

ΟΙ ΠΛΕΙΟΚΑΙΝΙΚΟΙ ΗΦΑΙΣΤΙΤΕΣ ΤΗΣ ΟΡΟΣΕΙΡΑΣ ΒΟΡΑ, ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ, ΕΛΛΑΔΑ

Γ. Βουγιουκαλάκης*

ΣΥΝΟΨΗ

Περιγράφονται οι Πλειοκαινικοί ηφαιστειακοί σχηματισμοί της περιοχής Βόρα - Αλμωπίας και η λιθοστρωματογραφική τους θέση, με έμφαση στη μελέτη των ηφαιστειοκλαστικών και των μηχανισμών απόθεσής τους. Διαπιστώνονται μεγάλα εκρηκτικά επεισόδια και αδιατάρακτοι πυροκλαστικοί σχηματισμοί σε όλη την περιοχή των εμφανίσεων. Για έναν από αυτούς έγινε δυνατή η ποσοτική εκτίμηση του μεγέθους της έκρηξης. Η μελέτη των τεκτονικών κινήσεων και των δομών απόθεσης επιτρέπει την ανακατασκευή της παλαιομορφολογίας στο Πλειόκαινο, επιβεβαιώνοντας την Τεταρτογενή ηλικία του τεκτονικού βυθίσματος της λεκάνης της Αλμωπίας. Εκτός από τη γενική τάση εξέλιξης του μάγματος στο χώρο και το χρόνο προς βασικότερη και αλκαλικότερη σύσταση, κινούμενοι από ανατολή προς δύση και από τα παλαιότερα προς τα νεότερα προϊόντα, εντοπίζεται μία τάση περιοδικής ρυθμικής διακύμανσης του ποσοστού του K_2O .

ABSTRACT

A detailed mapping and lithostratigraphic study was carried out in the Voras Mt. and Almopia basin volcanic outcrops. This study confirms that volcanism was active in the mountainous area during the whole Pliocene. Lower Pliocene volcanic products spread over the whole area, between Aetohori and Kali Pediada. Upper Pliocene volcanism was restricted in the west part of the Voras area, between Strogili and Kali Pediada.

Volcanic centres are lava domes and dome complexes, with evident collapsed structures, subordinate lava flows and some dykes. Half of the mountainous area and all the plain area outcrops are volcanoclastics, confirming that explosive activity was intense. Pyroclastic products are partially vesiculated monogenic block and ash flows - nearby the domes, welded and not welded hot avalanches and pumice flow deposits. Most of them can be observed today in undisturbed outcrops at the plain area. The largest explosive event was that which deposited Xirorema ignimbrite. A few undisturbed outcrops of the basal fallout deposit in the plain area permitted the location of the vent and a semi-quantitative approach of the involved magma volume in the first plinian phase ($1,6 \text{ Km}^3$ DRE). Semi-distal deposits of the same explosive event are recognised in Ptolemaida basin, 70 Km SW of the vent site. Epiclastic volcanoclastics are debris flows, mud flows, hyperconcentrated flood flows and fluvial - lacustrine deposits. Most of them are monogenic, resulting from the fast remobilization or the entrance of the block and ash flows in the lakes and the rivers of the area. The H/L ratio of the distal mud flows is 0,03.

* IGME, Dept. of Energy Resources, 70 Messogion str., 115 27, Athens.
Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας. Α.Π.Θ.

Volcanic centers alignment and dykes are oriented in N-S to NE-SW trending directions. The main directions of the normal faults trend NE-SW and NW-SE. Two main groups of strike-sleep faults have been also observed : a dextral trending E-W - probably the youngest (Quaternary), and a sinistral trending NE-SW - probably the oldest (Pliocene). Normal faults deeping at the plain area and considerations on the depositional mechanisms of the distal volcanoclastics confirm that Almopia basin is a Quaternary tectonic depression.

Magmatic products belong to the high-K₂O calc-alkaline and the shoshonitic series, with a silica range between 53 and 76 wt%. The most basic products (53-59 SiO₂ wt%) are inclusions of granular lavas, observed in almost all the lava and pyroclastic products. The percentage of these inclusions varies from 20 to 1%. The shape, the internal structure and the relations with the host lavas indicate that inclusions were liquid when mixed with the host magma. A general trend of K₂O increase and SiO₂ decrease both in time and space has been observed. The youngest products, the most alkaline and the less silicic, are restricted in the western mountainous area. This general trend is partially revoked by another periodic rhythmic oscillation of the K₂O content with time in both the east and west area. Oversimplified subduction related petrogenetic models cannot explain this trend as well as the cessation of the volcanic activity in Quaternary, a period of intense extensive tectonics which is probably still active.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

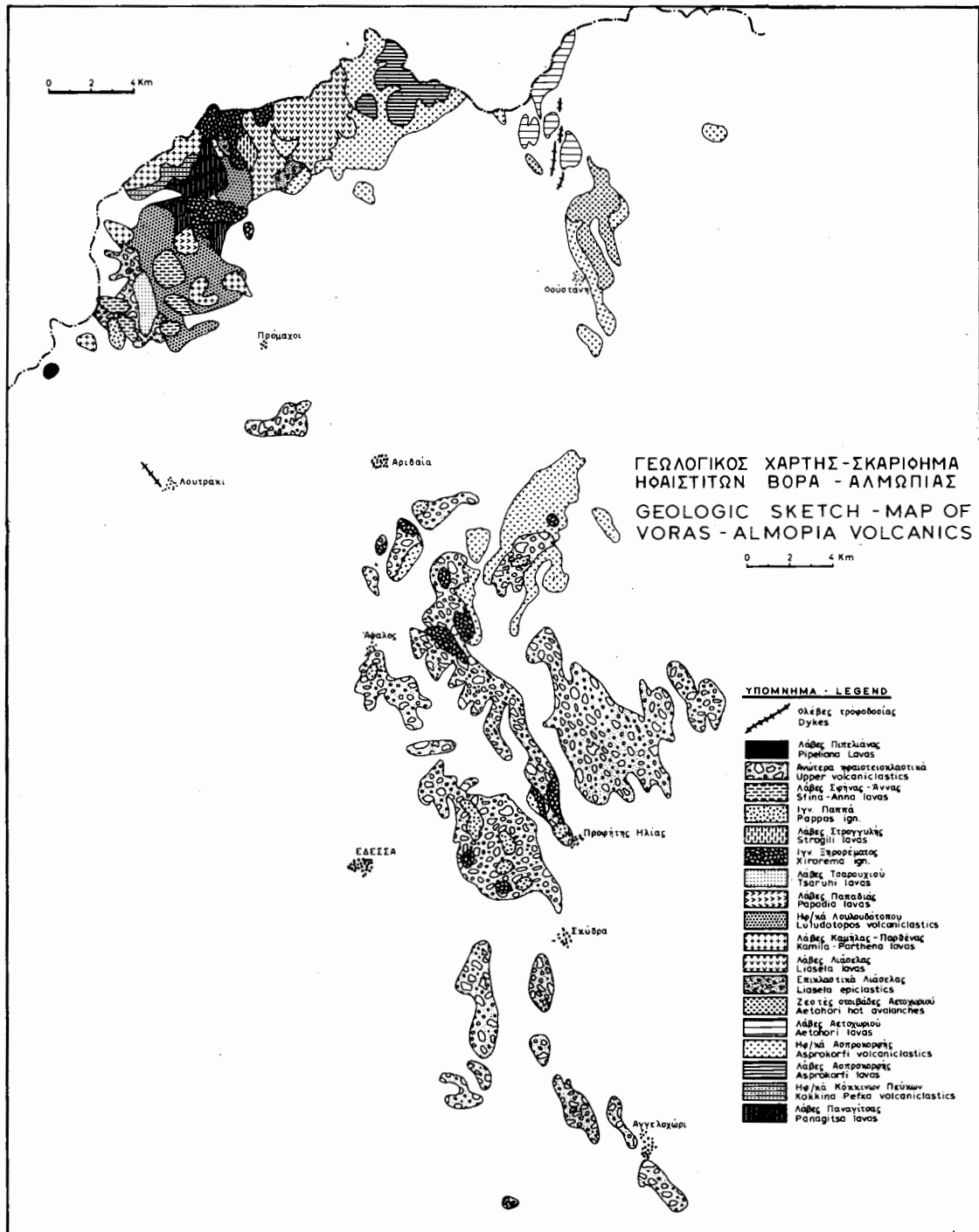
Η περιοχή στην οποία εμφανίζονται οι Πλειοκαινικοί ηφαιστίτες της κεντρικής Μακεδονίας, η οροσειρά του Βόρα και η λεκάνη της Αλμωπίας, ανήκει στη ζώνη της Αλμωπίας (Mercier, 1968). Για τη γεωλογική εξέλιξη της περιοχής και τις τεκτονικές διεργασίες, τόσο κατά την αλπική ορογένεση όσο και στο Πλειο-Τεταρτογενές, υπάρχει εκτενής αναφορά στις εργασίες των Mercier (1968), Mercier et al. (1989), Μουνιράκης (1976) και Pavlidis et al. (1990). Για την ορεινή περιοχή του Βόρα υπάρχει πρόσφατη γεωλογική χαρτογράφηση σε κλίμακα 1: 50.000 (Γαλέος 1993).

Ειδικότερα με τη μελέτη των ηφαιστιτών της περιοχής ασχολήθηκαν οι Σολδάτος (1955), Marakis & Sideris (1972), Ελευθεριάδης (1977), και Koliios et al. (1980). Ο Σολδάτος (1955) έδωσε την πρώτη ολοκληρωμένη εικόνα για την κατανομή και τους τύπους των ηφαιστειακών πετρωμάτων στην ορεινή περιοχή του Βόρα. Ο Ελευθεριάδης (1977) μελέτησε τις ηφαιστειοκλαστικές αποθέσεις της λεκάνης της Αλμωπίας σε ό,τι αφορά στην πετρολογία και γεωχημεία τους καθώς και στη συγγενείά τους με τους ηφαιστίτες της ορεινής περιοχής του Βόρα. Οι Koliios et al. (1980) πραγματοποίησαν μια σειρά ραδιοχρονολογήσεις και έκαναν πετρογενετικές θεωρήσεις μετά από μία εκτεταμένη δειγματοληψία στην ορεινή περιοχή του Βόρα.

Η εργασία αυτή εξετάζει την κατανομή στο χώρο και τη λιθοστρωματογραφία των ηφαιστιτών της περιοχής. Επικεντρώνει δε στη μελέτη των μηχανισμών απόθεσης των ηφαιστειοκλαστικών προϊόντων τόσο στην ορεινή περιοχή όσο και στη λεκάνη της Αλμωπίας. Βασίζεται στη χαρτογράφηση σε κλίμακα 1 : 25.000 των ηφαιστιτών του ορεινού όγκου του Βόρα (περίπου 110 Km²) και την αναθεώρηση της χαρτογράφησης των ηφαιστειοκλαστικών της Αλμωπίας (περίπου 100 Km²) σε κλίμακα 1 : 50.000. Είναι αποτέλεσμα λεπτομερούς δειγματοληψίας όλων των εμφανίσεων της περιοχής και μελέτης τους στο εργαστήριο.

