



Maden Tetkik ve Arama Dergisi

<http://dergi.mta.gov.tr>



VAN GÖLÜ'NÜN GEÇ KUVATERNER TEKTONO-STRATİGRAFİK EVRİMİ

THE LATE QUATERNARY TECTONO-STRATIGRAPHIC EVOLUTION OF THE LAKE VAN, TURKEY

Naci GÖRÜR^{a*}, M. Namık ÇAĞATAY^a, Cengiz ZABCI^a, Mehmet SAKINÇ^a, Remzi AKKÖK^a,
Hande ŞİLE^a ve Sefer ÖRÇEN^b

^a İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeoloji Bölümü, 34469 Maslak, İstanbul, Türkiye

^b Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Mühendislik ve Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Bölümü, 65080, Kampüs, Van, Türkiye

ÖZ

Anahtar Kelimeler:
İklim, Göl Seviyesi
Oynamaları, Tektono-
Stratigrafi, Van Gölü

Van Gölü çevresindeki taraçaların pek çoğu, Van Gölü Havzası'nın çok daha uzun dönemli jeolojik geçmişine nazaran daha kısa bir dönemi yansıtır. Bunların depolanması, günümüzden önceki son 125 bin yıl sırasında gerçekleşmiştir. Bu çökeller alüvyal yelpaze/ör-
gümlü akarsu, kumsal, Gilbert-tipi delta, kıyıyakını ve kıyıötesi gibi geniş bir yelpazede yer alan bir dizi sığ gölsel ve göl çevresi ortamlarında birikmişlerdir. Bunların litofasiyeslerinin çeşitliliği, depolanma koşullarındaki iklimsel ve tektonik denetimlerin kanıtlarını oluşturur. Su toplama havzasındaki yüksek rölyefli alanlar, bunların depolanmaları sırasında, gölün kıyasal alanlarına bol miktarda kırıntılı materyal sağlamış ve bu nedenle bölgede baskın olarak karasal kırıntılı çökeller görülmesine sebep olmuştur. Kaba kırıntılı sedimanların yaygın olarak Gilbert-tipi deltaların oluştuğu büyük akarsuların ağızlarında gerçekleşmiştir. Akarsu-denetimli gölsel deltalar, göl seviyesinin yükselmesi sırasında oluşmuştur. Göl havzasının doğu kenarında göreceli olarak daha yaygın ve kalın gözlenen bu çökeller, batı rüzgârlarının etkisinden korunmuş düşük-enerjili kıyı ortamının varlığına işaret eder. Bununla beraber, deltaları çevreleyen aynı göl kenarının bazı alanlarında, dalgalar ve fırtına-kökenli kıyıboyu akıntıları tarafından taşınan sedimanlar ile beslenen kumsallar oluşmuştur. Kıyıyakını fasiyesinde görülen kaba-taneli kırıntılı malzeme, Paleo-Van Gölü'nün kıyıların büyük olasılıkla fırtınalar ve fırtına-kökenli akıntılarının varlığına maruz kaldığını gösterir. Ancak, gölün yüksek kıyı çizgisi zamanlarında kıyıyakını çökellerinde dereceli tabakalanma ve taban yapıları gibi turbidit depolanmasına ilişkin herhangi bir kanıt bulunmaması, türbidit akıntılarının göl kenarı boyunca sediman taşınmasında önemli bir etken olamadığı göstermektedir. Gölün kıyıötesi yanal olarak devamlı, ince tabakalanmalı varvli ve bazı kesimlerinde göçme ve konvülüt tabakaları gibi hidroplastik bozulma yapıları da içeren ince-taneli kumtaşları ve çamurtaşlarının çökeldiği durgun bir su kütlesi ortamıydı. Van Gölü çevresindeki taraça çökellerinin yaşlarının yeterince bilinmemesi,, bu taraçalar arasında tam anlamıyla bir deneştirme yapılamamasını engeller. Ancak incelenen taraça istiflerinde büyük-ölçekli döngülerin görülmemesi, her bir taraçanın daha yüksek göl seviyesi değişimlerine bağlı olarak meydana geldiğine ve bu olayı da bir regresyonun takip ettiğine işaret eder. Elde edilen yaş verileri 1760 m (odsy) yüksekliğine kadar çıkan yüksek göl seviyelerinin son buzullaşma arası (MIS 5; 123-71 bin yıl (GÖ)) ile bunu takip eden 26-24 bin yıl (GÖ), 22-21 bin yıl (GÖ) ve 10-6 bin yıl (GÖ) arasında oluştuğunu göstermektedir. Taraçaların yükselmeye ters orantılı olarak gençleşmeleri, göl seviyesinin zamanla giderek alçaldığına veya zamanla katlanmış olarak artan yükselmenin etkisine veya her ikisine birden bağlı olduğuna işaret eder. Göl seviyesi değişimleri olasılıkla iklimsel, volkanik ve tektonik süreçlerin birlikte işleminin bir sonucu olarak gerçekleşmiştir. Gölün hidrolojik olarak bir kapalı havza olduğu göz önünde bulundurulacak olunursa, iklim olasılıkla diğerlerinden daha etkin bir rol oynamıştır. En genç taraça seviyesinin ya-

* Başvurulacak yazar: Naci Görür, gorur@itu.edu.tr

şı 6 by (GÖ) olmasından dolayı, havzadaki iklim belki de görel olarak daha kurak ve evaporatif bir karakterdeydi. Gölün günümüzden önceki son 600 bin yıllık bütün geçmişi sırasında, bu alanın jeolojisi Türkiye'nin aktif eğim- ve doğrultu-atımlı neotektonik rejimi etkisiyle şekillenirken, gölün kıyıötesinde karakteristik göçme yapıları, konvülüt tabakalanma ve çoğunlukla da Nemrut Volkanı'na bağlı patlama ürünleri oluşmuştur.

Keywords:

Lake Van, Tectono-Stratigraphy, Lake Level Fluctuation, Climate

ABSTRACT

Many of the terraces around the Lake Van record a relatively short period of the much longer geological history of the Lake Van Basin. Their deposition took place during the last ca. 125 ka BP. They accumulated in a large array of shallow lake and lake margin environments, such as alluvial fan/braided river, beach, Gilbert-type delta, nearshore lake and offshore lake. Variability of their lithofacies provides evidence for climatic and tectonic controls of their depositional conditions. During their deposition high relief areas in the watershed delivered abundant detritus to the coastal areas of the lake. The sedimentation was therefore dominated by terrigenous clastic deposits. The highest concentrations of the coarse clastic sediments were at the mouths of the major streams where they formed Gilbert-type deltas. These river-dominated lacustrine deltas formed during rising lake levels and are relatively more abundant and thicker in the eastern margin of the lake, indicating that this margin mostly had a low-energy coast sheltered from the prevailing westerly winds. However, some areas of the same margin adjacent to deltas were also supplied with sediments by waves and storm-induced longshore currents to form beaches. Storms and storm-generated traction currents were perhaps active agents along the shores of the Lake Paleo-Van as suggested by the presence of the coarse-grained material in its nearshore facies. Somehow, during times of lake highstands, turbidity currents seem not to have played an important role in the sediment transportation along the lake margin, because the nearshore sediments hardly show any evidence of turbidite deposition, such as graded bedding and sole-marks. The offshore lake was relatively quite standing water, depositing laterally persistent, thinly-bedded to varved and fine-grained sandstones and mudstones in part with hydroplastic disruptions, such as slumps and convolute beddings. Because of the lack of sufficient datings of the terrace sequences around Lake Van, we cannot correlate them unequivocally. However, the absence of large-scale cyclicity within a given terrace sequence in each locality suggests that deposition of each terrace occurred during a separate lake level fluctuation each reaching to higher level than the modern lake level followed by a regression. The available age data suggest that high lake levels, reaching up to 1760 m asl, occurred during the last interglacial (MIS 5; 123-71 ka BP), 26-24 ka BP, 22-21 ka BP and 10-6 ka BP. The younging of the terrace deposits along with the decrease in elevation suggests either a gradual decline of lake level with time, or the effect of the cumulative uplift with time or both. The fluctuating lake level was probably due to a combination of climatic, volcanic and tectonic processes. Considering the hydrologically closed nature of the lake, climate probably played more important role than the others. Since the formation of the youngest terrace sediments of 6 ka BP, perhaps the climate in the basin has been mostly relatively more arid and evaporative. During the entire history of the lake (last 600 ka), geology of the area has been characterized by the neotectonic régime of Turkey with active dip- and strike-slip faults, resulting in the offshore lake the characteristic slump structures and convolute beddings, and eruptions of mainly the Nemrut Volcano.

1. Giriş

Van Gölü konumu itibarıyla Doğu Anadolu'da yer alır. Maksimum derinliği 455 metre olan bir havzadır (Degens ve Kurtman, 1978). Dünyadaki en büyük soda gölüdür (alkalinite =153 meq l⁻¹, pH=9.81) (Reimer vd., 2009) ve hacimsel olarak (576 km³) dördüncü sırada yer alır. Çevresindeki yüksek dağlardan (batıda ve kuzeyde Nemrut ve Süphan volkanları, güneyde Bitlis masifi, doğuda Doğu Van Dağları) kaynaklanarak göle sürekli akan çeşitli akarsular (örne-

ğin; Zilan, Ala Çay, Karasu, Dönemeç ve Kotum) ile beslenen kapalı bir akaçlama (drenaj) sistemine sahiptir. Bu akarsular, bu göl havzasının 600 bin yıllık geçmişi sırasında göl havzasında birikmekte olan büyük miktarlardaki sedimanları taşımışlardır (Litt vd. 2009; Stockhecke vd., 2014). İklim, yerel tektonizma ve volkanizma nedenli göl seviyesi değişimlerinden dolayı bu sedimanlar havza kenarlarının farklı yüksekliklerinde çökelmişlerdir.

Günümüze değin Van Gölü Havzası'nın stratigrafik, tektonik ve iklimsel evrimlerini aydınlatmak

amacıyla bu taraçalar üzerine çeşitli çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmaların pek çoğu, son buzullaşma dönemi sırasındaki ve sonrasındaki göl-seviyesi değişimlerini ve bölgesel iklim olaylarını değerlendirmek için yapılan farklı kıyıçizgisi yüksekliklerinin ve bunların yaşlarının belirlenmesi ile ilgilidir (Valeton, 1978; Kempe vd., 2002; Kuzucuoğlu vd., 2010). Ayrıca bu gölün varv kayıtları, bakteri çeşitliliği, palinolojisi, jeokimyası, batimetresi, ve volkano-sismisitesi ile ilgili yapılmış çalışmalar da bulunmaktadır (Degens ve Kurtman, 1978; Kempe ve Degens, 1978; Wong ve Finckh, 1978; Wong ve Degens, 1978; Degens vd., 1984; Kempe vd., 1991; Landmann, 1996; Landmann vd., 1996a, b; Kadioğlu, 1997; Wick vd., 2003; Şengör vd., 2003; Lvemann ve Kempe, 2005; Lopez-Garcia vd., 2005; Kaden vd., 2005; Utkucu, 2006; Horasan ve Boztepe-Güney, 2007; Kuzucuoğlu, 2010; Kaden vd., 2010; Çukur vd., 2013; Sumita ve Schmincke, 2013a, b; Stockhecke vd., 2014; Çağatay vd., 2014). Görel olarak yakın zamanda (akarsular tarafından) kazılmış olan bu gölsel havzada taraçalara ait olağanüstü yüzeylenmeler olmasına rağmen, bu çeşitli yüksekliklerdeki göl taraçası çökellerinin sedimentolojisi üzerine çok az çalışma yapılmıştır.

Bu çalışmanın amacı Van Gölü Havzası'nın tektono-sedimanter evrimini, gölsel taraçaları ve bu taraçaların depolanma ortamlarını mekân ve zaman boyutları kapsamında irdeleyerek tartışmaktır. Bu hedefi gerçekleştirmek için önce havzanın jeolojik ve sismo-tekttonik konumları irdelenecek, bunu takiben taraça sedimanları ayrıntılı olarak tanımlanacak ve son olarak da taraçaların çökeltme ortamları yorumlanarak, Van Gölü Havzası'nın zamansal evrimi tartışılacaktır.

2. Van Gölü ve Çevresinin Jeolojik Özellikleri

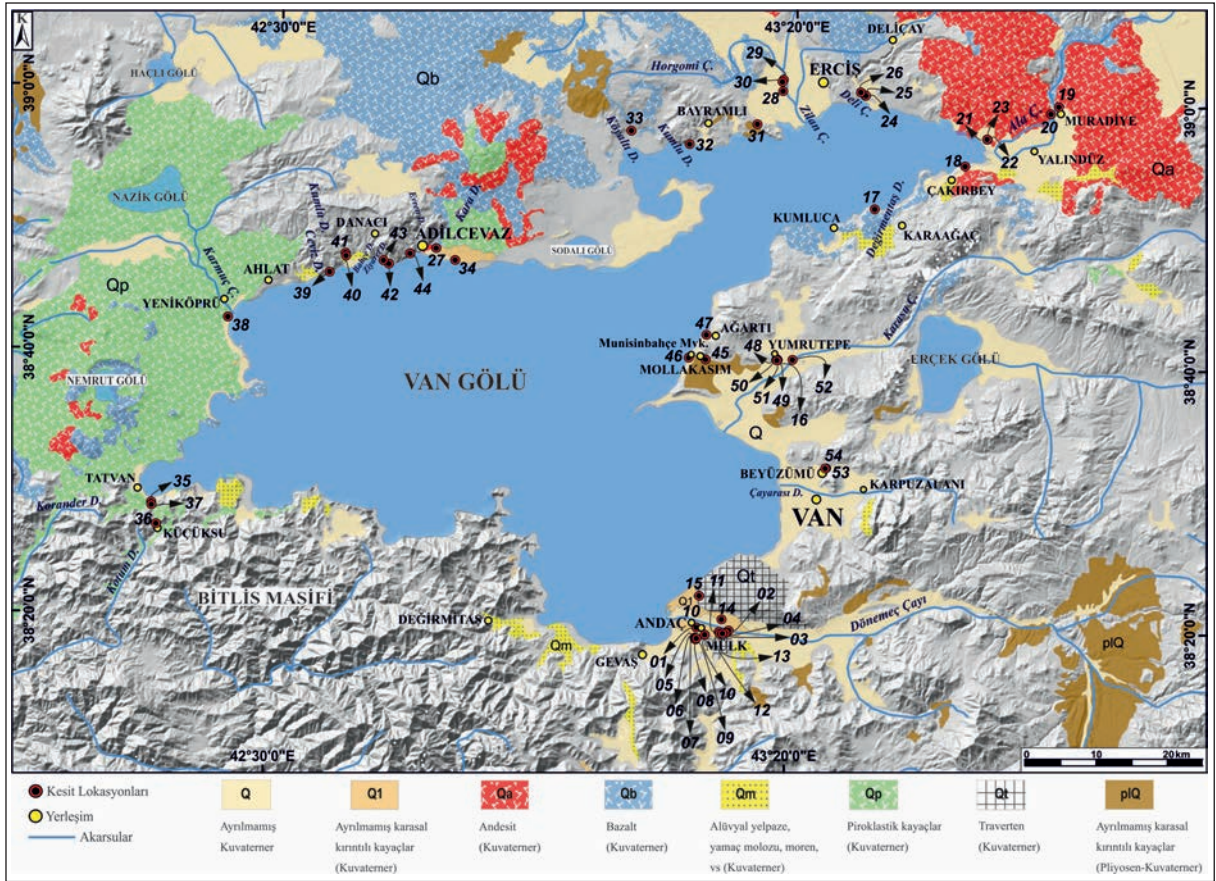
2.1. Genel Jeoloji

Van Gölü Havzası, gölün kenarları boyunca yüzeylenen heterojen bir stratigrafik temele sahiptir. Kuzey ve batı kenarlarında çoğunlukla Neojen ve Kuaterner yaşlı volkanik kayalar ve bazı yerlerde ise kırıntılı ve karbonatlı Miyosen sedimanları yer alır (Şekil 1). Doğu kenarında, baskın olarak, Doğu Anadolu Birikim Karmaşığı'nı oluşturan Üst Kretase-Oligosen ofiyolitik melanj ve fliş birimleri görülür. Güney kenarı çoğunlukla Bitlis masifinin Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaları ile temsil edilir (Şekil 1). Bütün bu kayalar, günümüzden 600 bin yıl önceki oluşumundan beri Van Gölü'nde biriken 700 m kalın-

lığındaki sedimanların kaynak alanlarını oluşturdu (Litt vd., 2009; Stockhecke vd., 2014).

Faylar ve kıvrımlar Van Gölü Havzası'ndaki jeolojik yapıları karakterize ederler (Şaroğlu ve Güner, 1981; Güner, 1984; Şengör vd., 1985; Yılmaz vd., 1998; Toker ve Şengör, 2011; Şengör vd., 2008; Çukur vd., 2013). Fayların büyük bölümü kısa ve sürekli olmayan, düzensiz bir dağılım gösteren doğrultu-atımlı faylar ile temsil edilirler. Bunlar KB-GD, KD-GB ve D-B uzanımlı olarak gölün kuzeyinde ve doğusunda yaygındırlar. KB-GD ve D-B uzanımlı faylar çoğunlukla sağ-yanal, KD-GB uzanımlı olanlar ise genel olarak sol-yanal atımlıdırlar (Şekil 1). Doğrultu atımlı fayların pek çoğunun aktif olduğu ve bölgenin sismo-tekttonik özelliklerini belirlediği görülür. Bunların yanı sıra, Van Gölü'nün yakın çevresinde az sayıda aktif bindirmeler ve normal faylar da görülür. 2011 yılı Ekim ayında yaşanan Van Depremi'nde (M=7.1) kırılan bindirme fayı Van Gölü'nün doğu kenarı ile Erçek gölü arasında uzanır (Akyüz vd., 2011; Erdik vd., 2012; Doğan ve Karakaş, 2013; Fielding vd., 2013). Bölgedeki normal faylar, doğrultu-atımlı faylar ile ilişkili olarak görülür. Bunlar çoğunlukla doğrultu-atımlı fayların açılmalı sıçrama yaptığı yerlerde oluşmuştur (örneğin Van Gölü'nün batı kenarındaki Kuzey Sırtı'nı çevreleyen faylar). Kıvrımlar çoğunlukla ofiyolitik melanjı ve melanj ile ilgili formasyonları etkileyen yapılar olarak Van Gölü'nün doğusunda görülür. Bunlar genel olarak yerel, süreklilik göstermeyen KD-GB uzanımlı geniş antiklinaller ve senklinallerdir (Şengör vd., 2008).

Van Gölü Havzası'nın jeolojisi temelde Bitlis Okyanusu'nun orta Miyosen'de kapanmasından sonra şekillenmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 1985; Görür, 1992). Arap ve Avrasya levhalarının çarpışmasının meydana getirdiği kapanma, Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nu oluşturmuştur. Bu plato başlıca Rodop-Pontid magmatik yayın güneyinde gelişmiş olan Doğu Anadolu Birikim Prizması'ndan oluşur ve kısmen küçük ve yerel domlar (kubbemsi yapılar) ile bezenmiş masif bir dom yapısına sahiptir. Van Gölü Havzası böylesine bir yerel dom (Van gölü domu, Şengör vd., 2008) üzerinde bulunur. Havza D-B uzanımlı Muş-Van Havzası'ndaki Fırat Nehri'nin paleo-vadi sisteminin bir bölümü olarak gelişmiştir (Erinç, 1953; Wong ve Degens, 1978; Degens vd., 1978; Şaroğlu ve Güner, 1981; Güner, 1984; Şengör vd., 1985; Yılmaz vd., 1998; Şengör vd., 2008; Kuzucuoğlu vd., 2010; Çukur vd., 2013). Muş ve Van havzaları birbirinden yaklaşık 600 bin yıl önce Nemrut volkanında gerçekleşen bir patlama ile ayrılmıştır



Şekil 1- Van Gölü su toplama havzasının ve taraçaların çalışıldığı yerlerinin gösterildiği jeoloji haritası. Şenel ve Ercan (2002)'dan derlenmiştir.

(Yılmaz vd., 1998; Kuzucuğlu vd., 2010; Litt vd., 2012).

2.2. Sismotektonik

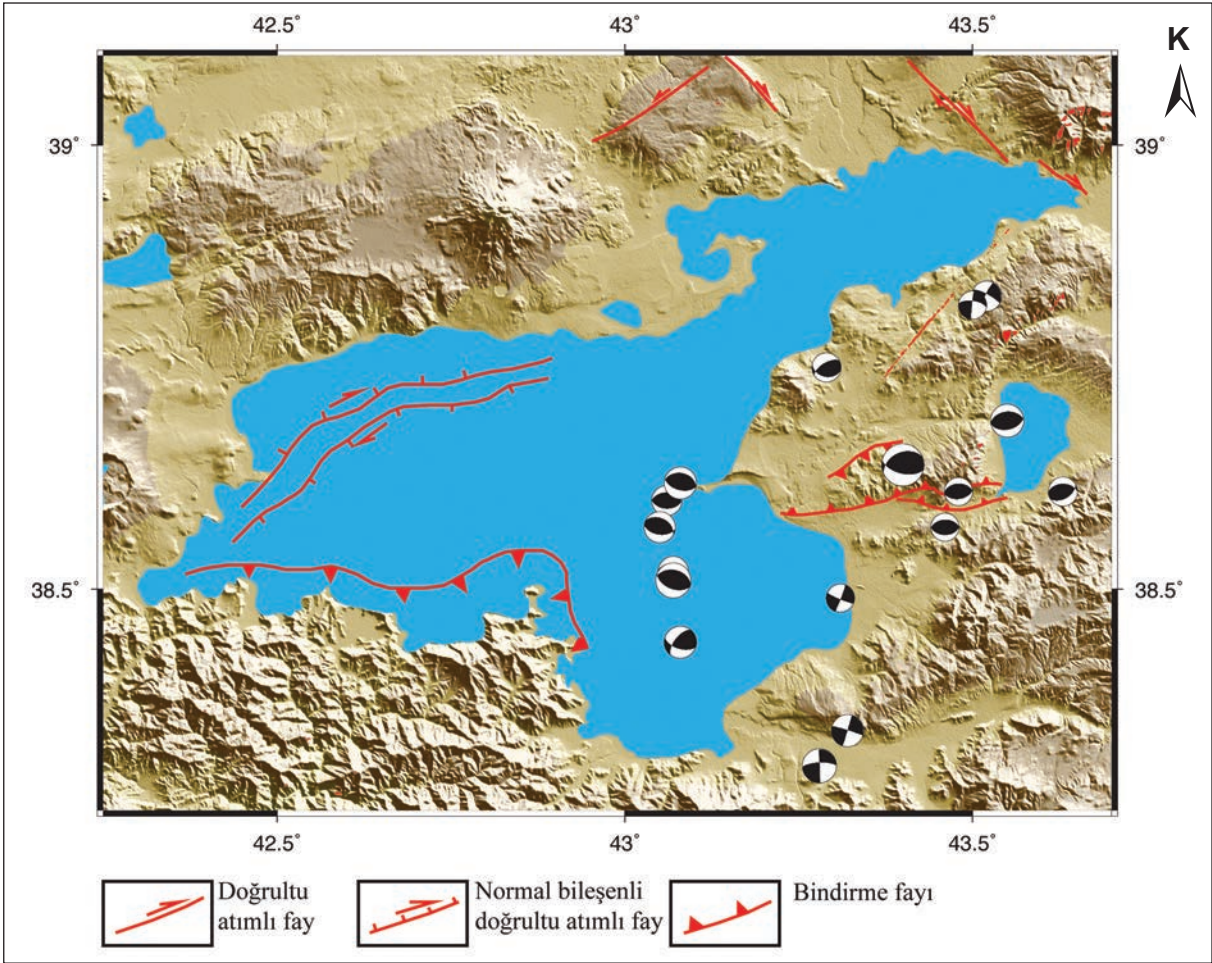
Doğu Anadolu Yüksek Platosu aktif tektonizmanın etkisi altında halen yükselmeye devam etmektedir (Şengör vd., 2008). Bu durum Van Gölü bölgesinde tarihsel ve aletsel olarak kaydedilmiş, farklı şiddetlere sahip depremler ile doğrulanmaktadır. Bölgede tarihsel dönemler sırasında merkez üslerinde hissedilen şiddetleri VI ile IX arasında değişen 13 deprem kayıt edilmiştir. Bunlar MS 1110, 1245, 1276, 1441, 1582, 1647, 1648, 1701, 1704, 1715, 1879, 1871 ve 1881 yıllarında yaşanmış ve göl çevresindeki yerleşim yerlerinde büyük tahribata neden olmuştur (Ergin vd., 1967). Depremlerin aletsel olarak kayıt edildiği (1930 ve 2011 arasındaki) dönemde, bu bölgede büyüklükleri 4.0'den fazla olan 87 deprem kayıt edilmiştir (Horasan ve Boztepe-Güney, 2007). Bunlardan üçü, büyüklükleri 7.0 den fazla olan çok yıkıcı ve büyük olaylar olarak gerçekleşmiştir. Bunlar 1930, $M=7.6$ İran, 1976, $M=7.3$ Çaldıran ve 2011, $M=7.2$ Van dep-

remleridir (Şekil 2). Odak mekanizması çözümleri bu depremlerin pek çoğunun doğrultu-atımlı fayların, özellikle sağ-yanal olanlarının, kırılması sonucu meydana geldiğini göstermektedir. Bu durum, bölgedeki sağ-yanal doğrultu-atımlı fayların, sol-yanal doğrultu atımlı faylardan ve bindirmelerden daha fazla olmasından ötürü beklenen bir sonuçtur. Bindirme-iliskili olaylar çoğunlukla, bu fayların havzadaki dağılımı ile uyumlu olarak Van Gölü'nün doğusu ve güneyinde görülür (Wong ve Finckh, 1978; Şengör vd., 1985; Örgülü vd., 2003; Tan, 2004; Horasan ve Boztepe-Güney, 2007). Depremlerin büyük bir bölümü baskın olarak kabuğun 10 km yukarısında oluşan sığ olaylardır.

