

**T.C.
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**



**ORTA Eosen-Oligosen KIRKGEÇİT FORMASYONU' NUN
SEKANS STRATİGRAFİSİ, ELAZIĞ KUZEYİ, TÜRKİYE**

Arif DEMİRCİ

Yüksek Lisans Tezi

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Genel Jeoloji Bilim Dalı

MAYIS 2023

T.C.
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Yüksek Lisans Tezi

ORTA EOSEN-OLİGOSEN KIRKGEÇİT FORMASYONU' NUN
SEKANS STRATİGRAFİSİ, ELAZIĞ KUZEYİ, TÜRKİYE

Tez Yazarı
Arif DEMİRCİ

Danışman
Prof. Dr. Hasan ÇELİK

MAYIS 2023
ELAZIĞ

T.C.
FIRATÜNİVERSİTESİ
FENBİLİMLERİENSTİTÜSÜ

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Yüksek Lisans Tezi

Başlığı:	Orta Eosen-Oligosen Kırkgeçit Formasyonu' nun Sekans Stratigrafisi, Elazığ Kuzeyi, Türkiye
Yazarı:	Arif DEMİRCİ
İlk Teslim Tarihi:	12.04.2023
Savunma Tarihi:	05.05.2023

TEZ ONAYI

Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına göre hazırlanan bu tez aşağıda imzaları bulunan jüri üyeleri tarafından değerlendirilmiş ve akademik dinleyicilere açıklyapılan savunma sonucunda OYBİRLİĞİ ile kabul edilmiştir.

Danışman:	Prof. Dr. Hasan ÇELİK Fırat Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi	<i>İmza</i> Onayladım
Başkan:	Prof. Dr. Ercan AKSOY Fırat Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi	Onayladım
Üye:	Prof. Dr. Orhan KAVAK Dicle Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi	Onayladım

Bu tez, Enstitü Yönetim Kurulunun/...../20..... tarihli toplantısında tescillenmiştir.

İmza
Prof. Dr. Burhan ERGEN
Enstitü Müdürü

BEYAN

Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü tez yazım kurallarına uygun olarak hazırladığım “ Orta Eosen-Oligosen Kırkgeçit Formasyonu’ nun Sekans Stratigrafisi, Elazığ Kuzeyi, Türkiye ” Başlıklı Yüksek Lisans Tezimin içindeki bütün bilgilerin doğru olduğunu, bilgilerin üretilmesi ve sunulmasında bilimsel etik kurallarına uygun davrandığımı, kullandığım bütün kaynakları atıf yaparak belirttiğimi, maddi ve manevi desteği olan tüm kurum/kuruluş ve kişileri belirttiğimi, burada sunduğum veri ve bilgileri unvan almak amacıyla daha önce hiçbir şekilde kullanmadığımı beyan ederim.

05.05.2023

Arif DEMİRCİ



ÖNSÖZ

Bu tez çalışmasının her aşamasında bilgi ve tecrübelerini benimle paylaşan danışman hocam Prof. Dr. Hasan ÇELİK' e ve hayatım boyunca her türlü yardım ve desteklerini esirgemeyen kıymetli aileme içtenlikle teşekkür ederim

Arif DEMİRCİ
ELAZIĞ, 2023



İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ.....	iv
İÇİNDEKİLER	v
ÖZET	vi
ABSTRACT	vii
ŞEKİLLER LİSTESİ	viii
TABLolar LİSTESİ	x
SİMGELER VE KISALTMALAR	xi
1. GİRİŞ	1
2. ÇALIŞMA ALANI.....	2
3. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	3
4. JEOLojİK DURUM	8
4.1. Elazığ Havzası ve Çevresinde Doğu Torosların Jeotektonik Evrimi.....	12
4.2. Kırkeçit Formasyonu (Orta Eosen-Oligosen).....	14
4.2.1. Ölçülü Kesitler	24
4.2.2. Paleoakıntı ve Sedimanter Ortam Analizleri	46
5. SEKANS STRATİGRAFİSİ.....	49
5.1. Sekans Stratigrafisinin Tanımı	49
5.2. Temel Kavramlar.....	52
5.2.1. Depolanma	52
5.2.2. Sediman Fasiyesleri.....	53
5.2.3. Allojenik Karşıtı Otojenik Kontroller	54
5.3. Sekans Stratigrafik Birimler	55
5.3.1. Sekanslar	55
5.3.2. Sekans Türleri	56
5.3.3. Sistem İzleri	57
5.3.4. Parasekanslar.....	64
5.4. Sekans stratigrafisinde hiyerarşi	72
6. BULGULAR VE TARTIŞMA	75
7. SONUÇLAR.....	81
KAYNAKLAR.....	83
ÖZGEÇMİŞ	

ÖZET

Orta Eosen-Oligosen Kırkgeçit Formasyonu' nun Sekans Stratigrafisi, Elazığ Kuzeyi, Türkiye

Arif DEMİRCİ

Yüksek Lisans Tezi

FIRAT ÜNİVERSİTESİ
Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Mayıs 2023, Sayfa: xii +90

Bu tez çalışması, Doğu Anadolu Bölgesi'nde geniş bir alanda yüzeyleme veren Orta Eosen-Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu'nun Elazığ il merkezi kuzeyindeki istifinin sekans stratigrafisini ve ilişkili deniz seviyesi değişimlerini ortaya koymak amacıyla yapılmıştır. Çalışma alanında birim, tabanda Elazığ Magmatitleri (Senoniyen) üzerine uyumsuzlukla gelir, tavanı ise Harput Volkanitleri (Quvaterner) ve Palu Formasyonu (Quvaterner) tarafından uyumsuz olarak üzerlenir. Birimin tabanından muhtemel tavanına kadar 838 m ölçülü stratigrafik kesit alınmış ve bu kesitteki sedimantolojik veriler ışığında deniz seviyesi değişimleri ve çökelme ortamı belirlenmiştir. Çeşitli sedimanter yapılar ve litolojiye dayanılarak birimin bu alandaki sedimanlarının sığ deniz (shelf)- geçiş ortamlarında (kıyı çizgisi, dalga tabanı, gel-git düzlüğü) çöktüğü tespit edilmiştir.

Kırkgeçit Formasyonu üzerinde litolojiye dayalı sekans stratigrafisinin ilk kez uygulandığı bu çalışmada, son yıllarda yapılan ve bu tez kapsamındaki çalışma alanı için ayrıntılı olarak paleontolojiye dayalı elde edilmiş yaş aralığı kullanılarak ikinci, üçüncü ve dördüncü derece deniz seviyesi değişimleri elde edilmiştir. Bu değişimlerin yorumlanmasıyla Erken Lütesiye (47.8 my) ile Geç Priaboniye (33,9 my) arasında Orta Eosen süresince deniz seviyesinin yükseldiği ortaya konmuştur.

Anahtar Kelimeler: Sekans Stratigrafisi, Kırkgeçit Formasyonu, Orta Eosen-Oligosen, Elazığ

ABSTRACT

Sequence Stratigraphy of the Middle Eocene-Oligocene Kırkgeçit Formation, North of the Elazığ, Turkey

Arif DEMİRCİ

Master's Thesis

FIRAT UNIVERSITY
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Geological Engineering

May 2023, Pages: xii + 90

This thesis study was carried out in order to reveal the sequence stratigraphy and the associated sea level changes of the Middle Eocene-Oligocene aged Kırkgeçit Formation, which outcrops in a large area in the Eastern Anatolia Region, in the north of Elazığ city center. In the study area, the unit unconformably overlies the Elazığ Magmatites (Senonian) at the base, and is unconformably overlain by the Harput Volcanics (Quaternary) and Palu Formation (Quaternary). A measured stratigraphic section of 838 m was taken from the base of the unit to the probable top, and sea level changes and sedimentation environment were determined in the light of the sedimentological data in this section. Based on various sedimentary structures and lithology, it was determined that the sediments of the unit in this area were deposited in shallow water (shelf)-transition (coastline, wave base, tidal flat) environments.

In this study, in which lithology-based sequence stratigraphy was applied for the first time on the Kırkgeçit Formation, second, third and fourth degree sea level changes were obtained by using the age range obtained in detail based on paleontology in the previous works for the study area within the scope of this thesis. Interpretation of these changes revealed that the sea level rose during the Middle Eocene between the Early Lutetian (47.8 my) and the Late Priabonian (33.9 my).

Keywords: Sequence stratigraphy, Kırkgeçit Formation, Middle Eocene-Oligocene, Elazığ

ŞEKİLLER LİSTESİ

	Sayfa
Şekil 2.1. Çalışma alanı ve yakın çevresinin er bulduru haritası (Çelik ve Cronin, 2020).....	2
Şekil 4.1. Türkiye'nin tektonik birlikleri ve Çalışma alanı (Ketin 1983' ten değiştirilerek alınmıştır)	9
Şekil 4.2. Elazığ çevresinin jeoloji haritası. Turan ve Bingöl (1991) ve Cronin vd, (2005)'ten değiştirilmiştir (Çelik ve Cronin, 2020).	10
Şekil 4.3. Çalışma Alanı ve Yakın Çevresinin Stratigrafik Kolon Kesiti (Özkul, 1988 ve Cronin vd., 2005' ten değiştirilerek alınmıştır) (Çelik ve Cronin, 2020).....	11
Şekil 4.4. Doğu Torosların Elazığ Çevresindeki Jeotektonik Evrimi (Turan vd, 1995' ten değiştirilerek alınmıştır).....	13
Şekil 4.5. Dünya Tektonizma ve Aktif Volkanizma Haritası (Paul D. Lowman JR., 1997)	15
Şekil 4.6. Türkiye'nin Tektonik Birlikleri (Okay ve Tüysüz, 1999).....	16
Şekil 4.7. Türkiye'deki Kenet Kuşakları (Şengör ve Yılmaz, 1981)	17
Şekil 4.8. Türkiye'de Tetis Okyanusun Levha Tektoniği Kuramına Göre Gelişimi (Şengör ve Yılmaz, 1981).EAAC: (East Anatolian Arc Complex: Doğu Anadolu Yay Kompleksi).	17
Şekil 4.9. Kırkgeçit Havzasının Paleocoğrafyasını Gösteren Şematik Görünüm (Özkul, 1988; Cronin vd, 2000a)	18
Şekil 4.10. Çalışma alanındaki Kırkgeçit Formasyonu'ndan genel görünüm.....	19
Şekil 4.11. Çalışma alanında Kırkgeçit Formasyonu'nun en alt bölümünden bir görünüm (Litoloji yanal ve düşey yönde sıkça değişmektedir.	20
Şekil 4.12. Ölçülü kesitlerde gözlenen fasiyeslerin yakından görünümü	22
Şekil 4.13. Elazığ kuzeyinde çalışma alanını gösteren Google Earth görüntüsü. Lacivert çizgiler alınan ölçülü kesitleri temsil etmektedir.	24
Şekil 4.14. Ölçülü Kesit Lokasyonları: 1	29
Şekil 4.15. Ölçülü Kesit Lokasyonları: 4 (216 $\cong$ 250 m. X: 39,200091; Y: 38,708602), 5 (250 $\cong$ 390 m. X: 39,169733 Y: 38,775113)	34
Şekil 4.16. Ölçülü Kesit Lokasyonları: 6 (390 $\cong$ 550 m. X: 39,163513 Y: 38,783991), 7 (550 $\cong$ 616 m. X: 39,163900; Y: 38,798988)	39
Şekil 4.17. Ölçülü Kesit Lokasyonları: 8 (616 $\cong$ 725 m. X: 39,149166 Y: 38,823083), 9 (725 $\cong$ 838 m. X: 39,144888 Y: 38,829988)	45
Şekil 4.18. Çalışma alanında Kırkgeçit Formasyonu'na ait tabakalardaki sedimanter yapılardan alınan paleoakıntı ölçümlerinin gül diyagramı.	46
Şekil 5.1. Sekans Stratigrafisi Yaklaşımlarının Gelişimi (Catuneanu vd, 2010)	50
Şekil 5.2. Çeşitli Sekans Stratigrafisi Yaklaşımları için Sekans Sınırlarının Zamanlanması ve Sistem İzlerinin İsimlendirilmesi.....	51
Şekil 5.3. Östasi, Rölatif Deniz Seviyesi ve deniz seviyesinin bir fonksiyonu olarak Depolanma Boşluğu, Deniz Tabanı ve Sediman Giriş Yüzeyi (Posamentier vd, 1988'den değiştirilmiştir).	53

Şekil 5.4.	Transgresyon ve Regresyonlar. Fasiyelerin retrogradasyonunu ve progradasyonunu ve ayrıca retrogradasyon ile üstündeki progradasyon geometrileri ayıran yüzey. Bu yüzey maksimum taşkın yüzeyi (MFS) olarak bilinir (Catuneanu 2006).	57
Şekil 5.5.	Sekans Stratigrafisinde İstiflenme Modelleri ve Temel Kavramlar; LST: En Alt Aşama Sistem İzi, TST: Transgresif Sistem İzi, HST: En Üst Aşama Sistem İzi, FSST: Düşme Aşaması Sistem İzi (Catuneanu 2006).....	58
Şekil 5.6.	Şelf türü bir ortamda sığ denizel ve akarsu ortamları arasındaki geçiş zonunda bulunan stratigrafik yüzeylemeler ve Sistem İzlerinin ayrıntılı oluşumu (Catuneanu, 2002'den değiştirilmiştir) (Catuneanu vd, 2011).	60
Şekil 5.7.	Transgresif tabakaların stratigrafik görünümü. Transgresif Sistem İzleri, biri kıta sahanlığı üzerinde ve diğeri derin deniz ortamında olmak üzere iki farklı kumadan oluşabilmekte ve şelf kenarı çevresinde bir sediman geçişi veya erozyon alanıyla sınırlanmış olabilmektedir (Catuneanu vd, 2011).....	62
Şekil 5.8.	Depolanma Sistemlerinin, Sistem İzlerinin ve Stratigrafik Yüzeylerin Bölgesel Oluşumu (Catuneanu, 2002'den değiştirilmiştir). Sistem İzlerinin isimlendirmesi Hunt ve Tucker'ın (1992) şemasını takip etmektedir (Catuneanu vd, 2011).	63
Şekil 5.9.	Aggradasyonal Parasekans Seti (Van Wagoner vd, 1988).....	65
Şekil 5.9.	Aggradasyonal Parasekans Seti (Galloway, 1989).	66
Şekil 5.10.	Progradasyonal Parasekans Seti (Galloway, 1989).....	67
Şekil 5.11.	Retrogradasyonal Parasekans Seti (Galloway, 1989).	68
Şekil 5.12.	Transgresif-Regresif (T-R) sekans modelinin kavramsal ve pratik sınırlamaları. Bu eğim yönelimli enine kesit, bir akarsudan sığ deniz ortamına zorunlu regresif, normal regresif ve transgresif çökellerin oluşumu için en genel senaryoyu göstermektedir (ölçeksiz; Schlager, 1994, Schlager 2002, Schlager 2005' ten değiştirilmiş; Duval vd, 1998; Posamentier ve Allen, 1999; Catuneanu, 2002).....	70
Şekil 5.13.	Tam bir Regresif-Transgresif döngü sırasında depolanma modellerini gösteren Wheeler diyagramı (Catuneanu, 2002'den değiştirilmiştir) (Catuneanu, 2006).	72
Şekil 5.14.	Döngülerin hiyerarşisi ve döngülerin derecelendirilmesinin terminolojisi (Glodhammer vd, 1991' den düzenlenerek alınmıştır).....	73
Şekil 5.15.	Hiyerarşi kavramının şematik gösterimi. Piramit yaklaşımı, en önemli dizilerin ve sınırlayıcı yüzeylerin oluşumuna yol açan olayların, alt dereceli dizilerin oluşumuna yol açan olaylara göre jeolojik kayıta daha az sıklıkla meydana geldiğini varsayar (Catuneanu, 2006).	74
Şekil 6.1.	Çalışma alanında Ölçülü Kesitlerden elde edilen 2., 3. ve 4. Derece Deniz Seviyesi Değişimi eğrileri. Çökme süresince genel anlamda deniz seviyesi yükselmiştir.....	76
Şekil 6.2.	Orta Eosen-Oligosen Kırkgeçit Formasyonu'ndan Sekans Stratigrafisine göre elde edilen Parasekans, Parasekans Seti, Sistem İzi, Sınırlayıcı Yüzeyler ve Jenetik Olarak İlişkili Sistemlere ait bulgular ve elde edilen deniz seviyesi değişim eğrisi.	77
Şekil 6.3.	Exxon production resource ve çalışma arkadaşlarının yayınladığı 1. ve 2. derece küresel deniz seviyesi değişimleri ve sebepleri (Vail vd, 1987).	80

TABLÖLAR LİSTESİ

Sayfa

Tablo 4.1. Sedimanter Yapılardan Elde Edilen Eski Akıntı Verileri	47
--	----



SİMGELER VE KISALTMALAR

Kısaltmalar

SS	: Sekans Sınırı
MFS	: Maksimum Taşkın Yüzeyi (İngilizceden çeviri)
TS	: Transgresif Yüzey (İngilizceden çeviri)
FSST	: Düşüş Aşaması Sistem İzi (İngilizceden çeviri)
LST	: En Alt Aşama Sistem İzi (İngilizceden çeviri)
TST	: Transgresif Sistem İzi (İngilizceden çeviri)
HST	: En Üst Aşama Sistem İzi (İngilizceden çeviri)



1. GİRİŞ

Sekans stratigrafisi; sedimanların ve sedimanter kayaçların, düzenli bir şekilde tekrarlanan fasiyeslere ayrılarak tabaka geometrisi ve tane boyu açısından incelenmesidir (Vail, 1987; Van Wagoner vd, 1988-1990; Christie-Blick, 1991). Bu terim ilk defa, Sloss vd, (1949) tarafından Kuzey Amerika’da belirli bölgeler arasındaki uyumsuzluklar üzerine yaptıkları çalışmalar sırasında kullanılmıştır ve zamanla daha sistematik bir hal almıştır.

Sekans stratigrafisi, sedimanter kayaçların fiziksel süreksizliklerinden yararlanır. Bu süreksizlikler çeşitli ölçeklerde ve oldukça farklı türlerde olabilir. Bunlara örnek olarak; akarsu aşındırmaları, denizaltı erozyonları, transgresyon sırasında dışarıdan malzeme gelimi veya sığ deniz sedimanlarının hareketi, çeşitli etkiler sonucu oluşan karasal erozyonlar verilebilir. Tetikleyicisi ve türünden bağımsız olarak, bütün süreksizliklerin ortak noktası; nispeten genç çökeller ile nispeten yaşlı çökelleri birbirinden ayırmasıdır. Süreksizlikler, bu özellikleriyle kronostratigrafi ve çökellerin kökenini belirlemek için oldukça önemlidir (Christie-Blick ve Neal W. Driscoll, 1995).

Çoğu zaman, sedimanter istiflerin belirli özellikleri (yanal genişliği, kalınlığı, fasiyes dağılımı vs.) tek bir tetikleyici ile ilişkilendirilemez. Bu özelliklerin oluşum sürecini, kökenini ve tetikleyici etkenlerini belirlemek oldukça zordur (Christie-Blick ve Neal W. Driscoll, 1995). Global deniz seviyesi değişimleri de, sedimanter istiflerin ve süreksizliklerin özelliklerini belirlemede önemlidir.

Sedimanter istiflerin ve süreksizliklerin özelliklerini ve kökenini belirlemede karşılaşılan bu zorluklar; bilim insanlarını, global su seviyesi değişimlerini takip ederek bu değişimleri kaydetmeye teşvik etmiştir. Böylece belirli bir dönemdeki, belirli bir sedimentasyonun oluşumu ve bu sedimentasyona hangi faktörlerin etki ettiği konusunda araştırmalar başlamıştır. Bu faktörlerden en öne çıkanı ise global deniz seviyesi değişimleri olmuştur (Christie-Blick ve Neal W. Driscoll, 1995).

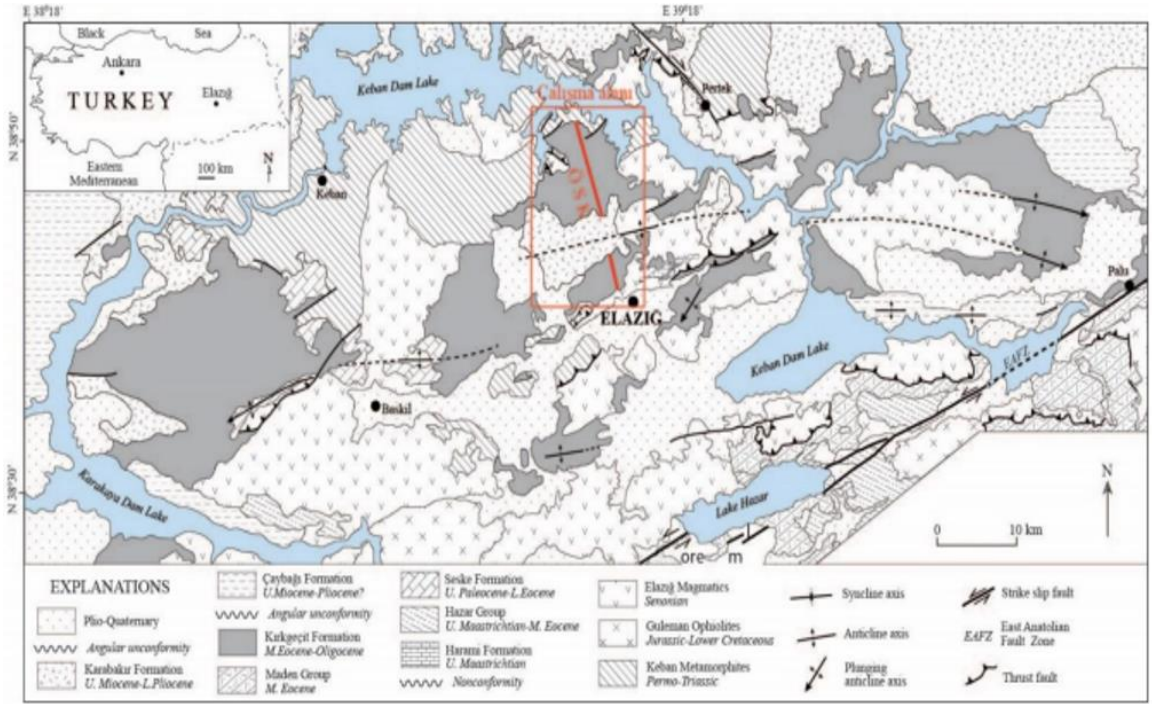
Elazığ ili ve yakın çevresinde geniş bir alanda yüzeyleme veren Orta Eosen-Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu’nun önceki çalışmalarda sedimentoloji, fosil içeriği ve yaş, çökeltme ortamı gibi farklı özellikleri ortaya konulmuştur. Bu çalışmalardan önemli olanları “Önceki Çalışmalar” başlığı altında verilmiştir.

Elazığ çevresinde Kırkgeçit Formasyonu üzerinde sekans stratigrafisi çalışması daha önce yapılmamıştır. Gerek deniz seviyesi değişimlerini ortaya çıkarma gerekse birim üzerindeki sekans stratigrafisi kavramlarını uygulama amacıyla bu konuda ilk kez bu çalışma yapılmıştır.

2. ÇALIŞMA ALANI

Çalışma alanı Ketin (1966) sınıflamasında yer alan Türkiye'nin Tektonik Birlikleri sınıflandırmasına göre Toridler tektonik kuşağının Doğu Toros Orojenik Kuşağı'nda yer almaktadır. Çalışma alanı ve yakın çevresi tektonik açıdan çok aktif olup Doğu Anadolu Fay Sistemi ve bindirme kuşağında yer alması sebebiyle çoğunlukla bindirme ve kıvrım tektoniği ağırlıklı yapılar gelişmiştir.

Çalışma alanını Doğu Anadolu Bölgesinde yer alan Elazığ ilinin yaklaşık 19 km kuzey kesiminde Merkez ilçesine bağlı K42a3 ve K42d2 paftalarında yer almaktadır (Şekil 2.1).



Şekil 2.1. Çalışma alanı ve yakın çevresinin er bulduru haritası (Çelik ve Cronin, 2020).

Çalışma alanı içerisindeki kırmızı çizgi ölçülü stratigrafik kesit (ÖSK) hattını temsil etmektedir.

3. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Ketin (1966), Türkiye'nin jeolojik özelliklerine göre orojenik gelişme esasına dayanılarak tektonik üniteler incelenmiş ve kuzeyden güneye doğru şu sırada isimlendirilmiştir; Pontidler (Kuzey ve Kuzeybatı Anadolu Sıradağları), Anatolidler (İç Anadolu Sıradağları), Toridler (Güney ve Doğu Anadolu Sıradağları) ve Kenar kıvrımları (Güneydoğu Anadolu Sıradağları). Bu sınıflandırma ile Türkiye'yi jeolojik ve jeoteknik özelliklerine göre dört ana tektonik üniteye ayırmıştır.

Altınlı (1966), Doğu ve Güneydoğu Anadolu'nun Jeolojisi isimli çalışmasında Doğu ve Güneydoğu Anadolu'nun orojenik kuşakları olan Kenar Kıvrımları, Iranid, Torid, Anatolid ile bunlarda ayırtlanmış bulunan kıvrım, fay, şaryaj, gibi tektonik öğeleri tektonik haritasında ayrıntılarıyla açıklamıştır.

Özkul ve Üşenmez (1986), Eosen derin deniz konglomeralarının sedimantolojik incelenmesi üzerine yaptıkları çalışmada; başlıca organize olmamış, ters dereceli, normal dereceli, dereceli-tabaka konglomera fasiyesleri ayırt etmişlerdir. Bu derin deniz konglomera fasiyesleri sırasıyla yakınsak alandan ıraksak alana doğru birbirini izler. Değişik türde fasiyeslerin varlığından konglomeraların tek bir akışla değil en az birkaç akışla depolandığı taşınma yönlerinin kabaca kuzeyden güneye doğru olduğu, çoğunlukla hamur destekli olduğu belirtilmiştir.

Asutay (1986), Baskil Çevresinin Jeolojisi ve Baskil Magmatitleri'nin petrolojisini incelediği çalışmasında çalışma alanı boyunca Baskil Magmatitleri'nin oluşum koşullarını inceleyerek Kırkgeçit Formasyonu hakkında bilgilerde vermiştir. Başlıca konglomera, karbonat ve filiş fasiyesi kayaçlarından oluştuğunu belirttikleri birimin, karbonatlardan sonra içinde çeşitli bloklar bulunan olistolitli bir üye içerdiğini vurgulamışlardır. Marik köyü çevresinde net olarak izlenen birimin Baskil Magmatitleri ve Keban Metamorfikleri'ne ait irili ufaklı çakılları içerdiği ve Marik üyesinden sonra tipik bir filiş görünümünü kazandığını belirtmişlerdir.

Tatar (1987), Elazığ çevresinde bölge hakkında yapılmış jeolojik yayınlarla ve bölgeye ait LANDSAT fotoğraflarını değerlendirilerek yaklaşık 20.000 km² genişliğinde bir alanın büyük kırıklarıyla olası kırıklarını ve başlıca büyük kıvrımlarını gösteren genelleştirilmiş bir tektonik harita hazırlamıştır. Yazar, kinematik analizler sonucunda bölgenin kuzey-kuzeydoğu yönlü sıkışma gerilmesi etkisinde kaldığını ortaya koymuştur.

Turan ve Bingöl (1991), Kovancılar-Baskil (Elazığ) arası bölgenin tetono-stratigrafisini çalışarak bölgeninyoğun tektonizma izleri taşıdığını, motor görevini Arabistan levhasının yaklaşık kuzeye doğru olan hareketinden alan bu tektonizmanın Üst Kretase ile Alt Miyosen

sonrasında en şiddetli dönemlerine ulaştığını belirtmişlerdir. Arabistan Levhasının hareketinden kaynaklanan K-G doğrultulu sıkışma kuvvetleri ile bölgede daha çok bindirme tektoniği ağırlıklı yapılar geliştiğini ve bu bindirme tektoniğine bağlı olarak Elazığ ilinde gözlenen farklı birimler arasında sıkça tektonik dokanaklar oluştuğunu vurgulamışlardır. Kırkgeçit havzası tabanının düzensizliği ve buna bağlı olarak deniz dibi sırtları nedeniyle havzanın değişik fasiyes sunan bölümlere ayrıldığını ve bu nedenle formasyon içinde çok farklı litofasiyesler ve litofasiyes toplulukları ve düzensiz tabanlı bir tortullaşmanın görüldüğünü ileri sürmüşlerdir.

Aksoy (1992), Elazığ Batı ve Güneyinin Genel Jeolojik Özellikleri isimli çalışmasında Kırkgeçit Formasyonu'nun klasik türbiditler ve bunlarla birlikte bulunan kanal dolgusu fasiyesinde gelişmiş konglomeralardan oluştuğunu belirtmiş, oluşumunu izleyen dönemdeki tektonik hareketlere bağlı olarak üzerinde çökelediği Yüksekova Karmaşığı ile birlikte güneye sürüklendiğinden yarı otokton konumlu olduğunu belirtmiştir.

Özkul ve Kerey (1994), Kırkgeçit Formasyonu'nun kıtasal bir kabuk üzerinde gelişmiş yay gerisi bir havzada depolandığını ve bir bütün olarak sıkışan bir istif olduğunu belirterek Kırkgeçit havzasının Orta Eosen'de güneyde meydana gelmekte olan Maden Karmaşığı ile yakından ilişkili olduğunu ileri sürmüşlerdir. Yazarlara göre Maden Karmaşığı kuzeye dalımlı bir yitim zonu üzerinde gelişmiş aktif kıta kenarı ürünüdür ve Orta Eosen başında Arabistan Levhası'nın Avrasya Levhası altına dalımı sırasında kuzeydeki bu kıtasal levha üzerinde ortaya çıkan gerilmelere bağlı olarak bölgede yaklaşık KB-GD gidişli bir havza olarak meydana gelmiştir. Ayrıca gerileyen istifin deniz seviyesindeki yükselme veya havzaya gelen malzeme miktarındaki azalma ile ilgili olduğunu açıklayan yazarlar ölçülü kesitlerin alt kısımlarında görülen ilerlemenin (progradation) daha sonra üste doğru gerilemeye (retrogradation) dönüştüğünü belirtmişlerdir.

Cronin vd. (2000a), eski bir derin denizel yamaç ortamındaki kanal, set ve setüstükompleksinin eşsiz yüzeylemeleri isimli çalışmasında Orta Eosen-Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu'nun Hasret dağındaki yüzeylemelerinde yamaç ortamından derin denizel kanal-dolgu, set ve ilişkili setüstüsedimanlarını incelenmiş olup Tinker kanalının kenarında set oluşturan formasyonun iri kırıntılı kanal dolgu çökellerinin mevcut üç fazı ile zamansal olarak uyummadığı, kanal dolgularının zamansal ve ortamsal ilişkileri, setler ve benzer olarak fasiyes birimlerinin yanal korelasyonunu etkileyen setüstüfasiyesler ve az oranda iyi yüzeylemeler veren çökme ortamlarının arasında net ayırımın mümkün olduğu, yüzeylemelerin ardışık kanal dolguları ve kanal sınırları arasında zaman ve ortam ilişkisi açısından direk gözlemler sunduğu, setlerin bitişik kanal dolgularından daha ince taneli ve zamansal olarak onlardan bağımsız olduğunu belirtmişlerdir.

Cronin vd. (2000b), dereceli derin deniz yamaçlarındaki denge profilinin gelişimi isimli çalışmada, derin deniz yamaçlarındaki kaymaları rölatif deniz seviyesi değişiklikleri ile ilişkili olmasından ziyade deprem tetikli olmakta, çoğunlukla yamaç düzlüğünde değil, tepesinde kopmaya başladığı ve deniz tabanı topoğrafyasının ön yamaç çökelleri boyunca kaymasını ve çökel taşınma yollarını kontrol ettiğini ortaya çıkarmışlardır. Yamaç-derin denizel havza geçişi boyunca gözlenen yüzeylemeler kütle akması ürünleri olması sebebiyle yüksek frekanslı depremlerle tetiklendiği yazarlar tarafından yorumlanmıştır. Eosen'de yamaç-havza geçişini inceledikleri bu çalışmada yazarlar tarafından dört yüzey tanımlanmıştır. Yüzey 1 yamaç çökellerinin tabanını oluşturmakta, yamaç fasiyesleri bir deformasyonla onlap olmakta ve topoğrafya eğimli fay bloklarıyla kesilmektedir. Yüzey 2 ve 3 tabanda moloz akması ve üst yamaçta erozif slamp izlerinin içinde gözlenebilen slamp ve kayma çökelleri ile temsil edilir. Dördüncü yüzey şelf düzlüğünün aşınan kısmında ve şelf fasiyesinin üzerine doğrudan downlap olarak yerleşmiş yüzeydir.

Türkmen vd. (2001), Elazığ ilinin Eosen stratigrafisi ve paleocoğrafyasını incelediği çalışmasında Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı Seske Formasyonu ile Orta Eosen-Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu'ndan ölçülü stratigrafik kesitler alındığı gerek arazide bu iki birim arasında bir uyumsuzluk kriterinin gözlenemeyişi, gerekse sedimantolojik incelemeler ve paleontolojik bulgularla Eosen istifinin kesintiye uğramadığını yani iki birim arasında bir uyumsuzluk düzlemi olmadığını ve tek bir formasyon olarak adlandırılması gerektiğini ileri sürmüşlerdir. Yazarlar stratigrafik kesitlerle alınan örneklerin makro ve mikrofasiyes verilerine göre Üst Paleosen-Alt Eosen'de bölgede kara ortamı hâkimken Neotetisin Orta Eosen'deki transgresyonu ile bölgenin büyük bölümünde denizel ortamın egemen olduğunu ve genelde konglomera, kumtaşı, kireçtaşı ve marnlarla temsil edilen formasyonun şelf, yamaç, yamaç eteği ve havza düzlüğü ortamlarında çökeldiğinden bahsetmişlerdir.

Cronin vd. (2005), derin deniz kanal çökel serisini inceleyerek bu kanalları Nohut Kanal Kompleksi olarak adlandırarak üç temel dolgu paketinden oluştuğunu belirtmişlerdir. Bu dolgu paketlerini üç bölüme ayırarak fasiyes özellikleri hakkında bilgi vermişlerdir. Ayrıca kanalların bazılarının düşük en-boy oranına (25:1) sahip olduğunu ve çapraz kesitlerde asimetric ve kıvrımlı olduğunu belirtilerek kanal çökellerinin tam bir Bouma istifi ile dereceli kumtaşı ve silttaşı içeren ince taneli fasiyeslerle örtüldüğünü ortaya çıkarmışlardır.

Cronin vd. (2007), Elazığ'ın yakın doğusunda Hasret dağında yaptıkları çalışmada Tinker Kanalı adını verdikleri derin deniz kanal çökellerinin; kanal seti, depolanma seti, fasiyes durumları ve kanal dolgularının geometrisini tanımlamışlardır. Tinker kanalının sedimantolojisini bu verilere göre ayrıntısıyla incelemişlerdir.

Çelik (2013), Kırkgeçit Formasyonu'nun Elazığ doğusunda Hasret dağı çevresindeki yüzeylemelerinde yaptığı çalışmada temel sıkışma yönünden önemli ölçüde tektonik özellik sapması gösteren kıvrım eksenleri ile derin deniz kanal dolgularının ilişkisini araştırarak ilk kez böyle bir ilişkinin varlığını ortaya çıkarmıştır. Yazar, kıvrımların çekirdeğinin içinde ve/veya yanında, mükemmel şekilde açığa çıkmış çakıltası ve kumtaşı dolgulu derin deniz yamaç kanal yapılarının uzanımlarının kıvrım eksenleriyle aynı doğrultuda olduğunu ortaya koymuştur. Araştırmacı kanal dolgularının, tabaka duruşu, kıvrım eksenini yönelimi gibi tektonik yapıların yönelimlerini etkin bir şekilde dikte ettiğini ve makaslama çatlakların hem doğrultularının hem de konumunun kıvrım-kanal ilişkisi tarafından belirlendiğini belirtmiştir.

Kaygılı ve Aksoy (2017), Kovancılar Antiklinali çevresinde yaptıkları çalışmada çalışma alanında şelf karbonatlarının egemen olduğunu ve yüzeylemelerin sığ denizel ortamda çökeldiğini belirtmişlerdir. Araştırmacılar bu alanın jeosit olması gerekliliğini vurgulamış ve jeositin Kırkgeçit Formasyonu'nun Nummulitesli seviyelerini içerdiğini belirtmişlerdir. Orta Eosen'i (Bartoniye) karakterize eden Nummulites perforatus zonu ve Üst Eosen'i (Priaboniye) karakterize eden Nummulites fabianii gibi karakteristik fosillerin ender örneklerini saptayarak iri bentik foraminifer çeşitliliği ve sayısal bolluğunu kanıtlayan araştırmacılar bu bölgenin "Kovancılar Jeositi" olarak kabul edilmesini önermişlerdir.

Özcan vd. (2019), Orta-Üst Eosen Kırkgeçit Formasyonunun bütünleşik biyostratigrafisi (Baskil kesiti, Elazığ, doğu Türkiye): büyük ölçekli bentik foraminifer perspektifi isimli çalışmasında Baskil ilçesinde bulunan Eosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonunun şelften havzaya kadar geniş bir ortam koşullarında çökeldiği, 390 m. kalınlığında bir sekansla neritik ve derin deniz biyotasının entegrasyonu için uygun olduğunu ve planktik foraminifer zonları, kalkerli nanofosil zonları, sığ bentik zonları, ortofragminid zonlarını kapsadığı ve tümüyle fosil özelliklerinin incelendiği bu çalışma kapsamında Chapmanina, Silvestriella, Linderina ve Calcarina gibi bazı stratigrafik olarak tanınan diğer cinslerin yanı sıra 21 orthofragminid ve 13 nummulit türünü tanımladığını belirtilmiştir.

Koç-Taşgın ve Altun (2019), Baskil kuzeybatısındaki çalışmalarında Kırkgeçit Formasyonu'nda tanımlanan kayma-oturma yapılarının tetikleyici mekanizması ve deformasyon mekanizmasını ortaya çıkarmayı amaçlayarak 6 lokasyonda yaptıkları ölçülü kesitlerde kayma-oturma yapıları ve bunlarla ilişkili sinsedimanter fayların ilişkilerini araştırmışlardır. Kırkgeçit Formasyonu'nun çökmesi sırasında bir dalma-batma kuşağında bulunması sebebiyle yoğun tektonik hareketlerin etkisinde kaldığı, tektonizma ve tektonik hareketler sonucu oluşan sismik aktivitelerin kayma-oturma yapılarının oluşumunu başlatan tetikleyici mekanizma olduğunu vurgulayan araştırmacılar bölgede en az 6 veya daha büyük magnitudlü sismik aktivitelerin etkili olduğunu savunmuşlardır.

