



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ - ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ -
ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



ΧΡΥΣΙΔΟΥ Π. ΑΝΑΣΤΑΣΙΑ

ΑΕΜ 5501

ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΗ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ

ΒΑΣΙΛΗΣ ΜΕΛΦΟΣ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

2021

1





ΧΡΥΣΙΔΟΥ Π. ΑΝΑΣΤΑΣΙΑ

ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΗ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας
Τομέας Ορυκτολογίας - Πετρολογίας - Κοιτασματολογίας

Επιβλέπων Καθηγητής

Καθηγητής: Βασίλης Μέλφος

© Χρυσίδου Π. Αναστασία, 2021



Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All rights reserved.

© Χρυσίδου Π. Αναστασία, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Ορυκτολογίας, Πετρολογίας, Κοιτασματολογίας, 2021

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΗ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ – *Διπλωματική Εργασία*

© Anastasia P. Chrysidou, School of Geology, Department of Mineralogy, Petrology, Economic Geology, 2021

All rights reserved.

SEDIMENTARY DEPOSITS – *Bachelor Thesis*

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.

Εικόνα Εξωφύλλου: Ταινιωτοί σιδηρούχοι σχηματισμοί, Jaspilite banded iron formation (BIF) (Σουδάν Σχηματισμοί Σιδήρου, Σουδάν, Μινεσότα, ΗΠΑ. Συντελεστές εικόνας: James St. John)



Το θέμα της παρούσας πτυχιακής διπλωματικής εργασίας μου ανατέθηκε τον Ιανουάριο του 2020 από τον Αναπληρωτή Καθηγητή του Τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας - Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, κ. Βασίλειο Μέλφο, τον οποίο ευχαριστώ θερμά για την υπόδειξη του θέματος, την καθοδήγηση και τις συμβουλές του σε όλη τη διάρκεια της εργασίας αυτής. Στο πλαίσιο της αναζήτησης και μελέτης των ιζηματογενών κοιτασμάτων, η συγκεκριμένη πτυχιακή εργασία επιχειρεί την παρουσίαση, την εξέταση και την κατανόηση τους, κατά την εμφάνισή τους τόσο στον ελλαδικό χώρο όσο και παγκοσμίως. Ιδιαίτερες ευχαριστίες οφείλω στον Αναπληρωτή Καθηγητή κ. Β. Μέλφο, που ήταν ο επιβλέπων της πτυχιακής αυτής εργασίας, για την ανάθεση αυτού του ενδιαφέροντος θέματος, όπως και για τη συνεχή βοήθεια του κατά την εκπόνηση αυτής της εργασίας. Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μου για τη στήριξή τους σε όλη τη διάρκεια των σπουδών μου.



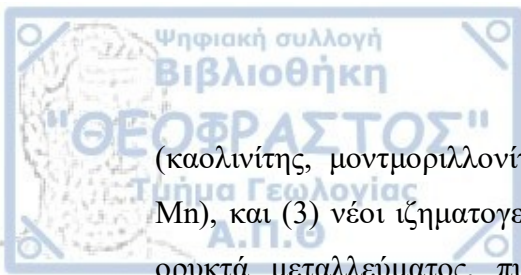
Περιεχόμενα

Περίληψη.....	8
Abstract.....	10
1. Εισαγωγή.....	12
2. Εναποθετικά περιβάλλοντα ιζηματογενών κοιτασμάτων.....	13
3. ΤΥΠΟΙ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΩΝ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ.....	14
3.1 Προσχωματικά ιζηματογενή κοιτάσματα.....	14
3.1.1 Προσχωματικά κοιτάσματα στην Ελλάδα.....	20
3.1.2 Κοιτάσματα Πλατίνας.....	18
3.1.3 Προσχωματικά κοιτάσματα χρυσού Αλάσκας.....	20
3.2 Χημικά-Βιοχημικά Κοιτάσματα.....	22
3.2.1 Βιογενή ιζήματα.....	23
3.2.2 Χημικά ιζήματα.....	26
3.2.3 Ασβεστόλιθος.....	27
3.2.4 Δολομίτης.....	28
3.2.5 Πυριτόλιθος.....	30
3.3 Ταινιωτοί Σιδηρούχοι Σχηματισμοί.....	30
3.4 Εβαπορίτες.....	32
3.5 Κόνδυλοι Μαγγανίου.....	36
3.6 Ατμιδικά ιζηματογενή κοιτάσματα.....	39
3.7 Mississippi Valley-type Pb-Zn κοιτάσματα.....	41
4. Συμπεράσματα.....	43
5. Βιβλιογραφία.....	44

Τα ιζηματογενή κοιτάσματα συνδέονται με τη διαδικασία της απόθεσης υλικών αποσάθρωσης και διάβρωσης από κοιτάσματα που ήδη προϋπάρχουν. Οι εναποθέσεις του μεταλλεύματος σχηματίζονται σε ιζηματογενή περιβάλλοντα ως αποτέλεσμα μιας από τις δύο γενικευμένες γεωλογικές διεργασίες: είτε ως αποτέλεσμα καταβύθισης ορυκτών από διάλυμα σε επιφανειακά ύδατα, συνήθως από θαλασσινό νερό ή νερά λίμνης, ή ως αποτέλεσμα της φυσικής συσσώρευσης ορυκτών μεταλλεύματος κατά τη διάρκεια διαδικασιών δέσμευσης, μεταφοράς και απόθεσης ιζημάτων (Smirnov, 1969).

Τα θεωρητικά υπόβαθρα του σχηματισμού μεταλλεύματος μέσω καθεμιάς από αυτές τις δύο διαδικασίες συζητούνται ξεχωριστά ακολουθούμενες από λεπτομερείς περιγραφές ορισμένων σημαντικών τύπων κατάθεσης που σχηματίζονται μέσω κάθε διαδικασίας. Ανάλογα με τον τύπο συσσώρευσης ιζημάτων, τα ιζηματογενή κοιτάσματα μπορεί να είναι μηχανικά, χημικά, βιοχημικά, προσχωματικά ή ηφαιστειακά. Οι συνθήκες κάτω από τις οποίες πραγματοποιείται η εναπόθεση καθορίζουν σε μεγάλο βαθμό την ορυκτολογική σύνθεση των αποθεμάτων που προκύπτουν, το μέγεθος, την καθαρότητα και την κατανομή τους τόσο εναέρια όσο και στρωματογραφικά. Οι φυσικοχημικές και γεωλογικές συνθήκες υπό τις οποίες σχηματίζονται ιζηματογενή κοιτάσματα σχετίζονται και με τη γενική διαδικασία σχηματισμού ιζηματογενών πετρωμάτων (Smirnov, 1969). Τα ιζηματογενή κοιτάσματα είναι σύμφωνα σε σχέση με τα ιζηματογενή πετρώματα που τα περικλείουν. Συνήθως καταλαμβάνουν μια αυστηρά καθορισμένη στρωματογραφική θέση και εμφανίζονται με τη μορφή στρωμάτων ή επίπεδων φακών. Μερικές φορές, ως αποτέλεσμα της μεταμόρφωσης και των τεκτονικών κινήσεων, παραμορφώνονται και αποκτούν πιο περίπλοκα περιγράμματα. Ορισμένα στρώματα μπορεί να εκτείνονται για δεκάδες χιλιόμετρα και να φτάσουν σε πάχος 500 m.

Η ορυκτολογική σύσταση των ιζηματογενών κοιτασμάτων καθορίζεται από τρεις ομάδες ορυκτών συστατικών: (1) ανθεκτικά στην αποσάθρωση ορυκτά που μεταφέρονται από την ήπειρο (χαλαζία, ρουτίλιο και μερικές φορές άστριο, πυρόξενο, αμφίβολο και μαρμαρυγία), (2) προϊόντα από χημική αποσάθρωση



(καολινίτης, μοντμοριλλονίτης, υδρομαρμαρυγίας, οπάλιο, υδροξείδια των Fe και Mn), και (3) νέοι ιζηματογενείς σχηματισμοί (ανθρακικά άλατα, φωσφορικά άλατα, ορυκτά μεταλλεύματος, πυριτικά προϊόντα, υδρογονάνθρακες). Τα ιζηματογενή κοιτάσματα είναι εξαιρετικά σημαντικά και βιομηχανικά καθώς περιλαμβάνουν όλες τις εναποθέσεις ορυκτών καυσίμων (πετρελαίου, φυσικού αερίου, άνθρακα και σχιστόλιθων), ορισμένα μεταλλεύματα σιδήρου, μαγγανίου και αλουμινίου, καθώς και πολλά μη σιδηρούχα και σπάνια μέταλλα (U, Cu, V). Μεταξύ των ιζηματογενών κοιτασμάτων είναι τα ορυκτά άλατα, οι φωσφορίτες και μεγάλες αποθέσεις τέτοιων οικοδομικών υλικών όπως το χαλίκι, η άμμος, η άργιλος, ο σχιστόλιθος, ο ασβεστόλιθος, η κιμωλία, ο δολομίτης, η μάργα, η γύψος, η ίασπις, και γη διατόμων ή τριπολίτης γη (Ridley, 2013).

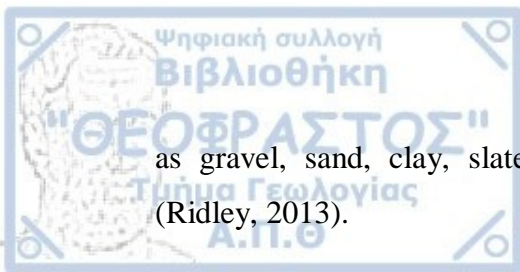


Sedimentary deposits are associated with the process of depositing distance materials and disposing of pre-existing deposits. Ore deposits are formed in sedimentary environments as a result of one of two generalized geological processes: either as a result of the deposition of minerals from a solution in surface waters, usually from seawater or lake waters, or as a result of the natural accumulation of ore minerals during the processes of capture, transport and deposition of sediments (Smirnov, 1969).

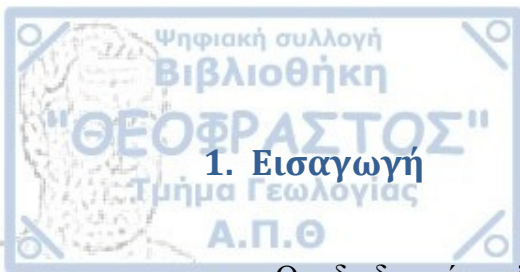
The theoretical background of ore formation through each of these two processes are discussed separately followed by detailed descriptions of some important types of deposition formed through each process. Depending on the type of sediment accumulation, sedimentary deposits can be mechanical, chemical, biochemical, alluvial or volcanic. The conditions under which the deposition takes place largely determine the mineralogical composition of the resulting deposits, their size, purity and distribution both aerial and stratigraphic. The physicochemical and geological conditions under which sedimentary deposits are formed are also related to the general process of sedimentary rock formation. Sedimentary deposits are consistent with the sedimentary rocks that surround them. They usually occupy a strictly defined stratigraphic position and appear in the form of layers or flat layers. Sometimes, as a result of metamorphism and tectonic movements, they are deformed and acquire more complex contours. Some layers can stretch for tens of kilometers and reach a thickness of 500 m.

The mineralogical composition of sedimentary deposits is determined by three groups of mineral components: (1) decay-resistant minerals transported from the continent (quartz, rutile and sometimes feldspar, pyroxene, amphiboles and mica), (2) chemical decomposition products, montmorillonite, hydromica, opal, hydroxides of Fe and Mn), and (3) new sedimentary formations (carbonates, phosphates, ores, silicates, hydrocarbons).

Sedimentary deposits are extremely important in industry as they include all fossil fuel deposits (oil, gas, coal and shale), some iron, manganese and aluminum ores, as well as many non-ferrous and rare metals (U, Cu, V). Among the sedimentary deposits are the minerals, phosphorites and large deposits of such building materials



as gravel, sand, clay, slate, limestone, chalk, dolomite, gypsum, and diatomites (Ridley, 2013).

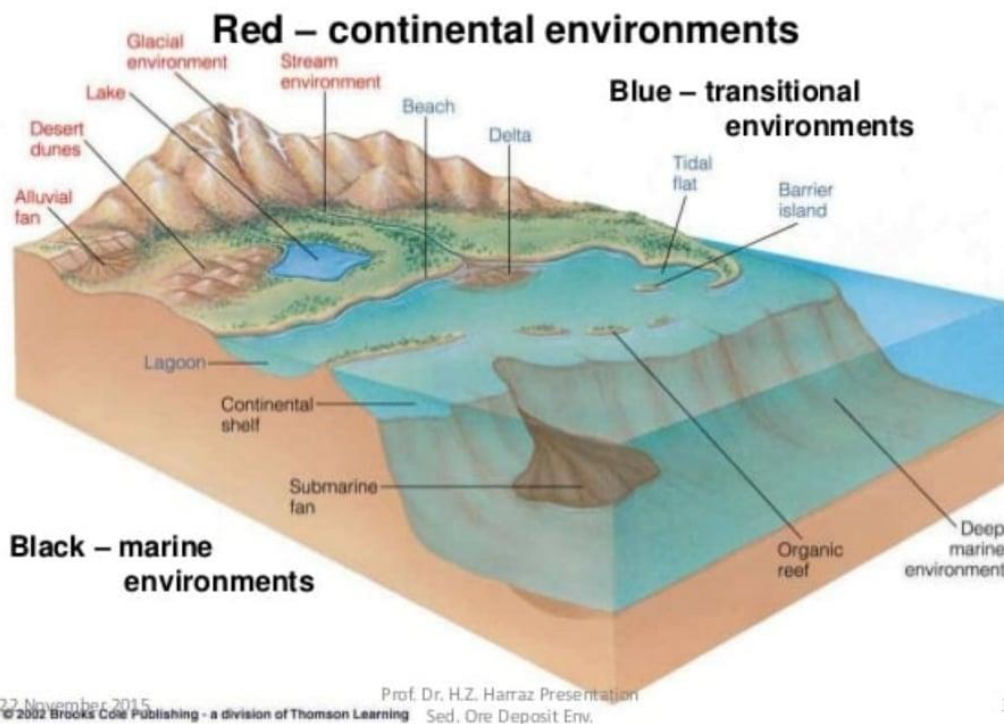


Οι διαδικασίες ιζηματογένεσης περιλαμβάνουν φυσικές, χημικές και βιολογικές διαδικασίες. Οι κύριες ομάδες ιζημάτων και ιζηματογενών πετρωμάτων αποτελούν τα μηχανικά, χημικά και βιογενή ιζήματα. Τα ιζήματα ταξινομούνται επίσης ανάλογα με την προέλευση του υλικού σε αλλόχθονα και αυτόχθονα. Αλλόχθονα είναι το χαλίκι, η άμμος και ορισμένα είδη πηλού. Η πηγή από τα σωματίδια που συνθέτουν αυτά τα πετρώματα είναι μακριά από τις αποθέσεις όπου μεταφέρθηκε το υλικό. Αυτή η ομάδα περιλαμβάνει τα προσχωματικά κοιτάσματα. Οι αυτόχθονες αποθέσεις περιλαμβάνουν χημικά ιζήματα και μερικώς βιογενείς ουσίες όπως: ανθρακικά (ασβεστόλιθος, δολομίτης, μαγνησίτης), εβαπορίτες (αλάτι και γύψος), μερικούς ογκώδης και ωολιθικούς σιδηρόλιθους, ταινιωτοί σιδηρούχοι σχηματισμοί, θαλάσσια φωσφορικά άλατα και στρώματα μεταλλευμάτων μαγγανίου.

