

Makale / Research Paper

Beyreli - Çamiçi (Hadim-Konya) Dolayındaki Jura Yaşlı Dedebeleli Formasyonu Dolomitlerinin Sedimantolojik ve Jeokimyasal İncelenmesi

Ali Müjdat ÖZKAN*, Abdullah MUTLU

*Selçuk Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, KONYA,
mujdatozkan@selcuk.edu.tr

Özet: Bu çalışmanın amacı Konya güneybatısındaki Hadim ilçesinin Beyreli Köyü çevresinde yer alan Dedebeleli formasyonuna (Jura) ait dolomitlerin petrografik ve jeokimyasal bakımdan sedimanter özelliklerinin belirlenmesine yöneliktir. Orta Toroslarda bulunan Jura yaşlı Dedebeleli formasyonu kireçtaşı, çamurtaşı, dolomitik kireçtaşı ve dolomitten oluşmaktadır. Dedebeleli formasyonu mikrofasiyesi: vaketaşı, istiftaşı, kristalin kireçtaşı ve dolosparit şeklindedir. Dedebeleli formasyonu Sr içeriği (erken dolomitler 73-88 ppm ve geç dolomitler 58-77 ppm) sığ ve derin gömülme dolomitleriyle tutarlıdır. Yine, Dedebeleli formasyonu Na içeriği (erken dolomitler 148 ppm ve geç dolomitler 74-148 ppm) de sığ ve derin gömülme dolomitleriyle tutarlıdır. Dedebeleli formasyonu erken diyajenetik dolomitlerinin δO^{18} izotopik bileşimleri ‰ -2,37 ile -3,35 normal deniz suyu ya da evaporatif hafif konsantr (yoğun) deniz suyundan oluşumu önermektedir. Geç diyajenetik dolomitlerin izotopik bileşimleri ise ‰ -4,39 ile -5,9 yükseltilmiş sıcaklıklarda havzasal tuzlu sulardan oluşumu önermektedir. Dedebeleli formasyonu dolomitlerindeki δC^{13} değerleri erken diyajenetik; ‰ +1,29 ile +2,65; geç diyajenetik; ‰ +0,79 ile +3,14 biyojenik ve non-biyojenik kaynağı ifade etmektedir. Sonuç olarak Dedebeleli formasyonuna ait dolomitler sığ gömülme ortamında erken diyajenetik ve orta gömülme ortamında geç diyajenetik olarak oluşmuştur.

Anahtar Kelimeler: Beyreli, Hadim, Dolomit, Petrografi, Jeokimya.

Sedimentologic and Geochemical Investigation of Jurassic Dedebeleli Formation Dolomites in the Beyreli-Çamiçi (Hadim-Konya) Area

Abstract: The objective of this study is to determine the sedimentary properties of dolomites in terms of petrography and geochemistry, which belong to the Dedebeleli (Jurassic) formation existing at the surroundings of Beyreli Village of Hadim District lying at the southeast of Konya City. Jurassic-aged Dedebeleli formation, locating Central Taurus composed of limestone, mudstone, dolomitic limestone and dolomite. Dedebeleli formation microfacies: wackestone, packstone, crystalline limestone and dolosparite. The Sr content in the Dedebeleli formation (73 to 88 ppm in the early dolomites, and 58 to 77 ppm in the late dolomites, respectively) are compatible with the Sr concentration shallow-deep burial dolomites. The Na content in the Dedebeleli formation (148 ppm in the early dolomites, and 74 to 148 ppm in the late dolomites, respectively) are compatible with the Na concentration shallow-deep burial dolomites. The investigated dolomites suggest to occur from normal sea water or weakly evaporative sea water δO^{18} compositions (‰ -2,37 to -3,35) in the early diagenetic dolomites of Dedebeleli formation. The δO^{18} compositions (‰ -4,39 to -5,9) of late diagenetic dolomites in the Dedebeleli formation propose to occur from basinal brines at elevated temperatures. The δC^{13} values (early dolomites: ‰ +1,29 ile +2,65; late dolomites: ‰ +0,79 ile +3,14) in the dolomites of Dedebeleli formation stress to occur biogenic and non-biogenic. As a result, the Dedebeleli formation dolomites have been formed as early diagenetic at the shallow-burial environment and as the late diagenetic at the medium burial environment.

Keywords: Beyreli, Hadim, Dolomite, Petrography, Geochemistry.

Bu makaleye atıf yapmak için

Özkan, A.M., Mutlu, A., "Beyreli-Çamiçi (Hadim-Konya) Dolayındaki Jura Yaşlı Dedebeleli Formasyonu Dolomitlerinin Sedimantolojik ve Jeokimyasal İncelenmesi" El-Cezerî Fen ve Mühendislik Dergisi 2015, 2(2); 1-18.

How to cite this article

Özkan, A.M., Mutlu, A., "Sedimentologic and Geochemical Investigation of Jurassic Dedebeleli Formation Dolomites in the Beyreli-Çamiçi (Hadim-Konya) Area" El-Cezerî Journal of Science and Engineering, 2015, 2(2); 1-18.

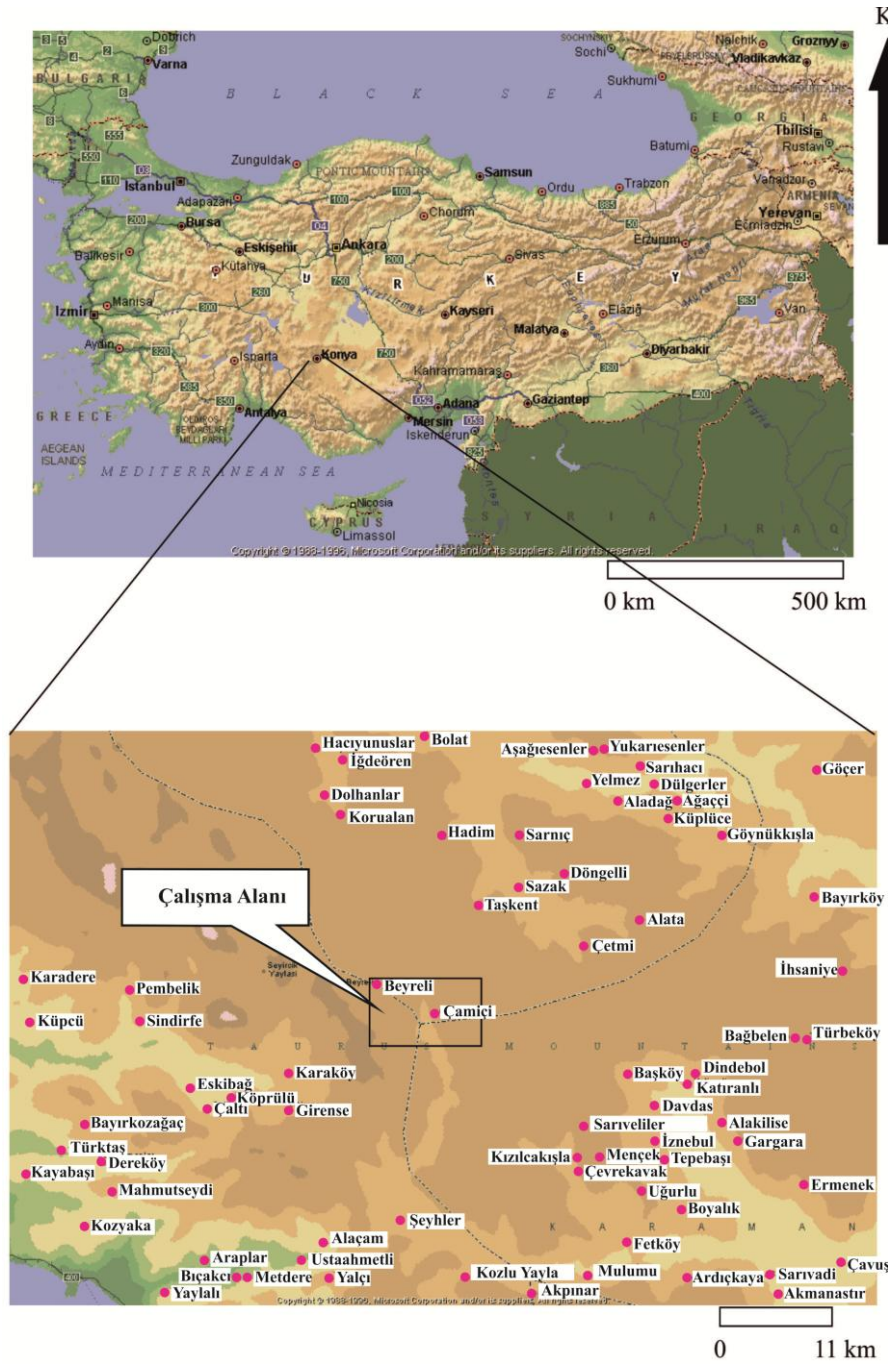
1. Giriş

İnceleme alanı Konya ilinin güneyinde bulunan Hadim ilçesine bağlı Beyreli ve Çamiçi Köyleri ve çevresini kapsamaktadır (Şekil 1). İnceleme alanı 1/25.000 ölçekli Alanya O-28 b₃ paftasının yaklaşık 65 km²'lik bir alanını kapsamaktadır. Çalışma alanı geneli engebeli olup, bölgenin önemli yükseltileri, Bozdağ Tepe (2133 m), Dedebeleni Tepe (2082 m), Denizçam Tepe (2020 m), Taşlıkaya Tepe (1988), Boztepe Tepe (1853 m), Ladin Tepe (1784 m), Ayrar Tepe (1709 m), Kuyubeleni Tepe (1694 m), şeklindedir. Akarsu bakımından fakir olan inceleme alanında bulunan küçük derelerin büyük bir kısmı yaz mevsiminde kurumaktadır. Bölgenin iklimi İç Anadolu bölgesinin karakteristik karasal iklim özelliklerini göstermektedir. Bitki örtüsü bölgenin iklim şartlarına uygun olarak geniş yeşil alanlar bulundurmamaktadır.

