

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

MATEMATİK ANABİLİM DALI

SEDİMENT TAŞINIMININ MATEMATİKSEL MODELİ

DOKTORA TEZİ

Devran YAZIR

OCAK 2016
TRABZON



KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

MATEMATİK ANABİLİM DALI

SEDİMENT TAŞINIMININ MATEMATİKSEL MODELİ

Devran YAZIR

Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde
"DOKTOR (MATEMATİK)"
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 28 / 12 / 2015
Tezin Savunma Tarihi : 22 / 01 / 2016

Tez Danışmanı : Prof. Dr. İhsan ÜNVER

Trabzon 2016

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**Matematik Anabilim Dalında
Devran YAZIR Tarafından Hazırlanan**

SEDİMENT TAŞINIMININ MATEMATİKSEL MODELİ

başlıklı bu çalışma, Enstitü Yönetim Kurulunun 29 /12/2015 gün ve 1633 sayılı
kararıyla oluşturulan jüri tarafından yapılan sınavda
DOKTORA TEZİ
olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

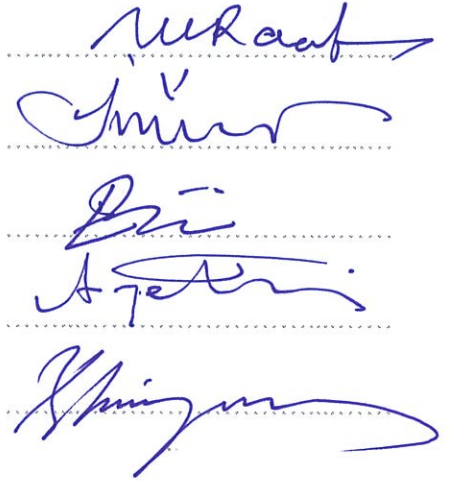
Başkan : Prof. Dr. Mahir RASULOV

Üye : Prof. Dr. İhsan ÜNVER

Üye : Prof. Dr. Ercan KÖSE

Üye : Doç. Dr. Selçuk Han AYDIN

Üye : Doç. Dr. Bahaddin SİNSOYSAL



**Prof. Dr. Sadettin KORKMAZ
Enstitü Müdürü**

ÖNSÖZ

Bu çalışmada Solaklı deresinin Doğu Karadeniz’e taşıdığı koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki dağılımlarının matematiksel modeli yapılmıştır. Sediment taşınım modelinde mevcut olan parametrelerin değişimine göre koheziv sedimentlerin çökelme alanları ve çökelme miktarları incelenmiştir. Solaklı deresinden denize giriş yapan koheziv sediment miktarının, sediment sürüklenme hızının ve rüzgâr akıntı bileşenlerinin deniz ortamındaki koheziv sedimentlerin çökelme alanları üzerine etkileri açıkça gözlemlenebilmiştir.

Öncelikle bu çalışmanın hazırlanması süreci boyunca önerileri ve yönlendirmeleriyle bana rehberlik yapan danışmanım Matematik Bölümü Öğretim Üyesi sayın Prof. Dr. İhsan ÜNVER’e en içten dileklerle saygı ve minnetimi sunuyorum.

Ayrıca tez çalışmamın tamamlanıp bu hale getirilmesine kadar yardımını hiçbir zaman eksik etmeyen KTÜ Gemi İnşaatı ve Gemi Makineleri Mühendisliği Bölüm Başkanı sayın Prof. Dr. Ercan KÖSE’ye saygı ve teşekkürlerimi sunarım.

Diğer taraftan Karadeniz Teknik Üniversitesi Matematik Bölümü Öğretim Üyeleri Prof. Dr. Funda KARAÇAL’a, Doç. Dr. Selçuk Han AYDIN’a ve Doç. Dr. Tülay KESEMEN’e saygı ve teşekkürlerimi sunarım.

Son olarak, maddi ve manevi desteklerini hiçbir zaman eksik etmeyen, bugünlere gelmemde büyük pay sahibi olan sevgili aileme, eşime ve kızıma engin hoşgörü ve sabırlarından dolayı teşekkür ederim.

Devran YAZIR
Trabzon 2016

TEZ ETİK BEYANNAMESİ

Doktora Tezi olarak sunduğum “Sediment Taşınımının Matematiksel Modeli” başlıklı bu çalışmayı baştan sona kadar danışmanım Prof. Dr. İhsan ÜNVER’in sorumluluğunda tamamladığımı, verileri/örnekleri kendim topladığımı, deneyleri/analizleri ilgili laboratuarlarda yaptığımı/yaptırdığımı, başka kaynaklardan aldığım bilgileri metinde ve kaynakçada eksiksiz olarak gösterdiğimi, çalışma sürecinde bilimsel araştırma ve etik kurallara uygun olarak davrandığımı ve aksinin ortaya çıkmadığı durumlarda her türlü yasal sonucu kabul ettiğimi beyan ederim. 22/ 01/ 2016

Devran YAZIR

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖNSÖZ.....	III
TEZ ETİK BEYANNAMESİ	IV
İÇİNDEKİLER.....	V
ÖZET	VII
SUMMARY	VIII
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	IX
TABLolar DİZİNİ	XII
SEMBOLLER DİZİNİ.....	XIII
1. GENEL BİLGİLER.....	1
1.1. Giriş.....	1
1.1.1. Karadeniz'in Genel ve Coğrafi Konumu	4
1.2. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı	5
1.2.1. Amaç	5
1.2.2. Kapsam.....	5
1.3. Sediment Kaynakları ve Türleri	6
1.3.1. Sediment Kaynakları	6
1.3.2. Sediment Türleri.....	7
1.4. Navier-Stokes Denklemleri	9
1.5. Türbülans Kapama	11
1.5.1. Sınır Koşulları	13
1.6. Pomsed Model.....	15
1.6.1. Internal ve External Hidrodinamikler	16
1.6.2. Sediment Taşıyım Modülü	16
1.6.3. Sediment Konsantrasyonu İçin Korunum Denklemi	17
1.6.4. Yatak Kayma Gerilmesinin Hesaplanması	18
1.6.5. Koheziv Sedimentlerin Tekrar Askıya Alınmaları.....	19
1.6.6. Koheziv Sedimentlerin Çökelmeleri	20
1.6.7. Koheziv Sediment Yatak Modeli	23
1.6.8. Ortogonal Eğrisel Koordinat Sistemi	24
1.6.9. Koheziv Olmayan Sedimentlerin Tekrar Askıya Alınmaları.....	26

2.	YAPILAN ÇALIŞMALAR	31
2.1.	Dinamik ve Termodinamik Denklemler	31
2.2.	Sigma Koordinat Sistemi	32
2.3.	Çalışma Alanı ve Özellikleri	36
2.4.	Modelin Uygulanması	37
2.4.1.	Modele Batimetri Bilgilerinin Girilmesi	38
2.5.	Deniz Ortamında Sediment Dağılımının İncelenmesi	40
2.5.1.	Sabit Rüzgâr Akıntısı İçin Değişen Sediment Miktarının İncelenmesi	40
2.5.2.	Sabit Rüzgâr Akıntısı ve Sabit Sediment Miktarı ile Değişen Sediment Sürüklenme Hızının İncelenmesi	48
2.5.3.	Sabit Sediment Sürüklenme Hızı ve Denize Giriş Yapan Sabit Sediment Miktarı İçin Değişen Rüzgâr Akıntısının İncelenmesi.....	57
2.5.4.	Küçük Sediment Sürüklenme Hızı İçin Değişen Rüzgâr akıntısına Göre Koheziv Sedimentlerin Çökelme Alanları	64
2.5.5.	Coriolis Kuvvetinin Koheziv Sedimentlerin Çökelme Alanlarına Etkisi	70
3.	SONUÇLAR	76
4.	ÖNERİLER	78
5.	KAYNAKLAR.....	79
6.	EKLER	85
ÖZGEÇMİŞ		

Doktora Tezi

ÖZET

SEDİMENT TAŞINIMININ MATEMATİKSEL MODELİ

Devran YAZIR

Karadeniz Teknik Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Matematik Anabilim Dalı
Danışman : Prof. Dr. İhsan ÜNVER
2016, 84 Sayfa, 5 Ek Sayfa

Bu çalışmada Solakli deresinin Doğu Karadeniz'e taşıdığı Koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki çökelme alanları incelenmiştir. Solakli deresinden denize giriş yapan koheziv sediment miktarındaki değişimin, sediment sürüklenme hızındaki değişimin ve rüzgâr akıntı bileşenlerinin yönü ve büyüklüğündeki değişimin deniz ortamındaki koheziv sedimentlerin çökelme alanları üzerine etkileri incelenmiştir. Yüksek sediment sürüklenme hızı için rüzgâr akıntı bileşenlerinin koheziv sedimentlerin çökelme alanları üzerine etkilerinin çok az olduğu gözlemlenmiştir. Dere ağzının denize giriş açısının koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki çökelme alanları üzerine etkisi incelenmiştir. Sediment taşınım modelindeki mevcut parametrelerden diğerlerinin sabit tutulması koşulu ile her hangi bir parametrenin değiştirilmesi ile koheziv sedimentlerin çökelme alanları grafikler üzerinde incelenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Askıda Katı Madde, Koheziv-Sediment, Koheziv Olmayan Sediment, Kritik Kayma Gerilmesi, Yatak Kayma Gerilmesi, Yatak Yüğü, Çökelme Akısı, Parçacık Çapı, Sigma Koordinat Sistem.

PhD. Thesis

SUMMARY

MATHEMATICAL MODEL OF SEDIMENT TRANSPORT

Devran YAZIR

Karadeniz Technical University
The Graduate School of Natural and Applied Sciences
Mathematics Graduate Program
Supervisor: Prof. Dr. İhsan ÜNVER
2016, 84 Pages, 5 Appendix Pages

In this study, cohesive sediment deposition areas carried by the Solaklı river to the Eastern Black Sea were examined in the marine environment. Changes in amount of cohesive sediment entering the sea from Solaklı river, the change in sediment drift velocity and the change in direction and magnitude of wind stream components effects were observed. For high sediment drift velocity, it has been observed that the effects of wind stream components on deposition areas of cohesive sediment were very little. According to the results of the study, entrance angle of the stream mouth to the sea has effects on the deposition areas of sediment in the marine environment. Cohesive sediment depositional areas were examined on the charts by changing any parameter with the condition of the existing parameters remain constant in the sediment transport model.

Key Words: Sediment, Cohesive-Sediment, Non-Cohesive Sediment, Critical-Shear Stress, Bed-Shear Stress, Bed Load, Deposition Flux, Particle Diameter, Sigma Coordinate System.

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa No

Şekil 1. Karadeniz'in coğrafik konumu	4
Şekil 2. Sediment türleri.....	8
Şekil 3. Sigma tabakaları.....	19
Şekil 4. Koheziv sedimentlerin çökelme hızı.....	21
Şekil 5. Krone ve Parpheniades çökelme olasılıkları.....	23
Şekil 6. Sediment yatak modeli	24
Şekil 7. Koheziv olmayan sedimentler için parçacık çapı, çökelme hızı.....	28
Şekil 8. Sigma koordinat sistem.....	34
Şekil 9. Çalışma bölgesinin batimetri haritası.....	36
Şekil 10. Çalışma alanının uydudan görünüşü	37
Şekil 11. Doğu Karadeniz'de aylık ve yıllık ortalama karakteristik rüzgâr hızları	38
Şekil 12. Doğu Karadeniz'in topografyası.....	39
Şekil 13. wusurf ve wvsurf yön göstergesi	40
Şekil 14. RB1=500 mg/l için koheziv sediment contour grafiği.....	42
Şekil 15. RB1=500 mg/l için koheziv sediment surfer grafiği.....	42
Şekil 16. wusurf=1e-3 m ² /s ² , wvsurf=-1e-3 m ² /s ² için koheziv sediment hareket yönleri	43
Şekil 17. RB1=500 mg/l için dördüncü tabakadaki koheziv sediment miktarı.....	44
Şekil 18. RB1=1000 mg/l için koheziv sediment contour grafiği.....	46
Şekil 19. RB1=40000 mg/l için koheziv sediment contour grafiği.....	47
Şekil 20. Svel1=1e-4 m/s için koheziv sediment dağılımı contour grafiği	50
Şekil 21. Svel1=1e-4 m/s için koheziv sediment dağılımı surfer grafiği	50
Şekil 22. Svel1=1e-10 m/s için koheziv sediment dağılımı contour grafiği	52
Şekil 23. Svel1=1e-10 m/s için koheziv sediment dağılımı surfer grafiği	52
Şekil 24. Svel1=1e-20 m/s için koheziv sediment dağılımı contour grafiği	54
Şekil 25. Svel1=1e-20 m/s için koheziv sediment dağılımı surfer grafiği	54
Şekil 26. Svel1=-1e-4 m/s için koheziv sediment dağılımı contour grafiği	56
Şekil 27. Svel1=-1e-4 m/s için koheziv sediment dağılımı surfer grafiği	56
Şekil 28. wusurf=0 m ² /s ² , wvsurf=0 m ² /s ² için koheziv sediment dağılımı contour grafiği	58

Şekil 29. $w_{surf}=0 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=0 \text{ m}^2/\text{s}^2$ için koheziv sediment dağılımı surfer grafiği	58
Şekil 30. $w_{surf}=0 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=0 \text{ m}^2/\text{s}^2$ için koheziv sediment hareket yönleri	59
Şekil 31. $w_{surf}=1\text{e-}4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=-1\text{e-}4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ için sediment dağılımı contour grafiği	61
Şekil 32. $w_{surf}=1\text{e-}4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=-1\text{e-}4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ için sediment dağılımı surfer grafiği	61
Şekil 33. $w_{surf}=1\text{e-}4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=-1\text{e-}4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ için koheziv sediment hareket yönleri	62
Şekil 34. $w_{surf}=-1\text{e-}4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=1\text{e-}4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ için sediment dağılımı contour grafiği	63
Şekil 35. $w_{surf}=-1\text{e-}4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=1\text{e-}4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ için sediment dağılımı surfer grafiği	64
Şekil 36. $S_{vel1}=1\text{e-}40 \text{ m/s}$ için koheziv sediment hareket yön bileşenleri	65
Şekil 37. $S_{vel1}=1\text{e-}40 \text{ m/s}$ için koheziv sediment dağılımı contour grafiği	66
Şekil 38. $S_{vel1}=1\text{e-}40 \text{ m/s}$ için koheziv sediment dağılımı surfer grafiği	66
Şekil 39. $w_{surf}=1\text{e-}4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=-1\text{e-}4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ve $s_{vel1}=1\text{e-}40 \text{ m/s}$ için sediment hareket yönleri	67
Şekil 40. $w_{surf}=1\text{e-}4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=-1\text{e-}4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ve $s_{vel1}=1\text{e-}40 \text{ m/s}$ için sediment dağılımı contour grafiği	68
Şekil 41. $w_{surf}=1\text{e-}4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=-1\text{e-}4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ve $s_{vel1}=1\text{e-}40 \text{ m/s}$ için sediment dağılımı surfer grafiği	68
Şekil 42. $w_{surf}=0 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=1\text{e-}4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ için sediment dağılımı contour grafiği	69
Şekil 43. $w_{surf}=0 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=1\text{e-}4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ için sediment dağılımı surfer grafiği	70
Şekil 44. $S_{vel1}=1\text{e-}4 \text{ m/s}$ ve $Cor(f)=-0.8\text{e-}4 \text{ N/kg}$ için sediment dağılımı contour grafiği	71
Şekil 45. $S_{vel1}=1\text{e-}4 \text{ m/s}$ ve $Cor(f)=-0.8\text{e-}4 \text{ N/kg}$ için sediment dağılımı surfer grafiği ...	71
Şekil 46. $S_{vel1}=1\text{e-}4 \text{ m/s}$ ve $Cor(f)=0.8\text{e-}4 \text{ N/kg}$ için sediment dağılımı contour grafiği	72
Şekil 47. $S_{vel1}=1\text{e-}4 \text{ m/s}$ ve $Cor(f)=-0.8\text{e-}4 \text{ N/kg}$ için sediment dağılımı surfer grafiği ...	73
Şekil 48. $S_{vel1}=1\text{e-}40 \text{ m/s}$ ve $Cor(f)=-0.8\text{e-}4 \text{ N/kg}$ için sediment dağılımı contour grafiği	74
Şekil 49. $S_{vel1}=1\text{e-}40 \text{ m/s}$ ve $Cor(f)=-0.8\text{e-}4 \text{ N/kg}$ için sediment dağılımı surfer grafiği	74

TABLÖLAR DİZİNİ

Sayfa No

Tablo 1. Karadeniz'e dökülen nehirlerin taşıdıkları sedimanter yükler	7
Tablo 2. Pomsed topoğrafya verilerinden bir kesit.	39
Tablo 3. RB1=500 mg/l için birinci tabakadaki sediment dağılımından bir kesit.	41
Tablo 4. RB1=500 mg/l için dördüncü tabakadaki sediment dağılımından bir kesit.....	44
Tablo 5. RB1=1000 mg/l için birinci tabakadaki koheziv sediment dağılımından bir kesit.	45
Tablo 6. RB1=40000 mg/l için birinci tabakadaki koheziv sediment dağılımından bir kesit.	47
Tablo 7. Svel1=1e-4 m/s için koheziv sediment dağılımından bir kesit.	49
Tablo 8. Svel1=1e-10 m/s için koheziv sediment dağılımından bir kesit.	51
Tablo 9. Svel1=1e-20 m/s için koheziv sediment dağılımından bir kesit.	53
Tablo 10. Svel1=-1e-4 m/s için koheziv sediment dağılımından bir kesit.	55
Tablo 11. wusurf=0 m ² /s ² , wvsurf=0 m ² /s ² için koheziv sediment dağılımından bir kesit.	57
Tablo 12. wusurf=1e-4 m ² /s ² , wvsurf=-1e-4 m ² /s ² için koheziv sediment dağılımından bir kesit	60

KISALTMALAR VE SEMBOLLER DİZİNİ

A_H	: Yatay difüzyon
$Cor(f)$	: Coriolis kuvveti
C_D	: Sürüklenme katsayısı
C_k	: Sediment konsantrasyonu
D_k	: Çökelme akısı
E_k	: Askıda madde (resuspension) akısı
f	: Dış kuvvetler
H	: Belirli bir noktadan tabana olan batimetrik derinlik
$\dot{H}$	: Net okyanus ısı akısı
K_H	: Dikey girdap difüzyonu
K_M	: Türbülans hareketinin dikey girdap yayılımı
P_1	: Çökelme olasılığı
$RB1$	: Denize giriş yapan koheziv sediment miktarı
S_{vel1}	: Sediment sürüklenme hızı
T_d	: Çökelme arası geçen zaman
U, V	: Sediment yatay hız bileşenleri
$U \tau_b$	: Sürtünme hızı
w_{surf}, w_{vsurf}	: Yüzeydeki rüzgâr akıntı bileşenleri
$W_{s,l}$	: Koheziv sediment topaklarının çökelme hızı
$W_{s,k}$	: Çökelme hızı
θ	: Potansiyel sıcaklık
S	: Tuzluluk
ρ	: Yoğunluk (sabit)
π	: Pi sayısı
κ	: Von Karman sabiti
η	: Belirli bir noktadan su yüzeyine olan uzaklık
τ_b	: Yatak kayma gerilmesi
τ_c	: Erozyon için kritik kayma gerilmesi
μ	: Kinematik viskozite (sabit)
∇	: Yatay gradyan operatörü

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Genellikle akarsuların sediment yükünü taşıması, taşınan sediment yükünün dere ağzından denize girişi ve deniz ortamındaki dağılımı şimdiye kadar nitelik ve nicelik olarak en az çalışılmış konuları oluşturmaktadır. Bu konunun bu kadar az çalışılmasının sebebi ise bu olayın yapısının karmaşık ve ölçümlerin yapılmasının zor oluşudur. Sedimentin hareketi, taşınması ve çökmesi her hidrolik koşul için farklı özelliklerde meydana gelir. Sedimentin dere tarafından taşınmasına rağmen sonuçta sedimentin dağılma ve çökme alanı deniz ortamıdır (Berkün vd., 2010). Sedimentin denize girişi, nehir ağzının denize giriş açısı ve sedimentin deniz ortamında dağılması, derelerdeki sediment birikimi ve taşınması olaylarına kıyasla daha karmaşık bir yapıya sahiptir. Denize giriş yapan sedimentlerin bir kısmı kapalı koy ve limanlarda alıkonularak açık denize karışmaları engellenir. Yerel şartlara göre dalga hareketleri kıyı bölgelerindeki kayaları aşındırarak kıyının karaya doğru ilerlemesine veya parçalanan partikülleri kıyıya doğru taşıyarak sediment yığılmasına sebep olur. Dalgalar, açık kıyılardaki, katı madde taşınımını kontrol eden ve kıyı şeklini belirleyen ana unsurdur (Ülger, 2006). Bu durum kıyı bölgelerinde sabit bir kıyı çizgisinin oluşmasına yol açar. Ayrıca deniz dibi profili süreçleri ve sabit kıyı çizgisi oluşumu birbirinden ayrı olarak düşünülemez. Bu oluşumlar insanların ekonomik aktiviteleri ile de çok yakından ilişkilidir (Berkün vd., 2010). Kıyı alanları, rüzgâr, dalga, akıntı gibi çeşitli dış etmenler ve kendilerini besleyen akarsular gibi kaynakların ve kendilerinden malzeme kaybına yol açan çeşitli sebeplerin etkisi altında çok uzun bir süreçte, kum, çakıl ve kil gibi katı madde (sediment) taşınımı açısından dengeye ulaşır. Binlerce yılla ifade edilen bu süreçte sabit kıyı alanı yapısını bozacak bir faktör etkin olmadığı sürece, kıyı alanlarında önemli ölçüde erozyon (kıyı gerilemesi) veya yığılma (kıyı ilerlemesi) durumları ile karşılaşılmaz.

Kıyı alanlarında, doğal (iklim değişikliği vb.) veya yapay faktörler (kıyı yapıları vb.) nedeniyle dinamik denge bozulmaktadır. Doğal faktörlerin etkisi onlarca yıllarla ifade edilebilen uzun sürelerde ortaya çıkarken, yapay faktörlerin sonuçları birkaç yıl hatta birkaç aylık kısa sürelerde görülebilmektedir. Kıyı alanı dengesinin bozulmasına sebep olan insani faktörlerin en önemlileri kıyidan kontrolsüz ve aşırı bir şekilde malzeme

boşaltılması, kıyıyı besleyen, kıyı dengesini sağlayan malzemenin mühendislik yapıları ile engellenmesi ve bilinçsizce yapılaşma sonucu kıyıdaki katı madde taşınma rejiminin bozulmasıdır. Liman, barınak ve mendireklerinin sebep olduğu erozyon ve liman basenindeki sığlaşma, kıyı duvar ve tahkimatlarının sebep olduğu oyulma ve mahmuz ve açık deniz mendireği gibi kıyı yapılarının yol açtığı kıyı değişimi problemleri, bu konuda verilebilecek önemli örneklerdir (Kankal, 2004; Berkün vd., 2010). Erozyon, toprak yığınlarının parçalanması sonucunda bu taneciklerin doğal mekânlarından su ve rüzgâr gibi çeşitli sebepler ile ayrılarak taşınması ve sonuç olarak farklı ortamlarda birikmesi olayıdır. Karadeniz'in kıyı alanına dışarıdan aktarılan fiziksel olayların mekanizmaları arasında şunlar verilebilir.

- Hidroteknik yapıların kıyı süreçleri üzerindeki etkileri
- Mineral madenciliğinin kıyı alanı ekosistemi üzerindeki ve kıyıdaki etkileri
- Nehir akışı ile ilgili düzenlemelerin sonuçları.

Karadeniz'e dökülen nehir, akarsu ve derelerin sayısı yaklaşık 1000 civarında olup, bunların su akış miktarları ve havza kapasiteleri birbirinden çok büyük farklılıklar göstermektedir. Bunların çoğu küçük akarsular ve dereler oluşmaktadır, ancak 500 tanesinin uzunluğu 10 km'yi geçer. Bununla birlikte, sadece mevsime bağlı olarak akabilen dereler de vardır. Havza alanı 10,000 km²'den fazla olan başlıca nehirler sadece 10 tanedir. Bunların akış miktarları büyük değişimler gösterir. En büyük yüzeysel akış miktarı subtropikal bölgede olan Acaristan da $60 - 70 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{sn}/\text{km}^2$, en küçük akış miktarı ise, $1 - 2 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{sn}/\text{km}^2$ olarak Karadeniz'in batı ve kuzey kısımlarındadır. Karadeniz havzasındaki nehirlerin özellikleri üzerindeki çalışmalar çeşit, içerik ve kapasite açısından büyük farklılıklar göstermektedir. Karadeniz'e dökülen toplam temiz suyu miktarı üzerindeki veriler yılda 294-474 km³ aralığında tartışmalı durum göstermektedir. Karadeniz'in etrafındaki bölgeler, suyun denize ulaşımının oluşumu bakımından büyük farklılıklar gösterdiğinden, nehirler kendi bulundukları bölgeye ve ülkeye ait özellikleri dikkate alınarak incelenebilir, sınıflandırılabilir ve tartışılabilirler (Samray, 2006; Berkün vd., 2010).

Dünyadaki nüfusunun yaklaşık üçte ikisinin yaşadığı, deniz ve kara arasındaki geçişi sağlayan kıyı alanları, ülkeler için sosyo-ekonomik olarak önemli yerlerdir. Bu alanlarda yer alan liman, iskele, barınak yerleri ya da kıyı alanlarının korunması amacıyla yapılan dalga kıranlar, mahmuzlar, mendirekler, kıyı duvarları vb. yapılar, gelişmiş ya da gelişmekte olan ülkelerde çok hızlı bir şekilde artış göstermektedir (URL-3, 2015).

Kıyılarda bilinçsizce yapılan bu yapılar çeşitli sebeplerden dolayı görevlerini tam olarak yerine getirememektedirler. Deniz tabanında oluşan katı madde hareketlerinin iyi irdelenmemesi sebebiyle, liman ve barınaklarda yığılma meydana gelmekte, sonuçta kullanım zorlukları oluşmaktadır (Kankal, 2004). Genellikle yüksek maliyetli olan bu deniz yapıları yapılırken, uygun kıyı alanlarının seçilmesi, çevreye en az boyutta zarar verecek şekilde tasarlanması, ekonomik maliyetinin gözetilmesi gibi hususlara çok dikkat edilmesi gerekmektedir. Kıyı alanlarında, doğal (iklim değişikliği gibi) ya da yapay nedenler (kıyı yapıları gibi) etkisiyle akıntı düzeni değişmekte, kıyı boyu ve kıyıya dik sediment taşınımı artmakta, bunun sonucunda kıyılarda erozyon (oyulma) ya da yığılma meydana gelmektedir (URL-3, 2015).

Kıyılar üzerinde oluşan değişikliklerin özellikle zaman içerisinde gerçekleşen taşınım olaylarının, alansal ölçümlerle belirlenmesi veya fiziksel modellerle incelenmesi hem zor hem de pahalı çalışmalar gerektirmektedir. Her geçen gün gelişen ve depolama kapasitesi artan bilgisayarlar ile kıyılardaki sediment taşınım hareketlerinin sayısal benzeşim modelleri kullanılarak modellenmesi ve bu sayede kıyı alanında uzun dönemler içerisinde meydana gelen kıyısal değişimlerin (oyulma, yığılma) başarılı bir şekilde benzeştirilmesi sağlanabilmektedir (Ülger, 2006). Sediment taşınım modelleri, kıyısal alanlarda hidrodinamik sistemlerdeki sediment hareketinin anlaşılabilmesini ve benzeştirilmesini amaçlar. Bir sediment taşınım modelinin sonuçları, sediment yığılması ve aşınması (erozyon) miktarlarını, sediment taşınım kıyı boyu yollarını ve şekillerini, kıyı yapıları ile etkileşimlerini içerir. Sediment taşınımı modellerinin büyük bir çoğunluğu, zamana göre değişen hidrodinamik ve sediment taşınımı eşitliklerini çözmektedirler (URL-3, 2015).

Kıyısal alanlardaki sediment türlerinin, dane çaplarının ve taşınım mekanizmalarının farklılığından dolayı, sediment hareketini modellemek üzere farklı matematiksel eşitliklere ihtiyaç duyulur. Koheziv (cohezive) ve koheziv olmayan (non-cohezive) sediment türlerinin hareketlerindeki farklılıklar, farklı eşitlikler ile incelenmektedir. Bu sebeple kum taşınım hareketi ve çamur taşınım hareketi farklı modeller ile benzeştirilmektedir. Sediment taşınımı modellerinin büyük bir çoğunluğunda sayısal olarak çözümlenen temel eşitlikler aşağıdakileri içermektedir:

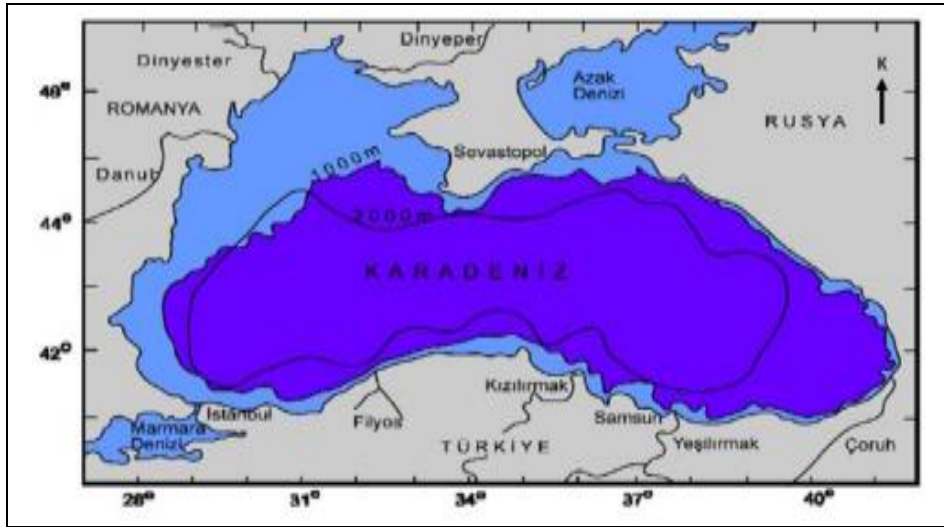
- Kütlenin korumu denklemi: Akıntı hızı tahminlerini ve çeşitli sediment karakteristikleri kullanılarak, sediment derişimleri hesaplanır. Çözüm türbülans etkileri de içerebilir.

- Hareket denklemi: Akışkan-sediment karışımının hareket dengesi çözülerek, askıdaki maddelerin taşınımına olan etkileri incelenebilir.
- Sediment taşınım denklemi: Sedimentin ortalama akıntıyla yatayda ve derinlik boyunca ilerlemesi, türbülans ile dağılımı ve çökmesi çözümlenir.

Bu eşitlikler sayısal olarak çözümlenmeden önce, dane çapı, sediment yoğunluğu, kritik kayma gerilmesi, taban kayma gerilmesi, çökme hızı gibi sediment özellikleri belirlenmelidir (URL-3, 2015).

1.1.1. Karadeniz'in Genel ve Coğrafi Konumu

Karadeniz, Asya ile Avrupa kıtaları arasında, $40^{\circ} 55'$ ve $46^{\circ} 32'$ kuzey enlemleri ile $27^{\circ} 27'$ ve $41^{\circ} 42'$ doğu boylamları arasında yer alır.



Şekil 1. Karadeniz'in coğrafi konumu (URL-1, 2015)

Diğer denizlerle olan bağlantısı, güneyde İstanbul boğazı gibi dar bir koridor ile Marmara denizine, kuzey doğuda ise Kerch boğazı ile Azak denizine bağlanır. Karadeniz'in yüzey alanı 423.000 km^2 'dir. Maksimum derinlik 2200 m 'dir. Karadeniz de ortalama derinlik ise 1200 m civarındadır (Kocataş, 2005). Karadeniz'in toplam hacmi ise 537.000 km^3 olarak belirlenmiştir. Karadeniz, doğu-batı yönünde 1149 km ve güney-kuzey yönünde ise 611 km mesafe bulunmaktadır. Karadeniz'in Ege ve Akdeniz'e göre daha az sayıda körfez ve koya sahip olmasının nedeni kuzey-batı kıyıları hariç diğer kıyılarının dik

yapılı sıra dağlarla çevrili olmasıdır. Karadeniz maksimum derinliği 2200 m olan eliptik bir basendir. Karadeniz morfolojik olarak dört üniteye ayrılır; bunlar kıta sahanlığı, kıta yokuşu, kıta yamacı ve deniz dibi düzlüğü. Türkiye kıyılarında kıta sahanlığı 20 km'den dardır. Kıta yokuşu denizaltı kanyonlarıyla bölünmüş dik yokuşlardır. Karadeniz deki akıntılar iki etkene bağlı olarak değişim göstermektedir. Bunlar kuzeybatıdaki nehir akışları ve rüzgârın etkisidir. Nehir debilerinde ki değişimler ve rüzgâr dağılımındaki farklılıklar normal akıntıları büyük ölçüde etkiler, hatta bazı bölümlerinde yönlerini değiştirebilir (Özşeker, 2012).

1.2. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

1.2.1. Amaç

Yapılan bu çalışmada, Doğu Karadeniz'e dökülen akarsulardan Solaklı deresinin Karadeniz'e taşıdığı koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki dağılımının matematiksel modellemesini The Princeton Ocean Model (POM) kullanarak yapmaktır. Yapılan bu model ile askıda katı madde (suspended) davranışlarını, koheziv sedimentlerin çökme alanlarını, çökme miktarlarını ve bu çökme miktarları üzerine rüzgârların, rüzgâr akıntı bileşenlerinin, sediment sürüklenme hızının, Coriolis kuvvetinin etkilerini incelemektir. Yapılan incelemeler doğrultusunda kıyı erozyonunu ve kıyı alanında oluşan sediment yığılmasını en az seviyeye indirgeyecek önlemleri alabilme öngörüsüne sahip olma olanağı sağlamak ve bu önlemleri alırken maliyeti en düşük seviyede tutmaktır.

1.2.2. Kapsam

Çalışma için seçilen solaklı deresi, üzerinde Hidroelektrik Santral çalışmalarının aktif olarak devam ettiği bir deredir. Bölge havza bazında incelendiğinde yıllık yağış alanı ve debinin en yüksek olduğu havzalardan biridir (Özşeker, 2012). Solaklı deresi erozyona bağlı olarak deniz ortamına yüksek miktarda karasal malzeme taşımaktadır. Yüksel (1995)'e göre Solaklı deresi, denize yılda yaklaşık 27000-43000 ton sediment taşımaktadır. Bu yüksek değerler bize, karasal sediment girişinin bu bölgede ne kadar yüksek olduğunu göstermektedir. Çalışma kapsamında, seçilen Solaklı (karasal sediment girişinin en yüksek

olduğu havza) deresinin denize taşıdığı koheziv sedimentlerin deniz ortamına girdikten sonra akıbetlerinin ne olduğu incelenmiştir. Deniz ortamına giren sedimentlerden koheziv sedimentlerin rüzgâr hız bileşenlerinin yönü ve büyüklüğü, sediment sürüklenme hızının şiddetiyle deniz ortamındaki çökelmeleri, tekrar askıya alınmaları Pomsed paket programı kullanılarak modellenmiştir. Yapılan bu model sayesinde Solaklı dersinden denize giriş yapan sedimentlerin akıbetleri hakkında kısa vadede bilgi elde edilip gerekli önlemler en kısa sürede alınabilmekte ve bu sayede kıyı erozyonu ve kıyı alanında sediment yığılması en az seviyeye indirilebilmektedir.

1.3. Sediment Kaynakları ve Türleri

Deniz ortamındaki sedimentlerin davranışlarını incelemekten önce sediment kaynaklarını ve bu kaynaklardan ortaya çıkan sedimentlerin türlerini inceleyelim.

