analizlerinden elde edilen sonuçların yardımıyla açıklanabilmektedir.

**Geomorphological Investigations in Part of the Southwest of Lake Van  
(Tatvan-Göllü)  
Ebru AKKÖPRÜ**

**Abstract**

The aim of this project is to analyze the geomorphological character of the area in between Bitlis cities Tatvan county and Göllü plain which is located at southwest of the Lake Van

In the study, geomorphological evolution of the effective area of the tectonic, volcanic, karst, hydrographic, and climatic factors such as changes in lake level were investigated and facies analysis, radiometric dating methods and Geographic Information Systems were used.

In the study area during the upper Pleistocene a) significant changes have occurred at the level of the lake level (climate change at the same time). b) geomorphological evolution of the very significant impact on the area consists of volcanic activity. With the studies on River drainage networks, river valleys (west) and the dry valleys (southeast), paleogeography and the chronology of the volcanic activity has been understood. Field studies were conducted in the three major basins (Göllü Basin, İncekaya-Resadiye area and Küçükusu-Kotum-Güzeldere Basins). With the core work in Göllü Polje, changes in climate, lake level fluctuations and the effect of erosion also investigated the relationship between karst and tectonics. Within the study area, volcanic units have been identified outside volcano of Nemrut and volcano of İncekaya (tuff cone) and cones and lava flows belonging to these studies were performed on Dibekli. These volcanic fields in the geomorphological general appearance were observed. Geochemical analysis made on samples taken from deposits of volcanic origins (pumice, ignimbrite, tuff, lava) and properties were determined. It also analyzes dating back in the range of 110 to 60 ka of age were obtained. The age of one of the tephra samples from the lake sediments have been set as 20 thousand years old. Together with the evaluation of the results of the Upper Pleistocene period have occurred in the volcanic, fluvial and lake morphology and chronology can be explained.

## Önsöz

Van Gölü'nün güneybatı kesimi, bilimsel çalışmalara fazla konu olmamıştır. Çevrenin jeolojik yapısının karmaşık olması yanında, son yıllara kadar arazi çalışmaları için gerekli güvenlik koşullarının uygun olmaması, havzada yapılan diğer çalışmaların bu alanda da gerçekleştirilmesine engel olmuştur. Van Gölü Havzası'nın tektonik ve jeomorfolojik gelişme safhalarına ışık tutacak birçok problemi ve bu problemlerin çözümlenmesine yardımcı olacak ipuçlarını bünyesinde saklayan inceleme alanı, son yıllarda yerbilimciler tarafından çalışma alanı olarak ilgi görmeye başlamıştır.

Van Gölü Havzası'nda, göl ile karanın birbirine en fazla yaklaştığı alan Tatvan-Göllü arasında kalan alandır. Bu alan, oluşumu, gelişim süreci, topografyayı şekillendiren etkenleri ve aşınım-birikim şekillerinin çeşitliliği ile flüvyal, karst, kıyı ve volkan jeomorfolojisi bakımından hemen hemen araştırılmadan günümüze kadar gelmiştir. Bu nedenle Van Gölü'nün Güneybatı Kısmı (Tatvan- Göllü) çalışma alanı olarak seçilmiş, arazi çalışmalarındaki bütün güçlüklerle rağmen dört yıl süren araştırmalar sonucunda birçok bakımdan büyük önem taşıyan bulgular elde edilmiştir.

Bu çalışma konusunu hazırlama imkânı veren ve çalışmalarımın her aşamasında fikirleriyle yol gösteren, ayrıca dört yıllık süre boyunca her yaz dönemi araştırma alanına gelip arazi çalışmalarına katılan sayın hocalarım Prof. Dr. Barış Mater'e, Prof. Dr. Catherine Kuzucuoğlu'na ve Prof. Dr. Ali Fuat Doğu'ya minnet ve teşekkürlerimi sunarım. Yine arazi çalışmalarında birlikte çalıştığım, özellikle volkan morfolojisi üzerine bilgi birikimini benimle paylaşan ve Fransa CNRS LGP laboratuvarlarındaki çalışmalarım sırasında çok büyük yardımlarını gördüğüm Doç. Dr. Damase Mouralis'e sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Tezin hazırlanması sürecinde önemli tavsiye ve yardımlarda bulunan ayrıca yakın ilgilerini gördüğüm ve fikirlerinden yararlandığım değerli hocalarım Prof. Dr. Suna Doğaner, Prof. Dr. Meral Avcı ve Doç. Dr. Deniz Ekinci'ye çok teşekkür ederim.

Fransa'da bulunduğum süre içinde bana laboratuvarlarında çalışma fırsatı sunan CNRS LGP- Fiziki Coğrafya Laboratuvarı çalışanlarına ve özellikle

laboratuvar müdürü Prof. Dr. Charles Le Cœur'e çok teşekkür ederim. Fransa-Paris CNRS GIF laboratuvarlarında yaptığım çalışmalar sırasında C<sup>14</sup> yaşlandırma analizlerini yapan Uzm. Michel Fontugne'e, K-Ar yaşlandırma analizlerini yapan Uzm. Herve Guillio'ya, Ar-Ar yaşlandırma analizlerini yapan Stéphane Scaillet'e ve U-Th analizleri için de Jean-Louis Reyss'e teşekkür ederim. Fransa CNRS LGP laboratuvarlarında yaptığım çalışmalarım sırasında bana yardımcı olan Frank Goupille ile Vincent Robert'e de teşekkür ederim.

Ayrıca yine arazide birlikte çalıştığım arkadaşlarım Araş. Gör. Halil Zorer ve Aurelien Christhol'e teşekkür ederim. Haritalama çalışmalarım sırasında CBS ile ilgili bilgilerini benimle paylaşmaktan çekinmeyen Daniel Brunstein, Araş. Gör. Fatih Döker, Araş. Gör. Cihan Bayrakdar ve Araş. Gör. Korhan Erturaç'a teşekkür ederim. Bunun yanında tez metnimi ayrıntılı bir şekilde inceleyerek gerekli düzeltme önerilerinde bulunan Hanife Ölmez'e çok teşekkür ederim.

2006 Nisan ayından 2011 Mart ayına kadar olan doktora tezi çalışmam süresince beni her anlamda destekleyen aileme ve özellikle babam Av. Hasan Akköprü'ye sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

2006-2009 yılları arasında her yıl 2 ay olmak koşuluyla Fransa-Paris'te CNRS-LGP laboratuvarlarında yaptığım staj Ankara'daki Fransız Büyükelçiliği tarafından finanse edilmiştir. Bu imkânı bana sunan Ankara'daki Fransız Büyükelçiliği'ne, özellikle Fransız ve Türk üniversiteleri arasındaki ilişkilerden sorumlu Sayın M. Hamrouni'ye ilgi ve desteklerinden dolayı teşekkür ederim. Ayrıca 2009 Eylül ayı ile 2010 Haziran ayları arasında 10 ay süresince Fransa-Paris'teki doktora eğitimimi destekleyerek Paris'te konaklama imkânı sunan *Eiffel- Doktora Bursu* için EGİDE ile yine Fransa'da bulunduğum süre içinde ulusal ve uluslararası kongrelere katılımımı destekleyen *Ile-de France* bursu için Fransız Dış İşleri Bakanlığı'na teşekkür ederim.

Bu çalışma YYÜ Bilimsel Araştırma Projeleri Başkanlığı tarafından 2009-SOB-DO73 nolu proje olarak desteklenmiştir. Aynı zamanda TUBİTAK, CNRS (ECLIPSE ve PICS programları), YYÜ tarafından desteklenen TUBİTAK 105Y125 nolu proje çalışmaları ile birlikte yürütülmüştür. Arazi ve laboratuvar çalışmalarına sağladıkları maddi imkânlardan dolayı TUBİTAK'a, CNRS'e ve YYÜ'ye teşekkür ederim.

## İçindekiler

Öz.....	v
Abstract .....	vi
Önsöz.....	vii
İçindekiler.....	ix
Tablo listesi.....	xi
Şekiller Listesi .....	xii
Fotoğraflar Listesi.....	xv
GİRİŞ .....	1
1. Araştırma Amaçları .....	3
2. Araştırma Sahasının Sınırlandırılması .....	5
3. Önceki Çalışmalar.....	8
3.1. Jeolojik Çalışmalar .....	8
3.2. Volkanik Çalışmalar.....	12
3.3. Jeomorfolojik Çalışmalar .....	15
3.4. Diğer Çalışmalar (Palaeoçevre - Palaeoiklim) .....	17
4. Araştırma Problemleri .....	19
5. Araştırma Yöntemleri.....	20
5.1. Arazi Çalışmaları ve Veri Toplama.....	20
5.1.1. Örnek Alanları ve Kesitler .....	21
5.1.2. Piroklastik Maddeler.....	23
5.1.3. Örnekleme .....	30
5.1.4. Hassas Yükseklik Ölçümleri (DGPS).....	31
5.1.5. Karot Çalışmaları.....	33
5.1.6. Haritalama Çalışmaları .....	33
5.2. Laboratuvar Çalışmaları.....	33
5.3. Büro Çalışmaları.....	39
1. ARAŞTIRMA ALANININ GENEL FİZİKİ COĞRAFYA ÖZELLİKLERİ ....	42
1.1. Araştırma Alanının Jeolojik Özellikleri .....	42
1.2. Araştırma Alanının İklim, Bitki Örtüsü ve Toprak Özellikleri .....	44
1.3. Araştırma Alanının Morfolojik Özellikleri .....	50
1.3.1. Doğudaki Drenaj Alanı (Göllü Havzası).....	53
1.3.2. Orta Kısımdaki Drenaj Alanı (İncekaya-Reşadiye Alanı) .....	56
1.3.3. Batıdaki Drenaj Alanı (Küçüksu-Kotum Alanı).....	58

2.	GÖLLÜ POLYESİ ALANININ JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ.....	60
2.1.	Göllü Polyesinin Paleoçevre Özellikleri.....	66
2.1.1.	Gölsel ve Flüvyal Çökeller.....	67
2.1.2.	Volkanik Depolar.....	80
3.	İNCEKAYA-REŞADIYE ALANININ JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ...87	
3.1	İncekaya - Dibekli Volkanik Alanı.....	89
3.2.	Düzcealan Akarsu - Gölsel Kıyı Düzlüğü.....	96
3.3.	Reşadiye Koyu.....	99
3.4.	Alanın Stratigrafisi ve Analiz Sonuçları.....	102
4.	KÜÇÜKSU-KOTUM ALANININ JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ.....	111
4.1.	Küçüksu - Kotum Alanındaki Piroklastiklerin Genel Özellikleri.....	115
4.2.	Küçüksu Havzası.....	119
4.2.1.	Küçüksu - Kotum Kapması.....	130
4.3.	Kotum Havzası.....	133
4.4.	Ortaklar - Güzeldere Havzası.....	143
4.5.	Tokaçlı Dere Havzası.....	145
4.6.	Alanın Stratigrafisi ve Analiz Sonuçları.....	148
5.	ARAŞTIRMA ALANININ JEOMORFOLOJİK OLUŞUMUNDA ETKİLİ OLAN FAKTÖRLER.....	158
5.1.	Volkanizma.....	158
5.1.1.	Araştırma Alanındaki Piroklastiklerin Kökeni.....	158
5.1.2.	Volkanizmanın Drenaj Ağı Üzerine Olan Jeomorfolojik Etkileri.....	169
5.2.	Pleistosen'deki Van Gölü Seviye Değişimleri.....	171
5.2.1.	Volkanizmanın Van Gölü Seviye Değişimleri Üzerine Etkisi.....	180
5.3.	Tektonizma.....	182
6.	JEOMORFOLOJİK OLUŞUM VE GELİŞİM.....	186
6.1.	Paleocoğrafya.....	186
6.2.	Kronoloji.....	188
	SONUÇ.....	193
	KAYNAKÇA.....	199
	Özgeçmiş.....	212

## Tablo listesi

Tablo 1: DGPS Noktaları ve Ölçüm Sonuçlarının Listesi .....	32
Tablo 2: İnceleme Alanının Ortalama Sıcaklık Değerleri (C°) .....	45
Tablo 3: İnceleme Alanının Mevsimlik Ortalama Sıcaklık Değerleri (C°).....	45
Tablo 4: İnceleme Alanının Ortalama Aylık Yağış Değerleri (mm).....	46
Tablo 5: İnceleme Alanının Mevsimlik Ortalama Yağış Değerleri (mm) .....	46
Tablo 6: İnceleme Alanında Ortalama Yağış Değerlerinin Soğuk ve Sıcak Devrelere Dağılımı ile Köppen Uygulaması .....	46
Tablo 7: İnceleme Alanının De Martonne Kuraklık İndisi Değerleri ve Değerlendirmesi.....	47
Tablo 8: İnceleme Alanında Erinç Sistemine Göre Yağış Etkinliğinin Yıllık Seyri ...	47
Tablo 9: Tatvan İstasyonuna Ait Su Bilançosu Tablosu .....	48
Tablo 10: Göllü Polyesi karotu kil mineralleri ve değerleri.....	70
Tablo 11: Göllü Polyesi C14 yaşlandırma analizi sonuçları .....	77
Tablo 12: İncekaya-Reşadiye alanı örnek tablosu .....	106
Tablo 13: İncekaya-Reşadiye alanı örneklerinin WDS (Dalgaboyu Dağılımı Spektrometresi) analiz sonuçlarına göre ana element değerleri .....	106
Tablo 14: İncekaya-Reşadiye Alanına ait 4 pomza örneğinin ICP-AES değerleri tablosu .....	110
Tablo 15: Küçüküsu-Kotum alanından alınan örneklerin listesi .....	152
Tablo 16: Küçüküsu-Kotum alanına ait pomza örnekleri içindeki volkanik camın jeokimyasal WDS (Dalgaboyu Dağılımı Spektrometresi) analiz sonuçlarına göre ana element değerleri (verilerin normalize edilmeden önceki değerleri) .....	153
Tablo 17 : Küçüküsu-Kotum alanına ait örneklerin ICP-AES (İndüktif Eşleşmiş Plazma Atomik. Emisyon Spektrometresi) analiz sonuçlarına göre ana element değerleri.....	154
Tablo 18: Mouralis vd. (2010) ICP-AES ve WDS analizleri yapılan örneklerin listesi .....	160
Tablo 19: Van Gölü çevresinde farklı araştırmacılar tarafından belirlenmiş taraça yükseltileri .....	172
Tablo 20: Van Gölü çevresindeki taraça seviyeleri ve özellikleri (Kuzucuoğlu vd.. 2010'a göre) .....	175

## Şekiller Listesi

Şekil 1: İnceleme Alanının Lokasyon Haritası.....	6
Şekil 2: Tatvan-Göllü Alanının Topografya Haritası .....	7
Şekil 3: Örnek Lokasyonları Haritası .....	22
Şekil 4: Aynı topografyayı örten üç ana tip piroklastik malzemenin geometrik ilişkileri (Helvacı ve Erkül, 2001:22). .....	23
Şekil 5: Bir piroklastik akıntının yapısını gösteren şematik diyagram. (Helvacı ve Erkül, 2001:23).....	27
Şekil 6: Örneklerin hazırlanma aşamaları ve iş akış grafiği.....	36
Şekil 7: Tatvan-Göllü Alanı Jeoloji Haritası .....	43
Şekil 8: Tatvan-Göllü Alanı Eğim Haritası .....	52
Şekil 9: Tatvan-Göllü Alanı Akarsu Havzaları Haritası.....	54
Şekil 10: Tatvan-Göllü Alanı Hidrografya Haritası .....	55
Şekil 11: Küçüksu- Kotum Alanı Dere Havzaları .....	58
Şekil 12: Göllü Polyesi Havzası Jeomorfoloji Haritası .....	62
Şekil 13: Göllü Polyesi Havzası Jeoloji Haritası.....	63
Şekil 14: Göllü Polyesine ait şematik profiller.....	64
Şekil 15: Göllü Polyesi etrafındaki göl eşikleri ve karot noktası .....	65
Şekil 16: Göllü Polyesi Karotu Kuyu Logları .....	69
Şekil 17: Göllü Polyesi karotu kil mineralleri grafikleri.....	71
Şekil 18: Göllü Polyesi karotu kuvars minerali grafiği .....	72
Şekil 19: Göllü Polyesi karotu Kalsit, Kuvars ve Organik Karbon grafiklerinin karşılaştırılması.....	75
Şekil 20: C <sup>14</sup> Örneklerinin Göllü Polyesi karot logu içindeki yerleri.....	76
Şekil 21: Van Gölü tabanı ile Göllü Polyesi tabanındaki karbonat minerali oranının karşılaştırılması.....	79
Şekil 22: Van Gölü tabanı ile Göllü Polyesi tabanındaki kuvars minerali oranının karşılaştırılması.....	79
Şekil 23: İncekaya-Göllü arasındaki alanın jeolojik profil ve kesiti .....	81
Şekil 24: Göllü Polyesi kesit hatlarını gösteren harita.....	81
Şekil 25: Göllü Polyesi jeolojik kesitleri .....	82
Şekil 26: Göllü Polyesi karot noktasını ve yamaçtan alınan örneklerin yerini gösteren jeolojik kesit .....	83
Şekil 27: Tefra örneklerinin Göllü Polyesi karot logu içindeki yeri.....	84
Şekil 28: Göllü Polyesi volkanik çökellerinin feldspat mineraline göre jeokimyasal özelliğini gösteren üçgen diyagramı (AFM) .....	85
Şekil 29: Göllü Polyesi örneklerinin volkanik cam mineralinin jeokimyasal özelliğini gösteren TAS diyagramı.....	86
Şekil 30: İncekaya-Reşadiye Alanı Jeomorfoloji Haritası .....	87
Şekil 31: İncekaya-Reşadiye Alanı Jeoloji Haritası.....	88
Şekil 32: İncekaya-Reşadiye Alanı Kesit hatlarını ve örnek lokasyonlarını gösteren harita .....	89
Şekil 33: Volkanik tuf konisi ve halkasının oluşum süreci .....	90
Şekil 34: İncekaya Kalderası Jeoloji-Jeomorfoloji Haritası.....	91
Şekil 35: Dibekli-Düzcealan hattının şematik kesiti (B-B') .....	94

Şekil 36: İncekaya-Dibekli konilerinin şematik gösterimi- profil hattı (A-A').....	94
Şekil 37: Sarkaç Dibekli arasındaki vadinin enine profil ve kesiti.....	96
Şekil 38: Reşadiye alanındaki görsel ve volkanik tabakaları gösteren kesit (C-C').....	101
Şekil 39: İncekaya-Reşadiye alanı stratigrafik logları.....	102
Şekil 40: Dibekli-Reşadiye arasındaki alanın şematik gösterimi (E-E').....	103
Şekil 41: İncekaya-Dibekli konilerinin şematik gösterimi (A-A').....	103
Şekil 42: İncekaya-Reşadiye Alanı volkanik örneklerinin TAS diyagramı.....	107
Şekil 43: İncekaya-Reşadiye Alanı örneklerinin üçgen diyagramı.....	108
Şekil 44: İncekaya-Reşadiye Alanı örneklerinin ikili diyagramları.....	109
Şekil 45: İncekaya-Reşadiye Alanı ICP-AES analizi ikili diyagramları.....	110
Şekil 46: Küçüksu-Kotum Alanı jeomorfoloji haritası.....	112
Şekil 47: Küçüksu-Kotum Alanı Jeoloji Haritası.....	114
Şekil 48: Güreşçi Köyü ve etrafındaki piroklastik tabakalar.....	121
Şekil 49: Obuz Köyü ve etrafındaki piroklastik tabakalar.....	122
Şekil 50: Obuz Köyü ve çevresinin stratigrafik durumunu gösteren şematik kesit..	123
Şekil 51: Çevreköy alanı stratigrafisini gösteren şematik kesit.....	125
Şekil 52: Çevreköy vadisi içindeki piroklastik tabakalar.....	125
Şekil 53: Yoncabaşı Köyü ve çevresinin stratigrafik durumunu gösteren şematik kesit.....	128
Şekil 54: Küçüksu Vadisi enine profil ve kesiti.....	130
Şekil 55: Küçüksu-Kotum Alanı Eşik Noktası.....	132
Şekil 56: Küçüksu Jandarma Karakolu çevresinin stratigrafisini gösteren şematik kesit.....	134
Şekil 57: Kotum vadisi-Tuğ mahallesi ve Dalda köyü civarındaki piroklastik tabakalar.....	136
Şekil 58: Kotum vadisi Mezbaha Alanı stratigrafisinin şematik gösterimi (Mouralis vd.2010'dan).....	140
Şekil 59: Çöplük Alanı ve çevresinin stratigrafisini gösteren şematik gösterimi.....	141
Şekil 60: Çöplük Alanı ve çevresindeki piroklastik ve görsel tabakalar.....	142
Şekil 61: Tokaçlı Dere havzasındaki piroklastik tabakalar.....	147
Şekil 62: Tokaçlı Deresi vadisin içindeki stratigrafinin şematik gösterimi.....	147
Şekil 63: Küçüksu-Kotum Alanı stratigrafisini gösteren loglar.....	149
Şekil 64: Küçüksu-Kotum Alanı pomza örnekleri TAS diyagramı.....	155
Şekil 65: Küçüksu-Kotum Alanı WDS sonuçlarına ait ikili diyagramlar (normalize edilmiş verilere göre çizilmiştir).....	156
Şekil 66: Küçüksu-Kotum Alanı pomzalarının feldspat minerali WDS analiz sonucunu gösteren üçgen diyagram.....	156
Şekil 67: Küçüksu-Kotum Alanına ait örneklerin ICP-AES (İndüktif Eşleşmiş Plazma Atomik Emisyon Spektrometresi) analiz sonuçlarına göre çizilmiş ikili diyagramları.....	157
Şekil 68: İnceleme alanından alınan tüm pomza örneklerine ait TAS diyagramı (normalize edilmiş WDS analizi değerleri kullanılmıştır).....	159
Şekil 69: İnceleme alanından alınan tüm pomza örneklerinin feldspat mineraline ait jeokimyasal değerlerine göre çizilen üçgen (An, Ab, Or) diyagramı (normalize edilmiş WDS analizi değerleri kullanılmıştır).....	162
Şekil 70: İnceleme alanından alınan tüm piroklastik örneklerinin WDS analiz	

sonuçlarına göre çizilmiş ikili diyagramlar .....	163
Şekil 71: İnceleme alanından alınan tüm piroklastik örneklerinin ICP-AES analiz sonuçlarına göre çizilmiş ikili diyagramlar .....	164
Şekil 72: İnceleme alanındaki piroklastik gruplarının farklı diyagramlar içindeki durumları .....	165
Şekil 73: Kotom- Küçüksu - Düzcealan arasındaki vadi profili ve kesiti.....	168
Şekil 74: Van Gölü seviye değişimleri eğrisi; taraçaların fasiyes ve stratigrafik özelliklerine göre çizilmiştir ( <i>Kuzucuoğlu vd.,. 2010'dan</i> ) .....	176

## Fotoğraflar Listesi

Foto 1: Dibekli Skorya Konisi.....	24
Foto 2: Pomza ve altındaki kül düşüşü: Obuz Köyü .....	25
Foto 3: Küçüksu Köyü çıkışındaki ignimbrit akıntısı.....	28
Foto 4: Taban türbülansı (base surge): İncekaya - Dibekli alanı .....	29
Foto 5: İncekaya tuf konisi üzerinde yayılan hyaloklastitler .....	30
Foto 6: Göllü Ovasının uçaktan görünümü .....	53
Foto 7: Düzcealan Koyu.....	57
Foto 8: İncekaya alanının uçaktan görünümü .....	57
Foto 9: Göllü polyesi karot çalışmaları.....	68
Foto 10: İncekaya tuf konisi içine kurulmuş İncekaya Köyü.....	92
Foto 11: İncekaya tuf konisinin güney yamacındaki yarıntı erozyon .....	93
Foto 12: Dibekli skorya konisi ve lav akışı.....	95
Foto 13: Düzcealan kıyı düzlüğü .....	97
Foto 14: Bolalan Köyü- Çataltaş Mah. arasındaki depo .....	98
Foto 15: Çamaltı Köyü girişindeki depo .....	98
Foto 16: Koyluca Köyü girişindeki delta ortamı tabakaları.....	99
Foto 17: Reşadiye Koyu.....	100
Foto 18: Reşadiye Köyü çıkışı Çeper T. yamacındaki tefra tabakaları.....	100
Foto 19: Tatvan koyu ve şehri .....	111
Foto 20: Hanelmalı akarsu-gölsel kıyı düzlüğü.....	113
Foto 21: Küçüksu akarsuyunun Yoncabaşı Köyü önündeki menderesli akışı.....	119
Foto 22: Küçüksu vadisi Güreşçi - Obuz Köyleri arasındaki taraça seviyeleri.....	120
Foto 23: Taraça dolgusu içindeki Obuz piroklastik akışı (PYR 01) ve altta eski alüvyonlar .....	123
Foto 24: Çevreköy vadisi .....	124
Foto 25: Obuz piroklastik akışı üstündeki alüvyonlar .....	124
Foto 26: Çevreköy vadisi içindeki Pomza düşüşü deposu .....	126
Foto 27: Çevreköy vadisi içindeki gri kül ve toprak tabakası.....	126
Foto 28: Yoncabaşı Taraçası .....	127
Foto 29: Küçüksu-Kotum kapma alanının uçaktan görünümü .....	131
Foto 30: Kotum Vadisi .....	133
Foto 31: Kotum ignimbiriti .....	135
Foto 32: Kotum deresi Mezbaha alanındaki taraça yüzeyi .....	137
Foto 33: Kotum vadisi içindeki ignimbirit akıntısı ve içinde açılmış mağaralar .....	137
Foto 34: Mezbaha kesitinin yakından görünümü .....	138
Foto 35: Mezbaha Kesiti uzaktan görünümü .....	138
Foto 36: Çöplük Alanındaki pomza düşüşü deposu .....	143
Foto 37: Çöplük Alanı 1750m'deki İncekaya tuf tabakası.....	143
Foto 38: Güzel Dere alüvyon ovası .....	144
Foto 39: Kokarsu Köyü travertenleri .....	145
Foto 40: Paşaelmalı akarsu-gölsel kıyı düzlüğü .....	148

## GİRİŞ

Yurdumuzun Doğu Anadolu Bölgesi'nde deniz seviyesinden 1647 m yüksekte yer alan Van Gölü, 3602 km<sup>2</sup>'lik yüzey alanına sahiptir ve drenaj alanı 12.520 km<sup>2</sup>'yi kapsamaktadır. Van Gölü 614 km<sup>3</sup> lük su hacmi, ‰ 21,7 tuzluluk oranı ve 9,7 pH değeri ile dünyanın en büyük sodalı gölüdür (Degens ve Kurtman, 1978). Ayrıca gölde endemik bir balık türü olan inci kefali (*Chalcalburnus tarichi*, Pallas 1811) yaşamaktadır.

Kuzey ve Batı Anadolu aktif fay zonlarının karşılaştığı noktanın 100 km doğusunda ve Arap, Avrasya plakaları arasındaki yitme zonunda bulunan havza Miyosenden bu yana yükselmeye ve deformasyonlara maruz kalmıştır (Horasan vd. 2007; Şengör vd. 2008).

Gölün güney kıyıları boyunca, metamorfik kayalardan oluşan ve ortalama yükseltisi 3000 metrenin üzerinde olan Bitlis Masifi uzanmaktadır. Kuzeyde BGB-DKD yönlü hat boyunca dört volkan dağı bulunmaktadır. İki sub-aktif volkan Nemrut Dağı (2948 m) ve Süphan Dağı (4058 m) ile yaşlı bir volkan olan Meydan Dağı (3290 m) gölün kuzey kıyılarına hâkimken, bir kalkan volkan tipi olan Tendürek Dağı (3584 m) gölün kuzeydoğudaki drenaj alanının da sınırını oluşturmaktadır. Nemrut ve Süphan volkanları düşük dereceli subalkalin, Tendürek Volkanı ise yüksek derecede kalkalkalin niteliklidir (Innocenti vd. 1976; Güner, 1984; Güner ve Şaroğlu, 1987; Aydar vd. 2002).

Havzada göle karışan dört ana akarsu bulunmaktadır. Bunlar; Engil, Karasu, Bendimahı ve Zilan nehirleridir. Ayrıca havza içinde bu dört akarsuya göre nispeten daha küçük olan pek çok dere bulunmaktadır. Bunlardan biri olan Kotum - Küçüksu deresi gölün güneybatısındaki dar bir alanı drene ederek göle karışmaktadır. Ortalama olarak, gölün su girdisinin % 80 den fazlası bahar aylarında gerçekleşmektedir (2.2km<sup>3</sup>: 1962-1995 yılları arası DSİ kaynaklı veriler, Christol vd. 2008). Karstik kaynaklı giriş ve çıkışlar ise önemsiz kabul edilmektedir (Kempe vd. 1978). Göl bütçesine etki eden diğer unsurlar ise 1.4 km<sup>3</sup> ile yıllık yağış ve 3.6 km<sup>3</sup> ile göl yüzeyinden olan yıllık buharlaşma miktarlarıdır (Christol vd. 2008).

Göl seviyesi (dolayısıyla göl hacmi) hem yıllık hem de mevsimlik olarak değişmektedir. Göl kış döneminden bahar sonuna kadar 50 cm yani toplam su hacminin ortalama olarak % 5–6'sı kadar yükselmektedir. Bu durum iki adımda gerçekleşmektedir. Birincisi Ocak ve Şubat aylarında yavaşça oluşan, yılın en nemli mevsimi olan ve güneyden gelen batı kaynaklı yağışların etkili olduğu üç aylık dönemde gerçekleşen artıştır. İkinci göl seviye yükselimi ise Mart-Haziran ayları arasında görülmektedir. Bu dönem ilkinde göre daha belirgin ve daha hızlı bir şekilde kar erimelerine bağlı olarak gerçekleşmektedir. Van Gölü su seviyesi son olarak 1994-2004 yılları arasındaki dönemde 3,5 m yükselmiştir.

Paleoklim kayıtları, Orta Pleistosen-Holosene küresel iklim evrimini göstermektedir (son > 500,000 yıl). Bu kayıtlar, özellikle uzun soğuk-yumuşak buzul dönemlerine, kısa, sıcak ve nemli (ort.10 bin ) buzul arası fazlara işaret etmektedir. Bu dönemde, Akdeniz çevresindeki Geç Kuvaterner göl seviyeleri zaman içinde önemli değişimler göstermiş (Roberts ve Wright, 1993) ve bazıları ise şaşırtacak kadar yüksek seviyelere çıkmıştır. Orta Anadolu'da, örneğin Orta Toroslar'ın kuzeyindeki depresyonlarda (Kuzucuoglu ve Roberts, 1997) göller son buzul çağından Holosene kadar olan zaman aralığında en yüksek seviyelerini sergilemişlerdir.

Nitekim Van Gölü'nde yapılan önceki araştırmalar geçmişte önemli iklim değişimlerinin olduğunu ortaya koymaktadır (Schweizer, 1975; Degens ve Kurtman, 1978). Bu palaeo-hidrolojik araştırmalar 1974, 1990 ve 2004 yıllarında yapılan çeşitli karotların analizleri ile gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmalar aynı zamanda Van Gölü'nün geçmişteki buharlaşma, sıcaklık ve nemlilik şartlarının anlaşılmasına yardımcı olmuştur (Landmann vd. 1996; Lemcke ve Sturm,1997). Derin göl dibi karotlarından, Son Buzul ve Holosen dönemindeki göl seviyesi, buharlaşma, sıcaklık, nem ve bitki evrimi hakkında deliller bulunmuştur (van Zeist ve Woldring, 1978; Wick vd. 2003).

## 1. Araştırma Amaçları

Bilindiği gibi Kuvaterner döneminde küresel iklim değişimleri buzul ve buzullar arası dönemler olarak yaşanmıştır. Bu değişimlerin yeryüzü şekilleri üzerine olan etkisi oldukça önemlidir. Bilimsel çalışmalarda, söz konusu değişimlerin etkilerine ait izlerin bulunmasına yardımcı olan arşiv konumunda alanlar bulunmaktadır. Bunlar; kutuplardaki buzullar, okyanus ve deniz dipleri, kapalı havzaya sahip göller, bataklık alanlar ve nehirselleşmiş taraçalardır. Paleoçevre araştırmalarında önemli rol oynayan kapalı havzaya sahip göllerdeki su seviyeleri özellikle yağış, nem ve buharlaşma oranında meydana gelen değişimlere karşı oldukça hassastır.

Doğu Anadolu yüksek kesimi üzerinde kapalı bir havzada yer alan Van Gölü'nün oluşumu ve evrimi, bölgenin Kuvaterner dönemi iklim ve ortamsal değişikliklerine, tektonik ve volkanik etkinliğin mekânsal ve zamansal boyutlarına, insan yerleşimi ve yaşadığı çevre arasındaki etkileşimin doğasına ışık tutacak verileri içermektedir. Bu nedenle Van Gölü Havzası, son yıllarda özellikle Kuvaterner jeolojisi, jeomorfolojisi, göl düzeyi oynamaları ve paleoiklim değişiklikleri, jeolimnoloji, volkanizma ve arkeoloji alanlarında çalışan Araştırmacıların yeniden ilgi odağı olmaya başlamıştır.

Çalışma alanı Bitlis Masifi'nin orta bölümünün doğu kesiminde yer almaktadır. Bitlis Masifi, Alp Himalaya dağ sistemi içindeki Toros sıradağlarının doğu bölümünü oluşturmaktadır. Bitlis Masifi Arap-Afrika levhası ile Anadolu levhasının olası kenet kesiminde yer alır ve Tetis'in evriminde önemli bir düğüm/çözüm noktasını oluşturur (Şengör ve Yılmaz, 1981). Tatvan-Göllü arasındaki alan, kara ile Van Gölü arasındaki mesafenin en fazla daraldığı alandır. Aynı zamanda güneydeki karasal havza ile kuzeydeki gölsel alanı bağlayan bir irtibat noktası durumundadır. Bu konumu nedeniyle Van Gölü'nün kapalı havza konumunu almadan önceki durumu ve kapalı havza haline nasıl geldiği hakkındaki soruların cevaplanmasına yardımcı olacak delilleri bünyesinde barındırmaktadır.

Gölün kapalı bir havza halini nasıl aldığı konusunda bilim adamları tarafından farklı görüşler ileri sürülmüştür (Foley, 1938; Maxcon, 1936; Altınlı, 1964;

Degens vd.1984). Genel görüŖe göre Van Gölü, havzanın güneybatı kesiminde bulunan ve gölün bu alandan boşalarak dışa akış kazandığı, Bitlis vadisinin Nemrut Volkanı'na ait lav akıntıları tarafından doldurulması sonucunda kapalı havza halini almıştır. Sonrasında bölgede meydana gelen iklim değişimlerinden oldukça etkilenmiş ve su seviyesinde oynamalar meydana gelmiştir.

Sön dönemde, Van Gölü havzası içinde bulunan ve göl suyu eski seviyelerine ait kayıtlar barındıran gölsel depolar üzerine çalışmalar yapılmıştır. Kuzucuoğlu vd. (2010) ile Christol vd. (2010)'nin çalışmalarına göre, Van Gölü'nde meydana gelen en eski transgresyon evresinde su seviyesi 1755 m (bugünkü seviyeden +110 m daha yüksek ve güncel topografik göl eşiği yükseltisinden de 20 m daha fazladır), ikinci transgresyon evresinde 1735 m, son evrede ise 1705 m yükseltisine kadar çıkmıştır. Çalışma amaçlarından biri de Van Gölü'nün açık havza durumunda iken kapalı havza haline nasıl geldiğini ve özellikle kapalı havza halini aldıktan sonra meydana gelen transgresyon ve regresyon evrelerinden nasıl etkilendiğini anlamaktır.

Havzanın güneybatı kısmında bulunan çalışma alanımız içindeki akarsular kaynaklarını aldıktan çok kısa bir mesafe sonra göle dökülmektedir. Dicle Havzası ile Van Gölü Havzası sınırlarının birbirlerine en fazla yaklaştıkları alan da yine burasıdır. Arazi çalışmalarında ve topografya haritaları üzerinde yaptığımız incelemelerde geçmişte meydana gelmiş ya da gelecekte olabilecek akarsu kapma alanları belirlenmiştir. Aynı zamanda, alan içindeki birçok vadi tabanının volkanik malzeme ile kaplandığı görülmüştür. Düztabanlı vadilerin genişlikleri fazladır ve bazılarının içinde karasız drenaj görülmektedir.

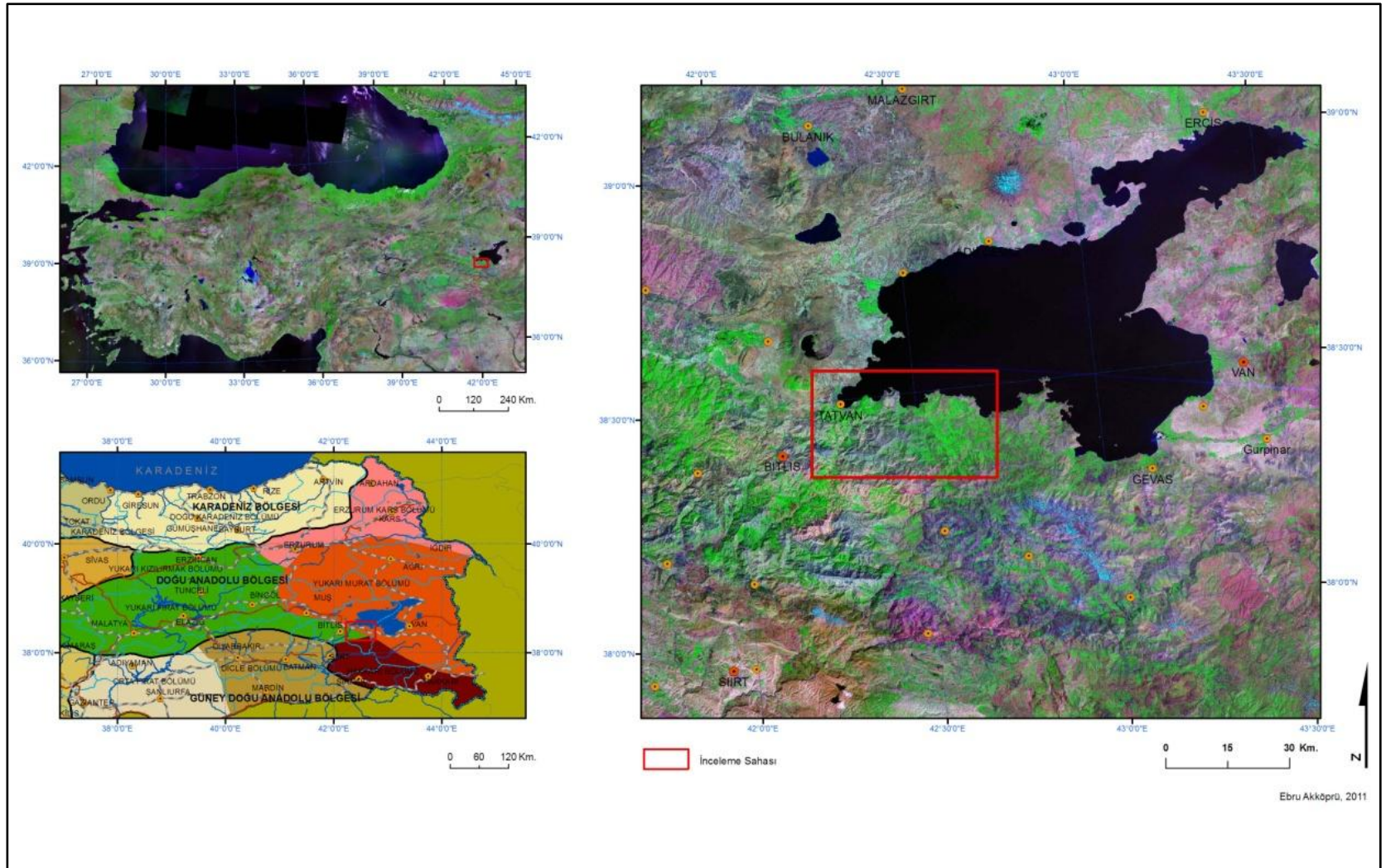
Ardel (1944:215), Dicle'nin bir kolu olan Buhtan Deresi kollarının güneydoğu Torosların içine kadar sokulduğunu ve bunlardan bazılarının (mesela Güzeldere gibi) kaynak kısımlarının Van Gölü'ne hâkim olan ilk tepelere kadar gerilediğini, dış drenajın, iç drenajın aleyhine olarak gitgide alan kazandığını belirtmiştir. Akyol (1947:9) ise akarsuların geriye aşındırmalarının devam etmesiyle gölün dışa akış kazanabilme ihtimali üzerine durmuş ve kapalı havzayı ayıran eşiklerin çok yüksek olmadığını belirtmiştir.

Van Gölü Havzası üzerine önceden yapılan çalışmaların değerlendirilmesi ve inceleme alanı üzerinde yapılan arazi çalışmalarının sonucunda tez çalışmasının

amaçları belirlenmiştir. En önemli amaç Van Gölü'nün kapalı havza halini almasına neden olan Nemrut Dağı'na ait volkanik faaliyetlerin, alanın jeomorfolojik gelişimi üzerindeki etkilerini açıklamaktır. İkinci amaç ise gölün kapalı havza halini aldıktan sonraki dönemde, inceleme alanı içindeki herhangi bir noktadan dış drenaja bağlanmış olma olasılığını araştırmaktır. Üçüncü amacımız ise göl seviye değişimlerinin alan üzerindeki izlerini araştırmak ve alanın göreceli stratigrafisini, kronolojisini ve paleotopografyasını açıklamaktır. Bu amaçlar doğrultusunda çalışma yöntemleri belirlenmiş ve arazi çalışma programı hazırlanmıştır.

## **2. Araştırma Sahasının Sınırlandırılması**

Araştırmalarımıza konu olan alan, Doğu Anadolu Bölgesi'nin Yukarı Murat-Van bölümü sınırları içinde, Van Gölü'nün güneybatısında yer almaktadır. Dünyanın en büyük sodalı gölü olarak bilinen Van Gölü, araştırma sahasının kuzey sınırını oluşturmaktadır. Bitlis Masifi'nin orta bölümünün doğu kesimi üzerinde tespit edilmiş su bölümleri hattı, inceleme alanının güney sınırını çizmiştir. İnceleme alanının kuzeybatısında bir volkan dağı olan Nemrut Dağı ve onun parazit konisi olan Kirkor Dağı ile Rahva Düzlüğü bulunmaktadır. Doğusu ise Göllü Polyesi'ni içine alacak şekilde sınırlanmaktadır (Şekil 1). Ayrıca sahamız Türkiye idari birimlerine göre Bitlis ili sınırları içinde yer almaktadır. Söz konusu alan, Coğrafi Koordinat Sistemine göre  $42^{\circ} 11' 36''$ -  $42^{\circ} 44' 46''$  doğu boylamları ile  $30^{\circ} 33' 45''$ -  $38^{\circ} 21' 41''$  kuzey enlemleri arasında kalmaktadır. Araştırma alanımızın sınırlarının tespitinde, inceleme sahasının hidrografiya özellikleri göz önünde bulundurulmuştur. Bu nedenle inceleme sahasının sınırları, Dicle Havzası'na bağlanan akarsular ile Van Gölü Havzası akarsularının kaynak noktalarını birbirinden ayıran su bölümü hattından geçer (Şekil 2). Bu sınırlar içerisinde, inceleme alanı yüzölçümü  $774 \text{ km}^2$ 'dir. Kuş uçuşu uzunluğu doğu ile batı arasında en fazla 48 km, genişliği ise güney ile kuzey arasında en fazla 23 km'dir. Ortalama yükseltisi 2085 m olan inceleme alanının, en yüksek noktası 3003 m ile Ziyaret Tepe, en alçak noktası ise 1646 m ile göl seviyesidir.



Şekil 1: Araştırma Alanının Lokasyon Haritası



Şekil 2: Tatvan-Göllü Alanının Topografya Haritası

### **3. Önceki Çalışmalar**

Bu bölüm, Van Gölü Güneybatı kesimi ve çevresindeki araştırmalar ile ayrıca çalışma sahasının dışında Van Gölü Havzası'nda yapılmış ve araştırmalarımıza kaynak ve katkısı olabilecek çalışmaları kapsamaktadır. Tez çalışması süreci içinde literatür araştırması yapılırken incelenen kaynaklar; jeoloji, volkanizma, jeomorfoloji amaçlı ve diğer çalışmalar olmak üzere dört grup halinde sınıflandırılmıştır. İncelenen kaynaklara ait bilgiler özetlenerek ve kendi grupları içinde aşağıda verilmiştir.

#### **3.1. Jeolojik Çalışmalar**

Doğu Anadolu, özellikle Van Gölü Havzası, geçmişten günümüze çeşitli araştırmalara sahne olmuştur. Bu incelemelerin birçoğu bölgenin jeolojik ve tektonik yapısına yönelik yapılmıştır. Özellikle Bitlis Masifi üzerine yapılmış birçok çalışma bulunmaktadır. Alanda yerbilimleriyle ilgili ve araştırmalarımıza temel olacak nitelikte sonuçlar sunan ilk sistemli çalışmalar MTA tarafından başlatılmıştır.

Çalışma alanının jeolojik yapısına yönelik yapılan ilk çalışma Tolun'un, 1952 yılında Fransızca olarak yayınladığı çalışmadır. Yazar Van Gölü kıyısında gölün eski seviyesini gösteren birçok akarsu-göl (flüvyo-laküst) taraçası bulunduğunu ve bunların Paşafendi, Kızvan ve Göllü köylerinde görüldüğünü belirtmiştir. Tolun, Göllü ve çevresindeki başka birçok alüvyal ova oluşumunu, "Permien kireçtaşı içinde oluşan karstik depresyonlardır" şeklinde açıklamış ve bunların tektonik hattın temel yönünü izleyerek ilerlediklerini ve 2000 – 2500 m yükseltide yayıldıklarını belirtmiştir. Araştırmacı ayrıca Nemrut Volkanı'nın oluşum evrelerini anlatırken püskürmenin dördüncü aşamasında tipik bazaltik lavların aniden değiştiğini, püskürtülerin cinsinin akışkan özellikte olduğunu ve bu sıvı lavların büyük bir alan işgal ettiğini anlatmıştır. Bunların bir kısmının Muş Ovası'na, bir kısmının Van Gölü'ne, diğer bir kısmının ise Eski Bitlis vadisine doğru başlangıç noktasından uzaklaşarak indiğini belirtmiştir. Dağın topografik yüzeyini kaplayan bazaltik akışların yumuşak ve akarsu vadilerinde görüldüğü gibi çoğunlukla bazaltik tüflere geçişli olduğunu yazmıştır (Tolun 1952:92-96).

1964 yılında MTA tarafından yayınlanan ve Altınlı tarafından hazırlanan 1/500 000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası-Van Paftası isimli çalışma, alanın jeolojisi hakkında detaylı bilgiler vermektedir. Altınlı bu çalışmasında Ponsienden ve Pliosenden sonra drenajın Van ve Muş havzalarında farklı olarak geliştiğini ve Murat'ın bir kolunun Muş Havzası'nı drene ettiğini yazmıştır. Bitlis Çayı'nın zamanında Bitlis Masifi'ni takip ederek kuzeye aktığını ve Tuğ'da Van depresyonuna akan lonjitüdünel akarsu ile birleştiğini belirterek Dicle'nin bir kolu olan Reşan suyunun Bitlis Çayı'nı ve muhtemel olarak Van Havzası'nı kaptığını yazmıştır. Genç çağa ait Nemrut'un lav akıntıları Bitlis Kanyonu'nu doldurduktan sonra Van çukurluğunun yeniden kapalı havza özelliği kazandığını ve böylece iklime bağlı olarak seviye değişiklikleri gösterdiğini belirtmiştir (s.2-3). Altınlı, Tatvan'dan Bitlis'e ve daha güneye kadar mevcut volkaniklerin, tuf ile arada bazalt akıntılarında ibaret olduğunu açıklamıştır. Tuğ batısındaki gri ve siyah renkli, kumlu, çakıllı ve hatta süngertaşı olabilen, yumuşak ve kolay aşınır tufün bir lav akıntısı görünümünde olduğunu fakat mikroskobik incelemede ignimbirit olduğunu tespit etmiştir. Bitlis ignimbirit akıntısında seyrek olarak bazalt kalıntıları ve sürüklenmiş süngertaşı çakıllarından müteşekkil ara katkılardan bahsetmektedir (s.24).

Altınlı 1966 yılında ikinci bir çalışma daha yayınlarken Doğu ve Güneydoğu Anadolu'nun jeolojisini iki kısım halinde ayrıntılarıyla anlatmıştır. Daha önceki çalışmasından farklı olarak Van Gölü'nün güneyindeki traverten çökeltilerinden bahsetmiş ve daha güneyde, birikinti konilerinin tabakaları arasında, traverten katkıları görüldüğünü belirtmiştir (s.62). Ayrıca yazar çalışmasında Bitlis Vadisi içerisinde ve şehirden itibaren kuzeydeki Rahva Düzlüğü'ne kadar bazalt akıntılarıyla nöbetleşebilen *kaynaklı gri tüften* yani ignimbiritten bahsetmektedir. Bu ignimbiritin arızalı bir rölyefi kapladığını, aşınmış fakat yalnız kuytularda korunduğunu yazmıştır (s.66). Yapılan bu tarif tez alanımızda özellikle vadi içlerinde geniş bir yayılım gösteren ve paleo profillerin anlaşılmasında anahtar rol oynayan ignimbirite oldukça benzemektedir. Yazar ayrıca Van Gölü seviyesinin iklime bağlı olarak değişimler gösterdiğini ve Dreissensia'lara göre bir zamanlar 1750 m'de olduğunu belirtmiştir (ikinci kısım s.9).

Yalçınlar, 1973 yılında yayınladığı çalışmasında, Bitlis Masifi üzerine açıklamalar yapmıştır. Masif üzerinde bilinen en eski fosilli tabakaların Permo-Karbonifer'e ait olduğunu yazmıştır. Bu Permo-Karbonifer tabakalarının (şistlerle ara tabakalı mermerleşmiş kalkerler) genellikle, Bitlis Masifi'nin alçak olan kenar kesimlerinde ve doğu kesimlerinde meydana çıkması, Bitlis Masifi'nin Hersiniyen Orojenezi ve hatta Alpin Orojenezi sıralarında BKB-DGD doğrultusunda uzanan büyük bir antiklinal şeklinde yükselip kubbeleşme gösterdiğini belirtmiştir (s.42).

Türkiye Jeoloji Bülteni'nde 1975 yılında yayınlanmış çalışma Osman Yılmaz tarafından yapılmıştır. Bu çalışmada Bitlis Masifi cephe şaryajı, metamorfik kayalar ve Hersiniyen granitleri gibi konularda önemli açıklamalar yapılmıştır.

Aynı yıl söz konusu dergide Boray tarafından yapılan çalışma, Bitlis kenti dolayındaki alanın 1/100 000 ölçekli jeolojik haritasını içermektedir. Araştırmacı, yaşı bilinmeyen metamorfik kayalarda, metamorfizma dereceleri ve petrografik özelliklerini esas alarak iki ana birlik ayırt etmiştir. Bu birliklerden metamorfik olanı alt birlik, içinde tortul çökeller bulunan ve daha az metamorfik olanını ise üst birlik olarak adlandırmıştır (s.82).

Yalçınlar (1976) "*Türkiye Jeolojisine Giriş*" isimli kitabının beşinci bölümünde Doğu Anadolu'nun metamorfik masifleri ve Alt Paleozoik formasyonlarını anlatmıştır. Yazar bölgede çalışan diğer jeologların detaylı çalışmalarını sentezleyerek Bitlis Masifi'nin eski metamorfik formasyonlarına ait açıklamalar yapmıştır.

MTA, 1978 yılında Degens ve Kurtman tarafından editörlüğü yapılan *Geology of Lake Van* isimli bir çalışma yayınlamıştır. Bu çalışmada; Van Gölü, jeoloji, jeofizik, jeokimya ve biyoloji teknikleri kullanılarak disiplinler arası bir yaklaşımla incelenmiştir. Ayrıca aynı yayında Degens ve Kurtman dışında birçok bilim adamının çalışmaları da bulunmaktadır. Nitekim ilerleyen yıllarda bu çalışmanın sonuçları dikkate alınarak çok önemli araştırmalar ve yayınlar yapılmıştır. Göle ait batimetrik harita ilk olarak Degens ve Wong tarafından bu yayında kurgusu yapılarak 1985 yılında Türkiye Hidrografi ve Oşinografi Müdürlüğü'nce yayınlanmıştır. Araştırmacılar daha çok volkanlar, tektonik özellikler ve derin göl çökelleri hakkında geniş bilgilere yer vermişlerdir. Kempe ve Degens tarafından yapılan varv kronolojisinde (1978) Van Gölü'nün polen diyagramı yapılmıştır. Yayında Kempe vd.

Van Gölü'nde 1944–1974 yılları arasındaki dönemde meydana gelen seviye değişikliklerini; güneş lekeleri ile ilişkilendirmektedir. Ancak daha sonra 2002 yılında yayınlanan çalışmalarında, güneş aktivitesinin göl seviyesi üzerine önemli etkisinin aslında son buzul maksimumu süresince olduğu kanısına varmışlardır.

Degens, Wong ve Kempe 1984 yılında yayınladıkları çalışmada, Van Gölü'nün genel jeolojik özelliklerini anlatmış ve ayrıca göl seviye değişimlerini, gölde yapılan karot çalışmaları ile elde edilen çökellerin analiz sonuçlarını açıklamışlardır. Yazarlara göre Van Gölü Havzası'nda Üst Kretase fliş depoları, kireçtaşı ve ofiolitik karmaşıklarla bilinir. İç havza Oligosene kadar denizeldir. Konglomera, kumtaşı, kiltası ve kireçtaşı ile karakterize edilir. Oligosen sonunda fliş depoları aşındırılmıştır. Miosen transgresif fasiyeslerle belirlenir ve Miosen süresince depolanma kuvvetli karasal ve gölssel etki altındadır. Araştırmacılar Van Gölü suyundaki *klorinin* yaşını hesapladıklarında 60 000 yıl sonucunu elde etmişlerdir ki bunu da Van Gölü'nün ne zaman kapalı havza olduğu hakkında fikir veren bir delil olarak göstermişlerdir. Araştırmacılar gölden dokuz çökel karotu almışlardır. Bu karotlar 17 m derinliğe sahip Erciş Körfezi'nden, 400 m derinliğindeki Tatvan Havzası'na kadar farklı derinliklerden alınmıştır. Altı farklı stratigrafik ünite belirlemişlerdir. Yazarlara göre 18 000 yıl önce buzul çağında Van Gölü tamamen buz tutmuştur ve seviyesi günümüzdeki seviyesinden 72 m daha yüksektir (720-734).

Genç, 1984 ve 1985 yıllarında iki çalışma yayınlamıştır. Araştırmacı Küçüksu-Reşadiye yöresindeki metamorfiklerde 120 dolayında haritaya geçirilebilecek ölçekte fay belirlemiştir. Bunların biri bindirme olmak üzere 5 tanesi ters fay, diğerleri ise normal (gravite) faylardır. Fay düzlemlerinin doğrultuları birbirine kıyasla değişiklik göstermekte, ancak KB-GD ve KD-GB, bölgedeki fayların ana doğrultu yönleri olarak ortaya çıkmaktadır. Bindirme nitelikli ters fay, bölgenin KD kesiminde Yassıcaköy'ün 800-900 m güneydoğusunda gözlenmiştir (Genç, 1984:22). Normal faylar, alanda görülen en yaygın kırıklı yapı türüdür ve bazen aynı birim içinde bazen de farklı birimler arasındaki dokanaklarda oluşmuşlardır.

Son yıllarda yayınlanan iki çalışma; Horasan vd. (2007) ve Şengör vd.'ne (2008) aittir. Araştırmacılar söz konusu yayınlarında, Kuzey ve Batı Anadolu aktif

fay zonlarının karşılaştığı noktanın 100 km doğusunda ve Arap, Avrasya plakaları arasındaki itme zonunda bulunan Van Gölü Havzası'nın, Miyosenden bu yana yükselmeye ve deformasyonlara maruz kaldığını anlatmaktadırlar. Gölün batı sınırını oluşturan Bitlis Masifi kuzeyinin bölgesel ölçekteki faylar ile bağlantılı olduğuna dikkat çekmişlerdir.

### **3.2. Volkanik Çalışmalar**

1945 yılında Lahn, yayınladığı çalışmasında Van Gölü'nün kuzey ve kuzey batısında bulunan volkanik oluşumların özellikleri hakkında bilgiler vermiştir. Yazar J.H.Maxon'un yaptığı araştırmalara atıf yaparak Van Gölü'nün nasıl meydana geldiğini açıklamıştır.

Yalçınlar, 1973 tarihli Nemrut Volkanı'nı anlattığı çalışmasında, volkanı; Miyosen, Pliyosen, Pleistosen devirlerinde ve tarih çağlarında, değişik ağızlardan, zaman zaman faaliyetlere sahip ve materyal çıkarıp yığmış bileşik aynı zamanda, karma tipte, büyük bir volkandır şeklinde tanımlamıştır (s.259). Araştırmacı Nemrut Dağı'nı üç ayrı kısma ayırarak incelemiştir. Bunlar: 1- Güneybatı kesimine denk gelen eski Nemrut Volkanı 2- Kuzeydoğu kesimine denk gelen yeni Nemrut Volkanı 3- Yeni Nemrut Volkanı üzerindeki kaldera. Araştırmacı aynı zamanda Nemrut Volkanı'nın bulunduğu Van Gölü'nün batısındaki, Muş Ovası'ndaki ve Bitlis Vadisi'ndeki drenajı değiştirdiğine dikkat çekmiştir. Van Gölü'nün de bu dönemde nasıl kapalı havza halini aldığı anlatılmıştır. Çalışmada Nemrut Volkanı'nın, yapısı, konik olan şekli, kalderası ve bunun içindeki göl çanağı anlatılmıştır. Yalçınlar Pliosen ve Pleistosen içinde zamanımızda olduğu gibi, daha ziyade batıdan gelen şiddetli hâkim rüzgârların, yükseklerle fırlatılan piroklastik maddeleri doğuya doğru savurup yaydığına dikkat çekmiştir (s.269).

1976 yılında Innocenti vd. tarafından yapılan çalışmada bölgedeki volkanizmanın kalk-alkalin ve alkali birlikteliği gösterdiği belirtilmiştir. Bu çalışmada ilk defa olarak Nemrut Volkanı volkanik ürünlerinin jeokimyasal özelliklerinden bahsedilir. Aynı Araştırmacılar tarafından 1980 yılında yayınlanan ve bu makalenin devamı niteliğindeki çalışmada ise Van Gölü kuzeyindeki volkanik alanın jeolojisi hakkında bilgiler verilmiştir. Çalışmada toplanan verilere göre iki volkanik dönem

öngörülmüştür. İlk dönem Serrevallian döneminde başlamakta ve kalk-alkalin ürünlerinden oluşmaktadır. İkinci dönem ise esasen yarık ve çatlaklardan çıkan lav akıntıları ile karakterize edilmekte ve günümüze kadar devam etmektedir.

Güner, 1984 yılında MTA tarafından yürütülen “*Doğu Anadolu Kuvaterner Volkanitleri*” projesinin ürünü olan bir çalışma yayınlamıştır. Bu çalışmada Nemrut Volkanı'nın jeoloji-jeomorfoloji-litoloji özellikleri belirtilerek, volkanizmanın stratigrafisi anlatılmıştır. Araştırmacı yörenin şekillenmesinde ve günümüzdeki morfolojisini kazanmasında Kuvaterner volkanizmasının payının büyük olduğunu belirtmiştir. Yörenin ayrıntılı jeolojik ve jeomorfolojik haritası ilk defa olarak bu çalışmada verilmiştir. Nemrut Volkanik sisteminin Doğu Anadolu neotektoniği evrimi içindeki yeri belirlenmiş, K-G yönlü kırık ortaya konmuştur.

Güner ve Şaroğlu 1987 yılında bir konferans bildirisi olarak sundukları çalışmalarında Doğu Anadolu'daki Kuvaterner volkanizmasından bahsetmişlerdir. Bu çalışmada Nemrut Volkanı'nın da oluşum evreleri anlatılmaktadır ve yazarlara göre Nemrut Dağı altı evrede ürün çıkartarak bugünkü şeklini kazanmıştır.

Ercan vd. 1990 yılında MTA dergisinde yayınladıkları çalışmada Doğu ve Güneydoğu Anadolu'da etkin volkanizmayı incelemiş ve farklı yerlerden aldıkları örnekler üzerinde çeşitli analiz yöntemleri kullanarak, radyometrik yaş belirlemeleri yapmışlardır. Çalışmanın Bitlis volkanitleri kısmında Araştırmacılar tez alanımızla ilgili önemli bilgiler vermektedirler. Yazarlar Bitlis Vadisi boyunca ve Reşadiye dolaylarında bazaltik lavların yayıldığını belirtmekte ve eski Araştırmacılara göre bu bazaltik lavların ana çıkış merkezinin Nemrut Yanardağı olduğu görüşünü kabul etmemektedirler. Çünkü yaptıkları araştırmalar ile bazaltların Nemrut çıkışlı olmayıp, fissür tipte ayrı bir bazik volkanizma oldukları sonucuna varmışlardır (s.154).

Notsu vd. 1995 yılında yayınladıkları çalışmada, Doğu ve Orta Anadolu'daki volkanik kayaçların jeokimyasal özelliklerini karşılaştırmalı olarak incelemişlerdir. Nemrut Volkanı'na ait jeokronolojik ve izotopik veriler sunmuşlardır.

Yılmaz vd. 1998 yılında yayınladıkları çalışmada, Doğu Anadolu'nun Kuvaterner volkanlarını ve oluşumları süresince geçirdikleri evreleri anlatmışlardır. Nemrut, Süphan, Tendürek ve Ağrı volkanlarını ana hatlarıyla açıklayarak her volkana ait detaylı jeolojik harita ve kesitler vermişlerdir. Araştırmacılar ayrıca

volkanların evrimi süresince ortaya çıkan ürünleri, bu ürünlerin karakteristik özelliklerini ve izotop yaş verilerini de bir tablo halinde sunmuş ve açıklamışlardır.

Aydar vd. (2002), Nemrut Dağı'nın morfolojik analizini yapmışlar ve gelecekte meydana gelebilecek bir faaliyet sırasında çevresine vereceği zararları anlatmışlardır. Volkanın çevresinde yaşayan 135.000 insan için ciddi bir tehlike arz ettiğine dikkat çekilmiştir.

Karakhanian vd. 2002 yılında, Ermenistan, İran ve Doğu Anadolu volkanlarını anlatan bir çalışma yayınlamışlardır. Bu çalışma daha çok söz konusu alanlardaki volkanların uydu görüntüleri ve arkeolojik bilgilerin yardımıyla tanımlanmalarına yönelik yapılmıştır.

Karaoğlu vd. 2005 yılında yayınladıkları çalışmalarında, Nemrut Volkanı'nın volkanolojik gelişimini açıklamışlardır. Araştırmacılar bu stratovolkanının, kaldera öncesi, kaldera sonrası ve geç olmak üzere üç evrede volkanolojik gelişim gösterdiğini yazmışlardır. Makalenin asıl konusunu ise ignimbirit akmalarının ve piroklastik ürünlerinin farklılığı oluşturmaktadır. Kaldera öncesi evredeki Nemrut Volkanı'na ait piroklastik ürünler, paleo-toprak gözlemleriyle 3 faz halinde incelenmiştir. İlk faz, Pliniyen düşüşler ve pomza akışından oluşmaktadır. Ana ignimbirit ikinci faz içerisinde yer almakta olup pomza ve litik içerikleri, büyüklükleri ile renkleri göz önünde bulundurularak 3 seviye halinde incelenmiştir. Üçüncü faz ise Pliniyen pomza ve kül düşme ürünlerinden oluşmuştur. Piroklastik ürünler içerisinde gözlenen iki ayrı paleo-toprak oluşumu, volkanizmanın kaldera oluşmadan önce belirli aralıklarda suskunluğuna işaret etmektedir.

Özdemir vd. 2006 yılında yayınlanan çalışmalarında, Nemrut Volkanı'nın volkanostratigrafisini anlatmışlardır. Bu anlatımı detaylı bir jeoloji haritası, minerolojik ve petrografik araştırmalar, volkanın kimyasal değişimine yönelik çalışmalar yardımıyla yapmışlardır.

Çubukçu'nun 2008 yılında savunduğu doktora tezi Nemrut Volkanı üzerine yazılmış en kapsamlı çalışmadır. Araştırmacının tezinde sunduğu veri ve sonuçlar inceleme alanımızda yapılan volkanik çalışmalar sırasında oldukça faydalı olmuştur. Bu çalışmada Çubukçu, Nemrut Volkanı'nın volkanolojik evrimini iki ana bölüm olarak açıklamıştır. Bunları kaldera öncesi ve kaldera sonrası olarak adlandırmıştır.

Kaldera öncesi dönemde volkan oluşumunu ve püskürme merkezlerinin belirmesini ignimbrit akıntıları izlemiştir. Bu tez çalışmasında 8 örneğe ait K-Ar yaşlandırma analizi sonuçları verilmiştir. Çubukçu tezinde İncekaya tüf konisinin (Nemrut Volkanı'ndan 18 km güney doğuda) Nemrut Volkanı içindeki domların oluşumu süresince aynı dönemde şekillendiğini yazmıştır. Araştırmacı iki önemli ignimbrit akıntısından bahsetmiştir. Bunlardan ilki Nemrut ignimbiritidir. Bu piroklastik akış Bitlis Vadisi'ni doldurarak akmıştır ve bir Pliniyen düşüşün üstünü örtmüştür. Bir diğeri ise Kantaşı olarak adlandırılan ignimbirit akıntısıdır. Bu ignimbrit de yine başka bir Pliniyen düşüşün üstünü kaplamıştır. Her iki piroklastik akışın 89 ile <30 bin BP arasında gerçekleştiği belirtilmiştir. Tez çalışmasında verilen volkanik kayaçların radyometrik yaşları şu şekildedir. Bilinen en eski volkanik kayaç trakitik özellikte ve >700 bin BP, daha genç, trakitik ve riyolitik özellikte olup ve 570-300 bin BP arası yaştaadır. Bir diğeri silisik volkanizma ürünü ve trakitik – riyolitik özellikteki kayaç grubu ise 300-160 bin BP arası, aynı özellikte olan lav akışları da 90-100 bin BP arası yaşa sahiptirler. Araştırmacı tezi içinde Nemrut Volkanı'na ait volkanik kayaçların petrografisine ve mineralojisine oldukça geniş yer vermiştir. Ayrıca toplam 52 örnek üzerinde jeokimyasal analizler yaparak volkanik ürünlerin karakteristiklerini ve Nemrut magmasının kökenini anlamaya çalışmışlardır.

Ulusoy vd. 2008 yılında uluslararası dergide yayınladıkları çalışmada, Nemrut Kalderası'nın yapısını ve hidrotermal akış sirkülasyonunu anlatmışlardır. Çalışmada Nemrut Volkanı üzerine kurulan sismik istasyonlardan elde edilen veriler değerlendirilmiştir. Buna göre 2003-2005 yılları arasında 133 sismik olay gerçekleşmiştir ve büyüklükleri 1.3 ile 4.0 arasındadır. Ulusoy ve arkadaşları ayrıca Nemrut Krater Gölü'nün batımetri haritası ile Sayısal Yükselti Modelini yapmışlardır.

### **3.3. Jeomorfolojik Çalışmalar**

Alana yönelik literatür çalışmaları sırasında ulaşabildiğimiz en eski tarihli jeomorfolojik yayın Maxson tarafından 1936 yılında Nemrut Volkanı üzerine yazılmış olan çalışmadır. Yazar, volkana ait bilgiler vermesi yanı sıra Van Gölü'nün oluşumu üzerine ilk orijinal fikirleri sunan bilim adamıdır. Nemrut Dağı'ndan çıkan lavların

eski Murat Vadisi'ni kaplamış olduğunu ve bu lavların gerisindeki alanda suların birikmesi ile Van Gölü'nün meydana geldiğini belirtmiştir. Van Gölü'ndeki soda birikiminin civardaki volkanik arazilerden akan derelerin taşıdığı minerallerden kaynaklandığını, göl suyu içindeki mineral oranlarının uzun bir süreçte biriktiğini ve bu sebeple de kapanmanın yakın zamanda olmadığını açıklamıştır. Araştırmacı gölün seviye değişimine dikkat çekerek Van Gölü'nün şimdiki kıyısından 75 m kadar yukarda çok iyi korunmuş olan bir taraça seviyesinden bahsetmiştir.

1938 yılında Foley, Van Gölü oluşumu hakkında ve inceleme sahası içinde bulunan dağların görünümü üzerine bilgiler vermiştir. Foley'e göre (s.4-5), Van Gölü; batı tarafta lav akıntılarının set çekmesiyle meydana gelmiş, ancak gölü meydana getiren çanağın, yeraltında bulunan lavların boşalması ve bu nedenle arazinin çökmesi nedeniyle oluştuğunu belirtmiştir.

Ardel 1944 yılında "*Van Gölü Bölgesinin Coğrafyası*" isimli yayınında alanda yeryüzü şekilleri bakımından bir birliğin olmadığını belirtmiştir. Bölgenin göze çarpan özelliğinin GB-KD doğrultusunda uzanan volkan konileri ve aralarında geniş sahaları kaplayan lav yayları olduğunu yazmıştır (s.91). Ardel aynı yıl "*Van Gölü*" başlığı ile yayınladığı diğer çalışmasında, gölün seviye değişimleri üzerine önemli açıklamalar yapmıştır. Yazar, göl çevresindeki nehir-göl depolarıyla, taraça ve eski kıyı çizgilerini inceleme imkânı bulmuştur. Gölün çevresindeki ovalarda, nehir-göl depoları olduğunu ve bu depoların göl sularının günümüzdeki seviyesinden daha yüksek olduğu zamanda meydana geldiğini yazmıştır (s.213).

İzmir tarafından yapılan ve 1951 yılında yayımlanan çalışmada, Van Gölü Havzası'nın yer şekilleri bakımından genel özellikleri anlatılmıştır. Yazar, bölgenin topografyasının gelişmesinde yalnız aşınmanın değil, aynı zamanda yeni tektonik olayların önemli etkisini aramak gerektiği vurgulamıştır. Özellikle Muş Ovası'nı güneyden sınırlayan, Van Gölü'nün güney kıyısı boyunca da uzanan ve daha doğuda Micinger Vadisi'nde de kısmen devam eden bir tektonik doğrultunun varlığına dikkat çekmiştir. Ayrıca Tuğ ile Reşadiye arasında kısmen göl suları altında kalmış bir kraterin (İncekaya Kalderası) mevcudiyetinin de bu tektonik doğrultuyu doğrular nitelikte olduğunu yazmıştır (s.77-78).

Lahn (1951), Van Bölgesi'ndeki göllerden genel özellikleri ile

bahsederek Van Gölü'nün özellikle seviye değişimleri üzerinde durmuştur. Yazar göldeki seviye değişiminin, çalışmanın yapıldığı tarihe kadar, son 12 yılda 40 cm yükselme şeklinde olduğunu belirtmiş ve bu yükselmenin iskelelerde bulunan işaretlerden anlaşıldığını yazmıştır (s.122).

Erinç (1953) ise, Doğu Anadolu'da meydana gelen penneplenleşme sürecini ve arkasından oluşan epirojenik hareketler ile akarsu faaliyetlerinin gelişimi hakkında bilgiler vermiştir. Van Gölü'nün oluşumu ile ilgili açıklamalar yaptığı bölümde ise glacial ve postglasiyal devirdeki iklim değişimlerine ve bu iklim değişimlerinin Van Gölü'nde neden olduğu önemli hacim ve seviye oynamalarına dikkat çekmiştir.

İnandık 1965 yılında "*Doğu Anadolu Gölleri*" başlıklı bir çalışma yayınlamış ve bölgedeki göller üzerine yapılmış mevcut literatüre dayanarak bir sentez yapmıştır. Van Gölü'nün genel özelliklerinden ve daha önce Erinç tarafından tespit edilen seviye değişimlerinden bahsetmiştir.

Ardos 1973 yılında sunduğu bildirisinde, Türkiye'nin bugünkü rölyefi üzerinde Alpin orojenik hareketlerden çok, epirojenik hareketlerin rol oynadığını belirtmiştir. Yurdumuzdaki genç volkanizmanın, bu tip hareketlerin sebep olduğu kırık hatlarına bağlı olarak ortaya çıktığını anlatmıştır. Yazar, Türkiye'de çok safhalı olarak görünen volkanizmanın, Neojen'den itibaren devamlı olmadığını; ancak bir devrenin sona ermesi ile tekrar şiddetlenen faylı epirojenik hareketler (yer yer dikey dislokasyonlar şeklinde) sonucunda eski fayların oynaması ile yeniden kendini gösterdiğini söylemiştir. Sonuç olarak Ardos, gerek tekrar oynayan gerekse yeniden teşekkül eden faylar boyunca ortaya çıkıp alana yayılan lavların ve diğer piroklastik maddelerin, Doğu Anadolu'da olduğu gibi bazı akarsu yataklarını tıkamak suretiyle göllenmelere ve yatak değişikliklerine yol açtığını belirtmiştir (s182).

### **3.4. Diğer Çalışmalar (Palaeoçevre - Palaeoiklim)**

Van Zeist ve Woldring, 1978 yılında, Van Gölü'nden alınan çökel örneklerinin palinolojik incelemesiyle elde edilmiş sonuçlara göre Van Gölü Hazası'nın eski vejetasyon durumunu açıklayan bir çalışma yayınlamışlardır. Bu çalışma, bölgede daha sonra yapılan iklim ve bitki örtüsü üzerine olan araştırmalara

temel teşkil etmiştir.

Kempe vd.1978 yılında MTA tarafından yayınlanan kitabın bir bölümünde Van Gölü ve havzasının hidrografik özelliklerini anlatmışlardır. Bu çalışmada gölün aylık ve yıllık seviye değişimlerini ayrıca gölün su sıcaklığını hesaplamışlardır. Araştırmacılar özellikle göl suyunun kimyası üzerine çalışmalar yapmışlar ve bu amaçla farklı derinliklerden 40 ayrı su örneği almışlardır. Sonuç olarak Van Gölü'nün çok alkalimli, yüksek potasyum ve lityum içerikli olduğunu, kalsiyum ve magnezyum oranlarının düşük ve sadece aragonit bulunduğunu, fosfat içeriğinin deniz suyuna oranla çok daha fazla ve klorinitin ise deniz suyundan dört kat daha düşük olduğunu yazmışlardır (s.38). Araştırmacılar göl suyunun neden sodalı olduğunu anlamak amacıyla havzasındaki akarsuların su kimyalarını incelemişlerdir. Gölün güneybatısındaki Kotum Deresi'nin (tez alanımızdaki ana akarsulardan biri) karstik kökenli ve düşük mineralli su taşıdığını ancak gölün kuzey ve doğusundan dökülen akarsuların yüksek mineral içerikli olduklarını yazmışlardır. Araştırmacılara göre göl suyunun kimyası, post volkanik karbondioksit etkinliğinin bir belirtisidir ve tuzların dengesinden ortaya çıkan kanıtlar, bugünkü su kütlelerinin Alt Vürmiyen ya da Üst Eemiyenden beri geliştiğini göstermektedir (s.39).

Kempe vd. 1979 yılında, Van Gölü ve Karadeniz'deki varv tabakaları üzerine bir çalışma yayınlamışlardır. 1974 yılında Van Gölü'nden alınan karotların incelenmesi sonucunda gölün geçmişine ait kanıtlar ortaya çıkmıştır. En uzun karot tamamen Holosene ait bilgi vermektedir. Araştırmacılara göre glasiyal devre süresince Van Gölü bugünkü seviyesinden 70 m daha yüksekteydi. Gölün bu yüksek seviyesini çevresindeki gölssel taraçalar da kanıtlamaktadır. Bu çalışmanın sonucu olarak, Van Gölü'ndeki varv tabakaları bölgenin, 10 000 yıl önceki iklimsel durumunun ve özellikle Holosende ki güneş aktivitesinin anlaşılmasına yardımcı olmuştur.

Bottema, 1995 yılında yayınladığı çalışmasında Van Gölü Havzası vejetasyonundan ve Nemrut Dağı güneybatısında bulunan Söğütlü Gölü'nde yaptığı karot çalışmalarından elde ettiği sonuçlardan bahsetmektedir. Van Gölü ve çevresindeki eski vejetasyona ait bilgileri Van Zeist ve Woldring'e (1978) ait bilgilere atfen vermiştir. Araştırmacı Van Gölü'nde yapılan karotlarda herhangi bir organik materyal içeriği olmamasına rağmen iyi tabakalanmaya sahip ve yıllık depolanma

gösteren varv çökelleri sayesinde yaşlandırma yapabilmıştır.

