



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ



ΛΕΩΝΙΔΑΣ Θ.ΚΟΚΚΑΛΗΣ

ΠΑΡΑΓΕΝΕΣΕΙΣ ΚΑΙ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΜΑΡΓΑΪΚΩΝ
ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2020





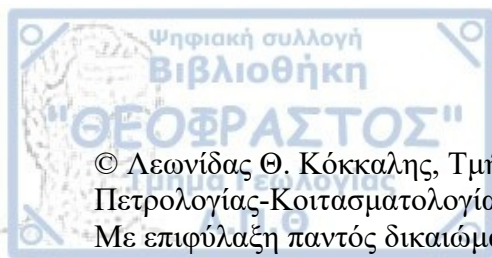
ΛΕΩΝΙΔΑΣ Θ.ΚΟΚΚΑΛΗΣ
Φοιτητής Τμήματος Γεωλογίας, ΑΕΜ: 5372

ΠΑΡΑΓΕΝΕΣΕΙΣ ΚΑΙ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΜΑΡΓΑΪΚΩΝ
ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Ορυκτολογίας –Πετρολογίας-
Κοιτασματολογίας

Επιβλέπουσα

Λαμπρινή Παπαδοπούλου



© Λεωνίδας Θ. Κόκκαλης, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Ορυκτολογίας – Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, 2020

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

ΠΑΡΑΓΕΝΕΣΕΙΣ ΚΑΙ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΜΑΡΓΑΪΚΩΝ
ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ – *Πτυχιακή Εργασία*

© Leonidas Th. Kokkalis, School of Geology, Dept. of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, 2020

All rights reserved.

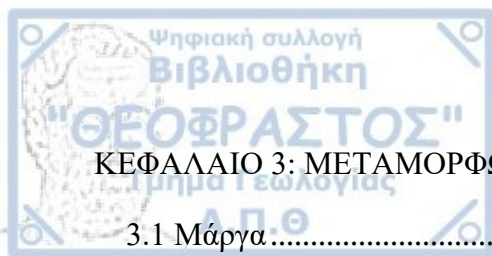
PARAGENESIS AND CONDITIONS OF MARL METAMORPHISM– *Bachelor Thesis*

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.



ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΙΝΑΚΩΝ	vii
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΧΗΜΑΤΩΝ	viii
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΕΙΚΟΝΩΝ.....	x
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	11
ABSTRACT.....	12
ΠΡΟΛΟΓΟΣ	13
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ	14
1.1 Βασικές έννοιες πετρωμάτων.....	14
1.1.1 Ορισμός.....	14
1.2 Μαγματικά ή πυριγενή πετρώματα	16
1.3 Ιζηματογενή πετρώματα	19
1.3.1 Ασβεστόλιθος	23
1.3.2 Δολομίτης	24
1.4 Κρυσταλλοσχιστώδη / Μεταμορφωμένα πετρώματα	25
1.5 Φυσικές – Μηχανικές ιδιότητες των πετρωμάτων.....	29
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΒΙΟΓΕΝΗ ΙΖΗΜΑΤΑ	31
2.1 Ορισμός.....	32
2.2 Κατανομή και εξάπλωση	32
2.2.1 Ανθρακικές αποθέσεις	37
2.2.2 Στρωματολίθοι	38
2.2.3 Πελαγικές αποθέσεις.....	39
2.3 Οργανική ύλη / χουμικές ενώσεις.....	40



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ ΤΗΣ ΜΑΡΓΑΣ	43
3.1 Μάργα.....	43
3.1.1 Περιπτώσεις μαργαϊκών σχηματισμών στον Ελληνικό χώρο.....	46
3.1.1.1 Μάργα Πειραιά	47
3.1.1.2 Μάργα Κορίνθου	48
3.1.1.3 Μάργα Ηρακλείου	48
3.1.1.4 Μάργα στο λιγνιτωρυχείο Πτολεμαΐδας.....	49
3.1.1.5 Μάργα Αχαΐας	49
3.2 Μεταμόρφωση μάργας.....	50
3.2.1 Ορογενετική Μεταμόρφωση μαργών φτωχών σε Al.....	50
3.2.1.1 Σχέσεις φάσεων στο σύστημα KCMAS-HC	51
3.2.1.2 Προϊούσα μεταμόρφωση στο σύστημα KCMAS-HC σε χαμηλό X_{CO_2}	55
3.2.2 Ορογενετική μεταμόρφωση των πλούσιων σε Al μαργών	58
3.2.2.1 Σχέσεις φάσεων στο σύστημα CAS-HC	58
3.2.2.2 Σχέσεις φάσεων στο σύστημα KNCAS-HC	60
3.2.2.3 Πρόδρομη Μεταμόρφωση σε Χαμηλό X_{CO_2}	63
3.2.2.4 Πρόδρομη μεταμόρφωση σε πολύ χαμηλό X_{CO_2}	65
3.3 Αύξηση της πολυπλοκότητας των μεταμαργών	69
3.4 Μεταμόρφωση χαμηλής πίεσης των μαργών	71
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	74
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	76
Ελληνική Βιβλιογραφία	77
Διαδικτυακές Πηγές.....	78

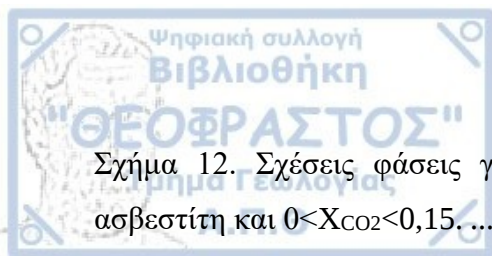


ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΙΝΑΚΩΝ

Πίνακας 1. Ορυκτολογική σύσταση των κυριότερων πυριγενών πετρωμάτων κατά προσέγγιση.....	18
Πίνακας 2. Πετρώματα κατηγορίες	27
Πίνακας 3. Αντιδράσεις του συστήματος KCMAS-HC	54

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΧΗΜΑΤΩΝ

Σχήμα 1. Διεργασίες σχηματισμού ιζηματογενών πετρωμάτων (Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ).	21
Σχήμα 2. Κρυσταλλική δομή δολομίτη (Μπεάζη Κατσιώτη 2015).....	25
Σχήμα 3. Εσωτερικό της γης - κυκλοφορία υλικών (Μπεάζη Κατσιώτη 2015).....	27
Σχήμα 4. Χουμική ένωση πελαγικής προέλευσης (Δασενάκης κ.α. 2015).	42
Σχήμα 5. Μαργαϊκά ιζήματα με βάση το ποσοστό του ανθρακικού ασβεστίου (Pettijohn 1975).	44
Σχήμα 6. Ο χάρτηςδείχνει την κατανομή των ορυκτών ζωνών (αριθ. 1 έως 6) και των ισόβαθμων σε μεταμάργες του σχηματισμού Vassalboro, νότιο-κεντρικό Maine (απλοποιημένοκατά το Σχ. 1. του Ferry, 1983γ). οι διαγνωστικές ορυκτολογικές παραγενέσεις παρατίθενται. Οι σύσταση του Pl είναι: ολιγόκλαστο-λαβραδορίτης (άνω ζώνη Bt), ανδεδίνης-ανορθίτης (ζώνες Cam, Zo, Di).	51
Σχήμα 8. Σύσταση (mol%), σύσταση ρευστής φάσης (X_{CO_2}) και κατανομή ορυκτών κατά μήκος της προϊούσας πορείας"a – l".....	56
Σχήμα 9. Διάγραμμα P-T-X του συστήματοςCAS-HCμε περίσσεια χαλαζία και ασβεστίτη.....	59
Σχήμα 10.P - T - X διάγραμμα του συστήματος KNCAS-HC με περίσσεια Qtz και Cal. Χρησιμοποιούνται τα καθαρά ακραία μέλητων ορυκτών. Δίνεται το πεδίο της μέγιστης θερμικής σταθερότητας για Mrg, Pg και Ms. Το ένθετο δείχνει το διάγραμμα συστάσεων που προβάλλεται από Qtz, Cal, H ₂ O και CO ₂ στο επίπεδο KAlO ₂ - NaAlO ₂ - Al ₂ O ₃	61
Σχήμα 11. P - T - X διάγραμμα του συστήματος KNCAS-HC με περίσσεια Qtz και Cal. Η πολυβαρικός διμεταβλητή ισορροπία για μια συγκεκριμένη σύσταση Pl (An_x) παρουσιάζεται ως πλήρεις γραμμές (αντιδράσεις που περιλαμβάνουν Ms),στικτές γραμμές (αντιδράσεις που περιλαμβάνουν Pg) ή διακεκομμένες γραμμές (αντιδράσεις που περιλαμβάνουν Mrg). Οι αριθμοί αναφέρονται στην περιεκτικότητα σεmol%του An στοPl. Το πεδίο σταθερότητας για τηνπαραγένεση Mrg+Pl (+Qtz+Cal) σημειώνεται με γκρι σκίαση.	63



Σχήμα 12. Σχέσεις φάσεις για το σύστημα KNCAS-HC με περίσσει χαλαζία και ασβεστίτη και $0 < X_{\text{CO}_2} < 0,15$ 66

Σχήμα 13. Διάγραμμα P – T – X του συστήματος KNCAS-HC με περίσσεια Qtz και Cal σε $0 < X_{\text{CO}_2} < 0,15$. Χρησιμοποιούνται συστάσεις ορυκτών καθαρών ακραίων μελών εκτός από τη σύσταση του Czo ($a_{\text{Czo}} = 0,64$) και Pl. Οι γραμμές ισορροπίες για μια συγκεκριμένη σύσταση Pl σε (An_x) εμφανίζονται ως συνεχόμενες γραμμές (αντιδράσεις που εμπλέκουν Ms), με στικτές γραμμές (που περιλαμβάνουν Prg αντιδράσεις) ή διακεκομμένες γραμμές (αντιδράσεις που περιλαμβάνουν Mrg). Οι αριθμοί αναφέρονται σε mole τοις εκατό An στο Pl. Το πεδίο σταθερότητας για την παραγένεση Mrg+Pl (+Qtz+Cal) εμφανίζεται με γκρι χρώμα. Η προϊούσα διαδρομή από "a" έως "k" τονίζεται και συζητείται στο κείμενο. 67

Σχήμα 14. Ορυκτολογική σύσταση (mol%), σύσταση ρευστής φάσης (X_{CO_2}) και σύσταση Pl (An%) κατά μήκος της πορείας "a" - "k" 68

Σχήμα 15. Ισοβαρικό διάγραμμα T- X_{CO_2} του συστήματος CMAS-HC με περίσσεια Qtz και Cal στα 200 MPa που δείχνει την κατανομή των σταθερών παραγενέσεων σε μεταμόρφωση επαφής. Σημειώστε ότι στο επάνω μέρος αριστερά του διαγράμματος υπάρχει Wo αντί για Cal + Qtz. 72

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΕΙΚΟΝΩΝ

Εικόνα 1. Τρεις κύριες κατηγορίες πετρωμάτων με βάση τη γεωλογική διεργασία (Μοροπούλου 2013).....	15
Εικόνα 2. Ιζηματογενές πέτρωμα. Το γεωλογικό σφυρί που βλέπουμε στο κέντρο της εικόνας τοποθετήθηκε για την εκτίμηση του πάχους των στρωμάτων (Κόκκινου 2015).22	
Εικόνα 3. Πυθμένας ωκεανού και κατανομή των βιογενών ανθρακικών και πυριτικών αποθέσεων (Δασενάκης κ.α. 2015).....	33
Εικόνα 4. Ραδιολάρια (α) και Διάτομα (β) (Δασενάκης κ.α. 2015).	34
Εικόνα 5. Τρηματοφόρα (α) και Κοκκολιθοφόρα (β) που περιβάλλουν ένα Διάτομο (Δασενάκης κ.α. 2015).	35
Εικόνα 6. Το CCD, με CaCO_3 διαπερνάται από την κάλυψη υποθαλασσίων ορέων (Δασενάκης κ.α. 2015).....	40
Εικόνα 7. Μεταμάργα που συναντάται στις Άλπεις, περιέχει $\text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Cal} + \text{Bt} + \text{Kfs} + \text{Cpx} + \text{Cam} + \text{Grt}$ (Bucher and Grapes 2001).	45
Εικόνα 8. Εναλλαγές μάργας και ασβεστόλιθου, Άνω Τριαδικού, που μεταμορφώνονται σε επαφή με τον πλουτωνίτη του Adamello, Β. Ιταλία (Bucher and Grapes 2001).	46
Εικόνα 9. Μεταμάργα αμφιβολιτικής φάσης μεταμόρφωσης. α) Γρανατούχος κεροστιλβικός γνεύσιος, β) Κεροστιλβικός γνεύσιος.....	71
Εικόνα 10. Εναλλαγές μάργας και ασβεστόλιθου σε μεταμόρφωση επαφής με τον Τεταρτογενή πλουτωνίτη του Adamello, Β. Ιταλία. Οι ζώνες του ασβεστόλιθου έχουν μετατραπεί σε αμιγές λευκό ασβεστιτικό μάρμαρο, οι ζώνες της μάργας έχουν μετατραπεί σε πράσινες ζώνες ασβεστοπυριτικού πετρώματος που περιέχουν $\text{Cpx} + \text{An} + \text{Qtz} + \text{Cal} \pm \text{Kfs}$	73



Στην παρούσα εργασία μελετάται η διεργασία της μεταμόρφωσης των πετρωμάτων και συγκεκριμένα της μάργας που αποτελεί ένα βιογενές ίζημα. Περιγράφονται βασικές έννοιες των πετρωμάτων, ο ορισμός τους και ο διαχωρισμός τους αρχικά σε μαγματικά ή πυριγενή. Στη συνέχεια, αναφέρονται τα ιζηματογενή πετρώματα και ακολουθούν οι διεργασίες σχηματισμού τους και οι ιδιότητές τους, φυσικές και μηχανικές. Ακόμα παρουσιάζονται τα βιογενή ιζήματα που αποτελούν συσσώρευση ή απόθεση ύλης προερχόμενης από ζωϊκούς ή φυτικούς οργανισμούς. Αναλύεται η εξάπλωση, η κατανομή τους και η κατηγοριοποίηση τους σε ανθρακικές αποθέσεις, στρωματόλιθους και χουμικές ενώσεις. Τέλος, μελετάται η διεργασία της μεταμόρφωσης της μάργας. Σε χαμηλού βαθμού μεταμορφικές συνθήκες οι φτωχές σε Αιμάργες αποτελούνται από ανθρακικά και φυλλοπυριτικά ορυκτά. Με αύξηση του βαθμού μεταμόρφωσης θα σχηματιστεί δολομίτης, τρεμολίτης και στη συνέχεια διοψίδιος. Η αρχική παραγένεση των πλούσιων σε ΑΙ μαργών περιλαμβάνει πυροφυλλίτη+χαλαζία+ασβεστίτη. Κατά την πρόδρομη μεταμόρφωση θα σχηματιστούν οι παραγένεσεις μοσχοβίτης + πλαγιόκλαστο + καλιούχος άστριος και κλινοζοϊσίτης + πλαγιόκλαστο + καλιούχος άστριος που δείχνουν συνθήκες χαμηλής και μέσης αμφιβολιτικής φάσης, αντίστοιχα. Η τελική παραγένεση σε συνθήκες άνω αμφιβολιτικής φάσης είναι πλαγιόκλαστο + καλιούχος άστριος+ χαλαζίας + ασβεστίτης. Οι παραγένεσεις που προκύπτουν από τη μεταμόρφωση μαργών εξαρτώνται από την αρχική τους σύσταση. Γενικά, χάνονται ανθρακικά ορυκτά και γίνονται καθαρά πυριτικά πετρώματα, συνήθως στην αμφιβολιτική φάση μεταμόρφωσης.

Λέξεις κλειδιά: Πετρώματα, μάργα, μεταμόρφωση



ABSTRACT

In the present study the process of rock transformation and in particular the transformation of marl, which is a biogenic sediment. Basic concepts of rocks, their definition and their division initially into magmatic or igneous rocks are described. Afterwards, formation processes and physical and mechanical properties of sedimentary rocks are discussed. Particularly, biogenic sediments that are the accumulation or deposition of inorganic material from animal or plant organisms. Their distribution and their categorization into carbonate deposits, stromatolites and humic compounds are discussed. Finally, the metamorphism of marl is studied. In low metamorphic conditions, Al-poor marls consist of carbonates and phyllosilicate minerals. As the metamorphic grade increases, dolomite, tremolite and finally diopside are formed. The initial mineral assemblage of Al-rich marls consists of pyrophyllite+quartz+calcite. During prograde metamorphism the assemblages muscovite+plagioclase+potassium feldspar and clinozoisite+plagioclase+potassium feldspar will form under low and intermediate amphibolite facies, respectively. The paragenesis at high amphibolite facies is plagioclase+potassium feldspar+quartz+calcite. The mineral assemblages that occur from marl metamorphism depend on their initial mineral composition. In general, marls lose their carbonate minerals and become pure silicate rocks, usually at amphibolite facies metamorphic conditions.

Keywords: Rocks, marl, metamorphism



Σκοπός της παρούσας διπλωματικής εργασίας είναι η μελέτη της μεταμόρφωσης των πετρωμάτων και συγκεκριμένα της μάργας, η οποία κατατάσσεται στην κατηγορία των βιογενών ιζημάτων.

Αρχικός στόχος είναι η παρουσίαση των πετρωμάτων, πώς αυτά προέκυψαν και ποια είναι τα χαρακτηριστικά τους. Εν συνεχεία, εστιάζουμε στα βιογενή ιζήματα, στα είδη τους, διότι σε αυτά ανήκει η μάργα και απώτερος στόχος είναι να αναλυθεί η διαδικασία της μεταμόρφωσης μιας και μέσα από αυτή προέκυψαν τα πετρώματα με τη μορφή που τα ξέρουμε σήμερα.

Στο Κεφάλαιο 1 περιγράφονται βασικές έννοιες των πετρωμάτων, ο ορισμός τους και ο διαχωρισμός τους σε μαγματικά ή πυριγενή. Στη συνέχεια, αναφέρονται τα ιζηματογενή πετρώματα κάποια εκ των οποίων είναι ο ασβεστόλιθος και ο δολομίτης, ενώ ακολουθούν οι διεργασίες σχηματισμού τους και οι ιδιότητες τους φυσικές και μηχανικές.

Στο Κεφάλαιο 2 παρουσιάζονται τα βιογενή ιζήματα που αποτελούν συσσώρευση ή απόθεση ύλης προερχόμενης από ζωϊκούς ή φυτικούς οργανισμούς. Αναλύεται η εξάπλωση και η κατανομή τους και η κατηγοριοποίηση τους σε ανθρακικές αποθέσεις, στρωματόλιθους και χουμικές ενώσεις.

Στο Κεφάλαιο 3 μελετάται η διεργασία της μεταμόρφωσης της μάργας, αναλύονται οι παράγοντες, οι φάσεις, οι κατηγορίες και ο βαθμός μεταμόρφωσης. Ακολουθούν τα συμπεράσματα της πτυχιακής.

Συνοψίζοντας θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους όσους συνέβαλαν στην ολοκλήρωση της παρούσας πτυχιακής. Ευχαριστώ την επιβλέπουσα καθηγήτρια κυρία Παπαδοπούλου Λαμπρινή για την πρόταση του θέματος, τα εύστοχα σχόλια και συμβουλές της και την οικογένεια μου για τη συνεχή στήριξη ηθική και πνευματική όλα αυτά τα χρόνια.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

1.1 Βασικές έννοιες πετρωμάτων

1.1.1 Ορισμός

Πετρώματα είναι αθροίσματα κρυσταλλικών ή άμορφων ορυκτών ουσιών, ανεξάρτητα εντελώς από την κατάσταση της συνοχής τους. Δείγμα πετρώματος μόνο του εμφανίζει μικρό επιστημονικό ενδιαφέρον. Πολύ μεγαλύτερη γεωλογική σημασία έχει ένα πέτρωμα που θεωρείται σαν αντιπροσωπευτικό μέρος μιας γεωλογικής μονάδας και, επομένως, σαν τήγμα του γήινου φλοιού. Γενικά τα πετρώματα είναι υλικά από τα οποία αποτελείται ο στερεός φλοιός της Γης. Τα πετρώματα αποτελούνται από ύλη ορισμένης χημικής σύστασης και δομής. Η υφή τους μπορεί να είναι κρυσταλλική ή όχι, η δε σύστασή τους να αποτελείται από τα ίδια στοιχεία ή από ανόμοια στοιχεία. Ανάλογα με την εσωτερική τους μορφολογία τα πετρώματα μπορούν να διαιρεθούν σε κρυσταλλικά που είναι και τα περισσότερα και σε άμορφα (ή υαλώδη). Η διαίρεση αυτή δεν καλύπτει όλα τα πετρώματα, επειδή ένας μεγάλος αριθμός πετρωμάτων δεν εμφανίζει αναπτυγμένο κρυσταλλικό ιστό ή αποτελείται από περισσότερα ορυκτά με διαφορετική εσωτερική οργάνωση. Μικροσκοπικά ή μακροσκοπικά η μάζα των πετρωμάτων παρουσιάζεται χωρίς συνέχεια με τη μορφή συσσωματωμένων μικρών κόκκων. Το μέγεθος, το σχήμα, ο βαθμός κρυσταλλικότητας και η διάταξη των κόκκων αποτελούν τον ιστό του πετρώματος¹. Τα σπουδαιότερα είδη των ιστών είναι τα παρακάτω.

Πορφυριτικός ιστός: Αποτελείται από κρυσταλλικούς κόκκους σχετικά μεγάλου μεγέθους, που είναι διάσπαρτοι σε μια θεμελιώδη μικροκοκκώδη μάζα. Ο ιστός αυτός προέκυψε από την κρυστάλλωση σε δυο διαδοχικές χρονικές στιγμές, οπότε κατά την πρώτη σχηματίστηκαν οι μεγάλοι κρύσταλλοι και ακολούθησε η δημιουργία της μικροκοκκώδους μάζας.

Κοκκώδης ιστός: Αποτελείται από κρυσταλλικούς κόκκους, ανάλογα με το μέγεθός τους χαρακτηρίζεται σαν λεπτοκοκκώδης, μεσοκοκκώδης και χονδροκοκκώδης.

¹OpeneClassTEI Θεσσαλίας, 2019, <https://e-class.teilar.gr/modules/auth/opencourses.php?fc=82> (ανακτήθηκε την 12-10-2019)

Υαλώδης ιστός: Αποτελείται από μια θεμελιώδη μάζα που είναι όλη άμορφη, χωρίς βέβαια να αποκλείεται η εμφάνιση μικρών κρυστάλλων μέσα σ' αυτή.

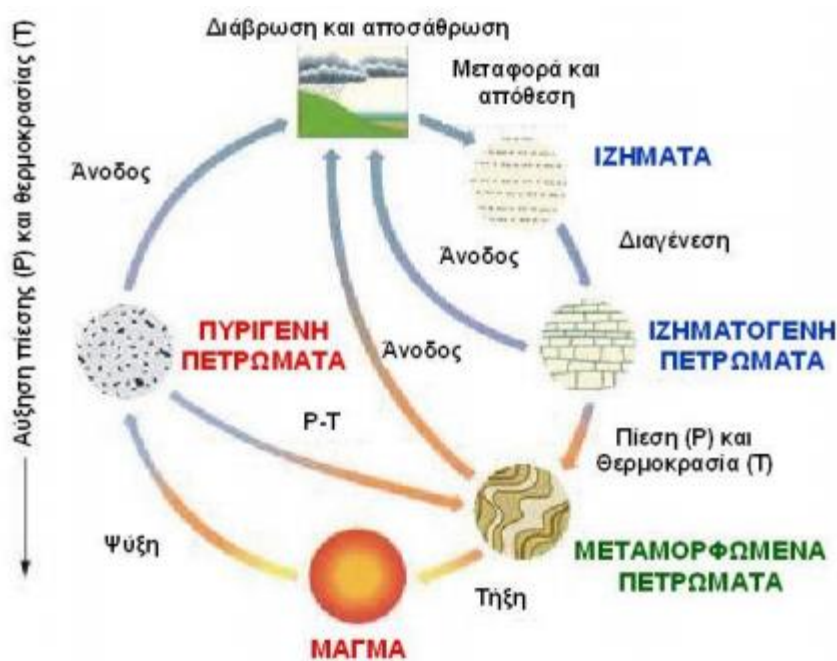
Σχιστοφυής ιστός: Αποτελείται από κόκκους που διατάσσονται υποπαράλληλα, ώστε τα πετρώματα αυτά να εμφανίζουν μετά από μηχανική καταπόνηση το φαινόμενο της σχιστότητας.

Ινώδης ιστός: Αποτελείται από την υποπαράλληλη διάταξη ινωδών ορυκτών, όπως π.χ. ο αμίαντος.

Αραιός ιστός: Τα πετρώματα με αραιό ιστό εμφανίζουν μεγάλα ή μικρά κενά όπως π.χ. η κίσηρη.

Στιφρός ιστός: Ο ιστός αυτός αποτελείται από πολύ μικρούς κόκκους.

Οι γεωλόγοι αναγνωρίζουν αναφορικά με τον τρόπο που διαμορφώνονται τρεις κατηγορίες πετρωμάτων, τα οποία και αποτελούν όλα μαζί τη λιθόσφαιρα².



Εικόνα 1. Τρεις κύριες κατηγορίες πετρωμάτων με βάση τη γεωλογική διεργασία (Μοροπούλου 2013).

² Open eClass TEI Θεσσαλίας, 2019, <https://e-class.teilar.gr/modules/auth/opencourses.php?fc=82> (ανακτήθηκε την 12-10-2019)

1.2 Μαγματικά ή πυριγενή πετρώματα

Παράγονται από τη στερεοποίηση (κρυστάλλωση) του μάγματος. Τα λέμε επίσης πυριγενή ή μαγματίτες και διακρίνονται σε πλουτώνεια αν έχουν κρυσταλλωθεί σε μεγάλο βάθος εντός του φλοιού της γης και ηφαιστειακά, αν είναι προϊόντα της δράσης των ηφαιστείων (Μπεάζη Κατσιώτη 2015).

Μάγμα είναι το φυσικό τήγμα που βρίσκεται στο εσωτερικό της Γης. Έχει σύνθετη σύσταση από πτητικά συστατικά (H_2O , H_2S , S , CO_2 , CO κ.λ.π.) και μη-πτητικά συστατικά τα οποία με τη μορφή οξειδίων είναι: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O , TiO_2 , MnO_2 , P_2O_5 . Το μάγμα, λόγω των διαφόρων δυνάμεων που δρουν σε αυτό, ανεβαίνει προς την επιφάνεια της γης. Κατά την άνοδό του ψύχεται και ταυτόχρονα διαφοροποιείται και μέσω διαφόρων διεργασιών όπως η κλασματική κρυστάλλωση σχηματίζει διάφορα μαγματικά προϊόντα. Κατά κανόνα, στα βασικά μάγματα (με μικρότερο ποσοστό σε διοξείδιο του πυριτίου) η έναρξη της κρυστάλλωσης συντελείται σε υψηλότερη θερμοκρασία και στα όξινα σε χαμηλότερη. Η κρυστάλλωση του μάγματος γίνεται αρχικά με τα οξείδια σιδήρου, μαγνησίου, ακολουθεί ο σχηματισμός των οξειδίων του ασβεστίου, αργιλίου, νατρίου, καλίου με το διοξείδιο του πυριτίου (Κοκκινάκης 1996).