Ο οργανικός σχηματισμός είναι το κυρίαρχο συστατικό για τον άνθρακα, τον σχιστόλιθο, τον διατομίτη και για μέρος των ασβεστόλιθων (π.χ. κιμωλία). Στην ιζηματολογία, τα εδάφη θεωρούνται επίσης αυτόχθονα ιζήματα. Ωστόσο, τα αποθέματα μεταλλεύματος που σχετίζονται με τις διαδικασίες σχηματισμού εδάφους παρουσιάστηκαν στον υπεργονιδιακό εμπλουτισμό (Soltan, 2017).

2. Εναποθετικά περιβάλλοντα ιζηματογενών κοιτασμάτων

Τα περιβάλλοντα όπου γίνεται η απόθεση των ιζηματογενών κοιτασμάτων είναι τα ηπειρωτικά (continental), τα οποία χαρακτηρίζονται από τους παγετόνες, τα ρέματα (ποταμοί), τις λίμνες (λιμνοθάλασσα), τις πηγές και τα υπόγεια νερά και τον άνεμο, τα μεταβατικά (transitional), τα οποία αποτελούνται από τα δέλτα και τις καταθέσεις σε παραλία και τα θαλάσσια (marine), με χαρακτηριστικά τις ρηχές (υφαλοκρηπίδα) και τις βαθιές (αβυσσαλέες) αποθέσεις (Σχ.1) (Harraz, 2013).

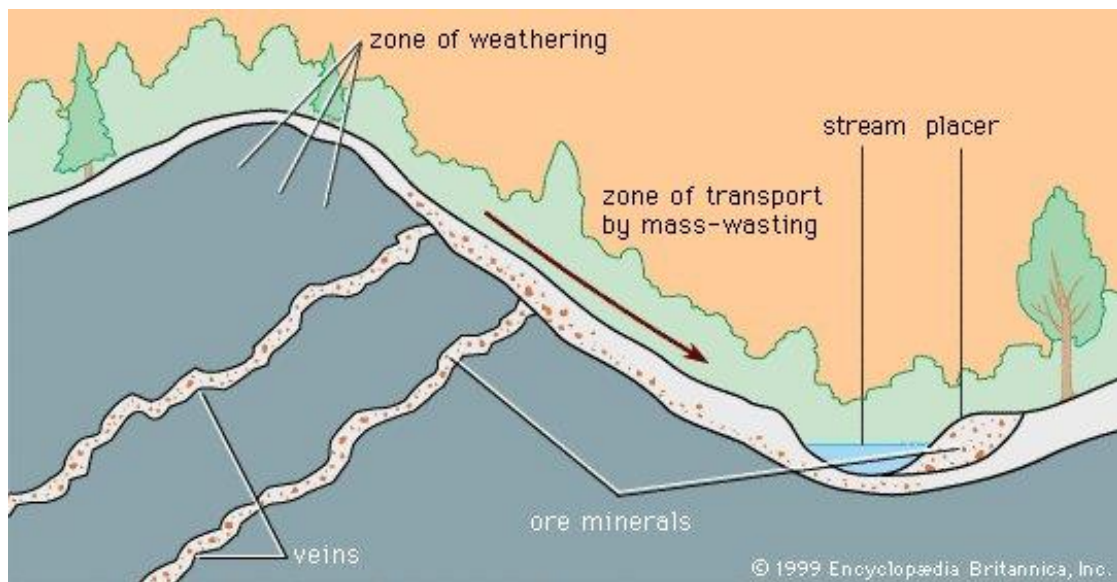


Σχ.1: Με τα κόκκινα απεικονίζονται τα ηπειρωτικά περιβάλλοντα απόθεσης ιζηματογενών κοιτασμάτων, με τα μπλε τα μεταβατικά περιβάλλοντα και με τα μαύρα τα θαλάσσια (Πηγή: Brooks Cole Publishing, 2002).

3. ΤΥΠΟΙ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΩΝ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ

3.1 Προσχωματικά ιζηματογενή κοιτάσματα

Τα προσχωματικά ιζηματογενή κοιτάσματα αποτελούν φυσική συγκέντρωση βαριών ορυκτών η οποία προκαλείται από την επίδραση της βαρύτητας στα κινούμενα σωματίδια. Όταν τα βαριά, σταθερά ορυκτά απελευθερώνονται από τη μητρική τους πηγή με διαδικασίες φυσικής αποσάθρωσης και διάβρωσης, ξεπλένονται αργά προς τα κατάντι σε ρεύματα με αποτέλεσμα να διαχωρίζονται από τα ελαφριά ορυκτά (Σχ.2). Έτσι, τα βαριά ορυκτά μεταφέρονται και αποτίθενται σε άλλες θέσεις ποταμών και ακτών θαλασσών, και αποτελούν εκμεταλλεύσιμες αποθέσεις μεταλλεύματος. Τα ορυκτά που σχηματίζουν προσχωματικά κοιτάσματα έχουν υψηλό ειδικό βάρος και είναι χημικά ανθεκτικά στην αποσάθρωση και τη οξείδωση, καθώς και μηχανικά ανθεκτικά κατά τη διάρκεια της μεταφοράς. Τέτοια ορυκτά είναι ο χρυσός, ο κασσιτερίτης, η πλατίνα, ο μαγνητίτης, ο χρωμίτης, ο ιλμενίτης, το ρουτίλιο, το ζιρκόνιο, ο μοναζίτης, ο βολφραμίτης και διάφοροι πολύτιμοι λίθοι (Britannica, T. Editors of Encyclopaedia, 2010).



Σχ.2: Τα χημικά ανθεκτικά ορυκτά διαβρώνονται από μεταλλοφορίες, μετακινούνται προς τα κατάντι και συγκεντρώνονται από το ρέον νερό σχηματίζοντας προσχωματικά κοιτάσματα (Πηγή: Encyclopædia Britannica, 1999).

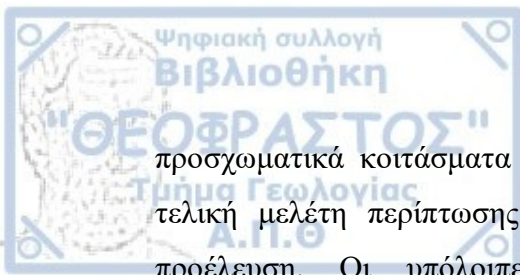
Υπάρχουν πολλά είδη προσχωματικών κοιτασμάτων τα οποία ταξινομούνται σύμφωνα με το περιβάλλον απόθεσης: αλλουβιακά ή alluvial placer deposits, ελουβιακά ή eluvial placer deposits, παράκτια ή beach placer deposits, αιολικά ή aeolian placer deposits και παγετωνικών αποθέσεων ή glacial placer deposits. Τα αλλουβιακά, που είναι και τα πιο σημαντικά, έχουν αποφέρει τα περισσότερα προσχωματικά κοιτάσματα χρυσού, κασσιτερίτη, πλατίνας και πολύτιμων λίθων, όπως διαμάντια. Η πρωτόγονη εξόρυξη ξεκίνησε πιθανώς με τέτοια κοιτάσματα, καθώς η ευκολία εξόρυξης και ο μεγάλος πλούτος τους ήταν η αιτία της μεγαλύτερης ζήτησης σε χρυσό και διαμάντι στον κόσμο. Από τη διάβρωση και αποσάθρωση των πετρωμάτων δημιουργούνται ιζήματα χοντρόκοκκων και λεπτόκοκκων υλικών τα οποία ρέουν στα ρέματα. Τα υλικά αυτά σύμφωνα με το μέγεθος τους και την ταχύτητα που ρέουν, είναι δυνατό να μετατοπιστούν σε αιώρημα ή να κυλιστούν και να αναπηδήσουν στο βυθό ενός ρέματος. Το μέγεθος και το ειδικό βάρος των ορυκτών καθορίζουν την απόσταση μεταφοράς τους. Τα αλλουβιακά κοιτάσματα εξαρτώνται από τη γρήγορη ροή του νερού, δηλαδή την κινητική ενέργεια σε ένα ποτάμι, για τη μεταφορά και τη συγκέντρωσή τους. Επειδή η ικανότητα μεταφοράς στερεού υλικού διαφέρει ως προς την ταχύτητα, ο ρυθμός ροής παίζει σημαντικό ρόλο. Έτσι, όπου η ταχύτητα μειώνεται, τα βαριά ορυκτά εναποτίθενται πολύ πιο γρήγορα από τα ελαφριά. Έτσι, για παράδειγμα όταν σε ένα ποτάμι οι μεγαλύτερες ταχύτητες συγκεντρώνονται στις όχθες που βρίσκονται εξωτερικά και στο κεντρικό μέρος μίας κοίτης, περιοχές όπου υπάρχει έντονη διάβρωση, είναι δύσκολο να γίνει απόθεση κόκκων χρυσού, ενώ εύκολη απόθεση πραγματοποιείται σε εσωτερικές όχθες όπου η ταχύτητα είναι μικρότερη. Το φαινόμενο της «μαύρης άμμου» είναι χαρακτηριστικά στρώματα αλλουβιακών μαύρων ιζημάτων εμπλουτισμένα με χρυσό, που αποτελούνται κυρίως από βαριά ορυκτά όπως χρωμίτης, γρανάτης, μαγνητίτης, γκαιτίτης και ιλμενίτης που είναι βασικά σκουρόχρωμα ορυκτά. Στο Ελαιοχώρι Καβάλας και στο Γαλλικό ποταμό στο Κιλκίς έχουν βρεθεί στρώματα «μαύρης άμμου» που περιέχουν τα χαρακτηριστικά ψήγματα χρυσού (Μιχαηλίδης et al, 1986).

Στα παραδείγματα αλλουβιακών κοιτασμάτων περιλαμβάνονται τα πλούσια κοιτάσματα χρυσού της Αλάσκας και του Klondike, τα κοιτάσματα πλατίνας των Ουραλίων Όρων, του κασσιτερίτη της Μαλαισίας, της Ταϊλάνδης και της Ινδονησίας, καθώς και τα διαμάντια του Κονγκό (Kinshasa) και της Αγκόλας (Michaud, 2016).

Τα ελουβιακά κοιτάσματα σχηματίζονται στις πλαγιές των λόφων (πρανή) από κοιτάσματα μηχανικής αποσάθρωσης. Δεν επηρεάζονται από ρεύματα, αλλά από τη βροχόπτωση και τον άνεμο, που απομακρύνουν τα ελαφριά υλικά, τα οποία διαχωρίζονται από τα βαριά που συγκεντρώνονται δίπλα στη μητρική πηγή. Επομένως, μπορούν να θεωρηθούν ως ενδιάμεσο επίπεδο στο σχηματισμό αλλουβιακών κοιτασμάτων. Στα παραδείγματα ελουβιακών κοιτασμάτων περιλαμβάνονται οι παλαιότερες κατεργασίες χρυσού της Αυστραλίας και τα κοιτάσματα κασσιτερίτη της Μαλαισίας, της Νιγηρίας και του Κογκό. Ελουβιακά κοιτάσματα χρυσού βρίσκονται επίσης στη Ν. Ζηλανδία, στις ΗΠΑ και στην Κένυα. Τα παράκτια προσχωματικά κοιτάσματα σχηματίζονται στις ακτές όπου η κυματική δράση και τα ρεύματα της ακτής αλλάζουν υλικά, συγκεντρώνοντας έτσι τα ελαφρύτερα υλικά πιο γρήγορα από τα βαρύτερα. Παραδείγματα παράκτιων προσχωματικών κοιτασμάτων είναι τα κοιτάσματα χρυσού του Nome, στην Αλάσκα, η άμμος ζirkονίου της Βραζιλίας και της Αυστραλίας, η μαύρη άμμος (μαγνητίτης) του Όρεγκον και της Καλιφόρνια και οι θέσεις που φέρουν διαμάντια στα θαλάσσια χαλίκια του Namaqualand, Νότια Αφρική. Τα αιολικά προσχωματικά κοιτάσματα μπορεί να σχηματιστούν σε άνυδρες περιοχές όπου ο άνεμος και όχι το νερό, δρα ως συγκεντρωτικός παράγοντας. Τα κοιτάσματα χρυσού σε ορισμένα μέρη της αυστραλιανής ερήμου αποτελούν παραδείγματα αιολικών προσχωματικών κοιτασμάτων (Sutherland, 1985).

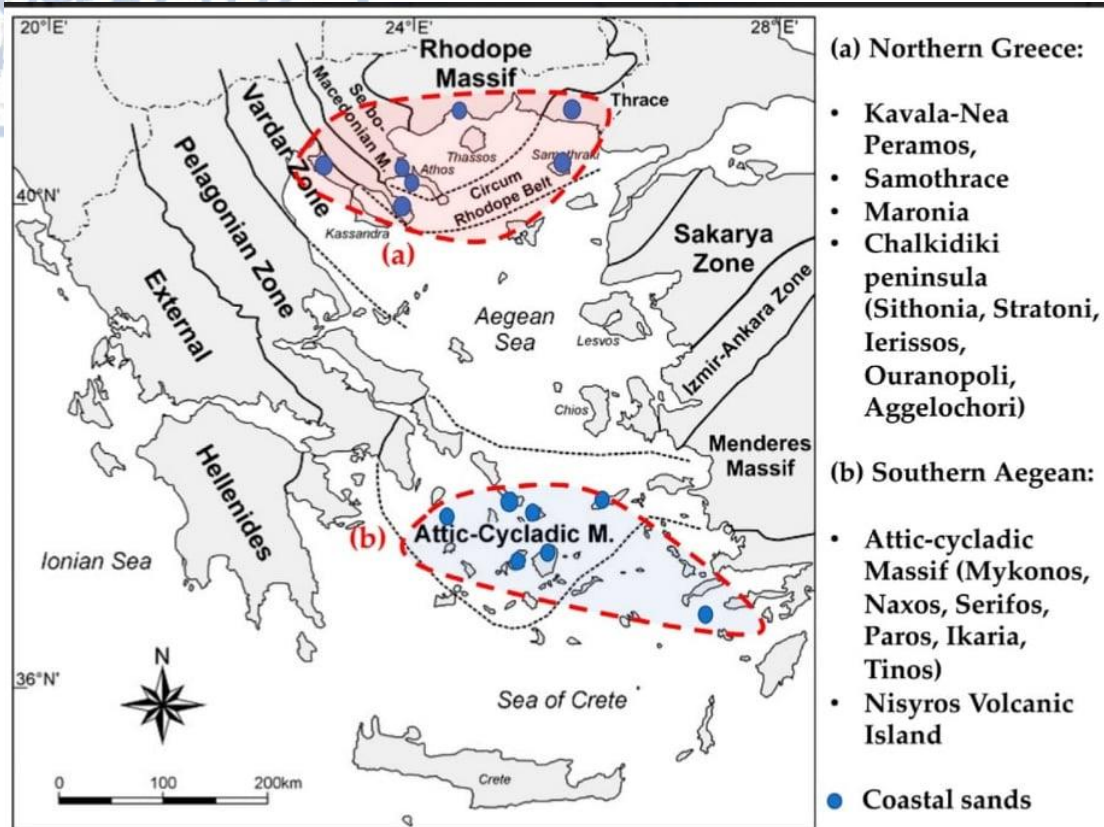
3.1.1 Προσχωματικά κοιτάσματα στην Ελλάδα

