

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

SİSMİK ARAŞTIRMALARDA AVO ANALİZİ UYGULAMALARI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Hüseyin KALKAN

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ
Tez Danışmanı : Yrd. Doç. Dr. Günay BEYHAN

ARALIK 2013

T.C.
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

SİSMİK ARAŞTIRMALARDA AVO ANALİZİ UYGULAMALARI

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Hüseyin KALKAN

Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ
Enstitü Bilim Dalı : UYGULAMALI JEOFİZİK

Bu tez 27 /01./ 2014 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Oybirliği ile kabul edilmiştir.

Yrd. Doç. Dr.
GÜNAY BEYHAN

Jüri Başkanı



Prof. Dr.
GÜNDÜZ HORASAN

Üye



Yrd. Doç. Dr.

HALUK SELİM

Üye



ÖNSÖZ

Çağımızda gelişen teknoloji enerji tüketimini büyük oranda artırmaktadır. Artan enerji ihtiyacını karşılamak amacıyla mevcut enerji kaynaklarımızı kullanmak durumundayız. Günümüzde kullanılan enerjinin büyük bir kısmı hidrokarbon kökenli enerji kaynaklarından karşılanmaktadır. Gelecekte gelişen teknoloji ile yeni enerji kaynaklarından biri olan gaz hidratların kullanımını sağlayacaktır. Hidrokarbon ve gaz hidrat araştırmalarında büyük bir önemi olan AVO Analizi yöntemini bu çalışma kapsamında ele alınmıştır. Yöntemin tarihçesi, gelişimi, teorîği ve uygulama aşamaları bu çalışma kapsamında ayrıntılarıyla birlikte incelenmiştir.

Öncelikle bu çalışmayı yaparken bilgi, tecrübe ve her türlü yardımıyla bana yol gösteren çok değerli danışman hocam Yrd. Doç. Dr. Günay BEYHAN' a en içten dileklerle teşekkürlerimi sunarım. Ayrıca benim Jeofizik Mühendisliği alanında başarılı olabileceğime inanan ve her türlü desteği veren çok değerli hocam Prof. Dr. Levent GÜLEN' e teşekkürü bir borç bilirim.

Bu çalışma sürecinde bilgi ve tecrübelerinden faydalandığım ve yardımlarıyla yanımda olan TPAO Arama Dairesi Rezervuar Jeofiziği ve Kantitatif Yorumlar müdürü sayın Saliha DÜNDAR' a teşekkürlerimi sunarım. TPAO kurumu laboratuvarlarında çalışma, bilgi ve donanımlarından faydalanma imkanlarını bana sunan sayın Can İSTANBULLU ve sayın Barış BOZKAYA' ya teşekkürlerimi sunarım. Çalışmamda uygulama aşamasında bilgi birikiminden yararlandığım TPAO

alışanlarından Jeofizik Yüksek Mühendisi sayın Muhlis NALDI' ya teşekkürlerimi sunarım.

Çalışma sürecinde her türlü maddi ve manevi desteğiyle yanımda olan Arş. Gör. Ali SİLAHTAR, Arş. Gör. Emrah BUDAKOğLU ve Arş. Gör. Mahmut SARI' ya teşekkürlerimi sunarım.

Son olarak gecesini gündüze katarak beni bu günlere getiren ve her daim desteklerini yanımda hissettiğim canım aileme sonsuz minnetlerimi sunuyorum.

Hüseyin KALKAN

SAKARYA - 2013

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ	ii
İÇİNDEKİLER	iv
SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ	vi
ŞEKİLLER LİSTESİ	viii
ÖZET.....	ix
SUMMARY.....	x
BÖLÜM 1.	1
GİRİŞ	1
BÖLÜM 2.	4
ZOEPPRITZ DENKLEMLERİ ve YAKLAŞIMLARI	4
2.1. Zoeppritz Denklemlerine Yapılan Yaklaşımlar	13
2.1.1. Bortfield Yaklaşımı	14
2.1.2. Aki, Richards ve Frasier Yaklaşımı	14
2.1.3. Shuey Yaklaşımı	15
2.1.4. Smith ve Gidlow Yaklaşımı	17
BÖLÜM 3.	19
AVO ANALİZİ ÖNCESİ SİSMİK VERİ-İŞLEM AŞAMALARI	19
3.1. Ön Veri Hazırlama	19
3.2. Geometrik Açılım Kontrolü	19
3.3. F – K Filtresi	21

3.4. Yüzey Uyumlu Dekonvolüsyon	22
3.5. Yüzey Uyumlu Statik Düzeltme	23
3.6. Hız Analizi ve NMO Düzeltmesi	23
3.7. Bantgeçişli Süzgeç	24
BÖLÜM 4.	25
AVO ANALİZİ ve AVO ANOMALİLERİ	25
4.1. AVO Anomalileri	25
4.1.1. 1. Sınıf AVO Anomalisi	26
4.1.2. 2. Sınıf AVO Anomalisi	26
4.1.3. 3. Sınıf AVO Anomalisi	27
4.1.4. 4. Sınıf AVO Anomalisi	28
4.2 AVO Niteleyicileri	30
4.3. Çapraz Çizdirim (Crossplot)	32
BÖLÜM 5.	33
AVO ANALİZİNİN GERÇEK VERİ ÜZERİNDE UYGULANMASI	33
5.1. Super Gatherların Oluşturulması	33
5.2. Radon Dönüşümü	35
5.3. Trim Statik Düzeltme	37
5.4. AVO Ofset Ölçekleme	39
BÖLÜM 6.	45
SONUÇLAR	45
KAYNAKLAR	47
ÖZGEÇMİŞ	50

SİMGELER VE KISALTMALAR LİSTESİ

AVO	Amplitude versus offset (Genliğin Ofset ile Değişimi)
BSR	Bottom Simulating Reflector (Tabana Benzeyen Yansıtıcı)
α	P- dalgası hızı
β	S- dalgası hızı
ρ	Yoğunluk
P	P- dalgası
S	S dalgası
φ	P dalgasının normalle yaptığı açı
ψ	S dalgasının normalle yaptığı açı
Φ	P dalgası potansiyeli
Ψ	S dalgası potansiyeli
$u: (u, w)$	Yer değiştirme potansiyeli
Δ	Dilatasyon
$\omega = 2\pi f$	Açısal frekans
z	Derinlik
R_p	P dalgası normal geliş yansıma katsayısı (intercept)
G	Gradyent
ARCO	Atlantic Richfield Company
NMO	Normal Moveout (Normal Kayma Zamanı)
RMS	Kök Ortalama Hız
CDP	Common Dip Point (Ortak Derinlik Noktası)

ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1.1.	1 m^3 gaz hidrat standart basınç ve sıcaklık koşullarında (1 atm basınç, 0°C sıcaklık) yaklaşık olarak 0.8 m^3 su ve 164 m^3 gibi yüksek bir oranda doğal gaz içerir	2
Şekil 2.1.	Snell yasasına göre kırılan ve yansıyan dalgalar	4
Şekil 2.2.	Zoeppritz denklemlerinin oluşturulma şeması	5
Şekil 2.3.	Zoeppritz denkleminin yapılan yaklaşımların hata yüzdeleri [15] ..	16
Şekil 3.1.	Geçmiş yıllarda tanımlanmış AVO analizi öncesi veriye uygulanan veri işlem aşamaları	20
Şekil 3.2.	f-k ortamı sismik sinyallerin dağılım bölgeleri	21
Şekil 3.3.	f-k ortamı filtre tipleri [28]	22
Şekil 3.4.	Dekonvolüsyon öncesi ve sonrası genlik spektrumu dalgacık [30]	23
Şekil 3.5.	Sismik yansıma verisi (a) ve NMO düzeltmesi uygulanmış Sismik yansıma verisi (b) [15]	24
Şekil 4.1.	1. Sınıf AVO anomalisini oluşturan tabaka modeli ve genlik değişimi	26
Şekil 4.2.	2. Sınıf AVO anomalisini oluşturan tabaka modeli ve genlik değişimi	27
Şekil 4.3.	3. Sınıf AVO anomalisini oluşturan tabaka modeli ve genlik değişimi	28
Şekil 4.4.	4. Sınıf AVO anomalisini oluşturan tabaka modeli ve genlik değişimi	29
Şekil 4.5.	4 Sınıf AVO anomalisinin geliş açısına göre genlik değişimi [31].	30

Şekil 4.6.	Genlik - $\sin^2\theta$ grafiğinde genlik dağılım ve Kesişim - Gradyent değerleri	31
Şekil 4.7.	AVO Anomalilerinin Çapraz Çizdirim grafiğinde dağılımları	32
Şekil 5.1.	Yığma öncesi CDP (a) ve Super Gather (b)	34
Şekil 5.2.	Super Gather (a), Radon dönüşümü uygulanmış veri (b) Radon dönüşümü sonrası veriden atılan gürültü (c)	36
Şekil 5.3.	Super Gather (a), Radon dönüşümü yapılmış veri (b), Trim statik uygulanmış veri (c)	38
Şekil 5.4.	AVO ofset ölçekleme yapılmış veri üzerinde ofset ortamında genlik dağılımı	39
Şekil 5.5.	AVO ofset ölçekleme yapılmış veri üzerinde açı ortamında genlik dağılımı	40
Şekil 5.6.	Hampson Russell programında AVO ofset ölçekleme yapılmış veri üstünde çapraz çizdirim grafiği.....	41
Şekil 5.7.	Hampson Russell programında kuyu verisi ile Sismik verinin korelasyonu ve korelasyon yüzdesi	42
Şekil 5.8.	Kuyu logları verileri, kuyu loglarından elde edilen sentetik ve korelasyon sonucu sismik kesit üzerinde AVO etkisi	43
Şekil 5.9.	Yığma kesiti üzerinde rezerv seviyesi ve rezerv dağılımı	44

ÖZET

Anahtar Kelimeler: AVO, AVO Anomali Sınıflandırması, Zoeppritz Denklemleri, Gradyent Analizi, Çapraz Çizdirim.

Bu çalışma, genliğin ofsete bağılı olarak değişiminin (Amplitude Versus Offset - AVO) incelenmesi hidrokarbon ve gaz hidrat aramacılığında rezervlerin tespiti ve kuyu yerlerinin belirlenmesinde önemli bir yöntem olduğunu göstermektedir. AVO anomali sınıflamasının rezervin yapısı hakkında bilgi verdiği yapılan bu çalışmayla gösterilmiştir.

Zoeppritz denklemleri ve bu denklemlere yapılan yaklaşımlar ele alınmıştır. Her bir yaklaşım denkleminin analizi yapılmıştır. Ham sismik veri üzerinde AVO analizi öncesinde yapılan ön veri işlem adımları irdelenmiş ve bu veri işlem adımları anlatılmıştır.

Ön veri işlem adımları uygulanmış veri üzerinde AVO analizi için özel veri işlem adımları uygulanmış ve bu sayede daha iyi bir yorum yapısı sağlanmıştır. Özel veri işlem adımları uygulanmış CDP ler üzerinde gradyent analizi ve çapraz çizdirim yapılarak rezervin AVO anomali sınıfı belirlenmiştir. Kuyu verileri yardımıyla oluşturulan sentetik model ile özel veri işlem adımları uygulanmış gerçek veri korele edilmiş ve rezerv seviyeleri belirlenmiştir. Daha sonra yığma kesiti üzerinde rezerv seviyeleri ve rezerv dağılımları belirlenmiştir. Bu sayede kuyu yerlerinin belirlenmesi sağlanmıştır.

APPLICATIONS OF AVO ANALYSIS IN SEISMIC SURVEY

SUMMARY

Keywords: AVO, AVO Anomaly Classification, Zoeppritz Equations, Gradient Analysis, Crossplot.

This study, analysing the change of the amplitude versus offset (Amplitude Versus Offset - AVO) shows that the determination of reserves and indicating of wells is an essential method for examining. Providing information about structure of AVO classification reserve was shown by this study.

Zoeppritz equations and approaches on these equations were discussed in this study. Equations of each approach were analysed. Prior data processing steps were made before AVO analysis on the raw seismic data had been analysed and these data processing steps were described.

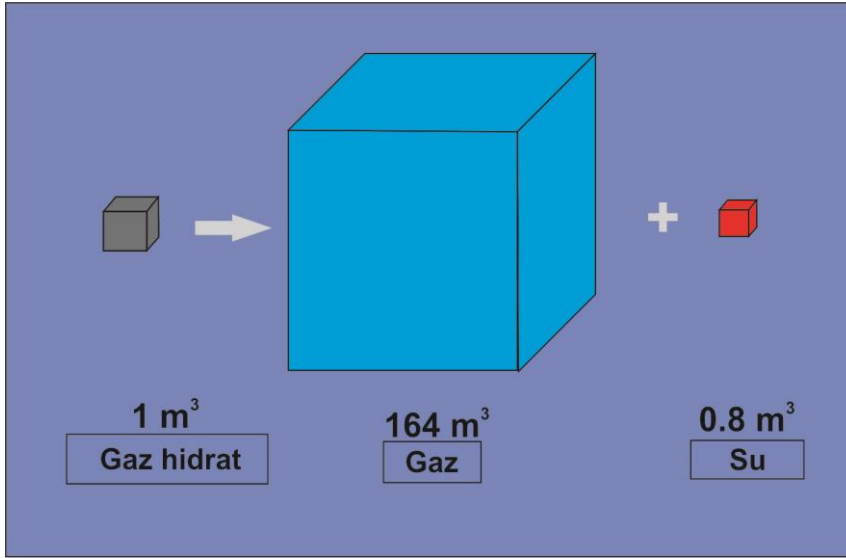
Special data processing steps were applied on data, which prior data processing steps were applied to AVO analysis. hence, better interpretation is provided. AVO opposition breach of the reserve was specified by doing line gradient analysis and cross-drawing on the CDPs on which special data processing steps were applied. Reserve levels were determined by correlating the synthetic model which is generated with the help of well data and actual data on which special data processing steps were applied. After that, reserve distributions and levels were described on the stacking section. Determining of wells was provided with by this way.

BÖLÜM 1. GİRİŞ

Genliğin ofsete göre değişimi (Amplitude Versus Offset - AVO), yığıma öncesi sismik yansıma verisi üzerinde açılıma bağlı olarak genliğin değişimini inceleyerek, buna sebep olan koşulları irdelemektedir. Bunu yaparken inceleme sahasındaki genlik değişimine sebep olan kayaçlar içerisindeki boşluklarda bulunan gaz veya sıvının özellikleri belirlenmeye çalışılır. AVO yöntemi araştırılan jeolojik yapı üzerinde bulunan kayaçlar içerisindeki boşlukların gaz veya sıvı içermesi durumunda, bunların ne olabileceğini araştırır.

Son yıllarda gelişen teknoloji dünya genelinde enerji tüketimini artırmaktadır. Artan enerji ihtiyacını karşılamak amacıyla ülkeler sahip oldukları enerji kaynaklarını araştırmak ve enerjiye dönüştürmeye çalışmaktadırlar. Günümüzde, dünya genelinde kullanılan enerji büyük oranda hidrokarbon kökenli kaynaklardan karşılanmaktadır. Yeraltı ve deniz tabanlarında bulunan hidrokarbon kökenli kaynakların araştırılması bu sebeple büyük önem taşımaktadır.

Son yıllarda yapılan araştırmalar gelecek yıllarda enerji ihtiyacını karşılamak amacıyla kullanılan enerji kaynaklarından birinin de gaz hidratlar olacağını ortaya koymaktadır. Gaz hidratlar düşük molekül ağırlıklı gazların uygun basınç ve sıcaklık altında su molekülleri tarafından oluşturulan kafesler içerisinde hapsolmesiyle oluşan, buz kristallerine benzeyen katılardır. Genellikle metan gazından oluşan gaz hidratların bileşiminde etan, propan, bütan gibi hidrokarbon kökenli gazlar ve karbondioksit, hidrojen, sülfür gibi hidrokarbon kökenli olmayan gazlar bulunmaktadır.



Şekil 1. 1 m^3 gaz hidrat standart basınç ve sıcaklık koşullarında (1 atm basınç, 0°C sıcaklık) yaklaşık olarak 0.8 m^3 su ve 164 m^3 gibi yüksek bir oranda doğal gaz içerir.

Bu kapsamda küresel ekonomi kaynaklarının temelini oluşturan hidrokarbon ve gaz hidrat aramacılığında AVO yöntemi bir gösterge ve kuyu yerlerinin belirlenmesinde risk azaltıcı bir etken olarak kullanılır. Hidrokarbon ve gaz hidrat aramacılığında hidrokarbon ve gaz hidrat içeren kayaçların saptanmasında sismik genlik analizleri 1960 lardan beri kullanılmaktadır.

Sismik yansıma genliğinin ortamın elastik özelliklerine göre değişimini 1899 yılında ilk olarak Knott [1] tanımlamıştır. Daha sonra 1919 yılında Zoeppritz [2] P-dalga hızı, S-dalga hızı ve yoğunluk parametrelerini kullanarak arayüzeyden gelen sismik yansıma genliğini geliş açısının bir fonksiyonu olarak tanımlamıştır.