1997 ve 1998 yıllarında Kadioğlu vd. Van Gölü seviye değişimi ve nedenleri üzerine çalışmalar yayınlamışlardır. Seviye değişimi nedenlerini başta iklim değişimine bağlayan Araştırmacılar, çalışmalarında ayrıca güneş lekelerinin ve tektonik hareketlerinin etkisi üzerinde de durmuşlardır.

Özler (2003) ise çalışmasında Van Gölü'nün hidrokimyasını ve göle karışan akarsuların kimyasal özelliklerini anlatmıştır. Yazar göle karışan yer altı sularının kimyasının kışın daha farklı olduğuna değinmiş ve tuzlu su girdisinin tatlı su girdisine oranla daha fazla olduğunu belirtmiştir.

#### **4. Araştırma Problemleri**

Bundan önceki bölümde gözden geçirilen eski çalışmalar, Van Gölü'nün güneybatısındaki alan üzerinde yeterince durulmadığı ve araştırılıp cevaplanması gereken birçok problemin mevcut olduğunu ortaya koymuştur.

Bu nedenle, bütün Van Gölü Havzası'nın tektonik ve morfolojik evriminde bir kilit sahası olarak dikkati çeken inceleme alanının yeteri kadar aydınlanmamış olan aşağıdaki problemleri üzerinde özellikle durulmuştur:

- Volkanik aktivitenin morfoloji üzerine olan rolünün belirlenmesi
- Van Gölü Havzası'nın güneybatı kesimindeki akarsu ağının kuruluşu ve drenaj alanlarının değişimine etki eden yapısal faktörlerin rolü
- Göl kıyısındaki, ova tabanındaki, akarsu ağzı ve vadi içlerindeki gölsel ve alüvyal dolguların göreceli kronolojisinin belirlenmesi
- Van Gölü seviye değişimleri nedenlerinin (iklimin, volkanizmanın ve tektonizmanın etkisi) belirlenmesi ve eski seviye yükseltilerinin tespiti
- Göl eşiklerinin belirlenmesi ve geçmişte meydana gelen seviye değişimleri sırasında oynadıkları rolü
- Paleocoğrafyanın anlaşılması ile rölyef evriminin kronolojisinin belirlenmesi (travertenler ile U-Th analizleri, volkanik kaya ve ignimbiritler ile K-Ar analizleri, feldspat ve pomzalar ile Ar-Ar analizleri ve organik maddeler ile C<sup>14</sup> analizleri)

Yukarıda saydığımız problemlerin her birinin cevapları, araştırma alanımız içinde farklı lokasyonlardaki ipuçları ile bulunmaya çalışılmıştır.

Tüm bu soruların cevaplarını bulmak amacıyla Tatvan - Küçüksu yöresindeki vadilerde detaylı araştırmalar yapılmış ve özellikle Kotum Vadisi içinde, gösel depolar ile kaplanmış volkanik ürünler üzerine çalışmalar yoğunlaştırılmıştır.

Eski göl seviyelerinin anlaşılmasına yönelik çalışmalarda paleoiklim ve paleocoğrafya izleri taşıyan göl taraçaları, karstik ve alüvyal ovalar üzerinde durulmuştur.

Yukarıda inceleme alanımızın önemini ve bu alandaki çalışma amaçlarımızın anlaşılmasına yönelik sorular sorulmuştur. Sorulan soruların cevapları ve detaylı açıklamalar, yapılan laboratuvar analizlerinin sonuçları ile çizilen harita, profil, kesit ve blok diyagramlar yardımıyla ilerleyen bölümlerde sunulacaktır.

## **5. Araştırma Yöntemleri**

2006 Nisan ayından itibaren yürütülen tez çalışmamız yöntem bakımından üç farklı uygulamadan oluşmaktadır. Bunlar a) arazide gerçekleştirilen bilimsel ve teknik incelemeleri b) laboratuvar analizlerini c) büro çalışmalarını kapsamaktadır. Bu farklı uygulamalara ait özellikler ve süreç aşağıda detaylandırılmıştır.

### **5.1. Arazi Çalışmaları ve Veri Toplama**

Tez sahasının ve konusunun belirlendiği 2006 yılının Nisan ayından, 2009 yılının Ağustos ayına kadar geçen sürede yoğun arazi çalışmaları yapılmıştır. Arazi çalışmalarımız, 2008 yılına kadar, Türk ve Fransız bilim adamlarının ortak yürüttüğü ve TUBITAK, CNRS, YYÜ tarafından desteklenen, tüm Van Gölü havzasını kapsayan ve “*Doğu Anadolu, Van Gölü Havzası Geç Pleistosen Ve Holosen Evrimi: Volkanizma, Çevre ve İklimsel Değişimler ve İnsan Toplulukları*” isimli proje ile birlikte yürütülmüştür.

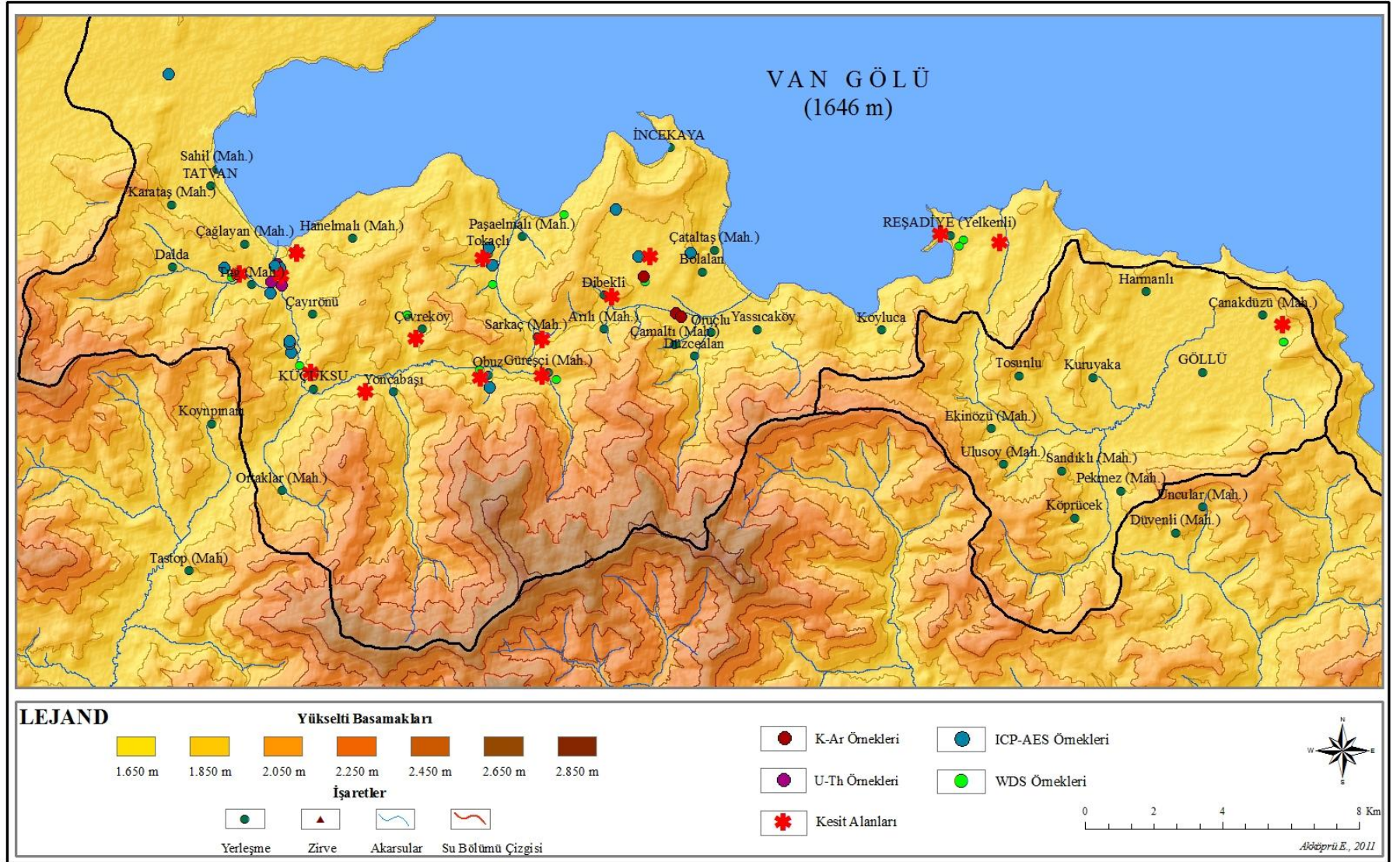
Arazi çalışmalarının ilk yılında, alanın konumu ve sınırları belirlenmiştir. Alanın genel jeomorfolojik özelliklerinin yanı sıra jeoloji, hidroğrafya, iklim gibi fiziki coğrafya konuları hakkında da ilk gözlemler bu arazi çalışması döneminde yapılmıştır.

Daha sonraki yıllarda yapılan arazi çalışmalarında ise inceleme alanındaki volkanik yapı ve materyal ayrıntılı olarak araştırılmış ve farklı kökenli çökel tabakalarla olan ilişkileri tespit edilmiştir. Kesit incelemeleri sırasında volkanik maddelerin nisbi yaşları bulunmaya çalışılmıştır. Arazi çalışmaları süresince her yıl, farklı çökel tabakaları içinden örnek alımlar gerçekleştirilmiştir.

### **5.1.1. Örnek Alanları ve Kesitler**

Arazi çalışmalarında en başta örneklerin alınacağı ve alanın jeolojik ve jeomorfolojik evriminin anlaşılmasına yardımcı olacak çökel ortamları araştırılmıştır. Bu amaçla özellikle yol yarmaları, küçük dere yarantısı ile akarsu ve göl taraçalarının dikliklerinde açığa çıkan yarıntılar üzerinde durulmuştur. Bu alanlar için kesit kelimesi kullanılmış ve her bir kesit bulunduğu alanla özdeşleşen isimle anılmıştır (Şekil 3).

Araştırma sahasında 15 ana kesit alanı belirlenmiştir. Bu alanlarda çökelim öncesi var olan yüzey rölyefi, çökelen malzemenin hacmi ve topografya ile ilişkisi, çökellerin tabakalanma durumu, kökeni, yapısı, karakterleri, petrografisi ve mineralojileri incelenmiştir. Böylece incelenen kesitlerdeki tabakalanmanın hangi şartlarda ve ortamda oluştuğu araştırılmıştır. Tabakalanmış malzemenin yerli ya da taşınmış olduğu, volkanik veya gölssel bir tabaka olup olmadığı anlaşılmıştır. Bu tabakaların birbirlerine göre olan durumları da gözlenerek stratigrafik korelasyonları ve nisbi yaş tahminleri yapılmaya çalışılmıştır. Ayrıca çökelim sonrası aşınma ve sonradan gelişen deformasyon da incelenmiştir. Kesit çalışmalarında piroklastikler belirteç olarak kullanılmıştır. Jeokimyasal ve mineralojik özelliklerinin belirlenmesi ve radyometrik yaşlandırma sayesinde (K-Ar, Ar-Ar) bölgesel bir tefrokronoloji oluşturulmaya çalışılmıştır.

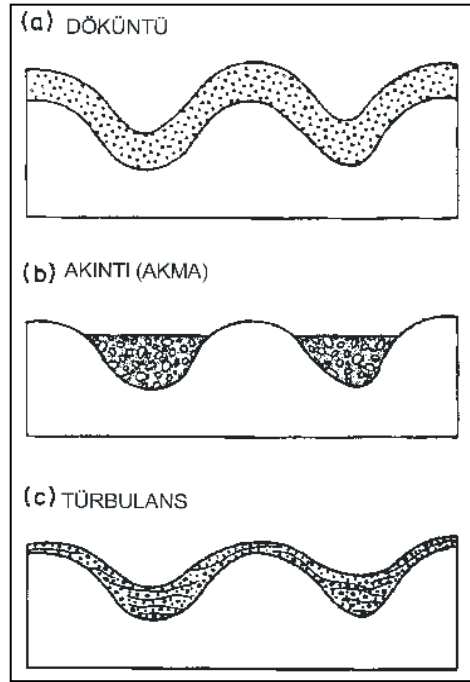


Şekil 3:Örnek Lokasyonları Haritası

### 5.1.2. Piroklastik Maddeler

İnceleme alanımızın Nemrut Volkanı'na çok yakın olması nedeniyle volkanik kökenli malzemeler alan içinde geniş yayılıma sahiptirler. Ayrıca bunlar jeomorfolojik gelişimde de oldukça önemli rol oynarlar. Tezin ilerleyen bölümlerinde, özellikle piroklastik maddeler üzerinde fazlasıyla durulacaktır. Bu nedenle, metin içinde kullanılacak volkanik terimlerin kısa tanıtımını yapmak uygun olacaktır.

Volkanik bölgelerdeki patlamalı volkanizma sonucu oluşan ve lavların da dahil olduğu volkanik kaya tipleri genel olarak dört bölüme ayrılır: Bunlar 1) lav akıntıları 2) piroklastikler 3) otoklastik maddeler 4) tekrardan işlenmiş ve çökelmiş volkanik tortullar veya epiklastiklerdir (Helvacı ve Erkül, 2001:1). Piroklastik maddeler, doğrudan patlamalı volkanik aktiviteyle magma veya kayanın parçalanması sonucu oluşur. Kökensel olarak oluşumları taşınma ve depolanma şekillerine göre üç gruba ayrılır: 1) döküntü veya düşüş 2) akma 3) türbülans (surge) (Parfitt ve Wilson, 2008:107) (Şekil 4).



Şekil 4: Aynı topografyayı örten üç ana tip piroklastik malzemenin geometrik ilişkileri (Helvacı ve Erkül, 2001:22).

## 1- Döküntü (Düşüş) Depoları

Düşüş depoları, çeşitli yollarla havaya püskürtülen gaz-tefra bileşimindeki volkanik malzemenin yağmur yağı gibi yeryüzüne düşmesi ve birikmesi sonucunda oluşurlar. Materyalin geometrisi ve boyutları püskürme sütunu yüksekliğini, hızını ve atmosferik rüzgârların yönünü yansıtır. Döküntü çökelleri örtü tabakalanması oluştururlar ve topografyayla uygunluk gösterirler (Helvacı ve Erkül, 2001:21). Piroklastik döküntüler; a) skorya düşüşleri b) pomza düşüşleri c) kül düşüşleri gibi birimlerden oluşur (Lockwood ve Hazlett, 2010:128). İnceleme alanında neredeyse tüm kesitlerde döküntü çökelleri bulunmaktadır. Genellikle pomza düşüşü olarak görülen bu depoların fiziksel özellikleri her kesitte farklılık göstermektedir.

### a) Skorya düşüşleri

Skorya yığılmasından oluşmaktadır. İleri derecede vesikülenmiş (hava boşluklu) ve tanelenmiş bazalt ve bazaltik- andezitik magmalardan oluşurlar. Bunlar bacaya yakın kesimlerde lav ve skorya konileri ile iç içe görülürler (Lockwood ve Hazlett, 2010:132). Araştırma sahasında Dibekli ve Reşadiye alanlarında skorya döküntü depoları bulunmaktadır (Foto 1).



Foto 1: Dibekli Skorya Konisi

### ***b) Pomza düşüşleri***

Pomza düşüşleri yüksek oranda akışkan magmalardan (riyolit, andezit-riyolit ve fonolit-trakit dizileri) meydana gelirler. Sub-Pliniyen, Pliniyen ve Ultra Pliniyen türü püskürmelerle oluşurlar. Kalınlığı çoğunlukla aynı olan örtüler halindedirler. Bir püskürme evresinde oluşan pomza düşüşünün kalınlığı nadiren 10 m'den fazla olabilir. Bunlar baca yakınlarında 25 m kalınlıklara ulaşabilir. Pomza düşüşlerinin genellikle tane boyutları ortalama 64 mm'dir (Parfitt ve Wilson, 2008:117) (Foto 2).



Foto 2: Pomza ve altındaki kül düşüşü: Obuz Köyü

Kotum - Mezbaha ve Çöplük<sup>1</sup> kesitlerindeki pomza döküntü depoları genelde

---

<sup>1</sup> Proje (TUBİTAK 105Y125) ve tez çalışmaları sırasında Kotum akarsuyunun göle yaklaştığı alanda ve ağız kısmında Van Gölü seviye değişimleri hakkında bilgiler veren iki önemli alan belirlenmiştir. Bunlardan ilki Mezbaha kesiti olarak adlandırdığımız, Tatvan İlçesi mezbahasının bulunduğu ve Kotum akarsuyunun artık dar, derin vadi profili özelliğini kaybederek bir taban içinde menderesler çizerek aktığı alandır. Bir diğeri ise Tatvan ilçesinin eski çöp biriktirme alanı olan ve Çöplük kesiti olarak adlandırdığımız sahadır.

küçük boyutta, hava boşluğu az ve bol riyolitik içeriğine sahiptir. Ancak Obuz kesiti ve çevresindeki alanda depolanmış pomza düşüşleri daha fazla hava boşluklu ve daha iri taneli özelliktedir.

**c) Kül düşüşleri**

Kül düşüşleri genel olarak bileşimdeki volkanik külden oluşur ve boyutları genelde 64 mikrondan küçüktür. Bununla birlikte tüm püskürme tiplerinde gelişebilir. Kül yağmuru birikimleridir ve tabakalıdır (Lockwood ve Hazlett, 2010:207). İnceleme alanındaki birçok kesitte ara tabaka olarak kül düşüşleri pomza düşüşleri ile birlikte gözlemlenmiştir.

**2- Piroklastik akma depoları**

Piroklastik akışlar volkanik malzemenin yüzey boyunca akmaları sonucunda oluşur. Bunlar genel olarak vadileri ve çöküntü alanlarını dolduran topografya kontrollü yerleşim gösterirler. Piroklastik akıntılarının depolanmaları farklılık gösterir ve Piroklastik akma depolarının çoğu birden fazla akma biriminden oluşabilir (Şekil 5). Her bir akma birimi bir piroklastik akış deposu olarak kabul edilir (Helvacı ve Erkül, 2001:22).

Volkanik depolarda genellikle üç ana akma tipi tanımlanmaktadır;

- a) Blok ve kül akışı,
- b) Bazaltik cüruf akışı ve
- c) Pomza akışı veya ignimbritler.

**a) Blok ve kül akması**

Blok ve kül akması depoları eş kökenli 5 cm çapını geçebilen litik (baca kalıntısı), vesikülsüz bloklar içeren kül matrisine sahip, topografya ile kontrol edilen boylanmasız depolardır (Lockwood ve Hazlett, 2010:206).

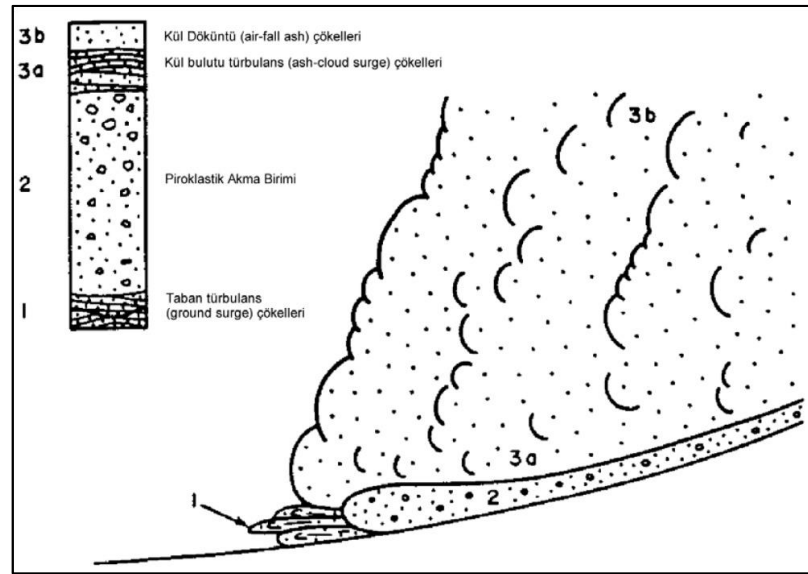
**b) Bazaltik cüruf akması**

Bazaltik cüruf akma depoları 1 m çapına ulaşan değişik miktarlarda bazaltik bileşimindeki kül ve lapilliden oluşan, iyi boylanmamış ve topografya ile kontrol edilen depolardır (Lockwood ve Hazlett, 2010:208).

### c) Pomza akma depoları veya ignimbritler

Pomza akma depoları veya ignimbritler tipik olarak değişen miktarlarda kül, yuvarlaklaşmış pomza, lapilli ve nadiren çapı 1 m'ye ulaşan bloklar içeren masif depolardır (Helvacı ve Erkül, 2001:23).

İgnimbritler en büyük hacme sahip volkanik ürünlerdir. Bazı ignimbritlerin binlerce km<sup>2</sup>'lik alanı kapladığı ve 1000 km<sup>3</sup>'den fazla hacme sahip olduğu bilinmektedir. İgnimbrit, hacim ve kaynaşma derecesine bakılmaksızın pomzalı piroklastik akıntılardan oluşmuş kayalardır. İgnimbritler tüm volkanik ortamlarda bulunan yaygın piroklastik kayaçlardır. Pomza akıntılarının veya ignimbritlerin bazen topografik engelleri aşarak ya da su üzerinde çok uzun mesafe hareket ettiği bilinmektedir (Lockwood ve Hazlett, 2010:213).



Şekil 5: Bir piroklastik akıntısının yapısını gösteren şematik diyagram. (Helvacı ve Erkül, 2001:23)

İnceleme alanında iki farklı ignimbrit akıntısı tespit edilmiştir. Bunlara Obuz ve Kotum ignimbritleri ismi verilmiştir. Her iki ignimbrit de vadi içlerini doldurmuşlardır ve ayrıca kendi içlerinde farklı dokulara (yumuşak ve sert) ve renklere (siyah, gri, kırmızı) sahiptirler. İgnimbrit akıntıları içinde büyük boyutlu pomza parçacıkları lav ve litik içerikleri vardır. Kotum ignimbritinin Küçüksoy Köyü içindeki görüntüsü bazalt sütunlarını andırmaktadır (Foto 3).



Foto 3: Küçüksu Köyü çıkışındaki ignimbrit akıntısı

### 3- Piroklastik Türbülans Depoları ve Hyaloklastitler

Piroklastik maddeler türbülans hareketi ve gaz-tane bulutu ile taşınarak yüzey boyunca yayılırlar. Bunların iki durumda depolandığı bilinmektedir: a) taban türbülans depoları b) “phreatomagmatic” ve “phreatic” depolar (Helvacı ve Erkül, 2001:26).

#### *a) Taban Türbülans Depoları (Base surges)*

Su/magma girişimi (Phreatomagmatic) ve buhar etkisi (phreatic) püskürmeler, patlamanın olduğu yerden itibaren veya püskürme sütunundan tüm yönlere doğru, dairesel yayımlı, alçak kül bulutu olan taban türbülansını oluşturur. Taban türbülansı depoları (base surge) maar, tuf halkası ve tuf konisi gibi adlandırılan küçük volkanik şekillerin oluşumunda sıkça görülürler (Lockwood ve Hazlett, 2010:199).

Türbülans depoları, genellikle ince tabakalı pomza-kül depoları ve değişik tipteki piroklastik akma depoları birlikte bulunmaktadır. Akma, birimin tabanında yer alıyorsa bunlar taban türbülans (base surges), üst kesiminde yer alıyorsa kül bulutu türbülansı olarak adlandırılırlar (Helvacı ve Erkül, 2001:33).

İnceleme alanımızın doğusunda bulunun İncekaya volkanik alanında temel türbülans depolarına örnek oluşumlar bulunmaktadır (Foto 4).



Foto 4: Taban türbülansı (base surge): İncekaya - Dibekli alanı

#### ***b) Hyaloklastitler***

Hyaloklastitler, soğuma sonucu lavların (ve intrüzyonların) parçalanması ve patlamalı olmayan bir volkanizma ile oluşmuş klastik parçalardır. Bazalttan riyolite kadar geniş bir bileşime sahip magmalardan oluşabilir. Parçalanma, magmanın su ile temasına tepki olarak lavların veya intrüzyonların kenarlarında oluşan hızlı soğuma şeklinde gelişir. Ani soğuma, karadan suya akan lavlarda, buzul altında yayılan lavlarda ve pekleşmemiş, ıslak tortullara sokulan magma üzerinde etkilidir (Lockwood ve Hazlett, 2010:269). İnceleme alanımız içinde bulunan İncekaya tuf konisi hyaloklastitler ile kaplanmıştır (Foto 5).



Foto 5: İncekaya tuf konisi üzerinde yayılan hyaloklastitler

### 5.1.3. Örnekleme

Arazi çalışmaları sırasında, alanın jeomorfolojik gelişiminin, stratigrafisinin ve kronolojisinin açıklanmasında yardımcı olabileceği düşünülen materyalden örnek alımları yapılmıştır.

İnceleme alanı geneline yayılmış olan volkanik malzemelerden 50'den fazla örnek alınmıştır. Örnek alımları sırasında numune noktalarına ait koordinat ve yükselti değerleri kaydedilmiş ve alanlar isimlendirilmiştir. Ayrıca genel ve detaylı olmak üzere fotoğraf çekimleri ile kesitlerin çizimleri yapılmıştır. Örneklerin 8 tanesi K-Ar yaşlandırma analizi yapmak amacıyla, dört tanesi U-Th analizi, 20 örnek WDS<sup>2</sup> analizi ve 15 tanesi ise ICP-AES<sup>3</sup> analizleri yapmak amacıyla alınmıştır. Ayrıca karot çalışmaları sırasında toplam 84 örnek alınmış ve bunlardan 5 tanesi C<sup>14</sup> yaşlandırma analizi için uygun bulunmuştur.

Volkanik örnekler alınırken, buldukları ortam özelliğine göre ilk tanımlamalar yapılmıştır. Öncelikle örneğin alındığı malzemenin ne tür piroklastik (pomza, ignimbirit, tuf vb) ve depo olduğu (pomza düşüşü, lav akışı, taşınmış pomza

<sup>2</sup> WDS (Dalgaboyu Dağılımı Spektrometrisi)

<sup>3</sup> ICP-AES (İndüktif Eşleştirilmiş Plazma ve Atomik Emisyon Spektrometrisi)

vb) belirlenmiştir. Daha sonra örneğin bulunduğu ortamda kesit içinde başka bir tabakalanma olduğu takdirde, örneğin alındığı tabakalanmanın diğer tabakalar ile olan ilişkisi not edilmiştir (altında kül tabakası veya üstünde akarsu çakılı gibi). Daha önce alınmış başka bir örnek ile benzerliğinin olup olmadığına bakılarak eğer varsa nasıl bir bağlantı olabileceği üzerine ilk notlar alınmıştır. Ayrıca alınan örnek pomza örneği ise tane boyutu, hava boşluklu olup olmadığı, litik içeriği, miktarı, rengi ve dokusu gibi özellikleri de kaydedilmiştir. Tüm örnekler poşetler içine konularak, alındıkları yıl ve numaralara göre etiketlenmiştir (VAN 07-23 gibi). Aynı örnekten birden fazla örnek alınmış ise her poşet üzerine yapılacak analiz ismi de yazılmıştır. Arazi çalışmaları sonrasında örnekler, yapılacakları analiz yöntemine göre gruplandırılarak ilgili laboratuarlara gönderilmiştir.

#### **5.1.4. Hassas Yükseklik Ölçümleri (DGPS)**

Örnek alımlarının yanı sıra arazi çalışmalarında özellikle haritalama için gerekli notlar alınmış, GPS/DGPS yardımıyla hassas konum belirlenme ve yükselti ölçümleri yapılmıştır. Arazide, yükselti ölçümleri, yüksek veri kalitesine sahip (hata payı < 5cm) WEGM-96 sistemini kullanan, DGPS ile yapılmıştır. DGPS üç unsurdan oluşmaktadır:

- Tatvan Et Balık Kurumu binası terasına kurulan ve ana istasyon olan Thalès ZMax birimi
- Çalışılan noktadaki veriyi kaydedip ana istasyon ile rakım uyumu sağlayan ikinci istasyon birimi
- Çalışılan noktanın yükseltisini ölçen RTK tarzı gezici GPS birimi

Her vadide, taraça yüzeylerinin, taşkın ovalarının, akarsu yataklarının yükseltileri ve göl kıyısının yükseltisi ölçülmüştür. Ayrıca başka noktalarda da yükselti ölçümleri yapılmıştır. Bunlar: stratigrafik uyumsuzluklar (taban üzerindeki temel göl birimlerinin kontak hatları vb.), faylanmış tabakalar, göl seviyesini gösteren kıyasal depolardır (falez tabanları, kıyı çizgisi çökelleri, fan deltalarına ait üst depolar). Tüm yükselti deniz seviyesinden olan metre yüksekliğini ve 1646 m kodunda bulunan bugünkü göl seviyesine göre konumlandırılmış yükseltiyi ifade eder. DGPS noktaları ve ölçüm sonuçları tablo halinde sunulmuştur (Tablo 1).

Tablo 1: DGPS Noktaları ve Ölçüm Sonuçlarının Listesi

DGPS Ref	Nokta İsimleri	Yükselti EGM96 (m)	Koordinatlar	
			Enlem N	Boylam E
<b>KOTUM (Tatvan)</b>				
KU1B	Vadi 1,Taraça taban setlerinin üstü	<b>1707,743</b>	38° 28' 09.86838"N	42° 18' 26.10939"E
KU2B	Taban setlerinin tabanı ve ignimbritin üst kısmı (sol kıyı)	<b>1692,956</b>	38° 28' 09.26282"N	42° 18' 27.65560"E
KU3X	Taban setlerinin tabanı (sağ kıyı)	<b>1668,084</b>	38° 28' 11.13278"N	42° 18' 35.49990"E
KU4B	Taban setlerinin tabanı ve ignimbritin üst kısmı (sağ kıyı)	<b>1673,611</b>	38° 28' 11.65325"N	42° 18' 35.02369"E
KU5B	Vadi 1,Taraça KU1B altında, sağ kıyı	<b>1684,688</b>	38° 28' 13.37012"N	42° 18' 33.65054"E
KU7X	Vadi 5,Pembe ignimbritin tabanı (tüfün altında)	<b>1666,629</b>	38° 28' 28.30535"N	42° 18' 36.81313"E
KU8B	Vadi 5, Taraça üstü	<b>1678,178</b>	38° 28' 28.79958"N	42° 18' 37.38294"E
KU9	En yüksek taraça	<b>1720,686</b>	38° 28' 04.95654"N	42° 19' 00.28868"E
KU10	Vadi 5,en üstteki kül tabakasının temeli	<b>1664,822</b>	38° 28' 31.03941"N	42° 18' 33.95157"E
KU11	Eşik , İgnimbrit tavanı	<b>1737,67</b>	38° 25' 15.79196"N	42° 17' 43.80750"E
KU12	Eşik, İgnimbrit tavanı	<b>1736,567</b>	38° 26' 20.16269"N	42° 19' 05.41382"E
KU13	Cöplük, en yüksek taraça	<b>1715,109</b>	38° 28' 46.28686"N	42° 18' 56.70698"E
KU14	Vadi2, nehir kavşağı	<b>1651,833</b>	38° 28' 13.22864"N	42° 18' 30.86527"E
KU15	Göl seviyesi	<b>1648,07</b>	38° 28' 52.34523"N	42° 18' 22.22261"E
<b>GÖLLÜ</b>				
CAN1	Karot noktası	<b>1707,318</b>	38° 27' 40.13454"N	42° 38' 22.34563"E

### **5.1.5. Karot Çalışmaları**

2007 yaz arazi çalışmaları sırasında Göllü Ovası içinde yer alan Çanakdüzü Köyü önündeki düzlük alanda karot çalışmaları yapılmıştır. Birbirine paralel ve aynı çökel dizinine sahip üç karot kuyusu açılmıştır. Sırasıyla kuyulara Çan1, Çan2 ve Çan3 isimleri verilmiştir. Karotlar manuel olarak alınmıştır. Açık uçlu, 66 ile 27 mm çapında ağız genişliğine sahip *tijler (Gujlar-gauge)* kullanılmıştır. Örnek alımları ve karotların fotoğraf çekimi kuyu başında yapılmıştır. Örnekler 3 cm genişliğinde dilimler halinde alınıp, yapılacak analizlere bağlı olarak 3 farklı poşete konulmuştur. Örneklerle uygulanan analiz yöntemleri laboratuvar çalışmaları bölümünde anlatılacaktır.

### **5.1.6. Haritalama Çalışmaları**

Arazi çalışmalarının diğer önemli bir adımı haritalamadır. Arazide kullanılan tez sahasına ait haritalar Harita Genel Komutanlığı tarafından hazırlanan 1/100 000 ve 1/25 000 ölçekli topografya haritaları ile MTA'dan alınan 1/100 000 ve 1/500 000'lik jeoloji haritalardır.

Bunlar 1/25 000 ölçekli K48 d3, c3,c4, L48 a2, b1, b2 ve 1/100 000 ölçekli K48,K49,L48,L49 numaralı Van topografya paftaları ile L48 numaralı jeoloji paftasıdır.

Arazi çalışmaları sırasında adı geçen paftalar üzerine notlar alınmış ve özellikle jeomorfoloji haritası için veri tabanı oluşturulmaya çalışılmıştır. Aynı zamanda profil ve kesit hatları belirlenerek harita üzerine işaretlenmiştir. Özellikle elde bulunan jeoloji haritası üzerindeki eksikler saptanmış ve tez alanına ait yeni ve daha detaylı bir jeoloji haritasının çizimi için veri tabanı oluşturulmuştur.

Arazi çalışmaları 4 yıl boyunca yaz aylarında gerçekleşmiştir. Bu çalışmalar sonucunda geniş bir veri tabanı ve örnek arşivi oluşturulmuştur. Her yıl bir önceki yıla ait eksiklikler tamamlanmaya çalışılmıştır. Toplanan bilgi, veri ve örnekler üzerinde daha sonra büro ve laboratuvar ortamlarında çalışmalar yapılmıştır.

## **5.2. Laboratuvar Çalışmaları**

Arazi çalışmaları sonrasında yürütülen ikinci önemli çalışma laboratuvar ortamında yapılan çalışmalardır. Paleo ortamın daha iyi anlaşılmasına ve yaşlandırma

çalışmalarına yardımcı olacağına inanılarak farklı kesimlerden alınmış çok miktarda örnek Fransa- Paris, Meudon'daki CNRS/ Paris 1 Üniversitesi Fiziki Coğrafya Laboratuvarına gönderilmiştir. Örneklerin tümü yapılacak analiz yöntemlerine göre sınıflandırılarak ayrılmıştır.

### **Laboratuvarlar**

Ayrılan örnekler ilgili laboratuvarlara gönderilmiştir. Örnekler üzerine uygulanan analiz yöntemleri ve laboratuvar isimleri şunlardır:

- Sedimantoloji: Tane Boyu Analizi- CNRS- LGP UMR 8591- Meudon
- Jeokimya Analizleri:
  - 1-Total Karbon -Azot, Karbon Organik, - LGP UMR 8591- Meudon
  - 2- WDS (Dalgaboyu Dağılımı Spektrometresi) – Paris 6- Jussieu Üniversitesi Camparis Laboratuvarı
- Mineralojik Analizler: IR -İnfraruj Spektrometrisi- (Kuars, Aragonit, Dolomit, Kalsit) CNRS- LGP UMR 8591- Meudon
- Yaşlandırma Analizleri:C<sup>14</sup>, K-Ar, Ar-Ar, U-Th- CNRS- GIF Sur Yvette ve Saclay
- Kil analizleri; RX Difaktrometrisi, CNRS- GIF Sur Yvette- Cedex.
- ICP-AES (İndüktif Eşleştirilmiş Plazma ve Atomik Emisyon Spektrometresi) analizi ise « Service d'analyse des roches et minéraux » (CNRS, Nancy) laboratuvarlarında yaptırılmıştır.

Meudon laboratuvarlarında yapılan tüm analizler ve Jussieu Üniversitesinde yapılan analizler (WDS) için örnek hazırlama işlemleri tarafımızca LGP laboratuvarındaki konularında uzman Araştırmacı (D. Mouralis, C. Kuzucuoglu, J-F. Pastre) ve teknikerlerin (S. Kunesch, V. Robert, F. Goupille) kontrolünde yapılmıştır. Ayrıca K-Ar yaşlandırma analizi için gerekli örneklerin hazırlanması işlemleri de yine tarafımızca yapılmıştır.

### **Analiz Tipleri**

*Tane boyu çalışmaları* Meudon CNRS LGP (Laboratoire de Geographie Physique) Sedimantoloji laboratuvarında Stephane Kunesch ve Frank Goupille'in kontrolü altında yapılmıştır. Bu dönemdeki çalışmalar daha çok örneklerin tartma,

kırma, eleme, yıkama ve kurutma gibi işlemlerden geçilerek analizler için hazır hale getirilmesine çalışılmıştır (Şekil 6).

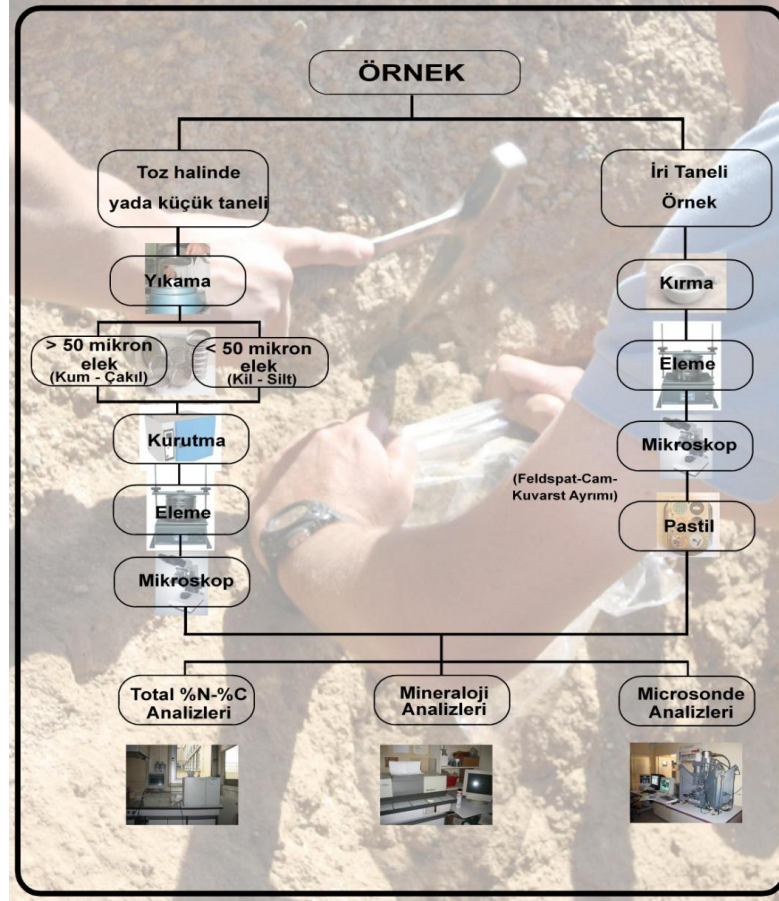
***Jeokimya analizlerinden*** Toplam Karbon-Azot (%), Karbon Organik (%) ve Infraruj (IR)(%) analizleri yapımı sırasında izlenen yöntemler aşağıdaki gibidir.

Laboratuvar çalışmalarına geçmeden önce ön hazırlık ve büro çalışması sırasında; Arazide tutulan notların bilgisayar ortamına geçirilerek örnek sıralaması, adlandırılması ve sınıflandırılması yapılmıştır. İçerik verilerine göre üniteler belirlenerek log ve analizi yapılacak örnekler için laboratuvar çalışmalarında yardımcı olacak bir kılavuz şema çizilmiştir.

Örnekler, kılavuz şema yardımıyla, üzerine numaraları ve hangi üniteye ait olduğu yazılan küçük kâseler içine alınarak kurutulmak üzere etüve bırakılmıştır. Her örneğin ½ si alınmış geri kalan kısmı saklanmak üzere ayrılmıştır. Etüvde bir gün bekleyen örnekler seramik havanlarda ezilip 200 mikron ölçüsündeki eleklerde elenerek pudra haline getirilmiştir. Her örnek yine üzerinde isimleri yazılı küçük tüpler içine alınarak analizler için hazırlanmıştır.

#### ***Toplam Karbon, Organik Karbon ve İnorganik Karbon, Azot Analizleri***

Toplam Karbon ve Azot ile Karbon Organik analiz çalışmaları yine LGP laboratuvarlarından biri olan jeokimya laboratuvarında Vincent Robert ile birlikte yürütülmüştür. Bu analiz çalışmalarında kullanılan örneklerin tümü 2007 yılı arazi çalışmaları sırasında Göllü Ovası içinden alınan karotlara ait örneklerdir. Toplam Karbon-Azot analizi için pudra haline getirilmiş örnekten maksimum 50 mg örnek alınmıştır. Analiz öncesi örnekler sadece hassas tartıda ağırlıkları alınarak *nacell* denilen küçük folyolar içine alınıp ağızları kapatılmıştır ve analiz makinesine konulmuştur. Toplam Karbon Organik analizi öncesinde yine maksimum 30 mg (bazı örneklerden 50mg alınmıştır) ağırlığındaki örnekler bu sefer gümüş alaşımli *nacell* içine koyulup üzerlerine seyreltilmiş *hidroklorik* asit dökülmüştür. Böylece örnek içindeki organik madde dışındaki diğer mineraller aside reaksiyon göstererek ayrıştırılmış yani örnek içinden uzaklaştırılmıştır. Asidin buharlaşması ve örneğin kuruması için bir gün boyunca 50–60 °C sıcaklıkta bekletilmiştir. Hazır hale gelen örnekler makine içine alınarak analiz edilmişlerdir. Bu analiz sonuçlarından elde edilen veri tabanı yardımıyla grafikler çizilmiş ve yorumlamaları yapılmıştır.



Şekil 6: Örneklerin hazırlanma aşamaları ve iş akış grafiği

### ***Tefra örneklerinin WDS (Dalgaboyu Dağılımı Spektrometresi) analizi***

Camparis Laboratuvarında (Jussieu Üniversitesi, Paris) Cameca SX-100 Elektron mikroskobu kullanılarak Rouen Üniversitesi Öğretim üyesi ve CNRS LGP uzman Araştırmacı Doç.Dr. Damase Mouralis ile birlikte yapılmıştır. Örneklerin hazırlanması ve analizleri Frogatt yöntemine (1992) göre yapılmıştır. Örnekler 50 mikron ölçekli eleklerde yıkanarak içlerindeki kilden arındırılmışlardır. Kil daha sonra saklanmak üzere kurutulmaya bırakılmıştır. Kilden geri kalan tefralar ise üzerlerinde isimleri yazılı olan porselen kâseler içine alarak kurutulmak üzere etüve bırakılmıştır. Kuruyan örnekler eleme ve ezme işlemlerinden geçirildikten sonra Binoküler mikroskop üzerinde içindeki mineral çeşitliliği incelenmiştir. Cam ve diğer minerallerin (feldspat, kuvars vb.) örnek içinden seçilmesinden sonra üzerlerine *Epoxy* reçinesi denilen madde dökülerek pastiller hazırlanmış ve

kurumaya bırakılmıştır. Kuruyan pastiller analiz öncesindeki son ve en önemli aşama olan cilalama (Polisaj) işlemine tabi tutularak pürüzsüz hale getirilmiştir. Bu işlemin uygulanması titizlik içinde gerçekleştirilmiştir çünkü pastil ne kadar pürüzsüz bir yüzeye sahipse analiz işlemleri sonuçları daha net bir biçimde ortaya çıkmaktadır. Geçerli ve tutarlı sonuç alabilmek amacıyla her bir örneğe ait farklı taneler için birden fazla analiz yapılmıştır.

#### ***ICP-AES Analizleri***

15 piroklastik örneğin ICP-AES (İndüktif Eşleştirilmiş Plazma ve Atomik Emisyon Spektrometresi) analizi ise « *Service d'analyse des roches et minéraux* » (CNRS, Nancy) laboratuvarlarında yaptırılmıştır.

#### ***Kil Analizleri***

Kil analizleri Fransa'da CNRS- GIF Sur Yvette- Cedex laboratuvarlarında Christophe Colin (Orsay Üniversitesi) tarafından X-ışını difaktrometresi ile 2008 Nisan ayında 15 örnek üzerinde analizler yapılmıştır.

#### ***IR (Enfraruj) Spektrometresi ile Mineralojik Analizler***

LGP laboratuvarlarında yapılan bir diğer analiz ise Frank Goupille'in kontrolündeki mineralojik analizlerdir. Göllü Polyesi karot örnekleri için Bruker – Vector 22 IR Spektrometri makinesi ve OPUS yazılımı kullanılarak analizler yapılmıştır. Analiz için 40 mg örnek ağırlığı gerekli olduğundan hassas tartıda tartılmıştır. Pudra halindeki örnek (40 mg), üzerinde ismi yazılan başka tüp içine alınmıştır. Örnek, tüpün tamamını dolduracak şekilde etanol alkol konularak 60 dakikaya ayarlı ve dakikada 30 kez hareket eden çalkalama makinesi içine yerleştirilmiştir. 60 dakika sonunda makineden alınan örnekler küçük yayvan tabaklar içine alınıp kurumaya bırakılmıştır. Tamamen kuruyan örnek daha sonra tekrar üzerinde ismi yazılı ve daha küçük tüpler içine alınarak analiz için hazır hale getirilmiştir. IR Spektrometri makinesi içine 1mg'dan daha az konulan örneğin analizi sonucunda elde edilen veriler yardımıyla grafikler çizilerek yorumlamalar yapılmıştır.

#### ***Yaşlandırma Analizleri***

Yaşlandırma analizleri çalışmalarının tümü GIF Sur Yvette- CNRS laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. Alınan örneklerin kayaçtürüne göre farklı yaşlandırma yöntemleri uygulanmıştır. Bu yöntemler: travertenler için U-Th,

piroklastikler ve lavlar için  $Ar^{39}$ - $Ar^{40}$ , organik madde ve kabuklar için  $C^{14}$ . Yaşlandırma amaçlı alınan örneklerin sadece bir kaçının analiz sonuçları kullanılabilir nitelikte bulunmuştur.

#### ***C<sup>14</sup> Yaşlandırma Analizleri***

L.S.C.E. de ki (Gif-s/Yvette- Fransa) Akselerator mass spektrometresi ile Uzm. Michel Fontugne tarafından yapılmıştır. Örnekler standart prosedüre uygun olarak hazırlanmıştır (Délibras, 1985). Organik maddece zengin olan tabakalardan örnek alınırken bitki köklerinden (güncel) bulaşma olmaması için çok dikkat edilmiştir. Sonuçlar geleneksel  $C^{14}$  yaşları şeklinde ve Calib 3.0 programı (Stuiver ve Reimer, 1993) kullanılarak kalibre edilmiş olarak verilmiştir. Bazı yaşlar doğrudan kalibre edilebilme aralığı dışında olabilmektedir. Organik numuneler üzerinde olası sabit bir su etkisi dikkate alınmamıştır

#### ***U-Th Analizleri***

Jean Louis REYSS tarafından yapılmıştır. Analizler yapılırken Ku (1976) tarafından açıklanan yöntemle benzer bir yol izlenmiştir. Alfa sayımı katı-hal detektörleri ile yapılmış ve hatalar istatistikî yöntem temelinde standart sapmaya dayalı olarak hesaplanmıştır. Yaşlandırılan örneklerin analizleri yapıldıktan sonra yaş doğrulamaları  $Th^{230}$ - $Th^{232}$  oranları kullanılarak yapılmıştır.

#### ***K-Ar, Ar-Ar Analizleri***

Analizler “Laboratoire des Sciences du Climat et de l’Environnement- Unité Mixte de Recherche CEA – CNRS, Gif-sur- Yvette” laboratuvarlarında Fransa’ da Herve Guillou ve Stephane Scaillet tarafından yapılmıştır. Örneklerin analizler için hazırlanma işlemleri tarafımızca yapılmıştır. Seçilen 8 örnek ilk önce kırılıp küçük parçalara bölünmüşlerdir. Parçalanmış örnekler 0,25-0,125 mm boyutlu eleklerde elenip  $HC_2H_3O_2$  (asetik asit) ile ultrasonik temizleyicide yıkanmıştır. Daha sonra distile su ile yıkanan örnekler asitten tamamen arındırılmış ve kurutulmak üzere fırına konulmuştur. Örnek içindeki fenokristaller ve zenokristaller hem yoğunluk yöntemi (ağır sıvılar kullanılarak) ve hem de manyetik ayırma yöntemi kullanılarak uzaklaştırılmıştır. 8 örnek içinden 6 örneğin analiz edilebilecek özellikte olduğuna karar verilmiştir. Analiz yöntemi, kalibrasyon ve analitik prosedür Guillou vd. (1998) göre yapılmıştır.

### 5.3. Büro Çalışmaları

Büro çalışmaları, arazi ve laboratuvar çalışmaları öncesinde ve sırasında gerçekleştirilmiştir. Başlangıçta dağınık olan bilgileri daha anlaşılır hale getirebilmek için jeomorfoloji ekseninde gruplandırmalar yapılmıştır. Çalışma ilerledikçe ve veri tabanı genişledikçe çalışmanın amaç ve gerekçesine uygun şekil biçimlenmiştir. Zaman zaman asıl konuyu anlatmadan önce bazı tanımlamalar ve açıklamalar ön bilgi olarak sunulmuştur. Van Gölü Havzası'na ilişkin yapılmış jeoloji ve jeomorfoloji içerikli eski çalışmaların değerlendirilmeleri yapılarak çözüm aranacak sorunun kuramsal bir çerçevesi ortaya konulmaya çalışılmıştır.

Büro çalışmalarının ilk safhasında tez konusu ile ilgili çok geniş bibliyografya listesi toplanmış ve bunlar birer birer gözden geçirilerek uygulanan metotlar ve varılan sonuçlar arasındaki bağlar araştırılmıştır. İlgili yayınların taranması ve elde edilmesinde Y.Y.Ü (Van), Paris I ve 6 Üniversiteleri (Fransa) ve İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi ile Merkez Kütüphanesinin sağladığı, indeks kapsamında bulunan dergilerdeki güncel makalelerden ve MTA kütüphanelerinin olanaklarından yararlanılmıştır. Ayrıca çalışmaya kaynak teşkil edecek diğer veriler Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, YÖK kütüphaneleri ve YÖK tez merkezinden temin edilmiştir

İnceleme alanına ait 1/25 000 ve 1/100 000 ölçekli haritalar üzerinde detaylı çalışmalar yapılmıştır. Harita Genel Müdürlüğü tarafından hazırlanan topografya haritalarından inceleme alanımızı içine alan pafta numaraları şunlardır:

- 1/100 000 ölçekli K48, K49, L48, L49
- 1/25.000 ölçekli; K48 d3, c3, c4, L48 a2, b1, b2, L49 a1,a2.

Jeolojik özellikler 1/100.000 ölçekli MTA tarafından hazırlanan K48 ve L48 numaralı jeoloji paftalarından derlenmiştir.

Tez alanına ait paftalar taranıp bilgisayar ortamına alındıktan sonra koordinatlandırma işlemleri yapılarak geometrik düzeltmeleri sağlanmıştır. Coğrafi Bilgi Sistemleri çalışmalarında yaygın olarak kullanılan GIS ArcMap 9.3 programında sayısallaştırma işlemi yapılmış böylece eşyükselti eğrileri, akarsu ağı, ulaşım ağı, tepeler ve jeolojik yapıya ait vektör veriler oluşturulmuştur.

Bu vektör veriler yardımıyla inceleme alanına ait;

- Sayısal Topografya ve Hidrografya Haritası,
- Sayısal Yükseklik Modeli,
- MTA tarafından yayınlanmış jeoloji haritası üzerine arazi çalışmaları sonrasında eklenmiş yeni veriler ile oluşturulmuş sayısal Jeoloji Haritası
- Jeomorfoloji Haritaları oluşturulmuştur.

Haritalama ve çizim çalışmaları sırasında Adobe Illustrator, Corel Draw ve Photo Shop programlarından faydalanılmıştır. Ayrıca yazım işlemi Word, tablo ve grafikler Excel ve Origin Pro programlarında yapılmıştır.

Laboratuar çalışmaları ve yapılan analizlerin sonuçlarından elde edilen verilerin değerlendirilmesi ve işlenmesi büro çalışmalarının önemli bir kısmını kapsamaktadır.

Özellikle WDS ve ICP-AES analizleri sunucunda elde edilen veriler bazı matematiksel işlem ve formüllere (normalizasyon, standart sapma, aritmetik ortalama vb.) tabi tutularak ham veri halinden çıkarılmıştır. Normalize edilmiş veriler kullanılarak tefra içindeki cam ve felspat özelliklerini gösteren toplam alkali-SiO<sub>2</sub> (TAS) diyagramı ve ikili diyagramlar çizilmiştir. TAS diyagramları magmatik kayaların sınıflandırılmasında yaygın olarak kullanılan bir kimyasal sınıflama yöntemidir. Bu sınıflandırma yönteminde volkanik kayaların mineral kimyasına göre alkali ve silis içerikleri arasındaki ilişkiler dikkate alınmaktadır. Bu diyagramda kimyasal analizleri yapılan volkanik kayaların içindeki su ve karbondioksit değerleri hariç tutularak elde edilen veriler kullanılmalıdır (Le Maitre, 2002). Tas diyagramı ve ikili diyagramlar örneklerin SiO<sub>2</sub> ve çeşitli oksit içeriklerini karşılaştırıp üç ana jeokimyasal grup arasında ayrımını göstermektedir.

Yerkabuğunun ağırlıkça % 98.34'ünü oluşturan elementler ana oksitler olarak adlandırılır. Bu elementler; SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Bu elementlerin herhangi bir kayaç içerisindeki konsantrasyonları % oksit cinsinden belirlenir. Kayaç içerisinde ana oksitlerin toplamı % 100 civarında olacak şekilde hesaplanır. H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> ve S gibi uçucu elementler genel toplama dâhil edilmez. TAS diyagramı ve diğer grafikler çizilirken kullanılan analiz verileri Frogatt (1992) yöntemi kullanılarak işlenmiştir. Yazara göre volkanik örneklerin WDS

analizlerinde elementlerin toplam değerleri nadiren %100 civarındadır ve %90-91'e kadar dūşebilir. Toplamdaki bu dūşüş genellikle su hidrasyonuna bağlı olarak görülebilir, elementler analiz edilemez ve analiz hata verir. Bir tefra tabakası için analitik toplamdaki farklılık hidrasyon ile alakalıdır. Hidrasyon derecesi ise tefranın depolanma ortamına bağlı olarak değişebilir. Bu nedenle diğer tefralar ile karşılaştırma yapmadan önce analiz sonuçlarının toplam değerlerinin %100 olacak şekilde normalize edilmesi gerekmektedir. Frogatt, herhangi bir çalışmada asgari şartın her element için ortalama ve standart sapma değerlerinin alınması ve daha sonra her değerin normalize edilmesi gerekliliğini özellikle vurgulamıştır (Frogatt 1992). Bu nedenle WDS analizlerinden elde ettiğimiz verilerin tümünde ortalama, standart sapma ve daha sonra normalizasyon hesaplamaları yapıldıktan sonra diyagram ve grafikler çizilmiştir.

# 1. ARAŞTIRMA ALANININ GENEL FİZİKİ COĞRAFYA ÖZELLİKLERİ

İnceleme sahamız fizikî coğrafya yönünden oldukça zengin bir karaktere sahiptir. Yükselti farklarının fazla olması, fiziki ve beşeri koşullarda da çeşitlenmeye yol açmaktadır. Araştırma sahası içindeki vadiler metamorfik, tortul ve volkanik yapılar da şekillenmiştir. Bugünkü görünümde farklı ortamlarda ve farklı fasiyeler halinde çökelen depolar ve bunları karakterize eden polisiklik topografyalar bulunmaktadır.

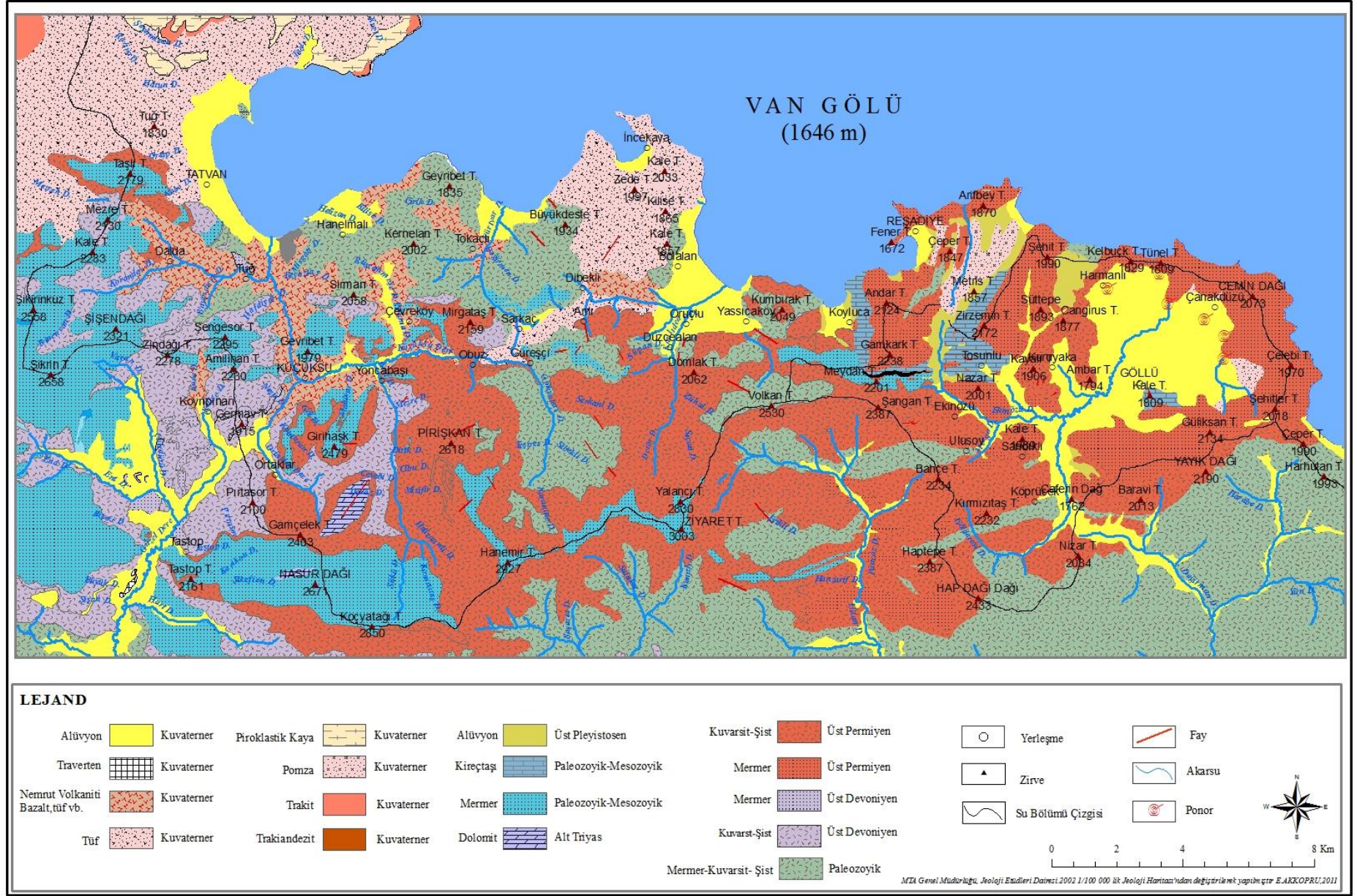
## 1.1. Araştırma Alanının Jeolojik Özellikleri

Bitlis Masifi üzerinde bulunan araştırma alanı Örtü Metamorfitleri olarak bilinen ana kaya topluluğundan oluşmaktadır (MTA. Çağlayan ve Şengün, 2002:2) (Şekil 7). Bu topluluk Üst Birlik olarak tanımlanmıştır. Şengün (1984:26) çalışmasında Üst Birlikleri Kotum Grubu olarak adlandırmıştır. Şengün'ün bu çalışması ile MTA tarafından yayınlanan açıklamalı 1/100 000' lik jeoloji paftaları raporları, inceleme alanının jeolojik özelliklerinin tanınmasında büyük ölçüde faydalanılmış çalışmalardır. Şengün'ün (1984:26-43) çalışmasına göre Kotum gurubu içinde üç formasyon ayrılmıştır. Bunlar:

*Kuytu Formasyonu;* Kuvarsit, şist/kuvarsit, şist/mermer ve şist ardalanmasından oluşmaktadır. Birimin yaşı Ordovisiyen-Silüriyen olarak düşünülmektedir Çalışma alanı kuzeyinde Hanelmalı yöresinde ve Tuğ Mahallesi. civarında görülen mostralar Kuytu Formasyonu'na aittirler.

*Arpik (Kokarsu) Formasyonu;* Birimin alt kesiti kuvarsit, kuvars şist, şisti kuvarsit ve kuvarslı mermer ara seviyesinden oluşur. Çalışma alanı kuzeybatısında geniş mostralar vermektedir. Bitlis ile çalışma alanı arasında kalın istifler oluşturmaktadır. Formasyon, Orta Devoniyen'den daha yaşlıdır. Ancak transgresif aşma yönünde daha genç yaşta olabileceği de belirtilmiştir.

*Nasurdağı Formasyonu;* Birim, Gözğü Mah. D-KD'sunda geniş bir yayılım göstermektedir. Ayrıca çalışma alanı batısında senklinallerde korunan genellikle kalın katmanlı mermerler bulunmaktadır. Formasyon, Mezozoik yaşlıdır.



Şekil 7: İnceleme Alanının (Tatvan-Gölü arası) Jeolojik Haritası

Ayrıca genellikle andezit-bazalt bileşiminde lav, kaynamış tuf ve pomzadan oluşan Pliyo-Kuvaterner yaşlı Nemrut volkanitleri, çalışma alanında vadi içlerini ve yamaçlarını kaplamaktadır. Volkanitler arasındaki ignimbritler farklı fasiyes ve renktedirler. Söz konusu volkanik depolar üzerine detaylı açıklamalar tezin ilerleyen bölümlerinde verilecektir. Aynı zamanda inceleme alanı içinde traverten oluşumları dikkat çekmektedir. Bazı alanlarda traverten çökelimleri günümüzde de devam etmektedir.

## **1.2. Araştırma Alanının İklim, Bitki Örtüsü ve Toprak Özellikleri**

Bilindiği üzere Doğu Anadolu Bölgesi, denizden uzaklık ve ortalama yükseltinin fazla olması nedeniyle karasal bir iklime sahiptir ve yıllık sıcaklık farkları oldukça fazladır. Ancak Van Gölü çevresi bölgeye göre daha ılıman bir iklime sahiptir. İzbırak (1951:96), Van Gölü çevresinin, yağış bakımından İç Anadolu ve Doğu Anadolu'nun Erzurum, Erzincan, Kars çevrelerinde uzanan bölümdeki kara tipi ile Akdeniz kıyı boyu ve Güneydoğu Anadolu bölgesinde görülen Akdeniz tipi arasında bir geçiş şekli gösterdiğini belirtmiştir. Erinç (1953:68), Van Gölü kıyılarında iklim şartlarının, bu geniş ve derin su kütesinin baskılayıcı etkisi altında olduğunu ve göl kıyısında kışların iç kısımlara nazaran biraz daha az şiddetli geçtiğini belirtmiştir.

Van Gölü havzasında Ocak ve Şubat ayları süresince aylık ortalama sıcaklık 0 °C dir. Yaz ayları süresince ise ortalama sıcaklık 20 °C yi bulur. Yıllık yağış oranı havza içinde değişkendir. Doğuda, Van ve çevresinde ortalama yağış 400 mm, kuzeydoğuda bulunan Erciş ve çevresinde ortalama 500 mm iken, güneybatıda Tatvan ve çevresinde ortalama yıllık 900 mm'yi bulmaktadır.

İnceleme alanımızın iklimi üzerinde yükseklik, denize uzaklık, orografik durum ve Van Gölü önemli ölçüde etkili olmaktadır. Deniz (2002:24) çalışmasında, Tatvan ve çevresinin orografik olarak dağlık bir bölgede yer alması nedeniyle, geçiş mevsimlerinin son derece kısa olduğunu yazmış, yılın sıcak ve kurak süren yaz mevsimi ile soğuk, yağışlı ve uzun süren kış mevsimi olmak üzere iki devreye ayrılacağını belirtmiştir. Araştırmacı ayrıca İç Anadolu ve Doğu Akdeniz üzerinden gelen hava kütleleri, Muş oluğu ve Bitlis Vadisi'ne kanalize olarak geniş bir boğaz niteliğindeki Rahva üzerinden Tatvan'a ulaştığını ve bölge iklimi üzerinde

etkili olduğunu yazmıştır. Tatvan'ın iklimi üzerine tez çalışması yapan Aksakal (1998:145) ise Tatvan ve çevresinde yarı karasal ve nemli bir iklimin hüküm sürdüğünü belirtmiştir.

Ardel (1944:99), bölgenin iklim bakımından farklı olduğuna dikkat çekmiştir. Bozulmuş bir Akdeniz iklim tipinin hüküm sürdüğünü ve havzada Bitlis gediğinin tesiri altında kalan batı ve güneybatı kısmının diğer kısımlara nazaran daha nemli olduğunu belirtmiştir.

İnceleme alanının iklim özelliklerini anlamak amacıyla meteoroloji gözlem evi verileri incelenmiştir. İnceleme alanı içinde Tatvan meteoroloji gözlemevi bulunmaktadır. Bu istasyondan başka inceleme alanına yakın Reşadiye ve Ahlat istasyonları da bulunmaktadır. Ancak Reşadiye İstasyonuna ait verilerin büyük çoğunluğu beş yıllık, küçük bir kısmı ise 9 yıllık gibi çok kısa sayılabilecek bir dönemi içermesi nedeniyle kullanılmamıştır. Ahlat istasyonu ise havzaya yakın fakat onun iklim özelliklerini yansıtmaktan uzaktır. Bu bakımdan Van Gölü'nün etkilerinin mevcut olduğu Tatvan istasyonuna ait veriler tercih edilmiştir. Ayrıca Tatvan istasyonunun 1975'den beri rasat yapıyor olması, verilerinin de yeterli ve güvenilir olduğunu göstermektedir.

Buna göre Tatvan'ın yıllık ortalama sıcaklığı 8,9 C°' dir (Tablo 2).

Tablo 2: İnceleme Alanının Ortalama Sıcaklık Değerleri (C°)

Meteorolojik İstasyon	Aylar												Yıllık
	O.	Ş.	M.	N.	M.	H.	T.	A.	E.	Ek.	K.	A.	
Tatvan	-2,8	-2,5	0,8	7,1	12,3	17,8	21,9	21,5	16,8	10,3	3,8	-0,7	8,9

Yaz mevsiminde sıcaklık ortalamaları 20,4 C°, Kış mevsiminde ise -2,0 C° arasında değişmektedir (Tablo 3). Bu değerlere göre yaz sıcaklıkları çok yüksek olmadığı buna karşın, kış sıcaklıklarının çok düşük olduğu görülmektedir.

Tablo 3: İnceleme Alanının Mevsimlik Ortalama Sıcaklık Değerleri (C°)

Meteorolojik İstasyon	Mevsimler			
	İlkbahar	Yaz	Sonbahar	Kış
Tatvan	6,73	20,40	10,30	-2,0

Yıllık ortalama yağış miktarı inceleme alanında 829,5 mm'dir (Tablo 4).

Tablo 4: İnceleme Alanının Ortalama Aylık Yağış Değerleri (mm)

Meteorolojik İstasyon	Aylar											Yıllık	
	O.	Ş.	M.	N.	M.	H.	T.	A.	E.	Ek.	K.		A.
Tatvan	69,4	100,7	117,6	131,7	93	26,2	6,2	3,6	11,4	79,8	105,2	84,7	829,5

İnceleme sahasında ilkbahar en yağışlı mevsimdir (Tablo 5). Yıl içerisindeki tüm yağışın % 41,27'si bu mevsimde düşer. Bu değerler, toplam yağışın kabaca 2/5'sine karşılık gelir. Yağışların en az görüldüğü mevsim yaz'dır. Yıl içindeki tüm yağışın % 4,34'ü bu mevsimde düşer. Sonbahar yağış oranları, kış yağış oranlarına yakın değerlerdedir. Kış yağışlarının yıllık yağış içerisindeki oranı, % 30,72'dir. Tüm yağışın son olarak % 23,68'i, sonbahar mevsiminde görülür.

Tablo 5: İnceleme Alanının Mevsimlik Ortalama Yağış Değerleri (mm)

Meteorolojik İstasyon	Mevsimler			
	İlkbahar	Yaz	Sonbahar	Kış
Tatvan	342,3	36	196,4	254,8

Aylık ve yıllık sıcaklık değerlerine, yıllık yağış miktarına, yağışın sene içerisindeki dağılımına bağlı olarak yapılan Köppen sınıflandırmasına göre Tatvan Cskp harfleri ile gösterilen, orta iklimler kuşağı içerisinde (Tablo 6).

Tablo 6: İnceleme Alanında Ortalama Yağış Değerlerinin Soğuk ve Sıcak Devrelere Dağılımı ile Köppen Uygulaması

İstasyon Adı	Ekim - Mart		Nisan - Eylül		% 70'e Uygulanan Sonuç		
	Toplamı (mm)	(%) Oranı	Toplamı (mm)	(%) Oranı	Göre	Formül	Değerleri
Tatvan	557,4	67,20	272,1	32,80	<	$r = 2(t+7)$	829,5 > 31,8

Yıllık ortalama sıcaklık ile yıllık yağış arasındaki ilişkiye dayanan De Martonne yıllık kuraklık indis formülüne (1923) göre indis değeri, inceleme sahasında 43,89'dur (Tablo 7). Bu değerlere göre inceleme alanı nemli iklimler içerisinde kalmaktadır. Yine De Martonne ve Gottman'ın birlikte (1942) ortaya koydukları aylık kuraklık indis formülüne göre; yıllık indis değeri 22,63'tür. Bu

değere göre inceleme sahası yine nemli bölgeler içerisinde kalmaktadır.

Tablo 7: İnceleme Alanının De Martonne Kuraklık İndisi Değerleri ve Değerlendirmesi

İstasyon Adı	Aylar												Yıllık
	O.	Ş.	M.	N.	M.	H.	T.	A.	E.	Ek.	K.	A.	
Tatvan	115,7	161,1	130,7	92,4	50,0	11,3	2,3	1,4	5,1	47,2	91,5	109,3	527,8
Kuraklık İndisi	Nemli	Nemli	Nemli	Nemli	Nemli	Nemli	Kurak	Kurak	Yarıkurak	Nemli	Nemli	Nemli	Nemli

Yıllık ortalama yağış miktarı ve ortalama maksimum sıcaklık arasındaki ilişkiye dayanan Erinç'in yağış etkinlik indisine göre Tatvan'ın yıllık indisi 22,7 indisinde olup bu bakımdan Türkiye'deki yarıkurak- nemli sahalar içinde kalmaktadır (Tablo 8).

Tablo 8: İnceleme Alanında Erinç Sistemine Göre Yağış Etkinliğinin Yıllık Seyri

Aylar												
O.	Ş.	M.	N.	M.	H.	T.	A.	E.	Ek.	K.	A.	
1189,7	929,5	276,7	130,6	63,4	13,1	2,6	1,5	5,7	58,4	146,8	338,8	
Çok Nemli	Çok Nemli	Çok Nemli	Çok Nemli	Çok Nemli	Kurak	Tam Kurak	Tam Kurak	Tam Kurak	Çok Nemli	Çok Nemli	Çok Nemli	

Yağışla evapotranspirasyon ve sıcaklıkla evapotranspirasyon arasındaki durum dikkate alınarak yapılan Thornthwaite sınıflandırmasına göre ise; Tatvan'da; Ekim, Kasım, Aralık, Ocak, Şubat, Mart, Nisan ve Mayıs ayları yağışın Potansiyel Evopotranspirasyondan fazla ve toprakta birikmiş suyun olduğu nemli aylardır (Tablo 9). Haziran ayında yağışlar azalır ve potansiyel evopotranspirasyon değerinin altına düşer. Ancak henüz toprakta birikmiş su vardır. Birikmiş olan su Temmuz ayında biter. Temmuz, Ağustos ve Eylül su ihtiyacının olduğu nemli olmayan aylardır. Potansiyel evopotranspirasyonun' un yağışlardan fazla olduğu bu koşullar Ekim ayında nemli dönemin yeniden başlaması ile son bulur.

Tablo 9: Tatvan İstasyonuna Ait Su Bilançosu Tablosu

Tatvan													
Enlem:38.30	Im : 67,06	Pe : 554,5	Ia : 43,75	Pe Nis.:54,5									
	<b>B3</b>	<b>C'2</b>	<b>W2</b>	<b>b'3</b>									
Kuzey	Nemli, Yağışlı İklim	Mikrotermal (Düşük sıcaklıktaki iklim)	Su noksanı kış mevsiminde ve çok kuvvetli olan tali iklim	Deniz Etkisine Açık, Deniz Tesirine Yakın.									
(Sıcaklık :°C,Yağış: mm)	O.	Ş.	M.	N.	M.	H.	T.	A.	E.	Ek.	K.	A.	Yıllık
Sıcaklık	-2,8	-2,5	0,8	7,1	12,3	17,8	21,9	21,5	16,8	10,3	3,8	-0,7	
Sıcaklık İndisi	0,0	0,0	0,1	1,7	3,9	6,8	9,4	9,1	6,3	3,0	0,7	0,0	40,9
Tashihsiz PE	0,0	0,0	3,0	33,0	55,0	29,0	110,0	108,0	85,0	46,0	15,0	0,0	
Tashih Edilmiş PE	0,0	0,0	3,1	36,6	67,7	36,0	138,6	127,4	88,4	44,2	12,6	0,0	554,5
Yağış	69,4	100,7	117,6	131,7	93,0	26,0	6,2	3,6	11,4	79,8	105,2	84,7	<b>829,3</b>
Birikmiş Suyun Aylık Değişmesi	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-	90,3	0,0	0,0	35,0	65,0	0,0	
Birikmiş Su	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	90,3	0,0	0,0	0,0	35,0	100,0	100,0	
Hakiki Evopotranspirasyon	0,0	0,0	3,1	36,6	67,7	36,0	96,8	3,6	11,4	44,2	12,6	0,0	<b>311,9</b>
Su Noksanı	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	41,8	123,8	77,0	0,0	0,0	0,0	242,6
Su Fazlası	69,4	100,7	114,5	95,1	25,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	27,6	84,7	<b>517,4</b>
Akış	59,4	80,0	97,0	96,0	61,0	31,0	16,0	8,0	4,0	2,0	14,0	49,0	517,4
Nemlilik Oranı	0,0	0,0	37,1	2,6	0,4	-0,3	-1,0	-1,0	-0,9	0,8	7,3	0,0	

Sonuç olarak Aksakal'ın (1998:145) daha önce belirttiği gibi Tatvan ve çevresinin iklimi nemli iklimdir. Bunu iklim ile ilgili De Mortenne, Köppen, Thornthwaite ve Erinç formüllerinin tümü de doğrulamaktadır.

Ardel (1944.99), Van Gölü'nün güneybatı kısmında ormanın, gölün kıyısına kadar (Kotum ile Güzeldere Civarı) erişmiş olduğunu yazmıştır. İzbrak (1951:97-98) tarafından yapılan çalışmada ise Van Bölgesi'nde orman ve bozkırın yan yana ve iç içe görüldüğü belirtilmektedir. İzbrak, Nemrut Dağı'nın batı eteklerinde meşeliklerin bulunduğunu, gölün güneyinde (dağların göle bakan yamaçlarında) sık fundalıkların ve küçük ölçüde meşe ve ardıç ormanlarının görüldüğünü belirtmiştir. Orman örtüsünün göl kenarına yakın yerlere kadar uzandığını yazmıştır. Ayrıca Tatvan'dan Nemrut Volkanı'na doğru dağın güneye bakan yamacında, 2800 m yükseltide kayın ağacı bulunduğu ve bundan daha yukarıda ise herhangi bir ağaca rastlanmadığı belirtilmiştir.

Erinç (1953:30,52-54), Van Gölü'nün güney kıyılarında orman parçalarının göl kıyısına kadar indiğini belirtmiştir. Akdeniz'den gelen nemli hava akımlarının bu bölgeye kolayca sokulduğunu, Bitlis gediğinin tam karşısında yer almış bulunan

Nemrut'un güney yamaçlarında çalılık halinde meşelerin yayıldığını yazmıştır. Erinç, geniş ve nemli Nemrut Kalderası içinde ise koru halinde meşelerden, yabani meyve ağaçlarından, titrek kavak ve huştan müteşekkil bir ormancık görüldüğünü anlatır. Bu ormanın kalderanın sarp iç duvarlarından yer yer 2900 metreye kadar çıktığını ve bu seviyenin bütün ülkemizde tespit edilmiş olan en yüksek orman sınırı olduğunu belirtmiştir.