Kaygılı (2019), büyük bentik foraminifere dayalı Kırkgeçit Formasyonu'nun yaşı ve çökel ortamının yeniden değerlendirilmesi isimli çalışmada ağsı Nummulites'ten elde edilen ayrıntılı biyometrik analiz verilerini kullanarak Kırkgeçit Formasyonu'nun yaşını Nummulites hormoensis ve Nummulites fabianii fosillerine göre en geç Bartoniyen-Priaboniyen olarak belirlemiştir. Araştırmacı paleontolojik ve sedimantolojik özelliklerine göre Kırkgeçit Formasyonu'nun sığ denizel ortamda bir rampanın iç ve orta kısımlarında çökelmiş bir birim olduğunu savunmuştur.

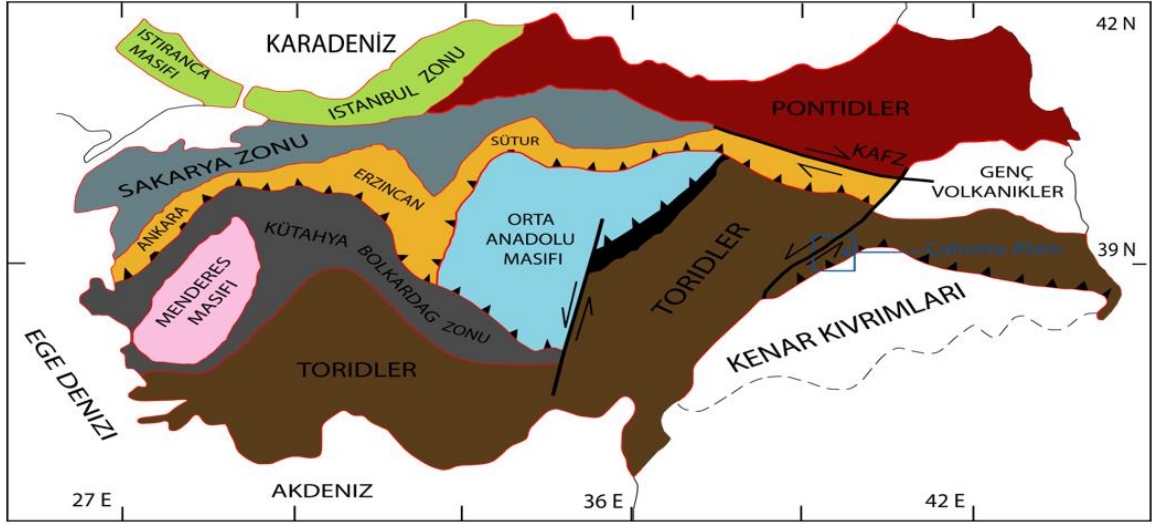
Çelik ve Cronin (2020), Baskil batısında Kırgeçit Formasyonu'na ait Marik Üyesi'nin eski akıntı yönleri ile sedimantasyonla eş yaşlı kıvrımların ilişkisini dikkate alarak kıvrımların gelişiminin eş yaşlı sedimantasyon esnasında akıntı yönünü nasıl etkilediğini araştırarak, petrol ve doğal gaz aramalarında önemli kolaylıklar sağlayan bu ilişkiyi ortaya koymuşlardır.

Alkaç ve Aksoy (2022), Baskil batısında Kırgeçit Formasyonu'na ait türbiditlerde fasiyes analizi yaparak birimin çökelme ortamının derin deniz olduğunu belirtmişler, ayrıca formasyonu ayrıntılı üyelere ayırarak farklı fasiyeslerin birbirleriyle olan ilişkilerini ortaya koymuşlardır.

4. JEOLJİK DURUM

Torid Tektonik Birliğinin doğu bölümünde yer alan inceleme bölgesi ve çevresinde araştırmacılar tarafından farklı zamanlarda jeolojinin çeşitli dallarıyla ilgili çalışmalar yapılmıştır. Söz konusu çalışmalar incelendiğinde bunların büyük bölümünün Doğu Torosların jeotektonik evrimini açıklamaya yönelik modeller geliştirmede kullanılan verilerin elde edilmesi amacını taşıdığı görülür (şekil 4.1) (Aksoy 1992).

İnceleme alanı tüm Toroslarda olduğu gibi yoğun tektonik olayların izlerini taşımaktadır. Elazığ havzası ve yakın çevresinin tektoniğini şekillendiren gerilmeler ve jeolojik özellikleri bölgenin tektonik evrimi ile ilişkilidir. Orta Miyosen’ de Bitlis Kenet Zonu boyunca Avrasya ve Arabistan Levhalarının çarpışmasıyla başlayan Neotektonik dönemden (şengr 1980; şengr ve Yılmaz, 1983) günümüze kadar devam eden yaklaşık K-G doğrultulu basınç gerilmesi bu dönemdeki tektonik yapılar topluluğunu oluşturmuştur (Tatar 1978, 1987; şengr 1980; şengr ve Yılmaz 1983; şaroğlu ve Yılmaz 1984; Bingöl 1984; Dewey vd. 1986; Aksoy ve Tatar 1990). Karniyen-Noriyen’ de açılmaya başlayan (Perinçek 1980), Jura-Alt Kretase’ de aılmasını tamamlayan okyanus, Geç Kretase başlarından itibaren kuzeye dalımlı bir dalma-batma zonuna bağlı olarak kapanmaya başlamıştır. Bitlis-Pütürge Masifleri zerine ofiyolit yerleşmesi ve Yüksekova ada yayı volkanizması bu dalma-batmanın sonucudur (Bingöl 1984, Bingöl 1988; Yazgan 1984; Asutay 1985). Motor görevini Arabistan levhasının yaklaşık kuzeye doğru olan hareketinden alan bu tektonizma st Kretase sonu ile Alt Miyosen sonrasında en şiddetli dönemlerine ulaşmıştır. Arabistan levhasının hareketinden kaynaklanan K-G doğrultulu sıkıştırma kuvvetleri ile bölgede daha çok bindirme tektoniği ağırlıklı yapılar gelişmiştir (Turan ve Bingöl 1991). Bu bindirme tektoniğine bağlı olarak oluşan bindirme fayları st Kretase sonrası ve Alt Miyosen sonrası olmak üzere iki grupta toplanmıştır. st Kretase sonunda gelişen fay Permo-Triyas yaşlı Keban Metamorfitlerinin güneye st Kretase yaşlı Yüksekova Karmaşığı zerine itilmesine neden olurken; Alt Miyosen sonrasında ortaya çıkan bindirme fayı boyunca Keban Metamorfitleri ve Yüksekova Karmaşığı güneye Orta Eosen-Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu zerine itilmiştir. Alt Miyosen sonrasında oluşan bu bindirme fayı ile Kırkgeçit ve Alibonca formasyonlarında gelişen kıvrımlı yapılar çalışmacı tarafından neotektonik dönem yapıları olarak kabul edilmiştir. Bu bindirme tektoniğine bağlı olarak farklı birimler arasında sık tektonik dokanaklar oluştuğu izlenmektedir (Aksoy 1992) (şekil 4.1).



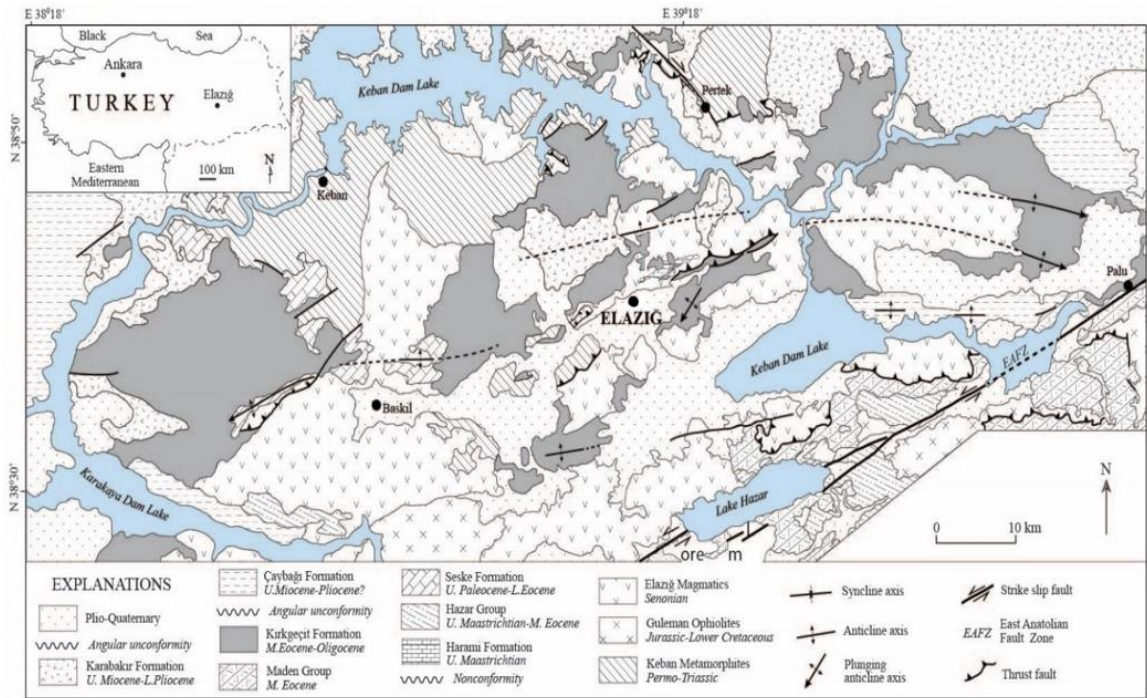
Şekil 4.1. Türkiye'nin tektonik birlikleri ve Çalışma alanı (Ketin 1983' ten değiştirilerek alınmıştır)

Doğu Toroslarda Elazığ ve yakın civarını içine alan çalışma alanında yaşları Paleozoyikten Kuvaternere kadar değişen değişik yaşta farklı litolojiler sunan dokuz ayrı birim saptanmıştır. Bu birimler içinde metamorfik kayalar, dalma-batmaya bağlı olarak gelişen magmatik kayalar, çok değişik ortamlarda çökelmiş tortul kayalar ve karasal volkanik kayalar ayırt edilmektedir (Turan ve Bingöl 1991) (Şekil 4.2). Çoğunlukla birbiriyle açılı uyumsuzluk gösteren bu birimler arasında çok sık olarak tektonik dokanaklarda izlenmekte olup yüzeyleyen kayaç birimleri arasındaki ilksel stratigrafik ilişkiler bu birimlerin oluşumunu izleyen dönemlerde etkili olmuş tektonizma nedeniyle çoğunlukla korunamamıştır. Söz konusu tektonik hareketler nedeniyle taşınarak oluşum yerlerinden farklı yerlerde yüzeyleyen birimler allokton konumlu olarak kabul edilir (Aksoy, 1992).

Elazığ ili ve yakın çevresinde yüzeyleyen jeolojik birimler yaşlıdan gence doğru aşağıdaki gibi özetlenebilmektedir.

Elazığ ve çevresinde temel kaya birimi Permo-Karbonifer yaşlı Keban Metamorfitleri'dir. Keban Metamorfitleri mermer, kalkışist ve rekristalize kireçtaşlarından oluşmaktadır. Metamorfitler Senoniyen yaşlı Elazığ Magmatitleri'ne ait granitik ve diyoritik kayalar tarafından kesilmektedir. Esas olarak granit, granodiyorit, tonalit, diyorit, diyabaz, mikrodiorit, aplit, dasit, lamprofir, bazalt, andezit, bazaltik yastık lav, aglomera ve piroklastitlerden meydana gelen Elazığ Magmatitleri, Keban Metamorfitleri tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir. Elazığ Magmatitleri'nin volkanik birimleri üzerine, Maastrichtiyen yaşlı Harami Formasyonu açılı uyumsuzlukla gelmektedir. Tabanda kırmızı renkli konglomera-kumtaşlarından, üst kesimlerde ise rekristalize kireçtaşlarından oluşan formasyon yelpaze deltası ve sığ denizel ortamda çökelmiştir. Oldukça kırıklı ve çatlaklı olan birim, Elazığ Magmatitleri

ile oldukça sık tektonik dokunaklar oluşturmaktadır. Harami Formasyonu Elazığ çevresinde oldukça geniş alanlar kaplayan Orta Eosen-Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla örtülmektedir. Esas olarak konglomera, kumtaşı, kumlu kireçtaşı ve marnlardan oluşan Kırkgeçit Formasyonu, şelf-açık deniz ortamlarında çökelmiştir. Formasyon yer yer Elazığ Magmatitleri ve Keban Metamorfikleri tarafından tektonik dokanakla üzerlenmektedir. Kırkgeçit Formasyonu Alt Pliyosen yaşlı Karabakır Formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla örtülmektedir. Karabakır Formasyonu esas olarak kilaşı, killi kireçtaşı, bazalt, tuf ve piroklastitlerden oluşmakta ve karasal-gölsel ortamda çökelmiştir. Pliyo-Kuvaterner yaşlı Palu Formasyonu ise en genç birim olup esas olarak karasal konglomera ve kumtaşlarından oluşmaktadır (Turan ve Bingöl 1991) (Şekil 4.2 ve Şekil 4.3).



Şekil 4.2. Elazığ çevresinin jeoloji haritası. Turan ve Bingöl (1991) ve Cronin vd, (2005)'ten değiştirilmiştir (Çelik ve Cronin, 2020).

YAŞ	Formasyon	Üye	Litoloji	Açıklamalar
Q				Alüvyon Açılı uyumsuzluk
Orta Eosen - Oligosen	KIRKGEÇİT FORMASYONU	Gökbelen Keklik Tepe Seher Dağı Marik		Gökbelen Üyesi: Selfal Kireçtaşları Keklik Tepe Üyesi- Self karbonatları Derin denizel bioklastik kireçtası Seher Dağı Üyesi- Yamaç fasiyesi ve yamaç ortası kanalları, kanal arası fasiyesi Orta alanda Konglomera ve kumtası dolgulu Yamaç kanalları; yamaç fasiyesi; slampli kanallar; sıg Nummulitler ve sıg yamaçta çamur karbonatları Güneye doğru derin denizel olistolitler Yamaç önü, yamaç havzasının tabanında kalın dolgulu tabakalı konglomera
Üst Paleosen Alt Eosen	SESKE FORMASYONU			Konformite Orta-kalın tabakalı masif, alg ve bentik foraminiferce zengin kireçtası
Alt Paleosen	KUŞÇULAR FORMASYONU			Diskonformite Birincil olarak Keban Metamorfitlelerine ait Kırmızı, çakıllı konglomera
Senoniyen	ELAZIĞ MAGMATİKLERİ			Nonkonformite Kırmızımsı mikritik kireçtası Bazaltik lavlar, granit, granodiyorit, tonalit, asidik bazalt, aglomera
Permo - Triyas	KEBAN METAMORFİTLERİ			Mermer, rekristalize kireçtası, sist

Şekil 4.3. Çalışma Alanı ve Yakın Çevresinin Stratigrafik Kolon Kesiti (Özkuş, 1988 ve Cronin vd., 2005' ten değiştirilerek alınmıştır) (Çelik ve Cronin, 2020)

4.1. Elazığ Havzası ve Çevresinde Doğu Torosların Jeotektonik Evrimi

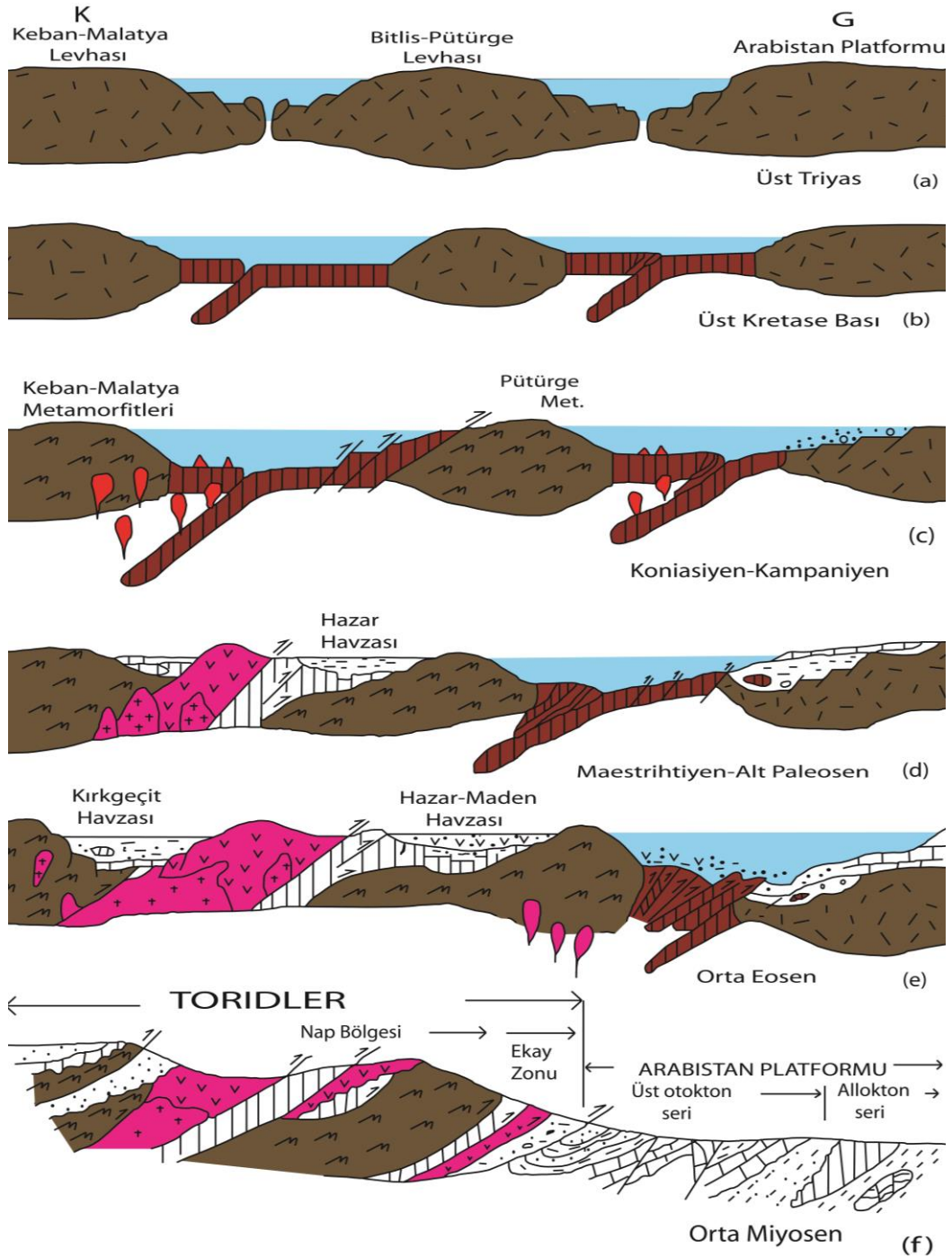
Turan vd. (1995) daha önce bölgede çalışma yapmış olan araştırmacıların görüşlerini ve arazi gözlemlerinden elde ettikleri verileri dikkate alarak Toros Orojenik Kuşağı' nın doğu bölümünün jeodinamik evrimi hakkında aşağıdaki açıklamaları yapmıştır.

Üst Triyasta Bitlis-Pütürge masiflerinin hem güneyinde hem de kuzeyinde iki ayrı okyanus açılmıştır (Şekil 4.4a). Bunlardan güneydeki kol Neotetis Okyanusu' nun ana kolu olup, masiflerin kuzeyindeki kol, bu ana koldan körfez biçiminde ayrılan tali bir kolu temsil etmektedir. Jura-Alt Kretase süresince aşılmasını sürdüren bu kollar, Üst Kretase başlarında bir yitimle kuzeye doğru kapanmaya başlamıştır (Şekil 4.4b). Koniasiyen-Kampaniyen süresince kuzey kolun kapanımı sırasında Elazığ yay magmatitlerinin oluşumu gerçekleşmiştir (Şekil 4.4c). Alt Maastrichtiyen' de kuzeydeki kolun tümüyle kapanması sonucu Guleman, Kömürhan ve İspendere ofiyolitleri ile Elazığ Magmatitleri, tektonik dilimler halinde güneye Pütürge Masifi üzerine yerleşmişlerdir (Turan vd. 1995) (Şekil 4.4d).

Üst Triyastan itibaren Bitlis-Pütürge masiflerinin güneyinde açılan Neotetis Okyanusunun ana koluda Üst Kretase süresince kuzeye doğru bir yitimle kapanmaya başlamıştır. Üst Kretase' de Neotetisin ana güney kolu, kuzeye eğimli bir dalma batma ile yitilmeye başlar ve dalma-batmayla oluşan Elazığ Magmatitleri güneye doğru itilir ve Üst Kretase sonunda bu okyanus tamamen kapanır. Bu kapanma ile birlikte Keban Metamorfikleri güneye doğru Elazığ Magmatitleri üzerine itilir. Ancak bu sırada güneydeki okyanus varlığını devam ettirir (Şekil 4.4e). Üst Maastrichtiyen-Üst Paleosen aralığında Pütürge Metamorfikleri ve bunun üzerinde tektonik olarak bulunan ofiyolitlerin blok faylanmaya uğramasıyla yay ardı bir havza olarak Hazar Havzası gelişmeye başlar (Şekil 4.4d). Bu havza Orta Eosen'de bir yandan alanını genişletmiş diğer yandan etkin bir denizaltı volkanizmasına sahne olmuştur (Şekil 4.4e). Etkin bir volkanizmaya sahne olan Hazar-Maden havzası Orta Eosen sonunda kapanırken; hiçbir magmatik etkinliğin olmadığı Elazığ Havzası, bölgedeki varlığını Alt Miyosen sonuna kadar sürdürmüştür (Turan vd, 1995).

Orta Miyosen'de Yılmaz' ın (1993) da belirttiği gibi Bitlis-Pütürge masiflerinin güneyinde yer alan ve Üst Kretaseden beri dalma-batmasını sürdüren Neotetisin güney kolu kapanmış ve Arabistan Levhası ile Anadolu Levhası çarpışmıştır. Elazığ havzasında kapanmasını sağlayan bu nihai kıta-kıta çarpışması ile bölge K-G doğrultusunda yoğun bir sıkışma etkisi altına girmiştir. Bu sıkışma ile kendi içinde bindirmeli, naplı bir yapı kazanan Toros Orojenik Kuşağı birimleri, Bitlis Sütur Zonu boyunca güneye doğru Arabistan Platformu üzerine itilmişlerdir (Şekil 4.4e). Bu sırada bindirme zonunda Üst Kretase-Oligosen yaşlı tortul ve magmatik kayalardan oluşan belirgin bir ekay zonu gelişmiş ve aynı zamanda Arabistan platformu üzerindeki ön ülke çökelleri yoğun bir kıvrımlanma geçirmiştir (Şekil 4.4f). Böylece

Doğu Toroslar, günümüzde güneyden kuzeye doğru, Arabistan platformu kıvrımlı birimleri, Ekay Zonu ve Nap Alanı şeklinde üç ana belirgin tektonik ünitelerden oluşan bir yapı kazanmıştır (Turan vd,1995).İnceleme alanı ve çevresindeki sedimanter kayaçlarda ölçülen tabaka duruşları Kırkgeçit Formasyonu dışındakilerde yatay veya yataya yakındır. Karabakır ve Palu Formasyonlarındaki eğimler 5° - 8° civarındadır. PliyoKuvaterner yaşlı en genç birim ise yatay duruşludur (Aksoy 1992).



Şekil 4.4. Doğu Torosların Elazığ Çevresindeki Jeotektonik Evrimi (Turan vd, 1995' ten değiştirilerek alınmıştır)

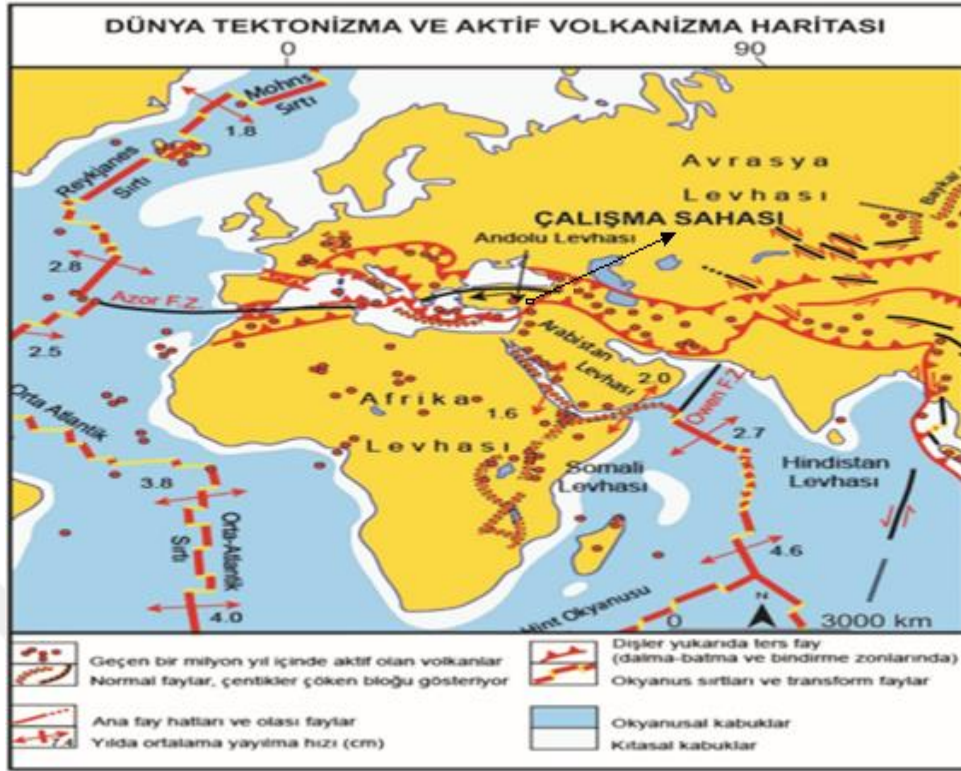
4.2. Kırkgeçit Formasyonu (Orta Eosen-Oligosen)

Kırkgeçit Formasyonu ilk defa Van'ın güneydoğusundaki Kırkgeçit Bucağı civarında yapılan çalışmada Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı jeologları tarafından adlandırılmıştır (Perinçek, 1979). Genelde konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanmasından oluşan birim, aynı litolojik özelliğini inceleme alanında da korur. Söz konusu yüzeylemelerinde birim yer yer, Keban Metamorfitleri ve Yüksekova Karmaşığı üzerinde uyumsuz olarak yer alırken; Pliyo-Kuvaterner yaşlı birim tarafından uyumsuz olarak örtülür (Aksoy 1992).

Çalışma alanını içine alan Elazığ ilinde bulunduğu Doğu Anadolu Bölgesi ve Güneydoğu Anadolu Bölgesinin jeolojisine genel olarak bakıldığında ortaya litolojik olarak volkanik malzemeler, volkanik örtü, Pliyo-Kuvaterner yaşlı akarsu ve göl çökellerini oluşturan ayrışmamış karasal kıvrıntılılar ve bu birimlerin temelinde Mesozoyik-Paleozoyik yaşlı metamorfik birimlerden oluştuğu görülmektedir. Doğu Anadolu ve Güneydoğu Anadolu'nun jeolojik özelliklerinin şekillenmesinde büyük oranda Türkiye'de Neotektonik dönemin başlangıcı olarak adlandırılan Tetis Okyanusu'nun kuzey ve güney kollarının kapanmasıyla güneydeki Arabistan Levhası'nın tektonik olarak Avrasya Levhası altına itilmesiyle bölgede geniş açılı bir dalma-batma zonu oluşturulmuştur. Orta Miyosen döneminin sonlarında (yaklaşık 5 myö.) Arabistan Levhasının Avrasya Levhası altına dalmasıyla son büyük tektonizma olarak bilinen ve Neotektonik dönemin başlangıcı olan bu dönemle birlikte bölgede var olan Orta Miyosen öncesi yaşlı jeolojik birimler bu tektonizmaya bağlı olarak gerilmenin etkisiyle büyük bir kıvrımlanmaya uğramış ve Tetis Okyanusunun kapanarak dalma-batma etkisiyle bölgenin kara ortamı haline gelmesiyle bölgede çok sayıda ve zengin miktarlarda maden yatakları ve yer altı kaynakları gelişmiştir (Aksoy 1992).

Üst Kretase'den başlayan ve ülkemizin de karasal olarak oluşumunu sağlayan Tetis okyanusunun kapanmaya (okyanusun ortadan kalkması) başlamasıyla birlikte ülkemizin güneyinde bulunan Arap Levhası göreceli olarak Kuzey'e doğru hareket etmeye başlamış buna eş zamanlı olarak Avrasya Levhası da Güney'e doğru hareket ederek Üst Kretase'de günümüzden yaklaşık 67 milyon yıl önce, bölgede iki ayrı Tetis Okyanusu'nun ve/veya bu okyanusun bir kolunun kapanmasına neden olmuştur. Örneğin günümüzde Akdeniz, Kuzey Atlantik Okyanusu'nun bir kolunu oluşturması gibi. Bu süreçlerin, günümüz sonuçlarında, ülkemizde jeolojik olarak değişik türden kayalar ve farklı tektonik yapılar gelişmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981) (Şekil 4.5, Şekil 4.6, Şekil 4.7 ve Şekil 4.8).

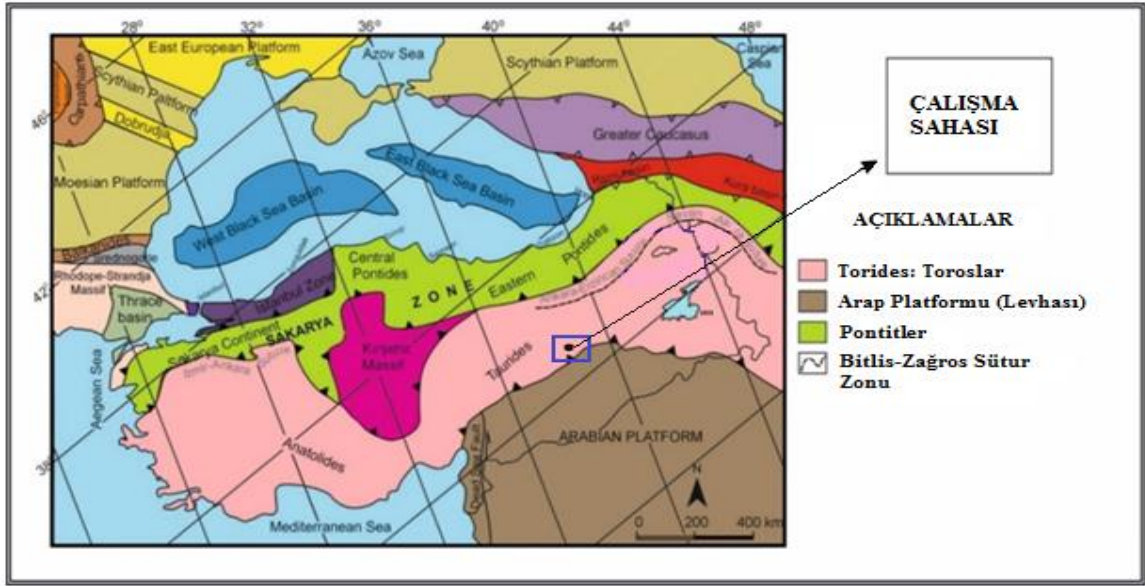
Şekil 4.5 ile gösterilen çalışma alanının nasıl bir levha tektoniğine sahip olduğu ayrıca volkanizmanın çok etkin olduğu gösterilmektedir. Arap Levhası'nın yıllık ortalama hızı 200 mm/yıl olarak verilmiştir (Lowman JR., 1997).



Şekil 4.5.Dünya Tektonizma ve Aktif Volkanizma Haritası (Paul D. Lowman JR., 1997)

Şekil 4.5'te NASA/Uzay Uçuş Merkezi tarafından 1997 yılında yayınlanan Dünya küresel ölçekli levhaların yayılma hızlarını gösteren Van der Grinten Projeksiyonu baktığımızda Elazığ çevresi, levhalar aracılığıyla kuzey-kuzeydoğu ve güney-güneybatı yönünde sıkıştırıldığı ayrıca aktif volkanizmanında oldukça etkin olduğu görülmektedir (Lowman JR, 1997).

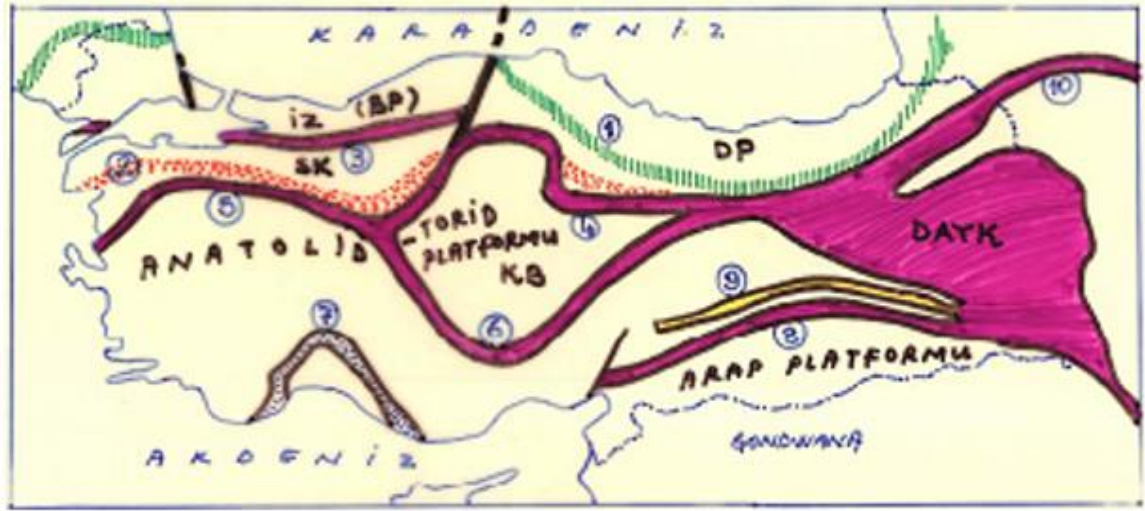
Şekil 4.6' da ise Okay ve Tüysüz, 1999'a göre, Ülkemizi sınırlayan tektonik birliklerin küçük ölçekli bir haritada gösterilmiş halidir. Ancak bu çalışmadan hemen önce Şengör-Yılmaz (1981)'da Ülkemiz için önemli olan Levha Tektoniği kuramına uygun olarak tasarladıkları modellerini açıklamışlardır. Bu modele göre, Türkiye'deki Tetis Okyanusu kenet kuşaklarının neler olduğu ortaya konmaya çalışılmıştır. Bu çalışmaya göre, Paleo-Tetis kuşağını tanımladıktan sonra, Karakaya Kenedi, Pontit İç Kenedi, Erzincan Kenedi, İzmir-Ankara Kenedi, İç Toros Kenedi, Antalya Kenedi, Asurid Kenedi, Çüngüş Kenedi, Maden Kenedi ve bunların içerisinde bölgemiz için önemli olan geniş alanlara yayılım gösteren Doğu Anadolu Yığılma Karışımını (DAYK) tanımlanmıştır (Okay ve Tüysüz, 1999; Şengör ve Yılmaz, 1981) (Şekil 4.6).



Şekil 4.6. Türkiye'nin Tektonik Birlikleri (Okay ve Tüysüz, 1999)

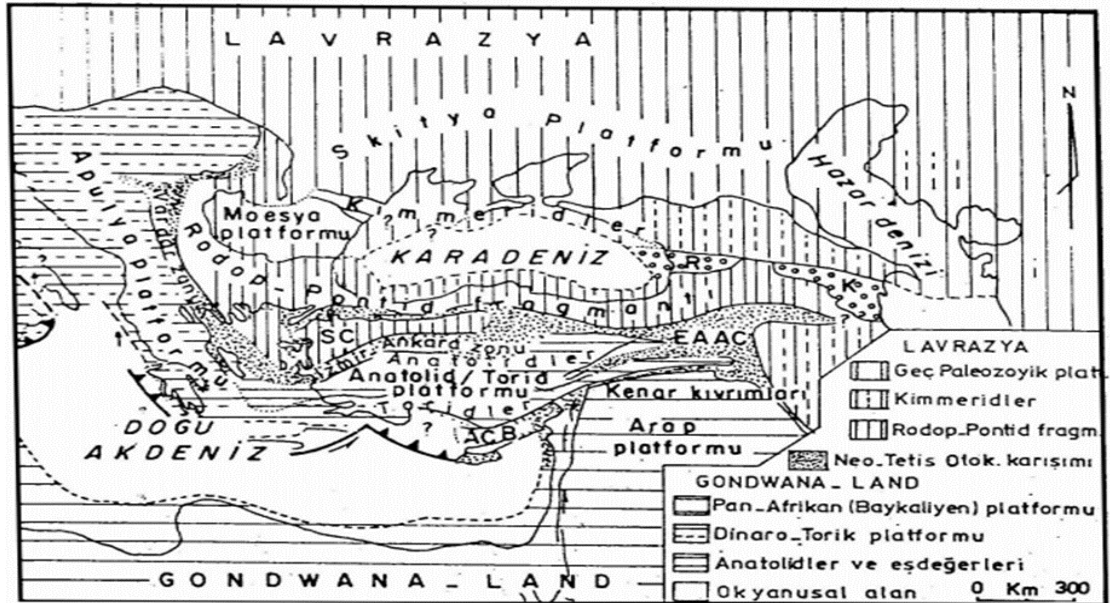
Elazığ ili Torid tektonik kuşağının Doğu Toros Orojenik Kuşağında yer almaktadır. Şekil 4.6 ve aşağıdaki Şekil 4.7 ile verilen her iki model, Elazığ ili ve çevresini de içinde bulundurdıklarından dolayı, bölgenin Jeo-Dinamik (JD) süreçlerini ve tektonik gelişimini anlamamızı sağlamaya çalışmaktadır. İki model gerçekte çok farklı plaka modeli sunmaktadır. Fakat deformasyonu sağlayan kuvvetlerin Kuzey ve Güney yönlü olduğunun her iki modelde ortak olduğudur. Ancak ilk modelde (Okay-Tüysüz, 1999) okyanusun bölgede daha uzun bir sürede kaldığını savunduğundan kalın karbonatlı kaya platformlarının (istiflerinin) olmasını önerdiğinden, bu önerinin jeoteknik olarak yapı temellerini oluşturacak zeminlerin (Alüvyonlar, bataklıklar vb. hariç) mekanik olarak daha yüksek ve daha güvenilir taşıma gücü sunmalarını ve bunun sonucu olarak meydana gelecek depremde hasarların çok ileri boyutlarda olmayacağı jeoteknikaçıklamasını yapabileceğimiz sonucuna götürürken, Şengör ve Yılmaz (1981) modeli ise daha yumuşak ve taşıma gücü olarak daha güvensiz okyanusal ve astenosferik kaya gruplarının varlığını ortaya koymaktadır (Okay ve Tüysüz, 1999) (Şengör ve Yılmaz, 1981) (Şekil 4.6).