Από τη μικροσκοπική εξέταση των μαγματικών πετρωμάτων και από παρατηρήσεις σε φυσικά τήγματα βγήκε το συμπέρασμα ότι τα διάφορα ορυκτά που προκύπτουν από την κρυστάλλωση του μάγματος δεν κρυσταλλώνονται όλα την ίδια στιγμή και κάτω από την ίδια θερμοκρασία, αλλά υπάρχει ένα πλαίσιο θερμοκρασιών (Κοκκινάκης 1996).

Η σειρά της κρυστάλλωσης αυτής από το μάγμα βασίζεται στις θερμοδυναμικές ισορροπίες που υπάρχουν μεταξύ του τήγματος και των κρυστάλλων που σχηματίζονται. Αυτές οι διεργασίες κρυστάλλωσης αναπαράγονται εργαστηριακά και μελετώνται με τα διαγράμματα ισορροπίας φάσεων (Κοκκινάκης 1996).

Στην αρχή, πραγματοποιείται η κρυστάλλωση του μάγματος έως τους $6000^{\circ}C$ (ορθομαγματικό στάδιο) και παράγονται τα μαγματικά πετρώματα. Αυτός είναι ένας νέος τύπος μάγματος το οποίο εισχωρεί σε ρωγμές και δημιουργεί φλέβες, τους πηγματίτες

(πηγματικό στάδιο). Σε όλες αυτές τις διεργασίες, βασικό ρόλο στον σχηματισμό των ορυκτών έχει η ιοντική ακτίνα και το φορτίο. Στην κρυστάλλωση έως 600oC μικρά ιόντα με μεγάλο φορτίο μαζεύονται στα πρώιμα ορυκτά ενώ μεγαλύτερα ιόντα με μικρό φορτίο στα μεταγενέστερα (Μπεάζη Κατσιώτη 2015).

Στην κρυστάλλωση κάτω των 600oC έως 500oC (στο πηγματικό στάδιο), περιλαμβάνονται τα ιόντα που είναι ή πολύ μικρά ή πολύ μεγάλα για να μπουνε στο πυριτικό πλέγμα όπως Cu, Zn, φωσφορικά (Μπεάζη Κατσιώτη 2015).

Μετά τη θερμοκρασία της πηγματικής φάσης σχηματίζονται πνευματολυτικά ορυκτά/πετρώματα από 500oC έως 374oC (πνευματολυτικό στάδιο). Κάτω των 374oC είναι το υδροθερμικό στάδιο, όπου γίνεται η απόθεση ορυκτών από θερμά ένυδρα διαλύματα (Μπεάζη Κατσιώτη 2015).

Ανάλογα με την περιεκτικότητά τους σε SiO₂, τα μαγματικά πετρώματα λέγονται όξινα εάν η περιεκτικότητα σε SiO₂ είναι μεγαλύτερη του 65% και βασικά εάν είναι μικρότερη του 55%. Αυτά με περιεκτικότητα SiO₂ μεταξύ 55-65% χαρακτηρίζονται ενδιάμεσα (Μπεάζη Κατσιώτη 2015).

Είναι αποδεκτό ότι τα όξινα μάγματα, δηλαδή τα πλούσια σε διοξείδιο του πυριτίου έχουν περισσότερες δομές τετραέδρων (SiO₄)⁴⁻ σε σχέση με τα βασικά. Μετρήσεις ιζώδους στα τήγματα με μεγάλη περιεκτικότητα σε διοξείδιο του πυριτίου έδειξαν ότι έχουν μεγαλύτερο ιζώδες σε σχέση με τα τήγματα με λιγότερο διοξείδιο του πυριτίου (βασαλτικά). Η δομή των ατόμων στο μάγμα καθορίζεται από το ιζώδες, την κινητικότητα του μάγματος, το είδος της δράσης και τη μορφή των μαγματικών προϊόντων που θα σχηματιστούν σε αυτό. Σε υψηλή θερμοκρασία τα βασικά μάγματα είναι πολύ λεπτόρευστα ενώ τα πλούσια σε SiO₂ και Al₂O₃ είναι πυκνόρευστα. Τα λεπτόρευστα μάγματα ευνοούν τον σχηματισμό μικρών κρυστάλλων (Μπεάζη Κατσιώτη 2015).

Επιπρόσθετα, το νερό που βρίσκεται διαλυμένο στο μάγμα αντιδρά με το οξυγόνο και σχηματίζει υδροξύλια. Τα υδροξύλια σπάζουν τις δομές των αλυσίδων Si-O και μειώνουν τον βαθμό πολυμερισμού και κατ' επέκταση το ιζώδες. Άρα, όσο πιο πολύ

νερό είναι διαλυμένο σε ένα μάγμα, τόσο περισσότερο μειώνεται το ιξώδες του (Μπεάζη Κατσιώτη 2015).

Τα μαγματικά ανάλογα με το βάθος που στερεοποιείται το μάγμα διακρίνονται σε Πλουτώνεια και σε Ηφαιστειακά πετρώματα.

Τα Πλουτώνεια πετρώματα έχουν στερεοποιηθεί σε σχετικά μεγάλο βάθος και είναι χονδρόκοκκα (φανερική δομή). Χαρακτηριστικό παράδειγμα είναι ο γρανίτης (Μπεάζη Κατσιώτη 2015).

Πίνακας 1. Ορυκτολογική σύσταση των κυριότερων πυριγενών πετρωμάτων κατά προσέγγιση

Πλουτώνεια Πετρώματα	Γρανίτη ς	Συηνίτη ς	Γρανο- διορίτη ς	Διορίτη ς	Γάββρο ς	Διαβάση ς	Δουνίτη ς
Χαλαζίας	25		21	2			
Ορθόκλαστο	40	72	15	3			
Ολιγόκλαστο	26	12					
Ανδεσίνης			46	64			
Λαβραδόριο					65	62	
Βιοτίτης	5	2	3	5	1	1	
Αμφίβολος	1	7	13	12	3	1	
Ορθοπυρόξενο ς				3	6		2
Κλινοπυρόξεν ος		4		8	14	29	
Ολιβίνες					7	3	95
Μαγνητίτης	2	2	1	2	2	2	3
Ιλμενίτης	1	1			2	2	

Απατίτης	ίχνη	ίχνη	ίχνη	ίχνη			
Τιτανίτης	ίχνη	ίχνη	ίχνη	ίχνη			

Στον Πίνακα 1 αναλύεται η ταξινόμηση των σημαντικότερων πλουτωνείων πετρωμάτων από γρανίτη έως δουνίτη με βάση την ορυκτολογική τους σύσταση όπου διαφαίνεται στον γρανίτη οι υψηλές περιεκτικότητες του χαλαζία και των αστρίων (ορθόκλαστο, ολιγόκλαστο) και οι χαμηλές περιεκτικότητες των σκοτεινόχρωμων ορυκτών (βιοτίτη, αμφίβολου, μαγνητίτη). Αντιθέτως στον δουνίτη επικρατεί ο ολιβίνης (σκουρόχρωμο ορυκτό) κατά μέγιστο ποσοστό.

Τα Ηφαιστειακά πετρώματα ή ηφαιστίτες είναι πυριγενή πετρώματα με δομή που περιέχουν συχνά ύαλο και τα οποία σχετίζονται με ηφαιστειακή δράση. Συναντώνται στην επιφάνεια της γης ως ρεύματα λάβας. Χαρακτηριστικό πέτρωμα ο Βασάλτης στην ορυκτολογική σύσταση του οποίου συμμετέχουν κυρίως τα πλαγιόκλαστα και οι πυρόξενοι (Μπεάζη Κατσιώτη 2015).

Βασάλτες και Γρανίτες είναι δύο πετρώματα που αποτελούν το μεγαλύτερο μέρος των μαγματικών πετρωμάτων. Σε σύγκριση με αυτά τα πετρώματα άλλα είδη μαγματιτών κατέχουν ένα ελάχιστο ποσοστό συμμετοχής στη δομή του φλοιού (Μπεάζη Κατσιώτη 2015).

1.3 Ιζηματογενή πετρώματα

Τα ιζηματογενή δημιουργούνται από την καθίζηση υλικού που βρίσκεται σε διάλυση ή σε αιώρηση μέσα στο νερό ή άλλο ρευστό μέσο. Προέρχονται από διαδικασίες φυσικές, χημικές (αποσάθρωση, απόθεση, εξαλλοίωση) και βιοχημικές. Στις διαδικασίες αυτές προηγείται το στάδιο της αποσάθρωσης των πετρωμάτων και της αποκομιδής του κλαστικού υλικού, μετά γίνεται η μεταφορά του υλικού με διάφορους τρόπους, η απόθεση και τέλος η διαγένεση (Μπεάζη Κατσιώτη 2015).

Εξαλλοίωση είναι η χημική αποσάθρωση των πετρωμάτων η οποία ωφελείται από τη μεταβολή της θερμοκρασίας, το οξυγόνο του αέρα, το νερό, το διοξείδιο του άνθρακα κ.λπ.

Η αποσάθρωση επηρεάζεται από φυσικούς παράγοντες (νερό, άνεμος), χημικούς (αέρας, νερό) και βιοχημικούς (οργανική ύλη, ρίζες φυτών, ζωικούς οργανισμούς). Η αποσάθρωση, δηλαδή η καταστροφή ενός πετρώματος λόγω συγκεκριμένων φυσικοχημικών διεργασιών, μπορεί να διακριθεί σε:

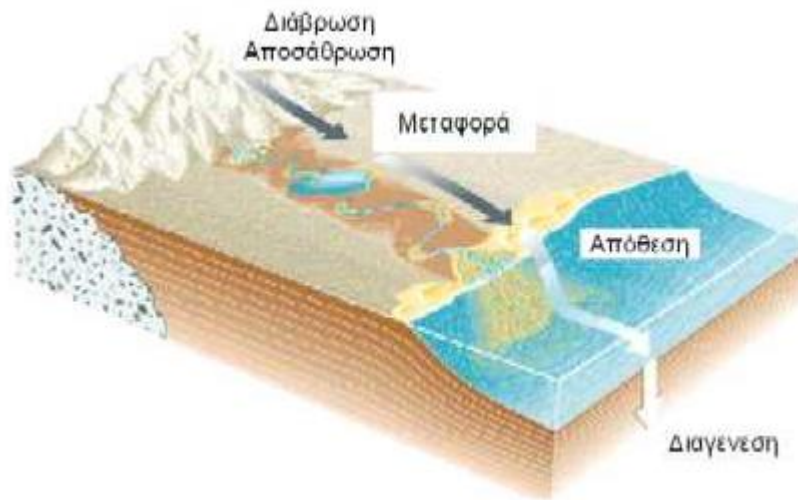
- Φυσική ή μηχανική αποσάθρωση, που οφείλεται σε θερμοκρασιακές μεταβολές και στη δράση του νερού ή του ανέμου. Εκδηλώνεται με την καταστροφή του ιστού του πετρώματος και τον καταθρυμματισμό του, χωρίς, όμως να υπάρχει και μεταβολή της χημικής σύστασης των ορυκτολογικών του συστατικών. Συγκεκριμένα, παρατηρείται διαδοχική μεταβολή του όγκου των δομικών μονάδων του πετρώματος που προκαλεί στην αρχή χαλάρωση της συνοχής του και στη συνέχεια τον κατακερματισμό του όπου υπάρχει μεγάλη διακύμανση της θερμοκρασίας μεταξύ ημέρας και νύχτας. Το νερό, έτσι και αλλιώς σε υγρή ή στερεά μορφή, έχει διαβρωτική δράση, είτε όταν κινείται πάνω σε ένα πέτρωμα, είτε όταν διεισδύει στους πόρους ή στις κοιλότητές του. Επιπλέον και ο άνεμος όταν κινείται με ορμή και συμπαρασύρει κόκκους άμμου μπορεί να προκαλέσει διάβρωση ενός πετρώματος, η οποία στην προκειμένη περίπτωση λέγεται αιολική διάβρωση.
- Χημική αποσάθρωση, που είναι αποτέλεσμα σειράς χημικών διεργασιών στη μάζα του μητρικού πετρώματος που οδηγούν στο σχηματισμό νέων ορυκτολογικών συστατικών με διαφορετική χημική σύσταση.
- Οργανική αποσάθρωση, που είναι αποτέλεσμα δράσης φυτικών και ζωικών οργανισμών που βρίσκονται πάνω ή μέσα στο πέτρωμα (φυτά, διάφοροι μικροοργανισμοί κ.ά.).

Η απόθεση επηρεάζεται από το ιοντικό δυναμικό (Z/r όπου Z : φορτίο του ιόντος και r : ακτίνα του ιόντος), το pH και τις συνθήκες οξειδοαναγωγής. Το κατά πόσο το αντίστοιχο ιόν αποκτά βασικές ή όξινες ιδιότητες καθορίζεται από το ιοντικό δυναμικό. Τα στοιχεία με μικρό ιοντικό δυναμικό, π.χ. K, Na, Ca, Mg έχουν μεγαλύτερη

διαλυτότητα και για υψηλές τιμές pH παραμένουν εν διαλύσει κατά το στάδιο μεταφοράς. Στοιχεία με μέσο ιοντικό αριθμό όπως Al, Zn καθιζάνουν με υδρόλυση. Τέλος, σχηματίζουν ευδιάλυτα οξυανιόντα τα στοιχεία με υψηλό ιοντικό δυναμικό όπως P, N, C, S.

Η απόθεση των μεταφερόμενων υλικών γίνεται σε οριζόντιες επάλληλες στρώσεις σε χώρους με κατάλληλο τοπογραφικό ανάγλυφο (γεωσύγκλινα) όπου γίνεται μηδέν η μεταφορική ενέργεια του νερού ή και του ανέμου (θαλάσσιες λεκάνες, λίμνες, πεδινές εκτάσεις). Με τις αποθέσεις αυτές ξεκίνησε η δημιουργία των ιζημάτων που με την πάροδο των γεωλογικών αιώνων έδωσαν τα ιζηματογενή πετρώματα.

Διαγένεση είναι η μεταβολή ενός ψαθυρού πετρώματος σε συμπαγές. Σε αυτό βοηθάει η πίεση των υπερκείμενων πετρωμάτων και έχει ως αποτέλεσμα τη συμπίεση, συγκόλληση, ανακρυστάλλωση, δολομιτίωση των υποκείμενων πετρωμάτων.



Σχήμα 1. Διεργασίες σχηματισμού ιζηματογενών πετρωμάτων (Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ).

Τα ιζηματογενή πετρώματα (Εικ. 2) διακρίνονται, με κριτήριο το μηχανισμό δημιουργίας τους, σε κλαστικά, χημικά και οργανικά ιζήματα.

Κλαστικά: Γίνονται από την αποσάθρωση των πετρωμάτων λόγω φυσικών παραγόντων (π.χ. αέρας, νερό) και αποτελούνται από ανθεκτικά ορυκτά όπως ο χαλαζίας. Ανάλογα με το μέγεθος των κόκκων ταξινομούνται: σε κροκάλες ($d > 20\text{mm}$), χαλίκια

(από 20 μέχρι 2mm), άμμος (από 2 έως 0,02mm), ιλύς (από 0,02 έως 0,002mm) και άργιλος ($d \geq 0,002\text{mm}$).

Χημικά: Δημιουργούνται από τα φαινόμενα εξατμίσεων και κατακαθίσεων, ανάλογα με τη διαλυτότητά τους. π.χ. $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$

Οργανικά: Η δημιουργία τους οφείλεται στην καθίζηση που γίνεται με ουσιαστική παρέμβαση και συμμετοχή οργανικής ύλης (π.χ. ρίζες). $\text{CaSO}_4 + (\text{NH}_4)_2\text{CO}_3 \rightarrow \text{CaCO}_3 + (\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ Εξαιτίας της σήψης λειψάνων φυτών και ζώων τα διάφορα αμμωνιακά άλατα συμβάλλουν στη μετατροπή των θειικών αλάτων σε ανθρακικά. Τα πιο γνωστά ιζηματογενή πετρώματα είναι ο ασβεστόλιθος και ο ψαμμίτης και στην Ελλάδα είναι ο δολομίτης και ο ασβεστόλιθος.



Εικόνα 2. Ιζηματογενές πέτρωμα. Το γεωλογικό σφυρί που βλέπουμε στο κέντρο της εικόνας τοποθετήθηκε για την εκτίμηση του πάχους των στρωμάτων (Κόκκινου 2015).

1.3.1 Ασβεστόλιθος

Ο ασβεστόλιθος είναι ιζηματογενές πέτρωμα και αποτελείται από ασβεστίτη σε ποσοστό 90-100%. Σε περίπτωση που προέρχεται από κελύφη οργανισμών απαντάται υπό τη μορφή αραγωνίτη. Είναι καθαρά χημικά ιζηματογενή πετρώματα ή βιογενή πετρώματα οι ασβεστόλιθοι. Τις περισσότερες φορές είναι μεικτής προέλευσης. Ο ασβεστόλιθος σαν κύριο συστατικό έχει τον Ασβεστίτη και τα άλλα ορυκτολογικά συστατικά του είναι: Ανθρακούχες Ενώσεις (που προέρχονται από οργανικά λείψανα), Σιδηροπυρίτης, Οξείδια Μαγγανίου, Δολομίτης, Αιματίτης (ο Σίδηρος δίνει κόκκινο έως κόκκινο χρώμα και όταν η ποσότητα είναι αυξημένη υφίσταται μείωση αντοχής του πετρώματος), αργιλικά ορυκτά, Χαλαζίας (οι πυριτικοί ασβεστόλιθοι είναι από 20-30% SiO_2 Μπεάζη (Κατσιώτη 2015)).

Τα παραπάνω συστατικά δίνουν στον ασβεστόλιθο τεφρό ή κίτρινο ή καστανό ή πράσινο χρώμα. Ο καθαρός ασβεστόλιθος είναι λευκός. Μίγματα ασβεστολίθου και αργίλου καλούνται μάργες και έχουν ενδιάμεσες ιδιότητες των ασβεστολίθων και των αργίλων. Ανάλογα με το ποσοστό και το είδος της αργίλου, οι ασβεστόλιθοι έχουν τάση διόγκωσης, η οποία οδηγεί σε ρηγματώσεις του ασβεστολίθου. Σημαντικές φυσικές ιδιότητες του ασβεστολίθου αναφέρονται παρακάτω (Μπεάζη Κατσιώτη 2015):

- α) η διαπερατότητα είναι 0,1cm/s.
- β) η ελαστικότητα είναι $3 \times 10^4 \text{ Mpa}$.
- γ) η θερμική αγωγιμότητα είναι $1,0 \text{ W/m}^\circ\text{K}$.
- δ) η σκληρότητα είναι 3,5 Mhs.
- ε) το ειδικό βάρος είναι $2,7 \text{ g/cm}^3$.
- στ) το πορώδες είναι 0,2-2,0% κ.ο.
- ζ) η αντοχή σε θλίψη είναι $800-1800 \text{ Kp/cm}^2$.
- η) η υδροαπορροφητικότητα είναι 0,4% κ.ο..

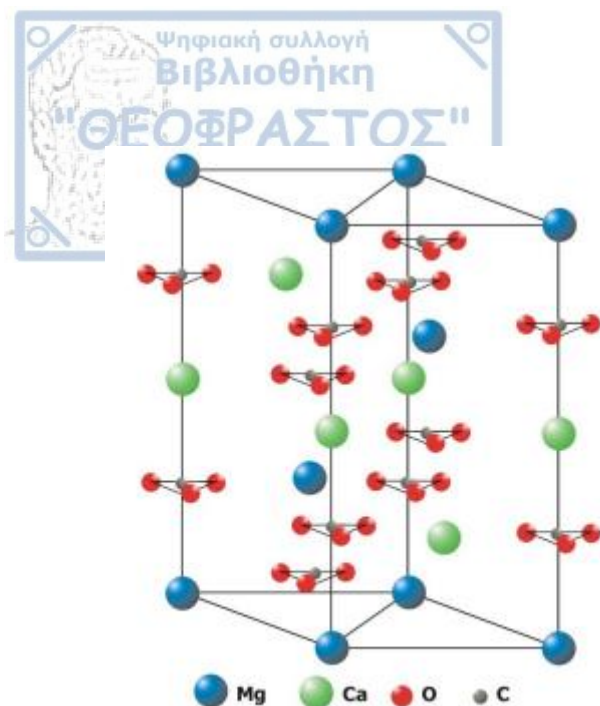
Ο ασβεστόλιθος αποτελεί πρώτη ύλη για παρασκευή γυαλιού, χαρτιού, βαφών και χρωμάτων ενώ χρησιμοποιείται στην παρασκευή τσιμέντου ως πρώτη ύλη και ως πρόσθετο. Επίσης, χρησιμοποιείται στην παραγωγή τούβλων και πλακακιών. Ακόμα στην παραγωγή πλαστικών, ελαστικών και κεραμικών. Τέλος, αποτελεί την πρώτη ύλη για την παρασκευή οξειδίου του ασβεστίου και ασβέστη.

Το νερό σχηματίζει ανθρακικό οξύ, ο ασβεστόλιθος αποσθρώνεται χημικά σχηματίζοντας κενά (έγκοιλα), σπήλαια με σταλακτίτες και σταλαγμίτες έτσι ο ασβεστόλιθος μπορεί να μετατραπεί σε καρστικό ασβεστόλιθο με την επίδραση του διοξειδίου του άνθρακα παρουσία υγρασίας. Τα καρστικά πετρώματα είναι έντονα υδατοπερατά και η μη εντόπιση ύπαρξής τους δημιουργεί προβλήματα σε έργα, όπως για παράδειγμα λιμνοδεξαμενών, θεμελιώσεις τεχνικών έργων, διάνοιξη συράγγων (Μπεάζη Κατσιώτη 2015).

1.3.2 Δολομίτης

Ο δολομίτης είναι πέτρωμα που αποτελείται από το ομώνυμο ορυκτό δολομίτη $MgCa(CO_3)_2$. Ο δολομίτης σχηματίζεται από τους ασβεστόλιθους, με την απομάκρυνση μέρους του ασβεστίου από το πλέγμα του ασβεστίτη και την αντικατάσταση του με μαγνήσιο που βρίσκεται στο θαλασσινό νερό. Το φαινόμενο αυτό όπου αλλάζει η χημική σύσταση του πετρώματος, με την απομάκρυνση στοιχείων και την προσθήκη άλλων λέγεται μετασυσσώμатωση (Μπεάζη Κατσιώτη 2015).

Ο σχηματισμός δολομίτη συναντάται περισσότερο στους ασβεστόλιθους δίχως στρώση, τους κοραλλιογενείς και γενικά τους ασβεστόλιθους υφαλώδους φάσης, σε σύγκριση με τους λεπτοστρωματώδεις ασβεστόλιθους. Στο Σχήμα 2 παρουσιάζεται η κρυσταλλική δομή του δολομίτη.



Σχήμα 2. Κρυσταλλική δομή δολομίτη (Μπεάζη Κατσιώτη 2015).

Ο δολομίτης αναβράζει ασθενέστερα σε ψυχρό και ζωηρά σε θερμό αραιό HCl (διάκριση από ασβεστόλιθο, ο οποίος αναβράζει σε αραιό ψυχρό HCl) και παρουσιάζει ασθενέστερα φαινόμενα καρστικής διάλυσης από ότι ο ασβεστόλιθος. Έχει σκληρότητα 4 στην κλίμακα Mohs και αντοχή σε θλίψη από 800 έως 1800 Kp/cm². Παράλληλα, εξαρτάται από τα ορυκτολογικά συστατικά, τον τρόπο σύνδεσης των κόκκων, τις αστοχίες, το πορώδες, την περιεκτικότητα σε νερό (Μπεάζη Κατσιώτη 2015).

Να μην παραληφθεί ακόμα ότι ο δολομίτης χρησιμοποιείται ως πυρίμαχο τούβλο στην επένδυση των καμίνων, ως πρώτη ύλη για την παρασκευή τσιμέντου (με σαφώς καθορισμένα ποσοστά), ως πρόσθετο στα εδάφη για μείωση της οξύτητας. Ακόμα, στην διατροφή μας ως συμπλήρωμα του ασβεστίου και του μαγνησίου και στη φαρμακευτική (π.χ. μαγνησία).