1.3.1. Sediment Kaynakları

Deniz sedimentlerinin oluşumunda genel olarak akarsuların ve rüzgârların etkisi çok büyüktür. Akarsular yoluyla taşınan materyaller, insan kaynaklı organik maddeler, sulardan kaynaklanan tuz ve diğer iyonlar, volkanik küller, sünger taşı gibi maddeler ve buzulların erimesiyle ortaya çıkan partiküller etkilidir. Sedimentlerin büyük bir bölümü karada bulunan kayaların parçalanması ya da kayaların aşınması sonucu oluşur. Kopan partiküller akarsu, rüzgâr ve dalga etkisiyle deniz gibi büyük su kütlelerine taşınırlar. Buz kütleleri, suyun hareketi, suda meydana gelen sıcaklık soğukluk farklılıkları, kırılmalar, don olayları, sıkışmalar, termal genişlemeler, geniş bir alandaki organik aktiviteler ve benzeri olaylar sedimentin oluşumunda etken olaylardır. Yağmurun bol olmasıyla küçük parçalara ayrılan kayalar suyla çözünebilir minerallere yıkılarak yine suyla deniz ortamına taşınırlar. Düşük rakımlı yerlerde, yüksek sıcaklıktan dolayı feldispatlar kile dönüşürler (Özşeker, 2012). Denizler, dalga hareketleri ve gelgit gibi olaylarla karalar üzerinde etkili olurlar. Bu olaylar sonucunda koparılan parçalar kıta sahanlığında veya deniz dibi düzlüklerinde birikir. Bazı sedimentler ise karalara geri taşınır ya da yer altı kaynaklarına aktarılır (URL-4, 2015).

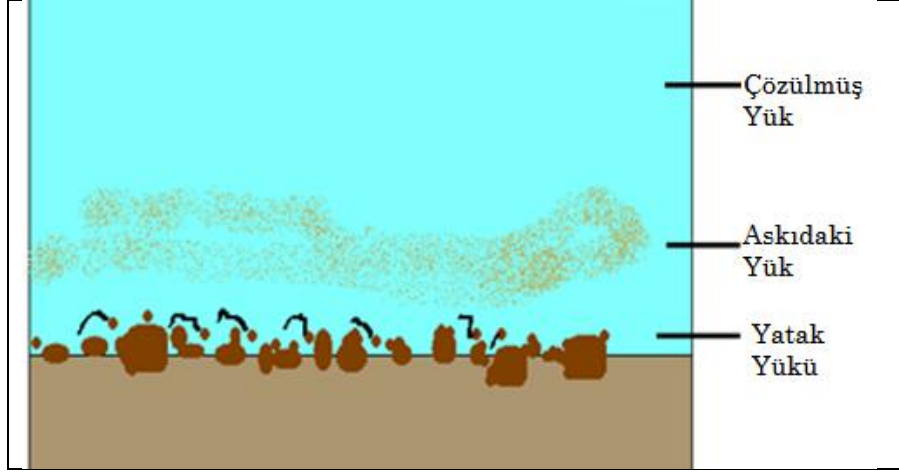
Tablo 1. Karadeniz’e dökülen nehirlerin taşıdıkları sedimanter yükler (İzdar ve Engin, 1987)

Nehirler	Katı Yük (10 ⁶ t/yıl)	Tuzlar (10 ⁶ t/yıl)	Top. Yük (10 ⁶ t/yıl)	Drenaj Alanı (km ²)	Toplanı Ağırlık (t/km ² yıl)	Erozyon Hacmi (m ³)	Erozyon Oram (mm/yıl)
Tuna	83.00	52.51	135.51	681.000	199.0	124.4	0.125
Dinyester	3.00	2.79	5.29	61.900	8.5	53.5	0.054
Y.Bug	0.53	1.35	1.88	34.000	55.4	34.6	0.035
Dinyeper	2.12	10.79	12.91	383.500	24.0	15.0	0.015
Don	6.40	8,43	14.83	446.000	33.2	20.8	0.021
Kuban	8.40	1.95	10.35	63.500	163.0	102.0	0.102
Kafkas Nehirleri	6.79	0.50	7.3	24.100	303.0	189.5	0.190
Rion	7.08	2.16	7.6	15.800	481.0	301.0	0.301
Çoruh	15.13	1.1	16.2	16.700	971.0	607.0	0.607
Türk Nehirleri	42.00	6,7	48.7	231.500	208.4	134.0	0.134
Bulgaristan Nehirleri	0.50	0.80	1.3	22.200	58.5	36.6	0.037
Toplam	174.95	89.08	261.87	1980.2	2505	1618.4	1.621

1.3.2. Sediment Türleri

Sediment taşınım modülü koheziv ve koheziv olmayan sedimentlerin tekrar askıya alınmalarını, taşınımlarını ve çökelmelerini içerir. Koheziv sedimentler ince taneli sedimentlerdir, koheziv olmayan sedimentler ise iri parçacıklardır. İri kum taneleri ve çakıl taşları ise yatak yükü olarak adlandırılmaktadır ve bunların taşınımına da yatak yükü taşınımı denmektedir. Bu çalışmada yatak yükü ve koheziv olmayan sedimentler yer almamıştır. Haliç ve denizlerde iri taneli sedimentler normalde yatağın küçük bir bölümünü içerdiği için bu çalışmada üzerinde durulmamıştır. Böylelikle yatak yükünün model sonuçları üzerine etkileri göz ardı edilmektedir.

- Koheziv (Cohesive) Sedimentler: İnce taneli sedimentler, çapları 75 µm den daha az olan sedimentler (kil-silt aralığı).
- Koheziv olmayan (Non-Koheziv) Sedimentler: İri parçacıklar, çapları 75 - 500 µm arasında olan parçacıklardır (ince-orta kum aralığı).
- Yatak yükü (Bed Load) : İri kum, Çakıl yani parçacık çapı 500 µm den daha büyük olan parçacıklardır. Bu parçacıkların taşınımına Bed Load Transport adı verilir (HydroQual, 2002).



Şekil 2. Sediment türleri (URL-5, 2015)

Tekrar askıya alınma ve çökelme mekanizmalarının her ikisi de su yüzeyi ile sediment arasındaki kayma gerilmesinin indüklenmesine bağlıdır (Van Rijn, 1984). Taban kayma gerilmesinin hesaplanması sediment taşınım sürecinin tamamlayıcı bir parçasıdır. Koheziv sediment yatağındaki sedimentlerin tekrar askıya alınmaları karakteristik bir denkleme göre oluşur. Su sütunlarındaki sedimentler sonuçta tekrar çökellerler. Koheziv olmayan sediment yatağındaki sedimentlerin tekrar askıya alınmaları ise Van Rijn (2007)'e göre Suspended Load teorisi ile açıklanır. Her iki durumda da su kolonlarındaki tekrar askıya alınan toplam sediment kütle miktarları koheziv ve koheziv olmayan sedimentlerin yataktaki oranlarına göre pay edilir. Su kolonlarındaki koheziv sedimentlerin çökelmeleri yumaklanma ve çökelme fonksiyonu olarak modellenmiştir. Internal kayma gerilmesi oranı ve su kolonlarındaki parçacık yumaklanma konsantrasyonu etkileri açık bir şekilde çökelme hızı formülasyonunda ifade edilmiştir (Cheng vd., 2012). Koheziv olmayan sedimentlerin çökelmeleri diğer parçacıklarla etkileşime girmeden farklı bir şekilde olduğu varsayılır. Modelin uygunluğu deney sonuçlarını yeniden askıya alma ve çökelme formülasyonunda ki parametrelerle tanımlayabilmek ve koheziv sediment parçacıklarının yumaklanmasının etkilerini dahil etmektir. Sedimentler koheziv sediment yataklarını zamanla şekillendirir. Bir dikey parçalı yatak modeli sediment yatağı özelliklerinin konsolidasyon üzerine etkilerini de dahil eder. Forcing fonksiyonlarda zaman bağımlı nehirde sediment yükü girişi ve açık sınırlarda katıların konsantrasyonunu kolayca belirlenir (Van Rijn, 2007). Pomsed programı çıktıları zamansal ve mekânsal askıda katı madde dağılımını, su kolonlarındaki koheziv ve koheziv olmayan sediment konsantrasyonunu, koheziv ve koheziv olmayan sedimentlerin yataktaki oranlarını,

sedimentlerin çökelme ve aşınma miktarlarını ve yatak yüksekliğindeki zamanla değişimi içerir (HydroQual, 2002).

1.4. Navier-Stokes Denklemleri

Navier-Stokes denklemleri sıvılar, gazlar gibi akışkanların hareketini tanımlamayan denklem sistemlerinden oluşmaktadır. Bu denklemler akışkan içerisindeki birim kütleye etki eden momentum (ivmelenme) değişimlerinin, basınç değişimleri ve sürtünme kayıplarına neden olan viskoz kuvvetlerinin (sürtünmeye benzer) toplamına eşit olduğunun doğruluğunu ortaya koyar. Bu viskoz kuvvetler moleküller arası etkileşimden meydana gelmekte ve akışkanın akmaya ne kadar dirençli (viskoz) olduğunu göstermektedir. Böylece Navier-Stokes denklemlerinin verilen bir akışkanın herhangi bir bölgesindeki kuvvetler dengesinin dinamik ifadesi olduğu söylenebilir. Navier-Stokes denklemleri en kullanışlı denklemlerin başında gelmektedir. Nedeni ise gerek akademik gerekse ekonomik birçok fenomenin fiziğini açıklamaktadır. Hava akımları ve okyanus akıntılarının, boru içindeki su akışının, galaksideki yıldız hareketlerinin, kanat etrafındaki hava akımlarının modellenmesinde ve hesaplanmasında sıkça kullanılır. Süreklilik denklemi, bir akışkanda kütle ve hacmin zamana ve konuma göre değişimiyle ilgilidir (Çengel ve Cimbala, 2008). Akışkanlardan alınan bir kontrol hacminin genel süreklilik denklemi;

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = 0 \quad (1.1)$$

eşitliği ile tanımlanır. Denklemden,

ρ : yoğunluk,

u, v, w : x, y, z koordinat eksenlerindeki hız bileşenlerini göstermektedir.

Sürekli sıkıştırılamaz akışkanlar için,

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = 0 \quad (1.2)$$

(Tek boyutlu sürekli akışta giren akışkan miktarı çıkan akışkan miktarına eşittir.)
olacağından, süreklilik denklemi

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1.3)$$

halini alır. Sıkıştırılmaz Newton tipi (viskozite sabit) akışkanlar için Navier-Stokes denklemi; Momentumun korunumundan

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -(U \cdot \nabla)U + \nabla \cdot (\mu \nabla U) - \frac{1}{\rho} \nabla p + f \quad (1.4)$$

Newton tipi akışkanların deformasyon hızı kayma gerilmesi ile doğru orantılı olup lineerdir ve viskozitesi sabittir. Kinematik viskozite (μ) sabit olduğundan,

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -(U \cdot \nabla)U + \mu \nabla^2 U - \frac{1}{\rho} \nabla p + f \quad (1.5)$$

elde edilir.

Hızın değişimi = yatay taşınım (advektion) + yayılım (difüzyon) + basınç + kitle gibi kuvvetlerin cebirsel toplamına eşittir.

Burada,

μ : kinematik viskozite (sabit)

ρ : yoğunluk (sabit)

p : basınç

f : dış kuvvetler

Navier-Stokes denklemi dört bilinmeyene (üç hız bileşeni ve basınç) sahip olmakla birlikte sadece üç denklemi (vektörel denklem olduğundan üç bileşeni vardır) temsil eder. Dördüncü denklem sıkıştırılmaz süreklilik denklemi olarak alınırsa,

$$\nabla \cdot U = 0 \quad (1.6)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -(U \cdot \nabla)U + \mu \nabla^2 U - \frac{1}{\rho} \nabla p + f \quad (1.7)$$

sistemi elde edilir. Newton tipi sıkıştırılmaz akışkanlar için Süreklilik ve Navier-Stokes denklemleri kartezyen koordinatlarda aşağıdaki gibidir.

Süreklilik denklemi:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1.8)$$

Navier-Stokes denklemleri:

x- Bileşeni:

$$\rho \left(\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} \right) = -\frac{\partial \rho}{\partial x} + \mu \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) + \rho g_x \quad (1.9)$$

y- Bileşeni:

$$\rho \left(\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} \right) = -\frac{\partial \rho}{\partial y} + \mu \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) + \rho g_y \quad (1.10)$$

z- Bileşeni

$$\rho \left(\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} \right) = -\frac{\partial \rho}{\partial z} + \mu \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right) + \rho g_z \quad (1.11)$$

1.5. Türbülans Kapama

Doğada ve mühendislik uygulamalarının çoğunda karşılaşılan akışlar türbülanslıdır. Atmosferik sınır tabaka akışı, okyanus akıntıları, uçaklar etrafındaki akış, petrol ve doğalgaz hatlarındaki akış, nehir ve kanal akışları verilecek örneklerdir. Türbülanslı akışlar her zaman yüksek Reynolds sayılarında ortaya çıkar. Re sayısı arttığında türbülans, akışın kararsızlığını artırır (White, 2004). Kararsızlıklar hareket denklemlerindeki viskoz terimler ve doğrusal olmayan (non-linear) atalet terimlerinin iç etkileşimine bağlıdır. Bu iç etkileşim çok karmaşıktır. Zira en genel olmayan hali ile doğrusal olmayan kısmi diferansiyel denklemler ile ilgili matematiksel bilgi genel çözüm üretebilecek kadar gelişmemiştir (Çengel ve Cimbala, 2008). Tesadüfîlik ve non-linearite türbülans denklemlerini zorlu bir hale getirir. Bu konuda yeterince güçlü matematiksel yöntemlerin eksikliği, bütün teorik yaklaşımları deneme yanılma ilişkisine götürür. Bu anlamda doğrusal olmayan kavramlar ve matematiksel araçlar halen geliştirilmeyi beklemektedir. Isı ve tuzluluğun yayılmasından oluşan korunum denklemi parametrelerle ifade edilen

Reynolds gerilmesi ve akı terimlerini içerir (Mellor ve Yamada, 1982). Dikey karışım katsayıları K_M ve K_H , q türbülans hız ölçeği ve l türbülans uzunluk ölçeğidir. q^2 (türbülans kinetik enerjisi) ve $q^2 l$ bu modeldeki prognostik değişkenler olmak üzere,

$$\frac{\partial q^2}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla q^2 + W \frac{\partial q^2}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \right) + 2K_M \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{2g}{P_0} K_H \frac{\partial p}{\partial z} - \frac{2q^3}{B_1 l} + F_q \quad (1.12)$$

ve

$$\begin{aligned} \frac{\partial (q^2 l)}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla (q^2 l) + W \frac{\partial (q^2 l)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_q \frac{\partial}{\partial z} (q^2 l) \right] + l E_1 K_M \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{l E_1 g}{P_0} K_H \frac{\partial p}{\partial z} - \\ \frac{q^3}{B_1} \tilde{W} + F_l \end{aligned} \quad (1.13)$$

dir.

Burada ∇ yatay gradient operatörü, “wall proximity” fonksiyonu,

$$\tilde{W} \equiv 1 + E_2 \left(\frac{l}{\kappa L} \right) \quad (1.14)$$

ve

$$(L)^{-1} \equiv (\eta - z)^{-1} + (H + z)^{-1} \quad (1.15)$$

olarak tanımlanılar. Yüzeye yakın yerlerde $\frac{l}{\kappa}$ ile L eşit olabilir. Bu durumda,

$$\tilde{W} \equiv 1 + E_2 \quad (1.16)$$

olur. Yüzeyden uzakta ise,

$$l \ll L, \tilde{W} \cong 1$$

dir. $\kappa = 0.4$ Von Karman sabiti.

$$K_M = l q S_M$$

$$K_H = l q S_H$$

$$K_q = l q S_q$$

Denge fonksiyonları S_M, S_H, S_q analitik olarak türetilmiştir.

$$S_M = \frac{B_1^{-\frac{1}{3}} - 3A_1A_2G_H \left[(B_2 - 3A_2) \left(1 - \frac{6A_1}{B_1} \right) - 3C_1(B_2 + 6A_1) \right]}{[1 - 3A_2G_H(6A_1 + B_2)](1 - 9A_1A_2G_H)} \quad (1.17)$$

$$S_H = \frac{A_2 \left(1 - \frac{6A_1}{B_2} \right)}{1 - 3A_2G_H(6A_1 + B_2)} \quad (1.18)$$

$$G_H = - \left(\frac{N_1}{q} \right)^2 \quad (1.19)$$

$$N = \left(- \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial y} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (1.20)$$

(1.20) denklemi Brunt-Vaisala sıklığı olarak bilinir (Mellor ve Yamada, 1982).

Mellor ve Yamada (1982)' e göre ampirik sabitler:

$$A_1 = 0.92$$

$$A_2 = 0.74$$

$$B_1 = 16.6$$

$$B_2 = 10.1$$

$$C_1 = 0.08$$

$$E_1 = 1.8$$

$$E_2 = 1.33$$

$$S_q = 0.2$$

dir. Stabil tabakalı akımlarda türbülans makro ölçek,

$$l \leq \frac{0.53q}{N} \quad (1.21)$$

olarak sınırlandırılmıştır (Galperin vd., 1988).

1.5.1. Sınır Koşulları

Yüzeyde $z = \eta(x, y)$ sınır koşulları,

$$\rho_0 K_M \left(\frac{\partial U}{\partial z}, \frac{\partial V}{\partial z} \right) = (\tau_{ox}, \tau_{oy}) \quad (1.22)$$

$$\rho_0 K_H \left(\frac{\partial \theta}{\partial z}, \frac{\partial S}{\partial z} \right) = (\dot{H}, \dot{S}) \quad (1.23)$$

$$q^2 = B_1^{\frac{2}{3}} U_{\tau s}^2 \quad (1.24)$$

$$q^2 l = 0 \quad (1.25)$$

$$W = U \frac{\partial \eta}{\partial x} + V \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad (1.26)$$

Burada,

(τ_{ox}, τ_{oy}) : yüzey rüzgâr gerilme vektörü

$U_{\tau s}$: yüzeydeki sürtünme hızı

$B_1^{\frac{2}{3}}$: türbülans kapamadan ortaya çıkan ampirik sabit

$\dot{H}$: net okyanus ısı akısı

$\dot{S} \equiv S(0)[\dot{E} - \dot{P}]/\rho_0$

$[\dot{E} - \dot{P}]$: buharlaşma ile yağış arasındaki tatlı su oranı

$S(0)$: yüzeydeki tuzluluk miktarı

Tabanda sınır koşulları:

$$\rho_0 K_M \left(\frac{\partial U}{\partial z}, \frac{\partial V}{\partial z} \right) = (\tau_{bx}, \tau_{by}) \quad (1.27)$$

$$q^2 = B_1^{\frac{2}{3}} U_{\tau b}^2 \quad (1.28)$$

$$q^2 l = 0 \quad (1.29)$$

$$W_b = -U_b \frac{\partial H}{\partial x} - V_b \frac{\partial H}{\partial y} \quad (1.30)$$

Burada,

$H(x, y)$: tabanın topografyası

$U_{\tau b}$: tabandaki sürtünme hızı

(τ_{bx}, τ_{by}) : taban sürtünme gerilmesi

$$\bar{\tau}_b = \rho_0 C_D |V_b| V_b \quad (1.31)$$

Askı maddesinin sürüklenme katsayısı C_D :

$$C_D = \left[\frac{\frac{1}{\kappa} \ln(H+z_b)}{z_0} \right]^{-2} \quad (1.32)$$

z_b : grid noktası

V_b : tabana en yakın grid noktasındaki hız bileşeni

κ : Von Karman sabiti

$$V = (\bar{\tau}_b / \kappa U_{\tau b}) \ln(z/z_0) \quad (1.33)$$

dir.

1.6. Pomsed Model

Pomsed model üç boyutlu hidrodinamik, dalga ve sediment taşınım modelidir. Bu model gerçekçi bir şekilde zaman bağımlı olarak su seviyesi dağılımını, akıntıyı, sıcaklığı, tuzluluğu, koheziv ve koheziv olmayan sedimentlerin taşınımını ve tatlı su sistemlerini simüle etmek için tasarlanmıştır. Bu model birkaç modülden oluşur. Bunlar hidrodinamik modül, sediment taşınım modülü, rüzgâr kaynaklı dalga modülü, ısı akısı modülü ve parçacık izleme modülüdür. Modelinin yapısı her bir modülün ayrı ayrı çalışabilmesini sağlar. Örneğin sediment taşınım modülü yalnız başına çalıştırılabilir. Modülün gerekliliğine göre kullanıcı modülü çalıştırıp veya kapata bilir (Lick vd., 1994; HydroQual, 2002; Chen, 2008).

1.6.1. Internal ve External Hidrodinamikler

Su kaynaklı taşınım algoritmalarındaki yayılım (advection) ve saçılım (dispersion) bilgilerini sağlamak için hidrodinamik simülasyonlar gereklidir. Pomsed internal ve external hidrodinamik bilgilerinin her ikisini de kullanabilmektedir. Internal hidrodinamik opsiyonu seçildiğinde sediment ve tracer (iz) taşınım algoritmaları da paralel olarak çalıştırılır. External hidrodinamik opsiyonu daha önceden oluşturulmuş bilgisayar dosyalarındaki hidrodinamik bilgilerin pomsed tarafından kullanılmasına izin verir. Bu metot, internal hidrodinamik opsiyon ile karşılaştırıldığında bilgisayarların hesaplama zamanını kısaltması açısından daha avantajlıdır. Bilgisayar depolama sistemleri simülasyonların zamansal uzunluğunu sınırlayabilir bu noktada external opsiyonlar belirli bir problem için etkin bir şekilde kullanılmayabilir (HydroQual, 2002).

1.6.2. Sediment Taşınım Modülü

Sediment taşınımı çeşitli problemlerin çözümü için hayati önem taşır. Bunlar; sulak alanların korunması, restorasyon, kıyı erozyonu, navigasyon kanallarının bakımı, inşaat çalışmalarının sudaki siltitasyon ve turbidity etkilerinin incelenmesi gibi. Hesaplama teknolojisinin gelişmesi ile birlikte nümerik simülasyon teknolojisi bu problemlerle baş edilebilmesini sağlamaktadır (Lick vd., 1994). Koheziv ve koheziv olmayan sedimentlerin çökmesini, tekrar askıya alınmasını, taşınımını ve bu taşınım sonucu sedimentlerin akıbetinin ne olacağı sediment taşınım modülü ile elde edilir. Tekrar askıya alınma ve çökme mekanizmalarının her ikisi de su ve sediment ara yüzündeki kayma gerilmesine bağlıdır. Taban kayma gerilmesinin hesaplanması sediment taşınım sürecinin ayrılmaz bir parçasıdır (Ziegler ve Nisbet, 1994). Koheziv sediment yataklarındaki sedimentlerin tekrar askıya alınmaları su kolonlarına belirli bir miktarda kütle akışı ile sonuçlanır. Koheziv olmayan sediment yataklarından tekrar askıya alınan sedimentler Van Rijn (2007)'nin Suspended load teorisine dayanır. Her iki durumda da su kolonları arasındaki askıda sediment miktarı daha sonra koheziv ve koheziv olmayan sediment yatakları arasında pay edilir. Koheziv sedimentlerin çökelmeleri yumaklanma (flocculation) ve çökme fonksiyonu olarak modellenmiştir. Internal kesme oranı etkisi ve parçacık içeren su sütunu konsantrasyonu çökme hızı formülasyonunda tam olarak tanımlanmıştır. Koheziv olmayan sedimentlerin diğer parçacıklarla etkileşime girmeden direkt olarak çökdikleri

kabul edilmektedir. Deneysel sonuçları tekrar askıya alma ve çökelme formülasyonlarında parametrelerle tanımlama ve koheziv sediment parçacıklarının toplanma etkilerini dahil etme açısından karakteristik modelin kendine has bir özelliği vardır. Sedimentlerin yapıları sediment yatak yapılarının zamanla değişime bağlıdır. Dikey segmentlere ayrılmış yatak modelleri sediment yatak özellikleri üzerine consolidation etkilerini de dahil ederler. Zamanla değişen nehir akıntılarındaki sediment yükleri ve açık sınırlarda ki katı madde konsantrasyonları kolayca belirlenir. Sediment taşınım modülünün çıktıları askıda katı maddelerin zamansal ve mekânsal dağılımını, koheziv ve koheziv olmayan maddelerin su kolonlarındaki konsantrasyonunu, koheziv ve koheziv olmayan sedimentlerin yatak oranlarını, sediment çökelmelerini ve aşınma sonucu yatak yüksekliğindeki değişimi içerir (Ziegler ve Nisbet, 1995; Young vd., 2014).

1.6.3. Sediment Konsantrasyonu İçin Korunum Denklemi

Sediment taşınımı için üç boyutlu yayılım (advektion) ve saçılım (dispersion) denklemi ($k=1,2$) olmak üzere,

$$\frac{\partial C_k}{\partial t} + \frac{\partial UC_k}{\partial x} + \frac{\partial VC_k}{\partial y} + \frac{\partial (W - W_{S,k})C_k}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(A_H \frac{\partial C_k}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_H \frac{\partial C_k}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial C_k}{\partial z} \right) \quad (1.34)$$

dir. Burada,

- U, V, W : 3-D hız vektörü
- C_k : sediment konsantrasyonu
- $W_{S,k}$: çökelme hızı
- A_H : yatay difüzyon
- K_H : dikey girdap difüzyonu
- Sınır şartları ise,

$$K_H \frac{\partial C_k}{\partial z} = 0, z \rightarrow \eta$$

$$K_H \frac{\partial C_k}{\partial z} = E_k - D_K, z \rightarrow -H$$

E_k : askıda madde (resuspension) akısı

D_k : çökelme akısı

η : belirli bir noktadan su yüzeyine olan uzaklık

H : belirli bir noktadan tabana olan batimetrik derinliktir.

1.6.4. Yatak Kayma Gerilmesinin Hesaplanması

Yatak kayma gerilmesi, yataktaki bir tanenin harekete başladığı akım koşullarını ifade etmek için kullanılır. Sediment yatağındaki hareketin başlaması stokastik bir olay olduğundan yatak yüzeyindeki taneler üniform büyüklükte olsalar dahi biçimleri, konumları ve dolayısıyla içsel sürtünme açıları farklı olduğu için hepsi aynı anda harekete geçmeyeceklerinden kritik durumu belirlemek zor ve bir ölçüde keyfidir. Yatak hareketinin başlaması için kritik kayma gerilmesinin yatak kayma gerilmesinden büyük olması gerekmektedir (HydroQual, 2002; Wanquan vd., 2015). Sedimentin tekrar askıya alınması için gerekli olan taban kayma gerilmesi şu şekilde hesaplanır;

$$\tau = \rho U_*^2 \quad (1.35)$$

şeklindedir. Burada,

ρ : askı ortamındaki yoğunluk

U_* : kayma hızı

Yalnız akıntı hallerinde, kayma hızı Prandtl-Von Karman logaritmik hız profiline göre,

$$U_* = \frac{ku}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} \quad (1.36)$$

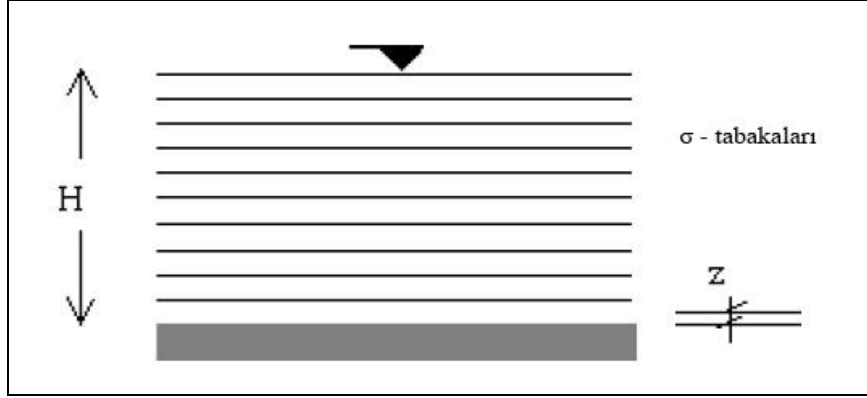
formülasyonuna göre hesaplanır. Burada,

k : Von Karman sabiti

u : yatak civarındaki hız (near-bed velocity)

z : en alt tabakanın merkezinden olan derinlik

z_0 : modele girişte belirlenen taban sürtünmesidir.



Şekil 3. Sigma tabakaları (HydroQual, 2002)

1.6.5. Koheziv Sedimentlerin Tekrar Askıya Alınmaları

Laboratuar deneyleri ve alan çalışmaları, zırlama sonucu olarak sabit kesme gerilmesine maruz kalan koheziv sediment yatağındaki yalnızca sınırlı miktarda sedimentin tekrar askıya alındığını ortaya koymuştur (Parchure ve Mehta, 1985; Tsai ve Lick, 1987; Graham vd., 1992). Gailani vd. (1991)'e göre koheziv sediment yatağından tekrar askıya alınan ince taneli sediment miktarı,

$$\varepsilon = \frac{a_0}{T_d^m} \left(\frac{\tau_b - \tau_c}{\tau_c} \right)^n \quad (1.37)$$

ile elde edilir. Burada,

ε : askıda katı madde potansiyeli

a_0 : kaynak özelliğine bağlı sabit

T_d : çökelme sonrası geçen zaman

τ_b : yatak kayma gerilmesi

τ_c : erozyon için kritik kayma gerilmesi

m, n : çökelme çevresine bağlı sabitler

Bu parametreler genel olarak shaker çalışmaları sonucunda belirlenmiştir (Tsai ve Lick, 1987). Shaker çalışmaları en az 12 aquatik sistemde yapılmıştır ve sayısız sediment taşınım modelinde kullanılmıştır. Deneysel sonuçlar bize su sütunlarındaki sedimentlerin aniden tekrar askıya alınmadıklarını belirli bir zaman periyodu sonrası bu yaklaşık bir saat sonra askıya alındıklarını göstermektedir (Ziegler ve Nisbet, 1994).

Tekrar askıya alınma oranları,

$$E_{tot} = \frac{\varepsilon}{3600 \text{ saniye}} \quad (1.38)$$

ile verilir. Burada,

E_{tot} mevcut tüm sedimentin aşınmasına kadar sabit kabul edilir. ε tekrar askıya alınan sediment miktarı olduğu için E_{tot} ilave sedimentlerin çökmesi yada kesme gerilmesinin artmasına kadar sıfıra ayarlanır (Krone, 1962; Tsai ve Lick, 1987; Gailani vd., 1991). Tekrar askıya alınma oranı,

$$E_k = f_k E_{tot} \quad (1.39)$$

k : sediment türünü belirleyen parametre

f_k : koheziv sediment yatağındaki sediment çeşidine göre sediment oranı.

1.6.6. Koheziv Sedimentlerin Çökelmeleri

Koheziv sedimentlerin çökme oranı sediment akısına ve sedimentlerin topaklanma olasılığına bağlıdır (Burban vd., 1990). Krone (1962)'e göre formülasyon şöyledir,

$$D_1 = -W_{s,1} C_1 P_1 \quad (1.40)$$

$$P_1 = 1 - \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^Y e^{-\frac{\omega^2}{2}} d\omega \quad (1.41)$$

$$Y = 2.04 \log \left[0.25 \left(\frac{\tau_b}{\tau_{b,min}} - 1 \right) e^{1.07 \tau_{b,min}} \right] \quad (1.42)$$

Burada,

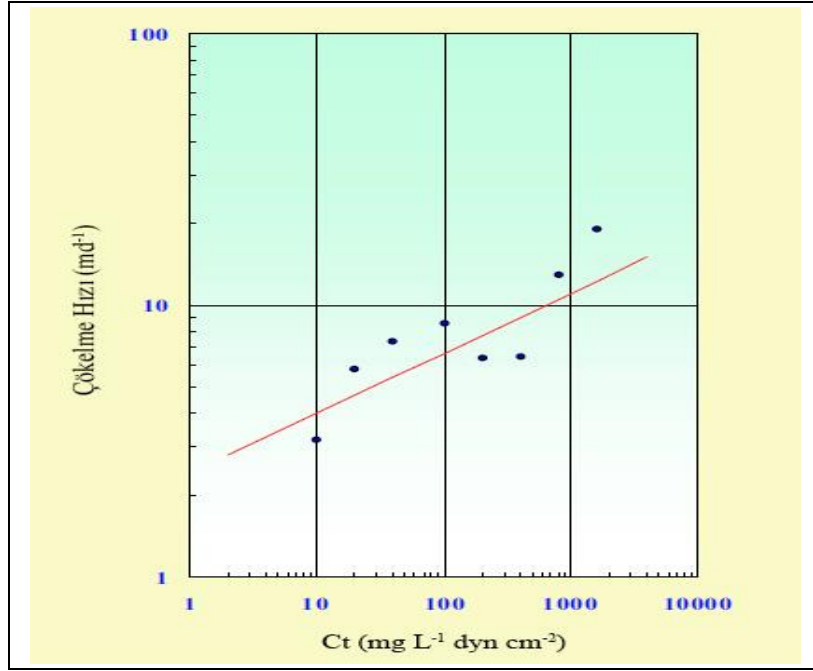
D_1 : çökme akısı ($g \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$)

$W_{s,1}$: koheziv sediment topaklarının çökme hızı ($cm \text{ s}^{-1}$)

C_1 : askıda koheziv sediment konsantrasyonu ($g \text{ cm}^{-3}$)

P_1 : çökme olasılığı

Koheziv sediment yumaklarının çökme hızı geniş bir konsantrasyon ve kesme gerilmesi aralığında ölçülmüştür. Deneysel sonuçlar bize gösteriyor ki koheziv sediment yumaklarının çökme hızı konsantrasyon ürünü, sediment yumaklarının yapısı ve su kolonlarındaki kesme gerilmesine bağlıdır (Burban vd., 1990).



Şekil 4. Koheziv sedimentlerin çökme hızı (Burban vd., 1990)

$$w_{s,1} = \alpha(C_1 G)^\beta \quad (1.43)$$

Burada, $w_{s,1}$, C_1 , G sırasıyla $m \text{ day}^{-1}$, $mg \text{ L}^{-1}$ ve $dynes \text{ cm}^{-2}$ ile ifade edilir. Bu denklem açık bir şekilde çökme ve topaklanma üzerine internal kesme gerilmesinin (G) etkilerini dahil etmiştir. Tuzlu suda $\alpha = 2.42$ ve $\beta = 0.22$ olarak belirlenmiştir (Burban vd., 1990). Su kolonları kesme gerilmesi (G) akıntı hızı ve dikey girdap viskozitesine göre,

$$G = \rho K_M \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (1.44)$$

olarak verilmiştir. Burada,

K_M : dikey girdap viskozitesi

ρ : askı ortamındaki yoğunluktur.