Turan [1], inceleme alanını kapsayan “Toroslar’da Hadim (Konya) ve güneybatısının jeolojisi, stratigrafisi ve tektonik gelişimi” isimli doktora tezi çalışmasında Devoniyen – Eosen zaman aralığında çökelmiş değişik kaya birimlerinin yüzelediğini, birimlerin biri otokton diğerlerinin ise allokton olarak iki ana bölüme ayrıldığını söylemiştir. Araştırmacı otokton birliğin inceleme alanının kuzeyinde sığ şelf karbonatlarından oluşan ve birbirleriyle uyumsuz olan Ovacık kireçtaşı (Üst Jura) ile Saytepe formasyonu (Senomaniyen - Maastrichtiyen), inceleme alanının güneyinde ise Saytepe formasyonunun (Senomaniyen - Selandiyen) çökeli mi esnasında Geç Kampaniyen’den sonra derinleşme sürecine girildiğini ve bu derinleşmenin Selandiyen’e kadar sürdüğünü, böylece otokton birliğin güney kesiminde kalın bir fliş istifi şeklindeki Karaköy formasyonunun (Maastrichtiyen) Saytepe formasyonu ile yanal ilişkili olarak şekillendiğini ifade etmiştir. Araştırmacı allokton birliklerin, otokton birlik ile birbirlerinin üzerinde örtüler şeklinde dört naptan oluştuğunu belirtmiştir. Araştırmacı bunların tektonostratigrafik konumlarına göre Taşkent napı (otoktonun üzerinde genel olarak değişik boyut ve özellikli bloklar içeren bir tektonik melanj karakterinde), Hocalar napı (Zindancık karmaşığı ve Kayraklıtepe kuvarsiti), Sinatdağı napı (lagüner Kahtepe formasyonu, Kartallıca kireçtaşı, Sinatdağı formasyonu, Türbetepe kireçtaşı ve Söğütyaylası formasyonu) ve Gevne napı (Gevne grubu ve İshaklı grubu) şeklinde sıraladıklarını ifade etmiştir. Araştırmacı yörede saptanan uyumsuzlukların stratigrafik yerlerine göre, Hadim bölgesinin Erken Alpin ve özellikle Orta Alpin orojenik hareketlerinden büyük ölçüde etkilendiğini, bu hareketler sonucu bölgede çoğunlukla KB-GD gidişli kıvrımlı, kırıklı ve bindirmeli yapıların geliştiğini, Yöredeki alloktonların Geç Lütesiyen – Erken Oligosen dönemindeki yoğun yatay sıkışma hareketlerine bağlı olarak ayrı ayrı naplar şeklinde bölgeye taşındığını, Pireniyen dağ oluşumu evresindeki kompresyonel tektonik rejimde naplar yerleştikten sonra, bölgenin tansiyonel tektonik rejimde eğim atımlı faylarla kırılarak esas yapısını kazandığını vurgulamıştır.

Özkan ve Dinç [3], Konya ilinin güneyinde bulunan Hadim ilçesinin çevresinde yaptığı çalışmada, Hacılabaz kireçtaşına ait dolomitlerin (Üst Jurasik) petrografik ve jeokimyasal açıdan sedimanter özelliklerini detaylı şekilde incelemişlerdir. Araştırmacılar, dolomit, dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşından oluşan birimin altta mikritik ara düzeyler içeren gri, koyu gri renkli, orta – kalın tabakalanmalı, şeker dokulu dolomitik kireçtaşları ile başladığını, üste doğru gri renkli, orta tabakalanmalı kireçtaşlarına geçtiğini belirtmiştir. Ayrıca daha üstlerde ise koyu gri renkli, orta – kalın tabakalı, bazı düzeylerde breşik görümlü kireçtaşı ve dolomitleşmiş ara düzeylerle istifin devam ettiğini açıklamışlardır. Araştırmacılar, Hacılabaz kireçtaşının uzun bir karasallaşma döneminden sonra transgresyon yapan bir denizde, doğrudan karbonat sedimantasyonu şeklinde çökelmeye başladığını ve sığ karbonat platform ortamında (gelgit içi – gelgit altı ve sınırlanmış lagün) çökelen Hacılabaz kireçtaşlarında *Clypeina jurassica*, *Cambelliella striata*, *Salpingoporella* sp. gibi yeşil alg ve *Valvulina lugeoni*, *Kurnubia cf. palastiniensis*, *Valvulina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Siphovalvulina* sp., *Haurania* sp., Miliolidae gibi foraminifer fosilleri bulunduğunu belirtmişlerdir.

Ghienne ve ark. [4], yaptıkları çalışmada güney (Toros Zinciri ya da Toridler) ve güneydoğu (Arap Levhası'nın kenar kıvrımları) Türkiye'deki Kambriyen - Ordovisiyen istiflerinin hemen hemen tümüyle korunduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar ana trasgresif olaylarla ve bunu izleyen şelf ilerlemelerine göre dört ana sedimanter istif bulunduğunu söylemişlerdir. Araştırmacılar, 2000 metre kalınlığındaki Erken Paleozoyik istifinin gelişiminin; (1) kratonik platform rejiminin başlangıç evresinde flüvyal ve volkanik, (2) stabil denizel platform gelişim evresinde karbonatlar ve fırtına etkisinde gelişmiş klastikler, (3) tektonik duraysızlık evresinde buzul - denizel çökellerin alt bölümü ve (4) buzullaşma evresinde buzul - denizel çökeller şeklinde geliştiğini ifade etmişlerdir.



Şekil 1. İnceleme alanının yerbulduru haritası.

Özkan ve Biçer [5], Konya güneybatısındaki Hadim ilçesinin çevresinde yer alan Geç Devoniyen yaşlı Gölboğazı formasyonuna ait dolomitlerin petrografik ve jeokimyasal incelemesini yaptıkları

çalışmada dolomitleri; (1) mimik replaseli dolomikrit, (2) mikritik matriks içerisinde saçınımlı özşekilli dolomitler, (3) çatlak ve boşluk dolgusu dolomit (zonlu dolomit ve saddle dolomit), (4) breşik dolomit ve (5) polimodal dolomit şeklinde tanımlamışlar ve Gölboğazı formasyonu dolomitlerinin sığ denizel ortamda sığ gömülmeli erken diyajenetik ve orta-derin gömülme ortamında geç diyajenetik olarak oluştuğunu ifade etmişlerdir.

2. Materyal ve Metod

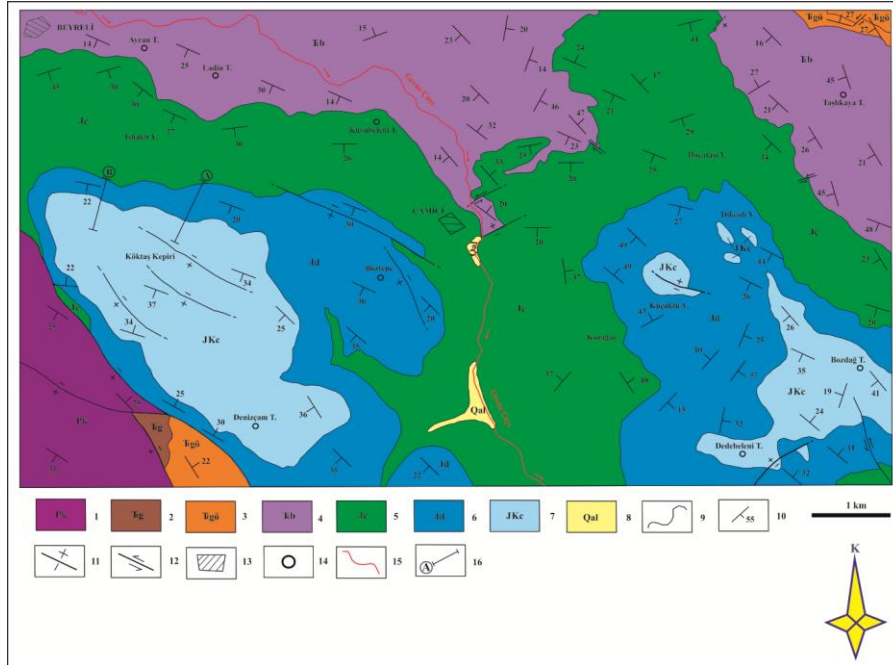
İnceleme alanının genel jeolojik ve tektonik özellikleri [1] tarafından tamamlanan doktora çalışması kapsamında incelenmiştir. Ancak inceleme alanında bulunan Dedebeledi formasyonuna ait karbonatlarının sedimantolojik özellikleri detaylı olarak incelenmemiştir. Bu yüzden bu çalışmanın materyalini Jura yaşlı Dedebeledi formasyonunun karbonatları oluşturmaktadır.

Çalışma sırasında kullanılan 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası [1]'den alınarak 2 adet ölçülü stratigrafi kesiti ve 15 adet numune derlenmiş ve her birinin ince kesitleri yaptırılmıştır. Yaptırılan ince kesitler üzerinde dolomit ve kalsiti ayırmak için alizerin red-s testi uygulanmıştır.

8 adet örnek kimyasal analiz (ana, iz) için Kanada'daki ACME analitik laboratuvarına gönderilerek ICP-ES ve ICP-MS aletlerinde okumaları yaptırılmıştır. Yine bu 8 adet örneğin izotop (δO^{18} , δC^{13}) analizinin yaptırılması için Amerika'daki Kaliforniya Üniversitesi UCD Stable Isotope Labaratuvarına gönderilerek SIRA-10 Mass Spectrometer aletinde okumaları yaptırılmıştır.

3. Stratigrafi

İnceleme alanı ve yakın çevresinde önceki çalışmalarda gerek stratigrafik gerekse yapısal olarak farklı özellikler gösteren 7 adet formasyon ayırtlanmıştır (Şekil 2).

