



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ
ΣΧΟΛΗ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΜΕΤΑΛΛΕΙΩΝ – ΜΕΤΑΛΛΟΥΡΓΩΝ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΩΝ ΧΡΟΝΟΛΟΓΙΚΩΝ ΤΕΧΝΙΚΩΝ
ΤΗΣ ΦΩΤΑΥΓΕΙΑΣ ΣΤΗ ΓΕΩΧΡΟΝΟΛΟΓΗΣΗ ΤΩΝ ΠΑΡΑΚΤΙΩΝ
ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ ΤΟΥ ΕΥΒΟΪΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

Καζαντζάκη Μαρία

Διπλωματούχος Μηχανικός Μεταλλείων-Μεταλλουργών Ε.Μ.Π.

ΑΘΗΝΑ, ΙΟΥΛΙΟΣ 2016



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ
ΣΧΟΛΗ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΜΕΤΑΛΛΕΙΩΝ – ΜΕΤΑΛΛΟΥΡΓΩΝ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΩΝ ΧΡΟΝΟΛΟΓΙΚΩΝ ΤΕΧΝΙΚΩΝ
ΤΗΣ ΦΩΤΑΥΓΕΙΑΣ ΣΤΗ ΓΕΩΧΡΟΝΟΛΟΓΗΣΗ ΤΩΝ ΠΑΡΑΚΤΙΩΝ
ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ ΤΟΥ ΕΥΒΟΪΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

Καζαντζάκη Μαρία

Διπλωματούχος Μηχανικός Μεταλλείων-Μεταλλουργών Ε.Μ.Π.

Συμβουλευτική Επιτροπή: Ροντογιάννη Θεοδώρα, Καθηγήτρια Ε.Μ.Π. (Επιβλέπουσα)
Αντωνίου Μαρία, ε.σ. Επικ. Καθηγήτρια Ε.Μ.Π.
Μπασιάκος Ιωάννης, Ερευνητής Α' Ε.Κ.Ε.Φ.Ε. «Δημόκριτος»

Εγκρίθηκε από την επταμελή εξεταστική επιτροπή στις 21/07/2016

Ροντογιάννη Θεοδώρα, Καθηγήτρια Ε.Μ.Π. (Επιβλέπουσα)
Αντωνίου Μαρία, ε.σ. Επικ. Καθηγήτρια Ε.Μ.Π.
Μπασιάκος Ιωάννης, Ερευνητής Α' Ε.Κ.Ε.Φ.Ε. «Δημόκριτος»
Κίτης Γεώργιος, Καθηγητής ΑΠΘ,
Λέκκας Ευθύμιος, Καθηγητής ΕΚΠΑ,
Περράκη Μαρία, Επικ. Καθηγήτρια Ε.Μ.Π.,
Σακελλαρίου Δημήτριος, Ερευνητής Α' ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε.,

ΑΘΗΝΑ, ΙΟΥΛΙΟΣ 2016

Copyright © Καζαντζάκη Μαρία, 2016
Με επιφύλαξη κάθε δικαιώματος. All rights reserved.

Στην

Οικογένειά μου

Πρόλογος

Η παρούσα έρευνα αφορά στη χρονολόγηση των παράκτιων περιοχών του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου χρησιμοποιώντας τις τεχνικές της Φωταύγειας (Οπτικά Διεγερμένη Φωταύγεια-OSL, Υπέρυθρη Οπτικά Διεγερμένη Φωταύγεια-IRSL). Ο απώτερος στόχος της έρευνας ήταν διττός και περιλάμβανε τη χρονολόγηση των γεωλογικών σχηματισμών που απαντούν στα περιθώρια του Ευβοϊκού κόλπου και εμφανίζουν χαρακτήρα υφάλμυρης ιζηματογένεσης και παράλληλα τη διερεύνηση των δυνατοτήτων των τεχνικών της Φωταύγειας και ιδιαίτερα του προσδιορισμού της ηλικίας σε βάθος χρόνου. Για το σκοπό αυτό, χαρτογραφήθηκαν στην περιοχή μελέτης οι γεωλογικοί σχηματισμοί που φανερώνουν την για πρώτη φορά επίδραση της θάλασσας στον Βόρειο Ευβοϊκό κόλπο, από τους οποίους ελήφθησαν τα κατάλληλα δείγματα και έγινε η επεξεργασία τους στο Εργαστήριο Φωταύγειας του Ινστιτούτου Νανοεπιστήμης και Νανοτεχνολογίας (INN) του Εθνικού Κέντρου Έρευνας και Φυσικών Επιστημών «Δημόκριτος», σε συνεργασία με το οποίο πραγματοποιήθηκε η Διδακτορική Διατριβή.

Με την ολοκλήρωση της παρούσας Διδακτορικής Διατριβής, θεωρώ υποχρέωσή μου να εκφράσω τις θερμές μου ευχαριστίες σε όλους όσους συνέβαλαν στην υλοποίηση των ερευνητικών εργασιών και στην τελική διαμόρφωση της παρούσας εργασίας. Ειδικότερα ευχαριστώ θερμά:

Την Καθηγήτρια Ε.Μ.Π. κ. Ροντογιάννη Θεοδώρα, για την παρότρυνσή της αρχικά να ξεκινήσω την εκπόνηση της διατριβής, τη διαρκή συμπαράστασή της, ως Επιβλέπουσας, κατά τη διάρκεια της εκπόνησής της και την ευχαριστώ θερμά για την άψογη πολυετή συνεργασία μας καθώς και για τις υποδείξεις και παρατηρήσεις της, με τις οποίες συνέβαλε ουσιαστικά στην παρουσίαση των αποτελεσμάτων των ερευνητικών εργασιών, καθώς και στη δομή της διατριβής. Επιπλέον, θα ήθελα να την ευχαριστήσω για την εισήγησή της για την έγκριση παροχής Ζετούς υποτροφίας από τον ΕΛΚΕ.

Την Επίκ. Καθηγήτρια Ε.Μ.Π κ. Αντωνίου Μαρία, η οποία ως μέλος της Συμβουλευτικής Επιτροπής μου συμπαραστάθηκε σε όλη τη διάρκεια εκπόνησης της διατριβής.

Τον επικεφαλής Ερευνητή Α' Μπασιάκο Ιωάννη, της Ομάδας Μελέτης Αρχαίων Μετάλλων και Παλαιοπεριβάλλοντος στην κατεύθυνση "Αρχαιομετρία" του INN/ΕΚΕΦΕ «Δημόκριτος», για τα όσα σημαντικά αποκόμισα στα πλαίσια της μέχρι τώρα συνεργασίας μας και την έμπρακτη βοήθειά του στην εκτέλεση ερευνητικών εργασιών κατά το χρόνο εκπόνησης της διατριβής καθώς και για τις υποδείξεις και παρατηρήσεις του, με τις οποίες συνέβαλε ουσιαστικά στην πληρέστερη επεξεργασία και παρουσίαση των αποτελεσμάτων των ερευνητικών εργασιών.

Τα μέλη της Εξεταστικής Επιτροπής μου, κ. Κίτη Γεώργιο, Καθηγητή ΑΠΘ, κ. Λέκκα Ευθύμιο, Καθηγητή ΕΚΠΑ, κ. Περράκη Μαρία, Επικ. Καθηγήτρια Ε.Μ.Π., και κ. Σακελλαρίου Δημήτριο, Ερευνητή Α' ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε., για την τιμή που μου κάνουν να συμμετάσχουν στην εξέταση της διατριβής, καθώς και για τις όποιες παρατηρήσεις και υποδείξεις τους.

Την Δρ. Λυκούδη Ευδοξία, ΕΔΙΠ Ε.Μ.Π., για την πολύτιμη βοήθειά της στην επεξεργασία δεδομένων με τη χρήση GIS για την χαρτογραφική απεικόνιση της περιοχής μελέτης και την κ. Περράκη Μαρία, Επ. Καθηγήτρια Ε.Μ.Π., για την πολύτιμη βοήθειά της στη μελέτη δειγμάτων τόσο στο οπτικό όσο και στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο (SEM).

Τον Δρ. Αθανασά Κωνσταντίνο, για την πολύτιμη βοήθεια που μου πρόσφερε ώστε να κατανοήσω τις βασικές έννοιες της Φωταύγειας, την εκπαίδευσή μου στις τεχνικές της καθώς και τη βοήθειά του στην ερμηνεία των αποτελεσμάτων.

Τον κ. Γεωργίου Χαράλαμπο, γεωλόγο του Ινστιτούτου Γεωλογικών και Μεταλλευτικών ερευνών (Ι.Γ.Μ.Ε.) για τη βοήθεια του κατά την περίοδο πραγματοποίησης των ερευνητικών εργασιών υπαίθρου.

Την Δρ. Φιλιππάκη Ελένη, για τη βοήθεια της κατά τη διάρκεια της διδακτορικής διατριβής μου στις γεωχημικές αναλύσεις καθώς και την υποστήριξή της σε θέματα γεωλογίας.

Τους συναδέλφους Τσάκαλο Ευάγγελο και Χριστοδουλάκη Ιωάννη, του Εργαστηρίου Φωταύγειας για τη συνεργασία και τη βοήθειά τους σε θέματα που αφορούν στις τεχνικές της Φωταύγειας καθώς και στην ανάλυση των αποτελεσμάτων.

Η παρούσα διατριβή στηρίχθηκε οικονομικά από το Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, με την παροχή Ζετούς υποτροφίας από τον ΕΛΚΕ, μετά από σχετική εισήγηση της Επιβλέπουσας Καθηγήτριας και έγκρισης από τη Γ.Σ. του Τομέα Γεωλογικών Επιστημών, το Δ.Σ. της Σχολής

Μηχανικών Μεταλλείων-Μεταλλουργών και το Δ.Σ. της Επιτροπής Ερευνών του Ε.Μ.Π..
Ευχαριστώ το ίδρυμα και όλους όσους συμμετείχαν στις σχετικές διαδικασίες εγκρίσεων.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Ο Ευβοϊκός κόλπος αποτελεί μία επιμήκη λεκάνη μεταξύ της Στερεάς Ελλάδας και της Εύβοιας και παρουσιάζει ιδιαίτερο γεωδυναμικό και μορφολογικό ενδιαφέρον, διότι έχει αποτελέσει περιοχή όπου έχει λάβει χώρα έντονη νεοτεκτονική και ηφαιστειακή δραστηριότητα καθώς επίσης και μεγάλες μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης από το Κατώτερο Τεταρτογενές έως σήμερα. Ως εκ τούτου, ο ακριβής, κατά το δυνατόν, καθορισμός του χρονολογικού πλαισίου μέσα στο οποίο έλαβαν χώρα οι ανωτέρω παλαιοπεριβαλλοντικές μεταβολές στον Ευβοϊκό κόλπο, θα έδινε τη δυνατότητα κατανόησης της γεωδυναμικής εξέλιξης της περιοχής και την εκτίμηση μελλοντικών περιβαλλοντικών αλλαγών στις ευάλωτες ακτογραμμές. Τα υφάλμυρα ιζήματα συχνά αποτελούν παλαιοπεριβαλλοντικούς δείκτες είτε ευστατικών είτε τεκτονικών μεταβολών. Κύριος σκοπός της παρούσας έρευνας είναι η μελέτη των γεγονότων που επηρέασαν την παράκτια ζώνη του Ευβοϊκού κόλπου κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς με τη χρήση των χρονολογικών τεχνικών της φωταύγειας, οι οποίες θεωρούνται, διεθνώς, εκτός από εξελισσόμενες, και ιδιαίτερα ενδεικνυόμενες για τη μελέτη κλαστικών τεταρτογενών ιζημάτων.

Στην παρούσα διδακτορική διατριβή, παρουσιάζονται οι ερευνητικές εφαρμογές και τα αποτελέσματα των χρονολογήσεων με τις επιμέρους τεχνικές της φωταύγειας, Οπτικά Διεγερμένη Φωταύγεια (OSL), Υπέρυθρη Οπτικά Διεγερμένη Φωταύγεια (IRSL) και Ισοθερμική Φωταύγεια (ITL), σε γεωλογικά δείγματα από την παράκτια ζώνη του Ευβοϊκού κόλπου. Πέραν της αφθονίας των περισσότερων δειγμάτων σε χαλαζία, τα φυσικά σήματα φωταύγειας OSL και ITL δε μπόρεσαν να αξιοποιηθούν επειδή ο χαλαζίας διαπιστώθηκε ότι ήταν “κορεσμένος” από χρονολογικής πλευράς. Επιπλέον, οι Ισοδύναμες δόσεις (D_{es}) που προέκυψαν ήταν αρκετά διεσπαρμένες με αποτέλεσμα τη δυσκολία στην εκτίμηση των ηλικιών. Αντιθέτως, η χρήση της IRSL, ως εναλλακτικής των δύο προηγούμενων τεχνικών, αποδείχθηκε κατάλληλη καθώς εμφάνισε υψηλότερα επίπεδα κορεσμού, δίνοντας ηλικίες Μέσου Πλειστοκαίνου. Στο σημείο αυτό, είναι άξιο λόγου να τονιστεί ότι επιπροσθέτως της συσσώρευσης ερευνητικής εμπειρίας επί των αναπτυσσόμενων χρονολογικών τεχνικών της φωταύγειας, είναι η πρώτη φορά που σε αποθέσεις κλαστικών ιζημάτων του Ελληνικού χώρου, λαμβάνονται αξιόπιστες απόλυτες

ηλικίες Μέσου Πλειστοκαίνου με τη μέθοδο της φωταύγειας, καθόσον οι μέχρι τώρα ηλικίες που είχαν υπολογισθεί δεν εκτείνονταν σε εποχές αρχαιότερες του Άνω Πλειστοκαίνου.

Επιπλέον, στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής έγινε προσπάθεια χρονολόγησης ρηγμάτων με τη μέθοδο της Θερμοφωταύγειας (TL), προκειμένου να αποσαφηνισθεί από τη χρονολογική άποψη, η γενικότερη εικόνα της γεωδυναμικής εξέλιξης της περιοχής αλλά και να διερευνηθεί η εφαρμογή της μεθόδου στη χρονολόγηση ρηγμάτων, εξέλιξη που θα ήταν σημαντική σε ό,τι αφορά την αξιολόγηση της νεοτεκτονικής συμπεριφοράς των τεταρτογενών ρηγμάτων της κεντρικής Εύβοιας και κατά συνέπεια, την αντισεισμική προστασία της περιοχής. Τα αποτελέσματα στον τομέα αυτό είναι αρκετά ενθαρρυντικά, ωστόσο απαιτείται περαιτέρω η πραγματοποίηση ενός συνόλου εργαστηριακών δοκιμών, σε συνδυασμό με παρατηρήσεις και μετρήσεις πεδίου, έτσι ώστε να διερευνηθεί επαρκώς σε πειραματικό στάδιο η θεωρία ότι, το σήμα της Θερμοφωταύγειας σε υλικά ρηγμάτων μπορεί να επηρεαστεί ή ακόμα και να μηδενιστεί, όταν το χρονολογήσιμο ορυκτολογικό συστατικό τους θερμανθεί λόγω τεκτονικής καταπόνησης.

ABSTRACT

Evoikos Gulf is an elongated basin between Central Greece and Evia, having particular geodynamic and morphological interest as it has experienced substantial neotectonic and volcanic activity as well as sea level changes since at least the Early Quaternary. Therefore, the establishment of a reliable chronological framework in which these environmental changes took place is necessary, not only for understanding the geodynamic evolution of the area but also forecasting impacts on vulnerable shorelines. Brackish deposits frequently encode coastal palaeoenvironmental changes, be it tectonic or eustatic. The ultimate purpose of this research is the investigation of the palaeoenvironmental events that affected the coasts of Evoikos gulf during the Quaternary by taking advantage of luminescence dating techniques which during the last few decades have been advancing and are now internationally considered among the most appropriate for dating clastic quaternary deposits.

This thesis, presents the application of the luminescence dating and gives results of its different techniques, namely Optically Stimulated Luminescence (OSL), Isothermal Thermoluminescence (ITL) and Infrared Stimulated Luminescence (IRSL) on geological samples collected from the coastal zone of Evoikos Gulf. Despite the abundance of quartz found in many samples, natural luminescence signals, using both OSL and ITL, were found to be close to saturation, yielding broadly scattered equivalent doses (Des) and thus perplexing the accurate calculation of luminescence ages. Conversely, the use of IRSL as an alternative to the previous techniques was proven more suitable, demonstrating much higher saturation levels and producing ages that go back to the Middle Pleistocene. It is to be noted here, that it is the first time that Middle Pleistocene ages have been reported for Greek clastic sediments using luminescence dating techniques.

Furthermore, an attempt was made to investigate the potential of establishing a reliable technique for dating previous activations of faults by employing Thermoluminescence (TL) dating. This will add to the efforts a better understanding of the geodynamic evolution and seismicity of the area, something which is very important as this will contribute to seismic protection plans and initiatives in a seismic active area. The results are encouraging, however

additional laboratory tests, observations and microtectonic measurements in the field are required, so that allowing experimentally proving whether the required zeroing of the luminescence signal due to heat is confirmed.

Περιεχόμενα

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
1.1 Περιοχή μελέτης	4
1.2 Μεθοδολογία.....	7
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ	9
2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ-ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΩΝ ΠΑΡΑΚΤΙΩΝ ΠΕΡΙΟΧΩΝ ΤΟΥ ΕΥΒΟΪΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ	12
2.1 Παλαιογεωγραφική εξέλιξη του Ελλαδικού χώρου κατά το Νεογενές-Τεταρτογενές	12
2.1.1 Παλαιογεωγραφική εξέλιξη του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου	13
2.2 Βόρειος Ευβοϊκός κόλπος (γεωλογική επισκόπηση)	15
2.2.1 Γεωγραφική θέση	15
2.2.2 Γεωλογία των παράκτιων περιοχών του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου	17
2.2.3 Γεωλογία των παράκτιων περιοχών του Νότιου Ευβοϊκού κόλπου	28
2.3 Νεοτεκτονική Δραστηριότητα	31
2.3.1 Νεοτεκτονική δραστηριότητα στο Βόρειο Ευβοϊκό κόλπο.....	31
2.3.2 Νεοτεκτονική δραστηριότητα στο Νότιο Ευβοϊκό κόλπο	35
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ.....	38
3. Η Θαλάσσια στάθμη και οι μεταβολές της	49
3.1 Διεργασίες που επηρεάζουν την παράκτια ζώνη	50
3.1.1 Κυματισμός	50
3.1.2 Παλίρροια	50
3.1.3 Τσουνάμι.....	51
3.1.4 Θαλάσσια ρεύματα	52
3.1.5 Διάβρωση.....	54
3.2 Δείκτες μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης	55
3.3 Μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης κατά το Τεταρτογενές.....	59

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ.....	62
4. ΓΕΩΧΡΟΝΟΛΟΓΗΣΗ ΙΖΗΜΑΤΩΝ ΜΕ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ ΤΗΣ ΦΩΤΑΥΓΕΙΑΣ	65
4.1 Εισαγωγή	65
4.2 Ορυκτά κατάλληλα για χρονολόγηση	66
4.3 Η Φυσική ραδιενέργεια.....	67
4.3.1. Οι ακτινοβολίες α, β, γ και η κοσμική ακτινοβολία	69
4.4 Αρχή του φαινομένου της φωταύγειας	70
4.5 Εξίσωση ηλικίας	72
4.6 Περιβάλλοντα κατάλληλα για χρονολόγηση με τη μέθοδο της Φωταύγειας.....	73
4.7 Μέθοδος Δειγματοληψίας και Εξοπλισμός.....	74
4.8 Μεθοδολογία Υπολογισμού της ηλικίας των ιζημάτων.....	75
4.8.1 Προετοιμασία δείγματος για τον υπολογισμό της Ισοδύναμης δόσης (Equivalent Dose)	75
4.8.2 Διέγερση ηλεκτρικού φορτίου	75
4.9 Τεχνικές μέτρησης της φωταύγειας.....	77
4.9.1 Η Θερμοφωταύγεια (Thermoluminescence-TL)	77
4.9.2 Οπτικά Διειρηρόμενη Φωταύγεια (OSL)	82
4.9.3 Φωτομεταφερόμενη φωταύγεια (Photo-Transfer).....	86
4.9.4 Θερμική μεταφορά (Thermal Transfer).....	87
4.9.5 Διαφορές Θερμοφωταύγειας (TL) και Οπτικά Διειρημένης Φωταύγειας (OSL)	87
4.10 Υπολογισμός της Ισοδύναμης Δόσης (D_e)	88
4.10.1 Αναγεννώμενη δόση (regenerative dose)	89
4.10.2 Προσθετική δόση (additive dose)	90
4.10.3 Πρωτόκολλα-“μονού δισκίου”(single aliquot) και πολλαπλών δισκίων (multiple aliquots) ..	90
4.11 Τεστ ελέγχου αξιοπιστίας και εφαρμοσιμότητας πρωτοκόλλου SAR.....	95
4.11.1 Τεστ Προθέρμανσης (Preheat Test)	95
4.11.2 Τεστ Ανάκτησης Δόσης (Dose Recovery Test).....	96

4.11.3 Ανακύκλωση δόσεων-Λόγος Ανακύκλωσης (Recycling Ratio).....	97
4.11.4 Λόγοι Ανάκτησης (Recuperation Ratio).....	98
4.11.5 Έλεγχος μόλυνσης του σήματος από αστρίους-Λόγοι “IR-OSL” (IR-Depletion Ratios)	99
4.12 Εύρος χρονολογήσεων	100
4.13 Εναλλακτικές μέθοδοι φωταύγειας- επέκταση εύρους χρονολογήσεων.....	101
4.13.1 Βραδέως φθίνουσα συνιστώσα (Slow Component)	101
4.13.2 Θερμικώς Μεταφερόμενη Οπτική Φωταύγεια (Thermal Transferred Optical luminescence dating /TT- OSL)	102
4.13.3 Ισοθερμική Φωταύγεια (Isothermal luminescence-ITL).....	105
4.13.4 Υπέρυθρη Οπτικά Διεγερμένη Φωταύγεια (Infrared Stimulated Luminescence-IRSL).....	107
BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ.....	110
5. ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΟ ΜΕΡΟΣ.....	117
5.1 Εισαγωγή	117
5.1.1 Περιγραφή θέσεων δειγματοληψίας	122
5.2 Χημική επεξεργασία δειγμάτων	134
5.3 Παρατηρήσεις στο οπτικό πολωτικό μικροσκόπιο	140
5.4 Προετοιμασία δειγμάτων για μετρήσεις.....	146
5.5 Μετρήσεις δειγμάτων με τη μέθοδο της Φωταύγειας.....	147
5.5.1 Υπολογισμός Ισοδύναμης Δόσης	147
5.5.2 Τεστ αξιοπιστίας (Validation tests)	160
5.5.3 Υπολογισμός Ηλικιών	166
BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ.....	171
6. ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΗΛΙΚΙΑΣ ΚΑΙ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ – ΣΥΖΗΤΗΣΗ	176
BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ.....	192
7. ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ ΕΞΕΛΙΞΗΣ ΤΩΝ ΤΕΧΝΙΚΩΝ ΤΗΣ ΦΩΤΑΥΓΕΙΑΣ	196
7.1 Περιοχή μελέτης	198

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ.....	206
8. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	207
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι.....	210
ΕΝΔΕΙΚΤΙΚΕΣ ΑΥΞΗΤΙΚΕΣ ΚΑΜΠΥΛΕΣ (GROWTH CURVES) ΤΩΝ ΔΕΙΓΜΑΤΩΝ ΠΟΥ ΧΡΟΝΟΛΟΓΗΘΗΚΑΝ.	211
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙ.....	221
ΔΗΜΟΣΙΕΥΣΕΙΣ ΚΑΙ ΣΥΜΜΕΤΟΧΗ ΣΕ ΣΥΝΕΔΡΙΑ ΑΠΌ ΤΗΝ ΠΑΡΟΥΣΑ ΕΡΕΥΝΑ	222
ΑΛΛΕΣ ΣΧΕΤΙΚΕΣ ΔΗΜΟΣΙΕΥΣΕΙΣ ΚΑΙ ΣΥΜΜΕΤΟΧΗ ΣΕ ΣΥΝΕΔΡΙΑ.....	239

Περιεχόμενα Εικόνων

Εικόνα 1. 1: Χάρτης προσανατολισμού περιοχής μελέτης.....	4
Εικόνα 1. 2: Θέσεις δειγματοληψίας κατά μήκος της παράκτιας ζώνης του Β. Ευβοϊκού κόλπου (πηγή χάρτη: Google maps).....	6
Εικόνα 1. 3: Θέσεις δειγματοληψίας κατά μήκος της παράκτιας ζώνης του Ν. Ευβοϊκού κόλπου (πηγή χάρτη: Google maps).....	7
Εικόνα 2. 1: Η εξέλιξη της ακτογραμμής του Β. Ευβοϊκού κόλπου πριν 18 χιλιάδες χρόνια –ka- όταν η στάθμη της θάλασσας ήταν 125 m χαμηλότερα απ’ τη σημερινή και πριν 12.5 ka όταν η στάθμη της θάλασσας ήταν 70 m χαμηλότερα απ’τη σημερινή (Mariolakos et al., 2008).....	14
Εικόνα 2. 2: Η εξέλιξη της ακτογραμμής του Β. Ευβοϊκού κόλπου πριν 9.5 ka όταν η στάθμη της θάλασσας ήταν 30 m χαμηλότερα απ’τη σημερινή και πριν 5.5 ka όταν η στάθμη της θάλασσας ήταν περίπου στο ίδιο επίπεδο με τη σημερινή (Mariolakos et al., 2008).	15
Εικόνα 2. 3: Μορφολογικός χάρτης περιοχής μελέτης.	16
Εικόνα 2. 4: Γεωλογικός χάρτης της παράκτιας ζώνης του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου-τμήμα του Γεωλογικού χάρτη Ελλάδας, κλίμακας 1:500.000 (Μπορνόβας και Ροντογιάννη-Τσιαμπάου, 1983). ..	19
Εικόνα 2. 5: Ρηξιγενείς ζώνες ΒΑ Στερεάς - Β. Ευβοϊκού κόλπου (Roberts and Jackson, 1991; Mettos et al., 1992; Ganas and White, 1996; Ganas, 1997; Κράνης, 1999). PZA= ρηξιγενής ζώνη Αταλάντης, PZAKB=ρ.ζ. Κανδηλίου-Αιδηψού.	21
Εικόνα 2. 6: Απεικόνιση των νεογενών-τεταρτογενών λεκανών στην ευρύτερη περιοχή του Ευβοϊκού κόλπου (τροποποιημένο από Karastathis et al., 2011).	22
Εικόνα 2. 7: Στρωματογραφική στήλη της Βόρειας και Κεντρικής Εύβοιας- Πελαγονικής ζώνης μη μεταμορφωμένων σχηματισμών (Κατσικάτσος, 1992).....	27
Εικόνα 2. 8: Γεωλογικός χάρτης της παράκτιας ζώνης του Νότιου Ευβοϊκού κόλπου-τμήμα του Γεωλογικού χάρτη Ελλάδας, κλίμακας 1:500.000 (Μπορνόβας και Ροντογιάννη-Τσιαμπάου, 1983). ..	29
Εικόνα 2. 9: Τεκτονικός χάρτης Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου (πηγή: πρόγραμμα ΑΜΦΙΤΡΙΤΗ, ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε.).	32
Εικόνα 2. 10: Τεκτονικός χάρτης του Νότιου Ευβοϊκού κόλπου (Metaxas, 2009).	35

