

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

**SİSMİK YANSIMA VERİ-İŞLEM ÇALIŞMALARıyla
SİSMİK KALİTE FAKTÖRÜNÜN BELİRLENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Habip DENLİ

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Tez Danışmanı : Dr. Öğr. Üyesi Günay BEYHAN

Ocak 2020

T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

SİSMİK YANSIMA VERİ-İŞLEM ÇALIŞMALARıyla
SİSMİK KALİTE FAKTÖRÜNÜN BELİRLENMESİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Habip DENLİ

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ

Bu tez 05.02.2020 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oybirliği ile kabul edilmiştir.

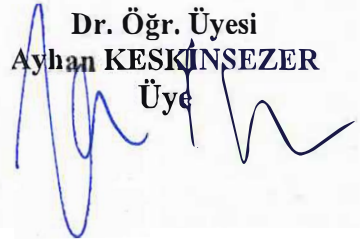
Dr. Öğr. Üyesi
Şerafeddin ÇAKIR
Jüri Başkanı



Dr. Öğr. Üyesi
Günay BEYHAN
Üye



Dr. Öğr. Üyesi
Ayhan KESKİNSEZER
Üye



BEYAN

Tez içindeki tüm verilerin akademik kurallar çerçevesinde tarafımdan elde edildiğini, görsel ve yazılı tüm bilgi ve sonuçların akademik ve etik kurallara uygun şekilde sunulduğunu, kullanılan verilerde herhangi bir tahrifat yapılmadığını, başkalarının eserlerinden yararlanılması durumunda bilimsel normlara uygun olarak atıfta bulunulduğunu, tezde yer alan verilerin bu üniversite veya başka bir üniversitede herhangi bir tez çalışmasında kullanılmadığını beyan ederim.

Habip DENLİ
08.01.2020

TEŞEKKÜR

Yüksek lisans eğitimim boyunca değerli bilgi ve deneyimlerinden yararlandığım, her konuda bilgi ve desteğini almaktan çekinmediğim, araştırmanın planlanmasından yazılmasına kadar tüm aşamalarında yardımlarını esirgemeyen, teşvik eden, aynı titizlikte beni yönlendiren değerli danışman hocam Dr. Öğr. Üyesi Günay BEYHAN'a teşekkürlerimi sunarım.

İÇİNDEKİLER

TEŞEKKÜR.....	i
İÇİNDEKİLER	ii
SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ.....	v
ŞEKİLLER LİSTESİ	vi
ÖZET.....	ix
SUMMARY	x
BÖLÜM 1.	
GİRİŞ	1
1.1. Önceki Çalışmalar.....	3
1.2. Amaç ve Hedefler	5
BÖLÜM 2.	
SİSMİK DALGALARIN SOĞURULMASI.....	7
2.1. Soğurma	7
2.2. Kalite Faktörü (Q).....	7
2.3. Kalite Faktörü (Q) ile Soğurma (α) Arasındaki İlişki.....	10
2.4. Emilme (Absorption)	10
2.5. Anelastisite.....	11
2.6. Petrofiziksel Anlamda Soğurmanın Mekanizmaları ve Türleri	12
2.6.1. Dokusal anelastisite ve sürtünme nedeni ile soğurma	12
2.6.2. Viskozite ve sıvı akışkanlar nedeniyle soğurma	13
2.6.3. Diğer nedenler ile soğurma.....	15
2.7. Kayaçlarda Sismik Dalgaların Sönümlenmesine Neden Olan Faktörler	15
2.7.1. Geometrik yayılma (Geometrical spreading)	15
2.7.2. Yansıma ve kırılmaların neden olduğu soğurma.....	17

2.7.3. Birden fazla yol izleme (Multipath)-Tekrarlı sinyal (Multiple)...	18
2.7.4. Dalga modlarının girişimi	18

BÖLÜM 3.

SİSMİK VERİ TOPLANMASI ve VERİ İŞLEM	21
3.1. Sismik Yansıma Yöntemi	21
3.1.1. Arazide sismik verilerin toplanması	22
3.2. Sismik Veri İşlemin Amacı	23
3.2.1. Veri işlem	24
3.2.1.1. Geometri tanımlanması	25
3.2.1.2. Verinin incelenmesi	25
3.2.1.3. Sinyal-gürültü oranını (s/g) arttırma.....	28
3.2.2. Ön veri işlem basamakları	29
3.2.2.1. Verilerin düzenlenmesi	29
3.2.2.2. Mute (Veride istenmeyen kısımların atılması)	30
3.2.2.3. Datum statik düzeltmeleri.....	32
3.2.2.4. Bant geçişli süzgeç	36
3.2.2.5. Frekans-dalga sayısı süzgeci (Frequency-wavenumber filter -fk).....	38
3.2.2.6. Genlik kazanımı.....	41
3.2.2.7. Otomatik genlik kazanç kontrolü (agc)	41
3.2.3. İleri veri işlem basamakları.....	43
3.2.3.1. Ortak derinlik noktası (cdp-common depth point) sıralama	43
3.2.3.2. Hız analizi.....	44
3.2.3.3. NMO düzeltmesi	45
3.2.3.4. Yığma (Stack).....	46
3.2.3.5. Göç (Migrasyon)	48
3.2.3.6. Sismik kesitte zamanı derinliğe dönüştürme	48
3.3. Tartışma ve Yorum	49

BÖLÜM 4.	
IŞIN İZLEME METHODU (RAY-TRACING).....	51
4.1. Fresnel Zonu	53
BÖLÜM 5.	
SİSMİK KALİTE FAKTÖRÜNÜN HESAPLANMASINDA KULLANILAN MATERİYAL VE YÖNTEM.....	54
5.1. Spektral Oran Yöntemi	54
5.2. Zaman-Uzaklık (t-x) Ortamında Q Ölçümü	56
5.2.1. $\tau - \rho$ (zero-offset time-slowness) ortamında Q ölçümü.....	57
BÖLÜM 6.	
TARTIŞMA VE SONUÇ	61
KAYNAKÇA	63
ÖZGEÇMİŞ	72

SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ

AGC	: Otomatik Kazanç Kontrol (Automatic Gain Control)
CDP	: Ortak derinlik noktası
CMP	: Orta nokta
F-K	: Frekans-dalga numarası (Frequency-wavenumber)
S/G	: Sinyal-gürültü oranı
t-x	: Zaman- uzaklık
tau-p	: Sıfır-ofset zamanı- yavaşlık
VSP	: Düşey sismik profil
Q	: Sismik kalite faktörü
α	: Soğurma katsayısı

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1.1. Zamanla dalgacığın sönümlenmesi.....	4
Şekil 2.1. Sönümlenmenin logaritmik olarak azalmasını gösteren temsili çizim. ..	8
Şekil 2.2. a. Elastik ortamda sismik sinyalin yayılımı b. Anelastik ortamda sismik sinyalin yayılımı.....	11
Şekil 2.3. Çatlaklı kayaç yapılarında, zaman ve frekans alanlarında sismik dalganın zayıflaması.....	15
Şekil 2.4. Kaynaktan çıkan enerjinin R yarıçaplı küre şeklinde basit bir jeolojik kesit üzerinde yayılımı	16
Şekil 2.3. Homojen ve izotropik ortamda kaynak enerjisi küresel dalga cepheleri yayılımı.....	16
Şekil 2.6. Gri eğri tarafından belirtilen kayıt zamanının bir fonksiyonu olarak gösterilen sismik izin genlik seviyesinin zamanla azalımı.....	17
Şekil 2.4. Kaynaktan yayılan sismik ışının kırılarak ve yansıtılarak alıcıya ulaşması.....	17
Şekil 2.5. Birincil yansımalar (Sarı çizgi) ve tekrarlı yansımalar.....	18
Şekil 2.6. Kaynaktan Çıkan Dalgaların İstasyona Doğrudan (D1) ve Yansıtılarak (R1)'in Gelmesi	19
Şekil 2.6. Sismik dalgaların yapıcı ve bozucu girişimi.....	19
Şekil 2.7. Sismik dalgaların yapıcı ve bozucu girişimi.....	20
Şekil 3.1. Sismik yansıma yöntemi.....	22
Şekil 3.7. a. Top muting (kırmızı) ve surgical muting'den (mavi) önce. b. Top muting ve surgical muting'den sonra	31
Şekil 3.8. Veri işlem sırasında air-wave ve kırılma için muting uygulanmadığı durum.....	32
Şekil 3.9. a. Derinlik modeli. b. Modelin statik problemi gösteren basit sismik cevabı	33

Şekil 3.10. a. Genç topografyanın yanal kesit gösterimi. Bozulmuş tabaka ve 5 farklı tabaka gösterimi. b. Olgun topografyanın yanal kesit gösterimi. Bozulmuş tabaka ve 4 farklı tabaka gösterimi.	34
Şekil 3.11. 2 tabakalı hız modeli.	34
Şekil 3.12. İlk varış zamanlarının seçimi (kırılma).	35
Şekil 3.13. a. Ham veri, datum statik uygulanmadan önce.. b. Datum statik uygulandıktan sonra.	36
Şekil 3.14. Bant geçişli filtre çeşitleri.	37
Şekil 3.2. Bant geçişli filtre örneği.	38
Şekil 3.16. a. Verinin zaman-uzaklık ortamında görünümü. b. Verinin frekans-dalgasayısı ortamında görünümü.	39
Şekil 3.17. a. Atış verisi b. FK süzgeci uygulanmış veri c. atış verisinin fk spektrumu d. Süzölmüş verinin FK spektrumu	40
Şekil 3.18. a. Zamanla amplitödü azalımı b. AGC uygulandıktan sonra.	42
Şekil 3.19. AGC için pencere uzunluğu testi.	42
Şekil 3.20. Ön veri işlem adımları sonrası ileri veri işlem akış diyagramı.	43
Şekil 3.21. CDP geometri gösterimi.	44
Şekil 3.22. Hız analiz penceresi	45
Şekil 3.23. a. NMO düzeltmesinden önce b. NMO düzeltmesinden sonra.	46
Şekil 3.24. Yığıma işleminin şematik gösterimi.	47
Şekil 3.25. Yığıma işlemi gerçek veri üzerindeki gösterimi	47
Şekil 3.26. a. Eğimli tabakada sıfır-ofset ışın yolu b. Yansıyan ışının sismik kesitte sıfır ofset için görünüşü.	48
Şekil 4.1. Eşleşen ışınların ofsetleri.	52
Şekil 4.2. Sismik kesit üzerinde eşleşen ofset çifti.	52
Şekil 4.3. Fresnel Zon gösterimi.	53
Şekil 5.1. Spektral oranla frekans eksenlerinde kesişim (intercept) bütün frekanstan bağımsız terimleri, G ve R, yakalar.	56
Şekil 5.1. a. İncelenecek ofset çiftleri. b. Dalgaların pencere içerisine alınan kısmının zaman ortamında görünümü c. Fourier spektrumu, dalgaların frekans ortamındaki görünümü d. Spektral oranın logaritması ve frekans çizimi, lineer doğrunun eğiminde Q hesaplanır.	57

Şekil 5.3. $\tau - \rho$ ortamının grafiksel gösterimi.	58
Şekil 5.4. t-x ortamından a. $\tau - \rho$ ortamına geçişin b. grafiksel gösterimi.....	59
Şekil 5.5. a. Dört tabakalı hız modeli b. t-x ortamında CMP verisi c. $\tau - \rho$ ortamında görünümü	60

ÖZET

Anahtar kelimeler: Sismik yansıma yöntemi, sismik kalite faktörü, sönümlenme, sismik veri-işlem

Sismik dalgaların seyahatleri sırasındaki enerji kayıplarının ölçülmesi, verinin kalitesinin artırılması açısından çok önemlidir. Bu nedende sismik yansıma çalışmalarında sönümlenme (Q-Sismik Kalite Faktörü) değerinin tahmin edilmesine yönelik t-x ve tau-p ortamlarında yapılan yaklaşımlar konunun önemini oldukça artırmaktadır. Öte yandan yer yüzeyinden veya laboratuvar ortamında yapılan çalışmalardan, soğurmanın yer içindeki davranışı ve mekanizması hakkında önemli ipuçları elde edilmektedir.

Sismik yansıma veri-işlem çalışması ile elde edilen hız modeli sonrası ışın izleme metodu ile belirlenen ofset çiftinden, spektral-oran yöntemi kullanılarak "Q" ölçülebilmektedir. Birden fazla hız modeli olduğunda, bu modellerin ofset çifti seçimi üzerindeki etkisine karar vermek için Fresnel Zon hesaplanabilir. Ölçülen Q değerinin negatif çıkması durumunda bunun tuning etkisinden olabileceği söylenebilir. Çünkü ince tabakalar böyle bir etkiye neden olacağından genellikle yüksek frekanslı kaynakların kullanılması gerektiği anlaşılmaktadır. Sismik kalite faktörünün çok küçük çıkması da sönümlenmenin fazla olduğunu gösterir. Bunun nedeni de tabakanın çatlaklı ya da çok yumuşak oluşu ile izah edilebilmektedir. Öte yandan Q değerinin büyük olması durumunda ise, tabakadaki sönümlenmenin az olduğu anlaşılmaktadır. Bu çalışmada, t-x ve $\tau - \rho$ ortamlarında yapılan Q ölçümleri arasındaki farklar teorik olarak incelenmiştir. Buna göre Q değeri ölçümünün t-x ortamında yapılması durumunda hız modeline ihtiyaç olduğundan, ofset çifti belirlenirken açığa bağlı bir metod olan ışın izleme metodu kullanılmaktadır. Oysa, $\tau - \rho$ dönüşümü yapılırsa, bu açısal etkinin ortadan kalktığı ve sismik kesitte görülen direkt hız değerlerinden Q'yu ölçmek için gerekli olan ofset çiftinin bu ortamda alt alta yer aldığı görülmektedir. Bu bağlamda Q parametresinin tespit edilmesine yönelik teorik bir yaklaşım sergileyen tez çalışmamızın bundan sonraki hedefi gerçek veri üzerinde uygulamasını yaparak Q değerinin alan etkilerini değerlendirmek ve sağlıklı yorumlamalar yapılmasına yardımcı olmaktır.

ESTIMATION OF SEISMIC QUALITY FACTOR BY SEISMIC REFLECTION DATA-PROCESS WORKS

SUMMARY

Keywords: Seismic reflection method, seismic quality factor, attenuation, seismic data processing

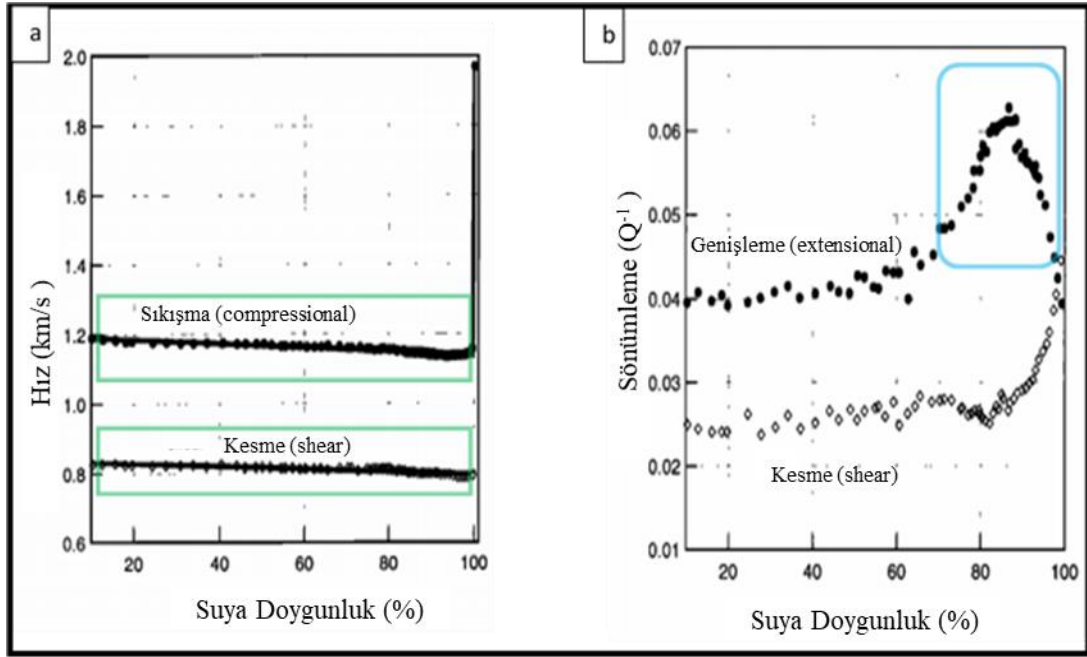
Measurement of energy decays during spreading of the seismic wavelet is very important in terms of improving the quality of data. Therefore, the approaches make in t - x and τ - ρ domains for estimating the attenuation (Q- Seismic Quality Factor) value in seismic reflection surveys increase the significance of the study area. On the other hand, substantial clues about the behaviour and mechanism of absorption in the ground are obtained from the studies conducted on the surface or in the laboratory. After the velocity model obtained by the processing of seismic reflection data, Q can be estimated from offset-pair determined by the ray-tracing method using the spectral-ratio method. When there are several velocity models, the Fresnel zone can be calculated to determine the effect of these models on offset-pair selection. If the measurement of Q value is negative, it can be revealed that this might be due to the tuning effect. Because thin layers cause such an effect, it is understood that high-frequency sources should usually be used. The fact that the seismic quality factor value is too small indicates that the attenuation is too high. This can be explained by the fact that the layer is more fractured or too soft. On the other hand, if the Q value is big, it is understood that the attenuation value in a layer is low. In this study, the differences between Q measurements in the t - x and τ - ρ domains are examined theoretically. Accordingly, in the case of the Q measurement in the t - x domain, the velocity model is needed, and the ray-tracing method, which is angle-dependent, to determine offset-pair. However, if the τ - ρ transformation is performed, it is seen that this angular effect is eliminated, and offset-pair required to measure Q from the velocity values directly seen in the τ - ρ domain of seismic image are located one under the other. In this regard, the next objective of the dissertation, which exhibits a theoretical approach to the determination of the Q parameter, is to evaluate the field effect of the Q value by applying it on real data and to assist accurate interpretations.

BÖLÜM 1. GİRİŞ

Kaynaktan yayılan sismik dalgaların yer içindeki seyahatleri sırasında genliğinde ve band genişliğinde zamanla zayıflamalar görülür. Bu zayıflamanın ölçümü, veri çözünürlüğünü ve kalitesini arttırmak için kullanıldığından, günümüzde yaygın hale gelmeye başlamıştır (Wang, 2002). Ayrıca, bu zayıflamanın ölçülmesi; sismik veri işlem aşamasında örneğin inverse-Q filtre uygulamasında ya da sismik datanın yorumlanmasında da önemli rol oynamaktadır (Castagna ve ark., 2003).

Türkiye’de yapılan sismik kalite faktörü ve atenüasyon belirleme çalışmaları sınırlı sayılarda ve deprem dalgalarının sönüm oranlarının belirlenmesi konusunda yapılmıştır (Akinci ve Eyidoğan, 2000; Horasan ve ark., 2004). Ancak bu konuda ülkemizde kalite faktör haritası konusunda yeterince çalışma yapıldığı söylenemez. Öte yandan, kalite faktörü belirlenmesi uzak alan ve yakın alan deprem verileri kullanılarak yapılabilmektedir (Sertçelik, 1996). Söz konusu iki tür veri arasındaki belirgin etken ise, uzak alan deprem dalgaları için yüksek enerji üreten depremlere ihtiyaç duyulmasıdır. Dolayısıyla, Türkiye’de genelde yakın alan deprem verileri kullanılmaktadır. Sismolojinin önemli alanlarından biri de bu verilerin soğurma özelliklerini incelenmesidir. Çünkü soğurma, depremin büyüklüğü, oluşu, kaynak mekanizmaları ve sismik sinyallerin irdelenmesi ile ilgili çalışmalarda önemli bir özelliğe sahiptir. Sismik enerjinin soğurulmasının bilinmesinin önemli sebebi ise, sismik dalganın yansıması, kırılması, saçılması ve anelastisitesi ile yerin ısısı hakkında bilgi sağlamasıdır.

Sönümlenme (atenüasyon), dalgalar bir ortam içinde yayılırken, enerji kaybetmesi olarak tanımlanır (Liner, 2004). Ayrıca, atenüasyon bazı durumlarda hızdan daha hassastır, yani Şekil 1.1.’de görüldüğü gibi hız değişimi olmasa bile sıvı içeren kayalarda sönümlenme fazla olabilir.



Şekil 1.1. Su doymuluğunun fonksiyonu olarak hız ve sönümlenmenin karşılaştırılması (Winkler ve Murphy, 1995).

Şekil 1.1.a., hız ve su doymuluğu ilişkisini sırasıyla P ve S dalgaları için göstermektedir. Açıkça görüldüğü üzere, hızda çok büyük değişim gözlenmemektedir. Eğer Şekil 1.1.b.'ye dönersek, mavi şekille gösterilen alanda atenuasyon değerinin su doymuluğunun fazla olduğu yerde yükseldiği görülebilir. Buradan da anlaşılacağı gibi sönümlenme veya kalite faktörü değeri bazı durumlarda hızdan daha iyi ve hassas gösterge olabilir.

Günümüzde analog ve sayısal her türlü veriler soğurmayı belirlemek için kullanılabilirler. Örnek olarak, ülkemizde Atatürk Üniversitesi Deprem Araştırma Merkez Müdürlüğü Erzurum istasyonu yakın alan deprem verilerini kaydetmektedir. Bu depremlerin P dalgası düşey genlik değerleri kullanılarak soğurma parametreleri ve kalite faktörü elde edilmiştir (Aydın, 2006). Söz konusu bu çalışma deprem risk analizi araştırmalarına oldukça önemli katkı sağlamaktadır. Bilindiği üzere risk analizi çalışmaları için gerekli olan parametreleri, sismik kaynak zonlarının lokasyon dağılımı ve boyutları ile deprem odak mekanizmaları ve büyük depremlerin tekrarlanma sıklığı oluşturmaktadır. Bu nedenle ülkemizde bölgesel çalışmaların yaygınlaştırılması ile sismik açıdan kalite faktörü haritasının hazırlanması da mümkün olacaktır. Böylece sismik sönüm oranlarının ve sismik kalite faktörü belirlenmesi ile bölgenin depremselliği de incelenebilecektir. Bir başka ifadeyle; zemin etkisi yani

sismik dalgaların yüzeye yakın yerlerde saçılması, zayıflaması ve bozunmasıyla meydana gelen etki anlaşılacaktır (Abercrombie, 1997). Ayrıca büyük depremlerden meydana gelen yer hareketlerinin tahmini ve kaynaklarının araştırılmasına da olanak sağlayacaktır (Wang ve ark., 2016). Büyük depremler ve sismik olaylarda ortaya çıkan hasar zemin etkisiyle ilişkilidir. Örnek olarak; Loma Prieta (1989), Kobe (1995), Gölcük (1999) ve Düzce (1999) depremleri verilebilir (Abercrombie, 1997; Özden ve ark., 2000; Sezer, 2003). Ayrıca, bu sonuçlar; sismik risk değerlendirme, binaların yapısal analizlerinin iyileştirilmesi ve var olan yapıların dayanımının incelenmesi için de önemlidir (Abercrombie, 1997). Daha önce de bahsedildiği gibi yüzeye yakın sedimanların özellikleri ve yer hareketinin anlaşılması için hız ve kalite faktörünün belirlenmesi çok önemlidir (Wang ve ark., 2016). Bu çalışmada sismik dalga yayılımındaki soğurulmanın ve kalite faktörünün belirlenmesinin önemi ve yöntemleri tartışılacaktır.

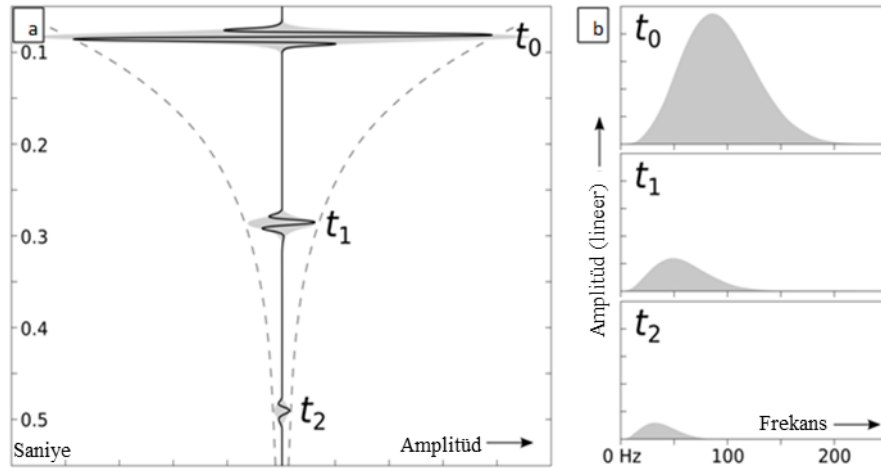
1.1. Önceki Çalışmalar

Walsh (1966), sürtünme sonucu meydana gelen soğurma konusunda, çok ince elipsoidal çatlak yüzeyleri arasındaki dokunakların, sürtünme kayma hareketi mekanizmasını, Coulumb yenileme ölçülerini kullanarak incelemiştir.