3. Taraça Çökellerinin Kronolojisi, Sedimentolojisi ve Oluşum Ortamları

3.1. Taraça Çökellerinin Yaşı

Taraça seviyeleri göl çevresinde 1656 m ile 1754 m arasında değişen çeşitli yüksekliklerde yüzeylenirler (Şekil 1). Bunlar çoğunlukla 3 ila 25 m kalınlıkta,



Şekil 2- Van Gölü çevresinin sismo-tektonik haritası. Aktif faylar, Emre vd. (2013) ve Çukur vd. (2013) çalışmalarından derlenmiş ve odak noktası çözümleri Harvard CMT katoloğundan alınmıştır (Ekström vd., 2012).

kıyıötesi ve göl kenarı (kıyıyakını, delta, kumsal ve aluviyal yelpaze) fasiyeslerine ait ve oluşum ortamları hakkında önemli veriler sunan iyi-korunmuş sedi manter yapılara sahip çökellerdir. Bu birimlerden elde edilen yaşlar çizelge 1’de derlenmiştir. Bunlar Güzel-su (Dönemeç Çayı Vadisi), Beyüzümü (Çayarası Va- disi), Yumrutepe (Karasu Vadisi), Karahan Köyü, Adilceviz (Kara Dere Vadisi) ve Kotum Dere Vadi- si’nde yaşlandırılmışlardır (Şekil 1). Yaşlandırmalar daha önceki çalışmalarda radyokarbon, ve $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ yöntemleri kullanılarak (Kempe vd., 2002; Kuzucuoğ- lu vd., 2010), bu çalışmada ise OSL (Optically Stimu- lated Luminescence – Optik Uyarımlı Işınım) yöntemi kullanılarak (Kuzucuoğlu vd., 2010; bu çalışma) ger- çekleştirilmiştir (Çizelge 1).

Dönemeç Çayı Vadisi'nde (Güzelsu), 20.9 ve 20.7 bin yıl (GÖ) arasında değişen kalibre edilmiş ^{14}C yaşları elde edilmiş (Kempe vd., 2002) gölkıyısı ötesi sedimanları ortalama deniz seviyesinden 1705 m yük-

sekliğinde yüzeylenir (Şekil 1). Van şehrinin güneydoğusundaki Çayarası Vadisi'nde (Beyüzümü) ortalama deniz seviyesinden 1754-1761 m yukarıda bulunan lamineal kıyıyakını göl çökelleri kalibre edilmiş ^{14}C yöntemi kullanılarak $\geq 30\text{-}34$ bin yıl (GÖ) ve bu çalışmada OSL yöntemi kullanılarak 15.1 bin yıl (GÖ) olarak yaşlandırılmışlardır. Karasu vadisindeki Yumru Tepe'de ortalama deniz seviyesinden 1736 ve 1712 m yukarıda bulunan kumsal ve Gilbert-tipi delta istiflerinin 30-34 bin yıl (GÖ) öncesine ait kalibre edilmiş ^{14}C yaşları Çayarası Vadisi'ndeki kıyıyakını göl çökelleri ile aynı yaştadır (Kuzucuoglu vd., 2010) (Çizelge 1; Şekil 1). Bu çalışmada istifin daha yukarısı için belirlenen OSL yaşları, ağırlıklı olarak 15.1 bin yıl (GÖ) olmak üzere günümüzden önceki 10 ile 20 bin yıl arasında değişir; diğer taraftan daha aşağı bir seviyedeki yaş bulgusu 12 ± 1.8 bin (GÖ) yıldır. Karahan Köyü çevresinde diğer bir Gilbert-tipi delta istifi ortalama deniz seviyesinden 1690 m yüksekte yüzeylenmiştir; Kuzucuoglu vd., (2010) bu istif için 24.9

Çizelge 1- Van Gölü çevresindeki taraçaların yaşları. Derlenmiş veriler Kuzuoğlu vd. (2010), Kempe vd. (2002), Mouralis vd. (2010) ve bu çalışmadan elde edilmiştir.

Yer	Adlama	BOY (°E)	ENL (°N)	Yaş	Seviye	Materyal	Yöntem	Referans
Yumrutepe (YUM 4)	Van 05-49	43.311	38.673	>34000 GÖ	Kumsal seviyesindeki kavklar	CaCO ₃	Radyokarbon	Kuzucuoğlu vd. (2010)
Beyüzümü	Van 05-51	43.392	38.537	>31000 GÖ	Turba üzerindeki kattaki kavklar	CaCO ₃	Radyokarbon	Kuzucuoğlu vd. (2010)
Beyüzümü	Van 06-BT 10-15	43.392	38.537	>34000 GÖ	Turba istifinin 2.5 m üstü	Organik	Radyokarbon	Kuzucuoğlu vd. (2010)
Beyüzümü	Van 06-01	43.392	38.537	>30000 GÖ	Üstteki istif içerisindeki turba tabakası (7b)	Organik	Radyokarbon	Kuzucuoğlu vd. (2010)
Beyüzümü	Van 06-67	43.393	38.537	n.d.	Kanal dolgusu içerisindeki paleosol	Organik	Radyokarbon	Kuzucuoğlu vd. (2010)
Yumrutepe (YUM 1)	Van 06-61	43.311	38.673	n.d.	Taşkın düzlüğü siltleri altında gömülü olan paleosol	Organik	Radyokarbon	Kuzucuoğlu vd. (2010)
Zeve 1 (Aşağı Karasu)	Van 07-1	43.227	38.592	n.d.	T4" alüvyal taraçası içerisinde gömülü olan paleosol	Organik	Radyokarbon	Kuzucuoğlu vd. (2010)
Orene (Aşağı Zılan)	Van 07-13	43.314	39.012	n.d.	T4" alüvyal taraçası içerisinde gömülü olan paleosol	Organik	Radyokarbon	Kuzucuoğlu vd. (2010)
Kırklar	Van 05-36b	43.607	38.968	24900±800 kal. GÖ	Tefra altındaki siyah (sup.)	Organik	Radyokarbon	Kuzucuoğlu vd. (2010)
Kırklar	Van 05-36a	43.580	38.982	25700±600 kal. GÖ	Tefra altındaki siyah kat (inc)	Organik	Radyokarbon	Kuzucuoğlu vd. (2010)
Adilcevaz	Van 06-76a	42.748	38.806	5940-6185 kal. GÖ	Seramikler ile birlikte bulunan meşe	Meşe kömürü	Radyokarbon	Kuzucuoğlu vd. (2010)
Adilcevaz	Van 06-76b	42.753	38.806	9470-9550 kal. GÖ	Aseramik katlardaki meşe kömürü (taban seviyesi)	Meşe kömürü	Radyokarbon	Kuzucuoğlu vd. (2010)
Güzeldere (kayısılık)		43.220	38.336	20700±300 kal. GÖ	Organik madde (üst seviye)	Organik	Radyokarbon	Kempe vd. (2002)

Çizelge 1- devam

Yer	Adlama	BOY (°E)	ENL (°N)	Yaş	Seviye	Materyal	Yöntem	Referans
Kotum	06-33 sup.	42.309399	38.472325	102.2 ±3.8/ -3.7 GÖ	Alt traverten		U/Th	Kuzucuoğlu vd. (2010)
Kotum	06-33 inf.	42.309520	38.472297	102.1 ±8.1/ -7.5 GÖ	Alt traverten		U/Th	Kuzucuoğlu vd. (2010)
Yumrutepe	OSL16	43.311347	38.673269	12±1.8 bin yıl	Kıyiyakını göl sedimanları (?)	Polimineral	OSL	Bu çalışma
Kotum- Küçükusu Vadisi	VAN 021	42.314185	38.478190	117±5.2bin yıl	Piroklastikler (pomza döküntüsü)	Mineral	Ar/Ar	Mouralis vd. (2010)
Yumrutepe	OSL48-1	43.310298	38.674525	10±1 ka (n=9), 15±1bin yıl (n=25), 20±1 bin yıl (n=9)	Kıyiyakını göl sedimanları (?)	Kuvars	OSL	Bu çalışma
Adilcevaz	OSL27-1	42.757291	38.805548	10.3±1.1 bin yıl	Kıyiyakını göl sedimanları (Alt seviye)	Polimineral	OSL	Bu çalışma
Adilcevaz	OSL27-2	42.757291	38.805548	6.14±0.7 bin yıl	Kıyiyakını göl sedimanları (orta seviye)	Polimineral	OSL	Bu çalışma
Adilcevaz	OSL27-3	42.757291	38.805548	8.2±0.92 ka	Kıyiyakını göl sedimanları (üst seviye)	Polyminerale	OSL	Bu çalışma
Beyüzümü	OSL54	43.391304	38.537251	15±1 ka	Kıyiyakını göl sedimanları	Kuvars	OSL	Bu çalışma

ve 25.7 bin yıl (GÖ) arasında değişen kalibre edilmiş ^{14}C yaşları elde etmiştir. Adilcevaz çevresinin kuzey kenarında (Kara Dere Vadisi'nde) ortalama deniz seviyesinden 1697 m yüksekte bulunan kıyıyakını göl sedimanları bu çalışmada OSL yöntemiyle 6.1 ve 10.3 bin yıl (GÖ) arasında yaşlandırılmıştır (Çizelge 1). Ancak, Kuzucuoğlu vd., (2010) bu formasyonu, günümüzdeki göl seviyesinden 13 m daha yüksek, akarsu ağızları yakınında bulunan ve 5.9 ve 9.7 bin yıl (GÖ) kalibre ^{14}C yaşları ile erken Holosen taraçaları olarak belirtmişlerdir.

Şimdiye kadar yaşlandırılmış en eski taraçalar Kotum Deresi Vadisi'nde bulunur. Kuzucuoğlu vd. (2010)'ne göre bu vadideki en eski taraça 105 bin yıldan (GÖ) daha eskidir. Bu taraça ortalama deniz seviyesinden 1755 m, günümüzdeki göl seviyesinden 110 m ve gölün eşiğinden 20 m yukarıda bulunmaktadır ve piroklastik depoların gölün Kotum Deresi Vadisi'ndeki dışa açılan ağzını kapatması sırasında depolanmıştır. Aşağı Kotum Deresi Vadisi'ndeki diğer bir taraça (bu çalışmadaki KOD₁ GPS-035 ve KOD₂, GPS-037 kesitleri; Şekil 1) 1730-1735 m yüksekliktedir. Bu taraça, lamine taraça sedimanlarının altında uyumsuz olarak bulunan traverten ve ponza birimlerinin $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ve U/Th yaşlarına göre, 100-35 bin yıl (GÖ) arasında oluşmuştur (Kuzucuoğlu vd., 2010; Mouralis vd., 2010).

Taraçaların yaşları, yüksek kotuna rağmen genç yaş elde edilen Kara Dere Vadisi (Adilcevaz) haricinde, (1697 m; günümüzdeki göl seviyesinden 50 m yüksek) yüksekliğe bağlı olarak artmaktadır. Böyle olmakla beraber, burada değinilen taraçalar hakkında daha önce yayımlanmış yaş verileri, yaşlandırma yapılan örneklerin stratigrafik konumu, litolojisi, fasiyes birlikleri, stratigrafik ilişkileri ve çökme ortamı kesin bir şekilde belirtilmemiş olmasından dolayı, dikkatli bir şekilde değerlendirilmeli ve kullanılmalıdır. Taraçalar sadece mevcut bilinen yaşlar kullanılarak göl havzası boyunca fasiyes fasiyes denestirilemez ve aralarında mekânsal ve zamansal ilişki kurulamaz. Ancak gene de yaşlandırılmış en eski taraça göz önünde bulundurularak, bu farklı taraça seviyelerinin Van Gölü Havzası'nın son 125 bin yıllık (GÖ) doğal evrimini yansıttığını rahatlıkla kabul edilebilir.

Aşağıda öncelikle bu taraçaların görüldüğü lokasyonlar ayrıntılı olarak tanımlanacak, daha sonra ise bu çökellerin oluşum ortamları yorumlanacaktır. Bu yorumlara dayanarak Van Gölü Havzası'nın yaklaşık olarak son 125 bin yıl boyunca geçirdiği tektono-stratigrafik evrim tartışılacaktır.

22 farklı lokasyonda taraçalar irdelenmiştir. Bunlar: Dönemeç Çayı Vadisi (Güzelsu), Çayarası Vadisi (Beyüzümü), Karasu Vadisi (Yumrutepe ve Mollakasım), Munisinbahçe Mevkii, Boğaz Dere Vadisi, Hasan Dere Vadisi, Değirmentaş Dere Vadisi, Çakırbey Köyü çevresi, Alaçay Vadisi, Karahan Köyü, Delicay Vadisi, Zilan Vadisi, Kaş Burnu çevresi, Kumlu Dere Vadisi, Çayır Mahallesi, Karadere Vadisi (Adilcevaz), Evren Deresi Vadisi, Ziyaret Dere Vadisi, Soğanlı Köyündeki Kumlu Dere Vadisi, Ceviz Dere Vadisi, Karmuç Çayı Vadisi ve Kotum Dere Vadisi (Şekil 1).

3.2. Dönemeç Çayı Vadisi'nde Çalışılan Stratigrafik Kesitler

3.2.1. DÖN₁ kesiti (GPS-001, enlem: 38.3332°, boylam: 43.1891°, yükseklik: 1687 m)

Tanım: Bu kesit Dönemeç Çayı Vadisi'nin Andaç ve Mülk köyleri arasında uzanan güney yamacında çalışılmıştır (Şekil 1). Az miktarda silttaşı ve kiltası ile çok ince taneli ve çok iyi boylanmalı kumtaşından oluşan bu kesit 5 m kalınlığında ve yanal olarak devamlılık sunan bir istiftir. Bu kumtaşı kesitinin alt ve üst bölümlerinde ince paralel laminalanma, mikro çapraz-laminalanma ve küçük-ölçekli tekne tipi çapraz-tabakalanma yapıları görülür. Kesitin orta bölümünde belirgin olarak gelişmiş konvolüt laminalanma ve alev yapıları bulunur (Şekil 3).

Yorum: Yanal devamlılık, çok ince tane boyu, laminalanma, küçük ölçekli çapraz-laminalanma, konvolüt laminalanma ve alev yapıları gibi özellikler bu sedimanların yüksek ihtimalle Paleo-Van Gölü'nün kıyıötesi ortamında çökeldiğini göstermektedir. Gevşek sedimanlardaki bu deformasyon yapıları sismik-şokların tetiklediği sıvılaşma ve/veya tutturulmamış sedimanların akışkanlığı sonucu oluşan formlar olarak yorumlanmıştır (Üner, 2014). Paleo-Van Gölü'nün yaşama elverişli olmayan sodalı suyu, bu sedimanlarda tatlı-su organizmalarının bulunmamasına neden olmaktadır. Konvolüt laminalanmalar büyük olasılıkla, sedimanların suyla doymuş olduğu ve deprem sarsıntılarına maruz kaldıkları zaman oluşmuşlardır.

3.2.2. DÖN₂ kesiti (GPS-002), enlem: 38.3299°, boylam: 43.2409°, yükseklik: 1708 m)

Tanım: Bu kesit Dönemeç Çayı Vadisi'nin güney kanadında, DÖN₁ kesitinin 4.7 km doğusunda yer alır (Şekil 1). Kesit, 7 m kalınlıktaki çeşitli sedimanter



Şekil 3- Dönemeç Çayı Vadisi’ndeki riptıl laminalanma, tekne tipi çapraz tabakalanma, konvolüt laminalanma ve alev yapıları içeren taraça kesiti. Lokasyon için şekil 1’e bakınız.

yapılar sunan, sarımsı yeşil renkli ve üst kısımlara doğru kabalaşan kumtaşı biriminden oluşur. Kesitin tabanında, bu kumtaşı ince taneli, gevşek çimentolu ve düzlemsel laminalıdır; yukarı doğru dereceli olarak, biyoturbasyon içeren ve (kalınlığı 40 cm ye kadar çıkan) çift yönlü tekne tipi çapraz tabakalanmalı ince-orta taneli ve iyi boylanmış kumtaşına geçiş yapar (Şekil 4). Bu çapraz tabakalı ve biyoturbasyonlu kumtaşı üzerine erozyonel bir dokanakla, 30 cm kalınlıkta beyazımsı ve ince tabakalı killi karbonat veya marn gelir. Bu kesit üste doğru iyi boylanmış ve orta- kaba taneli kumtaşı olarak devam eder ve en üstte çakıllı hale gelir.

Yorum: Üst kısımlara doğru kabalaşan ve genelde iyi gelişmiş laminalanmalar, biyoturbasyon ve çift yönlü çapraz tabakalanma içeren bu iyi boylanmış kumtaşının, bir plaj ortamının kıyıyüzünde gözlemlenen yapıları temsil ettiği görülmektedir. Bu ortama özgü karmaşık hidrodinamik koşullar, tane boyları, ince kumdan çakıla kadar değişen ve yaygın biyoturbasyon yapıları ve çok yönlü tekne tipi çapraz tabakalı setler içeren çok çeşitli sedimanların birikimini oluşturan kılar. Bu çift yönlü tekne tipi çapraz tabakalar, muhtemelen güçlü kıyıboyu akıntısı koşulları altında gerçekleşen çökmenin bir göstergesidir. Bu tabakaların ve biyoturbasyonların üstlerinin aşınmış olması,



Şekil 4- DÖN₂ kesitindeki iki yönlü düzlemsel çapraz tabakalanma ve yaygın biyoturbasyon yapıları içeren kumtaşları. Lokasyon için şekil 1'e bakınız.

bu ortamın fırtına kökenli dalgalar tarafından değişime uğradığına işaret etmektedir. Aşınma yüzeyini örten killi karbonatlar, büyük olasılıkla fırtınaların dinmesini takiben asılı sedimanların çökmesini temsil eder. (Hayes, 1967; Howard, 1972; Reineck ve Singh, 1972; Kumar ve Sveers, 1976; Davidson-Arnott ve Greenwood, 1976).

3.2.3. DÖN₃ kesiti (GPS-003-004, enlem: 38.3271°/3268, boylam: 43.2359°/2356, yükseklik: 1713/1715 odsy)

Tanım: Bu kesit, Dönemeç Çayı Vadisi'nin güney yamacında yüzeylemiştir ve yukarıda tanımlan DÖN₂ kesitine 600 metre mesafededir (Şekil 1). Kesit tabanda 20 cm kalınlıktaki kahverengi, ince-orta taneli kumtaşı ile bunun üzerine gelen ve alt kısmında birkaç disk biçimli çakıllar ve bazı hayvan eşeşleme izleri dışında içsel yapı içermeyen, kırmızımsı-sarımsı yeşil renkli çamurtaşı ile başlar. Çamurtaşı üzerinde arakatmanlı olarak kumtaşı ve 30-40 cm kalınlıkta yeşil şeyl ile bunun üzerinde taban dokanağında kazıma ve yük izleri bulunan, 40 cm kalınlıkta, iyi tabakalanmalı kumtaşı yer alır. Bu kumtaşı ve altında yer alan birimler, göreceli olarak küçük ölçekli çökme ya

da kayma çökellerinin taban kayma yüzeyi olan düşük açılı bir erozyonel yüzey tarafından kesilmektedir. Kesit düşey olarak 2 cm kalınlıkta kötü-boylanmalı, derecelenmesiz ve monojenik bir çakıltaşı ile devam eder. Çakıltaşı tane destekli ve kötü-orta-boylanmalı bir çakıl topluluğu oluşturur. Çakıllar çoğunlukla köşeli ve yarı köşelidir, çoğu levhamsı veya diskoidal biçimlidir. Bu çakıllar baskın olarak yakınındaki anakaya yamacından türemiş olan traverten çakıllarından oluşur (Şekil 1). Bu çakıltaşı genel olarak, altındaki çökeller içerisinde farklı aralıklarda açılmış olan kanalları karakterize eden erozyonel tabanlı merceksi bir geometri sergiler. Bu düz uzanımlı çakıltaşı ve altındaki kumtaşı, kuzeydoğuya doğru, KD eğimli kumtaşı ve çakıltaşı arakatmanları üzerinde yer alır ve böylece bir deltaya benzer olan üç bölümlü bir yapı oluşturur (Şekil 5).

Yorum: Bu kesit Gilbert tipi deltanın özelliklerini sergiler. Bu kesitin alt kısmındaki hayvan eşeşlemeli çamur ve arakatmanlı şeyl ve kumtaşı büyük olasılıkla Paleo-Van Gölü'nde delta ötesi sedimanları (taban seti) olarak birikmiştir, diğer taraftan üstte yer alan yatay çakıltaşı ve kumtaşı ise bu deltanın platformunda (tavan seti) çökelmiştir. Dik bir eğime sahip kum-



Şekil 5- Bir Gilbert-tipi deltanın KD'ya doğru dik eğimli alın seti tabakalarını gösteren DÖN₃ kesiti. Alın seti tabakalarının altında çamurtaşı ve ince taneli kumtaşı taban seti tabakaları, üzerinde ise çakıltası içeren tavan seti tabakaları bulunmaktadır. Lokasyon için şekil 1'e bakınız.

taşı ve çakıltası arakatmanları delta yamacı (alın seti) sedimanları olarak çökelmiştir. Paleo-Van Gölü, muhtemelen yakınındaki travertenlerin, günümüzdeki yükselmiş travertenlerin oluşturduğu yükselimele benzer bir şekilde yüzeylendiği dik bir yamacın kenarına kadar dayanmış olmalıdır. Bu yükselime göle, tavan seti çökellerinin tane boylarının kaba taneli ve çakıltası içerisindeki tanelerin köşeli olmalarından görüleceği üzere, kısa mesafeden sınırlı bir miktarda kırıntılı malzeme sağlamıştır. Bununla beraber, bu malzeme girdisi, Van Gölü'nün kenarında küçük bir Gilbert-tipi delta oluşturmaya yeterli olacak kadar sürekli olmuştur. Delta platformunu kesen erozyonel yüzey, delta önünde gerçekleşen bir kanal aşındırması-na veya kaymaya işaret edebilir.

3.2.4. DÖN₄ kesiti (GPS-014, enlem: 38.3732°, boylam: 43.1925°, yükseklik: 1705 m)

Tanım: Bu kesit Dönemeç Köyü'nün 300 m güneyindeki Dönemeç Çayı Vadisi'nin kuzey yamacında yer alır (Şekil 1). Esas olarak çeşitli tipte sedimanter yapılar içeren, sarımsı yeşil renkli çok ince-ince tane-

li kumtaşından oluşan kesit yaklaşık 10 m kalınlıktaki bir sedimanter istifdir (Şekil 6). Bu istif tabanda 70 cm kalınlıktaki lamine, kısmen çapraz tabakalı kumtaşı ile başlar. Bunun üzerine belirgin bir dokanak ile 10 cm kalınlıktaki yatay iki kumtaşı tabakası arasında bir sandviç gibi yer alan yaklaşık 30-40 cm kalınlıkta ince-tabakalı ripilli kumtaşından oluşan bir istif gelir. Bu birim düşey olarak birbirlerinden, ince şeyl tabakaları ile ayrılan ince (5-10 cm) dalga ripilli kumtaşı tabakaları içeren 1 m kalınlıktaki diğer bir kumtaşı paketine geçiş yapar. Dalga ripillerinin uzunluklarının ve genliklerinin düşey olarak azaldığı görülür. Bu ripilli kumtaşı paketi üzerine 1.0-1.2 m kalınlıkta masif ile az belirgin lamine ve çok ince taneli kumtaşı ile killi kumtaşı birimi gelir. Bu birim içerisinde 10 cm kalınlıkta bir yatay kumtaşı ve çok ince tabakalı ve kıvrımlı çökme-kayma çökelleri görülür (Şekil 6). Bu birim üzerine, 25-35 cm kalınlıkta üç kumtaşı tabakası içeren, yaklaşık 80 cm kalınlıktaki bir kumtaşı paketi gelir. Erozyonel tabanlı bu kumtaşı tabakaları, çok ince çamurtaşı tabakaları ile arakatmanlıdır. Bu kumtaşı paketi üzerinde 1.3 m kalınlıkta beyaz renkli bir çökel görülür. Bu çökel, milimetrik ölçekte mikrokristalen karbonat ve değişik oranlarda kırıntılı



Şekil 6- Dönemeç Çayı Vadisi'nin kuzey kanadında ve Dönemeç Köyü'nün 300 m güneyinde yer alan DÖN₄ kesiti (Şekil 1). Bu kesit esas olarak sarımsı renkli, çok ince taneli ve laminalı kumtaşlarından oluşmaktadır. İstifte göçme ve su kaçışı yapıları görülmektedir. Lokasyon için şekil 1'e bakınız.

malzeme içeren laminaların ardalanmasından oluşan laminitler gibi görünmektedir. Laminitlerin tabanında, birkaç kısa diğer yapıları kesen, su-kaçışı yapıları gözlenir. Bu laminitler düşey olarak, tabanda ince tabakalı ve üstte ise masif olarak görülen 1.5 m kalınlıktaki bir kumtaşına geçiş yapar (Şekil 6).

Yorum: Kesitlerde, laminalı ve çok ince tabakalı kumtaşlarının bolca görülmesi, bu çökellerin Paleovan Gölü'nün düşük enerjili kıyıötesi ortamında çöktüğünü gösterir. Ancak, küçük ölçekli dalga ripilli ve çapraz tabakalı kumtaşları, ara ara yüksek enerji koşullarına işaret eder ve bu kumtaşları muhtemelen düşük hızlı taşıma akıntıları (traction currents) tarafından depolanmışlardır. Kayma tabakası ve bunun üzerine gelen erozyonel tabanlı kumtaşları, gevşek çökel deformasyonunun ve turbiditlerin bazı karakteristik özelliklerini gösterir. Bunlardan ilki muhtemelen pekleşmemiş sedimanların sıvılaşması sonucu olarak oluşurken, ikincisi ise turbidit akıntılarıyla birikmiştir. Van Gölü bölgesinin yüksek sismik aktivitesi dikkate alınacak olunursa, her iki sürecin de deprem şokları tarafından tetiklenmiş olması olasıdır. Karbonatça zengin laminalar, büyük bir olasılıkla görel olarak derin su (yüksek göl seviyesi) koşullarında, mevsimsel

sedimentasyon sonucu oluşan varırları temsil eder. Yüksek karbonat içerikleri büyük olasılıkla göle gelen kalsiyumca zengin suların girdisinden kaynaklanmaktadır (Litt vd., 2009; Stockhecke vd., 2014; Çağatay vd., 2014).