Εικόνα 3. 1: Το φαινόμενο της παλίρροιας με βάση τη σχετική θέση ήλιου, γης και σελήνης. (πηγή: http://coolweb.gr/giati-simbainei-palirroia-ampoti-thalassa-aitia/).	51
Εικόνα 3. 2: Τρόπος δημιουργίας των τσουνάμι.	52
Εικόνα 3. 3: α) Σχηματική απεικόνιση του κλειστού συστήματος κυκλοφορίας η οποία αποτελείται από επιμήκη παράκτια ρεύματα (longshore currents), από ρεύματα επαναφοράς (rip currents) (Shepard and Inman, 1950), β) Πρόσπτωση των κυμάτων στην ακτή υπό γωνία (Komar P.D. and Inman D.L., 1970) και γ) Σχηματική απεικόνιση του ρεύματος ανέμου Ekman (πηγή: http://mvuescience.weebly.com/ekmans-transport-lab.html).	53
Εικόνα 3. 4: Απεικόνιση του φαινομένου της διάβρωσης στην παράκτια ζώνη.	54
Εικόνα 3. 5: α) θαλάσσια σπηλαία (sea caves) και β) θαλάσσιες αψίδες (sea arches).	55
Εικόνα 3. 6: α) ψηφιδοπαγείς αιγιαλοί (beachrocks) και β) χαλικώδεις αιγιαλοί (gravel beaches).	56
Εικόνα 3. 7: Δημιουργία α) toprlo β) караλλιογενών σχηματισμών.	56
Εικόνα 3. 8: α) δελταϊκές αποθέσεις και β) παράκτιες αμμώδεις θίνες (coastal sand dunes).	57
Εικόνα 3. 9: α), β) η βυθισμένη πόλη Παυλοπέτρι στην Ελαφόνησο, μία απ' τις αρχαιότερες βυθισμένες πόλεις του κόσμου.	57
Εικόνα 3. 10: Απολιθώματα (κελύφη διθύρων) ως βιολογικοί δείκτες του επιπέδου της θαλάσσιας στάθμης.	58
Εικόνα 3. 11: Γεωλογική διαίρεση της Τεταρτογενούς περιόδου (Πηγή: 2012 International Stratigraphic Chart produced by the ICS, http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale).	59
Εικόνα 3. 12: Παγκόσμια ευστατική καμπύλη που αναπαριστά τη θαλάσσια στάθμη κατά τα τελευταία 450.000 χρόνια (Waelbroeck et al., 2002).	60
Εικόνα 4. 1: α) άστριος, β) χαλαζίας.	66
Εικόνα 4. 2: Σειρές ραδιενεργού διάσπασης ^{232}Th (α), ^{235}U (β), ^{238}U (γ). Σε κάθε στοιχείο δίδονται οι χρόνοι ημιζωής. Τα μεγάλα βέλη αντιστοιχούν σε εκπομπή σωματιδίων α ενώ τα μικρά σε εκπομπή β. (τροποποιημένο από Aitken, 1998).	68
Εικόνα 4. 3: Κατά τη διάσπαση του ^{40}K εκπέμπεται ακτινοβολία β και γ και παράγονται τα σταθερά ισότοπα ^{40}Ca και ^{40}Ar . Το ^{87}Rb αποτελεί το 27.8% του συνολικού Ρουβίδιου στα πετρώματα. Κατά τη διάσπασή του εκπέμπει σωματίδια β και ακτινοβολία γ (τροποποιημένο από Aitken, 1998).	68

Εικόνα 4. 4: Η συνεισφορά των α, β, γ ακτινοβολιών στο συνολικό ρυθμό δόσης (Gy/ka), ο οποίος αποτελεί το άθροισμα της εξωτερικής δόσης από ακτινοβολία άλφα (U, Th), βήτα (U, Th, K) και γάμμα (U, Th, K), καθώς και της εσωτερικής, ως προς τον κρύσταλλο ακτινοβολίας ίδιας προέλευσης. Επίσης, συνεισφορά υπάρχει και από την κοσμική ακτινοβολία (Huntley and Lian, 2003). Στο ρυθμό δόσης το 'α' αντιστοιχεί σε έτη (γ) (R. Luminescence, πηγή: http://www.r-luminescence.de/en/lumi_en.html).....	69
Εικόνα 4. 5: Ενεργειακό διάγραμμα απεικόνισης της ζώνης σθένους (conduction band), της ζώνης αγωγιμότητας (valence band) καθώς και του ενεργειακού χάσματος (forbitten band gap). (University of Gaziantep, Optically and Thermally stimulated luminescence Laboratory, πηγή: http://www1.gantep.edu.tr/~yazici/tl1.html).....	71
Εικόνα 4. 6: Σχηματική απεικόνιση της διαδικασίας μέτρησης της Ισοδύναμης Δόσης (D_e) και του Ρυθμού Δόσης (Dose Rate) για τον υπολογισμό της ηλικίας ενός δείγματος με τη μέθοδο της φωταύγειας (τροποποιημένο από Duller, 2008).....	73
Εικόνα 4. 7: Δειγματοληψία από συμπαγές υλικό ως μπλοκ πετρώματος με τη χρήση γεωλογικού σφυριού (Δειγματοληψία υπαίθρου, Μάιος 2011).	74
Εικόνα 4. 8: Δειγματοληψία με πυρήνα (Alexanderson, 2008).....	75
Εικόνα 4. 9: Διάταξη του μοντέλου Risø TL/OSL-DA-15 Luminescence Reader (Ε.Κ.Ε.Φ.Ε. «Δημόκριτος», Εργαστήριο Αρχαιομετρίας).....	76
Εικόνα 4. 10: Ο δειγματολήπτης (carousel) με τα αλουμινένια δισκία πάνω στα οποία προκολλάται το προς μέτρηση υλικό (Alexanderson et al., 2008, Desert Research Institute, διαθέσιμο από: http://www.dri.edu/luminescence-capabilities).	77
Εικόνα 4. 11: Σχηματική αναπαράσταση ενός συστήματος Θερμοφωταύγειας (TL) (Duller, 2008).....	80
Εικόνα 4. 12: Ένταση σήματος Θερμοφωταύγειας ως συνάρτηση της αντίστοιχης θερμοκρασίας-φωτοκαμπύλη (glow curve). Οι ανεξάρτητες κορυφές αντιστοιχούν σε διαφορετικές παγίδες εντός του κρυστάλλου (Duller, 2008).	81
Εικόνα 4. 13: Μηχανισμός διέγερσης της OSL. Απεικονίζεται σχηματικά μια δέσμη τεχνητού φωτός η οποία προσπίπτει πάνω σε ένα δείγμα προκαλώντας την έκλυση δευτερογενούς φωτός από το δείγμα σε διαφορετικό μήκος κύματος (Αθανασάς, 2010 αναφορά στον Huntley and Lian, 2003).	83
Εικόνα 4. 14: Σχηματική αναπαράσταση ενός συστήματος OSL. Οπτική διέγερση με διόδους μπλε φωτός και υπέρυθρου (Bøtter-Jensen, 2000).	84
Εικόνα 4. 15: Καμπύλη αποδιέγερσης (decay curve) έντασης σήματος Οπτικά Διεγερμένης φωταύγειας-OSL (Duller, 2008).....	85
Εικόνα 4. 16: Καμπύλη αποδιέγερσης (decay curve) έντασης σήματος OSL (κρούσεις ανά δευτερόλεπτο) συναρτήσει του χρόνου. Συνεισφορά των τριών συνιστωσών: η "ραγδαίως	

φθίνουσα” συνιστώσα (fast component), η “μετρίως φθίνουσα” συνιστώσα (medium component) και η “βραδέως φθίνουσα” συνιστώσα (slow component) (Wang et al., 2006).....	86
Εικόνα 4. 17: Καμπύλες ρυθμού μείωσης των σημάτων TL και OSL έπειτα από έκθεσή τους στο ηλιακό φως για διαφορετικά χρονικά διαστήματα (Duller, 2008).	88
Εικόνα 4. 18: η αυξητική καμπύλη (growth curve) α) της προσθετικής δόσης και β) της αναγεννώμενης δόσης αντίστοιχα (Duller, 1996).....	90
Εικόνα 4. 19: Διαδικασία εφαρμογής του πρωτοκόλλου “Μονού Δισκίου Αναγεννώμενης Δόσης”- “Single Aliquot Regeneration Dose”(SAR) σε κόκκους χαλαζία (Duller, 2008).	93
Εικόνα 4. 20: Οι ισοδύναμες δόσεις (Des) συναρτήσει των θερμοκρασιών προθέρμανσης (24 δισκία χαλαζία σύνολο-3 δισκία ανά θερμοκρασία) (Roberts and Plater 2005; 2007; Duller 2008).	95
Εικόνα 4. 21: Τεστ ανάκτησης δόσης έξι (6) δισκίων. Το αποδεκτό εύρος βρίσκεται μεταξύ 0.9 και 1.1 (διακεκομμένες γραμμές) (Ε.Κ.Ε.Φ.Ε. «Δημόκριτος», εργαστήριο Αρχαιομετρίας).	97
Εικόνα 4. 22: Λόγοι ανακύκλωσης για 12 δισκία χαλαζία. Όλα τα δισκία έδωσαν αποδεκτούς λόγους ανακύκλωσης (Αθανασάς, 2010).	98
Εικόνα 4. 23: Ιστόγραμμα λόγων ανάκτησης για 14 δισκία του δείγματος RK2. Τα έντεκα (11) δισκία έδωσαν αποδεκτούς λόγους ανακύκλωσης σε αντίθεση με τα υπόλοιπα τρία (3) (Ε.Κ.Ε.Φ.Ε. «Δημόκριτος», Εργαστήριο Αρχαιομετρίας).	99
Εικόνα 4. 24: Λόγοι IR-OSL για 20 δισκία ενός δείγματος χαλαζία. Όλα τα δισκία βρίσκονται εντός του αποδεκτού εύρους τιμών 0.9 και 1.1 υποδηλώνοντας αμελητέα μόλυνση του δείγματος από άστρο (Ε.Κ.Ε.Φ.Ε. «Δημόκριτος», Εργαστήριο Αρχαιομετρίας).	100
Εικόνα 4. 25: Σχηματική απεικόνιση της Θερμώς Μεταφερόμενης Οπτικά Διεγερμένης Φωταύγειας (TT-OSL) (Wang et al., 2006).	103
Εικόνα 4. 26: SAR πρωτόκολλο για την ανακτώμενη OSL (Re-OSL) (Wang et al., 2006).	104
Εικόνα 4. 27: Σύγκριση OSL και ITL σημάτων στους 320 °C (Jain et al., 2005).	105
Εικόνα 4. 28: Γραφική απεικόνιση αυξητικής καμπύλης (growth curve) της OSL (κύκλοι) και ITL (τρίγωνα). Η αυξητική καμπύλη της ITL δίνει αρκετά υπερεκτιμημένες ισοδύναμες δόσεις συγκριτικά με αυτή της OSL (Buylaert et al., 2006).	106
Εικόνα 4. 29: Απεικόνιση ισοδύναμων δόσεων των πρωτοκόλλων SAR-ITL (κλειστοί κύκλοι) και SARA-ITL (ανοιχτοί κύκλοι) συγκριτικά με αυτές του πρωτοκόλλου SAR-OSL (Buylaert et al., 2006).	106
Εικόνα 4. 30: Πρωτόκολλο p-IR IRSL (Thiel, 2011).	108

Εικόνα 5. 1: Θέσεις δειγματοληψίας κατά μήκος της παράκτιας ζώνης του Ευβοϊκού κόλπου.....	119
Εικόνα 5. 2: Γεωλογικός χάρτης περιοχής μελέτης με τις θέσεις δειγματοληψίας.	121
Εικόνα 5. 3: Θέση δειγματοληψίας στην περιοχή του Θεολόγου Φθιώτιδας.....	123
Εικόνα 5. 4: Θέση δειγματοληψίας από την περιοχή του Αγίου Μηνά Βοιωτίας.	124
Εικόνα 5. 5: Θέση 1 δειγματοληψίας από την περιοχή Δροσιά Βοιωτίας.....	125
Εικόνα 5. 6: Θέση 2 δειγματοληψίας από την περιοχή Δροσιά Βοιωτίας (500 m ανατολικότερα απ'τη θέση 1).....	126
Εικόνα 5. 7: Θέση δειγματοληψίας από την περιοχή Αλυκές Βοιωτίας.....	127
Εικόνα 5. 8: Θέση δειγματοληψίας από την περιοχή Λιανή Άμμος Ευβοίας.....	128
Εικόνα 5. 9: Θέση δειγματοληψίας από την περιοχή Αρτάκη Ευβοίας.....	129
Εικόνα 5. 10: Θέση δειγματοληψίας από την περιοχή Ψαχνά Ευβοίας.....	130
Εικόνα 5. 11: Θέση δειγματοληψίας από την περιοχή Βασιλικό.	131
Εικόνα 5. 12: Θέση δειγματοληψίας από την περιοχή Ερέτρια.	132
Εικόνα 5. 13: Χημική επεξεργασία δειγμάτων υπό συνθήκες ασθενούς κιτρινέρυθρου φωτισμού...	135
Εικόνα 5. 14: Χαλαζιακός κόκκος του δείγματος BRN1.....	140
Εικόνα 5. 15: Κόκκος αστρίου του δείγματος BRN1.	141
Εικόνα 5. 16: Χαλαζιακός κόκκος του δείγματος BRN2.....	141
Εικόνα 5. 17: Κόκκος αστρίου του δείγματος BRN2.....	142
Εικόνα 5. 18: Κόκκος αστρίου του δείγματος BRN4.....	142
Εικόνα 5. 19: Χαλαζιακός κόκκος του δείγματος BRN4.....	143
Εικόνα 5. 20: Χαλαζιακός κόκκος του δείγματος BRN5.....	143
Εικόνα 5. 21: Κόκκος αστρίου του δείγματος BRN5.....	144
Εικόνα 5. 22: Χαλαζιακός κόκκος του δείγματος BRN7.....	144
Εικόνα 5. 23: Κόκκος αστρίου του δείγματος BRN7.	145
Εικόνα 5. 24: Χαλαζιακός κόκκος του δείγματος THE2.....	145
Εικόνα 5. 25: Απουσία κόκκων αστρίου του δείγματος THE2.	146

Εικόνα 5. 26: Απεικόνιση των αυξητικών καμπυλών (growth curves) OSL, αντιπροσωπευτικών για κάθε δείγμα.....	151
Εικόνα 5. 27: Απεικόνιση καμπυλών αποδιέγερσης (decay curves) OSL αντιπροσωπευτικών για κάθε δείγμα.....	152
Εικόνα 5. 28: Απεικόνιση των αυξητικών καμπυλών (growth curves) ITL αντιπροσωπευτικών για κάθε δείγμα.....	155
Εικόνα 5. 29: Απεικόνιση των αυξητικών καμπυλών (growth curves) p-IRIR SAR (Thiel et al., 2011) αντιπροσωπευτικών για κάθε δείγμα.....	158
Εικόνα 5. 30: Απεικόνιση καμπυλών αποδιέγερσης (decay curves) p-IRIR SAR (Thiel et al., 2011) αντιπροσωπευτικών για κάθε δείγμα.....	159
Εικόνα 5. 31: Οι ισοδύναμες δόσεις (D_{es}) συναρτήσεως των θερμοκρασιών προθέρμανσης για το BRN3. Για κάθε δείγμα, μετρήθηκαν 7 ομάδες δισκίων αστρίου (4 δισκία/ομάδα) χρησιμοποιώντας ένα εύρος θερμοκρασιών 240-360°C.....	161
Εικόνα 5. 32: Διορθωμένο σήμα φωταύγειας συναρτήσεως των χρόνων έκθεσης (30, 90, 180, 360min) στο ηλιακό φως για το δείγμα BRN3.....	162
Εικόνα 5. 33: Οι ισοδύναμες δόσεις (D_{es}) συναρτήσεως των χρόνων έκθεσης (30, 90, 180, 360min) στο ηλιακό φως για το δείγμα BRN3.....	163
Εικόνα 5. 34: Τεστ ανάκτησης δόσης (Dose recovery test) έξι (6) δισκίων του δείγματος BRN3. Οι μαύρες κουκίδες δείχνουν τη μετρούμενη προς τη δοσμένη δόση, υπολογισμένη για κάθε δισκίο. Η διακεκομμένη μαύρη γραμμή απεικονίζει το μέσο λόγο μετρούμενης δόσης προς τη δοσμένη δόση. Το αποδεκτό εύρος βρίσκεται μεταξύ 0.9 και 1.1 (διακεκομμένες γραμμές).	164
Εικόνα 5. 35: Υπολογισμός της μέσης τιμής g-value για το δείγμα BRN3. Τα κανονικοποιημένα p-IRIR ₂₉₀ σήματα αναπαρίστανται συναρτήσεως του χρόνου που έχει επέλθει μετά την ακτινοβολήση. Η g-value ανταποκρίνεται στο ποσοστό εξασθένισης του σήματος ανά δεκαετία.	165
Εικόνα 6. 1: Η στρωματογραφική στήλη της Θέσης 1 της παράκτιας ζώνης της Δροσιάς με τις αντίστοιχες απόλυτες ηλικίες όπως αυτές προέκυψαν με τη μέθοδο της φωταύγειας.	178
Εικόνα 6. 2: Η στρωματογραφική στήλη της Θέσης 2 της παράκτιας ζώνης της Δροσιάς με τις αντίστοιχες απόλυτες ηλικίες όπως αυτές προέκυψαν με τη μέθοδο της φωταύγειας.	179
Εικόνα 6. 3: Η στρωματογραφική στήλη της παράκτιας ζώνης Θεολόγου με τις αντίστοιχες απόλυτες ηλικίες όπως αυτές προέκυψαν με τη μέθοδο της φωταύγειας.....	181
Εικόνα 6. 4: Σύγκριση p-IRIRSL ηλικιών της περιοχής μελέτης με τις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης κατά το Μέσο Πλειστόκαινο (τροποποιημένο από Bintanja et al., 2005).	183

Εικόνα 6. 5: Ρυθμοί ιζηματογένεσης για τη θέση 1 και 2 της περιοχής της Δροσιάς.	186
Εικόνα 6. 6: Ρυθμός ιζηματογένεσης για την περιοχή του Θεολόγου.....	186
Εικόνα 6. 7: Απεικόνιση των υποθαλάσσιων ρηγμάτων του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου (Sakellariou et al., 2007).	188
Εικόνα 6. 8: Νεοτεκτονική δραστηριότητα στην περιοχή του Θεολόγου (τροποποιημένο από Palyvos et al., 2006, συμπεριλαμβάνονται ρήγματα των Philip, 1974; Lemeille, 1977; Katsikatsos et al., 1978; 1980; 1981; 1984; Rondogianni, 1984; Mettos et al., 1991; Ganas, 1997; Galanakis et al., 1998 και Lekkas et al., 1998).....	189
Εικόνα 6. 9: Νεοτεκτονική δραστηριότητα στην περιοχή της Δροσιάς (τροποποιημένο από Rondoyanni et al., 2007).	190
Εικόνα 7. 1: Νεοτεκτονική δραστηριότητα του Β. Ευβοϊκού κόλπου, NAfs: North Anatolian fault system, NAT: North Aegean Trough, Μαύρο βέλος: the relative motion of the Aegean and S. Greece with respect to a stable Eurasia. Κύριες νεοτεκτονικές ζώνες: με κίτρινο χρώμα τα ABA–ΔΝΔ σύστημα ρηγμάτων, AKFZ: ρηξιγενής ζώνη Αρκίτσας-Καμμένων Βούρλων, AFZ: ρηξιγενής ζώνη Αταλάντης, DFZ: ρηξιγενής ζώνη Δίρφυος, HFZ: ρηξιγενής ζώνη Υάμπολης, KAFZ: ρηξιγενής ζώνη Καλλίδρομου, KFZ: ρηξιγενής ζώνη Κανδηλίου, NDpr: τεκτονικό βύθισμα Νηλέα, 1: κανονικό ρήγμα, 2: πιθανό ρήγμα, 3: ανάστροφο ρήγμα (Palyvos et al., 2005).	199
Εικόνα 7. 2: Θέσεις δειγματοληψίας, στα ρήγματα Αρκίτσας και Αταλάντης.....	200
Εικόνα 7. 3: Επιφανειακή έκφραση του σεισμικού ρήγματος της Αταλάντης.	201
Εικόνα 7. 4: Η επιφάνεια του ρήγματος της Αταλάντης στην περιοχή του Μαρτίνου με το τεκτονικό λατυποπαγές στο οποίο έγινε η δειγματοληψία.	201
Εικόνα 7. 5: Ρηξιγενής ζώνη Αρκίτσας.....	202
Εικόνα 7. 6: Τμήμα της κατοπτρικής επιφάνειας του ρήγματος της Αρκίτσας.....	202
Εικόνα 7. 7: Θέση δειγματοληψίας στην περιοχή της Οκτωνιάς Ευβοίας.....	203
Εικόνα 7. 8: Καθρέπτης του ρήγματος της Οκτωνιάς.....	204

Περιεχόμενα πινάκων

Πίνακας 5. 1: Δείγματα που συλλέχθηκαν ανά περιοχή στην παράκτια ζώνη του Ευβοϊκού κόλπου	133
Πίνακας 5. 2: Χρόνοι καθίζησης ιζημάτων για τις αντίστοιχες κοκκομετρίες (τροποποιημένο από Ψιλοβίκος, 2010).....	137
Πίνακας 5. 3: Αποτελέσματα χημικής επεξεργασίας για τα 25 δείγματα.	139
Πίνακας 5. 4: Πρωτόκολλο Single-Aliquot Regenerative-dose (SAR). (Murray and Wintle 2000; 2003; Duller 2003; Wintle and Murray, 2006).....	148
Πίνακας 5. 5: Πρωτόκολλο ITL SAR. (Buylaert et al., 2006)	154
Πίνακας 5. 6: Πρωτόκολλο p-IRIR SAR. (Thiel et al., 2011)	156
Πίνακας 5. 7: Τα προς χρονολόγηση δείγματα καθώς και η αντίστοιχη τεχνική φωταύγειας.....	160
Πίνακας 5. 8: Οι ισοδύναμες δόσεις που προέκυψαν από την εφαρμογή των πρωτοκόλλων OSL SAR (Duller 2003; Murray and Wintle 2000; 2003, Wintle & Murray 2006) p-IRIR SAR (Thiel et al., 2011).	167
Πίνακας 5. 9: Κωδικοί δειγμάτων, χημικές αναλύσεις U, Th, K, Rb, βάθη, υγρασία, μεγέθη κόκκων, υψόμετρα, γεωγραφικές συντεταγμένες.....	169
Πίνακας 5. 10: Ρυθμοί δόσης (DR).	170
Πίνακας 6. 1: Εκτιμώμενες ηλικίες (σε χιλιάδες χρόνια) για 10 από τα δείγματα που συλλέχθηκαν από την παράκτια ζώνη του Βόρειου Εβοϊκού κόλπου (περιοχές Δροσιάς-Μπουρνώντα και Θεολόγου) καθώς και τα αντίστοιχα σφάλματά τους.	176

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το Τεταρτογενές, η πιο πρόσφατη γεωλογική περίοδος της γης, εκτείνεται από το Κατώτερο Πλειστόκαινο μέχρι το Ανώτερο Ολόκαινο και χαρακτηρίζεται από μια αλληλουχία εναλλασσόμενων παγετωδών και μεσοπαγετωδών περιόδων (Bintanja et al., 2005). Είναι προφανές, ότι οι αλλαγές του κλίματος και της θαλάσσιας στάθμης που έλαβαν χώρα κατά τη διάρκεια αλλά και μεταξύ των παγετωδών περιόδων, ήταν ικανές να προκαλέσουν μεγάλες περιβαλλοντικές μεταβολές σε παγκόσμια κλίμακα. Σε αυτό το πλαίσιο, οι παράκτιες αποθέσεις θεωρείται ότι σχηματίζονται συνήθως σε συνθήκες ευστατικής ανόδου της θαλάσσιας στάθμης (κατά τη διάρκεια των μεσοπαγετωδών περιόδων) και μπορούν να συσχετιστούν με αντίστοιχα θαλάσσια ισοτοπικά στάδια – MIS (Bintanja et al., 2005). Οι μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης, μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως δείκτες παλαιότερων κλιματικών αλλαγών, οι οποίες μέσω των γεωλογικών σχηματισμών αποτυπώνονται στις ακτογραμμές (Woodroffe and Murray-Wallace, 2012). Σε αρκετές περιοχές, ωστόσο, τα παράκτια ιζήματα έχουν δημιουργηθεί είτε λόγω ευστατισμού είτε λόγω τεκτονισμού (Barreto et al., 2002). Η κατανόηση του σχηματισμού των ακτογραμμών και η θέσπιση του χρονολογικού πλαισίου της εξέλιξής τους, θα μπορούσε να αποτελέσει ένα χρήσιμο εργαλείο για την αποτύπωση του παλαιοπεριβαλλοντικού καθεστώτος μιας περιοχής (Jacobs, 2008). Η γεωχρονολόγηση των τεταρτογενών αποθέσεων της περιοχής του Ευβοϊκού κόλπου, που πραγματοποιήθηκε στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής, αφορούσε στις υφάλμυρες αποθέσεις, εκείνες δηλαδή που φανερώνουν θαλάσσια επίδραση, έστω και παροδική. Όλες οι παλαιότερες νεογενείς και τεταρτογενείς αποθέσεις στην περιοχή μελέτης, είναι καθαρά ηπειρωτικής (λιμναίας ή χερσαίας προέλευσης) φύσεως, οπότε οι ηλικίες που προσδιορίστηκαν μας δείχνουν την αρχική είσοδο θαλάσσιων υδάτων στον Β. Ευβοϊκό κόλπο και το μετέπειτα ρόλο τους στην ιζηματογένεση.