Bu modele göre bölgede okyanusun kapanmasıyla birlikte yalnızca okyanusal kabuk ve üst manto veya astensofer kökenli kayaç toplulukları bölgede yerini almıştır. Bu kayaçlar çoğunlukla ofiyolit olarak isimlendirilen, Serpantin yoğun ağırlıklı yeşil renkli kayaların ve ayrıca Filiş ismi verilen derin denizel dentritik ve karbonatlı kayalardan oluşan bir kaya kütlelerinin var olduğunu kabuğun burada önemli ölçüde kalın olmadığını, litosferik yapının bulunmadığı ve sıcak astenosferin yukarı domlaşma gösterdiği bölgeyi DAYK olarak isimlendirmiş olmakla birlikte Akdeniz Himalaya dağ oluşum kuşağının yeniden isimlendirmesine giderek Türkik tip bir yeni kuşak olduğunu iddia etmiştir (Şekil 4.7) (Şengör ve Yılmaz, 1981).



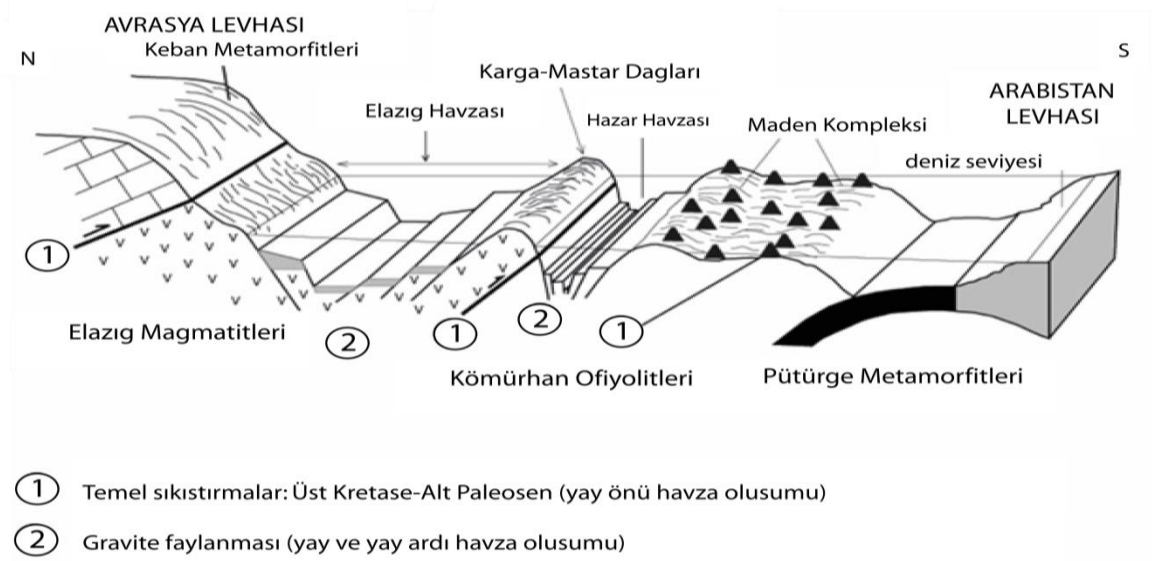
Şekil 4.7. Türkiye'deki Kenet Kuşakları (Şengör ve Yılmaz, 1981)

Doğu Anadolu Fay Sisteminin (DAFS), Bingöl Karlıova'dan Ermenistan'a kadar olan doğu kesimi Kuzey Doğu Anadolu Fay Sistemi (KDAFS) olarak isimlendirilmiştir. Oldukça geniş bir alanı tipik makaslama ve ters fay sistemleriyle kuşatmıştır. Bu fay sisteminde kuzey-güney sıkışmalarına bağlı olarak Kuzeydoğu-Güneybatı gidişli sol yanal atımlı faylar ve Kuzeybatı-Güneydoğu gidişli sağ yanal atımlı faylar ile Doğu-Batı uzanımlı bindirme veya Ters fay sistemleri gelişmiştir. Tüm bunlarla birlikte Kuzey-Güney yönünde açılma çatlakları da yine Kuzey Doğu Anadolu Fay Sistemi içerisinde (KDAFS) bulunmaktadır (Şekil 4.8) (Şengör ve Yılmaz, 1981).



Şekil 4.8. Türkiye'de Tetis Okyanusun Levha Tektoniği Kuramına Göre Gelişimi (Şengör ve Yılmaz, 1981). EAAC: (East Anatolian Arc Complex: Doğu Anadolu Yay Kompleksi).

Orta Eosen’de kuzey yönlü dalma-batma sırasında Arabistan Levhası’nın Avrasya Levhası altına dalması ile kuzeyde Avrasya Levhası’nda ortaya çıkan gelişmelere bağlı olarak blok faylanmalar gelişmiştir. Blok faylanmalar sonucu hızlı gelişen sübsidansla Elazığ çevresinde kısa sürede derin deniz şartları egemen olmuştur. Böylece yaklaşan levha sınırlarında dalma-batmaya bağlı olarak üstteki levhada gerilme kökenli bir yay-ardı havza (back-arc basin) oluşmuştur (Şekil 4.9). Elazığ yöresinde Oligosen’in sürekli gözlenememesi, aşınma veya tektonizma nedeniyle olabilmektedir (Özkul ve Kerey 1994) (Şekil 4.10, Şekil 4.11).



Şekil 4.9. Kırkgeçit Havzasının Paleocoğrafyasını Gösteren Şematik Görünüm (Özkul, 1988; Cronin vd, 2000a)



Şekil 4.10. Çalışma alanındaki Kırkgeçit Formasyonu'ndan genel görünümüler.

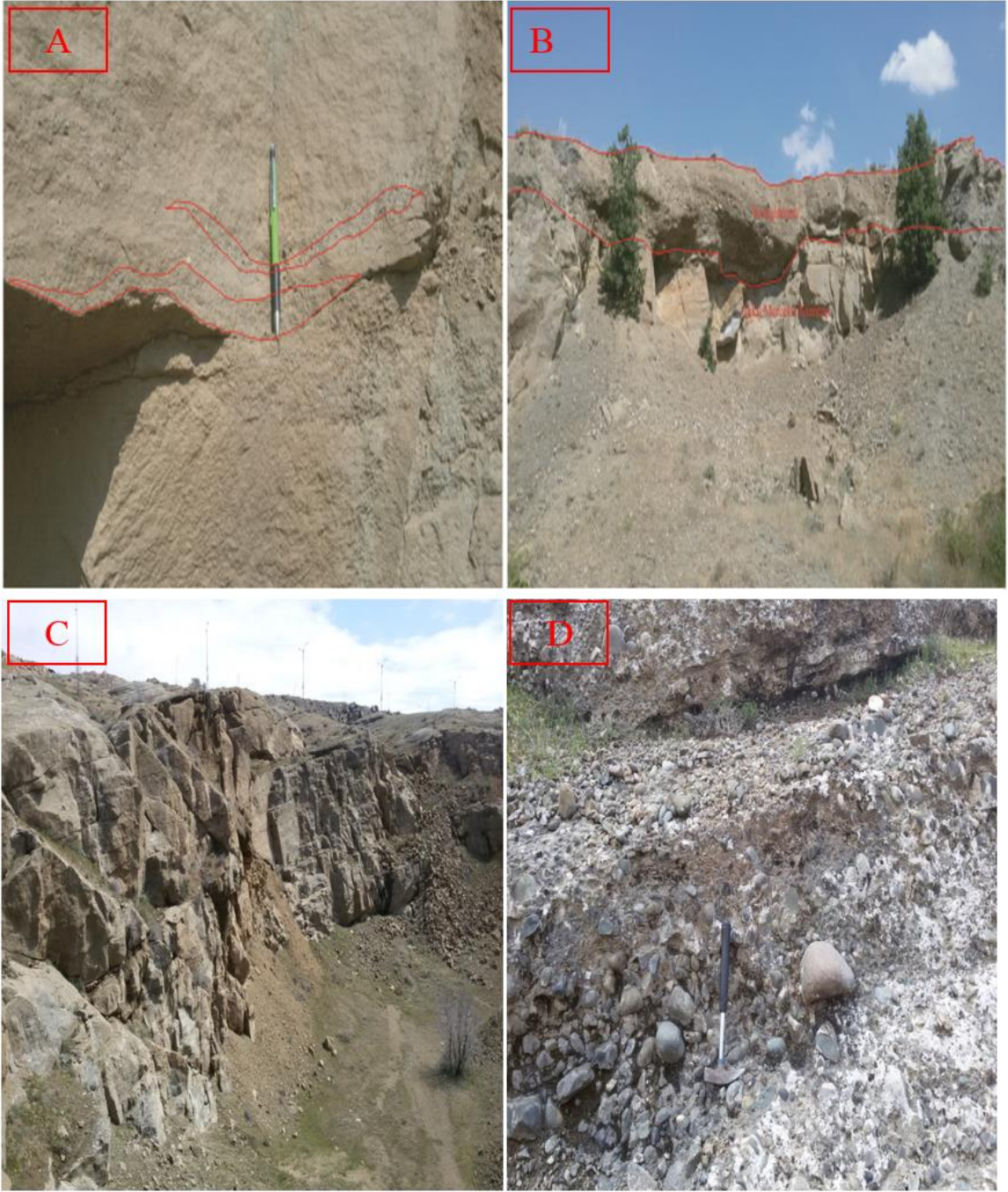


Şekil 4.11. Çalışma alanında Kırkgeçit Formasyonu’nun en alt bölümünden bir görünüm (Litoloji yanal ve düşey yönde sıkça değişmektedir).

Bir derin deniz-şelf kompleksi özelliğinde olan Kırkgeçit tortulları Orta Eosen başlarında kıtasal bir kabuk üzerinde açılmış yay gerisi (back-arc) bir havzada depolanmıştır (Özkul 1988). Elazığın güneydoğusunda yer alan Maden yöresi bölge jeolojisi açısından anahtar konumdadır (Aktaş ve Robertson, 1984). Kırkgeçit havzasının oluşumu, Orta Eosende güneyde meydana gelmekte olan Maden karmaşığı ile yakından ilişkilidir. Maden Karmaşığı kuzeye dalımlı bir yitim zonu üzerinde gelişmiş aktif kıta kenarı ürünüdür (Yazgan, 1984). Orta Eosen başında güneydeki Arabistan levhasının kuzeye doğru Avrasya levhası altına dalımı sırasında kuzeydeki bu kıtasal levha üzerinde ortaya çıkan gerilmelere bağlı olarak bölgede yaklaşık KB-GD gidişli bir havza meydana gelmiştir. Tektonik aktiviteye bağlı olarak havza hızla derinleşmiştir. Havzaya taşınan kırıntılı malzeme kuzeydeki magmatik yay ve metamorfitle ile bunların örtü kayaçları durumundaki Orta Eosen öncesi tortul formasyonlardan türemiştir. Bu durum özellikle havzanın kuzeyinde yüksek bir kaynak alanın bulunması gerektiğini ve havzanın kuzey kenarının tektonik denetimli olduğu konusunda bir fikir vermektedir (Özkul ve Kerey, 1994). Klasik türbiditler ve bunlarla birlikte bulunan moloz ve tane akması ürünlerinden oluşan Kırkgeçit Formasyonu’nun yoğun tektonizma etkisinde yaklaşık D-B doğrultulu dar, derin ve uzun bir depolanma havzasında çökeldiği genelde kabul gören bir düşüncedir (Perinçek 1979, Perinçek ve Kozlu 1984; Sungurlu vd, 1985; Özkul 1988; Aksoy ve Tatar, 1990).

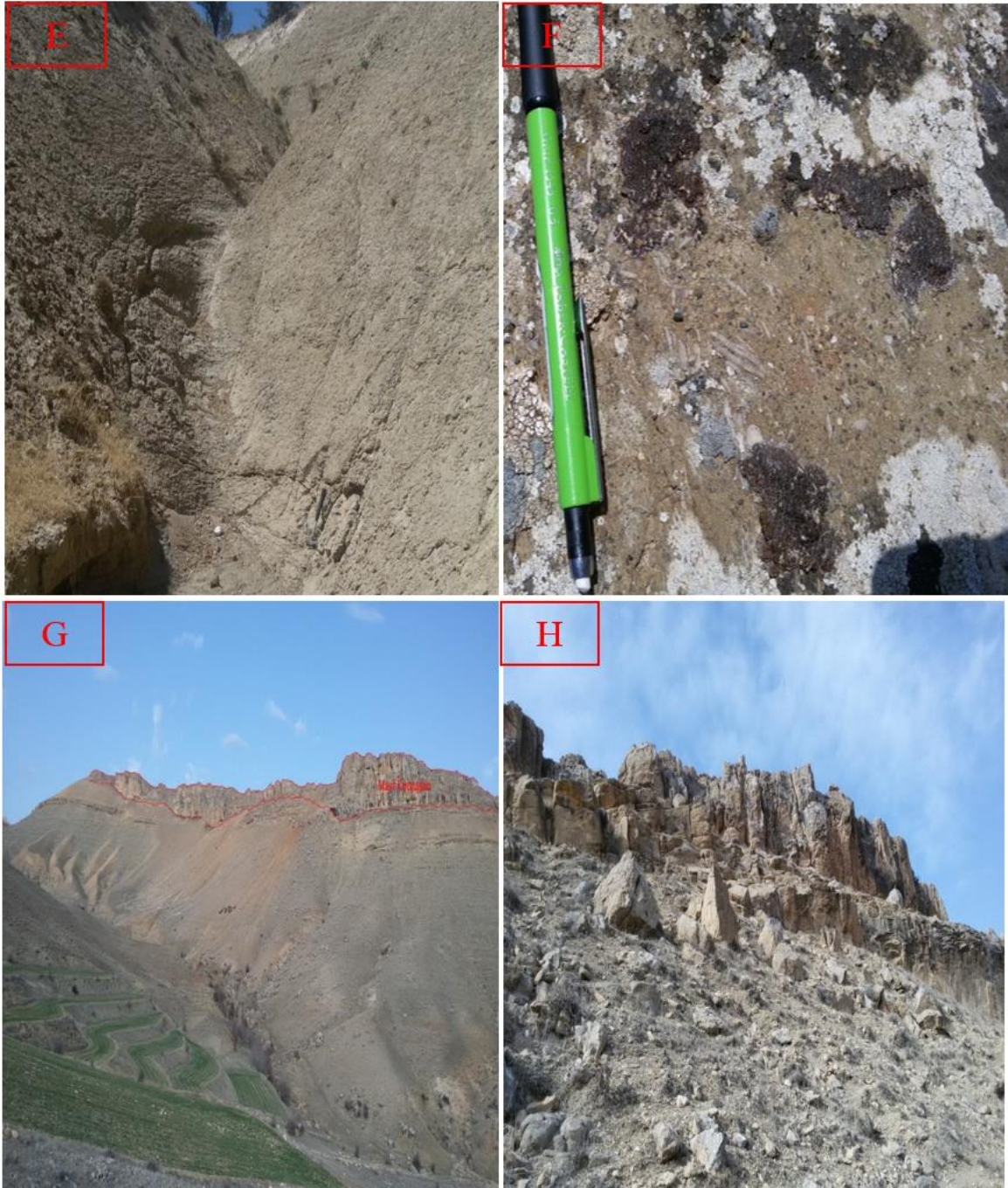
Kırkgeçit Formasyonu sığ denizel ortamlardan derin denizel ortamlara kadar değişen düzensiz tabakalı bir tortullaşma havzasında oluşmuştur. Fasiyes analizi yapılan Kırkgeçit Formasyonu bir bütün olarak sığlaşan bir istifdir (Özkul ve Kerey, 1994). Oluşumunu izleyen dönemdeki tektonik hareketlere bağlı olarak, üzerinde çökeldiği Yüksekova Karmaşığıyla birlikte güneye sürüklendiğinden yarıotokton konumlu bir birimdir (Aksoy, 1992). Ayrıca yer yer Keban Metamorfikleri ile Yüksekova Karmaşığı arasındaki bindirme hattının Kırkgeçit Formasyonu tarafından örtülmüş olduğu görülmektedir. Doğrultu atımlı sol yönlü bir fay olan ve Türkiye'nin önemli neotektonik yapılarından biri olan Doğu Anadolu Fay Hattı ile aynı gerilme etkisinde gelişmiş yapıların Elazığ çevresinde yaygın bir biçimde yüzeyletiğinden bahsedilir. (Bingöl, 1984; Tatar, 1992).

Kırkgeçit Formasyonu yatay ve düşey yönde sıkça litolojik değişiklikler göstermektedir. Bu nedenle formasyonun farklı bölgelerindeki yüzeylemelerinde aynı litolojik sıralanımı görmek pek mümkün değildir. Bununla beraber genel olarak tabanda kanal dolgusu şeklinde konglomeralarla başlayan birim, orta kesimlerinde erozif tabanlı kanal dolgusu şeklinde çakıllarla bulunduran ve iz fosil bakımından oldukça zengin kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasından oluşmuş flişlerle temsil edilmektedir. Birimin en üst kademelerinde ise bol Nummulitli kireçtaşları ile biyoklastik kireçtaşı-marn ardalanması yer alır. Kırkgeçit Formasyonunun içerdiği fosil topluluğuna göre Elazığ çevresinde Orta Eosen-Oligosen yaşlı olduğu belirlenmiştir (Şekil 4.12) (Turan, 1984; Özkul, 1988). Kıvrımlanmaya uğrayan en genç birim olan Kırkgeçit Formasyonunun yaşı Orta Eosen-Oligosen olduğuna göre kıvrımlanmaya neden olan yaklaşık KB-GD doğrultulu basınç gerilmesinin Alt Miyosen sonrasında etkili olduğu kabul edilebilir (Aksoy, 1992).



A: Merceksi tabakalı kumtaşları (başlangıç seviyesi), B: Konglomera ve Merceksi tabakalı kumtaşları (en alt seviye), C: Çakıllı kumtaşları (alt seviyeler), D: Çok iyi çimentolanmış Kil-Silt bağlayıcılı Moloz Akması (alt-orta seviyeler), E: Masif çamurtaşları (orta seviye), F: Nummulites fosilli kumtaşları, G: Tekrarlanmalı Masif Kireçtaşları (üst seviye), H: Masif Kireçtaşı (üst seviye)

Şekil 4.12. Ölçülü kesitlerde gözlenen fasiyeslerin yakından görünümü



Şekil 4.12. (Devam) Ölçülü kesitlerde gözlenen fasiyeslerin yakından görünümü

Kırkgeçit Formasyonu'nun litolojisini oluşturan kayalar ayrıntılı olarak incelendiğinde kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasından oluşan fliş fasiyesinde gelişmiş istifin içinde büyük boyutlu türbidit akıntıları ve moloz akıntılarıyla oluşmuş konglomera merceklerinin varlığı belirlenmiştir. Çoğunlukla sarımsı bej veya boz renkli olan kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasında çamurtaşı/kumtaşı istifin değişik yerlerinde farklılık gösterir. Bazı yerlerde ise tamamen çamurtaşı veya kumtaşı egemenliği söz konusudur. Bu durum birimin denizaltı yelpazesi şeklinde

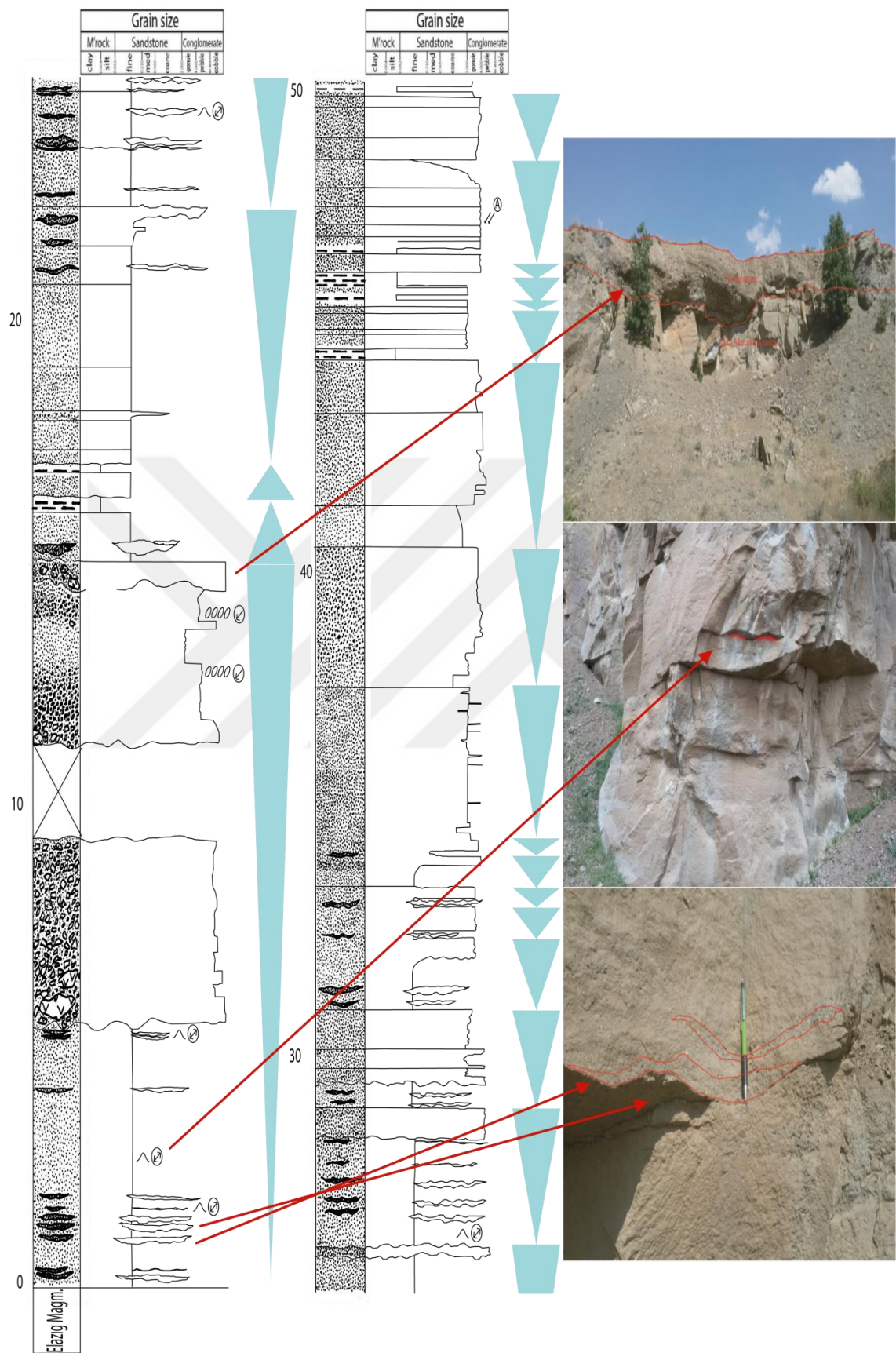
gelişmesinden kaynaklanır. Düşük yoğunluklu türbiditik akıntılarla oluşan kumtaşı-çamurtaşı ardalanmasındaki kumtaşı tabakalarında akıntılarla sürüklenmiş bol Nummulitesin varlığı dikkat çeker. Bu ardalanmadaki kumtaşlarında sağlıklı ortam belirleme kriteri olarak kullanılan iz fosillerin varlığında gözlenir ve istifin hangi bölümlerinin denizaltı yelpazesinin neresinde çökelmiş olduğu konusunda bu fosillere dayanarak fasiyes ayrımları yapılmıştır (Şekil 4.12) (Özkul 1988; Aksoy ve Tatar, 1990). Kırkgeçit Formasyonu tabanında kendisinden daha yaşlı birimler üzerine belirgin bir şekilde açılı uyumsuzlukla gelir. Diğer taraftan bindirme fayına bağlı olarak Keban Metamorfikleri ve Yüksekova Karmaşığı Formasyonu tektonik olarak üzerler (Turan ve Bingöl, 1991).

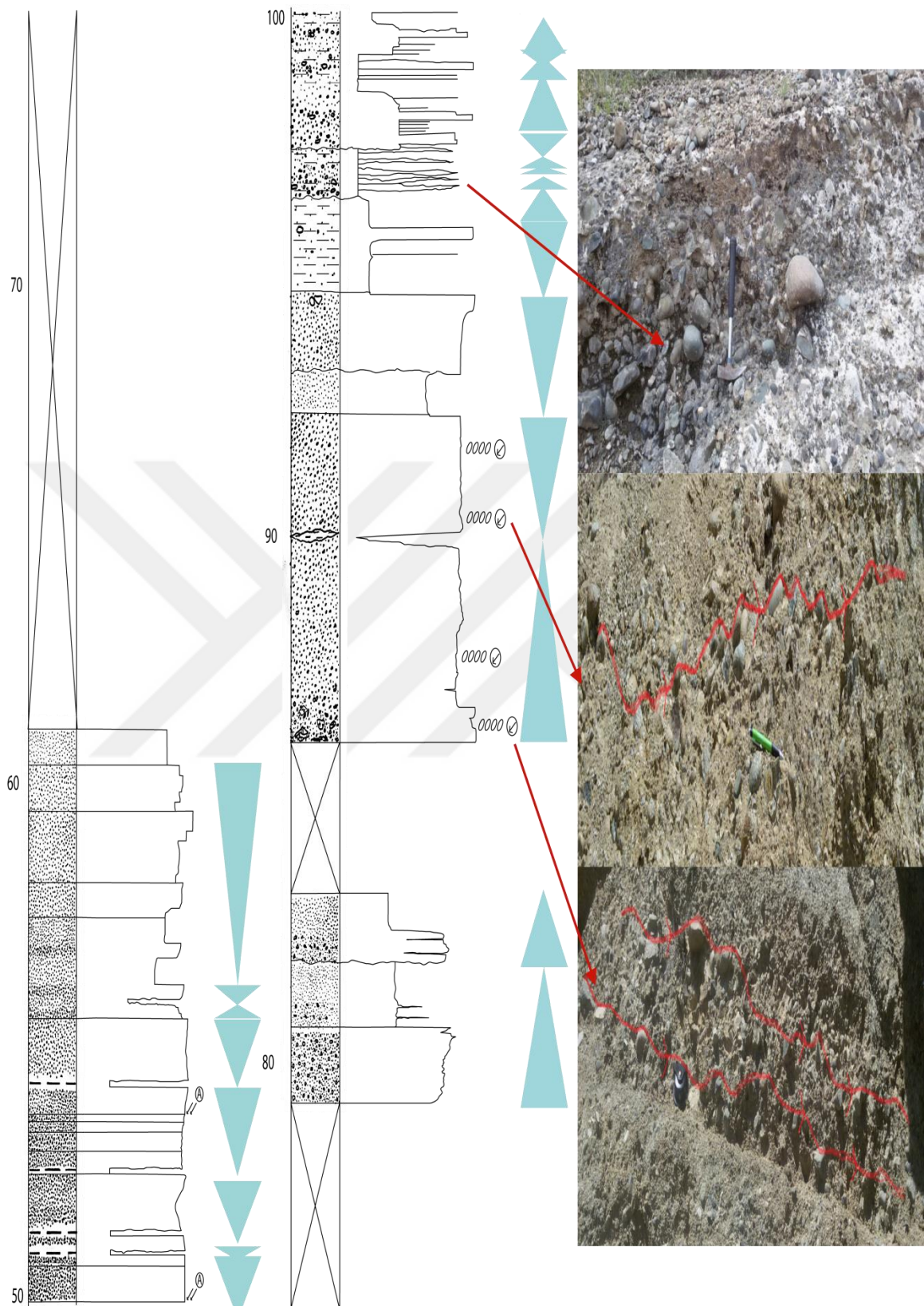
4.2.1. Ölçülü Kesitler

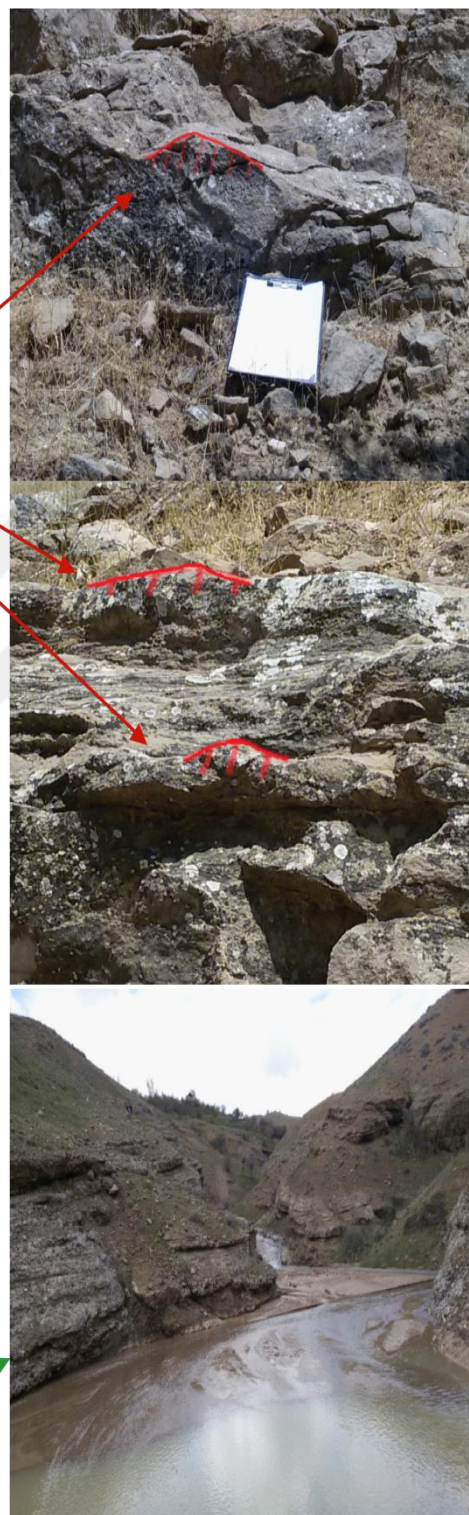
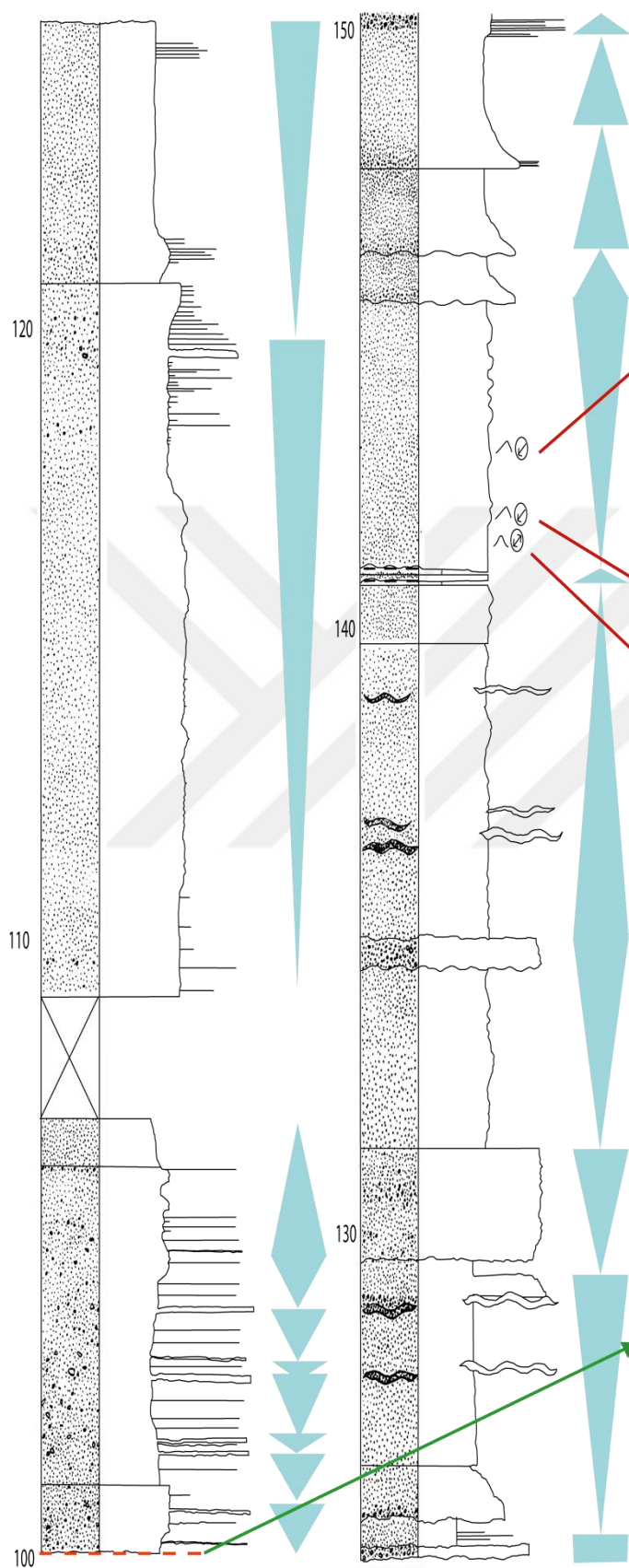
Çalışma alanı boyunca Şahinkaya mahallesinden il merkezinin yaklaşık 19 km kuzeyinde yer alan Keban beldesinin Çatalharman köyüne kadar birimin tabanından muhtemel tavanına kadar (Şekil 4.13) 838 metre ölçülü kesit (Şekil 4.14, Şekil 4.15, Şekil 4.16, Şekil 4.17 ve ilişkilendirilmiş kesitler) alınmıştır. Orta kısımlar Elazığ Volkanitleri (Harput Volkanitleri) (Quaterner) tarafından örtülmektedir.

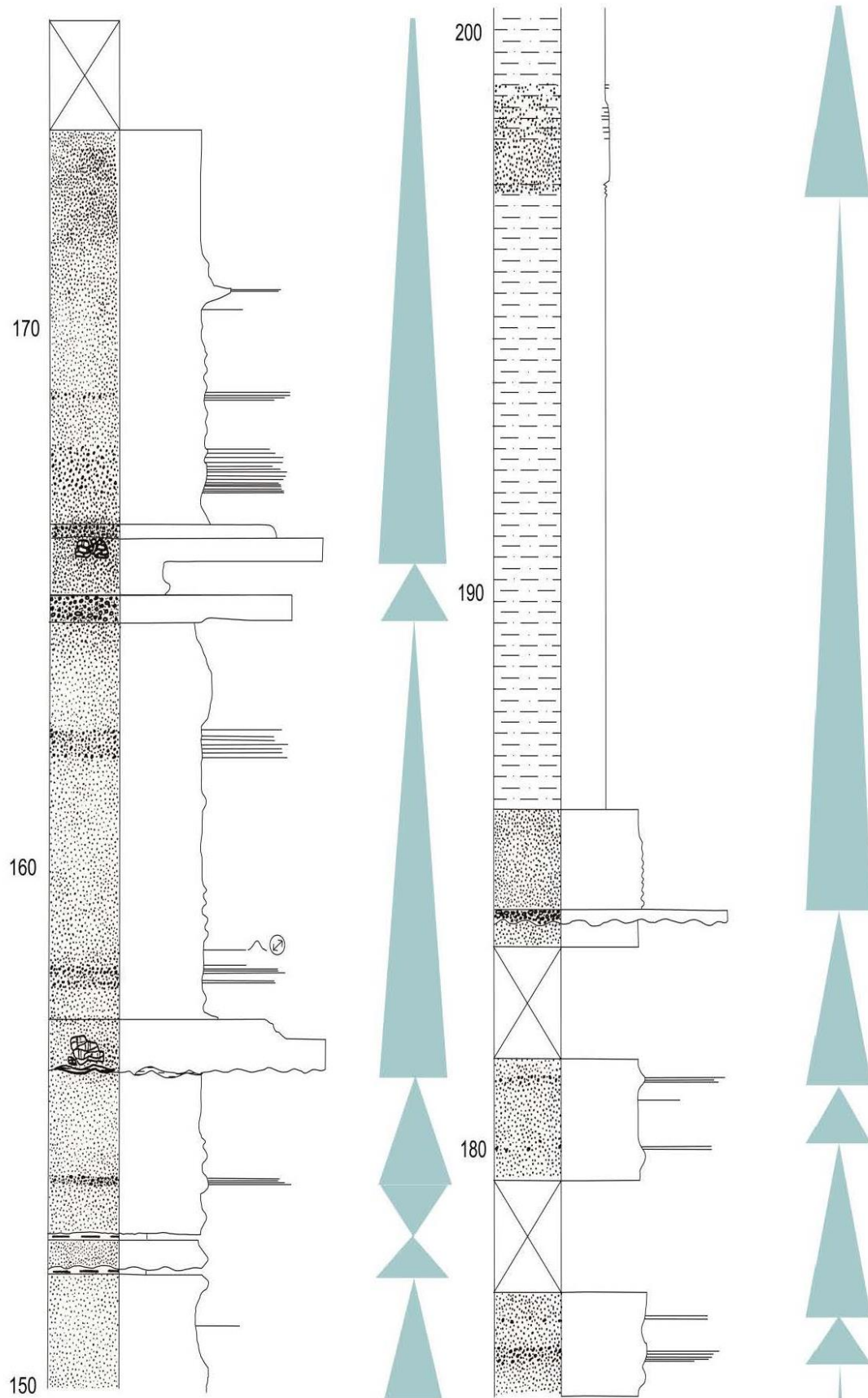


Şekil 4.13. Elazığ kuzeyinde çalışma alanını gösteren Google Earth görüntüsü. Lacivert çizgiler alınan ölçülü kesitleri temsil etmektedir.