Temelde Zoeppritz denklemlerine dayanan bu yöntem Zoeppritz denklemlerinin karmaşık ve çözümünün zor olması sebebiyle bu denkleme yapılan yaklaşımlar ile kullanılmaktadır. Zoeppritz denklemlerine yapılan yaklaşımların ilki 1961 yılında Bortfeld [3] tarafından yapılmıştır. Daha sonraları 1980 yılında Aki-Rickard [4] ve 1985 yılında Shuey [5] yaklaşımlar elde etmişlerdir. AVO üzerinde ilk pratik

çalışmayı 1982 yılında Ostrander [6] bilim dünyasına kazandırmıştır. Ostrander, gaz-kum tabakaları arasındaki yansıma katsayılarının ofset artışı ile anormal bir şekilde değiştiğini gösterdi ve bu anormal davranışın gerçek sismik verilerin üzerinde doğrudan hidrokarbon göstergesi olduğunu kanıtladı. Bu çalışmayla birlikte AVO yöntemi popüler hale geldi. Backus [7] çalışmalarında AVO tekniğini hidrokarbon ve petrol rezervlerinin tespitinde ne kadar önemli olduğunu vurgulamıştır.

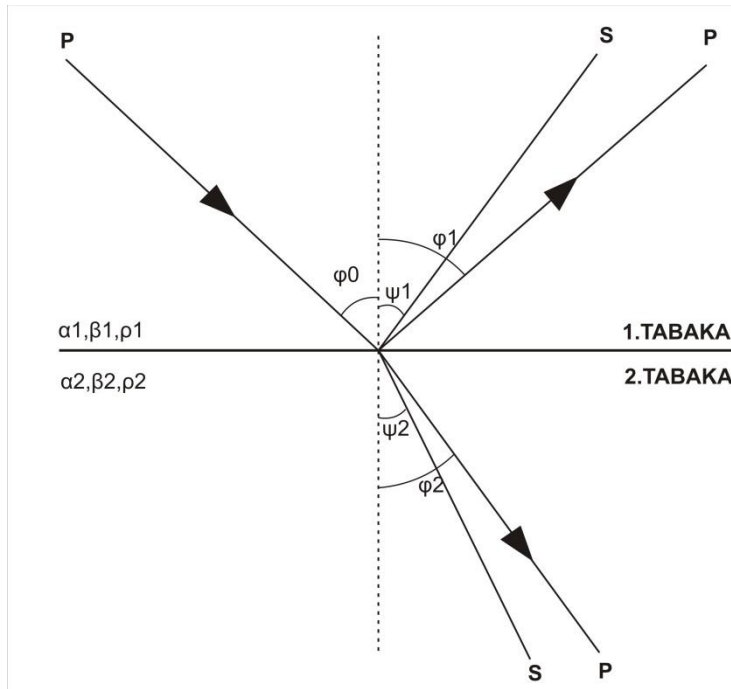
Lörtzer ve diğ. [8] Zoeppritz denklemlerine en küçük kareler yöntemini uygulayarak farklı bir yaklaşım geliştirmiş ve bunu AVO ters çözüm tekniğinde kullanmıştır. Rutherford ve Williams [9] ve Castagna [10] sismik yansıma verilerinde görülen değişimleri inceleyerek dört tip AVO anomali sınıfını ortaya koymuştur. Günümüzdeki çalışmalarda halen bu AVO anomali sınıflandırılması kullanılmaktadır.

Connolly [11] genel AVO analizleri aksine elastik empedans yaklaşımını formüle etmiştir. Connolly'nin bu çalışmasına bağlı olarak AVO kesişim ve gradyandaki gürültü etkisi üzerine Cambois [12] bir çalışma yaparak elastik empedans yaklaşımını geliştirmiştir. Standart kesişim ve gradyan değerlerini kullanarak geliştirilen elastik empedans yaklaşımı ters çözüm yöntemlerinden daha iyi sonuç vermiştir. Ross [13] çapraz çizdirim grafikleri için modelleme çalışması yapmış ve sentetik veri üretimi için kuyu loglarından elde edilen verileri kullanmıştır. Kesişim ve gradyan için çapraz çizdirim örnekleri vererek AVO analizinin nasıl tepkiler verdiğini göstermiştir. Bu sayede çapraz çizdirim grafiklerinin hidrokarbon tespitinde ne kadar önemli bir araç olduğunu vurgulamıştır.

Ecker ve Lumley [14] AVO analizlerini kullanarak sismik verilerinde gözlenen Tabana Benzeyen Yansıtıcılar (Bottom Simulating Reflector - BSR) üzerinde çalışmışlardır. Modelleme ve ters çözüm çalışmaları ile sismik veride buldukları BSR yansımasının, üst kısmında gaz hidrat birikimi ve alt kısmında serbest gaz birikiminden dolayı kaynaklandığı sonucuna varmışlardır.

BÖLÜM 2. ZOEPPRITZ DENKLEMLERİ ve YAKLAŞIMLARI

Temelinde hareket denklemi, elastik dalga denklemi, Hooke denklemi, düzlem dalga denklemi, süreklilik denklemi ve Snell yasasına dayanan Zoeppritz denklemleri, katı-katı ve izotrop bir ortamda bir sismik dalganın kırılma ve yansımasını ifade eden denklemlerdir[15]. Sismik dalga farklı elastik özelliklere sahip 2 farklı ortamı ayıran bir arayüze ulaştığında sismik dalganın bir kısmı arayüzeyden yansıyarak geri dönerken bir kısmı da arayüzeyden kırılarak diğer ortama iletilir. Katı – katı ve izotrop ortamında gelen bir P-dalgası, kırılan ve yansıyan P-dalgası ve kırılan ve yansıyan S-dalgasını oluşturur(Şekil 2.1). Bu dalgaların kırılma ve yansıma açıları Snell yasası ile ifade edilmektedir(Denklem 2.1).

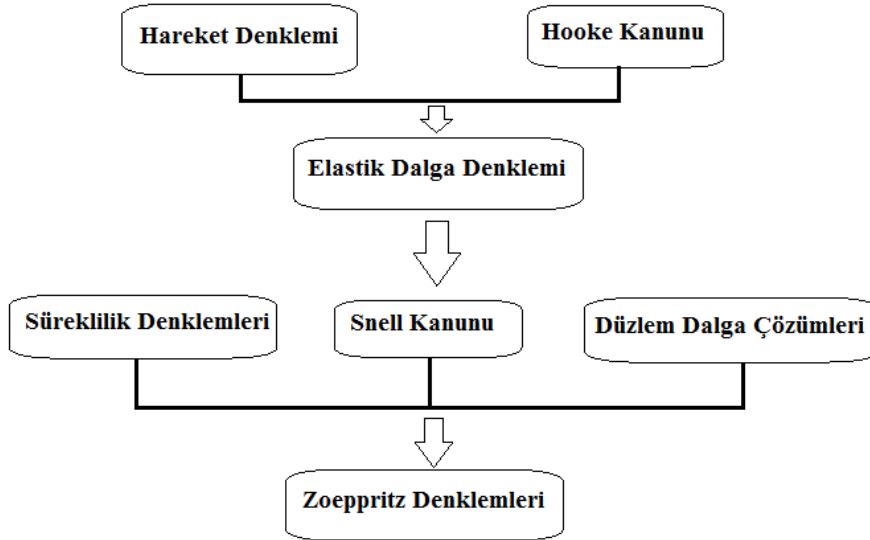


Şekil 2.1. Snell yasasına göre kırılan ve yansıyan dalgalar

$$\frac{\sin \varphi_1}{\alpha_1} = \frac{\sin \varphi_2}{\alpha_2} = \frac{\sin \psi_1}{\beta_1} = \frac{\sin \psi_2}{\beta_2} \quad (2.1)$$

Burada; φ_1 P-dalgası yansıma açısı, φ_2 P-dalgası kırılma açısı, ψ_1 S-dalgası yansıma açısı, ψ_2 S-dalgası kırılma açısı, α_1 1. ortamın P-dalga hızı, α_2 2. ortamın P-dalga hızı, β_1 1. ortamın S-dalga hızı, β_2 2. ortamın S-dalga hızı, ρ_1 1. ortamın yoğunluğu, ρ_2 2. ortamın yoğunluğudur.

2-B ortamda iki katı tabaka için (x,z) koordinatlarında yansıyan ve kırılan dalga modeli yukarıdaki şekilde gösterilmektedir. Zoeppritz denklemlerinin oluşturulması aşaması aşağıdaki gibi verilebilir.



Şekil 2.2. Zoeppritz denklemlerinin oluşturulma şeması

Dalga yayılım problemlerinin çoğunda yer değiştirme vektörü u : (u, w) yerine yer değiştirme potansiyelleri ile çalışmak daha uygundur [16]. Yer değiştirme potansiyellerini u ve w yer değiştirmeleri açısından sıkışma dalga (P-dalgası) potansiyeli Φ ve kesme dalga (S-dalgası) potansiyeli Ψ aşağıdaki şekilde tanımlayacağız.

$$U = \frac{\partial \Phi}{\partial x} + \frac{\partial \Psi}{\partial z} \quad (2.2)$$

$$W = \frac{\partial \Phi}{\partial z} - \frac{\partial \Psi}{\partial x} \quad (2.3)$$

Yer değiştirme potansiyellerinin seğimi, bir sıkışma bileşeni ve bir rotasyon (dönme) bileşeni yönünden u: (u, w) yer değiştirme vektörünü tanımlamak için bize imkan sağlarken dalga denklemini karşılayacak temelde yapılırlar.

(x,z) koordinatlarındaki dilatasyon

$$\Delta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \quad (2.4)$$

ile ifade edilir. (2.2) ve (2.3) denklemleri (2.4) denkleminde dikkate alırsak

$$\Delta = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x} + \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial z} - \frac{\partial \Psi}{\partial x} \right)$$

$$\Delta = \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2} \quad (2.5)$$

Sonuç olarak sıkışma denklemini řu şekilde tanımlarız.

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2} = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} \quad (2.6)$$

α : P-dalga hızı

Φ : Yer değiştirme potansiyeli

şimdi aşağıdaki gibi verilen θ_{xz} rotasyonel kesme bileşenini dikkate alalım.

$$\Theta_{xz} = -\frac{1}{2} \left(\frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (2.7)$$

Denklem (2.7) yi u ve w yer değiştirme bileşenleri ile düzenlersek,

$$\theta_{xz} = -\frac{1}{2} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial z} - \frac{\partial \Psi}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x} + \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) \right]$$

$$\theta_{xz} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2} \right) \quad (2.8)$$

Sonuçta kesme dalgası denklemini řu şekilde elde ederiz.

$$\frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2} = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} \quad (2.9)$$

β : S-dalga hızı

Ψ : Yer değiştirme potansiyeli

$\Phi(x, z, t)$ ve $\Psi(x, z, t)$ düzlem dalga çözümleri (x,z) koordinatlarında aşağıdaki gibi ifade edilir.

$$\Phi_1 = A_0 \exp \left(i \frac{\omega}{\alpha_1} \sin \varphi_0 x + i \frac{\omega}{\alpha_1} \cos \varphi_0 z - i \omega t \right) + \quad (2.10)$$

$$A_1 \exp \left(i \frac{\omega}{\alpha_1} \sin \varphi_1 x - i \frac{\omega}{\alpha_1} \cos \varphi_1 z - i \omega t \right)$$

$$\Psi_1 = B_1 \exp\left(i \frac{\omega}{\beta_1} \sin\psi_1 x - i \frac{\omega}{\beta_1} \cos\psi_1 z - i\omega t\right) \quad (2.11)$$

$$\Phi_2 = A_2 \exp\left(i \frac{\omega}{\alpha_2} \sin\varphi_2 x + i \frac{\omega}{\alpha_2} \cos\varphi_2 z - i\omega t\right) \quad (2.12)$$

$$\Psi_2 = B_2 \exp\left(i \frac{\omega}{\beta_2} \sin\psi_2 x + i \frac{\omega}{\beta_2} \cos\psi_2 z - i\omega t\right) \quad (2.13)$$

Burada A_0, A_1, A_2, B_1, B_2 sırasıyla gelen P-dalgası, yansıyan P-dalgası, kırılan P-dalgası, yansıyan S-dalgası, kırılan S-dalgası genlikleri, $\alpha_1, \alpha_2, \beta_1, \beta_2$ ise 1. Ve 2. Tabakanın P ve S dalga hızları ve $\varphi_0, \varphi_1, \varphi_2, \psi_1, \psi_2$ ise P ve S dalgalarının yansıma ve kırılma açılarıdır. $\omega = 2\pi f$ açısal frekans ve z aşağıya doğru değişen pozitif değişken yani derinlik.

(2.10), (2.11), (2.12), (2.13) denklemleri ile verilen dalga fonksiyonları (2.6) ve (2.9) ile verilen sıkışma (P-dalgası) ve kesme (S-dalgası) dalgası denklemleri için birer çözümdür.

Amacımız, verilen A_0 gelen P-dalgası genliğinden ayrılmış olan dalga bileşenlerinin genliklerini hesaplamaktır, yani A_1, A_2, B_1, B_2 genliklerini bulmaktır. Bunun için $z = 0$ katman sınırında aşağıda verilen 4 sınır şartının sağlanması gereklidir.

1. Arayüzeyde teğetsel yer değiştirme bileşeni süreklidir. ($u_1 = u_2$)
2. Arayüzeyde normal yer değiştirme bileşeni süreklidir. ($\omega_1 = \omega_2$)
3. Arayüzeyde teğetsel gerilme bileşeni süreklidir. ($(P_{xz})_1 = (P_{xz})_2$)
4. Arayüzeyde normal yer gerilme bileşeni süreklidir. ($(P_{zz})_1 = (P_{zz})_2$)

Snell kanunundan yansıma ve kırılma açıları arasındaki ilişkiyi (2.1) denkleminde vermiştik. $Z = 0$ katman sınırında (2.10), (2.11), (2.12), (2.13) denklemleriyle verilen dalga fonksiyonlarının fazı özdeşdir. Bunu göz önünde bulundurarak (2.2) denklemini ele alalım ve 1. Sınır şartını ifade edelim,

$$\frac{\partial \Phi_1}{\partial x} + \frac{\partial \Psi_1}{\partial z} = \frac{\partial \Phi_2}{\partial x} + \frac{\partial \Psi_2}{\partial z} \quad (2.14)$$

(2.10), (2.11), (2.12), (2.13) denklemleri ile verilen dalga fonksiyonlarını ayrı ayrı diferansiyel alırsak ve denklem (2.14)' de yerine koyarsak,

$$\frac{\sin \varphi_1}{\alpha_1} A_0 + \frac{\sin \varphi_1}{\alpha_1} A_1 - \frac{\cos \psi_1}{\beta_1} B_1 = \frac{\sin \varphi_2}{\alpha_2} A_2 + \frac{\cos \psi_2}{\beta_2} B_2 \quad (2.15)$$

Şimdi (2.3) denklemini dikkate alırsak ve 2. Sınır şartını göz önünde bulundurursak aşağıdaki ifadeyi elde edebiliriz.

$$\frac{\partial \Phi_1}{\partial z} - \frac{\partial \Psi_1}{\partial x} = \frac{\partial \Phi_2}{\partial z} - \frac{\partial \Psi_2}{\partial x} \quad (2.16)$$

(2.10), (2.11), (2.12), (2.13) denklemleri ile verilen dalga fonksiyonlarını ayrı ayrı diferansiyel alırsak ve denklem (2.16)' de yerine koyarsak,

$$\frac{\cos \varphi_1}{\alpha_1} A_0 - \frac{\cos \varphi_1}{\alpha_1} A_1 - \frac{\sin \psi_1}{\beta_1} B_1 = \frac{\cos \varphi_2}{\alpha_2} A_2 - \frac{\sin \psi_2}{\beta_2} B_2 \quad (2.17)$$

Şimdi aşağıdaki stress-gerilme denklemini ele alalım.

$$P_{zz} = \lambda \Delta + 2\mu e_{zz} \quad (2.18)$$

Δ ve e_{zz} ifadelerini denklem (2.18) de yerine yazarsak,

$$P_{zz} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial \omega}{\partial z} + \lambda \frac{\partial u}{\partial x} \quad (2.19)$$

Denklem (2.19) da yer değiştirme potansiyellerini dikkate alıp denklemde yerine yazarsak,

$$P_{zz} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial z} - \frac{\partial \Psi}{\partial x} \right) + \lambda \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x} + \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) \quad (2.20)$$

Bu denklemi açıp sadeleştirirsek,

$$P_{zz} = (\lambda + 2\mu) \left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2} \right) - 2\mu \left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial x \partial z} \right) \quad (2.21)$$

Sonuç olarak Φ ve Ψ yer değiştirme bileşenleri cinsinden normal gerilme P_{zz} , aşağıdaki gibi ifade edilir.

$$P_{zz} = \rho \frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} - 2\rho\beta^2 \left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial x \partial z} \right) \quad (2.22)$$

