Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
μα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ - ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ - ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΒΟΓΑΣ ΕΥΘΥΜΙΟΣ

# ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΟΞΕΙΔΙΩΝ Fe-Ti-V ΣΕ ΒΑΣΙΚΑ ΠΥΡΙΓΕΝΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2020

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΒΟΓΑΣ ΕΥΘΥΜΙΟΣ
ΑΕΜ: 5393

# ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΟΞΕΙΔΙΩΝ Fe-Ti-V ΣΕ ΒΑΣΙΚΑ ΠΥΡΙΓΕΝΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας
Τομέας Ορυκτολογίας - Πετρολογίας - Κοιτασματολογίας

**Επιβλέπων Καθηγητής**

Αναπληρωτής Καθηγητής Μέλφος Βασίλειος

© Βόγας Ευθύμιος, 2020
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

© Βόγας Ευθύμιος, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Ορυκτολογίας – Πετρολογίας - Κοιτασματολογίας, 2020
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.
ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΟΞΕΙΔΙΩΝ Fe-Ti-V ΣΕ ΒΑΣΙΚΑ ΠΥΡΙΓΕΝΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ – *Διπλωματική Εργασία*

© Vogas G. Efthymios, School of Geology, Dept. of Mineralogy – Petrology – Economic Geology, 2020
All rights reserved.
Fe-Ti-V OXIDE ORE DEPOSITS IN MAFIC IGNEOUS ROCKS
– *Bachelor Thesis*

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.

*Εικόνα Εξωφύλλου: mindat.org*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

**ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ**

Περίληψη ..... 1
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ ..... 3
2. ΧΗΜΕΙΑ ΤΩΝ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ ΟΞΕΙΔΙΩΝ Fe-Ti-V ..... 5
2.1 Γεωχημική ταξινόμηση των στοιχείων ..... 5
2.2. Ιδιότητες των στοιχείων Fe,Ti,V ..... 5
2.3. Χημικές αντικαταστάσεις ..... 6
2.4. Πετρογραφικοί τύποι ..... 7
2.4.1. Ανορθοσίτης ..... 7
2.4.2. Γάββρος και νορίτης ..... 7
3. ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ ΟΞΕΙΔΙΩΝ Fe-Ti-V ..... 9
3.1. Κλασματική κρυστάλλωση ..... 9
3.2. Διάσπαση του μάγματος σε δύο μη αναμίξιμα μεταξύ τους μάγματα ..... 11
3.3. Μίξη μαγμάτων ..... 12
3.4. Διαχωρισμός λόγω συμπίεσης Filter-Press ..... 12
3.5. Μετακίνηση σε στερεά κατάσταση ..... 13
3.6. Υδροθερμική μετακίνηση ..... 13
4. ΜΟΡΦΕΣ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑΣ ΣΕ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΟΞΕΙΔΙΩΝ Fe-Ti-V ..... 15
4.1.Συμπαγή κοιτάσματα ..... 15
4.2. Στρωματόμορφα κοιτάσματα ..... 15
4.3. Συμπαγή κοιτάσματα με μορφή κοίτης ..... 16
4.4. Φακοειδή κοιτάσματα ..... 16
5. ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΣΥΣΤΑΣΗ ΤΩΝ ΜΕΤΑΛΛΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΤΩΝ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ ΟΞΕΙΔΙΩΝ Fe-Ti-V ..... 17
6. ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΣΥΣΤΑΣΗ ΤΩΝ ΣΥΝΔΡΟΜΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΤΩΝ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ ΟΞΕΙΔΙΩΝ Fe-Ti-V ..... 19
6.1. Πλαγιόκλαστα ..... 19
6.2. Πυρόξενοι ..... 19
6.3. Ολιβίνης ..... 20
7. ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΤΩΝ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ ΟΞΕΙΔΙΩΝ Fe-Ti-V ..... 22
8. ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑΤΑ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ ΟΞΕΙΔΙΩΝ Fe-Ti-V ΑΠΟ ΟΛΟΝ ΤΟΝ ΚΟΣΜΟ ..... 24
8.1. Το κοίτασμα Suwalki ..... 24

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

8.1.1. Γενικά....24
8.1.2. Ορυκτολογική σύσταση και μορφή....25
8.1.3. Σχηματισμός του κοιτάσματος....29
8.2. Το κοίτασμα Bushveld....30
8.2.1. Γενικά....30
8.2.2. Πετρογραφικοί τύποι και ορυκτολογία....31
8.2.3. Μηχανισμοί σχηματισμού....33
8.2.4. Επιφανειακές εμφανίσεις....33
8.3. Το κοίτασμα Grenville (Καναδάς)....35
8.3.1. Γενικά....35
8.3.2. Πετρογραφικοί τύποι και ορυκτολογία....37
9. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ....40

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

**Περίληψη**

Τίτλος: Κοιτάσματα Οξειδίων Fe-Ti-V σε Βασικά Πυριγενή Πετρώματα
Όνομα: Βόγας Γ. Ευθύμιος

Η παρούσα εργασία είναι το αποτέλεσμα βιβλιογραφικής έρευνας με θέμα τα κοιτάσματα οξειδίων Fe-Ti-V σε βασικά πυριγενή πετρώματα. Σκοπός της εργασίας αυτής είναι να υπογραμμίσει τα σημαντικότερα γνωρίσματα των κοιτασμάτων αυτών. Πιο συγκεκριμένα, στο κεφάλαιο 2 αναφέρονται οι πετρογραφικοί τύποι που φιλοξενούν αυτά τα κοιτάσματα ενώ δίνονται και πληροφορίες για τη χημεία τους. Το κεφάλαιο 3 είναι αφιερωμένο στην αναφορά και επεξήγηση των τρόπων με τους οποίους σχηματίζονται τα κοιτάσματα οξειδίων Fe-Ti-V. Στο κεφάλαιο 4 αναλύονται οι μορφές με τις οποίες εμφανίζονται οι μεταλλοφορίες, ενώ στα κεφάλαια 5 και 6 δίνονται περαιτέρω πληροφορίες που αφορούν τα κυριότερα ορυκτά που συναντώνται σε αυτά τα κοιτάσματα. Στο κεφάλαιο 7 γίνεται μια προσπάθεια ταξινόμησης των κοιτασμάτων οξειδίων Fe-Ti-V με κριτήριο κυρίως την ορυκτολογική τους σύσταση, ενώ τέλος, στο κεφάλαιο 8 γίνονται εκτενείς αναφορές σε ορισμένα σημαντικά κοιτάσματα οξειδίων Fe-Ti-V από όλο τον κόσμο.



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

**Abstract**

Title: Fe-Ti-V Oxide Ore Deposits in Mafic Igneous Rocks
By Efthymios G. Vogas

The present diploma thesis is the result of bibliographical research on the topic of Fe-Ti-V oxide ore deposits in mafic igneous rocks. Its aim is to highlight the most important features of these deposits. Chapter 2 refers to the host rocks of the Fe-Ti-V oxide deposits and their geochemical characteristics. Chapter 3 is dedicated to the explanation of the processes and mechanisms that result in the formation of Fe-Ti-V oxide deposits. The various forms and types of the ore bodies are discussed in chapter 4, while chapters 5 and 6 present the characteristic minerals that appear in this type of ore deposits. Chapter 7 is about the classification of the Fe-Ti-V oxide ore deposits, with main classification criteria being their mineralogical composition. Finally, in chapter 8, some of the most important Fe-Ti-V oxide ore deposits worldwide are discussed.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα καθηγητή μου κ. Μέλφο Βασίλη για όλη την βοήθεια και καθοδήγηση που μου προσέφερε κατά την διάρκεια περάτωσης αυτής της εργασίας. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους φίλους και την οικογένειά μου, χωρίς την στήριξη των οποίων η εργασία αυτή δεν θα είχε πραγματοποιηθεί.



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

# 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Τα κοιτάσματα οξειδίων Fe-Ti-V συναντώνται σε πυριγενή πετρώματα και ειδικότερα στα βασικά και στα υπερβασικά, δηλαδή αυτά που περιέχουν λιγότερο από 52% $SiO_2$, και λιγότερο από 45% $SiO_2$ αντίστοιχα. Οι κυριότερες ορυκτολογικές φάσεις που συναντώνται σε αυτά τα κοιτάσματα τοποθετούνται σε δύο σειρές: τη σειρά αιματίτη-ιλμενίτη και τη σειρά μαγνητίτη-ουλβοσπινέλιου (Charlier et al., 2015). Τα πιο σημαντικά ορυκτά είναι ο μαγνητίτης ($Fe_3O_4$) και ο ιλμενίτης ($FeTiO_3$), τα οποία υφίστανται εκμετάλλευση για εξαγωγή σιδήρου και τιτανίου αντίστοιχα. Το βανάδιο, από την άλλη, εισέρχεται στη δομή αυτών των ορυκτών μέσω χημικών αντικαταστάσεων. Παρ' όλα αυτά, υπήρξαν κοιτάσματα οξειδίων Fe-Ti-V σε χώρες όπως η Σοβιετική Ένωση και ο Καναδάς, τα οποία αποτελούσαν πολύ σημαντικές πηγές Fe (Gross et al., 1997)

Το τιτάνιο, όταν συνυπάρχει σε μετάλλευμα με σίδηρο, καθιστά το μετάλλευμα ιδιαίτερα παχύρρευστο. Αυτό αυξάνει πολύ τη δυσκολία εκμετάλλευσης του σιδήρου από αυτό το μετάλλευμα. Έτσι, καθώς σε αυτά τα κοιτάσματα ο σίδηρος συνυπάρχει πάντα με το τιτάνιο, τα κοιτάσματα οξειδίων Fe-Ti-V υφίστανται εκμετάλλευση κυρίως για το τιτάνιο και το βανάδιο που περιέχουν.

Η σημασία του σιδήρου στην σύγχρονη κοινωνία είναι αδιαμφισβήτητα μεγάλη, καθώς συμμετέχει σε τεράστιο ποσοστό στα βιομηχανικά επιτεύγματα. Πιο συγκεκριμένα, οι κυριότερες χρήσεις του σιδήρου είναι η κατασκευή μεταφορικών μέσων, βιομηχανικών συσκευών, οικοδομικών υλικών, οικιακών συσκευών κ.ά.

Το τιτάνιο, από την άλλη είναι εκμεταλλεύσιμο σε δύο μορφές: το διοξείδιο του ($TiO_2$) και το μέταλλο Ti. Το $TiO_2$ είναι μια λευκή, μη τοξική σκόνη που χρησιμοποιείται στο καουτσούκ, στο χαρτί, σε χρωστικές και σε πλαστικά (Gross et al., 1997). Κυριότερες πηγές $TiO_2$ είναι κατά 90% ο ιλμενίτης και κατά 10% το ρουτίλιο (Charlier et al., 2015). Το μέταλλο Ti έχει εξαιρετική αντοχή και ανθεκτικότητα στη διάβρωση. Οι πιο αξιοσημείωτες χρήσεις του είναι η κατασκευή των σκληρών τμημάτων ατράκτων αεροσκαφών, πλοίων, καθώς και διαστημικών σκαφών. Τα παραπάνω καθιστούν τη σημαντικότητα του τιτανίου για την ανθρωπότητα εξαιρετικά μεγάλη. Ένα κοίτασμα οξειδίων Fe-Ti-V, για να είναι εκμεταλλεύσιμο θα πρέπει να είναι αδρόκοκκο, αλλά με ισομεγέθεις κόκκους (Gross et al., 1997).

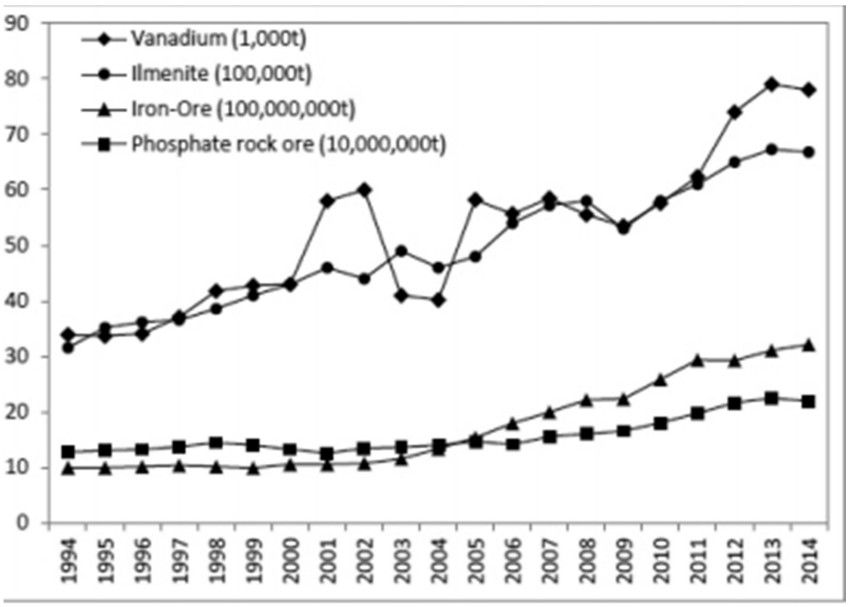
Όσον αφορά το βανάδιο, η οικονομική του σημασία έχει αυξηθεί ραγδαία τις τελευταίες δεκαετίες. Μαζί με το τιτάνιο, αποτελούν εξαιρετικά σημαντικά στοιχεία για την βιομηχανία


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

του ατσαλιού, όπου συμμετέχουν σε διάφορα κράματα, τα οποία συμβάλλουν στην επαύξηση της ανθεκτικότητας του ατσαλιού. Τα κράματα αυτά βρίσκουν, κατά κύριο λόγο, χρήση στην κατασκευή αεροσκαφών. Επιπλέον, το βανάδιο βρίσκει διαρκώς περισσότερες χρήσεις και στην βιομηχανία της αποθήκευσης των ανανεώσιμων πηγών ενέργειας.

Οι συνθήκες που προαναφέρθηκαν και για τα τρία στοιχεία ενδιαφέροντος, καθιστούν την παρακολούθηση τόσο της αξίας τους, όσο και των αποθεμάτων τους, μία διαδικασία εξαιρετικά υψηλού ενδιαφέροντος (Valvasori et al., 2015). Σημαντική απόδειξη της σημαντικότητας και των τριών προαναφερθέντων στοιχείων για την ανθρώπινη κοινωνία είναι ο διπλασιασμός των ποσοτήτων αυτών των στοιχείων που εξορύσσονται, γεγονός που φαίνεται και στο διάγραμμα στο σχήμα 1 (Fischer and Yuan, 2016).




**Σχήμα 1: Ποσότητα εξόρυξης μεταλλευμάτων Fe, Ti, V και P με την πάροδο του χρόνου, έως το 2014 (Fischer and Yuan, 2016)**

Τα κοιτάσματα αυτά εμφανίζονται ως φακοειδείς, φλεβοειδείς ή συμπαγείς σχηματισμοί, μέσα σε πετρώματα – ξενιστές, τα οποία στις περισσότερες περιπτώσεις είναι ανορθοσίτες, γάββροι, νορίτες, χαλαζιακοί μονζονίτες, διορίτες, διαβάσες και κεροστιλβικοί πυροξενίτες. Σχηματισμός κοιτασμάτων όπου οι κύριες ορυκτολογικές φάσεις είναι ο μαγνητίτης και ο ιλμενίτης παρατηρείται σε όλη τη διάρκεια του γεωλογικού χρόνου (Gross et al., 1997).


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Α.Π.Θ

# 2. ΧΗΜΕΙΑ ΤΩΝ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ ΟΞΕΙΔΙΩΝ Fe-Ti-V

## 2.1 Γεωχημική ταξινόμηση των στοιχείων

Τα χημικά στοιχεία, με βάση τη γεωχημική τους συμπεριφορά, διαχωρίζονται σε τέσσερις κατηγορίες: τα σιδηρόφιλα, τα λιθόφιλα, τα χαλκόφιλα και τα ατμόφιλα. Τα σιδηρόφιλα δεν συνηθίζουν να ενώνονται με O και S, ενώ παράλληλα διαλύονται εύκολα σε τήγματα μεγάλης περιεκτικότητας Fe. Η εμφάνισή τους είναι πιο διαδεδομένη στον πυρήνα της Γης. Σημαντικά στοιχεία της κατηγορίας αυτής είναι: Fe, Co, Ni, Pt, Au κ.ά.

Τα λιθόφιλα εμφανίζονται ως επί το πλείστον με τη μορφή οξειδίων, κυρίως σε ενώσεις που περιέχουν O. Αυτή η κατηγορία στοιχείων είναι πιο διαδεδομένη στον φλοιό της Γης. Αξιοσημείωτα λιθόφιλα στοιχεία είναι Li, Na, K, Ti, V κ.ά.

Τα χαλκόφιλα τείνουν να συγκεντρώνονται σε θειούχα ορυκτά και το σημαντικότερο ποσοστό τους εμφανίζεται στον μανδύα της Γης. Κατ' εξοχήν χαλκόφιλα στοιχεία είναι Cu, Zn, Hg, Cd, Ga κ.ά.

Τέλος, τα ατμόφιλα είναι δυνατόν να εμφανιστούν τόσο μεμονωμένα, όσο και σε πτητικές ενώσεις, ενώ είναι συγκεντρωμένα στην ατμόσφαιρα της Γης. Στα ατμόφιλα περιλαμβάνονται τα H, O, N και τα ευγενή αέρια.

Πρέπει να αναφερθεί ότι πολλά στοιχεία υποπίπτουν σε παραπάνω από μία από τις παραπάνω κατηγορίες, καθώς η συμπεριφορά τους μεταβάλλεται με την αλλαγή θερμοκρασίας και πίεσης. Ένα από αυτά τα στοιχεία που ανήκει σε παραπάνω από μία κατηγορίες είναι και το τιτάνιο, όπως φαίνεται στο σχήμα 2.

