

Hekimhan-Hasançelebi yöresinin Üst Kretase stratigrafisi ve havza evrimi

Upper Cretaceous stratigraphy of Hekimhan-Hasançelebi region and the basin evolution

Ömer Feyzi GÜRER Kocaeli Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmit

Öz

Bu çalışmada Doğu Toros sistemi içinde yer alan Hekimhan-Hasançelebi çevresinin stratigrafisi, Hekimhan adı verilen havza- nın evrimi ve bu havzanın bölgesel jeoloji içindeki konumu incelenmiştir.

Bölgenin temelini Geç Kampaniyen'de olasılıkla kuzeyden güneye aktarılan Hocalıkova ofiyoliti oluşturur. Hekimhan havzası ofiyolitın yerleşiminden sonra açılmıştır. Geç Kampaniyen-Erken Maestrihtiyen'de akarsu-delta, delta ve kısmende sığ denizel ortamlarda çökelen ve kırıntılardan oluşan Karadere formasyonu ofiyoliti uyumsuzlukla örter. Karadere formasyonu ile geçişli kı- rıntılı egemen Üst Kampaniyen-Üst Maestrihtiyen yaşlı Hekimhan formasyonu tektonik aktivite ile denetlenen denizel bir ortamda transgresif olarak çökelmiştir. Aynı dönemde gelişen alkali karakterli Yücesafak siyenitoyidi çevresinde kontakt metamorfizmaya ve metasomatizmaya yol açarak Dovulgu metamorfiti oluşturmuştur. Öte yandan Orta-Geç Maestrihtiyen'de kuzeyde iç, güneyde ise orta şelf gibi farklı ortamlarda çökelen Hüyük kireçtaşı havzasının güneye doğru derinleştiğini ve olgunlaştığını ifade eder. Kuzey bölümde Geç Maestrihtiyen'de zaman zaman aktifleşen tektonizma ve volkanizmanın etkisiyle lagüner koşullarda Zorbehan dolomiti oluşmuştur. Havza Geç Maestrihtiyen'de maksimum derinliğe ve genişliğe ulaşmıştır. Bölgedeki ekonomik demir yatakları da bu dönemde oluşmuştur. Tersiyer birimleri Hekimhan yöresinde üst Kretase ile geçişli iken, Hasançelebi yöresinde uyumsuzdur.

Yukarıda tanımlan stratigrafiye göre, ofiyolitın bölgeye yerleşmesi ile kabuk kalınlığı artmış, dolayısıyla bölge yükselerek yer yer kara haline dönüşmüş, gerilmeli kuvvetler etkisi ile Geç Kampaniyen'de Yüksekova-Baskil yayı kuzeyinde yay gerisi ensialik bir havza açılmış, bu havza Geç Maestrihtiyen'de olgunlaşmış ve Orta Eosen'de kapanmıştır.

Abstract

This study investigates the stratigraphy of the Hekimhan-Hasançelebi region situated on the eastern Tauride system, the evolution of the basin named as Hekimhan basin and the position of this with respect to the regional geology.

The Hocalıkova ophiolite which was emplaced approximately from north to south in the Late Campanian constitutes the basement of the region. Hekimhan basin was opened after the emplacement of the ophiolite. The Karadere formation, that is composed of elastics was deposited in fluvio-deltaic, delta and shallow marine environments in the Late Campanian-Early Maastrichtian unconformably overlies the ophiolite. The Upper Campanian-Upper Maastrichtian aged Hekimhan formation that composed of mostly elastics was deposited by tectonically controlled transgression. Hasançelebi volcanites of alkaline character are intertongued with the middle and upper parts of Hekimhan formation indicating a contemporary occurrence. The alkaline Yücesafak syenitoid cuts the volcanites by causing contact metamorphism and metasomatism. The above mentioned magmatism indicates the progressive thinning and enlargement of the basin. The Hüyük limestone deposited in two different environments as inner shelf at the north and middle shelf at the south, reflects the deepening and maturation of the basin towards the south. At the northern parts Zorbehan dolomite was formed in the lagoonal conditions under the influence of the volcanism and tectonism that gained activation intermittently. The basin reached its maximum depth and width in the Late Maastrichtian. The economic iron ore deposits were formed in that period. The Tertiary and Cretaceous units are conformable in Hekimhan region whereas they are unconformable in Hasançelebi region.

According to the stratigraphy explained above, the crust thickness was increased by the emplacement of the ophiolite. Therefore the region was transformed into positive area by an uplift, and an ensialic back-arc basin was opened at the north of the Yüksekova-Baskil arc under the control of tectonic forces in the Late Campanian. The basin became mature at the Late Maastrichtian and closed at the end of the Middle Eocene.

GİRİŞ

Malatya kuzeybatısında Hekimhan-Hasançelebi yö- relerini kapsayan çalışma alanı (Şekil 1) Ketin (1959, 1966), Şengör ve Yılmaz (1981)'e göre Toridler, Özgül (1976), Perinçek ve Kozlu (1983)'e göre Bozkır Birliği ve perinçek ve Özkaya (1981)'ya göre ise Keban Lev- hası üzerinde yer alır.

Bu araştırma temeldeki ofiyolit ve üzerindeki Üst Kretase yaşlı çökel-volkanik örtü kayalarının stratigrafik ve yapısal özelliklerini ortaya koyarak inceleme alanı ve bu alanın içinde yer aldığı Doğu Toros sisteminin jeolojik evriminin anlaşılmasına katkıda bulunmayı amaçlamıştır. İnceleme alanında yaklaşık 580 km²'lik bir alanda yapılan çalışmada 1/25 000 ölçekli temel harita kullanılmıştır. Harita alımında kaya stratigrafisi birimleri temel alınmıştır (Şekil 2).

Hocalıkova ofiyolitî (Mh)

İnceleme alanının görünür tabanını oluşturan ve kendinden sonraki kayalara temel görevini üstlenen dunit, harzburgit, piroksenit, gabro, split ve pelajik çökel-lerden oluşan kaya topluluğudur. Tipik yüzeylenmesini Hocalıkova Tepc'de verdiği için aynı adla anılmıştır.

Ultramafik kayalar tümüyle kümülatik kayalarla temsil edilir. Ofiyolitinin görünür tabanın en altında yer alırlar. Sahada renkler, katmanlı yapıları ve ana mineralleri ile ofiyolitinin diğer litolojilerinden ayırtebilirler. Bu kayalar ayrıışmış yüzeyde kırmızı-kahverengi, ayrıışmamış yüzeyde ise yeşil ve mavimsi yeşildir. Ayrıışmamış yüzeylerde olivin ve piroksen kristalleri gözle seçilebilmektedir. Ultramafit kümülatlar ana minerallerini olivin ve piroksenin oluşturduğu dunit, harzburgit ve piroksenit ile temsil edilir. Başlıca Eskikent, Keklicek ve İğnekaya Tepe'de yüzeylenirler.

Ofiyolitinin en yaygın kayalarını oluşturan mafitler başlıca masif gabrodan oluşur. Bu kayalar olivin ve piroksenden oluşan iki mineralli kristalizasyonun sona erdiğini ve plajiyoklasın da gelişmeye başladığını yansıtır. Derlenen örneklerin ince kesit çalışmasında mikro gabro, piroksen gabro, hornblend gabro, pegmatitik gabro saptanmıştır. Mafik kayaların ultramafitler üzerinde birincil ilişkiyle yer aldığı gözlenmiştir. Ultramafik ve mafik kayaların büyük çoğunluğu serpantinleşmiştir.

Spilitik volkanitler ve kırmızı pelajik çökeller ofiyolitinin stratigrafik üst düzeylerde yer alırlar. Epiofiyolitik örtüyü oluşturan split ve pelajik çökeller birbirleriyle giriktir. Çökeller kırmızı, kavhe, pembe renkleriyle ofiyolitinin diğer kayalarıyla kolay ayrılır, başlıca kalsitli dolotaşı, radyo lark ve çamurtaşından oluşur. En tipik ve geniş yüzeylenmelerini Kızılceviz ve Kızılca tepe'de verirler. Bu alanda çevre kayalarla olan ilişkileri tektoniktir ve yaklaşık 75,100 m kalınlık sunarlar. Listfenit özellikle ultramafitlerin tektonizmaya uğradığı alanlarda yaygındır. El örneğinde kahverengi-kırmızı, cürüfümsü-yumrumsu ve pizolitik yüzeyli, yer yer sedef parlıdır. Listfenitlerde silisleşme karbonatlaşmadan daha baskındır. Yayın olarak ikincil kuvars, dissemine veya ağsal hematit-manyetiti-limonit türünde opak mineral gelişimleri izlenilir, en geniş yüzeylenmelerini Cirit-belen-Otmangölü fayı (COF) ve Sarıkaya-Nergizlikaya fayı (SNF) boyunca verir.