Παρόλο που η Ελλάδα είναι μια σχετικά μικρή χώρα όσον αφορά την ηπειρωτική έκταση, έχει μια σχετικά μεγάλη μακρά ακτογραμμή. Αυτό το καθιστά μια από τις χώρες με την υψηλότερη προοπτική σε σχέση με τα προσχωματικά κοιτάσματα γενικά. Κατά συνέπεια, έχουν εντοπιστεί αρκετές περιοχές και διερευνήθηκαν για το ορυκτολογικό και γεωχημικό δυναμικό τους για βαριές μεταλλικές άμμους, με ιδιαίτερη αναφορά στις REE. Έχουν πραγματοποιηθεί πολλές μελέτες για τις ακτές της Καβάλας, το ακρωτήριο στη Τούζλα (Αγγελοχώρι), τη χερσόνησο Σιθωνίας Χαλκιδικής και την περιοχή Μαρώνειας στη Σαμοθράκη (Βόρεια Ελλάδα). Η περιοχή του νότιου Αιγαίου και συγκεκριμένα η Αττικοκυκλαδική ζώνη είναι μια άλλη περιοχή που έχει λάβει αυξημένη ερευνητική προσοχή για τις δυνατότητες αποθέσεων προσχωματικών κοιτασμάτων. Παράκτια



προσχωματικά κοιτάσματα από το νησί της Νισύρου έχουν επίσης ερευνηθεί ως τελική μελέτη περίπτωσης βαριάς ορυκτής άμμου σε μια κυρίως ηφαιστειακή προέλευση. Οι υπόλοιπες εναποθέσεις προσχωματικών κοιτασμάτων που αναφέρθηκαν παραπάνω από τη βόρεια Ελλάδα και την Αττικοκυκλαδική ζώνη, αντιπροσωπεύουν παράκτιες άμμους που προέρχονται κυρίως από τη διάβρωση των πλουτωνικών πετρωμάτων. Όλες οι προαναφερθείσες μελέτες επικεντρώθηκαν στην άμμο παραλίας που προφανώς σχηματίστηκε από τη διάβρωση γρανιτικών πετρωμάτων με αναγνωρισμένο δυναμικό να περιέχουν αυξημένες πρωτογενείς συγκεντρώσεις REE σε σύγκριση με το μέσο φλοιό (Τζίφας et al, 2019).

Η Ελλάδα φαίνεται να είναι πολλά υποσχόμενη υποψήφια για να γίνει ηγετική χώρα της ΕΕ όσον αφορά τις REE λόγω της φυσικής ιδιότητας στα ίζηματογενή κοιτάσματα βαριών ορυκτών (προσχωματικά) κατά μήκος της μεγάλης ακτογραμμής της (Σχ.3). Η γεωχημεία των REE και άλλων κρίσιμων μετάλλων (Ta, Nb, Co) σχετίζονται με τα προσχωματικά κοιτάσματα της Ελλάδας, και συγκεκριμένα με γεωλογικά νέες συσσωρεύσεις βαριάς ορυκτής άμμου που αναπτύχθηκαν πλησίον των πλουτωνικών πηγών πλούσιες σε άστριο και χαλαζία. Αυτά τα κοιτάσματα είναι επίσης εμπλουτισμένα σε ουράνιο (U) και θόριο (Th), καθώς και τα δύο αυτά μέταλλα σχετίζονται συνήθως με μέταλλα πλούσια σε REE, όπως μονοζατίτης, θορίτης, αλλανίτης και ζirkόνιο. REE σε παράκτια προσχωματικά κοιτάσματα, καθώς και σε βωξίτες και λατερίτες, έχει προσελκύσει ενδιαφέρον για περαιτέρω λεπτομερείς έρευνες (Παπαδόπουλος et al, 2019).



Σχ.3: Γεωγραφικές τοποθεσίες της Ελλάδας που περιέχουν άμμο παραλίας εμπλουτισμένη με στοιχεία σπάνιων γένων (REE) (Πηγή: Παπαδόπουλος et al, 2019).

3.1.2 Κοιτάσματα Πλατίνας

Η ομάδα των μετάλλων της πλατίνας περιλαμβάνει την πλατίνα, το ιρίδιο, το όσμιο, το ρουθίνιο, το ρόδιο και το παλλάδιο. Τα μέταλλα της πλατίνας εμφανίζονται ως φλέβες σε διάφορα διαφορετικά περιβάλλοντα. Οι πιο σημαντικές αποθέσεις σχετίζονται με τα βασικά ή υπερβασικά πετρώματα, όπως δουνίτες και περιδοτίτες, αλλά αυτά τα μέταλλα βρίσκονται επίσης σε μεταλλεύματα που σχετίζονται με γρανιτικά πετρώματα. Μπορεί να προέρχονται και από σερπεντινίτη, στον οποίο αυτά τα μέταλλα κατανέμονται αραιά και ακανόνιστα. Η πλατίνα, το ιρίδιο και το όσμιο έχουν τη μεγαλύτερη πυκνότητα και το ιρίδιο αναγνωρίζεται πλέον ως το βαρύτερο στοιχείο που εμφανίζεται στη φύση. Το ρουθίνιο, το ρόδιο και το παλλάδιο έχουν πυκνότητες που φτάνουν κατά μέσο όρο μόνο το 55 %. Έτσι, αυτά τα έξι στοιχεία χωρίζονται από τις πυκνότητές τους σε δύο σύνολα, τα οποία είναι

ανάλογα με το χρυσό και τον άργυρο, και όπως ο αυτόχθονος χρυσός είναι πάντοτε κράμα με άργυρο, έτσι και τα έξι από αυτά τα στοιχεία είναι πάντοτε παρόντα ως φυσικά κράματα των μετάλλων πλατίνας. Τα μέταλλα της πλατίνας είναι παραμαγνητικά σε διάφορους βαθμούς, και ένα μέρος των φυσικών κραμάτων μπορεί να είναι σιδηρομαγνητικό (Smith και Basson, 2006).

Επομένως, όλα τα ορυκτά της μαύρης άμμου δεν μπορούν να αφαιρεθούν μαγνητικά. Τα μέταλλα πλατίνας απαντώνται στη φύση με δύο μορφές: πρώτον, ως φυσικά κράματα και ενδιάμεσες αναπτύξεις κραμάτων, και δεύτερον, ως χημικές ενώσεις στις οποίες τα μέταλλα πλατίνας λειτουργούν ως κατιόντα. Βρίσκονται κυρίως σε προσχωματικά κοιτάσματα (platinum placers) και αποτελούνται γενικά από δύο κύρια κράματα, τα οποία εμφανίζονται είτε χωριστά είτε μεταξύ τους. Αυτά τα κράματα χαρακτηρίζονται εμπορικά και γενικά ως "πλατίνα" και "οσμυρίδιο" (osmiridium). Η πλατίνα αποτελείται κυρίως από αυτό το μέταλλο, αλλά περιλαμβάνει πάντα τα άλλα πέντε μέταλλα σε μεταβλητές ποσότητες. Το Osmiridium αποτελείται κυρίως από ιρίδιο και όσμιο, αλλά περιλαμβάνει επίσης τα μέταλλα ρουθήνιο, ρόδιο και πλατίνα. Τα κοιτάσματα πλατίνας βρίσκονται σε αλλουβιακές αποθέσεις που περιέχουν σε επεξεργάσιμες ποσότητες τα κράματα των έξι μετάλλων πλατίνας και είναι αξιοσημείωτο ότι δεν υπήρξαν ποτέ αναλογικά αποθέματα ορυκτών πλατίνας. Οι φλέβες με πλατίνα είναι ασυνήθιστες, ωστόσο το μεγαλύτερο μέρος της παγκόσμιας παραγωγής προέρχεται τώρα από τέτοιες αποθέσεις (Naslund και McBirney, 1996).

Οι κύριες πηγές βρίσκονται στην Ρωσία, στη Δημοκρατία της Νότιας Αφρικής και στον Καναδά και τα μεταλλεύματα από αυτές τις χώρες περιγράφονται σε σημαντικό βαθμό. Μερικά από τα αλλουβιακά πλατίνας προέρχονται από προσχωματικά που αποδίδουν τόσο χρυσό όσο και πλατίνα (Σχ.4). Τα προσχωματικά ρέματος της Κολομβίας και της Καλιφόρνιας είναι εξαιρετικά παραδείγματα. Συνήθως ο χρυσός και η πλατίνα είναι ξεχωριστά κράματα, το ένα από χρυσό και άργυρο και το άλλο από πέντε ή έξι μέταλλα πλατίνας (Smith και Basson, 2006). Αυτό το γεγονός δεν διευκρινίζεται γενικά από αναλύσεις κοιτασμάτων πλατίνας, καθώς μικρές ποσότητες χρυσού αναφέρονται απλώς ως μέρος των περιεχόμενων πολύτιμων μετάλλων. Τα μέταλλα πλατίνας έχουν βρεθεί ως φυσικά κράματα σε πολλές χώρες, ιδίως στην Ουράλια της Ρωσίας, στην Κολομβία και στην Αλάσκα, αλλά λίγες άλλες χώρες είχαν σημαντικές παραγωγές. Στην Ελλάδα στην περιοχή του

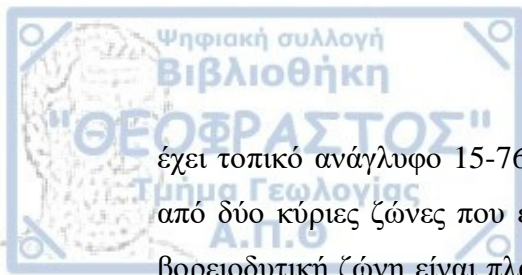
ποταμού Αλιάκμονα υπάρχει ενδιαφέρον λόγω των ψηγμάτων μετάλλων της πλατίνας τα οποία βρίσκονται στα ιζήματά του καθώς η προέλευση τους είναι από τα υπερβασικά πετρώματα που υπάρχουν κοντά στην κοίτη του ποταμού και των παραποτάμων του (Mertie, 1982).



Σχ.4: Μεταλλικοί κόκκοι πλατίνας από συμπύκνωμα. Παρατηρείται ότι υπάρχουν επίσης μερικοί κόκκοι χρυσού. Από μια απόθεση προσχωματικού κοιτάσματος κατά μήκος του ποταμού Tulameen, British Columbia, Καναδάς. Οπτικό πεδίο περίπου 6 mm από αριστερά προς τα δεξιά (Πηγή: Φωτογραφία από W. Cordua, Wisconsin Geological and Natural History Survey).

3.1.3 Προσχωματικά κοιτάσματα χρυσού στην Αλάσκα

Τα προσχωματικά κοιτάσματα, εκτός από τη φυσική αξία τους, χρησιμεύουν ως δείκτες περιοχών πιθανής ανάπτυξης πρωτογενούς μεταλλοφορίας. Η χερσόνησος της Αλάσκας είναι η περιοχή που έχει στραγγιστεί από τον ποταμό Ugashik, τον Dago Creek και όλα τα ρεύματα που ρέουν στον Ειρηνικό Ωκεανό νότια του ακρωτηρίου Kekurnoi και περιλαμβάνει το Unimak, τα νησιά Chirikof και άλλα νησιά νοτιοανατολικά της ηπειρωτικής χώρας και αποτελεί πηγή σημαντικών μεταλλικών ορυκτών. Η περιοχή ταξινομείται ως μοναδική περιοχή εξόρυξης και κυριαρχείται από την οροσειρά Aleutian Range, μια σειρά από βορειοανατολικές κορυφές 0,3-1,2 Km σε υψόμετρο που ξεπερνούνται τοπικά από ηφαίστεια ύψους έως 2,8 Km. Βορειοδυτικά, η σειρά συγχωνεύεται με μια πεδιάδα με άμμο και χαλίκι που



έχει τοπικό ανάγλυφο 15-76 m. Γεωλογικά, η χερσόνησος της Αλάσκας αποτελείται από δύο κύριες ζώνες που εκτείνονται για το μεγαλύτερο μέρος του μήκους της. Η βορειοδυτική ζώνη είναι πλάτους 56,3 χιλιομέτρων κοντά στις λίμνες Ugashik, αλλά απουσιάζει στο δυτικό άκρο του νησιού Unimak. Αποτελείται κυρίως από μία μη ενοποιημένη Τεταρτογενή ιλύ, άμμο και χαλίκι. Η νοτιοανατολική ζώνη αποτελείται κυρίως από μεσοζωικά και Καινοζωικά ιζηματογενή και ηφαιστειακά πετρώματα και Τριτογενείς γρανιτικούς πλουτωνίτες (Burk, 1965).

Ολόκληρη η χερσόνησος της Αλάσκας καλύφθηκε από παγετώνα κατά τη διάρκεια του Πλειστόκαινου αλλά τώρα είναι χωρίς πάγο εκτός από μερικές από τις υψηλότερες κορυφές. Αρκετά από τα ηφαιστεια που ξεπερνούν την οροσειρά Aleutian Range ήταν ενεργά μέσα στα τελευταία χρόνια. Οι φλέβες μεταλλεύματος στην περιοχή της χερσονήσου της Αλάσκας (Berg and Cobb, 1967, σελ. 5-7, εικ. 1; Cobb, 1970b) περιέχουν χρυσό, άργυρο, χαλκό, μόλυβδο και ψευδάργυρο. Μόνο εκείνοι στο νησί Unga έχουν χρησιμοποιηθεί στο εμπόριο. Μετάλλευμα αξίας περίπου 2 εκατομμυρίων δολαρίων, κυρίως σε χρυσό και άργυρο από το ορυχείο του Απόλλωνα, παράχθηκε μεταξύ 1891 και 1904 (Σχ.5). Το μόνο προσχωματικό κοίτασμα στην περιοχή της χερσονήσου της Αλάσκας για το οποίο έχει σημειωθεί ρεκόρ παραγωγής είναι μία χρυσοφόρος παραλία στο νησί Porof, όπου εξορύχθηκαν περίπου 580 ουγγιές χρυσού, το 1904 και το 1905, από μια ζώνη περίπου στα τρία τέταρτα του ενός μίλι σε μήκος. Ο περισσότερος χρυσός που ανακτήθηκε βρέθηκε γύρω από μεγάλους ογκόλιθους κοντά στη γραμμή της παλίρροιας. Η εξόρυξη ήταν μικρής κλίμακας και έγινε αρκετά χρόνια πριν τον πρώτο Παγκόσμιο Πόλεμο καθώς δεν υπάρχει πιο πρόσφατη δραστηριότητα. Η πηγή του χρυσού είναι πιθανές μεταλλοφορίες σε έντονα αλλοιωμένο ανδεδίτη. Ο Brooks (1912, σελ. 37) ανέφερε την εξόρυξη παραλιών στο νησί Unga το 1911 αλλά δεν αναγνώρισε συγκεκριμένα την περιοχή στο νησί. Ο Τι-μαγνητίτης και ο ιμηνίτης είναι ευρέως διαδεδομένοι στην άμμο στις παραλίες κατά μήκος των ακτών του κόλπου του Μπρίστολ (Berryhill, 1963). Ο Berryhill συγκέντρωσε δείγματα που περιέχουν έως και 53.33 kg/m³ σιδήρου από το Moffett Point, τη λιμνοθάλασσα Nelson, το Port Holler και το Port Heiden. Η περιεκτικότητα σε τιτάνιο (TiO₂) ήταν γενικά μικρότερη από 14.83 kg/m³. Μερικά δείγματα περιείχαν ίχνη χρυσού. Τα βαρέα ορυκτά στις παραλίες συγκεντρώνονται από αποθέσεις (σε μεγάλο βαθμό παγετωνικές) της παρακείμενης παράκτιας πεδιάδας.