## 2.2. Ιδιότητες των στοιχείων Fe,Ti,V

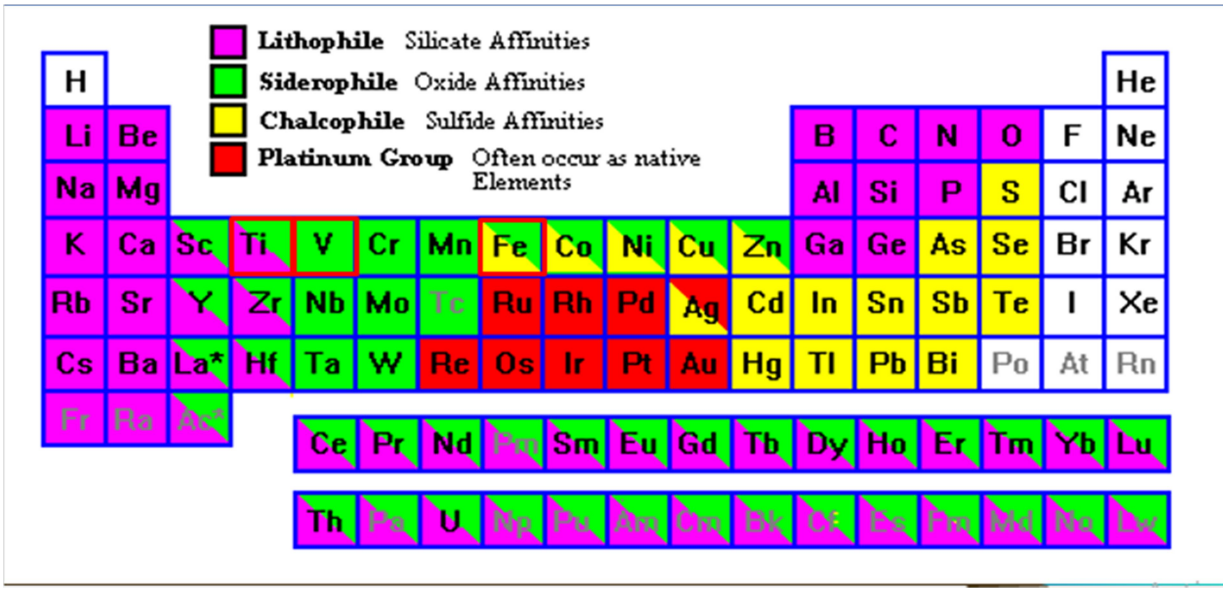
Ο σίδηρος (Fe) βρίσκεται στην $4^{η}$ περίοδο και στην $8^{η}$ ομάδα του περιοδικού πίνακα και έχει ατομικό αριθμό 26. Τα πιο συνηθισμένα ιόντα σιδήρου είναι ο $Fe^{2+}$ και ο $Fe^{3+}$. Όσον αφορά την γεωχημική ταξινόμηση των στοιχείων, τοποθετείται στην κατηγορία των σιδηρόφιλων, ενώ σε περιβάλλον φλοιού μπορεί να συμπεριφερθεί και ως χαλκόφιλος ή λιθόφιλος.


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Το τιτάνιο (Ti) βρίσκεται στην 4η περίοδο και 4η ομάδα του περιοδικού πίνακα και έχει ατομικό αριθμό 22. Τα ιόντα Ti συναντώνται με τη μορφή $Ti^{4+}$. Με βάση την γεωχημική ταξινόμηση των στοιχείων, το Ti τοποθετείται στα λιθόφιλα στοιχεία.

Το βανάδιο (V) βρίσκεται στην 4η περίοδο και 5η ομάδα του περιοδικού πίνακα και έχει ατομικό αριθμό 23. Τα ιόντα V συναντώνται ως $V^{3+}$, $V^{4+}$ και $V^{5+}$. Το V κατατάσσεται και αυτό στα λιθόφιλα στοιχεία.




**Σχήμα 2: Περιοδικός πίνακας με διαχωρισμό λιθόφιλων, σιδηρόφιλων και χαλκόφιλων στοιχείων. Με κόκκινο περίγραμμα επισημαίνονται οι θέσεις των στοιχείων Fe, Ti, V. Ο σίδηρος και το τιτάνιο ανήκουν σε παραπάνω από μία κατηγορίες (http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo535y/paroysiaseis.htm).**

### 2.3. Χημικές αντικαταστάσεις

Πολύ συχνό φαινόμενο που λαμβάνει χώρα είτε πριν, είτε κατά τη διάρκεια, είτε μετά την μεταλλογένεση είναι η αντικατάσταση, στο πλέγμα μια κρυσταλλικής δομής, του ατόμου ενός στοιχείου από ένα άλλο άτομο, άλλου στοιχείου. Οι αντικαταστάσεις αυτές είναι εξαιρετικά σημαντικές, καθώς μέσω αυτών είναι δυνατή η είσοδος στοιχείων που απαντώνται σε πολύ μικρές περιεκτικότητες στον φλοιό της Γης στα πλέγματα ορυκτών που είναι σχετικά συχνά. Για παράδειγμα, ένα ιόν V μπορεί να αντικαταστήσει ένα ιόν Fe στο κρυσταλλικό πλέγμα του μαγνητίτη. Ωστόσο, για να συμβούν αυτές οι αντικαταστάσεις, πρέπει να ικανοποιούνται ορισμένες προϋποθέσεις. Η πιο σημαντική εξ' αυτών είναι η ιοντική ακτίνα των δύο ιόντων που συμμετέχουν στην διαδικασία της αντικατάστασης να είναι παρόμοια, δηλαδή να μην έχει σημαντική διαφορά. Επίσης, πολύ σημαντικό ρόλο παίζει και το σθένος των ιόντων, καθώς ένα ιόν με μεγάλη διαφορά στο σθένος από το


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

αρχικό ιόν του πλέγματος θα επηρέαζε την ηλεκτροστατική ισορροπία του κρυστάλλου και κατά συνέπεια τη σταθερότητά του.

### 2.4. Πετρογραφικοί τύποι

Όπως έχει προαναφερθεί, οι κυριότεροι πετρογραφικοί τύποι στους οποίους εμφανίζονται κοιτάσματα οξειδίων Fe-Ti-V είναι ανορθοσίτες, γάββροι, νορίτες, χαλαζιακοί μονζονίτες, διορίτες, διαβάσες, νελσονίτες και κεροστιλβικοί πυροξενίτες. Εκτενέστερη αναφορά θα γίνει στους ανορθοσίτες, γάββρους και νορίτες.

#### 2.4.1. Ανορθοσίτης

Ο ανορθοσίτης είναι ένα αδρόκοκκο, βασικό, πυριγενές πέτρωμα, του οποίου η ορυκτολογική σύσταση κυριαρχείται από πλαγιόκλαστα των οποίων η σύσταση ποικίλλει από ανδεσίνη ($An_{30-50}$) έως ανορθίτη ($An_{100}$, $CaAl_2Si_2O_8$). Έχουν βρεθεί ανορθοσίτες τόσο πυριγενούς, όσο και μεταμορφικής προέλευσης. Στα κοιτάσματα οξειδίων Fe-Ti-V οι ανορθοσίτες είναι πυριγενείς. Ο όρος ανορθοσίτης προϋποθέτει ένα πέτρωμα να αποτελείται από τουλάχιστον 85% πλαγιόκλαστα (Wright, 1989). Στη φωτογραφία του σχήματος 3, που ακολουθεί, απεικονίζεται ένας ανορθοσίτης από το κοίτασμα Cape Caribou River Allochthon στον Καναδά.

#### 2.4.2. Γάββρος και νορίτης

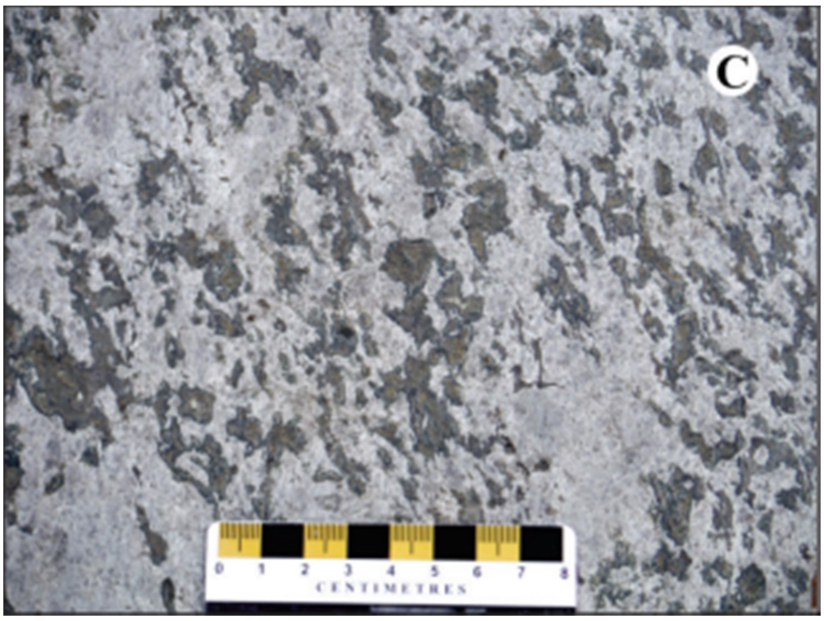
Ως γάββρος χαρακτηρίζεται ένα βασικό πυριγενές πέτρωμα, συνήθως μελανοκρατικό, το οποίο σχηματίζεται κοντά σε μεσοωκεάνιες ράχες. Ένα δείγμα γαββρικού πετρώματος απεικονίζεται στην φωτογραφία του σχήματος 4. Τα κυριότερα ορυκτά από τα οποία αποτελείται είναι τα πλαγιόκλαστα, οι πυρόξενοι και πιο συγκεκριμένα κλινοπυρόξενοι ως επί το πλείστον, ενώ συχνά υπάρχει και ολιβίνης Εμφανίζουν πολύ συχνά σημαντικές περιεκτικότητες σε οξείδια Fe-Ti (Koepke, 2016).

Όσον αφορά τον νορίτη, έχει πολλά κοινά στοιχεία με τον γάββρο, καθώς και αυτός κυριαρχείται από πλαγιόκλαστα και πυρόξενους, με συχνές εμφανίσεις ολιβίνη και μπορεί να περιέχει επίσης υψηλές περιεκτικότητες σε οξείδια Fe-Ti. Η σημαντικότερη και ειδοποιός διαφορά ανάμεσα στους δύο αυτούς πετρογραφικούς τύπους είναι ότι ενώ στον γάββρο


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

κυρίαρχοι πυρόξενοι είναι οι κλινοπυρόξενοι, στον νορίτη κυριαρχούν οι ορθοπυρόξενοι (Von Gruenewaldt, 1989).




**Σχήμα 3: Ανορθοσίτης από το κοίτασμα Cape Caribou River Allochthon (Valvasori et al., 2015)**

**Σχήμα 4: Γάββρος (http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo317y/)**


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Α.Π.Θ

# 3. ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ ΟΞΕΙΔΙΩΝ Fe-Ti-V

Τα κοιτάσματα οξειδίων Fe-Ti-V δημιουργούνται στο ορθομαγματικό στάδιο μεταλλογένεσης. Στο ίδιο στάδιο σχηματίζονται και κοιτάσματα Cr, Co και των στοιχείων της ομάδας της πλατίνας (PGE, Platinum Group Elements). Σε σχέση με την πορεία της κρυστάλλωσης ενός μάγματος, το ορθομαγματικό είναι το πρώτο στάδιο δημιουργίας κοιτασμάτων και συμπεριλαμβάνει την αρχική και την κύρια κρυστάλλωση. Στην κύρια κρυστάλλωση, όμως, δεν υπάρχει δημιουργία κοιτασμάτων λόγω της κρυστάλλωσης της πλειονότητας των πυριτικών ορυκτών. Αυτό περιορίζει τη δημιουργία κοιτασμάτων μεταλλικών ορυκτών στο αρχικό στάδιο. Τα πετρώματα που κρυσταλλώνονται από το μάγμα ταυτόχρονα με το αρχικό στάδιο της μεταλλογένεσης είναι τα υπερβασικά και τα βασικά και επομένως τα κοιτάσματα οξειδίων Fe-Ti-V συναντώνται σε αυτών των τύπων πετρώματα. Μερικοί μηχανισμοί μέσω των οποίων προκύπτει δημιουργία κοιτασμάτων οξειδίων Fe-Ti-V είναι οι εξής:

- Κλασματική κρυστάλλωση, διαχωρισμός των κρυστάλλων και πλευστότητα των πλαγιοκλάστων
- Διάσπαση του μάγματος σε δύο μη αναμίξιμα μεταξύ τους μάγματα
- Μίξη μαγμάτων
- Συμπίεση τύπου Filter-Press
- Κινητικότητα σε στερεά κατάσταση
- Υδροθερμική κινητικότητα

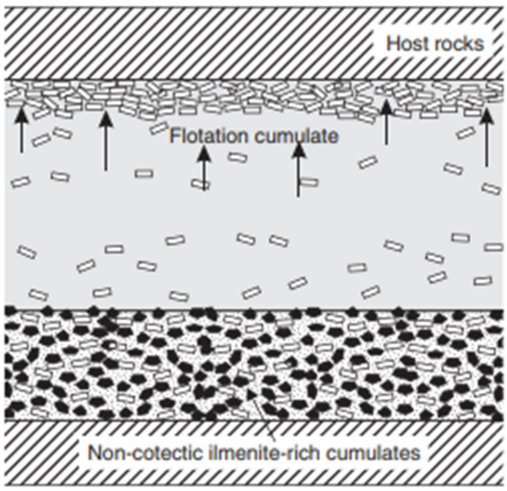
## 3.1. Κλασματική κρυστάλλωση

Τα μάγματα που κρυσταλλώνουν ανορθοσίτες, καθώς και τα υπολειμματικά υγρά τους, είναι ιδιαίτερα πλούσια σε Ti (4% wt). Αυτό οδηγεί σε έναν ιδιαίτερα σύντομο κορεσμό του συστήματος σε ιλμενίτη. Οι Toplis and Carroll (1995) έδειξαν ότι ο ιλμενίτης είναι το πρώτο ορυκτό του $TiO_2$ που κρυσταλλώνεται, καθώς και ότι η κρυστάλλωσή του επηρεάζεται από την περιεκτικότητα του μάγματος σε $TiO_2$. Οι πρώτες υγρές φάσεις είναι ο ιλμενίτης και τα πλαγιόκλαστα. Τα τήγματα αυτά έχουν επίσης πολύ υψηλή περιεκτικότητα σε $FeO_{tot}$ (άθροισμα $Fe_2O_3$ και FeO). Συνέπεια αυτού είναι η πολύ υψηλή πυκνότητα του τήγματος. Το τήγμα αυτό, όμως κρυσταλλώνει και πλαγιόκλαστα ενδιάμεσης σύστασης ($An_{40-60}$), τα οποία είναι λιγότερο πυκνά από το ίδιο το τήγμα με το οποίο βρίσκονται σε ισορροπία. Η διαφορά

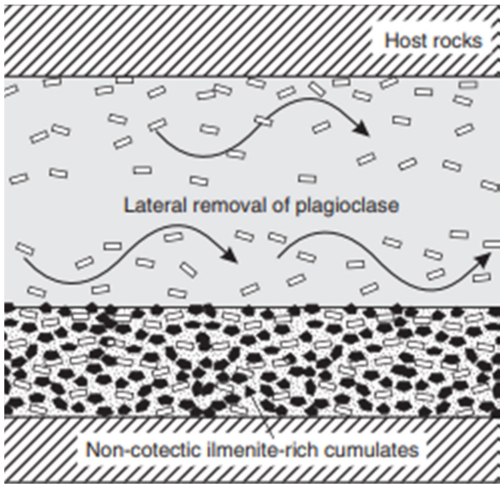

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

αυτή στην πυκνότητα προκαλεί συσσώρευση των πλαγιοκλάστων στην επιφάνεια του μαγματικού θαλάμου. Η διάταξη αυτή αποτελεί ένα τυπικό μοντέλο Emslie. Τα πλαγιόκλαστα αυτά, εάν επιπλεύσουν κατακόρυφα θα σχηματίσουν έναν ανορθοσίτη, ο οποίος είναι δύσκολο να διαχωριστεί από τον ανορθοσίτη-ξενιστή του κοιτάσματος, ενώ εάν κατά την επίπλευσή τους κινηθούν πλευρικά, θα σχηματίσουν λευκοκρατικά πετρώματα σε διαφορετικές περιοχές στον ίδιο μαγματικό θάλαμο, όπως φαίνεται στα σχήματα που ακολουθούν. Ο διαχωρισμός αυτός των πλαγιοκλάστων προκαλεί εμπλουτισμό σε οξείδια Fe-Ti στα βαθύτερα τμήματα του μαγματικού θαλάμου. Η διαδικασία αυτή παρατίθεται σχηματικά στα σχήματα 5 και 6.




**Σχήμα 5: Η πλευστότητα και η ανοδική κίνηση των πλαγιοκλάστων οδηγεί σε εμπλουτισμό σε οξείδια Fe-Ti-V στον πυθμένα του μαγματικού θαλάμου και στη δημιουργία του ανορθοσίτη – ξενιστή στην κορυφή (Charlier et al., 2015)**



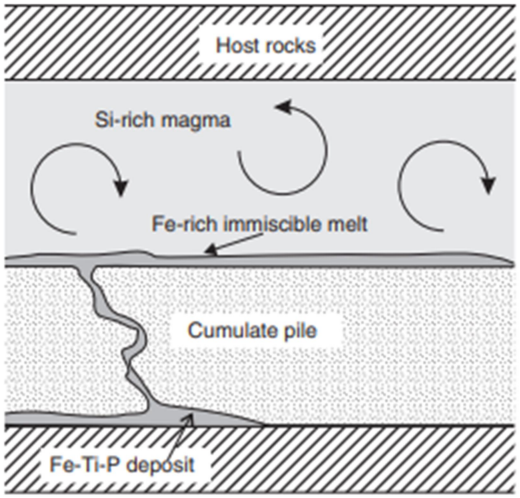

**Σχήμα 6: Πλευρική κίνηση των πλαγιοκλάστων λόγω πλευστότητας, η οποία οδηγεί σε εμπλουτισμό σε οξείδια Fe-Ti-V στον πυθμένα του μαγματικού θαλάμου και στη δημιουργία ανορθοσίτη ξενιστή τόσο στην κορυφή, όσο και πλευρικά (Charlier et al., 2015)**


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

### 3.2. Διάσπαση του μάγματος σε δύο μη αναμίξιμα μεταξύ τους μάγματα

Η διάσπαση σε μη αναμίξιμα μάγματα έχει αποδειχθεί πειραματικά ότι αποτελεί μηχανισμό διαφοροποίησης βασαλτικών μαγμάτων, στα ύστερα στάδια της εξέλιξής τους, σύμφωνα με Roedder (1978), Philpotts (1982), Charlier and Grove (2012) Charlier et al (2013). Όταν ένα μάγμα φτάσει σε κάποια θερμοκρασία, η οποία εξαρτάται από το ίδιο το μάγμα, τότε παύει να είναι σταθερό, με αποτέλεσμα να διασπάται σε δύο μη αναμίξιμα μάγματα. Το φαινόμενο αυτό προκαλείται είτε από ψύξη του μάγματος σε συνδυασμό με παραγωγή κρυστάλλων, είτε από ψύξη χωρίς καθόλου κρυστάλλους. Η διάσπαση του μάγματος με αυτόν τον τρόπο εξαρτάται σε πολύ μεγάλο βαθμό από τη σύσταση του μάγματος, ενώ παράλληλα είναι ανεξάρτητη της παρουσίας και της ποσότητας κρυστάλλων που μπορεί να υπάρχουν στο σύστημα (Roedder, 1978). Η διάσπαση σε μη αναμίξιμα μάγματα λαμβάνει συχνά χώρα στα τελικά στάδια εξέλιξης ενός θολεϊτικού βασαλτικού μάγματος και είναι εφικτό να αποδώσει ένα κοίτασμα οξειδίων Fe-Ti-P, με κύρια ορυκτά μαγνητίτη, ιλμενίτη και απατίτη και σύνδρομα ολιβίνη και κλινοπυρόξενους. Ο μηχανισμός αυτός εμφανίζεται, μεταξύ άλλων, στο κοίτασμα Bushveld, που βρίσκεται στην νότια Αφρική και αναλύεται εκτενέστερα σε επόμενο κεφάλαιο. Σχηματική απεικόνιση της διαδικασίας αυτής δίνεται στο σχήμα 7.