İnceleme alanının temelini teşkil eden ofiyolitinin tabanı ve tabanında yer alan kayalar gözlenememiştir. ancak Darende-Gürün (Akkuş, 1971, Kurtman ve Akkuş, 1971), Balaban-Yazihan-Kurşunlu-Levent (Ayan ve Bulut, 1964), Alacahan-Çetinkaya-Divriği (Gültekin, 1993) dolaylarında ofiyolitlerin Paleozoyik ve Mesozoyik çökeller üzerinde tektonik dilimler şeklinde bulun-

dukları bilinmektedir. Ofiyolit tavanda ise Karadere ve Hekimhan formasyonları ile uyumsuz olarak örtülür.

İnceleme alanında 1000 m den fazla görünür kalınlığı saptanan ofiyolit, Sarıkaya, Kırmızı, Kazancı, Demir, Hocalkova, İğnekaya ve Kara Tepe çevrelerinde yaklaşık 42 km² lik bir alanda yüzeylenir.

Hocalıkova ofiyolitinin çökel kayalarından sağlıklı yaş verisi derlenememiştir. İzdar ve Ünlü (1985), radyolaritlerden derledikleri örneklerden Jura-Kretase yaşınım elde etmişlerdir. Ofiyolitinin bölgeye yerleşme dönemi ise Üst Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı çökellerle uyumsuz örtülmeleri nedeniyle Geç Kampaniyen öncesi olarak düşünülmüştür.

Hocalıkova ofiyoliti, Toridler ile Kırşehir masifini birbirinden ayırdığı düşünülen, Görür vd. (1984), Roberston ve Dixon (1984) tarafından önerilen İç Toros okyanusundan türediği ve olasılıkla kuzeyden güneye doğru gelerek bölgeye yerleştiği düşünülmektedir.

Karadere formasyonu (Kka)

Hocalıkova ofiyolitinin bölgeye yerleşmesini izleyen dönemde ofiyolitinin üzerinde çökelmiş ve tümüyle ofiyolitik gereçten türemiş, karasal-sığ denizel, çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı araldanmalı bir birimdir. Formasyon tipik yüzeylenmesini Hekimhan'ın 4 km batısındaki Karadere Köyü çevresinde verdiği için Karadere formasyonu adıyla anılmıştır.

Başlıca çakıltaşı-kumtaşı-çamurtaşı araldanmasından oluşan bu birimde tabanda çakıl taşı, tavana doğru ise kumtaşı egemendir. İstif tabanda çoğunlukla kırmızı ve kahverenginin egemen olduğu alacalı renkli çakıltaşı ile başlar. Başlıca gabro, piroksenit, split, kırmızı çört ve kireçtaşı bileşimli çakılların hemen tümü ofiyolitten türemiştir. Yuvarlaklık ve küresellik iyi gelişmiştir. Binik çakıllar yer yer gözlenir. Boylanma kötü-orta arasında değişir. Ufaktan çok iri çakıla dek her boyutta gerece rastlamak olasıdır. Matriks orta-iri taneli kum, bağlayıcı ise karbonatlı demirli kildir. Çoğunlukla orta-çok kalın paralel, seyrek teknesi veya tablamsı çapraz katman örnekleri gelişmiştir. Çakıltaşı katmanlarının tabanları çoğunlukla aşındırılmalıdır. Kumtaşları, çakıltaşlarına oranla istifte daha az yaygındır. Toplam kalınlığın yaklaşık % 20'sini kaplar. Kirizli Mahallesi yakın güneyinden derlenen litik grovak örneğinde gabro, split, pelajik kireçtaşı, radyolarit gibi % 70 oranında kaya kırıntısı, % 20 çubuksu-ikizli plajiyoklas ve % 10 polikristalen kuvars gözlenmiştir. Gereçler çakıltaşlarında olduğu gibi yine tabandaki ofiyolitten türemiştir. Küresellik, yuvarlaklık ve boylanma iyidir. Matriks destekli taneler; kalsit, demir karbonat, demir oksit ve kil mineralleri içeren gözenek dolgusu tarafından çevrelemiştir ve istif içinde diğer litolojiler

HEKİMİHAN - HASANÇELEBİ STRATİGRAFİSİ

ile düzensiz ardalanırlar. Belirsiz ince-orta paralel katman örnekleri gelişmiştir ve çakıltaşları içinde sık sık lamina veya mercek biçimli arakatıklar şeklinde yer alırlar. Çamurtaşları yanal yönde süresiz ince katman ya da laminalar halindedir. Formasyonunu çoğunlukla üst düzeylerinde, yer yer de ara seviyelerde kumtaşları ile ardalanırlar.

Formasyon tabanda hocalıkova ofiyoliti üzerinde belirgin bir açılal uyumsuzlukla oturur. Tavanda ise Hekimhan formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir. Birimin kalınlığı oldukça değişkendir ve 0-300 m arasında kalınlık sunar. İnceleme alanında düzensiz dağılmış yamalar biçiminde yaklaşık 20 km² lik alan kaplayan birim başlıca Hekimhan ilçesi, Karadere Köyü, Kirizli, Denizbağı, Ellezli, Çay, Yayladam, Çıkrıkçı, Karlık, Kızıldere Mahalleleri ve çevresinde yüzeylenir.

Formasyona ait kayalardan fosil derlenememiştir. Ancak birimin stratigrafik konumu göz önüne alındığında, ofiyolitin yerleşmesi sonrasında Geç Kampaniyen'de çökelmiş olabileceği düşünülmektedir.

Karadere formasyonu, Hocalıkova ofiyolitinin bölgeye yerleşiminden sonraki dönemde meydana gelen bir kalınlaşım yükselme ve yükselmeyi izleyen erozyonun ürünüdür. Birimin litolojik özellikleri ofiyolitik bir temel üzerinde gelişmiş ve tektonik aktivite ile denetlenmiş akarsu-sığ deniz ve ilişkili ortamları yansıtır. Formasyonunu yanal ve düşey yönde değişen kalınlıklar ve litolojik farklılıklar sergilemesi tektonik aktivitedeki değişimler, düzensiz topoğrafya ve akarsuların debisi ile ilgilidir. Kaynak alanın hızla yükselmesi veya havzanın hızla alçalmasına bağlı olarak ince taneli gercin bağıl olarak az olması iri çakıl boyu gercin kalınlığını ve yayılma alanını arttırmıştır. Kısa süren tektonik dincilik dönemlerinde kum ve silt boyu ince taneli kırıntılar ince katmanlar halinde çökelebilmıştır. Yineleyen tektonik etkinlik dolayısıyla fasiyes örneklerinde ve tane boyunda dönemsellikler gelişmiştir. Sürekli aşındırma ve penenleşme nedeniyle engebeler giderek azalmıştır. İstifin üst düzeylerine doğru kırıntı boylarının yukarıya doğru küçülmesi ile birlikte kırmızı oksidasyon rengi kaybolmuştur. Sonuç olarak Karadere formasyonunun tektonik etkinlik ile denetlenmiş, yüksek yatak eğimine sahip örgülü bir akarsu, akarsu-delta ve kısmende sığ denizel bir ortamda çökeldiği düşünülmektedir.

Hekimhan formasyonu (Kh)

Formasyon olgunlaşmamış kırıntılı, kırıntılı-kimyasal ve kimyasal çökellerden oluşur. Birim geniş yüzeylenmelerini Hekimhan çevresinde verdiği için Hekimhan formasyonu adıyla anılmıştır. İmamınkaya ve Ellezinkırı tepe arası formasyon için tip kesit yeridir (Şekil 4).

Formasyon yanal ve düşey yönde sık sık litoloji değişimleri sergilese de düzenli bir istifleme gösterir. Tabanda çakıllı kumtaşı ve kumtaşı ile başlayan birim üstte doğru kumtaşı-marn-şeyl ardalanmasına geçer. Altta genellikle merceksi kireçtaşı, üstte killi kireçtaşı, ayrıca farklı düzeylerde de olistrostromal ve kanal dolgusu çakıltaşı cepleri yer alır. Sahada merceksi kireç taşları ve kanal dolgusu çakıltaşları formasyon içinde kolay ayırtılabildikleri için üye aşamasında adlanmış ve haritalanmıştır.

Kumtaşları çoğunlukla marn ve şeyl ile ardalanmalıdır ve ayrıca diğer kırıntılı litolojiler arasında ince katman veya mercekler şeklinde bulunurlar. Alt düzeylerde kalınlık ve tekrarlanma bakımından istife egemen olup üst düzeylere doğru her iki açıdan giderek azalır. Kumtaşları ince kumdan çok iri kuma dek değişen boyutta gereç içerirler. Matriks silt ve kil boyu gereç, çimento ise karbonattan oluşmuştur. Litik grovak, feldspatik grovak ile temsil edilen kumtaşları, istifin alt düzeylerinde kuvarşça oldukça fakir iken üst düzeylerde kuvarşça daha zengindir.

