

Πρακτικά	δου	Συνεδρίου	Μότιος	1992
Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.	Τομ.	XXVIII/2	σελ.	Αθήνα
Bull. Geol. Soc. Greece	Vol.		187-198	1993
			pag.	Athens

ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

ΔΗΜ.ΚΙΣΚΥΡΑ

Abstract

The volcanoes of the Aegean area are studied from the geological and petrochemical point of view. Emphasis is placed in the case of the Santorini volcanoes. Attention has been called to the study of the evolution process of the magma differentiation in their magma chambers. Cases of these magma chambers isolation from the asthenosphere (mantle) are also examined. On the basis of the obtained data it is to suggest that the kind of the rocks of the last eruption of an Aegean volcano makes it easy to conclude, if this volcano is able to undergo or not new eruptions. Thus, in the case of alkali rhyolites the question is a discharged magma chamber, i.e. of an extinct volcano, whereas the presence of dacites with tendency to rhyolite indicates a serious weakness of the magma chamber, i.e. a magma hardly able to erupt at the surface.

A. Εισαγωγή

Όπως είναι γνωστό στην Ελλάδα υπάρχουν τρία ενεργά ηφαιστεια. Η Σαντορινή με τελευταία έκρηξη το 1950, η Νίσυρος, που το 1873 και 1888 παρουσίασε μικροεκρήξεις και το Καμένο Βουνό στα Μέθανα, όπου η τελευταία του έκρηξη χρονολογείται το 250 π.Χ. Τα ηφαιστεια αυτά ανήκουν στο λεγόμενο ηφαιστειακό τόξο του Νότιου Αιγαίου, Εικ.1. Από γεωτεκτονική άποψη τα ηφαιστεια του τόξου αυτού αντιστοιχούν στην επακόλουθη σιαλική ηφαιστειότητα της αλπικής ορογένεσης υπό την έννοια του Stille (1940), δηλ. έχουν τροφοδοτηθεί από συνρογενετικό μάγμα και επιπλέον συνδέονται με επιμήκη ρήγματα (Κισκύρας 1964, σ.95). Στην ίδια κατηγορία υπάγονται και τα ηφαιστεια Δυτ.Μακεδονίας και Εύβοιας. Σε ό,τι αφορά την ηλικία των αναφερθέντων ηφαιστειών μπορεί να ειπωθεί ότι η επακόλουθη ηφαιστειότητα στην περιοχή του Αιγαίου άρχισε πρώτα από Βορρά (Μακεδονία-Θράκη) κατά το Ολιγόκαινο και επεκτάθηκε αργότερα κατά το Μειόκαινο, στα νησιά του Βορ.Αιγαίου και κατά το Πλειόκαινο στα νησιά του Νοτ.Αιγαίου, όπου εξακολούθησε μέχρι τις ημέρες μας. Εδώ θα πρέπει να σημειωθεί ότι η τριτογενής-τεταρτογενής ηφαιστειότητα στην Ελλάδα παρουσίασε μία μετανάστευση εκτός της γνωστής από Α προς Δ και μία άλλη από Β προς Ν, όπως η ωρίμανση των ελληνικών γεωσυγκλίτων αλπικού τύπου (Κισκύρας, 1985). Εκτός από τα ανδειστικά ηφαιστεια στην Ελλάδα παρουσιάζονται και άλλα ηφαιστεια, που έδωσαν υπαλκαλικές έως αλκαλικές λάβες (Κτενας, 1935). Εδώ πρόκειται για τα ηφαιστεια, τα οποία συναντώνται κατά προτίμηση σε μεταμορφωμένες ζώνες (Πελαγονική, Ροδόπη) π.χ. αυτά της Θεσσαλίας, Ψαθούρας, Λήμνου, Σάμου, Πάτμου, Κώ, κ.λ.π. Στις περιπτώσεις αυτές ο σχηματισμός των ηφαιστειών συνδέεται με εγκάρσια ρήγματα εφελκυσμού, τα οποία έδωκαν την δυνατότητα στο υποκείμενο βασαλτικό μάγμα να ανέβει σε υψηλότερους οριζόντες, ακόμα και στην επιφάνεια χωρίς να υποστεί έντονο διαφορισμό.

Η ύπαρξη τόξου ανδειστικών ηφαιστειών στο Αιγαίο σε συνδυασμό με την εμφάνιση σεισμών με εστία ενδιάμεσου βάθους οδήγησε τον Κισκύρα (1960) στο συμπέρασμα ότι η θάλασσα του Αιγαίου από γεωτεκτονική άποψη ομοιάζει προς αυτήν της Ιαπωνίας, των Αντιλλών και του τόξου των Ανατολικών Ινδιών, που σημαίνει ότι και εδώ θα πρέπει να αναζητηθούν θετικές ανωμαλίες βαρύτητας και επιπλέον τον ώθησε στην υπόθεση ότι κάτω από το Αιγαίο θα δρουν ρεύματα μεταφοράς (convection currents) με ανοδική φορά σε

On the volcanism in the Aegean area

Dem.A.Kiskyras,

Dr.Geologist, Dr.Geophysist, Kyprou 40, 112 52 Athens

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

διεύθυνση περίπου από Α προς Δ, δηλ. προς το Ιόνιο και επιπλέον ότι τέτοια ρεύματα μπορεί να παρουσιασθούν και σε αλπικές γεωσυγκλινείς περιοχές, που συνορεύουν με κρατονικό πυθμένα βαθιάς θάλασσας, αλλά προχωρούν σε μικρότερο βάθος απ' ό,τι ισχύει για τον Ειρηνικό ωκεανό. Όπως είναι γνωστό ο πυθμένας του Ιονίου αποτελεί τμήμα της αρχαιότατης μάζας Gondwana και συνεπώς αντιστοιχεί προς τμήμα ωκεανού. Τα δεδομένα αυτά μαζί με την παρουσία ενός νησιωτικού τόξου παράλληλου προς το ηφαιστειακό και την εμφάνιση οφιολίθων και μπλέ σχιστολίθων στην περιοχή του Αιγαίου ώθησαν αργότερα αρκετούς ερευνητές (Caruto et al. 1970, McKenzie 1970, Dewey-Bird 1970-1971, Ninkovich-Hays 1971 κ.λ.π.) να δεχθούν την ισχύ της θεωρίας των τεκτονικών πλακών (P.T.) και στην περιοχή του Αιγαίου. Σύμφωνα με τη θεωρία αυτή ο σχηματισμός των ηφαιστειών στο Νοτ.Αιγαίο οφείλεται στην παραγωγή ενεργού μάγματος από την τήξη τμήματος της Αφρικανικής πλάκας, όταν εισέρχεται στην ασθενόσφαιρα (μανδύα). Αργότερα διατυπώθηκαν πολλές αντιρρήσεις για τη σύνδεση του σχηματισμού των ανδρσιτικών πετρωμάτων του ηφαιστειακού τόξου Νοτ.Αιγαίου με την υποτιθέμενη υποπροέλαση (subduction) της Αφρικανικής πλάκας κάτω από το Αιγαίο (Kiskyras 1978 and 1982, Kiskyras and Papayannopoulou-Economou 1982, Κισκύρας 1982, Κισκύρας και Παπαγιαννοπούλου-Οικονόμου 1984, Κισκύρας 1987, Κισκύρας 1990).

Στην παρούσα μελέτη θα αναφερθούν περιληπτικά οι κυριότερες αντιρρήσεις για τη σύνδεση των ανδρσιτικών ηφαιστειών του Αιγαίου με την υποτιθέμενη υποπροέλαση (subduction) της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την περιοχή του Αιγαίου. Κατόπιν θα αναζητηθούν γεωλογικά και πετρολογικά στοιχεία, τα οποία μπορούν να βοηθήσουν στην πληρέστερη κατανόηση της εξελικτικής πορείας των ηφαιστειών της περιοχής του Αιγαίου και στην εξήγηση συμπερασμάτων για το μέλλον τους.

Β. Οι κυριότερες αντιρρήσεις στην άποψη ότι τα ηφαιστεια του Αιγαίου συνδέονται με την υποτιθέμενη υποπροέλαση (subduction) της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ελλάδα.

1. Αν η γένεση των ελληνικών ανδρσιτικών ηφαιστειών είχε σχέση με την υποτιθέμενη υποπροέλαση της Αφρικανικής πλάκας από Ν προς Β κάτω από την περιοχή του Αιγαίου, όπως δέχονται οι οπαδοί της θεωρίας των P.T., τα ηφαιστεια Σουσακι, Μέθανα, Πόρος, Αίγινα, Μήλος, Σαντορίνη (Θήρα) και Νίσυρος θα έπρεπε να είναι παλαιότερα από τα ηφαιστεια Αντίπαρος, Πάτμος και Σάμος, τα οποία βρίσκονται βόρεια από τα αναφερόμενα ηφαιστεια (Kiskyras 1978). Για τον ίδιο λόγο θα έπρεπε και τα ηφαιστεια αυτά να είναι παλαιότερα από εκείνα της Εύβοιας, Αγ.Ευστρατίου και Λήμνου, που βρίσκονται βορειότερα, ενώ ισχύει το αντίθετο. Όπως είναι γνωστόν, τα μόνα ενεργά ελληνικά ηφαιστεια παρουσιάζονται στο Νότιο Αιγαίο.