şimdi bu denklemi dikkate alarak 3. Sınır şartını ele alalım.

$$P_1 \frac{\partial^2 \Phi_1}{\partial t^2} - 2\rho_1\beta_1^2 \left(\frac{\partial^2 \Phi_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi_1}{\partial x \partial z} \right) = \rho_2 \frac{\partial^2 \Phi_2}{\partial t^2} - 2\rho_2\beta_2^2 \left(\frac{\partial^2 \Phi_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi_2}{\partial x \partial z} \right) \quad (2.23)$$

(2.10), (2.11), (2.12), (2.13) denklemleri ile verilen dalga fonksiyonlarını ayrı ayrı diferansiyel alırsak ve denklem (2.23)' de yerine koyarsak,

$$\begin{aligned}
-\rho_1 A_0 - A_1 \rho_1 + 2\rho_1 \frac{\beta_1^2}{\alpha_1^2} \sin^2 \varphi_0 A_0 + 2\rho_1 \frac{\beta_1^2}{\alpha_1^2} \sin^2 \varphi_1 A_1 - 2\rho_1 \sin \psi_1 \cos \psi_1 B_1 \\
= -\rho_2 A_2 + 2\rho_2 \frac{\beta_2^2}{\alpha_2^2} \sin^2 \varphi_2 A_2 + 2\rho_2 \sin \psi_2 \cos \psi_2 B_2
\end{aligned}$$

Bu denklemi düzenlersek,

$$\begin{aligned}
-A_0 \left(1 - 2 \frac{\beta_1^2}{\alpha_1^2} \sin^2 \varphi_1\right) - A_1 \left(1 - 2 \frac{\beta_1^2}{\alpha_1^2} \sin^2 \varphi_1\right) - B_1 \sin 2\psi_1 = \\
-A_2 \frac{\rho_2}{\rho_1} \left(1 - 2 \frac{\beta_2^2}{\alpha_2^2} \sin^2 \varphi_2\right) + B_2 \frac{\rho_2}{\rho_1} \sin 2\psi_2
\end{aligned} \tag{2.24}$$

Snell kanunundan aşağıdaki denklemleri yazabiliriz.

$$\frac{\beta_1^2}{\alpha_1^2} \sin^2 \varphi_1 = \sin^2 \psi_1 \quad \wedge \quad \frac{\beta_2^2}{\alpha_2^2} \sin^2 \varphi_2 = \sin^2 \psi_2$$

Bu eşitlikleri (2.24) denkleminde yerine yazalım.

$$-A_0 \cos 2\psi_1 - A_1 \cos 2\psi_1 - B_1 \sin 2\psi_1 = -A_2 \frac{\rho_2}{\rho_1} \cos 2\psi_2 + B_2 \frac{\rho_2}{\rho_1} \sin 2\psi_2 \tag{2.25}$$

Son olarak aşağıdaki stress-gerilme denklemini ele alalım

$$P_{xx} = 2\mu e_{xx} \tag{2.26}$$

(2.26) denkleminde e_{xx} gerilme değerini yerine yazalım.

$$P_{xx} = \mu \left(\frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right)$$

u ve ω yer değiştirme potansiyellerinin değerlerini bu denklemde yerine yazalım.

$$P_{xx} = \mu \left(\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial z} - \frac{\partial \Psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x} + \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) \right)$$

Son olarak bulunduğumuz bu denklemi sadeleştirirsek,

$$P_{xx} = \mu \left(2 \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2} \right) \quad (2.27)$$

(2.27) denklemini dikkate alalım ve 4. Sınır şartını kullanırsak,

$$\mu_1 \left(2 \frac{\partial^2 \Phi_1}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 \Psi_1}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 \Psi_1}{\partial x^2} \right) = \mu_1 \left(2 \frac{\partial^2 \Phi_2}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 \Psi_2}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 \Psi_2}{\partial x^2} \right)$$

(2.10), (2.11), (2.12), (2.13) denklemleri ile verilen dalga fonksiyonlarını ayrı ayrı diferansiyel alırsak ve yukarıdaki denklem de yerine koyarsak,

$$\begin{aligned} \mu_1 \left(-A_0 \frac{2}{\alpha_1^2} \sin \varphi_0 \cos \varphi_0 + A_1 \frac{2}{\alpha_1^2} \sin \varphi_1 \cos \varphi_1 - B_1 \frac{1}{\beta_1^2} \cos^2 \psi_1 + B_1 \frac{1}{\beta_1^2} \sin^2 \psi_1 \right) \\ = \mu_2 \left(-A_2 \frac{2}{\alpha_2^2} \sin \varphi_2 \cos \varphi_2 - B_2 \frac{1}{\beta_2^2} \cos^2 \psi_2 + B_2 \frac{1}{\beta_2^2} \sin^2 \psi_2 \right) \end{aligned}$$

Bu denklemi, $\sin 2\psi = 2\sin\psi\cos\psi$ \wedge $\cos 2\psi = \cos^2\psi - \sin^2\psi$ eşitliklerini dikkate alarak yeniden dzenlersek;

$$-A_0 \sin 2\varphi_1 + A_1 \sin 2\varphi_1 - B_1 \frac{\alpha_1^2}{\beta_1^2} \cos 2\psi_1 = A_2 \frac{\rho_2 \beta_2^2 \alpha_1^2}{\rho_1 \beta_1^2 \alpha_2^2} \sin 2\varphi_2 - B_2 \frac{\rho_2 \alpha_1^2}{\rho_1 \beta_1^2} \quad (2.28)$$

Bulmuş olduğumuz (2.17), (2.25), (2.27), (2.28) denklemleri sırasıyla sıkışma dalgası genliği A_1 , yansıyan kesme dalgası genliği B_1 , iletilen sıkışma dalgası genliği A_2 ve iletilen kesme dalgası genliği B_2 4 bilinmeyeni için çözülebilen Zoeppritz denklemleridir.

Bu denklemleri $A_0 = 1$ ile normalize edip matris formunda yazarsak,

$$\begin{pmatrix} \cos\varphi_1 & \frac{\alpha_1}{\beta_1} \sin\psi_1 & \frac{\alpha_1}{\alpha_2} \cos\varphi_2 & -\frac{\alpha_1}{\beta_2} \sin\psi_2 \\ -\sin\varphi_1 & \frac{\alpha_1}{\beta_1} \cos\psi_1 & \frac{\alpha_1}{\alpha_2} \sin\varphi_2 & \frac{\alpha_1}{\beta_2} \cos\psi_2 \\ -\cos 2\psi_1 & -\sin 2\psi_1 & \frac{\rho_2}{\rho_1} \cos 2\psi_2 & -\frac{\rho_2}{\rho_1} \sin 2\psi_2 \\ \sin 2\varphi_1 & -\frac{\alpha_1^2}{\beta_1^2} \cos 2\psi_1 & \frac{\rho_2 \beta_2^2 \alpha_1^2}{\rho_1 \beta_1^2 \alpha_2^2} \sin 2\varphi_2 & \frac{\rho_2 \alpha_1^2}{\rho_1 \beta_1^2} \cos 2\psi_2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} A_1 \\ B_1 \\ A_2 \\ B_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos\varphi_1 \\ \sin\varphi_1 \\ \cos 2\psi_1 \\ \sin 2\varphi_1 \end{pmatrix}$$

Açıya bağlı yansıma genlikleri modeli için yayılma açıları ve model parametreleri verilen denklem sistemini kullanabiliriz. Zoeppritz denklemleri kullanım açısından pek pratik olmadığından bu denklemlere bazı kabuller ile birlikte yaklaşımlar yapılmıştır.

2.1. Zoeppritz Denklemlerine Yapılan Yaklaşımlar

Zoeppritz denklemleri açının bir fonksiyonu olarak tam bir düzlemden yansıyan P-dalgası genliklerinin türetilmesine olanak sağlar. Fakat çeşitli fiziksel parametrelerle ilişkili bu genliklerin nasıl bir fiziksel anlayışı olduğunu bize vermez [15]. Bu nedenle bu durum çeşitli yaklaşımlar yardımıyla açığa çıkarılmaya çalışılmıştır.

2.1.1. Bortfield Yaklaşımı

İlk yaklaşım 1961 yılında Bortfield [3] tarafından yapılmıştır. Yansıyan P-dalgası için Zoeppritz denklemlerini kullanan Bortfield aşağıdaki yaklaşımı yapmıştır.

$$R(\theta_i) = \ln \left(\frac{\alpha_2 \rho_2 \cos \theta_i}{\alpha_1 \rho_1 \cos \theta_t} \right) + \frac{\sin^2 \theta_i}{\alpha_1^2} (\beta_1^2 - \beta_2^2) \left(2 + \frac{\ln \frac{\rho_2}{\rho_1}}{\ln \frac{\beta_2}{\beta_1}} \right) \quad (2.29)$$

θ_i : geliş açısı

θ_t : kırılma açısı

2.1.2. Aki, Richards ve Frasier Yaklaşımı

Bortfield [3] tarafından yapılan bu yaklaşımı Richards ve Frasier [17] daha basit hale indirgemeye çalışmışlardır. Daha sonra Aki ve Richards [4] denkleme son halini kazandırmışlardır. Bu yaklaşım denklemi 3 terim halinde yazılır. P-dalga hızı, S-dalga hızı ve yoğunluğa bağlı olarak yapılan bir yaklaşımdır.

$$R(\theta) = a \frac{\Delta \alpha}{\alpha} + b \frac{\Delta \rho}{\rho} + c \frac{\Delta \beta}{\beta} \quad (2.30)$$

Burada,

$$a = \frac{1 + \tan^2 \theta}{2} = 1/\cos^2 \theta$$

$$b = 0,5 - [(2\beta^2/\alpha^2)\sin^2 \theta]$$

$$c = -(4\beta^2/\alpha^2)\sin^2 \theta$$

$$\alpha = (\alpha_1 + \alpha_2)/2 \quad \Delta \alpha = \alpha_2 - \alpha_1$$

$$\begin{aligned}\beta &= (\beta_1 + \beta_2)/2 & \Delta\beta &= \beta_2 - \beta_1 \\ \rho &= (\rho_1 + \rho_2)/2 & \Delta\rho &= \rho_2 - \rho_1 \\ \theta &= (\theta_i + \theta_t)/2 & \theta_t &= \arcsin[(\alpha_2/\alpha_1)\sin\theta_i]\end{aligned}$$

2.1.3. Shuey Yaklaşımı

Aki – Richards yaklaşımı α, β, ρ değişkenlerini içerirken Shuey yaklaşım denkleminde α, β, σ (poisson oranı) değişkenleri kullanmıştır [5].

$$R(\theta) = R_p + \left(R_p A_0 + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} \right) \sin^2\theta + \frac{\Delta\alpha}{2\alpha} (\tan^2\theta - \sin^2\theta) \quad (2.31)$$

Burada,

$$\sigma = (\sigma_1 + \sigma_2)/2 \quad \text{ve} \quad \Delta\sigma = \sigma_2 - \sigma_1$$

$$A_0 = B - 2(1 + B) \frac{1 - 2\sigma}{1 - \sigma}$$

$$B = \frac{\Delta\alpha/\alpha}{\frac{\Delta\alpha}{\alpha} + \frac{\Delta\rho}{\rho}}$$

Şeklinde ifade edilir.

Hilterman [18]'in yayınlanmamış notlarında aşağıdaki varsayımları yaparak Shuey denklemini daha da basite indirgemıştır.

1. Sadece ilk 2 terim kullanılacak
2. $A_0 = -1$ olacak

Bu kabullerle birlikte Shuey denklemini daha basit şekilde yeniden yazarsak;

$$R(\theta) = R_p(1 - \sin^2\theta) + \frac{9}{4}\Delta\sigma\sin^2\theta \quad (2.32)$$

Şeklinde ifade edebiliriz. Burada sadeleştirme yaparsak aşağıdaki ifadeyi elde etmiş oluruz.

$$R(\theta) = R_p + G\sin^2\theta \quad (2.33)$$

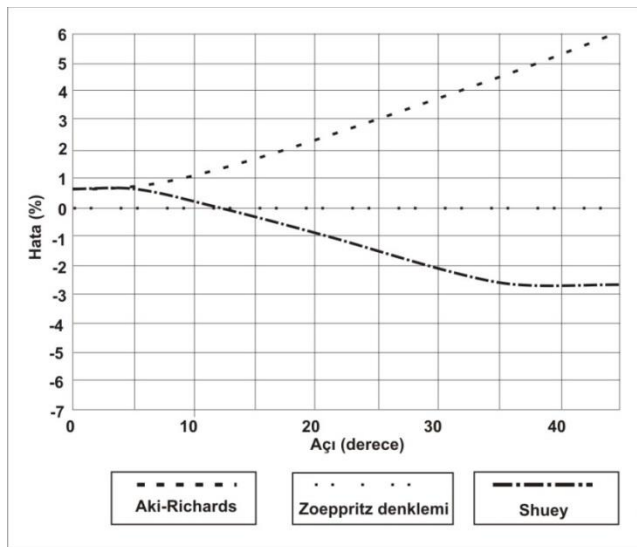
Bu denklemde,

R_p : P-dalgası normal geliş yansıma katsayısı (intercept)

G : Gradyent

Bu denklemden poisson oranı değişimini aşağıdaki gibi ifade edebiliriz.

$$\Delta\sigma = 4/9(R_p + G)$$



Şekil 2.3. Zoeppritz denkleminin yaklaşımlarının hata yüzdeleri [15]

2.1.4. Smith ve Gidlow Yaklaşımı

Yine Aki – Richards yaklaşım denkleminin dayanan başka bir yaklaşım denklemi ise Smith – Gidlow [19] tarafından türetilmiştir. Onlar bu yaklaşımı düzenlenmiş sismik gatherlar üzerinde ağırlıklı yığma yaparak rezervuarların kayaç özellikleri hakkında bilgi edinebilmek için kullanmışlardır.

$$R(\theta) = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta\alpha}{\alpha} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right) - 2 \frac{\beta^2}{\alpha^2} \left(2 \frac{\Delta\beta}{\beta} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right) \sin^2\theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta\alpha}{\alpha} \tan^2\theta \quad (2.34)$$

Ayrıca onlar bu yaklaşım denkleminin yoğunluktan bağımlılığını ortadan kaldırmak için aşağıdaki Gardner [20] denklemini kullandılar.

$$P = a\alpha^{1/4} \quad (2.35)$$

(2.35) denklemini türevlersek

$$\frac{\Delta\rho}{\rho} = \frac{1}{4} \frac{\Delta\alpha}{\alpha}$$

ve bu ifadeyi (2.35) denkleminde yerine yazarsak,

$$R(\theta) = c \frac{\Delta\alpha}{\alpha} + d \frac{\Delta\beta}{\beta} \quad (2.36)$$

$$c = \frac{5}{8} - \frac{1}{2} \frac{\beta^2}{\alpha^2} \sin^2\theta + \tan^2\theta$$

$$d = -4 \frac{\beta^2}{\alpha^2} \sin^2\theta$$

denklemini elde ederiz.

En küçük kareler yöntemiyle çözülebilen (2.36) denklemi $\Delta\alpha/\alpha$ ve $\Delta\beta/\beta$ ikilisini tahmini değerlerini üretmek için sismik atış kayıtlarına uygulanabilir. Ayrıca, Smith ve Gidlow [19] bu yaklaşım denkleminden 2 farklı değer daha türettiler. Bunlardan ilki Yalancı-Poisson oranı yansıtmasını türettiler.

$$\frac{\Delta\sigma}{\sigma} = \frac{\Delta\alpha}{\alpha} - \frac{\Delta\beta}{\beta}$$

Diğer türetilen denklem “Sıvı Faktörü” denklemidir. Smith ve Gidlow [19] ARCO çamurkayaç denklemini kullanarak dünya üzerinde su tutan kırıntılar için doğrusal bir uyum olduğunu gösterdiler. ARCO çamurkayaç denklemi aşağıdaki gibi tanımlanmıştır.

$$A = 1360 + 1,16\beta$$

bu denklemin diferansiyelini alırsak,

$$\Delta\alpha = 1,16\Delta\beta$$

eşitliğini elde ederiz. Bu denklemi ise aşağıdaki gibi oransal olarak ifade edebiliriz.

$$\frac{\Delta\alpha}{\alpha} = 1,16 \frac{\beta \Delta\beta}{\alpha \beta} \quad (2.37)$$

Ancak bu denklem sadece ıslak durumlar için geçerlidir. Bir hidrokarbon rezervuarı için bu durum geçerli olmayabilir. Buradan biz Sıvı Faktörü denklemini aşağıdaki gibi tanımlayabiliriz.

$$\Delta F = \frac{\Delta\alpha}{\alpha} - 1,16 \frac{\beta \Delta\beta}{\alpha \beta}$$

BÖLÜM 3. AVO ANALİZİ ÖNCESİ SİSMİK VERİ-İŞLEM AŞAMALARI

Ham sismik veri üzerinde AVO analizi yapmak için veriyi hazır hale getirmek gerekir. Bunun için ham veriye bazı özel veri işlem aşamaları uygulanmaktadır. AVO analizi verideki genlik değişimi incelediğinden, AVO analizinde veriye uygulanacak veri işlem aşamasında dikkat edilmesi gereken en önemli hususlardan birisi verinin genliğine hiçbir şekilde zarar verilmemesidir. AVO analizi için Ostrander [21], Chiburis [22], Long and Richgels [23], Yu [24], Todd [25] ve Resnick [26] kendi çalışmalarında uygun veri işlem aşamalarını tanımlamışlardır.