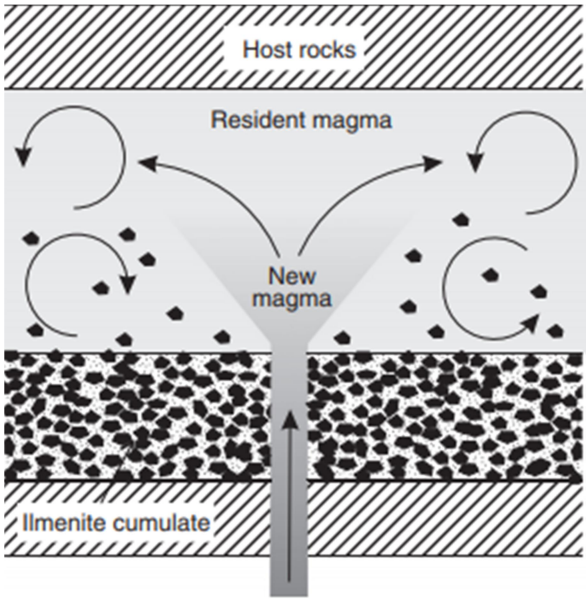

**Σχήμα 7: Διάσπαση του μητρικού τήγματος σε δύο μη αναμίξιμα υγρά: ένα τήγμα πλούσιο σε Si και ένα τήγμα πλούσιο σε οξείδια Fe-Ti, το οποίο τελικά αποδίδει κοίτασμα (Charlier et al., 2015)**


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

### 3.3. Μίξη μαγμάτων

Στο κοίτασμα Lac Tio στην Αμερική, η περιεκτικότητα του ιλμενίτη σε Cr δείχνει να μεταβάλλεται τόσο σε συμφωνία με την πορεία της κλασματικής κρυστάλλωσης, όσο και αντίστροφα. Αυτό το γεγονός, σύμφωνα με Charlier et al.. (2010), αποτελεί ένδειξη ύπαρξης πολλαπλών μαγματικών επεισοδίων. Τα επεισόδια αυτά, μάλιστα, μεσολαβούσαν ανάμεσα στις περιόδους στις οποίες το μάγμα υφίστατο κλασματική κρυστάλλωση, με αποτέλεσμα την ανάμιξη του «καινούριου» μάγματος με το προηγούμενο. Η κλασική υπόθεση μίξης των μαγμάτων υποδεικνύει ότι το προϊόν της ανάμιξης αυτής είναι ένα υβριδικό μάγμα, του οποίου η σύσταση, εάν τοποθετηθεί σε ένα διάγραμμα φάσεων, θα βρίσκεται στο πεδίο σταθερότητας του ιλμενίτη, με συνέπεια την κρυστάλλωση αποκλειστικά ιλμενίτη μετά από κάθε μαγματικό επεισόδιο και τη μίξη των μαγμάτων που ακολουθεί. Ο ιλμενίτης που κρυσταλλώνεται σε αυτή την φάση διαχωρίζεται από το τήγμα, λόγω της μεγάλης διαφοράς στις πυκνότητές τους, με αποτέλεσμα να συσσωρεύεται στον πυθμένα του θαλάμου. Η κρυστάλλωση μόνο ιλμενίτη συνεχίζεται μέχρι το μάγμα να φτάσει στην οριακή γραμμή μεταξύ ιλμενίτη και πλαγιοκλάστου. Η διεργασία αυτή φαίνεται και στο σχήμα 8.




**Σχήμα 8: Επαναλαμβανόμενα επεισόδια μαγματισμού οδηγούν στην ανάμιξη νέου μάγματος με το ήδη υπάρχον (Charlier et al., 2015)**

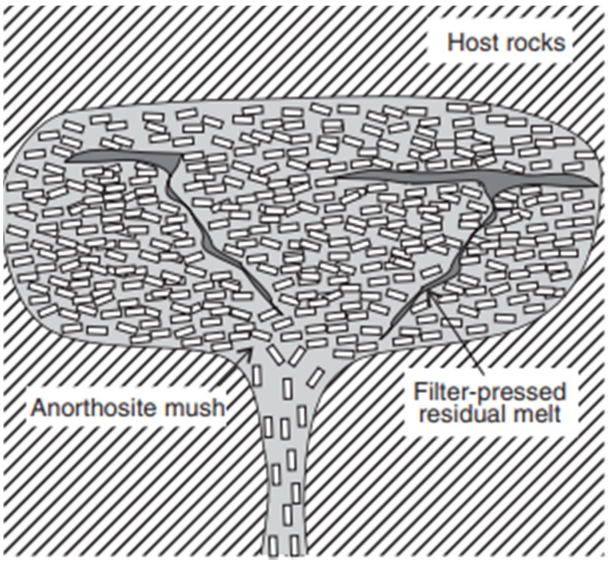
### 3.4. Διαχωρισμός λόγω συμπίεσης Filter-Press

Ένας ανορθοσιτικός πλουτωνίτης αποτελεί αρχικά ένα διάπυρο, το οποίο κρυσταλλώνεται ταυτόχρονα με την άνοδο του ανορθοσιτικού τήγματος. Ο κρυσταλλωμένος,


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

πλέον, ανορθοσίτης απομακρύνεται από το υγρό. Με αυτόν τον τρόπο προκύπτει ένα υπολειμματικό τήγμα το οποίο εντοπίζεται στα περιθώρια του ανορθοσίτη και έχει εξαιρετικά μεγάλες περιεκτικότητες σε οξείδια Fe-Ti-P, λόγω του εμπλουτισμού που υπέστη λόγω της απομάκρυνσης του ανορθοσίτη. Η διαδικασία αυτή απεικονίζεται σχηματικά στο σχήμα 9 που ακολουθεί.




**Σχήμα 9: Απεικόνιση της διαδικασίας εμπλουτισμού του υπολειμματικού μάγματος σε οξείδια Fe-Ti-P λόγω κρυστάλλωσης ανορθοσίτη (Charlier et al., 2015)**

### 3.5. Μετακίνηση σε στερεά κατάσταση

Σε πετρώματα που είναι πλούσια σε Fe-Ti οξείδια λόγω συσσώρευσης, ο μαγνητίτης και ο ιλμενίτης εντοπίζονται κατά κανόνα να παρεμβάλλονται ανάμεσα στα πυριτικά ορυκτά. Ο ιλμενίτης συγκεντρώνεται πάντα στα σημεία με τη μικρότερη πίεση (Paludan et al., 1994; Duchesne, 1996) και μπορεί να μετακινηθεί μέσω διάχυσης.

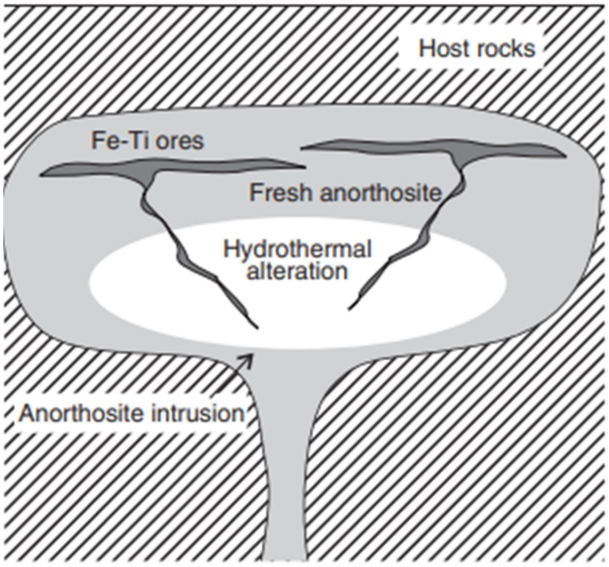
### 3.6. Υδροθερμική μετακίνηση

Οι αλλοιώσεις των πλαγιοκλάστων είναι εξαιρετικά συχνές στους συμπαγείς ανορθοσίτες, όπως και σε πολλά άλλα πετρώματα. Στην περίπτωση των ανορθοσιτών είναι δυνατόν να προκληθούν, μεταξύ άλλων, και από υδροθερμικά ρευστά πλούσια σε F και P. Τα ρευστά αυτά, κατά την κίνησή τους, αλλοιώνουν τον ανορθοσίτη και μεταφέρουν Fe και Ti, προκαλώντας έτσι συγκεντρώσεις αυτών των στοιχείων σε άλλες θέσεις στον ανορθοσίτη, με αποτέλεσμα τη δημιουργία φλεβικών και φακοειδών σωμάτων. Σύμφωνα με


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Li et al. (2014), αυτός ήταν ο τρόπος με τον οποίο δημιουργήθηκε το κοίτασμα Damiao (Charlier et al., 2015). Παραστατική απεικόνιση των παραπάνω δίνεται στο σχήμα 10.




**Σχήμα 10: Απεικόνιση της διαδικασίας της μετακίνησης οξειδίων Fe-Ti εξ' αιτίας υδροθερμικών διαλυμάτων (Charlier et al., 2015)**


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

# 4. ΜΟΡΦΕΣ ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑΣ ΣΕ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΑ ΟΞΕΙΔΙΩΝ Fe-Ti-V

Μορφές με τις οποίες συναντώνται τα ορθομαγματικά κοιτάσματα είναι: πλάκες, στρώματα, συμπαγείς μάζες, ταινίες schlieren, διασπορές στο μητρικό πέτρωμα και φλεβικές διεισδύσεις (offset).

Όσον αφορά συγκεκριμένα τα κοιτάσματα οξειδίων Fe-Ti-V, οι πιο συχνές μορφές με τις οποίες εμφανίζονται είναι:

- Συμπαγή
- Στρωματόμορφα
- Συμπαγή με μορφή κοίτης
- Φακοειδή

## 4.1.Συμπαγή κοιτάσματα

Στα συμπαγή κοιτάσματα, οι κύριες ορυκτολογικές φάσεις είναι ο τιτανιούχος μαγνητίτης και ο ιλμενίτης. Ο ιλμενίτης σε αυτά τα κοιτάσματα εμφανίζεται σε σύμφυση με αιματίτη σε λαμέλλες, σε πολυγωνικού σχήματος πινακοειδείς κρυστάλλους. Η ύπαρξη του τιτανιούχου μαγνητίτη ως ουσιώδους ορυκτολογικής φάσης σε κοίτασμα αυτής της μορφής δεν είναι ιδιαίτερα συχνή. Το ποσοστό, ωστόσο, αυτών των δύο φάσεων είναι συνήθως μεγαλύτερο του 90% της συνολικής συγκέντρωσης ορυκτών του κοιτάσματος. Άλλα ορυκτά που παρατηρούνται σε κοιτάσματα αυτής της μορφής είναι πλαγιόκλαστα, ορθοπυρόξενοι και ορυκτά της ομάδας των σπινελίων.

## 4.2. Στρωματόμορφα κοιτάσματα

Στα στρωματόμορφα κοιτάσματα παρατηρείται σαν γενικό μοτίβο η εναλλαγή λευκοκρατικών πετρωμάτων με μελανοκρατικά πετρώματα, συνήθως ανά εκατοστά έως δέκατα του μέτρου. Οι πετρογραφικοί τύποι ποικίλλουν με την περιοχή. Σε αυτά τα κοιτάσματα είναι επόμενο να παρατηρούνται υφές που υποδηλώνουν συσσώρευση, καθώς οι εναλλαγές προκαλούν ιδιαίτερα απότομες μεταβολές στις συγκεντρώσεις των οξειδίων Fe-Ti.


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

### 4.3. Συμπαγή κοιτάσματα με μορφή κοίτης

Σε κοιτάσματα που εμφανίζονται μέσα σε ανορθοσιτικούς πλουτωνίτες, το μεταλλοφόρο σώμα είναι εφικτό να πάρει μια πινακοειδή μορφή κοίτης. Η διάταξη αυτή μπορεί να υπακούει στην πτύχωση του ανορθοσίτη και τα τυχόν παραμορφωτικά επεισόδια που μπορεί να υποστεί ο ανορθοσίτης. Οι διαστάσεις της δομής αυτής είναι της τάξης των δεκάδων μέτρων όσον αφορά το πάχος και αρκετών χιλιομέτρων όσον αφορά το μήκος. Οι επαφές του μεταλλοφόρου σώματος με τον ανορθοσίτη-ξενιστή του κοιτάσματος είναι απότομες, ενώ το μεταλλοφόρο σώμα περιλαμβάνει επίσης και μεγάλα τεμάχη ανορθοσίτη. Για τα μεταλλοφόρα σώματα αυτού του τύπου τα οποία προέρχονται από φλέβες, οι Charlier et al. (2007) και Morisset et al. (2010) πρότειναν ότι τα οξείδια θα βρίσκονται στα βαθύτερα μέρος της φλέβας, ενώ τα συγκρυσταλλούμενα πλαγιόκλαστα στα ανώτερα.

### 4.4. Φακοειδή κοιτάσματα

Στους ανορθοσιτικούς πλουτωνίτες είναι συχνή η εμφάνιση μεταλλοφόρων σωμάτων σχετικών με τον ανορθοσίτη. Τα σώματα αυτά αναπαριστούν σταδιακή μετάβαση από σύσταση ανορθοσίτη προς την δική τους σύσταση, επομένως δεν προέρχονται από κάποια ασύμφωνη με τον ανορθοσίτη-ξενιστή διείσδυση. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αυτής της μορφής κοιτάσματος είναι η μεταλλοφορία Suwalki στην Πολωνία. Στο κοίτασμα αυτό, οι πολύ συχνά παραμορφωμένοι φακοί έχουν την διεύθυνση τόσο της πτύχωσης του ανορθοσίτη, όσο και των περιθωρίων του. Τα μεταλλοφόρα σώματα στο Suwalki, εκτός από τη μορφή των φακών, εμφανίζονται και με μορφή φλεβών και στρωμάτων (Charlier et al., 2015).


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

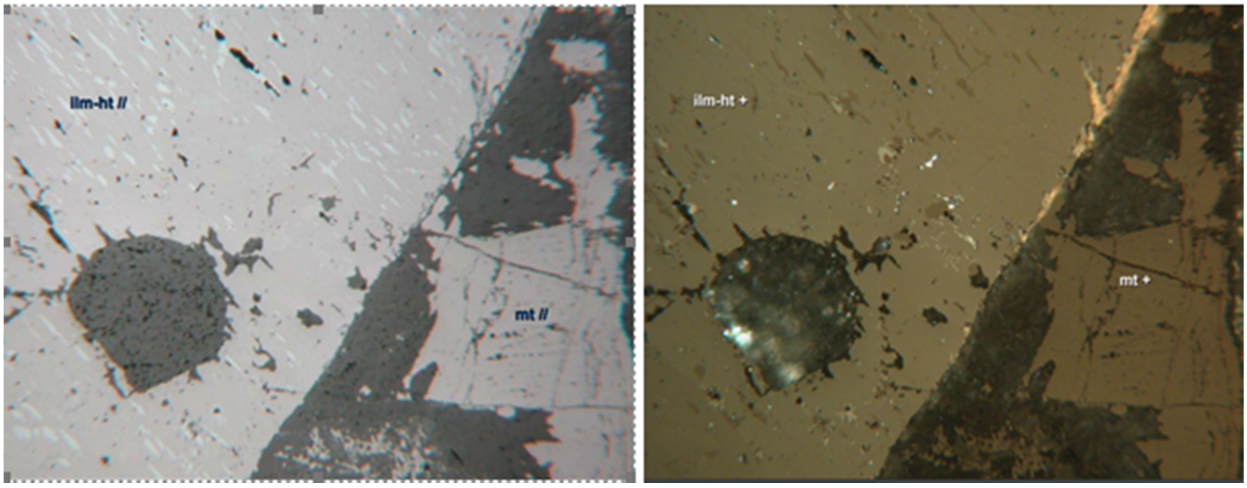
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

# 5. ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΣΥΣΤΑΣΗ ΤΩΝ ΜΕΤΑΛΛΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΤΩΝ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ ΟΞΕΙΔΙΩΝ Fe-Ti-V

Όπως έχει προαναφερθεί, τα σημαντικότερα μεταλλικά ορυκτά που συναντώνται σε κοιτάσματα οξειδίων Fe-Ti-V είναι ο μαγνητίτης και ο ιλμενίτης (σχήματα 11 και 12). Τα ορυκτά αυτά βρίσκονται μεταξύ δύο σειρών στερεών διαλυμάτων:

- Τη σειρά αιματίτη ($Fe_2O_3$) - ιλμενίτη ($FeTiO_3$) (σειρά των ρομβοεδρικών οξειδίων)
- Τη σειρά μαγνητίτη ($Fe_3O_4$) - ουλβοσπινέλιου ($Fe_2TiO_4$)

**Σχήμα 11: Αριστερά: Μακροσκοπική άποψη κρυστάλλου ιλμενίτη. Δεξιά: Μακροσκοπική άποψη κρυστάλλου μαγνητίτη (http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo106y/)**




**Σχήμα 12: Αριστερά: Μαγνητίτης και ιλμενίτης σε σύμφυση με αιματίτη, σε μεταλλογραφικό μικροσκόπιο με Ν//. Δεξιά: Μαγνητίτης και ιλμενίτης σε σύμφυση με αιματίτη στο μεταλλογραφικό μικροσκόπιο με Ν+ (http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo645y/pdf_labs/3o_erg_2008.pdf)**

Τα μέλη της σειράς αιματίτη - ιλμενίτη χαρακτηρίζονται από το ρομβοεδρικό τους σχήμα, εξ' ου και η επονομασία της ως σειρά των ρομβοεδρικών οξειδίων. Η ισόμορφη


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

παράμιξη αιματίτη - ιλμενίτη είναι σταθερή σε θερμοκρασία υψηλότερη των 950°C (Lister, 1966).

Από την άλλη, η σειρά μαγνητίτη – ουλβοσπινέλιου χαρακτηρίζεται από τυπική δομή σπινελίων, με την πλήρη σειρά της ισόμορφης παράμειξης να υφίσταται σε θερμοκρασίες 600°C και υψηλότερες. Τα ενδιάμεσα ορυκτά περιλαμβάνουν όλες τις μορφές με του τιτανιομαγνητίτη και προκύπτουν λόγω αντικατάστασης δύο ιόντων $Fe^{3+}$ από ιόντα $Fe^{2+}$ και $Ti^{4+}$ (Bosi et al, 2009).

Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι οι δύο αυτές σειρές φαίνεται να συνδέονται, μέσω μίας αντίδρασης οξείδωσης, οποία υπαγορεύει ότι τα μέλη της σειράς αιματίτη – ιλμενίτη είναι προϊόντα οξείδωσης των ορυκτών της σειράς μαγνητίτη – ουλβοσπινέλιου (Lister, 1966).


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

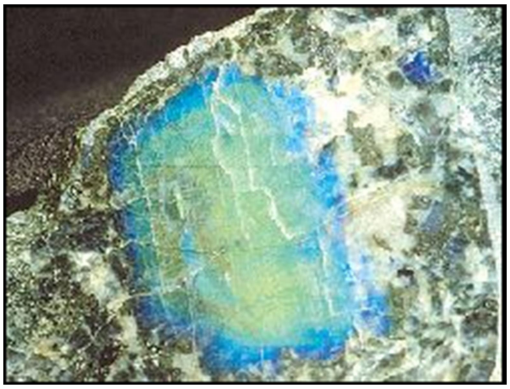
# 6. ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ ΣΥΣΤΑΣΗ ΤΩΝ ΣΥΝΔΡΟΜΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΤΩΝ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ ΟΞΕΙΔΙΩΝ Fe-Ti-V

Ως σύνδρομα ορυκτά σε ένα κοίτασμα χαρακτηρίζονται τα μη χρήσιμα και συνήθως μη μεταλλικά ορυκτά τα οποία συνεξορύσσονται υποχρεωτικά μαζί με το μετάλλευμα. Τα ορυκτά αυτά σχετίζονται άμεσα με τον πετρογραφικό τύπο του πετρώματος – ξενιστή. Στα κοιτάσματα οξειδίων Fe-Ti-V, τα πιο συνηθισμένα σύνδρομα ορυκτά είναι πλαγιόκλαστα, ορθοπυρόξενοι, κλινοπυρόξενοι, ολιβίνης και πλεονάστης.

## 6.1. Πλαγιόκλαστα

Τα πλαγιόκλαστα είναι μία σειρά ορυκτών της ομάδας των αστρίων με ακραία μέλη τον αλβίτη ($NaAlSi_3O_8$) και τον ανορθίτη ($CaAl_2Si_2O_8$). Ανήκουν στην κατηγορία των τεκτοπυριτικών ορυκτών, όπως και όλοι οι άστριοι. Η αναλογία πυριτίου προς οξυγόνο για τα τεκτοπυριτικά ορυκτά είναι Si/O=1/2. Η σειρά αυτή μπορεί να δώσει κρυστάλλους των ορυκτών – μελών της σε οποιαδήποτε θερμοκρασία. Τα ενδιάμεσα μέλη είναι:

- Ολιγόκλαστο ($An_{10-30}$, $Ab_{90-70}$)
- Ανδεσίνης ($An_{30-50}$, $Ab_{70-50}$)
- Λαβραδόριο ($An_{50-70}$, $Ab_{50-30}$) (φωτογραφία σχήματος 13)
- Βυτωβνίτης ($An_{70-90}$, $Ab_{30-10}$) (Σολδάτος και Χριστοφίδης, 2013)



**Σχήμα 13: Κρύσταλλος λαβραδορίου (http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo106y/)**

## 6.2. Πυρόξενοι

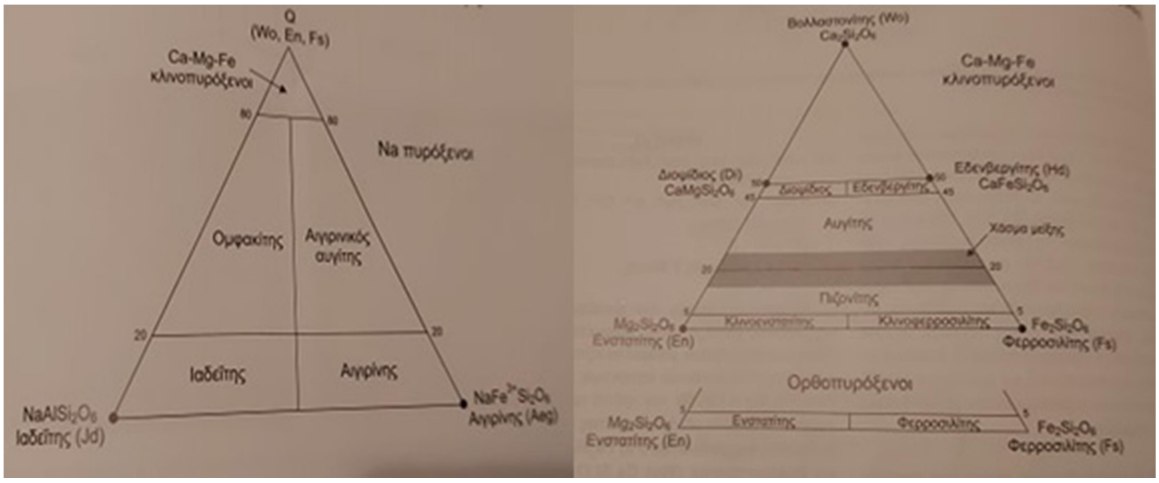
Οι πυρόξενοι είναι μία ομάδα ινοπυριτικών ορυκτών. Η αναλογία πυριτίου προς οξυγόνο στους πυρόξενους είναι Si/O = 1/3. Η δομή των κρυστάλλων των πυροξένων χαρακτηρίζεται ως απλής αλυσίδας. Οι πυρόξενοι παρουσιάζουν έναν γενικό χημικό τύπο


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

της μορφής $M2M1T_2O_6$, όπου το M2 μπορεί να είναι $Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$, $Fe^{2+}$, $Na^{+}$, ή $Li^{+}$, το M1 μπορεί να είναι $Mg^{2+}$, $Fe^{2+}$, $Fe^{3+}$, $Mn^{2+}$, $Al^{3+}$, $Cr^{3+}$, $Ti^{4+}$, ενώ το T καταλαμβάνεται είτε από $Al^{3+}$, είτε από $Si^{4+}$. Παρακάτω (Σχήμα 14), δίνονται τριγωνικά διαγράμματα που απεικονίζουν την χημική σύσταση των πυροξένων.

Με βάση το σύστημα συμμετρίας των κρυστάλλων τους, οι πυρόξενοι διαχωρίζονται σε δύο ομάδες: τους ορθοπυρόξενους και τους κλινοπυρόξενους. Ως ορθοπυρόξενοι ορίζονται οι πυρόξενοι που κρυσταλλώνονται στο ρομβικό σύστημα συμμετρίας, ενώ ως κλινοπυρόξενοι αυτοί που κρυσταλλώνονται στον μονοκλινές σύστημα. Σε γενικές γραμμές, οι πυρόξενοι στους οποίους το M2 είναι $Fe^{2+}$ ή $Mg^{2+}$ έχει παρατηρηθεί ότι κρυσταλλώνονται στο ρομβικό σύστημα και μάλιστα σχηματίζουν ένα στερεό διάλυμα με ακραία μέλη τον ενστατίτη ($Mg_2Si_2O_6$) και τον φερροσιλίτη ($Fe_2Si_2O_6$). Όλοι οι υπόλοιποι πυρόξενοι χαρακτηρίζονται ως κλινοπυρόξενοι. (Σολδάτος, Χριστοφίδης, 2013).




**Σχήμα 14: Τριγωνικά διαγράμματα σύστασης πυροξένων (Σολδάτος και Χριστοφίδης, 2013)**

### 6.3. Ολιβίνης

Ο ολιβίνης αποτελεί ένα στερεό διάλυμα με ακραία μέλη τον φορστερίτη ($Mg_2SiO_4$), τον φαϋαλίτη ($Fe_2SiO_4$), τον τεφροϊτη ($Mn_2SiO_4$) και τον μοντισελλίτη ($CaMgSiO_4$). Ένα μακροσκοπικό δείγμα ολιβίνη απεικονίζεται στην εικόνα του σχήματος 15. Τα ορυκτά της ομάδας του ολιβίνη ανήκουν στην κατηγορία των νησοπυριτικών ορυκτών, επομένως η αναλογία πυριτίου προς οξυγόνο είναι Si/O =1/4 (Σολδάτος, Χριστοφίδης, 2013).


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

**Σχήμα 15: Μακροσκοπική άποψη κρυστάλλων ολιβίνη (ελαιοπράσινο χρώμα) (http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo106y/)**


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

# 7. ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΤΩΝ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ ΟΞΕΙΔΙΩΝ Fe-Ti-V

Έχουν γίνει πολλές προσπάθειες των επιστημόνων να ταξινομήσουν τα κοιτάσματα οξειδίων Fe-Ti-V σε κατηγορίες, ώστε να είναι ευκολότερη η κατανόησή τους. Οι περισσότεροι συμφώνησαν σε μία ταξινόμηση η οποία βασίζεται στους διαφορετικούς τύπους κοιτασμάτων που βρίσκονται στην περιοχή Grenville στον Καναδά. Η ταξινόμηση αυτή διαχωρίζει τα κοιτάσματα οξειδίων Fe-Ti-V ως εξής:

- Κοιτάσματα με κύρια ορυκτά τον αιματίτη και τον ιλμενίτη σε ανορθοσίτες και ανδεσινίτες.
- Κοιτάσματα με κύριο ορυκτό τον τιτανιούχο μαγνητίτη, μέσα σε λαβραδοριδικούς ανορθοσίτες.

Σύμφωνα με Gross (1996), τα κοιτάσματα οξειδίων Fe-Ti-V ταξινομούνται, με κύρια κριτήρια την ορυκτολογική σύσταση και την δομή της μαγματικής διείσδυσης, σε δύο κατηγορίες:

- Κοιτάσματα με μεγάλες συγκεντρώσεις ιλμενίτη και αιματο-ιλμενίτη και πολύ λίγο μαγνητίτη, τα οποία εμφανίζονται είτε ως συμπαγή, ακανόνιστα, ασύμφωνα σώματα μεγάλου μεγέθους μέσα σε ανορθοσίτες, είτε ως στρωματώδεις διεισδύσεις σε συμπαγείς ανορθοσίτες.
- Κοιτάσματα με μεγάλες συγκεντρώσεις τιτανιομαγνητίτη και πολύ λίγο ιλμενίτη. Οι συγκεντρώσεις αυτές εμφανίζονται με περίπλοκες μορφές και οφείλονται τόσο σε συμπαγείς όσο και σε στρωματώδεις διεισδύσεις γάββρων, λευκογάββρων, νοριτών ή διάφορων ενδιάμεσων πετρωμάτων.

Ο Charlier (2015) πρότεινε μία ταξινόμηση, η οποία χωρίζει τα κοιτάσματα οξειδίων Fe-Ti-V σε τέσσερις τύπους, τους παρακάτω:

- Κοιτάσματα ιλμενίτη ± απατίτη ± μαγνητίτη σε νορίτες ή γαββρονορίτες. Η δημιουργία αυτού του τύπου κοιτάσματος συνοδεύεται από αποβολή αιματίτη, η οποία μπορεί να έχει μικρή ή μεγάλη έκταση. Σύνδρομα ορυκτά σε αυτόν τον τύπο κοιτάσματος είναι τα πλαγιόκλαστα, ο ολιβίνης, ορθοπυρόξενοι, κλινοπυρόξενοι. Σε αυτόν τον τύπο κοιτασμάτων ανήκουν, μεταξύ άλλων, το κοίτασμα Tellnes και το Lac Tio Mine.
- Κοιτάσματα τιτανιούχου μαγνητίτη ± απατίτη. Η αξία αυτών των κοιτασμάτων έγκειται κυρίως στην εκμετάλλευση του μαγνητίτη για V και του απατίτη για P. Τα παραπάνω συνδυάζονται με παραγωγή Ti από τη μικρή ποσότητα ιλμενίτη που


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

εμφανίζεται στα συγκεκριμένα κοιτάσματα. Ο μαγνητίτης αυτού του τύπου κοιτασμάτων είναι αδύνατον να αξιοποιηθεί για παραγωγή Ti, καθώς ο διαχωρισμός του Ti από τον μαγνητίτη δεν είναι εφικτός. Χαρακτηριστικά κοιτάσματα που ανήκουν σε αυτή την κατηγορία είναι, μεταξύ άλλων το Suwalki, που ερευνήθηκε από τον Charlier (2009) και το Fedorivka, που ερευνήθηκε από τον Duchesne (2006).

- Κοιτάσματα νελσονιτών. Οι νελσονίτες είναι πετρώματα που αποτελούνται από οξείδια Fe-Ti και απατίτη. Τα πετρώματα αυτά συνήθως δεν περιέχουν καθόλου πυριτικά ορυκτά (Owens and Dymek, 1992). Σε μερικές περιπτώσεις, χωρίς ωστόσο αυτό να αποτελεί κανόνα, η αναλογία που παρατηρείται περιλαμβάνει 1/3 απατίτη και 2/3 οξείδια Fe-Ti. Οι Dymek and Owens (2001) έδειξαν ότι ο απατίτης των νελσονιτών είναι σημαντικά πλούσιος σε F, ενώ ο Duchesne (1999) απέδειξε ότι ο απατίτης αυτός είναι ιδιαίτερα πλούσιος σε σπάνιες γαίες.
- Κοιτάσματα ιλμενίτη + ρουτιλίου σε μαζώδεις ανορθοσίτες. Σύμφωνα με Morisset et al. (2010), η δημιουργία των μεγάλων συγκεντρώσεων του ιλμενίτη και του ρουτιλίου προέκυψε με βαρυτομετρικό διαχωρισμό από ένα υπολειμματικό τήγμα σιδηροβασαλτικής σύστασης, εμπλουτισμένο σε Fe και Ti. Οι κρύσταλλοι αυτοί ήταν μεγάλοι σε μέγεθος. Ο διαχωρισμός αυτός ακολούθησε χρονικά την κρυστάλλωση του ανορθοσίτη-ξενιστή. Παρ' όλα αυτά, δεν έχουν προκύψει πειραματικά στοιχεία που να αποδεικνύουν την πυριγενή προέλευση των μεγάλων κρυστάλλων ρουτιλίου. Οι μικρότεροι κρύσταλλοι ρουτιλίου θεωρούνται προϊόντα οξείδωσης. Αξίζει να σημειωθεί ότι αυτού του τύπου τα κοιτάσματα εμφανίζουν μία μάλλον ασυνήθιστη σύνδεση με το ορυκτό ζαφειρίνης, το οποίο θεωρείται απόρροια χημικών αντιδράσεων που συμβαίνουν σε στερεές συνθήκες (subsolidus). Τέτοιου τύπου κοιτάσματα εμφανίζονται σε δύο τοποθεσίες παγκοσμίως. Πρόκειται για το St.-Urbain και το Big Island στην Χάβρη. Τα κοιτάσματα αυτά αποτελούνται από ιλμενίτη, ρουτίλιο, ενδιάμεσα πλαγιόκλαστα, ορθοπυρόξενους, ζαφειρίνη και αργιλούχους σπινέλιους, ενώ παρατηρούνται πολύ μικρές ποσότητες σουλφιδίων, κορουνδίου και απατίτη (Charlier et al., 2015).


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

# 8. ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑΤΑ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ ΟΞΕΙΔΙΩΝ Fe-Ti-V ΑΠΟ ΟΛΟΝ ΤΟΝ ΚΟΣΜΟ

## 8.1. Το κοίτασμα Suwalki

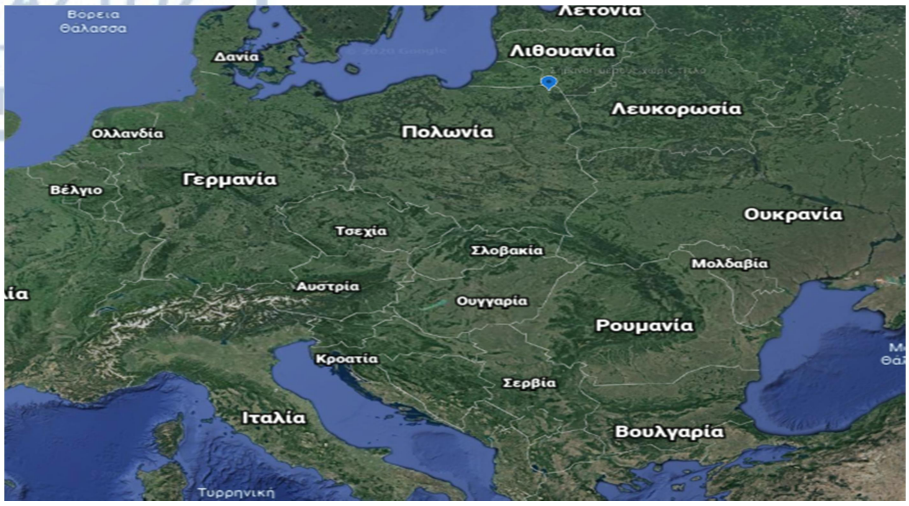
### 8.1.1. Γενικά

Το κοίτασμα της περιοχής Suwalki στην Πολωνία ανακαλύφθηκε το 1957, από ένα πρόγραμμα γεωτρήσεων, οι οποίες έλαβαν χώρα για τη διερεύνηση βαρυτικών και μαγνητικών ανωμαλιών που εντοπίστηκαν στην περιοχή εκείνη το 1950. Η τοποθεσία της περιοχής φαίνεται στον χάρτη του σχήματος 16. Στην περιοχή Krzemianka έγιναν συνολικά 73 γεωτρήσεις, με βάθος από 1.300 έως 2.500m. Με βάση τις γεωτρήσεις αυτές, επιβεβαιώθηκε η ύπαρξη ενός εκατομμυρίου τόνων μεταλλεύματος, με σύσταση 27% Fe, 7% $TiO_2$, 0,3% $V_2O_5$ (Parecki, 1998). Τα σώματα μεταλλεύματος μπορεί να έχουν σχήμα φακών ή στρωμάτων. Και στις δύο αυτές μορφές, το πάχος μπορεί να κυμαίνεται από μερικά εκατοστά έως και 145m. Η κατεύθυνση κλίσης των σχηματισμών είναι προς τα νοτιοδυτικά, με γωνία κλίσης 45°. Στην περιοχή Udryn, έγιναν 12 γεωτρήσεις, οι οποίες απέδειξαν την ύπαρξη 250.000 τόνων μεταλλεύματος σε βάθος 1.200 έως και 2.300m. Η κατεύθυνση κλίσης είναι προς τα δυτικά, με γωνία, όπως και στην Krzemianka, 45°. Στο σχήμα 17 δίνεται ένας γεωλογικός χάρτης της περιοχής του κοιτάσματος. Δεδομένα από 45 γεωτρήσεις έδειξαν ότι η αναλογία των πετρολογικών φάσεων στο κοίτασμα του Suwalki είναι:

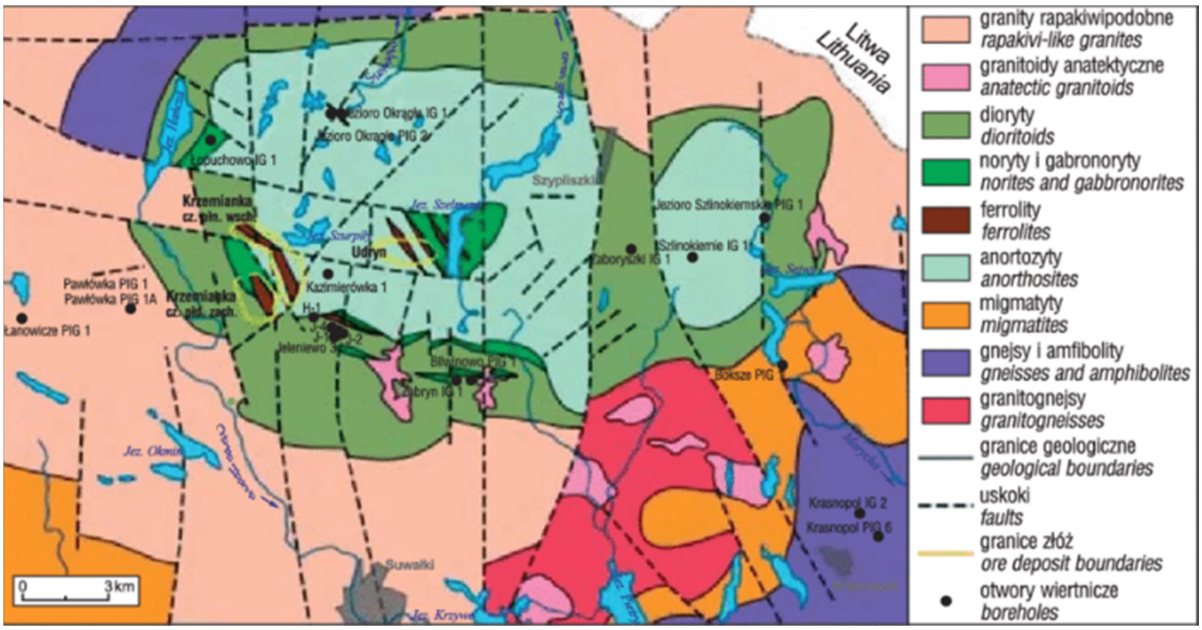
- 43% ανδεσινικός ανορθοσίτης
- 8% νορίτης
- 19% γαββρονορίτης
- 20% σιδηροδιορίτης (χαλαζιακός διορίτης και μονζοδιορίτης)
- 5% μετάλλευμα οξειδίων Fe-Ti-V
- 5% γρανιτοειδή


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γ
Α.Π.Θ.




**Σχήμα 16: Τοποθεσία της περιοχής Suwalki (εικόνα από Google Earth)**




**Σχήμα 17: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής του κοιτάσματος Suwalki. Πηγή: Badania złoż surowców metalicznych przez Państwowy Instytut Geologiczny (Oszczepalski et al., 2018)**

### 8.1.2. Ορυκτολογική σύσταση και μορφή

Το κοίτασμα Suwalki εντοπίστηκε μέσα σε έναν ανορθοσίτη Προτεροζωικής ηλικίας. Η μεταλλοφορία εμφανίζεται με μορφή ακανόνιστων φακών και χαρακτηρίζεται από μία διαβάθμιση ως προς τον ανορθοσίτη-ξενιστή. Η σημαντικότερη ορυκτολογική φάση είναι τιτανιούχος μαγνητίτης, ο οποίος έχει μικρή περιεκτικότητα σε V. Τα σύνδρομα ορυκτά είναι πλαγιόκλαστο, ορθοπυρόξενους, κλινοπυρόξενους, απατίτη, με την αναλογία μεταξύ των τεσσάρων αυτών ορυκτών να είναι μεταβλητή. Το πλαγιόκλαστο εμφανίζεται συνήθως


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

παραμορφωμένο και σε μερικές περιπτώσεις ανακρυσταλλωμένο, ένα χαρακτηριστικό που παρατηρείται πολύ συχνά στα πετρώματα αυτά, σύμφωνα με τον Lafrance (1996).

Το πέτρωμα ως σύνολο παρουσιάζει έναν ιστό ο οποίος είναι φανερό ότι έχει τροποποιηθεί, λόγω της δράσης διαδικασιών εξισορρόπησης. Οι κρύσταλλοι των ορθοπυρόξενων μπορεί να αποτελούν από 0% έως και 25% του συνολικού όγκου του πετρώματος, με βάση τις παρατηρήσεις στο μικροσκόπιο, ενώ συχνά έχουν πολύ μεγάλο μέγεθος. Γύρω τους είναι πιθανός ο σχηματισμός κορώνας ολιβίνη, η οποία εφάπτεται είτε με πλαγιόκλαστα, είτε με οξείδια Fe-Ti-V. Παρουσιάζουν πολλές λαμέλλες Schiller, οι οποίες αποτελούνται από οξείδια Fe-Ti-V. Οι λαμέλλες αυτές δεν έχουν βρεθεί στους κρυστάλλους πλαγιοκλάστων. Οι κλινοπυρόξενοι συχνά παρουσιάζονται με τη μορφή πρισματικών κόκκων, ενώ καταλαμβάνουν περίπου 8% - 18% του συνολικού όγκου του πετρώματος. Σύνηθες είναι το φαινόμενο παρουσίας απατίτη στα δείγματα που περιέχουν κλινοπυρόξενους. Στην περίπτωση αυτή, ο απατίτης καταλαμβάνει περίπου 3% - 5% του συνολικού όγκου. Πιθανή είναι και η παρουσία αργιλιούχου σπινέλιου, ο οποίος μπορεί να καταλαμβάνει από 0% έως 15% του συνολικού όγκου, ποσότητα η οποία είναι άμεσα συσχετισμένη με την ποσότητα οξειδίων Fe-Ti-V. Περισσότερα δεδομένα για την ορυκτολογική και χημική σύσταση του κοιτάσματος δίνονται στους πίνακες 1 και 2.

Τέλος, συνήθης είναι και η παρουσία τιτανιούχου φλογοπίτη (Namur et al., 2009), καθώς και σουλφιδίων του νικελίου και του χαλκού. Η ποικιλία των μικροϋφών που εμφανίζονται σε λεπτές τομές στα κοιτάσματα οξειδίων Fe-Ti είναι αξιοσημείωτη. Αυτό οφείλεται σε επανεξισορρόπηση της σύστασης του τήγματος σε υγρές συνθήκες (Duchesne, 1972). Ο μαγνητίτης εμφανίζει μικροϋφές οι οποίες αποτελούνται από πολύ λεπτές λαμέλλες ουλβοσπινέλιου, πλήρως οξειδωμένων προς ιλμενίτη. Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι η οξείδωση του μαγνητίτη αυτή καθαυτή μπορεί να δώσει εξωτερικούς κόκκους ιλμενίτη, οι οποίοι πολύ συχνά δεν περιέχουν λαμέλλες αιματίτη και μερικές φορές περιέχουν αργιλούχους φακούς σπινελίων.


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

**Πίνακας 1: Ορυκτολογική σύσταση δειγμάτων από το κοίτασμα Suwalki (Charlier et al., 2009)**

| | Depth (m) | | Plag | Mag | Ilm | Opx | Cpx | Apatite | Olivine | Phlogopite | Al-Spinel | Sulfides |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| K2-01 | 1014 | pmih-C | 30.9 | 39.1 | 15.6 | 4.6 | | | | 3.1 | 2.1 | 4.6 |
| K2-02 | 1082 | pmih-C | 36.0 | 28.6 | 17.0 | 5.6 | | | | 4.2 | 6.2 | 2.4 |
| K2-05 | 1123 | pmi-C | 16.1 | 51.4 | 24.3 | 1.4 | | | | 1.0 | 5.4 | 0.4 |
| K12-02 | 989 | pmih-C | 47.8 | 25.6 | 6.2 | 15.8 | | | | 1.0 | 2.0 | 1.6 |
| K12-04 | 1060 | pmih-C | 24.9 | 36.5 | 10.8 | 20.2 | | | | 3.4 | 1.5 | 2.7 |
| K12-05 | 1453 | pmihc-C | 57.0 | 11.8 | 6.2 | 13.6 | 8.2 | | | 2.8 | | 0.4 |
| K20-03 | 1611 | pmi-C | 25.8 | 54.0 | 8.1 | 1.9 | | | 2.6 | 2.1 | 3.6 | 1.9 |
| K20-04 | 1622 | pmi-C | 29.8 | 54.2 | 7.2 | 1.8 | | | 1.2 | 1.4 | 1.8 | 2.6 |
| K20-05 | 1721 | pmih-C | 25.3 | 48.2 | 5.5 | 11.1 | | | 1.8 | 1.6 | 5.9 | 0.6 |
| K20-06 | 1735 | pmi-C | 3.5 | 64.8 | 12.4 | 1.1 | | | 1.8 | 0.2 | 14.5 | 1.7 |
| K20-07 | 1813 | pmih-C | 33.4 | 43.4 | 6.0 | 9.4 | | | 2.9 | 0.6 | 2.8 | 1.5 |
| K20-08 | 1863 | pmi-C | 0.5 | 67.7 | 23.0 | 0.0 | | | 0.2 | 0.1 | 7.4 | 1.1 |
| K20-09 | 1903 | pmih-C | 7.6 | 46.0 | 20.4 | 12.4 | | | | 1.6 | 10.8 | 1.2 |
| K22-01 | 1717 | pmih-C | 32.3 | 40.5 | 15.4 | 4.0 | | | 2.6 | 0.9 | 3.8 | 0.5 |
| K48-03 | 1122 | pmi-C | 0.0 | 66.2 | 23.9 | 0.6 | | | | 0.2 | 9.0 | 0.1 |
| K57-02 | 337 | pmih-C | 27.0 | 36.2 | 20.0 | 9.2 | | | | 1.2 | 6.2 | 0.2 |
| K73-01 | 1851 | pmih-C | 24.7 | 39.9 | 21.8 | 6.7 | | | | 1.2 | 4.2 | 1.5 |
| U2-01 | 1144 | pmih-C | 41.4 | 18.8 | 10.9 | 24.9 | | | | 2.5 | | 1.5 |
| U2-02 | 1169 | pmih-C | 31.2 | 28.0 | 15.5 | 18.5 | | | | 2.6 | 0.3 | 3.9 |
| U2-03 | 1339 | pmihca-C | 53.4 | 6.5 | 8.1 | 12.2 | 14.3 | 3.1 | | 1.6 | | 0.8 |
| U2-04 | 1397 | pmihca-C | 35.1 | 9.3 | 8.1 | 22.1 | 17.8 | 4.0 | | 2.4 | | 1.2 |
| U2-06 | 1512 | pmih-C | 11.0 | 52.1 | 21.5 | 9.2 | | | | 2.2 | 3.4 | 0.6 |
| U4-01 | 1168 | pmih-C | 56.8 | 15.2 | 11.6 | 13.1 | | | | 1.8 | | 1.5 |
| U4-02 | 1205 | pmihca-C | 42.9 | 7.4 | 9.7 | 14.6 | 18.5 | 5.2 | | 1.3 | | 0.4 |
| U4-03 | 1257 | pmih-C | 21.4 | 50.0 | 7.1 | 10.2 | | | 2.1 | 4.4 | 1.7 | 3.1 |
| U4-04 | 1330 | pmih-C | 8.7 | 57.4 | 18.9 | 7.1 | | | | 1.4 | 6.2 | 0.3 |
| U4-05 | 1379 | pmih-C | 11.9 | 54.0 | 20.2 | 4.8 | | | | 2.8 | 5.4 | 0.9 |
| U4-06 | 1408 | pmi-C | 1.0 | 65.0 | 23.6 | 0.8 | | | | 0.4 | 9.0 | 0.2 |
| U5-02 | 1256 | pmih-C | 52.6 | 15.8 | 7.6 | 19.2 | | | | 1.4 | 0.4 | 3.0 |
| U5-04 | 1373 | pmi-C | 3.6 | 70.8 | 14.5 | 1.8 | | | 0.3 | | 8.7 | 0.3 |
| J1-01 | 1124 | pmih-C | 26.9 | 46.4 | 14.2 | 5.6 | | | | 2.2 | 0.3 | 4.4 |
| J1-02 | 1240 | pmihca-C | 50.4 | 9.3 | 7.8 | 18.9 | 8.2 | 2.8 | | 1.3 | 0.2 | 1.1 |
| J2-01 | 1305 | pmih-C | 49.4 | 22.9 | 14.8 | 8.7 | | | | 2.6 | 0.4 | 1.2 |
| J2-02 | 1561 | pmih-C | 44.7 | 33.8 | 10.9 | 3.0 | | | | 3.2 | 3.8 | 0.6 |
| J2-03 | 1584 | pmih-C | 42.6 | 33.0 | 8.4 | 7.5 | | | | 3.3 | 4.2 | 1.0 |

**Πίνακας 2: Σύσταση δειγμάτων ολικού πετρώματος από το κοίτασμα Suwalki σε οξείδια και ιχνοστοιχεία (Charlier et al., 2009)**

| | Depth (m) | | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_{3tot}$ | MgO | MnO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | Total | Ni | V | Cr | Zn |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| K12-04 | 1060 | pmih-C | 23.33 | 7.34 | 9.04 | 49.11 | 7.39 | 0.27 | 3.32 | 0.85 | 0.15 | 0.01 | 100.81 | 384 | 1436 | 254 | 494 |
| K20-03 | 1611 | pmi-C | 15.28 | 9.28 | 10.10 | 57.74 | 3.02 | 0.25 | 3.40 | 1.09 | 0.17 | 0.01 | 100.34 | 505 | 1871 | 335 | 628 |
| K20-05 | 1721 | pmih-C | 11.03 | 9.48 | 10.02 | 61.80 | 5.15 | 0.22 | 2.14 | 0.52 | 0.08 | 0.01 | 100.45 | 599 | 2603 | 764 | 678 |
| K20-06 | 1735 | pmi-C | 2.61 | 9.92 | 9.95 | 71.87 | 5.17 | 0.24 | 0.64 | 0.01 | 0.04 | 0.01 | 100.46 | 1035 | 3839 | 849 | 928 |
| K20-07 | 1813 | pmih-C | 29.78 | 5.60 | 11.82 | 39.54 | 8.12 | 0.22 | 4.45 | 1.25 | 0.15 | 0.01 | 100.94 | 376 | 987 | 240 | 355 |
| K20-08 | 1863 | pmi-C | 0.46 | 11.05 | 7.75 | 76.25 | 5.01 | 0.24 | 0.12 | 0.01 | 0.05 | 0.01 | 100.95 | 917 | 3991 | 958 | 937 |
| K48-03 | 1122 | pmi-C | 2.95 | 12.96 | 5.83 | 73.59 | 3.69 | 0.29 | 0.77 | 0.01 | 0.04 | 0.01 | 100.14 | 586 | 3397 | 1758 | 1063 |
| U2-02 | 1169 | pmih-C | 24.89 | 8.22 | 10.09 | 45.92 | 5.55 | 0.28 | 4.07 | 1.38 | 0.30 | 0.15 | 100.85 | 315 | 1123 | 264 | 473 |
| U4-02 | 1205 | pmihca-C | 32.07 | 5.13 | 7.73 | 35.92 | 6.87 | 0.43 | 8.96 | 0.92 | 0.71 | 2.06 | 100.80 | 32 | 259 | 127 | 490 |
| U4-03 | 1257 | pmih-C | 12.14 | 9.75 | 7.55 | 63.76 | 3.76 | 0.27 | 2.29 | 0.82 | 0.22 | 0.05 | 100.61 | 746 | 2362 | 980 | 708 |
| U4-04 | 1330 | pmih-C | 4.75 | 11.21 | 6.29 | 71.39 | 3.10 | 0.28 | 1.25 | 1.85 | 0.16 | 0.03 | 100.31 | 717 | 3005 | 4409 | 1015 |
| U4-05 | 1379 | pmih-C | 5.49 | 11.80 | 6.80 | 69.46 | 3.46 | 0.29 | 1.22 | 0.57 | 0.11 | 0.01 | 99.21 | 689 | 2859 | 4226 | 932 |
| U4-06 | 1408 | pmi-C | 1.86 | 11.97 | 6.63 | 73.18 | 4.05 | 0.28 | 0.44 | 0.01 | 0.04 | 0.01 | 98.47 | 966 | 3320 | 8214 | 878 |
| U5-02 | 1256 | pmih-C | 31.16 | 7.06 | 11.69 | 37.49 | 5.94 | 0.25 | 5.00 | 1.47 | 0.31 | 0.11 | 100.48 | 189 | 871 | 209 | 341 |
| U5-04 | 1373 | pmi-C | 2.82 | 11.82 | 6.57 | 73.90 | 3.29 | 0.28 | 0.84 | 0.01 | 0.04 | 0.01 | 99.58 | 1018 | 3219 | 2788 | 959 |
| J1-01 | 1124 | pmih-C | 14.32 | 9.22 | 8.15 | 60.38 | 4.33 | 0.27 | 2.72 | 0.80 | 0.16 | 0.07 | 100.42 | 707 | 2080 | 546 | 738 |
| J1-02 | 1240 | pmihca-C | 41.58 | 4.36 | 14.42 | 22.98 | 5.74 | 0.23 | 7.91 | 2.04 | 0.39 | 0.45 | 100.10 | 21 | 348 | 121 | 186 |

Οι αργιλούχοι φακοί των σπινελίων έχουν αποβληθεί από τον μαγνητίτη. Είναι εφικτό, ωστόσο, να προκύψουν και από ιλμενίτη, σε τοπική όμως κλίμακα. Η επανεξισορρόπηση της σύστασης του τήγματος μεταξύ μαγνητίτη και ιλμενίτη που λαμβάνει χώρα, έχει ως απόρροια μία ευρεία ποικιλία υφών επαφής, οι οποίες αποτελούνται από σπινελικά αργιλιούχα «χείλη», τα οποία περιέχουν και ιλμενίτη. Οι διεργασίες αυτές που συμβαίνουν στην υγρή φάση, καθιστούν αδύνατο τον in situ καθορισμό της σύστασης του μαγνητίτη, η οποία τελικά προσδιορίζεται μέσω αναλύσεων της χημικής σύστασης των ορυκτών που


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

έχουν αποβληθεί, δηλαδή του ιλμενίτη και του αργιλιούχου σπινελίου. Οι κόκκοι των ορυτκών αυτών είναι εφικτό να αφαιρεθούν από το τήγμα κατά τη φάση του μαγνητικού διαχωρισμού, με αποτέλεσμα η σύσταση μετά από αυτό το γεγονός να είναι μερικές φορές κατά τι διαφορετική από τη σύσταση στην υγρή φάση.