2. Η διάταξη των ηφαιστειών του Νοτ.Αιγαίου σε τόξο με την κυρτή πλευρά τους προς νότο μπορεί να εξηγηθεί, αν θεωρήσουμε το τόξο αυτό ως τομή της μαγματικής ζώνης με ένα επίπεδο, το οποίο μπορεί να είναι επιφάνεια μετώπτωσης ή κατερχόμενη πλάκα τύπου subduction. Έτσι, το ηφαιστειακό τόξο του Νοτ.Αιγαίου ως προβολή της τομής αυτής πάνω στη γήινη επιφάνεια θα αποτελεί τμήμα τόξου μικρού κύκλου, η πολική απόσταση του οποίου μετρούμενη σε μοίρες αντιστοιχεί στην κλίση της πλάκας αυτής. Έτσι, στην περίπτωση αυτή, όπου η πολική απόσταση του ηφαιστειακού τόξου είναι $2^{\circ}30'$ (απόσταση Σαντορίνης από Χίο) προκύπτει ότι η υποτιθέμενη υποπροέλαση της Αφρικανικής πλάκας θα γίνεται με γωνία $2^{\circ}30'$, αντί της αναμενόμενης 30° . Τούτο σημαίνει ότι η πλάκα αυτή θα έχει κάτω από τη Σαντορίνη προχωρήσει σε βάθος $h=9,6\text{km}$, ενώ η θεωρία των P.T. δέχεται πολύ μεγαλύτερο βάθος, $h > 100\text{km}$ (Kiskyras 1978, Κισκύρας 1982).

3. Η εξήγηση, την οποία δίνουν οι οπαδοί της θεωρίας των P.T. για την εμφάνιση λαβών, π.χ. στην Κώ και Αντίπαρο, με υψηλότερο ποσοστό σε K_2O απ' ό,τι στις λάβες τις Σαντορίνης, δηλ. ότι στην πρώτη περίπτωση η ζώνη subduction έχει προχωρήσει βαθύτερα στην ασθενόσφαιρα, δεν εξηγεί για πιά λόγο στις νήσους Κώ και Πάτμο, παρουσιάζονται και λάβες πτωχές σε K_2O . Στην περίπτωση όμως αυτή η πιθανότερη εξήγηση είναι ότι εδώ πρόκειται για εμπλουτισμό μερικών λαβών σε K_2O , λόγω διαφορισμού του μάγματος (Kiskyras 1978) κατά τον οποίο πρώτα δεσμεύονται σε ορυκτά τα στοιχεία Ca, Mg και Fe και πολύ αργότερα τα αλκάλια και ιδιαίτερα το κάλιο με μεγάλη ιοντική ακτίνια $r=1,38\text{\AA}$. Εξάλλου η άποψη ότι οι πλούσιες σε K_2O λάβες, προέρχονται από μεγαλύτερο βάθος δεν ευσταθεί από πετροχημική άποψη. Τα καλιούχα ορυκτά και γενικώς τα ελαφρά και εύτηκτα υλικά ανέρχονται στον ανώτερο ορίζοντα της μαγματικής ζώνης (Kiskyras 1990).

4. Η άποψη ότι οι πλούσιες σε K_2O λάβες προέρχονται από βαθύτερα (δηλ. θερμότερα) τμήματα της ασθενόσφαιρας έρχεται σε αντίθεση και με την παρατήρηση ότι στις λάβες αυτές επικρατεί η σχέση $\text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{FeO}$, δηλ. έχουμε παρουσία ορυκτών, κατά το σχηματισμό των

οποίων αποβάλλεται θερμότητα. Στην περίπτωση όμως αυτή θα έπρεπε να ισχύει το αντίθετο, δηλ. να σχηματίζονται ορυκτά, που απορροφούν θερμότητα και συνεπώς να ισχύει $FeO > Fe_2O_3$. Η πιθανότερη εξήγηση είναι ότι τόσο η αύξηση του K_2O όσο και του Fe_2O_3 , είναι αποτέλεσμα διαφορισμού του μάγματος.

5. Εφόσον γίνεται δεκτόν ότι η παρουσία των ηφαιστειών του Νοτ.Αιγαίου σε τόξο, του οποίου η κυρτή πλευρά είναι προς Νότον οφείλεται σε τομή του μανδύα με το επίπεδο μιάς ζώνης subduction, η θέση αυτών θα είναι ανεξάρτητη από τη μικρή ή μεγάλη προχώρηση της ζώνης subduction μέσα στο μανδύα. Τούτο σημαίνει ότι όλες οι θέσεις των ηφαιστειών, η γένεση των οποίων οφείλεται στο αναφερθέν αίτιο, θα βρίσκονται πάνω στο λεγόμενο ηφαιστειακό τόξο του Νοτ. Αιγαίου. Συνεπώς, τα ηφαίστεια, που είναι βόρεια του τόξου αυτού, δεν μπορεί να έχουν γενετική σχέση με την αναφερόμενη ζώνη subduction, με την οποίαν οι οπαδοί της θεωρίας των P.T. συνδέουν το σχηματισμό των ηφαιστειών του αναφερθέντος τόξου.

6. Αν δεχθούμε ότι ο σχηματισμός των ελληνικών ηφαιστειών οφείλεται σε μάγμα, το οποίο παράγεται από βύθισμα της Αφρικανικής πλάκας μέσα στον γήινο μανδύα, τότε παραμένει ανεξήγητος ο περιορισμός των ελληνικών ηφαιστειών σε λίγες μόνο θέσεις και όχι σε όλη την έκταση του τόξου, εφόσον υποτίθεται ότι η πλάκα αυτή τέμνει το μανδύα αυτόν σε όλο το μήκος του τόξου. Εξάλλου, εφόσον πιστεύεται ότι η Αφρικανική πλάκα, με τη βύθιση της οποίας συνδέουν το σχηματισμό του μάγματος, εξακολουθεί να βυθίζεται στην ασθενόσφαιρα, θα έπρεπε να συνεχίζονταν οι εκρήξεις όλων των άλλων ηφαιστειών του Αιγαίου. Το γεγονός όμως ότι έχουν σταματήσει οι εκρήξεις των ηφαιστειών αυτών μπορεί να εξηγηθεί, αν υποθέσουμε ότι εδώ σημαντικό ρόλο έχουν παίξει τοπικοί παράγοντες (Κισκύρας 1990) δηλ. ότι εξαντλήθηκε το ρευστό υλικό των μαγματικών θαλάμων, που τροφοδοτούσαν τα ηφαίστεια αυτά, για τον πιθανότερο λόγο ότι διακόπηκε η επικοινωνία τους με την κεντρική πηγή, δηλ. το γήινο μανδύα. Ετσι, θα πρέπει να υποθέσουμε ότι είτε η Αφρικανική πλάκα δεν προχωρεί κάτω από το Αιγαίο, είτε αν προχωρεί δεν ευνοεί την προσκόμιση νέου μάγματος και συνεπώς δεν προκαλεί ηφαιστειακές εκρήξεις.

Γ. Ηφαίστεια της περιοχής Σαντορίνης

Από τα αναφερθέντα ελληνικά ηφαίστεια ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει το ηφαίστειο της Σαντορίνης (Θήρας) όχι μόνο επειδή σε παλαιότερες εκρήξεις του 1500 π.Χ. περίπου αποδόθηκε (Marinatos 1939) η καταστροφή του Μινωικού πολιτισμού, αλλά και για το λόγο ότι στο σημερινό αιώνα παρουσίασε πολλές εκρήξεις, ώστε να έχει δημιουργήσει φόβους για μελλοντικές καταστροφές. Η παλαιότερη εκρήξη ηφαιστείου της Σαντορίνης, που η ηλικία της έχει προσδιορισθεί κατά προσέγγιση από αρχαιολογικές και ιστορικές έρευνες, είναι η Μινωική εκρήξη γύρω στο 1500 π.Χ., με την οποία συνδέεται ο σχηματισμός της γνωστής Ίαλδέρας. Κατόπιν ακολουθεί η εκρήξη, στην οποία οφείλεται ο σχηματισμός της Παλαιάς Ίσμηνης (νήσου Ιεράς) μέσα στο χώρο της Καλδέρας περίπου το 197 π.Χ. Οι νεώτερες εκρήξεις έχουν ιστορικά χρονολογηθεί (βλ. Πίν.Α). Οι ραδιολογικές όμως μετρήσεις (Seward et al 1980) έδειξαν ότι το κατώτερο στρώμα από την κίσηρη (Bu) της Σαντορίνης έχει ηλικία ερίπου 100.000 χρόνια και ότι η πρώτη ηφαιστειακή εκρήξη στην περιοχή αυτή θα έγινε ερίπου πριν ένα εκατομμύριο χρόνια. Από τα παλαιά ηφαίστεια, γνωστά είναι το Ακρωτήρι, η Ήρα, ο Σκάρος, ο Μικρός Προφήτης Ηλίας, το Μεγάλο Βουνό και η Θηρασία, (βλ. Εικ.2.)

