

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΤΟΜΕΑΣ ΦΥΣΙΚΗΣ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗΣ ΓΕΩΓΡΑΦΙΑΣ

ΠΕΡΗΦΑΝΟΠΟΥΛΟΣ ΘΩΜΑΣ

ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΕΣ ΡΟΕΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΚΑΙ Η ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥΣ ΣΤΙΣ ΑΝΘΡΩΠΙΝΕΣ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΕΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2024



ΠΕΡΗΦΑΝΟΠΟΥΛΟΣ ΘΩΜΑΣ

ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΕΣ ΡΟΕΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΚΑΙ Η ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥΣ ΣΤΙΣ ΑΝΘΡΩΠΙΝΕΣ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΕΣ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας Τομέας Φυσικής και Περιβαλλοντικής Γεωγραφίας

Επιβλέπουσα Καθηγήτρια:

Δρ. Πεχλιβανίδου Σοφία, Επίκουρη Καθηγήτρια Τμ. Γεωλογίας Α.Π.Θ. <u>Συνεπιβλέπουσα</u>:

Δρ. Κολιαδήμου Καλλιόπη, Ε.ΔΙ.Π. Τμ. Γεωλογίας Α.Π.Θ.



ΥΠΟΘΑΛΑΣΣΙΕΣ ΡΟΕΣ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΚΑΙ Η ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥΣ ΣΤΙΣ ΑΝΘΡΩΠΙΝΕΣ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΕΣ

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα. Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.



Αφιερώνεται στην οικογένειά μου...

Με την περάτωση της διπλωματικής πτυχιακής εργασίας θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την καθηγήτριά μου κα. Πεχλιβανίδου Σοφία για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε στην εκπόνηση της πτυχιακής μου εργασίας. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω και την κα. Κολιαδήμου για όλες τις υποδείξεις και συμβουλές της, καθώς και για την προθυμία και τις γνώσεις που αποκόμισα καθ' όλη τη διάρκεια της εκπόνησης της.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

μήμα Γεωλογίας

Ευχαριστίες

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω μέσα από τη καρδιά μου όλους εκείνους που πιστεύουν σε εμένα, τους δικούς μου ανθρώπους, που αποτελούν το βασικό στήριγμα μου.

Η παρούσα διπλωματική εργασία εξετάζει την επίδραση των υποθαλάσσιων ροών βαρύτητας στις ανθρώπινες δραστηριότητες, εστιάζοντας στις γεωλογικές διαδικασίες που τις προκαλούν και στις συνέπειες για τις ανθρώπινες υποδομές και εγκαταστάσεις. Στο πρώτο κεφάλαιο, παρέχεται ένα ολοκληρωμένο θεωρητικό πλαίσιο για τις υποθαλάσσιες ροές βαρύτητας. Ορίζονται οι βασικές έννοιες και τα χαρακτηριστικά των υποθαλάσσιων ροών βαρύτητας. Το κεφάλαιο συνεχίζει με την ανάλυση των ροών υψηλής και χαμηλής πυκνότητας, την εφαρμογή του μοντέλου Bouma για την κατανόηση των ροών και τα αίτια δημιουργίας αυτών των φαινομένων. Το δεύτερο κεφάλαιο αναλύει τις επιπτώσεις των υποθαλάσσιων ροών βαρύτητας στις ανθρώπινες δραστηριότητες. Εξετάζονται οι επιπτώσεις στις υποθαλάσσιες ανθρώπινες εγκαταστάσεις, όπως οι πλατφόρμες εξόρυξης και τα υποθαλάσσια δίκτυα. Στο τρίτο κεφάλαιο, παρουσιάζονται παραδείγματα που αναδεικνύουν τη σημασία της κατανόησης των υποθαλάσσιων ροών βαρύτητας και των επιπτώσεών τους. Εξετάζονται τέσσερις περιοχές με έντονα γεωλογικά χαρακτηριστικά και σημαντικές επιπτώσεις στις ανθρώπινες δραστηριότητες: ο Κορινθιακός Κόλπος, το δέλτα του Ροδανού, το Capbreton Canyon και το δέλτα του Στενού της Ταϊβάν. Κάθε παράδειγμα αναλύει τις διαδικασίες εναπόθεσης ιζημάτων, τις γεωμορφολογικές μεταβολές και τις επιπτώσεις στις υποδομές. Μέσα από τη παρούσα εργασία, αναδεικνύεται η ανάγκη για συνεχή παρακολούθηση και βελτίωση των στρατηγικών προστασίας των υποδομών από τις υποθαλάσσιες ροές, καθώς και η σημασία της κατανόησης των γεωλογικών διαδικασιών για την πρόβλεψη και την αποφυγή καταστροφών με στόχο την ενίσχυση της ασφάλειας και της ανθεκτικότητας των ανθρωπίνων υποδομών στις θαλάσσιες περιοχές.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ΕΡΙΛΗΨΗ

Λέξεις κλειδιά: υποθαλάσσιες ροές βαρύτητας, εναπόθεση ιζημάτων, υποθαλάσσιες εγκαταστάσεις και πλατφόρμες

The present thesis examines the impact of submarine gravity flows on human activities, focusing on the geological processes that drive them and their consequences for human infrastructure and facilities. The First chapter provides a comprehensive theoretical framework for submarine gravity flows. It defines the fundamental concepts and characteristics of submarine gravity flows and explores their types, such as turbidity currents, debris flows, and slumps. The chapter continues with an analysis of highdensity and low-density flows, the application of the Bouma model for understanding these flows, and the causes of these phenomena. The second chapter analyzes the effects of submarine gravity flows on human activities. It investigates the impacts on underwater human installations, such as extraction platforms and subsea networks. The study focuses on the damage that submarine gravity flows can inflict on infrastructure and the strategies for preventing and minimizing these risks. The third chapter presents examples highlighting the importance of understanding submarine gravity flows and their impacts. It examines four areas with significant geological features and notable impacts on human activities: the Corinth Gulf, the Rhône Delta, Capbreton Canyon, and the Taiwan Strait Delta. Each example analyzes sediment deposition processes, geomorphological changes, and impacts on infrastructure. Through this thesis, the need for ongoing monitoring and improvement of infrastructure protection strategies against submarine flows is highlighted, as well as the importance of understanding geological processes to predict and avoid disasters, with the aim of enhancing the safety and resilience of human infrastructure in marine areas.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

εωλογίας

Keywords: submarine gravity flows, sediment deposition, underwater installations, and platforms

ο σρατοΣ" Ιεριεχόμενα	
ПЕРІЛНѰН	6
ABSTRACT	7
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 Εισαγωγή στο Θεωρητικό Πλαίσιο των Ροών Βαρύτητα	ς 11
1.1 Γενικά	11
1.2 Τι είναι οι υποθαλάσσιες ροές βαρύτητας	
1.3 Τύποι ροών βαρύτητας	14
1.3.1 Ρεύματα θολότητας/ τουρβιδιτικό ρεύμα (Turbidity Currents)	
1.3.2 Δεβριτικές Ροές ή Ροές Κορημάτων (Debris Flows)	21
1.3.3 Υποθαλάσσιες κατολισθήσεις (Slumps)	
1.4 Ροές Υψηλής και Χαμηλής Πυκνότητας	23
1.5 Μοντέλο Bouma	30
1.5 Αίτια Δημιουργίας των Ροών Βαρύτητας	
1.7 Μέθοδοι Καταγραφής και Ανάλυσης	
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 Επίδραση των Υποθαλάσσιων Ροών Βαρύτητας στις Αν	θρώπινες
Δραστηριότητες	
2.1 Υποθαλάσσιες Ανθρώπινες Εγκαταστάσεις	
2.2 Υποθαλάσσια Δίκτυα	40
2.3 Επιπτώσεις στις εγκαταστάσεις	41
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 Παραδείγματα	
3.1 Απόθεση ιζημάτων στον Κορινθιακό Κόλπο	
3.2 Δέλτα του Ροδανού	
3.3 Cap breton Canyon	49
3.4 Δέλτα στενού Ταϊβάν	54
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	60
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	

Εικόνα 1: Σχηματικό διάγραμμα μηχανισμού τουρβιδιτικής ροής (Mulder & Εικόνα 2: Απεικόνιση των τύπων των υποθαλάσσιων βαρυτικών ροών. Ο βαθμός συνοχής των ιζημάτων μειώνεται από αριστερά προς τα δεξιά με ταυτόχρονη αύξηση του βαθμού παραμόρφωσης (disaggregation) (Kuhn & Meischner, 1988)...... 15 Εικόνα 3: Εξέλιξη ταχύτητας, πυκνότητας και συγκέντρωσης όγκου υπερπυκνών Εικόνα 4: Υποθετική κατακόρυφη κατανομή της ταχύτητας, της συγκέντρωσης ροής Εικόνα 5: Προφίλ πειραματικού "υψηλής πυκνότητας ρεύματος θολότητας" που δείχνει Εικόνα 6: Σχηματικό διάγραμμα που δείχνει τα ρεύματα θολότητας στην κατωφέρεια που αναπτύσσονται λόγω βαρύτητας και τα παράλληλα προς την κλίση ρεύματα του Εικόνα 7: Τομή κατά μήκος ενός τουρβιδιτικού ρεύματος (Talling et al., 2007) 25 Εικόνα 8: Διάγραμμα για την απεικόνιση των αλλαγών κατά τη διάρκεια του μετασχηματισμού του θαλάσσιου ιζήματος από υπερκορεσμένη ροή σε κορεσμένη ροή και στη συνέχεια σε ροή θολότητας που μοιάζει με κύμα. (Sumner et al., 2008)..... 27 Εικόνα 9: Αντιπροσωπευτικές μικροφωτογραφίες (PPL), περιγραφές και ερμηνείες Εικόνα 11: Σχηματική περίληψη μοντέλων για τη δημιουργία ρεύματος θολότητας και Εικόνα 12: Αεροφωτογραφία ενός σχηματισμού υπερπυκνικής ροής προς τη θάλασσα του Skeidararsandur (Ισλανδία) μετά την έκρηξη Grimsvötn τον Νοέμβριο του 1996. Η επιφανειακή ροή εξαφανίζεται γρήγορα στο σημείο βύθισης. Πέρα από αυτό το σημείο, το ρεύμα θα ρέει κατά μήκος του θαλάσσιου πυθμένα του Ατλαντικού. Το Εικόνα 13: Χάρτης του Κορινθιακού κόλπου με τη θέση λεπτομερών περιοχών μελέτης Εικόνα 14: Βαθυμετρικός χάρτης του στενού Ρίου. (Lykousis et al., 2007)...... 44

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Πίνακας Εικόνων:

OTO ACTOCI
Εικόνα 15: Χάρτης στον οποίο αποτυπώνονται τα κυριότερα ενεργά ρήγματα του
Κορινθιακού κόλπου και η γεωγραφική κατανομή των κυριότερων σεισμικών
γεγονότων και των πιθανών μεγεθών (Lykousis et al., 2007)
Εικόνα 16: Βαθυμετρικός χάρτης πολλαπλών δοκών που καταγράφηκε το 2008 CE
(τροποποιήθηκε από Sastre et al., 2010) με τοποθεσίες πυρηνοληψίας ιζημάτων και
γεωτεχνικών δοκιμών (αριθμο ί 1 έως 7) στα εννέα υπουδάτινα κανάλια του Δέλτα του
Ροδανού (C1 έως C9). (Lykousis et al., 2007) 47
Εικόνα 17: Η βαθυμετρία του φαραγγιού Cap breton. Οι ισοβαθείς καμπύλες είναι σε
διαστήματα 40 μέτρων. (Sallesetal., 2008)
Εικόνα 18: Χάρτες σε διαφορετικούς χρόνους που δείχνουν ζώνες διάβρωσης και
απόθεσης φαραγγιού που σχετίζονται με τη διάδοση του ρεύματος (Mulder et al.,
2012)
Εικόνα 19:Τοποθεσία, τοπογραφία, βαθυμετρία και τεκτονική θέση του Στενού της
Ταϊβάν και του νησιού της Ταϊβάν (Gaudin et al., 2006)
Εικόνα 20: Βαθυμετρικός χάρτης και ωκεάνια ρεύματα του στενού της Ταϊβάν και οι
τοποθεσίες του πυρήνα MZ04 και των προφίλ σόναρ (Liu et al., 2007)



1.1 Γενικά

Οι υποθαλάσσιες ροές βαρύτητας αποτελούν ένα σημαντικό γεωλογικό φαινόμενο, το οποίο επηρεάζει ουσιαστικά την απόθεση ιζημάτων σε στρώματα με διαφορετική σύσταση και δομή πετρωμάτων (Talling et al., 2007). Αυτές οι ροές ποικίλλουν από πυκνές δεβριτικές ροές μέχρι αραιά αιωρήματα, όπου ο στροβιλισμός είναι ο κύριος μηχανισμός που διατηρεί τους κόκκους αιωρούμενους (Amblas et al., 2011).

Τα ιζήματα και τα ιζηματογενή πετρώματα καταλαμβάνουν περίπου το 75% της επιφάνειας της Γης (Ge et al., 2022). τα ιζήματα αποτίθενται σε διάφορα στρώματα, με διαφορετική σύνθεση και δομή, προσφέροντας πολύτιμες πληροφορίες για τις γεωλογικές συνθήκες του παρελθόντος και την ιστορία του πλανήτη (Talling et al., 2007). Επιπλέον, τα ιζήματα είναι πηγή σημαντικών ενεργειακών πόρων και αδρανών υλικών όπως κατασκευαστικά υλικά, κεραμικά, άνθρακας, πετρέλαιο, φυσικό αέριο (Moodie & Pascal, 1998). Τα ιζήματα διακρίνονται στα κλαστικά ιζήματα, που προέρχονται από την απόθεση υλικών που έχουν διαβρωθεί και μεταφέρονται από το νερό ή τον αέρα, τα ηφαιστειακά ιζήματα που σχετίζονται με ηφαιστειακή δραστηριότητα, τα χημικά ιζήματα που σχηματίζονται από την καθίζηση διαλυμένων ιόντων, και τα βιογενή ιζήματα που δημιουργούνται από τη συσσώρευση οργανικών υπολειμμάτων (Talling et al., 2007). Τα ιζηματογενή πετρώματα δημιουργούνται από την απόθεση και συγκόλληση ποικίλων κόκκων ιζημάτων (Shanmugam, 2016).

Οι ρυθμοί ιζηματογένεσης ποικίλλουν σημαντικά, κυμαινόμενοι από 3 mm ανά 1.000 χρόνια στις βαθιές θάλασσες έως μερικά μέτρα ανά έτος σε ορισμένα δέλτα ποταμών (De Gelder et al., 2022). Για παράδειγμα, στο δέλτα του Μισσισσίπι, έχει σημειωθεί συσσώρευση ιζημάτων ύψους 18 km από την αρχή του Τριτογενούς, με ρυθμό 200 mm ανά 1.000 χρόνια (Schlager, 1971).

Ένας από τους κυριότερους μηχανισμούς απόθεσης ιζημάτων στο θαλάσσιο περιβάλλον γίνεται με τη βοήθεια υποθαλάσσιων ροών βαρύτητας, οι οποίες μπορούν αν οδηγήσουν σε κάποιες από τις μεγαλύτερες ακολουθίες ιζημάτων στη Γη (Ge et al., 2022). Αυτές οι ροές, οι οποίες μπορούν να μεταφέρουν δεκάδες ή και εκατοντάδες κυβικά χιλιόμετρα ιζήματος, κινούνται εξαιρετικά γρήγορα και δύνανται να διανύσουν εκατοντάδες χιλιόμετρα σε υποθαλάσσιες περιοχές με πολύ χαμηλές κλίσεις (~0,5°) (Moodie & Pascal, 1998). Οι υποθαλάσσιες ροές βαρύτητας αποτελούν ένα σημαντικό φυσικό φαινόμενο γεωλογικής σημασίας, καθώς παίζουν καθοριστικό ρόλο στη διαμόρφωση των υποθαλάσσιων περιβαλλόντων (Middleton, 1993).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Παράλληλα με τις ήδη υπάρχουσες έρευνες, πρόσφατες μελέτες υποδεικνύουν ότι η αύξηση των ανθρωπογενών δραστηριοτήτων στους ωκεανούς, όπως η εκμετάλλευση υδρογονανθράκων και η εγκατάσταση υποθαλάσσιων καλωδίων, επηρεάζει σημαντικά τη δυναμική και τη συχνότητα των υποθαλάσσιων ροών βαρύτητας (Schlager, 1971). Οι ανθρώπινες παρεμβάσεις ενδέχεται να προκαλούν διαταραχές στις φυσικές διαδικασίες ιζηματογένεσης, αυξάνοντας την πιθανότητα εμφάνισης ροών βαρύτητας (Talling et al., 2012). Επιπλέον, η κλιματική αλλαγή και η άνοδος της θερμοκρασίας των ωκεανών ενδέχεται να επηρεάσουν την πυκνότητα των υδάτων, μεταβάλλοντας τις συνθήκες σχηματισμού και εξάπλωσης αυτών των ροών (Moodie & Pascal, 1998). Σύμφωνα με τον Talling et al. (2007), οι μεταβολές στη θερμοκρασία και τη χημική σύσταση των ωκεάνιων υδάτων μπορεί να οδηγήσουν σε πιο συχνές και έντονες ροές βαρύτητας, επηρεάζοντας τόσο τα θαλάσσια οικοσυστήματα όσο και τις ανθρώπινες κατασκευές (Boulesteix et al., 2022).

1.2 Τι είναι οι υποθαλάσσιες ροές βαρύτητας

Οι υποθαλάσσιες ροές βαρύτητας είναι γεωλογικά φαινόμενα που εμφανίζονται στο βυθό των θαλασσών και των ωκεανών (Mulder&Alexander, 2001). Αντιπροσωπεύουν ένα σημαντικό μηχανισμό μεταφοράς ιζημάτων και άλλων υλικών. Αυτές οι ροές, οι οποίες μπορεί να ποικίλλουν σε κλίμακα και ένταση, είναι κρίσιμες για τη διαμόρφωση του υποθαλάσσιου αναγλύφου (Sumner et al., 2012).

Οι υποθαλάσσιες ροές βαρύτητας δημιουργούνται όταν στον παράκτιο περιβάλλον ή στα ηπειρωτικά περιθώρια προκαλείται μετακίνηση μεγάλων ποσοτήτων ιζημάτων προς τα βαθύτερα τμήματα του ωκεανού (Moodie&Pascal, 1998). Οι ροές βαρύτητας προκαλούνται από τη διαφορά πυκνότητας μεταξύ της ροής, η οποία είναι πλούσια σε στερεά σωματίδια (Mulder&Alexander, 2001). Αυτές οι διαφορές πυκνότητας οφείλονται στη μεγάλη συγκέντρωση ιζημάτων που μεταφέρονται από τη ροή, καθιστώντας τη βαρύτερη από το περιβάλλον νερό και προκαλώντας την κίνηση της προς τα κάτω (Perissoratis, Piper&Lykousis, 2000). Η διαφορά στην πυκνότητα είναι η απαιτούμενη δύναμη για την κίνηση της ροής (Talling et al., 2004). Κλιματικοί παράγοντες, όπως έντονες βροχοπτώσεις, και γεωλογικά φαινόμενα, όπως σεισμοί και ηφαιστειακές εκρήξεις, μπορούν να πυροδοτήσουν το γεγονός, οδηγώντας στην εμφάνιση των ροών (Corella et al., 2016). Η εξέλιξη των υποθαλάσσιων ροών βαρύτητας καθορίζεται περαιτέρω από τη σύσταση των ιζημάτων, καθώς και από τις συνθήκες που επικρατούν στο θαλάσσιο πυθμένα (Talling et al., 2007).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η ροή ενός μίγματος -ιζήματος και νερού- επηρεάζεται κυρίως από την πυκνότητα του μίγματος (Corella et al., 2016). Δευτερευόντως, το μέγεθος των κόκκων και οι φυσικές και χημικές ιδιότητες των μεταφερόμενων στερεών παίζουν επίσης σημαντικό ρόλο (Middleton, 1993). Στην περίπτωση των υποθαλάσσιων ροών βαρύτητας, η πυκνότητα του μίγματος είναι ο κυριότερος παράγοντας που καθορίζει την ικανότητα της ροής να παραμείνει αιωρούμενη και να μεταφέρει τα ιζήματα σε μεγάλες αποστάσεις (Talling et al., 2007). Το μέγεθος των κόκκων και οι ιδιότητες των σωματιδίων μπορούν να επηρεάσουν τη συνεκτικότητα της ροής και την αλληλεπίδραση των σωματιδίων μεταξύ τους και με το νερό (Sumner et al., 2012). Η σύσταση των ιζημάτων ποικίλλει, τόσο χημικά, όσο και ορυκτολογικά.



Εικόνα 1: Σχηματικό διάγραμμα μηχανισμού τουρβιδιτικής ροής (Mulder & Alexander, 2001)

1.3 Τύποι ροών βαρύτητας

Στο θαλάσσιο περιβάλλον, οι υποθαλάσσιες ροές βαρύτητας περιλαμβάνουν διάφορους μηχανισμούς μέσω των οποίων μάζες ιζημάτων ή βράχων μπορούν να κινηθούν και να καταρρεύσουν υπό την επίδραση της βαρύτητας (Moodie&Pascal, 1998). Αυτοί οι μηχανισμοί περιλαμβάνουν την κατολίσθηση βράχων (rockfall), κατά την οποία μεγάλα κομμάτια βράχων αποσπώνται και κατρακυλούν στα υποθαλάσσια πρανή, και την ολίσθηση τεμαχών (slumping), όπου μεγαλύτερες μάζες ιζημάτων ή βράχων γλιστρούν κατά μήκος των πρανών ως ένα συνεκτικό σύνολο (Kuhn & Meischner, 1988).

Άλλοι τύποι κινητικών φαινομένων περιλαμβάνουν τη ροή κορημάτων (debris flow), μια συνεκτική ροή από μείγμα ιζημάτων, βράχων και νερού που κινείται με μεγάλη ταχύτητα, και τη λασποροή (mudflow), όπου λεπτόκοκκα ιζήματα και νερό δημιουργούν ροές υψηλού ιξώδους (Talling et al., 2007). Η ροή κόκκων (grain flow) αφορά στη μετακίνηση μεμονωμένων κόκκων ιζήματος υπό την επίδραση της

βαρύτητας, ενώ η **ρευστοποιημένη ροή** (liquefied flow) συμβαίνει όταν τα ιζήματα χάνουν προσωρινά τη συνοχή τους λόγω της υπερβολικής πίεσης των πόρων, επιτρέποντας στο ρευστό να τα παρασύρει (Kuhn & Meischner, 1988).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τα τουρβιδιτικά ρεύματα (turbidity currents) αποτελούν μια μορφή υποθαλάσσιας ροής βαρύτητας που χαρακτηρίζεται από ταχύρρυθμη μεταφορά αιωρούμενων ιζημάτων μέσα στο νερό, δημιουργώντας ένα ρεύμα θολότητας το οποίο μπορεί να καλύψει μεγάλες αποστάσεις στον θαλάσσιο πυθμένα (Talling et al., 2007). Τέλος, η διασπορά (spreading), είναι φαινόμενο κατά το οποίο μεγάλες μάζες ιζημάτων εξαπλώνονται αργά σε επίπεδες περιοχές του θαλάσσιου πυθμένα, δημιουργώντας εκτεταμένα ιζηματογενή στρώματα (Kuhn & Meischner, 1988).



Εικόνα 2: Απεικόνιση των τύπων των υποθαλάσσιων βαρυτικών ροών. Ο βαθμός συνοχής των ιζημάτων μειώνεται από αριστερά προς τα δεξιά με ταυτόχρονη αύξηση του βαθμού παραμόρφωσης (disaggregation) (Kuhn & Meischner, 1988).

Slide =ολίσθηση, slump = κατάπτωση, debris flow = ροή κορημάτων, turbidity current = τουρβιδιτικό ρεύμα

Η συγκέντρωση των ιζημάτων επηρεάζει το ιξώδες της ροής και την ικανότητά της να παραμείνει αιωρούμενη και μεταφερόμενη σε μεγάλες αποστάσεις (Crevello & Schlager, 1980). Το πάχος της ροής μπορεί να προσδιορίσει την αναταραχή και τη δυναμική της, ενώ η ταχύτητα καθορίζει τη δύναμη που απαιτείται για την κίνηση της ροής κατά μήκος της κλίσης (Garziglia et al., 2008).

Αντίθετα, ο ορισμός του Kneller (1984) εστιάζει κυρίως στην ταχύτητα της ροής ως κύριο παράγοντα που επηρεάζει τη δυναμική των ρευμάτων θολότητας. Σύμφωνα με αυτήν την προσέγγιση, η ταχύτητα της ροής είναι ο καθοριστικός παράγοντας για την μεταφορά των ιζημάτων και την γενική συμπεριφορά της ροής, παραβλέποντας άλλες σημαντικές παραμέτρους όπως το πάχος και η συγκέντρωση των ιζημάτων (Prélat, & Hodgson, 2013).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τα ρεύματα βαρύτητας είναι ροές που κινούνται λόγω της διαφοράς πυκνότητας μεταξύ του ρεύματος και του περιβάλλοντος υγρού (Garziglia et al., 2008). Αυτή η διαφορά πυκνότητας προκαλεί την κίνηση του ρευστού κατά μήκος μιας κεκλιμένης επιφάνειας υπό την επίδραση της βαρύτητας (Shanmugam, 2016). Ανάλογα με τη συγκέντρωση και τη σύνθεση των ιζημάτων, καθώς και τις συνθήκες του περιβάλλοντος, τα ρεύματα βαρύτητας διακρίνονται σε διάφορους τύπους, όπως οι ροές υψηλής και χαμηλής πυκνότητας, οι ροές θολότητας και οι ροές κορημάτων (Garziglia et al., 2008).

1.3.1 Ρεύματα θολότητας/ τουρβιδιτικό ρεύμα (Turbidity Currents)

Τα τουρβιδιτικά ρεύματα είναι ροές ιζημάτων που αιωρούνται μέσα σε νερό λόγω της αναταραχής που προκαλείται από την κίνηση τους (Shanmugam, 2022). Ο όρος "τουρβιδιτικό ρεύμα" καθιερώθηκε το 1938 από τον Johnson. Αυτά τα ρεύματα σχηματίζονται όταν ένα μείγμα ιζήματος και νερού κινείται μέσα σε νερό, με τη διαφορά πυκνότητας να οφείλεται στην υψηλή συγκέντρωση ιζήματος στο μείγμα (Haughton, Barker & McCaffrey, 2003).

Ένα τουρβιδιτικό ρεύμα μπορεί να παραμείνει σταθερό για μεγάλες αποστάσεις μέσω ενός μηχανισμού που ονομάζεται αυτοαιώρηση (Haughton, Barker & McCaffrey, 2003). Η αυτοαιώρηση συμβαίνει όταν το ρεύμα βρίσκεται σε δυναμική ισορροπία:

- (1) η επιπλέον πυκνότητα των αιωρούμενων ιζημάτων κινεί τη ροή,
- (2) η ροή δημιουργεί τριβή και αναταραχή στο νερό, και
- (3) η αναταραχή κρατά τα ιζήματα σε αιώρηση, σχηματίζοντας έναν κύκλο οπισθοτροφοδοσίας (Prélat, & Hodgson, 2013).

Για να παραμείνει η ροή αδιάσπαστη, η ενέργεια που χάνεται από την τριβή και την καθίζηση πρέπει να εξισορροπείται με την ενέργεια που παράγεται από τη βαρύτητα καθώς το ρεύμα κινείται προς τα κάτω (Shanmugam, 2022). Τα τουρβιδιτικά ρεύματα βρίσκονται σε αυτοαιώρηση όταν η πυκνότητα τους υπερβαίνει μια συγκεκριμένη κρίσιμη τιμή (Wynn et al., 2002). Αν η πυκνότητα είναι μικρότερη από αυτή την τιμή, το ρεύμα χάνει δύναμη και τα ιζήματα καταβυθίζονται, ενώ αν η πυκνότητα ξεπεράσει την κρίσιμη τιμή, η ταχύτητα του ρεύματος αυξάνεται, επιτρέποντας την αυτοαιώρηση (Prélat, & Hodgson, 2013).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η κλίση του εδάφους παίζει επίσης σημαντικό ρόλο στη συμπεριφορά των ρευμάτων, καθώς αυτά επιταχύνουν και διαβρώνουν ή επιβραδύνουν και αποθέτουν υλικά ανάλογα με τις αλλαγές στην κλίση (Haughton, Barker & McCaffrey, 2003). Τα τουρβιδιτικά ρεύματα μπορούν να λειτουργήσουν ακόμη και σε πολύ μικρές κλίσεις, και είναι ικανά να μεταφέρουν υλικά διαφόρων μεγεθών, από κροκάλες μέχρι λεπτόκοκκη άργιλο, σε ένα ευρύ φάσμα συγκεντρώσεων (Shanmugam, 2022). Αυτό οδήγησε στη διάκριση μεταξύ τουρβιδιτικών ρευμάτων υψηλής και χαμηλής πυκνότητας (Prélat, & Hodgson, 2013).

Όπως αναφέρθηκε, τα ρεύματα θολότητας είναι μια ειδική κατηγορία ρευμάτων βαρύτητας που χαρακτηρίζονται από την αιώρηση και κίνηση ιζημάτων υπό την επίδραση της βαρύτητας. Τα ρεύματα θολότητας αποτελούν τυρβώδεις ροές στις οποίες ο συγκεκριμένος τύπος ροής είναι ο κύριος μηχανισμός στήριξης των ιζημάτων (Shanmugam, 2022).

Η προσέγγιση του Kneller, που βασίζεται μόνο στην ταχύτητα, απλοποιεί τη δυναμική των ρευμάτων θολότητας (Perissoratis, Piper&Lykousis, 2000).





Καθώς το **ρεύμα θολότητας** (turbidity current) εξασθενεί, παρατηρείται διαφορική καθίζηση των ιζημάτων ανάλογα με το ύψος στο οποίο βρίσκονται εντός της ροής. Τα ιζήματα που αιωρούνται στο επίπεδο της **μέγιστης ταχύτητας ροής** τείνουν να μεταφέρονται ταχύτερα προς τα κάτω, συγκριτικά με τα σωματίδια που αιωρούνται σε υψηλότερα ή χαμηλότερα στρώματα (Johnson et al., 2001). Αυτή η κατακόρυφη διαφοροποίηση στη μεταφορά των σωματιδίων οδηγεί σε σταδιακό διαχωρισμό των ιζημάτων κατά μήκος του ρεύματος, με αποτέλεσμα να συσσωρεύονται διαφορετικά μεγέθη κόκκων σε διαφορετικά τμήματα της ροής (Mullins & Cook, 1986).

Τα λεπτόκοκκα σωματίδια που καθιζάνουν πιο αργά και αιωρούνται πάνω από τη ζώνη της μέγιστης ταχύτητας τείνουν να μετακινούνται προς την ουρά της ροής. Αυτό σημαίνει ότι καθώς το ρεύμα εξελίσσεται, η **ουρά του ρεύματος θολότητας** εμπλουτίζεται με πιο λεπτόκοκκα υλικά, όπως αργίλους, αποσυσσωματωμένο πηλό και λεπτόκοκκα ανθρακικά (Henstra et al., 2016). Αυτά τα υλικά είναι λιγότερο πυκνά και συνήθως πιο ανισότροπα, γεγονός που επιβραδύνει τη μετακίνησή τους.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τα λεπτόκοκκα υλικά, όπως οι άργιλοι, έχουν την τάση να μειώνουν την τύρβωση της ροής. Αυτό μπορεί να προκαλέσει τη μετατροπή του ρεύματος θολότητας από **τυρβώδη ροή** σε **στρωτή και συνεκτική ροή**, όπου τα ιζήματα κινούνται πιο ομαλά και με λιγότερη ανατάραξη. Η νέα αυτή συνεκτική ροή αλληλεπιδρά με την άμμο που έχει ήδη εναποτεθεί στα μπροστινά τμήματα της ροής, δημιουργώντας συνθήκες που μπορούν να επηρεάσουν τη μορφή των αποθέσεων (Mullins & Cook, 1986).



Εικόνα 4: Υποθετική κατακόρυφη κατανομή της ταχύτητας, της συγκέντρωσης ροής και των τύπων κόκκων για ένα ρεύμα θολότητας. (Mullins & Cook, 1986).

(A) Τυπική διακύμανση της συγκέντρωσης ροής και της ταχύτητας με το ύψος στη ροή. Οι κατανομές σωματιδίων στο ρεύμα θα αντικατοπτρίζουν την αναλογία των ταχυτήτων καθίζησης κόκκων προς την ταχύτητα διάτμησης, με την κατακόρυφη διαστρωμάτωση ροής που προκύπτει από διακυμάνσεις στο μέγεθος των κόκκων (B), στην πυκνότητα των κόκκων (C) ή στο σχήμα των κόκκων (D). Σε κάθε περίπτωση τα σωματίδια βραδύτερης καθίζησης (πιο σκούρα)κατανέμονται πιο ομοιόμορφα στο βάθος της ροής από τα σωματίδια που καθιζάνουν ταχύτερα (πιο ανοιχτόχρωμα), τα οποία είναι σχετικά πιο συγκεντρωμένα στη βάση.





Εικόνα 5: Προφίλ πειραματικού "υψηλής πυκνότητας ρεύματος θολότητας" που δείχνει τη διαστρωμάτωση πυκνότητας (Johnson et al., 2001).



Εικόνα 6: Σχηματικό διάγραμμα που δείχνει τα ρεύματα θολότητας στην κατωφέρεια που αναπτύσσονται λόγω βαρύτητας και τα παράλληλα προς την κλίση ρεύματα του πυθμένα (κοντουρίτες) (Johnson et al., 2001).

Δεβριτικές Ροές ή Ροές Κορημάτων (Debris Flows)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

1.3.2

Οι δεβριτικές ροές ή ροές κορημάτων είναι γεωλογικά φαινόμενα που χαρακτηρίζονται από τη γρήγορη κίνηση μείγματος νερού, ιζημάτων, και άλλων υλικών κάτω από την επίδραση της βαρύτητας (Crevello & Wolfgang, 1980). Αυτές οι ροές συχνά προκαλούνται από έντονες βροχοπτώσεις, λιώσιμο χιονιού ή ηφαιστειακές εκρήξεις και συνήθως εμφανίζονται σε περιοχές με απότομες κλίσεις (Hansen et al., 2017). Τα υλικά που συμμετέχουν στις δεβριτικές ροές ποικίλλουν από μεγάλους βράχους μέχρι λεπτόκοκκα ιζήματα και οργανική ύλη, δημιουργώντας ένα πυκνό, ιξώδες μείγμα που μπορεί να κινηθεί με μεγάλη ταχύτητα και να προκαλέσει σημαντικές αλλαγές στο ανάγλυφο, καθώς και κινδύνους για την ανθρώπινη δραστηριότητα και τις υποδομές (Crevello & Wolfgang, 1980).

Η ροή κορημάτων αναφέρεται στη μετακίνηση ενός μείγματος από μη ταξινομημένα ιζήματα κατά μήκος της κατωφέρειας προς τον πυθμένα της λεκάνης, λόγω της επίδρασης της βαρύτητας (Crevello & Wolfgang, 1980). Αυτό το φαινόμενο περιλαμβάνει ένα μίγμα νερού και σωματιδίων, το οποίο κινείται πάνω σε κλίση εξαιτίας της βαρυτικής δύναμης (Smith, 1988). Συνήθως, οι ροές κορημάτων περιέχουν ανομοιογενή μίγματα από λασπώδες νερό και θραύσματα πετρωμάτων διαφόρων σχημάτων και μεγεθών. Καθώς η ροή κατεβαίνει την κατωφέρεια, συλλέγει και παρασύρει μεγάλες ποσότητες υλικών, μεταφέροντας τα με μεγάλες ταχύτητες (Hansen et al., 2017).

Αυτές οι συνεκτικές, κοκκώδεις ροές περιλαμβάνουν μείγμα ιζημάτων, βράχων, λάσπης και νερού, κινούνται λόγω της βαρύτητας και χαρακτηρίζονται από υψηλή πυκνότητα και ιξώδες (Hansen et al., 2017). Συχνά, αποτελούν αποτέλεσμα μεγάλων υποθαλάσσιων κατολισθήσεων ή άλλων γεωλογικών γεγονότων που προκαλούν την απότομη αποκόλληση και μεταφορά μεγάλων όγκων υλικού (Crevello & Wolfgang, 1980). Οι ροές κορημάτων παίζουν κρίσιμο ρόλο στη διαμόρφωση των θαλάσσιων πυθμένων και μπορούν να προκαλέσουν σημαντικές αλλαγές στο ανάγλυφο, ενώ ταυτόχρονα αποτελούν σημαντικό μηχανισμό μεταφοράς ιζημάτων σε μεγάλες αποστάσεις (Crevello & Schlager, 1980).

Οι υποθαλάσσιες ροές κορημάτων διακρίνονται σε ροές με συνοχή (συνεκτικές ροές) και ροές χωρίς συνοχή (Smith, 1988). Η συνεκτικότητα της κύριας μάζας επηρεάζει τη συμπεριφορά της ροής (Mulder & Alexander, 2001). Στο φάσμα των

υποθαλάσσιων ροών κορημάτων περιλαμβάνονται από συνεκτικές ροές κορημάτων, ροές χωρίς συνοχή, έως τυρβώδεις ροές (Johnson et al. 2001). Στις συνεκτικές ροές κορημάτων, η παρουσία αργίλου στην κύρια μάζα δημιουργεί δυνάμεις συνοχής όταν αναμειγνύεται με νερό, καθιστώντας το υλικό πιο συνεκτικό. Στις ροές χωρίς συνοχή, οι κόκκοι υποστηρίζονται από έναν ή περισσότερους από τους παρακάτω μηχανισμούς κατά τη μεταφορά: (1) πίεση διασποράς, που είναι η συνιστώσα της ανοδικής πίεσης από παρακείμενους κόκκους, (2) φαινόμενα άνωσης, όπου η πυκνότητα της κύριας μάζας καθιστά τους κόκκους ελαφρύτερους, και (3) υγροποίηση και ρευστοποίηση, που είναι η προσωρινή αιώρηση ή ανοδική κίνηση των κόκκων από διαφεύγον ρευστό (Nemec, 1990).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι ροές κορημάτων συναντώνται συχνά σε ηφαιστειακές περιοχές κοντά σε θαλάσσιες λεκάνες (Johnson et al., 2001). Ένα βασικό χαρακτηριστικό που διαφοροποιεί τις ηφαιστειοκλαστικές από τις μη-ηφαιστειοκλαστικές ροές κορημάτων είναι η χαμηλότερη περιεκτικότητα των πρώτων σε λεπτόκοκκο υλικό (Smith, 1988). Αυτό επηρεάζει την ικανότητα των σωματιδίων να παραμένουν αιωρούμενα, μειώνοντας τη συνοχή του μείγματος και διευκολύνοντας την κίνηση της ροής. Σε θαλάσσια περιβάλλοντα, οι ροές κορημάτων μπορούν να είναι εξαιρετικά κινητικές (Crevello. and Schlager,1980). Για παράδειγμα, στα δυτικά του νησιού Hierro (Κανάρια Νησιά), έχει καταγραφεί μια σημαντική απόθεση ροής κορημάτων, γνωστή ως ροή κορημάτων Καναρίων Νήσων, που σχετίζεται με την κατάρρευση της βόρειας πλευράς του νησιού και εκτείνεται περίπου 500 χιλιόμετρα μέχρι την αβυσσική πεδιάδα της Μαδέρας (Hansen et al., 2017).

Οι περιβαλλοντικές συνέπειες των ροών κορημάτων περιλαμβάνουν την καταστροφή φυσικών οικοσυστημάτων, την αλλαγή της γεωμορφολογίας των περιοχών και την απώλεια γης (Crevello & Wolfgang, 1980). Η έρευνα στις ροές κορημάτων έχει εφαρμογές σε πολλούς τομείς της γεωλογίας και γεωμορφολογίας, όπως η εκτίμηση των κινδύνων σε ηφαιστειακές περιοχές, η αξιολόγηση της σταθερότητας των υποθαλάσσιων πλαγιών και η μελέτη της μεταφοράς ιζημάτων σε διαφορετικές κλίμακες (Johnson et al. 2001).

Υποθαλάσσιες κατολισθήσεις (Slumps)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι υποθαλάσσιες κατολισθήσεις (slumps) είναι γεωλογικά φαινόμενα που συχνά απαντώνται σε ιζηματογενείς λεκάνες, όπου παίζουν σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση των ιζηματογενών αποθέσεων (Mulder et al., 2018). Αυτά τα φαινόμενα χαρακτηρίζονται από την αποκόλληση και μετακίνηση μεγάλων μαζών ιζημάτων κατά μήκος κεκλιμένων επιφανειών, υπό την επίδραση της βαρύτητας (Hansen et al., 2015).