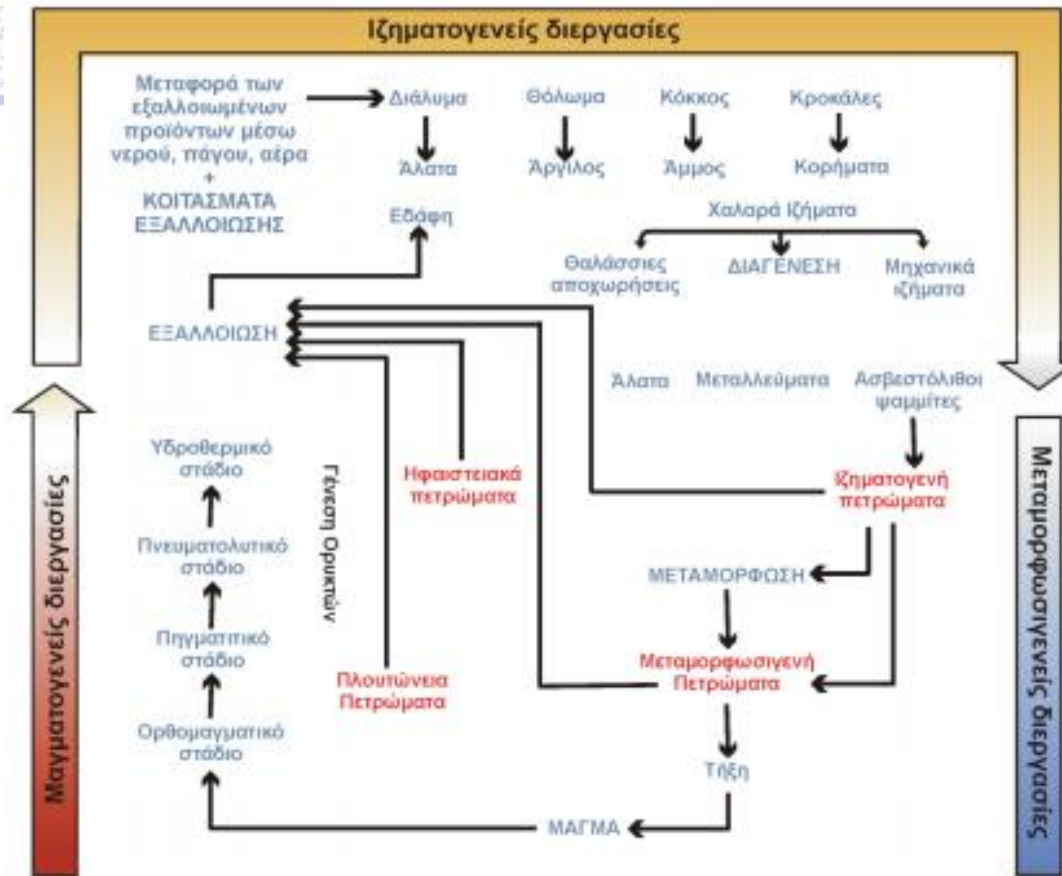
1.4 Κρυσταλλοσχηστώδη / Μεταμορφωμένα πετρώματα

Τα μεταμορφωσιγενή δημιουργήθηκαν από τη μεταμόρφωση των μαγματικών και ιζηματογενών πετρωμάτων δηλαδή προκύπτουν από άλλα προϋπάρχοντα πετρώματα μετά από ιστολογικές, ορυκτολογικές και χημικές μεταβολές τις οποίες υφίστανται χωρίς να περάσουν από το στάδιο της τήξης. Οι παράγοντες που καθορίζουν το είδος και την ένταση της μεταμόρφωσης είναι κυρίως η πίεση, η θερμοκρασία, τα θερμά διαλύματα

και αέρια. Οι μεταβολές αυτές πραγματοποιούνται σε μεγάλα βάθη και έχουν μεγάλη χρονική διάρκεια. Ο σχισμός των ορυκτών δεν πρέπει να συγχέεται με την σχιστότητα των πετρωμάτων. Χαρακτηριστικό των μεταμορφωσιγενών πετρωμάτων είναι η σχιστότητα, έχουν την ιδιότητα να διαχωρίζονται εύκολα σε πλάκες λόγω στρώσεως ή παραλλήλου ιστού, που έχει προκύψει από την επίδραση κατευθυνόμενης πίεσης πάνω στο πέτρωμα. Η πίεση μπορεί να είναι τεκτονική ή να οφείλεται στο βάρος των υπερκειμένων πετρωμάτων. (Winter 2001). Χαρακτηριστικά πετρώματα της κατηγορίας αυτής είναι τα μάρμαρα, οι κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι και οι αργιλικοί σχιστόλιθοι (Μπεάζη Κατσιώτη 2015). Ταξινομούνται στις ακόλουθες κατηγορίες:

- Κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα με αστρίους
- Κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα χωρίς αστρίους
- Ασβεστοπηριτικά κρυσταλλοσχιστώδη
- Ανθρακικά κρυσταλλοσχιστώδη
- Χαλαζιακά κρυσταλλοσχιστώδη
- Κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα με κορούνδιο (σμύριδα)

Στο Σχήμα 3 δίνονται οι τρεις διεργασίες σχηματισμού των πετρωμάτων. Από την κρυστάλλωση του μάγματος δημιουργούνται τα πλουτωνικά και τα ηφαιστειογενή πετρώματα, με τη διαγένεση γίνεται η μεταβολή του ψαθυρού πετρώματος σε συμπαγές και δημιουργούνται τα ιζηματογενή και με τη διεργασία της μεταμόρφωσης δημιουργούνται τα μεταμορφωμένα πετρώματα. Στον Πίνακα 2 δίνονται παραδείγματα των τριών κατηγοριών πετρωμάτων.



Σχήμα 3. Εσωτερικό της γης - κυκλοφορία υλικών (Μπεάζη Κατσιώτη 2015).

Πίνακας 2. Πετρώματα κατηγορίες

I. ΠΥΡΙΓΕΝΗ	II. ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΗ	III. ΚΡΥΣΤΑΛΛΟΣΧΙΣΤΩΔΗ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΜΕΝΑ
I.1 ΠΛΟΥΤΩΝΙΚΑ	II.1 ΧΗΜΙΚΑ ΙΖΗΜΑΤΑ	
Όξινα	Γύψος	Γνεύσιος (βιοτιτικός, μοσχοβιτιτικός, χλωριτικός, αμφιβολιτικός, γραφιτικός)

		κ.α.)
Γρανίτης (βιοτικός, μοσχοβιτικός, κεροσιλβικός)	Ανυδρίτης	Σχιστόλιθος (μαρμαρυγιακός, σερικτικός, χλωριτικός, ταλκικός κ.α.)
Ενδιάμεσα	Τραβερτίνης	Σχίστης
Σηγιτίτης	Ασβεστολιθικός τόφος	Φυλλίτης
Διορίτης	II.2 ΒΙΟΓΕΝΗ ΙΖΗΜΑΤΑ (ΟΡΓΑΝΙΚΑ)	Χαλαζίτης
Βασικά	Ασβεστόλιθος	Μάρμαρο
Γάββρος	Δολομίτης	Σμύριδα
Υπερβασικά	Μάργα	
Περιδοτίτης		
I.2 ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΓΕΝΗ	II.3 ΜΗΧΑΝΙΚΑ ΙΖΗΜΑΤΑ (ΚΛΑΣΤΙΚΑ)	
Όξινα	A. Ψαθυρά	
Ρυόλιθος	Φερτοί λίθοι	
Οψιδιανός	Κροκάλες και λατύπες	
Κίσσηρις	Άμμος	
Ενδιάμεσα	Άργιλος – Πηλός	
Τραχείτης	Ηφαιστειακές γαίες	
Ανδεσίτης	B. Συμπαγή	
Βασικά	Κροκαλοπαγή	
Διαβάσης	Ψαμμίτες	

Βασάλτης (ολιβινικός, οφειτικός, κερροσιλβικός σιδηρούχος, μελαφύρης κ.α.)	Σχίστης άργιλος	
	Αργιλικός σχιστόλιθος	
	Φλύσχης, Ηφαιστειακοί τόφφοι	

1.5 Φυσικές – Μηχανικές ιδιότητες των πετρωμάτων

Όλες οι ιδιότητες των πετρωμάτων εξαρτώνται από τις αντίστοιχες ιδιότητες των ορυκτολογικών συστατικών τους, την κρυσταλλική δομή (μέγεθος και σχήμα κόκκων) και τη διάταξη του κρυσταλλικού πλέγματος. Η μελέτη των φυσικομηχανικών χαρακτηριστικών των πετρωμάτων αποσκοπεί στην κατανόηση και εκτίμηση της συμπεριφοράς τους, στον καθορισμό της καταλληλότητας των πετρωμάτων ως δομικών λίθων, διακοσμητικών λίθων, αδρανών υλικών (Μπεάτζη Κατσιώτη 2015). Παρακάτω παρουσιάζονται οι φυσικές ιδιότητες:

Αντοχή Η αντοχή ενός πετρώματος εξαρτάται από τα ορυκτολογικά συστατικά, τον τρόπο σύνδεσης των κόκκων, τις αστοχίες, το πορώδες, και τον βαθμό εξαλλοίωσης του. Η αντοχή είναι πολύ βασική ιδιότητα και αντιπροσωπεύει το μέγεθος της εφαρμοζόμενης τάσης σε ένα δοκίμιο ώστε να σημειωθεί η θραύση αυτού.

Ειδικό Βάρος Το ειδικό βάρος ενός πετρώματος εξαρτάται από το ειδικό βάρος ενός εκάστου των ορυκτολογικών συστατικών που περιέχονται στο πέτρωμα και την ποσοστιαία αναλογία τους. Πρόκειται για το βάρος της στερεάς μάζας του, η οποία, χωρίς πόρους καταλαμβάνει τη μονάδα του όγκου.

Φαινόμενο Βάρος Παράδειγμα: η άμμος έχει ειδικό βάρος 2,65gr/cm³ και φαινόμενο βάρος 1,60gr/cm³ ενώ ο χαλαζίας έχει ειδικό βάρος 2,65gr/cm³ και φαινόμενο βάρος 2,64gr/cm³. Φαινόμενο είναι το βάρος ενός πετρώματος σε ξηρή κατάσταση στη μονάδα του όγκου, συμπεριλαμβανομένων και των πόρων του (Μπεάτζη Κατσιώτη 2015).

Πορώδες Είναι το ποσοστό του όγκου των κενών χώρων προς το συνολικό όγκο του πετρώματος και εκφράζεται σε μονάδες επί %. Έτσι, ένα μεγάλο πορώδες έχει σχετικά μεγάλο ποσοστό κενών χώρων, ανεξάρτητα του μεγέθους του. Το πορώδες των πετρωμάτων έχει πολύ μεγάλη σημασία διότι η τιμή του επηρεάζει το μέτρο συμπιεστότητας, την υδατοπερατότητα και την αντοχή σε φθορά. Η άμμος έχει πορώδες 35%, οι ψαμμίτες και οι άργιλοι έως 50% (Μπεάζη Κατσιώτη 2015).

Διαπερατότητα (ή υδροπερατότητα) Στα υδρογεωλογικά και γεωτεχνικά προβλήματα, μεγάλη σημασία έχει ο προσδιορισμός της διαπερατότητας σε νερό (νόμος Darcy). Διαπερατότητα είναι η ιδιότητα του πετρώματος, να επιτρέπει στο νερό ή άλλα υγρά, να περνούν μέσα από αυτό. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η άμμος και τα χαλίκια. Αξίζει να αναφερθεί ότι πετρώματα με μικρό πορώδες έχουν μικρή διαπερατότητα (Μπεάζη Κατσιώτη 2015).

Ελαστικότητα Το μέτρο ελαστικότητας εκφράζει ανυσματική ιδιότητα που έχει σταθερή τιμή προς όλες τις διευθύνσεις μόνο στα μηχανικώς ισότροπα πετρώματα. Όταν ένα φορτίο P , επενεργεί στην επάνω επιφάνεια ενός πρισματικού δείγματος πετρώματος και είναι μικρότερο από το φορτίο θραύσης, προκαλεί παραμόρφωση η οποία εκφράζεται με σμίκρυνση του ύψους και αύξηση της οριζόντιας διάστασης. Εάν μετά την απομάκρυνση του φορτίου το δείγμα τείνει να επανακτήσει το αρχικό του σχήμα και μέγεθος, το πέτρωμα συμπεριφέρεται ελαστικά. Επειδή τα πετρώματα είναι ανισότροπα, το μέτρο ελαστικότητας παρουσιάζει διακυμάνσεις που εξαρτώνται από τις εφαρμοζόμενες τάσεις, από τον χρόνο και την ταχύτητα επιβολής των τάσεων, από την πίεση του νερού των πόρων, από τις διαστάσεις του δοκιμίου και από την θερμοκρασία.

Επίσης, η περιεκτικότητα σε νερό ενός πετρώματος επηρεάζει την τιμή του μέτρου ελαστικότητας. Γενικά, όσο μεγαλύτερη είναι η αντοχή σε θλίψη, τόσο υψηλότερη είναι η τιμή του μέτρου ελαστικότητας, χωρίς να αποκλείεται η ύπαρξη εξαιρέσεων στον κανόνα. Αντίθετα οι τιμές του μέτρου ελαστικότητας (E) κάθε ομάδας πετρωμάτων ελαττώνονται όσο αυξάνεται το πορώδες.



Το μέτρο ελαστικότητας προσδιορίζεται εργαστηριακά και διαφέρει σημαντικά από το μέτρο ελαστικότητας της βραχώμαζας του πετρώματος που προσδιορίζεται με δοκιμές επί του εδάφους (Μπεάζη Κατσιώτη 2015).

Συμπιεστότητα Στη διάρκεια φόρτισης στα πετρώματα προκαλείται ελάττωση όγκου που οφείλεται σε ελάττωση όγκου των πόρων και απομάκρυνση από αυτούς, του τυχόν περιεχόμενου νερού. Τα μαγματικά πετρώματα συμπιέζονται ελάχιστα. Όταν η ελάττωση αυτή του όγκου γίνεται με παρεμπόδιση των πλευρικών παραμορφώσεων το φαινόμενο καλείται συμπιεστότητα (Κουμαντάκης 1993).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΒΙΟΓΕΝΗ ΙΖΗΜΑΤΑ

2.1 Ορισμός

Βιογενή ονομάζονται τα ιζήματα που δημιουργήθηκαν από υπολείμματα σκληρού ιστού νεκρών οργανισμών, όπως κελύφη, οστά, δόντια κ.λπ είτε από τη βιολογική δραστηριότητα οργανισμών (Δασενάκης κ.α. 2015).

Όταν οι ζωοπλαγκτονικοί και φυτοπλαγκτονικοί οργανισμοί πεθαίνουν, αρχίζουν να βυθίζονται με χαμηλή ταχύτητα λόγω του μικρού μεγέθους τους. Τα βιογενή ιζήματα κυρίως αποτελούνται από κελύφη και σκελετούς ζωοπλαγκτού και φυτοπλαγκτού που ζουν στην ευφωτική ζώνη, αλλά περιλαμβάνουν και οργανική ύλη. Η διάρκεια ζωής τους είναι μικρή (μέχρι μερικές εβδομάδες) και το πλήθος τους μεγάλο, υπάρχει διαρκής ροή των υπολειμμάτων τους προς το βυθό, ωσάν μια διαρκής βροχή ή «βιολογική χιονόπτωση». Το λεπτόκοκκο αυτό υλικό συσσωρεύεται στο βυθό και με το χρόνο σχηματίζει χαλαρό ιζημα το οποίο περιέχει τουλάχιστον 30% κατά βάρος λεπτά διαμερισμένου βιογενούς υλικού (το υπόλοιπο 70% είναι λιθογενές ιζημα κυρίως ερυθρός πηλός που καθιζάνει συγχρόνως με το μικροσκοπικό βιογενές υλικό) (Δασενάκης κ.α. 2015).

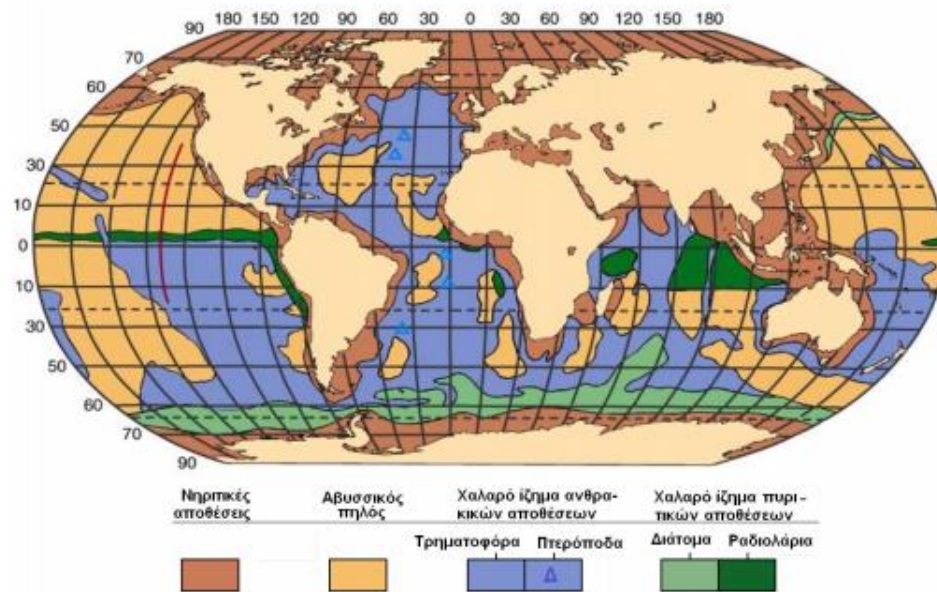
2.2 Κατανομή και εξάπλωση

Τα βιογενή ιζήματα απαντώνται συχνά στις πελαγικές αποθέσεις και σπάνια στις νηριτικές, όπως φαίνεται και στην Εικόνα 3.

Η εξάπλωσή τους εξαρτάται από τρεις θεμελιώδεις διεργασίες: 1) Παραγωγικότητα, 2) Αποδόμηση και 3) Αραίωση (Δασενάκης κ.α. 2015).

Όταν στα επιφανειακά νερά ζει μεγάλο πλήθος μικροοργανισμών, οι συνθήκες είναι ευνοϊκές για μεγάλη παραγωγή βιογενούς ιζήματος. Παραγωγικότητα είναι ο αριθμός οργανισμών που βρίσκονται στην υδατική στήλη από την επιφάνεια μέχρι τον πυθμένα του ωκεανού.

Αποδόμηση είναι η διαδικασία διάλυσης σκελετικών υπολειμμάτων καθώς αυτά βυθίζονται προς τον πυθμένα. Ένα μέρος των βιογενών υπολειμμάτων διαλύεται πλήρως πριν προλάβει να φτάσει στον πυθμένα της θάλασσας.

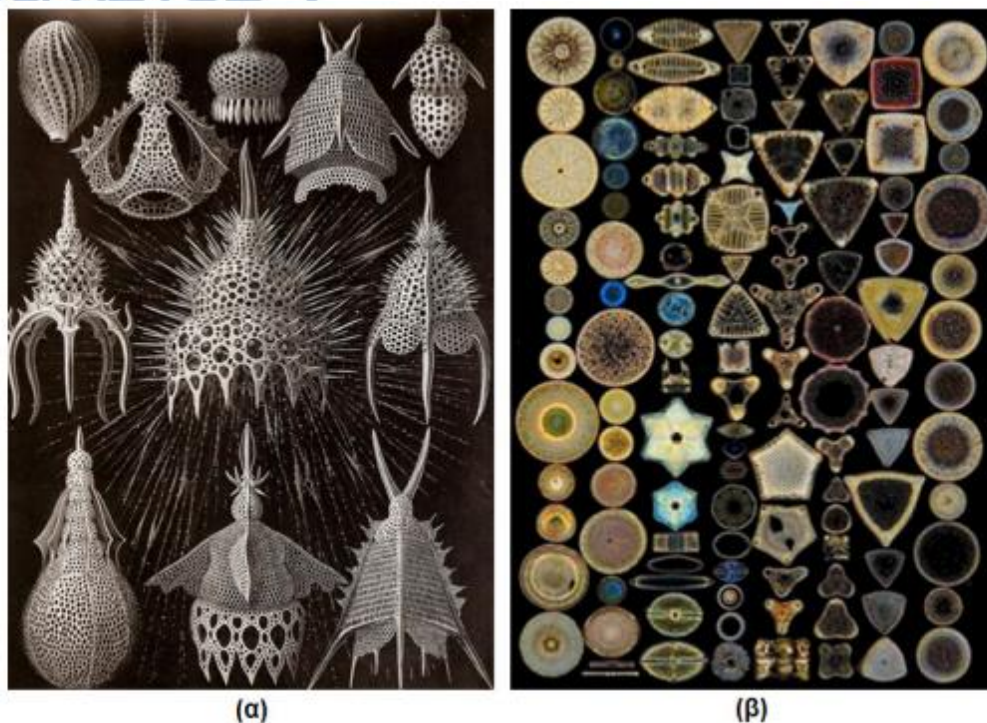


Εικόνα 3. Πυθμένας ωκεανού και κατανομή των βιογενών ανθρακικών και πυριτικών αποθέσεων (Δασενάκης κ.α. 2015).

Αραίωση είναι η διεργασία όπου άλλα ιζήματα συναποτίθενται στον πυθμένα μειώνοντας την περιεκτικότητα των βιογενών ιζημάτων σε αυτόν.

Στη νηριτική περιοχή οι τεράστιες αποθέσεις λιθογενούς υλικού μειώνουν τόσο πολύ την % συμμετοχή του αντιστοίχου βιογενούς, ώστε να το καθιστούν αμελητέο. Ωστόσο έχουν εντοπιστεί νηριτικές περιοχές, όπου οι ανθρακικές βιογενείς αποθέσεις επικρατούν σε ποσοστό συμμετοχής (Δασενάκης κ.α. 2015).

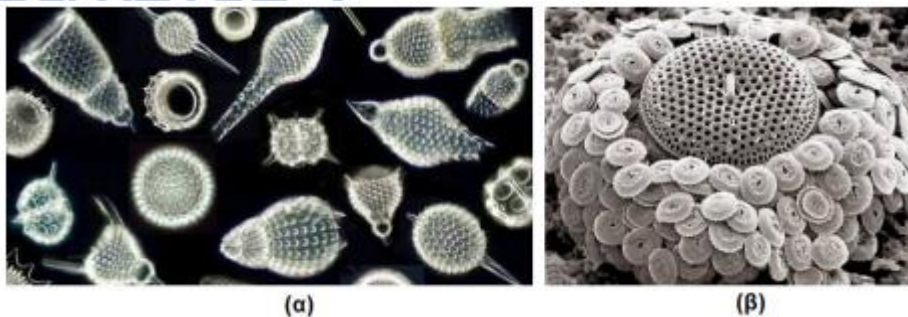
Στο SiO_2 μπορεί να συγκρυσταλλώνονται μόρια νερού. Διοξείδιο του πυριτίου: Το SiO_2 των βιογενών ιζημάτων προέρχεται από δυο είδη μικροοργανισμών: Από την κλάση των διατόμων (φυτοπλαγκτονικοί οργανισμοί) και από το φύλο των ραδιολαρίων (ζωοπλαγκτονικοί οργανισμοί) όπως φαίνεται στην Εικόνα 4. Οι κυριότερες ανόργανες χημικές ενώσεις που συναντιούνται στα βιογενή ιζήματα, είναι το ανθρακικό ασβέστιο (CaCO_3) και το διοξείδιο του πυριτίου (SiO_2 – χαλαζίας).



Εικόνα 4. Ραδιολάρια (α) και Διάτομα (β) (Δασενάκης κ.α. 2015).

Τα διάτομα, η ανάπτυξη των οποίων ευνοείται στα ψυχρότερα νερά, δημιουργούν ένα κέλυφος από SiO_2 , διαφανές, ώστε να διέρχεται το ηλιακό φως αποτελούμενο από δυο μέρη και ζουν φωτοσυνθέτοντας προστατευμένα μέσα σε αυτό. Σε θαλάσσιες περιοχές όπου υπάρχει αφθονία διατόμων, στον πυθμένα τους συσσωρεύεται παχύ στρώμα από τα κελύφη τους, σχηματίζοντας τη λεγόμενη γη διατόμων που χρησιμοποιείται στη βιομηχανία για διαυγαστικό και στην κατασκευή γυαλιού. Τα ραδιολάρια είναι μονοκύτταρα πλαγκτονικά πρωτόζωα. Έχουν και αυτά πυριτικό κέλυφος και προεξοχές σαν πόδια που προεκβάλλουν από το κυρίως σώμα τους. Εφόσον δεν είναι φυτικοί οργανισμοί, δεν φωτοσυνθέτουν, αλλά τρέφονται με άλλους πλαγκτονικούς οργανισμούς, όπως βακτήρια (Δασενάκης κ.α. 2015).

Οι κύριες πηγές του ανθρακικού ασβεστίου - CaCO_3 είναι τα τρηματοφόρα (τάξη ζωοπλαγκτονικών οργανισμών), τα πτερόποδα και τα κοκκολιθοφόρα (φυτοπλαγκτονικοί οργανισμοί) που τα βλέπουμε στην Εικόνα 5.

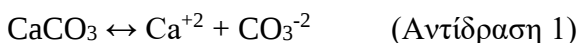


Εικόνα 5. Τρηματοφόρα (α) και Κοκκολιθοφόρα (β) που περιβάλλουν ένα Διάτομο (Δασενάκης κ.α. 2015).

Το CaCO_3 είναι ένα από τα βασικότερα συστατικά των θαλασσίων ιζημάτων. Περίπου το 25% του θαλασσίου πυθμένα περιέχει ιζήματα τα οποία περιέχουν περισσότερο από 30% CaCO_3 . Αξίζει να σημειωθεί πως μόνο το 20% του CaCO_3 που καθιζάνει παραμένει μόνιμα στο βυθό. Οι χρονικές διακυμάνσεις της περιεκτικότητας των θαλασσίων ιζημάτων σε CaCO_3 εξαρτώνται από τις αντίστοιχες διακυμάνσεις των φυσικοχημικών ιδιοτήτων του θαλασσινού νερού.

Το ορυκτό CaCO_3 απαντάται ως αραγονίτης (εξαγωνική κρυσταλλική δομή) με $K_{sp} 6,65 \times 10^{-7}$ είτε ως ασβεστίτης (ή καλσίτης - ρομβοειδής κρυσταλλική δομή) με $K_{sp} 4,5 \times 10^{-7}$. Ο αραγονίτης καθιζάνει στη ρηχή θάλασσα, ενώ ο ασβεστίτης στον πυθμένα της βαθιάς θάλασσας ως μικροσκοπικά σωματίδια υπολειμμάτων φυτοπλαγκτονικών υλικών. Ωστόσο, ο ασβεστίτης μπορεί να σχηματιστεί διαγενετικά από τον αραγονίτη (Δασενάκης κ.α. 2015).

Για να συμβεί καθίζηση ενός ιζήματος θα πρέπει η συγκέντρωση των εν διαστάσει ιόντων να είναι μεγαλύτερη από το γινόμενο διαλυτότητας K_{sp} . Η διαλυτότητα του CaCO_3 αυξάνεται με το βάθος, ώστε μετά από ένα συγκεκριμένο βάθος δεν υπάρχει ίζημα CaCO_3 . Το βάθος αυτό λέγεται βάθος αντιστάθμισης ασβεστίτη (Calsite Compensation Depth- CCD), περίπου 4.500m. (Δασενάκης κ.α. 2015).

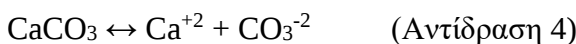
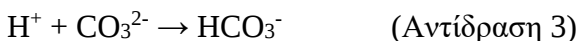


$K_{sp} = [\text{Ca}^{+2}][\text{CO}_3^{-2}]$ (Θεωρώντας, ότι οι ενεργότητες των ιόντων είναι ίσες με τις αντίστοιχες συγκεντρώσεις τους).

Αν $[Ca^{+2}][CO_3^{-2}] > K_{sp}$ τότε το θαλασσίνο νερό είναι υπέρκορο σε αυτά τα ιόντα και έχουμε καταβύθιση $CaCO_3$. Αν, όμως, $[Ca^{+2}][CO_3^{-2}] < K_{sp}$ τότε το θαλασσίνο νερό είναι ακόρεστο και έχουμε διάλυση του $CaCO_3$.

Συνεπώς αν θα υπάρχει ή όχι ίζημα $CaCO_3$ εξαρτάται από την τιμή του K_{sp} , από τη συγκέντρωση του CO_3^{-2} και από τη συγκέντρωση του Ca^{+2} . Επειδή, όμως, η $[Ca^{+2}]$ ελάχιστα μεταβάλλεται στους ωκεανούς, η ύπαρξη ιζήματος $CaCO_3$ τελικά εξαρτάται από τις μεταβολές του $[CO_3^{-2}]$ και του K_{sp} .

Στα μεγάλα βάθη τα ψυχρά νερά περιέχουν μεγαλύτερη ποσότητα CO_2 από ό,τι τα θερμότερα επιφανειακά νερά. Το CO_2 ως ασθενές οξύ αντιδρά με το ανθρακικό ασβέστιο προς σχηματισμό διτανθρακικών ιόντων. Αναλυτικότερα, οι αντιδράσεις που λαμβάνουν χώρα είναι:



Και συνολικά:



Σύμφωνα με την αντίδραση 2 το CO_2 υδρολύεται προς διτανθρακικά ιόντα και υδρογονοκατιόντα. Τα H^+ αντιδρούν με ανθρακικά ιόντα σύμφωνα με την αντίδραση 3 προς δημιουργία διτανθρακικών. Ωστόσο, η κατανάλωση ανθρακικών ιόντων που προκαλείται από την αντίδραση 3 προκαλεί τη διάσπαση του $CaCO_3$ προκειμένου, σύμφωνα με την αρχή του Le Chatellier, να εξουδετερωθεί η έλλειψη αυτή. Με άλλα λόγια η αντίδραση 3 προκαλεί τη μετατόπιση της ισορροπίας της αντίδρασης 4 προς τα δεξιά. Το K_{sp} εξαρτάται από: α) τη θερμοκρασία, β) την αλατότητα και γ) την πίεση.