3.1. Ön Veri Hazırlama

Bu aşamada ham veri sismik veri işlem için hazır hale getirilmeye çalışılır. Öncelikle örnek düzenleme (demultiplex) işlemiyle ham verideki kayıt kanal sırasına göre aynı hızaya getirilir. Varsa sismik veride bozuk izler ayıklanır. Daha sonra atış ve alıcı lokasyonları ve diğer lokasyon bilgileri sismik iz başlıklarına girilir. Statik kot düzeltmesi sismik veriye uygulanır.

3.2. Geometrik Açılım Kontrolü

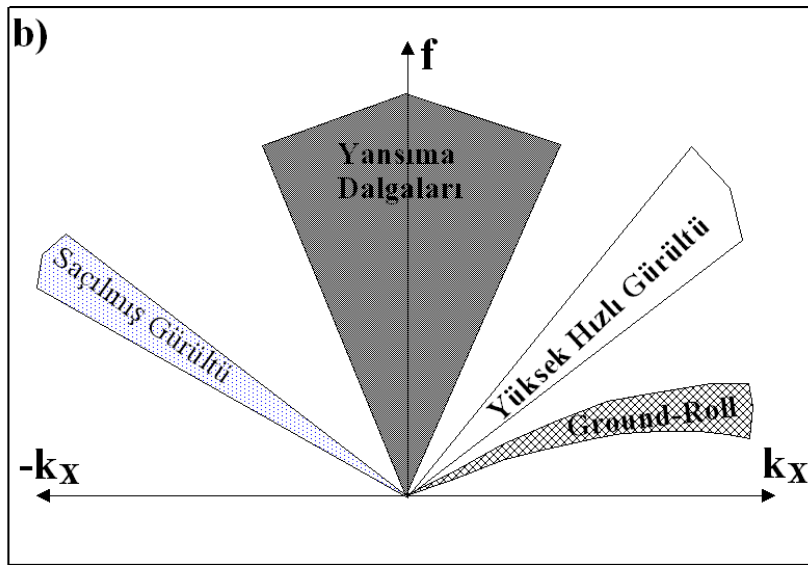
Bir sismik dalga tabakalı bir ortamda ilerlerken genliği $1/tV_{RMS}^2$ oranında azalır. Burada t: gidiş-geliş zamanı ve V ise kök ortalama hızı (RMS) ifade eder. Tüm hat için tek bir hız fonksiyonu kullanılır. Bu basit düzeltme yatay tabakalı bir ortamda sıfır ofsetin civarında açılım analizinden türetilmiştir [27], fakat bu düzeltme uzak ofset açılım için tamamen karşılanamaz.

Ostander (1984)	Chiburis (1984)	Long - Richgels (1985)	Yu (1985)	Todd (1986)	Resnick (1993)
Küresel Açılma	f-k Tekrarlı Kesmesi	Regresyon Analiziyle Küresel Açılma, Sönümlenme ve Çıkış Açısı Düzeltmesi	Üstel Kazanç Uygulama Tutarlı Gürültü Bastırma ve Kazanç Giderme	Mekansal Ortalama	Ön Veri Hazırlama
Üstel Kazanç	Küresel Açılma ve NMO Düzeltmesi	Kaynak Gücündeki Değişimler Alıcı Hassasiyetleri		Aralıklı Dekonvolüsyon	Geometrik Açılım Kontrolü
İğnecikleştirme Dekonv. Hız Analizi	Referans Üzerinde İz Denkleştirme	Tüm Ofset Genlikleri Sürekli Modelleme ve Çözme	Ofset Dengeleme	Geometrik Açılma Düzeltmesi	F-K Fıresesi
NMO Düzeltmesi	Yatay İz Toplaması	Gürültü Benzeri Sapmaları Çıkarma	Dekonvolüsyon	Genel Hız Analizi ve NMO Düzeltmesi	Yüzey Uyumlu Dekonvolüsyon
İz Denkleştirme	Genlik Uç Değerleri Pıklanması	Ters Genlik Düzeltmesi	NMO Düzeltmesi	Kısmi Yığılma	Yüzey Uyumlu Statik Düzeltme
Yatay İz Toplaması	Eğri Uydurma Sonuçlarının Kırılıp Yumuşatılması	Hayali Yüzey Dizilim Sönümlenme Düzeltmesi	Yüzey Uyumlu Düzeltme	Zaman ve Ofsette Ortalama Genlik Değişimi için Düzeltme	Hız Analizi ve NMO Düzeltmesi
		Çok iyi Hız Örnekleme Kullanarak Doğru NMO Uygulama ve Jeolojik Açıldan Uyumlu Hız Konturlama	Kısmi Yığılma		Bant Geçişli Sützegeç
		Kara Verileri için Yüzey Uyumlu Dekonvolüsyon	Bant Geçişli Filtreleme		Artık Genlik Dengelemesi
		Minimum Kesme Ortak Ofset Konumsal Filtreleme	Bölüm Bağımlı Dengeleme		Açı Yığılmaları
		AVO Katsayıları için Lineer ve Non-Lineer Uyum			

Şekil 3.1. Geçmiş yıllarda tanımlanmış AVO analizi öncesi veriye uygulanan veri işlem aşamaları

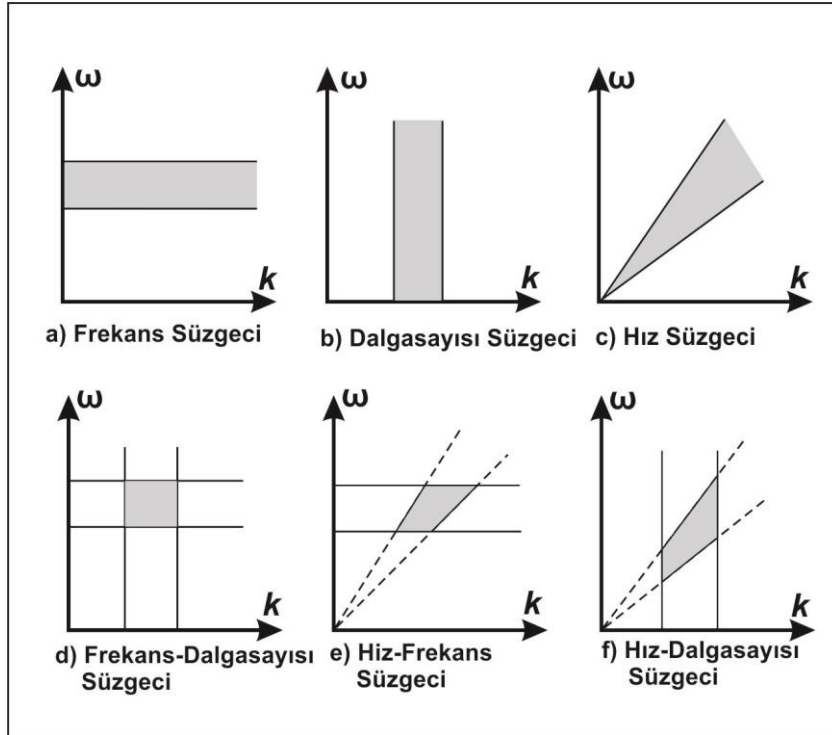
3.3. f – k Filtresi

Atış kayıtları, ilk varışlar ve atışta oluşan gürültü trendlerini azaltmak için f-k filtresiyle filtrelenir. Sismik atış kayıtlarında ilk varışlar, atış gürültüleri, kırılma dalgaları ve ortam gürültüleri veri üzerinde farklı eğimlerde olaylar olarak ortaya çıkmaktadır.



Şekil 3.2. f-k ortamı sismik sinyallerin dağılım bölgeleri

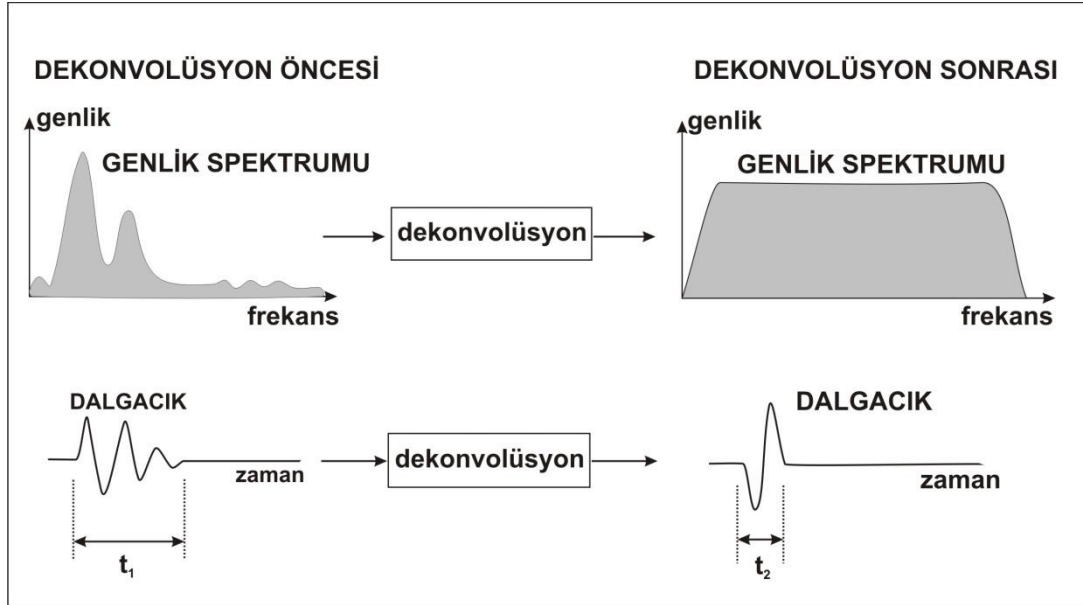
Bunun yanında yansıma dalgaları ve bunların tekrarlıları daha düşük eğimli olaylar olarak ortaya çıkmaktadır. Zaman-uzaklık (x,t) ortamında olan atış kayıtlarında bu olayları ayırmak oldukça güçtür. Bunun için veriyi zaman-uzaklık ortamından 2B Fourier dönüşümü ile Frekans-Dalga Sayısı (f-k) ortamına atmak gereklidir. f-k ortamında bu olaylar farklı eğimli olaylar olarak birbirinde ayrı olaylar şeklinde görülürler. f-k ortamında atılmak istenen olaylar sıfırlanarak 2B ters Fourier dönüşümü ile f-k süzgeci uygulanmış veri elde edilir.



Şekil 3.3. f-k ortamı filtre tipleri [28]

3.4. Yüzey Uyumlu Dekonvolüsyon

Yüzey uyumlu dekonvolüsyon işleminde sismik iz kaynak, alıcı, ofset ve yerin yansıma katsayıları serisinin konvolüsyon etkilerine ayrıştırılır. Bu yüzden kaynağa ve alıcıya yakın yeraltı koşulları ile ofsetin dalgacık şekline olan etkilerini göz önünde bulunduran bir yöntemdir [29]. Ayrıştırma işleminin ardından ters süzgeçleme yapılarak yerin yansıma katsayısı serisine ulaşılabilir [30]. Yöntem yüzey uyumlu olduğundan dalgacık yalnızca kaynak ve alıcı konumlarına bağımlı olmaktadır.



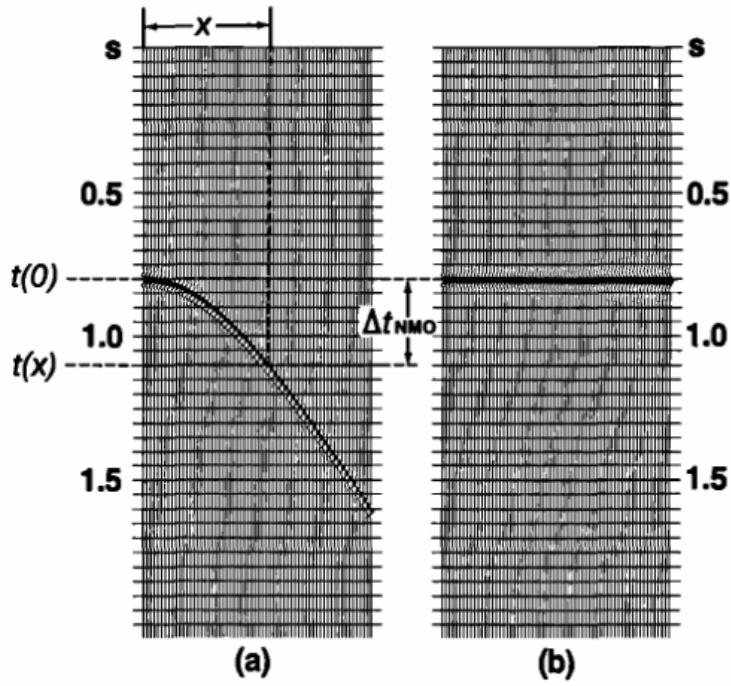
Şekil 3.4. Dekonvolüsyon öncesi ve sonrası genlik spektrumu dalgacık[30]

3.5. YüzeY Uyumlu Statik Düzeltme

Deniz sismiğinde ihtiyaç duyulmayan bu düzeltme kara sismiğinde atış ve alıcıların kot farklılıklarını gidermek için uygulanmaktadır. Atış ve alıcıların kot farklılıkları giderilerek aynı bir yatay seviyeye indirgenme olayına yüzeY uyumlu statik düzeltme denmektedir.

3.6. Hız Analizi ve NMO Düzeltmesi

Herhangi bir atış kaydında kaynağa yakın olan alıcılara ulaşan yansıma sinyalleri kaynağa uzak olan alıcılara ulaşan yansıma sinyallerinden daha erken ulaşmaktadır. Yansıma sinyalinin sıfır ofset gidiş-geliş zamanının herhangi bir alıcıdaki seyahat zamanı arasındaki zaman farkına “ Normal Kayma Zamanı (Normal Moveout (NMO))” denir. Bu zaman farkının giderilme işlemine ise NMO düzeltmesi denmektedir. NMO düzeltmesi yapabilmek için sismik kayıt üzerinde öncelikle hız analizi yapılması gerekmektedir. Yansıma hiperbollerini uygun hız analizi ile yatay konuma getirilerek zaman farkları giderilir yani NMO düzeltmesi yapılır.



Şekil 3.5. Sismik yansıma verisi (a) ve NMO düzeltmesi uygulanmış Sismik yansıma verisi [15]

3.7. Bantgeçişli Süzgeç

Sismik verinin belirli bir frekans aralığındaki veriyi tutan ve bu frekans aralığı dışındaki frekans bileşenlerine ait olan veriyi atan süzgeç tipine “Bantgeçişli Süzgeç” denir. Bantgeçişli süzgeç veriye uygulandığında istenilen frekans bileşenlerinin genliklerini veride görünür hale getirmiş olmaktadır.

BÖLÜM 4. AVO ANALİZİ ve AVO ANOMALİLERİ

AVO Yöntemi, bir sismik sinyalin genliğinin açılıma bağlı olarak değişimini inceleyen bir yöntemdir. AVO yönteminin temelini oluşturan Zoeppritz denkleminin pratikte uygulanmasının zor olması nedeniyle AVO analizi Zoeppritz denklemlerine yapılan yaklaşımlar yardımıyla geliştirilmiştir.