3.3. Beyüzümü Beldesi, Çayarası Vadisi'nde Çalışılan Stratigrafik Kesitler

3.3.1. CV₁ Kesiti (GPS-053-054, enlem: 38.5373°/5372, boylam: 43.3923°/3913, 1761-1754 odsy)

Tanım: Bu kesit Van şehrinin Beyüzümü beldesinin yaklaşık 1 km kuzeydoğusunda yer alır (Şekil 1). Kesit, bütünüyle yukarı seviyelerine doğru daha çakıllı olan 25 m kalınlığındaki bir kumtaşı ile karakterize edilir (Şekil 7). Kumtaşları genellikle sarımsı kahverengi-bej renklidir ve kesitin tamamında çeşitli dokusal ve sedimanter yapılar içerir. Kesitin tabanında bol ve iyi korunmuş tatlı su bivalvleri (*Dreissena* sp.) ve küçük çakıllar içeren yatay katmanlı kumtaşı vardır. Bu fosilli kaba çökellerin üzerinde az belirgin ve süreklilik göstermeyen ripıl marklı, 1.5 m kalınlıkta gri renkli, ince-orta-taneli kumtaşı yer alır. Bu

kumtaşı üste doğru belirgin bir dokanak ile 50 cm kalınlıktaki bir masif kumtaşına ve bunun üzerine gelen 1.5 m kalınlıktaki, beyaz ile bej renkli ve laminalı bir çamurtaşına geçer (Şekil 7). Bu istif, çamurtaşından üste doğru, sarımsı kahverengi, yer yer fosilli, dalga ripillı kumtaşı ve bunun üzerine geçişli olarak gelen kısmen ripillı kumtaşı tabakaları ile ardalanmalı, kahverengi, laminalı ve masif bir kumtaşı ile devam eder. Kesitin en üstüne doğru, bu kumtaşları üzerine gidecek, içerisinde yer yer alttaki kumtaşına benzer özellikte sarımsı kumtaşı arakatmanları da içeren 5 m kalınlıktaki karbonat çimentolu ve genel olarak düzensel çapraz tabakalı çakıltaşları gelir.

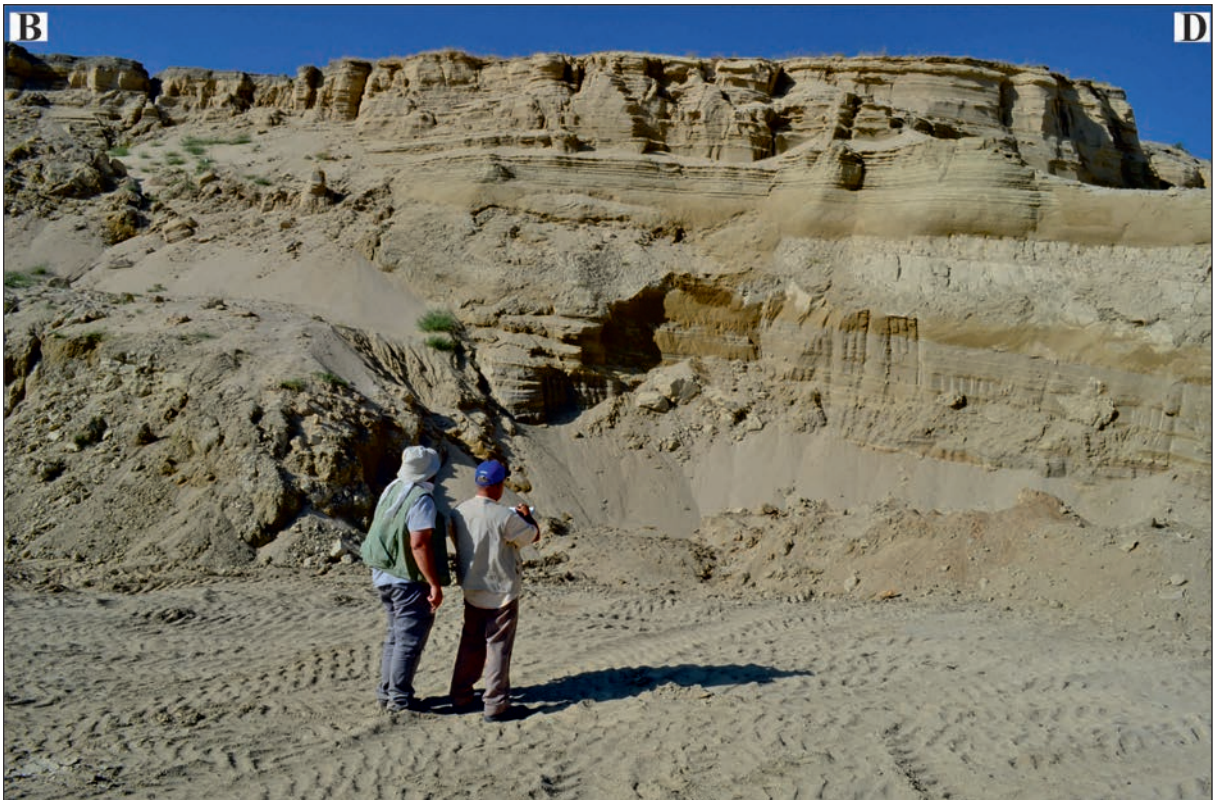
CV₁ kesiti taraçasından elde edilen ve toplam dört radyokarbon örneğinin üç tanesinin yaşı, 30 bin yıldan (GÖ) daha yaşlıya işaret eder (Kuzucuğlu vd., 2010) (Çizelge 1). Bu kesitte, 1754 m yüksekliğindeki sarı laminalı kumdan elde ettiğimiz 15± 1 bin yıllık (GÖ) OSL yaşı, Kuzucuğlu vd. (2010) yaş bulgularından daha gençtir.

Yorum: Bu kesitin yaygın olan ince-orta taneli kumtaşlarında turbiditlere, göçme yapılarına ve varlara ilişkin bir kanıt bulunmamaktadır; dolayısıyla bu

kumtaşları büyük olasılıkla Paleo-Van Gölü'nün kıyı ötesine ait derin su ortamından ziyade, bu gölün bir kıyıyakını ortamında çökelmiştir. Bu nedenle, bu kesitteki kum boyutlu malzemenin büyük bir bölümünün akarsular tarafından getirildiği ve akıntı ve dalga etkinliğini de içeren kıyı süreçlerinin etkisi altında kıyıya yakın bir ortamda depolandığı düşünülmektedir (Sly, 1978; Piccard ve High, 1981). Bu gibi süreçler, bu kesitteki kumtaşlarında gözlenmiş olan yapıların pek çoğunu açıklar. *Dreissena* sp. fosillerinin varlığı göl suyunun alkalilik ve tuzluluk içeriğinin, çökelme ortamının akarsu ağzına yakın olmasından dolayı, düşük olduğuna işaret eder. Üste gelen çapraz tabakalı kaba kırıntılılar, ya göl seviyesindeki bir alçalmadan, ya da sediman girdisindeki bir artıştan veya her iki nedenin de birlikte işlemlerinden dolayı, kıyıyakını göl çökellerinin düşey olarak alüvyon yelpazesi ve fluviyal fasiyese geçtiğine işaret eder.

3.4. Karasu Vadisi'ndeki Yumrutepe'nin Stratigrafik kesiti

Bu vadideki gölsel Kuvaterner çökelleri, Yumrutepe Köyü'nün yaklaşık 1 km güneyinde yüzeylenir (Şekil 1). Bu çökeller, başlıca yanal ve düşey olarak



Şekil 7- Van kentinin kuzeyindeki Beyüzümü beldesinin Çayarası Vadisi'nde yüzeylenen CV₁ kesiti. Bu 25 m kalınlıktaki kesit başlıca kumtaşlarından oluşur ve üst bölümünde çakıltaşları bulunur. Lokasyon için şekil 1'e bakınız.

geçişli, çeşitli fasiyes karakterleri ile birbirlerine komşu farklı çökeltme ortamlarında gerçekleşen bir çökelmeye işaret eden kaba kırıntılı sedimanlardan oluşur (Şekil 1). Bu çökeller arasındaki yanıl ve düşey fasiyes değişimlerini göstermek için, bu istifin genel özellikleri aşağıda farklı yüksekliklerde yüzeylenmiş üç kesitten tanımlanmıştır.

3.4.1. KV₁-Kesiti (GPS-048-049-050, enlem: 38.6748°, boylam: 43.3096°, yükseklik: 1733 odsy)

Tanım: Bu kesit 3.5 m kalınlıkta bir istiftir ve tabanda 1.0 m kalınlıkta yeşilimsi gri ve masif çakıllı çamurtaşı ve üzerine belirgin ve erozyonel bir dokanak ile gelen 1.0 m kalınlıktaki kahverengimsi gri çakıltası ile başlar (Şekil 8). Bu çakıltası orta derecede boylanma gösteren, yarı yuvarlak-yuvarlak taneli küçük çakıllardan (<4 cm) oluşmaktadır; çakıllar tabaka yüzeylerine paralel uzanımlıdır. Çok belirgin taban sınırları olan bu tabakalar incedir (≤10 cm). Bu çakıltasının üzerine herhangi bir tabakalanma özelliği göstermeyen kırmızı renkli, tane destekli bir çakıltası birimi gelir. Bu kırmızı renkli çakıltasının taneleri çoğunlukla yuvarlak çakıllardır ve normal derecelenme

gösterir. Çakıl tanelerinin boyu, ortalaması 4 cm olmak üzere, 2 ile 25 cm arasında değişir.

Yorum: Bu yatay katmanlı çakıltası güçlü bir akarsuyun çökelleri olarak yorumlanabilir. Çakıltasının çok belirgin olarak gelişmiş aşınmış ve aşınmamış tabanlı yatakları, orta boylanmalı, bol yuvarlak taneli ve normal derecelenmeli oluşu ve fosil içermemesi bu yorumu destekler. Bu çakıltasının çökelmesinde muhtemelen türbülanslı akarsu akıntılarının sürükleyici etkileri önemli bir etkindir. Bu çökel, taşkın aşamasındaki akarsuyatağı çökelleri ile yakın benzerlik sunar ve büyük olasılıkla bir alüvyal yelpaze ortamının merkeze uzak kesiminde yer almıştır (Bluck, 1967; Steel, 1974; Steel ve Wilson, 1975; Heward, 1978; Nilsen, 1982). Üste gelen erozyonel tabanlı ve normal derecelenmeli tabakasız kırmızı çamurtaşları muhtemelen bir örgülü akarsu yatağını temsil eder.

3.4.2. KV₂ Kesiti (GPS-048-049-050, enlem: 38.6733°, boylam: 43.3095°, yükseklik: 1736 odsy)

Tanım: Günümüzdeki göl seviyesinden yaklaşık olarak 90 m yukarıda yer alan bu kesit, Yumrutepe



Şekil 8- Yumrutepe'deki (Karasu Nehri Vadisi) KV₁ kesiti.1733 m (odsy) yükseklikte yer alan bu kesitteki istif alt bölümünde yeşilimsi gri ve masif çakıllı çamurtaşı ve üst bölümünde ise kahverengimsi gri ve kırmızı çakıltılarından oluşur. Lokasyon için şekil 1'e bakınız.

lokasyonundaki (Şekil 1) taraça kesitinin en yüksek bölümünü temsil eder. Güneye doğru KV₁ kesiti, yanal olarak kendisi ile stratigrafik ve sedimentolojik olarak yakın benzerlik sunan 7 m kalınlıktaki KV₂ kesitine geçer. Bu kesitte de, KV₁ kesitinde gözlemlenen, aynı düzende olan kahverengimsi gri ve kırmızı çakıltaşları görülür (Şekil 9). Kesit tabanda, birkaç yerel kum mercekleri içeren 1.5 m kalınlıktaki kahverengimsi gri çakıltaşından oluşur (Şekil 9). Bu taban birimi üzerine ince tabakalı (10-15 cm), zayıf çimentolu, sarı kumtaşı gelir; bu kumtaşını, bir taşınma yüzeyi (traction surface) boyunca, üstte doğru bazı çakıltaşı arakatmanları içeren GD eğimli kaba kumtaşı tabakaları izler. Bu eğimli tabakaların üzerine, ikinci bir taşınma yüzeyini takiben, düz olarak uzanan ve *Dreissena* sp. içeren kaba çakıllı çakıltaşı gelir. Bu çakıltaşı birimi üzerinde 0.3-0.7 m kalınlıkta, az tutturulmuş, yeşil renkli, ince taneli kumtaşı yer alır. Yeşil kumtaşı üzerinde uzanan ve kesitin en üzerindeki toprak zonunun altında yer alan birim, KV₁ kesitinde de gözlenen kırmızı çakıltaşlarından oluşur. Kötüce boylanmalı, bol kum veya çakıl matrisli bu çakıltaşı genellikle tabakasız veya kabaca tabakalıdır. İri çakıllar yarı yuvarlak-yuvarlak tanelidir ve yerel kaynak-tan türeyen bloklar içerir.

Yorum: Kahverengimsi gri renkli çakıltaşının orta-iyi boylanmalı dokusu, bu çökellerin sürüklenmeli taşınmaya veya yeniden işlenmeye uğramış olduğuna işaret eder. Bu kesitin alt ve üst kısımlarında yer alan çakıltaşı tabakalarının düzlemsel ve aşınmasız olan tabanları, kanallı olmuş türbülanslı akıntıların varlığını desteklemez. Bu depoların tane boyları, biçimi, boylanması, çok belirgin tabakalardan oluşması ve fosil içeriği, bu çökeller için bir kumsal yüzü çökme ortamının varlığına işaret edebilir (Bluck,1967; Clifton, 1973). Bu karakteristik özellikler büyük olasılıkla, Paleo-Van Gölü'nün bir plajının kıyı-gerisi ve kı-

yı-önü alt ortamlarındaki (çakıllı sedimanların) dalgalar ve fırtınalar tarafından yeniden işlenmesi ve yınlanması sonucu oluşmuştur. Çakıllı birim arasındaki düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı bu yorumu destekleyebilir. Bu istifin üst seviyelerine doğru, tatlı su bivalvlerinin (iki kabuklu) varlığı; göl suyunun, bugüne göre oldukça düşük tuzlulukta ve alkali özellikte olduğunu göstermektedir.

KV₁ ve KV₂ kesitlerinin coğrafik konumları ve kesitler arasındaki stratigrafik ilişkiler, daha önce tanımlanan alüvyal yelpazenin Paleo-Van Gölü'nün kıyısına kadar uzanan ve burada yelpaze çökellerinin yeniden işlenerek plaj çökelleri oluşturduğuna işaret edebilir. Üstteki kırmızı çakıltaşının, kaba taneli ve kötü boylanmalı olması ve çakıllı matrisi içermesi, çökme alanında gerçekleşen yüksek miktarda su boşalmasına, sediman girdisine ve hızlı bir depolanmaya karşılık gelir. Bu çakıltaşının kırmızı rengi, erozyonel tabanı ve fosilsiz doğası bu çökme alanının bir örgülü akarsu ortamı olduğunun bir göstergesi olabilir.

3.4.3. KV₃-Kesiti (GPS-016, enlem: 38.6732°, boylam: 43.3113°, 1712 odsy)

Tanım: 10 m den daha kalın bir sedimanter istiften oluşan bu kesit, GD'ya doğru dikçe eğimli-tabakalanmış birimlerden oluşur (Şekil 10). Birim, ege-men olarak doğuya doğru 35°-40° eğimli olan çakıltaşı ve kumtaşından oluşmaktadır. Tabakaların dokanıkları çoğunlukla çok belirgindir ve tabaka kalınlıkları, ortalama 30 cm olmak üzere, 20-80 cm arasında değişir. Çakıltaşları gri renkli, tane destekli, orta-iyi-boylanmalıdır. Kumtaşları, sarımsı gri renklidir ve kısmen dalgalı tabakalanma olmak üzere ince laminalıdır.

Yatay tabakalı birim, eğimli tabakalanmış birimin üzerine çok belirgin bir düzlemsel dokanak ile gelir.



Şekil 9- Yumrutepe'deki (Karasu Nehri Vadisi) KV₂ kesiti.1736 m (odsy) yükseklikte yer alan bu kesit büyük bölümü ile kahverengimsi gri ve yer yer kumtaşı arakatmanlı kırmızı çakıltaşından oluşur. Kesitin orta bölümündeki GD'ya doğru eğimli kumtaşı ve çakıltaşı tabakaları görülmektedir. Lokasyon için şekil 1'e bakınız.



Şekil 10- Yumrutepe lokasyonundaki Gilbert-tipi delta kompleksinin GD'ya doğru eğimli alın setinin kumtaşı tabakaları ve yatay, çakıltaşı tavan seti tabakaları. Lokasyon için şekil 1'e bakınız.

Ancak, bazı yerlerde, bu birimler arasında kamalanmalar da gözlemlenmiştir. Yatay tabakalı birimler tabanda 40 cm kalınlıktaki çakıltaşı ile başlar ve üste doğru sarımsı gri kumtaşları ile devam eder. Yarı köşeli ve yuvarlak çakıllı çakıltaşı tane destekli ve orta boylanmalıdır, kanal yapıları içermez. Üstteki kumtaşı ince ve orta taneli ve ince laminealidir ve kumtaşı içerisinde dalgalı ve mercekli tabakalanma yaygındır. Bu kumtaşı aynı zamanda yer yer, sedimanter dayklar gibi gevşek çökel deformasyonu yapıları içerir. (Şekil 11).

Yumrutepe'deki taraçaların yaşı: KV₂ kesitinin üst seviyelerinde, 1735 m civarında yer alan yeşil kumtaşı birimindeki kuvars tanelerinin OSL yöntemi ile ölçümü 15±1 bin yıl. (GÖ) (n=25) yaşı vermiştir (Şekil 9, çizelge 1). Aynı birimden elde edilen daha az güvenilir OSL yaşları 10±1 bin yıl (GÖ) (n=9) ve 20±1 bin yıl (GÖ) (n=9)'dır. Yumrutepe'de ortalama deniz seviyesinden 1712 m yükseklikte yer alan KV₃ kesitinin, taban setleri üzerindeki az tutturulmuş, ince-orta taneli, yatay tabakalı sarımsı kumtaşı biriminin OSL yaşı 12±1.4 bin yıl (GÖ)'dır (Şekil 11, çizelge 1).

Aynı taraça istifleri için bizim OSL yaşlarımız Kuzucuoğlu vd. (2010) radyokarbon yaşlarından çok

daha gençtir. Bu yazarlar, 34 bin yıldan daha eskiyi gösteren radyokarbon yaşlarını KV₂ kesitinin 1735 m seviyelerinde yüzeylenen *Dreissena* sp. kavkılarında elde etmişler ve 1730-1735 m (odsy) yükseklikte bulunan ve C1" transgresif serisinin bir üyesi olarak yorumladıkları bu taraçanın günümüzden önceki 100 bin yıl ile 34 bin yıl arasındaki bir zamanda oluştuğu sonucuna varmışlardır. Kuzucuoğlu vd. (2010), Yumrutepe lokasyonunda yaklaşık olarak 1700 m yüksekliğinde konumlanmış olan diğer bir transgresif yelpaze deltası taraçasının taban setini de 105 bin yıldan daha eski yaşı olarak tanımlamışlardır. Bu yaş verisi (Paleo-Van Gölü'nün dışa boşalımını oluşturan) Kotum Vadisi'ni kapatan ve 5. Denizel İzotop Katı (MIS-5) sırasında yüksek göl seviyesinin oluşmasına yol açan Kotum ignimbritinden elde edilen yaştan çıkarsanmıştır.

Yorum: Bu kesit bir Gilbert-tipi deltayı temsil eder. İstifin yatay tabakalı kesimleri deltanın tavan setini, dik eğimli kesimler ise alın seti çökellerini oluşturur. Alın seti çökelleri büyük olasılıkla tabaka yükü depolanması ve dikçe bir yamaçta gerçekleşen tane çığlanması (yuvarlanması) sonucunda birikmiştir (Allen, 1984; Dunne ve Hempton, 1984). Tavan se-



Şekil 11- Yumrutepe lokasyonundaki KV₃ kesitinin üst bölümü. Gilbert-tipi deltanın çakıltaşlı tavan seti tabakalarının üzerinde yer alan ince-orta taneli kumtaşı içerisindeki (okla gösterilen) su kaçış yapıları gibi yumuşak sediman yapıları. Lokasyon için şekil 1'e bakınız.

tindeki dayk yapısı, gözenek suyu basıncının geçici olarak bu çökellerdeki litostatik basıncı aştığını ve sıvılaşmaya yol açtığını gösterebilir. Bu koşul, muhtemelen deprem gibi bir sismotektonik olaydan kaynaklanmıştır.

3.5. Munisinbahçe Mevkii'ndeki Stratigrafik Kesit

Bu kesit Van Gölü'nün doğu kıyısında, Mollakası Köyü'nün 2 km batısındaki Munisinbahçe Mevkii'nde yer alır (Şekil 1).

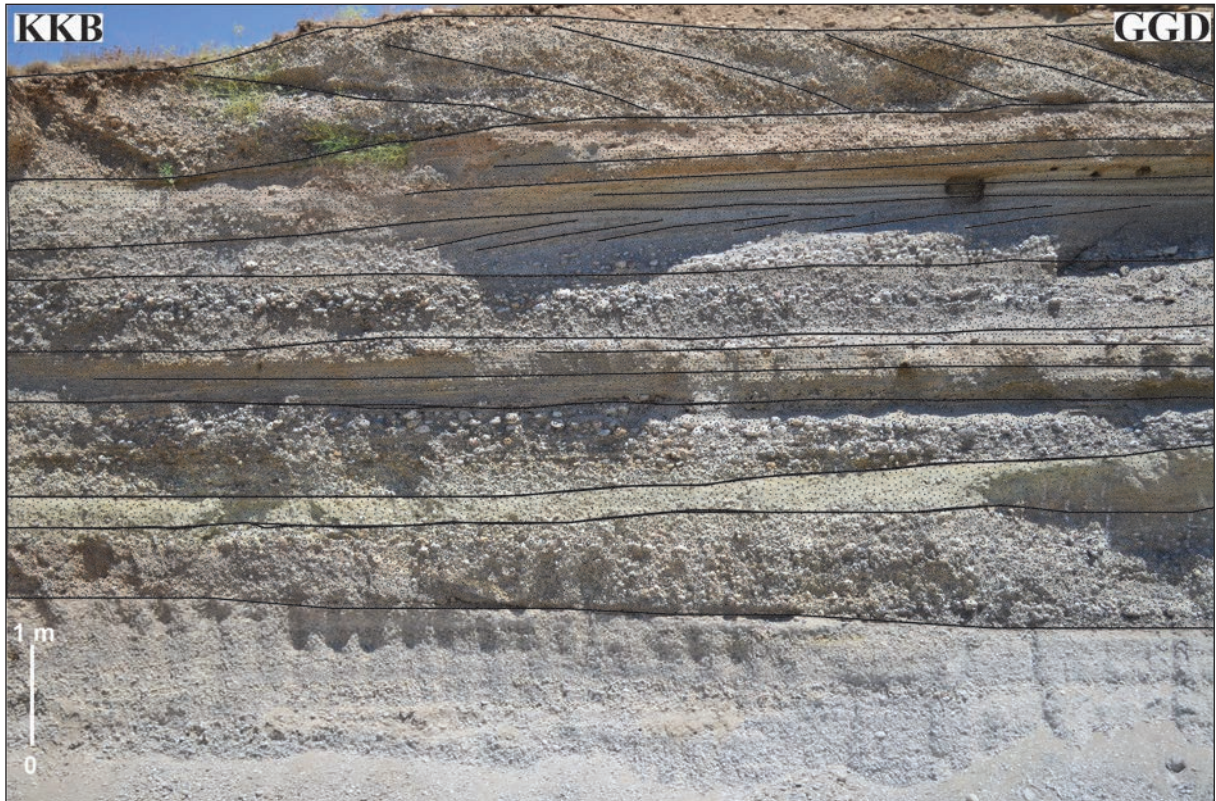
3.5.1. MB₁ Kesiti (GPS-046, enlem: 38.6741°, boylam: 43.1681°, yükseklik: 1684 m)

Tanım: Bu kesit yaklaşık 6 m kalınlıkta olan kaba kırıntılı bir çökel istifidir ve çakıltaşlı, çakıllı kumtaşı ve kumtaşından oluşur (Şekil 12). Kesitin tabanındaki çakıltaşlı 1 m kalınlıkta, açık gri renkli, orta-iyi boylanmalı ve yarı yuvarlak-yuvarlak tanelidir. Bu birim, normal derecelenme (üste doğru tane boyu küçülmesi) ve az belirgin olarak, KKB'ya doğru eğimli düşük açılı düzlemsel çapraz tabakalanma sergiler.