Çok yüksek frekanslı elastik dalgaların soğurulmasını belirlemek için basınca bağlı modellerde çalışmalar Johnson ve diğerleri tarafından 1979 yılında yapılmıştır. Belirli basınç artışı esnasında, kuru ve gözeneksiz kayalarda soğurulmanın azaldığı görülmektedir. Bir başka ifadeyle, kayaç dokusundaki oluşan çatlakların zamanla kapanması olarak düşünülebilir (Levykin, 1965). Ayrıca, Zener (1938), Termo-Elastik kökenli soğurma mekanizması için bir model önermiştir. Bu modele göre; termo-elastik kökenli meydana gelebilecek soğurmada sıcaklığın rolü oldukça düşük kabul edilmektedir. Bununla beraber, kayacı meydana getiren minerallerin ergime noktasına yakın olarak gelişen termal çatlaklar ve kırıklar da soğurmaya neden olabilmektedir. Sönümlenme ve kalite faktörünün tahmin edilmesi ayrıca petrofiziksel analiz hakkında da bilgi vermektedir (Winkler ve Nur, 1982; Behura ve ark., 2007). Buna örnek olarak gaz doygunluğu ve hidrokarbon viskozitesi gibi rezervuar sınıflandırılması için

kullanılan ifadeler verilebilir (Reine ve ark., 2012b). Ayrıca, sönümleme, kırıkların ve mikro çatlakların sıkışabilirliği, dane sınırlarının sürtünmesi, gözenek sıvı tipi ve sıvı doygunluğundan da etkilenmektedir (Dvorkin ve ark., 1995; Pride ve ark., 2004; Quintal ve ark., 2012).

Yayılan dalganın sönümlenmesinin matematiksel ifadesi Kjartansson (1979) tarafından tanımlanmıştır. Günümüze kadar atenüasyon (Q) etkisi için çeşitli çalışmalar sismik kalite faktörü ($1/Q$) kullanılarak yapılmıştır (Sams ve ark., 1997; Lei ve Xue, 2009; Reine ve ark., 2009). Yayılan bir sismik dalga için yüksek frekanslı sinyal ile düşük frekanslı sinyali karşılaştırdığımızda, yüksek frekanslı dalganın daha çabuk sönümlendiği görülür. Şekil 1.2.'de yayılan dalgacığın zamanla sönümlenmesi ve dalgacığın spektrumu görülmektedir.



Şekil 1.1. Zamanla dalgacığın sönümlenmesi (Hall and Bianco, 2012).

Şekil 1.2.a.'da görüldüğü gibi t_0 'dan t_2 'ye kadar geçen sürede genlikteki azalma açık bir şekilde görülmektedir. Ayrıca, Şekil 1.2.b.'de spektrumdaki azalma da dikkati çekmektedir. Dikkat edilecek en önemli husus ise Şekil 1.2.b.'de t_0 anında yüksek frekansta genlik görünür iken t_2 anında (yaklaşık 80 Hz'den sonra) spektrumda enerji görülmemektedir. Bu da zamanla genlik kaybının olduğunu göstermektedir.

Atenüasyon ile sismik kalite faktörü arasındaki ilişkiyi anlamak çok önemlidir. Örneğin, yüksek Q anomalisi değerleri kaliteli bir yayılım gösterirken (kireçtaşı ve magmatik kaya) aynı zamanda düşük enerji kaybı anlamına da gelmektedir

(Futterman, 1962; Knopoff, 1964). Eđer Q deęeri dūřuk anomali deęerine sahipse (konsolide olmayan malzemeler için) bu da dalga yayılırken yūksək enerji kaybı meydana geldiđini ifade etmektedir (O'Connell ve Budiansky, 1978; Toverud ve Ursin, 2005, Wilkie ve Gibson, 1995).

Önceki bilimsel çalışmalar, kuyu sismolojisi (borehole seismology) (Ganley ve Kanasewich 1980; Tonn 1991) ve laboratuvar ۆlümleri (Frisillo ve Stewart, 1980; Winkler ve Nur, 1982; Khazanehdari ve ark., 1998) kullanılarak yapılmıştır. Son yıllarda Q değerini belirlemek için standart sismik tekniklerden yani sismik yansıma ve kırılma tekniklerinden yararlanılmaktadır (Dasgupta ve Clark, 1998; Socco ve ark., 2005; Reine ve ark., 2009; Reine ve ark., 2012b).

Dalga yayılımını gōsteren iki ۆnemli parametre olan hız ve zayıflama arasındaki ilişkiyi (Spencer, 1981; Martinez, 1993) belirten temel bağıntı Kjartansson (1979) tarafından gōsterilmiřtir. Buradan yola çıkarak, atenüasyondaki değişim, hız dağılımı ve kayanın ۆzellikleri hakkında bilgi verebilir, yani sıvı doygunluğu ve litoloji hakkında gōsterge olabilir (Toksöz ve ark., 1981).

1.2. Amaç ve Hedefler

Bu çalışmanın amacı; sismik yansıma çalışmalarında sönümleme (Sismik Kalite Faktörü) değerini tahmin etmenin ۆnemini vurgulayarak elde edilen verilerin alan etkisi ۆzerindeki etkilerini değerlendirmek ve yorum yapılmasına yōnelik teorik yaklaşımlar yapmaktır. Bu amaca yōnelik olarak temeldeki yaklaşım t-x ve tau-p ortamındaki ۆlümleri karşılaştırmaktır. Dolayısıyla bu araştırmanın gelecekte yapılacak olan bu tūr çalışmalara bir rehberlik edeceği dūřünülebilir.

T-x ortamında kalite faktörünü ۆlmek için izlenecek yolları sıraladığımızda; sismik data prosesi basamaklarını uygulama işlemleri, tabakalar arası ara hız değerleri ve kalınlıklarını elde etmek ve işın izleme metodu kullanılarak jeofon çiftinin bulunması olarak ifade edebiliriz. Işın izleme yōntemi kullanıldıktan sonra elde edilen jeofon çiftinin bulunduğu salınımlarda (trace) dalga belirli genişlikte pencere içerisine

alınacak ve zaman ortamından frekans ortamına geçiş Fourier transferi ile sağlanacaktır. Bundan sonraki aşama ise Spektral-oran yöntemi kullanılarak sismik kalite faktörünü ölçmektir. Tau-p ortamına geçişteki amaç ise, jeofon çifti seçme yönteminin t-x ortamındakinden farklı olması nedeniyle iki farklı ortamdaki lme biçimlerin karşılaştırılmasıdır.

BÖLÜM 2. SİSMİK DALGALARIN SOĞURULMASI

2.1. Soğurma

Sismik kaynaktan çıkan elastik deformasyon enerjisi uzaklık artımı ile enerji kaybeder, yani sönümlenir. Bunun çeşitli nedenleri vardır, başlıcaları; geometrik yayılma, sismik enerjinin ısıya dönüşümü ve absorpsiyondur. Kısaca; soğurma ya da sönümlenme, dalga enerjisinde uzaklıkla meydana gelen azalma olarak tanımlanır (Liner, 2004). Bir ortamda yayılan dalga enerjisinin karekökü ile genliği doğru orantılıdır, ancak yayılım küresinin yarıçapının karesi ile ters orantılıdır (Yılmaz, 2001; Liner, 2004). Buradan anlaşılacağı üzere, birim yüzeydeki enerji ile kaynaktan uzaklığın karesi arasında ters orantılı olarak değişen ilişki mevcuttur.

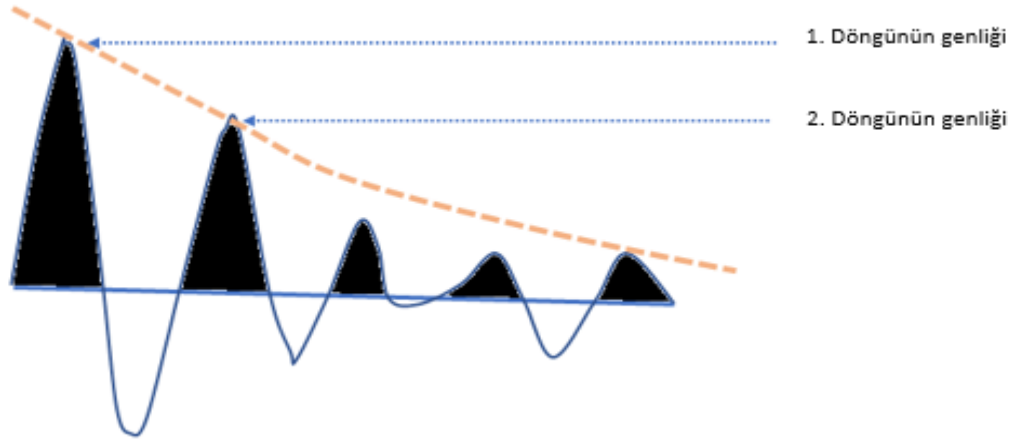
2.2. Kalite Faktörü (Q)

“Seismic Quality Factor” diye adlandırılan Q (Kalite Faktörü) Knopoff ve Macdonald (1964) tarafından Jeofizik Mühendisliği literatürüne kazandırılmıştır. Q birimsiz bir parametredir (Howell ve ark., 1940). Q değeri, kuru kayalarda frekanstan bağımsız olmasına rağmen (Frequency-independent Q) kısmen veya yarı doymuş kayalarda frekansa bağlı (Frequency-dependent Q) olabilir (Tonn, 1991; Quan ve Harris, 1997; Gardner ve ark., 1964). Genel olarak su doygunluğu P ve S dalgalarının Q değerinde azalmaya sebep olur. Q değerinin fiziksel bir parametre olan basınçla ilişkisinden önceki bölümde bahsedilmişti. Basınç artıkça Q değeri de artar, yani enerji kaybı az miktarda olur (Kliam ve ark., 1964, Bradley ve ark., 1966, Masson ve ark., 1970).

Tek frekanslı düzlem dalga için, soğurma katsayısının (absorption coefficient) (α) en basit gösterimi, frekanstan bağımsız Q için sönümlenme ve dispersiyonu göstermektedir (attenuation and dispersion) (Futterman, 1962)

$$A(x) = A_0 e^{-\alpha x} \quad (2.1)$$

Burada x , seyahat mesafesini; A , ölçülen final genliği; A_0 , başlangıçtaki genliği; α is soğurma katsayısını gösterir.



Şekil 2.1. Sönümlenmenin logaritmik olarak azalmasını gösteren temsili çizim.

Dalga yayılımı sırasında sönümleme lineer olarak gerçekleşmez. Dalga genliğindeki azalış Şekil 2.1.'de gösterildiği gibi logaritmik olarak gerçekleşir ve bu azalış bağıntı 1.2'deki gibi gösterilebilir:

$$\delta = \log_e [1. \text{Döngünün genliği} / 2. \text{Döngünün genliği}] \quad (2.2)$$

Burada δ , logaritmik azalmayı gösterir. Ayrıca, 2.2. bağıntı, Soğurmanın harmonik dalganın logaritmik azalımından da hesaplanabileceğini göstermektedir.

Buradan döngü başına kaybedilen elastik enerjiden Sismik Kalite Faktörünü gösterecek olursak:

$$\frac{1}{Q} \approx \left(\frac{1}{2\pi} \right) \left(\frac{\Delta E}{E} \right) \quad (2.3)$$

olarak ifade ederiz. Burada, $\Delta(E)$, cisimde depolanan makaslama (strain) enerjisi, yani her bir döngüdeki enerji kaybıdır. E ise en yüksek strain enerjisidir (Döngü

başına $2\pi/Q$). Bu enerji kaybının nedeni cismin tam elastik olmamasıdır. Burada ‘Q’ boyutsuz bir büyüklüğe sahiptir.

Daha önceki açıklamalardan anlaşılacağı üzere;

1. Sabit bir dalga sayısı göz önüne alındığında duran dalganın genliğinde azalma gözlenir.

2. Sabit bir frekansla ilerleyen bir dalga düşünüldüğünde dalga genliğinde uzaysal azalma gözlemlenir.

1. ve 2. maddeler incelendiğinde, Fourier sentezi sismik sinyaller üzerinde soğurmanın (sönümlemenin) en doğru etkisini verecektir (Aki ve Richard, 2002). Çünkü zaman ortamından frekans ortamına geçiş sağlanacak ve Q belirlenebilecektir.

2.1 nolu bağıntıdaki soğurma oranını 2.3. nolu denklemde yerine koyarsak, aşağıdaki bağıntıyı elde edilir.

$$Q = \frac{2\pi}{1 - e^{-2\alpha\lambda}} \quad (2.4)$$

Burada, $\lambda = v/f$; λ , dalga boyu; V, hız; f, frekans 'tır.

Bu kez 2.3 nolu bağıntı ile 2.2 nolu bağıntıyı (logaritmik azalma tanımı) ile birleştirirsek, aşağıdaki formülü elde ederiz.

$$Q = \frac{1}{2} \sqrt{1 + \left(\frac{2\pi}{\delta}\right)^2} \approx \frac{\pi}{\delta} \quad (2.5)$$

Bu bağıntı (2.5), cisim dalgalarının soğurmasının saptanması için kullanılır.

Özetle 2.1 nolu formül, birim uzunlukta ışın yolu için geçerli olup, soğurma Q^{-1} ya da Q değerini verir. Fiziksel olarak Q^{-1} , her bir döngüdeki (km,sn) kaybolan enerjinin toplam enerjiye oranı olarak tanımlanır.

2.3. Kalite Faktörü (Q) ile Soğurma (α) Arasındaki İlişki

Kalite faktörü (Q) ile soğurma (α) arasında bir ilişki kurulabilir. Bilindiği gibi sismik dalgalar yer içinde yayılımları sırasında enerji kaybederler ve bu da dalgaların sönümlenmesine diğer bir tabirle etkisinin azalmasına sebep olur. Bu durum ayrıca dalgalarının kalitesinin azalmasına ve sismik görüntülerin çözünürlüğünün düşmesine neden olur. Buradan anlaşılacağı üzere, bu durum, yani soğurulmanın çok fazla oluşu dalga kalitesini de olumsuz yönde etkiler. Kalite faktörü ile soğurma arasındaki ilişki ters orantılıdır. Aralarındaki bağıntı ise:

$$\alpha = \frac{\pi f}{vQ} \quad (2.6)$$

Bu bağıntıda; f, frekans; V, dalga hızı; Q, kalite faktörü; α , soğurma miktarıdır.

2.6 nolu bağıntıdan anlaşıldığı üzere soğurma aşağıdaki faktörlere bağlıdır.

1. Dalganın frekansına (f),
2. Ortamın elastik dalga hızına (v),
3. Ortamın kalite faktörüne (Q veya Q^{-1}).

2.4. Emilme (Absorption)

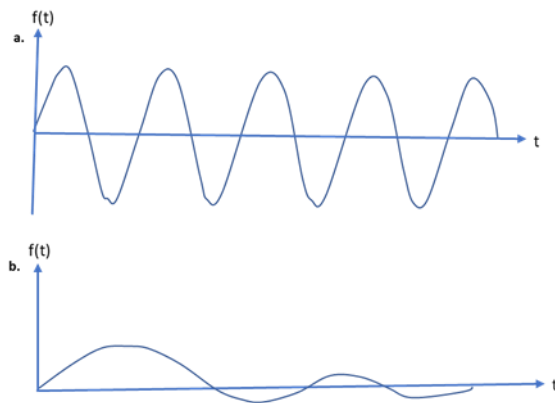
Emilme, sismik enerjinin yer içinde yayılımı sırasında ısıya dönüşümü nedeni ile dalganın genliğinde meydana gelen azalma olarak tanımlanır (Liner, 2004). Yeraltındaki ortam heterojen ve anelastik yapılardan meydana gelmesi nedeniyle sismik dalganın yayılımı sırasında enerji soğurucu olarak davranış gösterir (Leary, 1995). Bu özellikler sebebiyle ortamda, dalga enerjisinin bir kısmı sürtünmeden

dolayı ısıya dönüşerek sönümlenir. Bu durum iyi çimentolanmış, yani sert bir jeolojik formasyonda, zayıf olarak ayrılmış ve sıkışmamış olan bir formasyona göre daha az bir enerji kaybı anlamına gelmektedir (Futterman, 1962; Knopoff, 1964; O'Connell ve Budiansky, 1978; Toverud ve Ursin, 2005, Wilkie ve Gibson, 1995).

2.5. Anelastisite

Sismoloji bilimi, sismik dalgaların yer içinde yayılımı ve kaydedilmesi esasına dayanır. Buradaki temel amaç basit olarak, elastik dalgaların alıcılar tarafından kaydedilen varış zamanlarını kullanarak yeraltı tabakaları için hız modelleri kurmak ve buna bağlı olarak yeriçi süreksizliklerini, tabaka yapılarını ve jeolojik yapılar gibi hedefleri belirlemektir. Bilindiği üzere sismik kayıtlardaki amplitüd, genlik ve frekans gibi dikey ve yatay hız değişimleri ortamın elastik özellikleri hakkında bilgi vermektedir. Yeriçi elastik bir yapıya sahip olmadığından, kaynaktan yayılan sinyaller zamanla azalma gösterir. Bu azalmanın sebebi sismik ışının izlediği yol ve ortamın anelastisitesi ile ilgilidir. Azalmanın sebebi yeriçindeki elastisitenin ölçütüdür. Bu itibarla yer içindeki elastisite çok değişken bir yapı sergilemektedir.

Şekil 2.2.a.'da görüldüğü üzere, elastik bir ortamda, t zamanı boyunca sinyal genliği değişmemektedir. Şekil 2.2.b.'de bakacak olursak, burada sinyalin t zaman boyunca azaldığı görülür, sebebi ise ortamların anelastisite farklılığıdır.



Şekil 2.2. a. Elastik ortamda sismik sinyalin yayılımı b. Anelastik ortamda sismik sinyalin yayılımı.

2.6. Petrofiziksel Anlamda Soğurmanın Mekanizmaları ve Türleri

Sismik çalışmalarda soğurma ölçümleri P ve S dalgalarının, yüzey dalgalarının ve kırılan veya yansıyan dalgalarının sismogramlarının genlik değişimleri izlenerek yapılmaktadır. Ayrıca düşey sismik profil (VSP) ve akustik kuyu logu (borehole data) tekniklerinden yararlanarak soğurma çalışmaları yapılmaktadır (Sams ve Goldberg, 1990; Tonn, 1991). Diğer yandan sönümlenmenin laboratuvardaki ölçümler ise değişen sıcaklık, basınç ve su doygunluğu koşullarına göre kayaç örnekleri üzerinde yapılmaktadır (Frisillo and Stewart, 1980; Winkler and Nur, 1982).

Sonuç olarak gerek yüzeyden gerekse laboratuvar ortamında yapılan çalışmaların sonuçlarının korelasyonu, soğurmanın yer içinde nasıl davranış gösterdiğini ve mekanizması hakkında ipuçları vererek yorumlanma imkânı sağlamaktadır. Yani, soğurulma değerindeki değişiklik yerin petrofiziksel özelliği yönünü anlama konusunda rehberlik etmektedir (Winkler and Nur, 1982). Soğurmanın incelenmesinin, bunun özelliklerini anlama ve değerinin tahmin edilmeye çalışılmasının iki önemli sebebi bulunmaktadır. Birinci sebep, sismik dalganın tabakalar arasından geçerken genliğinin sönümü ve bunun frekansla ilişkisinin araştırılmasıdır (Frequency-dependent Q) (Kan ve ark., 1983; Gurevich ve Pevzner, 2015). İkinci neden ise, soğurmanın farklılık gösterdiği kayaç litolojisi (Dasgupta ve Clark, 1998; Hackert ve Parra, 2004), kayaçların fiziksel koşulları (sıcaklık değişimleri gibi) (Gusmeroli ve ark., 2010) ve su doygunluk dereceleri (Toksöz ve ark., 1979) hakkında bilgi sağlamasıdır.

Kayaçlardaki anelastisite davranışlarına neden olabilecek ve soğurmayı meydana getirecek modeller tamamen birbirinden farklıdır. Soğurulma mekanizması türleri üç gruba ayrılabilir.

2.6.1. Dokusal anelastisite ve sürtünme nedeni ile soğurma

Soğurma mekanizması üzerine geliştirilen ilk modellerden biri Walsh (1966) tarafından geliştirilmiştir. Bu modele göre soğurma mekanizması iki nedene dayandırılmıştır. Birincisi, dokuyu oluşturan minerallerin yapısı gereği bünyesel anelastisite nedeniyle meydana gelen soğurma, ikincisi ise kayacı meydana getiren tanelerin sınırları boyunca veya çatlak yüzeyleri boyunca meydana gelen sürtünmelerden kaynaklanan soğurmadır.

Çok yüksek frekanslı elastik dalgaların soğurulmasını saptamak için Johnston ve ark. (1979) tarafından basınca bağlı modeller geliştirilmiştir, ayrıca Walsh 'un (1966) formülleri kullanılarak gözeneksiz (porozitesi düşük) ve kuru (sıvı ve gaz içeriği olmayan) kayalardaki soğurma miktarları incelenmiştir.

Sürtünmeye bağlı enerji kayıplarının soğurma mekanizması genellikle Q ölçümlerinde frekanstan bağımsızdır. Yani, sürtünmeden kaynaklanan bu kayıpların sebep olduğu soğurma özellikle çatlak ve kırıklar içeren ve sıvılarla doygun kayaç yapıları için düşünülecek bir modeldir.

2.6.2. Viskozite ve sıvı akışkanlar nedeniyle soğurma

Kayaç içerisindeki çatlaklar önemsiz olarak gözükseler de kayacın elastik özellikleri üzerinde oldukça önemli etkiye sahiptirler. Özellikle çatlakların sıvılarla doygun olması bu etkiyi çok daha fazla artırmaktadır. Çünkü buradaki sıvı varlığı basınç rejimindeki değişikliklere karşı tepki niteliğinde gelişir. Çatlak şekillerinin kayacın elastik davranışıyla doğrudan ilişkili olduğu bilinmektedir (Şekil 2.3.).

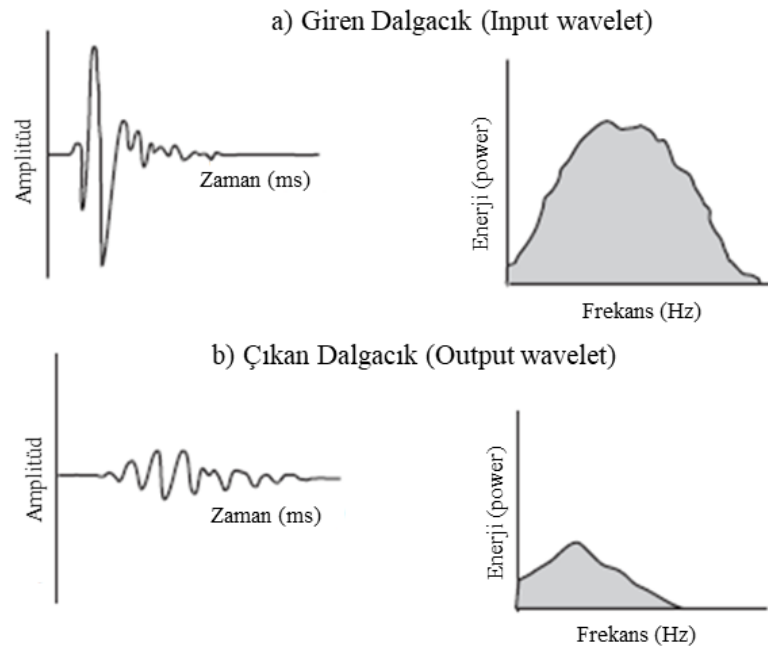
Çatlaklar genel olarak 3 farklı şekilde olabilir.

1. Basınç bölgelerinin dışındaki alanlarda bulunan çatlakların içindeki akışkanların (sıvıların) drenaja uğrattığı çatlak sistemi,
2. İzobarik şartlar altında bulunan bir çatlaktan diğerine irtibatlı olan çatlak sistemi,

3. Birbirinden tamamen bağımsız olan çatlakların oluşturduğu çatlak sistemleri.
4. Yukarıda belirtilen durumdan yola çıkarak, sismik enerjinin soğurulmasına neden olan sebep, çatlaklar arasında bulunan akışkanlar, bir sistemden diğerine geçişi, katı kısmın anelastik özelliği ve viskoelastik davranıştır (Pride ve ark., 2004; Quintal ve ark., 2012).

Genel olarak, 2. ve 3. maddede bahsedilen çatlak sistemleri soğurmada 1. maddede bahsedilen duruma göre daha etkilidir. Bu iki durumda da birbiriyle bağlantılı gözenekli yani permeabilitesi yüksek çatlakların arasındaki sıvıların akışlarından kaynaklanan soğurma olduğu söylenebilir.

Başka bir deyişle, burada meydana gelen satüre olmuş veya kısmen satüre olmuş gözenekli kayalarda sismik soğurulma, alçak frekanslarda SQUIRT türü sıvı akışlardan ve yüksek frekanslarda BIOT türü sıvı akışlardan meydana gelir (Dvorkin ve ark., 1995). 3. maddedeki çatlak sisteminden bahsedilecek olursa, çatlaklar arasında bağlantı olmadığı için viskoz sıvılar çatlakların içine hapsolmuş ve bu da soğurulmaya neden olmuştur. Özetle söylenirse, yer içindeki sıvı akışkanları ve viskozitenin neden olduğu soğurulma mekanizması vardır (Behura ve ark., 2007).



Şekil 2.3. Çatlaklı kayaç yapılarında, zaman ve frekans alanlarında sismik dalganın zayıflaması (Young ve Hill, 1986).

2.6.3. Diğer nedenler ile soğurma

Kısmen suya doymun kayaçların gözenekleri içinde var olan gaz kabarcıkları ile kayaç içinde bulunan boşluklar da soğurmaya sebep olur (Winkler and Nur, 1982; Behura ve ark., 2007).