İnceleme alanı bitki örtüsü bakımından Van Gölü havzasına nazaran zengin bir görünüm arz eder. Özellikle Nemrut yanardağının 1800 m yükseltilerinden başlayarak kaldera içine ve kaldera etrafını kuşatan zirvelere kadar (2900) türüne az rastlanır bitkiler bulunmaktadır. Bunlar titrek kavak (*Populus tremula*), meşe (*Quercus*) ve huş (*Betula*) türü ağaç topluluklarıdır. Huş alan içinde endemik bir türdür ve sadece Nemrut Kalderası içinde görülmektedir. Bir düğün çiçeği türü olan ve Nemrut dağı dışında sadece Süphan Dağında görülen *Ranunculus crateris* bir diğer endemik bitkidir (Avcı, 2004:24). Bu alanda görülmesinin sebebi volkanik toprakları sevmeleri ve yetişme istekleri içinde serin-nemli iklim koşullarının olmasıdır. Bunların dışında çınar yapraklı akçaağaç (*Acer platanoides*), çeşitli üvez türleri (*Sorbus umbellata*), barut ağacı (*Frangula alnus*) gibi türler bulunmaktadır (Tatlı 1982 atfen Avcı 2005:36). Tatvan ve çevresinde ise başlıca ağaç türleri olarak en çok meşe, karaçam, akasya, titrek kavak, dişbudak yetişmektedir. Ayrıca ardıçlar, elma ve armut gibi yabani meyve ağaçları ve ceviz ağaçları gelir. Tatvan ile Göllü arasındaki dağların kuzey ve güney yamaçları arasında bitki örtüsünün dağılışı ve yoğunluğu bakımından farklılıklar bulunmaktadır. Alan üzerindeki orman toplulukları büyük ölçüde tahrip edilmiştir. Bölgenin dağlık alanları üzerinde görülen ormanların son parçaları çoğu yerde meşe toplulukları ile temsil edilmektedir. İnceleme alanı doğusundaki Reşadiye çevresinde 1950 m'de meşe toplulukları bulunmaktadır (Avcı, 2005). Tatvan - Reşadiye alanı psödömaki karakterinde bitki örtüsüne sahiptir. Göl kıyısına yakın alanlarda badem ağaçları görülmüştür. Ayrıca İncekaya volkanik alanı içinde yabani incir ağaçları bulunmaktadır.

Tatvan - Göllü arasındaki alanının toprak özellikleri 1971 yılında Toprak-Su Genel Müdürlüğü tarafından hazırlanan Van Gölü Havzası Toprakları isimli raporda yayınlanmıştır. Rapora göre Tatvan ve çevresinde yaklaşık 1750 m yükseltilerine kadar kireçsiz kahverengi topraklar, daha yukarılarda tuf ve volkan külü üzerinde gri

renkli volkanik regosoller bulunmaktadır. Küçüksu - Reşadiye arasındaki kesimde, meşe örtüsü altında, orta derecede organik madde içeren kireçsiz kahverengi orman toprakları yayılış göstermektedir. Ayrıca göl kıyısında oluşmuş alüvyo gölssel düzlüklerin tabanlarında alüvyal topraklar gelişmiştir.

### **1.3. Araştırma Alanının Morfolojik Özellikleri**

Tez alanı Bitlis Masifi'nin orta bölümünün doğu kesiminde bulunmaktadır ve bu konumu nedeniyle de dağlık bir görünüme sahiptir. Ortalama yükseltisi 2100 m olan inceleme alanının, en yüksek noktası 3003 m ile Ziyaret Tepe, en alçak noktası ise 1646 m ile göl seviyesidir (Şekil 8). Bitlis Masifi'ne ait olan ve genelde Paleozoik-Mezozoik yaşlı metamorfiklerden oluşan dağlık alanda, kısım kısım birimler arasındaki direnç farkından dolayı aşınımına bağlı olarak sırt ve yamaçlar oluşmuştur. Kuzeyde ve kuzeybatıda ortalama 1900-2000 m yükseltide olan tepelerin daha güneye doğru gittikçe yükseltisi artar. Pirişkan dağı üzerinde 2500 m'yi geçen yükselti Nasur Dağı'nda 2700 m ve nihayet Ziyaret Dağında 3003 m'yi bulur.

Araştırma sahasının kuzeybatısında bulunan Nemrut Volkanı (2985 m), Van Gölü'nün oluşum ve gelişimi için önemli olduğu kadar, inceleme alanına yakınlığı sebebiyle, alanın morfolojik gelişiminde de oldukça önemli bir etkiye sahiptir. Volkanik kökenli malzemeler çalışma sahasının genelinde çok geniş alanlara yayılmışlardır ve bu nedenle de inceleme sahasının jeomorfolojik gelişiminde çok büyük rol oynamaktadır.

İnceleme alanında ortalama eğimi 11 derecedir (Şekil 8). Eğimin fazla olması nedeniyle akarsular bol debilidirler ve aşındırma güçleri de fazladır. Akarsuların boyları havzanın diğer alanlarına göre daha kısadır.

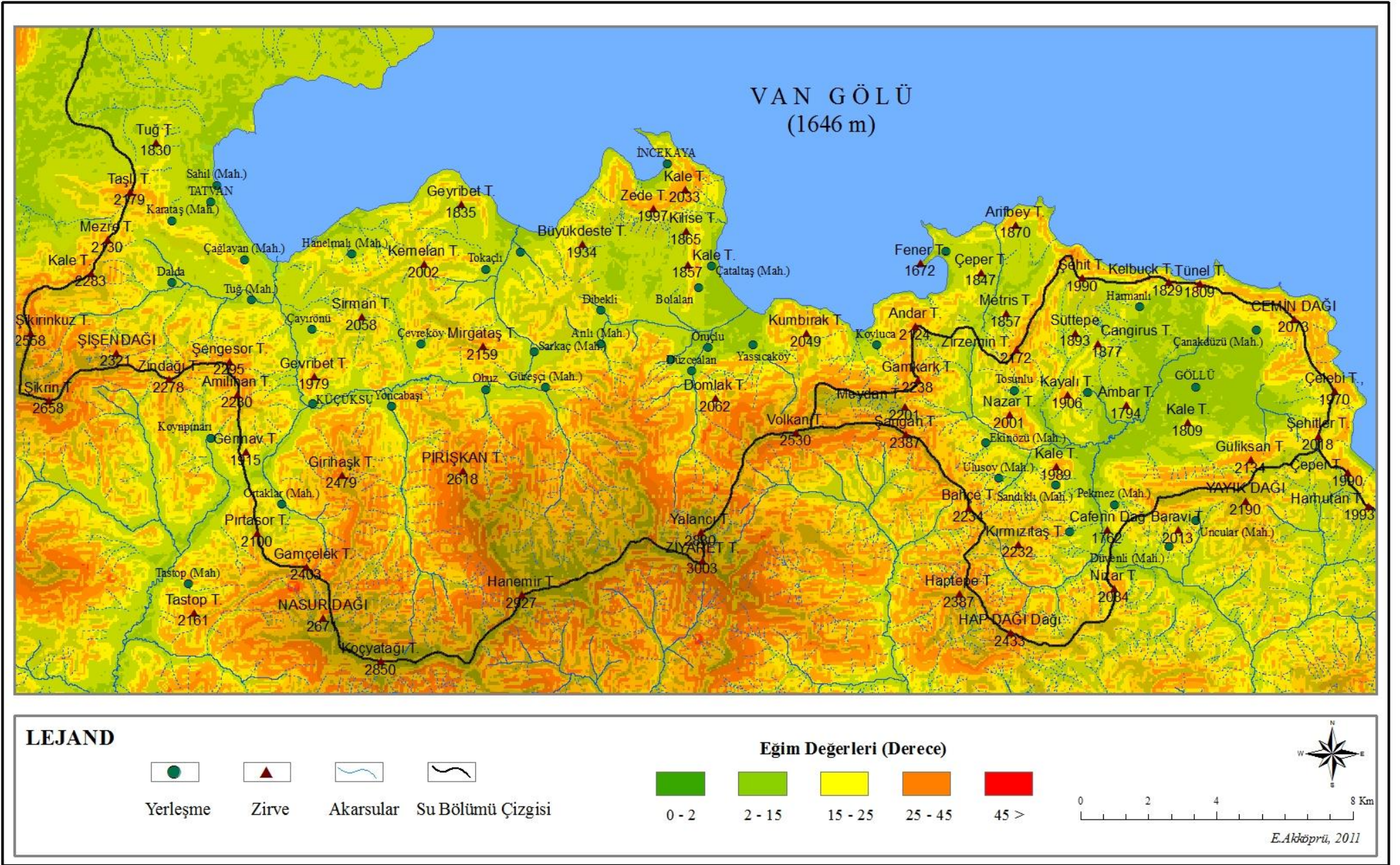
İnceleme alanının yüksek zirvelerine karşılık gelen tepeler, batıdan doğuya doğru bir hat üzerinde yer almaktadır. Su bölümü çizgisi de bu hat üzerinden geçer. Ancak, Amilihan ve Germav tepelerinin zirve noktalarından geçen hat aniden bir vadi içine girer. Bu vadi içinde güneye doğru akan sular, Dicle Havzası içine dâhilken kuzeye doğru akan akarsular ise Van Gölü Havzası'na dahildir. Bu noktadan itibaren havza sınırı, yine zirve hatlarına intibak eden su bölümlerini takip ederek, kabaca güney – güney doğu istikametinde uzanır.

Mavinar Tepe (2551 m), Ekili Tepe (2612 m) ve Volkan Tepe'yi aşan hat, bu

noktadan itibaren ikiye ayrılarak devam eder. İlki kuzeye yönelerek tam olarak göl kıyısına paralel uzanan tepe noktalarından geçer. İkinci hat ise Kirra Tepe ve Bilindir Tepe'den (2473 m) geçtikten sonra güneye doğru bütünüyle doruklar hattını ve buna uyan su bölümleri hattını takip ederek, Tapiran Tepe'ye (2031 m) varır. Buradan itibaren doğuya doğru devam eden ikinci hat Şehitler Tepe'ye vardığında ilk hat ile kesişir. Bu iki hat arasında kalan akarsular Göllü alüvyal ovasına ait karstik alanda toplanmaktadır (Şekil 8).

Yukarda bahsedilen tepe ve sırtlar arasında genç akarsu vadileri bulunmaktadır. Su bölümü hattının güneyinde kalan akarsular Orta Miyosende meydana gelen son yükselme hareketlerinden oldukça etkilenmişlerdir (Erinç,1953:10). Buna bağlı olarak yamaç eğimi de artmıştır.

Volkanizma ve karstlaşma nedeniyle inceleme alanı içinde bozulmuş ya da kesintiye uğramış drenaj sahaları mevcuttur. Şöyle ki; araştırma sahası içindeki bazı akarsular, yatakları içinde akarken, farklı litoloji ve eğim şartları ile karşılaştıkları yerlerde kesintiye uğrayabilmektedirler. Bu durumun nedeni çoğu zaman yatak içindeki piroklastik akıntılardır.



Şekil 8: Tatvan-Göllü Alanı Eğim Haritası

Araştırma alanına ait hidrografya haritası ile akarsu havzaları haritası (Şekil 9-Şekil 10) incelendiğinde birbirinden bağımsız ve Van Gölü kapalı havzasına dâhil üç tali su toplama alanı tespit edilmiştir. Bunlar:

- 1- İnceleme alanının doğu kısmındaki drenaj sahası (Göllü Havzası)
- 2- İnceleme alanının orta kısmındaki drenaj sahası (Dibekli İncekaya Alanı)
- 3- İnceleme alanının batı kısmındaki drenaj sahası (Küçüksu - Kotum Alanı)

### 1.3.1. Doğudaki Drenaj Alanı (Göllü Havzası)

Van Gölü'nü güneyden kuşatan sıradağlar kıyıyı dik ve yakından izlediklerinden, önemli bir kıyı ovasının oluşmasına imkân vermemiştir. Olanlar da ufak parçalar halindedir. Bu ovalardan biri inceleme alanının doğusunda kuzey-güney doğrultusunda uzanmaktadır. Tabanı düz ve düze yakın, nerdeyse yuvarlak bir görünüme sahip olan Göllü Ovası'nın alanı 26 km<sup>2</sup>'dir (Foto 6).

Göllü Ovası, Van Gölü'ne çok yakındır ve Van Gölü Kapalı Havzası'nın sınırı ovanın etrafındaki dağlık alan üzerinden geçmektedir. Ova Van Gölü seviyesinden sadece 50 m daha yüksek bir alanda yer almaktadır ve etrafı yüksek dağlarla çevrilmiştir. Kaynaklarını bu yüksek dağlardan alan akarsular ova içinde toplanmaktadır. Ova kapalı bir havza konumundadır akarsular için de yerel bir taban seviyesidir.

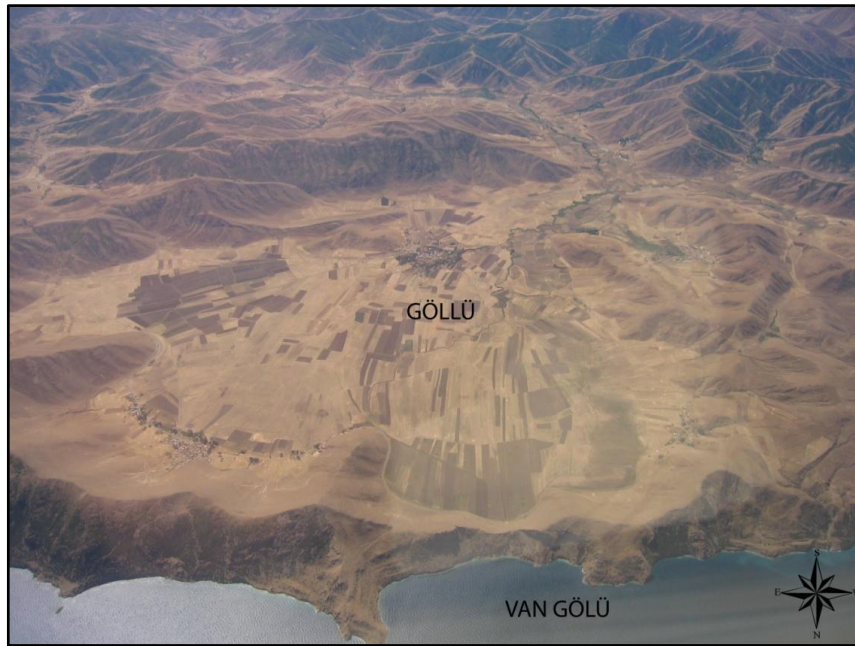
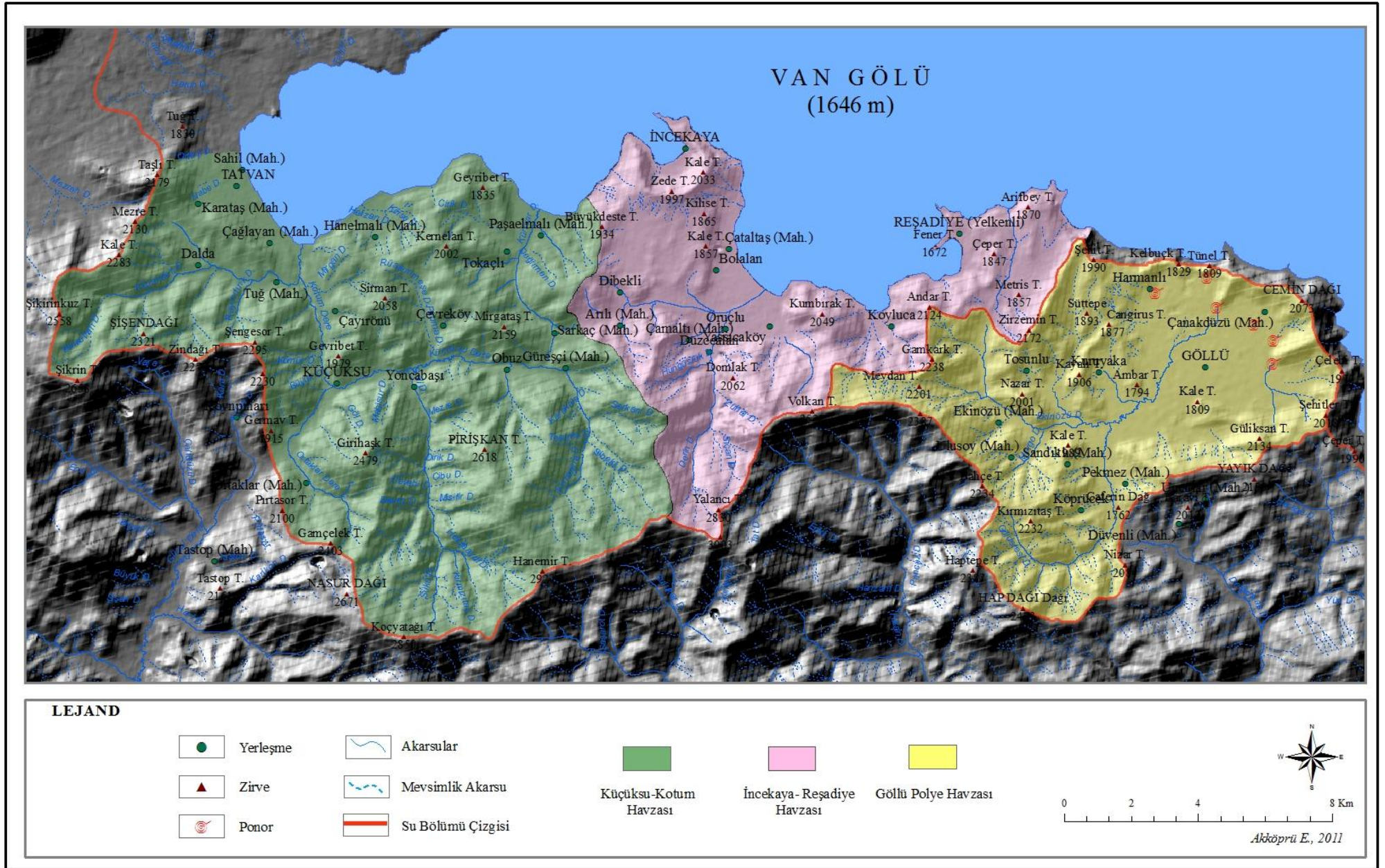
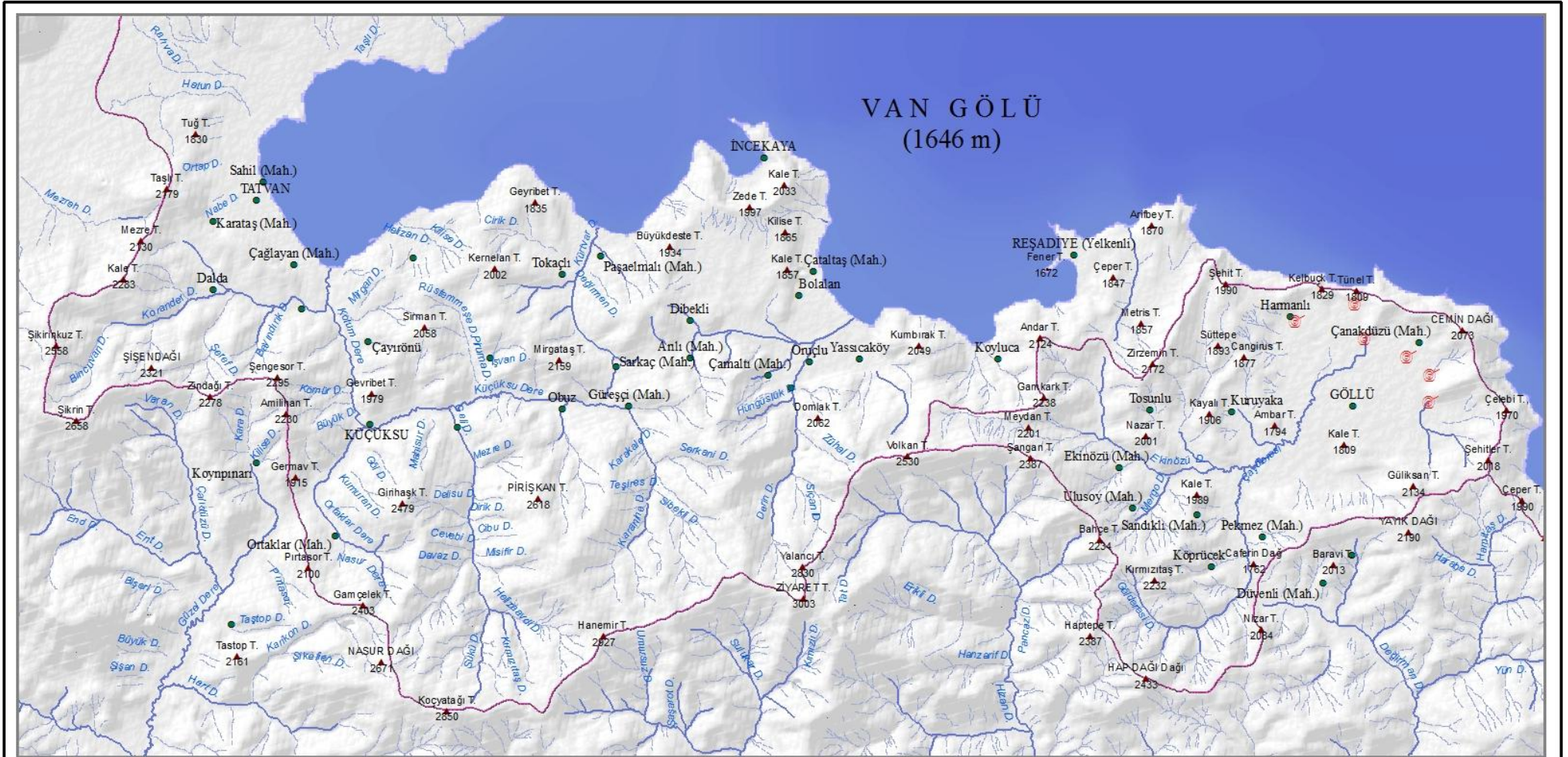


Foto 6: Göllü Ovasının uçaktan görünümü



Şekil 9: Tatvan-Göllü Alanı Akarsu Havzaları Haritası



Şekil 10: Tatvan-Göllü Alanı Hidrografiya Haritası

Göllü Ovası'nın inceleme alanı içine alınmasında iki önemli nedeni vardır. Bunlardan ilki, ova içinde toplanan suların ponorlar vasıtası ile Van Gölü'ne boşalıyor olmasıdır ki bu durum, aslında Göllü kapalı havzasının, dolaylı da olsa Van Gölü havzasına dahil olduğunu gösterir. Diğer ve en önemli neden ise ovanın (ort.1700 m) Van Gölü'nden (1646 m) ortalama 50 m kadar yüksekte olmasıdır. Tezimizin başlangıcında araştırma amaçlarımızdan birinin, Van Gölü'nün Pleistosen'deki seviye değişimlerinin inceleme alanı üzerine olan etkilerini araştırmak olduğunu belirtmiştik. Dolayısıyla Göllü Ovası'nın konumu ve yükseltisi göl sularının, Pleistosen'de yükseldiği dönemlerde, ova içine taşarak bu alanın Van Gölü'nün bir parçası haline getirdiğini düşündürmüştür. Bu nedenle ova çalışma alanı içine dâhil edilmiştir.

### **1.3.2. Orta Kısımdaki Drenaj Alanı (İncekaya-Reşadiye Alanı)**

İnceleme alanının bu kısmında kıyıda üç küçük kıyı ovası görünümünde düzlükler bulunmaktadır. Bunlar Van Gölü'nün eski koylarıdır ve göl sularının çekilmesinden sonra tabanda çökelmiş gölsel depolar üzerinin alüvyal dolgular ile doldurulmasıyla oluşmuş hafif eğimli düzlükleridir. Bunlardan en büyüğü Düzcealan kıyı düzlüğüdür (Foto 7). Düzlük içinde güneyden gelen ve kaynağını 2700 m'de Bitlis Masifi'nden alan bir akarsu akmaktadır ve daha sonra Van Gölü'ne dökülmektedir.

Alanın kuzeyinde hilal şeklinde bir rölyef dikkat çekmektedir ve göl suları bu hilalin içini doldurmuştur (Foto 8). İncekaya olarak bilinen volkanik alanın güneyinde ise geniş düz bir saha bulunmaktadır. Düzlüğün güneyindeki küçük geçici akarsular bu alanda yayılmış olan lavları aşındırarak akmaktadır ve daha sonra Düzcealan düzlüğü içine girerek diğer akarsular ile birleşmektedir. İncekaya volkanik alanı ve Düzcealan kıyı düzlüğünün güneyi Bitlis Masifi'ne ait yükseltilerden ve metamorfiklerden oluşmaktadır.



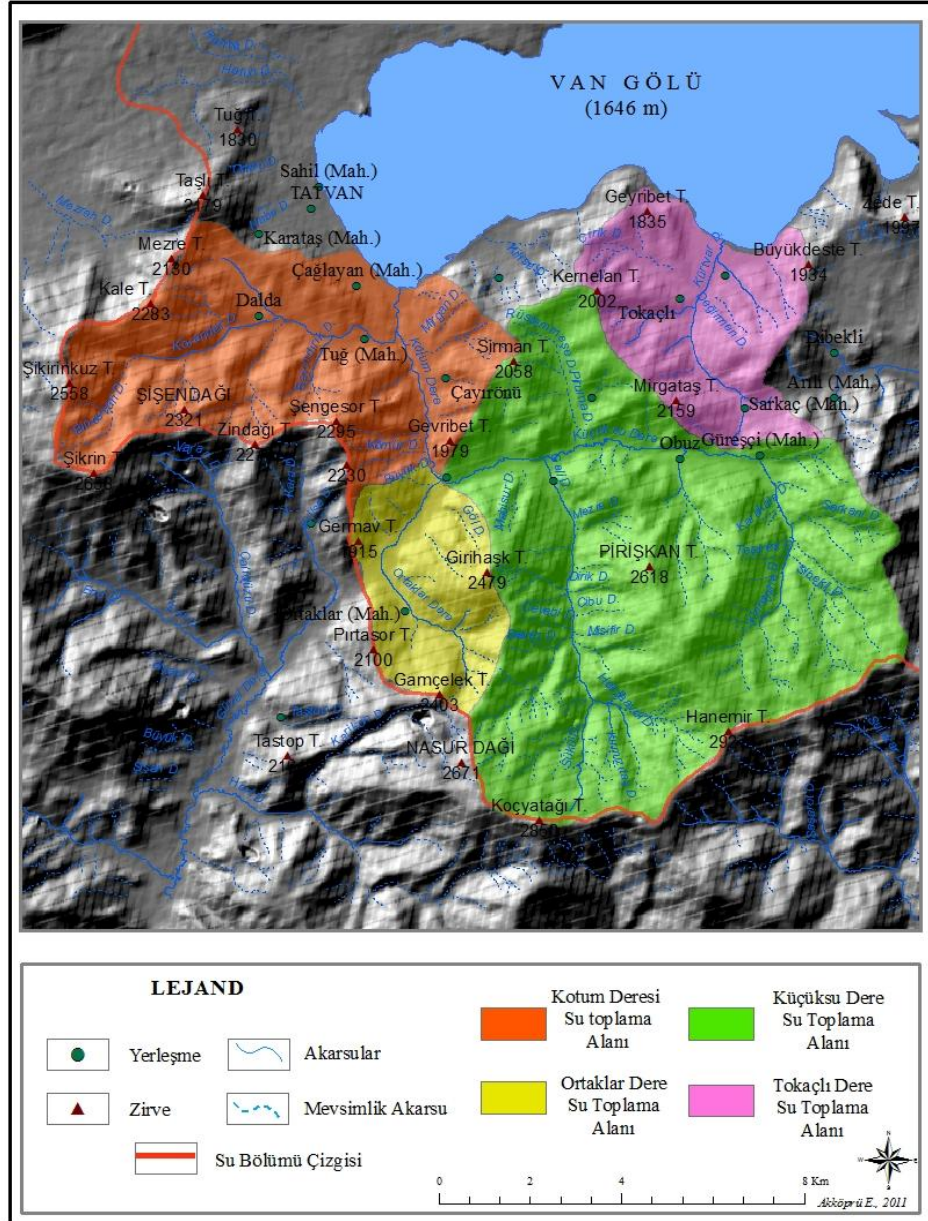
Foto 7: Düzcealan Koyu



Foto 8: İncekaya alanının uçaktan görünümü

### 1.3.3. Batıdaki Drenaj Alanı (Küçüksu-Kotum Alanı)

İnceleme alanının batı kısmındaki drenaj sistemi alanın diğer (doğu ve orta) kısımlarına göre biraz daha iyi gelişmiştir. Ancak bir o kadar da karmaşık bir görünüme sahiptir. Bu nedenle alandaki çalışmalar Küçüksu ve Kotum akarsuyunun yan kolları dikkate alınarak ayrılmış dört su toplama alanı üzerinde yapılmıştır (Şekil 11).



Şekil 11: Küçüksu- Kotum Alanı Dere Havzaları

İnceleme sahasının en büyük akarsuyu olan ve doğu batı yönünde akan Küçüküsu akarsuyu, alanın orta kesiminde Küçüküsu Köyü civarında bir dirsek yaparak kuzeye yönelir ve Van Gölü'ne dökülür. Bu alandan itibaren de Kotum su toplama alanına katılır. Bu nedenle inceleme alanının batısındaki drenaj alanı dirsekten yukarı, doğuya doğru Küçüküsu su toplama alanı ve dirsekten aşağı, kuzeye doğru ise Kotum su toplama alanı olarak iki bölümde incelenmiştir.

Küçüküsu su toplama alanının güney yamacındaki tüm yan kollar Bitlis Masifi'nin oldukça yüksek sahalarından kaynaklarını alırlar ve ortalama 25 derece eğimle akarlar. Kuzey yamaçtaki yan kolların aktığı alan nispeten daha dar ve eğim derecesi de ortalama 15 derecedir. Küçüküsu akarsuyu yatak içinde yamaçlarını işlerken biri dirençsiz diğeri dirençli iki formasyon ile karşılaşır. Bu formasyonlardan dirençsiz olanı örtü formasyonu olarak sayılan piroklastiklerdir ve akarsuyun kuzey yamaçlarını kaplar. Bitlis Masifi metamorfikleri ise güney yamaçta dirençli formasyonu oluşturur. Akarsu piroklastik örtüyü kolayca aşındırarak kuzey yamacını genişletirken, Bitlis Masifi kayalarınca oluşun güney yamaç daha dik kalır.

Küçüküsu Köyü içinde akarsu, dirsek yaptığı noktada bir boğaz içine girerek derin vadi profili oluşturup kuzeye yani göle doğru akmaya başlar. Kotum havzasına dahil olan akarsu göle yaklaştığı alanda tabanını genişleterek doğu yamacında basamaklı bir profil çizer. Kotum akarsuyu Van Gölü'ne ulaşmadan hemen önce batı tarafından uzun bir yan kol ile birleşmektedir. Söz konusu yan kol kaynağını inceleme alanımızın batı sınırını ve Bitlis Vadisi ile çalışma alanı arasındaki sınırı oluşturan su bölümü çizgisinin geçtiği yükseltilerden (2600 m) almaktadır.

Küçüküsu ve Kotum su toplama alanlarının birleştiği dirsek noktasının güneyinde diğer bir küçük dere daha bulunmaktadır. Küçüküsu köyünden yaklaşık 4 km kadar güneye doğru olan kısımda drenaj alanı nerdeyse yok gibidir. Sadece küçük bir yan kol, Ortaklar Dere, kuzeye doğru akarak Küçüküsu akarsuyuna birleşmektedir.

İnceleme alanının batı kısmındaki küçük su toplama alanlarının bir diğerisi ise Tokaçlı alanıdır. Tokaçlı Deresi, Sarkaç Köyü içinde bir yeraltı su kaynağının yeryüzüne çıktığı noktadan itibaren başlar (1800 m) ve yamaçlardan gelen yan kollar ile güçlenerek göle doğru akarak yatağını kazar. Başlangıçta dar ve eğimli bir vadi içinde akan akarsu, göle yaklaştığıça eğimi azalır ve nihayetinde kısa bir süre kıyı önündeki eğimli düzlük içinde aktıktan sonra Van Gölü'ne karışır.

## 2. GÖLLÜ POLYESİ ALANININ JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ

Bundan önceki bölümde inceleme alanının genel fiziki coğrafya özellikleri anlatılmış ve alanın drenaj sahaları dikkate alınarak üç bölüme ayrıldığı açıklanmıştır. Bundan sonraki bölümlerde ise ayırt edilen drenaj sahaları ve içlerindeki morfolojik birimler ve jeomorfolojik karakterleri doğudan batıya doğru ayrıntılı bir şekilde açıklanacaktır.

İnceleme alanımızın doğusunda bulunan Göllü havzasının ortalama yükseltisi 1900 m'dir. Ova tabanı yükseltisi 1707 m ve dolgunun genel eğimi de güneyden kuzeye doğru ortalama 3 derecedir.

Ovanın etrafında yükseltileri 2200 m'ye ulaşan zirveler bulunmaktadır. Kuzeydoğusunda Cemin Dağı (2073 m), kuzeybatısında Karver Tepesi (2026 m), güneyinde Tapiran Tepesi (2188 m), Yanık Dağı (2190 m), güneydoğusunda Gülikan Tepesi (2134 m), batısında Kayalı Tepesi (1966 m), Ambar Tepesi (1794 m), kuzeyinde ise Ahılhar Tepesi (1933 m), Kelhuç Tepesi (1829 m) yer almaktadır. Göllü Ovası içinde ve çevresinde küçük yerleşmeler görülmektedir. Bunlar Göllü, Çanakdüzü, Harmanlı ve Kuruyaka köyleridir. Göllü Ovası içerisindeki en büyük akarsu Çay Deresi'dir (Şekil 12).

**Jeoloji:** Havzanın büyük bölümü değişik bileşimli şist ve gnayslardan oluşmaktadır. Metamorfik serinin bölgesel yapısında yeşil şistten amfibolit fasiyesine kadar değişen karakterde metamorfik kayalar yer alır. Metamorfik seriler üzerine Permiyen yaşlı kristalize olmuş kireçtaşları gelir. Kristalize kireçtaşları yer yer gri renkli ve sarı renkli dolomitik bir yapı arz ederler. İnceleme alanında en genç birim Kuvaterner yaşlı olan ve özellikle Göllü Köyü civarında yayılım gösteren alüvyonlardır. Göllü Ovası kil kum karışımından oluşan alüvyal çökeller ile kaplanmıştır. Bu ova, neredeyse yuvarlak ve tabanı düz bir polye formundadır (Şekil 13).

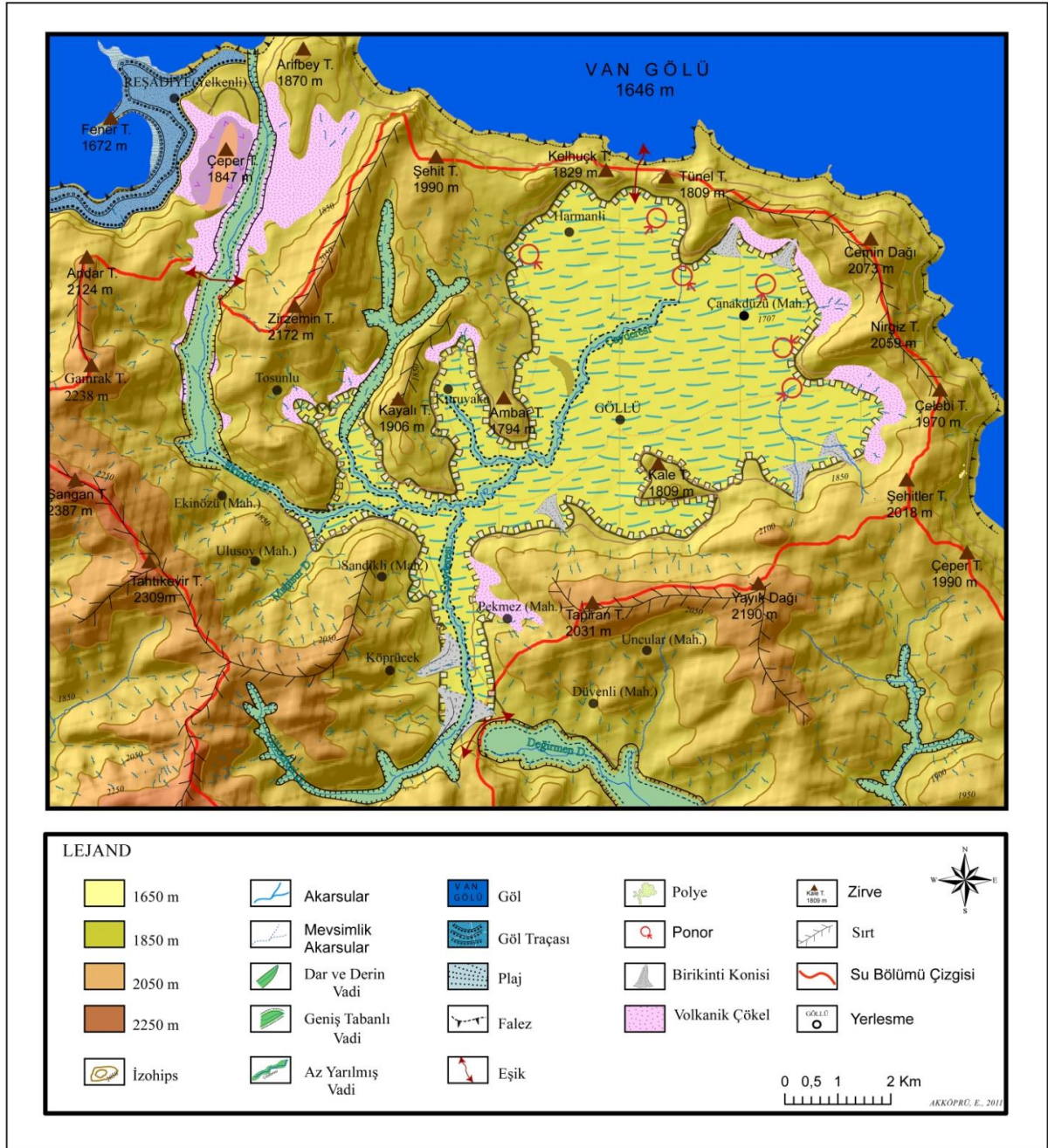
**Polye Tanımı:** Polyeler, büyüklü küçüklü alüvyal ovalar halinde karstik kapalı depresyonlardır ve polye terimi etrafı kalker yamaçlarla çevrili ovalık sahaları göstermek için kullanılan morfolojik bir terim olarak literatüre geçmiştir (Pekcan, 1999:52). Tabanları çevrelerine göre birkaç yüz metre daha alçak seviyede

ve düzdür. Bununla birlikte polye tabanları genellikle bataklıktır veya zaman zaman geçici göller tarafından kaplanır. Polye tabanının bataklık olması veya olmaması yer altı drenaj şartlarına ve yer altı su seviyesine bağlıdır. Yer altı suyu seviyesinin yükseldiği mevsimlerde polye tabanı sularla kaplandığı halde, yer altı suyunun alçaldığı mevsimlerde kurudur. Çoğu zaman polye içlerinde kaynağını çevresindeki yükseltilerden alan bir akarsu akmaktadır. Fakat genellikle bir polyeye giren akarsular polye tabanında veya kenarında kaybolur. Polyenin tabanında veya polyeyi çeviren yamaçların eteklerinde suyutan mağara ağızları vardır. *Düden veya ponor* adı verilen bu mağaralar yer altı su yataklarının ağızlarıdır ve polye sularını dışarıya boşaltırlar. Kenar düdenleri çoğunlukla çatlak sistemleri halindedir ve ova tabanı ile yamaçların birleştikleri seviyede oluşmuşlardır (Erinç, 2001:97).

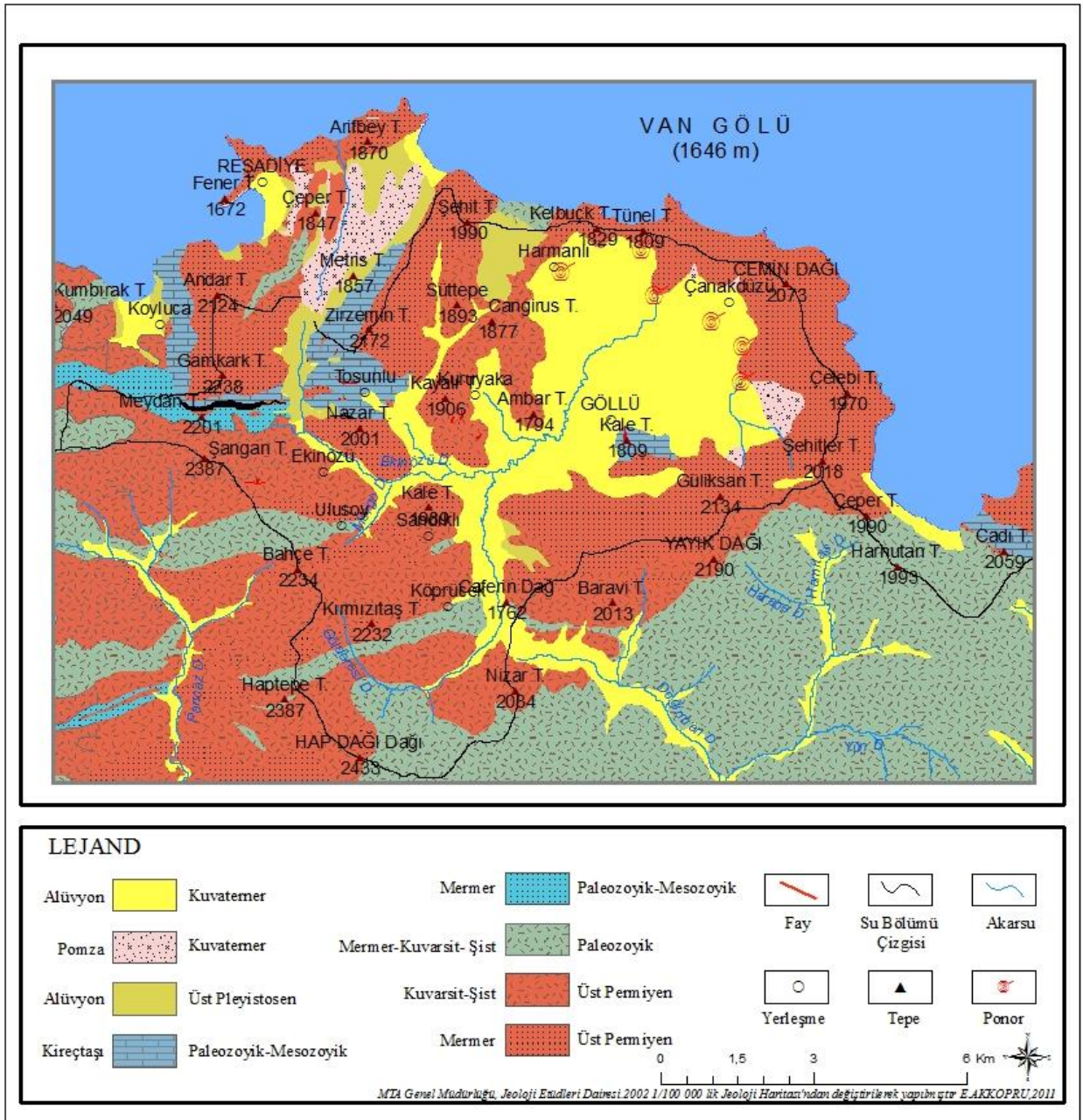
### ***Göllü Polyesi***

Göllü alüvyal ovasının morfolojik özellikleri yukarıdaki tanımlamalara birebir uymaktadır. Bu nedenle ova bundan sonra metin içinde Göllü Polyesi olarak geçecektir.

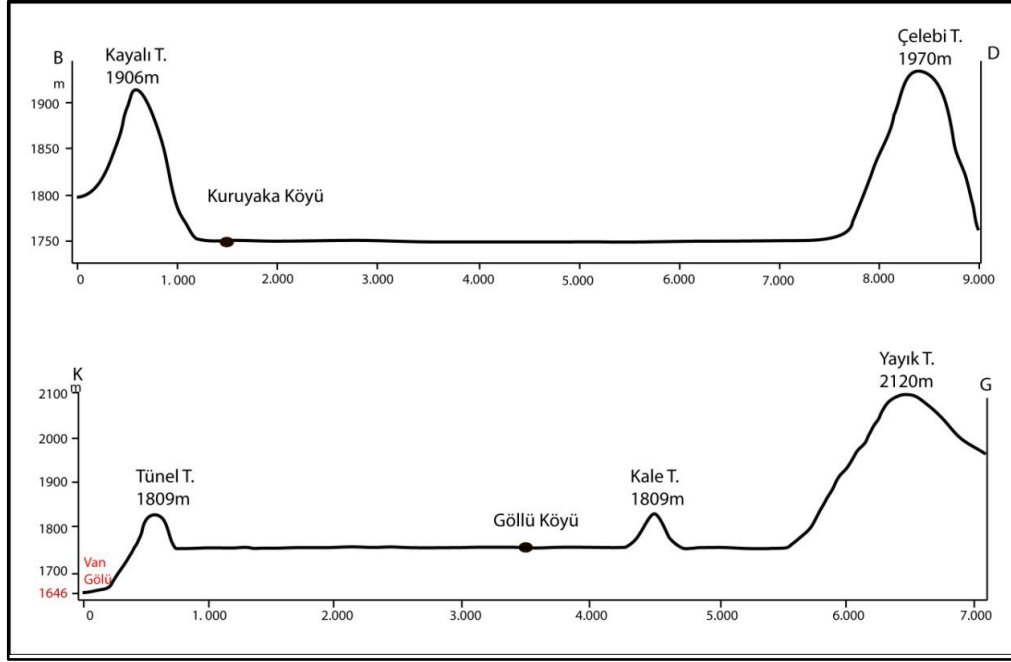
Polye içindeki başlıca akarsuyu olan Çay Deresi ovanın güneybatısından gelen Hınıs Deresi ile ovaya batıdan gelen Selim Deresi'nin birleşiminden oluşmuştur ve akış yönü kuzeye doğrudur. Polye ilkbahar aylarında yağışların artması ve kar erimeleri sonucunda sular altında kalmaktadır. Göllü polyesi içinde 5 adet ponor tespit edilmiştir (Şekil 12). Ayrıca polye içindeki suları drene etmek amacıyla, daha önce aktif bir ponorun bulunduğu alanda bir de tünel açılmıştır. Devlet Su İşleri tarafından açılan tünel ile ova içindeki sular, ovanın kuzeyinde Tünel tepe ve Kelhuck Tepesi arasından Van Gölü'ne boşalmaktadır. 1959 yılında hizmete giren bu tünel sayesinde ova, Çay Deresi'nin taşkınlarından ve dolayısıyla uzun süre sular altında kalmaktan kurtarılmıştır. Polye içindeki ponorların tümü kenar ponorları özelliğindedir ve ova ile yamaçların birleştiği seviyelerde oluşmuşlardır. Polyenin oluşum ve gelişiminde, ovayı kuşatan yamaçların karstlaşma süreçleri, erime ve çökme olayları, sonucunda gerilemesi büyük rol oynar. Ancak polyenin bulunduğu konum ve iklim özelliklerine bakıldığında bu süreçlerin çok kolay ve hızlı işlemediği söylenmelidir. Polye içinde Göllü Köyü güneydoğusunda erimeden kalmış ve Paleozoik kalkerden oluşmuş bir tepe (Kale T. 1809 m) bulunmaktadır (Şekil 14).



Şekil 12: Göllü Polyesi Havzası Jeomorfoloji Haritası



Şekil 13: Gollü Polygesi Havzası Jeoloji Haritası



Şekil 14:Göllü polyesine ait şematik profiller

***Göllü Polyesi Havzası içindeki olası göl eşikleri:***

Van gölü ile Göllü Polyesi, ortalama 1800 m yükseltiye sahip ve kireçtaşından oluşmuş yükselti ile birbirlerinden ayrılmaktadırlar. Polye etrafında iki noktada gölün açık havza haline gelmesine yardımcı olacak topografik eşikler tespit edilmiştir (Şekil 15):

- Bunlardan ilki polyenin kuzeyinde Kelhuç T. (1829 m) ile Tünel T. (1809 m) arasında bulunan boyun noktasıdır ve alanın yükseltisi 1740 m'dir. Van Gölünün güncel seviyesinden sadece 92 m yukardadır.
- İkinci eşik noktası ise polyenin güneyinde, Göllü havzası ile Dicle havzasının birbirinden ayıran su bölümü hattının geçtiği alandır ve yükseltisi 1765 m'dir

***Van Gölü su seviye yükselimleri sırasında Göllü Polyesi etrafındaki polyelerin rolü***

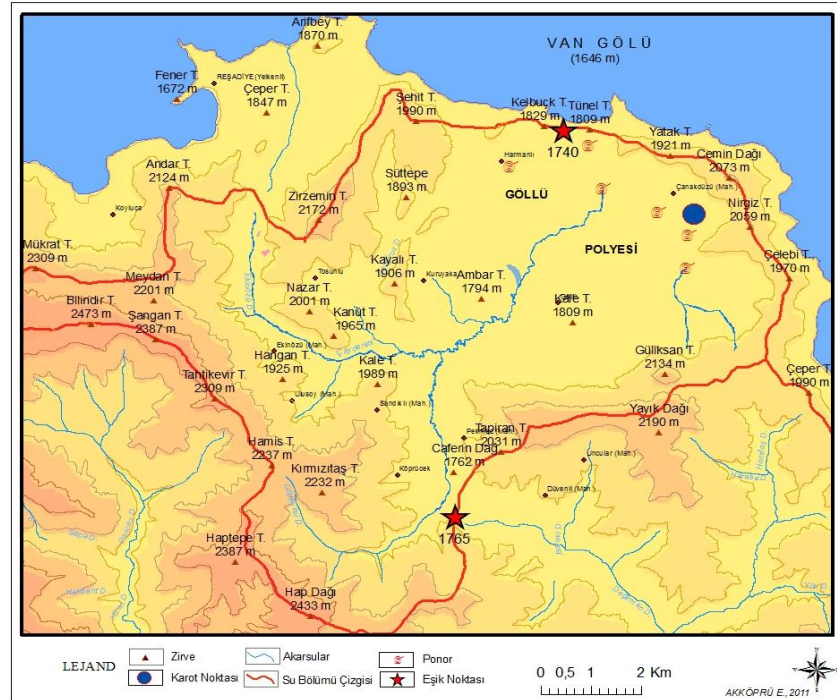
Van Gölü çevresinde yükselti biribirine yakın bir kaç eşik vardır. Bunların konumları ve yükselti aşağıdaki gibidir;

- Ortaklar Dere ile Güzeldere akarsularının kaynak noktaları arasındaki ve

1735 m yükseltisindeki güncel göl eşiği bulunmaktadır. Van Gölü suları, Kotum vadisi içinde yükselerek 1735 m yükseltisini geçtikten sonra eşik noktasından itibaren artık Güzeldere vadisi içine taşacak ve dolayısıyla göl suları Dicle havzasına dahil olacaktır.

- Bir diğer eşik noktası ise yukarıda da belirtildiği üzere Göllü Polyesi'nin kuzey yamacında ve 1740 m yükseltisinde bulunan boyun noktasıdır. Eğer göl suları bu eşiği kullanarak polye içine taşmış olsalardı polye alanı artık Van Gölü'nün bir parçası haline gelmiş olacaktır.
- Üçüncü eşik Göllü Polyesi güneyinde ve bir vadi içinde oluşmuştur ve 1765 m yükseltisinde yer alır. Ancak göl sularının 1740 m yükseltisindeki eşiği aşıp polyenin Van Gölü tarafından kapılmasından sonra işlevsel hale gelebilir. Göl suları vadi içinde 1765 m yükseltisindeki eşiği geçtikten sonra artık Dicle havzasına katılma durumu söz konusu olur.

Göl çevresindeki diğer iki eşik noktası ise hemen hemen aynı yükseltide bulunmaktadır. Bunlardan biri 1785 m yükseltisinde Nemrut Dağı'nın güney eteklerinde (İgnimbirit akıntısı ile oluşmuştur) yer alır. Diğer eşik ise 1783 m yükseltisinde Göllü Polyesi'nin kuzeybatısında Göllü ile Reşadiye arasındaki alanda bulunmaktadır.



Şekil 15: Göllü Polyesi etrafındaki göl eşikleri ve karot noktası

Göllü Polyesi içinde, ova tabanı ile yamaçların birleştiği noktada ponorların mevcudiyeti daha önce belirtilmiştir. Söz konusu ponorlar, Van Gölü'nde meydana gelen seviye değişimleri sırasında tersine çalışıp göl sularının polye içine dolmasına izin vermiş olabilirler. Şöyle ki; göl sularının karstik sistemi kullanarak yani ponorlar aracılığıyla ve eşiklere gerek kalmadan polye içine dolmuş olması gölün açık havza haline alması konusundaki bir diğer ihtimaldir. Göl 1707 m seviyesine kadar yükseldiği andan itibaren sular, polye altındaki karstik sistem içinde bulunan ponorları kullanarak 1740 m seviyesine çıkmasına gerek kalmadan polye içini dolduracaklardır. Bu durumda Göllü polyesi, Van Gölü Havzası'nın bir parçası haline gelecektir.

## **2.1. Göllü Polyenin Paleoçevre Özellikleri**

Göllü Polyesi, jeomorfolojik özellikleri ve bulunduğu konum itibariyle araştırma problemlerimizin cevaplarının aranması bakımından oldukça önemlidir. Özellikle polye tabanı yükseltisinin Van Gölü seviyesine çok yakın olması çalışmalarımızın bu alanda yoğunlaşmasının nedenlerinden birisidir. Ayrıca polyenin paleoçevre özelliklerinin araştırılması sırasında elde edilen bulgular, inceleme alanımızın diğer kesimlerindeki çalışmalara da yardımcı olmuştur.

Göllü Polyesi üzerinde yapılan çalışmalar sırasında cevapları aranan sorular şunlardır:

- 1- Göllü polyesinin geçmişte Van Gölü'nün en yüksek seviyesine ulaştığı dönemde oynadığı jeomorfolojik rol nedir ve seviye değişimlerinden nasıl ve ne derece etkilenmiştir?
- 2- Polye içinde ve etrafında saklanan bilimsel bulgular nelerdir?
- 3- Van Gölünün seviye değişimlerinin açıklanmasında ve gölün diğer açık havzalar ile ne tür bir bağlantı içinde olduğunun anlaşılmasında hangi bulgular kullanılabilir?
- 4- İnceleme alanının genelinde önemli bir etkiye sahip volkanizmanın polye üzerindeki etkileri nelerdir?
- 5- Polye içindeki hidrolojik denge nasıl kurulmuştur ve sonrasında hangi etkilere maruz kalmıştır?

Polyenin içinde ve etrafında yapılan arazi çalışmalarında farklı çökel türleri tespit edilmiştir. Bunlar volkanik depolar, gösel çökeller ve alüvyal çökellerdir. Devam eden bölümde her çökel türünün özellikleri ve yapılan çalışmalar detaylı olarak anlatılacaktır.

### **2.1.1. Gösel ve Flüvyal Çökeller**

Yukarıdaki açıklamalardan anlaşılacağı üzere, Van Gölü'nün polye içine taşmış olabileceği ve Polye içinde göl çökellerinin biriktirmiş olabileceği şüphesi ile karot çalışmalarının yapılmasına ve bu hipotezin doğruluğunun araştırılmasına karar verilmiştir.

#### **Karot Çalışmaları**

2007 Eylül ayı arazi çalışmalarımız sırasında polye içinde, Çanakdüzü Köyü civarında, karot alımları gerçekleştirilmiştir (Foto 9).

Karot kuyusunun açılacağı nokta belirlenirken özellikle polyenin en alçak noktası olmasına dikkat edilmiştir. Ayrıca bu noktanın ponorlara yakın bir alanda olması gerekliliği de düşünülmüştür. Alanda yapılan DGPS ölçümleri sonucunda Çanakdüzü Köyü önündeki alan en alçak nokta olarak belirlenmiş ve kuyular bu alanda açılmıştır. Birbirine paralel üç karot kuyusu açılmış ve kuyulara sırasıyla Çan1, Çan2 ve Çan3 isimleri verilmiştir. Bunlardan en derini 7.44 m uzunluğundaki Çan3 kuyusu olmuştur. Çan2 kuyusu açılırken teknik hatalar yapıldığından değerlendirme dışı bırakılmıştır. Çan1 kuyusu ise 6,6m'de sonlandırılmıştır. Kuyu loglarına göre 3 ünite tespit edilmiştir (Şekil 16).

Bunlar; a) ilk 2 m'de görülen polye tabanındaki dönemsel taşkınlar sonucunda depolanan organik madde içerikli silt ve kumlu birim (0-1,6 m), b) daha sonraki 1,5 m'de görülen ve sığ, tatlı su ortamında çökelmiş organik madde içerikli masif, kahverengi kil birimi (1,8 -4,3 m) c) son 4. metrede ortaya çıkan masif, mavi kil birimidir (4,3- 7,73 m). Ayrıca alınan tüm karotlar içinde 4 tefra tabakası tespit edilmiştir (-2,5m, 3,5m, 6,4m,7,3m) ve Çan3 kuyusu tefra tabakası ile son bulmuştur.



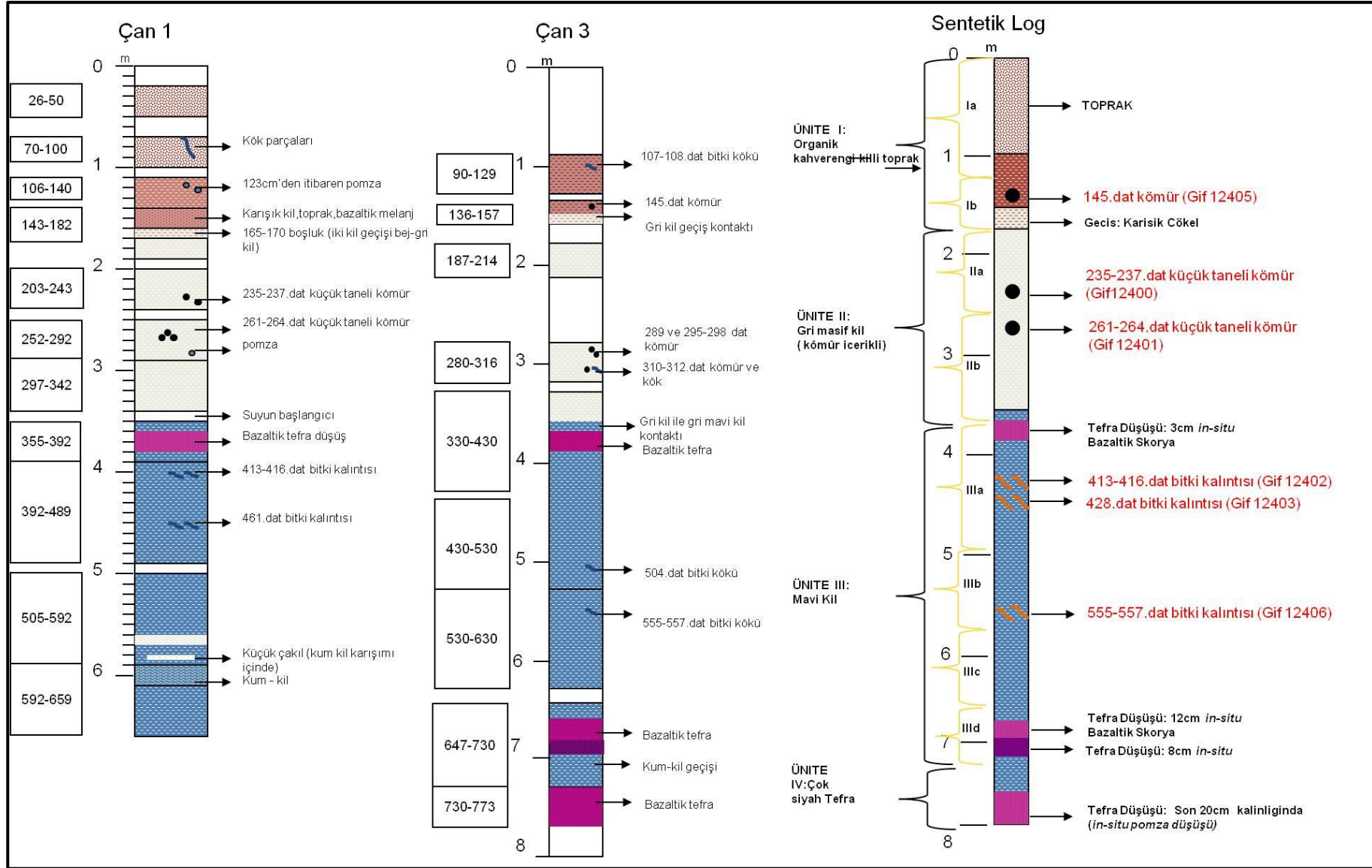
Foto 9: Göllü polyesi karot çalışmaları

### İncelenen Çökeller

Karotlardan elde edilen çökellerin minerolojik içeriklerinin anlaşılmasına yönelik toplam 84 örneğin karbonat (kalsit, aragonit ve dolomit) ve kuvars içeriklerine bakılmış ve analizleri yapılmıştır. 15 örnek üzerinde ise kil analizleri (kaolinit, illit ve montmorillonit) yapılmıştır. Karot çalışmaları sırasında yapılması planlanan ancak daha sonra yeterli zaman ve imkân bulunamadığında polen analizleri yapılamamıştır.

Mineral analizleri yapılırken aragonit özellikle aranmıştır. Çünkü Van Gölü suyu içinde sadece aragonit çökelmektedir (Khoo vd. 1978:81). Karbonat mineralleri nem oranı ve iklim salınımları hakkında, kil mineralleri yamaç erozyonu hakkında ve kuvars minerali ise flüviyal çökel birikimi hakkında bilgiler vermiştir. Böylece bütün bu çökellerin analiz sonuçları polyenin çevresel evrimini açıklamamıza yardımcı olmuştur.

Khoo ve ark. (1978:83), Van Gölü çökellerinin jeokimyası üzerine bir çalışma yayınlamışlardır. Çalışmada kil bölümünün hemen hemen tamamının karışık tabakalı kil olduğu, yani taşınmış kil minerallerinin göl ortamında bozulmasından oluşan illit- montmorillonit karışımı olduğu belirtilmiştir.



Şekil 16:Göllü Polyesi Karotu Kuyu Logları

### Kil Minerali Analizlerinin Sonuçları

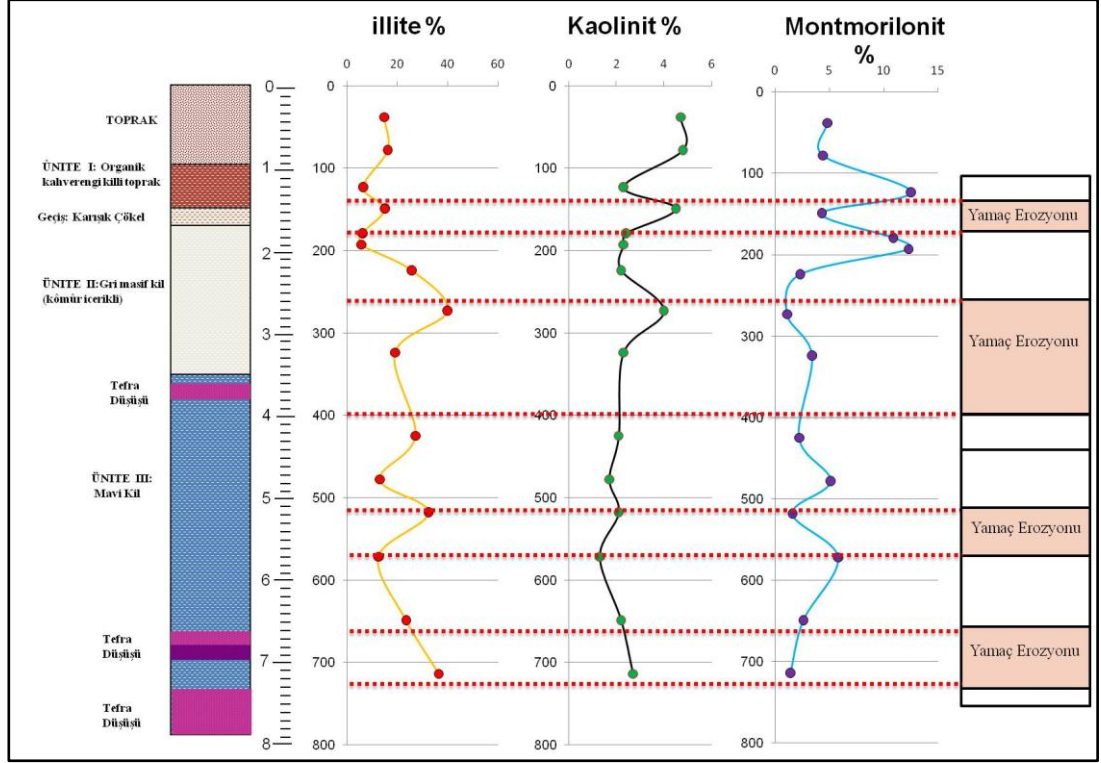
Kil mineralleri 2 mikrondan daha küçük boyuttaki kil bölümünde bulunan sekonder karakterde su içeren alüminyum silikatlardır. Bileşimlerinde değişik oranlarda Fe, Mg, Ca, K ve Na bulunabilir. Kil mineralleri, feldspatlar, mikalar, anfiboller ve piroksenler gibi primer minerallerin kimyasal ayrışmasından oluşur (Mater,1998, s: 36) Karotların kil analizleri Fransa’da LSCE (CEA CNRS- GIF Sur Yvette) laboratuvarlarında Christophe Colin tarafından XR difaktrometresi ile 2008 Nisan ayında 15 örnek üzerinde yapılmıştır (Tablo 10).

Tablo 10: Göllü Polyesi karotu kil mineralleri ve değerleri

Örnek no	Derinlik	Smektit %	Illit %	Kaolinit %	Klorite	Montmorillonit
CAN1A/3	38	78,8	14,8	4,7	1,7	4,8
CAN1A/7	78	77,7	16,2	4,8	1,3	4,4
CAN3A/12	123	90,4	6,5	2,3	0,7	12,5
CAN1A/25	149	77,4	15,1	4,5	3	4,3
CAN1B/33	179	89,4	6,2	2,4	2	10,9
CAN3B/23	193	90,4	5,7	2,3	1,7	12,3
CAN1B/41	224	68,1	25,7	2,2	4	2,3
CAN1B/55	273	50,2	39,9	4	5,8	1,1
CAN1B/71	324	75,6	19,1	2,3	3	3,4
CAN1C/101	425	66,9	27,2	2,1	3,8	2,2
CAN3C/55	478	82,3	13	1,7	3,1	5,1
CAN1C/128	518	60,4	32,4	2,1	5,2	1,6
CAN1C/145	572	84,2	12,5	1,3	2	5,8
CAN1C/171	649	71	23,5	2,2	3,3	2,6
CAN3D/87	714	57,2	36,5	2,7	3,6	1,4

Polye karotlarındaki kil mineralleri ve analizler sonucunda elde edilen değerler Tablo10 da gösterilmiştir. Her bir mineral için grafikler çizilerek birbirleri ile korelasyonları ve karşılaştırmaları yapılmıştır (Şekil 17). Grafikler incelendiğinde illit ve kaolinitin grafik içinde aynı eğriyi çizdikleri görülmüştür. Bu kil mineralleri polye içine yamaçlardaki erozyon ile ya da su havzasından, akarsular tarafından, taşınarak getirilmiştir. Eğrilerin pik yaptığı derinlikler erozyonun şiddetli olduğu dönem olarak yorumlanabilir. Montmorilonit ise diğerlerine göre tam tersi davranış gösteren bir eğriye sahiptir. Montmorilonit kötü drenaja sahip ve çökmesi için su

ortamında belli bir zamana ihtiyacı olan bir kil mineralidir (Khoo vd. 1978:84).



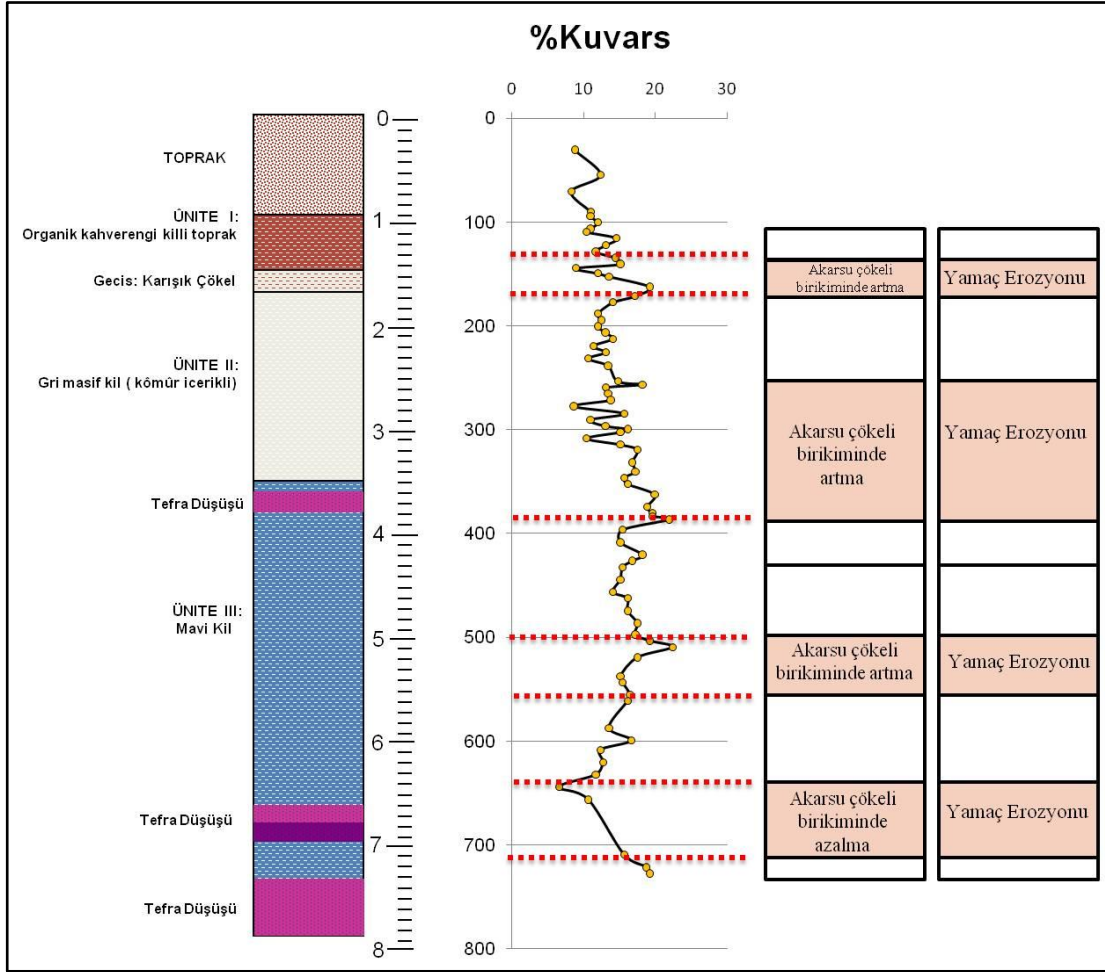
Şekil 17: Göllü Polyesi karotu kil minerallerine ait grafikler

Bu durumda montmorilonit eğrisinin pik yaptığı dönemde polye içinde drenajın bozulduğunu ve mineralin birikmesine yetecek kadar sürede geçici (mevsimlik) bir gölün oluştuğu söylenebilir.

Kil mineralleri grafik üzerinde birbirleri ile karşılaştırıldığında, polye içinde belli dönemlerde, yamaç erozyonunun şiddetlendiği ve kaolinit ve illit gibi minerallerin çökeliminde artışın olduğu anlaşılır. Yamaç erozyonunun yavaşladığı ve polyenin göl haline alarak akarsu drenajının bozulduğu dönemde ise montmorilonit mineralinin çökeldiği ve bu dönemlerin birbirini takip eden fazlar halinde olduğu anlaşılmaktadır.

### **Kuvars Minerali Analiz Sonuçları**

Kuvars minerali IR spektrometrisi ile CNRS- LGP UMR 8591- Meudon laboratuvarlarında analiz edilmiştir. Toplamda 81 adet örnek üzerinde çalışılmıştır. Elde edilen veriler ile grafikler çizilerek yorumlanmaya hazır hale getirilmiştir (Şekil 18).



Şekil 18: Göllü Polyesi karotu kuvars mineraline ait grafik

Grafikten de anlaşılacağı üzere karotdan çıkarılan çökel içindeki kuvars oranı fazladır. Bu durum polye içindeki kuvars çökeliminin fazla olduğunu gösterir. Kuvarsın karot içinde pik yaptığı devirler polye içine metamorfik su havzasından önemli oranda çökel girdisi olduğunu gösterir. Kuvars oranının, yağışın ve kar erimelerinin fazla, akarsu debilerinin ve taşıma güçlerinin yüksek olduğu dönemlerde artış gösterdiği söylenebilir. Kil değerleri ile kuvars değerleri birlikte yorumlandığında, polye içinde yamaç erozyonundan kaynaklanan girdinin yüksek olduğu fazlar ile akarsu çökellerinin biriktiği dönemlerin birbirine denk geldiği anlaşılmıştır.

### Karbon ve Karbonat Analizleri Sonuçları

Karbonat analizleri, kuvars analizlerinde olduğu gibi 81 örnek içindeki karbon mineralleri üzerinde yapılmıştır. Karbonat minerali IR spektrometrisi ile

CNRS-LGP UMR 8591 laboratuvarlarında analiz edilmiştir. Karot içindeki IR karbonat analizleri sırasında kalsit, aragonit ve dolomit aranmış ancak sadece kalsite rastlanmıştır. Toplam karbon (C) ve azot (N) C/N spektrometrisi ile LGP de ölçülmüştür. Aynı zamanda toplam karbonat içeriği (inorganik C) HCl uygulanarak analiz edilmiş, organik karbon içeriği ise örnek içindeki inorganik oranı çıkartılarak elde edilmiştir.

Kalsit ve organik karbon eğrileri Ünite III (729-398 cm) içinde birbirine benzerlik göstermektedirler (Şekil 19). Ünite II (398-253 cm) sonunda ise bu iki mineralin çizdiği eğri farklılık göstermektedir. Şöyle ki; kalsit oranı artarken organik C oranı düşmektedir. Ünite II nin üst kısımlarında ise (253-170 cm IIa) kalsit oranı çok hızlı ve büyük ölçüde artarken organik C oranı çok düşük düzeylerde kalmaktadır. Ünite I (170-30 cm), organik karbon yönünden zengin, özellikle kalsit oranının çok yüksek ve çökelmenin aniden olduğu birim olarak değerlendirilmektedir.

