



ΓΕΩΧΗΜΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΓΡΑΝΙΤΙΚΩΝ ΜΑΓΜΑΤΩΝ ΑΠΟ ΤΗΞΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΗΠΕΙΡΩΤΙΚΟΥ ΦΛΟΙΟΥ

Παπαδοπούλου Γεωργία
Διπλωματική εργασία



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2017



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



ΓΕΩΧΗΜΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΓΡΑΝΙΤΙΚΩΝ ΜΑΓΜΑΤΩΝ ΑΠΟ ΤΗΞΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΗΠΕΙΡΩΤΙΚΟΥ ΦΛΟΙΟΥ

Διπλωματική εργασία από τη φοιτήτρια :
Παπαδοπούλου Γεωργία
Επιβλέπων καθηγητής : Κορωνάιος Α.

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2017



© Παπαδοπούλου Γεωργία, Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας
2017
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

ΓΕΩΧΗΜΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΓΡΑΝΙΤΙΚΩΝ ΜΑΓΜΑΤΩΝ ΑΠΟ ΤΗΞΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΗΠΕΙΡΩΤΙΚΟΥ ΦΛΟΙΟΥ

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 ΑΠΘ.



*Στους γονείς μου, Μαρία και Αντώνη
και στον αδερφό μου, Χάρη*



Περιεχόμενα

Περίληψη	1
Abstract	1
Πρόλογος	2
Κεφάλαιο 1 ^ο : Εισαγωγή	
1.1. Γενικά στοιχεία και διαδικασίες γένεσης γρανιτικών μαγμάτων	3
1.1.1. Χημική και ορυκτολογική σύσταση πετρωμάτων του φλοιού	3
1.1.2. Ποσοστό νερού στα αρχικά πετρώματα	4
1.1.3. Θερμοκρασία και λιθοστατική πίεση	5
1.1.4. Παρουσία πτητικών και σύστασή τους	6
1.2 Τύποι γρανιτών από τήξη ιζηματογενών και μετα-ιζηματογενών πρωτόλιθων	7
1.3 Πειραματικές μέθοδοι μερικής τήξης και συμπεράσματα για τη χημική σύσταση των τηγμάτων	8
1.4. Ρόλος των καλιούχων αστρίων στην αφυδατική τήξη μεταπηλιτών	14
Κεφάλαιο 2 ^ο : Πειραματικά δεδομένα	
2.1. Δεδομένα	17
2.2. SiO ₂	17
2.3. TiO ₂	19
2.4. Al ₂ O ₃	20
2.5. FeO _t	22
2.6. MnO	23
2.7. MgO	25
2.8. CaO	26
2.9. Na ₂ O	28
2.10. K ₂ O	29
2.11. P ₂ O ₅	31
2.12. A/CNK	32
2.13. Τριγωνικά διαγράμματα	33
Κεφάλαιο 3 ^ο : Συμπεράσματα	35
Βιβλιογραφία	37
Ευχαριστίες	40
Παράρτημα	41



Περίληψη

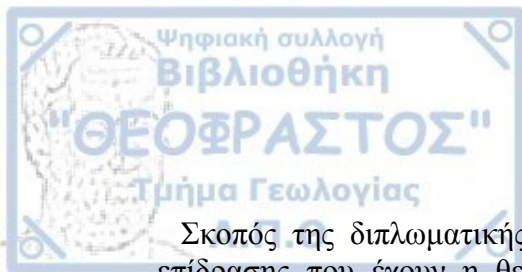
Η γένεση γρανιτικών μαγμάτων αποτελεί μια πολύπλοκη διαδικασία ιδιαίτερης γεωλογικής και γεωδυναμικής σημασίας. Βασίζεται στη μερική τήξη ιζηματογενών, μεταμορφωμένων και πυριγενών πετρωμάτων, τόσο ηπειρωτικής όσο και ωκεάνιας προέλευσης. Η παρούσα διπλωματική εργασία εστιάζει στη μελέτη πετρωμάτων του ηπειρωτικού φλοιού και πώς η σύσταση τους σε συνδυασμό με τη θερμοκρασία και τη πίεση επηρεάζει τα τήγματα που θα δημιουργηθούν από τη τήξη τους. Αρχικά παραθέτονται οι βασικοί παράμετροι που επιδρούν στη διαδικασία της μερικής τήξης και οι τύποι των γρανιτών που θα προκύψουν από τα εξεταζόμενα αρχικά υλικά. Επίσης παρουσιάζεται η πειραματική μελέτη δεδομένων για τη θερμοκρασία, τη πίεση και τη σύσταση των πετρωμάτων πηγών και των αντίστοιχων τηγμάτων τους, καθώς και τα διαγράμματα που κατασκευάστηκαν σύμφωνα με αυτά. Τέλος αναφέρονται τα συμπεράσματα που εξάγονται από τα διαγράμματα, για τη μεταβολή της χημικής σύστασης από τη πηγή στο παραχθέν τήγμα.

Λέξεις-κλειδιά: Γρανιτικά μάγματα, μερική τήξη, ηπειρωτικός φλοιός, θερμοκρασία, πίεση, χημική σύσταση

Abstract

The generation of granitic magmas is a complex process, of particular geological and geodynamic significance. It's based on the process of partial melting of sedimentary, metamorphic and igneous rocks, both of continental and oceanic origin. This present thesis focuses on the study of sedimentary and metamorphic rocks from the continental crust and how their composition in combination with temperature and pressure affects the granitic melts that will be produced. At first are listed the primary parameters that influence the procedure of partial melting and the types of the granites that will be generated by the different starting materials. The experimental study of data for temperature, pressure and chemical composition, and the diagrams that are made according to those data, are presented. Lastly the conclusions from the mentioned above diagrams, for the variation of the chemical composition from the source to the produced melt, are being discussed.

Keywords: Granitic magmas, partial melting, continental crust, temperature, pressure, chemical composition



Πρόλογος

Σκοπός της διπλωματικής αυτής εργασίας είναι η εμπειριστατωμένη μελέτη της επίδρασης που έχουν η θερμοκρασία, η πίεση αλλά και η ορυκτολογική/χημική σύσταση των πρωτόλιθων στη σύσταση των γρανιτικών μαγμάτων και κατ' επέκταση πετρωμάτων που θα προκύψουν από τη τήξη τους. Πιο συγκεκριμένα εξετάζονται τα μαγματικά τήγματα που προέρχονται από τήξη πετρωμάτων του ηπειρωτικού φλοιού, δηλαδή από τήξη ιζηματογενών και μεταμορφωμένων πετρωμάτων. Στο πλαίσιο της εργασίας συλλέχθηκαν δεδομένα από παλαιότερες έρευνες και δημιουργήθηκε ένα αρχείο excel, με βάση το οποίο κατασκευάστηκαν τα απαραίτητα διαγράμματα.

Αναλύοντας τα διαγράμματα εξάγουμε συμπεράσματα για τη χημική σύσταση καθώς και το είδος του γρανιτικού μάγματος που θα προκύψει από τη τήξη των υπό μελέτη αρχικών πετρωμάτων. Η παρούσα εργασία περιλαμβάνει αρχικά βιβλιογραφικά στοιχεία για τα γρανιτικά μάγματα και τη προέλευσή τους καθώς και μερικές από τις εργαστηριακές μεθόδους που χρησιμοποιήθηκαν για τη τήξη των αρχικών υλικών. Επίσης παραθέτονται τα αντίστοιχα διαγράμματα καθώς και τα συμπεράσματα που προκύπτουν από τη μελέτη τους.

Κεφάλαιο 1^ο – Εισαγωγή**1.1. Γενικά στοιχεία και διαδικασίες γένεσης γρανιτικών μαγμάτων**

Η δημιουργία και η άνοδος των γρανιτικών μαγμάτων αποτελεί μια από τις πιο σημαντικές γεωδυναμικές διαδικασίες, καθώς μεταφέρονται τόσο θερμότητα όσο και υλικά με χαμηλή πυκνότητα πιο κοντά στα ανώτερα στρώματα της Γης (Montel & Vielzeuf 1997). Η διαδικασία με την οποία σχηματίζονται τα γρανιτικά μάγματα είναι αυτή της μερικής τήξης, κατά την οποία το αρχικό πέτρωμα τήκεται μερικώς και ανάλογα με τις επικρατούσες συνθήκες και τη χημική του σύσταση θα δώσει το αντίστοιχο μάγμα.

Η μερική τήξη ελέγχεται από αρκετές παραμέτρους, οι οποίες και καθορίζουν το αποτέλεσμα της, όπως η χημική και ορυκτολογική σύσταση των πρωτόλιθων, το ποσοστό του νερού στα αρχικά πετρώματα, η θερμοκρασία και η λιθοστατική πίεση και τέλος η παρουσία πτητικών και η σύσταση τους.

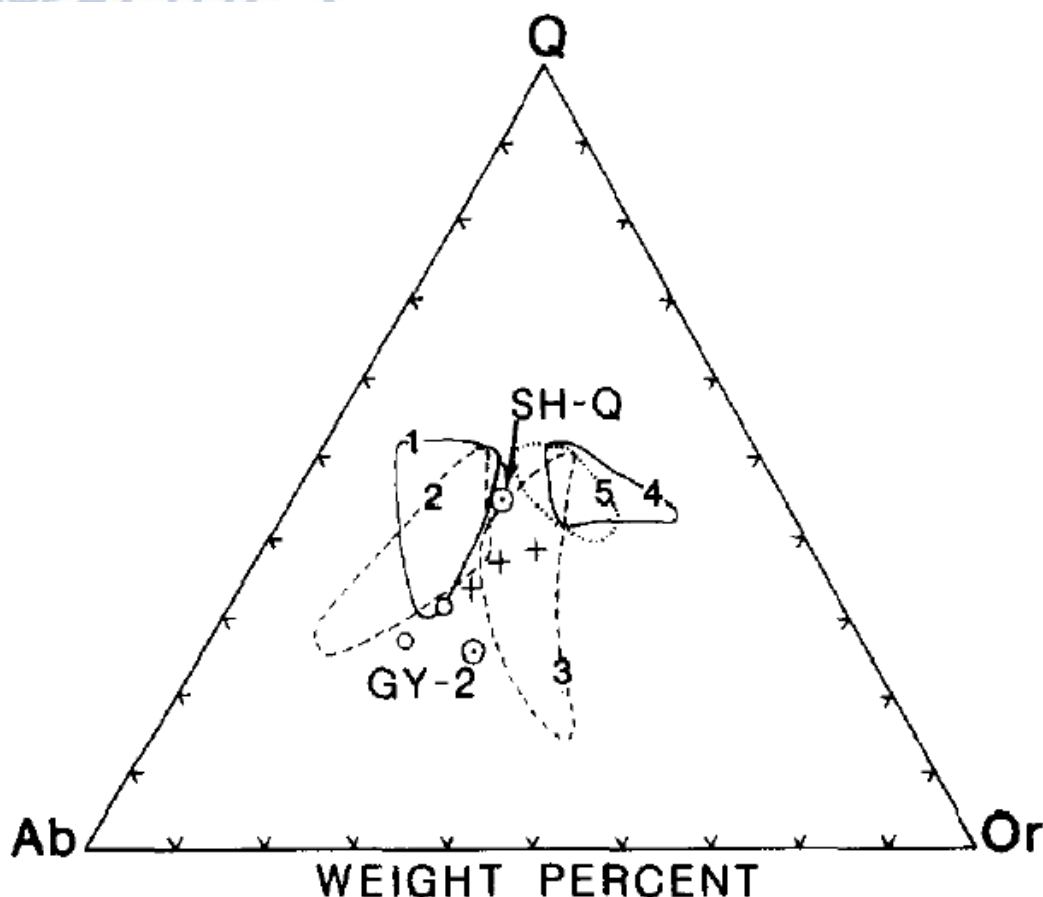
1.1.1. Χημική και ορυκτολογική σύσταση πετρωμάτων του φλοιού

Γενικά ο ηπειρωτικός φλοιός αποτελείται από ιζηματογενή πετρώματα, πυριγενή με κυρίαρχα τα γρανιτικά και τα γαββρικά καθώς και μεταμορφωμένα πετρώματα (Carmichael et al. 1974).

Τα ιζηματογενή πετρώματα στο μεγαλύτερο ποσοστό τους (πάνω από 80%) κυρίως αποτελούνται από άργιλο, άμμο, πηλό και ηφαιστειακά υλικά. Το υπόλοιπο ποσοστό (περίπου 20%) αποτελούν τα ανθρακικής σύστασης πετρώματα (Ronon & Yarashevsky 1969). Επιπλέον το 75% των ιζημάτων του ηπειρωτικού φλοιού εμφανίζονται στις περιοχές των γεωσυγκλίσεων και παρουσιάζουν χημική σύσταση που είναι πλούσια είτε σε K είτε σε Na, όπως φαίνεται στο σχήμα 1.1.1.

Ανάλογα με τη χημική σύσταση των πετρωμάτων, εξίσου σημαντική είναι και η ορυκτολογία τους. Πέρα από το χαλαζία που είναι κοινός στα πετρώματα του ηπειρωτικού φλοιού, κυριαρχούν και τα ορυκτά της ομάδας των αστρίων τα οποία ανάλογα με τη σύσταση τους μπορεί να προσδίνουν στο πέτρωμα υψηλές περιεκτικότητες σε Na ή K. Σε μικρότερες περιεκτικότητες εμφανίζονται ένυδρα ορυκτά όπως αυτά τις ομάδας των μαρμαρυγιών και της κεροστίλβης (Kilinc 1989).

Με βάση πειραματικές έρευνες που έχουν γίνει πάνω στη μίξη χαλαζία με καλιούχους αστρίους και του νατριούχου μέρος των πλαγιόκλαστων βγήκε το συμπέρασμα ότι θα προκύψουν γρανιτικά τήγματα, μέσα σε ένα στενό διάστημα θερμοκρασίας πάνω από τη γραμμή solidus. Παράλληλα καθώς αυξάνεται η θερμοκρασία ο βιοτίτης και η κεροστίλβη αντιδρούν με το παραγόμενο τήγμα και αρχίζουν να ενσωματώνονται σε αυτό (Robertson & Wyllie 1971). Επομένως τα πετρώματα τα οποία έχουν μεγαλύτερη αναλογία Αλβίτη/Ορθόκλαστου στους καλιούχους αστρίους και Αλβίτη/Ανορθίτη στα πλαγιόκλαστα θα δημιουργήσουν πιο πολλά τήγματα ελάχιστα πάνω από τη θερμοκρασία τήξης σε αντίθεση με τα πετρώματα που παρουσιάζουν μικρότερη αναλογία.



Σχ.1.1.1. Τριγωνικό διάγραμμα Ab-Or-Q που δείχνει τις κανονικοποιημένες τιμές λευκοκρατικού γραουβάκη (1), νατρίουχου χαλαζιο-αστριούχου σχιστόλιθου (2), καλιούχου χαλαζιο-αστριούχου σχιστόλιθου (3), λευκοκρατικού αργιλίτη (4), αργιλικά πετρώματα από τη πλατφόρμα της Ρωσίας (5) (Ronov et al. 1965).

1.1.2. Ποσοστό νερού στους πρωτόλιθους

Το νερό και η αρχική του περιεκτικότητα στο πέτρωμα, επηρεάζει σημαντικά τη διαδικασία της μερικής τήξης, καθώς η είσοδος του στο σύστημα ταπεινώνει το σημείο τήξης. Εμφανίζεται είτε μέσα στα κενά του πρωτογενούς ή του δευτερογενούς πορώδους του πετρώματος, είτε σε μοριακή μορφή στο πλέγμα των ένυδρων ορυκτών.

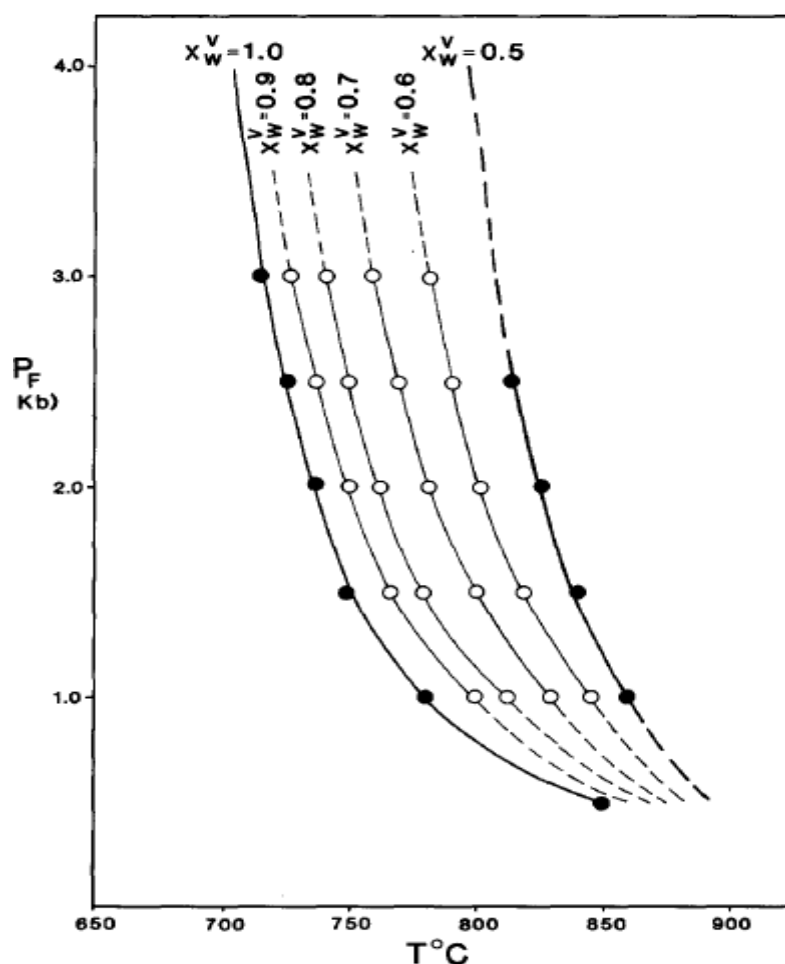
Σύμφωνα με τον Wedepohl (1969) πετρώματα όπως οι γραουβάκες και οι αργιλικό σχιστόλιθοι έχουν περίπου 2.4 wt % νερό και 5 wt % αντίστοιχα. Όταν υποστούν τη διαδικασία της μεταμόρφωσης το ποσοστό αυτό θα μεταβληθεί και τα μεταμορφωμένα πετρώματα που θα προκύψουν, όπως για παράδειγμα μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι και σιλλιμανιτικοί γενεύσιοι θα έχουν 2.41 και 2.02 wt % αντίστοιχα. Το νερό αυτό θα εμφανίζεται κατά κύριο λόγο στο πλέγμα των μαρμαρυγίων και των αμφιβόλων του μεταμορφωμένου πετρώματος.

1.1.3. Θερμοκρασία και λιθοστατική πίεση

Ίσως από τις κυριότερες παραμέτρους όσο αφορά τη μερική τήξη είναι η θερμοκρασία και η λιθοστατική πίεση καθώς είναι αυτές που θέτουν τα θεμελιώδη όρια του συστήματος μέσα στα οποία θα πραγματοποιηθεί αυτή.

Γενικά η λιθοστατική πίεση παρουσιάζει ένα σαφώς καθορισμένο εύρος τιμών, οι οποίες φτάνουν μέχρι και τα 10 Kbar. Εξαρτάται από το πάχος του φλοιού το οποίο στη περίπτωση των ηπείρων παρουσιάζει μια μέση τιμή των 35 Km. Η θερμοκρασία ωστόσο δεν έχει τόσο σαφή όρια όπως η πίεση, λόγω των υποθέσεων που πρέπει να γίνουν για να καθοριστεί η θερμική ιστορία της Γης από την οποία εξαρτάται και η διακύμανση της (MacGregor & Basu 1974).

Η θερμοκρασία επίσης επηρεάζεται και από τη παρουσία νερού μέσα στο σύστημα, όπως αναφέρθηκε παραπάνω. Σύμφωνα με το σχήμα 1.1.2 στη περίπτωση περίσσειας νερού παρατηρούνται χαμηλότερες θερμοκρασίες σε σχέση με τη πιο περιορισμένη παρουσία του.



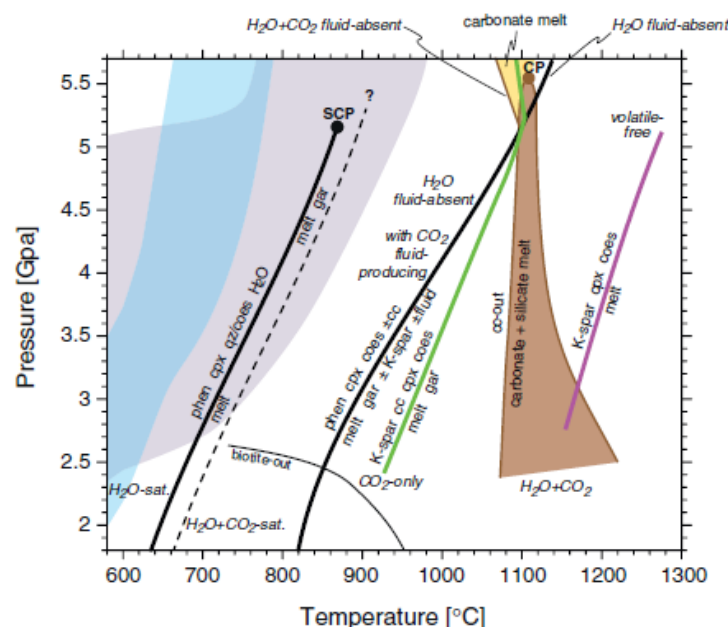
Σχ.1.1.2 Διάγραμμα P-T που συγκρίνει τις καθορισμένη και υπολογισμένη έναρξης των καμπυλών τήξης ενός χαλαζιακού διορίτη για γραμμομοριακό κλάσμα νερού $X_w=0.5-1.0$. Η πρώτη καμπύλη από τα αριστερά δείχνει τη καμπύλη τήξης με περίσσεια νερού ενώ η πρώτη από δεξιά με αναλογία H_2 και CO_2 1:1 Kilinc (1989).

Η θερμοβαθμίδα ποικίλει από 8°C/Km ως και 40°C/Km στον ηπειρωτικό φλοιό. Ωστόσο υπάρχουν σημεία του φλοιού όπου η ροή θερμότητας ξεπερνά τη μέση τιμή των 0,053 W/m², με αποτέλεσμα η θερμοκρασία να αυξάνεται με μεγαλύτερο βαθμό σε σχέση με το βάθος. Στην περίπτωση αυτή τα τμήματα του φλοιού που είναι υπερκείμενα της ζώνης υποβύθισης, σε συνδυασμό με την άνοδο θερμότητας από το μανδύα καθώς και βασικών μαγμάτων στα ανώτερα στρώματα αυξάνει την ισόθερμη της περιοχής (Huppert & Sparks 1988). Αυτό έχει ως άμεσο αποτέλεσμα τα πετρώματα να αρχίζουν να τήκονται σε βάθη μικρότερα των 20Km ή σε πιέσεις μεγαλύτερες των 5Kbar.

1.1.4. Παρουσία πτητικών και σύστασή τους

Η μερική τήξη όσο αφορά τα πτητικά στοιχεία διακρίνεται σε αυτή που πραγματοποιείται σε σύστημα είτε με τη παρουσία ρευστών και πτητικών είτε με απουσία τους. Μερικά από τα πτητικά είναι το H₂O, CO₂, HF, HCl, H₂S, CO, SO₂ καθώς σύμπλοκα χλωρίδια μετάλλων (MCl⁺, MCl²⁺) και Βοριούχες (B) /Φθοριούχες (F) /Χλωριούχες (Cl) ενώσεις μετάλλων/αμέταλλων, με τα δύο πρώτα να είναι τα πιο κύρια.

Η τήξη κορεσμένη σε ρευστά απαιτεί την παρουσία συγκεκριμένης ποσότητάς τους προκειμένου να πραγματοποιηθεί (Schmidt 2015), τα οποία προέρχονται από μεταμορφικές αντιδράσεις που λαμβάνουν χώρα σε μεγαλύτερα βάθη, όπως φαίνεται στο σχήμα 1.1.3. Αντίθετα η τήξη που εξελίσσεται με απουσία ρευστών στηρίζεται σε πετρώματα των οποίων η ορυκτολογική σύσταση περιλαμβάνει ένυδρες φάσεις ορυκτών, με ένα σημαντικό μέρος των ίδιων των ρευστών ουσιαστικά να απουσιάζει.



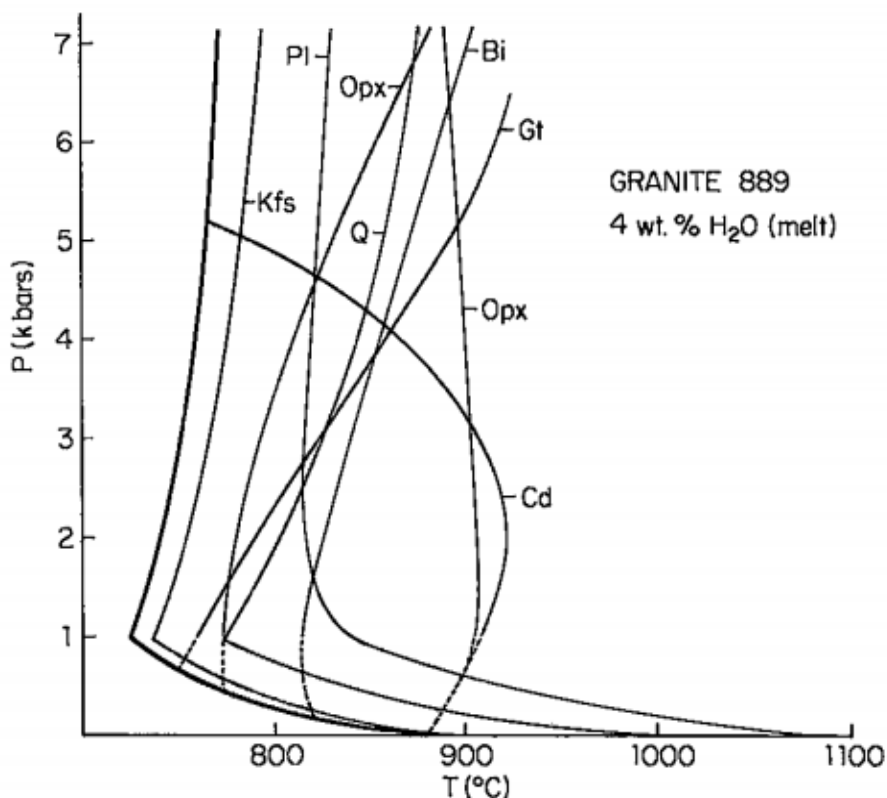
Σχ.1.1.3 Διάγραμμα P-T για τη τήξη μεταμορφωμένων ιζημάτων, με όλους τους συνδυασμούς θερμοκρασίας, πίεσης και πτητικών. (Schmidt 2015).

Οι μεγαλύτερες μάζες γρανιτικών πετρωμάτων εμφανίζονται σε ορογενετικές ζώνες του ηπειρωτικού φλοιού και απουσιάζουν από τις ωκεάνιες περιοχές γεγονός που υποδεικνύει ότι τα όξινα μάγματα σχηματίζονται από τη μερική τήξη ηπειρωτικών πετρωμάτων. Με βάση υπαίθριες παρατηρήσεις, γεωχημικές και ισοτοπικές αναλύσεις έχει αποδειχθεί ότι τα γρανιτικά μάγματα προέρχονται κατά κύριο λόγο από τήξη ιζηματογενών και των αντίστοιχων τους μεταμορφωμένων (Chappel & White 1974, Chappel & White 1983).

1.2. Τύποι γρανιτικών από τήξη ιζηματογενών / μετα-ιζηματογενών πρωτόλιθων.

Ο κύριος τύπος γρανιτικών μαγμάτων και κατ' επέκταση πετρωμάτων που προκύπτουν από τήξη ιζηματογενών και μετα-ιζηματογενών πετρωμάτων είναι οι S τύπου γρανίτες. Εμφανίζονται κυρίως σε ζώνες σύγκρουσης ηπειρωτικών πλακών και είναι υπεραργλικής σύστασης, δηλαδή το μοριακό τους Al_2O_3 είναι περισσότερο από $Na_2O + K_2O + CaO_2$. Χαρακτηριστικοί γρανίτες αυτού του τύπου είναι αυτοί των Ιμαλαΐων.

Γενικά οι S τύπου γρανίτες πέρα από την υπεραργλική τους σύσταση χαρακτηρίζονται και από πολύ υψηλές περιεκτικότητες σε SiO_2 , >65%, και περιορίζονται μόνο σε όξινης σύστασης γρανιτικά μάγματα (Chappell & White 1974). Αυτό οφείλεται στα αρχικά πετρώματα τα οποία με τη σειρά τους είναι πλούσια σε SiO_2 . Στο σχήμα 1.2.1 φαίνονται οι ορυκτολογικές φάσεις που προκύπτουν ανάλογα με τη μεταβολή της θερμοκρασίας και της πίεσης.



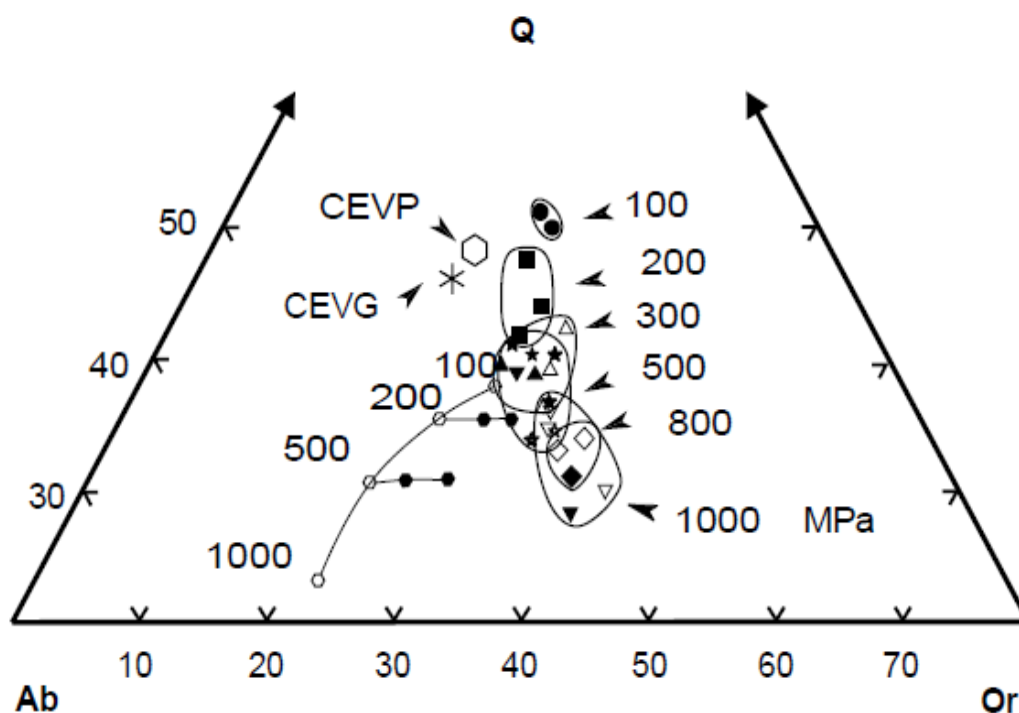
Σχ.1.2.1. Διάγραμμα P-T που παρουσιάζει τη προβολή των ορίων των φάσεων για τον γρανίτη Strathbogie, με 4 wt% H₂O στο τήγμα. (Clemens & Wall 1981).

1.3. Πειραματικές μέθοδοι μερικής τήξης και συμπεράσματα για τη χημική σύσταση των τηγμάτων.

Ο γρανιτικός μαγματισμός στο φλοιό απαιτεί τη παρουσία συγκεκριμένων πετρωμάτων-πηγών προκειμένου να πραγματοποιηθεί. Τα πετρώματα που μπορούν να αποτελέσουν πηγές ποικίλουν, με τους γραουβάκες και τους μεταπηλίτες να αποτελούν τα κυριότερα λόγω της περιεκτικότητας τους σε νερό καθώς και τη παρουσία ορυκτών όπως ο χαλαζίας και οι άστριοι, που τους καθιστούν ικανούς για τη παραγωγή τηγμάτων γρανιτικής σύστασης.

Οι Montel & Vielzeuf (1997) μελέτησαν τη μερική τήξη ενός γραουβάκη οποίος περιείχε 41% χαλαζία, 32% πλαγιόκλαστο, 25% βιοτίτη (19.51 wt% Al_2O_3 , 2.8 wt% TiO_2 και X_{Fe} 0.56), καθώς και απατίτη, μοναζίτη, τουρμαλίνη, ζirkόνιο και σιδηροπυρίτη, σε πίεση 1 ως 20 Kbar και θερμοκρασία να κυμαίνεται από τιμές στις οποίες εμφανίζεται ο ορθοπυρόξενος ως και τιμές στις οποίες απουσιάζει ο βιοτίτης, όπως φαίνεται στο σχήμα 1.3.1.

Οι κυριότερες φάσεις που εμφανίζονται είναι το γυαλί, ο βιοτίτης, ο ορθοπυρόξενος καθώς και κάποια οξειδία του σιδήρου και του τιτανίου. Παράλληλα σε πιέσεις 1 με 3 Kbar παρατηρείται η φάση του κορδιερίτη ενώ σε ακόμα μεγαλύτερες πιέσεις εμφανίζεται και ο γρανάτης. Οι καλιούχοι άστριοι δεν εμφανίζονται σε ξεχωριστή φάση αλλά σε συνδυασμό με το πλαγιόκλαστο.



Σχ.1.3.1. Τριγωνικό διάγραμμα που παρουσιάζει τη σύσταση του τηγματος (Montel & Vielzeuf 1997).

Ο πίνακας 1 παρουσιάζει τη κατανομή των χημικών στοιχείων στα τήγματα που έχουν παραχθεί. Γενικά παρατηρούνται υψηλά ποσοστά Si_2O με μέση τιμή 71,4 wt% που επιβεβαιώνει ότι το μάγμα που θα δημιουργηθεί από μερική τήξη γραουβάκη θα είναι γρανιτικής σύστασης. Επίσης το ποσοστό του Al_2O_3 είναι περισσότερο από αυτό των $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Ca}_2\text{O}$, για αυτό και χαρακτηρίζεται ως υπεραργιλικό. Οι τιμές στις παρενθέσεις του καλίου και του νατρίου είναι οι μη διορθωμένες.

Το ποσοστό του τήγματος που παράγεται κατά τη μερική τήξη μειώνεται όσο αυξάνεται η θερμοκρασία, καθώς απαιτούνται πολύ υψηλές τιμές της για να παραχθεί μεγάλη ποσότητα τήγματος, και δεν είναι εύκολο να επιτευχθούν. Αντίθετα σε πιέσεις μικρότερες των 5 Kbar παρατηρείται απότομη αύξηση του τήγματος σε συγκεκριμένο πλαίσιο θερμοκρασιών και με τη συνεχή άνοδο της πίεσης το ποσοστό αυξάνεται ακόμα περισσότερο. Επίσης στις πιέσεις αυτές συμπίπτει η έναρξη της τήξης με τη παρουσία του ορθοπυρόξενου, γεγονός που δεν ισχύει σε υψηλότερες πιέσεις.

Με βάση τα πειραματικά δεδομένα έχει αποδειχθεί ότι οι γραουβάκες παράγουν το περισσότερο τήγμα σε μέσες τιμές πιέσεων, ενώ σε υψηλότερες γίνονται λιγότερο παραγωγικοί σε σύγκριση με τους πηλίτες. Τα τήγματα που προκύπτουν είναι λευκοκρατικά και υπεραργιλικά και είναι παρόμοιας σύστασης με τους λευκογρανίτες των Ιμαλαΐων, του Κεντρικού Ορεινού Όγκου (Massif Central) και του βαθόλιθου της Κορνούμπια (Montel & Vielzeuf 1997).

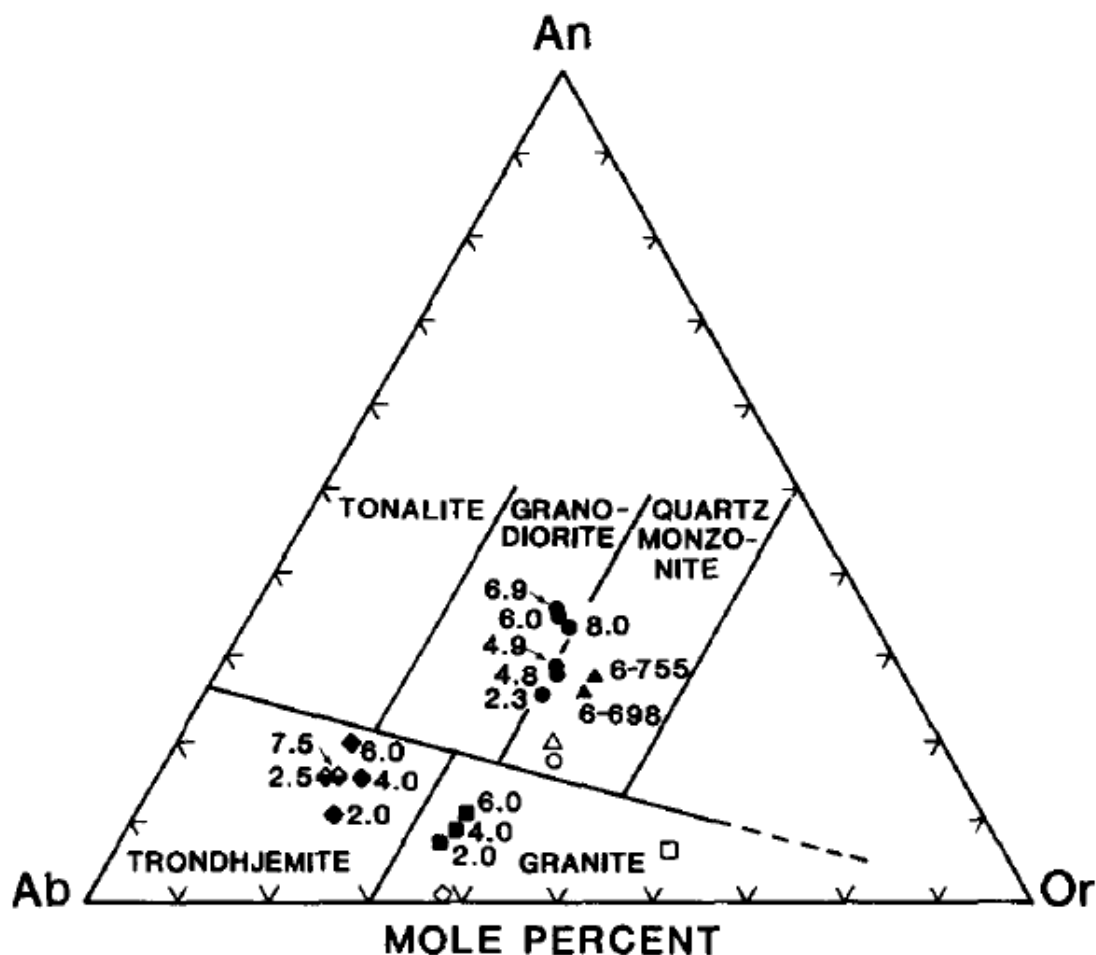
Ο Kilinc (1989) μελέτησε τη σχέση της μεταμόρφωσης και της τήξης των ίζηματογενών πετρωμάτων, για να προσδιορίσει τη σύσταση των γρανιτικών μαγμάτων που θα προκύψουν από τη μερική τήξη πετρωμάτων του φλοιού. Τα αρχικά πετρώματα ήταν γραουβάκες και σχιστόλιθοι. Η τήξη έγινε σε θερμοκρασίες 650°C, 700 °C και 750°C και πίεση 2 ως 8 Kbar, σε συνδυασμό με διάλυμα 0.75m NaCl-0.45m - KCl and 0.225m CaCl_2 - 0.750m NaCl. Στα δείγματα που θα τήκονταν στους 650°C η διαδικασία της τήξης ξεκίνησε απευθείας. Ωστόσο αυτά που θα γίνονταν στους 700°C και 750°C πρώτα θερμάνθηκαν στους 600°C ή 650°C για να μη σχηματίσουν πλαίσιο από γυαλί γύρω από το δείγμα και το απομονώσουν από τα υδατικά διαλύματα. Η τήξη στους 650°C και σε όλες τις πιέσεις δεν έδωσε καθόλου τήγματα, αντίθετα στους 700 °C και 750°C όλο τα δείγματα ανεξάρτητα της πίεσης παρουσίασαν τήγμα, γεγονός που υποδεικνύει ότι η τήξη αρχίζει ανάμεσα στους 650°C και στους 700°C. Οι σχιστόλιθοι έδωσαν τήγμα με χαλαζία, κορδιερίτη, πλαγιόκλαστο, βιοτίτη και αργιλούχα πυριτικά άλατα και ο σχιστόλιθος έδωσε χαλαζία, καλιούχους αστρίους πλαγιόκλαστο, βιοτίτη και αμφίβολο. Οι ορυκτολογικές αυτές συστάσεις συμπίπτουν με τη γενική ορυκτολογία των γρανιτικών πετρωμάτων. Παράλληλα οι σχιστόλιθοι που αντέδρασαν με 0.75m NaCl-0.45m - KCl δημιούργησαν γρανιτικά τήγματα σε πιέσεις 2.4 και 6 Kbar ενώ με τη παρουσία 0.225m CaCl_2 - 0.750m NaCl διάλυμα έδωσαν τήγματα χαλαζιακού μονζονίτη ως και γρανοδιοριτικά. Σύμφωνα με τα δεδομένα αυτά συμπεραίνεται πόσο σημαντική είναι η σύσταση των υδατικών διαλυμάτων κατά την τήξη, καθώς το ίδιο αρχικό υλικό έδωσε διαφορετικά αποτελέσματα με τη παρουσία άλλης υδατικής φάσης.

Πίνακας 1 Χημική σύσταση τηγμάτων από τήξη γραουβάκη (Moriel & Vielzeuf 1997)

P	T	Run no	n	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Ni ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	H ₂ O	Total
100	821	CE90-2C	P	72,94	11,99	0,88	0,06	0,37	0,54	2,56	(1,70)	3,58	0,34	96,01
	854	CE90-2D	P	74,36	12,69	1,02	0,05	0,42	0,57	2,61	(1,83)	3,42	0,33	97,78
200	812	CE89-1B	P	74,18	13,35	0,81	0,04	0,28	0,69	2,54	(1,90)	3,57	0,28	99,11
	825	CE89-1C	P	72,00	12,55	0,88	0,07	0,42	0,52	2,56	(1,95)	3,93	0,30	96,45
	859	CE89-1D	P	73,74	12,69	1,33	0,03	0,33	0,91	3,29	(2,24)	3,94	0,34	99,15
300	805	CE90-4A	P	72,47	13,60	0,70	0,05	0,21	0,55	3,54	(2,08)	3,90	0,08	99,21
	834	CE90-3B	G	70,72	12,83	1,29	0,05	0,46	0,45	3,13	(2,71)	4,35	0,28	98,00
	853	CE90-4C	G	70,72	13,26	1,53	0,04	0,53	0,51	3,34	(2,15)	4,51	0,34	99,26
	875	CE90-5	P	71,17	13,93	1,65	0,03	0,37	0,59	3,23	(2,39)	4,19	0,37	98,67
	875	CE90-5	G	72,13	13,54	1,79	0,08	0,89	0,62	2,83	(1,87)	4,25	0,37	99,29
500	809	A117C	G	72,12	13,54	1,37	0,13	0,39	0,66	3,22	(2,71)	4,11	0,16	101,33
	851	A99	G	70,64	14,20	1,46	0,11	0,58	0,59	3,58	(2,01)	4,58	0,21	100,21
	867	A117B	P	74,22	14,32	1,45	0,03	0,37	0,56	3,19	(1,86)	4,53	0,72	103,29
	867	A117B	G	71,55	13,94	1,60	0,06	0,51	0,56	3,60	(3,15)	4,67	0,31	101,93
	883	A97	P	73,32	13,76	1,75	0,04	0,53	0,98	3,29	(2,52)	3,78	0,36	100,26
	883	A97	G	69,56	13,71	1,90	0,05	0,91	0,65	3,26	(2,34)	4,63	0,36	98,20
	898	A117A	P	71,05	13,70	1,71	0,05	0,43	0,65	3,28	(2,96)	4,54	0,33	98,97
800	875	A115C	P	71,00	14,57	1,59	0,05	0,61	0,68	3,47	(2,06)	5,29	0,28	101,27
	919	A115B	G	70,85	14,63	1,45	0,03	0,54	0,65	3,19	(3,19)	5,15	0,25	100,39
	942	A115A	G	70,27	14,02	1,37	0,03	0,67	0,70	3,41	(1,85)	4,89	0,32	100,28
	1026	A104	P	69,80	14,91	2,46	0,10	0,90	1,32	3,50	(2,87)	3,61	0,50	98,86
	1040	A104	G	69,31	14,79	2,28	0,14	0,88	1,59	3,55	(3,35)	3,16	0,37	97,81
1000	858	A113B	P	66,46	14,34	0,84	0,04	0,32	0,58	3,18	(1,98)	3,79	0,18	93,03
	858	A113B	G	69,82	15,37	0,99	0,15	0,39	0,73	3,26	(2,50)	4,61	0,10	103,78
	874	A113A	G	68,44	15,30	1,19	0,10	0,56	0,69	3,29	(3,22)	4,54	0,26	98,10
	1000	PC92-20	P	67,63	15,25	1,82	0,03	0,47	0,76	3,55	(2,39)	5,20	0,37	99,01
	1000	PC92-20	G	69,64	15,47	2,04	0,04	0,59	0,61	3,21	(2,80)	5,67	0,45	102,09

Επιπρόσθετα οι γραουβάκες με τη παρουσία 0.75m NaCl-0.45m - KCl δίνουν τήγματα σύστασης τροντγεμίτη, το οποίο δείχνει ότι στην ίδια υδατική φάση οι γραουβάκες και οι σχιστόλιθοι θα δώσουν διαφορετικά αποτελέσματα (Σχ. 1.3.2.).

Το σχήμα 1.3.2. παραθέτει τη σημασία που έχουν στη μερική τήξη των πετρωμάτων η χημική σύσταση του αρχικού υλικού καθώς και των υδατικών διαλυμάτων που συμμετέχουν και πως οι διάφοροι συνδυασμοί τους μπορούν να σχηματίσουν από καθαρά γρανιτικά τήγματα μέχρι μονζονιτικά και τοναλιτικά (Kilinc 1989).



Σχ.1.3.2. Τριγωνικό διάγραμμα που παρουσιάζει τις κανονικοποιημένες συστάσεις των τμημάτων που προήλθαν από μερική τήξη γραουβάκη και σχιστόλιθου σε σχέση με τις μοριακές αναλογίες των Ορθόκλαστο-Αλβίτη-Ανορθίτη. Οι ανοιχτοί κύκλοι δείχνουν τους σχιστόλιθους με $CaCl_2 + NaCl$ διάλυμα και το τήγμα τους είναι οι σκούροι κύκλοι. Τα ανοιχτά και σκούρα τετράγωνα δείχνουν την σύσταση των σχιστόλιθων με $NaCl + KCl$ διάλυμα και των τμημάτων τους αντίστοιχα. Οι ανοιχτοί ρόμβοι δείχνουν τους γραουβάκες με $NaCl + KCl$ διάλυμα, ενώ οι μισοί δείχνουν τα τήγματα στους $700^{\circ}C$ και οι σκούροι τα τήγματα στους $750^{\circ}C$ (Kilinc 1989).

Τα αποτελέσματα αυτά σε συνδυασμό με ισοτοπικές αναλύσεις (Hanson 1978, Griffiths et al. 1985) και δεδομένα από σύνθεση μάζας (White & Chappell 1983) αποδεικνύουν τους μεγάλους όγκους γρανιτικών μαγμάτων που μπορούν να

παραχθούν από τη μερική τήξη κοινών ιζηματογενών πετρωμάτων του ηπειρωτικού φλοιού και των αντίστοιχων τους μεταμορφωμένων.

Οι Pickering & Johnson (1998) ερεύνησαν την αφυδατική τήξη και τη συμπεριφορά ενός δυμαρμαρυγιακού μεταπηλίτη προκειμένου να προσδιορίσουν τη γενετική σχέση μεταξύ του τουρμαλινικού γρανίτη του Harney Peak και αργιλούχων ιζημάτων μέσα στα οποία και διεισδύει. Τα πειράματα πραγματοποιήθηκαν στο δείγμα HP-60-1 το οποίο είναι ένας μεταπηλίτης του Πρωτεροζωϊκού αιώνα.

Το πέτρωμα πηγή όπως φαίνεται στο πίνακα 2 παρουσιάζει υψηλή περιεκτικότητα σε SiO₂, ενώ είναι πιο φτωχό σε Al₂O₃ και σε φεμικά συστατικά. Η τήξη έγινε σε σταθερή πίεση των 10 Kbar και θερμοκρασία από 812°C ως 975°C .

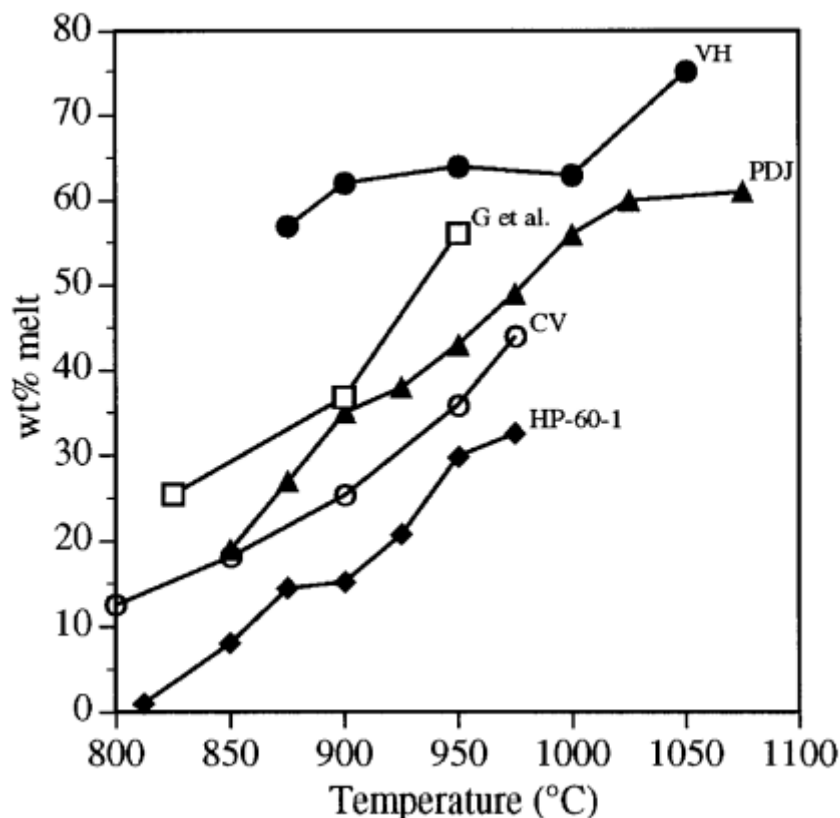
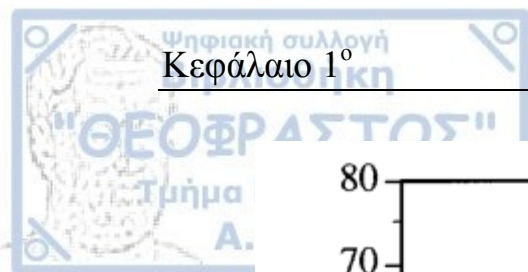
Πίνακας 2 Σύσταση αρχικού πετρώματος HP-60-1 (Pickering & Johnson 1998).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO ²	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	F=-O	H ₂ O	Total
<i>Mineral compositions</i>													
Qtz ³	100.00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Als ³	37.09	62.91	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pl	64.05 (0.40)	23.09 (0.20)	na ⁴	nd	na	na	4.00 (0.09)	9.43 (0.16)	0.10 (0.02)	na			100.67 (0.24)
Bt	34.32 (0.07)	19.23 (0.26)	2.81 (0.27)	21.12 (0.36)	0.26 (0.04)	7.56 (0.09)	nd ⁵	0.10 (0.03)	9.57 (0.12)	0.28 (0.04)	-0.12	3.74 ⁶	98.87 (0.15)
Ms	45.22 (0.09)	35.55 (0.28)	0.91 (0.08)	1.08 (0.08)	nd	0.61 (0.05)	nd	0.45 (0.06)	10.57 (0.13)	0.06 (0.02)	-0.03	4.43 ⁶	98.85 (0.15)
Kfs	64.43 (0.21)	18.75 (0.14)	na	nd	na	na	nd	1.16 (0.09)	14.96 (0.18)	na			99.30 (0.32)
<i>Bulk composition</i>													
	77.14 (0.45)	11.20 (0.11)	0.50 (0.10)	3.39 (0.16)	nd	1.23 (0.04)	0.75 (0.03)	1.42 ⁷ (0.05)	2.44 (0.06)	0.11 (0.03)		0.92 ⁸	99.68 (0.27)
<i>Mode</i>													
	Qtz 55, Als 2, Pl 19, Bt 15.8, Ms 6.7, Kfs 1.5												

Παρατήρησαν ότι στη χαμηλότερη θερμοκρασία των πειραμάτων (812°C) ο μοσχοβίτης απουσιάζει από το τήγμα, ο χαλαζίας, ο βιοτίτης και το πλαγιόκλαστο έχουν μειωθεί σε σχέση με τη περιεκτικότητά τους στο αρχικό δείγμα, ενώ επίσης εμφανίζεται και γρανάτης που αρχικά απουσίαζε από το υλικό .

Η παρουσία του βιοτίτη σε κάθε αποτέλεσμα της τήξης υποδηλώνει το μεγάλο εύρος θερμοκρασίας του, καθώς το τήγμα αυξάνεται σταθερά με τη συνεχή αύξηση της θερμοκρασίας.

Το σχήμα 1.3.3. συνοψίζει τη παραγωγικότητα σε τήγμα του δείγματος των Pickering & Johnson (1998) σε σχέση με άλλα ηπειρωτικά πετρώματα σε σταθερή πίεση 10Kbar. Παραθέτονται τα δείγματα: VH των Vielzeuf & Holloway (1988), PDJ των Patino Douce & Johnston (1991), G et al. του Gardien et al. (1995) και CV των Clemens & Vielzeuf (1992). Με βάση το τελευταίο δείγμα έγινε και η συγκριτική μελέτη στη παραγωγή τηγμάτων κατά την αφυδατική τήξη στα 10 Kbar

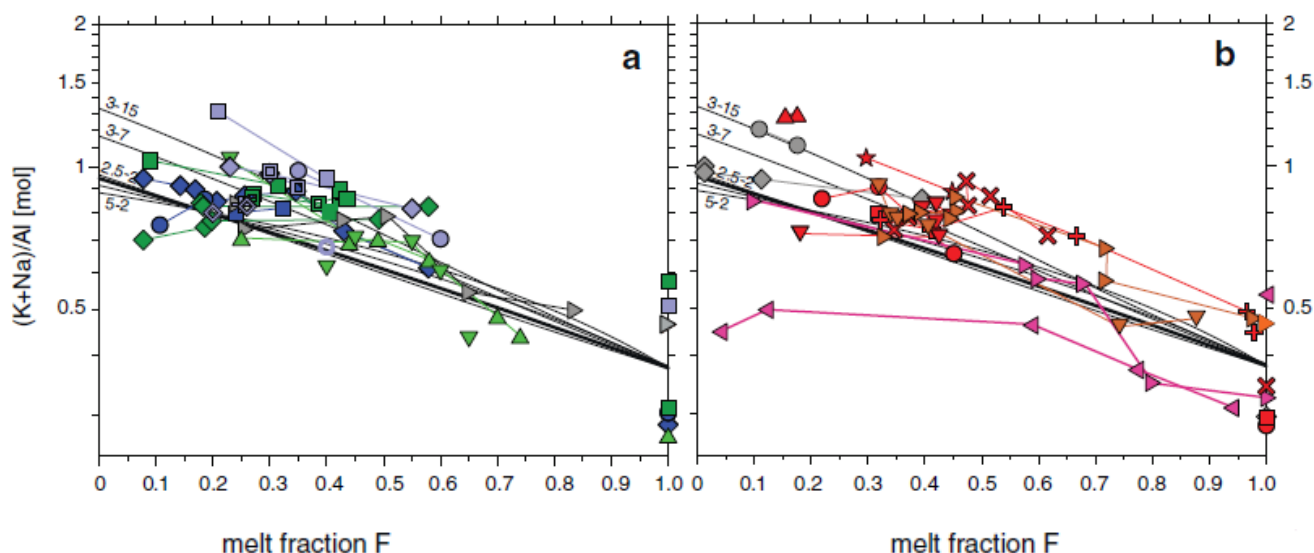


Σχ.1.3.3. Διάγραμμα πίεσης και παραγωγής τήγματος του δείγματος HP-60 για πίεση 10 Kbar, σε σύγκριση με άλλους πηλίτες (Pickering & Johnston 1998).

Με βάση τη χαμηλή παραγωγή τήγματος και τη σχετικά υψηλή περιεκτικότητα σε τιτάνιο που προέκυψαν από τα πειράματα, κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι μεταίζηματογενή πετρώματα με σύσταση παρόμοια του HP-60-1 δεν μπορούν να δώσουν τους τουρμαλινικούς γρανίτες του Harney Peak.

Ο Schmidt (2015) πραγματοποίησε πειράματα σε ηηλιτικά πετρώματα σε συνθήκες υψηλών πιέσεων, 25–50 Kbar και θερμοκρασίας 678°C–858°C για να καθορίσει τη χημική σύσταση, το ιξώδες και τις παραμέτρους των τηγμάτων που παράγονται. Τα τήγματα που προέκυψαν είναι καθαρά γρανιτικής σύστασης με υψηλά ποσοστά Si₂O, τα οποία μειώνονται με την αύξηση της πίεσης και χαρακτηρίζονται ως μετα-αργιλικά καθώς η αναλογία (Na₂O+K₂O)/Al₂O₃ κυμαίνεται από 0.72 ως 1.02, όπως φαίνεται στο σχήμα 1.3.4. Σε αυτό απεικονίζονται οι δείκτες αργιλίου (α) για κορεσμένη σε νερό τήξη και (β) για αφυδατική τήξη ή με παρουσία CO₂.

Τα γρανιτικά μάγματα που θα προκύψουν από ηηλιτικά πετρώματα σε τόσο υψηλές συνθήκες θα παρουσιάζουν χαμηλό ιξώδες 10⁰–10⁻¹⁵ Pa·s.



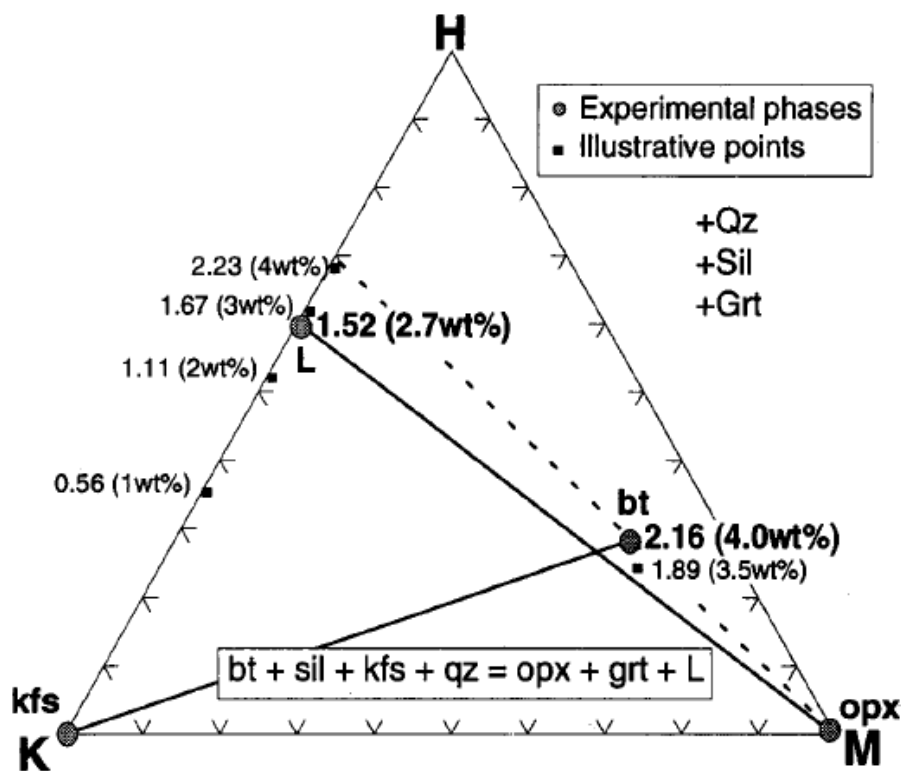
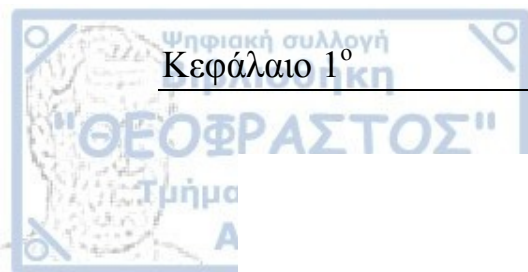
Σχ.1.3.4. Διάγραμμα τήγματος και αναλογίας $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$ (Schmidt 2015).

1.4. Ρόλος των καλιούχων αστρίων στην αφυδατική τήξη μεταπηλιτών

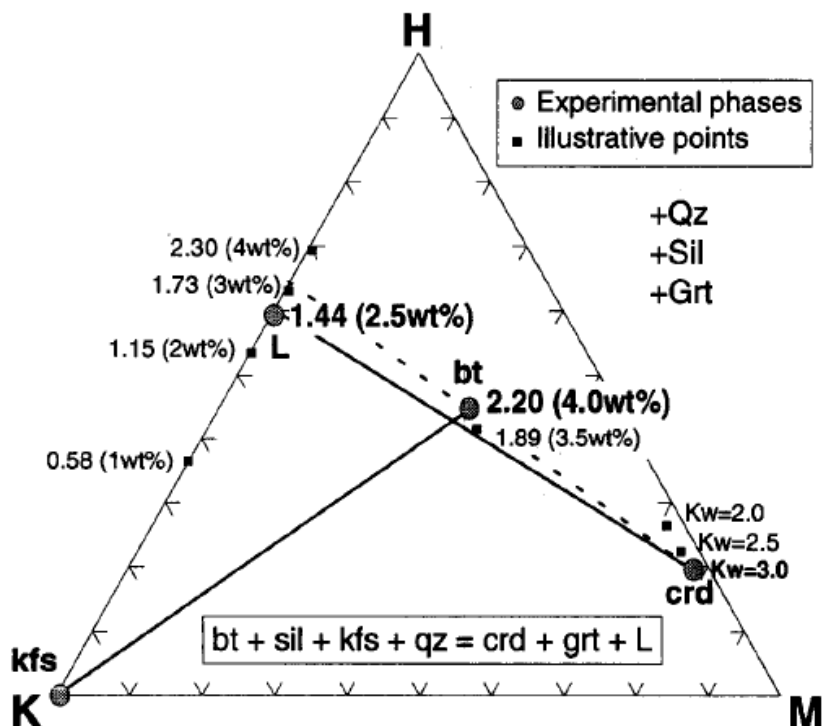
Η αφυδατική τήξη ηλιτικών και μεταπηλιτικών πετρωμάτων σε θερμοκρασία 800°C κατά τη διάρκεια της γρανουλιτικής φάσης μεταμόρφωσης οδηγεί στη παραγωγή τήγματος με απουσία του νερού (Carrington & Watt 1995). Σύμφωνα με πειραματικές μελέτες που έχουν πραγματοποιηθεί, αυτό οφείλεται στο σχηματισμό καλιούχου αστρίου από τη τήξη του βιοτίτη στο αρχικό πέτρωμα. Η παρουσία και ο ρόλος των αστρίων κατά τη διάρκεια της τήξης εξαρτάται κατά κύριο λόγο από την αναλογία H_2O/K_2O , η οποία μεταβάλλεται ανάλογα με τη θερμοκρασία και τη πίεση.

Κατά την ασυμβίβαστη αφυδατική τήξη του βιοτίτη αν το τήγμα έχει μεγαλύτερη αναλογία H_2O/K_2O από τον ίδιο το βιοτίτη τότε θα σχηματιστεί καλιούχος άστριος (Σχ. 1.4.2.α.). Αντίθετα αν η αναλογία είναι μικρότερη οι άστριοι, αν προϋπάρχουν στο πέτρωμα, θα καταναλωθούν κατά τη διαδικασία της τήξης, ενώ αν αρχικά απουσίαζαν δε θα παραχθούν καθόλου. Οι αντιδράσεις τήξης σε μεταπηλίτες με διάσπαση βιοτίτη παράγουν τήγματα πλούσια σε κάλιο, με χαμηλό a_{H_2O} άρα και H_2O/K_2O , το οποίο ευνοεί την κατανάλωση των καλιούχων αστρίων. Σε φυσικά πετρώματα, όχι πειραματικά κατασκευασμένα, εξετάζονται και άλλες παράμετροι όπως η περιεκτικότητα σε νάτριο καθώς και φθόριο και τιτάνιο, στο τήγμα και το βιοτίτη αντίστοιχα. Επίσης μελετάται και η χημική σύσταση του πετρώματος η οποία θα καθορίσει αν οι καλιούχοι άστριοι θα είναι αντιδρώντα ή προϊόντα στη διαδικασία της τήξης.

Η αναλογία H_2O/K_2O του τήγματος μπορεί να είναι μεγαλύτερη ή μικρότερη του βιοτίτη, ωστόσο μπορεί να έχουν και την ίδια αναλογία. Στη περίπτωση αυτή η αντίδραση θα εκφυλιστεί και θα προκύψει ένα μόνο σημείο. Παράλληλα αν υπάρχουν επιπλέον υδατικές φάσεις, όπως για παράδειγμα η παρουσία κορδιερίτη που είναι ένυδρο ορυκτό, πέρα από το βιοτίτη και το τήγμα τότε η αναλογία θα μεταβληθεί (Σχ. 1.4.2.β.)



Σχ.1.4.2.α. Τριγωνικό διάγραμμα που παρουσιάζει τη σχετική αναλογία H_2O/K_2O στο βιοτίτη και το τήγμα (Carrington & Harley 1995 για το δείγμα D43-M62 σε θερμοκρασία $900^\circ C$ και πίεση 10Kbar).



Σχ.1.4.2.β. Τριγωνικό διάγραμμα που παρουσιάζει τη σχετική αναλογία H_2O/K_2O στο βιοτίτη και το τήγμα, με παρουσία και του ένυδρου ορυκτού κορδιερίτη (Carrington & Harley 1995 για το δείγμα D49-M62 σε θερμοκρασία $875^\circ C$ και πίεση 7Kbar).

Έρευνες που έχουν πραγματοποιηθεί για τη διάσπαση συστημάτων βιοτίτη – χαλαζία – σιλλιμανίτη (Le Breton & Thompson 1988, Vielzeuf & Holloway 1988, Douce & Johnston 1991, σε φυσικά συστήματα) και φλογοπίτη – χαλαζία (Bohlen et al. 1983, Montana & Brearley 1989, Peterson & Newton 1989, Vielzeuf & Clemens 1992, σε τεχνητό σύστημα KMASH) έχουν δώσει ποικίλα συμπεράσματα για το ρόλο των αστρίων στην αφυδατική τήξη (Πίνακας 3).

Πίνακας 3 Περίληψη για το ρόλο των καλιούχων αστρίων στην αντίδραση τήξης του βιοτίτη σε KMASH συστήματα (Carrington & Watt 1995).

Έρευνα	Πίεση (Kbar)	Ρόλος K-Αστρίου	Υπολογισμός ποσοστού νερού στο τήγμα
<i>Βιοτίτης-Σιλλιμανίτης-Χαλαζίας</i>			
Douce & Johnston (1991)	7-13	Δεν παράχθηκε	Ισοζύγιο μάζας
Vielzeuf & Holloway (1988)	7-12	Δεν παράχθηκε	Ισοζύγιο μάζας
Le Breton & Thompson (1988)	10	Παράχθηκε	-
Carrington & Harley (1995)	5-12.5	Καταναλώθηκε	Ισοζύγιο μάζας
<i>Φλογοπίτης-Χαλαζίας</i>			
Vielzeuf & Clemens (1992)	1-15	Παράχθηκε	Μοντελοποίηση
Preston & Newton (1989)	0.5-18	Δεν παράχθηκε	Διαφοροποίηση
Montana & Brearley (1989)	10,20	Δεν παράχθηκε	-
Bohlen et al. (1983)	5-20	Παράχθηκε	-

Κεφάλαιο 2^ο – Πειραματικά Δεδομένα**2.1. Δεδομένα**

Στο πλαίσιο της παρούσας εργασίας συλλέχθηκαν δεδομένα για τη τήξη ηπειρωτικών πετρωμάτων και τη χημική σύσταση των παραχθέντων τηγμάτων, από πολλαπλές επιστημονικές έρευνες. Με βάση αυτά συντάχθηκε ένα αρχείο excel και στη συνέχεια προβλήθηκαν σε διαγράμματα προκειμένου να εξετασθεί η επίδραση των συνθηκών θερμοκρασίας και πίεσης καθώς και της χημικής σύστασης του πρωτόλιθου στη χημική σύσταση των τηγμάτων που θα προκύψουν από τη μερική του τήξη. Τα αρχικά πετρώματα που μελετήθηκαν είναι ηλιθικά (ηλιθίτες και μεταηλιθίτες), γραουβάκες, γνεύσιοι ηπειρωτικής προέλευσης, σχίστες και αργιλικό σχιστόλιθοι. Για καλύτερη μελέτη, επιλέχθηκε ένα πείραμα αναφοράς για καθένα από τα αρχικά υλικά. Πιο συγκεκριμένα, το πείραμα HP-60 για μεταηλιθίτη (Pickering & Johnston 1998), MG για γραουβάκη (Montel & Vielzeuf 1997), PL για ηλιθίτη (Schmidt 2015), SH για αργιλικό σχιστόλιθο (Kilinc 1989), PE-1 για γνεύσιο (Koester et al 2002) και MS και MSB για σχίστη και σχιστόλιθο (Douce & Harris 1998). Κατασκευάστηκαν διαγράμματα X-Y, στα οποία προβάλλονται στον άξονα Y οι περιεκτικότητες των τηγμάτων στα διάφορα οξείδια και στον άξονα X οι αντίστοιχες θερμοκρασίες και πιέσεις. Επίσης ανά αρχικό πέτρωμα φτιάξαμε και διαγράμματα T-A/CNK και P-A/CNK, όπου $A/CNK = Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$, προκειμένου να μελετήσουμε αν τα παραγόμενα τήγματα είναι υπεραργιλικά ή μετααργιλικά. Στη συνέχεια του κεφαλαίου παρατίθενται τα προαναφερόμενα διαγράμματα και ο σχολιασμός τους.

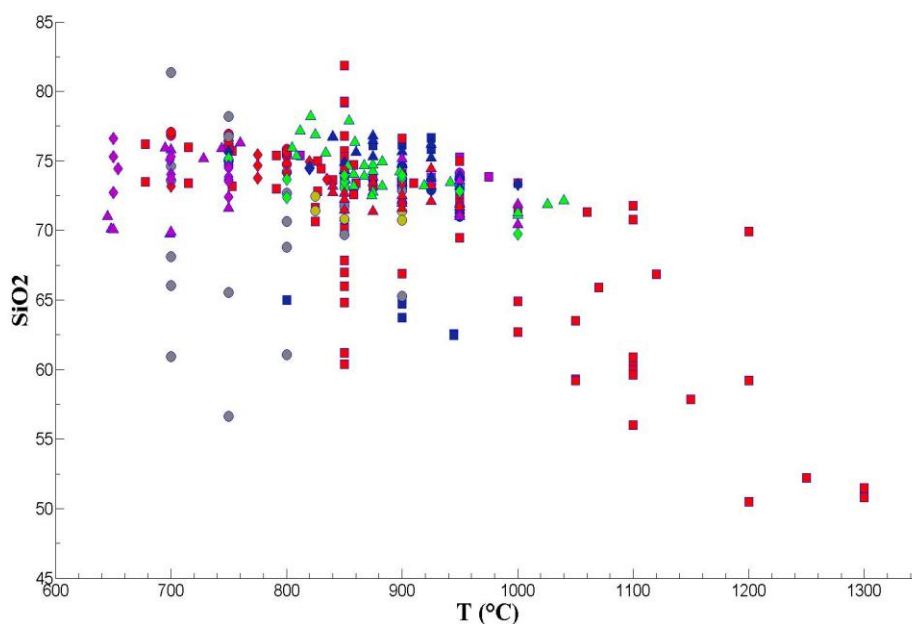
2.2. SiO₂

Από το σχήμα 2.2.1. παρατηρείται ότι για συγκεκριμένες τιμές τα τήγματα που παράγονται εμφανίζουν διαφορετικό ποσοστό SiO₂, όπως στο πείραμα PE-1 όπου για τήξη σε θερμοκρασία 900°C τα παραγόμενα υλικά έχουν SiO₂ 65.29, 72.02, 72.87, 73.41. Αναλύοντας το διάγραμμα θερμοκρασίας-SiO₂ για κάθε πείραμα ξεχωριστά, βλέπουμε ότι στο δείγμα HP-1 το SiO₂ παραμένει σχετικά σταθερό και μόνο για θερμοκρασία 900°C παρουσιάζει μια μικρή αύξηση (74.12). Για τα τήγματα με αρχικά υλικά SH, PE-1 και MS-MSB η περιεκτικότητά τους σε SiO₂ παρουσιάζει μια ελαφριά μείωση, ενώ σε ορισμένες τιμές της θερμοκρασίας το ποσοστό του έχει εύρος. Τα δείγματα MG και PL εμφανίζουν και αυτά μείωση του SiO₂, πολύ πιο έντονη όμως σε σχέση με τα προηγούμενα, ιδιαίτερα όταν η θερμοκρασία υπερβαίνει τους 820°C.

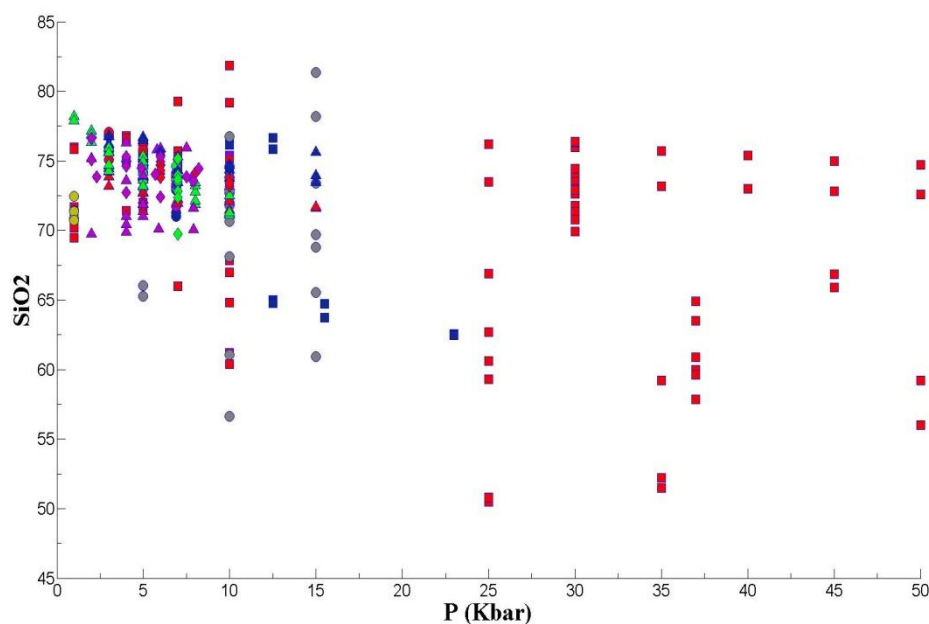
Σύμφωνα με το σχήμα 2.2.2., στο δείγμα PL και MG το SiO₂ παρουσιάζει μείωση. Ωστόσο τα τήγματα από το δείγμα PE-1 εμφανίζουν μια σχετική αύξηση του SiO₂. Τα πειράματα SH, PE-1, MS και MSB η πίεση δεν επηρεάζει τη κατανομή του SiO₂. Στο αρχικό υλικό HP-60 η τήξη γίνεται υπό σταθερή πίεση. Παρά τη διαφορετική

μεταβολή της περιεκτικότητας των πειραμάτων σε SiO_2 , η γενική εικόνα δείχνει ότι η αύξηση δεν επηρεάζει την περιεκτικότητα.

Συμπερασματικά, μελετώντας τα διαγράμματα SiO_2 -T και SiO_2 -P (Σχ. 2.2.1. και 2.2.2. αντίστοιχα) παρατηρείται ότι το SiO_2 παρουσιάζει σχετική μείωση της περιεκτικότητας του στα παραγόμενα τήγματα καθώς αυξάνεται η θερμοκρασία, ενώ φαίνεται ότι δεν υπάρχει κάποια συσχέτιση μεταξύ της περιεκτικότητας SiO_2 και της πίεσης.



Σχ.2.2.1. Διάγραμμα T- SiO_2 (Συμβολισμός όπως αναφέρεται στο Παράρτημα)



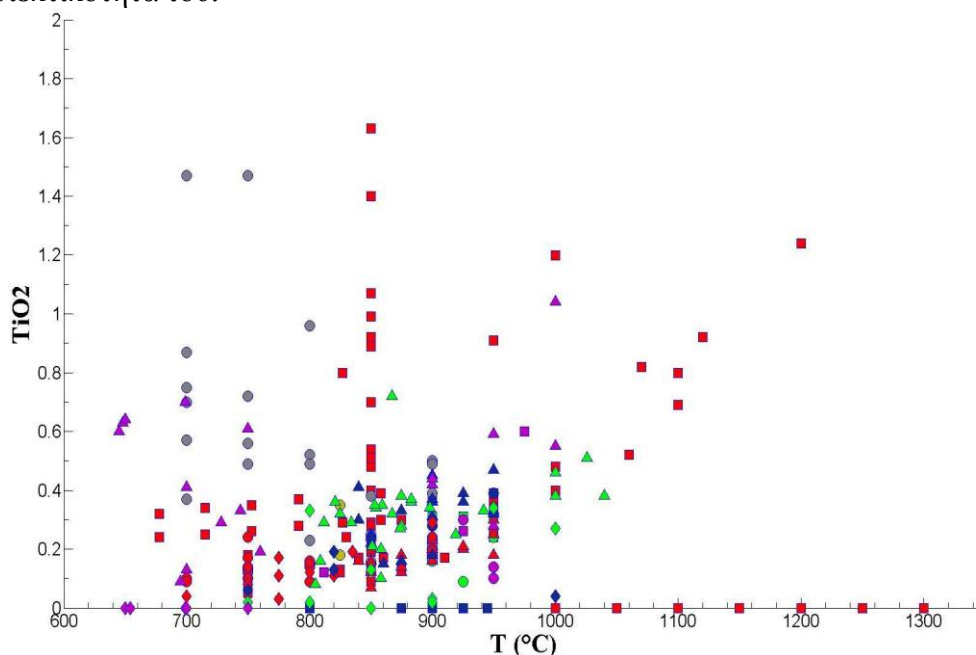
Σχ.2.2.2. Διάγραμμα P- SiO_2 (Συμβολισμός όπως αναφέρεται στο Παράρτημα)

2.3. TiO₂

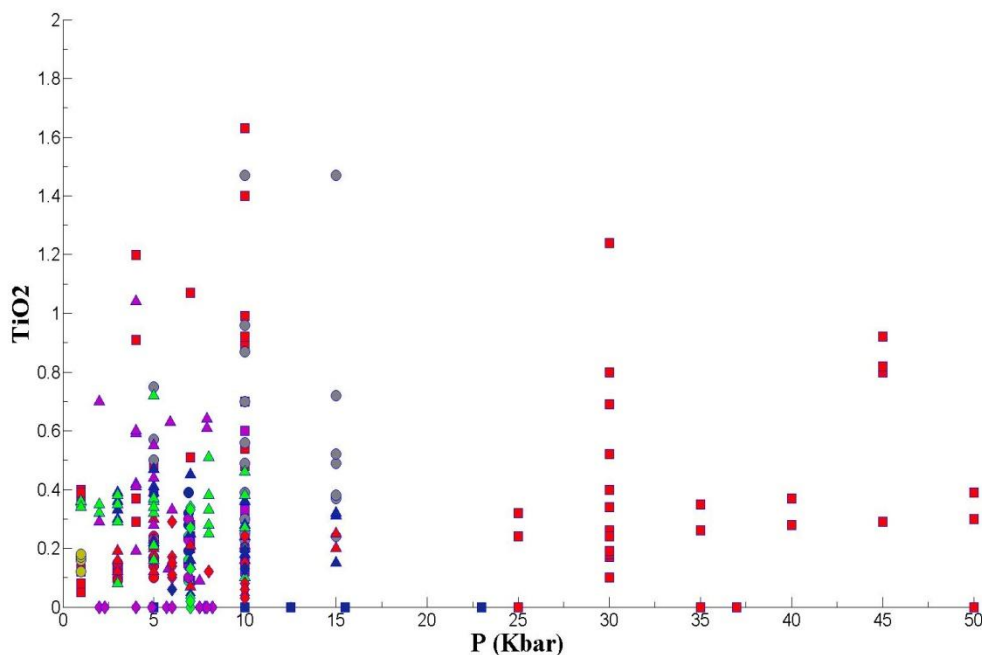
Με βάση το σχήμα 2.3.1 προκύπτει ότι σε γενικές γραμμές το περιεχόμενο TiO₂ στα πειράματα αναφοράς είναι λίγο, με τις ελάχιστες τιμές του να εμφανίζονται κατά κύριο λόγο στις χαμηλές θερμοκρασίες και τις μεγαλύτερες, οι οποίες δεν υπερβαίνουν το 1, στις υψηλότερες θερμοκρασίες, γεγονός που επιβεβαιώνει την αύξηση του. Στο αρχικό υλικό HP-60 εμφανίζεται αύξηση του TiO₂ καθώς αυξάνεται η θερμοκρασία, με αντίστοιχη συμπεριφορά να παρατηρείται και για τα δείγματα MG, MS και MSB. Το δείγμα PL παρουσιάζει σταθερότητα στο TiO₂, με ελάχιστη αύξηση, ενώ για θερμοκρασία 827°C εμφανίζεται μια ιδιαίτερα αυξημένη τιμή (0.80), η οποία πιθανόν είναι κάποια ανωμαλία. Αντίθετα με τα παραπάνω, το τήγμα από το υλικό PE-1 παρουσιάζει εύρος τιμών TiO₂ για συγκεκριμένες θερμοκρασίες, με τη μέγιστη τιμή (0.87) της ελάχιστης θερμοκρασίας (700°C) να είναι μεγαλύτερη της αντίστοιχης τιμής (0.50) για τη μέγιστη θερμοκρασία (900°C), που υποδεικνύει τη μείωση της περιεκτικότητας του τήγματος σε TiO₂.

Όσο αφορά την αύξηση της πίεσης, για το αρχικό υλικό PL η περιεκτικότητα του σε TiO₂ παραμένει σχετικά σταθερή με μια ελαφριά αυξητική τάση, ενώ στα 45 Kbar υπάρχει μια πιθανή ανωμαλία καθώς το TiO₂ είναι ιδιαίτερα αυξημένο. Στα υπόλοιπα πειράματα αναφοράς δεν εμφανίζεται συσχέτιση πίεσης και TiO₂. Στο αρχικό υλικό HP-60 η τήξη γίνεται υπό σταθερή πίεση. Μελετώντας το σχήμα 2.3.2. παρατηρείται ότι η πίεση δεν επιδρά στη περιεκτικότητα του TiO₂, παρά κάποιες μεμονωμένες αυξήσεις ή μειώσεις που μπορεί να υπάρχουν.

Αναλύοντας τα διαγράμματα TiO₂-T και TiO₂-P (Σχ.2.3.1 και 2.3.2. αντίστοιχα), συμπεραίνεται ότι το TiO₂ εμφανίζει μια ευρεία κατανομή των τιμών και μια αυξητική τάση καθώς αυξάνεται η θερμοκρασία, ενώ η πίεση δεν επηρεάζει τη περιεκτικότητά του.



Σχ.2.3.1. Διάγραμμα T-TiO₂ (Συμβολισμός όπως αναφέρεται στο Παράρτημα)



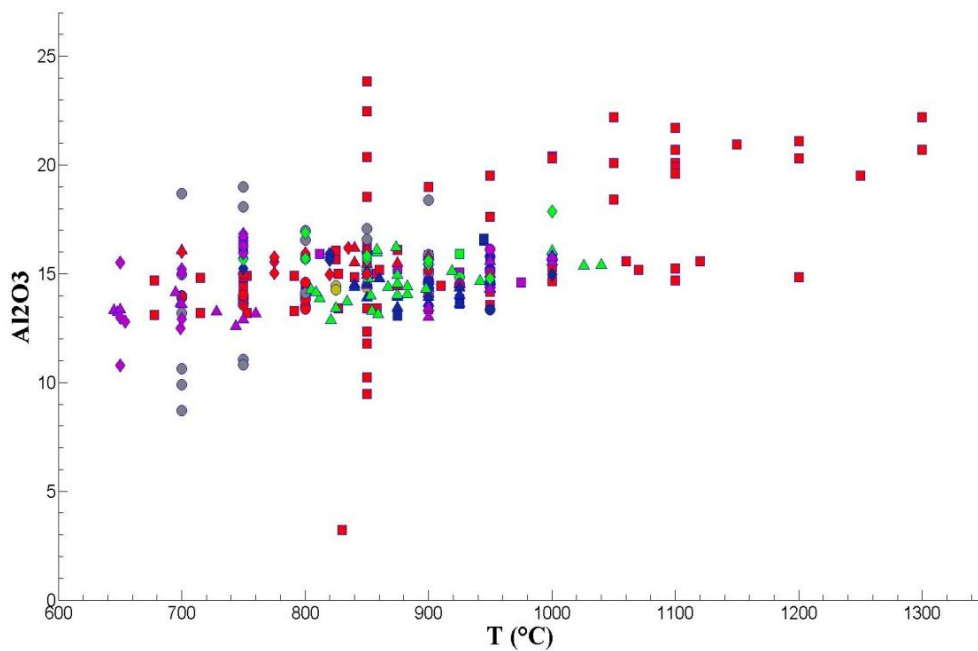
Σχ.2.3.2. Διάγραμμα P-TiO₂ (Συμβολισμός όπως αναφέρεται στο Παράρτημα)

2.4. Al₂O₃

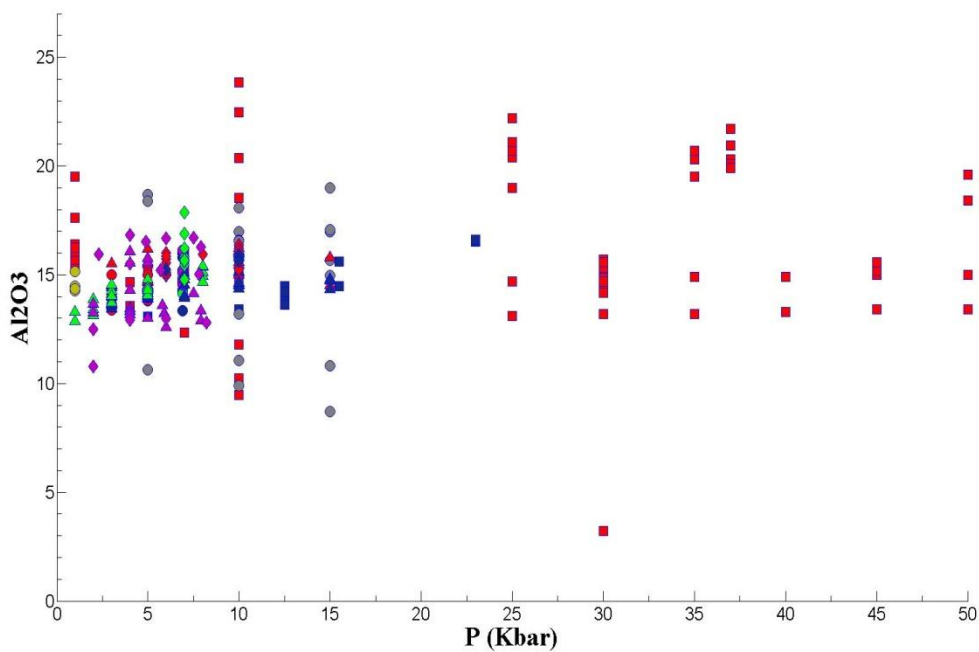
Μελετώντας το σχήμα 2.4.1. για κάθε πέτρωμα αναφοράς ξεχωριστά παρατηρείται ότι τα τήγματα από μεταπηλίτες, πείραμα HP-60, παρά τη γενική τάση για αύξηση του Al₂O₃, εμφανίζουν εμφανή μείωση του. Τα δείγματα στα οποία αρχικό υλικό είναι οι γραουβάκες αλλά και οι πηλίτες, MG και PL αντίστοιχα, παρουσιάζουν αύξηση του Al₂O₃. Τα υπόλοιπα δείγματα με αρχικά υλικά τους γνευσίους, τους σχίστες και τους σχιστόλιθους, SH, PE-1, MS και MSB αντίστοιχα, εμφανίζουν σταθερή περιεκτικότητα, με μικρές αυξήσεις ή ελαττώσεις του Al₂O₃.

Ανά πείραμα αναφοράς, παρατηρείται από το σχήμα 2.4.2 ότι το αρχικό υλικό MG παρουσιάζει έντονη αύξηση. Το πείραμα PL εμφανίζει και αυτό αύξηση του Al₂O₃, όχι όμως τόσο έντονη όσο στο προηγούμενο δείγμα. Για τα πειράματα SH, PE-1, MS και MSB η πίεση δε επιδρά στη περιεκτικότητα τους σε Al₂O₃. Η συμπεριφορά αυτή παρατηρείται και στο γενικό σύνολο. Στο αρχικό υλικό HP-60 η τήξη γίνεται υπό σταθερή πίεση.

Με βάση τα διαγράμματα Al₂O₃-T και Al₂O₃-P (Σχ. 2.4.1. και 2.4.2. αντίστοιχα) προκύπτει το συμπέρασμα ότι τα παραγόμενα τήγματα εμφανίζουν αύξηση της περιεκτικότητας τους σε Al₂O₃ με την αύξηση της θερμοκρασίας. Η πίεση δε παρουσιάζει κάποια επίδραση στο ποσοστό του Al₂O₃.



Σχ.2.4.1. Διάγραμμα T- Al₂O₃ (Συμβολισμός όπως αναφέρεται στο Παράρτημα)



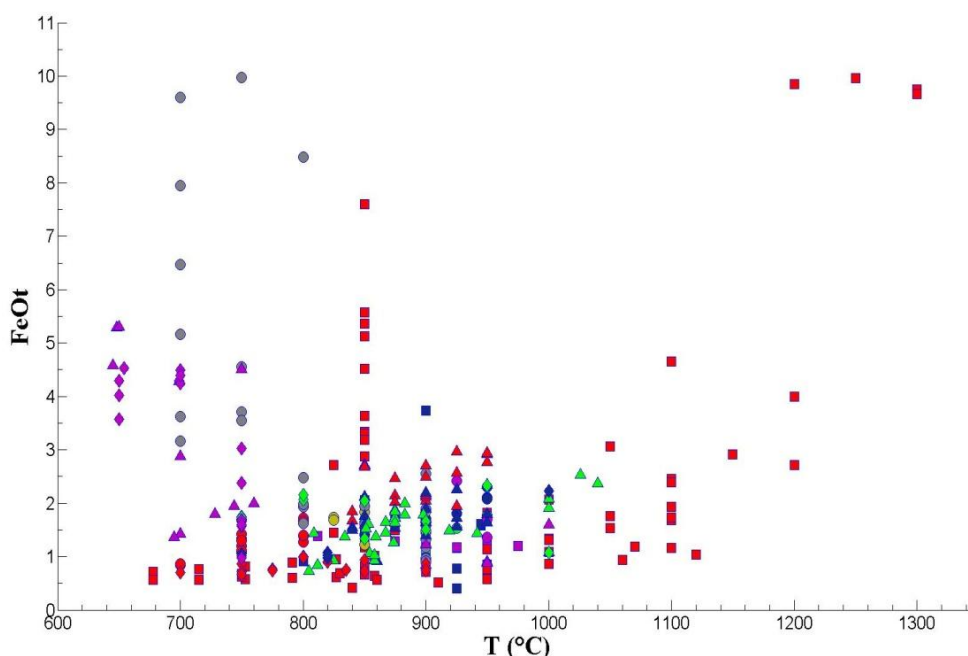
Σχ.2.4.1. Διάγραμμα T- Al₂O₃ (Συμβολισμός όπως αναφέρεται στο Παράρτημα)

2.5. FeO_t

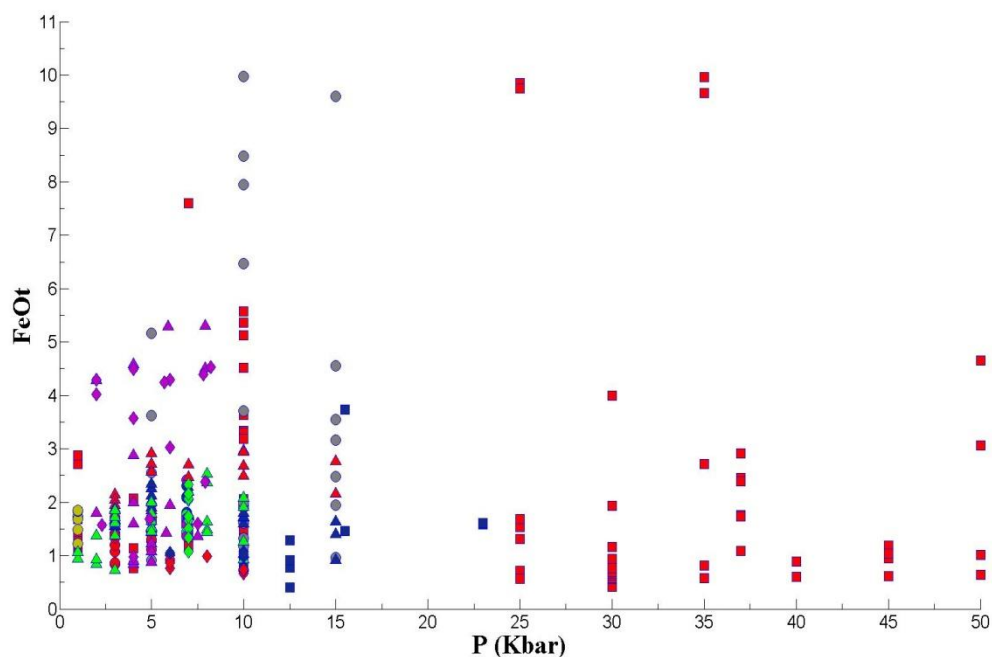
Σύμφωνα με το σχήμα 2.5.1. τα τήγματα από το πείραμα HP-60 εμφανίζουν σταθερότητα στη περιεκτικότητα τους σε FeO_t, με μια ελάχιστη μείωση. Αντίθετα το αρχικό υλικό MG δίνει τήγματα στα οποία το FeO_t παρουσιάζει αύξηση, όπως αντίστοιχα αποτελέσματα δίνουν και τα τήγματα του PL. Το δείγμα SH δίνει μια μικρή μείωση του FeO_t, ενώ το δείγμα παρουσιάζει PE-1 πιο έντονη ελάττωση, καθώς και τα δύο εμφανίζουν ένα εύρος τιμών FeO_t σε συγκεκριμένες θερμοκρασίες, πχ. για θερμοκρασία 700°C το FeO_t κυμαίνεται από 3.16 ως 9.60 για το PE-1. Τα αρχικά υλικά MS και MSB εμφανίζουν και αυτά μια σταθερή πορεία για το FeO_t με αύξηση της θερμοκρασίας.

Τα τήγματα του MG παρουσιάζουν αύξηση στο FeO_t τους όπως και τα δείγματα PL και PE-1. Στα αρχικά υλικά MS και MSB η περιεκτικότητα σε FeO_t δεν επηρεάζεται από τη πίεση, ενώ το SH παρουσιάζει μείωση στη περιεκτικότητά του. Στο αρχικό υλικό HP-60 η τήξη γίνεται υπό σταθερή πίεση. Ωστόσο και πάλι στο σύνολο των πειραμάτων η αύξηση της πίεσης δε φαίνεται να συσχετίζεται με τη μεταβολή της περιεκτικότητας του FeO_t, όπως φαίνεται και στο σχήμα 2.5.2.

Σύμφωνα με τα διαγράμματα T-FeO_t και P-FeO_t (Σχ. 2.5.1. και 2.5.2. αντίστοιχα) παρατηρείται ότι η περιεκτικότητα σε FeO_t αυξάνεται με τη θερμοκρασία, ενώ η πίεση δεν την επηρεάζει.



Σχ.2.5.1. Διάγραμμα T- FeO_t (Συμβολισμός όπως αναφέρεται στο Παράρτημα)



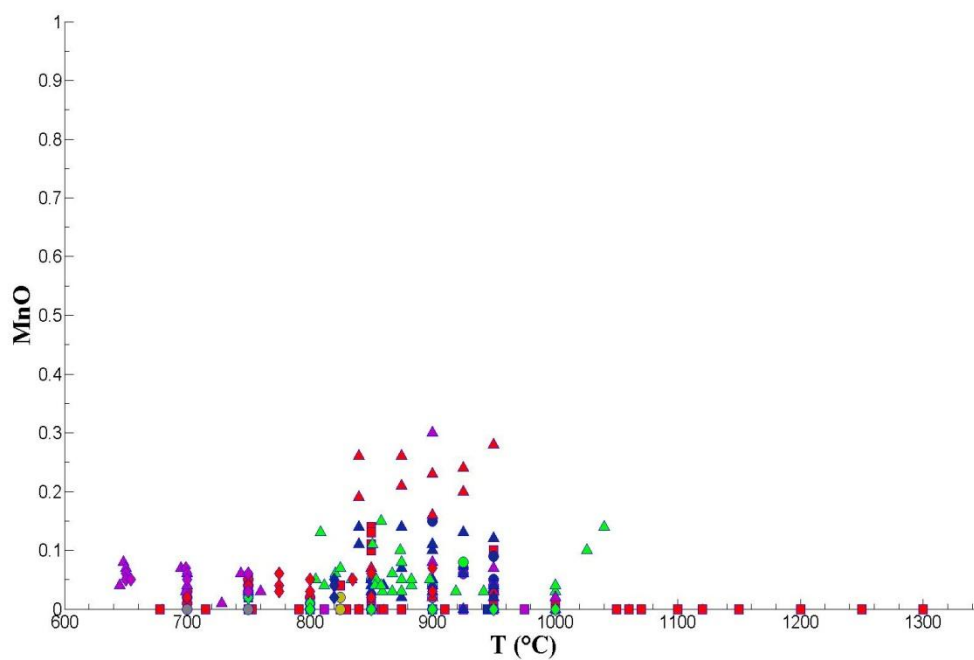
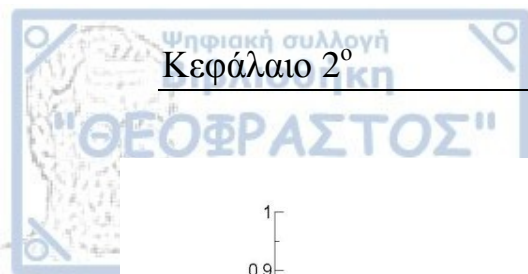
Σχ.2.5.1. Διάγραμμα P-FeOt (Συμβολισμός όπως αναφέρεται στο Παράρτημα)

2.6. MnO

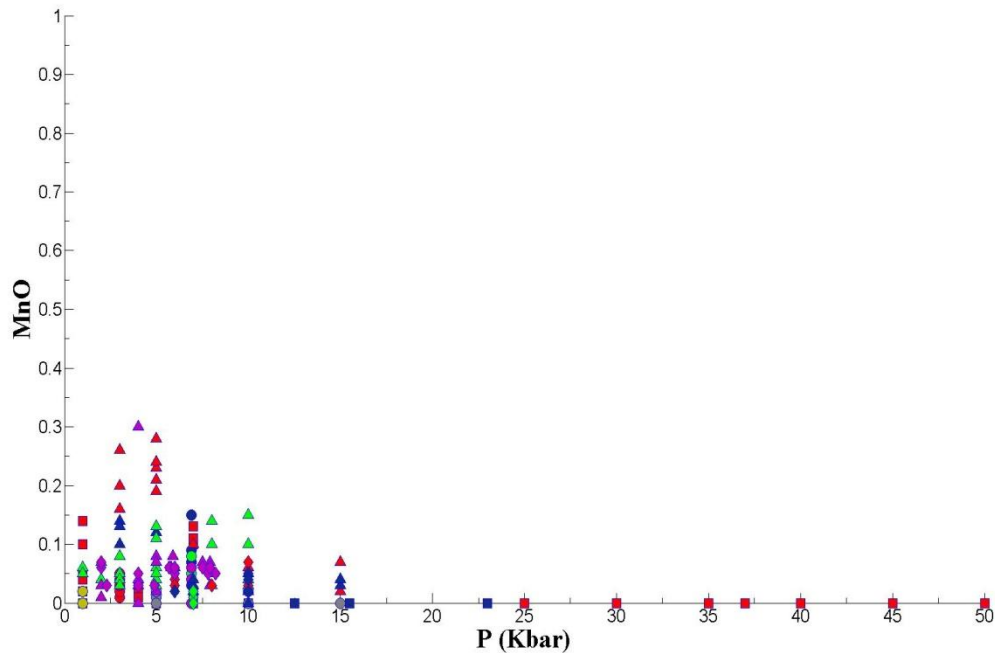
Το MnO γενικά εμφανίζεται σε πολύ μικρές περιεκτικότητες στα αρχικά υλικά και κατ' επέκταση και στα τήγματα που θα προκύψουν από τη μερική τους τήξη. Λόγω των μικρών του τιμών γενικά παρουσιάζει μια αρκετά σταθερή συμπεριφορά ως προς τη θερμοκρασία, με μια ελάχιστη αύξηση, όπως φαίνεται στο σχήμα 2.6.1.

Ως προς την πίεση τα τήγματα με αρχικό υλικό το MG εμφανίζουν μια μικρή αύξηση στις υψηλότερες πιέσεις, όπως φαίνεται στο σχήμα 2.6.2. Στο αρχικό υλικό HP-60 η τήξη γίνεται υπό σταθερή πίεση. Αντίστοιχα με τα υπόλοιπα δείγματα έτσι και η γενική εικόνα δεν υποδεικνύει σχέση μεταξύ της πίεσης και του MnO.

Σύμφωνα με τα διαγράμματα T-MnO και P-MnO (Σχ. 2.5.1. και 2.5.2. αντίστοιχα) παρατηρείται ότι το MnO είναι σταθερό με τη θερμοκρασία, ενώ η πίεση δεν το επηρεάζει.



Σχ.2.6.1. Διάγραμμα T-MnO (Συμβολισμός όπως αναφέρεται στο Παράρτημα)



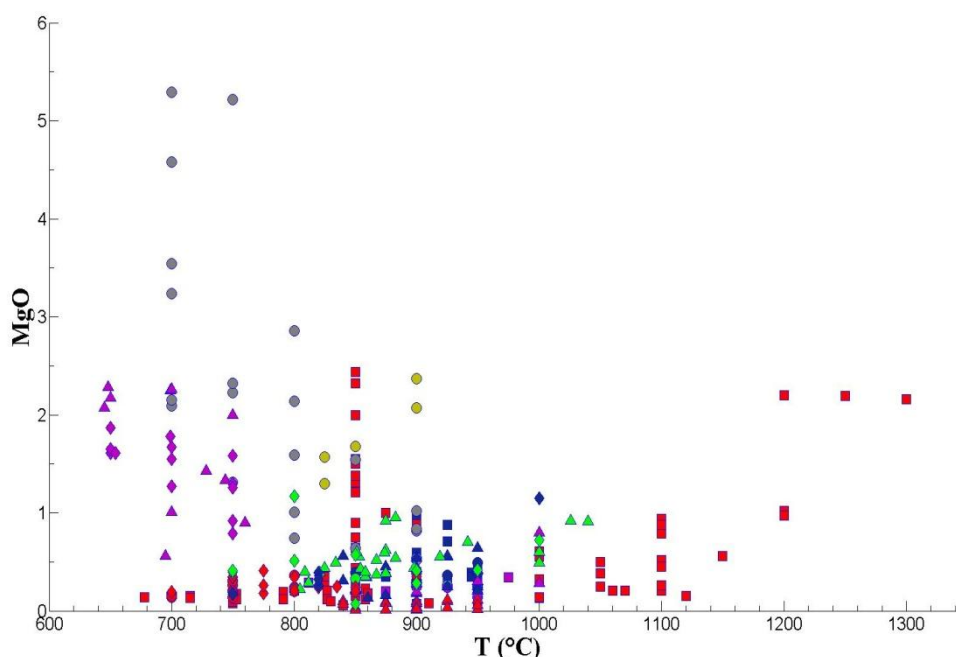
Σχ.2.6.2. Διάγραμμα P-MnO (Συμβολισμός όπως αναφέρεται στο Παράρτημα)

2.7. MgO

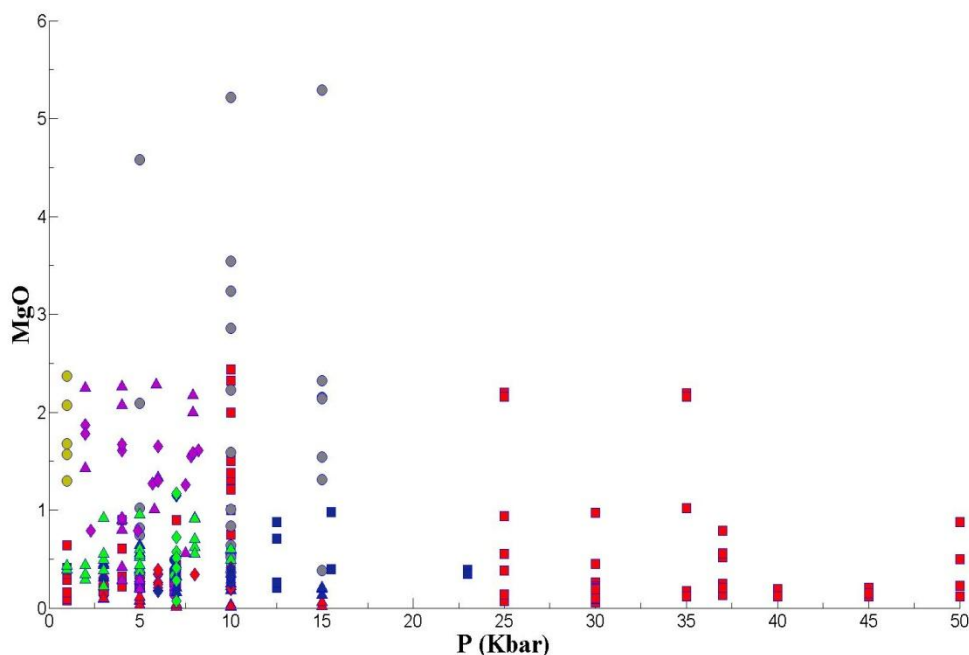
Στο διάγραμμα T-MgO (Σχ. 2.7.1.) το αρχικό υλικό HP-60 παρουσιάζει μια σταθερότητα, με μία ελάχιστη αύξηση. Το δείγμα MG εμφανίζει τη μεγαλύτερη αύξηση από όλα τα δείγματα, επίσης αύξηση υπάρχει και στα τήγματα με αρχικό υλικό PL. Αντίθετα το αρχικό υλικό SH εμφανίζεται μια σχετική μείωση, ενώ στο δείγμα PE-1 η μείωση είναι ακόμα πιο έντονη. Στα πειράματα MS και MSB το MgO παραμένει σταθερό.

Πιο συγκεκριμένα τα τήγματα με αρχικό υλικό PL παρουσιάζουν μια μικρή αύξηση του MgO, όπως φαίνεται από το σχήμα 2.7.2. Τα δείγματα MG, SH, PE-1, MS και MSB φαίνονται να είναι ανεξάρτητα της πίεσης, κάτι που φαίνεται να ισχύει και για το σύνολο των πειραμάτων. Στο αρχικό υλικό HP-60 η τήξη γίνεται υπό σταθερή πίεση.

Σύμφωνα με το διάγραμμα T-MgO και P-MgO (Σχ. 2.7.1. και 2.7.2.) παρατηρείται γενική μείωση στη περιεκτικότητά του, ωστόσο σε θερμοκρασίες μεγαλύτερες των 800°C φαίνεται ότι υπάρχει αύξηση της. Η αύξηση της πίεσης δεν επηρεάζει το MgO των τηγμάτων.



Σχ.2.7.1. Διάγραμμα T-MgO (Συμβολισμός όπως αναφέρεται στο Παράρτημα)



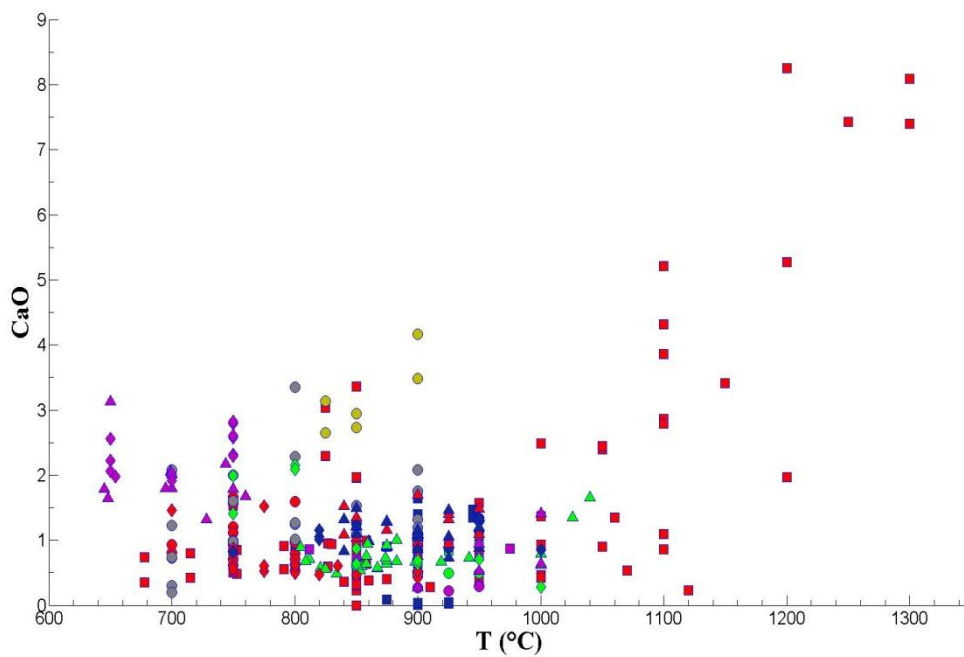
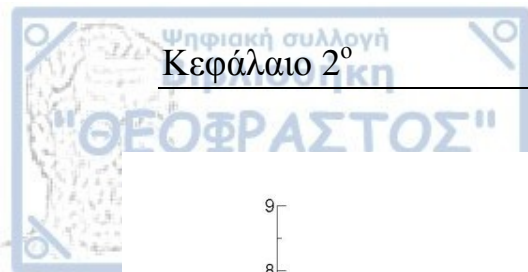
Σχ.2.7.2. Διάγραμμα T-MgO (Συμβολισμός όπως αναφέρεται στο Παράρτημα)

2.8. CaO

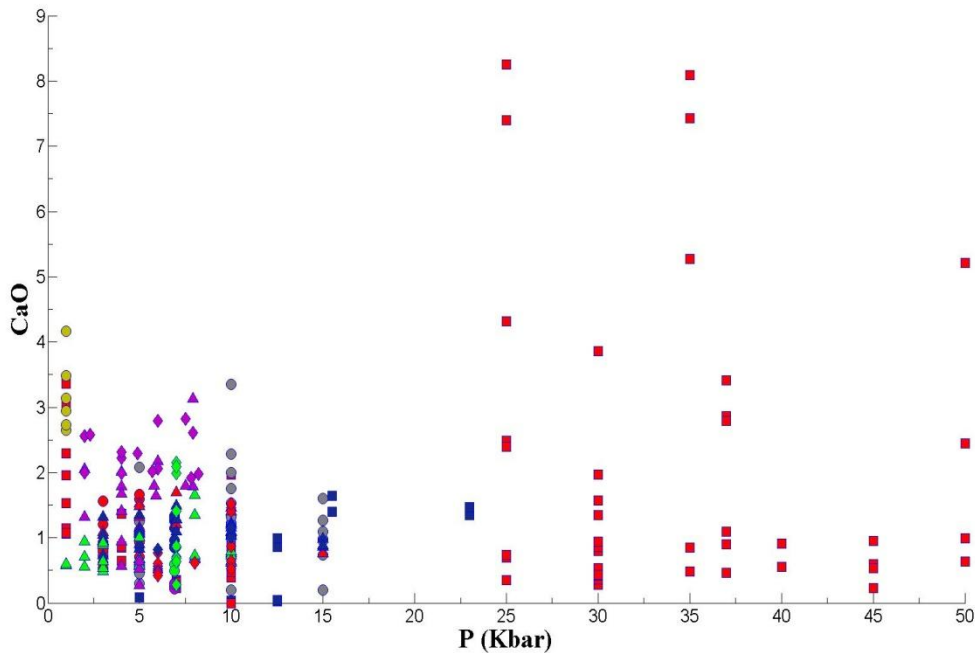
Με βάση τα διαγράμματα θερμοκρασίας-CaO (Σχ. 2.8.1.) για κάθε πείραμα αναφοράς ξεχωριστά προκύπτει ότι τα τήγματα που παράγονται από το αρχικό υλικό HP-60 εμφανίζουν μια σταθερή κατανομή του CaO, με μια μικρή αύξηση. Τα πειράματα MG, PL και SH παρουσιάζουν μια πιο έντονη αύξηση του CaO. Το δείγμα PE-1 παραμένει σταθερό στη περιεκτικότητά του σε CaO. Όσο αφορά τα αρχικά υλικά MS και MSB, παρουσιάζουν μια σχετικά διαφορετική συμπεριφορά μεταξύ τους, με το MSB να αυξάνει το CaO ενώ το MS το μειώνει.

Από τα διαγράμματα για τη πίεση και το CaO παρατηρείται ότι στα αρχικά υλικά PL, SH, MS και MSB το CaO εμφανίζει αύξηση με την αύξηση της πίεσης. Στο αρχικό υλικό HP-60 η τήξη γίνεται υπό σταθερή πίεση. Στα υπόλοιπα δε παρατηρείται κάποια σχέση πίεσης και CaO, όπως φαίνεται στο σχήμα 2.8.2.

Συμπερασματικά, με μελέτη των διαγραμμάτων T-CaO και P-CaO (Σχ. 2.8.1. και 2.8.2. αντίστοιχα) παρατηρείται ότι καθώς αυξάνεται η τιμή της θερμοκρασίας αυξάνεται και η περιεκτικότητα των τηγμάτων σε CaO. Η αύξηση, ωστόσο, της πίεσης δε παρουσιάζει κάποια συσχέτιση με τη μεταβολή της περιεκτικότητας.



Σχ.2.8.1. Διάγραμμα T-CaO (Συμβολισμός όπως αναφέρεται στο Παράρτημα)



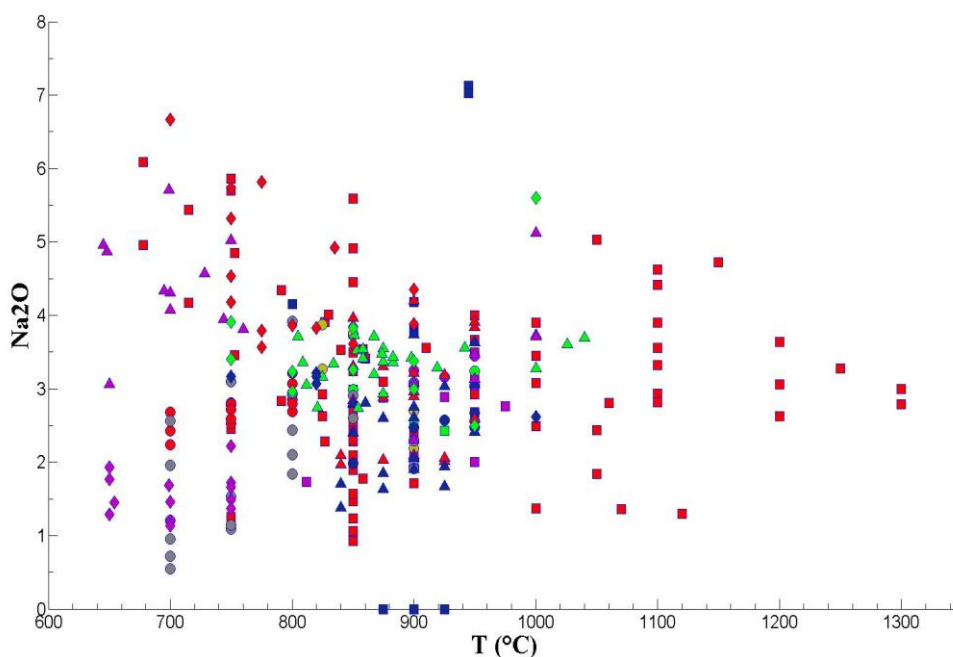
Σχ.2.8.2. Διάγραμμα P-CaO (Συμβολισμός όπως αναφέρεται στο Παράρτημα)

2.9. Na₂O

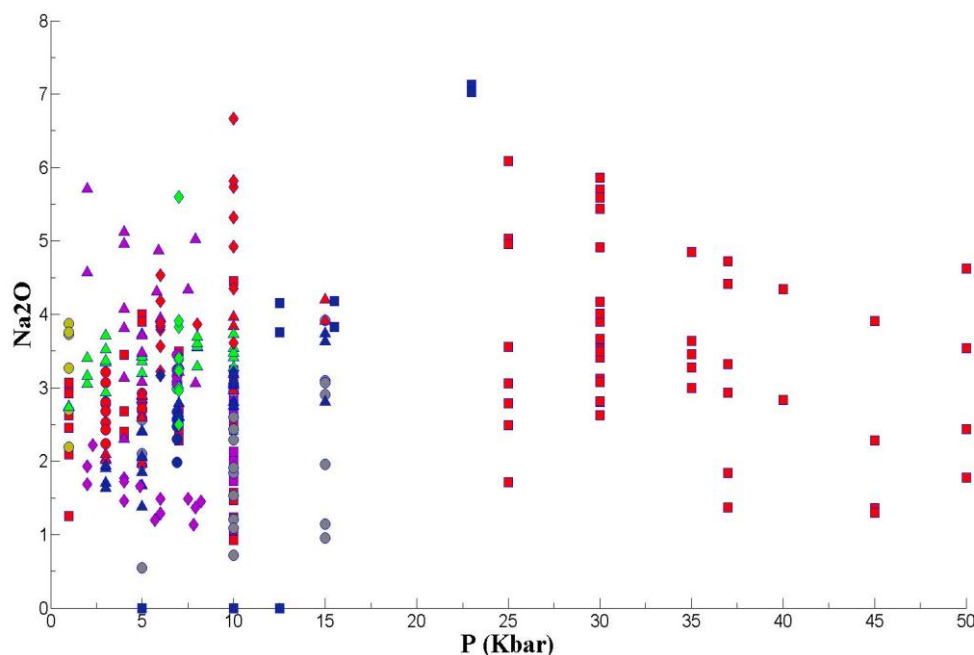
Ανάλογα με το πείραμα αναφοράς και τη θερμοκρασία το Na₂O συμπεριφέρεται διαφορετικά (Σχ. 2.9.1.). Στο δείγμα HP-60 το Na₂O παρουσιάζει μια γενική τάση προς αύξηση ωστόσο 2 τιμές στους 900°C και 950°C, 2.13 και 2.00 αντίστοιχα, δε συμπίπτουν με την αύξηση αυτή. Για το αρχικό υλικό MG η περιεκτικότητα του Na₂O παραμένει σχετικά σταθερή. Στο πείραμα PL ωστόσο παρατηρείται ότι το Na₂O μειώνεται με την αύξηση της θερμοκρασίας. Τα τήγματα από τα αρχικά υλικά SH και PE-1 γενικά έχουν σταθερό Na₂O με μια ελαφριά μείωση στους 700°C και αύξηση στους 800°C αντίστοιχα. Για τα δείγματα MS και MSB το Na₂O δε μεταβάλλεται με τον ίδιο τρόπο, καθώς στο MS υπάρχει μείωση του ενώ στο MSB η περιεκτικότητα μένει γενικά σταθερή.

Με αρχικό υλικό το MG το Na₂O, καθώς αυξάνεται η πίεση, αυξάνει ελαφρώς και τη περιεκτικότητα του Αντίθετα στο δείγμα PL παρατηρείται μείωση του Na₂O του, σύμφωνα με το σχήμα 2.9.2. Τα πειράματα SH, PE-1, MS και MSB δεν επηρεάζονται από την πίεση. Στο αρχικό υλικό HP-60 η τήξη γίνεται υπό σταθερή πίεση.

Με βάση τα διαγράμματα Na₂O-T και Na₂O-P (Σχ. 2.9.1. και 2.9.2. αντίστοιχα) προκύπτει το συμπέρασμα ότι τα παραγόμενα τήγματα εμφανίζουν τάση μείωσης της περιεκτικότητας τους σε Na₂O για θερμοκρασίες μέχρι περίπου τους 900°C, ενώ σε μεγαλύτερες τιμές της παρουσιάζει μια ελαφριά αύξηση. Η πίεση δε παρουσιάζει κάποια επίδραση στο ποσοστό του Na₂O.



Σχ.2.9.1. Διάγραμμα T-Na₂O (Συμβολισμός όπως αναφέρεται στο Παράρτημα)



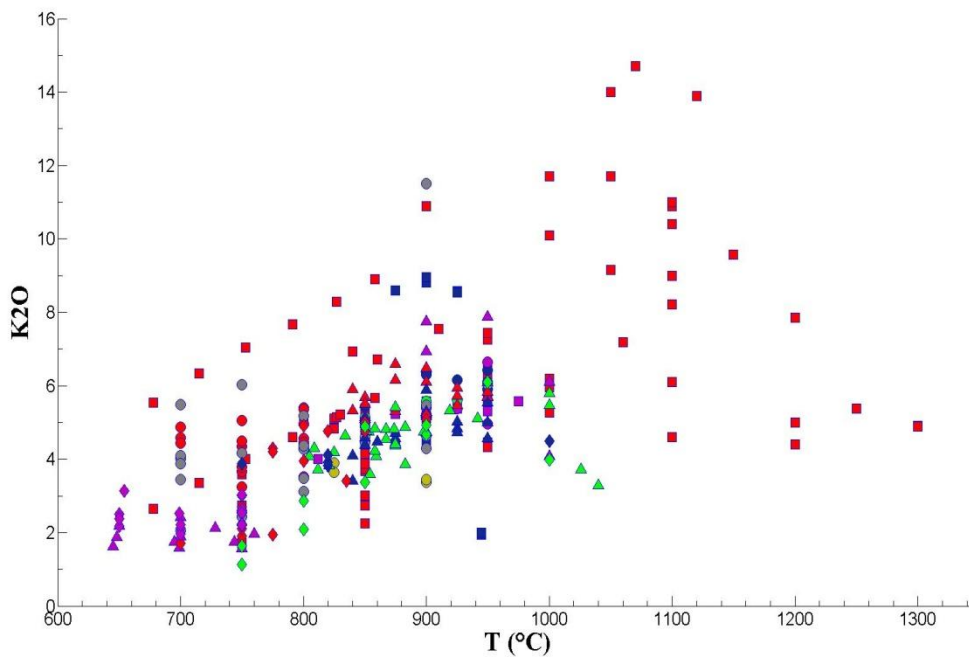
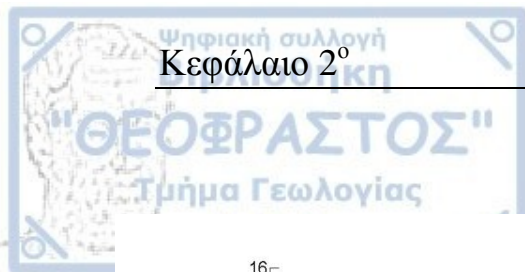
Σχ.2.9.2. Διάγραμμα P- Na₂O (Συμβολισμός όπως αναφέρεται στο Παράρτημα)

2.10. K₂O

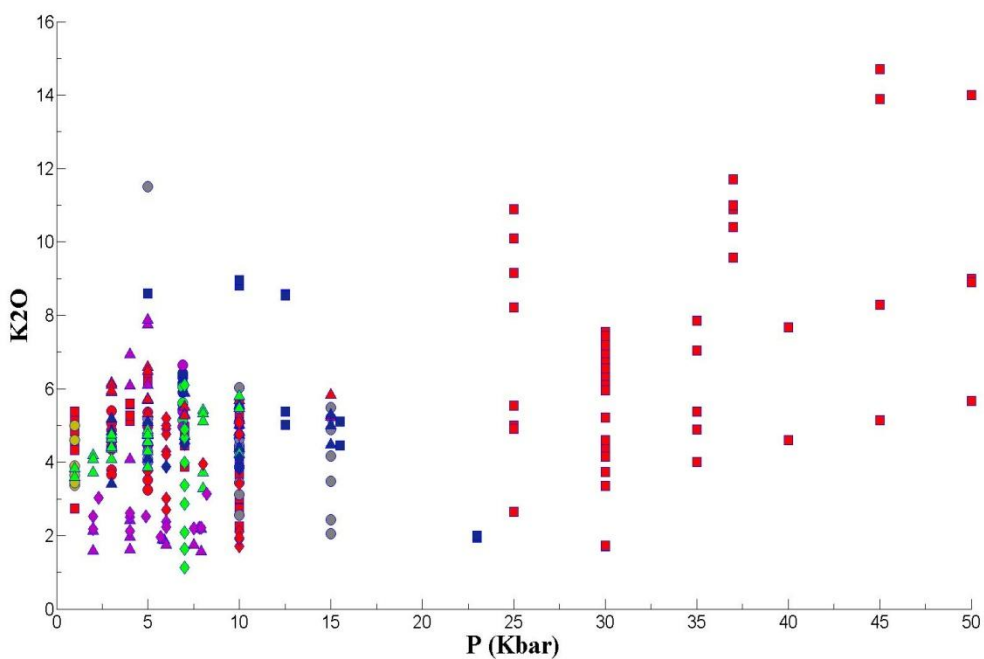
Για κάθε πείραμα αναφοράς ξεχωριστά, όπως φαίνεται στο σχήμα 2.10.1. ισχύει ότι, για το αρχικό υλικό HP-60 το K₂O εμφανίζει μια γενική αύξηση των τιμών, ωστόσο η τιμή του στους 812°C είναι μικρότερη σε σχέση με τις υπόλοιπες. Τα τήγματα που προέκυψαν από το υλικό MG αυξάνουν το K₂O τους μέχρι και τους 1000°C, μετά όμως εμφανίζουν μια απότομη μείωση. Τα δείγματα PL, MS και MSB αυξάνουν τη περιεκτικότητα τους σε K₂O με την αύξηση της θερμοκρασίας. Στα πειράματα SH και PE-1 τα τήγματα διατηρούν σε γενικές γραμμές σταθερό το K₂O τους.

Για το αρχικό υλικό MG το K₂O αυξάνεται με τη πίεση, ανάλογη συμπεριφορά παρατηρείται και για το δείγμα PL, σύμφωνα με το σχήμα 2.10.2. Όσο αφορά τα πειράματα SH, PE-1, MS και MSB η περιεκτικότητα του δεν επηρεάζεται από την αύξηση της πίεσης. Στο αρχικό υλικό HP-60 η τήξη γίνεται υπό σταθερή πίεση.

Συμπερασματικά, μελετώντας τα διαγράμματα K₂O-T και K₂O-P (Σχ. 2.10.1. και 2.10.2. αντίστοιχα) παρατηρείται ότι το K₂O παρουσιάζει αύξηση της περιεκτικότητας του στα παραγόμενα τήγματα καθώς αυξάνεται η θερμοκρασία, ενώ φαίνεται ότι δεν υπάρχει κάποια συσχέτιση μεταξύ της περιεκτικότητας K₂O και της πίεσης, παρά μόνο για τιμές μεγαλύτερες των 35 Kbar που παρατηρείται αύξηση.



Σχ.2.10.1. Διάγραμμα T- K₂O (Συμβολισμός όπως αναφέρεται στο Παράρτημα)

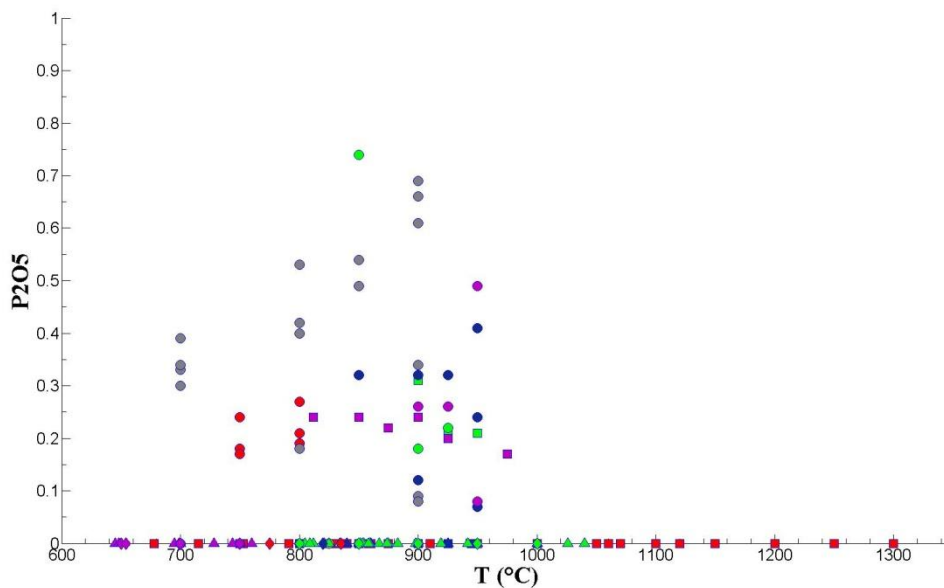


Σχ.2.10.2. Διάγραμμα P- K₂O (Συμβολισμός όπως αναφέρεται στο Παράρτημα)

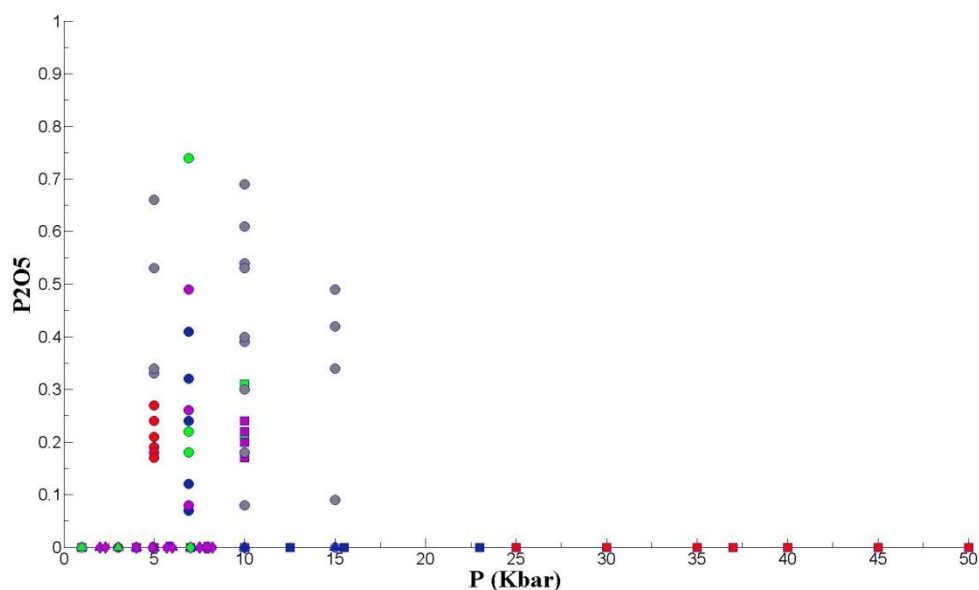
2.11. P₂O₅

Το P₂O₅ εμφανίζεται σε πολύ χαμηλές περιεκτικότητες καθώς επίσης είναι πολύ λίγα τα τήγματα που περιέχουν P₂O₅. Το αρχικό υλικό HP-60 με αύξηση της θερμοκρασία παρουσιάζει μια γενική αύξηση, ενώ το πείραμα PE-1 με την αύξηση της θερμοκρασίας εμφανίζουν αύξηση στη περιεκτικότητα τους σε P₂O₅. Σε σχέση με τη πίεση το P₂O₅ δεν επηρεάζεται από την αύξηση της.

Σύμφωνα με τα διαγράμματα T-P₂O₅ και P-P₂O₅ (Σχ. 2.11.1. και 2.11.2. αντίστοιχα) παρατηρείται ότι το P₂O₅ αυξάνεται ελαφρώς με τη θερμοκρασία, ενώ η πίεση δεν το επηρεάζει



Σχ.2.11.1. Διάγραμμα T- P₂O₅ (Συμβολισμός όπως αναφέρεται στο Παράρτημα)

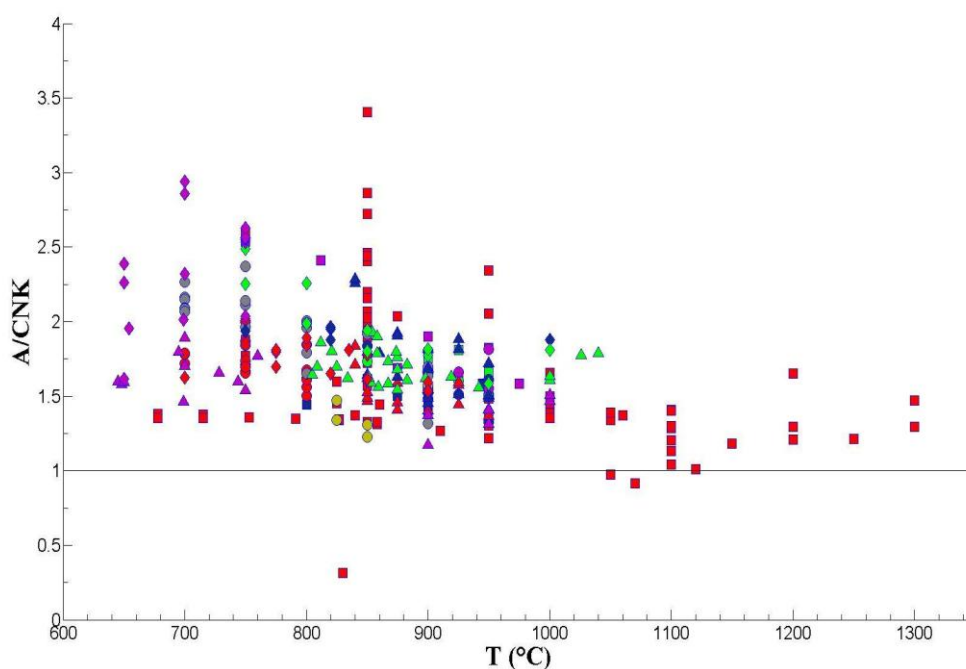


Σχ.2.11.2. Διάγραμμα P- P₂O₅ (Συμβολισμός όπως αναφέρεται στο Παράρτημα)

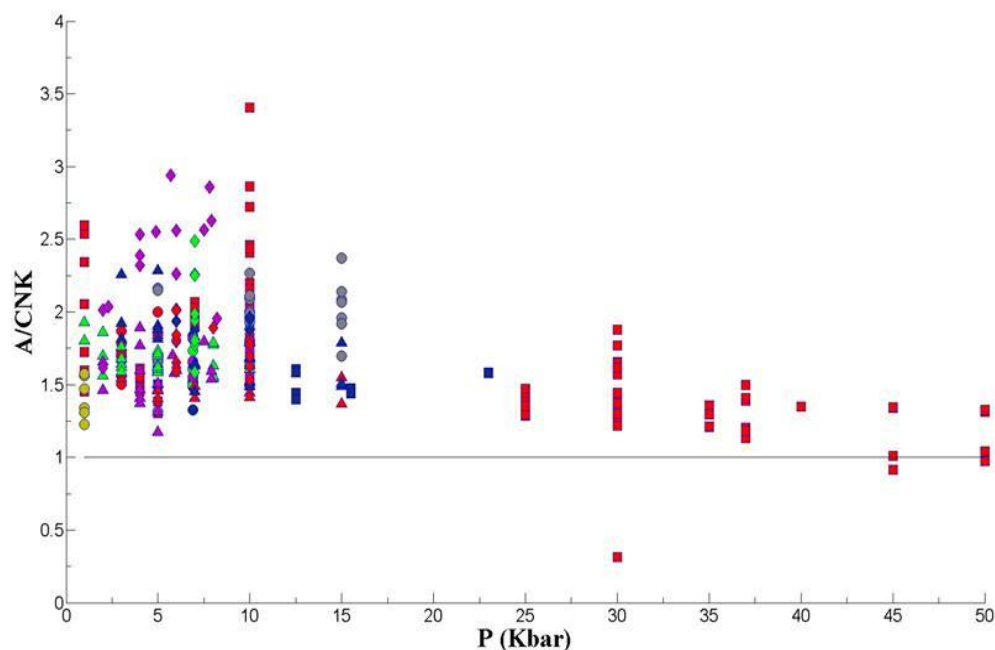
2.12. A/CNK

Ο λόγος A/CNK αναφέρεται στην αναλογία του Al_2O_3 προς το CaO, το Na_2O και το K_2O . Αν είναι μεγαλύτερος της μονάδας τότε το τήγμα είναι υπεραργιλικό, ενώ αν είναι μικρότερο της μονάδας τότε είναι μεταργιλικό.

Σύμφωνα με το διάγραμμα T-A/CNK, προκύπτει ότι γενικά τα παραγόμενα τήγματα είναι υπεραργιλικά. Ωστόσο παρατηρείται μείωση του λόγου καθώς αυξάνεται η θερμοκρασία, όπως φαίνεται στο σχήμα 2.12.1. Η υπεραργιλική σύσταση των τηγμάτων επιβεβαιώνεται και στο διάγραμμα P-A/CNK, όπως φαίνεται στο σχήμα 2.12.2.



Σχήμα.2.12.1. Διάγραμμα T-A/CNK (Συμβολισμός όπως αναφέρεται στο Παράρτημα)



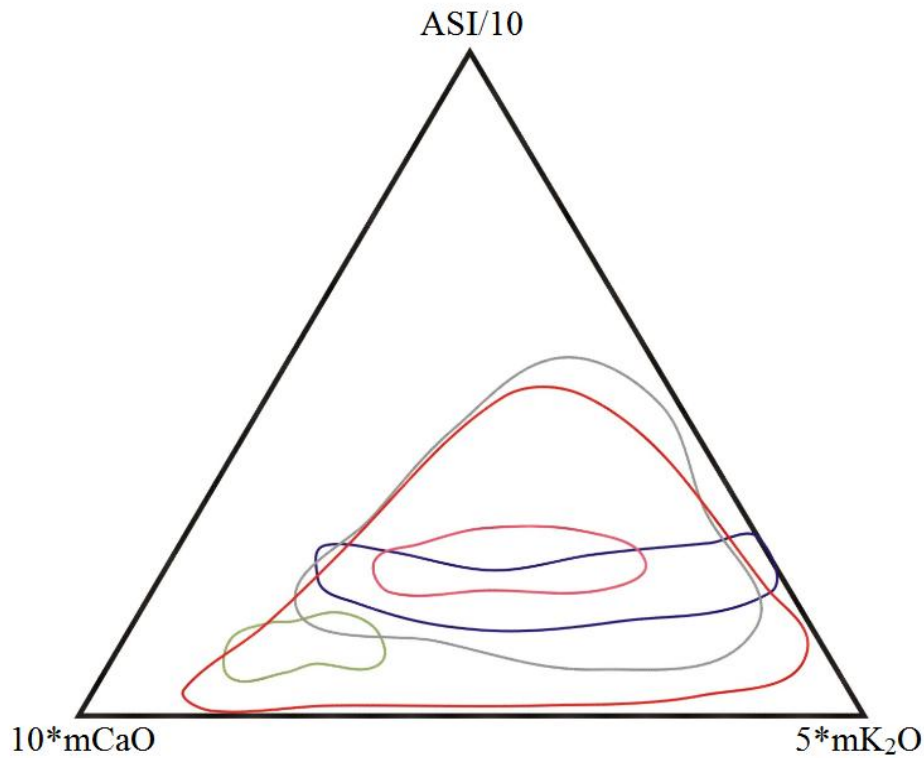
Σχήμα.2.12.2. Διάγραμμα P-A/CNK (Συμβολισμός όπως αναφέρεται στο Παράρτημα)

2.13. Τριγωνικά διαγράμματα

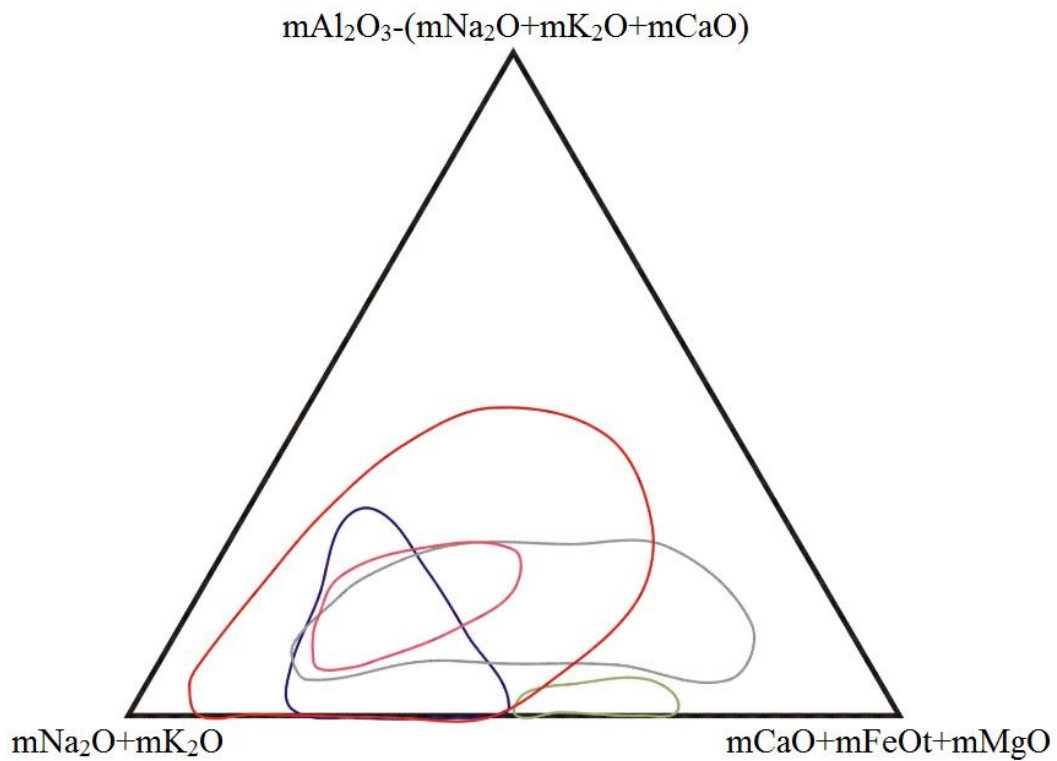
Σύμφωνα με το σχήμα 2.13.1 τα τήγματα με αρχικά υλικά τους πηλίτες και τους γραουβάκες συγκεντρώνονται στη βάση του διαγράμματος και προς την κορυφή 5*mK₂O, ενώ τα τήγματα των μεταπηλιτών βρίσκονται λίγο πιο ψηλά αλλά κλίνουν προς την ίδια κορυφή. Όσο αφορά τους γενεύσιους βρίσκονται στη βάση του τριγώνου και πιο κοντά στη κορυφή 10*mCaO, ωστόσο για τους κορδιεριτικούς γενεύσιους εμφανίζονται πιο προς τη μέση και τη κορυφή 5*mK₂O.