Οι υποθαλάσσιες κατολισθήσεις (slumps) γενικά απαντώνται σε αμμώδεις ιλυόλιθους και αργιλόλιθους, αλλά και σε ασβεστόλιθους και ψαμμίτες (Mulder et al., 2018). Ένας άλλος σημαντικός παράγοντας που επηρεάζει την ανάπτυξη των υποθαλάσσιων κατολισθήσεων είναι η γεωμορφολογία του θαλάσσιου πυθμένα. Οι περιοχές με έντονες κλίσεις ή τοπικά ανώμαλα ανάγλυφα είναι επιρρεπείς σε κατολισθήσεις λόγω της αυξημένης βαρύτητας που ενεργεί στα ιζημάτων (Bourgeois et al., 1998). Η έρευνα από τους Masson et al. (2006) υποδεικνύει ότι οι τεκτονικές δραστηριότητες και οι ηφαιστειακές εκρήξεις μπορούν να προκαλέσουν σοβαρές αλλαγές στη δομή των θαλάσσιων αποθέσεων, οι οποίες με τη σειρά τους ενδέχεται να προκαλέσουν υποθαλάσσιες κατολισθήσεις. Η ικανότητα των ιζημάτων να συγκρατούν ή να απορροφούν το νερό επηρεάζει την ευαλωτότητα τους σε τέτοιες διαδικασίες (Bourgeois et al., 1998).

1.4 Ροές Υψηλής και Χαμηλής Πυκνότητας

Οι ροές πυκνότητας είναι σημαντικοί μηχανισμοί μεταφοράς ιζημάτων και αναγνωρίζονται εδώ και καιρό ως κύριοι παράγοντες στη δημιουργία δέλτα ποταμών βαθέων υδάτων (Stow&Piper, 1984). Διακρίνονται σε δύο μεγάλες κατηγορίες: σε ρεύματα θολότητας χαμηλής πυκνότητας και σε ρεύματα θολότητας υψηλής πυκνότητας

Ρεύματα Θολότητας Χαμηλής Πυκνότητας: Σε αυτά τα ρεύματα, ο κυρίαρχος μηχανισμός υποστήριξης των σωματιδίων προκύπτει από την τριβή του ρευστού (Pohl et al., 2020). Η απόθεση ξεκινά με ένα λεπτόκοκκο ίζημα που παρουσιάζει ποικιλία στρώσεων ανάλογα με την αρχική ροή και τα χαρακτηριστικά της ως αύξουσα, φθίνουσα ή σταθερή (Kneller, 1995). Τα ρεύματα θολότητας χαμηλής πυκνότητας είναι γεωλογικές ροές που χαρακτηρίζονται από την κίνηση μείγματος

νερού και λεπτόκοκκων ιζημάτων, αργίλους και λεπτόκοκκα κλάσματα, με μικρή συγκέντρωση στερεών σωματιδίων σε σχέση με το υγρό μέσο (Sumner et al., 2008). Αυτά τα ρεύματα συνήθως σχηματίζονται όταν τα ιζήματα που μεταφέρονται από ρεύματα θολότητας υψηλής πυκνότητας αρχίζουν να καθιζάνουν, μειώνοντας την πυκνότητα του ρεύματος και προκαλώντας μια πιο ήπια, διασπαρμένη ροή (Yang et al., 2019).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η χαμηλή πυκνότητα των ρευμάτων αυτών σημαίνει ότι η ενέργεια της ροής είναι συνήθως χαμηλότερη, με αποτέλεσμα τη μειωμένη ικανότητα διάβρωσης και μεταφοράς μεγάλων σωματιδίων. Αντίθετα, αυτά τα ρεύματα μεταφέρουν κυρίως λεπτόκοκκα ιζήματα, τα οποία μπορούν να παραμείνουν αιωρούμενα για μεγάλες αποστάσεις. Καθώς η ταχύτητα του ρεύματος μειώνεται σταδιακά, τα σωματίδια αρχίζουν να κατακάθονται στον πυθμένα της θαλάσσιας λεκάνης, σχηματίζοντας λεπτές και εκτεταμένες στρώσεις από ιζήματα.

Τα ρεύματα θολότητας χαμηλής πυκνότητας παίζουν σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση των θαλάσσιων λεκανών, καθώς συμβάλλουν στη δημιουργία εκτεταμένων ιζηματογενών ακολουθιών που συχνά αποτελούνται από λεπτόκοκκα υλικά. Σε αυτά τα ιζήματα αποτυπώνεται η ιστορία της θαλάσσιας λεκάνης και μπορούν να περιέχουν σημαντικές γεωλογικές πληροφορίες σχετικά με τις συνθήκες του περιβάλλοντος κατά το χρόνο της απόθεσης. Επιπλέον, οι αποθέσεις αυτές μπορούν να αποτελέσουν πηγές φυσικών πόρων, όπως υδρογονάνθρακες, ειδικά σε περιπτώσεις όπου οι λεπτόκοκκες αποθέσεις λειτουργούν ως αδιαπέρατα στρώματα που υπέρκεινται διαπερατών πετρωμάτων που εμπεριέχουν πετρέλαιο και φυσικό αέριο (oil and gas reservoirs).

Ρεύματα Θολότητας Υψηλής Πυκνότητας:

Τα ρεύματα θολότητας υψηλής πυκνότητας οδηγούν στη συσσώρευση άμμου και χαλικιών σε βαθιές θαλάσσιες λεκάνες, μέσω μιας σειράς σύνθετων διεργασιών (Normark & Piper, 1991). Συνήθως, αυτά τα ρεύματα προκύπτουν από τη διάσπαση και μετατροπή υποθαλάσσιων κατολισθήσεων και ροών κορημάτων, οι οποίες ξεκινούν στα ανώτερα σημεία ενός πρανούς ή από τη μετατροπή της ροής κόκκων στα ανώτερα τμήματα των υποθαλάσσιων φαραγγιών (Talling et al., 2007). Σε άλλες περιπτώσεις, μπορεί να έχουν άμεση προέλευση από ποτάμια κατά τη διάρκεια πλημμυρών, όπου το εκρέον υλικό είναι τόσο θολό και πυκνό που ξεπερνά την πυκνότητα του θαλάσσιου νερού της λεκάνης (Yang et al., 2019). Τέτοιες υπέρπυκνες ροές παρατηρούνται συχνότερα σε λίμνες γλυκού νερού, αλλά μπορούν επίσης να εμφανιστούν και σε θαλάσσιες περιοχές που τροφοδοτούνται από μικρού ή μεσαίου μεγέθους ποτάμια, είτε τακτικά είτε κατά τη διάρκεια σπάνιων καταστροφικών γεγονότων (Mulder & Syvitski, 1995).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Παράγοντες όπως η ανάμιξη της ροής με νερό, η απώλεια ιζήματος λόγω απόθεσης και ο διαχωρισμός της ροής στα στενότερα σημεία, μειώνουν σταδιακά την ταχύτητα και τελικά οδηγούν στην ακινητοποίηση του ρεύματος θολότητας (Talling et al., 2007). Επιπλέον, οι μελέτες του Kuenen υπολόγισαν ότι τα χονδρόκοκκα ιζήματα από ένα τυπικό ρεύμα θολότητας αποτίθενται μέσα σε λίγες ώρες, ενώ το λεπτόκοκκο υλικό στην ουρά του ρεύματος μπορεί να συνεχίσει να καθιζάνει για μέρες, ακόμη και για μια ολόκληρη εβδομάδα (Yang et al., 2019).

Οι αλλαγές στην ταχύτητα της ροής με την πάροδο του χρόνου και σε διαφορετικά σημεία κατά τη διάρκεια της κίνησης επηρεάζουν τον τρόπο απόθεσης των υλικών (Mulder & Syvitski, 1995). Τέσσερις βασικοί μηχανισμοί απόθεσης έχουν αναγνωριστεί για τα ρεύματα θολότητας υψηλής πυκνότητας, με τον κάθε μηχανισμό να δημιουργεί διαφορετικούς τύπους ιζηματογενών στρωμάτων, ανάλογα με την ταχύτητα και τη σύνθεση της ροής (Talling et al., 2007).



Εικόνα 7: Τομή κατά μήκος ενός τουρβιδιτικού ρεύματος (Talling et al., 2007)

- Κατακρήμνιση από ένα τουρβιδιτικό ρεύμα το οποίο όπως χάνει την ορμή του, γίνεται λιγότερο σταθερό και επέρχεται γρήγορη απόθεση.
- Εξέλιξη ενός τουρβιδιτικού ρεύματος από μια αμμούχα δεβριτική ροή ακολουθούμενη από ''πάγωμα'' του στρώματος κάτω από το κύριο σώμα της ροής, όπως προελαύνει προς τα κάτω.

Συνεχής απόθεση από ένα συνεχώς σταθερό ή σχεδόν σταθερό ρεύμα,
 με το ίζημα να περνά διαμέσου ενός ενεργού βασικού στρώματος που
 δεν επιτρέπει την καθίζηση (hindered sedimentation).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Δ.Π.Θ

Συνεχιζόμενο σύρσιμο κάτω από ένα διατηρημένο σταθερό ή σχεδόν σταθερό ρεύμα. Το σύρσιμο του φορτίου λαμβάνει χώρα όταν η συχνότητα του ιζήματος που τροφοδοτεί τη βάση δεν είναι πολύ υψηλή (Mulder & Syvitski, 1995).

Σε αυτά τα ρεύματα, το λεπτόκοκκο ίζημα διαβρώνεται εν μέρει, και στη θέση του εναποτίθεται χονδρόκοκκο ίζημα στην κορυφή της επιφάνειας διάβρωσης (Talling et al., 2007). Το πάχος και το μέγεθος των κόκκων των διαβαθμισμένων ελασματοειδών στρωμάτων μειώνεται προς τα πάνω και περιφερειακά στο στρώμα, και στο τέλος αποτίθεται άμμος με ομοιόμορφη (μαζοειδή) στρώση (Stow & Piper, 1984). Αυτή η μη δομημένη άμμος σχηματίζεται όταν οι ρυθμοί ιζηματογένεσης είναι τόσο υψηλοί που εμποδίζουν τον σχηματισμό οριζόντιας στρώσης (Yang et al., 2019). Καθώς οι ρυθμοί απόθεσης μειώνονται, η επανεπεξεργασία στο άνω τμήμα των στρωμάτων οδηγεί στη δημιουργία οριζόντιας ελασματοειδούς στρώσης (Sumner et al., 2008).





Η Εικόνα 8 απεικονίζει τις μεταβολές που παρατηρούνται κατά τη διάρκεια της μετατροπής από υπερκορεσμένες ροές σε κορεσμένες ροές πυκνότητας και, τελικά, σε ροές θολότητας (Pohl et al., 2020). Η συγκέντρωση του ιζήματος μειώνεται προοδευτικά με την απόσταση από την πηγή (Luthi, 1981). Στο διάγραμμα φαίνονται επίσης οι κύριοι μηχανισμοί αιώρησης των σωματιδίων, παρέχοντας ένα πλαίσιο για τη διάκριση μεταξύ των διαφορετικών τύπων υποθαλάσσιων ροών (Yang et al., 2019).

Το πρόβλημα με την ταξινόμηση ροής θολότητας υψηλής πυκνότητας με βάση τη δύναμη που τη διακινεί είναι ότι συχνά αποτελείται από ένα χαμηλότερο στρώμα «υψηλής πυκνότητας» που επηρεάζει σημαντικά τη συμπεριφορά της συνολικής ροής



... πελαγογογιατίζου κομεκοι

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

(Luthi, 1981).

ογίας

Εικόνα 9: Αντιπροσωπευτικές μικροφωτογραφίες (PPL), περιγραφές και ερμηνείες διεργασιών των έζι τύπων στρωμάτων. (Talling et al., 2006).

(A) Τα στρώματα τύπου Α είναι κανονικά διαβαθμισμένα και σχηματίζονται από ρεύματα θολότητας χαμηλής πυκνότητας. Η κανονική διαβάθμιση υποδεικνύει ότι τα μεγαλύτερα σωματίδια κατακάθονται πρώτα, ακολουθούμενα από τα λεπτόκοκκα, καθώς η ενέργεια του ρεύματος μειώνεται.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

(B) Τα στρώματα τύπου B είναι αντιστρόφως διαβαθμισμένα, υποδεικνύοντας ότι τα μικρότερα σωματίδια κατακάθονται πρώτα, ενώ τα μεγαλύτερα εναποτίθενται αργότερα. Αυτά τα στρώματα ερμηνεύονται ότι σχηματίζονται από ρεύματα θολότητας χαμηλής πυκνότητας με ενίσχυση της ροής, δηλαδή με αύξηση της ταχύτητας του ρεύματος προοδευτικά.

(Γ) Τα στρώματα τύπου C εμφανίζουν μεταβατική διαβάθμιση, αρχικά αντίστροφη και στη συνέχεια κανονικά διαβαθμισμένη. Αυτό ερμηνεύεται ως αποτέλεσμα ρευμάτων θολότητας χαμηλής πυκνότητας που ξεκινούν με τάση ενίσχυσης και στη συνέχεια εξασθενούν, καταλήγοντας σε κανονική διαβάθμιση.

(Δ) Τα στρώματα τύπου D χαρακτηρίζονται από κανονικά διαβαθμισμένα ελάσματα που είναι διατεταγμένα σε πολλαπλά στρώματα. Ερμηνεύονται ότι σχηματίζονται από πολυπαλμικά ρεύματα θολότητας χαμηλής πυκνότητας, όπου η ροή εναποθέτει ίζημα σε διαδοχικές φάσεις.

(E) Τα στρώματα τύπου Ε παρουσιάζουν εσωτερική διμερή μικροστρωματογραφία, η οποία αποτελεί ένδειξη πολύπλοκων διεργασιών εναπόθεσης. Αυτά τα στρώματα σχηματίζονται από μεταβατικές ροές ή συνδυασμούς ρευμάτων θολότητας και ροών συνεκτικών υλικών, όπως ροές κορημάτων.

(ΣΤ) Τα στρώματα τύπου F παρουσιάζουν έντονο βιοτουρβιδισμό, που έχει εξαλείψει τις αρχικές ιζηματογενείς δομές. Αυτά τα στρώματα πιθανόν να εναποτέθηκαν από οποιαδήποτε από τις διεργασίες που δημιούργησαν τα στρώματα τύπων A-D, πριν την εκτεταμένη αναμόρφωση τους από τον βιοτουρβιδισμό.

Οι ροές υψηλής και χαμηλής πυκνότητας διαδραματίζουν κρίσιμο ρόλο στη διαμόρφωση των υποθαλάσσιων περιβαλλόντων, επηρεάζοντας την κατανομή και τη γεωμετρία των ιζηματογενών στρωμάτων (Talling et al., 2007). Οι δυναμικές αυτών των ροών, που εξαρτώνται από παράγοντες όπως η σύσταση των σωματιδίων, η ταχύτητα και η μεταβλητότητα των συνθηκών ροής, καθορίζουν όχι μόνο τη φύση των αποθέσεων αλλά και τη γεωγραφική τους έκταση (Yang et al., 2019). Η αλληλεπίδραση

μεταξύ υψηλής και χαμηλής πυκνότητας ροών μπορεί να οδηγήσει σε σύνθετες ιζηματογενείς δομές, οι οποίες παρέχουν σημαντικές πληροφορίες για τις περιβαλλοντικές συνθήκες και τις διαδικασίες που τις διαμόρφωσαν (Luthi, 1981). Ως εκ τούτου, η μελέτη αυτών των ροών είναι ζωτικής σημασίας για την κατανόηση των υποθαλάσσιων γεωλογικών διεργασιών και την αξιολόγηση των φυσικών πόρων, όπως τα ρεζερβουάρ υδρογονανθράκων (Talling et al., 2007).

1.5 Μοντέλο Bouma

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Το μοντέλο του Bouma, που δημοσιεύθηκε το 1962, αποτελεί ένα από τα θεμελιώδη εργαλεία για την κατανόηση των τουρβιδιτικών ρευμάτων, συμβάλλοντας σημαντικά στην ιζηματολογία και ειδικά στη μελέτη των υποθαλάσσιων ρευμάτων θολότητας (Bouma, 1962). Η βασική αρχή του μοντέλου είναι ότι οι τουρβιδίτες, που δημιουργούνται από ροές πυκνότητας, εμφανίζουν μια χαρακτηριστική ακολουθία ιζημάτων, η οποία προκύπτει καθώς η ροή αποδυναμώνεται και το υλικό που μεταφέρει αποτίθεται (Talling et al., 2007). Ο Bouma (1962) εξήγησε τη σχέση ανάμεσα στις ιζηματογενείς δομές και το μέγεθος των κόκκων στους τουρβιδίτες, καθώς και τους μηχανισμούς απόθεσης στα ρεύματα θολότητας.

Το μοντέλο Bouma περιγράφει μια ακολουθία πέντε στρωμάτων που δημιουργούνται καθώς το ρεύμα θολότητας χάνει ενέργεια. Η σειρά αυτών των στρωμάτων βασίζεται στην επιβράδυνση της ροής, με τη μείωση της ταχύτητας και του στροβιλισμού να οδηγεί στην απόθεση διαφορετικών τύπων ιζημάτων. Σύμφωνα με τον Bouma, οι τουρβιδίτες που σχηματίζονται από υποθαλάσσια ρεύματα θολότητας ακολουθούν μια τυπική σειρά ιζημάτων (Bouma, 1962). Καθώς η ροή μειώνεται σε ταχύτητα και ένταση, τα ιζήματα κατακάθονται σε συγκεκριμένη σειρά (Mulder & Alexander, 2001).

Η κλασική ακολουθία Bouma περιλαμβάνει:

Άμμος (Ta): Το κατώτερο στρώμα της ακολουθίας, αποτελείται από άμμο με μαζοειδή στρώση, με σχετικά μεγάλους κόκκους, επάνω από μία ανώμαλη επιφάνεια βάσης. Αυτό το στρώμα σχηματίζεται από τη ροή υψηλής ενέργειας, όπου οι ιζηματογενείς κόκκοι αποτίθενται γρήγορα.

Άμμος με παράλληλη ελασματοειδή στρώση (Tb): άμμος με ελασματοειδή στρώση που σχηματίζεται καθώς η ροή χάνει σταδιακά ενέργεια, με αποτέλεσμα οι ιζηματογενείς κόκκοι να αποτίθενται σε λεπτά, παράλληλα στρώματα.

Άμμος με Κυματοειδή Διασταυρούμενη στρώση (Τc): Σχηματίζεται καθώς η ροή εξασθενεί περαιτέρω, με την απόθεση των ιζηματογενών κόκκων να δημιουργεί κυματισμούς ή κεκλιμμένα επίπεδα λόγω της αργής κίνησης του νερού.

Πηλός σε στρώσεις (Td): Το επόμενο στρώμα περιλαμβάνει λεπτόκοκκα υλικά, όπως άργιλο και πηλό σε εναλλαγές, που κατακάθονται σταδιακά καθώς η ροή πλησιάζει την πλήρη εξασθένιση.

Άργιλος χωρίς στρώση (Te): Το ανώτερο στρώμα της ακολουθίας, το οποίο συνήθως περιέχει αργιλικό υλικό (αιώρησης), που αποτίθεται αφού η ροή σταματά εντελώς, με πολύ χαμηλή ενέργεια.



Εικόνα 10: Μοντέλο του Bouma. (Bouma, 1962).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Το μοντέλο Bouma έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως στην πετρελαϊκή βιομηχανία για την ανάλυση του υπεδάφους και τον εντοπισμό κοιτασμάτων υδρογονανθράκων, ειδικά σε περιοχές με τουρβιδιτικές ακολουθίες (Talling et al., 2012). Ένα παράδειγμα είναι η λεκάνη του Κόλπου του Μεξικού, όπου τα τουρβιδιτικά στρώματα έχουν συμβάλει στον εντοπισμό σημαντικών αποθεμάτων πετρελαίου και φυσικού αερίου (Bouma, 1962). Αυτά τα στρώματα, τα οποία λειτουργούν ως δεξαμενές υδρογονανθράκων λόγω της πορώδους φύσης τους, επιτρέπουν την αποθήκευση και μεταφορά υγρών, ενώ η χρήση του μοντέλου Bouma βοηθά στην πρόβλεψη της δομής και της ακολουθίας των ιζημάτων, διευκολύνοντας τη γεωτρητική διαδικασία και τον εντοπισμό βέλτιστων σημείων για γεωτρήσεις (Siwek, Waśkowska &Wendorff, 2023). Οι τουρβιδιτικές ροές μπορούν να έχουν σημαντικές οικολογικές και περιβαλλοντικές επιπτώσεις στο υποθαλάσσιο περιβάλλον (Bouma, 1962). Η ταχεία εναπόθεση μεγάλων ποσοτήτων ιζημάτων μπορεί να προκαλέσει την κάλυψη του θαλάσσιου πυθμένα, οδηγώντας σε απώλεια της βιοποικιλότητας και αλλαγές στα τοπικά οικοσυστήματα (Talling et al., 2012). Η απότομη μεταφορά ιζημάτων μπορεί να επηρεάσει τους θαλάσσιους οργανισμούς, καταστρέφοντας ενδιαιτήματα και εμποδίζοντας την ανάπτυξη ειδών. Τέτοιες ροές ενδέχεται επίσης να μεταφέρουν ρύπους και να επηρεάσουν την ποιότητα των υδάτων. Κατανοώντας τις περιβαλλοντικές επιπτώσεις των τουρβιδιτικών ρευμάτων, μπορούμε να αναπτύζουμε στρατηγικές για τη διατήρηση της θαλάσσιας ζωής και τη βιώσιμη χρήση του θαλάσσιου περιβάλλοντος (Bouma, 1962).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Αν και το μοντέλο Bouma θεωρείται θεμελιώδες για την κατανόηση των τουρβιδιτικών ακολουθιών, έχει δεχτεί κριτική και αναθεωρήσεις από διάφορους γεωλόγους. Κάποιοι ερευνητές, όπως οι Mulder & Alexander (2001), υποστηρίζουν ότι το μοντέλο είναι αρκετά γενικό και δεν λαμβάνει υπόψη τις διαφοροποιήσεις που προκύπτουν από τα διαφορετικά είδη ρευμάτων θολότητας (Mulder & Alexander, 2001). Επίσης, έχουν προταθεί πιο περίπλοκα υβριδικά μοντέλα που εξετάζουν τις σύνθετες αλληλεπιδράσεις μεταξύ διαφορετικών τύπων ροής και ιζημάτων. Ένα άλλο σημείο κριτικής είναι ότι το μοντέλο Bouma βασίζεται κυρίως σε παρατηρήσεις από συγκεκριμένες γεωγραφικές περιοχές, γεγονός που περιορίζει την εφαρμογή του σε άλλες συνθήκες και περιβάλλοντα (Mulder & Alexander, 2001).

1.5 Αίτια Δημιουργίας των Ροών Βαρύτητας

Η κατανόηση των παραγόντων που προκαλούν τις υποθαλάσσιες ροές βαρύτητας έχει ενισχυθεί μέσα από έρευνες που επικεντρώνονται στις γεωλογικές συνθήκες που ευνοούν την ανάπτυξή τους (Reading & Richards, 1994). Συγκεκριμένα, μελέτες δείχνουν ότι οι ροές πυκνότητας συχνά δημιουργούνται σε περιοχές με αυξημένη εισροή ιζημάτων, όπως κατά τη διάρκεια έντονων βροχοπτώσεων ή σεισμικών γεγονότων που προκαλούν υποθαλάσσιες κατολισθήσεις (Johnson & Graham, 2004). Αυτά τα γεγονότα μπορούν να οδηγήσουν σε μαζική αποκόλληση ιζημάτων από τον πυθμένα της θάλασσας και τη μεταφορά τους σε μεγάλες αποστάσεις μέσω ρευμάτων θολότητας (Piper, 1978). Η κατανόηση των μηχανισμών αυτών των ροών είναι κρίσιμη για την πρόληψη φυσικών καταστροφών και την προστασία υποθαλάσσιων υποδομών (Reading & Richards, 1994). Ξεκινώντας από την υφαλοκρηπίδα και φτάνοντας έως τις αβυσσικές πεδιάδες, οι ροές αυτές διαμορφώνουν σημαντικές γεωλογικές δομές και επηρεάζουν την κατανομή των ιζημάτων σε μεγάλες εκτάσεις του θαλάσσιου πυθμένα (Johnson & Graham, 2004).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Εικόνα 11: Σχηματική περίληψη μοντέλων για τη δημιουργία ρεύματος θολότητας και ροής κορημάτων κατά το ίδιο συμβάν ροής. (Mulder, & Alexander, 2001).

Η Εικόνα 11 παρουσιάζει μια σχηματική περίληψη μοντέλων που εξηγούν τη δημιουργία ρεύματος θολότητας και ροής υπολειμμάτων κατά το ίδιο συμβάν ροής. Οι κύριες διαδικασίες περιλαμβάνουν:

(A) Το ρεύμα θολότητας σχηματίζεται μέσω της ανάμιξης και αραίωσης ενός αρχικού υποθαλάσσιου ρεύματος κορημάτων (debris flow). Αυτό το ρεύμα ευθύνεται για την ανάπτυξη του μετωπικού τμήματος του φαινομένου σε περιοχές με χαμηλή κλίση. Στις περιοχές αυτές, η χαμηλή κλίση επιτρέπει τη συνεχή ροή και επέκταση των ιζημάτων, διατηρώντας το ρεύμα ενεργό για μεγαλύτερες αποστάσεις.

(B) Ένα αρχικό ρεύμα θολότητας μπορεί να προκαλέσει διάβρωση των πηλωδών ιζημάτων που βρίσκονται στον πυθμένα της θάλασσας, αυξάνοντας έτσι τη συνεκτικότητα του υλικού και οδηγώντας στη δημιουργία ροής κορημάτων (debris flow). Αυτό το φαινόμενο μπορεί να οδηγήσει στην ενεργοποίηση ροών υψηλής πυκνότητας, καθώς το θολό νερό παρασύρει λεπτόκοκκα υλικά από τον πυθμένα.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

(Γ) Το αρχικό ρεύμα θολότητας μπορεί να προκαλέσει σπάσιμο των πλευρικών αναχωμάτων, με αποτέλεσμα τη γένεση πλευρικής ροής κορημάτων. Αυτή η ροή μπορεί να αποθέσει στις πλαγιές μιας λεκάνης ή τις κορυφές υποθαλάσσιων αναχωμάτων μεγάλες ποσότητες υλικού, δημιουργώντας επιπλέον βάρος και πιθανόν προκαλώντας μελλοντικές καταπτώσεις ή άλλες γεωδυναμικές διαδικασίες.

(Δ) Καθώς η ταχύτητα ενός ρεύματος θολότητας μειώνεται, η ένταση του στροβιλισμού υποχωρεί, επιτρέποντας την καθίζηση των μεγαλύτερων κόκκων. Με την πτώση της ενέργειας του ρεύματος, οι μεγαλύτεροι κόκκοι καθιζάνουν πρώτοι, ενώ το λεπτόκοκκο ίζημα αποτίθεται αργότερα, οδηγώντας σε στρωμάτωση των αποθέσεων και σε σχηματισμό συνεκτικών ιζημάτων στον πυθμένα.

(Ε) Η επιβράδυνση μιας αρχικής ροής κορημάτων με χαμηλή συνοχή και ιξώδες οδηγεί στην καθίζηση των μεγαλύτερων κόκκων άμμου. Αυτό το φαινόμενο, που έχει παρατηρηθεί σε πρόσφατα εργαστηριακά πειράματα (Marr et al., 2002), υποδεικνύει τη μετάβαση από τη ροή κορημάτων σε ένα ρεύμα θολότητας καθώς η ροή χάνει ενέργεια και μετασχηματίζεται σε διαφορετικό τύπο ιζηματογενούς ροής.

1.7 Μέθοδοι Καταγραφής και Ανάλυσης

Η κατανόηση των ροών πυκνότητας υποθαλάσσιων ιζημάτων βασίζεται σήμερα κυρίως στις αποθέσεις τους, καθώς η άμεση παρακολούθηση αυτών των ροών είναι ιδιαίτερα δύσκολη (Hüneke et al., 2021). Ωστόσο, η δυνατότητα εντοπισμού της αρχιτεκτονικής των αποθέσεων σε μεγάλες αποστάσεις είναι περιορισμένη, καθιστώντας την ανάλυση των μεμονωμένων κοιτασμάτων περίπλοκη (Stow & Omoniyi, 2018). Για την κατανόηση της δομής και της διάταξης των ιζημάτων, ερευνητές και γεωλόγοι χρησιμοποιούν μοντέλα προσομοίωσης που αναπαριστούν τις "τυπικές" αποθέσεις των ροών πυκνότητας (Guiastrennec-Faugasetal., 2020). Αυτά τα μοντέλα ενσωματώνουν τη σύγχρονη κατανόηση των διαδικασιών απόθεσης και της εξέλιξης των ροών, παρέχοντας πολύτιμες πληροφορίες για την ανάπτυξη και την αρχιτεκτονική των υποθαλάσσιων ιζημάτων (Stow & Tabrez, 1998). Αυτή η προσέγγιση επιτρέπει τη δημιουργία ρεαλιστικών αναπαραστάσεων της συμπεριφοράς των ροών πυκνότητας και των συνθηκών που τις επηρεάζουν, παρέχοντας σημαντικές ενδείξεις για τη γεωλογική ιστορία και τις γεωμορφολογικές διαδικασίες που διαμορφώνουν τα θαλάσσια περιβάλλοντα (Guiastrennec-Faugas et al., 2020). Ειδικότερα, η χρήση προηγμένων υπολογιστικών εργαλείων και μοντέλων προσομοίωσης βοηθά στην κατανόηση της μεταβολής των χαρακτηριστικών των ροών με την πάροδο του χρόνου, αποκαλύπτοντας πτυχές της διαδικασίας που δεν είναι άμεσα ορατές μέσω παρατηρήσεων ή γεωλογικών καταγραφών (Stow & Omoniyi, 2018).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η καταγραφή και ανάλυση των υποθαλάσσιων ροών βαρύτητας απαιτούν μια συνδυασμένη προσέγγιση που συνδυάζει διάφορες τεχνολογίες και μεθόδους (Stow & Tabrez, 1998). Παραδοσιακά, η συλλογή δεδομένων πραγματοποιούνταν μέσω σεισμικών ερευνών, οι οποίες χρησιμοποιούν ακουστικούς τομογράφους υποδομής πυθμένα για την ανίχνευση της γεωλογικής δομής και την παρακολούθηση των ροών ιζημάτων (Talling et al., 2007). Οι σεισμικές μέθοδοι παρέχουν πληροφορίες σχετικά με τη γεωμετρία και την κατανομή των ιζημάτων, αλλά συχνά έχουν περιορισμούς στην ανάλυση της δυναμικής των ροών λόγω της έλλειψης υψηλής χωρικής ανάλυσης (Hüneke et al., 2021).

Τα τελευταία χρόνια, οι τεχνολογίες υποβρύχιας φωτογράφησης και βίντεο έχουν εξελιχθεί σημαντικά, επιτρέποντας την άμεση καταγραφή της υποθαλάσσιας γεωλογίας και της συμπεριφοράς των ροών (Guiastrennec-Faugasetal., 2020). Η χρήση υποβρύχιων ρομποτικών οχημάτων (ROVs) και αυτοματοποιημένων πλατφορμών (AUVs) έχει προσφέρει νέες δυνατότητες στην παρακολούθηση και καταγραφή των ροών, παρέχοντας λεπτομερή εικόνα της περιοχής μελέτης και διευκολύνοντας την κατανόηση των διακυμάνσεων στη δυναμική των ροών (Stow & Omoniyi, 2018). Η ενσωμάτωσή τους με αισθητήρες, όπως οι μετρητές ροής και οι αισθητήρες πυκνότητας, παρέχει μια πολυδιάστατη εικόνα της φυσικής κατάστασης των υποθαλάσσιων ροών (Stow & Tabrez, 1998).

Στην ανάλυση των δεδομένων, η εφαρμογή των τεχνικών υπολογιστικής ρευστοδυναμικής (CFD) έχει αποδειχθεί χρήσιμη για την κατανόηση των μηχανισμών κίνησης των υποθαλάσσιων ροών (Hünekeetal., 2021). Οι προσομοιώσεις CFD επιτρέπουν τη δημιουργία μοντέλων που αναπαριστούν την κίνηση και τη συμπεριφορά των ροών υπό διαφορετικές συνθήκες, παρέχοντας κρίσιμες πληροφορίες για την πρόβλεψη των αποτελεσμάτων και την ανάλυση των παραμέτρων που επηρεάζουν την κίνηση των ιζημάτων (Stow & Omoniyi, 2018). Η συνδυασμένη χρήση πειραματικών δεδομένων και προσομοιώσεων συμβάλλει στην ακριβέστερη κατανόηση της δυναμικής των ροών και την επίδρασής τους στις γεωλογικές δομές (Guiastrennec-Faugasetal., 2020).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τέλος, η εφαρμογή της τεχνητής νοημοσύνης και των αλγορίθμων μηχανικής μάθησης έχει αρχίσει να επηρεάζει τη διαδικασία ανάλυσης των δεδομένων, με στόχο την αναγνώριση και την ερμηνεία προτύπων στις υποθαλάσσιες ροές (Hüneke et al., 2021). Αυτές οι τεχνολογίες μπορούν να βελτιώσουν τη διαχείριση των δεδομένων, επιταχύνοντας τη διαδικασία ανάλυσης και αναγνωρίζοντας σύνθετα μοτίβα που ενδέχεται να μην είναι άμεσα εμφανή μέσω παραδοσιακών μεθόδων (Stow & Tabrez, 1998). Ενσωματώνοντας αυτές τις σύγχρονες τεχνολογίες στην έρευνα, οι επιστήμονες μπορούν να επιτύχουν μια πιο ολοκληρωμένη κατανόηση της δυναμικής των υποθαλάσσιων ροών και των επιπτώσεών τους στο υποθαλάσσιο περιβάλλον (Stow & Omoniyi, 2018).

2.1 Υποθαλάσσιες Ανθρώπινες Εγκαταστάσεις

Ψηφιακή συλλογή

Οι υποθαλάσσιες ροές βαρύτητας επηρεάζουν σημαντικά τις ανθρώπινες εγκαταστάσεις που βρίσκονται στον θαλάσσιο πυθμένα (Mazières et al., 2014). Αυτές οι γεωλογικές διεργασίες μπορούν να προκαλέσουν φθορές στις υποθαλάσσιες υποδομές, όπως αγωγούς πετρελαίου, καλώδια και πλατφόρμες εξόρυξης, μεταφέροντας μεγάλες ποσότητες ιζημάτων και αλλάζοντας τις συνθήκες του πυθμένα (Komar, 1985). Ειδικότερα, τα ιζηματογενή συστήματα βαθιών υδάτων συχνά κατευθύνουν τα ιζήματα σε υποβρύχια κανάλια, ενισχύοντας τη συσσώρευση γύρω από τις κατασκευές και δημιουργώντας επικίνδυνες συνθήκες που απαιτούν συνεχή παρακολούθηση (Selim, 2019).

Για παράδειγμα, το 2001, ο αγωγός πετρελαίου της πλατφόρμας "Ekofisk" στη Βόρεια Θάλασσα υπέστη σημαντικές φθορές από υποθαλάσσιες ροές βαρύτητας, οι οποίες μετέφεραν μεγάλες ποσότητες ιζημάτων γύρω από τον αγωγό λόγω σεισμικής δραστηριότητας και υδρολογικών διεργασιών. Η διάβρωση που προκλήθηκε από τη συνεχή μετακίνηση των ιζημάτων προκάλεσε μηχανικές βλάβες, οι οποίες οδήγησαν σε δαπανηρές επισκευές (Mutti et al., 2003; Brocheray et al., 2014). Αυτές οι γεωλογικές διεργασίες, όπως οι τουρβιδιτικές ροές, είναι ικανές να προκαλέσουν σοβαρή διάβρωση στον πυθμένα, αποκαλύπτοντας τις υποδομές και αυξάνοντας τον κίνδυνο βλαβών (Heard, Pickering & Robinson, 2008).

Οι αγωγοί πετρελαίου και φυσικού αερίου που βρίσκονται σε μεγάλα βάθη είναι ιδιαίτερα ευάλωτοι σε τέτοιες γεωλογικές μεταβολές. Η συσσώρευση ιζημάτων μπορεί να προκαλέσει αλλαγές στην υδροστατική πίεση και να οδηγήσει σε καθιζήσεις που ασκούν επιπλέον φορτίο στους αγωγούς (Droxler & Schlager, 1985). Η συχνότητα αυτών των φαινομένων εξαρτάται από τις φυσικές συνθήκες της περιοχής, όπως η κλίση του θαλάσσιου πυθμένα, η σεισμική δραστηριότητα και η δυναμική των ρευμάτων (Komar, 1985).

Επιπλέον, οι υποθαλάσσιες καλωδιώσεις που χρησιμοποιούνται για τη μεταφορά δεδομένων και ηλεκτρικής ενέργειας επηρεάζονται αρνητικά από τις ροές θολότητας, καθώς η μεταφορά λεπτόκοκκων ιζημάτων αυξάνει την τριβή και την πίεση

στα καλώδια, με αποτέλεσμα τη φθορά τους (Brocheray et al., 2014). Η κίνηση των ιζημάτων μπορεί επίσης να προκαλέσει μετακίνηση ή καταστροφή των καλωδίων, διαταράσσοντας τη λειτουργία τους και επιφέροντας σοβαρές τεχνικές και οικονομικές επιπτώσεις (Komar, 1985).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τέλος, οι πλατφόρμες εξόρυξης πετρελαίου ή φυσικού αερίου, που είναι τοποθετημένες στον θαλάσσιο πυθμένα, αντιμετωπίζουν τον κίνδυνο αστάθειας λόγω της απόθεσης ιζημάτων γύρω από τις βάσεις τους. Αυτή η απόθεση μπορεί να δημιουργήσει ανισορροπία στη στήριξη των κατασκευών και να αυξήσει τον κίνδυνο βλαβών (Talling et al., 2007).

Για να διασφαλιστεί η ακεραιότητα των υποθαλάσσιων εγκαταστάσεων, είναι απαραίτητη η συνεχής παρακολούθηση των γεωλογικών συνθηκών και η αξιολόγηση του κινδύνου από υποθαλάσσιες ροές βαρύτητας. Αυτό περιλαμβάνει τη χρήση προηγμένων τεχνολογιών για την παρακολούθηση των μετακινήσεων των ιζημάτων και την πρόβλεψη των αλλαγών στη γεωμορφολογία του πυθμένα (Droxler & Schlager, 1985). Παράλληλα, η ανάπτυξη νέων τεχνικών προστασίας και η χρήση υλικών ανθεκτικών στη φθορά μπορούν να συμβάλλουν στη μείωση των κινδύνων και να εξασφαλίσουν τη βιωσιμότητα των υποδομών (Mutti, 2019).

Η συνολική προσέγγιση στην ανάλυση κιινδύνων και την εφαρμογή κατάλληλων μέτρων πρόληψης είναι ζωτικής σημασίας για την αντιμετώπιση των προκλήσεων που σχετίζονται με τις υποθαλάσσιες ροές βαρύτητας (Selim, 2019). Η διασφάλιση της ανθεκτικότητας των υποδομών δεν αποτελεί μόνο τεχνικό ζήτημα, αλλά παίζει επίσης καθοριστικό ρόλο στην περιβαλλοντική και οικονομική βιωσιμότητα των παράκτιων και υποθαλάσσιων περιοχών (Mutti et al., 2003). Η βαθύτερη κατανόηση της επίδρασης αυτών των ροών στις ανθρώπινες κατασκευές έχει οδηγήσει στην εξέλιξη νέων τεχνολογιών παρακολούθησης και ανάλυσης (Talling et al., 2007). Συστήματα σύγχρονων αισθητήρων και αυτοματοποιημένα υποβρύχια οχήματα (AUVs) επιτρέπουν την ακριβή καταγραφή των παραμέτρων των ροών, όπως ταχύτητα, πυκνότητα και κατεύθυνση (Droxler & Schlager, 1985). Τέτοιες τεχνολογίες επιτρέπουν την έγκαιρη ανίχνευση αλλαγών στις ροές και τη γρήγορη προσαρμογή των στρατηγικών διαχείρισης κινδύνου (Selim, 2019). Η ενσωμάτωσή τους στα συστήματα παρακολούθησης συμβάλλει σημαντικά στη μείωση των κινδύνων που συνδέονται με

τις υποθαλάσσιες ροές, αυξάνοντας την ασφάλεια των ανθρώπινων κατασκευών και μειώνοντας τις πιθανές ζημιές (Mutti et al., 2003).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Παράλληλα, η ανάπτυξη νέων υλικών και τεχνολογιών κατασκευής προσφέρει καινοτόμες λύσεις για την ανθεκτικότητα των υποθαλάσσιων εγκαταστάσεων (Talling et al., 2007). Νέες γενιές υλικών με αυξημένη αντοχή στη διάβρωση και τη φθορά από ιζήματα παρέχουν αποτελεσματική προστασία σε υποδομές όπως αγωγοί, καλώδια και πλατφόρμες εξόρυξης, μειώνοντας τις αρνητικές επιπτώσεις των υποθαλάσσιων ροών βαρύτητας (Heard, Pickering & Robinson, 2008). Η χρήση σύγχρονων τεχνολογιών επικάλυψης και ενίσχυσης αποδεικνύεται αποτελεσματική στη μείωση των ζημιών και την παράταση της διάρκειας ζωής των κατασκευών (Komar, 1985). Επιπλέον, αυτές οι τεχνολογίες βοηθούν στη μείωση των συνολικών λειτουργικών δαπανών και των κινδύνων για τις υποθαλάσσιες υποδομές (Brocheray et al., 2014).