ΓΕΩΛΟΓΙΑ

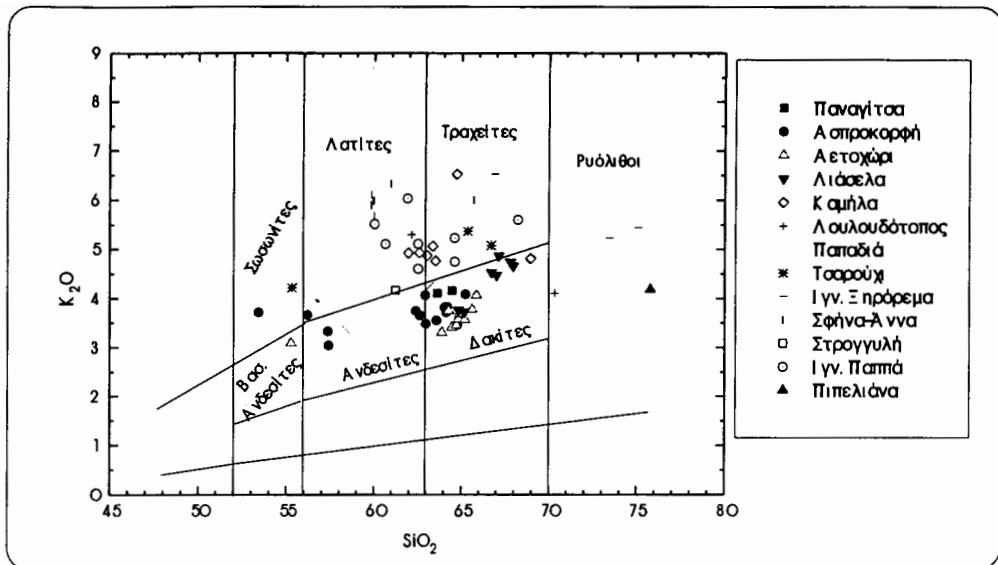
Σε ένα απλοποιημένο γεωλογικό χάρτη (Εικ.1) παρουσιάζονται οι εμφανίσεις των ηφαιστιτών της περιοχής. Η ταξινόμηση των πετρωμάτων έγινε με βάση τη θέση τους στο διάγραμμα K₂O-SiO₂ (Εικ. 2) όπως προκύπτει από 68 νέες χημικές



Εικ. 1: Γεωλογικός χάρτης - Σκαρίφημα ηφαιστιτών Βόρα - Αλμωπίας.

Fig. 1: Geologic sketch - map of Voras - Almoira volcanics.

αναλύσεις. Η κατανομή των πετρωμάτων είναι περίπου ισοδύναμη μεταξύ της σωσωνιτικής και της υψηλής σε Κ ασβεσταλκαλικής σειράς. Τα δείγματα με το χαμηλότερο ποσοστό SiO₂ (53-59 wt% χωρίς H₂O) είναι όλα χαρακτηριστικά



Εικ. 2: Διάγραμμα ταξινόμησης ηφαιστειτών Βόρα

Fig. 2: Classification diagram of Voras volcanics

Πίν. 1: Κύρια ορυκτολογική παραγένεση των λαβών του Βόρα

Table 1: Main mineralogical paragenesis of Voras lavas

ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ	Pl	Sp	Hbl	Cpx	Bi
Σφήνα - Άννα	○	○		○	○
Ιγν. Παπιά	○	○		○	○
Στρογγυλή	●	○	○	○	○
Ιγν. Ξηρόρεματος	○	○	✓		○
Εγκλείσμ. *	●	✓	✓	✓	●
Τσαρούχη	○	●		○	●
Εγκλείσμ. *	●	✓		✓	●
Παπαδιά	●	○	○	○	○
Εγκλείσμ. *	●		○	○	✓
Καμήλα-Παρθένα	●	○	✓	○	○
Ανατ. Λιάσελα	●	✓	○	✓	○
Κέντρινη *	●	○		○	○
Δυτική *	●	○	○	○	○
Αετοχώρι	●		●	✓	○
Εγκλείσμ. *	●			○	○
Ασπροκορφή	●	✓	●	✓	○
*Εγκλείσμ. * α	●		○		○
Εγκλείσμ. * β	●			○	○
Εγκλείσμ. * γ	●		○		✓
Παναγίτσα	●	○	○	○	○

Πίνακας 1

Κύρια ορυκτολογική παραγένεση των λαβών του Βόρα.

- = Πολύ άφθονο
- ⊙ = Άφθονο
- = Μέτρια παρουσία
- ✓ = Σποραδικά παρόν

Table 1

Main mineralogical paragenesis of Voras lavas

- = Very abundant
- ⊙ = Abundant
- = Present
- ✓ = Sporadically present

κοκκώδη εγκλείσματα στις κύριες λάβες.

Στον Πίνακα 1 σημειώνονται οι κύριες ορυκτολογικές φάσεις κάθε σχηματισμού. Για την κατάταξη στη λιθοστρωματογραφική στήλη σχηματισμών για τους οποίους δεν έγινε δυνατό να υπάρξει απευθείας παρατήρηση στην ύπαιθρο έγινε χρήση των ραδιοχρονολογήσεων. Όπου δεν υπήρχε ούτε αυτό ακολουθήθηκαν κριτήρια πετρογραφικής - πετροχημικής συνάφειας.

Εκκινώντας την περιγραφή από τους στρωματογραφικά κατώτερους σχηματισμούς, στην περιοχή εμφανίζονται:

Λάβες Παναγίτσας: Θόλοι και ρεύματα δακτιτικής, σκούρας τεφρής λάβας με μεγάλους φαινοκρυστάλλους βιοτίτη (2-3 cm). Παρουσιάζονται από ελαφρά έως έντονα εξαλλοιωμένες από τεκτονική - υδροθερμική δραστηριότητα.

Ηφαιστειοκλαστικά Κόκκινων Πεύκων. Λασπορεύματα (mud flows), ρεύματα συντριμμάτων (debris flows) και λίγες ποταμοχειμάρριες αποθέσεις, οι οποίες υπέρκεινται των λαβών Παναγίτσας και υπόκεινται αυτών της Καμήλας. Αποτελούνται κύρια (80-100%) από ηφαιστειοκλαστικό υλικό των υποκείμενων λαβών, ενώ κατά θέσεις εμφανίζεται και υλικό του υποβάθρου (σχιστόλιθοι και ψαμμίτες). Ο όλος σχηματισμός, μέγιστου πάχους 60m, είναι εξαλλοιωμένος από κυκλοφορία υδροθερμικών ρευστών πλούσιων σε ανθρακικά διαλύματα και από τη διάτρησή του από τις φλέβες τροφοδοσίας των λαβών της Καμήλας.

Λάβες Ασπροκορφής: Θόλοι κύρια, τεφρο-ρόδινης ανδεδιτικής δακτιτικής λάβας, πολύ πλούσιες σε μεγάλους φαινοκρυστάλλους κεροσίλβης (έως 5 cm). χαρακτηριστική είναι η ύπαρξη σχετικά υψηλού ποσοστού (έως 15%) εγκλεισμάτων σκούρων τεφρών, κοκκώδους υψής σωσωνιτικών, λατιτιτικών και ανδεδιτικών λαβών. Η υφή και μορφή των εγκλεισμάτων (χαμηλή πυκνότητα λόγω ύπαρξης κενών μεταξύ των κρυστάλλων, στρογγυλεμένο γενικά σχήμα, δομές ταχείας ψύξης του εξωτερικού περιβλήματος, δομές απαέρωσης μεταξύ εγκλείσματος και φιλοξενούντος πετρώματος) οδηγούν στη θεώρηση ότι επρόκειτο για ρευστό υλικό το οποίο αναμίχθηκε με το κύριο μάγμα.

Ηφαιστειοκλαστικά Ασπροκορφής: Μονογενικό ηφαιστειοκλαστικό υλικό, ίδιας σύστασης με αυτό των λαβών Ασπροκορφής. Στις πιο κοντινές προς τους θόλους εμφανίσεις εντοπίζονται ορίζοντες ρευμάτων τεμαχών και στάχτης (block and ash flows) που προέρχονται από βαρυτική κατάρρευση ή πλευρική εκτόνωση των θόλων. Σε αυτούς, οι κλάστες υποστηρίζονται μεταξύ τους (clast supported). Δεν παρατηρείται καμία διαβάθμιση ή ταξινόμηση. Σε ελάχιστες περιπτώσεις εντοπίζεται μία διαβάθμιση από αναστροφή προς κανονική. Η διάμετρος των κλαστών κυμαίνεται από ογκόλιθους 3-4m έως λιθάρια και είναι γωνιώδεις έως ελαφρά στρογγυλεμένοι. Τόσο στους κλάστες της κύριας λάβας όσο και των εγκλεισμάτων παρατηρείται ικανό ποσοστό φυσαλιδοποίησης (περίπου 30%) υποδεικνύοντας υψηλή περιεκτικότητα σε αέρια του αρχικού μάγματος. Η κύρια μάζα είναι χαλαρή στάχτη ίδιας σύστασης με τους κλάστες και προέρχεται από τη θραύση τους κατά τη ροή. Παλαιοεδάφη που παρεμβάλλονται μεταξύ των οριζόντιων πιστοποιούν την περιοδικότητα εκδήλωσης της ηφαιστειακής δράσης, η οποία υπολογίζεται ότι διήρκεσε μερικές χιλιάδες χρόνια.

Το μεγαλύτερο μέρος των εμφανίσεων στην ορεινή περιοχή είναι λασπορεύματα και ρεύματα συντριμμάτων, ίδιας πάντα σύστασης υλικού. Πρόκειται για ρεύματα τεμαχών και στάχτης και άλλο πυροκλαστικό υλικό (κίσηρη και στάχτη) το οποίο είτε εισέρχεται ζεστό σε λίμνες και ποτάμια, είτε κατολισθαίνει λίγο μετά την απόθεσή του λόγω σεισμών και έντονων βροχοπτώσεων. Στην εμφάνιση διαφέρουν από τα ρεύματα τεμαχών και στάχτης στο μεγαλύτερο ποσοστό κύριας μάζας (οι κλάστες πάντα υποστηρίζονται από την κύρια μάζα (matrix supported), στη συνοχή της κύριας μάζας (συμπαγής λόγω συγκόλλησης της λάσπης από την εξαλλοίωση του ζεστού γυαλιού) και στην απουσία φαινομένων επί τόπου ψύξης κλαστών. Είναι χαρακτηριστική επίσης η συχνή παρουσία

ανάστροφης διαβάθμισης στη βάση των οριζόντιων, λόγω της απώθησης των κλαστών με διάμετρο μεγαλύτερη από 2mm από τα κατώτερα 10-15cm του οριζόντια (Smith 1986, Fisher & Schmincke 1984, Cas & Wright 1988). Το πάχος κάθε οριζόντια κυμαίνεται από 0,3 έως 6m με μέσο πάχος τα 2,5m.