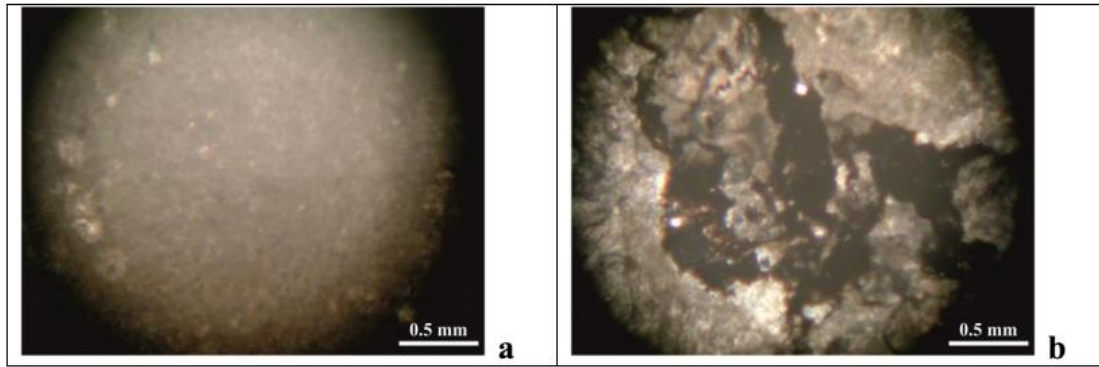


Şekil 2. İnceleme alanının Jeoloji haritası ([1]'den değiştirilerek). 1: Kuşakdağı formasyonu (**Pk**), 2: Gökçepinar kireçtaşı (**Rg**), 3: Göztaşı formasyonu (**Rgö**), 4: Beyreli formasyonu (**Rb**), 5: Çamiçi formasyonu (**Jç**), 6: Dedebeledi formasyonu (**Jd**), 7: Cihandere formasyonu (**JKc**), 8: Alüvyon (**Qal**), 9: Formasyon sınırı, 10: Tabaka konumu, 11: Düşey/eğim atımlı fay, 12: Doğru atımlı fay, 13: Yerleşim merkezi, 14: Tepe, 15: Sürekli akarsu, 16: Ölçülü stratigrafi kesiti.

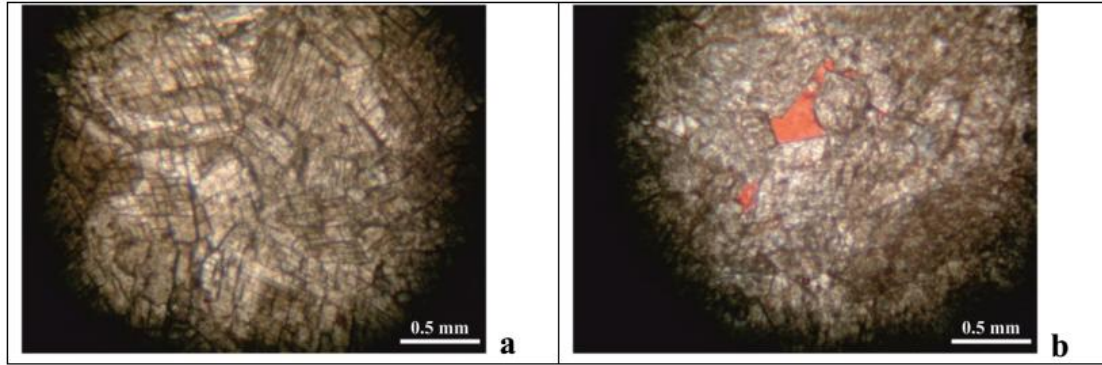
İnceleme alanındaki birimler; Kuşakdağı formasyonu (**Pk**; gri renkli kireçtaşı), Gökçepınar kireçtaşı (**Ēg**; açık gri, pembemsi krem renkli kireçtaşı), Göztaşı formasyonu (**Ēgö**; alacalı şeyl, kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı), Beyreli formasyonu (**Ēb**; kumtaşı, çamurtaşı, şeyl, kireçtaşı), Çamiçi formasyonu (**Jç**; konglomera, kumtaşı, çamurtaşı), Dedebeledi formasyonu (**Jd**; kireçtaşı, dolomit), Cihandere formasyonu (**JKc**; kireçtaşı, dolomit) ve Alüvyon (**Qal**) şeklindedir (Şekil 2).

4. Petrografik Özellikler

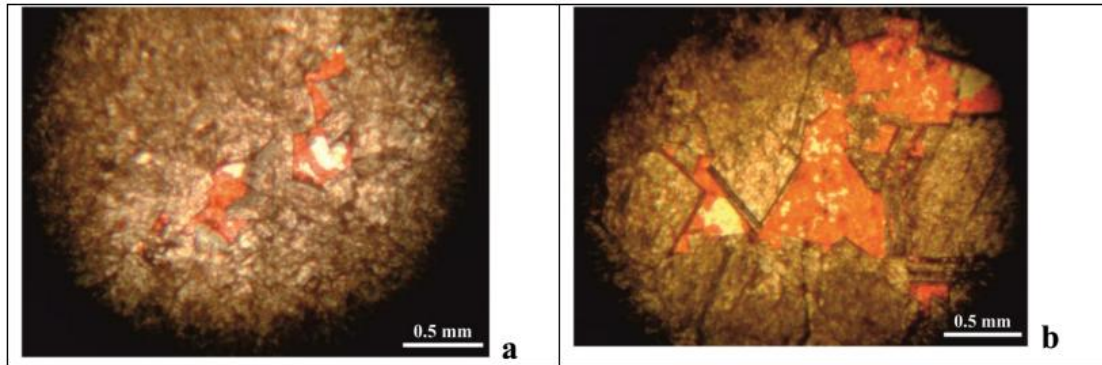
Dedebeledi formasyonu ince kesitlerinde mikrodan iriye değişen boyutlarda, özşekilli - yarı özşekilli ve öz şekilsiz tane şeklinde idiyotopik ve ksenotopik dokulu dolomit kristalleri görülmektedir. Petrografik inceleme sonucu Dedebeledi formasyonunda vaketaşı [6] (Şekil 3a,b) ve dolosparit (Şekil 4a,b; 5a,b; 6a,b) şeklinde oldukları gözlenmiştir.



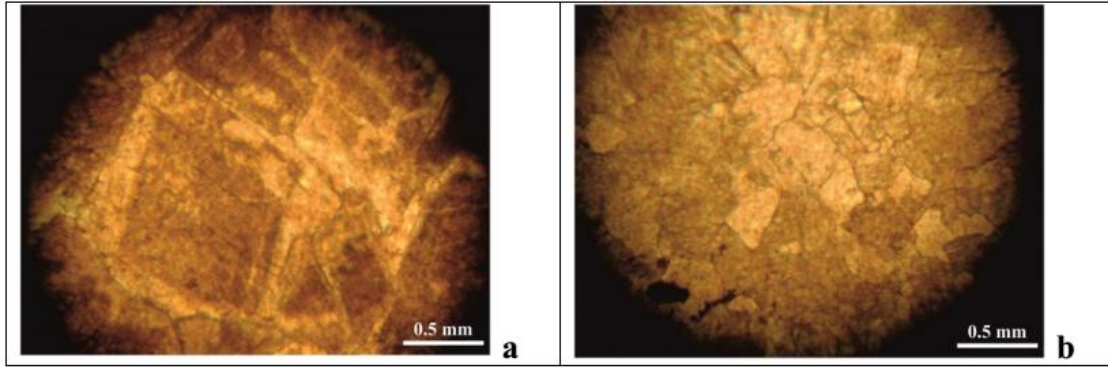
Şekil 3. **a.** Vaketaşı; mikrit ve fosil (T.N. Kesit no: A-10; kireçtaşı). **b.** Vaketaşı; mikrit, organik madde ve sitilolit (Ç.N. Kesit no: A-22; kireçtaşı).



Şekil 4. **a.** Özşekilli dolosparit (T.N. Kesit no: A-40; dolomit). **b.** Özşekilli dolomit ve kalsit çimento (T.N. Kesit no: A-52; dolomit).



Şekil 5. **a.** Özşekilli kirli dolomit ve kalsit çimento – replase dolomit çimento (T.N. Kesit no: A-80; dolomit). **b.** Özşekilli dolomit ve kalsit - replase dolomit çimento (T.N. Kesit no: A-104; dolomit).



Şekil 6. a. Dolomit, özşekilli-kenar çimentolu, merkezi kirli-kenarı berrak (özşekilli zonlu dolomit) (T.N. Kesit no: B-36; dolomit).b. Yarıözşekilli-özşekilsiz dolomit (T.N. Kesit no: B-80; dolomit).

5. Jeokimyasal özellikler

Dedebeleni formasyonuna ait dolomit (6 adet) ve kireçtaşı (2 adet) örneklerinin analiz sonuçları Tablo 1 ve 2'de verilmiştir. Bu analiz verilerinden ana, iz ve izotop (O, C) değerleri kullanılarak Dedebeleni formasyonu dolomitlerinin gelişimi yorumlanacaktır.

Tablo 1. Dedebeleni formasyonundaki dolomit ve kireçtaşlarının majör oksit içerikleri.

Örnek No	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	% CaCO ₃	% MgCO ₃
A-40	1,11	0,49	0,62	19,13	34,93	0,01	0,07	0,02	62,34	40,02
A-52	3,99	1,03	0,43	18,29	33,78	0,02	0,05	0,05	60,29	38,25
A-80	4,56	1,19	0,35	19,4	33,64	0,01	0,19	0,05	60,04	40,58
A-104	1,01	0,28	0,1	18,32	35,01	0,01	0,04	0,01	62,48	38,32
B-36	3,01	0,57	0,24	18,83	31,93	0,02	0,16	0,02	56,99	39,40
B-80	2,99	0,29	0,23	18,11	35,1	0,02	0,04	0,02	62,64	37,87
A-61*	6,84	0,89	0,3	0,63	49,87	0,04	0,15	0,04		
B-107*	0,42	0,22	0,1	0,55	55,12	0,04	0,04	0		

*Kireçtaşı

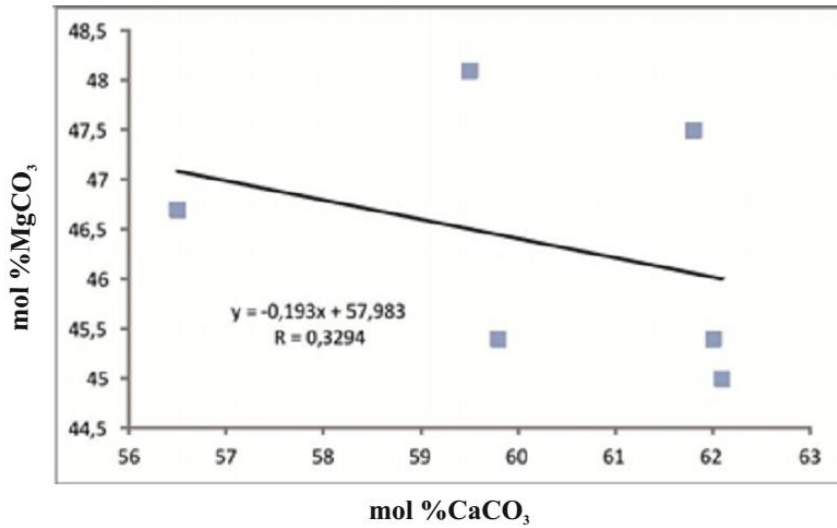
Tablo 2. Dedebeleni formasyonundaki dolomitlerin bazı iz element, izotop ve dolomitlenme sıcaklık değerleri.