Çapraz tabakalanma, alın setine paralel uzanan küçük çakıllar ile belirginleşmiştir (Şekil 12). Çakıltaşının üzerine belirgin olarak düz bir dokanak ile yeşilimsi gri renkli ve yatay katmanlı çakıltaşı gelir. Normal derecelenme, bu fasiyes içerisinde de görülür. Orta-iyi boylanmalı ve çok yuvarlak ufak çakıllar (≤ 4 cm), üste doğru kaba kuma geçer. Çakıltaşının kalınlığı kesit boyunca çok az değişir; doğuda 1.0 m kalınlıktadır ve batıya doğru inceler. Bu çakıltaşı, üste doğru belirgin ve düzlemsel bir yüzeyden sonra 60 cm kalınlıktaki, orta-boylanmalı, yuvarlak ve tane destekli, bütünüyle merceksi geometriye sahip çakıltaşına geçer. Bu birim, altındaki çakıltaşından farklı olarak ters derecelenme gösterir; örneğin ince taneler tabanda, görel olarak kaba taneler üst seviyelerdedir. Bu çakıltaşının üzerinde, belirgin ve büyük olasılıkla erozyonel bir dokanak ile, kalınlığı 50 cm olan bir çakıllı kaba kumtaşı seviyesi yer alır. Bu kumtaşı, irice tanelerinin uzun eksenlerinin tabaka yüzeyine paralel uzandığı, iyi gelişmiş çok ince yatay tabakalanma gösterir. Bu iyi tabakalı kumtaşı, çoğunlukla tane destekli, orta-kötü boylanmalı ve genellikle iyi yuvarlanmış çakıl (≤ 5 cm) topluluğundan oluşan 1.5 m kalınlıktaki bir çakıltaşı tarafından üzerlenir. Çakıltaşı kütesinin ta-

banı belirgindir ve muhtemelen erozyonel bir yüzeyle karakterize edilir. Düzensiz ve dış bükey yüzeyli üst sınırı geçişlidir ve 50-60 cm kalınlığındaki bir kumtaşı olan geçişi belirler. Bu kumtaşı KKB eğimli düzlemsel çapraz tabakalıdır ve eğim yönünde kamalanır. Bu birimin üzerinde 40 cm kalınlıkta, belirgin ve erozyonel tabanlı, kırmızı renkli çakıllı kaba kumtaşı ile çakıltaşı yer alır. Bu kırmızı çakıltaşı genellikle derecelenmesiz ve tane desteklidir, değişik derecelerde boylanma gösteren çakıl ve az miktarda iri çakıl topluluğundan oluşur. Bu çakıltaşı, biraz uzak mesafeden ayırt edilebilen, görel olarak da büyük ölçekli olan bir çapraztabakalanma sergiler. Eğimli alın seti katmanları düzlemseldir ve orta-iyi boylanmalı ve çoğunlukla iyi derecede yuvarlanmış ufak çakıllardan oluşur. Bu kırmızı birimdeki çapraz tabakalanma, altındaki açık gri ile yeşilimsi gri çakıltaşının KKB eğimli çapraz tabakalanmanın aksine GGD yönlü eğimlere sahiptir (Şekil 12).

Yorum: MB₁ kesitinin açık gri ile yeşilimsi gri çakıltaşı yataklarının yatay tabakalanması, çökme sırasındaki değişen debi gücünü ve devamlı olmayan bir düşey birikimi yansıtır. Çakılların kaba taneli olu-



Şekil 12- MB₁ kesiti (GPS-046). Bu 6 m kalınlıktaki istif çakıltaşı, çakıllı çakıltaşı, çakıllı kumtaşı ve kumtaşından oluşur. Üstteki kırmızı çakıltaşı birimindeki GGD'ya doğru eğimli çapraz tabakalanma; bu birim alttaki açık gri çakıltaşı biriminin KKB'ya doğru eğimli çapraz tabakaları ile bir kontrast oluşturmaktadır. Lokasyon için şekil 1'e bakınız.

şu ve tane destekli dokusu, depolayıcı akıntıların yüksek debili olduğuna ve sediman konsantrasyonları içerdiğine işaret eder. Yuvarlak tanelerin bol bulunması çekimli/sürüklenmeli taşınma ve yeniden işlenmenin (veya yeni bir çevrimselliğin) varlığını yansıtır. Bu çakıltaşları arasındaki kumtaşı yataklarında görülen düzlemsel çapraz tabakalanma, bunların çökeltmelerinde türbülans akıntılarının da önemli bir yeri olduğunu gösterir. Bu alt seviyelerdeki çapraz tabakaların KKB eğimleri, güneybatı yönlü sediman taşınmasına işaret eder. Tüm bu kanıtların ışığında, açık gri ve yeşilimsi gri çakıltaşları ve bunlarla birlikte bulunan kumtaşları, bir örgülü akarsu yatağındaki veya bir alüvyal yelpazedeki, yatak içi barlarının düşey birikimlerinin ve bunların göç etmesinin temsilcileri olarak yorumlanır (Rust, 1972; Bull, 1972; Nemec ve Steel, 1984).

Bu kesitin üst seviyelerindeki kırmızı renkli kırıntıların renklerindeki farklılık, erozyonel tabanları ve altındaki birimin tersi yönde olan çapraz tabakaların eğimleri ile büyük olasılıkla bir örgülü akarsu veya alüvyal yelpaze depolanmasının farklı bir episodunu temsil ederler. Kırmızı çakıltaşındaki GGD eğimli düzlemsel çapraz tabakalanma, çakıltaşının çökeltmesi sırasında kuzeybatı yönünden kaynaklanan bir sediman taşınmasına işaret eder. Sediman kaynağındaki bu değişim, bölgede yerel bir tektonizmaya bağlı olarak gerçekleşen bir topoğrafik farklılığı gösterir.

3.6. Boğaz Dere Vadisi'nde (Mollakasım Köyü) Çalışılan Kesit

Bu kesit Mollakasım Köyü'nün 700 m güneydoğusunda da yer alan Boğaz Dere Vadisi'nin batı kenarında çalışılmıştır (Şekil 1).

3.6.1. BD₁ Kesiti (GPS-045, enlem: 38.6722°, boylam: 43.1952°, yükseklik: 1733 m)

Tanım: Bu kesit, kesitin tamamında değişik sedimenter dokular ve yapılar içeren 10 m kalınlıkta olan açık gri kumtaşı ile temsil edilir. Kesitte genel olarak az miktarlarda sarımsı gri renkli çakıltaşı ve çakıltaşı içeren açık gri, orta-kaba taneli, iyi boylanmış ve yuvarlak taneli kumtaşı egemendir. Bu kumtaşı, düşük-açılı düzlemsel tabakalanma, yataya yakın düzlemsel laminalanma, ripil, çapraz laminalanma, iki (karşıt) yönlü (K ve G eğimli) düzlemsel çapraz tabakalanma ve tekne tipi çapraz tabakalanma içerir (Şekil 13 ve 14). Çakıltaşları, tekne tipi çapraz tabakalar veya küçük kanallar içerisinde (15 - 40 cm kalınlıkta) devamlı tabakalar olarak görülür ve bol miktarda litik

karbonat taneleri içerir (Şekil 14). Bunlar devamlılık sunan tabakalar oluşturduklarında, belirgin alt ve üst dokanaklara sahiptirler ve bazı yerlerde normal veya ters derecelenme gösterirler.

Yorum: BD₁ kesitindeki çökellerin çok yönlü sedimenter yapılar ve değişik sediman dokular, bu karmaşık istifli oluşturan çökellerin büyük olasılıkla plaj ortamının kıyı yüzü kısmında olduğu gibi, karmaşık hidrolik koşullar altında çökelmiş olduğuna işaret eder. Tekne tipi çapraz tabakalı fasiyes, muhtemelen çok yönlü akıntılar tarafından sörf kuşağında depolanıp, diğer taraftan iki yönlü düzlemsel çapraz tabakalı çökeller ise güçlü akıntılar tarafından üst kıyı yüzünde çökelmiştir. Dereceli tabakalanmış kaba taneli çökeller fırtına kökenli türbidit akıntıları tarafından depolanmış olabilirler. Laminalı tabaka setleri arasındaki küçük ölçekli kanalların ve belirgin kesilme yüzeylerinin varlığı, yüksek genlikli dalgaların, depolanma ortamının tabanını periyodik olarak kazıdığına işaret etmektedir. Bu plaj ortamında büyük ve iri çakılların görülmemesi, Paleo-Van Gölü'nün bu alanının, kaba taneli kırıntıların etkileme alanından uzakta bulunduğu veya bu tür sedimanların büyük olasılıkla bu alanda veya bu alanın çok yakınında bulunmadığına işaret eder.

3.7. Hasan Dere Vadisi Çevresinde Ölçülen Stratigrafik Kesit

Bu kesit Van Gölü'nün Hasan Dere Vadisi ağzının, 200 m güneyinde yer alan kıyısındadır (Şekil 1).

3.7.1. HD₁ kesiti (GPS-047, enlem: 38.7034°, boylam: 43.1960°, yükseklik: 1656 m)

Tanım: Bu kesit Ağartı Köyü'nün 1.3 km batısında bulunan, 15 m yükseklikteki bir falezde yüzeylenir (Şekil 1). Kesit, bu kesitin üst seviyelerine doğru kahverengi kumtaşları ile arıdananma yapan gri renkli bir çakıltaşı ile temsil edilir. Çakıltaşı bu kesitin alt yarısında iyi yuvarlanmış, orta-kötü boylanmış ve tane destekli dokulu polijenik tanelerden oluşan iki kalın (5 ve 4 m olan) birimden oluşur. Çakıltaşının taneleri 1 ile 10 cm arasında değişmekle beraber, ortalama tane boyu yaklaşık 3 ile 5 cm dir. Bu çakıltaşı, masif ve düzensizdir ve herhangi bir içsel yapı göstermez. Ancak; görel olarak kabaca taneler, kahverengi kumtaşı arakatmanları ile olan dokanakları boyunca tabaka tabanına paralel bir dizilim gösterir. Kahverengi kumtaşı, kesitin üst yarısında egemendir ve iyi gelişmiş yatay tabakalanma ve bantlı bir doku ile karakterize edilir. Bantlar muhtemelen farklı renk, tane boyu ve bileşimdeki malzemenin oluşturduğu benzer setler



Şekil 13- BD₁ kesitindeki düşük açılı düzlemsel tabakalanmalı, yataya yakın düzlemsel laminalanmalı ve iki yönlü düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı birimi. Bu çökeller bir plaj ortamını temsil ederler. Lokasyon için şekil 1'e bakınız.



Şekil 14- BD₁ kesiti (GPS-045). Tekne tipi çapraz tabakalanma ve küçük kanal yapıları içeren, bol litik karbonat taneli çakılcıktaşı ve çok ince taneli çakıltaşları. Lokasyon için şekil 1'e bakınız.

den oluşur. Kesit, bu litolojilerin üzerine uyumsuz olarak gelen bir matriks destekli ve ince taneli çakıltaşı ile son bulur.

Yorum: Bu gri çakıltaşı; derecelenmesiz doğası, içsel yapıdan yoksunluğu, düzensiz çakıl yapısı ve tane destekli dokusu kapsamında, yüksek konsantrasyonlu ve vizkositeli akıntılar tarafından hızlı bir şekilde depolanmış moloz akmaları olarak yorumlanabilir (Johnson, 1970; Lowe, 1979 ve 1982; Gloppen ve Steel, 1981; Nemec ve Steel, 1981). Kahverengi kumtaşı arakatmanlarının varlığı, aşağıdaki tartışmadan görüleceği üzere, depolanma alanının Paleo - Van Gölü'nün bir kıyı yakını ortamına ait olduğuna işaret edebilir.

Kahverengi kumtaşındaki ince laminalanma ve varv benzeri bantlaşma, gölsel sedimentasyonun belirleyici bir kriteri olabilir. Ancak; bu birimin kaba taneli gri çakıltaşı fasiyesi ile aralanması, çökeltme ortamının zaman zaman yüksek enerjili bir ortam haline geldiğini gösterir, bu ortam bir derin su ortamından ziyade, büyük olasılıkla kıyı ötesi ve kıyı çizgisi arasındaki bir geçiş ortamıdır. Modern göllerin kıyı çizgisi ve kıyı yakını konumlarının hemen hemen tamamında kum boyutlu malzemenin bulunması da bu yorumu destekleyebilir (Sly, 1978; Picard ve High, 1981). Gri çakıltaşının ve kahverengi kumtaşının kaba ve ince taneli kırıntılı malzeme gelişi, belki de göle bir akarsu veya bir alüvyal yelpaze tarafından sağlanmış ve gölde kıyı çizgisi süreçleri tarafından yeniden işlenmiş ve son aşamada moloz ve yaygın akması çökelleri olarak depolanmıştır. Gri çakıltaşı ve kumtaşının aralanması göl seviyesindeki bir dizi değişime veya bunların çökelimleri sırasında gerçekleşen sediman girdisindeki periyodik bir artışa işaret edebilir.

3.8. Değirmenataşı Deresi Vadisi Çevresinde Çalışılan Stratigrafik Kesit

Bu kesit Van Gölü'nün Değirmenataşı Vadisi'nin 500 metre batısındaki kıyısında ölçülmüştür (Şekil 1).

3.8.1. DT₁ Kesiti (GPS-017, enlem: 38.8662°, boy-lam: 43.4640°, yükseklik: 1675 m)

Tanım: Bu kesiti iki 1.5 m kalınlıktaki gri çakıltaşı birimi arasında sandviç gibi yer alan 2 m kalınlıktaki sarımsı gri kumtaşı biriminden oluşan, 5 m kalınlıktaki gölsel çökeller temsil eder (Şekil 15). Çakıltaşları genellikle kötü boylanmalıdır ve yer yer kaba çakıl ve bloklar içeren çakıllardan oluşur. Her bir çakıltaşı birimi belirgin olarak düzensiz bir yapı sergiler.

Bununla beraber, tane boyunda düşey olarak kabalaşma ve tabakalara paralel gelişmiş, belli belirsiz bir tane dizilimi gözlemlenir. Çakıltaşı birimlerinin kumtaşı birimi ile olan dokanıkları belirgin ve aşınmasızdır.

Sarımsı gri kumtaşı ince-taneli, iyi laminalanmalı, bantlı ve yer yer ripil fasiyeslidir ve yüzeylendiği kesit boyunca formasyon içi bir aşıl uyumsuzluk sergiler. Uyumsuzluğun yüzeyi belirgin ve tablamsıdır ve aşınmaya ilişkin herhangi bir işaret göstermez. Alt ve üst seviyelerdeki yatay ve eğimli tabakalar ile birlikte büyük-ölçekli, düşük açılı düzlemsel çapraz katmanlanmalı gibi bir görünüm sergiler.

Yorum: Bu kesitin çökelleri Hasan Dere Vadisi çevresindeki HD₁ kesitinin çökelleri ile stratigrafik ve sedimentolojik benzerlikler gösterir. Dolayısıyla, bunlar benzer oluşum koşulları altında depolanmış olmalıdır. Sarımsı gri kumtaşı ve gri çakıltaşı da büyük olasılıkla, Paleo-Van Gölü'nün kıyı ötesi ve kıyı çizgisi ortamları arasında bir geçiş zonu oluşturan, gölsel kıyı yakını ortamında moloz akması ve yaygın akma çökelleri olarak birikmişlerdir. Sarımsı gri kumtaşı içerisindeki formasyon içi uyumsuzluk belki de bir kayma (veya kanal erozyonu) tarafından oluşmuş ve burası hızlı bir şekilde büyük ölçekli yatay ve çapraz tabakalı çökelleri oluşturan, ilerlemekte olan bir birim tarafından dolduruldu.

3.9. Çakırbey Köyü Çevresinde Ölçülen Stratigrafik Kesit

3.9.1. CB₁ Kesiti (GPS-18, enlem: 38.9219°, boy-lam: 43.6089°, yükseklik: 1676 m)

Tanım: Bu kesit Van Gölü'nün Çakırbey Köyü'nün 2.6 km kuzeydoğusu kıyısında yer alır (Şekil 1). Kesit, büyük bir bölümü ile batıya, Van Gölü'ne doğru dik eğimli olan 20 m kalınlıktaki çakıltaşı ve kaba kumtaşı çökelleri ile temsil edilir (Şekil 16). Bu çökeller belirgin bir erozyonal yüzey ile birbirlerinden ayrılan iki belirgin istif oluşturur. Alt istif başlıca 10-50 cm kalınlıkta ve iyi gelişmiş, 40° eğimli çakıllı kaba kumtaşı tabakalarından oluşur. Bu tabakalar yer yer çakıltaşı kanalları veya arakatmanları ile ayrılır. Çakıltaşı kanallarının 40 cm ye ulaşan kalınlıkları vardır ve çoğunlukla eğimli tabakaların üst yamaçlarında görülür. Çakıltaşı arakatmanları kötü-orta boylanmalıdır ve genellikle tane desteklidir, fakat bazı yerlerde önemli miktarda kumlu matriks içerir. Taneler egemen olarak iyi-yarı yuvarlanmış ve çoğunluğu ortalama olarak 2.5-3 cm çaplı olmakla birlikte, iri-ufak çakıl arasında değişir. Özellikle büyükçe ve yassı taneler tabakalanmaya paralel bir yönelme gösterir.



Şekil 15- Kalınlıkları 1.5 m olan iki çakıltası ile bunların arasında sandviç gibi bulunan 2 m kalınlıktaki sarımsı gri kumtaşı biriminden oluşan DT₁ kesiti. Lokasyon için şekil 1'e bakınız.



Şekil 16- 20 m kalınlıkta, çakıllı çakılçakıltası ile batıya (Van Gölü'ne) doğru eğimli kaba kumtaşından oluşan CB₁ kesiti. Lokasyon için şekil 1'e bakınız.

Üst istif tabanda, 3 m kalınlıktaki kötü boyanmalı ve matriks destekli çakıltaşı ile başlar ve üste doğru, alt istiftekine benzer şekilde, çakıltaşı ve kaba kumtaşı fasiyesi ile devam eder. Tabandaki çakıltaşı belirgin ve erozyonal bir tabana sahiptir ve eğimi yukarı yönde kamalanır. Bu kamalanma ile uyumlu olarak, üst istifteki tabakalanma bütünüyle yamaçtan aşağı yönde belirgin bir yayılma gösterir. Üst istifteki tabakalar, alt istifteki tabakalardan daha düşük eğimlidir; bu durum, tabakaların bütün kesitte büyük ölçekli bir tek düzlemsel çapraz tabakalanma gibi görünmesine neden olur (Şekil 16).

Yorum: CB₁ kesitindeki çökellerin fasiyes birlikleri, fasiyes karakterleri, sedimanter yapıları ve depolanma eğimleri (birincil eğimler), bu çökellerin Paleo-Van Gölü'nde gelişmiş olan bir Gilbert-tipi yelpaze deltası yamacının alın setleri olarak oluştuğunu gösterir. Bu çakıltaşları buraya büyük olasılıkla tane akmaları, moloz akmaları veya yoğunluk akıntıları da içeren sediman gravite akmaları tarafından taşınmıştır. Alt ve üst istifler arasındaki erozyonal yüzey, belki de delta yamacında gerçekleşen gravite kaynaklı bir göçme veya kayma tarafından oluşturulmuştur. Bu yüzey daha sonra üstteki birimin ilerleyen çökelleri ile hızlı bir şekilde doldurulmuştur (Lewis, 1980; Lowe, 1982; Nemec ve Steele, 1985; Todd, 1989; Nemec, 1990; Dorsey vd., 1995; Falk ve Dorsey, 1998; Sohn, 2000; McConnico ve Bassett, 2003, 2007).

3.10. Ala Çay Vadisi'ndeki Stratigrafik Kesit

Muradiye Köyü çevresindeki Ala Çay Vadisi'nde iki kesit ölçülmüştür; bunlardan birisi köyün 870 m KB'sında, diğeri ise köyün 1475 m GB'sında yer alır (Şekil 1).

3.10.1. AC₁ Kesiti (GPS-019, enlem: 38.9987°, boylam: 43.7593°, yükseklik: 1706 odsy)

Tanım: Bu kesit 3.5 m kalınlığı olan, yumuşak, kolayca dağılabilen, laminalı ve ripıllı, çakıl içermeyen kumtaşlarından oluşur. Kesitin tabanı 40 cm kalınlıktaki, bej ve açık kahverengi, ince tabakalı ve laminalı kaba kumtaşı, üste doğru geçiş yaptığı 15 cm kalınlıktaki ripıllı kumtaşı, 80 cm kalınlıktaki ince taneli ve laminalı kumtaşı ve çamurtaşı ardalanmasından oluşur. Bu kumtaşının üzerinde 80 cm kalınlıkta iyi gelişmiş laminalı ve mikro çapraz laminalanmalı, ince taneli kumtaşı bulunur. Bunu takiben kesit 70 cm kalınlıkta, görel olarak koyuca kahverengi bir periyodik çökellemeyle devam eder. Bu çökelleme 6-8 cm kalınlıktaki laminalı ince kumtaşı ile karbonat katmanları ile karakterize edilir. Kesit kalınlığı 60 cm

olan ve görünüm olarak bir içsel yapı içermeyen kumtaşı ile son bulur.

Yorum: Bu sedimanlar, başlıca stratigrafik, litolojik ve yapısal özellikleri bakımından, gölssel kıyı ötesi kökenli çökeller olarak yorumlanırlar. Bunların ince katmanlanması, varv benzeri tabakaları, laminalanması, ripıl katmanlanması, ince taneli oluşu ve çakılların bulunmaması, böylesine depolanma yapılarının derin göl (offshore lake) çökellerinde yaygın olarak bulunmasından dolayı, büyük ihtimalle Paleo Van Gölü'nün kıyı ötesi ortamındaki bir çökelmeye işaret eder (Picard ve High, 1972).

3.10.2. AC₂ Kesiti (GPS-20, enlem: 38.9897°, boylam: 43.7467°, yükseklik: 1681 odsy)

Tanım: Bu kesit başlıca 4.5 m kalınlıktaki kumtaşı, killi kumtaşı ve çamurtaşı arakatmanlarından oluşur (Şekil 17). Kumtaşı, genellikle bej ile açık kahve renklidir ve orta- kaba tanelidir ve çoğunlukla 20 cm kalınlıktaki tabakalardan oluşur. Bu kumtaşı kesitin üst seviyelerine doğru ripıl yapıları da sergiler. Killi kumtaşı kahverenkli ve tabaka kalınlıkları 15 ile 50 cm arasında değişen yatay tabakalanma gösterir. Çamurtaşı kahve rekli ve laminalıdır ve kısmen de ince ve açık renkli karbonat seviyeleri içerir.

Yorum: AC₂ kesiti, AC₁ kesitinden yaklaşık 1420 m uzaktadır, fakat ona yakın litolojik benzerlikler sunar. AC₂ kesitinde yüzeylenen çökeller de Paleo-Van Gölü'nün kıyı ötesi göl ortamında çökelmişlerdir. Bu kesitte önemli miktarlarda bulunan çamurtaşının varlığı, bunların çökelleme alanının AC₁ kesitinin oluşum ortamından daha derin olduğunu gösterir.

3.11. Karahan Köyü Çevresinde Ölçülen Stratigrafik Kesit

3.11.1. KAR₁ Kesiti (GPS-021-022-023, enlem: 38.9563°, boylam: 43.6444°, yükseklik: 1690 odsy)

Tanım: Bu kesit 4 m. kalınlıkta, üst seviyeleri düz uzanan ve alt kısımları eğimli olan bir sedimanter istif ile temsil edilir (Şekil 18 ve 19). Bu birimler arasındaki dokanak belirgin ve erozyonal bir düzlemsel yüzeydir. Üst birim, başlıca arakatmanlı kumtaşı ve çakıltaşı tabakalarından oluşur. Kumtaşı tabakaları 15-40 cm kalınlıkta, bej ve sarımsı kahverengi, orta ve kaba taneli ve orta- iyi-boylanmalıdır; kesitin tabanındaki tabakalar içerisinde az miktardaki çakıllar dağınık olarak bulunur. Çakıltaşı tabakaları yaklaşık olarak 30 cm kalınlıktadır, yerel olarak çapraz tabakalı, iyi boyanmalı ve çoğunlukla tane desteklidir; tane-



Şekil 17- Kumtaşı, killi kumtaşı ve açık renkli ince karbonat tabakaları içeren çamurtaşı arakatmanlarından oluşan 4.5 m kalınlıktaki AC₂ kesiti. Lokasyon için şekil 1'e bakınız.

ler yarı-yuvarlak ve yuvarlaktır. Bu çökeller iyi korunmuş tatlı su gastropodaları ve memeli kemik parçaları içerir. Gastropodalar kumtaşı tabakalarında, diğ- gerleri ise çakıltaşı tabakalarında bulunur.

Eğimli alt birim, çoğunlukla kalınlıkları 20-30 cm olan ve gri çakıltaşının ve kumtaşının GB'ya (Van Gölü'ne) doğru 30°-35° eğimli ve iyi gelişmiş düzlemsel tabakaları ile karakterize edilirler. Bu tabakalar çoğu kez demir lekeli ve tabaka düzlemleri üzerinde konsantre olmuş çok küçük çakıllar ihtiva ederler (Şekil 19).

Yorum: Bu kesitte tanımlanan fasiyes toplulukları Gilbert-tipi bir yelpaze deltası ortamına işaret eder. Düz uzanan çökeller büyük olasılıkla karasal-sığ denizel tavan seti çökellerini oluştururlar. Çakıltaşındaki memeli kemik kalıntıları ve kumtaşındaki iyi korunmuş tatlı su gastropodaları bu yorumun kanıtı olarak gösterilebilir. Çakıltaşının dokusal özellikleri ve sediment yapıları bunların bir örgülü akarsu tarafından depolığına ve daha sonra da dalga süreçleri ile yeniden işlendiğini gösterir. Alttaki eğimli çökeller belki de tane akması süreçleri sonucunda deltanın alın seti tabakaları olarak oluşmuştur. (Nemec, 1990; Nichols, 2009). Düz uzanan ve eğimli çökellerin stratigrafik ilişkileri, deltanın göle doğru, göl seviyesindeki bir düşme sonucu, ya da malzeme miktarındaki bir artma sonucu olarak ilerlediğini gösterir.

Karahan Köyü Taraça Çökellerinin Yaşı: Bu Gilbert-tipi yelpaze deltası istifi Kuzucuoğlu vd. (2010), tarafından (Kırklar) alanında organik maddenin radyokarbon analizi yöntemiyle 25.7 ve 24.9 binyıl (GÖ)'a yaşlandırılmıştır (Çizelge 1). Bu taraça seviyesi, günümüzdeki göl seviyesinden yaklaşık 45 m yukarıda, 1693 metrededir.