Hekimhan formasyonunun büyük bir bölümünü marn ve şeyl oluşturur. İstifin tabanında kumtaşları, tavanında ise killi kireçtaşları ile ardalanırlar. Gri-yeşil-açık mavi renkleri ve yayvan topoğrafya ve sık deşilmiş dentritik drenaj örnekleri ile tipiktir. Şeylin egemen olduğu düzeyler formasyonun Hasançelebi volkanitleri ile ilişkide bulunduğu kesimlere karşılık gelir. İrikaya Tepe'nin kuzey yamacında sevilerin katman düzlemlerine uygun, hafif yassılaştırmış manganlı çört yunruları yer alır.

Formasyon tabanda Karadere formasyonu ile orta ve üst düzeylerde Hasançelebi volkanitleri ile dereceli geçişlidir. Tavanda ise Hüyük kireçtaşı ve Akpınar formasyonu ile dereceli geçişlidir.

Formasyonunu kalınlığı yöreden yöreye değişir. Lorikaya ve Sağırkaya Tepe arasında 585 m, İmamınkaya ve Ellezinkırı Tepe arasında 317 m kalınlık ölçülmüştür. İnceleme alanında yaklaşık 1/7 lik bir alan kaplayan birim başlıca Hekimhan İlçesi; Karamahmut, Hacılar, Ardahan, Dumlu köyleri; Hacıköse, Kandil mahalleleri ve çevresinde yüzeylenir.

Formasyon bentik ve pelajik foraminifer, rudist vb. pelesipodlar açısından oldukça zengin kayaları kapsar. İstifin farklı düzeylerinden derlenen örneklerin fosil incelemeleri (Şekil 3,4) Üst Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşını vermiştir.

Tohma kireçtaşı üyesi (Kht)

Üye bol miktarda rudist içermesi ile karakteristik biyohermal veya biyostromal nitelikli ve mercek geometrili kireçtaşlarından oluşur. Benzer birim Akkuş (1971) tarafından Tohma resifleri adıyla adlanmıştır

SERİ SERIE	KAT STAGE	FORM.	KAL(M) THIC.	LİTOLOJİ LITHOLOGY	AÇIKLAMALAR / EXPLANATION	FOSİL FOSSIL
ÜST KRETASE / UPPER CRETACEOUS	ÜST KAMPANIYEN - MAESTRIHTIYEN / UPPER CAMPANIAN-MAASTRICHTIAN	HEKİMHAN F M.	11		KİLLİ KİREÇTAŞI - MARN - KUMTAŞI ARDALANMASI ALTERNATION OF OLAYEY LIMESTONE-MARL-SANDSTONE MARN MARL MARN - ÇAMURTAŞI MARL-MUDSTONE	<i>Spiniferites ramosus</i> <i>Dinogymnium heterocoelatum</i> <i>Dinogymnium acuminatum</i> <i>Normapallis sp.</i>
			100		MARN - KUMTAŞI - KİLLİ KİREÇTAŞI ARDALANMASI ALTERNATION OF MARL-SANDSTONE-OLAYEY LIMESTONE	<i>Rugoglobigerina cf. rugosa</i> (Plummer) <i>Rosita contusa</i> (Cushman)
			30		ÇAKILTAŞI - KUMTAŞI ARDALANMASI ALTERNATION OF CONGLOMERATE-SANDSTONE BİYOHERMAL - BİYOSTROMAL KİREÇTAŞI BIOHERM-BIOSTROM	<i>Siderolites calcitropoides</i> Lamarck <i>Lepidorbutoides sp.</i>
			4		ÇAKILTAŞI - KUMTAŞI ARDALANMASI ALTERNATION OF CONGLOMERATE-SANDSTONE	
			5		ÇAKILTAŞI, KUMTAŞI CONGLOMERATE-SANDSTONE	
			45		MARN - KUMTAŞI ARDALANMASI ALTERNATION OF MARL-SANDSTONE	<i>Ganseria ganseri</i> (Belli) <i>Orbitoides sp.</i> <i>Fisselphidium sp.</i> <i>Rudist kuruntları</i>
			6		ÇAKILTAŞI - KUMTAŞI ARDALANMASI ALTERNATION OF CONGLOMERATE-SANDSTONE	
			35		ÇAKILTAŞI - KUMTAŞI ARDALANMASI ALTERNATION OF CONGLOMERATE-SANDSTONE ÇAKILTAŞI, KUMTAŞI CONGLOMERATE, SANDSTONE	
			40		ÇAKILTAŞI, KUMTAŞI CONGLOMERATE, SANDSTONE	
			30		BİYOHERMAL KİREÇTAŞI: BİOHERM	<i>Uniplanarius trifidum</i> (Stradner) <i>Broinsonia enornis</i> (Skumenko) <i>Eiffelithus turrisifellii</i> (Deflandre) <i>Lucasiorhabdus conyzei</i> (Deflandre) <i>Tetralites obscurus</i> (Deflandre)
			8		MARN - KUMTAŞI ARDALANMASI: ALTERNATION OF MARL-SANDSTONE ÇAKILTAŞI CONGLOMERATE	
			12		KİLLİ BİYOMİKİRİT OLAYEY BIOMICRITE	
			7		SEYREK BİYOMİKİRİT. SPARSE BIOMICRITE	<i>Orbitoides sp.</i> <i>Simplorbutoides sp.</i> Bryozoa Alg <i>Rudist kuruntları</i>
			7		İSTİFLENMİŞ BİYOSPARİT PACKED BIOSPARITE	<i>Orbitoides sp.</i> <i>Rosita cf. fornicata</i> (Plummer) <i>Orbitoides sp.</i> <i>Rotalia sp.</i> <i>Rudist kavkı kuruntları</i>
4		BİYOHERMAL - BİYOSTROMAL KİREÇTAŞI BIOHERM-BIOSTROM	<i>Radiolites sp.</i> <i>Hippurites sp.</i> <i>Pironea sp.</i>			
		BOCALIKOVA OFI.		SERPANTİNLEŞMİŞ ULTRAMAFİT ve MAFİT SERPANTINIZED ULTRAMAFIC AND MAFIC		

Şekil 4. Hekimhan formasyonunun tip kesiti.

Figure 4. Type section of the Hekimhan formation.

HEKİMİHAN - HASANÇELEBİ STRATİGRAFİSİ

Kireç taşları dayanımları nedeniyle topoğrafyada yaptıkları tümsekler ile göze çarpar. Gri-bej, orta-çok sert, kalın katmanlı yada masiftirler. % 10-80 rudist gatropod, mercan ve bentik foraminifer, % 5-15 silt ve kum boyu epiklast içerirler. Üyenin biyohermal kesimlerinin çatısını oluşturan rudusitlerin büyük çoğunluğu orjinal yaşam pozisyonunda bulunurlar ve eksiksiz korunmuşlardır. Yer yer de kısmen kırılmış, parçalanmış kavkılar gözlenmiştir. Kireçtaşlarının ince kesit incelemelerinde biyosparrudit, biyomikrit, biyosparit, cosparit ve biyopelsparit saptanmıştır.

Üye kimi kez Hocalıkova ofiyoliti üzerinde uyumsuz kimi kez de Karadere ve üyesi bulunduğu Hekimhan formasyonu ile uyumludur. Maksimum 50 m kalınlığa sahip üyenin başlıca yüzeylendiği alanlar İmamınkaya, Lorikaya, Digeckaya, Ağsarkaya, Ballıkaya, Tavşan, Kuşluk, Yücekaya, Gazlı, Ağsay, Kayabaşı, Kızılca ve Şeker Tepe dolaylarıdır.

İnceleme alanı ve çevresindeki rudistlerin türleri ve yaşları konusunda oldukça geniş bir bilgi birikimi vardır (Stchepinsky, 1944; Özer, 1988; Görmüş 1994). Üye Hekimhan formasyonu içinde bulunmasından dolayı Üst Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen yaşındadır.

Dumlu çakıltaşı üyesi (Khd)

Başlıca kaba taneli çakıltaşından oluşan üyesi, yanal yönde fazla devamlılık sunmayan ve belirgin bir taban aşındırması gösteren, mercek geometrili kanal birikimleridir. Birim tipik olarak Dumlu köyü çevresinde yüzeylenir.

Çakıltaşları formasyonun özellikle tabana yakın düzeylerinde yer alır. Üye Hekimhan formasyonunun arasında dayanımlı yapısı ve topoğrafyada yaptığı çıkıntılar ile kolay tanınır. Kırmızı-yeşil, belirgin düzlemsel veya tekne biçimli çapraz katmanlı ve polijeniktir. Orta-iri boylu çakıllar Hocalıkova ofiyoliti ve Tohma kireçtaşı üyesinden derlenmiş, iyi yuvarlaklaşmış ve küreselleşmiştir. Kalınlıkları yanal yönde azalan katman kenarlarına doğru tane destekli iri çakıllardan, dereceli olarak tane boyunun küçüldüğü ve çamurlu matris içinde dağılmış ufak çakıllara dönüştüğü saptanmıştır.

