



**İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**FEKE (ADANA) YÖRESİNDEKİ ÜST DEVONİYEN  
İSTİFİNDE “KELLWASSER EVENTİ”NİN OLASI  
ETKİLERİNİN JEOKİMYASAL YÖNTEMLERLE  
ARAŞTIRILMASI**

**Özge KARSLIOĞLU**

**Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Danışman**

**Prof.Dr. M. Namık YALÇIN**

**Haziran, 2007**

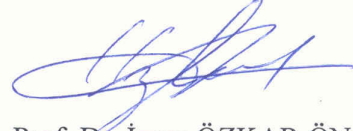
**İSTANBUL**

Bu çalışma 12/07/2007 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeoloji Mühendisliğı Anabilim Dalı Uygulamalı Jeoloji programında Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Jürisi

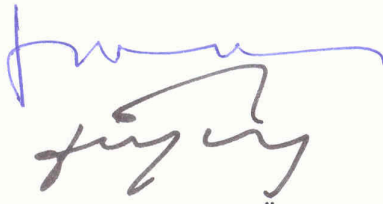


Prof. Dr. M. Namık YALÇIN (Danışman)  
İstanbul Üniversitesi  
Mühendislik Fakültesi



Prof. Dr. İzver ÖZKAR ÖNGEN  
İstanbul Üniversitesi  
Mühendislik Fakültesi

Prof. Dr. Hüseyin ÖZTÜRK  
İstanbul Üniversitesi  
Mühendislik Fakültesi



Doç. Dr. Timur USTAÖMER  
İstanbul Üniversitesi  
Mühendislik Fakültesi

Prof. Dr. Mehmet SAKINÇ  
İstanbul Teknik Üniversitesi  
Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü



Bu alışma İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliğinin T-21/15122006 numaralı projesi ile desteklenmiştir.

## **ÖNSÖZ**

Yüksek lisans tezim boyunca, çalışmalarımın en iyi şekilde gerçekleşmesi için bana elinden gelen her imkanı sunan, zamanını ve yardımlarını esirgemeyen, objektif değerlendirme ve sorgulama yeteneğime katkıda bulunan danışman hocam Prof. Dr. M. Namık YALÇIN'a teşekkür ederim.

Paleontoloji tayinlerinde yardımını esirgemeyen Prof. Dr. İzver ÖZKAR ÖNGEN'e; XRD sonuçlarını yorumlamama yardımcı olan Prof. Dr. Sinan ÖNGEN'e; yüksek lisans tezimin birçok aşamasında tükenmeyen sabrıyla bana yardımcı olan Yrd. Doç. Dr. Hakan HOŞGÖRMEZ'e, teşekkür ederim.

**HAZİRAN, 2007**

**Özge KARSLIOĞLU**

## İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ.....	i
İÇİNDEKİLER.....	ii
ŞEKİL LİSTESİ.....	iv
TABLO LİSTESİ.....	vi
ÖZET.....	vii
SUMMARY.....	ix
1 GİRİŞ.....	1
1.1 ÇALIŞMANIN AMACI.....	2
1.2 ÇALIŞMA ALANI.....	3
1.2.1 Jeolojik Konum.....	4
1.2.2 Doruk ve Akarsular.....	6
1.2.3 İklim ve Bitki Örtüsü.....	7
1.2.4 Yerleşim, Ekonomi ve Ulaşım.....	7
2 GENEL KISIMLAR.....	8
2.1 EVENT KAVRAMI.....	8
2.2 DEVONİYEN'DEKİ EVENTLER.....	11
2.3 KELLWASSER EVENTİ.....	14
2.3.1 Stratigrafik Konumu.....	15
2.3.2 Fosil Topluluklarındaki Değişimler.....	16
2.3.3 Litolojik ve Sedimentolojik Özellikler.....	20
2.3.4 Önceki Çalışmalar.....	23
3 MALZEME ve YÖNTEMLER.....	25
3.1 SAHA ÇALIŞMALARI.....	25
3.2 LABORATUAR ÇALIŞMALARI.....	27
3.2.1 X Işını Difraktometresi.....	27
3.2.2 İnce Kesit Petrografisi.....	27
3.2.3 ICP-ES ve ICP-MS Analizleri.....	27
3.2.4 Rock-Eval ve TOC Analizleri.....	28

3.2.5	İzotop Jeokimyası.....	28
4	BULGULAR.....	30
4.1	JEOLOJİ.....	30
4.1.1	Stratigrafi.....	30
4.1.1.1	<i>Devoniyen Öncesi Birimler</i> .....	30
4.1.1.2	<i>Devoniyen Yaşlı Birimler</i> .....	31
4.1.1.3	<i>Devoniyen Sonrası Birimler</i> .....	34
4.1.2	Yapısal Jeoloji.....	35
4.1.2.1	<i>Kıvrımlar</i> .....	35
4.1.2.2	<i>Faylar</i> .....	36
4.1.3	Jeolojik Evrim.....	36
4.2	AKSU KELLWASSER EVENTİ.....	38
4.2.1	Stratigrafik Konum.....	38
4.2.2	Litolojik Özellikler.....	39
4.2.2.1	<i>Makrolitolojik Özellikler</i> .....	39
4.2.2.2	<i>Mineralojik Özellikler</i> .....	44
4.2.2.3	<i>Petrografik Özellikler</i> .....	52
4.2.3	Deniz Seviyesi Değişimleri.....	57
4.2.3.1	<i>Karasal Girdi</i> .....	57
4.2.4	Redoks Koşulları.....	67
4.2.5	Biyolojik Üretim.....	76
4.2.5.1	<i>Organik Karbon Miktarındaki Değişimler</i> .....	76
4.2.5.2	<i>Organik Maddenin Olgunluğu ve Organik Madde Türü</i> .....	80
4.2.5.3	<i>İzotop Jeokimyası</i> .....	81
4.2.5.4	<i>Diğer Jeokimyasal Göstergelere Göre Besin ve Biyolojik Üretimdeki Değişimler</i> .....	91
5	TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....	94
	KAYNAKLAR.....	101
	ÖZGEÇMİŞ.....	111

## ŞEKİL LİSTESİ

<b>Şekil 1-1:</b> Çalışma alanı bulduru haritası .....	3
<b>Şekil 1-2:</b> Torosların alt bölümleri, Devoniyen yaşlı birimlerin dağılımı ve Özgül (1976)'e göre Geyikdağı Birliği'nin yayılımı.....	5
<b>Şekil 1-3:</b> Geç Devoniyen'de kıtaların konumu ve Gondwana kuzey kıyısında yer aldığı düşünülen inceleme alanı (Blakey, R., Aberdeen Üniversitesi web sayfası) .....	6
<b>Şekil 2-1:</b> Yerküre tarihinde meydana gelmiş yedi büyük küresel event ve tükenme-çeşitlilik oranlarına etkileri (Sepkoski, 1995'den değiştirilerek).....	9
<b>Şekil 2-2:</b> Yerküre tarihinde Devoniyen döneminde gerçekleşmiş eventler (Walliser, 1996'dan değiştirilerek).....	13
<b>Şekil 2-3:</b> Givesiyen-Erken Karbonifer arasının kronostratigrafi, jeokronoloji ve standart konodont zonları (Streel vd., 2000'den, değiştirilerek) .....	15
<b>Şekil 2-4 :</b> Frasnien-Fameniye geçişinde Kellwasser eventinden etkilenen canlı türleri. (www.devoniantimes.org'dan, değiştirilerek) .....	16
<b>Şekil 2-5:</b> Miospor türlerinin Devoniyen'deki çeşitliliği (Streel vd. 2000'den).....	17
<b>Şekil 2-6:</b> Orta Siluryen-Geç Devoniyen karasal bitkilerinin çeşitliliği (Streel vd. 2000'den) .....	18
<b>Şekil 2-7:</b> Almanya Steinbruch Schmidt kesitinde Üst ve Alt Kellwasser eventleri ve biyolojik çeşitlilik ve bollukta farklılaşmalar (Devleeschouwer vd., 2001'den değiştirilerek).....	19
<b>Şekil 2-8:</b> Kellwasser Eventi için tip kesit yeri kabul edilen kuzey Fransa'daki Coumiac taşocağında Frasnien/Fameniye geçişi litolojisinin kesit boyunca değişimi (Pujol vd., 2006'dan değiştirilerek).....	21
<b>Şekil 2-9:</b> Alt Kellwasser Eventi için tip kesit yeri kabul edilmiş Schmidt taşocağındaki Frasnien-Fameniye istifinin litolojisi (Devleeschouwer vd., 2001'den değiştirilerek) .....	22
<b>Şekil 3-1:</b> Elemental Analiz cihazı.....	29
<b>Şekil 3-2:</b> IRMS (Isotope Ratio Mass Spectrometer).....	29
<b>Şekil 4-1 :</b> Kocadere Köyü ve çevresinin jeoloji haritası (Yılmaz, 2004'den değiştirilerek).....	32
<b>Şekil 4-2:</b> Aksu Kesiti tabanında yer alan şeyl seviyesi ve üzerine gelen kuvarsitik kumtaşları. ....	39
<b>Şekil 4-3:</b> Aksu kesiti, 16. (KB: 226) metresinde yumrulu kireçtaşları ve üzerine gelen bol mercanlı, kalın kireçtaşı tabakası.....	40
<b>Şekil 4-4:</b> Aksu kesiti 34. (KB: 244) metresinde siyah şeyl-silttaşı ardalanması .....	40
<b>Şekil 4-5 :</b> Aksu kesiti, 0-23 m. (210-233m.).....	42
<b>Şekil 4-6:</b> Aksu kesiti, 23-46 m. (233-256 m.).....	43
<b>Şekil 4-7:</b> Semboller.....	43
<b>Şekil 4-8:</b> Aksu kesiti boyunca derlenmiş örneklerin XRD sonuçları, 0-17 m. ....	45
<b>Şekil 4-9:</b> Aksu kesiti boyunca derlenmiş örneklerin XRD sonuçları, 19-28. m. ....	47
<b>Şekil 4-10:</b> Aksu kesiti boyunca derlenmiş örneklerin XRD sonuçları, 32-39. m. ....	48
<b>Şekil 4-11:</b> Aksu kesiti boyunca derlenmiş örneklerin XRD sonuçları, 41-46. m. ....	49

<b>Şekil 4-12:</b> Aksu kesitinde mineralojik bileşime göre ayrıtılan dört farklı seviye.....	<b>51</b>
<b>Şekil 4-13:</b> 19-D örneğinde bir mercan fosili (Doğru ışık, x 6.3). .....	<b>52</b>
<b>Şekil 4-14:</b> 20-G örneğinde bir mercan fosili (Doğru ışık, x 2.5). .....	<b>53</b>
<b>Şekil 4-15:</b> 20- H örneğinde bryozoon fosili (Doğru ışık, x 2.5). .....	<b>54</b>
<b>Şekil 4-16:</b> 20-H örneğinde dolomit kristalleri (Doğru ışık, x 16). .....	<b>54</b>
<b>Şekil 4-17:</b> 25-B örneğine ait ince kesitte çapraz tabakalanma. ....	<b>55</b>
<b>Şekil 4-18:</b> Ti/Al ve Zr/Al değerlerinin Aksu kesiti boyunca değişimi.....	<b>63</b>
<b>Şekil 4-19 :</b> Ti/Al ve Zr/Al değerlerinin farklı litolojilere göre Aksu kesiti boyunca değişimleri. ....	<b>65</b>
<b>Şekil 4-20:</b> Şeyl ve silttaşı örneklerine ait Ti/Al ve Zr/Al değerlerinin Aksu kesitinde 26,5 – 41 metreler arasındaki değişimi. ....	<b>66</b>
<b>Şekil 4-21:</b> Mo, U ve V ‘ye ait zenginleşme faktörlerinin Aksu kesiti boyunca değişimi. ....	<b>68</b>
<b>Şekil 4-22:</b> V/Cr, U/Th, Ni/Co ve V/V+Ni oranlarının Aksu kesiti boyunca değişimi ve bu değerlere göre ortamın oksijen seviyeleri. ....	<b>70</b>
<b>Şekil 4-23:</b> V/Cr ve U/Th oranlarına göre oksijen seviyeleri.....	<b>71</b>
<b>Şekil 4-24:</b> Ni/Co ve U/Th oranlarına göre oksijen seviyeleri. ....	<b>72</b>
<b>Şekil 4-25:</b> V/V+Ni ve U/Th oranlarına göre oksijen seviyeleri. ....	<b>72</b>
<b>Şekil 4-26:</b> V/Cr ve Ni/Co oranlarına göre oksijen seviyeleri.....	<b>73</b>
<b>Şekil 4-28:</b> Aksu kesiti boyunca saptanmış anoksik ve disoksik seviyeler. ....	<b>75</b>
<b>Şekil 4-29:</b> Aksu kesitinden derlenmiş örneklerin TOC miktarlarının kesit boyunca değişimi. ....	<b>78</b>
<b>Şekil 4-30:</b> Ti/Al ve Zr/Al değerleriyle TOC yüzdelerindeki değişimlerin Aksu kesiti boyunca karşılaştırılması.....	<b>79</b>
<b>Şekil 4-31:</b> Duraylı ve duraysız izotopların dağılımı. ....	<b>82</b>
<b>Şekil 4-32:</b> Farklı nötron sayılarına sahip karbon atomu izotoplarına ait atom modelleri. ....	<b>82</b>
<b>Şekil 4-33:</b> Farklı ortamlar ve canlılara ait $\delta^{13}C$ değerleri. ....	<b>85</b>
<b>Şekil 4-34:</b> <i>Belemnitella americana</i> fosili.....	<b>86</b>
<b>Şekil 4-35:</b> Aksu kesitine ait 16 örnekte ölçülen $^{13}C$ izotopu değerlerinin derinliğe bağlı değişimleri. ....	<b>90</b>
<b>Şekil 4-36:</b> Ba* ve P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> değerlerinin Aksu kesiti boyunca değişimleri. ....	<b>93</b>
<b>Şekil 5-1:</b> Litoloji, karasal girdi, biyolojik üretim ve redoks koşullarına ait verilerin Aksu kesiti boyunca değişimlerinin karşılaştırılması. ....	<b>96</b>

## TABLO LİSTESİ

<b>Tablo 1:</b> Aksu kesiti boyunca alınan örnekler ve yapılan analizlerin listesi .....	<b>25</b>
<b>Tablo 2:</b> XRD sonuçları ve örneklerdeki bolluk sıralamalarına göre mineraller. ....	<b>44</b>
<b>Tablo 3:</b> Aksu kesiti örnekleri, petrografik değerlendirmeleri.....	<b>56</b>
<b>Tablo 4:</b> İz elementlerin şeyl, kumtaşı ve kireçtaşlarındaki konsantrasyonlarının ppm bazındaki ortalamaları (Krauskopf, 1985'den değiştirilerek). ....	<b>58</b>
<b>Tablo 5:</b> Yer kabuğu, ortalama şeyl ve deniz suyundaki iz elementlerin ppm bazında ortalama değerleri (Turekian ve Wedepohl, 1961; Brewer, 1975; Krauskopf, 1985). ....	<b>59</b>
<b>Tablo 6:</b> ICP-MS ve ICP-ES'le ölçülen tüm iz elementlerin ppm ve % cinsinden değerleri.....	<b>60</b>
<b>Tablo 7:</b> ICP-MS ve ICP-ES'le ölçülen tüm iz elementlerin ppm ve % cinsinden değerleri- devam. ....	<b>61</b>
<b>Tablo 8:</b> Jones ve Manning (1994) ve Hatch ve Leventhal (1992)'e göre, dip suyu oksijen seviyesi-redoks göstergesi oranları.....	<b>69</b>
<b>Tablo 9:</b> Redoks göstergesi element oranlarına ve çapraz plot edilen değerlere göre saptanan disoksik ve anoksik seviyeler .....	<b>74</b>
<b>Tablo 10:</b> Aksu kesiti boyunca derlenmiş örneklerin organik jeokimyasal analiz sonuçları .....	<b>77</b>
<b>Tablo 11:</b> Küresel değişim araştırmalarında yaygın olarak kullanılan elementlerin duraylı izotoplarının doğada bulunma oranları (Hoefs, 1997).....	<b>83</b>
<b>Tablo 12:</b> Aksu kesitinden derlenmiş 16 örneğe ait $\delta^{13}C_{org}$ değerleri. ....	<b>88</b>

## ÖZET

### FEKE (ADANA) YÖRESİNDEKİ ÜST DEVONİYEN İSTİFİNDE “KELLWASSER EVENTİ”NİN OLASI ETKİLERİNİN JEOKİMYASAL YÖNTEMLERLE ARAŞTIRILMASI

Kellwasser Eventi, Geç Devoniyen’de meydana gelmiş, birçok canlı türünün ortadan kalkmasına, özellikle denizel faunanın da % 80’lere varan oranlarda zarar görmesine sebep olmuş bir biyotik krizdir. Alt Kellwasser (Geç Fameniyen) ve Üst Kellwasser (Frasniyen/Fameniyen) olarak anılan iki farklı evrede gerçekleşen eventin Türkiye’deki olası etkilerinin incelenmesi için Doğu Toroslar’da Adana (Feke) yöresinde, aynı döneme ait birimleri içeren bir istifte, 46 m. kalınlığında bir kesit ölçülmüştür. Aksu olarak adlandırılan bu kesitin 26–42. metreleri arasındaki 16 metrelik kesimi, Kellwasser seviyelerinin dünya üzerindeki birçok örneğinde olduğu gibi, başlıca koyu renkli kireçtaşı ve şeyllerden oluşan bir litoloji sunmaktadır.

İçerdiği konodont zonu rhenanaya göre Alt Kellwasser Eventi’nin etkilerinin beklendiği kesitte, mineralojik, petrografik ve farklı jeokimyasal özellikler kesit boyunca incelenerek, litoloji, deniz seviyesi, redoks koşulları ve biyolojik üretimdeki değişimler saptanmaya çalışılmıştır.

Litostratigrafik olarak Gümüşali formasyonu’na karşılık gelen Aksu kesiti, şelf ortamında çökelmiş kırıntılılar ve kireçtaşlarından oluşmaktadır. Makrolitolojik, mineralojik ve petrografik verilere göre tabanda ince bir şeyl seviyesi ve üzerine gelen kuvarsitik kumtaşları ile başlayan kesitin, 3–26 metreleri arasında yumru kireçtaşları çökelmiştir. 26. metreye kadar başlıca kalsit, kuvars ve kil minerallerinden oluşan ve şeyl-kireçtaşı araldanmasıyla devam eden kesitin, 26–38 metreleri arası koyu gri-siyah şeyllerin baskın olduğu, kuvars ve kil minerallerince zengin şeyl-silttaşı araldanmasını içermektedir. 38–42. metreler arasında başlıca bileşeni kuvars olan silttaşı ve kumtaşları çökelmiş, 42. metrede yeniden başlayan kireçtaşları, 43–45. metreler arasında kumtaşlarıyla kesintiye uğradıktan sonra, 46. metrede kesiti sonlandıran litoloji olmuşlardır.

Dünya üzerinde küresel ölçekte meydana gelmiş büyük eventler, deniz seviyesi, redoks koşulları ve biyolojik üretimdeki değişimler sonucunda gerçekleşmiştir. Bu değişimlerin Aksu kesitindeki etkilerinin saptanması için büyük ölçüde iz element analizlerinden yararlanılmıştır.

Deniz seviyesi değişimlerinin yorumlanmasında karasal kırıntılı girdisine işaret eden, alüminyumla normalize edilmiş titanyum ve zirkon elementlerinin değerleri kullanılmıştır. Bu değerler kesit boyunca aynı anda 35,5–37 arası ve 41. metrelerde artış göstermekte ve iki farklı kesimde deniz seviyesi alçalımına işaret etmektedirler.

Aksu kesitinde, redoks koşullarının belirlenmesi için V/Cr, U/Th ve Ni/Co, V/V+Ni element oranları ve tek başlarına molibden, uranyum, vanadyum elementleri miktarları kullanılmıştır. Bu değerlere göre Aksu kesitine ait altı farklı seviye (12, 16,9, 28, 34, 36 ve 40. metreler), disoksik ve anoksik özellik göstermektedir.

Biyolojik üretimdeki değişimlerin saptanması için, iz elementler baryum ve fosforun yanı sıra organik karbon izotop değerleri de kullanılmış ve bu değerlerin doğru yorumlanabilmesi için Rock-Eval piroliz analizi sırasında elde edilen verilerden (TOC ve S2) de yararlanılmıştır. Biyolojik üretime ait tüm göstergeler, birbirleriyle uyumlu olarak 36,3., 37. ve 41. metrelerde bir artışa işaret etmektedirler.

Aksu kesiti boyunca değişimleri incelenen tüm bu göstergelere göre, Alt Kellwasser Eventi'nin etkilerinin görüldüğü seviye, kesitin 36. ve 41. metreleri arasında yer almaktadır. Litolojik olarak 36-38 metreler arası şeyl; 38-41 metreler arası kumtaşı-silttaşı-şeyl aralanmasından oluşmaktadır. Eventin etkilerinin izlendiği seviye, kuvars ve kil minerallerince zengindir. Aksu kesiti boyunca saptanan iki farklı deniz seviyesi düşüşü ise, bu metreler arasına karşılık gelmektedir. Redoks göstergelerine göre 36. ve 40. metrelerde disoksik ve anoksik koşullar etkili olmuştur. Tüm biyolojik üretim göstergeleri ise, 36,3., 37. ve 41. metrelerde aynı anda artarak, uyumlu bir değişim göstermektedirler.

## **SUMMARY**

### **GEOCHEMICAL INVESTIGATION OF POSSIBLE EFFECTS OF KELLWASSER EVENT IN THE UPPER DEVONIAN SEQUENCE IN FEKE (ADANA) REGION**

The Kellwasser Event is a biotic crisis which occurred during Late Devonian and caused mass extinction of numerous animal groups and massive demises of marine fauna by ~80 %. The event occurred during two phase, which are called as Lower Kellwasser (Late Frasnian) and Upper Kellwasser (Frasnian/Famennian) Events. To investigate the possible effects of these events, a 46 meter thick section was measured in Eastern Taurus Adana (Feke) region. The section was named as Aksu section and it consists of between 26-42 meters, along a 16 meter thick interval dark colored limestones and shales as in the so many profiles in the world, where the Kellwasser Event is studied.

According to rhenana zone the section is considered as probably affected by Lower Kellwasser Event. The changes in lithology, sea level, redox conditions and biological productivity were investigated by using mineralogic, petrographic and different geochemical proxies.

The Aksu section consists of clastics and limestones, which were deposited in a shelf environment and represent a part of the Gümüşali formation. According to macrolithologic, mineralogic and petrographic data, the section starts with a thin shale level. Nodular limestones deposited between 3 to 26 meters of the section include calcite, quartz and clay minerals. Between 26-38 meters, where the dark gray-black shales are deposited, quartz and clay minerals are the dominant constituents. Between 38-42 meters siltstone and sandstones were deposited, which have quartz as the main mineralogical component. Limestones which were appearing again at 42nd meter were interrupted by sandstones between 43-45 meters. The section ends again with limestones at 46 meter.

The big events which were occurred in a global scale are the results of changes of sea level, redox conditions and biological productivity. To determine the effects of these changes along Aksu section, trace element analyses are used as the main data source.

For the interpretation of sea level changes, Al-normalized Ti and Zr values were used as the indicators of detrital input. These values are increasing at 35,5-37 and 41st meters of the section and indicating two different intervals of sea level fall.

To determine the redox conditions the element ratios V/Cr, U/Th, Ni/Co, V/V+Ni and amounts of the elements Mo, U, V were used. According to these values at six different intervals (12, 16,9, 28, 34, 36 and 40th meters) disoxic and anoxic conditions were recognized.

To determine the changes on biological productivity the trace elements Ba and  $P_2O_5$  were used together with organic carbon isotope ratios. To ensure reliability of isotope measurements TOC and S<sub>2</sub> values obtained by Rock-Eval pyrolysis analysis were considered. All these proxies of biological productivity exhibit a synchronous change at 36,3, 37 and 41st meters.

All these respective proxies indicate that the interval between 36 and 41 meters, is the most probable interval, where effects of the Lower Kellwasser Event can be observed. This interval is represented between 36-38 meters by shale and between 38-41 meters by sandstone-siltstone-shale intercalation, rich in quartz and clay minerals. Indications for a sea level fall are determined here at two intervals, namely at 35,5-37 meters and at 41st meter. According to the redox proxies at 36 and 40th meters disoxic and anoxic conditions prevailed. All of the biological productivity proxies were increasing synchronically within these intervals at 36,3, 37 and 41st meters.

# 1 GİRİŞ

Günümüzden yaklaşık 416-359 milyon yıl öncesinde yaşanan Devoniyen, biyolojik çeşitlilikte dikkat çeken bir artışın yaşandığı bir dönem olmuştur. İklimsel ve coğrafik koşullar birçok yeni canlı türünün ortaya çıkmasına, Silüriyen’de başlamış evrimsel gelişimlerin de kesintiye uğramadan devam etmesine elverişli bir ortam sağlamışlardır.

Silüriyen’de çeşitlenmeye başlayan balık türleri, Devoniyen’de çeşitliliklerinin zirvesine ulaşmışlardır. Yaygınlaşan omurgalılar, denizden kara yaşamına ilk kez Devoniyen sonunda geçmişlerdir. Devoniyen bitkileri başlangıçta 15-20 cm boyunda, neme bağımlı, otsu ve yapraksız iken, Devoniyen sonunda odunlaşmış gövdeleri, 30 m.yi bulan boyları ile Devoniyen kıtalarını kaplayan ilksel ağaçlar haline gelmişlerdir.

Devoniyen, birçok canlı türünün biyostratigrafisinin çok iyi geliştiği, kıtaların büyük bölümünün sığ denizlerle kaplı olduğu ve bu alanlarda mercan, sünger ve alg resiflerinin çok yaygın bulunduğu, cephalopod ve brachiopodların sayıca çok arttığı bir dönemken, Devoniyen sonunda gerçekleşen kitlesel bir yok oluş birçok canlı türünün azalmasına, bazılarının tamamen ortadan kalkmasına sebep olmuştur.

Tüm bu özellikleri nedeniyle Devoniyen devri, özellikle son yirmi yıldır birçok IGCP (International Geological Correlation Programme) projesine konu olmuştur. Bunlardan biri, halen yürütülmekte olan IGCP Project-499 Devonian land-sea interaction: Evolution of ecosystems and climate (DEVEC)’dir. Bu uluslararası projenin Türkiye ayağını oluşturan DEVEC-TR projesi ise TÜBİTAK ve bmb+f (Bundesministerium für Bildung und Forschung) desteği ile İstanbul Üniversitesi, Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Maden Tetkik ve Arama Müdürlüğü ve Çukurova Üniversitesi’nce yürütülmektedir.

Başta sedimentolojik, paleontolojik ve jeokimyasal incelemelere dayanan DEVEC-TR projesi kapsamında gerçekleştirilen bu yüksek lisans tez çalışması, Geç Devoniyen döneminde Frasnien-Famenien sınırında gerçekleşmiş ve dünya literatüründe “Kellwasser Event” olarak bilinen bir eventin olası etkilerinin jeokimyasal yöntemlerle, Adana ili Feke ilçesi kuzeyinde ölçülen bir kesit boyunca incelenmesine dayanmaktadır.

## 1.1 ÇALIŞMANIN AMACI

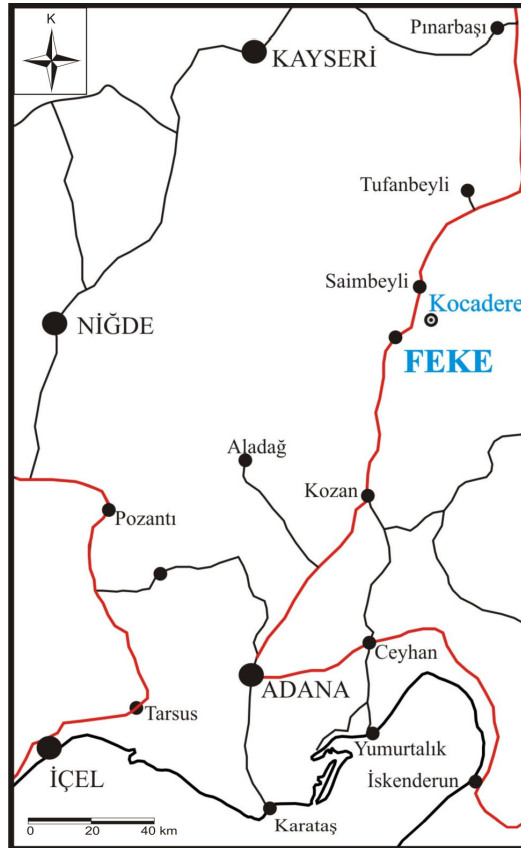
Yerküre tarihinde Geç Devoniyen'de Frasnien/Famenien geçişinde birçok canlı türünün ortadan kalkmasına ve birçoğunun da sayıca azalmasına neden olan bir biyotik krizin meydana geldiği bilinmektedir. Kellwasser Event'i adı verilen bu kriz, çoğunlukla paleontolojik yöntemlerle ortaya konmuştur. Litolojik olarak ise dünyanın çeşitli yerlerinde çalışılan kesitlerinde koyu gri - siyah renkli şeyller ve yumrulu kireçtaşları ile temsil edildiği saptanmıştır. Eventin Türkiye'deki olası etkilerinin ortaya konması için Doğu Toroslar'da, benzer litolojide ve Frasnien-Famenien geçişini içeren Üst Devoniyen yaşlı bir istif seçilmiş, kesit boyunca gerçekleşen olası değişimlerin jeokimyasal yöntemlerle incelenmesi amaçlanmıştır.

Çalışma kapsamında, bu evente sebep olabilecek deniz seviyesi değişiklikleri, besin ve biyolojik üretimin artması, fasiyes değişimi gibi küresel boyutta görülen değişikliklerin bu istifteki olası etkilerinin belirlenmesine çalışılmıştır.

Ortamdaki su kütlesinin kimyasal bileşimi ile çökeltme ortamının redoks koşullarının saptanmasıyla herhangi bir kitlesel yok oluşa sebep olabilecek ortamsal değişikliklerin ortaya konması da amaçlanmıştır.

## 1.2 ÇALIŞMA ALANI

Kellwasser Eventi'nin olası etkilerini incelemek üzere, Türkiye'de Frasnien/Fameniye geçişini ve event belirteci olabilecek sedimenter birimleri içeren bir kesitin ölçülmesi için Doğu Toroslar'da, Adana ili Feke ilçesi civarındaki Üst Devoniyen yaşlı istif seçilmiştir (Şekil 1-1). Feke ilçesinin yaklaşık 12 km kuzeydoğusunda ve 1:25000 ölçekli topoğrafya haritalarının Kozan M35- b2 paftasında yer alan Kocadere köyünün (Şekil 1-1) güneybatısındaki Aksu Deresi vadisinde ölçülen kesit, adı bu dereden alınarak "Aksu" olarak adlandırılmıştır.



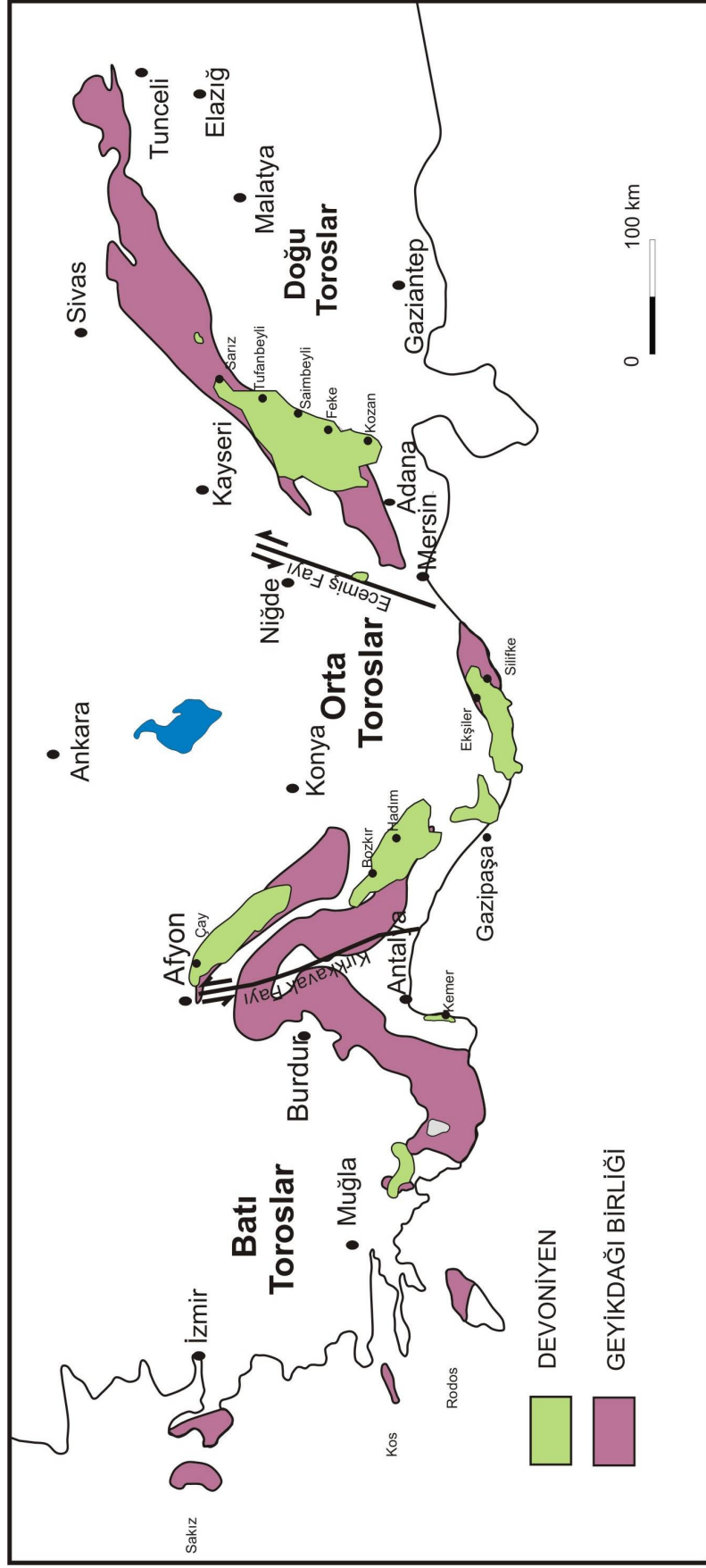
Şekil 1-1: Çalışma alanı bulduru haritası

### 1.2.1 Jeolojik Konum

Türkiye, başlıca beş farklı kenet kuşağınca birbirinden ayrılmış birçok tektonik birliğin bir araya geldiği özel bir jeolojik konuma sahiptir. Alpin orojenez evresinde şekillendirilmiş çalışma alanı bu tektonik birliklerden Anatolid-Torid Platformu'nda yer almaktadır. Bu platformu temsil eden Toros Dağları, birçok araştırmaya konu olmuş ve farklı alt bölümlerde incelenmiştir (Blumental, 1941; Özgül, 1976; Özgül, 1983; Brunn vd., 1971; Özgül vd., 1973; Tekeli, 1980; Metin, 1984; Güvenç vd., 1994; Özgül ve Kozlu, 2002). Toroslar, batıda Kırkkavak, doğuda Ecemiş faylarıyla üçe bölünmüş ve Batı, Orta, Doğu Toroslar olarak adlandırılmışlardır (Şekil 1-2).

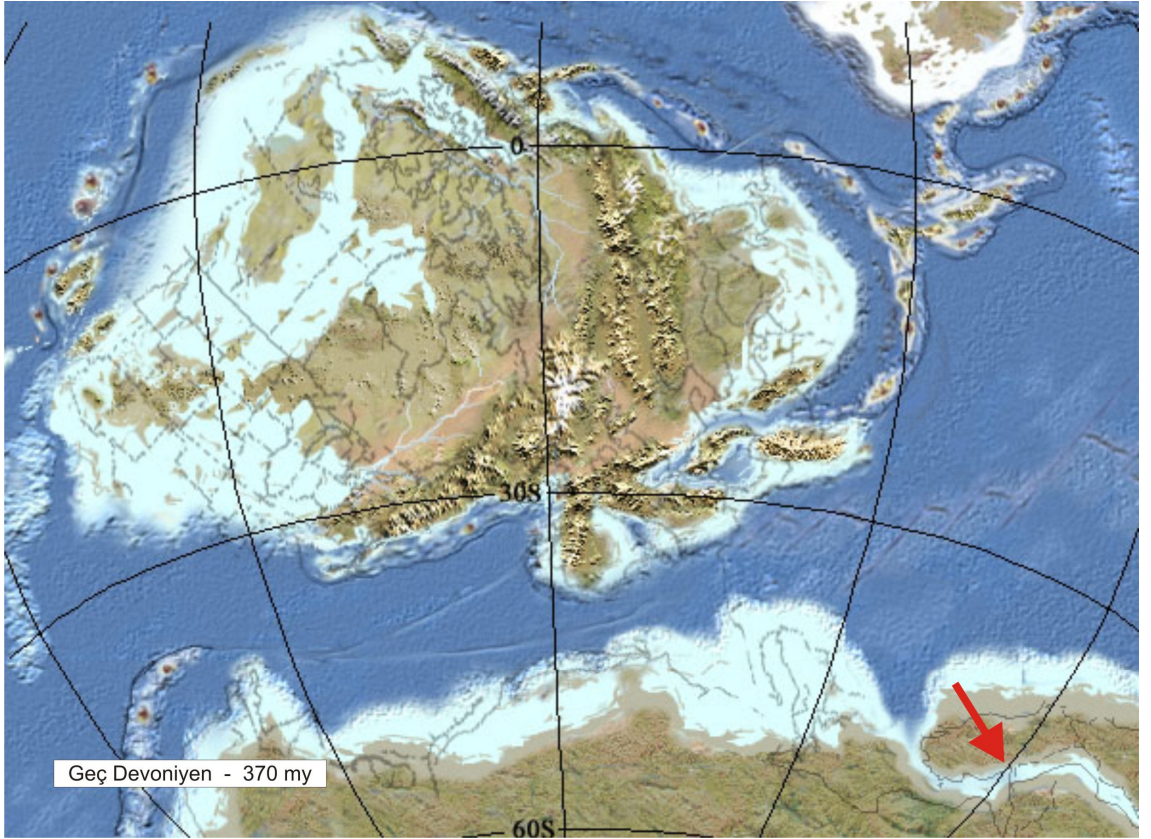
Bir diğer kabul gören ayırt Özgül (1976)'e aittir. Özgül (1976), bu çalışmasında, Torosları stratigrafik özellikleri ve içerdikleri kaya birimlerinin birbirinden farklı havza koşullarını yansıttıklarına dayanarak, Bolkardağ, Aladağ, Geyikdağı, Alanya, Bozkır ve Antalya adlarıyla altı farklı birliğe ayırmıştır.

İnceleme alanı, bu ayırda göre Adana ve kuzeyinde geniş alanlar kapsayan Geyikdağı Birliği'nde yer almaktadır (Şekil 1-2). Diğer birliklerle karşılaştırıldığında görece otokton konumunda bulunan Geyikdağı birliği, Kambriyen-Lütesiyen aralığında çökelmiş, başlıca karbonat ve kırıntılı kayalardan oluşan ve çok sayıda uyumsuzluk içeren bir istifdir.



Şekil 1-2: Torosların alt bölümleri, Devoniyen yaşlı birimlerin dağılımı ve Özgül (1976)'e göre Geyikdağı Birliği'nin yayılımı.

Toroslar ve Güneydoğu Anadolu'nun Paleozoyik istifleri, litolojik, faunal ve kronolojik benzerlikleri göz önünde bulundurularak incelendiğinde, bunların Permiyen'e kadar duraylı bir kıta platformunda çökelmiş birimleri içerdiği görülür. Bu istiflerin Geç Devoniyen süresince Gondwana kıtasının kuzey kenarın boyunca çökeldiği düşünülmektedir (Özgül, 1983) (Şekil 1-3).



Şekil 1-3: Geç Devoniyen'de kıtaların konumu ve Gondwana kuzey kıyısında yer aldığı düşünülen inceleme alanı (Blakey, R., Aberdeen Üniversitesi web sayfası)

### 1.2.2 Doruk ve Akarsular

Kuzeydoğu-Güneybatı uzanımlı dağlarla oldukça sarp bir morfolojiye sahip olan çalışma alanındaki başlıca vadiler, kesitin ölçüldüğü Aksu Deresi ve Göbelli Deresi; başlıca yükselti ise Bozburun, Karakuz, Dede Tepe, Kızıl Tepe, Köstelik ve Belen Tepe'dir.

### 1.2.3 İklim ve Bitki Örtüsü

Çalışma alanının bulunduğu Feke ilçesinin bağlı olduğu Adana ve çevresinde yazların sıcak ve kurak, kışların ılık ve yağışlı geçtiği Akdeniz iklimi koşulları hakimdir. Ancak çalışma alanı denizden yüksekliği nedeniyle İç Anadolu'nun karasal ikliminin de etkisindedir. Yıllık yağışların yaklaşık %50'si kış mevsiminde gerçekleşir, yağışlı gün sayısı yıllık ortalama 74'tür. İklim ve enlem koşullarının etkisiyle ısınan hava, yazları nem oranının %90'ın üzerine çıkmasına neden olur. Ovalık alanlarla, özellikle çalışma alanı gibi yükseltinin arttığı alanlar arasında başta yağış miktarı olmak üzere farklı iklim koşulları görülür. Feke'de yıllık ortalama yağış miktarı 930,5 mm. olarak ölçülmüştür. Ovada ender olarak görülen kar, dağlarda erken başlar ve bazen aylarca kalır. Yıllık ortalama sıcaklık kış aylarında 4 °C, yaz aylarında ise 22 °C 'dir.

Bitki örtüsü de Akdeniz iklim özelliklerini taşır. 700–800 mye kadar, bodur ağaçlardan oluşan makiler ve tahrip edilmemiş alanlarda yer yer kızılçam ormanları kalıntıları görülür. 800 mden itibaren yükselti arttıkça başlıca meşe ve sedir ağaçlarından oluşan ormanlar başlar. 2800 mden sonra seyreden sedir toplulukları yerlerini Alp tipi çayırlara bırakır.

### 1.2.4 Yerleşim, Ekonomi ve Ulaşım

Çalışma alanının bulunduğu Feke ilçesi Adana'ya 122 km uzaklıktadır. İlçede ilk yerleşim M.Ö. 16 yüzyılda Hititlerle başlamıştır. Deniz seviyesinden 620 m yüksekte bulunan ilçenin yüzölçümü 1.335 km<sup>2</sup>'dir ve bugün 38 köyü bulunmaktadır.

Bölge ekonomisi, bölgenin çevre illere uzak oluşu ve ulaşımının elverişsizliği, sert iklim koşulları, ekilebilir alanlarının azlığı dolayısıyla daha çok tarım ve hayvancılığa dayalı olarak gelişmiştir. Bir diğer geçim kaynağı ormancılık ve arıcılıktır. Bölge, rezervler göz önüne alındığında ise başta demir olmak üzere barit, kurşun-çinko, spekülait ve mermer bakımından maden ve endüstriyel hammadde potansiyeline sahiptir.

İnceleme alanına başlıca ulaşım Adana-Tufanbeyli arasındaki anayol ile sağlanmaktadır. Köy ve orman yolları ise iklimsel ve morfolojik koşullar sebebiyle yılın büyük bir bölümünde elverişli bir ulaşım sunamamaktadır.

## 2 GENEL KISIMLAR

### 2.1 EVENT KAVRAMI

Yer kürenin tarihinde, küresel ölçekte meydana gelmiş ve gerçekleşme sebepleri için farklı teorilerin öne sürüldüğü kitlesel yok oluşların yaşandığı her bir dönem, uluslar arası literatürde “event” olarak adlandırılmakta ve “event stratigrafisi” prensibiyle incelenmektedir.