2.7. Kayaçlarda Sismik Dalgaların Sönümlenmesine Neden Olan Faktörler

Sismik kaynaktan yayılan elastik enerjinin doğurduğu sismik dalgalar alıcıya gelene kadar enerji kaybına uğrar. Bu enerji kaybına neden olan etkenler aşağıda sıralanmıştır:

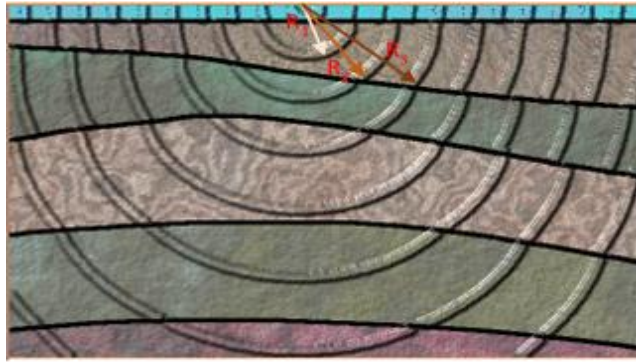
1. Geometrik yayılma (Geometrical Spreading)
2. Yansıma ve kırılmalar (Seismic reflection and refraction)
3. Birden fazla yörünge izleme (Multipath - Multiple)
4. Dalga modlarının girişimi

2.7.1. Geometrik yayılma (Geometrical spreading)

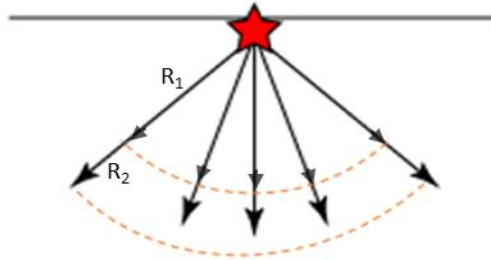
Geometrik yayılma sırasında kaynaktan çıkan enerji dalga cephesi oluşturarak uzaklara doğru ilerlerken sonraki dalga cephesini oluşturur, bu olay seyahat süresi boyunca genlik azalmasına sebep olur (Şekil 2.4.). Bu etkinin asıl sebebi, kaynaktan çıkan enerjinin kayıt zamanı boyunca bir dalga cephesinin artan yüzeyine dağılımıyla oluşur. Homojen ve izotropik bir ortamda kaynak enerjisi küresel dalga cephesleri (Şekil 2.5.) ve zamanla artan yarıçaplı küresel oluşumlar biçiminde gözlemlenir. Yayılım uzaklığı ile genlik azalımı “Küresel yayılma etkisi” olarak ifade edilir. Yarıçapı R olan bir dalga cephesi düşünülürse ve birim alandaki enerjisini E_s olarak kabul edilirse, dalga cephesindeki toplam enerji bağımlı 2.7 ile ifade edilir.

$$E_t = 4\pi R^2 E_s \quad (2.7)$$

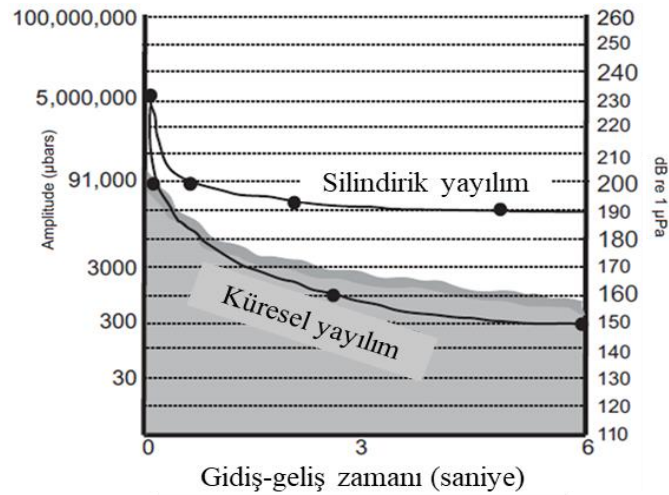
Denklem 2.7'ye göre E_t sabit olduğu düşünülürse, E_s ile R^2 arasında ters orantılı bir ilişki vardır (Şekil 2.6.). Homojen ve izotropik bir ortamda ise bu ilişki $\approx R$ ile ters orantılıdır (Şekil 2.4.).



Şekil 2.4. Kaynaktan çıkan enerjinin R yarıçaplı küre şeklinde basit bir jeolojik kesit üzerinde yayılımı. (W.D.P. Computer Services Limited, 1998).



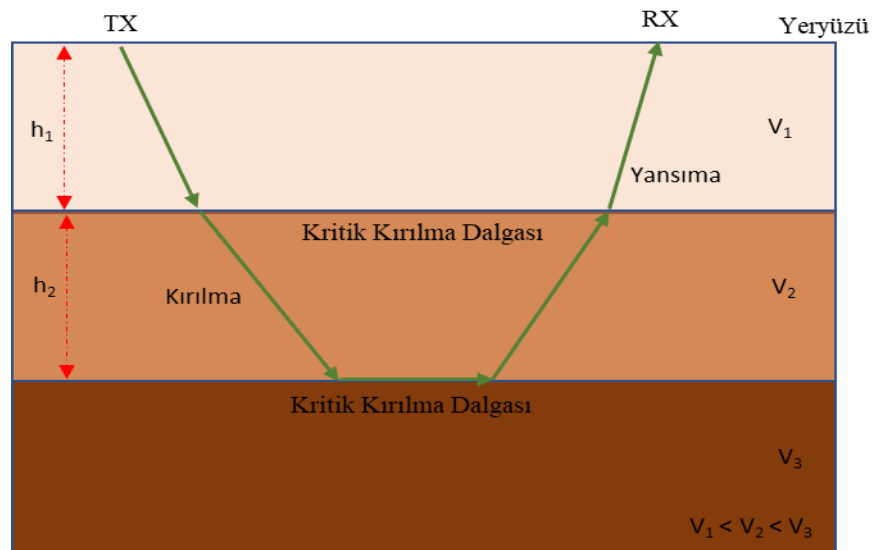
Şekil 2.3. Homojen ve izotropik ortamda kaynak enerjisi küresel dalga cepheleri yayılımı.



Şekil 2.6. Gri eğri tarafından belirtilen kayıt zamanının bir fonksiyonu olarak gösterilen sismik izin genlik seviyesinin zamanla azalımı (Spherical Spreading) (Caldwell ve Dragoset, 2000).

2.7.2. Yansıma ve kırılmaların neden olduğu soğrulma

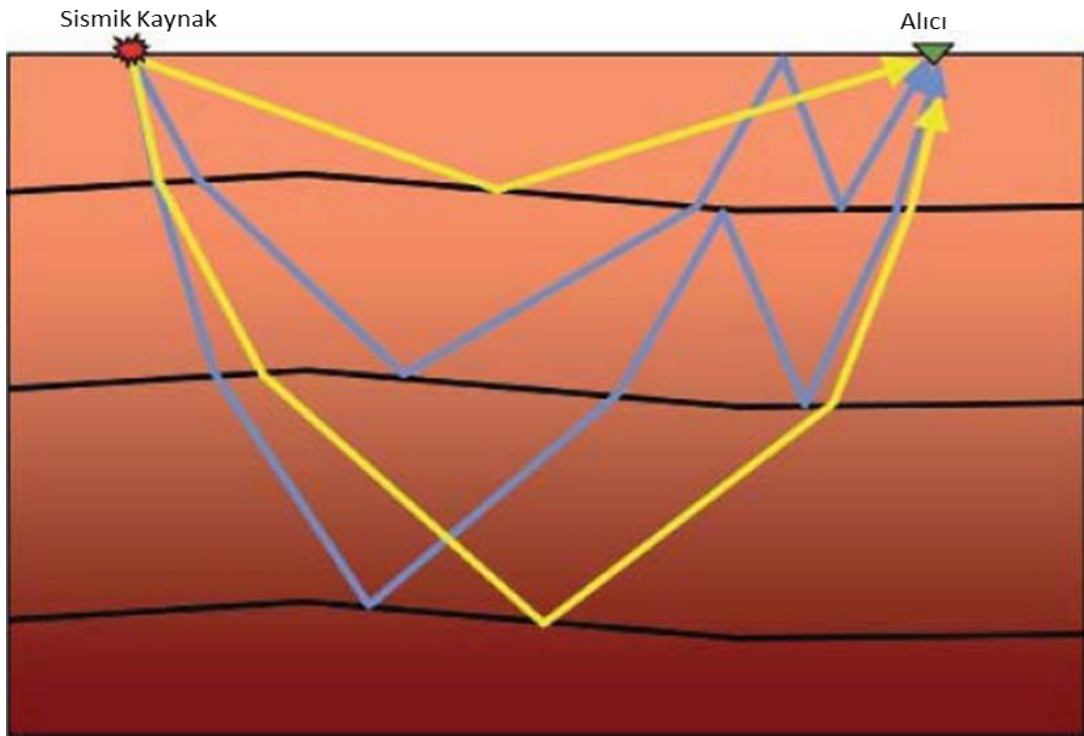
Kaynaktan çıkan dalga yerin içinde yayılırken kırılır veya yansırarak alıcılar tarafından kaydedilir, bu da yayılan dalga enerjisinde enerji kaybına sebep olur. Şekilde 2.7.' de görüldüğü gibi ışın TX kaynağından yayılarak, RX alıcı tarafından kaydedilene kadar kırılarak (refraction) ve yansırarak (reflection) gelir. Bu örnekte hızın derinlikle arttığı kabul edilir. Buradan da anlaşılacağı üzere, seyahat süresindeki artma yayılan dalganın enerjisinin azalmasına neden olur.



Şekil 2.4. Kaynaktan yayılan sismik ışının kırılarak ve yansırarak alıcıya ulaşması.

2.7.3. Birden fazla yol izleme (Multipath)-Tekrarlı sinyal (Multiple)

Kaynaktan yayılan elastik sismik dalgalar yerin altına doğru farklı hızlara sahip tabakalar arasındaki sınırlarda kırılarak ya da yansiyarak tekrar yüzeye dönerler (Şekil 2.7.). Düşük hız tabakası ve altında bulunan daha yoğun ve yüksek hız tabakası veya yeryüzündeki hava sınırında her zaman bir hız farkı olduğundan yeryüzüne veya düşük hız tabakasının tabanına gelen sismik dalga bu yüzeyden ikinci kez tekrar yerine doğru yansiyacak ve oradan yine yeryüzündeki alıcılar tarafından kaydedilecektir (Şekil 2.8.). Bu durum birkaç kez tekrarlanabilir ve her bir tekrarlama da ise sismik enerjide kayba neden olur. Enerji iyice azaldığı takdirde zamanla dalga yayılımı da son bulur. Bu şekildeki yansımalara tekrarlı yansıma (Multipath-Multiple) denir (Şekil 2.8.).



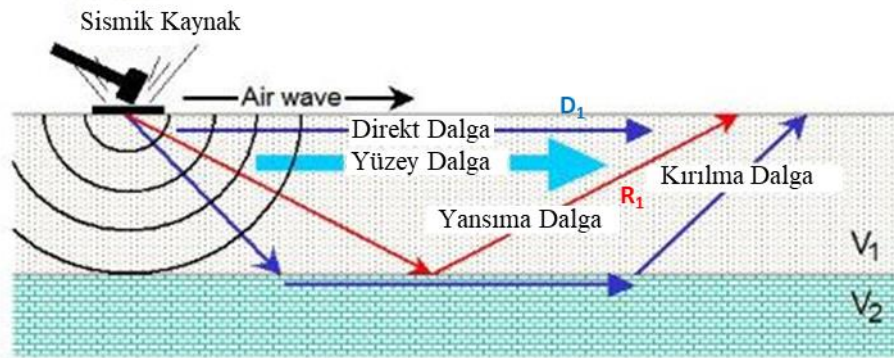
Şekil 2.5. Birincil yansımalar (Sarı çizgi) ve tekrarlı yansımalar (Mavi Çizgi) (Verschuur, 2013).

2.7.4. Dalga modlarının girişi

Dalga biçimleri de sönümlenme olayında etkilidir (Şekil 2.9.);

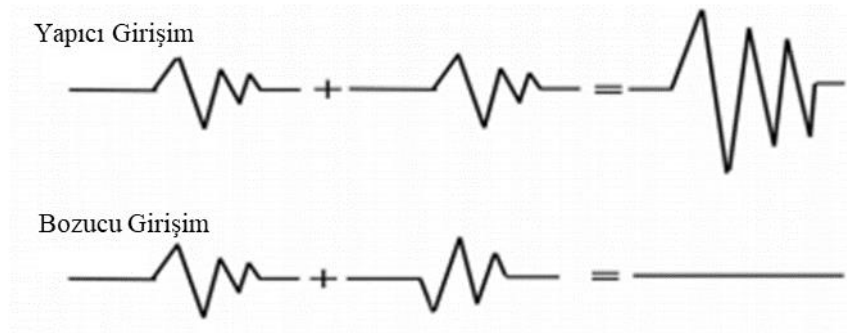
1. Alıcıya ilk gelen dalga (Direct wave) (Ana mod)

2. Yansıyarak gelen dalga (Reflected Wave) (Yansıma modu)

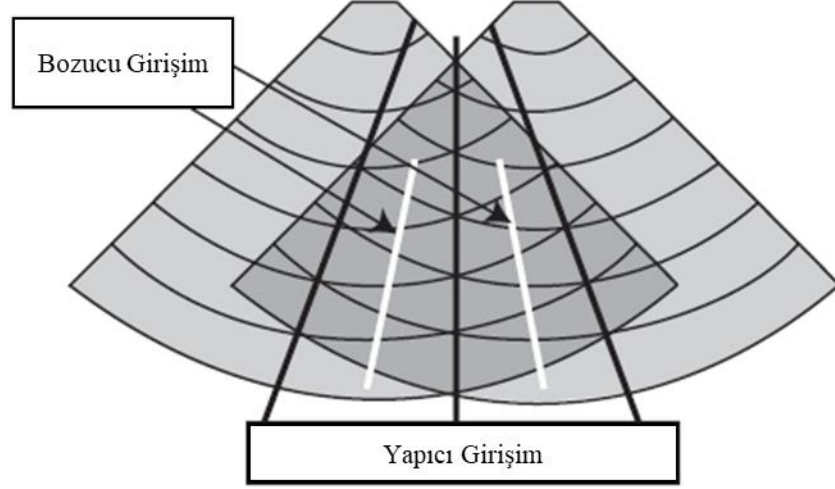


Şekil 2.6. Kaynaktan Çıkan Dalgaların İstasyona Doğrudan (D_1) ve Yansıyarak (R_1)'in Gelmesi (Masw., 2019)

Doğal olarak iki dalganın karşılaşması olayı da dalga biçiminde değişime neden olur. Dalga girişimleri yapıcı ve bozucu girişim olarak ikiye ayrılır. Burada dalgaların fazı önemlidir. Eğer karşılaşılan dalgaların fazı aynı ise yapıcı girişim, farklı ise bozucu girişim olarak adlandırılır (Şekil 2.10.- 2.11.).



Şekil 2.6. Sismik dalgaların yapıcı ve bozucu girişimi (Aydın, 2006).



Şekil 2.7. Sismik dalgaların yapıcı ve bozucu girişimi (Zhou, 2014).

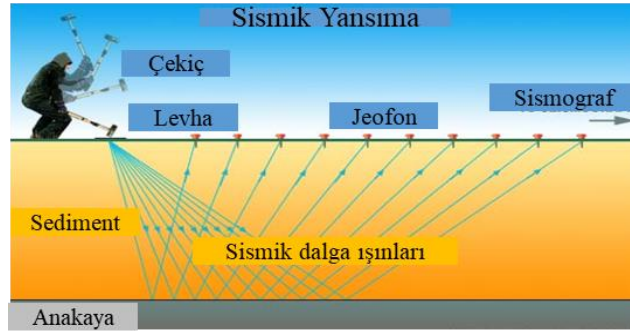
BÖLÜM 3. SİSMİK VERİ TOPLANMASI ve VERİ İŞLEM

3.1. Sismik Yansıma Yöntemi

Bu bölümde, sismik yansıma yönteminde veri toplanması ve işlenmesi hakkında literatür ve deneysel çalışmalar ile birlikte ayrıntılı açıklamalar yer almaktadır. Sismik yansıma yönteminde amaç; Şekil 3.1.'de görüldüğü gibi ilk olarak bir kaynak tarafından oluşturulan elastik dalgaların yer içinde yansiyarak yayılmalarına ilişkin yol ve zaman değerlerini elde etmek (Schepers, 1975), daha sonra ise elde edilen bu zaman-uzaklık kayıtlarını çeşitli yöntemlerle işleyerek yeraltına ait katmanlı ortamların kalınlık ve sismik dalga hızlarını belirleyen yer altı modelleri oluşturmaktır (McQuillin ve ark., 1984; Juhlin,1995).

Çeşitli türden patlayıcılar ve diğer enerji kaynakları tarafından üretilen sismik dalgaların (Boatwright,1980; Ben-Menahem ve Singh, 2012) meydana getirdiği yer hareketini saptamak için sismometre veya jeofon sistemleri kullanılmaktadır (Counselman III, 1989; Vandenbroucke, 2003; Tolstoy ve ark., 2006). Bu itibarla, sismik yansıma yöntemi yapay olarak üretilen sismik dalgaların yeraltından yayılarak jeofonlar tarafından kaydedilmesi ve daha sonra veri-işlem teknikleri ile değerlendirilmesi esasına dayanmaktadır.

Sismik yöntemler daha çok yatay veya yataya yakın tabakalaşma gösteren ortamlarda uygulandığında başarılı sonuçlar vermiştir. Özellikle yerkabuğunun derin yapısının incelenmesinde, petrol aramada ve mühendislik jeofiziği uygulamalarında yaygınca kullanılmaktadır (Gürer, 2013). Günümüzde sismik yansıma yöntemi özellikle petrol aramalarında yoğun bir şekilde kullanılmaktadır.



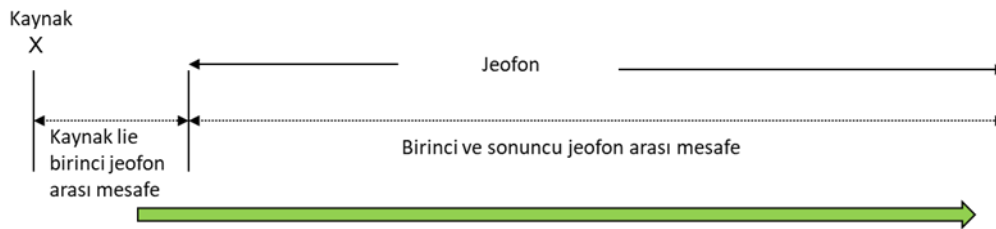
Şekil 3.1. Sismik

(Geosphereinc., 2019).

yansıma yöntemi

3.1.1. Arazide sismik verilerin toplanması

Sismik yansıma yönteminde veri toplama aşamasında kaynak, alıcılar, veri aktarımı ve kayıt cihazları önemlidir. Sismik yöntemlerde çeşitli kaynak türleri kullanılır. Kaynak türü araştırma amacına göre değişebilir. Kaynakta aranan özellikler: hedef derinliğe göre sismik enerjinin gitmesi, sinyal/ gürültü oranının yüksek olması, yanal ve düşey çözünürlüğün yüksek olması, çevresel etkenlerin ez aza indirilmesi, ekonomik ve güvenilir olması şeklinde sıralanabilir. Alıcılar olarak isimlendirilen ve veri aktarımında kullanılan alıcı olarak jeofonlar partikül hızını ölçen cihazlardır (Hoover ve O'Brien, 1980). Şekil 3.2.'de gösterildiği gibi dalgaları üreten bir enerji kaynağı, yeryüzüne bir düzen içinde yerleştirilmiş bir seri alıcıya ve bu alıcılara gelen dalgaları kaydeden bir kayıt cihazı ihtiyaç vardır. Bu düzen içinde temel prensip, enerji kaynağından yayılan ve alıcılara gelen dalgaların zamana karşı amplitüdlerinin çeşitli atış geometrileri ile kaydedilmesidir (Meunier, 2011). Sismik data SEG-Y formatında kaydedilebilir (Barry ve ark., 1975). Jeofon dizilimi ve dizilim aralıkları önemlidir. Trace aralığı (Receiver group 24) ve kaynak olarak ne kullanıldığı, kayıt uzunluğu ve örnekleme aralığı gibi parametreler veri toplama ve veri-işlem basamakları için oldukça önemlidir.



Şekil 3.2. Sismik yansıma için çok kanallı ve kaydırmalı jeofon açılım sistemi.

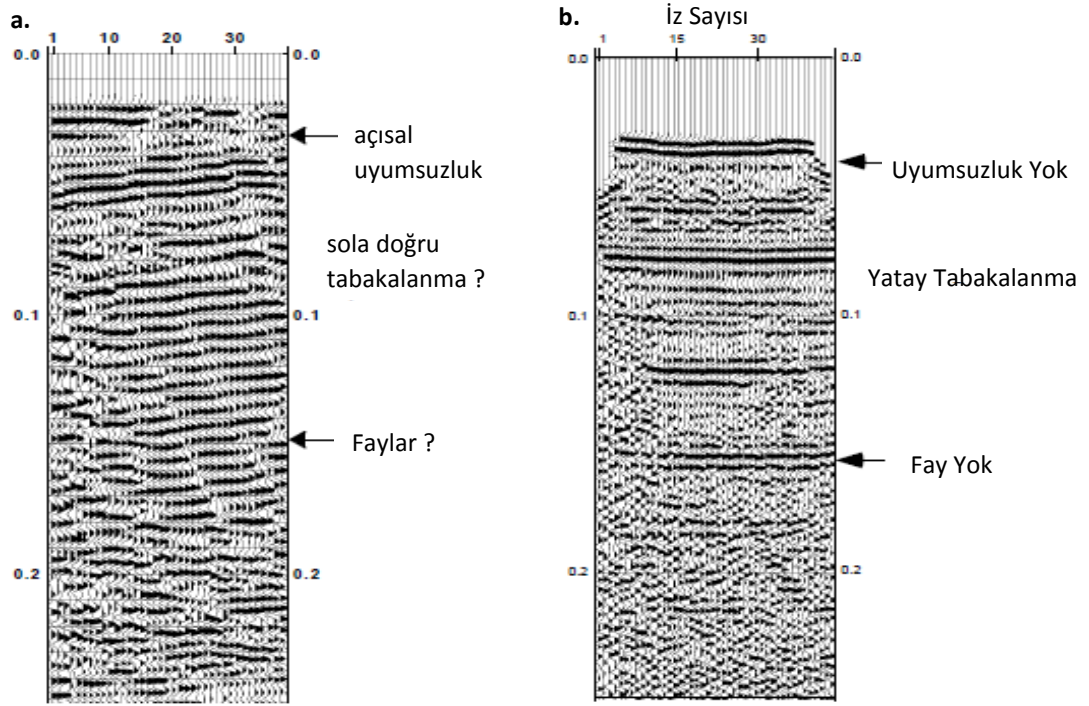
3.2. Sismik Veri İşlemin Amacı

Veri işlem çalışmasının en önemli aşaması ilk önce hedeflerin belirlenmesidir. Bu bağlamda, örneğin, bir yapı araştırması ile stratigrafik ilişkilerin belirlenmesinde uygulanacak teknikler farklı olabilmektedir. Çünkü, veri işlem aşamasında kullanılan yöntemler ve akış şeması bu aşamada belirlenir. Farklı proses yapan uzmanlar aynı data üzerinde farklı sonuçlar elde edebilir. Bu yüzden bu kısım çok önemlidir. Şekil 3.3.'de gösterildiği gibi aynı datada tamamen farklı sonuçlar elde edilebilir.

Şekil 3.3.' de aynı veriye farklı proses uygulaması görülmektedir. Şekil 3.3.a.' ya uygulanan veri-işlem sonucu görünüşte her şey normal gibi gözükse de yani yorumlanabilir olsa da elde edilen bilgi yeraltı görüntüsünü yansıtmamaktadır. Yani burada görüldüğü gibi açısız uyumsuzluk (Angular unconformity), sola doğru tabakalanma (Bedding dips to left) ve faylar (Faults) gerçekte yoktur. Uygun proses uygulandığında ise Şekil 3.3.b.'de görüldüğü gibi uyumsuzluk (no unconformity) ile fayların olmadığı (no faulting) olmadığı ancak, yatay tabakalanma olduğu (subhorizontal bedding) görülecektir.

Sismik yansıma yöntemi; yer altının iki (2B) veya üç boyutlu (3B), ayrıntılı yapısal ve stratigrafik kesitinin elde edilmesinde, ayrıca jeolojik model oluşturulmasında yaygınca kullanılmaktadır (Martinez ve ark., 2005; Posamentier, 2005; Amin ve Deriche, 2015). Yöntem üç aşamada uygulanmaktadır.

1. Arazide sismik verilerin toplanması (Whitaker ve Chadwick,1983)
2. Verilerin ofiste bilgisayarlarla işleme tabi tutulması ve gürültülerin veriden ayıklanması (Veri-İşlem) (Hatton ve ark., 1986; Yılmaz, 2001)
3. Verilerin değerlendirilmesi ve modelleme (Nanda, 2016).