Hekimhan formasyonu içinde arakatki şeklinde bulunan üyenin alt dokanağı belirgin aşındırma, üst dokanağı ise dereceli geçişlidir. Oldukça değişken olan kalınlık maksimum 50 m dolayındadır. Başlıca Dumlu köyü, Gavuruntahta ve Kızıl Sut ve Efintikaya çevresinde yüzeylenir.

Ofiyolit bölgeye yerleşimini izleyen dönemde bir aşınma ve alçalma geliştiği daha önce vurgulanmıştı. Hekimhan formasyonu bu allokon kütlelerinin üzerinde, tektonizmanın sıkışmalı rejimden gerilmeli rejime dö-

nüşmesi sonucu faylarla denetlenen bir havzada çökelmiştir. Hekimhan havzası adı verilen bu havzada tabanda Karadere formasyonu ile geçişli sığ denizel kumtaşları çökelmiştir. Kırıntı gelişiminin zayıf olduğu kıyı kesimlerinde ve yersel yükseltiler üzerinde Tohma kireçtaşı üyesi çökelmiştir. Havzanın zaman içerisinde daha da gerilip genişlemesi ile rudistli yığınların çoğu dalga yada akıntılar etkisiyle daha derin kesimlere taşınarak diğer kırıntılar eşlik etmişlerdir. Böylece çökelme sırasında bu yığınların üst yüzeyleri birer formasyon içi aşınma yüzeyleri gibi davranmış ve bunlar formasyonun tabanına düzensiz bir taban geometrisi kazandırmıştır. Havzanın derinleşmesine paralel olarak kırıntılılar yerlerini yarı pelajik-pelajik kumtaşı-marnkilli kireçtaşı ardalanmasına bırakmışlardır. Havzada tektonizma ve sedimantasyon işlemlerine volkanizma da eşlik etmiş ve bu etkinliğin ürünleri sedimantasyona katılmak havzayı doldurmayı sürdürmüşlerdir. Formasyona ait gereçler kısmen laminar akıntılarla taşınmışlardır. Ancak tektonik ve volkanik aktivitenin yoğunlaştığı aralıklarda kütle, moloz, türbidit ve tane akmaları gelişmiştir.

Hasançelebi volkanitleri (Kha)

Hasançelebi kasabası çevresinde geniş yüzeylenen sunan volkanitler; sahada başlıca andezitik ve trakitik olarak tanımlanabilen volkanik ürünlerle temsil edilir. Farklı türdeki volkanitler içinde arazide diğerlerinden ayrılabilen trakit ve alkali trakit, Sivritepe trakit üyesi adı altında tanıtılmıştır.

Volkanitler açık yeşil/maviden ve kahverengiye değişen renkleri, porfirikten camsıya değişen dokuları ile oldukça farklılıklar sergiler.

Volkanitlerin büyük çoğunluğunu trakiandezit bileşimli lav ve piroklastitler oluşturur. Belirsiz orta-kalın akma foliasyonları gelişmiştir. Piroklastitler aglomera, breş, lapilli, tüf, tüffit ile temsil edilir ve istif içinde hemen her düzeyde yer alırlar. Katmanlanma yer yer belirgin olup ince kalın arasında değişir. Dayk ve sillerin katılmalarıyla bu belirli ve düzenli katmanlanma sık sık bozulmaktadır. Kırık ve çatlaklarda hidrotermal alterasyonla gelişmiş kloritleşme kaolinleşme olağandır. Di-yabaz tipik olarak Buzlu dere vadisinde yüzeylenir.

Volkanitleri ve bunlarla geçişli olan Hekimhan formasyonunu birbirine paralel dayk sistemleri keser. Yaklaşık D-B doğrultulu daykların yanısıra yapıya az çok uyumlu siller de gözlenmiştir. Volkanitler içerisinde yer yer spilitik kayalar da tanınabilmiştir. Genellikle bir yönde uzamış belirsiz yastık yapısı sunarlar. Tipik olarak bahçedamı Köyü ile Çatalkoyak Tepe arasında ve Dereköy çevresinde yüzeylenir.

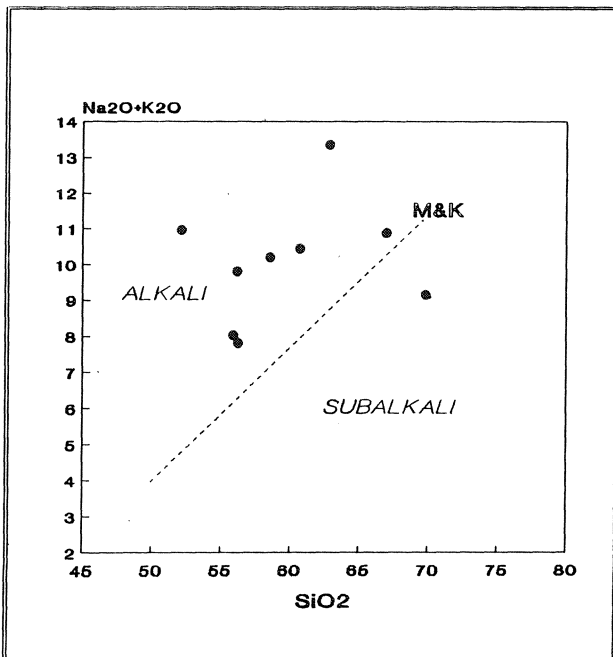
Volkanitler tabanda Hocalıkova ofiyolitini uyumsuzlukla örter. Ayrıca Hekimhan formasyonunun orta

ve üst düzeyleri ile geçişlidir. Yüceşafak siyenitoyidi ile kesilirler. Tavanda ise Hüyük kireçtaşı ve Zorbehan dolomiti ile uyumlu, Akpınar formasyonu ile uyumsuz olarak örtülürler. Volkanitlerin kalınlığı hazırlanan enine kesitlerde maksimum 1000 m hesaplanmıştır. Yüzeylendikleri başlıca alanlar Hasaңcelebi nahiyesi; Göğebakan Mevkii, Bahçedamı, Dereköy, Devenci köyleri; Etyemezler, Kürt Ali, karakısıık, Bozarmut mahalleleri çevresindedir.

Volkanitlerden doğrudan yaş verisi bulunamamıştır. Hekimhan formasyonu ile geçişli olması ve Akpınar formasyonu ile uyumsuz örtülmeleri nedeniyle havzayada Geç Kampaniyen-Maestrihtiyen atalığında oluştuıkları düşünölmektedir.

Sivritepe trakit üyesi (Khas)

İnceleme alanının özellikle kuzey yansında sık yüzeylenen trakitik volkanitler tipik yüzeylemesini Sivritepe'de verir. Trakitler genellikle E-W doğrultulu dar, uzunluğu birkaç yüz m olan dayklar, ender olarak yüzeysel lav ve tüfler şeklinde izlenirler. Morfolojide dayanımlı sivri tepeler oluştururlar. Taze yüzeyleri açık kahve-pembe, ayrışma yüzeyleri koyu kahverengidir. El örneklerinde irili ufaklı sanidin ve amfibol kristalleri ile opak mineraller gözle seçilebilir. Trakitlerin önemli ölçüde demir cevheri taşıdıkları ve bölgedeki demir yataklarının oluşmasına neden oldukları saptanmıştır. Bu



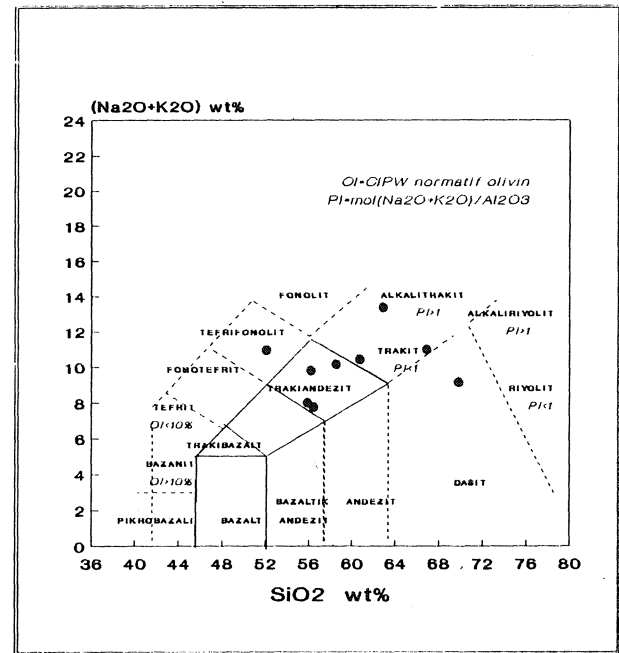
Şekil 5. Mac Donald ve Katsura (1964) diyagramında Hasaңcelebi volkanitlerinin dağılımı.