3.12. Deliçay Vadisi'nde Ölçülen Stratigrafik Kesit

3.12.1. DV₁ Kesiti (GPS-24-25, enlem: 39.0095°, boylam: 43.4467°, yükseklik: 1678 m)

Tanım: Bu kesit 5 m kalınlığındaki istifinin tamamında çok ince tabakalı ve laminalıdır ve bazı yerlerinde dalga ripilli çapraz laminalanmanın da yaygın olarak görüldüğü çok ince- ince taneli kumtaşı sergiler (Şekil 20). Bu kesitin alt bölümündeki kumtaşı, mikrokristalen karbonat bakımından zengin beyaz renkli silttaşı tabakaları (10 cm) ile arakatmanlıdır. Kesitin üst bölümünde çökeltme ile eşzamanlı olarak deformasyona uğramış ve kalınlıkları 30 ile 90 cm arasında değişen konvolüt ve deforme olmuş kumtaşı laminaları içeren bir kuşak bulunmaktadır.

Yorum: Burada değinilen karakteristik özellikler topluluğu (çok ince tabakalanma, laminalanma, ince taneli doku, simetrik dalga-ripilli çapraz laminalanma,



Şekil 18- KAR₁ kesiti düz uzanımlı kumtaşı ve çakıltaşı ar dalanmasından oluşan 4 m kalınlıktaki bir istiftir. Birim doğrultu atımlı faylanmaya bağılı olarak deforme olmuştur. Lokasyon için şekil 1'e bakınız.



Şekil 19- KAR₁ kesitindeki açık gri çakıltaşı ve kaba kumtaşının 20-30 cm kalınlıktaki iyi gelişmiş, eğimli düzlemsel tabakalarından oluşan alt birimi. Bu tabakalar GB'ya, Van Gölü'ne doğru eğimlidir ve bir Gilbert tipi deltanın alın setlerini temsil eder.

konvolüt-tabakalanma ve deforme olmuş laminalar), bu çökellerin Paleo-Van Gölü'nün kıyı ötesinde çökeldiğini gösterir. Çok ince tabakalanma, laminalanma ve ince tane boyu, çökellerin dalga tabanı altındaki bir durgun suda biriktiğine işaret edebilir. Yaygın olarak görülen simetrik dalga ripillı çapraz laminalanma, bu ortamda döngüsel akıntıların da var olduğunu gösterir. Konvolüt ve bozulmuş kumtaşı tabakaları, çökellerin büyük olasılıkla sismik aktivite kökenli sıvılaşma ve/veya akışkanlık özelliği kazanmış olmalarından kaynaklanabilen yumuşak sediman deformasyonu sonucunda oluşmuştur (Seilacher, 1969; Moretti vd. 2002).

3.12.2. *DV₂ kesiti (GPS-026, enlem: 39.0139°, boylam: 43.4383°, yükseklik: 1705 odsy)*

Tanım: Bu kesit yaklaşık 5 m kalınlıktadır ve ender olarak kahverengi çamurtaşı arakatmaları içeren sarı-sarımsı kahve renkli, çok ince- ince-taneli kumtaşı ile temsil edilir. Tabaka kalınlıkları 10-20 cm arasında değişir ve tabakaların dokanakları belirgindir. Bu tabakalar içsel yatay laminalanma, dalgalı laminalanma ve mikro çapraz laminalanma sergiler. Kumta-

şı, farklı seviyelerde bazı yumuşak sediman deformasyonu yapıları gösterir. Bu seviyelerin herbiri 20-30 cm kalınlıktadır ve yanall olarak onlarca metre devam eder. Bunların alt ve üst seviyelerinde, deformasyona uğramamış yatay tabakalar yer alır. Bu düz uzanan tabakalardaki deformasyon yapıları çoğunlukla yatık/ters dönmüş kıvrımlar içerir (Şekil 21).

Yorum: Bu kesit olasılıkla Pleo-Van Gölü'nün kıyı ötesi gölsel ortamını temsil eder. Bu çökeller ikincil olarak gerçekleşen tabaka yükü etkisi altındaki ince taneli çökellerin suspansiyonu sırasında depolanmışlardır. Yumuşak sediman deformasyonu yapılarının görülmesi, sismik olarak aktif Van Gölü Havzası'ndaki deprem şoklarının tetiklediği sıvılaşma ve akışkanlaşmaya atfedilebilir.

3.13. Zılan Vadisi'nde Ölçülen Stratigrafik Kesit

3.13.1. *ZV₁ Kesiti (GPS-028, enlem: 39.0135°, boylam: 43.3124°, yükseklik: 1667 odsy)*

Tanım: Bu kesit alt seviyelerinde 15 m kalınlıkta bir çamurtaşı ve üst seviyelerinde ise 10 m kalınlıkta



Şekil 20- Sarımsı kahverengi, çok ince tabakalanmalı, laminalanmalı ve çok ince- ince taneli, simetrik dalga ripillı çapraz laminalı kumtaşı içeren 5 m kalınlıktaki DV₁ kesiti. Lokasyon için şekil 1'e bakınız.



Şekil 21- Yerel olarak yumuşak sediman deformasyon yapıları ve yatık kıvrımlar da içeren DV₂ kesiti (GPS-026). Lokasyon için şekil 1'e bakınız.

bir kumtaşı içeren sedimanter bir istif sergiler. Çamurtaşı, büyük bölümüyle koyu yeşilimsi gri renklidir ve yeşilimsi gri-kahverengi silt veya kıltaşı laminalarından oluşan, iyi gelişmiş bir yatay laminalanma gösterir.

Kumtaşı, çamurtaşı üzerine belirgin ve erozyonel bir dokanak ile gelir. Bu kumtaşı, bej ile kahve renkli, orta tabakalı, yerel olarak ripilli ve orta-kaba tanelidir, güneye doğru eğimli, birkaç büyük ölçekli merceksi çapraz tabakalanma içerir.

Yorum: Laminalı çamurtaşı, düşük enerjili bir su altı ortamında çökelmeyi işaret eder. Bu çamurtaşı, belki de dalga aktivitesinin olmadığı bir ortamda ritmik olarak suspansiyonda çökelmiş ve büyük bir olasılıkla da Paleo-Van Gölü'nün görel olarak derin olan kıyı ötesi ortamında birikmiştir. Kumtaşının stratigrafik ve sedimentolojik özellikleri, bu kumtaşının belki de bir deltasal dağıtım kanalının göl tarafındaki sınırının yakınında oluşan bir distal akarsu ağzı barına ait olduğuna işaret edebilir. Bu fasiyesteki büyük ölçekli merceksi tabakalanmalar, akarsuyun kanallaşma ve taban kazıma olayları olarak açıklanabilir. Bu deltanın, Paleo-Van Gölü'nün tabanı boyunca

ilerlemesi, istifin muhtemelen yukarı doğru kaba tanelere geçişine neden olmuştur.

3.13.2. ZV₂ Kesiti (GPS-29-30, enlem: 39.0253°, boylam: 43.3111°, yükseklik: 1694 odsy)

Tanım: Bu kesitin tabanı, doğuya doğru 30°-40° eğimli, gri renkli, ince tabakalı, laminalı, kaba- orta taneli ve iyi boyplanmalı kumtaşı ve çakıllı kumtaşı ile başlar (Şekil 22). Bu kumtaşları yaklaşık 8 m kalınlıktadır ve üste doğru ani olarak 3 m kalınlıktaki, ince çakıltı arakatmanları (10-15 cm) içeren, yatay tabakalı, laminalanmalı, gri ve kahverengi kumtaşına geçiş yapar. Ancak; kesitin yukarısına doğru, çakıltı tabakalarının kalınlıkları (60 cm ye kadar) artar. Eğimli ve yatay kumtaşı ile çakıltı tabakalarının her ikisi de, içleri büyük ölçekli yatay ve çapraz tabakalı ve içsel laminalanmalar sergileyen gri renkli kumtaşı ile doldurulmuş olan büyük ölçekli bir kayma veya bir kanal tarafından kazınmıştır (Şekil 22). Kayma veya kanal çökelleri de yatay tabakalar tarafından üzerlenir.

Yorum: Bu kesit, Gilbert-tipi deltanın tipik bir istifidir. Eğimli kumtaşları alın seti tabakalarını temsil eder; yatay tabakalı kumtaşı ve çakıltı arakatmanla-

rı tavan seti tabakalarını karakterize ederler. Bu istifin üst seviyelerine doğru gidildikçe izlenen büyük ölçekli kanal veya kayma çökellerinin varlığı, delta önü ortamında sualtı heyelanı ve kütle hareketi ile çökelilerin yamaçtan aşağı taşınmasına işaret eder. Kayma yüzeyinin de ilerleyen delta çökelileri tarafından doldurulmuş olduğu görülür.

3.14. Kaş Burnu'nun Batı Kenarında Ölçülen Stratigrafik Kesit

3.14.1. KB_1 Kesiti (GPS-031, enlem: 38.9710°, boylam: 43.2719°, yükseklik: 1727 m)

Tanım: Bu kesit 7 m kalınlıktadır ve ponza ve kumtaşlarından oluşur (Şekil 23). Ponza istifin alt seviyelerinde görülür ve belirgin iri kristaller içermeyen vesiküler bir doku ile karakterize edilir. Bu ponza, ardalanan siyah ve koyu gri laminalar ve bantlar sergiler. 2 m kalınlıktaki ponza üzerine, üste doğru uyumlu olarak, daha ince taneli kumtaşına geçiş yapan 5 m kalınlıkta, açık kahverengi ve bej renkli, kaba-taneli kumtaşı görülür.

Yorum: Bu ponzanın ince bantlı ve laminalı dokusu ve bunun üzerine uyumlu olarak gelen kumtaşı,

bunların Paleo-Van Gölü'nün belki de düşük enerjili sualtı ortamında çökdiklerine işaret etmektedir. Bu ponza çökeli, büyük olasılıkla Sumita ve Schmincke vd., (2013a, b) tarafından 33.7 ve 28.6 bin yıl (GÖ) olarak yaşlandırılmış olan Nemrut Formasyonu ile uyudur.

3.15. Kumlu Dere Vadisi'nde Ölçülen Stratigrafik Kesit

Bu kesitin yeri Van Gölü'nün Kumlu Dere Vadisi'nin 500 m batı kıyısındadır.

3.15.1. KD_1 Kesiti (GPS-032, enlem: 38.9442°, boylam: 43.1628°, yükseklik: 1667 m)

Tanım: Bu 15 m kalınlıktaki kesit birbirleriyle karmaşık bir şekilde iç içe geçmiş olan ve yer yer düşük-açılı aşınmalı yüzeyler ile kesilen, beyaz ve bej renkli çakıltaşı ve kumtaşı istifi sergiler. Çakıltaşı tane desteklidir ve büyük olasılıkla bir tek kaynaktan, bu alanda temeli oluşturan, Adilcevaz Kireçtaşı'ndan türemiş kaba taneli, iyi yuvarlanmış ve kötü boylamalı tanelerden oluşur. Kumtaşı ince-orta tanelidir, ince tabakalı ve laminalıdır. Kesitte farklı seviyelerde ve kalınlıkta, çakıltaşı ile yanal geçişli veya ardalı olarak bulunur.



Şekil 22- Zilan Vadisi'nde 8 m kalınlıkta, gri, ince tabakalı ve laminalı kumtaşından oluşan ZV_2 kesiti. Kesitin alt bölümü 30° - 40° doğuya doğru eğimli kumtaşlarından, orta bölümü 3 m kalınlıktaki, ince tabakalanmalı ve laminalı kumtaşlarından ve üst bölümü ise yatay tabakalı kumtaşları ile örtülmüş, büyük ölçekli kayma ve kanal kumtaşları ile çakıltaşlarından oluşmaktadır. Lokasyon için şekil 1'e bakınız.



Şekil 23- Alt bölümünde 2 m kalınlıkta ponza ve üst bölümünde 5 m kalınlıkta yatay tabakalı kumtaşlarından oluşan KB₁ kesiti. Lokasyon için şekil 1'e bakınız.

Yorum: Göreli olarak iyi yuvarlanmış çakıllı ve bloklu çakıltaşının kötü boylanmalı, fakat tane destekli dokusu bu çökelin yüksek debili ve sediman yüklü akıntılar tarafından depolandığını gösterir. İyi yuvarlanmış taneler, bu akıntılar içerisindeki taşınmanın, başlıca çekimli/sürüklenmeli bir akma modunda gerçekleştiğine işaret eder. Kumtaşının ince tabakalı ve laminalı oluşu, bu ince taneli kırıntılı kayaç için göreli olarak düşük enerjili bir oluşum ortamına işaret edebilir. Bu ortam, göle kadar uzanan bir alüvyal yelpazenin distal bölümü olarak düşünülebilir. Ancak bunların karmaşık dokanak ilişkileri, her iki litolojik birimin de dik bir röliyefe sahip bir alana komşu olan bir yerde, dik yamaçlardan aşağıya doğru akan akarsular tarafından taşınan kaba taneli çakıltaşının Paleo Van Gölü'ne doğru ilerleyen bir alüvyal yelpaze üzerinde çökmesi sonucunda oluştuğuna işaret eder.

3.16. Adicevaz Çayır Mahallesi Çevresinde Ölçülen Stratigrafik Kesit

3.16.1. CM₁ Kesiti (GPS-034, enlem: 38.7911°, boylam: 42.7881°, yükseklik: 1676 odsy)

Tanım: Bu kesit, Çayır Mahallesi'nin 2 km doğusunda yer alan göl kıyısındadır. Kesit 2 m kalınlıkta-

ki gri ponza çökelleri ile başlar, üste doğru 40 cm kalınlıktaki kahverengi çamurtaşına ve 4 m kalınlıktaki beyaz travertene geçer. Çamurtaşında az belirgin bir laminalanma gözlenebilir. Traverten, kabaca kristalen dokulu ve çeşitli boyutlarda bol boşlukları olan bir ki-reçtaşdır.

Yorum: Bu gri ponza birimi, büyük bir olasılıkla Nemrut Volkanı'nın patlamasından kaynaklanmıştır ve havadan döküntü çökelleri olarak Paleo-Van Gölü içerisinde çökelmiştir. Bu tefra biriminin depolanmasını, kahve renkli, laminalı çamurtaşı takip etmiştir. Travertenin, göl kenarındaki bir su kaynağının etrafında depolandığı düşünülmektedir.

3.17. Kara Dere Vadisi'nin Doğu Kenarında Ölçülen Stratigrafik Kesit

3.17.1. KRD₁ Kesiti (GPS-027, enlem: 38.8055°, boylam: 42.7571°, yükseklik: 1697 odsy)

Tanım: Bu kesit yaklaşık 20 m kalınlıktadır ve alt bölümünde çok ince yatay tabakalanmalı ve laminalanmalı gri çakıllı kumtaşı içerir (Şekil 24). Genellikle çakıllar ufak ve yuvarlaktır. Kesitin üst tarafına

doğru gri çakıllı kumtaşı, kahve renkli kumtaşı ile aralanmaya başlar ve istifin üst yarısını baskın olarak açık-gri, iyi yuvarlanmış çakıl ve iri çakıllı çakıltaşı, çakıllı kumtaşı ile aralanmalı olarak bulunan kahve renkli kumtaşı belirler. Kahverengi kumtaşı, sert ve dalga ripillidir, alt ve üst sınırları belirgin olarak dışa doğru çıkıntı yapan yatay tabakalar görünümündedir. Bu çökellerde yaygın olarak dalga ripili izleri bulunur. Arakatmanlı çakıltaşı ve çakıllı kumtaşı, yatay ve düzlemsel çapraz tabakalı, kalınlıkları 0.1 ile 1.5 m arasında değişen, yanal olarak devamlı veya sınırlı birimler olarak görülür. Çapraz tabakaların eğimleri G-GB'ya doğrudur. Bu istifin farklı seviyelerinde sık olarak demiroksit lekeleri ile belirlenmiş büyük ölçekli aşınma yüzeyleri gözlemlenir.

Yorum: Bu çökeller büyük olasılıkla Paleo-Van Gölü'nün kıyı yakınındaki bir ortama ait oluşumlardır. Kıyı yüzü ile kıyı yakını arasında işleyen yaygısal akıntılar, belki de gri, yatay olarak tabakalanmış çakıllı kumtaşı ve çakıltaşı depolamıştır. Kahve renkli kumtaşının dokusal, laminalı ve dalga ripili özelliklerinin gösterdiği gibi, bu kumtaşı muhtemelen gölün göreceli olarak daha derince sularında çökelmiştir. Büyük ölçekli erozyonal yüzeyler veya aşınma izleri de büyük olasılıkla çok miktarda sediman yükünün veya fırtınanın neden olduğu kaymalar ve göçmeler tarafından oluşmuştur.

3.18. Evren Deresi Vadisi'nde Ölçülen Stratigrafik Kesit

3.18.1. *ED₁- Kesiti (GPS-044, enlem: 38.7981°, boylam: 42.7151°, yükseklik: 1683 m)*

Tanım: Bu kesit alt seviyelerinde 2 m kalınlıktaki kumtaşından, üst seviyelerinde ise 3 m kalınlıktaki çakıltaşıdan oluşur (Şekil 25). Bu litolojik birimler arasındaki dokanak belirgin ve düzlemseldir. İnce yatay tabakalı ve laminalı kumtaşı, gri renklidir ve orta tanelidir. Bu sedimanter yapılar, grinin sergilediği ton farklılıkları nedeniyle çok belirgindir. Üste gelen çakıltaşı, renk olarak kahverengimsi kırmızıdır ve yatay tabakalanma gösterir. Bu çakıltaşı, kötü-orta boy-lanmalı çakıllar ve kaba çakıllardan oluşur. Çakıltaşı tabakalarının bazıları, yerel olarak tabaka düzlemine paralel bir tane dizilimi göstermekle beraber, bu tabakalar çoğunlukla dağınık bir çakıl dokusu sergiler.

Yorum: İnce yatay tabakalı ve laminalı gri kumtaşı Paleo-Van Gölü'nün görel olarak derin bir kısmını temsil etmektedir. Uyumsuz olarak üste gelen çakıltaşı, flüviyal çökellerin bir belirteci olarak açıklanır. Bu çakıltaşı kesinlikle güçlü bir akarsuyun ürünüdür. Çakıltaşının kötü-orta boy-lanmalı olması, fosilsiz oluşu ve belirgin olarak düzlemsel ve aşındırmasız tabanlı yaygısal veya tablamsı tabakaları bu açıklamayı destekler. Bu çakıltaşı, büyük olasılıkla Van Gölü'ne dökülen bir örgülü akarsuyun uzunlamasına



Şekil 24- Kara Dere Vadisi'nde 20 m kalınlıktaki KRD₁ kesiti (GPS-027); kesit alta yatay tabakalı ve laminalı çakıllı kumtaşı, üste çakıllı kumtaşı ve çakıltaşı arakatmanlarından oluşmaktadır. Lokasyon için şekil 1'e bakınız.



Şekil 25- Evren Deresi Vadisi'nde gözlenen ED1 kesiti (GPS-044), alt kesiminde yaklaşık 2 m kalınlığında kumtaşı seviyelerinden, üst kesimlerinde ise 3 m kalınlığında çamurtaşlarından oluşur. Bu iki litolojik seviye birbirlerinden keskin bir dokanak ile ayrılırlar.

barlarının düşey birikimini ve göç etmesini temsil eder (Rust,1972).

3.19. Ziyaret Dere Vadisi Çevresinde Ölçülen Stratigrafik Kesitler

Bu alanda iki kesit ölçülmüştür. Bunlardan birincisi (ZD₁) vadinin 1 km doğusundadır, ikincisi ise (ZD₂) vadinin 500 m batısındadır.

3.19.1. ZD₁ Kesiti (GPS-042, enlem: 38.7846°, boylam: 42.6814°, yükseklik: 1673 m)

Tanım: Bu kesit 20 m kalınlıktaki bir çakıltası ve kumtaşı istifi ile karakterize edilir; bunlardan birincisi diğerinden daha baskındır. Çakıltaları istifin hem alt, hemde üst seviyelerinde görülür. Alt seviyedeki çakıltası 10 m den daha kalındır, masif veya kötü tabakalıdır, genellikle kötü boylanmalıdır ve fosilden yoksundur (Şekil 26). Bu çakıltası tane desteklidir ve görünür herhangi bir sedimanter yapı içermez. Taneleri köşeli ve yarı yuvarlanmıştır ve egemen olarak çakıl boyutundadır. Çakıltası kesitin GD ucunda, üste doğru belirgin ve düzlemsel bir dokanak ile 3.5 m kalınlıktaki ince- orta taneli ve ince tabakalanmalı ve la-

minalanmalı gri kumtaşına geçer (Şekil 26). Kesitin KD ucuna doğru bu kumtaşının rengi, benzer litolojik özelliklerini koruyarak kahverengine dönüşür. Kahverengi kumtaşı burada bir büyük ölçekli kanal yapısı oluşturur (Şekil 27). Bu kanal yapısının üzerine kesitin üst seviyelerini oluşturan çakıltası birimi gelir. Bu üst çakıltası birimi 3 m kalınlıktadır, nispeten ince tanelidir ve matriks desteklidir; eğimli birincil katmanları kahve renkli kumtaşının yatay tabakaları üzerinde sonlanır ve böylece bu birim ile bir teğetsel dokanak (downlap) oluşturur.

Yorum: Alt seviyedeki çakıltası muhtemelen bir alüvyal yelpaze ortamında çökelmiştir. Kötü boylanma, tane şekilleri ve fosil ile belirgin bir tabakalaşmadan yoksun olması, tümüyle bu tür bir oluşum ortamına has özelliklerdir. İnce tabakalı, laminalanmalı kahverengi ve gri kumtaşları büyük olasılıkla bir yelpaze deltasının taban seti tabakalarını temsil eder. Alın seti tabakaları, delta ilerledikçe kahverengi kumtaşı üzerine ilerleyen üst çakıltası tarafından temsil edilir. Kumlu bir matriks içerisindeki kötü boylanmalı çakılların varlığı, üst çakıltasının çökelişiminin muhtemelen moloz akmaları tarafından gerçekleştirilmiş olduğunu gösterir. (Nemec, 1990). Alt seviyelerdeki çakıltası



Şekil 26- Ziyaret Dere Vadisi'ndeki ZD₁ kesiti (GPS-042); kesit 20 m kalınlıktaki çakıltaşı ve kumtaşı istiflerinden oluşmaktadır. Çakıltaşı istifin alt ve üst bölümlerinde görülür. Lokasyon için şekil 1'e bakınız.



Şekil 27- Ziyaret Deresi'ndeki ZD₁ kesitinin (GPS-042) üst bölümünü oluşturan 3 m kalınlıktaki çakıltaşı tabakalarının altında bulunan kumtaşı birimi ile yaptığı teğetsel dokanak (downlap) ilişkisi. Lokasyon için şekil 1'e bakınız.

ve üsteki çökel arasındaki belirgin dokanak bir uyumsuzluktur; bu uyumsuzluk delta ortamının, göl seviyesinin yükselmesi ve göl sularının, alüvyal yelpazelerin oluştuğu havzanın kenar alanlarını basması sonucu alüvyal yelpaze üzerinde gelişmiş olduğuna işaret eder.

3.19.2. ZD₂ Kesiti (GPS-043, enlem: 38.7885°, boylam: 42.6724°, yükseklik: 1666 odsy)

Tanım: Bu kesit, büyük bir bölümü ile alt yarısından gözlenen 3.5 m kalınlıktaki kalın kahverengi kumtaşı ile üst yarısında gözlenen 1.5 m kalınlıktaki sarımsı ve killi kumtaşından oluşur. Kahverengi kumtaşı genel olarak ince tanelidir ve 15 cm den daha ince çakıltaşı ve kumtaşı arakatmanları içerir. Bu kumtaşı iyi gelişmiş yatay laminalar ile karakterize edilir. Üstteki sarımsı kumtaşı kahverengi kumtaşını üzerine uyumlu olarak gelir ve dikkat çekici düzeyde, konvolüt laminalanma ve alev yapıları gibi, sedimentasyon ile eşzamanlı deformasyon yapıları içerir.

Yorum: İyi laminalanmalı kahverengi kumtaşı faşisi Paleo-Van Gölü'nün kıyı çizgisinden fazla uzakta olmayan göl tabanında çökelmiştir. Bu kumtaşı arasındaki çakıltaşı ve kaba kumtaşı arakatmalarının varlığı, gölün bu bölümünün zaman zaman kıyı çizgisinden kaba taneli sedimanlar taşıyan akıntılar tarafından beslendiğine işaret eder. Keza, sarı kumtaşı da çok büyük bir olasılıkla sismik sarsıntı sonucu bozulmuş ve deforme olmuş bir kıyı ötesi göl çökelidir.

3.20. Soğanlı Köyü Kumlu Dere Vadisi'nde Ölçülen Stratigrafik Kesit

3.20.1. KDS₁ Kesiti (GPS-040-41, enlem: 38.7931°, boylam: 42.6120°, yükseklik: 1693 odsy)

Tanım: Bu kesit bileşimi ve stratigrafisi bakımından ZD₁ kesitiyle benzerlik gösterir. Alt seviyeleri yaklaşık 20 m kalınlıkta, kısmen çakıltaşı ve çakıllı kumtaşı içeren kahve renkli kaba kumtaşından oluşur. Kumtaşı çok iyi gelişmiş ve yanal olarak devamlı olan bir laminalanma gösterir. Bu kumtaşı büyük ölçekli bir konvolüt-laminalanma gösteren 3 m kalınlıktaki kahverengimsi bir kumtaşı tarafından örtülür (Şekil 28).

Yorum: ZD₂ kesitinin bir önceki bölümdeki açıklanılmasında da belirtildiği gibi, laminalı kahve renkli kumtaşı Paleo-Van Gölü'nün çok düşük enerjili tabanında birikmiştir ve büyük olasılıkla sismik dalgalar tarafından şiddetli bir şekilde deformasyona uğramıştır.

3.21. Ceviz Dere Vadisi Çevresinde Ölçülen Stratigrafik Kesit

3.21.1. CZ₁ Kesiti (GPS-039, enlem: 38.7724°, boylam: 42.5861°, yükseklik: 1663 m)

Tanım: Bu kesit, Van Gölü'nün Ceviz Dere'nin 150 m batısında yer alan kıyısında çalışılmıştır. Kesit, 4 m kalınlıktadır ve ince bir çakıltaşı tabakası ile ör-



Şekil 28- Soğanlı Köyü Kumlu Dere Vadisi'nde kahve renkli kumtaşı içerisindeki konvolüt tabakalanmayı gösteren KDS₁ kesiti (GPS-040-41). Lokasyon için şekil 1'e bakınız.

tülen, düzlemsel çapraz tabakalı kaba kumtaşı ile başlar. Üzerine 2.5 m kalınlıkta, üste doğru kaba ve çakıllı kumtaşına geçiş yapan, yatay tabakalı ve egemen olarak kahverengi çamurtaşı ile çamurlu kumtaşı gelir.