Η περιεκτικότητα του μαγνητίτη σε $TiO_2$ φθάνει έως 7,77% κατά βάρος, όπως φαίνεται και στον πίνακα 3. Όσον αφορά το $Al_2O_3$, η περιεκτικότητά του βρίσκεται ανάμεσα σε 0,46% και 4,44% κατά βάρος, ενώ η περιεκτικότητά του MnO είναι 0,02% έως 0,28% κατά βάρος και του MgO από 0,12% έως 1,40% κατά βάρος. Όλες αυτές οι περιεκτικότητες είναι πολύ πιθανό να σχετίζονται με την παρουσία του ουλβοσπινέλιου. Το χρώμιο είναι ένα στοιχείο συμβατό στην κρυσταλλική δομή του μαγνητίτη και κατά συνέπεια μπορεί εύκολα να εισέλθει σε αυτήν, αντικαθιστώντας τον σίδηρο. Για αυτόν τον λόγο, η ποσότητα του χρωμίου στον μαγνητίτη μπορεί να αποτελεί έναν δείκτη διαφοροποίησης αυτού. Η ποσότητα του χρωμίου συνήθως μειώνεται προς την επιφάνεια της Γης.

**Πίνακας 3: Σύσταση του μαγνητίτη στο κοίτασμα Suwalki σε οξείδια και ιχνοστοιχεία (Charlier et al, 2009)**

| | Depth (m) | | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | Total | Usp | Ni | V | Cr | Zn |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| K12-02 | 989 | pmih-C | 0.38 | 2.25 | 2.90 | 61.69 | 32.78 | 0.10 | 0.54 | 100.64 | 6.6 | 785 | 4317 | 562 | 843 |
| K12-04 | 1060 | pmih-C | 0.61 | 6.26 | 4.04 | 52.43 | 35.64 | 0.24 | 1.02 | 100.24 | 18.9 | 657 | 4018 | 455 | 829 |
| K12-05 | 1453 | pmihc-C | 0.48 | 3.46 | 2.79 | 58.89 | 33.38 | 0.11 | 0.67 | 99.78 | 10.3 | 290 | 4737 | 397 | 1182 |
| K20-03 | 1611 | pmi-C | 0.33 | 7.77 | 3.97 | 49.37 | 37.00 | 0.27 | 0.96 | 99.67 | 23.6 | 564 | 3773 | 501 | 811 |
| K20-05 | 1721 | pmih-C | 0.28 | 6.19 | 4.28 | 52.48 | 35.39 | 0.19 | 1.23 | 100.04 | 18.8 | 745 | 5068 | 1377 | 458 |
| K20-06 | 1735 | pmi-C | 0.05 | 5.89 | 3.99 | 53.39 | 34.74 | 0.19 | 1.40 | 99.65 | 17.8 | 763 | 5712 | 1399 | 273 |
| K20-09 | 1903 | pmih-C | 0.07 | 0.87 | 1.95 | 65.13 | 31.45 | 0.03 | 0.42 | 99.92 | 2.5 | 644 | 6739 | 2861 | 73 |
| K22-01 | 1717 | pmih-C | 0.45 | 6.66 | 4.44 | 51.17 | 35.87 | 0.21 | 1.14 | 99.94 | 20.3 | 628 | 4923 | 1157 | 537 |
| K48-03 | 1122 | pmi-C | 0.00 | 5.49 | 3.08 | 54.61 | 34.77 | 0.22 | 0.90 | 99.07 | 16.4 | 620 | 5384 | 2719 | 382 |
| K73-01 | 1851 | pmih-C | 0.03 | 1.00 | 1.87 | 64.82 | 31.18 | 0.06 | 0.59 | 99.55 | 2.9 | 421 | 5918 | 2800 | 281 |
| U2-01 | 1144 | pmih-C | 0.26 | 2.81 | 2.38 | 60.85 | 33.12 | 0.10 | 0.50 | 100.02 | 8.3 | 250 | 5055 | 725 | 1117 |
| U2-04 | 1397 | pmihca-C | 0.21 | 1.08 | 1.28 | 65.50 | 31.67 | 0.07 | 0.32 | 100.13 | 3.1 | 183 | 2520 | 210 | 1863 |
| U2-06 | 1512 | pmih-C | 0.23 | 5.24 | 4.03 | 53.93 | 34.95 | 0.12 | 0.81 | 99.31 | 16.1 | 791 | 4951 | 5330 | 617 |
| U4-01 | 1168 | pmih-C | 0.28 | 2.95 | 2.46 | 60.57 | 33.33 | 0.13 | 0.46 | 100.18 | 8.6 | 530 | 4801 | 1002 | 1638 |
| U4-03 | 1257 | pmih-C | 0.33 | 7.41 | 3.66 | 50.24 | 36.54 | 0.28 | 0.95 | 99.41 | 22.4 | 787 | 4196 | 1615 | 817 |
| U4-05 | 1379 | pmih-C | 0.00 | 4.73 | 3.53 | 55.23 | 34.70 | 0.14 | 0.56 | 98.89 | 14.4 | 694 | 4890 | 6781 | 488 |
| U5-01 | 1035 | pmihca-C | 0.43 | 0.00 | 0.46 | 68.85 | 31.05 | 0.02 | 0.12 | 100.93 | 0.0 | 35 | 2012 | 170 | 266 |
| U5-02 | 1256 | pmih-C | 0.18 | 3.09 | 2.53 | 60.13 | 33.18 | 0.10 | 0.62 | 99.83 | 9.2 | 358 | 4992 | 628 | 1630 |
| U5-04 | 1373 | pmi-C | 0.23 | 4.44 | 3.54 | 55.89 | 34.13 | 0.13 | 0.77 | 99.13 | 13.5 | 839 | 5025 | 4371 | 377 |
| J1-01 | 1124 | pmih-C | 0.19 | 4.28 | 3.02 | 57.28 | 33.96 | 0.17 | 0.82 | 99.72 | 12.7 | 620 | 4926 | 969 | 751 |
| J2-01 | 1305 | pmih-C | 0.58 | 0.64 | 1.75 | 65.19 | 30.85 | 0.05 | 0.46 | 99.52 | 1.8 | 163 | 5212 | 1068 | 1088 |

Ο ιλμενίτης έχει περιεκτικότητα σε αιματίτη, η οποία κυμαίνεται από 1,2 έως 8,6 mol %, όπως φαίνεται στον πίνακα 4 μέσω της υψηλής περιεκτικότητας σε οξείδια του σιδήρου, γεγονός που σημαίνει ότι βρίσκεται κάτω από το όριο αποβολής, με αποτέλεσμα η αποβολή αιματίτη να παρατηρείται σε πολύ μικρό αριθμό δειγμάτων και μικρές ποσότητες. Η περιεκτικότητα του ιλμενίτη σε αιματίτη έχει παρατηρηθεί ότι είναι συσχετισμένη σε πολύ


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

μεγάλο βαθμό με την αναλογία μαγνητίτη προς ιλμενίτη. Η περιεκτικότητα του ιλμενίτη σε MgO (0,55-3,56% κατά βάρος), επηρεάζεται πολύ εύκολα από την επανεξισορρόπηση της σύστασης του τήγματος σε subsolidus συνθήκες (Charlier et al., 2007) και είναι αντιστρόφως ανάλογη της περιεκτικότητας σε MnO (0,68%-1,19% κατά βάρος).

**Πίνακας 4: Σύσταση του ιλμενίτη του κοιτάσματος Suwalki σε οξείδια (Charlier et al., 2009)**

| | Depth (m) | n | | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | Total |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| K2-05 | 1123 | 3 | pmi-C | 50.51 | 0.05 | 5.41 | 41.83 | 0.92 | 1.49 | 100.21 |
| K12-02 | 989 | 6 | pmih-C | 51.18 | 0.06 | 3.64 | 42.52 | 0.91 | 1.45 | 99.76 |
| K20-03 | 1611 | 5 | pmi-C | 52.44 | 0.05 | 2.41 | 42.41 | 0.74 | 2.24 | 100.29 |
| K20-04 | 1622 | 7 | pmi-C | 52.88 | 0.06 | 1.30 | 41.30 | 0.68 | 3.12 | 99.34 |
| K20-05 | 1721 | 6 | pmih-C | 52.33 | 0.05 | 1.99 | 42.41 | 0.72 | 2.20 | 99.70 |
| K20-06 | 1735 | 14 | pmi-C | 52.81 | 0.11 | 3.04 | 40.44 | 0.69 | 3.56 | 100.65 |
| K20-09 | 1903 | 19 | pmih-C | 49.91 | 0.05 | 6.78 | 41.52 | 0.73 | 1.47 | 100.46 |
| K57-02 | 337 | 7 | pmih-C | 48.99 | 0.05 | 7.93 | 39.81 | 0.79 | 1.93 | 99.50 |
| U2-01 | 1144 | 5 | pmih-C | 50.52 | 0.06 | 4.74 | 41.75 | 0.82 | 1.60 | 99.49 |
| U2-04 | 1397 | 10 | pmihca-C | 48.73 | 0.07 | 9.12 | 40.01 | 1.19 | 1.46 | 100.58 |
| U2-06 | 1512 | 14 | pmih-C | 51.86 | 0.03 | 3.25 | 43.63 | 0.78 | 1.24 | 100.80 |
| U4-03 | 1257 | 5 | pmih-C | 52.58 | 0.05 | 1.83 | 42.28 | 0.78 | 2.36 | 99.88 |
| U4-05 | 1379 | 4 | pmih-C | 51.65 | 0.04 | 2.12 | 44.27 | 0.85 | 0.74 | 99.67 |
| U5-02 | 1256 | 5 | pmih-C | 51.58 | 0.06 | 3.03 | 42.03 | 0.85 | 1.96 | 99.51 |
| U5-04 | 1373 | 8 | pmi-C | 51.33 | 0.05 | 2.58 | 43.13 | 0.89 | 1.19 | 99.17 |
| J1-01 | 1124 | 14 | pmih-C | 51.98 | 0.04 | 3.24 | 42.64 | 1.04 | 1.71 | 100.66 |
| J2-01 | 1305 | 16 | pmih-C | 49.60 | 0.04 | 6.84 | 42.54 | 1.07 | 0.55 | 100.64 |
| J2-02 | 1561 | 2 | pmih-C | 51.50 | 0.05 | 2.99 | 41.86 | 0.80 | 2.04 | 99.24 |

### 8.1.3. Σχηματισμός του κοιτάσματος

Ο πιο πιθανός μηχανισμός δημιουργίας των μεταλλευμάτων στην περιοχή Suwalki είναι ο διαχωρισμός ενός μάγματος σε μη αναμίξιμα τήγματα, το οποίο ήταν πλούσιο σε Fe-Ti-P (Speczik et al., 1988). Η θεωρία αυτή συναντάται πολύ συχνά ως η απάντηση στο ερώτημα της πετρογένεσης ενός κοιτάσματος Fe-Ti-P, όπως έχουν προτείνει οι Bateman (1951), Lister (1966), Philpotts (1967), Kolker (1982), Force (1991), Zhou et al. (2005). Παρ' όλα αυτά, άλλες μελέτες που έγιναν από τους Duchesne (1999), Charlier et al. (2006, 2007, 2008), Pang et al (2008a, b) σε διάφορα κοιτάσματα οξειδίων Fe-Ti-V έδειξαν προτίμηση στην θεωρία της κλασματικής κρυστάλλωσης. Στην περίπτωση αυτή, ο μηχανισμός εμπλουτισμού σε μαγνητίτη και ιλμενίτη είναι ο διαχωρισμός κρυστάλλων. Επιπλέον, έχει προταθεί και η ιδέα της μίξης μαγμάτων, η οποία δίνει ως αποτέλεσμα ένα ρευστό υβριδικής σύστασης, η οποία βρίσκεται εντός του πεδίου σταθερότητας των οξειδίων Fe-Ti-V (Charlier et al., 2009)

.


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Α.Π.Θ

## 8.2. Το κοίτασμα Bushveld

### 8.2.1. Γενικά

Το σύμπλεγμα Bushveld βρίσκεται στην νότια Αφρική και αποτελεί το μεγαλύτερο κοίτασμα που έχει προκύψει μέσω στρωματόμορφης διείσδυσης, παγκοσμίως. Η θέση του στο χάρτη δίνεται στο σχήμα 18, ενώ το σχήμα 19 παρουσιάζει έναν γεωλογικό χάρτη της περιοχής. Στο σύμπλεγμα αυτό, υπάρχουν πολύ σημαντικές συγκεντρώσεις από διάφορα στοιχεία. Μεταξύ αυτών βρίσκονται τα στοιχεία της ομάδας της πλατίνας (PGE), για τα οποία το Bushveld αποτελεί τη σημαντικότερη πηγή παγκοσμίως, καθώς και τα Fe, Ti, V, Cr.

**Σχήμα 18: Τοποθεσία της περιοχής Bushveld (εικόνα από Google Earth)**

Χρονολόγηση με ζιρκόνιο και μόλυβδο έδειξε ότι η αρχική διείσδυση στην περιοχή έλαβε χώρα 2055,91±0,26 εκατομμύρια χρόνια πριν, ενώ η κρυστάλλωση των πετρωμάτων διήρκεσε περίπου 1-1,5 εκατομμύρια χρόνια (Zeh et al, 2015).

Το κοίτασμα έχει διαχωριστεί σε 4 ζώνες:

- Ανώτερη
- Κύρια
- Μεσαία
- Κατώτερη


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

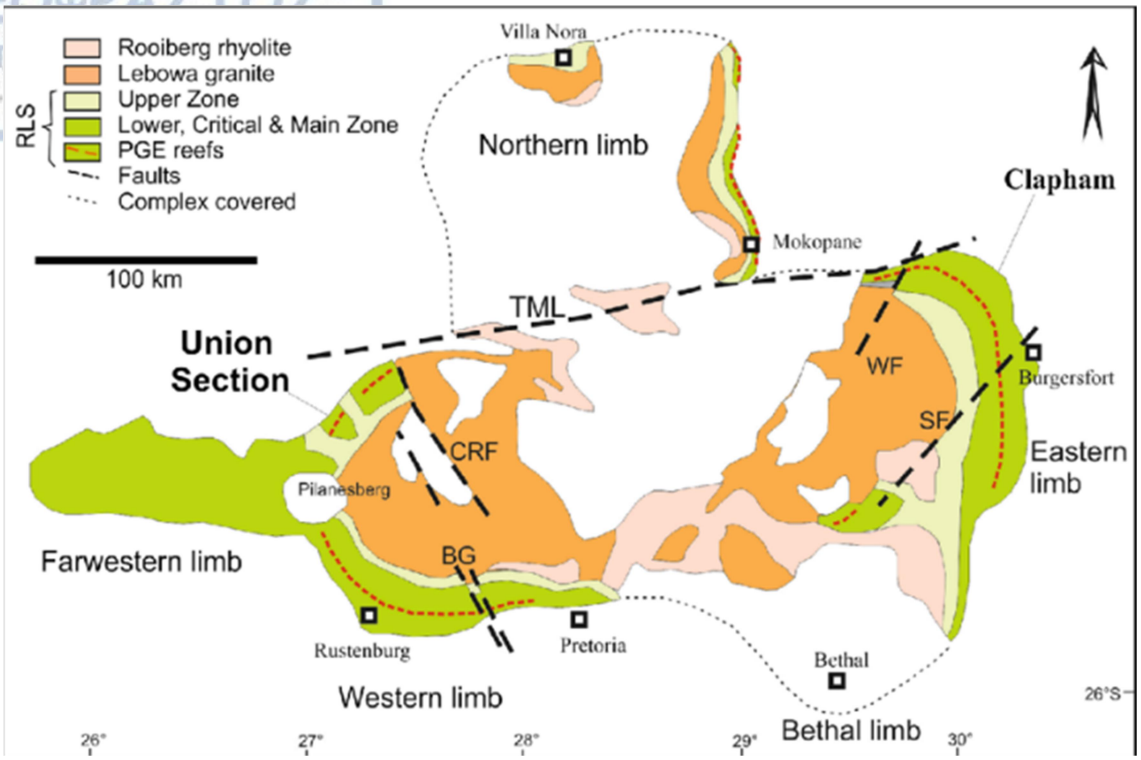
### 8.2.2. Πετρογραφικοί τύποι και ορυκτολογία

Η ανώτερη ζώνη παρουσιάζει μεγάλο ενδιαφέρον όσον αφορά το σίδηρο, το τιτάνιο και το βανάδιο, καθώς τα κυρίαρχα πετρώματα είναι γάββροι, ανορθοσίτες, μαγνητιτίτες και νελσονίτες. Έμφαση δίνεται στους νελσονίτες και στους μαγνητιτίτες, καθώς τα πετρώματα αυτά έχουν μεγαλύτερες περιεκτικότητες σε σίδηρο, τιτάνιο, βανάδιο και φώσφορο. Στον πίνακα 5 δίνονται δεδομένα για τη σύσταση του μητρικού μάγματος που απέδωσε το κοίτασμα. Σύμφωνα με τους Tegner et al. (2006), ισχύουν τα παρακάτω:

- Στην ανώτερη ζώνη ο κυριότερος πετρογραφικός τύπος είναι ο γάββρος. Οι συχνότερες ορυκτολογικές φάσεις είναι ο ολιβίνης, οι πυρόξενοι και τα πλαγιόκλαστα, ενώ υπάρχουν σημαντικές συγκεντρώσεις σε μαγνητίτη και απατίτη, τα οποία αποτελούν πηγές σιδήρου και φωσφόρου αντίστοιχα.
- Ο ανορθοσίτης αποτελεί τον πιο όξινο πετρογραφικό τύπο, σε σχέση πάντα με τους υπόλοιπους που συναντώνται. Τα κυριότερα ορυκτά είναι τα πλαγιόκλαστα, ενώ συναντώνται επίσης πυρόξενοι και μαγνητίτης. Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι εμφανίζονται τοπικές αλλοιώσεις, που έχουν ως αποτέλεσμα το σχηματισμό ορυκτών όπως το επίδοτο.
- Οι γεωτρήσεις που αφορούν την ανώτερη ζώνη του κοιτάσματος Bushveld βοήθησαν στην εύρεση 26 στρωμάτων μαγνητιτίτη και 6 στρωμάτων νελσονίτη. Το συνολικό πάχος των στρωμάτων και των δύο αυτών πετρογραφικών τύπων βρέθηκε να είναι 20,42m. Κυριότερα ορυκτά που εντοπίζονται είναι ο μαγνητίτης, ο ιλμενίτης και τα πλαγιόκλαστα. Σύμφωνα με τον Reynolds (1985), η σχετικά μεγάλη ποσότητα ιλμενίτη που βρίσκεται σε αυτά τα πετρώματα, υποδεικνύει σχετικά μεγάλη περιεκτικότητά τους σε τιτάνιο, η οποία μπορεί να κυμαίνεται από 5 έως 20% (Fischer and Yuan, 2016).