Çökelme olasılığı yumak boyut heterojenliği ve çökelme oranı üzerine yakın yatak türbülansını parametrize etmektedir. Sediment su ara yüzü çevresinde meydana gelen karmaşık etkileşimler sadece belirli bir miktar sedimentin yatağa çökmesine sebep olmaktadır (Krone, 1962; Partheniades, 1992). Krone (1962)'e göre çökelme olasılığı,

$$P_1 = \begin{cases} 1 - \frac{\tau_b}{\tau_d}, \tau_b \leq \tau_d \\ 0, \tau_b > \tau_d \end{cases} \quad (1.45)$$

olarak verilmiştir. Burada,

τ_b : taban kesme gerilmesi (dynes cm^{-2})

τ_d : çökelme için kritik kesme gerilmesi (dynes cm^{-2})

Çökelme için kritik kesme gerilmesi τ_d tipik modelleme çalışmalarında bir kalibrasyon parametresi olarak kullanılır. Sınırlı deneysel verilere göre τ_d sediment konsantrasyon ve türüne göre 0.6 ile 1.1 dynes cm^{-2} arasında belirlenir (Krone, 1962; Mehta ve Partheniades, 1975). Partheniades (1992) deneysel temellere dayanan yeni bir formülasyon geliştirmiştir.

$$P_1 = 1 - \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^Y e^{-\frac{\omega^2}{2}} d\omega \quad (1.46)$$

dir. Burada,

ω : kukla (dummy) değişken

$$Y = 2.04 \log \left[0.25 \left(\frac{\tau_b}{\tau_{b,min}} - 1 \right) e^{1.07 \tau_{b,min}} \right] \quad (1.47)$$

$\tau_{b,min}$: taban kesme gerilmesi

(1.46) olasılık integrali $0 \leq Y < \infty$ için yaklaşık olarak bir kübik denklemdir.

$$P_1 = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{Y^2}{2}} (0.4362Z - 0.1202Z^2 + 0.9373Z^3) \quad (1.48)$$

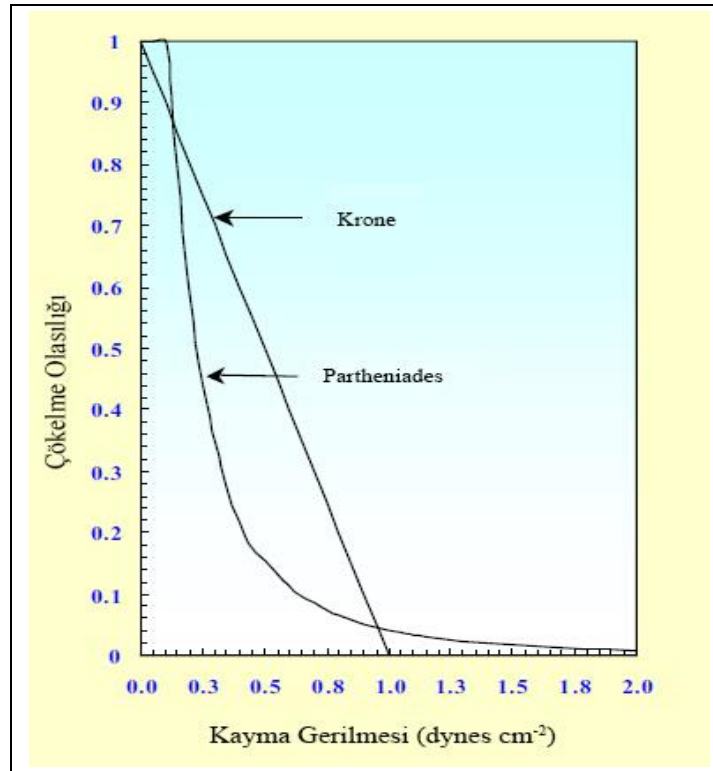
burada,

$$Y < 0, P_1(-Y) = 1 - P_1(Y) \quad (1.49)$$

için

$$z = (1 + 0.3327Y)^{-1} \quad (1.50)$$

Krone ve Partheniades olasılık formülleri arasında iki temel fark vardır. İlk olarak düşük kesme gerilmesi olan bölgelerde Partheniades yaklaşımı Krone metoduna göre önemli ölçüde yüksek miktarda çökme ile sonuçlanır (kesme gerilmesi $\tau_{b,min}$ kadar $P_1 = 1$ için). İkincisi ise Partheniades formülü yüksek kesme gerilmesi olsa bile sonlu miktarda çökmenin olmasına izin verir (Santos vd., 2014).

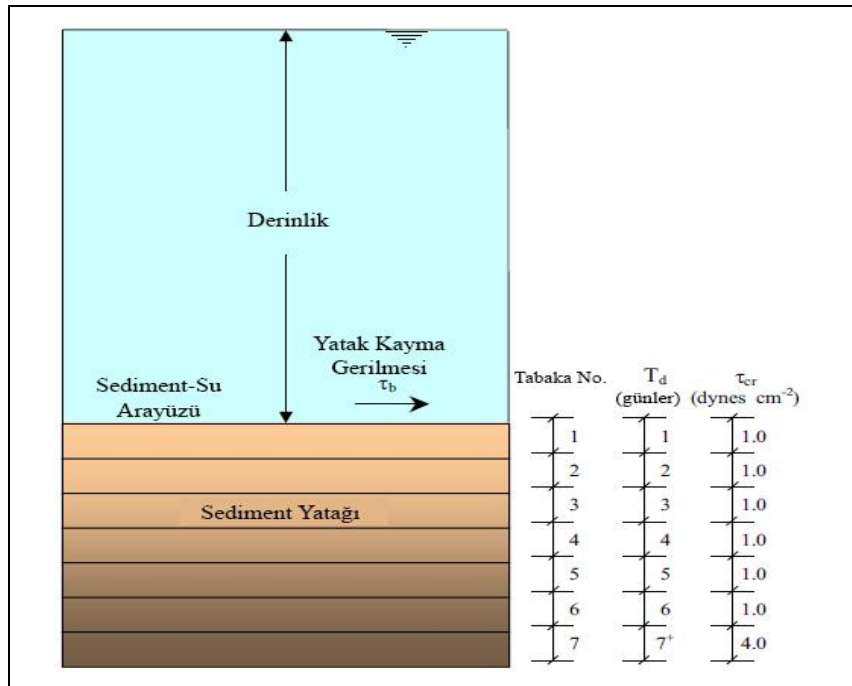


Şekil 5. Krone ve Parpheniades çökme olasılıkları (HydroQual, 2002)

1.6.7. Koheziv Sediment Yatak Modeli

Çökme ve erozyonun etkilerini gerçekçi bir şekilde simüle etmek, yatak kalınlığı ve aşınma kapasitesi gibi yatak özelliklerini değiştirmek için dikey koheziv sediment yatak modeli inşa edilmiştir. Bu model sediment yatağını yedi tabakaya ayırarak elde edilir. Yatağın her bir katmanı kuru yoğunluk (ρ_d) ile karakterize edilir bunlar erozyonun

başlaması için kritik kayma gerilmesi τ_{cr} ve başlangıç kalınlığı gibi. Her bir tabaka için çökelmeden sonraki zaman (time after deposition) birinci günden itibaren yüzeyden başlayarak lineer bir şekilde yedinci gün tabana kadar artmaktadır. Laboratuvar sonuçları konsolidasyonun tekrar askıya alma üzerine etkilerini çökelmeden sonra minimal yedi gün olduğunu göstermiştir. Bundan dolayı da çökelmiş sedimentlerin en az yedi günlük ya da daha eski olduğu kabul edilir. Tekrar askıya alma potansiyel denklemi her bir tabakada zamanla (T_d) konsolidasyonun (T_d)^{-m}terimine uygun olarak azaldığını gösterir. Katmanlı yatak modeli yalnızca yatak katmanlarında meydana gelen tekrar askıya alma ve çökme akışı ile birlikte kütle korunumu yapar. Yapılan bu simülasyon sürecinde yatak modeli yatak kalınlığındaki değişikliği, koheziv ve koheziv olmayan sedimentlerin her bir tabakadaki miktarlarını, sediment su yüzeyindeki çökelmeyi ve tekrar askıya alınmayı hesaplar (Tsai ve Lick, 1987; MacIntyre vd., 1990; Jia ve Wang, 2006).



Şekil 6. Sediment yatak modeli (HydroQual, 2002)

1.6.8. Ortogonal Eğrisel Koordinat Sistem Dönüşümü

Bu modelin daha önceki modele göre en önemli avantajı yatay, dikey ve eğrisel koordinat sistemi olarak kullanılmasıdır. Bu model için öncelik internal modda verilen

denklemlerdir. Bu denklemler kütle akısı korunum denklemleridir (Blumberg ve Herring, 1987). Süreklilik Denklemi:

$$h_1 h_2 \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial \zeta_1} (h_2 U_1 D) + \frac{\partial}{\partial \zeta_2} (h_1 U_2 D) + h_1 h_2 \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = 0 \quad (1.51)$$

burada,

$$\omega = W - \frac{1}{h_1 h_2} \left[h_2 U_1 \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial \zeta_1} + \frac{\partial \eta}{\partial \zeta_1} \right) + h_1 U_2 \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial \zeta_2} + \frac{\partial \eta}{\partial \zeta_2} \right) \right] - \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial t} \right) \quad (1.52)$$

Reynolds Denklemleri:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial (h_1 h_2 D U_1)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial \zeta_1} (h_2 D U_1^2) + \frac{\partial}{\partial \zeta_2} (h_1 D U_1 U_2) + h_1 h_2 \frac{\partial (\omega U_1)}{\partial \sigma} + D U_2 \left(-U_2 \frac{\partial h_2}{\partial \zeta_1} + \right. \\ & U_1 \frac{\partial h_1}{\partial \zeta_2} - h_1 h_2 f \Big) = -g D h_2 \left(\frac{\partial \eta}{\partial \zeta_1} + \frac{\partial H_0}{\partial \zeta_1} \right) - \frac{g D^2 h_2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[\frac{\partial \rho}{\partial \zeta_1} - \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial \zeta_1} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right] d\sigma - D \frac{h_2}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial \zeta_1} + \\ & \frac{\partial}{\partial \zeta_1} \left(2 A_M \frac{h_2}{h_1} D \frac{\partial U_1}{\partial \zeta_1} \right) + \frac{\partial}{\partial \zeta_2} \left(A_M \frac{h_1}{h_2} D \frac{\partial U_1}{\partial \zeta_2} \right) + \frac{\partial}{\partial \zeta_2} \left(A_M D \frac{\partial U_2}{\partial \zeta_1} \right) + \frac{h_1 h_2}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(K_M \frac{\partial U_1}{\partial \sigma} \right) \end{aligned} \quad (1.53)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial (h_1 h_2 D U_2)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial \zeta_1} (h_2 D U_1 U_2) + \frac{\partial}{\partial \zeta_2} (h_1 D U_2^2) + h_1 h_2 \frac{\partial (\omega U_2)}{\partial \sigma} + D U_1 \left(-U_1 \frac{\partial h_1}{\partial \zeta_2} + \right. \\ & U_2 \frac{\partial h_2}{\partial \zeta_1} + h_1 h_2 f \Big) = -g D h_1 \left(\frac{\partial \eta}{\partial \zeta_2} + \frac{\partial H_0}{\partial \zeta_2} \right) - \frac{g D^2 h_1}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[\frac{\partial \rho}{\partial \zeta_2} - \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial \zeta_2} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right] d\sigma - D \frac{h_1}{\rho_0} \frac{\partial p_a}{\partial \zeta_2} + \\ & \frac{\partial}{\partial \zeta_2} \left(2 A_M \frac{h_1}{h_2} D \frac{\partial U_2}{\partial \zeta_2} \right) + \frac{\partial}{\partial \zeta_1} \left(A_M \frac{h_2}{h_1} D \frac{\partial U_2}{\partial \zeta_1} \right) + \frac{\partial}{\partial \zeta_1} \left(A_M D \frac{\partial U_1}{\partial \zeta_2} \right) + \frac{h_1 h_2}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(K_M \frac{\partial U_2}{\partial \sigma} \right) \end{aligned} \quad (1.54)$$

Sıcaklık Taşınımı:

$$\begin{aligned} & h_1 h_2 \frac{\partial (\theta D)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial \zeta_1} (h_2 U_1 \theta D) + \frac{\partial}{\partial \zeta_2} (h_1 U_2 \theta D) + h_1 h_2 \frac{\partial (\omega \theta)}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \zeta_1} \left(\frac{h_2}{h_1} A_H D \frac{\partial \theta}{\partial \zeta_1} \right) + \\ & \frac{\partial}{\partial \zeta_2} \left(\frac{h_1}{h_2} A_H D \frac{\partial \theta}{\partial \zeta_2} \right) + \frac{h_1 h_2}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(K_H \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \right) \end{aligned} \quad (1.55)$$

Tuzluluk Taşınımı:

$$\begin{aligned} & h_1 h_2 \frac{\partial (S D)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial \zeta_1} (h_2 U_1 S D) + \frac{\partial}{\partial \zeta_2} (h_1 U_2 S D) + h_1 h_2 \frac{\partial (\omega S)}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \zeta_1} \left(\frac{h_2}{h_1} A_H D \frac{\partial S}{\partial \zeta_1} \right) + \\ & \frac{\partial}{\partial \zeta_2} \left(\frac{h_1}{h_2} A_H D \frac{\partial S}{\partial \zeta_2} \right) + \frac{h_1 h_2}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(K_H \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) \end{aligned} \quad (1.56)$$

Türbülans Kinetik Enerjinin Taşınımı:

$$\begin{aligned}
 h_1 h_2 \frac{\partial(q^2 D)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial \zeta_1} (h_2 U_1 D q^2) + \frac{\partial}{\partial \zeta_2} (h_1 h_2 D q^2) + h_1 h_2 \frac{\partial(\omega q^2)}{\partial \sigma} = h_1 h_2 \left\{ \frac{2K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U_1^2}{\partial \sigma} \right) + \right. \right. \\
 \left. \left(\frac{\partial U_2^2}{\partial \sigma} \right) \right] + \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} - \frac{2q^3 D}{\Lambda_1} \right\} + \frac{\partial}{\partial \zeta_1} \left(\frac{h_2}{h_1} A_H D \frac{\partial q^2}{\partial \zeta_1} \right) + \frac{\partial}{\partial \zeta_2} \left(\frac{h_1}{h_2} A_H D \frac{\partial q^2}{\partial \zeta_2} \right) + \\
 \frac{h_1 h_2}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(K_H \frac{\partial q^2}{\partial \sigma} \right)
 \end{aligned} \quad (1.57)$$

Türbülans Makro Ölçek:

$$\begin{aligned}
 h_1 h_2 \frac{\partial(q^2 \lambda D)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial \zeta_1} (h_2 U_1 D q^2 \lambda) + \frac{\partial}{\partial \zeta_2} (h_1 h_2 D q^2 \lambda) + h_1 h_2 \frac{\partial(\omega q^2 \lambda)}{\partial \sigma} = \\
 h_1 h_2 \left\{ \frac{\lambda E_1}{D} \left[\left(\frac{\partial U_1^2}{\partial \sigma} \right) + \left(\frac{\partial U_2^2}{\partial \sigma} \right) \right] + \frac{\lambda E_1 g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} - \frac{q^3 D}{B_1} \tilde{w} \right\} + \frac{\partial}{\partial \zeta_1} \left(\frac{h_2}{h_1} A_H D \frac{\partial (q^2 \lambda)}{\partial \zeta_1} \right) + \\
 \frac{\partial}{\partial \zeta_2} \left(\frac{h_1}{h_2} A_H D \frac{\partial (q^2 \lambda)}{\partial \zeta_2} \right) + \frac{h_1 h_2}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(K_q \frac{\partial (q^2 \lambda)}{\partial \sigma} \right)
 \end{aligned} \quad (1.58)$$

burada ζ_1 ve ζ_2 keyfi yatay eğrisel ortogonal koordinatlardır.

1.6.9. Koheziv Olmayan Sedimentlerin Tekrar Askıya Alınmaları

Koheziv olmayan sedimentlerin tekrar askıya alınmaları Van Rijn (1984) tarafından geliştirilen metot ile hesaplanmaktadır. Bu metotta ilk olarak yatak kayma hızı (U_*) ile kritik yatak kayma hızı ($U_{*,crbed}$), hareketin başlaması için Shields kriterine göre karşılaştırılır. Tekrar askıya alınma hareketinin başlaması ancak Shields kriterine göre yatak yükü taşıma hareketini ve kritik yatak kayma gerilmesi hızını aştığı zaman gerçekleşir. Eğer tekrar askıya alınma gerçekleşiyorsa yerel D_{50} ve yatak kayma hızı (U_*) sediment yatağı (C_a) üzerindeki yükseklikte ($z = a$) referans konsantrasyonunu belirlemede kullanılır. Sonuç olarak U_* , D_{50} ve C_a gibi yerel değerler tekrar askıya alınma oranını hesaplamada kullanılırlar (Van Rijn, 1984; Ziegler ve Nisbet, 1994). Hareketin başlaması için kritik yatak kayma hızının hesaplanması şu şekildedir. D_* boyutsuz parçacık parmetresi olmak üzere,

$$D_* = \left[\frac{(s-1)g}{v^2} \right]^{\frac{1}{3}} D_{50} \quad (1.59)$$

dir. Burada,

s : parçacıkların özgül ağırlıkları

g : yerçekimi ivmesi

v : kinematik viskozite

D_{50} : kaynaktaki örnek parçacık çapı

Hareketin başlaması için kritik yatak kayma hızı Shields kriterine göre;

$$U_{*,crbed} = [(s-1)gD_{50}\theta_{cr}]^{\frac{1}{2}} \quad (1.60)$$

ile hesaplanır. Burada,

θ_{cr} = kritik hareket parametresi

$$\theta = 0.24 D_*^{-1} \quad D_* \leq 4$$

$$\theta_{cr} = 0.14 D_*^{-0.64} \quad 40 < D_* \leq 10$$

$$\theta_{cr} = 0.04 D_*^{-0.10} \quad 10 < D_* \leq 20$$

$$\theta_{cr} = 0.13 D_*^{-0.29} \quad 20 < D_* \leq 150$$

$$\theta_{cr} = 0.055 \quad D_* > 150$$

olarak tanımlanır. Tekrar askıya alınma için kritik kayma hızının hesaplanması ise,

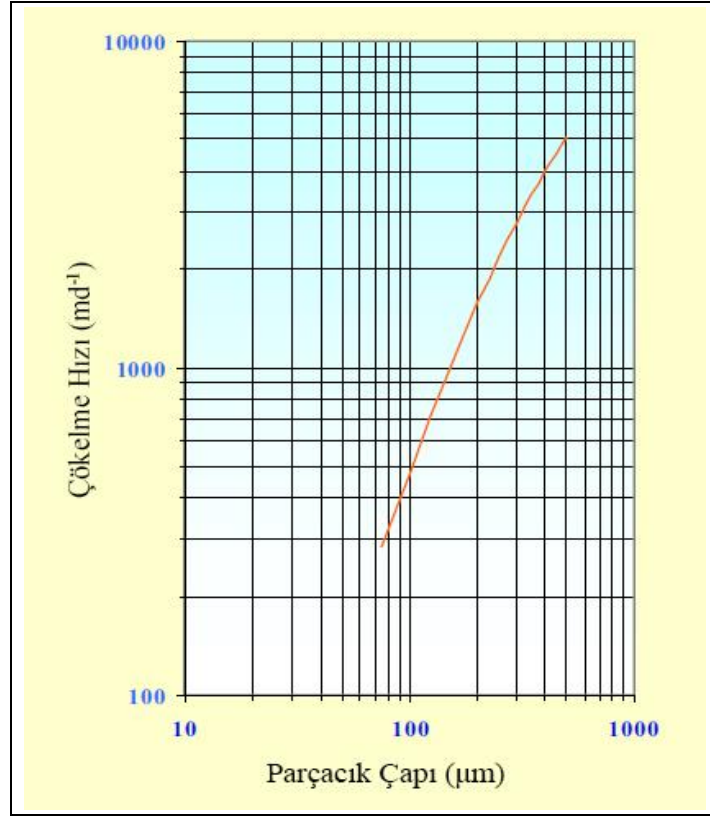
$$U_{*,crsus} = W_{s,2} \quad (1.61)$$

şeklindedir. Burada,

$W_{s,2}$: koheziv olmayan askıda maddelerin çökelme hızı, Cheng (1997) 'e göre

$$W_{s,2} = \frac{v}{D_k} [(25 + 1.2D_*^2)^{0.5} - 5]^{15} \quad (1.62)$$

dir. Parçacık çapı (D_k) ve çökelme hızı ($W_{s,2}$) arasındaki ilişkiyi veren grafik Şekil 7' deki gibidir.



Şekil 7. Koheziv olmayan sedimentler için parçacık çapı, çökelme hızı (Cheng, 1997)

Yatak kayma hızının hesaplanması;

$$U_* = \frac{ku}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} \quad (1.63)$$

şeklindedir. Eğer yatak kayma hızı (U_*) hareket için eşik değerinden ($U_{*,crbed}$) daha az veya askıda maddelerin kritik kayma hızından daha az ise o zaman çökelme olur. Eğer U_* , $U_{*,crbed}$ ve $U_{*,crsus}$ aşarsa sediment akısı sediment yatağından su kolonlarının alt tabakalarına doğru olur (Cheng, 1997; Jun vd., 2012). Askıda yük taşınımı hesaplanması,

Taşıyım parametresinin hesaplanması:

$$T = \frac{U_*^2}{U_{*,crbed}^2} - 1 \quad (1.64)$$

dir.

Yatağın üzerinde referans seviyesinin hesaplanması:

$$a = \max(0.01h, k_s)$$

dir. Burada,

h : su derinliği

k_s : Nikuradse pürüzlülük yüksekliği

$$C_a = \frac{0.015 D_k T^{1.5}}{a D_*^{0.3}} \quad (1.65)$$

dir.

$$0.1 < \frac{W_s}{U_*} < 1$$

için β faktörü

$$\beta = 1 + 2 \left(\frac{W_s}{U_*} \right)^2 \quad (1.66)$$

dir.

$$0.01 < \frac{W_s}{U_*} \leq 1$$

için ϕ faktörü

$$\phi = 2.5 \left(\frac{W_s}{U_*} \right)^{0.8} \left(\frac{C_a}{C_0} \right) \quad (1.67)$$

dir. Burada C_0 maksimum volumetric yatak konsantrasyonudur.

$$C_0 = 0.65$$

dir. Tekrar askıya alma parametresinin hesaplanması,

$$Z' = Z + \phi = \frac{W_s}{\beta k U_*} + \phi \quad (1.68)$$

şeklindedir.

F faktörünün hesaplanması:

$$F = \frac{\left(\frac{a}{h}\right)^{z'} - \left(\frac{a}{h}\right)^{1.2}}{\left(1 - \frac{a}{h}\right)(1.2 - z')} \quad (1.69)$$

şeklindedir. Askıda madde taşınımının hesaplanması:

$$q_s = FzUC_a \quad (1.70)$$

z : en düşük sigma tabakasının derinliği

şeklindedir.

Yataktan ortaya çıkan askıda madde akısı, toplam askıda madde taşınımı (akıntının taşıma kapasitesi) ile en düşük sigma tabakasındaki mevcut yatay sediment akısı arasındaki farktan hesaplanır. Eğer fark sıfırdan büyük olursa erozyon, sıfırdan küçük olursa çökelme oluşur. Bu nedenle U_* , $U_{*,crbed}$ ve $U_{*,crsus}$ den büyük olsa bile çökelme olur (HydroQual, 2002; Mellor, 1998; Roy ve Sinha, 2014). Koheziv olmayan sedimentlerin tekrar askıya alınmaları veren eşitlik aşağıdaki gibidir.

$$E = \frac{(sq_s - qzC_z)\Delta t}{\Delta x \Delta y} \quad (1.71)$$

Burada,

C_z : en düşük sigma seviyesindeki askıda sediment konsantrasyonu

Δt : zaman aralığı (time step)

$\Delta x \Delta y$: taban yüzey alanı

ile hesaplanır. Yatak kayma hızı (U_*) kritik değerler olan $U_{*,crbed}$ veya $U_{*,crsus}$ dan daha düşük olduğu zaman su kolonlarındaki sedimentler,

$$D_2 = W_{s,2}C_2 \quad (1.72)$$

ile elde edilir. Burada,

D_2 : koheziv olmayan sedimentlerin çökelme akısı

$W_{s,2}$: çökelme hızı

C_2 : yakın yatak askıda sediment konsantrasyonu

formülasyonuna göre çökelirler.

2. YAPILAN ÇALIŞMALAR

2.1. Dinamik ve Termodinamik Denklemler

Üç boyutlu bir koordinat sistemini ele alalım. Su yüzeyinde $Z = \eta(x, y, t)$ ve tabanda $Z = -H(x, y)$ olsun. Eğer $\bar{V}(U, V)$ yatay hız vektörü ve ∇ yatay gradient operatörü ise süreklilik denklemi;

$$\nabla \cdot \bar{V} + \frac{\partial W}{\partial Z} = 0 \quad (2.1)$$

dir. Reynolds momentum denklemleri ise,

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{V} U + W \frac{\partial U}{\partial Z} - fV = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial X} + \frac{\partial}{\partial Z} \left(K_M \frac{\partial U}{\partial Z} \right) + F_X \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{V} V + W \frac{\partial V}{\partial Z} + fU = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial Y} + \frac{\partial}{\partial Z} \left(K_M \frac{\partial V}{\partial Z} \right) + F_Y \quad (2.3)$$

$$\rho g = -\frac{\partial P}{\partial Z} \quad (2.4)$$

olur. Burada,

ρ_0 : referans yoğunluğu

ρ : ölçülen yerdeki (in situ) yoğunluk

g : yerçekimi ivmesi

P : basınç

K_M : türbülans hareketinin dikey girdap yayılımı

f : Coriolis parametresi

$$P(x, y, z, t) = P_{atm} + g\rho_0 \eta + g \int_z^0 \rho(x, y, z', t) dz' \quad (2.5)$$

burada, P_{atm} sabit kabul edilir.

Sıcaklık ve tuzluluk için korunum denklemleri ise şöyledir,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \bar{V} \cdot \Delta \theta + W \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + F_\theta \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \bar{V} \cdot \Delta S + W \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right) + F_S \quad (2.7)$$

burada,

θ : potansiyel sıcaklık (sığ su uygulamalarındaki in situ sıcaklığı)

S : tuzluluk

K_H : ısı ve tuz için dikey girdap yayılımı

$$\rho = \rho(\theta, S)$$

$$F_X = \frac{\partial}{\partial x} \left[2A_M \frac{\partial U}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] \quad (2.8)$$

$$F_Y = \frac{\partial}{\partial x} \left[2A_M \frac{\partial V}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial x} \left[A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] \quad (2.9)$$

$$F_{\theta, S} = \frac{\partial}{\partial x} \left[A_H \frac{\partial (\theta, S)}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[A_H \frac{\partial (\theta, S)}{\partial y} \right] \quad (2.10)$$

2.2. Sigma Koordinat Sistem

Genellikle sıradan bir x, y, z koordinat sistemi düzensiz, geniş batimetri alanlarında dezavantajlıdır bu yüzden tabanı ve su yüzeyini bağımsız değişkenlerle ifade edebilen yeni bir koordinat sistemi elde edilmiştir. Bu koordinat sistemine sigma koordinat (σ – *koordinat*) sistemi denir (Mellor ve Blumberg, 1985). Internal ve external korunum denklemleri (x, y, z) koordinat sisteminden (x^*, y^*, σ, t^*) koordinat sistemine dönüştürülürse,

$$x^* = x, y^* = y, \sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}, t^* = t, D \equiv H + \eta \text{ ve zincir kuralı uygulanırsa;}$$

$$\frac{\partial G}{\partial x} = \frac{\partial G}{\partial x^*} + \frac{\partial G}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial D} \frac{\partial D}{\partial x^*} + \frac{\partial G}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial \eta} \frac{\partial \eta}{\partial x^*}$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial G}{\partial x} &= \frac{\partial G}{\partial x^*} + \frac{\partial G}{\partial \sigma} \left[-\frac{(z-\eta)}{D^2} \frac{\partial D}{\partial x^*} + \left(-\frac{1}{D}\right) \frac{\partial \eta}{\partial x^*} \right] \\
\frac{\partial G}{\partial x} &= \frac{\partial G}{\partial x^*} + \frac{\partial G}{\partial \sigma} \left[-\frac{\sigma D}{D^2} \frac{\partial D}{\partial x^*} + \left(-\frac{1}{D}\right) \frac{\partial \eta}{\partial x^*} \right] \\
\frac{\partial G}{\partial x} &= \frac{\partial G}{\partial x^*} - \frac{\partial G}{\partial \sigma} \left[\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial x^*} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial x^*} \right]
\end{aligned} \tag{2.11}$$

elde edilir.

$$\begin{aligned}
\frac{\partial G}{\partial y} &= \frac{\partial G}{\partial y^*} + \frac{\partial G}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial D} \frac{\partial D}{\partial y^*} + \frac{\partial G}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial \eta} \frac{\partial \eta}{\partial y^*} \\
\frac{\partial G}{\partial y} &= \frac{\partial G}{\partial y^*} + \frac{\partial G}{\partial \sigma} \left[-\frac{(z-\eta)}{D^2} \frac{\partial D}{\partial y^*} + \left(-\frac{1}{D}\right) \frac{\partial \eta}{\partial y^*} \right] \\
\frac{\partial G}{\partial y} &= \frac{\partial G}{\partial y^*} + \frac{\partial G}{\partial \sigma} \left[-\frac{\sigma D}{D^2} \frac{\partial D}{\partial y^*} + \left(-\frac{1}{D}\right) \frac{\partial \eta}{\partial y^*} \right] \\
\frac{\partial G}{\partial y} &= \frac{\partial G}{\partial y^*} - \frac{\partial G}{\partial \sigma} \left[\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial y^*} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial y^*} \right]
\end{aligned} \tag{2.12}$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial G}{\partial t} &= \frac{\partial G}{\partial t^*} + \frac{\partial G}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial D} \frac{\partial D}{\partial t^*} + \frac{\partial G}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial \eta} \frac{\partial \eta}{\partial t^*} \\
\frac{\partial G}{\partial t} &= \frac{\partial G}{\partial t^*} + \frac{\partial G}{\partial \sigma} \left[-\frac{(z-\eta)}{D^2} \frac{\partial D}{\partial t^*} + \left(-\frac{1}{D}\right) \frac{\partial \eta}{\partial t^*} \right] \\
\frac{\partial G}{\partial t} &= \frac{\partial G}{\partial t^*} + \frac{\partial G}{\partial \sigma} \left[-\frac{\sigma D}{D^2} \frac{\partial D}{\partial t^*} + \left(-\frac{1}{D}\right) \frac{\partial \eta}{\partial t^*} \right] \\
\frac{\partial G}{\partial t} &= \frac{\partial G}{\partial t^*} - \frac{\partial G}{\partial \sigma} \left[\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial t^*} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial t^*} \right]
\end{aligned} \tag{2.13}$$

$$\frac{\partial G}{\partial z} = \frac{\partial G}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial t} = \frac{1}{D} \frac{\partial G}{\partial \sigma} \tag{2.14}$$

Burada, G keyfi bir alan, $\sigma = 0$ için $z = \eta$ ve $\sigma = -1$ için $z = -H$ olur.

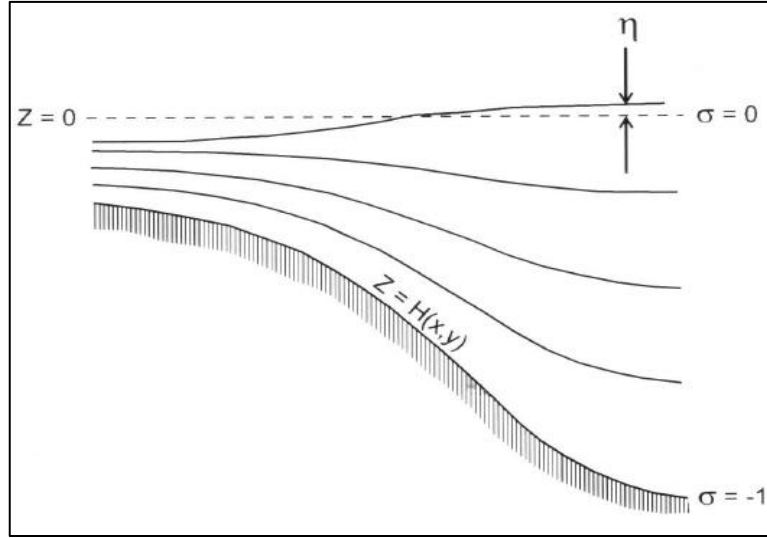
Dikey Hız:

$$\omega \equiv w - U\omega\sigma \frac{\partial D}{\partial x^*} + \frac{\partial \eta}{\partial x^*} - V\sigma \frac{\partial D}{\partial y^*} + \frac{\partial \eta}{\partial y^*} - \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial t^*} + \frac{\partial \eta}{\partial t^*} \right) \tag{2.15}$$

olarak tanımlanır. Yeni sınır koşulları ise,

$$\omega(x^*, y^*, 0, t^*) = 0, \omega(x^*, y^*, -1, t^*) = 0 \tag{2.16}$$

dir.



Şekil 8. Sigma koordinat sistem (Mellor ve Blumberg, 1985)

Her hangi bir entegre miktarı olan G ,

$$\bar{G} = \int_{-1}^0 G d\sigma \quad (2.17)$$

olarak hesaplanır.

(1.12), (1.13), (2.1), (2.2), (2.3), (2.6), (2.7) denklemleri notasyon kolaylığı açısından yıldızlar düşürülüp sigma-koordinat sistemine dönüştürülerek yeniden yazılırsa,

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial UD}{\partial x} + \frac{\partial VD}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial \sigma} = 0 \quad (2.18)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial UD}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UV D}{\partial y} + \frac{\partial UW}{\partial \sigma} - fVD + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} &= \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right) \frac{gD^2}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma + \\ \frac{gD}{\rho_0} \frac{\partial D}{\partial x} \int_{\sigma}^0 \sigma \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} d\sigma + F_X \end{aligned} \quad (2.19)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial VD}{\partial t} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} + \frac{\partial UV D}{\partial x} + \frac{\partial VW}{\partial \sigma} + fUD + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} &= \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) \frac{gD^2}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial y} \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma + \\ \frac{gD}{\rho_0} \frac{\partial D}{\partial y} \int_{\sigma}^0 \sigma \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} d\sigma + F_Y \end{aligned} \quad (2.20)$$

$$\frac{\partial \theta D}{\partial t} + \frac{\partial \theta UD}{\partial x} + \frac{\partial \theta VD}{\partial y} + \frac{\partial \theta W}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_H}{D} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \right) + F_{\theta} \quad (2.21)$$

$$\frac{\partial SD}{\partial t} + \frac{\partial SUD}{\partial x} + \frac{\partial SVD}{\partial y} + \frac{\partial SW}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) + F_S \quad (2.22)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2 D}{\partial t} + \frac{\partial U q^2 D}{\partial x} + \frac{\partial V q^2 D}{\partial y} + \frac{\partial W q^2}{\partial \sigma} &= \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2}{\partial \sigma} \right) + \frac{2K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] \\ &+ \frac{2g}{\rho_0} K_M \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} 2Dqsup_{B_1 l} \frac{3}{B_1 l} + F_q \end{aligned} \quad (2.23)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2 l D}{\partial t} + \frac{\partial U q^2 l D}{\partial x} + \frac{\partial V q^2 l D}{\partial y} + \frac{\partial W q^2 l}{\partial \sigma} &= \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2 l}{\partial \sigma} \right) \\ &+ E_1 l \left\{ \frac{K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + \frac{q D^3}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right\} \frac{D q^3}{B_1} \tilde{W} + Fl \end{aligned} \quad (2.24)$$

elde edilir. Yatay viskozite ve difüzyon terimleri aşağıdaki gibi tanımlanır,

$$F_x \equiv \frac{\partial D \hat{\tau}_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} (D \hat{\tau}_{yx}) \quad (2.25)$$

$$F_y \equiv \frac{\partial D \hat{\tau}_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} (D \hat{\tau}_{xy}) \quad (2.26)$$

$$\hat{\tau}_{xx} = 2A_M \left[\frac{\partial U}{\partial x} \right] \quad (2.27)$$

$$\hat{\tau}_{xy} = \hat{\tau}_{yx} = A_M \left[\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right] \quad (2.28)$$

$$\hat{\tau}_{yy} = 2A_M \left[\frac{\partial V}{\partial y} \right] \quad (2.29)$$

ayrıca,

$$F_{\theta_i} \equiv \frac{\partial D \hat{q}_x}{\partial x} + \frac{\partial D \hat{q}_y}{\partial y} \quad (2.30)$$

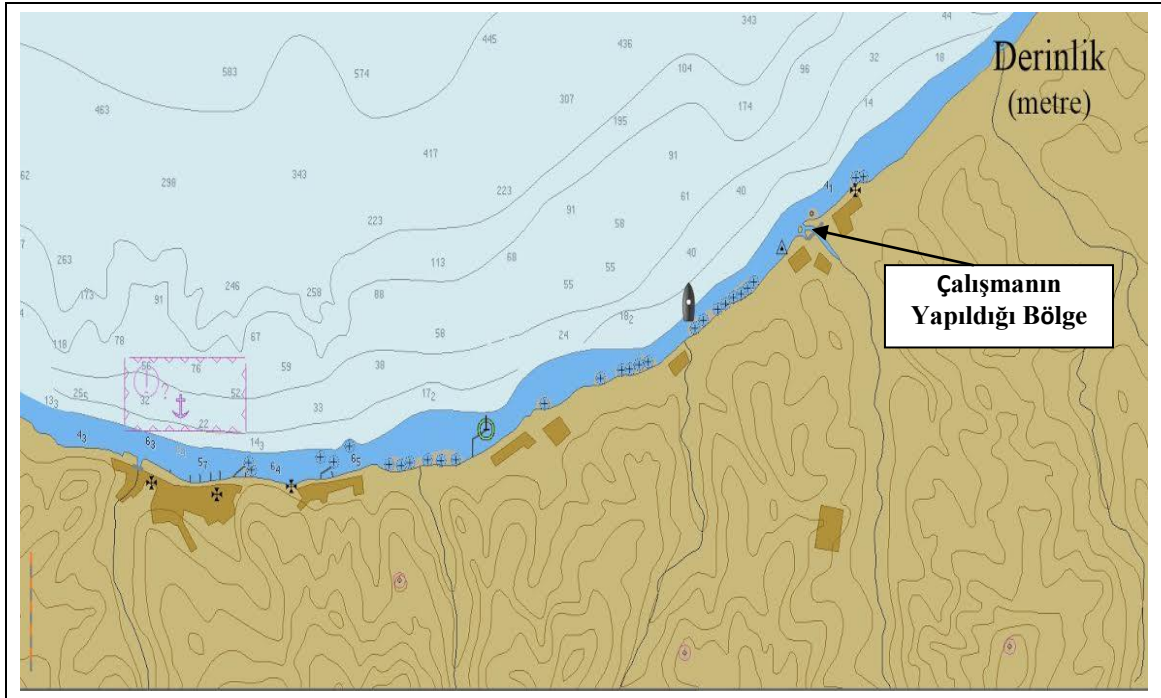
$$\hat{q}_x = A_x \left[\frac{\partial \theta_i}{\partial x} \right] \quad (2.31)$$

$$\hat{q}_y = A_x \left[\frac{\partial \theta_i}{\partial y} \right] \quad (2.32)$$

burada, θ_i sırasıyla θ, S, q^2 ve $q^2 l$ temsil etmektedir.