α) Εξάρτηση από τη θερμοκρασία: Η διαλυτότητα του $CaCO_3$ αυξάνεται όσο μειώνεται η θερμοκρασία, που σημαίνει, ότι το K_{sp} αυξάνεται με τη μείωση της θερμοκρασίας. Επομένως, οι οργανισμοί που διαθέτουν ασβεστολιθικά κελύφη ευνοούνται στα θερμότερα νερά όπου η διαλυτότητα του $CaCO_3$ είναι μικρή. Μεταβολές $20^\circ C$

μεταβάλλουν το K_{sp} κατά 4% περίπου. Επειδή, όμως, τόσο μεγάλες μεταβολές θερμοκρασίας δεν υπάρχουν στα βαθιά ύδατα (η θερμοκρασία που επικρατεί εκεί είναι γύρω στους 2°C), μπορούμε να θεωρήσουμε, ότι η επίδραση της μεταβολής της θερμοκρασίας στο K_{sp} είναι αμελητέα.

β) Εξάρτηση από την αλατότητα: Το K_{sp} αυξάνεται περίπου 3% για αύξηση της αλατότητας κατά μια μονάδα. Ωστόσο, στα βαθιά ύδατα η αλατότητα είναι περίπου σταθερή, οπότε και σε αυτή την περίπτωση θεωρούμε ότι η επίδραση είναι αμελητέα.

γ) Η μεταβολή της πίεσης επηρεάζει σημαντικά το K_{sp} , το οποίο αυξάνεται με αύξηση της πίεσης. Η επίδραση της πίεσης εξηγείται με τους μοριακούς όγκους των CaCO_3 , Ca^{+2} , και CO_3^{-2} :

Η μεταβολή του μοριακού όγκου ΔV_r για την αντίδραση $\text{CaCO}_3 \leftrightarrow \text{Ca}^{+2} + \text{CO}_3^{-2}$ υπολογίζεται ως: $\Delta V_r = V_{\text{Ca}} + V_{\text{CO}_3} - V_{\text{CaCO}_3}$. Επειδή ο όγκος που καταλαμβάνει ένα μόριο CaCO_3 είναι μεγαλύτερος από τον όγκο που καταλαμβάνουν μαζί ένα ιόν Ca^{+2} και ένα ιόν CO_3^{-2} ο όρος ΔV_r είναι αρνητικός για τον ασβεστίτη, όταν η Αντίδραση 1 οδεύει προς τα δεξιά, δηλαδή προς την κατεύθυνση των ιόντων. Δεδομένου, ότι η αντίδραση ευνοείται προς την κατεύθυνση που μειώνεται ο μοριακός όγκος, όταν αυξάνεται η πίεση, αυξάνεται αντίστοιχα και το K_{sp} της αντίδρασης, που σημαίνει, ότι για την περίπτωση της Αντίδρασης 3.1, ευνοείται η διάλυση του CaCO_3 .

2.2.1 Ανθρακικές αποθέσεις

Η εξάπλωσή τους είναι ευρεία, καθόσον συναντώνται σχεδόν σε όλα τα μήκη και πλάτη του θαλασσίου περιβάλλοντος. Οι αποθέσεις ανθρακικού υλικού οδηγούν μέσω διαγενετικών κυρίως διεργασιών στη δημιουργία ασβεστολιθικών πετρωμάτων, τα περισσότερα από τα οποία έχουν στο εσωτερικό τους εγκλωβισμένα απολιθώματα θαλασσίων οργανισμών, κελύφη οστράκων κ.λπ. Τα κοράλλια ευθύνονται για εκτεταμένες αποθέσεις ανθρακικού υλικού στο θαλάσσιο πυθμένα. Από παρατηρήσεις σε σύγχρονα περιβάλλοντα (μεγάλος κοραλλιογενής ύφαλος της Αυστραλίας, Περσικός Κόλπος), όπου οι διαδικασίες σχηματισμού ασβεστολιθικών πετρωμάτων βρίσκεται σε εξέλιξη, φαίνεται, ότι οι αποθέσεις CaCO_3 συνέβησαν σε ρηχά – θερμά νερά της υφαλοκρηπίδας καθώς και στους κοραλλιογενείς υφάλους ή στις παραλίες τροπικών

νήσων. Οι εδραίοι αυτοί οργανισμοί αποτελούν τροφή για άλλους οργανισμούς, οι οποίοι είναι υποχρεωμένοι να θραύσουν ή να τρυπήσουν το ασβεστολιθικό κέλυφος, ώστε να προσεγγίσουν και να καταναλώσουν τους μαλακούς ιστούς. Με τη διαδικασία αυτή τεράστιες ποσότητες ανθρακικών θραυσμάτων (από το δομικό σκελετό τους) εναποτίθεται συνεχώς στο βυθό. Κατά τη θράυση (η οποία μπορεί να είναι και μηχανικής αιτιολογίας π.χ. λόγω εντόνου κυματισμού) παράγονται κόκκοι μικρότερου μεγέθους. Η κατάτμηση των κόκκων σε μικρότερους είναι δυνατό να συνεχίζεται και μετά την απόθεσή τους στον πυθμένα από τους μικροοργανισμούς των ιζημάτων (Δασενάκης κ.α. 2015).

Οι γεωλογικά παλιές ανθρακικές αποθέσεις αντιπροσωπεύουν το 2% του στερεού φλοιού της γης και το 25% όλων των ιζηματογενών πετρωμάτων της.

2.2.2 Στρωματόλιθοι

Οι δομές αυτές, που αποτελούνται από επάλληλες στρώσεις πάχους από 0.2 mm έως 2 mm η κάθε μια και είναι εύκολα ορατές με γυμνό οφθαλμό, αποδίδονται σε παγίδευση η/και συγκόλληση καθιζάνοντος λεπτόκοκκου υλικού λόγω της ανάπτυξης και μεταβολικής δραστηριότητας φωτοσυνθετικών μικροοργανισμών, κυρίως κυανοβακτηρίων (ή κυανοφυκών) (Stal 2012). Σε θαλάσσια περιβάλλοντα με αβαθή ήρεμα και θερμά νερά παρατηρούνται οργανοιζηματογενείς δομές με στρωματοειδή μορφή.

Οι σύγχρονες αυτές ιζηματογενείς δομές εντοπίζονται κυρίως σε περιοχές της εύκρατης και τροπικής ζώνης και βέβαια στα μεσογειακά και ελληνικά παράλια. Οι ιζηματογενείς αυτές δομές, όταν σχηματίζονται μέσα από σύγχρονες μικροβιακές κοινωνίες με επικαλύψεις φυκών, αναφέρονται στη διεθνή βιβλιογραφία ως “σύγχρονοι στρωματόλιθοι”, “επίπεδες αναπτύξεις φυκών” ή “ταπέτα φυκών” (algal mats ή tappis algal).

Οι αρχαιότεροι απολιθωμένοι στρωματόλιθοι, που καταγράφηκαν, χρονολογούνται πριν από 3,5 δισεκατομμύρια χρόνια. Παρόμοιες δομές σε απολιθωμένες καταγραφές είναι γνωστές ως στρωματόλιθοι (stromatolites), που στην ουσία είναι απολιθωμένοι σχηματισμοί στρωμάτων κυανοβακτηρίων και ιζήματος, που διατηρούν τη

στρωματοειδή τους δομή στην απολιθωμένη τους μορφή. Αυτά τα απολιθώματα χρονολογούνται από την Προκάμβριο περίοδο (Krumbein 1983).

Είναι γνωστό, ότι οι πρωτεροζωικοί στρωματολίθοι σχηματίστηκαν από τη βιολογική δραστηριότητα των κυανοβακτηρίων, όπως συμβαίνει και με τους σύγχρονους. Κατά την Πρωτεροζωική περίοδο οι στρωματολίθοι ήταν σε μεγάλη αφθονία και καταλάμβαναν όλα τα υδάτινα οικοσυστήματα. Τα περισσότερα πετρώματα, που χρονολογούνται από την εποχή αυτή (ασβεστόλιθοι, δολομίτες, μαγνησίτες ακόμα και φωσφορίτες) περιέχουν στρωματολίθους. Το μέγιστο της εξάπλωσής τους, αλλά και της βιομάζας τους, σημειώθηκε προς στο τέλος της Πρωτεροζωικής περιόδου και έκτοτε διαπιστώθηκε μια απότομη μείωση. Η αιτία για τη μείωση αποδίδεται στα μετάζωα που εμφανίστηκαν στη γη την εποχή εκείνη και χρησιμοποιούσαν ως τροφή κυανοβακτήρια περιορίζοντας τελικά την εξάπλωσή τους (Walter and Heys 1985). Συν τω χρόνω η εξάπλωση των κυανοβακτηρίων περιορίστηκε δραστικά και τελικά αυτά κατέληξαν να υπάρχουν μόνο σε περιβάλλοντα με ακραίες συνθήκες, όπου τα μετάζωα δεν μπορούν να επιβιώσουν. Στις μέρες μας καλά στρωματοποιημένες δομές κυανοβακτηρίων, που εξακολουθούν να αναπτύσσονται επιφανειακά και να απολιθώνονται στις κατώτερες στιβάδες, είναι αρκετά σπάνιες.

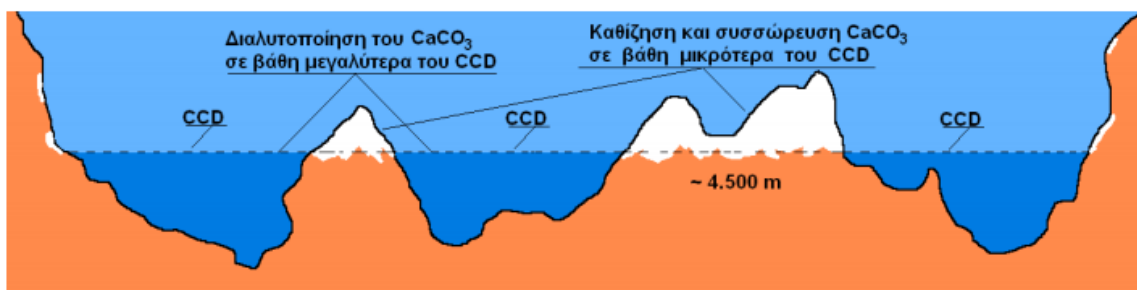
2.2.3 Πελαγικές αποθέσεις

Το λεπτόκοκκο βιογενές ίζημα αφθονεί στον πυθμένα των βαθέων υδάτων κυρίως λόγω της απουσίας άλλων ιζημάτων (κυρίως λιθογενών), ώστε να το αραιώνουν. Αποτελείται από SiO_2 ((πυριτικές αποθέσεις) ή από CaCO_3 (ανθρακικές αποθέσεις).

Για να χαρακτηριστεί η πελαγική βιογενής απόθεση πυριτική, το ίζημα θα πρέπει να περιέχει τουλάχιστον 30% στερεών υπολειμμάτων οργανισμών, που έχουν πυριτικά κελύφη, κυρίως διατόμων και ραδιολαρίων. Επειδή η θάλασσα είναι ακόρεστη σε SiO_2 , γεννάται το ερώτημα γιατί αυτό συσσωρεύεται στον πυθμένα και δεν διαλύεται. Μια «κινητική» εξήγηση είναι, ότι η θάλασσα δεν προλαβαίνει να διαλύσει όλο το SiO_2 , όταν τοπικά η συγκέντρωσή του είναι αρκετά μεγάλη. Στην περίπτωση αυτή διαλύεται μόνο ένα μέρος, ενώ το υπόλοιπο καταλήγει στον πυθμένα σχηματίζοντας πυριτικές

αποθέσεις. Στον πυθμένα τοπικά η θάλασσα είναι κορεσμένη ή ακόμα και υπέρκορη σε SiO_2 , γεγονός που εμποδίζει την αναδιάλυσή του (Δασενάκης κ.α. 2015).

Αντίστοιχα για να χαρακτηριστεί η πελαγική βιογενής απόθεση ανθρακική, το ίζημα θα πρέπει να περιέχει τουλάχιστον 30% στερεών υπολειμμάτων οργανισμών με ανθρακικά κελύφη, κυρίως τρηματοφόρων και κοκκολιθοφόρων. Στα επιφανειακά θερμά ύδατα, τα οποία είναι κατά κανόνα κορεσμένα σε CaCO_3 , η διάλυση είναι πολύ δύσκολη. Αντίθετα, σε βάθη μεγαλύτερα από το βάθος αντιστάθμισης (CCD) ο ασβεστίτης διαλύεται ταχύτατα. Στην υποθετική περίπτωση που απομακρύνουμε όλο το νερό των ωκεανών από τη γη και αποκαλύπτουμε τον πυθμένα τους, τότε τα υποθαλάσσια όρη θα έμοιαζαν σαν να είχαν χιονισμένες κορυφές (Εικόνα 6): Οι κορυφές τους θα ήταν καλυμμένες με CaCO_3 λευκού χρώματος, ενώ το υπόλοιπο τμήμα τους, το οποίο βρίσκεται κάτω από το βάθος αντιστάθμισης, δεν θα είχε καθόλου CaCO_3 , αλλά θα ήταν καλυμμένο με καφέ ή ερυθρό πηλό (Δασενάκης κ.α. 2015).



Εικόνα 6. Το CCD, με CaCO_3 διαπερνάται από την κάλυψη υποθαλασσίων ορέων (Δασενάκης κ.α. 2015).

2.3 Οργανική ύλη / χουμικές ενώσεις

Το υλικό αυτό, το οποίο θεωρείται, ότι δεν αποσυντίθεται περαιτέρω, είναι το χουμικό υλικό. Το τελικό προϊόν της αποσύνθεσης του οργανικού υλικού (κυρίως λόγω της δράσης των βακτηρίων) είναι μίγμα οργανικών ενώσεων που αποτελείται κυρίως από ποικιλία αρωματικών οργανικών οξέων. Το χουμικό υλικό είναι άμορφο, υδρόφιλο, έχει όξινες ιδιότητες και καφέ ή μαύρο χρώμα. Οι χουμικές ενώσεις έχουν ποικιλία τόσο στη μορφή τους (η οποία είναι αξιοσημείωτα πολύπλοκη) όσο και στο Μοριακό τους Βάρος, το οποίο κυμαίνεται από μερικές εκατοντάδες μέχρι δεκάδες χιλιάδες (Δασενάκης κ.α. 2015).

Οι θαλάσσιες προέλευσης χουμικές ενώσεις έχουν ανθρακικές αλυσίδες με περισσότερο αλειφατικό χαρακτήρα. Έχει παρατηρηθεί, ότι οι χερσαίες προέλευσης χουμικές ενώσεις περιέχουν περισσότερους φαινολικούς και βενζολικούς δακτυλίους στο μόριό τους από ό,τι οι θαλάσσιες προέλευσης. Ωστόσο, αυτή η ιδιότητα δεν είναι αρκετή για να προσδιορίσουμε με ασφάλεια την προέλευση των χουμικών ενώσεων. Οι χουμικές ενώσεις μπορούν να διαχωριστούν σε τρεις ομάδες ανάλογα με τη διαλυτότητά τους σε οξύ ή βάση:

Χουμικό οξύ (HA): Το κλάσμα των χουμικών οξέων που είναι διαλυτό σε βάση αλλά όχι σε οξύ.

Φουλβικό οξύ (FA): Το κλάσμα των χουμικών οξέων που είναι διαλυτό σε βάση και σε οξύ.

Χουμίνη (ή χούμος): Το κλάσμα των χουμικών οξέων που είναι αδιάλυτο σε βάση και σε οξύ.

Οι σημαντικότερες ιδιότητες των χουμικών ενώσεων είναι οι παρακάτω:

α) έχουν τη δυνατότητα σχηματισμού αλάτων και συμπλόκων με μεταλλοϊόντα και ένυδρα οξειδία μετάλλων.

β) αντιστέκονται στη μικροβιακή δράση, δηλαδή δεν αποικοδομούνται περαιτέρω,

Ο σχηματισμός των χουμικών ενώσεων προϋποθέτει καταρχήν αποικοδόμηση των μεγαλομοριακών οργανικών ενώσεων σε ενώσεις μικρού μοριακού βάρους και κατόπιν οξειδωτικό πολυμερισμό των ενώσεων αυτών. Υπάρχουν τέσσερις θεωρίες σχετικά με το σχηματισμό των χουμικών ενώσεων:

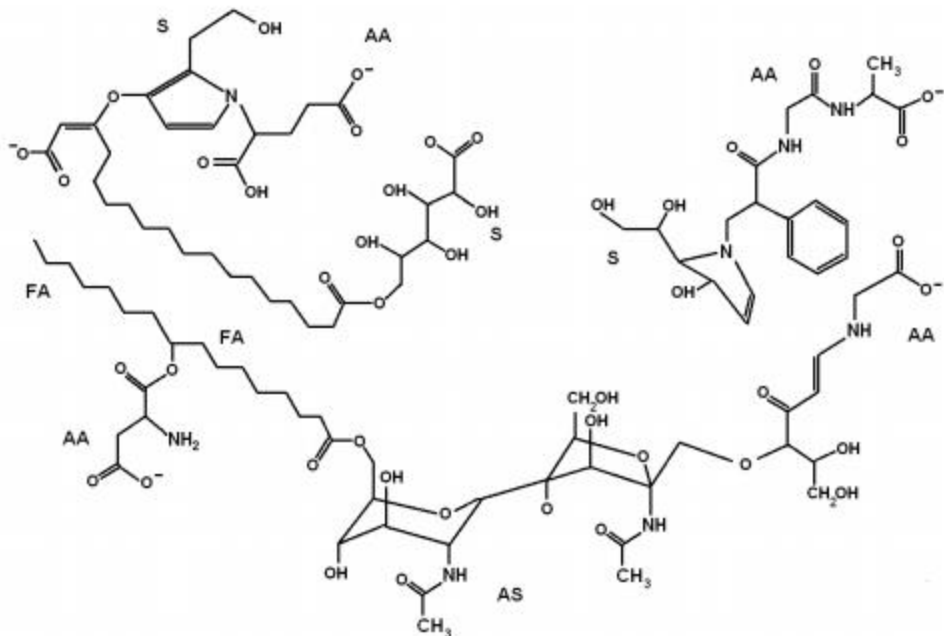
α) Μετουσίωση των φυτικών ιστών

β) Χημικός πολυμερισμός οργανικών ενώσεων

γ) Κυτταρική αυτόλυση

δ) Μικροβιακή σύνθεση

Οι σύγχρονες απόψεις απορρίπτουν την πρώτη θεωρία σχηματισμού και προτείνουν την άποψη ότι ισχύει συνδυασμός των υπολοίπων τριών. Χαρακτηριστική δομή χονμικής ένωσης φαίνεται στο παρακάτω σχήμα (Σχήμα 4).



Σχήμα 4. Χονμική ένωση πελαγικής προέλευσης (Δασενάκης κ.α. 2015).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ ΤΗΣ ΜΑΡΓΑΣ

3.1 Μάργα

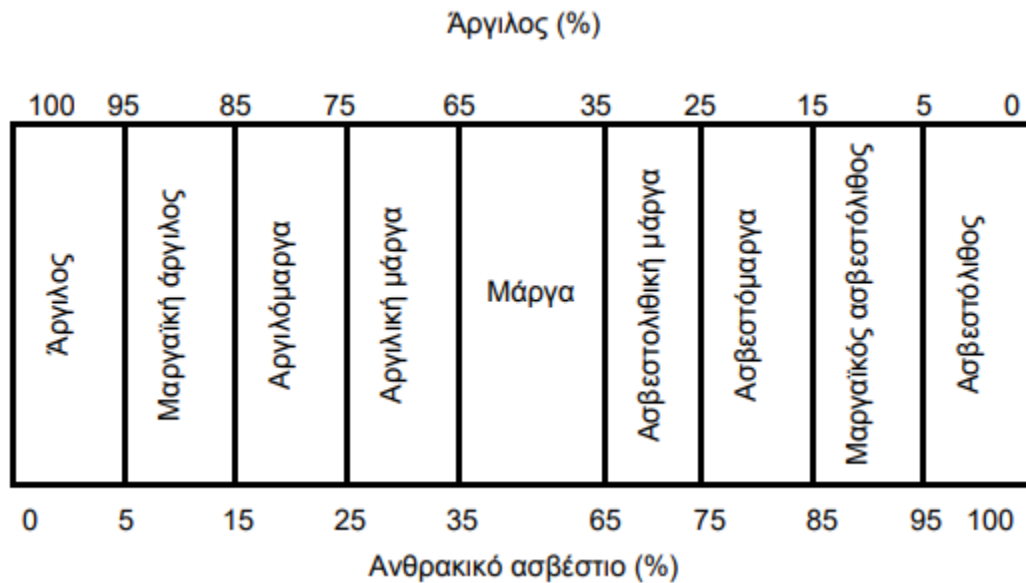
Οι μάργες είναι πηλινικά ιζήματα που περιέχουν ανθρακικά ορυκτά και καλύπτουν ένα μεγάλο φάσμα σύστασης μεταξύ μη αμιγών ανθρακικών πετρωμάτων και αμιγών πηλινών. Στην αγγλο-αμερικάνικη βιβλιογραφία αυτή η ομάδα των ιζηματογενών πετρωμάτων είναι περισσότερη γνωστή ως αργιλώδη ανθρακικά πετρώματα, ασβεστιτικά ιζήματα, ασβεστιτικά πηλινικά πετρώματα ή ασβεστιτικός πηλίτης. Τα ιζήματα είναι ευρέως διαδεδομένα σευφαλοκρηπίδες και ηπειρωτικές περιοχές. Η τυπική μάργα περιέχει 35-65% άργιλο. Μπορούν να βρεθούν όλες οι ενδιάμεσες συστάσεις μεταξύ ασβεστολίθου και μάργας.

Μεταξύ των μαργών και των ασβεστολίθων, ανάλογα με την περιεκτικότητά τους σε ανθρακικά, μπορούν να διακριθούν πολλοί τύποι πετρωμάτων, με διαφοροποιημένη χημική σύσταση. Σύμφωνα με την ταξινόμηση του Pettijohn (1975) τα ιζήματα μεταξύ αργίλου και ασβεστόλιθου διακρίνονται σε: άργιλο, μαργαϊκή άργιλο, αργιλομάργα, αργλική μάργα, μάργα, ασβεστολιθική μάργα, ασβεστομάργα, μαργαϊκό ασβεστόλιθο και ασβεστόλιθο. Μια μέση σύνθεση ηπειρωτικής μάργας (αργλικός σχιστόλιθος) δίνεται στο Σχήμα 5.

Οι αποθέσεις των μαργών μπορεί να είναι είτε βιογενούς, είτε χημικής προέλευσης, όπως και στην περίπτωση των ασβεστόλιθων, ενώ η ιζηματογένεσή τους μπορεί να έλαβε χώρα σε αβαθείς ή βαθιές θάλασσες ή και λίμνες, οπότε οι μάργες μπορούν να διακριθούν αντίστοιχα σε μάργες αβαθών θαλασσών, μάργες βαθέων θαλασσών και λιμναίες μάργες.

Έτσι, το χρώμα των μαργών ποικίλλει ανάλογα με τις περιεχόμενες προσμίξεις και την περιοχή ιζηματογένεσης. Συνήθως οι λιμναίες μάργες και οι μάργες βαθέων θαλασσών είναι κυανές έως πρασινωπές – φαιές. Το πρασινωπό ή κυανό χρώμα τους οφείλεται συνήθως στην παρουσία του γλαυκονίτη (ένυδρο αργιλοπυριτικό άλας του σιδήρου και καλίου). Οι μάργες των αβαθών θαλασσών είναι κίτρινες. Οι μάργες

πρόσφατης ηλικίας και κυρίως οι μάργες του νεογενούς χαρακτηρίζονται από την παρουσία απολιθωμάτων που διατηρούνται σε καλή κατάσταση³.



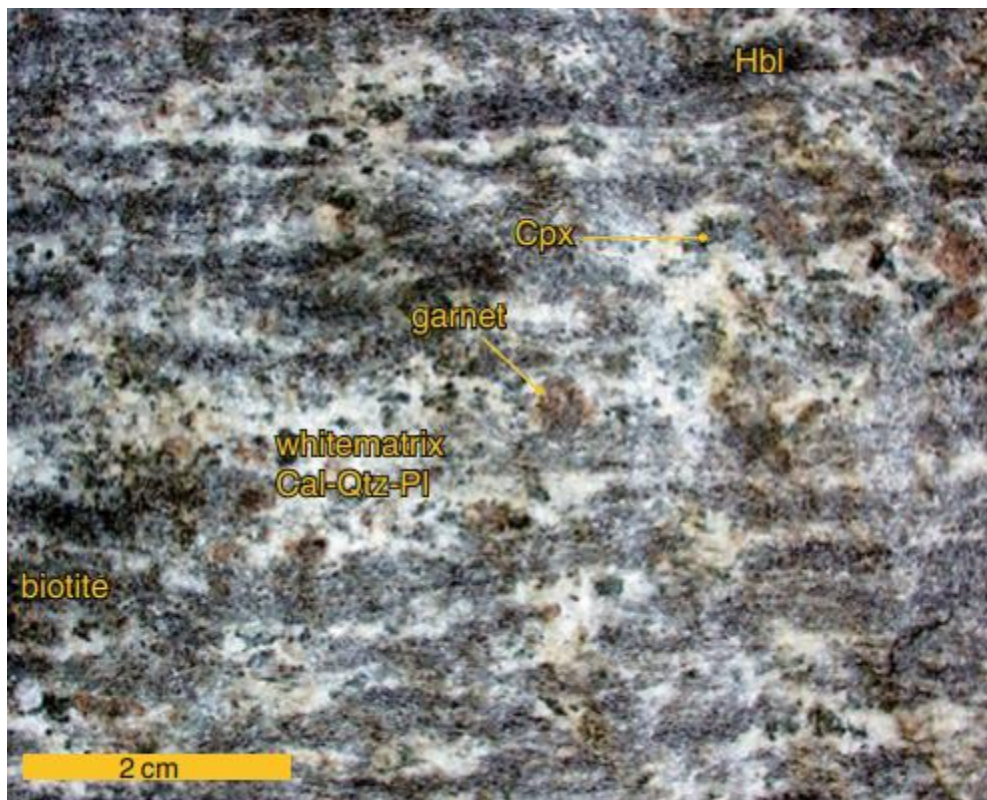
Σχήμα 5. Μαργαϊκά ιζήματα με βάση το ποσοστό του ανθρακικού ασβεστίου (Pettijohn 1975).