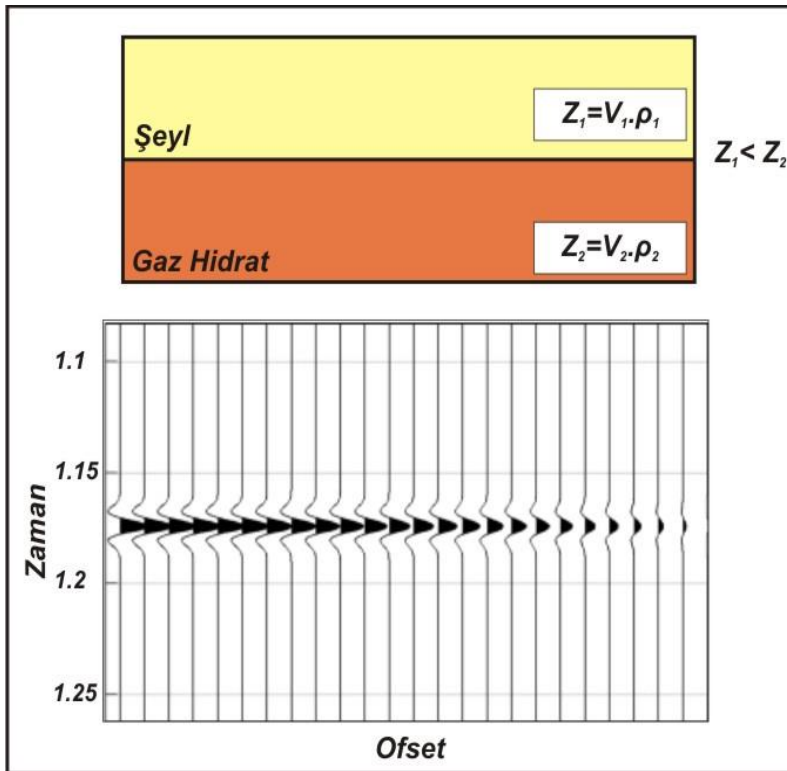
Kayaçlar içerisindeki boşluklarda yer alan hidrokarbon veya gaz birikintileri buldukları çevredeki kayaçlara göre farklı fiziksel özelliklere sahiptirler. Bu farklı fiziksel özellikler bu birimler arasında akustik empedans farkı oluşturmakta ve sismik sinyalin genliğini ve polaritesini değiştirmektedir. Gaz veya hidrokarbon içeren birimlerde sismik sinyalin genliği açılıma veya ofsete bağlı olarak bir değişim göstermektedir. Bu değişim AVO etkisi olarak tanımlanmaktadır. AVO etkisi sismik kesitlerde parlak noktalar (bright spots) veya sönük noktalar (dim spots), bazı durumlarda da polarite değişimi olarak gözlenmektedir.

4.1. AVO Anomalileri

Sismik kesitlerdeki AVO etkisini yorumlamak amacıyla Rutherford ve Williams farklı anomali sınıfları tanımlanmıştır [9]. İlk başlarda gaz ve petrol için AVO anomalileri sınıf I, sınıf II, sınıf III olmak üzere 3 farklı sınıfa ayrılmıştır. Daha sonra bu sınıflamanın eksik olduğunu düşünen Swan ve Castagna yeni bir sınıf olarak da IV. sınıf AVO anomalisi tanımlanmıştır [31]. Her sınıfın kendine özgü farkı fiziksel özellikleri vardır.

4.1.1. 1. Sınıf AVO Anomalisi

Sınıf 1 tipi AVO anomalileri, gaz hidrat veya hidrokarbon içeren tabakanın akustik empedansının üst örtü tabakasının akustik empedansından daha yüksek değere sahip olmasıyla meydana gelmektedir. Normal geliş için yansıma katsayısı pozitifdir ve açılımla birlikte yansıma katsayısı azalır. Bu sınıf anomaliler sismik kesitlerde dim spots olarak gözlenmektedir [32]. Yansıtıcı yüzeydeki yüksek genlikli sinyalin genliği ofset artışıyla birlikte sönümlenmeye uğrar.

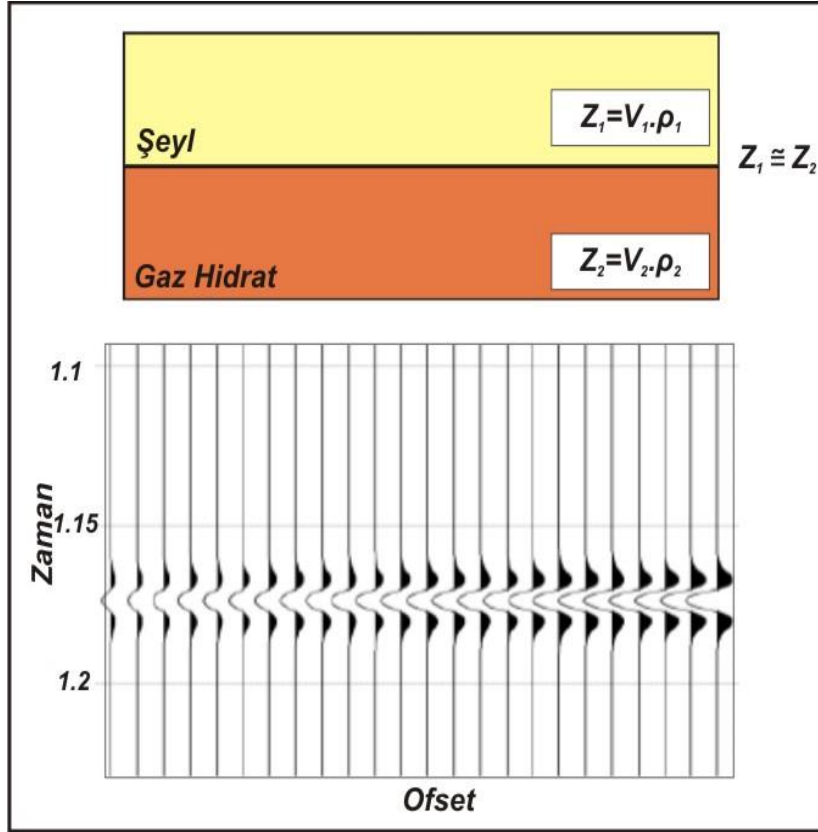


Şekil 4.1. 1. Sınıf AVO anomalisini oluşturan tabaka modeli ve genlik değişimi

4.1.2. 2. Sınıf AVO Anomalisi

Sınıf 2 tipi AVO anomalileri, gaz hidrat içeren tabakanın akustik empedansının üst örtü tabakasına yakın akustik empedansa sahip olmasıyla meydana gelmektedir. Normal geliş için yansıma katsayısı sifıra yakındır ve açılımla birlikte yansıma

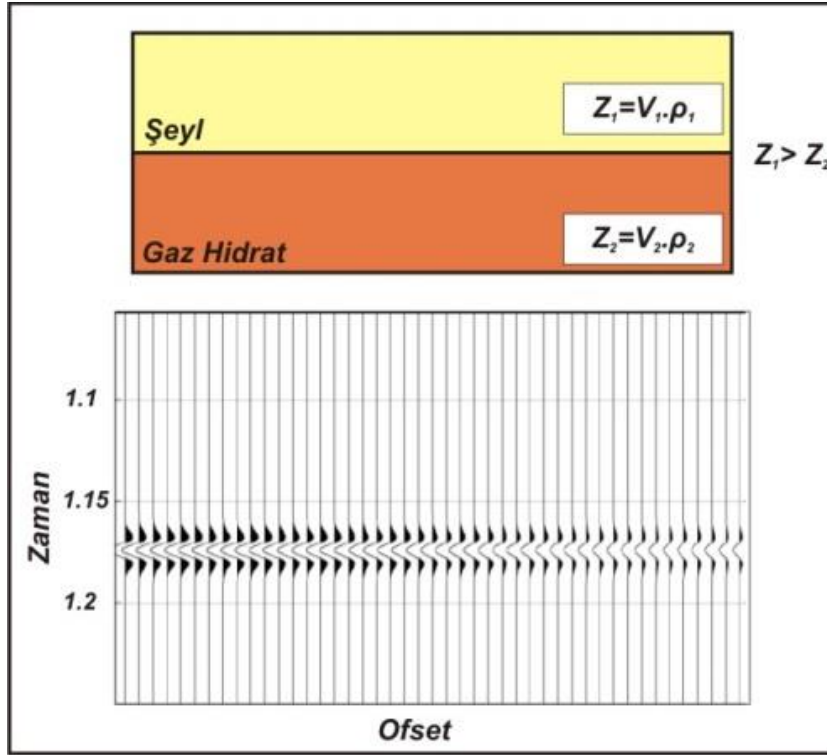
katsayısı negatif değerlere inmektedir. Bu sınıf anomaliler sismik kesitlerde bright spots olarak gözlenmektedir fakat bazı durumlarda polarite değişimi sebebiyle sismik kesitlerde sönümlenmeden kaynaklanan dim spots anomalileri de gözlenmektedir [32].



Şekil 4.2. 2. Sınıf AVO anomalisini oluşturan tabaka modeli ve genlik değişimi

4.1.3. 3. Sınıf AVO Anomalisi

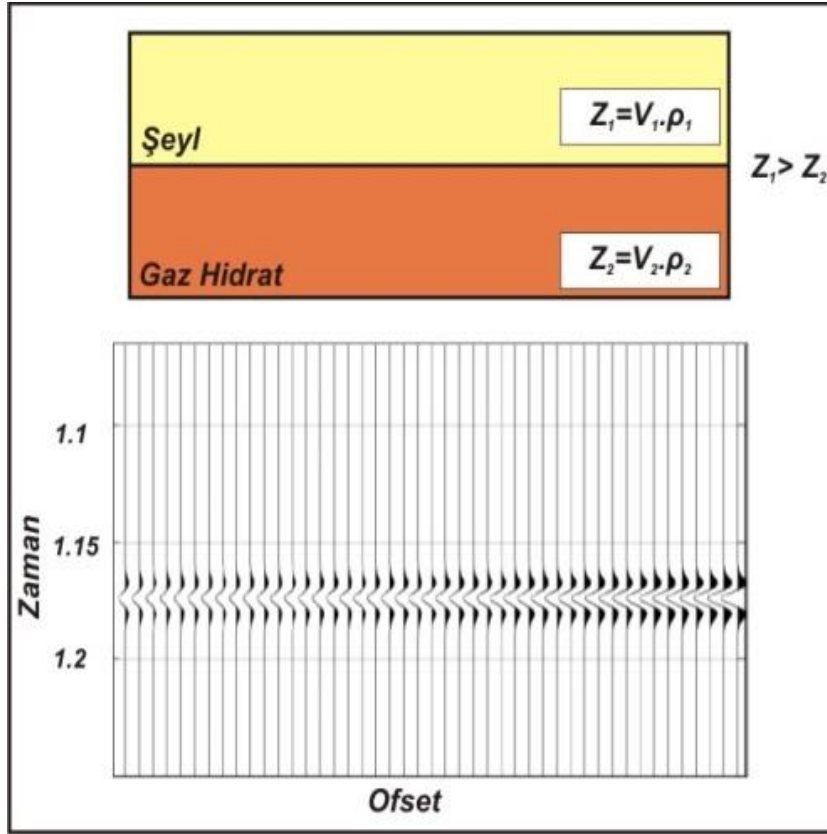
Sınıf 3 AVO anomalileri, gaz hidrat içeren tabakanın akustik empedansının üst örtü tabakasından daha düşük akustik empedansa sahip olmasından meydana gelmektedir. Normal geliş için yansıma katsayısı negatiftir ve açılımla birlikte yansıma katsayısı negatif olarak artmaktadır. Bu sınıf anomaliler sismik kesitlerde bright spots anomalileri olarak gözlenmektedir [32].



Şekil 4.3. 3. Sınıf AVO anomalisini oluşturan tabaka modeli ve genlik değişimi

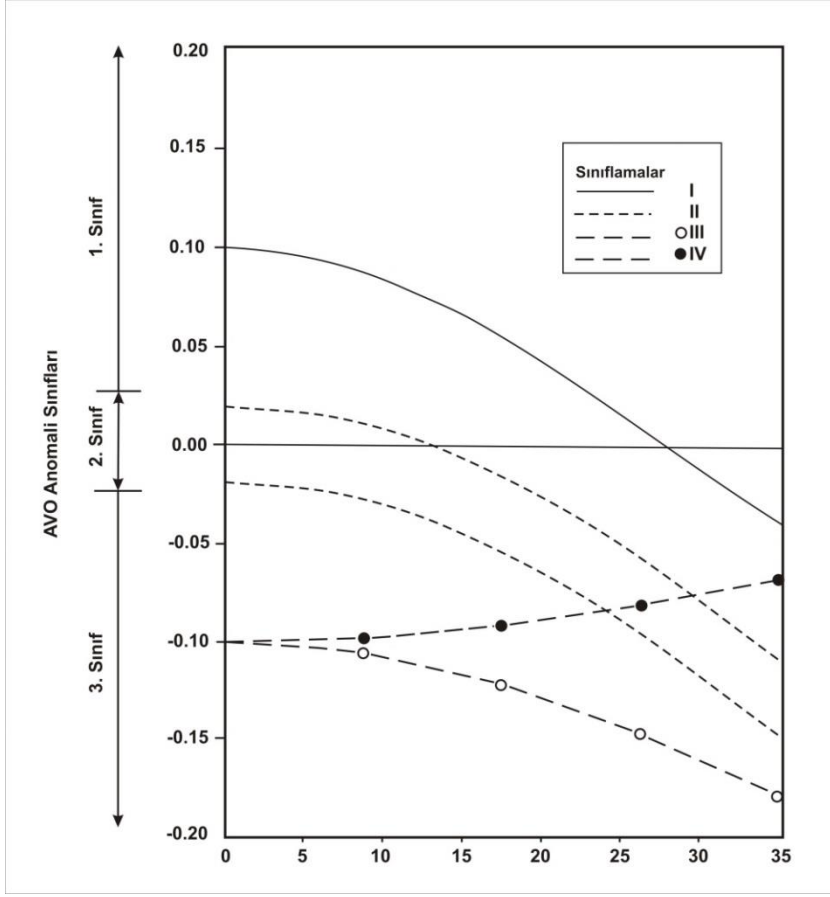
4.1.4. 4. Sınıf AVO Anomalisi

Sınıf 4 AVO anomalileri, sınıf 3 AVO anomalilerine benzer olarak gaz hidrat içeren tabakanın düşük akustik empedansa sahip olmasından meydana gelmektedir. Fakat burada, normal geliş için yansıma katsayısı negatiftir ve açılımla birlikte yansıma katsayısı negatif olarak azalmaktadır. Bu sınıf anomaliler sismik kesitlerde açılımla birlikte sönümlenme yaptığı gözlenmektedir.



Şekil 4.4. 4. Sınıf AVO anomalisini oluşturan tabaka modeli ve genlik değişimi

Bu 4 sınıf AVO anomali için normal geliş yansıma katsayıları aşağıdaki gibi değişim göstermektedir. Aşağıdaki şekilde 4 sınıf için AVO anomalilerinin genliklerinin normal geliş açısına göre değişimi verilmiştir.



Şekil 4.5. 4 Sınıf AVO anomalisinin geliş açısına göre genlik değışimi [31]

4.2 AVO Niteleyicileri

AVO analizinin önemli bir uygulama yöntemlerini oluşturan kısımda AVO niteleyicilerinin yığma kesitleriyle çizdirilmesi ve bu kesitler üzerinden yorum yapılmasıdır. Bu niteleyiciler sayesinde gaz hidratların varlığı kolayca saptanmaktadır. Literatürde bu konuda çok fazla çalışma yapıldığı görülmektedir [14, 22, 26, 30]. Sık kullanılan niteleyicilerden bazıları da aşağıdaki şekilde verilmiştir.

- Intercept (Kesişim)
- Gradyent
- Intercept*Gradyent
- Açı yığmaları
- Akışkan faktörü

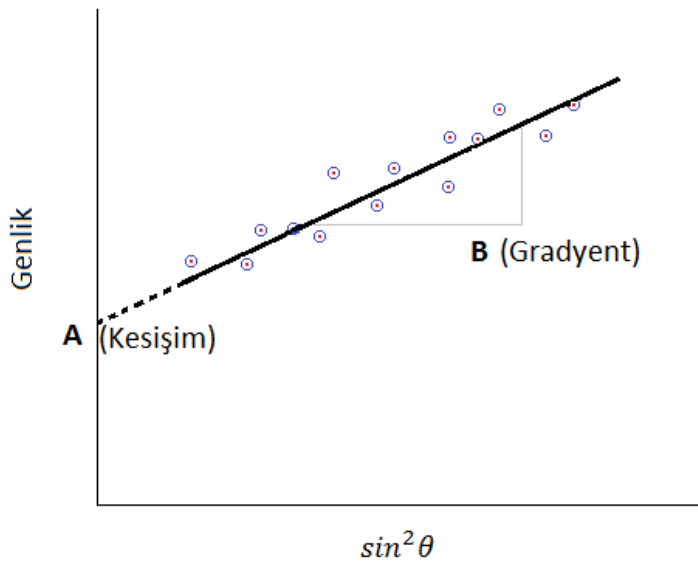
Bunlara benzer olarak pek çok AVO niteleyicisi türetilebilmektedir.

AVO niteleyicileri analizi genelde Shuey yaklaşım denkleminin ilk 2 terimi kullanılarak yapılmaktadır [33].

$$R = A + B\sin^2\theta + C(\tan^2\theta - \sin^2\theta)$$

Burada A; intercept (Kesişim) ve B; gradyent değeridir.

AVO anomalisi veren yansıma genliklerini geliş açısının karesi ile birlikte çizdiğimizde bir doğru grafiği elde etmekteyiz.