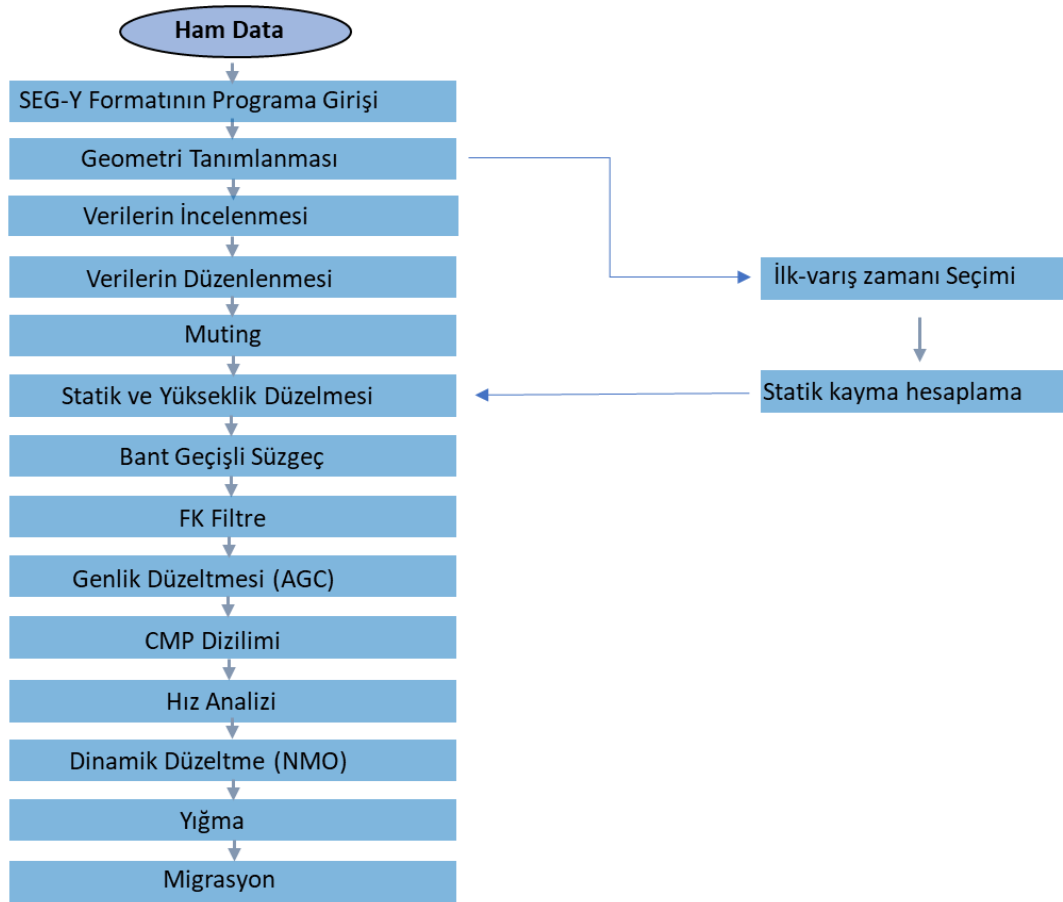


Şekil 3.3. Aynı sismik data üzerindeki farklı veri-işlem aşamaları uygulanan arazi örneği (Baker, 1999).

3.2.1. Veri işlem

Veri işlem aşamasındaki amaç sinyal-gürültü oranını yükselterek optimum sonuca ulaşmaktır. Toplanan veriler gürültülerden arındırılarak yoruma hazır hale getirilir. Veri işlem aşamasında yapılan çalışmalar bir akış şeması (Şekil 3.4.) ile gösterilebilir;

1. Sismik verilerin okunması
2. Sismik hat içi atış – alıcı düzeni (geometry)
3. İstenmeyen kalitedeki sismik izlerin ayıklanması (editing)
4. Atış düzeninden ortak yansıma düzenine geçilmesi (CDP)
5. Genlik kazancı uygulanması (Gain) (Ozerk ve Aykaç, 2013; Şengüler ve Izladı, 2013).



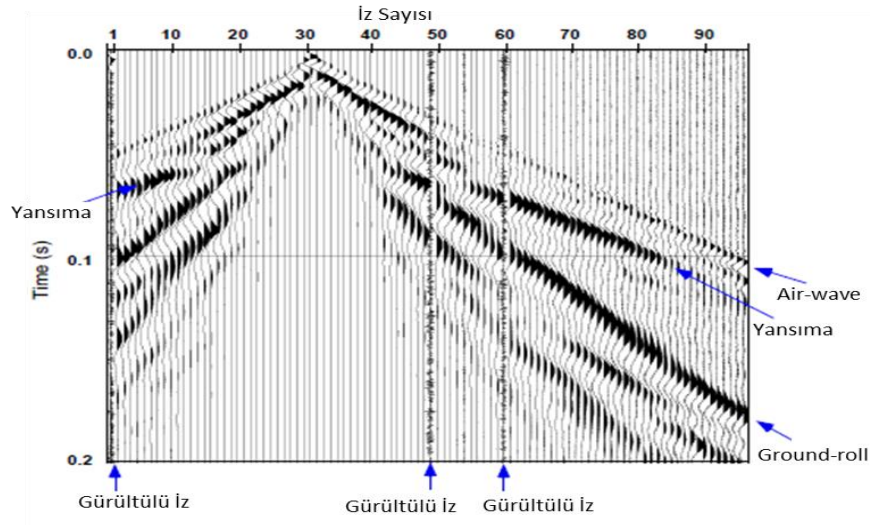
Şekil 3.4. Veri-işlem akış şeması.

3.2.1.1. Geometri tanımlanması

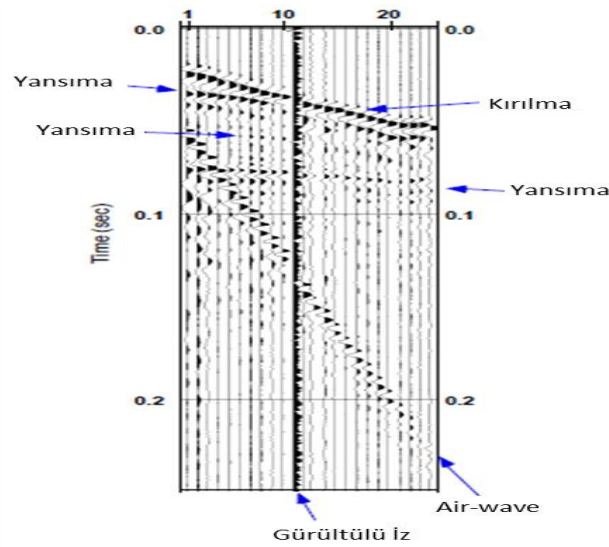
Bu aşamada veri toplamadaki tüm geometri yani kaynak ve alıcı pozisyonları ve uzaklıklarının veri işlem programına tanıtılma yapılır. Bu basamakta geometrinin yanlış tanımlanması CMP değerlerinin de yanlış bulunmasına ve hatta tüm model ve derinlik tahminlerinin de hatalı elde edilmesine neden olacaktır. Burada geometrinin doğru tanıtılıp tanıtılmadığı hava dalga (air-wave) hızı kontrol edilerek anlaşılabilir; bu hız değerleri 330-340 m/s aralığında ise işlemin doğru olduğu anlaşılır (Baker, 1999).

3.2.1.2. Verinin incelenmesi

Burada esas amaç; yansımaları ortaya çıkarmak ve gürültüleri sınıflandırarak uygun veri işlem araçlarını seçmektir.



Şekil 3.5. Kansas'ta alınan sismik veri (Baker, 1999).



Şekil 3.6. İngiltere'de alınan sismik veri (Baker, 1999).

Şekil 3.5. ve 3.6.'da görüldüğü gibi yansima üzerinde, gürültülü izler, air-wave ve ground-roll gibi sismik olaylar sınıflandırılabilir. Burada, gürültülü izler için daha önceden bahsedilen izleri sıfıra eşitlemek yapılabilir (Killing traces). Ground-roll ise yüzey dalgalarını ifade ettiğinden bunların yüksek enerjili (high-amplitude) oluşları ve düşük hıza sahip olmaları dolayısıyla kolayca ayırt edilmekte olup, ayrıca bu dalgaların oluşturduğu eğim ise dike yakın durumda bulunmaktadır. Bir diğer önemli özelliği ise, dağınık yani frekansa bağlı olarak farklı hızlara sahip olmaları (dispersive), dolayısıyla hızlarının derinlikle artmasıdır. Bu dalgalar kırılma ve

yansıma dalgalarıyla karşılaştırıldığında düşük dominant frekansa sahip olduğundan sönümlenmeleri de frekansa bağlıdır. Ayrıca, aynı şekilde görülen yansıma olayları da hiperboliktir.

Burada ayrıca saçılan enerjiler (diffraction energy), gürültüler ya da yüzey dalgaları yansıma gibi görülebilmektedir. Bu durumun anlaşılabilmesi için;

1. Yansımanın tüm sismik kayıtlarda (shot-gathers) çok fazla veri işlem uygulamadan görünür halde olması gerekir. Örneğin, elimizde 100 farklı atış noktasında gerçekleşen sismik kayıtlar var ise, 2 ya da 3 sismik kayıta diğerlerinden farklı yansımalar görünüyorsa bunlar göz ardı edilebilir.
2. Gerçek yansımalar belirli bir frekans aralığında görülür. Örnek olarak 30-90 Hz arası olabilir. Bunun yansıma olup olmadığı anlamadığında ise, sismik kayıtlara bant geçiş filtresi uygulayarak karar verebiliriz.
3. Daha önce de belirtildiği üzere, yansıma olayı sismik kayıt üzerinde hiperbolik bir şekle sahiptir (Şekil 3.5.-3.6.). Burada, hiperbol eğrisinin uygunluğuna bakılarak yaklaşık hız tahmini yapılır. Bu değer ise bize hız analizinden önceki veri işlem bölümlerine rehberlik sağlamaktadır. Bu durum her zaman geçerli değildir, eğer yanal olarak hız değişimi var ise ya da çok fazla yükseklikle ilgili statik problem varsa, hiperbolik yansıma görülmeyebilir.

Sismik kayıtların veri işlem aşamasına başlamadan öncesinde ilk inceleme sırasında yapılan en yaygın hata ise, kırılma (refraction) için yapılan yanlış yorumlardır (Şekil 3.6.). Bazı durumlarda, kırılma ve yansıma dalgaları birleşebilir. Yüzeye yakın alanlarda bunları ayırmak oldukça güçtür. Muting bölümünde bu durum ayrıntılı anlatılacaktır.

3.2.1.3. Sinyal-gürültü oranını (s/g) arttırma

Sismik veri işlemin asıl amacı yansımayı görünür hale getirmek ve gürültüleri bastırmaktır. Yani, sinyal-gürültü oranını arttırmaktır. Bu oranı arttırmanın üç yolu vardır:

1. Sinyalin ve gürültülerin ayrılabilceği ortamda gürültüleri bastırma işlemi yapılabilir. Örnek olarak, muting işlemi uygulayarak zaman-ofset (t-x) ortamında gürültüler bastırılabilir. Çünkü, mevcut gürültüler ve yansımaların sahip olduğu seyahat süreleri ve ofset konumları birbirinden farklıdır. Frekans-dalga sayısı (Frequency-wavenumber- FK Filtering) filtreleme sayesinde yansımalarından farklı eğime sahip olan gürültüler ortadan kaldırılabilir. Bu olay F-K ortamında gerçekleşir. Aynı şekilde Frekans filtreleme de kullanılabilir. Burada, gürültülerin yansımalarından farklı frekans içeriğine sahip olması nedeniyle bunlar bastırılabilir.
2. Sismik izler, yer yapısı gereği konumsal (spatial) ve zamansal (temporal) düzeltmeye ihtiyaç duyarlar. Bu düzeltme; yanal hız değişimleri, yüzeye yakın tabakalardaki hız düşüklüğü ve değişiklikleri yüzünden meydana gelebilir. Örneğin, su tablasının (weathering zone) üzerindeki tabakalarda yanal hız değişimleri, sismik kesitte kaymalara neden olur ve bunlar refraction statik düzeltmeye ihtiyaç duyar (Baker, 1999; Cox, 1999). Sığ sismik çalışmalarda düzeltilmesi gereken diğer durum ise, kaynak ve alıcının konumlarından kaynaklanan yükseklik farkının düzeltilmesi işlemidir (elevation statics). Bunun nedeni ise seyahat zamanındaki değişim olduğundan (Cox, 1999), zamansal statik düzeltme yapılmalıdır. Bir başka ifadeyle yükseklik statığı, sismik kayıt işlemi sırasında sismik kaynaktan ve alıcılardan kaynaklanan sapmaların neden olduğu zamansal kaymaları düzeltmek için kullanılır.
3. Farklı noktalardaki kaynak ve alıcıları kullanarak elde edilen izlerin üst üste toplanması (yığma) ve tek bir izde gösterilmesi olayı da sinyal-gürültü oranını arttırmaktadır (Stacking). Burada amaç, yığma (stacking) işlemi

sonrası ana sinyal (reflection) ortaya çıkacağından rastgele gürültüler (random noises) bastırılmış olur.

3.2.2. Ön veri işlem basamakları

3.2.2.1. Verilerin düzenlenmesi

Sismik yansıma çalışmalarında istenmeyen arazi şartları yüzünden kaydedilen verilerden bazıları zararlı olabileceğinden veri işlem aşamasında sorunlara neden olabilir. Örneğin, Sismik iz üzerinde bir kısmı veya tamamı zayıf olabilir veya iz üzerindeki belli bölgeler büyük enerjili bir olay tarafından kapatılmış olabilir. Bu durumda olan izler sıfır yapılarak düzeltme sağlanır (Killing trace).

Diğer durum ise, sismik kayıta ters polarite olup olmadığının kontrol edilmesidir. Bunun sebebi, yanlış jeofon bağlantıları olabilir. Buradan da anlaşılacağı üzere, yanlış bağlanan jeofonun oluşturduğu sismik izdeki maksimum ve minimumlar, kayıttaki diğer bölümlere göre ters durumdadırlar. Veri düzeltme aşamasında yapılan en önemli işlemlerden biri de bu tür polarite farklılıklarının giderilmesidir (Reverse Polarity Checking).

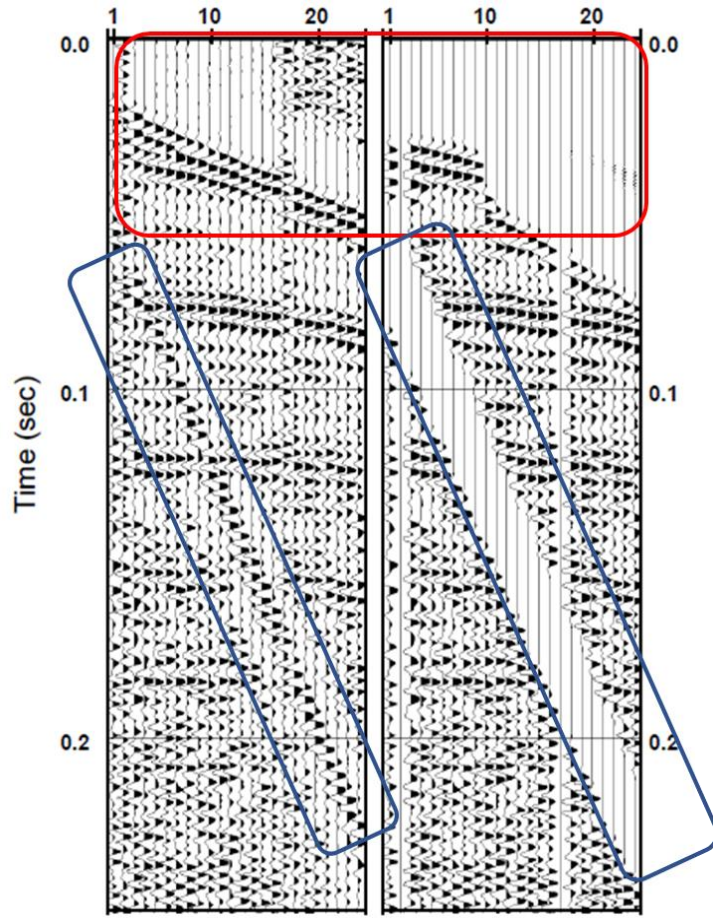
Veri düzenlenmesi yapıldıktan sonra gürültülerin ortadan kaldırılması için hız analizinden önce çeşitli filtreler uygulanabilir. Burada önemli olan yansımayı görünür hale getirmektir.

Gürültülü izin kaldırılmasının iki önemli nedeni vardır. Bunların ilki, gürültülü iz yansımaya ait bilgi içerir fakat yansımayı oluşturan diğer izlerle karşılaştırıldığında sinyal-gürültü oranının az olduğu görülür ve gürültülü iz sadece sinyal gürültü oranını düşürecektir. Dolayısıyla, gürültülü izi kaldırmak gerekir. Burada gürültü içeren iz 'spike' şeklinde olup maksimum genlik içerdiğinden ve yakınındaki sismik izler ise daha küçük genliğe sahip olmaları nedeniyle iki önemli sorunu da beraberinde taşırlar. İlk olarak, 'spike' sonsuz frekansa sahip olduğu için frekansla ilgili yapılan veri işlem basamaklarına cevap vermeyecektir. İkincisi ise, 'spike' genliği çok yüksek olduğunda yığıma aşamasında (stacking), sismik kesitte rastgele gürültü olarak görünmeyecektir.

Burada, konumsal ya da uzamsal (spatial) etki yaratan filtre uygulandığında; f-k filtre, migrasyon gibi, tutarlı bir sismik olay gibi görülecektir (coherent event). Bu sebeplerden dolayı, gürültülü izler kaldırılmalıdır.

3.2.2.2. Mute (Veride istenmeyen kısımların atılması)

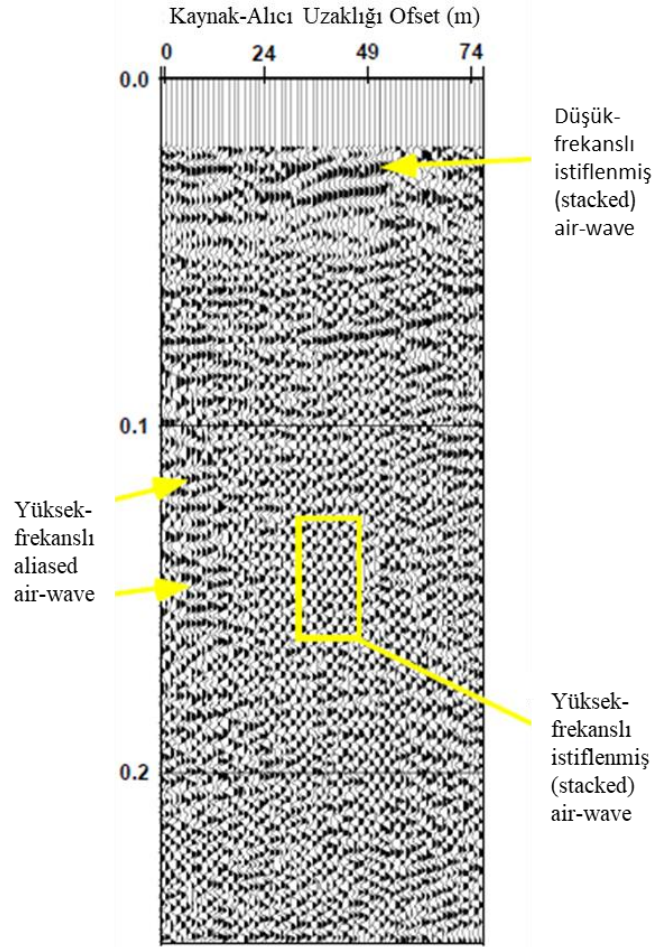
Sinyal-gürültü oranını arttırmanın diğer bir yolu ise, t-x alanında ana sinyallerden farklı olarak konumlanmış gürültüleri yok etmektir. Yani, kırılmalar, air-wave ve ground-roll'lerin yok edilmesi sismik kesitin kalitesini arttırmaktadır. Açıklanan 3 farklı gürültü için sırasıyla top-muting (verinin üst kısımlarının atılması); aynı zamanda doğrudan gelen dalgaları da silbilmektedir. Surgical mute (veri içerisinde bir bölgeyi tamamen ya da kısmen atabilir) ve bottom mute (verideki alt kısmın atılması işlemi) işlemleri de uygulanabilir (Şekil 3.7.). Dolayısıyla çevresel gürültüyü ortadan kaldırmak için muting işlemi yaygın bir şekilde kullanılmaktadır (Jurdy and Phinney, 1983). Burada air-wave için f-k filtresi de kullanılabilir. Ancak, f-k filtresi yapaylığa sebep olabildiği için ve verinin kalitesini düşürebildiği için surgical muting kullanılması daha avantajlıdır.



Şekil 3.7. a. Top muting (kırmızı) ve surgical muting'den (mavi) önce. b. Top muting ve surgical muting'den sonra (Baker, 1999).

Şekil 3.7.a.'da gösterildiği gibi top muting işlemini uygulamak kırılma (refraction) ve yansıma (reflection) verileri karışmış durumda olduğundan zordur. Şekil 3.7.b.'de muting kısmında sadece kırılmaya sebep olan dalgalar atılmıştır. Burada şeklin üst kesimi hiperbolik şekle uygun olan yansıma (kırmızı kare). Hava dalgası ise surgical muting ile ortadan kaldırılmıştır.

Şekil 3.8.'de gürültü olarak kabul edilen kırılma ve hava dalgası eğer muting ile kaldırılmazsa sismik yansıma gibi görülebilmekte dolayısıyla yanlış sismik yoruma ve yeraltı kesiti elde edilmesine sebep olacaktır.

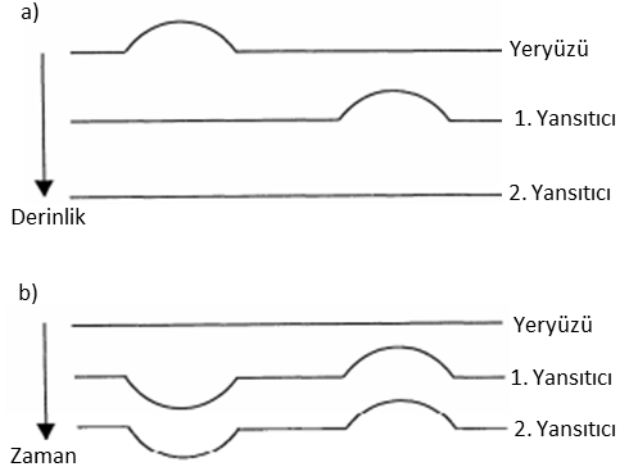


Şekil 3.8. Veri işlem sırasında air-wave ve kırılma için muting uygulanmadığı durum (Baker, 1999).

3.2.2.3. Datum statik düzeltmeleri

Yakın yüzeyin sismik kesitteki etkilerini gidermek için statik düzeltmelere ihtiyaç vardır. Bu düzeltmelerden ilki topoğrafyanın sebep olduğu etkilerdir. Topoğrafyanın düz olduğu ortamlarda bile yakın yüzeyde meydana gelen yanal yöndeki değişimlerin sebep olduğu seyahat zamanlarında değişimler gözlenmektedir. Bu değişimlerin etkileri farklı kalınlıktaki yansıtıcı tabakalar arasındaki hızlar (interval velocity) sabit kabul edilerek Şekil 3.9.'da gösterilmiştir. Şekle göre sismik yansımalar tam olarak derinlik modelindeki yansıtıcıları temsil etmemektedir (Şekil 3.9.b.). Aynı etki, yansıtıcı kalınlıkları sabitken ara hızlar değiştiğinde de meydana gelebilmektedir (Marsden, 1993). Bu durumda yansıtıcının kalınlaştığı yerde sismik dalganın seyahat süresi artmakta incelendiği yerde ise azalacaktır. Sismik dalganın seyahat zamanı, yakın yüzey tabakasının kalınlık ve hızından, kaynak ve alıcının konumlandığı

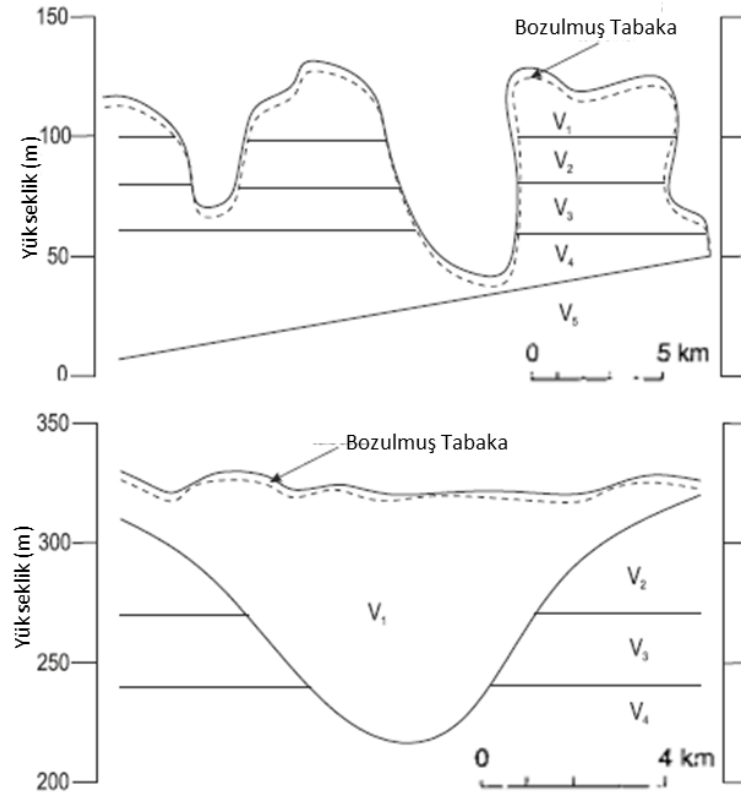
yüksekliğinden, yansıtıcıların yani tabakaların ara hızları ve derinliklerinden etkilenmektedir (Marsden, 1993; Steeples ve Baker, 1998; Baker, 1999; Cox, 1999).



Şekil 3.9. a. Derinlik modeli. b. Modelin statik problemi gösteren basit sismik cevabı (Marsden, 1993).