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"




**Σχήμα 19: Γεωλογικός χάρτης του συμπλέγματος Bushveld (Barnes et al. 2016)**

**Πίνακας 5: Σύσταση μητρικού μάγματος του κοιτάσματος Bushveld σε οξείδια. Με κόκκινο επισημαίνονται τα δεδομένα που αφορούν την ανώτερη ζώνη (Cawthorn & Eales, 1996)**

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 55.70 | 53.17 | 48.50 | 50.70 | 49.32 |
| $TiO_2$ | 0.36 | 0.36 | 0.75 | 0.41 | 0.81 |
| $Al_2O_3$ | 12.74 | 11.36 | 16.49 | 16.03 | 15.67 |
| FeO(T) | 8.80 | 10.72 | 12.41 | 9.14 | 12.77 |
| MnO | 0.09 | 0.20 | 0.19 | 0.17 | 0.19 |
| MgO | 12.44 | 14.93 | 7.57 | 9.21 | 6.08 |
| CaO | 6.96 | 7.47 | 11.15 | 11.14 | 10.83 |
| $Na_2O$ | 2.02 | 1.57 | 2.17 | 2.52 | 2.94 |
| $K_2O$ | 1.03 | 0.17 | 0.14 | 0.23 | 0.25 |
| $P_2O_5$ | 0.10 | 0.07 | 0.18 | 0.08 | 0.07 |
| *mg#* | 71.5 | 71.4 | 52.1 | 64.2 | 45.9 |
| Ni | 292 | 337 | 93 | 162 | 77 |
| Cr | 970 | 1240 | 226 | 205 | 111 |
| Rb | 37 | 4 | 3 | 7 | 4 |
| Sr | 195 | 183 | 359 | 324 | 350 |
| Ba | 439 | | | | 176 |
| Zr | 70 | 47 | 34 | 20 | 31 |
| Y | | 15 | 21 | 12 | 25 |

Τα στρώματα των οξειδίων Fe, Ti και V εντοπίζονται σε στρώματα, των οποίων το πάχος ποικίλλει από 0,1m έως και τα 10m. Τα στρώματα αυτά, μάλιστα, παρατηρήθηκε ότι βρίσκονται σε συμφωνία με την πυριγενή στρωμάτωση της περιοχής (Reynolds, 1985).


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

### 8.2.3. Μηχανισμοί σχηματισμού

Ο σχηματιμσός των κοιτασμάτων στην ανώτερη ζώνη φαίνεται πως είναι απόρροια διεργασιών διαφοροποίησης μάγματος, που έλαβαν χώρα σε ένα ανοιχτό σύστημα. Αυτό σημαίνει ότι κατά τη δημιουργία των κοιτασμάτων υπήρχε είσοδος ή έξοδος μάγματος από το σύστημα. Το συμπέρασμα αυτό προκύπτει από δύο παράγοντες: την απουσία ορισμένων ασυμβίβαστων στοιχείων από το τήγμα, όπως το κάλιο και το ζιρκόνιο, καθώς και από τις εμφανείς τοπικές διαφορές στις συγκεντρώσεις διάφορων ισοτόπων, τα οποία εντοπίζονται μέσα στα ορυκτά. Η απουσία των δύο στοιχείων που προαναφέρθηκαν, υποδηλώνει πιθανή έκρηξη του μάγματος. Από την άλλη, οι διαφορές στις ισοτοπικές συγκεντρώσεις, αποτελεί ένδειξη μαγματικών επεισοδίων, που επέφεραν είσοδο καινούριου μάγματος στο σύστημα (Ashwal et al. 2005, Scoon & Mitchell 2012, Tanner et al. 2014).

Ένας από τους τρόπους με τους οποίους δημιουργήθηκε το κοίτασμα PGE, Fe, Ti, V, Cr στο Bushveld φαίνεται πως είναι η διάσπαση ενός μητρικού μάγματος σε δύο μη αναμίξιμα μάγματα. Όπως έχει προαναφερθεί, τα μάγματα αυτά δεν είναι δυνατόν να αναμιχθούν λόγω μεγάλης διαφοράς στο ιξώδες τους. Στην περίπτωση αυτή, τα μη αναμίξιμα τήγματα είναι ένα μάγμα που τα κύρια συστατικά του είναι το πυρίτιο και ο σίδηρος και ένα μάγμα που είναι εξαιρετικά πλούσιο σε πυρίτιο. Το φαινόμενο αυτό, μπορεί να μην έχει παρατηρηθεί άμεσα στην περιοχή του Bushveld, αλλά έχει παρατηρηθεί σε άλλα κοιτάσματα, τα οποία έχουν πολλές γενετικές ομοιότητες με αυτό. Χαρακτηριστικά παραδείγματα αποτελούν τα κοιτάσματα λόγω διείσδυσης Skaergaard στη Γροιλανδία και Sept Iles στον Καναδά. Η θεωρία αυτή για τα μη αναμίξιμα τήγματα έχει προκαλέσει πολλές αντιπαραθέσεις γύρω από αυτήν, τόσο λόγω της απουσίας άμεσων στοιχείων που να την επιβεβαιώνουν, όσο και για την έκταση του φαινομένου και το πόσο, τελικά, επηρέασε το κοίτασμα.

### 8.2.4. Επιφανειακές εμφανίσεις

Το κοίτασμα του Bushveld εμφανίζεται εκτεθειμένο στην επιφάνεια της Γης σε τρεις ακραίες περιοχές: μία δυτική, μία βόρεια και μια ανατολική. Μέσω γεωφυσικών μεθόδων που εφήρμοσαν οι Webb et al. (2004) και Kgaswane et al. (2012), αλλά και συγκρίσεως των πετρογραφικών τύπων και των ακολουθιών που εμφανίζονται μεταξύ τους, από τους Cawthorn & Webb (2001), βρέθηκε ότι το ανατολικό και το δυτικό άκρο είναι συνδεδεμένα μεταξύ τους, σε μεγάλο βάθος. Με αυτόν τον τρόπο, μάλιστα, βρέθηκαν έξι στρώματα ίδιας


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

σύστασης και στα δύο ακραία σημεία. Τα στρώματα αυτά φαίνεται να είναι ακριβώς τα ίδια, στο ανατολικό και στο δυτικό άκρο, γεγονός που οδήγησε στο συμπέρασμα ότι τα ακραία αυτά σημεία αποτελούν προϊόντα κρυστάλλωσης του ίδιου ακριβώς μητρικού μάγματος. Μία παρόμοια σύνδεση προτάθηκε από Kinnaird et al. (2005) ότι υπάρχει και ανάμεσα στο βόρειο και το δυτικό άκρο, χωρίς ωστόσο να έχουν βρεθεί επαρκή στοιχεία και ενδείξεις για να υπάρξει ασφαλές συμπέρασμα (Fischer and Yuan, 2016). Στο ανατολικό άκρο, επιπλέον, έχουν βρεθεί, μέσω μεθόδων χαρτογράφησης, περί τα 30 στρώματα τιτανιούχου μαγνητίτη. Το πάχος τους είναι μικρό σχετικά και έχει βρεθεί κοντά στα 30 cm (Reynolds, 1985).


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

## 8.3. Το κοίτασμα Grenville (Καναδάς)

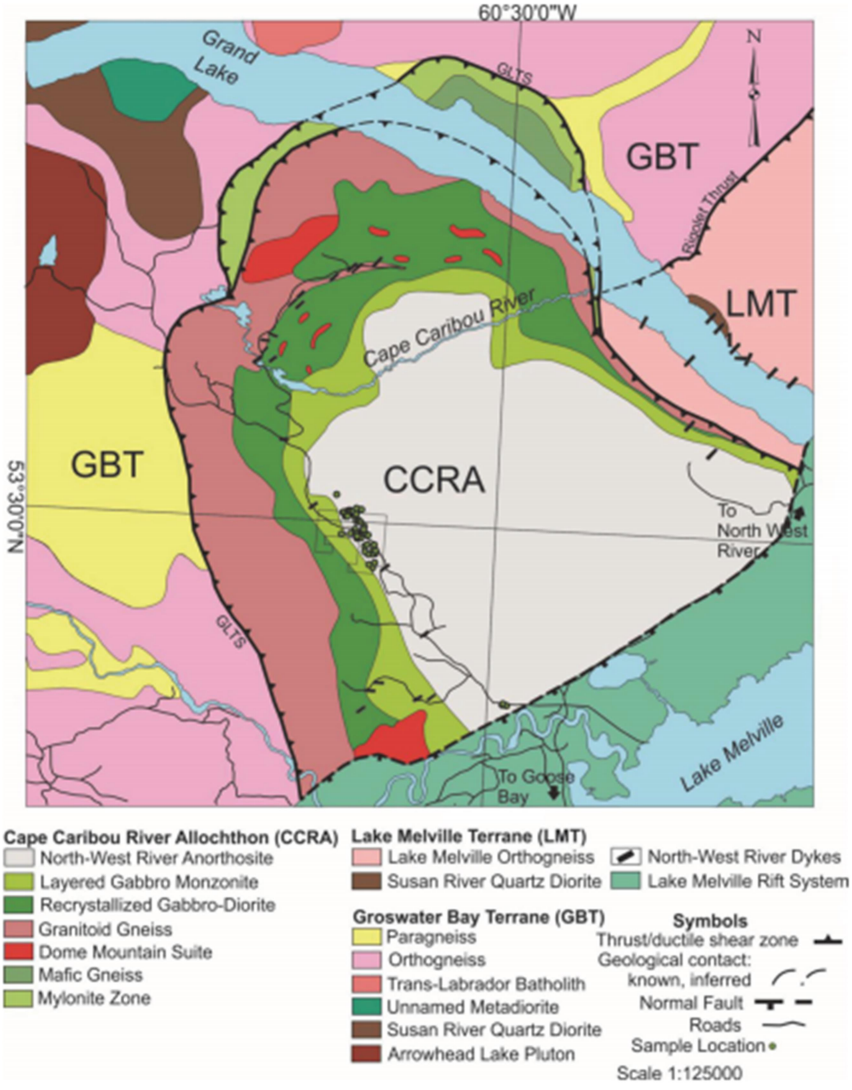
### 8.3.1. Γενικά

Το κοίτασμα Cape Caribou River Allochthon (CCRA) βρίσκεται στην περιοχή Grenville στον Καναδά. Η θέση της δίνεται στον χάρτη του σχήματος 20. Η περιοχή αυτή είναι ευρέως γνωστή για τις υψηλές της περιεκτικότητες σε οξείδια σιδήρου, τιτανίου και βαναδίου, καθώς και φωσφόρου, χρωμίου, νικελίου, κοβαλτίου και στοιχείων της ομάδας της πλατίνας. Φιλοξενείται μέσα σε παλαιοπροτεροζωικά και μεσοπροτεροζωικά πετρώματα, τα οποία πήραν την σημερινή μορφή τους λόγω τεσσάρων ορογενετικών επεισοδίων που έλαβαν χώρα από το παλαιότερο προς το νεότερο 1.860 – 1.790 εκατομμύρια χρόνια πριν, 1.710-1.600 Ma, 1.520 – 1.460 Ma, 1.085 – 985 Ma σύμφωνα με Gower et al. (1992, 2008), Gower and Krogh, (2002), Tollo et al.(2004). Το CCRA δημιουργήθηκε λόγω των μεταορογενετικών διεργασιών που ακολούθησαν το Λαβραδορικό ορογενετικό επεισόδιο (1.710-1.600 Ma). Αποτελεί ένα τμήμα των διεισδύσεων στα Mealy Mountains, το οποίο έχει μεταφερθεί, όπως υποδεικνύει και το όνομά του. Η διάταξη Mealy Mountains έχει μεταφερθεί ολόκληρη προς βορρά, λόγω του πιο πρόσφατου ορογενετικού επεισοδίου, του Grenville, που έλαβε χώρα στα 1.085 – 985 Ma. Ακολούθησε άλλη μια κίνηση, αυτή τη φορά με κατεύθυνση προς τα βορειοδυτικά, η οποία οφείλεται σε εκτατικά τεκτονικά επεισόδια που έλαβαν χώρα κατά τον ύστερο Προτεροζωικό αιώνα. Τα τεκτονικά επεισόδια αυτά αποτέλεσαν την τελική αιτία του διαχωρισμού της διάταξης Mealy Mountains σε δύο μέρη: το Mealy Mountains terrane και το CCRA, σύμφωνα με Scharer et al. (1986), Wardle et al. (1990), Philippe et al. (1993), Gower (1996), Gower and Krogh (2002). Το σχήμα 21 δείχνει έναν γεωλογικό χάρτη του κοιτάσματος.


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογ
Α.Π.Θ

**Σχήμα 20: Τοποθεσία της περιοχής Grenville (εικόνα από Google Earth)**




**Σχήμα 21: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής του κοιτάσματος CCRA (Valvasori et al., 2015)**


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

### 8.3.2. Πετρογραφικοί τύποι και ορυκτολογία

Το κοίτασμα CCRA φιλοξενείται μέσα στον σχετικά αδρόκοκκο ανορθοσίτη του North West και εκτιμάται ότι η επιφάνεια που καταλαμβάνει ανέρχεται στα 500 τετραγωνικά χιλιόμετρα. Η κυριότερη ορυκτολογική φάση που συναντάται είναι το πλαγιόκλαστο. Τα πλαγιόκλαστα της περιοχής έχουν χρώμα που ποικίλλει από άσπρο έως γκρι, ενώ σε μερικές περιπτώσεις εμφανίζονται και κρύσταλλοι με μωβ αποχρώσεις. Σε ορισμένες περιοχές, μάλιστα, όπου τα πετρώματα έχουν υποστεί μεταμόρφωση, εμφανίζονται φαινόμενα λαβραδορισμού. Συναντώνται επίσης ολιβίνης, πυρόξενοι και αμφίβολοι. Η αναλογία των φεμικών μέσα στον ανορθοσίτη North West μπορεί να είναι από 0% έως 70%. Οι δειγματοληψίες που έλαβαν χώρα στο κοίτασμα αυτό ήταν δύσκολο να είναι αντιπροσωπευτικές, παρότι υπάρχουν αρκετά σημεία στα οποία εμφανίζεται στην επιφάνεια το υπόβαθρο. Αυτό συμβαίνει λόγω του ότι στην περιοχή αυτή έδρασαν πολύ έντονα φαινόμενα αποσάθρωσης. Το ποσοστό της συγκέντρωσης οξειδίων στα δείγματα που ελήφθησαν είχε σημαντικές αποκλίσεις, καθώς βρέθηκαν δείγματα με συγκέντρωση μεταλλικών οξειδίων μικρότερη του 5%, καθώς και άλλα με συγκέντρωση μεγαλύτερη του 90%. Η πρώτη μελέτη συνολικής σύστασης του ανορθοσίτη αυτού έδωσε τα εξής αποτελέσματα:

- 81,78% $Fe_2O_3$ (57,2% Fe)
- 14,14% $TiO_2$
- 0,62% $V_2O_5$ (3500 ppm)

Όσον αφορά την κρυστάλλωση των οξειδίων του σιδήρου, του τιτανίου και του βαναδίου, έχει παρατηρηθεί ότι οι τρόποι που μπορεί αυτά να κρυσταλλωθούν, σε σχέση με τα ανορθοσιτικά πετρώματα, είναι τέσσερις:

1) Σε συμπαγή ή ημισυμπαγή σώματα
2) Σε διατάξεις που προδίδουν διάχυση
3) Σε φλέβες
4) Σε εναλλασσόμενες ζώνες οξειδίων – ανορθοσίτη

Τα συμπαγή και ημισυμπαγή σώματα οξειδίων σιδήρου, τιτανίου και βαναδίου μπορούν να διακριθούν σε δύο τύπους, ανάλογα με την ορυκτολογική τους σύσταση: ο πρώτος τύπος έχει ως κυρίαρχες ορυκτολογικές φάσεις τον τιτανιούχο μαγνητίτη και τον ιλμενίτη σε σύμφυση με αιματίτη και δευτερεύουσες σιδηροπυρίτη, χαλκοπυρίτη, μαγνητοπυρίτη, σπινέλιους, ασβεστούχους αμφιβόλους, πυρόξενους, πλαγιόκλαστα και ολιβίνη, ενώ ο


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

δεύτερος κυριαρχείται από ιλμενίτη, ενώ εμφανίζονται επίσης πράσινοι αμφίβολοι, πυρόξενοι, γρανάτες και βιοτίτης.

Οι εμφανίσεις του πρώτου τύπου εντοπίζονται τοπικά εκτεθειμένες στην επιφάνεια. Οι διαστάσεις των εμφανίσεων ποικίλλουν, με την μεγαλύτερη να έχει διαστάσεις 8m × 4,5m. Το χρώμα των εμφανίσεων αυτών ποικίλλει, από γκρι έως ατσάλινο μπλε.

Η κρυστάλλωση οξειδίων μετά από διάχυση είναι η πιο συνηθισμένη περίπτωση από τις τέσσερις. Στα πετρώματα που κρυσταλλώνονται με αυτή τη διαδικασία, η συγκέντρωση των οξειδίων κυμαίνεται από 25% έως 50%, με το μέγεθος των κρυστάλλων να ποικίλλει από κάτω του χιλιοστού έως 10cm. Οξείδια κρυσταλλωμένα λόγω διάχυσης συναντώνται σε δύο μορφές: τη μορφή που προέρχεται από κρυσταλλωμένες κύστες ορυκτών της ομάδας των πυροξένων, καθώς και τη μορφή που προκύπτει λόγω κρυστάλλωσης μέσα στο πέτρωμα ξενιστή, απουσία συγκρυσταλλούμενων φάσεων. Οι παραγενέσεις που σχετίζονται με αμφότερες τις μορφές, αποτελούνται από πολλά ορυκτά, μεταξύ αυτών βιοτίτη, αμφιβόλους, κεροστίλβες και άλλα φεμικά ορυκτά. Πολλές φορές εμφανίζονται και αλουμινούχοι σπινέλιοι, οι οποίοι προκύπτουν μέσω αποβολής από τον τιτανιούχο μαγνητίτη. Οξείδια που κρυσταλλώνονται με διάχυση εμφανίζουν συχνά σχέσεις με σουλφίδια. Η κρυστάλλωση ορυκτών των οξειδίων του σιδήρου, του τιτανίου και του βαναδίου σε φλέβες, όπως και οι προηγούμενοι τρόποι κρυστάλλωσης, εμφανίζει δύο κύριες μορφές, οι οποίες κυριαρχούνται αμφότερες από τιτανιούχο μαγνητίτη και ιλμενίτη σε σύμφυση με αιματίτη. Η πρώτη μορφή φλεβών παρουσιάζει ακανόνιστες επαφές με τον ανορθοσίτη – ξενιστή και το πάχος των φλεβών κυμαίνεται από 3cm έως 30cm. Ο ανορθοσίτης μπορεί να περιέχει, επιπλέον, κρυσταλλωμένα οξείδια λόγω διάχυσης. Κατά μήκος των συνόρων φλεβών – ανορθοσίτη, είναι συχνή η εμφάνιση βιοτίτη και διάφορων αμφιβόλων, ενώ στις φλέβες μεγαλύτερων διαστάσεων, παρατηρούνται θραύσματα πλαγιοκλάστων, που χαρακτηρίζονται από τις ομαλές τους άκρες και τις κορώνες βιοτίτη και αμφιβόλων που εμφανίζονται στα άκρα τους. Από την άλλη, ο δεύτερος τύπος φλεβών έχει οξύληκτες επαφές με τον ανορθοσίτη. Τα οξείδια εμφανίζονται με συμπαγή ή ημισυμπαγή μορφή.