Σχ.5: Θέσεις σημαντικών προσχωματικών συγκεντρώσεων χρυσού στην Αλάσκα και χρόνια πρώτων ανακαλύψεων (Πηγή: Yeend et al, 1998).

3.2 Χημικά-βιοχημικά ιζηματογενή κοιτάσματα

Τα χημικά-βιοχημικά ιζηματογενή κοιτάσματα δημιουργούνται κατά τη διάβρωση των πετρωμάτων, όταν ο σίδηρος και το μαγγάνιο διαλύονται ως ανθρακικά από νερό που περιέχει ανθρακικό οξύ και μεταφέρονται σε έλη, λίμνες και θάλασσες, όπου έχουν εναποτεθεί ως στρώματα μεταλλεύματος, υπό ορισμένες συνθήκες έχουν εναποτεθεί ως ανθρακικά (σιδερίτης και ροδοχρωσίτης), και κάτω από άλλα, ως οξειδία (λειμωνίτης, αιματίτης, πυρολουσίτης κ.λπ.). Όταν τα ιζηματογενή πετρώματα έχουν υποστεί μεταμόρφωση, ο χαρακτήρας του μεταλλεύματος μπορεί να έχει αλλάξει. για παράδειγμα, ο λειμωνίτης άλλαξε σε αιματίτη ή μαγνητίτη. Κατά την ιζηματογένεση δημιουργούνται κοιτάσματα σιδήρου, χαλκού, ουράνιου, χρυσού, μαγγανίου, αργύρου κα. Στη διάρκεια σχηματισμού των κοιτασμάτων αυτών παίζει ρόλο και η δραστηριότητα των βακτηρίων. Οι τεράστιες αποθέσεις αιματίτη στο Bell Island, Newfoundland, είναι ιζηματογενείς. Ο πυριτικός μαγνητίτης του Moose Mountain, Οντάριο και ο σιδερίτης της περιοχής Michipicoten, Οντάριο, μπορεί να έχουν ιζηματογενή προέλευση. Η γύψος και το

αλάτι είναι παραδείγματα ορυκτών που εναποτίθενται από την εξάτμιση του θαλασσινού νερού (Michaud, 2016).

3.2.1 Βιογενή ιζήματα

Τα βιογενή ιζήματα είναι πανταχού παρόντα σε θαλάσσιο περιβάλλον. Τα κύρια τμήματα ταξινομούνται εύκολα με αναφορά στην ποσότητα ανθρακικού που υπάρχει και στο βάθος του νερού στο οποίο βρίσκονται (ρηχά ή βαθιά). Οι κυρίαρχοι τύποι είναι (με την τάξη της αφθονίας): ανθρακικά άλατα βαθέων υδάτων (ασβεστόχα, εκχυλίσματα τρηματοφόρων, μικροαπολιθώματα), πυριτικά αποθέματα βαθέων υδάτων (πυριτικά ιζήματα, διάτομα, ραδιολάρια), ημιπελαγικά κοιτάσματα πλούσια σε διοξείδιο του πυριτίου (σε ηπειρωτικά όρια κάτω από ανοδικές περιοχές), αποθέσεις ανθρακικών ιζημάτων (ανθρακικός ύφαλος και πλατφόρμα, που κυριαρχούνται από συντρίμμια κοραλλιών και φυκιών ή από υλικά από τρηματοφόρα και μαλάκια, ιλύς κ.λπ.) και διάφοροι τύποι αναερόβιων αποθέσεων (πλούσιες σε οργανική ύλη, με ή χωρίς οπάλιο ή ανθρακικό υλικό). Επειδή η βαθιά θάλασσα καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος της επιφάνειας του πλανήτη, τα κυρίαρχα βιογενή κοιτάσματα είναι ιζήματα βαθέων υδάτων (Arrhenius, 1952).

Τα βιογενή ιζήματα στη θάλασσα αποτελούνται από απολιθώματα ή θραύσματα απολιθωμάτων. Αρχικά, ήταν η μελέτη των απολιθωμάτων (παλαιοντολογία) που ασχολήθηκε με την προέλευσή τους και εφάρμοσε αυτή τη γνώση στη βιοστρωματογραφία (η χρονολόγηση ιζηματικών αλληλουχιών και ο εντοπισμός της εξέλιξης) και την ανασυγκρότηση περιβαλλόντων του παρελθόντος (παλαιοοικολογία, παλαιοκλιματολογία, παλαιο-ωκεανογραφία).

Ένα βιογενές ίζημα, είναι κάθε πελαγικό ίζημα που περιέχει περισσότερο από 30 τοις εκατό σκελετικό υλικό. Αυτά τα ιζήματα μπορούν να αποτελούνται είτε από ανθρακική (ή ασβεστολιθική), είτε από πυριτική ιλύς. Το σκελετικό υλικό στα ανθρακικά είναι ανθρακικό ασβέστιο, συνήθως με τη μορφή του ορυκτού ασβεστίτη αλλά μερικές φορές και αραγωνίτη. Οι πιο συνηθισμένοι συνεισφέροντες στα σκελετικά συντρίμμια είναι μικροοργανισμοί όπως τρηματοφόρα και κοκκόλιθοι και μικροσκοπικές ανθρακικές πλάκες που καλύπτουν ορισμένα είδη θαλάσσιων φυκιών και πρωτόζωων. Τα πυριτικά ιζήματα αποτελούνται από οπάλιο (άμορφο, ενυδατωμένο διοξείδιο του πυριτίου) που σχηματίζει τον σκελετό διαφόρων

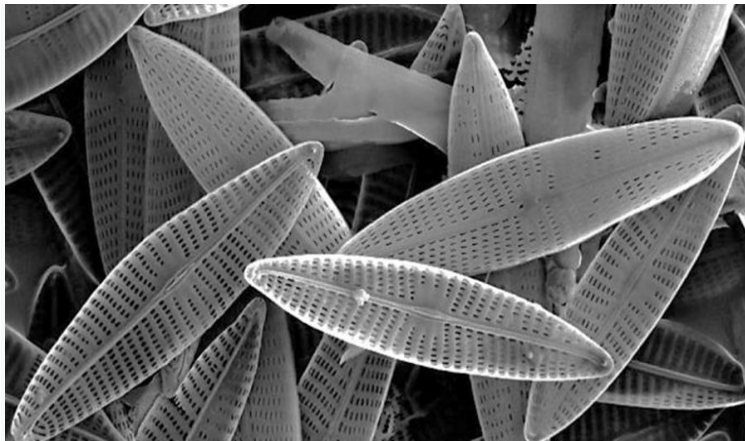
μικροοργανισμών, συμπεριλαμβανομένων των διατόμων (Σχ.6), των ραδιολάριων, των πυριτικών σφουγγαριών και των πυριτικών ελασματοειδών. Η κατανομή των βιογενών υλικών εξαρτάται κυρίως από την παροχή σκελετικού υλικού, τη διάλυση των σκελετών και την αραίωση με άλλους τύπους ιζημάτων, όπως τουρβιδίτες ή αργίλους (Berger και Roth, 1975).

Η πρωτογενής παραγωγικότητα, η παραγωγή οργανικών ουσιών μέσω της φωτοσύνθεσης και της χημειοσύνθεσης, στα επιφανειακά νερά του ωκεανού ελέγχει την παροχή υλικού σε μεγάλο βαθμό. Η παραγωγικότητα είναι υψηλή στον Ισημερινό και στις παράκτιες ζώνες και επίσης όπου οι ωκεάνιες αποκλίσεις συμβαίνουν, δηλαδή κοντά στην Ανταρκτική. Η παραγωγικότητα είναι χαμηλότερη στις κεντρικές περιοχές των ωκεανών και στα δύο ημισφαίρια. Τα πυριτικά ιζήματα είναι πιο αξιόπιστοι δείκτες υψηλής παραγωγικότητας από τα ανθρακικά. Αυτό συμβαίνει επειδή το διοξείδιο του πυριτίου διαλύεται γρήγορα στα επιφανειακά ύδατα και το ανθρακικό διαλύεται σε βαθιά νερά (Kennett, 1982). Ως εκ τούτου, απαιτείται υψηλή παραγωγικότητα επιφάνειας για την παροχή πυριτικών σκελετών στο βυθό του ωκεανού. Ανθρακικά ιζήματα κυριαρχούν στο βαθύ θαλάσσιο πλάτος του Ατλαντικού ωκεανού, ενώ τα πυριτικά είναι πιο συχνά στον Ειρηνικό. Ο βυθός του Ινδικού Ωκεανού καλύπτεται από συνδυασμό και των δύο.

Τα ανθρακικά ιζήματα καλύπτουν περίπου το ήμισυ του παγκόσμιου θαλάσσιου βυθού. Βρίσκονται κυρίως πάνω από βάθος 4.500 μέτρων, ενώ κάτω από αυτό το βάθος διαλύονται γρήγορα. Αυτό το βάθος ονομάζεται βάθος αντιστάθμισης ασβεστίτη (ή CCD). Αντιπροσωπεύει το επίπεδο στο οποίο ο ρυθμός συσσώρευσης ανθρακικού άλατος ισούται με τον ρυθμό διάλυσης ανθρακικού. Στη λεκάνη του Ατλαντικού, το CCD είναι 500 μέτρα βαθύτερο από ό, τι στη λεκάνη του Ειρηνικού, αντανακλώντας τόσο υψηλό ρυθμό προσφοράς όσο και χαμηλό ρυθμό διάλυσης σε σύγκριση με τον Ειρηνικό. Η εισροή ανθρακικού στον ωκεανό γίνεται μέσω ποταμών και υδροθερμικών αεραγωγών βαθέων υδάτων. Η διακύμανση των εισροών, της παραγωγικότητας και των ρυθμών διάλυσης στο γεωλογικό παρελθόν έχει προκαλέσει το CCD να κυμαίνεται πάνω από 2.000 μέτρα. Το CCD τέμνει τις πλευρές των ωκεάνιων κορυφογραμμών του κόσμου, και ως εκ τούτου αυτές καλύπτονται κυρίως από ανθρακικά ιζήματα (Summerhayes, Prell και Emeis, 1992).

Τα πυριτικά ιζήματα κυριαρχούν σε δύο σημεία στους ωκεανούς: γύρω από την Ανταρκτική και μερικούς βαθμούς γεωγραφικού πλάτους βόρεια και νότια του Ισημερινού. Σε μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, τα ιζήματα περιλαμβάνουν κυρίως τα κελύφη των διατόμων. Νότια από την Ανταρκτική Σύγκλιση, τα διάτομα κυριαρχούν στο κάλυμμα των ιζημάτων του θαλάσσιου εδάφους και αναμειγνύονται με παγετώδη θαλάσσια ιζήματα πιο κοντά στην ήπειρο. Το 75% του συνόλου της προσφοράς πυριτίου των ωκεανών εναποτίθεται στην περιοχή γύρω από την Ανταρκτική. Οι αποθέσεις ραδιολάριων είναι πιο συχνές κοντά στον Ισημερινό στον Ειρηνικό ωκεανό. Εκεί, εμφανίζονται τόσο πυριτικές εναποθέσεις όσο και ασβεστολιθικές, αλλά η εναπόθεση ανθρακικών κυριαρχεί στην περιοχή αμέσως κοντά στον Ισημερινό. Τα πυριτικά ιζήματα συγκρατούν την ανθρακική ζώνη και αναμειγνύονται με πελαγικούς αργίλους βορειότερα και νότια. Επειδή οι πυριτικοί σκελετοί διαλύονται τόσο γρήγορα στο θαλασσινό νερό, μόνο τα πιο ισχυρά σκελετικά υπολείμματα βρίσκονται στα πυριτικά ιζήματα. Έτσι, απολιθώματα αυτού του είδους δεν είναι απόλυτα αντιπροσωπευτικά των οργανισμών που ζουν στα παραπάνω νερά (Barron, Bukrya και Walter, 2005).

Η μελέτη των βιογενών ιζημάτων, ιδίως εκείνων που ανακτήθηκαν από το βάθος της θάλασσας, παρέχει τη βάση για ανακατασκευή της ιστορίας των ωκεανών και του κλίματος τα τελευταία 100 εκατομμύρια χρόνια (παλαιοωκεανογραφία). Πληροφορίες για περιόδους πριν από αυτό το χρονικό διάστημα είναι δύσκολο να αποκτηθούν επειδή η κίνηση του θαλάσσιου δαπέδου αφαιρεί τις αποδείξεις.



Σχ.6: Διάτομα. (Πηγή: Mogana Das Murtey and Patchamuthu Ramasamy, 2005).

Τα χημικά ιζήματα περιλαμβάνουν όλα τα μέταλλα που σχηματίζονται από ανόργανες διεργασίες στο ιζηματικό περιβάλλον. Στην πραγματικότητα, οι βιολογικές διεργασίες εμπλέκονται έμμεσα αλλά στενά στη γένεση πολλών «χημικών» ιζημάτων, μέσω της επιρροής τους στις χημικές συνθήκες στο περιβάλλον εναπόθεσης (π.χ. δραστηριότητα Eh ή HS). Η διάκριση μεταξύ χημικών ιζημάτων και ορυκτών που σχηματίζονται από χημική αλλοίωση κάποιων πρόδρομων οξειδίων ή βιογόνων ορυκτών είναι επίσης ασαφής. Π.χ. ο γλαυκονίτης μπορεί να σχηματιστεί με ανόργανη αλλοίωση ενός (συχνά βιολογικά υποβαθμισμένου) αργιλώδους σβώλου ή ορυκτού κόκκου, καθώς και με άμεση χημική καθίζηση (Bernier, 1981).

Ενώ τα κλαστικά ιζηματογενή πετρώματα κυριαρχούνται από συστατικά που έχουν μεταφερθεί ως συμπαγείς πυρήνες (πηλός, ιλύς, άμμος κ.λπ.), στα χημικά ιζηματογενή πετρώματα κυριαρχούν συστατικά που έχουν μεταφερθεί ως ιόντα σε διάλυμα (Na^+ , Ca_2^+ , HCO_3^- κ.λπ.). Υπάρχει κάποια επικάλυψη μεταξύ των δύο επειδή σχεδόν όλα τα κλαστικά ιζηματογενή πετρώματα περιέχουν σχηματισμούς από διαλυμένα ιόντα, και πολλά χημικά ιζηματογενή πετρώματα περιλαμβάνουν μερικούς κλαστίτες. Δεδομένου ότι τα ιόντα μπορούν να παραμείνουν σε διάλυμα για δεκάδες χιλιάδες χρόνια (μερικά πολύ περισσότερο) και μπορούν να ταξιδέψουν για δεκάδες χιλιάδες χιλιόμετρα, είναι ουσιαστικά αδύνατο να συσχετιστούν τα χημικά ιζήματα με τα πηγή τους. Το πιο κοινό χημικό ιζηματογενές πέτρωμα είναι ο ασβεστόλιθος. Άλλα περιλαμβάνουν τον πυριτόλιθο, το σχηματισμό σιδήρου και μια ποικιλία πετρωμάτων που σχηματίζονται όταν εξατμίζονται υδάτινα σώματα. Οι βιολογικές διεργασίες είναι σημαντικές για το σχηματισμό μερικών χημικών ιζηματογενών πετρωμάτων, ιδιαίτερα των ασβεστόλιθων και του πυριτόλιθου. Για παράδειγμα, ο ασβεστόλιθος αποτελείται σχεδόν εξ ολοκλήρου από θραύσματα θαλάσσιων οργανισμών που παράγουν ασβεστίτη για τα κελύφη τους και άλλα σκληρά μέρη, και το μεγαλύτερο μέρος περιλαμβάνει τουλάχιστον τα κελύφη των μικροσκοπικών θαλάσσιων οργανισμών, όπως τα διάτομα και τα ραδιολάρια (Amstutz, 1973).