2.3. Çalışma Alanı ve Özellikleri

Solaklı deresi, Doğu Karadeniz Bölgesi dağlarından doğarak, geçtiği bölgeden aldığı doğal element ve bileşiklerle birlikte Çaykara, Dernekpazarı ve Of ilçelerinin evsel ve sanayi atıklarını taşıyarak Trabzon kıyılarından Karadeniz’e boşaltan bir deredir (Özşeker, 2012). Bu çalışmada, Solaklı deresiyle Karadeniz’in birleştiği yerden itibaren deniz ortamındaki koheziv sedimentlerin hareketleri ve çökeltme alanları modellenmiştir. Modellenen alanda derinlik 4 m’den başlayarak ani ve rastgele olarak 450 m’ye kadar artmaktadır. Karadeniz’in genelinde etkili olan batıdan doğuya doğru akıntı koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki dağılımını etkilemektedir. Akıntıların üzerine rüzgârın etkisi en çok yaz sonunda ve son bahar aylarında görülmektedir. Sedimentin deniz ortamına girdiği alandaki derinliğin fazla olması koheziv sediment hareketliliğini etkilemektedir.



Şekil 9. Çalışma bölgesinin batimetri haritası

Şekil 9’da görüldüğü üzere Karadeniz’de derinlik kıyı bölgelerinden itibaren hızlı bir şekilde artmakta ve bu artış lineer olmayıp ani şekilde ve rastgele olmaktadır. Derinlikte ki ani artış sonucunda koheziv sedimentlerin çökelmeleri ve tekrar askıya alınmaları daha

karmaşık yapıda olmaktadır. Akıntının da etkisiyle sediment dağılımı batıdan doğuya doğru olmaktadır. Şekil 10'da görüldüğü gibi solaklı deresinden Karadeniz'e dökülen sedimentler batıdan doğuya doğru hareket ederek çökelmekte veya tekrar askıya alınmaktadır. Sedimentlerin bu hareketliliği rüzgâr ve dalgaların etkisiyle batıdan doğuya doğru ya daha hızlı bir şekilde olmakta ya da kıyı alanlarına sedimentleri çökmesini sağlayarak kıyıda yığılma oluşturmaktadır. Eğer denize sediment girişi yeteri kadar olmazsa bu takdirde kıyı alanlarında kıyı aşınması yani erozyon meydana gelmektedir. Kıyı alanlarında erozyonun oluşması sonucunda da kıyı alanı yerleşim yerleri tehlike altına girmektedir. Beşeri faktörler kıyı erozyonunu sebep olan en önemli faktörlerdir.

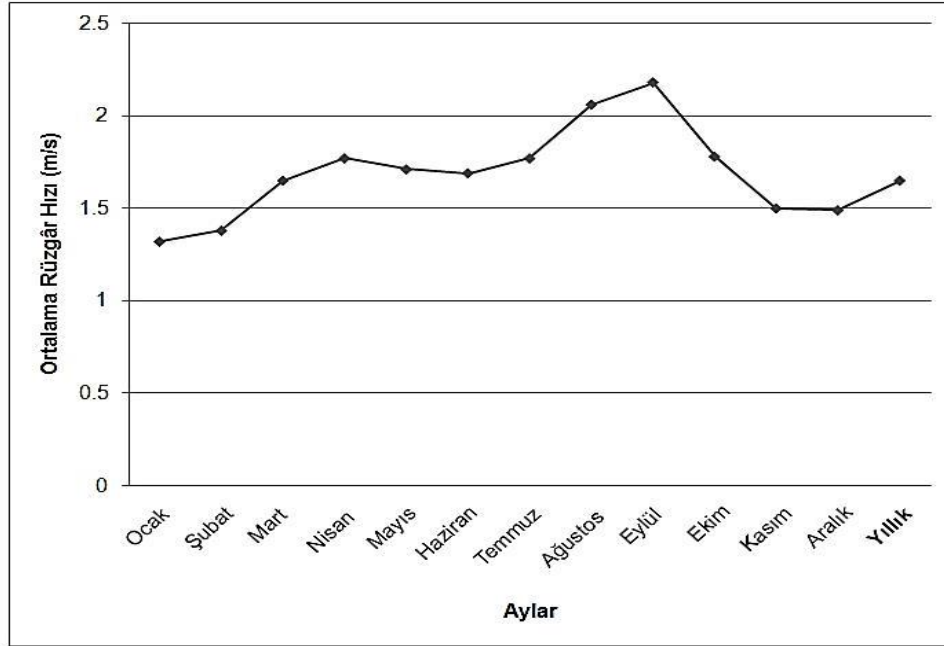


Şekil 10. Çalışma alanının uydudan görüntüsü (URL-2, 2015)

2.4. Modelin Uygulanması

Yapılan bu çalışmada, Solaklı deresinden gelen koheziv sedimentlerin Doğu Karadeniz'e döküldükten sonraki akıbetlerinin ne olduğu incelenmiştir. Doğu Karadeniz'e giriş yapan koheziv sedimentlerin çökelmeleri, tekrar askıya alınmaları, kritik kayma gerilmesi ve yatak kayma gerilmesinin hesaplanması ve bu olaylar üzerine denize giriş yapan koheziv sediment miktarının, rüzgâr akıntı bileşenlerinin ve sediment sürüklenme hızının etkileri The Princeton Ocean Model (POM) programı ile modellenerek farklı

parametre değerleri için incelenmiştir. Modele girilen farklı parametre değerlerine göre elde edilen veriler Matlab programına aktarılarak deniz ortamındaki koheziv sediment dağılımının ve sediment yön bileşenlerinin grafikleri elde edilmiş ve bu grafiklerle koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki davranışları gözlemlenmiştir. Deniz tabanından su yüzeyine olan yükseklik dört tabakaya ayrılmış, her bir tabaka için sediment dağılımı ayrı hesaplanmış ve elde edilen veriler Matlab programına dahil edilerek deniz ortamındaki koheziv sediment dağılımı grafikleri çizdirilmiştir. Rüzgâr akıntı bileşenleri sabit tutulup dereden farklı miktarda koheziv sediment girişi yapılarak her bir tabaka için sediment dağılımı incelenmiştir. Solaklı deresinden giriş yapan koheziv sediment miktarı sabit tutulup farklı rüzgâr akıntı bileşenleri için sediment dağılımları her bir tabaka için ayrı ayrı hesaplanmış ve elde edilen verilerin grafikleri çizilerek koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki davranışları gözlemlenmiştir.



Şekil 11. Doğu Karadeniz’de aylık ve yıllık ortalama karakteristik rüzgâr hızları (Akpınar, 2013)

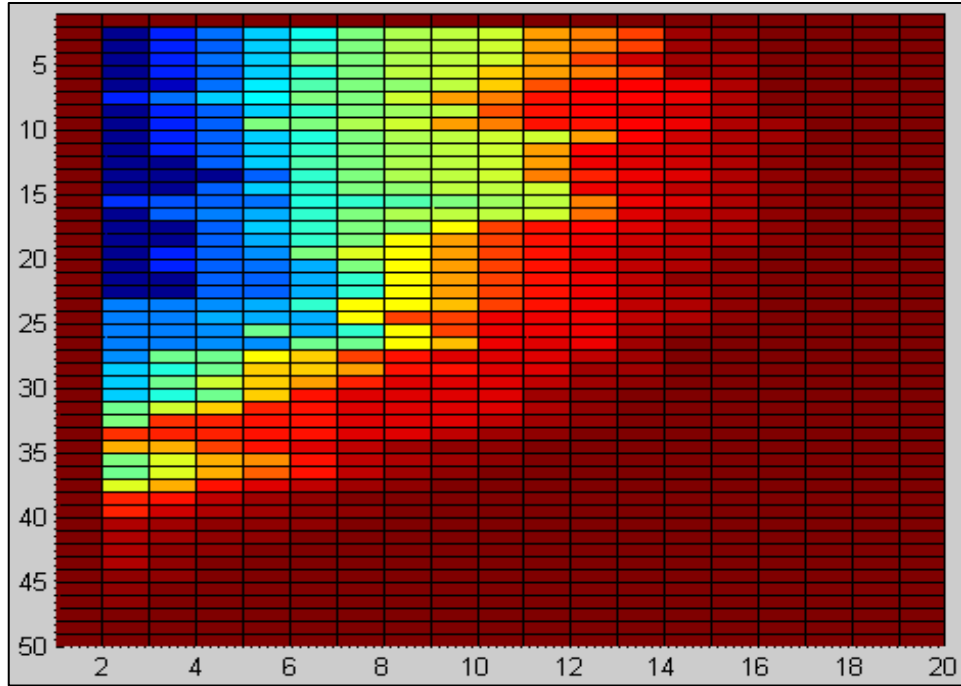
2.4.1. Modele Batimetri Bilgilerinin Girilmesi

Şekil 9’da ki Doğu Karadeniz’e ait batimetre haritasına 50x20 tipinde Mesh yapılarak her bir Mesh değerine karşılık gelen derinlik değeri yazılıp modele giriş yapılmıştır. Yapılan bu Mesh’leme sayısı isteğe göre arttırılabilir ya da azaltılabilir.

Mesh'leme işlemi yapıldıktan sonra Pomsed programı sediment taşınım modülünün çalıştırılması ile elde edilen veriler Matlab programına dahil edilir. Matlab programından elde edilen grafik Şekil 12' deki gibidir.

Tablo 2. Pomsed topografya verilerinden bir kesit

TOPOGRAPHY																								
TIME = .0000 DAYS MULTIPLY ALL VALUES BY 1.000E+00																								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
19	0	583	583	583	583	583	500	583	583	583	583	583	583	583	483	574	583	583	574	574	583	583	445	445
18	0	500	500	500	500	550	450	500	500	500	500	583	580	574	470	463	574	574	500	500	574	574	445	445
17	0	453	463	453	463	453	400	463	463	463	463	463	574	463	463	440	463	463	463	463	463	463	430	417
16	0	400	400	400	400	380	370	400	300	400	400	400	463	400	453	417	400	417	430	450	463	463	417	417
15	0	362	343	300	350	320	300	343	298	350	343	320	343	343	350	343	343	343	298	417	417	417	343	417
14	0	298	298	298	298	298	298	298	270	298	298	298	298	298	343	298	298	298	245	298	343	343	223	223
13	0	270	270	270	263	290	250	280	250	270	280	270	270	291	324	268	298	223	223	223	223	223	223	113
12	0	263	263	263	250	263	173	263	173	263	263	263	263	263	300	263	223	173	173	173	173	173	190	113
11	0	250	250	250	200	193	150	120	150	254	250	246	250	258	280	258	113	113	113	113	113	113	113	68
10	0	170	173	173	173	120	91	91	91	246	173	173	150	246	258	246	88	88	88	88	88	88	88	68
9	0	150	150	118	150	78	78	80	85	173	76	67	100	67	150	140	80	67	58	58	68	68	68	68
8	0	118	118	52	118	76	76	56	76	76	59	59	67	59	65	59	60	52	38	38	38	40	38	38
7	0	25	25	25	25	66	66	50	70	52	52	60	38	38	59	38	38	38	33	33	17	35	33	33
6	0	13	13	20	20	32	32	32	32	30	33	33	33	33	33	33	33	33	14	17	14	17	17	14
5	0	0	4	4	5	6	6	6	22	22	14	14	14	14	14	14	15	14	7	7	7	7	6	6
4	0	0	0	0	0	0	5	5	5	5	6	6	6	7	6	6	6	6	6	6	6	0	0	0
3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0



Şekil 12. Doğu Karadeniz'in topografyası

Tablo 2'deki veriler Matlab programına aktarılmış ve bu verilerin grafiği Şekil 12'deki gibi elde edilmiştir.

2.5. Deniz Ortamında Sediment Dağılımının İncelenmesi

2.5.1. Sabit Rüzgâr Akıntısı İçin Değişen Sediment Miktarının İncelenmesi

Bu bölümde, sabit rüzgâr akıntısı ve sabit sediment sürüklenme hızı için Solaklı deresinden Doğu Karadeniz'e giriş yapan koheziv sediment miktarının değişmesiyle deniz ortamında oluşan koheziv sedimentlerin çökelme alanları incelenecektir. Bu amaçla, denize giriş yapan koheziv sediment miktarında değişiklikler yapılarak deniz ortamındaki koheziv sedimentlerin çökelme alanları grafikler üzerinde incelenmiştir.

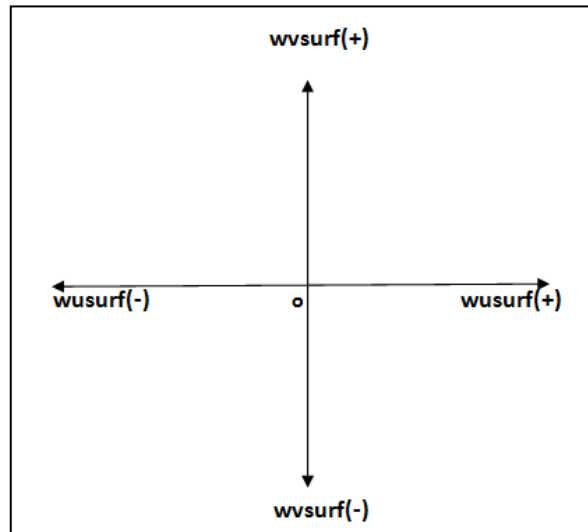
RB1: denize giriş yapan koheziv sediment miktarı (mg/l)

wusurf, wvsurf : yüzeydeki rüzgâr akıntı bileşenleri (m^2s^{-2})

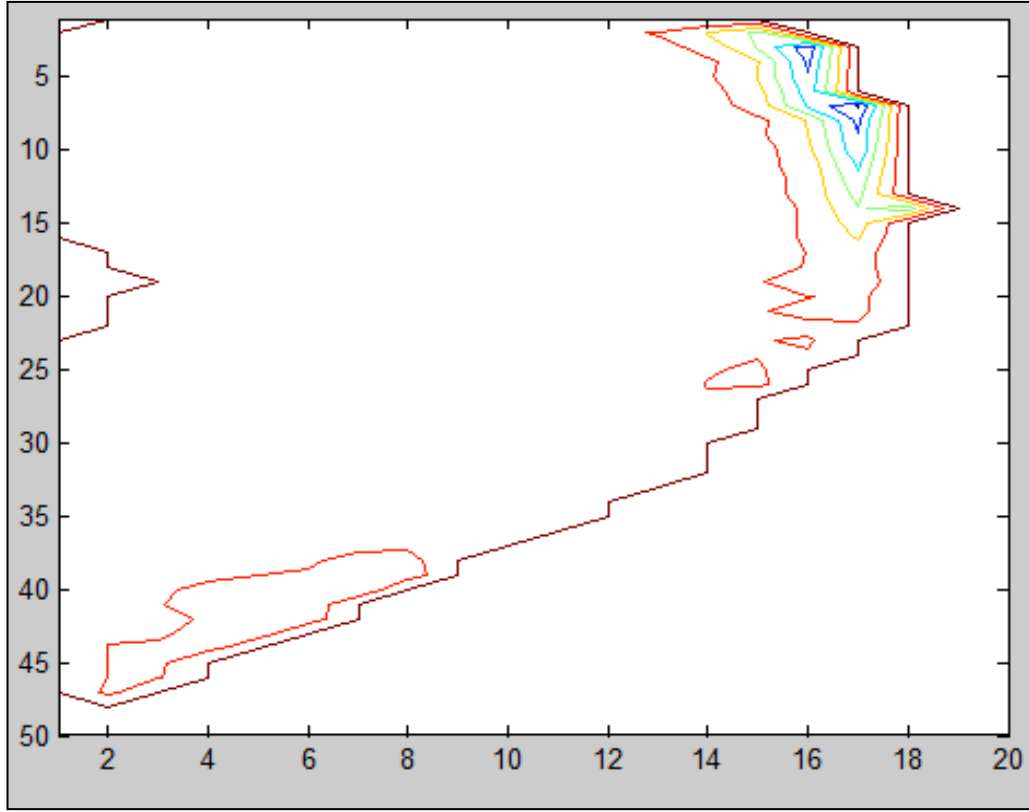
U, V: sediment yatay hız bileşenleri (ms^{-1})

Svell: sediment sürüklenme hızı (ms^{-1})

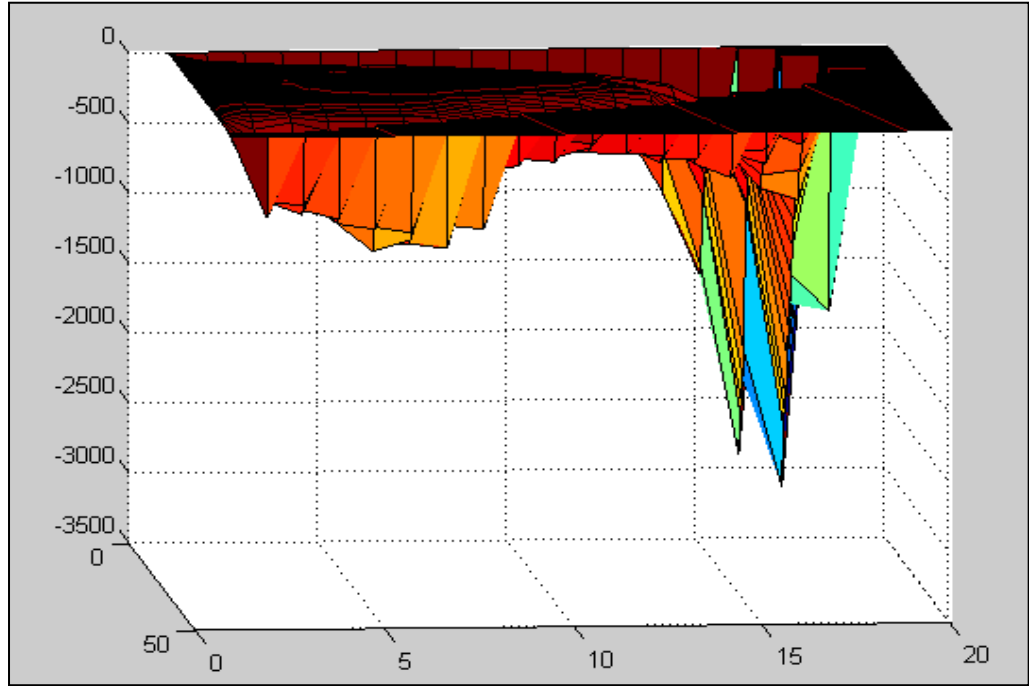
olmak üzere rüzgâr akıntı bileşenleri sabit tutulup, Solaklı deresinden Doğu Karadeniz'e giren koheziv sediment miktarı değiştirilerek deniz ortamındaki koheziv sedimentlerin çökelme alanlarında ve sediment hız bileşenlerinde meydana gelen değişiklikler grafikler üzerinde incelenecektir.



Şekil 13. wusurf ve wvsurf yön göstergesi

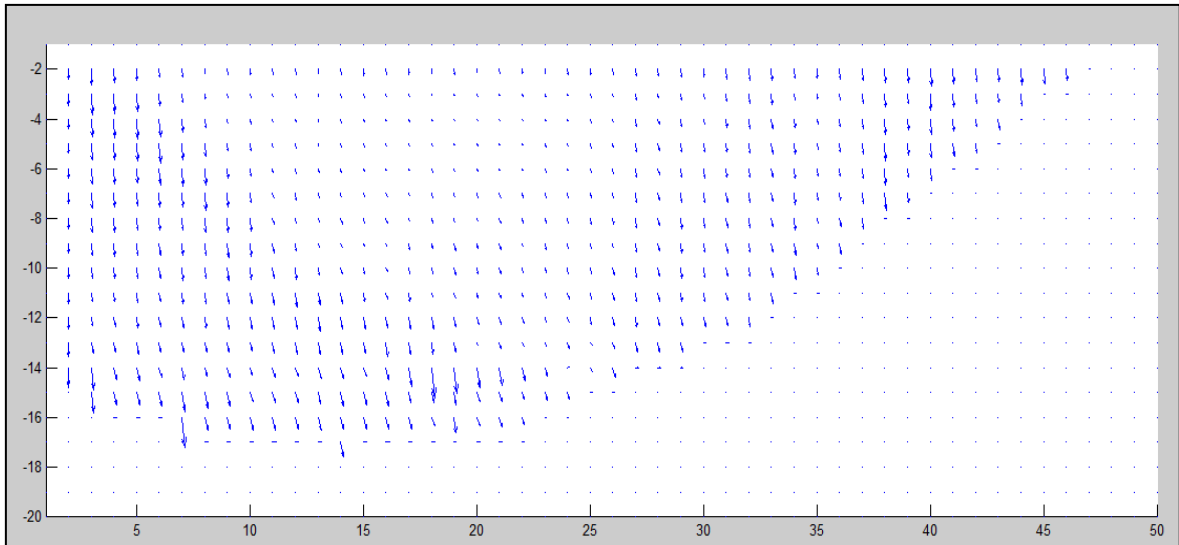


Şekil 14. RB1=500 mg/l için koheziv sediment contour grafiği



Şekil 15. RB1=500 mg/l için koheziv sediment surfer grafiği

Koheziv sedimentler solaklı deresinden Doğu Karadeniz'e giriş yaptıktan sonra birinci tabakadaki sedimentler batıdan doğuya doğru hareket etmekte ve çökelme işlemi Şekil 14-15'te görüldüğü gibi dere ağzının doğu yönünde kıyı kesimlerde daha yoğun miktarda olmaktadır. Bunun sebebi ise Doğu Karadeniz'de batıdan doğuya doğru akıntının olmasıdır. Rüzgâr akıntısı ise güney-doğu yönünde olduğu için rüzgâr sedimentlerin doğu yönünde ve kıyı kesimlerde çökmesine etki etmektedir. Karadeniz'in kıyı yakınındaki sedimentler yüzey ve kıyı akıntıları ile dalga etkisinden işlenmektedir. Derin kesimlerde ise sedimantasyon taban morfolojisi ve izole olmuş siklonik akıntı tarafından etkilenmektedir. Buradan hareketle sedimentin hız bileşenlerine bakılacak olursa koheziv sedimentlerin rüzgâr ve akıntının etkisiyle nasıl hareket ettiği grafik üzerinde incelenecektir.

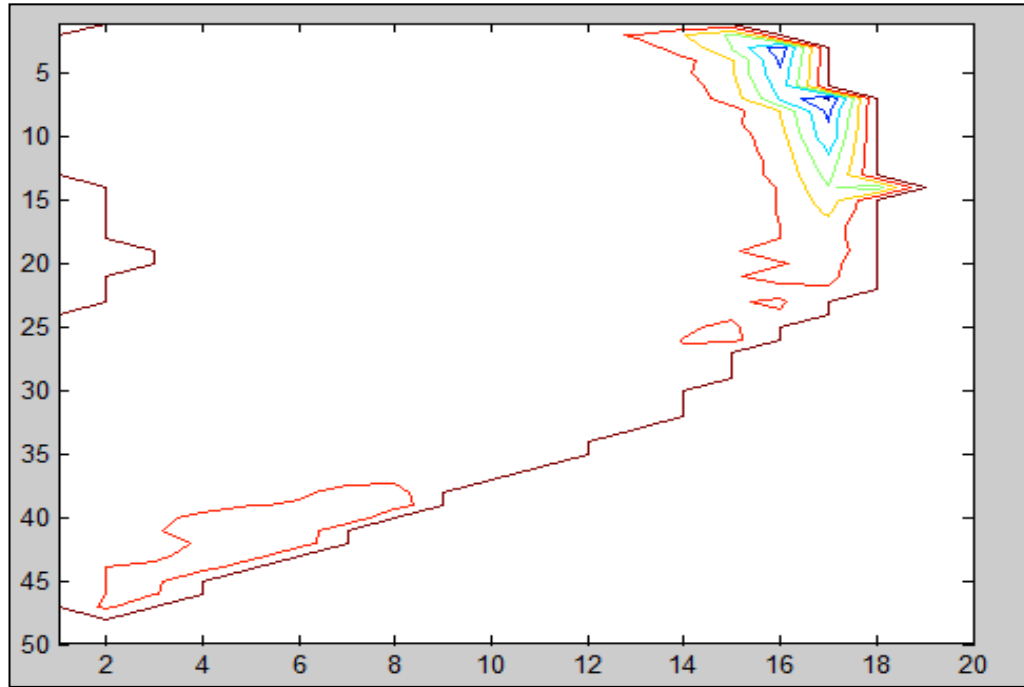


Şekil 16. $w_{surf}=1e-3 \text{ m}^2/s^2$, $w_{vsurf}=-1e-3 \text{ m}^2/s^2$ için koheziv sediment hareket yönleri

Şekil 16'da görüldüğü gibi rüzgâr akıntısının ve Coriolis kuvvetinin etkisiyle birinci tabakadaki sedimentler güney-doğu yönünde hareket etmekte ve çökelmede bu alanda oluşmaktadır. Coriolis kuvveti kuzey yarım kürede batıdan doğuya doğru olmakta bu da koheziv sedimentlerin dere ağzının doğu yönünde çökmesine etki etmektedir. Tüm verilerin sabit tutulması koşulu ile dördüncü tabakadaki koheziv sedimentlerin alansal dağılımları incelenecek olursa,

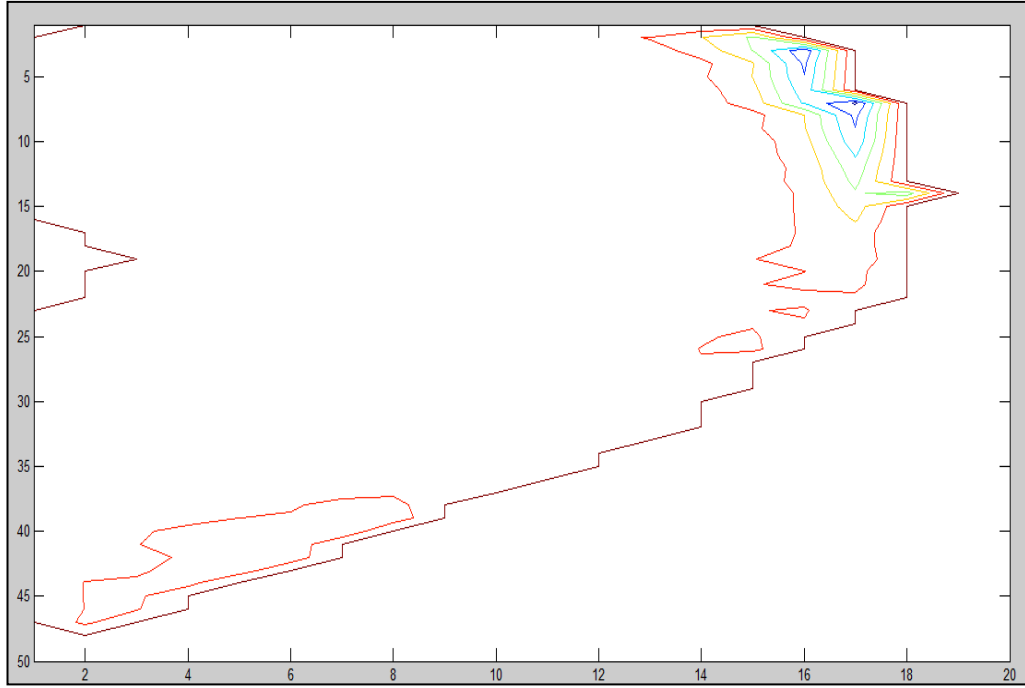
Tablo 4. RB1=500 mg/l için dördüncü tabakadaki sediment dağılımından bir kesit

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
19	0	52	47	32	21	13	12	7	5	4	3	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
18	0	64	59	41	30	20	17	15	13	10	13	10	7	5	2	3	2	1	0	0	1	1	1	1
17	0	76	72	61	46	34	28	24	19	27	17	37	23	15	9	6	3	2	1	1	1	1	1	2
16	0	93	91	84	69	53	36	32	31	29	20	29	19	22	13	9	5	3	2	1	2	2	2	2
15	0	112	113	114	89	77	46	23	35	35	30	25	17	14	10	6	4	3	2	2	2	2	3	3
14	0	137	131	135	110	108	76	32	25	24	22	14	11	10	7	5	4	3	3	2	2	2	4	4
13	0	160	159	164	138	143	119	72	38	15	12	9	9	5	5	4	4	4	4	5	6	6	8	11
12	0	181	196	204	186	181	149	111	64	30	14	11	10	12	13	18	4	8	7	8	9	10	14	15
11	0	216	238	262	215	198	159	110	63	78	26	21	13	13	15	17	7	11	11	12	14	16	22	34
10	0	293	259	261	180	179	115	91	72	79	41	21	33	16	18	15	10	10	14	16	23	30	37	47
9	0	370	258	247	175	152	120	96	95	62	80	65	32	53	27	38	34	30	35	36	45	47	65	82
8	0	539	324	264	238	170	158	129	135	110	135	114	117	75	113	64	94	61	67	47	68	62	89	133
7	0	987	689	364	412	289	260	158	221	158	209	196	146	241	132	262	225	266	293	226	263	249	279	362
6	0	1598	1520	941	978	797	697	339	390	267	295	293	317	299	281	229	268	184	448	344	450	399	466	442
5	0	0	2865	2560	2453	2277	2079	1002	955	801	711	606	595	526	526	527	502	504	791	471	673	331	558	446
4	0	0	0	0	0	0	3067	2614	2468	2384	2083	1861	1684	1459	1254	1060	779	761	874	663	635	444	0	0
3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1716	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0



Şekil 17. RB1=500 mg/l için dördüncü tabakadaki koheziv sediment miktarı

Şekil 17’de görüldüğü gibi koheziv sediment dağılımı birinci tabaka ile dördüncü tabakada bir birine çok benzer yapıda olmaktadır. Tabana inildikçe koheziv sedimentler



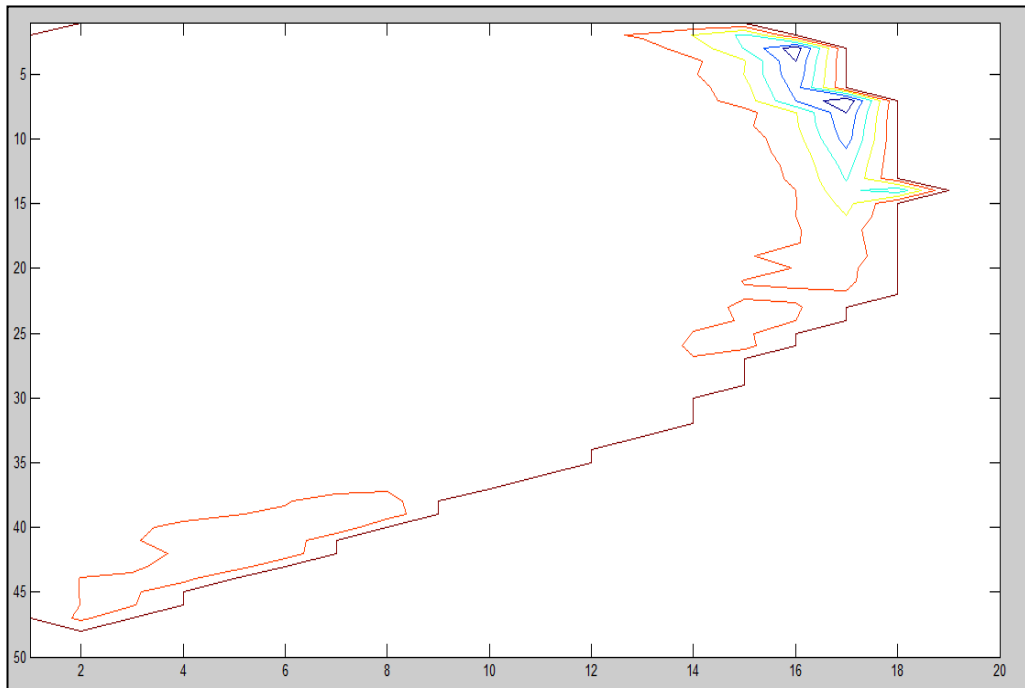
Şekil 18. RB1=1000 mg/l için koheziv sediment dağılımı contour grafiği

$w_{surf}=1e-3m^2/s^2$, $w_{vsurf}=-1e-3 m^2/s^2$ ve RB1=1000 mg/l için POM sediment taşınım modülünün çalıştırılmasıyla elde edilen veriler Matlab programına dahil edilerek Şekil 18’de ki grafik elde edilmiştir. Rüzgâr akıntı bileşenleri sabit tutulup denize giren koheziv sediment miktarı arttırılırsa deniz ortamındaki koheziv sedimentlerin çökelme alanları aynı kalıp, çökelme miktarlarındaki artış Şekil 18’de görülmektedir. Rüzgâr akıntı bileşenleri ve sediment sürüklenme hızı sabit tutulup denize giriş yapan koheziv sediment miktarının arttırılması ile koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki çökelme alanları aynı yönde olup, çökelme miktarlarında artış olmaktadır. Diğer veriler sabit tutulup Solaklı deresinden denize giriş yapan koheziv sediment miktarı çok yüksek ölçülerde olursa deniz ortamındaki koheziv sedimentlerin çökelme alanlarındaki ve miktarlarındaki değişim incelenecektir. Bu amaçla, $w_{surf}=1e-3m^2/s^2$, $w_{vsurf}=-1e-3 m^2/s^2$ ve RB1=40000 mg/l için elde edilen koheziv sediment miktarı verilerinin grafikleri çizdirilerek grafikler üzerinde incelemeler yapılacaktır.

Tablo 6. RB1=40000 mg/l için birinci tabakadaki koheziv sediment dağılımından bir kesit

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
19	0	115	100	67	43	35	36	37	40	44	45	48	52	57	55	48	51	52	58	53	47	44	39	33
18	0	132	117	82	61	46	43	46	50	59	65	72	79	86	97	76	75	83	106	101	83	87	83	66
17	0	147	133	102	77	66	65	63	64	68	77	83	86	96	90	85	87	95	101	92	86	81	81	74
16	0	171	162	130	95	72	81	72	79	64	77	76	76	82	81	83	81	83	85	82	78	76	80	85
15	0	194	186	163	120	74	68	71	90	59	79	72	74	73	75	75	76	78	79	70	75	72	75	80
14	0	221	216	196	159	101	65	47	65	54	70	63	70	67	69	69	71	71	74	71	77	78	81	82
13	0	240	236	219	185	133	96	47	55	49	52	52	58	57	62	64	69	74	79	82	90	92	96	97
12	0	258	250	240	210	163	133	72	65	61	49	53	48	49	54	58	69	74	78	91	100	111	118	125
11	0	276	253	244	220	194	162	110	85	87	71	75	67	60	65	56	58	65	62	77	92	117	142	160
10	0	311	245	230	170	167	97	105	105	110	98	89	97	76	85	61	61	56	62	71	100	128	160	175
9	0	382	237	249	182	192	133	135	131	131	134	118	122	114	123	116	92	93	98	78	114	131	157	190
8	0	565	321	289	268	211	200	171	172	158	192	182	175	174	141	210	167	145	164	88	132	138	185	220
7	0	1023	716	407	458	337	298	179	228	169	231	225	272	262	315	296	311	318	382	327	369	375	411	432
6	0	1609	1524	962	1012	835	726	350	412	284	327	295	301	312	314	305	243	257	445	432	508	474	544	516
5	0	0	2820	2504	2386	2192	2006	957	929	778	662	586	559	496	490	496	473	470	730	507	644	359	571	506
4	0	0	0	0	0	0	2928	2485	2334	2218	1915	1696	1538	1365	1152	988	715	779	840	647	620	447	0	0
3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1844	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

wusurf= $1e-3 \text{ m}^2/\text{s}^2$, wvsurf= $-1e-3 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ve RB1=40000 mg/l için Pomsed programının çalıştırılmasıyla birinci tabaka için elde edilen sediment dağılımının bir kısmı Tablo 6’da gösterilmiştir. Bir kısmı Tablo 6’da olan koheziv sediment dağılımı verilerinin tamamının grafiklerini çizdirerek koheziv sediment dağılımındaki değişiklikler incelenmiştir.



Şekil 19. RB1=40000 mg/l için koheziv sediment dağılımı contour grafiği

$w_{surf}=1e-3 \text{ m}^2/s^2$, $w_{vsurf}=-1e-3 \text{ m}^2/s^2$ ve $RB1=40000 \text{ mg/l}$ değerleri için Pomsed programının çalıştırılmasıyla elde edilen verilerin grafiği Şekil 19'daki gibi dir. Rüzgâr akıntı bileşenleri, rüzgâr yönü, rüzgâr şiddeti, sediment sürüklenme hızı ve sediment çökelme hızını sabit tutmak koşuluyla denize giriş yapan koheziv sediment miktarı 500 mg/l dan 40000 mg/l değerine yükseltirirse deniz ortamındaki koheziv sediment dağılımı da Şekil 19'da görüldüğü gibi artmaktadır. Denize giren koheziv sediment miktarının çok hızlı artmasına rağmen deniz ortamındaki herhangi bir noktadaki artış denize giriş yapan koheziv sediment miktarı ile doğru orantılı olarak artmamaktadır. Deniz ortamındaki herhangi bir noktada artışın yavaş olması koheziv sedimentlerin deniz ortamında, rüzgâr akıntısının ve sediment sürüklenme hızının etkisiyle yayılım ve saçılım yaptığını ve bu doğrultuda deniz ortamında herhangi bir noktada artışın denize giriş yapan koheziv sediment miktarı ile doğru orantılı olarak artmadığını göstermektedir.

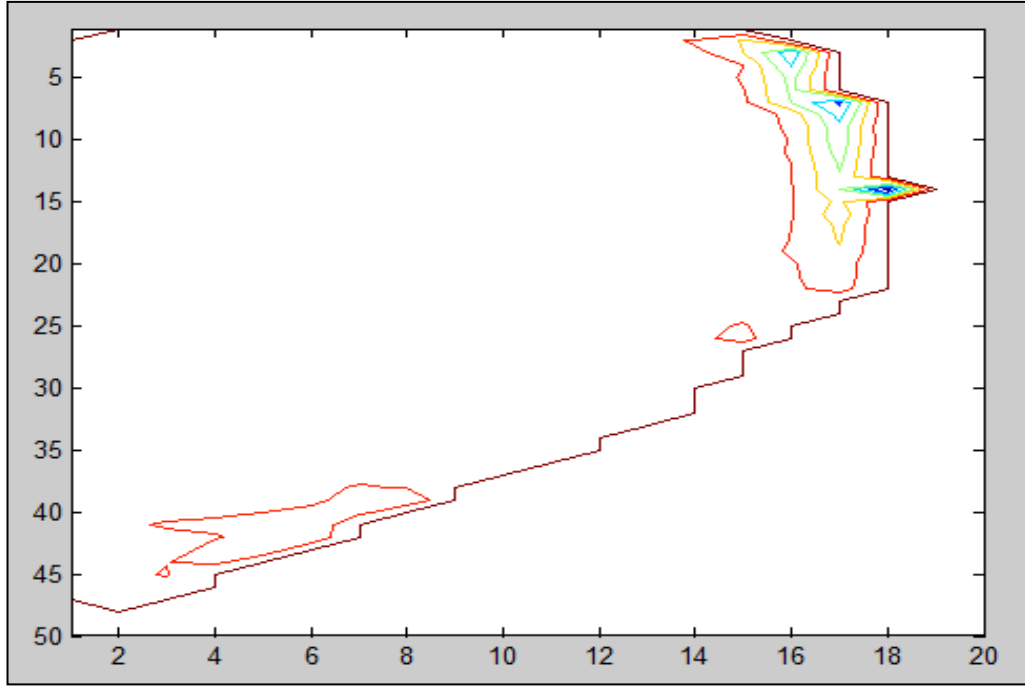
2.5.2. Sabit Rüzgâr Akıntısı ve Sabit Sediment Miktarı ile Değişen Sediment Sürüklenme Hızının İncelenmesi

Bu bölümdeki amaç, denize giriş yapan koheziv sediment miktarını ve rüzgâr akıntı bileşenlerini sabit tutup sediment sürüklenme hızını küçülterek deniz ortamındaki koheziv sedimentlerin çökelme alanlarını incelemektir. Bu amaçla, $w_{surf}=1e-3 \text{ m}^2/s^2$, $w_{vsurf}=-1e-3 \text{ m}^2/s^2$ ve $RB1=500 \text{ mg/l}$ ve sediment sürüklenme hızı $s_{vel1}=1e-4 \text{ m/s}$ olmak üzere POM sediment taşınım modülünün çalıştırılmasıyla birinci tabaka için elde edilen koheziv sediment dağılımı incelenmiştir.

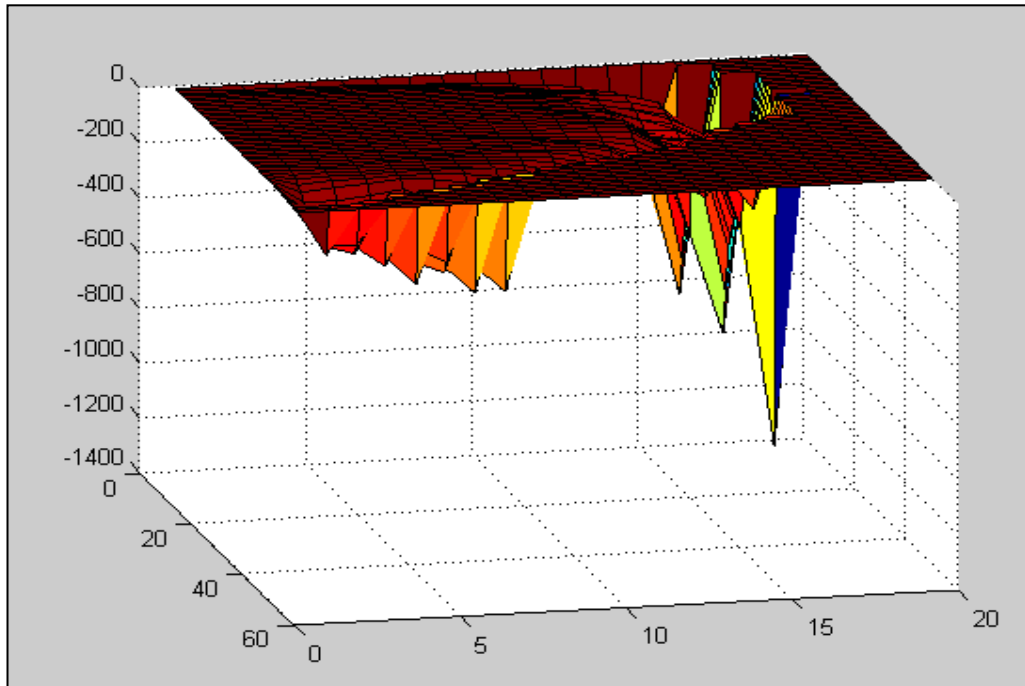
Tablo 7. $S_{vel1}=1e-4$ m/s için koheziv sediment dağılımından bir kesit

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
19	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
18	0	1	1	2	2	2	2	2	2	3	3	3	3	3	3	3	3	3	2	3	3	2	2	3
17	0	2	2	2	2	2	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	2	3	3	3	2	3	3	3
16	0	2	2	3	2	2	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	4	3	3	3	2	3
15	0	2	3	2	2	2	3	3	3	3	3	3	3	2	3	2	2	2	3	3	3	4	5	5
14	0	3	3	3	3	2	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3	3	4	6	7	8
13	0	3	2	3	3	2	2	2	2	2	2	2	2	1	2	2	2	2	3	3	4	6	8	10
12	0	4	2	2	2	2	2	2	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	3	3	4	5	7	10
11	0	7	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	3	3	3	4	5	7	9	13
10	0	16	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	3	4	4	5	6	7	8	12
9	0	40	7	5	6	2	2	1	2	1	2	1	2	2	2	3	4	6	7	8	10	12	14	19
8	0	93	29	16	21	8	9	3	6	3	6	3	5	4	4	6	7	9	12	15	18	21	25	32
7	0	230	139	55	70	41	41	14	22	13	20	16	21	18	18	20	23	26	31	41	48	60	67	88
6	0	418	396	195	222	185	175	69	80	42	64	54	63	56	56	61	61	61	63	78	82	94	101	138
5	0	0	945	804	650	651	604	254	232	216	222	196	202	188	188	191	194	200	205	230	182	180	171	192
4	0	0	0	0	0	0	1046	876	716	737	679	622	579	600	600	446	501	434	423	375	309	303	275	0
3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Rüzgâr akıntı bileşenleri, sediment çökelme hızı ve denize giriş yapan koheziv sediment miktarı sabit tutulup sadece sediment sürüklenme hızı arttırıldığında deniz ortamında oluşan koheziv sediment dağılımından bir kesit Tablo 7’de verilmiştir. Bir kesiti Tablo 7’de olan verilerin tamamı Matlab programına dahil edilip deniz ortamındaki koheziv sediment dağılımının contour ve surfer grafikleri çizdirilmiştir ve bu çizdirilen grafikler üzerinde koheziv sedimentlerin dağılım alanları incelenmiştir.



Şekil 20. $S_{vel1}=1e-4 \text{ m/s}$ için koheziv sediment dağılımı contour grafiği



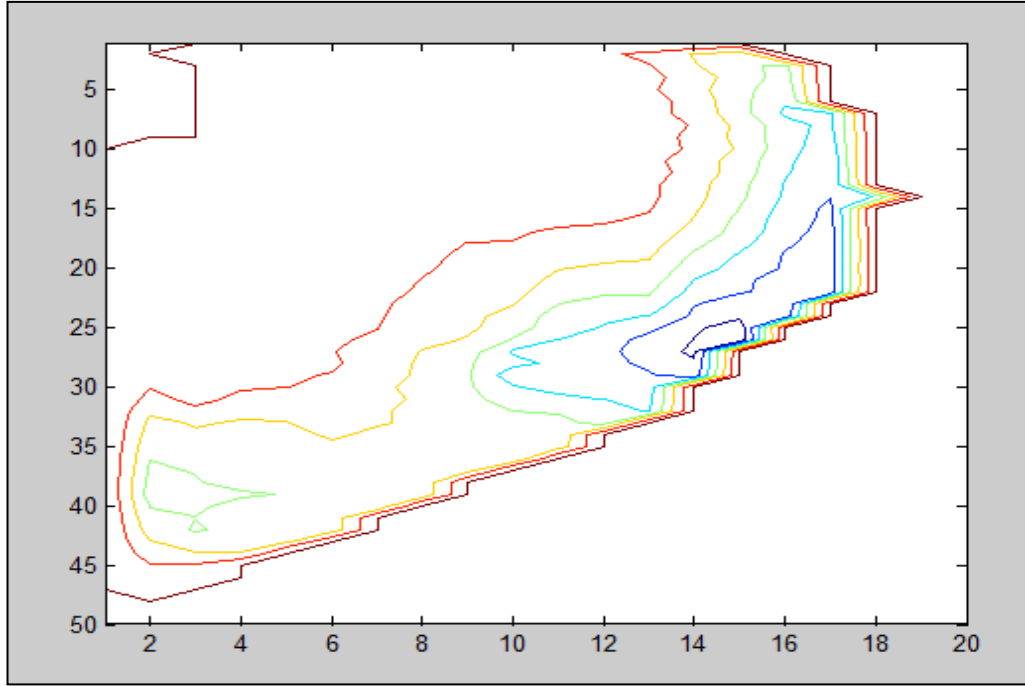
Şekil 21. $S_{vel1}=1e-4 \text{ m/s}$ için koheziv sediment dağılımı surfer grafiği

Denize giriş yapan koheziv sediment miktarı ve rüzgâr akıntı bileşenleri sabit tutulup sediment sürüklenme hızı arttırıldığında birinci tabakadaki koheziv sediment dağılımının dere ağzının doğu yönünde daha yoğun miktarda olduğu Şekil 20-21’de görülmektedir. Büyük sediment sürüklenme hızının etkisi ve rüzgâr akıntı bileşenlerinin yönü koheziv sedimentleri dere ağzının doğu yönünde hareketlendirmekte ve çökme yoğunluğu da bu bölgede olmaktadır. Diğer verilerin sabit tutulması koşuluyla sediment sürüklenme hızını daha da küçülterek koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki çökme alanları farklı bir örnek üzerinde incelenecektir. Bu amaçla, $w_{surf}=1e-3 \text{ m}^2/s^2$, $w_{vsurf}=-1e-3 \text{ m}^2/s^2$ ve $RB1=500 \text{ mg/l}$ ve sediment sürüklenme hızı $svell=1e-10 \text{ m/s}$ olmak üzere deniz ortamındaki birinci tabaka için elde edilen sediment çökme alanları grafikler üzerinde incelenecektir.

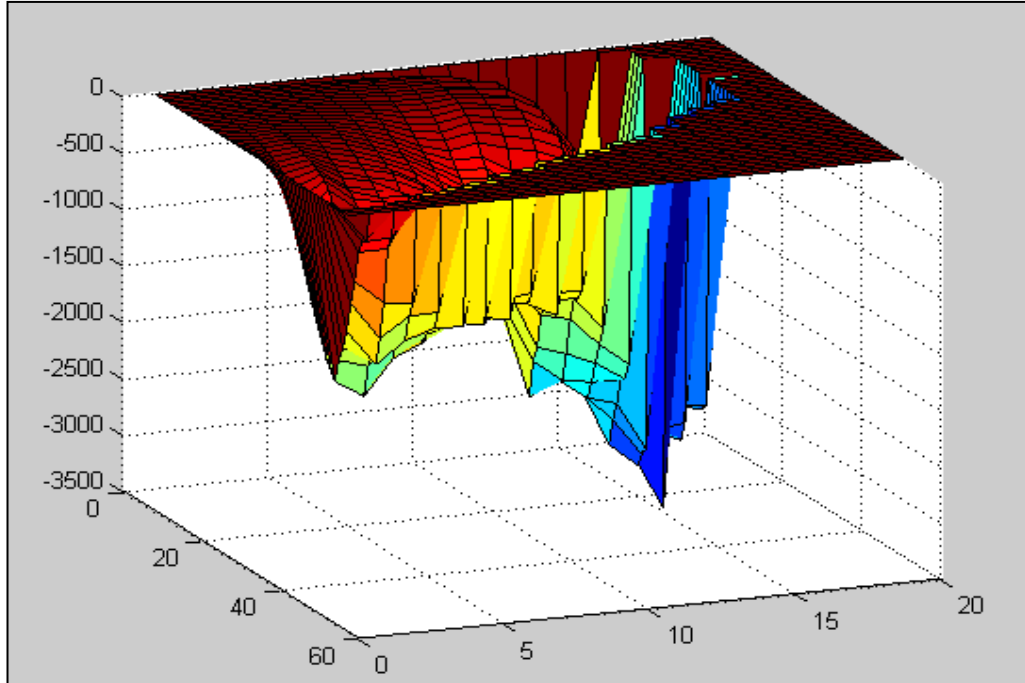
Tablo 8. $svell=1e-10 \text{ m/s}$ için koheziv sediment dağılımından bir kesit

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	
20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	2	3	6	8	12	17	25	36	48	63	79	100	122
18	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	2	4	6	8	10	14	21	30	41	53	69	87
17	0	2	1	1	1	1	1	1	2	3	4	6	9	14	19	25	31	42	59	78	105	134	169	200	
16	0	5	4	3	3	3	4	4	7	9	13	18	25	35	45	58	72	88	108	133	166	196	235	266	
15	0	9	8	6	6	7	10	12	18	22	33	42	57	73	94	116	140	166	194	218	251	280	310	327	
14	0	15	11	9	12	15	21	27	39	49	68	84	110	134	165	195	227	256	289	316	352	388	442	457	
13	0	26	14	13	19	26	38	49	69	88	117	146	185	221	265	310	345	386	423	454	512	559	619	671	
12	0	48	17	13	21	27	41	51	74	94	126	164	206	261	312	382	444	512	561	618	671	726	787	879	
11	0	100	32	18	29	25	41	43	61	72	97	122	158	201	261	338	443	519	591	682	765	851	970	1156	
10	0	216	90	49	65	36	71	56	87	93	131	152	206	243	321	409	586	708	826	980	1137	1296	1497	1712	
9	0	399	220	151	177	75	141	90	136	121	187	186	247	292	377	464	635	754	905	1060	1239	1442	1677	1907	
8	0	645	465	356	420	268	310	230	298	260	364	314	397	391	479	566	683	817	971	1102	1266	1441	1690	2013	
7	0	1036	948	738	834	716	682	556	628	589	732	703	813	828	934	1037	1176	1390	1579	1759	2018	2166	2457	2601	
6	0	1281	1385	1267	1342	1346	1324	1120	1142	1059	1228	1243	1375	1401	1517	1626	1687	1871	2064	2201	2403	2438	2869	2842	
5	0	0	1605	1683	1819	1967	2060	1821	1810	1793	1896	1945	2045	2070	2174	2247	2319	2432	2554	2544	2706	2679	2980	2802	
4	0	0	0	0	0	0	2126	2143	2225	2347	2366	2410	2470	2477	2620	2646	2712	2766	2774	2744	2780	2717	0	0	
3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	

$w_{surf}=1e-3 \text{ m}^2/s^2$, $w_{vsurf}=-1e-3 \text{ m}^2/s^2$ ve $RB1=500 \text{ mg/l}$ ve sediment sürüklenme hızı $svell=1e-10 \text{ m/s}$ olmak üzere sediment taşınım modülünün çalıştırılmasıyla birinci tabaka için elde edilen sediment dağılım miktarı verilerinden bir kesit Tablo 8’de gösterilmiştir. Tablo 8’de olan verilerin tamamının contour ve surfer grafikleri çizdirilerek bu grafikler üzerinde koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki dağılım alanları incelenmiştir.



Şekil 22. $S_{vel1}=1e-10$ m/s için koheziv sediment dağılımı contour grafiği



Şekil 23. $S_{vel1}=1e-10$ m/s için koheziv sediment dağılımı surfer grafiği

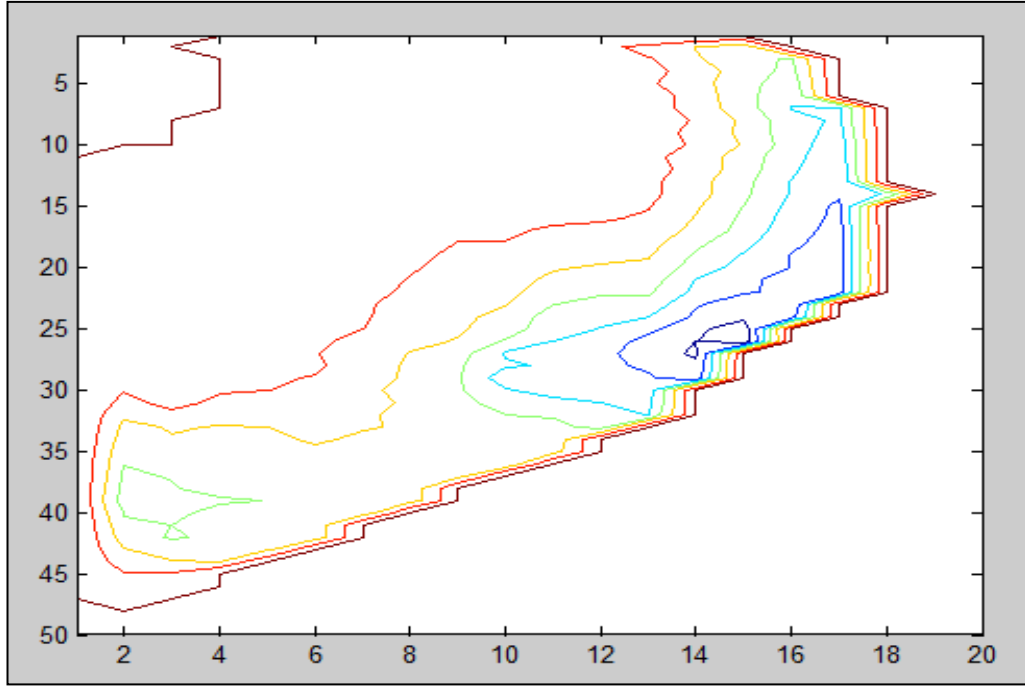
Rüzgâr akıntı bileşenleri ve Solaklı deresinden denize giriş yapan koheziv sediment miktarı sabit tutulup yalnızca sediment sürüklenme hızı azaltıldığında Şekil 22-23'te görüldüğü gibi koheziv sedimentler kıyı çizgisine yakın yerlerde yoğun miktarlarda

bulunmaktadırlar. Sediment sürüklenme hızı azaltıldığından sedimentler dere ağzından denize giriş yaptığından itibaren çökelmekte ve bu çökeltme rüzgâr akıntı bileşenlerinin etkisiyle dere ağzının doğu yönünde daha yoğun ölçülerde olmaktadır. Sediment sürüklenme hızının azaltılmasıyla sedimentlerin dere girişinden uzaklaşma mesafelerinin azaldığını ve koheziv sediment çökeltme alanlarının kıyı bölgelere yakın yerlerde yoğun miktarlarda olduğu görülmektedir. Diğer verilerin sabit kalması koşulu ile sediment sürüklenme hızı daha da küçültülerek koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki çökeltme alanlarındaki değişim incelenecektir. Bu amaçla, $w_{surf}=1e-3 \text{ m}^2/s^2$, $w_{vsurf}=-1e-3 \text{ m}^2/s^2$, $RB1=500 \text{ mg/l}$ ve sediment sürüklenme hızı $svell=1e-20 \text{ m/s}$ olmak üzere Pomsed programının çalıştırılması ile birinci tabaka için elde edilen sediment dağılımı contour ve surfer grafikleri incelenecektir.

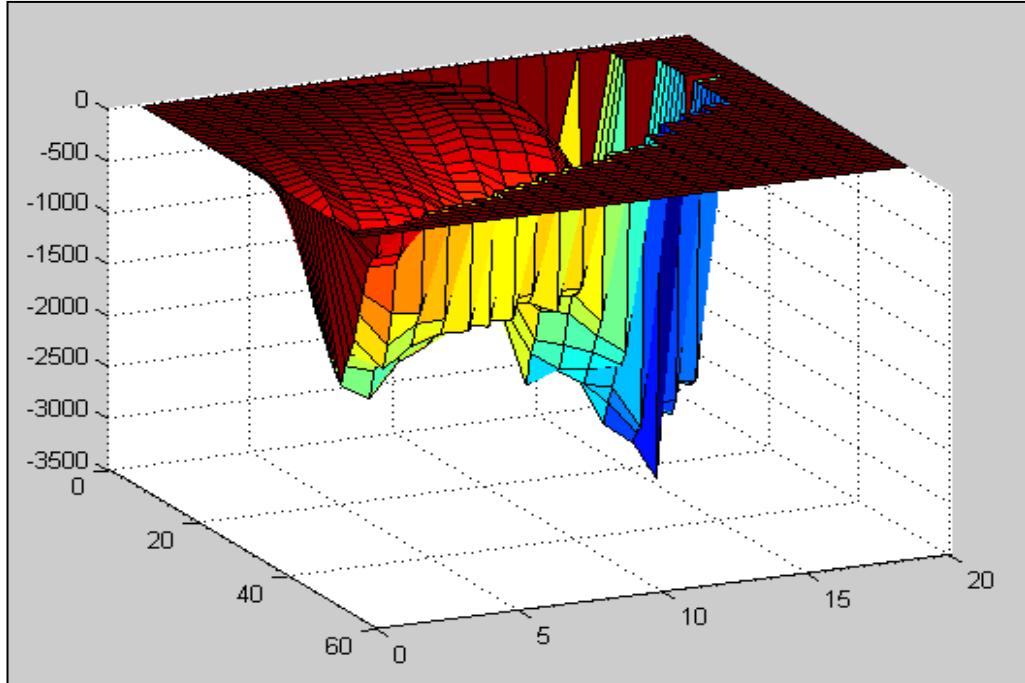
Tablo 9. $svell=1e-20 \text{ m/s}$ için koheziv sediment dağılımından bir kesit

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	
20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	3	6	9	13	18	26	37	50	65	81	101	123
18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	2	4	6	8	10	15	22	31	42	54	70	88
17	0	1	0	0	0	0	0	1	1	2	4	6	9	14	20	26	33	44	61	80	106	136	170	201	241
16	0	3	2	1	1	2	3	4	6	8	13	18	25	36	46	60	75	92	113	139	172	201	239	269	311
15	0	7	5	4	4	6	9	11	17	22	32	42	57	74	96	119	144	171	200	225	258	287	316	331	361
14	0	13	9	8	10	14	20	26	38	48	67	84	110	135	166	197	231	261	294	322	359	395	448	461	501
13	0	24	13	12	18	24	36	47	66	86	114	144	183	219	264	310	346	389	427	460	518	566	626	677	731
12	0	47	16	13	21	26	39	49	71	90	122	159	200	254	305	375	438	507	558	617	673	729	793	888	951
11	0	98	31	18	29	24	40	42	60	70	95	119	154	196	254	329	434	509	582	675	760	850	972	1164	1311
10	0	212	88	49	64	36	71	56	85	92	129	149	202	238	314	400	574	695	813	967	1125	1288	1491	1711	1911
9	0	392	217	149	175	74	139	89	134	120	185	183	244	287	371	455	624	741	890	1044	1222	1426	1662	1894	2111
8	0	633	458	352	415	265	307	228	295	258	360	311	393	386	473	558	673	805	958	1088	1252	1426	1675	1999	2211
7	0	1013	931	728	822	707	674	551	621	583	724	695	804	819	923	1025	1163	1375	1562	1742	2000	2148	2440	2585	2811
6	0	1249	1354	1245	1319	1325	1305	1108	1128	1048	1215	1230	1360	1387	1501	1610	1670	1853	2044	2181	2382	2418	2848	2823	3111
5	0	0	1557	1639	1774	1923	2018	1793	1783	1768	1871	1920	2020	2045	2149	2222	2293	2405	2526	2519	2682	2657	2957	2783	3011
4	0	0	0	0	0	0	2075	2097	2180	2303	2325	2371	2433	2442	2586	2614	2681	2737	2747	2719	2756	2694	0	0	0
3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1938	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

$w_{surf}=1e-3 \text{ m}^2/s^2$, $w_{vsurf}=-1e-3 \text{ m}^2/s^2$ ve $RB1=500 \text{ mg/l}$ ve sediment sürüklenme hızı $svell=1e-20 \text{ m/s}$ olmak üzere Pomsed programı sediment taşınım modülünün çalıştırılması ile birinci tabaka için elde edilen koheziv sediment dağılım miktarından bir kesit Tablo 9’da verilmiştir. Bir kısmı Tablo 9’da olan verilerin tamamının contour ve surfer grafikleri çizdirilmiştir ve bu grafikler üzerinde deniz ortamındaki koheziv sedimentlerin dağılım alanları incelenmiştir.



Şekil 24. $S_{vell}=1e-20 \text{ m/s}$ için koheziv sediment dağılımı contour grafiği



Şekil 25. $S_{vell}=1e-20 \text{ m/s}$ için koheziv sediment dağılımı surfer grafiği

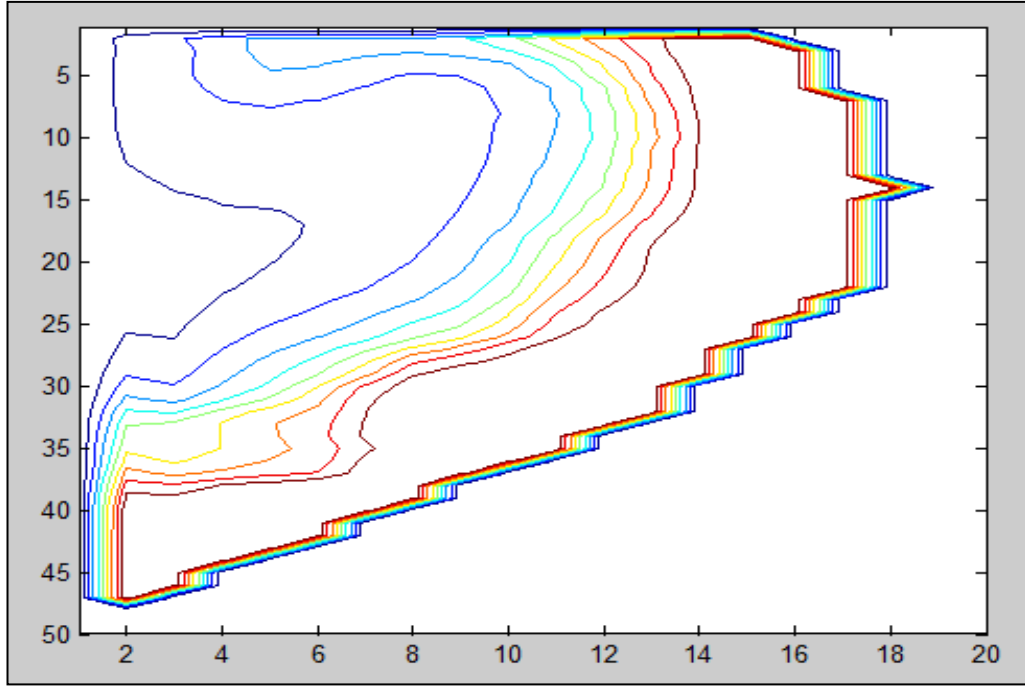
Denize giren koheziv sediment miktarı ve rüzgâr akıntı bileşenlerinin yönleri ve büyüklükleri sabit tutulup sadece sediment sürüklenme hızı küçültülürse Şekil 24-25’de görüldüğü gibi deniz ortamındaki koheziv sedimentlerin çökelme alanları kıyı çizgisine

yakın ve dere ağzının batısından doğusuna doğru artan bir yoğunlukta olmaktadır. Buradan da görülüyor ki sediment sürüklenme hızı yani derenin akış hızı koheziv sedimentlerin çökeltme alanlarını önemli derecede etkilemektedir. Diğer verilerin sabit tutulması koşulu ile sediment sürüklenme hızının negatif alınması durumunda koheziv sedimentlerin çökeltme alanlarını incelenecektir. Bu amaçla, $w_{surf}=1e-3 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=-1e-3 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ve $RB1=500 \text{ mg/l}$ ve sediment sürüklenme hızı $svell=-1e-4 \text{ m/s}$ olmak üzere birinci tabaka için elde edilen koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki çökeltme alanları grafikler üzerinde incelenecektir.