Τα ηφαιστειοκλαστικά Ασπροκορφής εμφανίζονται και στην πεδινή περιοχή, στη βάση όλων των ηφαιστειοκλαστικών σχηματισμών. Στην περιοχή Φούστανης επικρατούν τα λασπορεύματα και τα ρεύματα συντριμμάτων. Στις πιο μακρινές αποθέσεις επικρατούν τα υπερσυσσωρευμένα πλημμυρώδη ρεύματα (hyperconcentrated flood flows - Smith 1986, hyperconcentrated stream flows - Beverage & Coulbertson 1964, lahar-runout flows - Scott 1988). Σε ορισμένες μακρινές μικρές εμφανίσεις (π.χ. λατομείο Πρ. Ηλία) παρατηρούνται οριζόντιες κλίσηρης πτώσης σοβαρού πάχους (περίπου 1,5m) καθώς και υπερκείμενα πυροκλαστικά ρεύματα κλίσηρης. Αυτό πιστοποιεί την ύπαρξη μεγάλων εκρηκτικών επεισοδίων στην περίοδο της ηφαιστειακής δράσης που απέθεσε και τις λάβες Ασπροκορφής.

Πολύ μακρινές αποθέσεις αυτού του σχηματισμού έχουν εντοπιστεί σε ποταμολιμναίες Πλειοκαινικές αποθέσεις στη Δ. Χαλκιδική (Συρίδης 1990) τη Σίνδο και τη Θεσσαλονίκη (Σαουντζής κ.α. 1980).

Λάβες Αετοχωριού. Θόλοι, υπολείμματα θόλων, φλέβες τροφοδοσίας και παρείσακτες κοίτες τεφρής δακτιτικής λάβας. Σε σύγκριση με τις λάβες Ασπροκορφής, εδώ δεν παρατηρούνται μεγάλοι φαινοκρύσταλλοι κεροσίλβης και το ποσοστό των εγκλεισμάτων είναι χαμηλότερο (5-10%). Οι φλέβες τροφοδοσίας - που εμφανίζονται λόγω έντονης διάβρωσης - είναι πολύ παχιές (μέγιστο πάχος 20m). Όταν η σχιστότητα της ελαφρά μεταμορφωμένης φλυσχοειδούς σειράς την οποία διαπερνούν βρίσκεται σε κλίσεις μεγαλύτερες των 40⁰-45⁰, παίρνουν τη μορφή παρείσακτης κοίτης διεισδύοντας παράλληλα με τη σχιστότητα.

Οι περισσότεροι από τους θόλους που εμφανίζονται στις υψηλές τοπογραφικά περιοχές παρουσιάζουν εμφανείς δομές κατάρρευσης. Τα προϊόντα της κατάρρευσης εμφανίζονται στις ταπεινότερες περιοχές, μεταξύ Αετοχωριού και Φούστανης, σαν **ζεστές στοιβάδες Αετοχωριού**. Η βάση του σχηματισμού είναι τυπική λατίπα κατάρρευσης θόλων με αδιαβάθμητους - αταξινόμητους κλάστες υποστηριζόμενους μεταξύ τους, και μία χαλαρή κύρια μάζα ίδια σύστασης. Περνώντας προς τα ανώτερα μέλη αρχίζει να παρατηρείται συγκόλληση, κατ'αρχή των κλαστών μεταξύ τους. Στην οροφή του ο σχηματισμός παρουσιάζει ολική συγκόλληση με δομές ροής και στηλοειδή κατάρρευση. Το πάχος του σχηματισμού ελέγχεται από την παλαιοτοπογραφία και κυμαίνεται μεταξύ 3 και 30m. Όλος ο σχηματισμός υπέρκειται των ηφαιστειοκλαστικών Ασπροκορφής, ενώ μεταξύ τους παρατηρείται κατά θέσεις παλαιοέδαφος πάχους 5-15cm.

Επικλαστικά Λιάσελας και λιμναία ιζήματα Δασικού. Στον απλοποιημένο γεωλογικό χάρτη έχουν ενοποιηθεί σαν επικλαστικά Λιάσελας. Τα λιμναία ιζήματα Δασικού περιγράφονται λεπτομερώς από τους Choriantopoulou et al. (1985) σαν "lacustrine volcanosedimentary unit". Υπέρκεινται των ηφαιστειοκλαστικών Ασπροκορφής και υπόκεινται των ηφαιστειοκλαστικών Λουλουδότοπου. Η απουσία αδιατάρακτων πυροκλαστικών αποθέσεων υποδεικνύει παύση της εκρηκτικής τουλάχιστον ηφαιστειακής δραστηριότητας στην περιοχή το διάστημα απόθεσής τους.

Τα επικλαστικά Λιάσελας εμφανίζονται στην ορεινή περιοχή, κυρίως μεταξύ Πλαγιάς - Αγριοπλαγιάς. Υπέρκεινται των ηφαιστειοκλαστικών Ασπροκορφής. Αποτελούνται από λασπορεύματα, υπερσυσσωρευμένα πλημμυρώδη ρεύματα και ποταμοχειμάρειες αποθέσεις. Το μεγαλύτερο ποσοστό των κλαστών στα λασπορεύματα και τα υπερσυσσωρευμένα πλημμυρώδη ρεύματα είναι επαναποθεμένα ηφαιστειοκλαστικά Ασπροκορφής (70-90%) ενώ παρατηρείται σοβαρό ποσοστό κλαστών οφιολίθων και μικρό ποσοστό λαβών Λιάσελας. Στις ποταμοχειμάρειες αποθέσεις

(κροκάλες κύρια μέσης διαμέτρου 10cm με κανονική διαβάθμιση και καλή ταξινόμηση) οι οφιολιθικοί κλάστες υπερεισχύουν των υπολοίπων. Στα ανώτερα μέλη του σχηματισμού παρεμβάλλονται μεταξύ των λασπορευμάτων οριζόντες λατυπών κατάρρευσης θόλων των λαβών Λιάσελας. Ο όλος σχηματισμός έχει μέγιστο πάχος περίπου 100m.

Λάβες Λιάσελας. Θόλοι και παχειά ρεύματα γκρι δακτιτικής - τραχειτικής λάβας. Τα μέτωπα των ρευμάτων λάβας είναι έντονα αυτολατυποποιημένα ενώ παρατηρούνται και οριζόντες λατυπών κατάρρευσης θόλων στα περιθώρια των εμφανίσεων των λαβών.

Στην περιοχή της Αγριοπλαγιάς, οι λάβες καλύπτονται από υαλώδεις δακτιτικούς τόφους, μέγιστου πάχους 15m. Αυτοί αποτελούνται κύρια από στάχτη και μικρό ποσοστό λιθαρίων κίσηρης. Το ποσοστό των λιθικών κυμαίνεται από 10 έως 60% ανάλογα με τον ορίζοντα. Αυτά αποτελούνται κατά κύριο λόγο από λάβες Λιάσελας και σε μικρό ποσοστό από λάβες Ασποκορφής. Τα χαρακτηριστικά της απόθεσης των τόφων (μεγάλο ποσοστό θρυματοποίησης, διασταυρούμενες στρώσεις, λατύπες επιβράδυνσης (lag breccias), ανάστροφη διαβάθμιση ορισμένων οριζόντων) συνηγορούν υπέρ ενός υδροφαιστειακού εκρηκτικού γεγονότος κατά τις τελευταίες φάσεις της ηφαιστειακής δραστηριότητας που τροφοδότησε τις λάβες της Λιάσελας. Τόσο οι τόφοι αυτοί όσο και οι λατύπες κατάρρευσης θόλων δεν έχουν διαχωριστεί στον απλοποιημένο χάρτη (Εικ.1α) από τις λάβες Λιάσελας.

Λάβες Καμήλας - Παρθένας. Στην ομάδα των λαβών αυτών συμπεριλαμβάνονται οι λάβες Καμήλας - Κόζιακα, Μονής Οξιάς, Παρθένας - Αετοράχης, Κακουρούς, και αυτές της Καλής Πεδιάδας. Πρόκειται για θόλους κύρια και λίγα ρεύματα σκούρας τεφρής λατιτικής - τραχειτικής λάβας. Σε όλες τις εμφανίσεις παρατηρείται σχετική εξαλλοίωση και παρουσία δευτερογενούς ασβεσίτη.

Ηφαιστειοκλαστικά Λουλουδότοπου. Ο σχηματισμός αποτελείται από αλληλοδιαδοχή λασπορευμάτων και ρευμάτων συντριμμάτων (λατυποπαγή - ψαμμίτες) ηφαιστειακού αποκλειστικά υλικού, οριζόντες αδιατάραχτων ρευμάτων τεμαχών και στάχτης, φακούς ποταμοχειμάρριων αποθέσεων (κροκάλες - κροκαλοπαγή και άμμοι - ψαμμίτες) και λίγες λιμναίες αποθέσεις (πηλίτες και λεπτοκοκκους ψαμμίτες). Χαρακτηριστική είναι η παρουσία μεγάλου ποσοστού βιοτίτη και ελεύθερων κρυστάλλων σανιδίνου. Χαρακτηριστική είναι επίσης η συμπαγής υφή του σχηματισμού, πιθανότατα λόγω εξαλλοίωσης του ζεστού ηφαιστειακού γυαλιού της κύριας μάζας στην επαφή του με το νερό που έχει εγκλωβιστεί μέσα της. Το ποσοστό της κύριας μάζας είναι γενικά υψηλό (30-60%) και οι κλάστες που σχεδόν πάντα υποστηρίζονται από αυτήν, είναι γωνιώδεις έως ελαφρά στρογγυλωμένοι και αποτελούνται κυρίως από τεφρή δακτιτική - τραχειτική λάβα και σκούρα τεφρά κοκκώδη εγκλείσματα. Σε αρκετή απόσταση γύρω από το θόλο της Παπαδιάς ο σχηματισμός αποτελείται από υλικό του θόλου. Το ίδιο συμβαίνει και στις κοντινές στο Τσαρούχι περιοχές. Στα κατώτερα και πιο μακρινά μέλη του αποτελείται πιθανά από επικλαστικές αποθέσεις των λαβών Καμήλας - Παρθένας, η εξαλλοίωση όμως δεν επιτρέπει να βεβαιωθεί κάτι τέτοιο στην ύπαιθρο. Το συνολικό πάχος του σχηματισμού ξεπερνά τα 100m, γενικά υπέρκειται των λαβών Καμήλας - Παρθένας και υπόκειται ή ενδιαστρώνεται πλευρικά με λατύπες κατάρρευσης θόλων που προέρχονται από τα ηφαιστειακά κέντρα Παπαδιάς και Τσαρουχίου.

Στην πεδιάδα της Αλμωπίας εμφανίζονται αντίστοιχα λασπορευμάτα, υπερσυσσωρευμένα πλημμυρώδη ρεύματα και ποταμοχειμάρριες αποθέσεις. Επειδή όμως οι εμφανίσεις είναι μόνο σε τομές και σε λίγα σημεία - καθώς καλύπτονται από τα υπερκείμενα νεότερα ηφαιστειοκλαστικά στρώματα - δεν εμφανίζονται στο γεωλογικό χάρτη.

Λάβες Παπαδιάς. Ένας μεγάλος θόλος τεφρής δακτιτικής λάβας με λατύπες κατάρρευσης στις παρυφές του. Χαρακτηριστική η παρουσία κεροσίλβης και αρκετών

(5-7%) σκούρων τεφρών κοκκώδους υψής ανδεσιτικών εγκλεισμάτων. Η υφή και δομή των εγκλεισμάτων προδίδει ρευστή κατάσταση κατά την απόθεσή τους.