Örnek No	Sr (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Na (ppm)	Ba (ppm)	Rb (ppm)	δ ¹⁸ O (PDB)	δ ¹³ C (PDB)	Dolomitlenme sıcaklığı (T °C) (sw = 0)
A-40	65	4336	77	74	6	2,4	-5,2	0,83	65
A-52	58	3007	77	148	6	2,1	-5,9	0,79	71
A-80	73	2448	148	74	16	6,6	-2,37	2,65	46
A-104	74,2	699	0	74	4	1,6	-4,34	3,14	59
B-36	76,9	1678	148	148	18	2,3	-5,81	1,72	70
B-80	88,3	1608	0	148	8	1,5	-3,35	1,29	52
A-61*	281	2098	0	296	8	5,5	-7,96	2,68	87
B-107*	325	699	0	296	3	1,1	-5,64	3,46	69

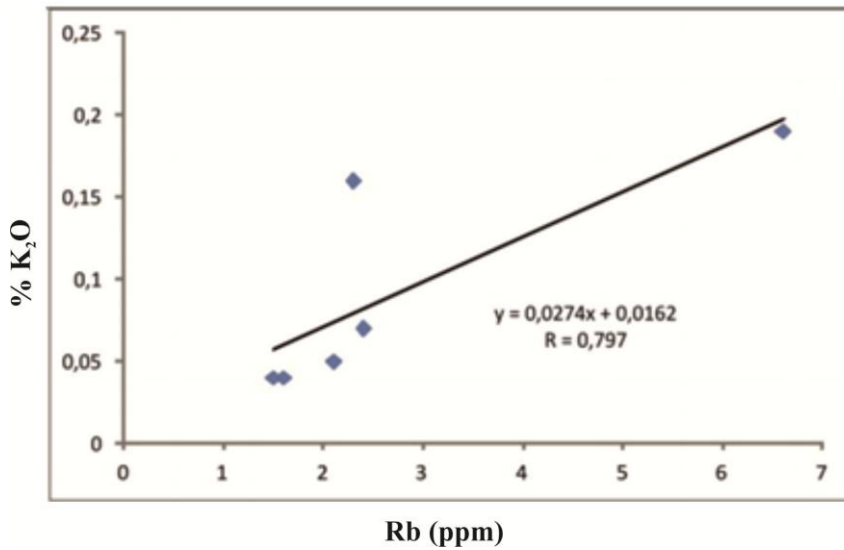
*Kireçtaşı

5.1. Majör Element Jeokimyası

Dedebeleni formasyonu dolomitlerinin mol % $MgCO_3$ – mol % $CaCO_3$ grafiğinde $MgCO_3$ içeriği ile $CaCO_3$ içeriği arasında negatif ilişkinin olduğu gözlenmektedir (Şekil 7). Dolomitleşme esnasında dolomitler içerisindeki Ca iyonları ortamdaki uzaklaştıkça Mg iyonlarının oranında artış olmaktadır. Böylece oluşan dolomitin bileşimi de ideal dolomit (stoikiyometrik dolomit) bileşimine yaklaşmaktadır. Ancak Dedebeleni formasyonu dolomitleri Ca'ca zengin non-stoikiyometrik dolomit bileşimindedir (Tablo 1). Dolomitlerin yarı duraylılıkları sebebiyle ilerleyen rekristalleşme esnasında çok stoikiyometrik olmaları beklenmektedir [7-11]. Ancak bazı araştırmacılar Ca'ca zengin dolomitlerin uzun zaman periyotlarınca duraylı kalabileceğini ileri sürmüşlerdir [12,13,14,15,11]. Ca'ca zengin non-stoikiyometrik dolomit genellikle dolomitleşmiş solüsyonun Mg/Ca oranının ve dolomitleşme esnasındaki sıvı/kaya oranının bir fonksiyonu olarak ifade edilmektedir. Bu oranların düşmesiyle Ca'ca zengin non-stoikiyometrik dolomit oluşur. Kalsiyen dolomitlerin varlığı düşük Mg/Ca oranıyla ilişkili bir solüsyondan oluştuğunu gösterir. Ca'ca zengin dolomitler genellikle yüzeyle yakın bir kökene sahiptir [16,11]. Non-stoikiyometrik kalsiyen dolomit, kaya kontrolündeki kısmen kapalı bir sistemde kolayca oluşabilir [13,17,11].



Şekil 7. Dedebeleni formasyonu dolomitlerinin mol % $MgCO_3$ – mol % $CaCO_3$ grafiği.

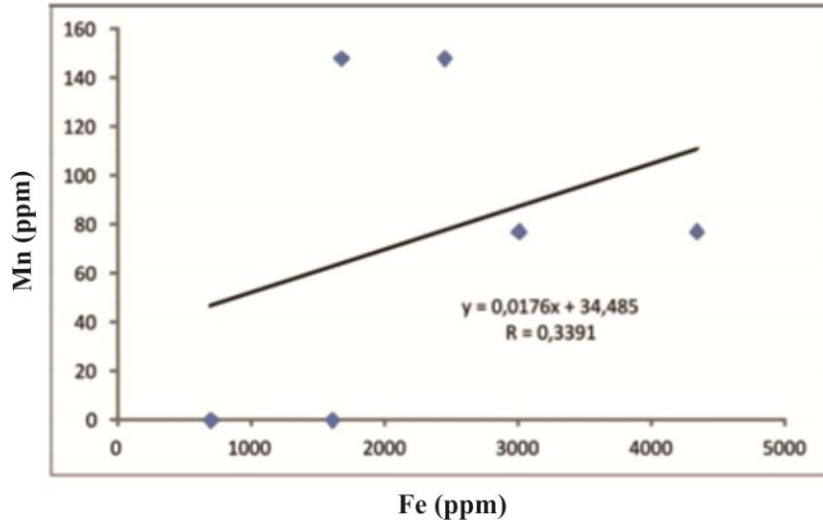


Şekil 8. Dedebeleni formasyonu dolomitlerinin % K_2O – Rb (ppm) grafiği.

% K₂O – Rb (ppm) grafiğinde, Dedebeleli formasyonu dolomitlerinde Rb içeriği ile K₂O arasında pozitif bir korelasyon gözlenmektedir (Şekil 8). Rb ve K₂O arasındaki pozitif korelasyon karbonatlar içerisindeki killerin denizel orijinli olduğunu destekler [18]. Dolayısıyla bu özellik Dedebeleli formasyonunun denizel orijinli olduğunu belgelemektedir.

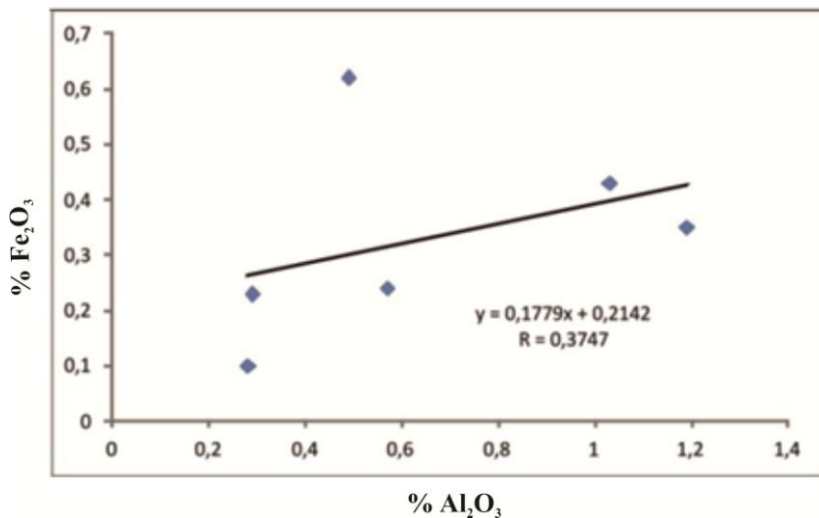
5.2. Minör Element Jeokimyası

Dedebeleli formasyonu Fe – Mn (ppm) grafiğinde, dolomitlerde Mn ile Fe içeriği arasında zayıf da olsa pozitif bir ilişki gözlenmekte, yani Fe içeriği artarken Mn içeriği de artmaktadır (Şekil 9).



Şekil 9. Dedebeleli formasyonu dolomitlerinin Fe (ppm) – Mn (ppm) grafiği.

Fe – Al grafiğinde Dedebeleli formasyonu dolomitlerinde Al içeriği ile Fe içeriği arasında zayıf da olsa pozitif bir ilişki gözlenir (Şekil 10). Dolomitlerdeki Fe ve Al bolluğu terrijen kirlenmelere dayandırılan, çoğunlukla filtrelenme nedeni olarak yorumlanmıştır [19].



Şekil 10. Dedebeleli formasyonu dolomitlerinin Fe (ppm) –Al (ppm) grafiği.

İri – çok iri kristalin planar-s dolomitler çimento ve daha önce gelişen çimentoyu ornatma dolomitler şeklinde gelişmişlerdir. Boşluk dolgusu dolomit terimi [26] tarafından bu tip dolomitler için kullanılmıştır, çünkü dolomit çimento ve önceki çimentoyu ornatma dolomit arasındaki ayırım sıklıkla mümkün olmamaktadır. Dedebeledi formasyonundaki dolomitlerde de bu tip ornatma dolomit ve dolomit çimentolar gözlenmekte olup, çimento ve ornatma dolomitler şeklinde yorumlanmışlardır.