Οι διεργασίες εξαλλοίωσης των μαργών εξαρτώνται κυρίως από τις διεργασίες διάλυσης/ανακρυστάλλωσης των ανθρακικών συστατικών τους, καθώς και από τη φύση των αργιλικών συστατικών τους. Η παρουσία αυτών των δύο συστατικών καθιστά τις μάργες ευάλωτες στην αποσάθρωση με τροποποίηση των μηχανικών ιδιοτήτων τους με την πάροδο του χρόνου (Paaza et al. 1998).

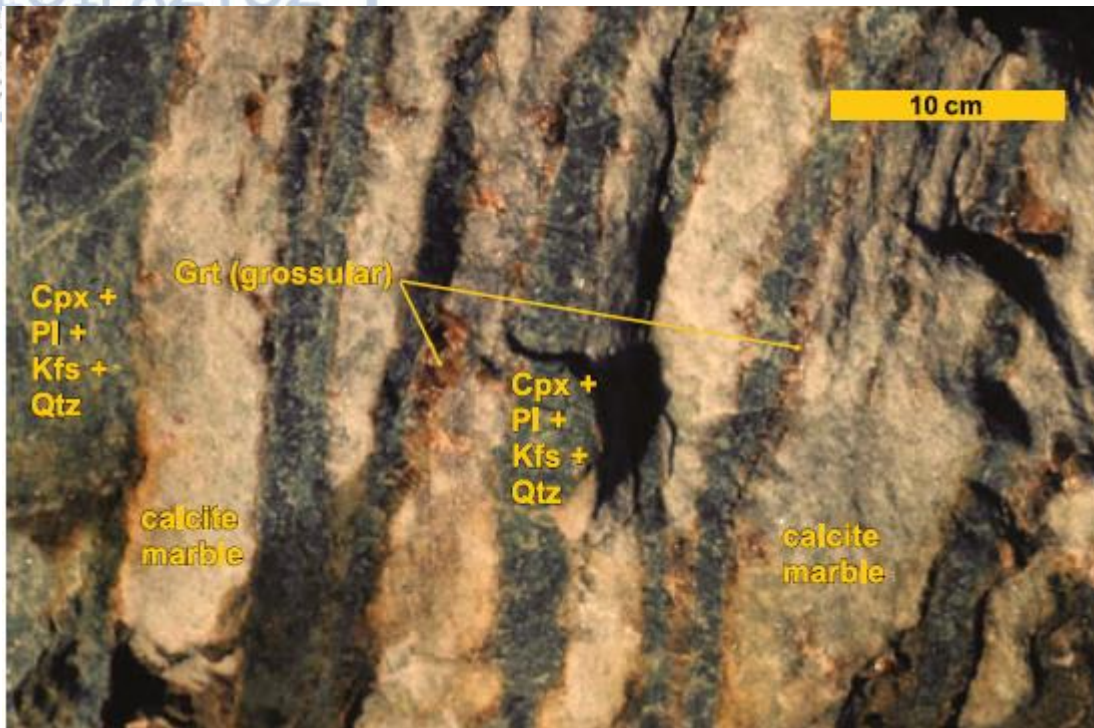
Οι αμεταμόρφωτες μάργες κυρίως αποτελούνται από μίγματα ορυκτών αργίλου (σμεκτίτης [Sm], ιλλίτης[Ill], καολινίτης [Kln], χλωρίτης [Chl], κ.λπ.) ανθρακικών ορυκτών (κυρίως Cal και/ή Dol), Qtz και αστρίων σε διάφορες αναλογίες. Στις μεταμορφωμένες μάργες (μεταμάργες = metamarls) υπάρχουν τα περισσότερα ορυκτά που εμφανίζονται σε μεταπηλίτες και μετανθρακικά πετρώματα, καθώς και επιπλέον πυριτικά ορυκτά Ca – Al, όπως Ca- πυρόξενος (Cpx), Ca- αμφίβολος (Cam), ορυκτά της ομάδας του επιδότου (Zo, Czo, Ep), λοσονίτης (Lws), μαργαρίτης (Mrg), σκαπόλιθος (Scp), βεζουβιανίτης (Ves) και άλλα. Τα πιο πιθανά

³Pan gea, 2017, <https://pangea.gr/izimatogeni-fysika-petromata/> (ανακτήθηκε την 20-12-2019)

ορυκτολογικά συστατικά προκύπτουν από την πολύπλοκη χημική σύσταση ασβεστοχωνηλιτών στο σύστημα: $K_2O - Na_2O - CaO - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - CO_2$. Αυτό το σύστημα διαθέτει ένα ηλιτικό συστατικό (KFMASH + N) και ένα ασβεστολιθικό συστατικό ($CaCO_3$). Ως εκ τούτου, οι ανθρακικοί μαρμαρυγικοί σχιστόλιθοι είναι το κύριο παράδειγμα μεταμορφωμένης μάργας (Εικόνα 7). Περιμένουμε ότι σε χαμηλό βαθμό μεταμόρφωσης το ηλιτικό συστατικό θα συνεισφέρει Qtz, μαρμαρυγία (Ms και Pg) και χλωρίτη στο πέτρωμα, ενώ το ανθρακικό συστατικό εμφανίζεται ως ασβεστίτης (δολομίτης, ανκερίτης). Με αύξηση του βαθμού μεταμόρφωσης αναμένεται ότι τα φυλλοπυριτικά ορυκτά του ηλίτη θα αντιδράσουν με τον ασβεστίτη δημιουργώντας την ευρεία ποικιλία Ca-πυριτικών ορυκτών που αναφέρθηκαν παραπάνω (Εικόνα 8). Τα πετρώματα που θα προκύψουν είναι υψηλού βαθμού ασβεστοπυριτικά μάρμαρα ή ασβεστοπυριτικοί γνεύσιοι.



Εικόνα 7. Μεταμάργα που συναντάται στις Άλπεις, περιέχει Qtz + Pl + Cal + Bt + Kfs + Cpx + Cam + Grt (Bucher and Grapes 2001).



Εικόνα 8. Εναλλαγές μάργας και ασβεστόλιθου, Άνω Τριαδικού, που μεταμορφώνονται σε επαφή με τον πλουτωνίτη του Adamello, Β. Ιταλία (Bucher and Grapes 2001).

Οι μεταμάργες είναι χημικά ο πιο περίπλοκος τύπος πετρωμάτων. Ένα πλήρες ποσοτικό μοντέλο μεταμόρφωσης μάργας πρέπει να αναπτυχθεί για την συγκεκριμένη σύσταση του πετρώματος που διερευνούμε. Ωστόσο ορισμένες γενικότητες της μεταμόρφωσης της μάργας μπορούν να προέλθουν από μοντέλα χημικών υποσυστημάτων.

3.1.1 Περιπτώσεις μαργαϊκών σχηματισμών στον Ελληνικό χώρο

Στην Ελλάδα, η παρουσία των «ενδιάμεσων» υλικών σχετίζεται με το πλήθος σύγχρονων και ιστορικών τεχνικών έργων και έχει προκαλέσει σημαντικό ενδιαφέρον. Η εξέταση ωστόσο των υλικών αυτών δεν έχει περιοριστεί μόνο στο καθαρά εφαρμοσμένο κομμάτι της, αλλά ακολουθώντας τη σχετική τάση έχει επεκταθεί και στην ερευνητική της μορφή, αποδίδοντας σημαντικά βήματα προς την ευρύτερη κατανόηση της συμπεριφοράς τους, όπως αυτή εκδηλώνεται στις ιδιαίτερες συνθήκες του Ελληνικού χώρου.

3.1.1.1 Μάργα Πειραιά

Χαρακτηριστικό των μαργών είναι η παρουσία μεταβατικών λιθολογικών τύπων, οι οποίοι προκύπτουν κυρίως από την μεταβολή του ποσοστού της άμμου και των ανθρακικών κλασμάτων (ασβεστίτη – δολομίτη). Παράλληλα εκδηλώνονται και δευτερογενείς μεταβολές, που οφείλονται στη δράση παραγόντων εξαλλοίωσης και αποσάθρωσης (Ανδρονόπουλος 1985). Επίσης, χαρακτηρίζεται από υπερστερεοποίηση, cementation, μικρή δραστικότητα και τοπικά σημαντική δευτερεύουσα διαπερατότητα.

Οι μηχανικές τους ιδιότητες και συμπεριφορά επηρεάζονται από τη δευτερογενή, αυξημένη διαγένεση λόγω υπερκείμενων (τεταρτογενείς αποθέσεις), τη δράση του υπόγειου νερού, τη στρωσιγένεια, το αραιό δίκτυο διαρρήξεων και την παρουσία ενστρώσεων αργιλοίλου ή χαλαρής άμμου (Κόλλια 2015).

Συγκεκριμένα εκπροσωπεί ως συνολικός όρος μία ακολουθία εναλλασσόμενων στρώσεων ασβεστιτικής μάργας, μαργαϊκού ασβεστόλιθου, ασβεστιτικού ή/και μαργαϊκού ψαμμίτη, κροκαλοπαγούς με ενστρώσεις ιλύολιθου, αργιλοίλου, κιμωλίας, αργίλου κλπ (Κωστόπουλος 1985). Το ποσοστό του ανθρακικού ασβεστίου παρατηρήθηκε ότι αυξάνεται με το βάθος, κυρίως στα ανώτερα 15m από την επιφάνεια, ενώ ο βαθμός συγκόλλησης, καθώς και ο βαθμός διάλυσης λόγω αποσάθρωσης, ελέγχουν την συμπεριφορά των σχηματισμών αυτών. Στους υψομετρικά ανώτερους ορίζοντες όπου τοποθετείται η ουσιαστική ζώνη αποσάθρωσης, το υλικό παρουσιάζεται γεωτεχνικά ως ενδιάμεσο μεταξύ «εδάφους» και «βράχου», με μεταβαλλόμενο και τοπικά εξαρτώμενο βαθμό συγκόλλησης και υπερστερεοποίησης. Οι μαργαϊκοί ψαμμίτες και οι μάργες χαρακτηρίζονται από διαφορές που προέκυψαν κατά την ιζηματογένεση και οφείλονται στην επικράτηση, κατά χρονικά διαστήματα, των περισσότερο ή λιγότερο λεπτομερών υλικών. Αντιθέτως, οι μάργες και οι μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι χαρακτηρίζονται από διαφορές που προέκυψαν κατά την αποσάθρωση και οφείλονται στο εναπομείναν κατά τη διάλυση ανθρακικό ασβέστιο. (Κόλλια 2015).

Σύμφωνα με τα παραπάνω, η μάργα του Πειραιά θα μπορούσε να αντιμετωπίζεται γεωτεχνικά ως «μαλακός βράχος», δηλαδή ως υλικό του οποίου η συμπεριφορά δεν ελέγχεται ουσιαστικά από τη δρώσα τάση και με αυξανόμενη τη

σημασία των ασυνεχειών, για μια «τιμή σύμβασης» της αντοχής σε ανεμπόδιστη θλίψη της τάξης των 4MPa (Κόλλια 2015).

3.1.1.2 Μάργα Κορίνθου

Οι Kanvadas and Anagnostopoulos, 1993 εξετάζοντας τις μηχανικές ιδιότητες και την απόκριση σε τριαξονική φόρτιση των μαργών της Κορίνθου από την περιοχή της Διώρυγας συμπεραίνουν πως η δομή τους και τα μηχανικά χαρακτηριστικά σχετίζονται άμεσα με την συνιζήματογενή απόθεση του ανθρακικού ασβεστίου, το οποίο αποτελεί συνδετική ύλη.

Πρόκειται για μια ασβεστιτική κυανότεφρη μάργα της οποίας το υλικό έχει ισχυρούς δεσμούς στην δομή του που οφείλονται στη συμπαγοποίηση(cementation) μεταξύ των ανεξάρτητων σωματιδίων, λόγω της απόθεσης μεγάλης ποσότητας ανθρακικού υλικού (73-77%) κατά τη γέννηση του. Αποτέλεσμα των παραπάνω, παρουσιάζει υψηλή στιφρότητα και μεγάλη συνοχή γεγονός που δικαιολογεί την ευστάθεια των υψηλών πρανών σε πολύ μεγάλη κλίση (75°, σε ύψος 75m πάνω από το επίπεδο της θάλασσας).

Οι Marinou et al, 2001, αναφέρουν πως λόγω ακριβώς της αυξημένης συνοχής και του ιδιαίτερα στιφρού χαρακτήρα των μαργών αυτών τα φαινόμενα αστοχίας είναι σημαντικά λιγότερα από τα αναμενόμενα στα πρανή της Διώρυγας, ειδικά αν συνυπολογιστεί το δυσμενές γεγονός ότι βρίσκονται σε μια ιδιαίτερα σεισμογενή περιοχή.

3.1.1.3 Μάργα Ηρακλείου

Η πόλη του Ηρακλείου στη πλειοψηφία δομείται σε θαλάσσιους μαργαϊκούς σχηματισμούς, οι οποίοι αποτελούνται από εναλλαγές ομογενών και μη ομογενών μαργών. Εξετάζοντας τους τεχνικογεωλογικούς χαρακτήρες των μαργών ταξινομούνται οι σχηματισμοί με βάση το ποσοστό σε ανθρακικό ασβέστιο σε δύο κατηγορίες. Στην πρώτη ομάδα που αποτελείται από τα ανώτερα μέλη λευκοκίτρινων – καστανοκίτρινων μαργών (ασβεστιτικές μάργες) με ποσοστό ανθρακικού ασβεστίου 35-85% και στη δεύτερη που αποτελείται από τα κατώτερα τεφρά με τεφροκύανα μέλη (αργιλικές μάργες), με ποσοστό ανθρακικού ασβεστίου 26-35% (Κόλλια 2015).

Χαρακτηριστικό και των δύο οριζόντων είναι η ύπαρξη μοντμοριλλονίτη σε ποσοστά έως 25%, λόγω του οποίου χαρακτηρίζονται ως διογκούμενα εδάφη. Σημειώνεται ότι η λευκοκίτρινη μάργα έχει μικρότερη τάση διόγκωσης. Παρουσιάζει μεγάλες τιμές διατμητικής αντοχής και στους δύο ορίζοντες, λόγω της ορυκτολογικής της σύστασης (μεγάλο ποσοστό χαλαζία και μικριτικού ασβεστολιθικού υλικού) και στην παρουσία κελυφών μικροαπολιθωμάτων (Κόλλια 2015).

3.1.1.4 Μάργα στο λιγνιτωρυχείο Πτολεμαΐδας

Η γεωλογία της περιοχής χαρακτηρίζεται από την παρουσία των Νεογενών ιζημάτων που αποτελούνται από αμμοαργιλώδεις και μαργαϊκούς σχηματισμούς σε εναλλαγές με ορίζοντες λιγνίτη. Στην περιοχή του λιγνιτωρυχείου εντοπίζονται τρεις μαργαϊκοί ορίζοντες. Χαρακτηριστικό των συγκεκριμένων μαργών είναι οι υψηλές τιμές των μηχανικών ιδιοτήτων που μπορούν να αποδοθούν στη μεγάλη περιεκτικότητα σε ασβεστιτικό υλικό (89-97%) (Κόλλια 2015).

Μάργα λιγνιτωρυχείου Προσήλιου Ν. Κοζάνης

Σύμφωνα με τους Marinasetal. 2001 η μάργα στην περιοχή του Προσήλιου συνίσταται από λιμναίες νεογενείς αποθέσεις που υπόκεινται Τεταρτογενών αποθέσεων. Η σύστασή της είναι ιλυώδης και αμμώδης ενώ μέσα στη μάργα παρεμβάλλονται στρώματα λιγνίτη (ξυλίτη).

Στα ανώτερα στρώματα παρουσιάζεται με εναλλαγές καφέ-κίτρινη συνεκτική, ιλυώδης μάργα και αμμώδης μάργα. Σε μεγαλύτερο βάθος (5-25m) μεταπίπτει σε γκριζοπράσινη έως γκρίζα συνεκτική μάργα. Το κοίτασμα λιγνίτη βρίσκεται σε βάθη 30 – 70m. Μεταβατικά, απαντώνται λεπτά στρώματα ανθρακομιγούς μάργας και κιτρινωπής ιλυώδους μάργας.

3.1.1.5 Μάργα Αχαΐας

Τα Πλειο-πλειστοκαινικά λεπτομερή ιζήματα Αχαΐας διαχωρίστηκαν σε δύο διακριτές και στρωματογραφικά επάλληλες γεωτεχνικές ενότητες την Ανώτερη και την Κατώτερη γεωτεχνική ενότητα (Κούκης και Σαμπατακάκης 2002).

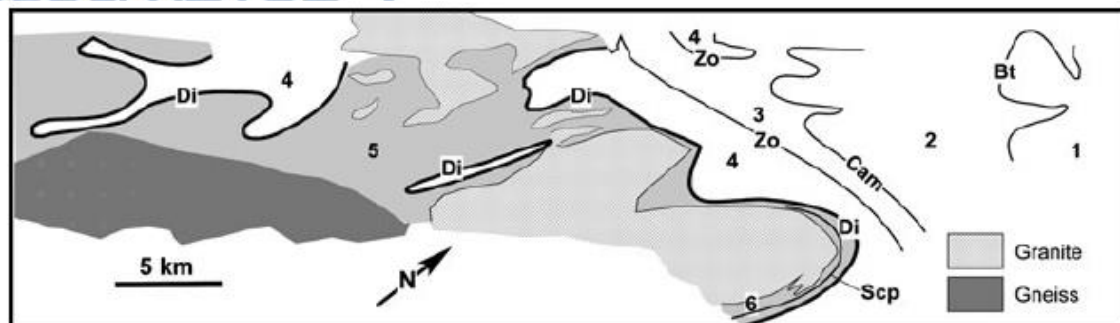
Χαρακτηριστικό της μάργας αυτής είναι ότι έχει έντονη συνδετική ύλη από άργιλο και ασβεστίτη, η οποία περιβάλλει τους συνήθως μικρού μεγέθους κόκκους των σύνδρομων ορυκτών. Ειδικότερα, αυτά της Ανώτερης ενότητας παρουσιάζουν τιμές ανθρακικού ασβεστίου από 4 – 21,5% περίπου και με βάση αυτές χαρακτηρίζονται ως άργιλοι, μαργαϊκοί άργιλοι και αργιλομάργες, ενώ της Κατώτερης ενότητας παρουσιάζουν τιμές από 6 – 38% και χαρακτηρίζονται ως μαργαϊκές άργιλοι, αργιλομάργες, αργιλικές μάργες και μάργες (Κόλλια 2015).

3.2 Μεταμόρφωση μάργας

Τρία υποσυστήματα από το πλήρες και πολυσύνθετο σύστημα 9 φάσεων μάργας πρόκειται να συζητηθούν στη συνέχεια. Το πρώτο ασχολείται με τις φτωχές σε Al μεταμάργες και τα άλλα δύο περιγράφουν τις πλούσιες σε Al μεταμάργες. Και στα τρία υποσυστήματα ο χαλαζίας και ο ασβεστίτης θεωρείται ότι υπάρχουν σε περίσσεια, το οποίο ισχύει για τις περισσότερες μεταμάργες χαμηλής και μέσης θερμοκρασίας (αν και ο χαλαζίας και/ή ο ασβεστίτης μπορούν να καταναλωθούν σε αντιδράσεις υψηλής θερμοκρασίας). Επομένως, το SiO_2 θα αντιμετωπίζεται ως πλεονάζων συστατικό. Επιπλέον, θεωρείται ότι υπάρχει και μία ρευστή φάση που περιέχει H_2O και CO_2 κατά τη διάρκεια της μεταμόρφωσης. Οι σχέσεις μεταξύ των χημικών συστάσεων οποιουδήποτε συγκεκριμένου συστήματος μεταμάργας μπορούν να προβληθούν από SiO_2 , H_2O και CO_2 .

3.2.1 Ορογενετική Μεταμόρφωση μαργών φτωχών σε Al.

Οι φτωχές σε Al μάργες είναι συνηθισμένες σε πολλές ορογενετικές ζώνες. Στα βόρεια Απαλάχεια όρη, για παράδειγμα μελετήθηκε λεπτομερώς η προοδευτική μεταμόρφωση τέτοιων πετρωμάτων (π.χ. Hewitt 1973; Ferry 1976, 1983a, b, 1992; Zen 1981). Στον σχηματισμό Vassalboro στο Maine, ΗΠΑ, χαρτογραφήθηκαν έξι ορυκτολογικές ζώνες (Σχ. 6).



Zone	Mineral assemblage	Zone	Mineral assemblage
1	Ank + Qtz + Ab + Ms ± Chl ± Cal	4	Zo + Cal + Cam + Qtz + Pl + Cal ± Bt ± Kfs
2	Bt + Ank + Qtz + Ab + Ms + Cal + Chl	5	Di + Zo + Cam + Cal + Qtz + Pl ± Bt ± Kfs
2	Bt + Qtz + Pl + Cal ± Ms ± Chl	6	Scp + Di + Zo + Cam + Qtz + Pl + Cal
3	Cam + Qtz + Pl + Cal + Bt ± Chl		

Σχήμα 6. Ο χάρτης δείχνει την κατανομή των ορυκτών ζωνών (αριθ. 1 έως 6) και των ισόβαθμων σε μεταμάργες του σχηματισμού Vassalboro, νότιο-κεντρικό Maine (απλοποιημένο κατά το Σχ. 1. του Ferry, 1983γ). οι διαγνωστικές ορυκτολογικές παραγενέσεις παρατίθενται. Οι σύσταση του Pl είναι: ολιγόκλαστο-λαβραδορίτης (άνω ζώνη Bt), ανδεδίνης-ανορθίτης (ζώνες Cam, Zo, Di).

Η κάθε μια χαρακτηρίζεται από ένα ορυκτό δείκτη και διαχωρίζεται από ισόβαθμες αντιδράσεων. Με αύξηση του βαθμού μεταμόρφωσης, προκύπτουν τα ακόλουθα ορυκτά δείκτες: ανκερίτης (Ank), βιοτίτης (Bt), Ca-αμφίβολος (Cam), ζοϊσίτης (Zo), διοψίδιος (Di), σκαπόλιθος (Scp). Μια σύνοψη των ορυκτών παραγενέσεων και των σχετικών αντιδράσεων δίδονται από τον Yardley (1989, σελ.143-145), και εδώ θα αναφερθούν πέντε από αυτές τις αντιδράσεις καθώς και ένα απλοποιημένο μοντέλο για τη σταδιακή μεταμόρφωση των φτωχών σε Al μαργών.

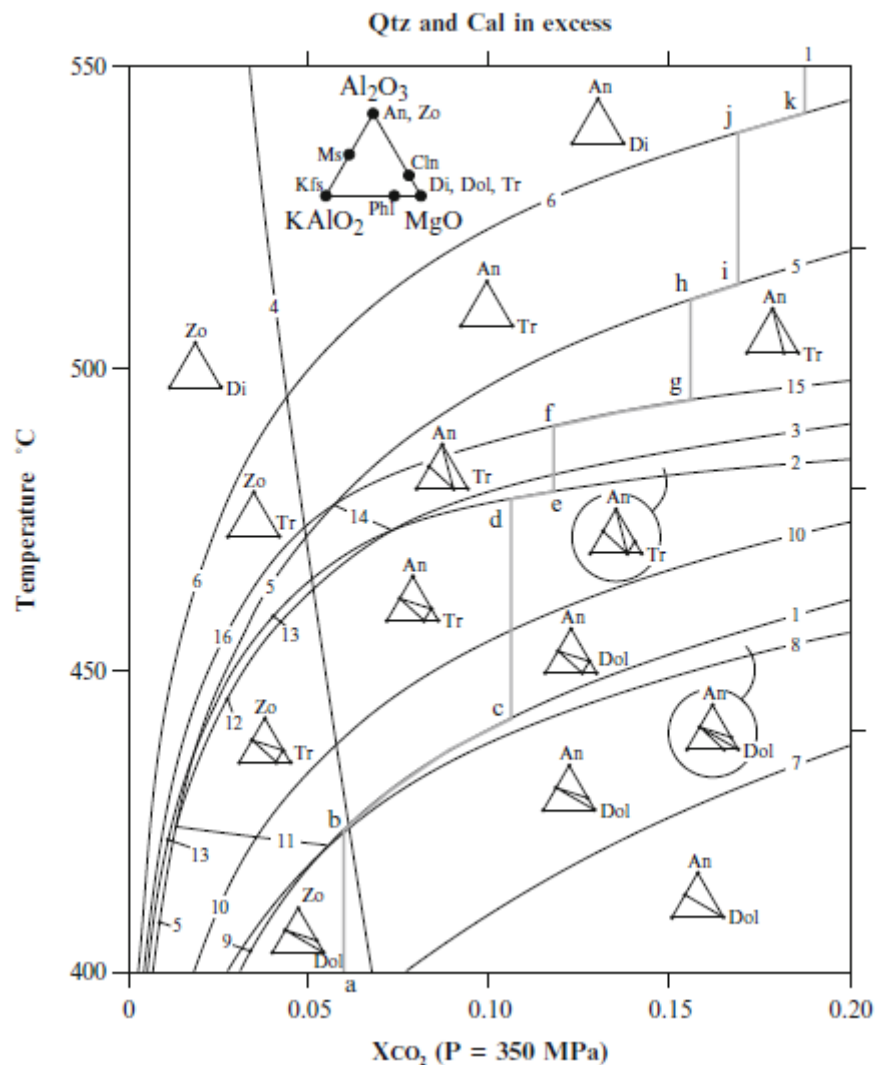
3.2.1.1 Σχέσεις φάσεων στο σύστημα KCMAS-HC

Για το σύστημα $K_2O - CaO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - CO_2$, οι σχέσεις φάσεων θεωρούνται μεταξύ των An, Cal, Mg - Chl (κλινόχωρο), Di, Dol, Kfs, Ms, Phl, Qtz, Tr και Zo. Το διάγραμμα συστάσεων αυτών των φάσεων παρουσιάζεται στο ένθετο του Σχήματος 7 και εκφράζεται ως προβολές από το σύστημα $SiO_2 + CaO + H_2O + CO_2$. Αντιδράσεις ισορροπίας στο σύστημα KCMAS-HC με περίσσεια Qtz, Cal και $H_2O - CO_2$ παρατίθενται στον Πίνακα 3 και απεικονίζονται στο Σχήμα 7 σε ένα ισοβαρικό διάγραμμα $T - X_{CO_2}$. Η πίεση των 350 MPa επιλέχθηκε σύμφωνα με το Ferry (1983a, b)

και προέκυψε από σχετιζόμενους μεταπηλίτες κοντά στην ισόβαθμη του Sil. Το εύρος $X_{CO_2} < 0,2$ έχει επιλεγεί σύμφωνα με τον Ferry (1983b).