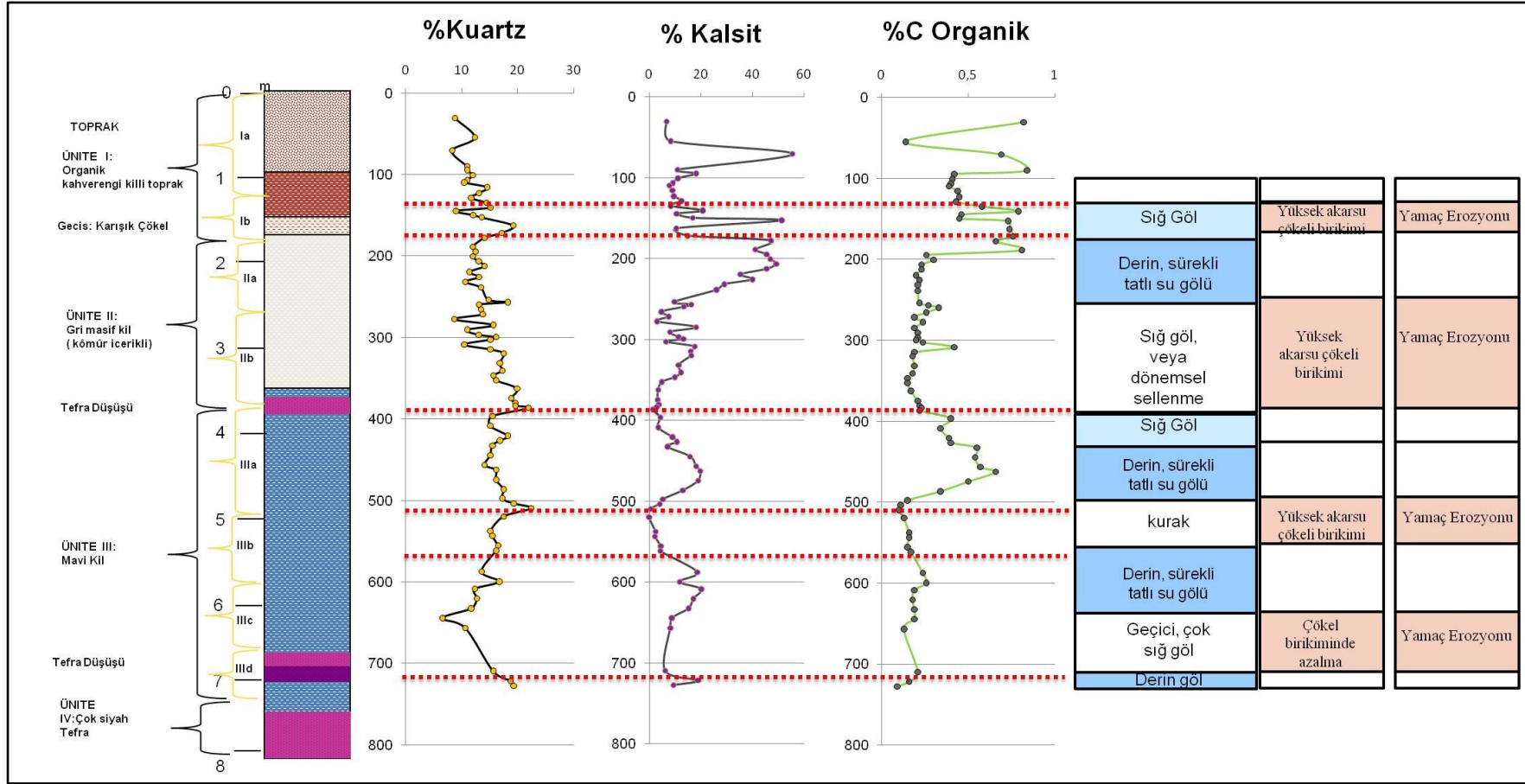
### **Değerlendirme**

Kalsit derin su ortamında ve sıcaklığın yaklaşık 4 C<sup>0</sup> olduğu ortamda çöker (Khoo,1978:89). Bu tanım dikkate alındığında karot içindeki kalsit oranının fazlalığı polye içinde belli dönemlerde derin su ortamı olduğunu gösterir. Grafik üzerinde kalsit oranının düştüğü dönemler de gözlenmektedir (Ünite III d, III b, II b). Bu dönemlerde ise polye içinde sığ ve geçici göl ortamının oluştuğu söylenebilir. Karotun 5. metresinde kalsit oranının oldukça düşük olması ise polye içinde herhangi bir göl ortamının oluşmadığını göstermektedir (Ünite III b ile II b 'nin sonu). Bu dönemlerde muhtemelen polye tabanı tamamen kurudur ve toprak tabakası oluşmaya başlamıştır. Bu nedenle, karot içinde bitki kalıntıları bulunmuştur. Karot içinde sığ göl ortamı ile toprak oluşumunun başladığı dönemler arasındaki kontakt seviyeleri belirlenmiştir. Bunlar; 572 cm (III b tabanı), -497 cm (III b üstü) ve -398 cm (II b tabanı) derinlikleridir.

Karot analizlerinden elde edilen tüm kil, kuvars karbonat ve organik karbon mineral verileri ve grafikler birlikte değerlendirildiğinde, polye evriminde bazı dönemlerin yaşandığı anlaşılmaktadır (Şekil 19). Çizilen sentetik grafik her ünite içinde mineral çökelimine bağlı olarak belirlenmiş fazları göstermektedir. Her faz ilk önce derin ve tatlı su özelliğine sahip göl ortamı ile başlar. Bu dönemde sıcaklık

nispeten düşük ve buharlaşma az, yağış ise fazladır. Devamında geçici ya da mevsimlik diyebileceğimiz sığ bir göl ortamı oluşur. Böylece sıcaklık ve buharlaşma artmaya başlamıştır. Fazlar akarsu ve yamaç erozyonunun fazla olduğu dönem ile son bulur. Bu durum ise yağışın oldukça fazla, sıcaklığın ise kar erimelerine izin verecek derecede olduğunu gösterir. Fazlar birbirlerini takiben birkaç defa tekrarlanmıştır. Polye tabanındaki alüvyal ova, iklim değişimlerine bağlı olarak polye içinde dönemsel olarak oluşan gölün ve karasal etkilerin ortaklaşa faaliyeti sonucunda meydana gelmiştir.

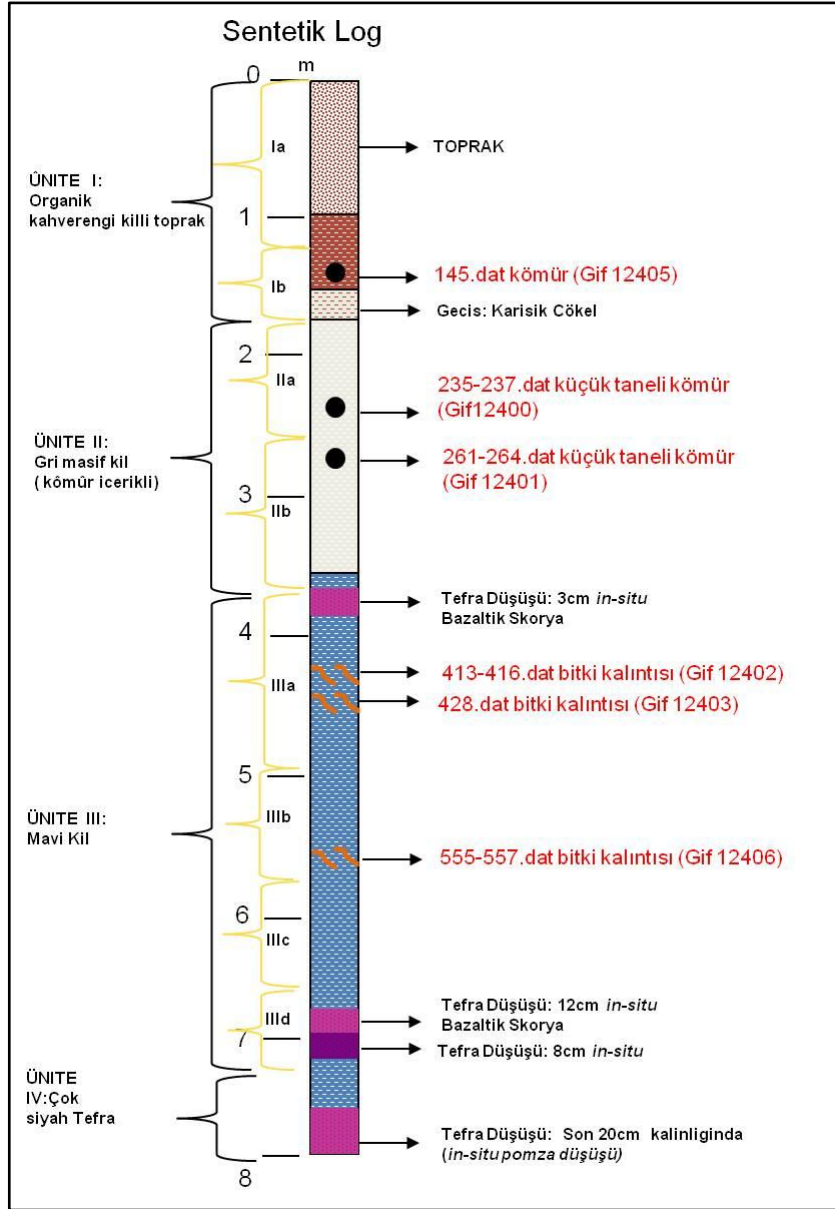
Karbonat analizleri sonucunda karot içinde aragonitin bulunmamış olması ise Van Gölü sularının polye içinde hiçbir zaman taşmadığını açıklar. Bu durumda, Pleistosen'de meydana gelen Van Gölü suyu seviye değişimleri süresince, göl sularının polye etrafında daha önce yerleri gösterilen eşikleri geçerek, Dicle havzasına doğru akmadığı söylenebilir.



Şekil 19: Gölü Polyesei karotü Kalsit, Kuvars ve Organik Karbon grafiklerinin karşılaştırılması

## Yaşlandırma

Karot içinden C<sup>14</sup> analizi için toplam 11 örnek alınmıştır. Örneklerden 6 tanesi analiz için uygun bulunmuştur (Şekil 20). Analizler LSCE (CEA-CNRS), Gif Sur Yvette ve ARTEMIS (Saclay) AMS spektrometri laboratuvarlarında Uzm. Michel Fontugne tarafından yapılmıştır (Şekil 20).



Şekil 20: C<sup>14</sup> Örneklerinin Göllü Polyesi karot logu içindeki yerleri

C<sup>14</sup> yaşlandırma analizi sonuçları incelendiğinde, örneklerin karot içinde buldukları derinlik ile elde edilen yaşlar arasında tutarsızlıklar olduğu anlaşılmaktadır.

Tablo 11: Göllü Polyesi C14 yaşlandırma analizi sonuçları

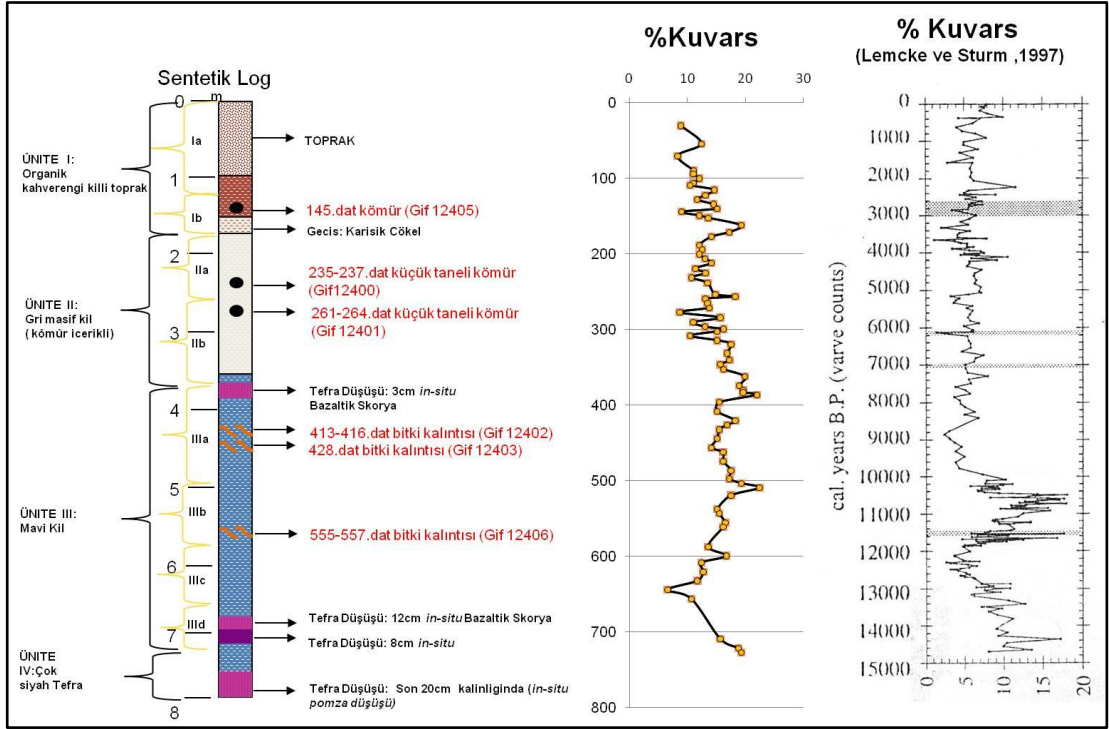
(Kalibrasyon <http://www.calpal-online.de>- Copyright 2003-2007 göre yapılmıştır.)

Lab Ref No	Örnek no	Yaşlandırılan materyal	Organik İçerik	d13C	C <sup>14</sup> BP Konvensiyonel yaş	Kalibre edilmiş yaş BP	%68 Kalibrasyon aralığı BP	Ortalama Kalibre edilmiş yaş BP	Yorum
			(%)	‰					
Gif12405	Can3/145	Kömür	1,3	-26,00	5550±30	6351±36	6315-6387	~6360	Normal
Gif12400	Can1/235-237	Kömürlü toprak	0,34	-28,50	11600±45	13478±112	13366-13590	~12500±100	Çok yaşlı
Gif12401	Can1/261-264	Kömürlü toprak	0,27	-28,60	15490±70	18716±164	18551-18880	~18700±150	Çok yaşlı
Gif12402	Can1/413-416	Bitki kalıntısı	0,97	-27,80	9955±40	11403±102	11300-11505	~11400±100	Ters
Gif12403	Can1/428	Bitki kalıntısı	1,5	-26,90	8130±35	9070±41	9028-9111	~9075±40	Ters
Gif12406	Can3/555-557	Bitki kalıntısı	0,53	-26,70	12950±70	15763±407	15356-16170	~15750±400	Normal

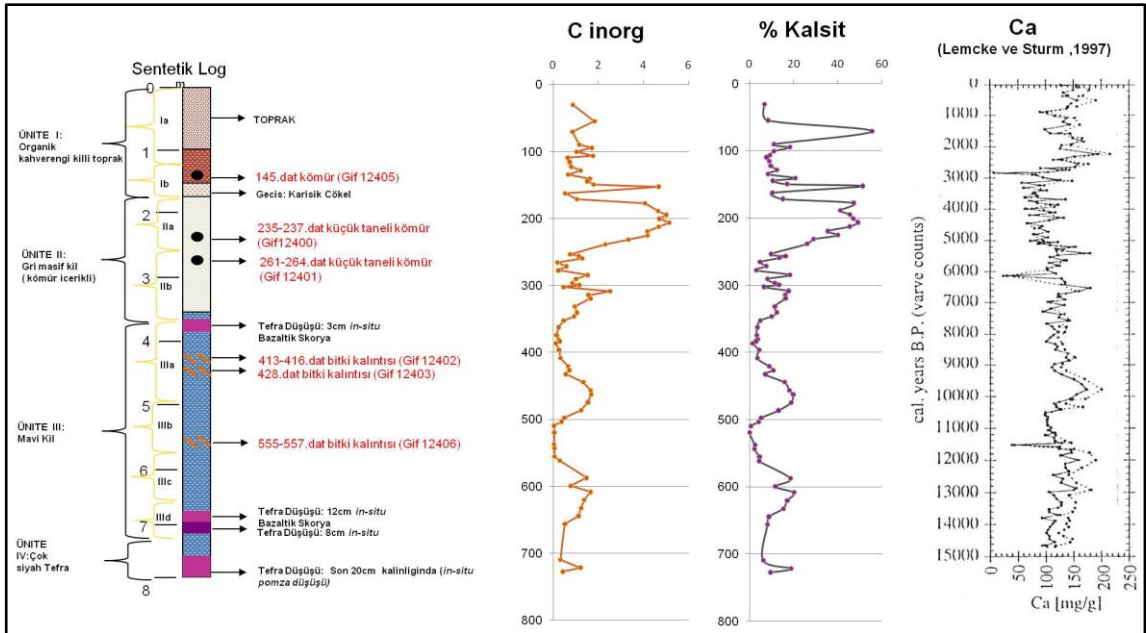
Şöyle ki; Gif 12400 ve 12401 numaralı örnekler ait yaşlar kuvvetle muhtemel rüzgâr veya akarsu erozyonu ile birlikte yamaçlardan taşınarak polye tabanına birikmiş organik maddelerin (kömür) yaşlarıdır. Bu nedenle bu yaş sonuçları polye tabanındaki çökel birikiminin kronolojisini gösterecek uygunlukta değillerdir. Ancak -235/237 cm ve 261/264 cm'den alınan bu örnekler, polye tabanında kurak bir dönemin sonu (IIb) ve gölsel bir ortamın başlangıcı (IIa) olduğuna işaret etmektedir. Gif 12402 (-413/416 cm) ve Gif 12403 (-428 cm) referans numaralı örneklerin yaşları arasında ise aynı şekilde ters bir durum söz konusudur. Gif 12403 referans numaralı örneğinin alındığı seviye, polye tabanında toprak oluşumun başladığı bir dönemi göstermektedir.  $C^{14}$  yaşlandırma analizi bu seviyeden çıkarılan bitki kök, yaprak ve dal kalıntıları üzerinde yapılmıştır. Bu kalıntılar yaşlandırma analizi için çok uygundur ve elde edilen yaş en doğru yaştır.

Göllü Polyesi evriminin kronolojik olarak açıklanmasında tüm analiz sonuçlarının birlikte değerlendirilmesi gerekliliği düşünülmüştür. Bu amaçla ilk önce kuvars ve karbonat analiz sonuçları ile  $C^{14}$  yaşlandırma analizi sonuçları birlikte değerlendirilmiştir. Daha sonra ise Lemcke ve Sturm (1997) tarafından yayınlanan Van Gölü tabanındaki varv çökelleri analiz sonuçları ile karot çalışmalarımız sonucunda elde ettiğimiz sonuçlar karşılaştırılmıştır.

Göllü Polyesi karotlarının  $C^{14}$  yaşlandırma sonuçları ve örneklerin alındıkları derinlikteki minerallerin analiz sonuçları bize, -428-439 cm derinliğindeki tespit edilen toprak oluşumu döneminin ortalama 9000 BP yaşında olduğunu göstermektedir. Bu yaştan sağlamlasını yapmak amacıyla Van Gölü tabanı karbonat analiz sonucu (Lemcke ve Sturm,1997) grafikleri ile Göllü Polyesi tabanı karbonat grafikleri karşılaştırılmıştır. Grafik eğrilerinin nerdeyse birbirinin aynısı olduğu anlaşılmıştır (Şekil 21-22). Böylece Gif 12403 (-428-439 cm) referanslı örneğin  $C^{14}$  yaşının doğrulaması yapılarak ortalama 9100 BP yaşı kesinleşmiştir. Analiz sonuçlarının karşılaştırılmasına devam edildiğinde Göllü Polyesi tabanındaki toprak oluşum dönemi içindeki IIIa (-497-398 cm) fazının ortalama 10600 ile 8300 varv yaşına sahip olduğu anlaşılmıştır. Bu dönem İç Anadolu'da Holosen başlangıcı (10,6 ve 8,2) olarak belirlenmiştir (Kuzucuoğlu vd.1997).



Şekil 21: Van Gölü tabanı ile Gölü Polyesi tabanındaki kuvars minerali oranının karşılaştırılması



Şekil 22: Van Gölü tabanı ile Gölü Polyesi tabanındaki karbonat minerali oranının karşılaştırılması

Van Gölü taban çökelleri içinde kuvars ve karbon oranlarının arttığı dönem Genç Dryas dönemi (10600-11800 varv yaşı) olarak belirlenmiştir. Göllü Polyesi grafiklerinde bu dönem IIIb fazının olduğu kısma (-497-572 cm) denk gelmektedir ve kurak bir fazdır.

IIIc (572-652 cm) fazı ise, Lemcke ve Sturm (1997) tarafından çizilen grafiklerde, Van Gölü tabanında 11800 ve 13000 varv yaşı olarak belirlenmiş ve bizim grafiklerimizde kalsit oranının arttığı dönem ile özdeşdir. Bu dönemde sıcaklık yükselmeye başlamış ve kar erimeleri ile polye tabanında su birikimleri başlamıştır. Bitki örtüsü ise sadece yamaçlarda kalmıştır.

Sonuç olarak polye içinden alınan karot çökellerinin C<sup>14</sup> yaşlandırma analizleri içinden sadece Gif 12403 referanslı örneğin yaşının doğru olduğu ve diğer yaşların ise polye tabanı kronolojisi için çok yaşlı oldukları anlaşılmıştır. Bu daha yaşlı örnekler polye tabanında etrafındaki yamaçlardan taşınarak birikmiş erozyon çökellerinin yaşını vermektedir.

### **2.1.2. Volkanik Depolar**

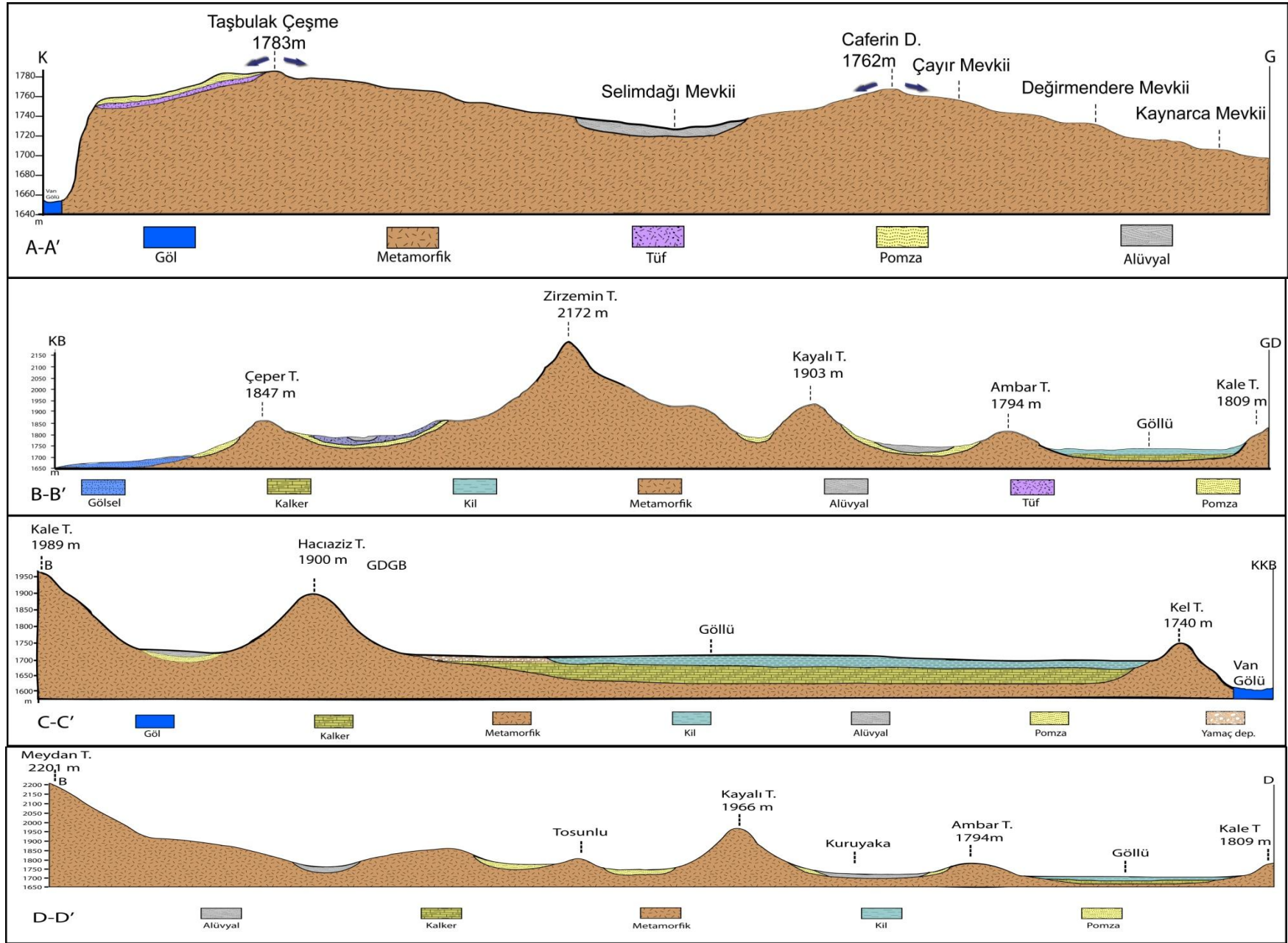
2007 yaz arazi çalışmaları sırasında Göllü Polyesi'ni çevreleyen yamaçlarda ve vadi içlerinde volkanik depolar tespit edilmiştir. Polyenin kuzeyindeki yamaçta açık renkli ve altere olmuş pomzaların altında bazaltik skorya depolarının olduğu bir kesit bulunmaktadır. Aynı volkanik madde tabakalanmasına polyenin etrafındaki yamaçlarda ve vadi içlerinde gözlenmiştir.

Polye tabanından alınan karotlar içinde ise benzer fakat daha belirgin tabakalanmalar tespit edilmiştir. Polye tabanı çökelleri içinde 4 seviyede pomza kalıntıları bulunmaktadır. Bu seviyeler; -127-133 cm (CAN 3/A10), -524-527 cm (CAN1/C129), -572-575 cm (CAN1/B81 ve B53) ve 672-689 cm'dir (CAN3/D80). Bunun yanında Çan3 kuyusu 43 cm kalınlığında (-730-773) ve skorya bazaltik düşüş özelliğindeki volkanik depo ile son bulmuştur (Şekil 16).

#### **Göllü Polyesi'ndeki volkanik depoların kökeni**

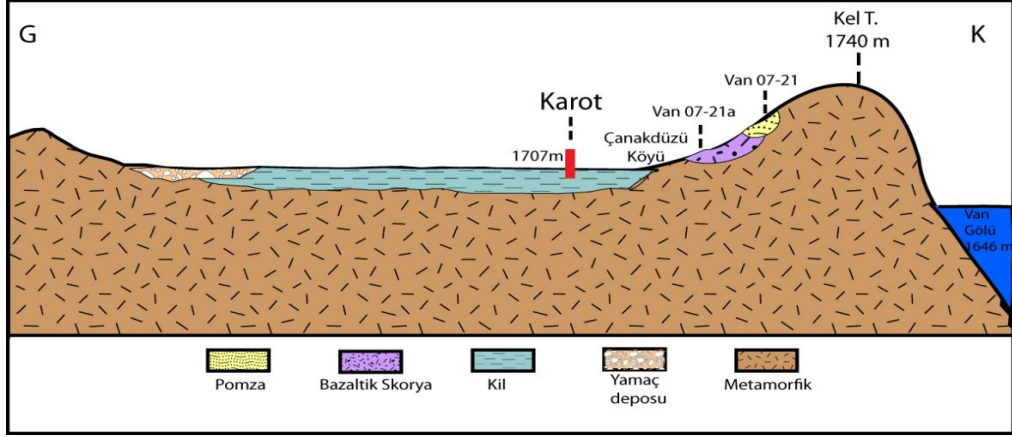
Polyenin yaklaşık 20 km batısında İncekaya volkanik alanı ve 35 km kuzeybatısında Nemrut Volkanı bulunmaktadır. İncekaya veya Nemrut Volkanı etkileri inceleme alanı üzerinde oldukça yoğun bir şekilde görülmektedir (Şekil 21).





Şekil 23: Göllü Polyesi jeolojik kesitleri

Diğer kesitler incelendiğinde ise pomza tabakalarının üstleri bazı yerlerde alüvyonlar ile kaplanmıştır. Göllü Polyesi içinde karot noktasının kuzeydoğusundaki yamaçta bazaltik skorya deposunun üstünü pomza düşüşlerinin kapladığı kesitten iki örnek alınmıştır (Şekil 26). Bunlardan Van 07-21 numaralı pomza örneği, Van 07-21a ise bazaltik skorya örneğidir.

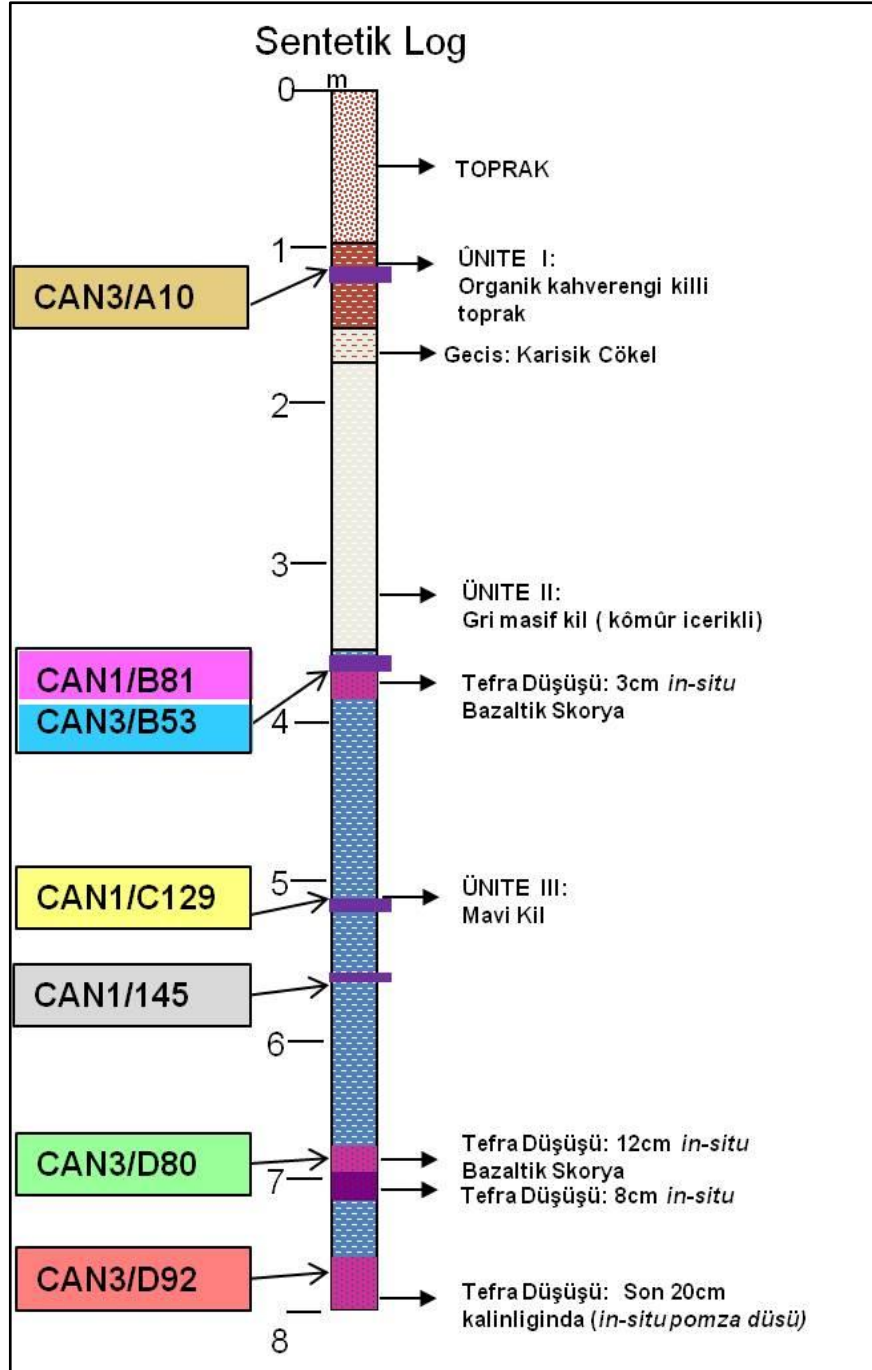


Şekil 24: Göllü Polyesi karot noktasını ve yamaçtan alınan örneklerin yerini gösteren jeolojik kesit

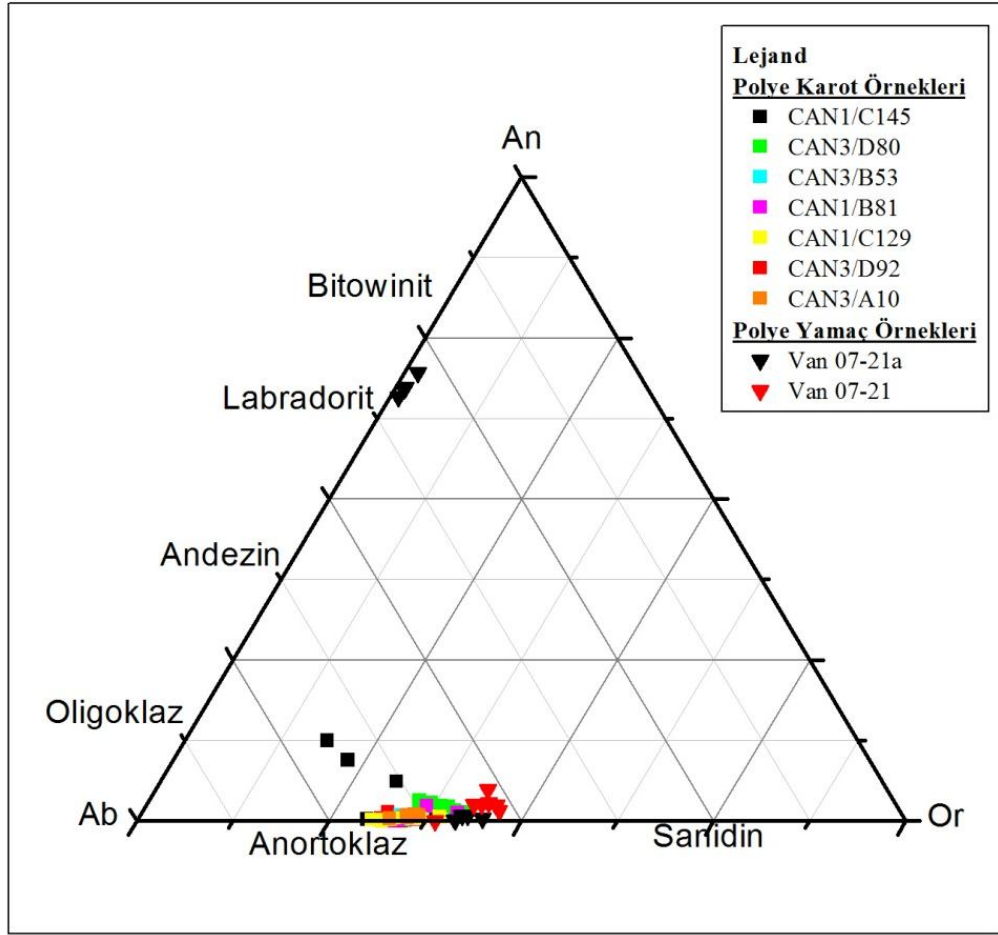
### **Göllü Polyesi içinde ve etrafındaki Nemrut ve İncekaya volkanik maddelerinin jeokimyasal analiz sonuçları**

Göllü karotu içinden jeokimyasal analizlerinin yapılmasına uygun 7 tefra örneği alınmıştır. Örneklerin log üzerinde yerleri gösterilmiştir (Şekil 25). Örnekler içindeki feldspat ve volkanik cam minerallerinin jeokimyasal analizleri için hazırlıklar LGP laboratuvarlarında yapılmıştır. 2009 Ocak ve 2010 Şubat ayları arasında Paris- Jussieu Üniversitesi Camparis Laboratuvarında ise WDS (Dalgaboyu Dağılımı Spektrometresi) analizleri yapılmıştır.

Örnekler içindeki feldspat mineralinin jeokimyasal analiz sonuçlarına göre AFM üçgen diyagramı çizilmiştir (Şekil 26). Buna göre daha önce bazaltik olarak nitelendirdiğimiz ve polyenin kuzeyindeki yamaçlar ile karot içinde çıkarılan tüm örneklerin anortoklaz olduğu anlaşılmıştır. Sadece CAN1/C145 (-127-133 cm) referanslı örnek labradorit ve anortoklaz gruplarının her ikisinde belirlemiştir. Aynı zamanda yamaçtan alınan Van 07-21a örneğinde labradorit grubunda olduğu görülmüştür. Böylece Can1/C145 örneğinin yamaçlardan taşınan bazaltik maddeler ile karışmış olduğu anlaşılmıştır.

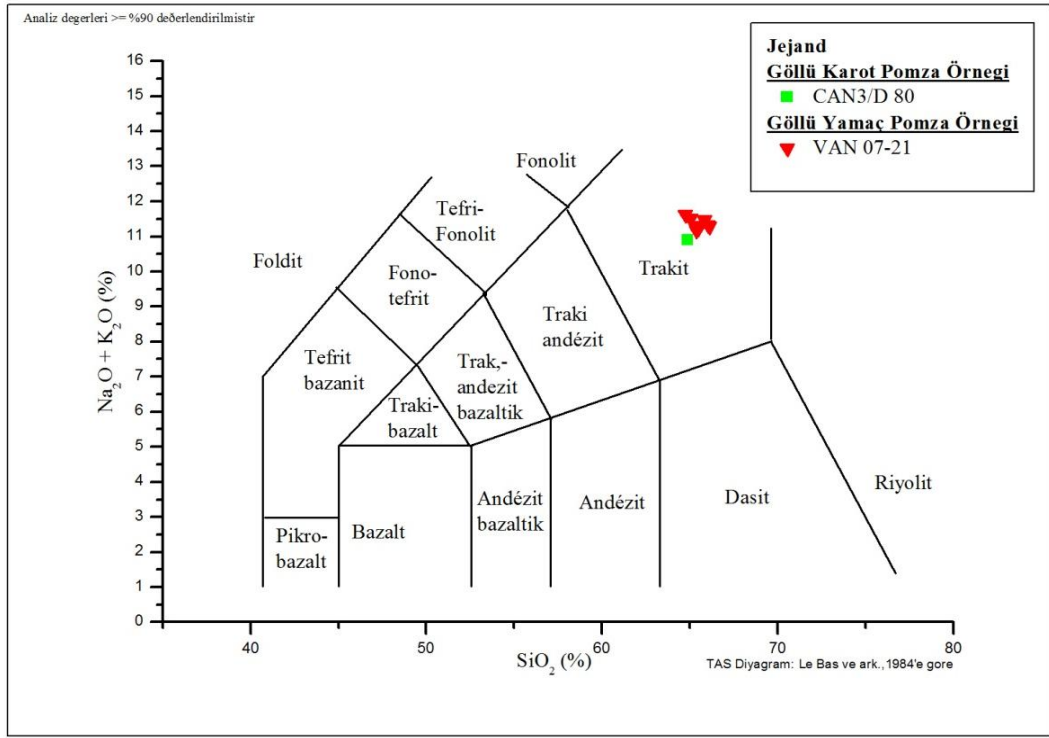


Şekil 25: Tefra örneklerinin Göllü Polyesi karot logu içindeki yeri



Şekil 26: Göllü Polyesi volkanik çökellerinin feldspat mineraline göre jeokimyasal özelliğini gösteren üçgen diyagramı

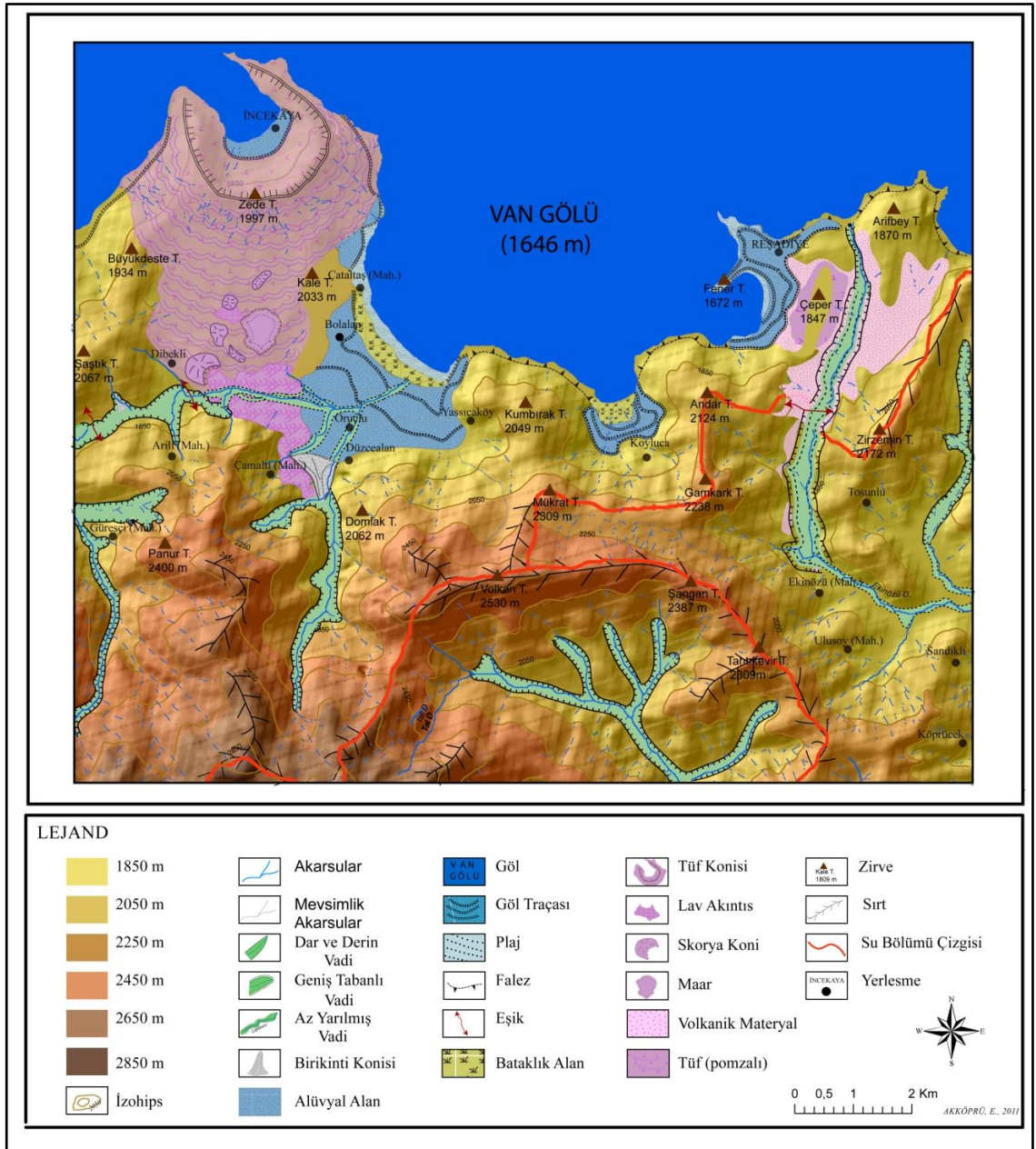
Polve karotları içinden alınan örneklerden sadece birinin içindeki volkanik cam mineralinin jeokimyasal yapılabildiği. Bu örnek -672-689 cm derinliğinden alınan yerli yerinde olarak nitelendirdiğimiz (*in situ*) pomza düşüşü özelliğine sahip CAN3/D80 örneğidir. Bu örnek ile aynı özelliklere sahip ve polve etrafındaki yamaçlar üzerini kaplayan pomza içindeki volkanik cam mineralinin de jeokimyasal analizi yapılmış ve elde edilen sonuçlar TAS diyagramı üzerinde gösterilmiştir (Şekil 29). Diyagramdan da anlaşılacağı üzere jeokimyasal içeriklerine göre pomzalar trakitik özelliktedir.



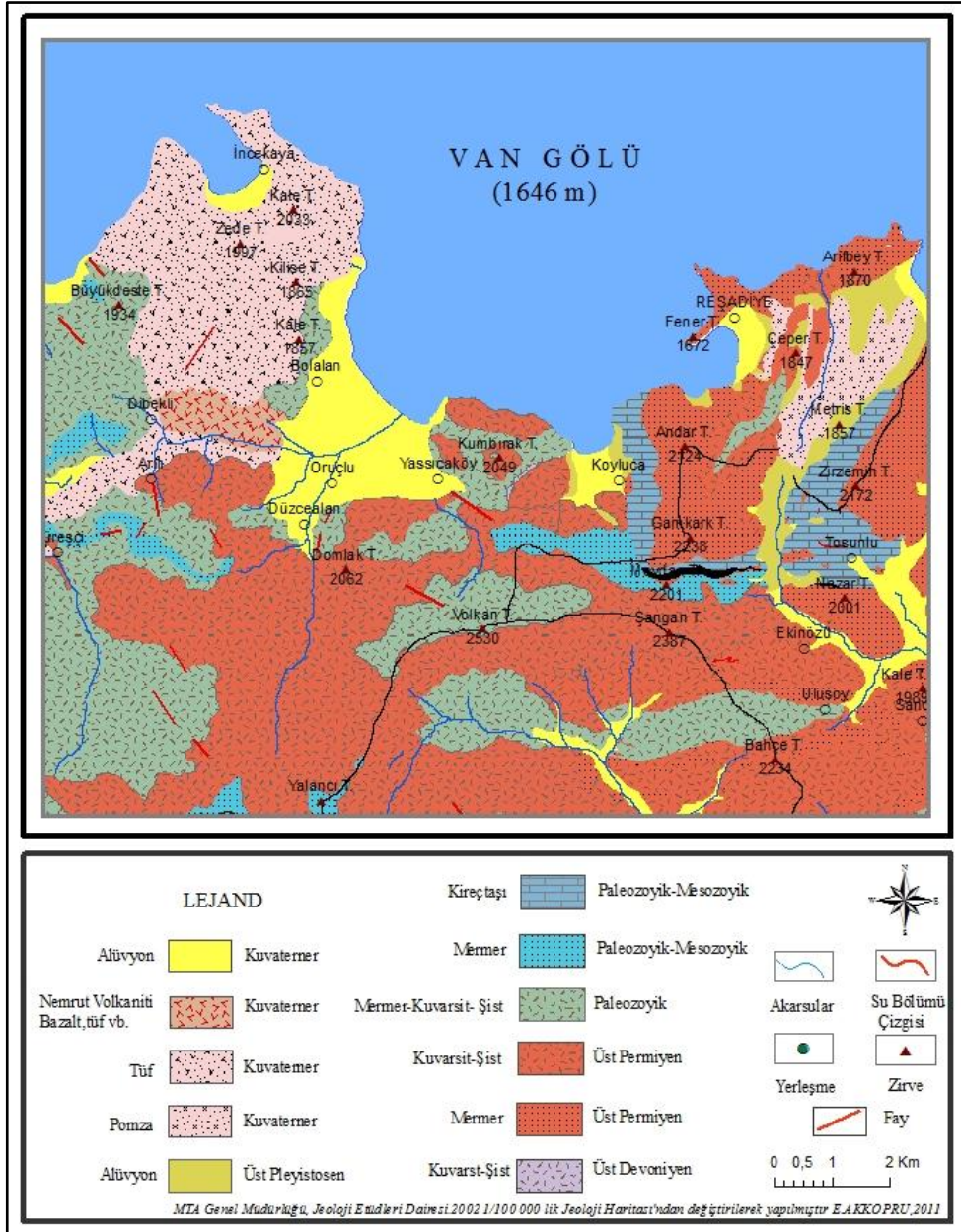
Şekil 27: Göllu Polyesi örneklerinin volkanik cam mineralinin jeokimyasal özelliğini gösteren TAS diyagramı

### 3. İNCEKAYA-REŞADIYE ALANININ JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanımızın orta kısmında yer alan Dibekli – İncekaya alanının jeomorfolojik düzeni çoğunlukla son dönem volkanik etkilere bağlı olarak kurulmuştur. Ayrıca alanın bu kesiminde göl kıyısında oluşmuş küçük, hafif eğimli düzlükler ve üzerlerinde gelişmiş taraça sistemleri ile birikinti konileri de dikkat çekicidir (Şekil 28-Şekil 29).

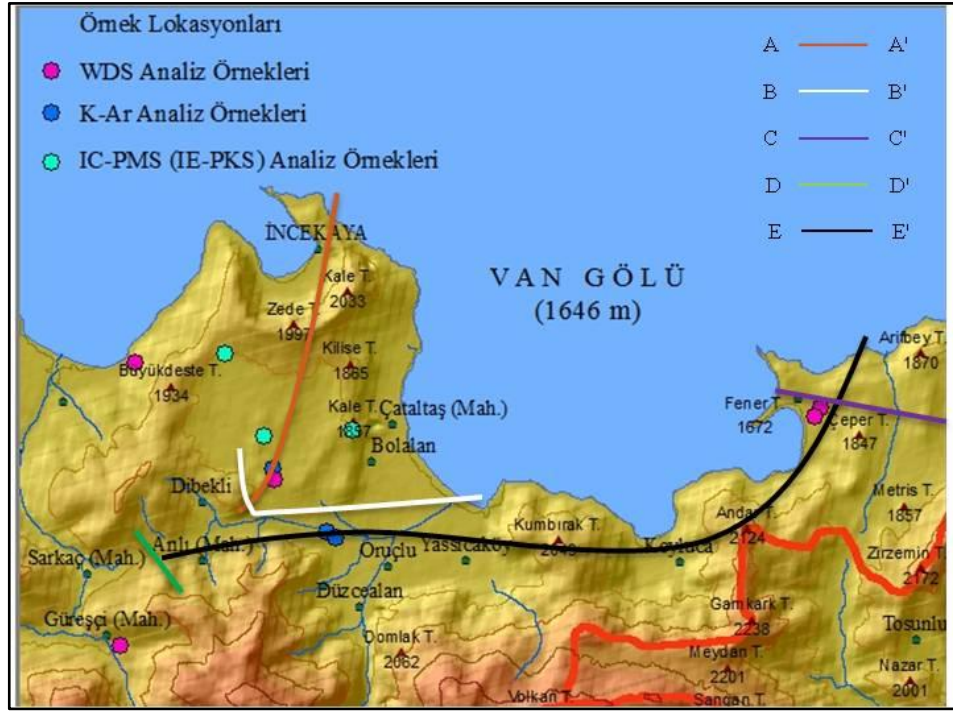


Şekil 28: İncekaya-Reşadiye Alanı Jeomorfoloji Haritası



Şekil 29: Incekaya-Reşadiye alanı jeoloji haritası

Alanın, Pleistosen süresince, Van Gölü seviye değişimlerinden ne derece etkilendiği araştırılmış ve kıyı önü düzlüklerindeki akarsu-gösel taraça seviyeleri incelenmiştir. Ayrıca volkanizmanın alan üzerindeki etkinliği ve oluşan volkanik şekiller haritalanmıştır. Volkanik depolar üzerinden örnek alımları yapılarak alanın stratigrafisi anlaşılmaya çalışılmış ve farklı alanlardan jeolojik profil ve kesitler çizilmiştir (Şekil 30). Alınan örnekler üzerinde jeokimyasal analizler ve yaşlandırma analizleri yapılmıştır.



Şekil 30: İncekaya-Reşadiye Alanı kesit hatlarını ve örnek lokasyonlarını gösteren harita

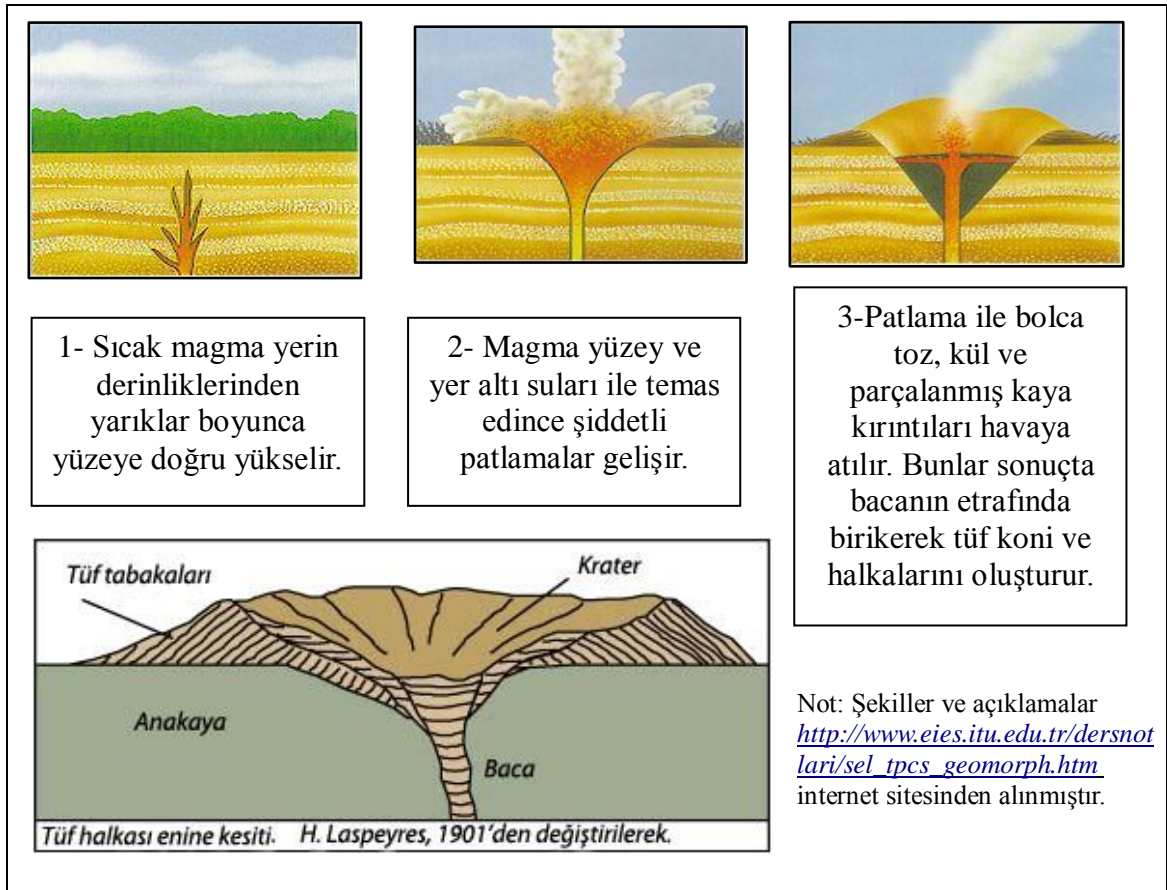
Yukarıda belirtilen araştırmalar yapılırken İncekaya - Reşadiye alanını üç kısma ayırarak incelenmesi uygun görülmüştür. Bunlar:

- 1- İncekaya- Dibeikli volkanik alanı
- 2- Düzcealan Kıyı düzlüğü
- 3- Reşadiye Koyu

### 3.1 İncekaya - Dibeikli Volkanik Alanı

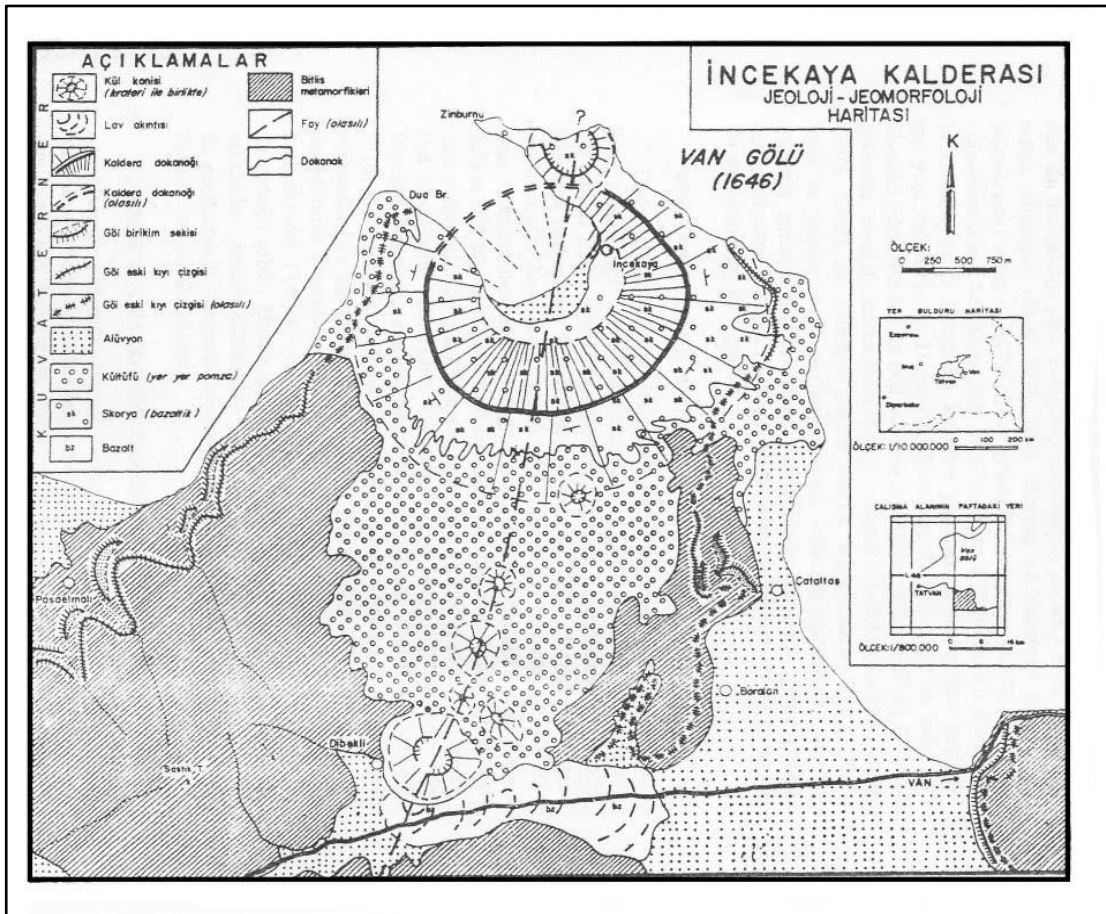
İnceleme alanımızın orta kısmının kuzeyinde İncekaya Kalderası (Güner,1984) olarak bilinen volkanik alan oluşumu bakımından bir tuf konisine benzemektedir. İncekaya tuf konisi, Bitlis metamorfiklerinin içinde kuzey güney doğrultuda ortası çukur ve hilal biçimli şekillenmiştir. Bu volkanik şekil bazaltik tuf ve skorya malzemelerinden oluşmuştur. İncekaya tüfü olarak isimlendirilen volkanik materyal tüm inceleme alanı içinde yayılıma sahiptir ve vadi içlerindeki stratigrafik incelemelerde anahtar rol oynamaktadır. Tüfler genellikle piroklastik materyali sağlamlaştırıcı, yapıştırıcı bir rol oynamaktadır (Sür, vd.,2002:159).

Tüf konileri ve halkaları, genellikle dik yamaçlara sahip ( $>25^\circ$ ), krater tabanlı yeryüzü veya deniz seviyesinin üstünde olan derin ve geniş koni-krater biçimli piroklastik volkanlardır. Yükseklikleri 100-300 m, genişlikleri ise 1-1.5 km civarındadır. Tüf konilerinin daha küçük ve yayvan (daha az dik yamaçlı) olanları “tüf halkaları” olarak adlandırılır. Tüf koni ve halkaları yaygın bir volkan türü değildir. Freatomagmatik patlamalarla, magma ve su püskürmesi olayı sonucunda gelişirler (Lockwood ve Hazlett, 2010:297). Yükselen magma içine çevreden sürekli ve bol miktarda su ekleniyorsa, bunun yarattığı ekstra gaz basıncı tüf koni ve halkalarının oluşmasına zemin hazırlar. Tüf halkalarına göre tüf konilerinin oluşumu daha fazla suya gereksinim gösterir. Ayrıca, tüf konilerindeki patlamalı aktivitenin derinliği, halkalara göre daha fazladır. Tüf koni veya halkalarının oluşum süreci şu şekildedir (Şekil 31):



Şekil 31: Volkanik tüf konisi ve halkasının oluşum süreci

İncekaya tuf konisi üzerine yapılmış özel bir çalışma bulunmamaktadır. Ancak Nemrut Volkanı ile ilgili çalışmalarda adından bahsedilmektedir. Güner 1984 yılında Nemrut Volkanı üzerine yayınladığı çalışmasında, İncekaya tuf konisinin oluşumu ile ilgili bilgilerin yanında bir de jeoloji-jeomorfoloji haritası sunmuştur (Şekil 32). Araştırmacı koninin İncekaya Kalderası diye anılmasının nedenini kalderasının konisine oranla oldukça büyük olmasına bağlamıştır. Yazar İncekaya volkanını, Nemrut Volkanı'na 21 km (kuş uçuşu) mesafede olması sebebiyle Nemrut sistemi kapsamında değerlendirmiştir. Yazar koninin oluşumunu “yöreye yerleşen volkanizma Nemrut kırığının doğuya kayarak bu kesimde de açılmasıyla oluşmuştur ve alanda volkanik etkinlik yarık volkanizması ile başlamıştır” şeklinde açıklamıştır (s.42-44).



Şekil 32: İncekaya Kalderası Jeoloji-Jeomorfoloji Haritası  
(Y. Güner, 1984'ten)

Haritadan da anlaşılacağı üzere Güner, İncekaya alanı içinde kuzey - güney doğrultusunda sıralanmış, İncekaya konisi ile birlikte 8 adet kül konisi oluştuğunu belirtmiştir. İncekaya tuf konisinin güneyinde Dibekli Köyü yakınındaki Dibekli kül konisinin başlangıçta bazalt çıkardığını ve lavların doğuya doğru aktığını, diğerlerinin ise pomza ve kül çıkardığını yazmıştır. Güner (1984), ayrıca İncekaya tuf konisi civarında Van Gölü seviye yükselmeleri ile bağlantılı ve birkaç seviyede bulunan taraçalar bunun yanında aşınma düzlükleri, eski kıyı çizgileri saptayıp haritasına işlemiştir.

İncekaya Köyü, İncekaya tuf konisi içindeki yamaçlardan gelen unsurlar ile kıyı önünde oluşmuş kolüvyal kökenli hafifi eğimli düzlüğün üstüne kurulmuştur (Foto 10). 2007 yılında yaptığımız arazi çalışmaları sırasında düzlüğün gerisindeki yamaçlarda *Dreissena* kavkı kalıntılı göl sel depolarına rastlanmıştır.



Foto 10: İncekaya tuf konisi içine kurulmuş İncekaya Köyü

İncekaya konisinin hemen güneyinde 3,5 km<sup>2</sup> lik düzlük bir alan bulunmaktadır. Düzlük, İncekaya tufunun yayılımıyla oluşmuş ve üstü ortalama 2 m kalınlığında pomza düşüşü ile kaplanmıştır. Örnekleri alınan pomzalar ortalama 1 cm çapında ve kül ile birlik tabakalanmışlardır (Örnek no: Van 08-69, Van 08-75). Bu alanda tufle birlikte tabakalanmış pomzalar erozyona çok müsait materyaldir. Bu

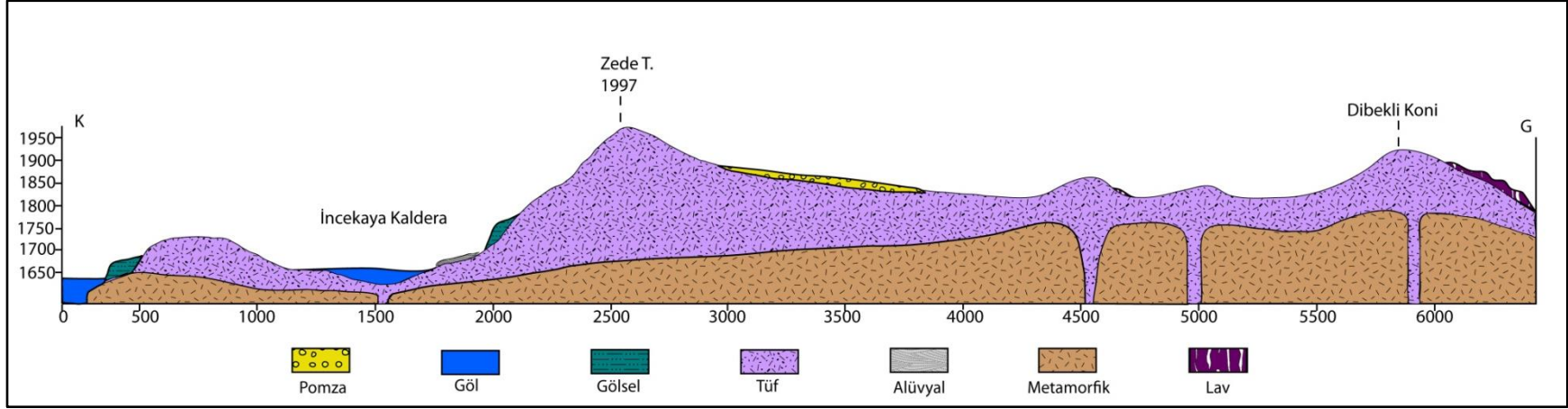
sebeple, koni yamaçlarında kar erimeleri ve yağışlar ile oluşan mevsimlik dereler tarafından hızlı bir şekilde aşındırılmaktadır. Koni yamacında dar ve derin yarıntılar oluşmaktadır (Foto 11). İncekaya Köyü ile Tatvan arasındaki ulaşımı sağlayan yol üzerinde ise bir pomza düşüşü deposu tespit edilmiştir. 1711m yükseltisinde bulunan bu depo içinden jeokimyasal analizler yapmak amacıyla Van Volc 07-17 numaralı örnek alınmıştır.



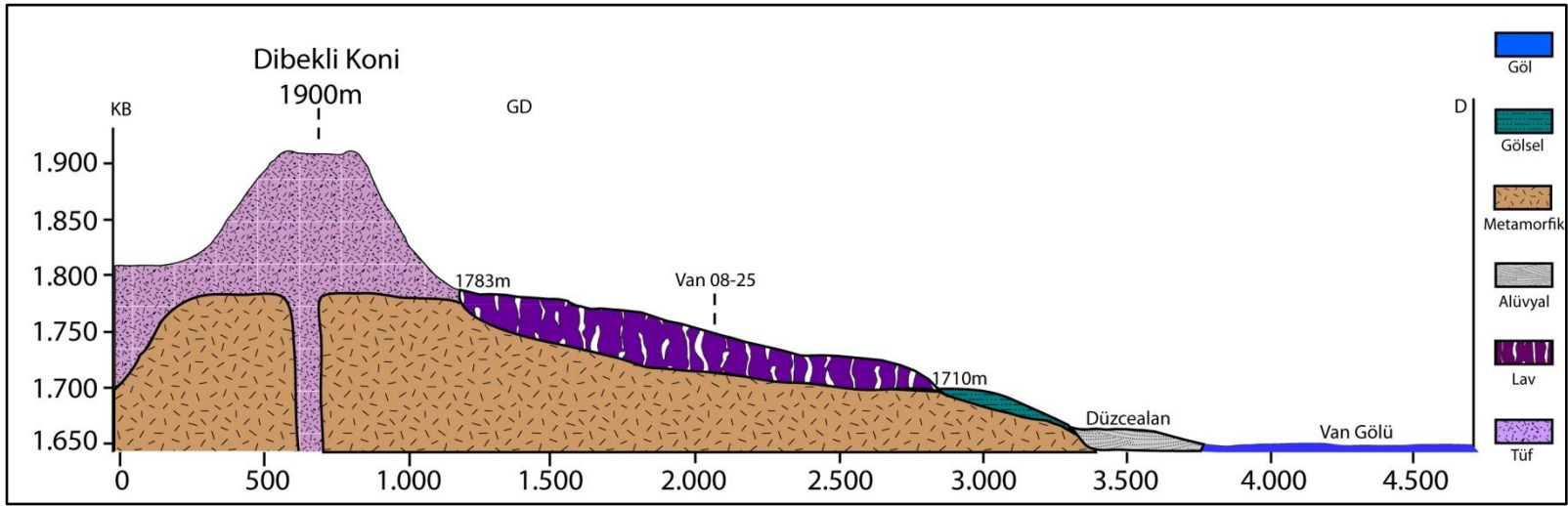
Foto 11: İncekaya tuf konisinin güney yamacındaki yarıntı erozyonu

Arazi çalışmalarımız sonucunda düzlüğün güneyinde Güner'in tespit ettiği gibi 8 kül konisi değil de İncekaya tuf konisi hariç 5 skorya konisi belirlenmiş ve bunlardan ikisinin çok iyi şekillendiği görülmüştür (Şekil 33). Ayrıca bir de maar belirlenmiştir. Maara ait taban türbülans depolarının (base surges) bazaltik skorya konilerine ait pomza düşüşleri altında fosilize olduğu tespit edilmiştir. Bu durum alan içindeki skorya konilerinin büyük bir olasılıkla maarı oluşturan volkanik faaliyetlerden sonra meydana geldiklerine işaret etmektedir.

İncekaya volkanik alanı içindeki en büyük skorya konisi (Dibekli Konisi) üzerinden Van Volc 07-14 isimi verilen zengin feldspat içerikli lapilli örneği ile kuzeyinden ve hemen yakınındaki küçük koni üzerindeki bazalt lav akıntısı örnekleri alınmıştır (Van Volc 07-16). Dibekli Konisi'ne ait lavlar güneydeki vadi içine kanalize olup göle doğru akmış, ancak Düzcealan düzlüğüne ulaşmadan durmuşlardır (Foto 12).



Şekil 34: İncekaya-Dibekli konilerinin şematik gösterimi- profil hattı (A-A')



Şekil 33: Dibekli-Düzcealan hattının şematik kesiti (B-B')

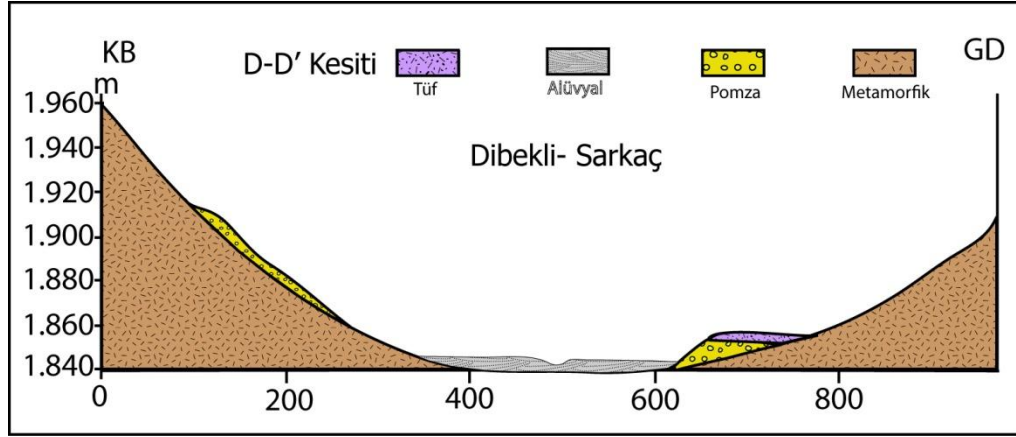


Foto 12: Dibeqli skorya konisi ve lav akışı

Bazalt lav akıntıları 1783 m'den itibaren akmaya başlamış ve 1710 m'ye kadar inmiştir (Şekil 34). Dibeqli Konisi çevresinde ve lavlar üzerine yaptığımız çalışmalar sırasında iki farklı özellikte bazaltik lav olduğu tespit edilmiştir. Bunlardan ilki 1783 m ile 1740 m arasında yayılmış olan ve içinde olivin bulunan bazalttır. Diğeri ise 1740 m ile 1710 m arasında yayılan ve içinde hava boşluğunun fazla olduğu bazalttır. Söz konusu bazalt lavlardan K-Ar yaşlandırması için örnekler alınmıştır. Ancak örnekler analizler için uygun bulunmamıştır (Van 08-25- Van 08-26). Dibeqli Konisi'nin doğu dış yamacında taban türbülans tabakalarının altında beyaz renkli bir pomza düşüşüne ait tabakalar tespit edilmiştir (Van 08-27). Bu pomza tabakası içinde siyah obsidyen benzeri mineraller bulunmakla beraber çok az da riyolit içeriklidir ve pomzaların çapları ortalama 5-6 cm'dir.

Dibeqli Konisi'nin batısında ve hemen lav akıntılarının gerisinde 1853 m'de başka bir pomza düşüşü bulunmaktadır ve İncekaya tüfü bu pomza düşüşünün üstünü kaplamıştır (Örnek no: Van 08-33). Pomza bol hava boşlukludur ve depo içinde litik olarak başka bir mineral bulunmamaktadır. Tanelerin ortalama boyutu 1,5 cm çapındadır. Aynı tür tabakalanma tüm alanda görülmektedir. İncekaya tüfü altındaki pomza düşüşü bir kül düşüşü ile birlikte tabakalanmıştır.

Böylece, alan üzerinde biri Dibeqli skorya konisinin faaliyeti sırasında oluşmuş (Van 08-27) diğeri ise İncekaya tüfü altında olmak üzere (Van 08-33) iki adet pomza düşüşü tespit edilmiştir (Şekil 35). Her iki pomza düşüşünden de örnekler alınarak jeokimyasal analizleri yapılmıştır.



Şekil 35:Sarkaç Dibekli arasındaki vadinin enine profil ve kesiti

Benzer stratigrafik durum Dibeqli Köyü ile Sarkaç Köyü'nün Arılı Mahallesi arasında, akarsuyu olmayan vadi içindeki, eski alüvyal taraça yarmalarında da gözlenmiştir. Bu taraçaların yüzeyleri 1777 m, 1783 m ve 1790 m yükseltidedir ve basamaklar halindedir. En üstteki taraçanın şekillenmesinde asıl rolü, taraça önünde baraj oluşturan, Dibeqli Konisi'ne ait lav akıntısı oynamıştır. Böylece geriden taşınan alüvyonlar ve heyelanların getirdiği metamorfik malzemeler, lav gerisinde depolanarak taraça görünümünü almıştır. Metamorfiklerin üstünde ise pomza düşüşü ve İncekaya tüfü bulunmaktadır.

### 3.2. Düzcealan Akarsu - Gösel Kıyı Düzlüğü

Dibeqli-İncekaya volkanik alanında, lav akıntıları ile bozulmuş ve kesintiye uğramış drenaj ağı yeniden kurulmaya başlamıştır. Kuzeyde Arılı Mahallesi ve Dibeqli köyü içinden kaynağını alan iki yan kol, güneyde, metamorfikler içinden doğan diğer yan kollar ile birleşmektedirler. Böylece küçük bir akarsu gerideki eski akarsu taraçaları ve lav akıntıları üzerinde yeniden vadisini kazmaya başlamıştır. Doğuya doğru akan bu akarsu, Düzcealan düzlüğü içinde, Bitlis Masifi'nden kaynaklanarak düzlük içine doğru akan diğer akarsulara bağlanır (Şekil 30).

Düzcealan akarsu-gösel kıyı düzlüğü genel hatlarıyla incelendiğinde üç seviye halinde basamaklı bir görünüme sahip olduğu görülür (Foto 13). Bu basamaklar gölün eski taraçalarıdır ve 1700 m, 1680 m ile 1660 m yükseltilerinde

sıralanmışlardır. Ancak bu taraçalar antropojen etki nedeniyle deforme olmuşlar ve orijinal seviyelerini kaybetmişlerdir. İnceleme alanı içinde sınırlı sayıdaki bu alüvyal düzlükler eski çağlardan beri insanların yerleşim için öncelikli olarak tercih ettikleri alanlardır. Bu alanlar üzerindeki göl taraça düzlükleri tarım alanı olarak kullanılmış ve ayrıca insan etkisiyle yeniden basamaklandırılarak eski seviyelerini nerdeyse kaybetmişlerdir Düzcealan düzlüğünün Van Gölü ile birleştiği kesimde ise dar alanlı çakıllı bir plaj bulunmaktadır.



Foto 13: Düzcealan kıyı düzlüğü

Güneyde, Düzcealan düzlüğünün masife yaslandığı alanda birikinti koni ve yelpazeleri gelişmiştir. Çamaltı Köyü girişinde 1717 m'de Dibekli Konisi'ne ait bazalt akıntıları bu birikinti konisi depolarının üzerinde yayılmıştır. Koni petrografisi mermer, kuvars, şist gibi Bitlis Masifi malzemelerinden oluşmaktadır. Birikinti konisi altında ise eski bir delta ortamı tabakalanmaları bulunmaktadır. Aynı özellikteki çökeller Düzcealan'm kuzeybatısında Bolalan Köyü ile Çataltaş Mahallesi arasındaki kesimde de belirlenmiştir (Foto 15-Foto 14).

1715 m’de iri koni malzemesi ile başlayan tabakalanma alta doğru daha ince delta malzemesi ile devam eder. Ara tabakalarda işlenmiş tuf ve pomzular bulunmaktadır.

Düzcealan düzlüğünden doğuya doğru gidildikçe Van Gölü kıyıları oldukça dik bir görünüm almaktadır. Falezli kıyı boyunca genellikle anakaya mostraları görülmektedir. Sadece birkaç noktada, yakın dönemde meydana gelen Van Gölü su seviye yükselmeleri sırasında oluşmuş ve sık göl ortamı özelliğindeki gölsel depolar, kısım kısım anakaya üstüne yamanmış durumda karşımıza çıkmaktadır.



Foto 15: Çamaltı Köyü girişindeki depo



Foto 14: Bolalan Köyü- Çataltaş Mah. arasındaki depo

Doğuya doğru devam eden kıyı gerisinde Koyluca Köyü önünde bir lagün oluşmuştur. Lagünün etrafındaki yamaçlarda taraça yüzeyleri bulunmaktadır. Valeton (1978:68), Van Gölü çevresinde yaptığı çalışmalarda Koyluca Köyü etrafında taraça seviyeleri işaretlemiş ve bu seviyeleri tüm göl çevresi için genellemiştir. Valeton’a göre en yüksek taraça +1720-1730 m’de bulunmaktadır. En yüksek seviye ile bugünkü göl seviyesi arasında birkaç taraça seviyesi daha vardır. Bunlar: 1700 m, 1680 m, 1660 m, 1655 m yükseltisindedirler. Yazara göre bazen farklı iki taraça

seviyesi birbirlerini kesmiş durumda olabilmektedir. Ayrıca bunların birçoğu erozyon taraçası özelliğindedir ve üzerlerinde toprak oluşum süreci başlamıştır. Arazi çalışmaları sırasında taraça yüzeylerinin yamaç erozyonu nedeniyle Paleozoik-Mezozoik yaşlı metamorfik malzemelerle kaplandığı ve bu taraçaların yatay taraça yüzeyi özelliklerini neredeyse kaybettikleri tespit edilmiştir.