Λάβες Τσαρουχιού. Σύμπλεγμα θόλων ανοικτής τεφρής τραχειτικής λάβας. Παρατηρούνται και εδώ εγκλείσματα σκούρας τεφρής σωσωνιτικής λάβας, σε μικρότερο ποσοστό από την Παπαδιά.

Ιγνιμβρίτης Ξηρορέματος. Τα προϊόντα μιας μεγάλης μαγματικής και έντονα εκρηκτικής ηφαιστειακής δράσης καλύπτουν με πυροκλαστικά ρεύματα ρυολιθικής κίσηρης μεγάλο μέρος του κεντρικού τμήματος της ορεινής περιοχής. Στην περιοχή Ξηρορέματος, τη βάση του σχηματισμού αποτελούν 5-6 οριζόντες λατυπών επιβράδυνσης, οι οποίοι αποτελούνται από ογκόλιθους, τεμάχια και λιθάρια που προέρχονται κύρια από τις λάβες Παναγίτσας και Παπαδιάς. Σε μικρό ποσοστό εντοπίζονται και κλάστες του υποβάθρου (οφιόλιθοι, φυλλίτες, κερατόλιθοι, ψαμμίτες). Οι κλάστες υποστηρίζονται μεταξύ τους και η κύρια μάζα είναι λιγοστή άμμος λιθικών και κίσηρης. Εκτός των ξενολίθων στα λιθικά εντοπίζονται και νεανικά (juvenile) πλακώδη λιθάρια σκούρας τεφρής λίγο φυσαλιδοποιημένης τραχειτικής κίσηρης. Το κύριο ιγνιμβριτικό σώμα υπέρκειται των λατυπών επιβράδυνσης. Η βάση του πάχους 2m περίπου, αποτελείται από στάχτη και λιθάρια κίσηρης (περίπου 80% λευκή - 20% τεφρή) και μικρά λιθάρια λιθικών (περίπου 50% της ολικής απόθεσης). Βαθμιαία στη συνέχεια μεταβαίνει σε ένα έντονα συγκολλημένο φαίο υαλώδη ιγνιμβρίτη με χαρακτηριστική στηλοειδή κατάτμιση, ειδικά στα ανώτερα μέλη του. Το πάχος της συγκολλημένης φάσης είναι περίπου 40m. Το ανώτερο μέλος του σχηματισμού αποτελείται από 6-7 ρεύματα λευκής στάχτης, πάχους 1-3m το καθένα. Στην οροφή συναντάται λεπτόκοκκη λευκή στάχτη μεγακυματικών αποθέσεων (surge) κυματοειδούς φάσης (sandwave) με δομές διασταυρούμενης στρώσης, αποθεμένη πιθανά από το συνιγνιμβριτικό σύννεφο στάχτης (coignimbrite ash cloud, Fisher 1979; Cas & Wright 1988). Το συνολικό πάχος του σχηματισμού στην περιοχή Ξηρόρεμα ξεπερνά τα 80m.

Στην περιοχή του Πρασσότοπου, 3-4km βόρεια του Ξηρορέματος, απουσιάζει η συγκολλημένη φάση. Τους οριζόντες λατυπών επιβράδυνσης (πάχους 1,5-7m) αλληλοδιαδέχονται με πολύ βαθμιαίο πέρασμα οριζόντες πυροκλαστικών ρευμάτων κίσηρης πάχους 7-12m, σε μία ρυθμική απόθεση που επαναλαμβάνεται τουλάχιστον 4 φορές. Και εδώ οι ανώτεροι οριζόντες είναι πυροκλαστικά ρεύματα στάχτης με αρκετά καλή στρώση. Παλαιοδάφη και φαινόμενα διάβρωσης και επαναπόθεσης δεν παρατηρήθηκαν. Αυτό οδηγεί στη θέρωση της απόθεσης του σχηματισμού από μία συνεχή εκρηκτική ηφαιστειακή δράση με περιοδικές μερικές καταρρεύσεις της εκρηκτικής στήλης.

Στην πεδινή περιοχή, ο ιγνιμβρίτης Ξηρορέματος εντοπίζεται σε πολλές εμφανίσεις, με κυριότερες αυτές στα Άσπρα χώματα και Πρ. Ηλία. Στη βάση του σχηματισμού παρατηρείται ένας οριζόντας πτώσης λιθαριών κίσηρης, για τον οποίο γίνεται λόγος αναλυτικότερα παρακάτω. Ακολουθούν 3-5 οριζόντες στάχτης πτώσης, πάχους από 15 έως 2cm ο καθένας, ανάλογα με την απόσταση από τον πόρο εξόδου. Τέλος υπέρκεινται τα πυροκλαστικά ρεύματα κίσηρης. Διακρίνονται κατά θέσεις 2-3 πυροκλαστικά ρεύματα μέγιστου πάχους 3m το καθένα. Το συνολικό πάχος του σχηματισμού δεν υπερβαίνει τα 9m, καθώς έχει διαβρωθεί έντονα.

Λάβες Στρογγυλής. Θόλος ανδεσιτικής λατιτικής λάβας και λατύπες κατάρρευσης του θόλου. Αυτές παρατηρούνται σήμερα στα νότια του θόλου, είτε αδιατάρακτες είτε επαναποθεμένες σαν ρεύματα συντριμμάτων και λασπορεύματα, να υπέρκεινται του ιγνιμβρίτη Ξηρορέματος.

Ιγνιμβρίτης Παππά και ζεστές στοιβάδες Κορδελιού. Σε πολλές θέσεις τόσο στην ορεινή όσο και στην πεδινή περιοχή εμφανίζονται αδιατάρακτες πυροκλαστικές αποθέσεις. Πρόκειται κυρίως για πυροκλαστικά ρεύματα μαύρων λατιτι-

Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

κών - τραχειτικών σκωριών και ζεστές στοιβάδες ίδιας σύστασης υλικού. Στο ορεινό τμήμα τα πυροκλαστικά ρεύματα (ιγνιμβρίτης Παππά) εμφανίζονται σε στρώματα πάχους 0,3 έως 2m έκαστο, έντονα συγκολλημένα στα ΝΔ πρηνή του θόλου του Παππά όπου υπερβαίνουν τα 60m πάχος.

Στην πεδινή περιοχή η κυριότερη εμφάνιση πυροκλαστικών ρευμάτων μαύρων, μη συγκολλημένων λιθαριών και τεμαχών σκωριών εντοπίζεται στο χωριό Πρ. Ηλίας. Το πάχος της εδώ είναι 3m. Σε διάφορες άλλες τομές και μικρές εμφανίσεις στην πεδιάδα εντοπίζονται αδιατάρακτα πυροκλαστικά ρεύματα τραχειτικής ρόδινης κίσηρης, πάχους έως 2,5m, με χαρακτηριστική παρουσία ποσοστού 15-20% σκούρας τεφρή λατιτικής, έντονα φυσαλιδοποιημένης κίσηρης.

Σε πολλά σημεία της πεδινής περιοχής, ιδιαίτερα δε στην περιοχή μεταξύ Σάμαρι - Μαυροβούνι (ύψωμα Κορδέλι και γύρω περιοχή), εμφανίζεται ένα ηφαιστειακό λατυποπαγές μέγιστου πάχους 11m. Γωνιώδεις κλάστες λατιτικής - τραχειτικής λάβας υποστηριζόμενοι μεταξύ τους, είναι έντονα συγκολλημένοι από μία κύρια μάζα ίδιας σύστασης. Σε ορισμένα σημεία η συγκόλληση είναι πολύ έντονη και ο σχηματισμός μοιάζει με ρεύμα ή θόλο λάβας. Σε αρκετές εμφανίσεις παρατηρήθηκε ότι η επαφή με τα υποκείμενα είναι επιφάνεια μεταποθετικής ολίσθησης. Εντοπίστηκαν όμως και σημεία στα οποία ο σχηματισμός βρίσκεται αδιατάρακτος. Εκεί η βάση του αποτελείται από χαλαρή στάχτη ίδιας σύστασης υλικού, μέσα στην οποία υπάρχει μεγάλο ποσοστό ελεύθερων κρυστάλλων σανίδινου, μεγέθους 1-3cm. Ο πιθανότερος μηχανισμός απόθεσης του σχηματισμού θεωρείται αυτός των ζεστών στοιβάδων οι οποίες τροφοδοτούνται από τους θόλους που αναπτύσσονται στην ορεινή περιοχή. Στον απλοποιημένο γεωλογικό χάρτη οι σχηματισμοί έχουν ενοποιηθεί σαν ιγνιμβρίτης Παππά.

Λάβες Σφήνας - 'Αννας. Θόλοι (Κράβιτσα, Αμπέλι Παππά, 'Αννα), συμπλέγματα θόλων (Σφήνα, Αλέξανδρος) και ρεύματα σκούρων τεφρών λατιτικών λαβών. Χαρακτηριστική είναι η παρουσία αυξημένου ποσοστού μεγάλων φαινοκρυστάλλων σανίδινου (4-6cm) που σε ορισμένες θέσεις (π.χ. Σφήνα) προσεγγίζει στο 70% του ολικού πετρώματος. Παρατηρούνται και εδώ σκούρα τεφρά κοκκώδη εγκλείσματα, σε μικρότερο ποσοστό (1-3%) και πολύ μικρότερο μέγεθος (συνήθως < 1cm).

Ανώτερα ηφαιστειοκλαστικά. Στην ορεινή περιοχή εμφανίζονται στο νοτιο - δυτικό άκρο των ηφαιστειακών εμφανίσεων, ενώ αποτελούν τον κύριο όγκο των ηφαιστειοκλαστικών εμφανίσεων της πεδινής περιοχής. Το μεγαλύτερο μέρος τους είναι επαναποθεμένο λατιτο - τραχειτικό πυροκλαστικό υλικό. Στο ορεινό τμήμα επικρατούν τα λασπορεύματα, είναι όμως πολύ έντονη και η παρουσία λιμναίων αποθέσεων. Ιδιαίτερα μεταξύ Τσαρουχιού - 'Αννας παρατηρούνται μεγάλου συνολικού πάχους (περίπου 60m) ρυθμικές εναλλαγές πηλιτών - λεπτών ψαμμιτικών οριζόντων οι οποίοι διακόπτονται κατά διαστήματα από λασπορεύματα, ρεύματα συντριμμάτων και ρεύματα τεμαχών και στάχτης.