Έχουν αναπτυχθεί πολλές τεχνικές για τη χρονολόγηση των αποθέσεων της παράκτιας ζώνης, ωστόσο σε πολλές απ' αυτές εντοπίζονται αρκετοί περιορισμοί και μειονεκτήματα, που συχνότερα συνδέονται με τη φύση του υλικού που πρόκειται να χρονολογηθεί (Walker, 2005). Κατά την τελευταία δεκαετία, η φωταύγεια έχει ευρεία εφαρμογή και θα μπορούσε να

θεωρηθεί μία απ' τις πιο αξιόπιστες μεθόδους χρονολόγησης διαφορετικών ιζηματογενών περιβαλλόντων (Aitken et al., 1964; Zimmerman, 1967; Liritzis et al., 2013). Αναπτύχθηκε τη δεκαετία του 1980 (Aitken, 1985) ακολουθώντας τη Θερμοφωταύγεια και χρησιμοποιήθηκε, τόσο για μια σειρά φυσικών υλικών όπως ο χαλαζίας (quartz) και ο άστριος (feldspar), όσο και για συνθετικά υλικά όπως η πορσελάνη. Η αρχή λειτουργίας της βασίζεται στην εκπομπή φωτός από ορυκτά όπως είναι ο χαλαζίας και ο άστριος (Aitken, 1985), τα οποία έχουν την ιδιότητα να αποθηκεύουν ενέργεια (με τη μορφή ηλεκτρονίων) στην κρυσταλλική τους δομή κατά το χρονικό διάστημα απόθεσής τους και να την απελευθερώνουν ως "φωταύγεια" έπειτα από τεχνητή διέγερσή τους με θέρμανση ή φωτισμό. Η ηλικία προκύπτει από το λόγο της Ισοδύναμης δόσης (D_e) και του Ρυθμού δόσης (DR) (Duller, 2004).

Στα υλικά που χρησιμοποιούνται στη χρονολόγηση με Θερμοφωταύγεια περιλαμβάνονται ψημένος πηλός (πυροτεχνολογικά κατάλοιπα, κεραμικά αντικείμενα), πετρώματα ηφαιστειογενούς προέλευσης και καμένες πέτρες. Στην Οπτικά Διειρημένη Φωταύγεια (Optically Stimulated Luminescence – OSL) αντί της θέρμανσης του υλικού πραγματοποιείται οπτική διέγερσή του, χρησιμοποιώντας μία τεχνητή πηγή φωτός, η οποία ρίχνει φως στο υλικό δίνοντας ενέργεια στα ηλεκτρόνια, με αποτέλεσμα την επαναδιέγερσή τους (Duller, 1996).

Το εύρος των ηλικιών, εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από το ρυθμό δόσης. Επομένως, δείγματα τα οποία προέρχονται από περιοχές με χαμηλή περιεκτικότητα σε ραδιοϊσότοπα (π.χ. τα ανθρακικά πετρώματα), εμφανίζουν χαμηλούς ρυθμούς δόσης με αποτέλεσμα τον αργό κορεσμό των παγίδων της κρυσταλλικής δομής τους, γεγονός που υποδηλώνει τη δυνατότητα υπολογισμού μεγάλων ηλικιών. Βέβαια οι Huntley et al. (1993) έχουν καταφέρει να χρονολογήσουν με αξιοπιστία δείγματα χαλαζία μέχρι και 800 ka. Βασιζόμενοι σε πρόσφατες έρευνες και μελέτες έγιναν προσπάθειες επέκτασης του εύρους χρονολογήσεων κατά την τελευταία δεκαετία, κάτι το οποίο επέφερε επιθυμητά αποτελέσματα.

Το ερευνητικό ενδιαφέρον της παρούσας διδακτορικής διατριβής εστιάζεται στην απόλυτη χρονολόγηση των παράκτιων περιοχών του Ευβοϊκού κόλπου κατά την περίοδο του Τεταρτογενούς, με τη χρήση νέων τεχνικών Φωταύγειας. Μέσα σε αυτό το χρονικό διάστημα, η νεοτεκτονική και ηφαιστειακή δραστηριότητα καθώς και μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης που συνέβησαν στην περιοχή του κόλπου υπήρξαν έντονες, οδηγώντας σε μεγάλες ευστατικές

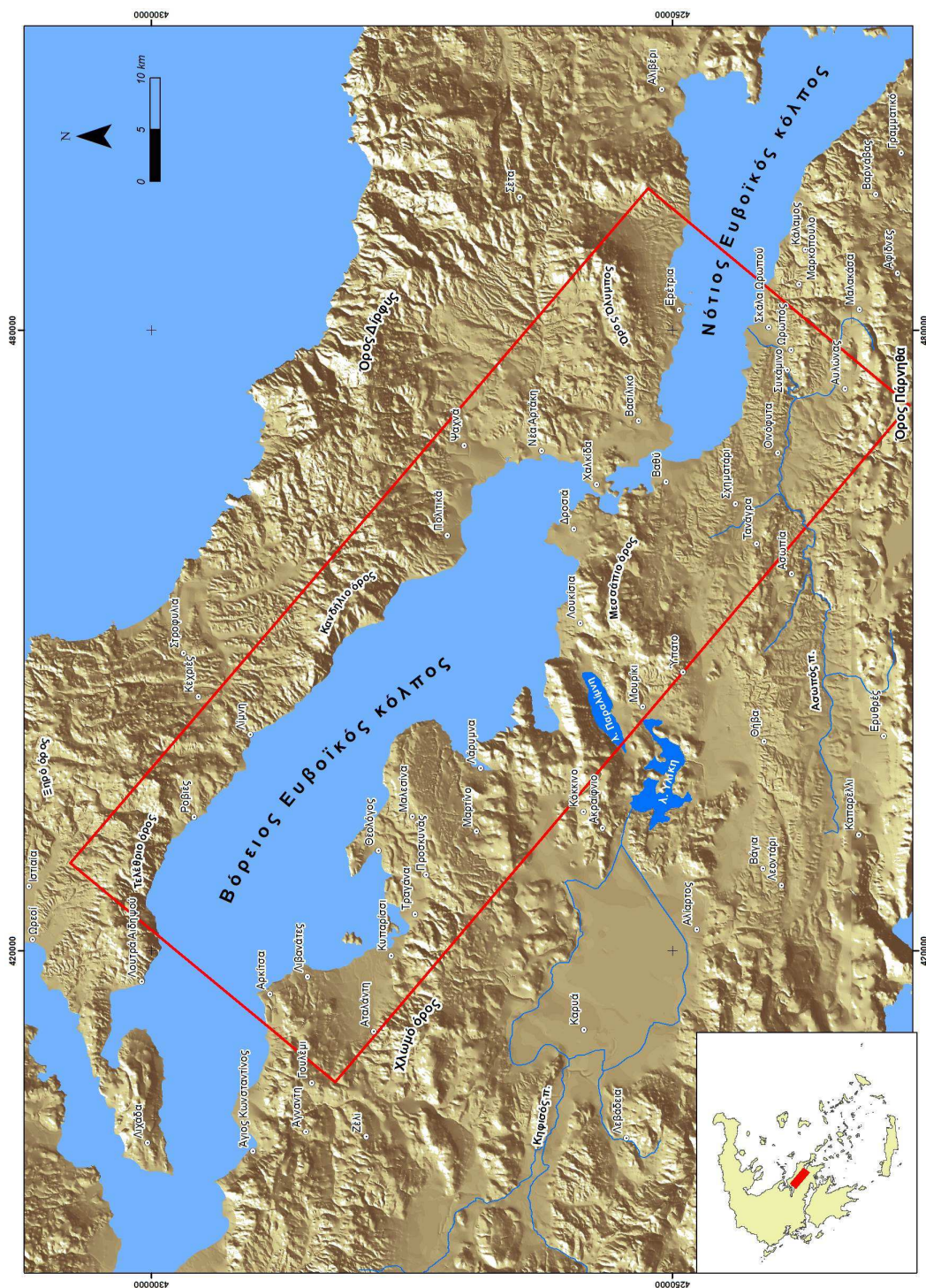
και τεκτονικές μεταβολές (Sakellariou et al., 2006). Ωστόσο, δεν υπάρχουν αρκετές διαθέσιμες πληροφορίες για τις μεταβολές αυτές, καθώς η έρευνα που έχει διεξαχθεί στην περιοχή είναι αρκετά περιορισμένη και κυρίως βασισμένη σε σχετικές και όχι απόλυτες χρονολογήσεις (Katsikatsos et al., 1981; Rondoyanni, 1984; Voutsinou-Taliadouri and Varnavas, 1992; Katsikatsos, 1999; Mavrides, 2006; Rondoyanni et al., 2007;).

Στην παρούσα έρευνα, συλλέχθηκαν ιζήματα από την παράκτια ζώνη του κόλπου τα οποία χρονολογήθηκαν χρησιμοποιώντας διαφορετικές τεχνικές φωταύγειας: Οπτικά Διεγερμένη φωταύγεια (OSL) (Murray and Wintle, 2000; 2003; Duller, 2003), Ισοθερμική Θερμοφωταύγεια (ITL) (Huot et al., 2006) και Υπέρυθρη Οπτικά Διεγερμένη φωταύγεια (IRSL) (Thiel et al., 2011), προκειμένου να ληφθούν αξιόπιστα αποτελέσματα, τα οποία και να συγκριθούν με προηγούμενες σχετικές χρονολογήσεις.

Έτσι, αρχικά πραγματοποιήθηκαν εργασίες υπαίθρου προκειμένου να επιλεγούν οι προς χρονολόγηση γεωλογικοί σχηματισμοί και να γίνει η κατάλληλη δειγματοληψία. Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκαν εργαστηριακές έρευνες, που περιλάμβαναν χημικές αναλύσεις και εργαστηριακές μετρήσεις για τον προσδιορισμό της απόλυτης ηλικίας των δειγμάτων. Η κύρια ιδέα βασίζεται στο γεγονός ότι η χρονολόγηση με τη μέθοδο της Φωταύγειας δίνει τη δυνατότητα διερεύνησης ιζηματογενών περιβαλλόντων μέσω των ορυκτολογικών συστατικών των σχηματισμών τους, τα οποία δρουν ως “χρονόμετρα” για τον καθορισμό συγκεκριμένων γεγονότων του παρελθόντος. Οι χρονολογίες που προέκυψαν συσχετίστηκαν με ευστατικές καμπύλες προκειμένου να επιτευχθεί η ανάδειξη της παλαιογεωγραφικής και νεοτεκτονικής εξέλιξης των παράκτιων περιοχών του Ευβοϊκού κόλπου.

Επιπλέον, κατά τη διάρκεια της παρούσας έρευνας, κατασκευάστηκαν θεματικοί χάρτες με τη βοήθεια των Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών-ΓΣΠ (GIS) μέσω του προγράμματος Arcmap 10.1. Συνολικά δημιουργήθηκαν τέσσερις (4) θεματικοί χάρτες: ένας προσανατολισμού, ένας μορφολογικός, ένας με τις θέσεις δειγματοληψίας και ένας γεωλογικός χάρτης. Το ψηφιακό μοντέλο εδάφους με βήμα καννάβου 25 m προήλθε από την ψηφιοποίηση των χαρτών της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού (Γ.Υ.Σ.) σε κλίμακα 1:50000 με ισοσδιάσταση ισοψών καμπυλών 25 m.

1.1 Περιοχή μελέτης



Εικόνα 1. 1: Χάρτης προσανατολισμού περιοχής μελέτης.

Βόρειος Ευβοϊκός κόλπος

Ο Βόρειος Ευβοϊκός αποτελεί μία επιμήκη λεκάνη μεταξύ της Στερεάς Ελλάδας και της Εύβοιας και συνδέεται με το Νότιο Ευβοϊκό κόλπο μέσω του στενού του Ευρίπου (εικόνα 1.1). Ακολουθεί γενική διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ, έχει μήκος περίπου 100 km (Papanastasiou et al., 2001) και μορφολογικό βάθος 400-440m (Hughes et al., 1999; Sakellariou et al., 2007).

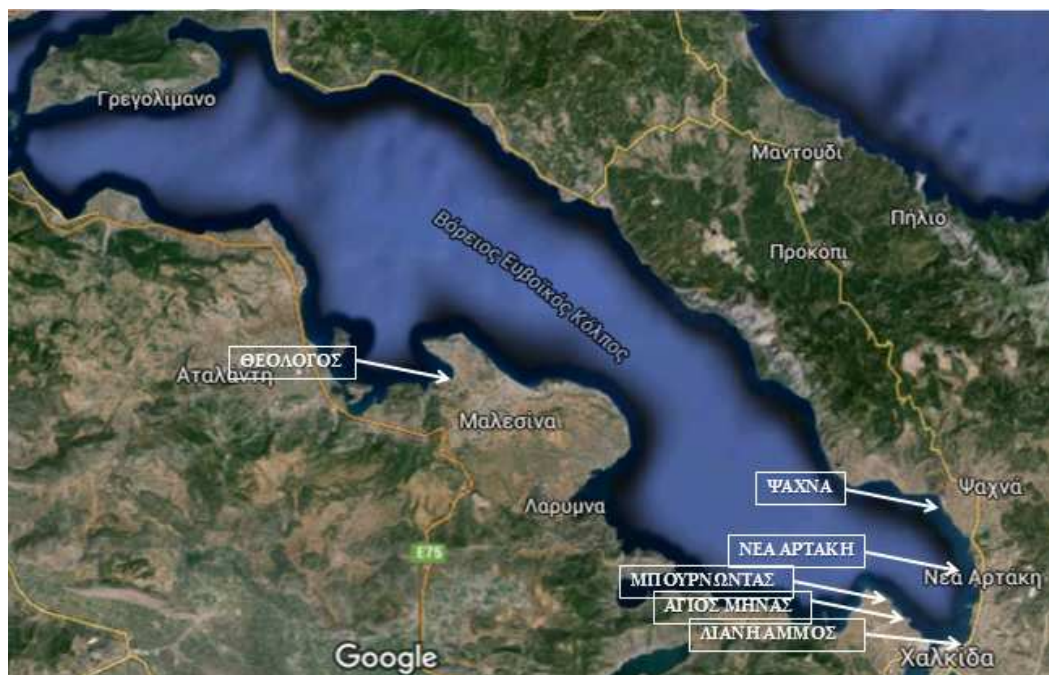
Ο κόλπος διακρίνεται σε τρία τμήματα: το Δυτικό τμήμα το οποίο εκτείνεται από τις Νήσους Λιχάδες μέχρι το Ακρωτήριο της Αρκίτσας, το οποίο χαρακτηρίζεται ομαλό με μέσο βάθος 80-100 m περίπου, το Κεντρικό το οποίο εκτείνεται από το Ακρωτήριο της Αρκίτσας μέχρι τη χερσόνησο της Μαλεσίνας και αποτελεί το τμήμα με το μεγαλύτερο βάθος, 450 m (Sakellariou et al., 2007) και το Νοτιοανατολικό το οποίο εκτείνεται μέχρι τη Χαλκίδα, το οποίο χαρακτηρίζεται ομαλό και ρηχό με μέσο βάθος 80-100 m περίπου (Hughes et al., 1999, Sakellariou et al., 2007).

Νότιος Ευβοϊκός κόλπος

Ο Νότιος Ευβοϊκός αποτελεί εξίσου επιμήκη λεκάνη μικρότερου εύρους η οποία βρίσκεται μεταξύ της Στερεάς Ελλάδας και της Εύβοιας, ακολουθώντας γενική διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ (εικόνα 1.1). Το μήκος του κόλπου είναι περίπου 60 km, το πλάτος του περίπου 15 km (περιοχή Αλιβερίου) (Goldsworthy et al., 2002) και το μέγιστο βάθος του είναι 73 m και εμφανίζοντας ομαλή κλίση από την περιοχή της Χαλκίδας προς το νότιο τμήμα του, με εξαίρεση τη μείωση του βάθους στα 55 m που εντοπίζεται στο νοτιότερο τμήμα του (Perisoratis et al., 1989, Goldsworthy et al., 2002). Το νότιο τμήμα του ακολουθεί τη γενική διεύθυνση του κόλπου και εμφανίζει ελάχιστες εγκολπίσεις αντιθέτως με το βόρειο τμήμα του το οποίο εμφανίζει αρκετά περίπλοκη μορφολογία με το βορειότερο τμήμα του να ακολουθεί τη διεύθυνση Α-Δ ενώ το νοτιότερο τμήμα τη διεύθυνση Β-Ν, στην οποία οφείλεται και η δημιουργία των κόλπων του Αλιβερίου και του Αλμυροπόταμου.

Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, στην παρούσα διατριβή, επιδιώκεται η απόλυτη χρονολόγηση χαρακτηριστικών θέσεων από την παράκτια ζώνη του Ευβοϊκού κόλπου με τις νέες τεχνικές της Φωταύγειας, των οποίων τα αποτελέσματα θα χρησιμοποιηθούν για την εκτίμηση της παλαιογεωγραφικής εξέλιξης του κόλπου και κυρίως για τον προσδιορισμό της αρχικής

εισόδου της θάλασσας σε αυτόν. Για το σκοπό αυτό, η απόλυτη χρονολόγηση των υφάλμυρων αποθέσεων συγκρίθηκε με δεδομένα από δημοσιευμένες μελέτες σχετικές με την στρωματογραφία και το τεκτονικό καθεστώς της περιοχής καθώς και με ευστατικές καμπύλες που αφορούν στο Τεταρτογενές. Συνολικά συλλέχθηκαν είκοσι πέντε (25) δείγματα από οκτώ (8) θέσεις του Νότιου και Δυτικού τμήματος του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου (εικόνα 1.2) και από δύο (2) θέσεις από το βόρειο τμήμα του νότιου Ευβοϊκού κόλπου (εικόνα 1.3).



Εικόνα 1. 2: Θέσεις δειγματοληψίας κατά μήκος της παράκτιας ζώνης του Β. Ευβοϊκού κόλπου (πηγή χάρτη: Google maps).



Εικόνα 1. 3: Θέσεις δειγματοληψίας κατά μήκος της παράκτιας ζώνης του Ν. Ευβοϊκού κόλπου (πηγή χάρτη: Google maps).

1.2 Μεθοδολογία

Αρχικά πραγματοποιήθηκε βιβλιογραφική επισκόπηση, συλλογή και αξιολόγηση των διαθέσιμων στοιχείων (δημοσιεύσεις, διπλωματικές - μεταπτυχιακές και διδακτορικές διατριβές, διαδικτυακοί ιστότοποι, αντίστοιχα βιβλία και ηλεκτρονικές βιβλιοθήκες) που αφορούν στην παράκτια ζώνη της περιοχής μελέτης. Ιδιαίτερη έμφαση δόθηκε στη στρωματογραφία και το τεκτονικό καθεστώς της περιοχής καθώς και στον τρόπο δημιουργίας των τεταρτογενών υφάλμυρων σχηματισμών της. Επιπλέον, η βιβλιογραφική επισκόπηση επεκτάθηκε και σε θέματα που άπτονται της χρονολόγησης με τη μέθοδο της Φωταύγειας, συμπεριλαμβανομένης της αρχής λειτουργίας της, τις εφαρμογές της στη γεωλογία, τους πιθανούς περιορισμούς της καθώς και τις επεκτάσεις του εύρους ηλικιών που δίνει.

Το επόμενο στάδιο ήταν η εργασία πεδίου για τη μελέτη της περιοχής, την επιλογή των κατάλληλων θέσεων δειγματοληψίας και τη συλλογή των προς χρονολόγηση δειγμάτων. Παράλληλα, ξεκίνησε η συλλογή των γεωλογικών χαρτών και η χαρτογράφηση της περιοχής μελέτης μέσω των Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών (GIS) για την απόκτηση εποπτικής εικόνας της κατανομής των τεταρτογενών αποθέσεων. Στη συνέχεια ακολούθησε η χημική

επεξεργασία των δειγμάτων στο παρασκευαστήριο του εργαστηρίου Φωταύγειας (Ε.Κ.Ε.Φ.Ε. «ΔΗΜΟΚΡΙΤΟΣ») και η μέτρησή τους με τις ανωτέρω τεχνικές (OSL, ITL, IRSL) ώστε εν τέλει να γίνει η εκτίμηση της ηλικίας τους. Οι σχετικές μέθοδοι γεωχρονολόγησης (απολιθώματα και μικροπανίδα) οι οποίες είναι και οι συνηθέστερα εφαρμοζόμενες, δίνουν πληροφορίες μόνο για ευρύτερα χρονο-στρωματογραφικά πλαίσια και όχι έναν ακριβή προσδιορισμό της ηλικίας των γεγονότων που έλαβαν χώρα μέσα στο Τεταρτογενές. Συνεπώς, θεωρείται απαραίτητη η χρήση απόλυτων μεθόδων γεωχρονολόγησης. Η φωταύγεια αποτελεί την πιο κατάλληλη μέθοδο χρονολόγησης στην παρούσα έρευνα διότι είναι μία απόλυτη μέθοδος ή οποία χρονολογεί ακριβώς τη στιγμή απόθεσης του σχηματισμού και μπορεί να εφαρμοστεί σε ιζήματα της περιοχής μελέτης.

Τέλος, έγινε η σύνθεση και αξιολόγηση των δεδομένων, η ερμηνεία των αποτελεσμάτων από την απόλυτη γεωχρονολόγηση των δειγμάτων καθώς και μία προσπάθεια εκτίμησης της εξέλιξης της παράκτιας ζώνης του Ευβοϊκού κόλπου, τα οποία συνέβαλαν στη συγγραφή της παρούσας διδακτορικής διατριβής.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Aitken M.J. 1985: Thermoluminescence dating, Academic Press, London.

Aitken M.J., Reid J., Tite M.S. 1964: Thermoluminescence dating of ancient ceramics, *Nature* 202, 1032.

Barreto A.M.F., Bezerra F.H.R., Suguio K., Tatumi S.H., Yee M., Paiva R.P., Munita C.S. 2002: Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 179, 57-69.

Bintanja R., R.S.W. van de Wal, Oerlemans J. 2005: Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years, *Nature* 437, 125-128.

Duller G.A.T. 2003: Distinguishing quartz and feldspar in single grain luminescence measurements: *Radiation Measurements* 37, 161-165.

Duller G.A.T. 2004: Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances, *Journal of Quaternary Science* 19, 183–192.

Goldsworthy M., Jackson J., Haines J. 2002: The continuity of active fault systems in Greece, *Geophysical Journal International*, 148(3), 596-618.

Hughes D.J., Marrs S.J., Smith C.J., Atkinson R.J.A. 1999: Observations of the echiuran worm *Bonellia viridis* in the deep basin of Evoikos Gulf, Greece, *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom* 79, 361-363.

Huot S., Buylaert J.P., Murray A.S. 2006: Isothermal thermoluminescence signals from quartz. *Radiation Measurements* 41(7-8), 796-802.

Katsikatsos G. 1999: Geological map of Greece scale 1:50.000, Eretria sheet, IGME, Athens.

Katsikatsos, G., De Bruijn H., Van Der Meulen A.J. 1981: The Neogene of the island of Euboea, a review, *Geol. Mijnbouw, Amsterdam* 60, 509-516.

Liritzis I., Singhvi A.K., Feathers J.K., Wagner G.A., Kadereit A., Zacharias N., Li S.H. 2013: Luminescence Dating in Archaeology, Anthropology and Geoarchaeology: An Overview, Springer Briefs in Earth System Sciences.

Mavrides A. 2006: Geological map of Greece scale 1:50.000, Chalkida sheet, IGME, Athens.

Murray A.S., Wintle A.G. 2000: Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol, *Radiation Measurements* 32, 57-73.

Murray A.S., Wintle A.G. 2003: The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability, *Radiation Measurements* 37, 377-381.

Papanastassiou D., Stavrakakis G., Makaris D. 2001: Recent micro-earthquake activity at Northern Evoikos Gulf, Central Greece, *Bulletin of Geological Society Greece*, XXXIV 4, 1567-1572.

Perisoratis C., Mettos A., and Van Andel T. 1989: Stratigraphy and Structure of the South Evoikos and the Greater Neogene's Basin, *Bulletin of Geological Society of Greece*, Vol. XXIII 1, 209-221.

Rondoyanni Th., Galanakis D., Georgiou Ch., Baskoutas I. 2007: Identifying fault activity in the Central Evoikos Gulf (Greece), 11th International Congress, Athens.

Rondoyanni-Tsiambaou Th. 1984: Etude néotectonique des rivages occidentaux du canal d' Atalandi (Grèce Centrale), Thèse Doctorat, Université de Paris sud Centre d' Orsay.

Sakellariou D.G., Rousakis H., Kaberi V., Kapsimalis P., Georgiou T., Kanellopoulos and Lykousis V. 2007: Tectono-sedimentary structure and late quaternary evolution of the North Evia Gulf Basin, Central Greece: Preliminary results, *Bulletin of Geological Society Greece*, Proceedings of the 11th International Congress Athens, 37(1), 451-462.

Thiel C., Buylaert J.P., Murray A.S., Terhorst B., Hofer I., Tsukamoto S., Frechen M. 2011: Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) - Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol, *Quaternary International* 234(1-2), 23-31.

Voutsinou-Taliadouri F. and Varnavas S.P. 1992: *Marine Geology* 110, 93-114.

Walker M.J.C. 2005: Quaternary dating methods, in John Wiley & Sons Ltd, Chichester, England.