Koyluca Köyü girişinde kalınlığı ortalama 15 m olan ve 1687 m yükseltide delta ortamı özelliğine sahip bir kesit tespit edilmiştir. Kesitin üst tabakaları ince unsurlu çökellerden oluşmuştur. Ancak bu tabakalar yamaç erozyonu nedeniyle deforme olmuşlardır. Cephe tabakaları ya da alın setleri denilen tabakalar ise neredeyse 45 derecelik eğim göstermektedirler ve malzemeler daha iri tanelidir.

Delta malzemesinin tamamı metamorfik kayalardan oluşmaktadır. Ancak cephe tabakalarının altında bulunan seviyede bir kil deposu bulunmaktadır ve bu depo içinde taşınarak işlenmiş pomza taneleri vardır (Foto 16).



Foto 16: Koyluca Köyü girişindeki delta ortamı tabakaları

### 3.3. Reşadiye Koyu

Koyluca Koyu doğusunda Reşadiye Koyu olarak adlandırdığımız alanda göle doğru doğal bir kıyı uzantısı bulunmaktadır (Foto 17). Bu kıyı uzantısının üzeri gölsel depolar ile kaplanmıştır ve bu depolar göl taraçası formundadırlar. Göl taraçaları sadece bu alan üzerinde değil, gerideki metamorfik ana kayaya yaslanarak da gelişmişlerdir ve tabakalar arasında volkanik materyal bulunmaktadır.



Foto 17: Reşadiye Koyu

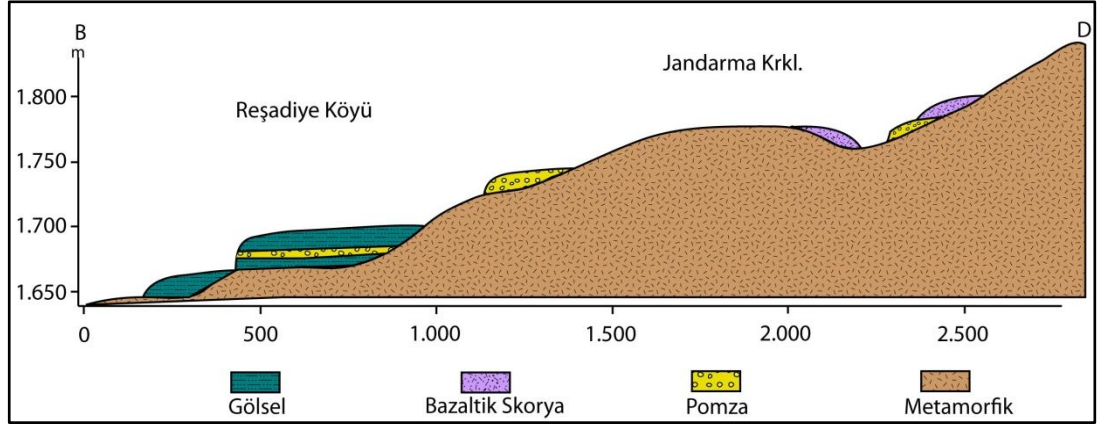
### **Reşadiye Koyu etrafındaki volkanik depolar**

Reşadiye koyu etrafındaki taraçaları şekillendiren göl depoları incelendiğinde bunların sığ göl ortamı çökelleri olduğu anlaşılmıştır. 1697 m göl taraçası deposunun en alt tabakası, içinde feldspat, obsidyen ve riyolit gibi mineraller bulunan taşınmış bir tefra deposundan oluşmaktadır (Örnek no: Van 09-41). Reşadiye Köyü doğusunda metamorfik yamaçlar üzerinde pomza deposu bulunmaktadır. 1742 m yükseltide bulunan depo içinden pomza örnekleri alınmıştır (örnek no: Van 09-42). Pomzalar iri tanelidir ve içlerinde %5 oranında riyolit bulunmaktadır

Reşadiye Köyü'nün çıkışında ve güneyde bulunan Çeper Tepe etrafında tefra tabakaları tespit edilmiştir. Alanda yapılan arazi çalışmaları sırasında 1787 m'de bir yol yarması üzerinde incelemeler yapılmıştır (Foto18). Tefraların tabakalanma sırası alttan üste doğru şu şekildedir: En altta pomza ya da ignimbirit aliterasyonu ile oluşmuş kırmızı renkli 1m'lik bir tabaka bulunmaktadır. Bu tabakanın üstü tamamen lapilli ve skorya bazaltik malzemesi ile kaplanmıştır (Şekil 36).



Foto 18: Reşadiye Köyü çıkışı Çeper T. yamacındaki tefra tabakaları



Şekil 36:Reşadiye alanındaki gösel ve volkanik tabakaları gösteren kesit (C-C')

Bazaltik skorya malzemelerinin üstünde ise daha önce İncekaya konisi çevresinde de rastladığımız ve İncekaya tüfü olarak adlandırdığımız tuf tabakalanmaları vardır. 1847 m yüksekliğindeki Çeper Tepe üstünde pomzalara rastlanmıştır ancak bu pomzalara ait bir depo ya da tabakalanma bulunamamıştır.

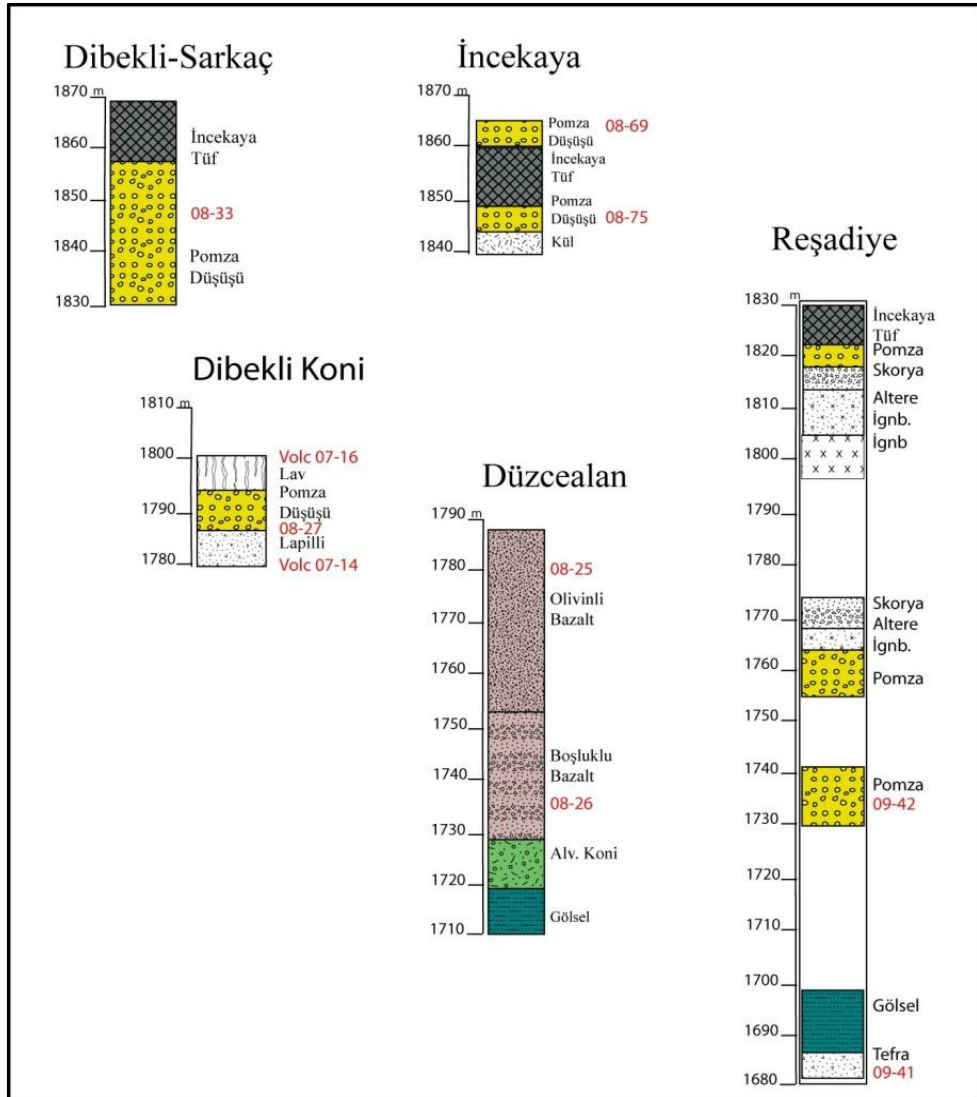
Tüm bu skorya malzemesinin ve tufün, yakındaki başka bir koniden gelmiş olabileceği düşünülmüş ancak arazide yapılan araştırmalar sonucunda civarda herhangi bir koniye rastlanmamıştır. Sonuç olarak bu volkanik materyalin İncekaya ve etrafındaki konilerin faaliyeti sonucunda havadan rüzgârla taşınmış olabileceği kanısına varılmıştır.

Reşadiye doğusunda bulunan ve hemen hemen kuru sayılabilecek bir vadi tabanında, kalınlığı biraz daha fazla olan bir başka volkanik tabakalanma tespit edilmiştir. Vadinin yamaçlarında bazaltik düşüş olduğu anlaşılan depolar bulunmaktadır. Alandaki volkanik maddelerin stratigrafik durumu Reşadiye Köyü'ndeki tabakalanma ile benzerdir. Ortalama 3 m kalınlığındaki bazaltik düşüşlerinin İncekaya skorya konilerinin oluşumu sırasında rüzgârla taşınarak alan üzerine yayılmış olabileceği muhtemeldir. Söz konusu bazaltik düşüşler 1 m kalınlığında beyaz bir pomza tabakası ile kaplanmışlardır. Sahada yerleşen akarsu, volkanik materyali kazmaya başlayarak vadisini henüz oluşturmakta ve Van Gölü'ne doğru akmaktadır. 1783 m'de Taşbulak Çeşme mevkisinden sonra hem söz konusu tabakalanma bulunmamaktadır ve hem de akarsular bu noktadan itibaren Göllü Polyesi havzasına dâhil olmaktadır.

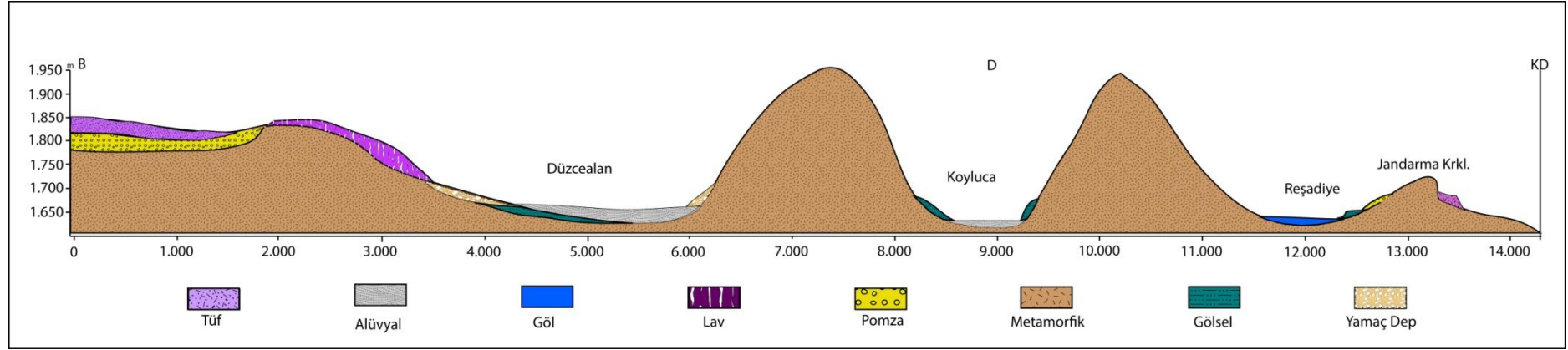
### 3.4. Alanın Stratigrafisi ve Analiz Sonuçları

İnceleme alanının orta kısmında bulunan İncekaya-Reşadiye bölümü üzerinde yapılan arazi çalışmaları sırasında özellikle volkanizmanın alan üzerinde etkisi, ayrıca volkanizma öncesi ve sonrasındaki jeomorfolojik oluşum ve gelişim anlaşılmasına çalışılmıştır.

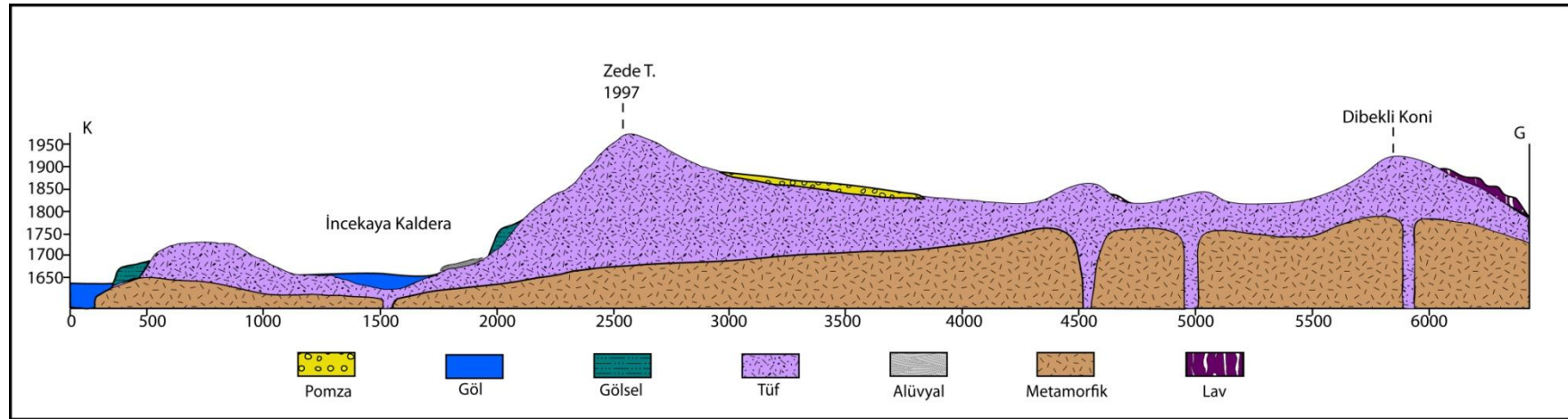
Alanın stratigrafik durumunun anlaşılması amacıyla çökeller arasındaki ilişkileri ve sıralanışını gösteren loglar çizilmiştir (Şekil 37). Ayrıca çizilen kesitlerden anlaşılacağı üzere volkanik depolar ile gölsel ve alüvyal depolar iç içe geçmiş durumdadır (Şekil 38- Şekil 39).



Şekil 37: İncekaya-Reşadiye alanı stratigrafik logları



Şekil 38: Dibeqli-Reşadiye arasındaki alanın şematik gösterimi (E-E')



Şekil 39: İncekaya-Dibeqli konilerinin şematik gösterimi (A-A')

## **Gösel depolar**

İnceleme alanının orta kesiminde gösel çökellerden oluşmuş taraçaların üst seviyeleri 1655 m ve 1720 m arasındaki yükseltilerde bulunmaktadır. Düzcealan ve Koyluca kıyısındaki taraçalar, Bitlis Masifi'nden gelen derelerin ağızların da oluşmuş birikinti koni malzemeleri ve alüvyal çökeller altında fosilleşmiş haldedirler. Bu nedenle gösel çökellerin ve dolayısıyla taraça seviyelerinin net bir şekilde belirlenmesi nerdeyse mümkün değildir.

### **Pomza düşüşleri**

Pomza düşüşlerinin bu alanda görüldükleri yükseltiler 1730 m ile 1850 m arasında değişmektedir. Pomzalar Bitlis Masifi kayaçları üzerinde, yamaçlarda ve Dibekli - İncekaya volkanik alanı içinde yayılmışlardır.

### **Pomza düşüşleri ile gösel çökeller arasındaki ilişki**

Reşadiye Koyu ile İncekaya volkanik alanı içindeki gösel depolar içinde çoğu zaman işlenmiş halde pomza depolarına rastlanılmıştır. Aralarındaki stratigrafik ilişkinin anlaşılması zordur. Ancak Reşadiye Köyü girişinde ve batıda tespit edilen bir düşüş taraça depoları ile birlikte görülmüştür (Van 09-41). Ayrıca İncekaya Köyü yamaçlarında 1700 m yükseltisinde *Dreissena* kavkıları bulunan gösel tabakalar içinde de pomza düşüşlerine rastlanılmıştır.

### **Pomza düşüşleri ile Dibekli-İncekaya bazaltik depolar arasındaki ilişki**

Dibekli Düzcealan arasındaki kesimde tespit edilen volkanik oluşumlar şu şekildedir:

- a) Dibekli alanında, beş skorya konisi ve bazalt akıntıları (maarla birlikte) bulunmaktadır. Skorya konileri üzerinde pomza düşüşleri gözlenmiştir.
- b) Bazaltik bir volkan olan İncekaya tuf konisi ve etrafındaki geniş tuf örtüsü ise diğer volkanik formasyonlardır.

Alanın stratigrafik gelişiminin daha iyi anlaşılması amacıyla tabakalar arasında üniteler ayırt edilmiştir. Bunlar:

Ünite I: Tabanda, üzerleri İncekaya tuf tabakası ile kaplanmış ve çok iyi tabakalanmaya sahip pomza düşüşleri bulunmaktadır. Ancak Reşadiye Koyu güneyindeki tepe üzerinde pomzaların tabanındaki fasiyesler alterasyon sebebiyle net

olarak tanımlanamamıştır.

Ünite II: İncekaya tüfü, pomza düşüşlerinden sonra depolanmıştır ve tüm inceleme alanında stratigrafik olarak anahtar rol oynamaktadır. Volkan etrafında ortalama 80 cm kalınlığa sahiptir ve çalışma alanında 1830 m ve 1860 m yükseltileri arasında görülmektedir. Çok sert bir litolojik yapıya sahiptir ve çok az aşınmıştır.

Ünite III: Dibekli alanında ve İncekaya tüf konisinin güneyinde depolanmış bir pomza düşüşü (Van 08-69) İncekaya tüfü üzerini örtmektedir. Aynı pomza düşüşü Reşadiye doğusunda ve Göllü Polyesi'ne doğru akan derenin yamaçlarında skorya bazaltik düşüşlerinin üzerini kaplamaktadır. Bu pomzalar polye etrafındaki yamaçlar üzerinde de görülmüştür (Örnek no: Van 07-21).

#### **Jeokimyasal analiz sonuçları**

##### **Dibekli lav akıntısı**

İncekaya Dibekli volkanik alanından alınan bazaltik lav örnekleri üzerinde K-Ar yaşlandırma yöntemi uygulanmıştır. Düzcealan kıyı düzlüğüne doğru akan lav akıntılarında üç örnek alınmıştır. Ancak örneklerden iki tanesi (Van 08-26, Van 08-35) yaşlandırma yönteminin uygulanması için uygun bulunmamıştır. Diğer örnekten ise (Van 08-25) yaşlandırma analizi sırasında verdiği olumsuz reaksiyon sebebiyle sonuç alınamamıştır.

Dibekli skorya konisi üzerinden (skoryalar bir pomza düşüşü üstünü kaplamışlardır) alınan dördüncü örnek bir lav akıntısıdır (Van Volc 07-16). K-Ar yaşlandırma analizi sonuçlarına göre bu lav akıntısının yaşı  $68 \pm 8$  bin olarak belirlenmiştir. Bu sonuç bize, lav akışı tarafından fosilize olmuş pomzaların yaşının ise  $> 70$  bin olduğunu göstermektedir. K-Ar yaşlandırma analizlerinin dışında alan üzerinde alınan birçok örnek üzerinde jeokimyasal analizler yapılmıştır. Örneklerin isimleri, alındıkları alanlar, yükselteleri, ne çeşit materyal olduğu ve hangi analiz türü uygulandığı Tablo 12'de gösterilmiştir.

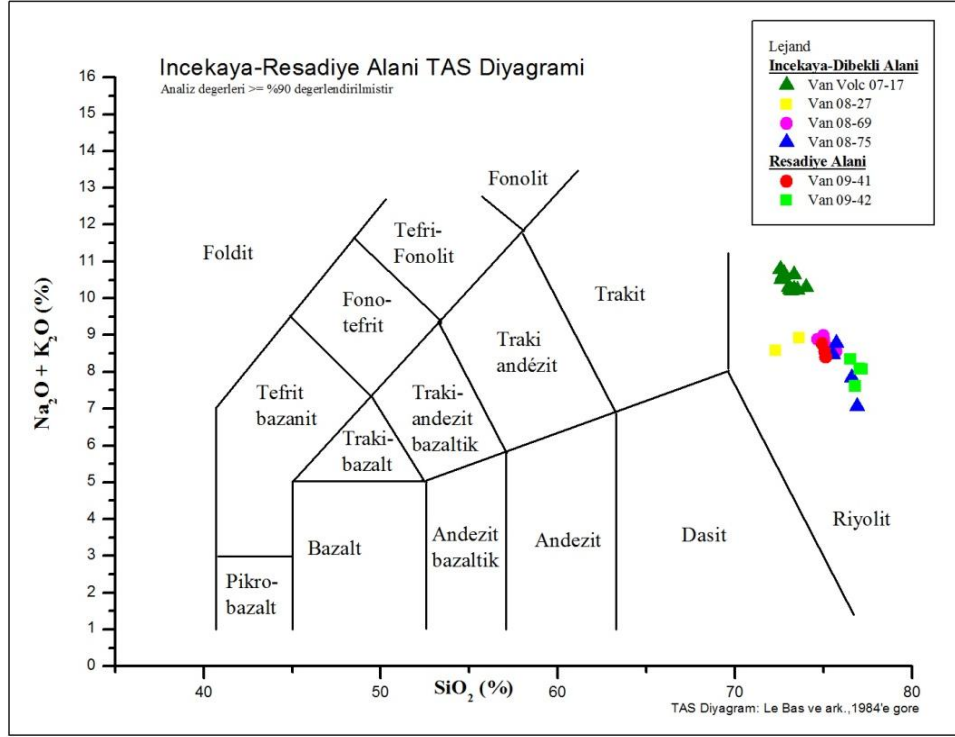
Tablo 12: İncekaya- Reşadiye alanı örnek tablosu

Örnek İsmi	Kesit İsmi	Yükselti	Materyalin ismi	Analiz Türü
<b>Van-08-27</b>	Dibekli	1851	Pomza düşüşü	ICP-AES/ WDS
<b>Van-08-33</b>	Dibekli	1853	Pomza düşüşü	ICP-AES
<b>Van-08-75</b>	Dibekli	1789	Beyaz Kül ve Pomza	ICP-AES
<b>Van-08-69</b>	Dibekli	1843	Beyaz Kül ve Pomza	ICP-AES
<b>Van-Volc-07-14</b>	Dibekli Skorya koni üstü	1801	Zengin feldspat içerikli lapilli	WDS
<b>Van-Volc-07-17</b>	İncekaya Yolu- Göl Kıyısı	1711	Pomza düşüşü	WDS
<b>Van-09-42</b>	Reşadiye	1742	Pomza düşüşü	WDS
<b>Van-09-41</b>	Reşadiye	1697	Gösel depo içinde işlenmiş tefra	WDS

Tablo 13: İncekaya-Reşadiye alanı örneklerinin WDS (Dalgaboyu Dağılımı Spektrometresi) analiz sonuçlarına göre ana element değerleri

Örnek ismi	Analiz sayısı	Hesap türü	Na <sub>2</sub> O	MgO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	FeO	Toplam	Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O
<b>VAN 08-27</b>	2	Ortalama	<b>4,95</b>	<b>0,01</b>	<b>69,09</b>	<b>12,33</b>	<b>3,33</b>	<b>0,22</b>	<b>0,37</b>	<b>0,15</b>	<b>4,20</b>	<b>94,65</b>	<b>8,28</b>
		Standart Sapma	0,14	0,03	4,05	0,05	0,75	0,08	0,00	0,01	0,37	4,33	0,61
<b>VAN 09-41</b>	3	Ortalama	<b>3,61</b>	<b>0,01</b>	<b>70,43</b>	<b>11,58</b>	<b>4,43</b>	<b>0,27</b>	<b>0,31</b>	<b>-0,01</b>	<b>3,19</b>	<b>93,86</b>	<b>8,04</b>
		Standart Sapma	0,34	0,01	1,95	0,43	0,29	0,05	0,01	0,08	0,62	2,46	0,05
<b>VAN 09-42</b>	4	Ortalama	<b>3,41</b>	<b>0,01</b>	<b>72,72</b>	<b>11,15</b>	<b>4,18</b>	<b>0,21</b>	<b>0,23</b>	<b>0,08</b>	<b>2,58</b>	<b>94,57</b>	<b>7,59</b>
		Standart Sapma	0,19	0,00	0,70	0,23	0,26	0,02	0,07	0,02	0,14	0,68	0,24
<b>VAN 08-69</b>	6	Ortalama	<b>3,89</b>	<b>0,00</b>	<b>71,64</b>	<b>10,57</b>	<b>4,46</b>	<b>0,22</b>	<b>0,28</b>	<b>0,09</b>	<b>4,03</b>	<b>95,17</b>	<b>8,34</b>
		Standart Sapma	0,24	0,01	1,39	0,18	0,08	0,02	0,05	0,05	0,15	1,56	0,18
<b>VAN 08-75</b>	4	Ortalama	<b>3,68</b>	<b>0,00</b>	<b>72,71</b>	<b>10,73</b>	<b>3,99</b>	<b>0,20</b>	<b>0,28</b>	<b>0,13</b>	<b>3,70</b>	<b>95,43</b>	<b>7,67</b>
		Standart Sapma	0,28	0,01	0,86	0,15	0,48	0,04	0,07	0,04	0,23	1,16	0,75
<b>VAN Volc 07-17</b>	12	Ortalama	<b>3,93</b>	<b>0,02</b>	<b>69,91</b>	<b>12,76</b>	<b>4,12</b>	<b>1,01</b>	<b>0,28</b>	<b>0,06</b>	<b>3,06</b>	<b>95,16</b>	<b>8,05</b>
		Standart Sapma	0,95	0,03	4,66	4,37	1,11	2,58	0,06	0,07	1,11	2,20	1,37

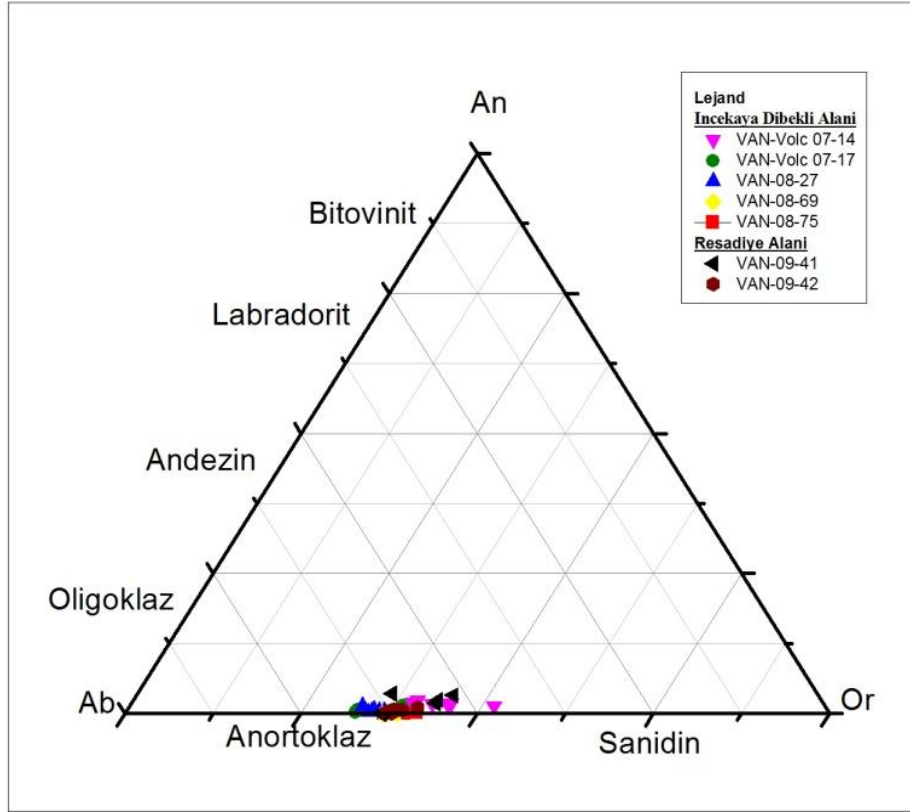
WDS analiz çalışmaları, örnekler içindeki volkanik cam ve feldspat minerallerinin ana (major) element değerleri % cinsinden hesaplanarak yapılmıştır. Major elementler yer kabuğunda ağırlık olarak %98.34 oranında bulunan elementlerdir. Bunlar:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  elementleridir. Örneklerin major elementlerinin kimyasal analiz sonuçlarının ortalama ve standart sapma değerleri Tablo 13’de verilmiştir. Ayrıca Total alkali ve silika (TAS) diyagramı çizilerek örneklerin diyagram içindeki yeri saptanmıştır. (Şekil 40).



Şekil 40: İncekaya-Reşadiye Alanı volkanik örneklerinin TAS diyagramı

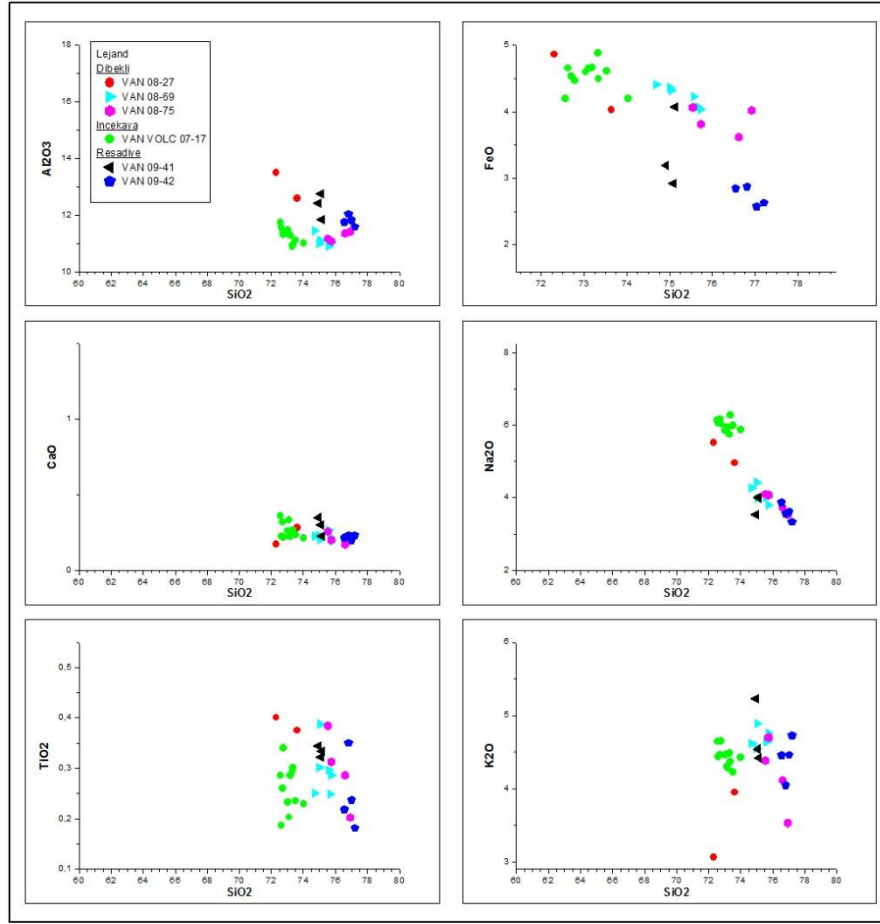
Örnekler, % 69,09 ile % 72,71 arasında değişen miktarlarda  $\text{SiO}_2$  içerirler.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  içerikleri % 10,57 ile % 12,76 arasında,  $\text{MgO}$  içerikleri %0,01 ile % 0,03 arasında,  $\text{CaO}$  içerikleri % 0,20 ile % 1,01,  $\text{Na}_2\text{O}$  içerikleri % 3,41 ile % 4,95,  $\text{K}_2\text{O}$  içerikleri % 3,33 ile % 4,46 arasında değişmektedir. Toplam Alkali- Silika (TAS) sınıflandırma diyagramında ise Reşadiye - İncekaya alanına ait pomzaların içerdiği camın jeokimyasal analiz sonuçları riyolitten oluştuğunu göstermektedir.

Örneklerin içerdiği feldspat minerali jeokimyasal bileşimlerinin analiz sonuçlarına göre tüm Dibekli - İncekaya volkanik alanındaki volkanik örneklerinin trakitik özellikte ve anortoklaz grubu içinde buldukları anlaşılmıştır (Şekil 41).



Şekil 41: İncekaya-Reşadiye Alanı örneklerinin üçgen diyagramı

Örneklerin WDS analizleri sonuçları ile ayrıca ikili diyagramlar çizilerek, SiO<sub>2</sub> değerleri ile diğer oksit değerleri karşılaştırılmıştır (Şekil 42). Diyagramlar, İncekaya tüfü üstünde ve altında bulunan pomza düşüşlerinin jeokimyasal değerlerinin birbirlerine çok yakın olduğunu göstermektedir (Van 08-69 ve Van08-75). Bu durumda söz konusu iki pomza düşüşünün stratigrafik olarak farklı konumlarda olmalarına rağmen aynı volkanik faaliyet sonucu oluştuğu söylenebilir.



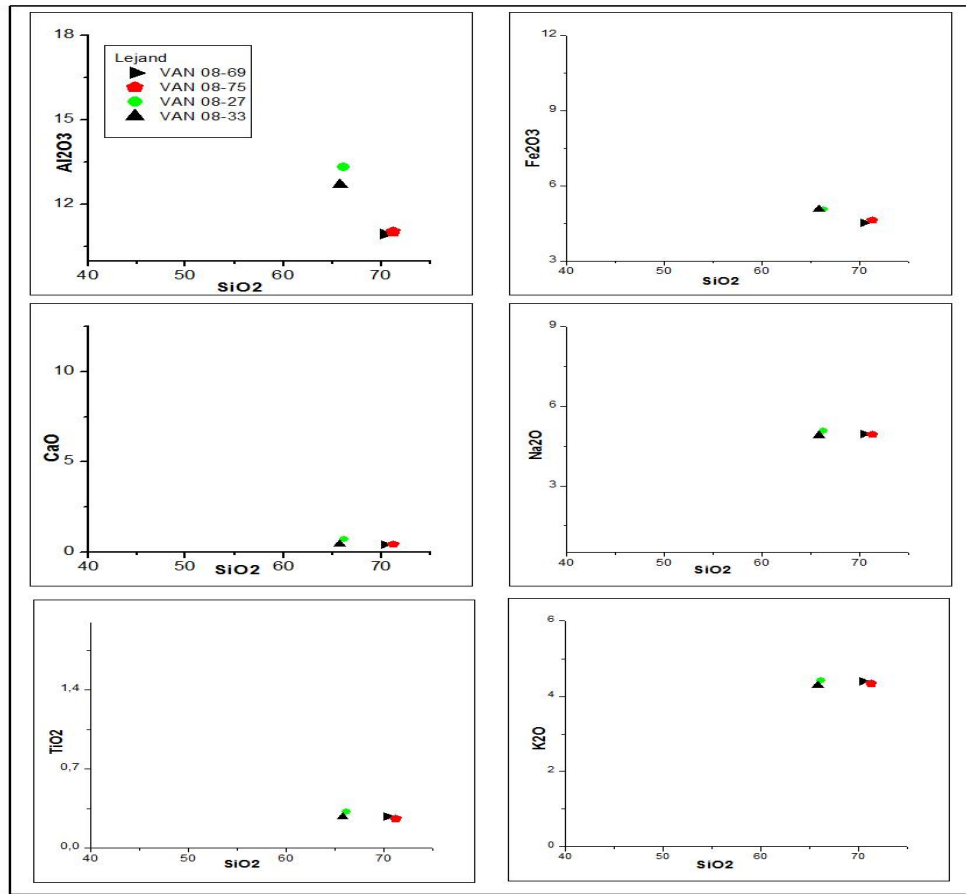
Şekil 42: İncekaya-Reşadiye Alanı örneklerinin ikili diyagramları

Dibeekli skorya konisi içinden alınan Van 08-27 örneği ile İncekaya tüf konisinin göle yakın dış yamacından alınan Van Volc 07-17 örneğinin, TAS diyagramında olduğu gibi, WDS ikili grafikleri içinde de aynı hareket ettikleri anlaşılmaktadır. Aynı zamanda, Reşadiye alanında, göl depoları içinde taşınmış olarak depolanmış Van 09-41 örneği ile Reşadiye Köyü içindeki düşüş özelliğindeki pomza deposundan alınmış Van 09-42 örneği aynı jeokimyasal özelliğe sahiptirler.

İncekaya Reşadiye alanından alınan dört pomza örneğinin ayrıca ICP-AES jeokimyasal analizi yapılmıştır ve ana element değerleri Tablo 14’de verilmiştir. Analiz sonuçları ile ikili grafikler çizilerek örnekler eşleştirilmiştir (Şekil 43). Sonuçlara göre örnekler jeokimyasal olarak iki grup oluşturmuşlardır. Van 08-69 ile Van 08-75 örnekleri aynı jeokimyasal özelliktedir ve Van 08-33 ile Van 08-27 ise yine benzerdir.

Tablo 14: İncekaya-Reşadiye Alanına ait 4 pomza örneğinin ICP-AES değerleri tablosu

Oksitler	VAN-08-27	VAN-08-33	VAN-08-75	VAN-08-69
<b>SiO<sub>2</sub> %</b>	66,22	65,82	71,28	70,41
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> %</b>	13,33	12,70	11,04	10,95
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> %</b>	5,06	5,07	4,63	4,51
<b>MnO %</b>	0,15	0,11	0,11	0,10
<b>MgO %</b>	0,09	0,05	0,04	0,06
<b>CaO %</b>	0,73	0,43	0,43	0,40
<b>Na<sub>2</sub>O %</b>	5,08	4,90	4,94	4,95
<b>K<sub>2</sub>O %</b>	4,41	4,29	4,34	4,40
<b>TiO<sub>2</sub> %</b>	0,32	0,28	0,26	0,28
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> %</b>	0,04	< L.D.	< L.D.	< L.D.
<b>Total</b>	100,46	98,73	100,58	99,38



Şekil 43: İncekaya-Reşadiye alanı ICP-AES analizi ikili diyagramları

#### 4. KÜÇÜKSU-KOTUM ALANININ JEOMORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanımızın batı kısmında bulunan Küçüksu - Kotum alanı güneyde Bitlis Masifi'ne ait ve ortalama yükseltisi 2500 m'yi bulan dağlarla sınırlıdır. Doğuda İncekaya-Reşadiye alanı, batıda Nemrut Volkan Dağı ve Rahva Düzlüğü ile yine Bitlis Masifi uzantıları, kuzeyde ise Van Gölü bulunmaktadır.

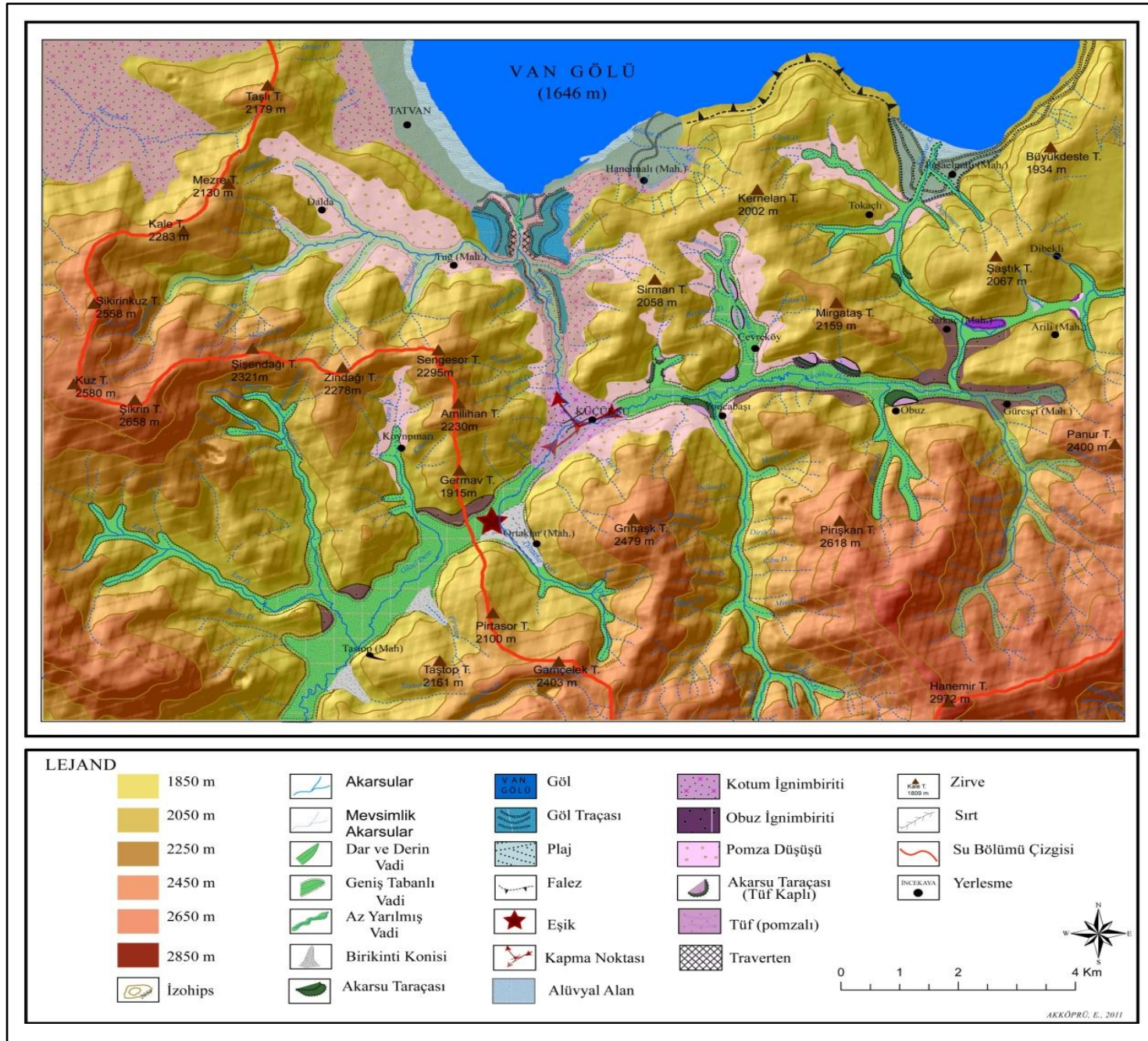
Alan, Küçüksu ve Kotum akarsuyunun yan kolları dikkate alınarak ayrılmış dört kısımda incelenmiştir (Şekil 11). Bunlar doğudan batıya doğru; Tokaçlı (18 km<sup>2</sup>), Küçüksu (73 km<sup>2</sup>), Ortaklar (13 km<sup>2</sup>) ve Kotum (36 km<sup>2</sup>) derelerine ait su toplama alanlarıdır. Küçüksu akarsuyu ismini aldığı Küçüksu Köyü içinde bir dirsekle Kotum akarsuyu ile birleşmektedir (Şekil 44).

Akarsu vadileri genelde dar ve derin enine vadi profiline sahiptirler. Ancak Küçüksu, Kotum ve Güzeldere vadileri içinde yatık yamaçlı, geniş tabanlı rölyef ile boğazlar birbirini takip etmektedir. Akarsuların debileri bahar ve kış aylarında kar erimeleri ve yağışa bağlı olarak artarken yaz aylarında dönem dönem oldukça azalmaktadır.

Van Gölü, inceleme alanımızın bu kesiminde geniş bir girinti yaparak karaya doğru sokulmaktadır (Foto 19). Tatvan Koyu olarak bilinen alan aynı zamanda Van Gölü'nün en derin (451 m) çukurluğunun da bulunduğu alandır (Degens ve Kurtman,1978). Tatvan şehri ise bu koyun önünde yamaç erozyonu sebebiyle alüvyonlar ile doldurulmuş hafif eğimli kıyı düzlüğü üzerine kurulmuştur.



Foto 19: Tatvan koyu ve şehri



Şekil 44: Küçükkuşu-Kotum Alanı jeomorfoloji haritası

Alan içinde bir diğerk akarsu ve gölsel (flüvyo-laküstrin) kıyı düzlüğü ise Hanelmalı Mahallesinin bulunduğı alandır ve üzerinde Van Gölü eski yüksek seviyelerini gösteren, silt-kum boyutundaki çökellerin oluşturduğu taraça yüzeyleri bulunmaktadır. Ancak bu alandaki taraçalar da doğudaki Düzcealan düzlüğündeki gibi antropojen etki nedeniyle orijinal görünümlelerini kaybetmişlerdir (Foto 20).

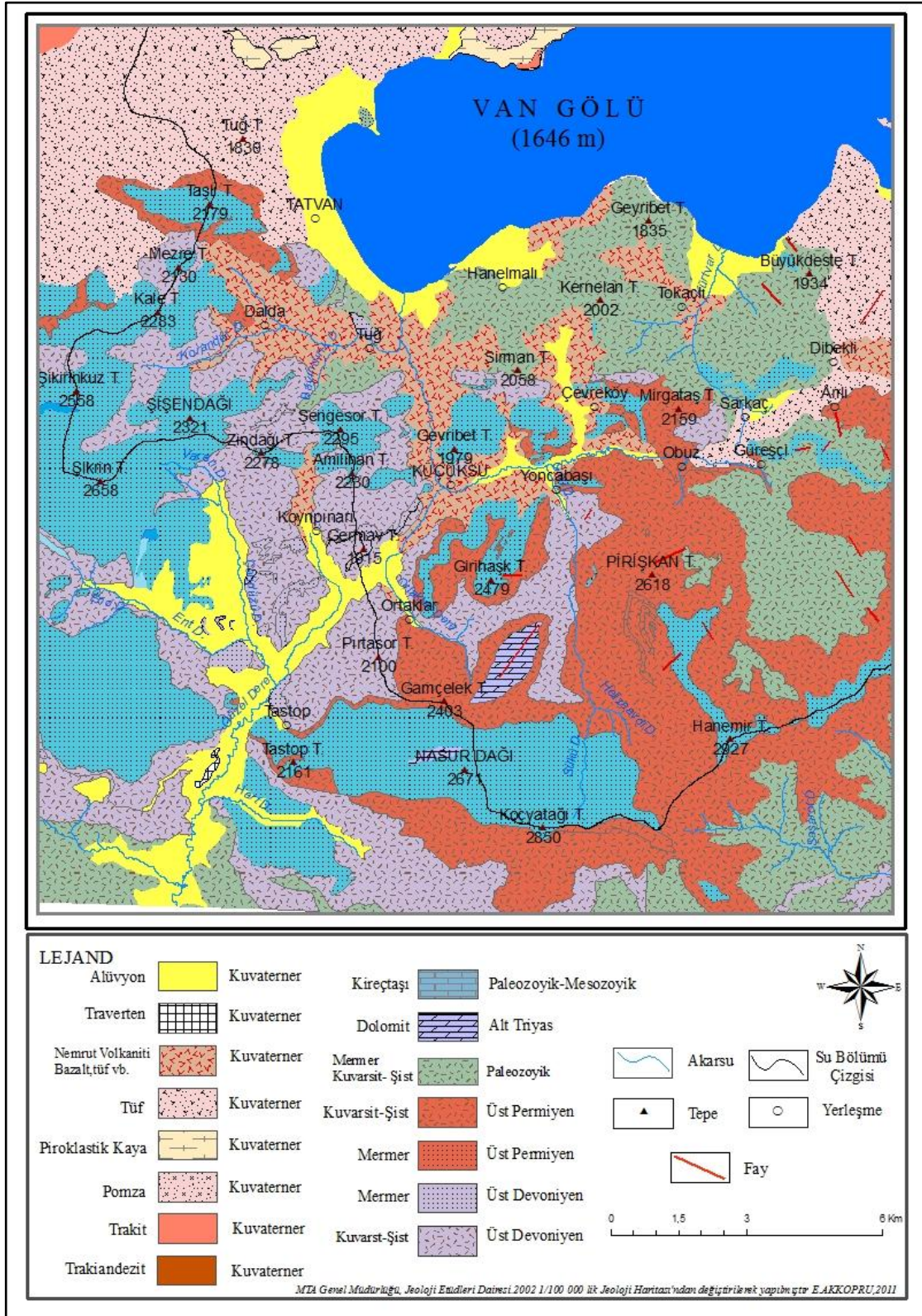


Foto 20: Hanelmalı akarsu-gölsel kıyı düzlüğü

Tokaçlı Deresi'nin Van Gölü'ne döküldüğü alanda bir diğerk akarsu-gölsel kıyı düzlüğü bulunmaktadır. Paşaelmalı Köyü bu düzlük üstünde kurulmuştur. Tüm bu alüvyal alanların önlerinde dar alanlı ve çakıllı plajlar oluşmuştur.

Küçüksu Kotum alanındaki akarsuların tümü kaynaklarını metamorfik anakayadan almaktadır. Alanın güneyinde Üst Devoniyen'e ve Üst Permiyen'e ait kuvars ve şistler ile kısım kısım Paleozoik- Mezozoik mermerler, kuzeyde ise Paleozoik mermer, kuvarsit ve şistler bulunmaktadır (Şekil 45).

Küçüksu Kotum alanındaki vadi içlerinde ignimbrit tüf ve pomza gibi piroklastikler yaygın durumdadır. Bu durumun tek nedeni ise tahmin edilebileceği gibi Nemrut Volkanı'nın inceleme alanından sadece 20 km uzakta bulunmasıdır (Yılmaz vd.1998). Bu nedenle Küçüksu Kotum alanı içinde, vadi tabanlarındaki, gölsel ve alüvyal çökeller içindeki ve yamaçlardaki volkanik depolar üzerinde araştırmalar yapılmıştır. Öncelikle piroklastiklerin genel özellikleri incelenmiş daha sonra jeokimyasal analizleri yapılarak kökeni belirlenmiştir.



Şekil 45: Küçükusu-Kotum Alanı Jeoloji Haritası

Alanda yapılan jeomorfolojik çalışmalar sırasında araştırılan bilimsel problemler şunlardır:

- Geçmişte Van Gölü seviyesinde meydana gelen yükselmeler sırasında, göl suları alandaki akarsu vadileri içine kanalize olup Dicle Havzasına doğru akarak bir açık havza durumuna gelmiş midir?
- Volkanik faaliyetlerden önce akarsu yan kollarının ve göl havzasının durumu nasıldır?

Tüm bu soruların cevaplarını bulmak için Tatvan-Küçüksu yöresindeki vadilerde detaylı araştırmalar yapılmış ve özellikle Kotum vadisi içinde, göl sel depolar ile kaplanmış volkanik ürünler üzerine çalışmalar yoğunlaştırılmıştır.

Küçüksu Kotum alanındaki jeomorfolojik birimler, alt akarsu havzaları baz alınarak oluşturulmuş alt başlıklar içinde anlatılacaktır. Ancak öncesinde alan içinde piroklastiklerin genel özelliklerinin anlatılması uygun bulunmuştur.

#### **4.1. Küçüksu - Kotum Alanındaki Piroklastiklerin Genel Özellikleri**

Göllü Polyesi Havzası ve İncekaya - Reşadiye alanı üzerinde yayılmış olan volkanik ürünlerin genel özellikleri hakkında bilgiler ve bunlardan alınan örneklerin analiz sonuçları bundan önceki bölümlerde verilmiştir. İnceleme alanının Küçüksu - Kotum alanında yayılmış bulunan piroklastikler Türk ve Fransız bilim adamlarının ortak yürüttüğü ve TUBITAK, CNRS, YYÜ tarafından desteklenen (ÇAYDAG 105Y125; SOBAG 105Y127; ECLIPSE II ve PICS; FED-B-10) “*Doğu Anadolu, Van Gölü Havzası Geç Pleistosen Ve Holosen Evrimi: Volkanizma, Çevre ve İklimsel Değişimler ve İnsan Toplulukları*” isimli proje kapsamında çalışılmıştır. Araştırma sonuçları proje raporunda, proje süresince ve sonrasında yapılan yayınlarda anlatılmıştır (Christol vd. 2010, Kuzucuoğlu vd.2009,2010; Mouralis vd; 2010). Tezimizin bu bölümünde verilen bazı bilgiler ve sunulan bazı sonuçlar proje çalışmalarından elde edilmiş olmakla beraber ayrıca proje kapsamı dışındaki çeşitli arazi çalışmalarından elde edilen bulguları da içermektedir.

## **Metodlar**

Küçüksu - Kotum alanında yapılan arazi çalışmaları sırasında vadi içlerinde, akarsu ve göl taraçaları içinde, düzlük alanlarda ve neredeyse tüm alanda piroklastik depolara rastlanılmıştır. Piroklastikler bazen başka çökellere ait depoların üstünü kaplamış halde bazen de çökellerin içinde birlikte depolanmışlardır. Piroklastiklerin (özellikle pomza düşüşlerinin) ilk tanımlamaları arazi çalışmaları sırasında yapılmıştır. Bu tetkiklerde; volkanik materyalin renklerine, boyutlarına, fasiyesine, strüktürlerine, pomzaların mineral içeriklerine ve pomzalarla birlikte bulunan lav parçalarının ve baca kalıntılarının (litik) türüne (riyolit, obsidyen vb...), taşınma ve depolanma şekillerine bakılmıştır.

Örnekler farklı laboratuvar ortamlarında yapılacak analizlerine uygun olarak hazırlanmıştır. Analizler pomza veya ignimbiritler içindeki cam ve/veya feldspat mineralleri incelenerek yapılmıştır. Ayrıca örneklerden bir kaç K-Ar ve Ar-Ar yaşlandırma analizi yapmak amacıyla hazırlanmıştır.

## **Sonuçlar**

Küçüksu - Kotum alanı içinde altı farklı piroklastik akma ve düşüş depoları tespit edilmiştir (Mouralis vd. 2010:426-428). Bunlar ignimbirit, tuf, pomza ve kül depolarıdır. Piroklastiklerin görüldükleri alanlar ve genel özellikleri aşağıda açıklanmıştır.

### **PYR 01-Obuz İgnimbirit akışı ve pomza (sert ve yumuşak dokulu)**

Obuz ve Güreşçi Köyü çevresinde ortalama 30 m kalınlığında bir akış bulunmaktadır. İgnimbirit olduğu tespit edilen akışın kalınlığı Güreşçi Köyü'nün üst kesimlerinde, en az 60 m'ye ulaşır. Obuz İgnimbirit akıntısı batıya doğru, tüm Küçüksu vadisi içinde ve yan kolları boyunca görülmektedir. Yoncabaşı Köyü çıkışında, Küçüksu Köyü civarında ve ayrıca Güzeldere vadisinin kuzeyindeki yamaçlarında bu akışa ait kalıntılar tespit edilmiştir.

Obuz ignimbiriti, koyu gri renktedir ve içinde siyah iri pomzalar bulunmaktadır. Pomzaların çapları ortalama olarak 10-15 cm arasındadır. Ancak Çevreköy Köy girişinde Obuz piroklastik akışına ait pomzaların boyutları oldukça büyüktür ve ortalama 60 cm çapına sahiptirler. Yayıldığı alan içinde iki farklı fasiyesinin olduğu tespit edilmiştir: a) Küçüksu Deresi'nin akışa geçtiği alanda ve Tokaçlı Köyü içinde rastlanılan ignimbiritin fasiyesi sert yapıdadır ve pomzaların

çapları küçüktür; b) ikinci fasiyes ise yumuşak yapıdadır ve alan içinde çok yaygın olduğu görülmüştür.

Laboratuarda yapılan ince kesitlerin mikroskopik incelemelerinde bu ignimbirit içindeki pomzaların, milimetrik boyutta feldspat içerikli ve bol hava boşluklu oldukları anlaşılmıştır.

### **PYR 02-Pomza-Kül düşüşü**

PYR 02 olarak isimlendirilen volkanik materyal hemen hemen tüm alanda görülmüştür. İnceleme alanında bu pomzalar düşüş özelliğinde olan pekişmemiş bir pomza-kül deposuna sahiptirler. Boyutları yerden yere değişebildiği gibi en büyüğü (8 cm) Kotum vadisinin aşağı kesimindeki alanda ve Dalda Köyü civarında görülmektedir. Diğer yerlerde boyutları hiçbir zaman 5 cm'yi geçmemektedir. Yumuşak fasiyese sahip olduklarından hızla ayrılmıştır ve çoğu zaman tespit edilmesi zordur. Bu akış her zaman ortalama 10 cm kalınlığında ve gri renkli kül düşüşünün (kil fasiyesli) üstünde görülmektedir.

Pomzanın temel karakteri düzensiz hava kabarcıklarına sahip olmasıdır ve bazı pomzalarda paralel boşluklar görülebilmektedir. Bu pomzalar az miktarda feldspat içerirler. Litik (lav parçaları) içerikleri ve boyutları farklılık göstermektedir. Bunların boyutları birkaç milimetreyi geçmediği gibi pomza içinde bazen hiç görülmemekte bazen de çok az sayıda görülebilmektedir.

Bu pomza düşüşünün üzerinde kahverengi ve altere olmuş pomza parçacıkları içerikli eski toprak tabakası bulunmaktadır. Ortalama 20 cm kalınlığındaki bu eski toprak tabakası, Kotum pomza düşüşünden sonra alan içinde morfojenizin (erozyon ve volkanik faaliyet etkilerinin) uzun süreli durağan bir dönem geçirdiğini göstermektedir.

### **PYR 03-İncekaya Gri Tüfü**

İncekaya - Reşadiye alanı anlatılırken bir tüf tabakasından bahsedilmiştir. Tüm inceleme alanında jeomorfolojik, stratigrafik ve kronolojik anlamda anahtar rol oynayan tüf tabakası İncekaya tüf konisine aittir. Bu çok katı ve sert tüf, Küçüksu vadisinin her iki yamacında görülmektedir ve Kotum vadisinin doğu yamacında da devam etmektedir. Söz konusu tüf Güzeldere vadisi içinde bulunmamaktadır.

İncekaya tüfü gri-siyah renkli bir düşüştür ve tane boyu homometrik (aynı boyutta) özellikte olup su ortamında gelişmiş gibi düzenli ve yatay tabakalanmaya

sahiptir. İncekaya tüfü, çoğu yerde bir pomza düşüşünün üstünü kaplamış ve bazı yerlerde de kaba taneli alüvyonları örtmüştür.

PYR 03 tütünün kalınlığı İncekaya tuf konisinden uzaklaştıkça 1,5 m'den daha azdır. İncekaya yakınında lapilli kaba tanelidir. Dikkati çeken diğer bir nokta, İncekaya konisinden uzaklaştıkça tane boyutu da küçülmektedir. İncekaya tuf tabakasının tabanı hem oldukça düzdür ve hem de Küçüksu ve Kotum vadilerinden geçerken Van Gölü'ne doğru az bir eğime sahiptir. Söz konusu tuf paleocoğrafyanın anlaşılması açısından önemli bir işarettir. Çünkü vadi içlerinde yayılmış tufün taban yükseltisi takip edildiğinde paleo Küçüksu Deresi'nin tabanının bugünkü tabanından 30-40 m daha yüksekte olduğu anlaşılabilmektedir.

#### ***PYR 04-Kotum Gri Pomza düşüşü***

Bu pomza üç seri halinde ve Kotum vadisi içinde görülen bir pomza düşüşüdür. Pomza boyutu ortalama 2 cm'dir. Fasiyes özellikleri; masif, az hava boşluklu ve bol feldspat içeriklidir. Daha çok riyolitten oluşan bol lav ve baca kalıntıları barındırmaktadır.

#### ***PYR 05-Kotum İgnimbirit Akışı***

Bu ignimbirit akışı genellikle katı ve sert fasiyes özelliği gösteren gri renkteki piroklastik akış serilerini oluşturur. PYR 05, Dalda Vadisi içinde ve Kotum Vadisi'nin ağız kısmından yukarıya doğru Küçüksu Köyü'ne kadar vadinin tümünde ortalama 60 m kalınlığa sahiptir. Bu nedenle Kotum ignimbiriti olarak anılmaktadır. İgnimbirit Küçüksu Köyü'nden Güzeldere vadisinin içine doğru 1 km'lik alana kadar akabilmiş ve daha ileriye gidememiştir. Bu akış Küçüksu vadisi içinde ise hiçbir yerde görülmemektedir.

Kotum ignimbirit akışının yumuşak ve sert olmak üzere iki dokuya sahiptir. Nadiren görülen yumuşak fasiyesi az pomza içeriklidir. Daha yaygın olan katı fasiyes içinde ise, pomza oranı fazladır ve santimetrik boyutta obsidyen, bazalt ve andezitler bulunmaktadır.

#### ***PYR 06-Türbülanslı Pomza – Kül düşüşü***

PYR 06 beyaz renkte bir düşüştür ve pomzaların büyüklükleri 5-10 cm çapındadır. Bu düşüş alan içinde volkanik depolanmanın son devresine aittir. Kotum vadisinin ağız kısmında hem batısında ve hem de doğusunda kolüvyal yamaç molozlarının üstünü kaplamış durumdadır.

## 4.2. Küçüksu Havzası

Küçüksu havzası 73 km<sup>2</sup>'lik alanı ile inceleme sahasının batı kısmındaki en büyük havzasıdır. Küçüksu akarsuyu doğu batı yönünde akmaktadır (Foto 21). Güneyinden üç büyük yan kol, kuzeyinden ise bir yan kol akarsuya bağlanır. Güneyden birleşen akarsular kaynaklarını ortalama 2800 m yükseltilerinden ve Paleozoik yaşlı Bitlis Masifi metamorfiklerinden alırlar. Kuzeydeki yan kol ise 2000m yükseltisinden kaynağını alır ve Paleozoik yaşlı anakaya üstünü kaplayan volkanik örtüyü aşındırarak akar.

Küçüksu akarsuyu vadisi boyunca bir taban içinde menderesler çizerek akmaktadır ve ana karayolu bu akarsuyu takip etmektedir. Akarsuyun taban genişliği 150- 250 m arasında değişmektedir. Ancak doğuda Güreşçi Mahallesi civarında taban genişliği oldukça dardır (20 m). Batıda ise Küçüksu Köyü'ne varmadan önce tabanını kaybetmekte ve bir boğaz içinde akmaktadır. Vadinin Güreşçi Mah. ile Obuz Köyü arasındaki kısmında basamaklı taraça seviyeleri tespit edilmiştir (Foto 22). Taraçalar sadece güney yamaçta gelişmişlerdir ve antropojen etki nedeniyle orijinal seviyelerini kaybetmişlerdir.



Foto 21: Küçüksu akarsuyunun Yoncabaşı Köyü önündeki menderesli akışı



Foto 22: Küçüksu vadisi Güreşçi - Obuz Köyleri arasındaki taraça seviyeleri

Küçüksu havzasında, kaynaktan Küçüksu-Kotum dirseğine doğru yapılan arazi çalışmaları sırasında, akarsu taraçalarında, yol yarmalarında ve yan derelerin vadilerinde kesit alanları belirlenmiş ve çökel tabakalanmaları incelenmiştir (alüvyonlar ya da volkanikler). Bu alanlarda çökelim öncesi var olan yüzey rölyefi, çökelen malzemenin hacmi ve topografya ile ilişkisi, çökellerin tabakalanma durumu ve kökeni, karakterleri ve mineralojileri incelenmiştir. Böylece tabakalanmanın hangi şartlarda ve ortamda gerçekleştiği, tabakalanmış malzemenin yerli yerinde ya da taşınmış olduğu, volkanik veya gösel bir tabaka olduğu anlaşılmıştır. Bu tabakaların birbirlerine göre olan durumları da gözlenerek stratigrafik korelasyonları ve nispi yaş tahminleri yapılmaya çalışılmıştır.

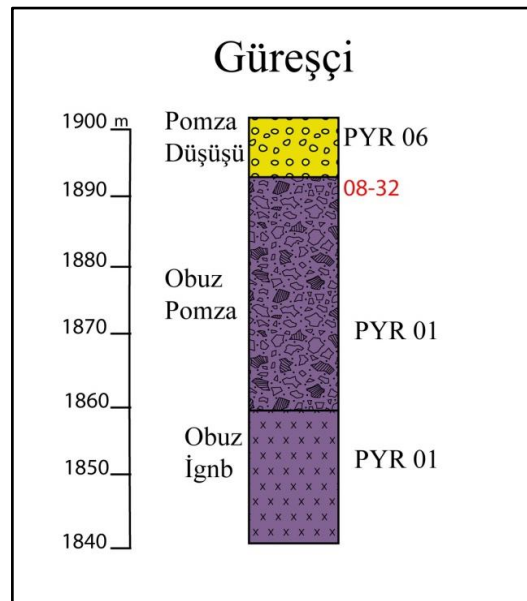
#### **Güreşçi Köyü ve çevresi**

Güreşçi Köyü içinde ve etrafında yapılan çalışmalarda Obuz piroklastik akışının oldukça geniş bir yayılıma sahip olduğu görülmüştür. Alan içinde en fazla kalınlığa bu kesimde sahiptir (ortalama 60 m). Köyün içinde ve yaslandığı yamaçlarda piroklastik akış 1895 m yükseltisine kadar çıkmıştır. Küçüksu akarsuyunun bu alandaki taban yükseltisi 1830 m'dir ve Obuz ignimbiritini aşındırarak akmaktadır.

Güreşçi Köyü çevresinde, Obuz piroklastik akışı iki farklı tabakalanmaya

sahiptir. Alt tabaka çoğunlukla kül ve küçük taneli pomza içermektedir. Daha üstteki tabakada ise pomza büyüklükleri artmaktadır. Obuz piroklastik akışının altında ne olduğu tam olarak belirlenememekle birlikte çoğu yerde metamorfik anakaya mostralara rastlanmıştır. Akışın üstü ise, 1890 m’de açık renkli iri pomza düşüşü tespit edilmiştir (Şekil 46). Pomzanın yapısal özellikleri PYR 06 düşüşüne benzemektedir ve taraça formundaki düzlüğün üstünü tamamen kaplamışlardır. Pomzalardan örnekler alınmıştır (Van 08-32).

Küçüksu akarsuyu, Güreşçi Köyü içinden başlayarak dik bir eğimle akışa geçer. Akarsu piroklastik akışı çok derin bir şekilde yarmıştır. Piroklastikler akarsuyun kuzey yamacında görülürken güney yamaç sadece metamorfiklerden oluşmaktadır. Tüm bu bilgilere göre Güreşçi civarında Obuz ignimbiritinin iki fasiyesli deposu 1895 m yüksekliğine kadar vadiyi doldurduğu söylenebilir.



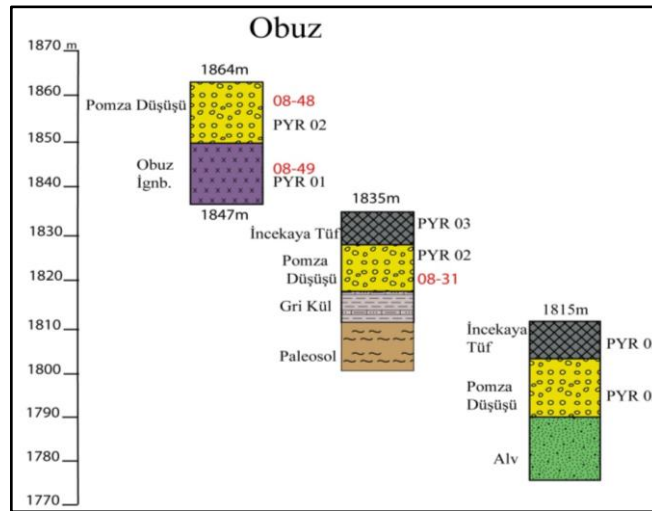
Şekil 46: Güreşçi Köyü ve çevresindeki piroklastik tabakalar

### Obuz Köyü ve Çevresi

Güreşçi Köyü’nden doğuya doğru Küçüksu vadisi içinde ilerledikçe Obuz piroklastik akışını vadinin her iki tarafında da görmek mümkündür. Ancak Güreşçi Köyü etrafındaki kadar kalın bir depoya rastlanmamıştır. Obuz Köyü çevresinde +35 m ve +45 m yükseltilerinde iki taraça bulunmaktadır. Yüksek olan taraçanın dolgusu yaklaşık 20 m kalınlığında ve metamorfiklerden taşınan alüvyonlardan oluşmaktadır.

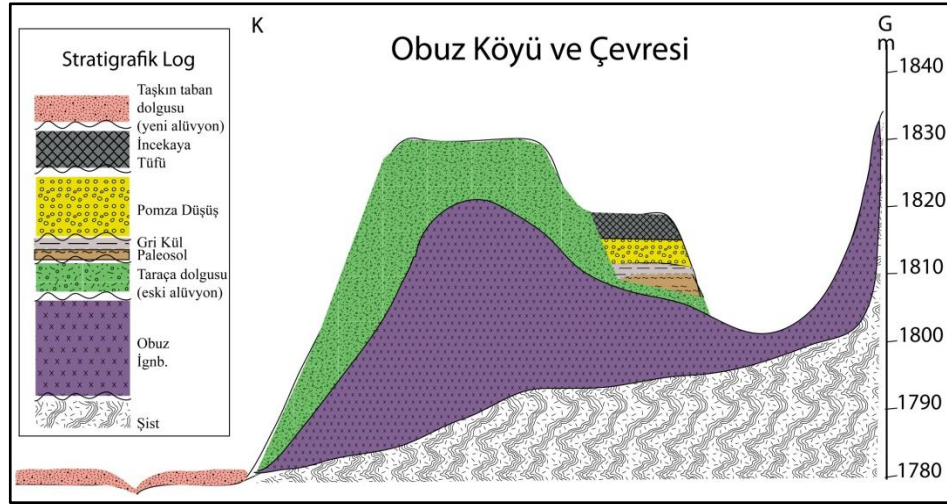
Alçak taraça ise (+35 m) Obuz piroklastik akışı (PYR 01) üstünde gelişmiştir. Taraça dolgusu tabakaları şu şekildedir; Obuz piroklastik akışı üstünde ortalama 40 cm kalınlığında bir paleosol tabakası bulunmaktadır ve üstü 8-10 cm'lik kil boyutunda gri kül tabakası ile kaplıdır. Kül tabakası ise 50-100 cm'lik bir pomza düşüşü tabakası (PYR 02) tarafından fosilize edilmiştir. Pomza taneleri ortalama 0,8 cm çapındadırlar ve tabakadan örnekler alınmıştır (Van 08-31). İstifin en üstü ise (1820 m) İncekaya Tüfü (PYR 03) olarak adlandırdığımız tabaka ile kaplanmıştır (Şekil 47).

Obuz Köyü içinde Obuz piroklastik akışına ait depolar araştırılmış ve köy içinde 1835 m-1847 m'de ve köyün yaslandığı yamaçta, 1853 m'de bulunmuştur. Yamaçta bulunan depodan Van 08-49 numaralı örnek alınmıştır. Obuz piroklastik akışı üstünde ise açık renkli ve iri taneli pomza düşüşüne ait bir depo tespit edilmiş ve örnek alınmıştır (Van 08-48).



Şekil 47: Obuz Köyü ve etrafındaki piroklastik tabakalar

Sonuç olarak Güreşçi Köyü ile Obuz Köyü arasında kalan alanda stratigrafik olarak beş ünite bulunmaktadır. Ünite 1, en altta anakaya üzerinde yayılmış olan Obuz piroklastik akışıdır. Yüksek taraça dolgusunu oluşturan alüvyonlar ise ikinci üniteyi oluşturmaktadır. Alüvyonlar üzerinde oluşmuş eski toprak tabakası üçüncü ve üstte bulunan pomza düşüşleri ise dördüncü ünedir. Pomzalar üzerinde yayılmış bulunan İncekaya tüfü ise beşinci üniteyi oluşturmaktadır (Şekil 48).



Şekil 48: Obuz Köyü ve çevresinin stratigrafik durumunu gösteren şematik kesit

### Çevreköy vadisi ve çevresi

Obuz köyü ile Çevreköy arasındaki alanda vadi içindeki akarsu taraçaları üzerinde çalışmalar yapılmıştır. Vadi tabanından +30-35 m daha yüksekte taraçalar tespit edilmiştir. Taraça dolguları incelendiğinde, Obuz piroklastik akışının iri taneli ve ortalama 5-6 m kalınlığa sahip alüvyon tabakasını kapladığı görülmüştür. Taraçaların üst yüzeylerinin ise İncekaya tüf tabakası ile kaplı olduğu tespit edilmiştir (Foto 23).



Foto 23: Taraça dolgusu içindeki Obuz piroklastik akışı (PYR 01) ve altta eski alüvyonlar

Küçüksu vadisi içindeki akarsu taraçalarının yükseltileri eğime bağlı olarak doğudan batıya doğru azalmaktadır. Vadi içinde İncekaya tuf tabakasının bulunduğu yükseltiler takip edildiğinde, tufün bulunduğu seviyenin 1785 m'den (Obuz Köyü) 1757 m'ye (Çevreköy) kadar düştüğü gözlenmiştir.

Küçüksu akarsuyuna kuzeyden bağlanan ve tek yan kol olan Çevreköy Deresi içinde yapılan çalışmalarda, vadinin tamamıyla piroklastik malzemeler ile kaplı olduğu ve geniş bir vadi tabanına sahip olduğu anlaşılmıştır (Foto 24).



Foto 24: Çevreköy vadisi

Köy girişinde 1790 m'de pomza boyutları oldukça büyük (10-20 cm çapında) Obuz piroklastik akışına ait depolar tespit edilmiştir ve örnekler alınmıştır. (Van 08-19). Vadi içinde piroklastikler üzerine yamanmış ve metamorfik malzemelerden oluşan alüvyal tabakalar bulunmaktadır (Foto 25).

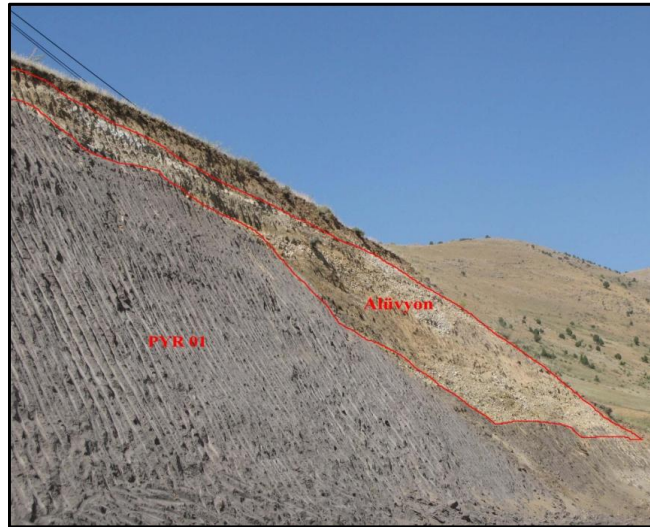
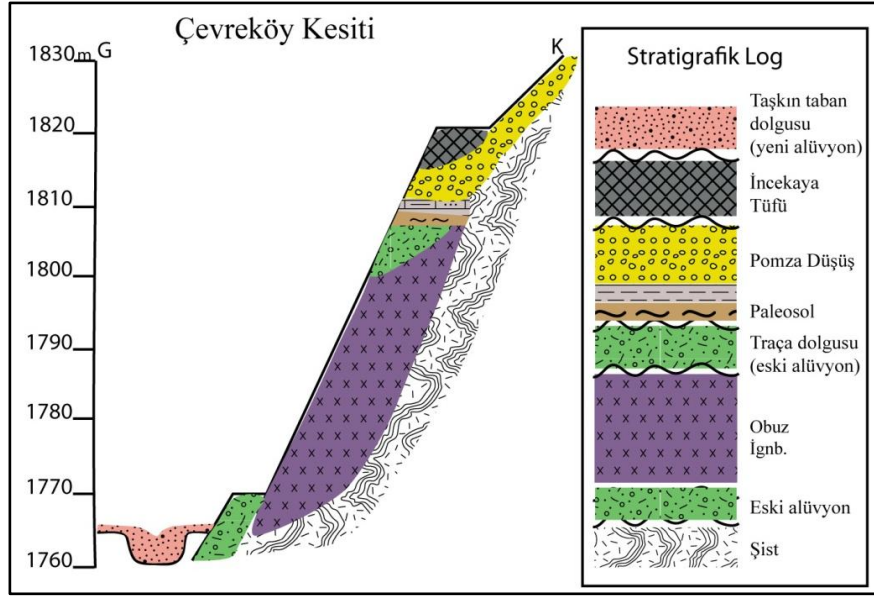
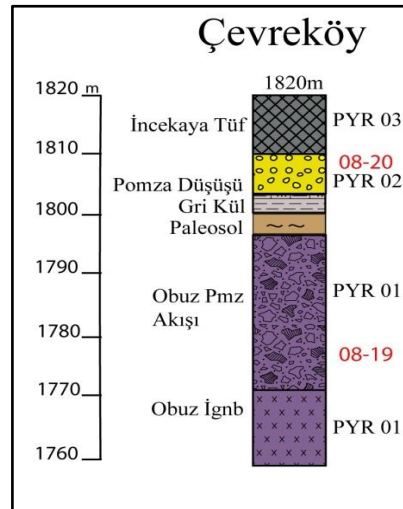


Foto 25: Obuz piroklastik akışı üstündeki alüvyonlar

Akarsu kaynağına doğru yapılan gözlemlerde ise vadi yamaçlarında 1800-1810 m'de açık renkte ve küçük taneli pomza ve birlikte depolanan kül düşüşüne rastlanmıştır (Foto 26). Pomza tabakasından örnekler alınmıştır (Van-08-20) (PYR 02). Pomza düşüşü altında koyu renkte 10-12 cm kalınlığında gri kil ve onun da altında eski bir toprak tabakası bulunmaktadır (Foto 27). En üstte ise tüm depoyu kaplayan İncekaya tüfü tabakası yayılmıştır (Şekil 49-Şekil 50).