Η συνεχώς αυξανόμενη ζήτηση για ενέργεια και οι προσπάθειες εξόρυξης από απομακρυσμένα και δύσκολα προσβάσιμα υποθαλάσσια πεδία έχουν επιταχύνει την ανάπτυξη εξελιγμένων τεχνολογιών και διαδικασιών για την εγκατάσταση και συντήρηση των υποθαλάσσιων υποδομών (Reijmer et al., 2015). Αυτές οι προκλήσεις έχουν οδηγήσει σε σημαντικές εξελίξεις στον τομέα των υλικών και των τεχνολογιών κατασκευής (Recouvreur et al., 2017). Σύγχρονα κράματα μετάλλων και σύνθετα υλικά, σχεδιασμένα να αντέχουν σε ακραίες πιέσεις και διαβρωτικά περιβάλλοντα, έχουν βελτιώσει την ανθεκτικότητα και την ασφάλεια αυτών των κατασκευών (Schieber, 1999).

Η μελέτη των υποθαλάσσιων πλατφορμών και υποδομών περιλαμβάνει επίσης την κατανόηση των αλληλεπιδράσεων μεταξύ ανθρωπογενών δραστηριοτήτων και φυσικών διεργασιών στον βυθό της θάλασσας (Shanmugam, 2020). Για παράδειγμα, οι τεχνικές επαναιώρησης και η αφαίρεση ιζημάτων από το βυθό μπορούν να έχουν αρνητικές επιπτώσεις στην τοπική οικολογία, επηρεάζοντας τα θαλάσσια οικοσυστήματα (Paull et al., 2018). Η διαχείριση των περιβαλλοντικών επιπτώσεων, σε συνδυασμό με τους γεωκινδύνους, καθιστά απαραίτητη τη βιώσιμη διαχείριση των υποθαλάσσιων υποδομών, με στρατηγικές που να ενσωματώνουν τόσο τις τεχνολογικές προκλήσεις όσο και τις περιβαλλοντικές απαιτήσεις (Reijmer et al., 2015). Οι μαζικές μεταφορές ιζημάτων (MTDs) συνδέονται και με άλλους γεωκινδύνους, όπως οι καταρρεύσεις πρανών, οι οποίες μπορούν να προκαλέσουν τσουνάμι (Talling et al., 2007). Ο ακριβής προσδιορισμός της τοποθέτησης, της μορφολογίας και της έκτασής τους είναι κρίσιμος για την εξερεύνηση υδρογονανθράκων και τη διαχείριση γεωκινδύνων (Reijmer et al., 2015).

2.2 Υποθαλάσσια Δίκτυα

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η ανάπτυξη των υποθαλάσσιων δικτύων έχει σημειώσει σημαντική πρόοδο τα τελευταία χρόνια, κυρίως λόγω της εξέλιξης της τεχνολογίας κατασκευής και της βελτίωσης των υλικών (Mullins et al., 1984). Οι σύγχρονοι υποθαλάσσιοι αγωγοί και καλώδια χρησιμοποιούν προηγμένα υλικά, όπως κράματα μετάλλων υψηλής αντοχής και σύνθετα πολυμερή, που προσφέρουν αυξημένη αντοχή σε ακραίες πιέσεις και επιθέσεις από θαλάσσιους οργανισμούς (Schieber, 1999). Τεχνολογίες όπως η χρήση κατευθυνόμενων οπτικών ινών για τη μέτρηση της θερμοκρασίας και της πίεσης σε πραγματικό χρόνο επιτρέπουν τη συνεχή παρακολούθηση και την έγκαιρη ανίχνευση πιθανών αστοχιών (Mutti, 1977). Αυτή η τεχνολογική πρόοδος έχει βελτιώσει την ασφάλεια και την αποτελεσματικότητα των υποθαλάσσιων δικτύων, μειώνοντας τον κίνδυνο βλαβών και λειτουργικών αποτυχιών (Schieber, 1999).

Η πρόοδος στην ανάπτυξη των υποθαλάσσιων δικτύων έχει επιτευχθεί μέσω συνεχούς καινοτομίας στις τεχνολογίες κατασκευών και υλικών (Reijmer, Palmieri & Groen, 2012). Για παράδειγμα, η χρήση νέων κραμάτων μετάλλων, όπως οι κράματα νικελίου-χαλκού (CuNi) και οι επικαλύψεις από φθοροπολυμερές (PTFE), έχουν βελτιώσει τη μακροχρόνια αντοχή των υποθαλάσσιων αγωγών σε ακραία πίεση και διαβρωτικές συνθήκες (Shanmugam, 2002). Επιπλέον, η ανάπτυξη τεχνολογιών απομακρυσμένης μέτρησης, όπως τα συστήματα Fiber Optic Distributed Temperature Sensing (DTS), έχει επιτρέψει την ακριβή παρακολούθηση των συνθηκών σε πραγματικό χρόνο, μειώνοντας τη συχνότητα εμφάνισης βλαβών (Rodríguez et al., 2019). Ένα παράδειγμα είναι το σύστημα DTS που χρησιμοποιείται στον αγωγό Gorgon LNG στην Αυστραλία, το οποίο παρέχει συνεχή δεδομένα για την πίεση και τη θερμοκρασία κατά μήκος του αγωγού (Rodríguez et al., 2019).

Οι ροές βαρύτητας και άλλοι θαλάσσιοι μηχανισμοί μπορούν να προκαλέσουν βιομηχανικές, περιβαλλοντικές και ανθρωπογενείς καταστροφές στα υποθαλάσσια δίκτυα (Mullins et al., 1984). Η συντήρηση των υποθαλάσσιων δικτύων αποτελεί πρόκληση λόγω της απομακρυσμένης και δύσβατης φύσης του περιβάλλοντος (Reijmer, Palmieri & Groen, 2012). Τεχνολογίες όπως τα υποθαλάσσια ρομποτικά οχήματα και οι τηλεχειριζόμενοι αισθητήρες έχουν συμβάλει σημαντικά στην αποδοτική συντήρηση και επιθεώρηση των υποδομών, προσφέροντας δυνατότητες για γρήγορη και ακριβή διάγνωση προβλημάτων (Reijmer, Palmieri & Groen, 2012).

2.3 Επιπτώσεις στις εγκαταστάσεις

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η επίδραση των υποθαλάσσιων ροών βαρύτητας στις εγκαταστάσεις, όπως οι πλατφόρμες εξόρυξης, οι αγωγοί, και τα καλώδια, είναι πολυδιάστατη και μπορεί να έχει σοβαρές συνέπειες για τη λειτουργία και τη σταθερότητα αυτών των υποδομών (Mutti, 2019). Η διάβρωση μειώνει την ικανότητα των θεμελίων να αντέχουν τις μηχανικές δυνάμεις, θέτοντας σε κίνδυνο τη σταθερότητα και την ασφάλεια των υποδομών (Talling et al., 2007). Η διάβρωση των υποθαλάσσιων κατασκευών επηρεάζει επίσης τη λειτουργία των υδραυλικών και ηλεκτρικών συστημάτων. Η διάβρωση των υλικών μπορεί να προκαλέσει απογύμνωση των καλωδίων, αυξάνοντας τον κίνδυνο για μηχανικές βλάβες και διαρροές (Schieber, 1999).

Η συσσώρευση ιζημάτων γύρω από τις εγκαταστάσεις αποτελεί ένα ακόμα σημαντικό πρόβλημα (Mutti, 2019). Αυτό έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση της πίεσης γύρω από τις κατασκευές, γεγονός που μπορεί να οδηγήσει σε αστοχίες λόγω της επιπλέον μηχανικής φόρτισης (Henstra et al., 2016) Η επίδραση αυτή είναι ιδιαίτερα επικίνδυνη για τις πλατφόρμες εξόρυξης και τις βάσεις των αγωγών, καθώς η αυξημένη πίεση μπορεί να προκαλέσει μετατοπίσεις και καταρρεύσεις (Komar, 1985).

Η προληπτική συντήρηση και η παρακολούθηση είναι κρίσιμες για τη διαχείριση των κινδύνων που σχετίζονται με τις υποθαλάσσιες ροές βαρύτητας (Walker, 1965). Η χρήση σύγχρονων τεχνολογιών παρακολούθησης, όπως τα υποθαλάσσια ρομποτικά οχήματα, τα συστήματα οπτικών ινών και οι τηλεχειριζόμενοι αισθητήρες, επιτρέπει την έγκαιρη ανίχνευση προβλημάτων και τη λήψη προληπτικών μέτρων (Schieber, 1999). Η συνεχής παρακολούθηση και η τεχνολογική καινοτομία αποτελούν τις βασικές στρατηγικές για την εξασφάλιση της μακροχρόνιας βιωσιμότητας και της ασφάλειας των υποθαλάσσιων εγκαταστάσεων (Shanmugam, 2002).

Οι υπερπυκνές ροές μπορούν να οδηγήσουν σε σημαντική διάβρωση και επανασχηματισμό των υποβρύχιων καναλιών, επηρεάζοντας άμεσα την ακεραιότητα των υποθαλάσσιων δικτύων και πλατφορμών (Walker, 1965). Η αναγνώριση και η κατανόηση αυτών των φαινομένων είναι κρίσιμη για τη μείωση των γεωκινδύνων και τη βελτιστοποίηση των στρατηγικών διαχείρισης και συντήρησης των υποθαλάσσιων υποδομών (Henstraetal., 2016).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Εικόνα 12: Αεροφωτογραφία ενός σχηματισμού υπερπυκνικής ροής προς τη θάλασσα του Skeidararsandur (Ισλανδία) μετά την έκρηζη Grimsvötn τον Νοέμβριο του 1996. Η επιφανειακή ροή εξαφανίζεται γρήγορα στο σημείο βύθισης. Πέρα από αυτό το σημείο, το ρεύμα θα ρέει κατά μήκος του θαλάσσιου πυθμένα του Ατλαντικού. Το βέλος δείχνει την κατεύθυνση ροής. (Shanmugam, 2002).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 Παραδείγματα 3.1 Απόθεση ιζημάτων στον Κορινθιακό Κόλπο

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο Κορινθιακός Κόλπος προσέλκυσε νωρίς το ενδιαφέρον των γεωλόγων, λόγω των ιδιαίτερων μορφολογικών χαρακτηριστικών του, όπως είναι η κλίση του και η κατανομή των ιζημάτων του (Poulos et al., 1996). Ο Κορινθιακός Κόλπος έχει κατεύθυνση ανατολή-δύση και διαχωρίζει την ηπειρωτική Ελλάδα (Lykousis et al., 2007). Πρόκειται για μια πολύ ενεργή σεισμικά περιοχή, όπου η πτώση της στάθμης της θάλασσας δείχνει υψηλό ρυθμό τεκτονικής υποβύθισης (Ferentinos, Papatheodorou & Collins, 1988).

Οι αλλαγές στις συνθήκες απόθεσης ιζημάτων στον Κορινθιακό Κόλπο έχουν σημαντικές επιπτώσεις στις υποθαλάσσιες εγκαταστάσεις και τις ανθρώπινες δραστηριότητες στην περιοχή (Lykousis et al., 2007). Πριν από εκατομμύρια χρόνια, ο Κορινθιακός κόλπος ήταν μια απομονωμένη λίμνη όπου η θάλασσα εισχωρούσε περιοδικά (McNeill, et al., 2019, Poulos et al., 1996, Παπαδόπουλος, 2008).



Εικόνα 13: Χάρτης του Κορινθιακού κόλπου με τη θέση λεπτομερών περιοχών μελέτης (Poulos et al., 1996).

Η επίδραση της μεταβολής της στάθμης της θάλασσας στον Κορινθιακό Κόλπο επηρεάζεται εν μέρει από το στενό του Ρίου (Perissoratis; Piper & Lykousis, 2000). Το στενό έχει μέγιστο βάθος 62 μέτρα και περιλαμβάνει μια χαρακτηριστική υφαλοκρηπίδα σε βάθος νερού 60-62 μέτρων. Αυτή η υφαλοκρηπίδα ερμηνεύεται ως παράκτια πλατφόρμα διάβρωσης που σχηματίστηκε κατά τη διάρκεια ύπαρξης μιας μεγάλης λίμνης (Ferentinos, Papatheodorou & Collins, 1988). Στα δυτικά του στενού υπάρχει ένα βύθισμα με την μορφή αύλακας, το οποίο μπορεί να ερμηνευθεί ως αρχαίο

ποτάμιο κανάλι εκροής, που σχηματίστηκε κατά τις περιόδους χαμηλής στάθμης της θάλασσας (Perissoratis; Piper & Lykousis, 2000).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Εικόνα 14: Βαθυμετρικός χάρτης του στενού Píou. (Lykousis et al., 2007).

Οι απορροές του ποταμού, οι πλημμυρικές εκροές και η σεισμική δραστηριότητα αποτελούν τις κύριες πηγές ιζημάτων στον Κορινθιακό Κόλπο (Poulos et al., 1996). Αυτές οι διεργασίες, σε συνδυασμό με την ημιπελαγική καθίζηση και τις υπερπυκνικές ροές, συμβάλλουν στη συσσώρευση ιζημάτων, προκαλώντας σημαντικές αλλαγές στη μορφολογία του πυθμένα και την κυκλοφορία των ρευμάτων (Perissoratis; Piper & Lykousis, 2000). Η συχνότητα και η κοκκομετρική σύσταση των ιζημάτων υποδεικνύουν περιοδικές πλημμύρες, ενώ η ύπαρξη του ανοιχτού στενού της Ισθμίας συνέβαλε στη μεταφορά παράκτιων ιζημάτων προς τον κεντρικό άξονα (Παπαδόπουλος, 2008). Αυτές οι συνθήκες επηρεάζουν άμεσα τις υποθαλάσσιες υποδομές, καθώς η συσσώρευση ιζημάτων μπορεί να δημιουργήσει προβλήματα στη σταθερότητα και τη συντήρηση των εγκαταστάσεων (Poulos et al., 1996).



Εικόνα 15: Χάρτης στον οποίο αποτυπώνονται τα κυριότερα ενεργά ρήγματα του Κορινθιακού κόλπου και η γεωγραφική κατανομή των κυριότερων σεισμικών γεγονότων και των πιθανών μεγεθών (Lykousis et al., 2007).

Ο Κορινθιακός Κόλπος αποτελεί μια από τις πιο σεισμογενείς περιοχές της Ελλάδας, εξαιτίας της ενεργής τεκτονικής που χαρακτηρίζει τη ζώνη αυτή (Poulos et al., 1996). Οι τεκτονικές διεργασίες, όπως η κανονική διάρρηξη, συνεισφέρουν σημαντικά στη διαμόρφωση του ανάγλυφου του κόλπου, επηρεάζοντας τη δημιουργία και τη διάβρωση των υποθαλάσσιων πρανών (Perissoratis; Piper&Lykousis. 2000). Η συνεχής σεισμική δραστηριότητα προκαλεί καταπτώσεις και υποθαλάσσιες κατολισθήσεις, οι οποίες συμβάλλουν στην αναδιαμόρφωση του πυθμένα και τη μεταφορά ιζημάτων (Collier et al., 2002).

Σε πυρήνες ιζημάτων που μελετήθηκαν, παρατηρήθηκαν στρώματα άμμου πάχους μερικών εκατοστών και ομοιογενής αργιλώδης πηλός, με διακυμάνσεις στο μέγεθος των κόκκων (McNeill et al., 2019, Gelder et al., 2022). Οι πηγές και οι μηχανισμοί που ευθύνονται για αυτά τα ιζηματογενή γεγονότα στον Κορινθιακό Κόλπο περιλαμβάνουν σεισμογενείς ροές βαρυτικών ρευμάτων, τσουνάμις που προκαλούνται από σεισμούς, βαρυτικά ρεύματα που οφείλονται σε κατάρρευση παλαιών δελταϊκών αποθέσεων κατά μήκος του νότιου περιθωρίου, καθώς και ροές πυκνότητας που διακινούνται μέσω των σύγχρονων υποθαλάσσιων φαραγγιών του Κορινθιακού Κόλπου (Poulos et al., 1996). Οι υποθαλάσσιες κατολισθήσεις, συχνά προκληθείσες από σεισμικά γεγονότα, δημιουργούν υπέρπυκνες ροές οι οποίες μεταφέρουν μεγάλες ποσότητες ιζημάτων (Ferentinos, Papatheodorou & Collins, 1988). Αυτές οι ροές, μαζί με τις ημιπελαγικές διεργασίες, επηρεάζουν τη συνολική στρωματογραφία της λεκάνης και την ποιότητα των ιζημάτων που καταλήγουν στον πυθμένα (Poulos et al., 1996). Η ανθρώπινη δραστηριότητα έχει επίσης σημαντικό αντίκτυπο στον Κορινθιακό Κόλπο (Ferentinos, Papatheodorou & Collins, 1988). Οι κατασκευές, όπως οι λιμενικές εγκαταστάσεις και οι γέφυρες, μαζί με τη ρύπανση και τις εκχερσώσεις, μεταβάλλουν το φυσικό σύστημα ιζηματογένεσης (Παπαδόπουλος, 2008). Τα έργα αυτά ενδέχεται να επηρεάσουν την κυκλοφορία των θαλάσσιων ρευμάτων και την ανανέωση των ιζημάτων, οδηγώντας σε τοπικές διαβρώσεις ή υπερβολική εναπόθεση ιζημάτων σε συγκεκριμένες περιοχές του κόλπου (Papageorgiou & Tziavos, 2012).

Η κατανόηση της σύνθετης αλληλεπίδρασης μεταξύ τεκτονικών, κλιματικών και θαλάσσιων παραγόντων στον Κορινθιακό Κόλπο είναι ουσιαστική για την ανάπτυξη μοντέλων πρόβλεψης των μελλοντικών ιζηματογενών διαδικασιών και των επιπτώσεών τους στις υποθαλάσσιες δομές και οικοσυστήματα (Poulos et al., 1996). Η χρήση γεωχημικών και γεωφυσικών αναλύσεων θα μπορούσε να παρέχει περαιτέρω δεδομένα σχετικά με τις ιστορικές και σύγχρονες συνθήκες ιζηματογένεσης στον Κόλπο, συμβάλλοντας στη βελτίωση της διαχείρισης των θαλάσσιων πόρων και της προστασίας του περιβάλλοντος (Perissoratis; Piper & Lykousis. 2000).

3.2 Δέλτα του Ροδανού

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Το Δέλτα του Ροδανού, που βρίσκεται στη Λίμνη της Γενεύης, αποτελεί ένα από τα πιο σημαντικά γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής, αναγνωρισμένο για την πολυπλοκότητα και τη δυναμική του (Corella et al., 2014). Το δέλτα σχηματίζεται από την απόθεση ιζημάτων που μεταφέρονται από τον ποταμό Ροδανό καθώς αυτός εκβάλλει στη λίμνη, δημιουργώντας ένα εκτεταμένο υποθαλάσσιο σύστημα καναλιών και φαραγγιών (Moscariello et al, 2012). Αυτά τα χαρακτηριστικά δεν διαμορφώνουν μόνο το υποθαλάσσιο τοπίο αλλά επηρεάζουν και την κίνηση των υποθαλάσσιων ροών, τη μεταφορά ιζημάτων και, τελικά, την ανάπτυξη και την ασφάλεια των υποθαλάσσιων υποδομών στην περιοχή (Kremer et al., 2015). Η μελέτη του Δέλτα του Ροδανού παρέχει πολύτιμες γνώσεις για τη γεωμορφολογία των υποθαλάσσιων δέλτα και τις προκλήσεις που προκύπτουν για την κατασκευή και συντήρηση υποδομών σε τέτοια περιβάλλοντα (Moscariello et al, 2012).