Şekil 4.6. Genlik- $\sin^2\theta$ grafiğinde genlik dağılım ve Kesişim- Gradyent değerleri

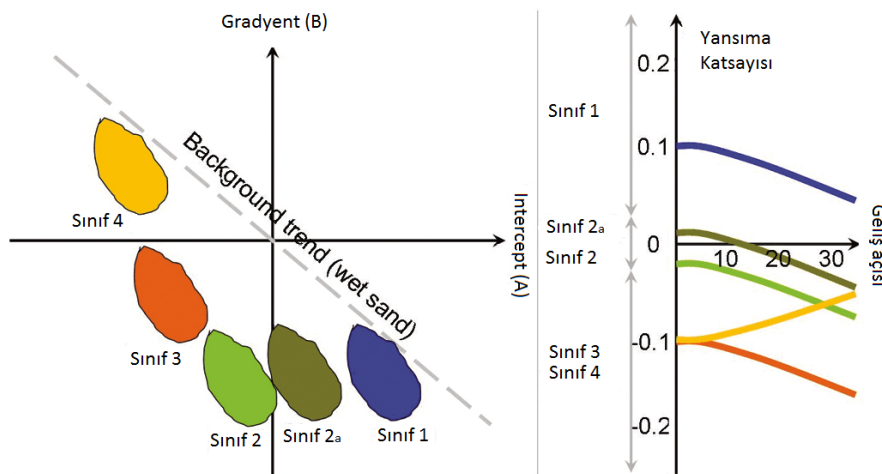
Burada doğrunun düşey eksende kestiği değer A Intercept (Kesişim) ve doğrunun eğimi B gradyentdir. A sıfır açılımlı yani sıfır ofsetteki genlik değerini ifade

etmektedir. Shuey yaklaşım denkleminin 3. terimi ise kritik açıdan sonraki doğrunun eğimini ifade etmektedir.

AVO niteleyicileri analizinde Intercept ve Gradyent niteleyicileri birlikte yorumlanmaktadır. Gaz hidrat içeren kayaçların etrafında birikmiş olan sıvı birikintilerinin ayırt edilmesi için Akışkanlar faktörü kullanılmaktadır. Aralıklı yapılan Açılış yığımları analizi ise hidrokarbonların belirlenmesinde etkili olmaktadır.

4.3. Çapraz Çizdirim (Crossplot)

Intercept ve Gradyent niteleyicileri kullanılarak yapılan çapraz çizdirim grafikleri ise iyi bir gaz hidrat göstergesi olarak kabul edilmektedir. Ana kayaç ve sıvı içeren kum gibi gaz içermeyen kayaç genlikleri çapraz çizdirim grafiklerinde bir temel trend üzerinde toplanmaktadır. Gaz içeren kayaç genlikleri ise bu temel trendin dışında bir bölgede toplanmaktadır. AVO anomalisi veren gazlı kumların alt sınırları temel trendin üstünde yer alırken gazlı kumların üst sınırı temel trendin alt tarafında yer alır. Dolayısıyla gazlı kum içeren AVO anomalilerinin alt ve üst sınırları temel trende uzak ve simetrik şekilde yerleşmiş görülür [33].



Şekil 4.7. AVO Anomalilerinin Çapraz Çizdirim grafiğinde dağılımları[34]

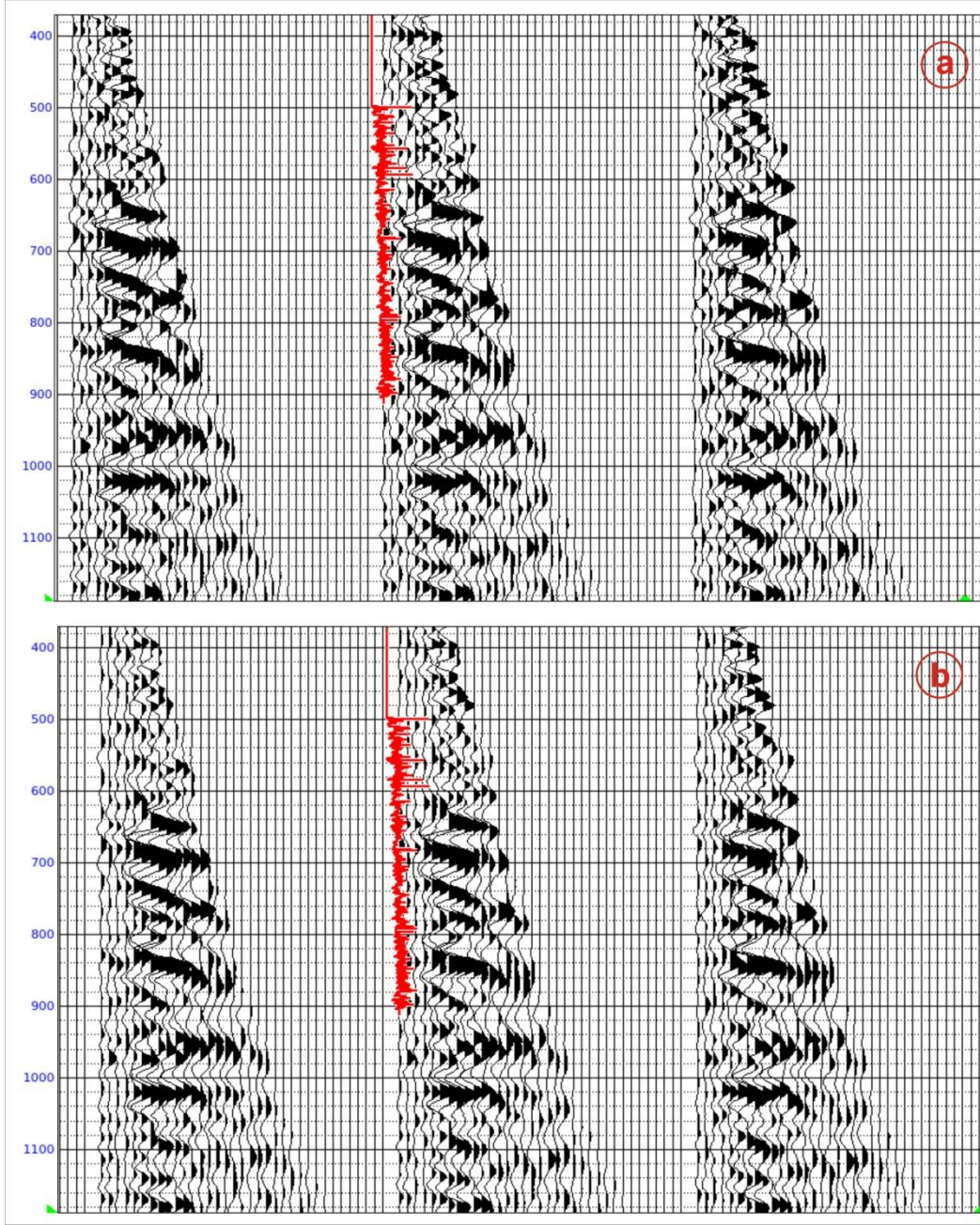
BÖLÜM 5. AVO ANALİZİNİN GERÇEK VERİ ÜZERİNDE UYGULANMASI

Bu çalışma kapsamında AVO analizinin gerçek bir arazi verisine uygulanma aşamaları ve uygulama sonuçları incelenmiştir. Ön veri işlem aşamaları uygulanmış olan yağma öncesi CDP gruplarına adım adım AVO analizi işlemleri uygulanmıştır. Bu adımlar uygulanırken parametre analizi yapılmış ve en uygun parametreler oluşturulmuştur. Uygun parametre seçimleri sonrasında veriye AVO analizi uygulanmıştır. Parametre analizi yapılırken en az veri kaybı olması ve Sinyal / Gürültü (S/G) oranının artırılmasına dikkat edilmiştir. Bu bölümde AVO analizi uygulama aşamaları arazi verisi üzerinde irdelenmiştir. Bu çalışmada Hampson Russell programı kullanılmıştır ve çizimler bu program üzerinde gösterilmiştir.

5.1. Super Gatherların Oluşturulması

Super gather oluşturma işlemi CDP ler üzerine uygulanan ve rasgele gürültüleri azaltmaya yönelik yapılan bir işlemdir. CDP ler üzerinde bitişik birkaç iz üst üste toplanarak aritmetik ortalaması alınır. Bu sayede veride (S/G) oranında artma sağlanırken genliğin ofsetle değişimi bilgisi korunur.

Bu aşamada verimize uygun olarak super gatherlar oluşturulmuştur. Bu işlem için izler 3 erli olarak toplanmış ve aritmetik ortalaması alınmış. S/G oranını arttırmaya yönelik yapılan bu işlemlerle CDP den super gather oluşturma işlemi tamamlanmıştır.



Şekil 5.1. Yığma öncesi CDP (a) ve Super Gather (b), yatay eksen ofset ve düşey eksen zamandır.

Şekil 5.1 de ön veri işlem adımları uygulanmış yığma öncesi CDP (a), ve 3 izin üst üste toplanıp aritmetik ortalaması alınarak oluşturulan super gather (b) görülmektedir. Oluşturulan super gather üzerinde görüldüğü gibi rastgele gürültüler azaltılmış ve S/G oranı artırılmaya çalışılmıştır.

5.2. Radon Dönüşümü

Radon dönüşümü bir matematiksel yöntemdir. Bu dönüşüm sismik veri işlem, görüntü işleme ve tomografi de oldukça yaygın olarak kullanılmaktadır [35]. Sismik veri işlemde 3 farklı Radon dönüşümü uygulaması mevcuttur. Bunlar; eğimli, yığıma ve parabolik radon dönüşümüdür [36].

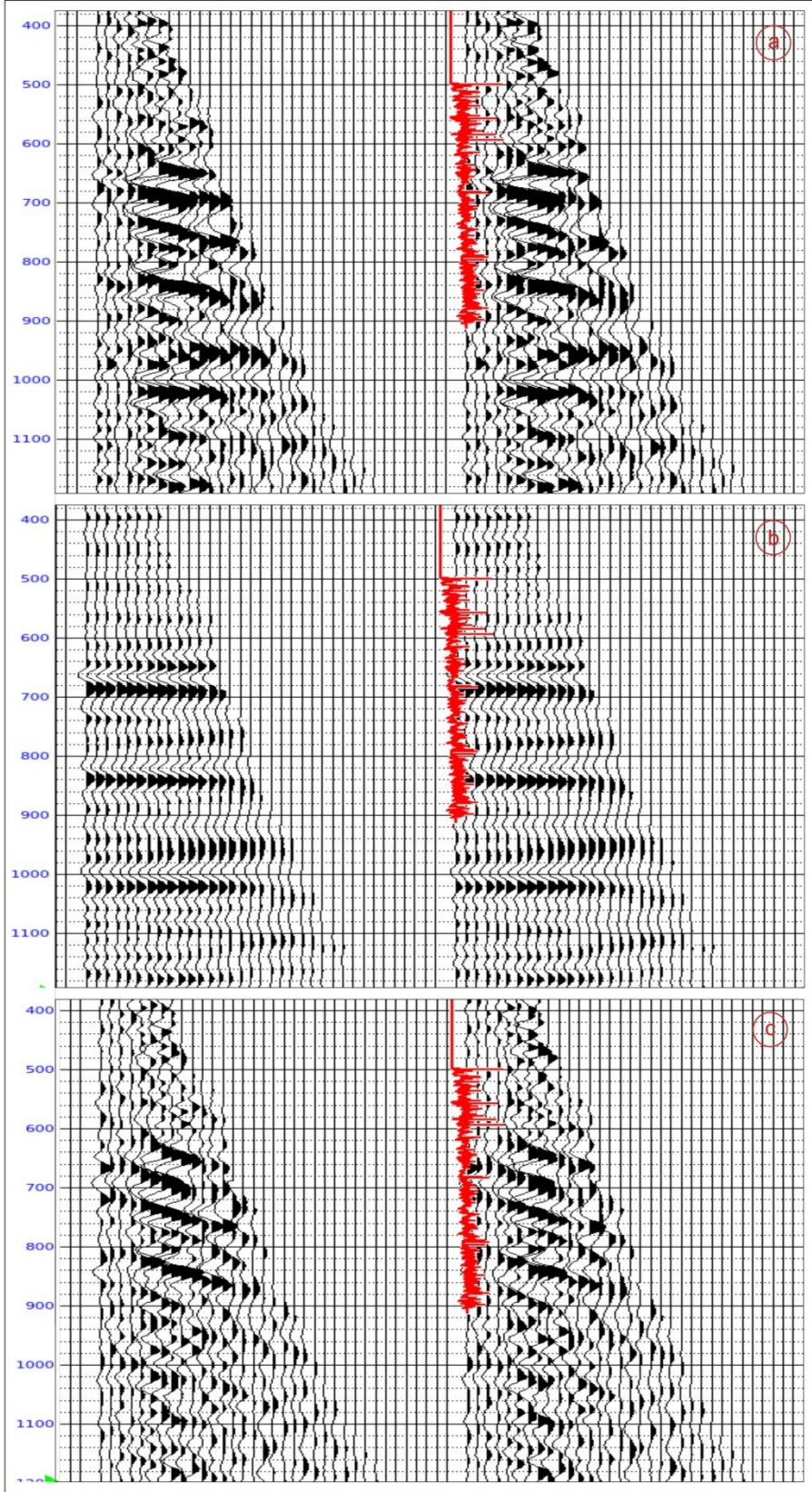
Genel radon dönüşümü aşağıdaki gibi tanımlanmıştır.

$$u(q, t) = \int_{-\infty}^{\infty} d(x, t = \tau + q\phi(x))dx \quad (5.1)$$

Burada, $d(x,t)$ orjinal sismogram, x ofset gibi uzaysal değişken, $\phi(x)$ dönüşüm eğrisinin bağlı olduğu eğri, q eğrini eğimi, τ kesişim zamanı [37].

Radon dönüşümü daha etkili bir şekilde gürültü bastırılması ve birincil sinyalin iyileştirilmesi için veriyi bir ortamdan başka bir ortama dönüştüren bir operatördür. AVO analizinde veri uygun olan radon dönüşümü uygulanır. Çalıştığımız veri üzerine parabolik radon dönüşümü uygulanmıştır (Şekil 5.2). Parabolik radon işlemi hem tekrarlı yansımaları (multiple) hem de rastgele gürültüleri veriden uzaklaştırır. Model parametreler; veri içindeki uzun periyotlu tekrarlı yansımaları veya rastgele gürültüleri tanımlamak için ayarlanır. Model oluşturulduktan sonra Radon dönüşümü veriden tekrarlı yansımaları ve rastgele gürültüyü çıkararak büyük ölçüde gürültüsü azaltılmış ve izleri optimize edilmiş gatherları oluşturur (Şekil 5.2.b). Böylece dalga formu hem yakın hem de uzak ofsetlerde daha iyi şekilde korunur.

Çalışmamızda Radon Parabolik Dönüşümü için uygun parametre analizi yapılmış ve veriye uygun parametreler elde edilmiştir. Bu parametreler altında veriye Parabolik Radon Dönüşümü uygulanmış ve sonuçlar elde edilmiştir (Şekil 5.2).



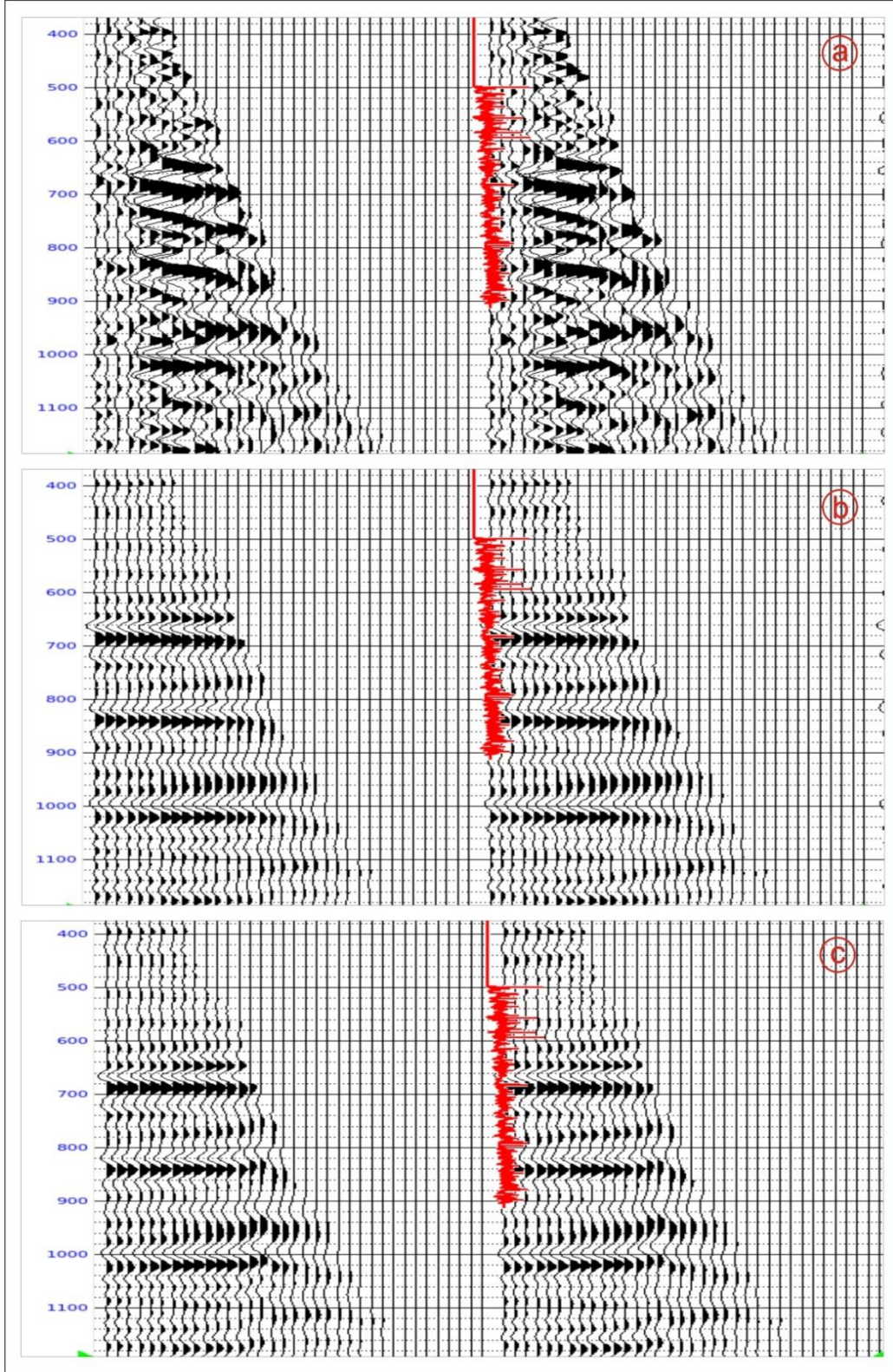
Şekil 5.2. Super Gather (a), Radon dönüşümü uygulanmış veri (b) Radon dönüşümü sonrası veriden atılan gürültü (c), yatay eksen ofset ve düşey eksen zamandır.