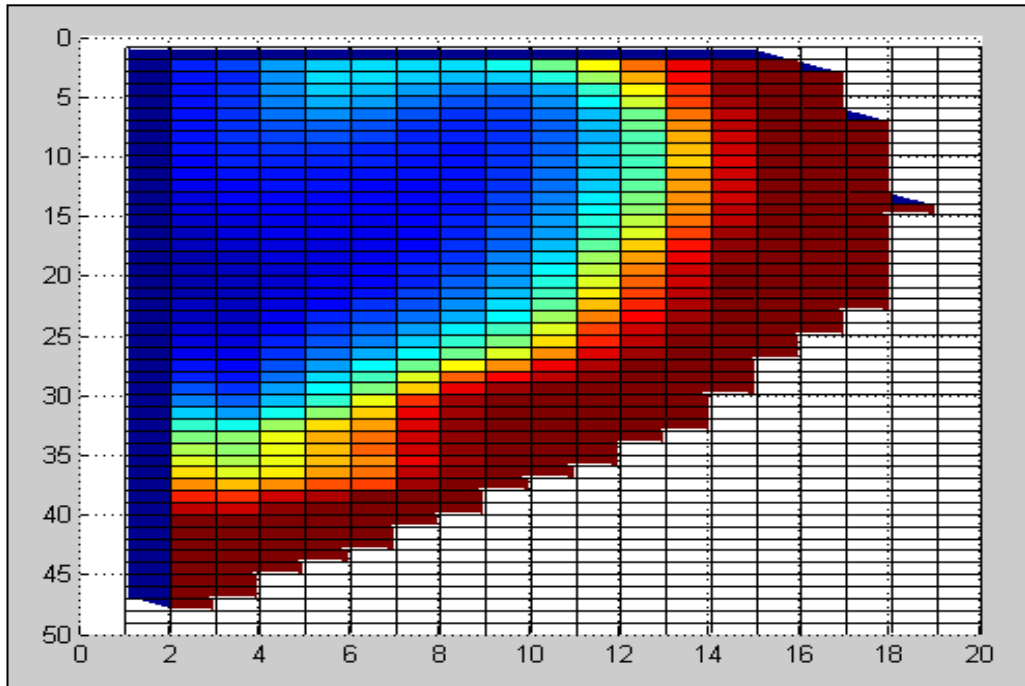
Tablo 10. $svell=-1e-4 \text{ m/s}$ için koheziv sediment dağılımından bir kesit

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
19	0	-282	-254	-270	-276	-274	-274	-267	-258	-243	-222	-200	-182	-163	-141	-119	-103	-93	-86	-85	-90	-103	-122	-145
18	0	-361	-305	-324	-342	-328	-328	-317	-309	-293	-270	-245	-227	-206	-182	-157	-135	-120	-108	-100	-99	-107	-123	-142
17	0	-539	-529	-511	-496	-445	-400	-354	-327	-302	-280	-260	-242	-224	-205	-191	-175	-162	-153	-153	-161	-181	-212	-248
16	0	-651	-660	-626	-578	-502	-431	-376	-334	-298	-275	-253	-235	-221	-206	-197	-186	-181	-184	-196	-217	-248	-288	-335
15	0	-677	-680	-616	-535	-467	-392	-348	-311	-284	-264	-246	-231	-220	-212	-207	-206	-212	-227	-248	-278	-316	-366	-422
14	0	-670	-638	-535	-440	-386	-337	-308	-283	-265	-252	-242	-235	-232	-232	-236	-245	-259	-283	-312	-349	-392	-459	-544
13	0	-687	-606	-469	-382	-336	-306	-289	-278	-269	-267	-265	-270	-276	-288	-300	-318	-340	-372	-407	-453	-512	-582	-688
12	0	-779	-650	-486	-401	-355	-335	-324	-324	-323	-330	-335	-351	-364	-388	-409	-437	-474	-514	-557	-608	-673	-748	-854
11	0	-954	-785	-593	-506	-442	-433	-418	-433	-439	-450	-460	-485	-501	-533	-560	-609	-686	-735	-787	-855	-932	-1034	-1175
10	0	-1233	-1056	-840	-734	-621	-621	-590	-602	-615	-629	-653	-705	-737	-787	-825	-930	-1042	-1121	-1184	-1272	-1360	-1470	-1594
9	0	-1528	-1400	-1227	-1144	-964	-957	-880	-882	-866	-901	-923	-990	-1013	-1120	-1180	-1319	-1426	-1498	-1541	-1602	-1664	-1746	-1826
8	0	-1760	-1720	-1630	-1598	-1516	-1456	-1376	-1367	-1338	-1408	-1407	-1437	-1454	-1508	-1595	-1703	-1774	-1821	-1833	-1851	-1879	-1916	-1954
7	0	-1928	-1958	-1955	-1907	-1872	-1853	-1822	-1812	-1801	-1824	-1824	-1837	-1849	-1870	-1906	-1939	-1964	-1979	-1985	-1996	-1985	-1991	-1995
6	0	-1991	-1999	-1999	-1999	-1993	-1990	-1990	-1991	-1990	-1988	-1987	-1988	-1989	-1989	-1994	-1995	-1997	-1999	-1999	-1999	-1999	-1999	-1999
5	0	0	-1999	-1999	-1999	-1999	-1999	-1999	-1999	-1999	-1999	-1999	-1999	-1999	-1999	-1999	-1999	-1999	-1999	-1999	-1999	-1999	-1999	-1999
4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

$w_{surf}=1e-3 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=-1e-3 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ve $RB1=500 \text{ mg/l}$ ve koheziv sediment sürüklenme hızı $svell=-1e-4 \text{ m/s}$ olmak üzere Pomsed programı sediment taşınım modülünün çalıştırılması ile birinci tabaka için elde edilen koheziv sediment dağılım miktarından bir kesit Tablo 10'da verilmektedir. Bir kısmı Tablo 10'da olan verilerin tamamının contour ve surfer grafikleri çizdirilerek bu grafikler üzerinde deniz ortamındaki koheziv sediment dağılımı incelenmiştir.



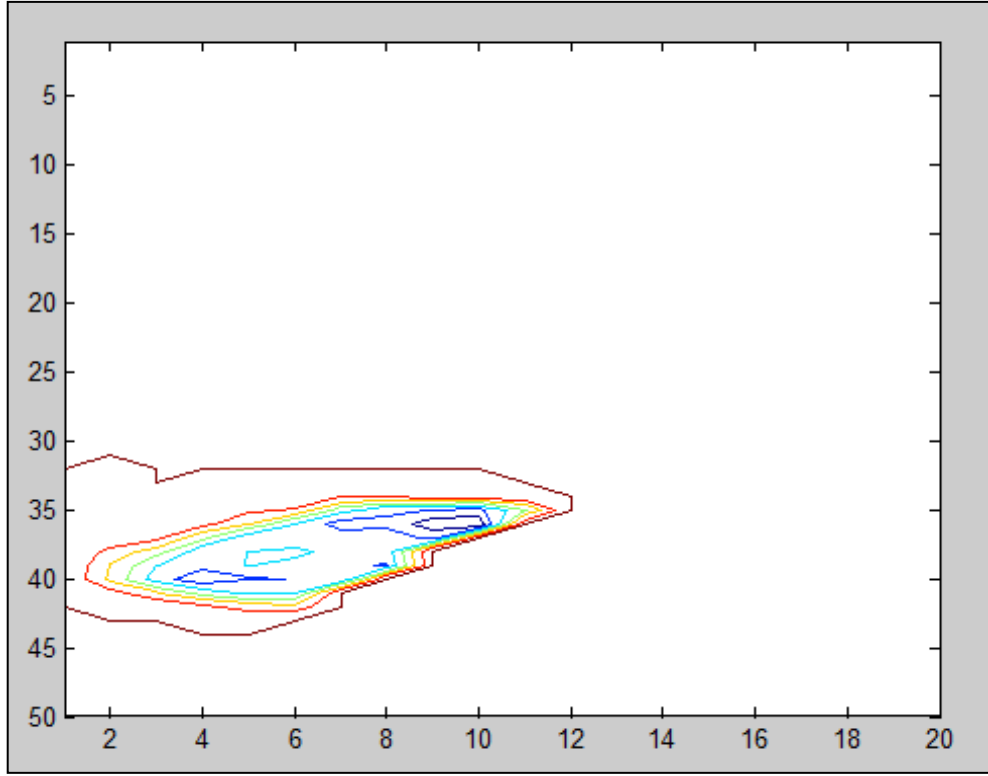
Şekil 26. $S_{vell} = -1e-4 \text{ m/s}$ için koheziv sediment dağılımı contour grafiği



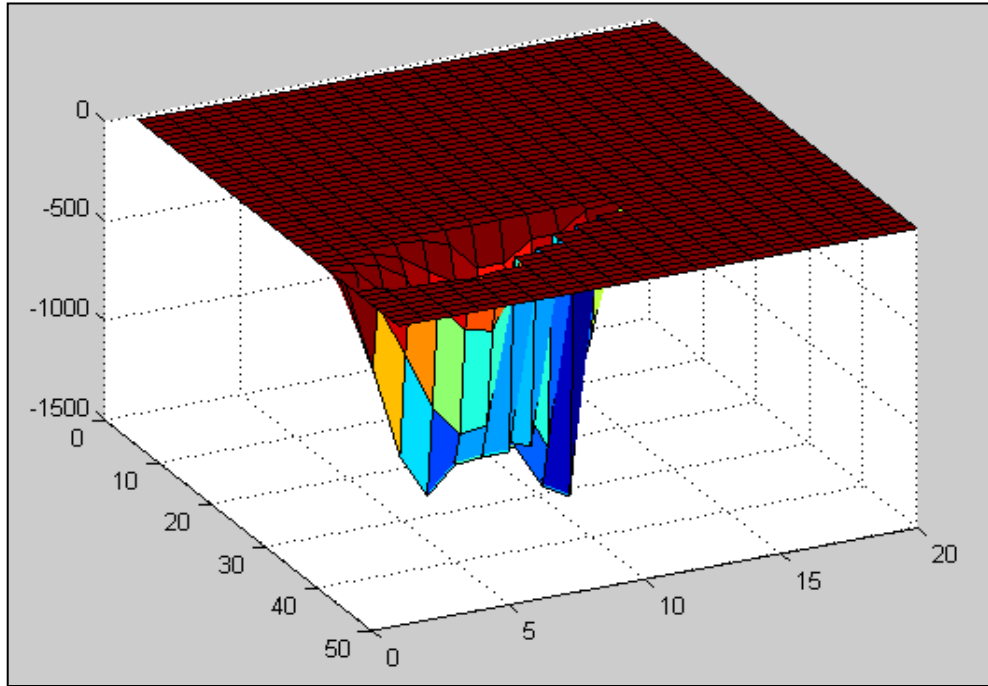
Şekil 27. $S_{vell} = -1e-4 \text{ m/s}$ için koheziv sediment dağılımı surfer grafiği

Denize giriş yapan koheziv sediment miktarı ve rüzgâr akıntı bileşenlerinin yönleri ve büyüklükleri sabit tutulup sadece sediment sürüklenme hızı negatif alındığında koheziv

[illegible]

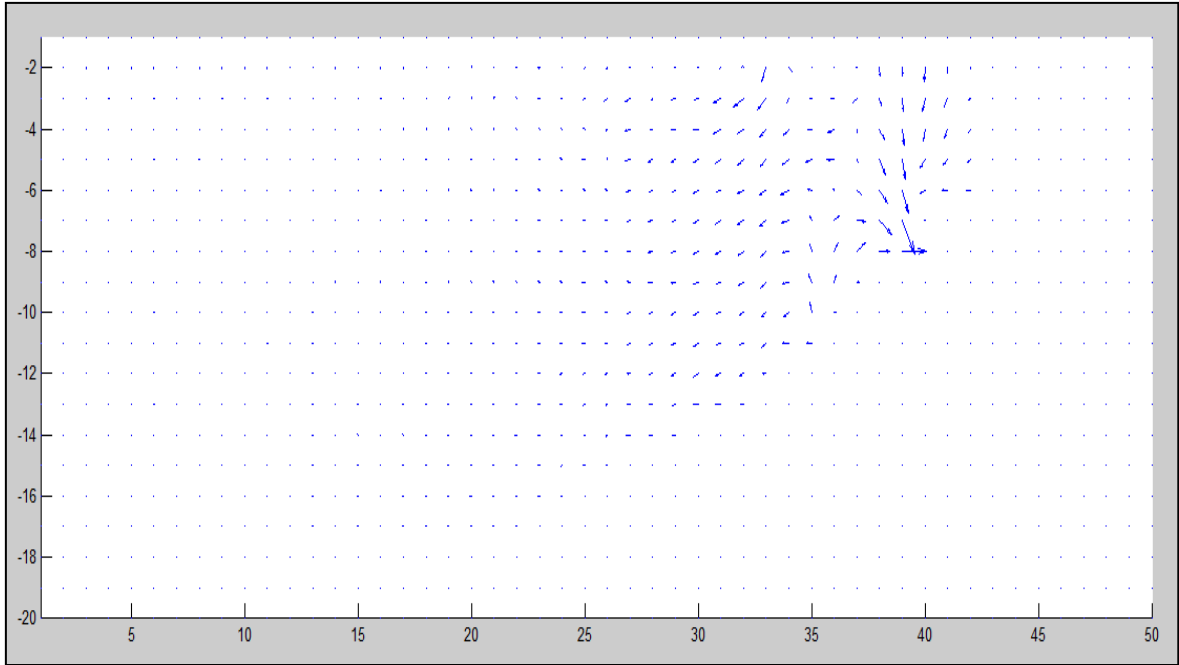


Şekil 28. $w_{surf}=0 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=0 \text{ m}^2/\text{s}^2$ için koheziv sediment dağılımı contour grafiği



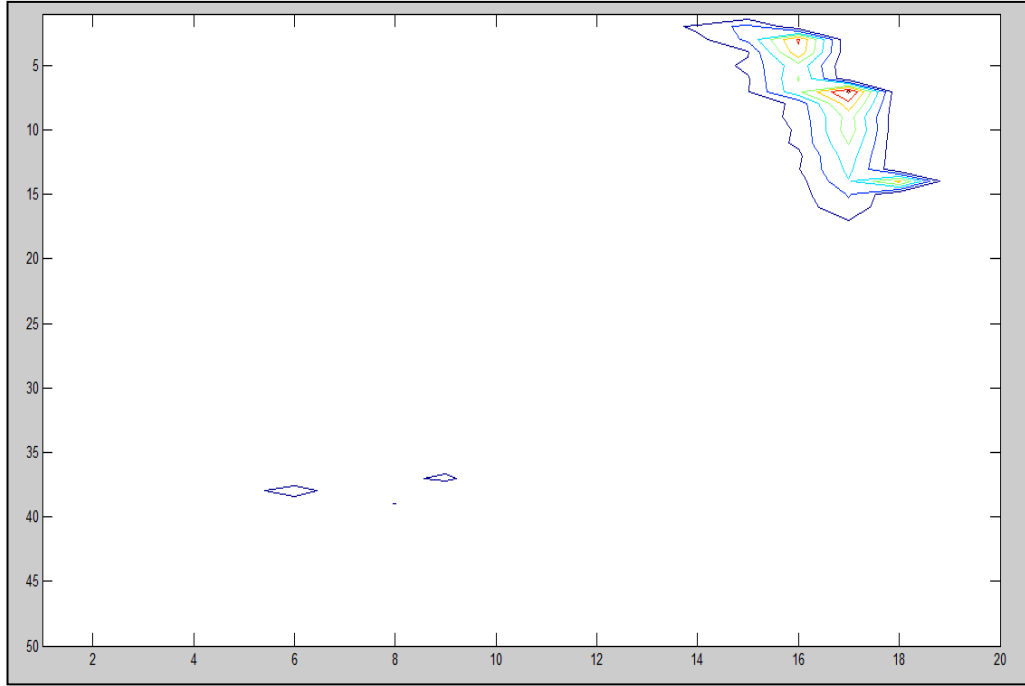
Şekil 29. $w_{surf}=0 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=0 \text{ m}^2/\text{s}^2$ için koheziv sediment dağılımı surfer grafiği

Rüzgâr akıntı bileşenleri, $w_{surf}=0 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ve $w_{vsurf}=0 \text{ m}^2/\text{s}^2$ olarak alındığında Şekil 28-29'da görüldüğü gibi denize giriş yapan koheziv sedimentler birinci tabakada dere ağzının batı yönüne hareketlenip o bölgede yoğun miktarda bulunmaktadır. Dere ağzının kuzey-batı yönünden denize giriş yapması, rüzgâr akıntı bileşenlerinin sıfır olması ve sediment sürüklenme hızının pozitif ve maksimum değerde olmasından dolayı denize giriş yapan koheziv sedimentler dere ağzının batı yönünde ve kıyıya yakın bölgelerde yoğun olarak bulunmaktadır. Buradan da görülmüyor ki dere ağzının denize giriş açısı, rüzgâr akıntısının olmadığı durumlarda deniz ortamındaki koheziv sedimentlerin çökme alanlarını etkileyen en önemli faktördür.

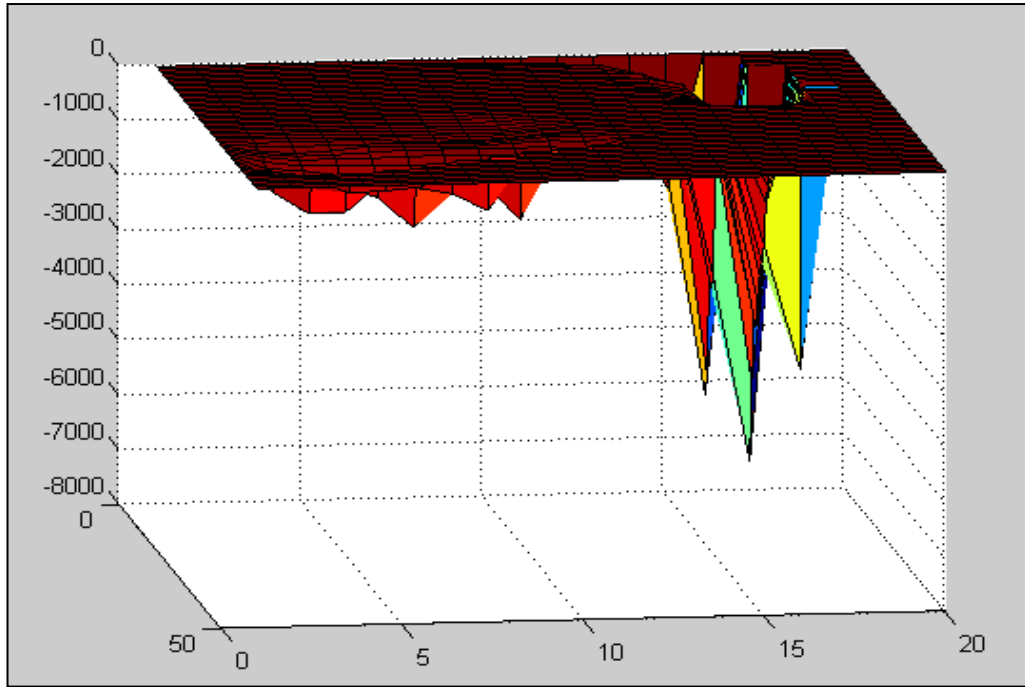


Şekil 30. $w_{surf}=0 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=0 \text{ m}^2/\text{s}^2$ için koheziv sediment hareket yönleri

Denize birinci tabakadan giren koheziv sediment miktarı 500 mg/l , sediment sürüklenme hızı $s_{vel1}=1\text{e-}4 \text{ m/s}$ ve rüzgâr akıntısının bileşenleri sıfır iken deniz ortamındaki sedimentlerin hareket yönleri Şekil 30'da gösterilmiştir. Şekil 30'da görüldüğü gibi dere ağzından denize giriş yapan koheziv sedimentler dere ağzının denize giriş açısından dolayı batı yönünde hareket etmektedirler. Batı yönünde hareket eden koheziv sedimentler, sediment sürüklenme hızının yüksek olmasından dolayı dere ağzının en batı kısmında kıyı bölgelere yakın kesimlerde çökelmektedirler. Rüzgâr akıntı bileşenlerinin deniz ortamındaki koheziv sedimentlerin dağılım alanlarına etkisini daha iyi

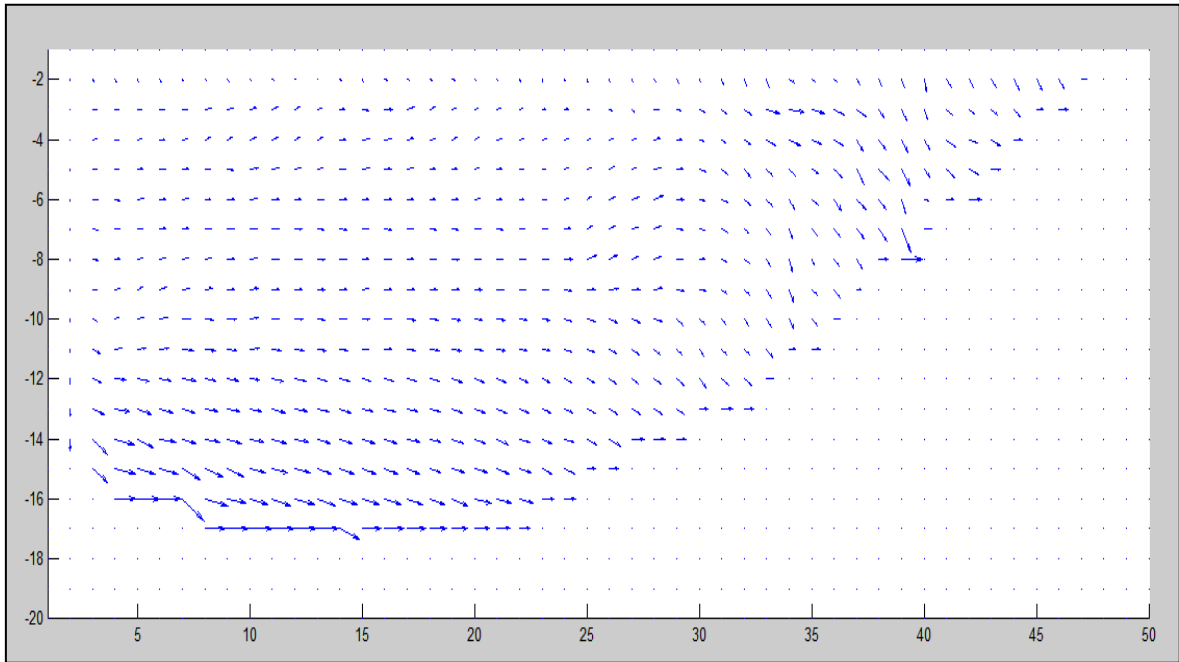


Şekil 31. $w_{usurf}=1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=-1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ için sediment dağılımı contour grafiği



Şekil 32. $w_{usurf}=1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}= -1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ için sediment dağılımının surfer grafiği

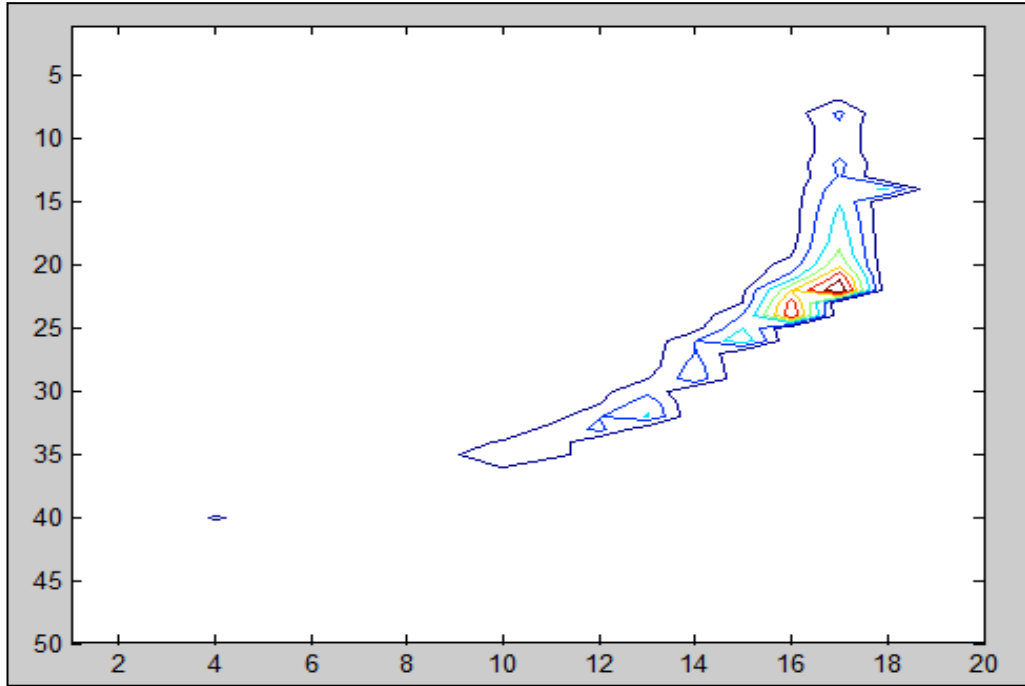
Sediment sürüklenme hızı ve denize giriş yapan koheziv sediment miktarı sabit tutulup rüzgâr akıntı bileşenleri $w_{surf}=1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ve $w_{vsurf}=-1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ olarak alındığında deniz ortamındaki koheziv sediment dağılımı dere ağzının denize giriş açısından dolayı Şekil 31-32’de görüldüğü gibi dere ağzının batı yönünde de az miktarda olmak kaydıyla rüzgâr akıntı bileşenlerinin etkisiyle dere ağzının doğu yönünde yoğun miktarda çökelme olmaktadır. Her iki yönde de koheziv sedimentler kıyıya yakın kesimlerde çökelmekte ve dere ağzında çökelme meydana gelmemektedir. Dere ağzında koheziv sedimentlerin çökmemesinin sebepleri ise sediment sürüklenme hızının yüksek olması ve rüzgâr akıntı bileşenlerinin koheziv sedimentleri doğuya yönlendirmesidir. Denize giriş yapan koheziv sedimentler dere ağzının denize girişi açısı ve rüzgârın etkisiyle doğu ve batı yönüne olmak üzere iki ana yöne ayrılmıştır. Rüzgâr akıntı bileşenlerinin koheziv sedimentlerin hareketlerini nasıl etkilediği grafik üzerinde incelenmiştir.



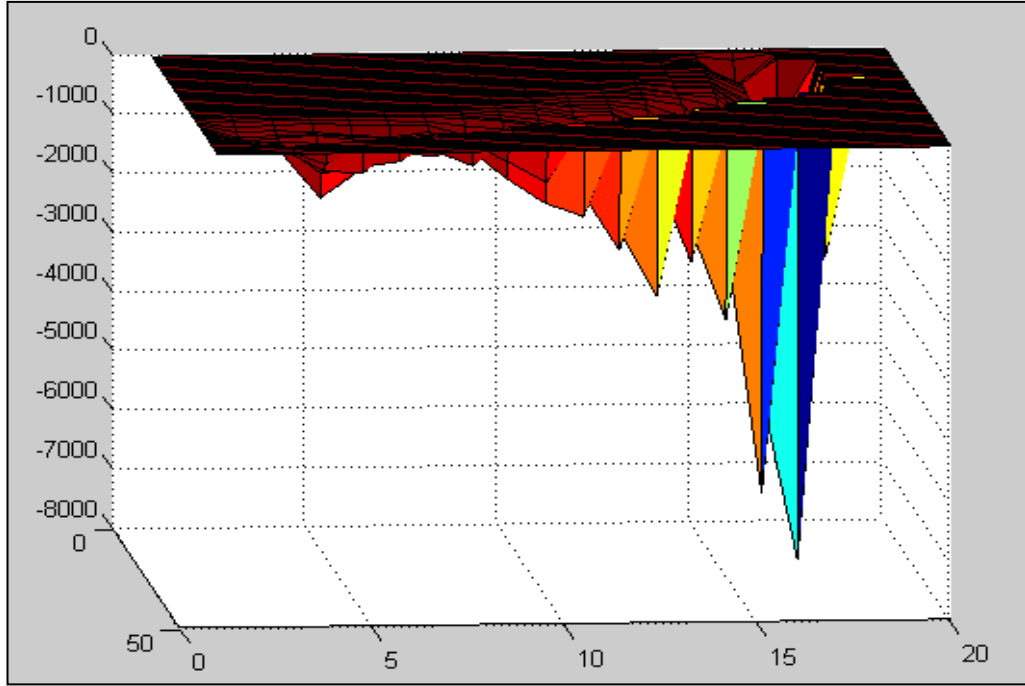
Şekil 33. $w_{surf}=1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=-1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ için koheziv sediment hareket yönleri

Rüzgâr akıntısının doğu yönündeki bileşeni $w_{surf}=1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ve güney yönündeki bileşeni $w_{vsurf}=-1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ dir. Rüzgâr akıntı bileşenlerinin büyüklükleri eşit olduğundan dolayı sedimentler Şekil 33’te görüldüğü gibi bu iki kuvvetin bileşke kuvvetleri yönünde hareket etmektedirler. Rüzgâr akıntısı bileşke kuvvetinin etkisiyle

koheziv sedimentler güney-doğu yönünde hareket etmektedirler. Koheziv sedimentlerin güney-doğu yönündeki hareketlenmeleri sonucunda koheziv sedimentler kıyaya yakın ve dere ağzının doğu kısmında yoğun olarak bulunmaktadır. Denize giren koheziv sediment miktarı ve sediment sürüklenme hızı sabit tutulup rüzgâr akıntı bileşenlerinin sadece yönleri değiştirilerek koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki çökme alanları farklı bir örnek üzerinde incelenecektir. Bu amaçla, rüzgâr akıntı bileşenlerini $w_{surf}=-1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, denize giriş yapan koheziv sediment miktarı $RB1=500 \text{ mg/l}$ ve sediment sürüklenme hızı $s_{vel}=1e-4 \text{ m/s}$ alınarak POM sediment taşınım modülünün çalıştırılması ile elde edilen verilerin contour ve surfer grafikleri çizdirilip bu grafikler üzerinde inceleme yapılmıştır.



Şekil 34. $w_{surf}=-1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ için sediment dağılımı contour grafiği



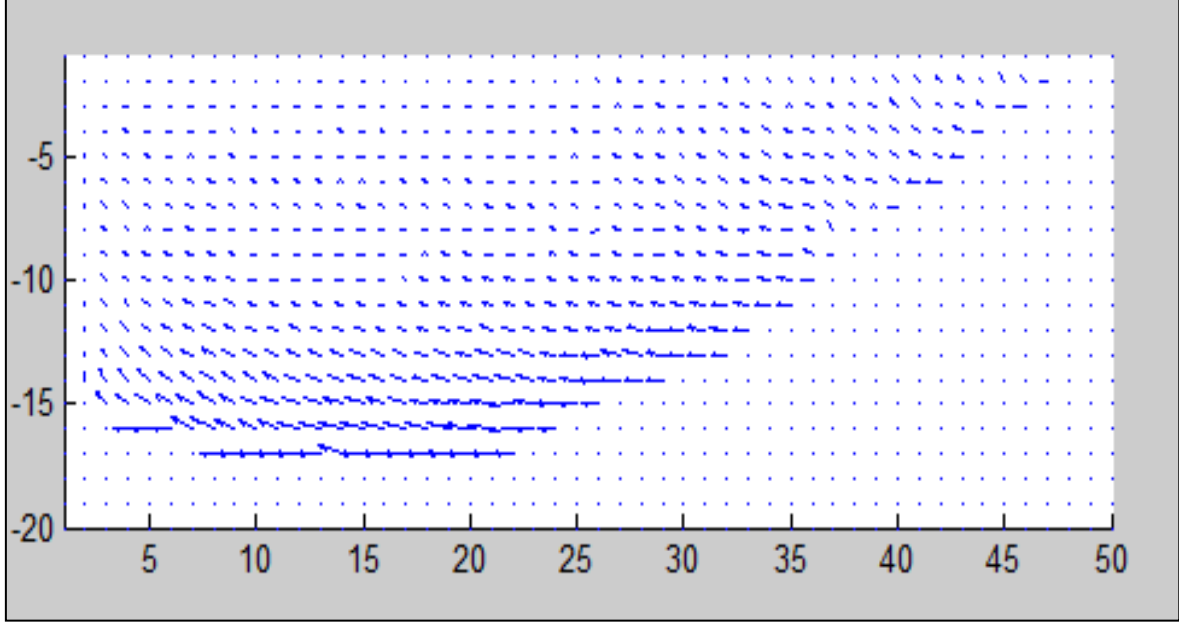
Şekil 35. $w_{surf}=-1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ için sediment dağılımı surfer grafiği

Denize giren koheziv sediment miktarı ve sediment sürüklenme hızı sabit tutulup rüzgâr akıntı bileşenlerinin sadece yönlerinin değiştirilmesi ile deniz ortamındaki koheziv sediment dağılımı dere girişinin her iki tarafına da olmaktadır. Rüzgâr akıntı bileşeni yönü kuzey-batı olmasına rağmen koheziv sedimentlerin dere girişinin her iki yönün de olmasının başlıca sebepleri sediment sürüklenme hızının büyük olması ve Coriolis kuvvetinin etkisidir. Sediment sürüklenme hızı büyük olduğunda denize giren koheziv sedimentler rüzgâr akıntısının da etkisiyle açığa sürüklenmekte ve Coriolis kuvvetinin etkisiyle doğu yönünde yoğun miktarda çökelmektedirler. Dere ağzının batı yönündeki koheziv sedimentlerin çökmesinin sebebi ise dere ağzının denize giriş açısıdır.

2.5.4. Küçük Sediment Sürüklenme Hızı İçin Değişen Rüzgâr Akıntısına Göre Koheziv Sedimentlerin Çökelme Alanları

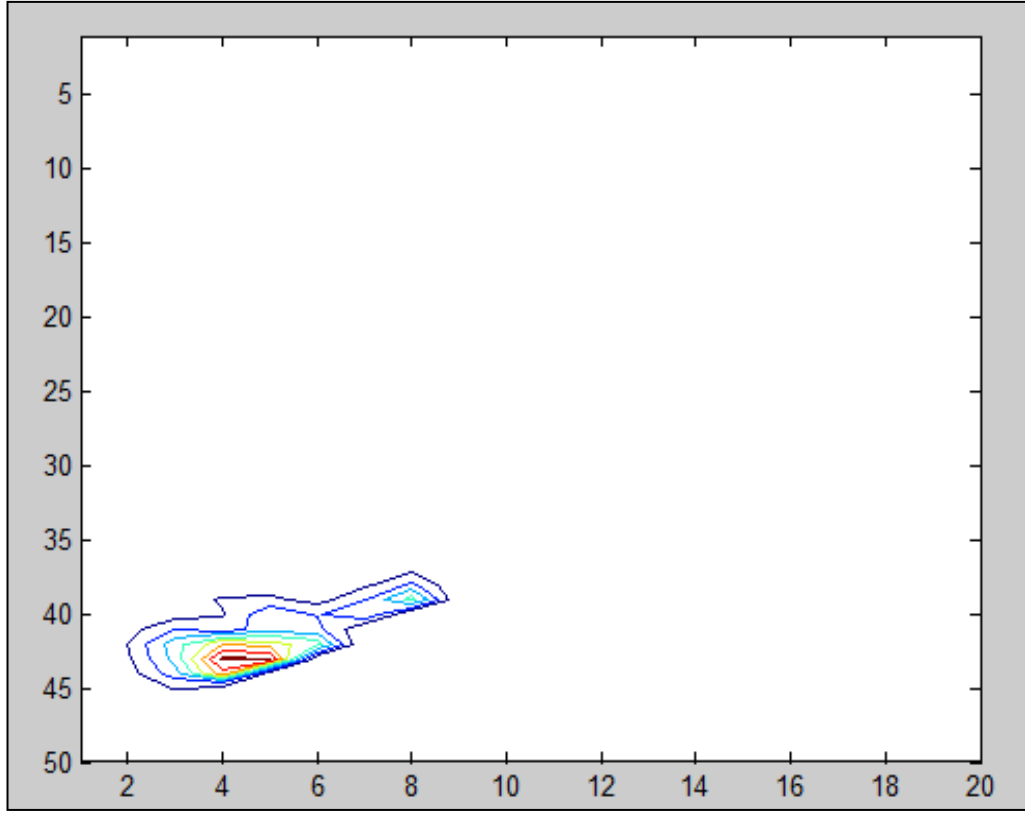
Bu bölümdeki amaç, küçük sediment sürüklenme hızı için büyüklük ve yön olarak değişen rüzgâr akıntısına göre koheziv sedimentlerin çökelme alanlarını incelemektir. Bu amaç doğrultusunda, $w_{surf}=-1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $RB1=500 \text{ mg/l}$ ve

sediment sürüklenme hızını $svel1=1e-40$ m/s alınarak koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki çökme alanları grafikler üzerinde incelenmiştir.

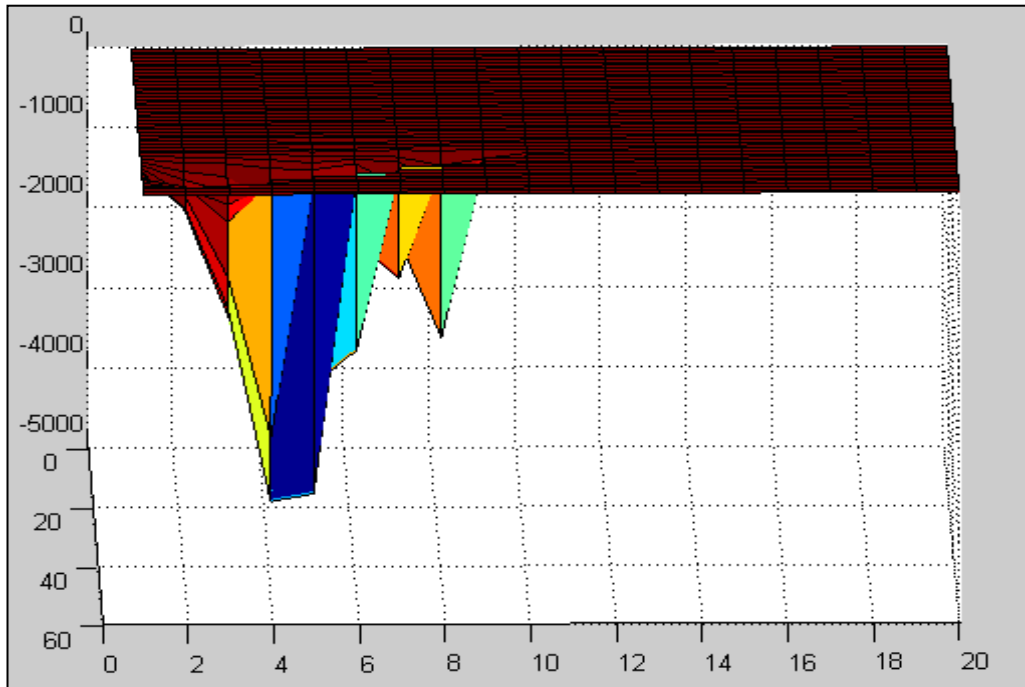


Şekil 36. $Svel1=1e-40$ m/s için sediment hareket yön bileşenleri

Şekil 36’da küçük sediment sürüklenme hızı için koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki hareket yön bileşenleri gösterilmiştir. Sedimentler deniz ortamında kıyıya yakın kesimlerde batıya doğru hareket etmektedirler dolayısıyla çökelmenin de batı yönünde olması beklenmektedir. Koheziv sedimentlerin çökme alanlarını incelemek için sediment dağılım grafikleri incelenmiştir.