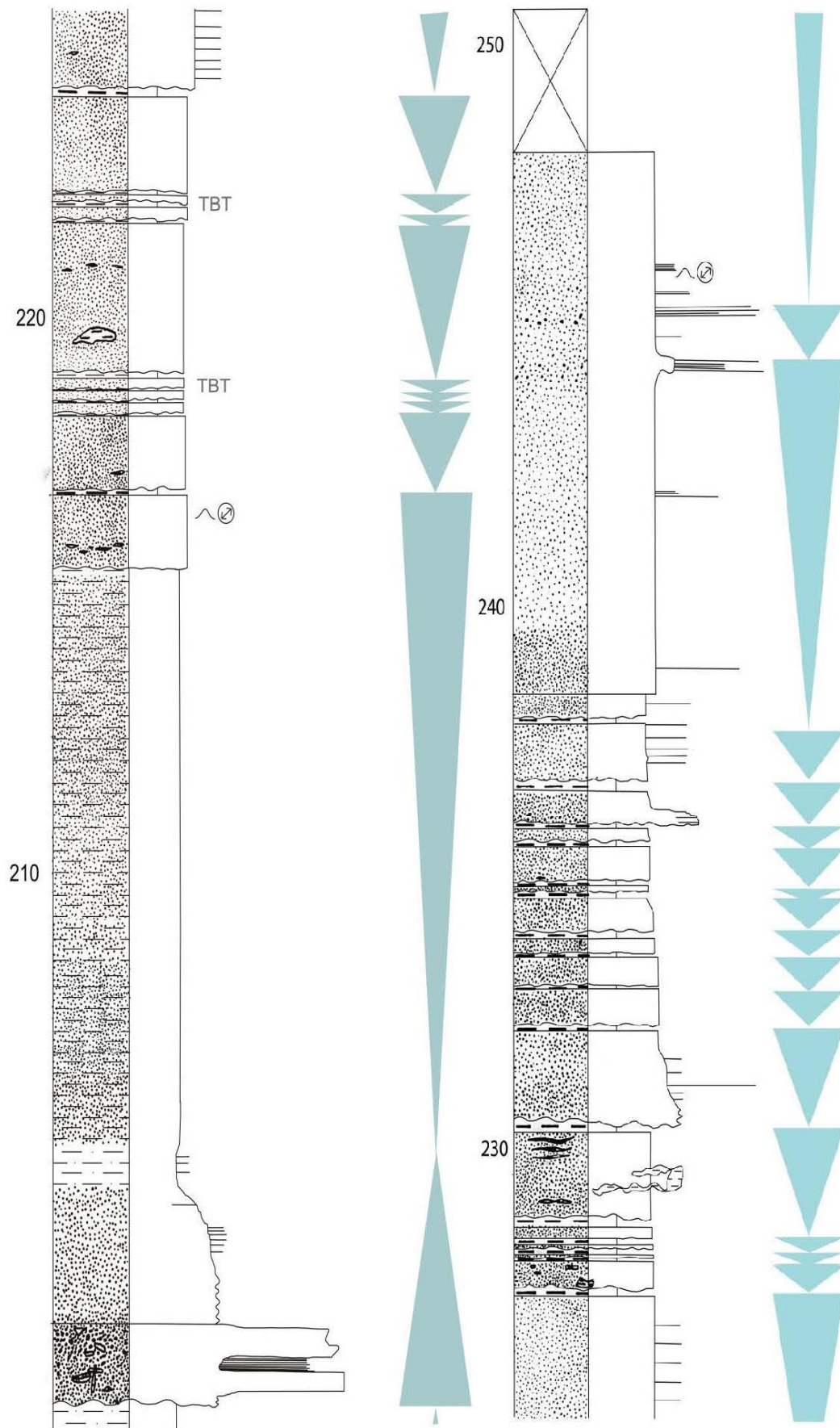


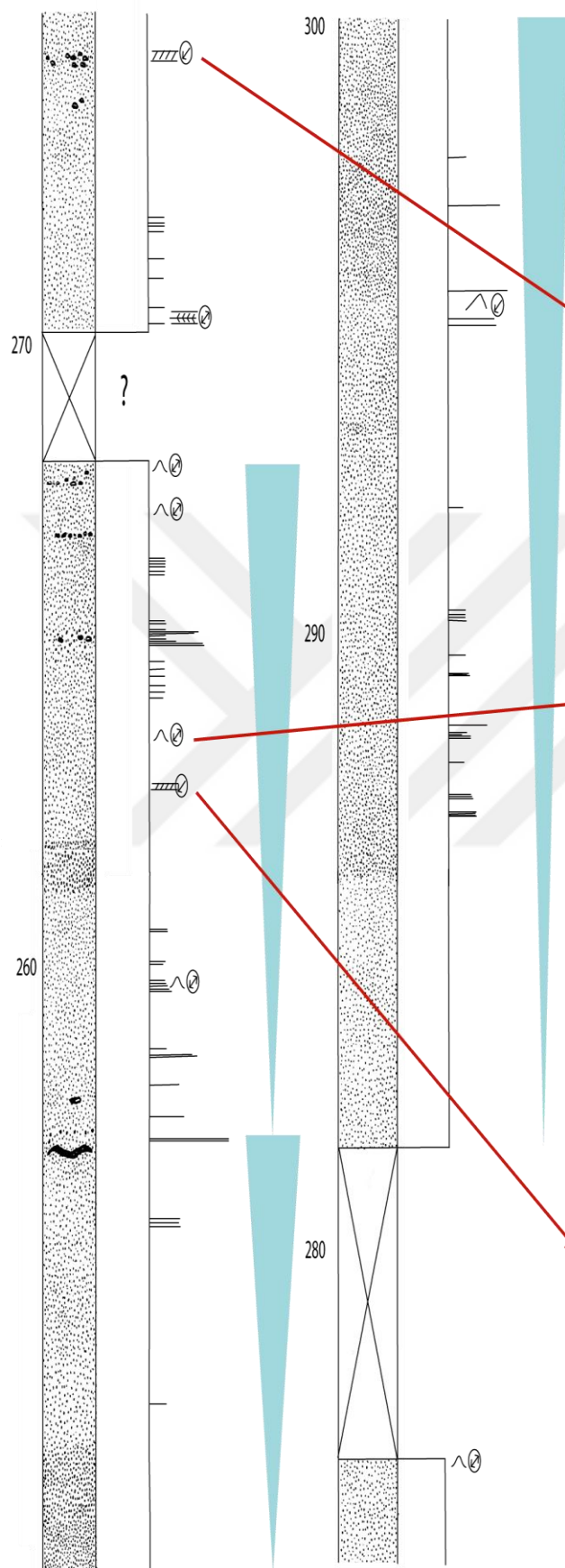


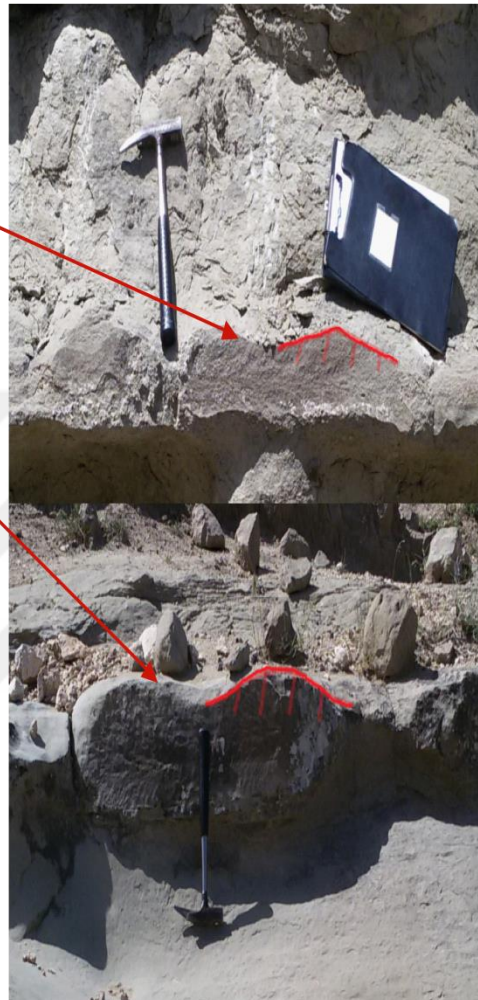
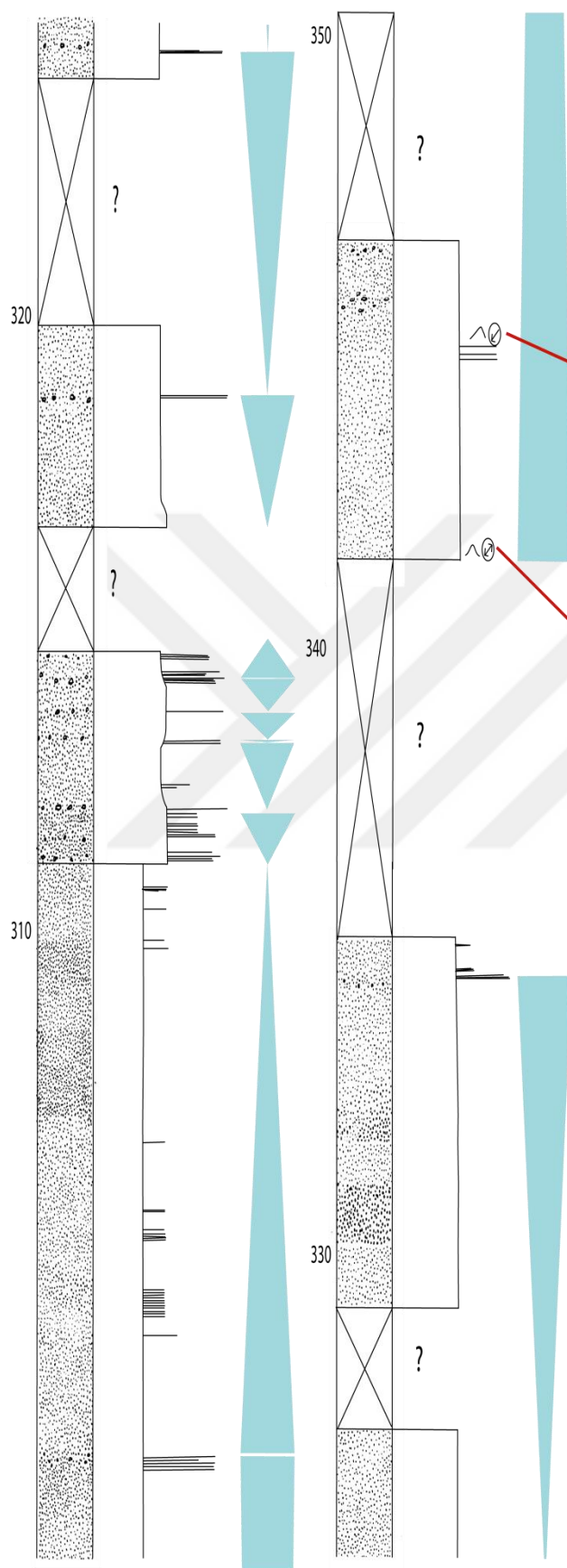


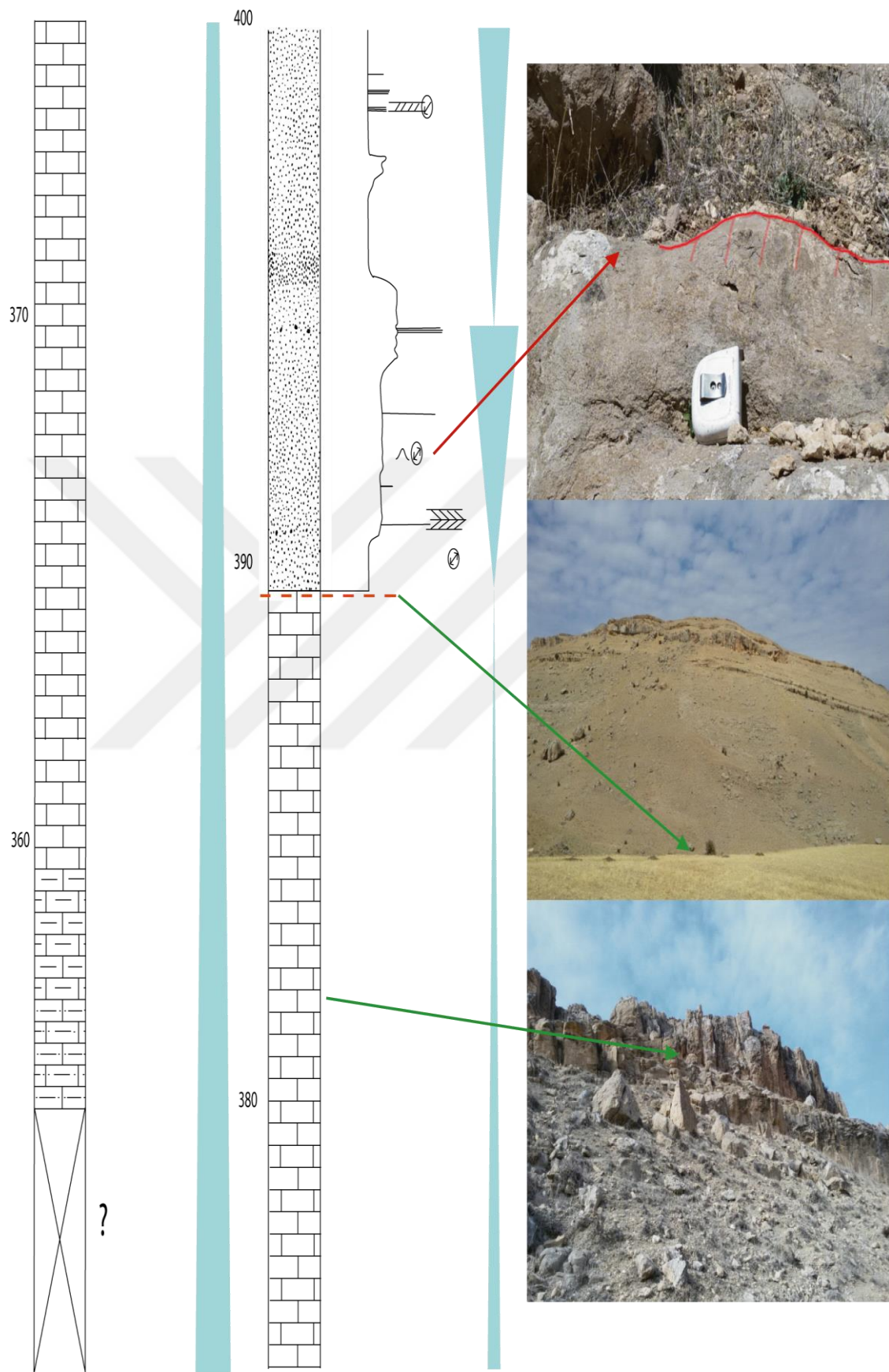
(0 $\cong$ 140 m. X: 39,193252; Y: 38,688213), 2 (140 $\cong$ 186 m. X: 39,183177; Y: 38,700391), 3 (186 $\cong$ 216 m. X: 39,194386; Y: 38,707638)

Şekil 4.14. Ölçülü Kesit Lokasyonları: 1



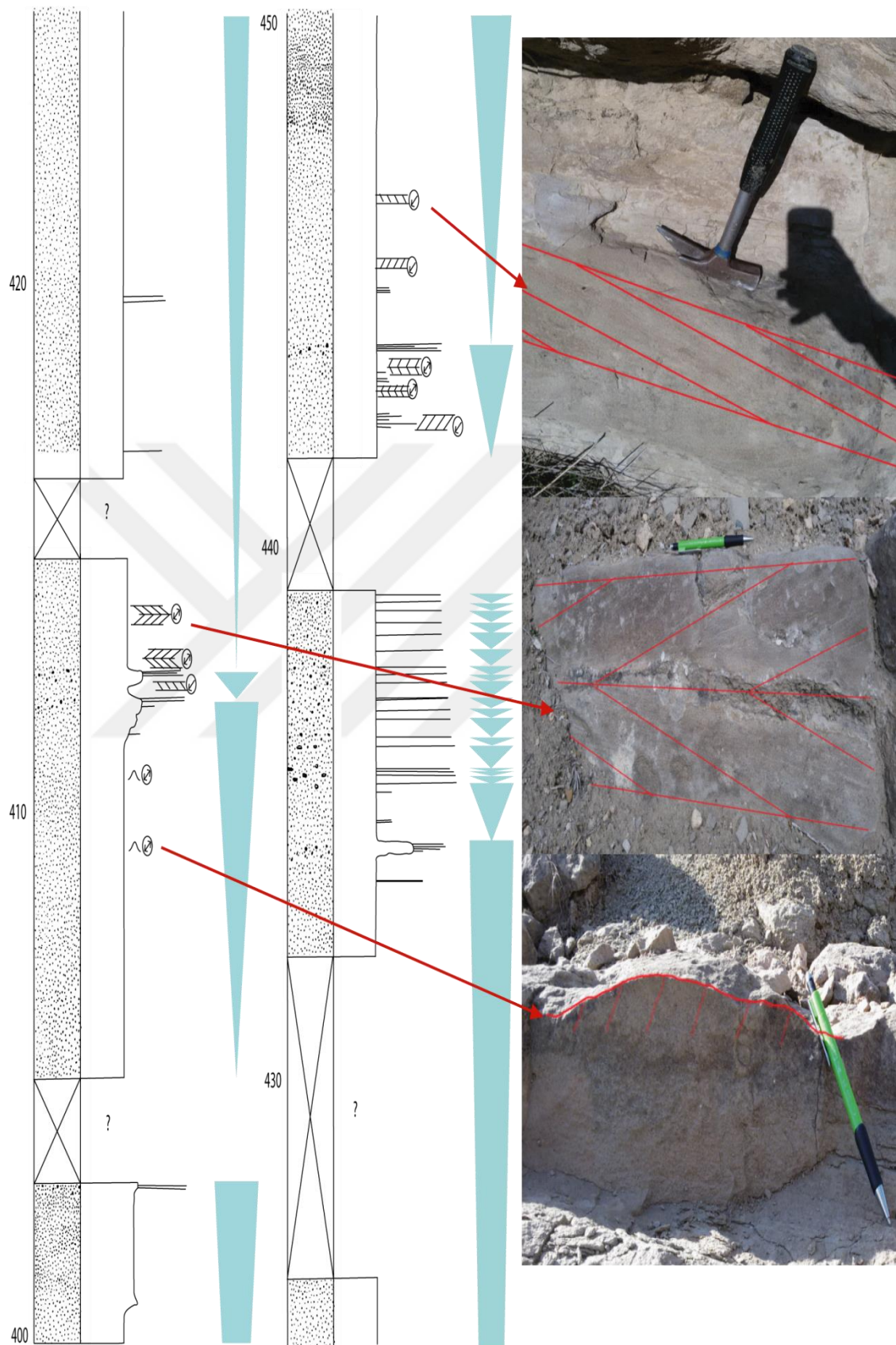


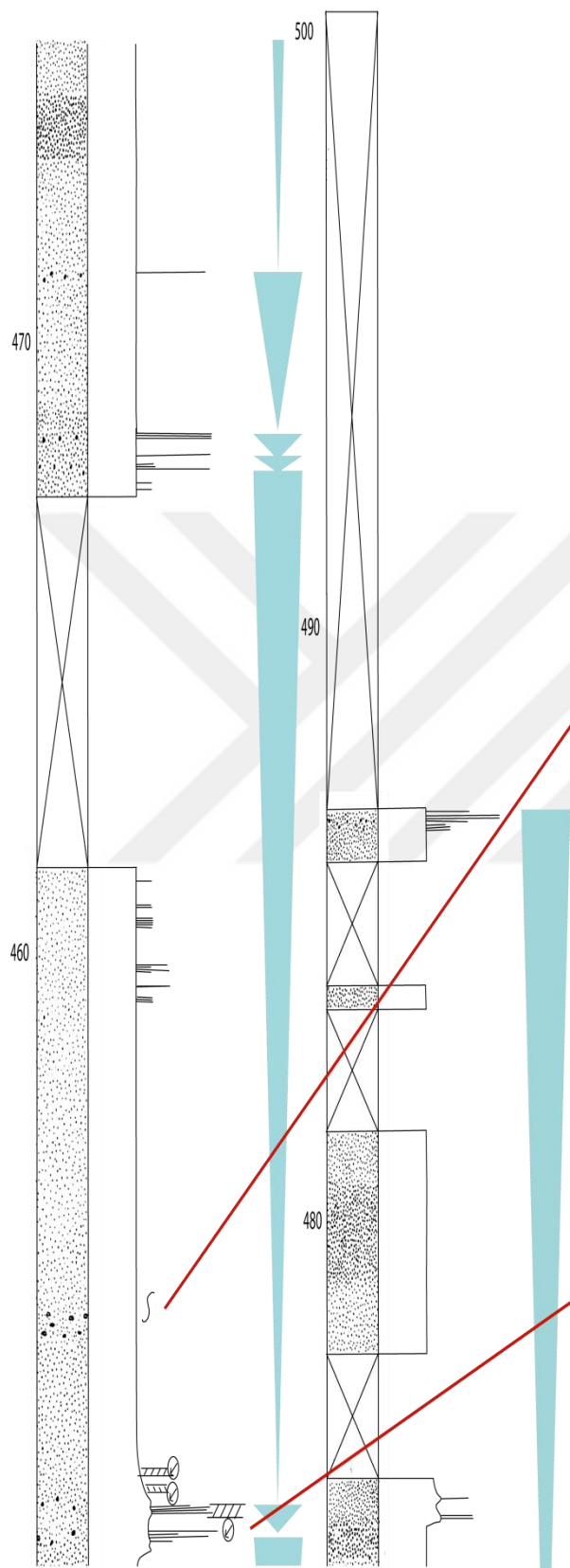


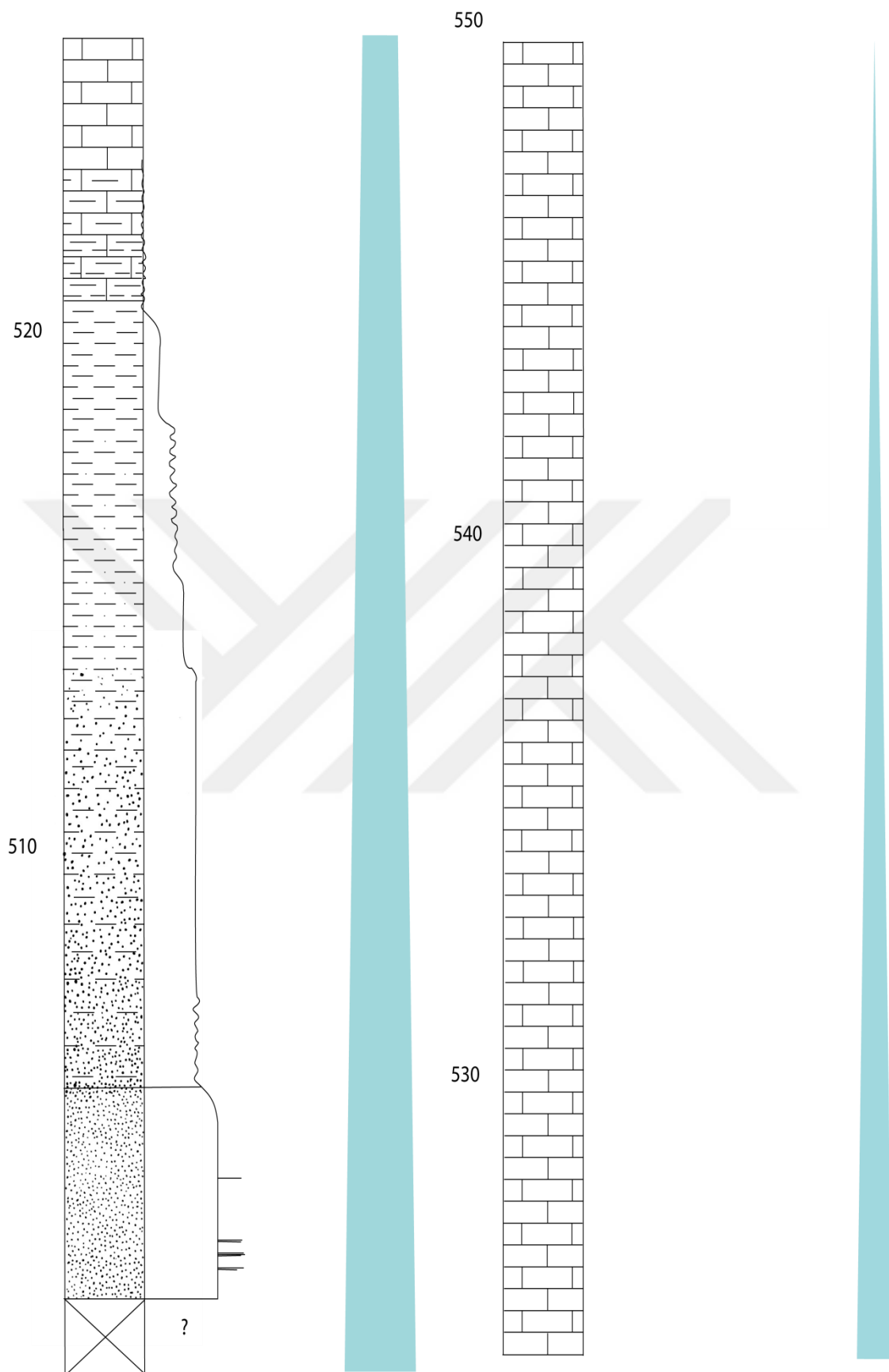


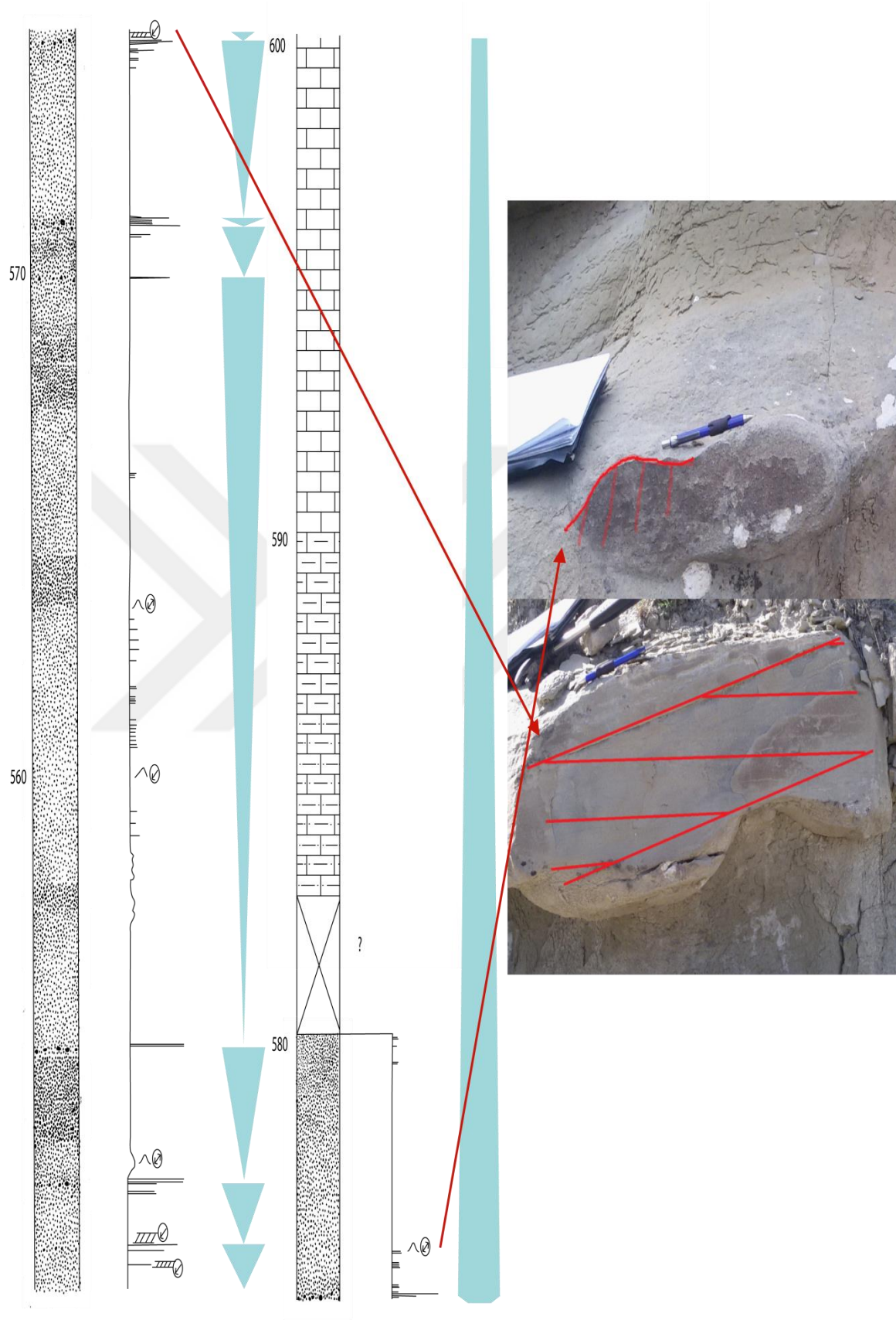


Şekil 4.15. Ölçülü Kesit Lokasyonları: 4 ($216 \cong 250$ m. X: 39,200091; Y: 38,708602), 5 ($250 \cong 390$ m. X: 39,169733 Y: 38,775113)



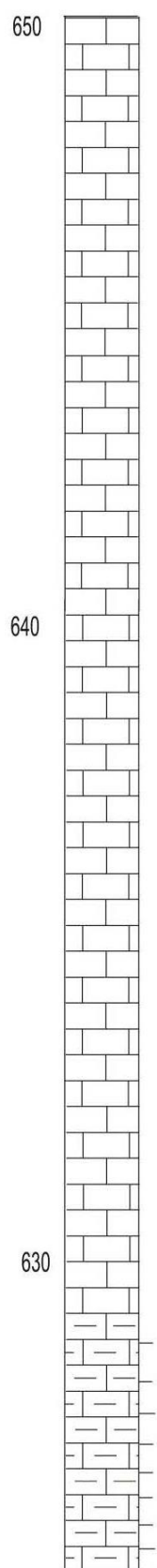
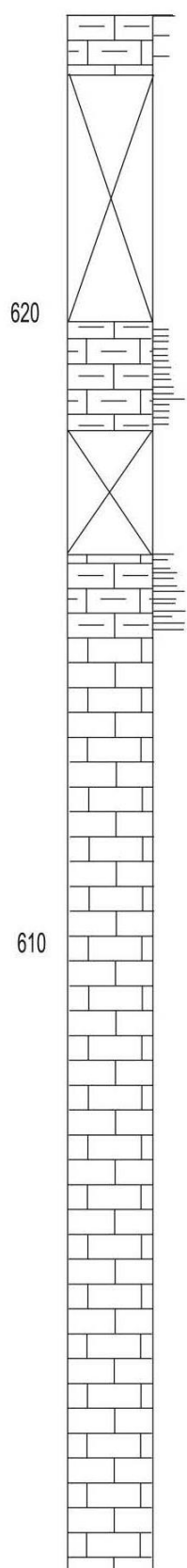


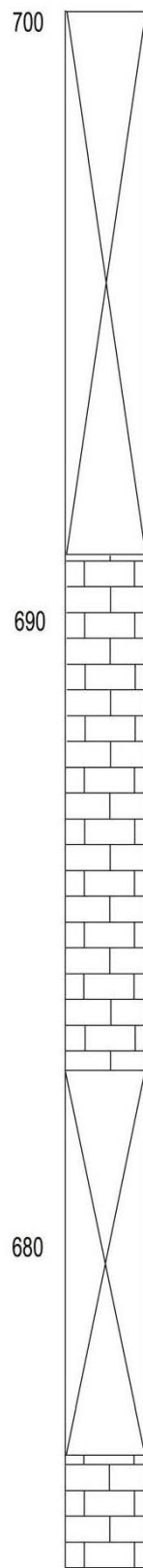
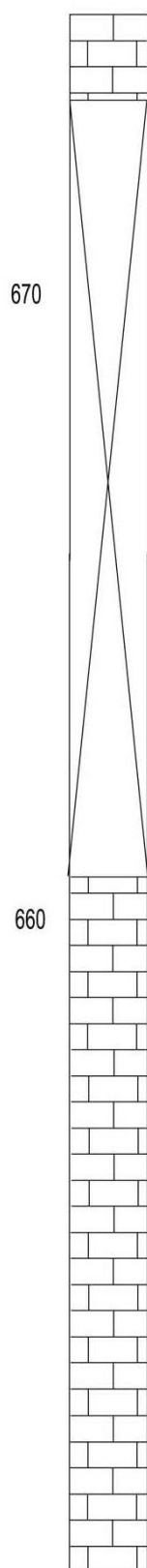


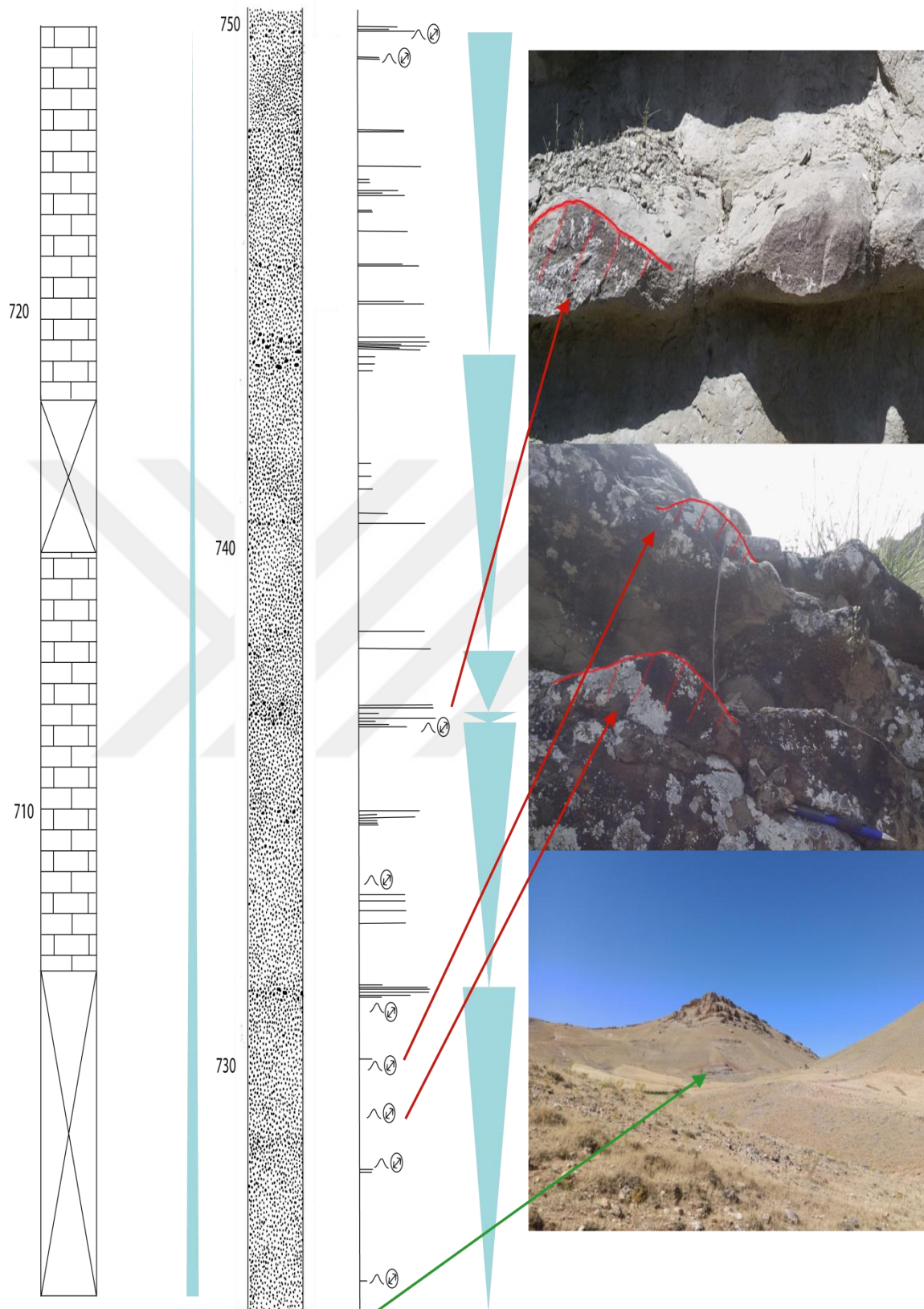


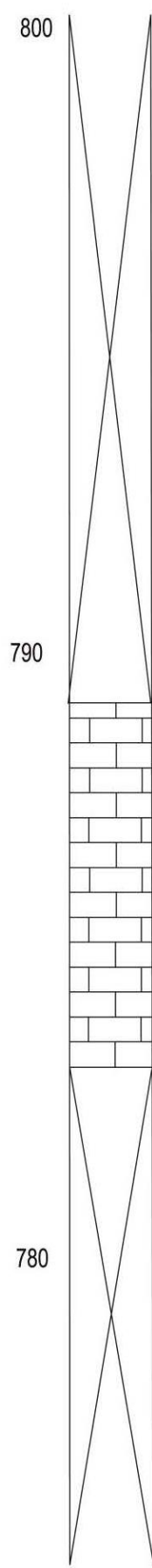
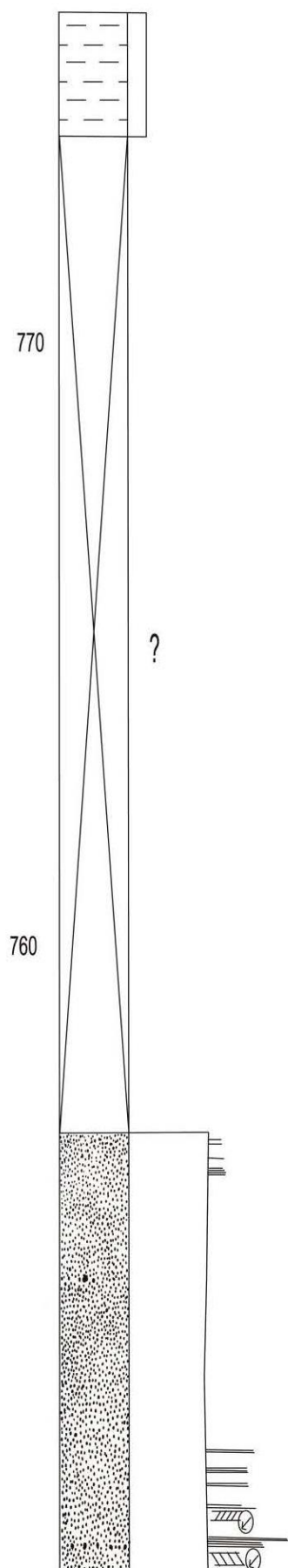