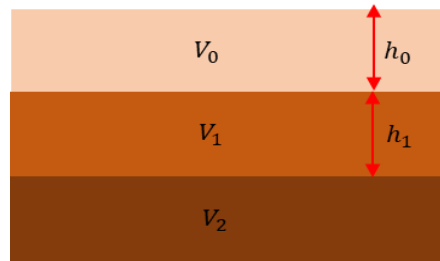
Eğer yakın yüzey tabakası düşük hıza sahipse, yani bu tabakanın içindeki gözenekler su yerine hava ile dolmuş gevşek toprak ise sismik bozulma bu bölgede jeolojik bozulmadan (kayaç ayrışması olayı) farklıdır (Sheriff, 1991). Bu tür ortamlarda genellikle su tablası (water table) bozulmuş tabakanın tabanını gösterir. Bozulmuş tabaka hızları bazen dereceli olarak bazen de keskin değişiklikler gösterebilir. Bozulmuş tabakanın hızı ile altındaki tabakanın hızı ile karşılaştırıldığında (1500 m/s) genellikle 500 ile 800 m/s arasında bir değer aldığı görülür. Bozulmuş tabaka kalınlığı, sismik kırılmada ki ilk varış zamanları kullanılarak hesaplanabilir ve gerekli düzeltmeler yapılabilir.

Thralls and Mossman (1952), datum statik düzeltme tekniklerinin yüzeye yakın oluşumların tipine bağlı olduğunu ileri sürmüştür. Şekil 3.10.'da gösterilen örnekler genç ve olgun topoğrafya olarak ayrılmıştır. Şekil 3.10.a.'da görülen genç topoğrafyayı içeren kesit aktif dikey bir erozyonla ayrılırken, olgun topoğrafı (Şekil 3.10.b.) ise yüzeye yakın yüzeydeki değişikliklerle ilgili gerçek bir gösterge ifade etmemektedir.



Şekil 3.10. a. Genç topografyanın yanal kesit gösterimi. Bozulmuş tabaka ve 5 farklı tabaka gösterimi. b. Olgun topografyanın yanal kesit gösterimi. Bozulmuş tabaka ve 4 farklı tabaka gösterimi (Cox, 1999).

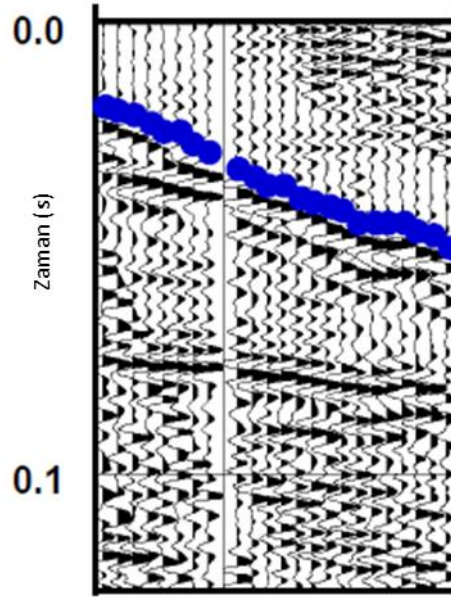
Datum statik düzeltmesi için ilk olarak doğrudan ilk varış zamanları sismik kesit üzerinde işaretlenerek (Şekil 3.12.) datum kayma zamanı hesaplanır ve sismik kayıta uygulanır. Yansıma verisi üzerinden ilk varışlarla birlikte kırılmalar hesaplanır ve kesişim zamanı bulunur (Denklem 3.1). Şekil 3.11. temsili örnek bir iki tabakalı hız modeli görülmekte ve 3.2 nolu denklem de datum kayma zamanını hesaplamaktadır.



Şekil 3.11. 2 tabakalı hız modeli.

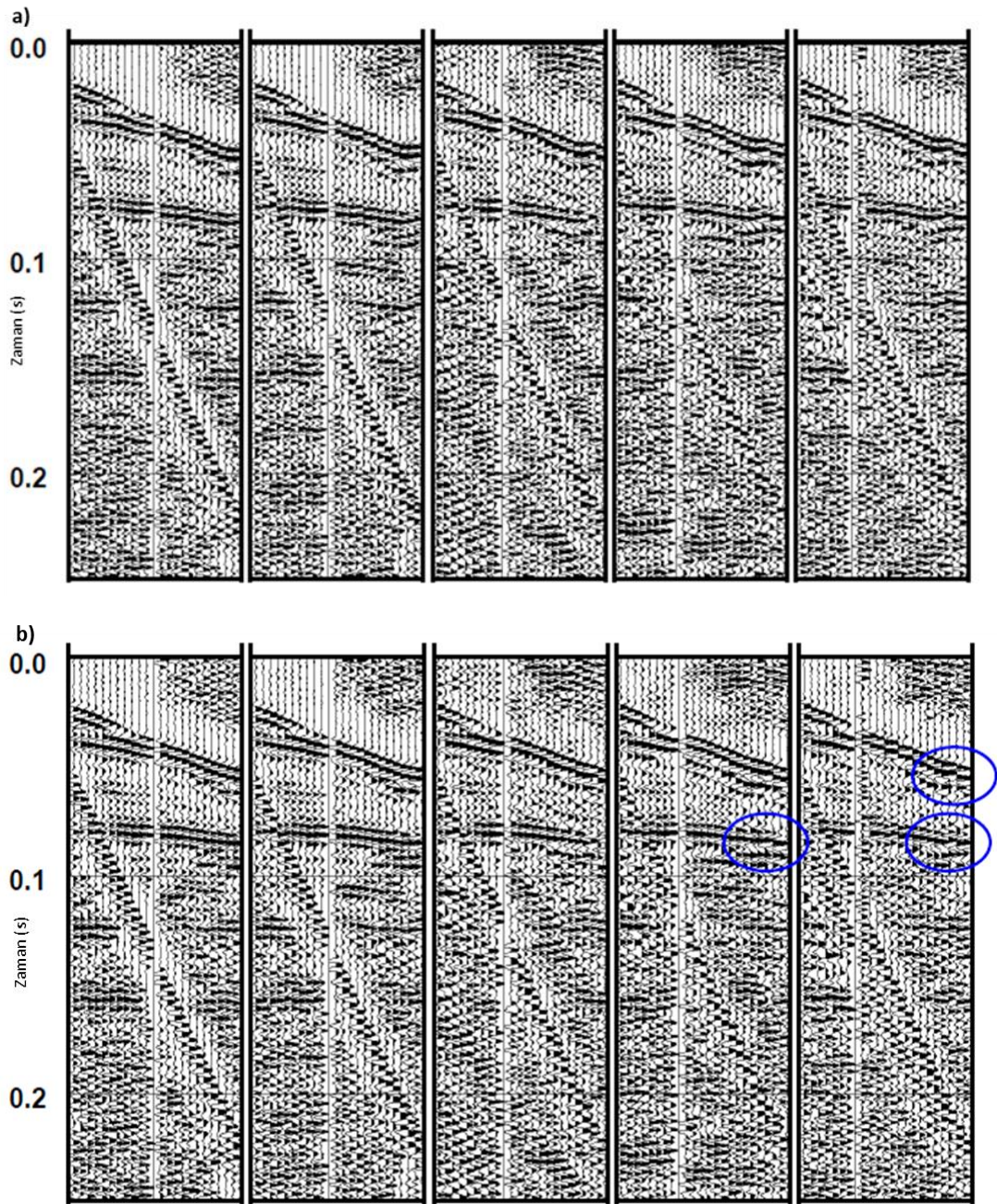
$$t_i = \frac{2h}{v_1 v_2} \sqrt{v_2^2 - v_1^2} \quad (\text{Steeple ve Baker, 1998}) \quad (3.1)$$

$$\Delta t_{static} = h \left(\frac{1}{v_0} - \frac{1}{v_1} \right) \quad (\text{Edge and Laby, 1931}) \quad (3.2)$$



Şekil 3.12. İlk varış zamanlarının seçimi (kırılma) (Baker, 1999).

Sismik kesite datum kaymaları uygulanmadan önce ve sonra uzak ofsetteki değişimlere örnek Şekil 3.13.'de verilmiştir. Bu şekillerden statik düzeltmenin derinlik hesabı için ne kadar önemli olduğu açıkça anlaşılmaktadır.



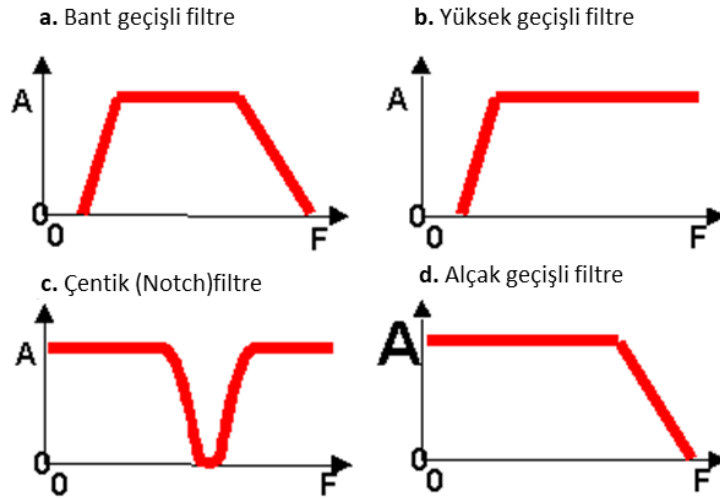
Şekil 3.13. a. Ham veri, datum statik uygulanmadan önce.. b. Datum statik uygulandıktan sonra (Baker, 1999).

3.2.2.4. Bant geçişli süzgeç

Veri işlem aşamasının bu aşamasında veri, zaman ortamından frekans ortamına aktarılır ve genlik spektrumu üzerinde işlem yapılır. Buradaki amaç işlem sırasında istenmeyen gürültülerin frekanslarına sahip aralıklar seçilerek bu frekans aralığında filtreleme yapmaktır. Böylece, sönümlenen belli frekans aralığındaki gürültüler

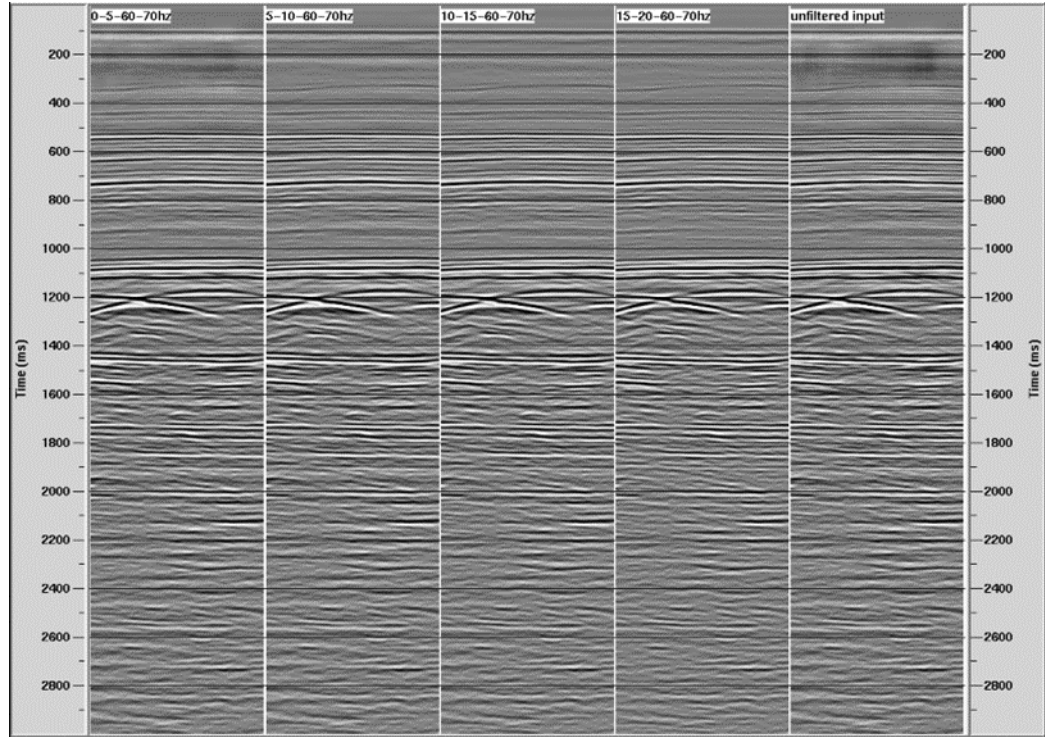
atıldıktan sonra yansımalar net bir şekilde görülebilmektedir. Süzgeçleme işleminde çeşitli yaklaşımlar vardır (Şekil 3.14.):

- Yüksek geçişli filtre (high-pass filter): Belirli bir frekans değerinin altındaki genliklerin süzgeçlenmesi.
- Alçak geçişli filtre (low-pass filter): Belirli bir frekans değerinin üzerindeki genliklerin süzgeçlenmesi.
- Bant geçişli filtre (band-pass): Belirli bir frekans aralığı dışında kalan genliklerin süzgeçlenmesi.
- Çentik filtre (Notch Filtre): Tek bir frekans değerindeki genliklerin süzgeçlenmesi.



Şekil 3.14. Bant geçişli filtre çeşitleri (Xsgeo., 2019).

Şekil 3.15. bant geçişli filtre örneğini göstermektedir. Burada amaç, düşük frekanslı gürültüyü tespit etmek ve bastırmak için düşük-kesim filtre (low-cut filter) testini uygulamaktır. Soldan sağa doğru gidildikçe 0-5-60-70 Hz, 5-10-60-70 Hz, 10-15-60-70 Hz ve 15-20-60-70 Hz filtre uygulanmış, en sağda ise filtre uygulanmamış veri görülmektedir. Panel 2'de 5-10 Hz alçak frekans kesim (low-cut) 400 ms üstündeki düşük frekanslı gürültüyü bastırmak için yeterli olduğunu göstermektedir. Panel 4'te ise 15-20 Hz alçak-kesim filtre (low-cut) 1400 ms 'tan sonraki kısımda gürültüyü bastırmıştır.

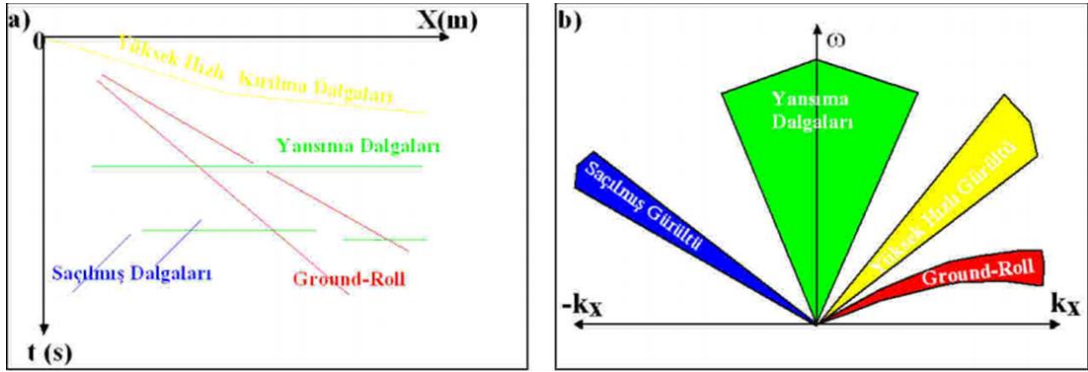


Şekil 3.2. Bant geçişli filtre örneği (Xsgeo., 2019).

3.2.2.5. Frekans-dalga sayısı süzgeci (Frequency-wavenumber filter -fk)

F-k filtresi uygulamak için 2 boyutlu Fourier (2D Fourier Transform) kullanılarak, t-x ortamından frekans dalga sayısı ortamına dönüşüm yapılarak farklı açığa ve hıza sahip gürültüler ortadan kaldırılır (Embree ve ark.,1963; Treitel ve ark.,1967; Chun ve Jacewitz, 1981; Yılmaz, 1987). Burada esas olan yansımaların üzerine binmiş gürültüleri (kablo gürültüsü, ground-roll, çevresel gürültüler) veriden atmaktır.

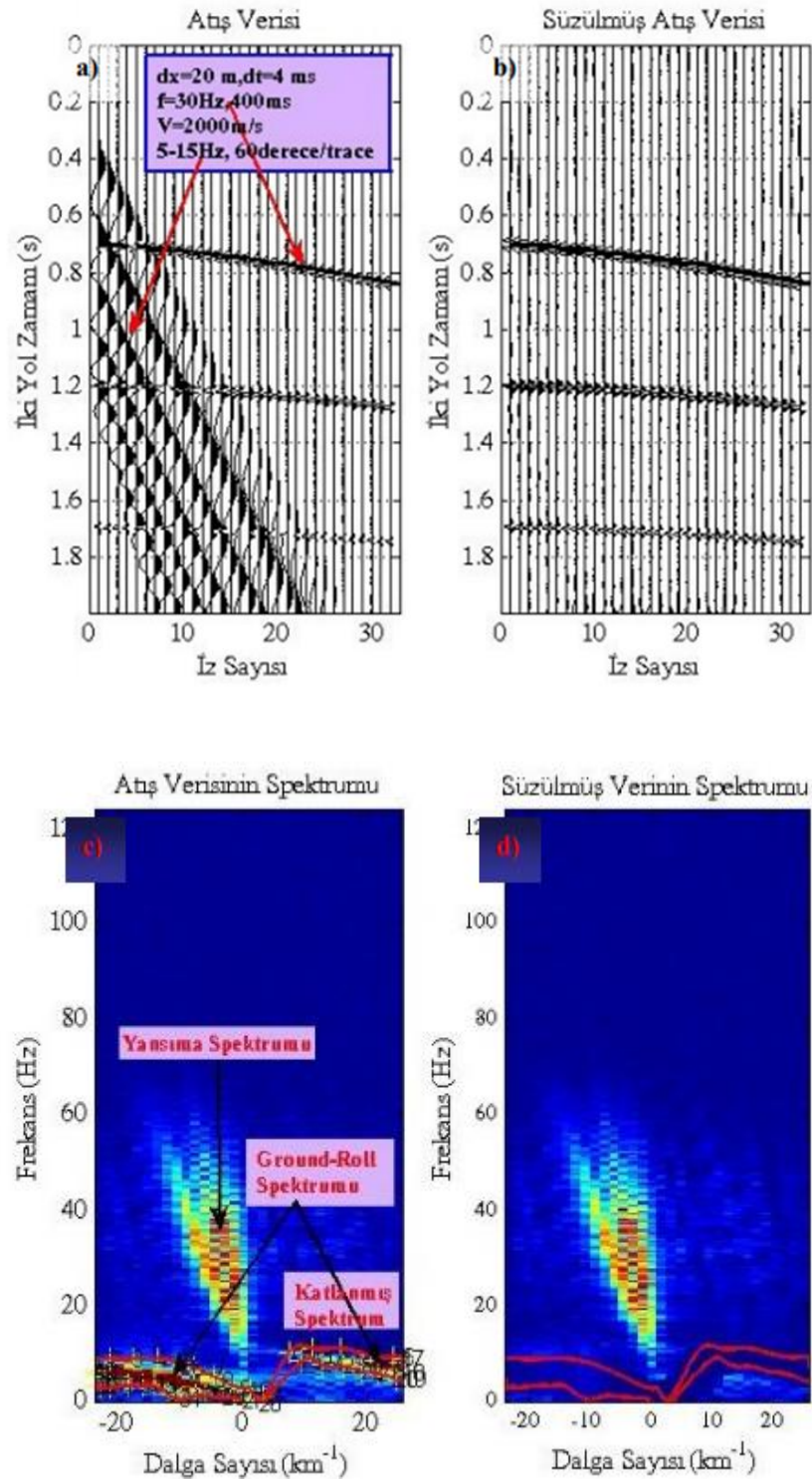
Şekil 3.16.'da görüldüğü üzere zaman-uzaklık ortamında farklı eğimlere sahip olaylar frekans-dalga sayısı ortamına aktarıldığında yine aynı şekilde farklı eğim ve hıza sahiptir (Yılmaz, 2001). Söz konusu veri zaman-uzaklık ortamında üst üste binse bile frekans-dalga sayısı ortamında kolayca ayrılabilirler. Böylece, frekans ortamında ayrılmayan olayların eğim özellikleriyle kolayca ayrılacağı anlaşılmaktadır. Yansımalar dik ya da dike yakın eksen boyunca konumlanacağından, gürültülerin sahip oldukları eğimlerin farklı olduğu ortaya çıkacaktır. F-k süzgeçleri kullanılarak, belirli eğimdeki gürültüler ve tekrarlı yansımalar sıklıkla sönmülmektedir (Embree ve ark., 1963; Fail ve Grau, 1963; Treitel ve ark., 1967; Gelişli ve Karşlı, 1998).



Şekil 3.16. a. Verinin zaman-uzaklık ortamında görünümü. b. Verinin frekans-dalgasayısı ortamında görünümü (Karşlı, 2005).

Şekil 3.16.a.'da zaman-uzaklık ortamına ait sismik olayların f-k ortamındaki karşılıkları Şekil 3.16.b.'de gösterilmiştir. Yeşil ile gösterilen dalgalar yansıma, sarı ile gösterilen kırılma dalgaları aynı zamanda yüksek hızlı gürültüler olarak da adlandırılmaktadır. Mavi renk ile gösterilen negatif dalga sayısı alanına düşen gürültüler (f-k ortamında) ise saçılmış gürültüler olarak adlandırılır. Ancak bunlar aynı zamanda t-x ortamında ters eğimlidirler. Kırmızı renk olan kısım ground-roll gürültülerini göstermektedir. Açıkça görüldüğü üzere bunların düşük hıza ve düşük frekans bölgesine sahip olduğu anlaşılmaktadır.

Şekil 3.17.'de verilen f-k filtre örneğinde ground-roll yakın ofsetlerde gürültüye sebep olmakta ve derine doğru gidildikçe ana sinyalleri yani yansımaları maskelemekte ve dalga biçimlerini bozmaktadır. Daha önceden de bahsedildiği gibi yansımaların ve ground-roll gürültülerinin eğimlerinin birbirinden farklı olduğu açıktır.



Şekil 3.17. a. Atış verisi b. FK süzgeci uygulanmış veri c. atış verisinin fk spektrumu d. Süzölmüş verinin FK spektrumu (Karşlı, 2005).

Şekil 3.17.c.'den anlaşılacağı üzere bu fark f-k ortamında daha belirgindir. Burada, yansıma olayları x-t ortamında yataya yakın bir eğime sahipken, f-k ortamında frekans eksenine yakın yani dike yakın bir eğime sahiptir. Ground roll'un ise, dalga sayısı

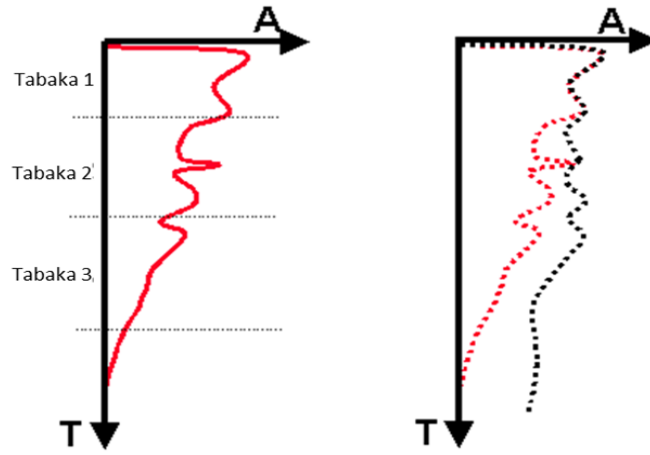
eksenine yakın olduğu gözlemlenmektedir. Şekil 30.b., süzölmüş atış verisine bakıldığında f-k uygulandıktan sonra dalga şeklinde bozulma olmadığı anlaşılmaktadır. Şekil 3.17.d. ise, Şekil 3.17.b.'de elde edilen verinin f-k spektrumu hesaplanması görölmektedir. Eğer Şekil 3.17.c. ile karşılaştırılırsa yapılan işin güvenilirliği test edilmiş olur.