Σχεδόν όλοι οι ασβεστόλιθοι σχηματίζονται στους ωκεανούς και οι περισσότεροι σχηματίζονται στα ρηχά ηπειρωτικά περιθώρια, ειδικά σε τροπικές περιοχές με κοραλλιογενείς υφάλους. Οι υφαλοι είναι εξαιρετικά παραγωγικά οικοσυστήματα που κατοικούνται από ένα ευρύ φάσμα οργανισμών, πολλοί από τους οποίους χρησιμοποιούν ιόντα ασβεστίου και όξινου ανθρακικού άλατος στο θαλασσίνο νερό για να φτιάξουν ανθρακικά ορυκτά (ειδικά ασβεστίτη) για τα κελύφη τους και άλλες δομές. Αυτά περιλαμβάνουν τα κοράλλια, φυσικά, αλλά και πράσινα και κόκκινα φύκια, αχινούς, σφουγγάρια, μαλάκια και καρκινοειδή. Ειδικά μετά το θάνατό τους, αλλά ακόμη και όταν είναι ακόμα ζωντανοί, αυτοί οι οργανισμοί διαβρώνονται από κύματα και ρεύματα για να παράγουν θραύσματα ανθρακικού υλικού που συσσωρεύεται στη γύρω περιοχή (Trudgill, 1985).

Οι υφαλοι τείνουν να σχηματίζονται κοντά στα άκρα των απότομων βράχων, επειδή οι οργανισμοί των υφάλων ευδοκιμούν σε αναπτυσσόμενα ρεύματα πλούσια σε θρεπτικά συστατικά. Καθώς ο ύφαλος συσσωρεύεται, διαβρώνεται από κύματα και ρεύματα για να παράγει ανθρακικά ιζήματα που μεταφέρονται στην απόκρημνη υπεράκτια περιοχή του υφάλου και την πιο ρηχή ενδοχώρα. Αυτά τα ιζήματα κυριαρχούνται από ανθρακικά θραύσματα υφάλου όλων των μεγεθών, συμπεριλαμβανομένης της λάσπης. Σε πολλές τέτοιες περιοχές, ιζήματα πλούσια σε ανθρακικά υλικά, συσσωρεύονται επίσης σε ήσυχες λιμνοθάλασσες, όπου κυριαρχούν θραύσματα λάσπης και μαλακίων ή σε υπεράκτιες περιοχές με ισχυρά ρεύματα, όπου είτε τα *Foraminifera* συσσωρεύονται είτε ο ασβεστίτης κρυσταλλώνεται ανόργανα για να σχηματίσουν ωοειδή - σφαίρες ασβεστίου που σχηματίζονται σε ρηχά νερά των τροπικών ωκεανών με ισχυρά ρεύματα.

Ο ασβεστόλιθος συσσωρεύεται επίσης σε βαθύτερα νερά, από τη συνεχή βροχή των ανθρακικών κελυφών μικροσκοπικών οργανισμών που ζούσαν κοντά στην επιφάνεια του ωκεανού. Το κατώτερο όριο για τη συσσώρευση ασβεστόλιθου είναι περίπου 4.000 μέτρα. Κάτω από αυτό το βάθος, ο ασβεστίτης είναι διαλυτός έτσι ο ασβεστόλιθος δεν συσσωρεύεται. Ο ασβεστίτης μπορεί επίσης να σχηματιστεί στην ξηρά σε διάφορα περιβάλλοντα. Ο τύπος Tufa (Σχ.7) σχηματίζεται σε πηγές και ο τραβερτίνης (που είναι λιγότερο πορώδης) σχηματίζεται σε θερμές πηγές. Παρόμοιο

υλικό καθιζάνει μέσα σε ασβεστολιθικές σπηλιές για να σχηματίσει σταλακτίτες, σταλαγμίτες και ένα ευρύ φάσμα άλλων σπηλαιθαιμάτων (Ford, 1989).



Σχ.7: Tufa (Πηγή: Pedley et al. 2000).

3.2.4 Δολομίτης

Ο δολομίτης ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) είναι ένα άλλο άνυδρο ανθρακικό ορυκτό που αποτελείται από ανθρακικό ασβέστιο και μαγνήσιο, αλλά ο όρος δολομίτης είναι επίσης και το όνομα για ένα πέτρωμα που αποτελείται από το ορυκτό δολομίτη (Σχ.8). Το πέτρωμα δολομίτης είναι αρκετά συνηθισμένο (υπάρχει μια ολόκληρη ιταλική οροσειρά που πήρε το όνομά του), κάτι που προκαλεί έκπληξη αφού οι θαλάσσιοι οργανισμοί δεν παράγουν δολομίτη. Όλος ο δολομίτης που βρέθηκε στα αρχαία πετρώματα σχηματίστηκε μέσω μαγνησίου αντικαθιστώντας μέρος του ασβεστίου σε ανθρακικές λάσπες και άμμους. Αυτή η διαδικασία είναι γνωστή ως δολομιτίωση και πιστεύεται ότι λαμβάνει χώρα εκεί όπου το νερό πλούσιο σε μαγνήσιο διαπερνά τα ιζήματα σε ανθρακικά παλιρροϊκά επίπεδα. Ο ορυκτός δολομίτης κρυσταλλώνεται στο τριγωνικό-ρομβοεδρικό σύστημα. Σχηματίζει λευκούς, μαύρους, γκρι ή ροζ κρυστάλλους. Ο δολομίτης έχει διπλό άνθρακα, με εναλλασσόμενη δομική διάταξη ιόντων ασβεστίου και μαγνησίου. Εκτός αν είναι σε λεπτή μορφή σκόνης, δεν διαλύεται γρήγορα ούτε αναβλύζει σε κρύο αραιό υδροχλωρικό οξύ όπως κάνει ο ασβεστίτης. Η υψηλή περιεκτικότητα σε μαγγάνιο δίνει στους κρυστάλλους ένα ροζ χρώμα. Ο μόλυβδος, ο ψευδάργυρος και το

κοβάλτιο αντικαθιστούν επίσης στη δομή το μαγνήσιο. Ο ορυκτός δολομίτης σχετίζεται στενά με τον χουντίτη $Mg_3Ca(CO_3)_4$. Επειδή ο δολομίτης μπορεί να διαλυθεί με ελαφρώς όξινο νερό, οι περιοχές όπου ο δολομίτης υπάρχει ως άφθονο ορυκτό και σχηματίζει πετρώματα, είναι σημαντικές ως υδροφόροι ορίζοντες και συμβάλλουν στο σχηματισμό του καρστικού εδάφους (Warren, 2000).

Ο σύγχρονος σχηματισμός δολομίτη βρέθηκε να συμβαίνει κάτω από αναερόβιες συνθήκες σε υπερκορεσμένες αλμυρές λιμνοθάλασσες όπως αυτές στην ακτή του Ρίο ντε Τζανέιρο της Βραζιλίας, συγκεκριμένα, τη Lagoa Vermelha και τη Brejo do Espinho. Υπάρχουν πολλές άλλες τοποθεσίες όπου σχηματίζεται ο σύγχρονος δολομίτης, κυρίως κατά μήκος του Περσικού Κόλπου, αλλά και σε ιζηματογενείς λεκάνες. Γενικά, ο δολομίτης χαμηλής θερμοκρασίας μπορεί να εμφανιστεί σε φυσικά υπερκορεσμένα περιβάλλοντα πλούσια σε εξωκυτταρικές πολυμερείς ουσίες (EPS) και μικροβιακές κυτταρικές επιφάνειες. Αυτό είναι πιθανόν αποτέλεσμα της συμπλοκοποίησης τόσο του μαγνησίου όσο και του ασβεστίου από καρβοξυλικά οξέα που περιλαμβάνουν EPS.



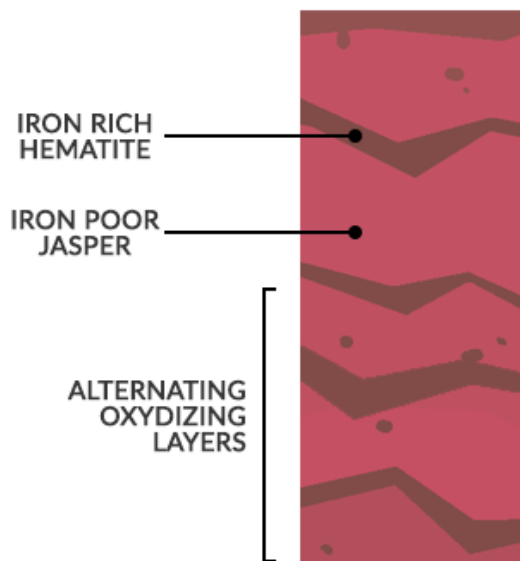
Σχ.8: Πέτρωμα Δολομίτη (Πηγή: Warren, 2000).

Δεν σχηματίζουν όλοι οι θαλάσσιοι οργανισμοί τα σκληρά τους μέρη από ασβέστιο. Ορισμένοι, όπως τα ραδιολαριά και τα διάτομα, χρησιμοποιούν πυρίτιο και όταν πεθαίνουν τα μικροσκοπικά τους κελύφη εγκαθίστανται αργά στον πυθμένα όπου συσσωρεύονται ως πυριτόλιθος. Σε ορισμένες περιπτώσεις, ο πυριτόλιθος εναποτίθεται μαζί με ασβεστόλιθο στον μέτρια βαθύ ωκεανό, αλλά τα δύο τείνουν να παραμένουν χωριστά, οπότε οι κηλίδες εντός ασβεστόλιθου είναι αρκετά συχνές. Σε άλλες καταστάσεις, και ιδιαίτερα σε πολύ βαθιά νερά, ο πυριτόλιθος συσσωρεύεται από μόνος του, συνήθως σε λεπτά στρώματα (Condie, 2016).

3.3 Ταινιωτοί Σιδηρούχοι Σχηματισμοί (BIF)

Μερικά αρχαία στρώματα πυριτόλιθου χρονολογούνται μεταξύ 1800 και 2400 Ma και συνδυάζονται επίσης με ένα πέτρωμα γνωστό ως ταινιωτοί σιδηρούχοι σχηματισμοί (BIF), μια βαθιά εναπόθεση οξειδίου του σιδήρου στον πυθμένα της θάλασσας, αποτελούμενο από 15 τοις εκατό ή περισσότερο σίδηρο ιζηματογενούς προέλευσης και στρώματα από χαλκηδόνιο, ίασπισ ή χαλαζία. Το BIF σχηματίζεται όταν ο σίδηρος που διαλύεται στο θαλασσινό νερό οξειδώνεται, γίνεται αδιάλυτος και βυθίζεται στον πυθμένα με τον ίδιο τρόπο που κάνουν οι δοκιμές πυριτίου για να σχηματίσουν πυριτόλιθο. Τα περισσότερα BIF περιέχουν οξείδια σιδήρου-αιματίτη με δευτερογενή μαγνητίτη (Σχ.9), γκαιτίτη-λειμωνίτη και χρησιμοποιούνται συνήθως ως χαμηλού βαθμού σιδηρομετάλλευμα (π.χ., όπως στην περιοχή Lake Superior της Βόρειας Αμερικής). Είναι επίσης πολύ μεταμορφωμένα. Η επικράτηση του BIF σε πετρώματα τα οποία χρονολογούνται από 2400 έως 1800 Ma οφείλεται στις αλλαγές στην ατμόσφαιρα και τους ωκεανούς που έλαβαν χώρα κατά τη χρονική αυτή περίοδο. Ο σχηματισμός τους αποδίδεται ποικίλα σε ηφαιστειακή δραστηριότητα, ρυθμική εναπόθεση από διαλύματα σιδήρου και πυριτίου λόγω εποχιακών διακυμάνσεων, οξείδωση ιζημάτων πλούσιων σε σίδηρο ταυτόχρονα με την εναπόθεση και καθίζηση από το διάλυμα ως αποτέλεσμα ειδικών συνθηκών αναγωγής-οξείδωσης. Πιο αναλυτικά, τα φωτοσυνθετικά βακτήρια (δηλ. Κυανοβακτήρια, γνωστά και ως γαλαζοπράσινα φύκια) καταναλώνουν διοξείδιο του άνθρακα από την ατμόσφαιρα και χρησιμοποιούν την ηλιακή ενέργεια για να το

μετατρέψουν σε οξυγόνο. Αυτά τα βακτήρια αναπτύχθηκαν αρχικά γύρω στα 3500 Ma, και για τα επόμενα δισεκατομμύρια χρόνια, σχεδόν όλο το ελεύθερο οξυγόνο εξαντλήθηκε από χημικές και βιολογικές διεργασίες, αλλά μέχρι τα 2400 Ma τα επίπεδα ελεύθερου οξυγόνου άρχισαν να αυξάνονται στην ατμόσφαιρα και τους ωκεανούς. Σε διάστημα 600 εκατομμυρίων ετών, αυτό το οξυγόνο μετέτρεψε σταδιακά τον διαλυτό σιδηρούχο σίδηρο (Fe_2^+) σε αδιάλυτο σιδηρούχο σίδηρο (Fe_3^+), ο οποίος συνδυάστηκε με οξυγόνο για να σχηματίσει τον ορυκτό αιματίτη, οδηγώντας στη συσσώρευση BIF. Τα κοιτάσματα BIF αποτελούν το 90% σε παγκόσμιες εναποθέσεις σιδήρου. Τα πιο σημαντικά τοποθετούνται στις ακόλουθες περιοχές: Griquatown-Transvaal (Νότια Αφρική), Hamersley (Αυστραλία), Krivoy και Kurst (Ρωσία), Sokoman (Καναδάς), Lake Superior (ΗΠΑ) και Caue (Βραζιλία), το οποίο οφείλεται για την προέλευση περίπου του συνόλου της παραγωγής του σιδήρου σε παγκόσμια κλίμακα (Condie, 2016).



Σχ.9: Οι ταινιωτοί σιδηρούχοι σχηματισμοί (BIF) έχουν συνήθως εναλλασσόμενα στρώματα. Πρώτο Στρώμα: Το πρώτο στρώμα είναι είτε μαγνητίτης (Fe_3O_4) είτε αιματίτης (Fe_2O_3) πάχους μερικών χιλιοστών έως μερικών εκατοστών. Δεύτερο στρώμα: Το επόμενο στρώμα είναι συνήθως σχιστόλιθοι φτωχοί σε σίδηρο, συχνά κόκκινου χρώματος (Πηγή: Geology Milestone Events, 2021).

Ένας εβαπορίτης είναι ένα υδατοδιαλυτό ιζηματογενές απόθεμα ορυκτών που προκύπτει από τη συγκέντρωση και την κρυστάλλωση με εξάτμιση από ένα υδατικό διάλυμα. Υπάρχουν δύο τύποι αποθεμάτων εβαποριτών: θαλάσσια, τα οποία μπορούν επίσης να περιγραφούν ως ωκεάνια κοιτάσματα, και μη θαλάσσια, τα οποία βρίσκονται σε υδάτινα σώματα, όπως λίμνες. Οι εβαπορίτες θεωρούνται ιζηματογενή πετρώματα και σχηματίζονται από χημικά ιζήματα.

Αν και όλα τα υδάτινα σώματα στην επιφάνεια και στους υδροφόρους ορίζοντες περιέχουν διαλυμένα άλατα, το νερό πρέπει να εξατμιστεί στην ατμόσφαιρα για να καταβυθιστούν τα ορυκτά. Για να συμβεί αυτό, το υδάτινο σώμα πρέπει να εισέλθει σε περιορισμένο περιβάλλον όπου η είσοδος νερού σε αυτό το περιβάλλον παραμένει κάτω από τον καθαρό ρυθμό εξάτμισης. Αυτό είναι συνήθως ένα άνυδρο περιβάλλον με μια μικρή λεκάνη που τροφοδοτείται από μια περιορισμένη είσοδο νερού. Όταν συμβαίνει εξάτμιση, το υπόλοιπο νερό εμπλουτίζεται σε άλατα και καθιζάνουν όταν το νερό γίνεται υπερκορεσμένο (Somnenfeld, 2003).

Σε άνυδρες περιοχές, οι λίμνες και οι εσωτερικές θάλασσες τυπικά δεν έχουν έξοδο διαφυγής ενός ρεύματος και το νερό που ρέει μέσα τους απομακρύνεται μόνο με εξάτμιση. Υπό αυτές τις συνθήκες, το νερό συγκεντρώνεται όλο και περισσότερο με διαλυμένα άλατα και τελικά μερικά από αυτά τα άλατα φτάνουν σε επίπεδα κορεσμού και αρχίζουν να κρυσταλλώνονται. Αν και όλες οι εναποθέσεις εξατμίσεων είναι μοναδικές λόγω διαφορών στη χημεία του νερού, στις περισσότερες περιπτώσεις μικρές ποσότητες ανθρακικών αρχίζουν να καθιζάνουν όταν το διάλυμα μειωθεί στο 50% περίπου του αρχικού του όγκου. Η γύψος ($\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$) καθιζάνει στο 20% περίπου του αρχικού όγκου και ο αλίτης (NaCl) καταβυθίζεται στο 10%. Άλλα σημαντικά ορυκτά εξάτμισης περιλαμβάνουν το χλωριούχο κάλιο (Sylvite) (KCl) και το βόρακα (borax) ($\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$). Το Sylvite εξορύσσεται σε πολλές τοποθεσίες στο Saskatchewan από εξατμίσεις που εναποτέθηκαν κατά τη διάρκεια του Δεβόνιου (~ 385 Ma) όταν μια εσωτερική θάλασσα κατέλαβε μεγάλο μέρος της περιοχής.

Οι θαλάσσιοι εβαπορίτες τείνουν να έχουν παχύτερες αποθέσεις και συνήθως αποτελούν το επίκεντρο πιο εκτεταμένης έρευνας. Έχουν επίσης σύστημα εξάτμισης. Όταν οι επιστήμονες εξατμίζουν το νερό των ωκεανών σε ένα εργαστήριο, τα ορυκτά εναποτίθενται με μια καθορισμένη σειρά που αποδείχθηκε για πρώτη φορά από τον Usiglio το 1884. Η πρώτη φάση του πειράματος ξεκινά όταν παραμένει περίπου το 50% του αρχικού βάθους του νερού. Σε αυτό το σημείο, αρχίζουν να σχηματίζονται μικρά ανθρακικά ορυκτά. Η επόμενη φάση της ακολουθίας έρχεται όταν το πείραμα μείνει με περίπου 20% του αρχικού του επιπέδου. Σε αυτό το σημείο, αρχίζει να σχηματίζεται ο ορυκτός γύψος, ο οποίος στη συνέχεια ακολουθείται από αλίτη στο 10%, εξαιρουμένων των ανθρακικών ορυκτών που τείνουν να μην είναι εβαπορίτες. Τα πιο κοινά ορυκτά που γενικά θεωρούνται τα πιο αντιπροσωπευτικά των θαλάσσιων εβαποριτών είναι ο ασβεστίτης, Η γύψος, ο ανυδρίτης, ο αλίτης, ο συλβίτης, ο καρναλίτης, ο λανγκεϊνίτης, ο πολυαλίτης και ο καϊνίτης. Το θειικό μαγνήσιο (Kieserite) ($MgSO_4$) μπορεί επίσης να συμπεριληφθεί, το οποίο συχνά αποτελεί λιγότερο από το τέσσερις τοις εκατό του συνολικού περιεχομένου. Ωστόσο, υπάρχουν περίπου 80 διαφορετικά ορυκτά που έχουν αναφερθεί σε αποθέσεις εβαποριτών, αν και μόνο περίπου δώδεκα είναι αρκετά κοινά για να θεωρηθούν σημαντικά για να σχηματίσουν πετρώματα.

Μη θαλάσσιοι εβαπορίτες:

Οι μη θαλάσσιοι εβαπορίτες αποτελούνται συνήθως από μέταλλα που δεν είναι κοινά σε θαλάσσια περιβάλλοντα, διότι γενικά το νερό το οποίο καθιζάνει στο μη θαλάσσιο εβαπορίτη έχει αναλογίες χημικών στοιχείων διαφορετικών από αυτά που βρίσκονται στο θαλάσσιο περιβάλλον. Τα ορυκτά που βρίσκονται σε αυτά τα κοιτάσματα περιλαμβάνουν τον κυανίτη, το βόρακα, τον εпсоμίτη, το gaylussite, το glauberite, το mirabilite, το theardardite και το trona. Τα μη θαλάσσια κοιτάσματα μπορεί επίσης να περιέχουν αλίτη, γύψο και ανυδρίτη και μπορεί σε ορισμένες περιπτώσεις να κυριαρχούν ακόμη και αυτά τα ορυκτά, αν και δεν προέρχονται από ωκεάνια κοιτάσματα. Ωστόσο, αυτό δεν καθιστά τις μη θαλάσσιες αποθέσεις λιγότερο σημαντικές. Αυτές οι εναποθέσεις συχνά βοηθούν στη δημιουργία μιας εικόνας στο παρελθόν της Γης. Ορισμένες συγκεκριμένες αποθέσεις δείχνουν ακόμη

και σημαντικές τεκτονικές και κλιματικές αλλαγές. Αυτά τα κοιτάσματα μπορεί επίσης να περιέχουν σημαντικά ορυκτά που βοηθούν στη σημερινή οικονομία. Παχιά μη θαλάσσια κοιτάσματα που συσσωρεύονται τείνουν να σχηματίζονται όπου οι ρυθμοί εξάτμισης θα υπερβαίνουν το ρυθμό εισροής και όπου υπάρχουν επαρκείς διαλυτές προμήθειες. Η εισροή πρέπει επίσης να συμβεί σε μια κλειστή λεκάνη, ή μια με περιορισμένη εκροή, έτσι ώστε το ίζημα να έχει χρόνο να συσσωρεύεται και να σχηματίζεται σε μια λίμνη ή άλλο όρθιο υδάτινο σώμα (Bertoni και Cartwright, 2007). Πρωταρχικά παραδείγματα αυτού ονομάζονται "αλατούχα κοιτάσματα λίμνης". Οι αλμυρές λίμνες διαχωρίζονται σε πολυετείς λίμνες, οι οποίες είναι λίμνες που υπάρχουν όλο το χρόνο, λίμνες playa, οι οποίες είναι λίμνες που εμφανίζονται μόνο κατά τη διάρκεια ορισμένων εποχών ή οποιονδήποτε άλλο όρο που χρησιμοποιείται για τον ορισμό τόπων που συγκρατούν κατά διαστήματα υδάτινα σώματα ή όλο το χρόνο. Παραδείγματα σύγχρονων μη θαλάσσιων περιβάλλοντων εναπόθεσης περιλαμβάνουν τη Μεγάλη Αλυκή Λίμνη στη Γιούτα και τη Νεκρά Θάλασσα, η οποία βρίσκεται μεταξύ Ιορδανίας και Ισραήλ.

Τα περιβάλλοντα εναπόθεσης με εξάτμιση που πληρούν τις παραπάνω προϋποθέσεις περιλαμβάνουν:

- Περιοχές τεκτονικών και ημι-τεκτονικών βυθισμάτων σε ηπειρωτικά περιβάλλοντα ρήγματος που τροφοδοτούνται από περιορισμένη αποστράγγιση ποταμών, συνήθως σε υποτροπικά ή τροπικά περιβάλλοντα. Παραδείγματα περιβάλλοντων προς το παρόν που ταιριάζουν με αυτό είναι η Denakil, η Αιθιοπία, η Κοιλιάδα του Θανάτου και η Καλιφόρνια.
- Περιβάλλοντα τεκτονικών βυθισμάτων σε περιβάλλοντα ωκεάνιων σχισμών που τροφοδοτούνται από περιορισμένη ωκεάνια εισροή, οδηγώντας σε ενδεχόμενη απομόνωση και εξάτμιση. Παραδείγματα περιλαμβάνουν την Ερυθρά Θάλασσα και τη Νεκρά Θάλασσα στην Ιορδανία και το Ισραήλ.
- Εσωτερικές λεκάνες αποστράγγισης σε ξηρό έως ημίξηρο εύκρατο έως τροπικό περιβάλλον που τροφοδοτείται από εφήμερη αποστράγγιση. Παραδείγματα περιβάλλοντων προς το παρόν περιλαμβάνουν την έρημο Simpson, τη Δυτική Αυστραλία και τη Great Salt Lake στη Γιούτα.
- Μη λεκανικές περιοχές που τροφοδοτούνται αποκλειστικά από τη διαρροή υπόγειων υδάτων από αρτεσιανά νερά. Παραδείγματα περιβαλλόντων

περιλαμβάνουν τα βυθίσματα της ερήμου Βικτώριας, που τροφοδοτούνται από τη Μεγάλη Λεκάνη της Αρτεσίας, Αυστραλία.

- Περιορισμένες παράκτιες πεδιάδες σε οπισθοδρομικά θαλάσσια περιβάλλοντα. Τα παραδείγματα περιλαμβάνουν τα κοιτάσματα sabkha του Ιράν, της Σαουδικής Αραβίας και της Ερυθράς Θάλασσας, το Garabogazköl της Κασπίας Θάλασσας.
- Λεκάνες αποστράγγισης που τρέφονται σε εξαιρετικά ξηρά περιβάλλοντα. Στα παραδείγματα περιλαμβάνονται οι έρημοι της Χιλής, ορισμένα τμήματα της Σαχάρας και το Ναμίμπ.
- Οι πιο σημαντικές γνωστές εναποθέσεις εξατμίσεων συνέβησαν κατά τη διάρκεια της Μεσσηνιακής κρίσης αλατότητας στη λεκάνη της Μεσογείου.

Οι σχηματισμοί εβαπορίτη δεν χρειάζεται να αποτελούνται εξ ολοκλήρου από αλάτι. Στην πραγματικότητα, οι περισσότεροι σχηματισμοί εβαποριτών δεν περιέχουν περισσότερο από λίγα τοις εκατό ορυκτών εξατμίσεων, ενώ το υπόλοιπο αποτελείται από πιο τυπικά πετρώματα και ανθρακικά άλατα. Παραδείγματα σχηματισμών εξατμίσεων περιλαμβάνουν εμφανίσεις εξατμιζόμενου θείου στην Ανατολική Ευρώπη και τη Δυτική Ασία (Cita, 1973).

Για να αναγνωριστεί ένας σχηματισμός ως εβαπορίτης, μπορεί απλώς να απαιτηθεί αναγνώριση ψευδομορφών αλογονιδίων, αλληλουχιών που αποτελούνται από κάποια αναλογία ορυκτών εξατμίσεων και αναγνώριση υφών ρωγμών λάσπης ή άλλων υφών.

Οικονομική σημασία των εβαποριτών:

Οι εβαπορίτες είναι σημαντικοί από οικονομική άποψη λόγω της ορυκτολογίας τους, των φυσικών ιδιοτήτων τους επί τόπου και της συμπεριφοράς τους εντός της υπο επιφάνειας. Τα ορυκτά εβαπορίτη, ιδιαίτερα τα νιτρικά, είναι οικονομικά σημαντικά στο Περού και τη Χιλή. Τα νιτρικά ορυκτά εξορύσσονται συχνά για χρήση στην παραγωγή λιπασμάτων και εκρηκτικών. Τα παχιά κοιτάσματα αλίτη αναμένεται να γίνουν μια σημαντική τοποθεσία για τη διάθεση πυρηνικών αποβλήτων λόγω της γεωλογικής τους σταθερότητας, της προβλέψιμης μηχανικής και φυσικής συμπεριφοράς και της μη διαπερατότητας τους στα υπόγεια ύδατα. Οι σχηματισμοί αλίτη είναι διάσημοι για την ικανότητά τους να σχηματίζουν διάπυρα,

τα οποία παράγουν ιδανικές τοποθεσίες για την παγίδευση κοιτασμάτων πετρελαίου. Τα κοιτάσματα αλίτη εξορύσσονται συχνά για χρήση ως αλάτι (Warren, 1999).

3.5 Κόνδυλοι μαγγανίου

Οι μεγαλύτερες σύγχρονες αποθέσεις Mn σχηματίζονται στο θαλάσσιο περιβάλλον, όπου τέτοιες όψεις οξειδίου του Mn αποτελούν σημαντική προώθηση όλων των πρόσφατων θαλάσσιων ιζημάτων. Για παράδειγμα, οι Menard και Shiper (1958) υπολόγισαν ότι το 20-30% του δαπέδου του νοτιοδυτικού Ειρηνικού καλύπτεται με σκυροδέματα σιδηρομαγγανίου. Ο Skornyakova, (1960) υπολόγισε 10 % κάλυψη για τον βορειοανατολικό Ειρηνικό και ο Mero, (1962) υπολόγισε ότι ολόκληρο το δάπεδο του Ειρηνικού περιέχει 1018 μετρικούς τόνους μαγγανιοφόρων αποθέσεων, κατά μέσο όρο $04-1 \sim 8 \text{ g/cm}^2$ του βυθού του ωκεανού. Το μέσο περιεχόμενο Mn όλων των σύγχρονων θαλάσσιων ιζημάτων είναι 0,3-0,8 wt.% (Lynn και Bonatti, 1965). Αναμφίβολα, υπάρχει σημαντικό ενδιαφέρον για αυτές τις καταθέσεις ως πιθανά μεταλλεύματα.

Οι κόνδυλοι (Σχ.10) εμφανίζονται σχεδόν σε όλα τα βάθη και τα γεωγραφικά πλάτη τόσο σε ανοιχτούς ωκεανούς όσο και σε εσωτερικές θάλασσες. Είναι επίσης κοινά σε ιζήματα λιμνών γλυκού νερού των βόρειων εύκρατων και υποαρκτικών ζωνών. Παρόλο που οι περισσότεροι κόνδυλοι βρίσκονται σε ιζηματογενή επιφάνεια, ορισμένοι εμφανίζονται σε μικρό βάθος μέσα στον πυθμένα. Για παράδειγμα, οι Cronan and Tooms (1969), στις μελέτες του κεντρικού και νότιου Ειρηνικού, διαπίστωσαν ότι το 65 τοις εκατό των κονδύλων που ανιχνεύθηκαν βρίσκονταν απευθείας στην ιζηματογενή επιφάνεια, ενώ τα υπόλοιπα έδειχναν μια σχεδόν ομοιόμορφη κατανομή σε βάθος 3 ή 4 μέτρων. Σε πυρήνες της συλλογής Lamont-Doherty από τον Βόρειο Ειρηνικό, κατά μέσο όρο 91 τοις εκατό όλων των κονδύλων βρίσκονται στην επιφάνεια, ενώ υπάρχουν τέσσερις φορές περισσότεροι στην επιφάνεια από ό,τι στα υποβρύχια 3 πόδια ιζήματος (Horn et al., 1972). Μια παρόμοια στρωματογραφική κατανομή ισχύει για το συνολικό ιζηματογενές Mn, όπου τα βαθύτερα ιζήματα μειώνονται επαρκώς για να επιτελέσουν διαγενετική μετακίνηση, το Mn συγκεντρώνεται περισσότερο στα ανώτερα οξειδωτικά στρώματα και μειώνεται με το βάθος (Van der Weijden et al., 1970; Li et al., 1969).

Τα προφίλ αυτού του τύπου είναι τυπικά, όπου τα ποσοστά καθίζησης είναι υψηλά. Οριζόντια, οι κόνδυλοι Μπ φαίνεται να είναι πιο άφθονοι σε πελαγικές περιοχές που χαρακτηρίζονται από χαμηλούς ρυθμούς συσσώρευσης ιζημάτων. Οι επιφάνειες των ιζημάτων που φέρουν κονδύλους συχνά εμφανίζουν σημάδια κυματισμού και καθαρισμού, υποδεικνύοντας ήπια κίνηση των βυθών. Οι κόνδυλοι Μπ είναι συνήθως βοτριοειδείς, κρυπτοκρυσταλλικοί και έχουν μέγεθος από μικροσκοπικούς κόκκους έως ογκόλιθους σε απόσταση μερικών ποδιών. Συχνά εμφανίζουν στρώσεις «δέρματος κρεμμυδιού» με εναλλασσόμενη υψηλή και χαμηλή περιεκτικότητα σε οξυδροξείδιο του σιδήρου. Συχνά περιέχουν έναν κεντρικό πυρήνα που αποτελείται από μια ποικιλία στερεών: πολύ αλλοιωμένο αλμυρολιτικό υλικό όπως το παλαγονιτικό γυαλί, το phillipsite και άλλοι ζεόλιθοι (Bonatti and Nayudu, 1965), ή κοινές ουσίες του πυθμένα της θάλασσας-όπως π.χ. ανθρακικά, φωσφορικά, άργιλοι, πυριτικά, δόντια καρχαρία και άλλα υπολείμματα ζώων (Mero, 1962).



Σχ.10: Εσωτερικό κόνδυλου μαγγανίου: Για εκατομμύρια χρόνια τα ορυκτά εναποτίθενται γύρω από έναν πυρήνα (Πηγή: Charles D. Winters/NatureSource/Agentur Focus).

Το μαγγάνιο σε ισορροπία στο θαλασσινό νερό εμφανίζεται κυρίως ως Mn^{2+} και ανόργανα σε αναλογία συγκέντρωσης περίπου 1:0,72. Η διαλυτότητα μειώνεται εκθετικά με την αύξηση του pH ή του Eh. Ωστόσο, τα οξειδία του κόνδυλου birnessite και todorokite είναι τουλάχιστον τέσσερις τάξεις μεγέθους ακόρεστα σε σχέση με τις συγκεντρώσεις Mn του θαλασσινού νερού και είναι μετασταθή σε σχέση με τον χαουσμανίτη και το μαγγανίτη. Αυτή η φαινομενική έλλειψη ισορροπίας εξηγείται από τον μηχανισμό της καθίζησης. Οι επιφάνειες βοηθούν την κατακρήμιση του Mn καταλύοντας την εξισορρόπηση μεταξύ διαλυμένου και δραστικού O_2 και ταυτόχρονα επίσης με την προσρόφηση ιοντικών ειδών Mn. Το αποτελεσματικό Eh στην επιφάνεια γίνεται 200-400 mV πάνω από αυτό του θαλασσινού νερού, ο ρυθμός οξείδωσης του Mn αυξάνεται περίπου επί 108 και οι ενέργειες ενεργοποίησης για την οξείδωση του Mn μειώνονται περίπου 11,5 kcal/mole. Κατά συνέπεια, θαλάσσιοι κόνδυλοι Mn σχηματίζονται με προσρόφηση και καταλυτική οξείδωση Mn^{2+} και ιόντων σιδήρου σε πυρηνικές επιφάνειες όπως πυριτικά άλατα της θάλασσας, οξυϋδροξείδια, ανθρακικά άλατα, φωσφορικά άλατα και βιογενή συντρίμια. Οι προκύπτουσες επιφάνειες σιδηρομαγγανίου αυτοκαταλύουν περαιτέρω ανάπτυξη. Επιπλέον, τα βακτήρια που στερεώνουν το Mn μπορεί επίσης να επιταχύνουν σημαντικά τους ρυθμούς συσσώρευσης σε αυτές τις επιφάνειες. Το Mn που συσσωρεύεται σε υποβρύχια ιζήματα μπορεί να ανακυκλωθεί διαγενετικά ως απόκριση σε απότομες κλίσεις διαλυτότητας προκαλώντας ανοδική μετανάστευση από πιο όξινα και μειώνοντας τους ορίζοντες προς τον πυθμένα της θάλασσας. Αντίθετα, οι συγκεντρώσεις των κυρίαρχων συμπλοκών σιδήρου, $Fe(OH)_3$ και $Fe(OH)_4^-$, είναι σχετικά λιγότερο ευαίσθητες στα Eh και pH που βρίσκονται σε αυτό το περιβάλλον. Επομένως, το Fe δεν ανακυκλώνεται τόσο εύκολα μέσα σε θαμμένα ιζήματα. Κατά συνέπεια, το Fe δεν εμπλουτίζεται τόσο αποτελεσματικά στον πυθμένα της θάλασσας, αν και καθιζάνει πιο εύκολα από το Mn επειδή το θαλασσινό νερό είναι κορεσμένο σε άμορφο $Fe(OH)_3$. Τα μετασταθή οξειδία Mn των κονδύλων έχουν χαρακτηριστική κατανομή: ο birnessite κυριαρχεί σε οξειδωτικά περιβάλλοντα με χαμηλό ρυθμό καθίζησης και ο todorokite όπου τα ποσοστά καθίζησης και η διαγενετική κινητικότητα Mn είναι υψηλότερα. Η επιφανειακή προσρόφηση και αντικατάσταση κατιόντων μέσα στη διαταραγμένη δομή birnessite-todorokite αντιπροσωπεύουν την υψηλή περιεκτικότητα σε ιχνοστοιχεία των κονδύλων Mn (Csernar και Barnes, 1973).

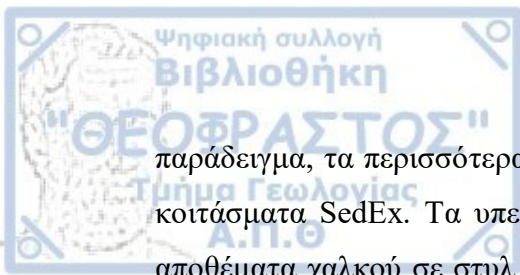
Αρκετοί μηχανισμοί έχουν προταθεί για να εξηγήσουν τη γένεση των κόνδυλων. Οι Bonatti και Nayudu (1985), έχουν προτείνει ότι οι κόνδυλοι προέρχονται από ταχεία έκπλυση και καταβύθιση μετάλλων μετάβασης κατά τη διάρκεια ηφαιστειακών εκρήξεων. Αυτή η θεωρία διαφωνεί σαφώς με τα μετρημένα ποσοστά συσσώρευσης κόνδυλων, καθώς και με το γεγονός ότι βρίσκονται και σε πολλές ηφαιστειακά ανενεργές περιοχές (Strakhon, 1966). Επίσης, οι ηφαιστειακοί κόνδυλοι, όταν σχηματιστούν, θα εξακολουθούν να είναι ακόρεστοι στο θαλασσινό νερό και θα πρέπει να διαλυθούν άμεσα.

3.6 Ατμιδικά ιζηματογενή κοιτάσματα

Τα SedEx, ή ατμιδικά κοιτάσματα, είναι κοιτάσματα μεταλλεύματος που σχηματίζονται όταν υδροθερμικά υγρά εισέρχονται σε μια δεξαμενή νερού, όπως ένας ωκεανός, και καθιζάνουν ορυκτά. Τα κοιτάσματα SedEx είναι μια σημαντική πηγή ορυκτών, συμπεριλαμβανομένου του χαλκού, του αργύρου, του χρυσού και του βολφραμίου και είναι η πιο σημαντική πηγή μολύβδου και ψευδαργύρου. Τα κοιτάσματα SedEx είναι υψηλής ποιότητας, με μέσο μέγεθος περίπου 70 Mt και μπορούν να φιλοξενήσουν περίπου 12 τοις εκατό μολύβδο και ψευδάργυρο. Ανάλογα με τον υποτύπο αποθέσεων, φιλοξενούν επίσης μεταβλητές ποσότητες πολύτιμων υποπροϊόντων, συμπεριλαμβανομένου του χαλκού, του χρυσού και του αργύρου (Oudin, 1987).

Τα κοιτάσματα SedEx διακρίνονται εύκολα από πολλούς άλλους τύπους αποθέσεων από το γεγονός ότι ο σχηματισμός τους είναι το αποτέλεσμα της εναπόθεσης ορυκτών μέσω της απόρριψης μεταλλικών υγρών στο θαλασσινό νερό. Αυτή είναι μια έντονη αντίθεση από άλλους τύπους κοιτασμάτων τα οποία σχηματίζονται ως αποτέλεσμα κάποιου είδους παρεμβατικής ή μεταμορφωτικής διαδικασίας (Goodfellow, 2004).

Κλασικά, οι εναποθέσεις SedEx θεωρούνται αποθέσεις μολύβδου-ψευδαργύρου, λόγω του γεγονότος ότι ο μολύβδος και ο ψευδάργυρος είναι γενικά το πιο διαδεδομένο ορυκτό. Αυτά τα κοιτάσματα μπορούν ακόμα να φιλοξενήσουν σημαντικές ποσότητες άλλων ορυκτών, ιδιαίτερα χαλκού, χρυσού και αργύρου. Επιπλέον, υπάρχει μια ποικιλία άλλων πολύτιμων αποθέσεων SedEx. Για

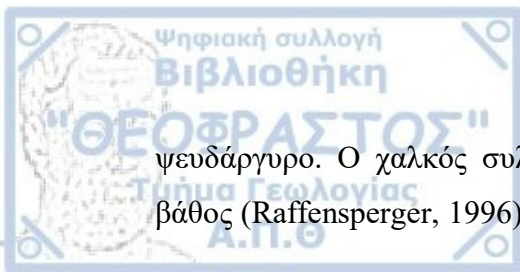


παράδειγμα, τα περισσότερα από τα κοιτάσματα του βαρίτη στον κόσμο θεωρούνται κοιτάσματα SedEx. Τα υπεργίγαντια κοιτάσματα χαλκού της Ζάμπιας, θεωρούνται αποθέματα χαλκού σε στύλ SedEx. Ορισμένοι γεωλόγοι θεωρούν ότι τα κοιτάσματα χρυσού της Νεβάδα σχηματίζονται από διαδικασίες SedEx (αυτή η ιδέα είναι αμφιλεγόμενη επειδή ο περισσότερος χρυσός είναι σαφώς μεταγενέστερης επιγενετικής προέλευσης) (Turner και Otto, 1995).

Σχηματισμός:

Υπάρχουν διαφορές στον τρόπο με τον οποίο σχηματίζονται οι αποθέσεις SedEx. Ωστόσο, η γενική διαδικασία είναι η ίδια. Σχηματίζονται όταν τα υγρά που φέρουν μεταλλεύματα εκκενώνονται σε ένα θαλάσσιο πάτωμα και αναμειγνύονται με θαλασσινό νερό. Όταν αναμειγνύονται τα δύο υγρά, λαμβάνουν χώρα μια ποικιλία χημικών διεργασιών που έχουν ως αποτέλεσμα την καθίζηση ορυκτών στο θαλάσσιο βυθό. Αυτά τα κοιτάσματα συνάδουν με τη στρωματογραφία του θαλάσσιου βυθού και είναι λεπτόκοκκα και με λεπτή στρώση, χαρακτηριστικά των "ιζηματογενών αποθέσεων". Συγκεντρωμένες ποσότητες ορυκτών μπορούν να βρεθούν σε "τοποθεσίες παγίδων", οι οποίες είναι καταθλιπτικές περιοχές του βυθού του ωκεανού όπου τα ορυκτά μπορεί να εγκατασταθούν. Περιστασιακά, η μεταλλοποίηση αναπτύσσεται στα ρήγματα και στους αγωγούς τροφοδοσίας που τροφοδοτούσαν το σύστημα μεταλλοποίησης (Goodfellow, 2004).

Υπάρχουν μερικοί διαφορετικοί μηχανισμοί που μπορούν να δημιουργήσουν τα υγρά μεταλλοποίησης που σχηματίζουν αποθέσεις SedEx. Μπορεί να προέρχονται από μαγματικά ρευστά από θαλάμους μάγματος υποθαλάσσιων θαλάμων και υδροθερμικά υγρά που παράγονται από τη θερμότητα ενός θαλάμου μάγματος που διεισδύει σε κορεσμένα ιζήματα. Ορισμένοι γεωλόγοι θεωρούν ότι τα κύτταρα μεταφοράς θαλασσινού νερού παίζουν μεγάλο ρόλο στην πηγή υγρού SedEx. Αυτά τα κύτταρα μεταφοράς θαλάσσιου νερού περιέχουν διαλυμένα μέταλλα από τα ιζήματα που πέρασαν πριν θερμανθούν και εξαναγκαστούν στην επιφάνεια. Στην περίπτωση αυτής της σύμβασης θαλάσσιου νερού, οι τύποι ορυκτών που βρίσκονται στα κοιτάσματα SedEx συνδέονται με το βάθος από το οποίο προήλθαν τα υγρά μεταλλοποίησης. Τα υγρά που προέρχονται από μικρό βάθος είναι πλούσια σε σίδηρο και μαγγάνιο ενώ υγρά που διεισδύουν βαθύτερα μαζεύουν μόλυβδο και



ψευδάργυρο. Ο χαλκός συλλέγεται από υγρά που φτάνουν σε ακόμη μεγαλύτερο βάθος (Raffensperger, 1996).

Επαρχία Χαλκού Ζάμπια:

Η επαρχία Copperbelt της Ζάμπιας δεν αποτελείται σαφώς από αποθέσεις SedEx. Όπως και οι πιο πολύτιμες ορυκτές περιοχές, η περιοχή αποτελείται από μια ποικιλία τύπων κοιτασμάτων, συμπεριλαμβανομένων των SedEx, IOCG και VMS. Η περιοχή χαλκού στη Ζάμπια είναι μία από τις μεγαλύτερες επαρχίες χαλκού στον κόσμο. Η ανάπτυξη του Copperbelt ξεκίνησε τη δεκαετία του 1930 και μέχρι το 1990 η εξόρυξη παράγαγε 1122 Mt μεταλλεύματος βαθμού 2,7% Cu, παράγοντας πάνω από 25 Mt μέταλλο χαλκού. Τα συνολικά αποθέματα Copperbelt εκτιμάται ότι υπερβαίνουν τα 2000 Mt. Η περιοχή παρουσίασε μια αναζωπύρωση του ενδιαφέροντος για εξερεύνηση μετά το τέλος της σοσιαλιστικής κυριαρχίας στη Ζάμπια, η οποία με τη σειρά της οδήγησε στην ιδιωτικοποίηση των ορυχείων χαλκού της Ζάμπιας (Rozenaal, 1980).

3.7 Mississippi Valley-type Pb-Zn κοιτάσματα

Τα κοιτάσματα MVT φιλοξενούνται συνήθως σε ανθρακικές αλληλουχίες πλατφόρμας στην πρωτεύουσα των ορογενών ζωνών, αν και ορισμένα ανώμαλα παραδείγματα που συχνά περιλαμβάνονται στην κατηγορία βρίσκονται στο περιθώριο των ενεργών επεκτατικών λεκανών (π.χ., Lennard Shelf, Αυστραλία). Ο τύπος του εδάφους δεν θεωρείται κρίσιμος για τον σχηματισμό μεταλλεύματος, με τα κοιτάσματα να ερμηνεύονται ότι συνδέονται με συγκρούσεις ορογένεσης. (Bradley and Leach, 2003). Οι αλληλουχίες ξενιστών μπορεί να είναι έως και αρκετές εκατοντάδες εκατομμύρια χρόνια παλαιότερες από την ανοργανοποίηση, έτσι ώστε, σε αντίθεση με τα κοιτάσματα τύπου SEDEX και Ιρλανδικού τύπου, να μην υπάρχει απαίτηση για σύνδεση μεταξύ του τεκτονικού περιβάλλοντος στο οποίο σχηματίστηκε το πέτρωμα ξενιστής και εκείνου στο οποίο στη συνέχεια αναπτύχθηκε το μέταλλευμα. Οι αποθέσεις αυτές συνδέονται συνήθως με ευρύ παλαιοτοπογραφικά υψόμετρα και εγχώριες δομές σε κλίμακα λεκάνης (Leach, 2003), που πιστεύεται ότι



σχετίζονται με το συνολικό περιβάλλον συμπίεσης και/ή με υψόμετρα υπογείου που μπορούν να παίζουν ρόλο στην αναγκαστική διαστρωματική ροή των υγρών.

Τα κοιτάσματα "κοιλιάδας τύπου Μισσισιπιπή" (MVT) δημιουργούνται με αντικατάσταση των πρωτογενών ιζηματογενών χαρακτηριστικών κυρίως ανθρακικών (ασβεστόλιθων, δολομίτη και σπάνια ψαμμίτη) πετρωμάτων ξενιστών. Τα αποθέματα που σχηματίζονται από τη διαγενετική ανακρυστάλλωση ανθρακικών δημιουργούν υδροθερμικό διάλυμα χαμηλής θερμοκρασίας που μεταναστεύει σε κατάλληλες στρωματογραφικές παγίδες, όπως και ρήγματα σε ηπειρωτικό περιθώριο και σε ενδοκρατονική λεκάνη. Τα OFM είναι κυρίως σφαλερίτης, γαληνίτης και βαρύτης. Ο ασβεστίτης είναι το πιο κοινό ορυκτό. Η χαμηλή περιεκτικότητα σε πυρίτη υποστηρίζει καθαρό συμπύκνωμα με υψηλή ανάκτηση μετάλλων +95%. Ορισμένα κοιτάσματα περιβάλλονται από φωτοστέφανο πυρίτη/μαρκασίτη (Leach και Sangster, 1993).

Συμπερασματικά, γίνεται αντιληπτή η σημασία των κοιτασμάτων και συγκεκριμένα των ιζηματογενών κοιτασμάτων καθώς και πως μέσα από αυτά ο άνθρωπος μπορεί να επωφεληθεί πλήθος χρήσιμων στοιχείων. Από τα παλαιότερα χρόνια, οι πολιτισμοί προσπαθούσαν να εκμεταλλευτούν μέταλλα και ορυκτά με στόχο να κατασκευάσουν είδη μάχης, σκεύη μαγειρικής και πολλά ακόμη χρήσιμα αντικείμενα. Στη σημερινή εποχή η κοινωνία όχι μόνο διευκολύνει τη λειτουργία της, αλλά δεν μπορεί να υπάρξει χωρίς κάποια μεταλλεύματα και αποθέματα ενέργειας όπως οι ορυκτοί πόροι. Οι επιστήμονες ψάχνουν συνεχώς περισσότερες αποθέσεις μεταλλεύματος με σκοπό να φροντίσουν τη συνεχή ζήτηση. Ακόμη εξαιτίας της ασταμάτητης βιομηχανικής ανάπτυξης που εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από τους ορυκτούς πόρους, το έργο τους είναι ζωτικής σημασίας για τη σύγχρονη κοινωνία.

Ένα ακόμη σημαντικό γεγονός τα τελευταία χρόνια είναι ότι οι διαδικασίες της επιφάνειας της Γης επηρεάζονται ολοένα και περισσότερο από τις ανθρώπινες δραστηριότητες, με αποτέλεσμα συχνά πολύπλοκες ή απροσδόκητες συνέπειες για την κοινωνία. Οι συνεχιζόμενες συνέπειες των αλλαγών στη χρήση της γης και η απελευθέρωση ρύπων στο φυσικό περιβάλλον προκαλούν αυξανόμενη ανησυχία. Η κοινωνική ευαισθητοποίηση για αυτές τις περιβαλλοντικές αλλαγές αυξήθηκε ραγδαία την τελευταία δεκαετία, προκαλώντας την ανάγκη για καλύτερη κατανόηση και πρόβλεψη των επιπτώσεων των μελλοντικών αλλαγών, καθώς και για την ενημέρωση πολιτικών και στρατηγικών προσαρμογής και μετριασμού. Η ιζηματολογία είναι κρίσιμη για την κατανόηση σύνθετων αλληλεπιδράσεων μεταξύ των ανθρώπινων δραστηριοτήτων και των διαδικασιών της Γης, χαρακτηρίζοντας και ποσοτικοποιώντας την ανταπόκριση της φύσης στον αντίκτυπο του ανθρώπου και αντίστροφα, την επίδραση των φυσικών διαδικασιών στην κοινωνία.

Παπαδόπουλος, Α., Τζίφας, Ι. και Τσίκος, Χ., (2019). Sedimentary Ore Deposits: Origin, Exploitation, Paleoenvironmental Significance
<https://doi.org/10.3390/min9080469>

Φιλιππίδης, Α., Μιχαηλίδης, Κ. και Βαβελίδης, Μ. (1985). Κοιτασματολογία 1, έκδοση: Υπηρεσία Δημοσιευμάτων.

Amstutz, G.C., and A. J. Bernard, (1973). *Ores in Sediments*. Springer-Verlag, New York.

Arrhenius, G.O.S. (1952). Sediment cores from the east Pacific. Rep. Swed. Deep-Sea Exped.

Barron, J. A., Bukrya, D. and Walter, E. (2005). "Paleoceanographic History of the Guaymas Basin, Gulf of California, During the Past 15,000 Years Based on Diatoms, Silicoflagellates, and Biogenic Sediments". USGS Staff -- Published Research 327.

Berg, H. C., και Cobb, E. H. (1967). Metalliferous lode deposits of Alaska: U.S. Geol. Survey Bull. 1246, 254 p.

Berger, W.H., and Roth, P.H., (1975). Oceanic micropaleontology: Progress and prospects. Rev. Geophys. Space Phys.

Berner, (1981). A new geochemical classification of sedimentary environments. *Journal of Sedimentary Petrology* 51:359–65.

Bertoni, C., Cartwright, J.A., (2007). Clastic depositional systems at the base of the late Miocene evaporites of the Levant region, eastern Mediterranean., in: Schreiber, B.C., Lugli, S., Babel, M. (Eds.), *Evaporites through space and time*. Geological Society, London, Special Publications

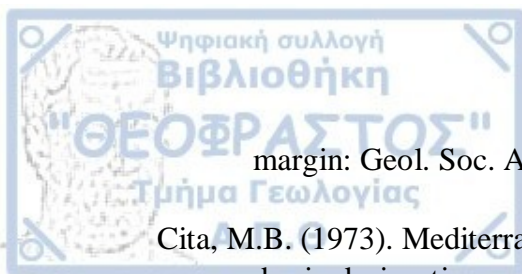
Berryhill, R. V. (1963). Reconnaissance of beach sands, Bristol Bay, Alaska: U.S. Bur. Mines Rept. Inv. 6214, 48 p.

Bonatti, E. and Nayudu, Y. B. (1965). The origin of manganese nodules on the ocean floor.

Britannica, T. Editors of Encyclopaedia (2010). Placer deposit. Encyclopedia Britannica.

Brooks, A. H. (1912). The mining industry in 1911: U.S. Geol. Survey Bull. 520.

Burk, C. A. (1965). Geology of the Alaska Peninsula Island arc and continental



margin: Geol. Soc. America Mem. 99, pt. 1, 250 p.; pt. 2

Cita, M.B. (1973). Mediterranean evaporite: paleontological arguments for a deep basin desiccation model, in: Drooger, C.W. (Ed.), Messinian events in the Mediterranean. North-Holland Publ. Co, Amsterdam.

Condie, K. C., (2016). Earth as an Evolving Planetary System (Third Edition).

Crerar, A.D. and Barnes H. L., (1973). Deposition of deepsea manganese nodules.

Cronan, D. S. and Tooms, J. S. (1969). The geochemistry of manganese nodules and associated deposits from the Pacific and Indian Oceans.

Ford, T. D., (1989). Tufa: a freshwater limestone.

Harraz, Z. H. (2013). Introduction to Sedimentary Ore Deposits.

Horn D. R., Horn B. M. and Delach M. N. (1972) Distribution of ferromanganese deposits in the world ocean. In Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor, (editor D. R. Horn), pp. 9-17.

Goodfellow, W. (2004). Geology, genesis and exploration of SEDEX deposits, with emphasis on the Selwyn Basin, Canada. In: Deb M, Goodfellow WD (eds) Sediment hosted Lead-Zinc sulphide deposits; Attributes and models of some major deposits in India, Australia and Canada. Narosa Publishing House.

Kennett, J.P. (1982). Marine Geology. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall

Leach, D.L. and Sangster, D.F. (1993). Mississippi Valley-type lead-zinc deposits, in Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., and Duke, J.M., eds., Mineral deposit modeling: Geological Association of Canada, Special Paper

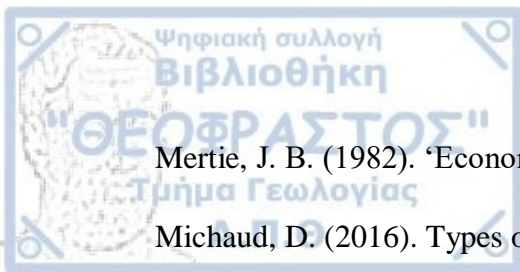
Leach, D.L. (2003). Tectonic controls of Mississippi Valley-type lead-zinc mineralization in orogenic forelands. *Mineralium Deposita* 38: 652-667.

Lynn, D. C. and Bonatti, E. (1965). Mobility of manganese in diagenesis of deep-sea sediments. *Mar. Geol.* 3, 467-474.

Li, Y. H., Bischoff, J. and Mathieu, G. (1969). The migration of manganese in the Arctic Basin sediment. *Earth Planet. Sci. Lett.* 7, 265-270.

Menard, H. W. and Shiper, C. J. (1958). Surface concentrations of manganese nodules. *Nature* 182, 1156-1168.

Mero, J. L. (1962). Ocean-floor manganese nodules. *Econ. Geol.* 57, 747-767



Mertie, J. B. (1982). 'Economic Geology of the Platinum Metals'

Michaud, D. (2016). Types of placers, 911 metallurgists

Naslund, H. R. & McBirney, A. R. (1996). Mechanisms of formation of igneous layering. In Layered intrusions (ed. Cawthorn, R. G.) Developments in Petrology 15, Amsterdam, Elsevier B.V.

Oudin, E. (1987). Geochemistry of submarine sulfides: Marine minerals: NATO Advanced Research Workshop, Resource Assessment Strategies, Boston, 1987, Proceedings

Pedley, H.M. et al. (2000). Three-dimensional modeling of a Holocene tufa system in the Lathkill Valley, north Derbyshire, using ground-penetrating radar. – Sedimentology

Raffensperger, J.P. (1996). Numerical simulation of sedimentary basin-scale hydrochemical processes, in Corapcioglu, M.Y., ed., Advances in porous media 3: New York, Elsevier

Ridley, J. (2013). Colorado State University. Ore deposits formed in sedimentary environments. Publisher: Cambridge University Press DOI: <https://doi.org/10.1017/CBO9781139135528.006>

Rozendaal, A. (1980). The Gamsberg zinc deposit, South Africa: A banded stratiform base-metal sulfide ore deposit, in Ridge, J.D., ed., Proceedings of the Quadrennial IAGOD Symposium, 5: Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung

Skornyakova, N. S. (1960). Manganese concretions in sediments of the northeastern Pacific Ocean.

Smirnov, V. I. (1969). The Great Soviet Encyclopedia, 3rd Edition (1970-1979). Geologiya poleznykh iskopaemykh, 2nd ed. Moscow.

Smith, D. S. & Basson, I. J. (2006). Shape and distribution analysis of Merensky Reef potholing, Northam Platinum Mine, Western Bushveld Complex: implications for pothole formation and growth. Mineralium Deposita

Soltan, A. (2017). Economic Geology - Sedimentary ore deposits

Sonnenfeld, P. (2003). Encyclopedia of Physical Science and Technology

Summerhayes, C.P., Prell, W.L. and Emeis, K.C. (1992). Upwelling Systems: Evolution since the Early Miocene. Piccadilly: Geological Society of London. Geological Society of London Special Publication



Sutherland, G. D. (1985). Placer Analysis Limited. Geological Society of London.
A. DOI <https://doi.org/10.1144/gsjgs.142.5.0727>

Strakhor, N.M. (1966). Types of manganese scoumulstion in present-day basins: their significance in understanding of manganese mineralization.

Trudgill, S. (1985). Limestone geomorphology. United States

Turner, R.J.W. and Otto, B.B. (1995). Structural and stratigraphic setting of the Triumph stratiform zinc-lead-silver deposit, Devonian Milligen Formation, Central Idaho: U.S. Geological Survey Bulletin

Vadász, E. (1951) Bauxite geology. Budapest: Akadémiai Kiadó, 129 p

Van Der Weijden, C. H., Schuiling R. D. and Das H. A. (1970). Some geochemical characteristics of sediments from the North Atlantic Ocean. Mar. Geol. 9, 81-99

Warren, J. (2000). Dolomite: occurrence, evolution and economically important Nassociations

Warren, J. (1999). Evaporites. Their Evolution and Economics