Woodroffe C.D. and Murray-Wallace C.V. 2012: Sea-level rise and coastal change: the past as a guide to the future, *Quaternary Science Reviews* 54, 4-11.

Zimmerman D.W. 1967: Thermoluminescence from fine grains from ancient pottery, *Archaeometry* 10, 26-28.

Σακελλαρίου Δ., Καψιμάλης Β., Ρουσάκης Γ., Γεωργίου Π., Καμπέρη Ε., Κανελλόπουλος Θ., Λυκούσης Β., Παπούλια Ι. 2006: Παλαιογεωγραφική εξέλιξη του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου στο Ανώτατο Τεταρτογενές, 8^ο Πανελλήνιο Συμπόσιο Ωκεανογραφίας & Αλιείας, Ελληνικό Κέντρο Θαλάσσιων Ερευνών, Ανάβυσσος.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ-ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΩΝ ΠΑΡΑΚΤΙΩΝ ΠΕΡΙΟΧΩΝ ΤΟΥ ΕΥΒΟΪΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ

2.1 Παλαιογεωγραφική εξέλιξη του Ελλαδικού χώρου κατά το Νεογενές-Τεταρτογενές

Πριν από 30 εκατομμύρια χρόνια -My-, (Ολιγόκαινο) η περιοχή του Αιγαίου αποτελούσε χέρσο (Αιγαίδα), στην οποία ανήκε η σημερινή ηπειρωτική Ελλάδα συμπεριλαμβανομένων των Ιονίων νήσων, των νησιών του Αιγαίου, καθώς και του νότιου τμήματος του Αιγαίου μέχρι και την Κρήτη. Στο βόρειο τμήμα, η θάλασσα της Παρατηθούς διαχώριζε την Ελλάδα από την υπόλοιπη Ευρώπη. Πριν από 17 εκατομμύρια χρόνια -My-, (Βουρδιγάλιο), διακόπηκε η σύνδεση της Μεσογείου με τον Ινδικό ωκεανό και στη συνέχεια, πριν από 14,5-12 My (Σερραβάλιο), η χέρσος άρχισε να διασπάται. Την περίοδο αυτή υπήρχε σύνδεση της ηπειρωτικής Ελλάδας με την υπόλοιπη Ευρώπη και δημιουργία μεγάλων λιμνών με γλυκά και υφάλμυρα νερά (Dermitzakis, 1990). Στη συνέχεια, πριν από 10,5-7,5 My (Τορτόνιο) άρχισε η δημιουργία του Αιγαίου Πελάγους λόγω της δράσης εκτεταμένων εφελκυστικών κινήσεων και της επακόλουθης εισροής θαλάσσιων υδάτων (Dermitzakis, 1990). Η Κρήτη αποκόπτεται από τη χέρσο, οι Κυκλάδες αφενός μεν διαχωρίζονται από τα νησιά του Ανατολικού Αιγαίου και την Πελοπόννησο, αφετέρου δε παραμένουν συνδεδεμένα με την Αττική και τη νότιο Εύβοια. Πριν από 6,5-5,5 My (Μεσσήνιο) παύει η σύνδεση της Μεσογείου με τον Ατλαντικό ωκεανό («κρίση αλμυρότητας» στη Μεσόγειο) με αποτέλεσμα τη δημιουργία μεγάλων και αλμυρών λιμνών και κλειστών θαλασσών, οι οποίες όμως θα πρέπει να ήταν «νεκρές» εξαιτίας της υψηλής αλατότητας (Meulenkamp, 1979a). Η φάση αυτή σταμάτησε κατά το Κατώτερο Πλειόκαινο πριν από 5,5-4,5 My (Ζάγκλιο) οπότε έγινε επανασύνδεση της Μεσογείου με τον Ατλαντικό (μέσω των στενών του Γιβραλτάρ) και άνοδος της θαλάσσιας στάθμης. Πραγματοποιείται ένωση της ανατολικής Κρήτης με τη δυτική (Dermitzakis and Paranikolaou, 1981; Hinsbergen and Meulenkamp, 2006; Roulakakis and Sfenthourakis, 2008; Kamilari and Sfenthourakis, 2009), απομόνωση των νότιων και κεντρικών Κυκλάδων και μετατροπή τους σε ενιαία χέρσο, καθώς και ένωση των βόρειων Κυκλάδων με την ηπειρωτική Ελλάδα διαμέσου της Εύβοιας. Στη συνέχεια, κατά το ανώτερο Πλειόκαινο, πριν από 4,5-3,5 My (Πλακέντιο) παρατηρείται αύξηση

του ρυθμού ανύψωσης όλης της περιοχής με αποτέλεσμα την αναδιαμόρφωση τόσο των νησιών όσο και των ηπειρωτικών περιοχών. Κατά την αρχή του Τεταρτογενούς, πριν 2 My (Πλειστόκαινο) έρχεται μια εποχή μεγάλων αλλαγών η οποία διακρίνεται από εναλλαγές παγετωδών και μεσοπαγετωδών περιόδων. Κατά τις παγετώδεις περιόδους, μειώνεται η θαλάσσια στάθμη από 100 έως 120 μέτρα κάτω απ' τη σημερινή. Στο Μέσο Πλειστόκαινο, γίνεται ο διαχωρισμός της Εύβοιας από τις Κυκλάδες οι οποίες και τμηματοποιούνται. Τα υπόλοιπα νησιά του ανατολικού Αιγαίου δε διαχωρίζονται ακόμη απ' τη Μικρά Ασία μέχρι και το Ολόκαινο (Σφενδουράκης, 1994; Welter-Schultes, 2000; Roulakakis et al., 2005; Parmakelis et al., 2006). Τα Κύθηρα παραμένουν ενωμένα με τη νότια Πελοπόννησο (Roulakakis and Sfenthourakis, 2008) ενώ ταυτόχρονα δημιουργείται Β. Ευβοϊκός κόλπος.

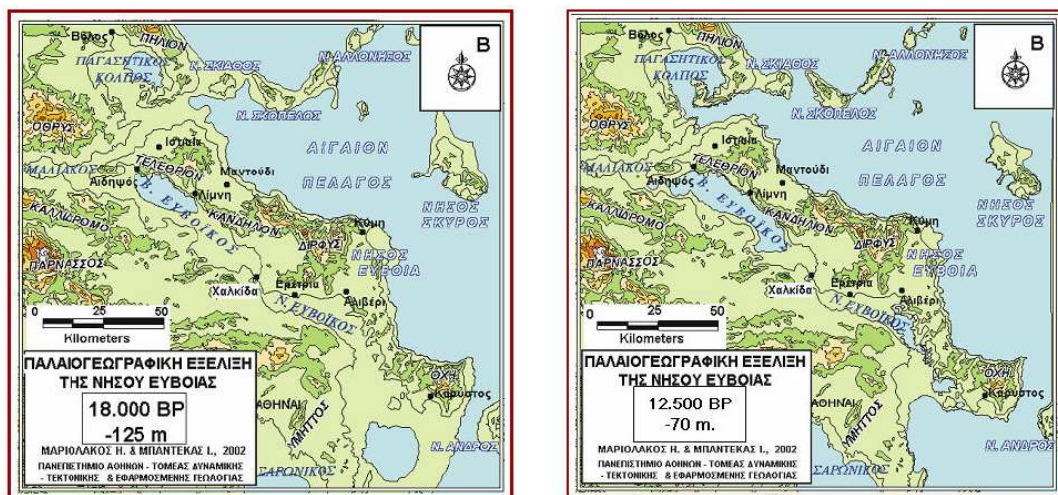
2.1.1 Παλαιογεωγραφική εξέλιξη του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου

Κατά το αλπικό στάδιο, ολόκληρη η περιοχή ανατολικά της Κωπαΐδας μέχρι την Αυλίδα και βόρεια της Θηβαϊκής πεδιάδας μέχρι τον Β. Ευβοϊκό κόλπο, σύμφωνα με τον Κουμαντάκη (1969), αποτελεί θαλάσσιο χώρο μικρού βάθους, μέσα στην οποία, από το Ανώτερο Τριαδικό μέχρι το Κιμμερίδιο αποτέθηκαν αρχικά δολομιτικοί ασβεστόλιθοι και στη συνέχεια καθαροί ασβεστόλιθοι. Κατά το Κιμμερίδιο, πάνω στους ασβεστόλιθους αποτέθηκαν σχιστόλιθοι, κερατόλιθοι και ψαμμίτες. Μεταξύ του Κιμμεριδίου και του Κενομανίου, εντός των σχηματισμών, διείσδυσαν υπερβασικά εκρηξιγενή πετρώματα. Στη συνέχεια, η θαλάσσια αυτή περιοχή υπέστη την επίδραση της Νεοκιμμερικής πτύχωσης, αναδύθηκε και έγινε χέρσος μέχρι τις αρχές του Ανώτερου Κρητιδικού, οπότε η περιοχή έγινε εκ νέου αβαθής θάλασσα μέσα στην οποία αποτέθηκαν κατά θέσεις, ιζηματογενή σιδηρομεταλλεύματα και στη συνέχεια ασβεστόλιθοι και φλύσχης. Η θαλάσσια φάση διακόπηκε κατά το Ηώκαινο και από τότε ολόκληρη σχεδόν η περιοχή αποτελεί χέρσο. Κατά την περίοδο από το Ηώκαινο έως σήμερα, έδρασαν έντονες τεκτονικές δυνάμεις, οι οποίες είχαν ως αποτέλεσμα τη δημιουργία μεγάλων πτυχώσεων, επωθήσεων, λεπιώσεων και ρηγμάτων. Αυτές οι διαδικασίες σε συνδυασμό με τις διαβρωτικές διαδικασίες έδωσαν στην περιοχή τη σημερινή της μορφολογία.

Σε ό,τι αφορά τις πρόσφατες παλαιογεωγραφικές μεταβολές, βασικός παράγοντας για την Τεταρτογενή εξέλιξη του Β. Ευβοϊκού κόλπου αποτέλεσαν οι παγκόσμιες θαλάσσιες

μεταβολές, οι οποίες συνοδεύονταν από τις παγετώδεις και μεσοπαγετώδεις περιόδους κατά τη διάρκεια του Πλειστοκαίνου (Shackleton, 1987; Perissoratis and Conispoliatis, 2003).

Κατά το Κατώτερο Πλειστόκαινο, ο κόλπος αποτελούσε λιμνοθάλασσα που σταδιακά άρχισε να απομονώνεται ή κατά περιόδους να κατακλύζεται και πάλι από τη θάλασσα (Koskeridou and Ioakim, 2009). Αυτή η απομόνωση του κόλπου ανά διαστήματα, γίνεται αντιληπτή και από την ύπαρξη μαλακίων γλυκού και υφάλμυρου νερού. Η πανίδα μαλακίων είναι παρόμοια με αυτή του Arscheronian της Μαύρης και της Κασπίας θάλασσας και παρουσία *Limnocardiides* (*Didacna*), που χαρακτηρίζουν το Tchaudian (ή Bakinian) της Κασπίας θάλασσας (Lemeille, 1977), το οποίο υποδηλώνει συσχετισμό συνθηκών του κόλπου με την Κασπία θάλασσα, άρα πιθανή επικοινωνία των δύο κόλπων με τη Μεσόγειο μέσω της θάλασσας του Μαρμαρά.

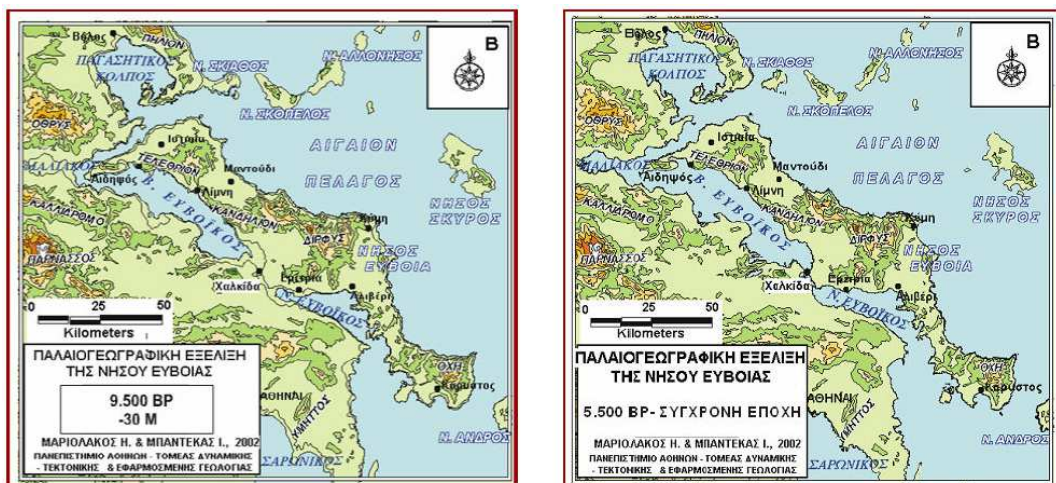


Εικόνα 2. 1: Η εξέλιξη της ακτογραμμής του Β. Ευβοϊκού κόλπου πριν 18 χιλιάδες χρόνια –κατόταν η στάθμη της θάλασσας ήταν 125 m χαμηλότερα απ’ τη σημερινή και πριν 12.5 ka όταν η στάθμη της θάλασσας ήταν 70 m χαμηλότερα απ’τη σημερινή (Mariolakos et al., 2008).

Σύμφωνα με τις ευστατικές καμπύλες, κατά τη διάρκεια της τελευταίας Παγετώδους περιόδου (Würm), το επίπεδο της θαλάσσιας στάθμης εντοπιζόταν 120 m περίπου κάτω από τη σημερινή στάθμη. Το στενό των Λιχάδων δρούσε ως φυσικό εμπόδιο της εισόδου της θάλασσας στον κόλπο, καθώς το μέγιστο βάθος του δεν ξεπερνούσε τα 60-67 m, τη στιγμή που η θαλάσσια στάθμη ήταν 120m κάτω από τη σημερινή. Εκείνη την περίοδο, ο Βόρειος Ευβοϊκός

κόλπος λειτουργούσε ως απομονωμένη λίμνη (Sakellariou et al., 2006) (εικόνα 2.1, αριστερά), στην οποία συσσωρευόταν τα γλυκά νερά των χειμάρρων και των ποταμών της χέρσου που την περίβαλε (Mariolakos et al., 2008). Κατά την τελευταία επίκλυση της θάλασσας, στις αρχές του Ανώτερου Πλειστοκαίνου (Philip, 1973; Rondoyanni, 1984), τα νερά του Αιγαίου εισήλθαν στον κόλπο (εικόνα 2.1, δεξιά) και ακολούθησε η ολοκαινική ιζηματογένεση.

Πριν 9.5 χιλιάδες χρόνια -ka- όταν η στάθμη της θάλασσας βρισκόταν περίπου 30m κάτω απ'τη σημερινή στάθμη (εικόνα 2.2, αριστερά), ο κόλπος διευρύνθηκε κι άλλο μέχρις ότου απέκτησε την τελική του μορφή πριν 5.5 ka (εικόνα 2.2, δεξιά) την οποία έχει έως σήμερα (Mariolakos et al., 2008).



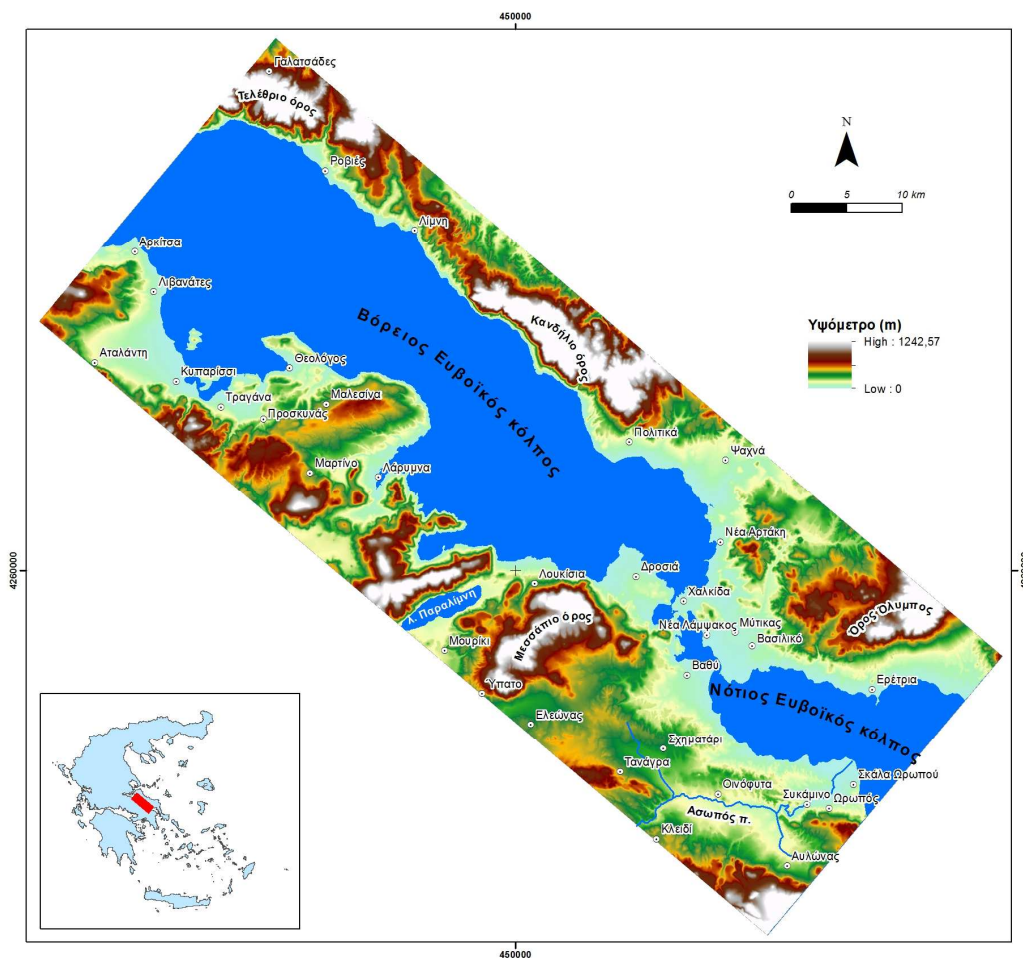
Εικόνα 2. 2: Η εξέλιξη της ακτογραμμής του Β. Ευβοϊκού κόλπου πριν 9.5 ka όταν η στάθμη της θάλασσας ήταν 30 m χαμηλότερα απ'τη σημερινή και πριν 5.5 ka όταν η στάθμη της θάλασσας ήταν περίπου στο ίδιο επίπεδο με τη σημερινή (Mariolakos et al., 2008).

2.2 Βόρειος Ευβοϊκός κόλπος (γεωλογική επισκόπηση)

2.2.1 Γεωγραφική θέση

Ο Βόρειος Ευβοϊκός κόλπος όπως ήδη αναφέρθηκε, είναι ο ένας από τους δύο μεγάλους κόλπους που σχηματίζονται μεταξύ της Στερεάς Ελλάδας και της Εύβοιας, ο οποίος στο νότιο τμήμα του στην περιοχή της Χαλκίδας, επικοινωνεί με το Νότιο Ευβοϊκό κόλπο. Δεν περιέχει πολλά νησιά στο εσωτερικό του και στο βόρειο τμήμα του βρίσκονται τα ηφαιστειακά νησιά

των Λιχάδων, ενώ στη δυτικό του τμήμα, κοντά στην Αταλάντη, βρίσκονται οι νησίδες Γαΐδαρος και Αταλαντονήσι. Ο κόλπος επικοινωνεί βόρεια με το Αιγαίο Πέλαγος μέσω του Διαύλου των Ωρεών και του Στενού των Λιχάδων, τα οποία στο παρελθόν, όπου η στάθμη της θάλασσας ήταν χαμηλότερη σε σχέση με τη σημερινή (κάτω από το μέγιστο βάθος τους), δρούσε ως φυσικό χερσαίο εμπόδιο στην είσοδο των νερών του Αιγαίου μέσα σ'αυτόν (Philip, 1974; Gaitani et al., 2009).



Εικόνα 2. 3: Μορφολογικός χάρτης περιοχής μελέτης.

Ο Βόρειος Ευβοϊκός κόλπος, έχει ρηχή βαθυμετρία πυθμένα η οποία φτάνει μέχρι τα 50 m και αυξάνεται στο κεντρικό του τμήμα στα 400 m (Hughes et al., 1999; Sakellariou et al., 2007). Το

ανάγλυφο της παράκτιας ζώνης του κόλπου παρουσιάζει μεγάλη ποικιλομορφία, με το υψόμετρο των ορεινών όγκων απ' την πλευρά της Εύβοιας να ξεπερνά τα 1240 m, ενώ οι ακτογραμμές απ' την πλευρά της Στερεάς Ελλάδας χαρακτηρίζονται αρκετά ομαλότερες με μέγιστα υψόμετρα της τάξεως των 130-150 m, πέραν από λίγες εξαιρέσεις σε σημεία όπου οι κλίσεις γίνονται πιο απότομες (εικόνα 2.3).

2.2.2 Γεωλογία των παράκτιων περιοχών του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου

Βιβλιογραφική Επισκόπηση

Το βόρειο-βορειοδυτικό τμήμα του κόλπου αποτελεί τμήμα του νομού Φθιώτιδος και οι κυριότερες οικιστικές περιοχές που περιλαμβάνει είναι η Αταλάντη, οι Λιβανάτες, η Μαλεσίνα, η Τραγάνα και η Αρκίτσα. Η ευρύτερη περιοχή έχει εκτενώς μελετηθεί από πληθώρα ερευνητών κατά τη διάρκεια του παρελθόντος:

Με την αλπική στρωματογραφία ασχολήθηκαν οι Τρικκαλινός (1955; 1963), Μαρίνος και Reichel (1958), Μαρίνος (1961), Παπασταματίου et al. (1962), Μαράτος (1962; 1963), Τάταρης και Κούνης (1968) και Albantakis (1968), οι Degardin (1972), Termier and Verriez (1975), Χριστοδούλου και Τσαϊλα – Μονοπώλη (1975). Με τη στρωματογραφία–παλαιοντολογία των νεογενών και κάτω–πλειστοκαινικών αποθέσεων οι Μαρίνος (1951), Celet and Decourt (1960), Βετούλης (1961), Celet (1962), Simeonidis (1974), Bousquet et al. (1976), Gillet et Sauvage (1978) και Keraudren (1979). Με τη μεταλλική στρωματογραφία ασχολήθηκαν στις διδακτορικές διατριβές τους οι Philip (1974), Ροντογιάννη (1984), Κράνης (1999) και Παλυβός (2001) προκειμένου να εξάγουν σημαντικές πληροφορίες που αφορούσαν στη νεοτεκτονική. Με τη νεοτεκτονική της ευρύτερης περιοχής της Λοκρίδας και του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου ασχολήθηκαν στις διδακτορικές διατριβές τους οι Pegoraro (1972), Philip (1974), Lemeille (1977), Rondogianni (1984), Ganas (1997) και Κράνης (1999) αλλά και σε μελέτες τους οι Pechoux et al. (1973) Philip (1976), Mercier (1975) κ.α. Πολύ περιορισμένος είναι ο αριθμός των δημοσιευμένων εργασιών για την υποθαλάσσια νεοτεκτονική δομή της περιοχής του Βόρειου Ευβοϊκού (Sakellariou et al., 2007), όπως η σχετική δημοσίευση των Αναγνώστου et al., (1988), όπου γίνεται λόγος για τη σχέση νεοτεκτονικής και ιζηματογένεσης στον κόλπο, καλύπτοντας όμως μόνο ένα τμήμα του. Επιπλέον, οι Περισσοράτης et. al. (1991) στο εκδοθέν

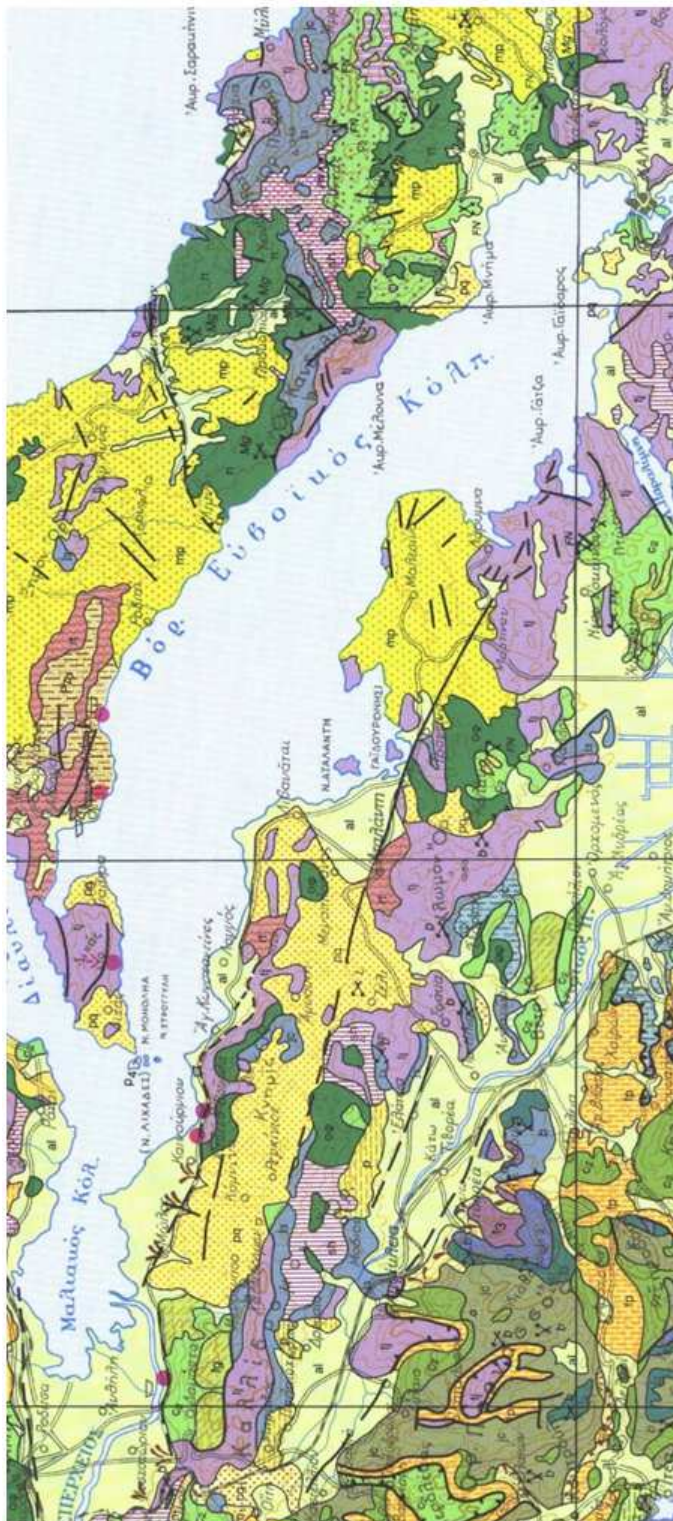
φύλλο του ΙΓΜΕ “Παγασητικός” (“Χάρτης επιφανειακών ιζημάτων του πυθμένα του Αιγαίου Πελάγους”) όπου εμπεριέχεται ένα μικρό τμήμα του κόλπου, ο Lemeille (1977) που παραθέτει τομή του κόλπου με τα υποθαλάσσια ρήγματα, καθώς και οι Makris et al. (2001) που παραθέτουν στοιχεία για το πάχος του φλοιού του κόλπου.