3.2.2.6. Genlik kazanımı

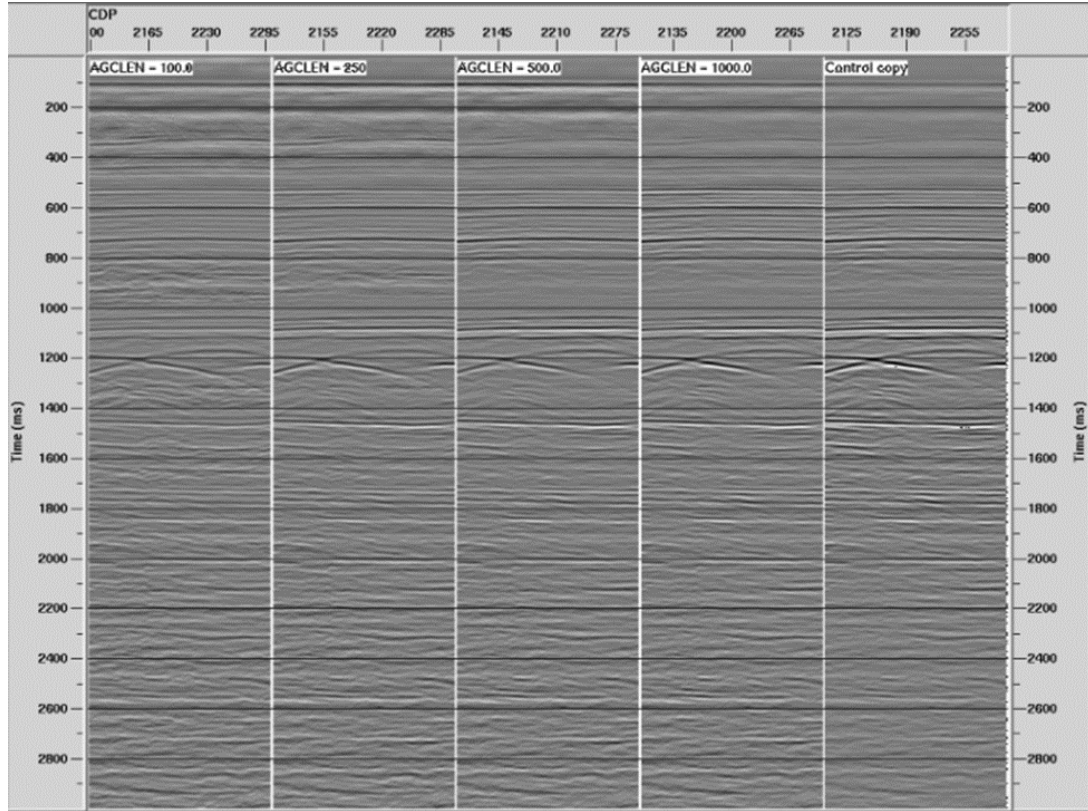
Kaynaktan çıkan enerji (sismik dalgalar) seyahat sürecince ısıya dönüşerek dalgacığın genliğinde azalma meydana gelir (Şekil 3.18.a.). Yansıma sinyalinin genliği ve bant genişliği, sismik kaynağın gücüne, tabakalara ait yansıma katsayısına, küresel yayılıma, var olan tekrarlı yansımalara ve saçılma gibi etkenlere bağlıdır. Genlik kazanımı için Otomatik Kazanç Kontrolü (AGC) uygulanır (Lumley ve Bowman, 1987). Böylece yansıma dalgaları güçlendirilerek gürültüler bastırılır. Veri işlemin aşaması görsel olarak sinyali ortaya çıkarmak için kullanılır. Genlik kazanımı için diğer yöntem ise, Gerçek Genlik Kurtarımı (TAR) yöntemidir (Wang ve McCowan,1989).

3.2.2.7. Otomatik genlik kazanç kontrolü (agc)

Bilindiği üzere yeryüzünden derine doğru gidildikçe genel olarak ortamın hızı artar. Bu nedenle yapılacak düzeltmeler ortamın hızına ve zamana bağlı olarak değişen genlik, düzeltme fonksiyonu ile çarpılarak yapılır. Şekil 3.18.'de AGC uygulamasının öncesi ve sonra için basit gösterim sunulmuştur. AGC uygulamalarında, pencere genişliği deneme yanılma yöntemi ile bulunur (Dondurur, 2009) (Şekil 3.19.).



Şekil 3.18. a. Zamanla amplitüd azalımı b. AGC uygulandıktan sonra (Xsgeo., 2019).

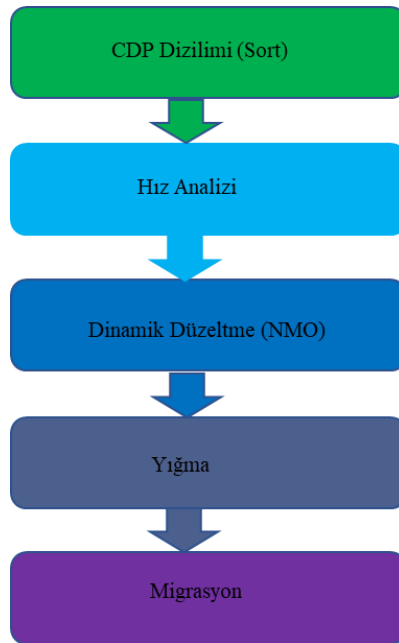


Şekil 3.19. AGC için pencere uzunluğu testi (Xsgeo., 2019).

Şekil 3.19.'da soldan sağa doğru 100, 250, 500, 1000 birim ve AGC uygulanmayan veri görülmektedir. Eğer pencere genişliği çok küçük ise tüm yansımalar görünmeyecek hale gelecek aksi taktirde büyük değer seçilirse çok az bir değişiklik meydana gelecektir (Baker, 1999).

3.2.3. İleri veri işlem basamakları

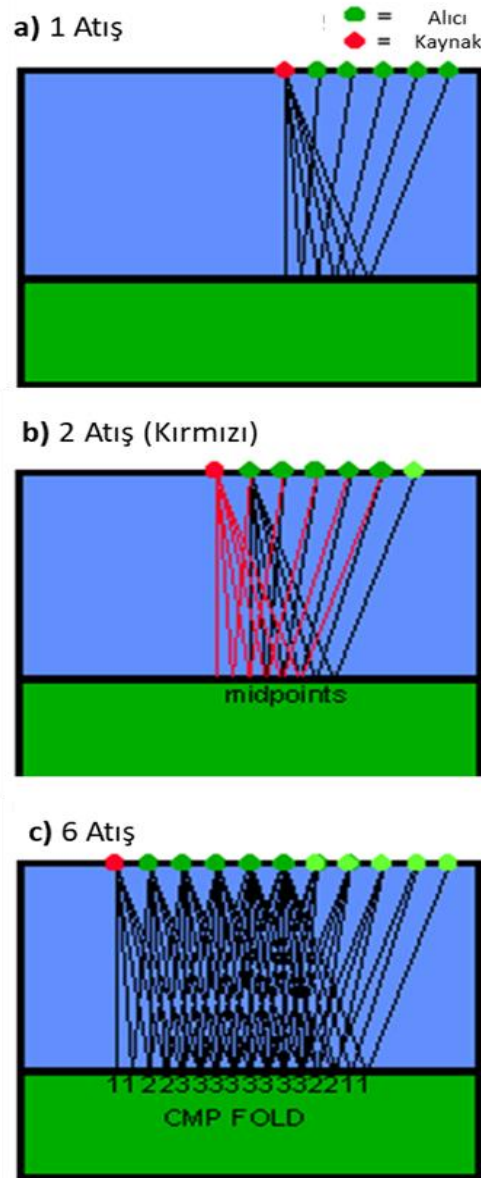
Şimdiye kadar anlatılan kısımlar ön veri işlem basamaklarıdır. Buradaki amaç veriyi hız analizine hazırlamaktır. Yani mevcut gürültüleri en üst düzeyde dataya zarar vermeden bastırmayı hedefler. Bu bölüm ise ileri veri işlem basamağıdır. Bu kısım sismik kalite faktörü ölçmek için önem taşımaktadır. İlk bölümde açıklandığı gibi t-x (zaman-uzaklık) ortamında Q değerini ölçerken jeofon çiftini ya da uzaklık-çifti (offset-pair) bulmak için ışın izleme (ray-tracing) yöntemi kullanılır. Çalışmanın bu bölümünde ara hız tahmini (interval velocity) ve tabaka kalınlığı (thickness) modelleri oluşturulur. Bu bölümdeki planlanan akış diyagramı Şekil 3.20.'deki gibidir.



Şekil 3.20. Ön veri işlem adımları sonrası ileri veri işlem akış diyagramı.

3.2.3.1. Ortak derinlik noktası (cdp-common depth point) sıralama

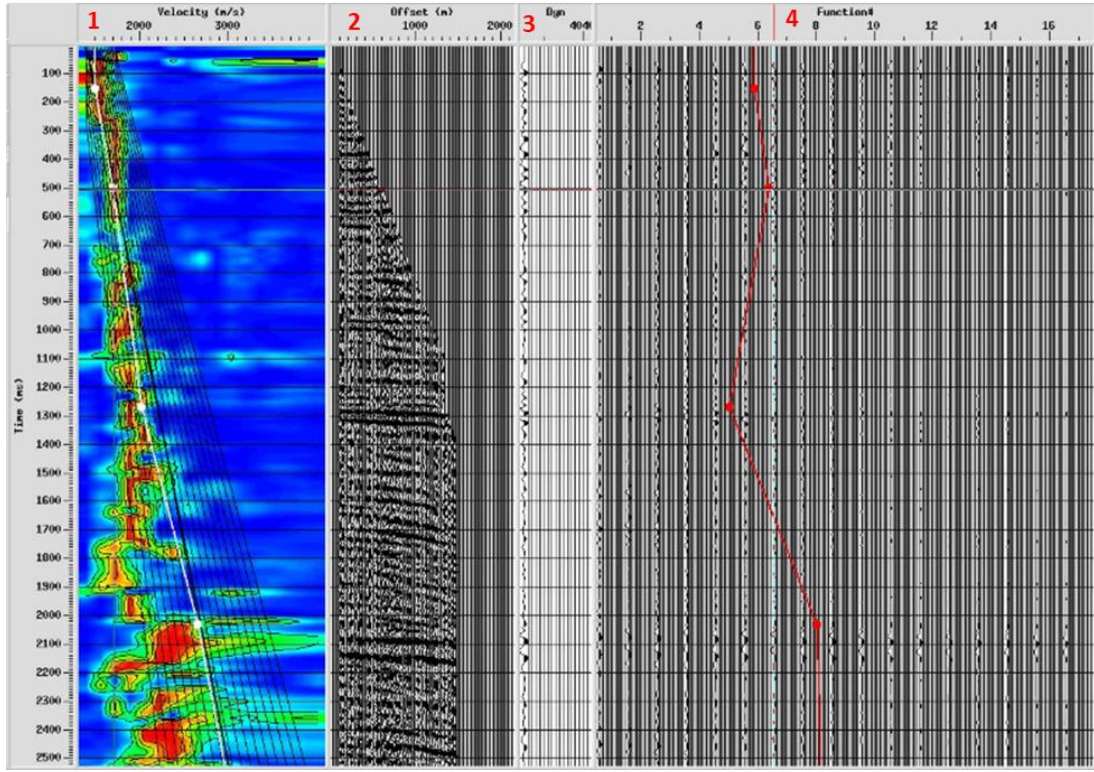
Hız analizi yapmak için ilk şart Ortak Derinlik Noktası (CDP) sıralamasıdır. CDP sıralaması, her bir atışta, aynı noktadan yansıyan (Şekil 3.21.) ve farklı jeofonlar tarafından kaydedilen tüm sinyallerin gruplanması şeklinde olur. Şekil 3.21.'de oluşturulan gruplara CDP grupları denir. Yapılan işlem de CDP sıralama (sort) işlemidir. Şekil 3.21.b. ve Şekil 3.21.c.'de görüldüğü gibi her bir CDP katlanma (fold) değerini verir. Bu değer, sinyal-gürültü oranı ve verinin kalitesi ile doğru orantılıdır.



Şekil 3.21. CDP geometri gösterimi (Xsgeo., 2019).

3.2.3.2. Hız analizi

Hız analizinin yapılmasının sebebi yer altındaki yapının doğru bir şekilde modellenmesi içindir. Bilindiği üzere sismik hız yeraltına doğru ilerlerken yerel jeoloji, kayaç bileşimi ve kırıklı yapılar gibi birçok faktörden etkilenmektedir. CDP sıralamasında düşey olarak zamanla değişen değerler seçilir. Bu işlem sonucunda kullanılan hız analizi programı farklı hız fonksiyonlarından oluşan farklı hız modelleri sunar. Buradaki amaç CDP'den elde edilen hiperbol şekilleriyle (yansıma), programın sunduğu model hiperbolleri karşılaştırarak doğru hız kestirimi yapmaktır (Şekil 3.22.).



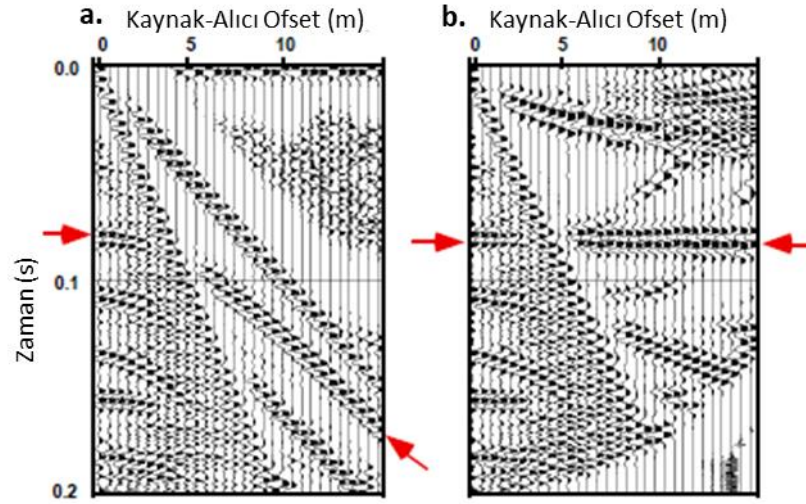
Şekil 3.22. Hız analiz penceresi (ProMAX) (Asyafe., 2009)

Bu aşamada ayrıca gürültülerin bastırılması ve tekrarlı yansımaların yok edilmesi işlemlerde gerçekleştirilir. Tekrarlı sinyaller, yansıma zamanlarının belli periyotlarda kendini tekrar etmesiyle oluşur ve gerçek yansılardan daha yavaş bir hızla sahiptir. Bu yüzden hız değerleri seçilirken bu tür yansımalar seçilmez. Yığma işlemi sırasında bu tür gürültüler bastırılır. Şekil 3.22.'de ki hız analizi örneğinde, panellere soldan sağa doğru bakılırsa semblans penceresi (enerji kaptırımları görülür), CDP grupları (hiperbol eğrileri yakalayarak amaç hız seçimi yapmak), dinamik yığın (hız seçimine göre değişir) ve hız yığınları (hız modeli) olarak sıralandığı görülür.

3.2.3.3. NMO düzeltmesi

NMO düzeltmesi veri toplama geometrisi ile ilgili bir ihtiyaçtır. Bilindiği üzere profil üzerindeki ofset uzaklıklarının seyahat zamanları ile sıfır ofsetteki varış zamanları arasında fark olduğundan bu farkın düzeltilmesi gerekir (Sheriff ve Geldart, 1995; Yılmaz, 2001). Bu düzeltme işlemine NMO düzeltmesi denir. Bu tanıma göre, yansıtıcı tabaka ilk önce en yakındaki alıcı tarafından kaydedilir, ofset arttıkça varış

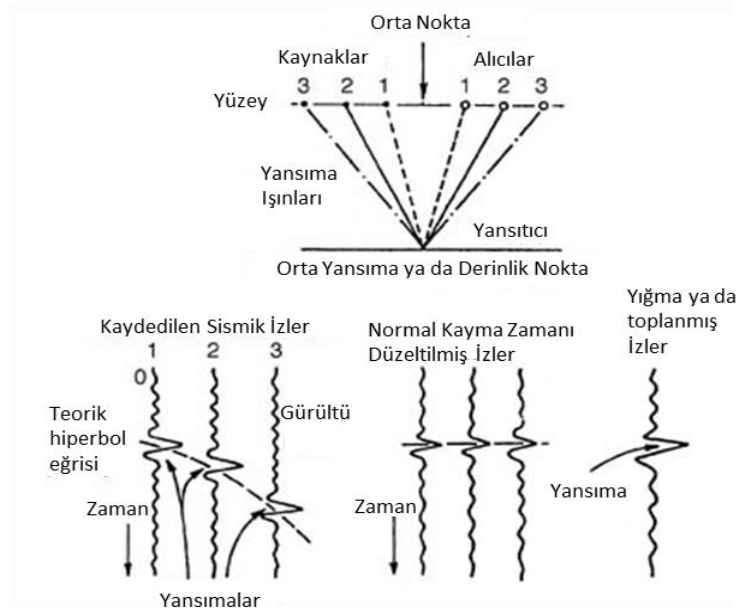
zamanlarında gecikme meydana gelir, dolayısıyla sismik kesitte bu aşamada yansımalar hiperbol şeklinde görülür (Şekil 3.23.a.). NMO düzeltmesi, yansıma izlerinin seyahat zamanlarını dik gidiş-geliş haline getirir. Bu işlemten sonra hiperbol şekiller yataylaştırılmış olur (Şekil 3.23.b.).



Şekil 3.23. a. NMO düzeltmesinden önce b. NMO düzeltmesinden sonra (Baker, 1999).

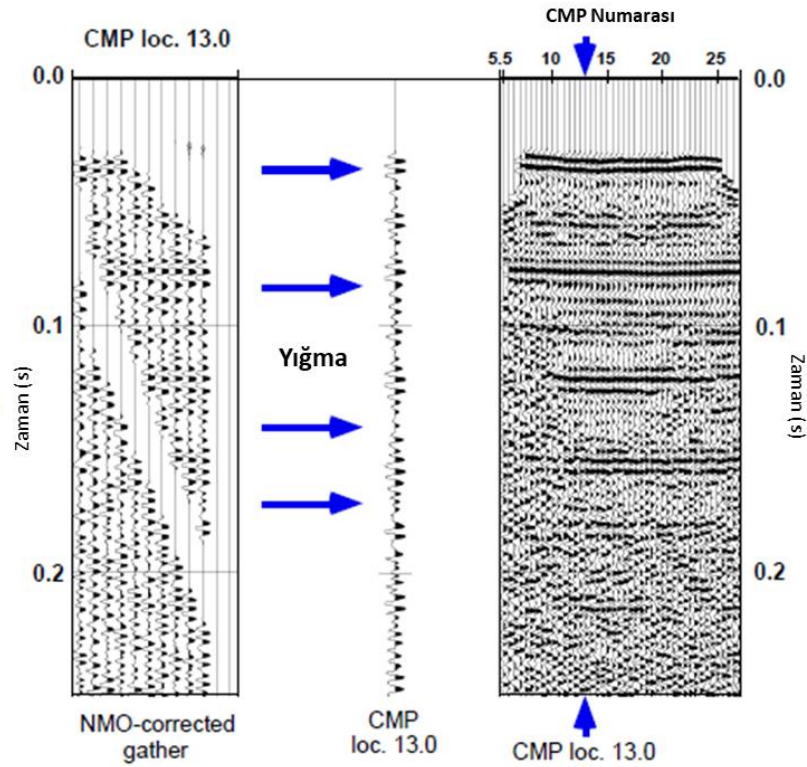
3.2.3.4. Yığma (Stack)

Yığma işleminden önce CDP sıralaması ve NMO düzeltmesinin yapılması gerekir. Bu işlemlerin veriye uygulanmasından sonra, tüm izlerin basitçe düşey olarak toplanması olarak yığma işlemi tanımlanabilir (Şekil 3.24.). Yığma işlemi de sinyal gürültü oranını artırarak gürültüleri bastırmaktadır. Ayrıca yanal sürekliliğin belirlenmesi açısından da önemlidir.



Şekil 3.24. Yığılma işleminin şematik gösterimi (Oilfield.slb., 2019).

Şekil 3.25.'de gerçek veri üzerindeki yığılma işlemini göstermektedir. Burada belli bir CDP noktasındaki yığılma işlemi ve pozisyonu gösterilmiştir. Buradan da anlaşılacağı üzere tek bir izden yansımaya olup olmadığına karar verme çok zor olduğundan yığılma işlemi mutlak surette yapılmalıdır.

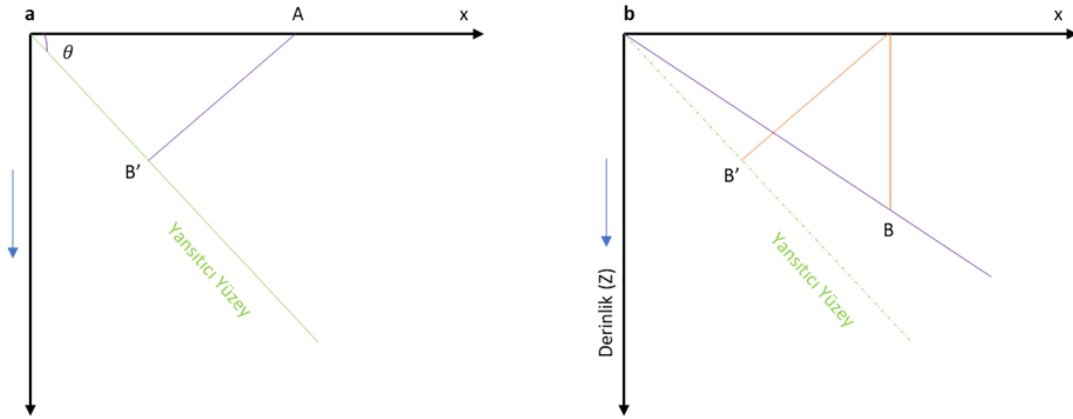


Şekil 3.25. Yığılma işlemi gerçek veri üzerindeki gösterimi (Baker, 1999).

3.2.3.5. Göç (Migrasyon)

Migrasyon (göç) işlemi, yansıma ve saçılmaların gerçek yerine taşınması amacıyla uygulanır. Şekil 3.26.'da basit bir migrasyon işlemi görülmektedir. Sismik göç işlemi; veri içindeki eğimli yapıların gerçek konumlarına taşınması, saçılımların yok edilmesi, jeolojik yapının bulunması, yansıtıcı yüzeyi bulmak ve eğiminin saptanması için uygulanmaktadır (Gray ve ark., 2001; Yılmaz, 2001; Berkhout, 2012).

Şekil 3.26.'da iki farklı model gösterilmektedir. Şekil 3.26.a.'da A noktasındaki jeofon B' noktasından gelen sinyali kaydetmektedir. Ancak sismik kesitte kayıt edilen sinyal B noktasında görünmektedir. Burada migrasyon işlemi ile B noktasındaki sinyalin B' noktasına taşınması amaçlanmaktadır.



Şekil 3.26. a. Eğimli tabakada sıfır-ofset ışın yolu b. Yansıyan ışının sismik kesitte sıfır ofset için görünüşü.

Yukarıdaki şekilden de anlaşılacağı üzere, eğimli tabakaların derinliklerinin doğru olarak belirlenmesi ve doğru jeolojik modelin kurulması ancak migrasyon işlemi ile söz konusudur.

3.2.3.6. Sismik kesitte zamanı derinliğe dönüştürme

Veri işlem çalışmalarının amacı jeolojik olarak derinlik ve tabaka kalınlıklarının tespit edilmesidir. Eğer tabakalar yatay ise migrasyona gerek duyulmadan direkt olarak zamandan derinliğe çevrilebilir (Baker, 1999). Bu aşamada zaman-uzaklık ortamındaki yansıma kesiti ortalama hız kullanılarak derinlik-uzaklık ortamına

dönüştürülür. Bu amaçla bazı jeofizik paket programları direkt olarak da ara hızı hesaplamaktadır. Eğer ara hız verilmiyor ise Dix hızı kullanılarak da ara hız elde edilebilmekte ve böylece derinlik-uzaklık kesitlerine ulaşılabilir (Dix, 1955).

3.3. Tartışma ve Yorum

Çalışmanın bu bölümünde, veri-işlem aşamalarında karşılaşılan zorluklar, belirsizlikler ve sismik kalite ölçümünde veri işlem aşamalarının etkisinden bahsedilecektir.

1. Kesip Atma (Muting): Bu işlem aşaması çok kolay görünse de yüzeye yakın kısımlarda veriye kalıcı hasar verebilmektedir. Bu aşamada zor olan yansıma ve gürültüler tam olarak ayırt edilmeyebilir. Kırılma dalgalarının sismik yansıma verisinde gürültü olduğundan daha önceki bölümlerde bahsedilmişti. Sismik kesitte yüzeye yakın alanlarda kırılma ve yansıma dalgaları birbirine karışmış olabilir ve yansıma öncesi (pre-reflection) ve kırılma sonrası (post-refraction) aynı doğrultuda görülebilir. Bu kısmı tamamen kesip atmak yüzeye yakın bölgelerden bilgi alamamak anlamına gelmektedir. Bu nedenle bu bölgelerde ölçülmek istenen Q için derinlik ve hız tahmini yapılamayacaktır.
2. Bant Geçişli Süzgeç: Bazı gürültülerin ve ana sinyalin frekans içeriği birbirine yakındır. Buradaki en büyük risk bunların spektral analizini yaptıktan sonra bant geçişli süzgecin sınırlarını yani köşelerini belirleyememektir. Bu işlem ön veri işlem aşaması olduğu için veriye zarar verilmemesi gerekir. Burada yapılması gereken dar filtre uygulayarak verideki yansımanın ve gürültülerin frekans aralığını belirleyerek en uygun bant geçişli filtreyi uygulamaktır.
3. F-K filtre: F-K filtre kullanmanın avantajları ve dezavantajları vardır. Bu filtre uygulandığında yapay sismik olaylar meydana getirdiğinden f-k filtre kullanımından kaçınılması gereklidir. Çünkü olmayan yansımalar ve gürültüler görülebilir hale gelmektedir. Burada önemli olan f-k poligonunun çok iyi bir şekilde belirlenmesidir. Öte yandan f-k filtrelemesi ile air-wave ve ground-roll farklı hıza ve ortamında farklı eğime sahip olduğu için bu yöntemle kaldırılabilir. Bu yöntemin alternatifi olarak kesip-atma (muting) işlemi de

uygulanabilir. Ancak ground-roll fazla ise yakın ofseti kesip atmak bilgi kaybına neden olacağından pek doğru bir uygulama değildir. Bu kısımda dikkat edilmesi gereken husus f-k poligon sınırlarını dikkatli belirlemek ve yapay oluşumları engellemektir.