Şekil 49: Çevreköy alanı stratigrafisini gösteren şematik kesit



Şekil 50: Çevreköy vadisi içindeki piroklastik tabakalar



Foto 26: Çevreköy vadisi içindeki Pomza düşüşü deposu



Foto 27: Çevreköy vadisi içindeki gri kül ve toprak tabakası

Güreşçi Köyü ile Çevreköy Köyü arasındaki alanın stratigrafik ve jeomorfolojik durumunu, alan içinde tespit edilen çökel birimlerini ünitelere ayırarak açıklamak mümkündür. Bu üniteler şunlardır:

Ünite 0: Güncel taşkın tabanını kaplayan (kalınlığı 5 ile 10 m arasında değişen) ve metamorfik kayalardan oluşmuş, iri taneli alüvyonlar bulunmaktadır.

Ünite 1: Tabanda sert ve üstte yumuşak fasiyesli olan Obuz piroklastik akışı (PYR 01) yayılmıştır. Bu akış, vadi içinde yaklaşık 1900 m (Güreşçi Köyü) yükseltisine kadar yayılmıştır ve tüm vadiyi kaplamıştır.

Ünite 2: Obuz piroklastik akışının aşındırıldığı ve vadi içinde iri taneli alüvyonların çökeldiği aşınım dönemidir. Aslında ünite 0 ve 2'nin, Küçüksu vadisi içinde Obuz piroklastik akışı ile kesintiye uğramış aynı aşınım evresi olduğu söylenebilir.

Ünite 3: Morfolojik aktivitenin durduğu ve paleosol'ün oluştuğu dönemdir.

Ünite 4: Kil boyutundaki gri kül düşüşünün ve hemen arkasından dağ sırtlarından vadi içlerine kadar tüm alanı kaplayan pomza düşüşünün (PYR 02) yaşandığı volkanik aktivite dönemidir.

Ünite 5: Pomza düşüşünün aşınmaya başladığı erozyon evresi ve aynı zamanda tüm vadi içinde taraçaların üst seviyeleri ile yamaçları kaplayan İncekaya tufünün yayıldığı dönemdir. Bu volkanik aktiviteden sonra alan içinde şiddetli akarsu aşınımı başlar. Volkanik ve alüvyal çökeller İncekaya tuf tabakası altında ve bugün

yaklaşık +30 m yüksekte korunmuş halde bulunmaktadır.

### **Yoncabaşı Köyü ve çevresi**

Küçüksu Vadisi içinde batıya doğru ilerledikçe Obuz alüvyal taraçasına benzer ve en üst seviyesi 1793 m'de bulunan bir taraça daha görülmektedir (Foto 28). Taraça, akarsuyun taşkın tabanı içinde tepe görünümündedir ve ortalama 40 m yüksekliğe sahiptir (taban seviyesi 1753 m). Ayrıca akarsuyun güney yamacında ve metamorfik kütleyle yaslanmış durumdadır.

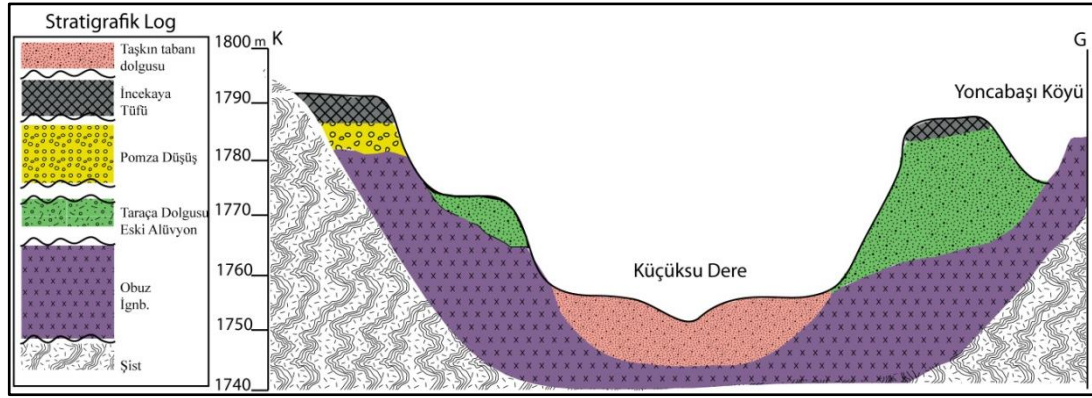


Foto 28: Yoncabaşı Taraçası

Taraça yarmalarında ve üstünde yapılan çalışmalarda dolgunun tamamen metamorfik malzemelerin bulunduğu alüvyonlardan oluştuğu, ancak en üst seviyesinin 80 cm kalınlığında İncekaya tuf tabakası ile kaplı olduğu anlaşılmıştır (1790 m).

Küçüksu akarsuyunun en büyük yan kolunu oluşturan akarsu Yoncabaşı Köyü içinden geçmektedir. Dar ve derin bir vadi profiline sahip akarsu kaynağını ortalama 2800 m yükseltilerinden Bitlis Masifi dağlarından almaktadır. Alanda yapılan arazi çalışmalarında köyün girişinde yolun sol tarafında 1780-1800 m yükseltileri arasında, metamorfik kütlelerin üstünü bir yama gibi kaplayan, piroklastik malzemelere ait tabakalanmaların olduğu kesit bulunmaktadır. En alt tabaka Obuz

piroklastik akışıdır (PYR 01). Üstünde pomza ve kül düşüşüne ait tabaka ve en üstte ise yine İncekaya tuf tabakası bulunmaktadır. Köyün içinde ise 3 m kalınlığında pomza ve kül düşüşüne ait bir diğer depo bulunmuştur (Şekil 51). Pomzaların yapısal özellikleri incelendiğinde Çevreköy ve Obuz Köyleri içinde ve etrafında bulunan pomzalar ile aynı olduğu kanaatine varılmıştır (PYR 02).



Şekil 51: Yoncabaşı Köyü ve çevresinin stratigrafik durumunu gösteren şematik kesit

Yoncabaşı Köyü'nden sonra Küçükusu Köyü'ne doğru devam eden vadi içinde akarsuyun menderes büklümleri daha belirgin ve büyüktür. Taşkın tabanın genişliği ortalama 250 m'yi bulmaktadır. Her iki yamaçta da 1730-1750 m yükseltilerinde Obuz piroklastik akışına ait kalıntılar yama şeklinde kısım kısım görülmektedir. Kuzey yamacında mevsimlik akışa sahip küçük yan kolun açtığı ve derin olmayan vadi içinde 3 alüvyal taraça seviyesi daha tespit edilmiştir. Ancak taraça yüzeyleri antropojen etki nedeniyle deforme olmuşlardır.

#### **Küçükusu Vadisi'nin jeomorfolojik evrimi (Güreşçi- Küçükusu Köyü arası)**

Stratigrafik ve jeomorfolojik göstergelere bağlı olarak Güreşçi Köyü'nden Küçükusu Köyü'ne kadar olan Küçükusu vadisinin sentetik enine kesit ve profili çizilmiştir (Şekil 52). Buna göre Obuz piroklastik akışının Küçükusu vadisi içinde; (Güreşçi Köyü çevresinde) 1890 m'den (Yoncabaşı Köyü çevresinde) 1785 m yükseltisine kadar çıkmış olduğu ve tüm vadiyi doldurduğu görülmektedir. Metamorfik anakaya üzerinin 1800 m yükseltisine kadar Obuz piroklastik akışı ile kaplandığı anlaşılmaktadır (Ünite 01; PYR 01). Piroklastik akış faaliyeti vadi içinde daha önceden başlamış olan aşındırma faaliyetini bir süreliğine kesintiye uğratmıştır

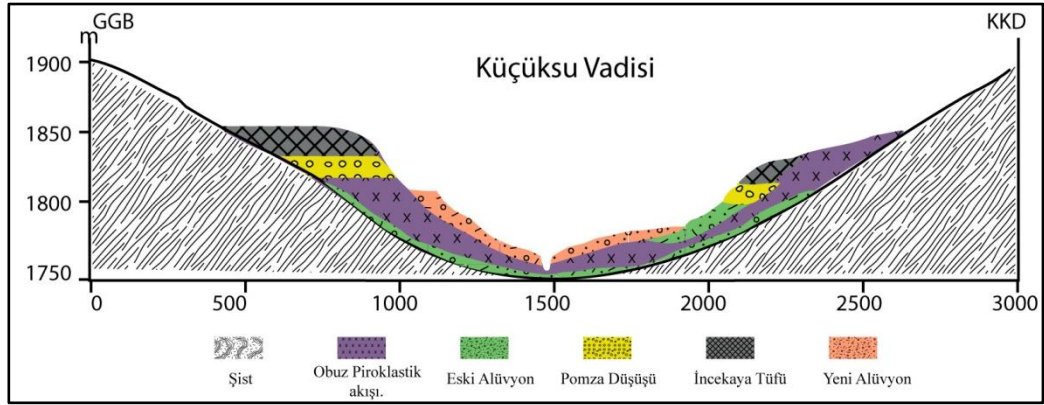
(Ünite 0). Piroklastikler iri taneli alüvyal çökellerin üstüne kaplayarak akmışlardır. Söz konusu eski alüvyal çökellere, Güreşçi Köyü civarında 1820 m’de, Yoncabaşı Köyü civarında ise 1770 m yükseltide rastlanılmıştır. Obuz piroklastik akışının alan üzerindeki jeomorfolojik etkisi oldukça önemlidir. Öncelikle vadi içindeki hidrografik düzeni bozmuş ve aşınım sürecini kesintiye uğratmıştır. Küçüksu vadisinin doğu ucunda bulunan Sarkaç Köyü ve Güreşçi Köyü civarı, Obuz piroklastik akışının vadi içinde en fazla kalınlığa sahip olduğu alandır (>50m). Bu alan aynı zamanda, Küçüksu vadisi ile Dibekli–İncekaya alanının birbirinden ayrıldığı eşik noktasıdır. Eşik noktasının bulunduğu alan dikkate alındığında, Obuz piroklastik akışının Tokaçlı Köyü ve vadisi üzerinden akarak Küçüksu vadisine ulaştığını ve piroklastiklerin batıya doğru vadi içinde akışına devam ettiğini anlamak mümkündür.

Obuz piroklastik akışının kalınlığı ve görüldüğü yükselteler incelendiğinde ise Güreşçi - Küçüksu Köyleri arasındaki vadinin bugün olduğu gibi geçmişte de doğu batı yönünde eğimli olduğu ve yükseltinin de aynı yönde azaldığı anlaşılmaktadır. Obuz piroklastik akışının ardından vadi içlerinde akarsular hidrolojik dengelerini yeniden bularak aşındırma faaliyetine tekrar başlamışlardır (Ünite 2). Söz konusu aşınım döneminde Obuz piroklastik akışının üzerine iri taneli alüvyonlar yerleşmişlerdir. Daha sonra alan üzerinde iklimsel değişikliklerin meydana geldiği düşünülmektedir. Bu düşünceye sebep olan gösterge ise alüvyonlar üzerinde gelişmiş paleosoldür (Ünite 3). Toprak tabakası, alan içinde önemli bir bitki örtüsünün geliştiğini, erozyonun yavaşladığını ve vadi içindeki tortul birikiminin ise kesintiye uğradığını göstermektedir.

Alanın morfolojik gelişim sürecinde toprak oluşum döneminde hemen sonra bir pomza düşüşünün (PYR 02) gerçekleştiği volkanik faaliyet dönemi yaşanmıştır (Ünite 4). Pomzalar alan içindeki tüm yamaçları ve vadi içlerini doldurmuşlardır. Ancak daha sonra gerçekleşen aşınım süresince çok hızlı ve kolay bir şekilde akarsular tarafından taşınmışlardır. Aynı zamanda alan içindeki vejetasyon dönemi de kesintiye uğramıştır. Bu durumun sebebi, ya iklimin bitki örtüsü gelişimine uygun olmaması ya da PYR 02 yayılımından hemen sonra ve kısa süre içinde yeni bir volkanik faaliyetin başlaması olabilir. İncekaya tufunun yayılışı bu yeni volkanik faaliyet döneminde gerçekleşmiştir (PYR 03). Tuf tüm vadi içinde sert bir fasiyes ile

bulunmaktadır. Bu sert tuf kabuğu altında ise alanın paleotopografyası korunmaktadır. Küçüküsu vadisi içinde İncekaya tufünün ortalama kalınlığı 80 cm ve yatay bir tabakalanmaya sahiptir. Tuf tabakası ve altında sakladığı pomza düşüşünün vadi içinde takibi ile paleo vadi de takip edilebilmektedir. Buna göre paleo vadinin yükseltisi Obuz Köyü'nden Küçüküsu Köyü'ne doğru 1830 m ile 1780 m arasında değişmektedir ve batıya doğru yükselti azalmaktadır.

Sonuç olarak Küçüküsu akarsuyu, sert tabakalı tuf tabakasını ve altında koruduğu pomza düşüş depolarını aşındıramadan, vadisini 30-40 m kadar derine kazarak bugünkü taban yükseltisine ulaşmıştır. Piroklastikler ise yamaçlarda taraça dolguları şeklinde kalmışlardır.



Şekil 52: Küçüküsu Vadisi enine profil ve kesiti

#### 4.2.1. Küçüküsu - Kotum Kapması

Küçüküsu akarsuyu, adını aldığı köye vardığında aniden bir dirsek yaparak kuzeye doğru, dar ve derin bir boğaz içinde akmaktadır (Foto 29). Bu noktadan itibaren Küçüküsu akarsuyunun ismi de değişerek Kotum akarsuyu olarak anılmaktadır. Boğaz içinde yapılan çalışmalarda daha önce Küçüküsu vadisi içerisinde rastlanmamış bir piroklastik akış belirlenmiştir. Kotum ignimbirit akıntısı olarak isimlendirilen akış adeta bir baraj gibi akarsu önünü tıkamış ve Küçüküsu akarsuyu bu piroklastik akışı yararak akışına devam etmek zorunda kalmıştır.

Küçüküsu Köyü içinde söz konusu piroklastik akışın kalınlığı ortalama 60 m'dir. Arazi çalışmaları sırasında bu piroklastik akış Kotum ignimbiriti olarak

isimlendirilmiştir (PYR 05).İgnimbirit ağırlıklı olarak gri renge sahiptir ve içinde aynı renkte kül ve pomzalar barındırmaktadır.

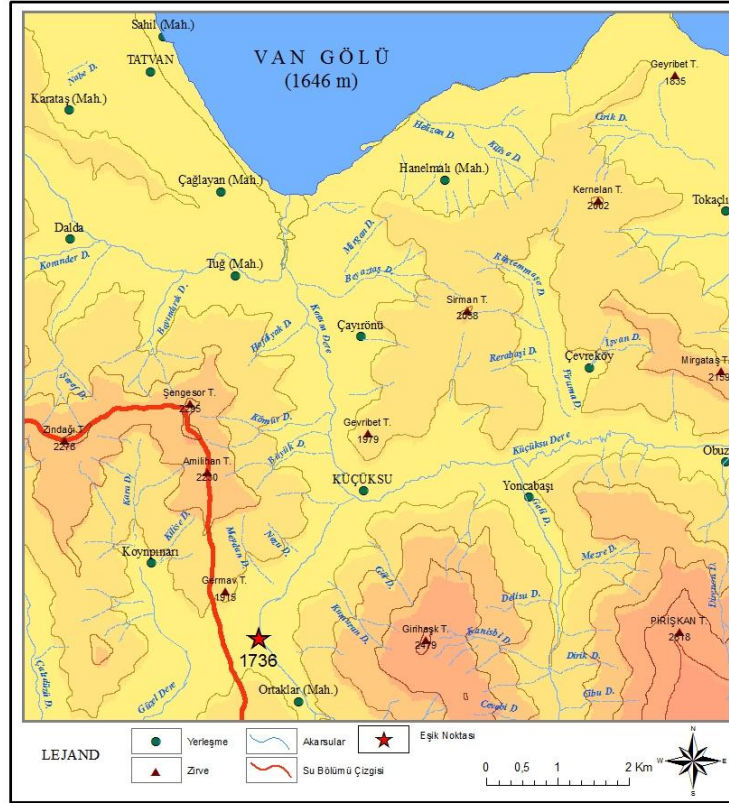


Foto 29: Küçükusu-Kotum kapma alanının uçaktan görünümü

Küçükusu Köyü içinde bulunan ve akarsuyun dirsek yaparak kuzeye doğru akmaya başladığı alan bir kapma noktasıdır (Schweizer, 1975; Biricik, 1986). Kotum akarsuyu bu noktada Küçükusu akarsuyunu kapmıştır. Doğu-batı yönünde akan Küçükusu akarsuyu, Kotum nehri tarafından kapılmadan önce, Küçükusu Köyü'nden itibaren güney- güneybatıya doğru yönelerek Güzeldere akarsuyu ile birleşip Dicle Irmağı su toplama havzasına akan bir akarsuydu. Kotum deresi ise, kaynağını Van Gölü taban seviyesine çok yakın bir alandan almaktadır. Kotum vadisinin eğimi Küçükusu akarsuyuna oranla çok daha fazladır. Bu nedenle aşındırma gücü ve havzasını geriye doğru genişletme hızı da fazladır. Ayrıca Kotum Deresi vadisi içinde yapılan çalışmalarda, vadinin tamamıyla aşınımı kolay, dirençsiz özellikteki Kotum piroklastik akışı (PYR 05) ile kaplı olduğu anlaşılmıştır. Bu sebeple de yatağını daha kısa sürede derinleştirmiş ve vadisini kolaylıkla geriye doğru uzatma olanağı bulmuştur.

Kotum ignimbirit akışı Küçükusu Köyü içinde bir baraj oluşturarak Küçükusu akarsuyunun Güzeldere vadisine doğru akışını engellemiştir. İgnimbirit akışı

güneyde Küçükusu Köyü ile Ortaklar Köyü arasındaki alanda akışına devam etmiştir akışın durduğu yükselti Güzeldere ile Küçükusu/Kotum deresi arasındaki su bölümü alanıdır ve burası bugün Van Gölü'nün güncel eşik noktasını oluşturmaktadır (1736 m) (Şekil 53). Büyük bir olasılıkla ignimbirit barajının gerisinde Küçükusu akarsuyunun sularının birikmesiyle bir göl meydana gelmiştir.



Şekil 53: Küçükusu-Kotum Alanı Eşik Noktası

Kotum ignimbirit akıntısı, yatağını geriye ve derine doğru kazan Kotum deresi tarafından hızla aşındırılmaya başlamıştır. Aşman ignimbirit barajı gerisinde biriken Küçükusu deresi suları ise bir süre sonra buldukları en uygun alandan taşarak Kotum deresine bağlanmış ve dolayısıyla Küçükusu deresi Kotum deresi tarafından kapılmıştır. Kapma olayından sonra ise Küçükusu akarsuyu artık Van Gölü havzasına katılmıştır. Küçükusu - Kotum kapma alanındaki araştırmamızın başında Kotum ignimbirit akışının Van Gölü'nün eski bir eşik alanını kapladığını ve kapmadan önce Van Gölü su seviyesi yükseldiğinde göl sularının bu alandan geçerek Dicle havzasına dâhil olabileceği düşünülmüştür. Ancak arazi çalışmaları sırasında yapılan detaylı

incelemeler sonucunda, ignimbirit akıntısından önce Kotum vadisi ile Küçüküsu - Güzeldere vadilerinin hiçbir bağlantısı olmadığı anlaşılmıştır. Daha önceden düşünüldüğü gibi kapma olayının ignimbirit akışından önce değil de sonrasında meydana geldiği sonucuna varılmıştır.

### 4.3. Kotum Havzası

Van Gölü su seviyesinde son dönemlerde meydana gelen değişiklikler, özellikle seviye düşüşleri Kotum vadisi içindeki çökel ortamlarının aşınmasına neden olmuştur. Kotum havzası bugün ortalama 36 km<sup>2</sup> lik bir su toplama alanına sahiptir (Foto 30). Kotum vadisi içinde yapılan çalışmalarda sadece volkanik unsurların kronolojisi belirlenmemiş aynı zamanda Van Gölü su seviye değişimlerinin nedeninin alanda meydana gelen iklimsel, volkanik veya hidrografik faktörlerin etkisinden kaynaklandığı anlaşılmıştır.

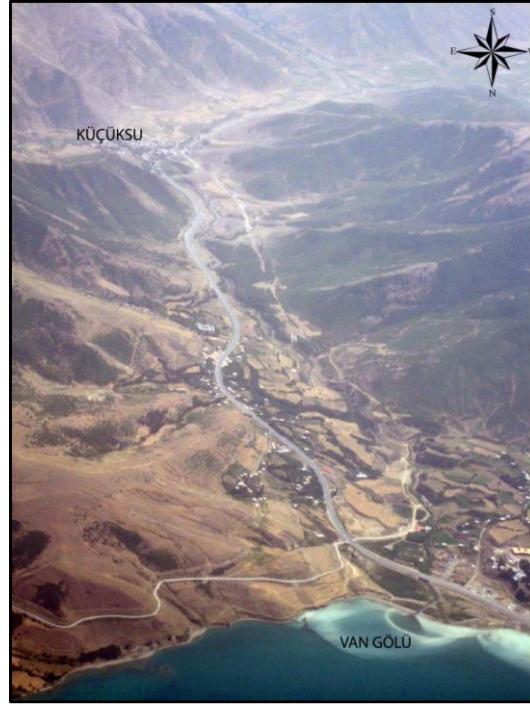


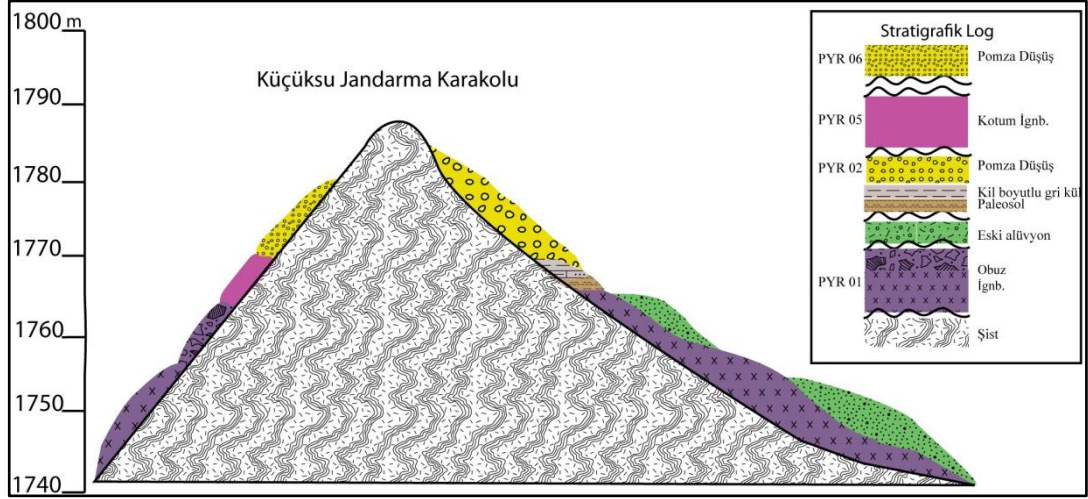
Foto 30: Kotum Vadisi

Kotum vadisi içinde yapılan çalışmalarda alan stratigrafisinin belirlenmesinde önemli rol oynayan ve Küçüküsu vadisi içinde rastlanmamış üç önemli farklı depo tespit edilmiştir. Bunlar; a) Kotum ignimbiriti olarak isimlendirilen piroklastik akışı b) Van Gölü seviye değişimleri sırasında meydana gelen taraçaların dolgularında

tespit edilen göl çökelleri c) Kotum vadisi içinde alüvyonlar, piroklastikler ve göl çökelleri ile iç içe geçmiş durumda bulunan travertenlerdir.

### Küçüksu Köyü ve Çevresi

Küçüksu Köyü Jandarma Karakolu civarı Obuz piroklastik akışı ile Kotum akışının bir arada görüldüğü tek alandır. Alandaki çökellerin stratigrafisi şu şekildedir; tabanda Obuz piroklastik akışı ve üstünde iri çakıllardan oluşan alüvyonlar depolanmışlardır. Karakolun yaslandığı yamaçta birbirinden farklı iki pomza deposu bulunmaktadır. Pomzuların iri taneli ve siyah renkte olanlarından Van 08-45 numaralı örnek alınmıştır (Şekil 54).



Şekil 54: Küçüksu Jandarma Karakolu çevresinin stratigrafisini gösteren şematik kesit

Üstlerinde daha küçük taneli pomza içerikli Kotum piroklastik akışı depolanmıştır. Karakolun gerisindeki yamaçlarda, daha önce Obuz köyü ve Çevreköyü civarında tespit edilen tabakalanma ile aynı olan tabakalar bulunmaktadır. Eski toprak tabakasının üstünde gri renkte ve 10-12 cm kalınlığında kil boyutlu kül tabakası vardır. En üstte düşüş olduğu belirlenen bir başka pomza deposu tespit edilmiştir (PYR 02).

Kotum vadisinin yukarı kesiminde, nehir bir menderes yaparak Kotum ignimbiritini yarmaya başlamıştır. Aşağı kesimde, akarsu şiddetlenerek başta traverten ve ignimbirit tabakalarını aşındırırken daha ileri bir noktada traverten ve ignimbirit kalıntılarını kaplayan göl depolarını aşındırmaktadır.

Küçüksu Köyü içinde başlayarak Tuğ mahallesine kadar olan Kotum vadisi içinde yapılan incelemelerde Kotum piroklastik akışının vadi içinde farklı fasiyelere sahip olduğu tespit edilmiştir. Küçüksu Köyü'nden kuzeye doğru gidildiğinde yüksekliği 4 m'yi bulan ignimbirit duvarı bulunmaktadır. İgnimbirit bu alanda oldukça sert ve ince unsurlardan oluşmaktadır. İgnimbirit içinde antropojen olarak bir koridor şeklinde yol açılmıştır (Foto 31). Bu yol ana karayolu açılmadan önce Küçüksu Köyü ile Tuğ Mahallesi arasında kullanılan eski yoldur.



Foto 31: Kotum ignimbiriti

Vadi içinde yapılan çalışmaların asıl amacı Obuz piroklastik akışına ait kalıntıları bulmaktır. Ancak sonuç olarak sadece Kotum ignimbiritinin yayılmış olduğu anlaşılmıştır. Vadinin orta kısmında, 1745 m'de, gri ignimbirit üzerinde ince, sarı renkli ve içinde iri pomza tanelerinin bulunduğu Kotum ignimbiritine ait bir diğer fasiyes ve altında gri renkli pomza tabakaları tespit edilmiştir (Şekil 55). Hem ignimbirit içindeki pomzalardan hem de alttaki koyu renkli pomzalardan örnekler alınmıştır (Van 08-51 –Van 08-52). Bir diğer örnek ise sarı renkli ignimbirit akıntısı altındaki, küçük obsidyen içerikli tabakadan alınmıştır (Van 08-50). Tuğ Mahallesi'ne varmadan önce vadi içinde gri renkte pomza düşüşü olduğu anlaşılan



### **Mezbaha Alanı ve Çevresi**

Mezbaha alanı ve çevresinde Kotum ignimbiritinin en üst seviyesi bir taraça yüzeyini oluşturmaktadır. Akarsu, yatağını, söz konusu taraçayı ve ignimbirit akıntısını yarararak kazmıştır (Foto 32).



Foto 32: Kotum deresi Mezbaha alanındaki taraça yüzeyi

Küçüksu Köyü içinden Tuğ mahallesine doğru vadi içinde yapılan çalışmalar sırasında taraça yüzeyi ve ignimbirit sütunları uzaktan net bir şekilde görülmüştür. İgnimbirit duvarı içinde son dönemde insanlar tarafından açılmış mağaralar bulunmaktadır (Foto 33).



Foto 33: Kotum vadisi içindeki ignimbirit akıntısı ve içinde açılmış mağaralar

Mezbaha alanında tabanı 1650 m, tavanı ise 1685 m olan ve içinde karmaşık bir tortulanmaya sahip kesit tespit edilmiştir. Kesit, Kotum deresinin doğu yamacında bulunmaktadır (Foto 35-Foto 34). Yamaçtaki çökel tabakalanması en altta kırmızımsı renkte ve altere olmuş ortalama 50 cm kalınlığında alüvyonlar bulunmaktadır (Ünite 1). Alüvyonların üstünde akarsu-gösel (fan delta) çökeller açılı tabakalanmayla yerleşmişlerdir (Ünite 2). Kum, silt, kil boyutundaki unsurlardan oluşan bu tabakaların kalınlığı 2,5m'yi bulmaktadır (2a) ve içlerinde işlenmiş pomza taneleri mevcuttur.



Foto 35: Mezbaaha Kesiti uzaktan görünümü



Foto 34: Mezbaaha kesitinin yakından görünümü

Pomza tabakalarının üstünde alın setleri bulunmaktadır ve tane boyutları ortalama 1-2 cm çapında çakıllardan oluşmaktadır (Ünite 2b). Bu tabakanın kalınlığı ortalama 3 m'yi bulmaktadır. Üzerinde kaba taneli ve bir taşkın dönemi taşıyıp çökelmiş olduğu anlaşılan alüvyal bir depo bulunmaktadır (Ünite 3). Kalınlığı 2 m'yi bulan depo içinde sadece metamorfik kayalar bulunmaktadır, herhangi volkanik unsur bulunamamıştır.

Mezbaha kesitinde asıl dikkat çeken çökel travertenlerdir. Kotum akarsuyunu hem doğu ve hem de batı yamacında ayrıca küçük yan derelerin vadilerinde traverten oluşumlarına rastlanmıştır (Ünite 4). Travertenler Mezbaaha kesitindeki alüvyal ve akarsu-gösel depolar üzerine yayılarak oluşmuştur ve yarma içindeki kalınlığı ortalama 6 m'dir. 1672 m'deki traverten üzerinden U-Th yaşlandırma analizi yapılmak üzere (Van 06-33) numaralı örnek alınmıştır.

Mezbaha alanında Kotum Deresi'nin batı tarafında (Tuğ - Dalda vadisi girişi)

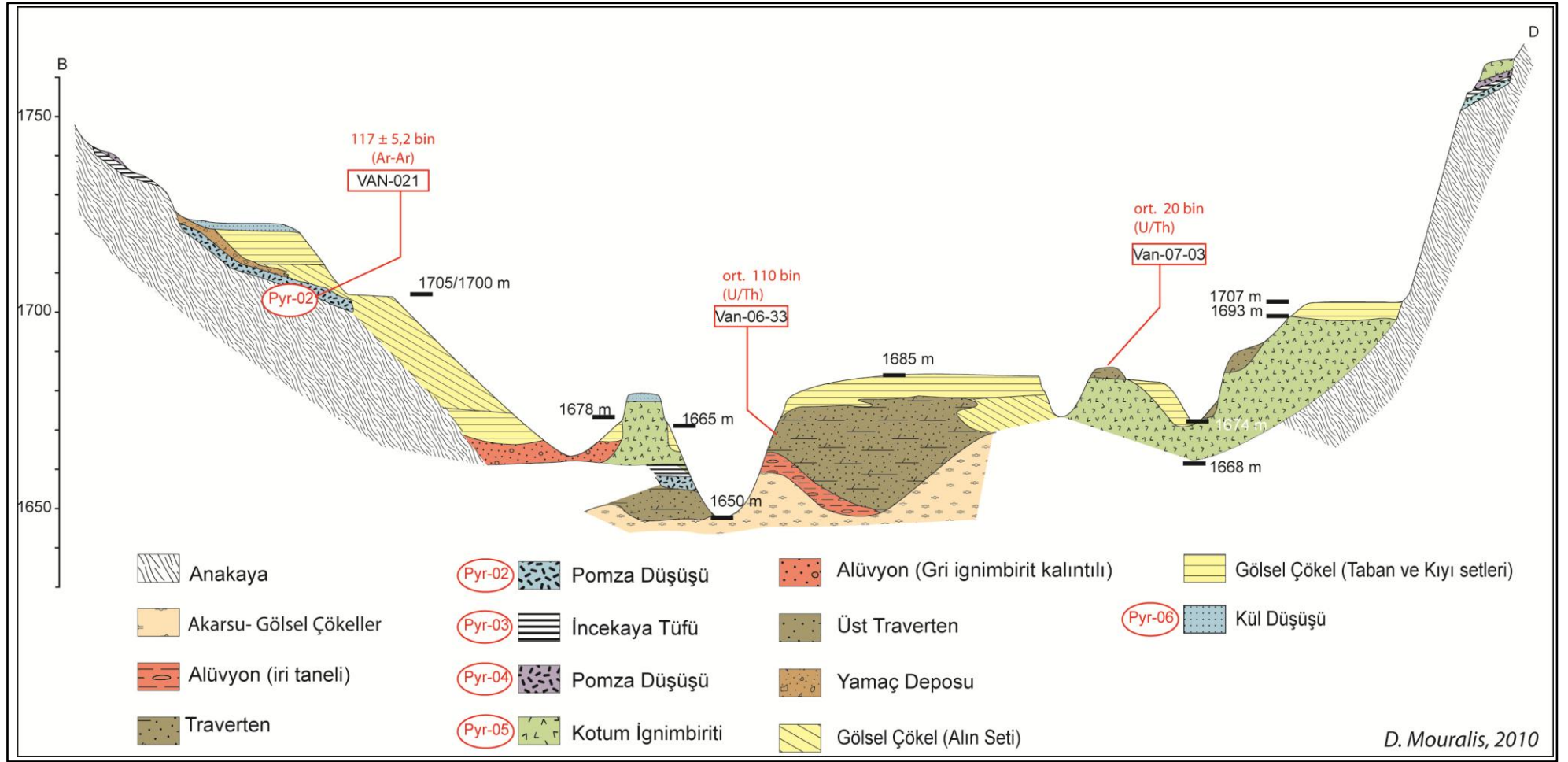
ve göle doğru bir diğer noktada incelemeler yapılmıştır. Bu alandaki çökel tabakalarının en altında akarsu-gölsel tabakaları (Ünite 2a) ve onun da üstünde traverten (Ünite 4) yayılımı gözlenmiştir. Ancak mezbaha yarmasından farklı olarak traverten üstünde, yerinde (*in-situ*) tabakalanmış pomza ve kül düşüşü depoları tespit edilmiştir (Ünite 5). 1680 m yükseltide bulunan pomzalar alterasyona uğramışlardır. Örnek (Van Volc 07-22 Van Volc 07-24) alımı yapılan deponun üstü İncekaya tüf tabakası ile kaplanmıştır (Ünite 6) (Şekil 56).

Taban çökellerinin altında ve Kotum ignimbirit akıntısı üzerine (Ünite 7) yamanmış halde iri taneli akarsu çakıllarından oluşan çökeller bulunmaktadır (Ünite 8). Ana yolun sol tarafında da benzer çökel tabakaları vardır. Ancak bu alanda göl tabanı çökellerinin üstünde 1700 m’lerde alın seti çökelleri (Ünite 9a) tabakalanmıştır.

Tatvan - Van karayolunun sağ tarafında arıtma tesisi inşa edilmek üzere kazılan temel içinde incelemeler yapıldığında, Kotum piroklastik akışı ile karşılaşmıştır (Ünite 7). İgnimbirit akıntısı üzerinde 1670 m ile 1680 m yükseltileri arasında kum silt boyutundaki unsurlardan oluşan göl tabanı çökeli tabakaları görülmüştür (Ünite 9).

Mezbaha kesitinin üst tabakaları ise tamamen bu ikinci gölsel depolardan oluşmaktadır (Ünite 9). Travertenin hemen üstünde açılı tabakalanmaya sahip göl çökelleri mevcuttur (Ünite 9a). Bu tabakaların üstü, çakıl boyutları ortalama <1 cm çapında, kıyı yüzü çökelleri ile kaplanmıştır (Ünite 9b). En üst tabakalar ise derin su ortamında çökemiş ince unsurlu (kum-silt boyutunda) taban tabakalarından oluşmaktadır (Ünite 9c) (Şekil 56).

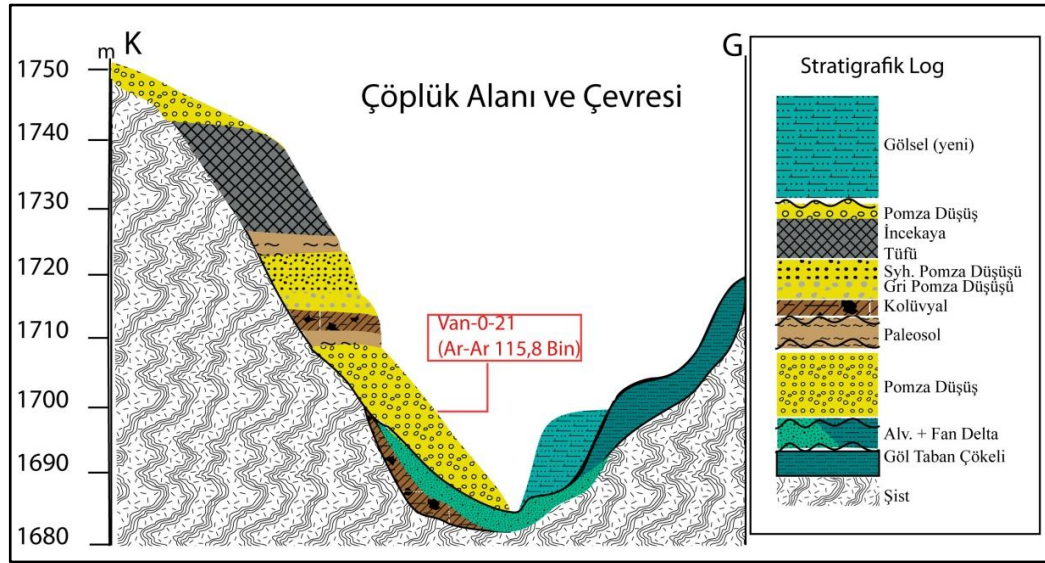
Kotum deresinin batı yamacında yapılan incelemelerde ise 1670 m’den 1695 m yükseltisine kadar Kotum İgnimbirit akıntısının (Ünite 7) tüm yamacı kapladığı gözlenmiştir. 1675 m’de ignimbirit akıntısı üzerinde depolanmış gölsel depolar tespit edilmiştir (Ünite 9). Akarsuyun bu yamacında da gölsel depoların üzerinde bir diğer traverten çökelleri (Ünite 10) bulunmaktadır ve traverten seviyesi 1680-1700 m’lere kadar çıkmaktadır. Bu yükseltideki travertenlerden de yine yaşlandırma amaçlı örnekler alınmıştır (Van Volc 07-03). Diğer yamaçta ise ignimbiritin üstünde 1695 m ile 1710 m arasında göl tabanı çökel tabakaları tespit edilmiştir bu taban çökelleri 9 numaralı üniteye ait olmalıdır.



Şekil 56: Kotum vadisi Mezbaa Alanı stratigrafisinin şematik gösterimi (Mouralis vd.2010'dan)

## Çöplük Alanı ve Çevresi

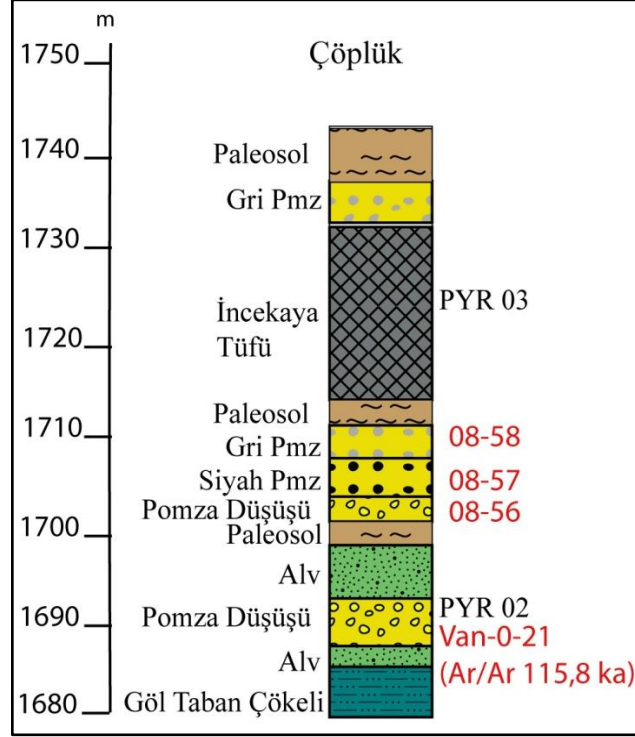
Kotum deresi ağız kısmında bulunun ve Çöplük kesiti olarak isimlendirilen alandaki tabakalanmalar Mezbaşa alanındaki tabakaların devamı niteliğindedirler. Ancak yükselti olarak daha üst seviyelerde tabakalanmışlardır. 1700 m ile 1720 m arasında değişen yükseltilerde yine eski göl seviyelerine işaret eden gösel tabakalanmalar mevcuttur. Bu gösel depoların altında erozyon dönemine işaret eden bir kolüvyal depo bulunmaktadır (1). Gösel çökellerin en alt tabakasını akarsu-gösel (2a) depolar oluşturmaktadır. Üstte kum-silt boyutundaki göl tabanı çökel tabakaları (2b) bulunmaktadır. Tabaka formları incelendiğinde tüm deponun bir delta (2) tabakalanmansa ait olduğu ve çökellerin göl içinde biriktirilmesi ile oluştuğu anlaşılmaktadır (Şekil 57- Şekil 58).



Şekil 57: Çöplük Alanı ve çevresinin stratigrafisini gösteren şematik kesit

Çöplük kesiti etrafında mevsimlik olarak akan küçük derelerin yataklarında yapılan çalışmalarda 1690 m'de pomza düşüşüne (Mezbaşa alanındaki 5 numaralı olan ünite) ait kalın bir depo tespit edilmiştir (Örnek no: Van 06-021, Van 08-056). Dere yamaçlarındaki yarmalarda pomza deposunun kalınlığı 3m'yi bulmaktadır ve deponun üstüne bir toprak tabakası oluşmuştur (Foto 36). Toprak tabakası üstünde pomza taneli 80 cm kalınlığında bir kolüvyal tabakası bulunmaktadır. Derelerin kaynağına doğru gidildikçe pomza düşüşü ve toprak tabakalarının devam ettiği ve

geniş bir yayılıma sahip olduğu anlaşılmıştır. Ancak 1710 m’de, kolüvyal tabakası üstünde, siyah renkte, içinde litik olarak obsidyen riyolit oranı fazla olan, ortalama 5 mm çapında bir başka pomza düşüşü tespit edilmiştir (örnek Van 08-57).



Şekil 58: Çöplük Alanı ve çevresindeki piroklastik ve gölsel tabakalar

Bu pomza tabakasının üstünde ise bir diğer pomza düşüşü bulunmaktadır. Pomza tabakası içinde litik olarak riyolit oldukça fazladır. 1715 m’de bulunan pomzalar gri renktedir (Van 08-58). 1730 m’ye çıkıldığında ise pomza tabakalarının üstünün ince bir toprak katmanı ile kaplandığı anlaşılmıştır. 1735 m ile 1750 m arasında ise İncekaya tüf tabakaları tespit edilmiştir (Foto 37) (Mezbaha alanında ünite 6). İnceleme alanının tümünde yamaçların üst seviyelerinde görülen beyaz pomza düşüşü tabakası tüf katmanı üstünde depolanmıştır (PYR 02).



Foto 36: Çöplük Alanındaki pomza düşüşü deposu



Foto 37: Çöplük Alanı 1750m'deki İncekaya tuf tabakası

#### 4.4. Ortaklar - Güzeldere Havzası

Küçüksu Köyü güneyinde, Bitlis Masifi dağlarından ve ortalama 2500 m yükseltiden kaynağını alan Ortaklar Deresi yaklaşık 2,5 km kuzeye doğru aktıktan sonra Kotum deresine birleşir. Bu akarsuyun su toplama alanı 13 km<sup>2</sup> dir. Debisi çok yüksek değildir ve yaz aylarında kuruma noktasına gelmektedir.

Alanda yapılan incelemelerde akarsuyun aktığı vadinin tümüyle Kotum piroklastik akışı ile kaplı olduğu anlaşılmıştır. Söz konusu vadi Küçüksu akarsuyunun Kotum Deresi tarafından kapılmadan önce kullandığı ve güneye doğru aktığı eski vadisidir ve piroklastikler eski alüvyonların üstünü tamamıyla kaplamıştır. Vadi derinliği Küçüksu köyüne doğru artmaktadır ancak güneyde (en geniş yeri 500 m) akarsu geniş bir taban içinde akmaktadır. Vadi içinde yapılan incelemeler sırasında Kotum ignimbirit akışının Küçüksu Köyü'nden sonra Ortaklar Köyü'ne doğru 2 km kadar devam ettiği belirlenmiştir. Vadinin batı yamacında ise 1750 m ile 1760 m arası yükseltilerde Obuz piroklastik akışına ait çökellere rastlanmıştır.

Ortaklar Köyü büyük bir birikinti konisi üzerine kurulmuştur. Bu alan aynı zamanda Van Gölü'nün bugünkü 1736 m'de bulunan eşik noktasının da bulunduğu alandır. Ortaklar Köyü'nden sonra güneye doğru drenajsız bir alan bulunmaktadır ki bu alan su bölümü çizgisinin vadi içinde geçtiği yere tekabül eder. Vadinin orta kısmından itibaren yamaçlardan gelen derelerin sularını toplayarak akmaya başlayan küçük bir akarsu oluşur. Bu akarsu Güzeldere akarsuyunun da kaynağını oluşturur. Güzeldere akarsuyu Dicle Nehri kollarından olan Botan Çayı ile birleşir. Anlaşılacağı

üzere Güzeldere akarsuyu ve alüvyal ovası inceleme alanı dışında bulunmaktadır. Ancak arazi çalışmaları süresince inceleme alanının jeomorfolojik gelişimini anlamak amacıyla bu ova çalışmalarımız içine dahil edilmiş ve dolayısıyla ova ile ilgili ayrıntıların verilmesinin uygun olacağı düşünülmüştür (Foto 38).

Güzeldere vadisi içindeki araştırmalarımız öncelikle piroklastik akışlar ve eski göl çökelleri üzerine yoğunlaşmıştır. Geniş bir ova görünümündeki alanın Pleistosen döneminde meydana gelen Göl seviye değişimleri sırasında, göl sularının Ortaklar Köyü önünde belirlenen (1737 m) göl eşiğini aşarak bu ova içini doldurduğu düşüncesiyle aranan gölsel çökelere rastlanmamıştır.



Foto 38: Güzel Dere alüvyon ovası

Tolun (1952:92), Güzeldere alüvyal ovası düzlüğü içindeki eski bir vadi önünün, Nemrut Dağı'ndaki bir parazit koniden çıkan bazaltik akışlarla örtülmesi ile meydana gelmiş göl tabanından kaynaklı düzlük olduğunu belirtmiştir. Tolun'a göre uzunluğu 10 km, genişliği 1-2 km olan Güzeldere alüvyal ovası, eski billur dağ kütlelerinde bulunmaktadır. Bu eski vadi Nemrut Volkanı'nın bazalt akıntılarıyla kapanmıştır. Bazaltik tüfler Kotum'a kadar gelerek arkasında bir göl meydana gelecek şekilde bir çeşit baraj oluşturmuştur. Bu gölün tabanı ise bugünkü alüvyal ovanın temelini oluşturmuştur.

Ova içindeki eğimin az oluşu nedeniyle akarsu biriktirme şekilleri daha hızlı gelişmiştir. Etrafındaki dağlık ve yüksek alanlardan Güzeldere alüvyon ovası içine inen akarsuların ağızlarında birikinti koni ve yelpazeleri meydana gelmiştir. Bazı koniler yanlara doğru genişleyip birbirleri ile birleşmişlerdir. Güzeldere akarsuyu ova içindeki yatağını henüz derinleştirememiştir ve ova içinde küçük menderesler çizerek akmaktadır.

Güzeldere akarsuyu güneye doğru alüvyal ova içinde menderesli akışını sürdürürken Keklikdüzü boğazından itibaren yatağını daha derine kazmaya başlar ve bir yarma vadi içinde akmaya devam ederek Koca Çay ile birleşir.

Güzeldere alüvyon ovası içinde Kokarsu Köyü civarında yeni traverten oluşumları özellikle dikkat çekicidir (Foto 39). Travertenler zemini bir kabuk gibi örterler ve kırmızı rengindedirler. Travertenlerin bu alandaki varlığı Van Gölü güneyindeki bazı faylarla bağlantılıdır. Gölün güney kıyısı boyunca ve doğuya doğru bir hat üzerinde traverten oluşumları dikkat çekmektedir. Söz konusu traverten oluşumları üzerinde ilerleyen zamanlarda detaylı çalışmaların yapılması planlanmıştır.



Foto 39: Kokarsu Köyü travertenleri

#### 4.5. Tokaçlı Dere Havzası

Küçüksu - Kotum havzası içinde bir diğer küçük akarsu havzası Tokaçlı Dere'si su toplama alanıdır. Ortalama 19 km<sup>2</sup> alana sahiptir ve kaynak noktasından göle ulaşmaya kadar 5 km'lik alan içinde akar. Kaynağını, biri Güreşçi Köyü çıkışındaki diğer ise Sarkaç Köyü içindeki pınarlardan alır. Vadisi içinde iki basamak halinde akarsu taraçaları bulunmaktadır. Tokaçlı Köyü'ne kadar metamorfik

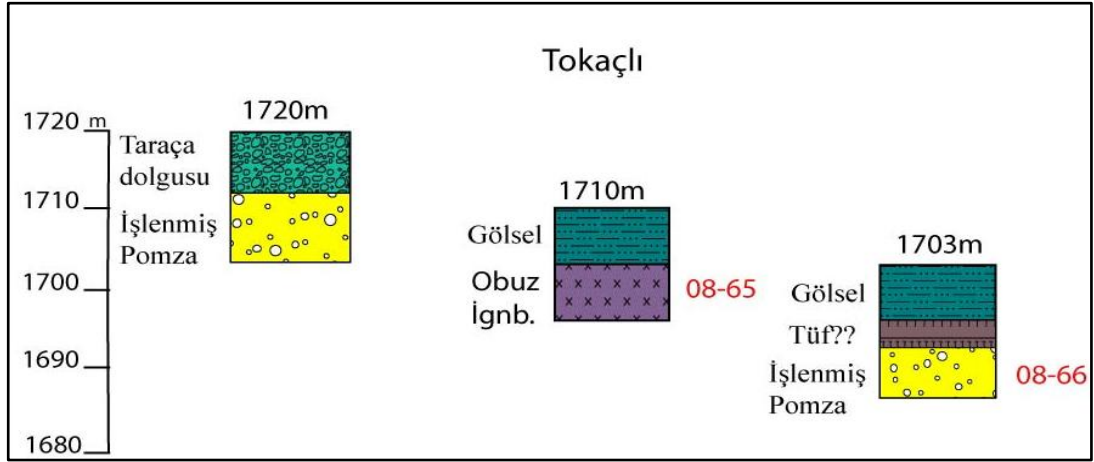
anakayayı aşındırarak akan dere derin bir vadi kazar. Tokaçlı Köyü'nden itibaren önce volkanik bir örtüyü aşındırır ve daha sonra akarsu-gösel bir düzlük içinde akarak nihayetinde Van Gölü'ne dökülür.

#### **Tokaçlı Vadisi içindeki volkanik ve gösel çökeller (kaynaktan-ağıza)**

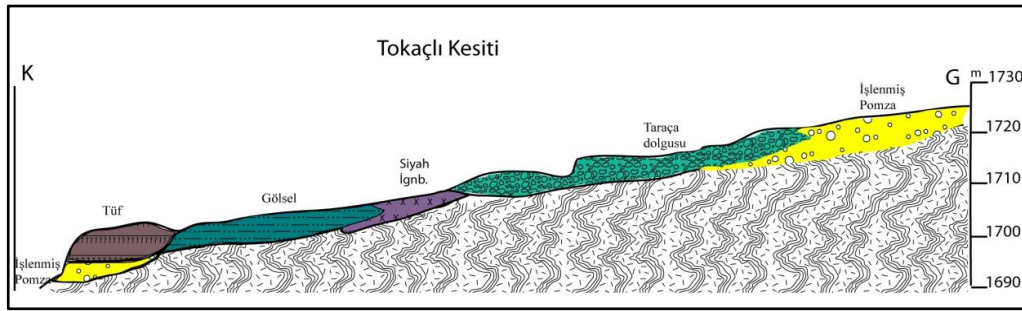
Tokaçlı Deresi vadisinde yapılan incelemeler, volkanizma faaliyetlerinin ve göl seviye değişimlerinin alan üzerindeki etkilerini araştırmak amacıyla yapılmıştır. Sarkaç Köyü'nden başlanan çalışmalarda köy içinde Obuz piroklastik akışının (sert dokulu) yapısal bir yüzey oluşturarak adeta mesa görünümünü aldığı anlaşılmıştır. Yüzeyin üst seviyesi 1840 m yükseltisinde ve 20 m yüksekliğe sahiptir. Göle doğru eğimli olan yüzeyin en altında alüvyal dolgular tespit edilmiştir. Ayrıca işlemiş halde iri ve açık renkli pomzalar bulunmuştur.

Sarkaç Köyü çıkışından itibaren vadi içinde sadece metamorfiklerden oluşan taraça dolgularına rastlanmıştır. 1760 m ile 1770 m yükseltilerinde iki akarsu taraça seviyesi bulunmaktadır. Tokaçlı Köyü girişinde vadinin batı yamacında 1725 m yükseltisinde işlenmiş halde pomza deposu tespit edilmiş. Pomzalar yapısal özellikleri bakımında Çöplük kesitindeki pomza düşüşüne benzemektedir. Feldspat içerikli ve iri taneli, ortalama 5 cm çapında olan pomzaların içinde litik bulunmamaktadır (Şekil 59- Şekil 60).

Tokaçlı Köyü içinde akarsuya batı tarafından bir diğer yan kol bağlanmaktadır. Bu yan kol mevsimlik olarak akan bir deredir. Köy içinde derenin yan kol ile birleştiği alanda, 1695 m'de, yapısal özellikleri bakımında Obuz ignimbiritine benzeyen ancak oldukça sert bir piroklastik depo tespit edilmiştir. Jeokimyasal analizlerini yapmak ve Obuz ignimbirit olup olmadığını anlamak amacıyla Van 08-65 numaralı örnek alınmıştır. Van 08-66 ise Tokaçlı Köyü çıkışında 1680 m yükseltisinde deltaik veya gösel olduğu tahmin edilen bir depo içindeki işlenmiş halde bulunan pomzalardan alınmıştır.



Şekil 60: Tokaçlı Dere havzasındaki piroklastik tabakalar



Şekil 59: Tokaçlı Deresi vadisi içindeki stratigrafinin şematik gösterimi

Tokaçlı Deresi, Paşaelmalı alüvyal düzlüğü içinden geçerek göle dökülmektedir. Düzlük içinde 1700 m ile 1660 m yükseltilerinde iki basamak halinde göl taraçaları bulunmaktadır (Foto 40). Ancak taraça üstleri tamamen alüvyonlar ile kaplanmış ve inceleme alanındaki diğer kıyı düzlüklerinde olduğu gibi taraçalar antropojen etki sebebiyle orijinal seviyelerini ve görünümünü kaybetmişlerdir. Paşaelmalı düzlüğünün Van Gölü ile birleştiği kıyı önünde iri çakıllı dar alanlı bir plaj oluşmuştur.

Düzlüğün kuzeybatısındaki yamaçlarda, 1700m'de göl tabanı çökeli özelliğinde gösel bir depo tespit edilmiştir. Gösel çökellerin altında İncekaya tüfüne benzer bir tabaka, en altta ise işlenmiş halde pomza tabakaları görülmüştür.



Foto 40: Paşaelmalı akarsu–gölsel kıyı düzleşmesi

Hanelmalı Köyü içinde yapılan çalışmalarda ise 1706 m ile 1690 m yükseltilerinde açık renkli ve Kotum ignimbiriti olduğu anlaşılan piroklastik akış tabakaları tespit edilmiştir. Ayrıca köyün yaslandığı yamaçlar üzerinde pomza düşüşüne ait depolar görülmüştür. Söz konusu düşüş inceleme alanımızda 1800 m ile 1950 m yükseltisi aralığında bulunan pomzalar ile aynı özelliktedir.

#### **4.6. Alanın Stratigrafisi ve Analiz Sonuçları**

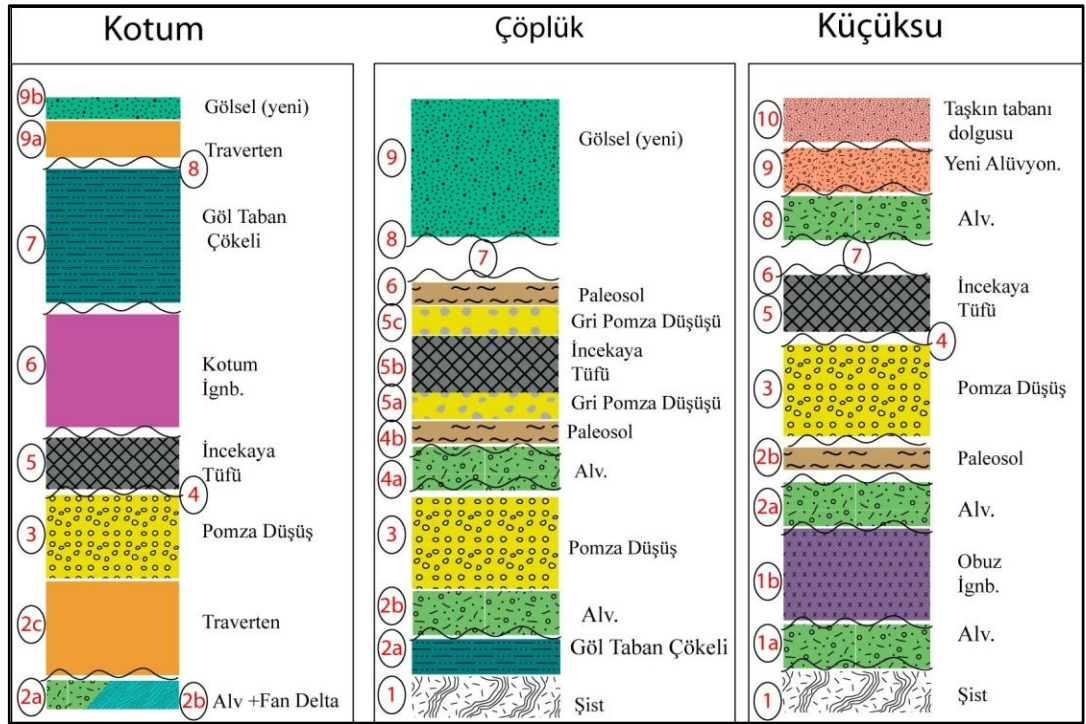
İnceleme alanının batı kısmında bulunan Küçükusu - Kotum alanı üzerinde yapılan çalışmalar sonucunda farklı özellikteki volkanik malzemelerin tüm vadi içlerini ve yamaçlarını kaplamış olduğu anlaşılmıştır. Ayrıca özellikle Kotum havzası içinde gölsel malzemeler ile volkanik malzemelerin birlikte depolandığı gözlenmiştir. Bu durum alanın çökel stratigrafisinin ve aynı zamanda alan üzerinde göreceli bir kronolojinin belirlenmesine yardımcı olmuştur.

Şekil 61 Küçükusu vadisi içinde belirlenmiş çökellerin stratigrafileri ile Kotum vadisi, Mezbaha alanı ile Çöplük alanı içindeki çökel stratigrafilerini karşılaştırmalı olarak göstermektedir. Küçükusu - Kotum alanı içinde birbirini takip eden akarsu, volkanik ve gölsel aşınım-birikim süreçleri yaşanmıştır.

Küçükusu vadisi içinde, iri taneli alüvyal çökeller (Ünite 1a) Obuz ignimbirit akıntısı (1b) altında bulunmaktadır. Daha sonra yeni bir aşınım dönemi devamında

Obuz piroklastik akışı üzerine yeni bir alüvyal çökel birikmiştir (2a). Alüvyallar üzerinde organik madde oranı bakımından fakir bir paleosol (2b) tabakası oluşmuştur. Bu eski toprak tabakası morfolojik anlamda bir kesinti dönemine işaret etmektedir. Bu sakin dönemden sonra bir pomza düşüşü (3) Küçükusu vadisi içini ve yamaçlarını kaplamıştır ki, bu da, bölgede yeni bir volkanik dönemin başladığını göstermektedir.

Kotum Deresi ağız kısmında bulunan Mezbaha ve Çöplük alanlarında Obuz ignimbirit akışı bulunmamaktadır. Bunun nedeni ise, Obuz piroklastik akışının doğudaki Tokaçlı vadisi üzerinden geçerek Küçükusu vadisi içine girdikten sonra Küçükusu akarsuyunun eski akış yönünü takip etmesi ve Güzeldere vadisi içine girdikten birkaç kilometre sonra durmasıdır.



Şekil 61: Küçükusu-Kotum alanı stratigrafisini gösteren loglar

Kotum vadisi içinde (Mezbaha ve Çöp alanları), kaba taneli bir alüvyal depo (2a) gösel çökeller (2a) üstünde ve birlikte çökelmiştir. Bu stratigrafik durum, Kotum vadisi içinde erozyon fazı olan 2a döneminin devamında Van Gölü su seviyesinde meydana gelen yükselme (büyük bir ihtimalle bu seviye yükselimini Obuz piroklastik akışı tetiklemiştir) döneminin yaşandığını göstermektedir.

Bölgedeki sakin dönem süresince (2b-sıcak dönem) Mezbaha alanında traverten oluşmuş (2c) ve akarsu-gösel çökeller üzerini kaplamıştır. Traverten oluşumu nemli ve sıcak bir ortamda meydana gelmiştir. Bu travertenler U-Th yöntemi kullanılarak yaşlandırılmıştır. Travertenin alt ve üst seviyelerinden alınan iki örneğin yaşı  $102\pm 3$  bin (Van 06-33a:1672 m) ile  $102\pm 8$  bin (Van 06-33b:1677m) arasındadır (Kuzucuoğlu vd.2010:1128).

Traverten çökellerinden alınan örnekler U-Th yaşlandırma yöntemine göre analiz edilmiş ve yaşları elde edilmiştir. Buna göre Kotum vadisi ağız kısmında, Mezbaha kesitinden ve 1672 m yükseltisinden alınan traverten örneği (Van 06-33)  $102 \pm 3$  bin yaşını vermiştir. Kotum vadisi içindeki göl tabanı çökelleri üzerinden ve 1711m yükseltisinden alınan Van 07-03 numaralı traverten örneğinin yaşı ise 20 bin olarak belirlenmiştir.

Her üç alanın stratigrafisinde de görülen pomza düşüşü özelliğindeki volkanik depolar (3) durgun dönem sonrasında meydana volkanik aktivitenin ürünleridir. 2006 yılında yapılan arazi çalışmaları sırasında pomza düşüşünden örnekler alınmıştır. Van-021 numaralı örneğin Ar-Ar yaşlandırma analizi yapılmış  $115,8\pm 3,7$  bin BP yaşı elde edilmiştir (Mouralis vd. 2010). Bu son volkanik aktiviteden sonra tüm alanda bir erozyon dönemi başlamıştır ve mezbaha alanındaki alüvyonlar (4) bu döneme ait çökellerdir.

Mezbaha alanında ve Tuğ vadisi içinde pomza düşüşü tabakaları (3) küçük taneli ve gri renkli bir diğer pomza düşüşü (5a) ve üstündeki İncekaya tüfü (5b) ile kaplanmıştır. İncekaya tüfü tüm alanda görülmektedir (5).

Alan stratigrafisinin devamında Küçüksu vadisi içinde İncekaya tüfü yayılımından sonra şiddetli bir erozyon dönemi izleri görülmektedir (6-10). Kotum vadisi bu dönemde gerçekleşen volkanik aktivite ürünleri ile kaplanmıştır. Küçüksu vadisi içinde bu döneme ait volkanik depolar bulunmamaktadır.

Alanda meydana gelen bir diğer volkanik aktivitenin ana ürünü Kotum ignimbirit akıntısıdır (6). Sonrasında ise Van Gölü su seviyesi bir transgresyon evresine (7) girmiştir ve yaklaşık 1725 m yükseltisine kadar yükselmiştir (Kuzucuoğlu vd. 2010). Çöplük alanı ve çevresinde transgresyon evresine ait çökeller bulunmazken, Mezbaha alanında göl taban çökelleri belirlenmiştir. Devamında ise göl su seviyesinin düştüğü regresyon dönemi başlamış ve bu

dönemde Çöplük alanında görülen alın seti depoları oluşmuştur. Regresyon döneminden sonra, sıcaklığın fazla olduğu bir faz yaşanmıştır. Bu süreç içinde bir diğer traverten (9) meydana gelmiştir. Alınan örneğin U-Th yaşı (Van 07-03) 20 bin BP olarak belirlenmiştir.

### **Piroklastiklerin Jeokimyasal Analiz Sonuçları**

Yukarıdaki açıklamalardan da anlaşılacağı üzere Küçüksu - Kotum alanı içinde farklı özelliklere sahip pomza düşüşleri vardır. Bu pomzaların kökenini ve jeokimyasını belirlemek amacıyla analizler yapılmıştır. Toplamda 21 pomza örneğinin jeokimyasal analizi yapılmıştır (Tablo 15).

Örnekler iki farklı yöntemle analiz edilmişlerdir. 16 örnek İndüktif Eşleşmiş Plazma Atomik Emisyon Spektrometresi (ICP-AES) ile « Service d'analyse des roches et minéraux » (CNRS, Nancy) laboratuvarında analiz edilmiştir. Camparis laboratuvarında ise (Jussieu Üniversitesi, Paris) Cameca SX-100 elektron mikroskobu kullanılarak 10 örneğin WDS (Dalgaboyu Dağılımı Spektrometresi) analizi yapılmıştır. Örneklerden 5 tanesi her iki yöntemde de kullanılmıştır.

Elektron mikroskobu ile yapılan WDS analizlerinde pomza örnekleri içindeki volkanik cam ve feldspat minerallerindeki ana element değerleri hesaplanmıştır. 7 örneğin volkanik cam minerali analiz sonuçlarından elde edilen değerler tablo halinde verilmiştir (Tablo 16). ICP-AES analizleri sonucunda elde edilen değerler ise Tablo 17'de sunulmuştur.

Analiz sonuçlarına göre çizilmiş TAS diyagramında, Tuğ vadisi içinden alınan gri pomza düşüşü örnekleri (PYR 04: Van 08-51) ile Çevreköy içinden alınan pomza düşüşü (PYR 02) örneklerinin trakitik özelliğinde olduğu anlaşılmaktadır. Diğer bütün örnekler ise riolitik kompozisyona sahiptirler. Obuz Köyü çevresindeki ve Kotum vadisi içindeki pomzalar hemen hemen aynı jeokimyasal özelliğe sahiptirler. Aynı zamanda Tuğ-Dalda vadisinden alınan örnekler ile Tokaçlı Köyü girişinden alınan örnekler de benzerdir (Şekil 62).