Γεωλογία παράκτιων περιοχών ανατολικά του κόλπου

Το βόρειο τμήμα του κόλπου αποτελείται κυρίως από ιζηματογενή, μαγματικά και μεταμορφωμένα πετρώματα. Το βόρειο-βορειοανατολικό τμήμα του στις ακτές της Εύβοιας, αποτελείται από περιδοτίτες και κρητιδικούς-παλαιοκαινικούς ασβεστόλιθους, το δυτικό τμήμα από ασβεστόλιθους και το νότιο-νοτιοδυτικό τμήμα του κόλπου, στις ακτές της Στερεάς Ελλάδας, αποτελείται από Τριαδικούς-Ιουρασικούς ασβεστόλιθους και σχιστόλιθους (Μπορνόβας και Ροντογιάννη, 1983) (εικόνα 2.4).

➤ Αλπικοί σχηματισμοί

Η ευρύτερη περιοχή του κόλπου δομείται από τους γεωλογικούς σχηματισμούς της πελαγονικής -υποπελαγονικής ζώνης, με επωθημένες πάνω σε αυτούς οφιολιθικές μάζες. Στη βάση της στρωματογραφίας, στις ανατολικές παρυφές της οροσειράς του Χλωμού, εμφανίζεται μια ηφαιστειο-ιζηματογενής ακολουθία ορατού πάχους περίπου 600-1000 m ηλικίας Κατώτερου-Τριαδικού, η οποία κατά βάση εμπεριέχει ηφαιστίτες (πυροκλαστικά υλικά, λάβες, τόφφους) αλλά και κάποιες μικρότερες εμφανίσεις αργιλικών και ασβεστολιθικών ιζημάτων (Verriez, 1976; Σιδέρης, 1986). Η συγκεκριμένη ακολουθία κατά το παρελθόν, έπειτα από χρονολόγηση (βάσει βιοστρωματογραφικών κριτηρίων) σχηματισμών παρόμοιας λιθολογίας, είχε τοποθετηθεί στο Λιθανθρακο-Πέρμιο (Μαρίνος και Reichel, 1958; Μαράτος, 1963), θεωρώντας ότι αποτελεί το παλαιοζωικής ηλικίας υπόβαθρο της “άνω-τριαδικής επίκλυσης”. Αργότερα, έπειτα από νεότερες έρευνες (Σιδέρης, 1980; 1986; 1988), διαπιστώθηκε επώθηση του κεντρικού και ανατολικού τμήματος της ηφαιστειο-ιζηματογενούς ακολουθίας της Αταλάντης επάνω στους Άνω-Τριαδικούς δολομίτες του όρους Χλωμού ενώ στο δυτικό τμήμα και πιο συγκεκριμένα στις περιοχές Αγ. Θεόδωροι, Κορακόλιθος και Σκάρφη, διαπιστώθηκε επώθηση των δολομιτών πάνω στα ηφαιστειο-ιζηματογενή, συμπεραίνοντας ότι στην περιοχή εμφανίστηκε αυτή η χαρακτηριστική επίκλυση του Τριαδικού στο Παλαιοζωϊκό.



ΥΠΟΜΝΗΜΑ

	Ολιγόκαινο (Αιολιεύς) Σχηματισμοί κολώνων, πεδίων και πυρκαϊκές αποθέσεις. Τύπος φθίνων (Tb). Πάσσαλι και νέα κωνία κορημάτων. Πλευρικά κορημάτα.		Άνωτ. Τριταίικό (c) - Λιάσιο Αβεστολιθία φάσεις "Παυτοκατόρος", Τόσια στη κορυφή αβεστολιθία φάσεις "Συνών", Αβεστολιθία ενότητες "Τριταίικου-Κρήτης".		Γεωλογικό όριο Geological boundary
	Πλειόκαινο Λιμνικές αποθέσεις, αμμοί, κρηκολιστή όγκοι, στρώματα τύρφης ή λιγνίτη, ερίστες κοκκοσώματα. Περιλαμβάνονται και ποταμογενείς αποθέσεις.		Περιτριταϊκό Αβεστολιθία, γραυώδεις, σχιστόλιθοι, γραυνίτες, ηφαιστίτες.		Συνθηματικό όριο Conventional boundary
	Μεσοπλειόκαινο (Άνωτ. Μεσόκαινο - Πλειόκαινο) Λιμνικές και χερσαίες αποθέσεις: κρηκολιστή, αμμοί, μάργες, κοκκοσώματα, μαργαρίκη αβεστολιθία, άργιλοι. Εγκλιση κατά μήκος στρώματα γύψου. Σημαντικές αποθέσεις τα κοκκοσώματα. Περιλαμβάνονται και αποθέσεις υφόμενης φάσεως.		Άνωτερο Παλαιοζωϊκό (γενικός) Προπαιονοσχιτόλιθοι, σχιστόλιθοι, φυλλίτες, γραυώδεις με κρηκολιστή και ενεργώδεις αβεστολιθία ή βολομίτες.		Ρήγμα Fault
	Άνωτερο Κρηταϊκό Αβεστολιθία (κυρίως βιοσφαιριώδεις). Αβεστολιθία, κρηκολιστή και μαρμάρω της ίδιας ηλικίας.		Φυλλίτες		Ρήγμα πιθανό Fault probable
	Κουαρταριώδεις Συνοριακός/επίσημοι: κερατόλιθοι, υφαιστίτες, πηλίτες με φάσεις κωνών αβεστολιθίων και εγκλισημένα οφθαλμικά σώματα. Οι ίδιοι σχηματισμοί μεταμορφωμένοι.		Διαβάσεις (δ) Περιοριστικές, θουνίτες, πυροφαιστίτες (π), αβεστολιθία, γύψοι (γφ).		Τεκτονική επαφή (κυρίως εφίπτευση) Tectonic contact (mainly εφίπτευση)
					Επιώθηση Overthrust

Εικόνα 2. 4: Γεωλογικός χάρτης της παράκτιας ζώνης του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου-τμήμα του Γεωλογικού χάρτη Ελλάδας, κλίμακας 1:500.000 (Μπορνόβας και Ροντογιάννη-Τσιαμπάου, 1983).

Βάσει παλαιοντολογικών προσδιορισμών των περικλειόμενων ασβεστολιθικών στρωμάτων, αυτοί τοποθετούνται χρονολογικά στο Λαδίνιο-Κατώτερο Κάρνιο (Σίδερης, 1986).

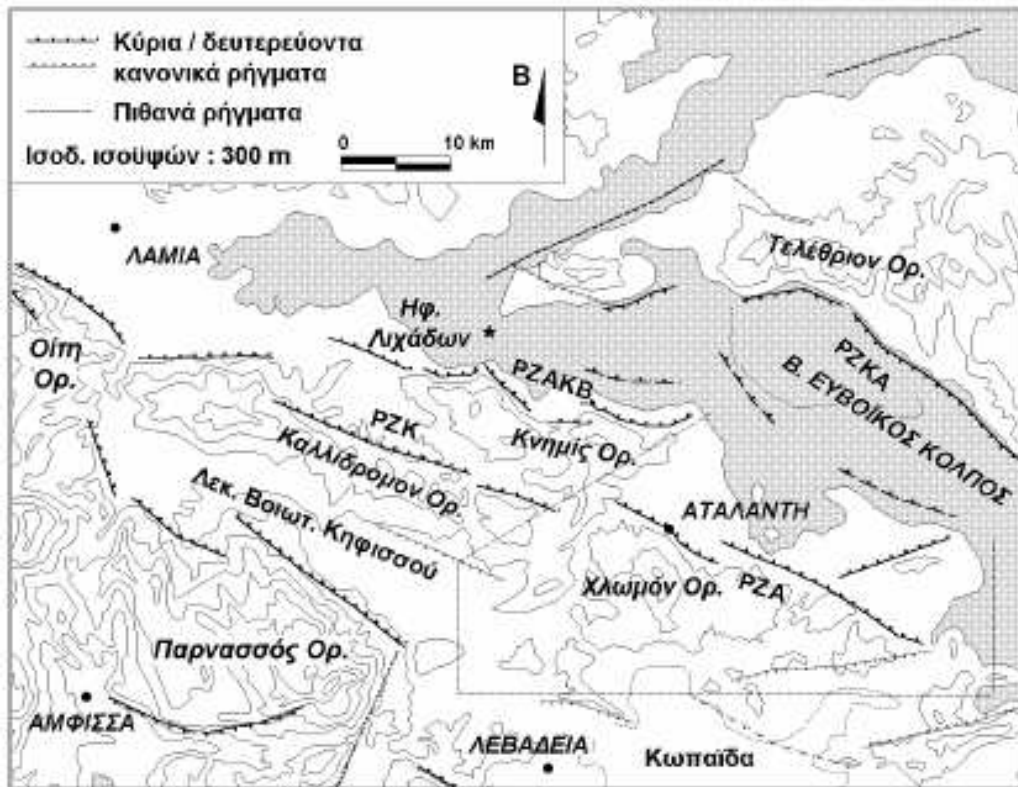
Εν συνεχεία, επάνω από την ηφαιστειο-ιζηματογενή ακολουθία, εντοπίζεται ο σχηματισμός των δολομιτών ηλικίας Μέσου-Ανώτερου Τριαδικού ο οποίος αποτελείται από λευκούς-λευκότεφρους δολομίτες με λεπτές ενδιαστρώσεις ασβεστολίθων (Αγγελίδης, 1991). Ο σχηματισμός αυτός έχει ορατό πάχος περίπου 500 m (Αλμπαντάκης, 1974), και μεταβαίνει κανονικά προς ιουρασικούς δολομίτες και ασβεστόλιθους. Έπειτα, ακολουθεί η Άνω-Ιουρασική σχιστο-ψαμμιτο-κερατολιθική διάπλαση όπου παρατηρούνται εναλλαγές πηλιτών, κερατολίθων-ραδιολαριτών, σχιστόλιθων καθώς και λευκών ασβεστολιθικών ενδιαστρώσεων. Το μεγαλύτερο μέρος της διάπλασης (πυριγενή, κερατόλιθοι, κλαστικά ιζήματα), εμφανίζεται στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης.

Την περίοδο της παλαιο-Αλπικής ορογένεσης (Ανώτερο Ιουρασικό – Κατώτερο Κρητιδικό), οι οφιολίθοι επωθήθηκαν επάνω στους σχηματισμούς της Υποπελαγονικής ζώνης και πάνω σε αυτούς εντοπίστηκε κατά θέσεις ένας σχηματισμός ασβεστολιθικής επίκλυσης. Ο σχηματισμός αυτός τοποθετείται χρονολογικά άλλοτε στο Ανώτερο Ιουρασικό (Κιμμερίδιο-Τιθώνιο) και άλλοτε στο Κατώτερο Κρητιδικό (Μαράτος et al., 1965; 1967), ενώ σε πολλές θέσεις η επίκλυση αυτή καλύπτει κοιτάσματα βωξίτη ή σιδηρονικελιούχων λατεριτών. Μετά την περίοδο αυτή, ακολουθεί η επίκλυση του Άνω-Κρητιδικού που συνίσταται από κροκαλοπαγή στα κατώτερα στρώματα και από ρουδιστοφόρους ασβεστόλιθους προς τα επάνω. Η στρωματογραφία αυτή άλλοτε υπέρκειται των ανθρακικών της Υποπελαγονικής και άλλοτε υπέρκειται ασύμφωνα των οφιολίθων και της διάπλασης, ενώ σε αρκετές θέσεις επικαλύπτει σημαντικά κοιτάσματα νικελιούχων λατεριτών.

Κατά το Μαιστρίχτιο-Δάνιο, ολοκληρώνεται η αλπική ιζηματογένεση με το φλύσχη να επικρατεί, ο οποίος παρατηρείται σε λίγες και περιορισμένης έκτασης θέσεις. Η πρωτογενής κανονική μετάβαση από τα ανθρακικά πετρώματα στο φλύσχη είναι εμφανής σε πολύ λίγες θέσεις, εξαιτίας της έντονης τεκτονικής δραστηριότητας που επικρατεί στην περιοχή. Στις θέσεις αυτές, παρατηρούνται μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι που ακολουθούνται από μάργες να μεταπίπτουν σε μαργαϊκούς ψαμμίτες και ψαμμίτες (Αλμπαντάκης, 1974).

➤ Μεταλλικοί σχηματισμοί

Η νεοτεκτονική δραστηριότητα στον Αιγιακό χώρο οδήγησε στη δημιουργία νεογενών λεκανών (στην πλειονότητά τους τεκτονικά βυθίσματα), οι οποίες οριοθετούνται από μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες (εικόνα 2.5) διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ και Α-Δ (Rondogianni, 1984; Mettos et al., 1992). Στη βόρεια Εύβοια αλλά και στην περιοχή της Λοκρίδας τα βυθίσματα αυτά αποτέλεσαν χερσαίες λεκάνες, ποταμοχειμάρrias και λιμναίας φάσης ενώ η δημιουργία τους ξεκίνησε κατά το Ανώτερο (περιοχή της Λοκρίδας) και Κατώτερο Μειόκαινο (Βόρεια Εύβοια).

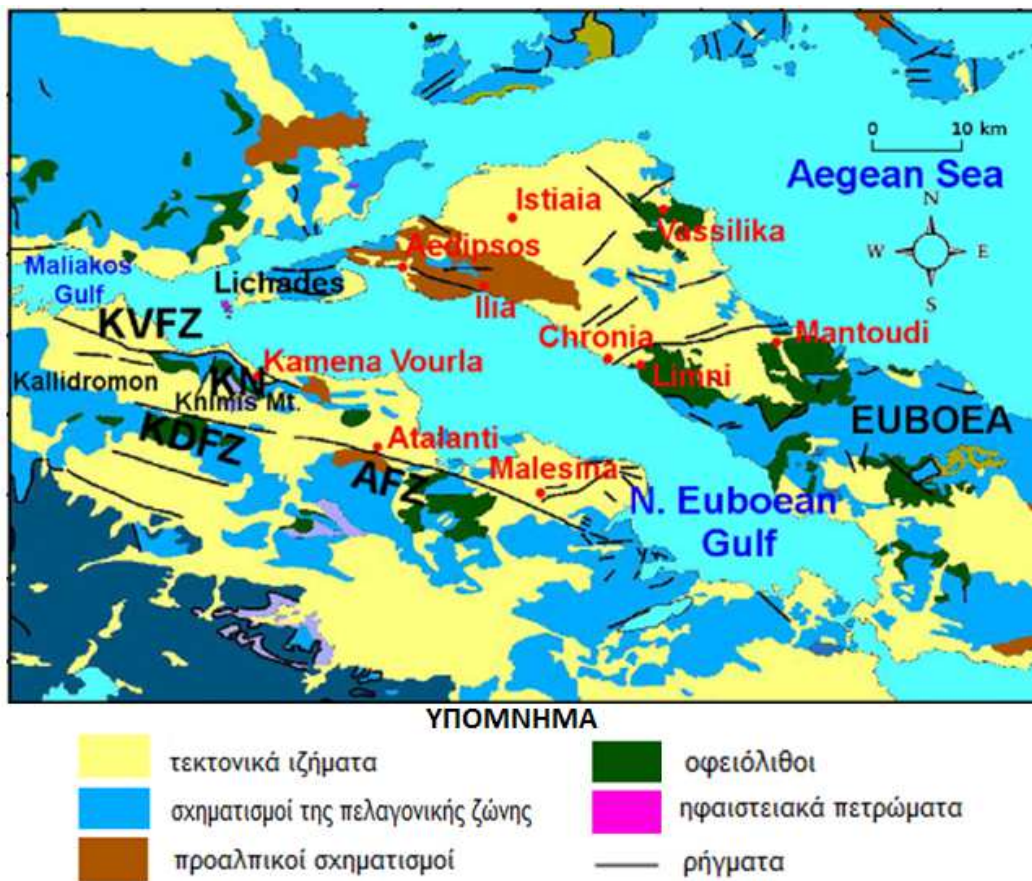


Εικόνα 2. 5: Ρηξιγενείς ζώνες ΒΑ Στερεάς - Β. Ευβοϊκού κόλπου (Roberts and Jackson, 1991; Mettos et al., 1992; Ganas and White, 1996; Ganas, 1997; Κράνης, 1999). ΡΖΑ= ρηξιγενής ζώνη Αταλάντης, ΡΖΑΚΒ=ρ.ζ. Κανδηλίου-Αιδηψού.

➤ Νεογενείς – τεταρτογενείς σχηματισμοί

Οι παράκτιες περιοχές δυτικά του κόλπου

Οι νεογενείς αποθέσεις που απαντώνται στα δυτικά περιθώρια του κόλπου, είναι ηπειρωτικής προέλευσης (λιμναίες και ποταμοχειμάρριες) και εντοπίζονται κυρίως στις επιμέρους ιζηματογενείς λεκάνες του Μαρτίνου (Rondogianni, 1984) της ανατολικής Λοκρίδας (Κράνης, 1999), της Αταλάντης - Ζελίου (Rondogianni, 1984), του Ρεγκινίου (Philip, 1974) και του Καλλιδρόμου-Κνημίδος (Metts et al., 1992), η περιγραφή των οποίων ακολουθεί.



Εικόνα 2. 6: Απεικόνιση των νεογενών-τεταρτογενών λεκανών στην ευρύτερη περιοχή του Ευβοϊκού κόλπου (τροποποιημένο από Karastathis et al., 2011).

➤ Ιζηματογενής λεκάνη Λοκρίδος

Βάσει γεωλογίας και στρωματογραφίας, συμπεριλαμβανομένων και φυσικο-γεωγραφικών χαρακτηριστικών, η λεκάνη (εικόνα 2.6), διαιρείται στην ανατολική και τη δυτική υπολεκάνη (Κράνης, 1999). Η ανατολική υπολεκάνη, αποτελείται από λιμναίες και ποταμοχειμάρριες αποθέσεις ορατού πάχους μεγαλύτερου από 700 m και γενικής κλίσης N-NA, οι οποίες βάσει των Celet and Delcourt (1960), Simeonidis (1974), Philip (1974) και Rondogianni (1984) τοποθετούνται χρονολογικά από το Άνω Μειόκαινο έως και το Πλειο-Πλειστόκαινο (Mettos et al., 1992). Δύο λιγνιτικοί ορίζοντες έχουν εντοπιστεί στη λεκάνη, ο ένας εκ των οποίων τοποθετείται χρονολογικά στο Ανώτερο Μειόκαινο και τελεί ήδη υπό εκμετάλλευση, ενώ ο δεύτερος τοποθετείται στο Πλειο-Πλειστόκαινο (Ioakim and Rondogianni, 1988). Η ανατολική υπολεκάνη υποδιαιρείται κατά Κράνη (1999), σε τρεις τομείς:

- Στον ανυψωμένο τομέα Ζελίου, ηλικίας Πλειο-Πλειστοκαίνου όπου το ορατό πάχος των αποθέσεων είναι αρκετά μικρό.
- Στον ταπεινωμένο τομέα Πολυδενδρίου (Αφίδνες), όπου τα κατώτερα στρώματα είναι άγνωστης ηλικίας ενώ τα ανώτερα ηλικίας Πλειο-πλειστοκαίνου, αμφότερα αποτελούμενα από πολύ μεγάλο πάχος αποθέσεις της τάξης των 750 m περίπου.
- Στον τομέα Γολεμίου, απαντώνται αγνώστου πάχους αποθέσεις, όπου στο βόρειο τμήμα του είναι ηλικίας Μειοκαίνου ενώ προς Νότο γίνονται διαδοχικά νεότερες.

Στην περιοχή Αρκίτσας – Λιβανάτων, οι ποταμοχειμάρριες αποθέσεις είναι πλειοκαινικής ηλικίας αποτελούμενες από άμμους με ενδιαστρώσεις πλακωδών μαργαϊκών ασβεστολίθων και κροκαλοπαγών καθώς και από λιμναίες μάργες κίτρινου χρώματος. Επιπλέον, παρατηρείται ένα συμπαγές στρώμα ωλιθικού ασβεστόλιθου κίτρινου χρώματος, με την ύπαρξη εμφανούς υφάλμυρης πανίδας (Philip, 1974; Lemeille, 1977; Rondogianni, 1984). Από την εξαλλοίωση του σχηματισμού αυτού, προέρχεται ως υπολειμματική φάση μία “terra rosa” που καλύπτει την περιοχή Λιβανάτων, της οποίας ο σχηματισμός χρονολογείται στη δεύτερη μεσοπαγετώδη περίοδο (Pechoux et al., 1973; Celet et Delcourt, 1990).

Οι άνω πλειστοκαινικές – ολοκαινικές αποθέσεις αποτελούνται από ποταμοχειμάρρια ιζήματα υπό τη μορφή αλλουβιακών κώνων και ριπιδίων καθώς και από παράκτιες άμμους και κροκάλες (Papanastassiou et al., 2000).

➤ Λεκάνη Μαρτίνου

Το μεγαλύτερο τμήμα της λεκάνης του Μαρτίνου (εικόνα 2.6) αποτελείται από ιζήματα όπως λιμναίες μάργες, μαργαϊκούς ασβεστόλιθους, ασβεστόλιθους κ.α., πάχους περίπου 400 m. Χρονολογικά τοποθετούνται στο Πλειόκαινο -χωρίς να αποκλείεται και το τέλος του Μειοκαίνου- (Rondogianni, 1984). Στην περιοχή της Λάρυμνας, έπειτα από μικροφασικές αναλύσεις τμήματος των προαναφερθέντων αποθέσεων, προσδιορίστηκε μικρού βάθους λιμναίο και ήρεμο, πλειοκαινικό περιβάλλον ιζηματογένεσης (Αναγνώστου et al., 1988). Ο σχηματισμός βάσης της λεκάνης αποτελείται κυρίως από λατυποπαγή με αργιλικό-ψαμμιτικό-ασβεστιτικό συνδετικό υλικό και ορατό πάχος περίπου 150 m. Οι λατύπες είναι -αναλόγως της θέσης- είτε αποκλειστικώς δολομιτικές, είτε ποικίλης λιθολογίας (οφιόλιθοι, πυριτόλιθοι τεφρόχροοι ασβεστόλιθοι).

Οι μαργαϊκές αποθέσεις σε τμήμα της λεκάνης καλύπτονται από σχηματισμό κροκαλοπαγών σε εναλλαγές με ιλύες και αργίλους συνολικού πάχους περί τα 150 m. Τα κροκαλοπαγή εμφανίζονται συνεκτικά, όπου οι κροκάλες τους είναι άλλοτε λιγότερο και άλλοτε περισσότερο αποστρογγυλωμένες με επικράτηση του οφιολιθικού στοιχείου. Στην περιοχή της Αταλάντης, κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης, οι μεταγενέστερες των κροκαλοπαγών λιμναίες φάσεις εντοπίζονται σε πιο χαμηλές θέσεις, εξαιτίας της βύθισης που έχει προκληθεί από τα κανονικά ρήγματα στην περιοχή.

➤ Λεκάνη Ζελίου

Η λεκάνη Ζελίου (εικόνα 2.6) είναι πληρωμένη από σχηματισμό κροκαλοπαγών (ανθρακικές κροκάλες και οφιολιθικό υλικό) με ενδιαστρώσεις ερυθρών αργίλων, άμμων και υπόλευκων μαργών, συνολικού πάχους 500 m. Οι αποθέσεις αυτές είναι ποταμο-λιμναίες οι οποίες

απαντώνται άλλοτε σε κανονική και άλλοτε σε τεκτονική επαφή (κανονικά ρήγματα) με το υπόβαθρό τους.

Παράκτιες, υφάλμυρες και χερσαίες αποθέσεις

Στα δυτικά περιθώρια του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου (Λιβανάτες-Αρκίτσα) απαντούν λιμναίες και υφάλμυρες τεταρτογενείς αποθέσεις, ηλικίας Ανώτερου Πλειοκαίνου(;) έως Μέσου Πλειστοκαίνου, (Philip, 1974), στις οποίες διακρίνεται μία κατώτερη σειρά με πανίδα μαλακίων παρόμοια με αυτή του Arscheronian της Μαύρης και της Κασπίας θάλασσας και ασύμφωνα πάνω σε αυτή, μία σειρά μικρού πάχους, χαρακτηριζόμενη από την παρουσία *Limnocardiides* (*Didacna*), τα οποία είναι χαρακτηριστικά του Tchaudian (ή Bakinian) της Κασπίας θάλασσας (Lemeille, 1977).

Αυτή η ανώτερη σειρά ('Tchaudian'), είναι ιδιαίτερα σημαντική καθώς προέρχεται από υφάλμυρα νερά πριν από την τελική εισβολή της θάλασσας στον κόλπο, μετά το Ρίσιο -αρχές Ανώτερου Πλειστοκαίνου- (Rondogianni, 1984). Στις περιοχές της Ανθηδώνας, στα Λουκίσια, στη νήσο Γραμμούσα, στη χερσόνησο της Δροσιάς καθώς και στην περιοχή του Θεολόγου, παρατηρούνται μικρότερες εμφανίσεις παρόμοιων σχηματισμών (Κουμαντάκης 1969; 1973, Lemeille, 1977; Rondogianni, 1984). Οι πιο πρόσφατες αποθέσεις είναι ποταμοχειμάρριες, ηλικίας Μέσο- Άνω Τεταρτογενούς καθώς και παράκτιες αποθέσεις Μέσου-Ανώτερου Πλειστοκαίνου και Ολοκαίνου.