4. Statik Düzelmeler: Statik düzeltme için ilk varış zamanları işaretlenmeli ve gerekli formüller kullanılarak statik kayma zamanı hesaplanması gereklidir. Burada belirsizliğe neden olan durum verinin çok gürültülü olması ve dalganın başlangıç zamanının işaretlenmesinin zorluğudur. Bazı veri işlem programlarının bu durumu otomatik olarak yapmasına karşın aynı zorluk bu durum için de geçerli olmaktadır.
5. Hız Analizi: Veri işleminde en önemli kısım denilebilir. Burada karşılaşılabilecek sıkıntılı durum tuning etkisi olabilir. Çok ince tabakalar görünmeyip diğer tabaka ile birleşebilir. Bu kısım veri toplama aşaması ile ilgilidir. Yani alıcı aralıkları ve kaynak uzaklığı iyi belirlenmelidir. Semblans penceresinde hızları seçmek de bazen açıklanan sebeplerle çok zor olmaktadır.
6. Hız-Derinlik Modeli: Hız analizinde birden fazla hız-derinlik modeli elde edilebilir. Burada hangi modelin uygun olduğu jeoloji bilgisiyle desteklenebilir. Açıktır ki sadece veri işlem aşaması modele dayalı bir süreçtir. Farklı modellerin Q ölçümü için nasıl farklılık göstereceği ve etkileri ileriki bölümlerde tartışılacaktır. Ayrıca, Q'nun yani sönümlenmenin seyahat zamanı ile ilişkisi nedeniyle Q ölçümünde tabaka çok ince olmamalıdır.

BÖLÜM 4. IŞIN İZLEME METHODU (RAY-TRACING)

Sismik veri işlem aşamalarından elde edilen hız modellerinde yani tabaka ara hızları ve kalınlıklarının belirlenmesinde (iki farklı nokta arasındaki ışın yolunu belirlemek amacıyla) ışın izleme yöntemi kullanılmaktadır (Jacob, 1970; Julian, 1970).

Işın izleme yöntemi kullanılarak, geliş açısı (angle of incidence) ve ofset derinlik/zamanın fonksiyonu olarak hesaplanabilir. Yani şekilde görüldüğü üzere sinyalin seyahati boyunca hangi tabakadan geçtiği ve hangi alıcı tarafından kaydedildiğinin bilinmesi önemlidir (Şekil 4.1.). Ofset eşleştirmesi (jeofon çifti) için (Şekil 4.2.); ara hızlar, tabaka kalınlıkları, kaynak ile ilk alıcı arasındaki mesafe (near-trace gap), jeofon aralığı ve jeofon sayısının bilinmesi gerekir.

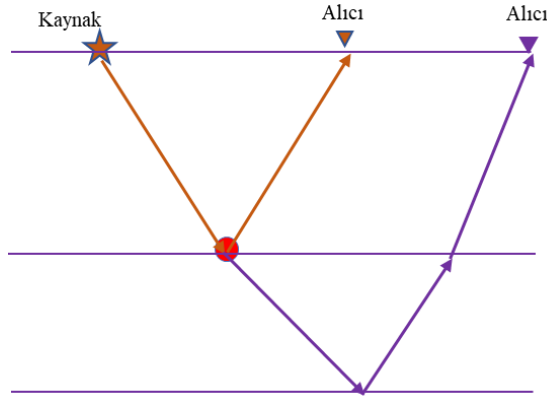
Işın izleme yöntemi temel olarak Snell Kanununa dayanır. Bu, ışın yollarının açılarını ara hız yüzlerinde kontrol eden ilişkinin varlığını gösterir. Denklem 4.1 ve 4.2, yatay uzaklık ve seyahat zamanı $v(z)$ fonksiyonuna bağlı olarak tabakalardan hesaplanabilir.

$$x = 2h \tan(\theta) \quad (4.1)$$

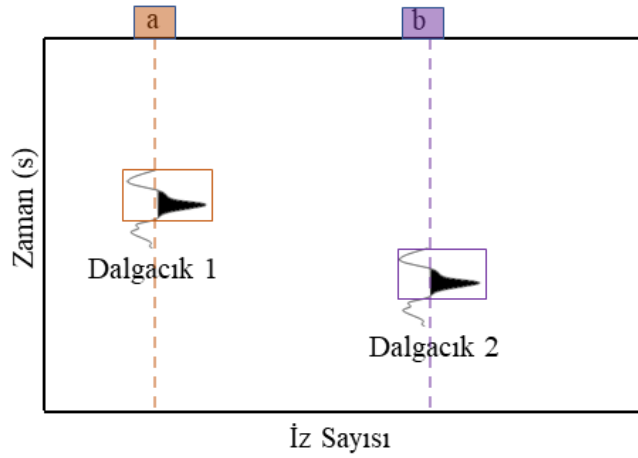
Burada x , yatay uzaklık; h , tabaka kalınlığı; θ ise tabaka tabanında olan geliş açısıdır.

$$t = \frac{2h}{v \cdot \cos(\theta)} \quad (4.2)$$

Burada t , seyahat zamanı; v ise tabaka ara hızıdır.



Şekil 4.1. Eşleşen ışınların ofsetleri.



Şekil 4.2. Sismik kesit üzerinde eşleşen ofset çifti.

Şekil 4.2.'de görüldüğü gibi a ve b numaralı izlerdeki Q değeri ölçülmesi istenen dalgacıklar olarak seçilir. Yukarıda da açıklandığı üzere yatay uzaklık ve seyahat zamanı ışın parametresi ($p = \sin \theta / v$) ve iki tabaka arasında hız fonksiyonu olarak hesaplanabilir. İki uzaklık arasında ışınlar tek başlarına yayılmayıp ışın demeti olarak yayılacağından bu işlem oldukça zordur.

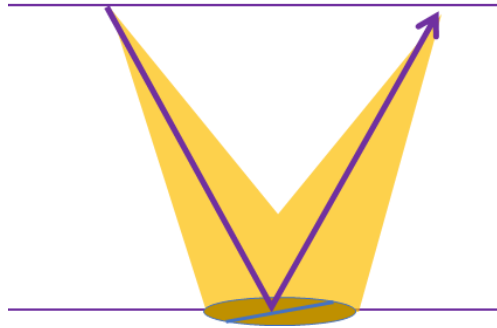
Bilindiği üzere hız-derinlik modeline ulaşmak amacıyla hız analizinde tabaka hızlarını seçmek bazı durumlarda çok zordur. Birden fazla hız modeli elde edildiği zaman farklı hız modellerinin Q ölçümüne etkisinin de incelenmesi gereklidir. Örneğin, üç farklı hız modeline sahip olduğunda söz konusu modeller kullanılarak hesaplanacak ofset çiftleri birbirinden farklı olacaktır. Bu farkın ne kadar olduğunu da Fresnel Zonu hesaplanarak elde edilebilir.

4.1. Fresnel Zonu

Sabit hızlı bir tabakada dikkate alınarak sıfır-ofset durumunda Fresnel zonunun hesaplanması ile ilgili çok sayıda çalışma yapılmıştır (Červený and Soares, 1992; Hubral ve ark., 1993; Sheriff, 1996). Bununla birlikte, Monk (2010) sıfır-ofset olmayan (non-zero ofset) Fresnel zonun hesabını yapmıştır. Bilindiği üzere, yer yüzeyinden derinliğe gidildikçe sismik dalgaların yüksek frekanslarını kaybeder. İki nokta arasında dalga yayılımı da ışın demeti şeklinde olduğundan (Şekil 4.3.) Fresnel zonunun yarıçapı 4.3 denklemi ile elde edilir.

$$r = \frac{v}{2} \sqrt{\frac{t_0}{f}} \quad (4.3)$$

Burada; r fresnel bölgenin yarıçapını, f frekansı; V, ara yüzeye kadar olan P dalgasının RMS hızı, t₀ ise düşey gidiş-geliş zamanını göstermektedir.



Şekil 4.3. Fresnel Zon gösterimi.

BÖLÜM 5. SİSMİK KALİTE FAKTÖRÜNÜN HESAPLANMASINDA KULLANILAN MATERYAL VE YÖNTEM

5.1. Spektral Oran Yöntemi

Sismik kalite faktörünün hesaplanmasında en yaygın olarak kullanılan yöntemdir (Bath, 1974). Bu yöntem sadece içsel ve saçılmanın sebep olduğu sönümlenme için değil toplam soğurmanın belirlenmesi için kullanılır (Denklem 5.1).

$$\frac{1}{Q_{effective}} = \frac{1}{Q_{intrinsic}} + \frac{1}{Q_{scattering}} \quad (5.1)$$

Burada $Q_{effective}$, Toplam sönümlenme; $Q_{intrinsic}$, içsel soğurma; $Q_{scattering}$, saçılma soğurmasıdır. Frekanstan bağımsız olarak Q'nun ölçülmesi için gereken temel denklem ilk kısımlarda 2.1 nolu denklem ile verilmişti (Futterman, 1962). Buradan yola çıkarak, iki dalgacık arasındaki genliğin frekansa bağlı soğurma katsayısı kullanılarak x uzaklığı sonrasında meydana gelen spektrumdaki genlik değişimi ölçülebilir (Aki ve Richards, 2002).

$$A_1 = G R A_0 e^{-\alpha x} \quad (5.2)$$

Burada A_1 x mesafesi sonrasında ölçülen genlik; G geometrik yayılma faktörü, R yansımaya katsayısı (enerji bölünmesi); A_0 başlangıçtaki genlik, α soğurma katsayısı; x seyahat mesafesidir.

Denklem 2.6'yı denklem 2.1'de yerine koyarsak;

$$A_1(x) = A_0 e^{-\frac{\pi f}{v Q} x} \quad (5.3)$$

Denklem 5.3 elde edilir. Bu denklem, arazi verilerinden frekanstan bağımsız Q ölçümü için kullanılan spektral oran yönteminin teorik temel hesaplamasını verir. Bu yöntem düşey sismik profil (VSP) çalışmalarında Q değerini ölçmek için de kullanılır (Tonn, 1991; Wang, 2002). Öte yandan, sismik yansıma verilerinden de Q değeri ölçülebilir (Dasgupta and Clark, 1998; Reine ve ark., 2009).

Denklem 5.3'e bakıldığında, yüksek frekanslı dalganın düşük frekanslı dalgaya göre daha hızlı sönümlendiği görülmektedir. Bu durumda, sönümlenmiş ve sönümlenmemiş dalgacık spektrum genlik oranının logaritması alındığında frekansın doğrusal bir fonksiyonu elde edilir (Tonn, 1991; Gusmeroli ve ark., 2010).

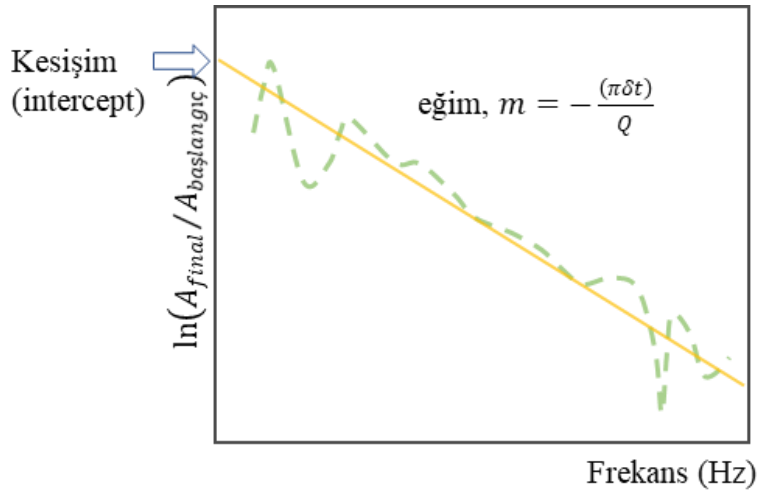
$$\ln\left(\frac{A_1}{A_0}\right) = -\frac{\pi f}{Qv}x + c \quad (5.4)$$

Burada c frekanstan bağımsız olan tüm parametreleri gösterir ($\ln(GR)$). Şekil 5.1.'de görüldüğü üzere spektral oran ile frekans eksenlerinde kesişim (intercept) bütün frekanstan bağımsız terimleri yakalar (G ve R).

Bu çalışma için, bu iki terimin (G ve R) bilinmesine gerek yoktur (Bath, 1974; Jacobson ve ark., 1981). Çünkü ofset eşleşmesini belirlemek için ışın izleme yöntemi kullanılır.

$$m = -\frac{(\pi\delta t)}{Q} \quad (5.5)$$

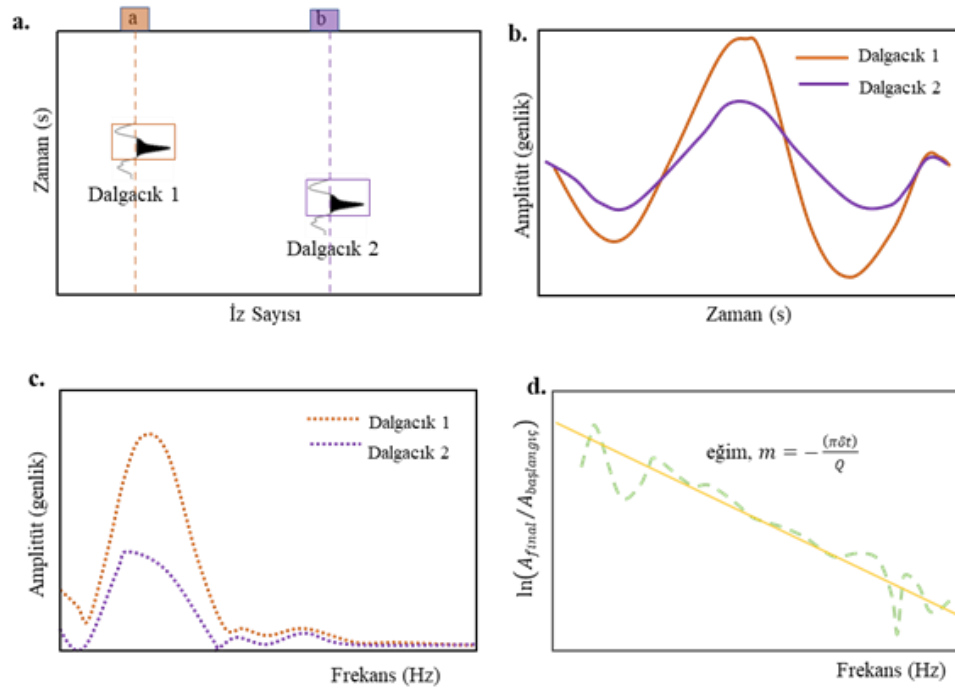
Denklem 5.5'te m, lineer regresyon doğrusunun eğimini, δt ise jeofon çiftleri (ofset eşleşmesi) arasındaki seyahat süresi arasındaki farkı ifade etmektedir. Ayrıca, bu çalışma da sabit yani frekanstan bağımsız Q ölçümü yapılmıştır.



Şekil 5.1. Spektral oranla frekans eksenlerinde kesişim (intercept) bütün frekanstan bağımsız terimleri, G ve R, yakalar.

5.2. Zaman-Uzaklık (t-x) Ortamında Q Ölçümü

Zaman-uzaklık ortamında Q ölçümünde önce kayıt edilen sismik verinin Fourier dönüşümü ile frekans ortamına aktarımı gerçekleştirilir. Daha sonra Şekil 5.2.a.'da görüldüğü üzere ışın izleme yöntemi kullanılarak ölçülmek istenen tabakalarda ki seyahat edecek dalganın ofset çifti belirlenir. Bu aşamada söz konusu dalgacıkların zaman-amplitüd görünümü ise Şekil 5.2.b.'de görüldüğü gibidir. Şekildeki gibi izlenen dalgaların periyodu görmek ve örnek alınacak kısmın pencere seçimini gerçekleştirmek için tekrar bir kontrol gerekir. Bu aşamadan Fourier dönüşümü ile frekans ortamına (Şekil 5.2.c.) aktarılan verinin Q ölçümü ise Şekil 5.2.d.'de ki gibi gerçekleştirilir. Burada görüldüğü üzere iki dalgaya ait genlik değerinin logaritmik oranının frekansa göre çizimindeki doğrunun eğiminden Q değeri hesaplanabilmektedir.

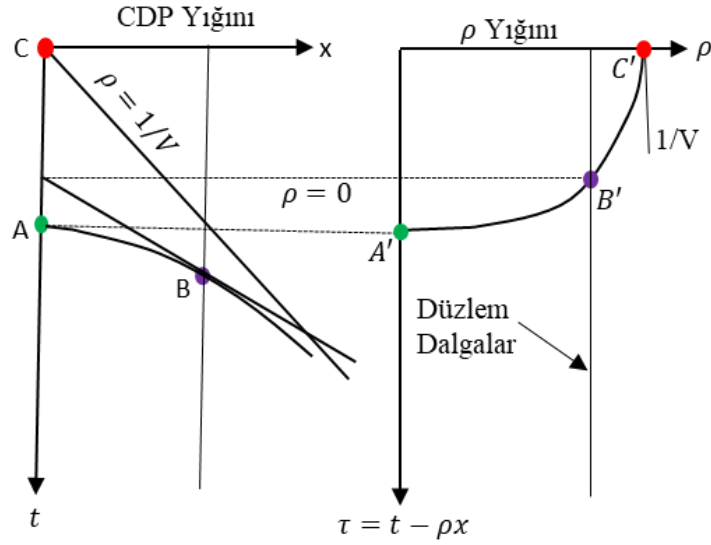


Şekil 5.1. a. İncelenecek ofset çiftleri. b. Dalgaların pencere içerisine alınan kısmının zaman ortamında görünümü c. Fourier spektrumu, dalgaların frekans ortamındaki görünümü d. Spektral oranın logaritması ve frekans çizimi, lineer doğrunun eğiminde Q hesaplanır.

5.2.1. $\tau - \rho$ (zero-offset time-slowness) ortamında Q ölçümü

Küresel yayılım gösteren dalga alanında meydana gelen CDP kaydı ile kendisini meydana getiren düzlem dalga bileşenlerine ayrılır (Selçuk, 2018). Şekilde görüldüğü gibi bu durum ofset (x) eksenini, ışın parametresi olarak bilinen (ρ) yani zero-offset time eksenine dönüştürür. Bu işlem sonucunda elde edilen çok sayıda ρ değerini veren izlerin oluşturduğu gruba “ τ - ρ grubu (τ - ρ gather)” adı verilir (Selçuk, 2018). Veri toplama esnasında kaydedilen küresel dalga alanından düzlem dalga alanına geçişte bir alıcı konum seçilerek atış eksenini boyunca toplama yapılır (Dondurur, 2009). τ - ρ grubundaki her bir iz, düşeyden belirli bir açıyla yayılan bir düzlem dalgaya karşılık gelmektedir (Şekil 5.3.). ρ değişkeni “ışın parametresi ” olmak üzere, Snell kanununa göre (Denklem 5.6);

$$\frac{\sin \theta_1}{V_1} = \frac{\sin \theta_2}{V_2} = \frac{\sin \theta_3}{V_3} = \rho \quad (5.6)$$



Şekil 5.3. $\tau - \rho$ ortamının grafiksel gösterimi.

Denklem 5.7’de $(\sin(\theta)/V_1)$ ışın seyahat süresi boyunca sabittir. Farklı atış noktaları arasındaki mesafeye Δx , ortalama hız V ve düşeyden dalganın yayınım açısı θ olarak kabul edilirse ardışık atışlar arasındaki zaman farkı;

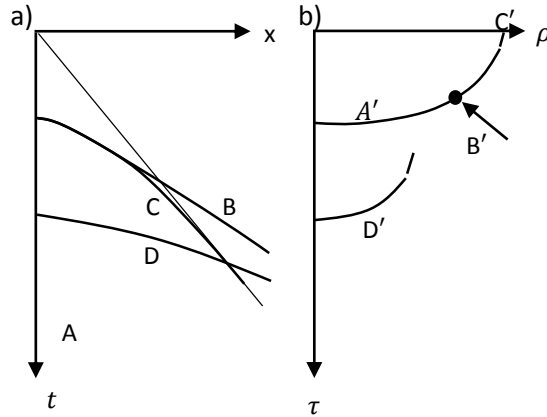
$$\Delta t = \Delta x \left(\frac{\sin \theta}{V} \right) = \rho \Delta x \quad (5.7)$$

ile bulunur. Buradan da anlaşılacağı üzere, düzlem dalganın yayınım açısı ρ değeri tarafından kontrol edilir (denklem). Burada $\rho=0$ ise düşey olarak yayılan bir düzlem dalgaya karşılık gelmektedir. Dolayısıyla verilen hız modeli ve ρ değeri için bir ışın demeti çizilebilir. Bu şekilde tabakalı ortamda ilerleyen düzlem dalga ‘Snell dalgası’ olarak bilinir (Çiftçi, 2009; Dondurur, 2009).

$$\tau = t_0 - \rho x \quad (5.8)$$

Kısaca, t - x ortamından kesişme zaman ortamına ($\tau; t_0$ zamanı) (Diebold and Stoffa, 1981) geçiş sağlanabilir (ρ ; yaklaşık $1/V$, yavaşlık) (Brysk and McCowan, 1986) (Şekil 5.3.-5.4.). Burada denklem, t - x ile $\tau - \rho$ arasındaki ilişkiyi göstermektedir (Durrani ve Bisset, 1984; Trad ve ark., 2003; Liu ve ark., 2004).

Şekil 5.3. ve 5.4. 'te görüldüğü gibi, t - x ortamındaki eğimler $\tau - \rho$ ortamında farklı ρ değerlerini ifade etmektedir. Doğru boyunca etkin enerjiler toplandığından t eksenini ile kesişim noktası yani $x = 0$ kesişim zamanı olan τ ' yu vermektedir. Burada önemli olan t - x ortamındaki doğruların yani kırılma olayının $\tau - \rho$ ortamında noktaya, yansıma olaylarının ise elips şeklinde görülmesidir (Şekil 5.3.-5.4.).

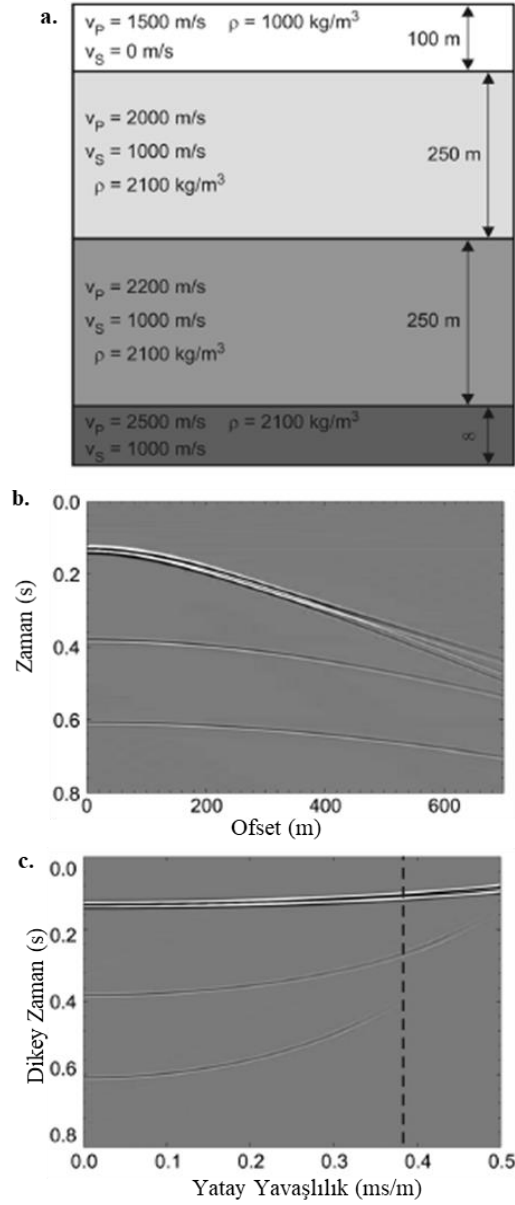


Şekil 5.4. t - x ortamından a. $\tau - \rho$ ortamına geçişin b. grafiksel gösterimi (Çiftçi, 2009).

Şekil 5.4. 'te A ve C yansımanın bir bölümünü, D yansımayı, B ise doğru parçasını (post-refraction) göstermektedir. Önceki bölümde, t - x ortamında spektral oran metodu kullanılarak sismik kalite faktörünü ölçmek amacıyla gerekli olan ofset çiftinin bulunmasındaki ışın izleme metodunda geliş açısına ihtiyaç bulunmaktaydı. Bu yöntem ayrıca hız modeli gerektirdiğinden bunun için sismik veri işlemin yapılmasını zorunluuydu. Oysa, $\tau - \rho$ ortamında Q değeri ölçülebildiğinden, açısal etki ortadan kalkmakta ve ayrıca hız modeline de ihtiyaç bulunmamaktadır (Reine ve ark., 2012b). Eğer kesişme zamanı ($\tau; t_0$ zamanı) ve yavaşlık (ρ) grafiği çizilirse sabit yatay yavaşlık izleri görülebilmektedir (Şekil 5.4.).

Bir ortamda yanal olarak homojen hız ve sönümlenme dikkate alınırsa $\tau - \rho$ ortamında aynı ışın yolundaki yansımalar için spektral oran hesaplanabilir (Reine ve ark., 2012b). Kısaca tüm gerekli olaylar aynı kalkış açısında (take-off angle) aynı geliş açısını kullanarak (incident angle) aynı iz üzerine düşerler. Dolayısıyla aynı yavaşlık ve farklı ofset, kaynak ve alıcı yönlülüğüne (directivity) olan ihtiyacı ortadan kaldırır (Reine ve ark., 2012b). Böylece, ofset çifti belirlemede $\tau - \rho$ dönüşümünün kullanılması ışın izleme metoduna gerek kalmamaktadır.