Orta – iri kristalin planar-e (öhedral) mozayik dolomitler; dolomitleşme öncesi dokunun çoğu delili olarak verilmiştir. Çünkü bireysel mozayiklerdeki kristal boyu ünimodaldır ve dolomit için çekirdekleşme alanlarının homojen olarak dağıldığı düşünülebilir [25,27,20]. Dolomit kristallerinin uzlaşan sınırların paylaşımını göstermesi onların yerinde oluştuğunu ifade eder. Onlar uyuşan kristal sınırları oluşturmak için eş zamanlı olarak gelişir ve bitişik kristallerdeki zonların birleşik büyümesiyle planar-e mozayikler geliştirmiştir [27,20]. İntrakristalin yontulma özelliklerinin yokluğu, devamlılık ve eşit genişlikte zonlar kristallerin sürekli gelişimini göstermektedir. Dedebeledi formasyonundaki özşekilli dolomitler de bu şekilde oluşmuştur.

Orta kristalin planar-s çatlak dolgusu gelişimi gözlenen çimento dolomitler geç diyajenetik tarihte oluşurlar [20]. Bu çatlak dolgusu dolomitler daha önce oluşan dolomitleri de kesebilmektedirler. Dolomitler hidrokarbonlar tarafından sarı ya da kahverengi renkle lekelenirler [28]. Kristaller sık sık genel dalgalı sönmeli, eğri ya da barok dolomitin bir özelliği saddle benzeri şekilli karakteristiklere sahip olabilirler [29,28]. Geç saddle dolomitler genellikle Fe'ce zengindirler [29]. Barok dolomitler potansiyel olarak birincil çökeltim şeklinde ve ortalama 65-80 °C sıcaklıklarda oluşurlar ve daha az olarak da daha erken oluşan kalsitin ornatılması şeklinde oluşurlar. Bu 60-150 °C sıcaklıkta oluşan petrol penceresi içerisinde uzanır ki barok dolomit yaygın olarak hidrokarbonla ilişkili olarak oluşur [29]. Karbonat – silisiklastik karışım sistemindeki Fe mevcudiyetinin büyük miktarını da yansıtan kötü düzenlenmiş Ca'ca zengin barok ferron dolomit [30] tipik olarak çok geç gömülme diyajenetik orijinaldir [31]. Barok dolomit ornatılabilir ya da çok daha yaygın olarak çok geç boşluk dolgusu çökeltim orijinaldir [29]. Dedebeledi formasyonundaki saddle ve barok dolomitler de geç diyajenetik olarak orta gömülme ortamında gelişmişlerdir.

İri – çok iri kristalin anhedral dolomitler orijinal kireçtaşı/dolomitin ornatılmasıyla oluşurlar. Bu tip ornatılma genellikle bütün orijinal depozisyonel dokuları yokeder [20]. Bu dolomit tipi [26] tarafından tanımlanan ksenotopiğe benzemektedir [20]. Folk [32] gömülme ortamındaki orijinal kireçtaşlarını ornatma anhedral dolomiti tanımlamıştır. Böyle bir ornatılma sadece belirli zonlarda meydana gelir, ki orijinal yüksek porozite ve permeabilite ile karakterize edilir. Dedebeledi formasyonundaki anhedral dolomitler de bu şekilde oluşmuştur.

İri – çok iri anhedral çimento dolomitler genellikle saddle dolomit olarak isimlendirilir [33]. Bu dolomitlerin hemen hemen hepsi yükseltilmiş sıcaklıklarda (60 – 150 °C; [33]) ve yüksek tuzluluktaki tuzlu sulardan oluşmuş şeklinde yorumlanmıştır [20]. Şimdiye kadar kesin delili sağlanamayan saddle dolomitler hiposalin su ya da denizden düşük sıcaklıklarda oluşabilir [33]. Anhedral çimento dolomit bu delil yetersizliğinde deniz suyundan daha yüksek tuzluluklar ile tuzlu sulardan yükseltilmiş sıcaklıklarda oluşmuş olarak da yorumlanmıştır [20]. Dedebeledi formasyonundaki dolomitlerde gözlenen saddle dolomitlerin de orta gömülmeyle yükseltilmiş sıcaklıklarda havzasal tuzlu sulardan oluştuğu düşünülmektedir.

6.2. Jeokimyasal Yorumlar

Fe ve Mn meteorik sularda Na ve K'dan daha düşük konsantrasyonlarda olmakla birlikte örneklerde Na azalırken Fe ve Mn artar ise bu muhtemelen bol miktardaki organik

maddenin sürekli redüksiyonu ile ilişkilidir [34]. Ayrıca Fe^{+2} ve Mn^{+2} 'nın indirgen formları karbonat minerallerinde bulunmaktadır; bu yüzden Fe ve Mn konsantrasyonlarındaki artma karbonatların indirgen şartlar altında çökeldiğini ifade eder [34]. Birincil oksik denizel karbonatların <100 ppm Fe ve <10 ppm Mn'a sahip oldukları tahmin edilmiştir [35], şöyle ki bu elementlerin seviyeleri diyajenetik zenginleşmenin derecesini yansıtır. Mg, Fe ve Mn'in önceki karbonatlardan sağlanıp sağlanmadığının belirlenmesi güçtür [36]. Zengin Fe konsantrasyonları Fe'ce zengin sıvılardan birincil oluşumun sonucu olabilir [36]. Şu muhtemeldir ki detritik taneler üzerinde atmosferik yüzeyleme esnasında demiroksit kabuklanmalar oluşur [36], ki indirgen diyajenez şartları altında Fe'in lokal kaynağı olarak korunabilir. Alternatif olarak havzasal sıvılardan alınan kompaksiyonun mevcudiyetinde gömülme esnasında erken ince taneli dolomitlerin (kötü düzenlenmeli ve çok düşük stoikiyometrik) rekristalizasyonu Fe^{+2} konsantrasyonlarının yükseltilmesine katkıda bulunabilir [36].

Yüzeğe yakın oksitlenmiş sıvıların dolomitlere doğru süzülmesi, dolomit erimesini ve sonra oksit/hidroksit çökelişini açıklayabilir [37]. Meteorik su gibi yüzeğe yakın sular genelde oksitlenir ve çözünmez Fe – oksit/hidroksit ve Mn – oksit/hidroksitin hızlı çökelişini destekler [37]. Oksidasyon – redüksiyon sisteminin matriks erime porozitesi içerisinde Mn ve Fe'in tahliyesini sonuçlandırdığı ve sonradan onların daha sonraki çimento safhalarına ve/veya içersine uygun dahil edilmesini kontrol ettiğine inanılmaktadır [37]. Zonlu dolomitlerdeki yüksek ve birlikte değişen Fe ve Mn konsantrasyonları, atmosferik orijinli sıvılarla uyumaktadır ki temel olarak oksiktirler [37]. Dedebeledi formasyonuna ait dolomitlerdeki Fe ve Mn zenginleşmesinin de indirgen ortamdaki dolomitleşmeyle geliştiği düşünülmektedir.

Karbonat kayaların oksijen izotop (δO^{18}) ve iz element (özellikle Na ve Sr) içerikleri karbonatları oluşturan orijinal sıvıların tuzluluğunu belirlemede önemlidir [38]. Bu hipersalin ve denizel karbonatların her ikisinin tatlı su orijinlerine nispeten Na ve Sr'ca zenginleşmiş olmalarına ve ağır oksijen izotoplarına sahip olduklarına dayandırılan bir görüşür [38]. Şu da bilinmektedir, ki karbonat kayaların Na ve Sr içeriklerinde meteorik sular ile diyajenezleri esnasında azaltılmaları da söz konusudur [38].

Wanas [38] 1030 – 5120 ppm (ortalama=3008 ppm) Na içeriğinin hipersalin ya da evaporitik dolomitlerinkine çok benzer olduğunu belirtmiştir; 520 – 890 ppm (ortalama=656 ppm) Na içeriğinin ise denizel ile denizel – meteorik su karışım dolomitlerinin konsantrasyonlarına uyduğunu ifade etmiştir.

Wanas [38] 387 – 610 ppm (ortalama=508 ppm) Sr içeriğinin denizel – hipersalin dolomitlerin Sr içeriğine yakın olduğunu; 64 – 140 ppm (ortalama=108 ppm) Sr içeriğinin eski denizel ile denizel – meteorik su karışım dolomitlerinin içeriğine ulaştığını belirtmiştir. Düşük Sr konsantrasyonları (<300 ppm) deniz suyundan bir orijini onaylamaktadır [39]. Kuvaterner öncesi kireçtaşlarının Sr içeriğinin yaklaşık ortalamasının 320 ppm civarında olduğunu belirtilmiştir [18]. Dedebeledi formasyonu dolomit örneklerindeki Sr oranları sırasıyla 58 ppm – 83 ppm (Tablo 2) olması bu dolomitlerin denizel orijinli olduğunu belirtmektedir.

Denizel ortamlarda oluşan karbonatlar, tatlı su ortamlarında oluşan karbonatlara göre δC^{13} ve δO^{18} bakımından daha zengindirler [40]. Karbonat minerallerinin diyajenezinde yağmur suyu çok etkilidir [40]. Tatlı su, denizel koşullarda oluşmuş karbonatlara nüfuz ederse, onlarda bulunan δC^{13} ve δO^{18} miktarını azaltır. Bu nedenle eğer dolomitler yağmur suyu etkisiyle oluşmuşlarsa "hafif" izotopik değerler; eğer aşırı tuzlu suların etkisi altında oluşurlarsa "ağır" izotop değerleri verirler [41].

Wanas [38] ‰ +0,98 ile +1,8 PDB δO^{18} değerli dolomitlerin diğer jeolojik ortamların denizel ile hipersalin eski dolomitleri ile uyumlu olduğunu belirtmiştir. Diğer taraftan nispeten düşük

δO^{18} değerlerinin ($\text{‰}+0,9$ ile $-0,4$ PDB) denizel ile denizel – meteorik su karışım dolomitlerine yakın olarak benzediğini ifade etmiştir [40].