Αν λάβουμε υπόψη ότι μετά τη Μινωική εκρήξη του 1500 π.Χ. περίπου επικράτησε στην περιοχή της Σαντορίνης ηρεμία στην ηφαιστειακή δραστηριότητα μέχρι το 197 π.Χ., δηλ. για διάστημα 1300 χρόνια και κατόπιν οι ηφαιστειακές εκρήξεις συνεχίσθηκαν με ταχύτερο ρυθμό, (βλ. Πίν.Α) μπορούμε να πούμε ότι: με την πάροδο του χρόνου δημιουργήθηκαν ινθές, που έδωκαν στο μάγμα, το οποίο υπήρχε στο θάλαμο κάτω από την περιοχή της Σαντορίνης, τη δυνατότητα να αποκτά ταχύτερα εκρηκτική φάση. Αυτό προϋποθέτει ελάττωση της μάζας των ρευστών υλικών του θαλάμου, εφ' όσον με τη μείωση του όγκου του ρευστού μάγματος επιταχύνεται η ψύξη του εναπομεινάντος μέσα στο μαγματικό θάλαμο με συνέπεια ταχύτερη στερεοποίηση των εύηκτων υλικών του. Με τη στερεοποίηση όμως μέρους του μάγματος τα ελευθερούμενα απ' αυτό αέρια περιορίζονται σε μικρότερο όγκο ρευστού μάγματος με αποτέλεσμα την αύξηση της εκρηκτικότητας τους ικανότητας. Τα ίδια μπορεί να ισχύουν και στην περίπτωση, κατά την οποία το μάγμα έχει ανέβει σε μικρό βάθος κάτω από την επιφάνεια. Όπως προκύπτει από τον Πίν.Α η δυναμικότητα των ηφαιστειών της Σαντορίνης εξαρτάται από το χρόνο ηρεμίας των ηφαιστειών αυτών. Το ίδιο και η έκταση της εκρηκτικής περιόδου, η οποία σε γενικές γραμμές μεγαλώνει με αυξανόμενο χρόνο ηρεμίας. Ηλικία των ηφαιστειών της Σαντορίνης, που προέρχονται από τα τελευταία 1300 ετη.

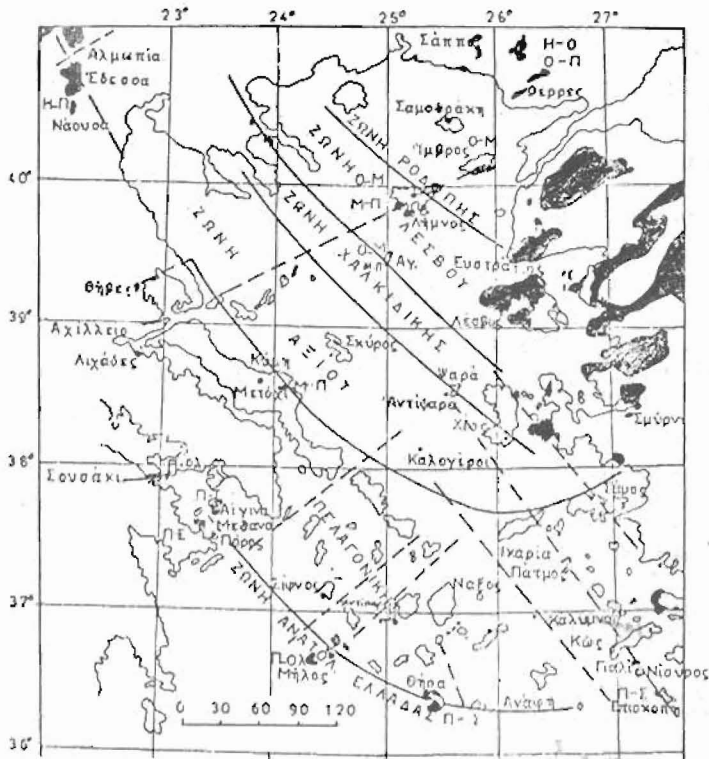
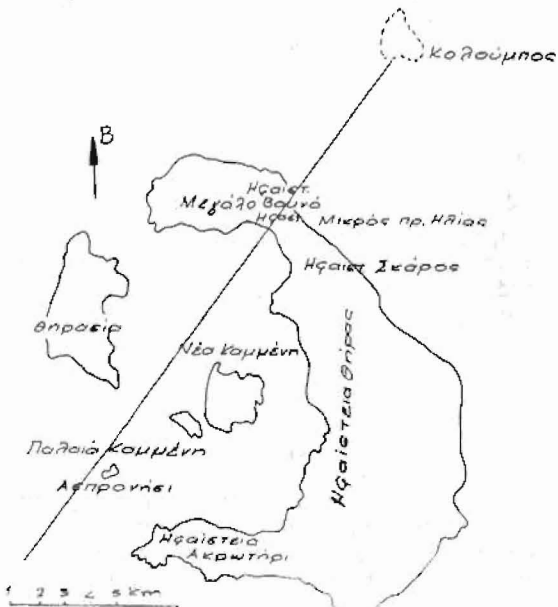


Fig.1: Map of the volcanic rocks in Greece (black blots)
H-O= Eocene - Oligocene, O-M= Oligocene - Miocene, O-Π= Oligocene - Pliocene, Π-T= Pliocene - Quaternary, Π-ΟΛ= Pliocene - Holocene (Alluvium), Π-Σ= Pliocene - Present time (Kiskyras 1985).



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

Fig.2: Map of the volcanoes in the Santorini area.

Πίν.Α. Ηφαιστειακές εκρήξεις στην περιοχή της Σαντορίνης

<u>Ηφαιστειακή Σαντορίνης</u>	<u>Ηφαιστειακή Δοσστ.</u>	<u>Καλυφθείσα Επιφ.</u>	<u>Παρατηρήσεις</u>
Δόμος Λιάτσικα	10 Ι.-2.ΙΙ. 1950 (24 ημέρες)	8000 m ²	
Δομος Νίκη	24.ΧΙ.1940-1.ⅦΙΙ.1941 (220 ημέρες)	170000 m ²	Ηρεμία 8,5 έτη
Δόμοι Schmidt Α και Β	12.ⅦΙΙ-15.ΧΙ.1940 (126 ημέρες)	231000 m ²	
Δόμος Reck	13.ΧΙ.1939-9.ⅦΙΙ.1940 (240 ημέρες)	376000 m ²	
Δόμος Fouque	23ΙΧ-25.ΧΙ.1939 (64 ημέρες)	132500 m ²	
Δομος Κτενά	20.ⅦΙΙΙ-1.ΙΧ.1939 (13 ημέρες)	9850 m ²	Έχουν καλυφθεί από τις λάβες δόμ. Κτενά : Ηρεμία 11,5 έτη
Δομοι Τριτωνα και Νεοπλασμα	23.Ι.-17.ΙΙΙ.1928 (55 ημέρες)	8000 m ²	Έχει καλυφθεί από λάβες του δόμ. Νίκης Ηρεμία 2 έτη
Ηφαιστειο Δάφνη	11.ⅦΙΙΙ.1925-21.5.1928 (3/4 έτη)	980000 m ²	Ηρεμία 55 έτη
Γεώργιος και Αφρόεσσα+	26.Ι.1866-15.Χ.1870 (4,7 έτη)	1842500 m ²	Ηρεμία 155 έτη
Νέα Καμμένη+ +	23.Ⅴ.1707-11.ΙΧ.1711 (4,3 έτη)		Ηρεμία 134 έτη
Μικρά Καμμένη	1570-1573		Ηρεμία 113 έτη
Ηφαιστειο καταβυθισθέν	1457		Ηρεμία 731 έτη
" "	726		Πλησίον Παλ.Καμμένης Ηρεμία 680 έτη
Μικρά νήσος+ + +	46		Ηρεμία 27 έτη
Νήσοι Θεία και Ιερά+ + +	19 μΧ		Ηρεμία 216 έτη
Παλαιά Καμμένη	197 πΧ		Ηρεμία 1250 έτη
Μινωϊκή έκρηξη	1650-1450 πΧ περίπου		Ανώτερη σειρά κισ- σήρων (Β ₀) Ηρεμία 9500 έτη περίπου
Νήσος Στρογγύλη	11000 πΧ περίπου		Μεσαία σειρά κισ- σήρων (Β _m)
Ηφαιστεια Θήρας+ Σκάρου	50000 περίπου		Κατώτερη σειρά κισ- σήρων (Β _u)
Ηφαιστεια Θήρας, Μικρού Προφήτη Ηλία Θηρασίας	100000 περίπου		
Μεγάλου Βουνού και Ακρωτήρι			
Πρώτα Ηφαιστεια Ακρωτήρι	1000000 περίπου		

Ηφαιστειακά υλικά Μινωϊκής έκρηξης 18 km³ σε όγκο

Ηφαιστειακά υλικά μετά-Μινωϊκών εκρήξεων 2,5 km³ σε όγκο

+ Κατά την περίοδο 1866-1870 εκτός από τις ηφαιστειακές νήσους Γεώργιος και Αφρόεσσα παρουσιάστηκαν άλλα οκτώ (8) νησίδια, που έχουν ενωθεί σήμερα με τη Μικρά Καμμένη, Νέα Καμμένη, Γεώργιο και Αφρόεσσα. (Reck, 1936). Πάνω στη Νέα Καμμένη βρίσκονται επίσης όλα τα ηφαιστεια που αναφέρονται ως δόμοι (Georgalas, 1962).