Στο πετρογενετικό διάγραμμα που δίνεται στο Σχήμα 7 εξετάζονται αρχικά ορισμένες αντιδράσεις και στη συνέχεια τα πεδία σταθερότητας επιλεγμένων φάσεων. Οι επικρατέστερες αντιδράσεις είναι μικτές-πητικές αντιδράσεις με απότομες (σε $X_{CO_2} < 0,05$) έως ήπιες ($X_{CO_2} > 0,1$) θετικές κλίσεις. Οι αντιδράσεις (8.6) και (8.10) σχετίζονται με τη μεταμόρφωση του δολομίτη και του ασβεστόλιθου. Οι αντιδράσεις (8.11) και (8.14) με ήπιες αρνητικές κλίσεις είναι αντιδράσεις αφυδάτωσης και η αντίδραση (8.11) αναφέρεται στη μεταμόρφωση των πηλιτών. Η αντίδραση (8.4), με απότομη αρνητική κλίση που διατρέχει ολόκληρο το διάγραμμα του Σχ. 7, είναι μια ειδική περίπτωση μικτής-πητικής αντίδρασης του τύπου $a + CO_2 = b + H_2O$. Αυτή η αντίδραση διαχωρίζει το διάγραμμα του σχήματος 7 σε παραγενέσεις με Zo και σε παραγενέσεις με An (Pl). Επειδή τα Di, Dol και Tr συμπίπτουν στο διάγραμμα συστάσεων με περίσσεια Qtz, Cal και ρευστού, τα T-X πεδία σταθερότητας αυτών των τριών φάσεων δεν αλληλεπικαλύπτονται. Ο διοψίδιος είναι σταθερός πάνω από την αντίδραση (8.6), στρεμολίτης είναι σταθερός μεταξύ των αντιδράσεων (8.6) και (8.10), και οδολομίτης είναι σταθερός κάτω από την αντίδραση (8.10). Ο K-άστριος είναι σταθερός σε όλη την περιοχή T-X του Σχ. 7 λόγω της γωνιακής θέσης του στο διάγραμμα συστάσεων. Για το Mg – χλωρίτη, η αντίδραση (8.7) ορίζει τα κατώτερα όρια σταθερότητάς του και οι αντιδράσεις (8.3) και (8.13) τα ανώτερα όρια. Ο φλογοπίτης είναι σταθερός μεταξύ των αντιδράσεων (8.8) και (8.5). Τέλος, για το μοσχοβίτη, οι αντιδράσεις (8.15) και (8.16) οριοθετούν το πεδίο σταθερότητάς του προς υψηλή-T και πολύ χαμηλό X_{CO_2} .

Τα ορυκτά δείκτες που παρατηρούνται κατά σειρά στο σχηματισμό Vassalboro, δηλαδή Ank, Bt, Cam, Zo, Di (Σχήμα 6) προσεγγίζεται στο σύστημα KCMAS-HC από Dol, Phl, Tr, Zo, Di όπως φαίνεται στο Σχήμα 7.



Σχήμα7. Σύστημα KCMAS-HC με περίσσεια χαλαζία και ασβεστίτη σε πίεση 350MPa και $0 < X_{CO_2} < 0,2$ (Bucher

Η ακολουθία είναι σύμφωνη με τις τιμές T- X_{CO_2} κυρίως παρατηρείται μια αύξηση στη θερμοκρασία και έπειτα, καθώς αυξάνει ο βαθμός μεταμόρφωσης, από τη ζώνη του τρεμολίτη (Tr) μειώνονται οι τιμές X_{CO_2} με σκοπό να φτάσει στη ζώνη Zo. Η μείωση του X_{CO_2} μπορεί να οφείλεται στη διεύθυνση H_2O από το περιβάλλον (βλέπε Ferry 1976, 1983a, b). Επιπλέον, οι σχετικές θέσεις των αντιδράσεων (8.1) - (8.6) στον χώρο T-X του Σχήματος 7 ταιριάζουν απόλυτα με την αλληλουχία των ισοβαθμών αντίδρασης που φαίνονται στο σχήμα 6.

Πίνακας 3. Αντιδράσεις του συστήματος KCMAS-HC

Ανορθίτης (An)	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
Ασβεστίτης (Cal)	CaCO_3
Κλινόχωρο (Cln)	$\text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
Διοψίδιος (Di)	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$
Δολομίτης (Dol)	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$
Κ-άστριος (Kfs)	KAlSi_3O_8
Μοσχοβίτης (Ms)	$\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
Φλογοπίτης (Phl)	$\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
Χαλαζία (Qtz)	SiO_2
Τρεμολίτης (Tr)	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Ζοϊσίτης (Zo)	$\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$
Όλες οι αντιδράσεις με περίσσεια χαλαζία, ασβεστίτη και ρευστό	
$\text{Ms} + 8\text{Dol} + 3\text{Qtz} + 4\text{H}_2\text{O} + \text{Phl} + \text{Cln} + 8\text{Cal} + 8\text{CO}_2$	(8.1)
$5\text{Ms} + 3\text{Cln} + 7\text{Qtz} + 8\text{Cal} + 5\text{Phl} + 8\text{An} + 12\text{H}_2\text{O} + 8\text{CO}_2$	(8.2)
$\text{Cln} + 7\text{Qtz} + 3\text{Cal} + \text{Tr} + \text{An} + 3\text{H}_2\text{O} + 3\text{CO}_2$	(8.3)
$2\text{Zo} + \text{CO}_2 + 3\text{An} + \text{Cal} + \text{H}_2\text{O}$	(8.4)
$5\text{Phl} + 24\text{Qtz} + 6\text{Cal} + 5\text{Kfs} + 3\text{Tr} + 2\text{H}_2\text{O} + 6\text{CO}_2$	(8.5)
$\text{Tr} + 2\text{Qtz} + 3\text{Cal} + 5\text{Di} + \text{H}_2\text{O} + 3\text{CO}_2$	(8.6)
$\text{Cln} + 6\text{Cal} + 4\text{CO}_2 + 5\text{Dol} + \text{An} + \text{Qtz} + 4\text{H}_2\text{O}$	(8.7)
$\text{Phl} \mp 3\text{Cal} \mp 3\text{CO}_2 \mp \frac{1}{4}\text{Kfs} \mp 3\text{Dol} \mp \text{H}_2\text{O}$	(8.8)
$\text{Ms} + 5\text{Dol} + 3\text{Qtz} + 3\text{H}_2\text{O} + \text{Kfs} + \text{Cln} + 5\text{Cal} + 5\text{CO}_2$	(8.9)
$5\text{Dol} + 8\text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} + \text{Tr} + 3\text{Cal} + 7\text{CO}_2$	(8.10)
$8\text{Kfs} + 3\text{Cln} + 3\text{Ms} + 5\text{Phl} + 9\text{Qtz} + 4\text{H}_2\text{O}$	(8.11)
$5\text{Phl} + 5\text{Cln} + 49\text{Qtz} + 16\text{Cal} + 5\text{Ms} + 8\text{Tr} + 12\text{H}_2\text{O} + 16\text{CO}_2$	(8.12)

$3\text{Cln} + 21\text{Qtz} + 10\text{Cal} + 3\text{Tr} + 2\text{Zo} + 8\text{H}_2\text{O} + 10\text{CO}_2$	(8.13)
$5\text{Ms} + 3\text{Tr} + \text{CO}_2 + 5\text{Phl} + 5\text{An} + 14\text{Qtz} + \text{Cal} + 3\text{H}_2\text{O}$	(8.14)
$\text{Ms} + 2\text{Qtz} + \text{Cal} + \text{Kfs} + \text{An} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$	(8.15)
$3\text{Ms} + 6\text{Qtz} + 4\text{Cal} + 3\text{Kfs} + 2\text{Zo} + 2\text{H}_2\text{O} + 4\text{CO}_2$	(8.16)

Η κύρια διαφορά μεταξύ των ισόβαθμων αντιδράσεων όπως διατυπώθηκε από τον Ferry (1976) και των αντιδράσεων (8.1) - (8.6) αφορά το Pl. Ο αλβίτης και οι συστάσεις ολιγόκλαστου–ανορθίτη (ορίζονται στο Σχ. 6) είναι αντιδρώντα στις αντιδράσεις (8.2) και (8.3), αλλά ο Ab στο Pl δεν λαμβάνεται υπόψη στο σύστημα KCMAS-HC που εξετάζεται εδώ. Επίσης η υψηλότερου βαθμού ισόβαθμη του σκαπόλιθου που φαίνεται στο σχήμα δκαι προκύπτει από την αντίδραση $\text{Pl} + \text{Cal} = \text{Scp}$ (σε αυτήν την περίπτωση με $\text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Na}) = 0,75$ στο Scp), δεν μπορεί να παρουσιαστεί στο παραπάνω σύστημα λόγω του συστατικού Na στο Pl και στο Scp.

Εν ολίγοις, η προοδευτική μεταμόρφωση των φτωχών σε Al μαργών όπως εκείνων στο σχημαισμό Vassalboro του, Maine, μπορεί να μοντελοποιηθεί στο σύστημα KCMAS-HC, τουλάχιστον κατά έναν ποιοτικό τρόπο. Μια ποσοτική επεξεργασία θα απαιτούσε δύο επιπλέον συστατικά, FeO και Na₂O.

3.2.1.2 Προϊούσα μεταμόρφωση στο σύστημα KCMAS-HC σε χαμηλό X_{CO2}

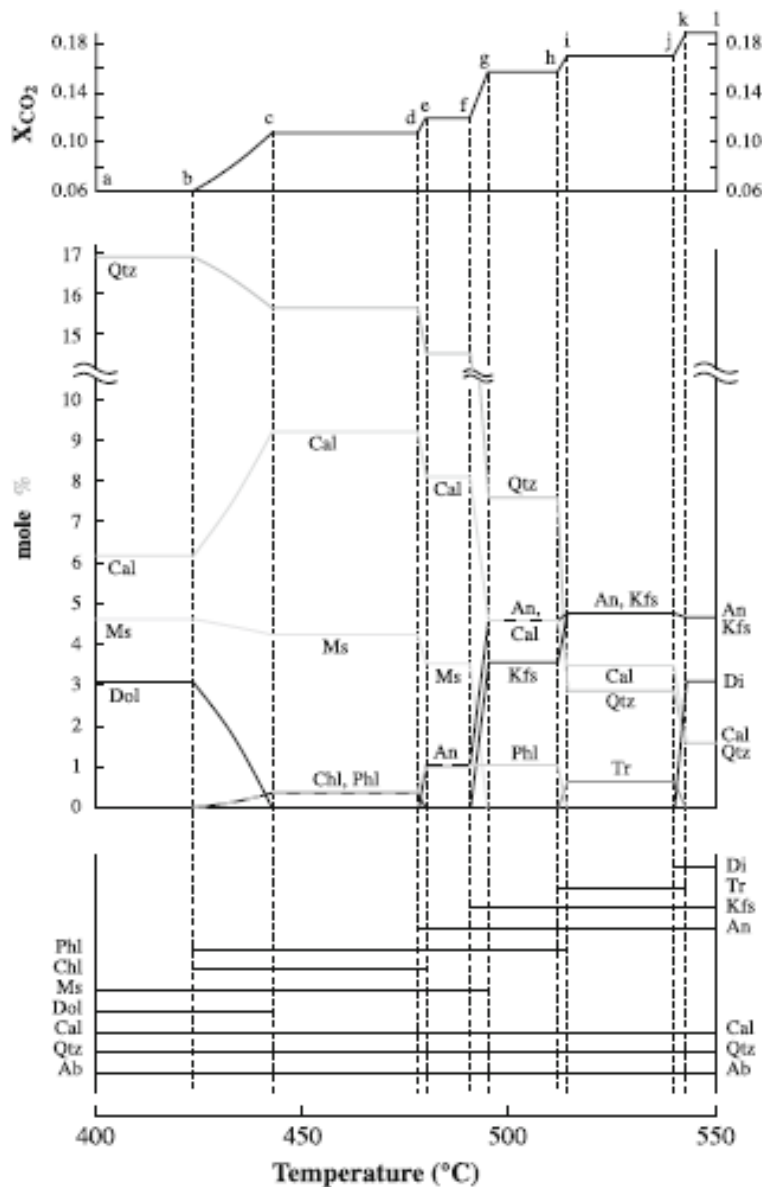
Σε αυτήν την ενότητα θα συζητηθεί η προοδευτική μεταμόρφωση πετρωμάτων που αποτελούνται αρχικά από Ms+Dol με περίσσεια Qtz+Cal και αρχική σύσταση ρευστού X_{CO2} = 0,06. Η προϊούσα πορεία της μεταμόρφωσης στο διάγραμμα T-X_{CO2} στα 350 MPa όπως φαίνεται στο Σχ. 7 από μια καμπύλη που εκτείνεται από το a έως το l και η μεταβαλλόμενη ορυκτολογική σύσταση δίνεται στο Σχ. 8. Η προϊούσα πορεία της μεταμόρφωσης μπορεί να χωριστεί σε διάφορες ενότητες ως εξής.

a – b. Η αρχική παραγένεση Dol+Ms+Qtz+Cal θερμαίνεται σε σταθερή X_{CO2} = 0,06.

b–c. Ίσες ποσότητες (σε γραμμομοριακή βάση) Mg – Chl (clinochlore) και Phl σχηματίζονται σύμφωνα με την αντίδραση (8.1) μεταξύ 424 και 443°C ενώ το X_{CO2} αυξάνει σε 0,107.

c-d. Στο σημείο c, όλος ο Dol εξαντλείται. Το πέτρωμα αποτελείται τώρα από Phl+Ms+Chl+Qtz+Cal και θερμαίνεται σε σταθερό X_{CO_2} των 0,107.

d – e. Ο πρώτος An και επιπρόσθετος Phl σχηματίζονται σύμφωνα με την αντίδραση (8.2) μεταξύ 478°C και 480°C ενώ το X_{CO_2} αυξάνει σε 0.119.



Σχήμα 7. Σύσταση (mol%), σύσταση ρευστής φάσης (X_{CO_2}) και κατανομή ορυκτών κατά μήκος της προϊούσας πορείας "a – l"

e-f. Στο σημείο e, εξαντλείται όλος ο Chl. Το πέτρωμα αποτελείται τώρα από Phl+Ms+An +Qtz+Cal και η θέρμανση συνεχίζεται σε σταθερή X_{CO_2} των 0,119.

f – g. Ο πρώτος Kfs και ο επιπρόσθετος An σχηματίζονται σύμφωνα με την αντίδραση (8.15) μεταξύ 491°C και 495°C ενώ το X_{CO_2} αυξάνει σε 0,156.

g –h. Στο σημείο g, όλος ο Ms έχει εξαντληθεί. Το πέτρωμα αποτελείται τώρα από Phl+An+Kfs+Qtz+Cal και θερμαίνεται σε σταθερή τιμή X_{CO_2} = 0,156.

h–i. Ο πρώτος Tr και επιπρόσθετος Kfs σχηματίζονται σύμφωνα με την αντίδραση (8.5) μεταξύ 512°C και 514°C ενώ το X_{CO_2} αυξάνει σε 0,167.

i – j. Στο σημείο i, όλος ο Phl έχει εξαντληθεί. Το πέτρωμα αποτελείται τώρα από Tr+An+Kfs+ Qtz+Cal και η θέρμανση συνεχίζεται σε σταθερή τιμή X_{CO_2} = 0,167.

j – k. Ο πρώτος Di σχηματίζεται σύμφωνα με την αντίδραση (8.6) μεταξύ 540°C και 543°C ενώ το X_{CO_2} αυξάνει σε 0,188.

k – l. Στο σημείο k, όλος ο Tr εξαντλείται. Το πέτρωμα αποτελείται τώρα από Di+An+Kfs+Qtz+Cal και θερμαίνεται περαιτέρω σε σταθερή X_{CO_2} = 0,188.

Το μοντέλο μεταμόρφωσης της παραγένεσης Ms+ Dol με περίσσεια Qtz+Cal στο σύστημα KCMAS-HC που περιγράφεται παραπάνω δείχνει πολλά ενδιαφέροντα χαρακτηριστικά. Πρώτον, το X_{CO_2} αυξάνει σταδιακά από 0,06 έως 0,188 επειδή όλες οι αντιδράσεις έχουν θετική κλίση στο διάγραμμα T- X_{CO_2} . Δεύτερον, οι περισσότερες αντιδράσεις [(8.2), (8.5), (8.6),(8.15)] λαμβάνουν χώρα σε ένα πολύ στενό εύρος θερμοκρασιών μερικών βαθμών Κελσίου λόγω της μικρής κλίσης των καμπυλών αντίδρασης σε X_{CO_2} > 0.1 και επειδή θεωρήθηκε η ύπαρξη σχετικά μεγάλης ποσότητας ρευστού. Σε ένα μεταμορφικό πεδίο, αυτό οδηγεί σε σχηματισμό ευδιάκριτων και χαρτογραφησίμων ισόβαθμων αντιδράσεων Τρίτον, σε αυξανόμενο βαθμό μεταμόρφωσης τα φυλλοπυριτικά ορυκτά (Chl, Ms και Phl σε αυτό το παράδειγμα) αντικαταστάθηκαν από αστρίους και ινοπυριτικά ορυκτά (Tr και Di).

3.2.2 Ορογενετική μεταμόρφωση των πλούσιων σε Al μαργών

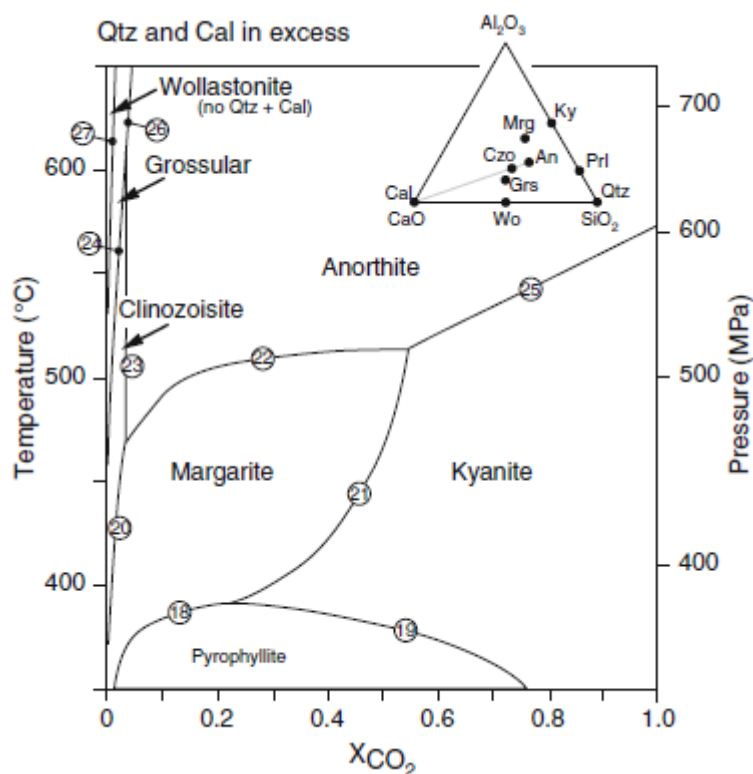
Οι πλούσιες σε Al μαργες βρίσκονται σε πολλές ορογενετικές ζώνες. Στις Ευρωπαϊκές Άλπεις για παράδειγμα, τέτοια πετρώματα είναι διαδεδομένα, τόσο σε ηπειρωτικά ιζήματα της Ελβετικής ζώνης όσο και σε ωκεάνια μεταϊζήματα της Πεννινικής ζώνης. Η μεταμόρφωσή τους έχει μελετηθεί με αρκετή λεπτομέρεια (π.χ. Frey 1978, Bucher et al., 1983; Frank 1983), και ένα παράδειγμα της πρόδρομης μεταμόρφωσης ασβεστούχου μαρμαρυγιακού σχιστολίθου, των δυτικών Lepontine Άλπεων, όπου έχουν χαρτογραφηθεί οι ισόβαθμες των ορυκτών που σχηματίζονται (Bt, Grt, Cam, Scp) και των ορυκτών που καταναλώνονται (Pg, Mrg, Ms) κατά τη μεταμόρφωση. Η μεταμόρφωση κυμαίνεται από την πρασινοσχιστολιθική στην αμφιβολιτική φάση και εκτιμάται ότι έχει συμβεί μεταξύ $\sim 400\text{--}420^\circ\text{C}$ / $200\text{--}300\text{ MPa}$ και $580\text{--}620^\circ\text{C}$ / $600\text{--}800\text{ MPa}$.

3.2.2.1 Σχέσεις φάσεων στο σύστημα CAS-HC

Το σύστημα $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ επιτρέπει την περιγραφή των φάσεων μεταξύ An, Cal, κλινοζοϊσίτης (Czo), γροσσουλάριος (Grs), κυανίτης (Ky), μαργαρίτης (Mrg), πυροφυλλίτης (Prl), Qtz και βολλαστονίτης (Wo) όπως φαίνεται στο ένθετο διάγραμμα συστάσεων στο Σχ. 9 που προβάλλεται από $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$. Ας σημειωθεί η παρουσία συγγραμικότητας μεταξύ τριών φάσεων σε αυτό το σύστημα, π.χ. Ky – Prl – Qtz, Ky – Mrg – Cal, An – Czo – Cal. Οι αντιδράσεις ισορροπίας στο σύστημα CAS-HC με περίσσεια Qtz, Cal και $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ απεικονίζονται στο Σχ. 9. Σύμφωνα με τον κανόνα των φάσεων, κάθε διμεταβλητή παραγένεση αποτελείται από μία μοναδική φάση επιπρόσθετη στην παραγένεση Qtz + Cal + ρευστό.

Στο σύστημα CAS-HC, η παραγένεση Prl – Qtz – Cal αντιπροσωπεύει τη χαρακτηριστική παραγένεση των πλούσιων σε Al μαργών κατά την έναρξη της μεταμόρφωσης. Η σύσταση της ρευστής φάσης είναι πλούσια σε H_2O , επειδή τα ανθρακικά ορυκτά δεν έχουν ακόμη απελευθερώσει CO_2 αντιδρώντας με τα φυλλοπυριτικά ορυκτά και συνεπώς το νερό των πόρων δεν έχει ακόμη αναμιχθεί με CO_2 που έχει προκύψει από τις μεταμορφικές αντιδράσεις.

Ο μαργαρίτης θα σχηματιστεί κατά τη διάρκεια της πρόδρομης μεταμόρφωσης σε θερμοκρασίες κάτω των 390°C και αυτή η θερμοκρασία θα είναι χαμηλότερη από 350°C για πολύ πλούσια σε H₂O ρευστήφαση ($X_{CO_2} < 0,02$). Ωστόσο, ως συνέπεια της απότομης θέσης ισορροπίας της αντίδρασης σχηματισμού μαργαρίτη σε $X_{CO_2} < 0.05$ (Σχήμα 9), αξιοσημείωτη ποσότητα Mrg παράγεται μόνο μεταξύ 375°C και 390°C. Επομένως, η πρώτη εμφάνιση του Mrg θα πρέπει να παρουσιάζει μια χαρτογραφημένη ισόβαθμη αντίδρασης σε συνθήκες χαμηλού βαθμού πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Υποθέτοντας ότι υπάρχει χαμηλή ποσότητα Prl και το σύστημα είναι κλειστό, η αντίδραση θα καταναλώσει όλο τον Prl πριν φτάσει στο αμετάβλητο σημείο που περιλαμβάνει τον Prl+Mrg+Ky (+Qtz+Cal). Η μεταμάργα θα εισέλθει τώρα στο διμεταβλητό πεδίο του Mrg, με τη χαρακτηριστική παραγένεση πρασινοσχιστολιθικής φάσης Mrg + Qtz + Cal. Πρέπει να επισημανθεί ότι σε τόσο χαμηλό μεταμορφικό βαθμό, ο Mrg θα είναι πολύ λεπτόκοκκος και μπορεί να μην βρεθεί εύκολα κατά την εξέταση σε λεπτή τομή και απαιτείται περιθλασιμετρία ακτίνων X για την ταυτοποίησή του (π.χ. βλ. Frey 1978, σελ. 110).



Σχήμα 8. Διάγραμμα P-T-X του συστήματος CAS-HC με περίσσεια χαλαζία και ασβεστίτη.

Στη συνέχεια, το πέτρωμα θα αντιδράσει μεταξύ 470°C και 510°C ανάλογα με τη σύσταση της ρευστής φάσης, παράγοντας το συστατικό An στο πλαγιόκλαστο. Ωστόσο, σε πετρώματα που περιέχουν Mrg το Pl θα έχει ήδη σχηματιστεί σε σημαντικά χαμηλότερες θερμοκρασίες εάν υπάρχει Na ως επιπλέον συστατικό. Ο κλινοζοϊσίτης σχηματίζεται σε μικρή ποσότητα λόγω της απότομης κλίσης της αντίδρασης στο διάγραμμα T – X και της αντίστοιχης μικρής αλλαγής της X_{CO_2} . Στο αμετάβλητο σημείο που περιλαμβάνει Czo + Mrg + An (+ Qtz + Cal), ο An στο Pl παράγεται σε βάρος όλων των άλλων στερεών φάσεων που υπάρχουν. Ανάλογα με το αν ο Czo ή ο Mrg εξαντλείται πρώτα, θα συμβεί και η αντίστοιχη αντίδραση. Λόγω της μικρής ποσότητας Czo που σχηματίζεται, είναι πιθανό αυτή η φάση να εξαντληθεί πρώτα και στη συνέχεια, περισσότερο ασβεστιτικό πλαγιόκλαστο θα παράγεται. Ένας άλλος τρόπος να παραχθεί Czo είναι από την αλληλεπίδραση μεταμάργας με ένα πλούσιο σε H_2O ρευστό που εισέρχεται στο σύστημα από το περιβάλλον.

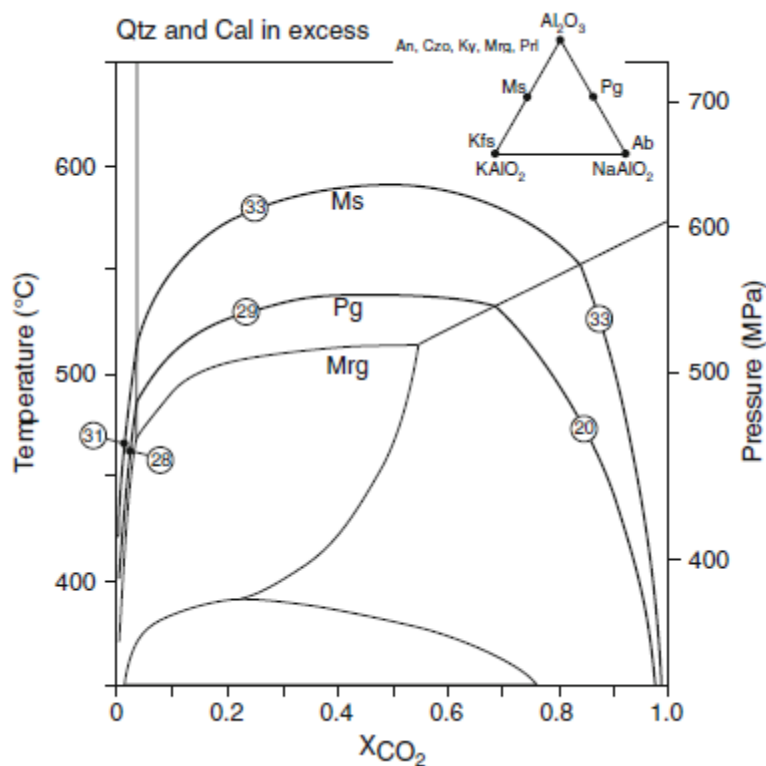
Ο γροσσουλάριος και ο βολλαστονίτης δεν σχηματίζονται σε ορογενετικά μεταμορφωμένα πετρώματα κάτω από συνθήκες κλειστού συστήματος. Σύμφωνα με το Σχήμα 9, αυτά τα ορυκτά μπορεί να δημιουργηθούν από τις αντιδράσεις 24 ή 26 για το Grt και την αντίδραση 27 στην περίπτωση το Wo αν στο σύστημα εισέρθει ένα ρευστό πλούσιο σε H_2O . Μεταμάργεσμε $\text{Grt} + \text{Wo} + \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Cal}$ είναι τυπικές χαμηλής-P μεταμόρφωσης επαφής. Εάν αυτή η παραγένεση παρατηρηθεί σε θέσεις περιοχικής μεταμόρφωσης, τότε έχει δημιουργηθεί από την εισροή μιας πλούσιας σε H_2O ρευστής φάσης. Έτσι, σε ορογενετικές μεταμορφικές περιοχές, μεταμάργεσ πλούσιες σε Al αλλά που περιέχουν Qtz και Cal θα χαρακτηρίζονται από δύο ορυκτά δείκτες κατά την πρόδρομη μεταμόρφωση: Prt κάτω από υπό-πρασινοςχιστολιθική φάση μεταμόρφωσης και Mrg υπό συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης.