Figure 5. The distribution of the Hasaңcelebi volcanites in the Mac Donalds and Katsura (1964) diagram.

tür trakitler Karakuz Dağı'nın kuzey yamacında, Mağara, Sivri ve Taşlı tepe'de yüzeyletir. Bu kesimlerde trakitler hematit, manyetit, siderit, limonit, götit gibi demir cevherleri yanısıra gang minerali olarak barit, fluorit ve yer yerde kuvars, kalsit ve turmalin içerirler.

Trakitlerin çevre kayalarla dokanakları belirgindir ve Hasaңcelebi volkanitlerinin diğer kayalarını keserler veya üzerlerini uyumsuz örterler.

Hasaңcelebi volkanitlerinin jeokimyasal özelliklerini öğrenip ortamsal yorumlarını yapabilmek amacıyla 9 adet örneğin kimyasal analizleri yapılarak değerlendirilmiştir (Gürer, 1992). Volkanitler Mac Donald ve Katsura (1964)'nın önerdiği % Na₂O+K₂O-% SiO₂ diyagramında değerlendirilmiş ve örneklerden 8 adetinin alkali alanda kaldığı gözlenmiştir (Şekil 5). Örneklerin analiz sonuçları toplam alkali-silika diyagramına (Zanettin, 1984) izdüşüröldüğünde bir örnek tefrifonolit, bir örnek dasit, dört örnek trakiandezit, üç örnek trakit alanında kalmıştır (Şekil 6). Aynı örnekler Ti-Zr diyagramında (Pearce, 1982) değerlendirildiğinde yedi örnek 'Levha



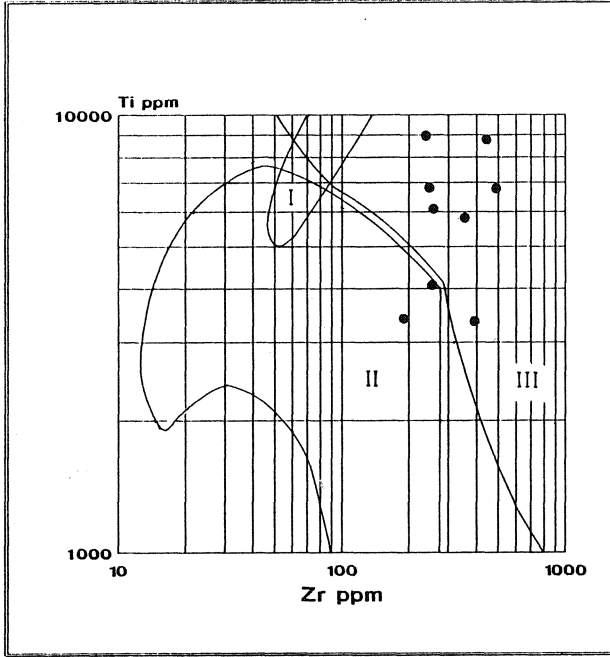
Şekil 6. Hasaңcelebi volkanitlerinin Zanettin (1984) tarafından önerilen TAS (Toplam alkali/silika) diyagramında dağılımları.

Figure 6. Distribution of the Hasaңcelebi volcanites in the TAS (Total alkali/Silica) diagram proposed by Pearce (1984).

içi lavları' (WPL), iki örnek ise 'Ada yayı lavları' (AL) alanlarına iz düşmüştür (Şekil 7).

Yüceşafak siyenitoyidi (Ky)

Başlıca siyenit, kuvars siyenit, nefelin siyenit, siyenodiyorit, siyenit porfir, siyenit apolit türünde derinlik ve yarı



Şekil 7. Hasacelebi volkanitlerinin, Pearce (1984)'ın önerdiği Ti-Zr diyagramındaki konumu. I-Okyanus ortası sırt bazaltları, II-Ada yayı lavları, III-Levha içi lavları

Figure 7. Position of the Hasacelebi volcanites in the Ti-Zr diagram proposed by Pearce (1984). I-Mid oceanic ridge basalts, II-Island arc lavas, III-Within plate lavas.

derinlik kayalar topluluğudur. Yüceşafak tepe çevresinde tipik olarak yüzeylendiği için aynı adla anılmışlardır.

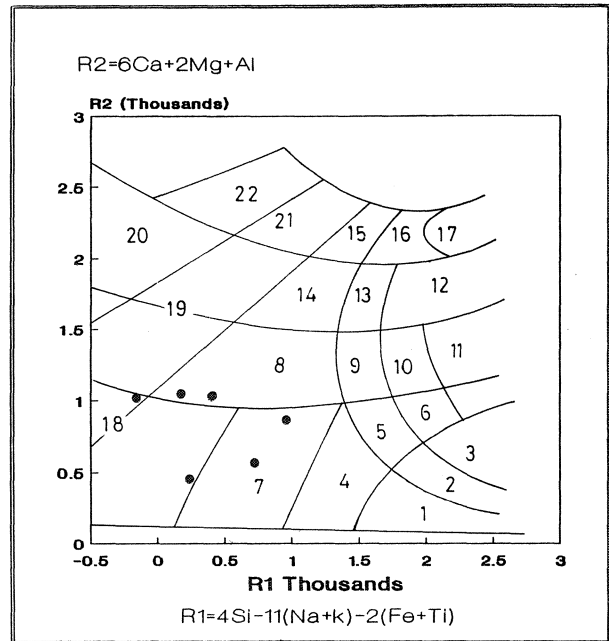
Siyenitoyide ait kayalar arazide pembe-bej renkleri ile tipiktir. Masif plton ve dayklarla temsil edilir, masif olan bölümlerde orta-iri, eř taneli ve holokristalen dokudur. Dayklar şeklinde bölümlerde ise apiitik-porfirik, daha çok siyenitoyidin kenar fasiyesleri şeklinde, plütonun evre kaya ile kontaklarında veya geç mağmatik fazdaki damar dolguları şeklinde izlenirler. Siyenitoyid kütlesi içerisinde sık sık yamalar şeklinde 3-10 cm çaplı, başlıca amfibol-piroksen-biyotit-apatit minerallerinden oluşan, ince taneli ksenolitler gözlenir.

Siyenitoyid, Hasacelebi volkanitlerini intrüzif olarak keser. Dayklar şeklinde keştiği yerlerde kontak daha belirgin ve nettir. Dayklar yaklaşık E-W doğrultulu ve yaklaşık düşey konumludur.

Siyenitoyid başlıca Yüceşafak, Bykpelitinkuz, Kale, atalkoyak ve Armut tepe dolaylarında yüzeyle-nir. Bundan başka bir çok irili ufaklı dayk Hasacelebi volkanitleri ve Davulgu metamorfiti içine sokulmuş olarak bulunur.

Siyenitoyidin yaşma ilişkin kesin bir veri bulunmamıştır. Hasacelebi volkanitlerini kesmesi nedeniyle st Maestrihtiyen yaşı uygun bulunmuştur. İnceleme alanı batısındaki Kuluncak'da st Kretase yaşlı kireç - taşlarını kesen siyenit numunesinin yaşı K-Ar yöntemiyle 65.12 (+1.6) My bulunmuştur (Leo vd. 1978).

Siyenitoyide ait farklı yerlerden derlenen altı adet kaya örneğinin kimyasal analizi yapılmış ve çeşitli diyagramlarda değerlendirilmiştir (Gürer, 1992), De La Roche vd. (1980) nin R1-R2 katsayılarının kullanıldığı diyagramda ise iki örnek siyenit, iki örnek siyenodiyorit, iki örnek ise nefelin siyenit alanına iz düşmüştür



Şekil 8. Yüceşafak siyenitoyidine ait örneklerin R1-R2 diyagramında (De La Roche vd. 1980) dağılımları. 7. Siyenit, 8. Siyenodiyorit, 18. Nefelin siyenit.

Figure 8. Distribution of the samples of the Yüceşafak syenitoid in the R1-R2 diagram (De La Roche, et al, 1980). 7. Syenite, 8. Syenodiorite, 18. Nepheline syenite.

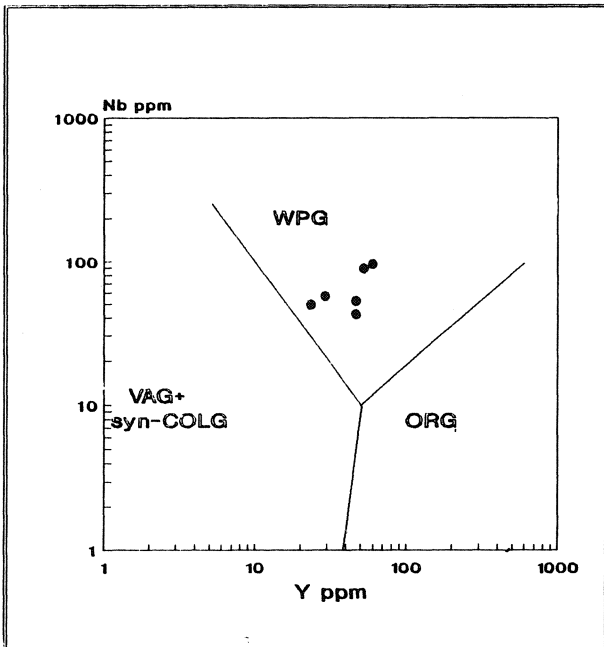
(Şekil 8). Pearce vd. (1984)'nin farklı tektonik ortamlardaki granitleri ayırılmasında önerdikleri Nb-Y diyagramında ise allı rnek 'Levha içi granitleri' (WPG) alanına iz düşmüştür (Şekil 9).