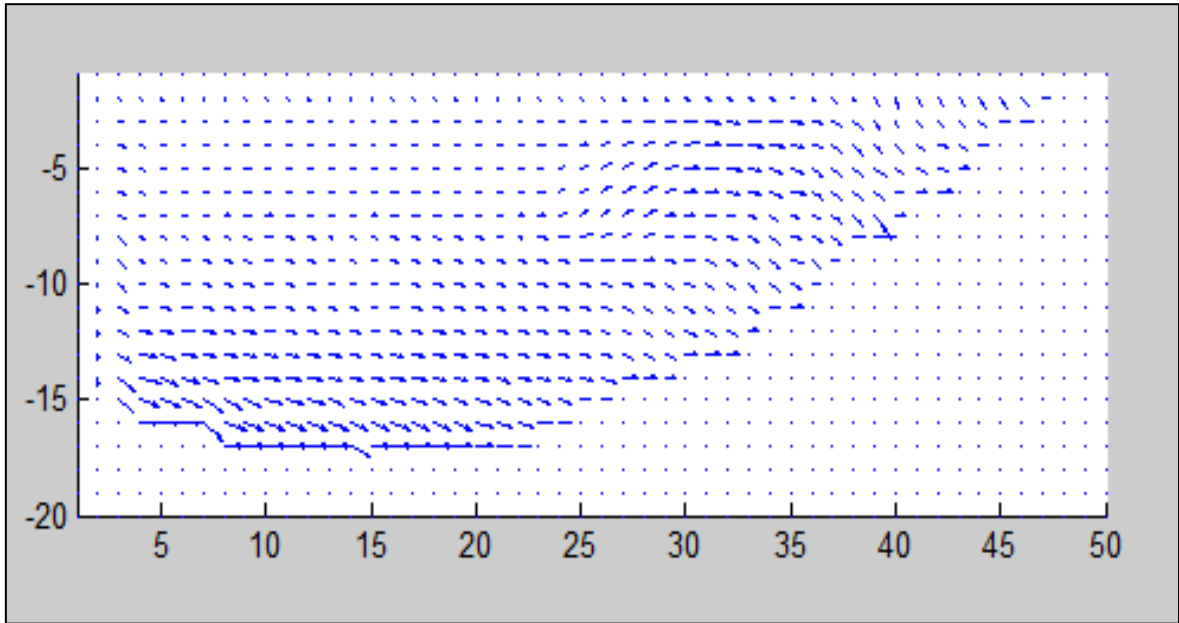


Şekil 37. Svel1=1e-40 m/s için koheziv sediment dağılımı contour grafiği



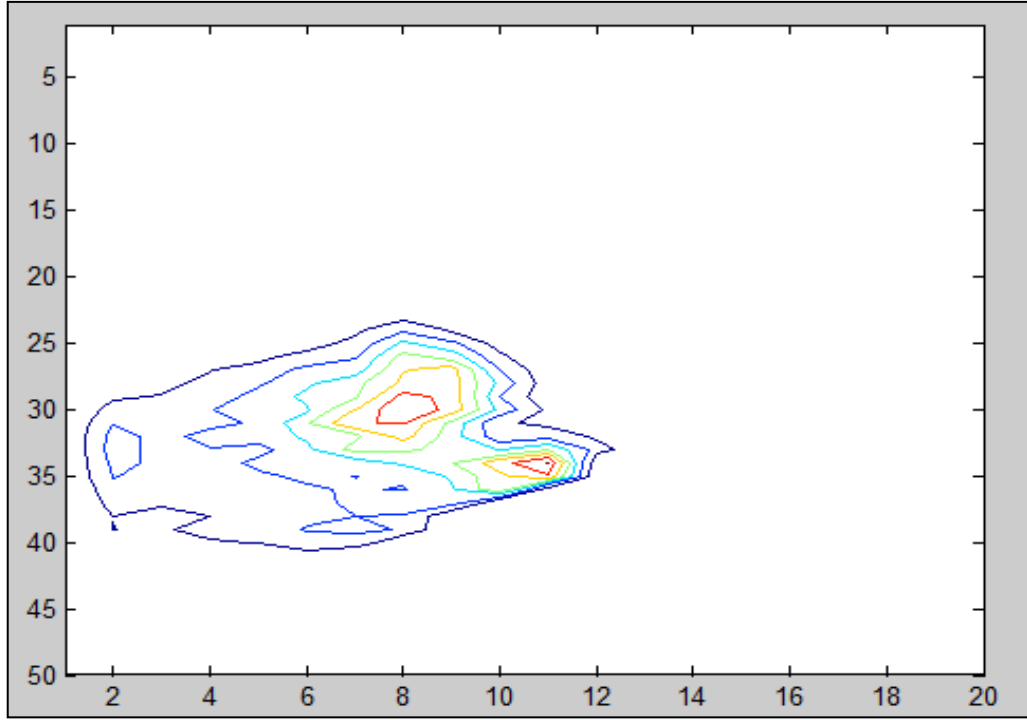
Şekil 38. Svel1=1e-40 m/s için koheziv sediment dağılımı surfer grafiği

Küçük sediment sürüklenme hızın için rüzgâr akıntısının koheziv sedimentlerin çökelme alanları üzerine etkisi olmakta ve sedimentler rüzgâr akıntısının bileşenleri yönünde hareketlenmekte ve çökelme de Şekil 37-38’de görüldüğü gibi rüzgâr akıntısının olduğu yönde olmaktadır. Buradan da görülüyor ki yüksek sediment sürüklenme hızının olduğu durumlarda rüzgâr akıntısının koheziv sedimentlerin çökelme alanları üzerine etkisi yok denecek kadar azken düşük sediment sürüklenme hızının olduğu durumlarda ise koheziv sedimentlerin çökelme alanları rüzgâr akıntısının yönünde olmaktadır. Rüzgâr akıntısının koheziv sedimentlerin çökelme alanları üzerine etkisi sediment sürüklenme hızının büyüklüğüne bağlıdır. Eğer sediment sürüklenme hızı çok büyük değerde ise rüzgâr akıntısının koheziv sedimentlerin çökelme alanları üzerine etkisi yoktur. Küçük sediment sürüklenme hızı için rüzgâr akıntısının deniz ortamındaki koheziv sedimentlerin çökelme alanları üzerine etkisi farklı bir örnek üzerinde incelenecektir. Bu amaçla, $w_{surf}=1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=-1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $RB1=500 \text{ mg/l}$ ve sediment sürüklenme hızını $svell=1e-40 \text{ m/s}$ alınarak koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki çökelme alanları grafikler üzerinde incelenmiştir.

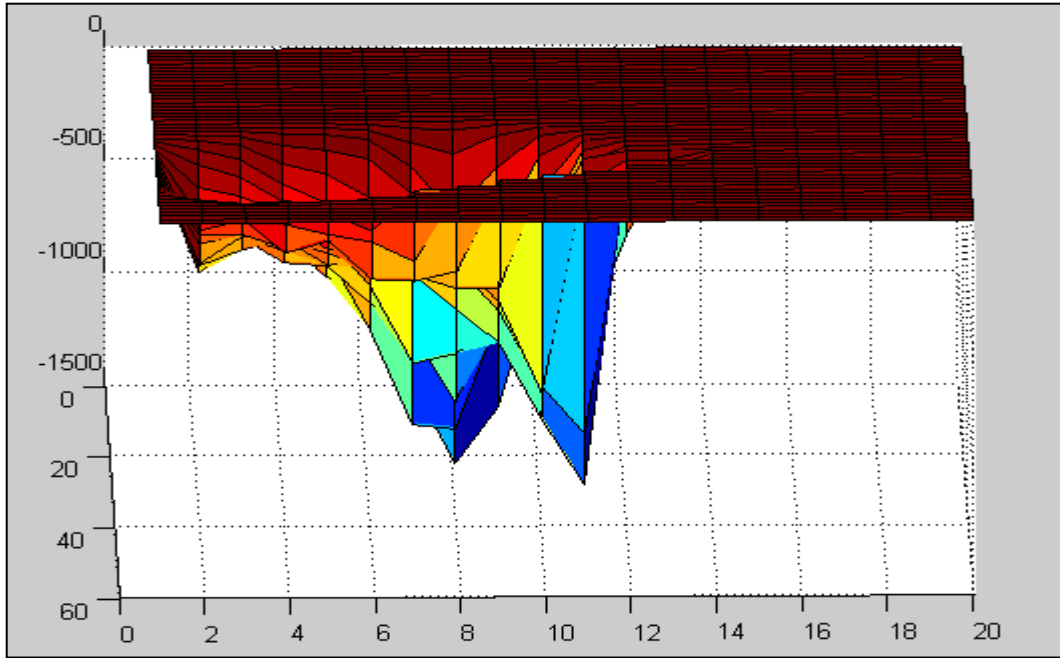


Şekil 39. $w_{surf}=1e-4$, $w_{vsurf}=-1e-4$ ve $svell=1e-40 \text{ m/s}$ için sediment hareket yönleri

$w_{surf}=1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=-1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $RB1=500 \text{ mg/l}$ ve $svell=1e-40 \text{ m/s}$ için koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki hareket yönleri Şekil 39’da gösterilmiştir.

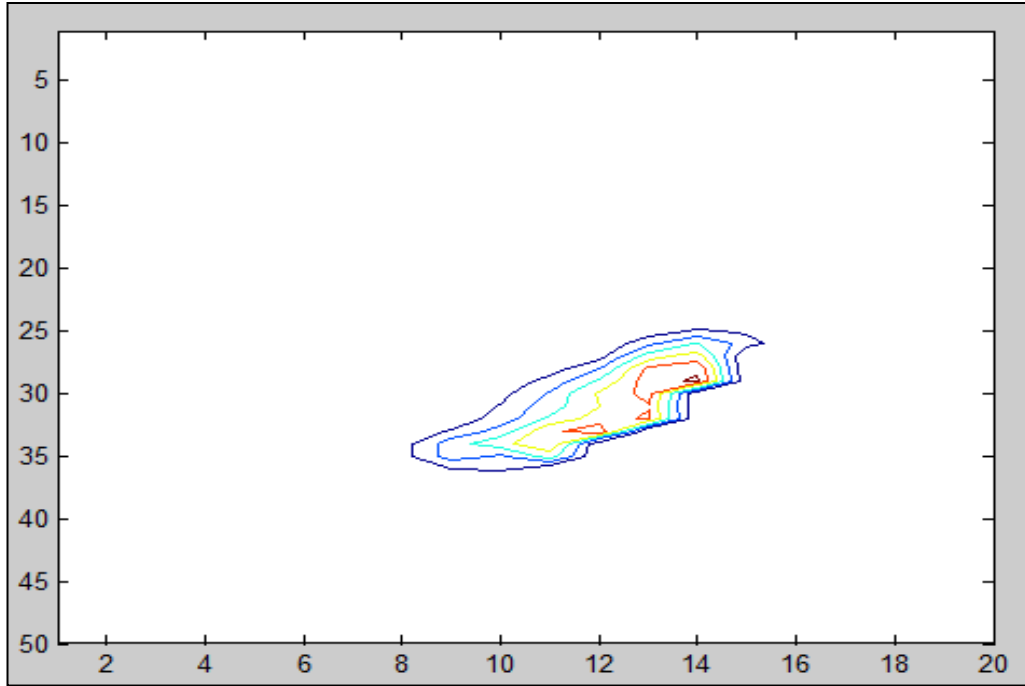


Şekil 40. $w_{surf}=1e-4$, $w_{vsurf}=-1e-4$ ve $s_{vell}=1e-40$ m/s için sediment dağılımı contour grafiği

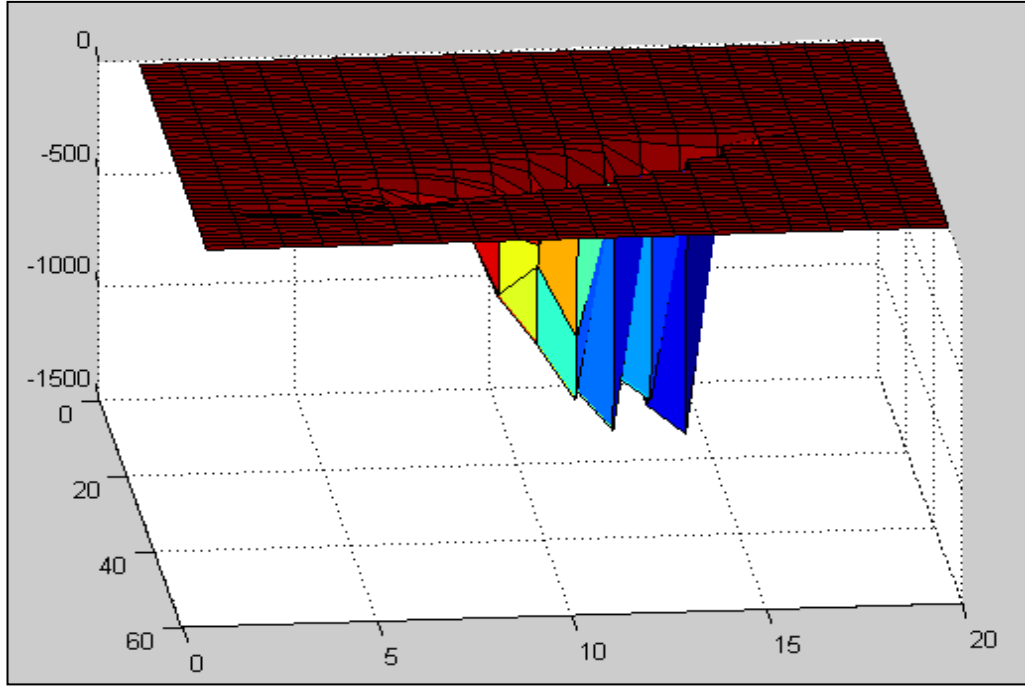


Şekil 41. $w_{surf}=1e-4$, $w_{vsurf}=-1e-4$ ve $s_{vell}=1e-40$ m/s için sediment dağılımı surfer grafiği

$w_{surf}=1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=-1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $RB1=500 \text{ mg/l}$ ve $s_{vel1}=1e-40 \text{ m/s}$ için koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki çökelme alanları sediment hareket yönleri doğrultusunda dere ağzının batı tarafında ve dere ağzından itibaren azalarak çökeldiği Şekil 40- 41'de görülmektedir. Küçük sediment sürüklenme hızı için rüzgâr akıntısının yönü değiştirildiğinde koheziv sedimentlerin çökelme alanları da değişmektedir. Buradan da görüldüğü gibi küçük sediment sürüklenme hızı için rüzgâr akıntı bileşenlerinin koheziv sedimentlerin çökelme alanları üzerine etkisi önem arz etmektedir. Rüzgâr akıntısının doğu yönündeki bileşeni $w_{surf}=0 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ve güney yönündeki bileşeni $w_{vsurf}=1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, denize giren koheziv sediment miktarı 500 mg/l ve sediment sürüklenme hızı $s_{vel1}=1e-40 \text{ m/s}$ olması durumunda koheziv sedimentlerin çökelme alanları incelenecektir. Bu veriler doğrultusunda sediment taşınım modülünün çalıştırılması ile elde edilen verilerin contour ve surfer grafikleri çizdirilerek koheziv sedimentlerin çökelme alanları incelenmiştir.



Şekil 42. $w_{surf}=0 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ve $w_{vsurf}=1e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ için sediment dağılımı contour grafiği

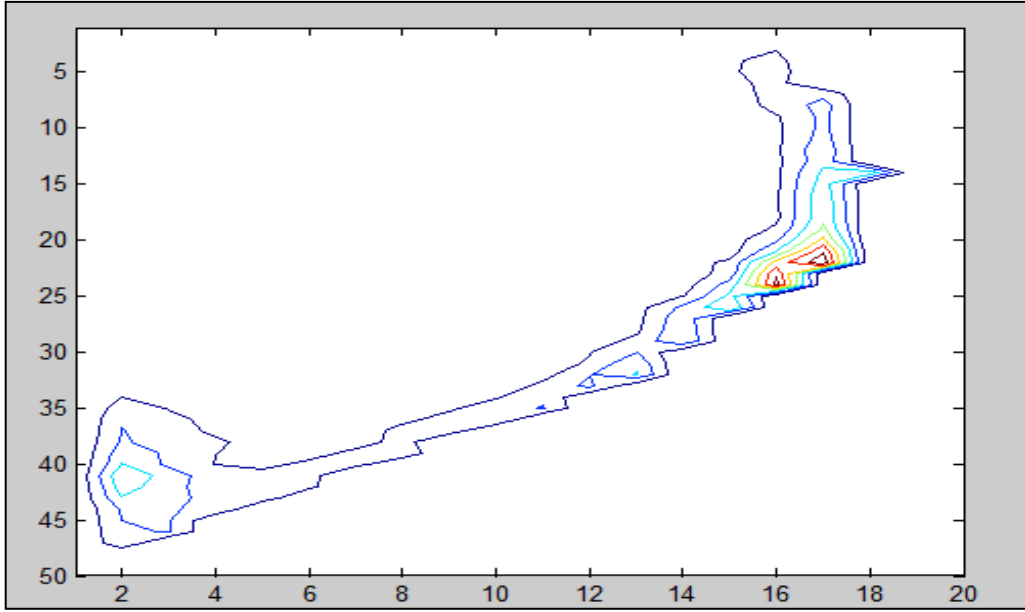


Şekil 43. $w_{surf}=0 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ve $w_{vsurf}=1\text{e-}4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ için sediment dağılımı surfer grafiği

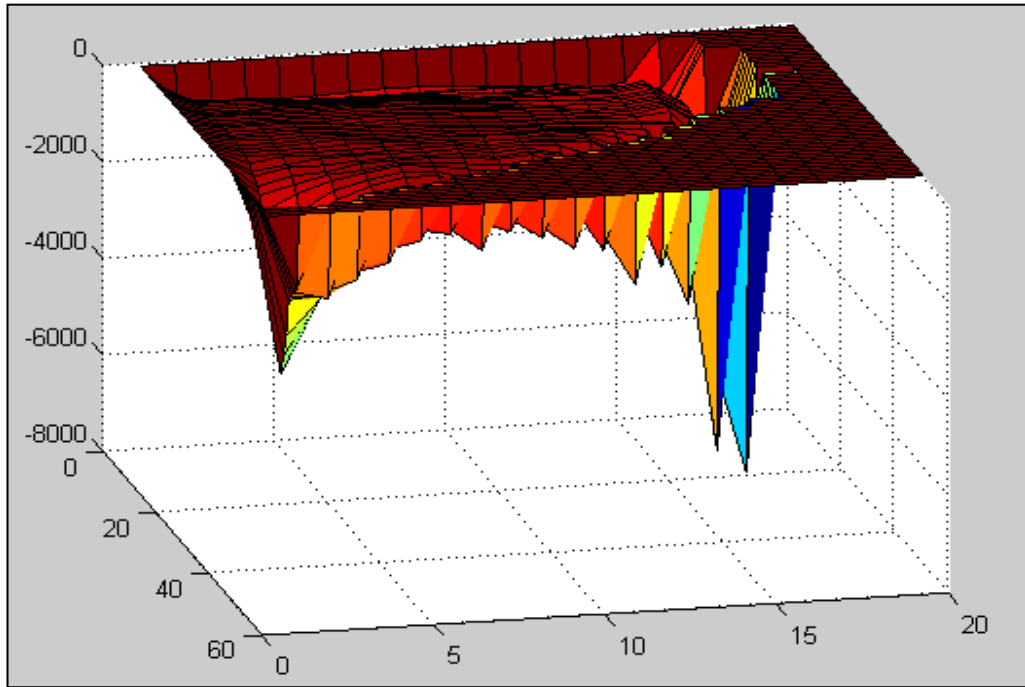
Rüzgâr akıntı bileşenlerinden doğu-batı yönündeki bileşeni $w_{surf}=0 \text{ m}^2/\text{s}^2$ alınıp ve sediment sürüklenme hızının küçük olması durumunda Şekil 42-43'te görüldüğü gibi koheziv sedimentler dere ağzının denize giriş açısından dolayı batı yönünde yoğun miktarda çökelmektedirler. Çökelme dere ağzının batı yönünde ve dere ağzına yakın yerlerde en yoğun şekilde bulunmaktadır. Sediment sürüklenme hızının yani derenin akış hızının küçük olduğu durumlarda sedimentlerin çökelme alanları üzerine rüzgâr akıntı bileşenlerinin etkisi çok fazladır.

2.5.5. Coriolis Kuvvetinin Koheziv Sedimentlerin Çökelme Alanlarına Etkisi

Bu bölümde amaç, büyük ve küçük sediment sürüklenme hızları için Coriolis kuvvetinin koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki çökelme alanları üzerine etkisini incelemektir. Bu amaçla, öncelikle büyük sediment sürüklenme hızı için Coriolis kuvvetinin yönünü değiştirilerek koheziv sedimentlerin çökelme alanları farklı örnekler üzerinde ele alınacaktır. $w_{surf}=-9\text{e-}4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf}=1\text{e-}3 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $RB1=500 \text{ mg/l}$, $s_{vel1}=1\text{e-}4 \text{ m/s}$ ve Coriolis kuvveti $COR(f)= -0.8\text{e-}4 \text{ N/kg}$ için koheziv sedimentlerin çökelme alanları grafikler üzerinde incelenecektir.



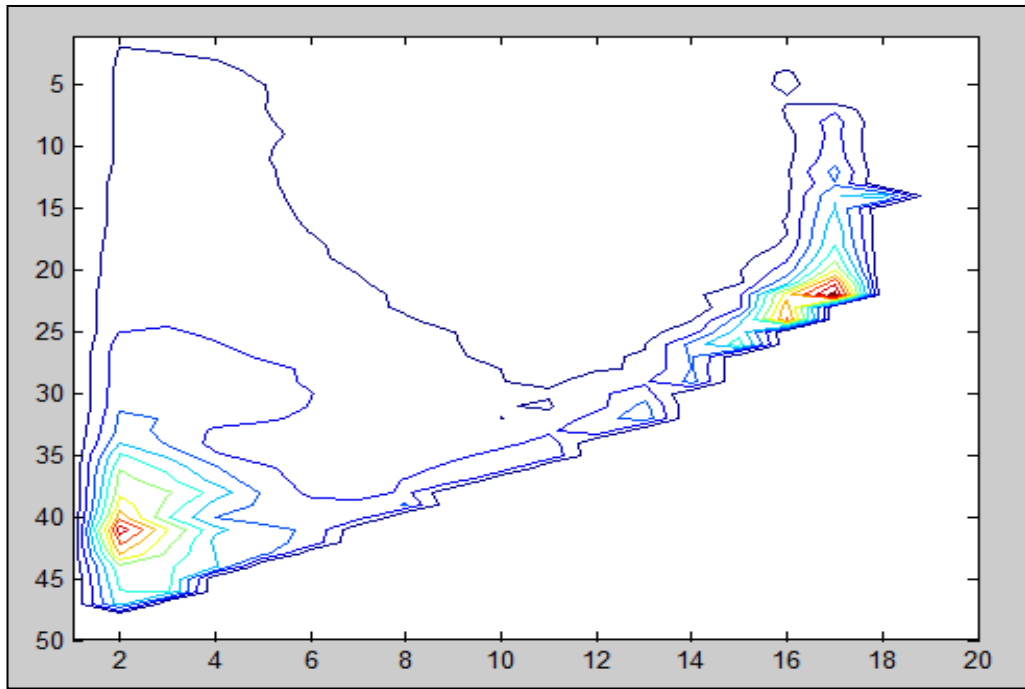
Şekil 44. $S_{vel1}=1e-4$ m/s ve $Cor(f)=-0.8e-4$ N/kg için sediment dağılımı contour grafiği



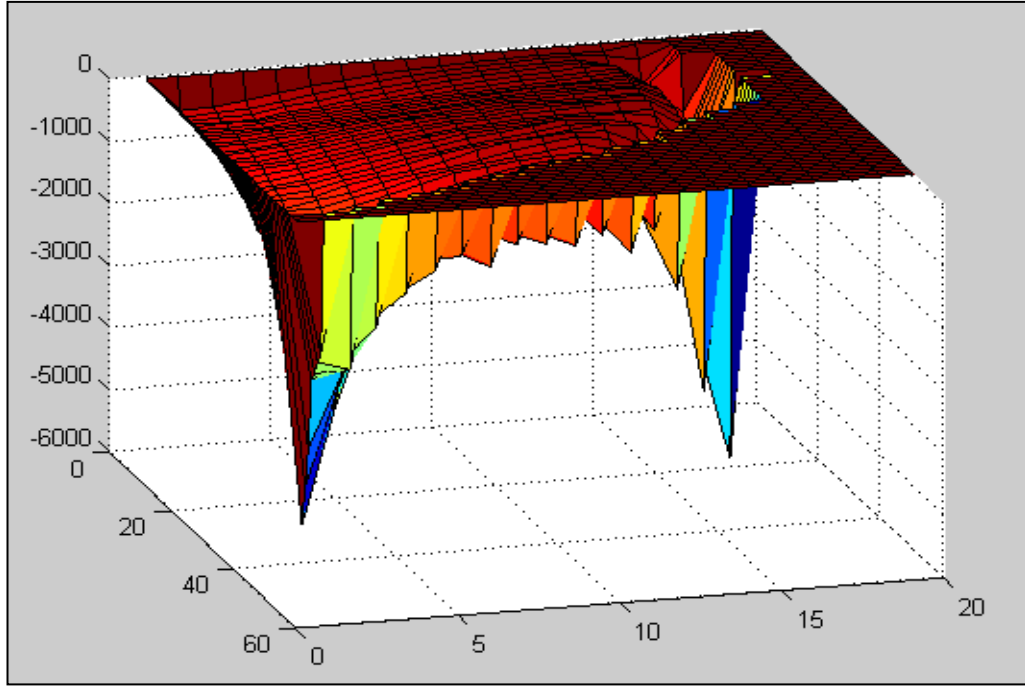
Şekil 45. $S_{vel1}=1e-4$ m/s ve $Cor(f)=-0.8e-4$ N/kg için sediment dağılımı surfer grafiği

Sediment sürüklenme hızının büyük değerlerde, rüzgâr akıntı bileşenlerinin kuzey-batı yönünde ve Coriolis kuvvetinin batıdan doğuya doğru olduğu durumlarda deniz ortamındaki koheziv sedimentlerin çökeltme alanları Şekil 44-45'te görülmektedir.

Sediment sürüklenme hızının büyük olması ve rüzgâr akıntı bileşenlerinin kuzey-batı yönünde olması koheziv sedimentleri açığa sürüklemekte dolayısıyla açık alanlardan itibaren koheziv sedimentler çökelmeye başlamaktadırlar. Coriolis kuvvetinin etkisiyle koheziv sedimentler dere ağzının doğu kısmına yönelmekte ve çökelmede dere ağzının doğu kısmında yoğun miktarda olmaktadır. Dere ağzının batı kısmında bulunan koheziv sedimentler ise dere ağzının denize giriş açısından dolayı o bölgede çökelmektedirler. Sediment sürüklenme hızı ne kadar büyük olursa Coriolis kuvveti de sediment sürüklenme hızıyla doğru orantılı olarak sediment çökme alanlarına o kadar çok etki eder yani başka bir deyişle sediment sürüklenme hızı ile Coriolis kuvveti doğru orantılıdır. Diğer verilerin sabit kalması koşulu ile sadece Coriolis kuvvetinin yönü değiştirilirse koheziv sedimentlerin çökme alanlarındaki değişim incelenecektir. Bu amaçla, $w_{surf} = -9e-4 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $w_{vsurf} = 1e-3 \text{ m}^2/\text{s}^2$, $RB1 = 500 \text{ mg/l}$, $svel1 = 1e-4 \text{ m/s}$ ve Coriolis kuvveti $COR(f) = 0.8e-4 \text{ N/kg}$ için koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki çökme alanları grafikler yardımıyla incelenmiştir.

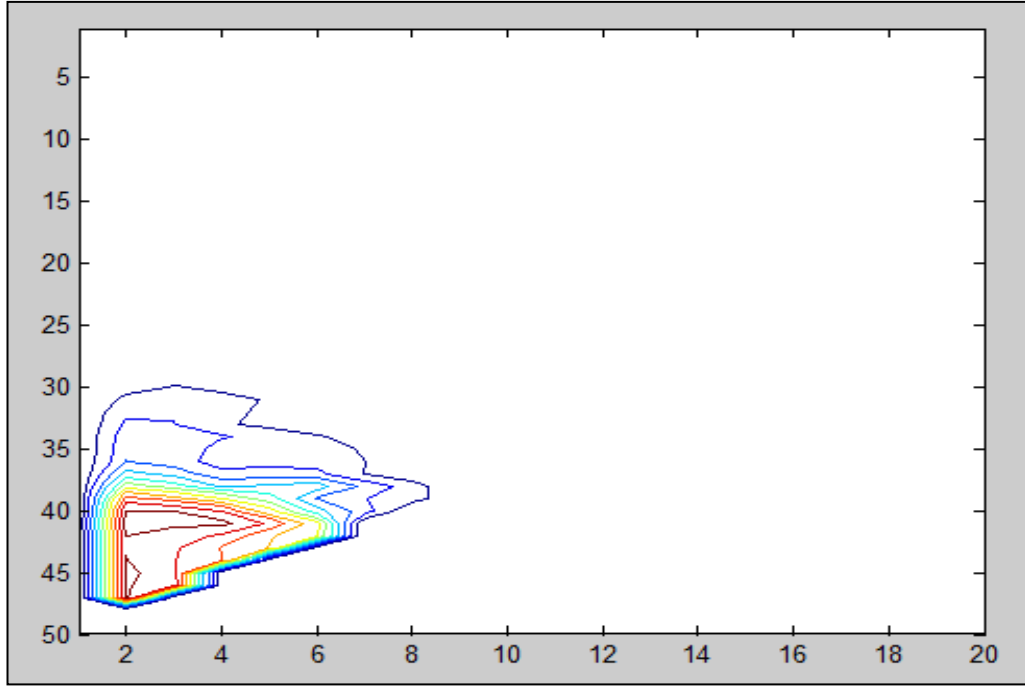


Şekil 46. $Svel1 = 1e-4 \text{ m/s}$ ve $Cor(f) = 0.8e-4 \text{ N/kg}$ için sediment dağılımı contour grafiği

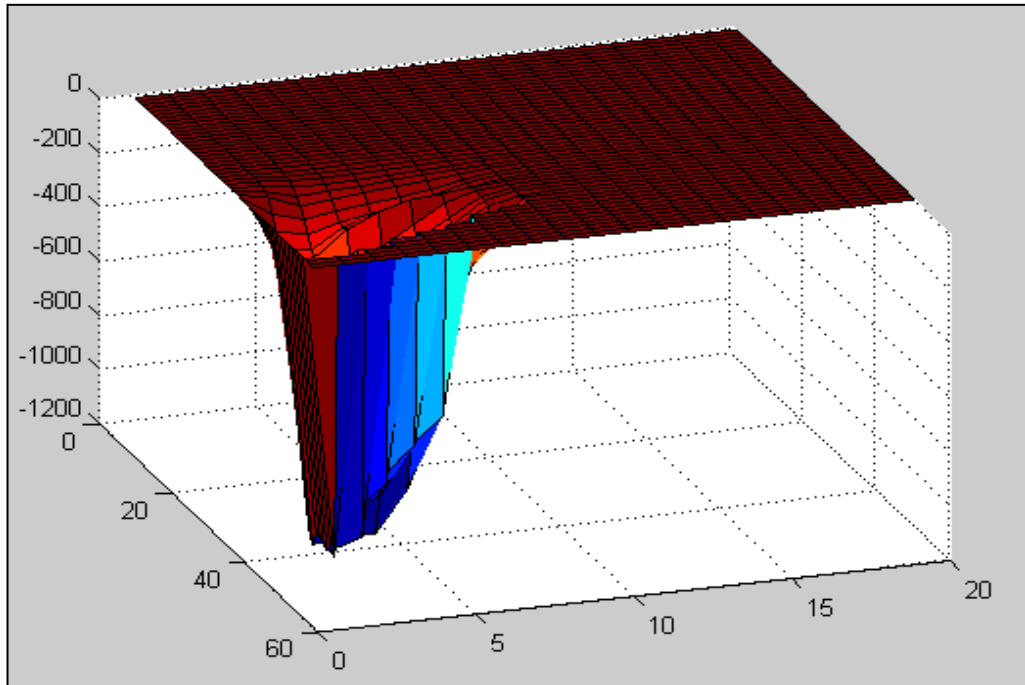


Şekil 47. $S_{vel1}=1e-4$ m/s ve $Cor(f)=0.8e-4$ N/kg için sediment dağılımı surfer grafiği

Büyük sediment sürüklenme hızı için diğer veriler sabit tutulup sadece Coriolis kuvvetinin yönü değiştirilirse koheziv sedimentlerin çökelme alanları Şekil 46-47’de görüldüğü gibi açıkta başlayıp dere ağzının batı tarafında yoğun miktarda çökelmektedirler. Dere ağzının denize giriş açısı ve Coriolis kuvvetinin etkisiyle koheziv sedimentler dere ağzından itibaren batı yönünde çökelme alanlarını arttırmaktadırlar. Rüzgâr akıntısının etkisiyle açığa çıkan koheziv sedimentler açıkta çökelme alanları oluşturmaktadırlar. Sediment sürüklenme hızının yüksek olmasından dolayı da dere ağzının doğu yönünde koheziv sedimentlerin çökelme alanları bulunmaktadır. Sediment sürüklenme hızının küçük olması durumunda Coriolis kuvvetinin koheziv sedimentlerin çökelme alanları üzerine etkisi farklı bir örnekte incelenecektir. $w_{surf}=-9e-4$ m^2/s^2 , $w_{vsurf}=1e-3$ m^2/s^2 , $RB1=500$ mg/l , $s_{vel1}=1e-40$ m/s ve Coriolis kuvveti $COR(f)=0.8e-4$ N/kg için koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki çökelme alanları grafikler yardımıyla incelenmiştir.



Şekil 48. $S_{vel1}=1e-40$ m/s ve $Cor(f)=0.8e-4$ N/kg için sediment dağılımı contour grafiği



Şekil 49. $S_{vel1}=1e-40$ m/s ve $Cor(f)=0.8e-4$ N/kg için sediment dağılımı surfer grafiği

Diğer verilerin sabit tutulması koşuluyla sadece sediment sürüklenme hızı küçültülürse koheziv sedimentlerin çökelme alanları Şekil 48-49'da görülmektedir. Sediment sürüklenme hızını on-kat küçültüp Coriolis kuvvetinin yönünü pozitif alındığında koheziv sedimentlerin çökelme alanları dere ağzını en batı kısmında yer almaktadır. Sediment sürüklenme hızının küçük değerde alınması ile sedimentler açığa taşınamamaktadır. Dere ağzının denize giriş açısı kuzey batı yönünde olduğundan düşük hızla kuzey batı yönünde denize giriş yapan sedimentler Coriolis kuvvetinin de etkisiyle dere ağzının en batı kısmında çökelme alanları oluşturmaktadırlar.

3. SONUÇLAR

Yapılan bu çalışmada başlıca sonuçlar şunlardır:

- Doğu Karadeniz'in batimetri haritası The Princeton Ocean Model (POM) programına dahil edilmiştir.
- Bir günün sonunda elde edilen veriler doğrultusunda koheziv sedimentlerin çökme alanları hesaplanmıştır.
- Üzerinde çalışılan alanda derinlik dört tabakaya ayrılarak her bir tabaka için elde edilen veriler doğrultusunda koheziv sedimentlerin çökme alanları incelenmiştir.
- Sediment sürüklenme hızı, rüzgâr akıntı bileşenleri ve sediment çökme hızı sabit tutulup Solaklı deresinden Doğu Karadeniz'e giriş yapan koheziv sediment miktarı arttırılırsa deniz ortamındaki koheziv sedimentlerin çökme alanları aynı kalıp sadece çökme miktarları artmaktadır.
- Sediment sürüklenme hızı, rüzgâr akıntı bileşenleri ve sediment çökme hızı sabit tutulup Solaklı deresinden Doğu Karadeniz'e giriş yapan koheziv sediment miktarı aşırı miktarda arttırılsa da deniz ortamındaki her bir noktada çökelen koheziv sediment miktarı aynı oranda artmamaktadır.
- Solaklı deresinin Doğu Karadeniz'e giriş açısı koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki çökme alanları üzerine etki etmektedir.
- Yüksek sediment sürüklenme hızı için rüzgâr akıntı bileşenlerinin koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki çökme alanları üzerine etkisi yok denecek kadar azdır.
- Koheziv sedimentlerin çökme alanları üzerine etkisi en fazla olan koşullar yüksek sediment sürüklenme hızı ve derenin denize giriş açısıdır.
- Düşük sediment sürüklenme hızı için rüzgâr akıntı bileşenleri koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki çökme alanları üzerine etki etmektedir.
- Düşük sediment sürüklenme hızı için dere ağzının denize giriş açısı koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki çökme alanlarını az da olsa etkilemektedir.
- Negatif sediment sürüklenme hızı için koheziv sedimentler dere ağzından itibaren kıyı kesimlerde yığılmaktadır.

- Coriolis kuvveti sediment sürüklenme hızı ile doğru orantılı olarak artmaktadır.
- Yüksek sediment sürüklenme hızı büyük Coriolis kuvveti oluşturur ve bu kuvvette kuzey yarım kürede batıdan doğuya doğru olduğu için koheziv sedimentlerin dere ağzının doğu kısmında yoğun miktarda çökmesini sağlamaktadır.
- Düşük sediment sürüklenme hızı için dere ağzının denize giriş açısından dolayı Coriolis kuvvetinin, koheziv sedimentlerin çökme alanları üzerine etkisi çok azdır.
- Rüzgâr akıntı bileşenlerinin kuzey ve batı yönünde olması durumunda ayrıca yüksek sediment sürüklenme hızı için deniz ortamındaki koheziv sedimentler Coriolis kuvvetinin etkisiyle dere ağzının doğu kısmında çökmektedirler.
- Rüzgâr akıntı bileşenlerinin kuzey ve batı yönünde olması durumunda ayrıca düşük sediment sürüklenme hızı için deniz ortamındaki koheziv sedimentler dere ağzının denize giriş açısından dolayı dere ağzının batı kısmında çökmektedirler.

4. ÖNERİLER

- Yapılan bu çalışmada bir günün sonucunda elde edilen veriler doğrultusunda koheziv sedimentlerin çökelme alanları hesaplanmıştır, buradan hareketle gün sayısı arttırılarak farklı gün sayısı için koheziv sedimentlerin deniz ortamındaki çökelme alanları hesaplanabilir.
- Derenin farklı tabakalarından denize sediment girişi yapılarak deniz ortamındaki koheziv sedimentlerin çökelme alanları incelenebilir.
- Doğu Karadeniz'in batimetri haritasına daha küçük Mesh işlemi yapılarak Pomsed programına dahil edip koheziv sedimentlerin çökelme alanları hesaplanabilir.
- Koheziv olmayan sedimentlerin ve yatak yüklerinin deniz ortamındaki dağılım alanları araştırılabilir.
- Pomsed programında Doğu Karadeniz'e farklı dere girişleri eklenip koheziv sedimentlerin çökelme alanları incelenebilir.

5. KAYNAKLAR

- Aagaard, T., Hughes, M., Baldock, T., Greenwood, B., Kroon, A. ve Power, H., 2012. Sediment Transport Processes and Morphodynamics on a Reflective Beach Under Storm and Non-Storm Conditions, Marine Geology, 326,328, 154-165.
- Aagaard, T., Greenwood, B. ve Hughes, M., 2013. Sediment Transport on Dissipative, Intermediate and Reflective Beaches, Earth-Science Reviews, 124, 32-50.
- Admass, M., 2005. 3-D Numerical Modelling of Flow and Sediment Transport in Rivers, Master Tezi, Department of Land and Water Resources Engineering Royal Institute of Technology (KTH), Stockholm.
- Admass, M., 2008. Modelling Flow and Sediment Transport in Water Bodies and Water sheds, Doktora tezi, Department of Land and Water Resources Engineering Royal Institute of Technology (KTH), Stockholm.
- Akpınar, A., 2013. Evaluation of Wind Energy Potentiality at Coastal Locations Along The North Eastern Coasts of Turkey, Energy, 50, 395-405.
- Algan, O., Gazioğlu, C., Yücel, Z. ve Çağatay, N., 1997. Input of Sediment and Freshwater to the Black Sea by Turkish Rivers, IOC-BSRC Workshop: Black Sea Fluxes, İstanbul, 3-4.
- Bayazıt, M. ve Avcı, İ., 2010. Akarsularda Akım ve Sediment Taşınımı, Birsen Yayınevi, İstanbul.
- Berkün, M., Anılan, T. ve Aras, E., 2010. Doğu Karadeniz Bölgesi'nde Sediment Taşınması ve Kıyı Erozyonu Etkileşimleri, Türkiye Mühendislik Haberleri (TMH), 3,4, 461-462.
- Bernard, O.B., Patrick, A.H., Walker, I.J. ve Davidson, R.G., 2015. Sediment Transport (dis)continuity Across a Beach–dune Profile During an Offshore Wind Event, Geomorphology, 245, 135-148.
- Blumberg, A.F. ve Herring, H.J., 1987. Circulation Modeling Using Orthogonal Curvilinear Coordinates, Three-Dimensional Models of Marine and Estuarine Dynamics, J.C.J. Nihoul and B.M. Jamart, Eds., Elsevier Pub. Company, 55-88.
- Bufflap, E. ve Allen, E., 1995. Sediment Pore Water Collection Methods for Trace Metal Analysis, 29, 165-177.
- Burban, P.Y., Xu, Y., McNeil, J., and Lick, W., 1990. Settling Speeds of Flocs in Fresh and Sea Waters, J. Geophys. Res., 95 (C10):18213-18220.
- Chen, W. B., 2008. Suspended Sediment Transport in the Offshore Near Yangtze Estuary, Journal of Hydrodynamics , 20,3 ,373-380.

- Cheng, N.S., 1997. Simplified Setling Velocity Formula for Sediment Particle, ASCE J. Hydr.Engr., 123, 149-152.
- Cheng, L., Jiang, J., Deng, G. ve Wu, H., 2012. Three-Dimensional Modeling of Pollutants Transportation in the Flow Field Around a Spur Dyke, International Journal of Sediment Research, 27, 510-520.
- Chu, A., Wang, Z. ve Vriend, H.J., 2015. Analysis on Residual Coarse sediment Transport in Estuaries, Estuarine, Coastal and Shelf Science, 163, 194-205.
- Curran, J.C., Waters, K.A. ve Cannatelli, K.M., 2015. Real Time Measurements of Sediment Transport and Bed Morphology During Channel Altering Flow and Sediment Transport Events, Geomorphology, 244, 169-179.
- Çengel, Y. A. ve Cimbala, J. M., 2008. Akışkanlar Mekaniği Temelleri ve Uygulamaları, Güven Kitabevi, İzmir.
- Dallali, M. ve Armenio, V., 2015. Large Eddy Simulation of Two-way Coupling Sediment Transport, Advances in Water Resources, 81, 33-44.
- Durham, R.W. ve Joshi, S.R., 1984. Lead-210 Dating of Sediments from Some Northern Ontario Lakes. Quaternary Dating Methods, Series of Developments in palaeontology and stratigraphy, 7, 75-85.
- El Kheishy, K., Mccorquodale, J., Georgiou, I. ve Meselhe, E., 2010. Three Dimensional Hydrodynamic Modeling Over Bed Forms in Open Channels, International Journal of Sediment Research, 25, 431-440.
- Gailani, J., Ziegler, C.K. ve Lick, W., 1991. The Transport of Sediments in the Fox River, J. Great Lakes Res., 17, 479-491.
- Galperin, B., Kantha, L.H., Hassid, S. ve Rosati, A., 1988. A Quasi-Equilibrium Turbulent Energy Model for Geophysical Flows, J. Atmosph. Sci., 45, 55-62.
- Graham, D.I., James, P.W., Jones, T.E.R., Davies, J.M. ve Delo, E.A., 1992. Measurement and Prediction of Surface Shear Stress in Annular Flume, ASCE J. Hydr. Engr., 118(9), 1270-1286.
- Gyr, A., 2011. Old and New Concepts Based on Coherent Structures for Understanding Sediment Transport, International Journal of Sediment Research, 26, 378-386.
- Hay, B.J., 1988. Sediment Accumulation in the Central Western Black Sea. Paleoceanography, 3, 491-508.
- Huang, S., 2006. Numerical Modelling of Suspended Sediment Transport in Channel Bends, Journal of Hydrodynamics, 18,4, 411-417.
- HydroQual, Inc., 2002. A primer for ECOMSED Manual, version 1.3, USA.
- İzdar, E. Ve Engin, M., 1987. Possibility of Mineral Enrichment of the Black Sea. P.G. Teleki at all (eds) Marine Minerals, by D. Riedel Pub. Co., 363-374.

- Jia, Y. F. ve Wang, S.Y., 2006. Numerical Modeling Of Suspended Sediment Transport in Channels Bends, National Center for Computational Hydrosience and Engineering,18,4, 411-417.
- Jun, Q., Zhifeng, Y. ve Zhenyao, S., 2012. Three-Dimensional Modeling of Sediment Transport in the Wuhan Catchments of the Yangtze River, Procedia Environmental Sciences, 13, 2437-2444.
- Kankal, M., 2004. Kıyıya Dik Katı Madde Taşınımının Zamansal Değişimi, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Kocataş, A., 2005. Oseanoloji, E.Ü.Fen Fakültesi Kitaplar Serisi, 114, İzmir.
- Krone, R.B., 1962. Flume Studies of The Transport of sediment in Estuarial Shoaling Processes. Final Report. Hydraulic Engr. Lab Sanitary Engr Res Lab, Univ of California, Berkeley, 110p.
- Lei, H., Hongwei, F. ve Danny, R., 2015. Mathematical Model for Interactions and Transport of Phosphorus and Sediment in the Three Gorges Reservoir, Water Research, 85, 393-403.
- Lick, W., Lick, J. ve Ziegler, C.K., 1994. The Resuspension and Transport of Fine-Grained Sediments in Lake Erie, J. Great Lakes Res., 20, 4, 599-612.
- Lobera, G., Batalla, R.J., Vericat, D., López-Tarazón, J.A. ve Tena, A., 2015, Sediment Transport in two Mediterranean Regulated Rivers, Science of the Total Environment, 82, 80-95.
- López-Tarazón, J.A., Vericat, D. ve Francke, T., 2009. Suspended Sediment Transport in a Highly Erodible Catchment: The River Isábena (Southern Pyrenees), Geomorphology, 109, 210-221.
- MacIntyre, S., Lick, W. ve Tsai, C.H., 1990. Variability of Entrainment of Cohesive Sediments in Freshwater, Biogeochemistry, 9, 187-209.
- Malcolm, O.G., Nicole, J.H., 2012. Sediment Transport Through a Tidal creek, Estuarine, Coastal and Shelf Science,109, 116-132.
- Mandang, I. ve Yanagi, T., 2009. Cohesive Sediment Transport in the 3D-Hydrodynamic-Baroclinic Circulation Model in the Mahakam Estuary, East Kalimantan, Indonesia, Coastal Marine Science, 32,3, 1-13.
- Mangiarotti, S., Martinez, J.M., Bonnet, M.P., Buarque, D.C., Filizola, N. Ve Mazzega, P., 2013. Discharge and Suspended Sediment Flux Estimated Along the Mainstream of The Amazon and the Madeira Rivers (from in situ and MODIS Satellite Data), International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 21, 341-355.
- Marttila, H. ve Klove, B., 2010. Dynamics of Erosion and Suspended Sediment Transport from Drained Peatland Forestry, Journal of Hydrology,388, 414-425.

- Masselink, G., Evans, D., Hughes, M. G. ve Russell, P., 2005. Suspended Sediment Transport in the Swash Zone of a Dissipative Beach, Marine Geology , 216, 169–189.
- Mayerle, R., Narayanan, R., Etri, T. ve Khairi, A., 2015. A case Study of Sediment Transport in The Paranagua Estuary Complex in Brazil, Ocean Engineering, 106, 161-174.
- Mehta, A.J. ve Partheniades, E., 1975. An Investigation of the Depositional Properties of Flocculated Fine Sediments, J. Hydr. Res., 12(4), 361-381.
- Mellor, G.L. ve Yamada T., 1982. Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems, Rev. Geophys. Space Phys., 20, 851-875.
- Mellor, G.L. ve Blumberg, A.F., 1985. Modeling Vertical and Horizontal Viscosity and the Sigma Coordinate System, Mon. Wea. Rev., 113, 1379-1383.
- Mellor, G.L., 1998. A three-dimensional, Primitive Equation, Numerical ocean Model, 08544-0710, Princeton.
- Miles, J. ve Thorpe, A., 2015. Bedform Contributions to Cross-Shore Sediment Transport on a Dissipative Beach, Coastal Engineering, 98, 65-77.
- Nerantzaki, S.D., Giannakis , G.V., Efstathiou, D., Nikolaidis, N.P., Sibetheros, I.A., Karatzas, G.P. ve Zacharias, I., 2015. Modeling Suspended Sediment Transport and Assessing the Impacts of Climate Change in a Karstic Mediterranean watershed, Science of the Total Environment, 538, 288-297.
- Özşeker, K., 2012. Güneydoğu Karadeniz’de (Trabzon) Karasal Kökenli Ağır Metal Kirliliğinin Alansal ve Zamansal Dağılımı, Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Parchure, T.M. ve Mehta, A.J., 1985. Erosion of Soft Cohezive Sediment Deposits, ASCE J. Hydr. Engr., 111(10), 1308-1326.
- Partheniades, E., 1992. Estuarine Sediment Dynamics and Shoaling Processes, in Handbook of Coastal and Ocean Engineering, Vol.3, Herbick, 985-1071.
- Roy, N.G. ve Sinha, R., 2014. Effective Discharge for Suspended Sediment Transport of the Ganga River and its Geomorphic İmplication, Geomorphology, 227, 18-30.
- Samray, H., 2006. Rüzgârlı Yağış Koşullarında Eğim Yönünün Yüzey Akış Sediment Taşınımı Üzerine Etkisi, Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Santos, A. I., Oliveira, A., Zacarias, N., Pinto, J. P. ve Riberio, M., 2014. Suspended Sediment Transport Patterns in the Inner Shelf, Journal of Sea Research, 93, 47-56.
- Soulsby, R. L. ve Damgaard, J. S., 2005. Bedload Sediment Transport in Coastal Waters, Coastal Engineering, 52, 673–689.

- Sui, J., He, Y. ve Liu, C., 2009. Changes in Sediment Transport in the Kuye River in the Loess Plateau in China, International Journal of Sediment Research, 24, 201-213.
- Tsai, C., ve Lick, W., 1987. Flocculation of Fine-Grained Lake Sediments Due to a Uniform Shear Stress, Journal of Great Lakes Research, 13,2, 135-146.
- Tsai, C.H. ve Lick, W., 1987. Resuspension of Sediments From Long Island Sound, Wat. Sci. Tech., 21 (6/7),155-184.
- URL-1, <http://www.inchem.org>, 14.10.2015.
- URL-2, <https://www.google.com/maps>, 14.10.2015.
- URL-3, <http://hydrotam.com/sediman.html>, 10.08.2014.
- URL-4, <http://atlas.cc.itu.edu.tr/okayn/JEO444E/MGLecture9.htm>, Marine Sediments, 14.10.2015.
- URL-5, <https://en.wikipedia.org/wiki/Sediment-transport>,19.10.2015.
- Ülger, M., 2006. Kıyı Boyu Sediment Taşınmasının Modellenmesi, Yüksek Lisans Tezi, Gazi Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Van Rijn, L.C., 1984. Sediment Transport, part II: Suspended Load Transport, ASCE J. Hydr. Engr., 110, 11,1613-1638.
- Van Rijn, L. C., 2007. Unified View of Sediment Transport by Currents and Waves, Journal of Hydraulic Engineering, 10.1061/ASCE0733-9429, 645-667.
- Wanquan, T., Haibin, W. ve Xiaopeng, J., 2015. Suspended Sediment Transport Response to Upstream Wash-load Supply in the Sand-bed Reach of the Upper Yellow River, China, Journal of Hydrology,528, 562-570.
- Wei-Bo, C., Wen-Cheng, L., Ming-Hsi, H. ve Chi-Chuan, H., 2015. Modeling Investigation of Suspended sediment Transport in a Tidal Estuary Using a Three-Dimensional Model, Applied Mathematical Modelling,39, 2570-2586.
- White, M. F., 2004. Akışkanlar Mekaniği, Literatür Yayıncılık, Kırkköprü, K. ve Ayder, E., Dördüncü Baskı, İstanbul.
- Wu, B., Maren, D. S. V. ve Li, L., 2008. Predictability of Sediment Transport in the Yellow River Using Selected Transport Formulas, International Journal of Sediment Research, 23, 283-298.
- Yang, T. C., Marsooli, R. ve Aalami, M. T., 2009. Evaluation of Total Load Sediment Transport Formulas Using ANN, International Journal of Sediment Research, 24, 274-286.
- Young, S.L., Jin, K.K., Jong, W.K. ve Sei, S.H., 2014. Evaluation of Suspended-Sediment Sources in the Yeongsan River using Cs-137 After Major Human Impacts, Quaternary International,344, 64-74.

- Yüksel, M., 1995. Çoruh Nehri Havzasının Hidrometeorolojik Özelliklerinin Belirlenmesi, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Zhang, C., Zheng, J., Wang, Y., Zhang, M., Jeng, D. ve Zhang, J., 2011 . A process-based Model for Sediment Transport Under Various Wave and Current Conditions, International Journal of Sediment Research, 26, 498-512.
- Zhang,M., Dong, Q., Cui, T., Xue, C. Ve Zhang. S., 2014. Suspended Sediment Monitoring and Assessment for Yellow River estuary from Landsat TM and ETM+ imagery, Remote Sensing of Environment,146, 136-147.
- Zhao, Y., Liu, Z., Zhang, Y., Li, J., Wang, M. ve Wang, W., 2015. In Situ Observation of Contour Currents in the Northern South China Sea: Applications for Deepwater Sediment Transport, Earth and Planetary Science Letters, 430, 477-485.
- Ziegler, C.K. ve Nisbet, B.S., 1994. Fine-Grained Sediment Transport in Pawtuxet River, Rhode Island, ASCE J. Hyd. Engr., 120 (5),561-576.
- Ziegler, C.K. ve Nisbet, B.S., 1995. Long-Term Simulation of Fine-Grained Sediment Transport in Large Reservoir, ASCE J. Hyd. Engr., 121 (11), 773-781.
- Zuo, S., Zhang, N., Bei, L. ve Chen, S., 2012. A Study of Suspended Sediment Concentration in Yangshan Deep-Water Port in Shanghai, China, International Journal of Sediment Research, 27, 50-60.

6. EKLER

Ek 1. Fortran Sembolleri

I,J (i,j) : yatay grid indeksleri

IM,JM : I ve J' nin dış sınırları

K (k): dikey grid indeksi; K=1 için yüzey ve K=KB için taban

IINT (n): internal modda time-step indeksi

IEXT : external moda time-step indeksi

DTE (Δt_E) : external mod time step, (s)

DTI (Δt_I) : internal mod time step, (s)

EXTINC : kısa dalga söndürme katsayısı, (m^{-1})

HORCON (C) : Smagorinsky yayılma katsayısı

IEND : toplam internal mod time step

IPRINT : IINT içindeki değişkenlerin çıktısı alınırken kullanılan aralık

ISPILIT : DTI/DTE

MODE : eğer MODE=2 ise, 2-D hesaplama

eğer MODE=3 ise, 3-D prognostik hesaplama

eğer MODE=4 ise, 3-D diagnostik hesaplama

RFE, RFW, RFN, RFS =1 veya 0 dört açık sınır için, BCOND için kullanılır

SMOTH (α) : zamansal parametre

TPRNI (A_H/A_M) : ters, yatay, türbülans Prandtl sayısı

TR : kısa dalga yüzey iletim katsayısı

UMOL : arka plan dikey yayılım

Tek-Boyutlu Değişkenler:

Z (σ) : sigma koordinat Z=0 ise yüzey, Z=-1 ise taban

ZZ : sigma koordinat, başlangıç ile Z arasında

DZ ($\delta\sigma$) =Z (K)-Z (K+1)

DZZ =ZZ (K)-ZZ (K+1)

İki-Boyutlu Değişkenler:

AAM2D : AAM ($m^2 s^{-1}$) 'in dikey ortalaması

ART, ARU, ARV : değişken merkezli hücre alanları, sırasıyla T, U ve V için (m^2)

ADX2D, ADY2D : ADVX, ADVY'nin dikey integralleri

COR (F) : Coriolis parametresi (s^{-1})

CURV2D : CURV'nin dikey ortalaması

DX (h_x veya δ_x) : grid aralığı (m)

DY (h_y veya δ_y) : grid aralığı (m)

EL (η) : external modda yüzey yüksekliği (m)

ET (η) : internal moda yüzey yüksekliği (m)

D (D)= H+EL (m)

DT (D)= H+ET (m)

H (H) : taban derinliği (m)

SWARD : okyanus üzerinde kısa dalga yayılım olayı ($m s^{-1} K$)

UA, VA ($\bar{U}$, $\bar{V}$) : U, V'nin ortalama dikey hız bileşenleri ($m s^{-1}$)

UT, VT ($\bar{U}$, $\bar{V}$) : UA, VA aralık boyunca zaman ortalaması ($m s^{-1}$)

WUSURF, WVSURF : yüzeydeki momentum akısı (rüzgâr akıntısı) ($m^2 s^{-2}$)

WUBOT, WVBOT : tabandaki momentum akısı ($m^2 s^{-2}$)

WTSURF, WSSURF : yüzeydeki sıcaklık ve tuzluluk akısı ($m s^{-1} K, m s^{-1} psu$)

Üç-Boyutlu Değişkenler:

ADVX, ADVY : yatay yayılım ve saçılım terimleri

AAM (A_M) : yatay kinematik viskozite ($m^2 s^{-1}$)

AAH (A_H) : yatay ısı yayılımı

KM (K_M) : dikey kinematik viskozite ($m^2 s^{-1}$)

KH (K_H) : dikey yayılım ($m^2 s^{-1}$)

L (l) : türbülans uzunluk ölçeği

DRHOX : internal baroclinic basınç gradyanının x-bileşeni

DRHOY : internal baroclinic basınç gradyanının y-bileşeni

$Q^2(q^2)$: iki katlı türbülans kinetik enerji ($m^3 s^{-2}$)

$Q^2 L(q^2 l)$: Q^2 x türbülans uzunluk ölçeği ($m^3 s^{-2}$)

T (T) : potansiyel sıcaklık (K)

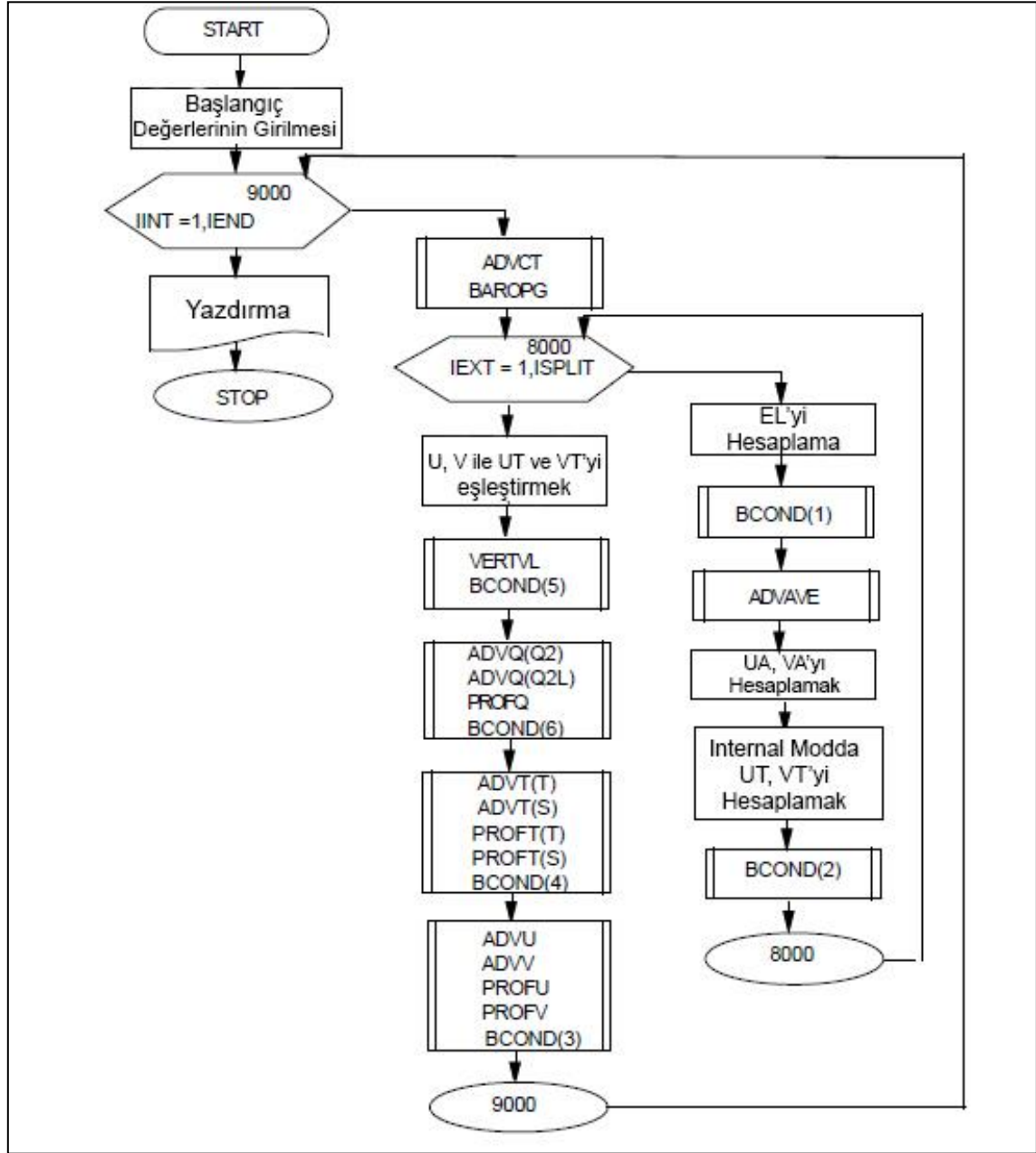
S (S) : tuzluluk (psu)

RHO ($\rho/\rho_0 - 1.025$) : yoğunluk (boyutsuz)

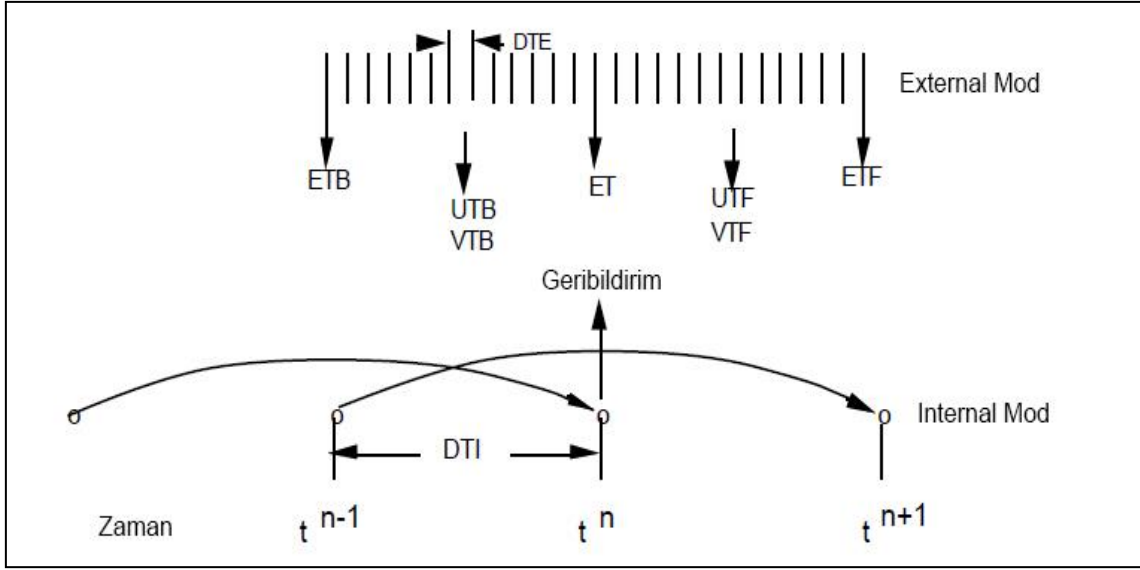
U, V (U,V) : sediment yatay hız (ms^{-1})

W (w) : sigma koordinat dikey hız (ms^{-1})

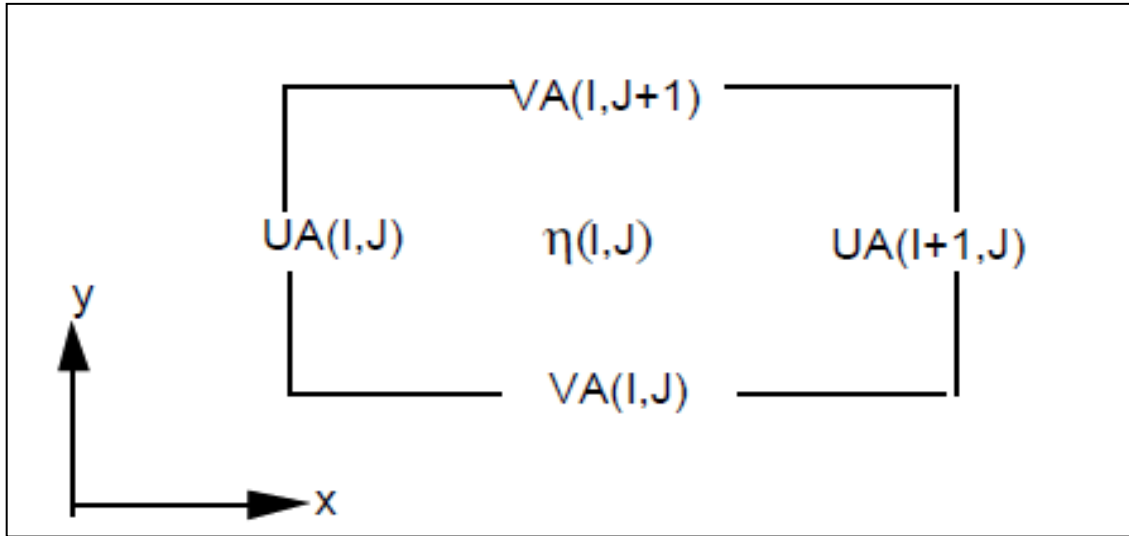
Ek 2. Pomsed Programının Alt Programlarla Birlikte Akış Diyagramı



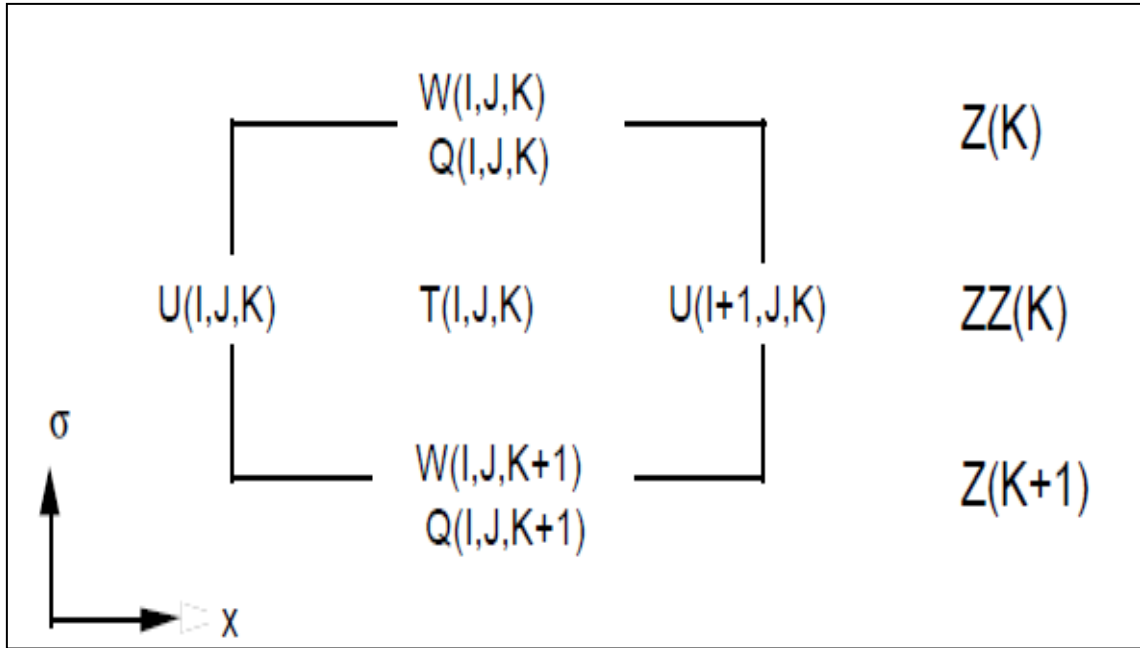
Ek Şekil 1. Pomsed programı akış diyagramı (HydroQual, 2002)



Ek Şekil 2. Internal mod ve external mod etkileşimi (HydroQual, 2002)



Ek Şekil 3. İki boyutlu external mod gridleme (HydroQual, 2002)



Ek Şekil 4. Üç boyutlu internal mod gridleme (HydroQual, 2002)

```
DO 131 Jjj=2,JM
DO 131 Iii=2,IM
wusurf(iii,jjj)=-9e-4
wvsurf(iii,jjj)=1e-3
continue
```

Ek Şekil 5. Rüzgâr akıntı bileşenleri değerleri girişi

ÖZGEÇMİŞ

Devran YAZIR, 21.04.1982 yılında Yozgat'ın Sorgun ilçesinde doğdu. İlköğretimini Kodallı Çiftliği Köyü İlkokulunda ve Sorgun Lisesinde, orta öğretimini Hasanoğlu Atatürk Anadolu Öğretmen Lisesinde tamamladı. 2000 yılında girdiği Karadeniz Teknik Üniversitesi Fatih Eğitim Fakültesi Matematik Öğretmenliği Bölümünü 2005 yılında bitirdi. 2011 yılında K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü'nden Yüksek Lisans derecesini aldı ve 2011 yılında aynı enstitüde Doktora eğitime başladı. 2005-2009 yılları arasında çeşitli özel eğitim kurumlarında matematik öğretmeni olarak çalıştı. 2009-2010 yılları arasında askerlik görevini tamamladı. 2011 yılından itibaren Karadeniz Teknik Üniversitesi Sürmene Deniz Bilimleri Fakültesi'nde Öğretim Görevlisi olarak çalışmaktadır. Evli ve bir çocuk sahibi olup, İngilizce bilmektedir.