Το Δέλτα του Ροδανού αποτελεί ένα πολύπλοκο σύστημα δέλτα γλυκού νερού, το οποίο έχει σχηματιστεί μέσω της δράσης εννέα καναλιών (C1 έως C9). Από αυτά, μόνο το κανάλι C8 παραμένει ενεργό σήμερα (Kruit & Andel,1955). Ο βαθυμετρικός χάρτης, που καταγράφηκε το 2008 και τροποποιήθηκε από τους Sastre et al. (2010), παρουσιάζει τοποθεσίες πυρηνοληψίας ιζημάτων και γεωτεχνικών δοκιμών στα εννέα υποθαλάσσια κανάλια του Δέλτα του Ροδανού (Lepage et al., 2022, Loizeau, 2011).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Εικόνα 16: Βαθυμετρικός χάρτης πολλαπλών δοκών που καταγράφηκε το 2008 CE (τροποποιήθηκε από Sastre et al., 2010) με τοποθεσίες πυρηνοληψίας ιζημάτων και γεωτεχνικών δοκιμών (αριθμοί 1 έως 7) στα εννέα υπουδάτινα κανάλια του Δέλτα του Ροδανού (C1 έως C9). (Lykousis et al., 2007).

Τα δύο ανατολικότερα υποθαλάσσια φαράγγια, C1 και C2, είναι τα μικρότερα, με μήκος 1,02 χλμ. και 1,20 χλμ. αντίστοιχα. Το φαράγγι C1 συνδέεται με την είσοδο του ποταμού Eau Froide, και τα δύο χαρακτηρίζονται από ομαλές μορφολογίες, με δείκτη καμπυλότητας περίπου 1, κατατάσσοντάς τα ως "ευθύγραμμα" κανάλια (Moscariello et al., 2012). Αντίθετα, τα φαράγγια C3 και C4, μήκους 5,87 χλμ. και 5,42 χλμ. αντίστοιχα, εμφανίζονται πιο περίπλοκα μορφολογικά στα ανάντι και συγχωνεύονται σε ένα κοινό φαράγγι σε βάθος περίπου 140 μέτρων (Loizeau, 2011).

Τα δυτικότερα φαράγγια, όπως το C5 και το C6, παρουσιάζουν μεγαλύτερο μήκος και βάθος, με πιο απότομες κλίσεις (Corella et al., 2014). Το φαράγγι C5, μήκους 9,41 χλμ., είναι το δεύτερο μεγαλύτερο και έχει χαραχθεί σε ένα παλαιότερο κανάλι που συνδεόταν με το Vieux-Rhone, ένα πρώην στόμιο του ποταμού Ροδανού. Τα φαράγγια C6 και C7, μήκους 2,82 χλμ. και 3,81 χλμ. αντίστοιχα, είναι στενότερα και οι κορυφές τους βρίσκονται στο βόρειο φράγμα του κύριου φαραγγιού C8 (Kremer et al., 2015).

Το ενεργό κανάλι C8, μήκους 13,87 χλμ., είναι το κύριο κανάλι που συνδέεται με τις εκβολές του ποταμού Ροδανού και εκτείνεται σε βάθος 309 μέτρων στη λεκάνη της λίμνης (Kruit & Andel, 1955). Η γεωμορφολογία του χαρακτηρίζεται από κλίσεις έως 45-50°, με κυματοειδείς μορφές στο βαθύτερο σημείο του και πρόσφατες κατολισθήσεις στα πλευρικά τοιχώματα (Lepage et al., 2022). Η κατασκευή υποθαλάσσιων υποδομών στο Δέλτα του Ροδανού απαιτεί ιδιαίτερη προσοχή, καθώς η γεωμορφολογία και οι υποθαλάσσιες ροές επηρεάζουν σημαντικά τη σταθερότητα και την ασφάλεια των κατασκευών (Moscariello et al., 2012).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι μορφολογικές διαφοροποιήσεις στο δέλτα έχουν επίσης επιπτώσεις στην ευστάθεια των ιζηματογενών δομών (Corella et al., 2014). Οι περιοχές με απότομες κλίσεις, παρουσιάζουν αυξημένο κίνδυνο αστάθειας. Αυτές οι αστάθειες μπορούν να οδηγήσουν σε υποθαλάσσιες κατολισθήσεις, οι οποίες με τη σειρά τους μπορεί να προκαλέσουν δευτερεύουσες ροές ιζημάτων που ενισχύουν περαιτέρω τη διαμόρφωση της μορφολογίας του δέλτα (Loizeau, 2011).

Για παράδειγμα, η κατασκευή αγωγών σε περιοχές όπως το φαράγγι C5 απαιτεί ειδική τεχνολογία για την αποφυγή ζημιών λόγω της πιθανής μετατόπισης του θαλάσσιου πυθμένα (Kruit & Andel, 1955). Αντίστοιχα, η κατασκευή πλατφορμών στην περιοχή του ενεργού καναλιού C8 απαιτεί ανθεκτικά θεμέλια και αγκυρώσεις, ικανές να αντέχουν τις δυναμικές δυνάμεις των υποθαλάσσιων ροών και των κυμάτων (Lepage et al., 2022, Moscariello et al., 2012). Η κατασκευή υποθαλάσσιων πλατφορμών στο Δέλτα του Ροδανού, στο κύριο ενεργό κανάλι C8, μπορεί να αντιμετωπίσει πρόσθετες δυσκολίες (Loizeau, 2011).

Η γεωμορφολογία του Δέλτα δεν επηρεάζει μόνο τις υποθαλάσσιες ροές αλλά καθορίζει και την κατανομή των ιζημάτων και τη μορφολογία του θαλάσσιου πυθμένα (Loizeau, 2011). Τα κύρια κανάλια, όπως το C8, λειτουργούν ως αγωγοί για τη μεταφορά ιζημάτων, ενώ οι περιοχές με χαμηλή κλίση, όπως το παρακείμενο τμήμα του καναλιού C8, λειτουργούν ως ζώνες συσσώρευσης ιζημάτων (Kremer et al., 2015). Οι απότομες πλαγιές του καναλιού C8 παρουσιάζουν αυξημένο κίνδυνο αστάθειας, ειδικά υπό συνθήκες έντονων ροών ή σεισμικών γεγονότων, γεγονός που μπορεί να οδηγήσει σε υποθαλάσσιες κατολισθήσεις (Kruit & Andel, 1955, Moscariello et al., 2012). Στην περιοχή κοντά στο ενεργό κανάλι C8, οι πλατφόρμες πρέπει να σχεδιάζονται με ειδικές βάσεις και αγκυρώσεις για να αντέχουν την καταπόνηση από τις ροές βαρύτητας και τις κυματογενείς δυνάμεις (Kruit & Andel, 1955, Lepage et al., 2022).

Η συνεχής γεωμορφολογική αλλαγή στο Δέλτα του Ροδανού απαιτεί την εφαρμογή προηγμένων τεχνολογιών παρακολούθησης, όπως σεισμογραφικά και

γεωφυσικά όργανα, για την ακριβή καταγραφή των αλλαγών και τη μελέτη της δυναμικής των ιζηματογενών σωμάτων (Moscariello et al., 2012). Αυτή η παρακολούθηση είναι απαραίτητη για την κατανόηση της εξέλιξης του Δέλτα και την προστασία των υποθαλάσσιων υποδομών από γεωμορφολογικές επιπτώσεις (Kremer et al., 2015).

Η αντοχή και σταθερότητα των υποθαλάσσιων κατασκευών είναι κρίσιμης σημασίας για τη διατήρηση της λειτουργικότητας τους (Moscariello et al., 2012). Η κατασκευή υποθαλάσσιων αγωγών και καλωδίων απαιτεί τη χρήση εξειδικευμένων τεχνολογιών που ενισχύουν τα υλικά, καθώς οι υποθαλάσσιες ροές και η γεωμορφολογία του Δέλτα του Ροδανού μπορεί να προκαλέσουν μετακίνηση και φθορά των εγκαταστάσεων (Lepage et al., 2022). Φαράγγια με απότομες πλαγιές, όπως τα C5 και C6, απαιτούν ενισχυμένα στηρίγματα για την αποφυγή κατολισθήσεων και ζημιών (Corella et al., 2014). Οι διαβρώσεις και οι κατολισθήσεις στα πλευρικά τοιχώματα του καναλιού μπορούν να οδηγήσουν σε συνεχιζόμενες αλλαγές στις υποβρύχιες συνθήκες, καθιστώντας απαραίτητη την τακτική συντήρηση και επισκευή για την αποφυγή προβλημάτων (Corella et al., 2014).

Ο συνδυασμός γεωμορφολογικών δεδομένων, υποθαλάσσιων ροών και σεισμικής δραστηριότητας παρέχει μια ολοκληρωμένη εικόνα της δυναμικής του Δέλτα και καθοδηγεί την ανάπτυξη τεχνολογιών και στρατηγικών για την ασφαλή και βιώσιμη διαχείριση των υποθαλάσσιων υποδομών (Kruit & Andel, 1955).

3.3 Cap breton Canyon

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Το Cap breton Canyon, ένα από τα πιο εντυπωσιακά υποθαλάσσια φαράγγια της Γαλλικής Ατλαντικής ακτής, εκτείνεται κατά μήκος της βόρειας πλευράς του Βισκαϊκού Κόλπου κοντά στην παραλία Cap breton (Mulder et al., 2001). Το φαράγγι έχει διαμορφωθεί από γεωλογικές διεργασίες και υδροδυναμικές δυνάμεις και αποτελεί κρίσιμο στοιχείο της παράκτιας γεωμορφολογίας, φτάνοντας σε βάθος άνω των 700 μέτρων σε ορισμένα σημεία (Salles et al., 2008). Η δυναμική του επηρεάζεται από διάφορους παράγοντες, συμπεριλαμβανομένων των εσωτερικών κυμάτων και των ρευμάτων θολότητας, τα οποία μεταφέρουν ιζήματα προς την ανοιχτή θάλασσα (Mulder et al., 2012). Αυτά τα ρεύματα, με τις μεταβαλλόμενες ταχύτητες τους, παίζουν καθοριστικό ρόλο στη διαμόρφωση του θαλάσσιου πυθμένα, προάγοντας διαδικασίες διάβρωσης και απόθεσης (Gaudin et al., 2006). Το φαράγγι είναι επίσης συνδεδεμένο με την κοντινή ποτάμια περιοχή του ποταμού Adour, η οποία συμβάλλει στη μεταφορά ιζημάτων και επηρεάζει τη μορφολογία του φαραγγιού (Gómez-Ballesteros et al., 2022). Η μελέτη του Cap breton Canyon προσφέρει σημαντικές πληροφορίες για την κατανόηση των υποθαλάσσιων γεωλογικών διεργασιών, καθώς και των περιβαλλοντικών επιπτώσεων της ανθρωπογενούς παρέμβασης και των κλιματικών αλλαγών στην περιοχή (Mulder et al., 2001).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Το Cap breton Canyon είναι ένα ενεργό υποθαλάσσιο φαράγγι, το οποίο κυριαρχείται υδροδυναμικά από δύο τύπους ρευμάτων: (1) εσωτερικά κύματα, που προκαλούν την ανάντη ή κατάντη κίνηση των σωματιδίων κατά μήκος του θαλάσσιου πυθμένα και (2) ρεύματα θολότητας, τα οποία κυμαίνονται από χαμηλής έως υψηλής ενέργειας (μέση ταχύτητα = 0,2–0,3 και 1–3 m/s, αντίστοιχα), μεταφέροντας τακτικά λεπτόκοκκα έως χονδρόκοκκα σωματίδια προς τη βαθιά θάλασσα (Mulder et al., 2012). Πρόσφατοι τουρβιδίτες έχουν εντοπιστεί σε βαθιές περιοχές του φαραγγιού, σε βάθη που κυμαίνονται από 250 έως 700 μέτρα κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας (Salles et al., 2008).



Εικόνα 17: Η βαθυμετρία του φαραγγιού Cap breton. Οι ισοβαθείς καμπύλες είναι σε διαστήματα 40 μέτρων. (Sallesetal., 2008).

Η έντονη ιζηματογενής δραστηριότητα έχει δυσχεράνει την εγκατάσταση νέων υποβρύχιων υποδομών, όπως καλωδίων, στην περιοχή της κεφαλής του υποθαλάσσιου φαραγγιού (Frutos & Sorbe, 2017). Το νότιο δίκτυο φαραγγιών, το οποίο εμφανίστηκε μεταξύ 2001 και 2010, δείχνει σημαντική μετακίνηση ιζημάτων (2.440.000 m³). Ευτυχώς, η κατεύθυνση αυτής της διάβρωσης παρέμεινε παράλληλη με την ακτή (Gaudin et al., 2006). Ωστόσο, η εγγύτητα του φαραγγιού με την ακτή (μόλις 1 χλμ.) και η απρόβλεπτη φύση του φαινομένου υπογραμμίζουν την ανάγκη συνεχούς

παρακολούθησης της διάβρωσης, καθώς μπορεί να αποτελέσει κίνδυνο για τις κοντινές παράκτιες υποδομές, όπως προβλήτες και παραθαλάσσια κτίρια (Salles et al., 2008).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Εικόνα 18: Χάρτες σε διαφορετικούς χρόνους που δείχνουν ζώνες διάβρωσης και απόθεσης φαραγγιού που σχετίζονται με τη διάδοση του ρεύματος (Mulder et al., 2012)

Στην Εικόνα 18 οι μεταβολές του πάχους των ιζημάτων είναι σε μέτρα. Οι ισοβαθείς καμπύλες είναι σε διαστήματα 40 μέτρων. Η χρωματική κλίμακα σε κάθε εικόνα και δείχνει τη διαβρωμένη περιοχή (μπλε σε λευκό) και το αποτεθημένο πάχος των ιζημάτων (λευκό έως κόκκινο). Από πάνω προς τα κάτω, οι εικόνες δίνουν τις διακυμάνσεις διάβρωσης / απόθεσης σε 1, 6, 10 και 15 ώρες αντίστοιχα μετά την έναρξη της ροής (Mulder et al., 2012).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η εικόνα 18 δίνει πληροφορίες για τις διακυμάνσεις στη δυναμική των ρευμάτων θολότητας, διακρίνοντας τρεις φάσεις. Στην πρώτη φάση παρατηρείται η έναρξη και η επιτάχυνση της ροής, η οποία είναι κυρίως διαβρωτική. Ο άξονας και τμήμα των αναχωμάτων του υποθαλάσσιου φαραγγιού υφίστανται διάβρωση, ενώ οι αποθέσεις παρατηρούνται μόνο στα υψηλότερα αναχώματα (α και β). Στη δεύτερη φάση, η ταχύτητα της ροής σταθεροποιείται. Κατά τη διάρκεια αυτής της φάσης, η διάβρωση και η απόθεση εξισορροπούνται, με τη διάβρωση να κυριαρχεί μέσα στο κυρίως κανάλι, ενώ η απόθεση αυξάνεται στις κορυφές των αναχωμάτων και στους εγκαταλειμμένους μαιάνδρους, ανεξάρτητα από το υψόμετρό τους. Στην τρίτη φάση, η ροή επιβραδύνεται γρήγορα και η απόθεση γίνεται κυρίαρχη έναντι της διάβρωσης. Τα σωματίδια που μεταφέρονται από το ρεύμα θολότητας καθιζάνουν κυρίως σε δευτερεύοντα κανάλια, με την απόθεση στα πλευρικά αναχώματα να αυξάνεται ραγδαία. Η απόθεση στο κύριο κανάλι είναι μικρή και δεν διακρίνεται καθαρά στην εικόνα. Ωστόσο, τα δεδομένα προσομοίωσης δείχνουν μια ελαφρά θετική διακύμανση της ανύψωσης του πυθμένα (λιγότερο από 2 cm) σε όλο τον άξονα του καναλιού κατά τη διάρκεια των φάσεων 2 και 3 (Mulder et al., 2012).

Η μορφολογική ανάλυση και η εξέλιξη της περιοχής κατά την τελευταία δεκαετία έχουν αποκαλύψει την παρουσία ενεργών καναλιών μέσα στο φαράγγι, που υποδηλώνουν καθοδική μεταφορά ιζημάτων προς τα βαθύτερα μέρη του φαραγγιού (Frutos & Sorbe, 2017).

Η περαιτέρω έρευνα στο Cap breton Canyon μπορεί να αποκαλύψει τις επιπτώσεις των κλιματικών αλλαγών και της ανθρωπογενούς παρέμβασης στην παράκτια γεωμορφολογία (Mulder et al., 2001). Οι πρόσφατες κλιματικές αλλαγές, που προκαλούν αυξημένες ακραίες καιρικές συνθήκες, όπως έντονες καταιγίδες, ενδέχεται να επιδεινώσουν τη διάβρωση και να αυξήσουν τη συχνότητα των τουρβιδιτικών ροών στο φαράγγι (Salles et al., 2008). Αυτές οι αλλαγές, σε συνδυασμό με τις συνεχιζόμενες ανθρωπογενείς δραστηριότητες, όπως οι κατασκευές στις παράκτιες ζώνες και οι εκβολές ποταμών, μπορούν να επιταχύνουν τις γεωμορφολογικές ανακατατάξεις, απειλώντας τη σταθερότητα της περιοχής (Gómez-Ballesteros et al., 2022).

Η ανθρώπινη παρέμβαση παίζει καθοριστικό ρόλο στη γεωμορφολογική εξέλιξη του Cap breton Canyon, επηρεάζοντας τη ροή των ιζημάτων και τη διάβρωση της ακτογραμμής (Mulder et al., 2012). Οι ανθρώπινες δραστηριότητες, όπως η κατασκευή παράκτιων υποδομών (προβλήτες, λιμάνια) και η εκτροπή ποταμών, έχουν μεταβάλλει τις φυσικές διαδικασίες που διαμορφώνουν την περιοχή (Gómez-Ballesteros et al., 2022). Για παράδειγμα, η εκτροπή του ποταμού Adour έχει μειώσει την παροχή ιζημάτων στο φαράγγι, αυξάνοντας τη διάβρωση (Mulder et al., 2012). Επιπλέον, η κλιματική αλλαγή, που προκαλείται από ανθρώπινες δραστηριότητες, οδηγεί σε αύξηση των ακραίων καιρικών φαινομένων, όπως καταιγίδες, ενισχύοντας τη συχνότητα και την ένταση των τουρβιδιτικών ροών (Gaudin et al., 2006). Η συνεχιζόμενη ανάπτυξη στην παράκτια ζώνη αυξάνει επίσης την πίεση στις φυσικές διεργασίες, ενώ η ανεξέλεγκτη ανθρώπινη παρέμβαση μπορεί να διαταράξει την ισορροπία της ιζηματοαπόθεσης, καθιστώντας την παρακολούθηση και τη διαχείριση της περιοχής απαραίτητες για τη βιώσιμη ανάπτυξη (Frutos & Sorbe, 2017).

Επιπλέον, η μελέτη της υποθαλάσσιας σεισμικότητας στην περιοχή του Cap breton Canyon μπορεί να παρέχει κρίσιμες πληροφορίες για τις γεωλογικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα κάτω από τον θαλάσσιο πυθμένα και τον ρόλο τους στη διαμόρφωση του φαραγγιού (Gómez-Ballesteros et al., 2022). Η αύξηση της σεισμικής δραστηριότητας θα μπορούσε να επηρεάσει τη σταθερότητα των υποθαλάσσιων πρανών, εντείνοντας τους κινδύνους διάβρωσης και προκαλώντας καταστροφικές μετακινήσεις ιζημάτων (Gaudin et al., 2006).

Συνολικά, η κατανόηση της διαχρονικής εξέλιξης του Cap breton Canyon απαιτεί μια πολυδιάστατη προσέγγιση, που να συνδυάζει γεωμορφολογική, κλιματολογική και σεισμολογική έρευνα (Salles et al., 2008). Αυτές οι πληροφορίες είναι απαραίτητες για την ανάπτυξη βιώσιμων πρακτικών διαχείρισης και για την προστασία των υποδομών από τους κινδύνους που σχετίζονται με τη διάβρωση, τις υποθαλάσσιες ροές και τη σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή (Gaudin et al., 2006).