3.2.2.2 Σχέσεις φάσεων στο σύστημα KNCAS-HC

Οι ασβεστούχοι μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι συνήθως περιέχουν μοσχοβίτη (Ms) και παραγωνίτη (Pg) εκτός από Mrg. Οι μαρμαρυγίες θα μετατραπούν με αύξηση του βαθμού μεταμόρφωσης σε άστριους, K-άστριο (Kfs) και αλβίτη (Ab). Το διάγραμμα

συστάσεων για το σύστημα KNCAS-HC εμφανίζεται ως ένθετο στο Σχήμα 10. Ο γροσσουλάριος και ο βολλαστονίτης έχουν παραληφθεί για απλοποίηση.

Η μέγιστη θερμοκρασία για το καθαρόακράιο μέλος λευκού μαρμαρυγία παρουσία περίσσειας Qtz και Cal είναι: 515°C για Mrg, 540°C για Pg και 590°C για Ms. Αυτές οι θερμοκρασίες ισχύουν μόνο για πορείες τύπου Ky σε διάγραμμα P - T. Να σημειωθεί ότι οι αντιδράσεις ισορροπίας (8.22), (8.29) και (8.32) είναι όλες μικτές πτητικές αντιδράσεις με πανομοιότυπους συντελεστές για όλες τις φάσεις που εμπλέκονται, εκτός από τους άστριους: 2 mol An παράγονται από Mrg + 2Qtz + Cal, 1 mol Ab και An από Pg + 2Qtz + Cal, και 1 mol Kfs και An από Ms + 2Qtz + Cal.

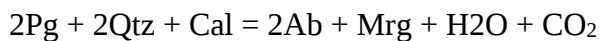


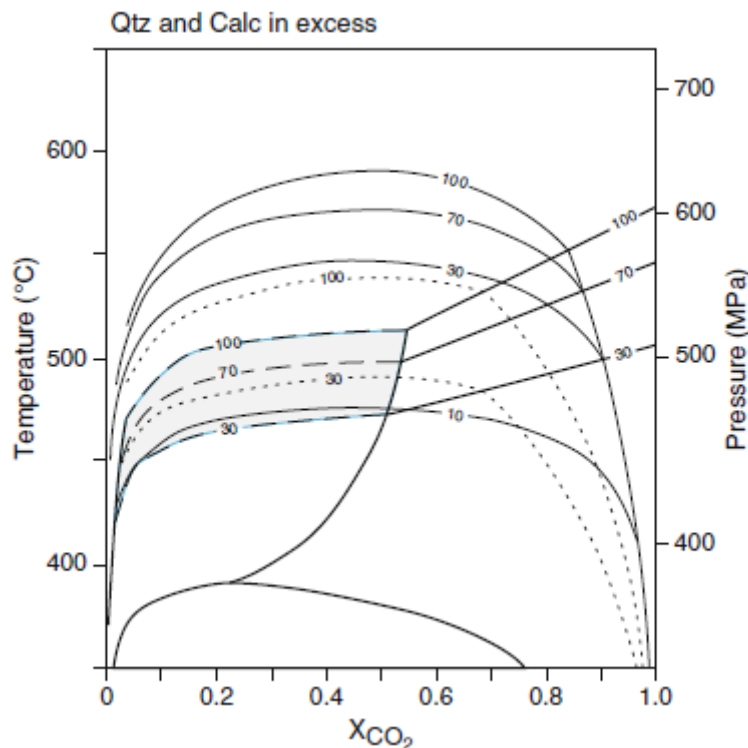
Σχήμα 9. P - T - X διάγραμμα του συστήματος KNCAS-HC με περίσσεια Qtz και Cal. Χρησιμοποιούνται τα καθαρά ακραία μέλη των ορυκτών. Δίνεται το πεδίο της μέγιστης θερμικής σταθερότητας για Mrg, Pg και Ms. Το ένθετο δείχνει το διάγραμμα συστάσεων που προβάλλεται από Qtz, Cal, H₂O και CO₂ στο επίπεδο KAlO₂ - NaAlO₂ - Al₂O₃.

Το πετρογενετικό δίκτυο του Σχήματος 10 δεν εφαρμόζεται άμεσα σε φυσικά πετρώματα εξαιτίας της ισόμορφης παράμειξης των λευκών μαρμαρυγιών και των

αστρίων, αλλά για απλοποίηση, μόνο η ισόμορφη παράμειξη του Pl ποσοτικοποιείται παρακάτω. Αντιδράσεις που περιέχουν ανορθίτη απεικονίζονται στο Σχήμα 11 για διαφορετικό περιεχόμενο An στο Pl σε. Η επίδραση της ισόμορφης παράμειξης Mrg-Pg μετατοπίζει το πεδίο σταθερότητας Pl+Mrg+Qtz+Cal σε υψηλότερη T, αλλά επίσης το διευρύνει (λόγω της αυξανόμενης διαλυτότητας του περιεχόμενου Pg στο Mrg σε αυξανόμενη T). Σε σύγκριση με το Σχήμα 10, το πεδίο σταθερότητας του Mrg+Qtz+Cal στο Σχήμα 11 μειώνεται σημαντικά, με ανώτερη T περίπου 470°C.

Σε αντίθεση με τα πετρώματα που φέρουν Mrg, ο Ab εμφανίζεται σε μεταμάργες που φέρουν Pg σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωσης (π.χ. Ferry 1992). Σύμφωνα με το Σχ. 11, η καμπύλη ισορροπίας της αντίδρασης 29 για An₃₀ είναι σταθερή έως περίπου τους 490°C, δηλαδή περίπου 40°C χαμηλότερη από τη μέγιστη T σταθερότητας της παραγένεσης Pl+Pg+Qtz+Cal. Ένα ενδιαφέρον χαρακτηριστικό αφορά την διάσπαση της παραγένεσης Pg+Qtz+Cal παρουσία Pl ενδιάμεσων συστάσεων μεταξύ An₅₀ - An₇₀. Η παραγένεση Pg+Qtz+Cal διασπάται σε χαμηλότερη T από ότι η παραγένεση Mrg+Qtz+Cal (σύμφωνα με Σχ. 10) και η αντίδραση 29 στη συνέχεια αντικαθίσταται από την αντίδραση:





Σχήμα 10. P - T - X διάγραμμα του συστήματος KNCAS-HC με περίσσεια Qtz και Cal. Η πολυβαρικός διμεταβλητή ισορροπία για μια συγκεκριμένη σύσταση Pl (An_x) παρουσιάζεται ως πλήρεις γραμμές (αντιδράσεις που περιλαμβάνουν Ms), στικτές γραμμές (αντιδράσεις που περιλαμβάνουν Pg) ή διακεκομμένες γραμμές (αντιδράσεις που περιλαμβάνουν Mrg). Οι αριθμοί αναφέρονται στην περιεκτικότητα σε mol% του An στο Pl. Το πεδίο σταθερότητας για την παραγένεση Mrg+Pl (+Qtz+Cal) σημειώνεται με γκρι σκίαση.

Ο σχηματισμός του Kfs και του Pl από την παραγένεση Ms+Qtz+Cal για συστάσεις πλαγιокλάστου $> An_{30}$ λαμβάνει χώρα σε υψηλότερη T από ότι η διάσπαση της παραγένεσης Pg+Qtz+Cal (Σχ. 11).

3.2.2.3 Πρόδρομη Μεταμόρφωση σε Χαμηλό X_{CO_2}

Ας θεωρήσουμε τώρα ένα πέτρωμα πρασινοσχιστολιθικής φάσης που αποτελείται από Ms+Pg+Pl+Qtz+Cal και μια αρχική σύσταση ρευστού $X_{CO_2} = 0,1$ και ας αξιολογήσουμε την πρόδρομη περιοχική μεταμόρφωση κατά μήκος μιας γεώθερμης τύπου Ky. Η αρχή της μεταμόρφωσης θα είναι ίδια με εκείνη που περιγράφεται για το σύστημα CAS-HC δηλαδή, σχηματισμός Mrg. Η παραγένεση Ms+Pg+Mrg+Qtz+Cal που προκύπτει είναι χαρακτηριστική για τις χαμηλότερες συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Τέτοιες παραγενέσεις με τρεις συνυπάρχοντες λευκούς μαρμαρυγίες έχουν

περιγράφει από τον Frey (1978). Αν έχει ήδη σχηματιστεί μια μικρή ποσότητα νατριούχου Pl από $Pg+Qtz+Cal$ σε αυτόν τον βαθμό μεταμόρφωσης δεν καταγράφεται στη βιβλιογραφία. Μεταξύ $450^{\circ}C$ και $470^{\circ}C$, παράγεται το πρώτο Pl με σύσταση An_{30} . Εντός του πεδίου σταθερότητας της παραγένεσης $Mrg+Pl+Qtz+Cal$ (γκρισκιασμένη περιοχή στο Σχ. 11), οι σχέσεις των φάσεων είναι πολύπλοκες και εκτός από τις συνθήκες $P - T - X$, εξαρτώνται από τη σύσταση των ορυκτών του εξεταζόμενου πετρώματος, συμπεριλαμβανομένης και της ποσότητας του ρευστού. Ο μαργαρίτης και ο παραγωνίτης θα αντιδράσουν, μαζί με το Qtz και το Cal, για να σχηματίσουν Pl. Από την άλλη μεριά, η αντίδραση θα παράγει επιπλέον Mrg. Ταυτόχρονα, η σύσταση του ρευστού, X_{CO_2} , θα αυξηθεί ελαφρώς. Εάν κατά τη διάρκεια της προϊούσας μεταμόρφωσης επιτευχθεί το ανώτερο όριο της γκρίζας σκιασμένης περιοχής στο Σχήμα 11, το τελικό αποτέλεσμα θα είναι η κατανάλωση όλου του Mrg. Για τις περισσότερες συστάσεις μάργας, θα καταναλωθεί και όλος ο Pg σε αυτό το στάδιο. Ωστόσο, για πετρώματα πλούσια σε Al και Na, τα εναπομείναντα $Pg+Qtz+Cal$ θα αντιδράσουν με πλούσιο σε An πλαγιόκλαστο πάνω από την γκρίζα σκιασμένη περιοχή στο Σχ. 11, μεταξύ $515^{\circ}C$ και $540^{\circ}C$. Έτσι, οι ακόλουθες παραγενέσεις ορυκτών προκύπτουν σε συνθήκες μέσης και άνω πρασινοσχιστολιθικής φάσης: $Ms+Mrg+Pl+Qtz+Cal \pm Pg$ και $Ms+Pg +Pl+Qtz+Cal$ (μόνο για συστάσεις πλούσιες σε Al και Na). Μετά την τελική διάσπαση των Mrg και Pg παρουσία Qtz και Cal, σε θερμοκρασίες έως $590^{\circ}C$, η παραγένεση σε μεταμάργες πλούσιες σε Al θα είναι η $Ms+Pl+Kfs+Qtz+Cal$. Τέλος, σε ακόμη υψηλότερες θερμοκρασίες, μετά την τελική διάσπαση του Ms παρουσία Qtz και Cal, η τελική παραγένεση θα είναι $Pl+Kfs+Qtz+Cal$.

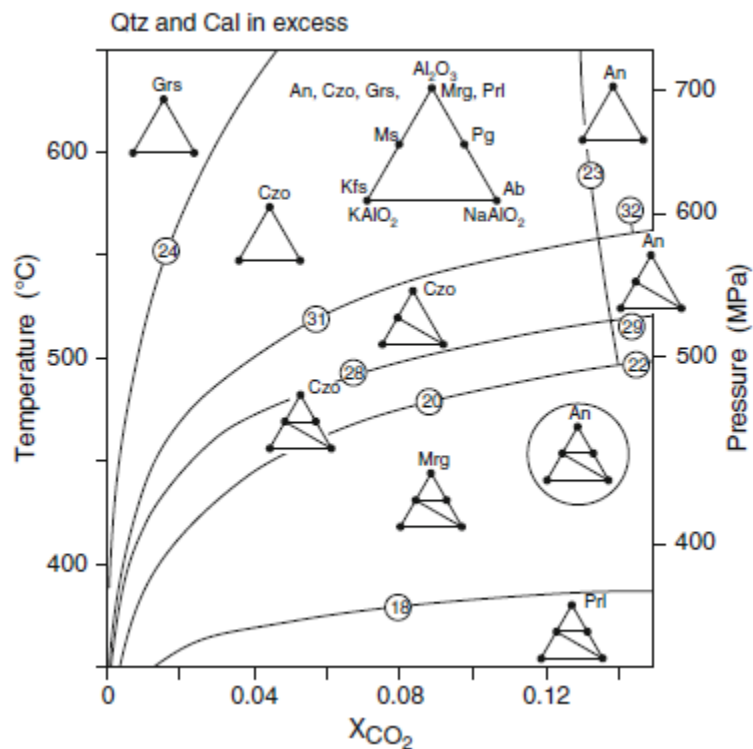
Από το διάγραμμα του σχήματος 11 φαίνεται ότι οι αντιδράσεις που προκύπτουν παράγουν ταυτόχρονα Pl διαφορετικής περιεκτικότητας σε An σε συγκεκριμένες συνθήκες T και P. Με την προϋπόθεση ότι οι διαφορές στη σύσταση του Pl δεν εξαλείφονται με διαδικασίες διάχυσης, αναμένεται οι πλούσιες σε Al μεταμάργες της πρασινοσχιστολιθικής και αμφιβολιτικής φάσης να εμφανίσουν στην ίδια λεπτή τομή μία σειρά Pl με διαφορετική περιεκτικότητα An. Ωστόσο, η διακύμανση στη σύσταση του Pl μπορεί επίσης να οφείλεται σε χάσματα ανάμιξης, π.χ., Bøggild (συστάσεις ~ An_{39-48} και An_{53-64}) και Huttenlocher (συστάσεις ~ An_{65} και An_{95}) συμφύσεις, εντός της σειράς των πλαγιοκλάστων.

3.2.2.4 Πρόδρομη μεταμόρφωση σε πολύ χαμηλό X_{CO_2}

Οι σχέσεις των φάσεων για το σύστημα KNCAS-HC που περιλαμβάνουν τις φάσεις Ab, An, Czo, Grs, Kfs, Mrg, Ms, Pg, Prl με περίσσεια Qtz και Cal φαίνονται στο Σχήμα 12. Υπολογισμός αυτού του πετρογενετικού δικτύου πραγματοποιήθηκε χρησιμοποιώντας καθαρά ακραία μέλη ορυκτών, εκτός από τον Czo, που θεωρήθηκε ότι περιέχει περίπου 6% κ.β. Fe_2O_3 (Frank 1983). Σημειώστε ότι το Σχήμα 12 είναι παρόμοιο με το πλούσιο σε H_2O τμήμα του Σχήματος 10, αλλά με μεγαλύτερο πεδίο σταθερότητας για Czo με X_{CO_2} περίπου 0,13 αντί 0,035 στο Σχήμα 10.

Στο Σχήμα 13 φαίνονται οι σχέσεις των φάσεων όπως στο Σχήμα 12, που συμπληρώνονται από καμπύλες αντιδράσεων που περιλαμβάνουν Απόπως συζητήθηκε προηγουμένως για το Σχήμα 11. Το πεδίο σταθερότητας της παραγένεσης $Pl + Mrg + Qtz + Cal$ φαίνεται στην γκρίζα σκιασμένη περιοχή στο Σχήμα 13 και δίνονται τα όρια υψηλής και χαμηλής T από τις καμπύλες An_{100} και An_{30} , αντίστοιχα.

Όπως φαίνεται στο Σχήμα 13 για τις καμπύλες αντιδράσεων An_{70} που περιλαμβάνουν Mrg- και Pg τα οποία συναντώνται σε αμετάβλητο σημείο στους περίπου 470°C και $X_{CO_2} = 0,11$ όπως φαίνεται στο ένθετο διάγραμμα. Στο διάγραμμα λαμβάνεται υπόψη η προϊούσα μεταμόρφωση ενός πετρώματος που αποτελείται από $Ms + Pg + Prl + Qtz + Cal$ παρουσία μιας αρχικής ρευστής φάσης με σύσταση $X_{CO_2} = 0,02$. Η προϊούσα πορεία μεταμόρφωσης στο διάστημα $P - T - X_{CO_2}$ φαίνεται στο Σχήμα 13 από μια γραμμή που εκτείνεται από το a έως το k με μεταβαλλόμενη σύσταση των ορυκτών απεικονίζεται στο Σχήμα 14.

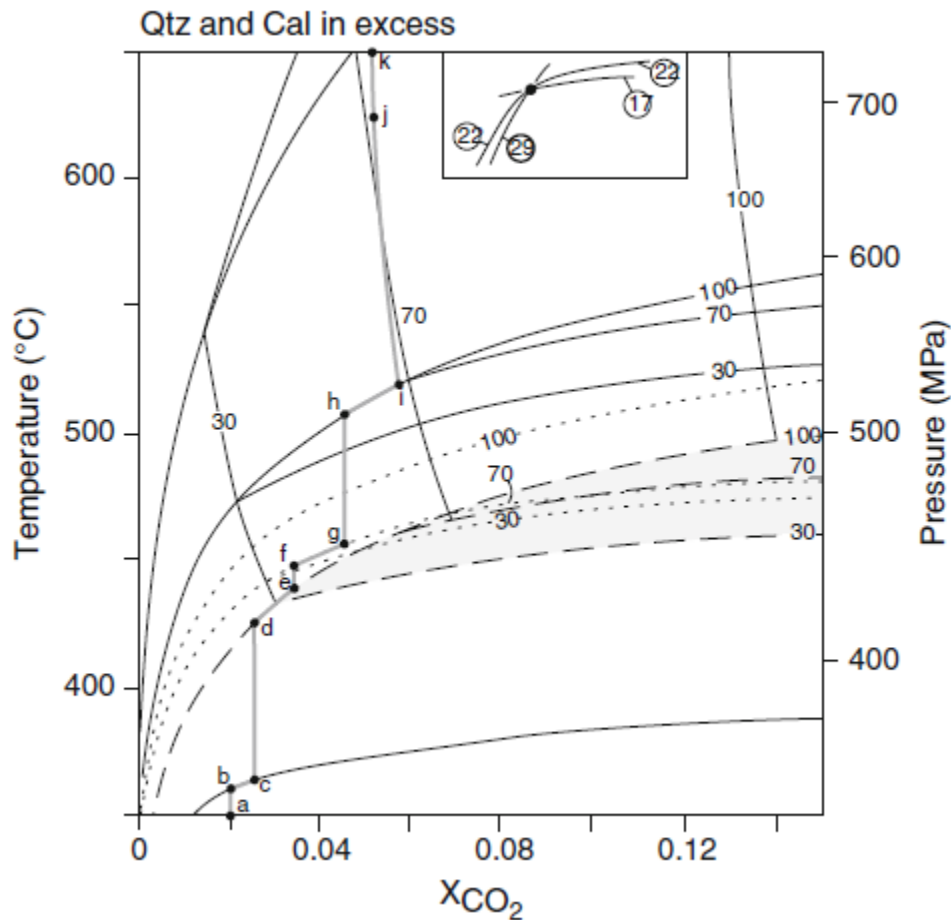


Σχήμα 11. Σχέσεις φάσεις για το σύστημα KNCAS-HC με περίσσει χαλαζία και ασβεστίτη και $0 < X_{CO_2} < 0,15$.

a – b. Η αρχική παραγένεση $Ms + Pg + Prl + Qtz + Cal$ θερμαίνεται σε σταθερή $X_{CO_2} = 0,020$.

b – c. Ο μαργαρίτης σχηματίζεται σύμφωνα με την αντίδραση (8.18), μεταξύ $359^{\circ}C$ και $364^{\circ}C$ και το X_{CO_2} αυξάνεται σε 0,025.

c – d. Στο σημείο c, ο Prl έχει εξαντληθεί. Το πέτρωμα αποτελείται τώρα από $Ms + Pg + Mrg + Qtz + Cal$ και υποβάλλεται σε περαιτέρω θέρμανση σε σταθερή X_{CO_2} των 0,025. Η παραγένεση των ορυκτών είναι χαρακτηριστική χαμηλού βαθμού πρασινοσχιστολιθικής φάσης.



Σχήμα 12. Διάγραμμα P – T – X του συστήματος KNCAS-HC με περίσσεια Qtz και Cal σε $0 < X_{CO_2} < 0,15$. Χρησιμοποιούνται συστάσεις ορυκτών καθαρών ακραίων μελών εκτός από τη σύσταση του Czo ($a_{Czo} = 0,64$) και Pl. Οι γραμμές ισορροπίας για μια συγκεκριμένη σύσταση Pl σε (An_x) εμφανίζονται ως συνεχόμενες γραμμές (αντιδράσεις που εμπλέκουν Ms), με στικτές γραμμές (που περιλαμβάνουν Pg αντιδράσεις) ή διακεκομμένες γραμμές (αντιδράσεις που περιλαμβάνουν Mrg). Οι αριθμοί αναφέρονται σε mole τοις εκατό An στο Pl. Το πεδίο σταθερότητας για την παραγωγή Mrg+Pl (+Qtz+Cal) εμφανίζεται με γκρι χρώμα. Η προϊούσα διαδρομή από "a" έως "k" τονίζεται και συζητείται στο κείμενο.

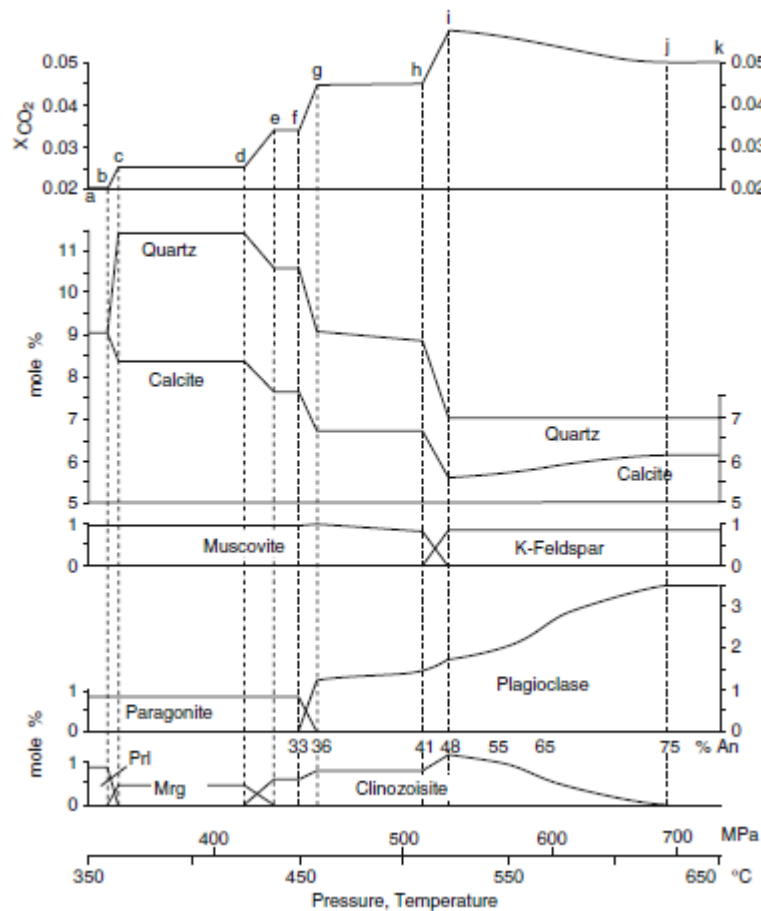
d – e. Ο κλινοζοϊσίτης σχηματίζεται για πρώτη φορά σύμφωνα με την αντίδραση (8.20) μεταξύ 425°C και 436°C και η X_{CO_2} αυξάνει σε 0,034.

e-f. Στο σημείο ε, ο Mrg εξαντλείται και η παραγένεση Ms+Pg+Czo+Qtz+Cal υφίσταται συνεχή θέρμανση σε σταθερή τιμή $X_{CO_2} = 0,034$.

f – g. Το πλαγιόκλαστοσύστασης An_{33-36} σχηματίζεται μεταξύ 450°C και 458°C και το X_{CO_2} αυξάνει σε 0,045.

g – h. Στο σημείο g, εξαντλείται όλος ο Pg. Η παραγένεση $Ms+Pl+Czo+Qtz+Cal$ υπάρχει μεταξύ 458 και 507°C και είναι χαρακτηριστική της άνω πράσινοσχιστολιθικής φάσης. Σε αυτό το εύρος θερμοκρασιών, μειώνεται το ποσοστό Pg στο Ms και παράγεται επιπλέον Pl. Η πολύ μικρή αύξηση του X_{CO_2} δεν είναι ορατή στα Σχήματα 13 και 14.

h–i. K-άστριος και επιπρόσθετος Czo σχηματίζονται από την αντίδραση μεταξύ 507°C και 520°C και το X_{CO_2} αυξάνει σε 0,058. Παράγεται επιπρόσθετο Pl.



Σχήμα 13. Ορυκτολογική σύσταση (mol%), σύσταση ρευστής φάσης (X_{CO_2}) και σύσταση Pl ($An\%$) κατά μήκος της πορείας "a" - "k"

i – j. Στο σημείο i, όλος ο Ms έχει εξαντληθεί. Η σταθερή παραγένεση είναι τώρα $Kfs+Pl+Czo+Qtz+Cal$ που είναι χαρακτηριστική συνθηκών κατώτερου και μέσου

βαθμού αμφιβολιτικής φάσης. Παράγεται επιπρόσθετο Pl και το ποσοστό του σε An αυξάνει από 48 σε 75 mol% και το X_{CO_2} ελαττώνεται ελαφρώς

j – k. Στο σημεία k και στους 625°C, όλος ο Czo εξαντλείται και η παραγένεση Kfs+Pl+Qtz+Cal υφίσταται συνεχή θέρμανση σε σταθερή $X_{\text{CO}_2} = 0,051$ χωρίς περαιτέρω αντίδραση.