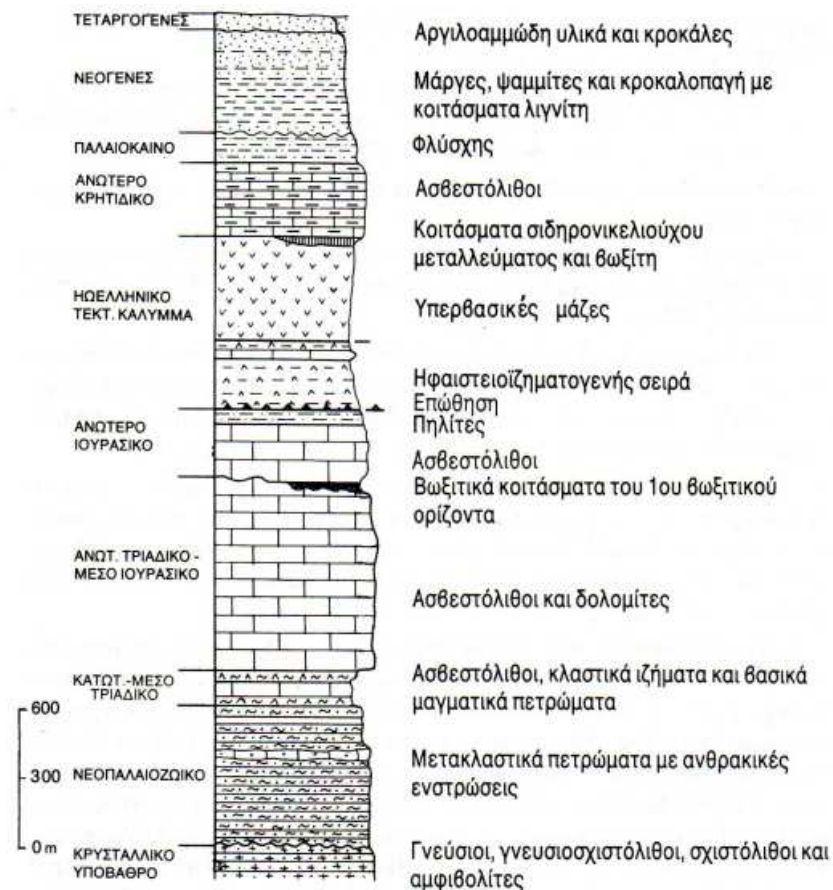
Οι παράκτιες περιοχές ανατολικά του κόλπου

Η Βόρεια Εύβοια αποτελείται από λιμναίες και ποταμοχερσαίες νεογενείς και τεταρτογενείς αποθέσεις (Cordella, 1878; Mettos et al., 1992). Τα παλαιότερα ιζήματα είναι ηλικίας Κατώτερου Μειοκαίνου, πάνω στα οποία βρίσκονται σε ασυμφωνία αποθέσεις του Ανώτερου Μειοκαίνου - Ανώτερου Πλειοκαίνου, που απαντώνται στο μεγαλύτερο τμήμα της λεκάνης Λίμνης-Ιστιαίας (εικόνα 2.7).

Αποθέσεις λεκάνης Λίμνης-Ιστιαίας

- Κροκαλοπαγή, πηλίτες και άργιλοι, ηλικίας Κατώτερου Μειοκαίνου, πάχους 150-200 m. Τα κροκαλοπαγή είναι οφιολιθικά, με μέγεθος κροκαλών που ποικίλλει από θέση σε θέση. Ακολουθεί η απόθεση κάτω-μειοκαινικών πηλιτών, οι οποίοι εμφανίζουν έντονη τεκτονική καταπόνηση και εναλλάσσονται με ενστρώσεις μικρού πάχους αργίλων, ψαμμιτών, ψαμμιτοκροκαλοπαγών, λεπτόκοκκων άμμων και κροκαλοπαγών (Katsikatsos et al., 1981; Doukas, 1986; Klein Hofmeijer et al., 1987). Επιπλέον, εντοπίζονται καστανόχρωμες ποταμοχερσαίες αποθέσεις (περιοχή Προκοπίου και Αχλαδίου) οι οποίες τοποθετούνται χρονολογικά στο Ανώτερο Μειόκαινο λόγω της εντοπισμένης σε αυτές πικερμικής πανίδας και αποτελούνται από εναλλαγές κροκαλοπαγών, ψαμμιτών, πηλών και αργίλων.
- Τραβερίνες, άργιλοι, μάργες, μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι ηλικίας Ανώτερου Μειοκαίνου. Πλευρικά και πάνω από τις ποταμοχερσαίες αποθέσεις απαντώνται μικρής έκτασης αργιλομαργούχα υλικά πάχους 200-250 m, που συνίστανται από υπόλευκες μάργες με ενστρώσεις από χουμώδη υλικά εντός των οποίων έχει εντοπιστεί ένας μεγάλος αριθμός γαστερόποδων. Οι μάργες, εμφανίζονται σε εναλλαγές με αμμούχους ή πηλούχους αργίλους και αργίλους. Έπειτα, ακολουθούν τραβερίνες και μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι, ελαφρώς πτυχωμένοι καταλαμβάνοντας αρκετά μεγάλη έκταση. Στα ανώτερα τμήματά τους εντοπίζονται λεπτοπλακώδεις υπόλευκες μάργες οι οποίες εμφανίζονται σε εναλλάγες με πλακώδεις μαργαϊκούς ασβεστόλιθους. Σημειώνεται ότι, κάτω από τους τραβερίνες απαντώνται τεφρόμαυρες απολιθωματοφόρες άργιλοι, ενώ στα βαθύτερα μέλη εντοπίστηκαν απολιθωμένα δέντρα της περιοχής συνολικού πάχους 120-150 m (Guernet, 1971).
- Μάργες, κροκαλοπαγή και μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι (Λίμνη), ηλικίας Κατώτερου Πλειοκαίνου (De Bruijn, 1979).
- Κροκαλοπαγή (δυτικά του Ξηρού Όρους) που μεταβαίνουν πλευρικά προς τις μάργες και τα κροκαλοπαγή της Ιστιαίας, ηλικίας Ανώτερου Πλειοκαίνου.

Συνοπτικά, στις παράκτιες περιοχές του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου, επικρατούν οι Τριαδικο-Ιουρασικοί ασβεστόλιθοι οι οποίοι υπέρκεινται Περμο-Τριαδικών ηφαιστειογενών σχηματισμών. Αυτοί με τη σειρά τους υπόκεινται ενός οφιολιθικού στρώματος το οποίο εντοπίζεται σε αρκετές περιοχές με περιδοτίτες ή άλλους υπερβασικούς σχηματισμούς. Το υπόβαθρο αυτό καλύπτεται κατά θέσεις από νεότερους σχηματισμούς ηλικίας Μειοκαίνου-Πλειοκαίνου και Τεταρτογενούς, που αποτελούνται κυρίως από μάργες, κροκαλοπαγή, πηλούς και άμμους και καλύπτονται από ολοκαινικές αλλουβιακές αποθέσεις. Τέλος, παρατηρούνται μικρές εμφανίσεις ανδεσιτικού υλικού στα πλειστοκαινικά ηφαιστειακά κέντρα των νήσων Λιχάδων και των Καμμένων Βούρλων.



Εικόνα 2. 7: Στρωματογραφική στήλη της Βόρειας και Κεντρικής Εύβοιας-Πελαγονικής ζώνης μη μεταμορφωμένων σχηματισμών (Κατσικάτσος, 1992)

2.2.3 Γεωλογία των παράκτιων περιοχών του Νότιου Ευβοϊκού κόλπου

Στις παράκτιες περιοχές του Νότιου Ευβοϊκού κόλπου απαντώνται νεογενείς και τεταρτογενείς αποθέσεις καθώς και προνεογενή αλπικά στρώματα που αποτελούν και το υπόβαθρο των πρώτων. Ο πυθμένας του υποθαλάσσιου χώρου του κόλπου, καλύπτεται στο μεγαλύτερο μέρος της έκτασής του από λεπτόκοκκα ιζήματα (πηλός, άργιλος) (Λυκούσης και Σούρη-Κουρούμπαλη, 1984).

Στρωματογραφία

Ο υποθαλάσσιος χώρος του κόλπου διακρίνεται σε τρεις κύριες στρωματογραφικές ενότητες οι οποίες διαχωρίζονται μεταξύ τους από δυο διαβρωσιγενείς επιφάνειες ασυμφωνίας:

➤ Ενότητα Α:

Η ενότητα αυτή υπέρκειται όλων των υπολοίπων και εντοπίζεται σε όλο τον κόλπο. Το πάχος της είναι σχετικά μικρό της τάξης των 8m, με εξαίρεση κάποιες περιοχές κοντά στις εκβολές των ποταμών όπου παρατηρείται αύξηση του πάχους. Οι αποθέσεις που απαντώνται στην ενότητα αυτή, είναι αλουβιακά ιζήματα (αντίστοιχα της ξηράς) ηλικίας Ολοκαίνου, των οποίων η απόθεση έγινε μετά την επίκλυση του Ανώτερου Πλειστοκαίνου και επικάθονται ασύμφωνα πάνω στις αποθέσεις της ενότητας Β.

➤ Ενότητα Β:

Η ενότητα αυτή αποτελείται από μετα-μειοκαινικές αποθέσεις, οι οποίες επικάθονται ασύμφωνα πάνω στην ενότητα Γ εμφανίζοντας ομοιόμορφη εξάπλωση και πάχος το οποίο ξεπερνά τα 150 m.

➤ Ενότητα Γ:

Η ενότητα αυτή αποτελεί το υπόβαθρο της ιζηματογενούς λεκάνης του κόλπου, η οποία λόγω ρηγματώσεως και πτυχώσεως εμφανίζει έντονη μορφολογία αναγλύφου. Το πάχος της ξεπερνά τα 150 m ενώ δεν έχει εντοπιστεί το κατώτερο όριό της.

Έπειτα από μελέτες των Perissoratis and Van Andel (1991) και Τσόδουλος (2009), η ηλικία της τάφρου εκτιμάται στα τελευταία 1 My.

Η περιοχή νότια του κόλπου αποτελείται από νεογενείς αποθέσεις του Σχηματαρίου, Μαλακάσας – Καλάμου, Ωρωπού και Χαλκουτσίου – Δήλεσι (εικόνα 2.8). Στην περιοχή του Σχηματαρίου εμφανίζονται δελταϊκές αποθέσεις και άμμοι οι οποίες μεταβαίνουν πλευρικά σε μάργες και μικρά λιγνιτικά κοιτάσματα. Επάνω σε αυτές εντοπίζονται κροκαλοπαγή (χαλαρά ή συνεκτικά) και ψαμμίτες πάχους μεγαλύτερου των 350 m και μεταβαίνουν στη συνέχεια στους σχηματισμούς του Χαλκουτσίου – Δήλεσι. Ανατολικότερα αναπτύσσονται οι σχηματισμοί Μαλακάσας – Ωρωπού οι οποίοι συνίστανται από μάργες και μαργαϊκούς ασβεστόλιθους ενώ κατά τόπους εντοπίζονται άργιλοι τεφρού χρώματος και στην επαφή τους με το υπόβαθρο εντοπίζονται κοιτάσματα λιγνίτη. Οι σχηματισμοί Μαλακάσας – Ωρωπού έχουν πάχος που ξεπερνά τα 300 m και μεταβαίνουν πλευρικά στους σχηματισμούς Ωρωπού και στους σχηματισμούς Δήλεσι – Χαλκουτσίου. Οι σχηματισμοί Ωρωπού καταλαμβάνουν μικρή σχετικά έκταση, έχουν πάχος περί τα 300 m και αποτελούνται από εναλλαγές κροκαλοπαγών, κροκάλων με άμμους και αμμούχων πηλών ή αργίλων καστανού χρώματος. Τέλος οι σχηματισμοί Χαλκουτσίου – Δήλεσι είναι ποταμοχερσαίες αποθέσεις προερχόμενες από πλευρική μετάβαση των σχηματισμών Ωρωπού και αποτελούν τα ανώτερα μέλη της λεκάνης Σχηματαρίου - Μαλακάσας – Καλάμου. Αποτελούνται από εναλλαγές καστανοκόκκινων συνεκτικών πηλών, άμμων και κροκαλοπαγών, χαλαρών ή συνεκτικών κατά θέσεις υπό μορφή πάγκων, με το πάχος να ξεπερνά τα 200 m.

Στο βόρειο τμήμα του Νότιου Ευβοϊκού κόλπου οι αποθέσεις εμφανίζονται να καλύπτουν μικρή έκταση και μικρό πάχος. Είναι ποταμοχερσαίοι καστανόχρωμοι σχηματισμοί και αποτελούνται από συνεκτικά κροκαλοπαγή εναλλασσόμενα με ενστρώσεις αργίλων και ψαμμιτών. Από τους σχηματισμούς απουσιάζουν παλαιοντολογικές ενδείξεις και έτσι είναι δύσκολο να συσχετισθούν με τους αντίστοιχους σχηματισμούς του νότιου τμήματος του κόλπου. Πιθανότατα αντιστοιχούν στους σχηματισμούς Χαλκουτσίου – Δήλεσι.

Πέρα από τους νεογενείς σχηματισμούς στην περιοχή, απαντώνται και τεταρτογενείς αποθέσεις που αποτελούνται από ποταμοχερσαία κροκαλοπαγή και χερσαία κροκαλολατυποπαγή. Τα πρώτα αποτελούνται από συνεκτικά καστανόχρωμα ή ανοικτότεφρα κροκαλοπαγή που εναλλάσσονται με συνεκτικούς αργίλους και αργιλούχους πηλούς, καλύπτουν μεγάλη έκταση, έχουν μεγάλο πάχος (άνω των 300 m) και τοποθετούνται

χρονολογικά στο Πλειστόκαινο. Στην περιοχή Ριτσώνας (κοντά στο Βαθύ) απαντούν αποθέσεις που αποτελούνται από κροκαλοπαγή μικρού πάχους με ανάπτυξη μιας αργιλοψαμμιτικής φάσης.

Τα χερσαία κροκαλολατυποπαγή αποτελούνται από συνεκτικά πλευρικά κορήματα και κώνους κορημάτων, ευρθρογαίες με διεσπαρμένες λατύπες και αναβαθμίδες χειμάρρων. Έχουν αποθεθεί στις πλευρές του κόλπου και είναι νεότερα από τα πρώτα (πλειστοκαινικής ηλικίας) (Perisoratis et al., 1989; Mettos et al., 1991).

2.3 Νεοτεκτονική Δραστηριότητα

2.3.1 Νεοτεκτονική δραστηριότητα στο Βόρειο Ευβοϊκό κόλπο

Ο Βόρειος Ευβοϊκός κόλπος χαρακτηρίζεται από έντονη νεοτεκτονική δραστηριότητα (εικόνα 2.9) καθώς κυριαρχείται από μεγάλα ρήγματα διεύθυνσης από Α-Δ έως ΒΔ-ΝΑ (Schneider, 1968; 1972; Mercier et al., 1972; Philip, 1976; Ganas, 1997; Lemeille, 1977; Rondoyanni-Tsiambaou, 1984; Παπαζάχος και Παπαζάχου, 1989; Alexander et al., 2015), τα οποία καθορίζουν σε σημαντικό βαθμό τη γεωμορφολογία του (Roberts and Jackson, 1991). Ο κόλπος, επηρεάζεται τεκτονικά από δύο κύρια τεκτονικά στοιχεία με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και ΔΒΔ-ΑΝΑ, με το πρώτο να αποτελεί προέκταση του ρήγματος της Ανατολίας και το δεύτερο να είναι παράλληλο με την Κορινθιακή τάφρο (Papouliia et al., 2006). Η διεύθυνση εφελκυσμού του κόλπου είναι Β-Ν και ο ρυθμός διάνοιξής του $\sim 1\text{cm/yr}$ (Ganas and Papouliia, 2000; Makris et al., 2001), στον οποίο όμως έχει παρατηρηθεί μία ελάττωση στα 1-2 mm/yr κατά τα τελευταία 300 έτη (Goldsworthy and Jackson, 2001), γεγονός που οδηγεί σε χαμηλούς ρυθμούς ολίσθησης και μείωση του ρυθμού παραμόρφωσής του. Οι γεωλογικές – νεοτεκτονικές διεργασίες που ελέγχουν την εξέλιξη της λεκάνης (Sakellariou et al., 2007), οδηγούν στη μορφολογική διάκριση του κόλπου σε τρία τμήματα (εικόνα 2.9).

➤ Δυτική Λεκάνη

Η Δυτική λεκάνη είναι αρκετά ρηχή και εντοπίζεται μεταξύ των Νήσων Λιχάδων και της γραμμής Αρκίτσας – Αιδηψού. Η λεκάνη εκτείνεται βόρεια ως τη χερσόνησο των Γιάλτρων όπου αναδύεται το αλπικό υπόβαθρο και νότια ως τη ρηξιγενή ζώνη της Αρκίτσας (PZ3). Επιπλέον, παρατηρείται μία κλίση των ιζημάτων της προς Νότο, η οποία της προσδίδει το στοιχείο της τεκτονικής ασυμμετρίας.

Το δυτικό όριο της λεκάνης συμπίπτει με τη ρηξιγενή ζώνη PZ11, διεύθυνσης BBA-NNΔ. Η PZ11 τέμνει εγκάρσια το αλπικό υπόβαθρο του όρους Κνημίδα και οριοθετεί δυτικά τη χερσόνησο των Γιάλτρων, ενώ παράλληλα αποτελεί δίοδο της ανόδου του ηφαιστειακού υλικού των νήσων Λιχάδων κατά το Τεταρτογενές (πρόγραμμα ΑΜΦΙΤΡΙΤΗ, ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε.).

Μεταξύ της Δυτικής και της Κεντρικής λεκάνης, αναπτύσσεται η ζώνη Αρκίτσας-Αιδηψού διεύθυνσης B-N, η οποία παρουσιάζει μορφολογική ασυνέχεια, πλάτους 2-3 χλμ., και οριοθετεί συγχρόνως δύο λεκάνες με αντίθετη τεκτονική ασυμμετρία: την Κεντρική λεκάνη με ασυμμετρία προς BBA και τη Δυτική λεκάνη με ασυμμετρία προς Νότο. Προς Βορρά συμπίπτει με το δυτικό όριο του Όρους Τελέθριου ενώ προς Νότο με τη δυτική πλευρά του κόλπου της Αταλάντης. Επιπλέον, παρατηρείται αύξηση του βάθους του πυθμένα από δυτικά (100 m) προς ανατολικά (440 m) και οι ιζηματογενείς αποθέσεις εμφανίζονται ιδιαίτερα παραμορφωμένες από πολλαπλά ρήγματα και κάμψεις, το οποίο πιθανότατα θα μπορούσε να αποδοθεί στο γεγονός ότι αποτελούν επιφανειακή εκδήλωση μίας βαθύτερης ρηξιγενούς ζώνης (πρόγραμμα ΑΜΦΙΤΡΙΤΗ, ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε.).

➤ Κεντρική Λεκάνη

Η Κεντρική λεκάνη αναπτύσσεται ανάμεσα στη ζώνη Αρκίτσας – Αιδηψού (δυτικά) και σε αυτή της Λίμνης (ανατολικά) και αποτελεί το βαθύτερο τμήμα του κόλπου, με μέγιστο βάθος τα 440 m περίπου. Μορφολογικά χαρακτηρίζεται, στη νότια πλευρά σαν ασύμμετρη, με εκτεταμένη υφαλοκρηπίδα και ομαλό πρηνές ενώ στη βόρεια πλευρά παρατηρείται απουσία υφαλοκρηπίδας και απότομο πρηνές (πρόγραμμα ΑΜΦΙΤΡΙΤΗ, ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε.). Η ίδια ασυμμετρία παρατηρείται και στα ιζήματα της λεκάνης, τα οποία κλίνουν προς Β – BBA. Το μέγιστο ορατό

πάχος των ιζημάτων ξεπερνά τα 400 m, ενώ σε καμία θέση δεν παρατηρείται το υπόβαθρο τους. Το βόρειο περιθώριο της λεκάνης εκτείνεται μέχρι τις ρηξιγενείς ζώνες PZ10 και κυρίως PZ2, οι οποίες οριοθετούν τα ιζήματα της προς το αλπικό υπόβαθρο του Τελέθριου όρους και τους μεταλπικούς σχηματισμούς της Βόρειας Εύβοιας, ενώ το νότιο περιθώριο εκτείνεται μέχρι τη ρηξιγενή ζώνη της Αταλάντης (PZ1), η οποία οριοθετεί το αλπικό υπόβαθρο που εκτείνεται νότια αυτής με τους μεταλπικούς σχηματισμούς της Μαλεσίνας και τους τεταρτογενείς και ολοκαινικούς σχηματισμούς της πεδιάδας της Αταλάντης. Το νότιο περιθώριο χαρακτηρίζεται από μικρές μορφολογικές κλίσεις που ακολουθούν την ελαφρά ρηγμάτωση και κάμψη των ιζημάτων από τη ρηξιγενή ζώνη PZ24. Επιπλέον, στον κόλπο της Αταλάντης το πάχος των ιζημάτων είναι τουλάχιστον 200 m, ενώ τοπικά εντοπίζονται μικρά νησιά αλπικού υποβάθρου, όπως συμβαίνει και στην περιοχή του Θεολόγου.

➤ Νοτιοανατολική Λεκάνη

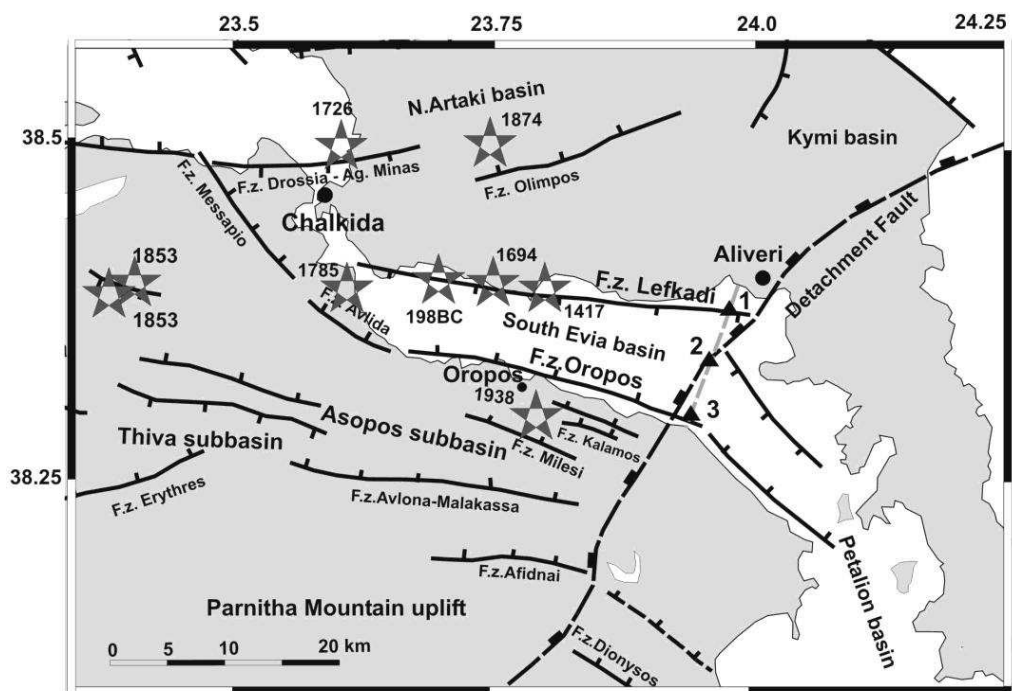
Το βόρειο τεκτονικό περιθώριο της Νοτιοανατολικής Λεκάνης του κόλπου (εικόνα 2.9) εκτείνεται ΝΑ από την Λίμνη και αναπτύσσεται νότια από τον ορεινό όγκο του Κανδηλίου. Το νότιο τεκτονικό περιθώριο εκτείνεται ως τη ρηξιγενή ζώνη της Αταλάντης (PZ1) προς ΑΝΑ (πρόγραμμα ΑΜΦΙΤΡΙΤΗ, ΕΛ.ΚΕ.Θ.Ε.). Μορφολογικά, αποτελεί μία ομαλή και σχετικά ρηχή λεκάνη μέσου βάθους 80-90 m. Στο κεντρικό τμήμα της, εμφανίζεται ανύψωση του γεωλογικού υποβάθρου της αποτελούμενο από μεταλπικές αποθέσεις (αντίστοιχες της χερσονήσου της Μαλεσίνας), η οποία φαίνεται να ελέγχεται από τη ρηξιγενή ζώνη PZ23 που κλίνει προς ΝΔ. Στο κατερχόμενο τέμαχος της ρηξιγενούς ζώνης PZ23, αναπτύσσεται μία υπολεκάνη ιζηματογένεσης τα στρώματα της οποίας έχουν κλίση προς ΒΑ, δηλαδή προς τη ρηξιγενή ζώνη PZ23. Μεταξύ του ανυψωμένου υποβάθρου στο μέσο της λεκάνης και του όρους Κανδηλίου, αναπτύσσεται μία δεύτερη υπολεκάνη, τα στρώματα της οποίας κλίνουν προς ΒΑ, δηλαδή προς τη ρηξιγενή ζώνη PZ2. Συνεπώς η Νοτιοανατολική λεκάνη του κόλπου αποτελείται από δύο ασύμμετρες υπολεκάνες, με φορά ασυμμετρίας ίδια μεταξύ τους και ίδια με τη φορά ασυμμετρίας (περιστροφής) της Κεντρικής λεκάνης του κόλπου.