Davutgu metamorfiti (Kd)

Hasacelebi volkanitlerinin, Yüceşafak siyenitoyidin intrüzyonu ile kontakt metamorfizmaya ve metasomatizmaya uğraması sonucu gelişen bir bilimdir. Davulgu Köyü çevresinde yaygınca yzeylendiklerinden aynı adla anılmışlardır.

Birime gri, bej ve açık kahve renkler egemendir, sertlikleri azdır, metarnorfizma öncesi birincil kaya özellikleri yer yer korunmuştur. Metamorfik zon içerisinde yaklaşık E-W gidişli, yapıya uyumsuz, düşeye yakın eğimli siyenit porfir, siyenit aplit ve lamporfirik dayklar yer alır. Daykların ve metasomatik etkilerin yoğunlaştıkları yerlerde birincil kaya özelliklerinin hemen tümüyle kayb olduğu ve yaygın alterasyonun geliştiği gözlenir. Daylarda ve daykalara yakın bölümlerde dissemine manyetit-hematit mineralleri yaygınca bulunur. Metamorfitin ana minerali skapolittir. Skapolitin yanı sıra aktinolit, diyospit, vollastonit, alkali feldispat, klorit, kalsit ve epidot bulunur. Metamorfitten derlenen örneklerde yapılan ince kesit çalışmalarında şu parajenezler saptanmıştır; skapolit fels, albit-epidot-tremolit-skapolit fels, biyotit-diyopsit-skapolit fels, kalsit-skapoiit fels, biyopsit-biyotit-skapolit fels, manyetit-biyotit-diyopsit fels, klorit-zeolit fels, klorit-plajiokas-epidot fels. metamorfite Hasançelebi volkanitleri ile yanal ve düşey yönde geçişlidir.

Yaklaşık 15 km²'lik bir alanda yüzeylenen metamorfite böyle geniş bir alana yayılması onu kesen daykların geniş bir alana yayılımı, sıklığı yanısıra tabanda henüz yüzeylenmemiş yaygın bir siyenitoid yerleşimi



Şekil 9. Farklı tektonik ortamlarda gelişen granitlerin ayrıldığı Y4a karşı Nb diyagramında (Pearce vd., 1984) Yüceşafak siyenitoidine ait örneklerin dağılımları.

Figure 9. Distribution of the samples from the Yüce şafak syenitoid in the Y-Nb diagram that differentiates granites from different tectonic settings.

ile ilişkili olmalıdır. Başlıca yüzeylenmesini Davulgu ve Çulhalı Köyleri arasında verir.

Hüyük kireçtaşı (Khü)

Geç Kretase döneminde tektonik olarak oldukça sakinleşen havzada çökelen kireçtaşı, tipik yüzeylenmesini Hüyük Tepe'de verdiği için Hüyük kireçtaşı adıyla anılmıştır.

Kireçtaşı dayanım farkı ile topoğrafyada sarp yükseltile yapabildiği gibi, yer yer tınaz tepeler ve tatlı engeli sırtlar oluşturur. İstifin alt düzeyleri belirgin orta-kalın katmanlı, üst düzeyleri ise çok kalın katmanlı yada masiftir. Kireçtaşı içinde birbirinden farklı fasiyeler izlenmiştir. İnceleme alanı kuzeyinde Zorbehan Dağı ve Kale Tepe'de bol bentik makro ve mikro fosilli, yer yer kumlu sparitik, biyoklastik kireçtaşı fasiyesinde, güneyinde Alibaba, Mağarakaya ve Kuzulağı Tepe çevresinde pelajik fosilli biyomikrit fasiyesinde gelişmiştir. Kireçtaşının kalınlığı Hüyük l.'de yaklaşık 100 m, Kale T.'de ise 150 m'dir. Farklı düzeylerden derlenen örneklerde, *Globotruncana falsostuarti* Sigal, *Globotruncana lapparenti* (Brotzen), *Globotruncanita stuarti* (D' Lapparent), *Globotruncana linneiana* (d' Orbigny), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck fosilleri saptanarak Orta-Üst Maestrihtiyen yaşı verilmiştir.

Hüyük kireçtaşında kalınlık ve fasiyes değişimleri çökme ve çökmenin farklı etkileri ile ilişkilidir. Hekimhan kuzeyinde başlangıçta pelajik sonra giderek sığlaşan ve lagüne dönüşen havzada dalga tabanına yakın bir ortamda biyosparitik, güneyinde ise pelajik bir ortamda biyomikritik kireçtaşı çökmüştür. Zorbehan dolomiti (Kz)

Başlıca dolotaşı, dolomitli kireçtaşı, kalsitli dolotaşı gibi kayaları içeren birim tipik yüzeylenmesini Zorbehan Dağı ve çevresinde verdiği için aynı adla anılmıştır.

Birim açık gri-bej, alt düzeylerde orta-kalın, ortada masif, üstte ise orta-kalın katmanlıdır. Farklı düzeylerden derlenen örneklerin petrografik analizlerinde kayanın % 30-100 oranında ince-orta taneli dolomit kristalleri içerdiği saptanmıştır. Dolomit içerisinde % 10-60 arasında değişen oranlarda bulunan biyoklastların dolomitleşmeden kısmen korunduğu veya tümüyle yok oldukları belirlenmiştir. İstifte dolomitleşme alttan üste ve güneyden kuzeye doğru artış gösterir.

Zorbehan dolomiti tabanda Hüyük kireçtaşı, Hekimhan formasyonu ve Hasançelebi volkanitleri ile tavanda ise Ağharman jipsi ile yanal ve düşey dereceli geçişlidir. Birimin kalınlığı yaklaşık 200 m hesaplanmıştır, ancak kalınlık Zorbehan Dağı'nın kuzeyinde güneyinedekine oranla daha fazladır, inceleme alanında yaklaşık 12 km²'lik bir alan kaplar. Birim bentik fosil açısından oldukça zengin olmasına karşın dolomitizasyon nede-

HEKİMİHAN - HAS ANÇELEBİ STRATİGRAFİSİ

niyle bunlardan çok azı tanınabilmıştır. Derlenen renklerden Üst Maestrihtiyen yaşı elde edilmiştir.

Zorbehan dolomiti Hüyük kireçtaşının tektonizma, volkanizma, evaporasyon ve bunların ortak etkileri ile gelişen ısı konveksiyonu yoluyla sin ve post dolomitleşmesi sonucunda oluşmuştur.

Gala mermeri (Kg)

İnceleme alanı güneybatı bölümünde Gala Tepe ve çevresinde yüzeylenen çoğunluğu granatlı mermer, jmermer, rekristalize kireçtaşı türündeki metamorfitleer Gala mermeri adıyla anılmıştır.

Köken kayanın Hüyük kireçtaşı olduğu metamorfite granatlı mermer egemendir. Mermer arazide Hüyük kireçtaşından bol miktarda yeşil renkli granat ve iri kalsit kristalleri içermesi ile ayırtedilir. Köken kayanın katmanları metamorfizma derecesinin artışına paralel olarak kaybolur ve sık eklemli ve breşik özellik kazanır.

Mermer, Hüyük kireçtaşı ile yanal ve düşey geçişlidir. Yukarı Selimli diyoriti ile kesilmiştir. Ortalama kalınlığı 40 m olan birim yaklaşık 7 km²'lik bir alan kaplar.