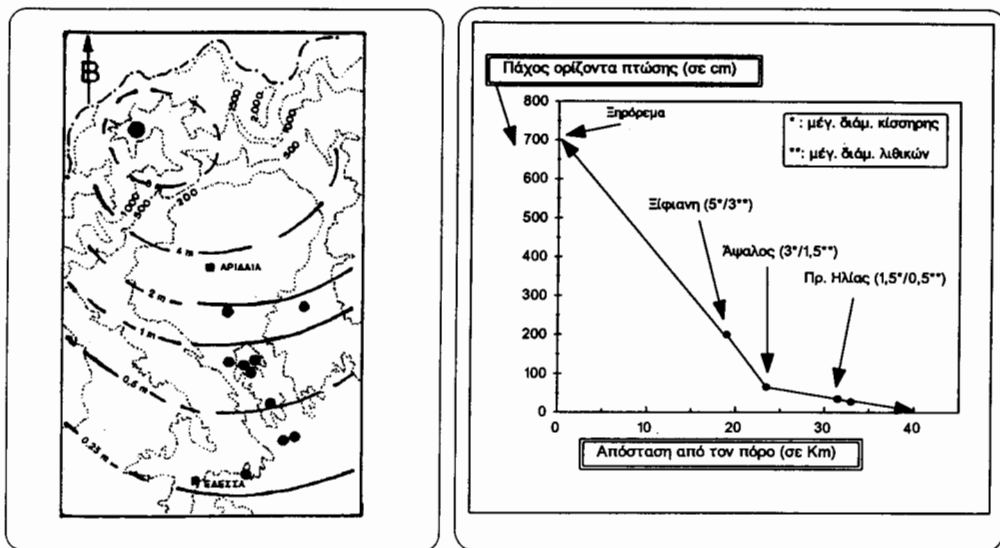
Στην πεδινή περιοχή επικρατούν τα λασπορεύματα. Ο λόγος Η/Τ (διαφορά υψομέτρου ζώνης τροφοδοσίας - θέσης απόθεσης / απόσταση από περιοχή τροφοδοσίας) είναι 0.03 για τις πιο μακρινές εμφανίσεις (κοντά στη Νάουσα) και εμπίπτει στις τιμές που έχουν καταγραφεί για τέτοια προϊόντα (Siebert 1984). Ποταμοχειμάρριες αποθέσεις (κροκάλες κύρια και άμμοι) παρατηρούνται βασικά μεταξύ Σημαίας - Πρ. Ηλίας. Σε αρκετά σημεία στην πεδιάδα παρατηρήθηκαν επίσης ογκόλιθοι λαβών με εμφανείς γραμμώσεις διαφορετικών διευθύνσεων. Σαν ο πιο πιθανός μηχανισμός πρόκλησής τους θεωρείται η μεταφορά τους από παγετώνες.

Λάβες Πιπελιάνας. Μικρός θόλος περλιτικής ρυολιθικής λάβας, στο δυτικό περιθώριο των ηφαιστειακών εμφανίσεων. Δεν είναι γνωστή η ηλικία και η λιθοστρωματογραφική του θέση.

ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΟΥ ΜΕΓΕΘΟΥΣ ΤΩΝ ΕΚΡΗΚΤΙΚΩΝ ΓΕΓΟΝΟΤΩΝ

Τα συλλεγθέντα στοιχεία από τις εμφανίσεις αδιατάρακτων πυροκλαστικών οριζόντων είναι ανεπαρκή για ακριβείς ποσοτικές εκτιμήσεις του μεγέθους των εκρηκτικών γεγονότων του Βόρα. Έτσι δεν καθίσταται δυνατή η πρόβλεψη της ύπαρξης, του πάχους και της στρωματογραφικής θέσης μακρινών πυροκλαστικών αποθέσεων. Είναι όμως σίγουρο ότι τα μεγάλα εκρηκτικά γεγονότα που εκδηλώθηκαν στην περιοχή απέθεσαν τέτοιους οριζόντες. Αυτοί θα μπορούσαν να είναι πολύ χρήσιμοι οριζόντες - οδηγοί στη στρωματογραφία των λιμναίων κύρια Πλειοκαινικών λεκανών της βόρειας Ελλάδας, καθώς είναι δυνατή η σύγκρισή τους πετροχημικά και ορυκτοχημικά με τα γνωστά εκρηκτικά γεγονότα του Βόρα.

Η μόνη έκρηξη για την οποία μπορεί να γίνει μία σχετικά ποσοτική προσέγγιση είναι η πρώτη φάση της έκρηξης που απέθεσε τον ιγνιμβρίτη Ξηρορέματος. Η βάση του ιγνιμβρίτη στην πεδινή περιοχή αποτελείται από έναν οριζόντα πτώσης λιθαρίων κίσηρης. Οι παρατηρήσεις και μετρήσεις έγιναν σε 10 αδιατάρακτες εμφανίσεις μεταξύ Ξίφιανης - Κρανιάς - Πρ. Ηλιάς - Σκύδρας, οι θέσεις των οποίων



Εικ. 3-4: Πιθανή κατανομή ισοπαχών οριζόντα πτώσης ιγν. Ξηρορέματος (κύκλοι: θέση πόρου και αδιατάρακτων εμφανίσεων) και διάγραμμα υπολογισμού του όγκου της απόθεσης.

Fig. 3-4: Most probable isopach distribution of Xirorema ign. fallout deposit (cycles : vent position and sites of in situ outcrops) and volume estimation diagram.

σημειώνεται στην εικόνα 3. Το αδιατάρακτο των εμφανίσεων διαπιστώνεται από την οριζόντια θέση τους, και την ύπαρξη στην οροφή της απόθεσης ενός οριζόντα στάχτης πτώσης. Σε όλες τις εμφανίσεις ο σχηματισμός αποτελείται από γωνιώδη λιθάρια κίσηρης και λιθικά (6-8%) τα οποία είναι παλαιότερες λάβες και μικρό ποσοστό υποβάθρου. Ο οριζόντας είναι πολύ καλά ταξινομημένος και δεν παρουσιάζει εμφανή διαβάθμιση. Το πάχος του και η διάμετρος των κλαστών, κίσηρης και λιθικών μειώνεται συστηματικά από βορά προς νότο (Εικ. 3). Τα στοιχεία από αυτές μόνο τις εμφανίσεις δεν επαρκούν για μία πλήρη ποσοτική εκτίμηση του γεγονότος. Δεν είναι γνωστό το μέγιστο πάχος της απόθεσης κοντά στον πόρο, καθώς στα λίγα σημεία όπου εμφανίζεται η βάση του ιγνιμβρίτη στην ορεινή περιοχή ο οριζόντας πτώσης έχει διαβρωθεί από τις λατύπες επιβράδυνσης και τα

πυροκλαστικά ρεύματα. Έτσι, στο διάγραμμα της εικόνας 3, με βάση το οποίο έγινε ο υπολογισμός του όγκου των προϊόντων, γίνονται ορισμένες παραδοχές. Θεωρήθηκε καταρχήν δεδομένη η θέση του πόρου στην περιοχή Ξηρορέματος. Τόσο η έντονη συγκόλληση του ιγνιβρίτη στην περιοχή όσο και η κατανομή των ισοπαχών (Εικ. 3) συμφωνούν με τη θέση αυτή. Η μη γραμμική κατανομή του πάχους του ορίζοντα πτώσης είναι αναμενόμενη, καθώς όλες οι πυροκλαστικές αποθέσεις πτώσης παρουσιάζουν εκθετικού τύπου κατανομή του πάχους των προϊόντων τους (Fisher & Schmincke 1984, Cas & Wright 1988, Pyle 1989). Η τομή της γραμμής Αψάλου - Είφιανης με τον άξονα ψ (πάχος ορίζοντα) δίνει ένα μέγιστο πάχος 7m στον πόρο εξόδου. Η τομή της γραμμής Αψάλου - Πρ. Ηλία με τον άξονα χ (απόσταση από τον πόρο) δίνει σε μέγιστη απόσταση απόθεσης του ορίζοντα τα 40Km. Αποθέσεις αυτού του ορίζοντα αναμένονται και σε μεγαλύτερες αποστάσεις, καθώς η τάση μείωσης του πάχους δεν είναι γραμμική για τις μακρινές αποθέσεις. Αυτό έχει επιβεβαιωθεί για το συγκεκριμένο ορίζοντα στη λεκάνη της Πτολεμαΐδας ("χαρακτηριστική άμμος", Αναστόπουλος & Κούκουζας 1972; Βουγιουκαλάκης & Κούκουζας 1994). Δεν είναι επίσης γνωστό εάν βρισκόμαστε στον μέγιστο άξονα της ελλειψοειδούς κατανομής των αποθέσεων. Από το σχεδιασμό της πιθανότερης κατανομής των ισοπαχών (Εικ. 3), όπως αυτές προκύπτουν από την παρατήρηση και τις παραδοχές της ίδιας εικόνας, ο κύριος άξονας της απόθεσης αναμένεται μετατοπισμένος προς τα νοτιοανατολικά.

Με βάση το διάγραμμα της εικόνας 3 ο αρχικός όγκος των προϊόντων του ορίζοντα πτώσης είναι $6,12 \text{ Km}^3$. Θεωρώντας την πυκνότητα της απόθεσης 700 Kg/m^3 , αυτή του μάγματος 2.500 Kg/m^3 , και αφαιρώντας ένα ποσοστό όγκου 8% που αντιστοιχεί στα λιθικά, ο όγκος του μάγματος που απετέθη σαν ορίζοντα πτώσης ανέρχεται σε $1,57 \text{ Km}^3$ συμπαγούς ισοδύναμου πετρώματος. Πρόκειται για μία πολύ ισχυρή έκρηξη πλινιακού τύπου με δείκτη ηφαιστειακής εκρηκτικότητας (VEI) 5 (Newhall & Self 1982) μέσου μεγέθους (magnitude) (Carey & Sigurdsson 1989). Το ύψος της εκρηκτικής στήλης πλινιακών γεγονότων με ανάλογα χαρακτηριστικά (Hatepe, Νέα Ζηλανδία, Walker 1981) έχει υπολογιστεί σε 33 Km και η διάρκεια της έκρηξης σε 1,5 ώρες (Carey & Sigurdsson 1989). Της έκρηξης αυτής έπονται 4-5 μικρότερες υποπλινιακές εκρήξεις, οι οποίες απέθεσαν τους οριζόντες στάχτης πτώσης που υπέρκεινται των λιθαριών κίσηρης. Κατόπιν η παροξυσμική τελική φάση της έκρηξης απέθεσε σαν πυροκλαστικά ρεύματα κίσηρης τον ιγνιβρήτη Ξηρορέματος.

ΗΛΙΚΙΑ ΤΩΝ ΗΦΑΙΣΤΙΤΩΝ

Τα στοιχεία για την ηλικία των ηφαιστιτών του Βόρα προέρχονται από ραδιοχρονολογήσεις K/Ar (Bellon et al. 1979, Kolios et al. 1980) και από χρονολόγηση με γύρη ιζηματογενών αποθέσεων (Mercier & Sauvage 1965, Chorianoπουλου et al. 1985).

Από τους Kolios et al. (1980) δίνονται οι ακριβείς θέσεις δειγματοληψίας και αυτό καθιστά δυνατή την αντιστοίχιση των ηλικιών με τους σχηματισμούς που έχουν περιγραφεί παραπάνω: λάβες Παναγίτσας 5.0 Ma, λάβες Ασπροκορφής 4.6 Ma, λάβες Αετοχωριού 4.5 Ma, λάβες Λιάσελας 4.5-4 Ma, λάβες Καμήλας - Παρθένας 4.4-4.3 Ma, λάβες Παπαδιάς 2.5 Ma, λάβες Σφήνας - Άννας 1.9-1.8 Ma. Οι χρονολογήσεις αυτές βρίσκονται σε συμφωνία με τις λιθοστρωματογραφικές παρατηρήσεις υπαίθρου. Σε συμφωνία βρίσκεται επίσης και η χρονολόγηση με γύρη των λιμναίων ιζημάτων Δασικού σαν Κατώτερο Πλειόκαινο (Chorianoπουλου et al 1985).