Şekil 5.5.'te ise, 90 Hz ve 70 Hz Ricker kaynak dalgacığına sahip bir yansıma kodu kullanılarak yapay (sentetik) CMP oluşturulması anlatılmaktadır (Reine *et al.*, 2012b). Sentetik veriler daha sonra $\tau - \rho$ ortamına dönüştürülmektedir. $\tau - \rho$ ortamındaki dikey çizgi, katedilen maksimum ofsette ikinci yansımanın yatay yavaşlığını göstermektedir (Şekil 5.5.c.).



Şekil 5.5. a. Dört tabakalı hız modeli b. t-x ortamında CMP verisi c. $\tau - \rho$ ortamında görünümü (Reine ve ark., 2012b).

BÖLÜM 6. TARTIŞMA VE SONUÇ

Hız modeli elde edildikten sonra ışın izleme metodu kullanılarak ofset çifti seçilmektedir. Eğer birden fazla hız modeli varsa, modellerin uygunluğu ya da Q'yu ölçmedeki etkileri Fresnel Zon hesaplanarak teyit edilebilmektedir. Burada önemli olan hız analizi yaparken güçlü sinyalleri (yansımaları) veren hızları seçmektir.

Ölçülen Q değerleri negatif, pozitif, çok küçük ya da büyük çıkabilir. Negatif çıkması durumunda bu olay fiziksel olmayıp örneğin tuning etkisinden olabilir diyebiliriz. Çünkü eğer tabaka çok ince ise böyle bir etkiye neden olmaktadır. Bunun için de tekrar veri toplama gerekeceğinden, yüksek frekanslı kaynak kullanmak çözüm olabilir. Sismik kalite faktörünün çok küçük çıkması da sönümlenmenin fazla olduğunu gösterir. Buna neden olarak da tabakanın çatlaklı ya da çok yumuşak oluşu sebep olabilir. Aksi takdirde yani Q değeri büyük ise, buradan tabakadaki sönümlenmenin az olduğu ve yüksek hıza sahip olduğu anlaşılmaktadır.

Söz konusu diğer önemli konu ise, pencere büyüklüğü ve Q'nun ölçüleceği bant genişliğidir. Pencere büyüklüğü deneme-yanılma yöntemiyle bulunabilir. Veriler genelde gürültü içerdiğinden pencere büyüklüğü arttıkça ana sinyalden ziyade gürültü içeren kısım ölçülmekte ve istenilen sonuçlara ulaşılamamaktadır. Eğer pencere büyüklüğü çok küçük seçilirse bu sefer de sorun olan periyot değerinden daha küçük olan sinyal kısmı incelenmekte bu da yanlış sonuca neden olmaktadır. Öte yandan bilindiği üzere spektral oran metodu seçilen bant aralığındaki oranı vermektedir. Aslında bu durum da sönümlenmenin frekansa bağlı olduğunu göstermektedir. Burada araştırmanın amacına göre bant aralığı belirlenebilir. Ayrıca bu iki durum için karar verme aşamasında doğrusal trendin (doğrunun eğimi Q değerini verir) yani regresyon çizgisine uyumluluğunu gösteren R^2 değerinin 1'e yakın olması da bu duruma yardımcı olabilir.

Q değeri ölçümü t-x ortamında yapıldığında hız modeline sahip olunmalıdır. Çünkü, ofset çifti belirlerken açığa bağlı bir metot olan ışın izleme metoduna ihtiyaç bulunmaktadır. Eğer, $\tau - \rho$ dönüşümü yapılırsa, bu açısal etki ortadan kalkacak ve kesitte direkt hız değerleri görünerek Q' yu ölçmek için gerekli olan çift bu ortamda alt alta yer alacaktır.

Bu çalışmada, t-x ve $\tau - \rho$ ortamlarında yapılan Q ölçümleri arasındaki farkların tartışması açıkça yapılmıştır. Bundan sonraki çalışmalarda ise amacımız, gerçek veri üzerinde uygulamasını yaparak Q değerinin alan etkisi üzerindeki etkilerini değerlendirmek ve sağlıklı yorumlamalar yapılmasına katkı sağlamaktır.

KAYNAKÇA

- Abercrombie, R.E., 1997. Near-surface attenuation and site effects from comparison of surface and deep borehole recordings. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(3), pp.731-744.
- Akinci, A. and Eyidoğan, H., 2000. Scattering and anelastic attenuation of seismic energy in the vicinity of north Anatolian fault zone, eastern Turkey. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 122(3-4), pp.229-239.
- Aki, K. and Richards, P.G. 2002. *Quantitative seismology*, 2nd. University Science Books.
- Amin, A. and Deriche, M., 2015, September. A hybrid approach for salt dome detection in 2D and 3D seismic data. In *2015 IEEE International Conference on Image Processing (ICIP)* (pp. 2537-2541). IEEE.
- Aydın, U., 2006. Erzurum merkezli doğu anadolu bölgesinde yakın alan depremleri için sismik dalga sönüm oranı hesaplaması. Yüksek Lisans Tezi. Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı. Çukurova Üniversitesi. Adana.
- Baker, G.S. 1999. *Processing near-surface seismic-reflection data: A primer*. Society of Exploration Geophysicists.
- Barry, K.M., Cavers, D.A. and Kneale, C.W., 1975. Recommended standards for digital tape formats. *Geophysics*, 40(2), pp.344-352.
- Bath, M. 1974. *Spectral analysis in geophysics*. Elsevier Scientific Publishing Company.
- Behura, J., Batzle, M., Hofmann, R. and Dorgan, J., 2007. Heavy oils: Their shear story. *Geophysics*, 72(5), pp. E175-E183.
- Ben-Menahem, A. and Singh, S.J., 2012. *Seismic waves and sources*. Springer Science & Business Media.
- Berkhout, A.J., 2012. *Seismic Migration: Imaging of Acoustic Energy by Wave Field Extrapolation...: Imaging of Acoustic Energy by Wave Field Extrapolation*. Elsevier.

- Boatwright, J., 1980. A spectral theory for circular seismic sources; simple estimates of source dimension, dynamic stress drop, and radiated seismic energy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(1), pp.1-27.
- Bradley, J.J. and FORT, A.N.JR., 1966. Internal friction in rocks. In *handbook of the physical constants*, S.P. Clark, Jr., Ed., GSA Publ., p.175-193.
- Brysk, H., and D. W. McCowan, 1986, A slant-stack procedure for pointsource data: *Geophysics*, 51, 1370–1386, doi: 10.1190/1.1442187.
- Caldwell, J. and Dragoset, W., 2000. A brief overview of seismic air-gun arrays. *The leading edge*, 19(8), pp.898-902.
- Castagna, J.P., Sun, S. and Siegfried, R.W. 2003. Instantaneous spectral analysis: Detection of low-frequency shadows associated with hydrocarbons. *The leading edge*, 22(2), pp.120-127.
- Červený, V. and Soares, J.E.P. 1992. Fresnel volume ray tracing. *Geophysics*, 57(7), pp.902-915.
- Chun, J.H. and Jacewitz, C.A., 1981. Fundamentals of frequency domain migration. *Geophysics*, 46(5), pp.717-733.
- Counselman III, C.C., Western Atlas International Inc, 1989. Multi-antenna gas receiver for seismic survey vessels. U.S. Patent 4,809,005.
- Cox, M. 1999. Static corrections for seismic reflection surveys. *Society of Exploration Geophysicists*.
- Çiftçi, Y., 2009. Sığ Yeraltı Görüntüleme Teknikleri, Sismik Yansıma, EM-Profilер ve Yer Radarı Yöntemlerinin Maden Yatakları & Endüstriyel Mineral ve Kayaç Araştırmalarında Kullanımı. MTA Genel Müdürlüğü. Ankara.
- Dasgupta, R. and Clark, R.A., 1998. Estimation of Q from surface seismic reflection data. *Geophysics*, 63(6), pp.2120-2128.
- Diebold, J. B., and P. L. Stoffa, 1981, The travelttime equation, tau-p mapping, and inversion of common midpoint data: *Geophysics*, 46, 238–254, doi: 10.1190/1.1441196.
- Dix, C.H. 1955. Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics*, 20(1), pp.68-86.
- Dondurur D., 2009, Deniz Sismiğinde Veri İşlem, JFMO Eğitim Yayınları Ankara, ISBN: 978-9944-89-751-8.
- Durrani, T.S. and Bisset, D., 1984. The Radon transform and its properties. *Geophysics*, 49(8), pp.1180-1187.

- Dvorkin, J., Mavko, G. and Nur, A., 1995. Squirt flow in fully saturated rocks. *Geophysics*, 60(1), pp.97-107.
- Embree, P., Burg, J.P., Backus, M.M., 1963. Wide band velocity filtering-the pie-slice process, *Geophysics*, 28, pp. 1896-1903.
- Fail, J.P. and Grau, G., 1963. Les filters on eventail, *Geophysical Prospecting.*, 11, pp. 131-163.
- Frisillo, A.L. and Stewart, T.J., 1980. Effect of partial gas/brine saturation on ultrasonic absorption in sandstone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85(B10), pp.5209-5211.
- Futterman, W.I., 1962. Dispersive body waves. *Journal of Geophysical research*, 67(13), pp.5279-5291.
- Ganley, D.C. and Kanasevich, E.R., 1980. Measurement of absorption and dispersion from check shot surveys. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85(B10), pp.5219-5226.
- Gardner, G.H.F., Wyllie, M.R.J. and Droschak, D., 1964. Effects of pressure and fluid saturation on the attenuation of elastic waves in sands. *Journal of Petroleum Technology*, 16(02), pp.189-198.
- Gelişli, K. and Karşli, H., 1998. F-k filtering using the Hartley transform, *J., Seism. Explor.*, 7, pp. 101-108.
- Gray, S.H., Etgen, J., Dellinger, J. and Whitmore, D., 2001. Seismic migration problems and solutions. *Geophysics*, 66(5), pp.1622-1640.
- Gurevich, B. and Pevzner, R., 2015. How frequency dependency of Q affects spectral ratio estimates. *Geophysics*, 80(2), pp. A39-A44.
- Gürer, A., 2013. MTA' da Dünden Bugüne Jeofizik Kara Sismik Çalışmalar. *MTA Doğal Kaynaklar ve Ekonomi Bülteni: Sayı 15.* pp. 121-125.
- Gusmeroli, A., Clark, R.A., Murray, T., Booth, A.D., Kulesa, B. and Barrett, B.E., 2010. Seismic wave attenuation in the uppermost glacier ice of Storglaciären, Sweden. *Journal of Glaciology*, 56(196), pp.249-256.
- Hackert, C.L. and Parra, J.O., 2004. Improving Q estimates from seismic reflection data using well-log-based localized spectral correction. *Geophysics*, 69(6), pp.1521-1529.
- Hall, M., and Bianco, E., 2012. 52 things you should know about geophysics. Canada: Agile Libre Press.
- Hatton, L., Worthington, M.H. and Makin, J., 1986. *Seismic data processing: theory and practice.* Merlin Profiles Ltd.

- Horasan, G. and Boztepe-Güney, A., 2004. S-wave attenuation in the Sea of Marmara, Turkey. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 142(3-4), pp.215-224.
- Hoover, G.M. and O'Brien, J.T., 1980. The influence of the planted geophone on seismic land data. *Geophysics*, 45(8), pp.1239-1253.
- Howell, L.G., Kean, C.H. and Thompson, R.R. 1940. Propagation of elastic waves in the earth. *Geophysics*, 5(1), pp.1-14.
- https://asyafe.files.wordpress.com/2009/06/tomiajusri_courtesy.jpg, Erişim Tarihi: 21.11.2019.
- https://www.geosphereinc.com/seis_reflection.html, Erişim Tarihi: 23.11.2019.
- <https://www.glossary.oilfield.slb.com/en/Terms/s/stack.aspx>, Erişim Tarihi: 03.12.2019.
- <http://masw.com/Whatisseismicsurvey.html>, Erişim Tarihi: 07.11.2019.
- <http://www.xsgeo.com/course/filt.htm#content>, Erişim Tarihi: 11.12.2019.
- <http://www.xsgeo.com/course/gain.htm>, Erişim Tarihi: 11.12.2019.
- <http://www.xsgeo.com/course/imgbig/agc.gif>, Erişim Tarihi: 11.12.2019.
- <http://www.xsgeo.com/course/acq.htm>, Erişim Tarihi: 12.12.2019.
- Hubral, P., Schleicher, J., Tygel, M. and Hanitzsch, C. 1993. Determination of Fresnel zones from traveltimes measurements. *Geophysics*, 58(5), pp.703-712.
- Jacob, K.H. 1970. Three-dimensional seismic ray tracing in a laterally heterogeneous spherical earth. *Journal of Geophysical Research*, 75(32), pp.6675-6689.
- Jacobson, R.S., Shor Jr, G.G. and Dorman, L.M. 1981. Linear inversion of body wave data—Part II: Attenuation versus depth using spectral ratios. *Geophysics*, 46(2), pp.152-162.
- Johnston, D.H., Toksöz, M.N. and Timur, A., 1979. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: II. Mechanisms. *Geophysics*, 44(4), pp.691-711.
- Juhlin, C., 1995. Imaging of fracture zones in the Finnsjön area, central Sweden, using the seismic reflection method. *Geophysics*, 60(1), pp.66-75.
- Julian, B.R. 1970. Ray tracing in arbitrarily heterogeneous media Tech. Note 1970-45, Lincoln Lab., Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts.

- Jurdy, D.M. and Phinney, R.A. 1983. Seismic imaging of the Elberton granite, Inner Piedmont, Georgia, using COCORP southern Appalachian data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B7), pp.5865-5873.
- Kan, T.K., Batzle, M.L. and Gaiser, J.E., 1983. Attenuation measured from VSP: evidence of frequency-dependent Q. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1983* (pp. 589-590). Society of Exploration Geophysicists.
- Karşlı, H., 2005. Frekans-Dalgasayisi (F-K) Süzgecinin Farklı Bir Uygulaması, Deprem Sempozyumu. Kocaeli, 23-25 Mart.
- Khazanehdari, J.A., McCann, C., Sothcott, J. and Astin, T.R., 1998, June. The Inter Relationships between Velocity, Stress, Pore Fluid and Permeability in Clean Sandstones. In *60th EAGE Conference and Exhibition, June 1998, Leipzig, Germany, Extended Abstracts, Paper 10-28*.
- Kjartansson, E., 1979. Constant Q-wave propagation and attenuation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B9), pp.4737-4748.
- Kliam, K., Vanek, J. and Pros, Z., 1964. The attenuation of longitudinal waves in diabase and greywacke under pressure up to 4 kilobars, studies. *Geoph. et Geod.* 8, p. 247-254.
- Knopoff, L., 1964. 'Q'. Department of Physics and Institute of Geophysics and Planetary Physics University of California, Los Angeles. *Reviews of Geophysics*, 2(4), pp.625-660.
- Leary, P.C., 1995. The cause of frequency-dependent seismic absorption in crustal rock. *Geophysical Journal International*, 122(1), pp.143-151.
- Lei, X. and Xue, Z., 2009. Ultrasonic velocity and attenuation during CO₂ injection into water-saturated porous sandstone: Measurements using difference seismic tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 176(3-4), pp.224-234.
- Levykin, A.I., 1965. Longitudinal and transverse wave absorption and velocity in rock specimens at multilateral pressures up to 4000 kg/cm². *USSR Geophys Ser Engl Transl Phys Solid Earth*, 1, pp.94-98.
- Liner, C.L., 2004. *Elements of 3D Seismology*. Pennwell Corporation. Tulsa, Oklahoma.
- Liu, X.W., Liu, H. and LI, Y.M., 2004. High resolution radon transform and its application in seismic signal processing. *Progress in Geophysics*, 1.
- Lumley, E.M. and Bowman, B.F., ExxonMobil Oil Corp. 1987. Automatic gain control for seismic data. U.S. Patent 4,636,993.

- Marsden, D. 1993. Static corrections—A review, Part 1. The leading edge, 12(1), pp.43-49.
- Martinez, R.D., 1993. Wave propagation effects on amplitude variation with offset measurements: A modeling study. Geophysics, 58(4), pp.534-543.
- Martinez, J.F., Cart, J. and Hall, B., 2005. 3D seismic interpretation of slump complexes: examples from the continental margin of Israel. Basin Research, 17(1), pp.83-108.
- Masson, W. P., Beshers, D. N and Kuo, J. T., 1970. Internal friction in westerly granite; Relation to dislocation theory. J. Appl. Phys:41, p. 5206- 5209.
- McQuillin, R., Bacon, M. and Barclay, W., 1984. An introduction to seismic interpretation-Reflection seismics in petroleum exploration.
- Meunier, J., 2011. Seismic acquisition from yesterday to tomorrow. Society of Exploration Geophysicists.
- Monk, D.J. 2010. Fresnel-zone binning: Fresnel-zone shape with offset and velocity function. Geophysics, 75(1), pp. T9-T14.
- Nanda, N.C., 2016. Seismic data interpretation and evaluation for hydrocarbon exploration and production: A practitioner's guide. Springer.
- O'Connell, R.J. and Budiansky, B., 1978. Measures of dissipation in viscoelastic media. Geophysical Research Letters, 5(1), pp.5-8.
- Ozerk, R. ve Aykaç, S., 2013. Jeofizik etütleri dairesi başkanlığı sismik veri işlem merkezi. MTA Doğal Kaynaklar Ve Ekonomi Bülteni: Sayı 16. pp. 161-166.
- Özden, S., Tatar, O., Mesci, B.L., Koçbulut, F., Tutkun, S.Z., Doğan, B. and Tüvar, O., 2000. 12 Kasım 1999 Düzce depremi ve bölgesel tektonik anlamı.
- Posamentier, H.W., 2005, January. Application of 3D seismic visualization techniques for seismic stratigraphy, seismic geomorphology and depositional systems analysis: examples from fluvial to deep-marine depositional environments. In Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series (Vol. 6, No. 1, pp. 1565-1576). Geological Society of London.
- Pride, S.R., Berryman, J.G. and Harris, J.M., 2004. Seismic attenuation due to wave-induced flow. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 109(B1).
- Quan, Y. and Harris, J.M., 1997. Seismic attenuation tomography using the frequency shift method. Geophysics, 62(3), pp.895-905.

- Quintal, B., Steeb, H., Frehner, M., Schmalholz, S.M. and Saenger, E.H., 2012. Pore fluid effects on S-wave attenuation caused by wave-induced fluid flow Pore fluid effects on S-wave attenuation. *Geophysics*, 77(3), pp. L13-L23.
- Reine, C., Clark, R. and van der Baan, M., 2012a. Robust prestack Q-determination using surface seismic data: Part 2—3D case study. *Geophysics*, 77(1), pp. B1-B10.
- Reine, C., Clark, R. and van der Baan, M., 2012b. Robust prestack Q-determination using surface seismic data: Part 1—Method and synthetic examples. *Geophysics*, 77(1), pp. R45-R56.
- Reine, C., van der Baan, M. and Clark, R., 2009. The robustness of seismic attenuation measurements using fixed-and variable-window time-frequency transforms. *Geophysics*, 74(2), pp. WA123-WA135.
- Sams, M. and Goldberg, D., 1990. The validity of Q estimates from borehole data using spectral ratios. *Geophysics*, 55(1), pp.97-101.
- Sams, M.S., Neep, J.P., Worthington, M.H. and King, M.S., 1997. The measurement of velocity dispersion and frequency-dependent intrinsic attenuation in sedimentary rocks. *Geophysics*, 62(5), pp.1456-1464.
- Schepers, R., 1975. A seismic reflection method for solving engineering problems. *Journal of Geophysics*, 41(4), pp.367-384.
- Selçuk, K., 2018. Batı Karadeniz Tuna Bölgesinde Toplanan 2B Sismik Hattın Veri İşlem Aşamasında Deghost Uygulamasının Migrasyona Etkisi. *Uygulamalı Yerbilimleri Dergisi*, 17(2), pp.127-154.
- Sertçelik, F. and Kenar O., 1996. The Attenuation of Seismic Waves in Marmara Region. *Earthquake Research in Türkiye State of the Art*, 30 Sep.-5 Oc., Ankara, Türkiye.
- Sezer, L.İ., 2003. Marmara Bölgesi'nde deprem aktivitesi ve risk. *Ege Coğrafya Dergisi*, 12(1).
- Sheriff, R. E., 1991, *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*, Society of Exploraiton Geophysicists.
- Sheriff, R.E. and Geldart, L.P., 1995, *Exploration Seismology*, 2nd Edition: CambridgeUniversity Press, New York, 592 p.
- Sheriff, R.E. 1996. Understanding the Fresnel zone. *AAPG Explorer*, pp.18-19.
- Socco, L.V., Foti, S. and Boiero, D., 2005, September. Estimation of Quality Factor from Seismic Refraction Data. In *Near Surface 2005-11th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*.

- Spencer Jr, J.W., 1981. Stress relaxations at low frequencies in fluid-saturated rocks: Attenuation and modulus dispersion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B3), pp.1803-1812.
- Steeple, D.W. and Baker, G.S. 1998. Finding seismic static corrections. *AAPG Explorer*, 19, pp.20-21.
- Şengüler, İ., ve Izladı, E., 2013. Eskişehir grabeninin neojen stratigrafisi ve sismik yansıma etüdü ile kömür çökeliş alanının araştırılması. *MTA Dergisi* 146, 105-116.
- Thralls, H.M. and Mossman, R.W., 1952. Relation of seismic corrections to surface geology. *Geophysics*, 17(2), pp.218-228.
- Treitel, S., Shanks, J.L., Frasier, C. W., 1967. Some aspects of fan filtering, *Geophysics*, 32, pp. 789-800.
- Toksöz, M.N., Johnston, D.H. and Timur, A., 1979. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: I. Laboratory measurements. *Geophysics*, 44(4), pp.681-690.
- Toksoz, N. and Johnston, D., 1981. *Seismic Wave Attenuation: Tulsa Oklahoma, USA. Society of Exploration Geophysicists.*
- Tolstoy, M., Cowen, J.P., Baker, E.T., Fornari, D.J., Rubin, K.H., Shank, T.M., Waldhauser, F., Bohnenstiehl, D.R., Forsyth, D.W., Holmes, R.C. and Love, B., 2006. A sea-floor spreading event captured by seismometers. *Science*, 314(5807), pp.1920-1922.
- Tonn, R., 1991. The determination of the seismic quality factor Q from VSP data: A comparison of different computational methods. *Geophysical Prospecting*, 39(1), pp.1-27.
- Toverud, T. and Ursin, B., 2005. Comparison of seismic attenuation models using zero-offset vertical seismic profiling (VSP) data. *Geophysics*, 70(2), pp. F17-F25.
- Trad, D., Ulrych, T. and Sacchi, M., 2003. Latest views of the sparse Radon transform. *Geophysics*, 68(1), pp.386-399.
- Treitel, S., Shanks, J.L. and Frasier, C.W., 1967. Some aspects of fan filtering. *Geophysics*, 32(5), pp.789-800.
- Vandenbroucke, E., IFP Energies Nouvelles IFPEN, 2003. Method and device intended for seismic exploration of an underwater subsurface zone using seismic receivers coupled with the water bottom. U.S. Patent 6,625,083.

- Verschuur, D.J., 2013. Seismic multiple removal techniques: past, present and future. EAGE publications.
- Walsh, J. B., 1966. Attenuation in partialy Meterials. J. Geophys. Res. v. 73, p. 2209-2216.
- Wang, D.Y. and McCowan, D.W., 1989. Spherical divergence correction for seismic reflection data using slant stacks. Geophysics, 54(5), pp.563-569.
- Wang, Y. 2002. A stable and efficient approach of inverse Q filtering. Geophysics, 67(2), pp.657-663.
- Wang, Y.J., Ma, K.F., Wu, S.K., Hsu, H.J. and Hsiao, W.C., 2016. Near-Surface Attenuation and Velocity Structures in Taiwan from Wellhead and Borehole Recordings Comparisons. Terrestrial, Atmospheric & Oceanic Sciences, 27(2), pp. 169-180.
- W.D.P. Computer Services Limited, 1998. Seismic Processing Course. Robertson Research International Limited.
- Whitaker, A. and Chadwick, A., 1983. Deep seismic reflection profiling onshore United Kingdom. First Break, 1(9), pp.9-13.
- Wilkie, J. and Gibson, G., 1995. Estimation of seismic quality factor Q for Victoria. Journal of Australian Geology and Geophysics, 4(15), pp. 511-517.
- Winkler, K.W. and Murphy III, W.F., 1995. Acoustic velocity and attenuation in porous rocks. Rock physics and phase relations. A Handbook of physical constants, pp.20-34.
- Winkler, K.W. and Nur, A., 1982. Seismic attenuation: Effects of pore fluids and frictional-sliding. Geophysics, 47(1), pp.1-15.
- Yilmaz, O., 1987. Seismic data processing. Investigations in geophysics.
- Yilmaz, Ö., 2001. Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data. Society of exploration geophysicists.
- Young, R.P. and Hill, J.J., 1986. Seismic attenuation spectra in rock mass characterization; a case study in open-pit mining. Geophysics, 51(2), pp.302-323.
- Zener, C., 1938. Internal friction in solids, 2., general Theory of thermo elastic internal friction. Phys. Rev. v53, p. 90-99.
- Zhou, H.W., 2014. Practical seismic data analysis. Cambridge University Press.

ÖZGEÇMİŞ

Habip Denli, 1989 yılında Gümüşhane’de doğdu. 2011 yılında Sakarya Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği lisans programını bitirdi. 2013 yılında İstanbul Yeniüzyıl Üniversitesi Sağlık Bilimleri Enstitüsü İş Sağlığı ve Güvenliği yüksek lisans programını bitirdi. 2017 yılında Sakarya Üniversitesi Endüstri Mühendisliği lisans programını bitirdi. 2019 yılında Leeds Üniversitesi Araştırma Jeofiziği (Msc Exploration Geophysics) programında yüksek lisansını bitirdi.