Συμπερασματικά, η γεωτεκτονική λεκάνη του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου αποτελεί μία σύνθετη, ενεργή, νεοτεκτονική δομή όπου η Δυτική Λεκάνη εμφανίζει τεκτονική ασυμμετρία προς Ν,

ενώ η Κεντρική και η Νοτιοανατολική εμφανίζουν ασυμμετρία προς Β-ΒΑ. Το βόρειο και νότιο όριο καθεμιάς από τις τρεις λεκάνες είναι σαφές και κατά το πλείστον σηματοδοτείται από μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες. Αντιθέτως, τα όρια που διαχωρίζουν τις τρεις λεκάνες μεταξύ τους δεν είναι σαφή και πιθανότατα σχετίζονται με πιο βαθιές δομές χωρίς ευδιάκριτη επιφανειακή εκδήλωση (Van Andel and Perissoratis, 2006).

2.3.2 Νεοτεκτονική δραστηριότητα στο Νότιο Ευβοϊκό κόλπο

Το νότιο τμήμα του κόλπου, χαρακτηρίζεται από έντονη νεοτεκτονική δραστηριότητα καθώς κυριαρχείται από ένα παράκτιο σύστημα κανονικών ρηγμάτων (εικόνα 2.10) με έντονη κατάτμηση. Η διεύθυνσή τους είναι από σχεδόν Α-Δ (βόρειο τμήμα) σε ΒΒΔ-ΝΝΑ (κεντρικό και νότιο τμήμα) και καθορίζουν σε ένα μεγάλο βαθμό τη γεωμορφολογία του κόλπου (Goldsworthy et al., 2002).



Εικόνα 2. 10: Τεκτονικός χάρτης του Νότιου Ευβοϊκού κόλπου (Metaxas, 2009).

Νοτιότερα και δυτικότερα, αναπτύσσεται ένα δεύτερο σύστημα ρηγμάτων –ρήγματα Ωρωπού και Αυλώνας- διεύθυνσης σχεδόν παράλληλης προς αυτή του παράκτιου συστήματος. Το ρήγμα του Ωρωπού θεωρείται ενεργό (Ambraseys and Jackson, 1990) αφού συνδέεται με πρόσφατους σεισμούς (1938) και αναπτύσσεται κατά μήκος της βόρειας κλιτύος μιας λοφώδους περιοχής νότια του Ωρωπού (εικόνα 2.10). Το ρήγμα της Αυλώνας αναπτύσσεται κατά μήκος της βόρειας κλιτύος του Όρους Πάρνηθα και μετατοπίζει εκατέρωθεν του επιπέδου του, μεσοζωϊκούς ασβεστόλιθους (που αποτελούν το υπόβαθρό του), από τους νεογενείς και τεταρτογενείς σχηματισμούς που βρίσκονται στη οροφή του (Papanikolaou et al., 1988; Goldsworthy et al., 2002). Το άλμα του ξεπερνά τα 1500 m (Ganas et al., 2004), ενώ συνδέεται με σεισμούς (1705) που προκάλεσαν αρκετές ζημιές στην Αθήνα και τη Χαλκίδα (Ambraseys and Jackson, 1997).

Έπειτα από μελέτη του νότιου τμήματος του κόλπου (Mettos et al., 1988), διαπιστώθηκε ότι έχει υποστεί τις παρακάτω τεκτονικές φάσεις:

- Μία φάση συμπίεσης, διεύθυνσης περίπου ΒΑ-ΝΔ
- Μία φάση επέκτασης, μειο-πλειοκαινικής ηλικίας με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ
- Μία εφελκυστική φάση, ηλικίας τεταρτογενούς με διεύθυνσης Β-Ν

Στο ΒΔ άκρο (Χαλκίδα), παρατηρείται μία σύγκλιση ρηγμάτων από την οποία δημιουργήθηκαν το βόρειο και το νότιο τμήμα του κόλπου, ενώ στο ΝΑ άκρο, παρατηρείται μία απόκλιση ρηγμάτων στην οποία οφείλεται η δημιουργία του μέγιστου σημερινού εύρους του κόλπου. Η απόκλιση αυτή που οφείλεται σε ρήγμα διεύθυνσης Β-Ν, σε συνδυασμό με τη σταδιακή μετατόπιση των κέντρων απόθεσης των ιζημάτων προς Β, αποδεικνύουν ότι η σημερινή μορφή του κόλπου, είναι αποτέλεσμα σταδιακής διάνοιξης υπό την επίδραση της τεκτονικής φάσης εφελκυσμού διεύθυνσης Β-Ν, που έλαβε χώρα κατά το Τεταρτογενές.

Η λεκάνη πληρώθηκε από νεογενείς αποθέσεις, ενώ στο τμήμα που εντοπίζεται ο σημερινός υποθαλάσσιος χώρος αποτέθηκαν και πλειστοκαινικά – ολοκαινικά ιζήματα. Επιπλέον, κατά το χρονικό διάστημα της ιζηματογένεσης, οι νεογενείς αποθέσεις ανυψώθηκαν και διαβρώθηκαν λόγω ανοδικών κινήσεων του νότιου τμήματος και εν συνεχεία έγινε η μεταφορά τους στη

λεκάνη υπό μορφή κροκαλοπαγών, με αποτέλεσμα τη δημιουργία των αποθέσεων του Ωρωπού. Αποτέλεσμα όλων των ανωτέρω, ήταν η ανομοιόμορφη εξέλιξη του χώρου που εμπεριέχεται στη λεκάνη (Perisorartis et al., 1989).

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Albantakis N. 1968: Nuovi dati stratigrafici sulla regime di Locrida (Grecia), Bollettino della Società Geologica Italiana, 87(4), 737-741.

Alexander C., Whittaker A.C., Walker S. 2015: Geomorphic constraints on fault throw rates and linkage times: Examples from the Northern Gulf of Evia, Greece, Journal of Geophysical Research, 120(1), 137-158.

Ambraseys N. and Jackson J. 1997: Seismicity and strain in the Gulf of Corinth (Greece) since 1694, Journal of Earthquake Engineering, 1(3), 433–474.

Ambraseys N.N. and Jackson J.A. 1990: Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1988, Geophysical Journal International, 101, 663-708.

Aubouin J. 1959: Contributon a l' etude geologique de la Grece septentrional: le confins de l'epire et de la Thessalie, Annales Géologique des Pays Helléniques, 10, 403.

Barka A. and Reilinger R. 1997: Active Tectonics of Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, Annali Di Geofisica, X2(3), 587–610.

Bousquet B., Dufaure J.-J., Keraudren B., Pechouxm P.-Y., Philip H., Sauvage J. 1976: Essai de correlations stratigraphiques entre les facies marins, lacustres et continentaux du Pleistocene de Grece, Bulletin de la Societe Geologique de France, XVIII(2), 413-418.

Celet P. 1962: Contribution a l' etude geologique du Parnasse-Gkiona et d' une partie des regions meridionales de la Grece continentale, Annales Géologique des Pays Helléniques, XIII, 1-446.

Celet P. et Delcourt J. 1960: Les terrains Neogenes de Locride (Grece orientale moyenne), leur situation geologique et leur age, Annales de la Société géologique du Nord, 80, 125- 134.

Cordella A. 1878: La Grèce sous le rapport géologique et minéralogique, Imprimerie de A. Parent, Paris.

De Bruijn H. 1976: Vallesian and Turonian roden Biotia, Attica and Rhodes (Greece), Part I and II, Koninklijke Akademie van Wetenschappen, B 79, 5.

Degardin J.M. 1972: Etude geologique de la region d' Atalanti (Locride, Grece continentale), Annales de la Société géologique du Nord, XCII (4), 213-220.

Dermitzakis D.M. 1990: Paleogeography, geodynamic processes and event stratigraphy during the Late Cenozoic of the Aegean area, International Symposium on: Biogeographical Aspects of Insularity, Roma 1987, Accademia Nazionale dei Lincei, 85, 263-288.

Dermitzakis D.M. and Papanikolaou D.J. 1981: Παλαιογεωγραφία και γεωδυναμική της περιοχής του Αιγαίου κατά το Νεογενές, Annales Géologique des Pays Hellénique, 245-289.

Doukas C.S. 1986: The mammals from the Lower Miocene of Aliveri (Island of Evia, Greece), Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen B 89, 15–38.

Drinia H. and Anastasakis G. 2012: Benthic foraminiferal palaeoecology of the Late Quaternary continental outer shelf of a landlocked marine basin in central Aegean Sea, Quaternary International, Volume 261, 43-52.

Gaitani P., Sakellariou D., Geraga M., Papatheodorou G. 2009: Study of Palaeogeographical and Palaeoenvironmental evolution of North Evoikos Gulf during Upper Quaternary, 9th Symposium on Oceanography & Fisheries, Proceedings, Volume I.

Ganas A. 1997: Fault segmentation and seismic hazard assessment in the gulf of Evia rift, Central Greece, PhD thesis, University of Reading, 368.

Ganas A. and Papoulia I. 2000: High-resolution digital mapping of the seismic hazard within the Gulf of Evia rift, Eastern Central Greece using normal fault segments as line sources, Natural Hazards, 22, 203–223.

Ganas A. and White K. 1996: Neotectonic fault segments and footwall geomorphology in eastern Central Greece from Landsat TM data, Geological Society Greece, Special Publications, 6, 169-175.

Ganas A., Pavlides S.B., Sboras S., Valkaniotis S., Papaioannou S., Alexandris G.A., Plessa A., Papadopoulos G.A. 2004: Active fault geometry and kinematics in Parnitha Mountain, Attica, Greece, *Journal of Structural Geology*, 26, 2103–2118.

Ganas A., White K., Wadge G. 1997: SPOT DEM Analysis for fault segment mapping in the Lokris region, central Greece, *EARSel Advances in Remote Sensing Yearbook*, Volume 5, 46-53.

Gillet S., Sauvage J., Keraudren B. 1977: Etude paléontologique du Plio-Pléistocène de Locride et d' Eubée occidentale (Grèce centrale): Malacologie et Palynologie, *Annales Géologiques des Pays Hellénique*, XXIX(2), 554-580.

Goldsworthy M. and Jackson M. 2001: Migration of activity within normal fault systems. Examples from Quaternary of mainland Greece, *Journal of Structural Geology*, 23, 489-506.

Goldsworthy M., Jackson J., Haines J. 2002: The continuity of active fault systems in Greece, *Geophysical Journal International*, 148(3), 596-618.

Guernet C. 1971: Etudes Géologiques en Eubée et dans les Régions Voisines (Grèce), Thèse Doctorat, Scientifiques Naturelles, Université de Paris, 395.

Hinsbergen D.J. van and Meulenkaamp J.E. 2006: Neogene supradetachment basin development on Crete (Greece) during exhumation of the South Aegean core complex, *Basin Research*, 18 (1), 103–124.

Hughes D.J., Marrs S.J., Smith C.J., Atkinson R.J.A. 1999: Observations of the echinuran worm *Bonellia viridis* in the deep basin of Evoikos Gulf, Greece, *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 79, 361-363.

Kamilari M. and Sfenthourakis S. 2009: A morphometric approach to the geographic variation of the terrestrial isopod species *Armadillo tuberculatus* (Isopoda: Oniscidea), *Journal of Zoological Systematics and Evolutionary Research*, 47, 219-226.

Karastathis V.K., Papoulia J., Di Fiore B., Makris J., Tsambas A., Stampolidis A., Papadopoulos G.A. 2011: Deep structure investigations of the geothermal field of the North

Euboean Gulf, Greece, using 3-D local earthquake tomography and Curie Point Depth analysis, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 206, 106-120.

Katsikatsos G., Koukis G., Fytikas M. 1981: Geological map of Greece at 1: 50.000: Psachna–Pelion sheet, Institute of Geological and Mineral Exploration, Athens.

Keraudren B. 1979: Le Plio-Pleistocene marin et oligohalin en Grece: stratigraphie et paleogeographie, *Revue de géologie dynamique et de géographie physique*, 21(1), 17-28.

Klein Hofmeijer G., Sondaar P.Y., Alderliesten C., Van der Borg K., De Jong A. 1987: Indications of Pleistocene Man on Sardinia, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, B29, 166-168.

Koskeridou E. and Ioakim Chr. 2009: An early Pleistocene mollusc fauna with Ponto-Caspian elements, in intra Hellenic basin of Atalanti Arkitsa region (central Greece), 9th Symposium on Oceanography & Fisheries, Proceedings, Volume I.

Le Pichon X. et Angelier J. 1979: The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area, *Tectonophysics*, 60, 1-42.

Lemeille F. 1977: Etudes neotectoniques en Grece centrale nord-orientale (Eubee centrale, Attique, Beotie, Locride), Thèse Doctorat - de 3eme cycle, Université de Paris, XI, 173.

Makris J., Papoulia J., Papanikolaou D., Stavrakakis G. 2001: Thinned continental crust below northern Evoikos Gulf, central Greece, detected from deep seismic soundings, *Tectonophysics*, 341, 225-236.

Marinos G. 1957: Zur Gliederung Ostgriechenlands in tektonische zonen, *Geologische Rundschau*, 46 (2), 421-426.

McKenzie D. 1972: Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30, 109-158.

Mercier J.L. 1975: Rapport d' activite scientifique pour 1975 de l' equipe du Laboratoire de Geologie Dynamique de l' Universite Paris-Sud sur le resultat des etudes de neotectonique en Grece.

Mercier J.L., Bousquet B., Delibassis N., Drakopoulos I., Keraudren B., Korroneou V., Lemeille F., Pechoux P.Y., Pegoraro O., Philip H., Sauvage J., Sorel D. 1973: Déformations superficielles en compression et en extension dans la "Plaque égéenne" (Grèce) au cours du Pliocène et du Quaternaire, Réunion Annuelle des Sc. de la Terre, Paris, 297.

Metaxas C.P. 2009: Active faults hazard on offshore pipelines: case of the submarine gas pipeline route across the south evoikos gulf, central Greece, Seismoprognois observations in the territory of Azerbaijan.

Mettos A., Ioakim Ch., Rondogianni Th., 1988: Les formations neogenes lacustres au N. d' Attique-Biotie. Stratigraphie. Palynologie et Tectonique, Revue Geologie Mediterranee (XIIIXIII), 167-174.

Mettos A., Rondogianni Th., Ioakim Ch., Papadakis I. 1992: Evolution geodynamique et reconstruction paleoenvironnementale des basins neogenesquaternaires de la Grece centrale, Paleontologia i Evolucio, 24-25, 393-402.

Mettos A., Rondogianni Th., Papadakis I., Paschos P., Georgiou Ch., 1991: New data on the geology of the Neogene deposits of N. Evia, Bulletin of the Geological Society of Greece XXV (3), 71–83 (in Greek).

Meulenkamp J.E. 1979a: The Aegean and Messinian salinity crisis. Proceedings VI Colloquium on the Geology of the Aegean Region, Athens, 1977, 3, 1253-1263.

Mountrakis D., Sapountzis E., Kiliass A., Eleftheriadis G., Christofides G. 1983: Palaeogeographic conditions in the western Pelagonian margin in Greece during the initial rifting of the continental area, Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1673-1681.

Papanastassiou D., Maroukian H., Gaki-Papanastassiou, Lemeille F., Palyvos N. 2000: Archaeoseismological and geomorphological studies in the coastal area of Lokris (central Greece), XXVII General Assembly of the European Seismological Commission - Book of Abstracts and Papers, Lisbon University, Lisbon.

Papanastassiou D., Stavrakakis G., Makaris D. 2001: Recent micro-earthquake activity at Northern Evoikos Gulf, Central Greece, Bulletin of Geological Society Greece, XXXIV 4, 1567-1572.

Papanikolaou D., Lykousis V., Chronis G. and Pavlakis P. 1988: A comparative study of neotectonic basins across the Hellenic arc: the Messiniakos, Argolikos, Saronikos and Southern Evoikos Gulfs, Basin Research 1, 167–176.

Papazachos B.C. and Papazachou C.B. 1989: The earthquakes of Greece (in Greek), Ziti Publications, Thessaloniki, 356, 1989.

Papoulia J., Makris J., Drakopoulou V. 2006: Local seismic array observations at north Evoikos, central Greece, delineate crustal deformation between the North Aegean Trough and Corinthiakos Rift, Tectonophysics, 423, 97–106.

Parmakelis A., Stathi I., Chatzaki M., Simaiakis S., Spanos L., Louis C., Mylonas M. 2006: Evolution of *Mesobuthus gibbosus* (Brulle, 1832) (Scorpiones: Buthidae) in the northeastern Mediterranean region, Molecular Ecology, 15, 2883-2894.

Pechoux P.Y., Pegoraro O., Philip H., Mercier J.L. 1973: Deformations MioPliocenes et Quaternaires en extension et en compression sur les rivages du golfe Maliaque et du Canal d'Atalanti, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 276, 1813-1816.

Pegoraro O. 1972: Application de la microtectonique à une étude de neotectonique: Le Golfe Maliaque (Grece centrale), Thesis 3eme cycle, Montpellier, 41.

Perissoratis C. and van Andel T.H. 1991: Sea-level changes and tectonics in the Quaternary extensional basin of the South Evoikos Gulf, Greece, Terra Nova, 3, 294-302.

Perissoratis C., Mettos A., and Van Andel T. 1989: Stratigraphy and Structure of the South Evoikos and the Greater Neogene's Basin, Bulletin of Geological Society of Greece, Vol. XXIII 1, 209-221.

Perissoratis C. and Conispoliatis N. 2003: The impact of sea-level changes during the latest Pleistocene and Holocene times on the morphology of the Ionian and Aegean Seas (SE Alpine Europe), Marine Geology, 196, 145–156.

Philip H. 1974: Etude néotectonique des rivages égéens en Locride et en Eubée nord orientale, Thèse de 3eme cycle, Académie de Montpellier.

Philip H. 1976: Une episode de deformation en compression a la base du Quaternaire en Grece centrale (Locris et Eubée nord-occidentale), Bulletin de la Société géologique de France, (7), XVIII (2), 287-292.

Poulakakis N. and Sfenthourakis S. 2008: Molecular phylogeny and phylogeography of the Greek populations of the genus *Orthometopon* (Isopoda, Oniscidea) based on mitochondrial DNA sequences, Zoological Journal of the Linnean Society, 152, 707-715.

Poulakakis N., Lymberakis P., Tsigenopoulos C.S., Magoulas A., Mylonas M. 2005: Phylogenetic relationships and evolutionary history of snake-eyed skink *Ablepharus kitaibelii* (Sauria: Scincidae), Molecular Phylogenetics and Evolution, 34, 245-256.

Renz C. 1955: Die vorneogene Stratigraphie der normalsedimentären Formationen Griechenlands, Institute for Geology and Subsurface Research, Athens, 637.

Roberts S. and Jackson J.A. 1991: Active normal faulting in central Greece: An overview, The Geometry of Normal Faults, In: Roberts A. M., Yielding G. and Freeman B. (Eds), Blackwell Scientific Publications, Oxford, Geological Society London Special Publications, Volume 56, 125-142.

Rondogianni Th. 1988: Tectonique recente et subsidence des sites historiques aux rivages de Locride, In: Marinos P.G. and Koukis G.C. (Eds.), Geologie de l'ingenieur appliquee aux travaux anciens, monuments et sites historiques, Taylor and Francis, 1583-1589.

Rondoyanni-Tsiambaou Th. 1984: Etude néotectonique des rivages occidentaux du canal d' Atalandi (Grèce Centrale), Thèse Doctorat, Université de Paris sud Centre d' Orsay.

Sakellariou D.G., Rousakis H., Kaberi V., Kapsimalis P., Georgiou T., Kanellopoulos and Lykousis V. 2007: Tectono-sedimentary structure and late quaternary evolution of the North Evia Gulf Basin, Central Greece: Preliminary results, Bulletin of Geological Society Greece, Proceedings of the 11th International Congress Athens, 37(1), 451-462.

Shackleton N.J. 1987: Oxygen isotopes, ice volume and sea level, *Quaternary Science Reviews*, 6, 183-190.

Termier G. et Verriez J.J. 1975: Les bivalves carnienens d'Atalanti (Locride, Grece), *Annales de la Société géologique du Nord*, XCIII (2), 157-162.

Van Andel T.H. and Perissoratis C. 2006: Late Quaternary depositional history of the North Evvoikos Gulf, Aegean Sea, Greece, *Marine Geology*, 232, 157-172.

Verriez J.J. 1976: Sur les formations volcaniques basiques d' Atalanti (LocrideGrece-Greece), *Bulletin de la Société géologique de France*, XVIII(2), 293-298.

Voutsinou-Taliadouri F. and Varnavas S.P. 1993: Geochemical study of sediments from Northern Euboikos Bay, Greece, with regard to the presence of submarine mineral deposits, *Marine Geology*, 110, 93-114.

Welter-Schultes F.W. 2000: The paleogeography of late Neogene central Crete inferred from the sedimentary record combined with Albinaria land snail biogeography, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 157, 27-44.

Αγγελίδης Χ. 1991: Τεχνικογεωλογική έρευνα ευρύτερης περιοχής Αταλάντης, Διδακτορική Διατριβή, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 183.

Αλμπαντάκης Ν. 1974: Τα νικελιούχα σιδηρομεταλλεύματα Λοκρίδος και Ευβοίας, Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 41.

Αλεξούλη-Λειβαδίτη Α. 2008: Γενική γεωλογία στοιχεία δυναμικής και τεκτονικής γεωλογίας, τομέας γεωλογικών επιστημών - Σχολή μηχανικών Μεταλλείων-Μεταλλουργών, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, 102-112.

Αναγνώστου Χ., Λέκκας Σ., Μπουροδήμος Γ., Γάτος Θ. 1988: Μικροφασική ανάλυση νεογενών αποθέσεων στον όρμο της Λάρυμνας (Φθιώτιδα), *Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας*, Αθήνα, XX (2), 53-62.

Βετούλης Δ. 1961: Η ηλικία των Νεογενών λιμνογενών σχηματισμών της Β. Λοκρίδος (Φθιώτιδος), *Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας*, Αθήνα, IV, 112-130.

- Κατσικάτσος Γ. 1992: Γεωλογία της Ελλάδας, τμήμα Γεωλογίας - Πανεπιστήμιο Πατρών.
- Κουμαντάκης Ι. 1969: Η γεωλογία της νήσου Γραμμούσας (Β. Ευβοϊκός κόλπος), Annales Géologiques des Pays Helléniques, 22, 295-299.
- Κράνης Χ. 1999: Νεοτεκτονική δραστηριότητα ρηξιγενών ζωνών κεντρο- ανατολικής Στερεάς Ελλάδας (Λοκρίδα), Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 233.
- Λυκούσης Β. και Σουρή-Κουρούμπαλη Φ., 1984: Επιφανειακά ιζήματα στο Νότιο Ευβοϊκό Κόλπο Πεταλιών, Πρακτικά Α' Πανελληνίου Συμπόσιου Ωκεανογραφίας & Αλιείας, Αθήνα, 477-484.
- Μαράτος Γ. 1962: Βωξιτικά κοιτάσματα περιοχής Αταλάντης, Γεωλογικές Αναγνωρίσεις, ΙΓΕΥ, 33, 1-34.
- Μαράτος Γ. 1963: Περί μιας νέας εμφανίσεως Παλαιοζωϊκού επί του όρους Κνημιάς. Σημασία της επί τούτου επικλυσιγενούς επαφής του Τριαδικού δια την αναζήτησιν μεταλλευμάτων, Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, Αθήνα, V(1), 29-36.
- Μαράτος Γ., Ρηγόπουλος Κ., Αθανασίου Α. 1967: Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος : φύλλο Ελάτεια, ΙΓΕΥ, Αθήνα.
- Μαράτος, Γ., Ρηγόπουλος, Κ., Αθανασίου, Α. 1965. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος : φύλλο Αταλάντη, ΙΓΕΥ, Αθήνα.
- Μαρίνος Γ. 1951: Λιγνιτοφόρος λεκάνη Λοκρίδος (Αταλάντης), Γεωλογικές Αναγνωρίσεις, ΙΓΕΥ, 9.
- Μαρίνος Γ. 1961: Παλαιοντολογική και στρωματογραφική έρευνα εις την Ανατολική Στερεά Ελλάδα, Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, IV, 14-28.
- Μαρίνος Γ. και Reichel M. 1958: Η εξάπλωση του απολιθωματοφόρου Περμίου εις Ανατολικήν Στερεάν Ελλάδα και Εύβοια, Ειδικαί μελέται επί της γεωλογίας της Ελλάδος, ΙΓΕΥ, 8, 16.

Μαριολάκος Η., Μπαντέκας Ι., Μαρκατσέλης Ε., Παπαγεωργίου Μ., Μπουκουβάλας Α., Σταυρόπουλος Γ. 2008: Εθνικό θεματικό δίκτυο περιβαλλοντικής εκπαίδευσης Γεωπεριβαλλοντικά-Γεωμυθολογικά μονοπάτια, 4^ο Συνέδριο ΠΕΕΚΠΕ, Ναύπλιο.

Μέττος Α., Ροντογιάννη Θ., Παπαδάκης Γ., Πάσχος Π., Γεωργίου Χ. 1990: Νέα δεδομένα στη γεωλογία των νεογενών αποθέσεων της Βόρειας Εύβοιας, Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας - Πρακτικά 5^{ου} Επιστημονικού Συνεδρίου, Θεσσαλονίκη, XXV(3), 71-83.

Μουντράκης Δ. 2010: Γεωλογία και Γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδας, Εκδόσεις University Studio Press, Αθήνα.

Μπορνόβας Ι. και Ροντογιάννη-Τσιαμπάου Θ. 1983: Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος, κλίμακας 1:500000, Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών, 2η έκδοση, Αθήνα.

Παλυβός Ν. 2001: Γεωμορφολογική μελέτη της ευρύτερης περιοχής Αταλάντης Φθιώτιδος, Διδακτορική Διατριβή, Αθήνα.

Παπασταματίου Ι., Βετούλης Δ., Τάταρης Α. 1962: Το Καλλίδρομον. Γεωλογία αυτού και συσχετίσις με Παρνασσόν, Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, V(1), 43-51.

Περισοράτης Κ., Αγγελόπουλος Ι., Μητρόπουλος Δ., Μιχαηλίδης Σ. 1991: Χάρτης επιφανειακών ιζημάτων του πυθμένα του Αιγαίου Πελάγους – φύλλο Παγασητικός, ΙΓΜΕ, Αθήνα.