Wanas [38] dolomitlerdeki δC^{13} değerlerinin çoğunlukla sülfat indirgeyen bakteriler tarafından organik maddenin bozunması ve biyojenik birincil karbonatın erimesi, gözenek suyu karbonat iyonlarından sağlanan CO_2 'nin nispi miktarına bağlı olduğunu ifade etmiştir. Böylece δC^{13} değerleri organojenik dolomitlere karşı biyojenik ve non-biyojenik arasındaki fark ile kullanılabilir [38]. Bu fikre dayandırılan organojenik dolomitler δC^{13} 'ün negatif değerlerinin geniş bir alanını gösterebilir, oysa ki biyojenik ve nonbiyojenik dolomitler δC^{13} 'ün nispeten yüksek pozitif değerlerini verebilir [38]. Wanas [38] incelediği dolomitlerdeki δC^{13} pozitif değerlerinin organikçe zengin zonda (mikrobiyal zon) oluşmayan karbonatlardan türemeyi gösterebileceğini, fakat muhtemelen gözenek suyu ve/veya biyojenik birincil karbonatlardan alınmış olabileceğini belirtmiştir.

Dedebeleni formasyonu erken diyajenetik dolomitlerinin δO^{18} izotopik bileşimleri ($\text{‰} -2,37$ ile $-3,35$) dolomitleşme sıvısının normal deniz suyu ya da evaporatif hafif konsantre (yoğun) deniz suyundan oluşumu önermektedir. Geç diyajenetik dolomitlerin izotopik bileşimleri ise ($\text{‰} -4,39$ ile $-5,9$) dolomitleşme sıvısının yükseltilmiş sıcaklıklarda havzasal tuzlu sulardan oluşumu önermektedir. Dedebeleni formasyonu dolomitlerindeki δC^{13} değerleri (erken diyajenetik; $\text{‰} +1,29$ ile $+2,65$; geç diyajenetik; $\text{‰} +0,79$ ile $+3,14$) şeklinde olup biyojenik ve non-biyojenik kaynağı ifade etmektedir.

Deniz suyunun δO^{18} 'i $\text{‰} 0$ olarak farzedilerek [42]'e göre Dedebeleni formasyonu dolomitlerinin oluşum sıcaklığı erken diyajenetiklerde 46 ile 52 °C, geç diyajenetiklerde 59 ile 71 °C arasında hesaplanmıştır. Dolayısıyla Dedebeleni formasyonu dolomitlerinin bu sıcaklık değerleri dolomitleşmenin sıg ve orta gömülme ortamında oluştuğunu ifade etmektedir.

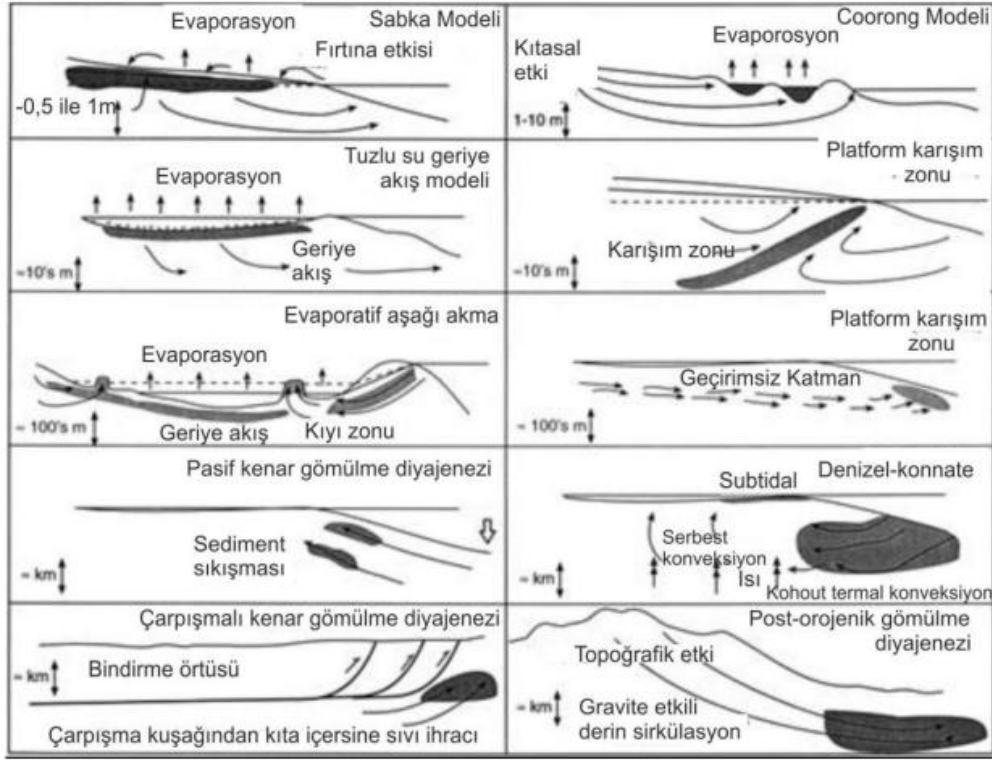
6.3. Dolomitleşme Modeli

Eş zamanlı ve sıg gömülme dolomitizasyonu için Mg'un ana kaynağı sadece deniz suyu olabilir [43]. Derin gömülme şartları için Mg (1) konnate su (kapanlanmış deniz suyu), (2) duraysız orijinal minerallerin çözünmesi, (3) basınç erimesi (sitolitizasyon), (4) altlayan şeylerin kompaksiyonu, (5) havzasal tuzlu sulardan (basinal brines) sağlanabilir. Bu olasılıkların ağırlığını belirlemek güçtür, fakat havzasal tuzlu sular dolomitizasyon için çok muhtemel Mg kaynağıdır [23,36].

Machel ve Mountjoy [44] ise şu koşulların ve ortamların dolomitleşmeye kimyasal olarak yardım ettiğini belirtmişlerdir: (1) termodinamik ve kinetik doygunluk üzerine tuzlu ortamların dolomit ile ilişkisi (yani, tatlı su – deniz suyu karışım zonları, normal tuzlu – hipersalin subtidal ortamlar, hipersalin supratidal ortamlar, şizohalin ortamlar), (2) alkalın ortamlar (yani, bakteriyel redüksiyon ve/veya fermentasyon işlevlerinin etkileri altında ya da alkalın kontinental yer altı suları ile), (3) yaklaşık 50 °C'den daha yüksek sıcaklıklı birçok ortamlar (yüzealtı ve hidrotermal ortamlar; Şekil 12).

Dolomitleşme sıvısının kaynağını belirlemek için uğraşıldığında şu zorunlu olmaktadır ki deniz suyu, meteorik su ve derin havzasal tuzlu su gibi sıvı kaynakları göz önüne alınmalıdır [36]. Genelde sıvılar izotopik olarak hafif karbon değerleri ile karakterize olma eğilimindeki sülfat indirgenme zonundan sağlanır [36]. Srinivasan ve ark. [36] Maryville formasyonundan Tip 3 ve Tip 4 dolomitlerinin izotopik olarak ağır karbon değerlerinin sülfat indirgenme zonunun aşağısından alınan sıvıyı önerdiğini belirtmişlerdir. Dedebeleni formasyonundaki dolomit örneklerinde ağır karbon değerleri gözlenmesi (Tablo 2, Şekil 11) dolomitleşme sıvısının sülfat indirgenme zonu

aşağısından alındığını ifade etmektedir. Azalan δO^{18} değerleri düşük δO^{18} li meteorik sıvılardan ya da yükseltilmiş sıcaklıklardan sonuçlanabilir [36].



Şekil 12. Dolomitleşme modelleri [Kaynak 45].

Çok sayıdaki çalışmalar göstermiştir ki smektitin illite gömülme diyajenetik dönüşümü gözenek sıvısındaki metal iyonlarının serbest bırakılmasıyla ilişkilidir [36]. Potansiyel havzasal şeyl literatürde iyi döküman edilen derin gömülme diyajenezi süresince Ca, Fe, Mg, Na ve Si'un bir kaynağı olarak hizmet vermektedir. Smektit tabakalarındaki Fe ve Mg tipik olarak dönüşümün daha yüksek sıcaklıklarla ilişkili olması eğilimindedir [46] ve smektit – illit dönüşümü 50 – 125 °C'ye ulaşan bir sıcaklık üzerinde oluşmaktadır (normal jeotermal gradyan ile 2-4 km gömülme derinliği). Freed ve Peacor [47] 2 – 2,5 km'ye ulaşan bir derinlik üzerinde Gulf Coast şeylindeki smektit ile ilişkili illitin oranındaki ani artışı rapor etmiştir [36]. Benzer olarak Dedebeledi formasyonu tabanında uyumlu olarak yer alan Çamiçi formasyonuna ait şeyller ve silisiklastikler Dedebeledi formasyonu kireçtaşlarının dolomitizasyonu için gerekli metal iyonlarını sağlamış olabilir.

Yüzeyaltı sıvı akışları için birkaç mekanizma önerilmiştir ve bunlar; gravite etkili sıvı akmaları, kompaksiyon etkili akma, havzasal sedimentlerden episodik su kaçmaları ve tektonizmaya tepki olarak sıvı akmalarını kapsamaktadır [36].

Yüksek Fe içeriklerine sahip (>1880 ppm) kalsit çimentolar derin meteorik ya da gömülme ortamlarının tipik olarak indirgen şartlar altında çökelişini önerir [48]. Düşük Fe, Mg ve Sr içerikli kalsit çimentolar, oksidasyon şartları altındaki yüzey yakını meteorik sulardan çökelişini önerir [48]. Dedebeledi formasyonu dolomitlerindeki yüksek Fe içeriği (Tablo 2) orta gömülme ortamını ifade ederken, düşük Fe içeriği de sık gömülme ortamını belirtmektedir.

Dolomitlerdeki Na konsantrasyonları dolomit oluşum ortamlarının anlaşılmasında geniş olarak araştırılmıştır [49]. Güncel çalışmalar dolomitlerdeki Na, Cl, SO₄'ün genellikle iyi korele edilebildiğini ve evaporit dolomitlerinin deniz suyu ya da karışım zonu dolomitlerinden daha yüksek ayırt edici Na, Cl ve SO₄ konsantrasyonlarına sahip olduğunu göstermiştir [19]. Dedebeledi

formasyonu dolomitlerindeki Na değerleri evaporit dolomitlerine göre düşük olup (Tablo 2) evaporitik olmayan ortamı belirtmektedir.