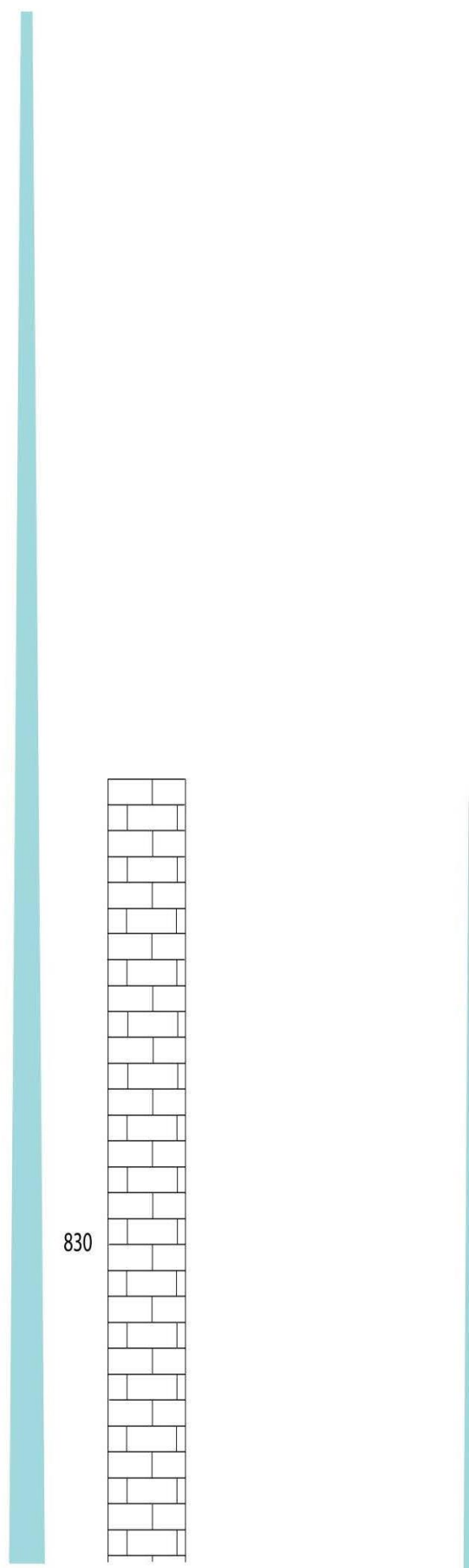
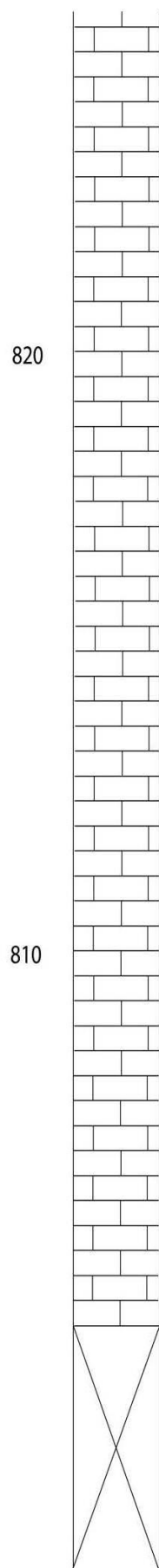
Şekil 4.16: Ölçülü Kesit Lokasyonları: 6 ($390 \cong 550$ m. X: 39,163513 Y: 38,783991), 7 ($550 \cong 616$ m. X: 39,163900; Y: 38,798988)











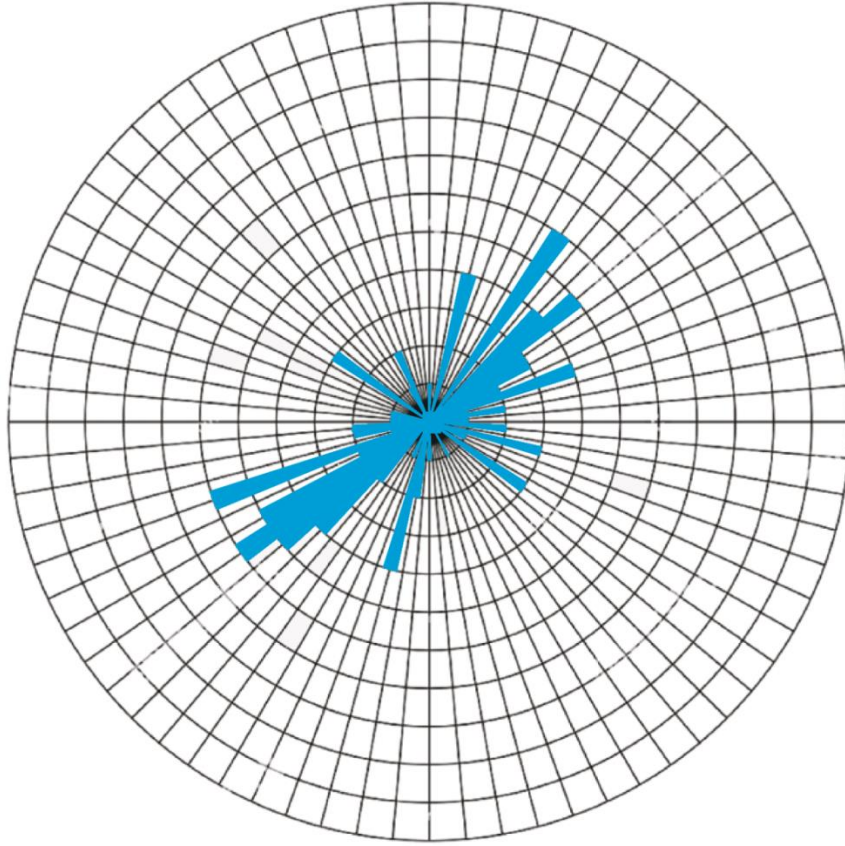


Şekil 4.17. Ölçülü Kesit Lokasyonları: 8 ($616 \cong 725$ m. X: 39,149166 Y: 38,823083), 9 ($725 \cong 838$ m. X: 39,144888 Y: 38,829988)

4.2.2. Paleoakıntı ve Sedimanter Ortam Analizleri

Ölçülü kesitler boyunca kıyı çizgisi, dalga tabanı ve gel-git ortamını temsil eden sedimanter yapılar tespit edilerek bu yapılardan paleoakıntı analizi yapılmıştır (Tablo 4.1).

Paleoakıntı verileri başlıca kanal eksenleri, düzlemsel çapraz tabakalanma, hamaki çapraz tabakalanma, çakıllarda uzun eksen yönlenmeleri ve kiremitlenme, kumtaşlarında dalga ripılı ve asimetric ripıllar gibi yapılardan elde edilmiştir (Tablo 4.1). Tek yönlü paleoakıntı verilerinin gül diyagramında değerlendirilmesi sonucu havzanın, çalışma alanı içerisinde kuzeydoğudan beslendiği ortaya çıkmıştır (Şekil 4.18).



Şekil 4.18. Çalışma alanında Kırkgeçit Formasyonu'na ait tabakalardaki sedimanter yapılardan alınan paleoakıntı ölçümlerinin gül diyagramı.

Tablo 4.1. Sedimanter Yapılardan Elde Edilen Eski Akıntı Verileri

Sıra	Sedimanter Yapılar	Paleoakıntının Türü	AY
1	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	15←→195
2	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	70←→250
3	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	70←→250
4	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	15←→195
5	Kiremitlenme	Tek Yönlü	54
6	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	105←→285
7	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	125←→305
8	Kiremitlenme	Tek Yönlü	115
9	Kiremitlenme	Tek Yönlü	95
10	Kiremitlenme	Tek Yönlü	105
11	Kiremitlenme	Tek Yönlü	90
12	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	85←→265
13	Asimetrik Ripıl	Tek Yönlü	335
14	Asimetrik Ripıl	Tek Yönlü	335
15	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	125←→305
16	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	0←→180
17	Hamaki Çapraz Tabakalanma	Çift Yönlü	44←→234
18	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	46←→226
19	Düzlemsel Çapraz Tabakalanma	Tek Yönlü	35
20	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	12←→192
21	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	12←→192
22	Düzlemsel Çapraz Tabakalanma	Tek Yönlü	234
23	Hamaki Çapraz Tabakalanma	Çift Yönlü	33←→234
24	Hamaki Çapraz Tabakalanma	Çift Yönlü	33←→234
25	Düzlemsel Çapraz Tabakalanma	Tek Yönlü	32
26	Hamaki Çapraz Tabakalanma	Çift Yönlü	48←→250
27	Hamaki Çapraz Tabakalanma	Çift Yönlü	36←→238
28	Düzlemsel Çapraz Tabakalanma	Tek Yönlü	36
29	Düzlemsel Çapraz Tabakalanma	Tek Yönlü	252
30	Düzlemsel Çapraz Tabakalanma	Tek Yönlü	34
31	Düzlemsel Çapraz Tabakalanma	Tek Yönlü	269
32	Düzlemsel Çapraz Tabakalanma	Tek Yönlü	54
33	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	150←→330
34	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	65←→245
35	Düzlemsel Çapraz Tabakalanma	Tek Yönlü	221
36	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	50←→230
37	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	50←→230
38	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	50←→230
39	Hamaki Çapraz Tabakalanma	Çift Yönlü	45←→225
40	Düzlemsel Çapraz Tabakalanma	Tek Yönlü	221
41	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	52←→232
42	Asimetrik Ripıl	Tek Yönlü	225
43	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	46←→226
44	Asimetrik Ripıl	Tek Yönlü	240
45	Düzlemsel Çapraz Tabakalanma	Tek Yönlü	232

Sıra	Sedimanter Yapılar	Paleoakıntının Türü	AY
46	Düzlemsel Çapraz Tabakalanma	Tek Yönlü	235
47	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	70←→250
48	Asimetrik Ripıl	Tek Yönlü	280
49	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	95←→275
50	Düzlemsel Çapraz Tabakalanma	Tek Yönlü	265
51	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	65←→245
52	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	75←→255
53	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	125←→305
54	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	60←→240
55	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	55←→235
56	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	80←→260
57	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	61←→241
58	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	80←→260
59	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	70←→250
60	Dalga Ripılı	Çift Yönlü	58←→238
61	Düzlemsel Çapraz Tabakalanma	Tek Yönlü	108
62	Düzlemsel Çapraz Tabakalanma	Tek Yönlü	203

5. SEKANS STRATİGRAFİSİ

5.1. Sekans Stratigrafisinin Tanımı

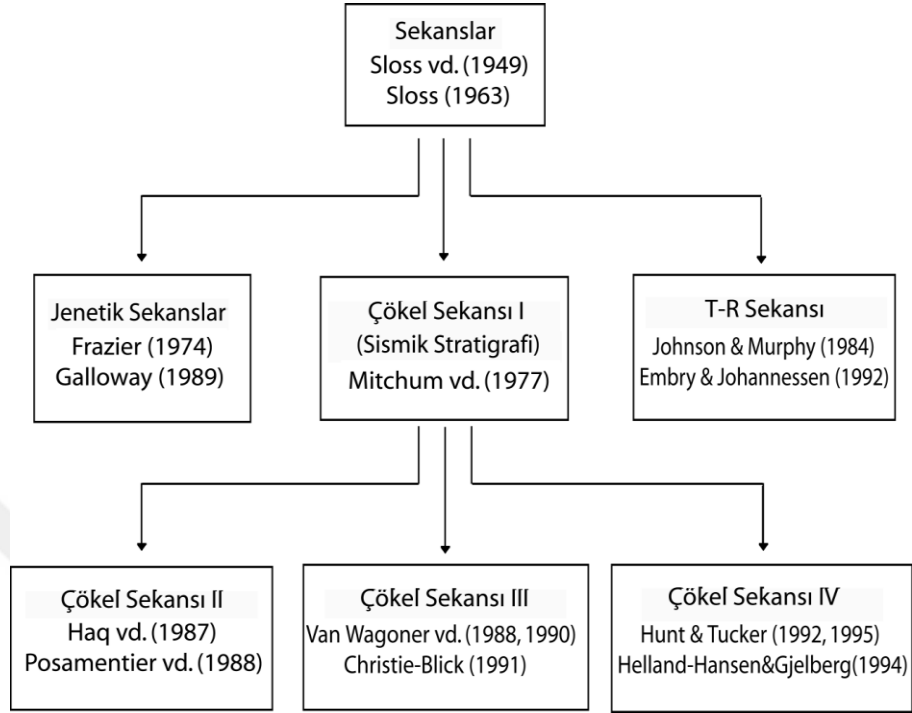
Sekans stratigrafisi oluşum alanlarına ek olarak litoloji ve fasiyeslerin tahmini ve paleocoğrafik yoruma olanak sağlayan; herhangi bir depolanma biriminin bileşenleri için temel oluşturan bir yöntemdir. Bu temel zaman boyunca sediman gelimi ve çeşitli depolanma türleriyle karşılıklı olarak sediman fasiyeslerindeki değişiklikler hakkında ipucu vermektedir. Sediman fasiyesleri; sedimanter katmanların oluşumu ve geometrik ilişkilerini ortaya çıkarır ve altta bulunan sedimanların dönüşümünü açığa çıkarmaya olanak sağlar. Sekans stratigrafisi ayrıca zaman ve ortam aracılığıyla depolanma sistemlerinin oluşumunu yorumlayan şartlar sağlar. Bu analizler sekansların depolanma durumunun büyüklüğü ve geometrisinin anlaşılması ile sedimentoloji süreçlerinin entegrasyonu vasıtasıyla geliştirilmiştir (Sprague vd, 2002).

Sekans stratigrafisi analizlerinde kullanılan temel özellik; sediman fasiyesleri ve çeşitli sediman fasiyesleri ile tanımlanan klavuz yüzeyleri sınırlayan sekanslar olmaktadır. Sediman fasiyeslerini tanımlamak için bir araya getirilen geometrik karakterlerdeki oluşum; üst kademe (upstepping), ön kademe (forestepping), arka kademe (backstepping), alt kademe (downstepping) terimlerini içerir. Bir sekans stratigrafik temel; sekanslar, parasekanslar ve sistem izleri olarak adlandırılan sekans stratigrafik birimin 3 farklı türünden oluşabilmektedir. Her bir sekans stratigrafik birim sınırlayıcı yüzeyler ve çeşitli sediman fasiyesleri ile tanımlanır. Bu birimlerin tanımlaması formasyon oluşum şartları, zamansal ve ortamsal ölçeklerin egemenliği ile olmaktadır. (Catuneanu vd, 2011)

Günümüz sekans stratigrafisinin öncü bağlamları genetik olarak bölgesel uyumsuzluklar hakkında bazı genellemelerle anlaşıldığı zaman Kuzey Amerika kıtasının haritalanması yaklaşımı ile ortaya çıkarılmıştır. Daha sonra stratigrafik analizlerin bu metodu sediman birimlerinin dağılımını belirleme ve esaslı değerlendirilmesini ele almak için geliştirilmiştir. Analitik stratigrafik metodların litostratigrafi ve biyostratigrafi gibi mümkün olduğunca nesnel yorumlanmasını içeren alt bölümlerinden farklı olarak sekans stratigrafisi konseptüel depolanma modellerinin temel analitik stratigrafik yaklaşımlarla değerlendirilmesi ihtiyacını içeren genetik bir süreçtir (Sloss vd, 1949; Sloss, 1963).

Yer bilimciler arasındaki popülaritesine rağmen akademi ve endüstri alanlarında sekans stratigrafisi stratigrafik klavuz veya şifrelerle tanımlanan resmileşmemiş bir metod olmaktadır. Bu durum değişik alternatif yaklaşımların var olduğunu yansıtmaktadır (Şekil 5.1, Şekil 5.2). Araştırmacılar genellikle çalıştığı depolanma sistemine en iyi uyan sekans stratigrafik birimler ve yüzeylerin çeşitli tanımlamalarını ortaya koyan konseptüel modeli tercih etmektedir. Öte yandan

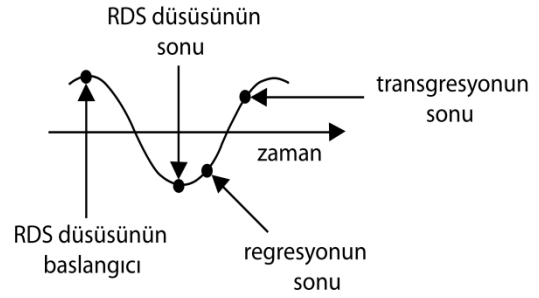
sekans stratigrafisinin formalizasyonunu savunan tüm yaklaşımlar ortaya yaygın bir temel koymaktadır (Catuneanu vd, 2009, 2010).



Şekil 5.1. Sekans Stratigrafisi Yaklaşımlarının Gelişimi (Catuneanu vd, 2010)

Sekans modeli Döngüler ve aşamalar	Çökel Sekansı I	Çökel Sekansı II	Çökel Sekansı III	Çökel Sekansı IV	Jenetik Sekans	T-R Sekansı
HNR transgresyonun sonu		HST	erken HST	HST	HST	RST
T regresyonun sonu	Sekans	TST	TST	TST	TST	TST
LNR RDS düşüşünün sonu		geç LST (kama)	LST	LST	geç LST (kama)	RST
FR RDS düşüşünün başlangıcı		erken LST (fan)	geç HST	FSST	erken LST (fan)	
HNR		HST	erken HST	HST	HST	

- sekans sınırı
- sistem izi sınırı
- sekans yüzeyi
- sistem izi yüzeyi



Açıklamalar: RDS-Rölatif Deniz Seviyesi; T-Transgresyon; R-Regresyon; FR-Zorunlu Regresyon; LNR-Alt Kademe Normal Regresyon; HNR-Üst Kademe Normal Regresyon; LST-En Alt AşamaSistem İzi; TST-Transgresif Sistem İzi; HST-En Üst AşamaSistem İzi; FSST-DüşmeAşaması Sistem İzi; RST-Regresif Sistem İzi; T-R-Transgresif-Regresif; CC-Korelatif Uyumluluk (Posamentier ve Allen (1999); CC-Korelatif Uyumluluk (Hunt ve Tucker (1992); MFS-Maximum Taşkın Yüzeyi; MRS-Maximum Regresif Yüzeyi (Catuneanu vd, 2010' den değiştirilerek alınmıştır).

Şekil 5.2.Çeşitli Sekans Stratigrafisi Yaklaşımları için Sekans Sınırlarının Zamanlanması ve Sistem İzlerinin İsimlendirilmesi.

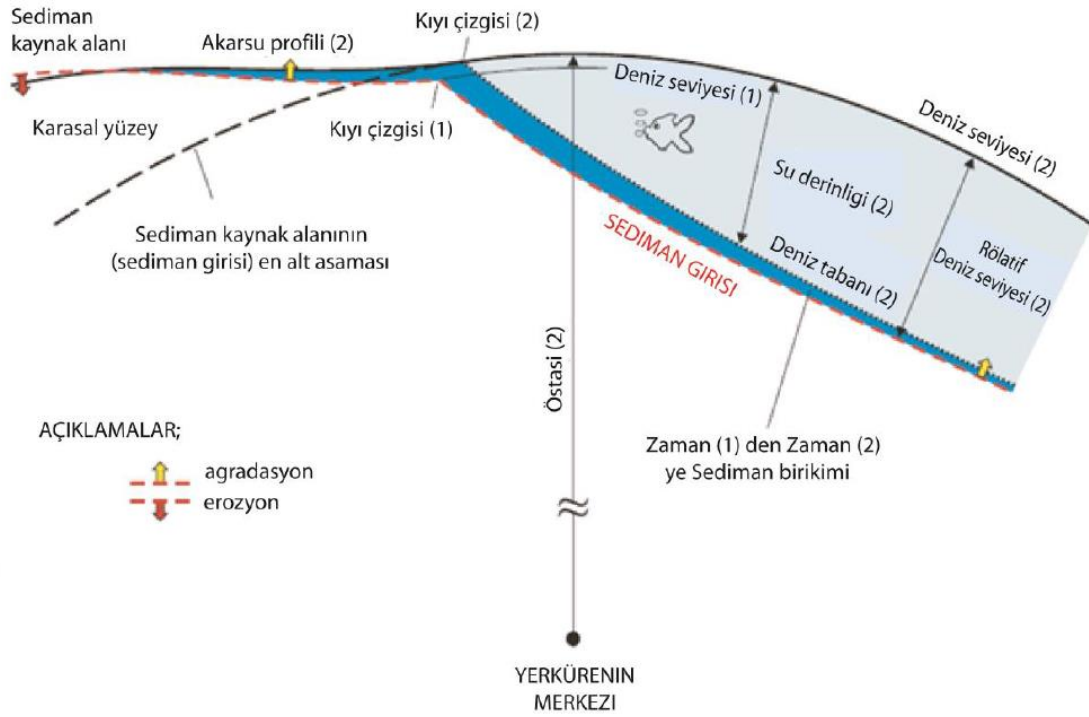
Sekans stratigrafisi çeşitliliklerin üstün olmasına rağmen yinede çeşitli yaklaşımlara dayanan bağımsız bir metodoloji modelinin tanımlanmasını gerektirir. Sekans stratigrafisinin geniş ölçekli tanımitektonik şartlar, depolanma şartları, mevcut veriler ve gözlemlerin ölçeği ile tanımlanan şartların belirgin bir modeline en iyi uyan yaklaşımı tercih etmekten ziyade esneklik içermelidir (Catuneanu vd, 2011).

5.2. Temel Kavramlar

5.2.1. Depolanma

Depolanma terimi sediman dolgusu için mevcut boşluğu ifade etmektedir (Jervay 1988). Depolanma geniş bir mesafe üzerine oluşturulabilen zamandöngülerinin çeşitli hakimunsurlar arasındaki karşılıklı etkileşimi ile oluşturulabilmektedir. Denizel ortamda depolanma kısa zaman dilimleri üzerine akıntılar ve enerji dalgalarındaki değişim, global östasi ve havza tektoniği ile birincil olarak kontrol edilmektedir. Denizel depolanmadaki değişiklikler; östasi ve tektonizmanın birbiriyle etkileşimi veya deniz seviyesi değişimleri hesaba katıldığı zaman ayrıca depolanmış çökellerin enerji akışı hesaba katıldığı zaman rölatif deniz seviyesi değişimleri olarak anılmaktadır. Akarsu ortamlarındaki depolanma; akarsu sisteminin akıntı altındaki denizel depolanmadaki değişiklikler ile birlikte ve akarsu sistemlerinin kaynak alanı ve kaynak alanının tektonizması ile birlikte ve/veya iklim ile kontrol edilebilen sediman gelimi ve kaynak alanında değişikliklere karşılık olarak oluşmaktadır. Hakim şartlara karşılık olması nedeniyle akarsu sistemlerindeki karasal ve kıyısal (denizel) depolanma meydana gelmeyebilir (Şekil 5.3) (Blum ve Tornqvist, 2000).

Erozyon, Aggradasyon, Progradasyon ve Retrogradasyon' daki depolanma yönelimleri sediman gelimi veya deniz seviyesi değişimi arasındaki karşılıklı etkileşim ile veya depolanma ortamındaki değişiklikler ile açıklanabilmektedir. Negatif depolanma dikey erozyonla sonuçlanmasına karşın, Pozitif depolanma sediman birikmesine sebep olmaktadır. Pozitif depolanma aşamalarında progradasyon depolanma türünde sediman geliminin mevcut depolanmayı aşması ile sonuçlanmasına karşın retrogradasyon depolanma türünde yetersiz sediman gelimi mevcut depolanma boşluğunun büyümesi ile sonuçlanır. Negatif depolanma aşamalarında erozyon ve karasal yüzeyleme süreçleri depolanma profilinin havzaya doğru olan kısmında retrogradasyon depolanma türü ile birlikte karakteristiktir (Catuneanu vd, 2011).



Şekil 5.3.Östasi, Rölatif Deniz Seviyesi ve deniz seviyesinin bir fonksiyonu olarak Depolanma Boşluğu, Deniz Tabanı ve Sediman Giriş Yüzeyi (Posamentier vd, 1988'den değiştirilmiştir).

5.2.2. Sediman Fasiyesleri

Sediman Fasiyesleri kıyı çizgisi eğrilerinin üstünlüğü veya ilişkileri olarak açıklanabilir. Sediman Fasiyeslerinin tanımını kapsayan kriter depolanma öncesi zamanında sediman gelimi ve mevcut depolanmanın karşılıklı etkileşiminden doğan fasiyes ilişkilerini ve geometrilerini içermektedir (Catuneanu vd, 2011).

Kıyı çizgisi ilişkili sediman fasiyesleri kıyı çizgisi eğrisinin; zorunlu regresyon (negatif depolanmanın sonucu olarak yorumlanan; kıyı çizgisinde ön kademe ve alt kademe); normal regresyon (kıyı çizgisinde ön kademe ve üst kademe, pozitif ve az dolgulu depolanmanın sonucu olarak yorumlanan) ve transgresyon (kıyı çizgisinde arka kademe, pozitif ve aşırı dolgulu depolanmanın sonucu olarak yorumlanan) depolanma türlerinin kombinasyonu ile tanımlanır. Rölatif deniz seviyesinin en alt aşama ve en üst aşamaları boyunca oluşabilen normal regresyon ve transgresyon aşamalarının yanı sıra zorunlu regresyon aşamalarını içeren stratigrafik döngü durumlarında sonuç olarak oluşan birimler en alt aşama (lowstand) ve en üst aşama (highstand) çökelleri olarak sınıflandırılabilir. Zorunlu regresyon, Normal regresyon ve Transgresyon yüzeylemeler, yüzey altı yanı sıra güncel çökel birimlerinde izlenebilmektedir. Ek olarak regresif veya transgresif kıyı çizgileri, sabit kıyı çizgileri sediman gelimi ve depolanmanın dengede olduğu yerde ayrıca gelişebilir. Bununla birlikte depolanma ve sediman gelimi çeşitli

mekanizmalarla kontrol edildiğinden dolayı kıyı çizgileri kayda değersüreçler ile korunamamaktadır. Kıyı çizgisi eğrisinin önemi sekans stratigrafik çevre ile birlikte anlaşılmaktadır (Helland-Hansen ve Hampson, 2009).

Kıyı çizgisi ilişkilisediman fasiyesleri kıyı çizgilerinden uzaktaaynı yaşlı alanlarda; sedimantasyon süreçlerinin kıyı çizgisi değişiklikleri ile etkileşmediği yerlerde gelişebilir. Bu türsediman fasiyesleri bölgesel olarak korele edilen depolanma türlerindeki değişikliklere bağlı alanlar olarak yorumlanır. Ayrı depolanma türleri depolanma unsurlarının kombinasyonu veya belirli türleri ile karakterize edilir. Kaynak alan kontrollü akarsu setlerinde çökeller mevcut akarsu depolanmasının sin-depolanma koşullarını yansıtan kanal dolguları amalgamının derecesi ile tanımlanır (düşüğe karşı – yüksek depolanma birimleri; (Shanley ve McCabe 1994; Boyd vd, 2000). Derin denizel birimlerde depolanma türleri çökel alanında sediman gelimindeki değişiklikler ve/veya şelf üzerinde depolanmadaki değişiklikleri yansıtan kanal sınırlarının derecesi ile tanımlanabilmektedir (Posamentier ve Kolla 2003; Catuneanu vd, 2009).Derin denizel sediman fasiyeslerinin bazıları kıyı çizgisi eğrisiyle jenetik olarak ilişkili olabilmektedir (Fiduk vd, 1999). Deniz altı yelpaze sedimantasyonunun çökelimi güçlü bir şekilde karasal şelfin genişliğine, karasal sınırın konfigürasyonuna ve derin denizel birime sediman geliminin etkilerine bağlı olmaktadır (Steel ve Olsen, 2002; Porebski ve Steel, 2006).

Karbonat platformları ve yamaçlarında sediman gelimi kireç, çamur ve ooidler gibi yönelmemiş biojenik partiküllerin etkisi, karbonat ünlü organizmaların ekolojisi ve sedimanları yerleştiren akıntı ve dalgalar ile geniş ölçüde kontrol edilmektedir. Sediman fasiyesleri yukarı doğru derinleşen, üst üste biriken ve yukarı doğru kalınlaşan veya kıyı çizgisi değişimleri ile korele edilebilen fasiyes trendleriyle tanımlanmaktadır (Kendall ve Schlager, 1981).

Kökenlerinin kıyı çizgisi eğrileriyle bağlantılı olmasına bakılmaksızın sediman fasiyeslerinin tüm türleri depolanma ve sediman gelimi adıyla aynı iki temel değişkenin birbiriyle etkileşimini yansıtmaktadır. Çökeller sekanslardan, sistem traktlar ve parasekanslara kadar herhangi sekans stratigrafik birimin temel oluşumundan çeşitlisediman fasiyesleri ile tanımlanır. Sekanslar, sistem traktlar ve parasekanslar kıyı çizgisi ilişkili ve kıyı çizgisi egemen çökellerin her ikisini ve onunla ilişkili sediman fasiyeslerini içerebilmektedir (Catuneanu vd, 2011).

5.2.3. Allojenik Karşıtı Otojenik Kontroller

Sekans stratigrafisinin çatısı allojenik ve otojenik kontrollerin her ikisinin karşılığı olarak kayıt edilmektedir. Allojenik süreçler iklim değişimi, tektonizma ve östatik değişimlerin etkisinin jenetik kaydı ve sedimanter birimleri kapsamamaktadır. Onun süreçleri depolanmadaki temel kontrolleri simgelemektedir (Catuneanu vd, 2011).

Geniş ölçekli allojenik kontrollü çatılar ile birlikte otojenik mekanizmalar depolanma bileşenleri ve fasiyes istiflerinin dahili oluşumlarını modüle edebilmektedir. Allojenik kontrollerin sekans stratigrafisi disipliniyle bağlantısı gözlemlerin ölçeğiyle artmaktadır. Ancak gözlemlerin daha küçük ölçeğinde otojenik süreçlerin önemi daha açık olmaktadır. Sekanslar ve sistem traktlar genellikle allojenik kontrollere atfedilmektedir. Ancak parasekanslar allojenik veya otojenik mekanizmalarla oluşturulabilmektedir (Catuneanu vd, 2011).

5.3. Sekans Stratigrafik Birimler

5.3.1. Sekanslar

Bir sekans genetik olarak bir ankonformiteyle sınırlı stratigrafik birim olarak tanımlanmıştır (Sloss vd, 1949; 1963). Sekans bağlamı daha sonra genetik olarak korelatif konformitelerin ankonformiteleri ile sınırlanan tabakaların rölatif olarak uyumlu bir şekilde birbirini izlemesi şeklinde revize edildi (Mitchum, 1977). Sekans stratigrafik paradigmanın mütemadi gelişimi 1980'lerde ve 1990'larda çeşitli sekans türlerinin tanımı ve yaklaşımların çeşitlenmesi ile sonuçlanmıştır (Şekil 5.1 ve Şekil 5.2); denizel korelatif konformiteler ve ankonformiteler ile sınırlanan depolanma sekansları (Vail, 1987; Posamentier vd, 1988; Van Wagoner vd, 1988, 1990; Vail vd, 1991; Hunt ve Tucker 1992); maximum taşkın yüzeyleriyle sınırlanan genetik sekanslar (Galloway 1989); transgresif-regresif (T-R) sekanslar ayrıca maximum regresif yüzeylerle sınırlanan T-R döngüleri olarak tanımlanmaktadır (Johnson ve Murphy 1984; Johnson vd, 1985). T-R sekansı daha sonra maximum regresif yüzeyin denizel bölümü ve ankonformiteyi içeren kompozit yüzeyleri ile sınırlanmış bir birim olarak yeniden tanımlanmıştır (Embry ve Johannessen 1992).

Sekansın çeşitli türlerinin var olması bütün yaklaşım türlerini kapsamaları için geniş bir tanımlama içermektedir. Sekansın her türü sekans ile birlikte ankonformiteler içerebilmektedir (Şekil 5.2). Depolanma sekansları ve transgresif regresif sekanslar (T-R); maksimum kıyı çizgisi transgresyonunun zamanları boyunca erozyon veya depolanma boşluğunun denizel yüzeylerini içermektedir. Maximum taşkın yüzeyi ankonformitesi; genetik stratigrafik sekanslar, erozyon ve karasal çökme boşluğunun aşamalarını kaydeden yüzeyler (karasal ankonformiteler) içermektedir. Sekans ile birlikte ankonformitenin birlikte bulunması, sekans içeren tabakaların birbirini izlemesinin daima genetik olarak ilişkili veya rölatif olarak uyumlu olmadığını belirtmektedir. Bu sebeple sekans bağlamı sediman gelimi veya depolanmadaki değişikliklerin tüm dönemleri boyunca çökelen tabakaların birbirini izlemesi olarak yeniden tanımlanmıştır. Bu

tanımlama genetik olarak bağımsız bir model ve herhangi zaman veya ortam ölçeğinde gelişen tüm sekans türlerini vurgulamaktadır (Catuneanu vd, 2009).

Stratigrafik döngüye karşılık gelen bir sekansın belirlenmesi sistem izi öğelerinin ayrımını gerektirmektedir. Sekans stratigrafik şemalar (Şekil 5.1, Şekil 5.2) bir döngünün başlaması ve bitişinin aynı tür olaylarla (rölatif deniz seviyesi düşüşünün başlaması, rölatif deniz seviyesi düşüşünün bitmesi, regresyonun sonu veya transgresyonun sonu) (Şekil 5.2) işaretlenmesi sebebiyle sekansın tanımlanmasında sediman gelimi veya depolanma ortamındaki değişikliklerin döngüsünü içermektedir. Rölatif deniz seviyesi değişimlerinin aksine sistem izlerinin sınırlandırılması döngülerinin belirli olaylarına karşılık gelmektedir (Şekil 5.2) (Catuneanu vd, 2011).

5.3.2. Sekans Türleri

5.3.2.1 Çökel Sekansları

Çökel sekansı depolanma boşluğu için artma ve azalmanın (pozitif) her ikisini içeren depolanma durumundaki değişikliklerin tam bir döngüsünü kapsamaktadır. Çökel sekansı sınırlarının oluşumu negatif depolanmanın peryotlarını içermektedir. Negatif depolanma (denizel veya karasal ortamda) çökel sekansların sınırlayıcı yüzeyinden başka negatif depolanma içermeyen fasiyeslerin sekans stratigrafisi birimlerinden çökel sekanslarını ayırmasıyla oluşmaktadır (parasekanslar, genetik stratigrafik sekanslar, Johnson ve Murphy 1984'üne açıkladığı T-R sekansları ve pozitif depolanma boyunca oluşan sistem izleri) (Catuneanu vd, 2011).

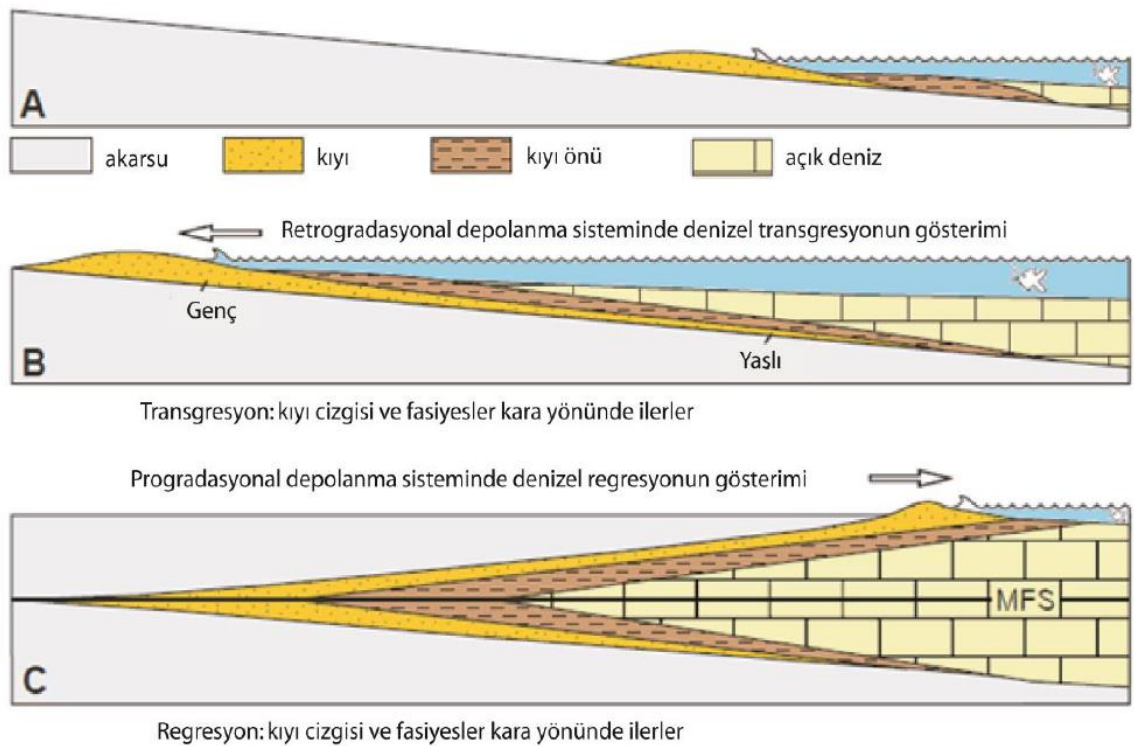
5.3.2.2 Genetik Stratigrafik Sekanslar

Genetik stratigrafik sekanslar pozitif depolanma zamanı başlangıcından maximum taşkın yüzeyinin gelişim evresine kadar oluşmaktadır. Genetik stratigrafik sekanslar depolanma şartlarındaki değişimlerin tam bir döngüsü boyunca oluşabilmekte fakat sediman gelimi ve/veya depolanma ortamının oranlarındaki değişimlere göre peryotlar boyunca ayrıca oluşabilmektedir. Sonuç olarak genetik stratigrafik sekanslar döngüler içermesine bakılmaksızın bir karasal ankonformite içerebilmektedir. Maximum taşkın yüzeyi denizel uyumsuzluklar olarak bilinen ve depolanma boşluğu yüzeyleri olarak tanımlanan uyumsuzluk bölümlerini içerebilmektedir. Böyle uyumsuzluklar transgresyon boyunca erozyon ve şelf-yamaç geçişleri, sediman starvasyonu sebebiyle şelf ve yamaçta gelişmektedir. Maksimum taşkın yüzeyleri, T-R sekansları ve sınırlayıcı yüzeylerle tanımlanan çökel sekanslarını içermeyen yerlerde gelişmektedir (Galloway, 1989).