Tablo 15: Küçük-su- Kotum alanından alınan örneklerin listesi

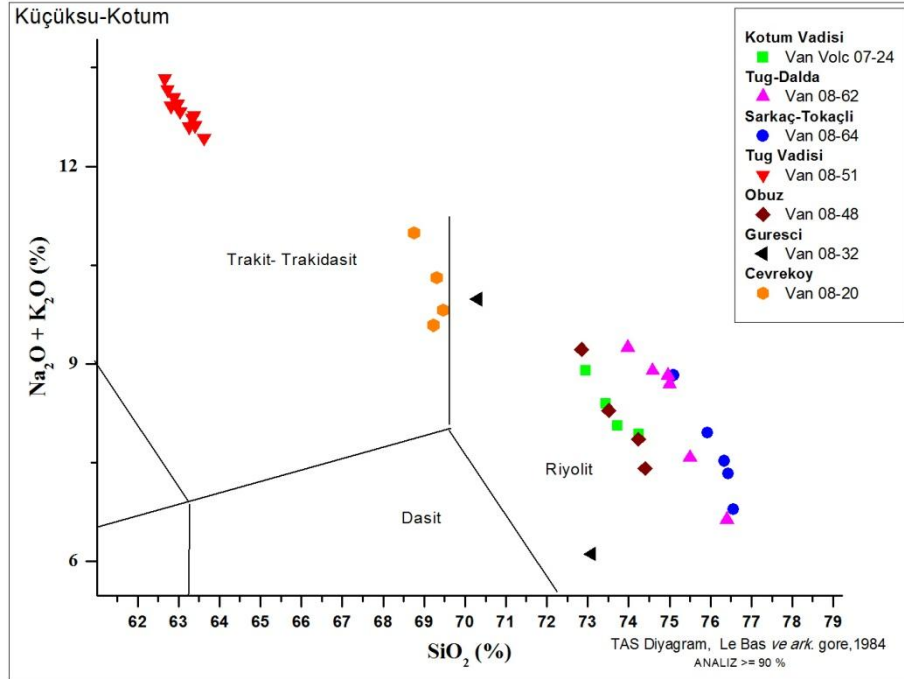
Örnek İsmi	Kesit İsmi	Yükselti (m)	Materyalin ismi	Analiz Türü
<b>VAN-08-45</b>	Küçük-su Jandarma	1764	Gri Kül ve Pomza	ICP-AES
<b>VAN-08-31</b>	Obuz Köy Girişi	1828	Pomza düşüşü	WDS
<b>VAN-08-48</b>	Obuz su deposu	1894	Pomza düşüşü	ICP-AES/WDS
<b>VAN-08-49</b>	Obuz su deposu	1894	Siyah pomza ve kül	ICP-AES
<b>VAN-08-50</b>	Tuğ vadisi	1748	Siyah Kül	ICP-AES
<b>VAN-08-51</b>	Tuğ vadisi	1745	Gri Pomza Düşüşü	ICP-AES/ WDS
<b>VAN-08-52</b>	Tuğ vadisi	1743	Gri Pomza Düşüşü	ICP-AES
<b>VAN-08-54</b>	Tuğ vadisi	1714	Pomza düşüşü	ICP-AES/ WDS
<b>VAN-08-55</b>	Tuğ vadisi	1714	Pomza düşüşü	ICP-AES
<b>VAN-08-56</b>	Tatvan Çöplük	1730	Pomza	ICP-AES
<b>VAN-08-57</b>	Tatvan Çöplük	1730	Pomza	ICP-AES
<b>VAN-08-58</b>	Tatvan Çöplük	1730	Pomza	ICP-AES/
<b>VAN-08-62</b>	Tuğ- Dalda Yolu	1772	Beyaz Kül ve Pomza	ICP-AES/WDS
<b>VAN-08-64</b>	Sarkaç-Tokaçlı yolu	1717	İşlenmiş pomza düşüşü	WDS
<b>VAN-08-65</b>	Tokaçlı Dere içi	1694	Tüfit fasiyesli Siyah İgnimbrit	ICP-AES
<b>VAN-08-66</b>	Tokaçlı Köy Çıkışı	1682	Beyaz Kül ve Pomza	ICP-AES
<b>VAN-VOLC-07-22</b>	Kotum Vadisi	1677	Altere olmuş pomza düşüşü	ICP-AES
<b>VAN-VOLC-07-24</b>	Kotum Vadisi	1682	Kül	ICP-AES/ WDS
<b>VAN-08-19</b>	Çevreköy Köy Girişi	1807	Siyah Pomza	WDS
<b>VAN-08-20</b>	Çevreköy Köy Girişi	1807	İşlenmiş beyaz pomza	WDS
<b>VAN-08-32</b>	Güreşçi Köyü	1897	Siyah pomza akışını kaplayan beyaz büyük pomza	WDS
<b>VAN-06-33abc</b>	Tatvan	1672	Traverten	U/TH
<b>VAN-VOLC-07-03</b>	Kotum vadisi	1711	Traverten	U/TH

Örnek ismi	Analiz sayısı	Hesaplama türü	Na <sub>2</sub> O	Mg O	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	FeO	Toplam	Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O
VAN 08-32	2	Ortalama	<b>1,86</b>	<b>0,01</b>	<b>68,15</b>	<b>14,97</b>	<b>5,81</b>	<b>0,99</b>	<b>0,26</b>	<b>0,04</b>	<b>2,97</b>	<b>95,06</b>	<b>7,67</b>
		Standart Sapma	2,48	0,01	1,07	0,38	0,21	0,06	0,05	0,02	0,10	1,11	2,69
VAN 08-20	4	Ortalama	<b>4,20</b>	<b>0,05</b>	<b>66,28</b>	<b>14,99</b>	<b>5,54</b>	<b>1,00</b>	<b>0,37</b>	<b>0,09</b>	<b>3,27</b>	<b>95,78</b>	<b>7,65</b>
		Standart Sapma	0,40	0,01	1,78	0,58	0,25	0,08	0,07	0,06	0,19	1,79	0,15
VAN 08-62	6	Ortalama	<b>3,70</b>	<b>0,00</b>	<b>72,06</b>	<b>11,57</b>	<b>4,29</b>	<b>0,21</b>	<b>0,34</b>	<b>0,10</b>	<b>3,72</b>	<b>95,99</b>	<b>7,98</b>
		Standart Sapma	0,94	0,01	2,35	0,64	0,12	0,05	0,05	0,06	0,19	3,03	1,01
VAN 08-64	5	Ortalama	<b>2,45</b>	<b>0,00</b>	<b>72,65</b>	<b>12,43</b>	<b>4,89</b>	<b>0,18</b>	<b>0,21</b>	<b>0,05</b>	<b>2,63</b>	<b>95,50</b>	<b>7,33</b>
		Standart Sapma	0,75	0,02	3,53	0,75	0,23	0,03	0,07	0,06	0,10	4,30	0,69
VAN 08-48	4	Ortalama	<b>3,59</b>	<b>0,00</b>	<b>68,96</b>	<b>11,95</b>	<b>4,07</b>	<b>0,25</b>	<b>0,35</b>	<b>0,15</b>	<b>4,17</b>	<b>93,50</b>	<b>7,66</b>
		Standart Sapma	0,76	0,01	2,02	0,36	0,10	0,01	0,03	0,03	0,12	2,31	0,71
VAN VOLC 07-24	4	Ortalama	<b>3,86</b>	<b>0,01</b>	<b>67,40</b>	<b>11,52</b>	<b>3,77</b>	<b>0,23</b>	<b>0,38</b>	<b>0,07</b>	<b>4,35</b>	<b>91,59</b>	<b>7,63</b>
		Standart Sapma	0,43	0,01	0,77	0,30	0,15	0,02	0,05	0,06	0,27	1,59	0,53
VAN 08-51	11	Ortalama	<b>3,27</b>	<b>0,00</b>	<b>75,52</b>	<b>12,48</b>	<b>4,76</b>	<b>0,21</b>	<b>0,30</b>	<b>0,08</b>	<b>3,37</b>	<b>99,99</b>	<b>8,03</b>
		Standart Sapma	1,08	0,02	0,87	0,61	0,36	0,04	0,09	0,07	0,61	0,02	0,91

Tablo 16: Küçüksu-Kotum Alanına ait pomza örnekleri içindeki volkanik camın jeokimyasal WDS (Dalgaboyu Dağılımı Spektrometresi) analiz sonuçlarına göre ana element değerleri (verilerin normalize edilmeden önceki değerleri)

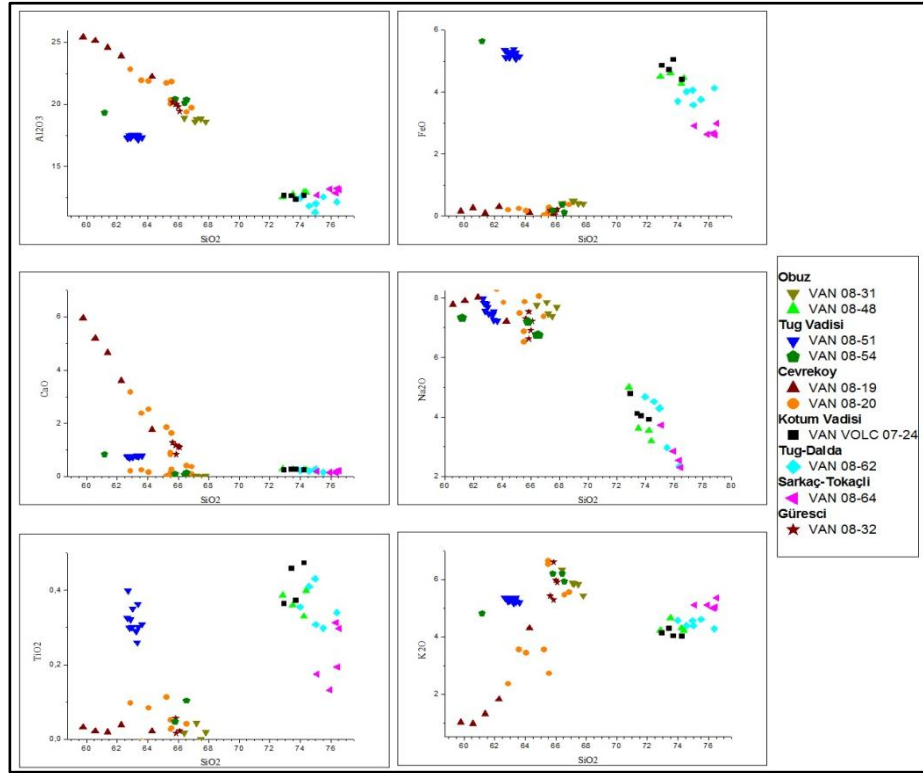
Tablo 17 : Küçükusu-Kotum Alanına ait örneklerin ICP-AES (İndüktif Eşleşmiş Plazma Atomik. Emisyon Spektrometresi) analiz sonuçlarına göre ana element değerleri

Örnek ismi	SiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3 %	MnO %	MgO %	CaO %	Na2O %	K2O %	TiO2 %	P2O5 %	PF %
<b>VAN 08-65</b>	42,61	15,34	11,05	0,16	5,00	9,14	2,11	0,72	1,86	0,31	11,81
<b>VAN-08-56</b>	68,07	11,74	4,71	0,11	0,42	0,42	5,09	4,64	0,26	< L.D.	4,55
<b>VAN-08-48</b>	64,29	13,31	5,33	0,11	0,16	0,54	4,64	4,07	0,29	0,03	5,95
<b>VAN-08-55</b>	66,30	12,46	4,96	0,11	0,04	0,38	5,06	4,31	0,27	< L.D.	4,71
<b>VAN-08-62</b>	71,68	11,05	4,48	0,10	0,01	0,32	5,12	4,46	0,25	< L.D.	2,80
<b>VAN-08-45</b>	70,84	10,86	4,43	0,10	0,02	0,32	4,85	4,54	0,25	< L.D.	3,47
<b>VAN-08-66</b>	65,57	14,23	4,48	0,13	0,09	0,87	5,08	4,82	0,30	0,04	3,07
<b>VAN-08-49</b>	63,94	15,21	4,92	0,13	0,26	1,54	4,53	4,75	0,44	0,09	3,15
<b>VAN-VOLC-07-22</b>	65,08	13,01	5,20	0,13	0,15	0,87	4,59	4,38	0,29	0,05	6,63
<b>VAN-VOLC-07-24</b>	45,78	15,38	5,89	0,11	2,43	10,35	1,30	2,51	0,68	0,11	14,99
<b>VAN-08-50</b>	66,41	14,12	4,66	0,12	0,18	0,90	4,77	4,48	0,35	0,05	3,77
<b>VAN-08-58</b>	58,90	16,11	6,21	0,21	0,40	1,10	7,07	4,80	0,39	0,09	3,44
<b>VAN-08-51</b>	59,94	16,08	5,11	0,14	0,45	0,87	5,52	4,78	0,36	0,06	5,89
<b>VAN-08-52</b>	57,94	16,79	6,94	0,24	0,21	0,82	7,49	4,44	0,30	0,07	3,92
<b>VAN-08-54</b>	55,24	17,27	6,76	0,33	0,48	1,47	5,33	3,85	0,46	0,11	7,76
<b>VAN-08-57</b>	59,84	16,29	6,57	0,20	0,19	0,77	8,27	4,75	0,29	0,07	1,49

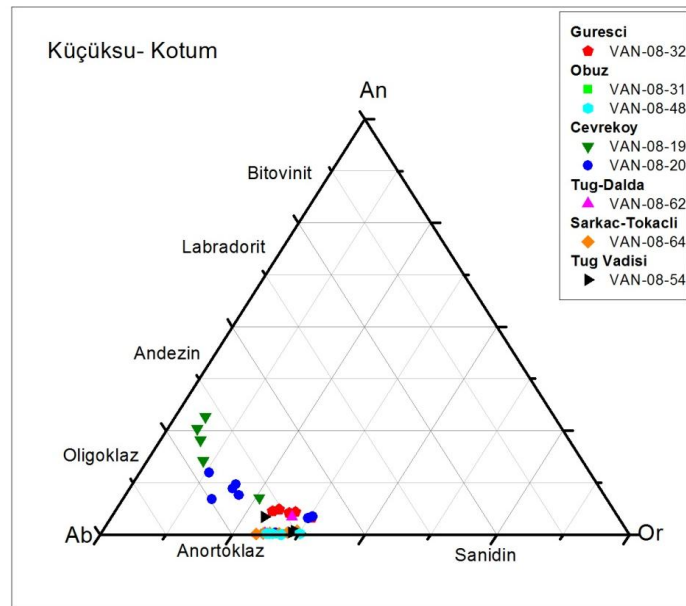


Şekil 62: Küçüksu-Kotum Alanı pomza örnekleri TAS diyagramı (normalize edilmiş değerler kullanılmıştır)

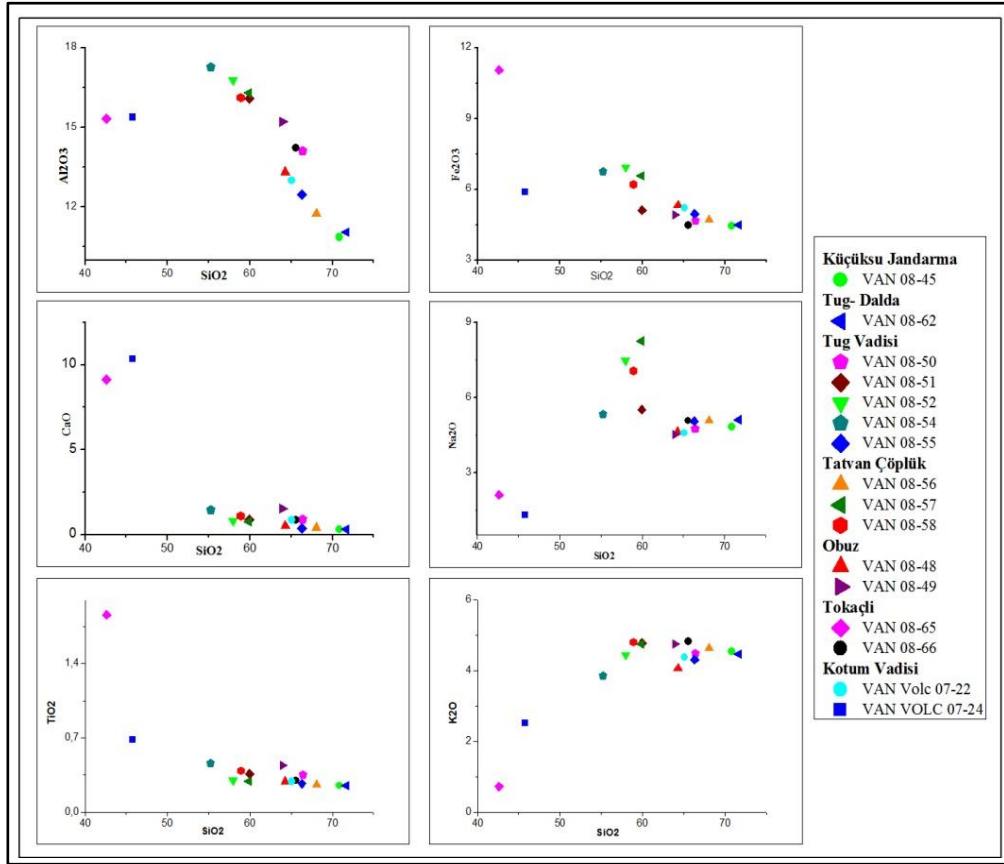
İkili diyagramlar ise örneklerin SiO<sub>2</sub> ve çeşitli oksit içeriklerini (Şekil 63) karşılaştırıp grup ayrımı yapma amaçlı çizilmişlerdir. Buna göre iki grup arasında jeokimyasal ayırım bulunmaktadır. SiO<sub>2</sub> içeriği %60 ve 68 arasında olan örnekler, PYR 06 piroklastik düşüşüne ait pomza örnekleridir. Alan içinde çoğu yerde altında gri kül ve yanmış toprak tabakası bulunmaktadır. % 73 ve 77 arası SiO<sub>2</sub> içerikli örnekler, Küçüksu-Kotum alanının tümünde yayılmış beyaz pomza ve kül akışına (PYR02) ait olanlardır. Şekil 64 Küçüksu Kotum alanından alınan sekiz piroklastik örneğindeki feldspatlara ait jeokimyasal özellikleri göstermektedir. Şekil 65 ise ICP-AES analizleri sonuçlarına göre çizilmiş ikili diyagramlardır. Diyagram değerlendirildiğinde 16 örnek kendi içlerinde dört gruba ayrılmıştır. SiO<sub>2</sub> oranı %40-50 arasında olan bir grup, %55-60 arasındakiler ikinci grup, %63-69 arasındakiler üçüncü grup, >%70 olanlar ise dördüncü gruptur. Bu gruplar içinde ikinci grupta olan piroklastiklerin tümü PYR 4 piroklastik örnekleridir.



Şekil 63: Küçüksu-Kotum Alanı WDS sonuçlarına ait ikili diyagramlar (normalize edilmiş verilere göre çizilmiştir)



Şekil 64: Küçüksu-Kotum Alanı pomzalarının feldspat minerali WDS analiz sonucunu gösteren üçgen diyagramı



Şekil 65: Küçüksu-Kotum Alanına ait örneklerin ICP-AES (İndüktif Eşleşmiş Plazma Atomik Emisyon Spektrometresi) analiz sonuçlarına göre çizilmiş ikili diyagramları

## **5. ARAŞTIRMA ALANININ JEOMORFOLOJİK OLUŞUMUNDA ETKİLİ OLAN FAKTÖRLER**

### **5.1. Volkanizma**

Van Gölü'nün güneybatı kısmının jeomorfolojik gelişiminde özellikle Nemrut Volkanı'nın rolü tartışmasız çok önemlidir. Tezimizin önceki bölümlerinde, doğudan batıya doğru, alanın farklı özellikteki volkanik materyal ile kaplı olduğu ve bunların yayılış özellikleri anlatılmıştır.

Nemrut volkanizmasının inceleme alanı üzerindeki en önemli etkisi akarsu drenaj ağları ve vadi gelişimleri üzerine olan etkisidir. Van Gölü'nün güneybatısında etkili olan volkanik faaliyet özellikle akarsu şebekesinin piroklastikler tarafından örtülmesine neden olmuştur. Ayrıca inceleme alanında yapılan çalışmalarda, Van Gölü seviye değişimleri üzerinde sadece Pleistosen süresince gerçekleşen iklim değişimleri değil, aynı zamanda volkanik kökenli etkenlerin de büyük rol oynadığı anlaşılmıştır.

#### **5.1.1. Araştırma Alanındaki Piroklastiklerin Kökeni**

Tezimizin bundan önceki bölümlerinde inceleme alanı içindeki jeomorfolojik birimlerin ayrımı ve genel tanıtımı yapılmıştır. Aynı zamanda birimler içinde tespit edilen ve jeomorfolojik gelişimde önemli rol oynayan piroklastik maddelerin özellikleri ve jeokimyasal analizlerinin sonuçları verilmiştir. Bu bölümde ise elde edilen tüm bulgular bir araya getirilip birlikte değerlendirilmiştir. Sonuç olarak alan içinde yayılmış piroklastiklerin kökeni ve hangi piroklastik grubu içinde oldukları tespit edilmiştir.

İnceleme alanı içinden toplamda 44 piroklastik örneği alınmıştır. Örneklerden 7 tanesi Göllü Polyesi içinde yapılan karot içinden çıkarılan pomza taneleridir ve 2 örnek ise polye yamacından alınmıştır. 8 örnek İncekaya - Reşadiye alanı içinden, 23 örnek Küçükusu - Kotum alanı içinden ve 4 örnek ise Nemrut Dağ yolu ve Rahva Düzlüğü civarından alınmıştır.

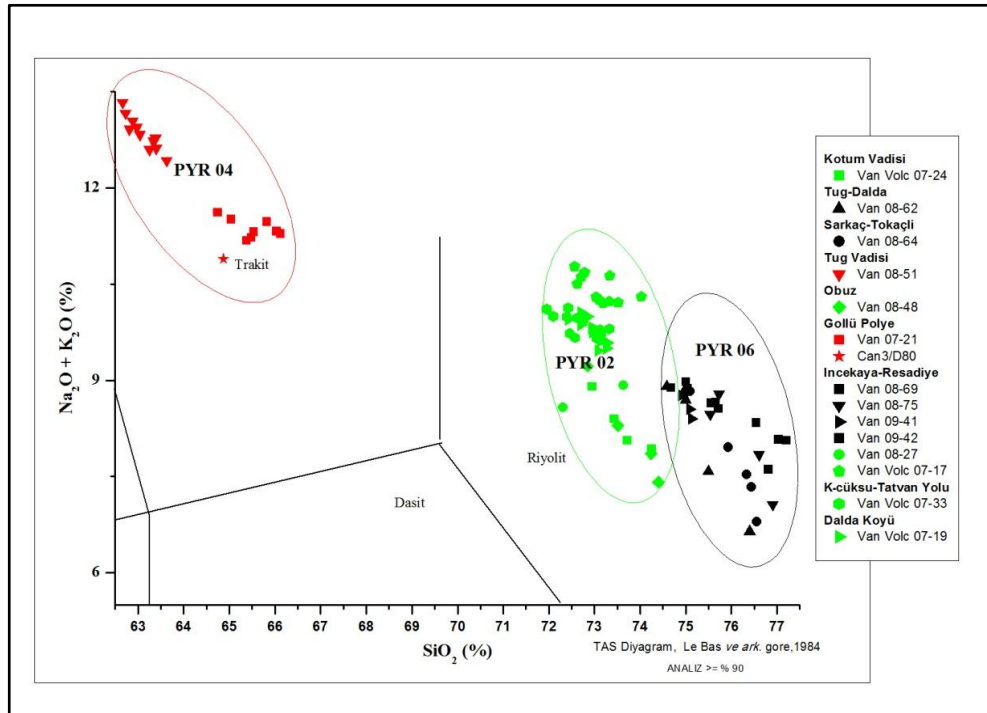
Mouralis vd.(2010), inceleme alanı içinde yaptıkları çalışmalarda 25 piroklastik örneği üzerinde jeokimyasal analizler (ICP-AES ve WDS) yapmışlardır

(Tablo 18). Daha çok ignimbirit akışları içinden örnekler alınmış ve elde ettikleri sonuçlar ile gruplandırmalar yapmışlardır. Söz konusu çalışmadan elde edilen sonuçlar ile tez çalışmalarımız sırasında elde ettiğimiz analiz sonuçları bir araya getirilerek karşılaştırmalar yapılmıştır.

İnceleme alanı içindeki tüm örneklere ait jeokimyasal analiz sonuçları çizilen diyagramlar yardımıyla yorumlanmıştır. Yorumlama sırasında bazı örneklerin analiz değerleri %90 oranından düşük olduğundan değerlendirme dışı bırakılmıştır. Değerlerin düşük olmasının nedeni ise örneklerin ya alımları sırasında kirlenmiş olmaları ya da bazılarının dış etkenler tarafından işlendikten sonra çökelmiş olmalarından kaynaklanmaktadır.

#### WDS Analizlerine göre volkanik cam mineralinin özellikleri

İnceleme alanı içinden alınan örneklerden 15 tanesi üzerinde volkanik cam minerallerinin jeokimyasal özellikleri incelenmiştir.  $\text{SiO}_2$  ve  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  değerlerine göre TAS diyagramı çizilmiştir (Şekil 66). Diyagram, bize alan içerisindeki piroklastiklerin trakit ve riylit kimyasında olduklarını göstermektedir.  $\text{SiO}_2$  oranı % 63 ile 67 arasındaki değerlerde olan örnekler genel özellikleri bakımından birbirine benzerdir.



Şekil 66: İnceleme alanından alınan tüm pomza örneklerine ait TAS diyagramı (normalize edilmiş WDS analizi değerleri kullanılmıştır)

Tablo 18: Mouralis vd. (2010) ICP-AES ve WDS analizleri yapılan örneklerin listesi

Örnek	Kesit İsmi	Materyalin ismi	Analiz Türü
Van Volc 07-01	Obuz Köyü	Siyah ignimbirit, iri pomzalı, yumuşak dokulu (PYR-01)	ICP-AES
Van Volc 07-02	Obuz Köyü	Siyah ignimbirit, iri pomzalı, sert dokulu (PYR-01)	ICP-AES
Van Volc 07-28	Kırkbulak Köyü (Güzeldere)	Siyah ignimbirit, iri pomzalı, yumuşak dokulu (PYR-01)	ICP-AES
Van Volc 07-04	Kotum Vadisi	Gri ignimbirit, az pomza içerikli, sert dokulu (PYR-05)	ICP-AES
Van Volc 07-05	Kotum Vadisi	Gri ignimbirit, az pomza içerikli, yumuşak dokulu (PYR-05)	ICP-AES
Van Volc 07-06	Kotum Vadisi	Gri ignimbirit, az pomza içerikli, sert dokulu (PYR-05)	ICP-AES
Van Volc 07-07	Kotum Vadisi	Gri ignimbirit, az pomza içerikli, sert dokulu (PYR-05)	ICP-AES
Van Volc 07-09	Kotum Vadisi	Gri ignimbirit, az pomza içerikli, yumuşak dokulu (PYR-05)	ICP-AES
Van Volc 07-12	Kotum vadisi (Mezbaha)	Gri ignimbirit, traverten üstünden (PYR-05)	ICP-AES
Van Volc 07-21	Kotum Vadisi (Kapma alanı)	Pembemsi ignimbirit, yumuşak dokulu (PYR-05)	ICP-AES
Van Volc 07-29	Güzeldere (Ortaklar-Küçüksuarası)	Gri ignimbirit, az pomza içerikli, yumuşak dokulu (PYR-05)	ICP-AES
Van Volc 07-30	Küçüksu Köyü	Gri ignimbirit, az pomza içerikli, sert dokulu (PYR-05)	ICP-AES
Van Volc 07-31	Kotum vadisi	Gri ignimbirit, az pomza içerikli, yumuşak dokulu (PYR-05)	ICP-AES
Van Volc 07-20	Dalda Köyü	Gri ignimbirit, az pomza içerikli, sert dokulu (PYR-05)	ICP-AES
Van Volc 07-10	Kotum vadisi (Mezbaha)	Gri ignimbirit, traverten ile kontaklı	ICP-AES
Van Volc 07-46	Bitlis Vadisi	Kırmızı-siyah ignimbirit	ICP-AES
Van Volc 07-18	Hanelmalı	Gri İgnimbirit	ICP-AES
Van Volc 07-48	Tatvan KD	Kırmızımsı ignimbirit	ICP-AES
Van Volc 07-34	Nemrut Dağ yolu	Kırmızı-siyah ignimbirit	ICP-AES
Van Volc 07-41	Nemrut kaldera üstü	Porfirik Plinian pomza düşüşü	ICP-AES
Van Volc 07-42	Nemrut kaldera üstü	Porfirik Plinian pomza düşüşü	ICP-AES
Van Volc 07-43	Kirkor domu	Lav	ICP-AES
Van 003	Nemrut Dağı	Pomza	WDS
Van 002	Obuz Köyü	Siyah ignimbirit içindeki pomza, porfirik	WDS
Van 021	Tatvan-Çöplük	Pomza	WDS-Ar-Ar
Van 034	Süphan	Pomza	WDS
Van032	Süphan	Pomza	WDS
Van 041	Süphan	Pomza	WDS

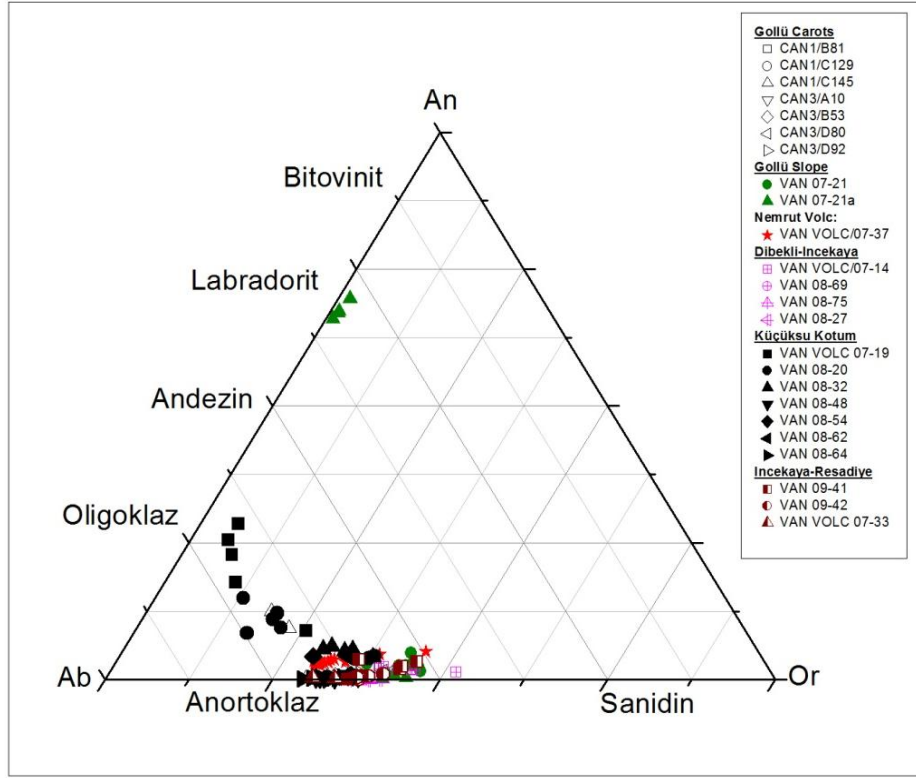
Küçüksu - Kotum alanının anlatıldığı bölümün başlangıcında piroklastiklerin genel özellikleri açıklanmıştır. Buna göre Göllü Polyesi yamaçlarından ve karot içinden alınan örnekler ile Kotum Deresi'nin en büyük ve ona batıdan katılan kolu olan Tuğ deresi vadisinden alınan örnekler aynı pomza düşüşüne ait örneklerdir. Bu grup piroklastikler Mouralis vd. (2010) tarafından PYR 04 olarak isimlendirilmiş piroklastik grubu içinde yer almaktadırlar.

Bir diğer grup ise PYR 02 piroklastikleridir ve pekişmemiş bir pomza-kül düşüşüdür. SiO<sub>2</sub> oranı %72 ile 75 arasındadır ve riyolit kimyasına sahip pomzalıdır. Hemen hemen tüm inceleme alanı içinde Düzcealan' dan Güzeldere ve Kotum vadisine kadar vadi içlerinde ve yamaçlarda görülmektedir. Ayrıca İncekaya tüf tabakası altında kalarak fosilize olmuşlardır (Sarkaç ve Dibekli arasındaki alan ile Mezbaha alanında).

Son grup ise PYR 06 grubudur ve SiO<sub>2</sub> oranı % 75 ile 77 arasında değişmektedir. İnceleme alanının doğu tarafından alınan pomzaların birçoğu bu grup içindedir. Bu düşüş Güreşçi taraçası üstünde oldukça iri taneli olarak bulunmaktayken, Mezbaha ve Çöplük alanlarında daha küçük tanelidir

#### **WDS analiz sonuçlarına göre feldspat mineralinin özellikleri**

Örnekler içindeki feldspat minerali temel alınarak yapılan jeokimyasal analizler sonucunda, Göllü Polyesi yamacından alınan örneğin (Van 07-21a) çizilen üçgen diyagramında, diğerlerinden farklı davrandığı görülmektedir (Şekil 67). Ancak aynı örneğe ait birkaç değer ise diğer örnekler ile aynı orandadır ve birlikte gruplanmışlardır. Bunun nedeni, örneğin depolandığı alan içinde ya da alındığı sırada başka özellikteki bir tefra ile karışmış olmasıdır. Ayrıca Dalda Köyü ile Çevreköy Köyü alanlarından alınan tefralar ile polye içinde yapılan karottan alınan örneklerden Can1/C145 numaralı örnek de diyagram içinde farklı konumlanmıştır. Söz konusu örneklerin birbirleri ile olan benzerlikleri buldukları ortam içinde işlenmiş olarak depolanmıştır olmalarıdır. Diğer bütün örnekler diyagram içinde hep bir arada ve anortoklaz grubunda yerleşmişlerdir.

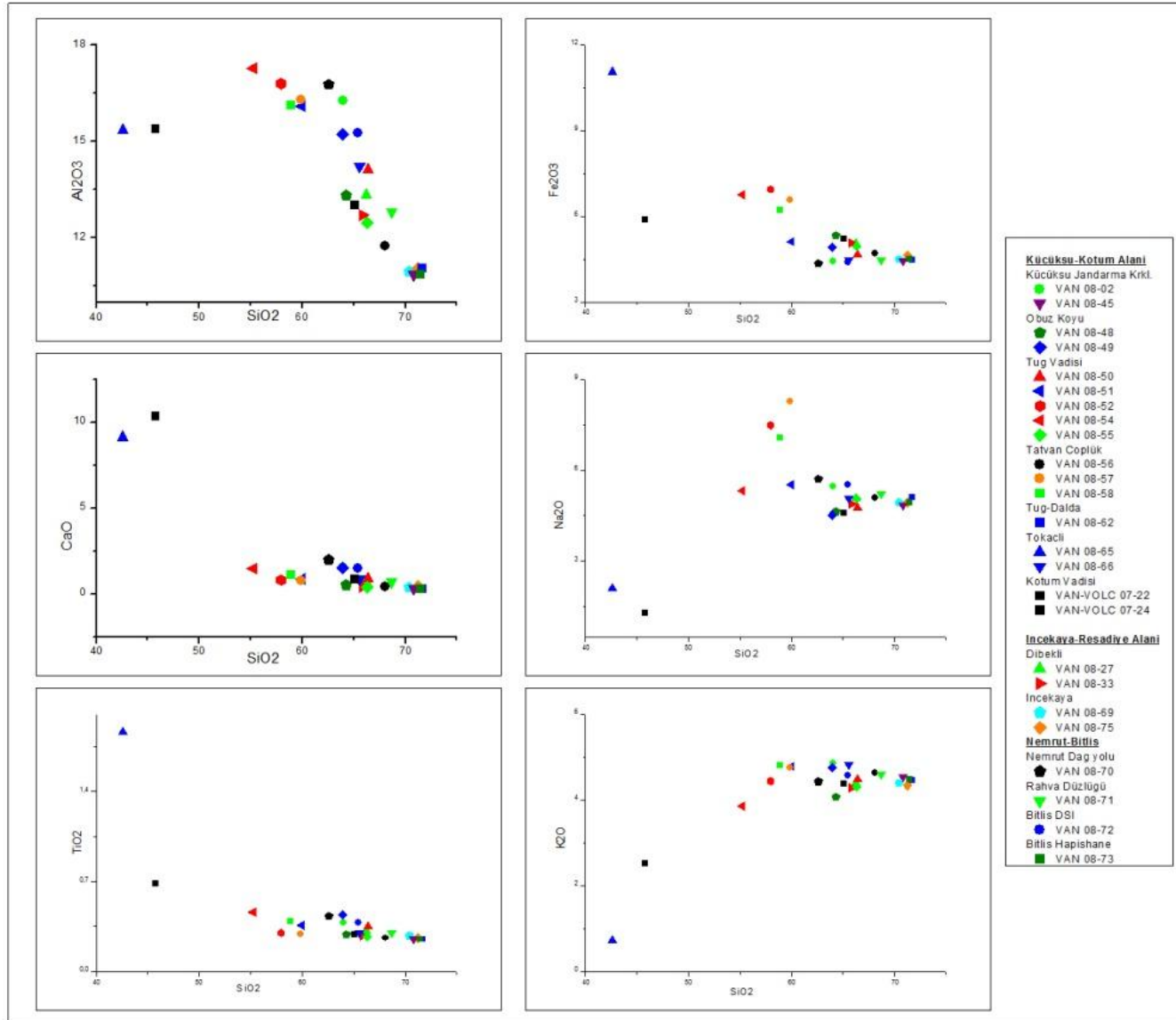


Şekil 67: İnceleme alanından alınan tüm pomza örneklerinin feldspat mineraline ait jeokimyasal değerlerine göre çizilen üçgen (An, Ab, Or) diyagramı (normalize edilmiş WDS analizi değerleri kullanılmıştır)

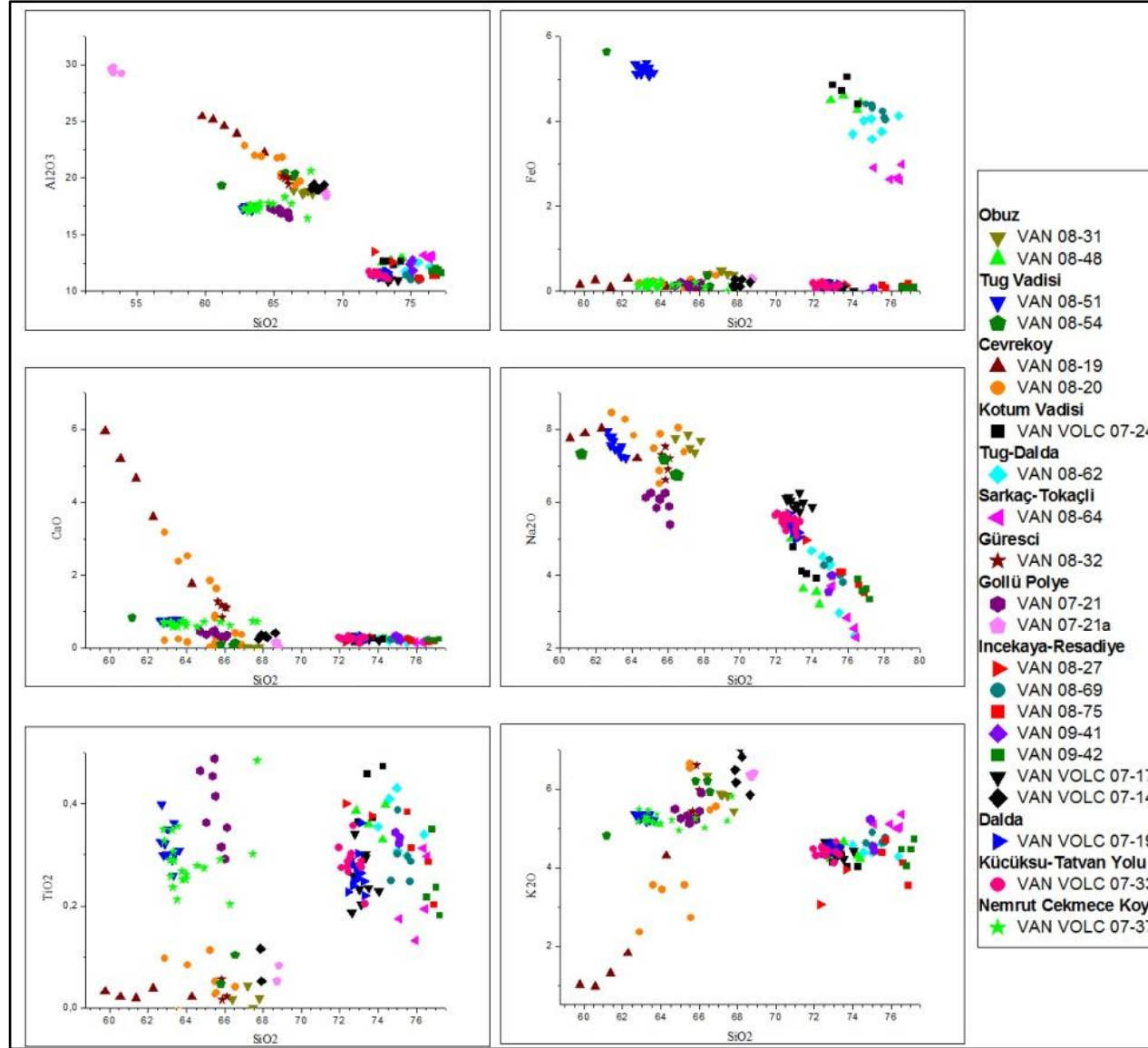
### WDS ve ICP-AES analiz sonuçları ile Nemrut ve Süphan volkanlarından alınan örneğin analiz sonuçlarının (Mouralis vd.2010) karşılaştırılması

İnceleme alanı içindeki örneklerin tümü WDS ve ICP-AES ikili diyagramları içinde de bir araya getirilmiştir (Şekil 68 - Şekil 69).

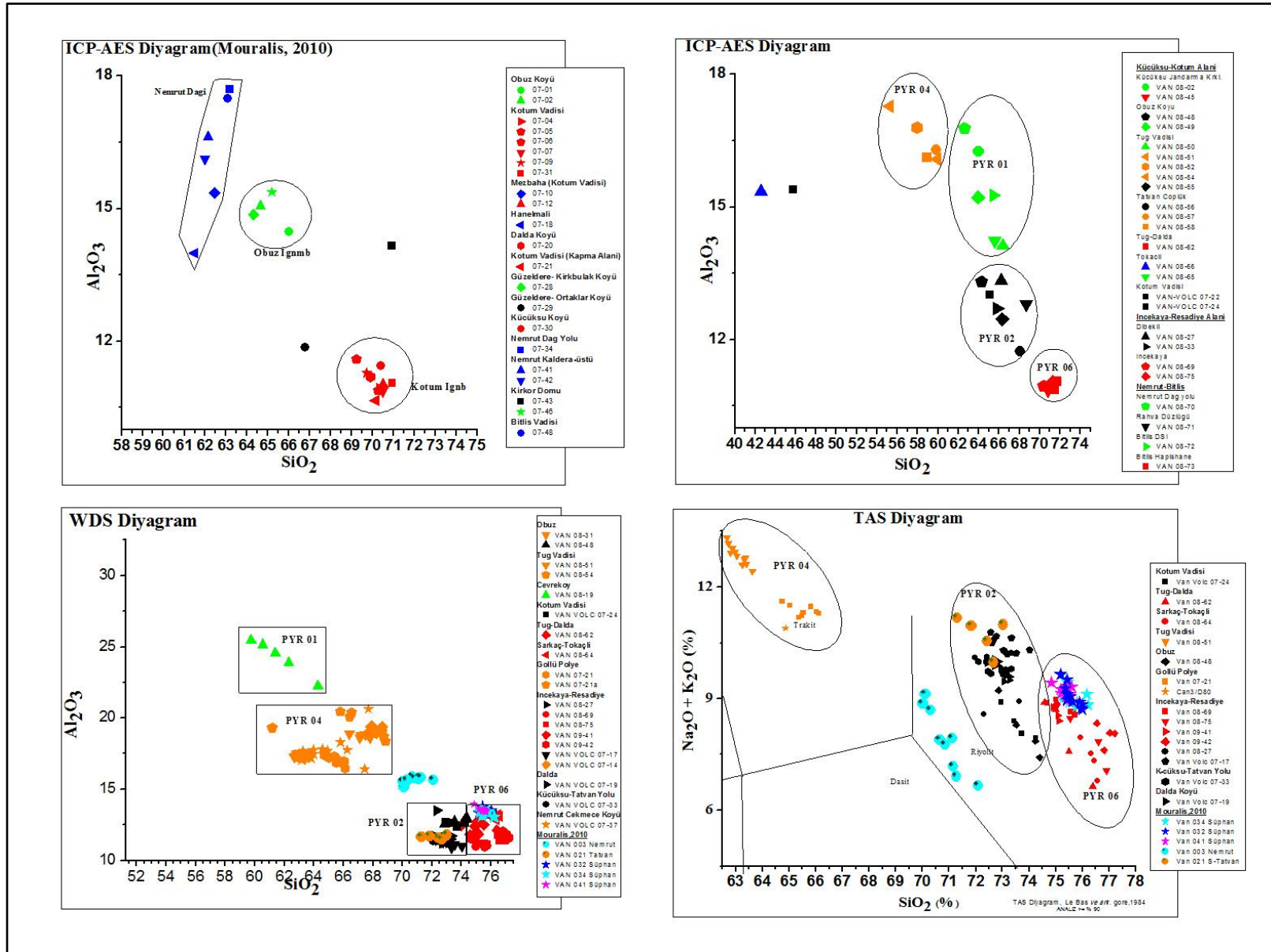
Çizilen WDS ve ICP-AES diyagramlarında anlaşılacağı üzere analizleri yapılan tüm örnekler TAS diyagramında olduğu gibi birbirleriyle grup oluşturacak şekilde bir araya gelmişlerdir. Bunlar stratigrafik konumlarına göre numaralandırılmış PYR-01, PYR-02, PYR-04 ve PYR-06 piroklastik gruplarıdır. Söz konusu piroklastiklerin kökenini belirlemek amacıyla Mouralis vd. (2010), çalışmasında kullandığı, Nemrut ve Sühan volkanlarından alınan ve jeokimyasal analizleri yapılan örnekler ile kendi örneklerimiz aynı diyagramlar içinde bir araya getirilmiştir (Şekil 70). Araştırma alanı içindeki piroklastiklerin kaynak noktalarına kadar takip etmek her zaman mümkün olmasa da diyagramlar incelendiğinde, PYR-01, 02 ve 04'ün Nemrut tarafından yayıldığı neredeyse kesindir.



Şekil 68: İnceleme alanından alınan tüm piroklastik örneklerinin WDS analiz sonuçlarına göre çizilmiş ikili diyagramları



Şekil 69: İnceleme alanından alınan tüm piroklastik örneklerinin ICP-AES analiz sonuçlarına göre çizilmiş ikili diyagramları



Şekil 70: İnceleme alanındaki piroklastik gruplarının farklı diyagramlar içindeki durumları (Diyagramlar Mouralis vd. (2010) analiz sonuçları ile karşılaştırma yapılarak çizilmiştir).

### **PYR01- Obuz İgnimbiriti**

Yapılan jeokimyasal analiz (cam mineralinin) sonuçlarına göre dört Obuz ignimbiriti örneği ile Bitlis vadisini dolduran ignimbirit (Van 08-72) ve Nemrut Volkan ayağından alınan Van 08-70 örneği birbirine çok yakın özelliktedirler. Bunlar siyah pomza, fiamlar, çeşitli litikler, yarı katı fasiyes, gibi özelliklerdir. Ayrıca Çubukçu (2008) tarafından Bitlis ignimbiriti olarak isimlendirilen piroklastik akışının petrografik özellikleri ile Mouralis vd.(2010) tarafından analizi yapılmış olan PYR-01(Obuz ignimbirit örneği) özellikleri benzerdir. Çubukçu'ya göre (2008) Bitlis ignimbiriti trakitiktir ve Nemrut Volkanı'nın kalderasının olduğu esnada yayılmıştır.

### **PYR02-Pomza -Kül Düşüşü**

Örneklerin jeokimyasal analiz sonuçları, PYR02 pomza kül düşüşünün Nemrut kaynaklı bir düşüş olduğunu göstermektedir. WDS ile yapılan ilk jeokimyasal analiz sonuçlarına göre içerdiği feldspatın jeokimyasal bileşimi Nemrut Volkanı'nın içinden alınan örnek ile özdeştir. Ayrıca TAS diyagramından da anlaşılacağı üzere Van 021 örneği ile aynı grup içinde yer almaktadır. Çöplük (Kotum deresi ağıs kısmından) kesitinden alınan örneğe ait sonuçlar Mouralis vd. (2010) tarafından yayınlanmış ve Ar-Ar yaşlandırma analizi S.Scaillet (LSCE) tarafından yapılmıştır. Van 021 örneği içindeki feldspat minerallerinin verdiği yaş  $117 \pm 5,2$  bindir. PYR 02 piroklastik grubu içindeki pomzaların ortak özelliği inceleme alanı içindeki vadilerin yamaçlarında ve genellikle İncekaya tüfü altında bulunmalarıdır. Bu grup tabakalar daha çok alterasyona uğramışlardır. Pomza tabakalarının altında ise kil boyutunda gri kül tabakası ile eski toprak tabakası bulunmaktadır.

### **PYR03-İncekaya Tüfü**

PYR03 volkanik materyali İncekaya tüf konisinin aktivitesi sonucu oluşmuştur. İncekaya tüfü gri-siyah renkli bir düşüştür ve tane boyu homometrik (aynı boyutta) özellikte olup su ortamında gelişmiş gibi düzenli ve yatay tabakalanmaya sahiptir. Küçüksu - Kotum vadisinden İncekaya tüf konisinin üst kesimlerine ve ayrıca doğuda Reşadiye alanına kadar izlenebilmektedir.

İncekaya tüfü tüm inceleme alanında görülmesi sebebiyle alan stratigrafisinin belirlenmesinde oldukça önemli rol oynamaktadır ve aynı zamanda Küçüksu vadisi

içinde İncekaya tufunun bulunduğu yükselti takip edildiğinde paleo vadinin boyuna profilini çizmek mümkündür (Şekil 73).

#### **PYR04-Gri Pomza düşüşü**

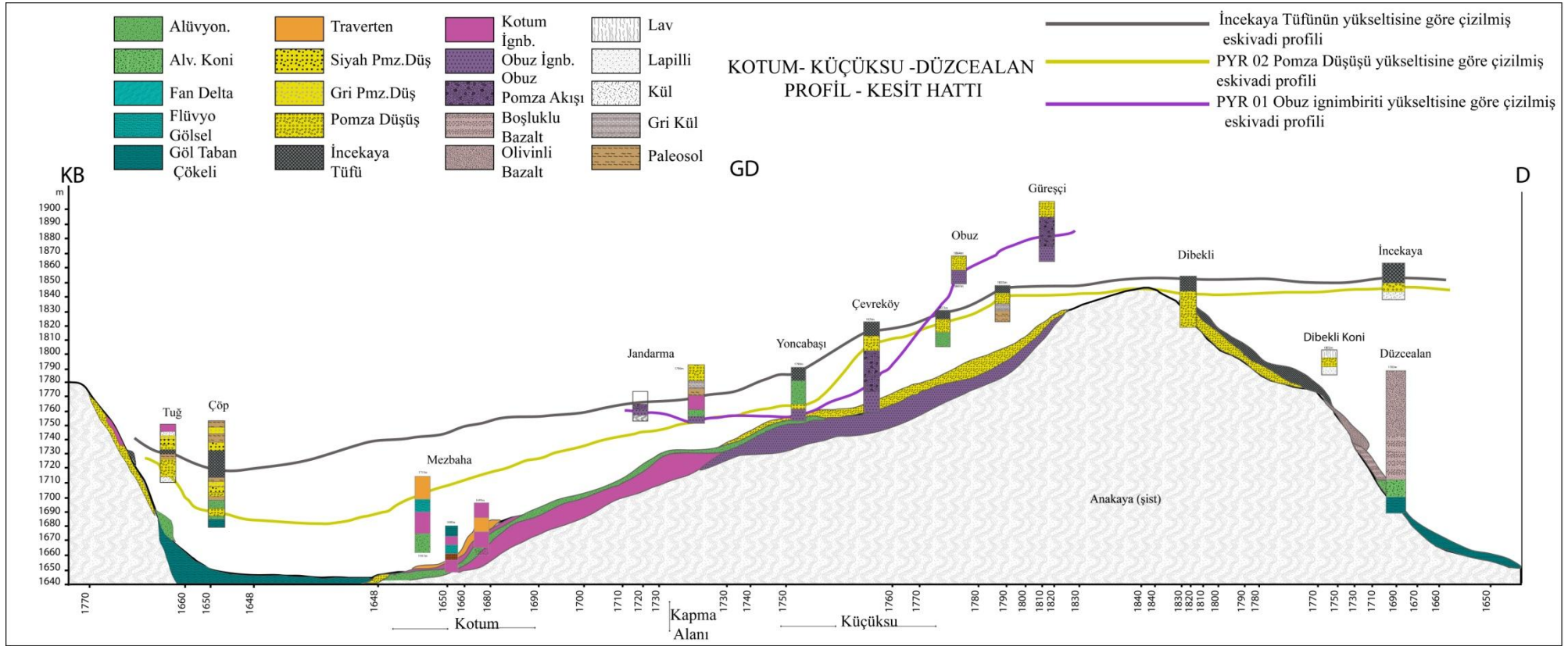
Bu grup içindeki pomzaların ortak özelliği tanelerinin küçük, renklerinin koyu ve içindeki litik oranlarının fazla olmasıdır. Özellikle inceleme alanının kuzeybatı kesiminde, Kotum vadisi içinde çoğunlukla bulunmaktadır. Ayrıca çizilen WDS ve TAS diyagramından da anlaşılacağı üzere Dibekli bazalt konisi üzerinde yayılmış pomzalar ile Göllü Polyesi yamaçlarından alınan pomzalar bu grup içindedirler ve mineral kimyaları trakitik özelliktedir.

#### **PYR05-Kotum İgnimbiriti**

Asli olarak Kotum vadisi içinde yüzeyleyen ve bu nedenle de “Kotum İgnimbiriti” olarak adlandırılan bu grup çok farklı fasiyes özellikleri sunmaktadır. Ortaklar Köyü önünde akışın en üst yüzeyi Van Gölü’nün bugünkü eşliğini oluşturmaktadır. PYR-05 yüzeyleyenin dağılımına bakıldığında ve bu tarz bir akış kabiliyetine sahip başka bir kaynağın olmayışı bu grubun kökeninin Nemrut Volkan aktivitesi ile ilişkili olduğunu düşündürmektedir. Yapılan jeokimyasal analizler sonucunda bu grup piroklastiklerinvolkanik cam minerallerinin  $SiO_2$  oranı % 69 ile 72 arasında değişmektedir. Mouralis vd. (2010) Nemrut dağı üzerinden aldıkları örneğin jeokimyasal analiz değerleri de aynı orandadır. Çubukçu (2008) ise çalışmasında biri “Bitlis” ve diğeri “Kantaşı” olarak isimlendirilen iki ignimbirit tespit etmiştir. Yazara göre bu iki piroklastik akış, bir Plinian pomza düşüşü aktivitesi ile birbirlerinden ayrılmışlardır. Bu düşüş bize göre PYR 04 düşüşüdür. Çubukçu’nun “Kantaşı” ignimbiriti ile tez çalışmamızda “Kotum” ignimbiriti olarak isimlendirilen piroklastik akış benzerlikler göstermektedir ancak yazar yayınında bizim kendi sonuçlarımızı karşılaştırabileceğimiz herhangi bir jeokimyasal analiz sonucu vermemiştir.

#### **PYR06-Kül ve Pomza Düşüşü**

Yapılan jeokimyasal analiz sonuçlarına göre bu grup piroklastik örnekleri ile Süphan Volkan Dağı civarından alınan (Mouralis vd.2010) örneklerin değerleri birbirine yakındır. İkili WDS ve TAS diyagramlarına göre inceleme alanımıza ait örnekler, Süphan Dağı örnekleri ile benzer jeokimyasal izlere sahiptirler.



Şekil 71: Kotum-Küçüksu-Düzcealan arasındaki vadi profili ve kesiti

PYR 06 volkanik materyali inceleme alanımızda buldukları her alanda farklı yapı ve fasiyes özelliklerine sahiptirler.

- Mezbağa alanında (neredeyse Nemrut Dağı etekleri) bulunan PYR 06 materyalinin fasiyesi küllüdür. Nemrut'a bu kadar yakın bir alandaki küllü volkanik deponun Süphan Volkanı'ndan gelmiş olma olasılığı çok düşüktür.

- Aynı zamanda Güreşçi ve Obuz civarında bulunan, kalınlığı 1-2 m olan pomza düşüşlerinin de Süphan Dağı kökenli olması muhtemel değildir.

Çünkü pomzaların boyutları ortalama 10-15 cm çapındadır. Bu büyüklükteki pomzalar ancak volkana yakın alanlarda çökebilirler.

### **5.1.2 Volkanizmanın Drenaj Ağı Üzerine Olan Jeomorfolojik Etkileri**

Akarsular ilksel eğime uygun olarak oluşurlar (Erinç, 2000). Ancak daha sonra vadilerin kuruluşu üzerinde yapı ve litoloji, zayıf direnç sahaları, yeni kabuk hareketleri v.b. gibi çeşitli etkenler rol oynar. İnceleme alanımız üzerindeki güncel drenaj ağı ve vadilerin gelişimini belirleyen en önemli etken volkanizmadır. Alanımızın jeomorfolojik evrimi de vadi şebekesini belirleyen volkanizmaya ve drenaj sisteminde meydana gelen değişikliklere paralel bir şekilde gelişmiştir.

Van Gölü'nün güneybatısında, Nemrut Volkanı'na ait faaliyetler özellikle akarsu şebekesi üzerinde etkili olarak eski vadilerin içini doldurmuştur. Piroklastikler tarafından örtülen paleotopografya üzerinde yapılan incelemeler çalışma alanındaki akarsu drenajının evriminin açıklanmasına yardımcı olmuştur.

Maxcon, 1936; Foley, 1938; Ardel, 1944; İzbrak, 1951; Erinç, 1953; Altınlı, 1964; Yalçınlar, 1973; gibi çalışmalarda Van Gölü'nün nasıl kapalı bir havza halini aldığı belirtilmiştir. Bu çalışmalara göre, Pliyosen sonunda bölgenin kıvrımlanmasına bağlı olarak bugünkü Muş havzası ile Van Gölü birarada ve birleşik havza niteliğinde iken Alt Pleistosen başında Nemrut volkanizmasının faaliyete geçmesi ile alanın morfolojik konumu kısa bir zaman aralığında değişmiştir. Bitlis Vadisi'ni dolduran ve Rahva Düzlüğü'nde set oluşturan volkanik akışlar iki havzayı birbirinden ayırmış ve bugünkü Van Gölü kapalı havzası oluşmuştur

Mouralis vd.(2010) ise, inceleme alanındaki akarsu drenajı ve vadilerin gelişimi ile volkanizma arasındaki ilişkiyi dönemlere ayırarak açıklamışlardır.

Buna göre; ilk dönemde, Van Gölü geniş bir vadi ile hem Bitlis Boğazı'na hem de Muş Ovası'na bağlanmaktaydı. Bu vadi, büyük bir olasılıkla Van Gölü'nü, kapanmadan önce, dış drenaja bağlamaktaydı. Diğer taraftan Küçüküsu/Güzeldere alanında şekillenmiş başka bir geniş vadi de, henüz İncekaya tüf konisine ait volkanik ürünlerin ortaya çıkmadığı ve bugün Düzcealan alüvyal alanı olarak bilinen alandan itibaren Van Gölü'ne bağlanmaktaydı. Her iki vadi de Fırat ve Dicle havzasına doğru uzanmaktaydılar.

İkinci dönem Nemrut Volkanı'nın kalderasını oluşturduğu bir faaliyet dönemidir. Kaldera oluşmaya başladığı sırada, hacmi yüksek ignimbirit akışları vadi içlerine kanalize olarak akmaya başlamışlardır. Analiz sonuçlarına göre Obuz ignimbiriti olduğu belirlenmiş piroklastik akış (Çubukçu, 2008'e göre Nemrut İgnimbiriti), Bitlis vadisini ve aynı zamanda Küçüküsu akarsu ağının bir kısmını hatta Güzeldere vadisi içini de doldurmuştur. Bu ignimbirit akışı gölün kapanmasına neden olmuştur.

Devam eden dönemde, Güzeldere/Küçüküsu ve devamındaki Kotum vadilerinde akarsu erozyon faaliyetleri başlamış ve piroklastikler aşındırılarak taşınmıştır. Bitlis Masifi kökenli ağır ve kaba taneli alüvyonlar da erozyonla taşınarak Küçüküsu vadisi taşkın tabanında depolanmıştır. Ayrıca, Kotum deresi ağzında bulunan eski alüvyal taraçalar da aynı dönemde Kotum vadisi içinde de yarılmının ve alüvyal dolgunun meydana geldiğini göstermektedir.

Bir sonraki dönem ise Nemrut Volkanı'na ait Plinian pomza düşüşünün (PYR 02) volkana komşu olan tüm Bitlis Masifi yamaçlarını kapladığı dönemdir. Bu pomza düşüşü, yapılan Ar-Ar yaşlandırma analizi ile ortalama 115 bin BP (Van 021) yaşını vermiştir (Mouralis vd. 2010).

PYR 02 pomza düşüşünün vadi içinde aşındırılmaya başladığı dönemin sonrasında İncekaya volkanı faaliyetine başlayarak, bazaltik lapilli ve kül-tüf ile birlikte diğer volkanik ürünleri yaymaya başlamıştır (PYR 03). Vadi tabanlarında daha önceden mevcut diğer volkanik malzeme ve alüvyonlar ile yamaçlardaki paleosollerin üstünü kaplamıştır. Küçüküsu vadisi ile Düzcealan Koyu arasındaki bağlantı tamamen kesilmiştir. Ancak bu dönemde Küçüküsu Deresi Güzeldere vadisine doğru akmaya devam etmektedir.

Aynı dönem içinde Nemrut Dağı küçük gri pomza düşüşlerini yaymaya

başlamıştır (PYR 05). İncekaya tüfü üzerinde yayılan düşüşün stratigrafik sürekliliği tüm Kotum vadisi içinde gözlenmiştir.

Kotum ignimbiritinin yayılımı ile bir diğer dönem başlamıştır. Eski Kotum vadisi tamamıyla piroklastik akış ile kaplanmış ve Küçüksu Köyü civarında Van Gölü'nün en alçak eşiğinin bulunduğu alanda (1736 m) birikip, Güzeldere vadisi içine doğru ise sadece birkaç yüz metre ilerleyerek aniden durmuştur. Sonrasında Kotum akarsuyunun aşındırma hızı artmış ve yatağını, aşınımı kolay piroklastik malzeme içinde, hızla geriye doğru kazarak Küçüksu Deresi'ni kapmıştır.

Böylece Van Gölü'nün bugün; Tatvan kuzeyindeki Rahva düzlüğü üzerindeki 1758 m (120 binden daha yaşlı) ve Küçüksu/Kotum vadisindeki 1736 m (115 bin) yükseltilerindeki eşikleri piroklastikler tarafından kaplanmıştır.

Bu açıklamalara göre, Nemrut Volkanı'nın kalderasını oluşturduğu faaliyet döneminde yayılan piroklastik akışlar, hem akarsu şebekesinin bozulmasına ve hem de Van Gölü'nün kapalı havza halini almasına neden olmuştur. Göl seviyesinde birbirini takip eden transgresyon ve regresyon dönemleri yaşanmaya başlamıştır. Kuzucuoğlu vd (2010) tarafından tespit edilen C1' transgresyonu ( $\geq 1755$  m) Obuz piroklastik akışı (>120 bin) sonrasında yaşanmıştır. C1'' transgresyonu ise (1732-1735m bugünkü göl eşiğine yakın yükselti) Kotum piroklastik akışı yayılımı ve diğer piroklastikler ile bağlantılıdır (115 bin ile 30 bin arasında). Arada yaşanan regresyon dönemlerinde ise (C1' ve C1'') akarsular, taban seviyesinin alçalmış olmasından faydalanıp güçlenerek hem gölsel ve hem de volkanik materyal ile doldurulmuş olan yataklarını hızlı bir şekilde aşındırmışlardır. C2' ve C2'' transgresyon dönemlerinde (30 ile 20 bin arası) göl seviyesi 1705 m yükseltisine kadar çıkmıştır. bu son iki transgresyon döneminde göl kıyısında akarsu- gölsel taraça yüzeyleri şekillenmiştir.

## **5.2. Pleistosen'deki Van Gölü Seviye Değişimleri**

Geçmişte Van Gölü seviyesinde meydana gelen değişimlerin inceleme alanı üzerindeki etkilerini açıklamadan önce tüm Van Gölü Havzası üzerine olan etkileri ve bu konu hakkında daha önceden yapılan çalışmaların sonuçları hakkında bilgiler aşağıda özetlenmiştir.

Van Gölü'nde yapılan bazı araştırmalar geçmişte önemli iklim değişimlerinin

olduğunu ortaya koymaktadır. Bu paleo-hidrolojik araştırmalar çeşitli karotların analizleri ile gerçekleştirilmiştir. Bu karotlar yardımıyla Son Buzul ve Holosen dönemindeki göl seviyesi, buharlaşma, sıcaklık, nem (Landmann vd. 1996; Lemcke ve Sturm, 1997) ve bitki (van Zeist ve Woldring, 1978; Wick vd. 2003) evrimi konusunda deliller bulunmuştur. Özellikle 1990 yılından sonra yapılan karot çalışmalarında son 14,5 bin yıl için devamlı ve değişken olmayan varv kayıtları bulunmuştur (Landman ve Reimer, 1996:806). Bazı örneklerin yaşlandırılması iklim değişimindeki süreç ve farklılıkların belirlenmesine yardımcı olmuştur. Bu çalışmaya göre; Van Gölü çevresinde bugünkü seviyesinin 70 m üstünde olan taraçalar Son Buzul Maksimumunda şekillenmişlerdir. Günümüzde ise ICDP projesi kapsamında yapılan göl dibi karot çalışmalarından (Litt vd. 2009) Üst Pleistosen'e ait veriler elde edilmiştir.

Oksijen izotopları ve Van Gölü karbonatlarının Mg/Ca oranı ile elde edilen veriler sayesinde gölde yaşanan bağıl nem ve göl seviye değişimlerinin bölgesel dalgalanmaları hakkında bilgi edinilmiştir (Landmann vd. 1996; Lemcke ve Sturm, 1997). Van Gölü'nde yapılan karotlardan elde edilen polen verileri ile Yakın Doğunun Son Buzul ve Holosen iklimi hakkında açıklamalar yapılmıştır (Wick, Lemcke, ve Sturm, 2003). Litt vd. (2008) ise yaptıkları karot çalışmalarının sonucunda Van Gölü çökelleri içindeki Son Buzul Çağına ait kanıtları içeren ilk bulgularını yayınlamışlardır.

Van Gölü dibi çökelleri üzerine yapılan çalışmaların yanında, 1980 yılı öncesinde yayınlanmış ve Van Gölü çevresindeki göl taraçaları üzerine yapılan çalışmalar da bulunmaktadır (Tablo 19). Erinç (1953:66), Van Gölü'nün hemen

Tablo 19: Van Gölü çevresinde farklı Araştırmacılar tarafından belirlenmiş taraça yükseltileri

Araştırmacılar	Bobek, (1938)	Ardel, (1944)	Erinç, (1953)	Schweizer, (1975)	Valeton, (1978)
	1721m	-	-	1725m	1730m
	-	1691m	1695m	1701m	1700m
<b>Taraça yükseltileri</b>	1671m	1676m	1675m	1676m	1680m
	1661m		1660m	-	1670m
	-	1658m	-	1658m	1660m
	-	1651m	-	-	1655m

hemen bütün çevresinde genellikle +10-15, +25-30 ve +45-50 metre yükseltilerde görülen Diluvial taraçaların ve depoların varlığından bahsetmiştir. Erinç'e göre bu hacim ve seviye değişimlerine rağmen göl sahasında meydana gelen azami genişleme, bugünkü durumunun ancak % 27'si kadar bir alandır. Schweizer (1975:49-56) çalışma alanımızda detaylı araştırmalarda bulunmuş ve özellikle farklı yükseltilerde akarsu ve göl taraçalarının varlığını göstermiştir. Schweizer, çalışmasında 4 aşım ve birikim taraçası belirlemiştir. Bunlar; o dönemdeki göl seviyesine bağlı olarak (1646 m), +12 m (1658), +30 m (1676 m), +55 m (1701 m) ve +80 m (1725 m ) taraçalarıdır. Bunlardan en belirgin olanları +12 ve +55 m taraçalarıdır. 30 ve 80 m yüksek taraçalar ise çok iyi gelişmemiştir. En yaşlı olan 80 m taraçası iki yerde lav ve tuf örtüleri altında kalmıştır. İklimi göl seviye değişiminde zorlayıcı faktör olarak gören Schweizer, en yüksek taraçayı (+80) Riss/Würm interglasiyaline, +55 ve +30 m taraçalarını sırasıyla Würm I ve II fazındaki soğuk dönem geçişlerine ve +12 m taraçasının ise Son Buzul çağına ait olduğunu öngörmüştür. Schweizer, Son Buzul döneminde oluşan +80m taraçasının oluşumuna neden olan seviye yükselmesini buzulların kısmen erimesine ve artan nem oranına bağlamıştır.

1978 yılında *Degens ve Kurtman* tarafından editörlüğü yapılan "*The Geology of Lake Van*" isimli yayında Valetton'un Van Gölü seviyesinin, Son Buzul devrinde, belirleyici bir biçimde yükseldiğini ve bu zamanda en yüksek birikim sekisinin 1720 m'de oluştuğunu belirtilmiştir. Çalışmaya göre Son Buzul devri ile Ilık Atlantik zamanı arasında göl seviyesi düşmüştür. Valetton, bu çalışmada C<sup>14</sup> yaşlandırma yöntemini kullanarak en yüksek birikim taraçası içinden ve 1670 m'den aldığı örneği yaşlandırmıştır. Analiz sonucu 24 bin yıl yaşını vermiştir ki bu sonuç taraçanın Üst Pleistosen de oluştuğunu kanıtlamıştır.

Van Gölü çevresindeki göl seviye değişimleri ve göl taraçaları üzerine yapılan en son detaylı araştırma, tez çalışmalarımızın da birlikte yürütüldüğü, Fransız ve Türk Araştırmacıları tarafından disiplinler arası olarak yapılan çalışmadır (ANOVAN: ECLIPSE II ve TUBİTAK Prj. No:105Y125). Proje çalışmaları kapsamında inceleme alanının kuzey sınırını oluşturan Van Gölü kıyısında ve vadi içlerinde bulunan farklı yükseltilerdeki gölsel ve flüvyal taraçalar üzerine araştırmalar yapılmıştır. Bu çalışmalar sonucunda alanın Pleistosen'de meydana gelen göl seviye değişimleri

sırasında oluşmuş gölssel, aşınım ve birikim taraça seviyeleri belirlenmiştir. Bu taraça seviyelerinin tüm Van Gölü Kapalı Havzası'nda belirlenmiş gölssel taraça seviyeleri ile korelasyonları kurulmuştur. Van Gölü havzasında tespit edilen taraçaların oluşumları sırasındaki göl seviyeleri ve hangi döngü içinde oluştukları Tablo 20 ve Şekil 73'te verilmiştir. Bu tablo yukarıda bahsedilen proje raporu ile Kuzucuoğlu ve diğ (2010) yayınladıkları makalenin yorumlanması sonucunda çizilmiştir.

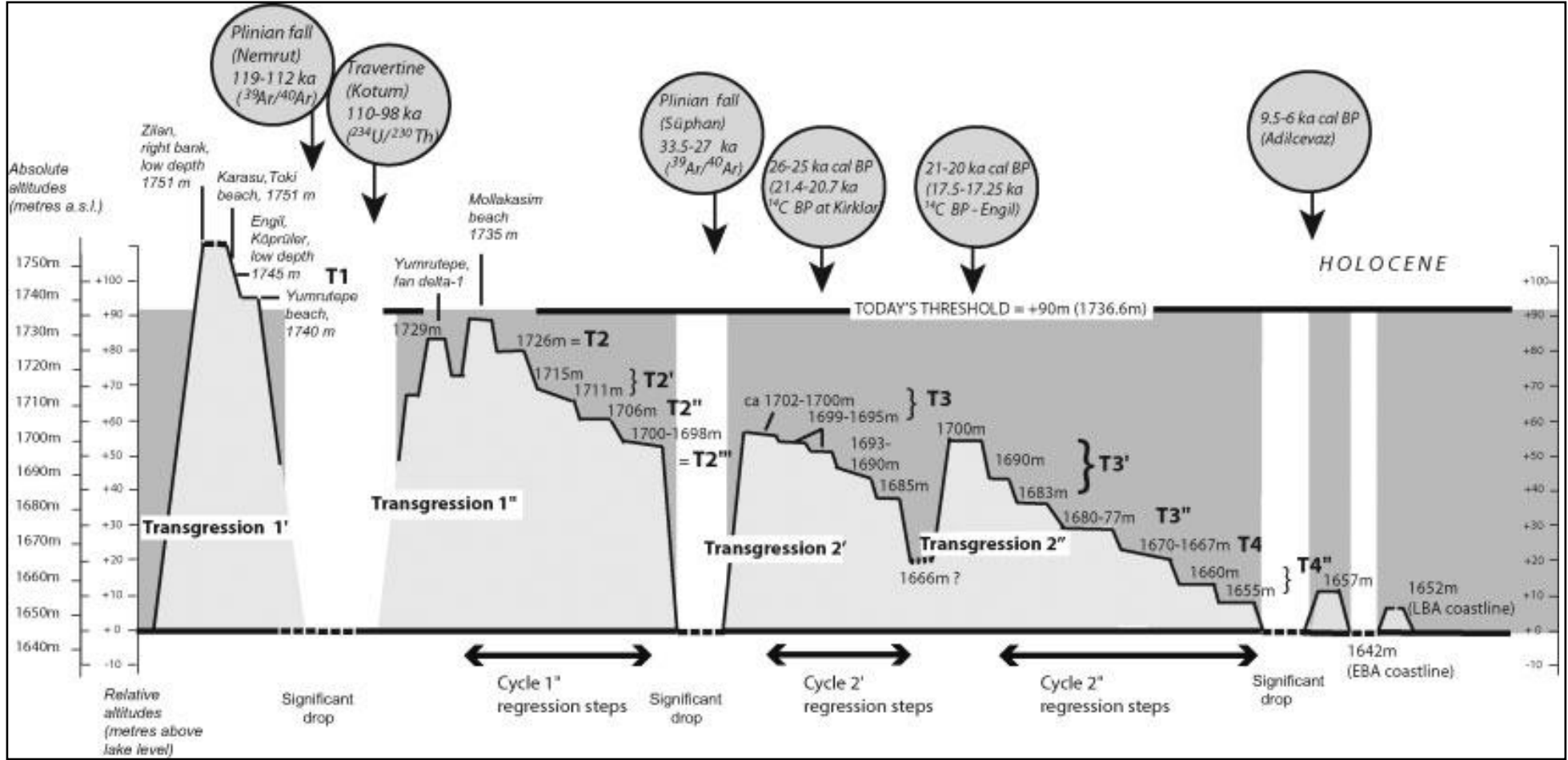
Tablo 20 ve Şekil 72'den de anlaşılacağı üzere Van Gölü çevresindeki vadilerde (Karasu, Engil, Zilan, Kotum, Bendimahi) göl kıyısında (KD kıyı) dört taraça grubu tespit edilmiştir (T1,T2,T3,T4). Bu dört taraça seviyeleri içinde regresyon dönemleri içinde oluşmuş ayrıca alt seviyeler bulunmaktadır (T2' gibi).

ANOVAN programı kapsamında sunulan yaşlandırma sonuçlarına göre en yüksek seviyedeki taraça (T1: yüzey yükseltisi güncel eşik yükseltisinden fazladır) ve T2'denT4' de kadar olan taraça seviyeleri Üst Pleistosen süresince (son buzul arası dönemden sonra), 115 bin Bp ile Son Buzul Maksimumu arasında şekillenmişlerdir.

Taraçaların oluşumları Van Gölü seviyesinde meydana gelen transgresyon ve regresyon döngüleri ile bağlantılıdır. İki önemli döngü belirlenmiş (C1 ve C2) ve yapılan yaşlandırma analizleri sonucunda 115 Bin BP ile Son Buzul Maksimumu (20 Bin BP) arasındaki dönemde gerçekleştikleri anlaşılmıştır. Aynı zamanda her topografik basamağın hangi tür seviye değişiminde oluştuğu incelenmiştir. Şöyle ki; 1) birikim taraçaları transgresyon döneminde oluşmuşlardır 2) eski akarsu ağzlarında bulunan fan deltaların gelişimi göl seviyesi düşmesine bağlıdır 3) aşınım taraçaları gölün regresyon süresince yaşadığı durağanlığa ve akarsu aşındırmasına ait kanıtlar sunmaktadır.

Tablo 20: Van Gölü çevresindeki taraça seviyeleri ve özellikleri (Kuzucuoğlu vd.. 2010'a göre)

Taraça	Taraça seviyeleri	Max.Göl seviyesi	Döngü	Yaşı (BP)	Özelliği
<b>T1</b>	1755-1745(+108-98m)	>1755m	C1' Transgresyon	>115 Bin?	Birikim taraçası
<b>T2</b>	1726-1724(+79-77m)	1735m	C1" Transgresyon max.	>100 Bin ve >35 Bin arası	Birikim taraçası
<b>T2'</b>	1715-1711(+68-64m)	1725m	C1" Regresyon başlangıcı		Aşınım taraçası
<b>T2''</b>	1708-1706(+61-59m)		C1" Regresyon		Aşınım taraçası
<b>T2'''</b>	1702-1700(+55-53m)		C1" Regresyon	> 30 Bin	Aşınım taraçası
<b>T3</b>	1696-1693(+49-46m)	1700-1705m	C2' Transgresyon max.	28-26 Bin	Birikim taraçası
<b>T3'</b>	1689-1686(+42-39m)	1702m	C2" Transgresyon max.	22-20 Bin	Birikim taraçası
<b>T3''</b>	1678-1676(+31-29m)	1681m	C2" Regresyon	19 Bin.	Aşınım(erozyon) taraçası
<b>T4'</b>	1670-1667(+23-20m)		C2" Regresyon	< 19 Bin .	Cok eski alüvyal taraça
<b>T4''</b>	1661-1659(+14-12m) 1656-1654(+8-6m)		C2" Regresyon	?	Cok eski alüvyal taraça



Şekil 72: Van Gölü seviye değişimleri eğrisi; taraçaların fasiyes ve stratigrafik özelliklerine göre çizilmiştir (Kuzucuoğlu vd., 2010'dan)

## **Van Gölü'nün güneybatısında, Reşadiye Tatvan arasındaki akarsu-gösel taraçalar**

Van Gölü'nün güneybatı kesimindeki göl seviye değişimlerinin anlaşılması amacıyla, göle yakın alanlarda ve özellikle vadi ağızlarında araştırmalar yapılmıştır. İncelemeler sırasında ova tabanlarında ve çevresinde gösel çökellerin izleri aranmıştır. Ancak söz konusu alanların tamamıyla güncel alüvyal dolgular ile kaplandığı anlaşılmıştır. Gölün eski seviyelerini gösteren taraça yüzeyleri ise antropojen etki nedeniyle deforme olmuştur. Bu nedenle incelemeler, göl çökellerinin daha iyi korunduğu vadi içlerine ve ağızlarında yoğunlaşmıştır.

Özellikle Kotum vadisi içinde iyi korunmuş gösel depoların olduğu tespit edilmiştir. Tezimizin önceki bölümlerinde, gösel çökeller ile alan üzerinde depolanmış diğer volkanik ve alüvyal, çökeller arasındaki stratigrafik ilişki detaylı olarak anlatılmıştır. Bundan sonraki paragraflarda ise belirlenen taraça seviyeleri ve hangi döngü içerisinde oluştukları hakkında açıklamalar yapılmıştır.

Kotum vadisi içinde, yapılan DGPS yükseklik ölçümlerine göre 1726/1724 m (+79/77 m) de en yüksek taraça seviyesi belirlenmiştir. Bu taraça seviyesi Van Gölü çevresindeki T2 taraça seviyeleri ile eşdeğerdir. C2'' transgresyon döngüsü içinde oluşmuş bir taraçadır. Bu taraça daha düşük yükseltideki 1721/1720 m (+74/73 m) basamaklarda da görülmektedir.

Kotum vadisinin ağız kısmında Çöplük alanı olarak bilinen kısımda (Şekil 63) T2' (1715-1711 m; +68-64 m) taraça seviyeleri belirlenmiştir. Bu taraça, göl seviyesinin 1715 m (+68 m) de bulunduğu süreçte gelişmiş bir taraçadır. Sığ göl depolarının üstünde birikmiş fan delta çökelleri taraça stratigrafisindeki ünitelerdir. Bu taraça bir aşınım taraçası özelliğindedir ve stratigrafik inceleme sırasında, daha yaşlı göl çökellerinin aşındırılıp yerine sığ su ortamı çökellerinin biriktiği anlaşılmıştır. Taraça C1''regresyon döngüsü sırasında şekillenmiştir. T2'' aşınım taraçası ise (1708-1706 m) Kotum, vadisi içinde, C1'' transgresyonu süresince oluşmuş killi taban setlerini aşındırarak oluşmuştur.

İnceleme alanı içinde T3 ile T3' taraçaları görülmezken T3'' taraçası Kotum

nehri ağız kısmında, 1678-1676 m (+31-29 m) seviyelerinde bulunmakta ve C2'' regresyonu sırasında oluşmuştur. Bu taraça Van Gölü seviyesinin 1677 m'de uzun süreli durağanlığına işaret eden gölsel depolar ile şekillenmiştir ve üstleri volkanik kül tabakaları ile kaplanmıştır PYR 06.

Van Gölü çevresinde T4 taraçası içinde gruplanan tüm taraçalar akarsu ağızları çevresinde bulunmaktadır. Bunlardan sadece bir kaç göl birikim çökelleri ile şekillenmiştir. Bununla birlikte taraçaların birçoğu gölün önemli bir seviye düşüşü sonrasında, şiddetli akarsu aşındırması tarafından oluşmuş erozyon basamaklarıdır. Kotum vadisinin aşağı kesiminde, akarsuyun sol yamacındaki +10 m yüksek T4'' taraçası (1656,7 m) kırmızı ve altere olmuş bir materyal içermektedir Ayrıca bu taraça, C1'' transgresyon serilerinin tabanını oluşturan traverten bloklarını da barındırmaktadır. Vadinin sağ yamacındaki kesitte C1'' serileri (Traverten formasyonları ile başlar), kil tabakalarının tektonik etkilerle kırıldığı yerde, aşınmış ve yerine kırmızımsı alüvyal çökeller yerleşmiştir. Bu kesitte, traverten ve alüvyal materyalin arasındaki kontaktın altında herhangi bir taraça formu görülmemekte ve alüvyal formasyonun üstü 1666,5 m'ye ulaşmaktadır. İki yamaçta da görülen alüvyal materyal, C1/C2 ortasındaki regresyonu süresince çökelmiştir.

### **Sonuç ve Değerlendirme**

Anlaşılabileceği üzere inceleme alanımız içinde, geçmişte Van Gölü'nde meydana gelen seviye değişimleri sırasında oluşmuş beş taraça seviyesi (T2, T2', T2'', T3'' ve T4'') bulunmaktadır.

### **T1 taraçası ve C1' transgresyonu**

Kuzucuoğlu vd. 'nin (2010) gölün doğu ve kuzeydoğu kesiminde tespit ettiği, en yüksek taraça olan T1 (1755-1745 m +108-98 m) taraça yüzeyi Zilan, Karasu ve Engil Nehri vadilerinde görülürken inceleme alanı içinde ise görülmemektedir. Ancak bu taraçanın yükseltisi Küçükusu - Kotum alanı içinde, kapma dirseğinin bulunduğu noktada tespit edilmiş bugünkü göl eşiği noktasının yükseltisinden fazladır (1736 m, Şekil53). Bugünkü göl eşiği, henüz tam olarak aşındırılmamış bir ignimbirit akıntısının (Kotum İgnimbiriti) doldurduğu alandadır ve herhangi bir gölsel depo bulunamamıştır (Mouralis vd.2010). T1 taraça seviyesi ile göl eşiği arasındaki

yükselti tutarsızlığını açıklamada iki olasılık vardır: İlki, Van Gölü çevresinde, 1755-1745 m yükseltisine sahip taraçalar tektonik yükselmeye uğramış olabilirler. Şöyle ki; Kuzucuoğlu vd. (2010) gölün doğusunda yaptıkları çalışmalarda (Beyüzümü) toplu halde yükselmeye uğrayan fay bloklarının 65 m yukarda olduklarını tespit etmişlerdir. Bir diğer düşünceye göre ise daha eski ve erozyona uğrayarak aşınmış olan  $\geq 1755$  m yüksekliğindeki göl eşiği, 1736 m yükseltisinden daha aşağı bir seviyeye kadar inmiştir. Bugünkü göl eşiği ise ignimbirit akıntısı ile (Kotum ignimbiriti) yeniden şekillenmiştir.