Yorum: Bu kesitin fasiyes topluluğu, bu sedimanların Pale-Van Gölü'nün kıyı yakını ortamında çökeldiğini gösterir. Çapraz tabakalı kumtaşı ve üzerine gelen çakıltı, büyük olasılıkla göl kıyısındaki bir plajın kıyı önünü ve kıyı yüzünü temsil eder. Üste gelen kahverengi çamurtaşı ve çamurlu kumtaşı Van Gölü'nün salınımlar yapan su seviyesinin bir yükselimi sırasında kıyı yakını ortamında depolanmıştır.

3.22. Karmuç Çayı Vadisi Çevresinde Ölçülen Stratigrafik Kesit

3.22.1. *KC₁ Kesiti (GPS-038, enlem: 38.7122°, boylam: 42.4242°, yükseklik: 1660 odsy)*

Tanım: Bu kesit Van Gölü'nün Karmuç Vadisi'nin 850 metre batısındaki kıyısına yakın bir yerde ölçülmüştür. Kesit, 17 m kalınlıktadır ve çeşitli seviyelerinde çakıltı arakatmanları içeren sarımsı gri kumtaşı ile karakterize edilir. Kumtaşı ince taneli, yatay tabakalı, dalga ripilli ve kısmen düşük açılı büyük ölçekli çapraz tabakalıdır. Kesitin üst seviyelerinde kalın ve belirgin bir birim oluşturur. İyi yuvarlanmış ve çakıl boyutlu taneli ve çoğunlukla erozyonel tabanlı olan çakıltı arakatmanları düzlemsel çapraz tabakalanmalıdır.

Yorum: Bu çökeller, büyük olasılıkla Paleo-Van Gölü'nün kıyı ötesi ve kıyı çizgisi arasındaki geçiş kuşağını oluşturan kıyı yakını ortamında oluşmuşlardır. Bunların düşük açılı çapraz tabakaları ve dalga ripilleri ortamdaki dalga etkinliğini gösterir. Erozyonel tabanlı, çapraz tabakalanmalı çakıltıları büyük olasılıkla kıyı çizgisinden değişik akıntılar ile gelen kaba taneli çökel girdisine işaret eder. Bu kesitin üst tarafına doğru lamine kumtaşının kalınlaşması gölün derinleştiğini gösterir.

3.23. Kotum Dere Vadisi'nde Ölçülen Stratigrafik Kesitler

3.23.1. *KOD₁ Kesiti (GPS-035, enlem: 38.4757°, boylam: 42.3091°, yükseklik: 1656 odsy)*

Tanım: Bu kesitin alt bölümü 8 m kalınlıkta, sarı ve ince tabakalı, lamine traverten ve üst bölümü ise sarımsı gri renkli silis kırıntılı sedimanların istifinden oluşmaktadır. Bu iki fasiyes arasındaki dokanak belirgindir ve ince bir taban çakıltı (15 cm) ile be-

lirlenmiştir. Silis kırıntılı sedimanlar ince tabakalı ile lamine ve yerel olarak kısmen çakıltı arakatmanları içeren çapraz tabakalı kumtaşı ile karakterize edilir (Şekil 29). Çapraz tabakalar KD'ya, yani bugünkü Van Gölü'ne doğru eğilidir.

Yorum: Traverten, stratigrafik olarak bu alandaki temeli oluşturur. Bu birimin yanal olarak tabakalı ve lamine olarak devamlılık göstermesi, bu birimin paleo-gölün bir kıyı ortamında oluştuğuna ve buradaki sualtı bitki örtüsünün, travertenin çökmesi için elverişli bir ortam oluşturduğuna işaret eder. Üstteki kırıntılı istifin bölgesel konumu ve sediman yapıları, bu sedimanların çökmesi için bir kıyı yakını göl ortamının varlığına işaret eder.

3.23.2. *KOD₂ Kesiti (GPS-037, enlem: 38.4721°, boylam: 42.3095°, yükseklik: 1670 odsy)*

Tanım: Bu kesit, traverten üzerinde uyumsuz olarak yer alan çeşitli kumtaşı fasiyesleri içerir. Kumtaşı tabanda 1.5 m kalınlıktadır, siltli ve ince tanelidir. Üst seviyelere doğru, üzerine 1 m kalınlıkta, erozyonel tabanlı bir polijenik çakıltı gelir. Bu çakıltı, üstündeki ve altındaki tabakalaşmaya paralel uzanan mercekli bir seviye oluşturur. Çakıltı üzerinde yerel olarak göçme yapıları veya konvolütlü tabakalar içeren, 3.5 m kalınlıkta, kahverengi ve orta kalınlıkta tabakalı veya lamine bir kumtaşı yer alır; göçme yapıları ve konvolütlü tabakalar yatay tabakalanmalı ve lamine sedimanlar arasında bir sandviç gibi bulunur (Şekil 30). Bu kesitte ayrıca büyük ölçekli kayma yüzeyleri de görülür.

Yorum: Fasiyes karakterleri ve Van Gölü çevresinin herhangi bir yerinden tanımlanan kesitlerin benzer fasiyesleri ile karşılaştırmaları, bu kumtaşlarının ve bunlarla beraber bulunan çakıltının Paleo-Van Gölü'nün kıyı yakını bir ortamda çökelmiş olduğunu göstermektedir. Kumtaşındaki yatay ince tabakalanma, lamine ve konvolüt tabakalar, bu yorumu bütünüyle destekler. Çakıltı büyük olasılıkla göle kıydan çekimli/sürüklemeli akıntılar tarafından taşınmıştır. Büyük ölçekli kayma yüzeyleri, sedimanların duraylı olmayan bir yamaç üzerine hızlı bir şekilde ilerlemesine işaret eder.

Kotum Vadisi taraçalarının yaşları: Kotum Vadisi'ndeki taraçaların altındaki traverten, Kuzucuoğlu vderleri tarafından (2010), ²³⁰Th/²³⁴U yöntemi kullanılarak (Çizelge 1), 102 bin yıl (GÖ) olarak yaşlandırılmıştır. Kotum Vadisi'nin başka bir yerinde, taraçalar altında uzanan 4 m kalınlıktaki ponza döküntüsü içindeki feldispatlardan, ³⁹Ar/⁴⁰Ar yöntemi kullanıla-



Şekil 29- Aşağı Kotum Dere Vadisi'ndeki 8 m kalınlıktaki KOD₁ kesiti (GPS-035). Kesitin alt bölümü sarı renkli ve ince laminalanmalı travertenden, üst bölümü ise çakıltası arakatmanları içeren sarımsı gri renkli, ince tabakalanmalı ve laminalanmalı kumtaşından oluşmaktadır. Lokasyon için şekil 1'e bakınız.



Şekil 30- Yukarı Kotum Dere Vadisi'ndeki kumtaşlarının üst kesiminde, yatay tabakalı ve laminalı kumtaşları arasında sandviç gibi bulunan göçme yapılarını gösteren KOD₂ kesiti (GPS-037). Lokasyon için şekil 1'e bakınız.

rak, 117 ± 5.2 bin yıl yaşı (GÖ) elde edilmiştir (Mouralis vd., 2010) (Çizelge 1). Dolayısıyla bu çalışma kapsamında aşağı Kotum Vadisi'nde tanımlanan iki taraça kesitinin yaşı 100 bin yıldan (GÖ) daha gençtir. Kuzucuoğlu vderlerine (2010) göre, bu taraçalar yükseklik olarak (günümüzdeki göl seviyesinden yaklaşık 85 m yukarıda bulunan) 1730-1735 m (odsy) seviyelerine çıkmaktadır.

4. Tartışma

4.1. Oluşum Ortamlarının Yeniden Kurgulanması: Van Gölü Havzasının Tektono-Stratigrafik Evrimi

Van Gölü Havzası'ndaki yorumlanmaları yapılmış oluşum ortamlarını ve bunların paleocoğrafik dağılımını yeniden kurgulamadan (yapılandırmadan) önce, bütün çalışılmış taraça kesitlerine özgü ortak özelliklerin bir listesi aşağıda sunulmuştur:

1. Kesitler çoğunlukla incedir, kalınlıkları 3-25 cm arasında değişir. Göreli olarak kalın istifler (örneğin 15 metreden daha kalın olanlar) Van Gölü'nün kuzeyinde ve batısında yer alan vadilerde bulunur. Bunlar genellikle regresif özelliktedir ve düşey olarak sıkışan ve kabalaşan istifler oluşurur.
2. Kesitler, belirgin düzeyde birbirlerinden erozyonel dokanaklar ile ayrılmış ve iyi gelişmiş yukarı doğru incelme ve kabalaşma gösteren istif paketleri ile karakterize edilen, büyük ölçekli bir periyodiklik göstermezler. Tersine, göl kenarı çökellerinde göreli olarak küçük ölçekli yanal ve düşey fasiyes değişimleri ve yanal kamalanmalar görülür.
3. Taraça çökelleri, çoğunlukla sınırlı düzeyde litolojik çeşitlilik sunan karasal kırıntılı malzemenin oluşur. Kesitlerin tamamında kumtaşı ve çakıltı egemen litolojilerdir. Bazı kesitlerde traverten veya tufa olarak izlenen belirgin karbonat birimleri vardır ve bunlar çoğunlukla gözlemlendikleri yerlerde, taraça kesitlerinin stratigrafik olarak tabanını oluştururlar. Çalışma alanında evaporitler veya diğer kimyasal çökeller bulunmaz.
4. Taraça çökelleri, çok nadiren bir biyota ihtiva ederler. Bu birimlerde ender olarak bulunan fauna, genellikle tatlı su gastropodaları ve bivalvlerdir (*Dreissena* sp.).

Van Gölü çevresindeki taraçalar çoğunlukla alüvyal yelpaze/örgülü akarsu, plaj, delta, kıyı yakını ve

kıyı ötesi gibi, çeşitli göl ile ilişkili oluşum ortamlarında çökelmiş olan kırıntılı sedimanlardan oluşmaktadır. Bu çökelme ortamları fauna, flora, jeoloji, jeomorfoloji, iklim, ve su altı ortamlarında ise derinlik, sıcaklık, tuzluluk, ve akıntı, dalga rejimlerini kapsayan özgün fiziksel, kimyasal ve biyolojik koşullar ile karakterize edilmektedirler. Bundan dolayı, bu taraça çökellerinin fasiyes değişimleri üzerine kurulu oluşum ortamlarının çeşitliliği, bu özgün koşullar da gözetilerek tartışılırsa, Paleo-Van Gölü Havzası'nın jeolojik tarihçesi sırasında hüküm sürmekte olan tektonizmayı ve iklimi belirli bir düzeyde aydınlatmak mümkün olabilir. Biz, aşağıdaki paragraflarda Paleo-Van Gölü Havzası'ndaki sedimanter ortamların oluşum koşullarının açıklanması ile ilgili olarak bu koşulları da gözetten bir girişimde bulunacağız.

4.1.1. Alüvyal Yelpaze/Örgülü Akarsu ortamı

Alüvyal yelpaze/örgülü akarsu çökelleri KV₁, KV₂, MB₁, KD₁, ED₁ ve ZD₁ kesitlerinde görülmüştür. Bu çökeller, havzada hacimleri bakımından önemli olmamakla beraber, bunların oluşumları tektonik ve iklimsel denetimlere duyarlı olmaları nedeniyle önemlidir. Bu birimler çökelmeleri sırasında veya çökelimlerinin hemen öncesinde gerçekleşen bir tektonik etkinliğe işaret eder. KV₁, KV₂ ve MB₁ kesitleri, Karasu Vadisi'nde ve (Mollakasım çevresindeki) Munisinbahçesi'nde ölçülmüştür. Bu yerler, güneyden ve kuzeyden aktif bindirme fayları ile sınırlandırılmış olan Çomaklıbaba Dağı'nın hemen K ve KD kısmında yer alırlar (Şekil 1). Bu fayların, Çomaklıbaba dağlık alanını yükseltmiş olması ve bu yükselmenin, taraça çökellerinin birikimi için moloz ve akarsu taşıması gücünde bir artış sağlamış olması oldukça olasıdır. Karasu Nehri'nin tabanını, kendisine katılan akarsu kollarından daha hızlı bir şekilde aşındırmış olması örneğindeki gibi, bu alüvyal yelpazeler/örgülü akarsular da keza taban (kaide) seviyesinin alçalmasından dolayı da gelişmiş olabilirler (Carrier, 1966; Bull, 1972). Diğer üç kesit (KD₁, ED₁ ve ZD₁), çevresindeki yüksek alanlarda KD-GB uzanımlı doğrultu atımlı fayların görüldüğü Van Gölü'nün kuzeyinde bulunurlar (Şekil 1). Bu faylar su toplama alanlarında Paleo-Van Gölü'ne ulaşan alüvyal yelpazelere/örgülü akarsulara malzeme sağlayan bir yükselim yaratmış olabilirler. Bu yorum, bölüm 2.1'de de tartışıldığı üzere, bu bölgenin jeolojik yapısı tarafından desteklenir. Bu havza, Türkiye'nin doğusunda çok ince bir kabuk üzerinde bulunan bir dom yapısının merkezinde yer alır. Bölge, Bitlis Okyanusu'nun orta Miyosen'de kapanmasından beri, bölgede topografik farklılığı yaratan önemli doğrultu ve eğim

atımlı fayların gelişmesiyle birlikte yükselmektedir (Şengör vd., 1985, 2008).

Modern alüvyal yelpazelerin pek çoğu kurak ve yarı kurak bölgelerde görülür (Bull, 1972; Blair ve McPherson 1994). Plaeo-Van Gölü, belki de taraçalarda tanımlanan alüvyal yelpazelerin/örgülü akarsuların oluşumu sırasında kurak bir iklime sahipti. Ancak, çalışma alanındaki alüvyal yelpazelerin iyi tabakalanmış ve tane destekli kaba taneli çakıltaşları, bunların yaygısal taşkın süreçleri tarafından nemli koşullarda çökeldiğini göstermektedir (Harvey vd., 2005). Bu durum, Paleo-Van Gölü Havzası'nda, yelpazelere açılan ana akarsu yataklarına yeterli miktarda su girdisinin sağlanmış olduğunu göstermektedir. Bu suyun kaynağı, bütün havzada gerçekleşen yağmur yağışları veya havzanın tamamında ya da bazı yerlerinde, ılıman ve yağışlı ara evreler (interstadials) sırasında gerçekleşen kar erimelerinden kaynaklanan akışların olabileceği düşünülmektedir.

4.1.2. Plaj Ortamı

Plaj çökelleri en iyi ana vadilere kadar uzanan kol derelerin yer aldığı, yüksek alanlar ile çevrili olan Dönemeç Çayı'nda (DÖN₂-Kesiti), Karasu'da (KV₂-Kesiti) ve Boğaz Dere'de (BD₁-Kesiti) görülür. Bu alanlardaki plaj çökellerinin varlığı, bu vadilerin Paleo-Van Gölü tarafından istila edildiğine ve gölün su seviyesinin günümüzdeki seviyesinden (1648 m odsy) 60-85 m daha yüksekte olduğuna işaret eder. Dönemeç Çayı, Boğaz Dere, Karasu ve bunların kol derelerinin, bol miktardaki kırıntılı malzemeyi göle taşıdığı ve bu malzemenin, vadilerin bazı kesimlerinde kıyı çizgisi süreçleri tarafından yeniden işlenmiş olduğu görülür. Bu plajlar, yüksek alanların etekleri boyunca gelişmiş ve bundan dolayı da muhtemelen dar ve sınırlı alanlara yayılmış olarak bulunmaktadır. Plajların dar oluşu ve bunların yanlara ve üst kısımlara doğru ince taneli gölsel kıyı yakını veya kaba taneli alüvyal yelpaze/örgülü akarsu çökellerine hızlı bir şekilde geçişleri, azalmış dalga etkinliğinden ve Paleo-Van Gölü'ndeki gel-git etkisinin olmamasından kaynaklanmış olabilir. Ancak, plajdaki dalga enerjisi, bu ortamlardaki çökelleri yeniden işleyecek ve kısmen çakıltaşları ile birlikte iyi boylanmalı, yuvarlanmış ve ripil çapraz lamine kumtaşları biriktirmeye yetecek kadar güçlü bir düzeyde bulunur. Bu çökeller büyük olasılıkla kumsallar boyunca dalgaların yalama/yıkama (swash-backswash) kuşağının etkileri altında şekillenmiştir.

Plaj çökelleri açık bir şekilde göl seviyesini belirler ve bundan dolayı bunların 1708 m odsy (DÖN₂-

kesiti), 1733 m odsy (BD₁-Kesiti) ve 1736 m odsy (KV₂-Kesiti) gibi farklı yüksekliklerde görülmesi, göl seviyesinin geçmişte çok daha yüksekte ve değişken olduğunu göstermektedir. Çalışılan taraçalarda büyük ölçekli bir periyodun olmaması, göl seviyesi değişimlerinin, Van Gölü'nün su derinliğindeki büyük oynamaları temsil etmediğine işaret etmektedir. Bu durum daha ziyade, kıyı çizgisi fasiyeslerinin yüksekliklerinin azalmasına bağlı olarak gençleşen yaşlarının da gösterdiği üzere, gölün günümüzden yaklaşık 125 bin yıl önce ulaştığı 1755 m (odsy) yüksekliğindeki su seviyesinden, 1647 m'deki modern seviyesine tetrici olarak geçiş yapan bir düşmeyi göstermektedir. İklimin göl seviyesindeki etkisi, buharlaşma-yağış dengesindeki değişim ile olmuştur. Van Gölü'nden alınan çökel karotlarının sedimentolojik, palinolojik ve isotopik kayıtlarına göre (Çağatay vd., 2014, Stockhecke vd., 2010; Litt vd., 2014), gölün seviyesi genel olarak buzullaşma-arası dönemlerde ve interstadyal evrelerde, buzullaşma dönemlerindeki ve stadyal evrelerindeki daha yüksektir. Bölüm 2.1 de tartışıldığı gibi, Van Gölü Havzası ve çevresindeki alanlar, orta Miyosen'den beri yakınlaşma (sıkışma) tektonizmanın etkilerine maruz kalmıştır. Bu tektonizmadan dolayı, göl kenarı fasiyesi veya taraçaları, daha yüksek seviyelere tetrici olarak yükseltilmiş olabilir. Göl kenarı fasiyesinin oluşumu sırasında iklim büyük olasılıkla, aşırı bir buharlaşma için uygun koşulları sağlayacak kadar kuraktır. Araevreler (stadyaller) sırasındaki bu koşullar su seviyesinde gölün daralmasına/küçülmesine yol açan tetrici bir düşmeye neden olmuşmuştur. Gölün kıyı çizgisi havza ortasına doğru yer değiştirdikçe, gölün kenarları giderek ayrışma ve aşınma süreçlerinin çökelleri değişime uğrattığı karasal koşulların etkisine açılmıştır. Bu gelişim, çökel girdisini artırmış ve böylece sedimanlar su seviyesinin düşmesi sırasında gölün kenarlarında plaj ve delta çökelleri olarak depolanmışlardır.

4.1.3. Delta Ortamı

Gilbert-tipi delta çökelleri çoğunlukla Paleo-Van Gölü'nün doğu kenarında görülür ve bunların en iyi örnekleri Dönemeç Vadisi'nde (DÖN₃- Kesitleri), Karasu Vadisi'nde (KV₃-Kesiti), Çakırbey Köyü yakınında (CB₁-Kesiti) Karahan Köyü'nde (KAR₁-Kesiti), Zilan Vadisi'nde (ZV₂-Kesiti) ve Ziyaret Dere Vadisi'nde (ZD₁-Kesiti) gözlenir. Bu deltaların, gölün giderek yükselen kenarında konsantre olmaları şaşırtıcı değildir; çünkü bu tip kaba taneli deltalar genellikle yüksek çökel girdisinin sağlandığı, yüksek miktarda su girdisinin ve dik bir havza kenarının bulunduğu yerlerde oluşur (Postma, 1990; Çukur vd.,

2013). Plaj ortamının yukarıdaki tartışmasında da belirtildiği üzere, gölün doğu kenarının yükselimi kaba malzeme sağlayacak dik bir topoğrafya yaratmıştır; diğer taraftan göl seviyesinin düşmesi, kenar akarsularının yeni taban seviyelerine göre, tabanlarını derine kazımalarına ve ilerleyen Gilbert-tipi deltalarda çökeltmek üzere kırıntılı materyal taşımalarına neden olmuştur. İklim, yetersiz bitki örtüsü nedeniyle yüksek aşınma hızlarının olduğu bu zaman sırasında, buzlaşma koşullarının bölgede hüküm sürmesine rağmen, büyük olasılıkla sediman girdisinin oluşmasında ve akışın artmasındaki başlıca faktördür. Muhtemelen buzullar, belki de Geç Buzul Dönemi'nin interstad-yalleri sırasındaki erimelerinden kaynaklanan erime suları ile, akarsu akışı rejimlerinde önemli bir rol oynamışlardır. Uluslararası Kıtasa Delme Programı çerçevesinde gerçekleştirilen Paleo Van Projesi ile ilgili olarak alınan karotların stratigrafik kesitlerine ait son çalışmalar, Son Buzul Dönemi sırasında artan kar yağışına ve Van Gölü'nün buzul erimesi suyu ile beslenmesine işaret etmektedir (Çağatay vd., 2014; Kwiecien vd., 2014).

Gilbert-tipi delta ortamı genel olarak sınırlı su ajitasyonu olan düşük bir enerjiye sahiptir. Bu ortamdaki fluvial süreçler, rüzgar kökenli dalga ve akıntılara göre daha baskındır. Bundan dolayı, Paleo-Van Gölü Havzası'ndaki Gilbert-tipi deltaların dağılımı, bu gölün doğu kenarının rüzgarlardan korunmuş düşük enerjili bir kıyı olduğuna işaret edebilir. Büyük olasılıkla, bu havzada etkin olan rüzgar belki de kuzeyden veya güneyden esmektedir ve bundan ötürü de gölün doğu kıyısını pek fazla etkilemez. Bu Gilbert-tipi deltalar, alın setlerinin yüksekliği tarafından göl suyu seviyesi belirlediği için, Paleo Van Gölü'nün derinliği hakkında da veri sağlar. Alın setlerinin yükseklikleri göz önünde bulundurulduğunda, deltaların oluştukları yerde göl derinliğinin belki de bir kaç on metreyi geçmediği görülür.

4.1.4. Kıyı Yakını Göl Ortamı

Bu ortam CV₁, HD₁, DT₁, KRD₁, KC₁ ve KOD₂ kesitlerinde saptanmıştır. Ortam, plaj ve kıyı ötesi göl ortamları arasında bir geçiş kuşağı oluşturmaktadır. Az miktarda çakıltaşı içeren kumtaşları, en belirgin fasiyesidir. Bu çökellerin varlığı, bunları ortama taşıyabilecek bir fiziksel mekanizma gerektirir; çünkü geçiş zonu ortamları genel olarak dalga tabanı altındadır ve burada çoğunlukla ince taneli sedimanlar birikir. Bu ortamdaki kaba taneli sedimanların varlığı, güçlü fırtınalar sırasındaki çökeltmeden kaynaklanmıştır. Kaba taneli çökellerin pek çoğu fırtınalı havalarda kumsallardan aşınır ve geçiş kuşaklarına ulaşır.

Bu, belki de fırtınaların kıyı yakını çökellerinin depolanması sırasında aktif olduğu Paleo-Van Gölü kıyıları boyunca da gerçekleşmiş olan bir durumdur. Gölün kıyısı boyunca yer alan alüvyal yelpazelerin, plajların ve Gilbert-tipi deltaların görel olarak kaba taneli sedimanları, fırtınalar sırasında bu çökeller için kaynak oluşturmıştır. Az miktardaki çakıltaşları, akarsuların ağzıları çevresinde, kumtaşları ve dalga ripilli ve çok ince paralel laminalı az miktardaki çamurtaşları ise görel olarak ince tanelerin depolanabildiği daha derin su ortamına değin yayılmış olarak çökelmiş olmalıdır. Bu sedimanlar çökeltme alanlarına belki de fırtına kökenli çekimli akımlar veya göl kenarı boyunca yön değiştirmiş akarsu akıntıları tarafından taşınmıştır. Paleo-Van Gölü'nün kıyı yakını çökelleri dereceli tabakalanma ve taban yapıları gibi kanıtlar içermediği için, türbidit akıntılarının sediman taşınması sırasında önemli bir rol oynamadığı görülmektedir. Kıyı yakını çökellerindeki büyük ölçekli göçme izleri, bu ortamdaki gravite kökenli duraysızlıklara işaret eder. Bu ortam, belki de çoğu kez fırtınalardan, depremlerden veya ani olarak sediman yükü girdisinden kaynaklanan şoklara maruz kalmıştır (Dyskstra, 2004; van Rensbergen vd., 1999; Schnellmann vd., 2002, 2005; Chapron vd., 2006; Vollve, vd., 2007; Toker vd., 2007).