+ + Η ηφαιστειακή έκρηξη του 1650 (26.ΙΧ-6.ΧΙΙ) έγινε έξω από την Καλδέρα στον ύφαλο Κολούμπο.

+ + + Έχει ενωθεί με την Παλαιά Καμμένη.

Ετσι, κατά την έκρηξη του 1866/70, που ακολούθησε έπειτα από ηρεμία του ηφαιστείου 155 έτη, τα αποβλήθέντα ηφαιστειακά υλικά έφθασαν στα $224 \cdot 10^6 \text{m}^3$, ενώ κατά την έκρηξη του 1925/26, που έγινε έπειτα από ηρεμία 55 έτη, η ποσότητα των ηφαιστειακών υλικών μειώθηκε στα $108 \cdot 10^6 \text{m}^3$. Στην επόμενη έκρηξη του 1928, δηλ. έπειτα από δύο έτη η ποσότητα των ηφαιστειακών υλικών περιορίστηκε μόνο στα $0,04 \cdot 10^6 \text{m}^3$. Η δυσανάλογη αυτή μείωση των ηφαιστειακών υλικών σημαίνει επιπλέον ότι η δυναμικότητα των ηφαιστειών αυτών δεν εξαρτάται μόνον από το χρόνο της ηρεμίας τους. Εξάλλου στον Πίν.Α φαίνεται ότι με μειούμενο χρόνο ηρεμίας ελαττώνεται και η έκταση, που έχουν καλύψει τα ηφαιστειακά υλικά χωρίς όμως να υπάρχει κανονική αναλογία. Εδώ θα πρέπει να δεχθούμε ότι η διαπιστωθείσα εξάρτηση της ηφαιστειακής δραστηριότητας από το χρόνο ηρεμίας του ηφαιστείου οφείλεται στο ότι κατά το χρόνο ηρεμίας συντελείται ο διαφορισμός του μάγματος, που είναι απαραίτητος για την ενεργοποίησή του, η οποία θα προκαλέσει την ηφαιστειακή έκρηξη. Ο βαθμός όμως διαφορισμού ενός μάγματος δεν εξαρτάται μόνον από το χρόνο ηρεμίας του ηφαιστείου, αλλά και από άλλους παράγοντες, πχ από τη θέση του μαγματικού θαλάμου, που παίζει σημαντικό ρόλο στην ψύξη του μάγματος. Τούτο έχει σαν αποτέλεσμα οι ηφαιστειακές εκρήξεις να γίνονται με άνισα χρονικά διαστήματα ηρεμίας. Αλλά και η διάρκεια της ηφαιστειακής δραστηριότητας δεν εξαρτάται μόνον από το διαθεσίμο υλικό στο μαγματικό θάλαμο, αλλά και από τη δυνατότητα εξόδου αυτού από τον κρατήρα. Ετσι μπορεί να εξηγηθεί το ότι οι μικρές ηφαιστειακές εκρήξεις των Καρμένων Σαντορίνης έχουν δώσει διαφορετικά ποσά ηφαιστειακών υλικών. Συμφωνα με τα αναφερθέντα επιτρέπεται να υποθέσουμε ότι η εκρηκτική περίοδος κατά τη Μινωική εποχή πρέπει να ήταν πολύ μεγάλη, τουλάχιστον 200 έτη, αφού άρχισε έπειτα από 9500 έτη ηρεμίας (Pilcher-Kussmaul 1980). Τούτο έρχεται σε συμφωνία προς νεώτερες απόψεις (Hammer et al 1987 και Cadogan 1987) οι οποίες βασίζονται σε δεινδροχρονολογήσεις και παγοχρονολογήσεις, που έγιναν έπειτα από προηγούμενες ραδιοχρονολογήσεις και δείχνουν ότι η Μινωική έκρηξη της Σαντορίνης έγινε το 1645 πΧ. Τα στοιχεία των μετρήσεων αυτών παρουσιάζουν ενδείξεις ότι η εκρηκτική περίοδος του ηφαιστείου αυτού κατά τη Μινωική εποχή είχε διάρκεια τουλάχιστον από το 1688 μέχρι το 1428 πΧ, που διαμορφώνει την άποψη για μεγάλη διάρκεια σχηματισμού της Μινωικής καλδέρας της Σαντορίνης.

Η ασθενής ηφαιστειακή δραστηριότητα στην περιοχή της Θήρας κατά τις τελευταίες εκατονταετίες έδωσε αφορμή να προβληθεί το ερώτημα (Wolff 1937) αν το ηφαίστειο της Σαντορίνης πρέπει να θεωρηθεί ως ένα αποθνησκόν ηφαίστειο ή αν η αναζωπύρωση του (1925, 1926 και 1928) σημαίνει την αρχή ενός ανανεωμένου κύκλου ζωής του ηφαιστείου. Οι μεταγενέστερες και όλο ασθενέστερες εκρήξεις του το 1939/41 και 1950 σε συνδυασμό με τη μελέτη των χαρακτηριστικών φαινομένων των εκρήξεων αυτών οδήγησαν το Γεωργαλό (1980) στη σκέψη να συμπεριλάβει την πρώτη ομοψη του Wolff, δηλ. ότι εδώ πρόκειται για ηφαίστειο, που πνέει τα λοίσθια και ότι η πρόσφατη αναζωπύρωση του ηφαιστείου της Σαντορίνης ανήκει στην τελευταία αναλαμπή της μαγματικής δραστηριότητας της περιοχής αυτής. Λίγο πριν ο Κισκύρας (1974) είχε εκφράσει την άποψη ότι η Σαντορίνη δεν θα μπορούσε να εξακολουθήσει για πολύ καιρό τις εκρήξεις της, διότι από την πετροχημική μελέτη λαβών της με διαφορετική ηλικία προέκυψε ότι το ρευστό μάγμα στην εστία (θάλαμο) των Καρμένων Σαντορίνης μειώθηκε σημαντικά. Αργότερα, με βάση την εμφάνιση υπεραργιλικών πετρωμάτων στο ηφαιστειακό τόξο του Νοτ.Αιγαίου, τα οποία παρουσιάζουν τάση προς ρυόλιθο, υποστηρίχθηκε (Kiskyras 1983) ότι όχι μόνον τα ηφαίστεια Σαντορίνης, αλλά και αυτά της Νισύρου και Μεθάνων έχουν χάσει όλη τους σχεδόν την εκρηκτική ικανότητα και επιπλέον ότι έχει ήδη σημάνει το τέλος του ηφαιστείου της Σαντορίνης. Πρόσφατα (Κισκύρας 1990) ειδικά για το ηφαίστειο της Σαντορίνης αναφέρθηκε ότι έχει αρχίσει η παρακμή του, αλλά το μάγμα, από το οποίο τροφοδοτείται, έχει ακόμη μερικά περιθώρια να υποστεί και άλλο διαφορισμό, ώστε να δώσει στο μέλλον νέες εκρήξεις. Οι εκρήξεις όμως αυτές θα είναι πολύ περιορισμένες και ασήμαντες σε σύγκριση με τις προηγούμενες της Σαντορίνης, όπως και πολύ ασθενέστερες από τις σημερινές εκρήξεις του Βεζουβίου, που δίνει τεφριτικούς λευκιτίτες και της Αίτνας με θολειτίτη, δηλ. πετρώματα προερχόμενα από μάγματα, τα οποία έχουν αρκετά περιθώρια να υποστούν και άλλο διαφορισμό.

Δ. Αίτια, που προκάλεσαν την αποδυνάμωση της ηφαιστειακής δραστηριότητας στην περιοχή της Θήρας.

Η εξασθένηση της ηφαιστειακής δραστηριότητας στην περιοχή αυτή φαίνεται και από τη μείωση του ποσού των ηφαιστειακών προϊόντων. Η Μινωική έκρηξη πχ έδωσε ηφαιστειακά υλικά, που ημιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - ΑΓ. Πάπας Γεωλογίας ΑεΤΕΘ - Μινωικές εκρήξεις σε διάστημα 3500 ετών έδωκαν μόνο $2,5 \text{ km}^3$ (Heiken, Mc Ghy 1984 p.8481). Μείωση των

ροϊόντων ενός ηφαιστείου σημαίνει είτε εξάντληση των ρευστών υλικών μέσα στο μαγματικό άλαμο του ηφαιστείου αυτού, είτε πτώση της εκρηκτικής ικανότητας του μάγματος, που τροφοδοτούσε το ηφαιστείο. Οι τελευταίες εκρήξεις της Σαντορίνης (1925-1949) έδωκαν άβες αρκετά πλούσιες σε διοξείδιο του πυριτίου, $\text{SiO}_2 > 66\%$, αλλά με χαμηλές τιμές σε αγνήσιο $\text{MgO} < 2\%$, που σημαίνει ότι προέρχονται από μάγμα, το οποίο είχε υποστεί έντονο ιαφορισμό. Ο διαφορισμός αυτός είχε ως αποτέλεσμα τη στερεοποίηση και άλλων ρευστών υλικών και συνεπώς μείωση των φεμικών συστατικών του ρευστού μάγματος.

Από τη σύγκριση των λαβών προς τα ομοιογενή τους εγκλείσματα προκύπτει (Κισκύρας και Παπαγιαννοπούλου-Οικονόμου 1984 σ. 260) ότι η μείωση των φεμικών συστατικών τρουσιάζει τις ίδιες σχεδόν τιμές για τις λάβες των εκρήξεων Γεωργίου (1866-1870), της Ψφνης (1925/1926), Κτενά (1939) και Νίκης (1940/1941). Αν λάβουμε υπόψη ότι για τον τονο διαφορισμό μάγματος και το σχηματισμό ομοιογενών εγκλεισμάτων απαιτείται μεγάλη ιονική περίοδος, θα πρέπει να δεχθούμε ότι τα εγκλείσματα στις λάβες των (1925/1941) δεν ηματίσθηκαν μετά την εκρήξη του 1939 ή του 1925/1926, δηλ. σε τόσο μικρό χρονικό άστημα, αλλά πριν τις εκρήξεις 1866/1870. Οι εκρήξεις όμως αυτές δεν είχαν την ικανότητα να αποβάλλουν όλα στην επιφάνεια. Αυτό έγινε αργότερα όταν η συνεχιζόμενη ψύξη του γματος επιτάχυνε το διαφορισμό του μάγματος με αποτέλεσμα την έκλυση νέων αερίων, πτε το μάγμα να αποκτήσει εκρηκτική δύναμη, να υπερνικήσει την πίεση των υπερκείμενων τρωμάτων και τελικά να προκαλέσει νέα εκρήξη του ηφαιστείου (1925/1926) μικρότερη ως σε ένταση απ' αυτήν των ετών 1866/1870. Το ίδιο μπορούμε να πούμε και για τις ύμενες μικρές εκρήξεις των 1928, 1939/1941 και 1950.

Η σχετικά υψηλή περιεκτικότητα των λαβών αυτών σε ασβέστιο ($\text{CaO} > 4\%$) πιθανότατα είλεται σε αφομοίωση μετά την απόσπασή του από το ασβεστολιθικό περιβλήμα του γματικού θαλάμου. Η αφομοίωση όμως των υλικών αυτών θα συνοδεύεται με αποβολή μότητα στο περιβάλλον και συνεπώς θα προκαλεί ψύξη του μάγματος, η ρποία μόνο κατά ι ποσοστό θα αντισταθμίζεται από τη θερμότητα, που παράγεται κατά την οξειδωση του C σε Fe_2O_3 (Εξώθερμη αντίδραση). Ετσι, όμως θα συνεχίζεται ο διαφορισμός του γματος και η στερεοποίηση και άλλων υλικών του με αποτέλεσμα τη μείωση του ρευστού ού στο θάλαμο αυτό. Εδώ όμως θα πρέπει να τονισθεί ότι το μάγμα, που βρίσκεται στο αμο κάτω από την περιοχή των Καμμένων, δεν θα εξακολουθήσει να αφομοιώνει ασβέστιο ι το ασβεστολιθικό του περιβλήμα για το λόγο ότι με το διαφορισμό, που έχει υποστεί, λουτισθηκε σε αλκάλια και έτσι τα ελευθερούμενα αέρια HCl και HF , τα οποία θα ρούσαν να δράσουν χημικώς στον ασβεστόλιθο και να προκαλέσουν έκλυση CO_2 , θα υν μικρά περιθώρια προς την κατεύθυνση αυτή (Κισκύρας 1990). Με τις εκρήξεις όμως ες του ηφαιστείου των Καμμένων επέρχεται μείωση των ρευστών υλικών και αερίων στο ματικό θάλαμο. Τούτο σημαίνει αποδυνάμωση (εξασθένηση) της εκρηκτικής ικανότητας ηφαιστείου αυτού.

Σε ό,τι αφορά τα άλλα ηφαιστειακά κέντρα της Σαντορίνης, π.χ. το Ακρωτήρι, που ρείται ως το παλαιότερο της περιοχής αυτής, μπορούμε να πούμε ότι έχει υποστεί πλήρη τθένηση. Τούτο προκύπτει από την εμφάνιση υπεραργιλικών πετρωμάτων με τάση προς ιθο, που σημαίνει ότι το μάγμα, τα οποίον είχε παραμείνει στο μαγματικό θάλαμο, δεν ούσε ήδη από την εποχή, η οποία ακολούθησε αμέσως μετά το σχηματισμό των ωμάτων αυτών, να υποστεί άλλο διαφορισμό και να δώσει νέες εκρήξεις. Εξάντληση έχουν πει και οι μαγματικοί θάλαμοι, που τροφοδότησαν όλα τα άλλα παλαιά ηφαιστεια της ρχής Σαντορίνης, όπως συμπεραίνεται από το ότι τα ηφαιστεια της Θήρας έχουν δώσει ιακιπικούς τόφφους, το ηφαιστείο Σκάρος π.χ. έδωκε υαλοδακίτικες λάβες, ενώ τα στεια του Μικρού Προφήτη Ηλία δακίτη, το ηφαιστείο Μεγάλο Βουνό οξίνους ανδειςίτες ιolls 1971, Pichler-Kussmaul 1980) και το ηφαιστείο Θηρασία υπεραργιλικούς δακίτοειδείς γρας 1983). Συνεπώς και αυτά τα ηφαιστεια δεν μπορούν να δώσουν άλλες εκρήξεις στο ν.

Για το υποθαλάσσιο ηφαιστείο Κολούμπος, που βρίσκεται 6,5 km ΒΑ της Σαντορίνης δρασε από 26.ΙΧ μέχρι 6.ΧΙΙ του 1650, δεν υπάρχουν πολλά στοιχεία. Από την ανάλυση πτειακών δειγμάτων γνωρίζουμε ότι το ηφαιστείο έδωκε οξίνα ανδειςίτικα πετρώματα. Η ρχημική εξέταση των δειγμάτων αυτών επιτρέπει να υποθέσουμε ότι προέρχονται από α, που μπορεί να υποστεί και άλλο διαφορισμό και συνεπώς να δώσει άλλες εκρήξεις. Η ι αυτή ενισχύεται και απο την παρατήρηση ότι το ηφαιστείο αυτό βρίσκεται στην ερική πλευρά του ηφαιστειακού τόξου του Νοτ.Αιγαίου, όπου η ηφαιστειακή τηριότητα διαρκεί και αργότερα απ' ό,τι στην εξωτερική πλευρά του τόξου αυτού (ρας 1990/1992) ηφαιστειακή θάλαμος. Τη γημιακή έδωκε υαλοδακίτικα υλικά και αθόνο υδρόθεια, που μεταφέρθηκε πολλές δεκάδες

χιλιόμετρα μακριά, μπορούμε να πούμε τα εξής: Η άφθονη παρουσία H_2S και CO_2 , που θεωρούνται ως τα λιγώτερα πτητικά από τα άλλα αέρια και χαρακτηρίζουν ατμιδική φάση του ηφαιστίου, σε συνδυασμό με την εκτίναξη πολλών πυροκλαστικών υλικών, αφήνει να υποθέσουμε ότι το μάγμα, το οποίο τροφοδότησε το ηφαιστείο αυτό, προέρχεται από μεγαλύτερο βάθος απ' ό,τι στα άλλα ηφαιστειακά κέντρα της περιοχής Σαντορίνης και επιπλέον ότι η έκρηξη του ηφαιστίου αυτού θα κατέστη δυνατή έπειτα από τη στερεοποίηση μεγάλου ποσοστού μάγματος, που είχε ως αποτέλεσμα την έκλυση μεγάλων ποσοτήτων αερίων, ικανών να υπερικήσουν την πίεση των υπερκείμενων πετρωμάτων και να τα διαρρήξουν. Όλα αυτά σε συνδυασμό με το γεγονός ότι η μόνη γνωστή έκρηξη του ηφαιστίου αυτού είχε μικρή διάρκεια (70 ημέρες) επιτρέπει να διατυπωθεί η άποψη ότι το ηφαιστείο Κολούμπος έχει εξασθενήσει και συνεπώς δεν πρόκειται να δώσει στο μέλλον άλλες επικίνδυνες εκρήξεις, άλλωστε είναι μακριά από κατοικημένες περιοχές. Αντίθετα, στα ηφαιστεια της ομάδας Χριστιάνων, 18km ΝΔ της Σαντορίνης (νησίδα: Χριστιάνη, Ασκανία και Εσαχτή ή Μέρμυγκας) όπου διαπιστώθηκε παρουσία ανδεσιίτη από τους Friedlaender-Sonder βλ. Philippson (1959, p. 185) δακτιοειδή από τον Ktenas (1935) και ανδεσιτικών-δακτικών λαβών και ρυολιθικών κισσήρων από τους Murad-Puchelt (1976) η τροφοδότησή τους υποτίθεται ότι έγινε από μαγματικό θάλαμο με μικρό βάθος. Στην περίπτωση αυτή πρόκειται για παλαιά ηφαιστεια, πιθανώς σύγχρονα ή κατά τι παλαιότερα απ' αυτά στο Ακρωτήριο, που δεν μπορεί να δώσουν άλλες εκρήξεις.

Ε. Πετροχημικά στοιχεία που αναφέρονται στη μελλοντική εξέλιξη των άλλων ελληνικών ηφαιστείων.

Στο βόρειο Αιγαίο ο ηφαιστειακός κίνδυνος, σύμφωνα με τα υπάρχοντα στοιχεία φαίνεται ότι έχει από πολύ καιρό εκλείψει. Τα ηφαιστεια, που έδρασαν εκεί κατά το Τεταρτογενές, στη Θεσσαλία πχ τα ηφαιστειακά κέντρα Θήβες, Αχίλλειο και Πορφυριών, δεν είναι δυνατόν να δώσουν νέες εκρήξεις και στην περίπτωση ακόμη, στην οποία υπάρχει ρευστό μάγμα στους θαλάμους, απ' όπου αυτά τροφοδοτήθηκαν (Κισκύρας 1964 και 1974). Το ίδιο μπορεί να ειπωθεί για τα ηφαιστεια Βορ.Σποράδων, Αγ.Ευστρατίου, Λήμνου και Λέσβου. Από τη μικρή περιεκτικότητα των λαβών των ηφαιστειών αυτών σε SiO_2 σε συνδυασμό με την έντονη παρουσία FeO σε αυτές συμπερινοείται, ότι το μάγμα, από το οποίο προέρχονται οι λάβες αυτές, δεν είχε υποστεί έντονο διαφορισμό, πού μπορεί να εξηγηθεί, αν δεχθούμε ότι οι μαγματικοί θάλαμοι των ηφαιστειών αυτών βρίσκονται σε μεγαλύτερο βάθος απ' ό,τι οι θάλαμοι του ηφαιστειακού τόξου στο Νοτ.Αιγαίο. Στις περιπτώσεις αυτές η ψύξη του μάγματος προχωρεί βραδύτατα, συνεπώς και η κρυστάλλωση των βασικών υλικών. Έτσι, το μάγμα, που έχει απομείνει εκεί θα πρέπει να υπερικήσει μεγάλη εξωτερική πίεση, δηλ. αυτήν, την οποία εξασκούν τα υπερκείμενα πετρώματα, που έχουν μεγάλο πάχος πάνω στην οροφή του μαγματικού θαλάμου για να μπορέσει να προκαλέσει έκρηξη, πράγμα αδύνατο με τις υπάρχουσες συνθήκες στο Βορ.Αιγαίο, εφόσον μεγάλο μέρος από τα αέρια του μάγματος, όπως και τα ευκολοπτητικά συστατικά του, έχουν μεταφερθεί στα περιβάλλοντα πετρώματα υπο μορφή θερμών διαλυμάτων.

Εδώ θα πρέπει να αναφερθεί ότι η άποψη (Μαρίνος 1963) κατά την οποία οι δύο μικρές λίμνες Ζιλέρια της περιοχής Αλμυρού-Θεσσαλίας είναι εμβρυώδη ηφαιστεια τύπου maar, αντικρούσθηκε (Κισκύρας βλ. Μαρίνος) για το λόγο ότι το μάγμα, που τροφοδότησε τα γειτονικά ηφαιστεια Αχίλλειο και Θηβαι-Θεσσαλίας, δεν φαίνεται ότι είχε πολλά αέρια. Στην περίπτωση αυτή πρόκειται πιθανότατα για κρατήρες, οι οποίοι σχηματίσθηκαν από πτώση μετεωριτών στην περιοχή αυτή. Το θέμα αυτό βρίσκεται υπό εξέταση.

Τα τεταρτογενή ηφαιστεια του Κεντρικού και Νότιου Αιγαίου, π.χ. της Χίου, Σάμου, Πάτμου και Αντιπάρου, που έδωκαν λάβες με $SiO_2 > 70\%$ και $FeO > Fe_2O_3$, θεωρούνται ως κατάλοιπα διαφορισμού μάγματος σε μικρό βάθος (Κισκύρας 1964 σ.104). Οι λάβες αυτές, παρόλον που έχουν υποστεί ισχυρό διαφορισμό (υψηλή περιεκτικότητα σε SiO_2) παρουσιάζουν εντούτοις περίσσεια FeO . Η περιορισμένη οξειδωση του FeO σε Fe_2O_3 θα πρέπει να αποδοθεί σε ταχέως διαφορισμό μάγματος, τον οποίο προκάλεσε η ταχεία ψύξη του λόγω του μικρού βάθους των μαγματικών θαλάμων, που δεν διευκόλυνε ανάλογα την οξειδωση του σιδήρου. Το γεγονός εξάλλου ότι οι λάβες των ηφαιστειών αυτών έχουν πολύ μικρή περιεκτικότητα σε φερρικά συστατικά, ενώ αντίθετα είναι πλούσια σε αλκάλια και SiO_2 , αφήνει να υποθεσουμε ότι το μάγμα, που απέμεινε μετά το σχηματισμό των λαβών αυτών, δεν έχει πολλά περιθώρια να υποστεί άλλο ένα διαφορισμό. Ειδικά για το ηφαιστεια, που έδωκεν αλκαλικούς ρυολιθούς, όπως αυτά της Αντιπάρου, Μήλου, Κω, Πατμού, Σάμου, Χίου και Λέσβου, έχει τονισθεί (Κισκύρας 1964 σ.104) ότι πρόκειται για ηφαιστεια που τροφοδοτήθηκαν από ένα ρευστό μάγμα, το οποίο στην περίπτωση, κατά την οποία στο μαγματικό τους θάλαμο υπήρχε ένα ρευστό μάγμα, το

οποίο όμως δεν μπορεί να αφομοιώσει αλλά υλικά από τα περιβάλλοντα πετρώματα. Σε όλες αυτές τις περιπτώσεις έχει διακοπεί η επικοινωνία των μαγματικών θαλάμων με την κύρια δεξαμενή μάγματος, δηλ. το γήινο μανδύα, με αποτέλεσμα να μην γίνεται ανανέωση των υλικών, που θα μπορούσαν να προκαλέσουν εκρήξη. Έτσι εξηγείται το γεγονός ότι όλα σχεδόν τα ηφαιστεια του Αιγαίου έχουν σήμερα σταματήσει (Κισκύρας 1964, 1978 και 1982 επίσης Kiskyras and Papayannopoulou-Economou 1981/82).

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

1.- Τα ηφαιστειακά κέντρα του Βορ.Αιγαίου έχουν τροφοδοτηθεί από μάγμα, που δεν είχε υποστεί έντονο διαφορισμό και θα μπορούσε συνεπώς να δώσει νέες εκρήξεις. Το μάγμα όμως αυτό βρίσκεται σε μεγάλο βάθος και στο μεταξύ έχει απωλέσει σημαντικό μέρος από τα πτηνικά του, τα οποία έχουν μεταφερθεί υπο μορφή θερμών διαλυμάτων στο γύρω πετρώματα, ώστε τα εναπομεινάντα αέρια και υδρατμοί να μην επαρκούν για να υπερνικήσουν την εξωτερική πίεση στα τοιχώματα του μαγματικού θαλάμου και να προκαλέσουν ηφαιστειακή έκρηξη. Για το λόγο αυτό αντικρούθηκε και η άποψη ότι οι δύο μικρές λίμνες Ζιλέρια Αλμυρού-Θεσσαλίας είναι εμβρυϊκή ηφαιστεια τύπου maar. Στην περίπτωση αυτή πρόκειται πιθανότατα για κρατήρες από πτώση μετεωριτών στην περιοχή αυτή.

2.- Οι αλκαλικές ρυολιθικές λάβες στα ηφαιστειακά κέντρα του Κεντρικού και Νότιου Αιγαίου με $SiO_2 > 70\%$ και με $FeO > Fe_2O_3$ προέρχονται από μάγμα, το οποίο είχε υποστεί έντονο διαφορισμό, λόγω του μικρού του βάθους κάτω από τη γήινη επιφάνεια με αποτέλεσμα να μειωθεί σημαντικά το εναπομεινάν ρευστό υλικό στο μαγματικό θαλάμο. Έτσι δεν μπορεί αυτό να υποστεί νέο διαφορισμό σε βαθμό, που θα προκαλούσε νέες ηφαιστειακές εκρήξεις.

3.- Η ηφαιστειακή ομάδα της Σαντορίνης παρουσίασε μεγάλη εξασθένηση τις τρεις τελευταίες χιλιετίες, εφόσον στη Μινωική έκρηξη του 1500 πΧ, περίπου, έδωσε $18 km^3$ λάβες και αναβλήματα, ενώ στα 3500 έτη, που ακολούθησαν, τα ηφαιστεια των Καμμένων, στα οποία περιορίσθηκε όλη σχεδόν η δραστηριότητα των ηφαιστειακών εκρήξεων της Σαντορίνης, έδωκαν το ποσό των $2,5 km^3$. Κατά την περίοδο αυτήν η ηφαιστειακή δραστηριότητα παρουσίασε μια σαφή μείν, όχι όμως και κανονική εξάρτηση από το χρονικό διάστημα ηρεμίας, που μεσολαβεί μεταξύ των εκρήξεων. Αυτό πρέπει να οφειδοθεί στους παράγοντες: χρόνο διαφορισμού του μάγματος, που ελαττώνεται με τη μείωση της διάρκειας ηρεμίας του ηφαιστείου και ταχύτητα διαφορισμού του μάγματος, η οποία αυξάνει με τη μείωση του ρευστού υλικού και την ανύψωση του μαγματικού θαλάμου.

4.- Η μικρή περιεκτικότητα των λαβών των Καμμένων Σαντορίνης σε φερρικά συστατικά δείχνει ότι αυτές προέρχονται από μάγμα, το οποίον είχε υποστεί έντονο διαφορισμό, που δικαιολογείται από το μικρό βάθος του μαγματικού θαλάμου της περιοχής, χωρίς όμως να έχουν αναπληρωθεί τα στερεοποιηθέντα υλικά από άλλα ρευστά. Αυτό σημαίνει εξάντληση των αποθεμάτων του μαγματικού θαλάμου σε ρευστό υλικό, που αποτελεί πιθανή ένδειξη ότι ο μαγματικός θάλαμος των ηφαιστειών αυτών έχει χάσει την επικοινωνία με την ασθενόσφαιρα. Συνεπώς δεν μπορεί η περιοχή των Καμμένων να δώσει στο μέλλον σημαντικές εκρήξεις.

5.- Οι όξινες λάβες των παλαιών ηφαιστειών της περιοχής Σαντορίνης (Άκρωτηρι, Θήρα, Μεγάλο Βουνό, Μικρός Προφήτης Ηλίας και Θηρασία) προέρχονται από μάγμα, που είχε υποστεί έντονο διαφορισμό από τη Μινωική εποχή με αποτέλεσμα να εξασθενήσει η εκρηκτική τους ικανότητα. Συνεπώς, δεν θα πρέπει να αναμένονται στο μέλλον άλλες ηφαιστειακές εκρήξεις από τα αναφερθέντα ηφαιστειακά κέντρα.

6.- Το μόνο ηφαιστειακό κέντρο της περιοχής Σαντορίνης, που θα μπορούσε να δώσει στο μέλλον εκρήξεις, είναι το υποθαλάσσιο κέντρο Κολούμπος, το οποίο βρίσκεται στην εσωτερική πλευρά του ηφαιστειακού τόξου του Νοτ.Αιγαίου, όπου η ηφαιστειακή δραστηριότητα παρουσιάζει μεγαλύτερη διάρκεια απ' ό,τι στην εξωτερική πλευρά του τόξου αυτού. Αλλά στην περίπτωση αυτή δεν θα πρόκειται για σοβαρές εκρήξεις, επειδή το ηφαιστειακό αυτό κέντρο βρίσκεται από καιρό σε στάδιο παρακμής, εφόσον η βραχύβια έκρηξη του 1650 ήταν πλουσιότερη σε διοξείδιο του άνθρακα και υδροθείο. Το γεγονός αυτό σε συνδυασμό με το ότι το κέντρο Κολούμπος εκτός του ότι είναι υποθαλάσσιο, τροφοδοτείται από μεγαλύτερο βάθος σε σύγκριση με τα άλλα ηφαιστειακά κέντρα της περιοχής, μειώνει την επικινδυνότητά του. Άλλωστε το ηφαιστειο αυτό βρίσκεται και μακριά από κατοικημένες περιοχές. Όλα τα άλλα ελληνικά ηφαιστεια πρέπει να θεωρούνται κλινικώς νεκρά υπό την ιατρική έννοια και όχι κοιμώμενα (dormant) όπως ήταν ο Βεζούβιος το 79, όταν κατέστρεψε την Πομπηία. Αυτό σημαίνει ότι μας προσφέρουν τις ήμερες πια δυνάμεις τους ανενόχλητα για εκμετάλλευση.

On the volcanism in the Aegean area
by Dem. A. Kiskyras

Summary

In the Aegean area andesitic (calc-alkaline) lavas occur along the so called "South Aegean Volcanic Arc" situated on the eastern section of the East Hellenic geosynclinal zone and they are mainly connected with longitudinal fractures. In contrast, the alkaline and sub-alkaline lavas appear in the metamorphic parts of the Aegean area, and they are usually connected with transversal fractures. The occurrence of these andesitic volcanoes in association with the manifestation of intermediate earthquakes in the Aegean area led Kiskyras (1960, 1964 and 1978) to the consideration of the hypothesis for the action of convection currents beneath the Greek region and furthermore for the presence of such convection currents in the alpine geosyncline areas, bounded by cratonic bottom of deep sea. Later on, McKenzie (1970) Ninkovich-Hays (1971) and many others tried to explain the volcanism and the occurrence of intermediate earthquakes in the Aegean area by the Plate Tectonic (P.T.) theory. According to this theory the genesis of the andesitic volcanoes in the Aegean area may be attributed to a northward subduction of the African plate beneath the Aegean area, which is downgoing into the mantle, resulting in the generation of magma by melting of the top of this plate. However, there are many volcanological and petrochemical data, which contradict the view that the Aegean andesitic volcanoes are related to any subduction. Thus, conform with the P.T. theory the arc-volcanoes (Milos, Santorini etc) should be older than the volcanoes of the islands Antiparos, Kos and Patmos situated northward of them, what is not the case. Furthermore, on the basis that the arrangement of the andesitic volcanoes at an arc convex to the south is due to the projection of a cross-section of the mantle by a subducting plate in the earth-surface, this arc may be an arc of a small circle, the pole of which lies near the island of Chios. The polar distance of this arc (Santorini-Chios) estimated to be about $2^{\circ}30'$, corresponds to the inclination of the subducting plate. This let determine the depth of their magma chamber to be less than 10km and no 100km or any more, as the adherents of the P.T. theory do. Besides, in this case all the Greek Neogene - Quaternary volcanoes should appear at sites of this arc only and not at others ones independently of the depth of the down going plate. In addition, the fact that calc-alkaline and alkaline lavas have been met at the same places (Kos and Patmos) does not support the view that the K_2O -rich lavas derive from deep layers of the mantle. On the other hand, in this case the K_2O -rich lavas should be associated with heat absorbed minerals (endothermal reaction) i.e. with minerals richer in FeO than in Fe_2O_3 , whereas here the opposite occurs.

Therefore, we cannot accept the view that the andesitic volcanoes of the South Aegean Volcanic Arc are associated with a subduction of the African plate dipping northward beneath the Aegean area. On the other hand, the volcanological and petrochemical data of the Aegean area support the view that the andesitic rocks in this arc have been derived from a synorogenic magma, i.e. a magma, which has assimilated materials from the geosyncline sediments and later due to local factors it has undergone a strong differentiation, generated by fractional crystallization, resulting in the formation of a wide variety of eruptive rocks. This paper aims mainly at the knowledge of the evolution conditions of the Greek volcanoes. On the basis of geological and petrochemical data obtained in this study it is concluded that:

1. The volcanic center in the North Aegean region have been fed with a magma subjected to a moderate differentiation, so that they should suffer new eruptions. But this magma has already lost a considerable portion of its gases, transported in the surrounding rocks in form of thermal solutions. Therefore, the pressure of the residual materials, gases and vapours, on the chamber roof does not overpower the external pressure, which is enormous due to the great depth of their magma chambers. That prevents the magma from any activeness, capable of producing new eruptions. With respect to the small Zigleria lakes near the Almyros (Thessaly) believed to be two volcano embryos (maar lakes) there is to say they are probably craters formed by meteorites, sticked the earth-surface.

2. On the contrary, the volcanic center in the Central and South Aegean area, characterized by alkali-hyalitic lavas, where $SiO_2 > 70\%$ and $FeO > Fe_2O_3$, are supplied with a magma, which due to its shallow depth has undergone a strong differentiation, resulting in the decrease of the liquid materials into the chamber, on the one hand, and in the reduction of its ferric ingredients, on the other, making it unable to produce some one volcanic eruption.

3. The group of the Santorini volcanic center, concentrated after the Minoan eruption all, excepted the Koloumbos volcano, into the caldera area have shown a remarkable weakness during the eruption. The total volume of the materials, erupted during the Minoan eruption, which is about $18km^3$, whereas the volume of

the lavas and tuffs, extruded from the new volcanoes, i.e. the Kammeni ones, is only 2.5km³. However, the weakness of the Santorini activity is supposed to have begun by the Minoan eruption, given that this eruption is accompanied with acid lavas and tuffs. Besides, the strength of the Santorini's eruptions, which shows a clear dependence on the duration of the quiescence period between them, became progressively weaker since the Minoan epoch. That was to be expected, because the repose interval between the Santorini's eruptions has been shortened in the last two centuries, given that the shortening of the repose period in the volcanoes does not favour the process of the magma differentiation, responsible for the eruptions. On the other hand, the residual magma become alkaline does not react on the limestone covering up the magma chamber, and assimilate Ca and Mg from the surrounding sediments, and not produce a CO₂ delivery necessary to activate it.

4. The low feric content of the Kammeni lavas let indicate that they are derived from a strongly differentiated magma, which in this case was solidified without having been replaced by other new molten materials. That may be considered as a good evidence that the molten materials in the magma chamber of the Kammeni volcanoes is already exhausted, what implies that not other serious eruptions are here to be expected.

5. On the basis of the view that the acid lavas and tuffs of the old volcanoes of Santorini (Akrotiri, Thera, Megalo Vouno, Mikros Profitis Ilias, Skaros and Therasia) have been also derived from a strongly differentiated magma, we can suggest, taking into consideration that their magma chamber is isolated from the asthenosphere, that all these volcanoes may be regarded as extinct volcanoes.

6. The only volcanic centre of the Santorini area, which might be able to suffer new eruptions, is the submarine volcano Koloumbos, laying in the internal side of the South Aegean Volcanic Arc, given that the volcanic activity lasts longer here than in the external side of this arc. But in this case the question will be of faible eruptions, given that the last eruption (1650) of short duration is characterized by the abundance of H₂S and CO₂ emission, piece of evidence that this volcano is fallen since long time into the decay stage. On the other hand, the great depth of the magma chamber of this volcanic centre, being deeper than that of all the other volcanic center of the Santorini area, will considerably reduce any risk of this volcano, which otherwise crops up far from inhabited districts. Thus, we can unreservedly say that the volcanic hazard in Greece is already dispalled.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Cadogan, G., 1987: Unsteady date of a big bang. *Nature* V.328 p.473.
- Caputo, G., F. Panza and D.Dostpish, 1970: Deep structure of the Mediterranean basin. *J.Geoph.Res.* 75, 4919-4923.
- Dewey, J.F. and J.M. Bird, 1970: Mountain Belts and the New Global Tectonics. *J.Geoph.Res* 75/15, 2625-2647.
- Dewey, J.F. and J.M. Bird, 1971: Origin and emplacement of the ophiolite suite. Appalachian ophiolites in New Foundland *J.Geoph.Res.* 76/14, 3177-3206.
- Friedrich, W., H.Pichler and S. Kussmaul, 1977: Quaternary pyroclastics from Santorini-Greece and their significance for the Mediterranean palaeoclimate. *Bull.geol.Soc.Denmark*, Vol.26 p.27-39, Copenhagen.
- Georgalas, G., 1962: Catalogue of the active volcanoes of the world, Part XII, Greece, Int. As^sociation of Volcanology, Roma.
- Georgalas, G. Die bedeutenderen charakteristischen Phaenomene des Ausbruches des Santorinivulkanes von 1939-1941. Υπό δημοσίευση στην Ε.Γ.Ε.
- Hammer, C.U., H.B. Clasen, W.L. Friedrich and H. Tauber, 1987: The Minoan eruption of Santorini in Greece dated to 1645 BC? *Nature* V.328, p.517-519.
- Heiken, Gr. and Fl. McCoy, Jr. 1984: Caldera development during the Minoan eruption, Thira, Cyclades, Greece. *J.Geoph.Res.* 89/10, p.8441-8462.
- Κακύρας, Δημ., 1960: Επί της γεωτεκτονικής καταστάσεως του ελληνικού χώρου. *Πρακτ. Ακαδ.Αθηνών* 35, σ.45-54.
- Κακύρας, Δημ. 1964: Μερικές σκέψεις για την ηφαιστειότητα και τεκτονική του Αιγαίου. *Δελτ.Ελλην.Γεωλ.Εταιρίας* VI, σ.84-102.
- Κακύρας, Δημ. 1974: Τα ηφαιστεια στην Ελλάδα. Σύμβολος των νέων. Εκδόσεις Ατλας, Σ.107-113, Αθήναι.
- Κακύρας, Δημ. 1982: Γεωλογικά και γεωφυσικά στοιχεία κατά της ισχύος της θεωρίας των τεκτονικών πλακών στον ελληνικό χώρο. *Πρακτ.Ακαδ.Αθηνών*, 57, 293-308.
- Κακύρας, Δημ. 1983: Ηφαίστεια στην Ελλάδα. Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

- και η από Β προς Ν καθυστέρηση κατά την ολική ορογένεση. Πρακτ.Ακαδ.Αθην.60, 646-673.
- Κισκύρας, Δημ. 1987: Γύρω από την ισχύ της θεωρίας των τεκτονικών πλακών στην Ελλάδα. Δελτ.Ελλην.Γεωλ.Εταιρίας XIX, σ.45-58.
- Κισκύρας, Δημ. 1990: Γεωλογική σημασία της παρουσίας στην Ελλάδα ηφαιστειακών πετρωμάτων πλουσίων σε αλκάλια και υπερκορεσμένων σε διοξείδιο του πυριτίου. Πρακτ.Ακαδ.Αθηνών, 1989, 64, σ.210-236.
- Κισκύρας, Δημ. 1992: Σουσαάκι: Το παλαιό ηφαιστειο και τα μεταηφαιστειακά προϊόντα του. Πρακτ.Δ.Διεθν.Συνεδρ.Πελοποννησιακών Σπουδών Κόρινθος, Σεπτέμβριος 1990.
- Kiskyras, D.A., 1978: The geotectonic state of the Greek area: Volcanism, Intermediate Earthquakes and Plate Tectonics, Thera and the Aegean World I. p.85-96, London.
- Kiskyras, D.A., 1982: Some remarks about the concept of the existence of a subduction zone in the Eastern Mediterranean. Symp. H.E.A.T., Athens 1981, V.1, p.269-283.
- Kiskyras, D.A., 1983: The genesis of the eruptive peraluminous rocks in Greece and their volcanological significance. Prakt.Akad.Athens 58.p.603-631.
- Kiskyras, D.A., 1990: Some remarks on the Plate Tectonics concept with respect to geological and geophysical problems in the Greek area. in Critical Aspects of the Plate Tectonics Theory V.1. p.215-244. Theophrastus Publ. Athens.
- Κισκύρας, Δημ.Α. και Αθ.Παπαγιαννοπούλου-Οικονομου, 1984: Μία συμβολή στη γνώση της προέλευσης των νεογενών και τεταρτογενών ηφαιστειακών πετρωμάτων του ελληνικού χώρου. Πρακτ.Ακαδ.Αθηνών 59, σ.255-274.
- Kiskyras, Dem.A. and Ath.Papayannopoulou-Economou, 1982: Igneous rocks in the Greek Area and Plate Tectonics.Symp.Hellen.Arc and Trench (H.E.A.T.) Athens 1981, Vol.1, p.284-289.
- Ktenas, C.A., 1927: L' eruption du volcan des Kamenis (Santorin) en 1925. II, Bull.Volc.No11-12, Napoli.
- Ktenas, C.A., 1935: Le groupe d'iles de Santorin. Contribution a l'etude des laves tertiaires et quaternaires de la mer Egee.Pragm.Akad.Athènes A/4.
- Marinatos, Sp. 1939: The volcanic destruction of Minoan Crete, Antiquity 13, p.425-439.
- Μαρίνος, Γ., 1962: Περί δύο εμβρυωδών ηφαιστειών, τύπου Maare, παρά τον Αλμυρόν Θερσαλίας. Δελτ.Ελλην.Γεωλ.Εταιρ.V, σ.108-114. .
- Mc Kenzie, D.P., 1970: Plate Tectonics of the Mediterranean Region, Nature, V.226, p.239-243.
- Murad, E. and A.Puchelt, 1976: Petrology of the Christiana Islands Southern Aegean Sea. Intern.Congr.Therm.Water, Geoth.Energy and Volcanism of the Mediterranean area, V.III, p.139-153. Athens.
- Nicholls, I.A., 1971: Petrology of Santorini volcano, Cyclades, Greece.Journ.Petrology 211, p.67-119.
- Nincovich Dr. and J.P.Hays, 1971: Tectonic setting of the Mediterranean Volcanoes, Inter.Sc. Congr. on the volcano Thera. Acta Athens, 111-125.
- Philippson, A., 1959: Die griechischen Landschaften, Bd.IV, Frankfurt am Main.
- Pichler, H. and W.Friedrich, 1980: Mechanism of the Minoan eruption of Santorini. Thera and the Aegean World II, p.15-30, London.
- Pichler, H. and S.Kussmaul. 1980: Comments on the geological map of the Santorini island. Thera and the Aegean World II, p.413-427, London.
- Reck, H., 1936: Santorin: Der Werdegang eines Inselvulkans und sein Ausbruch 1925-28. Bd.I-III, Berlin.
- Seward, D., G.A.Wagner and H.Pichler, 1980: Fission track ages of Santorini volcanics (Greece) Thera and the Aegean World II, p.101-108, London.
- Stille, H., 1940: Zur Frage der Herkunft der Magmen Abh.Preuss.Akad.Wiss Math.Nat., No10, 1939 Berlin.
- Watkins, N.D., R.J.J.Sparks, H.Sigurdson, T.C. Huang, A.Federman, S.Carey and D.Ninkovich, 1978: Volume and extent of the Minoan tephra from Santorini volcano: New evidence from deepsea sediment cores, Nature 271, p.122-126.
- Wolff, W., 1937: Das Vulkanproblem von Santorin. Die Naturwissenschaften 48 p.769-774.