Şekil 5.2 de Radon dönüşümü yapılmış, rastgele gürültüler ve tekrarlı yansımalar veriden atılmıştır. Şekilde Super Gather (a) üzerinde uygun parametreler yardımıyla Parabolik Radon dönüşümü yapılmış veri (b) ve veriden atılan rastgele gürültüler ve tekrarlı yansımalar (c) gösterilmiştir. Atılan gürültüler incelendiğinde veri üzerinde Radon dönüşümünün ne denli başarılı çalıştığı görülmektedir. Burada yapılan parametre analizinde veri kaybının minimum olmasına ve gürültünün en iyi şekilde atılmasına özen gösterilmiştir.

5.3. Trim Statik Düzeltme

Trim statik işlemi yığma öncesi sismik veri üzerinde normal kayma zamanı(NMO) problemlerini düzeltir ve gatherlar üzerindeki olayları hizalamak için yapılan işlemdir. Bu işlem hız analizi ve hiperbolik olmayan NMO hatalarını düzeltmek için gereklidir. NMO dan kaynaklanan hatalar AVO nicelik analizinde bozucu bir etkiye neden olmaktadır. Bu nedenle trim statik düzeltme işlemi AVO analizi yaparken uygulanması gerekmektedir. Bu işlem gatherlar üzerindeki her bir ize uygulanması için optimal bir kayma belirlemeye çalışır. Oluşturulan bir pencere serisi üzerinde belirlenen kayma her bir ize uygulanır. Kayma referans izi ile en iyi şekilde eşleşen giriş izi yapmak için bir referans izi ile her bir izin çapraz ilişkisiyle belirlenir. Pencereler için oluşturulan zaman kaymaları, izin zamanla değişen bir gerilmesini üretmek için enterpolasyonlanır. Genellikle referans izi yığma yapılmış CDP izidir. Uygun hiçbir yığma birimi yok ise otomatik olarak yığma izi veri üstünden oluşturulur.

Çalışmamızda verimize trim statik düzeltme uygularken yapmış olduğumuz parametre analizinden elde ettiğimiz sonuçlar doğrultusunda veriye en uygun düzeltme parametreleri belirlenmiştir. Bu sayede veride mevcut olan NMO hataları ve hız analizi hataları giderilmiştir (Şekil 5.3).



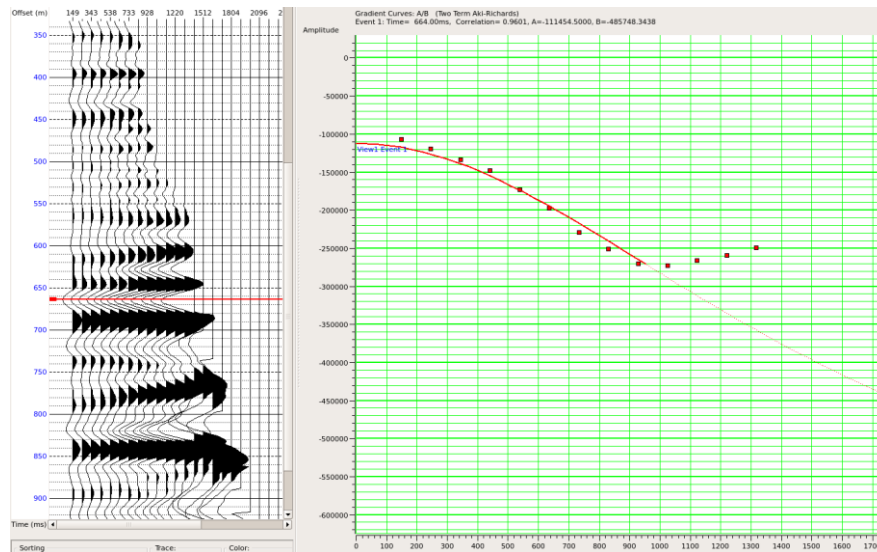
Şekil 5.3. Super Gather (a), Radon dönüşümü yapılmış veri (b), Trim statik uygulanmış veri (c), yatay eksen ofset ve düşey eksen zamandır.

5.4. AVO Ofset Ölçekleme

Bu işlem AVO analizi uygulanacak veri üzerinde doğru ölçekleme parametrelerini uygulamak ve düzenlemek için yapılır. Böylece düzeltme işlemi sürecinde yanlışlıkla silinen veya yerleri bozulan anomaliler gerçek yerlerine taşınmış olacaktır.

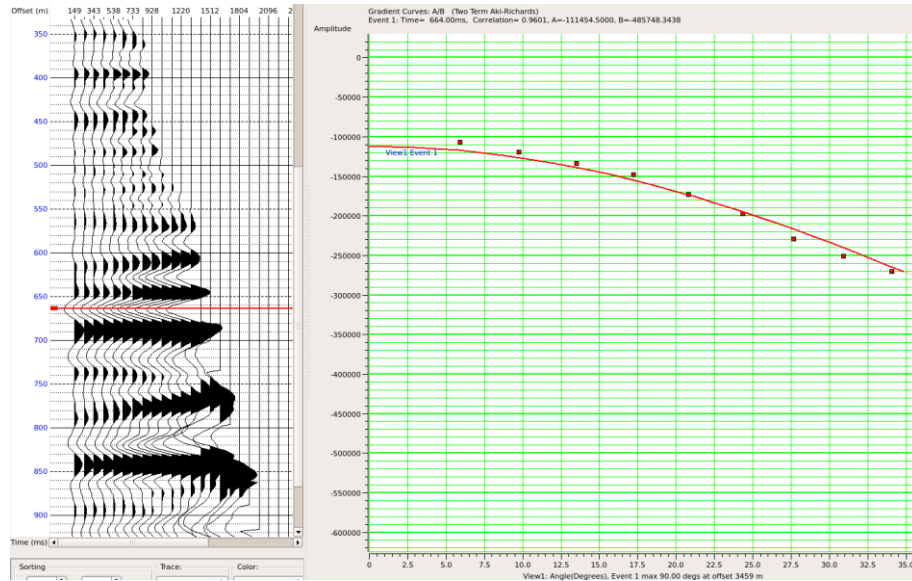
Düzenleme yapılmış olan gatherlar üzerine AVO analizi ve nicelik analizleri uygulanır. Bu aşamada veri üzerinde kuyu loglarından alınan referans ile birlikte rezerv seviyesi belirlenir. Belirlenen rezerv seviyesi üzerinde gradyent analizi yapılarak rezervin hangi sınıf anomali verdiği belirlenir. Daha sonra rezerv seviyesinde çapraz ilişki grafiği çizdirilerek genlik dağılımı belirlenir. Bu dağılım üzerinde genel trend ve anomali dağılım bölgesi belirlenerek rezerv üzerinde yorumlama yapılır.

Mevcut kuyu loglarından almış olduğumuz bilgilere göre rezerv seviyemizin 670-690 msn civarında bulunduğu görülmüştür (Şekil 5.8). Rezerv girişimizde sinyal ters polarite yapmaktadır. Ters polariteli seviyedeki veri üzerinde AVO analizi yapıldığında Şekil 5.4 ve Şekil 5.5 deki sonuçlar elde edilmiştir.



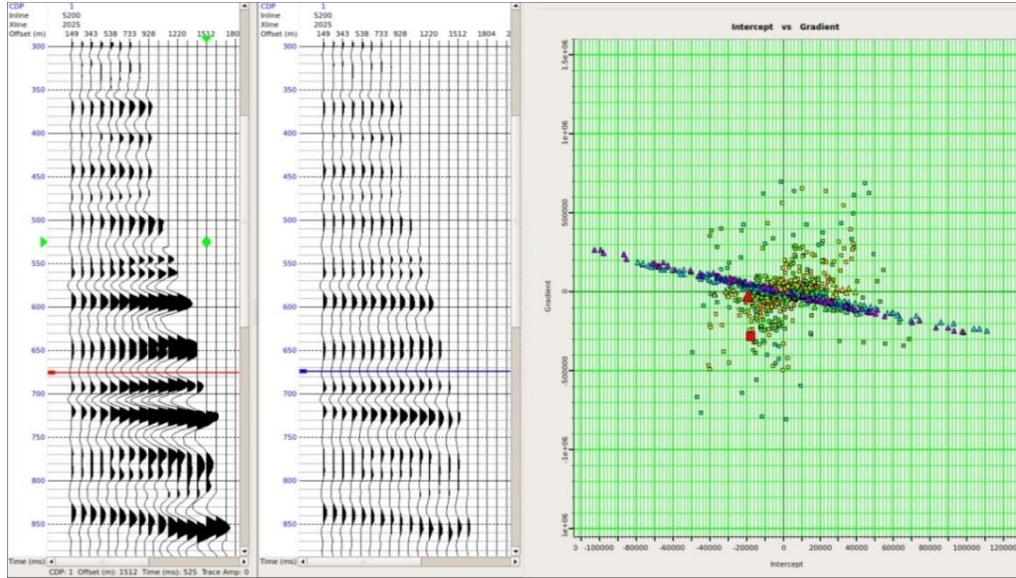
Şekil 5.4. AVO ofset ölçekleme yapılmış veri üzerinde ofset ortamında genlik dağılımı

Şekil 5.4 deki ofset ortamındaki genlik dağılımı grafiğine bakıldığında verimizin 3. Sınıf AVO Anomalisi olduğu görülmektedir. Genlik dağılımı negatif değerlerde başlayıp daha büyük negatif değerlere doğru devam etmektedir. Benzer şekilde açılı ortamında verinin genlik dağılımına baktığımızda yine 3. Sınıf AVO Anomalisi olduğu görülmektedir (Şekil 5.5).



Şekil 5.5. AVO ofset ölçekleme yapılmış veri üzerinde açılı ortamında genlik dağılımı

Veri üzerinde gradyent ve intercept analizi yapıldıktan sonra çapraz çizdirim yapılarak verinin genel trendi ve AVO anomali dağılımı gözlenmiştir. Yapılan çapraz çizdirim sonucunda rezervuar yapımız 3. Sınıf AVO Anomalisi verdiği görülmektedir. Genel trendimizin çok net bir şekilde belirlenebildiği de Şekil 5.6 da görülmektedir.

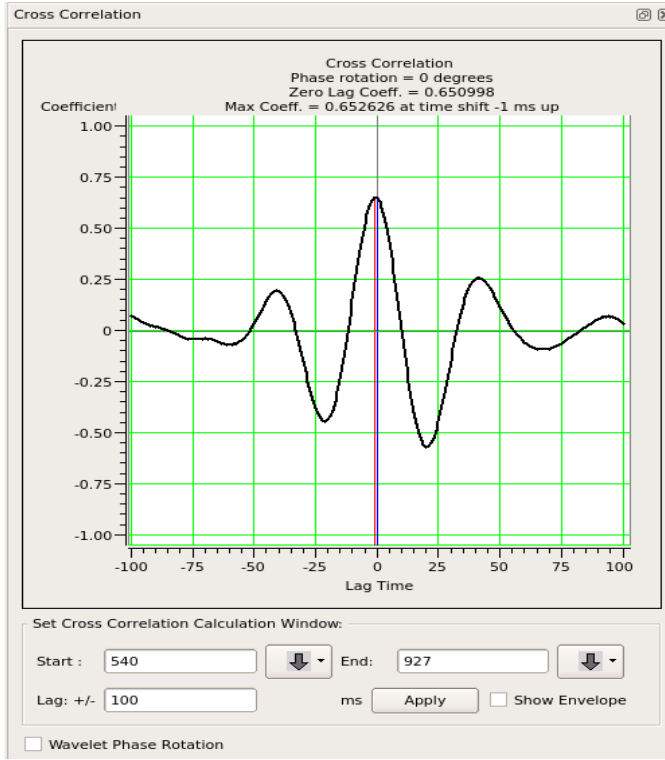


Şekil 5.6. Hampson Russell programında AVO ofset ölçüleme yapılmış veri üstünde çapraz çizdirim grafiği

Yapılan bu işlemlerden sonra AVO Analizinde sentetik veri üretme aşamasına geçilmiştir. Daha sonra kuyu loglarından alınan bilgiler sayesinde gatherlar ve kuyu logları üzerinde dalgacık kestirimi işlemi yapılır.

Dalgacık kestirimi işlemi kuyu logları verisinde seçilen bir pencere üzerinde izlerin otokorelasyon analiziyle genlik spektrumundan elde edilen algoritmayla yapılır. Bu işlemde dalgacık fazı verinin kendisinden elde edilemediğinden dalgacığın fazını belirlememiz gerekmektedir. Sıfır fazlı bir dalgacık varsayılan ve genellikle log korelasyonları için kullanılan dalgacıktır. Oluşturulan dalgacığın boyu yapılan parametre analizi sonucunda işlem yapılacak pencere aralığının 1/4 ü kadar seçilmektedir [38].

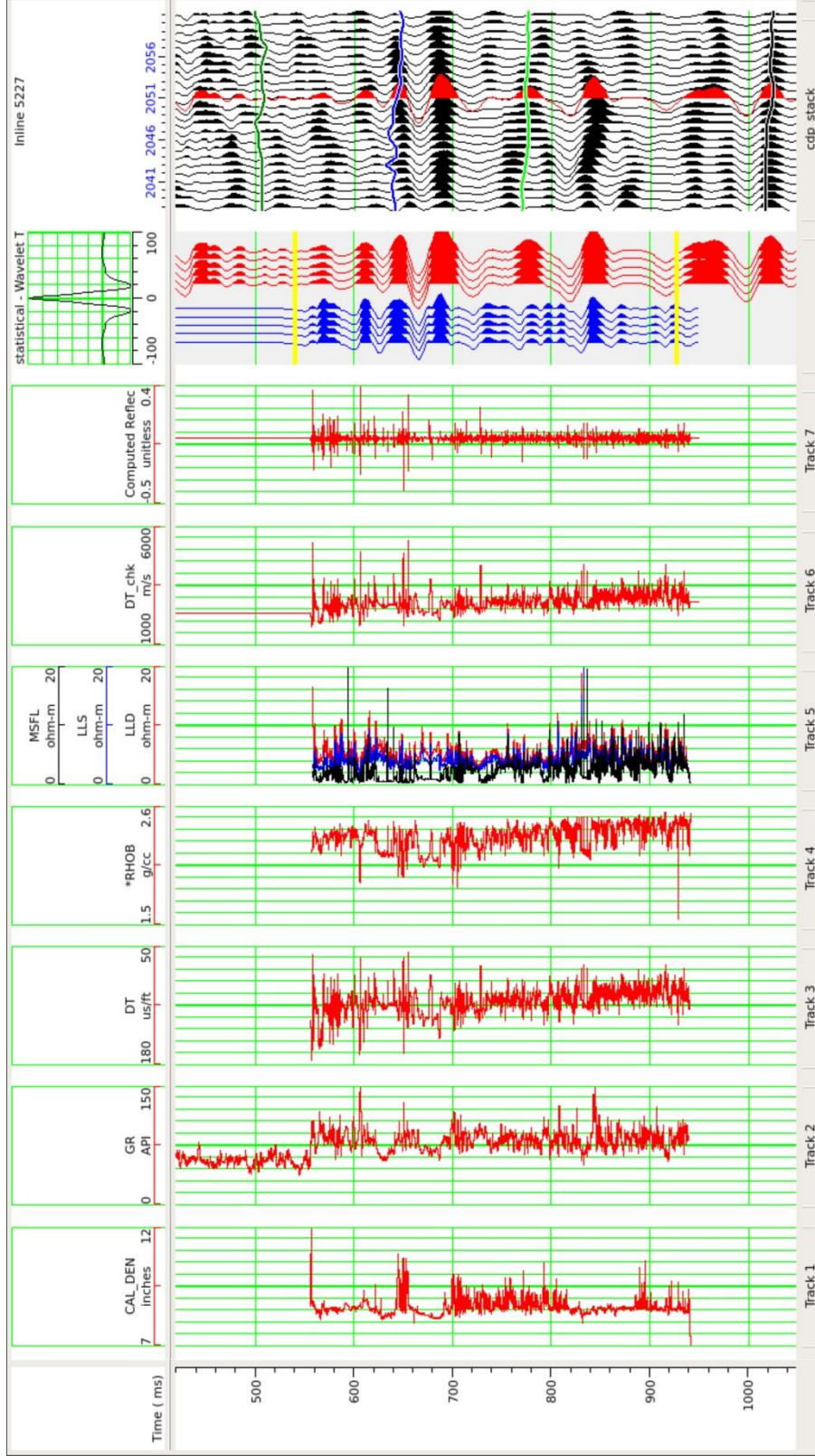
Dalgacık kestirimi yapıldıktan sonra kuyu verisi ile sismik verimiz korelasyon edilir. Bu işlemde korelasyon yüzdemizin veri eşleştirme yapılarak artırılması ve sentetik oluşturmada daha iyi sonuç vermesi için çalışılmaktadır. Yapmış olduğumuz çalışmada kuyu verisi ile sismik verimizin korelasyon yüzdesi Şekil 5.7 deki gibi elde edilmiştir.