4.1.5. Kıyı Ötesi Göl Ortamı

Kıyı ötesi göl çökelleri, en iyi DÖN₁, DÖN₄, AC₁, AC₂, DV₁, DV₂, ZV₁, KB₁, CM₁, ZD₂ ve KDS₁ kesitlerinde yüzeylenir. Yanal olarak devamlılık sunan fasiyesler, ince tabakalanma, varırlar, ince tane boyu ve göçme ile konvolüt tabakalanma gibi hidroplastik bozulmalar, bu çökellerin sakin ve durgun bir su ortamında depolandığı izlenimini verir. Bunların çökmesi için gerekli olduğu düşünülen süreçler belki de kıyı yakınında yamaç aşağı gerçekleşen çekimli akıntılar ile gölün oldukça açığında asılı gereçten gerçekleşen çökeltme olarak düşünülmektedir. Bu göldeki varv sedimentasyonunun karakteristik bir süreç olduğu görülür ve bu sedimentasyon kesinlikle derin sularda asılı gereçten gerçekleşen mevsimsel çökelmeyi temsil eder (Kempe, 1977; Stockhecke vd., 2012). Karbonatlardaki oksijen izotopları, Mg/Ca oranları ve yıllık laminalı çökellerdeki polen ve mangal kömürü verileri, Geç Buzullaşma sırasında Paleo-Van Gölü Havzası'nda düşük göl seviyeleri ile birlikte, ağaçsız step bitki örtülü bir kurak iklim olayının da olduğunu ortaya koymuştur (yaklaşık 14 bin yılı kapsayan varv yılları; Landmann vd., 1996a, b, 2011; Çağatay vd., 2014); bu havzadaki nemli iklim koşulları Holosen zamanı sırasında kurulmuştur (Wick vd., 2003; Çağatay vd., 2014). Paleo Van Gölü ortamında-

ki iyi korunmuş varv çökelleri, göl tabanının bentik yaşam için elverişli olmadığını gösterir. Bu elverişsiz koşullar, büyük olasılıkla o zamanki göl suyunun yüksek alkalilik ve tuzluluk içeren aşırı kimyasal bileşiminden kaynaklanmaktadır (Gessner, 1957; Danulat ve Selçuk, 1992; Landmann, 1996a,b). Yüksek tuzluluk (22 ‰) ve sodyum bikarbonatça zengin sular drenaj havzasındaki volkanik kayaların ayrışmasından ve kapalı havzadaki buharlaşma sonucu oluşmuştur. Gölde zaman zaman tufa (CM₁ Kesiti) ve gölün sığ, kıyı ötesi alanlarında ise karbonat depolanması sırasında mavi-yeşil alglerin ve bakterilerin de etkinliğine işaret eden mikrobiyolitler depolanmıştır (Kempe vd., 1991; Lopez-Garcia vd., 2005).

Konvolüt yapılar ve su kaçış yapıları, çoğunlukla alt ve üst seviyelerdeki bozulmamış tabakalar tarafından çevrelenmiş tekli tabakalar ile sınırlıdır. Havzanın sismik olarak aktif doğası da göz önünde bulundurulacak olunursa (Ambraseys, 1988; McCaillin ve Nelson, 1996; Türkelli vd., 2003; Litt vd., 2009), taraçaların sedimanter istifleri içerisindeki bu yapılar, paleo-depremler tarafından tetiklenmiş yapılar olarak yorumlanabilir. Bunların farklı yüksekliklerde görülmesi (DÖN₄: 1700 m odsy, KDS₁: 1693 m odsy, DÖN₁: 1687 m odsy, DV₁: 1678 m odsy ve ZD₂: 1666 m odsy), bu sismik olayların son 34 bin ¹⁴C yıl (GÖ) sırasında, en azından beş defa olmak üzere yinelenmiş olduğuna işaret eder. Ne yazık ki bu çalışmada tekli olarak bulunan bu konvolüt tabakalar yaşlandırılmadığı için, bu depremlerin zamanı kesin olarak verilemez. Kesit alanlarındaki bu olaylar, ya depremler ya da Nemrut veya Süphan volkanlarının patlamaları nedeniyle gerçekleşen yer sarsıntılarından meydana gelmiş olmalıdır. Çalışılan kesitlerden, sadece Erçiş ve Adilcevaz arasında yer alan ve kıyı ötesi göl çökelleri ile ilişkili olan iki kesit (KB₁ ve CM₁) volkanik madde içerir. Bu kesitler 1676 m odsy ve 1727 m odsy olmak üzere iki farklı yükseklikte görülür. Eğer yükseklikler arasındaki farklılık tektonizmadan kaynaklamadıysa, Süphan veya Nemrut volkanları, yakınlarında bulunan Adilcevaz Karadere Vadisi'ndeki KRD₁ kesitinin yaşına göre, 9.7-5.9 bin yıl (GÖ) aralığı sırasında iki kez püskürmüş olmalıdırlar.

4.2. Taraçalar ve Göl Seviyesi Oynamaları

Van Gölü Havzası çevresinin çeşitli yüksekliklerinde bulunan eski göl taraçalarının varlığı, son ~125 bin yıl sırasında gerçekleşen önemli göl seviyesi değişimlerine işaret eder. Bu değişimler alçak seviye (lowstand) deltalarının ve sualtı sismik yansıma profillerinde izlenen aşmalı (onlap) istiflerin varlığı tara-

findan da desteklenir (Damcı vd., 2012; Çukur vd., 2013 ve 2014). Van Gölü çevresinde gözlemlenen göl taraçalarından bazılarının yüksekliklerinin, tektonik yükselme ile açıklanmasına rağmen, bu taraçaların görel olarak, Paleo-Van Gölü'nün günümüzdeki seviyesine göre daha yüksek olan su seviyesi dönemlerini temsil ettiği bilinmektedir.

Bölüm 3.1'de belirtildiği üzere, Van Gölü çevresindeki çeşitli taraçalara ait yaş verileri, taraçaların havza bazında stratigrafik korelasyonunu yapmak ve böylece göl seviyesi değişiklikleri ve bu seviyeler ile ilgili olarak tektonik yükselmenin rolü hakkında güvenilir sonuçlar çıkarmak için yeterli değildir. Bununla beraber, uzun dönemli göl seviyesi oynamaları hakkında bazı ön sonuçlar çıkarılabilir. Paleo-Van Gölü'nün göl seviyesi değişikliklerini tartışırken, eski göl taraçalarından yararlanılarak aşağıdaki varsayımlar esas alınmıştır:

1. Van Gölü çevresindeki vadilerde izlenen Gilbert-tipi deltalar, göl seviyesi yükselimi sırasında oluşmuşlardır.
2. Paralel ince tabakalı ve lamine killi silt ve kumtaşı fasiyesleri, görel olarak derin suda çökelmişlerdir (örneğin, Landmann vd., 1996a,b; Kempe vd., 2002; Stockhecke vd., 2013; Çağatay vd., 2014).
3. Van Gölü su toplama havzasındaki hidrolojik sistem ve göl seviyesi genel olarak nemli/yağışlı ve yüksek (göl) seviyeli (highstand) buzullaşma arası dönemi ile buna karşın kurak ve alçak (göl) seviyeli (lowstand) buzullaşma döneminden oluşan bir düzen izler (Stockhecke vd., 2014; Çağatay vd., 2014). Ancak, günümüzden önce 21 ve 26 bin yılları arasında yaşlandırılan bazı taraçaların varlığı tarafından da kanıtlandığı gibi (Kuzucuoğlu vd., 2010), bu genel düzen dışında bazı istisnai durumlar da vardır; bu istisnai durumlar Geç Buzullaşma'nın interstadyal dönemleri arasındaki karların erimesiyle ilişkilendirilebilir (Çağatay vd., 2014).

Yukarıda değinilen görüşler ışığında, >100 bin yıldan daha eski bir yaş olasılığını da göz önünde bulundurarak (Kuzucuoğlu vd., 2010), Beyüzümü (Çayarası Vadisi) yöresinde 1761 m (odsy) yüksekliğe, ve Kotum Vadisi'nde 1755 m (odsy) yüksekliğe ulaşan en yüksek taraçalar büyük olasılıkla 5e Denizel İzotop Evresinde oluşmuştur; bu ICDP Paleo-Van karotlarındaki organik karbon bakımından zengin, ince lamine çökellerin analizi tarafından da doğrulan-

maktadır (Stockechke vd., 2013, 2014). Günümüzdeki göl seviyesinden 110 m ve gölün eşik seviyesinden 20 m yukarısında yer alan bu taraçanın oluşması, gölün Kotum Vadisi'ndeki dışa akış yatağının piroklastik çökeller tarafından kapanması ile bağlantılıdır. Bu çalışmamızda KOD₁, GPS-035 ve KOD₂ GPS-037 kesitlerinde değinilen (Şekil 1), aşağı Kotum Dere Vadisi'nde akarsu ağzına yakın bir yerde bulunan diğer bir taraçada 1730-1735 m (odsy) yüksekliğine ulaşır (Kuzucuoğlu vd., 2010); bu taraça muhtemelen son buzullaşma arası döneminin daha sonraki bir alt evresinde (örneğin, MIS 5a) oluşmuştur. Bu sonuç, Van Gölü'nden alınan ICDP karotlarının çok çeşitli proksi analizleri ile kanıtlanmış yüksek göl seviyeleri (Çağatay vd., 2014) ve 1777 m yükseklikte yer alan, yaklaşık 80 bin yıl yaşlı İncekaya bazaltik hyolaklastik biriminin altındaki turba (bataklık) çökellerinin varlığı (Sumita ve Schmincke, 2013a) ile de desteklenir. Eski göl seviyesini temsil eden turbanın, böylesine bir yükseklikte bulunması büyük bir olasılıkla tektonik bir yükselme nedenlidir.

Yaş verisinin olmadığı durumda, Kotum Vadisi'nin aşağı çığırındaki deltanın yaşı için diğer bir seçenek de, günümüzden önceki 30-34 bin yıla ait olmasıdır; bu zaman aralığında ICDP stratigrafik kesitindeki çökellerin toplam organik ve inorganik karbon içeriklerinde ve duraylı oksijen ve karbon isotopları değerlerinde dramatik değişimler kaydedilmiştir (Çağatay vd., 2014) ve sismik kesitlerde de bir aşamalı istif görülmektedir (Çukur vd., 2014). Bütün bu veriler hızlı bir göl seviyesi yükselimine işaret eder. Göl seviyesindeki bu hızlı yükselme, çok büyük bir olasılıkla gölün düşük $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri içeren erime suları ile beslenmesinin bir sonucudur; bu oluşuma günümüzden yaklaşık 35 bin yıl önce H₄ olayını takiben gerçekleşen D-O olayı sebep olmuştur (Wolff vd., 2010; Blockley vd., 2012). Bu transgresyon, zamansal olarak 10 km³ lük magma boşalımı ile kaldera oluşumuna ve Nemrut formasyonunun depolanmasına yol açan Nemrut Volkanı'nın volkanik aktivitesiyle de uyumaktadır (Sumita ve Schmincke, 2013a).

Van Gölü'nün kuzey kıyısına yakın Karahan Köyü'nde 1690 m yükseklikte gözlenmiş olan Gilbert-tipi yalpaze deltası (GPS-021, 022, 023; Kırklar) Kuzucuoğlu vd. (2010) radyokarbon yaşlandırmalarına göre, günümüzden 24-26 bin yıl önce çökelmiştir (Çizelge 1). Bu, o zamandaki göl seviyesinin, günümüzdeki seviyesinden 45 m daha yüksekte olduğuna işaret eder. Kuzucuoğlu vd., (2010), destekleyici bir yaşları olmamasına rağmen, gölün doğusunda yeralan Karasu Vadisi'ndeki Yumrutepe'de ve gölün güney-

doğusunda bulunan Engil Çayı Vadisi'nde, eş zamanlı oluşmuş taraça çökellerinin de bulunduğunu önerirler. Aynı yazarlar keza Mollakasım (GPS-047) kıyısındaki taraçanın da 26-24 bin yıl önceki bir transgresyonu takiben gerçekleşen bir regresyon sırasında oluşmuş bir abrazyon tipi taraçayı temsil ettiğini belirtirler.

Vadilerin akarsu ağzlarına yakın yerlerinde çökelmiş taraçaların pek çoğu, iki dönemde olmak üzere 22-21 bin yıl (GÖ) ve 10-6 bin yıl (GÖ) olarak yaşlandırılmışlardır. Bu taraçalar, Gilbert-tipi delta istifleri özelliği sunarlar. Bunlardan ilk periyoda ait olanlar, Kempe vd. (2002) tarafından Engil Çayı Vadisi'ndeki Güzelsu'da yaşlandırılmıştır. Aynı yaştaki taraçalar, Mollakasım'da (GPS-045) ve Kotum, Zilan, Karasu ve Bendimahi nehirlerinin vadilerinde de görülür. Bu taraçaların seviyeleri 1700 m yüksekliğe kadar çıkar.

Günümüzden 22-21 bin yıl önce gerçekleşen bu transgresif dönemi göl seviyesinde önemli ölçüde gerçekleşen bir düşme izlemiştir; bu göl seviyesindeki düşmenin minimum seviyeleri günümüzden önceki 16-14 bin yılları arasında gerçekleşmiştir. (Landmann vd., 1996a, b; 2011). Göl seviyesindeki bu düşme ICDP karatlarının kesitlerinde belirlenen dolomit oluşumu, düşük TOC değerleri ve kütle akması olaylarının hızında görülen artış ile (Çağatay vd., 2014; Stockhecke vd., 2013) Kuzey ve Tatvan Havzaları'nın sismik kesitlerinde yaklaşık 200 m derinlikte görülen, ilerleyen su altı deltaları tarafından da desteklenmektedir (Damcı vd., 2012; Çukur vd., 2014).

Kıyılardaki taraça çökeliiminin son dönemi, erken Holosen sırasında oluşmuştur. Bu genç taraçaların en iyi temsilcisi Adilcevaş yakınındaki Karadere vadisindedir (Çizelge 1); bu taraçanın yaşı (GÖ) 10 ve 6 bin yıl arası olarak belirlenmiştir. Bu sırada göl seviyesi (günümüzdeki seviyesinden ~30 daha yukarıya) 1676 metreye (odsy) çıkmıştır. Bu taraçalar günümüzden 16-15 bin yıl önce gerçekleşen büyük regresyonu ve kısmen de Genç Dryas sırasındaki daha küçük ölçekli bir regresyonu takip eden bir transgresyon sırasında çökelmişlerdir (Landmann vd., 1996a, b, 2011; Çukur vd., 2014; Çağatay vd., 2014).

5. Sonuçlar

Yapılan önceki tartışmalar bazında, aşağıda sunulan özet ve sonuçlar verilebilir:

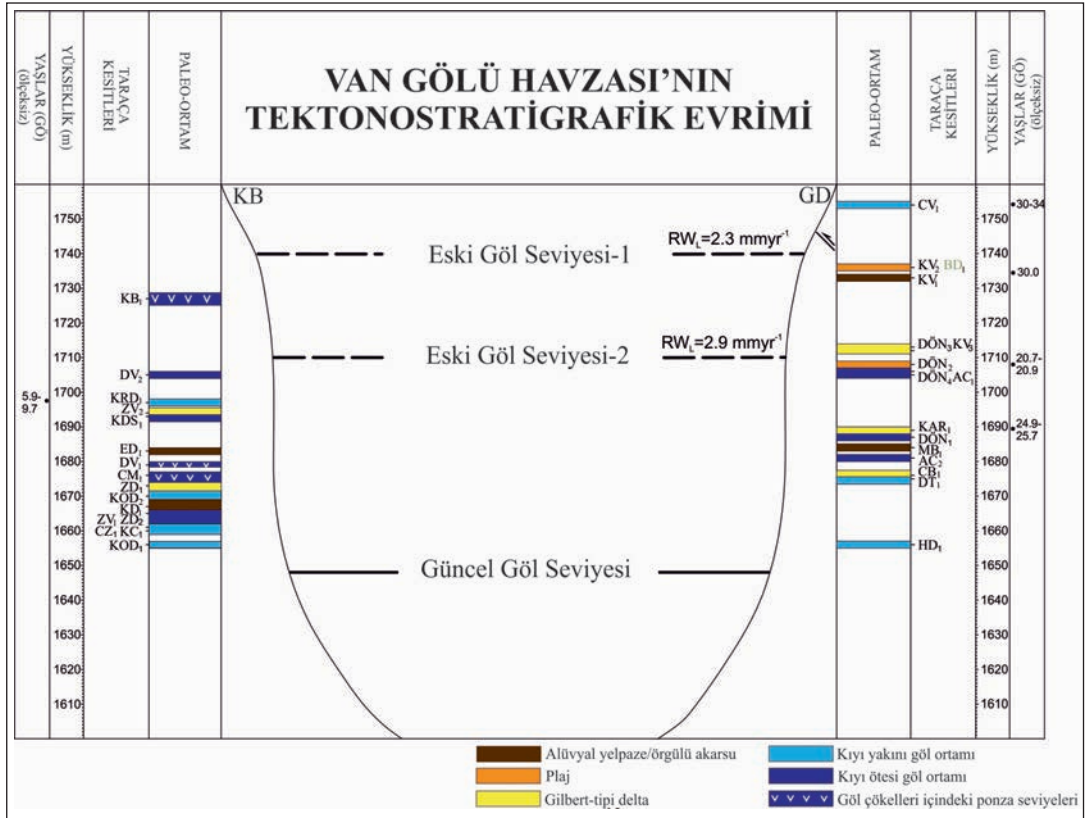
1. Van Gölü çevresinde çalışılan taraçalar, Çayarası Vadisi'nde (Beyüzümü) ve Kotum Dere Vadisi'nde 1754-1761 m (odsy) yükseklikte-

rinde bulunan en eski taraçaların yaş verilerine göre, Van Gölü Havzası'nın 500 bin yıllık uzun jeolojik tarihçesinin son 125 bin yıllık kaydını verir.

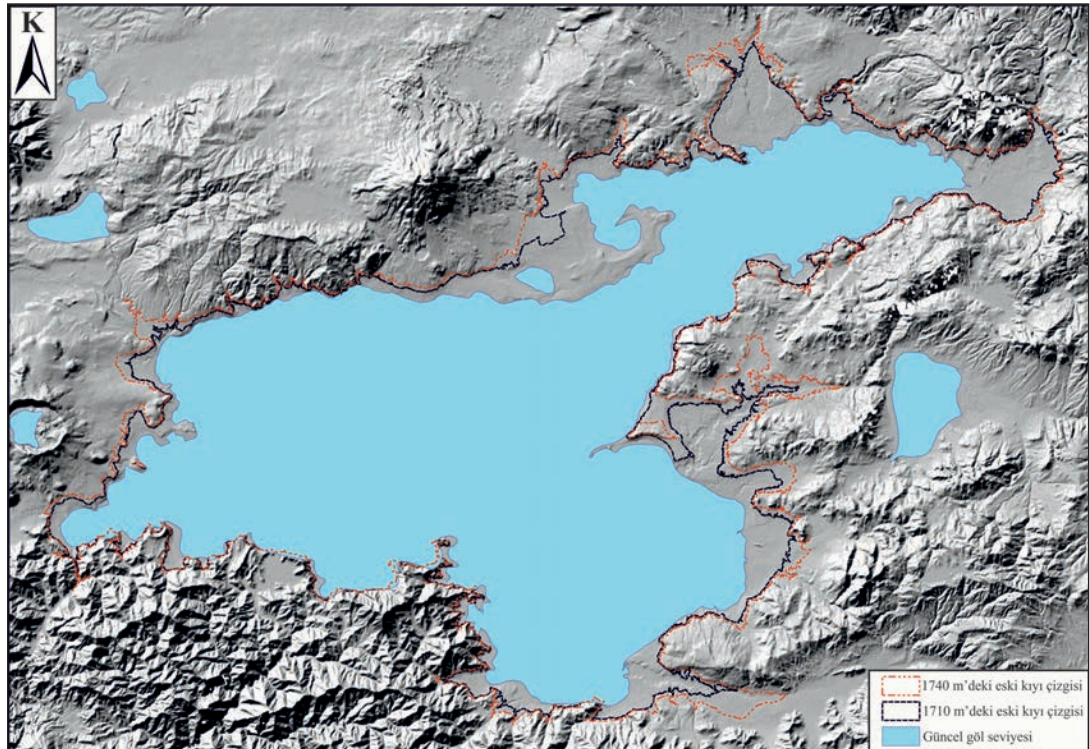
2. Bu taraça çökelleri, alüvyal yelpaze/örgülü akarsu, plaj, Gilbert-tipi delta, kıyı yakını, ve kıyı ötesi gibi geniş bir yelpazede yer alan, gö-reli olarak sığ gölsel ve göl çevresi ortamların-da birikmiş kırıntılı sedimanlardan oluşmuş-tur.
3. Van Gölü çevresindeki Gilbert tipi yelpaze deltası formundaki taraça çökelleri, transgresif dönemler sırasındaki oluşumu temsil eder. Bu tür dönemler, günümüzden önceki MIS5, 34-30 bin yıl, 26-24 bin yıl, 22-21 bin yıl (GÖ) ve 10-6 bin yıl sırasında gözlemlenir.
4. Göl seviyesi iklim, tektonizma ve volkanizma tarafından denetlenmiştir. Buzullaşma arası ve stadyalarası dönemler, genel olarak, nemli koşulların bölgede egemen olmasına bağlı ola-rak, çoğunlukla akarsular tarafından sağlanan çökellerin bulunduğu yüksek göl seviyeleri ile karakterize edildi. Son Buzullaşma'nın stad-yalarası dönemleri sırasındaki kar ve buzdan kaynaklanan erime suları, göle su ve sediman katkısı sağladı. Volkanizma, tefra ve volka-noklastik çökeller ile katkı yaparak, gölün dı-şarı açılan kanalının yüksekliğini ve dolayısı-yı la göl seviyesini etkileyen değişimlere neden olmuş olabilir. Eğim atımlı ve doğrultu atımlı faylanmalar ile bağlantılı tektonik yükselme veya çarpılma da göl seviyesini etkiledi ve çö-kel girdisini artırdı.
5. Kıyı çizgisi ve delta fasiyeslerindeki farklılık-lar, dalga enerjisinin dağılımı ve paleo-rüzgar-ların etkisi hakkında kanıt sağlar. Yüksek dal-ga enerjisi, Paleo-Van Gölü'nün plaj ve kıyı yakını göl çökellerinin, göl süreçleri tarafın-dan güçlü bir şekilde etkilendiği kuzey kenarında ve doğu kenarının bazı kesimlerinde et-kin olmuştur. Bu çökellerin görel olarak kaba taneli olması ve bu çökellerdeki yeniden işle-me yüzeyleri, güçlü rüzgarların veya fırtınala-rın Paleo-Van Gölü'ndeki taşınma ve depolan-mada etkin roller oynadığını gösterir. Plaj ve kıyı yakını göl çökellerinin dağılımından da görüleceği üzere, egemen rüzgar yönleri bü-yük olasılıkla güneyden, kuzeye doğru olmuş-tur.
6. Plaj çökelleri, Paleo-Van Gölü'nün kıyı çizgi-sini gösterir/belirler. Bunlar, ortalama deniz

seviyesine göre üç farklı yükseklikte görülür: 1708, 1733 ve 1736 m. DÖN₂, BD₁ ve KV₂ kesitleri. Son iki yükseklikteki bu çökeller, ASTER DEM verisinin 30 m piksel çözünü-r-lülüğü göz önünde bulundurularak, aynı kıyı çizgisinin ürünleri olarak düşünülebilir. Paleo-kıyı çizgileri plajların alt-çökeltme ortamları gözetilerek, ortalama deniz seviyesine göre, 1740 (1. kıyı çizgisi) ve 1710 (2. kıyı çizgisi) metrelerine konulabilir. Karasu ve Dönemeç vadilerinde hemen hemen aynı seviyelerde bu-lunan plaj ve plaj ile ilişkili gölsel çökellerin yaşladırılmalarına göre, bunlardan birincisinin yaşı yaklaşık $\geq 30-34$ bin yıl (GÖ), ikincisinin yaşı ise 20.7-20.9 bin yıldır (GÖ). 1740 m'de-ki en yüksek göl seviyesi, bu havzada $\geq 30-34$ (GÖ) bin yıldan daha genç yaşlı bir gölsel fa-siyesin 1740 metrenin daha üstünde buluna-mayacağını belirtir. Bundan dolayı Çayarası Vadisi'nde (CV₁ Kesiti), 1754-1761 m (odsy) yüksekliklerinde yer alan taraça çökelleri bu yüksekliklere, ilk defa Ketin (1977) tarafından belirtildiği gibi, Kalecik ve Değirmen köyleri arasında uzanan bir fay zone tarafından yük-seltilmiş olmalıdırlar (Şekil 1),

7. Güncel kıyı çizgisi yanısıra, Van Gölü Havza-sı'nda belirlenen diğer iki paleo-kıyı çizgisi, çalışılmış taraça çökellerinin oluşumu sırasın-da (meydana gelen) göl seviyesindeki oynama-ları belirtir (Şekil 31). Paleo-kıyı çizgileri-nin daha aşağı seviyelere doğru uyumlu bir şe-kilde gençleşmeleri, bu değişimlerin göl sevi-yesindeki oynamalardan ziyade göl seviyesin-de gerçekleşen bir alçalmanın sonucunda ol-duğunu gösterir. Taraça dizilimlerinde büyük ölçekli bir periyodun olmaması da bu yorumu ayrıca destekler. Günümüzdeki göl seviyesine büyük olasılıkla yaklaşık olarak, son 30 bin yılda (GÖ) gerçekleşen üç evreli bir değişim sonucunda ulaşılmıştır. Göl seviyesi ilk ola-rak, yaklaşık 32 bin yıl (GÖ) ile 21 bin yıl (GÖ) arasında, 1740 m'den, 1710 m'ye düş-müş ve bunu takiben, göl tabanından alınan se-dimater kesitlerin de kanıtladığı gibi, göl sevi-yesinde 15-14 bin yıl önce günümüzdeki sevi-yesinin de 200 m daha altına inen bir düşme daha meydana gelmiştir (Şekil 32). Gölün, gü-nümüzdeki 1647 m seviyesine yükselmesi son buzullaşma sonu erken Holosen sırasında ger-çekleşmiştir. Göl seviyesindeki düşmeler, muhtemelen iklimsel ve tektonik süreçlerin veya her ikisinin de birlikte işlemesinden kay-naklanmıştır; ancak büyük ihtimalle bunlardan



Şekil 31- Van Gölü'nün göl seviyesi oynamalarını paleo-ortamlarına göre özetleyen şema. Lokasyon için şekil 1'e bakınız.



Şekil 32- Günümüzden 30-34 ve 20.7-20.9 bin yıl öncesindeki 1740 ve 1710 metrelerine ait paleo-kıyı çizgilerinin haritası. Lokasyon için şekil 1'e bakınız.

birincisi daha etkin rol oynamıştır. Özellikle, yağışın ve buharlaşmanın miktarlarında zamana bağlı olarak gerçekleşen değişimler, bu oluşumda önemli bir rol oynamış olmalıdır. Kıyı çizgisi yüksekliklerinden ve bunların yaşlarından, ilk evredeki su seviyesi düşmesi hızı 2.3 mm yıl⁻¹, ikinci evredeki düşme hızı ise 2.9 mm yıl⁻¹ olarak hesaplanmıştır. Göl seviyesinin birinci ve ikinci evrelerindeki düşmeler ise Son Buzul Maksimumu'nun öncesinde ve sonrasında gerçekleşmiştir.

Katkı Belirtme

Bu çalışma 36595 Numaralı ITU-BAP Projesi tarafından desteklenmiştir.

Geliş Tarihi: 12.11.2014

Kabul Tarihi: 18.06.2015

Yayınlanma Tarihi: Aralık 2015

Değinen Belgeler

- Akyüz, H. S., Zabcı, C., Sançar, T. 2011. Preliminary report on the 23 October 2011 Van earthquake, Istanbul Technical University, Istanbul, Turkey
- Allen, J. R. L. 1984. Developments in Sedimentology, Sedimentary Structures. *Elsevier*, 663 p.
- Ambraseys, N. N. 1988. Engineering seismology. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics* 17, 1-105.
- Blair, T. C., Mc Pherson, J. G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research* 64, 450-589.
- Blockley, S.P.E., Lane, C.S., Hardiman, M., Rasmussen, S.O., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A., Lotter, A.F., Turney, C.S.M., Ramsey, C.B., INTIMATE members. 2012. Synchronisation of palaeoenvironmental records over the last 60,000 years, and an extended INTIMATE1 event stratigraphy to 48,000 b2k. *Quaternary Science Reviews* 36, 1-222.
- Bluck, B. J. 1967. Deposition of some Upper Old Red Sandstone conglomerate in the Clyde area: a study in the significance of bedding. *Scot. J. Geol.* 3, 139-167.
- Bull, W. B. 1972. Recognition of Alluvial-Fan Deposits in the Stratigraphic Record. (Rigby, J. K., Hamblin, W. K. (Ed.). Recognition of Ancient Sedimentary Environments. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*. Special Publication 16, 63-83.
- Carrier, S. J. 1966. A note on the formation of alluvial fans. *New Zealand Jour. Geology and Geophysics* 9, 91-94.
- Chapron, E., Ariztegui, D., Mulsow, S., Villarosa, G., Pino, M., Outes, V., Juvignie, E., Crivelli, E. 2006. Impact of the 1960 major subduction earthquake in Northern Patagonia (Chile, Argentina). *Quaternary International*. 158, 58-71.
- Clifton, H. E. 1973. Marine-nonmarine facies change in middle Miocene rocks, southeastern Caliente Range, California; in Sedimentary facies changes in Tertiary rocks- California Transverse and southern Coast Ranges. *Annual Meeting AAPG-SEPM-SEG.*, 55-57.
- Çağatay, M.N., Öğretmen, N., Damcı, E., Stockhecke, M., Sancar, Ü., Eriş, K.K., Özeren, S. 2014. Lake level and climate records of the last 90 ka from the Northern Basin of Lake Van, eastern Turkey. *Quaternary Science Reviews* 104, 97-116.
- Çukur, D., Krastel, S., Demirel-Schülter, F., Demirbağ, E., İmren, C., Niessen, F., Toker, M., PaleoVan-Working Group 2013. Sedimentary evolution of Lake Van (Eastern Turkey) reconstructed from high-resolution seismic investigations. *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch.)* 102 (2), 571-585.
- Çukur, D., Krastel, S., Schmincke, H-U, Sumita, M., Winkelmann, D., Çağatay, M.N., Meydan, A.F., Damcı, E., Stockhecke, M. 2014. Seismic stratigraphic evolution of the Lake Van, eastern Turkey. *Quaternary Science Reviews* 104, 63-84.
- Damcı, E., Çağatay M. N., Krastel, S., Öğretmen, N., Çukur, D., Ülgen, U.B., Erdem, Litt, T., Anselmetti F.S. Eriş, K.K., ICDP PaleoVan Scientific Party. 2012. Lake level changes of Lake Van over the Last 400 ka: Evidence from Deltas in Seismic Reflection Data and ICDP Drilling. *European Geosciences Union (EGU) General Assembly*, 22-27 April 2012, Vienna, 626.
- Danulat, E., Selçuk, B. 1992. Life history and environmental conditions of the anadromous *Chalcalburnus tarichi* (Cyprinidae) endemic to the extremely alkaline Lake Van, Eastern Anatolia, Turkey. *Arch. Hydrobiol.* 126: 105-125.
- Davidson Arnott, R. G. D., Greenwood, B. 1976. Beach and Nearshore Sedimentation. Davis, R. A., Ethington, R. L. (Ed.). *Soc. Econ. Paleontol. Mineral*. Special Publication 24, 149-168.
- Degens, E.T., Kurtman, F. 1978. The Geology of Lake Van. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü*, 158p.
- Degens, E.T., Wong, H.K., Kempe, S., Kurtman, F. 1978. A Van Gölü'nün Jeolojik Gelişimi: Bir Özet. Degens, E.T., Kurtman, F. (Ed.). The Geology of Lake Van. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü*, 147-158.
- Degens, E.T., Wong, H.K., Kempe, S., Kurtman, F. 1984. A Geological study of Lake Van, Eastern Turkey. *Geologische Rundschau* 73, 701-734.

- Doğan, B., Karakaş, A. 2013. Geometry of co-seismic surface ruptures and tectonic meaning of 2011 Mw 7.1 Van earthquake (East Anatolian Region, Turkey). *Journal of Structural Geology* 46, 99-114.
- Dorsey, R. J., Umhoefer, P. J., Renne, P. R. 1995. Rapid subsidence and stacked Gilbert-type fan deltas, Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology* 98, 181-204.
- Dunne, L. A., Hempton, M. R. 1984. Deltaic sedimentation in the Lake Hazar pull-apart basin, south-eastern Turkey *Sedimentology*, 31, 401-412.
- Ekström, G., Nettles, M., Dziewofski, A.M. 2012. The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 200–201, 1-9.
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş., Şaroğlu, F. 2013. Açıklamalı Türkiye Diri Fay Haritası Ölçek 1:1.250.000 (Active Fault Map of Turkey with an Explanatory Text 1:1.250.000 scale), 89 pp., *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü*, Ankara.
- Erdik, M., Kamer, Y., Demircioğlu, M., Şeşetyan, K. 2012. 23 October 2011 Van (Turkey) earthquake. *Natural Hazard* 64, 651-665.
- Ergin, K., Güçlü, U., Uz, Z. 1967. Türkiye ve civarının deprem kataloğu (A Catalog of earthquakes for Turkey and surrounding area), *İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi Ofset Baskı Atölyesi*, İstanbul.
- Erinç, S. 1953. Doğu Anadolu Coğrafyası. *İstanbul Üniversitesi Yayınları*, İstanbul.
- Falk, P. D., Dorsey, R. J. 1998. Rapid development of gravelly high-density turbidity currents in marine Gilbert-type fan deltas, Loreto Basin, Baja California Sur, Mexico. 45, 331-349.
- Fielding, E. J., Lundgren, P. R., Taymaz, T., Yolsal-Çevikbilen, S., Owen, S. E. 2013, Fault-slip source models for the M 7.1 Van Earthquake in Turkey from SAR Interferometry, pixel offset tracking, GPS and seismic waveform analysis, *Seismological Research Letters* 84 (4), 579-593.
- Gessner, F., 1957. Van Gölü, zor Limnologie des grossen Soda Sees in Ostanatolien (Türkei). *Arch. Hydrobiol.* 53, 1-22.
- Gloppen, T. G., Steel, R. J., 1981. The deposits, internal structure and geometry of six alluvial fan – fan-delta bodies (Devonian, Norway) – a study in the significance of bedding sequences in conglomerates. In: *F. G. Ethridge (Ed.) Non-Marine deposits – Models for Exploration. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publi.* 31, 49-69.
- Görür, N. 1992. A tectonically controlled alluvial fan which developed into a marine fan-delta at a complex triple junction: Miocene Gildirli Formation of the Adana Basin, Turkey. *Sedimentary Geology*. 81, 243-252.
- Güner, Y. 1984. Nemrut yanardağının jeolojisi, jeomorfolojisi ve volkanizmasının evrimi, *Jeomorfoloji Dergisi* 12, 23-65.
- Harvey, A. M., Mather, A. E., Stokes, M. 2005. Alluvial fans: geomorphology, sedimentology, dynamics – introduction. A review of alluvial-fan research in Harvey, A. M., Mather, A. E., Stokes, M. (Eds) *Alluvial Fans Geomorphology, Sedimentology, Dynamics, Geological Society Special Publication* 251, 1-7
- Hayes, M. O. 1967. Hurricanes as geological agents, south Texas coast. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists* 51, 937-942.
- Heward, A. P. 1978. Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalenai Cinera-Matallana and Sabero) coalfields, northern Spain. *Sedimentology* 25, 451-488.
- Horasan, G., Boztepe-Güney, A. 2007. Observation and Analysis of Low-Frequency Crustal Earthquakes In Lake Van and its Vicinity, Eastern Turkey. *Journal of Seismology* 11, 1-13.
- Howard, J. D. 1967. Georgia coastal region, Sapelo Island, U.S.A. Sedimentology and biology. VIII. Conclusions. *Senckenbergiana Marit* 4, 217-222.
- Johnson, A. M. 1970. Physical processes in geology: San Francisco. Freeman. *Cooper and Company*, 577 p.
- Kaden, H., Peeters, F., Lorke, A., Kipfer, R., Breenwald, M., Tomonaga, Y. 2005. Mixing processes in Lake Van (Turkey). *9th European Workshop on Physical Processes in Natural Waters (extended abstract)*. Lancaster, UK.
- Kaden, H., Peeters, F., Lorke, A., Kipfer, R., Tomonaga, Y., Karabıyıkoglu, M. 2010. Impact of lake level change on deep-water renewal and oxic conditions in deep saline Lake Van, Turkey. *Water Resources Research* 46, W11508.
- Kadioğlu, M., Sen, Z., Batur, E. 1997a. The greatest soda-water lake in the world and how it is influenced by climatic change. *Ann. Geophysicae* 15, 1489-1497.
- Kadioğlu, M., Sen, Z., Batur, E. 1997b. The greatest soda-water lake in the world and how it is influenced by climatic change. *Ann. Geophysicae* 15, 1489-1497.
- Kempe, S. 1977. Warvenchronologie und organische Geochemie des Van Sees, Osttrürkei, Ph.D. thesis, *Mitt. Geol. Palaeontol. Inst. Univ. Hamburg*.
- Kempe, S., Degens, E.T. 1978. Lake Van varve record: the past 10.420 years. Degens, E.T., Kurtman, F. (Ed.). *Geology of Lake Van. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayınları*. Ankara, 56-63.
- Kempe, S., Kazimierzczak, J., Landmann, G., Konuk, T., Reimer, A., Lipp, A. 1991. Largest known microbialities discovered in Lake Van, Turkey. *Nature* 349, 605-608.
- Kempe, S., Landmann, G., Müller, G. 2002. A floating varve chronology from the last glacial maximum terrace of Lake Van/Turkey. *Research in deserts*

- and mountains of Africa and Central Asia 126, 97-114.
- Ketin, İ. 1977. Van gölü ile İran sınırı arasındaki bölgede yapılan jeoloji gözlemlerinin sonuçları hakkında kısa bir açıklama. *TJK Bült.* 20, 79-85.
- Kumar, N., Sanders, J. E. 1976. Characteristics of shoreface storm deposits: modern and ancient examples, *J. Sediment. Petrol.* 46, 145-162.
- Kuzucuoğlu, C., Christol, L., Mouralis, D., Doğu, A.F., Akköprü, E., Fort, M., Brunstein, D., Zorer, H., Fontugne, M., Karabıyıkoglu, M. 2010. Formation of the Upper Pleistocene terraces of lake Van (Turkey). *Journal of Quaternary Science* 25, 1124-1137.
- Kwiecien O, Stockhecke, M., Pickarski, N., Litt, T., Sturm, M., Anselmetti, F., Haug, G. 2014. Dynamics of the last four glacial terminations recorded in Lake Van, Turkey. *Quaternary Science Reviews* 104, 42-52.
- Landmann, G. 1996. Van See/Türkei: Sedimentologie, Warvenchronologie und regionale Klimaentwicklung der letzten 15.000 Jahre. Doktora Tezi, *Hamburg Üniversitesi* (yayımlanmamış).
- Landmann, G., Reimer, A., Kempe, S. 1996a. Climatically induced lake level changes at Lake Van, Turkey, during the Pleistocene / Holocene transition. *Global Biochemical Cycles* 10, 797-808.
- Landmann, G., Reimer, A., Lemcke, G., Kempe, S. 1996b. Dating Late Glacial abrupt climate changes in the 14.570 yr long continuous varve record of Lake Van, Turkey. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 122, 107-118.
- Landmann, G., Kempe, S. 2005. Annual deposition signal versus lake dynamics: Microprobe analysis of Lake Van (Turkey) sediments reveals missing varves in the period 11.2-10.2 ka BP. *Facies* 51, 143-153.
- Landmann, G., Steinhauser, G., Sterba, J.H., Kempe, S., Bichler, M. 2011. Geochemical fingerprints by activation analysis of tephra layers in Lake Van sediments, Turkey. *Applied Radiation and Isotopes* 69, 929-935.
- Lewis, D. W. 1980. Storm-generated graded beds and debris flow deposits with Ophiomorpha in a shallow offshore Oligocene sequence at Nelson, South Island, New Zealand, *N. Z. J. Geol. Geophys.* 23, 353-369.
- Litt, T., Krastel, S., Sturm, M., Kipfer, R., Oercen, S., Heumann, G., Franz, S. O., Ulgen, U. B., Niessen, F. 2009. 'PALEOVAN', International Continental Scientific Drilling Program (ICDP): site survey results and perspectives. *Quaternary Science Reviews* 28, 1555-1567.
- Litt, T., Anselmetti, F.S., Baumgarten, H., Beer, J., Çağatay, N., Cukur, D., Damci, E., Glombitza, C., Haug, G., Heumann, G., Kallmeyer, J., Kipfer, R., Krastel, S., Kwiecien, O., Meydan, A.F., Orcen, S., Pickarski, N., Randlett, M., Schmincke, H., Schubert, C.J. Sturm, M., Sumita, M., Stockhecke M., Tomonaga, Y., Vigliotti, L., Wonik, T. 2012. The PALEOVAN Scientific Team, 500.000 Years of Environmental History in Eastern Anatolia: The PALEOVAN Drilling Project. *Scientific Drilling* 14, 18.
- Litt, T. Pickarski, N., Heumann, G. 2014. A 600.000 Year Long Continental Pollen Record from Lake Van, Eastern Anatolia (Turkey). *Quaternary Science Reviews*.
- López-García, P., Kazmierczak J., Benzerara, K., Kempe, S., Guyot, F., Moreira, D. 2005. Bacterial diversity and carbonate precipitation in the giant microbialites from the highly alkaline Lake Van, Turkey. *Extremophiles* 9, 263-274.
- Lowe, D. R. 1979. Sediment gravity flows: Their classification and some problems of application to natural flows and deposits, in Doyle, L. J., Pilkey, O. H. (Eds.) *Geology of continental slopes: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 27, 75-82.
- Lowe, D. R. 1982. Sediment gravity flows II: depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 279-297.
- Mc Calpin, J. P., Nelson, A. R. 1996. Introduction to Paleoseismology in *McCalpin, J. P. (Ed.) Paleoseismology*, Academic Press, New York, pp. 1-32
- McConnico, T.S., Bassett, K.N. 2003. Quaternary Gilbert-style fan deltas and Podocarp forests along the modern transpressional Hope fault, New Zealand. *Geological Society of America* 35, 510.
- McConnico, T. S., Bassett, K. N. 2007. Gravelly Gilbert-type fan delta on the Conway Coast, New Zealand: Foreset depositional processes and clast imbrications. *Sedimentary Geology* 198, 147-166.
- Moretti, M., Pieri, P., Tropeano, M. 2002. Late Pleistocene soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in paralic deposits in the city of Bari (Apulian foreland, southern Italy). *Geological Society of America, Special Paper* 359.
- Mouralis D., Kuzucuoğlu, C., Scaillet, S., Doğu, A-F., Christol, A., Akköprü, E., Fontugne, M., Zorer, H., Guillou, H. 2010. Les pyroclastites du sud-ouest du lac de Van (Anatolie orientale, Turquie): implications sur la paléo-hydrographie régionale. *Quaternaire* 21, 417-433.
- Nemec, W. 1990. Deltas – remarks on terminology and classification. In: Coarse-grained Deltas. Colella, A. and Prior, D. B. (Ed.). *International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, Special Publication* 10, Oxford, 3-12.

- Nemec, W., Steel, R. J. 1984. Alluvial and Coastal Conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates – Memoir 10*, 1-34.
- Nemec, W., Steel, R. J. 1985. Stacked, shore-attached, sheet sandstones in a Paleocene inland seaway succession (Endalen Member, Spitsbergen) (abs): International Association of Sedimentologists, 6th European Regional Meeting, Lleida, Spain. 321-324.
- Nichols, G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell, 419 p.
- Nilsen, T. H. 1982. Alluvial fan deposits: In: Scholle, P. A., Spearing, D. (Eds.), *Sandstone depositional environments*. *Mem. Am. Assoc. Pet. Geol.* 31, 49-86.
- Örgülü, G., Aktar, M., Turkelli, N., Sandvol, E., Barazangi, M. 2003. Contribution to the seismotectonics of eastern Turkey from moderate and small size events. *Geophysical Research Letters* 30, 8040.
- Picard, M. D., High, L. R. 1972. Recognition of ancient sedimentary environments. Rigby, J. K., Hamblin, W. K. (Ed.). *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Special Publication* 16, 108-145.
- Picard, M. D., High, L. R. 1981. Physical stratigraphy of ancient lacustrine deposits. In: Ethridge, F. G., Flores, R. M., Recent and ancient nonmarine depositional environments: Models for exploration. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Special Publication 31, 233-259.
- Reimer, A., Landmann, G., Kempe, S. 2009. Lake Van, Eastern Anatolia, hydrochemistry and history. *Aquat. Geochem.* 15, 195-222.
- Postma, G. 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis, in: Colella, A., Prior, D.B. (Eds.), *Coarse Grained Deltas*, *Int. Assoc. Sedimentol.*, Spec. Publ. 10, 13-27
- Rust, B. R. 1972. Structure and Process in a braided river, *Sedimentology* 18, 221-245.
- Reineck, H. E., Singh, I. B., 1975. *Depositional Sedimentary Environments*. Springer Verlag, 439 .
- Schnellmann, M., Anselmetti, F. S., Giardini, D., McKenzie, J. A., Ward, S. N. 2002. Prehistoric earthquake history revealed by lacustrine slump deposits. *Geology* 30, 1131-1134.
- Schnellmann, M., Anselmetti, F. S., Giardini, D., McKenzie, J. A., Ward, S. N. 2005. Mass movement-induced fold-and-thrust belt structures in unconsolidated sediments in Lake Lucerne (Switzerland). *Sedimentology* 52, 271-289.
- Seilacher, A. 1969. Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology* 13, 155-159.
- Sly, P. G. (1978). *Sedimentary Processes in Lakes*. In: Lerman, A. (Ed.) *Lakes*, Springer New York: 65-89.
- Sohn, Y. K. 2000. Depositional Processes of Submarine Debris Flows in the Miocene Fan Deltas, Pohang Basin, SE Korea with Special Reference to Flow Transformation. *Journal of Sedimentary Research* 70, 491-503.
- Steel, R. J. 1974. New Red Sandstone floodplain and piedmont sedimentation in the Hebridean Province. *J. Sedim. Petrol.* 44, 336-357.
- Steel, R. J., Wilson, A. C. 1975. Sedimentation and tectonism (?Permo-Triassic) on the margin of the North Minch Basin., *J. Geol. Soc. London* 131, 183-202.
- Stockhecke, M., Anselmetti, F.S., Meydan, A.F., Odermatt, D., Sturm, M. 2012. The annual particle cycle in Lake Van (Turkey). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 333-334, 148–159..
- Stockhecke, M., Anselmetti, F.S., Sturm, M. 2014. Past seismic activity in Eastern Anatolia recorded over several glacial/interglacial cycles in the sediments of Lake Van. *Quaternary Science Reviews*.
- Stockhecke, M., Kwiecien, O., Vigliotti, L., Anselmetti, F.S. Beer, J., Çağatay, M.N., Channell, J.E.T., Kipfer, R., Lachner, J., Litt, T., Pickarski, N., Sturm, M. 2014. Chronostratigraphy of the 600.000 year old continental record of Lake Van (Turkey). *Quaternary Science Reviews* 104, 8-17.
- Stockhecke, M., Sturm M., Brunner, I., Schmincke, H.U., Sumita, M., Kwiecien, O., Çukur, D., Anselmetti, F.S. 2014. Sedimentary evolution and environmental history of Lake Van (Turkey) over the past 600.000 years. *Sedimentology* 61(6) 1830-1831.
- Sumita, M., Schmincke, H.U. 2013a. Impact of volcanism on the evolution of Lake Van II: Temporal evolution of explosive volcanism of Nemrut Volcano (eastern Anatolia) during the past ca. 0.4 Ma. *Journal of Volcanology Geothermal Research* 253, 15–34.
- Sumita, M., Schmincke, H.U. 2013b. Impact of volcanism on the evolution of Lake Van I: evolution of explosive volcanism of Nemrut Volcano (eastern Anatolia) during the past >400,000 years. *Bulletin of Volcanology* 75, 714.
- Şaroğlu, F., Güner, Y. 1981. Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden öğeler: Jeomorfoloji, tektonik, volkanizma ilişkileri. *TJK Bülteni* 24, 39-50.
- Şenel, M., Ercan, T., 2002, 1:500.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Van Paftası, *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü*, Ankara
- Şengör. A.M.C., Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics* 75, 181-241.
- Şengör. A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F. 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as case study. Biddle, K.T., Christie-Blick, N. (Ed.). *Strike-slip faulting*

- and basin formation. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. *Mineral* 37, 227-264.
- Şengör, A., Özeren, S., Genç, T., Zor, E. 2003. East Anatolian high plateau as a mantle supported, north-south shortened domal structure. *Geophysical Research Letters* 30, 24.
- Şengör, A.M.C., Özeren, M.S., Keskin, M., Sakıncı, M., Özbakır, A.D., 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, 1–48.
- Tan, O. 2004. Kafkasya, Doğu Anadolu ve Kuzeybatı İran Depremlerinin Kaynak Mekanizması Özellikleri ve Yırtılma Süreçleri, Doktora Tezi, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul (yayınlanmamış).
- Todd, S. P. 1989. Stream-driven, high-density gravelly traction carpets: possible deposits in the Trabeg Conglomerate Formation, SW Ireland and some theoretical considerations of their origin. *Sedimentology* 36, 513-530.
- Toker, M., Krastel, S., Demirel-Schlueter, F., Demirbağ, E., İmren, C. 2007. Volcano-seismicity of Lake Can (Eastern Turkey): A comparative analysis of seismic reflection and three-component velocity seismogram data and new insights into Volcanic Lake Seismicity. *Earthquake Symposium Kocaeli*. 22-26 October 2007, 103-109.
- Toker, M., Şengör, A. M. C. 2011. Van Gölü havzasının temel yapısal unsurları, tektonik ve sedimanter evrimi, Doğu Türkiye, *İTÜ Dergisi* 10 (4), 119-130.
- Türkelli, N., Sandvol, E., Zor, E., Gök, R., Bekler, T., Al-Lazki, A., Karabulut, H., Kuleli, S., Eken, T., Gürbüz, C., Bayraktutan, S., Seber, D., Barazangi, M. 2003. Seismogenic zones in Eastern Turkey. *Geophysical Research Letters* 30, 8039-8042.
- Utkucu, M. 2006. Implications for the water level change triggered moderate (M ? 4.0) earthquakes in Lake Van basin, Eastern Turkey. *Journal of Seismology* 10, 105-117.
- Üner, S. 2014, Seismogenic structures in Quaternary lacustrine deposits of Lake Van (eastern Turkey), *Geologos* 20 (2), 79-87.
- Valeton, I. 1978. A morphological and petrological study the terraces around Lake Van, Turkey. Degens, E.T. and Kurtman, F. (Ed.). *Geology of Lake Van. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını* 169, 64-80.
- Van Ransbergen, P., De Batist, M., Beck, C. 1999. High-resolution seismic stratigraphy of glacial to interglacial fill of a deep glacial lake: Lake Le Bourget, Northwestern Alps, France. *Sediment Geol.* 128, 99-129.
- Volland, S., Sturm, M., Lukas, S., Pino, M., Müller, J. 2007. Geomorphological and sedimentological evolution of a lake basin under strong volcano-tectonic influence: the seismic record of Logo Calafquen (south-central Chile). *Quaternary International*. 161, 32-45.
- Wick, L., Lemcke, G., Sturm, 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, 665–675.
- Wolff, E. W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S. O., Svensson, A. 2010. Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record. *Quaternary Scienc. Reviews* 29, 2828–2838.
- Wong, H.K., Degens, E.T. 1978. The bathymetry of Lake Van; eastern Turkey. Degens E.T., Kurtman F. (Ed.). *The Geology of Lake Van. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını*. Ankara, 6-10.
- Wong, H.K., Finckh, P. 1978. Shallow structures in Lake Van. Degens, E.T., Kurtman, F. (Ed.). *Geology of Lake Van. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını*. Ankara, 20-28.
- Yılmaz, Y., Güner, Y., Şaroğlu, F. 1998. Geology of the Quaternary volcanic centres of the east Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85, 173–210.