3.4 Δέλτα στενού Ταϊβάν

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Το Στενό της Ταϊβάν αποτελεί ένα γεωγραφικό και γεωλογικό σημείο εξαιρετικού ενδιαφέροντος, τόσο για τη μελέτη των τεκτονικών διεργασιών όσο και για την κατανόηση των σύγχρονων ιζηματογενών μηχανισμών (Liu et al, 2008). Η γεωδυναμική του θέση, ανάμεσα σε δύο μεγάλες τεκτονικές πλάκες, δημιουργεί ένα περιβάλλον που χαρακτηρίζεται από έντονη σεισμική και ηφαιστειακή δραστηριότητα, ενώ η μορφολογία και οι κλιματικές συνθήκες της περιοχής ευνοούν την ταχεία μεταφορά και απόθεση ιζημάτων (Huhetal, 2011). Τα ορεινά ποτάμια της Ταϊβάν, με την ταχεία απορροή και την υψηλή συγκέντρωση ιζημάτων, καθιστούν το Στενό της Ταϊβάν ένα φυσικό εργαστήριο για τη μελέτη υπέρπυκνων ροών και των αποτελεσμάτων τους στον σχηματισμό δελταϊκών συστημάτων (Hsiung & Saito, 2017). Αυτή η μοναδική γεωλογική περιοχή προσφέρει πολύτιμες γνώσεις για τις διαδικασίες που διαμορφώνουν τα υποθαλάσσια ιζήματα σε τεκτονικά ενεργά περιβάλλοντα (Jin et al, 2021).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Εικόνα 19:Τοποθεσία, τοπογραφία, βαθυμετρία και τεκτονική θέση του Στενού της Ταϊβάν και του νησιού της Ταϊβάν (Gaudin et al., 2006).

Το νησί της Ταϊβάν βρίσκεται κατά μήκος ενός τεκτονικά ενεργού περιθωρίου, που σχηματίστηκε από τη σύγκρουση του τόξου Luzon με την Ασιατική Ήπειρο (Huh et al., 2011). Τα μικρά ορεινά ποτάμια στη δυτική περιοχή της Ταϊβάν πηγάζουν από τη δυτική πλαγιά της Κεντρικής Οροσειράς, όπου τα υψόμετρα ξεπερνούν τα 3.400 μέτρα (Hsiung & Saito, 2017). Το Στενό της Ταϊβάν, που βρίσκεται μεταξύ της Ταϊβάν και της ηπειρωτικής Κίνας, έχει πλάτος από 130 έως 420 χιλιόμετρα και βάθος νερού που φτάνει τα 80 μέτρα (Huh et al., 2011). Ως εκ τούτου, τα ορεινά ποτάμια της δυτικής Ταϊβάν, τα οποία εκβάλλουν στο Στενό της Ταϊβάν, σχηματίζουν ένα σύντομο σύστημα "από την πηγή στην απόθεση" (sourse to sink) (Vaucher et al., 2023). Η πλειονότητα των ιζημάτων στο Στενό της Ταϊβάν προέρχεται από τη διάβρωση των βουνών της δυτικής Ταϊβάν (Hsiung & Saito, 2017).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τα υπόλοιπα ορεινά ποτάμια της δυτικής Ταϊβάν παρέχουν πολύ λιγότερα ιζήματα σε σύγκριση με τον ποταμό Choshui (Vaucher et al., 2023). Η ετήσια μεταφορά ιζημάτων του ποταμού Taan και του ποταμού Wu είναι 4 Mt και 6,8 Mt, αντίστοιχα (Jin et al., 2021). Ο ποταμός Choshui, ο μεγαλύτερος στη δυτική Ταϊβάν, έχει τη μεγαλύτερη μέση ετήσια μεταφορά νερού (3,899 × 10⁹ m³) και ιζημάτων (Vaucher et al., 2023). Ο ποταμός Choshui, με λεκάνη απορροής 3.100 km², είναι επιρρεπής σε μεγάλες πλημμύρες, με 140 πλημμύρες καταγεγραμμένες από το 1965 έως το 2013, εκ των οποίων οι 64 είχαν μέγιστη εκροή 3.000 m³/s (Hsiung & Saito, 2017). Το 80% της ετήσιας απορροής λαμβάνει χώρα κατά την περίοδο των τυφώνων (Ιούνιος-Οκτώβριος) (Vaucher et al., 2023). Οι τυφώνες και οι συχνοί σεισμοί στο απότομο έδαφος των βουνών της Ταϊβάν προκαλούν καταρρακτώδεις βροχές και κατολισθήσεις, αντίστοιχα, αυξάνοντας τις συγκεντρώσεις και την εκροή ιζημάτων μέσω των ποτάμιων συστημάτων (Hsiung & Saito, 2017).

Το Στενό της Ταϊβάν, στο ενεργό περιθώριο μίας συγκλίνουσας πλάκας, χαρακτηρίζεται από κατωφέρεια μεγάλης κλίσης και περιορισμένης έκτασης, σε συνδυασμό με την άφθονη παροχή υλικού (Huh et al., 2011). Κατά τη διάρκεια των ετήσιων τυφώνων και των συχνών σεισμών, τα ορεινά ποτάμια της Ταϊβάν απορρίπτουν πολύ μεγαλύτερους όγκους ιζημάτων στο Στενό της Ταϊβάν σε σύγκριση με τους μεγάλους ποταμούς παγκοσμίως, όπως ο Μισισιπής, ο Yangtze και ο Yellow River (Jin et al., 2021).



Εικόνα 20: Βαθυμετρικός χάρτης και ωκεάνια ρεύματα του στενού της Ταϊβάν και οι τοποθεσίες του πυρήνα MZ04 και των προφίλ σόναρ (Liu et al., 2007)

Στην Εικόνα 20Α οι κίτρινες γραμμές υποδεικνύουν το εκτιμώμενο πάχος των ιζημάτων από την περίοδο του Μέσου έως Ύστερου Ολόκαινου, τα οποία έχουν αποτεθεί από τα ποτάμια της δυτικής Ταϊβάν επάνω από την ανώτατη επιφάνεια πλημμύρας (Huh et al., 2011). Στον χάρτη απεικονίζονται επίσης το Θερμό Ρεύμα της Ταϊβάν (TWC) και το Παράκτιο Ρεύμα Zhe-Min (ZMCC). Στην εικόνα 20Β παρουσιάζεται ένας τρισδιάστατος τοπογραφικός χάρτης του δυτικού τμήματος του Στενού της Ταϊβάν, ενώ στην εικόνα Γ εμφανίζεται ένα σχηματικό προφίλ από σόναρ Chirp (τροποποιημένο από τις μελέτες των Liu et al., 2007 και 2008), το οποίο δείχνει τη θέση του πυρήνα MZ04 στο εξωτερικό μέτωπο του δέλτα του ποταμού Choshui. Στην εικόνα Δ, το προφίλ σόναρ Chirp αποκαλύπτει μια επιφάνεια διάβρωσης στο εσωτερικό τμήμα του δέλτα του ποταμού Choshui. Στην εικόνα Ε, παρατηρούνται κλινομορφές (clinoforms) στο εξωτερικό μέτωπο του δέλτα.

Τα σύγχρονα ιζήματα στο Στενό της Ταϊβάν έχουν σχηματίσει το δελταϊκό σύστημα από τον 7ο αιώνα π.Χ., λόγω της ανόδου της στάθμης της θάλασσας στην Ανατολική Κίνα (Liu et al., 2013). Κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου, το Θερμό Ρεύμα της Ταϊβάν (TWC), το οποίο αποτελεί διακλάδωση του ρεύματος Kuroshio (Κουροσίβο), επικρατεί στο Στενό, ρέοντας από τα νοτιοδυτικά προς τα βορειοανατολικά (Jin et al., 2021). Βόρεια από τις εκβολές του ποταμού Choshui, η παράκτια ζώνη παρουσιάζει έντονα σημάδια διάβρωσης (Liu et al., 2008). Η εσωτερική δομή του εξωτερικού μετώπου του δέλτα αποτελείται από διαδοχικά στρώματα ιζημάτων τα οποία βυθίζονται προς την ηπειρωτική Κίνα και το εξωτερικό μέτωπο του δέλτα του ποταμού Choshui (Vaucher et al., 2023, Liu et al., 2008).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η μελέτη του Στενού της Ταϊβάν συνεισφέρει σημαντικά στην κατανόηση της επίδρασης των υπέρπυκνων ροών στη μεταφορά και απόθεση ιζημάτων (Huh et al., 2011). Οι υπέρπυκνες ροές, οι οποίες χαρακτηρίζονται από υψηλή πυκνότητα, ταχύτητα και μεγάλη συγκέντρωση αιωρούμενων ιζημάτων, έχουν τη δυνατότητα να μεταφέρουν τεράστιες ποσότητες ιζημάτων από τις ηπειρωτικές περιοχές προς τα υποθαλάσσια περιβάλλοντα (Liu et al., 2008). Η ανάλυση των υβριδικών σύγχρονων κλινομορφών (HEBs) στο Στενό της Ταϊβάν τονίζει την πολυπλοκότητα αυτών των ροών και την ποικιλία των σχηματιζόμενων αποθέσεων, οι οποίες δεν περιορίζονται μόνο σε χονδρόκοκκα υλικά αλλά περιλαμβάνουν επίσης λεπτόκοκκες φάσεις (Liu et al., 2013). Επιπλέον, μελέτες δείχνουν πώς οι τοπικές γεωμορφολογικές συνθήκες και οι αλλαγές στη στάθμη της θάλασσας επηρεάζουν τη δυναμική των ιζηματογενών διεργασιών, καθιστώντας το Στενό της Ταϊβάν ένα από τα πιο σημαντικά πεδία μελέτης για την κατανόηση των υπερπυκνικών ροών σε τεκτονικά ενεργά περιβάλλοντα (Liu et al., 2008). Αυτές οι μελέτες εμπλουτίζουν τη βιβλιογραφία σχετικά με τις διαδικασίες σχηματισμού δελταϊκών συστημάτων και την αλληλεπίδραση των ηπειρωτικών και θαλάσσιων διαδικασιών (Huh et al., 2011).

Ο ποταμός Choshui παρέχει δυσανάλογα μεγάλες ποσότητες αιωρούμενων ιζημάτων μέσω υπέρπυκνων ροών ως απόκριση σε εποχιακούς τυφώνες και συχνούς σεισμούς (Vaucher et al., 2023). Η αναγνώριση των υβριδικών σύγχρονων κλινομορφών (HEBs) και των τουρβιδιτών στο μέτωπο του δέλτα του ποταμού Choshui υποδηλώνει ότι οι τύποι κλινομορφών στα μέτωπα των δέλτα υψηλής απόδοσης μπορεί να είναι πιο διαφοροποιημένοι από ό,τι πιστεύαμε παλαιότερα (Jin et al., 2021). Τα HEB ερμηνεύτηκαν ως αποθέσεις υπέρπυκνων ροών λόγω της παρουσίας άφθονων φυτικών θραυσμάτων, της εμφάνισης τουρβιδιτών και των τάσεων αύξησης του μεγέθους των κόκκων στο κοκκομετρικό προφίλ των ιζημάτων που χαρακτηρίζουν αυτές τις αποθέσεις (Vaucher et al., 2023). Ο ρόλος των συνεκτικών

πηλωδών ιζημάτων έχει υπογραμμιστεί για τον προσδιορισμό των τύπων ροής, και μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τη διαφοροποίηση των διακριτών στρωμάτων των HEB (Liu et al., 2013). Η διαίρεση H1, η οποία περιέχει θραύσματα χερσαίων φυτών και συστατικά θαλάσσιας προέλευσης, υποδεικνύει μια διαδικασία ανάμειξης μεταξύ του αρχικού υπέρπυκνου ρεύματος και του θαλάσσιου υποστρώματος (Hsiung & Saito, 2017). Η σύσταση των HEB δείχνει ότι ο συνεκτικός πηλός προερχόταν κυρίως από την εκσκαφή του υποστρώματος και όχι από την αρχική υπέρπυκνη ροή (Vaucher et al., 2023). Τα HEB σχηματίστηκαν λόγω της διάβρωσης του λασπώδους υποστρώματος και της ενίσχυσης των υπέρπυκνων ροών, ενώ οι τουρβιδίτες δημιουργήθηκαν μέ ρεύματα θολότητας που προκαλούνται από υπέρπυκνες ροές (Vaucher et al., 2023). Η παρουσία των HEB σε μέτωπα δέλτα ποταμών που κυριαρχούνται από υπέρπυκνες ροές διευρύνει τα πιθανά περιβάλλοντα στα οποία μπορούν να αναμένονται αυτοί οι τύποι κλινομορφών, υπογραμμίζοντας τον κρίσιμο ρόλο της γεωλογικής δομής του υποστρώματος στον έλεγχο των συμπεριφορών ροής και των σχετικών αποθετικών δομών στις ροές βαρύτητας (Huh et al., 2011).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Συμπερασματικά, το δέλτα του Στενού της Ταϊβάν, που τροφοδοτείται από τον ποταμό Choshui, αποτελεί ένα εξαιρετικά αποδοτικό σύστημα μεταφοράς ιζημάτων, με τις πλημμύρες να δημιουργούν υψηλές συγκεντρώσεις αιωρούμενων ιζημάτων (Liu et al., 2013). Οι δελταϊκές κλινομορφές που αναπτύσσονται χαρακτηρίζονται ως υβριδικές κλινομορφές, λόγω της παρουσίας σε αυτές συνεκτικού πηλού, οι οποίες δημιουργούνται από υπέρπυκνες ροές και τουρβιδίτες που σχηματίζονται από αυτές(Hsiung & Saito).

59

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Α Οι υποθαλάσσιες ροές βαρύτητας, συμπεριλαμβανομένων των ρευμάτων θολότητας, των ροών συντριμμάτων και των λασπορροών, εμφανίζουν σημαντική πολυπλοκότητα ως προς τις αιτίες και τα χαρακτηριστικά τους. Η διαφοροποίηση μεταξύ ροών υψηλής και χαμηλής πυκνότητας, καθώς και η κατανόηση των γεωλογικών συνθηκών που τις επηρεάζουν, είναι κρίσιμες για την ακριβή ερμηνεία των φαινομένων αυτών. Οι υποθαλάσσιες ροές βαρύτητας έχουν σημαντικές και ποικίλες επιπτώσεις στις ανθρώπινες δραστηριότητες, ιδίως στις υποθαλάσσιες υποδομές όπως οι πλατφόρμες εξόρυξης και τα υποθαλάσσια δίκτυα. Οι ζημιές που προκαλούνται περιλαμβάνουν την καταστροφή υποδομών, την αποσταθεροποίηση δικτύων επικοινωνιών και την αύξηση του κινδύνου ατυχημάτων. Οι στρατηγικές προστασίας και οι μέθοδοι πρόληψης είναι ουσιώδεις για την ελαχιστοποίηση αυτών των κινδύνων. Ειδικότερα, οι υποθαλάσσιες πλατφόρμες εξόρυξης, οι αγωγοί και τα καλώδια υποβάλλονται σε σημαντική πίεση λόγω των υποθαλάσσιων ροών βαρύτητας. Οι ροές θολότητας και οι ροές κορημάτων μπορούν να προκαλέσουν μηγανική καταπόνηση και αποσύνθεση των υποδομών, επηρεάζοντας τη λειτουργία και την ασφάλεια των υποθαλάσσιων εγκαταστάσεων. Η ανάλυση δείχνει ότι οι συνεχιζόμενες και εντατικές ροές θολότητας, όπως αυτές που παρατηρούνται σε περιοχές με έντονη σεισμική δραστηριότητα ή τυφώνες, μπορούν να προκαλέσουν σοβαρές ζημιές ή και να καταστρέψουν τις υποδομές. Η ανάλυση των επιπτώσεων των υποθαλάσσιων ροών βαρύτητας αναδεικνύει την ανάγκη για βελτιωμένα συστήματα παρακολούθησης και πρόβλεψης. Η αναγνώριση των αιτίων και των χαρακτηριστικών των υποθαλάσσιων ροών βαρύτητας είναι κρίσιμη για την ανάπτυξη στρατηγικών αποφυγής και περιορισμού των κινδύνων.

Η ανάλυση συγκεκριμένων περιοχών όπως ο Κορινθιακός Κόλπος, το δέλτα του Ροδανού, το Capbreton Canyon και το δέλτα του Στενού της Ταϊβάν αποδεικνύει την ποικιλία των γεωλογικών χαρακτηριστικών και των επιπτώσεων που έχουν οι υποθαλάσσιες ροές βαρύτητας. Στον Κορινθιακό Κόλπο, οι ροές θολότητας και οι ροές κορημάτων έχουν έχουν επηρεάσει την κατανομή των ιζημάτων και έχουν δημιουργήσει σύνθετους γεωλογικούς σχηματισμούς. Η μελέτη της διαδικασίας ιζηματογένεσης στις περιοχές αυτές δείχνει πώς οι ροές βαρύτητας συμβάλλουν στην ανάπτυξη ιδιαίτερων γεωμορφολογικών χαρακτηριστικών και πώς οι μεταβολές στις συνθήκες της θάλασσας και του εδάφους επηρεάζουν την ιζηματογένεση. Στο δέλτα

Ροδανού, οι γεωμορφολογικές μεταβολές λόγω των υποθαλάσσιων ροών βαρύτητας είναι έντονες. Τα δεδομένα από αυτήν την περιοχή αποκαλύπτουν πώς οι ροές θολότητας και οι ροές κορημάτων συντελούν στην αναδιαμόρφωση της θαλάσσιας τοπογραφίας, επηρεάζοντας τη διαμόρφωση των παράκτιων περιοχών και των δέλτα. Το Capbreton Canyon παρουσιάζει γαρακτηριστικά που σγετίζονται με την καταστροφή υποθαλάσσιων υποδομών από τις ροές βαρύτητας, όπως υποθαλάσσιων καλωδίων και σωληνώσεων. Οι παρατηρήσεις από αυτήν την περιοχή επισημαίνουν τη σημασία της κατανόησης της συχνότητας και της έντασης των υποθαλάσσιων ροών βαρύτητας για την πρόβλεψη και την αποφυγή καταστροφών. Στο δέλτα του Στενού της Ταϊβάν, η παρουσία των HEBs υβριδικών σύγχρονων κλινομορφών και η ανάλυση των γεωλογικών διεργασιών προσφέρουν σημαντικά στοιχεία για την εκτίμηση των κινδύνων. Οι πληροφορίες που συγκεντρώνονται από αυτήν την περιοχή συμβάλλουν στην ανάπτυξη στρατηγικών διαχείρισης που μπορούν να μειώσουν την επίδραση των υποθαλάσσιων ροών βαρύτητας στις ανθρώπινες υποδομές και δραστηριότητες. Κάθε μια από αυτές τις περιοχές αναδεικνύει διαφορετικές πτυχές των υποθαλάσσιων ροών βαρύτητας και των επιπτώσεών τους, επισημαίνοντας την ανάγκη για ειδική μελέτη και διαφοροποιημένη προσέγγιση στις στρατηγικές διαχείρισης για την πρόβλεψη και την αποφυγή επιπτώσεων στις διάφορες γεωλογικές συνθήκες. Μέσω αυτής της πολυδιάστατης ανάλυσης, η μελέτη παρέχει μια συνολική εικόνα των γεωλογικών διεργασιών που επηρεάζουν τις υποθαλάσσιες ροές βαρύτητας και συμβάλλει στην κατανόηση των πολύπλοκων αλληλεπιδράσεων μεταξύ φυσικών και ανθρωπογενών παραμέτρων.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Μέσω της κατανόησης των φαινομένων κρίνεται σημαντική η κατανόηση των γεωλογικών διεργασιών που σχετίζονται με τις υποθαλάσσιες ροές βαρύτητας είναι απαραίτητη για την πρόβλεψη, την αποφυγή καταστροφών και την ενίσχυση της ανθεκτικότητας των ανθρωπίνων υποδομών στις θαλάσσιες περιοχές. Οι γνώσεις που αποκτώνται ενισχύουν την ικανότητα πρόβλεψης και διαχείρισης των επιπτώσεων αυτών των φυσικών φαινομένων, συμβάλλοντας στην ενίσχυση της ασφάλειας και της βιωσιμότητας των θαλάσσιων υποδομών.