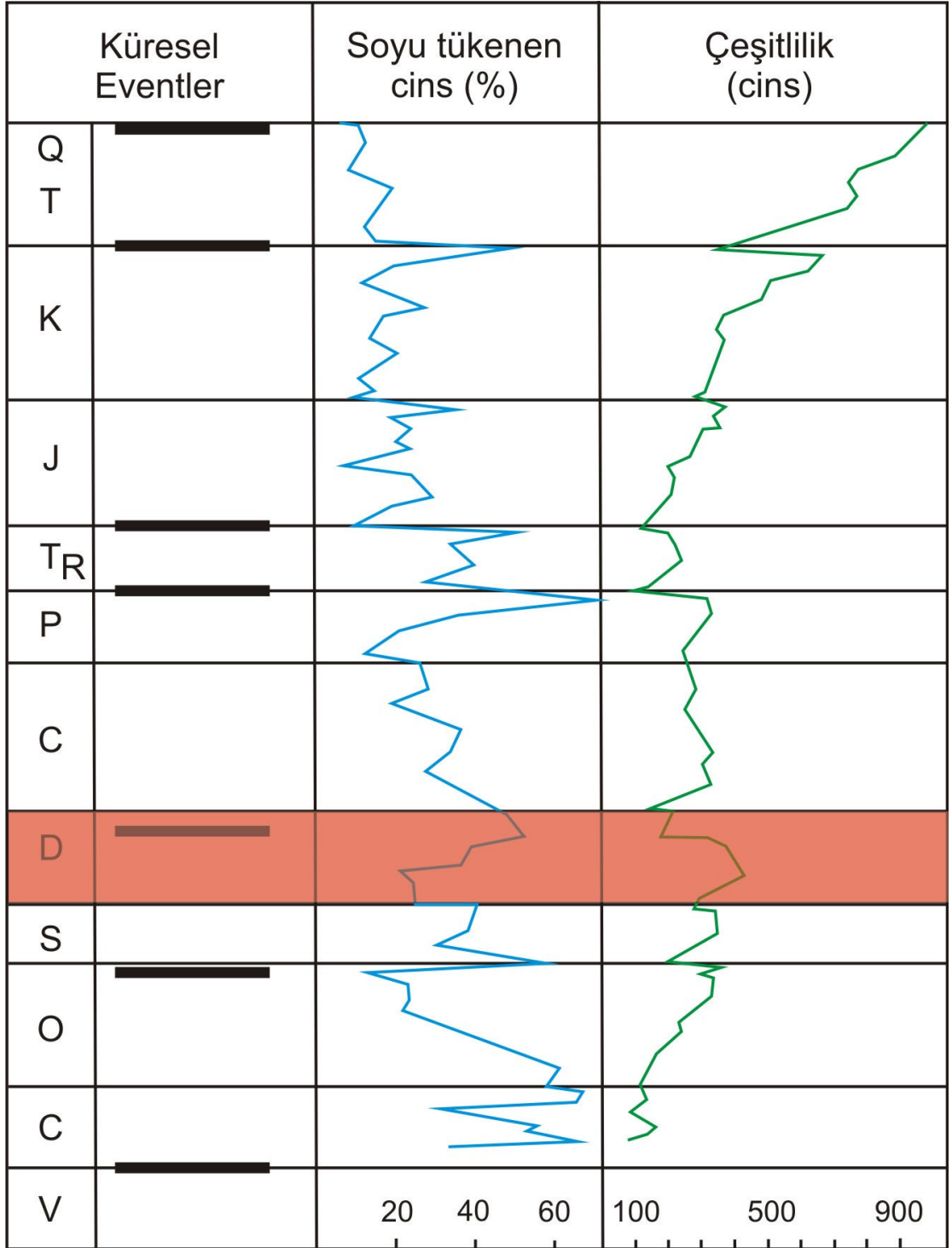
Küresel biyo-eventlerin büyüklüğü, lito-eventlerle, örneğin güçlü fasiyes değişimleriyle korele edilebilmektedir. Fasiyes analizi ve sedimentolojik özelliklerin incelenmesi, paleo-çevresel koşulların tanımlanmasında en önemli araçlardan biridir ve event süreçlerini ortaya çıkarmada da büyük önem taşımaktadır. Çünkü fasiyes değişimleri küresel eventlerle ilişkilidir ve paleo-çevresel koşulları etkiler. Bu, özellikle deniz seviyesinde ya da su kütlelerinin oksijen içeriğindeki değişimlerle oluşan değişiklikler için geçerlidir.

Küresel eventler, dünya üzerindeki birçok bölgede, hem neritik hem pelajik fasiyeslerde çalışılmıştır. Ancak pelajik fasiyesler, neritiklere göre daha detaylı stratigrafik bilgi sunmuş ve korelasyon için daha uygun verilere ulaşılmıştır. Küresel eventlerin neritik fasiyeslerdeki etkilerinin biraz daha az bilinmesinin nedenlerinden biri, bölgesel süreçlerin küresel eventlerin etkilerinin görülmesini engelleyecek kadar güçlü olması ve bu değişiklikleri küresel ölçektekilerden ayırt edip korele etmenin zorluğudur.

Küresel ölçekte etkili olmuş başlıca yedi büyük event vardır (Şekil 2-1 ).

İlk sırada gerçekleşen Prekambriyen-Kambriyen sınırı event, özellikle birçok Vendian iz fosilinin ortadan kalkmasına sebep olmuştur (Brasier, 1995).

İkinci büyük event Ordovisiyen-Silüriyen sınırında gerçekleşmiştir ve Ordovisiyen sonu buzullaşması, deniz seviyesinin düşmesi, baskın okyanus sirkülasyonu ve derin okyanus erozyonları sonucu, hemen hemen bilinen tüm fosil grupları ortadan kalkmıştır (Barnes vd., 1996).



Şekil 2-1: Yerküre tarihinde meydana gelmiş yedi büyük küresel event ve tükenme-çeşitlilik oranlarına etkileri (Sepkoski, 1995'den değiştirilerek).

Bu tezin konusunu oluşturan Kellwasser event, yedi büyük event içinde üçüncü sırada yer almaktadır. Hem pelajik hem neritik fosil gruplarını etkilemiş olan event, ani ve etkili anoksik koşullar sonucunda gelişmiştir (Walliser, 1996).

Permien-Triyas sınırında gerçekleşen event ise, Paleozoyik faunasına % 80'lere varan yokoluşlarla büyük zarar vermiş bir biyotik krizdir. Bu dönemde başlayan regresyon, denizel havzaların azalmasına ve iklimsel duraylılığın ortadan kalkmasına neden olmuştur (Walliser, 1996).

Triyas-Jura geçişinde, Triyas sonunda gerçekleşen dördüncü büyük event, iki periyotta gerçekleşmiş ve büyük ölçüde tüm deniz yaşamını, kısmen de bazı karasal omurgalılar ve bitkileri etkilemiştir (Walliser, 1996).

Altıncı büyük event, Kretase/Tersiyer geçişinde meydana gelmiş, özellikle plankton biyozonlarının büyük ölçüde yok olmasıyla belirlenmiştir. Son dinazorlar da bu sınırın son yarım metresinde bulunmuşlardır. Dünya çapında görülen bir iridyum zenginleşmesi ve bölgesel ölçekte rapor edilmiş tsunami çökelleri, bu eventin dünyaya çarpan bir asteroidin etkisiyle meydana gelmiş olabileceğini düşündürmektedir (Kauffman ve Hart, 1995).

Yedinci ve son event ise Holosen Sonu Event'i'dir. İnsanların sebep olduğu bu event, biyolojik çeşitlilikte belirgin bir azalma; toprak, su ve havada kirlilik; sera etkisinin artması; ozon tabakasının zarar görmesi gibi sonuçlarla ifade edilmektedir (Barnes vd., 1996).

Bu yedi büyük eventin yanı sıra, çok sayıda daha küçük ölçekli eventin varlığı da bilinmektedir. Bunların sayı ve küresel ölçekteki yayılımının belirlenmesine yönelik çalışmalar giderek artan bir şekilde sürmektedir. Bunlardan Devoniyen'de etkili olmuş Kellwasser Event'i dışındakilere aşağıda kısaca değinilecektir.

## 2.2 DEVONİYEN'DEKİ EVENTLER

Dünyada Geç Silüriyen'de başlayan kara yaşamı, Erken ve Orta Devoniyen'de karasal ekosistemlerin çeşitliliklerinin zirveye ulaşmasıyla oldukça gelişmiş, öncü bitkiler, hemen artlarından ortaya çıkan hayvanlarca takip edilmişlerdir. Devoniyen'deki taksonomik ve ekolojik çeşitlilikteki bu eşsiz artış için iki temel koşul etkili olmuştur: 1- Evrimin devamlılığının sağlanması için uygun olduğu düşünülen canlıların (damarlı bitkiler, omurgalı ve omurgasızlar) varlığı 2- Kaledoniyen Orojenezi ile şekillenen dünyada, uygun bir iklimde, küçük boyutlarda ama çok sayıda, farklı ekolojik ortamlar ve biyolojik çeşitlilik için optimal koşulları sağlayan deltaik sistemlerin gelişmesi (Walliser, 1996).

Devoniyen sonundaki iklim değişikliği ile meydana geldiği düşünülen buzullaşma, karasal ve denizel alanlardaki çökmeyi ve biyolojik çeşitliliği etkilemiştir. Devoniyen'de gerçekleşen biyo-eventler, diğerlerine nazaran daha çok dikkat çekmiştir. Bunun sebebi, Devoniyen biyostratigrafisinin iyi biliniyor olması ve ilgili projelerde çok sayıda araştırmacının çalışmasıdır. Ne var ki, fauna ve/veya fasiyeslerdeki küçük ölçekli yok oluşların hala detaylı çalışılmaya ya da küresel uzanımlarının doğrulanmasına ihtiyaç duyulmaktadır.

Devoniyen'de başlıca deniz seviyesi değişimleri ve anoksik ortam koşullarının etkisiyle gelişmiş 13 ana event saptanmıştır (Şekil 2-2).

Devoniyen'in ilk eventi (S/D), Silüriyen/Devoniyen sınırında gerçekleşmiş, brachiopod, kitinozoan, graptolit ve bazı trilobitleri etkilemiştir.

Devoniyen'in ikinci eventi Lokoviyen/Pragiyen (Lo/Pr), bu dönemdeki faunal birlikleri etkilemiş, ani fakat çok büyük boyutlarda olmayan bir deniz seviyesi düşüşü sonucunda gerçekleşmiştir (Walliser, 1996).

Basal Zlichov Eventi, Bohemya'da, Zlichov-Praha formasyonlarında, transgresif bir yükselimle tanımlanmıştır (Chlupac ve Kukul, 1988).

House (1985)'in Daleje olarak adlandırdığı Mid-Emsiyen eventi adını Bohemya'daki Daleje Formasyonu'ndan almaktadır. Siyah şeyl çökeliyle karakterize edilen ve deniz seviyesi yükseliminin sebep olduğu bir biyo-eventtir.

Emsiyen-Eyfeliyen sınırında gerçekleşen bir diğer event, Chotec Eventı'dır. Yine deniz seviyesinin yükselimi sonucu meydana gelmiş ve koyu renkli kireçtaşı ve şeyllerin kısa zamanlı varlığı ile bağlantılı bulunmuştur (Chlupac ve Kukal, 1988).

Geç Eyfeliyen'de ise önce anoksik koşulların birdenbire gelişmesi, belirgin bir zaman aralığından sonra siyah şeyl sedimentasyonunun son bulmasıyla gelişen Kacak Eventı, iki farklı evrede gerçekleşmiştir (House, 1985).

Transgresif bir yükselimle başlayan deniz seviyesi değişimlerinin neden olduğu bir diğer event, Geç Givesiyen'de gerçekleşmiş Thaganic Eventı'dır (House, 1985; Walliser, 1996).

Givesiyen-Frasniyen sınırında, goniatitidlerde önemli bir yokolmaya, brachiopod, mercan ve stromatoporlarda önemli oranlarda azalmayla kendini gösteren event (Frasne Event: House, 1985; Ense Event, Ebert, 1993), regresif bir düşüşün ardından büyük bir deniz seviyesi artışıyla siyah şeyllerin ani çökelişi sonucu meydana gelmiştir.

Bu çalışmanın konusunu oluşturan Kellwasser Eventleri, Geç Frasnien'de (Alt Kellwasser) ve Frasnien/Famenien geçişinde (Üst Kellwasser), iki farklı evrede gerçekleşmişlerdir (Eder vd., 1977; Walliser, 1980, 1984).

1. Mid-Famenien (Condroz) Eventine, Famenien sonunda gerçekleşen bir regresyon;
2. Mid-Famenien (Enkeberg) Eventine, transgresif bir yükselimin ardından deniz seviyesinin düşmesiyle gerçekleşen iki evre sebep olmuştur (Becker, 1993; House, 1985).

Geç Famenien Eventı (annulata Event), kısa süreli bir anoksik eventtir ancak bu event bazı ammonoid türlerinin artmasına ve habitat alanlarının gelişmesine olanak sağlamıştır (Walliser, 1996).

Devoniyen devrinin son eventı, Devon-Karbon sınırında gerçekleşmiştir. Hangenberg olarak da adlandırılan bu event, ani gelişen bir transgresyon-regresyon çiftinin sebep olduğu düşünülen anoksik bir eventtir (Walliser, 1980; 1985).

		KONODONT ZONLARI	DENİZ SEVİYESİ EĞRİSİ	KÜRESEL EVENTLER	
GEÇ DEVONİYEN	FAMENİYEN	<i>praesulcata</i>	?		C/D Hangenberg
		<i>expansa</i>			
		<i>postera</i>			
		<i>trachytera</i>			
		<i>marginifera</i>			
		<i>rhomboidea</i>			M'Fa <sup>2</sup> <sub>1</sub> Enkeberg Condroz
		<i>crepida</i>			
		<i>triangularis</i>			
		<i>linguiformis</i>	?		Fr/Fa Kellwasser L'Fr Alt Kellwasser
		<i>rhenana</i>			
ORTA DEVONİYEN	FRASNİYEN	<i>jamieae</i>			
		<i>hassi</i>			
		<i>punctata</i>			
		<i>transitans</i>			
		<i>falsiovalis</i>			
		<i>disparilis</i>			Gi/Fr Frasn, Ense
		<i>herm.-cristatus</i>			L'Gi Thaganic
		<i>varcus</i>			
		<i>hemians.</i>			
		<i>ensensis</i>			L'Ei <sup>2</sup> <sub>1</sub> Kacak Üst Alt
ERKEN DEVONİYEN	EYFELİYEN	<i>kockelianus</i>			
		<i>australis</i>			
		<i>costatus</i>			
		<i>patulus</i> <i>portitus</i>			Em/Ei Chotec
		<i>serotinus</i>			
		<i>inversus-lat.</i>			M'Em Daleje
		<i>nothoperbonus</i>			
		<i>excavatus</i>			
		<i>kitabicus</i>			B'ZI Basal Zlichov
		<i>pireneae</i>			
LOCHKOV. PRAG.	EMSİYEN	<i>kindlei</i>			
		<i>sulcatus</i>			
		<i>pesavis</i>			Lo/Pr
		<i>delta</i>			
		<i>eurekaensis</i>			
		<i>hesperius</i>			S/D

Şekil 2-2: Yerküre tarihinde Devoniyen döneminde gerçekleşmiş eventler (Walliser, 1996'dan değiştirilerek)

### 2.3 KELLWASSER EVENTİ

Geç Devoniyen'de meydana gelmiş olan Kellwasser Event'i, Fanerozoik'teki yedi en güçlü faunal dönüm noktasından biridir. Kellwasser adını, ilk kez 1850'de Almanya Harz dağlarında Roemer (1850) tarafından tanımlanmış, karbonatça zengin şeyli-kireçtaşı fasiyesindeki istiften almıştır.

Bu event Üst Kellwasser ve Alt Kellwasser olarak adlandırılan iki farklı evrede gerçekleşmiştir.

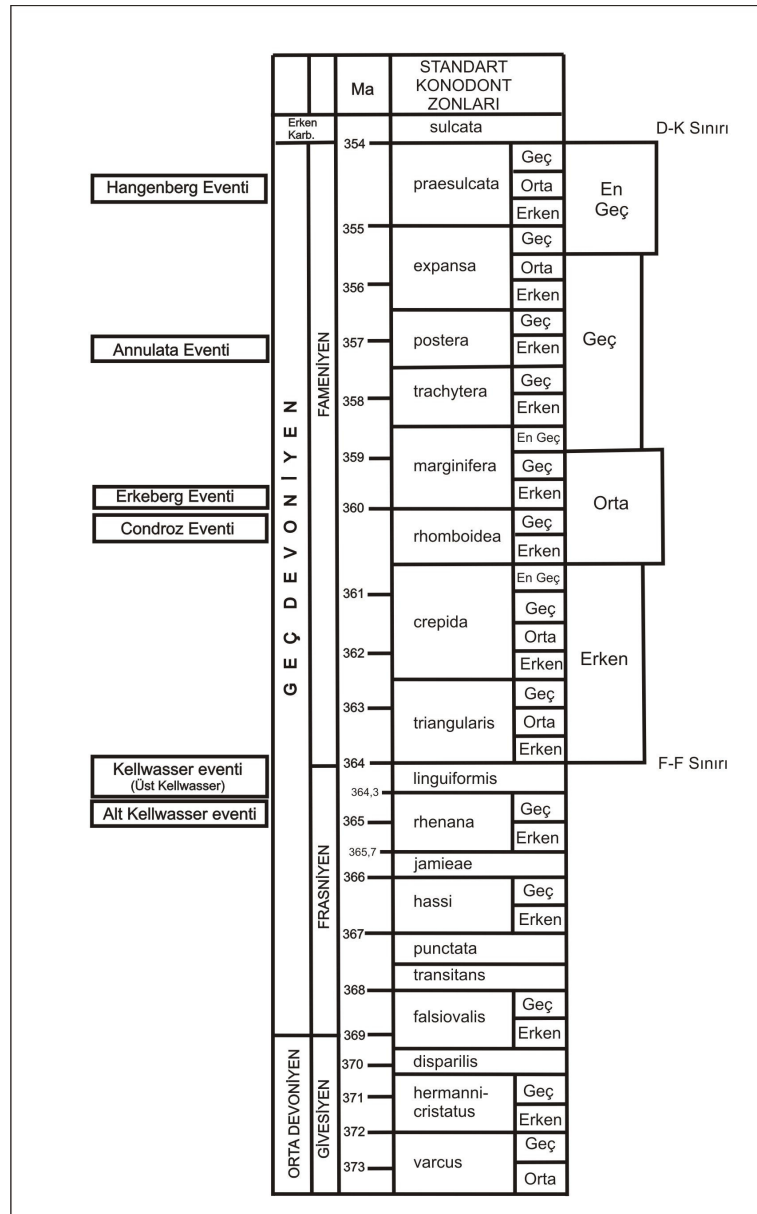
Birçok fosil grubunda çeşitlilik azalmasıyla karakterize edilen Üst Kellwasser event'i, Frasnien/Famenien geçişinde (günümüzden ~364 my önce) denizel faunanın ~ % 80'ini etkileyen, özellikle sığ denizel tropikal türlerde kitlesel ölümlerin adım adım gerçekleştiği, birkaç milyon yıl süren güçlü bir biyotik krizin sonucudur ve 130 yıldan fazla bir süredir, Frasnien ve Famenien seviyeleri tanımlandığından beri, bilinmektedir.

Alt Kellwasser event'i ise 1980'lerde Almanya'da Schmidt taşocağında, siyah şeyli seviyeleriyle tanımlanmıştır. Geç Frasnien'de oksijeni tüketilmiş (oksijence fakir) su kütlelerinin sığ sedimenter havzaları basması sonucu geliştiği kabul edilen, anoksik bir eventtir. Özellikle trilobitler, sığ denizel brachiopodlar ve resif yapan canlıların azalmasına sebep olmuştur (Feist ve Schindler, 1994).

### 2.3.1 Stratigrafik Konumu

Fransa'da, Montagne Noire'da, terk edilmiş Coumiac taşocağında Frasnien/Fameniye geçişini içeren kesit, Devoniyen Stratigrafisi Uluslararası Alt Komisyonunca 1993 yılında, Kellwasser Eventinin tip kesiti olarak kabul edilmiştir. Üst Kellwasser Eventini bu kesitte *Palmatolepis linguiformis* konodont zonu ile *Pa. triangularis* konodont zonu arasında (Şekil 2-3) sabitlenmiştir (Walliser, 1996).

Alt Kellwasser Eventini ise Üst *rhenana* konodont zonuna karşılık gelmektedir (Şekil 2-3).



Şekil 2-3: Givesiyen-Erken Karbonifer arasındaki kronostratigrafi, jeokronoloji ve standart konodont zonları (Strobel vd., 2000'den, değiştirilerek).

### 2.3.2 Fosil Topluluklarındaki Değişimler

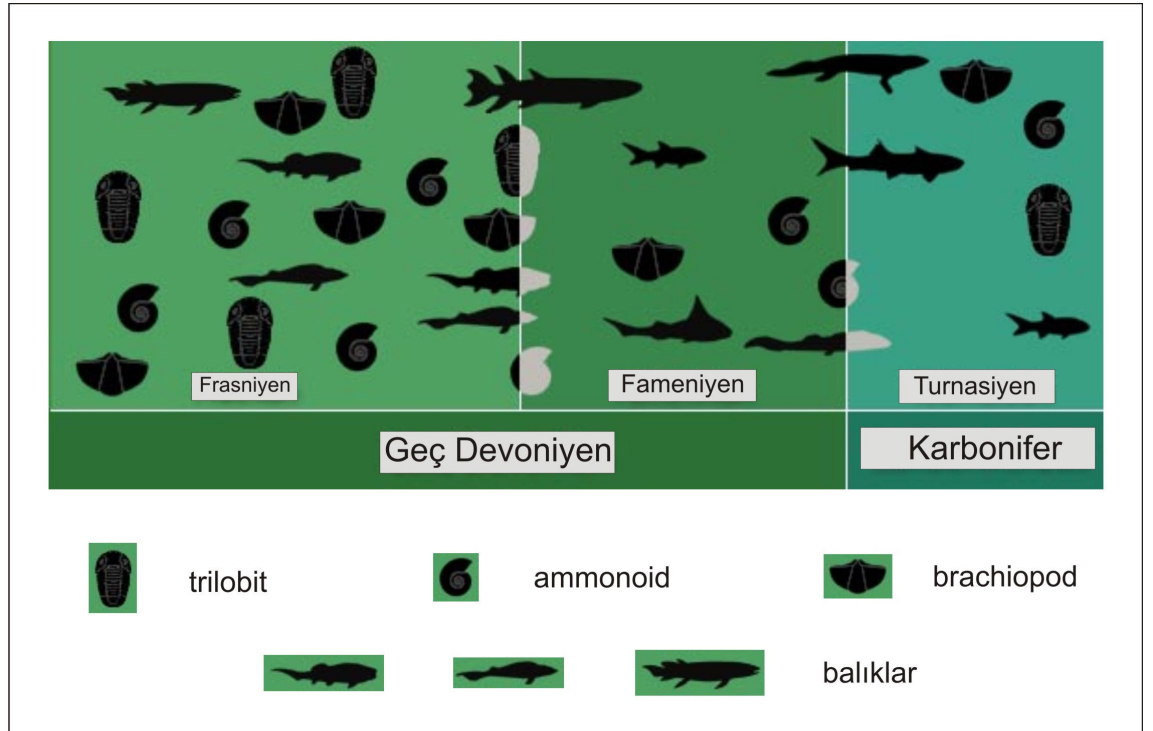
Kellwasser Biyo-eventi, çok sayıda hayvan grubunu etkilemiş, çeşitlilikte önemli azalmalar meydana gelmiştir (Streeel vd., 1987).

Foraminiferlerin bazı türleri yok olmuş, kalkerli foraminiferler önemli ölçüde azalmış ve ancak Fameniyen'in sonlarına doğru yeniden artış göstermeye başlamışlardır. (Vachard, 1994).

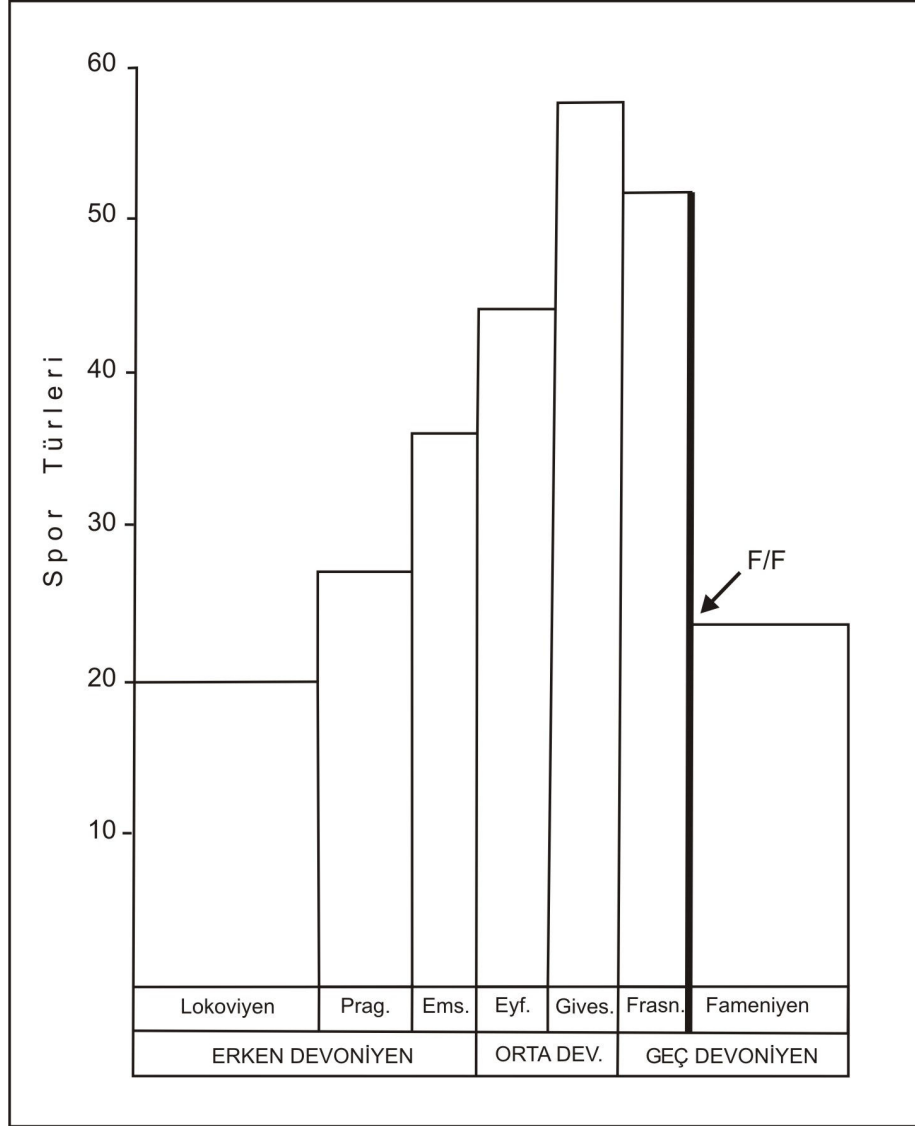
Hermatip organizmalardan stromatopora zarar görmüş, benzer olay rugosa mercanlarının gelişimi sırasında da olmuştur (Cocbain, 1988; Scrutton, 1988). Avrupa-Asya-Afrika ile Doğu Amerika'daki farklı bölgelerde, mercanların tükenme eğrileri birbiriyle karşılaştırıldığında, paralel oldukları görülmüştür (Oliver ve Pedder, 1994). Bu da eventin etkisinin bölgesel değil küresel olduğunu göstermektedir.

Ostrakodlar arasında planktik gruplar, bentiklere oranla görülür biçimde daha az etkilenmiştir. Bentik gruplar, en düşük çeşitliliklerine Frasnien/Fameniyen geçişinde, tüm türler toplamında % 65 oranında azalmayla ulaşmışlardır (Groos-Uffenerde ve Schindler, 1990; Lethiers ve Feist, 1991).

Detaylı çalışmalar, çok sayıda trilobit grubunun da Üst Kellwasser seviyesinin tabanında tükenmiş olduğunu kanıtlamıştır (Schindler, 1990) (Şekil 2-4).



Şekil 2-4 : Frasnien-Fameniyen geçişinde Kellwasser eventinden etkilenen canlı türleri. ([www.devoniantimes.org](http://www.devoniantimes.org)'dan, değiştirilerek)



Şekil 2-5: Miospor türlerinin Devoniyen'deki çeşitliliği (Streel vd. 2000'den).

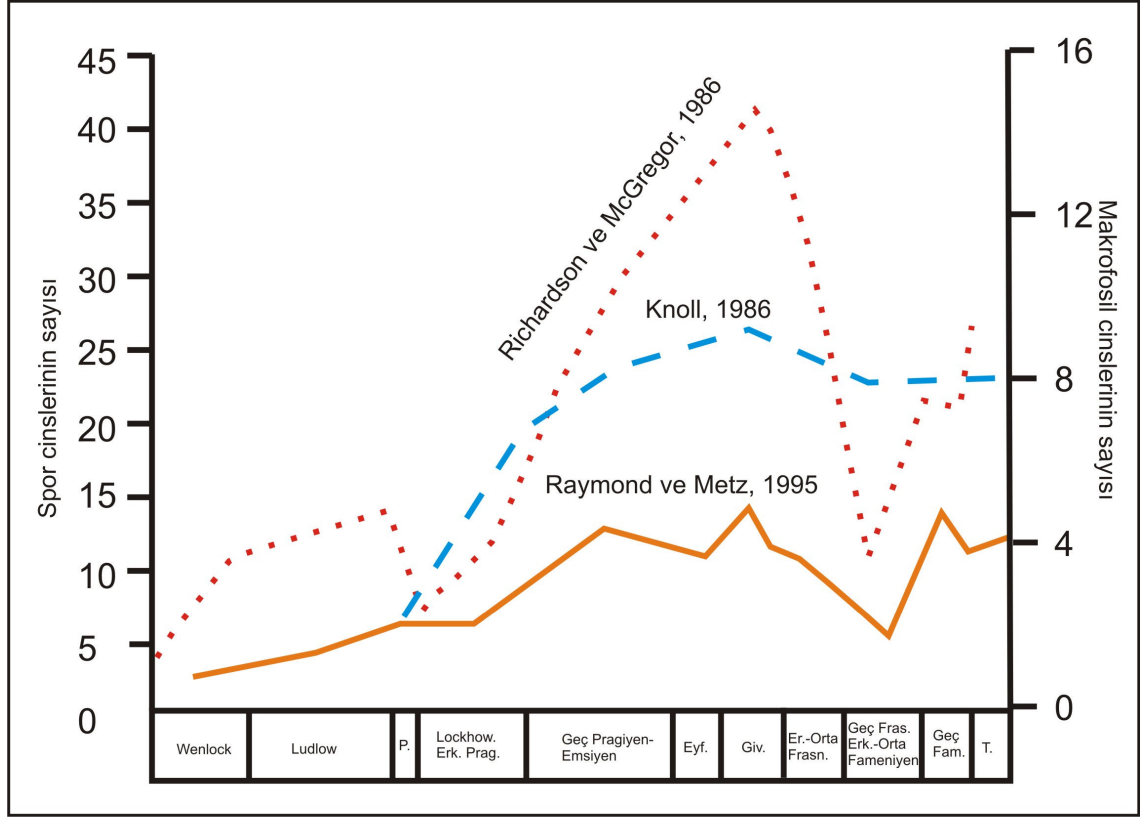
Brachiopodlar, çeşitliliklerinde büyük bir azalmayla, yaklaşık %86'ya varan bir oranda zarar görmüşlerdir (McGhee, 1981) (Şekil 2-4).

Bryzoonlar, Kellwasser Event'i'nden önce, adım adım eksilmeyle gerçekleşen bir şekilde bu krizden etkilenmişlerdir (Bigey ve Curie, 1987).

Tentakülitler de Kellwasser Event'i'nin kurbanı olmuşlar, büyük, kalın kavkılı, bentik tentakülitler, varlıklarını devam ettirememişlerdir (Farsan, 1994).

Becker (1993)'e göre ammonit türlerindeki yok olma oranı ise %88'dir.

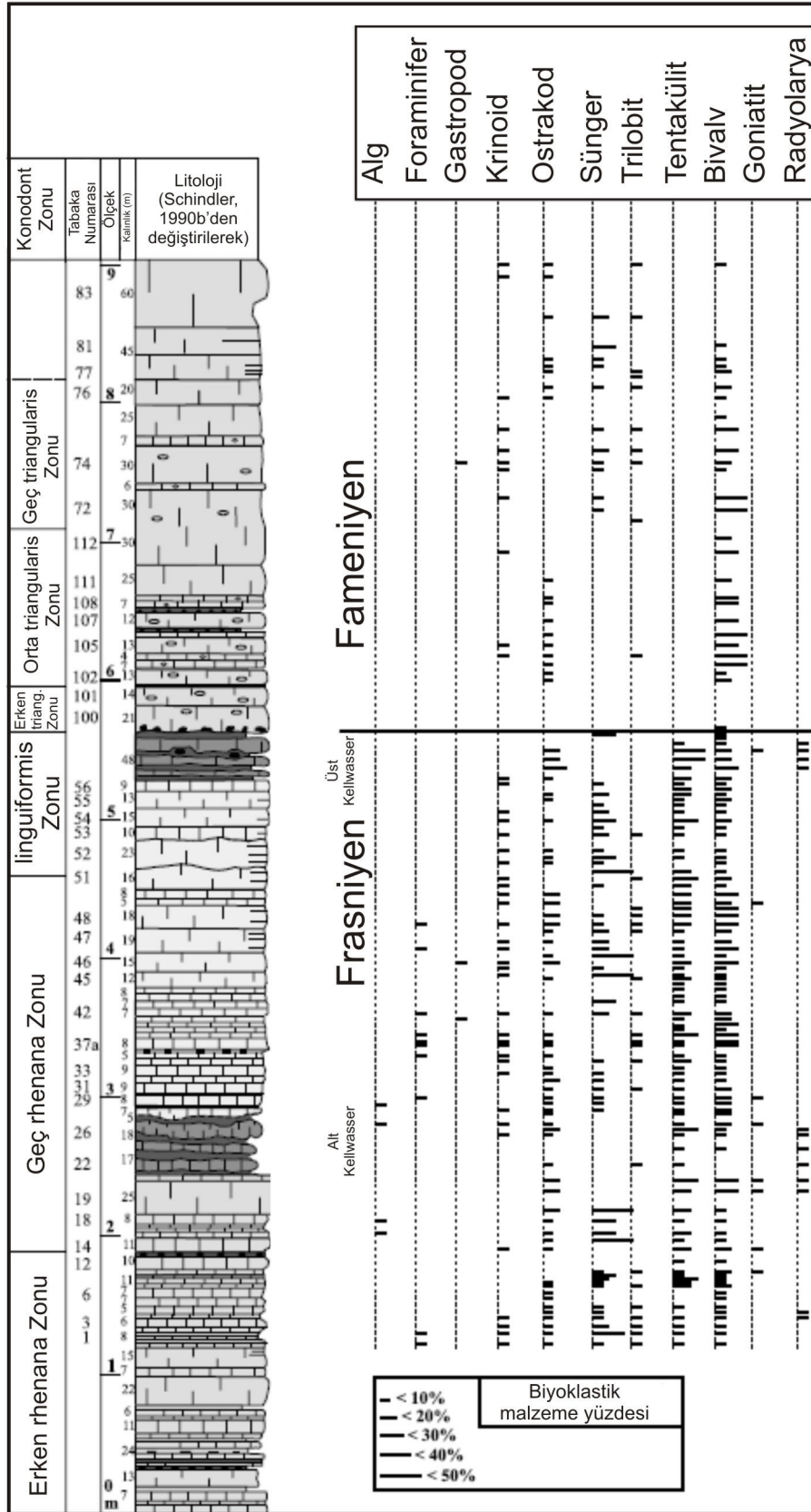
Erken Devoniyen'den itibaren artış gösteren miospor türleri, Frasnien-Fameniyen sınırında %50'ye varan oranda azalmıştır (Streel vd. 2000) (Şekil 2-5).



Şekil 2-6: Orta Silüryen-Geç Devonyen karasal bitkilerinin çeşitliliği (Streele vd. 2000'den).

Silüryen'den itibaren artan çeşitlilik Devonyen'de hem kara hem deniz yaşamının gelişimiyle sürmüştür ancak karasal bitkiler, Devonyen sonunda büyük oranda ortadan kalkmışlardır (Şekil 2-6).

Konodontlar, Frasnien/Fameniyen geçişindeki eventin saptanması için mükemmel bir gösterge olmuşlardır. Sandberg vd (1987 a, b; 1988 a, b), Kuzey Amerika'da ve Avrupa'da belirledikleri *Palmatolepis linguiformis* zonunda, belirli cinslerdeki adım adım değişikliği fark etmişlerdir. Kellwasser Eventini sınırını belirlemede, Üst Frasnien *Palmatolepis linguiformis* ve *Pa. triangularis* konodont zonları biyostratigrafisinden oldukça yararlanılmıştır. Konodont zonlarına göre ayrılmış, Alt Kellwasser Eventini'nin tip kesitini içeren Steinbruch Schmidt'te diğer canlı türleri alg, foraminifer, gastropod, krinoid, ostrakod, sünger, trilobit, tentakülit, bivalv, goniatit ve radyollerdeki değişimi Şekil 2-7'te gösterilmiştir.



Şekil 2-7: Almanya Steinbruch Schmidt kesitinde Üst ve Alt Kellwasser eventleri ve biyolojik çeşitlilik ve bollukta farklılaşmalar (Devleeschouwer vd., 2001'den değiştirilerek).

### 2.3.3 Litolojik ve Sedimentolojik Özellikler

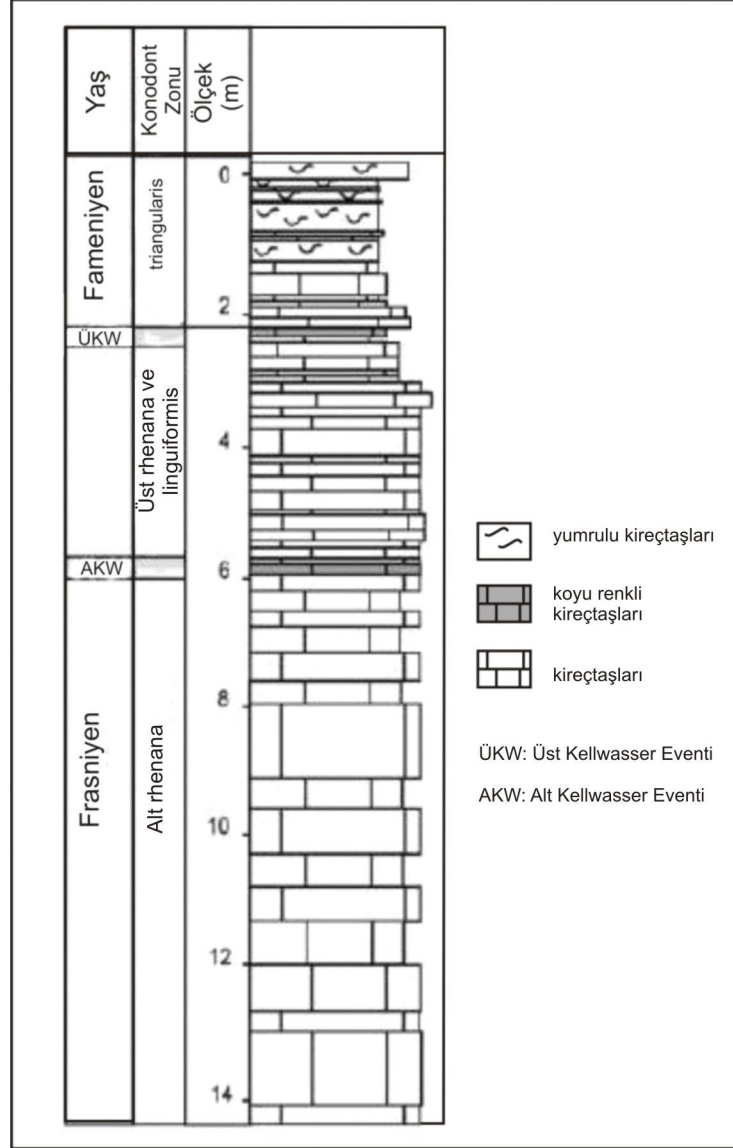
Kellwasser Eventi, litolojik olarak, birçok yörede koyu gri- siyah kireçtaşları ve şeyl araldanmasıyla temsil edilmektedir. Bu litolojik, sedimentolojik ve alt ve üstündeki litofasiyeslere bağlı fark, Kellwasser Lito-Eventi olarak adlandırılmakta, Kellwasser Biyo-eventi'nin sebep ve süreçleriyle bağlantılı olduğu kabul görmektedir (Walliser, 1996).

Ayrıca bazen belli zaman aralıklarını karakterize eden fasiyeslerin tamamen özel nitelikleri de bulunabilir. Örneğin, Fameniyen yumrulu cephalopodlu kireçtaşları, tüm Devoniyen'dekilerden önemli ölçüde, yumruların düzenlenmesi, renk gibi özellikleriyle farklıdır (Walliser, 1996).

Frasniyen Kellwasser seviyesi, pelajik fasiyeslerde koyu renkli çökeller içinde kireçtaşı ve şeyl araldanmasıyla temsil edilmektedir. Paleocoğrafik pozisyon ve koşullarına göre genellikle birkaç cm veya dm kalınlığında siyah kireçtaşları ve/veya şeyller içermekte, özellikle şeyllerin üst kısmında belirgin bir silt seviyesi sıkça görülmektedir. Kellwasser event, neritik bölgelerde de görülmüştür. Birçok durumda Frasnien/Fameniyen geçişi, zamanında deniz seviyesindeki bir düşüşle, bazen de çökmezlikle kendini gösteren bir fasiyes değişikliği meydana getirmiştir.

Kellwasser Eventi için tip kesit yeri kabul edilen kuzey Fransa'daki (Montagne Noire) Coumiac taşocağında yer alan Frasnien/Fameniyen geçişi, cephalopodlu ve yumrulu kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 2-8). Disoksik koşullar, faunal ve renksel değişikliklerle kendini belli etmektedir (Schindler, 1990). Kesit ayrıca, diyajenetik alterasyondan oldukça etkilenmiştir.

Alt Kellwasser Eventi için tip kesit sunan Schmidt taşocağındaki Frasnien-Fameniyen istifinin litolojisi yine yumrulu kireçtaşı, gri ve siyah kireçtaşı ile siyah şeyl özelliği göstermekte, Alt ve Üst Kellwasser seviyelerinde, siyah şeyl ve kireçtaşlarının belirgin çökeli mi dikkat çekmektedir (Şekil 2-9).



Şekil 2-8: Kellwasser Eventi için tip kesit yeri kabul edilen kuzey Fransa'daki Coumiac taşocağında Frasniiyen/Fameniyyen geçişi litolojisinin kesit boyunca değişimi (Pujol vd., 2006'dan değiştirilerek).



### 2.3.4 Önceki Çalışmalar

Kellwasser gibi önemli bir biyo-event, dünya üzerindeki birçok yerde (Almanya, Fas, Çin, Rusya vb.), Devoniyen istiflerindeki Frasnien/Fameniye geçişlerini içeren kesitlerde çok detaylı olarak ve birçok farklı yöntem kullanılarak çalışılmıştır.

Dünya üzerinde gerçekleşmiş büyük küresel eventlerin beşi hakkındaki ilk modern çalışma Newell (1967)'e aittir. Geç Devoniyen'de büyük bir kitlesel yok oluşun gerçekleşmiş olma olasılığını, ilk kez tartışan Newell (1967), bu çalışmasında Kellwasser ile birlikte, Ordovisiyen, Permian, Triyas ve Kretase sonunda gerçekleşen eventlere de dikkat çekmiştir.

Mc Laren (1970), Kellwasser Event'i'nin istisnai büyüklüğünü vurgulayarak, Frasnien/Fameniye sınırında, fosil topluluklarında hızlı yok oluşlara dikkat çekmiş ve bu evente nihai sebep olarak bir asteroit etkisini öne sürmüştür. Ancak dünya üzerinde Frasnien/Fameniye geçişini içeren kesitlerden sadece birkaç tanesinde iridyum zenginleşmesi görülmüş, hiçbiri Kretase/Tersiyer geçişindeki zenginleşme miktarına ulaşamamıştır.

Walliser (1996), Kellwasser horizonuna ait siyah şeylleri Avrupa, New York, Fas ve İran'da, eventin dünya çapındaki göstergesi olarak gözlemlemiştir.

Son yirmi yılın yayınlarına bakıldığında, Kellwasser Event'i ve biyohermal resiflerin yok olması ile ilgili önerilmiş çok sayıda sebep olduğunu görürüz. Örneğin; biyohermal resifler için Fuchs (1987) boğulma, Copper (1977) soğuk su kütlelerinin ekvatorial alanları basması, Sandberg vd. (1988, a, b) deniz seviyesi değişikliklerini önermişlerdir. Anoksik Kellwasser çökellerinin oluşumuyla ilgili ise Thomson ve Newton (1988) sıcaklıktaki artış, Wilde ve Berry (1984) ve Kalvoda (1986) sıcaklıktaki düşüş, Buggish (1991) genel deniz seviyesi dalgalanması, Schindler (1990) anoksik su kütlelerinin artışı gibi varsayımlar önermişlerdir.

Stephens ve Summer (2002), Batı Avustralya'da Üst Devoniyen yaşlı Canning havzasında yaptıkları karbon izotop çalışmalarında, Geç Frasnien transgresyonlarının

kökeninin tektonik değil, esasen östatik olduğu ve Kellwasser seviyesindeki organik maddelerin karbon izotoplarının  $C^{13}$ 'ce zenginleştiğini ve küresel ölçekte korele edilebilir olduğunu söylemişlerdir.

Chen vd. (2005), Güney Çin'de Frasnien/Famenien geçişini içeren iki kesite ait örneklerde yaptıkları izotop analizleri sonucunda, Kellwasser Eventi'nde adım adım gerçekleşen faunal ölümlerin sebeplerini, artan volkanizma ve sonrasında damarlı bitkilerin hızlı gelişimine neden olan kimyasal ayrışma, ortamdaki besin ve toksin artışı; biyolojik üretimin artması ve bu biyolojik malzemenin çökeller bünyesinde tutulmasıyla atmosferdeki karbon miktarında düşüşün sebep olduğu küresel soğuma olarak göstermişlerdir. Chen vd. (2005)'e göre anoksik su etkisi, biyolojik üretimdeki ani artış ve böylece büyük ölçekli ve tekrarlanarak gerçekleşen klimatolojik dalgalanmalar, Frasnien-Famenien geçişinde belirgin bir biyolojik krize neden olmuştur.

Pujol vd (2006), Avrupa'da, Almanya ve Fransa'daki Frasnien/Famenien kesitlerinde saptadıkları sonuçlarda deniz seviyesi yükselmelerinin, Kellwasser horizonunun çökelişi sırasındaki hidrotermal olaylar ve volkanizmayla çakıştığını, metallerdeki zenginleşmelerin ve yüksek mikrobiyolojik aktivitenin, su kütlelerinin oksijen seviyesinin düşüşüyle bağlantılı olduğunu, kitlesel ölümlere tüm bu olayların neden olduğunu söylemiştir.

Riquier vd. (2006), Almanya'da, Harz Dağları'nda Kellwasser seviyesini içeren üç farklı kesitten aldıkları numunelerde yaptıkları iz ve ana element analizlerinde, çevresel koşulları saptamak için inorganik jeokimyasal verilerden yararlanmış ve iki Kellwasser seviyesinin (Alt ve Üst Kellwasser seviyeleri) birbirinden farklı koşullar sonucunda geliştiğini saptamışlardır. Bu çalışmaya göre Alt Kellwasser seviyesi, anoksik koşulları tetikleyen bir biyolojik üretimin artışı sonucunda gelişmiştir. Üst Kellwasser seviyesinin gelişimine ise oksijence zengin dip suyunun daha da derinlere hareketi sebep olmuştur.

### 3 MALZEME ve YÖNTEMLER

#### 3.1 SAHA ÇALIŞMALARI

Kelwasser Event'i'nin olası etkilerinin incelenmesi için, Feke-Kocadere köyünde Eylül 2006'da yapılan saha çalışmasında, makrolitolojik özellikler ve daha önce yapılmış yaş tayinleri ışığında, Kellwasser Event'i'ni içerdiği tahmin edilen 46 m. kalınlığında bir kesit Jacop Çubuğu yöntemiyle ölçülerek ayrıntılı olarak incelenmiş; kesitin her seviyesi aşmalı olarak fotoğraflanmıştır.

Tablo 1: Aksu kesiti boyunca alınan örnekler ve yapılan analizlerin listesi

Sıra No	Örnek No	Kesit tabanından mesafe (kalınlık) (m)	Kesit tabanından mesafe (kalınlık) (m)	Petrografi	XRD	İzotop Jeokimyası	ICP-MS	TOC	Rock-Eval Piroliz
1	KB-Og-19 A	0	210	x	x	x	x	x	x
2	KB-Og-19 B	0,5	210,5	x	x		x	x	x
3	KB-Og-19 C	1	211	x			x	x	x
4	KB-Og-19 D	12	2232		x		x	x	x
5	KB-Og-19 E	16	226	x		x	x	x	x
6	KB-Og-19 F	16,9	226,9		x		x	x	x
7	KB-Og-20 A	19,5	229,5		x	x	x	x	x
8	KB-Og-20 B	19,9	229,9	x			x	x	x
9	KB-Og-20 C	19,95	229,95				x	x	x
10	KB-Og-20 D	20,6	230,6				x	x	x
11	KB-Og-20 E	21	231	x			x	x	x
12	KB-Og-20 F	22	232	x	x		x	x	x
13	KB-Og-20 G	23	233	x			x	x	x
14	KB-Og-20 H	25	235		x		x	x	x
15	KB-Og-21 A	26,5	236,5	x	x	x	x	x	x
16	KB-Og-21 B	28	238		x		x	x	x
17	KB-Og-21 C	29,5	239,5			x	x	x	x
18	KB-Og-22 A	31,5	241,5	x	x		x	x	x
19	KB-Og-23 A	32,5	242,5		x		x	x	x
20	KB-Og-23 B	34	244				x	x	x
21	KB-Og-23 C	35,5	245,5	x		x	x	x	x
22	KB-Og-23 D	36	246		x		x	x	x
23	KB-Og-24 A	36,5	246,5			x	x	x	x
24	KB-Og-24 B	37	247		x	x	x	x	x
25	KB-Og-24 C	37,5	247,5			x	x	x	x
26	KB-Og-25 A	38	248	x		x	x	x	x
27	KB-Og-25 B	39	249	x	x		x	x	x
28	KB-Og-25 C	40	250			x	x	x	x
29	KB-Og-25 D	41	251	x	x	x	x	x	x
30	KB-Og-26 A	41,9	251,9	x	x		x	x	x
31	KB-Og-26 B	45	255	x	x		x	x	x
32	KB-Og-26 C	45,5	255,5	x			x	x	x
33	KB-Og-26 D	46	256	x	x		x	x	x

Ölçülen kesitin renk, doku, sedimenter yapı, fosil içeriği gibi özellikleri belirlenmiş; başta siyah şeyl, yumrulu kireçtaşı ve silttaşlarından oluşan litoloji farklılıklarına dayanarak, seviyeler ayrılmıştır. Belirlenen bu seviyelerden, çökellerin koyulaştığı ve siyah şeyl çökeliminin arttığı düzeylerde daha sık örnekleme yapılarak, toplam 33 örnek alınmıştır. Örneklerin listesi, yapılan analizler de belirtilerek Tablo 1’de gösterilmiştir.

46 m kalınlığındaki bu kesit, DEVEC-TR projesi kapsamında 2005 yılında Toroslar’da ölçülen Kocadere-B kesitinin 210–256 metreleri arasına karşılık gelmektedir. Kellwasser Eventi’nin olası etkilerine yönelik bu çalışma için derlenen yeni örnekler, daha önce Kocadere-B kesitinden alınmış diğer örneklerle ardışıklık sıralarının belirlenmesi amacı ile tabandan mesafe değerlerine göre yine KB (Kocadere-B) olarak kodlanmışlardır.

## **3.2 LABORATUAR ÇALIŞMALARI**

### **3.2.1 X Işını Difraktometresi**

Alınan örneklerin mineral içeriğinin belirlenmesi için toplam 18 örnek, öğütücü değirmende uygun boyutta öğütülerek, İstanbul Üniversitesi İleri Analizler Laboratuvarı'ndaki Rigaku D/Max-2200/PC X ışını difraktometresi cihazı kullanılarak analiz edilmiştir. Cu kaynaklı (A4 1L-Cu / 60 kV, 2.0 kw) X ışını tüpüne sahip olan cihazda monokromatize X-Işını elde edilmesini sağlayan grafit monokromatör kullanılmaktadır. X-ışını toz difraktometre dedektörünün  $\theta$ - $2\theta$  ve  $2\theta$ - $\theta$  taramaları sonucu kırınım deseni elde edilmektedir. Her bir örneğin analizi 3-55 arasındaki  $2\theta$  açısı değerlerinde yapılmıştır.

### **3.2.2 İnce Kesit Petrografisi**

Kesit boyunca petrografik, mineralojik, sedimenter, yapısal ve fosil kapsamı gibi özelliklerdeki değişimlerin incelenmesi için, uygun olmayan şeyl örnekleri dışındaki toplam 17 kayacın ince kesitleri İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Maden Yatakları ve Jeokimya Anabilim Dalına ait kesit atölyesi kullanılarak hazırlanmış ve polarizan mikroskopta incelenmiştir.

### **3.2.3 ICP-ES ve ICP-MS Analizleri**

İz elementlerin tayini için toplam 33 örneğin iz element analizleri Kanada'da Acme Laboratuvarı'nda ICP-ES ve ICP-MS cihazları kullanılarak yaptırılmıştır.

Sonuçların mümkün olduğunca temsili olması için 30 gr.lık uygulama seçilmiştir. Öğütülmüş örnekler, 180 ml.'lik hidroklorik asit (HCl) nitrik asit (HNO<sub>3</sub>) ve saf sudan oluşan güçlü bir karışımda, 95 °C'de bir saat bekletilmiştir. Böylece metal tuzları, karbonatlar, sülfidler, bazı oksit ve silikatların ayrılması sağlanmıştır. Bu işlemten sonra 600 ml.'ye seyreltilen çözelti, ICP-ES (Inductively Coupled Plasma - Atomic Emission Spectrometer) ve ICP-MS (Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometer) cihazlarıyla analiz edilmiştir.

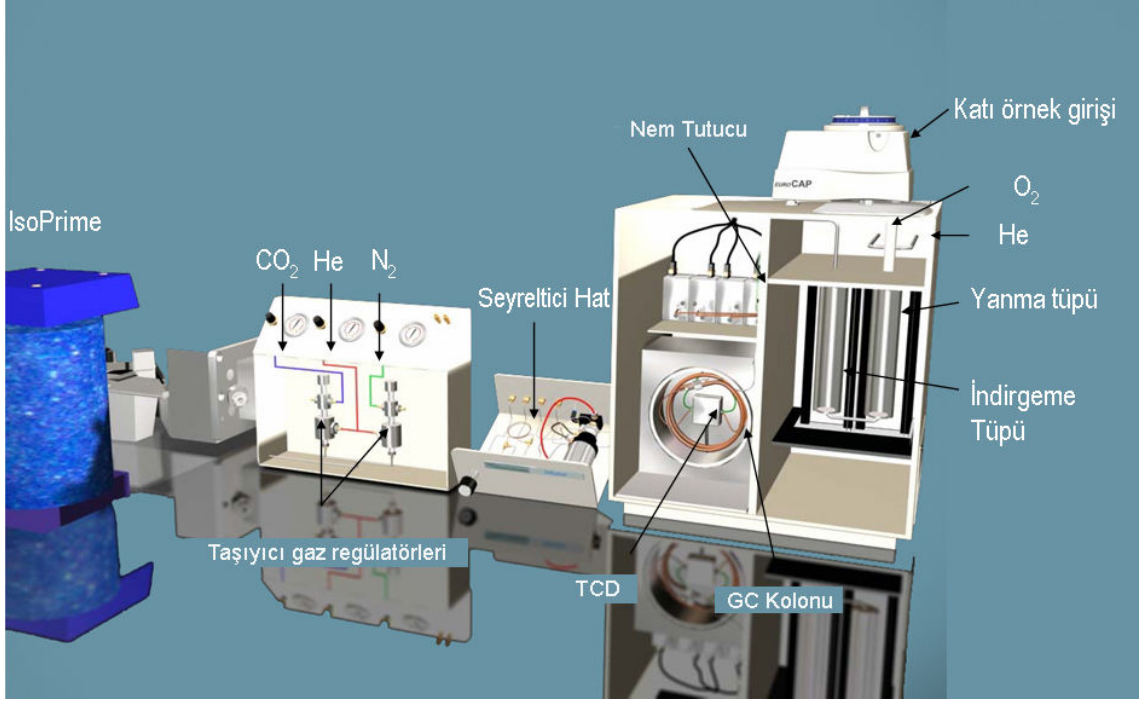
### 3.2.4 Rock-Eval ve TOC Analizleri

Toplam organik karbon miktarı, termal olgunluk ve organik madde bileşiminin saptanması için, Aksu kesiti boyunca derlenen toplam 33 örnekte Rock-Eval analizi yapılmıştır.

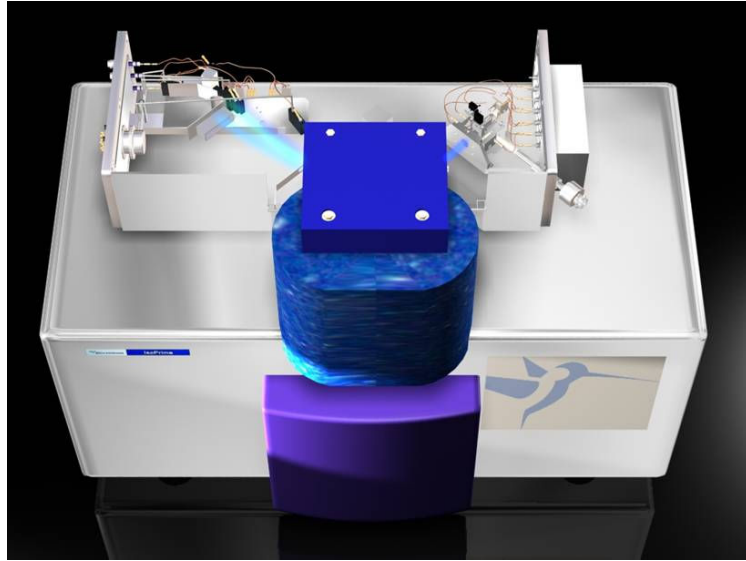
Analiz TPAO'da bulunan Vinci- Rock Eval-6 cihazı ile gerçekleştirilmiştir. Espitalie vd. (1977)'nin geliştirdiği bu yöntem, kerojenin, herhangi bir organik çözücüde çözünmediğinden, ısıyla parçalanmasına dayanır. Piroliz ve oksidasyon olarak iki evrede gerçekleştirilen analizde örnekler önce oksijensiz bir ortamda 300 °C den başlayarak dakikada 25 °C artışla 550 °C'ye kadar ısıtılmıştır. Bu işlem sırasında kayaç içindeki serbest hidrokarbonlara ve kerojenin parçalanmasıyla açığa çıkan hidrokarbonlara ait pik değerleri (S1 ve S2) ölçülmüştür. S2 pikinin ulaştığı maksimum sıcaklık Tmax olarak belirlenmiştir. Oksidasyon kısmında, 600 °C de yanma sağlanarak, oluşan CO<sub>2</sub> gazının FID Flame Ionization Detector) detektörüyle ölçülerek TOC yüzdeleri saptanmıştır.

### 3.2.5 İzotop Jeokimyası

Organik karbon izotop bileşimlerinin ölçülmesi için toplam 12 örnek, İ.Ü. Petrol ve Doğal Gaz Laboratuvarında, öğütülme, derişik hidroklorik asit kullanılarak karbonatların uzaklaştırılması; pH'ı 5 olana kadar saf su ile yıkanıp santrifüjde çökeltilmesi ve donduruculu kurutucuda (freeze drier) kurutulması işlemlerinden geçirilerek analize hazırlanmıştır. İzotop analizleri TÜBİTAK Marmara Araştırma Merkezi'nde, EA-IRMS (Elemental Analyzer/Isotope Ratio Mass Spectrometer) cihazı kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Cihazın Elemental Analiz kısmından (Şekil 3-1) otosampler yardımı ile katı olarak verilen örnekler, oksidasyon reaktöründe 1040 °C civarındaki fırında oksidasyona uğratılmıştır. Örneklerden çıkan karbondioksit gazları, izotop değeri belli, referans karbondioksit gazı ile karşılaştırılmış, ölçülen izotop değerleri, cihaz tarafından (Şekil 3-2) otomatik olarak hesaplanmıştır. Analizin doğruluğunun sağlanması için ölçümler her örnekte en az iki kez tekrarlanmıştır.



şekil 3-1: Elemental Analiz cihazı



şekil 3-2: IRMS (Isotope Ratio Mass Spectrometer)

## 4 BULGULAR

### 4.1 JEOLOJİ

Kellwasser Eventi'nin olası etkilerinin beklendiği seviyeleri içeren kesit, Kocadere köyü civarında, litostratigrafik birim ayırđına göre Gümüşali Formasyonu olarak adlandırılmış birim içersinde yer almaktadır. Gümüşali Formasyonu, bölgede Prekambriyenden Karbonifer'e kadar kesiksiz olarak çökelmif bir istifte, Üst Devoniyen seviyesinde yer almaktadır.

Kocadere Köyü ve çevresinde Ordovisiyen-Kretase yaşlı birimler mostra vermektedir. (Yılmaz, 2004). Bu bölümde bölgenin jeolojisi, Devoniyen öncesi, Kellwasser Eventi'nin beklendiği Devoniyen ve Devoniyen sonrası olarak alt bölümlere ayrılarak sunulacaktır. Birimlerin tanıtılması büyük ölçüde Yılmaz'ın (2004) çalışmasına dayandırılmıştır. Bu çalışmanın yanı sıra özellikle Devoniyen yaşlı birimler için tüm Kocadere ve Aksu kesitleri boyunca makro gözlemler yapılmıştır.

#### 4.1.1 Stratigrafi

##### 4.1.1.1 Devoniyen Öncesi Birimler

İnceleme alanının Devoniyen öncesi yaşlı birimleri sırasıyla Armutludere (Ordovisiyen), Halityaylası (Alt Silüriyen), Yukarıyayla (Üst Silüriyen) Formasyonları'dır. İlk kez Demirtaşlı (1967) tarafından tanımlanan bu birimler, birbirleriyle uyumludur.

Başlıca şeyl, silttaşı ve kumtaşı ardalanmasından oluşan Ordovisiyen yaşlı Armutludere Formasyonu, laminalanma, yük yapıları, ripple marklar ve canlı eşeleme izleri içeren seviyelere sahiptir ve ortamın giderek sığlaştığı bir şelf ortamını temsil ettiği kabul edilmektedir (Yılmaz, 2004).

Alt Silüriyen yaşlı Halıyaylası Formasyonu, klorit, serisit ve mikaca zengin bir matrisle tutturulmuş kuvars, alkali feldspat ve çakmaktaşı çakıllarından oluşmakta, üst düzeyine doğru silttaşıyla devam etmektedir. Özgül ve Kozlu (2002), kuvars çakıllarının parlatılmış ve çizikli sürtünme yüzeylerine sahip olmasına dayanarak, çökme ortamında buzul işlevlerinin varlığına işaret etmiştir. Ancak yazarlara göre, formasyon taban ve tavanındaki birimlerle dereceli geçiş gösterdiğinden, buzul işlevi kıtasal değil, denizeldir ve yüzen buzulların erimesinden türeyen malzeme deniz tabanındaki çökellere katılarak birikmiştir.

Üst Silüriyen yaşlı Yukarıyayla Formasyonu, yumrulu kireçtaşı ve şeyl araldanmasından oluşmaktadır. Üst seviyelerine doğru tane boyundaki artış ve düşey biyotürbasyon yapılarının varlığı nedeniyle gittikçe sığlaşan, yüksek enerjili bir şelf ortamında çökeldiği düşünülmektedir (Yılmaz, 2004).

#### 4.1.1.2 Devoniyen Yaşlı Birimler

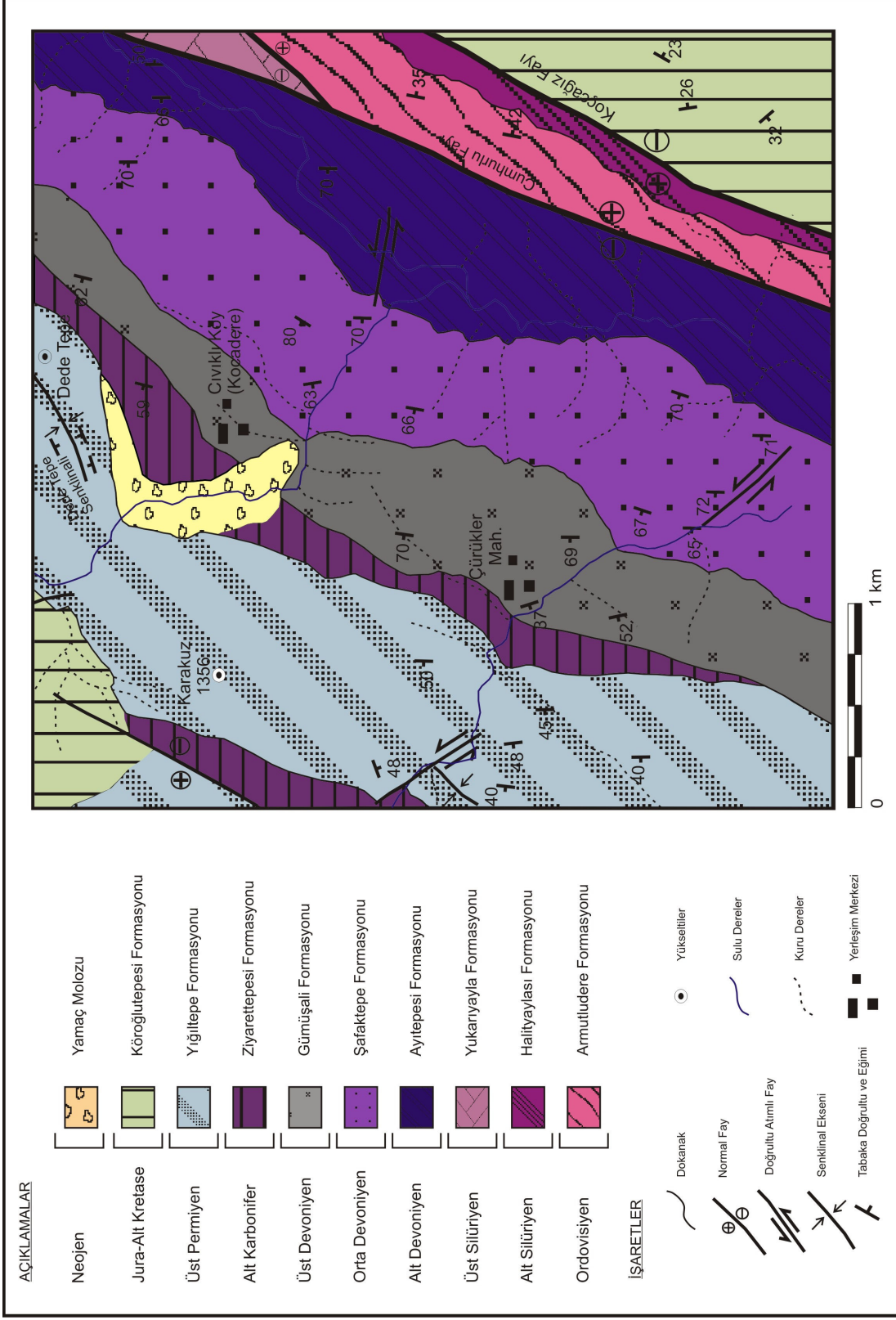
##### Ayıtepesi Formasyonu

Devoniyen istifinin ilk birimi olan Ayıtepesi Formasyonu (Demirtaşlı, 1967), adını Tufanbeyli ilçesinin kuzeyinde yer alan Ayı Tepesi'nden almaktadır. Alt dokanağında Yukarıyayla Formasyonu, üst dokanağında Şafaktepe Formasyonu uyumlu olarak yer alır.

Tabanda silis nodülleri içeren, ince tabakalı, sarımsı-kahverengi silttaşları ve yeşilimsi siyah renkli şeyl araldanmasıyla başlayan birim, beyazımsı sarı kumtaşları- koyu gri silttaşlarıyla devam eder ve orta tabakalı, sarımsı beyaz renkli kumtaşı-dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşı araldanmasıyla son bulur.

Ayıtepesi Formasyonu, ripple marklar, yük yapıları, teknesi ve balık kılçığı çapraz tabakalar, kuruma çatlakları ve düşey canlı izleri seviyeleri içermektedir.

Fosil içeriği açısından fakir olan birimin yaşı, brachiopoda (*Strefeodonta* sp.), mercan, krinoid, Özgül vd. (1973)'ce saptanmış trilobit fosilleri ve stratigrafik konumuna göre Alt Devoniyen olarak kabul edilmiştir.



Şekil 4-1 : Kocadere Köyü ve çevresinin jeoloji haritası (Yılmaz, 2004'den değiştirilerek).

Özellikle içerdiği sedimentolojik yapılara bakılarak, Ayıtepesi Formasyonu'nun dalga etkili, sık, yüksek enerjili bir ortamda çökeldiği; üste doğru ortamın biraz daha derinleştiği düşünülmektedir (Yılmaz, 2004).

#### Şafaktepe Formasyonu

İlk kez Demirtaşlı (1967) tarafından adlandırılan Şafaktepe Formasyonu, Doğu Toroslarda Tufanbeyli-Kozan arasında geniş alanlar kaplamaktadır. İnceleme alanında, Kocadere güneydoğusunda, kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda yüzeyleyen formasyon, altta Ayıtepesi, üstte Gümüşali Formasyonlarıyla uyumludur.

Birim, taban seviyelerinde stramatoporoidli ve sarımsı boz- koyu gri dolomitik kireçtaşlarıyla başlar. Tabanda fosil içeriği düşük olan formasyon, üste doğru şeyl arakatkılı ve kuvarsitik kumtaşlarıyla aralanmalı olan yer yer yumrulu kireçtaşlarıyla devam eder ve fosil içeriği artar. Şafaktepe Formasyonunun tavanında siyahımsı gri-yeşilimsi gri renkli, laminalı çamurtaşı ve kuvarsit arakatkılı, yer yer merceksi, bol fosilli kireçtaşları bulunur.

Amphipora, brachiopoda ve mercanlar bu birimde bolca bulunmaktadır. Yılmaz (2004)'ın saptadığı fosiller *Amphipora ramosa* (Phillips), *Michelina* sp., *Rugosa*, Favositidae ve Cytillidlere göre birimin yaşı Orta Devoniyen'dir.

Fosil içeriği, litolojik özellikleri ve kırıntılı arakatkıları dikkate alındığında Şafaktepe Formasyonu'nun dalga enerjisinin yüksek olduğu, yer yer resifal karakter gösteren şelf ortamında çökeldiği düşünülmektedir (Ayhan, 1988; Yılmaz, 2004).

#### Gümüşali Formasyonu

Biyostratigrafik olarak belirlenmiş Kellwasser eventinin, içerisinde yer aldığı litostratigrafik birim olan Gümüşali Formasyonu, Demirtaşlı (1967) tarafından adlandırılmıştır ve inceleme alanında kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda yer almakta ve Kocadere köyünde de yüzeylemektedir. Altta Şafaktepe, üstte Ziyarettepe

Formasyonlarıyla olan dokanakları uyumludur. Yılmaz (2004) yaptığı ölçümlerle formasyonun kalınlığının 480-590 m arasında değiştiğini saptamıştır.

Başlıca resifal kireçtaşı-şeyl ve kumtaşından oluşan birim, inceleme alanında tabanda ortalama tabaka kalınlığı 5–15 cm olan sarımsı-kırmızımsı kahverengi kireçtaşı-silttaşı ve laminalı şeyl ardalanmasıyla başlar. Üste doğru oldukça dağınık olan bitümlü şeyller ve bunlarla arakatkılı ince silttaşları gelir. Bu seviyeyi killi kireçtaşları ve şeyller takip eder. Birimin tavanında bol brachiopodlu, killi kireçtaşları ve şeyl ardalanmasının üzerinde kırmızımsı kahverengi oolitik demirli kumtaşı ve çamurtaşı seviyeleri yer almaktadır.

Gümüştali formasyonu, çapraz tabakalanma, laminalanma, ripple marklar, yük yapıları ve biyotürbasyon yapıları bakımından zengindir.

Birim, oldukça bol fosil içeriğiyle dikkati çekmektedir. Trilobitler, mercanlar, brachiopodlar, gastropodlar, bryozoonlar oldukça bol bulunmaktadır. Birimin yaşı, *Phillipsastraca schaffer* (Penecke), *Thamnopora* sp., *Hexagonaria* sp., *Alveolites* sp., *Zaphrentis* sp., *Cyrtospirifer* sp., *Michelina* sp. ve *Hexagonaria hexagona* (Goldfuss) fosillerine göre Üst Devonyen olarak saptanmıştır (Yılmaz, 2004).

Litolojik özellikleri, fosil içeriği ve sedimenter yapıları göz önünde bulundurulduğunda Gümüştali Formasyonu'nun çökeltme ortamının sığ, karasal malzeme girdisinin bol olduğu şelf ortamını karakterize ettiği düşünülmektedir (Ayhan, 1988; Yılmaz, 2004).

#### 4.1.1.3 Devonyen Sonrası Birimler

İnceleme alanında yüzeyleyen ve ilk kez Demirtaşlı (1967) tarafından adlandırılmış Devonyen sonrası birimler, yaşlıdan gence doğru sırasıyla Ziyarettepesi (Alt Karbonifer), Yığıltepe (Üst Permiyen) ve Köroğlutepesi (Jura-Alt Kretase) Formasyonları'dır (Özgül ve Kozlu, 2002; Yılmaz, 2004).

Alt dokanağında Üst Devonyen yaşlı Gümüştali Formasyonu ile geçişli olan Ziyarettepesi Formasyonu, şeyl arakatmanlı kumlu kireçtaşı, karbonatlı kumtaşı, kuvarsit ve biyomikritik kireçtaşı- çamurtaşı ardalanmasından oluşan bir formasyondur.

Çökelme ortamının sığ, sıcak ve duraysız bir şelf ortamı olduğu kabul edilmektedir (Yılmaz, 2004).

Ziyarettepe Formasyonu'nu uyumsuz olarak üzerleyen Yığıltepe, inceleme alanının bazı kesimlerinde üst dokanağında Köroğlutepesi Formasyonu ile uyumsuz olarak üzerlenmektedir. Tabanda bir kuvarsit seviyesiyle başlayan formasyon, killi kireçtaşı, mikritik- biyomikritik kireçtaşı- şeyl ardalanmasıyla devam eder ve dolomitik kireçtaşları ile son bulur. Tabandan tavana doğru değişen litolojisi sığdan daha derine doğru değişen bir çökelme ortamını yansıtmaktadır.

İnceleme alanının en genç formasyonu Köroğlutepesi, Yığıltepe Formasyonu'nun üzerinde uyumsuz olarak yer alır. Üst dokanağında yine uyumsuz olarak Üst Miyosen yaşlı çökellerle (Sümbüldağ Formasyonu) üzerlenir. Tabanda fosilsiz, dolomitik bir seviye ile başlar, bol kırık çatlaklı, kalsit dolgulu, mikritik-biyomikritik kireçtaşları ile devam eder. Litolojik özellikleri göz önünde bulundurulduğunda, çökelme ortamı, şelf tipi sığ deniz karakteri göstermektedir (Yılmaz, 2004).

#### **4.1.2 Yapısal Jeoloji**

İnceleme alanındaki kalın çökel istifi, Paleo ve Neotektonik dönemlerdeki farklı deformasyon fazlarından etkilenmiş, bölgede genellikle kuzeydoğu-güneybatı gidişli senklinaller ile kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu doğrultu atımlı ve kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu düşey atımlı normal faylar gelişmiştir.

##### *4.1.2.1 Kıvrımlar*

İnceleme alanında bulunan tek kıvrım, Dede Tepe Senklinali'dir. Dede Tepe güneybatısına kadar uzanan Dede Tepe Senklinali, simetrik karakterde ve ekseni kuzeydoğu gidişlidir. Çekirdeğinde Üst Permiyen yaşlı Yığıltepe Formasyonu bulunur. İnceleme alanındaki güneydoğu kanadında Alt Devoniyen yaşlı Ayıtepesi, Orta Devoniyen yaşlı Şafaktepe, Üst Devoniyen yaşlı Gümüşali ve Alt Karbonifer yaşlı Ziyarettepesi Formasyonları yer alır.

#### 4.1.2.2 *Faylar*

İnceleme alanında yer alan ve birimler arasında sınır oluşturan düşey atımlı iki büyük fay, Koçcağız ve Cumhuriyet Fayları'dır (Yılmaz, 2004).

Yaklaşık K20D doğrultulu olan Koçcağız fayı, doğuya eğimli normal bir faydır ve ilk kez Tutkun (1984) tarafından isimlendirilmiştir. İnceleme alanının güneydoğusunda Alt Silüriyen yaşlı Halıyaylası Formasyonu (taban bloğu) ile Jura-Alt Kretase yaşlı Köroğlu Tepesi Formasyonu'nun (tavan bloğu) sınırını oluşturmaktadır.

Koçcağız Fayı'na (K20D) paralel olarak uzanan Cumhuriyet Fayı da ilk kez Tutkun (1984) tarafından isimlendirilmiştir. İnceleme alanında Ayıtepesi (tavan bloğu)-Armutludere (taban bloğu) Formasyonları'nın ve Ayıtepesi (taban bloğu)-Yukarıyayla (tavan bloğu) Formasyonları'nın sınırını oluşturmaktadır.

İnceleme alanında ayrıca doğu-batı ve kuzeybatı-güneydoğu uzanımlı sol yönlü üç doğrultu atımlı fay bulunmaktadır.

#### 4.1.3 **Jeolojik Evrim**

İnceleme alanı, İfrakambriyen sonunda Mısır, İran ve Türkiye'nin güneyini içeren, Gondwana kıtası kuzeyi ve kuzey doğusunda, kırıntılı çökellerin egemen olduğu duraylı bir kıta platformu'dur.

Kambriyen sonunda bölgesel bir yükselim ile Sardiniyen Orojenezi'nin neden olduğu bir yükselimle, deniz seviyesinde bir düşüş meydana gelmiştir. Canlı eşeleme, akıntı ve dalga izleri içeren Ordovisyen çökeli, kırıntı boyundaki artışla da, ortamın gittikçe sıkıştığını göstermektedir. Bölgesel yükselim ve Gondwana kıtasının güney kutbuna olan yakınlığı, bölgede buzullaşmayı etkin kılmış, Erken Silüriyen başında gerçekleşen kısa süreli regresyon, deniz seviyesinin yaklaşık 100 m. düşmesine sebep olmuştur (Cocks ve Fortey, 1988). Geç Silüriyen'de ise bölgede sıcak, yüksek enerjili ve sık ortam koşulları hakim olmuştur.

Erken Devoniyen'de daha da sıkışan, yer yer karasal hale gelen ortam, Orta Devoniyen'de sık ve sıcak denizel koşullara imkan sağlayan bir transgresyona maruz kalmıştır. Bol mercan ve brachiopod fosilleri ve resifal karakterde çökelleri ile litoral-

sublitoral bir ortamı temsil eden Gümüşali Formasyonu ile deniz seviyesinde yeni bir düşüş söz konusu olmuştur.

Sığ denizel koşullar Erken Karbonifer'de devam etmiş, Hersiniyen orojenezi ile yükselen bölgede, Geç Karbonifer-Geç Permiyen arasında bir çökmezlik gelişmiştir. Sığ deniz platformu, Permiyen sonunda gittikçe daralmış, ortam giderek derinleşmiştir. Alt Triyas yaşlı çökellerin üzerine uyumsuz olarak gelen Jura-Kretase yaşlı birimler, bölgenin bu dönemde blok faylanmalara maruz kalarak yükseldiğine ve sonrasında etkili bir aşınmanın hakim olduğuna işaret etmektedir. Üst Kretase'de karbonat platformunun güney yönünde eğim kazanmasıyla pelajik çökelim başlamıştır (Robertson, 2000). Geç Eosen'de Neotetis'in kuzey kolunun kapanmasıyla kıta-kıta çarpışmaları ve blok faylanmalarla birlikte çökme başlamıştır. Oligosen, diğer dönemlere göre daha duraylı bir dönem olmuş, Miyosen'de sığ denizel-karasal ortamda gerçekteşen çökme, Pliyosen'den itibaren tamamen karasal karakter kazanmıştır.

## 4.2 AKSU KELLWASSER EVENTİ

Bu bölümde, ölçülmüş 46 m.lik kesitte saptanan paleontoloji, litoloji, organik jeokimya, karbon izotop ve iz element verileri ve bunların kesit boyunca değişimleri değerlendirilerek Kellwasser Event'i'nin olası etkileri ele alınacaktır.

### 4.2.1 Stratigrafik Konum

Daha önce “Genel Kısımlar”da değinildiği gibi, Alt ve Üst Kellwasser Eventleri, brachiopod, ostrakod, foraminifer ve mercanlar gibi birçok canlı türünü etkilemiş, ancak oluşum zamanları, özellikle konodont zonlarındaki değişimlerle saptanmıştır. Bu çalışma için olası bir Kellwasser eventinin seviyesi, ölçülen kesitin içerdiği konodont ve brachiopod fosillerine dayanarak belirlenmiştir.

Konodont zonlarına göre, 46 metrelik kesitin 17. metresine (Kocadere-B kesiti 227. m) ait bir örnek, Frasnien yaşını vermektedir. Kesitin 25. metresine (Kocadere-B 235. m) ait bir diğer örnekte ise Üst Frasnien'e ait rhenana zonu saptanmıştır. 43. metrede (Kocadere-B 253. m) Frasnien seviyeleri devam etmektedir (Yalçın vd., 2007).

Kesit, içerdiği brachiopod türleri *Spinatrypa* sp. [15. ve 45. m. (Kocadere-B: 225., 255. m)], *Productella* sp. [15. ve 45. m. (Kocadere-B: 225., 255. m)], *Cyrtospirifer* sp. [15. ve 27. m. (Kocadere-B: 225., 237. m)], *Ripidiorhynchus* sp. [35. ve 45. m. (Kocadere-B: 245., 255. m)]'ye göre de Frasnien seviyelerini kapsamaktadır (Yalçın vd., 2007).

Bu verilere göre Frasnien yaşlı olan kesit, Frasnien/Famenien geçişini, dolayısı ile de Üst Kellwasser Event'i'nin seviyesini içermemektedir. Ancak içerdiği konodont zonu rhenana'ya dayanarak ölçülen kesitte, Alt Kellwasser Event'i'nin etkili olduğu kesimin bulunması beklenmektedir.

## 4.2.2 Litolojik Özellikler

Bu bölümde litolojik özellikler, makrolitolojik, mineralojik ve petrografik özelliklerin kesit boyunca değişimleri göz önünde bulundurularak sunulacaktır.

### 4.2.2.1 Makrolitolojik Özellikler

Aksu kesitinin ilk dört metrelik kesimi, tabanda yaklaşık yarım metrelik, yeşilimsi koyu gri renkli bir şeyl seviyesiyle başlar (Şekil 4-2). Bunların üzerine gelen ince-kalın tabakalı kuvarsitik kumtaşlarından sonra istif, yumrulu kireçtaşlarıyla devam eder (Şekil 4-5).



Şekil 4-2: Aksu Kesiti tabanında yer alan şeyl seviyesi ve üzerine gelen kuvarsitik kumtaşları.

4-10. (KB:214-220) metreler arası örtülü geçilmiş olan kesitte 19. (KB:229) metreye kadar baskınlık gösteren yumrulu kireçtaşları koyu gri renkte ve 10-15 cm.lik tabaka kalınlıklarına sahiptir. Yer yer şeyl kamalanmalarının gözlemlendiği yumrulu kireçtaşları, bu kamalanmaların hemen üzerinde bol mercanlı, 70 cm.lik tek bir kireçtaşı tabakası seviyesi içermektedirler (Şekil 4-3).



Şekil 4-3: Aksu kesiti, 16. (KB: 226) metresinde yumrulu kireçtaşları ve üzerine gelen bol mercanlı, kalın kireçtaşı tabakası.

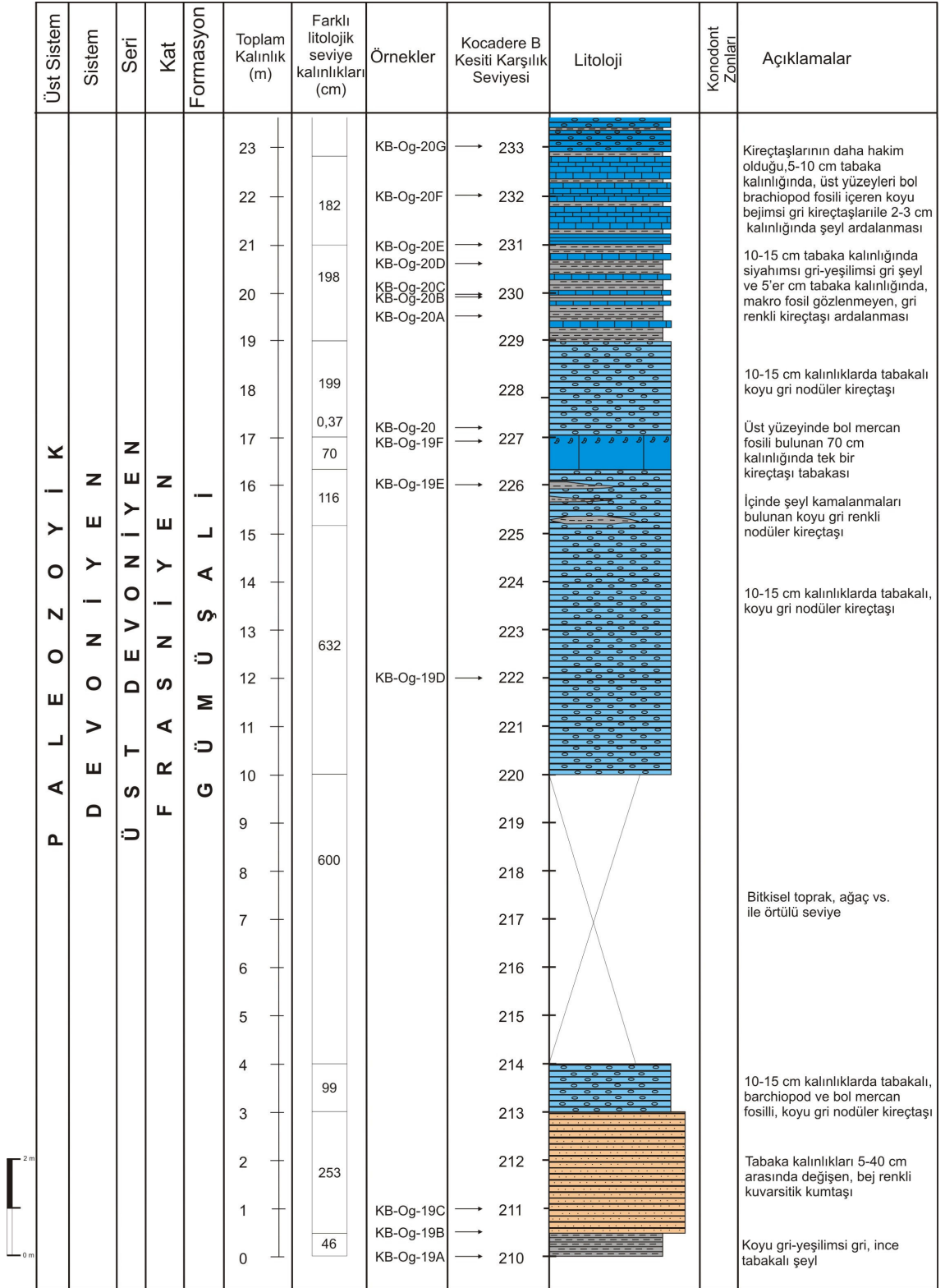


Şekil 4-4: Aksu kesiti 34. (KB: 244) metresinde siyah şeyl-silttaşı ardalanması.

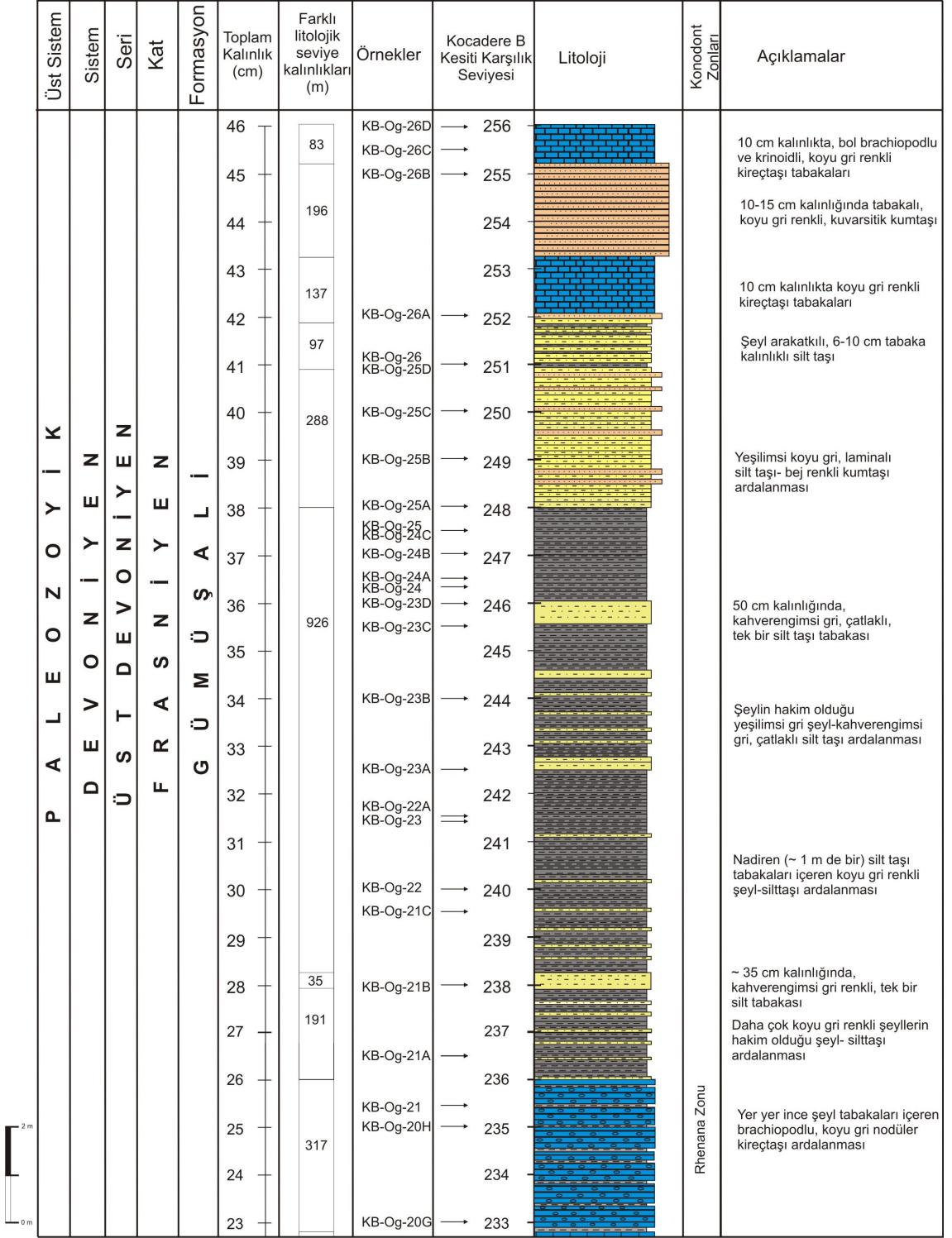
Kesitin 19-26 (KB: 229-236) metreleri arası, ilk yarısında koyu gri renkli şeyllerin hakim olduğu ve fosil gözlenmeyen, ikinci yarısında brachiopod fosilleri içeren koyu gri renkli kireçtaşlarının hakim olduğu şeyl-kireçtaşı ardalanmasıyla devam eder.

26-42 (KB: 236-252) metreler arasındaki 16 metrelik seviye, dünya literatüründe Kellwasser Eventleri için tanımlanmış koyu gri renkli çökellerle korele edilebilecek bir litoloji sunmaktadır. Bu seviyenin ilk 12 metresi yer yer kalın tabakalı olmak üzere, kahverengimsi gri renkte, çatlaklı silttaşı tabakaları içeren, yeşilimsi gri, koyu gri-siyahımsı şeyllerden oluşmaktadır (Şekil 4-4). Sonraki 4 metrede koyu gri renkli silttaşlarının hakim olduğu silttaşı-kumtaşı ardalanması, üste doğru kumtaşlarının yerini şeyllerin almasıyla silttaşı-şeyl ardalanması ile devam eder.

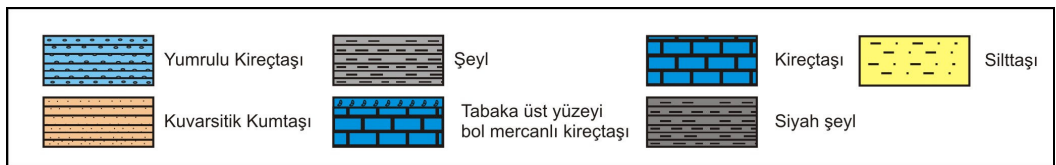
Kesitin 42. (KB: 252) metresinden itibaren yeniden karbonat çökelleri başlar ve kireçtaşları, yaklaşık 2 metrelik orta tabakalı, koyu gri renkli bir kuvarsitik kumtaşı seviyesi ile kesintiye uğradıktan sonra, bol brachiopod ve krinoid fosilleri içeren, koyu gri renkli bir seviye ile kesiti sonlandırır (Şekil 4-5).



Şekil 4-5 : Aksu kesiti, 0-23 m. (210-233m.)



Şekil 4-6: Aksu kesiti, 23-46 m. (233-256 m.)

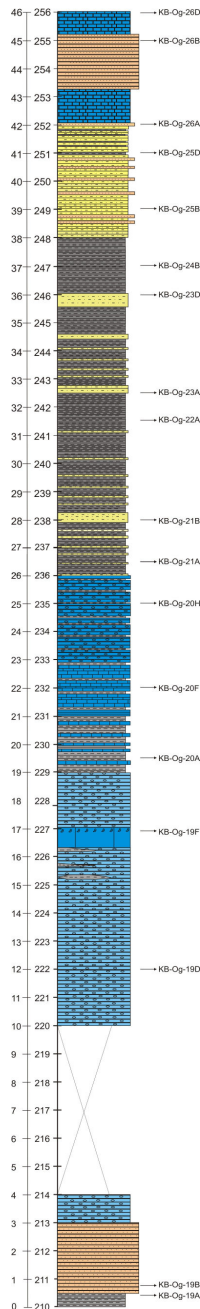


Şekil 4-7: Semboller

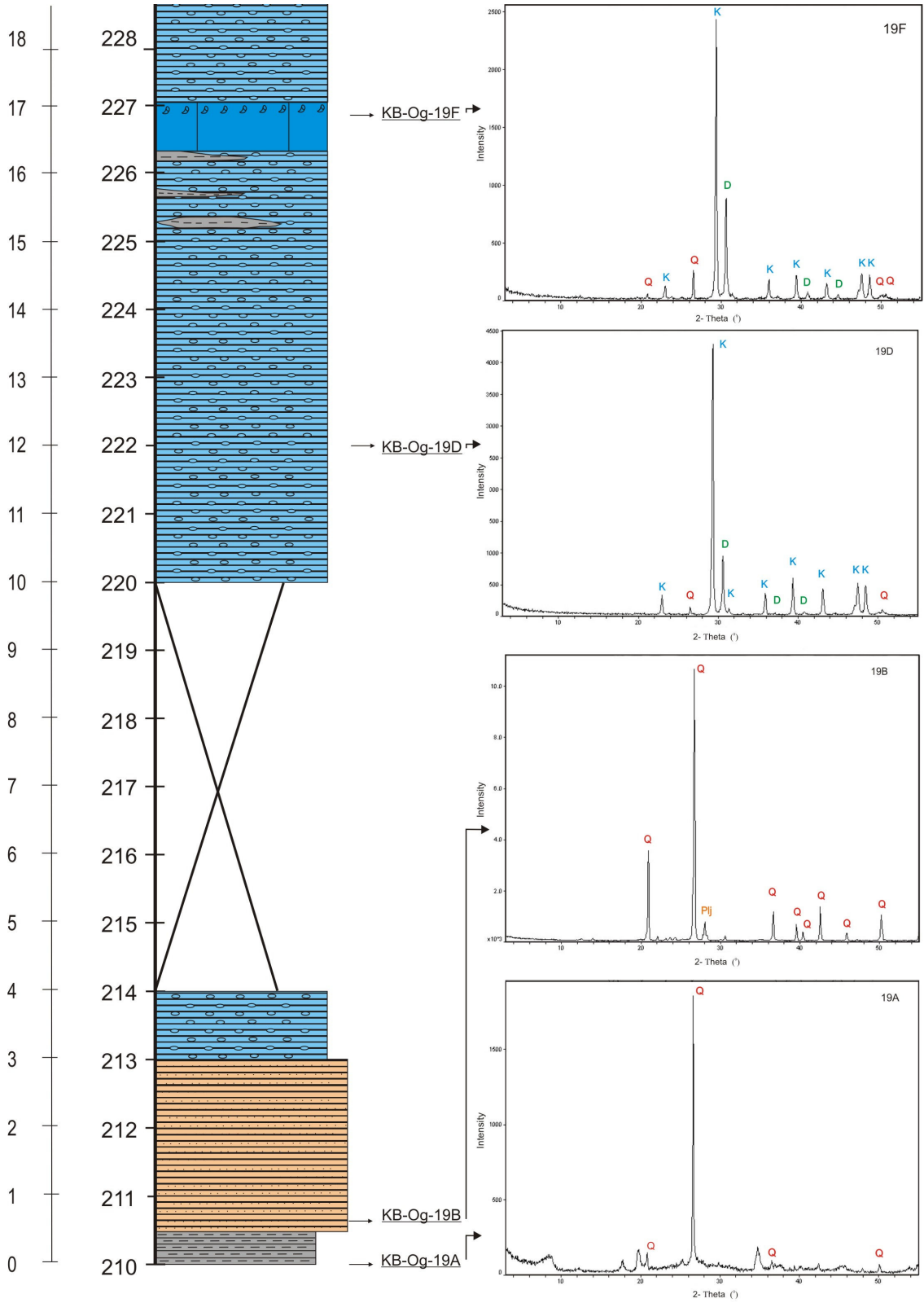
#### 4.2.2.2 Mineralojik Özellikler

Mineralojik bileşimde kesit boyunca gelişebilecek olası değişimlerin saptanması için her farklı litolojiyi (şeyl, kireçtaşı, kumtaşı, kireçtaşı) kapsayacak ve kesit boyunca her farklı seviyeyi temsil edebilecek şekilde seçilen toplam 18 örnekte XRD analizi yapılmıştır. Örneklerin ve kesitteki seviyelerini ve mineral içeriklerinin bolluk oranına göre sıralaması gösteren liste Tablo 2’de verilmiştir.

Tablo 2: XRD sonuçları ve örneklerdeki bolluk sıralamalarına göre mineraller.



Örnek No	Litoloji	Tabandan Mesafe (m)	1	2	3
KB-Og-26D	Kireçtaşı	46	Kalsit	Kuvars	
KB-Og-26B	Kuvarsitik Kumtaşı	45	Kuvars	Plajiolklas	
KB-Og-26A	Kvarsitik Kumtaşı	41,9	Kuvars	Plajiolklas	
KB-Og-25D	Şeyl	41	Kuvars	Kil Mineralleri	
KB-Og-25B	Silttaşı	39	Kuvars	Kil Mineralleri	Plajiolklas
KB-Og-24B	Şeyl	37	Kuvars	Kil Mineralleri	
KB-Og-23D	Silttaşı	36	Kuvars	Dolomit	Kalsit
KB-Og-23 A	Silttaşı	32,5	Kuvars	Plajiolklas	
KB-Og-22 A	Şeyl	31,5	Kuvars	Kil Mineralleri	
KB-Og-21B	Silttaşı	28	Kuvars	Kil Mineralleri	Plajiolklas
KB-Og-21A	Şeyl	26,5	Kuvars	Kalsit	Kil Mineralleri
KB-Og-20H	Kireçtaşı	25	Kalsit	Kuvars	
KB-Og-20F	Kireçtaşı	22	Kalsit	Plajiolklas	Kuvars
KB-Og-20A	Şeyl	19,5	Kuvars	Kil Mineralleri	
KB-Og-19F	Kireçtaşı	16,9	Kalsit	Dolomit	Kuvars
KB-Og-19D	Kireçtaşı	12	Kalsit	Dolomit	Kuvars
KB-Og-19B	Kuvarsitik Kumtaşı	0,5	Kuvars	Plajiolklas	
KB-Og-19 A	Şeyl	0	Kuvars	Kil Mineralleri	



Şekil 4-8: Aksu kesiti boyunca derlenmiş örneklerin XRD sonuçları, 0-17 m.

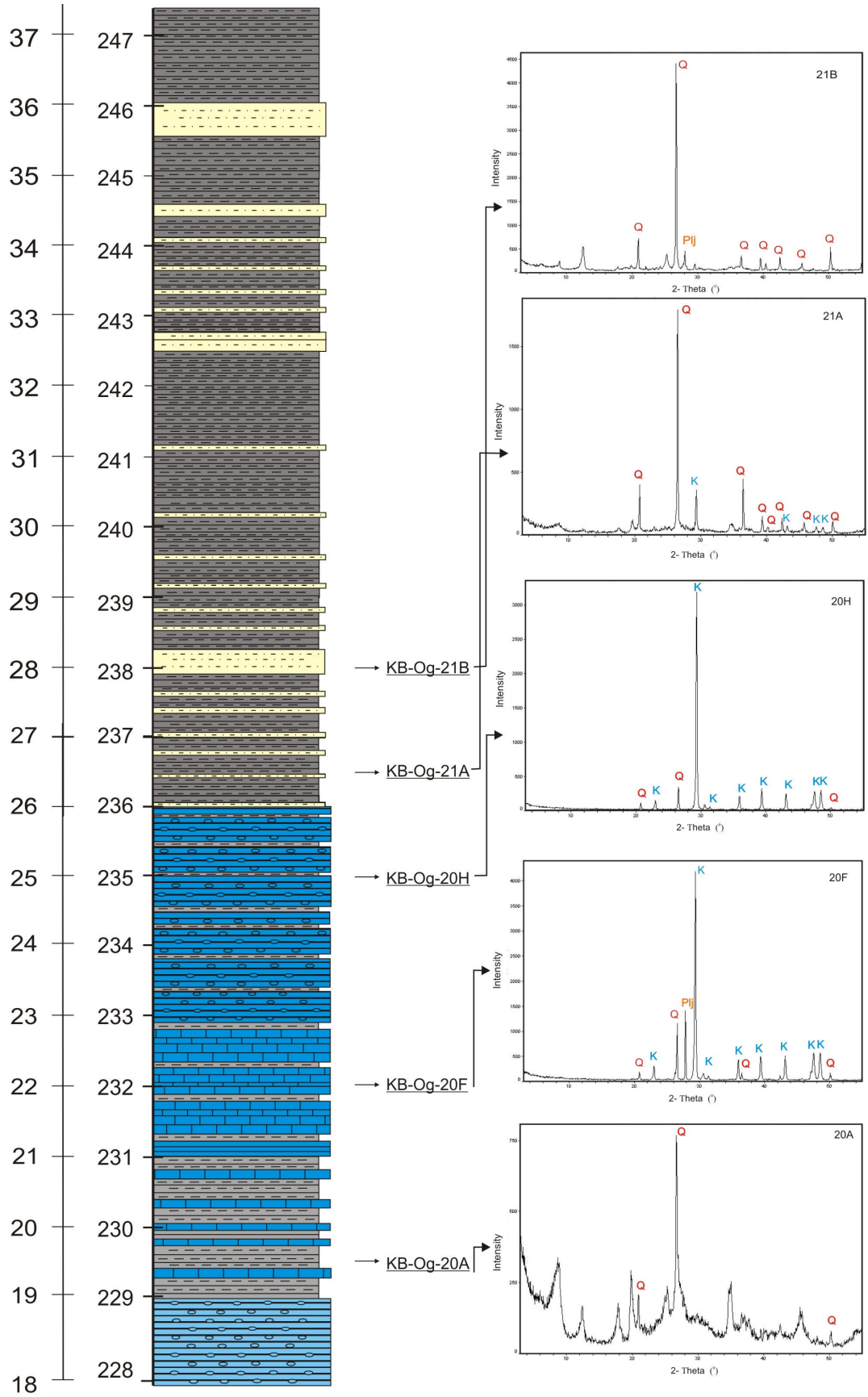
Aksu kesiti örneklerine ait XRD sonuçlarının kesit boyunca değişimi Şekil 4-8 - Şekil 4-11 arasında görülmektedir. Kuvars, Q; kalsit, K; dolomit, D; plajiklas, Plj harfleriyle belirtilmiştir. İşaretlenmemiş pikler ise kil minerallerine aittir.

Bu sonuçlara göre, tüm kesit boyunca, beş kireçtaşı seviyesi dışındaki tüm litolojilerde (kumtaşı, silttaşı ve şeyl), en yaygın mineral kuvarstır. Kil mineralleri kesit tabanındaki ilk şeyl örneğinden itibaren, kesit boyunca tüm diğer şeyl ve bazı silttaşı seviyelerinin kuvarstan sonraki ikincil bileşeni olmuşlardır. Kumtaşlarının tümü başlıca kuvarstan oluşmakta, tüm bu örneklerin ikincil mineralinin plajoklas olduğu görülmektedir. Kireçtaşı seviyeleri ise, beklendiği üzere kalsit mineralinden oluşmakta, yer yer dolomitleşmeler göze çarpmaktadır.

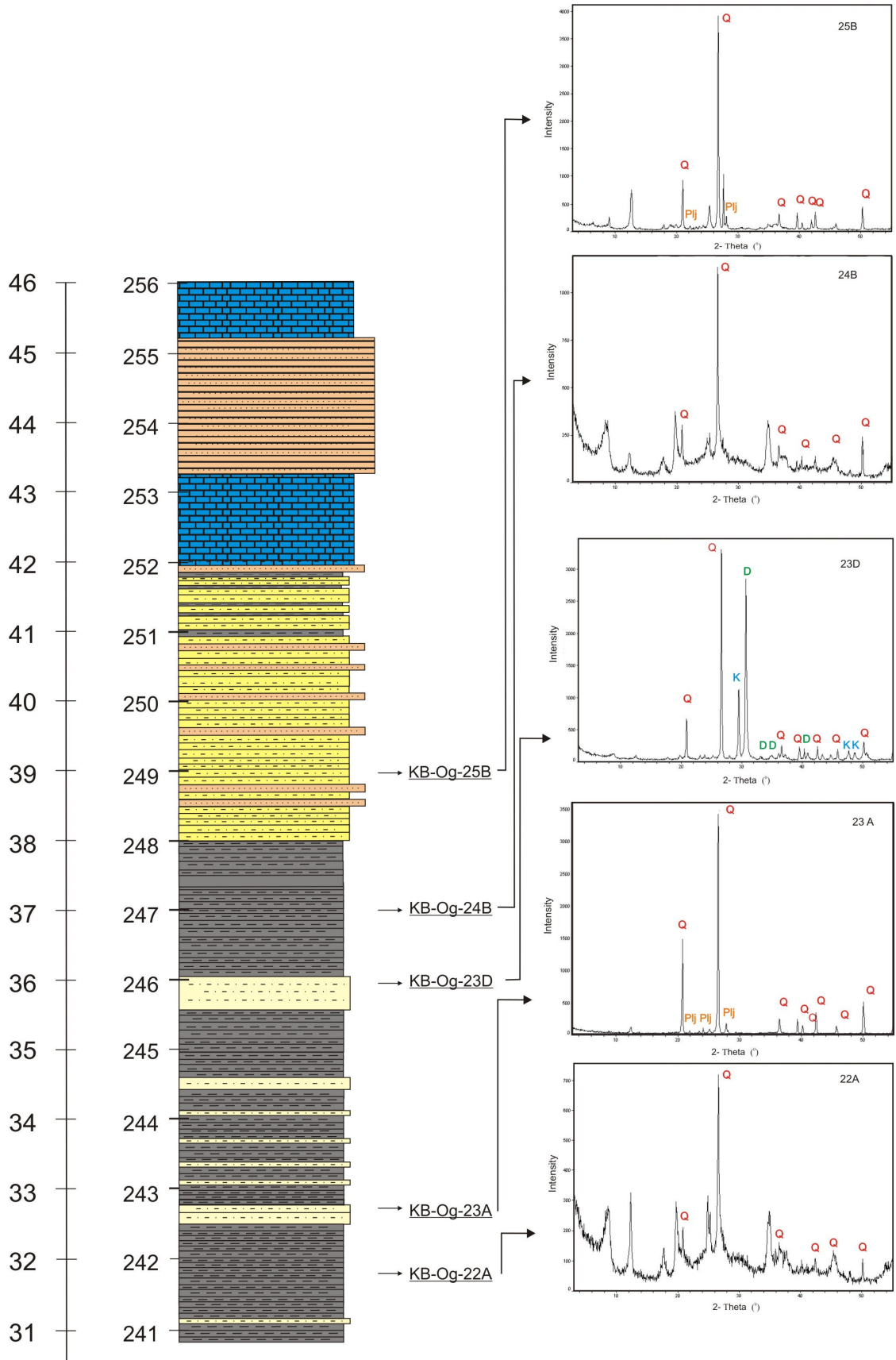
Tabanında kuvars ve kil minerallerini içeren kesit, bir şeyl seviyesiyle başlamaktadır (Şekil 4-8-19A). Bu ince şeyl seviyesinin üzerine gelen kuvarsitik kumtaşlarından (Şekil 4-8-19B), sonra 6 metre örtülü geçilen kesitin 10. metresinden sonra kırıntılı miktarı azalmakta, karbonatların çökelediği bir seviye gelmektedir (Şekil 4-8: 19D-19F; Şekil 4-9: 20A, 20F, 20H).

Bu seviyede 19. metreye kadar bolluk sırasına göre kalsit, dolomit ve kuvars mineralleri hâkimdir. 20-A, 15-16 metreler arasındaki şeyl kamalanmalarının ardından çökelmiş ve kırıntılı-karbonatlı ar dalanmasının ilk şeyl örneğidir. Bu seviyeden itibaren kuvars ve kil mineralleri içeren şeyller ve başlıca kalsit mineralinden oluşan kireçtaşlarının ar dalanmasıyla temsil edilen bir dönem gelişmiştir. Bu dönem, 26. metrede ortama karbonat geliminin neredeyse tamamen durduğu silttaşı-şeyl ar dalanmasına kadar devam etmektedir.

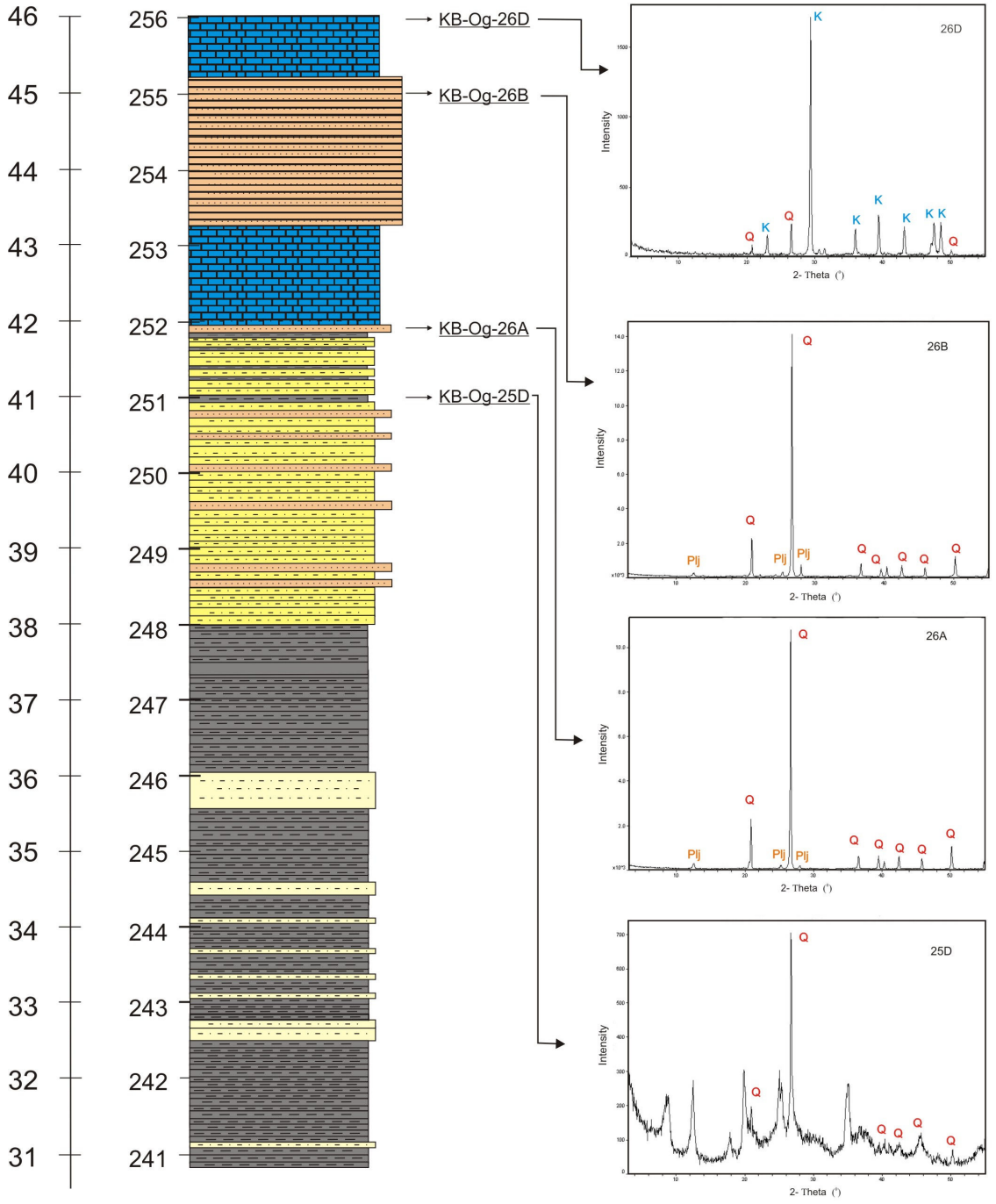
38. metreye kadar devam eden bu silttaşı-şeyl ar dalanmasının mineral bileşimi saptanan ilk silttaşı örneği, yalnızca kuvarstan oluşan ve 28. metredeki 21-B'dir. 36. metreye kadar, silttaşı ve şeyllerin mineral bileşimlerinde belirgin bir farklılık görülmemektedir. 36. metredeki silttaşı örneği kuvarsın yanı sıra kalsit ve dolomit minerallerini de içermektedir (Şekil 4-10: 23D). 39. metrede yine bir silttaşı örneğinde, kuvarsın dışında kil mineralleri ve plajoklas da bulunmaktadır (Şekil 4-10: 25B). 41. metredeki şeyl örneğinde bulunan kil minerallerinden sonra, kesitin bittiği 46. metreye kadar alınmış kumtaşı ve kireçtaşı örneklerinde kil minerali görülmemektedir. XRD sonuçlarının da gösterdiği gibi, kesitin 26-42. metreleri arası karbonat çökelinin durduğu, kırıntılıların hakim olduğu bir dönemi yansıtmaktadır. Karbonat gelimi, 42. metredeki



Şekil 4-9: Aksu kesiti boyunca derlenmiş örneklerin XRD sonuçları, 19-28. m.



Şekil 4-10: : Aksu kesiti boyunca derlenmiş örneklerin XRD sonuçları, 32-39. m.



Şekil 4-11: Aksu kesiti boyunca derlenmiş örneklerin XRD sonuçları, 41-46. m.

kireçtaşlarıyla yeniden başlamakta, kuvarsitik kumtaşlarıyla kesintiye uğrayan karbonat çökeli, 46. metrede yeniden kalsit minerallerinin varlığı ile devam etmektedir (Şekil 4-11: 26B, 26D).

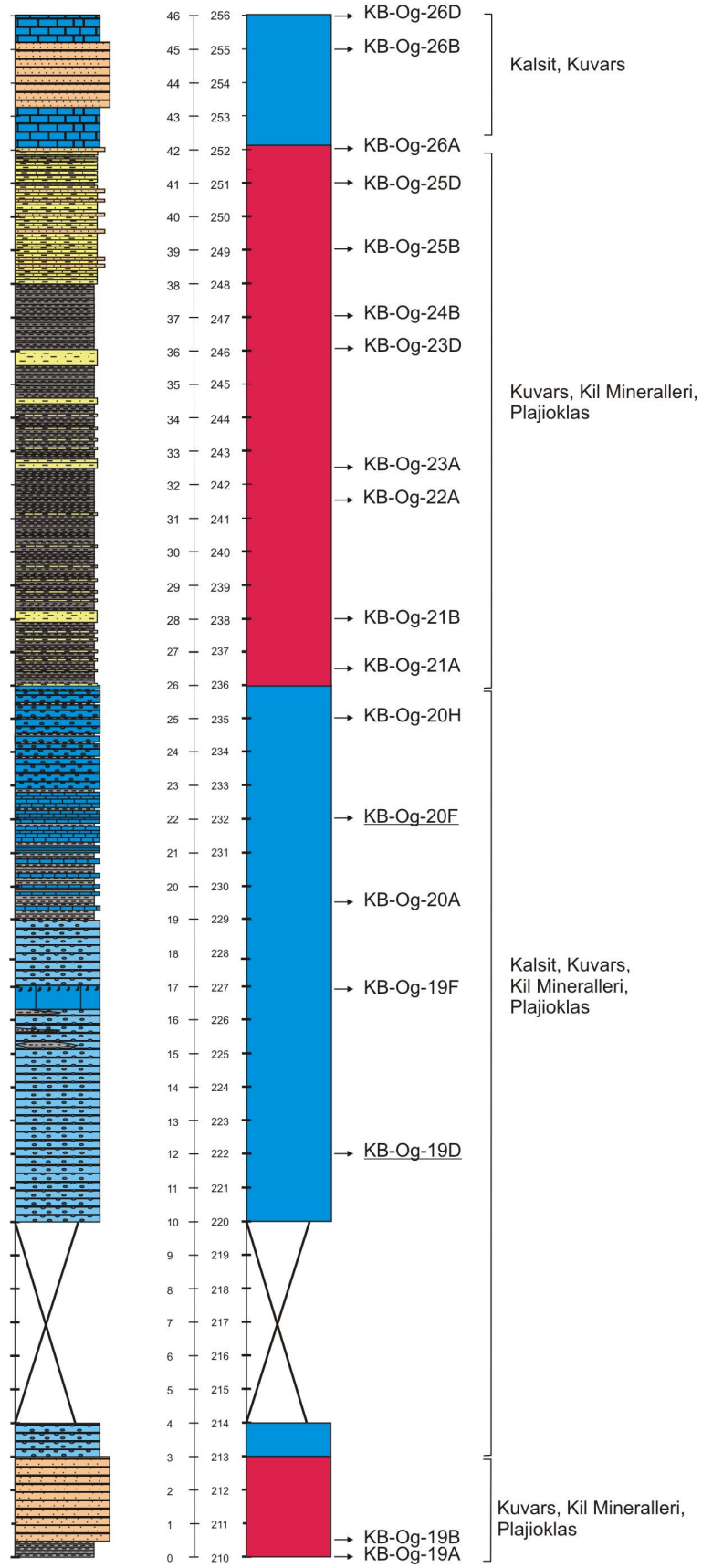
Mineralojik bileşimde kesit boyunca görülen tüm bu değişimlere göre kesit, dört farklı seviyeye ayrılabilir (Şekil 4-12).

Birinci seviye, kesit tabanında kuvarsların hakim olduğu kil ve plajiolklas minerallerini içeren seviyedir.

Kırıntılı çökeliiminin etkin olduğu bu seviyeyi, 10. metrede başlayıp 25. metreye kadar devam eden ve kalsit mineralince zengin karbonat çökeliimi takip etmiştir. Bu karbonat seviyesi, 19.5. metrede kuvars ve kil mineralleriyle kesintiye uğramıştır. 22. metredeki kireçtaşı örneğinin plajiolklas içermesi de, bu seviyenin kırıntılı gelişiminden etkilendiğini desteklemektedir. 25. metrede karbonatlar tekrar baskın olarak çökelimiştir.

25. metreden itibaren ise nadiren ikincil olarak kalsit içeren, başlıca kuvars, kil mineralleri ve plajiolklasın etkin olduğu bir dönem gelişmiştir. Bu dönem, 42. metreye kadar devam etmiştir.

Dördüncü ve son dönem, kimyasal çökeliimin yeniden başladığı ve kalsit ve ikincil olarak kuvars minerallerini içeren 42-46. metreler arasında temsil edilmektedir.



Şekil 4-12: Aksu kesitinde mineralojik bileşime göre ayrırtlanan dört farklı seviye.

#### 4.2.2.3 Petrografik Özellikler

Toplam 17 örnek için hazırlanan ince kesitlerde yapılan petrografik incelemeler sonucu örneklerin litolojik tanımları ve mineral tayinleri yapılmış; fosil içerikleri, mikro çökel yapıları belirlenmiştir.

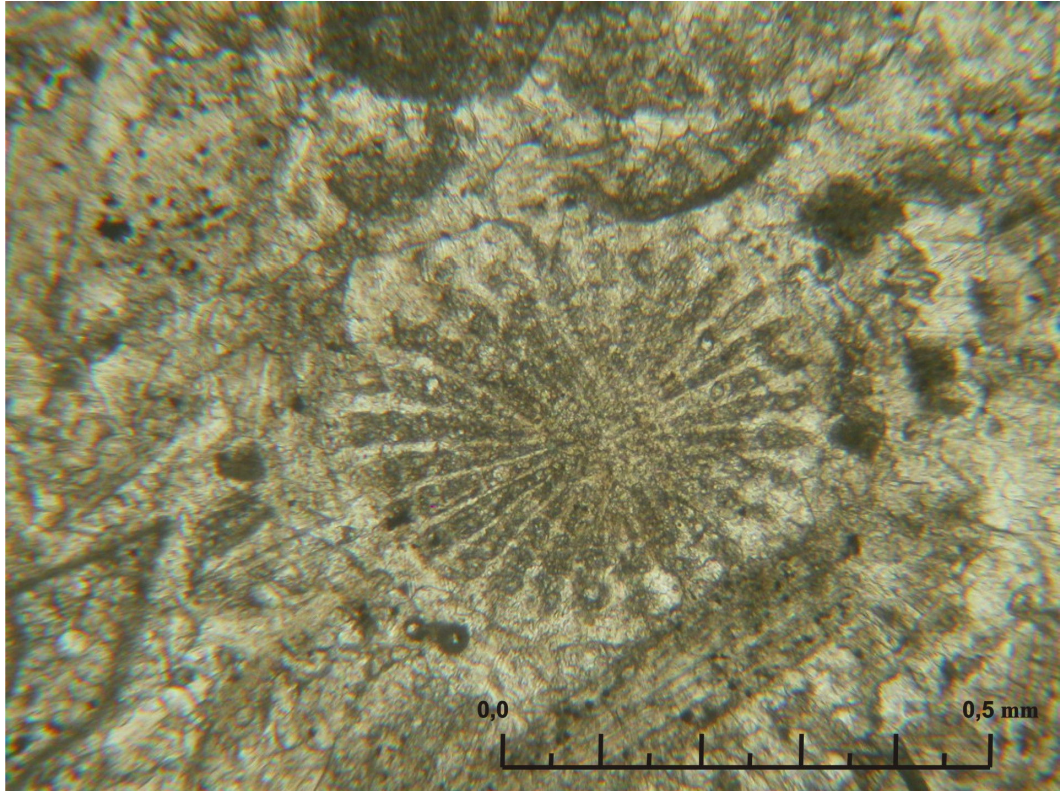
**KB-Og-19B** belli bir dizilim göstermeyen, oldukça iyi yuvarlanmış tane destekli kuvarsarenit. Az miktarda opak mineraller (biyotit pulları ve hematitler) içermektedir. Hemen hiç matriks gözlenmemektedir.

**KB-Og-19C**, 19B'ye göre daha fazla opak mineral içeren, tanelerin daha az tutturulduğu kuvarsarenit.

**KB-Og-19D**, bol miktarda gastropod ve pelecypod kavkı parçaları ve mercan fosilleri içeren, kahverengi stilolitlerin gelişmiş olduğu, biyosparitik kireçtaşı (Şekil 4-13).

**KB-Og-19F**, kesit alanının büyük bir kısmını bir alg fosilinin kapladığı, organizmanın boşluklarının ve çevresinin dolomitlendiği sparitik kireçtaşı.

**KB-Og-20C**, yoğun bir şekilde kuvars içeren, az miktarda matriksi olan, biyotit pulları içeren kuvarsarenit.



Şekil 4-13: 19-D örneğinde bir mercan fosili (Doğru ışık, x 6.3).

**KB-Og-20F**, biyolojik malzemenin belli bir dizilim gösterdiği, biyomikritik kireçtaşı.

**KB-Og-20G**, bol miktarda rugosa mercanları ve mollusk kavkı parçaları içeren biyosparitik kireçtaşı (Şekil 4-14).

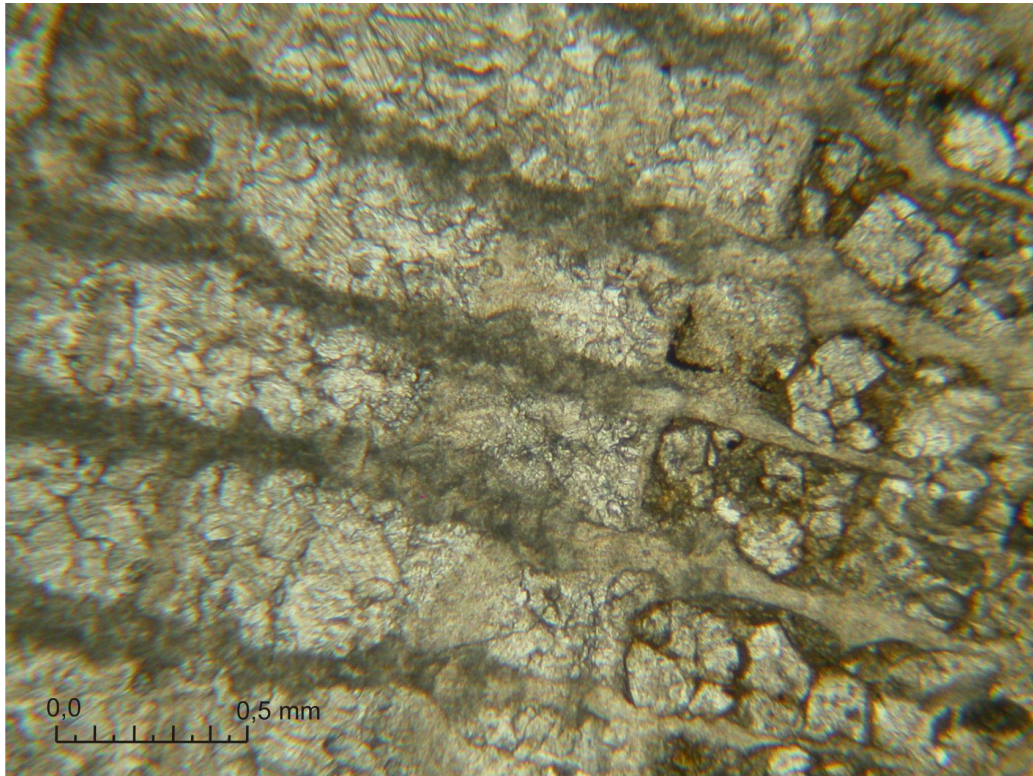
**KB-Og-20H**, sparitik bir çimentoyla tutturulmuş brachiopod kavkı parçaları, bryzoa ve piterepodlar içeren biyosparitik kireçtaşı (Şekil 4-15, Şekil 4-16).

**KB-Og-21B**, başlıca kuvars tanelerinden oluşan, yer yer mika ve iri kalsit taneleri içeren silttaşı.

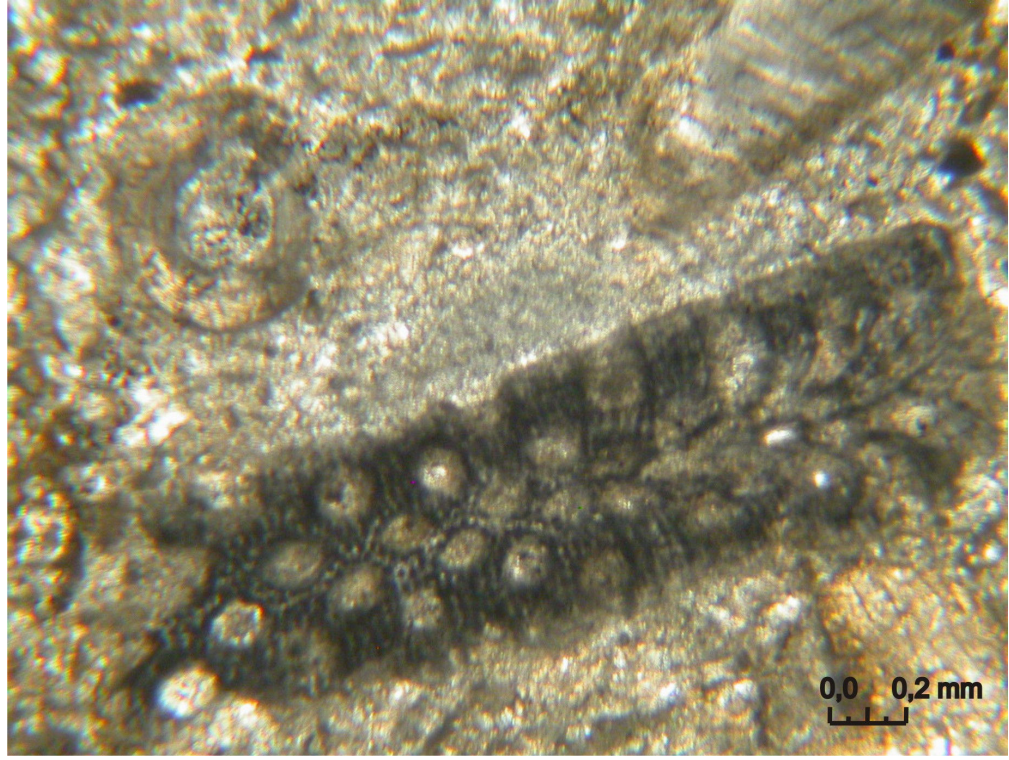
**KB-Og-23A**, ince taneli kuvarsitik kumtaşı.

**KB-Og-23D**, yuvarlak- yarı yuvarlak, iyi boylanmalı kuvarsların hakim olduğu, tek tük kalsit ve mika taneleri içeren silttaşı.

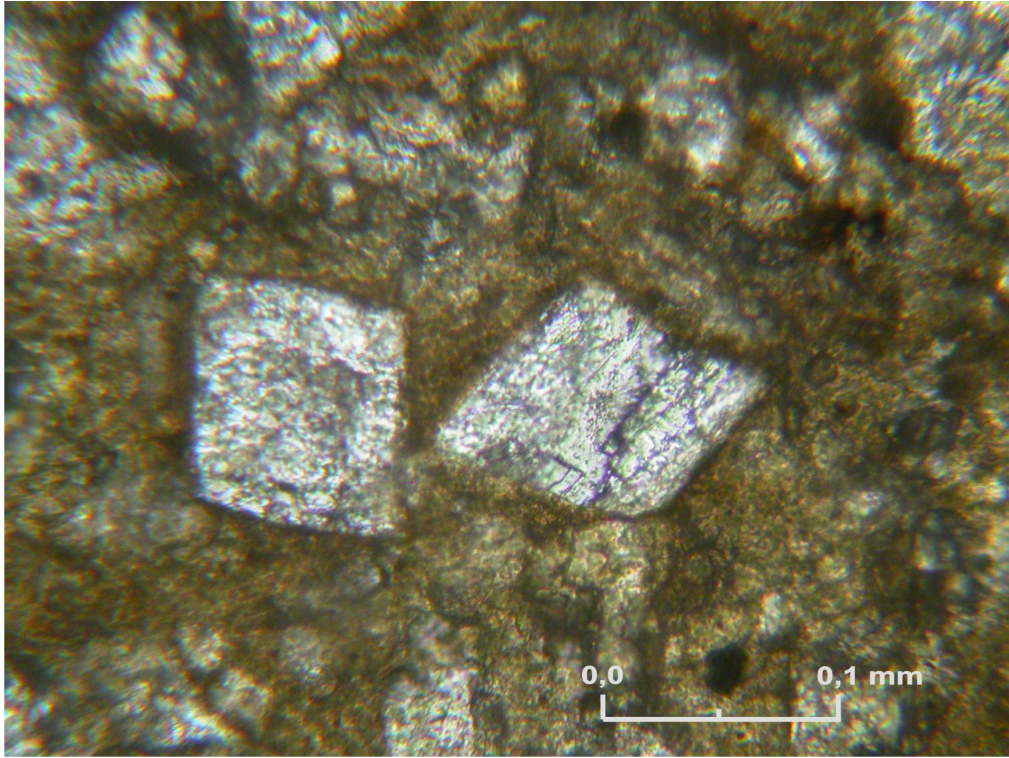
**KB-Og-25B**, bir dönemselliğe işaret eden, koyu ve açık renkli, farklı seviyelerin ardalanmasından oluşan ince taneli silttaşı. Açık renkli seviyelerde kuvars, serizit ve klorit mineralleri, daha koyu seviyelerde biyotit, hematit gibi opak mineraller gelişmiş. Kesit, makro fotoğrafında da görüldüğü gibi çapraz tabakalanma içermektedir (Şekil 4-17).



Şekil 4-14: 20-G örneğinde bir mercan fosili (Doğru ışık, x 2.5).



Şekil 4-15: 20- H örneğinde bryozoon fosili (Doğru ışık, x 2.5).



Şekil 4-16: 20-H örneğinde dolomit kristalleri (Doğru ışık, x 16).

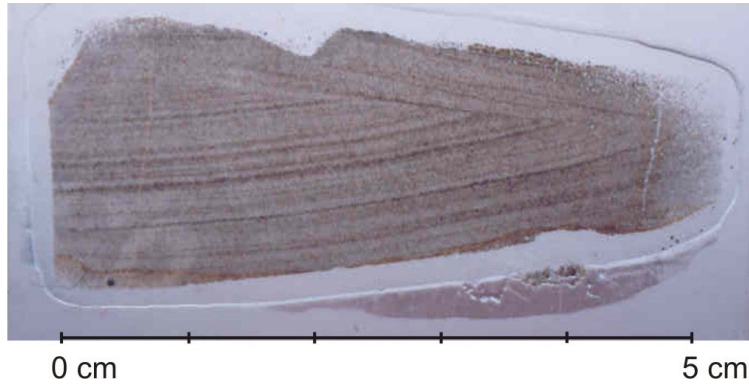
**KB-Og-25C**, ince kuvars tanelerinden oluşan kuvarsarsitik kumtaşı.

**KB-Og-26A**, taneleri iyi yuvarlanmış, tane destekli kuvarsitik kumtaşı.

**KB-Og-26B**, belli bir çizgisellik gösteren demirli çatlak dolguları içeren, tane destekli, kuvarsitik kumtaşı.

**KB-Og-26C**, saf mikritten oluşmayan, kavkı parçaları da içeren mikritik-biyomikritik kireçtaşı.

**KB-Og-26D**, Kısmen sparitleşmiş biyomikritik kireçtaşı. İnce kesitin ortasında belirgin bir sınır olduğu görülmüştür. Üst tarafın daha sparitik, daha fosilli; diğer tarafın fosilce daha fakir, daha mikritik olduğu bu örnekte, sparitler gerek boşlukları, gerek fosil aralarını doldurmuşlardır. Kesit, oldukça yuvarlaklaşmış kalsit taneleri içermektedir.



Şekil 4-17: 25-B örneğine ait ince kesitte çapraz tabakalanma.

Aksu kesitine ait 33 örneğin petrografik özellikleri, Tablo 3’de özetlenmiştir. Buna göre KB-Og 19B ve C örnekleri, başlıca kuvarstan oluşan kuvarsarenittir. Az miktarda biyotit ve hematit mineralleri de içermektedir. Kesitin daha üst kısımlarında yer alan kumtaşı örnekleri, KB-Og-25C, 26A ve 26B’de kuvars dışında bir minerale rastlanmamıştır. Kireçtaşlarının hepsi bol miktarda fosil ve kavkı parçası içermektedir. Kesit boyunca fosil içeriğinde ya da litolojiden bağımsız olarak mineralojik bileşimde belirgin bir farklılık görülmemektedir. Daha önce gerçekleştirilen mineralojik ve makrolitolojik değerlendirmeler sonucu saptanan özelliklerle, petrografik ve paleontolojik değerlendirmeler sonucu saptanan özellikler arasında belirgin bir fark görülmemiştir. Buna dayanarak baştaki litoloji tanımlamalarında herhangi bir değişiklik yapılmamıştır.

Tablo 3: Aksu kesiti örnekleri, petrografik değerlendirmeleri.

Derinlik (m)	Örnek No	Tanım	Mineraloji	Fosil İçeriği
0,5	KB-Og-19 B	Kuvarsarenit	Kuvars, Biyotit, Hematit	fosil içermiyor
1	KB-Og-19 C	Kuvarsarenit	Kuvars, Biyotit, Hematit	fosil içermiyor
12	KB-Og-19 D	Biyosparitik Kireçtaşı	Kalsit	bol miktarda gastropod ve pelecypod kavkı parçaları
16.9	KB-Og-19 F	Kireçtaşı	Kalsit, Dolomit	bir organizma tüm kesit alanını kaplıyor.
19,95	KB-Og-20 C	Kuvarsitik Silttaşı	Kuvars, Biyotit	fosil içermiyor
22	KB-Og-20 F	Kireçtaşı	Kalsit	bol miktarda kavkı parçası
23	KB-Og-20 G	Biyosparitik Kireçtaşı	Kalsit	rugosa mercanları ve mollusk kavkı parçaları
25	KB-Og-20 H	Biyosparitik Kireçtaşı	Kalsit	brachiopod kavkı parçaları, bryzoa ve piterepodlar
28	KB-Og-21 B	Silt Taşı	Kuvars, Kalsit, Biyotit	fosil içermiyor
32,5	KB-Og-23 A	Kuvarsitik Kumtaşı	Kuvars	fosil içermiyor
36	KB-Og-23 D	Silttaşı	Kuvars, Kalsit, Biyotit	fosil içermiyor
39	KB-Og-25 B	Silttaşı	Kuvars, Biyotit, Hematit, Klorit, Serizit	fosil içermiyor
40	KB-Og-25 C	Kuvarsitik Kumtaşı	Kuvars	fosil içermiyor
41,9	KB-Og-26 A	Kuvarsitik Kumtaşı	Kuvars	fosil içermiyor
45	KB-Og-26 B	Kuvarsitik Kumtaşı	Kuvars	fosil içermiyor
45,5	KB-Og-26 C	Biyomikritik Kireçtaşı	Kalsit	bol miktarda kavkı parçaları
46	KB-Og-26 D	Biyomikritik Kireçtaşı	Kalsit	piterepod, gastropod ve cephalopod kavkı parçaları

### 4.2.3 Deniz Seviyesi Değişimleri

Küresel eventlerin oluşumlarıyla ilgili birçok teori öne sürülmüştür. Bu teorilerin yaygın olarak kabul görenleri, eventlerin oluşumunda deniz seviyesi değişimleri ve anoksik ortam koşullarının etkili olmasıdır.

Deniz seviyesi değişimleri, kayaçların bileşimlerini etkilemekte ve çökellerin bileşimine, kaynak alanlarına bağlı olarak farklı elementler katılmaktadır. Diğer bir deyişle, belirli elementlerin miktarındaki değişimler, havzanın etkisi altında kaldığı kaynak alanın ve taşınma rejiminin (akarsu, rüzgar gibi) kontrolü altındadır. Ayrıca küresel eventlerle ilgili, son yirmi yıldaki birçok yayında, deniz seviyesi değişimleri, iklimsel koşullar veya karasal element miktarındaki değişimleri kontrol eden okyanusal döngünün, event belirteci olan özel fasiyeslerin oluşum sebebi olduğu savunulmaktadır (Arthur ve Sageman, 1994; Murphy vd., 2000; Joachimski vd., 2002; Sageman vd., 2003; Joachimski vd., 2004; Arthur ve Sageman, 2004; Tribovillard vd., 2004; Averbuch vd., 2005; Riquier vd., 2005).

Bu bölümde, özellikle event stratigrafisi çalışmalarında, deniz seviyesi ve karasal kırıntılı girdisi değişimlerini yorumlamakta yaygın olarak kullanılan iz elementlerin, kesit boyunca değişimleri ele alınacaktır.

#### 4.2.3.1 Karasal Girdi

Çökeller, genellikle kırıntılı minerallerden (kuvars, feldspat vb), ana bileşeni oluşturan killerden ve karbonatlardan, organik malzemedan ve küçük bileşeni olarak da Fe ve Mn oksitler gibi hidrojenetik fazlardan oluşmaktadır. Tüm bu bileşenlerin oranları toplamı %100 dür. Bu oranlar, (toplamı değiştirmeyecek şekilde) ortam koşullarının etkisi ile bir bileşen artarken diğerinin azalması ile değişiklik göstermektedir.

Çökel kayaların küçük bileşenleri olan iz elementlerin konsantrasyonları, kaya türüne bağlı olarak farklılık göstermektedir. Örneğin titanyum, bakır ve baryum gibi elementler, şeyllerin içinde, kumtaşları ve kireçtaşlarındakinden çok daha bol bulunur (Tablo 4). Kireçtaşlarında önemli zenginleşmeler sunan stronsiyum ve mangan; kumtaşlarında bol bulunan zirkonyum gibi elementler de şeyllerde yüksek konsantrasyonlarda bulunan ayrıcalıklı elementlerdir. Farklı litolojilerde farklı konsantrasyonlar sunmaları, elementlerin dayanım, yer değiştirme yeteneği, gibi

özelliklerine bağlıdır. Örneğin, zirkonun kumtaşılarındaki zenginleşmesi dayanımının yüksek olmasından kaynaklanmaktadır. Stronsiyumun kireçtaşılarındaki zenginleşmesi ise  $Sr^{2+}$  nin çok benzer olan  $Ca^{2+}$  iyonu ile kolayca yer değiştirmesiyle açıklanmaktadır.

Tablo 4: İz elementlerin şeyl, kumtaşı ve kireçtaşılarındaki konsantrasyonlarının ppm bazındaki ortalamaları (Krauskopf, 1985'den değiştirilerek).

Element	Şeyl	Kumtaşı	Kireçtaşı
Ti	4600	1500	400
V	130	20	20
Cr	100	35	11
Mn	850	10 -100 arası	1100
Co	20	0,3	0,1
Ni	80	2	20
Cu	50	1-10 arası	4
Zr	180	220	19
Mo	2	0,2	0,4
Ba	600	10-100 arası	10
Th	12	1,7	1,7
U	3,5	0,45	2,2

İyonik yer değiştirmenin (Montmorillonitteki magnezyumla mangan ve zirkon; illitteki potasyumla baryum; herhangi bir kil mineralindeki alüminyumla galyum gibi) yanı sıra, diğerlerine göre daha fazla organik malzeme barındıran ince taneli çökellerdeki organik malzemenin, bazı iz elementlerle reaksiyona girmesi de, iz elementlerin birçoğunun ince taneli sedimentlerde belirgin bir varlık göstermesinde etkindir. Ancak killerdeki ve şeyllerdeki bu zenginleşmenin en önemli nedeni adsorbsiyondur (Krauskopf, 1985).

Elementlerin konsantrasyonlarının dayanım, iyonik yer değiştirme, adsorbsiyon, organik malzeme miktarı ve tüm bu parametrelerle ilişkili olarak litolojiye bağlı değişkenlik göstermeleri, çökellerin kimyasal analizlerinde yapılan hesaplamalara da olumsuz olarak yansiyabilmektedir. Kimyasal analizler, her bir elementin konsantrasyonlarına hangi sedimentler fazın etki ettiğini doğal haliyle ortaya koyamamaktadır. Örneğin toplam  $SiO_2$  bileşimi, serbest kuvars ve biyojenetik silisten kaynaklanmaktadır. Böylesi toplam analizler, paleo-redox, çökel provenansı ve paleoklimatoloji değerlendirmelerinde sedimentler kayıtların eksik yorumlanmasına da sebep olabilmektedir.

Bu olumsuzluğu gidermek için, diyajenez sırasında düşük hareket yeteneğine sahip olan alüminyumun, killerde ve kırıntılı alüminosilikatlardaki varlığına dayanan kabul

kullanılmaktadır (Morford ve Emerson, 1999; Piper ve Perkins, 2004). Bu kabulün temelini, denizel çökellerdeki element/Al değerleri ile standart şeyl oranlarının karşılaştırılması oluşturmaktadır (Bu çalışmada kullanılan iz elementlerin yer kabuğunda, ortalama şeyl ve deniz suyundaki ortalama değerleri Tablo 5’de gösterilmektedir). Ayrıca alüminyumdan yoksun sedimenter fazları doğrulamak için bu oranı kullanmak, kimyasal veriyi normalize etmek ve sedimentlerdeki Al-normalize element konsantrasyonlarını göstermek için hızlı ve kolay bir yoldur. Bu amaç için sadece alüminyum değil potasyum, lityum, zirkon ve titanyum gibi elementler de kullanılabilir (Weijden, 2001; Riquier, 2006; Pujol, 2005).

Tablo 5: Yer kabuğu, ortalama şeyl ve deniz suyundaki iz elementlerin ppm bazında ortalama değerleri (Turekian ve Wedepohl, 1961; Brewer, 1975; Krauskopf, 1985).

<b>Element (ppm)</b>	<b>Kabuk (ppm)</b>	<b>Şeyl (ppm)</b>	<b>Deniz suyu (ppm)</b>
Al	$8.1 \times 10^4$	$9.2 \times 10^4$	0,002
Ti	5000	4500	0,001
Ba	500	600	0,002
Zr	165	180	$3 \times 10^{-5}$
V	110	130	0,0025
Cr	100	100	$3 \times 10^{-4}$
Ni	75	80	0,0017
Cu	50	50	$5 \times 10^{-4}$
Th	8,5	12	$1 \times 10^{-5}$
U	2,7	3,5	0,0032
Mo	1,5	2	0,01
Zn	70	90	0,0049
Co	22	20	$5 \times 10^{-5}$

Ortama katılan karasal kökenli kırıntılı girdisinin hesaplanması için kullanılan başlıca göstergeler alüminyumla normalize edilmiş titanyum, zirkon ve silisyum değerleridir (Pujol, 2006; Requirer, 2006). Ayrıca akarsu, rüzgâr tarafından taşınmış ya da volkanik kökenli malzeme için kullanılabilen diğer göstergeler toryum ve kromdur (Requirer, 2006).

Tablo 6: ICP-MS ve ICP-ES'le ölçülen tüm iz elementlerin ppm ve % cinsinden değerleri

Sıra No	Örnek No	Derinlik (m)	Mo (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Ni (ppm)	Co (ppm)	Mn (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	V (ppm)	Cr (ppm)	Mg (%)	Ba (ppm)	Ti (%)	Al (%)	Zr (ppm)	P (%)
1	KB-Og-19 A	0	0,23	24,58	43,7	27,6	20,6	52	0,3	5,2	13	18,8	0,3	112,6	0,003	1,19	1,2	0,037
2	KB-Og-19 B	0,5	1,2	3	31,3	9,6	2,1	211	0,4	5,2	6	136,4	0,16	38,8	0,001	0,41	1,8	0,012
3	KB-Og-19 C	1	0,65	2,54	22,8	7,7	4,4	264	0,4	5,6	7	76	0,18	46,1	0,001	0,51	2,7	0,038
4	KB-Og-19 D	12	0,32	2,43	130,7	3,3	1,5	478	0,5	0,4	<2	3,3	1,32	28,3	0,001	0,14	0,7	0,009
5	KB-Og-19 E	16	3,16	20,74	72,4	38,3	18,1	362	0,5	7,2	12	14,7	0,28	108,1	0,003	0,94	2,1	0,127
6	KB-Og-19 F	16,9	0,13	1,05	7,4	2,7	3,7	1353	0,3	1,5	16	6,9	1,51	33,5	0,002	0,34	1,2	0,03
7	KB-Og-20 A	19,5	0,32	43,54	60,8	33,5	18,2	57	0,3	5	18	32	0,47	134,9	0,005	1,74	2,1	0,025
8	KB-Og-20 B	19,9	0,4	4,3	39,2	20,6	16,4	127	0,3	5	14	27,2	0,3	121,9	0,004	1,22	2	0,029
9	KB-Og-20 C	19,95	1,15	2,72	18,5	10,9	4,1	472	0,7	8,6	6	138,6	0,41	75,7	0,004	0,52	4,6	0,054
10	KB-Og-20 D	20,6	0,26	22,17	43	24,4	16,1	103	0,3	5,4	16	28,1	0,37	130	0,004	1,36	1,9	0,032
11	KB-Og-20 E	21	0,59	8,71	24,9	17	12,7	281	0,3	6,3	10	45,5	0,24	195,6	0,003	0,79	1,9	0,048
12	KB-Og-20 F	22	1,12	3,23	36,4	5,5	4,2	834	0,6	2,2	3	19,4	0,48	76,4	0,002	0,25	1,3	0,031
13	KB-Og-20 G	23	0,28	1,46	26,6	2,8	2,1	1191	0,3	1,4	2	3,8	0,9	124,4	0,001	0,18	0,8	0,011
14	KB-Og-20 H	25	0,32	1,68	11,7	2,3	1,5	716	0,3	1,2	<2	10,2	0,37	105,7	0,001	0,13	1,1	0,019
15	KB-Og-21 A	26,5	0,47	15,03	26,4	15,5	10,6	415	0,3	5,7	7	28,9	0,22	158,8	0,002	0,91	1,3	0,032
16	KB-Og-21 B	28	0,59	10,22	79,3	33,8	16,8	379	0,4	7,4	44	84,6	0,81	240,1	0,016	2,72	2,8	0,112
17	KB-Og-21 C	29,5	0,34	21,18	88,8	30	16,4	73	0,3	4,8	21	30,6	0,45	155,4	0,006	1,71	1,8	0,031
18	KB-Og-22 A	31,5	0,51	15,64	36,3	24,3	16,6	74	0,4	6,4	20	27,3	0,29	128,7	0,004	1,36	1,7	0,031
19	KB-Og-23 A	32,5	1,79	5,09	28,1	18,8	6,2	443	0,4	6,8	13	267,1	0,26	290,1	0,001	1,01	2,2	0,052
20	KB-Og-23 B	34	0,15	8,58	44,4	24,6	13,9	62	0,3	4,7	23	28,2	0,39	140,7	0,006	1,84	1,5	0,037

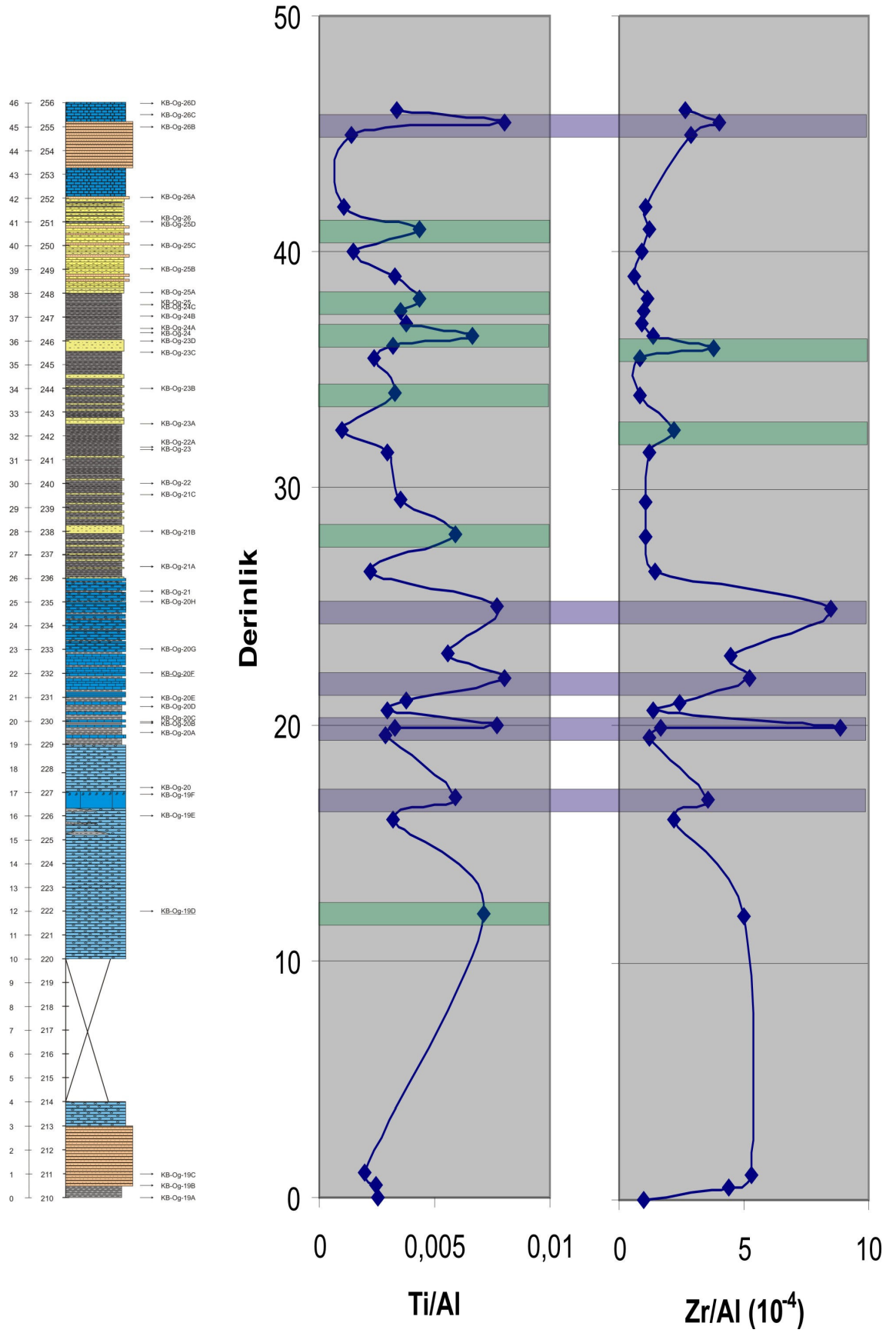
Tablo 7: ICP-MS ve ICP-ES’le ölçülen tüm iz elementlerin ppm ve % cinsinden değerleri-devam.

Sıra No	Örnek No	Derinlik (m)	Mo (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Ni (ppm)	Co (ppm)	Mn (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	V (ppm)	Cr (ppm)	Mg (%)	Ba (ppm)	Ti (%)	Al (%)	Zr (ppm)	P (%)
21	KB-Og-23 C	35,5	0,18	35,96	56,9	35,7	16,6	59	0,3	3,2	25	31,5	0,47	200	0,005	2,09	1,7	0,047
22	KB-Og-23 D	36	0,74	7,99	82,2	15,1	13,9	3525	0,4	5,5	24	59,7	1,71	74,2	0,002	0,63	2,4	0,19
23	KB-Og-24 A	36,5	0,12	11,47	37,6	15,7	8,3	105	0,2	2,9	11	14,5	0,21	110,7	0,006	0,9	1,2	0,019
24	KB-Og-24 B	37	0,32	23,86	48,9	32,2	18,9	203	0,3	4,8	18	27,1	0,36	251,6	0,006	1,59	1,5	0,038
25	KB-Og-24 C	37,5	0,32	23,83	65,4	31,8	17,5	71	0,4	6	20	27,2	0,38	284,4	0,006	1,69	1,7	0,041
26	KB-Og-25 A	38	0,47	22,92	60,7	29,6	16	261	0,4	5,8	21	32,7	0,4	124,8	0,007	1,61	1,8	0,031
27	KB-Og-25 B	39	0,8	18,56	116,9	51,1	16,9	145	0,4	5,4	38	119	0,83	161,9	0,011	3,38	2	0,031
28	KB-Og-25 C	40	0,65	30,12	102,2	30,6	10,4	67	0,5	6,2	26	79,8	0,48	111,4	0,003	2,04	1,9	0,021
29	KB-Og-25 D	41	0,43	35,15	63,7	35	22,5	78	0,5	4,3	28	34	0,48	197,5	0,008	1,83	2,2	0,018
30	KB-Og-26 A	41,9	1,15	3,85	105,6	14,1	4,8	84	0,2	2,7	10	143,4	0,23	21,8	0,001	0,92	1	0,005
31	KB-Og-26 B	45	1,73	11,87	36,5	15,6	3,6	37	0,5	7,9	10	269,7	0,19	34,9	0,001	0,73	2,1	0,014
32	KB-Og-26 C	45,5	0,44	2,13	7,1	4,8	3,8	1155	0,3	1,9	2	24,3	0,32	32,2	0,002	0,25	1	0,032
33	KB-Og-26 D	46	0,56	2,56	19,2	4,4	2,3	472	0,3	1,4	2	8,7	0,51	55,6	0,001	0,3	0,8	0,012

ICP-MS ve ICP-ES'le ölçülen iz elementlerden bu çalışmada kullanılanların ppm cinsinden değerleri Tablo 6 ve 7'de verilmiştir. Bu çalışmada karasal girdideki değişikliklerin belirlenmesi için, yaygın olarak kullanılan göstergeler olan titanyum ve zirkon elementleri seçilmiştir. Titanyum genellikle ağır mineral taneleriyle bir arada bulunduğu için, Ti/Al oranındaki artış akarsu kırıntılılarının dağılımının etkin olduğuna, dolayısıyla deniz seviyesinde bir düşüşe işaret etmektedir (Murphy vd., 2000; Meyers vd., 2001; Sageman vd., 2003). Titanyumdaki artış ayrıca, rüzgarla taşınan malzeme ve volkanik kırıntılı girdisini de göstermektedir (Bertrand vd., 1996; Sageman vd., 2003). Karasal girdi ve volkanik aktiviteye işaret eden bir diğer element zirkondur (Rachold ve Brumsack, 2001).

Titanyumun çökeller içindeki ortalama değerleri Tablo 4'te belirtildiği gibi, farklı litolojilere göre değişebilmektedir. Buna göre titanyumun çökellerdeki bolluk sıralaması şeyl>kumtaşı>kireçtaşıdır. Bu sıralama göz önünde bulundurulduğunda, örneğin, ardı ardına gelen kumtaşı örneğinden şeyl örneğine geçildiğinde görülen titanyum miktarındaki artışın öncelikle litolojiye bağlı olabileceği düşünülmektedir. Litoloji kontrolündeki olası değişimleri, karasal kırıntılı miktarındaki değişimlerden ayırd edebilmek için tüm örnekler, aynı seviyedeki alüminyum değerleri ile normalize edilerek yorumlanmıştır. Titanyum değerlerinin Aksu kesiti boyunca değişimlerine bakıldığında, karasal girdideki artışa işaret edebilecek, bir önceki örneğe göre titanyum zenginleşmeleri, 12., 16.9., 19.95., 22., 25., 28., 34., 36,5., 38., 41., 45.5. metrelerde görülmektedir. Bu seviyeler, Şekil 4-18'de yeşil alanlarla belirtilmiştir. Bu değerler, zirkondaki değişimlerden bağımsız olarak değerlendirildiğinde Ti/Al değerlerindeki artışın bu dönemlerde deniz seviyesindeki bir düşüşe işaret ettiği düşünülebilir.

Şekil 4-18'de kesit boyunca değişimi görülen, Zr/Al değerleri, Ti/Al değerlerinden bağımsız olarak iki farklı seviyede, 32,5 ve 36. metrelerde artış göstermektedir. Bu seviyeler Şekil 4-18'da yine yeşil alanlarla belirtilmiştir.

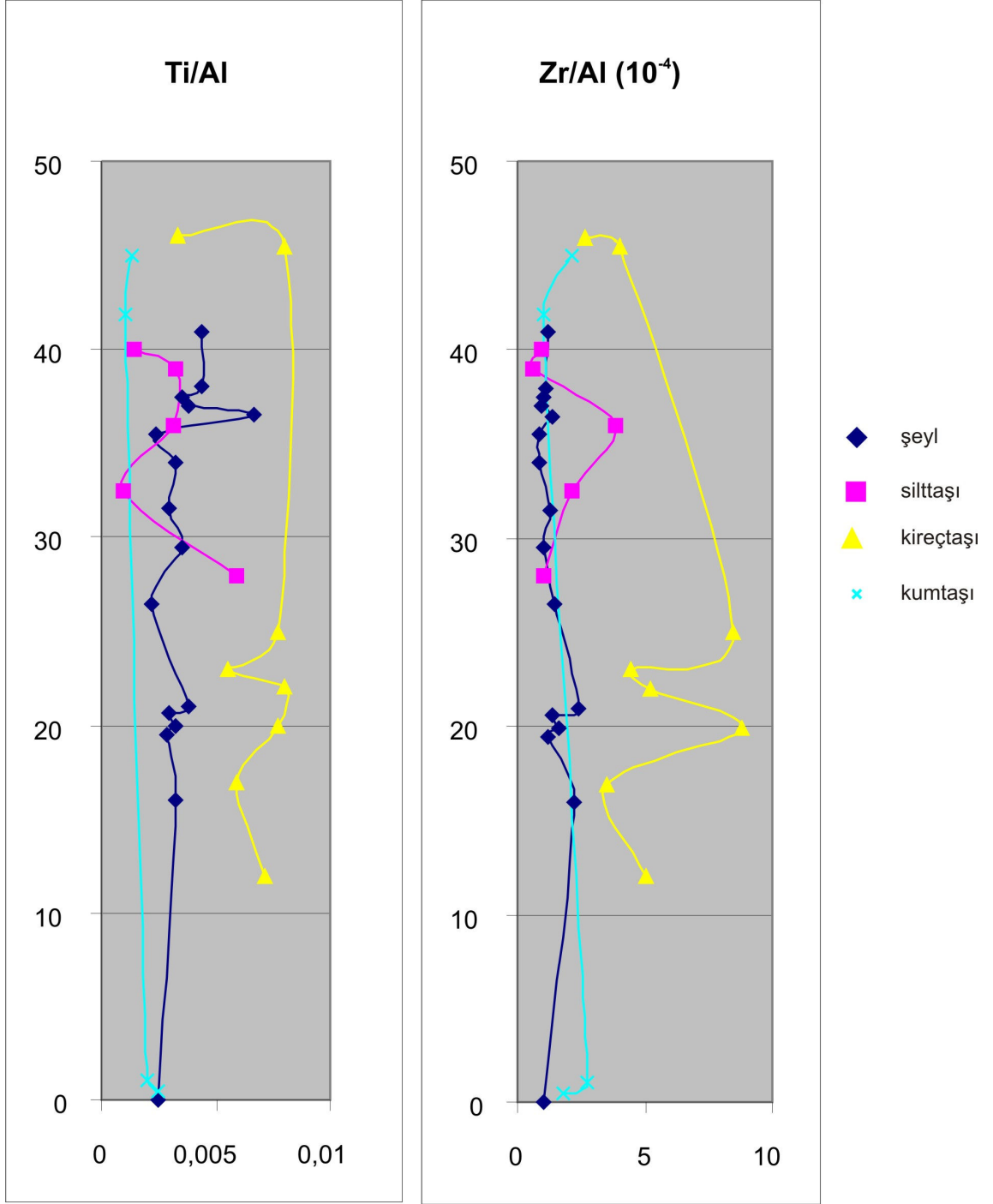


Şekil 4-18: Ti/Al ve Zr/Al değerlerinin Aksu kesiti boyunca değişimi

Titanyum ve zirkon değerleri, kesit boyunca farklı seviyelerde, farklı değerler almakta, bazı seviyelerde biri artarken diğeri azalmakta ya da bir değişiklik göstermemektedir. Karasal kırıntılı miktarındaki değişimlere yönelik yorumların daha sağlıklı yapılabilmesi için, her iki elementin değerlerinin uyumlu olarak değiştiiği seviyeler göz önünde bulundurulmuştur. Buna göre beş farklı seviye belirlenmiştir.Şekil 4-18'da mavi alanlarla belirtilen bu seviyeler, 16.9, 19.95, 22, 25 ve 45.5. metrelere karşılık gelmektedir.

Ti/Al ve Zr/Al değerlerine ait aynı seviyelerdeki değişimler, hep artış yönünde olmuştur. Bu seviyelerin tümü kireçtaşı örneklerine karşılık gelmektedir. 45,5. metredeki örneğin dışındaki, Ti ve Zr değerlerinin aynı anda artış gösterdiği örneklerden bir önceki seviyeler şöyle aittir. Diğer bir deyişle, şeyl örneklerinden kireçtaşlarına geçerken karasal kırıntılı göstergesi bu iki element, artmaktadır. 45,5. metrede ise bu artış kumtaşı-kireçtaşı geçişinde görölmektedir.

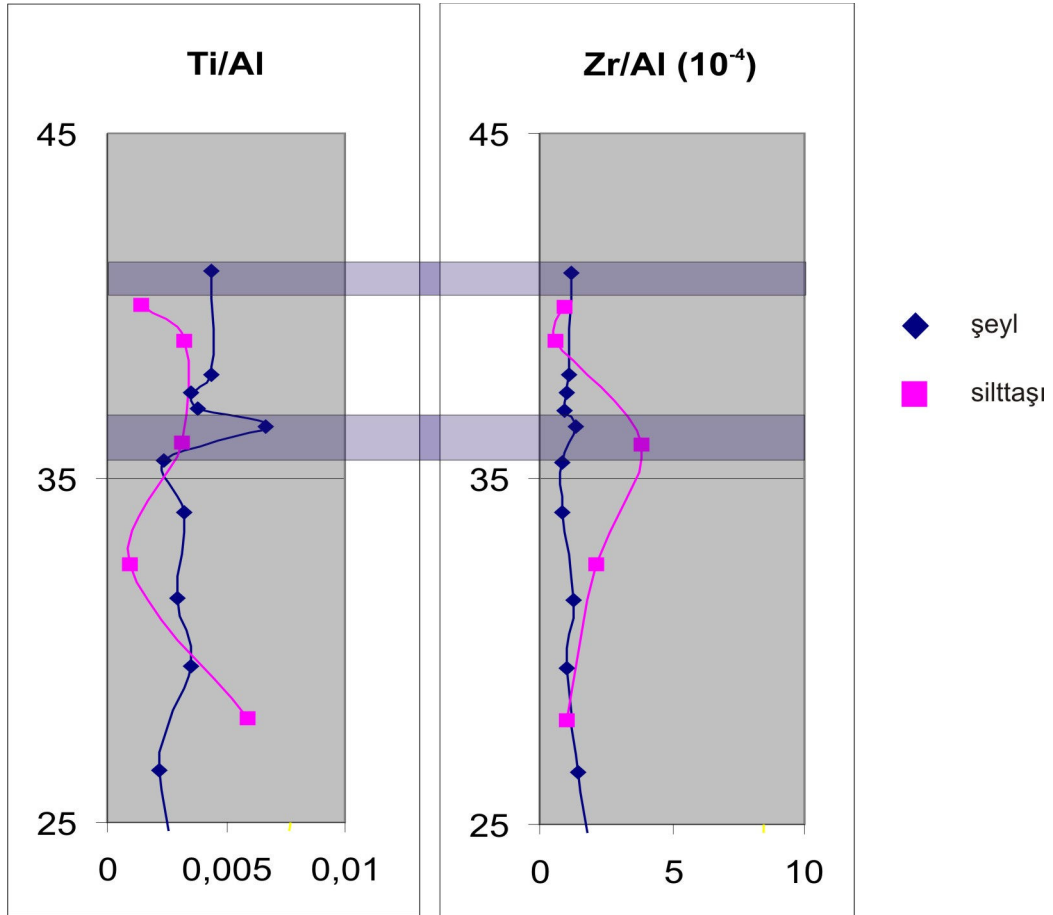
Tablo 5'de göröldüğü gibi Ti ve Zr elementlerinin farklı litolojilerdeki bolluk sıralamaları kireçtaşı< kumtaşı<şeyl'dir. Aksu kesitinde Ti ve Zr değerlerinin aynı anda artış gösterdiği seviyelerin, bu sıralamanın aksine, kireçtaşı örneklerine karşılık gelmesi alüminyumla normalize edilmiş bu elementlerdeki değişimlere dayanarak yapılacak yorumların çok güvenilir olmayacağını düşündürmektedir. Tablo 6 ve 7'deki bu kireçtaşı seviyelerine ait Ti ve Zr değerleri ile Al değerlerine bakıldığında, bir önceki seviyeye göre, Ti ve Zr değerlerinde belirgin bir değişim görölmezken, Al değerlerinin önemli miktarda azaldığı görölmektedir. Buna göre, farklı litolojilerin aralanmalarında alüminyumla normalize edilmiş değerlerin kullanılmasının yanıltıcı olabildiği saptanmıştır. Bu olgu Van Der Weijden (2002) tarafından da benzer şekilde değerlendirilmiştir. Aksu kesitinde litoloji değişimine bağlı bu farklılaşmayı ortadan kaldırmak için her litoloji kendi içinde değerlendirilmiştir. Şeyl, kumtaşı, kireçtaşı ve silttaşı örneklerinin alüminyum normalize Ti ve Zr değerlerindeki değişim Şekil 4-19'de verilmiştir. Kumtaşları, 46 metrelik bu istifte sadece dört farklı seviyede çökeldiklerinden, kesit boyunca değişimleri yeterli derecede temsil etmedikleri belirlenmiş ve deniz seviyesi değişimleri yorumu için kullanılmamışlardır. Kireçtaşlarına ait alüminyumla normalize edilmiş Ti ve Zr değerleri ise 19,95 ve 23. metrelerde önce artıp sonra azalmaktadır. Ancak diğer litolojilerle karşılaştırıldığında kireçtaşlarının, litolojik ortalama sırasından farklı olarak, bu karşılaştırmada da yüksek



Şekil 4-19 : Ti/Al ve Zr/Al değerlerinin farklı litolojilere göre Aksu kesiti boyunca değişimleri.

değerler aldığı görülmektedir. Şeyl, silttaşı ve kumtaşı örneklerinden seviyelerinden daha yüksek değerlere sahip olduklarından olası deniz seviyesi değişimlerine yönelik bir yorum için kireçtaşı seviyelerine ait değerler de kullanılmamıştır.

Şekil 4-19'de görüldüğü gibi 26,5 – 41 metreler arasında hem kesintisiz veri sunan hem de tane boyları birbirine yakın olan şeyl ve silttaşları yer almaktadır. Bu özelliklerine dayanarak beraber değerlendirilmeleri uygun bulunan şeyl ve silttaşlarının alüminyum normalize Ti ve Zr değerlerinin kesit boyunca değişimleri Şekil 4-20'de gösterilmektedir. Her iki değer de iki farklı litolojiye göre artış gösterdiği seviyeler yaklaşık olarak 35,5 – 37 metreler arası ve 41. metreye karşılık gelmektedir (Şekil 4-20'de mavi alanla belirtilmiştir). Ti ve Zr'nin aynı anda gösterdiği bu değişim, olası bir deniz seviyesi düşüşüne işaret etmektedir.



Şekil 4-20: Şeyl ve silttaşı örneklerine ait Ti/Al ve Zr/Al değerlerinin Aksu kesitinde 26,5 – 41 metreler arasındaki değişimi.

#### 4.2.4 Redoks Koşulları

Kellwasser Eventleri'nin gerçekleşme nedeni olarak öne sürülen görüşlerden en yaygın olanı, anoksik su koşullarının hâkim hale gelmesidir. Bu eventlerin belirteci olan koyu renkli (gri-siyah) çökeller, anoksik koşullar nedeniyle korunmuş organik malzemenin artması sonucu (Korunma Modeli, Demaison ve Moore, 1980), veya besin girdisinin yükselmesiyle artan denizel üretim sonucu (Üretim Modeli, Pedersen ve Calvert, 1990) oluşabilmektedir.

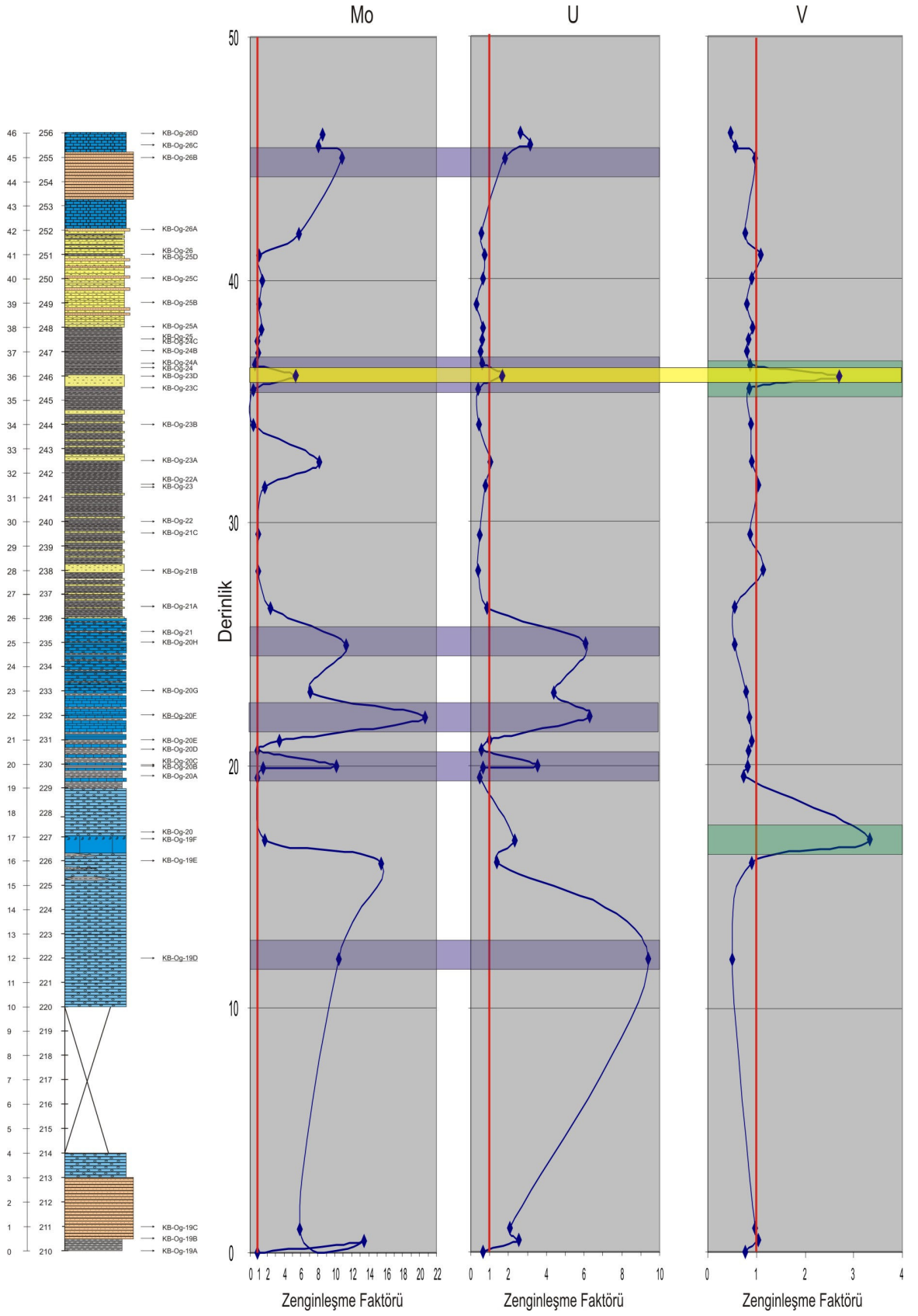
V/Cr, U/Th ve Ni/Co , V/V+Ni gibi element oranları ve molibden, uranyum, vanadyum gibi elementlerin alüminyumla normalize edilmiş değerleri, çökelim sırasındaki dip suyunun oksijen seviyesinin belirlenmesinde kullanılmaktadır (Jones ve Manning, 1994; Yudina vd., 2002, Lyons vd., 2003; Algeo vd., 2004; Rimmer, 2004; Riquier et al., 2006). Redoks koşullarına karşı duyarlı olan bu elementler, indirgen koşullar altında çökeller içinde yüksek miktarlarda bulunabilmektedirler (Riquier et al., 2006).

Redoks koşullarının belirlenmesinde kullanılan element değerlerini alüminyumla normalize etmenin yanı sıra yaygın olarak kullanılan bir diğer bağıntı Zenginleşme Faktörü (EF: Enrichment Factor)'dür.

$$ZF_{\text{element}} = (\text{Element}_{\text{örnek}} / \text{Al}_{\text{örnek}}) / (\text{Element}_{\text{ortalama şeyl}} / \text{Al}_{\text{ortalama şeyl}})$$

Bu bağıntıya göre element,  $ZF > 1$  olduğunda ortalama şeyle göre bağıl olarak zenginleşmekte,  $ZF < 1$  olduğunda fakirleşmektedir.

Bu çalışmada kullanılan göstergeler molibden, uranyum ve vanadyumun zenginleşme faktörlerinin karşılaştırılması Şekil 4-21'de verilmiştir. Zenginleşme faktörlerine bakıldığında, Aksu kesiti boyunca, molibden, uranyum ve vanadyum değerlerinde, belli seviyelerde zenginleşmeler göze çarpmaktadır (Şekil 4-21). Elementler, zenginleşme faktörü bağıntısına göre 1'den oldukça büyük değerler göstermektedir. Özellikle molibden ve uranyumdaki zenginleşmelerin büyüklüğü, çökellerin sedimentasyon sırasında oksijence tüketilmiş olduğuna işaret etmektedir. Bu iki element, kesit boyunca birçok noktada uyumlu artışlar göstermektedir. Bunlardan en dikkat çekici olanları



Şekil 4-21: Mo, U ve V 'ye ait zenginleşme faktörlerinin Aksu kesiti boyunca değişimi.

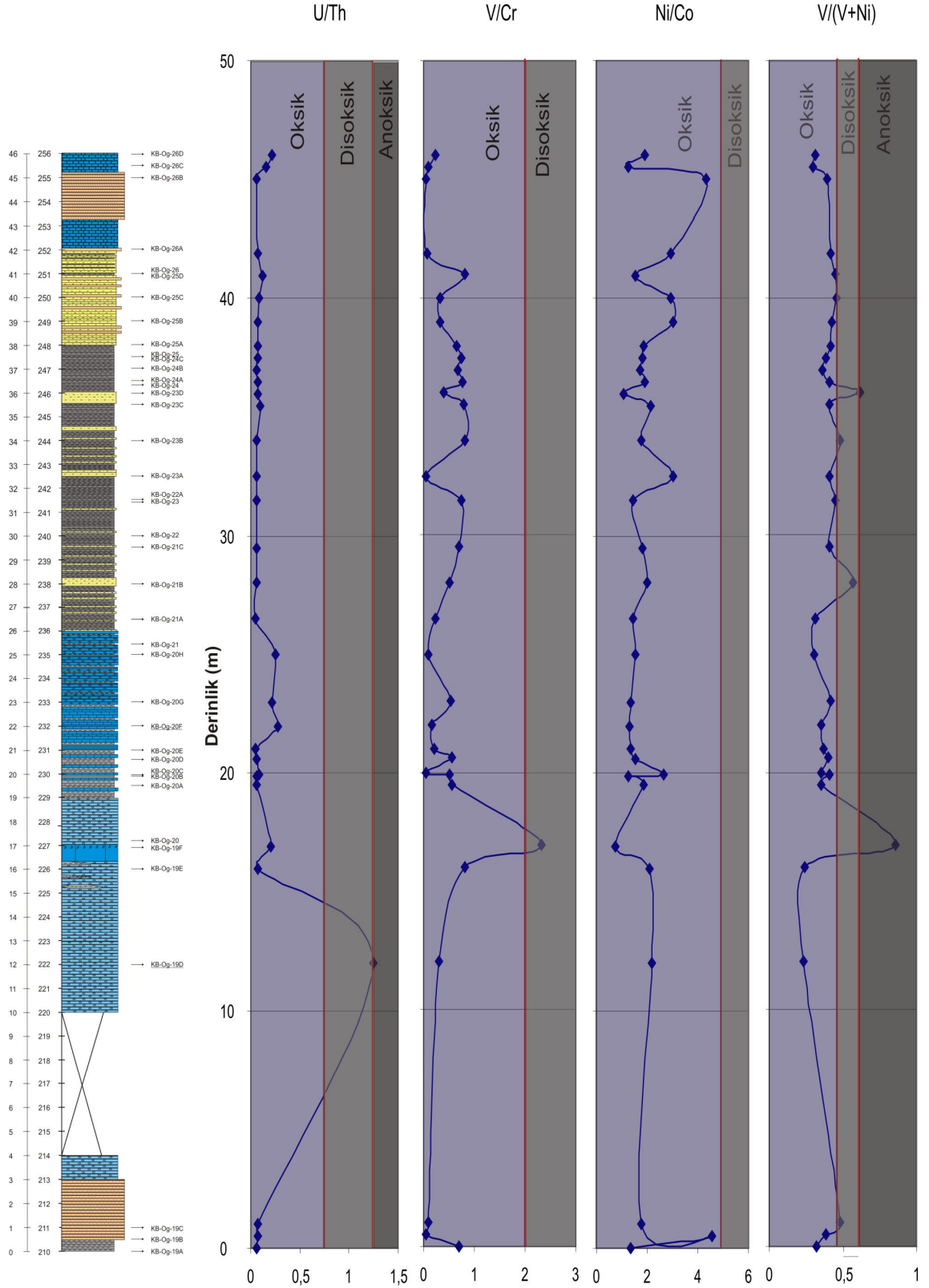
19.95, 22. ve 25. metrelerdeki artışlardır (Şekil 4-21’de, mavi alanlarla belirtilmiştir). Vanadyum ise, bu iki elemente nazaran daha az bir zenginleşme göstermiştir. Kesit boyunca 33 örneğe ait vanadyum zenginleşme faktörleri sadece altı noktada 1’in üzerinde değerlere sahiptir ve bu altı noktanın da ikisi, 16.9 ve 36. metrelere ait olanları tüm değerler içinde en fark edilir olanlarıdır (Şekil 4-21’de yeşil alanlarla belirtilmiştir.) Dip suyunun oksijen içeriğinin düştüğüne işaret eden bu üç farklı elementin aynı anda belirgin bir yükselim gösterdiği tek seviye ise, 36. metredir ve Şekil 4-21’de sarı renkli alanla belirtilmiştir.

Ancak zenginleşme faktörlerine dayalı bu değerlendirmeler tek başlarına kullanıldıklarında her zaman güvenilir veri sunamamaktadırlar. Bu nedenle, redoks koşullarının incelenmesi için ayrıca bu elementlere ait V/Cr, U/Th, Ni/Co ve V/V+Ni oranları kullanılmaktadır (Jones ve Manning,1994; Rimmer, 2004).

Aksu kesitindeki bu değerlerin kesit boyunca değişimleri Şekil 4-22’ da verilmiştir. Dip suyu oksijen seviyesi, V/Cr, U/Th, Ni/Co ve V/V+Ni oranlarının Tablo 8’deki değerlerine göre belirlenebilmektedir (Jones ve Manning, 1994; Hatch ve Leventhal, 1992).

Tablo 8: Jones ve Manning (1994) ve Hatch ve Leventhal (1992)’e göre, dip suyu oksijen seviyesi-redoks göstergesi oranları.

	<b>Oksik</b>	<b>Disoksik</b>	<b>Anoksik</b>
U/Th	<0.75	0.75–1.25	>1.25
V/Cr	2.00	2.00–4.25	>4.25
Ni/Co	5.00	5.00–7.00	>7.00
V/V+Ni	<0.46	0.46–0.60	0.54–0.82

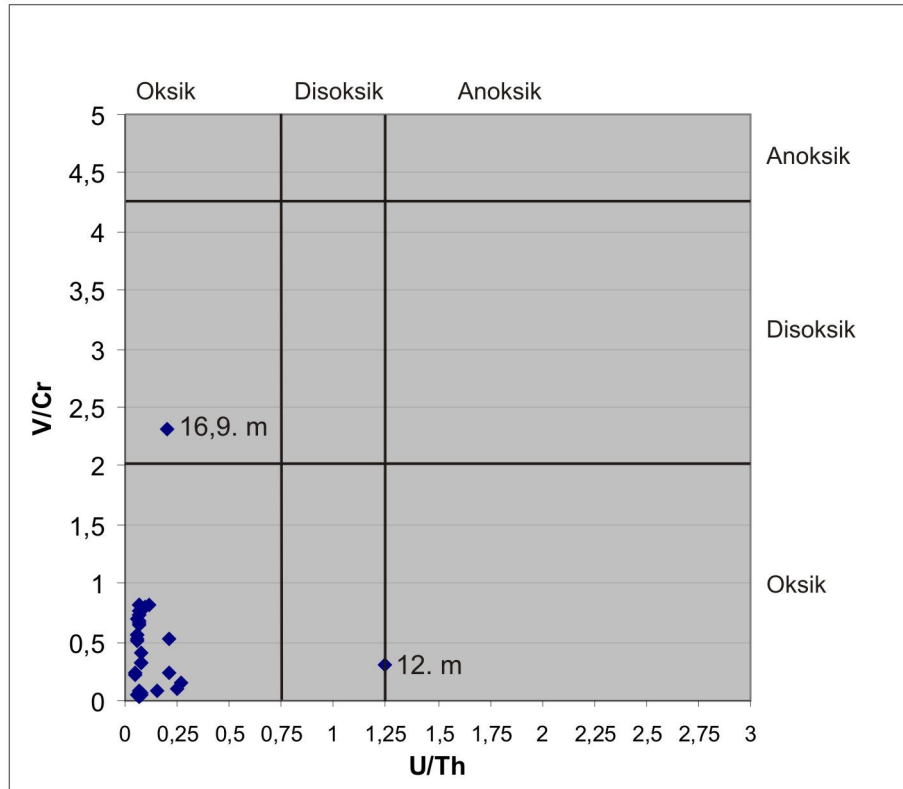


Şekil 4-22: V/Cr, U/Th, Ni/Co ve V/V+Ni oranlarının Aksu kesiti boyunca değişimi ve bu değerlere göre ortamın oksijen seviyeleri.

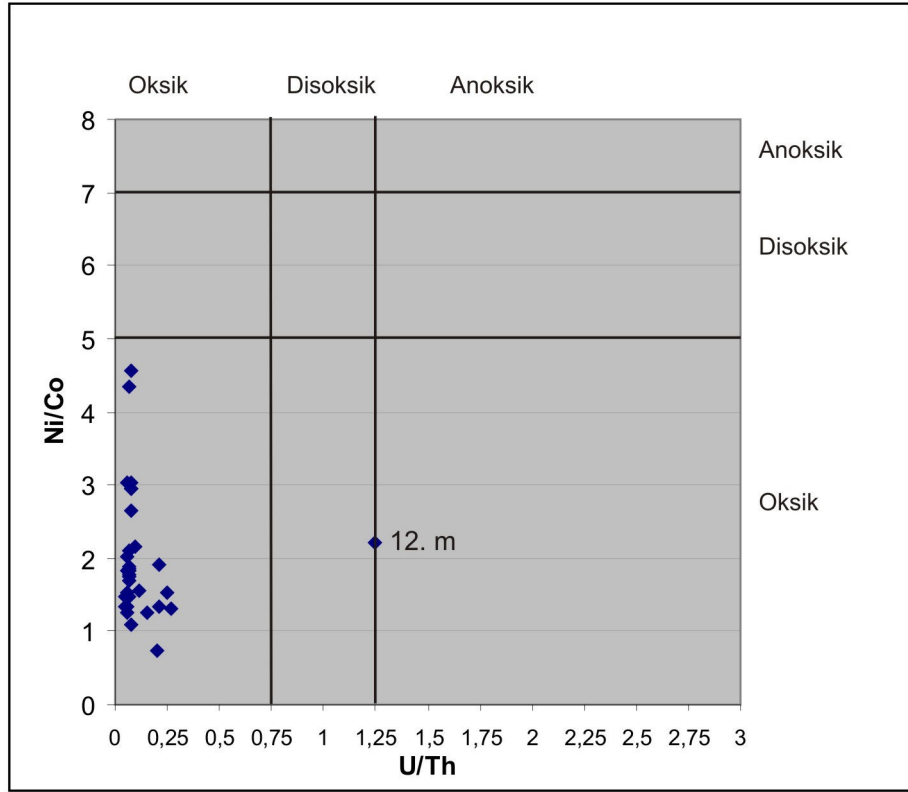
Bu değerlerin Aksu kesitindeki dağılımlarına bakıldığında, Ni/Co oranlarına göre ortamın tümüyle oksik olduğu görülmektedir (Şekil 4-22). V/Cr ve U/Th oranlarında yalnızca 1'er örnek (sırasıyla 16.9 ve 12 m), disoksik koşulları temsil etmektedir. V/V+Ni oranlarına göre ise 1, 28, 34. metreler disoksik; 16.9, 36. metreler anoksik ortam koşullarını yansıtmaktadır.

Aynı oranlar ikişer ikişer Jones ve Manning (1994) ile Hatch ve Leventhal (1992)'ye ait sınıflamalara göre çapraz plot edilerek örneklerin oksik-disoksik-anoksik alanlarda dağılımları gösterilmiştir.

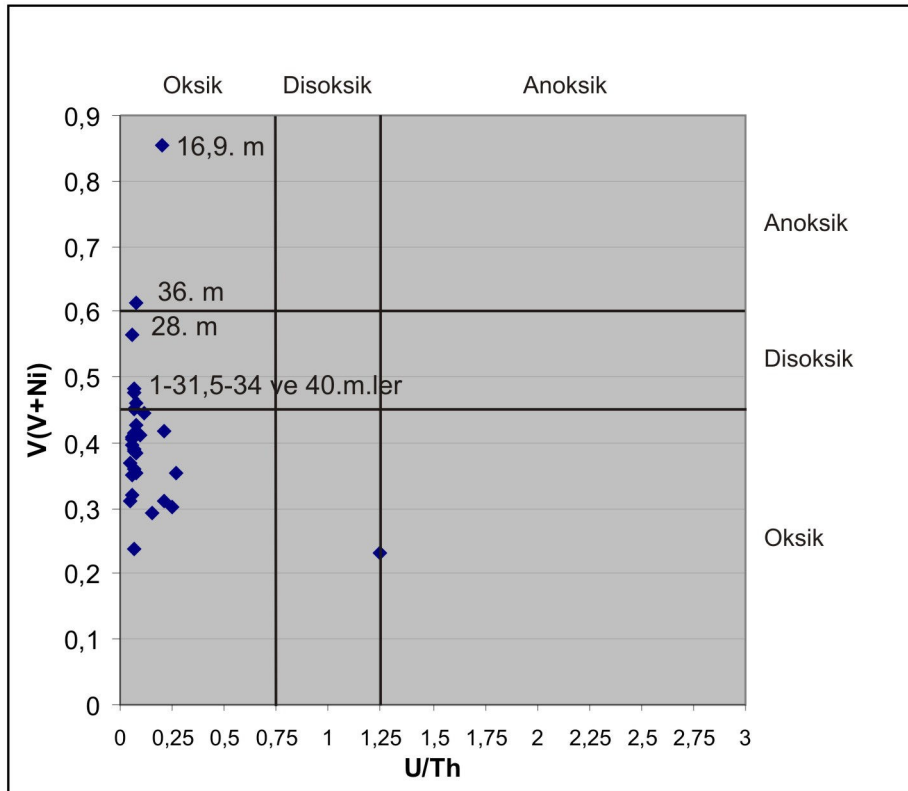
V/Cr- U/Th grafiğinde (Şekil 4-23), 12. ve 16.9. metrelerdeki iki örnek disoksik koşulları yansıtmaktadır. Ni/Co -U/Th oranlarına göre (Şekil 4-24) yine 12. metredeki örnek disoksik/anoksik sınırında yer almaktadır. V/V+Ni - U/Th grafiğinde (Şekil 4-25) disoksik ortama ait örnekler çoğalmakta (1, 28, 31,5, 34 ve 40. metreler), iki örnek (16,9 ve 36. metreler) anoksik ortam koşullarını göstermektedir. Disoksik özellik gösteren en çok örnek V/Cr - Ni/Co grafiğinde (Şekil 4-26) yer almaktadır (12, 16, 19,95, 28, 32,5, 35,5, 39, 40 ve 41. metreler). Aynı grafikte yine iki örnek anoksik koşullara sahiptir (0,5 ve 45. metreler).



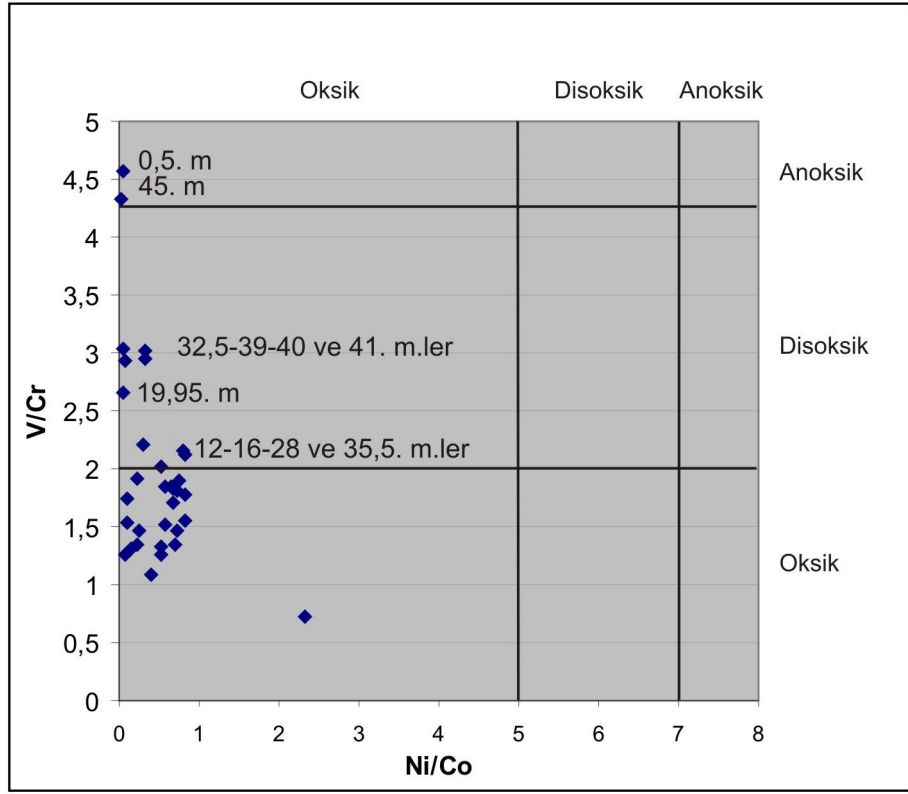
Şekil 4-23: V/Cr ve U/Th oranlarına göre oksijen seviyeleri.



Şekil 4-24: Ni/Co ve U/Th oranlarına göre oksijen seviyeleri.



Şekil 4-25: V/V+Ni ve U/Th oranlarına göre oksijen seviyeleri.



Şekil 4-26: V/Cr ve Ni/Co oranlarına göre oksijen seviyeleri.

Redoks göstergesi element oranlarına ve çapraz plot edilen değerlere göre saptanan disoksik ve anoksik seviyeler Tablo 9’da sunulmuştur. Bu tabloye göre, disoksik ve anoksik olarak tanımlanan seviyeler, her farklı gösterge için farklı metreleri göstermektedir. Redoks koşullarının yorumlanabilmesi için, farklı göstergelere göre iki veya daha fazla tekrarlanan değerler daha doğru kabul edilmiştir. Buna göre 12. metre U/Th, V/Cr-U/Th, Ni/Co-U/Th ve V/Cr-Ni/Co değerlendirmelerinde disoksik karakter gösteren ortak bir seviyedir. 16,9. metre, V/Cr ve V/Cr-U/Th değerlendirmelerinde; 28. metre, V/V+Ni, V/V+Ni - U/Th, V/Cr - Ni/Co değerlendirmelerinde; 34. metre, V/V+Ni, V/V+Ni - U/Th değerlendirmelerinde ve 40. metre, V/V+Ni - U/Th, V/Cr - Ni/Co değerlendirmelerinde disoksik ortam koşullarını gösteren ortak seviyelerdir.

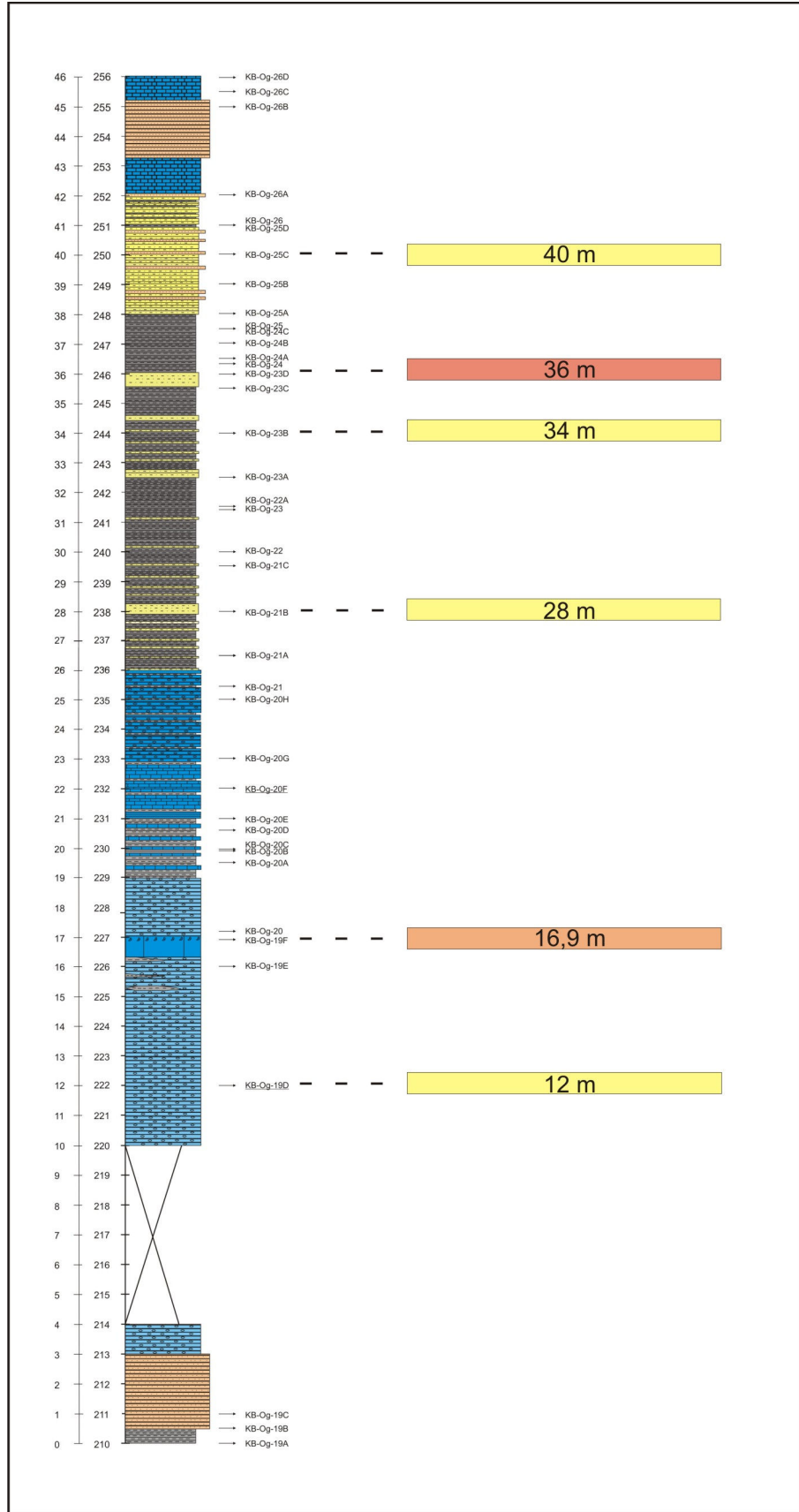
16,9. metre ayrıca, V/V+Ni ve V/V+Ni - U/Th değerlendirmelerine göre anoksik özelliğindedir. V/V+Ni ve V/V+Ni - U/Th değerlendirmelerine göre birden fazla tekrarlanan ve anoksik özellik gösteren diğer seviye ise 36. metredir (Tablo 9).

Tüm bu seviyeler Şekil 4-27’de kesit üzerinde işaretlenmiştir. Disoksik değerler sarı, anoksik değerler kırmızı, farklı göstergelere göre hem disoksik hem anoksik özellik gösteren 16,9. metre ise turuncu alanlarla gösterilmiştir.

Tüm bu değerlendirmelere göre, çapraz plot edilen gösterge oranlarında, anoksik ortam koşullarını yansıtan iki seviyeden biri olan 36. metre, Mo, U ve V'nin aynı anda zenginleştiği (Şekil 4-21) tek seviyeye de karşılık gelmektedir. Bu bağlamda, anoksik koşulları yansıttığı farklı değerlendirmelerle en çok desteklenen tek seviye 36. metredir.

Tablo 9: Redoks göstergesi element oranlarına ve çapraz plot edilen değerlere göre saptanan disoksik ve anoksik seviyeler

Oksijen Seviyesi	Ni/Co	V/Cr	U/Th	V/V+Ni	V/Cr-U/Th	Ni/Co - U/Th	V/V+Ni - U/Th	V/Cr - Ni/Co
disoksik		<b>16,9</b>	<b>12</b>	1	<b>12</b>	<b>12</b>	1	12
				<b>28</b>	<b>16,9</b>		<b>28</b>	16
				<b>34</b>			31,5	19,95
							<b>34</b>	<b>28</b>
							<b>40</b>	32,5
								35,5
								39
								<b>40</b>
anoksik				<b>16,9</b>			<b>16,9</b>	0,5
				<b>36</b>			<b>36</b>	45



Şekil 4-27: Aksu kesiti boyunca saptanmış anoksik ve disoksik seviyeler.

#### 4.2.5 Biyolojik Üretim

Küresel eventlerin oluşum nedenleri arasında, önceki bölümde tartışılan deniz seviyesi değişimlerinin ve bir diğer etken olan anoksik koşulların yanı sıra, biyolojik üretimde ve besin miktarındaki büyük artışlar, olduğu da savunulmaktadır (Murphy vd., 2000; Chen vd., 2005).

Bu çalışma kapsamında, biyolojik üretimdeki değişimler hakkında yaklaşımda bulunabilmek için, özellikle izotop jeokimyasından yararlanılmıştır. Hem bu değerlerde kesit boyunca gerçekleşen değişimlerin incelenmesi, hem de ölçülen organik karbon izotopu değerlerinin sağlıklı yorumlanması için toplam organik karbondaki değişimler belirlenmiştir.

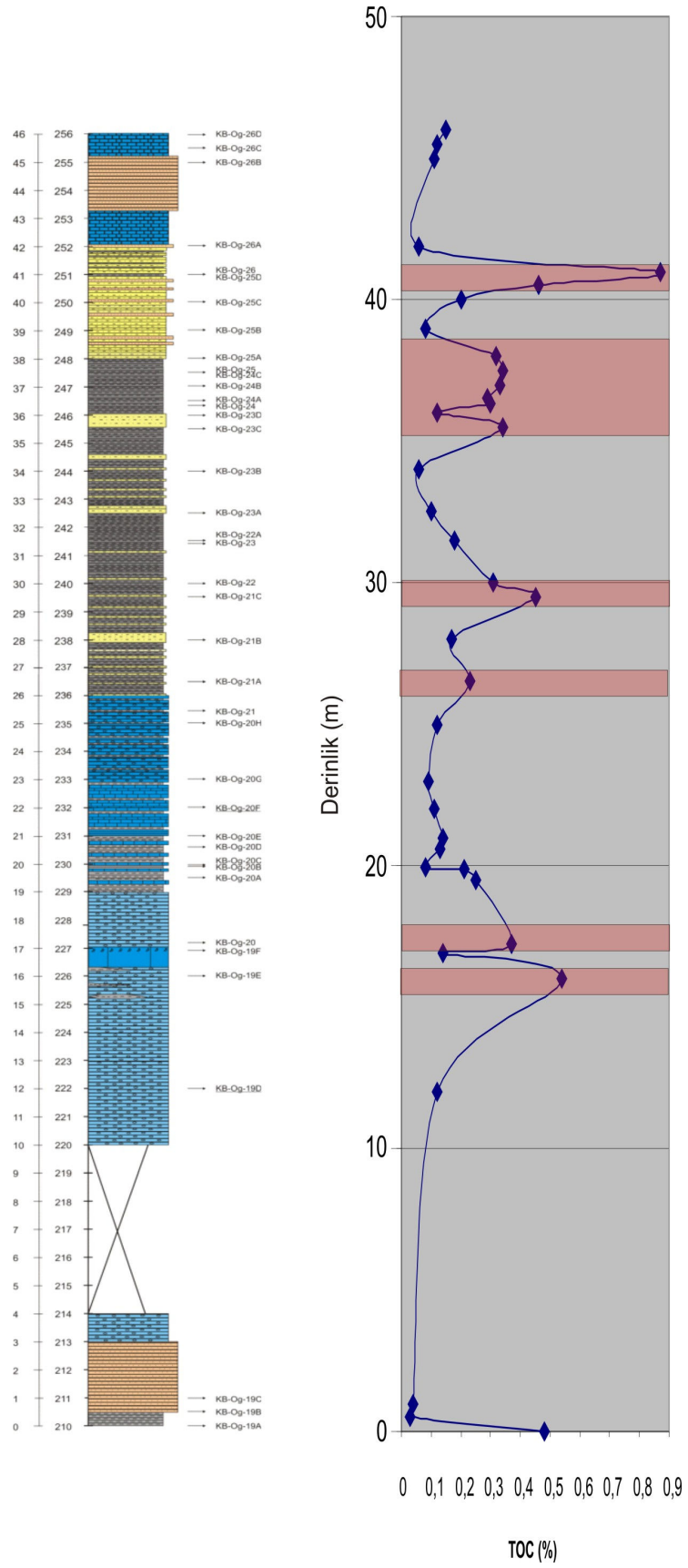
##### 4.2.5.1 Organik Karbon Miktarındaki Değişimler

Aksu kesitinden derlenen toplam 33 örneğin TOC (Toplam Organik Karbon) değerleri Rock-Eval piroliz analizi sırasında saptanmıştır. DEVEC projesi kapsamında Kocadere-B kesitinde ölçülmüş dört farklı seviyeye ait organik jeokimya örneği değerlerinin de eklendiği Tablo 10'da görüldüğü gibi 0,03-0,87 arasında değişen TOC yüzdeleri oldukça düşüktür. TOC-Derinlik grafiği Şekil 4-28'de verilmiştir. Aksu kesiti boyunca ölçülmüş TOC değerlerinin genelde litolojiye bağlı olarak farklılık gösterdiği görülmektedir. Buna göre, toplam organik karbon miktarları, içinde buldukları kaya türüne göre Şeyl > Siltaşı > Kireçtaşı > Kumtaşı olarak sıralanabilmektedir. Ancak kesitin 34. metresinden alınmış bir şeyl örneği olan KB-Og-23B, en düşük TOC miktarları değerlerinden birine sahip olarak bir istisna oluşturmaktadır (Şekil 4-28).

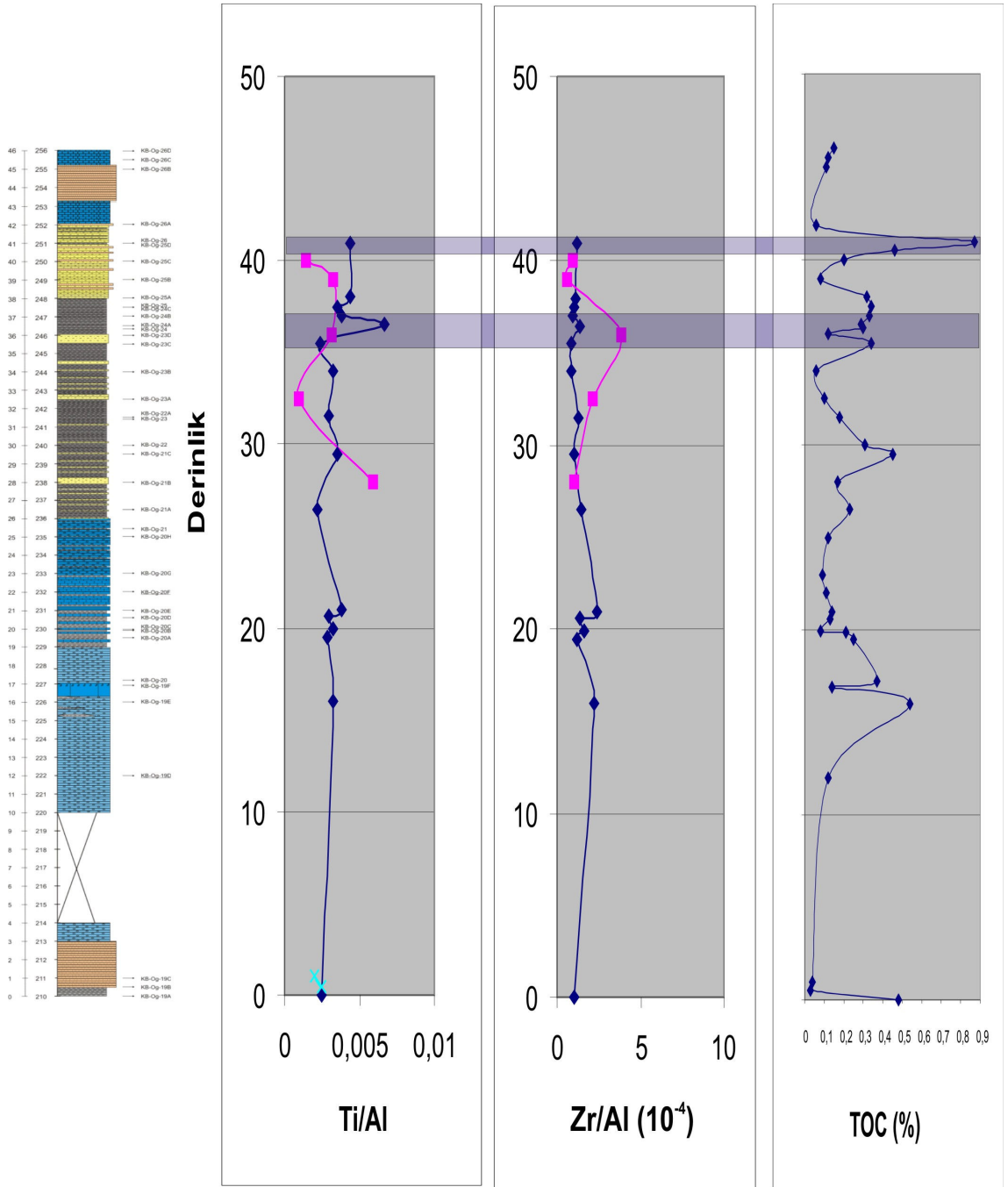
Çökellerdeki organik karbon miktarları, biyolojik üretime ve üretilen organik malzemenin korunmasına bağlı olarak değişmektedir. Organik madde miktarlarındaki artış, besin ve biyolojik üretimdeki artışla ve/veya organik maddenin korunmasını sağlayacak anoksik ya da disoksik koşulların varlığıyla kontrol edilmektedir (Calvert, 1987; Huc, 1988; Tyson ve Pearson, 1991). Aksu kesiti boyunca TOC yüzdesinin değişimlerine bakıldığında dört farklı seviyede belirgin artışlar gözlenmektedir. Bu seviyeler Şekil 4-28'da kırmızı alanlarla belirtilmiştir. Bu artışlar, yukarıda da

Tablo 10: Aksu kesiti boyunca derlenmiş örneklerin organik jeokimyasal analiz sonuçları

Sıra No	Örnek No	Derinlik	TOC	S1	S2	S3	Tmax	HI	OI
		(m)	(%)	mgHC/g örnek	mgHC/g örnek	mgHCO <sub>2</sub> /g örnek	(°C)	mg HC/g TOC	mg CO <sub>2</sub> /g TOC
1	KB-Og-19 A	0	0,48	0	0,11	0,11	484	23	23
2	KB-Og-19 B	0,5	0,03	0	0,01	0,12	500	33	400
3	KB-Og-19 C	1	0,04	0	0	0,01	547	0	25
4	KB-Og-19 D	12	0,12	0	0,01	0	561	8	0
5	KB-Og-19 E	16	0,54	0	0,11	0,88	482	20	163
6	KB-Og-19 F	16,9	0,14	0	0,01	0,24	486	7	171
7	KB-Og-20	17,2	0,37	0,02	0,06	0,53	489	16	143
8	KB-Og-20 A	19,5	0,25	0	0,03	0,27	499	12	108
9	KB-Og-20 B	19,9	0,21	0	0,03	0,15	392	14	71
10	KB-Og-20 C	19,95	0,08	0	0	0	543	0	0
11	KB-Og-20 D	20,6	0,13	0	0	0,09	510	0	69
12	KB-Og-20 E	21	0,14	0	0,01	0,08	460	7	57
13	KB-Og-20 F	22	0,11	0	0	0,23	504	0	209
14	KB-Og-20 G	23	0,09	0,02	0,01	0,06	542	11	67
15	KB-Og-20 H	25	0,12	0	0,02	0,02	440	17	17
16	KB-Og-21 A	26,5	0,23	0	0,1	0,33	367	43	143
17	KB-Og-21 B	28	0,17	0,01	0,03	0,26	502	18	153
18	KB-Og-21 C	29,5	0,45	0,01	0,13	0,4	351	29	89
19	KB-Og-22	30	0,31	0,04	0,09	0,32	435	29	103
20	KB-Og-22 A	31,5	0,18	0	0,04	0,2	488	22	111
21	KB-Og-23 A	32,5	0,1	0	0,01	0,15	512	10	150
22	KB-Og-23 B	34	0,06	0	0,01	0,15	502	17	250
23	KB-Og-23 C	35,5	0,34	0,01	0,15	0,34	369	44	100
24	KB-Og-23 D	36	0,12	0	0,01	0,73	543	8	608
25	KB-Og-24	36,3	0,3	0,05	0,08	0,35	426	26	116
26	KB-Og-24 A	36,5	0,29	0,01	0,08	0,26	362	28	90
27	KB-Og-24 B	37	0,33	0	0,09	0,23	374	27	70
28	KB-Og-24 C	37,5	0,34	0,01	0,12	0,07	364	35	21
29	KB-Og-25 A	38	0,32	0	0,06	0,04	364	19	12
30	KB-Og-25 B	39	0,08	0	0,02	0	506	25	0
31	KB-Og-25 C	40	0,2	0,02	0,13	0,49	341	65	245
32	KB-Og-26	40,5	0,46	0,03	0,13	0,33	485	28	71
33	KB-Og-25 D	41	0,87	0,27	0,53	0,52	339	61	60
34	KB-Og-26 A	41,9	0,06	0,02	0,06	0,17	434	100	283
35	KB-Og-26 B	45	0,11	0,04	0,11	0,33	335	100	300
36	KB-Og-26 C	45,5	0,12	0,01	0,04	0,17	331	33	142
37	KB-Og-26 D	46	0,15	0,01	0,03	0,27	343	20	180



Şekil 4-28: Aksu kesitinden derlenmiş örneklerin TOC miktarlarının kesit boyunca değişimi.



Şekil 4-29: Ti/Al ve Zr/Al değerleriyle TOC yüzdelerindeki değişimlerin Aksu kesiti boyunca karşılaştırılması.

değinildiği gibi, korunma koşulları ya da biyolojik üretimdeki değışimlere bağı olarak gerçekteşmiş olabilir.

Korunmuş organik madde miktarını belirleyen diğler faktörler ise, karasal kırıntılı girdisi ve sedimentasyon hızıdır (Sageman vd., 2003; Sageman ve Lyons, 2004; Pujol, 2005). Önceki bölümde değinilen karasal kırıntı girdisini gösteren Ti/Al ve Zr/Al oranlarıyla karşılaştırıldığında, organik karbon miktarının, Aksu kesitinde, bu değerlerin arttığı seviyelerden 35,5 – 37 metreler arasında azaldığı ve 41. metrede arttığı görölmektedir. Bu seviyeler Şekil 4-29'da mavi alanlarla belirtilmiştir. Kırıntılı miktarının arttığı seviyedeki TOC yüzdesinin beklendiği gibi azaldığı 35,5-37 metreler arasının aksine 41. metredeki azalma, bu seviyede karasal kırıntılı artışına rağmen TOC yüzdesinin artışının başka etkenlere bağı olabileceğini düşündürmektedir.

#### 4.2.5.2 Organik Maddenin Olgunluğu ve Organik Madde Türü

Organik maddenin olgunluk ve türünün belirlenmesi için Rock-Eval analiz sonuçlarından yararlanılmıştır. Ancak, Peters (1986)'e göre, S2 değerleri 0,2 nin altında olan örnekleredeki Tmax ölçümleri güvenilir sonuçlar vermemektedir. Tablo 10'de göröldüğü üzere, Aksu kesitindeki örneklerin hemen hepsi 0,2'nin altında S2 değerlerine sahiptir. Bu nedenle organik madde olgunluğunun ve organik madde türünün belirlenmesi için kullanılabilecek Derinlik-Tmax ve Tmax-HI grafiklerine dayanarak değlendirme yapılması mümkün olmamıştır. Bununla birlikte sınır değerlerine yakın değerlere sahip ve saptanan özellikleri kendi içinde tutarlı gözükten az sayıda örnek için çok yaklaşık bir değlendirme yapmak gerekirse, bu örneklerdeki organik maddenin yüksek Tmax değerlerinin (Tmax>480 °C) işaret ettiği gibi aşırı olgun oldukları anlaşılmaktadır. Bu aşırı olgunluk hidrojen indeksi (HI) değerlerinin düşük oluşunun da sebebidir. Aşırı olgunluk ve düşük HI değerleri organik madde türünün Rock-Eval piroliz yöntemiyle belirlenmesini olanaksız kılmaktadır.

#### 4.2.5.3 İzotop Jeokimyası

Çökellerin organik ve inorganik karbon izotop bileşimlerinin saptanmasına yönelik çalışmalar, birçok örnekte, küresel ölçekte meydana gelen kitlesel yok oluşlarla birlikte görülen, küresel karbon döngüsündeki önemli değişikliklerle ilgili güçlü veriler sunmaktadır. Elde edilen karbon izotop kayıtları, karbon döngüsünün yerküre tarihindeki etkilerinin ve o dönemdeki çevresel koşulların anlaşılmasına imkân sağlayabilmektedir.

Alt ve Üst Kellwasser Eventleri'ne yönelik yapılan duraylı izotop çalışmaları, bu dönemlerdeki karbon izotop değerlerinin de farklılık gösterdiğini ortaya koymuştur.

Bu bölümde, Aksu kesiti örneklerinde ölçülen organik karbon izotop değerlerinin, biyolojik üretime bağlı olarak gösterdikleri değişimler anlatılacaktır. Bu değerlendirmeler yapılırken, sağlıklı sonuçlara ulaşılabilmesi için önceki bölümde belirtildiği gibi 0,2 ve üzeri TOC yüzdelerine sahip örnekler kullanılmıştır.

### İzotoplar

Elementler, atom çekirdeklerinde pozitif yüklü proton ve yüksüz olan nötron tanecikleriyle, çekirdeği saran bulutsu kısımda yörüngeler üzerinde bulunan negatif yüklü elektronlardan oluşmaktadır. Bir elementi ve onun tüm kimyasal davranışlarını belirleyen, o elementin atom numarası (Z), yani çekirdeğindeki proton sayısıdır. Bir atomun kütle numarasını ise, çekirdeğindeki nötron ve proton sayılarının toplamı (A) belirler ve bu değer kütle numarası olarak adlandırılır.

E = Elementin simgesi

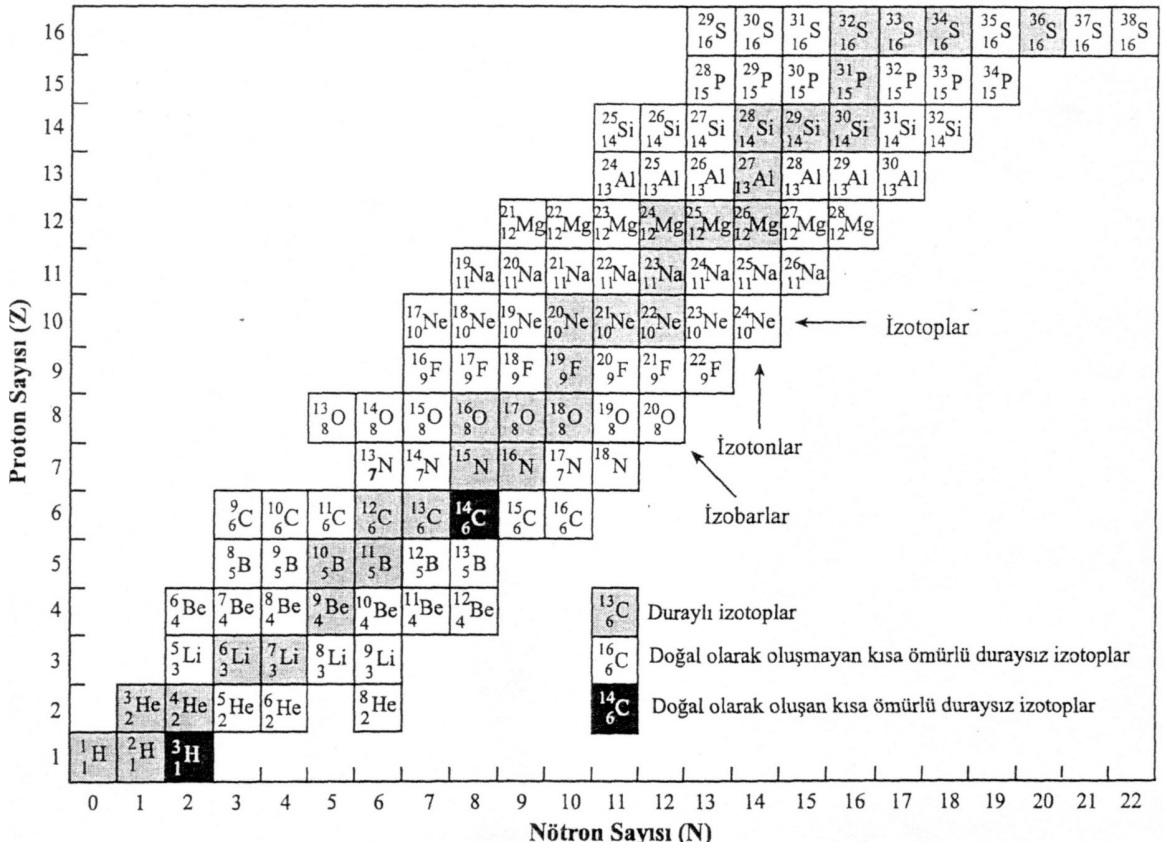
Z = Atom Numarası = proton sayısı

N = nötron sayısı

A = Kütle Numarası = Z + N

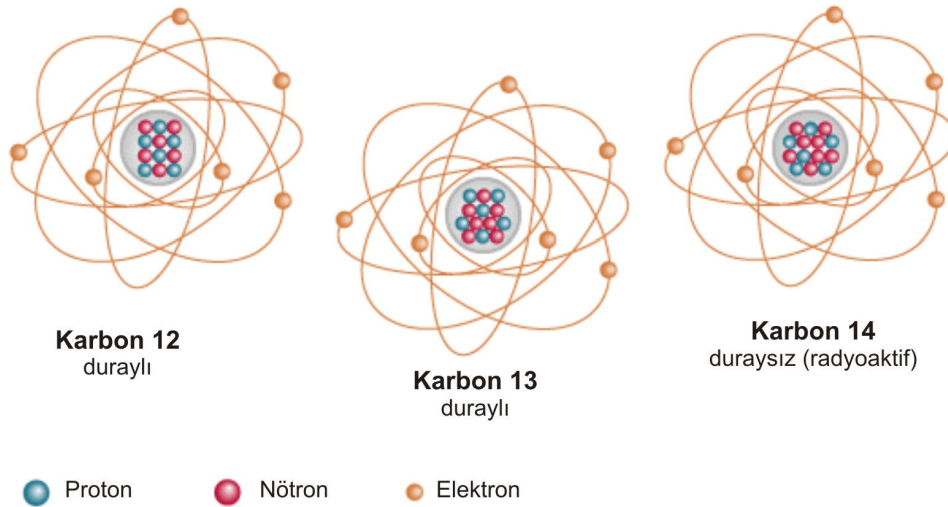
${}^A_ZE$  = A tomun simgesi

Bir elementin, çekirdeğinde aynı sayıda proton, farklı sayıda nötron içeren atomları ise, o elementin izotoplarıdır. İzotoplar doğada bulunış özelliklerine göre duraylı ve duraysız (radyoaktif) izotoplar olarak iki gruba ayrılırlar (Şekil 4-30).



Şekil 4-30: Duraylı ve duraysız izotopların dağılımı.

Karbon atomu, kütle numaraları (atom ağırlıkları) farklı olan, ikisi duraylı, toplam üç izotopa sahiptir: 6 proton ve 6 nötrondan oluşan, kütle numarası 12 olan  $^{12}\text{C}$ , 6 proton, 7 nötrondan oluşan, kütle numarası 13 olan  $^{13}\text{C}$  ve 6 proton, 8 nötrondan oluşan  $^{14}\text{C}$  (Şekil 4-31).



Şekil 4-31: Farklı nötron sayılarına sahip karbon atomu izotoplarına ait atom modelleri.

Görüldüğü gibi, duraylı olan iki farklı karbon izotopunun kütle numaraları  $^{12}\text{C} < ^{13}\text{C}$ 'dir. Başka bir deyişle,  $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$ 'den daha hafiftir. Bu iki izotopun doğada bulunma oranları ise,  $^{12}\text{C}$  için %98.89;  $^{13}\text{C}$  için %1.11'dir. (Küresel değişim araştırmalarında yaygın olarak kullanılan elementlerin duraylı izotoplarının doğada bulunma oranları Tablo 11'de verilmiştir).

Tablo 11: Küresel değişim araştırmalarında yaygın olarak kullanılan elementlerin duraylı izotoplarının doğada bulunma oranları (Hoefs, 1997).

Element	İzotop	Bolluk (%)
Hidrojen	1 H	99.985
	2H	0.015
Karbon	12 C	98.89
	13 C	1.11
Nitrojen	14 N	99.64
	15 N	0.36
Oksijen	16 O	99.759
	17 O	0.037
	18 O	0.204
Sülfür	32 S	95.00
	33 S	0.76
	34 S	4.22
	36 S	0.014

İki duraylı karbon izotopunun kütle numaraları arasında az da olsa bir ağırlık farkı (1.011) bulunur. Bu ağırlık farkı, izotopların farklı titreşim frekansı oluşturmalarına neden olmaktadır. Bunun sonucunda oluşan izotopik fraksiyonlaşmayla (ayrılmayla), farklı izotop bileşimine sahip moleküllerin, reaksiyona giriş hızları da farklılık göstermekte,  $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$ 'den daha kolay reaksiyona girmektedir.

$$HIZ = \frac{(^{12}\text{C}^{16}\text{O}^{16}\text{O})}{(^{13}\text{C}^{16}\text{O}^{16}\text{O})} = \sqrt{\frac{45}{44}} = 1.011$$

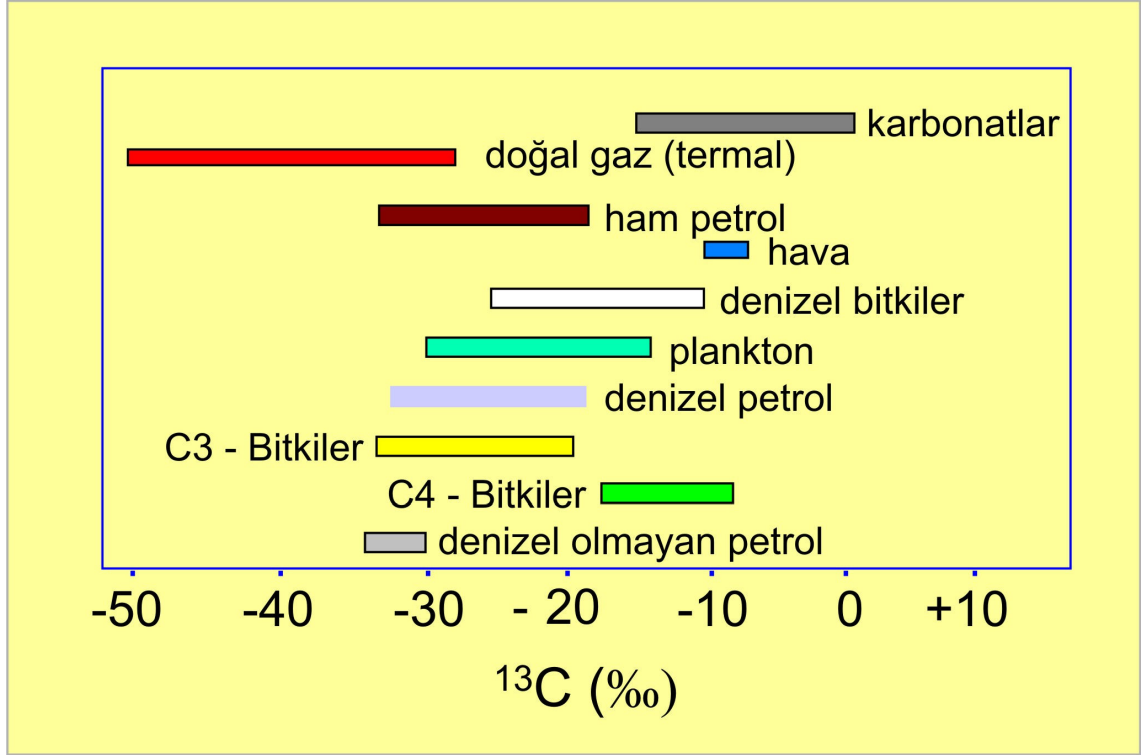
Dünya üzerindeki karbon, biyosferde (canlıların bünyesinde), litosferde (çökellerde organik ve inorganik olarak), atmosferde (CO<sub>2</sub> olarak) ve hidrosferde (okyanuslarda çözülmüş olarak) sürekli yer değiştirmekte, yeniden çevrime sokulmaktadır.

Farklı ortamlarda farklı izotopik kompozisyonlar sunan karbonun bu ortamlardan birinde daha fazla depolanması, diğer ortamlardaki izotopik kompozisyonların değişmesine neden olur. Örneğin, serbest haldeki karbon organik malzemeyi oluşturur veya bağ yapısı geliştirirse, okyanuslarda erimiş halde bulunan serbest karbon ve atmosferdeki CO<sub>2</sub> ağırlaşır (<sup>13</sup>C'ce zenginleşir).

Paleo-çevresel koşulların belirlenmesine imkân sağlayan karbon izotop değerleri, atomların hangi canlıdan (bir bitkiden ya da hayvandan) türediğine, bu canlının o atomu nasıl kendi bünyesine aldığına, örneğin bir bitkinin fotosentez reaksiyonunun işleyişine, bir hayvanın beslenme türüne ilişkin veri sunmaktadır.

Biyosferdeki organik karbonun neredeyse tümü fotosentezle üretilen malzemenin türemektedir. Bir diğer karbon kaynağı, biyosferden bağımsız olarak, güneş ışığı kullanılarak kimyasal reaksiyonlarla “kemosentetik” olarak, bakteriler tarafından üretilen organik malzemedir. Yukarıda da bahsedildiği gibi, reaksiyon hızı daha yüksek olduğundan, en çabuk tüketilen karbon izotopu <sup>12</sup>C'dir. Bu yüzden gerek fotosentezle biyosferde, gerek kemosentetik olarak bakterilerce üretilen organik malzemenin karbon bileşenleri, oluşumlarında öncelikli olarak <sup>12</sup>C atomu kullanıldığından izotopik olarak çok hafiftirler.

Karasal bitkilerdeki karbon izotop değerleri, fotosentezin kimyasal özelliklerine göre değişmektedir. Bitkiler C3 (ilk karbon bileşiminde 3 karbon atomu kullananlar) ve C4 (ilk karbon bileşiminde 4 karbon atomu bulunduranlar) olarak iki gruba ayrılırlar. C3 bitkilerinin izotopik oranları -19 ‰ ile -33 ‰ arasında değişmektedir. C4 grubu bitkilerin değerleri -9 ‰ ile -18 ‰ arasında yer alır. Çözülmüş CO<sub>2</sub> kullanarak fotosentez yapan phytoplanktonların değerleri ise -14 ‰ ile -30 ‰ arasındadır (Şekil 4-32).



Şekil 4-32: Farklı ortamlar ve canlılara ait  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri.

Bu değerlerin hesaplanmasında, araştırma alanlarına göre farklı birimler ve farklı referans malzemeler kullanılmaktadır.

Kullanılan birimlerden biri ppm'dir. Ancak ölçülen değerlerin kesinlikle doğru olduğu durumlarda tercih edilmekte ve zenginleşme karşılaştırmaları yapılırken, genellikle kullanılmamaktadır. Standart bir malzemeye dayanarak yapılan ölçümlerde ve özellikle jeolojik araştırmalarda tercih edilen "δ", doğal olarak zenginleşmiş malzemelerin izotop oranlarındaki küçük değişimleri ifade etmekte kullanılmaktadır. Biyomedikal çalışmalarda ise yapılan izotop ölçümleri "APE" (Atom Percent Excess) cinsinden ifade edilmektedir.

Jeolojik çalışmalarda kullanılan ve δ ile ifade edilen duraylı karbon izotop değerleri, R ile gösterilen, bir oranla hesaplanmaktadır (Rayleigh, 1896). Ağır izotopun hafife oranlanmasıyla bulunan bu değer ( $R = \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}$ ), farklı izotopların doğadaki bolluk oranları arasında büyük farklar olması nedeniyle pratikte kullanılmamaktadır.

Bunun için kullanılan en uygun bağıntı aşağıda verilmiştir (Rayleigh, 1896).

$$\delta = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{örnek}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{standart}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{standart}}} \times 1000$$

Bu değer, karbon için R değeri 0,011238 olan uluslar arası PDB standardına göre ifade edilmektedir. PDB standardı, Güney Carolina'daki Üst Kretase yaşı PeeDee Formasyonundaki belemnite fosiline (*Belemnitella americana*) dayanmaktadır (Şekil 4-33). Su için SMOW (Standart Mean Ocean Water), kükürt için CDT (Canyon Diablo Triolite) ve azot için atmosferik N<sub>2</sub> kullanılmaktadır.



Şekil 4-33: *Belemnitella americana* fosili

Yüksek miktarda <sup>13</sup>C içeren örnekler, pozitif δ<sup>13</sup>C değerlerine sahiptir ve “izotopik olarak zenginleşmiş” olarak ifade edilirler. Düşük miktarda <sup>13</sup>C içerenler ise negatif ve izotopik olarak fakirdirler. Örneklerdeki <sup>13</sup>C miktarının artması, o örneğin <sup>13</sup>C izotopunca ağırlaştığı anlamına gelmektedir.

### **Karbon İzotoplarını Etkileyen Faktörler ve Aksu Kesitindeki Değişimleri**

Küresel eventlerde görülen kitlesel yok oluşlarda, biyolojik üretimin kesintiye uğraması, karbon izotop değerlerinin hafifleşmesine neden olmaktadır. Canlıların toplu ölümlerinde, bünyelerindeki karbon atomları serbest kalır ve okyanuslara çözülmüş karbon olarak katılır. İzotopik olarak daha hafif olan bu karbonlar, buradaki organizmaların kavrılarının yapıtaşı olarak kullanılırlar. Canlı sayısı arttığında, ortamdaki hafif olan <sup>12</sup>C izotopunun kullanımı da artar ve bu izotop tükendiğinde, ağır olan <sup>13</sup>C izotopu kullanılmaya başlar. Bu sebeple, ölçümlerle ulaşılan izotop değerlerinin ağırlaşması, ortamda biyolojik üretimin arttığına, <sup>12</sup>C'nin tüketildiğine ve canlıların bünyelerine <sup>13</sup>C izotopunu aldıklarına işaret edebilmektedir (Hoefs, 1997).

Biyostratigrafik olarak konodont zonlarından rhenana'yı içeren, dolayısıyla Alt Kellwasser Eventi'nin etkilerinin beklendiği Aksu kesitinde, biyolojik üretimdeki değişimlerin saptanması için toplam 12 örnekte organik karbon izotop analizi yapılmıştır. Analizi yapılacak örnekler, farklı seviyeleri temsil etmesine dikkat edilerek, TOC değerleri %0,2'nin altında olmayacak şekilde seçilmiştir. Seçilen örnekler birinin silttaşı olması dışında, tümüyle şeyldir. Ayrıca DEVEC projesi kapsamında, Kocadere-B kesitinde ölçülen ve Aksu kesitinin kapsadığı 4 örneğe ait karbon izotop değerleri de değerlendirmeye katılmıştır.

Karbon izotop oranının değişimi biyolojik üretimin yanı sıra diğer bazı faktörler tarafından da kontrol edilebilmektedir. Bu faktörler sırasıyla;

Organik madde türü

Deniz seviyesindeki değişimler (Östatik değişimler)

Organik maddenin olgunluğu

Organik maddenin korunumu'dur (Bowen , 1991; Hoşgörmez, 2001).

Bu faktörlerden organik madde türü ve deniz seviyesi değişimi birincil veya oluşum ortamındaki faktörler olmasına karşın, organik madde olgunluğu ve korunumu ikincil etkiler olarak izotop bileşimini değiştirmektedir.

Organik madde türü değişimi karbon izotop bileşiminin de değişmesine neden olmaktadır. Aksu kesitindeki organik madde türü Tmax ve HI değerlerinden yararlanılmadığı için saptanamamıştır. Ancak Aksu kesitinin litolojik özellikleri, çökme ortamı ve kalınlığı göz önünde bulundurulduğunda, organik madde türünün kesit boyunca önemli değişimler göstermediği kabul edilebilir. Bu kabule göre, organik madde türündeki değişim, organik karbon izotop bileşimini etkilememiş olmalıdır.

46 metre kalınlığındaki kesitte, olgunlaşmanın değişmeyeceği ve bu nedenle olgunlaşmanın da örnekler arasında belirgin bir izotop farklılığına neden olmayacağı kabul edilmiştir. Sonuç olarak izotop bileşimindeki değişimler biyolojik üretim, deniz seviyesi değişimleri ve organik maddenin korunumu açısından değerlendirilmiştir.

Aksu kesitine ait örneklerin izotop değerleri -30,1 ‰ ile -22,95 ‰ arasında değişmektedir. Organik karbon izotop değerlerinin kesit boyunca genel eğiliminden farklı sapmalar gösterdiği seviyeler, 17,2, 19,5, 36,3, 37. ve 41. metrelerdir (Şekil 4-34).

Bu seviyelerin ilki olan 17,2. metrede -30,1 ile karbon izotopu en hafif değerine ulaşmaktadır. Diğer seviyelerde ise -24,8, -26,41, -23,99, -22,95 değerleri ile ağırlaşmaktadır.

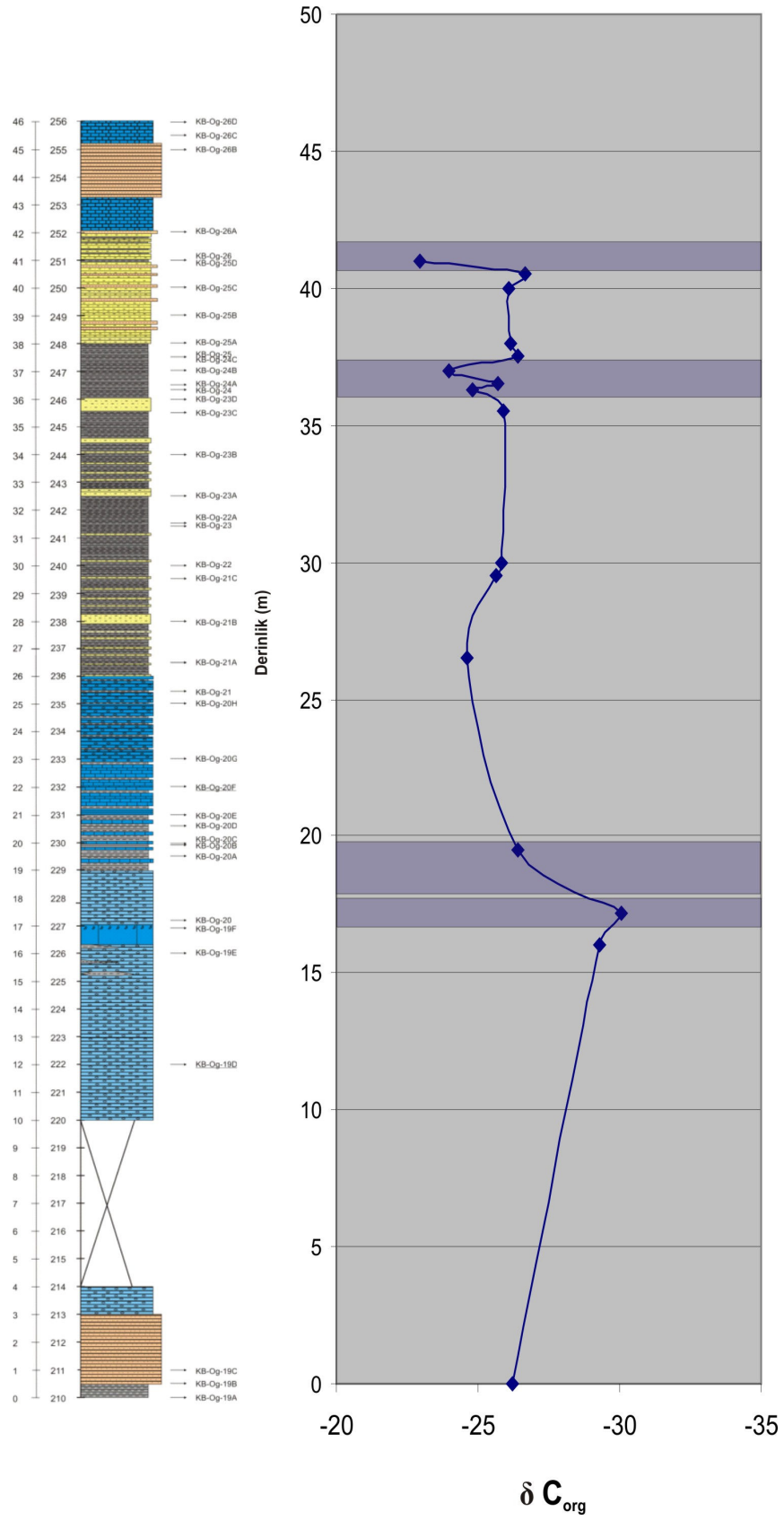
Tablo 12: Aksu kesitinden derlenmiş 16 örneğe ait  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  değerleri.

Örnek No	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰)	Derinlik (m)
KB-Og-19 A	-26,21	0
KB-Og-19 E	-29,32	16
KB-Og-20	-30,1	17,2
KB-Og-20 A	-26,41	19,5
KB-Og-21 A	-24,61	26,5
KB-Og-21 C	-25,61	29,5
KB-Og-22	-25,8	30
KB-Og-23 C	-25,91	35,5
KB-Og-24	-24,8	36,3
KB-Og-24 A	-25,72	36,5
KB-Og-24 B	-23,99	37
KB-Og-24 C	-26,39	37,5
KB-Og-25 A	-26,14	38
KB-Og-25 C	-26,08	40
KB-Og-26	-26,7	40,5
KB-Og-25 D	-22,95	41

$^{12}\text{C}$ , reaksiyon hızı  $^{13}\text{C}$ 'e oranla fazla olduğundan, çok daha çabuk tepkimeye girmektedir. Buna bağlı olarak ortam derinleştikçe deniz suyunda çözülmüş  $^{13}\text{C}$  miktarı artmakta, canlıların bünyelerine daha ağır olan  $^{13}\text{C}$  izotopu alınmakta,  $^{12}\text{C}$  miktarı ise azalmaktadır. Bir başka deyişle, ortam derinleştikçe organik karbon izotop değerleri ağırlaşmakta, sığlaştıkça ise hafifleşmektedir. Aksu kesitinde, izotop değerlerinin farklılık gösterdiği seviyelerdeki Ti/Al ve Zr/Al değerlerine bakıldığında, değerlerin ağırlaştığı seviyeler 36,3, 37 ve 41. metrelerde titanyum ve zirkon değerlerinde artış görülmektedir. Deniz seviyesi düşüşüne işaret eden bu değişim, bu seviyede izotopça ağırlaşmanın deniz seviyesi değişimine bağlı olarak gelişmediğini düşündürmektedir. 19,5. metredeki ağırlaşmaya ve 17,2. metredeki hafifleşmeye karşılık gelen herhangi bir deniz seviyesi değişimi ise saptanamadığından bu seviyelerdeki hafifleşme ve ağırlaşmaya deniz seviyesi değişiminin neden olup olmadığı saptanamamıştır.

Organik malzemenin korunma koşullarına baktığımızda, disoksik ve anoksik ortam koşullarını yansıtan örneklerin varlığına karşın, kesit genelinde oksik ortam koşullarının daha baskın olduğu görülmektedir. Aksu kesitinde disoksik ve anoksik özelliklere sahip olduğu düşünülen altı farklı seviye belirlenmiştir. Bu seviyeler 12, 16,9, 28, 32,5, 36 ve 40. metrelerdir. Karbon izotop değerlerindeki farklılaşmaların görüldüğü seviyelerden 17,2, 36,3 ve 37. metreler, oksijence fakirleşmiş bu seviyelere yakındır. Ancak, ortamın disoksik veya anoksik olmasıyla korunmanın da artmasının beklendiği 17,2. metrede izotop değerleri beklenenin aksine hafifleşmektedir. 19,5. metredeki ağırlaşma ise oksik koşullara karşılık gelmektedir. Anoksik koşulları yansıttığı belirlenen 36. metreye yakın olan 36,3 ve 37. metrelerdeki izotop değerleri, korunma sonucu gelişebilecek bir zenginleşme göstermektedirler. İzotop değerlerinde ağırlaşmanın görüldüğü son seviye olan 41. metrede ise disoksik veya anoksik koşullar tespit edilmemiştir. Deniz seviyesi değişimine bağlı olarak ağırlaşmadığı kabul edilen bu değer disoksik veya anoksik koşullardan da etkilenmediği düşünülmektedir.

Örneklerin biyolojik üretimin etkisiyle,  $^{13}\text{C}$  izotopunca ağır oluşları, bu dönemlerde ortamdaki  $^{12}\text{C}$  izotopunun tükenmesiyle  $^{13}\text{C}$  izotopunun kullanımının arttığına işaret etmektedir.  $^{12}\text{C}$  izotopundaki aşırı tüketim, ortamdaki biyolojik üretimin, dolayısı ile canlı sayısının arttığı anlamına gelebilmektedir (Hoefs, 1997). Bu nedenle 19,5 (-26,41), 36,3 (-24,8 ‰, ) 37 (-23,99 ‰) ve 41.(-22,95 ‰) metrelerde görülen ağırlaşmanın biyolojik üretimin arttığına işaret ettiği düşünülebilir. 17,2. (-30,1) metredeki en hafif izotop değeri ise bu seviye için ortamda daha üst seviyelere oranla daha fazla  $^{12}\text{C}$ 'nin kullanımda olduğunu göstermektedir. Bu durum ortamdaki canlı sayısının daha az olmasıyla açıklanabilmektedir. Tüm bu farklılaşmalar, biyolojik üretimdeki değişimlerin bir göstergesi olabilirse de yukarıda tartışılan deniz seviyesi ve disoksik/anoksik ortam koşullarının etkisi nedeniyle, biyolojik üretimin arttığına işaret eden en güvenilir seviyenin 41.metre olduğu düşünülmektedir.



Şekil 4-34: Aksu kesitine ait 16 örnekte ölçülen <sup>13</sup>C izotopu değerlerinin derinliğe bağlı değişimleri.

#### 4.2.5.4 Diğer Jeokimyasal Göstergelere Göre Besin ve Biyolojik Üretimdeki Değişimler

TOC miktarındaki değişimler biyolojik üretime ilişkin veri sunsa da, organik madde korunmasının farklı parametrelerce kontrol ediliyor oluşu, bu verinin doğrudan kullanılmasını engellemektedir. Küresel event çalışmalarında, biyolojik üretim göstergesi olarak yaygın bir şekilde kullanılan başlıca elementler baryum, fosfor (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> olarak) nikel, bakır ve silisyum (SiO<sub>2</sub> olarak)'dur (Schmitz vd., 1997; Riquier vd., 2006; Tribovillard vd., 2006). Bu çalışmada biyolojik üretim miktarındaki değişimleri saptamak için Ba ve P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> elementleri kullanılmıştır.

Baryum, denizel çökellerde plajioklas taneleri ve barit formunda bulunmaktadır (Tribovillard vd., 2006). Yüzey suyundaki otojenik baryum ise biyolojik süreçlerle ilişkilidir. Güçlü sülfat indirgen koşulların olmadığı çökellerdeki biyojenik barit ve organik malzeme arasında görülen bağlantı, biyojenik baryum ve bariti paleoüretkenlik göstergesi yapmaktadır (McManus vd., 1998; Cardinal vd., 2005; Sanchez-Vidal vd., 2005; Tribovillard vd., 2006). Bir başka deyişle, çökellerde, biyolojik üretim ve besin miktarı değişimleri hakkında fikir veren başlıca göstergelerden biri baryumdur. Ancak baryumun çökel içine barit olarak taşınmış olması gerekmektedir. Biyojenik baryumun hesaplanmasında kullanılan ve yaygın olarak kabul gören bağıntı yine alüminyum normalizasyonuna dayanmaktadır (Schmitz vd, 1997; Racki vd., 2001; Pujol vd., 2006).

$$Ba^* = Ba/Al_2O_3 \times 15\%$$

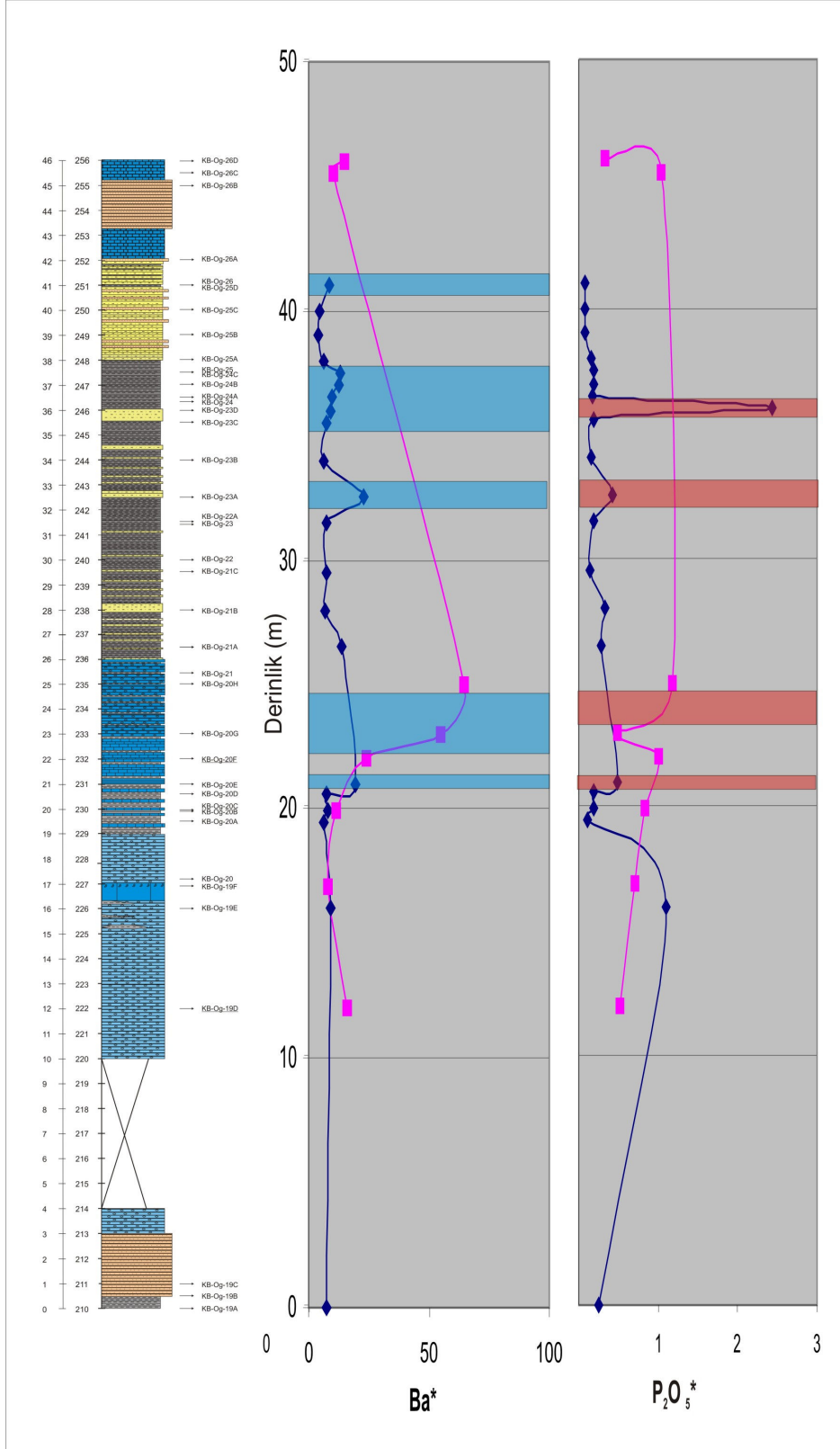
Bu bağıntıya göre hesaplanan değerlere göre baryumdaki en güçlü değişim, biyolojik üretkenliğin artışı yönünde 21. metrede başlamış, en yüksek seviyesine 25. metrede ulaşmıştır. Artışın başladığı ve devam ettiği 22 ve 25. metreler arası kireçtaşı örneklerine karşılık gelmektedir. Baryumun çökeller içinde bulunuşunun şeyl>kumtaşı>kireçtaşı olduğu göz önünde bulundurulduğunda, bu artışın genel gidiş içerisinde farklılık gösterdiği görülmektedir. Baryumdaki ikinci belirgin artış, 32,5. metrede, bir silttaşına karşılık gelmektedir. Son artışlar ise 35,5-37,5 metreler arasındaki 2 metrelik silttaşı-şeyl seviyesi ile 41. metreye karşılık gelmektedir. Litolojiden bağımsız olduğu düşünülen bu değişimler Şekil 4-35'da mavi alanlarla belirtilmiştir.

Biyolojik üretimin göstergesi olan bir diğer element fosfordur (Schmitz vd, 1997; Racki vd., 2001; Pujol vd., 2006). P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>'in baryumda olduğu gibi alüminyum normalizasyonuna dayanan hesaplaması

$$P_2O_5^* = P_2O_5 / Al_2O_3 \times 15\%$$

bağıntısına göre yapılmaktadır (Schmitz vd, 1997). P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 'in kesit boyunca farklı litolojilere göre değişimi, baryumla beraber Şekil 4-35'da kırmızı alanlarla belirtilmiştir. Buna göre fosfordaki artışlar 21. metrede seyl-silttaşı, ve 23-25 metreler arasında kireçtaşı, 32,5 ve 36. metrelerde ise seyl-silttaşı seviyelerinde gerçekleşmiştir. Fosfordaki artışların tümü, baryumun arttığı seviyelerle uyumludur.

Yakın zamanda yapılan birçok çalışmada, nikel ve bakırın çökeller içine taşınmasının da organik madde ile ilişkili olduğunu savunulmaktadır (Riboulleau et al., 2003; Algeo ve Maynard, 2004; Tribovillard et al., 2005). Nikel ve bakır, çökel içindeki varlığını, tüm organik madde remineralize olsa dahi sürdürmektedirler. Birçok yazara göre, Ni/Al ve Cu/Al oranlarındaki artış, besin ve dolayısıyla biyolojik üretimin de arttığına dair bir kayıt sunmaktadır (Riboulleau et al., 2003; Algeo ve Maynard, 2004; Riquier vd., 2006). Bu sonuca, birçok örnekte, özellikle TOC ile bu iki elementin gidişlerinin uyum göstermesiyle varılmıştır. Ancak nikel ve bakır, redoks koşullarına karşı hassas elementler olduğundan, organik maddenin korunmasına imkan sağlayan disoksik ve anoksik koşullarda zenginleşmeleri olağan kabul edilmiş ve bu çalışmada biyolojik üretim yorumlarında kullanılmamışlardır.



Şekil 4-35: Ba\* ve P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> değerlerinin Aksu kesiti boyunca değişimleri.

## 5 TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Kellwasser Eventi, Üst Frasnien’de ve Frasnien-Famenien geçişinde iki adımda ve küresel ölçekte meydana gelmiş; birçok canlı türünü etkileyip kitlesel yok oluşlara neden olmuş ve dünya üzerinde Üst Devonien yaşlı birçok istifte ayrıntılı olarak çalışılmış/çalışılmaktadır. Bu eventin Türkiye’de Feke (Adana)’yoresindeki Üst Devonien yaşlı istiftteki olası etkilerinin incelenmesine dayalı bu çalışmada, bu eventin etkili olduğu düşünülen bir kesimde ölçülen kesitin litolojik, mineralojik ve jeokimyasal özelliklerinin 46 metre boyunca değişimleri incelenmiştir.

Uluslar arası birçok çalışmada daha çok biyostratigrafik olarak incelenen Kellwasser eventi, bu çalışmada “lito-event” yaklaşımıyla ele alınmış, bu evente neden olduğu tartışılan birçok parametrenin değişimlerinin saptanması için çökel kayıtlarından yararlanılmıştır.

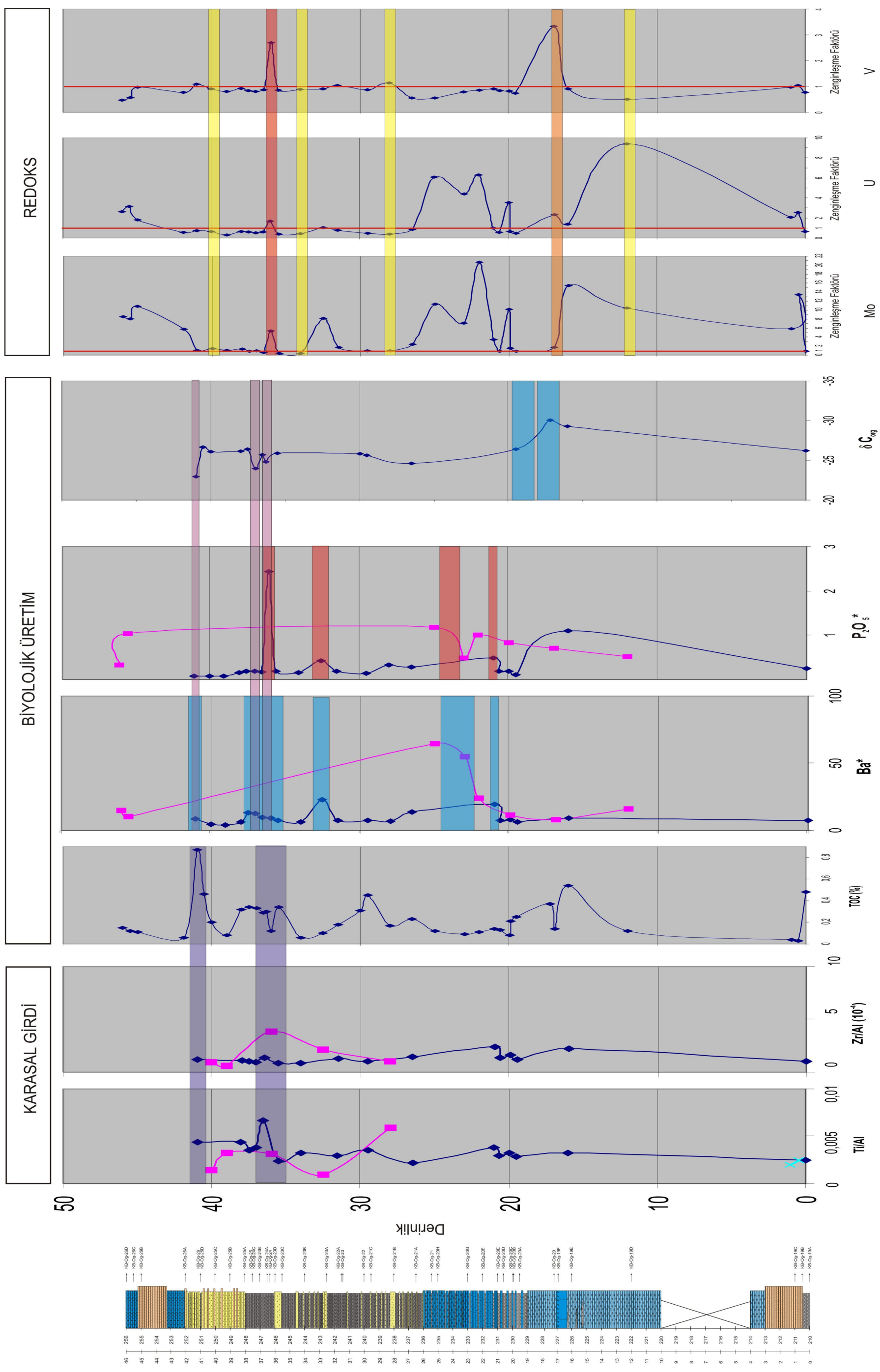
Bu bölümde, derlenen tüm veriler, bu bölümde litoloji, deniz seviyesi, biyolojik üretim ve redoks koşullarının kesit boyunca değişimlerine göre bir arada tartışılacaktır.

Kellwasser Eventleri’nin stratigrafik konumları, en sağlıklı şekilde, konodont zonlarına göre belirlenebilmektedir. Bu zonlara göre Üst Kellwasser Eventi Frasnien-Famenien geçişinde, *Palmatolepis linguiformis* - *Pa. triangularis*; Alt Kellwasser Eventi ise Üst *rhenana*’ya karşılık gelmektedir. Aksu kesitinde DEVEC projesi kapsamında yapılan paleontolojik çalışmalarda, 0-46 metreler arasında, yalnızca 25. metreye ait bir örnekte *rhenana* zonu tanımlanmış ancak alt veya üst *rhenana* zonuna ait olup olmadığı belirlenememiştir. Brachiopodlarda yapılan tayinler ise Üst Frasnien yaşını vermektedir. Bu verilere göre Aksu kesitinin Frasnien-Famenien geçişini içermediği düşünülmektedir. İçerdiği *rhenana* zonuna dayanarak, Alt Kellwasserden etkilenmiş olabileceği düşünülen kesitte, bu etkilerin var olabileceği seviyenin, *rhenana* zonunun neresinde bulunduğu tam olarak bilinmediğinden, ancak kesit boyunca değişimleri incelenen diğer parametrelere göre öngörülmesi yaklaşımı denenmiştir. Bu nedenle, Kellwasser Eventleri’nin dünya üzerindeki örneklerinde, siyah şeyl ve kireçtaşlarıyla karakterize edildiğine dayanarak, öncelikle kesitin bu tür makrolitolojik belirteçleri içeren ve benzer litolojiyi gösteren, 26-42 metreler arasındaki 16 metrelik kısmına odaklanılmıştır. Elde edilen diğer veriler, öncelikle bu seviyeyle karşılaştırılmıştır.

Kellwasser Eventi'nin oluşum nedenlerine dair birçok fikir öne sürülmüştür. Özellikle deniz seviyesi değişimlerine yönelik yapılan çalışmaların birçoğunda Kellwasser seviyelerinde deniz seviyesinin yükseldiği savunulmuştur (Sandberg vd., 1988a; Racki vd., 2001; Pujol vd., 2006). Daha az sayıda yayında ise bu seviyelerde belirgin bir çökmezliğin, östatik bir düşüşün bulunduğunu belirtilmiştir (Mountjoy ve Becker, 1996, 2000; Muchez vd., 1996; Piecha, 2001)

Aksu kesitinde, deniz seviyesi değişimlerini belirlemek için kullanılan göstergeler, (alüminyumla normalize edilmiş ve karasal kırıntılı miktarındaki artışa işaret eden) titanyum ve zirkon elementlerinin kesit boyunca değişimleri incelendiğinde, farklı litolojilere göre sınıflandırılmamış değerlere göre beş farklı deniz seviyesi değişimi görülmüştür. Ancak bu seviyelerin hepsi birer kireçtaşı örneğine karşılık geldiğinden ve çökel kayalarda Ti ve Zr elementlerinin bolluk sıralaması kireçtaşı < kumtaşı < şeyl olduğundan, kireçtaşlarındaki bu artışın deniz seviyesi değişimleri için güvenilir veri sunup sunmadığı yeniden tartışılmıştır. Artışların görüldüğü seviyelerden bir öncekilere bakıldığında, kireçtaşlarına geçerken Ti ve Zr değerleri büyük bir değişim göstermezken, Al değerlerinin oldukça düştüğü, bunun da farklı litoloji aralanmalarında Al normalizasyonu ile elde edilen verinin yanıltıcı olmasına sebep olduğu saptanmıştır. Buna dayanarak her litoloji kendi içinde ayrı ayrı değerlendirilmiştir. Kesit boyunca yeterli sıklıkta çökelmemiş kumtaşları ve diğer litolojilere göre beklenenden yüksek değerler aldığı görülen kireçtaşları, deniz seviyesi değişimlerinin yorumlanmasında kullanılmamıştır. Tane boyu yakınlığı ve kesit boyunca diğer litolojilere göre daha kesintisiz veri sunduklarından, silttaşı ve şeyl seviyeleri, kesitin 26,5 – 41. metreleri arasındaki değişimleri göz önünde bulundurularak değerlendirilmiştir. Bu seviyelerde Ti ve Zr değerlerinin aynı anda artış gösterdiği seviyeler 35,5 – 37 metreler arası ve 41. metre olarak belirlenmiş, bu seviyelerin olası bir deniz seviyesi düşüşüne işaret ettiği saptanmıştır.

Biyolojik Üretim bölümünde de tartışıldığı gibi, kırıntılı malzeme miktarındaki artıştan negatif olarak etkilendiği bilinen TOC değerleri, Ti ve Zr grafikleriyle karşılaştırıldığında, 35,5 – 37 metrelerde, aralarında belirgin birer negatif korelasyon olduğu görülmüştür. Buna göre Ti ve Zr değerlerindeki artışın, TOC miktarındaki azalmaya karşılık gelmesi, bu değerlerin ortama karasal kırıntı gelişini temsil ettiği fikrini desteklemektedir. Ancak 41. metrede karasal kırıntılı gelimindeki artışa rağmen



Şekil 5-1: Litoloji, karasal girdi, biyolojik üretim ve redoks koşullarına ait verilerin Aksu kesiti boyunca değişimlerinin karşılaştırılması.

TOC yüzdesi de artmaktadır. Redoks Koşulları bölümünde tartışıldığı gibi, anoksik olduğu belirlenen 40. metrenin hemen üzerinde yer alan bu seviyedeki TOC artışı, korunma koşullarının daha uygun hale gelmesinden çok, biyolojik üretimdeki artışa işaret etmektedir.

Kellwasser Eventlerinin oluşumuyla ilgili kabul gören görüşlerin en yaygını ise deniz seviyesi yükselimiyle, anoksik su kütlelerinin yaşam ortamlarını basmasıdır. Aksu kesitinde, su kütlelerinin oksijen içeriğini belirlemek için Mo, U ve V elementlerinin zenginleşme faktörlerinin kesit boyunca değişimleri kullanılmıştır. Bu göstergeler birbirleriyle yeterince uyum göstermediğinden ve tek başına kullanımları her zaman güvenilir sonuçlar vermediğinden, bu elementlere ve redoks belirteci diğer elementlere ait oranlar, oksijen seviyesi ve çapraz korelasyon sınıflamalarına göre ayrıca değerlendirilmiştir. Bunların sonucunda, örneklerin birçoğunun oksik ortam koşullarına sahip olduğu, kesit boyunca altı farklı seviyenin disoksik ve anoksik koşulları yansıttığı belirlenmiştir (Şekil 5-1).

Kellwasser Eventleri'ne neden olduğu düşünülen bir diğer durum, biyolojik üretimin artmasıdır. Devonyen sonunda çeşitliliklerinin zirvesine ulaşan birçok canlı türündeki artışın, aynı zamanda bu biyolojik zenginliğin sonunu getirmiş olabileceği de tartışılmaktadır. Biyolojik üretimdeki artışın, birincil olarak karbon döngüsünü etkilediği ve bir küresel soğumaya neden olduğu, savunulan yaygın görüşlerden biridir. Aksu kesitinde, biyolojik üretimdeki değişimleri gözlemlemek için organik karbon izotoplarından yararlanılması uygun bulunmuştur. Bu uygulamanın sağlıklı yapılabilmesi için, TOC yüzdeleri 0,2 ve üzerinde olan örnekler seçilmiştir.

Bu değerlendirme sonucunda, karbon izotop değerlerinin 17,2, 19,5, 36,3, 37 ve 41. metrelerde genel eğilimden farklı değerler aldığı görülmüştür. Biyolojik üretimin yanı sıra, deniz seviyesi değişimleri ve ortamdaki korunma koşullarının da kontrolünde olan karbon izotop değerlerinin, İzotop Jeokimyası bölümünde de tartışıldığı üzere, bu seviyelerden ağırlaştığı 19,5, 36,3, 37 ve 41. metrelerde deniz seviyesindeki değişimlerin kontrolünde olmadığı düşünülmektedir. 36,3 ve 37. metrelerdeki ağırlaşmalar, 36. metrede saptanan anoksik ortam koşullarıyla ilişkili bulunmuştur. Bu seviyelerden 19,5 ve 41. metrelerdeki karbon izotop değerlerindeki artışın deniz seviyesi değişimleri ve korunma koşullarından bağımsız olarak, biyolojik üretimdeki artış sonucu geliştiği kabul edilmiştir. Ancak Şekil 5-1'de görüldüğü gibi, karbon izotop

değerlerindeki değişimler, diğer biyolojik üretim göstergeleri baryum ve fosforla karşılaştırıldığında, bu üç göstergeye ait aynı andaki artışların, biyolojik üretim için anlamlı bulunduğu seviyelerde izotop değerleriyle uyumlu oldukları görülmektedir. 36,3, 37 ve 41. metrelere karşılık gelen bu seviyeler Şekil 5-1'de mor alanlarla belirtilmiştir. Bu anlamda, kullanılan tüm biyolojik üretim göstergeleri bu seviyelerde birbirlerini desteklemektedir.

Tüm bu verilere dayanarak Kellwasser Eventi'nin Aksu kesitinde görülen olası etkilerine ilişkin aşağıdaki sonuçlara varılmıştır.

Doğu Toroslardaki Üst Devoniyen yaşlı bir istifin, Kellwasser Eventi'nin dünya üzerindeki diğer istiflerde sunduğu en belirgin litolojik özellik olan siyah şeyl ve kireçtaşları içeren 46 metrelik kesimi ölçülmüş ve örneklenmiştir.

Buna göre event belirteci olabilecek siyah şeyleri içeren seviyelerin, makrolitolojik incelemelerle 26-42. metreler arası olduğu belirlenmiştir.

Makrolitolojik olarak yapılan tanımlamalar, mineralojik bileşime dayalı XRD ve petrografik çalışmalarla da doğrulanmıştır.

Aksu kesitinde yapılan tüm litolojik ve jeokimyasal incelemelerin sonucunda deniz seviyesi değişimleri, redoks koşulları (dip suyunun oksijen seviyesi) ve biyolojik üretime göre belirgin farklılıklar gösteren seviyeler belirlenmiştir.

Karasal kıvrıntılı malzemeyi temsil eden ve deniz seviyesi değişimlerinin göstergesi kabul edilen Ti/Al ve Zr/Al değerleri, Aksu kesitinin iki farklı seviyesinde (35,5-37. arası ve 41. metreler) birbirleriyle uyumlu olarak artmışlardır. Alüminyumla normalize edilen titanyum ve zirkon değerleri ayrıca, organik karbon izotop bileşimlerinin deniz seviyesi değişimlerinden bağımsız olarak artıp artmadığı yorumunda kullanılmışlardır.

Titanyum ve zirkon elementlerinde aynı anda görülen değişimler yalnızca artış yönünde olduğundan, bu değişimler deniz seviyesindeki düşüslere yönelik yorumlanmış, Aksu kesitinde farklı dönemlerde gerçekleşmiş iki deniz seviyesi düşüşü saptanmıştır. Anoksik ortam koşulları ve biyolojik üretimin arttığı, dolayısıyla evente yönelik olası

değişimlerin bulunduğu seviyelerle, Ti ve Al değerlerinin birlikte arttığı seviyelerin birbirine karşılık geldiği görülmüştür.

Redoks göstergeleri V/Cr, U/Th ve Ni/Co, V/V+Ni gibi element oranları ve molibden, uranyum, vanadyum elementlerinin kesit boyunca değişimlerine göre altı farklı disoksik ve anoksik seviye saptanmıştır. Ancak bu seviyeler, birbirleriyle ardışık olmadığından, disoksik ve anoksik koşulların event süresince etkinlikleri kesinlik kazanmamaktadır. Yine de 36. ve 40. metrelerdeki disoksik ve anoksik seviyeler, biyolojik üretimin tüm göstergeleriyle beraber arttığı 37 ve 41. metrelere yakınlığıyla dikkat çekmektedir. Kellwasser Event'i'ne yönelik diğer çalışmalarda anoksik koşullara paralel arttığı görülen biyolojik üretim, Aksu kesitindeki artışlarla korele edilebilecek değişimler göstermektedir.

Biyolojik üretimin belirlenmesi için kullanılan göstergeler baryum ve fosfor elementleri ile organik karbon izotop değerleri aynı anda artışlar göstererek uyumlu bir veri sunmuşlardır. Bu artışlar 25. metrede saptanan rhenana zonunun daha üstünde 36,3, 37 ve 41. metrelere karşılık gelmektedir. Bu değerlerden ilk ikisi litolojik olarak kahverengimsi gri renkte, çatlaklı silttaşı tabakaları içeren, yeşilimsi gri, koyu gri-siyahımsı şeyllerden oluşan ve makrolitolojik özellikler bölümünde dikkat çekilen 26-42. metreler arasında yer almaktadır. 41. metre ise, yine bu metreler arasında, Aksu kesitinin son silttaşı-şeyl ardalanmasına karşılık gelmektedir. Her üç seviye de disoksik ve anoksik seviyelerin hemen üzerinde yer aldığından, bu koşullarla ilişkili bulunmuştur.

Aksu kesitinde, Alt Kellwasser Event'i'nin göstergesi olabilecek seviyeler, litolojik özellikler, fosil içeriği, anoksik koşullar ve biyolojik üretimdeki artış göz önünde bulundurulduğunda 36 ve 41. metreler arasında yer almaktadır. Schwab (1976)'ya göre şelf ortamındaki sediment çökelim hızı 0,05 mm/ yıl olarak alınabilir.

Bu hıza göre, şelf ortamında çökelen Aksu kesitindeki bu beş metrelik (5000 mm) kesimin çökme süresi:

$$5000_{\text{mm}} / 0,05_{\text{mm/yıl}} = 100.000_{\text{yıl}}$$

olarak hesaplanmıştır. Bu süre Schmidt kesitinde konodont zonlarının hiç görülmediği 5 cmlik seviyenin çökeldiği 12.500 yıl (Sandberg vd., 1988 a, b) ve tüm Kellwasser seviyesi için hesaplanan birkaç yüzbin yıllık (Schindler, 1990) sürelerle korele edilebilecek bir değer sunmaktadır.

## KAYNAKLAR

ALGEO, T.J., MAYNARD, J.B., 2004, *Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems*, Chem. Geol. 206, 289–318.

ALGEO, T.J., SCHWARK, L., HOWER, J.C., 2004, *High-resolution geochemistry and sequence stratigraphy of the Hushpuckney Shale (Swope Formation, eastern Kansas): implications for climato-environmental dynamics of the Late Pennsylvanian Midcontinent Seaway*, Chem. Geol. 206, 259–288.

ARTHUR, M.A., SAGEMAN, B.B., 1994, *Marine black shales: a review of depositional mechanisms and significance of ancient deposits*, Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 22, 499–551.

ARTHUR, M.A., SAGEMAN, B.B., 2004, *Sea-level control on source-rock development: perspectives from the Holocene Black Sea, the Mid-Cretaceous Western Interior Basin of North America, and the Late Devonian Appalachian Basin*, In: Harris, N. (Ed.), *The Deposition of Organic-Carbon Rich Sediments: Models, Mechanisms, and Consequences*. SEPM Spec. Public., vol. 82, pp. 35–59.

AVERBUCH, O., TRIBOVILLARD, N., DEVLEESCHOUWER, X., RIQUIER, L., MİSTIAEN, B., VAN VLIET-LANOË, B., 2005, *Mountain building enhanced continental weathering and organic carbon burial as major causes for climatic cooling at the Frasnian–Famennian boundary (ca 376 Ma BP)*, Terra Nova 17, 25–34.

AYHAN A., 1988, *Kozan Elmadağı (Adana) arasının jeolojisi (Doğu Toroslar-Türkiye)*, İst. Ün. Müh. Fak. Yerbilimleri Derg., 6 (1-2), 37-56.

BARNES, C., HALLAM, A., KALJO, D., KAUFFMAN, G., and WALLISER, O., 1996, *Global event stratigraphy*, in Walliser, O., ed., *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*: Berlin, Springer, p. 319–333.

BECKER, R. TH., 1993, *Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to lowermost Carboniferous global ammonoid diversity*, In House, M. R. (ed.) *The Ammonoidea: Environment Ecology, and Evolution Change*. Systematics Ass., Spec. Vol. 47, 115-163, Clarendon Pres, Oxford.

BERTRAND, P., SHIMMIELD, G., MARTINEZ, P., GROUSSET, F., JORISSEN, F., PUJOL, C.J., BOULOUBASSI, I., BUAT MENARD, P., PEYPOUQUET, J.P., BEAUFORT, L., SICRE, M.A., LALLIER-VERGES, E., FOSTER, J.M., TERNOIS, Y., 1996, *The glacial ocean productivity hypothesis: the importance of regional temporal and spatial studies*, Mar. Geol. 130, 1–9.

BIGEY, F. P. and CURIE, N., 1987, *Devonian Bryzoa and global events: A review*. 2. Internat. Symp, Devonian Syst., Abstr. p. 35, Calgary.

BLAKEY, R., <http://www.abdn.ac.uk/rhynie/geology.htm>, [Ziyaret Tarihi: 25 Mayıs 2007]

BLUMENTHAL, M.M., 1941, *Niğde, Adana vilayetleri dahilinde Toroslarm jeolojisine umumi bakış*, M.T.A. Enst. Derleme Rap., Ankara, No: 6, 49.

BOWEN, R. 1991, *Isotopes and Climate*, Elsevier Applied Science, London, 483 pp.

BRASIER, M. D. 1995, *The basal Cambrian transition and Cambrian bio-events (from Terminal Proterozoic extinctions to Cambrian biomes)*. - In: Walliser, O. H. (ed.) *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*: 113-118; Berlin (Springer).

BREWER, P. G., 1975, *Minor Elements in Sea Water* (Chap. 7) in Riley, J. P. and Skirrow, G. (eds.) *Chemical Oceanography*, 2nd Ed, Academic Press, London, New York, San Francisco, v. 1, p. 415-496.

BRUNN J.H., DUMONT J.F., DE GRACIANSKY P.C., GUTNIC M., JUTEAU T., MARCOUX J., POISSON A., 1971, *Outline of the geology of the Western Taurides in Geology and History of Turkey*, ed. A.S. Campwell, Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, 225-257.

BUGGISH W., 1991, *The global Frasnian-Famennian "Kellwasser" – Event* Geologische Rundschau 80, 49-72.

CALVERT, S.E., 1987, *Oceanographic controls on the accumulation of organic matter in marine sediments*, In: Brooks, J. And Fleet, A.J. (eds), *Marine petroleum source rocks*, p. 137-151.

CARDINAL, D., SAVOYE, N., TRULL, T.W., ANDRÉ, L., KOPCZYNSKA, E.E., DEHAIRS, F., 2005, *Variations of carbon remineralisation in the Southern Ocean illustrated by the Baxs Proxy*, Deep-Sea Res., Part 1, Oceanogr. Res. Pap. 52, 355–370.

CHEN, D., QING, H., LI, R., 2005, *The Late Devonian Frasnian-Famennian (F/F) biotic crisis: Insights from  $\delta^{13}C_{carb}$ ,  $\delta^{13}C_{org}$  and  $^{87}Sr/^{86}Sr$  isotopic systematics*, Earth and Planetary Science Letters, 235, 151-166.

CHLUPÁČ, I. AND KUKAL, Z., 1988, *Possible global events and the stratigraphy of the Barrandian Paleozoic (Cambrian-Devonian, Czechoslovakia)*, Sborník geologických věd, Geologie, 43: 83-146. Praha.

COCBAIN, A. E., 1988, *The distribution of Stromatoporoids in the Frasnian and Famennian*. 5. Internat. Symp, Fossil Cnidaria V., Abstr., p 32, Brisbane.

COCKS, L.R.M., and FORTEY, R.A., 1988, *Lower Paleozoic facies and faunas around Gondwana*: in Audley-Charles, M.G., and Hal-Lam, A., eds., *Gondwana and Tethys*, Geol. Soc. Spe. Publ., 37, 183-200.

- COPPER, P., 1977, *Paleolatitudes in the Devonian of Brazil and the Frasnian-Famennian mass extinction*, Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol. 21, 165-207, Amsterdam.
- DEMAISON, G.J., MOORE, G.T., 1980. *Anoxic environments and oil source bed genesis*. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 64, 1179–1209.
- DEMİRTAŞLI, E., 1967, *Pınarbaşı-Sarız-Mağara ilçeleri arasındaki sahanın litostratigrafi birimleri ve petrol imkânları*, M.T.A. Enst. Derleme Rap., 4389, Yayınlanmamış.
- DEVLEESCHOUWER, X., HERBOSCH, A., PREAT, A., 2001, *Microfacies, sequence stratigraphy and clay mineralogy of a condensed deep-water section around the Frasnian/Famennian boundary (Steinbruch Schmidt, Germany)*, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 181 171-193.
- EBERT, J., 1993, *Globale events im Grenz-Bereich Mittel-/Oberdevon*, Gött. Arb. Geol. Paläontol. 59, pp. 1–106.
- EDER, W., ENGEL, W., RANKE, W., LANGESTRASSEN, F., WALLISER, O. H. AND WITTEN, W., 1977, *Überblick über die Palaogeographische Entwicklung des östlichen Rhenischen Schiefergebirges*. Exk.-Führer Geotagung '77, I, ExkA, 2-11, Göttingen.
- ESPITALIÉ, J., DEROO, G., MARQUIS, F., 1986. *La pyrolyse Rock-Eval et ses applications, 3ème partie*, Rev. Inst. Fr. Pet. 41, 73–89.
- ESPITALIÉ, J., LAPORTE, J. L., MADEC, M., MARQUIS, F., LEPLAT, P., PAAUULET, J., BOUTEFEU, A., 1977, *Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution*. Rev. Inst. Fr. Pét. v. 32, p. 23-42.
- FARSAN, N. M., 1994, *Tentaculiten: Ontogenese, Systematik, Pylogenese, Biostratonomie und Morphologie*, Abh. Senckenberg. naturf. Ges. 547, 128 pp., Frankfurt/Main.
- FEIST, R., SCHINDLER, E., 1994, *Trilobites during the Frasnian Kellwasser Crisis in European Late Devonian cephalopod limestones*, Cour. Forschungsinst. Senckenberg 169, 195–223.
- FUCHS, A., 1987, *Conodont biostratigraphy of the Elbingerode Reef Complex, Hartz Mountain*. Acta Geo. Polonica 37, 33-50, Warszawa.
- GROOS-UFFENORDE, H., and SCHINDLER, E., 1990, *The effect of global events on entomozoacean Ostracoda*. In: Whatley, R. and Maybury, C. (eds), *Ostracoda and Global Events*. 101-112, Chapman and Hall, London.
- GÜVENÇ T., DEMİREL İ. H. Ve TEKİNLİ U. K., 1994, *Lavrasya ve Gondwana arasında kalan Orta Doğunun Üst Paleozoyik paleocoğrafyası ve Paleozoyik Stratigrafisi*, Türkiye 10. Petrol Kongresi ve Sergisi Bildirileri, 94-111.

HATCH, J.R., LEVENTHAL, J.S., 1992, *Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas*, U.S.A. Chem. Geol. 99, 65–82.

HOEFS, J., 1997, *Stable isotope geochemistry*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

HOŞGÖRMEZ, H., 2001, *Trakya Trakya Havzası ve Batı Karadeniz Bölgesi doğal gaz zuhurlarının kararlı izotop jeokimyası yöntemi ile incelenmesi*, Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.

HOUSE, M. R. 1985, *Correlation of mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations*, Nature, 313, 17–22.

<http://www.devoniantimes.org/opportunity/massExtinction.html>, [Ziyaret Tarihi: 15 Nisan 2007]

HUC, A.Y., 1988, *Aspects of depositional processes of organic matter in sedimentary basins*. In: Mattavelli, L. And Novelli, L.,(eds): *Advances in organic geochemistry 1987*, Org. Geochem., v. 13, p. 263-272.

JOACHIMSKI, M.M., PANCOST, R.D., FREEMAN, K.H., OSTERTAG-HENNING, C., BUGGİSCH, W., 2002, *Carbon isotope geochemistry of the Frasnian–Famennian transition*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 181, 91–109.

JOACHIMSKI, M.M., VAN GELDERN, R., BREİSİG, S., BUGGİSCH, W., DAY, J., 2004, *Oxygen isotope evolution of biogenic calcite and apatite during the Middle and Late Devonian*. Int. J. Earth Sci. 93, 542–553.

JONES, B., MANNING, D.A.C., 1994, *Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones*. Chem. Geol. 111, 111–129.

KALVODA, J., 1986, *Upper Frasnian and Lower Tournaisian events and evolution calcareous Foraminifera – close links to climatic changes*. Lecture Notes Earth Sci. 8, 225-236, Springer, Berlin, Heidelberg New York.

KAUFFMAN, E.G., and M.B. HART, 1995, *Cretaceous bio-events*, In O.H. Walliser (ed.), *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*; Berlin, Springer, p. 285-312.

KNOLL, A.H., 1986, *Patterns of change in plant communities through geological time*, In: Diamond, J., Case, T.J. Eds., *Community Ecology*. Harper and Row, New York, pp. 126– 141.

KRAUSKOPF, K. B.: 1985, *Introduction to Geochemistry*, McGraw-Hill, Singapore.

LETHIERS, F. and FEIST, R., 1991, *La crise des ostracodes benthiques au passage Farasnian-Famennien de Coumiac (Montagne Noire, France meridionale)*. C. R. Acad. Sci. Paris 312, Serie II, 1057-1063.

- LYONS, T.W., WERNE, J.P., HOLLANDER, D.J., MURRAY, R.W., 2003, *Contrasting sulfur geochemistry and Fe/Al and Mo/Al ratios across the last oxic-to-anoxic transition in the Cariaco Basin, Venezuela*. Chem. Geol. 195, 131–157.
- MC LAREN, D. J., 1970, *Time, Life, and boundaries*. J. Paleont. 44, 801-815, Tulsa.
- MCGHEE, G. R., Jr., 1981, *The Frasnian- Famennian extinction: A search for extraterrestrial causes*, Field Mus. Nat. Hist. 52, 3-5, Chicago.
- MCMANUS, J., BERELSON, W.M., KLINKHAMMER, G.P., JOHNSON, K.S., COALE, K.H., ANDERSON, R.F., KUMAR, N., BURDIGE, D.J., HAMMOND, D.E., BRUMSACK, H.-J., MCCORKLE, D.C., RUSHDI, A., 1998, *Geochemistry of barium in marine sediments: implications for its use as a paleoproxy*. Geochim. Cosmochim. Acta 62, 3453–3473.
- METİN S., 1984, *Doğu Toroslarda Develi-Saimbeyli arasının jeolojisi*, İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerb. Derg. 16 (1), 82-100.
- MEYERS, S., SAGEMAN, B., HINNOV, L., 2001, *Integrated quantitative stratigraphy of Cenomanian–Turonian Bridge Creek Limestone Member using evolutive harmonic analysis and stratigraphic modelling*. J. Sediment. Res. 71, 628–644.
- MORFORD, J.L., EMERSON, S., 1999, *The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments*, Geochim. Cosmochim. Acta 63, 1735–1750.
- MOUNTJOY, E., BECKER, S., 2000, *Frasnian to Famennian sea level changes and the Sassenach formation, Jasper Basin, Alberta Rocky Mountains*. In: Homewood, P., Eberli, G. (Eds.), Genetic Stratigraphy on the Exploration and the Production Scales: Case Studies from the Pennsylvanian of the Paradox Basin and Upper Devonian of Alberta. Elf EPeditions, Mem. 24, pp., 181-201.
- MOUNTJOY, E.W., BECKER, S., 1996, *A major sea-level fall at end of Frasnian (Upper Devonian) and rapid filling of the Jasper Basin, Sassenach Formation, Alberta Rocky Mountains*, Abstracts, AAPG and SEPM Annual Meeting 5, 102.
- MUCHEZ, P., BOULVAIN, F., DREESEN, R., HOU, H.F., 1996, *Sequence stratigraphy of the Frasnian-Famennian transitional strata: A comparison between South China and southern Belgium*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 123, 289-296.
- MURPHY, A.E., SAGEMAN, B.B., HOLLANDER, D.J., 2000, *Eutrophication by decoupling of the marine biogeochemical cycles of C, N, and P: a mechanism for the Late Devonian mass extinction*, Geology 28, 427– 430.
- NEWELL, N.D., 1967, *Revolutions in the history of life*. Geol. Soc. Am., Spec. Pap. 89, 63–91.
- OLIVER, W. A. JR., AND A. E. H. PEDDER. 1994, *Crises in the Devonian history of rugose corals*, Paleobiology, 20:178-190.
- ÖZGÜL, N., 1976, *Torosların bazı temel jeolojik özellikleri*, T.J.K. Bül. 19, 65-78.

- ÖZGÜL, N., 1983, *Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides*, International Symposium on Geology of the Taurus Belt., Edt, Tekeli O. And Göncüoğlu M. C., Ankara, 77-90.
- ÖZGÜL, N., KOZLU H., 2002, *Kozan-Feke (Doğu Toroslar) yöresinin stratigrafisi ve yapısal konumu ile ilgili bulgular*, T.P.J.D. Bül. 14 (1), 1-36.
- ÖZGÜL, N., METİN S., ERDOĞAN B., GÖGER E., BİNGÖL I. and BAYDAR O., 1973, *Cambrian-Tertiary rocks of the Tufanbeyli region, eastern Taurus, Turkey*, Bulletin of the Geological Society of Turkey 16: 82-100.
- PEDERSEN, T.F., CALVERT, S.E., 1990, *Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks?* AAPG Bull. 74, 454-466.
- PETERS, K.E., 1986, *Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis*, A.A.P.G. Bull., 70, 3, S.318-329.
- PIECHA, M., 2001, *A considerable hiatus at the Frasnian/Famennian boundary in the Rhenish shelf region of northwest Germany*, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 181, 195-211.
- PIPER, D.Z., PERKINS, R.B., 2004, *A modern vs. Permian black shale-the hydrography, primary productivity, and water-column chemistry of deposition*. Chem. Geol. 206, 177-197.
- PUJOL, F., 2005, *Chemostratigraphy of some key European Frasnian-Famennian boundary sections (Germany, Poland, France)*, PhD. thesis, Universität Karlsruhe.
- PUJOL, F., BERNER, Z., STÜBEN, D., 2006, *Palaeoenvironmental changes at the Frasnian/Famennian boundary in key European sections: Chemostratigraphic constraints*, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, P. 120-145.
- RACHOLD, V., BRUMSACK, H.J., 2001, *Inorganic geochemistry of Albian sediments from the Lower Saxony Basin NW Germany: palaeoenvironmental constraints and orbital cycles*, Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 174, 121-143.
- RACKI, G., RACKA, M., MATYJA, H., DEVLEESCHOUWER, X., 2001, *The Frasnian/Famennian boundary interval in the South Polish-Moravian shelf basins: integrated event-stratigraphical approach*, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 181, 251-297.
- RAYLEIGH J. 1896, *Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes*, Philosoph. Mag., 42, 77-107.
- RAYMOND, A., METZ, C., 1995, *Laurussian land-plant diversity during the Silurian and Devonian: mass extinction, sampling bias or both?*, Paleobiology 21, 74-91.
- RIBOULLEAU, A., BAUDIN, F., DECONINCK, J.-F., DERENNE, S., LARGEAU, C., TRIBOVILLARD, N., 2003, *Depositional conditions and organic matter preservation pathways in an epicontinental environment: the Upper Jurassic Kashpir*

*Oil Shales (Volga Basin, Russia)*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 197, 171–197.

RICHARDSON, J.B., MCGREGOR, D.C., 1986, *Silurian and Devonian spore zones of the Old Red Sandstone continent and adjacent regions*. Geol. Surv. Can. Bull. 364, 1–79.

RIMMER, S.M., THOMPSON, J.A., GOODNIGHT, S.A., ROBL, T.L., 2004, *Multiple controls on the preservation of organic matter in Devonian–Mississippian marine black shales: geochemical and petrographic evidence*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 215, 125–154.

RIQUIER, L., TRIBOVILLARD N., AVERBUCH, O., DEVLEESCHOUWER, X., RIBOULLEAU, A., 2006, *The Late Frasnian Kellwasser horizons of the Harz Mountains (Germany): Two oxygen-deficient periods resulting from different mechanisms*, Ghemical Geology .

RIQUIER, L., TRIBOVILLARD, N., AVERBUCH, O., JOACHIMSKI, M.M., RACKI, G., DEVLEESCHOUWER, X., EL ALBANI, A., RIBOULLEAU, A., 2005, *Productivity and bottom water redox conditions at the Frasnian–Famennian boundary on the both sides of the Eovariscan Belt constraints from trace element geochemistry*. In: Over, D.J., Morrow, J.R., Wignall, P.B. (Eds.), *Understanding Late Devonian and Permian–Triassic Biotic and Climatic Events: Towards an Integrated Approach: Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, vol. 20, pp. 199–224.

ROBERTSON, A. H. F. 2000, *Mesozoic-Tertiary tectonic-sedimentary evolution of a south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey*, In: Bozkurt, E., Winchester, J. A. & Piper, J. D. (eds) *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*, Geological Society, London, Special Publications, 173, 43–82.

ROEMER, F.A., 1850, *Beiträge zur Kenntnis des nordwestlichen Harzgebirges*, Palaeontographica 3, 1–67.

SAGEMAN, B.B., LYONS, T.W., 2004, *Geochemistry of fine-grained sediments and sedimentary rocks*, In: Mackenzie, F.T., Holland, H. D., Turekian, K.K. (Eds.), *Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks*, In: *Treatise on Geochemistry*, vol. 7. Elsevier, Amsterdam, pp. 116–148.

SAGEMAN, B.B., MURPHY, A.E., WERNE, J.P., VER STRAETEN, C.A., HOLLANDER, D.J., LYONS, T.W., 2003, *A tale of shales: the relative roles of production, decomposition, and dilution in the accumulation of organic-rich strata, Middle–Upper Devonian, Appalachian basin*. Chem. Geol. 195, 229–273.

SANCHEZ-VIDAL, A., COLLIER, R.W., CALAFAT, A., FABRES, J., CANALS, M., 2005, *Particulate barium fluxes on the continental margin: a study from the Alboran Sea (western Mediterranean)*, Mar. Chem, 93, 105–117.

SANDBERG, C. A., ZIEGLER, W. AND DREESEN, R. and BUTLER, J. L., 1988b, *Late Frasnian mass extinction: Conodont event stratigraphy global changes, and possible causes*. Cour. Forsch. –Inst. Senckenberg 102, 263–307, Frankfurt/Main.

- SANDBERG, C. A., ZIEGLER, W. and DREESEN, R., 1987a, *Abrupt conodont biofacies changes redates and delimit the Frasnian (Late Devonian) extinction event in Euramerica* (Abstract). *Terra Cognita* 7, 209-210, Strasbourg.
- SANDBERG, C. A., ZIEGLER, W. and DREESEN, R., 1987b, *Frasnian/Famennian boundary and stratotype*, Doc. subm. to the Devonian Subcomm. IUGS, Calgary, August 1987, 5 p., Calgary.
- SANDBERG, C. A., ZIEGLER, W. and DREESEN, R., 1988a, *Late Frasnian mass extinction: Associated sea-level changes reflected by conodont faunas, and biofacies*, *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg* 102, 253-254, Frankfurt/M.
- SCHINDLER, E., 1990, *Die Kellwasser –Krise (hohe Frasn-Stufe, Ober-Devon)*, *Göttinger Arb. Geol. Palaont.*, 46, IV+115 p., Göttingen.
- SCHMITZ, B., CHARISI, S.D., THOMPSON, E.I., SPEIJER, R.P., 1997, *Barium, SiO<sub>2</sub> (excess), and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> as proxies of biological productivity in the Middle East during the Palaeocene and the latest Palaeocene benthic extinction event*. *Terra Nova* 9, 95–99.
- SCRUTTON, C.T., 1988, *Patterns of extinction and survival in Palaeozoic corals*. In: Larwood, G. P. (ed.), *Extinction and survival in the fossil record*. Systematic Assoc. Special Volum. 34, 65-88, Clarendon Press, Oxford.
- SEPKOSKI, J.J., 1995, *Patterns of Phanerozoic Extinction: a Perspective from Global Data Bases*, In: Walliser, O.H. (ed), *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*, 35-51, Springer, Berlin Heidelberg New York.
- STEPHENS, N., SUMNER, D., 2002, *Late Devonian carbon isotope stratigraphy and sea level fluctuations, Canning Basin, Western Australia*, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 191, 203-219.
- STREEL M., VANGUESTAINE M., DREESEN R. & THOREZ J., 1987, *Palynology (acritarchs and miospores) of the “barren black shale” near the Frasnian-Famennian boundary level at Hony (Belgium)*, Doc. subm. to the Devonian Subcomm., IUGS, Calgary, August 1987, 6 pp., Calgary.
- STREEL, M., CAPUTO, M.V., LOBOZIAK, S., MELO, J.H.G., 2000, *Late Frasnian–Famennian climates based on palynomorph analyses and the question of the late Devonian glaciations*, *Earth-Sci. Rev.*, 52, 121–173.
- TEKELI, O., 1980, *Toroslarda, Aladağların yapısal evrimi*, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 23, 11-14.
- THOMSON, J. B., and NEWTON, C. R., 1988, *Late Devonian mass extinction: Episodic climatic cooling or warming?* *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 14 (III), 29-34, Calgary.
- TRIBOVILLARD, N., ALGEO, T., LYONS T., RIBOULLEAU, A., 2006, *Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update*, *Chemical Geology*, 232, 12–32

- TRIBOVILLARD, N., AVERBUCH, O., DEVLEESCHOUWER, X., RACKI, G., RIBOULLEAU, A., 2004, *Deep-water anoxia over the Frasnian– Famennian boundary (La Serre, France): a tectonically induced oceanic anoxic event?*, Terra Nova 16, 288–295.
- TRIBOVILLARD, N., RAMDANI, A., TRENTESAUX, A., 2005, *Controls on organic accumulation in Late Jurassic shales of Northwestern Europe as inferred from trace-metal geochemistry*, In: Harris, N. (Ed.), *Deposition of Hydrocarbon Source Rocks*. SEPM Spec. Public., vol. 82, pp. 145–164.
- TUREKIAN, K.K. AND WEDEPOHL, K.H., 1961, *Distribution of the Elements in some major units of the Earth's crust*, *Geological Society of America Bulletin*, 72, 175–192.
- TUTKUN S. Z., 1984, *Saimbeyli (Adana) yöresinin stratigrafisi*, C. Ü., Müh. Fak., Yer Bilimleri Dergisi 1 (1), 31-40.
- TYSON, R.V. and PEARSON, T.H., 1991,(eds), *Modern and ancient continental shelf anoxia*, Geol. Soc. Spec. Publ., v. 58, 470p.
- VACHARD, D., 1994, *Foraminifera et Moravaminidid du Givetien et du Frasnien du domaine Ligerien (Masif Armoricain, France)*. *Palaeontographica A* 231, 1-92.
- VAN DER WEIJDEN, C.H., 2002, *Pitfalls of normalization of marine geochemical data using a common divisor*, *Mar. Geol.* 184, 167–187.
- WALLISER O. H., 1985, *Natural boundaries and commission boundaries in the Devonian*, *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg*, 75: 401–408.
- WALLISER, O. H., 1980, *The Geosynclinal Development of the Variscides with special regard to the Rhenohercynian Zone*, In: Closs, H., Gehlen, K., Von, Illies, H., Kuntz, E., Neumann, J. and Seibold, E. (eds.), *Mobile earth*, *Internat. Geodyn. Proj.*, Final Rep. FR Germany, 185-195, Boppard.
- WALLISER, O.H., 1984, *Geological processes an global events*, *Terra Cogn.* 4, pp. 17–20.
- WALLISER, O.H., 1996, *Global events in the Devonian and Carboniferous*, p. 225-250 in O. H. Walliser (ed.), *Global Events and Event Stratigraphy*, Springer, Berlin.
- WILDE, P. and BERRY, W.B.N., 1984, *Destabilization of the oceanic density structure and its significance to marine “extinction” events*. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Paleoecol.* 48, 143-162, Amsterdam.
- YALÇIN, M. N., WILDE, V., BAHTİYAR, İ, BOZDOĞAN, N., BULKAN YEŞİLADALI, Ö, EROĞLU, G., ERTUĞ, K., GEDİK, İ., GÖNCÜOĞLU, M., C., HOŞGÖRMEZ, H., KARSLIOĞLU, Ö. , KOZLU, H., NAZİK, A., ÖZKAN, R., SAYDAM, D. G., UĞUZ, F., YILMAZ, İ., BROCKE, R., JANSEN, U., KÖNIGSHOF, P., SCHINDLER, E., WEHRMANN, A., MANN, U., WEDDIGE, C., 2007, *Devonian Ecosystems And Climate Of Turkey (DEVEC-TR) TÜBİTAK, Gelişme Raporu No.4 (Yayımlanmamış)*.

YILMAZ, İ, 2004, *Doğu Torosların Mansurlu-Saimbeyli Kesiminin (Adana) Jeolojisi ve Tektonik Özellikleri*. İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Anabilim Dalı, 194s.

YUDINA, A.B., RACKI, G., SAVAGE, N.S., RACKA, M., MALKOWSKI, K., 2002, *The Frasnian–Famennian events in deep-shelf succession, Subpolar Urals: biotic, depositional and geochemical records*, Acta Palaeontol. Pol. 47, 355–372.

## **ÖZGEÇMİŞ**

1979 yılında İstanbul'da doğdu. Ortaokul ve liseyi İzmir'de İnönü Lisesi'nde tamamladı. 2002 yılında İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği bölümünden mezun oldu. Aynı yıl Fen Bilimleri Enstitüsü'nde yüksek lisans eğitimine başladı.

Dosya adı: Ozge\_Karslioglu\_tez  
Dizin: C:\Documents and Settings\tuba\Desktop  
Şablon: C:\Documents and Settings\tuba\Application  
Data\Microsoft\Templates\Normal.dot  
Başlık: Çalışmanın Amacı  
Konu:  
Yazar: ozgem  
Anahtar Sözcük:  
Açıklamalar:  
Oluşturma Tarihi: 23.07.2007 15:25:00  
Düzeltilme Sayısı: 2  
Son Kayıt: 23.07.2007 15:25:00  
Son Kaydeden: tuba  
Düzenleme Süresi: 2 Dakika  
Son Yazdırma Tarihi: 23.07.2007 15:25:00  
En Son Tüm Yazdırmada  
Sayfa Sayısı: 124  
Sözcük Sayısı: 25.935(yaklaşık)  
Karakter Sayısı: 147.833(yaklaşık)