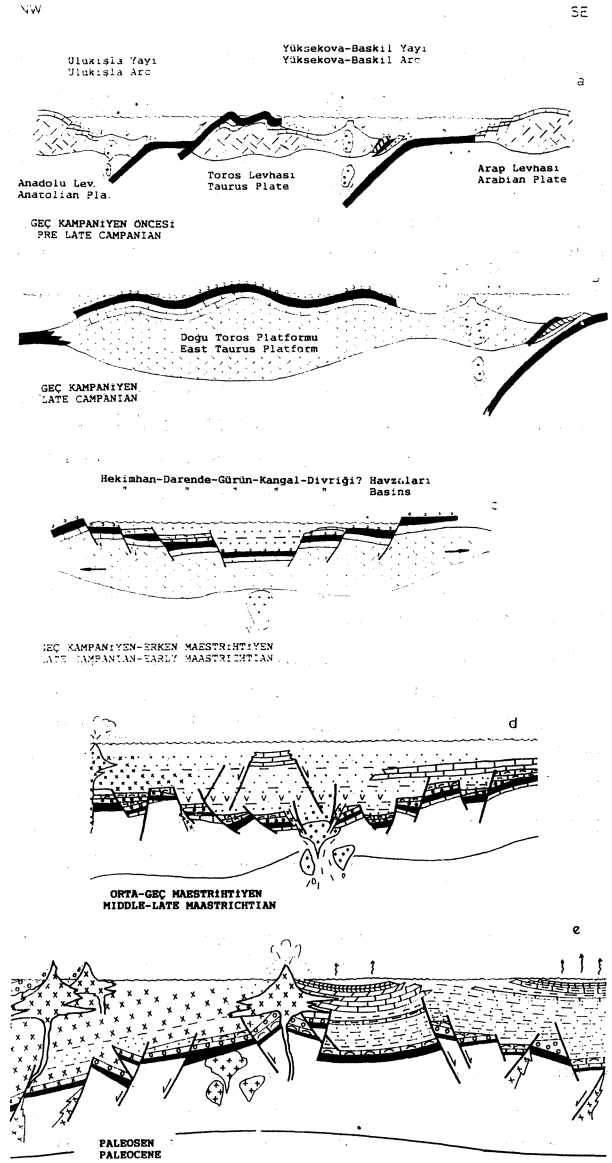
Mermer Orta-Üst Maestrihtiyen yaşı Hüyük kireçtaşının Yukarı Selimli diyoriti ile Geç Eosen'de kesilmesi sonucunda metamorfizmaya uğramasıyla oluşmuştur.

Mermerin oluşumunu sağlayan metamorfizma diyorit-kireçtaşı kontakta olasılıkla 800-700 °C arasında yaklaşık 2 kb'da başlangıçta piroksen hornfels fasiyesinde oluşmaya başlamış, kontakta daha uzaklarda ise giderek hornblend hornfels ile albit epidot hornfels fasiyesine dönüşmüş olmalıdır.

JEOLJİK EVRİM

Doğu Toros orojenik kuşağı içerisinde bulunan inceleme alanı çevresinde Mesozoyik süresince karbonat platformunun geliştiği ortamlar egemen olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu platform kuzeyde Neo Tetis'in bir kolu olan İç Toros okyanusu ile güneyde ise neo tetis'in Güney kolu ile sınırlanmıştır. Kampaniyen döneminde her iki okyanusta kuzeye doğru dalma batma başlamıştır. Yitimin herhangi evresinde her iki okyanustan da türeyen ofiyolit dilimleri kuzeyden güneye doğru kıtasal birliklerin üzerinde ilerlemiştir. (Şekil 10a).

İnceleme alanının görünür tabanında yer alan Hocalıkova ofiyoliti, olasılıkla kuzeyindeki İç Toros okyanusundan türeyen ofiyolitlere karşılık gelmektedir. İnceleme alanında ofiyolit tabanında olması gereken kıtasal



Şekil 10a, b, c, d, e. Hekimhan havzası ve dolayının Geç Kretase-Paleosen dönemindeki taslak evrim şekilleri.

Figure 10a, b, c, d, e. Sketch figures of evolutions in the Late Cretaceous-Paleocene period of Hekimhan basin and around area.

temele ait kayalar yüzeylenmezler, ancak alanlarda bu kayaların varlığı bilinmektedir. Örneğin Darende - Gürün -Kangal - Divriği -Arapkir - Keban yörelerinde yüzeylenen istiflerin temelini ofiyolitler, bunların aşındıkları yerlerde ise daha tabandaki Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı kayalardan oluşan kıtasal temel teşkil eder.

Okyanusal kabuğun kıtasal kabuğa eklenmesini izleyen evrede toplan kabuk kalınlığı artmıştır. Kabuk ka-

İnflasyonun artmasıyla bölge yükselmiş ve deniz bir süre çekilerek denizel koşullar yerini karasal ortamlara bırakmıştır (Şekil 10b). Engibeli bir topoğrafyada çeşitli akarsu sistemleri gelişmiştir. Karadere formasyonu böyle bir morfoloji üzerinde birbirleriyle geçişli örgülü akarsu - delta, delta, kısmen sığ deniz ortamlarında çökelmiştir. Oliyolitın traşlanması ile engibeler bir ölçüde giderilmiştir. Geç Kampaniyen-Erken Maestrihtiyen'de güneydeki okyanusta yitim hızının yavaşlaması, yitim açısının anması veya yitimin transform bir faya dönüşmesi vb. nedenlerle N- S yönlü sıkışmalı tektonik rejim, aynı yönde gerilmeli rejime bırakılmış olmalıdır. Yine bu dönemde başlayan izostatik dengelenme nedeniyle yaklaşık E-W uzanımlı bir havza gelişmeye başlamıştır (Şek 10c). Hekimhan havzası adıyla adlandırılan bu havza, güneydeki okyanusa göre (Neo Tetis'in güney kolu) yay gerisi bir havza konumundadır. Böylece kıtasal kabuğun incelmeye başladığı bölgeden kısa bir süre için çekilen deniz yeniden ilerleyerek havzada transgresif istiflerin gelişmesine yol açmıştır. Havzadaki olgunlaşmamış karasal kırıntılılarla geçişli, tabanda sığ denizel, tavana doğru ve yanal yönde hızla derin denizel ortama geçen, çoğun laminar zaman zaman türbiditik ve olistostromal akıntılarla taşınan kum-lası» çamurtaşı-şeyl-mam ardalanmalı kayalar çökelmiştir.

Tabanda daha çok bu tip kırıntıların egemen olduğu tavan doğru kireçtaşı türünde kimyasal-biyokimyasal çökellerin ağırlık kazandığı ve Hekimhan formasyonu ile tanıtılan formasyon havzanın en kalın çökel istifidir. Dumlu çakıltaşları istifte özellikle alt düzeylerde kanal dolguları şeklinde çökelmiştir. Başlangıçta havzanın sığ-sahil kesimlerinde paleo yükseltiler üzerinde ve zaman zaman dolan havzanın sığ bölümlerinde genellikle rudist resifi niteliğinde olan Tohma kireçtaşı üyesi gelişmiştir. Kaplumbağa sırtı benzeri morfoloji gösteren resifler çökeldikten sonrada formasyon içi taşınmalarla kendinden daha sonraki veya eşzamanlı çökellere de malzeme sağlamışlardır. İstifte daha üstlerde yer alan kırıntılı- kimyasal çökellerdeki rudist kırıntıları bunun en belirgin verisidir.

Hekimhan havzasında bir yandan çökel kayalar gelişirken öte yandan havzayı denetleyen faylar boyunca gelişen volkanizma havzanın doldurulmasına eşlik etmiştir (Şekil 10d). Hasaңcelebi volkanitleri adıyla tanıtılan alkali nitelikli volkanik kayalar Hekimhan formasyonunun orta-üst seviyeleri ile giriklik kazanmıştır.

Geç Maestrihtiyen döneminde bölgeye egemen gerilmeli tektonik rejim etkisiyle, alkali nitelikli, levha içi

granitoyid tipi ile uyumlu Yüceşafak siyenitoyidi kabuk içinde yükselerek, havzanın tabanına yerleşmiştir (Şekil 10d). Çatlaklardan yükselen siyenitik magma ani basınç düşmesine bağlı olarak üst kesimlerde aplitik-pegmatitik ve porfirik doku kazanmıştır. Siyenitoyid oldukça sığ derinliklere çıkarak çevresinde bulunan Hasaңcelebi volkanitlerini kontakt metamorfizma ve metasomatizmaya uğratarak Davulgu metamorfizmasının gelişmesine yol açmıştır. Hasaңcelebi demir yatağı, siyenitoyidin yerleşimiyle ilişkili yüksek ısılarla gelişen metamorfizma ve metasomatizmayı takiben oluşmaya başlamıştır. Plütonla gelen klorlu ve florlu çözeltiler tabandaki ofiyolitten çözdükleri cevheri taşıyarak yan kayaç içinde depolanmışlardır. Böylelikle Davulgu metamorfiti içinde manyetit egemen olduğu Hasaңcelebi demir yatağı, Tohma kireçtaşı üyesi içinde sideritin egemen olduğu Deveci demir yatağı oluşumuna başlamıştır.

Öte yandan Orta-Geç Maestrihtiyen'de tektonizmanın sakinleştiği ve havzaya kırıntı gelişiminin yavaşladığı dönemlerde kuzeyde bentik, güneyde pelajik ortamlarda Hüyük kireçtaşı çökelmiştir (Şekil 10d). Kireçtaşının bu niteliği kuzeyden güneye doğru ilerleyen bir regresyonu gösterir. Sınırlı havza koşullarında çökelen kireçtaşlarında egemen olarak intramikrit, intrasparit, biyomikrit, biyosparit fasiyesleri gelişmiştir.