Οι Bellon et al. (1979) δημοσιεύουν 4 ραδιοχρονολογήσεις (4.0, 3.52, 3.15, 2.65 Ma) χωρίς να αναφέρονται οι σχηματισμοί δειγματοληψίας. Από τις θέσεις που σημειώνονται στον επισυναπτόμενο στην εργασία χάρτη φαίνεται να

προέρχονται από τα ηφαιστειοκλαστικά του πεδινού τμήματος. Το ποσοστό K_2O (4.22 wt%) κάνει πιθανή την προέλευσή του από τις λάβες του ανατολικού ορεινού τμήματος (Ασπροκορφή, Αετοχώρι, Λιάσελα). Τα άλλα τρία δείγματα έχουν μεγάλο ποσοστό K_2O (4.82 - 6.37 wt%) και πρέπει να προέρχονται από τους οσωνιτικούς ηφαιστίτες του ορεινού δυτικού τμήματος.

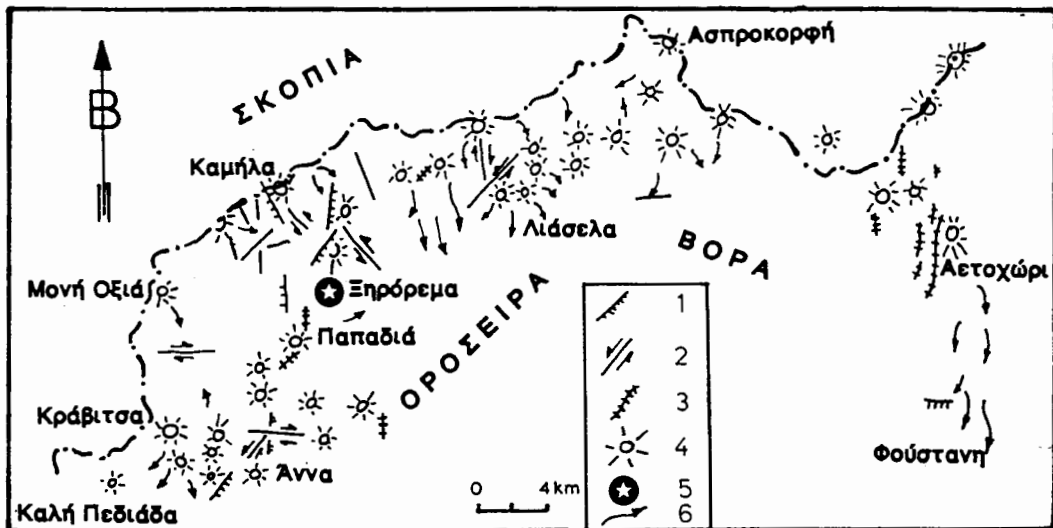
Οι Mercier & Sauvage (1965) δημοσιεύουν δύο χρονολογήσεις με γύρη σε λιμναίους ορίζοντες ηφαιστειοκλαστικών σχηματισμών νοτιοδυτικά της Λιάσελας και νότια της Παπαδιάς. Αποδίδουν και στους δύο Ανω-Πλειοκαινικές ηλικίες και θεωρούν σα νεώτερο σχηματισμό αυτό της Λιάσελας. Ενώ για τους ηφαιστειοκλαστικούς σχηματισμούς νότια της Παπαδιάς είναι συμβατή μία τέτοια ηλικία, δε συμβαίνει το ίδιο για τη Λιάσελα. Εδώ εμφανίζονται τα ηφαιστειοκλαστικά Ασπροκορφής τα οποία υπέρκεινται μόνο των λαβών Παναγίτσας (5.0 Ma) και υπόκεινται ή είναι σύγχρονα με τις λάβες Ασπροκορφής (4.6 Ma).

Συμπερασματικά, η ηφαιστειακή δραστηριότητα εκδηλώνεται κατά το Κατώτερο Πλειόκαινο (5.0-3.5 Ma) σε όλη την ορεινή περιοχή του Βόρα. Κατά το Ανώτερο Πλειόκαινο (2.5-1.8 Ma) περιορίζεται μόνο στο δυτικό τμήμα της ορεινής περιοχής, μεταξύ Στρογγυλής και Καλής Πεδιάδας. Το μεγαλύτερο εκρηκτικό γεγονός της περιοχής (ιγνιμβρίτης Ξηρορέματος) μπορεί να τοποθετηθεί μεταξύ 2.5 και 1.9 Ma. Η ηλικία αυτή δεν συμφωνεί απόλυτα με τις βιοχρονολογήσεις των λιγνιτικών οριζόντων της Πτολεμαΐδας (Κατώτερο έως βάση Ανώτερου Πλειοκαίνου, Ιοακίμ 1984) οι οποίοι περιέχουν τη "χαρακτηριστική άμμο".

ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΕΣ - ΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΔΟΜΕΣ ΚΑΙ ΠΑΛΑΙΟΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ

Σύνθετα πολυγενικά ηφαιστειακά κέντρα δεν εμφανίζονται στην περιοχή του Βόρα. Όλα τα ηφαιστειακά κέντρα είναι θόλοι ή συμπλέγματα θόλων και φλέβες τροφοδοσίας.

Οι διευθύνσεις των φλεβών τροφοδοσίας της ορεινής περιοχής του Βόρα (εικ. 5) κυμαίνονται από $B-170^\circ$ έως $B-40^\circ$ με κυρίαρχη τη διεύθυνση $B-N$. Η μεγαλύτερη συχνότητα εμφανίσεων και τα μεγαλύτερα πάχη (έως 20m) εντοπίζονται



Εικ. 5: Ηφαιστειο - τεκτονικές δομές Βόρα. 1: ρήγματα, 2: ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, 3: φλέβες τροφοδοσίας, 4: θόλοι, 5: πόρος ιγν. Ξηρορέματος, 6: κατευθύνσεις ρευμάτων λάβας και πυροκλαστικών.

Fig. 5: Voras volcano-tectonic lineaments. 1: faults, 2: strike-slip faults, 3: dykes, 4: domes, 5: Xirorema ign. vent., 6: lava and pyroclastic flow directions.

Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας. Α.Π.Θ.

στην περιοχή Αετοχωριού. Το μέσο πάχος τους κυμαίνεται μεταξύ 0.5 και 2m και οι κλίσεις είναι πολύ μεγάλες, σχεδόν κατακόρυφες (75° - 85°). Η διάταξη στο χώρο των διάφορων ομάδων των ηφαιστειακών κέντρων φαίνεται να ακολουθεί τις ίδιες διευθύνσεις (από Β-N έως ΒΑ-ΝΔ). Δεν είναι διαθέσιμα στοιχεία για τη διάταξή τους στην περιοχή των Σκοπίων ώστε να εκτιμηθεί η διάταξη σε μεγαλύτερη κλίμακα. Στον Ελλαδικό χώρο παρατηρείται μία διάταξη Α-Δ που στο δυτικότερο τμήμα αποκλίνει προς ΝΔ. Δεν παρατηρήθηκε οποιοδήποτε βύθισμα περιοχής που θα μπορούσε να αποδωθεί σε ηφαιστειακή ή ηφαιστειοτεκτονική κατάρρευση εκτός από αυτές των θόλων.

Στην ορεινή περιοχή παρατηρούνται κανονικά ρήγματα βορειοανατολικής ($B30^{\circ}$ - 40°), βόρειας ($B170^{\circ}$ - 10°), βορειοδυτικής ($B140^{\circ}$ - 160°) και ανατολικής ($B70^{\circ}$ - 90°) διεύθυνσης, με κυριότερες τις ΒΑ και ΒΔ διευθύνσεις. Οι κλίσεις είναι σχεδόν κατακόρυφες (75° - 85°). Το μέγεθος των μεταπτώσεων δεν έγινε δυνατό να μετρηθεί. Μορφολογικά κριτήρια οδηγούν στην εκτίμηση μεταπτώσεων της τάξης δεκάδων μέτρων σε πολλά από τα ρήγματα που παρατηρήθηκαν.

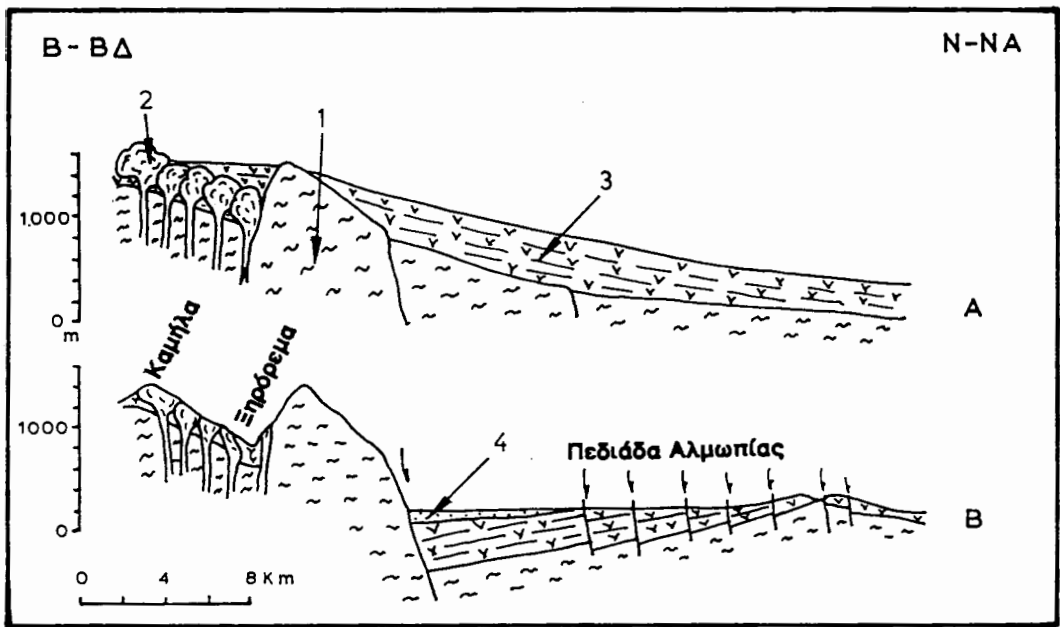
Εκτός από τα κανονικά ρήγματα παρατηρήθηκαν στις ίδιες διευθύνσεις και αρκετά ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Τα κύρια συστήματα είναι ένα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης ($B40^{\circ}$ - 50°) αριστερόστροφο, πιθανά το παλαιότερο - Πλειοκαινικής ηλικίας, και ένα Α-Δ διεύθυνσης ($B70^{\circ}$ - 90°) δεξιόστροφο, πιθανά το νεότερο - Τεταρτογενούς ηλικίας. Παρατηρούνται επίσης δεξιόστροφα βόρειας και αριστερόστροφα βορειοδυτικής διεύθυνσης, αντιθετικά το πρώτο στη βορειοανατολικής και το δεύτερο στην ανατολικής διεύθυνσης φάση (Allen & Allen 1990, Παυλίδης προσ. επικ.).

Από τους Mercier (1968) και Μουντράκη (1976) έχει διαπιστωθεί μία μετα-Ολιγοκαινική τεκτονική φάση με κυρίαρχες δεξιόστροφες μετατοπίσεις Α και ΒΑ διεύθυνσης. Μετά το Μειόκαινο οι Mercier et al. (1987, 1989) και Μπαρμπάρουςης & Σημαιάκης (1989) διαπιστώνουν την ύπαρξη δύο ανεξάρτητων τεκτονικών φάσεων εφελκυσμού. Η πρώτη κατά το Πλειόκαινο, με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, και η δεύτερη το Τεταρτογενές, με διεύθυνση Β.ΒΔ-Ν.ΝΑ. Οι Pavlidis et al. (1990) διαπιστώνουν την ύπαρξη δεξιόστροφων οριζόντιων μετατοπίσεων κατά το Πλειο-Τεταρτογενές.

Ορισμένα από τα παραπάνω δεν συμφωνούν με τις παρατηρήσεις υπαίθρου. Μία ΒΑ διεύθυνσης Πλειοκαινική φάση εφελκυσμού δεν επιτρέπει τη δημιουργία φλεβών τροφοδοσίας Β-ΒΑ διεύθυνσης, καθώς αυτές διευθετούνται κάθετα στη διεύθυνση του ελάχιστου τανιστή (σ_{\min}). Αντίθετα, μία τεκτονική φάση με κυρίαρχες αριστερόστροφες οριζόντιες μετατοπίσεις ΒΑ διεύθυνσης δε επιτρέπει. Επίσης μία Τεταρτογενής φάση εφελκυσμού Β.ΒΔ διεύθυνσης δεν μπορεί να δημιουργήσει δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης Α διεύθυνσης. Κρίνεται αναγκαία η λεπτομερέστερη τεκτονική μελέτη της ορεινής περιοχής, καθώς φαίνεται πως οι κινήσεις οριζόντιας μετατόπισης είχαν καθοριστικό ρόλο τόσο κατά το Πλειόκαινο (ΒΑ αριστερόστροφες) όσο και κατά το Τεταρτογενές (Α δεξιόστροφες).

Στην πεδιάδα της Αλμωπίας οι ηφαιστειοκλαστικές αποθέσεις τέμνονται από δύο συστήματα ρηγμάτων: 'Ενα κύριο ΒΑ.Α-ΝΔ.Δ ($B60^{\circ}$ - 80°) διεύθυνσης και ένα δεύτερο ΒΔ-ΝΑ ($B120^{\circ}$ - 160°) διεύθυνσης. 'Όλα τα ρήγματα είναι σχεδόν κατακόρυφα και οι μεταπτώσεις κυμαίνονται από 1 έως 10m. Το ΒΑ.Α σύστημα φαίνεται να είναι το πιο πρόσφατο και πιθανά ενεργό, καθώς σε ορισμένα σημεία παρατηρείται να τέμνει και τα υπερκείμενα εδάφη. Οι Μπαρμπάρουςης & Σημαιάκης (1989) το κατέγραψαν επίσης ως ενεργό. Παρατηρείται συστηματική κλίση των ρηγμάτων αυτών προς τα ΝΔ.Ν (Εικ. 5) με μετάπτωση προς την ίδια κατεύθυνση.

Οι διευθύνσεις των στρωμάτων των ηφαιστειοκλαστικών αποθέσεων είναι συστηματικά ΒΑ.Α και οι κλίσεις τους μεταξύ 7° και 15° προς Β.ΒΔ (Εικ. 6). Οι κλίσεις αυτές δεν μπορούν να εξηγηθούν παρά μόνο σαν αποτέλεσμα τεκτονικών



Εικ. 6: Σχηματική αναπαράσταση της δημιουργίας της πεδιάδας της Αλμωπίας. Α: Ανώτ. Πλειόκαινο, Β: Σήμερα. 1: προηφαιστειακό υπόβαθρο, 2: θόλοι, 3: ηφαιστειοκλαστικά, 4: Τεταρτογενείς αποθέσεις.

Fig. 6: Schematic representation of Almopia basin formation. A: Upper Pliocene, B: Today, 1: prevolcanic basement. 2: domes, 3: volcaniclastics, 4: Quaternary deposits.

μεταποθετικών κινήσεων. Οι μηχανισμοί απόθεσης αυτών των προϊόντων (λασπορέυματα και πυροκλαστικά ρεύματα) απαιτούν την ύπαρξη αντίθετης κατεύθυνσης κλίσεων (N.ΝΔ) της ίδιας τάξης μεγέθους (Lowe 1976a; 1976b; Fisher & Schmincke 1984) ώστε να μπορέσουν να κινηθούν από την ορεινή προς την πεδινή περιοχή και να φτάσουν στις θέσεις που εμφανίζονται σήμερα, έως τη Νάουσα. Καθώς δε οι ανώτερες ηφαιστειοκλαστικές αποθέσεις της πεδιάδας είναι σύγχρονες ή έπονται των τελευταίων ηφαιστειακών εκδηλώσεων (1,9-1,8Ma), η πεδιάδα της Αλμωπίας μπορεί να θεωρηθεί ένα Τεταρτογενές τεκτονικό βύθισμα, το οποίο είναι πιθανά ενεργό. Στην εικόνα 6α παρουσιάζεται μία σχηματική αναπαράσταση της παλαιομορφολογίας και λιθοστρωματογραφίας στο τέλος του Αν. Πλειόκαινου ενώ στην εικόνα 6β δίνεται η σημερινή μορφολογία και λιθοστρωματογραφία. Το βάθος του προηφαιστειακού υποβάθρου στην περιοχή Σωσάνδρας είναι γνωστό από τη γεωθερμική γεώτρηση Alm-1 (Μπαρμπαρούσης & Σημαιάκης 1989).

Ο ρόλος των ΒΔ ρηγμάτων περιορίζεται στη διαμόρφωση των ανατολικών και δυτικών περιθωρίων της λεκάνης. Τέτοια διεύθυνση έχουν επίσης οι κοίτες των παλαιοχειμάρων στην πεδινή περιοχή.

ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΚΑΙ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

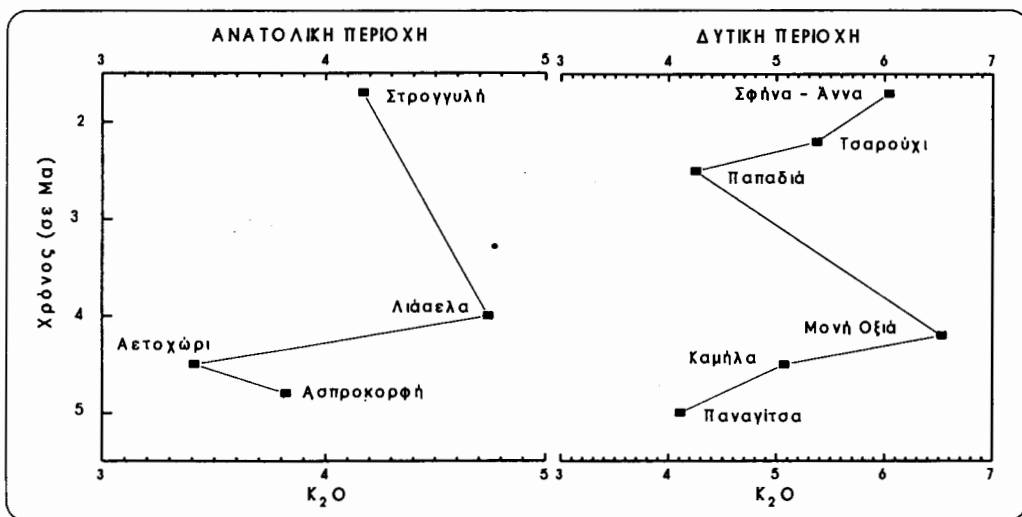
Η ηφαιστειακή δραστηριότητα εκδηλώνεται μόνο στην ορεινή περιοχή του Βόρα. Κατά το Κατώτερο Πλειόκαινο καλύπτει όλη την περιοχή, από το Αετοχώρι έως την Καλή Πεδιάδα, ενώ στο Ανώτερο Πλειόκαινο περιορίζεται μόνο στο δυτικό τμήμα.

Η εκρηκτική ηφαιστειακή δράση υπήρξε πολύ έντονη σε όλη τη διάρκεια εκδήλωσης των ηφαιστειακών επεισοδίων. Αυτό υποδηλώνει ο μεγάλος όγκος των ηφαιστειοκλαστικών προϊόντων τα οποία προέρχονται από επαναπόθεση πυροκλαστικών σχηματισμών, η έντονη

φυσალიδοποίηση των κλαστών ακόμα και των λατυπών κατάρρευσης θόλων, καθώς και η ύπαρξη αδιατάρακτων πυροκλαστικών αποθέσεων στην ορεινή και πεδινή περιοχή, προϊόντων μεγάλων εκρηκτικών γεγονότων. Μακρινές αποθέσεις αυτών των εκρήξεων έχουν αποθεθεί και διατηρηθεί σε λιμναίες Πλειοκαινικές λεκάνες της βόρειας Ελλάδας, όπως αποδεικνύεται στην Πτολεμαΐδα.

Για τις τεκτονικές διεργασίες στην περιοχή, διαπιστώνεται σοβαρός ρόλος των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης (BA αριστερόστροφα και A δεξιόστροφα) στο Πλειόκαινο και Τεταρτογενές. Δεν υπάρχουν τα απαραίτητα στοιχεία για ολοκληρωμένη εκτίμηση καθώς η έρευνα αυτή δεν είχε τέτοιο στόχο. Κατά το Πλειόκαινο στην ορεινή περιοχή υπήρξε ένα ομαλό σχετικά ανάγλυφο με πολλές μικρές λίμνες γύρω από τους θόλους, καθώς εντοπίζονται πολλές μικρές εμφανίσεις οριζόντιων λιμναίων αποθέσεων. Οι δομές απόθεσης των ηφαιστειοκλαστικών υποδεικνύουν επίσης κάτι αντίστοιχο. Σχετικά ομαλή υπήρξε και η μετάβαση από την ορεινή στην πεδινή περιοχή. Το τεκτονικό βύθισμα της λεκάνης της Αλμωπίας δημιουργείται κύρια στο Τεταρτογενές, αφού έχουν αποθεθεί νοτιότερα οι ανώτεροι πυροκλαστικοί και επικλαστικοί σχηματισμοί. Η συνεχής βύθιση προς τα Ν.ΝΑ κατά μήκος ρηγμάτων ΒΑ.Β διεύθυνσης, η οποία παρατηρείται στη λεκάνη της Αλμωπίας, φαίνεται να είναι γενικότερο χαρακτηριστικό μίας ευρύτερης ζώνης που εκτείνεται νοτιότερα του Βόρα (Παυλίδης 1985; προσ. επικ.).

Σε ό,τι αφορά στη μαγματική εξέλιξη και τα πετρογενετικά μοντέλα, δεν έχουν ολοκληρωθεί οι αναλύσεις (ορυκτοχημεία, σπάνιες γαίες, ισότοπα) που θα επέτρεπαν ένα πλήρη σχολιασμό. Πρέπει να διευκρινιστεί ο ρόλος των βασικών εγκλεισμάτων καθώς συναντώνται σε όλες σχεδόν τις λάβες, και για τα οποία υπάρχουν ορισμένες ενδείξεις διαδικασιών μίξης διαφορετικών μαγμάτων. Για τις τάσεις εξέλιξης στο χρόνο και το χώρο, είναι εμφανής η γενική τάση αύξησης του K_2O και μείωσης του SiO_2 (Εικ. 2) από τα ανατολικά προς τα δυτικά και από τα νεότερα προς τα παλαιότερα προϊόντα. Το φαινόμενο όμως δεν είναι τόσο ομαλό όσο παρουσιάζεται αρχικά. Στην Εικόνα 7 είναι εμφανής μία περιοδική ρυθμική τάση διακύμανσης του K_2O στο χρόνο, τόσο στη δυτική όσο



Εικ. 7: Διακύμανση του K_2O στο χρόνο

Fig. 7: K_2O variation versus time

και στην ανατολική πλευρά, τάση που δεν μπορεί να εξηγηθεί με υπεραπλουστευτικά εξελικτικά μοντέλα υποβύθισης (Pe-Piper & Piper 1989). Τέτοια μοντέλα αδυνατούν επίσης να εξηγήσουν την παύση της ηφαιστειακής δραστηριότητας κατά το Τεταρτογενές, παρά τη βέβαια ύπαρξη τεκτονικής εφελευκμού πιθανά ενεργής έως σήμερα.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Ευχαριστώ τον καθηγητή μου Γ. Ελευθεριάδη, τους καθ. Γ. Χριστοφίδη και Μ. Φυτίκα, τον Π. Δαλαμπάκη και τον συν. Ν. Κολιό για τη βοήθεια και την ωφέλιμη συνεργασία και συζήτηση τόσο στην ύπαιθρο όσο και στο γραφείο. Τον συν. Α. Γαλέο για την ουσιαστική βοήθειά του κατά την πρώτη αναγνωριστική φάση της εργασίας στα δύσβατα παρθένα δάση του Βόρα. Τους καθ. F. Innocenti, P. Manetti, A. Sbrana, Σ. Παυλίδη και Δ. Μουντράκη για τις γόνιμες συζητήσεις πάνω σε προβλήματα του χώρου. Τους φοιτητές Σ. Μελετιλίδη και Μ. Καμπασακάλη για τη βοήθεια στην ύπαιθρο.

Η εργασία αυτή χρηματοδοτήθηκε από το έργο ΠΔΕ "Μελέτη Νεότερης Ηφαιστειότητας Ελλάδας" της Δ/σης Ενεργειακών Πρώτων Υλών του ΙΓΜΕ, και δεν θα ήταν δυνατή χωρίς τη βοήθεια του διευθυντή της Κ. Κούκουζα τον οποίο ευχαριστώ ιδιαίτερα.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ALLEN, P.A and ALLEN, J.R. (1990). Basin analysis. Principles and applications. Blackwell Scientific. Publ., London, 451pp.
- ΑΝΑΣΤΟΠΟΥΛΟΣ, Ι.Χ. και ΚΟΥΚΟΥΖΑΣ, Κ.Ν. (1972). Γεωλογική και κοιτασματολογική μελέτη νοτίου τμήματος λιγνιτοφόρου λεκάνης Πτολεμαΐδος. ΙΓΕΥ, Γεωλ. Γεωφ. Μελέται Νο 1, XVI, 117-121.
- BEVERAGE, J.P. and CULBERTSON, J.K. (1964). Hyperconcentrations of suspended sediment. *American Society of Civil Engineers, Proceedings, Hydraulics Division Journal*, vol 90, 117-128.
- BELLON, H. - JARRIGE, J.J. and SOREL, D. (1979). Les activites magmatiques egeennes de l'Oligocene a nos jours et leurs cadres geodynamiques. *Donnees nouvelles et synthese. Rev. Geol. dynam. Geogr. phys.*, 21, 41-55.
- ΒΟΥΓΙΟΥΚΑΛΑΚΗΣ, Γ. και ΚΟΥΚΟΥΖΑΣ, Κ.Ν. (1994). Πυροκλαστικές αποθέσεις λεκάνης Πτολεμαΐδας : Ορίζοντας χαρακτηριστικής άμμου (υπό έκδοση).
- ΓΑΛΕΟΣ, Α. (1993). Γεωλογικό φύλλο χάρτη Βιτολίστε - Προμάχοι 1: 50.000. ΙΓΜΕ (υπό έκδοση).
- CAREY, S. and SIGURTSSON, H. (1989). The intensity of plinian eruptions. *Bull. Volcanol.* 51, 28-40.
- CAS, R.A.F. and WRIGHT, J.V. (1988). *Volcanic Successions, Modern and Ancient*, 528pp, London, Unwin Hyman.
- CHORIANOPOULOU, P., GALEOS, A. and IOAKIM, CH. (1985). Pliocene lacustrine sediments in the volcanic succession of Almopias, Macedonia, Greece. In DIXON, J.E. and ROBERTSON A.H.F. (eds) : *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Special Publication of the Geological Society* No. 17, Blackwell Scientific. Publ., 795-806, Oxford.
- ΕΛΕΥΘΕΡΙΑΔΗΣ, Γ.Ε. (1977). Συμβολή εις την μελέτην των ηφαιστειογενών πετρωμάτων της Νοτίου Αλμωπίας. Διδ. Διατρ., Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, 182 σ.
- FISHER, R.V. (1979). Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *J. Volcanol. Geother. Res.* 6, 305-318.
- FISHER, R.V. and SCHMINCKE, H.U. (1984) *Pyroclastic Rocks*. Berlin, Springer Verlag, 472p.
- IOAKIM, Ch. (1984). Analyse palinologique des depots lacustres du Pliocene

- de Ptolemais (Grece setentrionale). *Paleobiologie continentale*, Montpellier, XIV, N°2, 315-332.
- KOLIOS, N., INNOCENTI, F., MANETTI, P., PECCERILLO, A. and GIULIANI, O. (1980). The Pliocene Volcanism of the Voras Mts (Central Macedonia, Greece). *Bull. Volcanol.* 43-3, 553-568.
- LOWE, D.R. (1976a). Grain flow and grain flow deposits. *Jour. Sed. Petrology*, 46, 188-199.
- LOWE, D.R. (1976b). Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. *Sedimentology* 23, 285-308.
- MARAKIS, G. and SIDERIS, C. (1972). Petrology of the Edessa Area Volcanic Rocks, Western Macedonia. *Bull. Volcanol.* 36, 462-472.
- MERCIER, J. and SAUVAGE, J. (1965). Sur la geologie de la Macedoine Centrale : Les tufs volcaniques et les formations volcano-detritiques Pliocenes a pollens et spores d'Almopias (Grece). *Ann. geol. des Pays Hellen.* 16, 188-201.
- MERCIER, J. (1968). Contribution a l'etude du metamorphism et de l'evolution magmatique des zones internes des Hellenides. *Ann. geol. des Pays Hellen.* 20, 597-792.
- MERCIER, J., SOREL, D. and SIMEAKIS, K. (1987). Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone : the Aegean Arc from the Pliocene to the Present. *Ann. Tectonicae*, vol 1, n 1, 20-39.
- MERCIER, J., SOREL, D., VERGELY, P. and SIMEAKIS, K. (1989). Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Research* 2, 49-71.
- ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ, Δ. (1976). Η συμβολή εις την γνώσιν της γεωλογίας του βορείου ορίου των ζωνών Αξιού και Πελαγονικής εις την περιοχή Κ. Λουτρακίου - Ξηρας (Αλμωπίας). Διδ. Διατρ. ΑΠΘ, Θεσσαλονίκη, 164σ.
- ΜΠΑΡΜΠΑΡΟΥΣΗΣ, Γ. και ΣΗΜΑΙΑΚΗΣ, Κ. (1989). Η γεωθερμική έρευνα στη λεκάνη της Αλμωπίας - Αριδαίας Ν. Πέλλας. Αδημ. εκθ. ΙΓΜΕ, 53σ.
- NEWHALL, C.G. and SELF, S. (1982). The Volcanic Explosivity Index : an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *J. Geophys. Res.* 87, 1231-1238.
- ΠΑΥΛΙΔΗΣ, Σ. (1985). Νεοτεκτονική εξέλιξη της λεκάνης Φλώρινας - Βεγορίτιδας - Πτολεμαΐδας, Δ. Μακεδονία. Διδ. Διατρ. ΑΠΘ. Επιστημονική επετηρίδα της σχολής Θετικών Επιστημών, παρ. 43, τομ. 23.
- PAVLIDIS, S., MOUNTRAKIS, D., KILIAS, A. and TRANOS, M. (1990). The role of strike-slip movements in the extensional area of Northern Aegean (Greece). A case of transtensional tectonics. *Ann. Tectonicae*, vol IV, n. 2, 196-211.
- PE-PIPER, G. and PIPER, D.J.W. (1989). Spatial and temporal variation in Late Cenozoic back-arc volcanic rocks, Aegean Sea region. *Tectonophysics*, 169, 113-134.
- PYLE, D.M. (1989). The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. *Bull. Volcanol.* 51, 1-15.
- ΣΑΠΟΥΝΤΖΗΣ, Η., ΕΛΕΥΘΕΡΙΑΔΗΣ, Γ., ΧΡΙΣΤΟΦΙΔΗΣ, Γ. και ΠΑΠΑΧΑΡΙΣΗΣ, Ν. (1980). Περί των ηφαιστειακών υλικών των ευρεθέντων εντός των ιζημάτων της πόλεως Θεσσαλονίκης. *Ann. Geol. Pays Hell.* XXX, 1, 154-174.
- SCOTT, K.M. (1988). Origins, Behavior, and Sedimentology of Lahars and Lahar-Runout Flows in the Toutle-Cowlitz River System. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 1447 - A, 74p.

- SIEBERT, L. (1984). Large volcanic debris avalanches : characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *J. Volcan. Geoth. Res.* 22, 163-197.
- SMITH, G.A. (1986). Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment : Terminology and depositional process. *Geol. Soc. Am. Bull.* 97, 1-10.
- ΣΟΛΔΑΤΟΣ, Κ.Τ. (1955). Οι ηφαισιότητες της Αλμωπίας. Διδ. Διατρ. ΦΜΣ του ΑΠΘ, Θεσσαλονίκη, 65σ.
- ΣΥΡΙΑΔΗΣ, Γ.Ε. (1990). Λιθοστρωματογραφική βιοστρωματογραφική και παλαιογεωγραφική μελέτη των Νεογενών-Τεταρτογενών ιζηματογενών σχηματισμών της Χερσονήσου Χαλκιδικής. Διδ. Διατρ. Τμ. Γεωλογίας ΑΠΘ, Θεσσαλονίκη, 243σ.
- WALKER, G.P.L. (1981). The Waimihia and Hatepe plinian deposits from the rhyolitic Taupo volcanic center. *New Zeal. J. Geol. Geophys.* 24, 305.