



Basılı ISSN 1302-5856

Türk Coğrafya Dergisi

Turkish Geographical Review

www.tcd.org.tr

Elektronik ISSN 1308-9773



Tektonik olarak karmaşık bir bölgede yer alan Barz Polyesi (Tavas, Denizli): Oluşumu, gelişimi ve jeomorfolojik özellikleri

Barz Polje (Tavas, Denizli) located in a tectonically complex region: Formation, development and geomorphological features

Kadir Tuncer *^a 

^a Mehmet Akif Ersoy Üniversitesi, Fen Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Burdur, Türkiye.

ORCID: K.T. 0000-0002-8222-0116

BİLGİ / INFO

Geliş/Received: 06.04.2021

Kabul/Accepted: 25.05.2021

Anahtar Kelimeler:

Barz (Nikfer) Polyesi
Flüvyo-karstik depresyon
Sığ karst
Çok kökenli-çok dönemli polye
Yapısal-kenar polye

Keywords:

Barz (Nikfer) Polje
Fluvio-karstic depression
Shallow karst
Polygenic-polycyclic polje
Structural-border polje

*Sorumlu yazar/Corresponding author:

(K.Tuncer) tunkadir@gmail.com

DOI: 10.17211/tcd.910578

Atf/Citation:

Tuncer, K. (2021). Tektonik olarak karmaşık bir bölgede yer alan Barz Polyesi (Tavas, Denizli): Oluşumu, gelişimi ve jeomorfolojik özellikleri. *Türk Coğrafya Dergisi*, (77), 99-118.

<https://doi.org/10.17211/tcd.910578>

ÖZ / ABSTRACT

Barz Polyesi, Batı Torosların Menderes masifiyle karşılaşma bölgesinde yer almaktadır. Akdeniz Bölgesi'nin batı-iç kesiminde bulunan Barz Polyesi, Akdeniz yarı nemli iklim koşullarının etkisi altında, düşey ve yanal yönde iyi gelişmiş büyük bir karstik depresyondur. Bölgenin tektonik, litostratigrafik ve jeomorfolojik özellikleri itibarıyla polye havzasında farklı kademelerde, çok çeşitli ve yoğun karstik şekiller iç içe veya yan yana görülmektedir. Bunların başlıcaları; Barz Polyesi, polyeye bağlanan flüvyo-karstik depresyonlar, polye tabanındaki iç içe karstik karakterize eden uzamış dolinler ve dar-uzun flüvyo-karstik vadiler, polyeye kısa ve derin vadilerle bağlanmış genç uvalalar ile kapalı dolinlerdir. Bu makro karstik şekiller, Üst Triyas-Alt Kretase neritik ve kristalize kireçtaşları içerisinde gelişmiştir. Ayrıca bu şekillerin tamamı fosil topoğrafya yüzeylerinde oluşmuştur. Sahadaki karstlaşma üzerinde bölgenin litostratigrafik ve tektonik özellikleri ile tektonik ve jeomorfolojik evrimi belirleyici olmuştur. Barz Polyesi, tektonik ve yapısal zayıf hatlarda karstifikasyonla geliştiği için tectono-karstik bir polyedir. Bu jeotektonik özellikleriyle Barz, "çok kökenli" bir polyedir. Birden çok morfolojik şekli bünyesinde barındıran polye, neotektonik hareketlerden etkilenmesi ve geçirdiği jeomorfolojik evrim itibarıyla "çok dönemli" bir polyedir. Yakın dönemde yüzeyden dış drenaja da açılan polye, akaçlanma ve morfolojik özelliklerine göre "açık polye" grubundadır. Morfolojik ve hidrolojik özelliklerine göre yapılmış başka bir sınıflamaya göre ise polye, "yapısal-kenar polye" sınıfında yer almaktadır. Barz Polyesine bağlanan olgun flüvyo-karstik depresyonlar ve polye tabanındaki konglomeralar üzerinde gelişmiş uzamış dolinler ile dar-uzun flüvyo-karstik vadiler, polyeye "iç içe karst" karakteri kazandırmıştır.

Barz Polje is located in the region where the Western Taurus Mountains meet the Menderes massif. The Barz Polje, located in the west-inner part of the Mediterranean Region, is a large karstic depression that is well developed in the vertical and lateral directions under the influence of the Mediterranean semi-humid climatic conditions. Due to the tectonic, lithostratigraphic and geomorphological features of the region, various and dense karstic shapes at different levels in the polje basin are observed one within another or side by side. The main ones are; Barz Polje is fluvio-karstic depressions connected to polje, elongated dolines and narrow-long fluvio-karstic valleys that characterize the karst in karst at the base of the polje, young uvalas connected to the polje with short and deep valleys and closed dolines. These macro karstic shapes were developed within the Upper Triassic-Lower Cretaceous neritic and crystallized limestones. In addition, all of these shapes were formed on fossil topographic surfaces. Lithostratigraphic and tectonic features of the region and tectonic and geomorphological evolution have been determinant on the karstification in the field. Barz Polje is a tectono-karstic polje as it develops with karstification in tectonic and structural weak lines. With these geotectonic properties, Barz is a "polygenic" polje. Polje, which contains more than one morphological shape, is a "polycyclic" polje due to its influence from neotectonic movements and its geomorphological evolution. Recently opened to external drainage from the surface, the polje is in the "open polje" group according to its drainage and morphological features. According to another classification made according to morphological and hydrological properties, polje is in the "structural-border polje" class. Matured fluvio-karstic depressions with mature soles connected to the Barz Polje and elongated dolines with narrow-long fluvio-karstic valleys developed on the conglomerates at the base of the polje gave the polje "karst in karst" character.

Extended Abstract

Introduction

The Barz Polje, located in the Teke Region of the Antalya part of our Mediterranean Region, has developed in terms of geotectonics on the carbonate layers of the Lycian nappes pushed on top of each other. These soluble rocks, which have different age and lithostratigraphic properties, have formed interesting and characteristic shapes much different from the shapes formed by other geomorphological factors and processes, with the dissolution power of water on the surfaces of these carbonate layers suitable for dissolution, and the favorable climate and vegetation conditions. The ones seen in the research area among these shapes forming the karst topography are polje, uvala, doline, sinkhole, hum (hill remaining as a result of dissolution), karst canyon and gorges. Barz Polje is located in the West Taurus karst area, which consists of carbonate rocks with different characteristics and where the poljes characterizing the shallow karst are dense. Mediterranean semi-humid climatic conditions dominate in the polje area, which is a little far from the marine effects. Barz Polje, which characterizes holokarst depending on these climatic conditions, is located in the "Mediterranean climate karst zone". The Karstic shapes in the Barz Polje and its near surroundings experience different phases according to their formation and development phases. According to the evolution of karstification, Barz Polje and Çağırğan, Gümüşdere, Horasanlı, Gebiz while the lower middle stages of the fluvio-karstic depressions are in the advanced maturity stage, in the surrounding Belen, Kuzkuyu uvalas and the Bostancı uvala are at the beginning of their development on a large surface of hum in the polje. Nikfer canyon, another karstic shape in the field, lives in the youth phase, which has not completed its development since the tectonic rejuvenation head has not yet reached the source part. Fluvio-karstic valleys and closed dolines inside, which are among the secondary karstic shapes at the base of the polje, indicate that the karstification here is at a youth stage.

Data and Method

In order to explain the formation and development characteristics the karstic shapes of the Barz Polje and in its close around and the geomorphological evolution and morphological features of the polje; 1 / 25.000 scaled topography maps and 1 / 100.000 scaled geology maps and reports obtaining and these were digitized using various programs and of the area were created geology, geomorphology, elevation model, DEM and slope maps. Geological cross sections were obtained from the field by using geological maps. In addition, mineralogical petrographic and porosity analyzes were made on a rock sample taken from the Dikilitaş formation on which the polje was formed. Since there is no meteorology station in the study area, monthly temperature averages and monthly total precipitation averages; climate maps created by Fick and Hijmans (2017) with 50-year (1960-2010) data were used in order to determine the climatic conditions in the field.

Results and Discussion

Barz Polje is located at the westernmost end of the Taurus belt, at the junction of the Western Taurus with the Menderes massif. "Mediterranean semi-humid climate" conditions prevail

in the area of Barz Polje, due to its elevation and being at the most northwestern tip of the Teke peninsula. The temperature and precipitation conditions of this climate, which provides the necessary water for the dissolution of carbonate rocks and the formation of karstic structures, have led to the development of the "Mediterranean climate karst" in the field.

Due to the lithostratigraphic and geotectonic characteristics of the region, the polje is a large karstic valleys well developed in the vertical and lateral directions. Due to the tectonic, lithostratigraphic and geomorphological characteristics of the region, at different levels in the polje basin are observed very diverse and dense karstic shapes one within the other or side by side. The main ones are; Barz Polje and fluvio-karstic depressions connected to it by wide valleys, elongated dolines and narrow-long fluvio-karstic valleys, which characterize the karst in karst in the polje, also are closed dolines with young uvalas connected to the polje by short and deep valleys. Most of these macro-karstic shapes were developed within the Dikilitaş formation, which is of Upper Triassic-Lower Cretaceous age, which is extremely karstic in structure, consisting of neritic limestone, crystallized limestone and dolomitic limestone. All of these karstification shape also were formed in the fossil surface topography. Since all karstic shapes in the field were affected by the neotectonic period movements during the process, they were fragmented or climbed to different elevations in places. The location of the West Anatolian stress zone and the West Taurus compressional and thrust belt in the intersection zone, the tectonic evolution of the region has been determinant on the formation and development of the karstification in the area. Barz Polje was formed in the Plio-quaternary period of the karstic processes in these tectonic and structural weak lines due to the density. This tectono-karstic polje, in terms of the other morphological forms it contains and the tectonic and geomorphological evolution it has undergone, shows a "polygenic" and also a "polycyclic" polje character. Polje, which has recently been linked to external drainage, is included in the "open polje" group according to its drainage and morphological features. According to another classification made according to morphological and hydrological properties, polje is included in the "structural-border polje" class.

In the field large fluvio-karstic depressions (Çağırğan, Gümüşdere, Horasanlı, Gebiz) with mature bases connected to the Barz Polje by extending in the N-W direction in accordance with the orogenic extension and still the young uvalas (Bostancı, Belen, Kuzkuyu) at the beginning of their formation developed within the paleo valleys. Nikfer and Ovacık karstic canyons and Üçpınar Strait, which are connected to the polje, were formed as a result of the last tectonic uplifts in the region. Elongated dolines at the base of the polje, narrow-long fluvio-karstic valleys have developed in the conglomerated parts of the alluvial fans formed by the streams flowing from the high Bozdağ-Kırdağı block.

The Barz Polje area, which does not have any sinkhole, presents a mature topography with an unbroken base, broad-based fluvio-karstic valleys and eroded elevations. The Barz Polje area, which does not have any sinkholes, and its unbroken base presents a mature topography with broad-based fluvio-karstic valleys and eroded elevations. In this respect, the Barz Polje field is in the "advanced maturity stage". In addition, large flu-

vio-karstic depressions with mature base integrated with the polje and elongated dolines developed at the base of the polje and narrow-long fluvio-karstic valleys have given the polje a "kast in karst" character.

1.Giriş

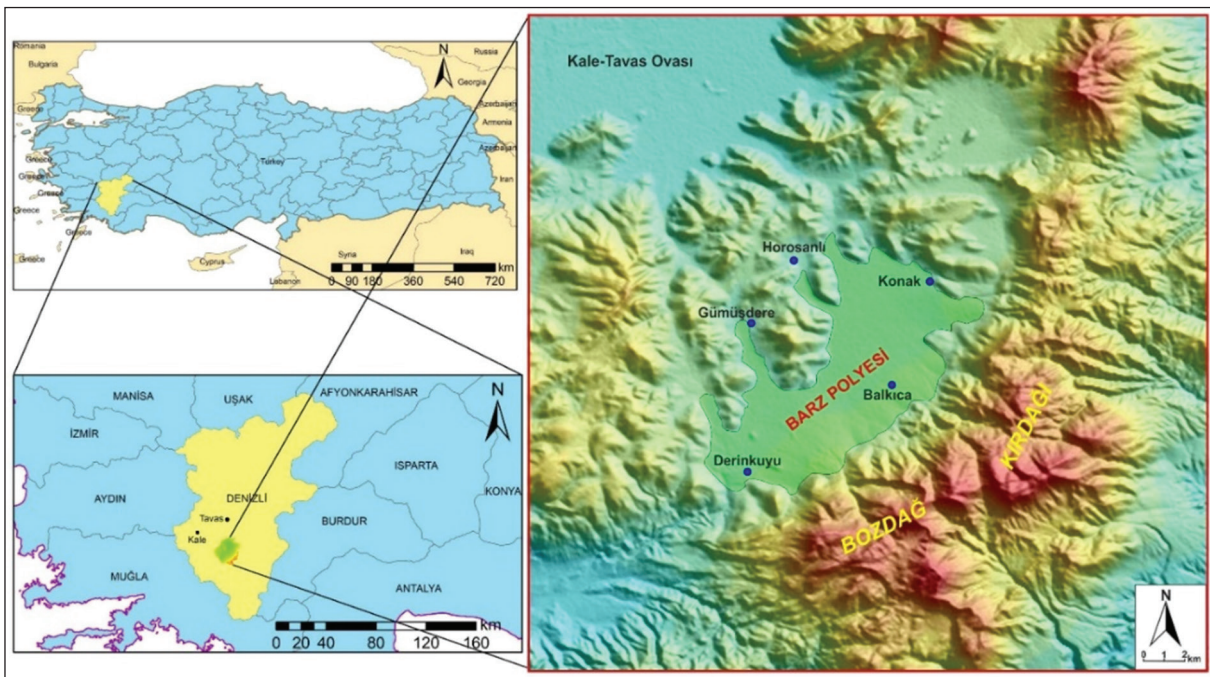
Araştırmaya konu olan Barz (Nikfer) Polyesi, Akdeniz Bölgesi'nin Antalya Bölümü'nde yer almaktadır. Denizli ilinin Tavas ilçesi sınırları içinde kalan Barz Polyesi, Coğrafi Koordinat Sistemine göre 28°59'55" - 29°10'17" doğu boylamları ile 37°16'52" - 37°26'30" kuzey enlemleri arasında kalmaktadır. Büyük Menderes Nehri'nin kolu olan Akçay'ın akaçlama sahası içinde yer alan Barz Polyesinin kuzeyi ve batısı 1100-1600 metreler arasında uzanan ve yer yer olgun vadilerle parçalanmış dağlık alanlarla, güneyi ve doğusu ise Gölgele Dağları'nın bir uzantısı olan ve 1250-2400 metreler arasında kesintisiz bir şekilde uzanan Bozdağ ve Kırdığı kütleleriyle çevrelenmiştir (Şekil 1). Bu yüksek alanların ortasında bulunan Barz Polyesi ise 1015-1300 metreler arasında uzanan eğimli bir tabana sahiptir. Tektonik olarak bindirmeler bölgesinde yer alan saha, oluşum ortamı, yaşları ve yapısal özellikleri birbirinden farklı Toridler ile Anadolitlerin kesişme bölgesinde yer almaktadır. Polye, jeotektonik bakımdan Likya naplarının birbirlerinin üzerine itilmiş (Akdeniz, 2011; Ersoy, 1990) karbonatlı dilimleri üzerinde gelişmiştir. Yanal devamlılığı yer yer kesintili, ancak oldukça karstik litostratigrafik ve yapısal özelliklere sahip bu karbonatlı birimler sahada oldukça geniş yüzeyler oluştururlar. Değişik yaş ve litostratigrafik özelliklere sahip bu çözünmeye uygun kayalar, ülkemizde %40'lık bir orana sahiptir (Nazik & Tuncer, 2010: 8). Yeraltı karstlaşmasının karakteristiği olan mağaralar da dikkate alınacak olursa bu oran %60'ları bulur (Nazik ve Poyraz, 2017: 44). Çözünmeye uygun bu karbonat dilimleri yüzeylerinde suyun çözücü gücüyle, iklim ve jeolojik şartlarının da elverişli olmasıyla, diğer jeomorfolojik etken ve süreçlerin oluşturduğu şekillerden çok daha farklı ilginç ve karakteristik şekiller meydana gelmiştir. Karst topografyasını oluşturan bu şekillerden araştırma sahasında görülenler polye

(gölova), uvala, dolin, obruk, hum (çözünme artığı tepe), karstik kanyon ve boğazlardır. Karst topografyasının en büyük şeklini oluşturan polyeler, genellikle kalınca bir alüvyon örtüsüne sahip, geniş bir ova yapısı gösterirler. Karstlaşma bakımından uygun jeolojik, hidrolojik, iklim ve jeotektonik koşullarına sahip olan Batı Toroslarda karstlaşmaya ait değişik boyutlarda ve konumlarda oldukça fazla sayıda polye meydana gelmiştir. Geniş alanlarda yüzeylenen ve zaman zaman da karstik olmayan kayalarla yanal ve düşey devamlılığı kesintilere uğramış karbonatlı kayaların bulunduğu Batı Toros kuşağı, karst jeomorfolojisi bakımından "Batı Toros karst alanı" (Nazik & Tuncer, 2010: 9) olarak adlandırılmıştır. Barz Polyesi de bu farklı özelliklerdeki karbonatlı kayalardan oluşan ve sığ karstı karakterize eden polyelerin yoğun olduğu Batı Toros karst alanı içinde yer almaktadır (Şekil 1).

İnceleme alanı, denizel etkilerin biraz uzağında kaldığı için Akdeniz ile karasal iklimlerinin geçiş bölgesinde yer almaktadır. Fick ve Hijmans'ın oluşturduğu iklim haritaları verileriyle yapılan hesaplamalara göre Barz Polyesi ile kuzeybatısındaki alanlarda; Erinç (1996) ve Thornthwaite (1948) yağış etkinlik indekslerine göre "Akdeniz yarı nemli iklim" koşulları hüküm sürmektedir. Buna göre; Barz Polyesinin (Konak, 1050 m) ortalama sıcaklık değerleri yıl boyunca 2,8 - 22,8°C arasında değişmekte ve yıllık ortalama sıcaklık 12,5°C'dir. Polyede aylık ortalama yağışlar 12 mm (ağustos) ile 118 mm (aralık) arasında gerçekleşirken, yıllık ortalama toplam yağış miktarı da 654 mm olarak gerçekleşmektedir. Barz Polyesinin güneydoğusunda uzanan yüksek Bozdağ-Kırdığı kütlesi üzerinde ise "Akdeniz nemli-yarı nemli dağ iklimi" hâkim durumdadır.

2.Amaç, Veri ve Yöntem

Çalışmanın amaçları; Barz Polyesinin oluşum ve gelişiminde rol oynayan etken ve süreçleri belirlemek, polyenin jeomorfolojik evrimini açığa çıkararak barındırdığı morfolojik özellikleri açıklamak, polyenin ulusal ve yabancı araştırmacılar tarafından yapılmış olan polye sınıflamalarındaki yerini tespit etmektir.



Şekil 1. Barz (Nikfer) Polyesinin lokasyon haritası.

Figure 1. Location map of Barz (Nikfer) Polje.

Bu kapsamda araştırma sahasına ait, Harita Genel Müdürlüğünden 1/25.000 ölçekli topoğrafya haritaları ile MTA Genel Müdürlüğü'nce yapılmış olan 1/100.000 ölçekli jeoloji haritaları ve raporları temin edilerek, sayısallaştırıldı ve alanın jeoloji, jeomorfoloji, yükseklik modeli (DEM) ve eğim haritaları oluşturuldu. Jeoloji haritalarından faydalanılarak sahadan jeolojik kesitler çıkarıldı. Arazi çalışmaları sırasında alınan Dikilitaş formasyonuna (JKdt) ait kaya el örneğine, MTA Genel Müdürlüğü, Maden Analizleri ve Teknolojisi Dairesi'ne mineralojik petrografik ve porozite analizleri yaptırılmıştır.

Çalışma sahasında meteoroloji istasyonu bulunmadığından, sahanın iklim koşullarını belirlemek amacıyla, Fick ve Hijmans (2017) tarafından 50 yıllık (1960-2010) verilerle oluşturulan iklim haritalarından yararlanılarak araştırma sahasının aylık sıcaklık ortalamaları ile aylık toplam yağış ortalamaları hesaplanmıştır.

3. Bulgular

Barz (Nikfer) Polyesinin oluşumu, gelişimi ve evrimi üzerinde belirleyici olan, sahanın jeolojik, tektonik, jeomorfolojik, iklimatik özellikleri araştırılarak polyenin, değişik bakış açlarına göre yapılmış olan polye sınıflamalarındaki yeri ve önemi ile polyenin sahip olduğu morfolojik özellikler araştırılarak aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır.

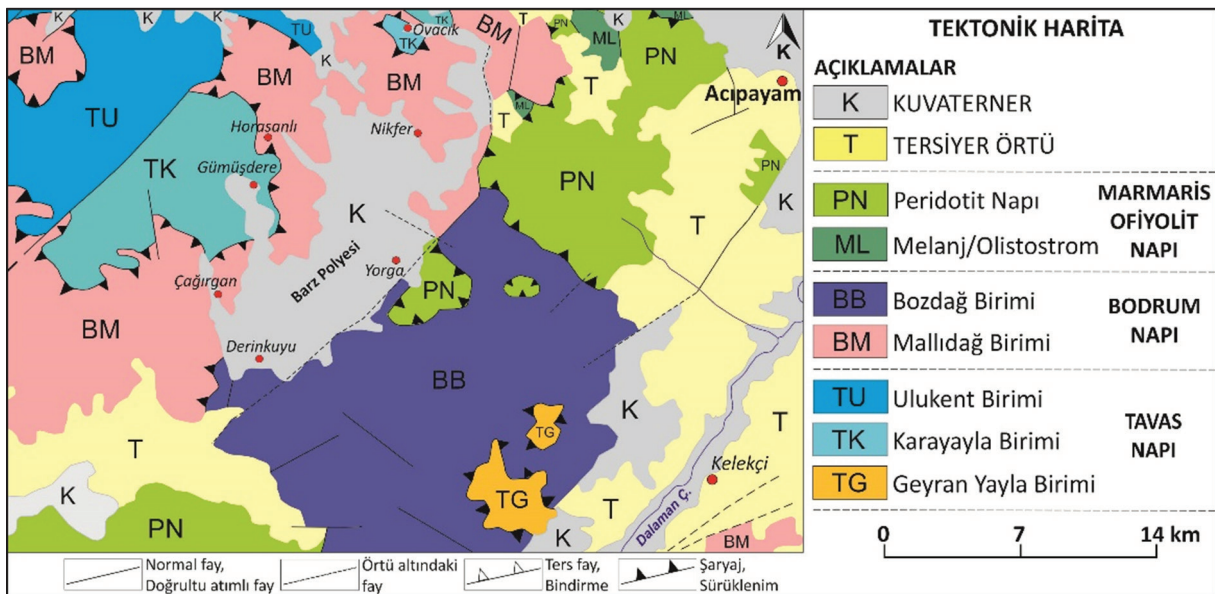
3.1. Barz Polyesinin Jeolojik Özellikleri

Bir sahada karstlaşmanın meydana gelebilmesinin temel faktörü sahanın jeolojik özellikleridir. Özellikle tabaka kalınlığı, farklı bileşimdeki tabakaların sıralanışları ve tektonik hareketlerle duruşlarının bozulması, karstik şekillerin kısa mesafeler dahilinde değişmelerine neden olur (Nazik, 1986: 71; Öztürk, 2018). Araştırma alanında da Mesozoyik döneminde oluşmuş, değişik derecelerde çözümlere uygun, Likya naplarına ait karbonatlı kayalar geniş alanlarda yüzeylenirler.

Menderes masifinin güneyinde yer alan inceleme alanında, Triyas'dan Eosen'e kadar değişik zamanlarda farklı ortam ve

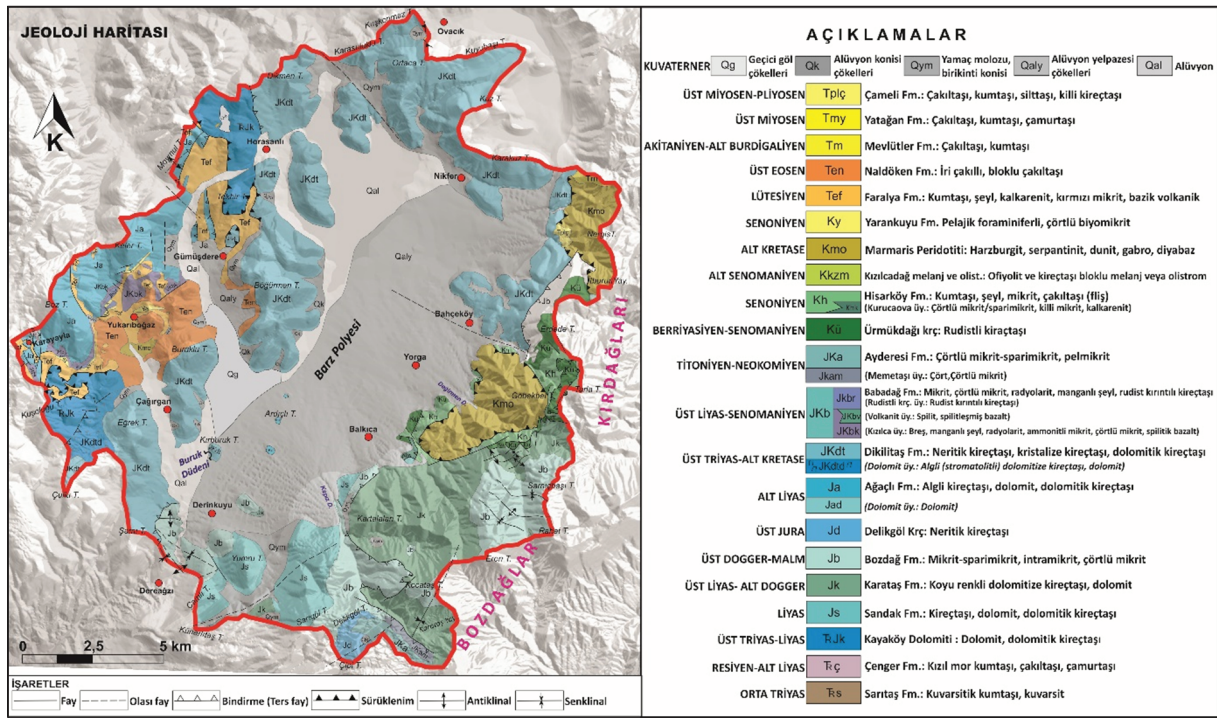
fasiyelerde gelişmiş olan alloktan konumlu bindirme ürünü Likya naplarına ait birimler ile bunları uyumsuzlukla örten Triyas'dan günümüze kadar çökelmiş neotokton konumlu genç örtü kayalarına ait birimler irili-ufaklı dilimler halinde yüzeylenmektedir. Menderes masifi ile Toroslar arasındaki jeotektonik konumu ile dikkati çeken bir bölgede yüzeylenen Likya napları, araştırma sahasında Tavas napı, Bodrum napı ve Marmaris ofiyolit napına ait birimlerden oluşmaktadır (Şekil 2). Likya naplarının farklı fasiyelerdeki bu tektono-stratigrafi birimleri, sahada düzensiz bir biçimde birbirleri üzerine itilmiş dilimler şeklindedir (Akdeniz, 2011: 3). Bunlardan Bodrum napına ait birimlerden olan Bozdağ birimi Geç Triyas-Geç Kretase'nin değişik karbonat fasiyelerinden oluşurken, Mallıdağ birimi Geç Triyas-Kretase neritik karbonat dilimleri ile temsil edilir. Likya naplarının diğer bir unsuru olan Tavas napı ise inceleme sahasında sadece bir istifte, Üst Triyas-Orta Eosen aralığına sahip Karayayla birimi ile temsil edilir. Tavas ve Bodrum naplarını, tektonik olarak Alt Kretase Marmaris peridotit napı üzerler. Barz Polyesi, Mallıdağ ile Bozdağ birimlerinin ve Bozdağ'ı yer yer parçalar şeklinde örten peridotit napının kontak hattında gelişmiştir (Şekil 2).

Sahada Likya naplarının en alt istifini oluşturan Tavas napı, bölgede tektono-stratigrafik özellikleri ve konumları birbirinden farklı üç tektonik dilim (Ulukent, Karayayla, Geyran Yayla birimleri) halinde ortaya çıkar (Şekil 2). Bunlardan Gümüşdere köyünün batı ve kuzey kesimlerinde yüzeylenen Üst Paleozoik-Eosen Karayayla birimi (TK), alttan üste doğru Çenger, Ağaçalı, Babadağ, Yarankuyu ve Faralya formasyonları şeklinde istiflenmiştir. Bu birimlerden özellikle algli kireçtaşları, dolomit, dolomitleşmiş kireçtaşlarından oluşan Ağaçalı formasyonu (Ja) ile yer yer karbonatlı, kumlu-killi kireçtaşı mercekli fliş çökellerinden oluşan Faralya formasyonu (Tef), Barz Polyesine kuzeyden bağlanan flüvyo-karstik depresyonların yukarı bölümlerinin oluşumuyla doğrudan ilişkilidir. Sert, kırıklı, eklemli, çözünme boşluklu yapıdaki kireçtaşlarından oluşan Ağaçalı formasyonu oldukça karstik, Faralya formasyonu ise kısmen karstik litolojik ve yapısal özelliklere sahiptir (Şekil 3).



Şekil 2. İnceleme alanının tektonik haritası (Akdeniz, 2011'den düzenlenmiştir).

Figure 2. Tectonic map of the study area (Akdeniz, edited from 2011).

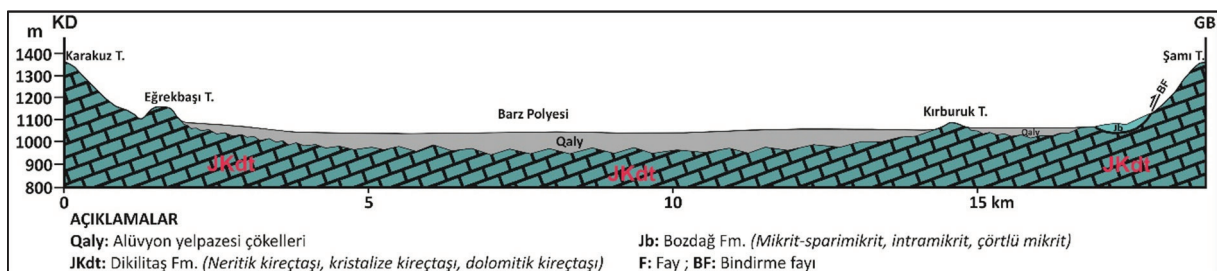


Şekil 3. İnceleme alanının jeoloji haritası (Akdeniz, 2011'den düzenlenmiştir).
Figure 3. Geological map of the study area (Akdeniz, edited from 2011).

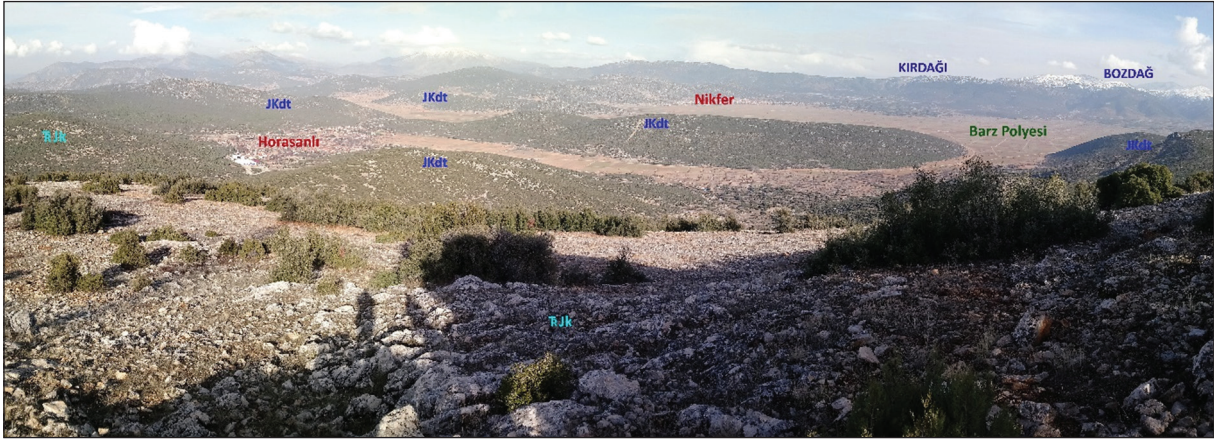
Menderes masifini güneyden çevreleyen Bodrum napı, çalışma alanı ve yakın çevresinde Tavas napının üzerinde, Marmaris ofiyolit napının altında yer alır. Bodrum napı, Geç Permiyen-Geç Kretase aralığında çökelmiş kesiksiz bir karbonat istifini kapsar (Akdeniz, 2011: 15). Barz Polyesi, sahada bu napın dilimlerini oluşturan Mallıdağ (BM) ve Bozdağ (BB) birimlerinin kontak zonunda ve Mallıdağ birimine ait Dikilitaş formasyonu (JKdt) üzerinde oluşum ve gelişim göstermiştir. Bozdağ birimi ise Barz Polyесinin güneydoğusundaki yüksek alanları oluşturur. Bu birimi, Yorga ve Nikfer köylerinin doğusundaki yükseltilerde ofiyolit napının iki büyük parçası örtmüştür (Şekil 2). Alt Jura-Üst Kretase evresinden çökelmiş olan Mallıdağ biriminin alt bölümünü dolomit ve dolomitik kireçtaşlarından oluşan Üst Triyas-Alt Jura Kayaköy dolomiti (TRJK), orta bölümünü neritik, kristalize ve dolomitik kireçtaşlarından oluşan Üst Triyas-Alt Kretase Dikilitaş formasyonu (JKdt) oluşturur. Horasanlı köyünün batısındaki yüksek alanlarda ve Çağırangözü yaylasında yüzeylenen Kayaköy dolomiti, sert, kırılmalı, çok kırıklı ve çözümlü boşluklu yapısal özellikleri itibarıyla son derece karstiktir. Barz (Nikfer) Polyесinin büyük bir kesiminin geliştiği Dikilitaş formasyonu (Şekil 3, 4; Fotoğraf 1), alttan dolomit ve dolomitize kireçtaşları (Dolomit üyesi) ile başlar. Formasyon, gri, kirli beyaz, mavimsi gri, bej renklere, orta-kalın katmanlanmalı, yer yer masif, mercan, alg ve gastropodlu, oolitli ve

onkoidli ve kısmen dolomitleşmiş kireçtaşlarından oluşur (Akdeniz, 2011: 16). Aşınma yüzeyi düzgün olan bu kireçtaşları sert, camsı kırılmalı, yer yer kalsit damarlı, açık renklidir; kayadaki düzenli eklemeler ve kırıklar boyunca karstik çözümler gelişmiştir. Dikilitaş formasyonu, Kayaköy dolomiti veya Faralya formasyonu üzerinde tektonik konumludur; birimin muhtemel kalınlığı 500-600 metredir. Sığ karbonat şelfinde çökelmiş olan birim, Üst Triyas-Alt Kretase yaşındadır (Akdeniz, 2011: 17). Barz Polyесinin çok büyük bir bölümü, %96,8 kalsit ve %3,2 dolomit bileşenli Dikilitaş formasyonu üzerinde oluşmuştur. Bu formasyon, son derece iyi çözümlenen sparitli mikrit (sparimikrit) çimentolu dokusal özellikler ihtiva eder. Platform karbonatlardan oluşan formasyon, litolojik, petrografik ve yapısal özellikleri itibarıyla oldukça karstik litolojilere sahiptir. Nitekim üzerinde Barz Polyесinin hemen hemen tamamı, polyeğe bağlanan geniş tabanlı Çağırangözü yaylasında ve Gebiz flüvyo-karstik depresyonları, karstik kanyonlar, Belen ve Bostancı uvalaları ile çok sayıda dolin gelişmiştir (Şekil 4; Fotoğraf 1).

Barz Ovası düzlüğü ile Dalaman Çayı vadisi arasında yükselen Bozdağ yükseltilerinde yüzeylenen Bozdağ birimine ait Sandak formasyonu (Js), yer yer bol alg kalıntılı, sert, düzgün kırılmalı, karstik çözümlü kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşlarından oluşur



Şekil 4. Barz Polyесinin jeolojik kesiti.
Figure 4. Geological section of the Barz Polyesi.



Fotoğraf 1. Dikilitaş formasyonu üzerinde gelişmiş Barz Polyesi.
Photo 1. Barz Polje developed on the Dikilitaş formation.

şurken Karataş formasyonu (Jk), dolomitize kireçtaşları ve dolomitlerden oluşmaktadır. Birimin diğer istifi Bozdağ formasyonu (Jb) ise kıvrımlı, genellikle karstik çözünmeli, kristalize ve breşik dokulu, çört yumrulu kireçtaşlarından oluşur (Akdeniz, 2011: 21). Polyenin güneybatısındaki yamaçlarda ve tepelerde yüzeylenen bu birim, yapısal özellikleri itibarıyla sahanın karstik istiflerindedir (Şekil 3). Bu formasyonların yüzeylendiği platoluk ve dağlık yüzeyler üzerinde çok sayıda dolin, flüvyo-karstik vadi, genç uvala ve lapyalar gelişmiştir.

Likya naplarının en üst yapısal birimini oluşturan Marmaris Peridotiti (Kmo), büyük çoğunlukta serpantin ve peridotitlerden oluşur. Okyanusal kabuk parçaları olarak kabul edilen bu ultramafik kayaların oluşum yaşı Erken Kretase'dir. (Akdeniz, 2011: 31). Marmaris peridotit napı, Yorga doğusundaki Kırdığı'nın batı yamaçlarında ve Konak doğusundaki dağlık kütlede geniş bir alanda, Yukarıboğaz köyünün hemen güneyinde küçük bir alanda yüzeylenir (Şekil 3). İnceleme alanında Barz Polyesi ve Bostancı uvalası, bu Marmaris ofiyolit napı ile üzerine bindirdiği alloktan konumlu karbonat platformuna ait birimlerin kontak hattında ve sıyrılma yüzeyleri üzerinde gelişmişlerdir.

Likya naplarının (karbonat ve ofiyolit napları) yerleşiminden sonra çökelen örtü birimleri, napları transgresif olarak örten neo-otokton konumlu birimlerdir. Bu örtülerden sadece karbonat çimentolu kireçtaşı bloklarından oluşan Naldöken formasyonu (Ten), karstlaşmaya uygun litolojidedir. Eski topografyayı fosilize eden bu örtü birimleri sahada, Yukarıboğaz köyü çevresinde geniş bir alanda ve Barz ovasının kuzeydoğusundaki Kırdığı'nın eteklerinde küçük parçalar halinde kalmıştır (Şekil 3).

Pleistosende başlayıp günümüze kadar Barz Polyesinin kenar kesimlerinde enerjisi yüksek alanlardan getirilip biriktirilen çökeller, Kuvaterner çökelleri olarak adlandırılmışlardır. Bu çökeller; geçici göl çökelleri, alüvyon yelpazesi çökelleri, alüvyon konisi çökelleri, yamaç molozu, birikinti konisi ve alüvyonlardan oluşmaktadır. Dağların yüksek kesimlerinde, yamaçlarında, eteklerinde, düzlük alanlarda, yüksek eğimli kuru derelerin ağızlarında, sulu derelerin vadi tabanlarında depolanan bu çökeller bazen oldukça geniş alanlar kaplar (Şekil 3). Bunlardan alüvyal yelpaze çökelleri polyenin tabanını, Balkıca-Derinkuyu arasında 1050 metreden 1300 metreye kadar yükseltmiştir. Bu da bize bu dolgunun kalınlığının burada en fazla 250 m kadar olduğunu göstermektedir. Yani polye tabanındaki toplam alüvyal kalınlığının oldukça büyük kalınlıklara eriştiği açıktır.

Bu yelpaze çökellerinin (Qaly) kalsit çimentolu kireçtaşı bloklarından oluşmuş konglomeraları kısmen karstik özelliklere sahip iken, diğer çökeller karstik litolojilere sahip değildir. Barz Polyesinin güneydoğu kesimlerini geniş bir alanda örten bu konglomeralar üzerinde uzamış dolinler, flüvyo-karstik vadiler, yer yer lapyalar gelişmiştir. Bu fan deltaların çimentolanmamış, ofiyolit kaya parçalarından oluşan kesimleri ise karstik özellikler taşımaz. Geçici göl çökelleri (Qg), ise Barz Polyesinin batı kesiminde, ovanın en çukur yerlerinde gelişmiş olan geçici bir gölün kum, silt ve kil gibi ince unsurlu malzemelerle tıkanmış düdenlerinin (toprak düden) bulunduğu düzlük alanlarına karşılık gelmektedir (gölova). Ancak bu göl alanları, günümüz iklim koşullarındaki kuraklaşmalar, yerüstü ve yeraltı suları üzerindeki insan baskıları nedeniyle kurumuş alanlara dönüşmüştür.

3.2. Barz Polyesinin Tektonik Özellikleri

Menderes masifi ile Beydağları otoktonu arasında yer alan çalışma alanında, alloktan konumlu Üst Paleozoyik-Paleojen Likya naplarına ait istifler (Tavas, Bodrum ve Ofiyolit napları) ile bunları transgresif olarak örten neo-otokton konumlu Üst Tersiyer-Kuvaterner istifleri yüzeylenir. Değişik ortam ve fasiyeslerde gelişmiş ve farklı deformasyonlara uğramış kaya topluluklarının yan yana veya üst üste gelmiş dilimleri olan Likya napları, sahadaki bugünkü konumlarını Laramiyen fazları (Geç Kretase-Erken Miyosen sonu) sırasında kazanmıştır (Akdeniz, 2011: 40). Bölgede bu naplar KD-GB uzanımlı dilimler halinde, kuzeybatıdan güneydoğuya doğru, Tavas napı, Bodrum napı, Gülbahar napı şeklinde sıralanırlar. Marmaris ofiyolit napı ise, karbonat naplarını üstten sınırlayan kütleler şeklindedir. Bodrum napı dilimleri güneyden Tavas napı üzerine itilmiş ve Likya naplarının altında kalan Tavas napı, diğer naplara göre paratokton konumludur (Akdeniz, 2011: 40). Çalışma alanındaki sedimantolojik ve stratigrafik özelliklere göre ofiyolit napının karbonatlı istiflerin üzerine yerleşimi Geç Üst Kretase'de gerçekleşmiştir. Bu dönemden sonra polyenin kuzeydoğusunda ve Acıpayam havzası tarafında neo-otokton konumlu Erken Miyosen denizel çökellerinin hem ofiyolit hem de karbonat naplarını birlikte örtmesi nap yerleşiminin Erken Miyosen'de tamamlandığını göstermektedir. Barz Polyesinin kuzeybatısındaki alanlarda Tavas napları üzerini transgresif olarak genellikle kırıntılı Eosen çökellerinin örtmesi, bölgede tektonik bir molas havzasının oluştuğunu ortaya koymaktadır. Bu havzada biriken çökeller bugünkü polyenin de geliştiği alloktan konumlu karbonatlı nap birimlerini yer yer örterek onları fosilize et-

miştir. Takip eden jeolojik dönemde ise Batı Torosları ve Anadolu'nun büyük bir kısmını kaplayan Üst Oligosen-Alt Miyosen denizel fasiyesi (killi-karbonatlı), bu alanın hemen kuzeyindeki Kale-Tavas çevresinde çökelmiştir. Barz Polyesi sahası da bu Oligo-miyosen havzasının güneydoğu sınırında yer almaktadır. Havzadaki denizel koşullar, neotetektonik dönemde (Geç Miyosen, bazılarında göre Orta Miyosen) tektonik rejim değişikliklerine bağlı olarak farklı fasiyelerdeki havzalara bölünmüşlerdir. Geç Miyosenden sonra Barz Polyesi havzasının da içinde bulunduğu Batı Toroslar genel anlamda en az 1000 m yükselmiştir. Bölgedeki Anadolu peneprenine ait parçaların bölgede 2500 m, polye alanında 1800 metrelere çıkmış olması bunun kanıtlarındandır. Bu yeni tektonik rejimle beraber bölge, kara veya göl fasiyesli Kale-Tavas ve Barz-Kızılca diye iki Pliyosen havzasına bölünmüştür.

Geç Miyosen sonuna kadar sıkışarak deformasyona uğramış olan bölgede, kıvrım, bindirme ve doğrultu atımlı faylar gelişmişken, Yeni tektonik evrede daha çok grabenleşme tektoniği etkin olmuştur. Bölgede aslen ilk grabenleşme evresi, Miyosen sonu Pliyosen başında yaşanmışken ikinci büyük grabenleşme Pliyo-kuvaternerde gerçekleşmiştir. Barz Polyesi alanının bugünkü morfolojisini veren ise Pliyosen yüzeylerini ve birimlerini parçalayan ve deforme eden ikinci grabenleşme dönemidir. Eski yapıları kesen ve deformasyonlara uğratan bu yeni tektonik fazlar yörede, bu karışık tektonik durumu yaratmıştır. Barz Polyesi, Batı Anadolu tektonik bölgesi olarak isimlendirilen ve batıya doğru açılan devrik "V" içindeki bir alanı kaplayan Batı Anadolu Tektonik Kamasının (Şaroğlu vd., 1987; Şaroğlu ve Güler, 2020) güney sınırında yer almaktadır. Aynı zamanda bu tektonik kuşağın güneyinde yine KD-GB yönünde uzanım gösteren Burdur-Fethiye makaslama zonu (Elitez vd., 2014) bulunmaktadır. Menderes masifinin güneyinde yer alan polye sahasında, KB-GD yönlü çekim kuvvetinin bir sonucu olarak, güneybatı ucu Köyceğiz graben alanına, kuzeydoğu ucu Afyon-Akşehir tektonik çukurluğuna ulaşan, KD-GB uzanımlı bir normal fay gelişmiştir. Topoğrafyada belirgin bir şekilde görülen bu fayın güneyindeki Bozdağ ve Kırdığı bloğu yükselerek 1800-2400 metrelere ulaşırken, polyenin yer aldığı alan çökmüştür. Doğudan ve güneyden belirgin faylarla sınırlandırılmış olan Bozdağ-Kırdığı bloğu tam bir horst şeklinde yükselirken, Barz Polyesi sahası daha kuzeyden herhangi bir fayla sınırlandırılmadığı için baskülman hareketiyle yarı graben şeklinde çökmüştür. İşte yeni tektonik rejimin oluşturduğu bu yeni yapısal ve morfolojik yüzeyler, bu tektonik zondaki grabenlerin bugünkü boyutlarına Pleistosen'de ulaştığını göstermektedir. Barz Polyesi de bu baskülmana uğrayan yüzeyler üzerinde Pleistosen başlarından oluşmuş ve günümüze değin genişleyerek büyümüştür.

3.3. Barz Polyenin Jeomorfolojik Özellikleri

Kıvrımlı ve bindirmeli Batı Torosların Büyük Menderes havzasına akaçlandığı bölgede yer alan Barz Polyesi havzası, 1100-2400 metreler arasında uzanım gösteren Alt-Orta Miyosen (DI), Üst Miyosen (DII), Pliyosen (DIII) ve Pleistosen (DIV) dönemlerine ait reliyef sistemlerinin şekil ve yapılarından oluşmaktadır (Şekil 5). Araştırma alanındaki bu reliyef sistemine ait morfolojiler, kuzey ve batısındaki Büyük Menderes Nehri akarsu havzalarına bağlı olarak gelişim gösteren ve neotektonik dönemin tektonik hareketleri (faylanma, bölgesel yükselim, bindirme, kıvrımlanma) ile özellikle KD-GB doğrultusunda kırılarak parçalanmış (tam horst-yarı graben) ve farklı yükselti-

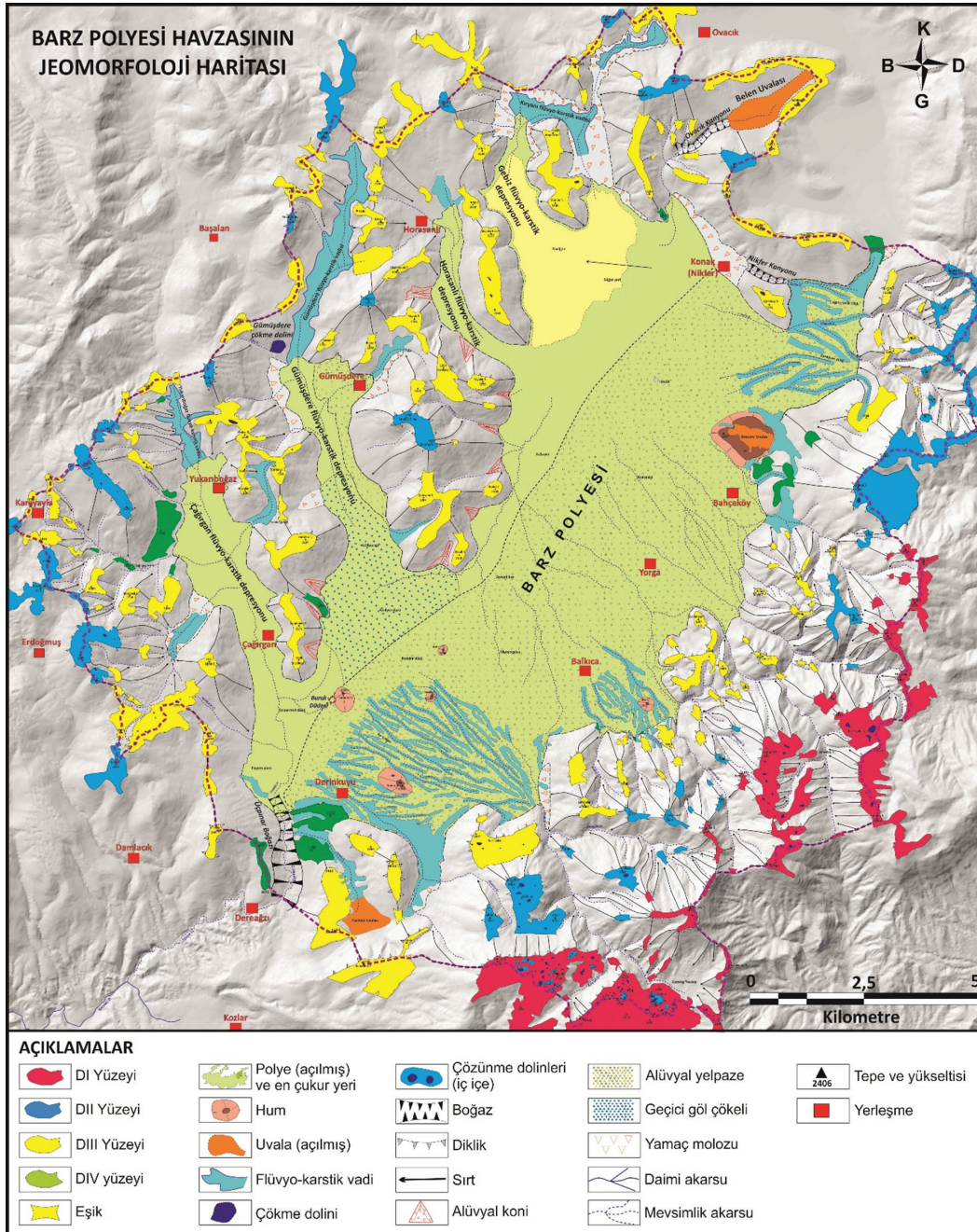
ler kazanmıştır. Farklı yüksekliklere çıkmış olan bu şekillerden Alt-Orta Miyosen dönemine ait olanlar, bölgedeki tektonik yapıya uygun olarak KD-GB uzanımlı Bozdağ-Kırdığı bloğu (horst) üzerinde gelişmiştir. Üst Miyosen dönemine ait olanlar hem bu blok üzerinde hem de kuzeybatısındaki yükselti üzerinde orojenik uzanımına uygun olarak KD-GB ve KB-GD yönünde uzanırlar. Pliyosen dönemi şekilleri de yer yer Miyosen dönemine ait şekillerin uzanımına uymaktadırlar. Pleistosen şekilleri ise önceki dönem şekillerine uymakla beraber, genellikle onları verevine kesecek şekilde K-G yönünde uzanım gösterirler. Tektonik ve orojenik yapıya uygun bir şekilde uzanan Barz Polyesi ile polyeye kuzeyden bağlanan flüvyo-karstik depresyonlar bu şekillerin en karakteristikleridir (Şekil 5). Araştırma alanındaki tüm bu morfolojik şekiller büyük ölçüde litoloji ve yapının kontrolünde gelişim gösterdiği gibi karstik ve flüvyal süreçlerin de eseri olarak doğmuştur.

Araştırma alanında KD-GB doğrultusunda uzanan Bozdağ-Kırdığı kütlesi yine bu doğrultuda uzanan Gölgele Dağlarının en yüksek kesimlerini oluşturmaktadır. Bunu sağlayan temel neden kütlein güneydoğudan, kuzeybatıdan ve batıdan faylarla sınırlandırılmasıdır. Bu tektonik yapısal özelliği ile bir makaslama zonunda yer alan blok, bu orojenik kuşağın en fazla yükselen bölümünü oluşturmuştur. Morfolojik ve jeolojik olarak oldukça belirgin olan bu fay sistemleri, sahadaki reliyef sistemlerinin farklı yükselti kazanmasına sebep olmuştur. Araştırma sahasında sadece yükselen fay bloğunun oluşturduğu Bozdağ-Kırdığı kütlesi üzerinde görülen Alt-Orta Miyosen dönemi reliyef sistemleri, genel olarak en yüksek kesimleri oluşturan 1900-2400 metreler arasındaki yükselti göstermektedir. Genç tektonik hareketlerle yükselen, farklı yönlere eğilimli ve parçalanmış bu sistemin en karakteristik şekilleri eski peneprenin parçalarından oluşan aşınım yüzeyleri, çok önemli gelişimi karakterize eden dolinler ve bozulmuş uvalalar ile parçalanarak askıda kalmış paleo vadilerdir (Şekil 5). Üst Miyosen reliyef sistemine ait şekiller genel olarak, Bozdağ-Kırdığı kütleinin en yüksek kesimlerinin etrafındaki daha alçak kesimlerinde 1700-1950 metreler arasında uzanırken, polyenin kuzeybatısındaki baskülman sahanın en yüksek kesimlerinde 1400-1600 metreler arasında uzanım gösterirler. Blok faylanmalar nedeniyle iki bölgede iki farklı yükselti aralığında gelişmiş olan bu dönem şekilleri aşınım yüzeyleri, parçalanmış ve askıda kalmış paleo vadiler ile uvala ve dolinlerdir (Şekil 5). Araştırma alanının yakın çevresinde yer alan havzalardaki (batıda Beyağaç, kuzeyde Kale-Tavas havzaları) karasal kırıntılılar, Miyosen aşınım yüzeylerinin korrelant depolarıdır ve aynı zamanda dolgu yüzeylerini oluştururlar. Yine iki farklı bölgede iki farklı yükselti aralıklarında uzanan Pliyosen reliyef sistemi şekilleri genel olarak, Bozdağ-Kırdığı kütleinde 1150-1650 metreler arasında uzanırken polye kuzeydoğusundaki yükselti-lerde 1100-1400 metreler arasında uzanmaktadır. Üst Miyosen sistemleri etrafında basamaklar veya buralara sokulan vadi olukları şeklinde bulunan Pliyosen reliyef sisteminin araştırma alanındaki en karakteristik şekilleri; aşınım yüzeyleri, sıyrılmış fosil yüzeyler, paleo vadi omuzları, flüvyo-karstik depresyonlar, polye, uvala ve dolinlerdir. Barz polyesi ve kuzeyindeki özellikle büyük flüvyo-karstik depresyonlar (Çağırğan, Gümüşdere, Horasanlı, Gebiz), Belen ve Kuzkuyu uvalaları bu dönem aşınım yüzeylerinde, aynı zamanda sıyrılmış fosil yüzeylerde gelişmişlerdir (Şekil 5). Araştırma sahasında Pleistosen reliyef sistemine ait şekiller ise, sadece Barz Polyenin güneydoğusundaki eteklerde ve batısındaki boğazda gelişmiştir. Bu döneme ait

şekillerin en belirginleri, iyi gelişmemiş aşınım yüzeyleri, taraçalar, birleştirme boğazları, çentik vadiler, karstik kanyonlar, fan deltalar, flüvyo-karstik depresyonlar, uvalalar, obruklar, dolinler ve lapyalardır (Şekil 5). Barz Polyesinde humların üzerindeki dolinler; polye tabanını geniş ölçüde kaplayan alüvyal yelpazelerin konglomeraya dönüştüğü alanlardaki uzamış dolinler ve flüvyo-karstik vadiler; polye kenarındaki bir kireçtaşı bloğu üzerinde yeni gelişmekte olan Bostancı uvalası ve çok sayıda dolin; paleo vadiler içerisinde gelişmiş Nikfer ve Ovacık kanyonları ile Üçpınar kapma boğazı veya birleştirme boğazı Pleistosen reliyef sisteminin bölgedeki en karakteristik şekilleridir (Şekil 5).

Araştırma sahasında egemen litoloji Üst Triyas-Üst Kretase neritik kireçtaşlarıdır. Bu nedenle alanda baskın jeomorfolojik etken ve süreç karstlaşmadır. Dolayısıyla en yaygın jeomorfik şekiller karst topoğrafyasına ait olanlardır. Ancak günümüzün karst morfolojisine ait şekillerden önce sahayı flüvyal

süreçler işlemekteydi. Özellikle Miyosen ve Pliyosen dönemlerinde kurulan akarsu drenaj sistemi, bölgede flüvyal aşınım ve birikim şekillerinin oluşmasını sağlamıştır. Bu dönemin flüvyal aktiviteleri, özellikle blok faylanmayla çökmüş olan Barz Polyesinin bulunduğu sahayı bir sedimentasyon alanına dönüştürmüştür. Bu süreçler, eski morfolojik yüzeylerin kırıntılı malzemelerle örtülmesine ve böylece yüzeylerin fosilize olmasına neden olmuştur. Ancak son dönem tektonik yükselmeler, bölgede flüvyal süreçlerin aşındırıcı etkilerini hızlandırarak bu fosil yüzeylerin sıyrılmayla tekrar yüzeye çıkmasını sağlamıştır. Günümüzün Barz Polyesi ve büyük flüvyo-karstik depresyonları, işte bu sıyrılmaya yüzeylerindeki paleo vadiler içerisinde gelişmiştir. Bugün sahada polye ve flüvyo-karstik depresyonların genişlemelerini sağlayan en önemli etken korrozif etkilerle gerilemezdir. Bu karstik depresyonların tabanlarında bulunan kalın alüvyal-toprak dolgular az çok geçirimsiz bir zemin oluşturmaktadır. Böylece ilksel depresyon, kenarlarından yanal yönde karstik çözümlerle genişleyerek büyümüştür. Aynı zamanda



Şekil 5. Barz Polyesi havzasının jeomorfoloji haritası.
Figure 5. Geomorphology map of the Barz Polje basin.

geçmişte polyede var olan plüvyal gölün sularının depresyonu kenarlarından çözündürmeyle genişlettiği unutulmamalıdır.

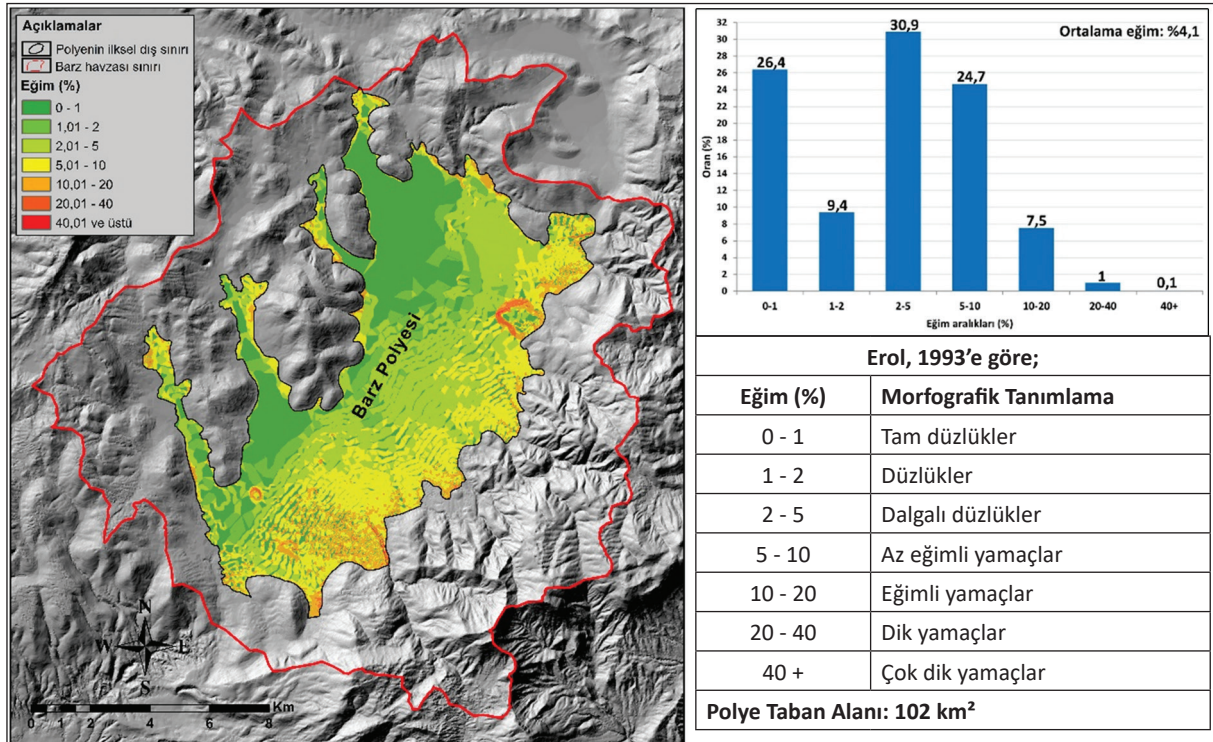
3.4. Barz Polyesinin Topoğrafik Özellikleri

Topoğrafik eğim değerleri, topoğrafyayı oluşturan yüzeylerin stratigrafik özellikleri, tektonik ve jeomorfik evrimi ile yarımla derecesini belirler; bu değerler de karstlaşmanın şekli ve evrimi üzerinde belirleyici olur (Tuncer, 2018). Bu etken, yüzeyin toprak ve vejetatif özellikleriyle birlikte, yağış sularının karstlaşmaya uygun yüzeylerde kalış süresi (oyalama) ve derinlere sızma olayları üzerinde etkili olur. Erol, (1993)'e göre Barz Polyesi tabanı için yaptığımız eğim sınıflamasında topoğrafik eğim değerlerinin özellikle %0-40 arasında değişkenlikler gösterdiği görülmüştür (Şekil 6). Topoğrafik eğimin polye tabanında bu kadar çok değişkenlik göstermesinin temel nedeni, polyenin güneydoğusuna Bozdağ-Kırdağı kütesinden yüksek enerjili akarsuların taşıdıkları sedimanlardır. Bunlar, polye tabanını geniş ölçüde örten alüvyal yelpaze ve yamaç molozlarını oluşturmuşlardır. 102 km² alan kaplayan Barz Polyesi tabanının ortalama eğim değeri %4,1 olarak hesaplanmıştır. Bu da bize Barz Polyesi tabanının, çoğu polye tabanı gibi düzlüklere sahip olmadığı, aksine genel anlamda "dalgalı düzlüklere" sahip olduğunu göstermektedir. Polye tabanında %0-2 arasında topoğrafik eğime sahip olan "düzlükler" sahanın %35,8'ini oluşturmaktadır. Bu düzlükler polyenin kuzeydoğu kesimleri ile yine buralara bağlanan geniş tabanlı flüvyo-karstik depresyonların tabanlarına karşılık gelmektedir. Polye tabanında güneydoğuya doğru gittikçe eğim değerleri, %2-5 arası değerlere çıkarak taban "dalgalı düzlüklere" dönüşür. Polyedeki alüvyal yelpazelerin etek bölümlerini ifade eden bu türden düzlükler, sahada %30,9'luk bir alan kaplar. Genellikle karbonat çakıl ve bloklardan oluşan bu alüvyal konilerin kaynak kesimlerini oluşturan %5-10 eğime sahip "az eğimli yamaçlar" polyede %24,7'lik bir alana sahiptirler. Sahada %10-20 eğim değerlerine sahip "eğimli yamaçlar" ise polyede %7,5'lik bir

orana sahiptir. Dağlara çıkılan dik ve çok dik yamaçların oluşturduğu %20'den fazla eğimli alanlar ise sadece %1,1'lik bir yer kaplamaktadır (Şekil 6). Görülüyor ki Barz Polyesi plüvyal dönemlerden bu yana güneydoğudaki tektonik blok dağlardan taşınan alüvyonlar ile büyük ölçüde boğulmaya uğramıştır. Bu hafif eğimli taban morfolojisi, konglomeralanmış alüvyal yelpazeler üzerinde yerleşmiş olan kuru derelerin tabanlarında flüvyo-karstik vadilerin ve uzamış dolinlerin gelişmesine imkân tanımıştır.

3.5. Barz Polyesinin Jeomorfolojik Evrimi

Barz Polyesinin oluşum ve gelişiminde, post tektonik dönemdeki kabuk hareketleri ile neotektonik dönemden bu yana geçirdiği yapısal evrim ve en sonunda bölgede meydana gelen yapısal hatlar son derece belirleyici olmuştur. Bölgedeki post tektonik dönem kabuk hareketleri, Alpin hareketler esnasındaki tektonik yükselimler, grabenleşmeler (havzalaşmalar), bindirmeler (Likya napları) şeklinde kendini göstermiştir. Üst Kretase sonunda, kıvrımlanma ve tektonik yükselimlerle sular üstüne çıkmış olan bölgede, Laramiyen deformasyonlarıyla, Likya naplarına ait karbonat ve ofiyolit napları Miyosen başlarına kadar bölgeye yerleşimlerini sürdürmüşler ve en son ofiyolitik birimler bölgede eski morfolojik yüzeyleri örterek fosilize etmişlerdir. Yine bu devrede bir horst şeklinde yükselen Bozdağ-Kırdağı kütesine karşılık graben şeklinde çöken Barz-Kale-Tavas bölümü bir Miyosen havzasına dönüşmüştür. Böylece bu bölümde, üzerleri Miyosen çökelleriyle örtülen morfolojik yüzeyler ikinci defa fosilize olmuşlardır. Miyosen ve Pliyosen sonlarındaki blok yükselmelerle şiddeti artan aşınmalar, Miyosen havzasını batı kesiminden dış drenaja açarak boşaltmıştır. Böylece allokon konumlu karbonat platformları üzerinde gelişmiş olan fosil yüzeyler tekrardan gün yüzüne çıkmıştır. Bu ofiyolitik kaya bindirmelerinin ve Neojen birimlerinin bölgeyi iki farklı zamanda örtmesi, bölgenin jeomorfolojik evriminde ve karstlaşmasında kesintilere neden olurken, tektonik



Şekil 6. Barz Polyesi tabanının eğim haritası ile eğim değerleri ve oranları grafiği.

Figure 6. The slope map of the Barz Polje base and the slope values and ratios graph.

yükseltilerin eşliğinde bu örtülerin sıyrılarak süpürülmesiyle de fosil yüzeylerde karstlaşmanın ve karstik şekillenmenin tekrardan başlamasına yol açmıştır. Bu tektonik yüzeylerde derinleşen karstlaşma, özellikle Pliyosen'deki yağışlı ve Pleistosenin plüvyal dönemlerindeki sağanak karakterli yağışlı dönemlerde hız ve güç kazanmıştır. Hatta bu dönemlerdeki bol yağışlar, Barz Polyesi tabanında, muhtemelen devamlı bir göl meydana getirmiştir. Barz ovasını bir dağ arası havza olarak gören Becker-Platen (1970), bulduğu ostrakod (tatlı, tuzlu ve acı sularda yaşayabilen, büyüklükleri 0,5 ile 2 mm arasında değişen, çok ince kalker kavkılı, çok küçük canlılar) fosillerine dayanarak havza çökellerini Alt Pleistosen'e koymasını bunu doğrulamaktadır. Holosen'deki sıcaklık optimumlarının yaşandığı dönemlerde bu göldeki su seviyesi düşmüş olsa da (belki de kurudu) en azından yakın zamanlara kadar varlığını geçici bir göl şeklinde de olsa sürdürmüş olmalıdır. Bugün polyenin kuzeydeki tabanlarında var olan göl çökellerinin halen örtülmemiş olması bunu kanıtlar niteliktedir.

Barz Polyesinin içinde bulunduğu bölgenin neotektonik dönemden bu yana maruz kaldığı tektonik rejim, paleoiklim ve jeomorfolojik koşullar polyenin oluşumu ve şekillenmesi üzerinde doğrudan etkili olmuştur. Özellikle Pliyo-kuvaterner'deki değişken iklim koşulları ve deniz seviyesi oynamalarına bağlı olarak bölgede flüvyal süreçlerin etkinliğinin artması, kabuk hareketleri (blok faylanmalar), bölgedeki karstik şekillenmenin evriminde karışıklıklara yol açarak, aynı sahada polisiklik (çok dönemli) karstik şekillerin meydana gelmesine neden olmuştur.

3.6.Barz Polyesinin Oluşum ve Gelişim Özellikleri

Karstik şekiller ve araziler, yer hareketlerinin karmaşık etkileşiminin, iklim kontrollü jeomorfik süreçlerin ve volkanik patlamaların meydana getirdiği etkileyici yer manzaraları ve şekillerindedir (Nazik vd., 2019: 181). Bu etkileyici karstik yerçekillerinin en büyüğü de polyelerdir. Polye (polje), Slavca'dan alınan bir kelime olup karstik bölgelerdeki geniş ve etrafı kalker yamaçlarla çevrilmiş ovalık sahaları göstermek için kullanılan morfolojik bir terim olarak literatüre girmiştir (Pekcan, 2019: 53). Polyeler, morfolojik yapı, litoloji, tektonik ve iklim koşullarının karşılıklı etkileşimiyle gelişir (Şahinci, 1991: 59). Polyeler farklı yükselti aralıklarında oluşabilen, genellikle yapısal dokuya ya da orojenik kuşaklara uygun olarak uzanan çok kökenli oluşumlardır (Atalay, 2003; Gracia vd., 2003; Doğan vd. 2007, 2019; Doğan & Koçyiğit, 2018). Genel olarak, tipik karst polyeleri, tabanları düzleştirilmiş ve ekilebilir topraklarla kaplanmış ve sabit veya aralıklı su akıntılarında sahip uzun kapalı çöküntülerdir (Lučić, 2014: 17). Polyeler, genel ve ortak bir karst taban seviyesinden bağımsız olarak farklı yükseltilerle oluşan, aşınım devresinin herhangi bir aşamasına bağlı olmayan ve tabanı geçirimsiz maddelerle kaplanan ilksel depresyonların kalker yamaçlarının gerilemesi ile oluşmuş topoğrafya şekilleridir (Erinç, 2001: 139). Büyük çoğunluğu tektonik hatlarla ilişkili olarak gelişmiş olan bu polyeler, birkaç kilometreden onlarca kilometreye uzunluklara kadar erişebilirler. Genellikle eliptik veya bir boyu diğerinden uzun olan polyelerin kenarları yaklaşık 30° eğimle dikleşir ve enine kesitleri "U" şeklindedir (Şahinci, 1991: 59).

Bugüne kadar ülkemizde polye jeomorfolojisi ile ilgili Güldalı (1976), Selçuk Biricik ve Bozyiğit (1996, 1998), Keser (2004a, 2004b, 2008), Arıbaş ve Koçak (2003), Doğan (1993, 2003,

2019), Doğan vd. (2017), Duman ve Ege (2018), Kahraman (2007), Bozyiğit ve Kurt (2000), Kurt (2000, 2001), Ege (2015a, 2015b, 2017), Özşahin (2013) çok sayıda akademik çalışma yaparak, bu makro karstik şekillerin oluşum ve gelişim özellikleri ile jeomorfolojik özellikleri ve evrimleriyle alakalı açıklamalar da bulunmuşlardır.

Bölgenin içinde bulunduğu iklim koşullarına bağlı olmakla birlikte, polye alanının hidrografik özellikleri, litolojik ve yapısal (kırık ve çatlak sistemlerinin yoğunluğu, genişliği ve derinliği) özellikleri, altta mağara sistemlerinin varlığı, tabanda var olan toprak örtüsünün kalınlığı ve geçirgenliği gibi etmenlerin denetiminde polyelerin bazıları "geçici (mevsimsel)" veya "devamlı" bir şekilde su altında kalabilirler. Tabandan, kenar kesimlerden veya humların kenarlarından süzülme veya su girişlerinin yeterli olduğu bazı polyeler ise su baskınlarına uğramadığı için "kuru" olarak nitelendirilir. Bu açıdan değerlendirdiğimizde Barz Polyesi, günümüzde "tamamen kuru" bir polye olmasının yanında sağanak yağışlar esnasında polyenin en alçak yeri olan Yayılğan ve Gölbucağı mevkiilerinde geçici göllenmeler de meydana gelmektedir. Ayrıca buralarda yüzeyde veya yüzeyin birkaç metre altında göl çökellerinin görülmesi, son buzul çağında polyenin bu kesimlerinde daimî plüvyal göllerin varlığını da işaret etmektedir. Aynı şekilde Holosen boyunca, özellikle soğuk iklim dönemlerinin yaşandığı evrelerde, polye tabanında bu göl, belki kesintili bir şekilde, varlığını yakın zamanlara kadar sürdürmüş olmalıdır.

Bugüne kadar uluslararası ve ulusal ölçekte yapılmış olan polye sınıflamaları da (Gams, 1978, 1994; Lučić, 2014; Bonacci, 1987; Ford & Williams, 1989; Doğan, 2003; Şimşek vd, 2020; Şahinci, 1991) göz önünde bulundurularak, morfolojik ve akaçlanma özelliklerine göre polyeleri temelde dört tipe ayırabiliriz:

- (1) Kapalı polyeler; etrafı tamamen yükseltilerle çevrili (yüzeyden kapalı), sularını sadece tabanındaki çatlak ve yarık sistemleriyle yavaş bir şekilde boşaltabilen, bunun dışında sürekli veya kısmen göllenmelere maruz kalan polyelerdir. Bu tip polyelere ülkemizde özellikle Batı Toroslarda (Muğla ve Yeşilyurt polyeleri gibi) çoklukla rastlanmaktadır. Bunların yüzlerce hatta binlerce yıldır tamamen sularla kaplanmış (daimî göle sahip) olanlarını ise (Eğirdir ve Beyşehir gölleri gibi) "göl polye" olarak isimlendirebiliriz.
- (2) Açık polyeler; sadece yüzeyden dış drenaja bağlı olan ve taban morfolojisinin ilkselliğinin büyük ölçüde korunmuş olduğu polyelerdir. Bunların oluşumunda özellikle farklı çözünme kabiliyetlerine sahip çözünebilir kayaların yan yana gelmesi, karst taban düzeyinin yüzeye yakınlığı, faylar ile komşu sahadaki allojenik akarsuların varlığı belirleyici olmuştur. Bunların tabanları çoğunlukla kalın bir sediman örtüsüyle kaplıdır ve bu nedenle alta sızmalar sınırlı ölçülerde gerçekleşir. Genellikle bu polyelerin taban sedimanları henüz boşaltılmamıştır. Bu tip polyelere ülkemizde sıklıkla Güneybatı Anadolu'da (Barz, Ula ve Milas polyeleri gibi) rastlanmaktadır.
- (3) Bozulmuş polyeler (Fosil polyeler); çevresindeki yükseltilerin çok yerden alçaltılıp birer eşik şekline dönüştürülerek yüzey alanının birden fazla kesimlerinden dış drenaja açılmış olduğu polyelerdir. Bu tip polyelerin tabanındaki çözünme ürünü toprak ve sedimanlar, özellikle yüzey drenajıyla kısmen veya büyük ölçüde boşaltılmıştır. Böylece

polyenin tabanı birçok yerden parçalanmış ve açılmış, ilksel morfolojisi tamamen bozulmuş olur. Ancak depresyonun kenarlarında eski tabana karşılık gelen taraçalara rastlanabilir. Genellikle ihtiyarlık veya ileri ihtiyarlık devirlerini yaşayan karstik bölgelerde rastlanabilen bu tip polyelerin oluşumunda; özellikle karstik olmayan komşu sahalardaki güçlü akarsu ve kollarının (allojenik) güçlenmesi ile morfolojik gençleşmeler etkili olmuştur (Kale-Tavas ve Çamköy polyeleri gibi).

- (4) Düdenli polyeler; sadece taban veya kenar kesimlerindeki aktif veya yarı aktif düdenler (su yutanlar) vasıtasıyla dışa akaçlaması olan polyelerdir. Özellikle kalın kireçtaşlarının bulunduğu alanlarda, tabandan sızmaların güçlü olduğu karstik bölgelerde genellikle de kırık ve fay hatlarında gelişim gösteren düden konumlu mağara sistemlerin varlığı bu tip polyelerin oluşum ve gelişimini sağlamıştır (Elmalı ve Gemboş polyeleri gibi). Bu tür polyelerde düdenler zaman zaman tıkanabilir; bu dönemlerde polyenin düden bölgesinde geçici göller teşekkül etmektedir.

Bu durumda akaçlanma özelliklerine göre değerlendirdiğimizde Barz Polyesi, güneybatı kenarından Akçay'ın (Büyük Menderes'in kolu) bir kolu olan Karataş Dere tarafından yüzeyden dış drenaja açılmıştır. Ancak polyenin taban morfolojisi halen ilksel özelliğini korumaktadır. Tabanı henüz parçalanmamış ve boşaltılmamış olan bu polyenin Derinkuyu ile Çağırğan köyleri arasındaki humun (Kırburuk Tepe) batı kenarında giriş ağzı obruk görünümlü (23 m) olan ve yarı dikey-yarı yatay olarak KD yönünde gelişmiş fosil bir düdeni (Buruk Düdeni) bulunur (Şekil 5; Fotoğraf 2). Kara'nın "Akçay Havzası'nın Jeomorfolojisi" (2001) adlı doktora tezi çalışmasına göre polyede yeraltı akış yönünün doğudan batıya (Beyazgöç havzasına) doğru olduğunu ve Dere-ağzı köyündeki karstik kaynakların Barz Ovası'ndan batan sularla beslendiğini belirtmiştir (s.109-110). Ancak polyenin güneybatı bölümündeki Buruk Düdeninin gelişim yönünün kuzeydoğuya doğru olması yeraltı drenaj yönünün polyenin en çukur yerine veya Kırdığı'nın önünden geçen faya doğru olabileceğini göstermektedir. Bu morfolojik ve akaçlanma özellikleri nedeniyle Barz Polyesi, "açık polyeler" sınıfında yer almaktadır.

Polyeler, boyut olarak 0,5 km²'den küçük, 500 km²'den büyük alana kadar değişen çeşitliliktedirler (Bonacci, 2004: 1279). Kapladığı alan bakımından polyeleri Bonacci (2004); "küçük polye", "orta büyüklükte polye", "büyük polye" ve "çok büyük polye" olmak üzere 4 tipe ayırmıştır. Barz Polyesinin güncel (yarılmış) havza alanı 297 km², geniş taban alanı 102 km² iken

ilksel (küçük) havza alanı 166 km² ve ilksel (küçük, yarılmamış haliyle) polye taban alanı da 88 km² olarak hesaplanmıştır. Bu değerlere göre polyenin ilksel küçük havza alanının akarsu yarılımları ve olgun flüvyo-karstik depresyonların polyeye katılması neticesinde neredeyse iki kat genişlemiş olduğu anlaşılmaktadır. Boyutuna göre yapılmış polye sınıflaması çok fazla kabul görmese de Barz Polyesi, küçük havza boyutuna göre "büyük polye" sınıfına, güncel yarılmış havza boyutuna göre ise "çok büyük polye" sınıfına girmektedir.

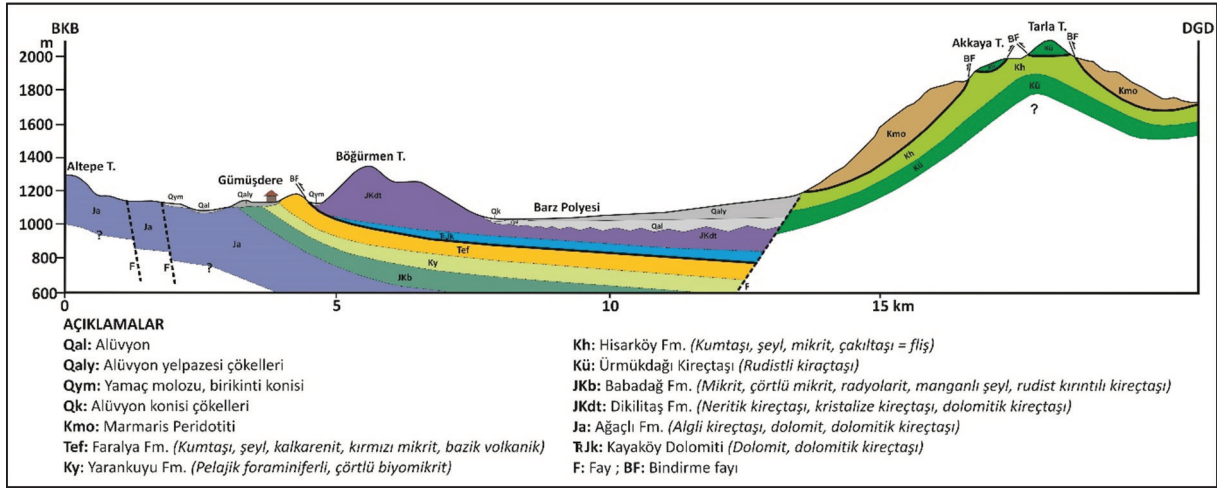
Birçok araştırmacı, farklı oluşum ve akaçlama özelliklerine sahip polyeler için farklı sınıflamalarda bulunmuşlardır. Bunlardan en çok kabul gören sınıflama, Ford ve Williams'ın (1989) morfolojik ve hidrolojik özelliklerine göre polyeleri temelde üçe ayırdığı sınıflamadır:

- (1) Kenar Polye (Border Polje): Karstik olmayan kayaların karstik kayalarla yan yana geldiği sınır sahalarda ve karstik olmayan bölgeden gelen allojenik akarsularının kontrolünde gelişim gösteren polye tipidir (Ford & Williams, 2007: 363; Doğan 2003: 117).
- (2) Yapısal Polye (Structural Polje): Karstik ana kayanın jeolojik-yapısal durumunun kontrolünde gelişen bu tip polyeler, faylarla sınırlandırılmışlardır. Genellikle graben veya tektonik çöküntüler ile geçirimsiz kayaçların veya dolomit gibi nispeten daha az karstik kayaların iç kısımlarıyla ilişkilendirilirler (Ford & Williams, 2007: 363).
- (3) Taban Seviyesi Polyesi (Baselevel Polje): Karstik çözümlerle karstlaşma yüzeyinin epifreatik zona kadar indirildiği yerlerde meydana gelen bu tür polyelerde, mevsimsel olarak sürekli yükselip alçalan su tablası hakimdir. Yeraltı suyunun oynama bölgesinde gelişmiş olan böyle bir polye, yeraltı su tablasının penceresi konumundadır (Ford & Williams, 2007: 364).

Batı Toroslar karst alanının batı kenarında yer alan Barz Polyesi, bölgedeki en genç naplar olan Likya naplarının farklı litolojik ve yapısal özelliklerdeki birimlerinin üst üste dilimlenmesiyle oluşturduğu bir bölgede yer almaktadır. Barz Polyesi de farklı yaşlarda alloktan konumlu oldukça karstik özellikler taşıyan bu karbonatlar ile onların üzerlerine gelen karstik olmayan peridotit naplarının kontak zonunda gelişmeye başlamıştır. Polye tabanı, takip eden devrelerde karbonatlı birimler üzerinde çözünme süreçleriyle gerileyerek genişlemiştir. Polye tabanında zamanla biriken (kalınlaşan ve pekleşen) alüvyal dolgu, akarsu aktivitesinin yüzeyde tutulmasını ve polyede yanal de-



Fotoğraf 2. Buruk Düdeninin giriş ağzı (a) ve içerisinden görünüm (b).
Photo 2. The entrance of the Buruk swallow hole (a) and its view from inside (b).



Şekil 7. Barz Polyesinin jeolojik kesiti.

Figure 7. Geological section of Barz Polje.

nüdasyonun hâkim olmasını sağlamıştır. Polyeye bol miktarda kırıntı yükünü, neotektonik öncesinde yüksek Bozdağ-Kırdağ kütlesini örten peridotitler üzerine yerleşen allojenik nehirler sağlamıştır. Kısaca, ilk başlarda karstik Dikilitaş formasyonu ile karstik olmayan Marmaris peridotit napı biriminin kontak zonunda beliren Barz Polyesi, karstik birimler üzerinde lateral korrozyon süreçleriyle zamanla genişlemiştir. Barz Polyesi, bu morfolojik oluşum ve gelişim özelliklerine göre “kenar polye” karakterindedir (Şekil 7).

Barz Polyesi, neotektonik dönem blok faylanmaların hem yanal hem de düşey karakter kazandığı tektonik bir kuşak içinde bulunmaktadır. Bugün yükselmiş (horst) blok üzerinde peridotit klippi şeklinde gördüğümüz bu karstik olmayan birim ile karstik Dikilitaş formasyonunun kontak kesimi faylı bir yapı oluşturmaktadır. Polyeye, bölgedeki KD-GB doğrultusunda uzanan bu normal fay üzerinde oluşmaya başlamıştır. Bu ilksel karstlaşma depresyonu zamanla karstik etken ve süreçlerin eseri olarak kuzeydoğuya doğru gerileyerek bugünkü boyutlarına ulaşmıştır. Polyeye, karstik Dikilitaş formasyonu boyunca genişlemesine rağmen, bu tektonik-yapısal hat boyunca KD-GB doğrultusunda daha fazla uzamıştır. Dolayısıyla Barz Polyesi, sahanın yapısal özelliklerinin kontrolünde oluşum ve gelişim göstermiştir. Fay zonu boyunca uzanan kireçtaşlarındaki sızma suları ve düden suları, karstik Dikilitaş formasyonundaki çözünme süreçlerini arttırmıştır. Bu çözünmelere yer yer göçmeler de eşlik etmiş ve böylece polyeye, KD-GB yönünde gelişerek uzamıştır. Bugün polyenin fay doğrultusundaki uzun eksenini 17,5 km iken kısa eksenini ortalama 6 km uzunluğundadır. Bu uzamış karstik depresyon tabanının güneydoğu kenarındaki fay hattının üstü, zamanla tamamen sedimanlarla (fan deltaları) örtülmüştür. Bu sedimanlar, aynı zamanda polyeye suyunu boşaltan fay bölge-

sindeki açık veya toprak düdenlerin de tamamen örtülmesine sebep olmuştur. Bu da buzul dönemlerinde polyeye tabanında bir gölün oluşmasını sağlamıştır. Bu morfolojik oluşum ve gelişim özelliklerine göre Barz, “yapısal polye” karakterindedir (Şekil 8). Bu yapısal polye (tektono-karstik polye), bugün çok büyük bir karstik depresyona dönüşmüş (102 km² taban alanı) çok önemli bir morfolojik yapıdır.

Gams (1978, 1994) ile başlayan ve özellikle hidrolojik ve jeomorfolojik özelliklerine göre yapılan polye sınıflamaları, ülkemizdeki polyeler üzerine yapılan akademik çalışmalara da bakarak değerlendirildiğinde polyelerin tek bir tipte meydana gelebileceği gibi, çok kökenli oluşum ve gelişim özelliklerine sahip olabileceği de açıktır. Bu anlayışı ortaya koyan en anlamlı sınıflama da Şimşek, Doğan ve Öztürk’ün (2020) önerdikleri polye sınıflamasıdır:

- 1- Tek Karakterli Polyeler: Ford ve Williams’ın (1989, 2007) polye sınıflaması; (a)kenar polye, (b)yapısal polye ve (c) taban seviyesi polyesi.
- 2- İki Karakterli Polyeler: (a)Yapısal-kenar polye, (b)Yapısal-taban seviyesi polyesi, (c)Kenar-taban seviyesi polyesi.
- 3- Çok Karakterli Polyeler: İki den fazla kökene sahip polyeler.

Şimşek vd. (2020) tarafından önerilen bu polye sınıflamasına göre de Barz Polyesi, yapının kontrolünde bir kenar polye şeklinde gelişmiş “iki karakterli polye” grubunda yer almaktadır. Tektonik olarak karmaşık bir bölgede yer alan Barz Polyesi, düşey atımlı bir fay tarafından kesilmiş yarı graben üzerinde ve aynı zamanda bindirmeli peridotitler ile kireçtaşı kontakındaki zayıf zonda gelişmeye başlamıştır. Bu yapısal hat boyunca gelişmeye başlayan polye zamanla, çözünmeye son derece uy-



Fotoğraf 3. Peridotit ile kireçtaşı kontakında gelişen Barz Polyesi.

Photo 3. Barz Polje developing in contact with peridotite and limestone.

gun Dikilitaş formasyonu içinde derinlik ve genişlik kazanmıştır (Şekil 3; Fotoğraf 3).

Pliyo-kuvaternerin yarı graben alanında ve Pliyosen aşınım yüzeyleri üzerinde gelişen Barz Polyesi Alt Pleistosen'de plüvyal göllerle kaplanmıştır. Ancak aynı zamanda bu dönemde ve Holosende sel tipi akarsular, Bozdağ-Kırdağı kütesinden taşıdıkları alüvyonlarla polyeyi güneyden doldurmaya başlamıştır. Artık günümüze gelindiğinde polyenin yarından fazla alanı bu yuvarlak ve yarı yuvarlaklaştırılmış çakıllarla doldurulmuş durumdadır. Polyenin güneydoğu kesimlerinde alüvyal yelpazeleri oluşturan bu çakıl depoları özellikle Derinkuyu ve Balkıca köyleri çevresinde kalsit çimentolu konglomeralara dönüşmüştür.

Sonuç olarak Barz Polyesi; hem farklı yapısal litolojik birimlerin kontak hattında hem de KD-GB doğrultulu bir fayın üzerine gelişim gösterdiği için kökenine göre sınıflamada "tektono-karstik" bir polyedir. Bunun yanında polye, düşey ve yanal devamlılığı fazla olmayan, bindirmelerle sınırlandırılmış bir karstik bölgede meydana gelmiştir. Bu durumda polyeyi konumuna göre değerlendirdiğimizde Barz Polyesi "sığ karst" alanında gelişmiştir.

Büyük bir Neojen molas havzasının güneyinde yer alan polye alanı, bu dönemlerde tüm karbonatlı istiflerle birlikte örtü depolarıyla örtülmüştür. Dönemin sonlarına doğru başlayan neotektonik yükselimlerle birlikte havza alanındaki örtüler yavaş yavaş doğudan batıya doğru akan paleo akarsular tarafından boşaltılmaya başlanmıştır. Pliyosen döneminde sahada kurulan bu drenaj sistemi dönemin sonunda örtülmüş olan fosil yüzeyleri tekrar gün yüzüne çıkarmıştır. İşte bu sıyrılma yüzeyi üzerinde Pliyo-kuvaternerden itibaren yoğun bir karstlaşma başlamıştır. Barz Polyesi, Alt Pleistosen'deki gerilme tektonizmasının bir eseri olarak alanının grabenleşmesiyle bu fosil yüzeyler üzerinde belirmeye başlamıştır. Pliyosenin sıyrılma yüzeyinde oluşmaya başlayan polye asıl gelişimini, Pleistosenin buzul dönemlerindeki plüvyal dönemlerde sağlamış olmalıdır. Muhtemelen son buzul döneminde ve post glasiyal devrede polye bir gölova haline gelmiştir. Yine aynı dönemlerde polyede, Bozdağ-Kırdağı horstundan inen akarsuların taşıdığı depolarla alüvyal boğulma başlamıştır. Bugün 102 km² alana sahip polye tabanının %58,4'ünü kaplayan fan deltanın (58,60 km²) polyenin güneydoğusundan itibaren kalınlaşırken kuzeydoğuya doğru genişlemesiyle gölü hem kuzeye doğru ötelemiş hem de göl alanını önce küçültmüş sonra da ikiye bölmüştür. Aynı zamanda bu delta büyümeleri, kuzeydeki Pliyosen yüzeyleri üzerinde gelişmiş olan flüvyo-karstik vadilere yüzey sularının toplanmasını sağlamış ve böylece bu vadiler, artan karstlaşmayla tabanları genişleyerek flüvyo-karstik depresyonlara dönüşmüştür. Holosen sıcaklık optimumlarından olumsuz olarak etkilenen bu gölün varlığını, hem polye tabanındaki göl çökellerinin olması hem de polye tabanında şu ana kadar bozulmadan hayatta kalabilmiş bir höyüğün (Nikfer köyünün 3 km güneybatısında) bulunması kanıtlar niteliktedir. Aynı zamanda polye, post glasiyal dönemde batıdan geriye aşındırmayla sokulan Akçay'ın kolu Karataş Dere tarafında kapılmıştır. Bu şekilde yüzeyden dış akaçlamaya açılan polyenin bu kapılması henüz yenidir. Bu nedenle polye tabanının ilksel topoğrafyası, çok büyük ölçüde halen bozulmadan korunmuştur. Bu açıklamaların ışığında gelişim dönemine göre değerlendirdiğimizde Barz Polyesi, "çok dönemli" bir polyeyi karakterize etmektedir. Aynı zamanda polye, bindirme ve gerilme tektonik rejimlerinin kontrolünde gelişen bir karstlaşma ile oluştuğundan "çok kökenli" bir tektono-karstik polyedir. Tüm bu

açıklamaların ışığında Barz Polyesi, kökenine ve gelişimine göre "çok kökenli-çok dönemli" bir polye özelliğini taşımaktadır.

3.7. Barz Polyesi Havzasında Karstik Şekiller

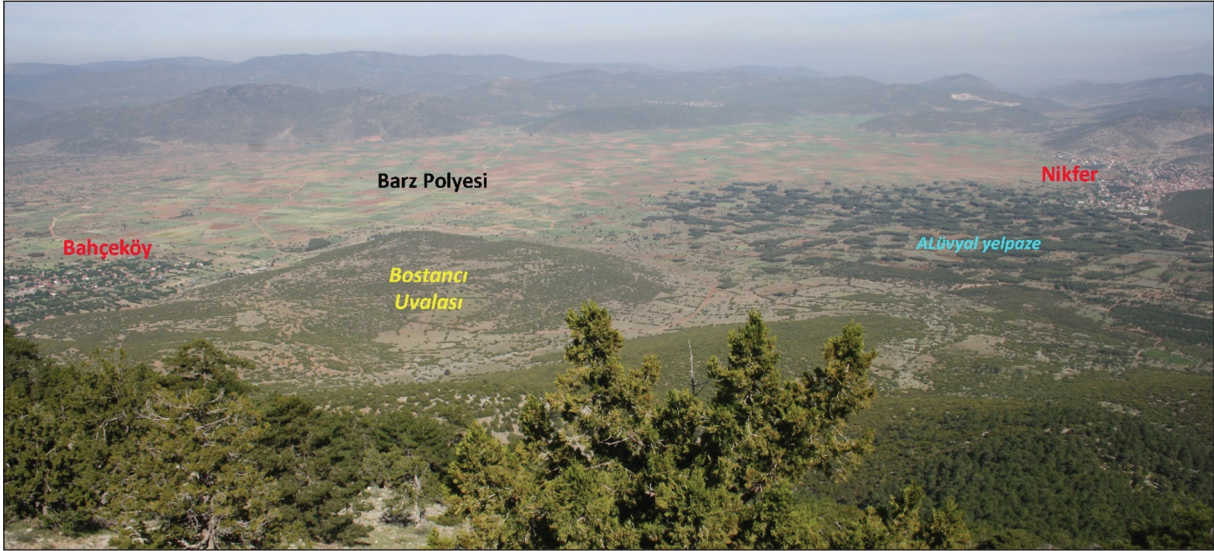
Batı Toros kuşağının en batı sınırında yer alan çalışma sahası son derece karstik arazilerden oluşmaktadır. Sahadaki çözünabilir bu karbonatlı kayalar üzerinde çoğunlukla polye, uvala, dolin ile flüvyo-karstik vadi ve depresyonlar iyi gelişim göstermiştir. Üzerinde makro karstik şekillerin geliştiği bu karbonatlı birimler allokton konumlu katmanlı-laminalı ve çatlaklı bir yapıya sahip neritik kireçtaşları, kristalize kireçtaşları ve dolomitik kireçtaşlarından oluşmaktadır. Çözünmeye son derece uygun litolojik ve yapısal özelliklere sahip olan bu karbonatlı birimler, sahada 600 m kalınlığa kadar ulaşmaktadır. Ancak bu kireçtaşlarının kalınlıkları, her yerde aynı olmamakla birlikte, karstlaşma için yeterli olsa da yanal devamlılıkları fazla değildir. Özellikle karstik olmayan ofiyolitik kayalar hem güneyden hem de doğu kesimden parçalar halinde bu karstik kayaları kesintilere uğratmış ve sınırlandırmıştır.

Litolojik ve yapısal özellikler bakımından çözünmeye uygun allokton konumlu karbonatlı kayaların yaygın olduğu Barz havzasında, sığ karstı karakterize eden makro karstik şekiller yaygınlık gösterir. Özellikle Pliyosen, Pleistosen ve Holosenin yağışlı devrelerinde Pliyosen yüzeyleri üzerinde gelişmiş olan bu karstik şekiller; Barz Polyesi, Belen ve Bostancı uvalaları, geniş tabanlı Çağırğan, Gümüşdere, Horasanlı ve Gebiz flüvyo-karstik depresyonları, polye içerisindeki konglomeralar üzerinde gelişmiş olan dar tabanlı flüvyo-karstik vadiler, Nikfer ve Ovacık kanyonları, Üçpınar boğazı ile değişik yükseltilerde gelişmiş olan dolinlerdir.

3.7.1 Dolinler, uvalalar ve karstik kanyonlar

Bölgedeki son blok yükselmelerin etkisiyle hem karstlaşma hem de genel morfoloji gençleşirken, bu fosil yüzeyler üzerinde çok sayıda dolin ve uvala gelişim göstermişlerdir. Bu blok yükselmeler, aynı zamanda Barz Polyesinin çevredeki Pliyosen ve Pleistosen yüzeylerinde gelişmiş olan genç Bostancı ve Kuzkuyu uvalaları ile bir dere tarafından kapılarak dış drenaja açılmış Belen uvalasının oluşmasına neden olmuştur (Şekil 5). Barz Polyesinin içinde yer alan humlar (6 adet) üzerinde ve yakın çevresindeki neritik ve kristalize kireçtaşları içinde çok sayıda çözünme dolinleri, yamaç dolinleri ve genç (gelişimini tamamlayamamış) dolinler gelişmiştir. Örtü altında kalan fosil yüzeyler üzerinde gelişen bu dolin türleri, özellikle eğim değerlerinin çok düşük (%1-5) olduğu yüzeylerde yoğunlaşmaktadır. Barz Polyesinin kuzey ve doğusundaki yükseltilerde, çoğunlukla yarım ay şeklinde yarı açık dolinler (yamaç dolini) daha fazla sayıdadır. Bunu ortaya çıkaran en önemli sebep buradaki kireçtaşlarının yapısal özellikleri ile topoğrafik eğim değerleridir. Bu kireçtaşları bindirme tektoniğiyle bölgeye yerleşmişler ve örtü altında kaldıkları için ezilmişler; sonuçta belirgin hatları takip eden süreksizlikler yerine çok yoğun ve birbirlerini gelişi güzel kesen kırık ve çatlak sistemlerine sahip olmuşlardır. Bu çok kırıklı yapı, kireçtaşlarında karstik çözünmeleri hızlandırdığı gibi mekanik parçalanmaları da arttırmıştır.

Çalışma alanında gelişen üç uvaladan biri olan Bostancı uvalası, Barz Polyesinin doğu kenarında bulunan ve polyeye bir girinti şeklinde uzanan çözünme artığı kireçtaşı bloğunun (hum)



Fotoğraf 4. Kırdağı'ndan Bostancı uvalası.

Photo 4. Bostancı uvala from Kırdağı.

üzerinde gelişmiştir (Şekil 5; Fotoğraf 3). Üst kesimden oldukça geniş bir yüzeye sahip olan bu kireçtaşı bloğu, polye tabanından 85 m yukarıda yer alır ve oldukça karstik Dikilitaş formasyonundan oluşmuştur. Yaklaşık 820 m²'lik bir alana sahip olan bu yüzey, aynı zamanda güneydoğusunda bir duvar gibi yükselen Kırdağı'na çıkışta alçak bir basamak oluşturmaktadır. Bu alçak basamağı meydana getiren ve aynı zamanda onu dağlık kütleden ayıran GB-KD doğrultulu bir normal fay olmuştur. İşte Kırdağı-Bozdağ horstunun hemen dibinde bir Pleistosen reliyefi üzerinde yer alan Bostancı uvalası, henüz gelişimini tam olarak tamamlayamamış genç bir uvala görünümündedir. Son derece karstlaşmaya uygun bir litoloji üzerinde gelişmekte olan bu uvalanın morfolojik özelliklerine bakıldığında, birçok küçük dolin ve flüvyo-karstik çukurlukların henüz yeni birleşmekte olduğu ve çözünme artışı toprakların da bu karstik çukurluklarda henüz ince bir örtü halinde geliştiği görülmektedir. Günümüzde 475 m²'lik bir dış kenar alana sahip olan bu genç uvala sığ ve küçük karstik vadilerin varlığından dolayı pürüzlü bir tabana sahiptir. Bu dalgalı taban 1135-1145 metreler arasında uzanmaktadır. Ayrıca uvala, flüvyo-karstik özelliklere sahip de değildir. Bu morfolojiye göre uvala, iç içe karstı anımsatan ikincil karstik depresyonlara sahip olsa da gelişiminin daha başlangıç evresindedir (Fotoğraf 4).

Sahadaki diğer bir uvala da Barz Polyesinin hemen kuzeydoğusunda, 1240-1300 metrelerde uzanan genişçe bir yayla üzerinde gelişmiş olan Belen uvalasıdır (Şekil 5). Belen de karstlaşmaya uygun litolojik özelliklere sahip Dikilitaş formasyonu üzerinde gelişmiştir. 1315-1180 metreler arasında uzanan bir

Pliyosen aşınım yüzeyi üzerinde gelişmiş olan Belen uvalası, D-B uzanımlı bir paleo vadinin içerisinde gelişmeye başlamıştır. Günümüzde uzunca bir plato üzerinde yer alan uvala, güneyindeki tepelik alanlara göre 30-70 m daha alçakta yer alır. Yaklaşık 2 km uzunluğa ve 300-500 m genişliğe sahip Belen, küçük engebelere sahip uzun ve düz bir tabana sahiptir. Ancak uvalanın orta kesimlerinden yanlara doğru gidildikçe eğimi yavaş yavaş artmaya başlar. Barz Polyesinin tabanından 210 m yukarıda yer alan uvalanın dış havza alanı 1,5 km² olup, taban alanı ise 450 m²'dir. Uvala, aynı zamanda batı ucundan Ovacık Dere tarafından kapılarak dış akaçlamaya açılmıştır. Ancak bu derenin parçalayıcı etkisi, henüz uvalanın orta veya yukarı kesimlerine erişememiştir. Uvalanın gelişiminin başlangıç aşamasında meydana gelen bu kapılma olayı henüz çok yenidir. Son blok tektonizmanın yaşandığı evreden sonra, muhtemelen Pleistosen'de oluşmaya başlayan uvala, plüvyal dönemlerde gelişimini hızlandırmıştır. Fakat bu evredeki morfolojik gençleşmeye bağlı olarak polyeye inen Ovacık Dere tarafından kapılması, uvalanın toprak tabanlı ve olgun bir morfolojiye sahip olmasını kısmen engellemiştir. Pleistosen boyunca Barz Polyesinin karstlaşmayla hızlı bir şekilde derinlik kazanması ve polye doğusundaki kireçtaşı bloğunun tektonik olarak yükselmesi uvalanın dış drenaja açılmasını sağlamıştır. Sahadaki bu karstlaşma süreçleri ve tektonik gençleşme Ovacık Derenin geriye aşındırmasını hızlandırmış ve aynı zamanda yatağına gömülerek küçük bir kanyon (Ovacık kanyonu) oluşturmasına neden olmuştur. Bir paleo vadinin karstlaşması nedeniyle oldukça uzun bir eksene (2 km) ve dar bir tabana (250-500 m) sahip olan uvalanın; olgun-geniş bir tabana ve belirgin bir



Fotoğraf 5. Karakaya Tepe'den Belen uvalası.

Photo 5. Belen uvala from Karakaya hill.

toprak tabakasına sahip olmaması, aksine engebeli ve parçalanmamış bir tabana sahip olması, gelişiminin henüz başlangıç evresinde (genç) olduğunu göstermektedir (Fotoğraf 5).

Araştırma alanındaki üçüncü uvala ise Barz Polyesinin hemen güneyinde ve Uyluk Derenin yukarı kesimlerinde Çamlı Tepe ile Yumru Tepe arasındaki bir paleovadi içinde gelişmiş olan Kuzkuyu uvalasıdır. Uyluk Derenin 1200-1250 metrelerdeki kaynak bölümü önce flüvyo-karstik bir vadiye dönüşmüş, daha sonra da karstik çözünmelerin yanal yönlerde gelişmesiyle vadinin tabanı genişleyerek uvala gelişmeye başlamıştır. Yani, flüvyo-karstik bir vadi günümüzde, gelişiminin henüz başlangıç aşamasında olan ve tek taraftan dışa açık bir uvalaya dönüşmüştür. Eğimli bir tabana sahip olan uvala, tipik morfolojisini henüz kazanamamıştır (Şekil 5).

Sahada tektonik gençleşme ve yeni karstlaşma süreçlerini karakterize eden en belirgin örneklerden biri de karstik boğaz ve kanyonlardır (kapız, kısık). Belen uvalasının Barz Polyesine bağlayan Ovacık Dere'nin açtığı Ovacık kanyonu ile Nikfer köyü doğusunda Köllük Dere'nin açtığı Nikfer kanyonu, bu karstik kanyonlara güzel iki örnektir (Şekil 5). Bunlardan en iyi gelişeni ise yaklaşık 1,1 km uzunluğa sahip Nikfer kanyonudur. Nikfer köyünün doğusunda bir Üst Pliyosen aşınım yüzeyi üzerindeki paleo vadi içinde gelişen kanyon, sahada karstlaşmaya uygun litolojiye sahip birimlerden olan Dikilitaş formasyonu içerisinde gelişmiştir. Bu karstik kanyonun oluşumunda, Değirmen Dere'nin Kırdığı kütlesinden taşıdığı alüvyallerin önemi büyüktür. Bu derenin taşıdığı depolar, eteklerde geniş bir alüvyal yelpaze oluşturmuştur. Bu alüvyal depolar, hemen doğudaki Kırkoluk Polyesinden gelen Köllük Derenin Barz Polyesine ulaşmasını engelleyecek şekilde önüne yığılmıştır. Ayrıca yer yer alüvyal deponun sıyrıldığı yerlerde alttan ortaya çıkan peridotit napı parçalarının da bu dere için dirençli bir engel oluşturduğu açıktır. En kısa yoldan polyeğe ulaşamayan dere, güneye doğru uzanan paleo vadi içine yerleşmek zorunda kalmıştır. Barz Polyesinin karstlaşmayla hızlı bir şekilde derinleşmesi ve aynı zamanda doğusundaki yüksek bölgenin tektonik yükselime maruz kalması, Köllük Derenin Alt Pleistosen'den itibaren yatağına gömülerek bir kanyon vadi oluşturmasıyla sonuçlanmıştır. Sonuçta tektonik gençleşmeyle oluşan bu kanyonun boyuna profilinde; derenin orta çığırında, küçük basamakları olan, dike yakın, 3-3,5 metrelik bir devresel eğim kırıklığı (gençleşme başı) oluşmuş-

tur. Bu morfolojisiyle kanyon sahası, geniş tabanlı bir paleo vadi içinde geliştiğinden iç içe vadi topoğrafyası sunar. Bu bölgedeki tektonik gençleşmenin ve artan-hızlanan karstlaşma süreçlerinin bir eseridir. Köllük Deredeki gençleşme eseri geriye aşındırma henüz tamamlanmış değildir. Bunun en büyük delili, gençleşme başının daha derenin orta çığırda olması, henüz yukarı çığırda kaynak bölümüne ulaşmamış olmasıdır (Fotoğraf 6).

Diğer karstik kanyon ise Belen uvalasını batı ucundan kapan Ovacık Dere'nin açtığı 2,4 km uzunluğundaki Ovacık kanyonudur. Ovacık Dere bu kanyonunu, batıya akan bir Pliyosen vadisi içerisinde açmıştır. Dikilitaş formasyonu içindeki bir paleo vadide menderesli bir şekilde akarken, Alt Pleistosen'deki tektonik gençleşmeyle yatağına gömülmeye başlayan dere, kanyonunu orta ve yukarı çığırında açmıştır. Ancak bu deredeki gençleşme etkisi henüz Belen uvalasının başlangıcındadır ve gençleşme başı, derenin kaynak bölümüne daha ulaşmamıştır. Halen boyunu uzatmaya devam eden bu dere, günümüzde sadece uvalanın batı kenarındaki alçak eşiği yarır geçebilmiştir. Yarılma, uvalanın geri kalan orta ve yukarı kesimlerine henüz erişememiştir (Şekil 5; Fotoğraf 5). Bu halile kenarlarda paleo vadiye ait omuzlara sahip gömük menderes şeklindeki kanyonu ile Ovacık da bu gelişimiyle iç içe vadi topoğrafyası sunmaktadır.

Araştırma alanındaki iç içe vadi topoğrafyası sunan karstik şekillerden bir diğeri de Üçpınar boğazıdır. Pliyo-kuvaternerin epirojenik hareketlerinin etkili olduğu bir bölgede yer alan boğaz, Pliyosenin batıya uzanan vadisi içinde Akçay'ın (Büyük Menderes'in kolu) kolu olan Karataş Derenin polyeğe kadar sokulan Üçpınar kolu vasıtasıyla açılmıştır. Alt Pleistosen'de flüvyal aşındırma bakımından gençleşmenin yaşandığı bir evrede Üçpınar Dere, geriye aşındırmasını hızlandırarak Barz Polyesini postglasiyal dönemde yüzeyden dış drenaja açmıştır. Ancak iklimdeki sıcaklık optimumlarının yaşanması derenin polyenin içlerine kadar sokulup onu parçalamasını ve boşaltmasını mümkün kılmamıştır. Polyeyi oluşturan KD-GB doğrultulu bir fay üzerine yerleşen Üçpınar Dere, doğudaki bloğun yükselmesine bağlı olarak yavaş yavaş kuzeye doğru kayarak yatağına gömülmüştür. Bu nedenle enine profiline göre asimetric bir vadiye sahip olan boğaz, Barz Polyesini batısındaki Neojen havzasına yüzeyden bağladığı için aynı zamanda birleştirme boğazı karakterindedir (Şekil 5).



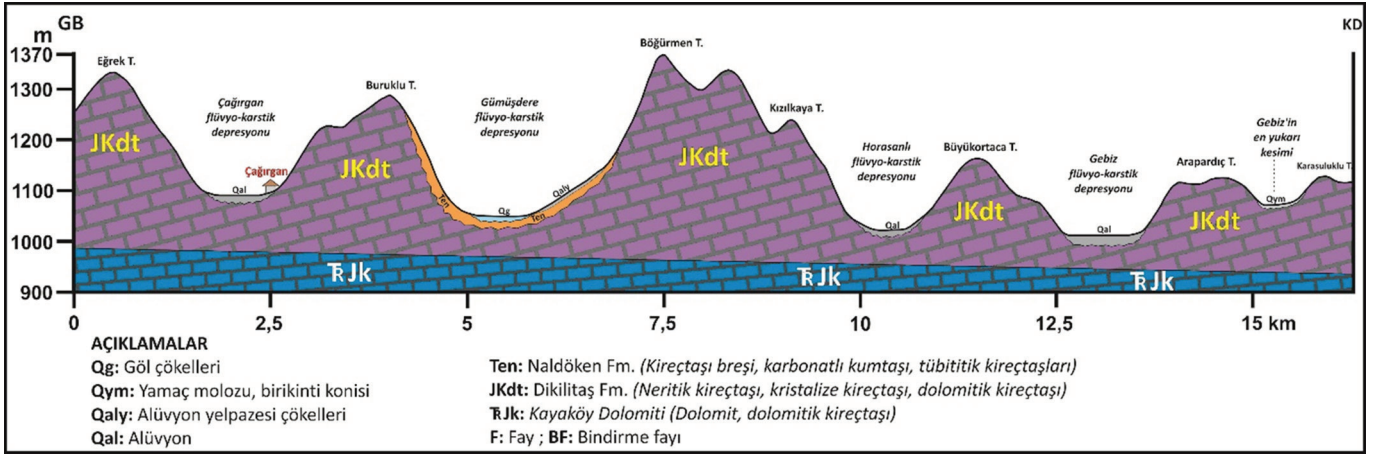
a



b

Fotoğraf 6. Nikfer karstik kanyonunun gençleşme başı (a) ve kanyonun orta bölümü (b).

Photo 6. The rejuvenation head of the Nikfer karstic canyon (a) and the middle part of the canyon (b).



Şekil 8. Araştırma sahasındaki flüvyo-karstik depresyonların jeolojik kesiti.

Figure 8. Geological cross section of fluvio-karstic depressions in the research area.

3.7.2. Flüvyo-karstik depresyonlar ve vadiler

Karstik alanlardaki ilksel topoğrafyada gelişen akarsu vadileri, tektonik hareketlerle derinleşen karst taban düzeyine bağlı olarak derine doğru süzülmenin artması durumunda, yüzey sularını bol yağışlı dönemler dışında kaybeder ve vadi tabanında yanal çözünmeler artar. Yani tektonik hareketlere ve iklimdeki kuraklaşmalara maruz kalan bölgelerde karstlaşma yüzeyden yeraltına inmiş olur. Karstlaşmaya uygun litolojiler üzerinde yağış suları, yılın büyük bir bölümünde kuru olan bu vadi içlerinde toplanarak, eritme ve aşındırmalarla vadi tabanlarını genişletir. Özellikle eski dönemlerdeki flüvyal süreçlerin eseri olarak beliren paleo vadiler de bu şekilde karstlaşmanın genişlik ve derinlik kazanmasıyla flüvyo-karstik vadilere dönüşebilirler. Fakat flüvyo-karstik vadilerde flüvyal süreçlerin etkisi henüz silikleşmemiştir. Bu tür vadiler, karstlaşma etkinliğinin zamanla artmasıyla geniş tabanlı, uzun ve oldukça eğimli yamaçlara sahip flüvyo-karstik depresyonlara dönüşebilirler. Flüvyo-karstik depresyonlar, karstik arazilerde yağışların yüzeysel akışlarla vadi içlerinde toplanarak, eritme ve aşındırmalarla meydana gelmiş, tabanlı vadi ya da akarsu boyu düzlüklerdir (Doğan, 1999: 233). Bu oluşum şekliyle bu depresyonlar, eski dönemlerdeki flüvyal süreçlerin eseri olarak beliren paleo vadilerin karstlaşmayla genişlik ve derinlik kazanması şeklinde oluşan polyelerle büyük benzerlikler göstermektedir. Ancak bu depresyonlar, polyelere oranla daha dar ve uzun olduğu gibi kapalı havza karakteri göstermezler. Ayrıca yüzeyden dış drenaja açık olan bu depresyonlarda flüvyal süreçlerin etkisi henüz silikleşmemiştir ve genellikle içlerinde zayıf bir yüzey drenajı mevcuttur. Bu karstik depresyonlar, özellikle tektonik hatları, paleo vadileri, yapısal ve litolojik unsurların kontak hatlarını takip ederler. İnceleme alanında faylarla ve blok yükselmelerle akarsu yarımalarının etkileri oldukça belirgindir. Barz Polyesi KD-GB uzanımlı belirgin bir fay üzerinde gelişim gösterirken aynı zamanda polyenin güneydoğu tabanında yer yer karstik özelliklere sahip alüvyal yelpazeler ile kuzeydeki Üst Pliyosenin sıyrılma yüzeylerinde flüvyo-karstik vadiler gelişmeye başlamıştır. Takip eden evrelerde bu vadilerin tabanları yanal karstifikasyonla genişleyerek flüvyo-karstik depresyonlar haline gelmişler. Topoğrafyada geniş ve uzun taban morfolojisine sahip olan bu

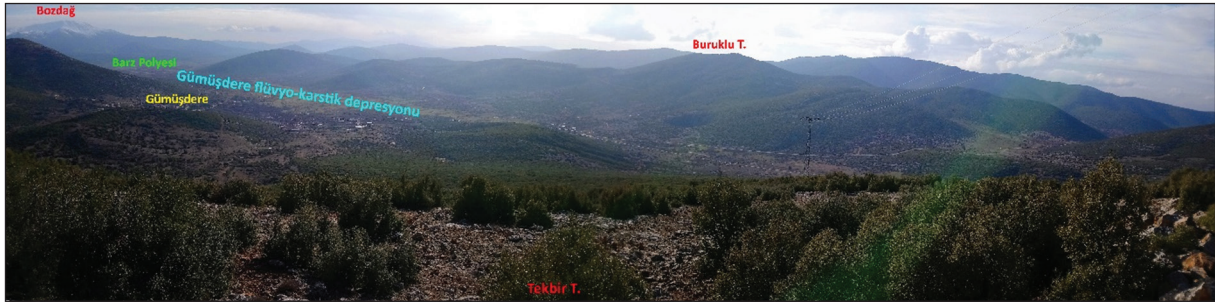
flüvyo-karstik depresyonlar; Çağırğan, Gümüşdere, Horasanlı ve Gebiz'dir (Şekil 5; Fotoğraf 6 ve 7). Bu depresyonlar, son derece karstlaşmaya uygun litolojik ve yapısal özelliklere sahip Dikilitaş formasyonu içinde ve fosil topoğrafyaya ait paleo vadiler içinde yanal çözünme süreçleriyle gelişmişlerdir (Şekil 8).

Bunlardan Çağırğan'ın uzunluğu 7,6 km, en geniş tabanı 700 m; Gümüşdere'nin uzunluğu 9,8 km, en geniş tabanı 1,4 km; Horasanlı'nın uzunluğu 4,6 km, en geniş tabanı 1 km; Gebiz'in uzunluğu 3,7 km, en geniş tabanı 1 km olarak hesaplanmıştır. Görülüyor ki polyeye kuzeyden bağlanan bu flüvyo-karstik depresyonlar, günümüzde genişlemiş tabanlarıyla son derece olgun ve uzun morfolojiler sunmaktadır. Bu yarı karstik depresyonların bu morfolojik özelliklere sahip olmasında temel belirleyiciler, litolojik özelliklerin yanında paleo topoğrafya koşulları, polyede plüvyal gölün varlığı, tektonik yükselmeler, KD-GB uzanımlı faylanmayla beraber yarı graben bloğun oluşumu olmuştur. Burada göz ardı edilmemesi gereken önemli bir etken de polyenin güneydoğusunu dolduran alüvyal yelpaze çökellerinin kuzeybatıya doğru genişlerken aynı anda buradaki gölü de aynı doğrultuda ötelemesidir. Bu şekilde daimî sularla temas etmeye başlayan bu vadilerin aşağı ve kısmen orta bölümleri, yana doğru karstik çözünmelerle genişleyerek zamanla düz ve geniş tabanlı flüvyo-karstik depresyonlara dönüşmüşlerdir (Fotoğraf 6 ve 7).

Sahadaki flüvyo-karstik vadiler ise kuzeydoğudaki yükselti-lerden Barz Polyesine bağlanan flüvyo-karstik depresyonlara inen kurumuş derelerin tabanlarında ve polyenin güneydoğu kesimini kaplayan alüvyal yelpazeler (fan deltalar) üzerinde gelişmişlerdir. Bunlardan en belirginini polye tabanındaki yelpazeler üzerinde gelişmiş olanlarıdır (Şekil 5; Fotoğraf 8 ve 9). Bozdağ-Kırdağı yüksek kütlesinden inen derelerin taşıyıp polyenin kenarlarına yaydığı alüvyal yelpazelerin karbonatlı taneleri zamanla kalsit çimento ve kil matrisi ile bağlanarak konglomeralara dönüşmüştür. İşlenmiş kireçtaşı parçalarının yine eriyebilir özellikteki kalsit çimento ile birleşmesiyle oluşan bu konglomeralar üzerinde flüvyo-karstik vadiler, dağlardan inen yüksek enerjili derelerin yelpaze üzerindeki yataklarında gelişmiştir. Muhtemelen post glasiyal dönemde



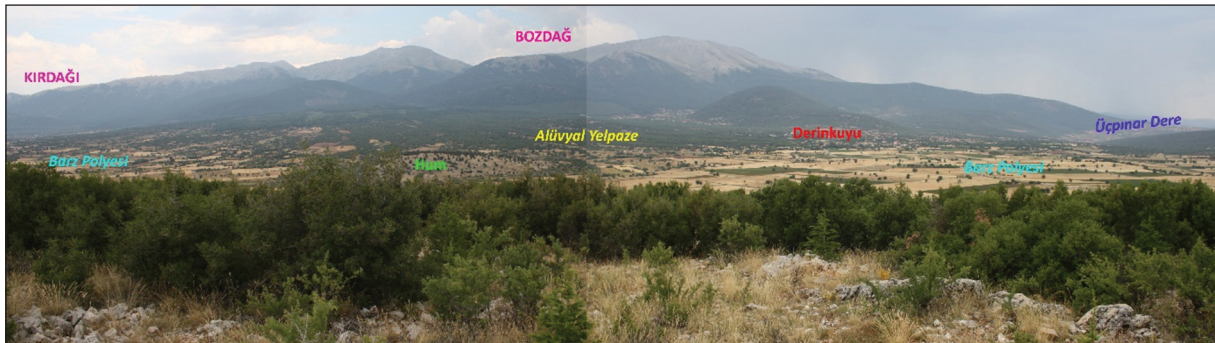
Fotoğraf 6. Tekbir Tepe'den Horasanlı ve Gebiz flüvyo-karstik depresyonları.
Photo 6. Horasanlı and Gebiz fluvio-karstic depressions from Tekbir hill.



Fotoğraf 7. Tekbir Tepe'den Gümüşdere flüvyo-karstik depresyonu.
Photo 7. Gümüşdere fluvio-karstic depressions from Tekbir hill.

iklimdeki ısınma ve kuraklaşmalara bağlı olarak bu konglomeralar üzerinden akan derelerin yataklarının kuruması sonucunda karstlaşma ön plana geçmiş, flüvyo-karstik vadiler ve bunların içinde de uzamış dolinler gelişmeye başlamıştır (Şekil 5; Fotoğraf 9). Buralardaki karstlaşmayı arttıran neden-

ler; yüzey sularının buradaki az derin vadilerde toplanması, %1-5 arası eğim değerlerine sahip yelpaze yüzeylerinde bu saldırgan suların karbonatça doyma noktasına erişmeden yavaş hareket etmesidir.



Fotoğraf 8. Barz Polyesinin güneydoğu kesimini dolduran alüvyal yelpazeler.
Photo 8. Alluvial fans filling the southeast part of the Barz Polje.



Fotoğraf 9. Alüvyal yelpaze üzerinde gelişmiş dar ve uzun flüvyo-karstik vadiler.
Photo 9. Narrow and long fluvio-karstic valleys developed on an alluvial fan.

Sonuç olarak, bölgedeki tektonik hareketlerin en belirgin etkisi, akarsu drenaj ağında bozulmalar ve değişimler şeklinde olmuştur. Özellikle karstik alanlardaki akarsu vadilerinde toplanan yüzey suları ve sızıntı suları, karstik çözümleri arttırmıştır. Bölgede tektonik yükselmelerle derinleşen karst taban düzeyine bağlı olarak derine doğru süzülmenin artmasıyla, akarsu vadileri yüzey sularını bol yağışlı dönemler dışında kaybederek yavaş yavaş flüvyo-karstik vadilere dönüşmüştür. Bunun yanında Barz Polyesisinin kuzey tabanında oluşmuş olan göl sularının çözücü etkisiyle kuzeyden polyeye doğru uzanan paleo vadilerinin aşağı ve orta bölümlerinin tabanları yanal çözümlerle genişleyerek Gebiz, Horasanlı, Gümüşdere ve Çağırğan flüvyo-karstik depresyonları gelişmiştir.

4.Tartışma ve Sonuçlar

Araştırmaya konu olan Barz (Nikfer) Polyesi, Teke yöresinde ve Batı Toroslar tektonik bölgesinin kuzeybatı kenar kuşağı içinde kalmaktadır. Bu kenar kuşak aynı zamanda Batı Anadolu tektonik kuşağının güney kanadını oluşturmaktadır. Barz Polyesi de bu tektonik kuşağı yaratan çekim kuvvetlerinin oluşturduğu KD-GB doğrultulu normal bir fayın üzerinde gelişmiştir. Neotektonik dönemin bir eseri olarak ortaya çıkan bu fayın baskülman tarzda düşen kesiminde Barz Polyesi oluşmuşken tam bir horst şeklinde yükselen blok Bozdağ-Kırdağı yüksek kütesini oluşturmuştur. Bu bölgesel yükselimler, polye ile yüksek blok arasında 1385 metrelik yükselti farkı yaratmıştır. Bu yüksek kütle üç tarafından belirgin faylarla sınırlandırıldığından dolayı KD-GB uzanımlı Gölgele dağlarının en fazla yükselen bölümünü oluşturmaktadır. Polyenin güneydoğusunda bir duvar gibi yükselen bu kütle, Bodrum naplarının Mesozoyik Bozdağ birimlerinin bindirmeli karbonat dilimlerinden ve onların da üzerine uyumsuz olarak gelen ofiyolit ve örtü kayalarından oluşmaktadır. Bu Bozdağ-Kırdağı kütesinden belli morfolojik basamaklarla inilen polye alçak bölgesi ise yine Likya naplarının farklı bir birimi olan Mallıdağ'ın farklı karbonat fasiyeslerinden oluşmaktadır. İşte Barz Polyesi, birbirlerinden düşey atımlı bir fay ile ayrılan Mallıdağ ve Bozdağ birimlerini karşılaşma zonunda tektono-karstik bir polye olarak gelişmiştir. Polyenin tabanı tamamıyla Mallıdağ birimlerinden olan neritik ve kristalize kireçtaşlarının oluşturduğu Dikilitaş formasyonu içinde oluşmuştur. Bölgeye Erken Miyosen sonuna kadar yerleşmeye devam eden Marmaris peridotit napı da Bozdağ birimlerinin üzerini örterken, bu polyenin bir kenar polye şeklinde gelişmesini sağlamıştır. Bu üç tektonik karakterin oluşturduğu zayıf zonda gelişmeye başlayan Barz Polyesi, günümüzde 102 km²'lik büyük bir taban alanına sahiptir. Havza alanı ise günümüze değin akarsu yarılmalarıyla genişleyerek 297 km²'ye ulaşmıştır.

Barz Polyesisinin oluşumunda bölgenin litolojik özellikleri ve geçirdiği jeotektonik evrim kadar geçirdiği jeomorfolojik evrimin de önemi büyüktür. Neotektonik dönem tektonik hareketlerle polyenin kenarında yükselen yüksek bloklar, aynı zamanda kuzeybatıdaki Neojen molas havzasına sınır teşkil etmiştir. Polyenin henüz oluşmadığı bu dönemde Mallıdağ'ın neritik kireçtaşları örtü birimleriyle kaplanmıştır. Etrafta-

ki yükseltilerden taşınan bu örtüler buradaki kireçtaşlarını örterken aynı zamanda eski topoğrafyayı da örterek onları fosilize etmiştir. Son dönem epirojenik hareketlerle blok yükselmelere maruz kalan bölgede eski Büyük Menderes'in akaçlaması, eski yüzeylerin üzerlerini örten bu örtüleri sıyırmıştır. Tekrar ortaya çıkan bu sıyrılma yüzeyinde Barz Polyesi, jeotektonik yapıya uyumlu bir şekilde oluşmaya başlamıştır. Bu fosil yüzeyler içine Pliyo-kuvaterner tektonizmasıyla oluşmaya başlayan polye, hızla derinleşerek kuzeybatıya doğru genişlemiştir. Bu genç tektonizma aynı zamanda polye sahasındaki uvalaların, kanyon ve boğazların oluşumunu da başlatmıştır. Polye, Erken Pleistosen'nin plüvyal dönemlerinde ise bir gölle kaplanmıştır. Bu dönemin iklim değişimlerinden etkilenen polye tabanı, aynı devirlerde güneydoğudaki yüksek bölgelerden inen sel tipi akarsuların taşıdığı kırıntılı malzemelerle doldurulmaya başlanmıştır. Bu alüvyal boğulma, polye tabanını kaplayan plüvyal gölü kuzeybatıya doğru ötelmiştir. Bu ötelenme polyeye kuzeyden ulaşan flüvyo-karstik vadilerin tabanlarının göl sularının eritici gücüyle genişlemesini sağlamıştır. Artık karstik süreçler, bu eski flüvyal vadileri flüvyo-karstik depresyonlara dönüştürerek bugün Barz Polyesisinin birer parçası, hatta en çukur yerleri haline getirmiştir. Alüvyal boğulmaya neden olan fan deltaların diğer bir morfolojik sonucu da polye tabanının kuzeybatıya doğru ortalama %4,1 değerinde eğim kazanması olmuştur.

Çok büyük havzaya sahip olan Barz Polyesi, akaçlanma özelliklerine göre yüzeyden Üçpınar Dere tarafından dışarıya akaçlanmaktadır. Günümüzde fosil bir düdene (Buruk Düdeni) sahip olan polye, jeomorfolojik özelliklerine göre hem yapısal hem de kenar polye karakterlerini göstermektedir. Bu şekliyle Barz Polyisini "iki karakterli polye" olarak değerlendirmek gerekmektedir. Polyenin genç tektonik hareketlerle, sahadaki yapısal konuma ve belirgin bir faya bağlı olarak oluşması, ayrıca bir alüvyal boğulma evresini yaşaması, Barz Polyisini "çok kökenli-çok dönemli" bir polye yapmaktadır. Polye yakın çevresi aynı zamanda günümüzde geniş tabanlı flüvyo-karstik depresyonların törpülenmiş yükseltileri ve dış drenaja yüzeyden bağlanmasına rağmen boşaltılmamış tabanı ile olgun bir topoğrafya sunmaktadır. Bu açıdan Barz Polyesi sahası "ileri olgunluk evresini" yaşamaktadır.

Kaynakça

- Akdeniz, N. (2011). *1:100.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları Denizli-N 22 paftası*, (Yayın No: 164). Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi.
- Arıbaş, K., & Koçak, İ. (2003). Akkoç Polyesi (Antalya). *Türk Coğrafya Dergisi*, (41) 44-96.
- Atalay, İ. (2003). Effects of the tectonic movements on the karstification in Anatolia, Turkey. *Acta Carsologica*, 32(2), 196-203. <https://doi.org/10.3986/ac.v32i2.348>
- Becker-Platen, J. D. (1970). Lithostratigraphische untersuchungen im känozoikum südwest-Anatoliens (Känozoikum und braunkohlen der Türkei, 2). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, Beiheft 97*.
- Bonacci, O. (1987). *Karst hydrology with special references to the Dinaric karst*. Springer Series in Physical Environment, (pp.194).
- Bonacci, O. (2004). Poljes. In J. Gunn (Ed.), *Encyclopedia of caves and karst science* (pp.1279-1282). Fitzroy Dearborn.
- Doğan, U. (1993). Polye ve flüvyo-karstik depresyonlar (Seydişehir güneybatısından örnekler). *Ankara Üniversitesi Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, (5), 229-245.
- Doğan, U. (2003). Sariot Polje, Central Taurus (Turkey): A border polje developed at the contact of karstic and non-karstic lithologies. *Cave and Karst Science*, 30(3), 117-124.
- Doğan, U., Koçyiğit, A., & Gökaya, E. (2017). Development of the Kembos and Eynif structural poljes: Morphotectonic evolution of the Upper Manavgat River Basin, Central Taurides, Turkey. *Geomorphology*, (278), 105-120. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.10.030>
- Doğan, U., & Koçyiğit, A. (2018). Morphotectonic evolution of Maviboğaz Canyon and Suğla Polje, SW Central Anatolia, Turkey. *Geomorphology*, (306), 13-27. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.01.001>
- Duman, N., & Ege, İ. (2018). Çölovası (Dinar-Afyon) Polyesi'nin jeomorfolojik özellikleri. *Marmara Coğrafya Dergisi*, (37), 290-305. <https://doi.org/10.14781/mcd.386382>
- Ege, İ. (2015a). Gezit Polyesi (Kozan/Adana). *Akademik Sosyal Araştırmalar Dergisi*, 3(17), 177-99.
- Ege, İ. (2015b). Paşalı Polyesi. *Uluslararası Sosyal Araştırmalar Dergisi*, 8(40), 384-402.
- Ege, İ. (2017). Polyelerin sınıflandırılması ve Kestelce Polyesi'nin (Kilis) jeomorfolojik özellikleri. *Gelecek Vizyonlar Dergisi*, 1(1), 33-51.
- Elitez, İ., & Yaltrak, C. (2014). Çameli Havzası'nın Miyosen-Kuvaterner Jeodinamiği, Burdur-Fethiye Makaslama Zonu (GB Türkiye). *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 57(3), 41-67. <https://doi.org/10.25288/tjb.298714>
- Eriç, S. (1996). *Klimatoloji ve Metodları*. Alfa Basım Yayım Dağıtım.
- Eriç, S. (2010). *Jeomorfoloji II*. Der Yayınları.
- Erol, O. (1993). Ayrıntılı jeomorfoloji haritaları çizim yöntemleri. *İstanbul Üniv. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülteni*, 10: 19-39.
- Ersoy, Ş. (1990). Batı Toros (Likya) naplarının yapısal öğelerinin ve evriminin analizi. *Jeoloji Mühendisliği*, 37: 5-16.
- Fick, S. E., & Hijmans, R. J. (2017). WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology*, 37(12): 4302-4315. <https://doi.org/10.1002/joc.5086>
- Ford, D. C., & Williams, P. W. (1989). *Karst Geomorphology and Hydrology*. Harpercollins Publishers Ltd.
- Ford, D. C., & Williams, P. W. (2007). Karst landform development in humid regions. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*, 9, 321-400. John Wiley & Sons Ltd.
- Gams, I. (1978). The Polje: The problem of definition. *Zeitschrift für Geomorphologie Stuttgart*, 22(2), 170-181.
- Gams, I. (1994). Types of the poljes in Slovenia, Their inundations and land use. *Acta Carsologica*, XXIII: 285-302.
- Güldalı, N. (1976). Akseki Polyesi, Toroslar'ın karstik bölgelerindeki dağarası ovalarının oluşumu ve gelişimi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19(2), 143-148.
- Gracia, F. J., Gutiérrez, F., & Gutiérrez, M., (2003). The Jiloca karst polje-tectonic graben (Iberian Range, NE Spain). *Geomorphology*, 52(3-4), 215-231.
- Kahraman, N. (2007). Teke Platosu batısında Boncuk Dağları üzerindeki Ballık polyeler grubu ve yakın dolayının karst jeomorfolojisi. *Türk Coğrafya Dergisi*, (48), 95-110.
- Kara, H. (2001). *Akçay Havzası'nın Jeomorfolojisi*. (Yayın No: 106912). [Doktora Tezi, Marmara Üniv. Sosyal Bilimler Enstitüsü], YÖK Dökümantasyon Merkezi.
- Kranjc, A. (2013). Classification of closed depressions in carbonate karst. In Shroder, J. F., & Frumkin, A. (Eds.), *Treatise on Geomorphology: Karst Geomorphology*, 6, 104-111. Academic Press.
- Keser, N. (2004a). Bezirgan Polyesi ve yakın çevresinin karst jeomorfolojisi. *Türk Coğrafya Dergisi*, (42), 11-46.
- Keser, N. (2004b). Sarıbelen (Sidek) Polyesi ve Katran Dağı'nın karst jeomorfolojisi. *Marmara Coğrafya Dergisi*, (10), 19-51.
- Keser, N. (2008). Çukurbağ Polyisinin jeomorfolojik evrimi. *Marmara Coğrafya Dergisi*, (18), 113-133.
- Kurt, H. (2000). *Batı Toros Polyeleri (Jeomorfolojik Etüt)* (Yayın No: 102254). [Doktora Tezi, Marmara Üniv. Sosyal Bilimler Enstitüsü], YÖK Dökümantasyon Merkezi.
- Kurt, H. (2001). Eynif Polyesi. *Marmara Coğrafya Dergisi*, 1(3): 93-122.
- Lučić, I. (2014). General aspects of the karst poljes of the Dinaric karst. In Sackl P., Durst R., Kotrošan D., & Stumberger B. (Eds.), *Dinaric Karst Poljes - Floods for Life*, (pp.17-24). EuroNatur, Radolfzell.
- Nazik, L. (1986). Beyşehir Gölü yakın güneyi karst jeomorfolojisi ve karstik parametrelerinin incelenmesi. *Jeomorfoloji Dergisi*, 14, 65-77, Ankara.
- Nazik, L., & Tuncer, K. (2010). Türkiye karst morfolojisinin bölgesel özellikleri. *Türk Speleoloji Dergisi, Karst ve Mağara Araştırmaları*, 1(1), 7-19.
- Nazik, L., & Poyraz, M. (2017). Türkiye karst jeomorfolojisi genelini karakterize eden bir bölge: Orta Anadolu platoları karst kuşağı. *Türk Coğrafya Dergisi*, (68), 43-56.
- Nazik, L., Poyraz, M., & Karabıyıkoglu, M. (2019). Karstic Landscapes and Landforms in Turkey. In Kuzucuoğlu, C., Çiner, A., Kazancı, N. (Eds.), *Landscapes and Landforms of Turkey*, (pp.181-196). Springer International Publishing.
- Özşahin, E. (2013). Kurucaova Polyesi'nin jeomorfolojisi (Kırıkhan-Hatay). *Journal of Turkish Studies*, 8(7): 827-848.
- Öztürk, M. Z., Şimşek, M., Utlü, M. & Şener, M. F. (2017). Batı ve Orta Toros Dağları'nda dolin yoğunluğunun alansal dağılışı özellikleri. Uluslararası Jeomorfoloji Sempozyumu'nda sunulan bildirisi. Erişim adresi: <http://ujes.org/konular/>

- Öztürk, M. Z., Şimşek, M., Şener, M. F., & Utlu, M., (2018). GIS based analysis of doline density on Taurus Mountains, Turkey. *Environmental Earth Sciences* (77) 536. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7717-7>
- Pekcan, N. (2019). *Karst jeomorfolojisi*. Filiz Kitabevi.
- Selçuk Biricik, A., & Bozyiğit, R. (1996). Girdev Polyesi (Fethiye-Antalya). *Marmara Coğrafya Dergisi*, (1), 323-333.
- Selçuk Biricik, A., & Bozyiğit, R. (1998). Kayaköy Polyesi ve yakın çevresinin jeomorfolojisi. *Marmara Coğrafya Dergisi*, (2), 150-173.
- Şahinci, A. (1991). *Karst*. Reform Matbaası.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., & Boray, A. (1987). *Türkiye'nin diri fayları ve depremsellikleri*. (Rapor No: 8174), Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü.
- Şaroğlu, F., & Güler, B. (2020). Batı Anadolu tektonik kamasının güncel deformasyonu: Batıya doğru kaçıştan kaynaklanan blok hareketleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 63(2), 161-194. <https://doi.org/10.25288/tjb.593423>
- Şimşek, M., Doğan, U., & Öztürk, M. Z. (2020). Polyelerin sınıflandırılması ve Toroslardan örnekler. *Jeomorfolojik Araştırmalar Dergisi (JADER)*, (5), 1-14. <https://doi.org/10.46453/jader.733500>
- Tuncer, K. (2018). *Sakarya Nehri - Göynük Çayı - Çatak Çayı arasındaki sahanın karst jeomorfolojisi*. Kriter Yayınevi.