Hüyük kireçtaşının çökmesi esnasında bugünkü Zorbehan Dağı kuzeyinde Geç Maestrihtiyen'in herhangi bir döneminde tekrar etkinleşen volkanizma etkisiyle bir bölüm kireçtaşları çökme esnasında ve sonrasında da dolomitleşmiştir. Zorbehan dolomiti aydıyla tanıtılan birimde dolotaşı, kalsitli dolotaşı, dolomitli kireçtaşı gibi litolojiler gelişmiştir.

Paleosen'de havzanın hemen birçok bölümünde subsidansın durması veya havzanın dolmasına paralel olarak bir sığlaşma izlenir (Şekil 10e). Erken Paleosen-Orta Eosen aralığında çökelen Akpınar formasyonu kuzey alanlarda Hasaңcelebi volkanitlerini uyumsuzlukla örterken, güney alanlarda Hüyük kireçtaşı ve Zorbehan dolomiti ile geçişlidir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın hazırlanmasında emeği geçen Prof.Dr. Mehmet AKARTUNA'ya, Doç.Dr. Simav BARGU, Doç.Dr. Doğan PERİNÇEK ve Prof.Dr. Yücel YILMAZ' a, arazi çalışması boyunca lojistik destek sağlayan TPAO Arama Grubu Başkanlığına ve TDÇİ Hekimhan Müessesesi Müdürlüğü'ne teşekkür ederim.

HEKİMİHAN - HASANÇELEBİ STRATİGRAFİSİ

DEĞİNİLEN BKLCİELER

- Akkuş, M. F., 1971, Darende-Balaban havzasının jeolojik ve stratigrafik incelemesi. MTA Dergisi. 76, 1-60
- Ayan T., 1961, Malatya kuzeyindeki Hekimhan-Ebreme Köyü bölgesinin (K39 c3) detay jeoloji ve petrol imkanları. MTA rapor No. 4186 (Yayınlanmamış).
- Ayan, T. ve Bulut, C., 1964, Balaban-Yazhan-Kurşunlu ve Levent Bucakları (Malatya) arasındaki alanın genel jeolojisi. MTA Dergisi. 62,58-71.
- Blumenthal. M., 1937, Şarki Toros mntkasında Hekimhan-Hasançelebi-Kangal irtifasında jeolojik araştırmalar. MTA rapor. 570 (Yayınlanmamış),Ankara.
- Boztuğ. D. ve Yılmaz, S., 1992, Konukdere metasomatitinin (Hekimhan-Hasançelebi, KB Malatya) petrolojisi. 45. Türkiye jeoloji kurultayı bildiri özleri, 38-39.
- Çoban, A., 1973, Malatya K39 b3 paftasının jeoloji incelemesi. MTA Maden Etüd Dairesi arşivi, Rap.No. 1190 (Yayınlanmamış).
- De La Roche, H., Leterrier, P., Grandclaude, P. and Marchal. M., 1980, A classification of volcanic and plutonic rocks using the R1-R2 diagram and major elemeni analyses. Its relationship with current nomenclature. Chem.Geol., 29, 183-210.
- Gattinger. T. E., 1957, Malatya ve Elazığ bölgesine giren 1/100 000 ölçekli (6) pafta sahasında (79/1,2,3,4 ve 80/1,3) 1957 senesinde yapılan revizyon çalışmaları hakkında ön rapor. MTA Rap.No. 2797.
- Görmüş, M., 1992a. Geological setting, fades and evolution of the Tohma reef formation, an Upper Cretaceous sequence in the Hekimhan area, NW Malarya: Türkiye 9. Petrol Kong.Bildiriler, Jeoloji, Ankara, 173-184.
- Görmüş, M., 1992b, Hekimhan (KB Malatya, Türkiye) yöresindeki istiflerin biyostratigrafik incelemesi: Türkiye Jeo.Kurultayı Bül., 7,179-191.
- Görür. N., Oktay, F: Y., Seymen, İ. ve Şengör, AMC., 1984. Paleotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey. Sedimentary record of a Neotethyan, closure. In the geological evolution of the Eastern Mediterranean, Dixon, J.E. and Robertson, AHF.. Ed..824, Blackwell scientific publ, London.
- Gültekin, A. S., 1993, Alacahan- Çetinkaya -Divriği (Sivas) arasında kalan alanın jeolojisi Doktora tezi, İ.Ü Fen Bil. Enst.. 183 s.
- Gürer. Ö. F. 1992, Hekimhan -Hasançelebi (Malatya) dolayının jeoloji melemesi. İ.Ü. Fen Bil. Enst.Doktora Tezi (Yayınlanmamış).
- İzdar. K. E., 1961, Kurzer beitrage zur geologie der lagerstätten von Deveci-Malatya. Türkisch, Unveröff.Ber., MTA Archiv.
- İzdar, E.K., 1963, Doğu Hekimhan-Hasançelebi (E Anadolu) bölgesinin jeolojik yapısı, mağmatizma ve cevher yatakları. MTA yayımları, No.1 12
- İzdarJE. K. ve Ünlü, T., 1985, Hekimhan Hasançelebi -Kuluncak bölgesinin jeolojisi. Piri Reis International Contribution Series Publication No.2. Sixth Colloquium Geology of the Aegean Region, Izmir, 303-329.
- Jacobson, S. H., 1969, Hasançelebi - Hekimhan demir sahasının jeolojisi ve maden yatakları. MTA arş. No: 1042 (Yayınlanmamış).
- Ketin, İ., 1959, Türkiyenin orojenik gelişmesi. MTA Der. 53,78-86.
- Ketin, İ., 1966, Anadolunun tektonik birlikleri. MTA Der. 66, 23-24.
- Kovenko, V., 1940, Hasançelebi mntkası demir yatakları. MTA Der. 5,1/8.
- Kurtman, F., 1978. Gürün bölgesinin jeolojisi ve tektonik özellikleri. MTA Der. 91,1-12.
- Leo.G. W., vd., 1978, Geology and mineral resources of the Kuluncak-Söfular. MTA Mad. Etüd.Dai.Arş.Rap. No. 1308.
- Mac Donald, G. A. and Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas. Jour.Petro., 5,82-133.
- Örçen, S., 1986, Medik - Ebreme (KB Malatya) dolayının biyostratigrafisi ve paleontoljisi. MTA Der. 105-106, 39-69.
- Özer. S., 1988, Orta-Doğu -Güneydoğu Anadolu ve yarımadasında bulunan Pironaca (Rudist) türlerinin paleontolojisi ve biyocoğrafyası. 31/1,47-59.
- Özer, T. ve Kuşçu, A.E., 1983, Malatya -Hekimhan -Karakuz demir madeni jeoloji ve rezerv raporu. MTA-Mad.Et.Dai.Arş.No. 1856.
- Özgül, N., 1976, Torosların bazı temel jeoloji özellikleri. TJK Bül. 19/1,68-78
- Pearce, J.A., 1982, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe,R.S. (Ed).Andesites, New York.John Willey and sons,525-458.
- Pearce,J.A.,Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrology. 25,956-983.
- Perinçek, D. ve Özkaya. I., 1981. Arabistan levhası kuzey kenarının tektonik evrimi Hacettepe Üniv. Yerbilimleri Enst. Bül. 8,91-101.

- Perinçek, D. ve Kozlu, H., 1983, Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin-Elbistan-Doğanşehir region (Eastern Taurus). Geology of the Taurus Region, Int. Symp.on the Taurus Belt.
- Pilz, P., 1937, Eisenvorkomen wistlich und istlich- von Hasançelebi be i Deveci, Karakuztepe und Çaltepe Unveröff, Ber., MTA archiv.
- Poldini, M., 1936., Hasançelebi bölgesinde manyetit yataklarının keşfi hakkında rapor.MTA Arş.No.472.
- Robertson, A. H. F. and Dixon, J. E., 1984, Introduction aspects of the geological evolution of the eastern Mediterranean. The geological evolution of the eastern Mediterranean. Special Publication of the Geological Society, London. 17, 1-74.
- Stchepinsky, V., 1944, Malatya bölgesi'nin jeolojisi ve mineral varhklan.MTA Der. 9, 1/31, 79-105.
- Şengör, A. M. C. and Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics, 75,181-241.
- Yazgan, E., 1981, Doğu Toroslar'da etkin bir paleo-kıta kenarı etüdü. H.Ü.Yerbilimleri Der. 7,83-104.
- Yılmaz, S., 1960, Karakuz ve Deveci Köyü demir yatakları hakkında rapor. MTA Mad. Et. Pai. Arş. No: 63 (Yayınlanmamış).
- Yoldaş, R., 1972, Malatya kuzeyinin jeolojisi ve petrol olanakları. MTA Rap. No: 4936 (Yayınlanmamış).
- Zanettin, B., 1984, Proposed new chemical classification of volcanic rocks. Episodes, 7, No:4, 19-20.
- Zimmer, E., 1952, Hasançelebi bölgesi demir yataklarında icra edilen taharriomeliyatı hakkında rapor. MTA Arş. No: 2018 (Yayınlanmamış).