Όσον αφορά την κρυστάλλωση οξειδίων σε μορφή εναλλαγών με τον ανορθοσίτη, αποτελεί την πιο σπάνια από τις τέσσερις περιπτώσεις. Στο κοίτασμα CCRA, το φαινόμενο αυτό εμφανίζεται σε δύο θέσεις, στις οποίες το κοίτασμα είναι εκτεθειμένο στην επιφάνεια της Γης. Και στις δύο αυτές θέσεις, ο ανώτατος αριθμός ζωνών κρυσταλλωμένων οξειδίων είναι τρεις. Οι ζώνες είναι κατά κανόνα υποπαράλληλες και το πλάτος τους είναι μεγαλύτερο των 30cm, ενώ οι ζώνες ανορθοσίτη με τις οποίες γίνεται η εναλλαγή έχουν κατά κανόνα μεγαλύτερο πάχος από τις ζώνες των κρυσταλλούμενων οξειδίων. Οι επαφές οξειδίων –


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ανορθοσίτη είναι ευθείες και οξύληκτες. Η μορφή αυτή, εμφανίζει αρκετά κοινά στοιχεία με τη μορφή των φλεβών. Ωστόσο, υπάρχουν παράγοντες που διαχωρίζουν αυτές τις δύο μορφές μεταξύ τους. Αυτοί οι παράγοντες είναι:

- Στην μορφή των εναλλασσόμενων ζωνών, στα σημεία των εναλλαγών, εντοπίζονται λεπτές ζώνες που αποτελούνται από ένυδρα ορυκτά, πράγμα που δεν συμβαίνει στις φλέβες.
- Οι ζώνες των οξειδίων στην μορφή των εναλλαγών εντοπίζονται κατά μήκος μιας παράταξης, σε αντίθεση με τις φλέβες.
- Οι μεγαλυτέρων διαστάσεων ζώνες περιέχουν μεγαλύτερα εγκλείσματα πλαγιοκλάστων.

Στο κοίτασμα CCRA, αξίζει να αναφερθεί και η ύπαρξη σημαντικής ποσότητας σουλφιδίων. Τα πιο συχνά σουλφίδια που εμφανίζονται στο κοίτασμα αυτό είναι ο σιδηροπυρίτης, ο χαλκοπυρίτης, ο μαγνητοπυρίτης και ο πεντλανδίτης. Τα σουλφίδια εμφανίζονται τόσο με τη μορφή διάχυσης, όσο και με την μορφή φλεβών. Στις φλέβες, κατόπιν ανάλυσης της συνολικής χημικής σύστασης, βρέθηκε περιεκτικότητα 1% σε νικέλιο και 1% σε χαλκό (Valvasori et al., 2015).


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Α.Π.Θ

# 9. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Σολδάτος Τ. & Χριστοφίδης Γ., 2013, Οπτική Ορυκτολογία, εκδόσεις Γιαχούδη, σελ. 168, 220-223

Ashwal, L.D., Webb, S.J. & Knoper, M.W. 2005: Magmatic Stratigraphy in the Bushveld Northern Lobe: Continuous Geophysical and Mineralogical Data from the 2950 m Bellevue drillcore. South African Journal of Geology 108: 199–232.

Bateman, A.M., 1951, The Formation of Late Magmatic Oxide Ores: ECONOMIC GEOLOGY, v. 46, p. 404–426.

Bosi, F., Hålenius, U., & Skogby, H., 2009, Crystal Chemistry of the Magnetite-Ulvospinel Series. American Mineralogist, 94(1), 181-189.

Cawthorn & Eales, 1996, The Bushveld Complex. Layered Intrusions

Cawthorn, R.G. & Webb, S.J. 2001: Connectivity Between the Western and Eastern Limbs of the Bushveld Complex. Tectonophysics 330: 195–209.

Charlier, B., Duchesne, J.-C., and Vander Auwera, J., 2006, Magma Chamber Processes in the Tellnes Ilmenite Deposit (Rogaland Anorthosite Province, SW Norway) and the formation of Fe-Ti ores in massif-type anorthosites: Chemical Geology, v. 234, p. 264–290.

Charlier, B., Grove, T.L., 2012, Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent. Contrib. Mineral. Petrol. 164 (1), 27–44.

Charlier, B., Namur, O., Bolle, O., Latypov, R., & Duchesne, J. C.,2015, Fe–Ti–V–P ore deposits associated with Proterozoic massif-type anorthosites and related rocks. Earth-Science Reviews, 141, 56-81.

Charlier, B., Namur, O., Duchesne, J. C., Wiszniewska, J., Parecki, A., & Auwera, J. V., 2009, Cumulate origin and polybaric crystallization of Fe-Ti oxide ores in the Suwalki anorthosite, northeastern Poland. Economic Geology, 104(2), 205-221.

Charlier, B., Namur, O., Grove, T.L., 2013, Compositional and kinetic controls on liquid immiscibility in ferrobasalt–rhyolite volcanic and plutonic series. Geochim. Cosmochim. Acta 113, 79–93.

Charlier, B., Namur, O., Malpas, S., de Marneffe, C., Duchesne, J.C., Vander Auwera, J., Bolle, O., 2010b, Origin of the giant Allard Lake ilmenite ore deposit (Canada) by fractional crystallization, multiple magma pulses and mixing. Lithos 117, 119–134.


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Charlier, B., Sakoma, E., Sauvé, M., Stanaway, K., Vander Auwera, J., and Duchesne, J.-C., 2008, The Grader layered intrusion (Havre-Saint-Pierre Anorthosite, Quebec) and genesis of nelsonite and other Fe-Ti-P ores: Lithos, v. 101, p. 359–378.

Charlier, B., Skår, Ø., Korneliussen, A., Duchesne, J.-C., Vander Auwera, J., 2007, Ilmenite composition in the Tellnes Fe–Ti deposit, SW Norway: fractional crystallization, postcumulus evolution and ilmenite–zircon relation. Contrib. Mineral. Petrol. 154, 119–134.

Duchesne, J.C., 1972, Iron-titanium oxide minerals in the Bjerkrem-Sogndal Massif, South-western Norway: Journal of Petrology, v. 13, p. 57-81

Duchesne, J.C., 1996, Liquid ilmenite or liquidus ilmenite: a comment on the nature of ilmenite vein deposits. In: Demaiffe, D. (Ed.), Petrology and Geochemistry of Magmatic Suites of Rocks in the Continental and Oceanic Crusts. A Volume Dedicated to Professor Jean MichotRoyal Museum for Central Africa (Tervuren). Université Libre de Bruxelles, pp. 73–82.

Duchesne, J.C., 1999, Fe–Ti deposits in Rogaland anorthosites (South Norway): geochemical characteristics and problems of interpretation. Mineral. Deposita 34, 182–198.

Duchesne, J.C., Shumlyanskyy, L., Charlier, B., 2006, The Fedorivka layered intrusion (Korosten Pluton, Ukraine): an example of highly differentiated ferrobasaltic evolution. Lithos 89, 353–376.

Dymek, R.F., Owens, B.E., 2001, Petrogenesis of apatite-rich rocks (nelsonites and oxideapatite gabbronorites) associated with massif anorthosites. Econ. Geol. 96, 797–815

Fischer L.A. & Yuan Q., 2016, Fe-Ti-V-(P) Resources in the Upper Zone of the Bushveld Complex, South Africa

Force, E.R., 1991, Geology of titanium-mineral deposits, U.S. Geological Survey Special Paper, 259, 112 p.

Gower, C.F., 1996, The evolution of the Grenville Province in Eastern Labrador, Canada. Geological Society of London, Special Publications, 112, pages 197-218.

Gower, C.F. and Krogh, T.E., 2002, A U-Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province. Canadian Journal of Earth Sciences, Volume 39, pages 795- 829

Gower, C.F., Kamo, S.L., Kwok, K. and Krogh, T.E., 2008, Proterozoic southward accretion and Grenvillian Orogenesis in the interior Grenville Province in Eastern Labrador: Evidence from U-Pb geochronological investigations. Precambrian Research, Volume 165, pages 65-95.


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Gower, C.F., Schärer, U. and Heaman, L.M., 1992, The Labradorian Orogeny in the Grenville Province, eastern Labrador. Canadian Journal of Earth Sciences, Volume 29, pages 1944-1957.

Gross, G. A., Gower, C. F., & Lefebure, D. V., 1997, Magmatic Ti-Fe±V oxide deposits. Geological Fieldwork, 24J-1.

Gross, G., 1996, Mafic intrusion-hosted titanium–iron. In: Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. (Eds.), Geology of Canadian Mineral Deposit Types. Geologica Survey of Canada, Geology of Canada, pp. 573–582.

Kgaswane, E.M., Nyblade, A.A., Durrheim, R.J., Julià, J., Dirks, P.H.G.M. & Webb, S.J., 2012, Shear wave velocity structure of the Bushveld Complex, South Africa. Tectonophysics 554–557: 83–104.

Kinnaird, J.A., Hutchinson, D., Schurmann, L., Nex, P.A.M. & de Lange, R., 2005, Petrology and mineralisation of the southern Platreef: Northern limb of the Bushveld Complex, South Africa. Mineralium Deposita 40: 576–597.

Koepke J.,2016, Gabbro. In: Harff J., Meschede M., Petersen S., Thiede J. (eds) Encyclopedia of Marine Geosciences. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht.

Kolker, A., 1982, Mineralogy and geochemistry of Fe-Ti oxide and apatite (nelsonite) deposits and evaluation of the liquid immiscibility hypothesis: ECONOMIC GEOLOGY, v. 77, p. 1146–1148.

Lafrance, B., John, B.E., and Scoates, J.S., 1996, Syn-emplacement recrystallization and deformation microstructures in the Poe Mountain anorthosite, Wyoming: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 122, p. 431–440

Li, H., Li, L., Zhang, Z., Santosh, M., Liu, M., Cui, Y., Yang, X., Chen, J., Yao, T., 2014, Alteration of the Damiao anorthosite complex in the northern North China Craton: implications for high-grade iron mineralization. Ore Geol. Rev. 57, 574–588.

Lister G.F., 1966, The Composition and Origin of Selected Iron-Titanium Deposits

Maier, W. D., Barnes, S. J., & Karykowski, B. T., 2016, A chilled margin of komatiite and Mg-rich basaltic andesite in the western Bushveld Complex, South Africa. Contributions to Mineralogy and Petrology, 171(6), 57.

Morisset, C.-E., Scoates, J.S., Weis, D., Sauve, M., Stanaway, K.J., 2010, Rutile-bearing ilmenite deposits associated with the Proterozoic Saint-Urbain and Lac Allard anorthosite massifs, Grenville Province, Québec. Can. Mineral. 48, 821–849.


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Namur, O., Hatert, F., Grandjean, F., Long, G. J., Krins, N., Fransolet, A. M., Vander Auwera, J., and Charlier, B., 2009, Ti substitution mechanisms in phlogopites from the Suwalki massif-type anorthosite, NE Poland: European Journal of Mineralogy, v. 21, in press

Oszczepalski, S., Wiszniewska, J., & Mikulski, S., 2018, Badania złóż surowców metalicznych przez Państwowy Instytut Geologiczny. Przegląd Geologiczny, 66(9).

Owens, B.E., Dymek, R.F., 1992, Fe–Ti–P-rich rocks and massif anorthosite: problems of interpretation illustrated from the Labrieville and St-Urbain plutons, Quebec. Can. Mineral. 30, 163–190

Paludan, J., Hansen, U.B., Olesen, N.Ø., 1994, Structural evolution of the Precambrian Bjerkreim–Sokndal intrusion, South Norway. Nor. Geol. Tidsskr. 74, 185–198.

Pang, K.-N., Li, C., Zhou, M.-F., and Ripley, E., 2008a, Abundant Fe-Ti oxide inclusions in olivine from the Panzhihua and Hongge layered intrusions, SW China: Evidence for early saturation of Fe-Ti oxides in ferrobasaltic magma: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 156, p. 307–321.

Pang, K.-N., Zhou, M.-F., Lindsley, D., Zhao, D. and Malpas, J., 2008b, Origin of Fe-Ti oxide ores in mafic intrusions: Evidence from the Panzhihua intrusion, SW China: Journal of Petrology, v. 49, p. 295–313.

Parecki, A., 1998, Geological structure of the Krzemianka and Udryn deposits, in Ryka, W., and Podemski, M., eds., Geology of the Suwalki anorthosite massif (northeastern Poland): Warsaw, Poland, Prace Panstwowego Instytutu Geologicznego, p. 123–135.

Philippe, S., Wardle, R.J. and Scharer, U. 1993, Labradorian and Grenvillian crustal evolution of the Goose Bay region, Labrador: new U-Pb geochronological constraints. Canadian Journal of Earth Sciences, Volume 30, pages 2315-2327.

Philpotts, A.R., 1967, Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks: ECONOMIC GEOLOGY, v. 62, p. 303–315

Philpotts, A.R., 1982, Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol. 80, 201–218

Reynolds I., 1985, The Nature and Origin of Titaniferous Magnetite-Rich Layers in the Upper Zone of the Bushveld Complex: A Review and Synthesis

Roedder, E., 1978, Silicate liquid immiscibility in magmas and in the system $K_2O$–FeO–$Al_2O_3$–$SiO_2$: an example of serendipity. Geochim. Cosmochim. Acta 42, 1597–1617.


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Schärer, U., Krogh, T.E. and Gower, C.F., 1986, Age and evolution of the Grenville Province in eastern Labrador from U-Pb systematics in accessory minerals. Contributions to Mineralogy and Petrography, Volume 94, pages 438-451.

Scoon, R.N. & Mitchell, A.A., 2012, The upper zone of the bushveld complex at Roossenekal, South Africa: Geochemical stratigraphy and evidence of multiple episodes of magma replenishment. South African Journal of Geology 115: 515–534.

Speczik, S., Wiszniewska, J., and Diedel, R., 1988, Minerals, exsolution features and geochemistry of Fe-Ti ores of the Suwalki district (north-east Poland): Mineralium Deposita, v. 23, p. 200–210

Tanner, D., Mavrogenes, J.A., Arculus, R.J. & Jenner, F.E., 2014, Trace Element Stratigraphy of the Bellevue Core, Northern Bushveld: Multiple Magma Injections Obscured by Diffusive Processes. Journal of Petrology 55: 859–882

Tegner, C., Cawthorn, R.G. & Kruger, F.J., 2006, Cyclicity in the Main and Upper Zones of the Bushveld Complex, South Africa: Crystallization from a Zoned Magma Sheet. Journal of Petrology 47: 2257–2279

Tollo, R.P., Corriveau, L., Mclelland, J. and Bartholomew, M.J., 2004, Proterozoic tectonic evolution of the Grenville Orogen in North America: an introduction. Geological Society of America, Memoir 197, pages 1-18.

Toplis, M.J., Carroll, M.R., 1995, An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe–Ti oxide stability, phase relations, and mineral–melt equilibria in ferro-basaltic systems. J. Petrol. 36, 1137–1170

Valvasori, A., Fonkwe, M. L. D., Piercey, S. J., & Conliffe, J., 2015, Orthomagmatic Fe–Ti–V Oxide Mineralization Hosted in Paleoproterozoic Anorthosite in The Cape Caribou River Allochthon, Grenville Province, Southeast Labrador: Preliminary Results.

Von Gruenewaldt G.,1989, Gabbro and norite. In: Petrology. Encyclopedia of Earth Science. Springer, Boston, MA

Wardle, R.J., Ryan, B., Philippe, S. and Scharer, U., 1990, Proterozoic crustal development, Goose Bay region, Grenville Province, Labrador, Canada. In MidProterozoic Laurentia-Baltica. Edited by C.F. Gower, T Rivers and B. Ryan. Geological Association of Canada, Special Paper 38, pages 297-214.

Webb, S.J., Cawthorn, R.G., Nguuri, T. & James, D, 2004, Gravity modeling Bushveld complex connectivity supported by Southern African Seismic Experiment results. South African Journal of Geology 107: 207–218.


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Wright, 1989, Anorthosite. In: Petrology. Encyclopedia of Earth Science. Springer, Boston, MA

Zeh, A., Ovtcharova, M., Wilson, A.H. & Schaltegger, U., 2015, The Bushveld Complex was emplaced and cooled in less than one million years – results of zirconology, and geotectonic implications. Earth and Planetary Science Letters 418: 103–114.

Zhou, M.-F., Robinson, P.T., Lesher, C.M., Keays, R.R., Zhang, C.-J., and Malpas, J., 2005, Geochemistry, petrogenesis and metallogenesis of the Panzhihua gabbroic layered intrusion and associated Fe-Ti-V oxide deposits, Sichuan province, SW China: Journal of Petrology, v. 46, p. 2253–2280.

ΙΣΤΟΛΟΓΙΟ

Βαβελίδης Μ., Μέλφος Β., Παρουσιάσεις Εργαστηρίων Μαθήματος "Κοιτασματολογία Μεταλλευμάτων", Α.Π.Θ. http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo645y/pdf_labs/3o_erg_2008.pdf

Κορωναίος Α., Ηλεκτρονικός Ιστότοπος μαθήματος "Πετρολογία Πυριγενών Πετρωμάτων", Α.Π.Θ. http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo317y/

Κορωναίος Α., Παρουσιάσεις μαθήματος "Γενική Γεωχημεία", Α.Π.Θ. http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo535y/paroysiaseis.htm

Σολδάτος Τ., Παπαδοπούλου Λ., Ηλεκτρονικός Ιστότοπος μαθήματος "Ορυκτολογία", , Α.Π.Θ. http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo106y/

Google Earth https://www.google.com/intl/el/earth/


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης