

## ΜΕΤΑ-ΠΥΡΟΚΛΑΣΤΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΤΑ-ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΜΕΣΟ-ΤΡΙΑΔΙΚΗΣ ΗΛΙΚΙΑΣ ΣΤΗ ΔΥΤΙΚΗ ΑΤΤΙΚΗ

Μαγκανάς Α. και Κυριακόπουλος Κ.

*Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας, Τμήμα Γεωλογίας & Γεωπεριβάλλοντος, Ε. Κ. Πανεπιστήμιο Αθηνών, 15784 Αθήνα, amagganas@geol.uoa.gr, ckiriako@geol.uoa.gr.*

### ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Τα μετα-πυροκλαστικά και μετα-ηφαιστειακά πετρώματα Μεσο-Τριαδικής ηλικίας της Δ. Αττικής, που εμφανίζονται κυρίως σε περιοχές της Πάρνηθας και της Σαλαμίνας, παρουσιάζουν ρυολιθική-ρυσδακτική και δακτινική-ανδεσιτική ασβεσταλκαλική σύσταση, ενώ διατηρούν σε μεγάλο βαθμό τις πρωτογενείς τους δομές και τα γεωχημικά τους χαρακτηριστικά. Οι μετα-πυροκλαστίτες ανταποκρίνονται κυρίως σε λιθαριότοφους ή αδρούς τόφφους που αποτέθηκαν σε θαλάσσιο περιβάλλον, καθώς και σε συγκολλημένους πυρομβρίτες. Οι πρωτόλιθοι των μετα-ηφαιστιτών είναι ρυόλιθοι-ρυσδακίτες και δακίτες, που όπως και τα αντίστοιχα πυροκλαστικά τους δείχνουν μαγματική σύσταση με χαρακτηριστικά υποβύθισης. Τα τελικά μαγματικά προϊόντα προέκυψαν είτε από κλασματική κρυστάλλωση βασαλτικού μάγματος σε οπισθοτόξια λεκάνη ή το πιθανότερο από ανάτηξη φελσικών ή ενδιάμεσης οξύτητας πετρωμάτων του ρηξιγενούς περιθωρίου του ηπειρωτικού φλοιού της Πελαγονικής. Η συμμετοχή των συστατικών υποβύθισης στο μάγμα οφείλεται τότε σε κληρονομημένα υλικά παλαιότερης υποβύθισης.

### 1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στον ευρύτερο Ελλαδικό Χώρο τα παλαιότερα ηφαιστειακά πετρώματα με πιστοποιημένη ηλικία από στρωματογραφικά δεδομένα ανήκουν στο Νεο-παλαιοζωικό έως Κάτω Μεσοζωικό. Κατανέμονται κυρίως ως μικρές διασκορπισμένες εμφανίσεις σε μια ευρεία περιοχή της εξωτερικής και της ενδιάμεσης τεκτονο-μεταμορφικής ζώνης των Ελληνίδων. Πιο συγκεκριμένα στις περιοχές της Κ. Ελλάδας και Πελοποννήσου Τριαδικής ηλικίας ηφαιστειακά απαντώνται στις ενότητες Γαβρόβου-Τρίπολης και Πίνδου (Αβδέλλα, Τζουμέρκα, Βαρδούσια, Ερατινή, Κρεμαστά, Κερασιές, Δρακοβούνι, Κόκκινο, Καλαμάτα, Ζαρούχλα, Μολάοι, Τυρός) και στις ενότητες της Μαλιακής, της Υποπελαγονικής και της Πελαγονικής (Καστοριά, Κόζιακας, Όθρυς, Λοκρίδα, Κ. και Β. Εύβοια, Αττική, Αργολίδα) (Σιδέρης 1967, Hynes 1974, Terry 1979, Ferriere 1982, Pe-Piper 1982, Pe-Piper & Panagos 1989, Pe-Piper & Manronichi 1990, Magganas et al. 1997, Pe-Piper 1998). Τα ηφαιστειακά αυτά πετρώματα είναι συνήθως στενά συνδεδεμένα με ανάλογης σύστασης πυροκλαστικά και καλύπτουν ένα μεγάλο φάσμα πετρολογικών τύπων από αλκαλικούς βασάλτες και πικρίτες έως αλκαλικούς τραχίτες και ρυόλιθους. Πολλές φορές τα πετρώματα αυτά έχουν επηρεαστεί από μεταμορφικά γεγονότα, συνήθως χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης, διατηρώντας ωστόσο σε μεγάλο βαθμό τα αρχικά πετρολογικά και γεωχημικά χαρακτηριστικά τους. Γενικά θεωρείται ότι αποτέθηκαν σε ένα ρηξιγενές εφελκυστικό ηπειρωτικό περιβάλλον ή σε λεκάνες πίσω από τόξο που συνοδεύονται από ζώνες υποβύθισης.

Στην εργασία αυτή εξετάζονται και συγκρίνονται τα πετρολογικά, γεωχημικά και γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά των μεσο-Τριαδικής ηλικίας μετα-ηφαιστειακών και μετα-πυροκλαστικών σχηματισμών που αναπτύσσονται σε περιοχές της Πάρνηθας (συμπεριλαμβανόμενης της λεκάνης των ΔερβENOχωριών και των Πλαταιών) και της νήσου Σαλαμίνας στην Δ. Αττική. Η ηφαιστειότητα των περιοχών αυτών, που βέβαια δεν είναι εκτεταμένη, είναι από τις λίγες που δεν έχουν μελετηθεί διεξοδικά ως τώρα, κυρίως από την άποψη της πετρογραφίας και της γεωχημείας. Παρουσιάζει ακόμη ιδιαίτερο ενδιαφέρον γιατί τα προϊόντα της είναι από τα πλέον διαφοροποιημένα, με ρυολιθικής – δακτινικής συστάσεως μέλη.

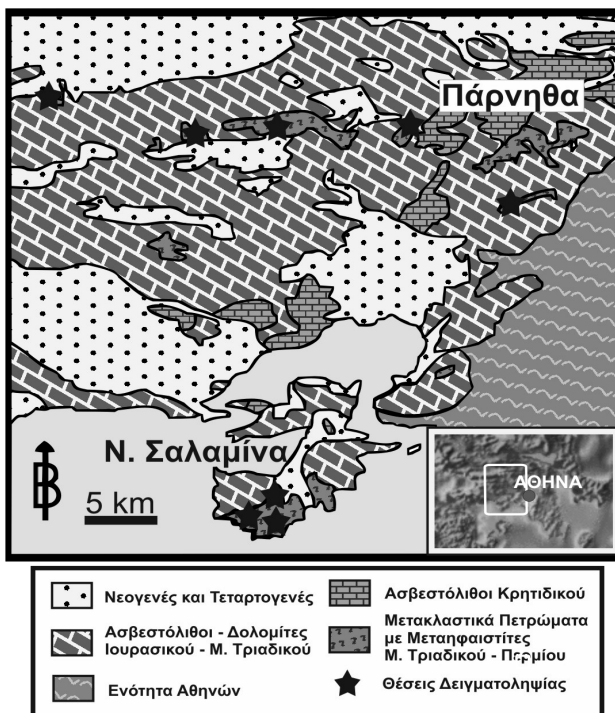
## 2 ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ

Η περιοχή μελέτης των μετα-ηφαιστειακών, μετα-πυροκλαστικών πετρωμάτων (ΜΗ-ΜΠ.Π.) ανήκει στην Ενότητα της Υποπελαγονικής (Ανατολικής Ελλάδας). Οι σχηματισμοί που δομούν την περιοχή ουσιαστικά καλύπτουν πλήρως την στρωματογραφική στήλη της Ενότητας που ανήκουν και αποτελούνται από κάτω προς τα πάνω από (Clement 1976, Δούνας & Γαϊτανάκης 1981, Παρανικολαου & Baud 1982, Τάταρης & Σίδερης 1989, Robertson et al 1991) (Σχ. 1):

- Μετακλαστικά πετρώματα (κυρίως ελαφρά μεταμορφωμένοι αργιλικό σχίστες, ψαμμίτες, κροκαλοπαγή, αρκόζες και γραουβάκες) με μετα-ηφαιστίτες Λιθανθρακοφόρου ή Περμίου – Μέσου Τριαδικού,
  - Ασβεστόλιθους, δολομιτικούς ασβεστόλιθους – δολομίτες πλατφόρμας Μέσου Τριαδικού – Ιουρασικού,
  - Ασβεστόλιθους Κρητιδικού,
  - Νεογενή και Τεταρτογενή ιζηματογενή πετρώματα.

Ακόμη αναφέρονται μικρές σχετικά εμφανίσεις οφιολιθικών τεμαχών, τεκτονικά τοποθετημένων στην βάση καλυμμάτων επί ασβεστολιθικών πετρωμάτων στη διάρκεια του Κατώτερου Κρητιδικού (Katsikatsos 1977). Τέλος στα ανατολικά της περιοχής μελέτης τα πετρώματα της Υποπελαγονικής Ζώνης έρχονται σε τεκτονική επαφή με τους σχηματισμούς της Ενότητας των Αθηνών.

Όσον αφορά τα ΜΗ-ΜΠ.Π. που μελετήθηκαν, αυτά είναι γνωστά από αρκετά χρόνια. Η παρουσία τους έχει αναφερθεί από τους Ktenas (1924), Renz (1940), Bender (1962), Αρώνης (1972), Τάταρης (1972), Clément (1976), Δούνας & Γαϊτανάκης (1981), Clément & Katsikatsos (1982). Ιστορικά έχουν χαρακτηριστεί κυρίως ως χαλαζιακοί κερατοφύρες, κερατοφύρες και κερατοφυρικοί τόφφοι. Η ηλικία των μετα-ηφαιστίων αυτών είναι ασαφής. Επειδή σε πολλές περιπτώσεις τα πετρώματα αυτά εμφανίζονται να παρεμβάλλονται Ανω-Παλαιοζωικών οριζόντων, έχουν χαρακτηριστεί ως Κατω-Τριαδικής, Περμικής ή ακόμη και Λιθανθρακοφόρου ηλικίας. Ωστόσο, με βάση στρωματογραφικά κριτήρια και κυρίως ότι υπέρκειται ερυθρωπών ασβεστόλιθων του Ανισίου και ενδιστρώνονται σε σχιστόλιθους και ψαμμίτες του Λαδινίου, αυτά τοποθετούνται από τον Bender (1962) στο



Σχήμα 1. Γεωλογικό σκαρίφημα με τις θέσεις δειγματοληψίας στην περιοχή μελέτης.

Ανίσιο – Λαδίνιο και τους Clément (1976) και Clément & Katsikatsos (1982) στο Λαδίνιο. Το Ανώτερο Τριαδικό που ακολουθεί προς τα πάνω εμφανίζεται με μια ασβεστολιθο-δολομιτική σειρά με Megalodon που φιλοξενεί χαρακτηριστικά απολιθώματα φυκών και τρηματοφόρων. Μεσο-Τριαδική ηλικία δίνουν και οι Παρανικολαου & Baud (1982) και Τάταρης & Σίδερης (1988) και για τα αντίστοιχα ηφαιστειακά της Σαλαμίνας και του όρους Αιγάλεω που βρίσκεται μεταξύ της Πάρνηθας και της Σαλαμίνας αντίστοιχα. Πάντως η στρωματογραφική θέση των μετα-πυροκλαστικών πετρωμάτων στην περιοχή των Πλαταιών δεν είναι τόσο σαφής. Υπόκεινται Ανω-Τριαδικών ασβεστόλιθων αλλά δεν μπορεί να αποκλειστεί η περίπτωση να αντιπροσωπεύουν ορίζοντα παλαιότερο του Μ. Τριαδικού. Στη θέση αυτή τα μετατοφικά, -τοφφικά πετρώματα είναι έντονα τεκτονισμένα και βρίσκονται σε ένα χαοτικό και πολυπτυχωμένο μίγμα από αργιλόλιθους, αργιλικούς σχίστες, ψαμμίτες και χαλαζίτες.

Το χρώμα των ΜΗ-ΜΠ.Π. είναι συ-

νήθως ανοικτοπράσινο, ενώ υπάρχουν ποικιλίες που το χρώμα τους μεταβάλλεται αυξανόμενου του βαθμού «οξειδωσης»/εξαλλοίωσης του πετρώματος από λευκό, σε πράσινο, κιτρινοπράσινο ως βαθύ καστανοπράσινο. Το πάχος των ΜΗ-ΜΠ.Π. κυμαίνεται από λίγα εκατοστά ως και πάνω από 20 m, ενώ η επίδραση τεκτονικών, παραμορφωτικών φάσεων σ' αυτά είναι εμφανής τόσο στο ύπαιθρο όσο και μικροσκοπικά. Έχουν υποστεί, όπως και τα υπόλοιπα πετρώματα του Νεοπαλαιόζωικού – Μ. Τριαδικού σχηματισμού που ανήκουν, τουλάχιστον τρεις τεκτονικές-παραμορφωτικές φάσεις (Μαριολάκος et al. 2001). Η πρώτη παραμορφωτική φάση είναι προ-Κενομάνιας ηλικίας και οδήγησε τα μέλη του σχηματισμού σε κατά θέσεις έντονη λεπίωση, ολίσθηση, πτύχωση ή/και σχιστοποίηση (Δούνας & Γαϊτανάκης 1981, Τάταρης & Σίδερης 1988, Caridroit et al. 2000). Η λεπίωση έδωσε τεκτονικά τεμάχια του σχηματισμού επωημένα ή σφηνωμένα ακόμη και σε νεώτερα στρώματα. Οι Ραπανικόλαου & Baud (1982) αναφέρουν για την περιοχή Περάνης Σαλαμίνας ότι τα Μεσο-Τριαδικά ηφαιστειακά υπέρκεινται ολισθόλιθων του Αν. Περμίου και υπόκεινται ανθρακικών πετρωμάτων του Αν. Τριαδικού. Τόσο στην διάρκεια της πρώτης παραμορφωτικής φάσης, όσο και στη διάρκεια των δύο επόμενων, κατά το Νεογενές και το Τεταρογενές, είναι δυνατόν να αποδοθεί η δημιουργία ζωνών μυλονιτώσεως και λατυποποίησης των ΜΗ-ΜΠ.Π. στην Πάρνηθα και τη Σαλαμίνα. Δευτερογενή φλεβίδια ασβεσίτη έχουν πληρώσει ρωγμές, διακλάσεις και διάκενα πιθανότερα στην διάρκεια των τελευταίων δύο αυτών φάσεων.

Τα μετα-ηφαιστειακά πετρώματα εμφανίζονται σε σημαντικά μικρότερη συχνότητα και καταλαμβάνουν σαφώς μικρότερο όγκο από τα αντίστοιχης συστάσεως μετα-πυροκλαστικά – επικλαστικά πετρώματα, με τα οποία πολλές φορές έρχονται σε άμεση επαφή στην ίδια τομή. Οι μετα-ηφαιστίτες είναι συνήθως συμπαγείς, συνεκτικοί πρασινόλιθοι με πορφυρική δομή και αφαντική θεμελιώδη μάζα, χωρίς ιδιαίτερο προσανατολισμό των ορυκτολογικών τους συστατικών. Δομές pillow-λαβών δεν παρατηρήθηκαν. Αντίστοιχες σε όγκο και μορφή, εμφανίσεις Τριαδικών όξινων ηφαιστίτων – πυροκλαστίων έχουν αναφερθεί στους Μολάους Λακωνίας (Pe-Piper et al. 1982).

Η αποσάθρωση, η μεταμόρφωση και η τεκτονική δεν επιτρέπουν πάντα την ακριβή επιμέρους διάκριση πυροκλαστικών ή επικλαστικών αποθέσεων. Πάντως από επισταμένη παρατήρηση στο ύπαιθρο και στο μικροσκόπιο φαίνεται να υπάρχουν αρκετά μέλη των δύο ή μεταξύ των δύο αυτών φάσεων. Η διάκριση όπου ήταν δυνατή έγινε με βάση την κοκκομετρική και την ορυκτολογική σύσταση των πετρωμάτων. Έτσι ελέγχοντας το μέγεθος των κόκκων τα αρχικά πυροκλαστικά πετρώματα διακρίνονται σε λιθαριότοφους (με μεγέθη πυροκλαστών που φτάνουν τα 2 cm), αδρούς τόφους και τόφους – σποδίτες. Με κριτήριο το είδος των πυροκλαστών απαντώνται κρυσταλλικοί, λιθικοί και υελώδεις τόφοι – σποδίτες. Στην Πάρνηθα μάλιστα επικρατούν υελώδεις τόφοι, ενώ στην Σαλαμίνα σε μεγαλύτερη αναλογία εμφανίζονται οι κρυσταλλικοί τόφοι. Με βάση τον τρόπο απόθεσης κάποιοι από τους τόφους αυτούς, όπως θα εξηγήσουμε παρακάτω, μπορούν να χαρακτηριστούν πυρομβρίτες ή συγκολλημένοι πυρομβρίτες. Τέλος, στις βόρειες παρυφές της Πάρνηθας και σε λίγες τομές στη Σαλαμίνα εμφανίζονται τοφίτες, με αυξημένη συμμετοχή του ιζηματογενούς (κυρίως ανθρακικής σύστασης) επικλαστικού υλικού. Τα στρώματα των τοφίτων αυτών είναι μικρού πάχους και γρήγορα μεταπίπτουν βαθμιαία σε ιζηματογενείς φάσεις κυρίως ψαμμίτες, βάκες και αργιλικούς σχίστες. Στις περιοχές Περιστερία, Λαμπρινό και Κανάκια της Σαλαμίνας το τοφικό – τοφιτικό υλικό υπόκειται είτε άμεσα ή έμμεσα με την παρεμβολή μικρού πάχους ψαμμιτικού στρώματος Ανω-Τριαδικών - Ιουραικών ασβεστόλιθων – δολομιτών. Σε τοφιτικά, τοφικά – σποδιτικά στρώματα διατηρούνται μερικώς ιζηματογενείς δομές, όπως ελασματοειδή στρωματίδια (lamination), διασταυρούμενη στρώση, διαβαθμισμένη ταξιθέτηση κόκκων και slump. Οι δομές αυτές χαρακτηρίζουν απόθεση σε υδάτινο περιβάλλον στο περιθώριο της λεκάνης, πιθανά σε θέσεις κλιτύος. Σ' αυτό συνηγορεί και η παρουσία εναλλαγών μικρού πάχους ανθρακικών οριζόντων με τα πυροκλαστικά στρώματα στην περιοχή Περιστερία της Σαλαμίνας. Εναλλαγές λεπτών στρωμάτων ασβεστόλιθων με τα ΜΗ-ΜΠ.Π. της Πάρνηθας αναφέρονται και από τον Αρώνη (1972).

### 3 ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ

Η μικροσκοπική εξέταση των ΜΗ-ΜΠ.Π. δείχνει ότι η δομή τους είναι ολοκρυσταλλική. Η αρχική υελώδης θεμελιώδης μάζα ή τα πλούσια σε ύελο λιθικά θραύσματα στους μετα-πυροκλαστίτες είναι εξολοκλήρου αφυελωμένα, διατηρώντας όμως, όπως προαναφέρθηκε, κάποια από πρωτογενή γνωρίσματά τους όπως σχήμα, ταξιθέτηση κτλ. Βέβαια τα νεοσχηματισμένα από αντικατάσταση της

υέλου ορυκτά έχουν μικροκρυσταλλικό ως κρυστοκρυσταλλικό μέγεθος (<30 μm). Διακρίνονται χαλαζίας, χαλκηδονικός χαλαζίας, χλωρίτης, άστριοι, οξειδία Fe που προσδίδουν στην θεμελιώδη μάζα άχρωμη διαφάνεια ως ανοικτοπράσινη χροιά.

Τα μετα-ηφαιστειακά πετρώματα χαρακτηρίζονται από πορφυρική – μικροπορφυρική δομή με φαινοκρυστάλλους – πορφυροκλάστες από χαλαζία, Κ-ούχους αστρίους, πλαγιόκλαστα στους οξι-νότερους πετρολογικούς τύπους της Πάρνηθας, και από Κ-ούχους αστρίους, πλαγιόκλαστα, χαλαζία (όχι πάντα), κεροσίλβη στα πιο βασικά (ενδιάμεσα) πετρώματα της Σαλαμίνας. Σ' αυτά τα πετρώματα απαντώνται σπανιότερα βιοτίτης και πυρόξενος. Κατά θέσεις οι φαινοκρύσταλλοι συναθροίζονται σχηματίζοντας γκλομεροπορφυρικές δομές. Διδυμίες, πολυδυμίες και σπανιότερα ζωνώσεις διακρίνονται τόσο στους αστρίους όσο και στους αμφιβόλους.

Τα μετα-πυροκλαστικά πετρώματα έχουν συστάσεις που περιλαμβάνουν θραύσματα κρυστάλλων, λιθικά και υέλου. Τα λιθικά και τα κρυσταλλικά θραύσματα εμπεριέχονται σε θεμελιώδη αφυεωμένη μικροκρυσταλλική μάζα από χαλαζία, χαλκηδονικό χαλαζία, αστρίους, χλωρίτη και αδιαφανή οξειδία. Στην θεμελιώδη μάζα εγκλείονται πορφυροκλάστες πλαγιόκλαστων, Κ-αστρίων, χαλαζία, και σπανιότερα κεροσίλβης, βιοτίτη, πυροξένων και σιδηροπυρίτη. Ο βαθμός αποστρωγγυλοποίησης, ιδιομορφίας ή περιφερειακής κατάκλασης των πορφυροκλαστών ποικίλλει. Τα λιθικά θραύσματα περιλαμβάνουν αφυρικές ή πορφυρικές λάβες, τόφους, πιθανά τεμάχια κίσηρης, και σπανιότερα μη πυριγενούς προελεύσεως τεμάχια.

Όπως προαναφέρθηκε, κατά θέσεις το αρχικό τοφικό υλικό ανταποκρινόταν σε πυρομβρίτη. Η παρουσία αστεροειδών ή ημισελήνοειδών, κυρτών ελασματοειδών υελωδών θραυσμάτων (glass-shards) που διαπιστώθηκε μικροσκοπικά, δείχνουν σχηματισμό τους στη διάρκεια εκρηκτικού σταδίου. Ως συγκολλημένοι πυρομβρίτες μπορούν να χαρακτηριστούν ορίζοντες όπου τα υπολειμματικά αυτά θραύσματα υέλου εμφανίζονται με παραμορφωμένα σκέλη ή παρουσιάζονται με υποπαράλληλη διάταξη (ευταξική δομή). Η συγκόλληση αυτή έγινε στη διάρκεια της κονιοποίησης κατά την έκρηξη ή πιθανότερα σε μεταποθετικό στάδιο σε υψηλή θερμοκρασία σε χερσαίο (υποαέριο) περιβάλλον. Σ' αυτό συνηγορεί και η παρουσία προσανατολισμένων επιμήκων λιθικών θραυσμάτων αφυεωμένης υέλου, που τώρα εμφανίζονται με διαφορετικό χρωματισμό από την υπόλοιπη μάζα του πετρώματος και πιθανά ανταποκρίνεται σε θραύσματα κίσηρης ή fiamme.

Τα επουσιώδη ορυκτά και στις δύο φάσεις που

Πίνακας 1. Χημικές αναλύσεις επιλεγμένων δειγμάτων μετα-πυροκλαστικών (ΜΠ) και μετα-ηφαιστειακών (ΜΗ) πετρωμάτων από την Πάρνηθα (PA-13), τις Πλαταιές (PA-22) και τη Σαλαμίνα (SA-6, SA-13). Ο.Α.= Όριο ανιχνευσιμότητας.

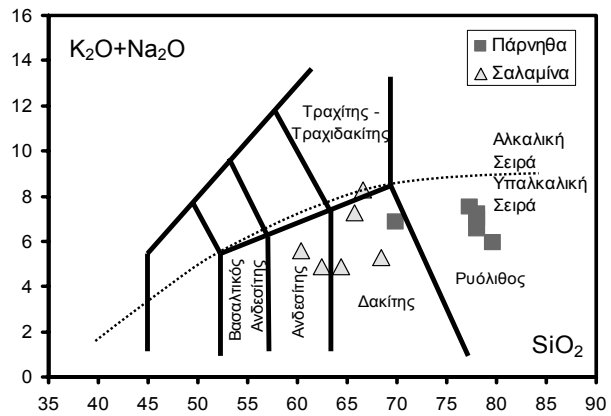
Δείγμα	PA-13	PA-22	SA-6	SA-16
Τύπος	ΜΠ	ΜΠ	ΜΠ	ΜΗ
SiO <sub>2</sub>	76,80	67,62	63,82	65,17
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,49	0,57	0,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,92	15,42	15,63	15,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,72	3,58	5,00	5,02
MnO	< Ο.Α.	< Ο.Α.	0,07	0,05
MgO	0,30	1,29	1,70	2,06
CaO	0,18	1,69	3,09	1,54
Na <sub>2</sub> O	4,58	3,84	5,79	6,45
K <sub>2</sub> O	1,87	2,82	1,24	1,65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	< Ο.Α.	0,08	0,13	0,12
LOI	1,29	3,00	2,76	1,95
Σύνολο	99,76	99,83	99,80	99,79
As	9,7	5,0	3,0	1,0
Ba	117,6	278,0	205,8	152,1
Be	3,1	3,1	1,0	< Ο.Α.
Bi	0,6	0,3	0,1	< Ο.Α.
Cd	< Ο.Α.	< Ο.Α.	< Ο.Α.	< Ο.Α.
Co	12,2	8,4	29,9	14,3
Cr	< Ο.Α.	12,2	9,1	10,2
Cs	5,2	2,2	0,6	0,6
Cu	< Ο.Α.	7,7	14,5	13,5
Ga	18,6	19,3	14,7	16,5
Ge	1,4	1,4	1,0	0,7
Hf	5,1	7,8	3,8	4,1
In	0,1	< Ο.Α.	< Ο.Α.	< Ο.Α.
Mo	0,4	0,6	0,5	0,6
Nb	9,6	12,5	4,2	4,3
Ni	< Ο.Α.	< Ο.Α.	< Ο.Α.	< Ο.Α.
Pb	24,7	29,9	4,4	2,1
Rb	119,6	116,9	24,5	22,4
Sb	2,1	0,9	0,2	0,2
Sn	7,7	4,9	1,2	1,1
Sr	57,6	391,5	100,2	40,6
Ta	1,3	1,2	0,5	0,5
Th	19,7	16,0	5,2	5,6
Tm	0,7	0,5	0,3	0,3
U	4,9	5,0	1,5	1,6
V	3,6	20,3	73,0	78,4
W	154,1	69,0	84,8	89,8
Y	41,8	32,2	19,4	21,2
Zn	57,2	65,8	64,2	56,6
Zr	135,3	287,3	138,9	147,6
La	46,69	44,88	15,00	14,80
Ce	89,32	88,17	33,77	32,04
Pr	10,79	10,12	4,16	4,08
Nd	41,92	40,84	17,30	16,98
Sm	9,01	7,11	3,90	3,74
Eu	0,68	1,41	1,04	1,03
Gd	7,68	6,45	3,60	3,68
Tb	1,28	1,02	0,55	0,55
Dy	8,14	6,17	3,54	3,68
Ho	1,64	1,22	0,73	0,75
Er	4,40	3,21	1,94	2,23
Yb	4,64	3,21	2,08	2,12
Lu	0,75	0,49	0,30	0,34

μελετήθηκαν είναι το ζirkόνιο, ο σπατίτης και οξειδία του Fe. Τα δευτερογενή ορυκτά προέρχονται τόσο από αποθετικά αυτομεταμορφικά γεγονότα (υδροθερμική μεταμόρφωση), όσο και από μεταγενέστερη καθολική μεταμόρφωση χαμηλού βαθμού που επηρέασε και τα άλλα μετακλαστικά πετρώματα του σχηματισμού. Εκτός των δευτερογενών ορυκτών που σχηματίστηκαν από την αφύεωση της υέλου και αναφέρθηκαν παραπάνω, αναγνωρίστηκαν ακόμη επίδοτο, ακτινόλιθος, σελαδονίτης, σερίκιτης τιτανίτης, αλβίτης και ασβεσίτης. Αυτά παρουσιάζονται σε μεμονωμένους κρυστάλλους υπιδιόμορφους έως αλλοτριόμορφους αντικαθιστώντας πρωτογενείς φάσεις, σε φλεβίδια και σε ορυκταμύγδαλα. Τέλος η αλλοίωση/μεταμόρφωση έχει δημιουργήσει ακαθόριστες νεφελοειδείς, συνήθως μικροκρυσταλλικές φάσεις, που είτε αντικαθιστούν ακανόνιστα ή ψευδομορφώνουν μερικώς ή ολικώς τα πρωτογενή ορυκτά. Από τις φάσεις αυτές ξεχωρίζουν ο καολινίτης, τα νεφελοειδή επίδοτα και ο οπακίτης (από οξειδωση πλούσιων σε Fe φάσεων, κυρίως βιοτίτη και κερροσίλβης). Τα παραγενετικά αθροίσματα των δευτερογενών ορυκτών δείχνουν ότι η μεταμόρφωση δεν υπερέβη την πρασινοσχιστολιθική φάση.

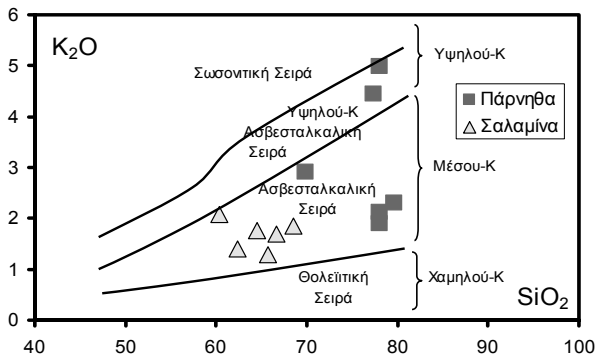
#### 4 ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ

Σε αντιπροσωπευτικά δείγματα μετα-ηφαιστειακών πετρωμάτων πραγματοποιήθηκαν γεωχημικές αναλύσεις κύριων στοιχείων με τη μέθοδο ICP-AES και ιχνοστοιχείων και REE με τη μέθοδο ICP-MS στα αναλυτικά εργαστήρια Service d'Analyse des Roches et des Minéraux CRPG-CNRS του Νανσύ (Γαλλία) και παρουσιάζονται στον πίνακα 1. Τα όρια ανιχνευσιμότητας των μεθόδων που χρησιμοποιήθηκαν δίνονται στην ιστοσελίδα: <http://www.cprg.cnrs-nancy.fr/SARM/>

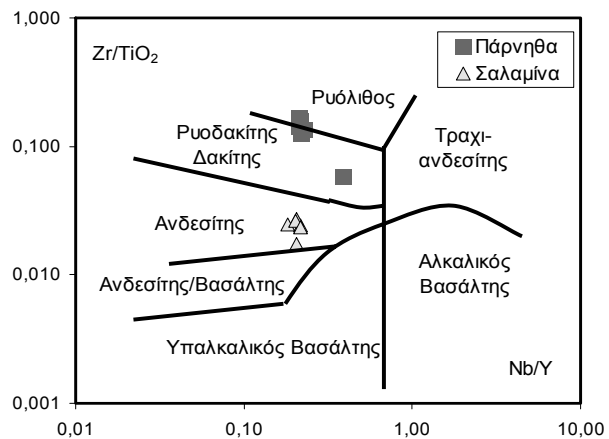
Τα πετρώματα που αναλύθηκαν έδειξαν σχετικά περιορισμένη διακύμανση τιμών στα περισσότερα στοιχεία. Το ποσοστό της απώλειας πύρωσης (LOI) είναι μικρό (<3 % κ.β.) για την Πάρνηθα, ενώ για τη Σαλαμίνα έχουμε υψηλότερες τιμές (ως ~ 8 % κ.β.) που



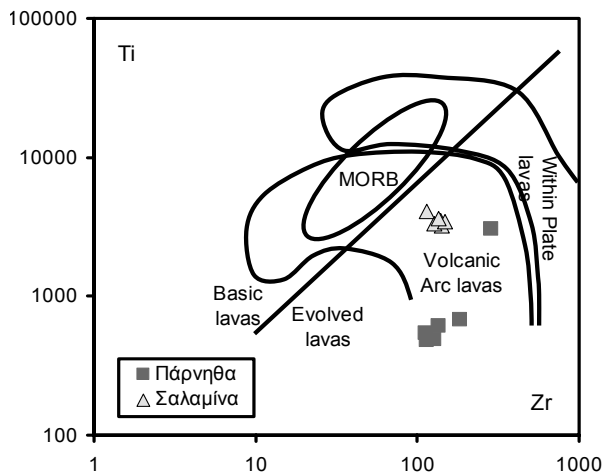
Σχήμα 2. Διάγραμμα TAS (Le Maitre 1989) για την ταξινόμηση των ΜΗ-ΜΠ.Π. της Δ. Αττικής.



Σχήμα 3. Διάγραμμα  $K_2O$  προς  $SiO_2$  (Le Maitre 1989) που δείχνει τον ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα των ΜΗ-ΜΠ.Π. της Δ. Αττικής.



Σχήμα 4. Διάγραμμα  $Zr/TiO_2$  προς  $Nb/Y$  (Winchester & Floyd 1977) για την ταξινόμηση των ΜΗ-ΜΠ.Π. της Δ. Αττικής.



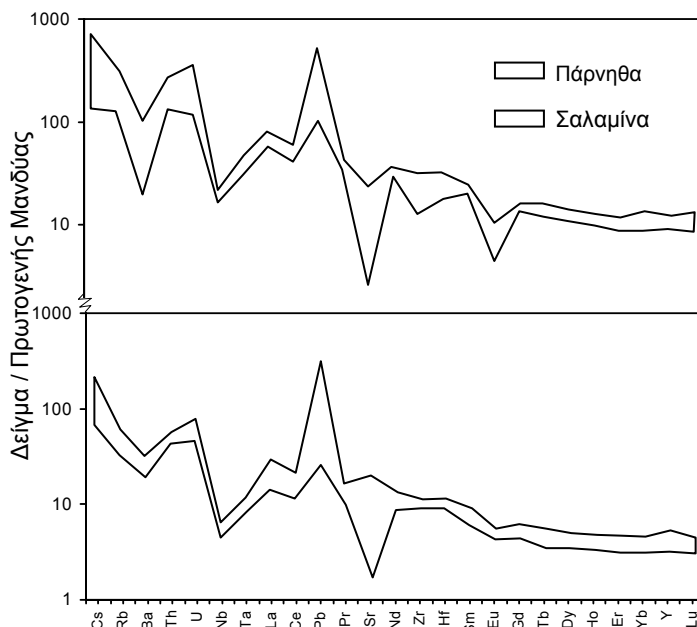
Σχήμα 5. Κατανομή των ΜΗ-ΜΠ.Π. της Δ. Αττικής στο διάγραμμα Ti προς Zr του Pearce (1982).

συνδυάζονται με αυξημένο ποσοστό CaO και με την παρουσία συγκεντρώσεων ή φλεβιδίων δευτερογενούς ασβεστίτη.

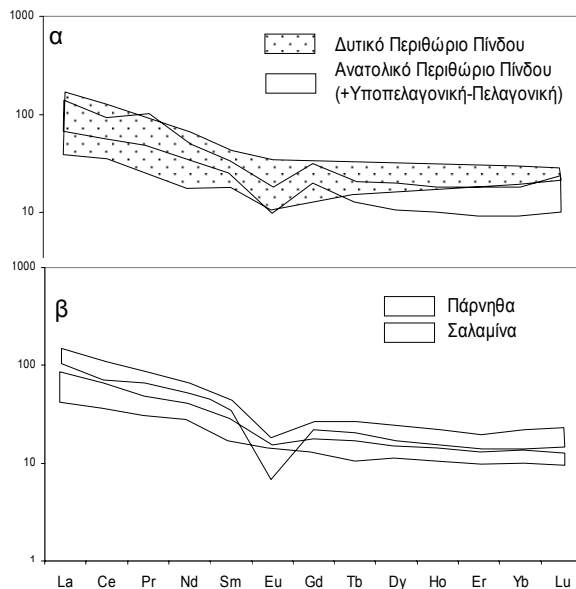
Οι τιμές του SiO<sub>2</sub> στα μεταηφαιστειακά πετρώματα της Πάρνηθας είναι ~ 77 % κ.β., στο δείγμα από τις Πλαταιές είναι στο ~ 68 % κ.β., ενώ της Σαλαμίνας είναι σαφώς πιο χαμηλότερες από ~59 μέχρι 66 % κ.β. Στα διαγράμματα TAS και K<sub>2</sub>O προς SiO<sub>2</sub> (Σχ. 2, 3) διαφαίνεται αρκετή διακύμανση στα αλκάλια που πιθανά σχετίζεται με δευτερογενείς διεργασίες (κινητοποίηση στοιχείων), και με το ότι τα προβαλλόμενα πετρώματα είναι πυροκλαστικά με μεταβλητά ποσοστά θραυσμάτων. Με βάση τα διαγράμματα αυτά τα ΜΗ-ΜΠ.Π. της Πάρνηθας χαρακτηρίζονται ως ρυολιθικής σύστασης, των Πλαταιών δακτικικής

και της Σαλαμίνας δακτικικής-ανδευσιτικής σύστασης. Είναι σαφώς υπαλκαλικά και μάλιστα ασβεσταλκαλικά μέσου ή υψηλού-Κ. Χρησιμοποιώντας το διάγραμμα αμετακίνητων στοιχείων Zr/TiO<sub>2</sub> προς Nb/Y (Σχ. 4) τα αναλυθέντα πετρώματα ομαδοποιούνται περισσότερο και χαρακτηρίζονται ως ρυολιθικής-ρυοδακτικικής σύστασης (Πάρνηθα), δακτικικής (Πλαταιές) και ανδευσιτικής σύστασης (Σαλαμίνα). Από το διάγραμμα αυτό αλλά και από τις τιμές των άλλων ιχνοστοιχείων παρατηρούμε ομοιόμορφη συμπεριφορά των μετα-ηφαιστίων με τα αντίστοιχα πυροκλαστικά τους.

Συγκρίνοντας το σύνολο των αναλυθέντων στοιχείων παρατηρούνται αξιοσημείωτες διαφορές των ρυολιθικής-δακτικικής σύστασης πετρωμάτων της Πάρνηθας (συμπεριλ. Πλαταιές) με τα ανδευσιτικής σύστασης της Σαλαμίνας. Τα πρώτα παρουσιάζουν μικρότερα ποσοστά TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO και CaO, και μεγαλύτερες τιμές K<sub>2</sub>O, Hf, Nb, Pb, Rb, Sb, Sn, Ta, Th, U και ΣREE. Οι διαφορές αυτές γίνονται εμφανείς στα διαγράμματα Ti προς Zr, δείγματος προς πρωτογενή μανδύα και σπανίων γαιών (Σχ. 5,6,7β). Στα δύο τελευταία γραφήματα οι διακυμάνσεις των στοιχείων απεικονίζονται για λόγους σύγκρισης με φακέλους υψηλής - χαμηλής τιμής των στοιχείων. Στο γράφημα δείγματος προς πρωτογενή μανδύα (Σχ. 6) παρατηρούμε ότι στα πετρώματα και των δύο περιοχών τα στοιχεία LIL είναι αυξημένα σε σχέση με τα στοιχεία HFS με χαρακτηριστικές ανωμαλίες στο Ba, Nb και Sr και θετική στο Pb. Αξιοσημείωτη είναι η διαφορά στην αρνητική ανωμαλία του Eu των πετρωμάτων της Πάρνηθας, ενώ δεν υπάρχει στην Σαλαμίνα. Το ίδιο παρατηρείται και στο γράφημα των REE (Σχ. 7β), πράγμα που σημαίνει α-



Σχήμα 6. Γράφημα δείγματος/πρωτογενή μανδύα ιχνοστοιχείων σε μορφή φακέλων διακύμανσης για τα ΜΗ-ΜΠ.Π. της Πάρνηθας και της Σαλαμίνας. Τιμές κανονικοποίησης από Sun & McDonough (1989).



Σχήμα 7. (α) Γραφήματα REE/χονδρίτη σε φακέλους διακύμανσης για όξινης σύστασης πετρώματα Τριαδικής ηλικίας από το ανατολικό και δυτικό περιθώριο του ωκεανού της Πίνδου. (β) Γραφήματα REE/χονδρίτη σε φακέλους διακύμανσης για τα Τριαδικά ΜΗ-ΜΠ.Π. της Δ. Αττικής. Τιμές κανονικοποίησης από Sun & McDonough (1989).

κιτική και (β) δακτιική – ανδρσειπική. Στην πρώτη ομάδα ανήκουν τα πετρώματα της ευρύτερης περιοχής της Πάρνηθας και στη δεύτερη της περιοχής της Σαλαμίνας. Και οι δύο ομάδες χαρακτηρίζονται υπαλκαλικές και ειδικότερα ασβεσταλκαλικές υψηλού ή μέσου Κ, ενώ πετρογενετικά φαίνεται να σχετίζονται με υποβυθιζόμενη ζώνη.

Με τον αποχωρισμό της Πελαγονικής μικροηπείρου από την Απούλια (τμήμα της Γκοντβάνα) στο Νεοπαλαιοζωϊκού – Τριαδικό δημιουργείται η ωκεάνια λεκάνη της Πίνδου (Νεοθηθύς). Στη διάρκεια της διάνοιξης της ωκεάνιας αυτής λεκάνης δημιουργούνται διάφορα ηφαιστειακά κέντρα κυρίως στα περιθώριά της. Τα προϊόντα τους, λάβες και πυροκλαστικά, έχουν ποικίλη σύσταση, μικρό όγκο, εκχύνονται και αποτίθενται σε αρκετές θέσεις χωρίς να δημιουργούν ενιαίο σύνολο. Τα Μεσο-Τριαδικά ΜΗ-ΜΠ.Π. της Δ. Αττικής ανήκουν στο ανατολικό περιθώριο της λεκάνης κοντά στο διεργημένο παθητικό άκρο της Πελαγονικής. Τα ηφαιστειακά της Γλυκομηλιάς, Λοκρίδας, Εύβοιας, Όθρυος, Καστοριάς, Επιδαύρου και Ύδρας ανήκουν και αυτά στην ίδια πλευρά της λεκάνης της Πίνδου. Ωστόσο η ηφαιστειότητα στην Αττική είναι οξινότερη των άλλων, απουσιάζουν από αυτή τα βασικά μέλη, ενώ επικρατούν οι πυροκλαστικές (τοφφικές) αποθέσεις. Όξινης σύστασης ( $SiO_2 > 63\%$  κ.β.) αναφέρονται και σε άλλες περιοχές του ανατολικού περιθωρίου π.χ. Λοκρίδα, Επίδαυρος, Εύβοια, Γλυκομηλιά, ενώ στο δυτικό περιθώριο π.χ. στις περιοχές Δρακοβούνι, Μολάους, Πλάτανο, Φενεό αυτά είναι σε περιορισμένες ποσότητες και έκταση (Pe-Piper 1982, 1998, Pe-Piper & Piper 1991, Magganas et al. 1997, De Bonno 1998, Romonis et al. 2004). Η σύγκριση του χημισμού τους, της πετρολογικής τους σύστασης, των ιζηματογενών ακολουθιών που τα συνοδεύουν και του όγκου τους αποκαλύπτει κοινά πετρογενετικά στοιχεία, αλλά και μια διαφορετική εξέλιξη μεταξύ της ηφαιστειότητας του ανατολικού και του δυτικού περιθωρίου της λεκάνης, όσο και μεταξύ των διαφόρων ηφαιστειακών κέντρων στο ίδιο περιθώριο. Συγκρίνοντας γραφήματα σπανίων γαιών προϊόντων όξινης σύστασης από το ανατολικό και δυτικό περιθώριο (στοιχεία από βιβλιογραφικά δεδομένα) και χωρίς τη συμμετοχή σ' αυτά των πετρωμάτων της Δ. Αττικής παρατηρούνται διαφορές, με το δυτικό περιθώριο να έχει μικρότερο λόγο LREE/HREE και το ανατολικό να παρουσιάζει χαρακτηριστική ανωμαλία Eu (Σχ. 7α). Τα γραφήματα της Δ. Αττικής εντάσσονται σ' αυτά του ανατολικού περιθωρίου

ποχωρισμό πλαγιόκλαστων κατά την πορεία της διαφοροποίησης του μάγματος των πετρωμάτων της Πάρνηθας. Ακόμη φαίνεται και στις δύο περιοχές εμπλουτισμός σε ελαφρές σπάνιες γαίες (LREE) σε σχέση με τις βαριές (HREE), ενώ η αναλογία τους LREE/HREE είναι περίπου σταθερή.

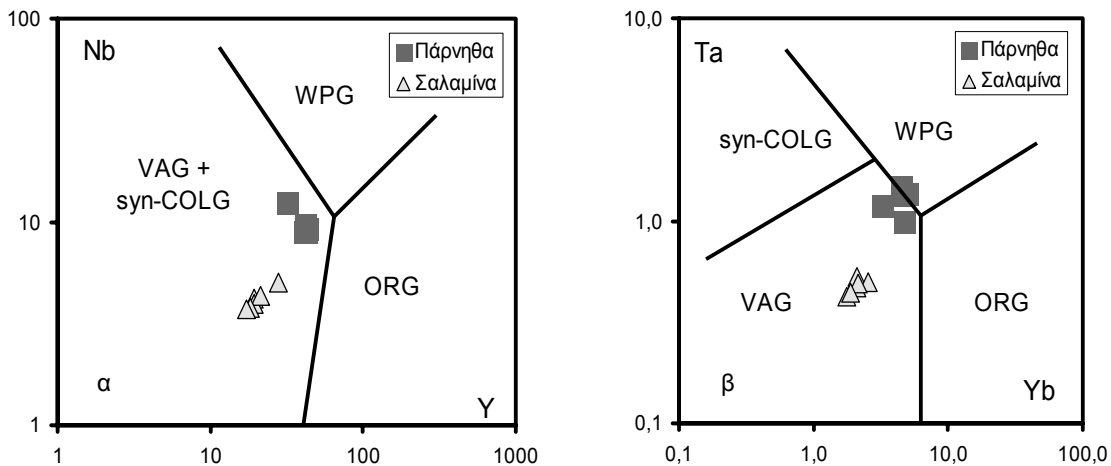
Τα παραπάνω γεωχημικά χαρακτηριστικά και κυρίως η ανωμαλία στο Nb, σε συνδυασμό με τη θέση των προβολών των πετρωμάτων στα διαγράμματα Ti προς Zr (Σχ. 5), Nb προς Y (Σχ. 8) και Ta προς Yb (Σχ. 9). υποδηλώνουν σχέση των πετρωμάτων με υποβυθιζόμενη πλάκα και ηφαιστειακό τόξο.

## 5 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΘΕΣΗ ΚΑΙ ΠΕΤΡΟΓΕΝΕΣΗ

Η Μεσο-Τριαδικής ηλικίας ηφαιστειότητα της Δ. Αττικής που μελετήθηκε είναι κυρίως εκρηκτικού τύπου, με επικρατούσες τις αποθέσεις τοφφικών πετρωμάτων, και εκχύσεις μικρού όγκου λαβών. Οι ορυκτολογική και γεωχημική σύστασή τους ανταποκρίνεται σε δύο ομάδες: (α) ρυολιτική – ρυοδα-

ου (μεγάλος λόγος LREE/HREE και αρκετά κλασματικοποιημένες HREE), με επιπλέον τα γραφήματα της Πάρνηθας να παρουσιάζουν την έντονη ανωμαλία Eu (Σχ. 7β).

Οι Pe-Piper & Piper (2002) διακρίνουν τέσσερις θέσεις παλαιογεωγραφικής απόθεσης των Τριαδικών ηφαισπιτών στον χώρο στον ανατολικό περιθωρίου: χερσαίας, χερσαίας ως υποθαλάσσιας μικρού βάθους, υποθαλάσσιας μεγάλου βάθους και υποθαλάσσιων ορέων. Οι λάβες και τα πυροκλαστικά της Δ. Αττικής, μετά τα όσα αναφέρθηκαν, αποτέθηκαν τόσο σε χερσαίο περιβάλλον (ηφαιστειακά, πυρομβρίτες), όσο και σε υποθαλάσσιο (τόφφοι και τοφφίτες), που ωστόσο είναι στο περιθώριο της λεκάνης με πιο πιθανή θέση εκείνη της κλιτύς. Η σταδιακή κάλυψη των ηφαιστειακών αυτών προϊόντων με ανθρακικά ιζήματα πλατφόρμας δείχνει μείωση του βάθους της λεκάνης στο Μέσο-Άνω Τριαδικό.



Σχήμα 8 Διαγράμματα Nb προς Y (α) και Ta προς Yb (β) του Pearce et al. (1984). VAG = γρανίτες ηφαιστειακού τόξου, ORG = γρανίτες ωκεάνιας ράχης, syn-COLG = γρανίτες σύγκρουσης πλακών, WPG = γρανίτες εντός πλακών.

Τα ΜΗ-ΜΠ.Π. της Δ. Αττικής δείχνουν να έχουν επηρεαστεί από υποβυθιζόμενη ζώνη. Το ίδιο συμβαίνει και σε πολλά άλλα Τριαδικής ηλικίας ηφαιστειακά, όπως από πολλούς ερευνητές έχει αναφερθεί (Pe-Piper & Piper 2002 και βιβλιογραφία εκεί). Οι εξηγήσεις για την υποβύθιση έχουν να κάνουν με: (α) ηφαιστειακό τόξο, (β) διάνοιξη οπισθοτόξιας λεκάνης και (γ) με κληρονομημένους χαρακτήρες από παλαιότερη υποβύθιση. Η πρώτη περίπτωση έχει σχεδόν εγκαταλειφθεί κυρίως γιατί δεν υπάρχουν ιζηματογενείς ακολουθίες που απαντώνται και χαρακτηρίζουν σύγχρονες περιοχές ηφαιστειακών τόξων. Οι άλλες δύο απόψεις έχουν τους δικούς τους υποστηρικτές και μέχρι τώρα δεν διαφαίνεται κάποιο πολύ πειστικό επιχείρημα υπέρ της μιας ή της άλλης πλευράς. Η ηφαιστειότητα της Δ. Αττικής, όντας όξινη χαρακτήρα και χωρίς βασικούς πετρολογικούς τύπους, δείχνει ότι γενετικά έχει επηρεαστεί αρκετά από συστατικά ηπειρωτικού φλοιού, είτε από την ανάπτυξη του, είτε όταν βασικότερο μάγμα διαφοροποιούμενο κατά την άνοδό του αφομοιώσει υψηλά ποσοστά του φλοιού. Δεχόμενοι την ανάπτυξη, τα πετρώματα του φλοιού (περιθώρια Πελαγονικής μικροηπειρώτου) πρέπει να διέθεταν κληρονομημένα χαρακτηριστικά υποβύθισης, ενώ στην περίπτωση της ρύπανσης πιο βασικού μάγματος με φελσικά πετρώματα του φλοιού, οι ενδείξεις υποβύθισης οφείλονται στο ανερχόμενο βασικό μάγμα δημιουργημένο σε μανδυακή σφήνα. Η απουσία βασικών πετρωμάτων στην στενή περιοχή μελέτης, η μη ύπαρξη ξενολίθων στα βασικότερα ανδεδιπλαστικά μέλη ή άλλων δομικών χαρακτηριστικών ανάμιξης μαγμάτων αποδυναμώνει την περίπτωση αυτή. Με την ίδια λογική και επιχειρήματα φαίνεται αδύναμη και η γένεση των πετρωμάτων με καθαρή κλασματική κρυστάλλωση ή μέσω κλασμάτωσης υγρών και θερμοβαρυντικής διάχυσης βασικών ή άλλων μαγμάτων. Η κλασματική κρυστάλλωση ή η ρύπανση βασικού μάγματος ως διεργασίες γένεσης μπορεί να γίνουν αποδεκτές μόνον αν θεωρήσουμε και τα άλλα ηφαιστειακά κέντρα του ανατολικού περιθωρίου και ότι υπήρχαν κοινές εστίες. Σ' αυτή την περίπτωση χρειάζονται πάντως περισσότερα στοιχεία για να αποδειχθεί κάτι τέτοιο, ενώ τότε επανέρχεται ως δυνατότητα και η δημιουργία των πετρωμάτων σε περιθωριακή οπισθοτόξια λεκάνη με την υποβυθιζόμενη πλάκα να προέρχεται είτε από τον ωκεάνιο φλοιό μεταξύ Απούλιας και Γκοντβάνας που υποβυθίζε-



ται κάτω από την Απούλια, είτε από τον ίδιο τον ωκεανό της Πίνδου με ενδοωκεάνια υποβύθιση (Pe-Piper & Piper 2002).

## 6 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τα Μεσο-Τριαδικά μετα-πυροκλαστικά και μετα-ηφαιστειακά πετρώματα της Δ. Αττικής παρουσιάζουν ρυολιθική-ρυσδακτική και δακτική-ανδευτική ασβεσταλκαλική πετρολογική σύσταση. Μεταξύ τους υπάρχει μικρό κενό συστάσεων μεταξύ 68 και 75 % κ.β. SiO<sub>2</sub>, έτσι ώστε να μπορούμε να αναφερόμαστε σε διπτή (bimodal) ηφαιστειότητα.

Τα μελετηθέντα μετα-πετρώματα, εκτός των γεωχημικών γνωρισμάτων, διατηρούν σε μεγάλο βαθμό και τις πρωτογενείς τους δομές. Έτσι τα αρχικά πυροκλαστικά ήταν κυρίως λιθαριότοφοι και αδρόι τόφοι που αποτέθηκαν σε θαλάσσιο περιβάλλον κλιτύος, καθώς και συγκολλημένοι πυρομβρίτες. Οι πρωτόλιθοι των ηφαιστιτών είναι ρυόλιθοι-ρυσδακίτες και δακίτες και εκχύθηκαν με την μορφή ιξωδών, συμπαγών λαβών μικρού πάχους που παρεμβάλλονται των πυροκλαστικών.

Ο χημισμός των λαβών και των πυροκλαστικών δείχνει μαγματική σύσταση με χαρακτηριστικά υποβύθισης, που οφείλονται είτε σε διάνοιξη οπισθοτόξιας λεκάνης πάνω από την υποβυθιζόμενη ωκεάνια της λεκάνης μεταξύ Απούλιας και Γκοντβάνας, είτε σε ενδοωκεάνια υποβύθιση του μικροωκεανού της Πίνδου, η ακόμη σε κληρονομημένους χαρακτήρες από παλαιότερη υποβύθιση. Οι πετρογενετικές διεργασίες σχετίζονται κυρίως με κλασματική κρυστάλλωση βασαλτικού μάγματος στις δύο πρώτες περιπτώσεις, ενώ στην τρίτη περίπτωση, που ειδικά για την ηφαιστειότητα της Δ. Αττικής παρουσιάζει τις μεγαλύτερες πιθανότητες, η ανάτηξη φελσικών ή ενδιάμεσης οξύτητας πετρωμάτων του ρηξιγενούς περιθωρίου του ηπειρωτικού φλοιού της Πελαγονικής έπαιξε τον μεγαλύτερο ρόλο.

## ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι συγγραφείς θα ήθελαν να ευχαριστήσουν τον Ε.Λ.Κ.Ε. του Πανεπιστημίου Αθηνών για την οικονομική κάλυψη μέρους των εξόδων της μελέτης.

## ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- Αρώνης Γ. 1972. Ο χαλαζιακός κερατοφύρης της Πάρνηθος ως μητρικόν πέτρωμα του βωξίτου. Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρ., 9/2, 229-245.
- Δούνας Α. & Γαϊτανάκης Π. 1981. Στρωματογραφικές και τεκτονικές παρατηρήσεις στη βουνοσειρά του Αιγάλεω και στο δυτικό τμήμα του Λεκανοπεδίου της Αθήνας. Ορυκτός Πλούτος, 13, 21-31.
- Μαριολάκος Η., Φουντούλης Ι., Σίδερης Χ. & Χατούπης Θ. 2001. Μορφοτεκτονική δομή του Όρους Πάρνηθα Αττικής. Δελτίο Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., 34/1, 183-190.
- Σιδέρης Κ. 1967. Τα εκρηξιγενή πετρώματα της περιοχής Τζουμέρκων. Πρακτ. Ακαδημ. Αθηνών, 42, 103-114.
- Τάταρης Α. 1972. Νεώτερα πορίσματα επί της γεωλογίας της νήσου Σαλαμίνας και της περιοχής Αττικής. Δελτίο Ελλ. Γεωλ. Εταιρ. 9/2, 482-514.
- Τάταρης Α. & Σιδέρης Χ. 1989. Γεωλογική Δομή του Νοτ. Αιγάλεω και συσχετισμός προς την απέναντι περιοχή της Σαλαμίνας. Δελτίο Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., 23/1, 303-320.
- Bender H. 1962. Tieftriadische Kalke und Tuffe in Nordattika. Sitz. Ber. Ges. gesamt. Naturwiss, 84, 65-79.
- Caridroit M., Ferrière J., Dégardin J.M., Vachard D. & Clément B. 2000. Première datation des lydiennes paléozoïques dans les Hellénides internes (mont Parnis, Grèce); implications géologiques. C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre e des planètes, 331, 413-418.
- Clément B. 1976. Essai d'interprétation structurale d'un secteur des zones internes helléniques: l'Attique-Béotie. Bull. Soc. Géol. Fr., 2, 113-120.
- Clément B. & Katsikatsos G. 1982. Etude géologique d'un secteur des zones internes des Hellénides: l'Attique septentrionale (Grèce continentale). Ann. Soc. Géol. Nord, 87-96.
- De Bonno A. 1998. Pelagonian margins in central Evia Island (Greece). Stratigraphy and geodynamic evolution. PhD Thesis, Univ. Lausanne, 134p.
- Ferrière J. 1982. Paleogeographies et tectoniques superposees dans les Hellénides internes: les massifs de l' Othrys et de Pelion. Soc. Geol. Nord. Publ. 8, 970p.
- Hynes A. 1974. Igneous activity at the birth of an ocean basin in E. Greece. Can. J. Earth Sci., 11, 842-853.
- Katsikatsos G. 1977. La structure tectonique d' Attique et l' ile d' Eubee. Proc. Vth Coll. on the Aegean Region, Athens, (IGME Publ.), 1, 211-228.

- Ktenas C. 1924. L'âge des formations volcaniques du massif de Parnes (Attique). C.R. Som., Soc. Geol. France, 21, 63-66.
- Le Maitre R.W. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford. 193p.
- Magganas A., Kyriakopoulos K. & Lekkas E. 1997. Early Alpine Rift Volcanism in Continental Greece: the Case of Glykomilia Area (Koziakas Mountain). Chem. Erde, 57, 243-255.
- Papanikolaou D. & Baud A. 1982. Complexes a blocs et series a caractere flysch au passage Permien-Trias en Attique (Grece orientale), in 9 RAST, Paris (Ed.), 492.
- Pearce J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S., Ed., Andesites. Wiley, New York, 525-548.
- Pearce J. A., Harris N.B.W. & Tindle A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., 25, 956-983.
- Pe-Piper G. 1982. Geochemistry, tectonic setting and metamorphism of mid-Triassic volcanic rocks of Greece. Tectonophysics, 85, 253-272.
- Pe-Piper G. 1998. The nature of Triassic extension-related magmatism in Greece: evidence from Nd and Pb isotope geochemistry. Geol. Mag. 135/3, 331-348.
- Pe-Piper G. and Mavronichi M. 1990. Petrology, geochemistry and regional significance of the Triassic volcanic rocks of the W. Parnassos isopic zone of Greece. Ofioliti, 15/2, 269-285.
- Pe-Piper G., Panagos, A.G., Piper D.J.W. & Kotopouli C.N. 1982. The (?) mid Triassic volcanic rocks of Lakonia, Greece. Geol. Mag., 119/1, 77-85.
- Pe-Piper G. & Panagos A. 1989. Geochemical characteristics of the Triassic volcanic rocks of Evia: petrogenetic and tectonic implications. Ofioliti, 14, 33-50.
- Pe-Piper G. & Piper D.J.W. 1991. Early Mesozoic oceanic subduction-related volcanic rocks, Pindos Basin, Greece. Tectonophysics, 192, 273-292.
- Pe-Piper G. & Piper D.J.W. 2002. The igneous rocks of Greece. The anatomy of an orogen. Gebruder Borntraeger-Berlin, Stuttgart, 573p.
- Renz C. 1940. Die Tectonik der griechischen Gebirge. Πρακτ. Ακαδημ. Αθηνών, 8, 1-171.
- Pomonis P., Tsikouras V. & Hatzipanagiotou K. (2004). Comparative geochemical study of the Triassic trachyandesites of Glykomilia and alkali basalts from the koziakas ophiolite melange (W.Thessaly): implications for their origin. Bull. of Geological Society of Greece, 36, 587-596.
- Robertson A.H.F., Clift P.D., Degnan P.J. & Jones G. 1991. Paleogeography of the Eastern Mediterranean Neotethys. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 87, 289-343.
- Sun S.S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in ocean basins. Saunders A.D. & Norry M.J., eds., Geol. Soc. London Spec. Pub., 42, 313-345.
- Terry J. 1979. Distinction géochimique de plusieurs groupes dans les ensembles volcaniques de la nappe ophiolitique du Pindus septentrional (Grèce). Bull. Soc. Géol. France, 21/6, 727-735.
- Winchester J.A. & Floyd P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chem. Geol., 20, 325-343.

## ABSTRACT

### **META-PYROCLASTIC AND META-VOLCANIC ROCKS OF MID-TRIASSIC AGE IN WESTERN ATTICA**

Magganas A. and Kyriakopoulos K.

*Department of Mineralogy and Petrology, Faculty of Geology and Geoenvironment, University of Athens, 15784 Athens, amagganas@geol.uoa.gr, ckiriako@geol.uoa.gr.*

The Mid-Triassic metapyroclastic and metavolcanic rocks of W. Attica, which outcrop mainly in the areas of Parnitha and Salamina Island, show rhyolitic-rhyodacitic and dacitic-andesitic calc-alkaline composition. Their primary structures and geochemical characteristics are well preserved. Metapyroclastics mainly comprise lapilli or coarse tuffs deposited in a marine environment, as well as subaerial welded ignimbrites. The protoliths of the metavolcanics are rhyolites-rhyodacites and dacites and as their respective pyroclastics exhibit magmatic composition with a strong subduction component. The final magmatic products generated either by fractional crystallization of a basaltic magma in a back-arc basin or, the most possible, by anatexis of felsic or intermediate rocks of the rifted margin of the continental Pelagonian crust. Subduction component participation to the evolved magma was then inherited from an older subduction.