Dolomitlerde gözlenen küçük kristal boyutları (<60µm) sınırlı subtidal ile supratidal ortamları gösterir; ince kristal boyu erken diyajenetik dolomit ya da eşzamanlı neomorfizmanın ya da orijinal peritidal karbonat çamurtaşlarının erken ornatılmasıyla sonuçlanabilir [21,20]. Dedebeleni formasyonu dolomitlerindeki ince kristal boyu da sığ gömülme ortamdaki erken diyajenetik gelişimi ifade etmektedir.

İri - çok iri kristalin anhedral dolomit orijinal kireçtaşı ya da dolomitin ornatılmasıyla oluşur [20]. Bu tip replase genellikle bütün orijinal depozisyonel dokuları yokeder. Sibley ve Gregg [26] ksenotopik (anhedral) dolomit dokusunun yükseltilmiş sıcaklıklarda önceden varolan dolomitin neomorfik rekristalizasyonu ile ya da dolomit tarafından kireçtaşlarının ornatılmasından sonuçlandığını belirtmiştir. Dedebeleni formasyonu dolomitlerindeki iri - çok iri kristalin anhedral dolomitler de yükseltilmiş sıcaklıklarda gömülme orijinali olarak oluşmuştur.

Saddle dolomitlerin hemen hepsi yükseltilmiş sıcaklıklarda (60-150 °C; [33]) ve yüksek tuzluluktaki tuzlu sulardan oluşmuş olarak yorumlanmıştır. Şimdiye kadar kesin bir delili saptanamayan saddle dolomitler hiposalin su ya da denizelden düşük sıcaklıklarda oluşabilir [33]. Saddle dolomitin bu delil yetersizliğinde deniz suyundan daha yüksek tuzluluklar ile tuzlu sulardan yükseltilmiş sıcaklıklarda oluştuğu yorumlanmıştır [20]. Dedebeleni formasyonu dolomitlerindeki saddle dolomitler de yükseltilmiş sıcaklıklarda ve yüksek tuzluluktaki tuzlu sulardan oluşmuştur.

Hood ve ark. [50] Tikorangi formasyonu dolomitlerinin Ca, Fe, Na ve Mn'ca zengin olduğunu ve konsantrik CL zonları ile öhedral romboederler şeklinde olduklarını, tipik olarak donuk iç kısım ve donuk – berrak aradalanmalı dış zonları içerdiğini belirtmiştir. Bu dolomitlerin non-stoikiyometrisi, izotopik olarak azalması ve iz elementçe zengin mineralojileri nispeten diyajenetik olarak kapalı sistem tuzlu su oluşumlarından (havzasal tuzlu sular) ve/veya modifiye olmuş deniz suyu ve oldukça indirgen gömülme gözenek sıvılarından ornatılmayla geliştiğini önermiştir. Sürekli kalsit çökelimli kapalı sistem gözenek sıvılarının kalsit bakımından doymun olmadığı, fakat dolomit bakımından doymun olduğu ve Sr ile Mg'ca zengin olduğu rapor edilmiştir. Dolomit romboederlerinin öhedral formu 50 – 100 °C'nin altında sıcaklıklardaki bir oluşumu önerir, çünkü daha yüksek sıcaklıklar anhedral formları gösterir [26]. Dedebeleni formasyonu dolomitlerindeki öhedral dolomit oluşumları da 100 °C'nin altındaki bir oluşumu ifade etmektedir.

Land [41] tarafından hesaplanan normal deniz suyu karakterindeki bir eriyikten oluşan dolomitlerin izotopik karakterlerinin $\delta O^{18} = \text{‰}0$ (SMOW) olduğunu ve bu dolomitleştirici eriyiklerin karışım suyu (tatlı su – deniz suyu) özelliğine dönüştüklerinde bu değerlerin karışım oranı ve sıcaklığa göre yaklaşık $\delta O^{18} = \text{‰}-6$ kadar düşebileceği ifade etmiştir. Artan sıcaklık değerlerinde sıcak havza kökenli veya hidrotermal eriyiklerin etkisinde gelişen derin gömülme dolomitleşme (geç diyajenetik) sürecinde δO^{18} değerinde büyük bir azalma gözlenir; bu değerler $\delta O^{18} = \text{‰}-6$ ve daha düşük düzeyde olur [51]. Genellikle çok düşük negatif değerler dolomitleşme esnasında sıcaklığın yükseldiğini işaret eder [52]. Çeşitli petrol sahalarından alınan dolomit örneklerinin δO^{18} değerleri -6,9 ile -11,4 (PDB) arasında değişmektedir. Bu izotopik değerler ≥ 50 °C de gelişen dolomit değişimini işaret etmektedir [52]. Bu şekilde aşırı derecede azalan δO^{18} değerleri aynı zamanda dolomitleşme alanındaki neomorfik rekristalizasyonun işaretçisidir ve bu tür rekristalizasyon sonucu oluşan ksenotopik dolomitler 80 °C veya daha yüksek ısı şartlarına bağlanmıştır [52]. Dedebeleni formasyonu dolomitlerinde gözlenen δO^{18} değerleri $\text{‰} -2,37$ ile $\text{‰} -3,35$ (erken diyajenetik) ve $\text{‰} -4,39$ ile $\text{‰} -5,9$ (geç diyajenetik) arasında, δC^{13} değerleri $\text{‰} +1,29$ ile $\text{‰} +2,65$ (erken diyajenetik) ve $\text{‰} +0,79$ ile $\text{‰} +3,14$ (geç diyajenetik) arasında olup, Dedebeleni formasyonu dolomitlerinin bu karakteri erken diyajenezde sığ gömülme ortamında

düşük sıcaklıkta ve orta gömülme ortamındaki havzasal tuzlu sulardan yüksek sıcaklıklarda oluşumu önermektedir.

Gömülme dolomitleşmesi modelinde savunulan asıl mekanizma havzasal çamur kayalarının kompaksiyonal su kaçırmaları ve platform karbonatları ile komşu şelf kenarı içersine Mg^{+2} 'ca zengin sıvıların ihracıdır [29]. Müracaat edilen Mg^{+2} kaynağı gözenek suyu (genellikle değişmiş deniz suyu) ve kil mineral değişimleridir [29].

Sonuç olarak Dedebeleni formasyonuna ait dolomitler sığ gömülme ortamında erken diyajenetik ve orta gömülme ortamında geç diyajenetik olarak oluşmuştur.

7. SONUÇLAR

Dedebeleni formasyonundaki ince kristalli dolomitler sığ gömülme ortamında oluşurken; saddle dolomitler ve anhedral dolomitler orta gömülmeyle yükseltilmiş sıcaklıklarda havzasal tuzlu sulardan oluşmuştur.

Dedebeleni formasyonunda gözlenen kirli çekirdekli ve temiz kenarlı orta – iri kristalli ornatılma dolomit romboederleri geç gömülme orijinli olarak gelişmiştir.

Dedebeleni formasyonunda gözlenen çatlak dolgusu çimento dolomitler geç diyajenetik olarak oluşmuştur.

Dedebeleni formasyonu dolomitlerinin δO^{18} (PDB) ve δC^{13} (PDB) izotop değerleri sığ - orta gömülmeyle tutarlı gözükmektedir.

Dedebeleni formasyonu dolomitlerinin özellikleri erken diyajenezde sığ gömülme ortamında düşük sıcaklıkta ve orta gömülme ortamında havzasal tuzlu sulardan yüksek sıcaklıklarda oluşumu önermektedir.

Teşekkür

Bu çalışma Selçuk Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinatörlüğü tarafından 10201140 nolu projeye desteklenmiştir. Yazarlar Selçuk Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinatörlüğüne çok teşekkür ederler.

8. KAYNAKLAR

- [1]. Turan, A. 1990, Toroslar'da Hadim (Konya) ve güneybatısının jeolojisi, stratigrafisi ve tektonik gelişimi, S.Ü.Fen Bil. Enst., Doktora Tezi, 229 s., Konya (Yayınlanmamış).
- [2]. Varol, B. and Matsumoto, R. 2005, Early and late dolomites in the carbonate platform: An example from Middle Devonian carbonates of the Taurus Mountains, South-Central Turkey, N. Jb. Miner. Abh., 181/2, 135-145.
- [3]. Özkan, A.M. ve Dinç, S. 2008, Hadim (Konya) dolayındaki karbonat kayaçların (Üst Jurasik) sedimentolojisi, S.Ü. Müh. Mim. Fak. bilimsel araştırma projesi, 138s., Konya (Yayınlanmamış).
- [4]. Ghienne J.F., Monod O., Kozlu H. 2010, Cambrian - Ordovician depositional sequences in Middle East: A perspective from Turkey, Earth Science Reviews, v. 101, is. 3-4, p. 101-104.
- [5]. Özkan, A.M. ve Biçer, E. 2011, Söğüt Yayla - Gölboğazı Yayla - Meydancık Yayla (Hadim-Konya) dolayındaki Geç Devoniyen yaşlı Gölboğazı dolomitlerinin sedimentolojik ve

- jeokimyasal incelenmesi, S.Ü. Fen Bil. Enst. Bilimsel Araştırma Projesi, 126s., Konya (Yayınlanmamış).
- [6]. Dunham, R. J. 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Ham, W. E. Classification of carbonate rocks, Amer. Assoc. Petrol Geol. 1, 108-121.
- [7]. Gao, G. and Land, L.S. 1991, Early Ordovician Cool Creek dolomite, Middle Arbuckle Group, slick Hills, SW Oklahoma, USA: Origin and Modification, Jour. Sediment. Petrol. 61, 161-173.
- [8]. Montanez, I.P. and Read, J.F. 1992, Fluid – rock interaction history during stabilization of early dolomites, Upper Knox Group (Lower Ordovician), U.S. Appalachians, Jour. Sediment. Petrol., 62, 753-778.
- [9]. Malone, M.J., Baker, P.A., Burns, S.J. 1994, Recrystallization of dolomite: evidence from the Monterey Formation (Miocene), California, Sedimentology, 41, 1223 - 1239.
- [10]. Malone, M.J., Baker, P.A., Burns, S.J. 1996, Hydrothermal dolomitization and recrystallization of dolomite breccias from the Miocene Monterey Formation, Tepuquet Area, California, Jour. Sediment. Res., 66, 976-990.
- [11]. Kırmacı, M. Z. ve Akdağ, K. 2005, Origin of dolomite in the Late Cretaceous – Paleocene limestone turbidites, eastern Pontides, Turkey, Sedimentary Geology, 181, 39-57.
- [12]. Lumsden, D.N. and Chimahusky, J.S. 1980, Relationship between dolomite nonstoichiometry and carbonate facies parameters. In: Zenger, D.H., Dunham, J.B., Ethington, R.L. (Eds.), concepts and models of dolomitization, Soc. Econ. Paleontol.Mineral. Spec. Publ., 28, 123-137.
- [13]. Sperber, C.M., Wilkinson, B.H., peacor, D.R. 1984, Rock composition, dolomite stoichiometry and rock/water reactions in dolomitic carbonate rocks, Jour. Geol., 92, 609-692.
- [14]. Searl, A. 1994, Discontinuous solid solution in Ca – rich dolomites: the evidence and implications for the interpretation of dolomite petrographic and geochemical data. In: Purser, B., Tucker, M., Zenger, D. (Eds.), dolomites. A volume in Honour of Dolomieu, Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ., 21, 361-376.
- [15]. Reinhold, C. 1998, Multiple episodes of dolomitization and dolomite recrystallization during shallow burial in Upper Jurassic shelf carbonates, Eastern Swabian, South Germany, Sediment. Geol., 71-95.
- [16]. Morrow, D. W. 1988, Diagenesis. Dolomite – Part I: the chemistry of dolomitization and dolomite precipitation, Geosci. Can. Rep. Ser., 4, 113-123.
- [17]. Török, A. 2000, Formation of dolomite mottling in Middle Triassic ramp carbonates (Southern Hungary), Sediment. Geol., 131, 131-145.
- [18]. Rao, C. P. 1989, Geochemistry of the Gordon limestone (Ordovician), Mole Creek, Tasmania, Australian Jour. Earth Sci., 36, 65-71.
- [19]. Lu, F. H. and Meyers, W. J. 1998, Massive dolomitization of a Late Miocene carbonate platform: a case of mixed evaporative brines with meteoric water, Nijar, Spain, Sedimentology, 45, 263-277.
- [20]. Amthor, J. E. and Friedman, G. M. 1991, Dolomite – rocks textures and secondary porosity development in Ellenburger Group carbonates (Lower Ordovician), West Texas and Southeastern New Mexico, Sedimentology, 38, 343-362.
- [21]. Zenger, D. H. 1983, Burial dolomitization in the Lost Burro Formation (Devonian), East Central California, and the significance of late diagenetic dolomitization, Geology, 11, 519-522.
- [22]. Sibley, D. F., Dedoes, R. E. and Bartlett, T. R. 1987, Kinetics of dolomitization, Geology, 15, 1112-1114.
- [23]. Lee, Y. I. and Friedman, G. M. 1987, Deep-burial dolomitization in the Lower Ordovician Ellenburger Group carbonates in West Texas and Southeastern New Mexico, Jour. Sedim. Petrol., 57, 544-557.
- [24]. Mattes B. W. and Mountjoy, E.W. 1980, Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette Build-up, Jasper National Park, Alberta. In: concepts and models of dolomitization (ed. By D.

- H. Zenger, J. B. Dunham and R. L. Ethington), *Spec. Publs. Soci. Econ. Paleont. Miner.*, 28, 259-297.
- [25]. Sibley, D. F. 1982, The origin of common dolomite fabrics, clues from the Pliocene, *Jour. Sedim. Petrol.*, 52, 1087-1100.
- [26]. Sibley, D. F. and Gregg, J. M. 1987, Classification of dolomite rock textures, *Jour. Sedim. Petrol.*, 57, 967-975.
- [27]. Schofield, K. 1984, Are pressure solution, neomorphism and dolomitisation genetically related? In: *stylolites and associated phenomena – relevance to hydrocarbon reservoirs*, *Spec. Publs Abu Dhabi Nat. Reservoir Res. Found.*, 183-201.
- [28]. Hood, S. D., Nelson, C. S. and Kamp, P. J. J. 2002, Petrogenesis of the Tikorangi Formation fracture reservoir, Waihapa – Ngaere Field, Taranaki Basin, New Zeland *Petrol. Confe. Proceed.*, 1-15.
- [29]. Tucker, M. E. and Wright, V. P. 1990, *Carbonate sedimentology*, Blackwell Scientific Publ., Oxford, 482 p.
- [30] Land, L. S., 1983, Dolomitization, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. (Course Note Series)*, 24, 20 pp.
- [30]. Zenger, D. H. And Dunham, J. B. 1988. Dolomitisation of Siluro – Devonian limestones in a deep core (5,350 M), Southeastern New Mexico. In: Shukla, V., Baker, P. A. (ed.), *sedimentology and geochemistry of dolostones*, *Soci. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 43, 161-174.
- [31]. Folk, R. L. 1959, Thin-section examination of Pre-Simpson Paleozoic Rocks. In: *stratigraphy of the Pre-Simpson Paleozoic subsurface rocks of Texas and Southeast New Mexico* (eds. By V. E. Barnes, P. E. Cloud, Jr, L. P. Dixon, R. L. Folk, E. C. Jonas, A. R. Palmer and E. J. Tynan), *University of Texas, Bur. Econ. Geol. Publ.*, 5924, 95-130.
- [32]. Radke, B. M. and Mathis, R. L. 1980, On the formation and occurrence of saddle dolomite, *Jour. Sedim. Petrol.*, 50, 1149-1168.
- [33]. Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., Brenner, R. L. and Gonzalez, L. A. 2002, Diagenetic history of Late Paleocene potential carbonate reservoir rocks, Kopet-Dagh Basin, NE Iran, *Jour. Petrol. Geol.*, 25, 465-484.
- [34]. Satterley, A.K., Marshall, J.D. and Fairchild, I.J. (1994) Diagenesis of an Upper Triassic reef complex, Wilde Kirche, Northern Calcareous Alps, Austria. *Sedimentology*, 41, 935-950.
- [35]. Srinivasan, K., Walker, K. R. and Goldberg, S. A. 1994, Determining fluid source and possible pathways during burial dolomitization of Maryville Limestone (Cambrian), Southern Appalachians, USA, *Sedimentology*, 41, 293-308.
- [36]. Nader, F. H., Swennen, R. and Ellam, R. M. 2007, Field geometry, petrography and geochemistry of a dolomitization front (Late Jurassic, Central Lebanon), *Sedimentology*, 54, 1093-1119.
- [37]. Wanas, H. A. 2002, Petrography, geochemistry and primary origin of spheroidal dolomite from the Upper Cretaceous/Lower Tertiary Maghra El-Bahari Formation at Gabal Ataqa, Northwest Gulf of Suez, Egypt, *Sediment. Geol.*, 151, 211-224.
- [38]. Suzuki, Y., Iryu, Y., Inagaki, S., Yamada, T., Aizawa, S., Budd, D. A. 2006, Origin of atoll dolomites distinguished by geochemistry and crystal chemistry: Kita- Daito-Jima, Northern Philippine Sea, *Sedimentary Geology*, 183, 181-202.
- [39]. Land, L. S., Salem, M. R., Morrow, D. W. 1975, Paleohydrology of ancient dolomites: geochemical significance, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 59, 1602-1625.
- [40]. Land, L. S. 1980, The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the State of the Art. *SEPM Spec. Publ.*, 28, 87-110.
- [41]. Fritz, P ve Smith, D. G. W. 1970, The isotopic composition of secondary dolomite. *Geochim. Cosmoc. Acta* 34, 1161-1173.
- [42]. Land, L.S. 1985, The Origin of massive dolomite, *Jour. Geol. Educ.*, 33, 112-125.
- [43]. Machel, H.G. and Mountjoy, E. W. 1986, Chemistry and environments of dolomitization-a reappraisal, *Earth. Sci. Rev.*, 23, 175-222.

- [44] . Warren, J. 2000, Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations, *Earth, Science Reviews*, 52, 1-81.
- [45] . Boles, J. R. and Franks, S. G. 1979, Clay diagenesis in Wilcox Sandstones of Southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation, *Jour. Sedim. Petrol.*,49, 55-70.
- [46] . Freed, R. L. and Peacor, D. R., 1992, Diagenesis and the formation of authigenic illite-rich I/S crystals in Gulf Coast Shales: TEM study of clay separates, *Jour. Sedim. Petrol.*, 62, 220-234.
- [47] . Janssen, C., Bohnhoff, M., Hoffmann-Rothe, A., Wetzel, U., Matar, A., Khatip, M. DESERT Research Group. 2007, Different styles of faulting deformation along the Dead Sea transform and possible consequences for the Recurrence of Major Earthquakes, *Jour. Geodyn.* 43, doi: 10.1016/j.jog.2007.01.002.
- [48] . Sass, E. and Bein, A. 1988, Dolomites and salinity: a comparative geochemical study. In: *sedimentology and geochemistry of dolostones* (ed. by V. Shukla and P. A. Baker), *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, 43, 223-233.
- [49] . Hood, S. D., Nelson, C. S. and Kamp, P. J. J. 2004, Burial dolomitisation in a non-tropical carbonate petroleum reservoir: the Oligocene Tikorangi Formation, Taranaki Basin, New Zeland, *Sedim. Geol.*, 172, 117-138.
- [50] . Matsumoto, R., Iijima, A. ve Katayama, T. 1988, Mixedwater and hydrothermal dolomitization of the Pliocene Shirahama Limestone, Izu Peninsula, central Japan. *Sedimentology*, 35, 979–998.
- [51] . Varol, B. 1992, Doğu Toroslar Geyikdağı Birliğinde Orta Devoniyen (Şafaktepe formasyonu) dolomitlerinin petrografisi ve kökeni (Tufanbeyli-Saimbeyli), *M.T.A.Derg.*, 114, 37-46.