### **T2 grubu taraçaları ve C1'' transgresyonu**

Kotum vadisi içinde C1'' döngüsü süresince oluşmuş gösel birikim çökelleri (1726 (+79 m) ile ilişkide olan iki formasyon vardır. Bunlardan biri Çöplük alanındaki pomza depoları, diğeri ise Mezbaha alanında çökelmiş travertenlerdir. Daha önceki bölümde her iki tabakadan alınan örneklerin yaşlandırıldığı bilgisi verilmiştir. Traverten depoları fan delta çökelleri ile kaplanmıştır. Van 06-33 üst ve 06-33 alt numaralı traverten örneklerinin U/Th yaşları  $102,2 \pm 3,8$  ve  $102,2 \pm 8,1$  bin BP olarak saptanmıştır. Van-021 numaralı pomza örneğinin Ar-Ar yaşı ise  $117 \pm 5,2$  bin BP'dir (Mouralis vd. 2010). Bu yaşlara göre C1'' transgresyonun yaşı ortalama 100 bin BP'den gençtir.

### **T3 ve T4 grubu taraçaları ve C2' ve C2'' transgresyonları**

Kuzucuoğlu vd (2010) göre (Tablo 19), C2' transgresyonunun 35-30 bin BP (Örn no.Van 030, Ar-Ar yaşı  $31,4 \pm 6,6$  ka) arasında başladığını ve maksimum seviyesine (1705 m) ortalama 25 bin BP de ulaştığı anlaşılmaktadır. Kuzucuoğlu vd. (2010), C2' regresyonu ile C2'' transgresyonu arasındaki geçişin 20,5 bin BP de yaşandığını ve sonrasında üç basamak (T3'', T4' ve T4'') oluşturacak şekilde gölün geriye doğru çekildiğini yazmışlardır. Bu regresyon döngüsünün ise son buzul maksimumu döneminde yaşandığı görüşündedirler.

Son Buzul döneminde Van Gölü'nün güneyinde uzanan yüksek dağlık alanlardaki buzullaşma gölün regresyon döneminde meydana gelen su seviyesi gerilemesinde önemli bir etkiye sahiptir (Doğu vd. 2005). Şöyle ki; alanda yapılan gözlemlerde, güneyden gölü besleyen akarsu vadileri içinde oluşmuş buzulların

dillerinin son buzul döneminde göle çok yakın seviyelere kadar inmiş olduğu belirlenmiştir. Buzullaşma nedeniyle çevredeki akarsular tarafından beslenemeyen göl seviyesi ise gerilemeye başlamıştır.

Sonuç olarak Kuzucuoğlu vd. (2010), göre C1' transgresyonun yaşandığı dönemde (110 binden sonra ve 35 binden önce) Van Gölü'nün güneybatı kısmında meydana gelen volkanik aktivite göl seviyesini yükseltici muhtemel etkiye sahiptir. Aynı zamanda Doğu Akdeniz Bölgesi'nde yapılan çalışmaların sonuçları ile karşılaştırma yapıldığında göl seviyesinin 1735 m yükseltisine çıktığı dönemin kar erimelerinin fazla ve nemliliğin yüksek olduğu bir iklim dönemine denk geldiği anlaşılmıştır. Yine Doğu Akdeniz bölgesindeki paleoiklim kayıtlarına göre 26 bin ile 19 bin BP arasındaki dönem yüksek nemli bir iklim ile karakterize edilir. Bu nemli iklim dönemi Van Gölü çevresinde, C2 (C2' ve C2'') transgresyon ve regresyon döngülerinin yaşandığı dönem ile paralellik göstermektedir. Hem C1'' regresyon dönemi ve hem de C2'' regresyon dönemlerinde çok şiddetli akarsu erozyonu yaşanmıştır. Bu aşınım sürecinde daha önceden depolanmış gölsel, alüvyal ve volkanik tabakalar hızlı bir şekilde aşındırılmıştır.

### **5.2.1. Volkanizmanın Van Gölü Seviye Değişimleri Üzerine Etkisi**

Van Gölü Havzası'nda Pleistosen süresince oluşan C1' ve C1'' transgresyonundaki yüksek göl seviyeleri, göl suyu bütçesinin (yağış + akış buharlaşma) bugünkü durumundan iki misli ya da daha fazla olduğunu göstermektedir (bugünkü 1646 m göl seviyesinin su hacmi 640 km<sup>3</sup>). Bu hacim artışı, kurak Son Buzul dönemini gösteren diğer Doğu Akdeniz kayıtları ile karşılaştırıldığında uyum sağlamamaktadır. C1 transgresyonunun yükselim nedenleri iklimsel değildir. Bu bağlamda C1'de görülen her iki yükselimde muhtemelen volkanizma etkisi vardır (Kuzucuoğlu vd. 2010). Van Gölü'nün güneybatı kısmındaki göl ve volkanik tabakaların stratigrafisi, iki piroklastik akışın C1'' döngüsü ile ilişkili olduğunu göstermektedir (Mouralis vd.2010).

#### **Obuz İgnimbirit Akıntısı ve C1' transgresyonu**

Obuz ignimbiriti Küçüksu nehri kaynağı yakınında Güreşçi Köyü çevresinde

ulaştığı yükselti 1860 m'dir. Bu siyah renkli akışının jeokimyasal bileşimi ile ikinci piroklastik akış olan ve Tatvan kuzeyindeki Bitlis deresinin içini doldurarak Van Gölü'nün kapanmasına neden olan ignimbirit akıntısı ile aynıdır. Her iki akış aynı magmatik olay ile bağlantılıdır. Çubukçu'ya göre (2008), Bitlis vadisini dolduran ignimbirit akıntısı Nemrut Volkanı'nın kalderasını şekillendirdiği 90 bin ile 30 bin BP arasındaki dönemde meydana gelen faaliyetleri sırasında akmıştır.

Bu ignimbiritlerden Paleo-Bitlis Vadisi'ni doldurmuş olan Bitlis ignimbiriti (Çubukçu 2008) gölün batıdaki eşik noktası alanını (1785 m) kapatarak göl seviyesinin yükselmesine neden olmuştur. Obuz piroklastik akışı ise Tokaçlı ve Küçüksü vadilerini doldurarak Küçüksü vadisi içinde 1870 m yükseltisine kadar çıkmıştır. Bu yükselti bugün Küçüksü nehrinin kaynak alanıdır (Güreşçi Köyü). Daha sonra batıya doğru akarak Küçüksü nehri yan kollarını işgal etmiştir. Akışın durduğu noktanın yükseltisi 1793 m'dir.

Obuz ignimbiriti, yumuşak fasiyesli olması nedeniyle, Tokaçlı ve Küçüksü vadileri içinde, akarsuların yeniden başlayan faaliyetleri ile kolayca ve hızlı bir şekilde aşındırılmıştır. Sadece vadilerin yamaçlarında yamalar halinde kalmıştır. Bugünkü Küçüksü nehri taşkın tabanın yükseltisi Bitlis ignimbirit akışının yüzey yükseltisinden de (1785) aşağıda 1730 m'dedir.

### **Kotum İgnimbirit Akıntısı ve C1" transgresyonu**

Bu piroklastik akış Küçüksü akarsuyunu adeta izole edip Güzeldere vadisine doğru akmasına ve Dicle havzasına katılmasına engel olmuştur. Eski Kotum vadisini dolduran, gri renkli ve bugün Kotum nehri tarafından derince yarılmış Kotum ignimbiriti akışının, Küçüksü vadisine ulaştıktan birkaç yüz metre sonra durduğu ve Güzeldere vadisi içine doğru akamadığı birinci bölümdeki açıklamalardan bilinmektedir.. Kotum ignimbiritinin vadi içindeki temel morfolojisi incelendiğinde, ignimbirit akıntısından önce Kotum vadisinin gölün eski bir ayağı olduğu ve Küçüksü akarsuyunu henüz kapmamış olduğu anlaşılmıştır. İgnimbirit akıntısı vadi içini doldurarak 1736 m'deki bugünkü göl eşiğini oluşturmuştur. Bir baraj gibi Küçüksü akarsuyu önünde biriken ignimbirit akıntısı, yatağını geriye ve derine doğru kazan Kotum deresi tarafından hızla aşındırılmaya başlamıştır. Aşınan ignimbirit barajı gerisinde biriken Küçüksü deresi suları ise bir süre sonra buldukları en uygun

alandan taşarak Kotum deresine bağlanmış ve dolayısıyla Küçükusu deresi Kotum deresi tarafından kapılmıştır.

### **Sonuç ve Değerlendirme**

Sonuç olarak; a) Paleo-Van Gölü, ilk yüksek çaplı C1' göl seviye yükselimidenden önce açık havza özelliğine sahipti. b) Sert fasiyesli Bitlis ignimbiriti bu dışa akışın önünü kapatarak 1785 m'de bir eşik meydana getirmiştir. Aynı zamanda yumuşak fasiyesli Obuz ignimbiriti, Tatvan batısındaki Tokaçlı ve Küçükusu vadilerini 1860 m yükseltisine kadar doldurmuştur. c) Bitlis ignimbiriti ile şekillenmiş baraj ise Van Gölü'nün seviyesinin yükselimini etkilemiş ve C1' Transgresyonuna sebep olmuştur. d) Obuz ignimbiritinin vadi içlerinde hızlı aşınımı ise C1' ve C1'' döngüleri arasındaki regresyon zamanında meydana gelmiştir. e) uzun bir zaman sonra, Kotum vadisi içinde Kotum ignimbiriti yayılmış ve 1736 m'de yeni bir eşik meydana getirmiştir (Ortaklar Köyü önü) bu ignimbirit akışı C1'' transgresyonunu tetiklemiştir ve göl seviyesi nerdeyse yeni oluşan göl eşiği seviyesine kadar yükselmiştir. Eğer bu hipotezimiz doğruysa, bu durumda piroklastik akışının yayılımından önce < 1676 m yükseltisinde başka bir eşik aktif durumdaydı. (Kotum ignimbirit akışı Küçükusu Köyü içinde 60m kalınlığa sahiptir). f) Sonrasında meydana gelen hızlı regresyon döngüsünde ise Kotum nehri geriye doğru aşınımını hızlandırmış ve Küçükusu Köyü 'nün bulunduğu yükseltiye kadar ignimbirit barajını aşındırarak Küçükusu deresini kendine bağlamıştır.

### **5.3. Tektonizma**

İnceleme alanının jeomorfolojik gelişimde göl seviye değişimlerinin ve volkanizmanın etkileri incelendiğinde, aslında birbirlerine paralel sonuçlara sahip oldukları anlaşılmaktadır. Özellikle göl seviye değişimleri üzerine geçmişteki iklim şartlarının etkisi kadar volkanizma faaliyetleri de etkili olmuştur. Bu bölümde ise tektonizmanın özellikle neotektonik dönemdeki faaliyetlerin inceleme alanı üzerindeki etkisi anlatılacaktır.

Önceden yapılmış çalışmalar değerlendirildiğinde, Doğu Anadolu'da neotektonik dönemin Orta Miyosen'de sıkışma tektoniği ile başladığı görüşünün

yaygın olduğu anlaşılmıştır (Güner, 1984; Şengör ve Yılmaz, 1981). Neotektonik dönem başlangıcında Doğu Anadolu'nun peneplen ya da peneplene yakın bir paleocoğrafyası olduğu belirtilmiştir (Erinç 1953:10). Bu dönemde gelişen yapısal şekiller peneplen şeklindeki yüzey şekillerini değiştirmiş kabaca doğu-batı doğrultulu ve antiklinallere karşılık gelen sırtlar ile senklinallere karşılık gelen havzalar gelişmiştir. Daha sonrasında meydana gelen faylanmalar, çatlaklar ve volkanizma faaliyetleri bölgenin morfolojisini daha da karmaşık bir görünüme bürümüştür. İzbırak (1951) ve Erinç (1953) bölgedeki dağlık arazilerin, özellikle Bitlis Dağları'nın, Pliyosen ve Pleistosen'de epirojenik hareketlerle yükselerek bugünkü seviyelerine ulaştıklarını ifade etmektedirler. Ardos (1973:182), Türkiye'nin bugünkü rölyefi üzerinde Alpin Orojenik hareketlerden çok, epirojenik hareketlerin rol oynadığını ve bölgedeki genç volkanizmanın, bu tip hareketlerin sebep olduğu kırık hatlarına bağlı olarak ortaya çıktığını belirtmiştir. Ardos, gerek tekrar oynayan gerekse yeni oluşmuş faylar boyunca çıkıp, alana yayılan lavların ve diğer piroklastik maddelerin, Doğu Anadolu'da olduğu gibi bazı akarsu yataklarını tıkamak suretiyle göllenmelere ve yatak değişikliklerine yol açtığını belirtmiştir. Tüm bu açıklamalardan da anlaşılacağı üzere Doğu Anadolu'da, Orta Miosen sonrasında meydana gelen neotektonik faaliyetler kıvrımlanmalara neden olduğu gibi, daha da önemlisi volkanizma faaliyetlerinde de tetikleyici rol oynamıştır.

Genç (1984:18), inceleme alanının (Küçüksu - Reşadiye arası alan) kıvrımlı ve faylı yapısını inceleyerek, alanın birden fazla deformasyon evresinden etkilendiğini belirtmiştir. Bu durumu, alanda değişik yönlere dalımlı kıvrım ve eksenler ile değişik konumlu fayların varlığı ile açıklamıştır. Şöyle ki; inceleme alanında KB, KD, GB, ve GD gibi dört farklı yönde kıvrımların varlığı büyük bir olasılıkla farklı deformasyon evrelerinin yaşandığını göstermektedir. Ayrıca Genç (1984), alandaki göl tortulları içinde, sadece güneydoğuya dalımlı kıvrımların varlığı göz önüne alındığında metamorfiklerdeki kıvrımların güneydoğuya dalımlı kıvrımlardan daha eski olabileceği olasılığından bahsetmektedir. Araştırmacı Küçüksu - Reşadiye alanındaki fayların KB-GD ve KD-GB olmak üzere iki ana doğrultuda uzandığını ve alandaki faylanmanın kıvrımlanmadan daha genç olduğunu yazmıştır. Tez çalışmalarımız sırasında Genç'in bu görüşlerini destekleyecek ya da görüşlerine antitez olacak

herhangi bir araştırma ya da gözlem yapılmamıştır. Ancak bazı göl tortulları içinde faylanmaların olduğu tespit edilmiştir.

Degens vd. (1978:147), Van Gölü'nün güney kısmını ve yakın kıyılarını kesen doğu-batı uzanımlı bir bindirme fayından bahsetmektedirler. Gölün güney kıyılarının dar ve dik olmasını ise bu büyük, doğu batı uzantılı fayın göl altındaki kısmı olduğuna kanıt olarak gösterilebileceği belirtilmiştir. Çalışmalarımız sırasında bu görüşü destekleyecek gözlemlerimiz olmuştur. İnceleme alanımızın doğu sınırından başlayarak batıya doğru uzanan traverten oluşumları dikkat çekicidir. Ayrıca İncekaya volkanik alanı ile Göllü Polyesi etrafında tiltlenmiş ve yüksek seviyedeki gölsel tabakaların varlığı söz konusu bindirme fayının meydana getirdiği yükselmeyi kanıtlar niteliktedir. Van gölünde yapılan sismik yansıma çalışmalarında (Wong ve Finch 1978:27) Tatvan havzasının hem güneyden hem de kuzeyden bindirme fayları ile sınırlı olduğu ve bu faylar çevresinde kıvrımlı yapıların olduğu anlaşılmıştır.

Daha önceki bölümde Van Gölü'nün en yüksek 1755 m seviyesi ile bugünkü eşik noktalarının yükseltisi arasındaki karmaşık durumun nedenlerinden biri olarak tektonizma gösterilmiştir. Barka ve Şaroğlu (1995:80), Van Gölü güneyinde yeralan Botan nehrinin kollarından Komus Deresi'nin (Göllü Polyesi içinde akan Çay Deresi) Van Gölü'ne 2-3 km kadar yaklaştığını belirtmişlerdir. Ayrıca Göllü Polyesi'nin kuzey yamacındaki boyun noktasının ortalama 1800 m'de olması durumuna dikkat çekmişlerdir. Söz konusu olan Göllü Polyesi havzası üzerinde yaptığımız çalışmalar sırasında belirlenmiş kuzeydeki eşik noktasıdır (1740 m, Şekil 44). Araştırmacılar Valeton'un (1978) belirlemiş olduğu 1720 m taraçasının yükseltisini baz alarak, alanın taraça seviyesinden yaklaşık 80 m yüksekte olduğunu yazmışlardır. Ancak gölün içinde varlığı düşünülen bindirme fayının meydana getireceği yükselme göz önüne alındığında aradaki 80 m'lik farkın bu taraçanın oluşmasından sonra meydana geldiğinin düşünülebileceğini belirtmişlerdir. Başka bir deyişle Van Gölü su seviyesinin 1720 m üzerine çıktığı dönemde, Van Gölü sularının Botan nehri kollarına katılarak açık havza haline gelmiş olabileceği görüşündedirler. Araştırmacılara göre, bu gün bu alan tektonik yükselme nedeni ile 1800 m kotuna çıkmış bulunmaktadır. Ancak tezimizin birinci bölümünde Göllü

Polyesi içinde karot çalışmalarının yapıldığı ve elde edilen sonuçlardan, Van Gölü çökellerine ait herhangi bir kanıt bulunamadığı belirtilmiştir. Bu nedenle Barka ve Şaroğlu'nun (1995), Van Gölü'nün bu alanı kullanarak açık havza haline almış olabileceği görüşüne katılmamaktayız. Ancak Göllü Polyesi'nin söz konusu bindirme fayının etkisi ile yükselmiş olabileceği görüşü muhtemeldir.

Sonuç olarak inceleme alanımız üzerinde meydana gelen neotektonik hareketler özellikle volkanik faaliyetlerin başlamasına neden olmuştur. Epirojenik hareketler neticesinde kıvrımlar ve kırıklar meydana gelmiştir. Akarsu şebekesi yeni oluşan kıvrımlara uygun olarak gelişmiş ise de sonrasında meydana gelen volkanik faaliyetler ile bozulmuştur. Tektonizmanın Van Gölü seviye değişimleri üzerine olan etkisi ise henüz netlik kazanmamıştır.

## 6. JEOMORFOLOJİK OLUŞUM VE GELİŞİM

Bundan önceki bölümlerde araştırma alanımızın jeolojik ve jeomorfolojik özellikleri ayrıntılı bir biçimde analitik esaslara göre incelenmiş, ayrıca morfolojik birimleri şekillendiren etken ve süreçler açıklanmıştır.

İnceleme alanımızın genel görünüşü ile ilgili bilgilerin verilmesinden sonra bu bölümde ise, Van Gölü'nün güneybatı kesiminin jeomorfolojik oluşumu ve gelişimi ile bugünkü morfolojik görünümünü meydana getiren olayların zaman içindeki dağılımı kronolojik olarak verilecektir. Bu amaçla öncelikle inceleme alanımızın bugüne gelinceye kadar geçirdiği Paleocoğrafya safhalarını gözden geçirmek yerinde olacaktır.

### 6.1. Paleocoğrafya

İnceleme alanının en yaşlı formasyonları Bitlis Masifi metamorfikleridir. Alp Himalaya dağ zinciri üzerinde bulunan ve Doğu Toroslar'ın bir bölümünü oluşturan Bitlis Masifi, Arap-Afrika levhası ile Anadolu levhasının olası kenet kesiminde yer alır ve Tetis'in evriminde önemli bir düğüm/çözüm noktasını oluşturur (Şengör ve Yılmaz, 1981). Masif üzerinde kuvarsit, şist ve mermer gibi kayaçlar en yaygın olanlarıdır ve Paleozoik zamanda oluşmuş, kıvrılmış ve metamorfizmaya uğramışlardır. Bu metamorfizmanın sonucu olarak bölgede KB yönüne dalımlı kıvrımlar oluşmuştur. Daha sonra Alp orojenezi sırasında oluşan metamorfizma Paleozoik kayaçlarını da etkilemiş ve bu durum bölgede belirgin bir gerileyici metamorfizmaya ve alterasyona neden olmuştur (Yılmaz,1975; Boray, 1975; Genç,1985; Şaroğlu ve Güner,1981; Çağlayan ve Şengün, 2002). İnceleme alanındaki metamorfikler Araştırmacılar tarafından Üst Birlik olarak tanımlanmış ve kayaçların yaşlarının Orta-Üst Devoniyen'den Üst Triyas'a değişebileceği belirtilmiştir. (Genç, 1984; Şengün, 1984). Genç, (1984:18) Küçüksu-Reşadiye yöresi metamorfiklerinin Permiyen (?) yaşlı olabileceğini varsaymıştır. Üst Kretase'den Eosen'e kadar olan dönemde şiddetli aşınım evreleri neticesinde yüksek yerler aşınmış alçak yerler çökel ile doldurulmuştur

Atalay (1983:65), Mesozoik boyunca Bitlis Dağları'nın, o zamanki Mesozoik denizlerin seviyelerine yakın bir seviyeye kadar aşınmış olduğunu belirtmiştir.

Erinç'e (1953:10) göre Doğu Anadolu Bölgesi, Oligosen sonlarında penneplen özelliği göstermektedir. Erinç, Bitlis Masifi üzerine olan gözlemlerinde Pliosen sonlarında alanın bir penneplen haline geldiğini bugünkü görünümün ise bu Postmiosen penneplenin yükselmesi ve derin vadiler ile yarılması sonucunda meydana geldiğini belirtmiştir. Bu epirojenik yükselme Muş-Van Gölü havzalarının güneyinden geçen bir fay veya faylar sisteminin de oluşmasına neden olmuştur. Erinç (1953) Oswald ve Arni'nin çalışmalarından alıntı yaparak Nemrut Volkanı'nın Diluvium esnasında çıkardığı bazı lâvların, yükselme sonucunda eski kütle içine derin bir şekilde gömülen bazı vadilere kanalize olduğunu ve güneye doğru akmış olduğunu anlatır. Bu görünümü dikkate alan Erinç, epirojenik yükselme ve eğimlenme hareketinin, Pliyosenden sonra ve fakat Diluvium sona ermeden önce meydana gelmiş olması gerektiği sonucuna varmıştır. Ayrıca yükselme ile canlanan aşınım neticesinde vadilerin derine doğru şiddetle gömülmeleri, alanın bugünkü görünümü almasına ve yer yer 2000 metreyi aşan rölyef enerjisine sahip olmasına neden olmuştur. Burada eski düzlüklerin çoğu yerde ortadan kalkmasıyla tam anlamıyla dağlık bir manzara meydana gelmiştir.

Orta Miyosen'de başlayan neotektonik hareketler (Güner, 1984; Şengör ve Yılmaz, 1981), Bitlis Dağları'nı şiddetli deformasyona uğratmıştır. Etkin tektonik ve volkanizma, alanın yapısal ve jeomorfolojik gelişimini değiştirmiştir (Şaroğlu ve Güner, 1981, s:40). Bitlis Masifi dağları üzerinde yükselmeler, kıvrımlar, bindirmeler, doğrultu atımlı faylar ve açılma çatlakları gelişmiştir. Değişen eğim şartlarına bağlı olarak akarsu şebekesi yeniden kurulmuş ve yapıya uygun olarak gelişmişlerdir. Akarsular penneplen yüzeylerini aşındırmaya başlamış ve kazdıkları vadi içlerinde taraçalarını oluşturmuşlardır.

Bu dönemde volkanizma topografyanın şekillenmesinde tektonik kadar etkin rol oynamıştır. İnceleme alanımızın jeomorfolojik gelişiminde ve günümüzdeki morfolojik görünümünü almasında Kuvaterner volkanizmasının payı büyüktür.

Pleyistosen ve Holosende meydana gelen iklim değişimleri ise kapalı havza halini alan Van Gölü su seviyesi üzerinde etkili olmuş ve havza etrafında farklı yükseltilerde gölsel taraçalar meydana gelmiştir (Ardel, 1944; Erinç, 1953; Schweizer, 1975; Valetton, 1978; Landman ve Reimer, 1996; Christol vd. 2010;

Kuzucuoğlu vd. 2010).

Neotektonik hareketler ile yeniden kurulan ve aşındırma faaliyetlerini arttıran akarsu şebekesi Kuvaterner volkanizmasından olumsuz etkilenmiştir. İgnimbirit ve lav akıntıları uygun buldukları vadi içlerine dolarak akarsuların dengesini bozmuşlardır (PYR 01-PYR 05). Akarsular dengelerini buluncaya kadar söz konusu volkanik malzemeler içinde yataklarını kazmaya devam etmişlerdir. Volkanik faaliyetlerin aralıklı devam etmesiyle vadi içlerine doğru lav akıntıları gerçekleşmiştir (İncekaya –Dibekli alanında olduğu gibi). Aynı zamanda pomza düşüşleri nedeniyle de vadi tabanları pomza ile kaplanmıştır (PYR 02-PYR 03).

Pleistosen süresince Van Gölü seviyesindeki oynamalara bağlı olarak akarsuların taban seviyelerinde değişmeler meydana gelmiş ve göl gerilediği zaman göle dökülen akarsular güçlenmiştir ve dolayylageriye aşınım hızları da artmıştır. Bunun sonucunda bir akarsu kapma olayı yaşanmıştır. Vadi içlerinde ve ağız kısımlarında ignimbirit ve lav içerikli akarsu taraçaları ile gölsel taraçalar oluşmuştur (Mouralis vd.2010; Kuzuoğlu vd. 2010).

Sonuç olarak, Üst Miyosen'den Pleistosen sonuna kadar devam eden neotektonik hareketler, tektonik gençleşmeye neden olmuştur. Bitlis Masifi'nin orta bölümünün doğu kesimi üzerinde yer alan inceleme alanı üzerinde yeni aşındırma ve biriktirme dönemleri başlamıştır Alanda meydana gelen volkanik faaliyetler aşındırma ve biriktirme etkinliğini kesintiye uğratmıştır. Nemrut Volkanı'na ait materyal adeta tüm alanı kaplamıştır. Pleistosen'deki iklim değişimlerinden etkilenerek Van Gölü kapalı havzasında su seviye değişimleri meydana gelmiş ve artan nemlilik şartlarına bağlı olarak flüvyal aşındırma gücü artmıştır. Günümüzde ise flüvyal ve gölsel aşındırma ve biriktirme faaliyetleri etkisi altında şekillenmeye devam etmektedir.

## **6.2. Kronoloji**

Yukarıdaki açıklamalardan anlaşılacağı üzere, inceleme alanımızın jeomorfolojik gelişiminde tektonik faaliyetlerin yanında volkanik, flüvyal, gölsel ve

karstik süreçler birlikte rol oynamıştır. Bu bölümde söz konusu süreçler ve inceleme alanı üzerindeki etkileri kronolojik olarak anlatılmaya çalışılacaktır.

İnceleme alanımız, Neotektonik dönem ile birlikte yükselerek şiddetli aşındırma ve biriktirme faaliyetlerinin etkisi altına girmiştir. Yapıya uygun olarak kurulan akarsular kuvarsit, şist, kireçtaşı ve mermerlerden oluşan Paleozoik-Mezozoik yaşlı anakayayı aşındırmaya başlamışlardır.

### **1. Dönem; Ana volkanik faaliyetler (Orta Pleistosen)**

- a) İnceleme alanımızın en büyük akarsuyu olan Küçüksu akarsuyunun oluşturduğu ve Obuz Köyü ve Yoncabaşı köyü önünde bulunan akarsu taraçalarının alt tabakalarının bu dönemde oluştuğu düşünülmektedir. Şöyle ki; söz konusu taraça içindeki petrografi incelendiğinde tabakalanmanın sadece metamorfiklerden oluştuğu anlaşılmıştır.
- b) Kotum vadisi içinde gölsel tabakalar ile (C1' transgresyon dönemi oluşmuş) travertenler (ort 110 bin yaşlı) altında fosilize olmuş aluvyonlarda yine bu periyotta oluşmuştur.

### **2. Dönem; Nemrut Kalderasının oluşumu, Obuz ignimbiritinin yayılımı ve C1' transgresyonu**

Jeomorfolojik gelişim bakımından ayırt edilebilecek ilk dönem olan bu dönem, tektonik hareketlerin tetiklediği Nemrut volkanizması faaliyeti ile başlamıştır. Özellikle Nemrut Volkanı'nın kalderasını şekillendirdiği dönemde meydana gelen faaliyetler (Çubukçu 2008'e göre 90 bin ile 30 bin BP), alan morfolojisinin gelişiminde büyük rol oynamaktadır. Volkandan çıkan lavlar ve ignimbiritler vadi içlerine doğru ilerlemiş ve topografya genellikle piroklastik malzemeler ile örtülmüştür. Obuz ignimbirit akıntısı da bu dönemde yayılmış bir piroklastik akıştır. Bu akışın Çubukçu'nun Bitlis ignimbiriti olarak adlandırdığı akış ile aynı dönemde gerçekleştiği anlaşılmıştır. Bitlis ignimbiriti, Bitlis vadisi ile Van Gölü arasında set oluşturup Van Gölü'nün kapalı havza haline gelmesine sebep olmuştur. Obuz ignimbiriti ise inceleme alanımız içinde, Tokaçlı ve Küçüksu vadilerini kullanarak yayılmıştır. Bu alanlardaki akarsu drenaj ağının bozulmasına neden olmuştur. Obuz ignimbirit akışı, vadi içlerinde doğudan batıya doğru hareket etmiş ve Güzeldere

vadisi içine kadar akışını devam ettirmiştir. Bu dönemde Van Gölü'nün su seviyesinde önemli yükselmeler ve C1' transgresyon evresi yaşanmıştır. Aynı dönemde tektonik etkinlik devam etmektedir ve havza genelinde yükselmelere neden olmaktadır. Van Gölü'nün güney kısmını ve yakın kıyılarını kesen doğu-batı uzanımlı bir bindirme fayının (Degens vd.1978) faaliyeti ile inceleme alanımızın kıyı kesiminde yükselmeler meydana gelmiştir. Söz konusu tektonik yükselmeler, Van Gölü'nün dışı akış kazanabileceği eşik alanlarının da yükselmesine neden olmuştur. Ayrıca akarsu drenaj ağı bozularak kararsız akarsu akışları ve asılı vadiler meydana gelmiştir. Reşadiye alanının doğusunda Derin Dere asılı vadisinin bu dönemde meydana geldiği anlaşılmıştır. Göllü Polyesi etrafındaki drenaj sistemi bu dönemde bozularak topografyadaki eğimin tersi yönünde akışa sahipmişler gibi bir görünüm meydana gelmiştir.

### **3. Dönem; Volkanik ve gölsel depoların erozyonu**

Bu dönemde meydana gelen göl seviye yükselmelerinin nedeni nemli ve yağışlı iklime bağlıdır. İklim şartlarına bağlı olarak akarsuların aşındırma güçleri de artmıştır. Tokaçlı ve Küçüksu vadisi içindeki Obuz piroklastik akışı bu dönemde neredeyse tamamen aşındırılmıştır. Küçüksu akarsuyu bu dönemde Güzeldere vadisine doğru akmaktadır ve Dicle havzası içinde bulunmaktadır. aynı dönem içerisinde erozyon fazını takiben durgun bir faz yaşanmıştır. bu durgun faz içinde inceleme alanı içinde PYR 02 pomza düşüşü altında karşımıza çıkan eski toprak tabası oluşmuştur.. bu dönem de iklim vejetasyon gelişimi için çok uygundur ve büyük bir olasılıkla son buzularası dönem yaşanmaktadır.

### **4. Dönem; Nemrut Volkanı faaliyeti ve Mezbaha alanındaki traverten oluşumları (son buzul dönemi başlangıcı)**

Kotum vadisi ağız kısmındaki traverten oluşumları(mezbaha alanı) gölsel tabakaları kaplamışlardır. Travertenlerin yaşı 110-100 bin arasındadır. Aynı alanda depolanmış PYR 02 pomza düşüşünün (Çöplük alanı) Ar-Ar yaşı ise yaklaşık 115 bindir. Bu pomza düşüşleride yine Kotum vadisinin ağız kısmında gölsel depolar üzerini kaplamıştır. Tüm inceleme alanında yayılmış PYR 02 pomza düşüşü vadi içlerini olduğu kadar yamaçları da kaplamıştır. 115-110 bin olarak

yaşlandırabileceğimiz bu dönemde Gölü polyesi drenaj alanında kesintiye uğramıştır.

#### **5a. Dönem; PYR 01 ve PYR 02 aşınımı**

PYR 02 pomza düşüşünün yayılımının ardından inceleme alanı ikinci bir önemli aşınım evresine girmiştir. Pomza tabakaları alterasyona uğramış ve hatta üzerlerinde toprak oluşumu başlamıştır. Obuz piroklastik akışının aşınımı da devam etmiş ve Küçüksu vadisi içinde ve sadece kaynak kısmına yakın yamaçlarda yamalar halinde kalmıştır.

#### **5b. Dönemi; Dibekli volkanik alanının şekillenmesi**

Bu dönemde inceleme alanımızın jeomorfolojik değişimindeki en önemli gelişme Dibekli alanı bazaltik konilerinin şekillenmeye başlamasıdır. Dibekli alanından alınan lav örneğinin (Van Volc 07-16) yaşı ortalama 65 bin BP olarak belirlenmiştir. Koniden çıkan lavlar vadi içine kanalize olarak Düzcealan Koyuna doğru akmıştır ve bu dönem göl seviyesinin düşük olduğu bir dönemdir.

#### **6. Dönem; İncekaya tüf konisinin oluşumu ve PYR 03 yayılımı ile Nemrut volkanına ait küçük pomza düşüşünün yayılımı (PYR 04)**

Bu dönemde İncekaya tüfü olarak isimlendirdiğimiz piroklastik düşüş tüm inceleme alanımız üzerinde yayılmıştır. Söz konusu düşüş Küçüksu vadisi içinde daha önceki dönemlerde oluşmuş akarsu taraçaları üzerini kaplarken, Kotum vadisi içinde, ağız kısmında ve Dibekli alanında pomza düşüşlerinin üzerini kaplamaktadır.

İncekaya volkanizması sonrasında Nemrut volkanizma faaliyetleri şiddetlenmiştir. Bir önceki pomza düşüşlerine göre daha koyu renkli ve küçük taneli pomza düşüşleri yaşanmıştır. Söz konusu düşüşleri Göllü polyesi yamaçlarında ve tabanındaki kil tabakalanmaları içinde de görmek mümkündür.

#### **7. Dönem; Kotum ignimbiritinin yayılımı ve C1” transgresyonu**

Bu dönemde ikinci bir piroklastik akış vadi içlerine doğru akmıştır. Çubukçu'nun Kantaşı olarak adlandırdığı akış inceleme alanımız içinde Kotum ignimbiriti olarak isimlendirilmiştir. Çünkü söz konusu akış sadece Kotum vadisi içinde yayılmıştır. Aynı dönemde Van Gölü seviyesi C1” transgresyonu en yüksek seviyesine ulaşmıştır. Kotum piroklastik akışı üzerinde oluşmuş göl tabanı çökel tabakalanmaları bu durumu kanıtlar niteliktedir. Bu piroklastik akış 1736 m

yükseltisine kadar çıkmıştır ve Güzeldere vadisi içine doğru birkaç yüz metre aktıktan sonra durmuştur. Söz konusu akış Küçükusu akarsuyu ile Güzeldere arasındaki bağlantının da kesilmesine neden olmuştur.

#### **8. Dönem; Küçükusu/ Kotum Kapması**

C1” transgresyonundan sonra Van Gölü seviyesi hızlı bir şekilde gerilemeye başlamıştır. Seviyedeki bu düşüş neticesinde akarsu aşındırma gücü, göle doğru taşınan malzeme miktarı artmış ve geriye doğru aşınım da hızlanmıştır. Bu dönemde Kotum nehri, Güzeldere ile bağlantısı kesilen Küçükusu akarsuyunu kaparak kendisine bağlamıştır. Daha da güçlenen Kotum nehri, vadisi içini dolduran piroklastik akışı hızlı bir şekilde aşındırmıştır.

#### **9. Dönem C2’ ve C2” transgresyonu**

Van Gölü havzasında ortalama 20-25 bin BP arasında iki yüksek göl seviyesi dönemi yaşanmıştır. Göl kıyısında ve vadi içlerinde gölsel taraçaların seviyesine bakıldığında bu dönemde göl suları 1705 m yükseltisine kadar çıkmıştır. Kotum vadisi içinde bu dönemde meydana gelmiş sığ göl ortamı çökellerinden oluşan tabakalanmalar bulunmaktadır. Bu tabakaların üstünde travertenler oluşumları bulunmaktadır (ort. 20 bin BP). Bu dönemde seviye değişimlerinin nedeni yüksek nemli ve yağışlı iklime bağlıdır. Göllü Polyesi etrafındaki yamaçlardan taşınan çökeller ile doldurulmuştur. Yapılan karot çalışmaları ve yaşlandırma analizi sonucunda polye tabanının ortalama 15 bin BP’den itibaren dolmaya başladığı anlaşılmıştır. Ayrıca polye tabanının dönemsel olarak su altında kalarak bir göl ortamı haline geldiği anlaşılmıştır.

#### **10. Dönem; regresyon evresi ve Van Gölü’nün durağan döneme girmesi**

20 bin ile 14 bin BP arasında Van Gölü seviyesi gerilemiş ve akarsular inceleme alanımız içinde gölsel ve volkanik tabakaları aşındırmışlardır. Son Buzul Maksimumuna denk gelen bu dönem sonrasında Bitlis Masifi yüksek kesimlerinde oluşmuş buzullar ve kalıcı karlar erimiş ve akarsu aşındırma gücü oldukça şiddetlenmiştir. Günümüzde ise inceleme alanımızın jeomorfolojik şekillenmesinde etkin faaliyet akarsu aşındırma ve biriktirme faaliyetidir.

## SONUÇ

Van Gölü'nün güneybatı kısmında flüvyal, volkanik ve karst morfolojisi üzerine yapılan çalışmalarımızda ulaşılan sonuçlar aşağıda özetlenmiştir.

- Tez çalışması, güneyindeki Bitlis Masifi ile kuzeyindeki Van gölü arasında kalan, Paleozoik-Mesozoik yaşlı metamorfik kayalar ve bu birimler üzerine gelen Kuvaterner yaşlı volkanik kayalar bulunan bir alan üzerinde yapılmıştır.
- Alanın jeomorfolojik evriminde metamorfizma ve neotektonik hareketler önemli etkenlerdir. Ancak yapılan çalışmalar volkanik faaliyetlerin etkisinin çok daha fazla olduğunu göstermiştir.
- İnceleme alanının tümünde volkanik materyal yayılmış durumdadır. Birbirinden farklı özellikte altı piroklastik depo tespit edilmiştir. Yapılan jeokimyasal analizler sonucunda bunlardan; dört tanesinin Nemrut volkanı kökenli olduğu (PYR 01-02-04-05), birinin İncekaya volkanizması süresince olduğu (PYR 03) ve birinin ise muhtemelen Nemrut volkanı kökenli olup ancak farklı jeokimyasal analizler ile kökenin daha net belirlenmesi gerekliliği anlaşılmıştır (PYR 06).
- İncekaya alanı içindeki volkanik birimlerin oluşumları özellikleri ve morfoloji üzerine olan etkileri incelenmiştir. İncekaya Kalderası (Güner,1984) olarak bilinen volkanik alan oluşumu bakımından bir tuf konisidir. Alan içinde İncekaya tuf konisi hariç 5 skorya konisi belirlenmiş ve bunlardan ikisinin çok iyi şekillendiği görülmüştür. Ayrıca bir de maar belirlenmiştir. Dibekli skorya konisi üzerinden alınan lav örneğinin (Van Volc 07-16) K-Ar yaşlandırma analizi yapılmış ve  $68 \pm 8$  bin yaş elde edilmiştir. Analiz sonucu, Çubukçu'nun (2008) Nemrut Volkanı üzerine yaptığı çalışmasında sunduğu K-Ar yaşlandırma sonuçları ile karşılaştırılmıştır. Elde edilen yaş dönemi Çubukçu'nun Nemrut Volkanı'nın kalderasını oluşturduğu ve piroklastik aktivitenin yoğun olduğu dönem (100-30 bin) olarak belirlediği dönem ile aynıdır. Buna göre İncekaya - Dibekli alanındaki bazaltik skorya

konileri, Nemrut Volkanı'nın kaldera oluşum evresinin ortalarında bir dönemde meydana gelmiştir

- Van Gölü'nün kapalı havza halini aldıktan sonraki evrimi incelenirken özellikle sonradan tekrar açık havza halini alıp almadığı üzerinde durulmuştur. Bu amaçla inceleme alanında bulunan olası göl eşiği alanları ve bu alanların yükselteleri tespit edilmiştir. Bunlardan 1736m (+ 90m) yükseltisinde ve Ortaklar Köyü önünde bulunan alan Van Gölü'nün güncel eşik noktasıdır. Kotum piroklastik akışı bu noktaya kadar akışını sürdürmüştür Ancak Güzeldere vadisi içine girmeden durmuştur. İkinci muhtemel eşik ise Göllü Polyesi kuzeyinde, Kelhuç T. (1829m) ile Tünel T. (1809m) arasında bulunan boyunda 1740m yükseltisindedir ve Paleozoik kireçtaşı üzerinde bulunmaktadır. Üçüncü olası göl eşiği ise Göllü Polyesinin güney sınırında 1765m'de bulunmaktadır.. İncelemeler sonucunda Van Gölü su seviyesinin en yüksek değerde olduğu zamanlarda bile tespit edilmiş göl eşiği alanlarını aşarak dışa akış kazanmadığı anlaşılmıştır.
- Nemrut volkanı kökenli iki farklı ignimbirit akıntısının Van Gölü'nün seviye değişimleri üzerinde önemli etkilerinin olduğu anlaşılmıştır. Obuz (PYR 01) ve Kotum (PYR 05) olarak isimlendirilen piroklastik akışlar, yayıldıkları dönem içinde gölün açık havza haline almasına yardımcı olacak eşikleri kapatarak göl seviyesinin yükselmesine neden olmuştur. Ayrıca söz konusu ignimbirit akışları vadi içlerini doldurarak akarsu drenaj ağının bozulmasına da neden olmuştur. Obuz ve Kotum piroklastiklerinin yayılımları arasındaki süreçte kısa süreli ve ortalama 1690 m'ye kadar bir seviye gerilemesi yaşanmıştır. Bu regresyon dönemlerinde akarsular, taban seviyesinin alçalmış olmasından faydalanıp güçlenerek hem gölssel ve hem de volkanik materyal ile doldurulmuş olan yataklarını hızlı bir şekilde aşındırmışlardır. Bu nedenle Tatvan çevresindeki vadilerin morfolojisi incelendiğinde, yamaçlarındaki basamak ve falezler hem alüvyal ve hem de göl taraçalarıdır, bunlar aynı zamanda piroklastiklerle de bağlantılıdır.
- İnceleme alanındaki piroklastik akışlar akarsu kapma olaylarına da neden olmuştur. Kotum ignimbirit akıntısı, Küçüksu Köyü önünde bir baraj

oluşturarak Küçükusu akarsuyunun Güzeldere vadisine doğru akışını durdurmuştur. Van Gölü su seviyesinin gerileme başladığı dönemde ise Kotum akarsuyu geriye aşındırma vadisini dolduran piroklastikleri hızla aşındırması ve Küçükusu Köyü önündeki barajın aşınması ile gerisinde biriken sular Kotum deresine bağlanmış ve dolayısıyla Küçükusu deresi Kotum deresi tarafından kapılmıştır. Kapma olayından sonra ise Küçükusu akarsuyu artık Van Gölü havzasına katılmıştır. İncelemeler sonucunda, ignimbirit akıntısından önce Kotum vadisi ile Küçükusu - Güzeldere vadilerinin hiçbir bağlantısı olmadığı anlaşılmıştır. Daha önceden düşünüldüğü gibi kapma olayının ignimbirit akışından önce değil de sonrasında meydana geldiği sonucuna varılmıştır.

- Göl kıyısındaki, akarsu ağzı ve vadi içlerindeki gölsel ve flüvyal dolguların kökeninin belirlenmesi amacıyla detaylı incelemeler yapılmıştır. Araştırmalar sonucunda göl kıyısı boyunca uzanan akarsu-gölsel kıyı düzlüklerinde ve akarsuların ağız kısımlarında Van Gölü'nün regresyon ve transgresyon hareketlerine ait morfolojik kanıtlar içeren taraçalar tespit edilmiştir. Bu taraçaların göl tabanı çökellerinden, sığ göl ortamı çökellerinden, kıyı ve akarsu çökelleri ile piroklastik akış ve tefra depoları ile şekillendiği anlaşılmıştır. Ayrıca taraça stratigrafilerinde farklı traverten oluşumları tespit edilmiştir. Bu tefra ve traverten tabakaları göl seviye değişimleri kronolojisinin belirlenmesine yardımcı olmuşlardır
- İnceleme alanımız içinde, geçmişte Van Gölü'nde meydana gelen seviye değişimleri sırasında oluşmuş beş taraça seviyesi (T2,T2',T2'',T3'' ve T4'') bulunmaktadır. Taraçaların oluşumları Van Gölü seviyesinde meydana gelen transgresyon ve regresyon döngüleri ile bağlantılıdır. İki önemli döngü belirlenmiş (C1 ve C2) ve yapılan yaşlandırma analizleri sonucunda 115 Bin BP ile Son Buzul Maksimumu (20 Bin BP) arasındaki dönemde gerçekleştikleri anlaşılmıştır. Bunlardan T2 (1726-1724 (+79-77m)) birikim taraçası özelliğindedir ve C1'' transgresyon döngüsü (100 bin ve 35 bin BP) içinde şekillenmiştir. Diğer taraçaların hepsi aşınım taraçasıdır. T2' (1715-

1711 (+68-64m)) ve T2'' (1708-1706(+61-59m)) taraçaları C1'' regresyon döngüsü (~ 30 BinBP) süresince, T3'' (1678-1676(+31-29m)) ve T4'' (1656-1654(+8-6m)) aşınım taraçaları ise C2'' regresyon döngüsü (>20 Bin) süresince şekillenmişlerdir.

- Göllü Polyenin morfolojisinin ve göl seviye değişimleri sırasında oynadığı rolün anlaşılmasına yönelik araştırmalar yapılmıştır. Bu amaçla Polye tabanında yapılan karot çalışmaları sonucunda ise şiddetli yamaç erozyonu ve akarsu girdisi olduğu anlaşılmıştır.
- Karot analizlerinden elde edilen bulgular değerlendirildiğinde polye evriminde bazı dönemlerin yaşandığı anlaşılmaktadır Her dönem polye tabanında derin ve tatlı su özelliğine sahip göl ortamı ile başlar. Bu dönemde sıcaklık nispeten düşük ve buharlaşma az yağış ise fazladır. Devamında geçici ya da mevsimlik diyebileceğimiz sığ bir göl ortamı oluşur. Böylece sıcaklık ve buharlaşma artmaya başlamıştır. Akarsu ve yamaç erozyonunun fazla olduğu dönem ise en son yaşanan fazdır. Bu durum ise yağışın oldukça fazla, sıcaklığın ise kar erimelerine izin verecek derecede olduğunu gösterir. Dönemler birbirlerini takiben birkaç defa tekrarlanmıştır. Polye tabanındaki alüvyal ova iklim değişimlerine bağlı olarak polye içinde dönemsel olarak oluşan gölün ve karasal etkilerin ortaklaşa faaliyeti sonucunda meydana gelmiştir.
- Karot içinden alınan örnekler içinde karbonatların analizleri sonucunda karot içinde aragonitin bulunmamış olması ise Van Gölü sularının polye içinde hiçbir zaman taşmadığını açıklar. Bu durumda, Pleistosen'de meydana gelen Van Gölü suyu seviye değişimleri süresince, göl sularının polye etrafında daha önce yerleri gösterilen eşikleri geçerek, Dicle havzasına doğru akmadığı söylenebilir.
- Göllü Polyesi karotlarının C<sup>14</sup> yaşlandırma sonuçları ve örneklerin alındıkları derinlikteki minerallerin analiz sonuçları polye içinde toprak oluşumu dönemi olarak belirlenen dönemin ortalama 9100 BP yaşında olduğunu göstermektedir. Bu yaşın doğruluğu Lemcke ve Sturm,(1997) yapılan çalışma

sonuçları ile karşılaştırma yapılarak kesinleşmiştir. Analiz sonuçlarının karşılaştırılmasına devam edildiğinde polye tabanında IIIa fazının olarak belirlenmiş dönemin yaşının ortalama 10600 ile 8300 varv yaşına sahip olduğu, IIIb fazının Genç Dryas dönemi (10600-11800 varv yaşı), IIIc fazının ise 11800 ve 13000 varv yaşında olduğu anlaşılmıştır. Polye içinden alınan karot okellerinin C<sup>14</sup>yaşlandırma analizleri sonucunda bazı yaşların tabanı kronoloji için çok yaşlı oldukları anlaşılmıştır. Bu daha yaşlı örneklerin polye tabanında etrafındaki yamaçlardan taşınarak birikmiş erozyon okellerinin yaşı olduğu anlaşılmıştır.



### LEJAND

1850 m	Akarsular	Akarsu Taraçası	Göl	Tüf Konisi	Kotum İğnimbiriti	Polye	Zirve
2050 m	Mevsimlik Akarsular	Akarsu Taraçası (Tüf Kaplı)	Plaj	Lav Akıntısı	Obuz İğnimbiriti	Ponor	Sırt
2250 m	Dar ve Derin Vadi	Birikinti Konisi	Falez	Skorya Koni	Pomza Düşüşü	Bataklık Alan	Su Bölümü Çizgisi
2450 m	Geniş Tabanlı Vadi	Kapma Noktası	Eşik	Maar	İncekaya Tüf	İncekaya Yerleşme	
2650 m	Az Yarılmış Vadi	Alüvyal Alan	Göl Taraçası				
2850 m	İzohips						



AKKÖPRÜ, E., 2011

## KAYNAKÇA

- AKSAKAL, T., 1998. **Tatvan'ın İklimi**. Şanlıurfa: Harran Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü (Basılmamış Yüksek Lisans Tezi).
- AKYOL, İ. H., 1947. Türkiye'de Akarsu Sistemleri ve Rejimleri. **Türk Coğrafya Dergisi** (IX-X), 1-32.
- ALAGÖZ, C., 1949. Sivas, Elazığ, Van Çevresinde Bazı Coğrafi Müşahedeler. **Türk Jeoloji Kurumu Bülteni**, C II, S: 2 , 72-74.
- ALTINLI, İ. E., 1964. **1:500 000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası VAN**. Ankara: MTA.
- ALTINLI, İ. E., 1966. Doğu ve Güneydoğu Anadolu'nun Jeolojisi. **MTA Dergisi** (66 (1.kısım) 67 (2.kısım)), 35-74 (1.kısım) 1-24 (2.kısım).
- ARDEL, A., 1944. Van Gölü. **Beşinci Üniversite Haftası- Van**. 241, s. 205-215. İstanbul: İstanbul Üniversitesi.
- ARDEL, A., 1944. Van Gölü Bölgesi'nin Coğrafyası. **Beşinci Üniversite Haftası-Van**. 241, s. 91-112. İstanbul: İstanbul Üniversitesi.
- ARDOS, M., 1973. Genç Tektonik Hareketlerin Türkiye'nin Jeomorfolojisi Üzerine Olan Etkileri. **Cumhuriyetin 50.Yılı Yer Bilimleri Kongresi**, (s. 181-186).
- ATALAY, İ., 1983. **Muş Ovası ve Çevresinin Jeomorfolojisi ve Toprak Coğrafyası**. İzmir: Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları No:24.
- AVCI, M., 2005. Çeşitlilik ve Endemizm Açısından Türkiye'nin Bitki Örtüsü. **İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü Coğrafya Dergisi** (13), 27-55.
- AVCI, M., 2004. **Karacadağ ve Karadağ Volkanlarının Bitki Örtüsü**. İstanbul: Çantay Kitabevi.

- AYDAR, E., GOURGAUD, A., ULUSOY, I., DİGONNET, F., LABAZUY, P., SEN, E., et al., 2002. Morphological Analysis of Active Mount Nemrut Stratovolcano, Eastern Turkey:Evidences and Possible Impact Areas of Future Eruption. **Journal of Volcanology and Geothermal Research** , pp. 301-312.
- BARKA, A., & ŞAROĞLU, F., 1995. Van Gölü Seviye Yükselmesinin Tektonik ile İlişkisi. **Van Gölü'nün Su Seviyesinin Yükselmesi Nedenleri, etkileri ve Çözüm Yolları Sempozyumu** (s. 75-90). Van: Van Valiliği- Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü.
- BİRİCİK, A. S., 1986. Kotum Çayı-Güzeldere Akarsu Kapmasına Ait Bir İlk Not (Van Gölü Güneybatısı). **Coğrafya Dergisi** (2), 121-123.
- BORAY, A., 1975. Bitlis Dolayının Yapısı ve Metamorfizması. *Türkiye Jeoloji Bülteni* (18/1-2), 81-84.
- BOTTEMA, S., 1995. Holocene Vegetation of the Van Area: Polynological and Chronological Evidence from Söğütlü, Turkey. **Vegetation History and Archeobotany** , 4 (3), s. 187-193.
- BUSHARA, M. N., 1989. Significance of Linear Features and Volcanism in the Tectonic Development of the Lake Van Region, Eastern Turkey. **Journal of Geodynamics** (11), s. 17-38.
- CHRISTOL, A., KUZUCUOĞLU, C., FORT, M., KARABIYIKOĞLU, M., MOURALİS, D., BRUNSTEİN, D., et al., 2008. Apports de l'étude Géomorphologique des terrasses fluvio-lacustres du lac de Van (Turquie) à la connaissance des paléoenvironnements en Anatolie orientale. **In Paysages et Environnements. De la reconstitution du passé aux modèles prospectifs. Annales littéraires, Série « Environnement, sociétés et archéologie ».** Franche-Comté, Besançon.: En Galop D. (Ed).

- CHRISTOL, A., KUZUCUOĞLU, C., FORT, M., MOURALIS, D., DOĞU, A.F., AKKÖPRÜ, E., et al., 2010. Les indicateurs morphosédimentaires des variations de niveau lacustre au Pléistocène supérieur dans les terrasses autour du lac de Van (Turquie). **La revue Quaternaire** 21/4 , 435-450.
- ÇUBUKÇU, H. E., 2008. **Evolution pétrologique du strato-volcan Nemrut Dagı (Turquie) : magmatisme hyperalcalin en domaine de collision** , 221. Clermont-Ferrand, Fransa: Yayınlanmamış Doktora Tezi.
- DEGENS, E. T., & KURTMANN, F., 1978. **Geology of Lake Van**. Ankara: MTA Yayınları.
- DEGENS, E. T., WONG, H. K., KEMPE, S., & KURTMAN, F., 1984. A Geological Study of Lake Van, Eastern Turkey. **Geologische Rundschau** , 2 (73), s. 701-734.
- DEGENS, E., WONG, H., KURTMAN, F., & FINCKH, P., 1978. Van Gölü'nün Jeolojik Gelişimi: Bir Özet. E. Degens, & F. Kurtman içinde, **The Geology of Lake Van** (s. 147-158). Ankara: MTA.
- DÉLIBRIAS, G., 1985. Le carbone 14. E. Roth, & B. Poty içinde, **Méthodes de Datation par les Phénomènes Nucléaires Naturels: Application** (s. 421-458). Paris: Collection CEA, Masson.
- DENİZ, O., 2002. **Tatvan'ın Şehirsal Fonksiyonları, Etki Bölgesi ve Şehir İçi Arazi Kullanılışı**. Erzurum: Atatürk Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü (Basılmamış Doktora Tezi).
- DOĞU, A. F., KORKMAZ, N., ZORER, H., AKKÖPRÜ, E., & ALAEDDİNOĞLU, F., 2003. Van Gölü Seviye Değişmelerinin Buzul Dönemler ile İlişkisi. **I. Uluslar arası Coğrafya Çalışmaları (Pleistosen ve Günümüzde Anadolu ve Kafkaslar' da Yüksek Dağlık Alanlar Sempozyumu**, (s. 28-39). Van.

- DOĞU, A. F., KUZUCUOĞLU, C., MOURALIS, D., AKKOPRU, E., CHRISTOL, A., BRUNSTAIN, D., et al., 2008. **Doğu Anadolu, Van Gölü Havzası Geç Pleistosen ve Holosen Evrimi: Volkanizma, Çevre ve İklimsel Değişimler ve İnsan Toplulukları**. Ankara: TUBİTAK-ÇAYDAG Proje no: 105Y125.
- DOĞU, A., AKKÖPRÜ, E., AVŞİN, N., & ZORER, H., 2005. Van Gölü Çevresindeki Buzul Şekilleri. **Prof. Dr. İsmail Yalçınlar Anısına, Bildiri Kitabı** (s. 167-173). İstanbul: Çantay Yayınevi.
- ERCAN, T., FUJITANI, T., MATSUDA, J. I., NOTSU, K., TOKEL, S., & UI, T., 1990. Doğu ve Güneydoğu Anadolu Neojen-Kuvaterner Volkanitlerine İlişkin Yeni Jeokimyasal, Radyometrik ve İzotopik Verilerin Yorumu. **MTA Dergisi** (110), 143-164.
- ERENTÖZ, C., 1966. Türkiye Stratigrafisinde Yeni Bilgiler. **MTA Dergisi** (66), 1-21.
- ERİNÇ, S., 1953. **Doğu Anadolu Coğrafyası**. İstanbul: İstanbul Üniversitesi.
- ERİNÇ, S., 2000. **Jeomorfoloji I**. (A. Ertek, & C. Güneysu) İstanbul: DER Yayınevi.
- ERİNÇ, S., 2001. **Jeomorfoloji II**. (A. Ertek, & C. Güneysu) İstanbul: DER Yayınevi.
- ERİNÇ, S., 2000. Van Gölü Seviyesi ve Seküler İklim Değişiklikleri. **Karatepe'deki Işık: Halet Çambel'e sunulan yazılar** (s. 319-325). İstanbul: Ege Yayınları.
- FOLEY, E. J., 1938. **Van Mıntıkasının Jeolojisi**. Ankara: MTA.
- FROGAT, T. P., 1992. *Standardization of the Chemical analysis of tephra deposits*. Quaternary International, 13/14. Report of the ICCT working group.
- GENÇ, S., 1984. Bitlis Masifi Kuzey Kenarının Kıvrımlı ve Faylı Yapısı,

- Küçüksu-Reşadiye (Tatvan, Bitlis) Yöresi, Güneydoğu Türkiye. **Karadeniz Üniversitesi Dergisi**, 3 (1-2), 17-27.
- GENÇ, S., 1985. Bitlis Masifi Küçüksu-Reşadiye (Tatvan, Bitlis) Yöresi Metamorfitlerinin Petrografi ve Metamorfizması. **Karadeniz Üniversitesi Dergisi**, 4 (1-2), 77-86.
- GENÇ, S., 1990. Bitlis Masifi, Çökekyazı-ökay (Hizan-Bitlis) Yöresi Metamorfitlerinin Petrografisi, Metamorfizması ve Kökeni. **Türkiye Jeoloji Bülteni**, 33, 1-14.
- GUILLOU, H., CARRACEDO, J., & DAY, S., 1998. Dating of the Upper Pleistocene–Holocene volcanic activity of La Palma using the unspiked K–Ar technique. **Journal of Volcanology and Geothermal** 86, 137-149.
- GÜNER, Y., 1984. Nemrut Yanardağı'nın Jeolojisi, Jeomorfolojisi ve Volkanizmasının Evrimi. **Jeomorfoloji Dergisi**, (12), 23-65.
- GÜNER, Y., & ŞAROĞU, F., 1987. Doğu Anadolu'da Kuvaterner Volkanizması ve Jeotermal Enerji Açısından Önemi. **Türkiye 7. Petrol Kongresi Bildirileri** (s. 371-383). Ankara: TMMOB Petrol Müh. Odası.
- HELVACI, C., & ERKÜL, F., 2001. Volkaniklastik Kayaçlar: Oluşumu, Genel Özellikleri ve Sınıflaması. **Jeoloji Mühendisliği Bölümü Ders Notu** . İzmir: Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü.
- HORASAN, G., & BOZTEPE-GÜNEY, A., 2006. Observation and Analysis of Low-Frequency Crustal Earthquakes in Lake Van and its Vicinity, Eastern Turkey. **J Sessmol**, 11 (1), s. 1-13.
- İNANDIK, H., 1965. **Türkiye Gölleri (Morfolojik, Hidrografik Özellikleri)** (Cilt 1155). İstanbul: İstanbul Üniversitesi.
- INNOCENTI, F., MAZZUOLI, R., PASQUARE, G., RADICATI DI

- BROZOLOA, F., & VILLARI, L., 1976. Evolution of the volcanism in the area of interaction between the arabian, anatolian and iranian plates (Lake van, Eastern Turkey). **Journal of Volcanology and Geothermal Research** , 1 (2), 103-112.
- INNOCENTI, F., MAZZUOLI, R., PASQUARE, G., SERRI, G., & VILLARI, L., 1980. Geology of the Volcanic Area North of Lake Van. **Geologische Rundschau**, 1 (69), pp. 292-323.
- İZBIRAK, R., 1951. **Cilo Dağı ve Hakkari ile Van Gölü Çevresinde Coğrafya Araştırmaları**. İstanbul: Anıl Matbaası.
- KADIOĞLU, M., ŞEN, Z., & BATUR, E., 1997. The Greatest Soda-Water Lake in the World and How it is Influenced by Climatic Change. **Annales Geophysicae** , 15 (11), s. 1489-1497.
- KARAKHANIAN, A., DJRBASHIAN, R., TRIFONOV, V., PHILIP, H., ARAKELIAN, S., & AVAGIAN, A., 2002. Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factors for Armenia and adjacent countries. **Journal of Volcanology and Geothermal Research** 113 , 319-344.
- KARAOĞLU, Ö., ÖZDEMİR, Y., TOLLUOĞLU, A. Ü., KARABIYIKOĞLU, M., KÖSE, O., & FROGER, J. L., 2005. Stratigraphy of the Volcanic Products Around Nemrut Caldera: Implications for Reconstruction of the Caldera Formation. **Turkish Journal of Earth Sciences** (14), s. 123-143.
- KEMPE, S., & DEGENS, E. T., 1978. Lake Van Varve Record: The Past 10,420 Years. E. T. Degens, & F. Kurtman içinde, **The Geology of Lake Van** (s. 56-63). Ankara: MTA.
- KEMPE, S., & DEGENS, E. T., 1979. Varves in the Black Sea and in Lake Van (Turkey). In C. Schlüchter, **Moraines and Varves; Origin,**

**Genesis, Classification** (pp. 309-318). Rotterdam: Balkema.

- KEMPE, S., KAZMIERCZAK, J., LANDMANN, G., KONUK, T., REIMER, A., & LIPP, A., 1991. Largest Known Microbialites Discovered in Lake Van, Turkey. **Nature**, 349 (6310), 605-608.
- KEMPE, S., KHOO, F., & GÜRLEYİK, Y., 1978. Hydrography of Lake Van and its drainage area. In E. Degens, & F. Kurtmann, **Geology of Lake Van** (pp. 30-44). Ankara: MTA Yayınları.
- KEMPE, S., LANDMANN, G., & MULLER, G., 2002. A Floating Varve Chronology from the Last Glacial Maximum Terrace of Lake Van/Turkey. **Zeitschrift Geomorphologie** (126), s. 97-114.
- KETİN, İ., 1977. Türkiye'nin Başlıca Orojenik Olayları ve Paleocoğrafik Evrimi. **MTA Dergisi** (88), 1-5.
- KHOO, F., DEGENS, E. T., & LAMBERT, A., 1978. Geochemistry of the Lake Van Sediments. In E. T. Degens, & F. Kurtman, **The Geology of Lake Van** (pp. 81-91). Ankara: MTA.
- KIPFER, R., AESCHBACH-HERTİĞ, W., BAUR, H., HOFER, M., IMBODEN, D. M., & SIGNER, P., 1994. Injection of Mantle Type Helium into Lake Van (Turke):the Clue for Quantfying Deep Water Renewal. **Earth and Planetary Science Letters** (125), s. 357-370.
- KU, T., 1976. The Uranium-Series Methods of Age Determination. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences** Vol.4 , 347-379.
- KUZUCUOĞLU, C., & ROBERTS, N., 1997. Evolution de l'environnement en Anatolie de 20000 à 6000 BP. **Paléorient**, 2 (23), 7-24.
- KUZUCUOĞLU, C., CHRISTOL, A., MOURALIS, D., DOĞU, A. F., AKKÖPRÜ, E., FORT, M., et al., 2010. Formation of the Upper Pleistocene terraces of Lake Van (Turkey). **Journal of Quaternary Sciences** (25(7)), 1124-1137.

- LAHN, E., 1945. Anadolu'da Neojen ve Dördüncü Zaman Volkanizması. **Türk Coğrafya Dergisi** (VII-VIII), 37-46.
- LANDMAN, G., & REIMER, A., 1996. Climatically Induced Lake Level Changes at Lake Van, Turkey, During the Pleistocene/Holocene Transition. **Global Biogeochemical Cycles** , 4 (10), s. 797-808.
- LANDMAN, G., REIMER, A., LEMCKE, G., & KEMPE, S., 1995. Dating Late Glacial Abrupt Climate Changes in the 14,570 yr Long Continuous Varve Record of Lake Van, Turkey. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** (122), s. 107-118.
- LE MAITRE, R. W., 2002. **A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks**. Cambridge University Press.
- LEMCKE, G., & STRUM, M., 1997.  $\delta^{18}O$  and Trace Element Measurements as Proxy for the Reconstruction of Climate Changes at Lake Van (Turkey): Preliminary Results. H. N. Dalfes, G. Kukla, & H. Weiss içinde, **Third Millennium BC Climate Change and Old World Collapse** (s. 653-677). Berlin : NATO ASI Series.
- LEMCKE, G., STRUM, M., & WICK, L., 1997. Lake Van (Turkey) - An Ideal Site to Reconstruct Frequent Climatic Fluctuations During the Holocene. **INQUA Regional Symposium "Late Quaternary in the Eastern Mediterranean"**, (s. özet). Ankara.
- LITT, T., KRÄSTEL, S., STURM, M., KIPFER, R., ÖRÇEN, S., HEUMAN, G., et al., 2009. '**PALEOVAN**' International Continental Scientific Drilling Program (ICDP): site survey results and perspectives. (28), s. 1555-1567.

- LOCKWOOD, J., & HAZLETT, R., 2010. **Volcanoes:global perspectives.** Wiley- Blackwell.
- MATER, B., 1998. **Toprak Coğrafyası.** İstanbul: Çantay Kitabevi.
- MATER, B., 1996. **Toprak Oluşumu,Erozyon ve Korunması.** İstanbul: Çantay Kitabevi.
- MAXCON J, H., 1936. Nemrut Krater Gölü. **MTA Dergisi** (5), 45-49.
- MOURALIS, D., GUILLOU, H., SCAILLET, S., KUZUCUOĞLU, C., CHRISTOL, A., AKKÖPRÜ, E., et al., 2008. - L'activité volcanique sur le pourtour du lac de Van (Turquie) : impacts morphologiques et utilisation comme marqueur chronostratigraphique. AFEQ (Dü.), **AFEQ-INQUA Q6.** içinde Montpellier (France): AFEQ.
- MOURALIS, D., KUZUCUOĞLU, C., AKKÖPRÜ, E., DOĞU, A., CHRISTOL, A., ZORER, H., et al., 2010. Les pyroclastites du sud-ouest du lac de Van (Anatolie orientale, Turquie): implications sur la paléo-hydrographie régionale. **La revue Quaternaire-France** 21/4, 417-433.
- MOLLER, P., & BAU, M., 1993. Rare-earth patterns with Positive Cerium Anomaly in Alkaline Waters from Lake Van, Turkey. **Earth and Planetary Science Letters** (117), s. 671-676.
- MTA. ÇAĞLAYAN, M. A.; ŞENGÜN, M.;. 2002. **1/100 000 Ölçekli Açınsama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları No:66- Van L-48 Paftası.** Ankara: MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdları Dairesi.
- NOTSU, K., FUJITANI, T., UI, T., MATSUDA, J., & ERCAN, T., 1995. Geochemical features of collision-related volcanic rocks in central and eastern Anatolia, Turkey. **Journal of Volcanology and Geothermal Research** (64), 171-192.

- ÖZDEMİR, Y., KARAOĞLU, Ö., TOLLUOĞLU, A. Ü., & GÜLEÇ, N., 2005. Volcanostratigraphy and Petrogenesis of the Nemrut Stratovolcano (East Anatolian High Plateau): The Most Recent Post-Collisional Volcanism in Turkey. **Chemical Geology** (226), s. 189-211.
- ÖZLER, H. M., 2003. Hydrochemistry and Salt-Water Intrusion in the Van Aquifer East Turkey. **Environmental Geology**, 43 (7), s. 759-775.
- PARFITT, E., & WILSON, L., 2008. **Fundamentals of Physical Volcanology**. Blackwell.
- PEKCAN, N., 1999. **Karst Jeomorfolojisi**. İstanbul: Filiz Kitapevi.
- ROBERTS, N., & WRIGHT JR, H., 1993. Vegetational, lake-level and climatic history of the Near East and Southwest Asia. H. Wright Jr., J. E. Kutzbach, T. Webb, W. F. Ruddiman, F. A. Street-Perrott, & P. J. Bartlein içinde, **Global Climates Since the Last Glacial Maximum** (s.194-220). Minneapolis: University of Minnesota.
- ROBINSON, S., BLACK, S., SELLWOOD, B., & VALDES, P., 2006. A review of palaeoclimates and palaeoenvironments in the Levant and Eastern Mediterranean from 25,000 to 5000 years BP: setting the environmental background for the evolution of human civilisation. **Quaternary Science Reviews**, 25 (13-14), 1517-1541.
- SCHWEIZER, G., 1975. **Untersuchungen zur Physiogeographie von Ostanatolien und Nordwestiran, geomorphologische, klima- und hydrogeographische Studien im Vansee- und Rezaiehsee-Gebiet**. 145. Tübingen: Tübingen Universitesi Geog. Inst.
- STUIVER, M., & REIMER, P., 1993. Extended 14C data base and revised

- CALIB 3.0 14C age calibration program. **Radiocarbon** 35 , 215-230.
- SÜR, A., SÜR, Ö., & YİĞİTBAŞIOĞLU, H., 2002. **Volkanlar, Türkiye'nin Volkanik Yörelere ve Depremler**. Ankara: Bilim Yayınları.
- ŞAROĞLU, F., & GÜNER, Y., 1981. Doğu Anadolu'nun Jeomorfolojik Gelişimine Etki Eden Ögeler: Jeomorfoloji, Tektonik, Volkanizma İlişkileri. **T.J.K. Bülteni** , 24, 39-50.
- ŞAROĞLU, F., & YILMAZ, Y., 1986. Doğu Anadolu'da Neotektonik Dönemdeki Jeolojik Evrim ve Havza Modelleri. **MTA Dergisi** (107), 73-95.
- ŞEN, Z., KADIOĞU, M., & BATUR, E., 1998. Cluster Regression Model and Level Fluctuation Features. **Annal Geophysicae** (17), s. 27-279.
- ŞENGÖR, A., & YILMAZ, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. **Tectonophysics**, 75 , 181-241.
- ŞENGÖR, C., ÖZEREN, M., KESKİN, M., SAKINÇ, M., ÖZBAKIR, A., & KAYAN, İ., 2008. Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens. **Earth Science Reviews**, 90 (1-2), 1-48.
- ŞENGÜN, M., 1993. Bitlis Masifinin Metamorfizması ve Örtü Çekirdek İlişkisi. **MTA Dergisi** (115), 1-13.
- ŞENGÜN, M., 1984. **Tatvan Güneyinin (Bitlis Masifi) Jeolojik/Petrografik İncelemesi**. Basılmamış Doktora Tezi. Ankara: Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- TATLI, A., 1982. Nemrut Dağı'nın bitki sosyolojisi ve bitki ekolojisi yönünden incelenmesi. **Atatürk Üniversitesi Fen Fakültesi Dergisi** 1 , 537-549.

- TOLUN, N., 1952. Contributions A L'etude Geologique des Environs du S et SW Lac de Van. **MTA Dergisi** (44-45), 77-115.
- TOPRAK-SU GENEL MÜDÜRLÜĞÜ., 1971. **Van Gölü Havzası Toprakları**. Topraksu Genel Müdürlüğü. Ankara: Köy İşleri Bakanlığı Yayınları.
- TÜRKÜNAL, S., 1980. **Doğu ve Güneydoğu Anadolu'nun Jeolojisi** (Cilt 18). Ankara: TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası.
- ULUSOY, I., LABAZUY, P., AYDAR, E., ERSOY, O., & ÇUBUKÇU, E., 2008. Structure of the Nemrut caldera (Eastern Anatolia, Turkey) and associated hydrothermal fluid circulation. **Journal of Volcanology and Geothermal Research** 174 , 269–283.
- VALETON, I., 1978. A morphological and petrological study of the terraces around Lake Van, Turkey. . In E. Degens, & F. Kurtman, **Geology of Lake Van** (pp. 64-80.). Ankara: MTA Press.
- VALETON, I., 1978. Optical Properties of Volcanic Glasses in the Holocene Lake Van Sediments. E. T. Degens, & F. Kurtman içinde, **The Geology of Lake Van** (s. 98-101). Ankara: MTA.
- VAN ZEIST, W., & WOLDRING, H., 1978. A Postglacial Pollen Diagram From Lake Van in East Anatolia. **Review of Palaeobotany and Palynology** (26), s. 249-276.
- WICK, L., LEMCKE, G., & STRUM, M., 2003. Evidence of Lateglacial and Holocene Climatic Change and Human Impact in Eastern Anatolia: High-Resolution Pollen, Charcoal, Isotopic and Geochemical Records from the Laminated Sediments of Lake Van, Turkey. **The Holocene** , 13 (5), s. 665-675.
- WRIGHT, J., SELF, S., & FISHER, R., 1980. Towards a facies model for ignimbrite-forming eruptions. S. Self, & R. Sparks içinde, **Tephra Studies** (s. 433-439). Dordrecht: D.Reidel Publ.

- YALÇINLAR, İ., 1973. Doğu Anadolu'nun Jeolojik Temel Strüktürleri. **İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi**, 10 (18-19), 35-56.
- YALÇINLAR, İ., 1976. Doğu Anadolu'nun Metamorfik Masifleri ve Alt Paleozoik Formasyonları. İ. Yalçınlar içinde, **Türkiye Jeolojisine Giriş** (Cilt 2089, s. 223-235). İstanbul: İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi.
- YALÇINLAR, İ., 1973. Nemrut Sönmüş Volkanı ve Kalderası. **İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi**, 10 (18-19), 253-273.
- YILMAZ, O., 1975. Cacas Bölgesi (Bitlis Masifi) Kayaçlarının Petrografik ve Stratigrafik İncelemesi. **Türkiye Jeoloji Bülteni** (18/1-2), 33-40.
- YILMAZ, Y., GÜNER, Y., & ŞAROĞLU, F., 1998. Geology of the quaternary volcanic centres of the east Anatolia. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 85 (1-4), pp. 173-210.

## Özgeçmiş

1978 yılında Van'da doğdu. İlköğrenimimi Van Atatürk İlkokulunda, orta öğrenimimi Van Gölü Anadolu Lisesinde tamamladı. 1997 yılında Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümüne girdi. Lisans Eğitimini "Bendimahı Nehri ve Çevresinin Antropojen Parçalanma Haritaları ve Analizleri" isimli Lisans Tezi ile 2001 yılında tamamladı. Ocak 2002 tarihinde Van Yüzüncü Yıl Üniversitesi Fen Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü'nde Araştırma Görevlisi olarak göreve başladı. 2002 yılında başladığı Van Y.Y.Ü. Sosyal Bilimler Enstitüsü Fiziki Coğrafya Anabilim Dalındaki Yüksek Lisans Eğitimini Eylül 2005 tarihinde "Çatak (Van) – Görentaş Arasının Fiziki Coğrafyası" isimli tezi ile mezun olarak bitirdi.

2006 yılında YÖK 2547 sayılı Kanununun 35. maddesi gereğince İstanbul Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Coğrafya Anabilim Dalı'nda Doktora eğitimi almak üzere görevlendirildi. Akköprü, 2004-2008 yılları süresince Kasım-Ocak ayları içinde Fransa-Paris Meudon'da CNRS Fiziki Coğrafya Laboratuvarlarında staj yaptı. 2008 Ocak ayında Paris I Panthéon Sorbonne Üniversitesi ile İstanbul Üniversitesi arasında imzalanan co-tutelle anlaşması ile ikili doktora programına kabul edildi. 2009 Eylül ayı ile 2010 Temmuz ayları arasında ise Paris I Panthéon Sorbonne Üniversitesinde doktora çalışmalarını sürdürdü.

Halen İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümünde Araştırma Görevlisi (35. Madde) olan Ebru AKKÖPRÜ, İngilizce ve Fransızca bilmektedir.