Şekil 5.7. Hampson Russell programında kuyu verisi ile Sismik verinin korelasyonu ve korelasyon yüzdesi

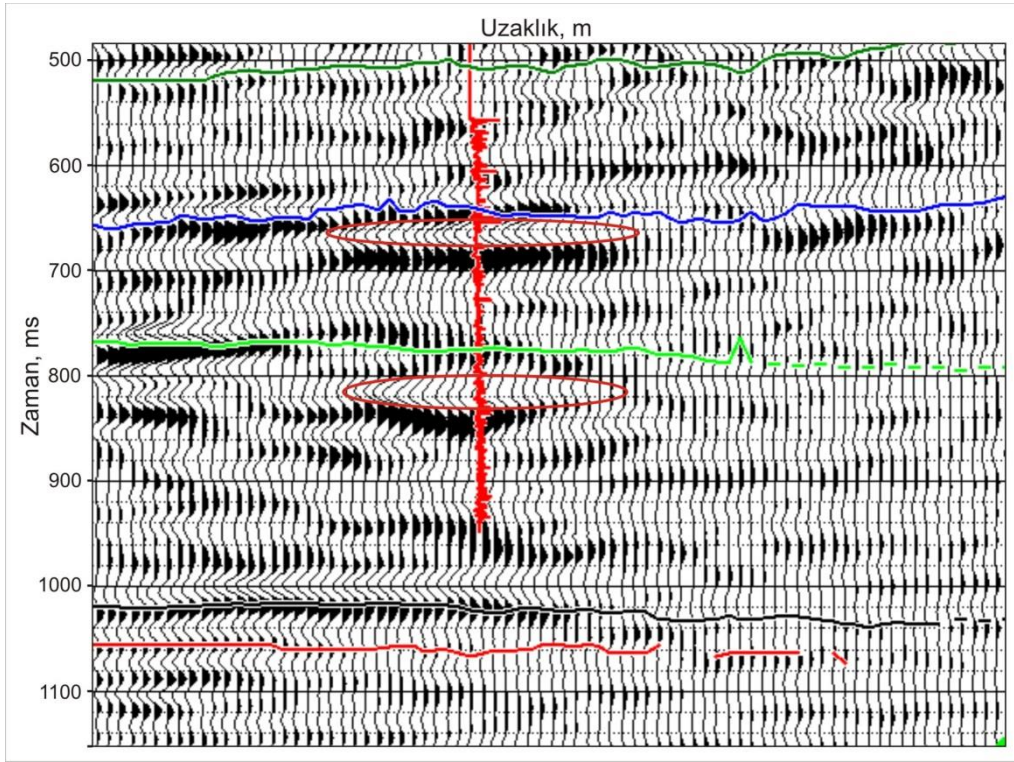
Yukarıdaki şekilde görüldüğü gibi elde ettiğimiz sonuçlarda iyi bir veri korelasyon yüzdesi oluşmuştur.

Yapılan korelasyon işlemi sonrasında sentetik veri ve sismik veri üzerindeki AVO etkisi belirlenmiştir. Rezerv seviyemizde AVO etkisi açık bir şekilde ters polariteli olarak elde edilmiştir (Şekil 5.8).



Şekil 5.8. Kuyu logları verileri, kuyu loglarından elde edilen sentetik ve korelasyon sonucu sismik kesit üzerinde AVO etkisi (CAL_DEN : Caliper logu, GR: Gamma Ray logu, DT: Sonik log, RHOB: yoğunluk logu, MSFL-LLS-LLD: Direnç logları, DT_chk: hız logu, Computed Reflection: Yansıma katsayısı serisi)

Sentetik oluşturma işlemiyle birlikte rezerv seviyesi belirlenmiştir. Belirlenen rezerv seviyesi üzerinde AVO analizi değerlendirme yapılmıştır. Bu değerlendirme ile birlikte veri üzerinde rezerv seviyesi ve bu rezervin dağılımı tespit edilmiş olur (Şekil 5.9). Rezerv dağılımı tespit edilmiş seviye üzerinde kuyu tespiti kolaylıkla yapılabilir. Bu sayede rezervin bulunma ve çıkarılma işlemleri kolaylıkla yapılır. Rezerv dağılımı tespit edildiği için buna göre kuyular açılarak fazla masraf ve iş yükünden kaçınılmış olur. Rezervin çıkarılma işlemi daha sağlıklı bir şekilde yapılmış olur.



Şekil 5.9. Yığılma kesiti üzerinde rezerv seviyesi ve rezerv dağılımı

Şekil 5.9 da rezerv seviyesi ve rezerv dağılımı kolayca belirlenebilmektedir. Bu kesit de odaklanılan bölge işaretlenmiş ve bu bölgede rezerv varlığı açılan kuyu ile kanıtlanmıştır. Bu kesitte kuyu civarında başka rezerv seviyeleri de göze çarpmakta ve bu bölgeler üzerine yoğunlaşarak farklı rezerv seviyeleri de tespit edilebilir.

BÖLÜM 6. SONUÇLAR

Tez kapsamında AVO analizinin temelini oluşturan Zoeppritz denklemleri ve bu denklemlere yapılan yaklaşımlar irdelenmiştir. AVO analizi için veriye uygulanacak ve veri üzerinde AVO etkisini bozmayacak ön veri işlem aşamaları ele alınmıştır. Daha sonra AVO Anomali Sınıfları ve AVO analizi sırasında yorumlama aşamasında kullanılan AVO niteleyicileri hakkında bilgilere yer verilmiştir. Daha sonra gerçek bir arazi verisi üzerinde AVO analizi yapılmıştır.

Gerçek arazi verisi üzerinde AVO analizi işlemi yapılırken öncelikle AVO analizinde veriden daha kaliteli bir yorum elde edebilmek için veriye bazı özel veri işlem aşamaları uygulanmıştır. Bu aşamada süper gatherlar oluşturulmuş (Şekil 5.1) ve bu süper gatherlar üzerinde multiple ve rastgele gürültüleri süzebilmek için parabolik radon dönüşümü yapılmıştır (Şekil 5.2). Burada veri işlem esnasında yapılabilecek hataları düzeltmek için veriye trim statik düzeltme işlemi (Şekil 5.3) ve AVO ofset ölçekleme işlemi uygulanmıştır.

Veri üzerinde AVO etkisini belirlemek için kuyu loglarından alınan referansla birlikte AVO niteleyicileri kullanılmıştır. Veri üzerinde gradyent analizi yapılmış ve sonuçlar ofset (Şekil 5.4) ve açı (Şekil 5.5) ortamında irdelenmiştir. Burada yapılan gradyent analizi sonucunda rezervimizin 3. Sınıf AVO anomalisi olduğu tespit edilmiştir. Ayrıca veri üzerinde çapraz çizdirim grafiği oluşturulmuş (Şekil 5.6). Çapraz çizdirim AVO anomali dağılımı grafiğine (Şekil 4.7) bakıldığında verimizin 3. Sınıf AVO anomalisi verdiği açık ve net bir şekilde görülmektedir. Burada veri üzerinde ıslak kum genel trendi de açık ve net bir şekilde görülmektedir.

Daha sonra kuyu verisinden sentetik oluşturulmuş ve bu sentetik ile gerçek veri korelasyonu gerçekleştirilmiş ve iyi bir korelasyon yüzdesi elde edilmiştir (Şekil 5.7). Korelasyon edilmiş sentetik ve gözlemsel veri seviyeleri Şekil 5.8 de gösterilmiştir.

Bu işlemler sonucunda yığma kesiti üzerinde rezerv seviyesi ve rezerv dağılımı gösterilmiştir (Şekil 5.9). Bu yığma kesitine bakıldığında rezerv seviyesi 780-790 msn ve 820-830 msn civarında kırmızı elipslerle işaretli alanlarda belirgin bir şekilde görülmektedir. Böylece elde edilen sonuçlar neticesinde rezerv varlığının tespiti ve rezerv eldesi için açılacak kuyu bölgeleri kolaylıkla tespit edilebilmektedir.

Yaptığımız bu çalışmada rezerv seviyesi ve rezerv dağılımı dikkate alındığında açılacak kuyu yerleri net bir şekilde görülmektedir. Çalışmamızda gaz hidrat seviyesi ve bu seviyedeki rezerv dağılımı net bir şekilde ortaya koyulmuştur. Bu çalışma AVO analizinin hidrokarbon ve gaz hidrat aramacılığında ve kuyu yerlerinin net bir şekilde belirlenmesinde ne denli önemli olduğunu göstermektedir. Ayrıca anomali sınıfı belirlenen rezervin nasıl bir yapıda olduğu hakkında da bize bilgiler sunmaktadır.

KAYNAKLAR

- [1] KNOTT, C. G., Reflexion and refraction of elastic waves with seismological applications, *Phil. Mag.*, 48, 64-97, 1899.
- [2] ZOEPPRITZ, K., Erdbebenwellen VIII B, On the reflection and propagation of seismic waves, *Gottinger Nachrichten*, 1, 66-84, 1919.
- [3] BORTFELD, R., Approximation to the reflection and transmission coefficients of plane longitudinal and transverse waves, *Geophys. Prosp.*, 9, 485-503, 1961.
- [4] AKI, K., and RICKARDS, P. G., *Quantitative Seismology: Theory and Methods*, W. H. Freeman and Co., 1980.
- [5] SHUEY, R. T., A simplification of the Zoeppritz equations, *Geophysics*, 50, 609-614, 1985.
- [6] OSTRANDER, W. J., Method for interpretation of seismic record to yield indication of gaseous hydrocarbons, *United States Patent No. 4, 316,268*, 1982
- [7] BACKUS, M. M., Amplitude versus offset: A review, *57th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstract*, 359-364, 1987.
- [8] LORTZER, G. J. M., de HASS, J. C., and BERKHOUT, A. J., Evaluation of weighted stacking techniques for AVO inversion, *58th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstract*, 1204-1208, 1988.
- [9] RUTHERFORD, S. R., and WILLIAMS, R. H., Amplitude-versus-offset variations in gas sands, *Geophysics*, 54, 680-688, 1989.
- [10] CASTAGNA, J. P., SWAN, H. W., and FOSTER, D. J., Framework for AVO gradient and intercept interpretation, *Geophysics*, 63, 948-956, 1998.
- [11] CONNALLY, P., Elastic Impedance, *The Leading Edge*, 18, 438-452, 1999.
- [12] CAMBOIS, G., Can P-wave AVO be quantitative?, *The Leading Edge*, 19, 1246-1251, 2000.

- [13] ROSS, C. P., Effective AVO crossplot modeling: A tutorial, *Geophysics*, 65, 700-711, 2000.
- [14] ECKER, C. LUMLEY, D. E., Seismic AVO analysis of methane hydrate structures, Stanford Exploration Project, Report 80, 1-14, 2001.
- [15] YILMAZ, Ö., *Seismic Data Analysis-Volume 2*, 2003.
- [16] OFFICER, C. B., , *Introduction to the theory of sound transmission with application to the ocean: McGraw-Hill Book Co.*, 1958.
- [17] RICHARDS, P. G., and FRASIER, C. W., Scattering of elastic waves from depth-dependent inhomogeneities, *Geophysics*, 41, 441-458, 1976.
- [18] HILTERMAN, H., Unpublished course notes, 1983.
- [19] SMITH, G.C. and GIDLOW, P.M, Weighted stacking for rock property estimation and detection of gas, *Geophysical Prospecting*, 35(9), 993 – 1014, 1987
- [20] GARDNER, G. H. F., GARDNER, L. W., and GREGORY, A. R., Formation velocity and density-diagnostic basis for stratigraphic traps, *Geophysics*, 39, 770-780, 1974.
- [21] OSTRANDER, W. J., Plane-wave reflection coefficients for gas sands at nonnormal angles of incidence, *Geophysics*, 49, 1637-1648, 1984.
- [22] CHIBURIS, E. F., Studies of amplitude versus offset in Saudi Arabia, 57th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstract, 614-616, 1987.
- [23] LONG, A., and RICHGEL, J., A practical application of amplitude versus offset effects, 55th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstract, 594-598, 1985.
- [24] YU, A., Offset-amplitude variation and controlled amplitude processing, *Geophysics*, 50, 2697-2708, 1985.
- [25] TODD, C. P., Isolation display, and interpretation of offset depented phenomena in seismic reflection data using offset to depth (ODR) range partial stacking, M. A. Thesis, Univ. Of Texas, 1986.
- [26] RESNICK, J. R., Seismic data processing for AVO and AVA analysis, *Offset Dependent Reflectivity - Theory and Practice of AVO Analysis*, SEG, TULSA, OK, pp. 175-189, 1993.

- [27] NEWMAN, P., Divergence effect in a layered Earth, *Geophysics*, 38, 481-488, 1973.
- [28] BATH, M., *Spectral analysis in geophysics*, Elsevier Amsterdam, s: 266, 1974.
- [29] DONDURUR, D., Deniz Sismiğinde Veri İşlem, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları No: 11, 2009.
- [30] YILMAZ, Ö., *Seismic data processing: Society of Exploration of Geophysics-Investigations in Geophysics*, V.2, 1987.
- [31] CASTAGNA, J.P., SWAN, W., *Principles of AVO Crossplotting*, *The Leading Edge*, 16, 337-342, 1997.
- [32] ER, M., Sığ gaz ve gaz hidrat birikimleri üzerinde sismik AVO analizi, Dokuz Eylül Üni. Fen Bilimleri Enst., 2012
- [33] RUSSELL, B., ROSS, C., LINES, L. *The Leading Edge*, 21, 268-314, 2002.
- [34] AVSETH, P., TAPAN, M., and GARY M., *Quantitative Seismic Interpretation*, Cambridge University Press, 2005.
- [35] TRAD, D., ULRYCH, T., and SACCHI, Latest views of the sparse radon transform, *Geophysics*, 68, 1, 386-399, 2003.
- [36] RADON, J. and PARKS, P.C., (translator), "On the determination of functions from their integral values along certain manifolds", *IEEE Transactions on Medical Imaging* 5 (4), 170-176, 1986.
- [37] FOSTER, D.J. and MOSHER, C.C., Suppression of multiple reflections using the Radon transform, *Geophysics*, 57, 386-395, 1992.
- [38] UNALDI, M, TPAO Arama Dairesi Başkanlığı, ikili görüşme, Aralık 2013

ÖZGEÇMİŞ

05.08.1986 tarihinde TRABZON' un ARSİN ilçesinde doğdu. 2004 yılında Kafkas Üniversitesi Matematik bölümünü kazandı. Bu bölümü derece ile bitirdikten sonra 2008 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi (KTÜ) Jeofizik mühendisliği bölümünde yüksek lisansa başladı. KTÜ Yabancı Diller Yüksek Okulunda bir yıl yabancı dil (İngilizce) hazırlık eğitimi aldı. 2009 yılında KTÜ Jeofizik Mühendisliği bölümünde intibak dersleri aldı ve başarı ile tamamladı. KTÜ Jeofizik Mühendisliği bölümünde uygulamalı Jeofizik alanında bir yıl eğitim aldım. 2010 yılında Sakarya üniversitesi Jeofizik mühendisliğinde araştırma görevlisi olmaya hak kazandı ve Sakarya üniversitesi Jeofizik mühendisliği bölümüne yatay geçiş yaptı. Hali hazırda Gümüşhane Üniversitesinde ÖYP kapsamında Araştırma görevlisi olarak görev yapmaktadır.