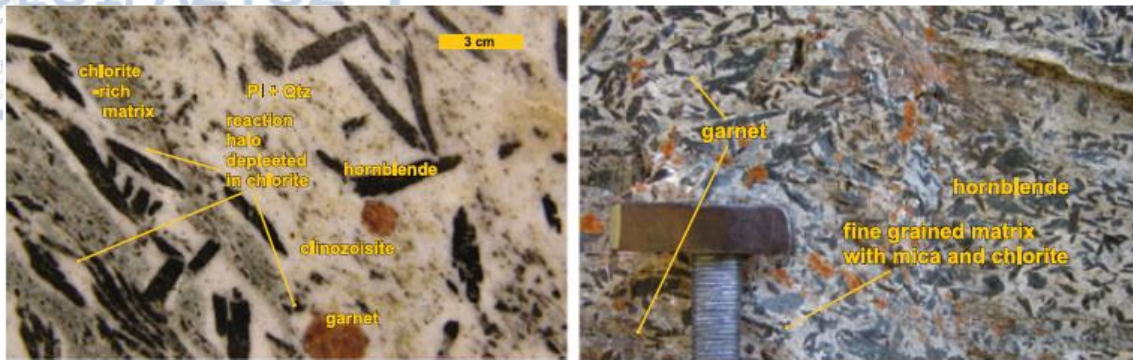
Συνοπτικά, αν και οι σχέσεις φάσεων σε σχετικά πλούσιες σε Al μεταμάργες με περίσσεια Qtz και Cal είναι πολύπλοκες, πολλές διαγνωστικές παραγενέσεις (πάντα με περίσσεια Qtz+Cal) βρίσκονται κατά μήκος μιας πορείας περιοχικής μεταμόρφωσης τύπου Ky.

Η παραγένεση Ms+Pg+PrI είναι χαρακτηριστική για συνθήκες υπο-πρασινοςχιστολιθικής φάσης. Η παραγένεση Ms+Pg+Mrg είναι χαρακτηριστική της κατώτερης πράσινοσχιστολιθικής φάσης, η Ms+Mrg+Pl και η Ms+Czo+Pl για συνθήκες ανώτερης πράσινοσχιστολιθικής φάσης. Οι παραγενέσεις Ms+Pl+Kfs και Czo+Pl+Kfs δείχνουν συνθήκες χαμηλού και μέσου αμφιβολιτικής φάσης, και Pl+Kfs υποδεικνύουν συνθήκες άνω αμφιβολιτικής φάσης. Το πρώτο Pl που σχηματίζεται έχει περιεκτικότητα σε An περίπου 30 mol% και γίνεται περισσότερο ασβεστούχο με αύξηση του βαθμού μεταμόρφωσης. Εν ολίγοις, παραγενέσεις πλούσιες σε φυλλοπυριτικά ορυκτά που περιέχουν δύο ή τρεις λευκούς μαρμαρυγίες σε χαμηλό βαθμό, αντικαθίστανται από πλούσιες σε αστρίους παραγενέσεις σε υψηλό βαθμό.

3.3 Αύξηση της πολυπλοκότητας των μεταμαργών

Οι μεταμάργες, όπως αναφέρθηκε, είναι συνήθως πετρώματα που ανήκουν σε ένα χημικό σύστημα εννέα συστατικών. Η χημική πολυπλοκότητα των μεταμαργών είναι δύσκολο να παρασταθεί γραφικά. Το Mg και ο Fe είναι πάντα παρόντα σε χλωρίτες ή ανκερίτες σε χαμηλού βαθμού μεταμάργες. Έτσι κατά τη διάρκεια της μεταμόρφωσης διάφορα Ca-Fe-Mg ιούχα ορυκτά συνήθως υπάρχουν σε μεταμάργες εκτός από τους λευκούς μαρμαρυγίες και τους αστρίους. Επιπλέον, η περίσσεια Cal και Qtz ήταν προϋπόθεση στα διαγράμματα που σχολιάστηκαν. Και τα δύο ορυκτά καταναλώνονται από τις περισσότερες αντιδράσεις και η ποσότητά τους μειώνεται σταδιακά κατά την πορεία της πρόδρομης μεταμόρφωσης. Έτσι πολλές μεταμάργες χάνουν στην

πραγματικότητα τα ανθρακικά ορυκτά και γίνονται καθαρά πυριτικά πετρώματα, συνήθως στην αμφιβολιτική φάση μεταμόρφωσης. Ένα παράδειγμα είναι το Grt-Hbl γνεύσιος που φαίνεται στην εικόνα 9α. Η εικόνα δείχνει περιοχές του πετρώματος όπου ο Chl είναι ακόμα παρόν. Επίσης, ο Czo είναι άφθονος σε άλλες θέσεις του πετρώματος. Κεροστίλβη και γρανάτης σχηματίζονται από Chl και Czo όπως είναι εμφανές από την άλω εξαφάνισης του Chl ιδιαίτερα γύρω από τους κρυστάλλους Hbl. Οι αντιδράσεις που παράγουν την παρατηρούμενη υφή είναι: (α) $\text{Chl} + \text{Czo} \pm \text{Qtz} = \text{Hbl} + \text{Pl} + \text{H}_2\text{O}$ και (b) $\text{Chl} + \text{Czo} \pm \text{Qtz} = \text{Hbl} + \text{Grt} + \text{H}_2\text{O}$. Η ανάπτυξη της κεροστίλβης πραγματοποιήθηκε μετά την τελευταία διεισδυτική παραμόρφωση όπως φαίνεται από τον προσανατολισμό ορισμένων κρυστάλλων κατά μήκος της φύλλωσης. Στο συγκεκριμένο πέτρωμα μπορεί να έχει εξαντληθεί ο ασβεστίτης που ήταν αρχικά παρόν σε σχετικά πρώιμα στάδια μεταμορφισμού ως αποτέλεσμα του σχηματισμού Czo. Η άνω Τριαδική "Quartenschiefer" των Κεντρικών Άλπεων είναι μία παρόμοια μεταμάργαπου περιείχε αρχικά ανθρακικά ορυκτά (Εικόνα 9β). Η εικόνα δείχνει το θαλάσσιο ίζημα αφού έχει μεταμορφωθεί στους 520°C και στα 500 MPa στην αρχή των αμφιβολιτικής φάσης μεταμόρφωσης. Διακρίνονται κρύσταλλοι τσερμακιτικής κεροστίλβης και μερικοί κόκκοι γρανάτη που είναι διάσπαρτοι στην κύρια μάζα του πετρώματος που αποτελείται από λεπτομερή μαρμαρυγία, χλωρίτη και χαλαζία. Τα ανθρακικά ορυκτά έχουν καταναλωθεί πλήρως στις αντιδράσεις παραγωγής Hbl. Η ολική κατανάλωση ασβεστίτη κατά τη διάρκεια του μεταμορφισμού έχει επιπτώσεις στη σύσταση της ρευστής φάσης. Όπως εξηγήθηκε παραπάνω, σε κλειστό σύστημα μεταμόρφωσης μαργών με περίσσεια ασβεστίτη η συγκέντρωση X_{CO_2} αυξάνεται σταδιακά κατά τη διάρκεια των περισσότερων αντιδράσεων, έτσι ώστε η ρευστή φάση τείνει να γίνει πλουσιότερη σε CO_2 σε μεταμάργες (matamarls) υψηλού βαθμού. Εάν, όπως στα δύο παραπάνω παραδείγματα, ο ασβεστίτης εξαντληθεί από τις αντιδράσεις, δεν μπορεί να απελευθερωθεί επιπλέον CO_2 . Επειδή το πέτρωμα μπορεί να περιέχει ακόμα άφθονο μαρμαρυγία και χλωρίτη σε αυτό το σημείο, η μεταμόρφωση θα συνεχιστεί με αντιδράσεις αφυδάτωσης. Αυτές οι αντιδράσεις θα αραιώσουν το πλούσιο σε CO_2 ρευστό προσθέτοντας σε αυτό H_2O και θα ρυθμίσουν τη σύσταση του ρευστού πάλι σε χαμηλές τιμές X_{CO_2} .



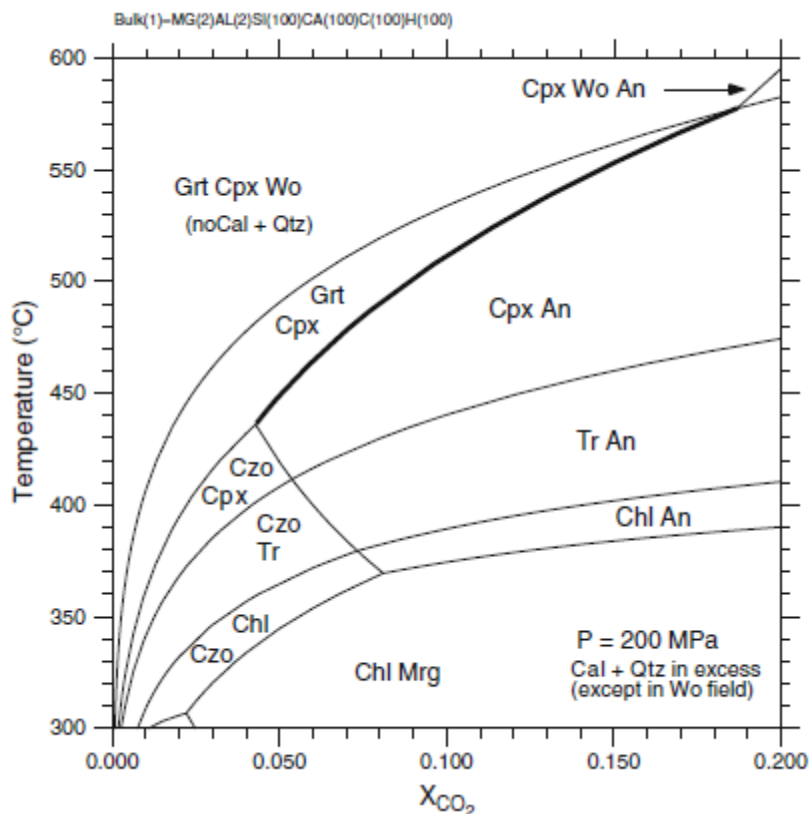
Εικόνα 9. Μεταμάργα αμφιβολιτικής φάσης μεταμόρφωσης. α) Γρανατούχος κεροστιλβικός γνεύσιος, β) Κεροστιλβικός γνεύσιος

3.4 Μεταμόρφωση χαμηλής πίεσης των μαργών

Σε χαμηλή πίεση, οι μεταμάργες βρίσκονται συνήθως σε άλω επαφής και ονομάζονται ασβεστοπυριτικά μάρμαρα και ασβεστοπυριτικοίκερατίτες, ανάλογα με τον πρωτόλιθο. Ανάλογα με την αρχική ορυκτολογική σύσταση του ιζήματος, αυτά τα πετρώματα περιέχουν διάφορα ορυκτά, συμπεριλαμβανομένων των Cal, Qtz, Cpx, Grt, An και Kfs στην επαφή με γρανιτικές διεισδύσεις.

Τα πετρώματα αυτά χαρακτηρίζονται συχνά από άφθονο γροσσουλάριο. Επιπρόσθετα, ο βολλαστονίτης συνήθως υπάρχει σε μεταμάργες κοντά στην επαφή τους με τη γρανιτική διείσδυση.

Το απλό μοντέλο για μεταμάργες στο διάγραμμα T – X_{CO2} δείχνει την κατανομή σταθερών παραγενέσεων στο σύστημα CMAS-HC για μεταμόρφωση επαφής στα 200 MPa (Σχήμα 15). Η ορυκτολογική σύσταση του πετρώματος περιλαμβάνει τα ορυκτά ασβεστίτη, χαλαζία χλωρίτη και καολινίτη στο αρχικό ίζημα. Το μοντέλο δείχνει ότι παραγενέσεις τυπικές ασβεστοπυριτικών πετρωμάτων υποδεικνύουν την παρουσία ενός ρευστούφτωχού σε CO₂. Οι θερμοκρασίες κοντά στην επαφή με γρανιτικής σύστασης πλουτωνίτες (κρυσταλλωμένα από τήγματα πλούσια σε H₂O) κυμαίνονται μεταξύ 450°C και 550°C στα 200 MPa.



Σχήμα 14. Ισοβαρικό διάγραμμα T- X_{CO_2} του συστήματος CMAS-HC με περίσσεια Qtz και Cal στα 200 MPa που δείχνει την κατανομή των σταθερών παραγενέσεων σε μεταμόρφωση επαφής. Σημειώστε ότι στο επάνω μέρος αριστερά του διαγράμματος υπάρχει Wo αντί για Cal + Qtz.

Το μοντέλο προβλέπει ότι η μεταμάργα περιέχει την παραγένεση Cal + Qtz + Cpx + An, για παράδειγμα στους 500°C και $X_{CO_2}=0,15$, ως αποτέλεσμα προϊούσας μεταμόρφωσης κλειστού συστήματος (Εικόνα 10).

Στην εικόνα 10 διακρίνεται η μακροσκοπική εικόνα μιας μεταμάργας από τη ζώνη επαφής Adamello όπου οι πράσινες ζώνες έχουν την παραγένεση Qtz + Cpx + An + Kfs + λίγος Tr. Οι πράσινες ζώνες δεν περιέχουν Cal, αφού έχει εξαντληθεί από την αντίδραση που καταναλώνει Tr (που αφαίρεσε επίσης σχεδόν όλο το Tr). Ωστόσο, στην άμεση επαφή με τις λευκές ζώνες καθαρού ασβεστιτικού μαρμάρου η παραγένεση Qtz + An + Cal έχει τη δυνατότητα να σχηματίσει γροσσουλάριο. Ο γροσσουλάριος εμφανίζεται στις περισσότερες από τις άμεσες επαφές πράσινων και λευκών ζωνών που δείχνει το αποτέλεσμα της αντίδρασης σχηματισμού του.



Εικόνα 10. Εναλλαγές μάργας και ασβεστόλιθου σε μεταμόρφωση επαφής με τον Τεταρτογενή πλουτωνίτη του Adamello, Β. Ιταλία. Οι ζώνες του ασβεστόλιθου έχουν μετατραπεί σε αμιγές λευκό ασβεστιτικό μάρμαρο, οι ζώνες της μάργας έχουν μετατραπεί σε πράσινες ζώνες ασβεστοπυριτικού πετρώματος που περιέχουν $\text{Cpx} + \text{An} + \text{Qtz} + \text{Cal} \pm \text{Kfs}$.

Η καμπύλη αυτής της αντίδρασης φαίνεται στο Σχήμα 15 ως παχιά γραμμή που χωρίζει το πεδίο $\text{Cpx} + \text{An}$ από το πεδίο $\text{Cpx} + \text{Grt}$. Κατ'αρχήν, η ανάπτυξη του γροσσουλάριου θα μπορούσε να συμβεί κατά μήκος της παχιάς καμπύλης καθώς αυξάνει η T . Φαίνεται όμως πιο πιθανό η αντίδραση να προχώρησε ισοθερμικά υπό την επίδραση μιας πλούσιας σε H_2O ρευστής φάσης που μετακίνησε την ισορροπία από την παραγένεση $\text{Qtz} + \text{Cal} + \text{Cpx} + \text{An}$ της λιθολογικής επαφής στην ισόβαθμη της αντίδρασης. Απόδειξη για αυτό το συμπέρασμα είναι η έλλειψη λεπτών ζωνών Grs κατά μήκος ορισμένων επαφών μεταξύ των πράσινων και λευκών ζωνών. Οι πράσινες ζώνες χωρίς Cal δεν θα σχημάτιζαν γρανάτη ακόμα και αν θερμαινόταν σε πολύ υψηλή T (οι πράσινες ζώνες θα σχημάτιζαν γρανάτη σε υψηλές πιέσεις όμως).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η μάργα ως πέτρωμα υπάρχει σε πολλά μέρη της Ελλάδας. Αποτελείται από διάφορα υλικά που βρίσκονται ως μαλακές, χαλαρές και ημιεύθρυπτες αποθέσεις. Η μάργα είναι ασβεστολιθικό αργιλούχο ίζημα, δηλαδή η σύσταση της βρίσκεται μεταξύ εκείνης των ασβεστολίθων και των σχιστών αργίλων.

Οι αποθέσεις των μαργών συναντώνται είτε ως βιογενούς, είτε ως χημικής προέλευσης, όπως και στην περίπτωση των ασβεστόλιθων, ενώ η ιζηματογένεσή τους μπορεί να πραγματοποιήθηκε σε αβαθείς ή βαθιές θάλασσες ή και λίμνες, οπότε οι μάργες μπορούν να κατηγοριοποιηθούν αντίστοιχα σε μάργες αβαθών θαλασσών, μάργες βαθέων θαλασσών και λιμναίες μάργες. Έτσι, το χρώμα των μαργών ποικίλλει ανάλογα με τις περιεχόμενες προσμίξεις και την περιοχή ιζηματογένεσης ενώ οι μάργες πρόσφατης ηλικίας χαρακτηρίζονται από την παρουσία απολιθωμάτων που διατηρούνται σε καλή κατάσταση.

Η μεταμάργα ως ένα μεταμορφωμένο πέτρωμα χαρακτηρίζεται από σχιστοφυή ιστό, που εμφανίζεται στα περισσότερα από αυτά και είναι το αποτέλεσμα της υποπαράλληλης ανάπτυξης των συστατικών των πετρωμάτων κυρίως φυλλόμορφων και ινόμορφων.

Οι φτωχές σε Αιμάργες είναι συνηθισμένες σε πολλές ορογενετικές ζώνες. Σε χαμηλού βαθμού μεταμορφικές συνθήκες το πέτρωμα αποτελείται από ανθρακικά και φυλλοπυριτικά ορυκτά. Με αύξηση του βαθμού μεταμόρφωσης θα σχηματιστεί δολομίτης, τρεμολίτης και στη συνέχεια διοψίδιος. Ο καλιούχος άστριος είναι σταθερός σε όλους τους βαθμούς μεταμόρφωσης. Σε χαμηλές τιμές X_{CO_2} σχηματίζεται ζοϊσίτης, ενώ σε υψηλές τιμές X_{CO_2} σχηματίζεται ανορθιτικό πλαγιόκλαστο. Κατά την προϊούσα μεταμόρφωση τα φυλλοπυριτικά ορυκτά αντικαθίστανται από αστρίους και ινοπυριτικά ορυκτά (τρεμολίτη και διοψίδιο).

Οι πλούσιες σε Αιμάργες είναι επίσης συνηθισμένες σε πολλές ορογενετικές ζώνες. Η αρχική παραγένεση περιλαμβάνει πυροφυλλίτη+χαλαζία+ασβεστίτη. Κατά την πρόδρομη μεταμόρφωση θα σχηματιστεί μαργαρίτης και ανορθιτικό πλαγιόκλαστο,

καθώς και κλινοζοϊσίτης. Ο γροσσουλάριος και ο βολλαστονίτης σχηματίζονται στις υψηλότερες θερμοκρασίες αλλά σε χαμηλές πιέσεις ή παρουσία ρευστής φάσης πλούσιας σε H_2O . Σε πολύ χαμηλές τιμές X_{CO_2} μπορούν να συνυπάρξουν τρεις λευκοί μαρμαρυγίες: μαργαρίτης, παραγωνίτης και μοσχοβίτης, σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Με αύξηση των συνθηκών μεταμόρφωσης διασπώνται οι μαρμαρυγίες και σχηματίζεται πλαγιόκλαστο του οποίου η σύσταση σε Al αυξάνεται. Οι παραγενέσεις $Ms+Pl+Kfs$ και $Czo+Pl+Kfs$ δείχνουν συνθήκες χαμηλής και μέσης αμφιβολιτικής φάσης, αντίστοιχα. Η τελική παραγένεση σε συνθήκες άνω αμφιβολιτικής φάσης είναι $Pl+Kfs+Qtz+Cal$.

Όπως προκύπτει, οι περισσότερες μεταμάργες και ανάλογα με την αρχική τους σύσταση, χάνουν στην πραγματικότητα τα ανθρακικά ορυκτά και γίνονται καθαρά πυριτικά πετρώματα, συνήθως στην αμφιβολιτική φάση μεταμόρφωσης.



Bucher, K., & Grapes, R. (2011). Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Science & Business Media.

Bucher K, Frank E, Frey M (1983) A model for the progressive regional metamorphism of margarite-bearing rocks in the Central Alps. Am J Sci 283A:370–395.

Ferry JM (1976) Metamorphism of calcareous sediments in the Waterville-Vassalboro area, southcentral

Maine: mineral reactions and graphical analysis. Am J Sci 276:841–882

Ferry JM (1983a) Applications of the reaction progress variable in metamorphic petrology. J Petrol 24:343–376.

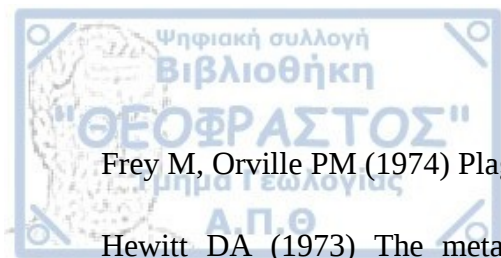
Ferry JM (1983b) Mineral reactions and element migration during metamorphism of calcareous sediments from the Vassalboro Formation, south-central Maine. Am Mineralog 68:334–354.

Ferry JM (1983c) Regional metamorphism of the Vassalboro Formation, south-central Maine, USA: a case study of the role of fluid in metamorphic petrogenesis. J Geol Soc Lond 140:551–576.

Ferry JM (1992) Regional metamorphism of the Waits River Formation, eastern Vermont: delineation of a new type of giant metamorphic hydrothermal system. J Petrol 33:45–94.

Frank E (1983) Alpine metamorphism of calcareous rocks along a cross-section in the Central Alps: occurrence and breakdown of muscovite, margarite and paragonite. Schweiz Miner Petrogr Mitt 63:37–93.

Frey M (1978) Progressive low-grade metamorphism of a black shale formation, Central Swiss Alps, with special reference to pyrophyllite and margarite bearing assemblages. J Petrol 19:93–135.



Frey M, Orville PM (1974) Plagioclase in margarite-bearing rocks. Am J Sci 274:31–47.

Hewitt DA (1973) The metamorphism of micaceous limestones from south-central Connecticut. Am J Sci 273A:444–469

Paaza, N. E. A., Lamas, F., Irigaray, C., & Chacón, J. (1998). Engineering geological characterization of Neogene marls in the Southeastern Granada Basin, Spain. Engineering Geology, 50(1-2), 165-175.

Pettijohn, F. J. (1975). Sedimentary rocks (Vol. 3). New York: Harper & Row.

Stal, L. J. (2012). Cyanobacterial mats and stromatolites. In Ecology of cyanobacteria II (pp. 65-125). Springer, Dordrecht.

Kavvadas, M., Anagnostopoulos, A., Leonardos, M. & Karras, b. 1993. A frame work for the mechanical behavior of cemented Corinth marl. Proc. Of Int. Symp. On Geotechnical engineering of Hard Soils – Soft Rocks, Athens. Balkema, Rotterdam.

Krumbein, W. E. (1979). .2 Calcification by Bacteria and Algae. In Studies in Environmental Science (Vol. 3, pp. 47-68). Elsevier.

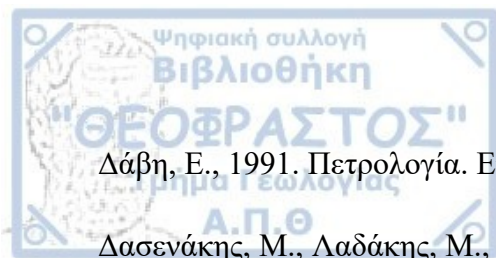
Marinos, P.G., Tsiambaos, G. & Kavvadas, M. 2001. Geological and geotechnical conditions of the Corinth Canal. Proc. Of the Int. Symp. Engineering Geology and the Enviroment. Athens. Swets & Zeitlinger, Lisse, p. 3987-4003.

Walter, M. R., & Heys, G. R. (1985). Links between the rise of the Metazoa and the decline of stromatolites. Precambrian Research, 29(1-3), 149-174.

Winter, J. D., 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology (Vol. 697). New Jersey: Prenticehall.

Ελληνική Βιβλιογραφία

Ανδρονόπουλος, Β. 1985. Γεωλογία και τεκτονική της μάργας του Πειραιά. *Πρακτικά Ημερίδας «Γεωτεχνικά προβλήματα της μάργας του Πειραιά», ΤΕΕ, Αθήνα, σελ. 5-20.*



Δάβη, Ε., 1991. Πετρολογία. Εκδόσεις Γεωπονικό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Αθήνα.

Δασενάκης, Μ., Λαδάκης, Μ., Καραβόλτσος, Σ. και Παρασκευπούλου, Β., 2015. Χημική Ωκεανογραφία. Εκδόσεις Κάλλιπος, Αθήνα.

Κοκκινάκης, Α., 1996. Μαγματικά πετρώματα. Αθήνα.

Κόκκινου, Ε., 2015. Περιβαλλοντική Γεωλογία και Γεωτεχνολογία. Εκδόσεις Κάλλιπος, Αθήνα.

Κόλλια, Σ. 2015. Τεχνικογεωλογική θεώρηση στο σχεδιασμό και κατασκευή τεχνητών ορυγμάτων κατά μήκος τμήματος του αυτοκινητόδρομου Άπιον Κλέος σε σχηματισμούς μαργών και κροκαλοπαγών. *Προ/Μεταπτυχιακές Διατριβές στη Βιβλιοθήκη Θεόφραστος του Τμήματος Γεωλογίας του ΑΠΘ*.

Κούκης, Γ. και Σαμπατακάκης, Ν. 2002. Τεχνική Γεωλογία. Εκδόσεις Παπασωτηρίου, Αθήνα.

Κουμαντάκης, Ι., 1993. Κεφάλαια Τεχνικής Γεωλογίας. Εκδόσεις Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο Αθήνα.

Κωστόπουλος, Σ. 1985. Γεωτεχνικά χαρακτηριστικά της μάργας του Πειραιά. *Πρακτικά Ημερίδας «Γεωτεχνικά προβλήματα της μάργας του Πειραιά», ΤΕΕ, Αθήνα, σελ. 67-96.*

Μπεάζη Κατσιώτη, Μ., 2015. Ειδικά κεφάλαια ανόργανης χημείας. Εκδόσεις Κάλλιπος, Αθήνα.

Μοροπούλου, Α., 2013. Δομικά Υλικά (Λίθοι, Μάρμαρα). *Πανεπιστημιακές Σημειώσεις, Δ.Π.Μ.Σ. «Προστασία Μνημείων» Β' Κατεύθυνση – Υλικά και Επεμβάσεις Συντήρησης, Ε.Μ.Π.*

Διαδικτυακές Πηγές

Open eClass TEI Θεσσαλίας, 2019, <https://e-class.teilar.gr/modules/auth/opencourses.php?fc=82> (ανακτήθηκε την 12-10-2019)



Pan gea, 2017, <https://pangea.gr/izimatogeni-fysika-petromata/> (ανακτήθηκε την 20-12-2019)

Pan gea, 2017, <https://pangea.gr/metamorfosigeni-fysika-petromata/> (ανακτήθηκε την 21-12-2019)

Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ, http://www.geo.auth.gr/106/theory/pet_metamorphic.htm (ανακτήθηκε την 20-12-2019)