Με βάση το διάγραμμα 2.13.2. οι πηλίτες και οι γραουβάκες εμφανίζονται στη βάση του τριγώνου και προς τη κορυφή mNa₂O+mK₂O, όπως επίσης και τα τήγματα των μεταπηλιτών. Οι γενεύσιοι, οι σχίστες και οι σχιστόλιθοι συγκεντρώνονται στη βάση του διαγράμματος και περίπου στη μέση των δύο κορυφών mNa₂O+mK₂O και mCaO+mFeO+mMgO.

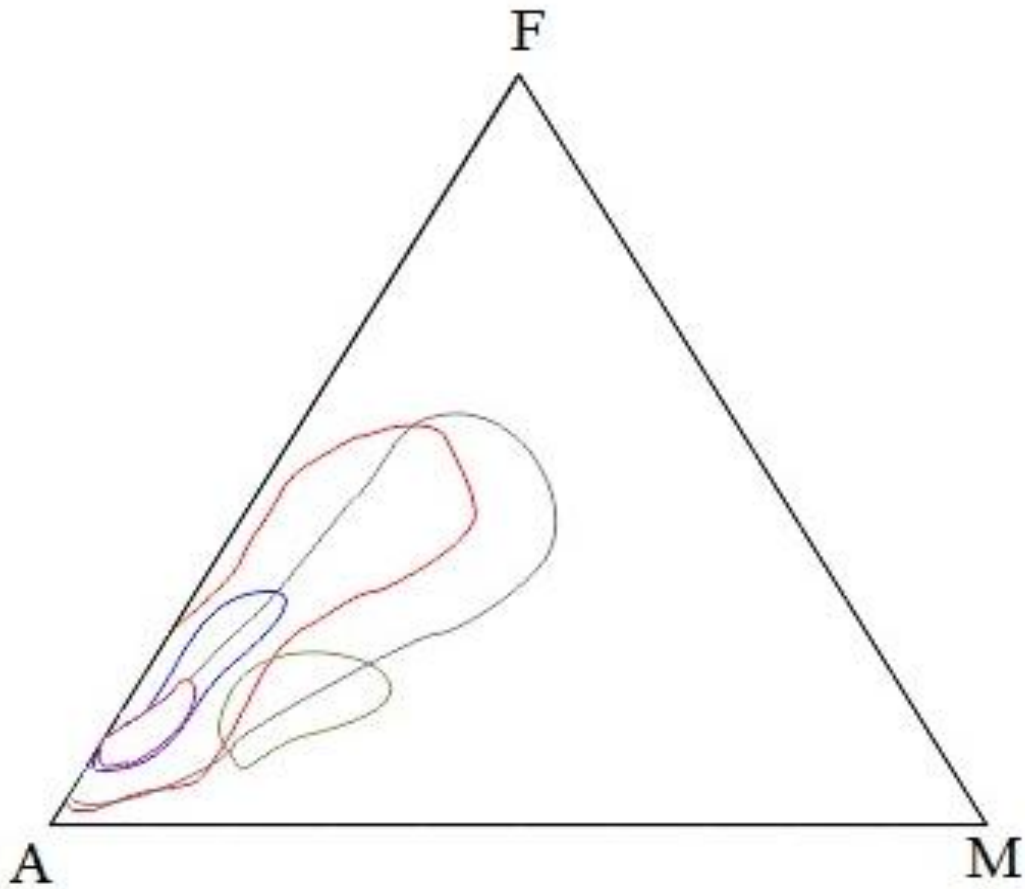
Στο σχήμα 2.13.3. παρατηρείται ότι τα τήγματα όλων των εξεταζόμενων πετρωμάτων συγκεντρώνονται κοντά στην πλευρά A-F και πιο συγκεκριμένα στη κορυφή A.



Σχ.2.13.1. Διάγραμμα ASI/10, 10*mCaO, 5*mK₂O γραμμομοριακά (Koroneos 2010, για το γρανίτη του Μονοπήγαδου. Οι κόκκινες γραμμές αντιπροσωπεύουν τους πηλίτες και τους γραουβάκες, οι μπλε γραμμές τους μεταπηλίτες, οι ροζ γραμμές τους σχίστες και τους σχιστόλιθους, οι γκρι γραμμές τους κορδιεριτικούς γνεύσιους και οι λαδί γραμμές τους γνεύσιους.)



Σχ.2.13.2. Διάγραμμα $Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O + CaO)$, $Na_2O + K_2O$, $CaO + FeOt + MgO$, γραμμομοριακά (Koroneos 2010, για το γρανίτη του Μονοπήγαδου. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 2.13.1)



Σχ.2.13.3. Διάγραμμα AFM, $A=Na_2O+K_2O$, $F=FeO$, $M=MgO$ (Koroneos, Kiliias & Avgerinas 2013. Συμβολισμός όπως στο σχήμα 2.13.1)

Κεφάλαιο 3^ο - Συμπεράσματα

Σύμφωνα με τα διαγράμματα που κατασκευάστηκαν και παρατέθηκαν στο προηγούμενο κεφάλαιο της παρούσας εργασίας, προκύπτουν οι παρακάτω παρατηρήσεις και συμπεράσματα όσο αφορά τη σχέση της θερμοκρασίας, της πίεσης καθώς και της σύστασης του αρχικού πετρώματος, με το τήγμα που θα παραχθεί από την μερική του τήξη.

1. Καθώς αυξάνεται η θερμοκρασία το TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Na_2O , CaO , K_2O και P_2O_5 αυξάνονται, το MnO παραμένει σταθερό, το SiO_2 μειώνεται και το MgO αρχικά μειώνεται και στη συνέχεια αυξάνεται.
2. Η πίεση δε φαίνεται να παρουσιάζει κάποια συσχέτιση με τη μεταβολή της περιεκτικότητας των οξειδίων, εκτός από το K_2O που παρουσιάζει αύξηση τις υψηλότερες τιμές της.
3. Για κάθε πείραμα αναφοράς τα αποτελέσματα φαίνονται στους παρακάτω πίνακες.

Πίνακας 3.1. Σχέση θερμοκρασίας και περιεκτικότητας οξειδίων για τα πειράματα

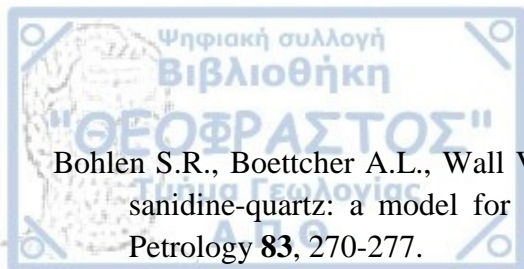
Δείγμα/Στοιχείο	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
HP-60	=	+	-	-	.	=+	=+	+	+	-
MG	-	+	+	+	+	+	+	=	+	.
PL	-	+	+	+	.	+	+	=	=	.
SH	-	.	=+	-	=	-	+	- =	=	.
PE-1	-	-	= -	-	=	-	=	=+	=	+
MS/MSB	-	+	= -	=+	=+	=	+ -	= -	+	.

+ : αύξηση | - : ελάττωση | = : σταθερότητα | . : απουσία

Πίνακας 3.2. Σχέση πίεσης και περιεκτικότητας οξειδίων για τα πειράματα αναφοράς

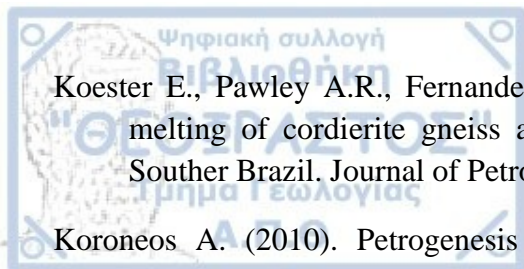
Δείγμα/Στοιχείο	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
MG	-	=+	+	+	+	*	*	=+	+	.
PL	-	*	+	+	.	+	+	-	+	.
SH	*	.	*	-	*	*	+	*	=	.
PE-1	+	*	*	+	*	*	*	*	=	*
MS/MSB	*	*	*	*	*	*	+	*	=	.

+ : αύξηση | - : ελάττωση | = : σταθερότητα | . : απουσία | * ανεξάρτητο της πίεσης

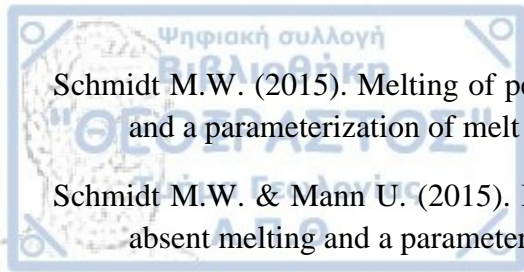


Βιβλιογραφία

- Bohlen S.R., Boettcher A.L., Wall V.J. & Clemens J.D. (1983). Stability of phlogopite-quartz and sanidine-quartz: a model for melting in the lower crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **83**, 270-277.
- Beard J.S., Lofgen G.E., Sinha K.A. & Tollo R.P. (1994). Partial melting of apatite-bearing charnokite, granulite, diorite. Melt composition vestite mineralogy and petrologic implications. *Journal of Geophysical Research* **99**, 21591-21603.
- Chappell B.W. & White A.J.R. (1974). Two contrasting granite types. *Pac. Geol.* **8**, 173-174.
- Carmichael I.S.E., Turner J.F. & Verhoogen, J. (1974). *Igneous Petrology*. McGraw-Hill. London, 737 pp.
- Carrington D.P. & Harley S.L. (1995). Partial melting and phase relations in high-grade metapelites: a *KFMASH*-system petrogenetic grid. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **120**, 270-291.
- Carrington D.P. & Watt G.R. (1995). A geochemical and experimental study of the role of K-feldspar during water-undersaturated melting of metapelites. *Chemical Geology* **122**, 59-76.
- Clemens J.D. & Wall V.J. (1981). Origin and crystallization of some peraluminous granitic magmas. *Canadian Mineralogist* **19**, 111-131.
- Douce P.A.E. & Johnston A.D. (1991). Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **107**, 202-218.
- Douce P.A.E. & Harris N. (1998) Experimental constraints on himalayan anatexis. *Journal of Petrology* **39**, 689-710.
- Douce P.A.E. & Beard J.S. (1996). Effects of P, $f(\text{O}_2)$ and Mg/Fe ratio on dehydration melting model metagreywakes. *Journal of Petrology* **37**, 999-1024.
- Gardien V., Thompson A.B., Grujic D. & Ulmer P. (1995). Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz \pm muscovite assemblages and implications for crustal melting. *Journal of Geophysical Research* **100**, 15581-15591.
- Griffiths B.J., Peucat J.J., Sheppard S. & Vidal Ph. (1985). Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorica massif. *Earth and Planetary Science Letters* **74**, 235-250.
- Hanson G.N. (1978). The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters* **38**, 26-43.
- Holtz F. & Johannes W. (1991). Genesis of peraluminous granites I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 Kbar and various H_2O activities. *Journal of Petrology* **32**, 935-958.
- Huppert H.E. & Sparks R.S.J. (1988). The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology* **29**, 599-624.
- Kilinc A. (1989). Partial melting of crustal rocks. *Engineering Geology* **27**, 279-299



- Koester E., Pawley A.R., Fernandes L.A.D., Porcher C.C. & Soliani E.Jr. (2002). Experimental melting of cordierite gneiss and petrogenesis of Syntranscurrent peraluminous granites in Southern Brazil. *Journal of Petrology* **43**, 1595-1616
- Koroneos A. (2010). Petrogenesis of the Upper Jurassic Monopigadon pluton related to the Vardar/Axios ophiolites (Macedonia, northern Greece) and its geotectonic significance. *Chemie der Erde* **70**, 221-241.
- Koroneos A., Kiliass A. & Avgerinas A. (2010). Hercynian plutonic rocks of Voras Mountain, Macedonia, Northern Greece: their structure, petrogenesis, and tectonic significance. *International Geology Review* **55**, 994-1016.
- Lang H.M. & Gilott J.A. (2015). Modeling of partially melted ultrahigh-pressure metapelites, North-East Greenland Caledonides. *Lithos* **226**, 131-146.
- LeBreton N. & Thompson A.B. (1988). Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **99**, 226-237.
- MacGregor I.D. & Basu A.R. (1974). Thermal structure of the lithosphere: a petrological model. *Science*, **185**, 1007-1011.
- MacRae N.D. & Nesbitt H.W. (1980). Partial melting of common metasedimentary rocks: a mass balance approach. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **75**, 21-26.
- Montana A. & Brearley M. (1989). An appraisal of the stability of phlogopite in the crust and in the mantle. *American Mineralogist* **74**, 1-4.
- Montel J.M. & Vielzeuf D. (1997). Partial melting of metagraywakes, Part II. Compositions of minerals and melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **128**, 176-196.
- Peterson J.W. & Newton R.C. (1989). Reversed experiments on biotite-quartz-feldspar melting in the system KMASH, implications for crustal anatexis. *Journal of Geology* **97**, 465-486.
- Pickering J.M. & Johnston D.A (1998). Fluid-absent melting behavior of a two-mica metapelite: experimental constraints on the origin of black hills granite. *Journal of Petrology* **39**, 1787-1804.
- Robertson J.K. & Wyllie P.J. (1971). Rock-water-systems with special reference to the water-deficient region. *American Journal of Science* **271**, 252-277.
- Ronov A.B. & Yaroshevsky A.A. (1969). Chemical composition of the earth's crust. In: *The Earth's Crust and Upper Mantle*. Geophysical Monograph Series **13**, 37-57.
- Ronov, A.B., Girin, Y.P., Kazakov G.A. & Ilyukhin M.N. (1965). Comparative geochemistry of geosynclinal and platform sedimentary rocks. *Geochemistry International* **2(4)**, 692-708.
- Rushmer T. (2001). Volume change during partial melting reactions: implications for melt extraction, melt geochemistry and crustal rheology. *Tectonophysics* **342**, 389-405.
- Schmidt M.W., Vielzeuf D. & Auzanneau E. (2004). Melting and dissolution of subducting crust at high pressures: the key role of white mica. *Earth and Planetary Science Letters* **228**, 65-84.



Schmidt M.W. (2015). Melting of pelitic sediments at subarc depths: 2. Melt chemistry, viscosities and a parameterization of melt composition. *Chemical Geology* **404**, 168-172.

Schmidt M.W. & Mann U. (2015). Melting of pelitic sediments at subarc depths: 1. Flux vs fluid-absent melting and a parameterization of melt productivity. *Chemical Geology* **404**, 150-167.

Skjerlie K.P., Douce P.A.E. & Johnston A.D. (1993). Fluid absent melting of layered crustal protolith: implications for the generation of anatectic granites. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **114**, 365-378.

Thomsen T.B. & Schmidt M.W. (2008). Melting of carbonated pelites at 2.5-5 GPa, silicate carbonatite liquid immiscibility and potassium-carbon metasomatism of the mantle. *Earth and Planetary Science Letters* **267**, 17-31.

Vielzeuf D. & Clemens J.D. 1992. The fluid-absent melting of phlogopite + quartz: Experiments and models. *American Mineralogist* **77**, 1206-1222.

Vielzeuf D. & Holloway J.R. (1988). Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **98**, 257-276.

Ward R., Stevens G. & Kisters A. (2008). Fluid and deformation induced partial melting and melt volumes in low-temperature granulite-facies metasediments, Damara Belt, Namibia. *Lithos* **105**, 253-271.

Wedepohl K.H. (1969). Composition and abundance of common sedimentary rocks. In: *Handbook of Geochemistry* **1**, 251-271.

White A.J.R. & Chappell B.W. (1983). Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt in southeastern Australia. *Geol. Soc. Am. Mem.* **159**, 21-34.



Ευχαριστίες

Ευχαριστώ θερμά τον καθηγητή μου Α. Κορωναίο για τη βοήθεια που μου προσέφερε κατά την εκπόνηση της διπλωματικής εργασίας, για το χρόνο που μου αφιέρωσε καθώς και το υλικό που μου παρείχε. Επίσης θέλω να ευχαριστήσω το συμφοιτητή μου και καλό μου φίλο Κ. Γκόγκα για τη πολύτιμη βοήθειά του.

Παράρτημα

Για τα διαγράμματα 2.2.1. ως και 2.12.2 τα σύμβολα που χρησιμοποιούνται είναι τα εξής:

■	πηλίτες (LeBreton & Thompson 1988, Schmidt et al. 2004, Thomsen & Schmidt 2008, Schmidt 2015, Schmidt & Mann 2015, Rushmer 2001, Gardien et al. 1995)
■	μεταπηλίτες (MacRea & Nesbitt 1980, Carrington & Watt 1995, Lang & Gilotti 2015)
■	σιλλιμανιτικοί μεταπηλίτες (Skjerlie et al. 1993)
■	πρωτεροζωικοί μεταπηλίτες (Pickering & Johnston 1998)
●	χαλαζιακοί γενέσιοι (Holtz & Johannes 1991)
●	mafic χαρνοκίτες (Beard et al. 1994)
●	felsic χαρνοκίτες (Beard et al. 1994)
●	βιοτιτικοί γενέσιοι (Gardien et al. 1995)
●	κορδιεριτικοί γενέσιοι (Koester et al. 2002)
▲	sintectic metagreywakes: f-annite gneiss (Douce & Beard 1996)
▲	sintectic metagreywakes: mg-annite gneiss (Douce & Beard 1996)
▲	μεταγραουβάκες (Montel & Vielzeuf 1997)
▲	γραουβάκες (Kilinc 1989, Schmidt et al. 2004)
◆	μοσχοβιτικοί σχίστες (Douce & Harris 1998)
◆	μοσχοβιτικοί-βιοτιτικοί σχίστες (Douce & Harris 1998)
◆	σχίστες (Ward et al. 2008)
◆	αργιλικόι σχιστόλιθοι (Kilinc et al. 1989)