5.3.2.3 Transgresif-Regresif (T-R) Sekansları

Johnson ve Murphy 1984'ün orijinal T-R sekansı pozitif depolanmanın zamanları boyunca oluşan maximum regresif yüzeylerin gelişimine dayanmaktadır. Bu tür sekanslar genetik

stratigrafik sekansların durumundan dolayı depolanmadaki değişikliklerin tam bir döngüsü boyunca oluşabilmekte fakat sediman gelimi ve/veya depolanmanın oranındaki değişikliklerin sonucu olarak pozitif depolanmanın periyotları boyunca ayrıca oluşabilmektedir. Sekans sınırında bir karasal ankonformite içermesi sebebiyle Embry ve Johannessen (1992)'in T-R sekansı aksine negatif depolanmaya bağlı olmaktadır. Maximum regresif yüzey karasal uyumsuzluktan daha genç olması sebebiyle maximum regresif yüzeyin denizel bölümü karasal uyumsuzlukların havza sınırı bitimi ile buluşabilmektedir (Şekil 5.4) (Embry ve Johannessen, 1992). Sekans sınırlarının her iki bölümü arasındaki zaman ve ortam karşılığı büyük ölçekli gözlemlerle anlaşılmaktadır (Catuneanu vd, 2009).



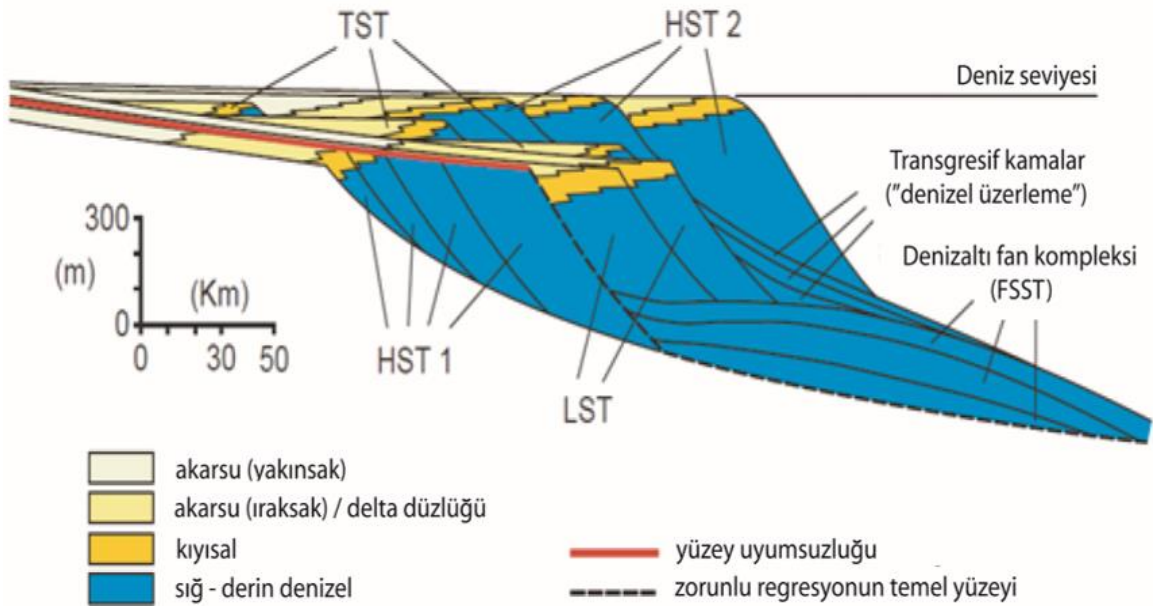
Şekil 5.4. Transgresyon ve Regresyonlar. Fasiyelerin retrogradasyonunu ve progradasyonunu ve ayrıca retrogradasyon ile üstündeki progradasyon geometrileri ayıran yüzey. Bu yüzey maksimum taşkın yüzeyi (MFS) olarak bilinir (Catuneanu 2006).

5.3.3. Sistem İzleri

Sistem izleri sekansların ayrımı ile oluşan modern depolanma sistemi öğelerinden olmaktadır. Sistem izlerinin gelişimi zaman ve ortam unsurlarına ve boyutlarına bağlıdır. Sistem izlerinin gelişimi fasiyesin bir istifinden (yüksek frekanslı sekanslar durumunda oluşan) bir parasekans setine veya daha yüksek frekanslı bir parasekans setine göre değişebilmektedir (Brown ve Fisher, 1977).

Sistem izleri uyumlu veya uyumsuz sekans stratigrafik yüzeyler ile sınırlanan jenetik olarak ilişkili tabakaların rölatif olarak uyumlu bir şekilde birbiri ardına dizilmesinden oluşmaktadır (Şekil 5.5). Catuneanu vd, (2009)' da tartışıldığı gibi Mitchum (1977) tarafından sağlanan bir sekansın orijinal tanımı sekans bağlamından ziyade sistem izlerinin bağlamına daha uygun olmaktadır. Bunun nedeni, sekansların dahili uyumsuzluklar içermesine karşın bu tür uyumsuzlukların her zaman sistem traktlar arasındaki sınırdaki yer almasıdır. Bu konu aynı hiyerarşik düzeyde gelişen sekansları, sistem traktları ve sınırlayıcı yüzeyleri kapsamaktadır; yüksek frekanstaki (yani düşük hiyerarşik sırada) süreksizlikler yukarıdaki tanımlamaları bozmadan bir sekans veya sistemizi içinde meydana gelebilir (Catuneanu vd, 2011).

Sistem izleri;sediman fasiyesleri, sekans içinde bulunan konum ve sınırlayıcı yüzey türleri esasında yorumlanır. Sistem izleri kıyı çizgisi eğrilerinin belirli türlerine bağlanabildiği kıyı çizgisi ile ilgili veya kıyı çizgileriyle aynı yaşlı jenetik bir bağlantının belirlenemediği durumlarda kıyı çizgisinden bağımsız gelişebilmektedir (Şekil 5.5) (Van Wagoner vd, 1987, 1988, 1990; Posamentier vd,1988; Van Wagoner 1995; Posamentier ve Allen 1999).



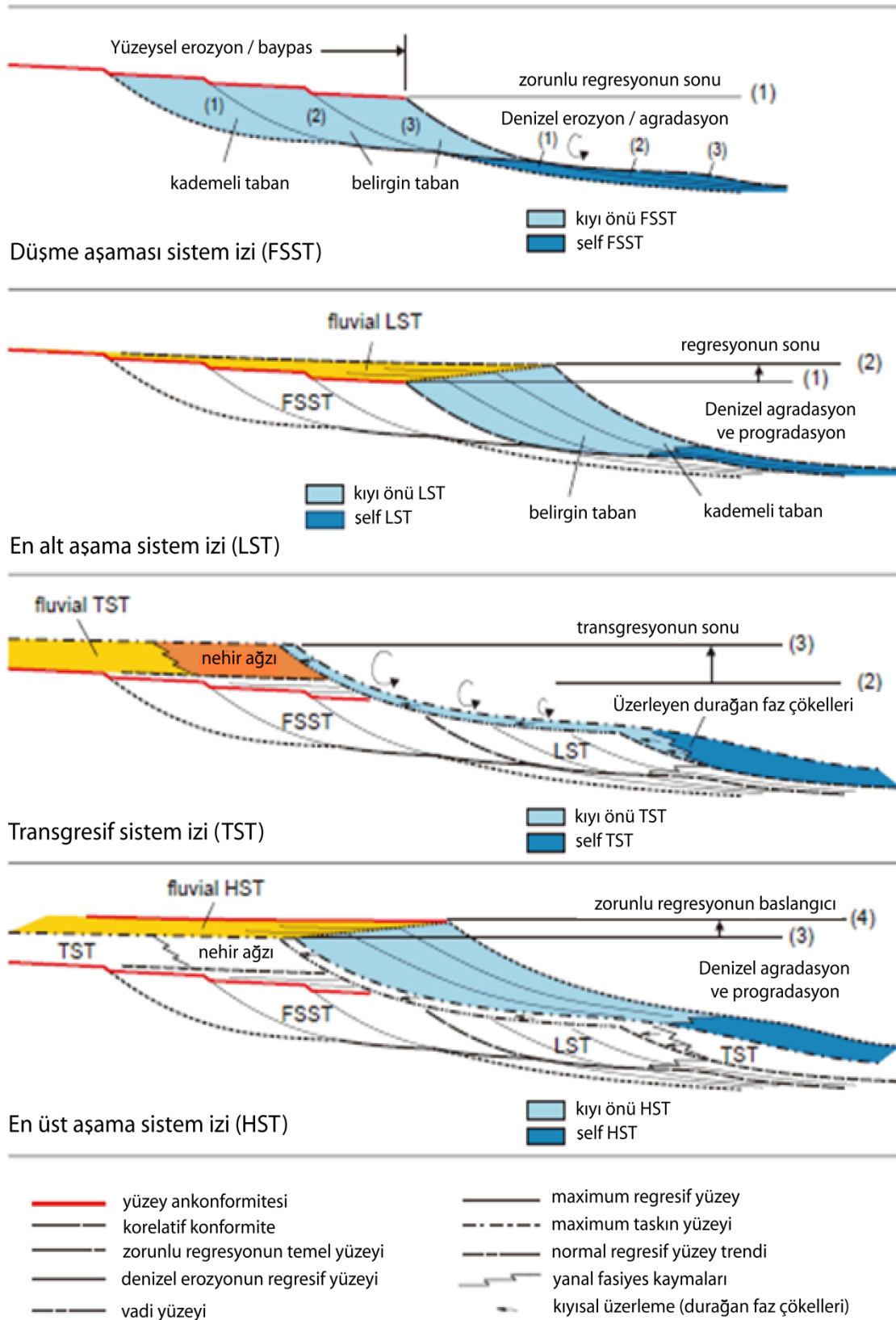
Şekil 5.5. Sekans Stratigrafisinde İstiflenme Modelleri ve Temel Kavramlar; LST: En Alt Aşama Sistem İzi, TST: Transgresif Sistem İzi, HST: En Üst Aşama Sistem İzi, FSST: Düşme Aşaması Sistem İzi (Catuneanu 2006).

5.3.3.1 Kıyı Çizgisi İle İlişkili Sistem İzleri

Kıyı Çizgisi İle İlişkili Sistem İzleri jenetik olarak kıyı çizgisi eğrisinin çeşitli türleri ile ilişkili korele edilebilir çökeltme sistemlerinden ibaret olmaktadır. Bu sistem izleri farklı büyüklüklerde gözlemlenebilir ve farklı istifli sediman fasiyesleri ile tanımlanır (Catuneanu vd, 2011).

Zorunlu regresif çökellere uygulanan sistem izi terminolojisi “en erken alt aşama, en geç üst aşama, zorunlu regresif kama ve düşme aşaması (falling stage) içermektedir. En alt aşama (lowstand) normal regresif çökellere atfedilen sistem izi terminolojisi “en geç alt aşama” ve “en alt aşama” terimlerini kapsamalarına karşın En üst aşama (highstand) normal regresif çökeller “en üst aşama” veya “en erken üst aşama” sistem izleri olarak tanımlanmaktadır. Tüm sekans stratigrafisi şemalarında transgresif çökeller transgresif sistem izlerini kapsamaktadır (Şekil 5.2). Kıyı çizgisi ilişkili sistem izlerinin genel olarak rölatif deniz seviyesi döngüsünün belirli fazları boyunca oluştuğu şeklinde yorumlanmaktadır. Sistem izlerinin dört türü ayrıntılarıyla aşağıda açıklanmaktadır (Posamentier vd, 1988; Hunt ve Tucker 1992; Posamentier ve Allen 1999; Catuneanu 2006; Catuneanu vd, 2009) (Şekil 5.6, Şekil 5.8).





Şekil 5.6. Şelf türü bir ortamda sığ denizel ve akarsu ortamları arasındaki geçiş zonunda bulunan stratigrafik yüzeylemeler ve Sistem İzlerinin ayrıntılı oluşumu (Catuneanu, 2002'den değiştirilmiştir) (Catuneanu vd, 2011).

5.3.3.1.1.Düşme Aşaması Sistem İzi (FSST)

FSST, rölatif deniz seviyesindeki düşüşün başlangıcından sonra ve bir sonraki rölatif deniz seviyesi yükselişinin başlangıcından önce depolanmış tüm regresif çökelleri kapsamaktadır. FSST zorunlu regresyonun bir ürünüdür. FSST doğrudan sekans sınırı üzerinde yer almakta (Posamentier ve Allen (1999) ve üzerini örten En Alt Sistem İzi (LST) çökelleri ile örtülmektedir. Ancak Hunt ve Tucker (1992) sekans sınırını FSST' nin üzerine yerleştirmiştir, çünkü onların görüşüne göre buradaki sınır, bir depolanma döngüsünün sonunu ve diğerinin başlangıcını göstermektedir. Depolanma profilinin irtifasına, sediman geliminin oranına ve rölatif deniz seviyesindeki düşüş oranına bağlı olarak, "bağımlı" veya "bağımsız" oluşum ile çeşitli parasekans istifleme modelleri üretilebilmektedir (Posamentier ve Morris 2000). FSST'nin özellikleri Hunt ve Tucker (1992), Nummedal (1992) ve Ainsworth (1994) tarafından belirlenmiştir. Bu sistem izlerine uygulanan terminoloji, "zorunlu regresif kama" dan (Hunt ve Tucker 1992) "deniz seviyesi düşüşüne" (Nummedal 1992) ve "düşme aşaması" na kadar değişmektedir (Ainsworth 1994). Daha yalın olan "düşme aşaması" ibaresi genellikle güncel çalışmalar tarafından benimsenmiştir (örneğin, Plint ve Nummedal 2000; Catuneanu 2006). Bu sistem izi aynı zamanda Erken En Alt Sistem İzi olarak da adlandırılmıştır (Posamentier vd, 1988; Posamentier ve Allen, 1999).

Rölatif deniz seviyesindeki düşüş, zorunlu regresyonun sonunda kıyı çizgisinin karasal olarak yüzeyleyen sediman yüzeyinin yukarı eğiminin aşınması ve En Üst Aşama Sistem İzini (HST) kapatan artzamanlı bir karasal uyumsuzluğun oluşumu ile kanıtlanmaktadır. Karasal uyumsuzluk, En Alt Aşama Sistem İzi veya Transgresif Sistem İzlerine ait akarsu çökelleri ile üzerleme (onlap) olabilmektedir. (Şekil 5.6, Şekil 5.8) (Catuneanu vd, 2011).

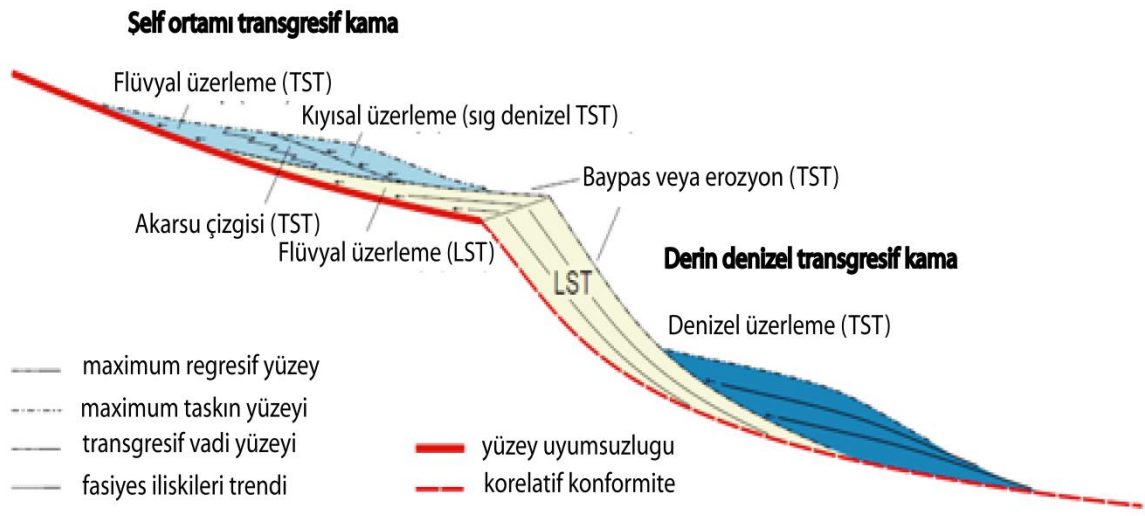
5.3.3.1.2.En Alt Aşama Sistem İzi (LST)

LST, normal regresyon sırasında rölatif deniz seviyesi yükselişinin başlangıcından sonra FSST'nin üstünde biriken çökelleri ve buna karşılık gelen yukarı eğimli karasal uyumsuzluğu içermektedir. LST sedimanları, zorunlu regresyon sırasında HST'de ve diğer daha önceki çökellerde kesilmiş olan vadileri tümüyle veya kısmi olarak doldurmaktadır. Bu sistem izleri aynı zamanda Geç En Alt Aşama Sistem İzleri (Posamentier vd, 1988; Posamentier ve Allen 1999) veya İlerleyen En Alt Aşama Sistem İzleri olarak da adlandırılmıştır (Hunt ve Tucker, 1992).

"Şelf-Sınırı Sistem İzleri", bir dizi çalışmalarla "tip 2" sekans sınırıyla ilişkili en alt sistem izleri olarak kabul edilmiştir (Posamentier vd, 1988). Tip 1 ve 2 sekans sınırları arasındaki ayrımın netleştirilmesiyle bu terim artık kullanılmamakta olup; bu terimler artık LST' nin bir parçası olarak kabul edilmektedir (Şekil 5.6, Şekil 5.8) (Posamentier ve Allen 1999; Catuneanu, 2006).

5.3.3.1.3. Transgresif Sistem İzi (TST)

TST, HST' nin yenilenen regresyonundan hemen önce, transgresyonun başlangıcından maksimum kıyı transgresyonunun zamanına kadar biriken tortuları içermektedir. TST doğrudan regresyonun sonunda oluşan maksimum regresif yüzey üzerinde yer alır (aynı zamanda bir "transgresif yüzey" olarak da adlandırılır) ve deniz çökelleri en karaya doğru olan konumlarına ulaştığında oluşan "maksimum taşkın yüzeyi" (MFS) tarafından kaplanmaktadır. İstifleme desenleri, (siliklastik sistemlerde) üste doğru incelen, üst üste biriken, retrogradasyonel klinoformlar sergilemektedir. Sediman geliminin yüksek olduğu durumlarda, parasekanslar aggradasyonel olabilmektedir (Şekil 5.6, Şekil 5.7, Şekil 5.8) (Catuneanu vd, 2011).

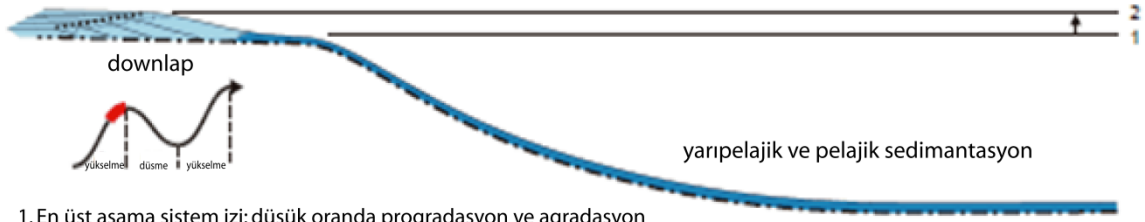


Şekil 5.7. Transgresif tabakaların stratigrafik görünümü. Transgresif Sistem İzleri, biri kıta sahanlığı üzerinde ve diğeri derin deniz ortamında olmak üzere iki farklı kamadan oluşabilmekte ve şelf kenarı çevresinde bir sediman geçişi veya erozyon alanıyla sınırlanmış olabilmektedir (Catuneanu vd, 2011).

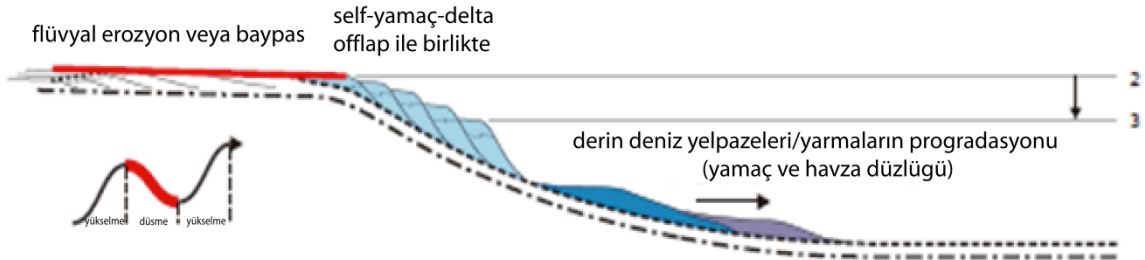
5.3.3.1.4. En Üst Aşama Sistem İzi (HST)

HST, rölatif deniz seviyesi yükselişinin üst aşamaları boyunca sedimangeliminin oranı depolanmadaki artış oranını aştığında oluşan progradasyonel tortuları içerir. HST deniz tortulları en karaya doğru konumlarına ulaştığında oluşan MFS'nin üzerinde yer alır. Bu sistem izleri, karasal uyumsuzluk ve korelatif uyumluluk ile sınırlandırılmıştır (Posamentier ve Allen, 1999). İstifleme desenleri, genellikle havzaya doğru eğimi artan, üst kısmı akarsu, kıyı düzlüğü ve/veya delta düzlüğü birikintileri ile örtülü, ilerleyen ve üst üste biriken klinoformlar sergiler (Şekil 5.6, Şekil 5.8) (Catuneanu vd, 2011).

self delta,
agradasyon & progradasyon

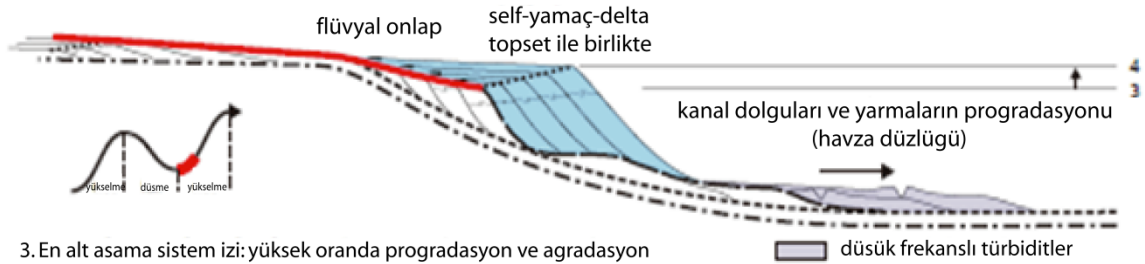


1. En üst asama sistem izi: düşük oranda progradasyon ve agradasyon
(kıyı çizgisinde deniz seviyesi yükselir ve normal regresyon gelir)



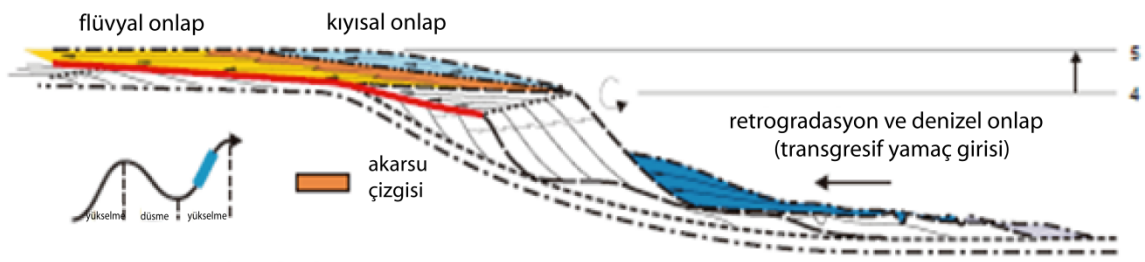
2. Düşme aşaması sistem izi: yüksek oranda progradasyon ve offlap
(kıyı çizgisinde deniz seviyesi düşer ve zorunlu regresyon gelir)

yüksek frekanslı türbiditler (I-FR)
moloz akması çökelleri (e-FR)



3. En alt asama sistem izi: yüksek oranda progradasyon ve agradasyon
(kıyı çizgisinde deniz seviyesi yükselir ve normal regresyon gelir)

düşük frekanslı türbiditler



4. Transgresif sistem izi: retrogradasyon ve agradasyon
(kıyı çizgisinde deniz seviyesi yükselir ve transgresyon gelir)

düşük frekanslı türbiditler (e-T)
moloz akması çökelleri (I-T)

yüzey ankonformitesi
korelatif konformite
zorunlu regresyonun temel yüzeyi
transgresif vadi yüzeyi
maximum regresif yüzey
maximum taskın yüzeyi
normal regresif yüzey trendi
yanal fasiyes kaymaları

Şekil 5.8. Depolanma Sistemlerinin, Sistem İzlerinin ve Stratigrafik Yüzeylerin Bölgesel Oluşumu (Catuneanu, 2002'den değiştirilmiştir). Sistem İzlerinin isimlendirmesi Hunt ve Tucker'ın (1992) şemasını takip etmektedir (Catuneanu vd, 2011).

5.3.3.2 Kıyı çizgisinden bağımsız sistem izleri

Kıyı çizgisinden bağımsız sistem izleri, sedimantasyon süreçlerinin kıyı çizgisi kaymalarıyla ilgisiz olduğu alanlarda sekansların alt bölümlerini oluşturan stratigrafik birimlerdir. Bu sistem izleri, kıyı çizgisi yörüngelerine dayalı olmadan bölgesel olarak oluşan ve korele edilen çeşitli katman istifleme modelleri ile tanımlanır. Memba kontrollü akarsu ortamlarında, akarsu oluşumu en yakın kıyı çizgisi yerleşimindeki değişikliklerden bağımsız olarak gelişebilir. Sekanslar düşük ve yüksek frekanslı sistem izlerini oluşturabilir (örneğin, Shanley ve McCabe, 1994; Boyd vd, 2000). Kıyı çizgisinden bağımsız sistem izleri havza tektoniği tarafından kontrol edilen derin deniz ortamlarında da haritalanabilir (örn., Fiduk vd, 1999), ancak bu durumlar için herhangi bir terminoloji düzenlenmemiştir. Kıyı çizgisinden bağımsız sekansların ve sistem izlerinin oluşumu, genellikle kıyı şeridi kontrollü sekans stratigrafik birimlere ve sınırlayıcı yüzeylere göre belirlenir (örneğin, Blum ve Tornqvist, 2000).

5.3.4. Parasekanslar

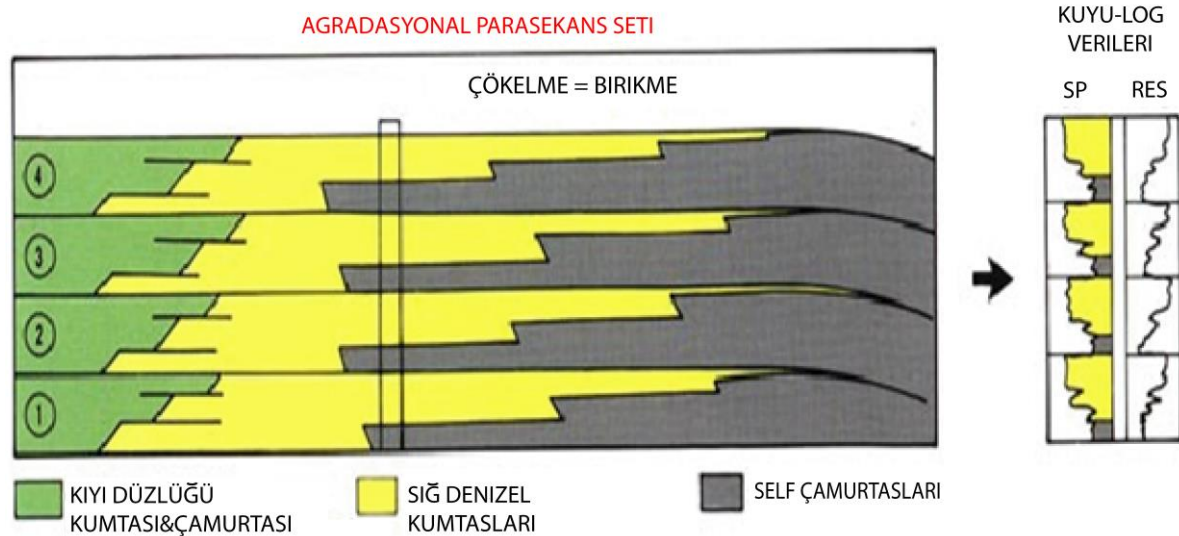
Orijinal tanımıyla bir parasekans, denizel taşkın yüzeyleriyle sınırlanan yukarı doğru sığ bir fasiyes istifidir. Bir denizel taşkın yüzeyi genellikle su derinliğinde ani bir artışı gösteren ani fasiyes değişiminin olduğu litolojik bir süreksizliktir (Van Wagoner vd, 1988, 1990).

Konsept, orijinal olarak silisiklastik kıyısaldan sığ deniz ortamlarına kadar parasekansların ilerleyen sediman birimlerine karşılık geldiği bağlam içinde tanımlanmakta ve yaygın olarak uygulanmaktadır. Karbonat yerleşimlerinde bir parasekans peritidal döngülerde olduğu gibi genellikle gecikme çökeli veya derinleşen ve ardından yukarı doğru-sığlaşan bir kısım içeren bir dizi fasiyese karşılık gelir (Catuneanu vd, 2011).

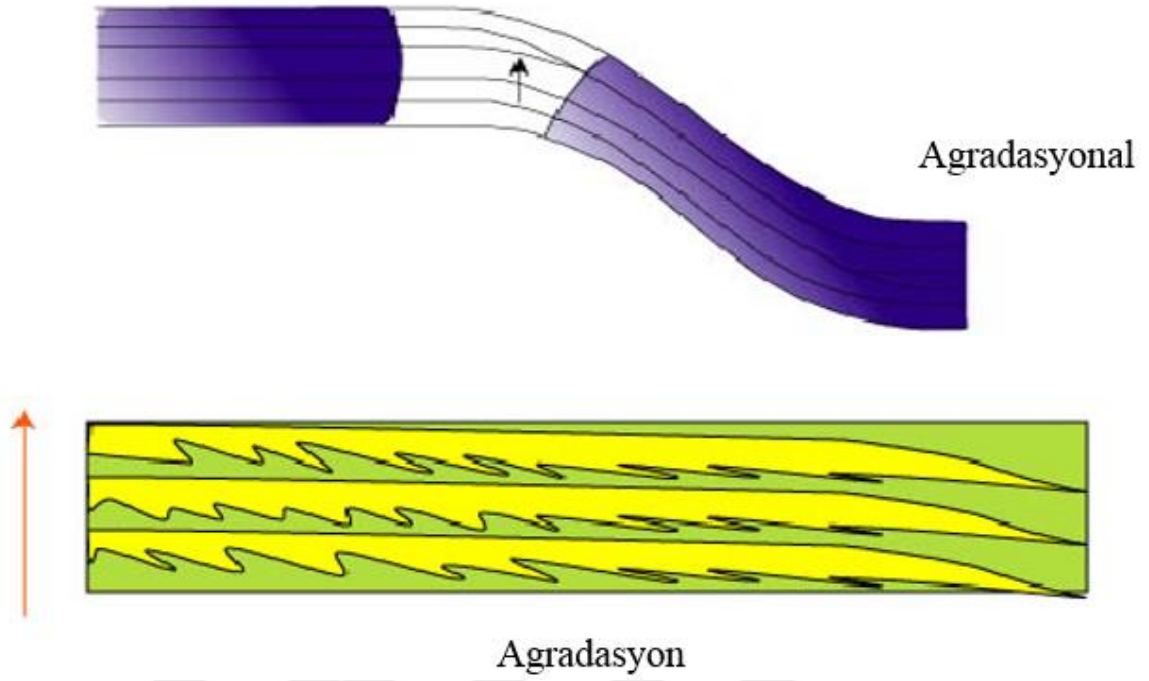
Akarsudan derin deniz ortamına kadar sedimanter havza boyunca haritalanabilen sekanslar ve sistem izlerinin aksine parasekanslar coğrafi olarak denizel taşkın yüzeylerinin oluşabileceği kıyısaldan sığ denizel alanlara kadar sınırlıdır (Posamentier ve Allen, 1999). Karbonat ortamları durumunda peritidal döngüler ile bazı durumlarda eğim ve havza fasiyesi ile ilişkilendirilebilir (Chen ve Tucker 2003). Bu nedenle 'parasekans' ın taşkın yüzeyleriyle sınırlanmış olsun ya da olmasın tüm metre ölçekli bölgesel döngüleri içerecek şekilde genişletilmesi önerilmiştir (Spence ve Tucker, 2007; Tucker ve Garland, 2010). Bununla birlikte, bir sekans stratigrafik birimin çeşitli sınırlayıcı yüzeyler tarafından tanımlandığı ilkesini izleyerek, çoğu araştırmacı, Van Wagoner vd'nin orijinal tanımına uygun olarak, parasekans kavramını denizel taşkın yüzeyleriyle sınırlanmış bir birim olarak adlandırmayı tercih etmektedir (Van Wagoner vd, 1988, 1990).

5.3.4.1 Aggradasyonal

Aggradasyonal dikey olarak oluşan sedimanter bir istifdir. Yaygın olarak östatik deniz seviyesinde yükselme ve/veya çökme nedeniyle rölatif deniz seviyesi yükseldiğinde ve sediman geliminin oranı ile deniz seviyesi yükseliminin oranı eşit olduğunda oluşmaktadır (Van Wagoner vd, 1988; Galloway, 1989). Birbiri üzerinde olan, birbirine benzeyen her bir parasekans istifindeki fasiyes kompozisyonu, bir arazideki parasekans dizilimini tanımlamak için kullanılmakta ve su derinliğinde belirgin yanal değişiklikler veya dikey değişiklikler bulunmamaktadır. Bu nedenle her bir parasekans bir aggradasyonel parasekans setinde önceki sıra ile yaklaşık olarak aynı yanal konumu biriktirir (Posamentier ve Allen, 1999) (Şekil 5.9).



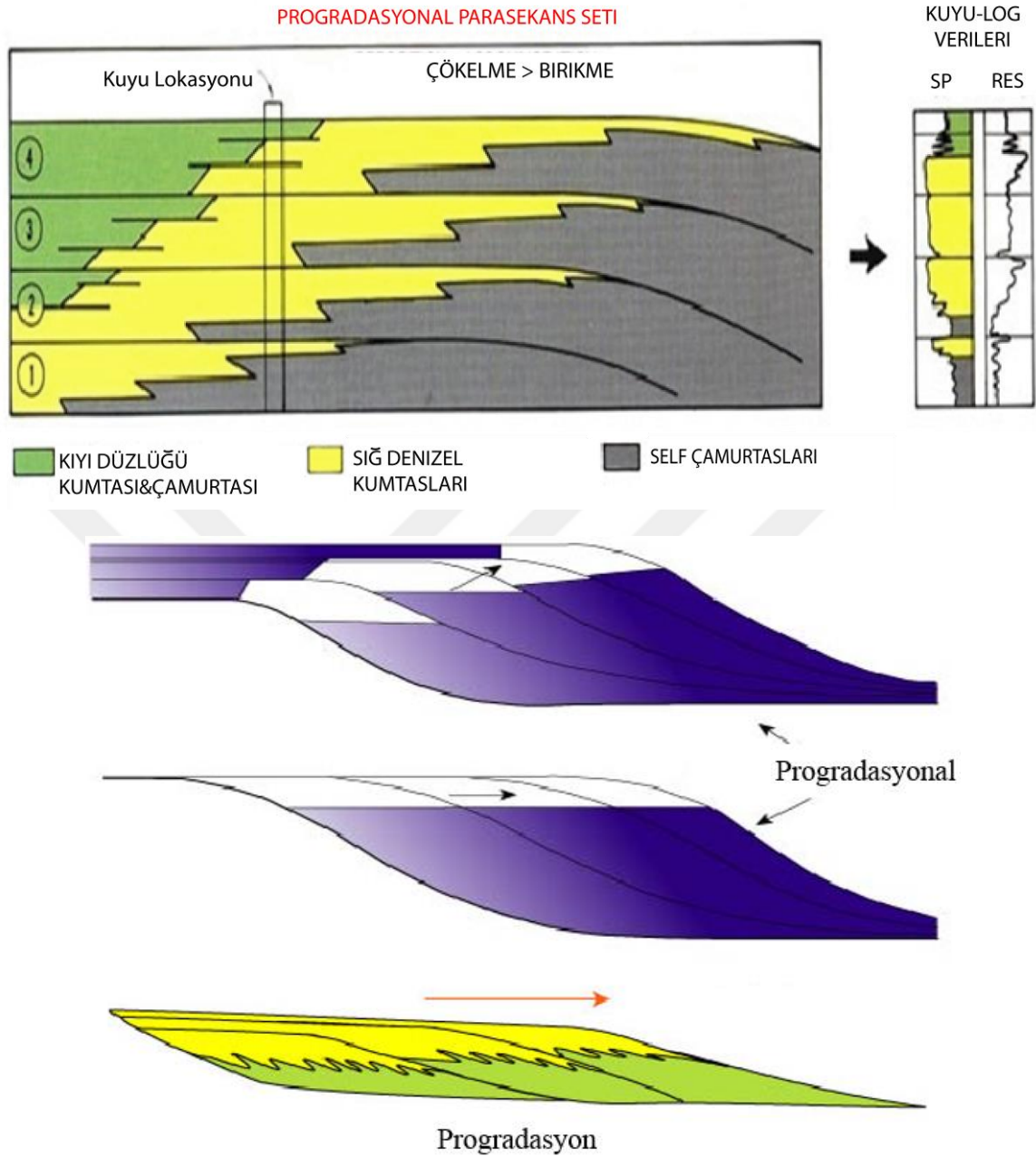
Şekil 5.9.Aggradasyonal Parasekans Seti (Van Wagoner vd, 1988)



Şekil 5.9. Aggradasyonal Parasekans Seti (Galloway, 1989).

5.3.4.2 Progradasyonal

Progradasyonal sahil, delta veya yelpaze ortamı olan kıyı çizgisi veya okyanus kıyısının deniz yönünde ileri doğru bir inşaaşı olarak tanımlanır. Ayrıca, regresyonların karakteristik çökelme yönelimi, dalgalar (akıntılar) veya uzun sahil sürüklenme hareketleri ve üst akıntıya karşılıkduran sedimanlar veya kıyı sedimanlarının deniz kenarına yakın çökelme ortamında sürekli birikmesidir (Bates ve Jackson, 1987; Van Wagoner vd, 1988). Progradasyonal HST ve/veya FSST' 'nin gelişiminin geç aşamaları boyunca oluşur ve regresyonla birlikte deniz seviyesi yükselimi veya yüksek miktarda sediman gelimi sebebiyle meydana gelir. Her bir parasekanstakifiyes dolgusu birbirlerinin üstünde fazlaca yakın geçişlidir (Şekil 5.10) (Posamentier ve Allen, 1999).

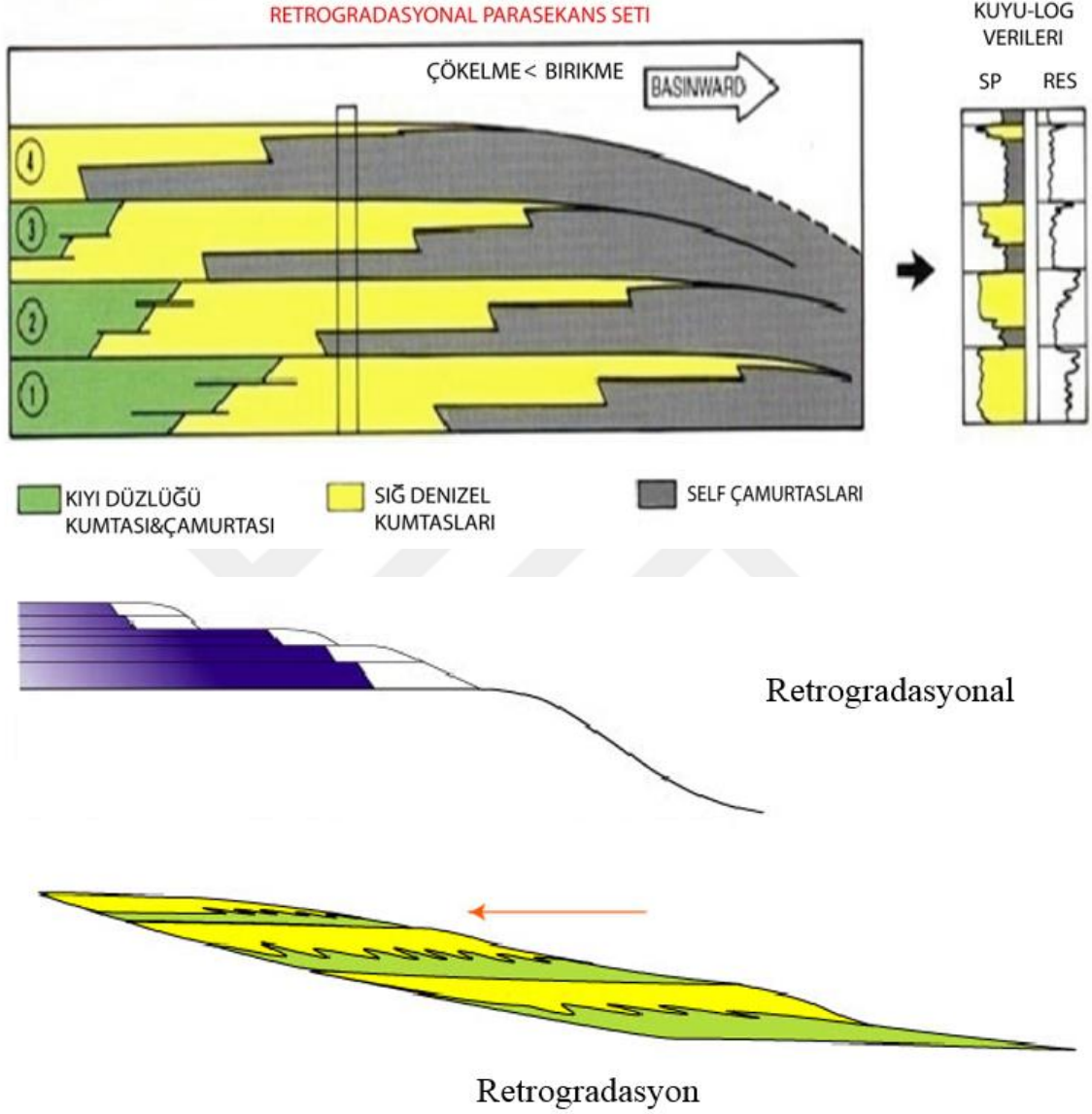


Şekil 5.10.Progradasyonal Parasekans Seti (Galloway, 1989).

5.3.4.3 Retrogradasyonal

Retrogradasyonal transgresyonun sonucu olarak kıyı çizgisinin karaya veya kıtaya doğru hareket etmesi durumunda oluşur. Retrogradasyonal düşük sediman gelimi ile deniz seviyesinin yükseliminden dolayı oluşur. Her bir parasekans takifasiyes dolguları, yukarı doğru dikey olarak ana hatları çizildiğinde, ekstra progresif iraksak olup retrogradasyonal istifleme dolgularını temsil eder (Posamentier vd, 1988). Genç parasekanslar dizisi, bir arka basamak dolgusundakaraya doğru

daha fazla çökelir. Bu durumda genellikle depolanma boşluğunun oranı çökelme oranından daha fazladır (Van Wagoner vd, 1988 (Şekil 5.11)).



Şekil 5.11. Retrogradasyon Parasekans Seti (Galloway, 1989).

5.3.5. Sekans stratigrafik yüzeyler

Sekans stratigrafik yüzeyler, sediman fasiyes istiflerindeki değişiklikleri belirtir. Kısmen sistem izi sınırları olarak hizmet edebilen yüzeylerdir. Sekans stratigrafik yüzeyler, yüzeyleme durumlarına bağlı olarak “kavramsal” birimlere (yani, litolojik olmayan) veya fiziksel yüzeylere karşılık gelebilir (Carter vd, 1998). Uyumsuz sekans stratigrafik yüzeyler karakteristik olarak fiziksel bir yorumlamaya sahiptir. Herhangi bir uyumlu sekans stratigrafik yüzey, yerel birikme

veya korunma koşullarına bağlı olarak, “kavramsal” birimlere veya fiziksel niteliklere sahip gözlemlenebilir bir yüzey olmaktadır.İki tür bağıntılı uyumluluk dahil olmak üzere yedi sekans stratigrafik yüzey seti yaygın olarak kullanılmaktadır.Her bir sekans stratigrafik yüzey türünü haritalamak için çeşitli kriterler özetlenmektedir (Catuneanu, 2006).

5.3.5.1. Karasal uyumsuzluk

Karasal uyumsuzluk, akarsu erozyonu veya baypas, toprak oluşumu, rüzgar bozulması veya çözünme ve karstlaşma sonucu karasal koşullarda oluşan bir uyumsuzluktur (Sloss vd, 1949). Alternatif terimleri: "alçak uyumsuzluk (lowstand; en alt aşama uyumsuzluğu)" (Schlager 1992), "akarsu erozyonunun regresif yüzeyi" (Plint ve Nummedal 2000) ve "akarsu çukuru/yarma yüzeyi" olarak tanımlanır (Galloway 2004).Akarsu sistemlerinin mansap kontrollü bölümünde, zorunlu regresyon sırasında karasal uyumsuzluklar oluşabilmektedir (Posamentier vd, 1988); kıyusal erozyon ile birlikte transgresyon sırasında (Leckie 1994); akarsu sistemlerinin memba tarafından kontrol edilen kısmı içindeki depolanma periyotları sırasında; veya karbonat platformları ve resifleri karstlaşmaya maruz bırakan rölatif deniz seviyesindeki düşüş sırasında oluşabilmektedir (Şekil 5.12) (Blum, 1994).

5.3.5.2. Korelatif konformiteler

Korelatif konformiteler yüksek frekanslı normal regresyondan zorunlu regresyona kadar istifli sediman fasiyesleri değişimi veren bir denizel stratigrafik yüzeydir (Posamentier vd, 1988).Zorunlu regresyonun başlangıcındaki paleo-deniz tabanını içermektedir. Diğer bir ifadeylealternatif terimi 'zorunlu regresyonun temel yüzeyi' olmaktadır (Hunt ve Tucker, 1992).

Korelatif konformiteler, zorunlu regresyondan düşük frekanslı normal regresyona doğru tabaka istifleme modellerindeki değişimi veren bir denizel stratigrafik yüzeydir. Bu nedenle, zorunlu regresyonun sonunda paleo-deniz tabanını kaydetmektedir (Şekil 5.12) (Hunt ve Tucker 1992).

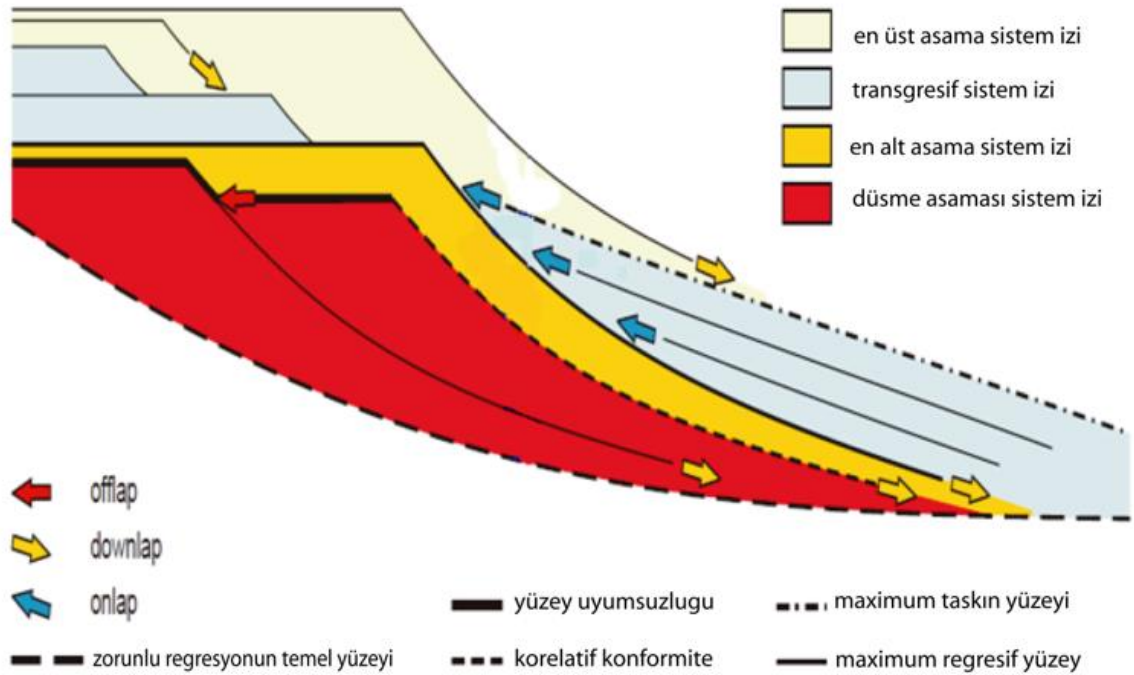
5.3.5.3. Maximum taşkın yüzeyi

Maximum taşkın yüzeyi (Frazier 1974; Posamentier vd., 1988; Van Wagoner vd., 1988; Galloway 1989) stratigrafik bir yüzeydir ve transgresyondan yüksek frekanslı normal regresyona doğru tabaka istiflenme modellerindeki değişimi gösterir.Transgresyonun sonundaki paleo-deniz tabanı ve deniz dışı ortamki korelatif yüzeyi kapsamaktadır.Alternatif terimleri: 'son transgresif yüzey' (Nummedal vd,1993), 'maksimum transgresyon yüzeyi' (Helland Hansen ve Gjølberg 1994) ve 'maksimum transgresif yüzey' (Helland Hansen ve Martinsen, 1996) olarak adlandırılmaktadır. Çökme eğiliminde retrogradasyondan progradasyona geçiş, belirgin bir yüzeyden ziyade (genellikle yoğunlaşmış) bir derin denizel fasiyes zonu ile işaretlenir ve bu yüzeyin kaya istifine yerleştirilmesinde belirsizliğe yol açabilir(Carter vd,1998). Maximum taşkın

yüzeyi genellikle sismik stratigrafik terimlerle havzaya doğru eğimi artan (downlap) bir yüzey olarak ifade edilmekte, çünkü karakteristik olarak ilerlemeyi gösteren üstte bulunan yüksek frekanslı klinoformlar tarafından aşağı bindirilmektedir (downlapped) (Şekil 5.13) (Catuneanu vd, 2011).

5.3.5.4. Maximum regresif yüzey

Maximum regresif yüzey (Helland-Hansen ve Martinsen 1996) düşük frekanslı normal regresyondan transgresyona doğru tabaka istifleme modellerindeki değişikliği gösteren stratigrafik yüzeydir. Düşük frekanslı normal regresyonun sonundaki paleo-deniz tabanı ve deniz dışı ortamdaki bağıntılı yüzeydir. Alternatif terimleri: "transgresif yüzey" (Posamentier ve Vail 1988), "en alt aşama (lowstand) yüzeyin üstü" (Vail vd, 1991), "ilk transgresif yüzey" (Nummedal vd, 1993), "maksimum regresyon yüzeyi" (Helland-Hansen ve Gjølberg 1994; Mellere ve Steel, 1995), "uyumlu transgresif yüzey" (Embry, 1995) ve "maksimum ilerleme (progradation) yüzeyi" (Emery ve Myers, 1996) olarak adlandırılmaktadır. 'Maksimum regresif yüzey' terimi regresyonun sonunu gösterdiği durumlarda kullanılmakta ve 'transgresif yüzey' terimi transgresyonun başlangıcını gösterdiği durumlarda kullanılmaktadır (Şekil 5.13) (Catuneanu vd, 2011).



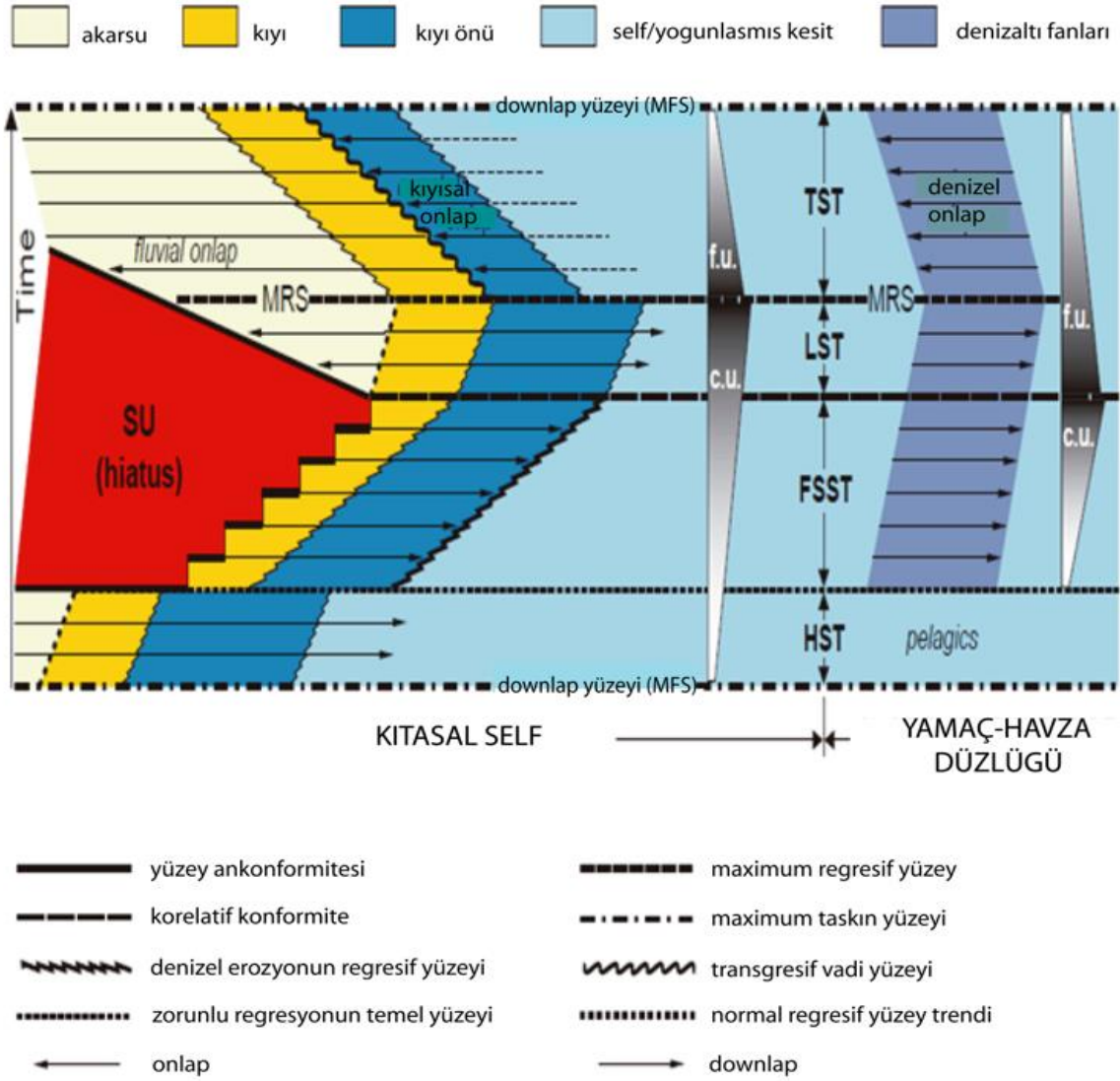
Şekil 5.12. Transgresif-Regresif (T-R) sekans modelinin kavramsal ve pratik sınırlamaları. Bu eğim yönelimli enine kesit, bir akarsudan sığ deniz ortamına zorunlu regresif, normal regresif ve transgresif çökellerin oluşumu için en genel senaryoyu göstermektedir (ölçeksiz; Schlager, 1994, Schlager 2002, Schlager 2005' ten değiştirilmiş; Duval vd, 1998; Posamentier ve Allen, 1999; Catuneanu, 2002).

5.3.5.5. Transgresif vadi yüzeyi

Transgresif vadi yüzeyi (Nummedal ve Swift 1987), transgresyon sırasında kıyısaldan sığ denizel ortamlarına dalga oyulması (dalga vadi yüzeyleri; Swift, 1975) veya gelgit oyulması (gelgit vadi yüzeyleri; Allen ve Posamentier, 1993) yoluyla oluşan aşınma yüzeyleridir. Her iki tür transgresif vadi yüzeyi artzamanlı ve havza kenarına doğru gençleşmektedir (Nummedal ve Swift 1987). Havzaya doğru sonlanarak maksimum regresif yüzeyde birleşmekte; karaya doğru sonlanarak maksimum taşkın yüzeyinde birleşmektedir. Her iki tür transgresif vadi yüzeyi için alternatif olarak "transgresif erozyon yüzeyi" terimi kullanılır (Şekil 5.14) (Posamentier ve Vail 1988).

5.3.5.6. Denizel erozyonun regresif yüzeyi

Denizel erozyonun regresif yüzeyi (Plint 1988), dalga tabanının deniz tabanına göre alçalmasına bağlı olarak dalganın egemen olduğu sığ su ortamlarında zorunlu regresyon sırasında dalga oyması yoluyla karakteristik olarak oluşan bir erozyon yüzeyidir. Bununla birlikte, bu oyulma, kıyı şeridi yörüngesinin yatay olduğu (rölatif deniz seviyesindeki bir durgunluk boyunca ilerleme) veya düşük bir açıyla yükseldiği (rölatif deniz seviyesi yükseliminin düşük oranları boyunca ilerleme) yüksek enerjili normal regresyon koşulları altında da oluşabilmektedir. Denizel erozyonun regresif yüzeyi artzamanlıdır. Kıyı çizgisi gerileme hızıyla havzaya doğru gençleşir. Alternatif terimleri: 'regresif vadi yüzeyi' (Galloway 2001) ve 'regresif dalga vadisi' olarak adlandırılmaktadır (Şekil 5.14) (Galloway, 2004).



Şekil 5.13. Tam bir Regresif-Transgresif döngü sırasında depolanma modellerini gösteren Wheeler diyagramı (Catuneanu, 2002'den değiştirilmiştir) (Catuneanu, 2006).

5.4. Sekans stratigrafisinde hiyerarşi

Hiyerarşi kavramı, sekansların göreceli ölçeklerine ve stratigrafik derecelerine göre sınıflandırılmasını ifade eder. Sekans oluşturan süreçlerin doğal periyodiklikleri vardır. Bu durum döngülerin süresine dayalı olarak sekansların hiyerarşisinin tanımlanmasına yol açmıştır (Vail vd, 1977, 1991; Van Wagoner vd, 1990; Mitchum ve Van Wagoner 1991). Bununla birlikte belirli süreçlerin hızı ve periyodikliği jeolojik zaman içinde değişmiş ve süreçle ilgili çeşitli döngülerin zaman aralığı bağdaşmıştır (Miall, 2010). Bu durumlar stratigrafik döngülerin süresine dayanan hiyerarşik bir sistemin faydasına ilişkin soruları gündeme getirmiştir (Şekil 5.15) (Carter vd, 1991; Drummond ve Wilkinson 1996; Schlager, 2010).

Tektono- Östatik/Östatik Döngü Dereceleri	Sekans Stratigrafik Birim	Süreç (my)	Rölatif Deniz Seviyesi Hacmi (m)	Rölatif Deniz Seviyesi Yükselim/Düşme Oranı (cm/1000 yıl)
Birinci		>100		<1
İkinci	Süpersekans	10-100	50-100	1-3
Üçüncü	Çökel Sekansı	1-10	50-100	1-10
	Komposit Sekansı			
Dördüncü	Yüksek Enerji Sekansı, Parasekans ve Döngü Seti	0.1-1	1-150	40-500
Beşinci	Parasekans, Yüksek Frekanslı Döngü	0.01-0.1	1-150	60-700

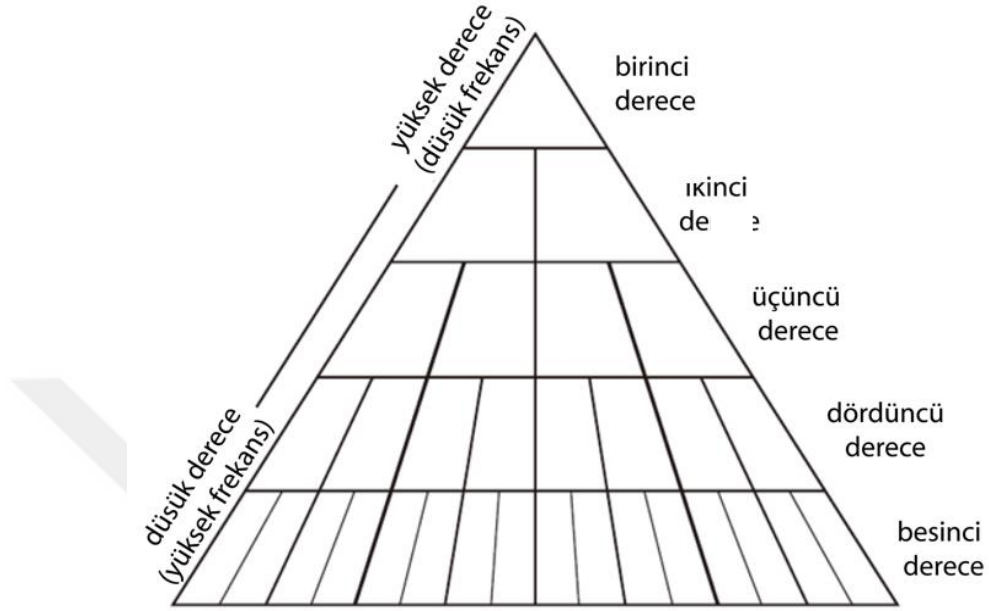
Şekil 5.14.Döngülerin hiyerarşisi ve döngülerin derecelendirilmesinin terminolojisi (Glodhammer vd, 1991’ den düzenlenerek alınmıştır).

Sekansların zamansal ve ortamsal ölçeği, karşılıklı olarak harici aralıkları tanımlamamaktadır (Carter vd, 1991). Drummond ve Wilkinson (1996) tarafından açıklanan stratigrafik sekansların süresi ve kalınlığına ilişkin nicel çalışma, stratigrafik hiyerarşilerin ayırt edilmesinin ve sırasının belirlenmesinin, kesintisiz bir stratigrafik sürekliliğin alt bölümlerini temsil ettiğini doğrulamaktadır. Schlager (2004), çeşitli hiyerarşik düzenlerin çeşitli stratigrafik karmaşıklık düzeylerini içerebilmesine rağmen, en azından 103-106 yıllık zaman ölçeklerinde sekanslar ve sistem izlerinin değişmeyen ölçekli kesirsel özellikler olduğunu öne sürmüştür. Stratigrafik döngülerin ölçekten bağımsız, kesir benzeri doğası, laboratuvar deneyleri ve modelleme yoluyla da gösterilmiştir (örn., Martin ve ark. 2009) (Catuneanu vd, 2011).

Bu sonuçlar, stratigrafik kaya kayıtlarında evrensel ve tekrarlanabilir bir hiyerarşi sisteminin var olup olmadığını sorgulamakta ve özellikle tektonik olarak oluşturulmuş sekanslar için doğru görünmektedir. Bununla birlikte, Milankovitch-bant döngüleri, benzer zamansal ölçeklerde oluşan diğer sekans oluşturan mekanizmalar tarafından üst üste basılmamışsa da jeolojik zaman boyunca hafif bir değişikliklerle de olsa sekans sürelerinin frekans dağılımında ayrı modlar verebilmektedir. (D'Argenio vd, 1997; Strasser vd, 2006).

Açıklayıcı jeokronolojik kontrolün bulunmaması durumunda sekanslara göreceli anlamda daha düşük ve daha yüksek frekans veya daha düşük ve daha yüksek sıra gibi nispi anlamda atıfta bulunulması ve kaya kayıtlarında gözlemlenebilen kriterlere dayalı olarak nispi stratigrafik önemlerinin yorumlanması gerekmektedir. Bu tür kriterler uyumsuzlukların coğrafi kapsamını, akarsularla oyulmuş vadilerin derinliğini veya sekans stratigrafik yüzeyler boyunca fasiyes değişiminin büyüklüğünü içerebilmektedir (örn., Embry 1995; Catuneanu 2006). Bu alan kriterlerinin uygulanabilirliği vaka çalışmasına göre değişebilir, dolayısıyla döngülerin süresinden bağımsız olan herhangi bir hiyerarşi yaklaşımı havzaya özel olabilmektedir. Bu

yaklaşım hiyerarşinin tanımı için evrensel olarak uygulanabilmekte ve kabul edilmiş bir metodolojinin olmadığı bir soruna deneysel bir çözüm sağlayabilmektedir (Şekil 5.15) (Catuneanu vd, 2011).



Şekil 5.15. Hiyerarşi kavramının şematik gösterimi. Piramit yaklaşımı, en önemli dizilerin ve sınırlayıcı yüzeylerin oluşumuna yol açan olayların, alt dereceli dizilerin oluşumuna yol açan olaylara göre jeolojik kayıta daha az sıklıkla meydana geldiğini varsayar (Catuneanu, 2006).

6. BULGULAR VE TARTIŞMA

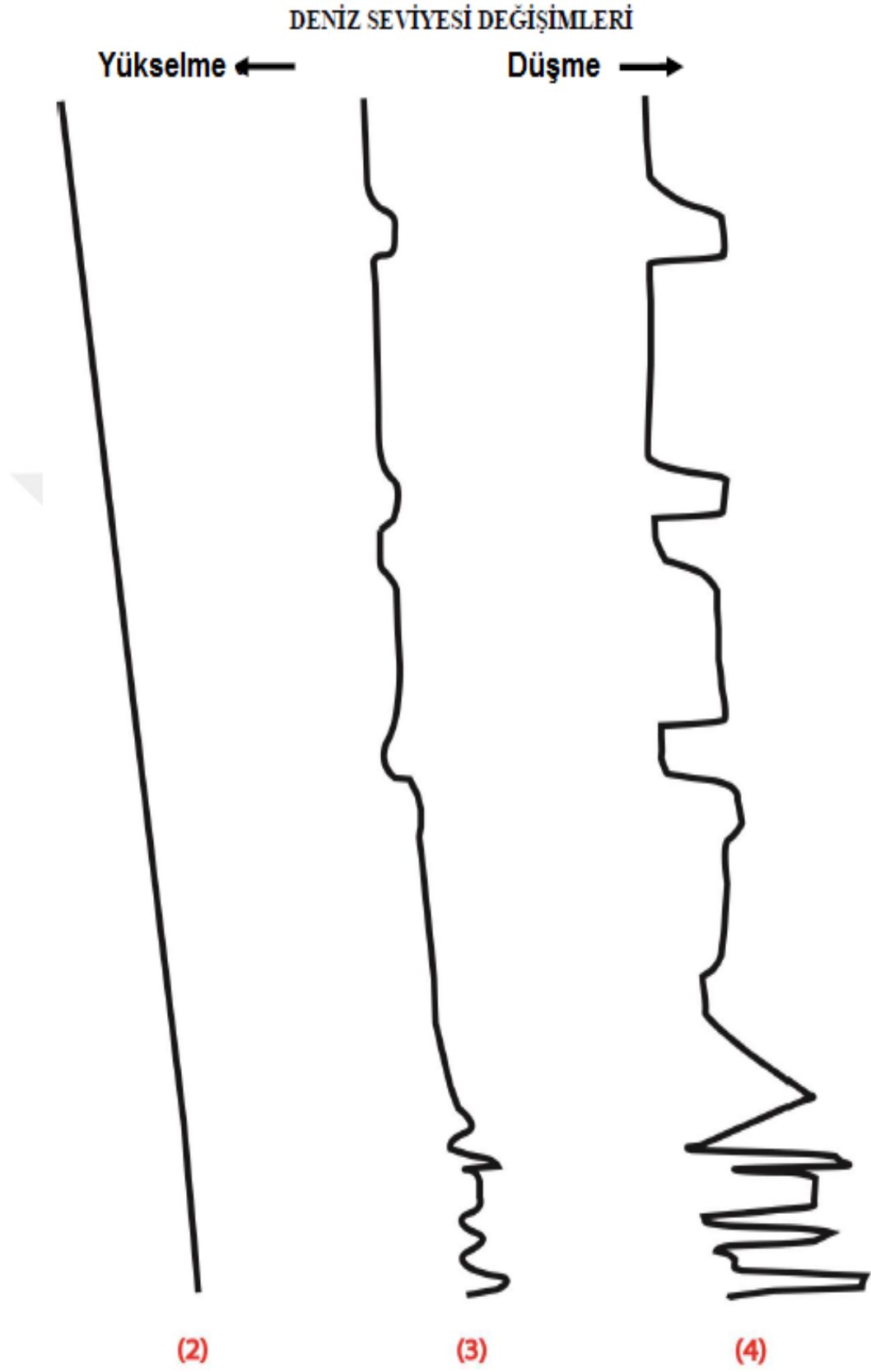
İnceleme alanında Fırat Üniversitesi kampüs alanından kuzeyde Keban Baraj Gölü'ne kadar olan alanda yüzeyleme veren Kırkgeçit Formasyonu'na ait kırıntılı ve karbonatlı tabakalı ve masif kayalardan alınan ayrıntılı ölçülü stratigrafik kesitlerdeki verilere sekans stratigrafisi kavramları uygulanmıştır. Tabaka kalınlıkları ve tane boyu değişimleri dikkate alınarak eşleştirilen sekans stratigrafi kavramları ile litostratigrafi verileri deniz seviyesi değişimlerinin başarılı bir şekilde ortaya çıkarılmasını sağlamıştır.

Dalga ripili, balık kılçığı çapraz tabakalanma, hamaki çapraz tabakalanmagibi sedimanter yapılar, geçiş ortamını temsil eden demiroksitli kahverengi-kırmızımsı seviyelerle ardalanmalı karbonatlı-fosilli çökeller, çökeltme ortamını temsil eden bol miktarda veri sunmaktadır. Ölçülü kesitler üzerinde de görüleceği gibi bu sedimanter yapılara göre, ortamın gel-git düzlüğü ile bol nummullü kireçtaşlarının çökeldiği şelf ortamının kıyıya yakın kısımları olduğu belirgindir. Bu sonuçlar Kaygılı (2019) tarafından aynı alanda yapılan paleontolojik verilerin değerlendirilmesi sonucunda ortaya çıkan ortam yorumu ile uyushmaktadır.

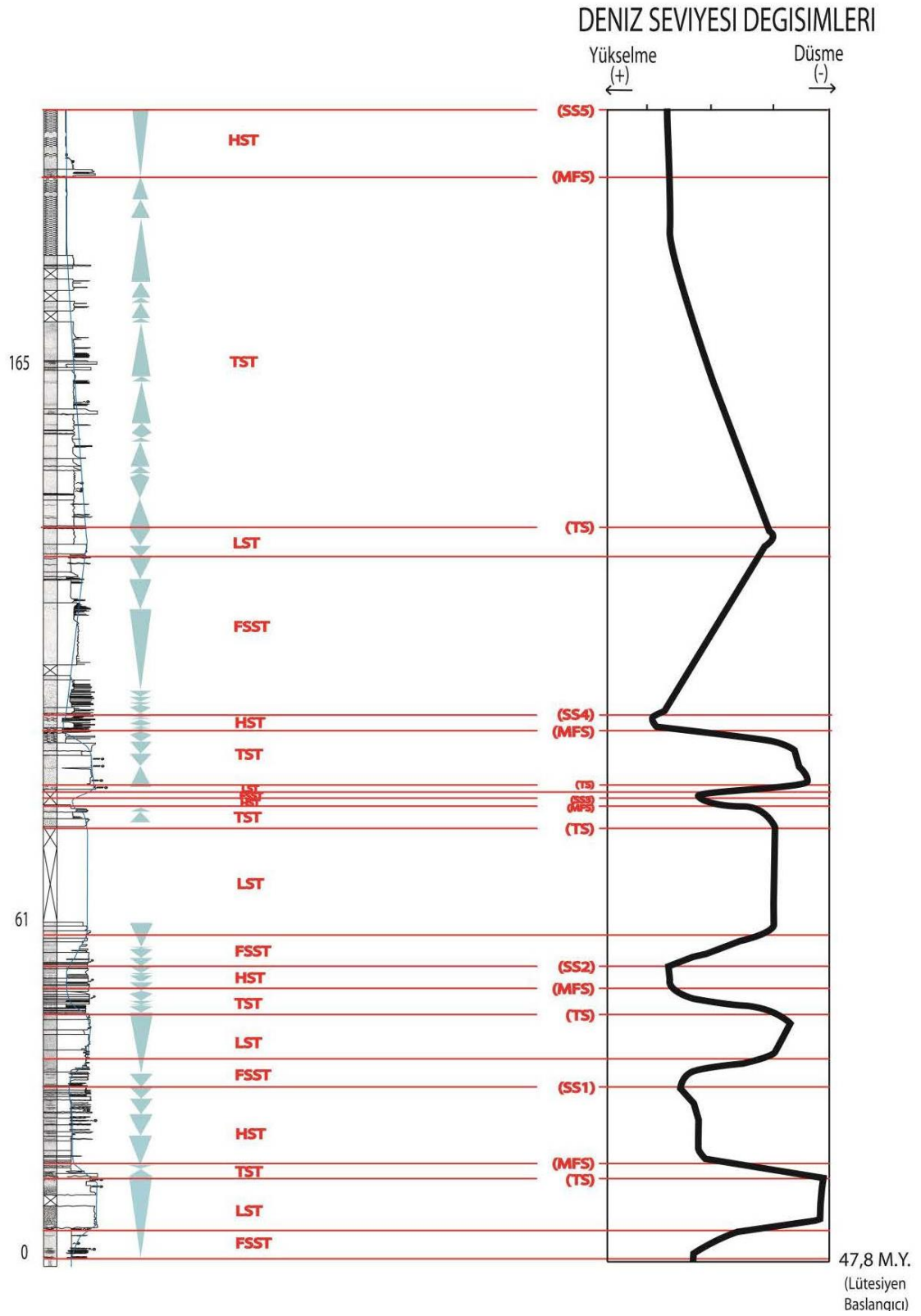
Ölçülü stratigrafik kesitlerde mavi renkli üçgenlerle temsil edilen tane boyu ve tabaka kalınlıklarının artışı ve azalışı aynı zamanda deniz seviyelerinin değişimini de temsil etmektedir. Sekans stratigrafisi başlığı altında yukarıdaki bölümlerde ayrıntılı olarak açıklanan bu değişim ilişkileri bu tez çalışmasına uygulanarak önemli sonuçlar elde edilmiştir. İkinci dereceden beşinci dereceye kadar elde edilen deniz seviyesi değişim grafiklerinden üç tanesi Şekil 6.1'de verilmiştir. Stratigrafik kesitler üzerinde uygulanan beşinci derece deniz seviyesi değişim eğrisi, çok ayrıntı içerdiğinden bu tez kapsamında verilmesi uygun görülmemiştir. Buna karşın ikinci, üçüncü ve dördüncü derece deniz seviyesi değişim eğrileri çalışmanın amacını ortaya koyacak kadar yeterli sonucu vermektedir. Bu eğrilerden anlaşılacağı gibi (Şekil 6.1) deniz seviyesi Lutesiyen-Priaboniyen zaman aralığında Kırkgeçit Havzası'nda zaman zaman düşmekle birlikte genel olarak yükselmiştir.

Dördüncü derece deniz seviyesi değişimleri eğrisi üzerinde tanımlanan Parasekans, Parasekans Seti, Sistem İzi, Sınırlayıcı Yüzeyler ve Jenetik Olarak İlişkili Sistemlere ait bulgular Şekil 6.2'de gösterilmiştir.

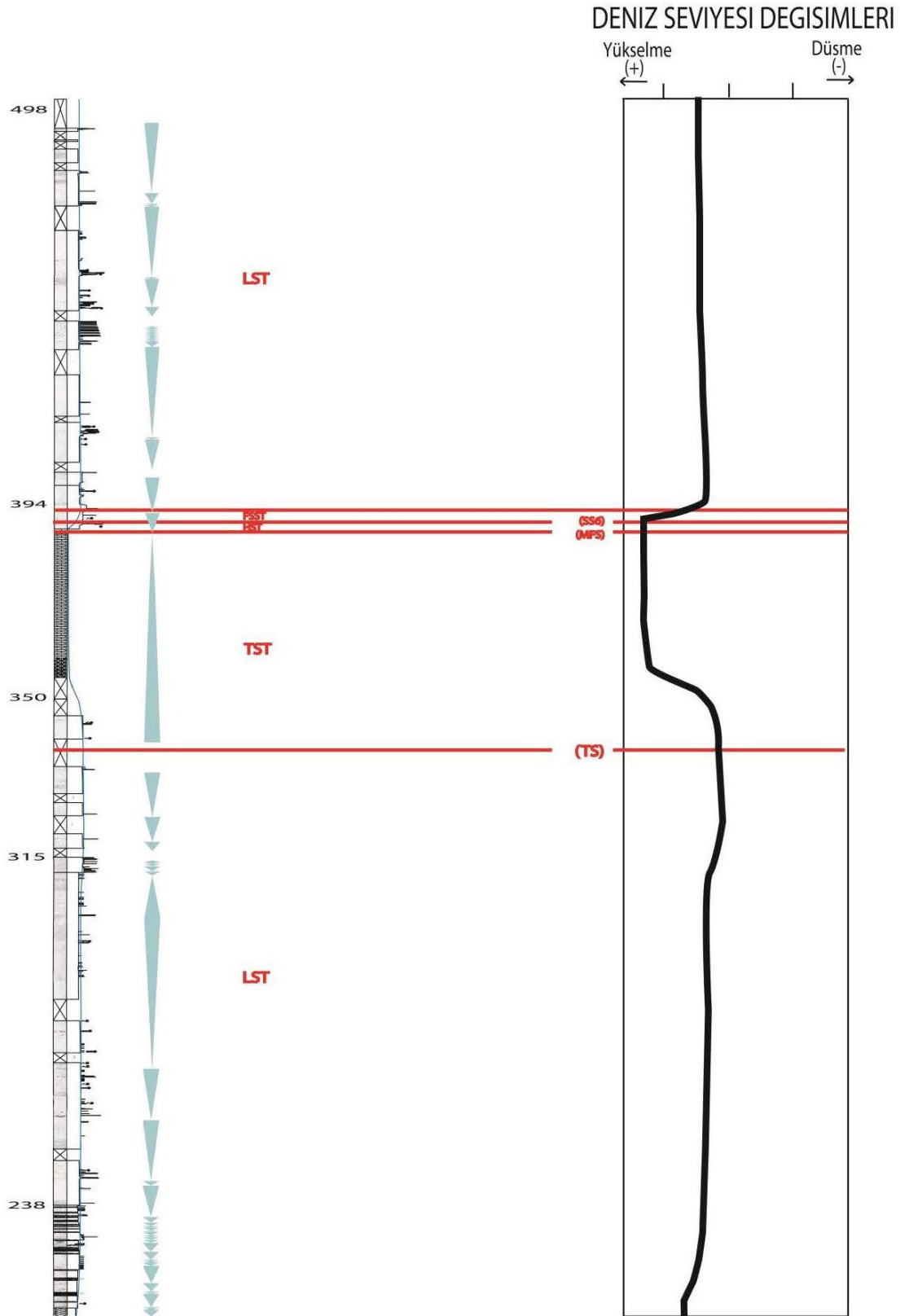
Bu tez kapsamında litostratigrafiye dayalı olarak elde edilen deniz seviyesi değişimlerine ait sonuçlar "Exxon production resource" yayınladığı 1. ve 2. derece küresel deniz seviyesi değişimleri ile (Vail vd, 1987) uyumludur (Şekil 6.3).



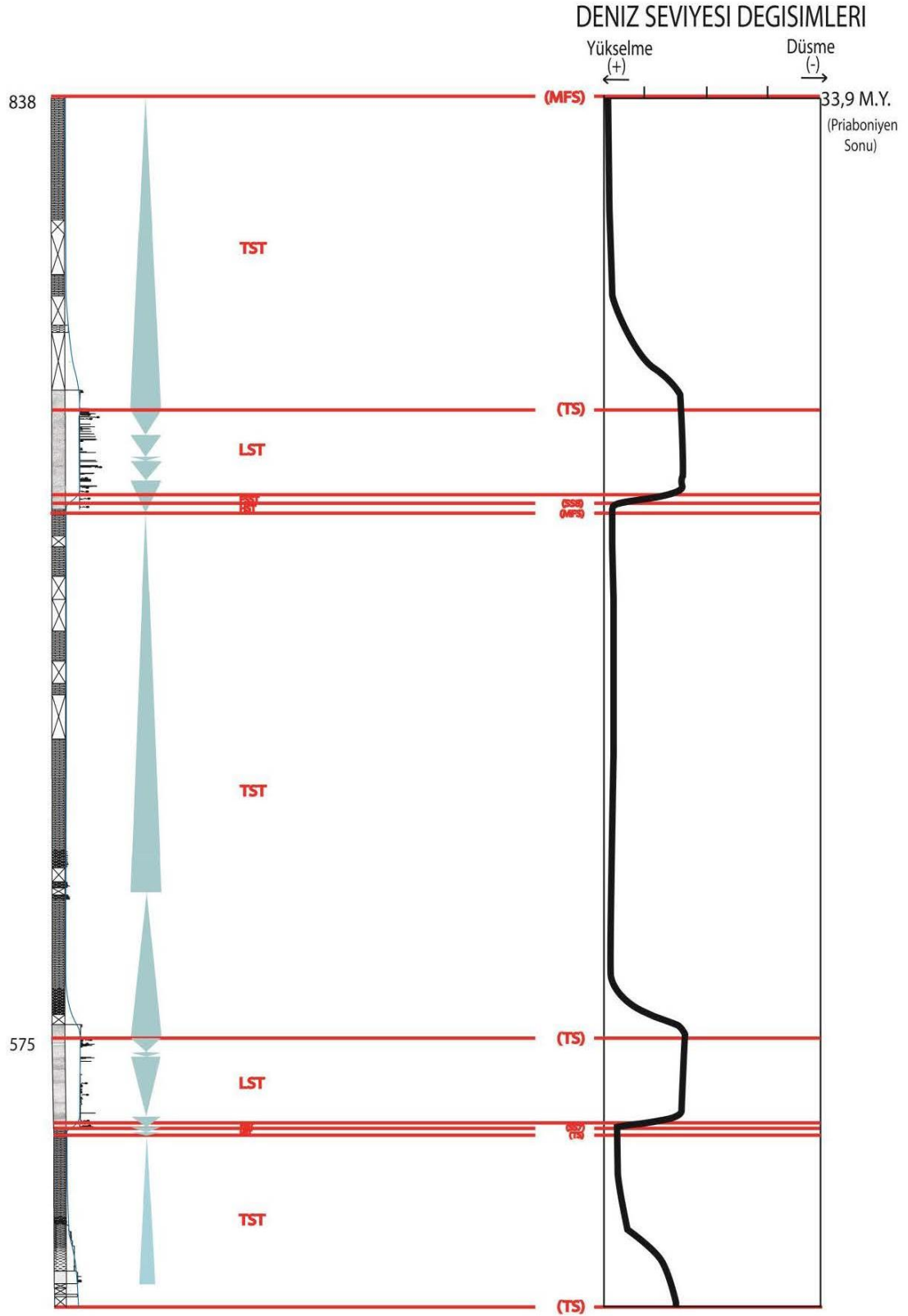
Şekil 6.1.Çalışma alanında Ölçülü Kesitlerden elde edilen 2., 3. ve 4. Derece Deniz Seviyesi Değişimi eğrileri. Çökme süresince genel anlamda deniz seviyesi yükselmiştir.



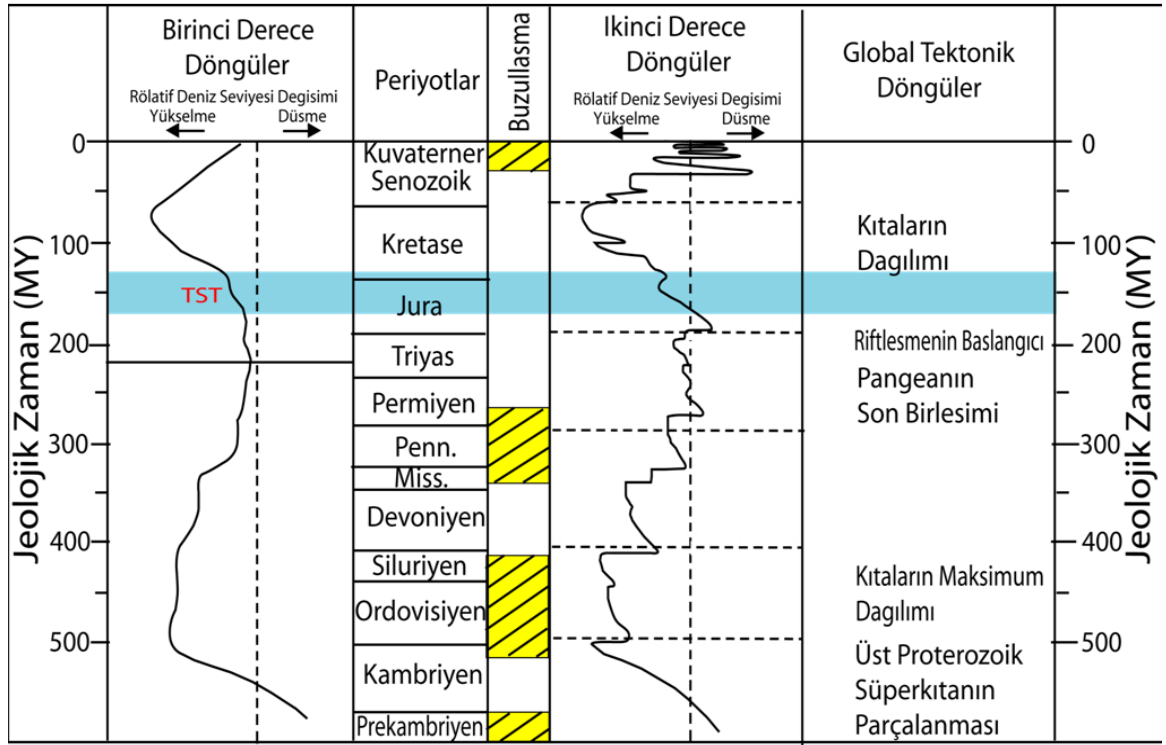
Şekil 6.2. Orta Eosen-Oligosen Kırkgeçit Formasyonu'ndan Sekans Stratigrafisine göre elde edilen Parasekans, Parasekans Seti, Sistem İzi, Sınırlayıcı Yüzeyler ve Jenetik Olarak İlişkili Sistemlere ait bulgular ve elde edilen deniz seviyesi değişim eğrisi.



Şekil 6.2.(Devamı) Orta Eosen-Oligosen Kırkgeçit Formasyonu'ndan Sekans Stratigrafisine göre elde edilen Parasekans, Parasekans Seti, Sistem İzi, Sınırlayıcı Yüzeyler ve Jenetik Olarak İlişkili Sistemlere ait bulgular ve elde edilen deniz seviyesi değişim eğrisi.



Şekil 6.2.(Devamı) Orta Eosen-Oligosen Kırkgeçit Formasyonu'ndan Sekans Stratigrafisine göre elde edilen Parasekans, Parasekans Seti, Sistem İzi, Sınırlayıcı Yüzeyler ve Jenetik Olarak İlişkili Sistemlere ait bulgular ve elde edilen deniz seviyesi değişim eğrisi.



Şekil 6.3. Exxon production resource ve çalışma arkadaşlarının yayınladığı 1. ve 2. derece küresel deniz seviyesi değişimleri ve sebepleri (Vail vd, 1987).

7. SONUÇLAR

- 1- Elazığ ili ve yakın çevresinde geniş bir alanda yüzeyleme veren Orta Eosen-Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu'nun Elazığ il merkezi kuzeyindeki bölümünde birimin tabanından muhtemel tavanına kadar 838 m. kalınlığında alınan ölçülü stratigrafik kesitlerle birimin çalışma alanındaki maksimum kalınlığı belirlenmiştir.
- 2- Deniz seviyesi değişim eğrileri ile sediman geliminin jenetik olarak karşılaştırması yapılarak sekans stratigrafisi kavramları birime uygulanmıştır. Elde edilen ölçülü stratigrafik kesitlerin tane boyu ve tabaka kalınlıklarının artması ve/veya azalmasına bağlı olarak ölçülü stratigrafik kesitler üzerinde havzanın parasekans setlerine ayrılması sağlanmıştır.
- 3- Fasiyesler arasında tabandan tavana kadar herhangi bir kesiklik gözlenmemiş olup farklı lokasyonlarda alınan ölçülü kesitler boyunca herhangi bir tektonik etkiye rastlanılmamıştır. Yay gerisi ve kenarları blok faylarla çevrili bir havzada litostratigrafiye dayalı sekans stratigrafisi uygulandığı için deniz seviyesi değişimlerinin sebebinin ortaya çıkarılması hedeflenmediğinden sadece değişimler elde edilmiştir.
- 4- Sedinmanter yapılar birimin çökeltme ortamının kıyıya yakın şelf, dalga tabanı ve gel-git ortamları olduğunu göstermektedir.
- 5- Sedinmanter yapılardan elde edilen ölçümlerin gül diyagramında değerlendirilmesi sonucunda birimin kuzeydoğudan beslendiği ortaya çıkmıştır.
- 6- Havzanın parasekans sistemlerine (Progradational, Retrogradational, Aggradational) ayrılması yapılmış ve "Sistem İzleri" ve "Sınırlayıcı Yüzeyler" belirlenmiştir.
- 7- Ölçülü stratigrafik kesitler ile deniz seviyesi değişimi eğrileri karşılaştırılarak parasekans sistem izleri (Transgresif, Highstand, Falling-Stage ve Lowstand, Maksimum Flooding Yüzeyi, Transgresif Yüzey ve Sekans Sınırı) belirlenmiştir.
- 8- Orta Eosen-Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu'nun sekans stratigrafisine göre değerlendirilmesiyle 8 adet sekans sınırı ve bu sekans sınırları ile ilişkili olarak sınırlayıcı yüzeyler ve sistem izleri ortaya çıkarılmıştır.
- 9- Birime ait Lütəsiyen-Priaboniyen aralığında ikinci, üçüncü ve dördüncü derece deniz seviyesi değişimlerini temsil eden grafikler hazırlanmıştır.
- 10- Çalışma alanında elde edilen sekans stratigrafisi veirlerine göre 3. ve 4. derece değişim eğrilerinde görüleceği gibi zaman zaman göreceli olarak düşüşler görülse de, 2. derece

deniz seviyesi değişimi eğrisi Lütseyen-Priabonyen süresince deniz seviyesinin yükseldiğini göstermektedir.



KAYNAKLAR

- Ainsworth, R. B., 1994. Marginal marine sedimentology and high resolution sequence analysis; Bearpaw-Horseshoe Canyon transition, Drumheller, Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* **42**, 1, 26-54.
- Aksoy, E. (1992). Elazığ Batı Ve Güneyinin Genel Jeolojik Özellikleri, *Doğa-Türk Yer bilimleri Derg.*, / *Tr. J. Of Earth Sciences*, c2, 113-123.
- Aksoy, E.; Tatar, Y. (1990). Van İli doğu-kuzeydoğu yöresinin stratigrafisi ve tektoniği, *Tübitak Yerbilimleri Dergisi*, c14, 628-644.
- Aktaş, G.; Robertson, A. H. F. (1984). The Maden Complex, SE Turkey: Evolution of the a Neo Tethyen Active Magrin, In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.). *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Blackwell Scientific Publications, Oxford*, 375-402.
- Alkaç O., and Aksoy E. (2022). The provenance of coarse-grained turbidite sandstones in the Kırkgeçit Formation (western part of the Elazığ Basin-east Turkey), *Turkish Journal of Earth Sciences*: Vol. 31: No. 2, Article 3., 153-177.
- Allen, G. P., Posamentier, H.W., (1993). Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology* **63**, 3, 378-391.
- Altınlı, E. (1966). Doğu ve GD Anadolu'nun jeolojisi. *MTA Dergisi*, c66, 35-74.
- Asutay, H.J. (1985). *Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojik ve petrografik incelenmesi*, Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi (A.Ü), Fen Bil., Enst., Ankara.
- Asutay, H. J. (1986). Baskil (Elazığ) Çevresinin Jeolojisi ve Baskil Magmatitleri'nin petrolojisi. *Maden Tetkik Arama Dergisi*, c107, 49-73.
- Bates, R. L., and Jackson, J. A. (Eds.), (1987). *Glossary of Geology* 3rd Ed. American Geological Institute, Alexandria, Virginia, p. 788.
- Bingöl, A.F. (1984). Geology of Elazığ area in The Eastern Taurus Region: in Tekeli, O. And Göncüoğlu, M. C., eds., *Geology of Taurus Belt*, 209-217.
- Bingöl, A.F. (1988). New Findings on The Structural Setting on The Chromites in The Guleman Ophiolitic Massive (Eastern Taurus), *Jour. F. University, Sci. and Tech.*, c1, 37-46.
- Blum, M. D. (1994). Genesis and architecture of incised valley fill sequences: a Late Quaternary example from the Colorado River, Gulf Coastal Plain of Texas. In *Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications* (P. Weimer and H. W. Posamentier Eds.), pp. 259-283. American Association of Petroleum Geologists Memoir 58.
- Blum, M. D., Törnqvist, T. E., (2000). Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology* **47**, 2-48.
- Boyd, R., Diessel, C. F. K., Wadsworth, J., Leckie, D., Zaitlin, B. A., (2000). Organization of non marine stratigraphy. In: Boyd, R., Diessel, C. F. K., Francis, S. (eds.), *Advances in the study of the Sydney Basin. Proceedings of the 34th Newcastle Symposium, University of Newcastle, Callaghan, New South Wales, Australia*, 1-14.
- Brown, L.F., Fisher, W.L., (1977). Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull apart basins. In: Payton, C. E. (ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir* **26**, 213-248.
- Carter, R.M., Abbott, S.T., Fulthorpe, C.S., Haywick, D.W., Henderson, R.A., (1991). Application of globalea-level and sequence-stratigraphic models in southernhemisphere Neogene strata. In: Macdonald, D.I.M. (ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea-Level Changes at Active Margins. International Association of Sedimentologists, Special Publication* **12**, 41-65.
- Carter, R.M., Fulthorpe, C.S., Naish, T.R., (1998). Sequence concepts at seismic and outcrop scale: the distinction between physical and conceptual stratigraphic surfaces. *Sedimentary Geology* **122**, 165-179.

- Catuneanu, O., (2006). Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 375 pp.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., (2009). Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, vol. **92**, 1–33.
- Catuneanu, O., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., (2010). Sequence stratigraphy: common ground after three decades of development. *First Break* **28**, 21–34.
- Catuneanu, O., Galloway E.W., Kendall C.G.St.C., Miall A.D., Posamentier H.W., Strasser A. Tucker M.E., (2011) Sequence Stratigraphy: methodology and nomenclature; Newsletters on Stratigraphy; Vol. **44**, Iss:3, 173-245
- Catuneanu, O., Hancox, P. J., Cairncross, B., Rubidge, B.S., (2002). Foredeep submarine fans and forebulge deltas: orogenic off-loading in the underfilled Karoo Basin. *Journal of African Earth Sciences* **33**, 489–502.
- Chen, D., Tucker, M. E., (2003). The Frasnian-Famennian mass extinction: insights from high-resolution sequence stratigraphy and cyclostratigraphy in South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **193**, 87–111.
- Christie-Blick, N., and Driscoll, N. W. (1995). Sequence stratigraphy. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. **23**, pp. 451–478.
- Christie-Blick, N. (1991). Onlap, offlap, and the origin of unconformity-bounded depositional sequences. *Marine Geology*, Vol. **97**, pp. 35–56.
- Cronin, B. T., Çelik, H., Hurst, A., Gül, M., Gürbüz, K., Mazzini, A., Overstolz, M. (2007). Slope-Channel Complex Fill and Overbank Architecture, Tinker Channel Kırkgeçit Formation, Turkey, *Geological Society*, **91**, 363-367.
- Cronin, B. T., Çelik, H., Hurst, A., Türkmen, İ. (2005). Mud Prone Entrenched Deep-Water Slope Channel Complexes from the Eocene of Eastern Turkey, *Geological Society London Special Publications*, c244/1, 155-180.
- Cronin, B., T., Hartley, A., Çelik, H., Hurst, A., Türkmen, İ., Kerey, E.İ. (2000a). Equilibrium Profile Development in Graded Deep Water Slopes: Eocene, Eastern Turkey, *Journal of the Geological Society*, c157, London.
- Cronin, B. T., Hurst, A., Çelik, H., Türkmen, İ. (2000b). An Outcrop Example of Channel and Levee Complex in an Ancient Deep-Water Slope Environment, *Sedimentary Geology*, c132, 205–216.
- Çelik, H. (2013). The Effects of Linear Coarse-Grained Slope Channel Bodies on the Orientations of Fold Developments: a Case Study from the Middle Eocene – Lower Oligocene Kırkgeçit Formation, Elazığ, Eastern Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, c22/2, 320-338.
- Çelik, H., Cronin, B.T. (2020) Controls on deep-water slope channel complex fill, propagation, stacking, and orientation in the Middle Eocene-Oligocene Kırkgeçit Formation, Elazığ, eastern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 29:976-1003.
- D'Argenio, B., Ferreri, V., Amodio, S., Pelosi, N., (1997). Hierarchy of high-frequency orbital cycles in Cretaceous carbonate platform strata. *Sedimentary Geology* **113**, 3–4, 169–193.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F., Şengör, A.M.C. (1986). Shortening of Continental Lithosphere: the Neotectonics of Eastern Anatolia—a Young Collision Zone, *Geology Society London, Special Publication*, c19, 3-36.
- Drummond, C. N., Wilkinson, B. H., (1996). Stratal thickness frequencies and the prevalence of orderedness in stratigraphic sequences. *Journal of Geology* **104**, 1–18.
- Duval, B., Cramez, C., and Vail, P. R. (1998). Stratigraphic cycles and major marine source rocks. In *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins* (P.C. De Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin and P. R. Vail, Eds.), pp. 43–51. SEPM Special Publication **60**.
- Embry, A. F., (1995). Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. Steel, R.J., Felt, V.L., Johannessen, E.P., Mathieu, C. (eds.), *Sequence stratigraphy on the Northwest European Margin*. Norwegian Petroleum Society (NPF), Special Publication **5**, 1–11.

- Embry, A. F., Johannessen, E. P., (1992). T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In: Vorren, T. O., Berg -sager, E., Dahl-Stamnes, O. A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., Lund, T. B. (Eds.), *Arctic Geology and Petroleum Potential*, vol. 2 Norwegian Petroleum Society (NPF), pp. 121–146.
- Emery, D., Myers, K. J., (1996). *Sequence Stratigraphy*. Oxford, U.K., Blackwell, 297 pp.
- Fiduk, J.C., Weimer, P., Trudgill, B.D., Rowan, M.G., Gale, P.E., Phair, R.L., Korn, B.E., Roberts, G. R., Gafford, W.T., Lowe, R.S., Queffelec, T.A., (1999). The Perdido Fold Belt, Northwestern Deep Gulf of Mexico, Part 2: Seismic Stratigraphy and Petroleum Systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **83**, 4, 578–612.
- Frazier, D. E., (1974). Depositional episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin. *University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology Geological Circular* 71-1, 28 pp.
- Galloway, W. E. (1989). Genetic stratigraphic sequences in basin analysis, I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. **73**, pp. 125–142.
- Galloway, W. E. (2001). The many faces of submarine erosion: theory meets reality in selection of sequence boundaries. A. A. P. G. Hedberg Research Conference on Sequence Stratigraphic and Allostratigraphic Principles and Concepts, Dallas, August 26–29, Program and Abstracts Volume, pp. 28–29.
- Galloway, W. E. (2004). Accommodation and the sequence stratigraphic paradigm. *Reservoir, Canadian Society of Petroleum Geologists*, Vol. **31**, Issue 5, pp. 9–10.
- Galloway, W. E., (2004). Accommodation and the sequence stratigraphic paradigm. *Reservoir, Canadian Society of Petroleum Geologists* **31**, 5, 9–10.
- Goldhammer, R.K., Oswald, E.J. and Dunn, P.A., (1991). Hierarchy of stratigraphic forcing: Example from Middle Pennsylvanian shelf carbonates of the Paradox Basin. *Sedimentary Modeling: Computer Simulations and Methods for Improved Parameter Definition: Kansas Geological Survey, Bulletin*, 233, pp. 361–413.
- Helland-Hansen, W., and Martinsen, O. J. (1996). Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. **66**, no. 4, pp. 670–688.
- Helland-Hansen, W., Gjølberg, J. G., (1994). Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective. *Sedimentary Geology* **92**, 31–52.
- Helland-Hansen, W., Hampson, G. J., 2009. Trajectory analysis: concepts and applications. *Basin Research* **21**, 454–483.
- Hunt, D., and Tucker, M.E. (1992). Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base level fall. *Sedimentary Geology*, Vol. **81**, pp. 1–9.
- Jervey, M.T., (1988). Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. 238 O. Catuneanu et al. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H.W., Ross, C. A., Van Wagoner, J. C. (eds.), *Sea Level Changes – An Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM) Special Publication **42**, 47–69.
- Johnson, J. G., Klapper, G., Sandberg, C.A., (1985). Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geological Society of America Bulletin* **96**, 567–587.
- Johnson, J. G., Murphy, M. A., 1984. Time-rock model for Siluro-Devonian continental shelf, western United States. *Geological Society of America Bulletin* **95**, 1349–1359.
- Kaygılı, S., Aksoy, E. (2017). Kovancılar (Elazığ-Türkiye) jeositi: Nummulites’li seviyeler ve antiklinal, *Fırat Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi* **29/1**, 293–299.
- Kaygılı, S., (2019). Reassessment of the age and depositional environment of the Kırkeçit Formation based on larger benthic foraminifera, NW Elazığ, Eastern Turkey

- Kendall, C. G. St. C., Schlager, W., (1981). Carbonates and relative changes in sea level. *Marine Geol.* **44**, 181–212.
- Ketin, İ. (1966). Güneydoğu Anadolu'nun Kambriyen Teşekkülleri ve Bunların Doğu İran Kambriyenine İle Mukayesesi, *MTA Dergisi*, 66.
- Ketin, İ. 1983, Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış: İTÜ Kütüphanesi, Sayı 1259, 595s.
- Koç-Taşgın C.; Altun, F. (2019). Denizel Ortamlarda Oluşan Yumuşak Çökel Deformasyon Yapılarına Bir Örnek; Kayma-Oturma Yapıları, Kırkgeçit Formasyonu, KB Baskil, Elazığ. *FÜ Müh Bil Derg.* c31, 145-156.
- Leckie, D. A., 1994. Canterbury Plains, New Zealand – Implications for sequence stratigraphic models. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **78**, 1240–1256.
- Lowman Paul D. NASA/Uzay Uçuş Merkezi (1997), Van der Grinten Projeksiyonu (www.cografyaharita.com)
- Martin, J., Paola, C., Abreu, V., Neal, J., Sheets, B., (2009). Sequence stratigraphy of experimental strata under known conditions of differential subsidence and variable base level. *AAPG Bull.* **93**, 503–533.
- Mellere, D., Steel, R., (1995). Variability of lowstand wedges and their distinction from forced-regressive wedges in the Mesaverde Group, southeast Wyoming. *Geology* **23**, 803–806.
- Miall, A. D., (2010). *The geology of stratigraphic sequences*, second edition. Springer-Verlag, Berlin, 522 pp.
- Mitchum, R. M., (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: Payton, C. E. (ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir* **26**, 205–212.
- Mitchum, R. M., Jr., Van Wagoner, J. C., 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology* **70**, 131–160.
- Nummedal, D., 1992. The falling sea-level systems tract in ramp settings. In: SEPM Theme Meeting, Fort Collins, Colorado (abstracts), p. 50.
- Nummedal, D., Riley, G.W., Templet, P. L., 1993. High resolution sequence architecture: a chronostratigraphic model based on equilibrium profile studies. In: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U., Allen, G.P. (eds.), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations. International Association of Sedimentologists Special Publication* **18**, 55–68.
- Nummedal, D., Swift, D. J. P., 1987. Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. In: Nummedal, D., Pilkey, O. H., Howard, J. D. (eds.) *Sea level fluctuation and coastal evolution. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM) Special Publication* **41**, 241–260.
- Okay, A., Tüysüz, O. (1999). Tethyan Sutures of Northern Turkey, *Geological Society London Special Publications*, c156/1, 475–515
- Özcan, E., Less, G., Jovanne, L., Catanzarariti, R., Frontalini, F., Coccioni, R., Giorgioni, M., Rodelli, D., Rego, E. S., Kaygılı, S., Rostami, M. A. (2019). Integrated Biostratigraphy of the Middle to Upper Eocene Kırkgeçit Formation (Baskil Section, Elazığ, Eastern Turkey): Larger benthic Foraminiferal Perspective, *Mediterranean Geoscience Reviews*, c1/1, 55–90.
- Özkul, M. (1988). *Elazığ Batısında Kırkgeçit Formasyonu Üzerinde Sedimentolojik İncelemeler* Doktora Tezi, F.Ü. Fen Bil., Enst., Elazığ.
- Özkul, M.; Üşenmez, Ş. (1986). Elazığ Kuzeydoğusunda Eosen Derin-Deniz Konglomeralarının Sedimentolojik İncelemesi, *Gazi Üniv. Mühendislik Mimarlık Fakültesi Derg.*, c1/2, 53 - 73.
- Özkul, M., Kerey İ. E. (1994). *Şelf, Derin Deniz Kompleksinde Fasiyes Analizleri: Kırkgeçit Formasyonu (Orta Eosen-Oligosen), Baskil, Elazığ*, 47. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri Kitabı (Sözlü Bildirim), Ankara.
- Perinçek, D. (1979). The Geology of Hazro-Korudağ-Çüngüş-Maden-Ergani-Hazar- Elazığ-Malatya Region, *Guide Book, TJK yayını*, 3-33.

- Perinçek, D. (1980). Arabistan Kıtası Kuzeyindeki Tektonik Evrimin Kıta Üzerinde Çökelen İstiftteki Etkileri, *Türkiye 5. Petrol Kongresi Tebliğleri*, s. 77-93.
- Perinçek, D. ve Kozlu, H. (1984). Stratigraphy and Structural Relations of the Units in the Afşin Elbistan-Doğanshır Region (Eastern Taurus), *Tekeli, O. and Güncüoğlu, M.C. eds. Int. Symp. on the geology of the Taurus Belt, proceedings*, 181-198.
- Plint, A. G., 1988. Sharp-based shoreface sequences and "offshore bars" in the Cardium Formation of Alberta; their relationship to relative changes in sea level. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H.W., Ross, C. A., Van Wagoner, J. C. (eds.), *Sea Level Changes – An Integrated Approach*. SEPM Special Publication **42**, 357–370.
- Plint, A. G., Nummedal, D., 2000. The falling stage system tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. In: Hunt, D., Gawthorpe, R.L. (Eds.), *Sedimentary Response to Forced Regression*, vol. 172. Geol. Soc. London Special Publication, pp. 1–17.
- Porebski, S. J., Steel, R. J., (2006). Deltas and sea-level change. *Journal of Sedimentary Research* **76**, 390–403.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., (1999). Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology no. 7, 210 pp.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R., (1988). Eustatic controls on clastic deposition. I. Conceptual framework. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H.W., Ross, C. A., Van Wagoner, J. C. (Eds.), *Sea Level Changes – An Integrated Approach*. SEPM Special Publication **42**, p. 110–124.
- Posamentier, H.W., Kolla, V., 2003. Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. *Journal of Sedimentary Research* **73**, 3, 367–388.
- Posamentier, H.W., Morris, W. R., (2000). Aspects of the stratal architecture of forced regressive deposits. In: Hunt, D., Gawthorpe, R. L. (eds.), *Sedimentary Response to Forced Regressions*. *Geological Society of London, Special Publication* **172**, 19–46.
- Posamentier, H.W., Vail, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and systems tract models. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H.W., Ross, C. A., Van Wagoner, J. C. (Eds.), *Sea Level Changes – An Integrated Approach*. SEPM Special Publication **42**, 125–154.
- Schlager, W. (2002). *Sedimentology and sequence stratigraphy of carbonate rocks*. Earth and Life Sciences, Vrije Universiteit, Amsterdam, pp. 146.
- Schlager, W., 1992. Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms. Continuing Education Course Note Series #34, *American Association of Petroleum Geologists*, 71 pp.
- Schlager, W., 2004. Fractal nature of stratigraphic sequences. *Geology* **32**, 185–188.
- Schlager, W., 2005. Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 200 pp.
- Schlager, W., 2010. Ordered hierarchy versus scale invariance in sequence stratigraphy. *International Journal of Earth Sciences* **99**, S139–S151.
- Schlager, W., Reijmer, J. J. G., Droxler, A., 1994. High stand shedding of carbonate platforms. *Jour. of Sed. Res.*, **B64**, 270–281.
- Shanley, K.W., McCabe, P. J., 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **78**, 544–568.
- Sloss, L. L., 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin* **74**, 93–114.
- Sloss, L. L., Krumbein, W. C., Dapples, E. C., (1949). Integrated facies analysis. In: Longwell, C. R. (ed.), *Sedimentary Facies in Geologic History*. *Geological Society of America Memoir* **39**, 91–124.
- Spence, G. H., Tucker, M. E., (2007). A proposed integrated multi-signature model for peritidal cycles in carbonates. *Journal of Sedimentary Research* **77**, 797–808.

- Sprague, A.R., Patterson, P.E., Hill, R.E., Jones, C.R., Campion, K.M., Van Wagoner, J.C., et al (2002). The Physical Stratigraphy of Fluvial Strata: A Hierarchical Approach to the Analysis of Genetically Related Stratigraphic Elements for Improved Reservoir Prediction. (Abstract) AAPG Annual Meeting.
- Steel, R. J., Olsen, T., (2002). Clinoforms, clinoform trajectories and deepwater sands. In: Armentrout, J. M., Rosen, N. C. (eds.), Sequence Stratigraphic Models for Exploration and Production: Evolving Methodology, Emerging Models and Application Histories. Proceeding of the 22nd Annual Bob F. Perkins Research Conference. *Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (GCS-SEPM)*, 367–381.
- Strasser, A., Hilgen, F. J., Heckel, P. H., 2006. Cyclostratigraphy– concepts, definitions, and applications. *Newsletter on Stratigraphy* **42**, 75–114.
- Sungurlu, O., Perinçek, D., Kurt, G., Tuna, E., Dülger, S., Çelikdemir, E., Naz, H. (1985). Elazığ Hazar-Palu Alanının Jeolojisi, *Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Dergisi*, c29, 83-191.
- Swift, D. J. P., 1975. Barrier-island genesis: evidence from the central Atlantic shelf, eastern U.S.A. *Sedimentary Geology* **14**, 1–43.
- Şaroğlu F., Yılmaz Y., 1984. Doğu Anadolu'nun neotektoniği ve ilgili magmatizması *Tür. Jeol. Kur. Ket. Simp.*, 149-163.
- Şengör, A. M. C.; Yılmaz, Y. (1983). *Türkiye’de Tetis’in Evrimi: Levha Tektoniği Açısından Bir Yaklaşım*, *Türkiye Jeol. Kur. Yerbilimleri Özel Dizisi*, No: 1, Ankara.
- Şengör, A.M.C. (1980). Türkiye’nin Neotektoniğinin Esasları, *Geol. Soc. Turkey Conference Series 2*, (İngilizce özet).
- Şengör, A.M.C, Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a Plate Tectonic Approach, *Tectonophysics*, c78, 181-241.
- Tatar, Y. (1978). *Fotojeoloji*, K.T.Ü., 89, Trabzon, 250 ss.
- Tatar, Y. (1987). Elazığ Bölgesinin Tektonik Yapıları ve Landsat Fotoğrafları Üzerinde Yapılan Bazı Gözlemler, *H.Ü. Yerbilimleri Derg.*, c14, 295-308.
- Tatar, Y. (1992). On some tectonic structures in E and SE Turkey and their significance to the geodynamics of the Arabian Plate. 1 st International Symp. On Eastern Mediterranean Geology. *Geosound Special Issue*, 91-102.
- Tucker, M. E., Garland, J., (2010). High-frequency cycles and their sequence stratigraphic context: orbital forcing and tectonic controls on Devonian cyclicity, *Belgium. Geologica Belgica* **13/3**, 213–240.
- Turan, M. (1984) *Baskil-Aydınlık (Elazığ) Yöresinin Stratigrafisi ve Tektoniği*, Doktora Tezi, Fırat Üniv. Fen Bil., Enst., Elazığ.
- Turan, M., Aksoy, E., Türkmen, İ., Özkul, M. (1995). Elazığ havzasının Tersiyer’deki Evrimi, *KTÜ 30. Yıl Bildiriler Kitabı*, 293-310.
- Turan, M., Bingöl, A.F. (1991). Kovancılar-Baskil (Elazığ) Arası Bölgenin Tektono-stratigrafik Özellikleri, *Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu, Bildiriler, Çukurova Üniversitesi, Adana*, 212-227.
- Türkmen, İ. İnceöz, M. Aksoy, E. ve Kaya, M., (2001). Elazığ yöresinin Eosen stratigrafisi ve paleogeografyası ile ilgili yeni bulgular. *H.Ü. Yerbilimleri*, 24, 81-95.
- Vail, P.R., (1987). Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: Bally, A.W. (Ed.), *Atlas of Seismic Stratigraphy*, vol. 27. *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology*, p. 1–10.
- Vail, P. R., Audemard, F., Bowman, S. A., Eisner, P. N., Perez-Cruz, C., (1991). The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (eds), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, p. 617–659.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M. Thompson, S., III, (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative changes of sea level. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **26**, 83–98.
- Van Wagoner, J. C., (1995). Sequence Stratigraphy and Marine to Nonmarine Facies Architecture of Foreland Basin Strata, Book Cliffs, Utah, U.S.A. In: Van Wagoner, J. C., Bertram, G.T. (Eds.),

Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits. *American Association Petroleum Geologists Memoir* **64**, 137–223.

Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M., Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series* **7**, 55 pp.

Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Posamentier, H.W., Vail, P.R., (1987). An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: Bally, A.W. (Ed.), *Atlas of Seismic Stratigraphy*, volume 1. AAPG Studies in Geology **27**, 11–14.

Van Wagoner, J. C., Posamentier, H.W., Mitchum, R. M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J., 1988. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H.W., Ross, C. A., Van Wagoner, J. C. (Eds.), *Sea Level Changes – An Integrated Approach SEPMS Special Publication* **42**, 39–45.

Yazgan, E. (1984). Geodynamic Evolution of the Taurus Region, M.C. (ed.), *Intern. Symp. On the Taurus Belt.*, 199–208.

Yılmaz, Y. (1993). New Evidence and Model on the Evolution of the Southeast Anatolian Orogen, *Geological Society of America Bulletin*, **c105**, 252–271.

ÖZGEÇMİŞ

Arif DEMİRCİ

[Redacted]	
[Redacted]	[Redacted]
[Redacted]	[Redacted]
[Redacted]	[Redacted]
[Redacted]	[Redacted]
[Redacted]	[Redacted]
[Redacted]	[Redacted]
[Redacted]	[Redacted]
[Redacted]	
[Redacted]	[Redacted]
[Redacted]	[Redacted]
[Redacted]	
[Redacted]	[Redacted]
[Redacted]	[Redacted]
[Redacted]	
[Redacted]	[Redacted]
[Redacted]	
[Redacted]	[Redacted]
[Redacted]	
[Redacted]	[Redacted]