- 1. Amblas, D., Gerber, T.P., Canals, M., Pratson, L.F., Urgeles, R., Lastras, G. and Calafat, A.M. (2011) Transient erosion in the Valencian Trough turbidite system, NW Mediterranean Basin.
- Boulesteix, K., Poyatos-Moré, M., Flint, S.S., Hodgson, D.M., Taylor, K.G. and Brunt, R.L. (2022) Sedimentologic and stratigraphic criteria to distinguish between basin-floor and slope mudstones: Implications for the delivery of mud to deep-water environments. The Depositional Record, 8, 958–988.
- 3. Bouma, A. (1962) Sedimentology of some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation. Elsevier, 168 pp.
- Brocheray, S., Cremer, M., Zaragosi, S., Schmidt, S., Eynaud, F., Rossignol, L. and Gillet, H. (2014) 2000 years of frequent turbidite activity in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay). Marine Geology, 347, 136–152.
- Corella, J. P., Arantegui, A., Loizeau, J. L., DelSontro, T., Le Dantec, N., Stark, N., ... &Girardclos, S. (2014). Sediment dynamics in the subaquatic channel of the Rhone delta (Lake Geneva, France/Switzerland). *Aquaticsciences*, 76, 73-87.
- Corella, J.P., Loizeau, J.-L., Kremer, K., Hilbe, M., Gerard, J., le Dantec, N., Stark, N., González-Quijano, M. and Girardclos, S. (2016) The role of masstransport deposits and turbidites in shaping modern lacustrine deepwater channels. Marine and Petroleum Geology, 77, 515–525.
- Crevello, P.D. and Schlager, W. (1980) Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma Sound, Bahamas.
- De Gelder, G., Doan, M.L., Beck, C., Carlut, J., Seibert, C., Feuillet, N., Carter, G.D.O., Pechlivanidou, S. and Gawthorpe, R.L. (2022) Multi-scale and multiparametric analysis of Late Quaternary event deposits within the active Corinth Rift (Greece). Sedimentology, 69, 1573–1598.
- Droxler, A.W. and Schlager, W. (1985) Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the Bahamas. Geology, 13, 799– 802.
- Ferentinos, G., Papatheodorou, G., Collins, M.B. (1988). Sediment Transport processes on an active submarine fault escarpment: Gulf of Corinth, Greece., 83(1-4), 43–61. doi:10.1016/0025-3227(88)90051-5

11. Frutos, I., &Sorbe, J. C. (2017). Suprabenthic assemblages from the Capbreton area (SE Bay of Biscay). Faunal recovery after a canyon turbidity disturbance. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 130, 36-46.

- Garziglia, S., Migeon, S., Ducassou, E., Loncke, L. and Mascle, J. (2008) Masstransport deposits on the Rosetta province (NW Nile deep-sea turbidite system, Egyptian margin): Characteristics, distribution, and potential causal processes. Marine Geology, 250, 180–198.
- Gaudin, M., Mulder, T., Cirac, P., Berné, S., & Imbert, P. (2006). Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon, southern Bay of Biscay. *Geo-MarineLetters*, 26, 331-345.
- Gómez-Ballesteros, M., Arrese, B., Díez, I. P., Galparsoro, I., Sánchez-Guillamón, O., Martínez-Carreño, N., ... & Sánchez, F. (2022). Morphosedimentary characterization of the Capbreton submarine canyon system, Bay of Biscay (Cantabrian Sea). *Estuarine, Coastal and ShelfScience, 274*, 107955.
- 15. Guiastrennec-Faugas, L., Gillet, H., Silva Jacinto, R., Dennielou, B., Hanquiez, V., Schmidt, S., Simplet, L. and Rousset, A. (2020) Upstream migrating knickpoints and related sedimentary processes in a submarine canyon from a rare 20-year morphobathymetric time-lapse (Capbreton submarine canyon, Bay of Biscay, France). Marine Geology, 423, 106143.
- Hansen, L., Callow, R., Kane, I. and Kneller, B. (2017) Differentiating submarine channel-related thin-bedded turbidite facies: Outcrop examples from the Rosario Formation, Mexico. Sedimentary Geology, 358, 19–34.
- Hansen, L.A.S., Callow, R.H.T., Kane, I.A., Gamberi, F., Rovere, M., Cronin, B.T. and Kneller, B.C. (2015) Genesis and character of thin-bedded turbidites associated with submarine channels. Marine and Petroleum Geology, 67, 852– 879.
- Haughton, P.D.W., Barker, S.P. and McCaffrey, W.D. (2003) 'Linked' debrites in sand-rich turbidite systems - origin and significance. Sedimentology, 50, 459–482.
- Heard, T.G., Pickering, K.T. and Robinson, S.A. (2008) Milankovitch forcing of bioturbation intensity in deep-marine thin-bedded siliciclastic turbidites. Earth and Planetary Science Letters, 272, 130–138.

20. Henstra, G.A., Grundvåg, S.-A., Johannessen, E.P., Kristensen, T.B., Midtkandal, I., Nystuen, J.P., Rotevatn, A., Surlyk, F., Sæther, T. and Windelstad, J. (2016) Depositional processes and stratigraphic architecture within a coarse-grained rift-margin turbidite system: The Wollaston Forland Group, east Greenland. Marine and Petroleum Geology, 76, 187–209.

- Hsiung, K. H., & Saito, Y. (2017). Sediment trapping in deltas of small mountainous rivers of southwestern Taiwan and its influence on East China Sea sedimentation. *Quaternary International*, 455, 30-44.
- Huh, C. A., Chen, W., Hsu, F. H., Su, C. C., Chiu, J. K., Lin, S., ... & Huang, B. J. (2011). Modern (< 100 years) sedimentation in the Taiwan Strait: Rates and source-to-sink pathways elucidated from radionuclides and particle size distribution. *Continental Shelf Research*, *31*(1), 47-63.
- 23. Hüneke, H., Hernández-Molina, F.J., Rodríguez-Tovar, F.J., Llave, E., Chiarella, D., Mena, A. and Stow, D.A.V. (2021) Diagnostic criteria using microfacies for calcareous contourites, turbidites and pelagites in the Eocene– Miocene slope succession, southern Cyprus. Sedimentology, 68, 557–592.
- 24. Jin, L., Shan, X., Shi, X., Fonnesu, M., Qiao, S., Kandasamy, S., Wang, H., Liu, S., Fang, X. and Zou, X. (2021) Hybrid event beds generated by erosional bulking of modern hyperpycnal flows on the Choshui River delta front, Taiwan Strait. Sedimentology. doi: https://doi.org/10.1111/sed.12862
- 25. Jin, L., Shan, X., Shi, X., Fonnesu, M., Qiao, S., Kandasamy, S., ... & Zou, X. (2021). Hybrid event beds generated by erosional bulking of modern hyperpycnal flows on the Choshui River delta front, Taiwan Strait. *Sedimentology*, 68(6), 2500-2522.
- Johnson, C.L. and Graham, S.A. (2004) Cycles in Perilacustrine Facies of Late Mesozoic Rift Basins, Southeastern Mongolia. Journal of Sedimentary Research, 74, 786–804.
- Johnson, S.D., Flint, S., Hinds, D. and De Ville Wickens, H. (2001) Anatomy, geometry and sequence stratigraphy of basin floor to slope turbidite systems, Tanqua Karoo, South Africa. Sedimentology, 48, 987–1023.
- 28. Komar, P.D. (1985) The hydraulic interpretation of turbidites from their grain sizes and sedimentary structures. Sedimentology, 32, 395–407.
- 29. Kremer, K., Corella, J. P., Hilbe, M., Marillier, F., Dupuy, D., Zenhäusern, G., & Girardclos, S. (2015). Changes in distal sedimentation regime of the Rhone

delta system controlled by subaquatic channels (Lake Geneva, Switzerland/France). *MarineGeology*, *370*, 125-135.

30. Kruit, C., & Van Andel, T. H. (1955). Sediments of the Rhône delta. Mouton.

- 31. Kuhn, G. and Meischner, D. (1988) 14. QUATERNARY AND PLIOCENE TURBIDITES IN THE BAHAMAS, LEG 101, SITES 628, 632, AND 635. In: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Leg 101 Scientific Results, 101,
- 32. Lepage, H., Gruat, A., Thollet, F., Le Coz, J., Coquery, M., Masson, M., ... & Raimbault, P. (2022). Concentrations and fluxes of suspended particulate matter and associated contaminants in the Rhône River from Lake Geneva to the Mediterranean Sea. *EarthSystemScienceData*, 14(5), 2369-2384.
- 33. Liu, J. P., Liu, C. S., Xu, K. H., Milliman, J. D., Chiu, J. K., Kao, S. J., & Lin, S. W. (2008). Flux and fate of small mountainous rivers derived sediments into the Taiwan Strait. *MarineGeology*, 256(1-4), 65-76.
- 34. Liu, J. T., Kao, S. J., Huh, C. A., & Hung, C. C. (2013). Gravity flows associated with flood events and carbon burial: Taiwan as instructional source area. *Annual Review of MarineScience*, 5(1), 47-68.
- 35. Loizeau, J. L. (2011). Major sedimentation pattern changes in the Rhone Delta. *ARCHIVES DES SCIENCES*, 64, 91-98.
- Luthi, S. an (1981) Experiments on non-channelized turbidity currents and their deposits. Marine Geology, 40, M59–M68.
- 37. Lykousis, V., Sakellariou, D., Rousakis, G., Alexandri, S., Kaberi, H., Nomikou, P., ... & Balas, D. (2007, September). Sediment failure processes in active grabens: the western Gulf of Corinth (Greece). In *Submarine mass movements and their consequences: 3 international symposium* (pp. 297-305). Dordrecht: Springer Netherlands.
- 38. Mazières, A., Gillet, H., Castelle, B., Mulder, T., Guyot, C., Garlan, T. and Mallet, C. (2014) High-resolution morphobathymetric analysis and evolution of Capbreton submarine canyon head (Southeast Bay of Biscay—French Atlantic Coast) over the last decade using descriptive and numerical modeling. Marine Geology, 351, 1–12.
- McNeill, L. C., Shillington, D. J., & Carter, G. D. O. (2019). Corinth active rift development. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 381.
- 40. Middleton, G.V., 1993, Sediment deposition from turbidity currents: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 21, p. 89–114.

 Moodie, T.B., and Pascal, J.L., 1998, Upslope particle deposition from polydispersed gravity current suspensions: International Journal of Non-Linear Mechanics, v. 33, p.727–740.

- 42. Moscariello, A., Arlaud, F., Akhtman, Y., &Lemmin, U. (2012). Searching the Rhone Delta Channel in Lake Geneva since François Alphonse Forel. *Archives des Sciences*, 65, 103-118.
- 43. Mulder, T. and Alexander, J. (2001) The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. Sedimentology, 48, 269–299.
- 44. Mulder, T., Gillet, H., Hanquiez, V., Reijmer, J.J.G., Droxler, A.W., Recouvreur, A., Fabregas, N., Cavailhes, T., Fauquembergue, K., Blank, D.G., Guiastrennec, L., Seibert, C., Bashah, S., Bujan, S., Ducassou, E., Principaud, M., Conesa, G., Le Goff, J., Ragusa, J., Busson, J. and Borgomano, J. (2018) Into the deep: A coarse-grained carbonate turbidite valley and canyon in ultra-deep carbonate setting. Marine Geology. doi: 10.1016/j.margeo.2018.11.003
- 45. Mulder, T., Gillet, H., Reijmer, J., Droxler, A., Cavailhes, T., Hanquiez, V., Fauquembergue, K., Bujan, S., Blank, D., Bashah, S., Guiastrennec, L., Fabregas, N., Recouvreur, A. and Seibert, C. (2017) Into the deep: A coarsegrained carbonate turbidite thalweg generated by gigantic submarine chutes. 19, 19236.
- 46. Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères, J.-C. and Savoye, B. (2003) Marine hyperpychal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. Marine and Petroleum Geology, 20, 861–882.
- 47. Mulder, T., Weber, O., Anschutz, P., Jorissen, F., & Jouanneau, J. M. (2001).
 A few months-old storm-generated turbidite deposited in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay, SW France). *Geo-MarineLetters*, 21, 149-156.
- 48. Mulder, T., Zaragosi, S., Garlan, T., Mavel, J., Cremer, M., Sottolichio, A., ...
 & Schmidt, S. (2012). Present deep-submarine canyons activity in the Bay of Biscay (NE Atlantic). *MarineGeology*, 295, 113-127.
- 49. Mullins, H.T. and Cook, H.E. (1986) Carbonate apron models: Alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. Sedimentary Geology, 48, 37–79.
- 50. Mullins, H.T., Heath, K.C., Van Buren, H.M. and Newton, C.R. (1984) Anatomy of a modern open-ocean carbonate slope: northern Little Bahama Bank. Sedimentology, 31, 141–168.

 Mutti, E. (1977) Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). Sedimentology, 24, 107–131.

- Mutti, E. (2019) Thin-bedded plumites: an overlooked deep-water deposit. Journal of Mediterranean Earth Sciences. doi: 10.3304/JMES.2019.005
- 53. Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., Biase, D. di and Cavanna, G. (2003) Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. Marine and Petroleum Geology, 20, 733–755.
- 54. Perissoratis, C, Piper, D.J.W, Lykousis, V (2000). Alternating marine and lacustrine sedimentation during late Quaternary in the Gulf of Corinth rift basin, central Greece., 167(3-4), 391–411. doi:10.1016/s0025-3227(00)00038-4
- 55. Perissoratis, C., Piper, D.J.W. and Lykousis, V. (2000) Alternating marine and lacustrine sedimentation during late Quaternary in the Gulf of Corinth rift basin, central Greece. Marine Geology, 167, 391–411.
- 56. Piper, D. and Stow, D. (1991) Fine-grained turbidites (1991) Cycles and Events in Stratigraphy. Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A.(Eds.), 360–376.
- 57. Piper, D.J.W. (1978) Turbidite, muds and silts on deep-sea fans and abyssal plains. In Dowden; Stanley, D.J., Kelling, G., Eds.; Hutchinson and Ross: Stroudsburgh, PA, USA, 1978; pp. 163–176.
- 58. Pohl, F., Eggenhuisen, J.T., Cartigny, M.J.B., Tilston, M.C., de Leeuw, J. and Hermidas, N. (2020) The influence of a slope break on turbidite deposits: An experimental investigation. Marine Geology. doi: 10.1016/j.margeo.2020.106160
- Poulos, S. E., Collins, M. B., Pattiaratchi, C., Cramp, A., Gull, W., Tsimplis, M., & Papatheodorou, G. (1996). Oceanography and sedimentation in the semienclosed, deep-water Gulf of Corinth (Greece). *Marine Geology*, *134*(3-4), 213-235.
- 60. Prélat, A. and Hodgson, D.M. (2013) The full range of turbidite bed thickness patterns in submarine lobes: controls and implications. Journal of the Geological Society, 170, 209–214.
- Reading, H.G. and Richards, M. (1994) Turbidite Systems in Deep-Water Basin Margins Classified by Grain Size and Feeder System. AAPG Bulletin, 78, 792– 822.

62. Recouvreur, A., Mulder, T., Hanquiez, V., Borgomano, J., Reijmer, J., Droxler, A., Gillet, H., Cavailhes, T., Fabregas, N., Guiastrennec, L., Fauquembergue, K., Blank, D., Bashah, S., Bujan, S., Seibert, C., Ducassou, E., Principaud, M., Conesa, G., Le Goff, J. and Ragusa, J. (2017) Large carbonate-fed deep-sea turbidite fan developped at the mouth of a giant canyon along the Bahamian slope.

- Reijmer, J.J.G., Palmieri, P. and Groen, R. (2012) Compositional variations in calciturbidites and calcidebrites in response to sea-level fluctuations (Exuma Sound, Bahamas). Facies, 58, 493–507.
- 64. Reijmer, J.J.G., Palmieri, P., Groen, R. and Floquet, M. (2015) Calciturbidites and calcidebrites: Sea-level variations or tectonic processes? Sedimentary Geology, 317, 53–70.
- 65. Salles, T., Mulder, T., Gaudin, M., Cacas, M. C., Lopez, S., &Cirac, P. (2008). Simulating the 1999 Capbreton canyon turbidity current with a Cellular Automata model. Geomorphology, 97(3-4), 516-537.
- Schieber, J. (1999) Distribution and deposition of mudstone facies in the Upper Devonian Sonyea Group of New York. Journal of Sedimentary Research, 69, 909–925.
- Schlager, W. (1971) Fluxoturbidites into turbidites: lateral variation of a carbonate grain flow deposit. 8th International IAS. Sedimentological Cong. Program, 88.
- Selim, S.S. (2019). Sedimentological model, architecture, and evolution of a shallow-water Gilbert-type delta from the Lower Miocene, Red Sea Rift, Egypt. International Geology Review, (), 1–24. doi:10.1080/00206814.2019.1686659
- 69. Shanmugam, G. (2002) Ten turbidite myths. Earth-Science Reviews, 58, 311–341.
- 70. Shanmugam, G. (2016) The seismite problem. Journal of Palaeogeography, 5, 318–362.
- 71. Shanmugam, G. (2020) Gravity flows: Types, definitions, origins, identification markers, and problems. Journal Indian Association of Sedimentologists, Vol. 37, Issue 2, p. 61-90. 61–90.
- 72. Siwek P., Waśkowska, A. and Wendorff, M. (2023) Mud-rich low-density turbidites in structurally-controlledintraslope mini-basin: The influence of flow

containment on depositional processes and sedimentation patterns (Szczawa, Oligocene, Polish Outer Carpathians). Sedimentology. doi: 10.1111/sed.13095

- 73. Stow, D. a. V. and Piper, D.J.W. (1984) Deep-water fine-grained sediments: facies models. Geological Society, London, Special Publications, 15, 611–646.
- 74. Stow, D.A.V. (1985) Fine-grained sediments in deep water: An overview of processes and facies models. Geo-Marine Letters, 5, 17–23.
- 75. Stow, D.A.V. and Omoniyi, B.A. (2018) Thin-Bedded Turbidites: Overview and Petroleum Perspective. In: Rift-Related Coarse-Grained Submarine Fan Reservoirs; the Brae Play, South Viking Graben, North Sea, The American Association of Petroleum Geologists, 97–118.
- 76. Stow, D.A.V. and Shanmugam, G. (1980)Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. Sedimentary Geology, 25, 23–42.
- 77. Stow, D.A.V. and Tabrez, A.R. (1998) Hemipelagites: processes, facies and model. Geological Society, London, Special Publications, 129, 317–337.
- 78. Stow, D.A.V. and Wetzel, A. (1990). HEMITURBIDITE: A NEW TYPE OF DEEP-WATER SEDIMENT. In: Proceedings of the Ocean Drilling Program, 116 Scientific Results, Ocean Drilling Program, 116,
- Sumner, E.J., Talling, P.J., Amy, L.A., Wynn, R.B., Stevenson, C.J. and Frenz, M. (2012) Facies architecture of individual basin-plain turbidites: Comparison with existing models and implications for flow processes. Sedimentology, 59, 1850–1887.
- Talling, P.J., Amy, L.A., Wynn, R.B., Blackbourn, G. and Gibson, O. (2007) Evolution of Turbidity Currents Deduced from Extensive Thin Turbidites: MarnosoArenacea Formation (Miocene), Italian Apennines. Journal of Sedimentary Research, 77, 172–196.
- Talling, P.J., Amy, L.A., Wynn, R.B., Peakall, J. and Robinson, M. (2004) Beds comprising debrite sandwiched within co-genetic turbidite: origin and widespread occurrence in distal depositional environments. Sedimentology, 51, 163–194.
- Talling, P.J., Masson, D.G., Sumner, E.J. and Malgesini, G.(2012) Subaqueous sediment density flows: Depositional processes and deposit types. Sedimentology, 59, 1937–2003.

83. Vaucher, R., Dillinger, A., Hsieh, A. I., Chi, W. R., Löwemark, L., &Dashtgard, S. E. (2023). Storm-flood-dominated delta succession in the Pleistocene Taiwan Strait. *The Depositional Record*, 9(4), 820-843.

- Walker, R.G. (1965) The Origin and Significance of the Internal Sedimentary Structures of Turbidites. Proceedings of the Yorkshire Geological Society, 35, 1–32.
- 85. Παπαδόπουλος, Γ. (2008). ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΣΤΟΝ KOPINΘΙAKO KOAΠO Bulletin of the Geological Society of Greece, 36.