Σακελλαρίου Δ., Καψιμάλης Β., Ρουσάκης Γ., Γεωργίου Π., Καμπέρη Ε., Κανελλόπουλος Θ., Λυκούσης Β., Παπούλια Ι. 2006: Παλαιογεωγραφική εξέλιξη του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου στο Ανώτατο Τεταρτογενές, 8^ο Πανελλήνιο Συμπόσιο Ωκεανογραφίας & Αλιείας, Ελληνικό Κέντρο Θαλάσσιων Ερευνών, Ανάβυσσος.

Σίδερης Χ. 1980: Μια νέα θεώρηση του "Παλαιοζωϊκού" της Αταλάντης, Annales Géologique des Pays Helléniques, XXX(II), 637-646.

Σίδερης Χ. 1986: Συμβολή στη γνώση της γεωδυναμικής εξέλιξης κατά το Περμοτριάδικό στο χώρο της Ανατολικής Ελλάδας, Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 214.

Σίδερης Χ. 1988: Η τριαδική ηφαιστειοϊζηματογενής ακολουθία της Αταλάντης, *Annales Géologique des Pays Helléniques*, XXXIII(II), 353-369.

Σφενδουράκης Σ. 1994: Βιογεωγραφία, Συστηματική και Οικολογία των Χερσόβιων Ισοπόδων του Κεντρικού Αιγαίου. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών.

Τάταρης Α. 1997: Η διάρθρωση του παλαιογεωγραφικού χώρου της σχιστο-ψαμμιτο-κερατολιθικής διάπλασης Ανατ. Ελλάδας και η θέση της Σαλαμίνας και Τραπεζώνας σ' αυτόν, *Annales Géologique des Pays Helléniques*, XXXVII, 1015-1032.

Τάταρης Α. και Κουνης Γ. 1968: Η γεωλογική ενότητα των προνεογενών - μεσοζωικών σχηματισμών Αττικής - Βοιωτίας - Λοκρίδος και τμήματος της ΒΑ Πελοποννήσου, *Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας*, VII, 137-154.

Τρικαλλινός Ι. 1963: Περί της επιδράσεως ορογενετικών κινήσεων εις τας περιοχάς της ζώνης Αν. Ελλάδος – συμβολή εις την διερεύνησιν της τεκτονικής δομής της Ελλάδος, *Πρακτικά Ακαδημίας Αθηνών*, 38, 318-329.

Τρικαλλινός Ι. 1955: Συμβολή εις την έρευνα της τεκτονικής δομής της Ελλάδας. Περί της ηλικίας των κρυσταλλοσχιστωδών πετρωμάτων της Αττικής, *Πρακτικά Ακαδημίας Αθηνών*, 30, 198-211.

Τσόδουλος Μ.Ι. 2009: Ενεργός τεκτονική της ΝΑ Στερεάς Ελλάδας, Τμήμα Γεωλογίας-Πανεπιστήμιο Πατρών, Πάτρα.

Χριστοδούλου Γ. και Τσαϊλά-Μονοπώλη Σ. 1975: Συμβολή εις την γνώσιν της στρωματογραφίας του Τριαδικού της ζώνης Ανατ. Ελλάδος, *Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας*, IX(1), 101-108.

3. Η Θαλάσσια στάθμη και οι μεταβολές της

Με τον όρο θαλάσσια στάθμη νοείται η μέση τιμή του υψομέτρου της επιφάνειας της θάλασσας η οποία όμως είναι δύσκολο να καθοριστεί με ακρίβεια εξαιτίας του ότι η επιφάνεια της θάλασσας, άλλοτε μεταβάλλεται σε σύντομο χρονικό διάστημα κι άλλοτε σε πολύ μεγαλύτερο. Συνεπώς γίνεται λόγος για τη σχετική θαλάσσια στάθμη, δηλαδή το επίπεδο της θαλάσσιας επιφάνειας σε σχέση με την ξηρά, όπου λαμβάνονται υπόψη οι μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης που κρατούν για μεγάλο χρονικό διάστημα. Οι μεταβολές αυτές μπορεί να σημειωθούν είτε με την άνοδο της στάθμης της θάλασσας ή τη βύθιση τμήματος της ξηράς, φαινόμενο το οποίο λέγεται επίκλυση (transgression), είτε αντίθετα με την πτώση του επιπέδου της θάλασσας ή την τεκτονική ή ισοστατική ανύψωση τμήματος της ξηράς, φαινόμενο το οποίο ονομάζεται απόσυρση (regression) (Bird, 1984).

Η μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης γίνεται τόσο σε παγκόσμιο όσο και σε τοπικό επίπεδο. Αιτίες μεταβολής (Pethic, 1984) της σε παγκόσμια κλίμακα αποτελούν οι παρακάτω παράγοντες :

- *Κλιματικές αλλαγές*, λόγω των οποίων συμβαίνει, επίσης, τήξη και πήξη των πάγων και των παγετώνων και θερμική διαστολή των ωκεανών (το νερό διαστέλλεται καθώς θερμαίνεται).
- *Τεκτονικές μετακινήσεις*, λόγω της μεταβολής της χωρητικότητας των ωκεάνιων λεκανών που συμπίπτει (ή σχετίζεται) με την θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών.
- *Ιζηματολογικές*, όπου οι ωκεάνιες λεκάνες γεμίζουν με υλικό με πολύ αργό ρυθμό, της τάξης των 3mm/ 100 έτη.
- *Μεταβολές στην πυκνότητα του θαλάσσιου νερού*, οι οποίες οφείλονται στη θερμοκρασία και την αλατότητα. Οι μεταβολές της πυκνότητάς του, προκαλούν μετακινήσεις θαλάσσιων μαζών και συνεπώς η πυκνότητα του θαλασσινού νερού σαν παράμετρος συνδέεται άμεσα με μηχανισμούς κυκλοφορίας θαλασσίων μαζών (π.χ. άνοδος της θερμοκρασίας κατά 1°C συνεπάγεται ανύψωση της θαλάσσιας στάθμης κατά 2 μέτρα).

Οι αλλαγές της θαλάσσιας στάθμης σε τοπικό επίπεδο οφείλονται στους παρακάτω παράγοντες:

- *Ισοστατικές κινήσεις*, κατά τις οποίες πραγματοποιείται ελάττωση του όγκου των παγετώνων ή του θαλάσσιου νερού στις ωκεάνιες λεκάνες, με αποτέλεσμα την επαναφορά του ηπειρωτικού τμήματος στα προηγούμενα επίπεδα.
- *Τοπικός τεκτονισμός*, όπου πραγματοποιείται ανοδική ή καθοδική κίνηση των τεκτονικών τεμαχίων λόγω της δράσης μεγάλων ρηγμάτων.

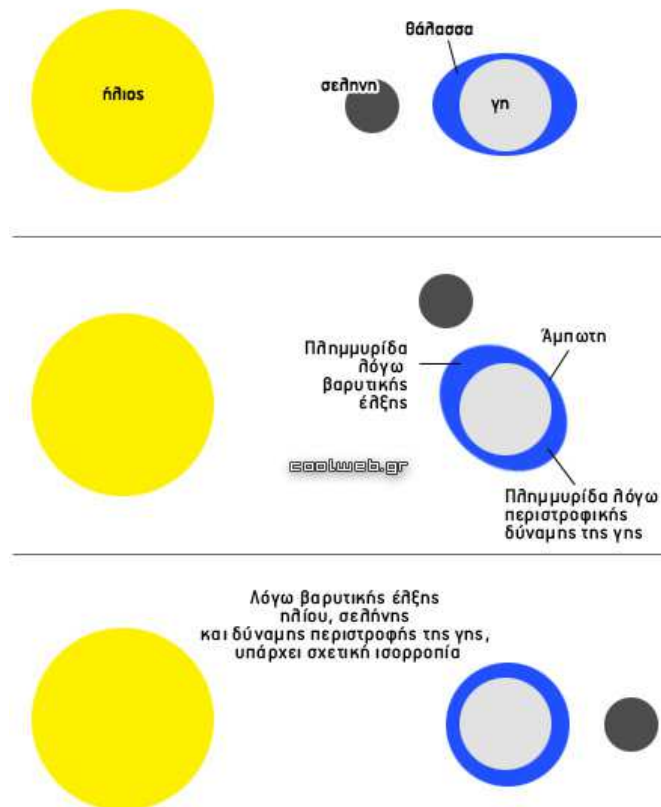
3.1 Διεργασίες που επηρεάζουν την παράκτια ζώνη

3.1.1 Κυματισμός

Τα κύματα αποτελούν έναν από τους σημαντικότερους παράγοντες μεταβολής της παράκτιας ζώνης (Bird, 1984; Καρύμπαλης, 2004) διότι διαμέσου αυτών μεταφέρεται αρκετή ενέργεια σε όλο το μήκος της ακτογραμμής. Αίτια δημιουργίας τους είναι κυρίως ο άνεμος (ταχύτητα και χρονική διάρκεια), η απόσταση από την ακτή καθώς και η ήδη υπάρχουσα μορφολογία της, τα οποία μπορούν να προκαλέσουν διάβρωση, μεταφορά ή και απόθεση κατά μήκος της ακτογραμμής. Κατά τη διάδοση του κύματος από τα βαθύτερα νερά στα ρηχότερα, μειώνεται σταδιακά το μήκος κύματος και η ταχύτητά του, ενώ παράλληλα αυξάνεται το ύψος του με αποτέλεσμα την αύξηση της κλίσης του μετώπου τους.

3.1.2 Παλίρροια

Οι παλίρροιες στην ουσία είναι κύματα τα οποία έχουν πολύ μεγάλα μήκη (κύματος) και η εμφάνισή τους γίνεται αντιληπτή (εικόνα 3.1) είτε με την ανύψωση (πλημμυρίδα) είτε με την πτώση (άμπωτη) της θαλάσσιας στάθμης και οφείλεται στη βαρυτική έλξη της σελήνης και του ήλιου και ανάλογα με τη σχετική θέση γης, σελήνης και ήλιου, καθορίζεται το μέγεθος και η έντασή τους (Haslett and Simon, 2000; Ζαφειρόπουλος, 2001):

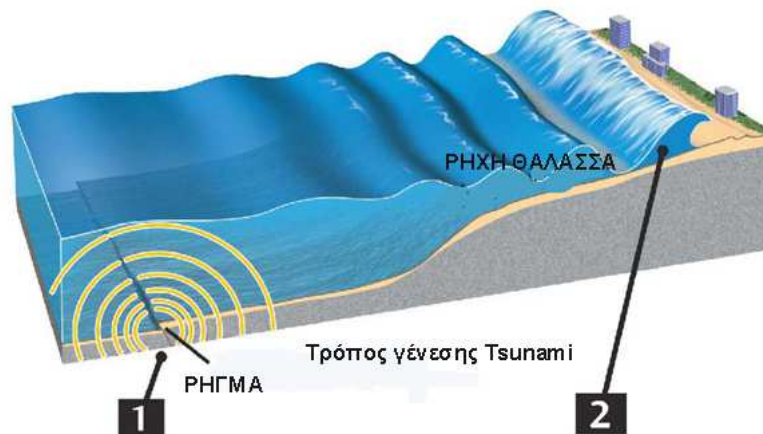


Εικόνα 3. 1: Το φαινόμενο της παλίρροιας με βάση τη σχετική θέση ήλιου, γης και σελήνης. (πηγή: <http://coolweb.gr/giati-simbainei-palirroia-ampoti-thalassa-aitia/>).

Ανάλογα με το εύρος τους, οι παλίρροιας μπορούν να μεταβάλλουν είτε σε μεγάλο είτε σε μικρότερο βαθμό την παράκτια ζώνη. Όσο αυξάνεται το εύρος της, μεγαλώνει και το τμήμα της ενδοπαλιρροιακής ζώνης που αποκαλύπτεται ή βυθίζεται, με αποτέλεσμα να ευνοείται η δράση διαφόρων διεργασιών όπως είναι η αποσάθρωση και διάβρωση.

3.1.3 Τσουνάμι

Τα τσουνάμι (εικόνα 3.2) είναι πολύ μεγάλα και ιδιαίτερα κύματα τα οποία μπορεί να υπερβούν σε ύψος τα 30 m καθώς προσεγγίζουν την παράκτια ζώνη (Bird E., 1984).

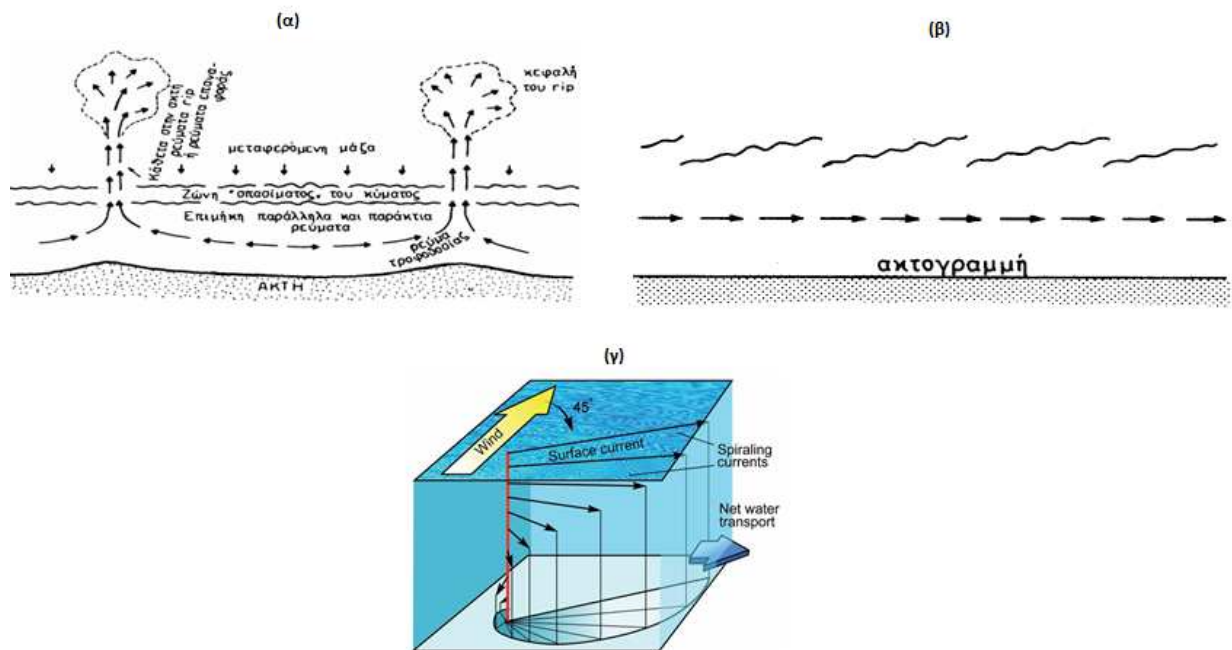


Εικόνα 3. 2: Τρόπος δημιουργίας των τσουνάμι.

Κύριες αιτίες δημιουργίας τους είναι οι σεισμοί, οι οποίοι προκαλούν απότομη μετατόπιση του θαλάσσιου πυθμένα και οι υποθαλάσσιες ηφαιστειακές εκρήξεις ή οι υποθαλάσσιες κατολισθήσεις με αποτέλεσμα την πρόκληση πολύ μεγάλου μεγέθους καταστροφών (Fine et al., 2004; Maramai et al., 2005; Fujii and Satake, 2007). Τα μήκη κύματός τους είναι της τάξης των 10 km και οι ταχύτητες τους φτάνουν τα 500-800 km/h στους ανοιχτούς ωκεανούς (Davidson-Arnott, 2010).

3.1.4 Θαλάσσια ρεύματα

Η παράκτια ζώνη επηρεάζεται σε ένα μεγάλο βαθμό απ' τα θαλάσσια ρεύματα, τα οποία δημιουργούνται από την παλίρροια, τον άνεμο, τις διαφορές της υδροστατικής πίεσης καθώς και την περιστροφή της γης. Υπάρχουν 4 κύρια συστήματα ρευμάτων (Καρύμπαλης, 2004; Αλμπανάκης, 1999):



Εικόνα 3. 3: α) Σχηματική απεικόνιση του κλειστού συστήματος κυκλοφορίας η οποία αποτελείται από επιμήκη παράκτια ρεύματα (longshore currents), από ρεύματα επαναφοράς (rip currents) (Shepard and Inman, 1950), β) Πρόσπτωση των κυμάτων στην ακτή υπό γωνία (Komar P.D. and Inman D.L., 1970) και γ) Σχηματική απεικόνιση του ρεύματος ανέμου Ekman (πηγή: <http://mvuescience.weebly.com/ekmans-transport-lab.html>).

- Το κλειστό σύστημα κυκλοφορίας (εικόνα 3.3α), το οποίο δημιουργείται από τη συνύπαρξη ρευμάτων επαναφοράς και επιμήκων παράκτιων ρευμάτων.
- Τα παράκτια ρεύματα (εικόνα 3.3β), των οποίων η γένεση προέρχεται από την πρόσπτωση των κυμάτων στην ακτή υπό γωνία.
- Τα ρεύματα απόκλισης, τα οποία δημιουργούνται όταν οι επιφανειακοί άνεμοι στρέφουν κατά 45° προς τα δεξιά (στο Βόρειο ημισφαίριο) το επιφανειακό ρεύμα που αναπτύσσεται. Η κίνηση αυτή παρουσιάζεται σχηματικά παρακάτω (εικόνα 3.3γ) με το σπειροειδές του Ekman. Κάθε διαδοχικό στρώμα δέχεται τη μεταφορά της κίνησης κατά τη διεύθυνση της στήλης νερού και λόγω της εσωτερικής τριβής (μοριακές και τυρβώδεις διεργασίες) προκαλείται αύξηση της γωνίας απόκλισης συναρτήσει του βάθους της θάλασσας και μείωση της ταχύτητας.

- Τα ρεύματα κλίσης, τα οποία είναι αποτέλεσμα των ρευμάτων απόκλισης. Καθώς τα νερά συσσωρεύονται προς την ακτή λόγω των ρευμάτων απόκλισης, δημιουργείται μία κλίση η οποία τα αναγκάζει να κινηθούν αντίθετα.

3.1.5 Διάβρωση

Η διάβρωση (Εικόνα 3.4) αποτελεί μία ακόμη αιτία μεταβολής της παράκτιας ζώνης αλλά σε αρκετά μικρότερο βαθμό απ' ότι ο κυματισμός, οι παλίρροιες και τα τσουνάμι (Emery and Milliman, 1978). Η μορφολογία του μεγαλύτερου μέρους (περίπου του 70%) των αμμωδών ακτών παγκοσμίως οφείλεται στο φαινόμενο της διάβρωσης. Παράγοντες που επηρεάζουν τη διάβρωση των παράκτιων περιοχών:

- Σχετική μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης λόγω τεκτονικής
- Τα μορφολογικά χαρακτηριστικά των κυμάτων
- Η σύσταση της παράκτιας ζώνης από βιολογικής άποψης
- Η γεωμορφολογία και η κλίση της παράκτιας ζώνης
- Το μεγάλο εύρος παλίρροιας
- Τα θαλάσσια ρεύματα και οι έντονες κλιματικές μεταβολές



Εικόνα 3. 4: Απεικόνιση του φαινομένου της διάβρωσης στην παράκτια ζώνη.

3.2 Δείκτες μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης

Όλες οι παραπάνω μεταβολές αποτυπώνονται στην παράκτια ζώνη αποτελώντας χρήσιμους δείκτες (γεωμορφές απόθεσης και διάβρωσης, απολιθώματα, αρχαιολογικά ευρήματα και ιστορικά στοιχεία - όπως θα αναλυθούν παρακάτω) του ύψους της θαλάσσιας στάθμης στο παρελθόν, όπου η χρονολόγησή τους μπορεί να δώσει αξιόπιστες πληροφορίες για την παλαιοπεριβαλλοντική εξέλιξη μιας περιοχής (Καρύμπαλης, 2010).

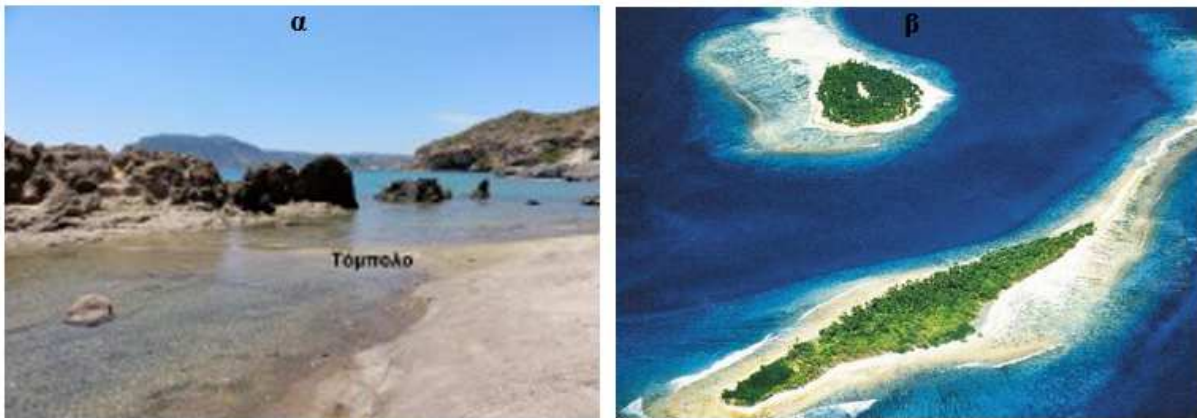
Οι κυριότερες παράκτιες γεωμορφές διάβρωσης εμφανίζονται πάνω ή κάτω από τη σημερινή στάθμη της θάλασσας και είναι: οι αιγιαλοί (beaches), τα θαλάσσια σπήλαια (sea caves) (εικόνα 3.5α), οι αψίδες (arches) (εικόνα 3.5β), τα berms, τα παλιρροϊκά πεδία (tidal flats), οι ψηφιδοπαγείς αιγιαλοί (beachrocks) (εικόνα 3.6α), οι χαλικώδεις αιγιαλοί (gravel beaches) (εικόνα 3.6β), τα tomolo (εικόνα 3.7α) και οι κοραλλιογενείς σχηματισμοί (εικόνα 3.7β) καθώς και οι εγκοπές (notches) σε παράκτιους κρημούς, η δημιουργία των οποίων οφείλεται στον κυματισμό, την παλίρροια, την αποσάθρωση καθώς και την ανθρώπινη παρέμβαση. Μερικές απ' αυτές τις γεωμορφές απεικονίζονται παρακάτω.



Εικόνα 3. 5: α) θαλάσσια σπηλαία (sea caves) και β) θαλάσσιες αψίδες (sea arches).



Εικόνα 3. 6: α) ψηφιδωπαγείς αιγιαλοί (beachrocks) και β) χαλικώδεις αιγιαλοί (gravel beaches).



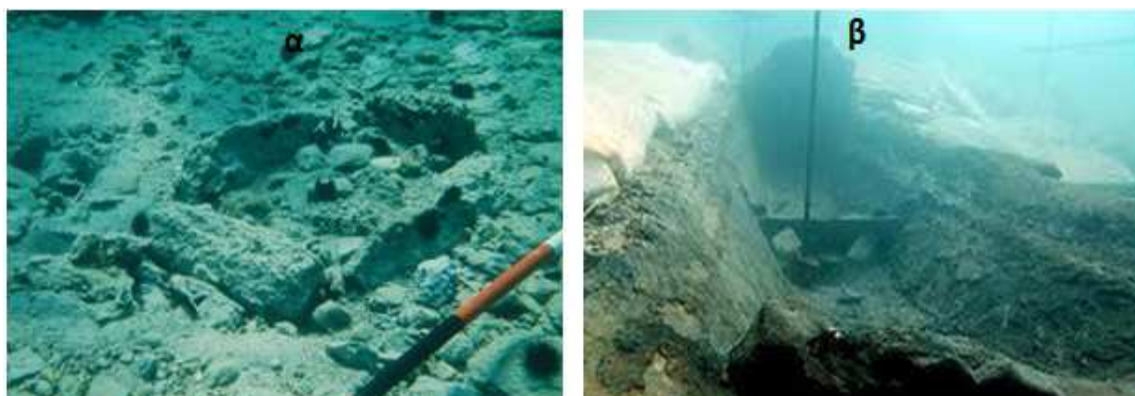
Εικόνα 3. 7: Δημιουργία α) τόμπολο β) καραλλιογενών σχηματισμών.

Υπάρχουν όμως και οι δελταϊκές αποθέσεις (εικόνα 3.8α) οι οποίες προέρχονται από ποτάμια καθώς και οι αιολικές αποθέσεις στις οποίες ανήκουν οι παράκτιες αμμόδεις θίνες (coastal sand dunes) (εικόνα 3.8β).



Εικόνα 3. 8: α) δελταϊκές αποθέσεις και β) παράκτιες αμμώδεις θίνες (coastal sand dunes).

Σημαντικό δείκτη των σχετικά πρόσφατων μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης αποτελούν τα αρχαιολογικά ευρήματα (παραθαλάσσιοι οικισμοί, παράκτιες κατασκευές, λιμενοβραχίονες κ.α.), αφού είναι δυνατόν αυτά είτε να είναι βυθισμένα είτε να βρίσκονται και πάνω από το σημερινό επίπεδο της θάλασσας, υποδεικνύοντας την αλλαγή που έχει υποστεί αυτό σε σχέση με το σημερινό (εικόνα 3.9). Επιπλέον κάποιες ιστορικές καταγραφές από παλιρροιογράφους θα μπορούσαν να βοηθήσουν στην εκτίμηση της μεταβολής της θαλάσσιας στάθμης, οι οποίοι είναι δυνατόν να καταγράψουν πληροφορίες για ένα χρονικό διάστημα μεγαλύτερο των 100 ετών αλλά για περιορισμένο αριθμό περιοχών.



Εικόνα 3. 9: α), β) η βυθισμένη πόλη Παυλοπέτρι στην Ελαφόνησο, μία απ' τις αρχαιότερες βυθισμένες πόλεις του κόσμου.

Ορισμένα χαρακτηριστικά απολιθώματα αποτελούν αξιόπιστο δείκτη μεταβολής του επιπέδου της θάλασσας μέσω του προσδιορισμού της ηλικίας τους, αφού η θέση που βρίσκονται συνδέεται άμεσα με τη θέση του επιπέδου της θάλασσας όταν ήταν ακόμη ζωντανοί οργανισμοί (εικόνα 3.10).

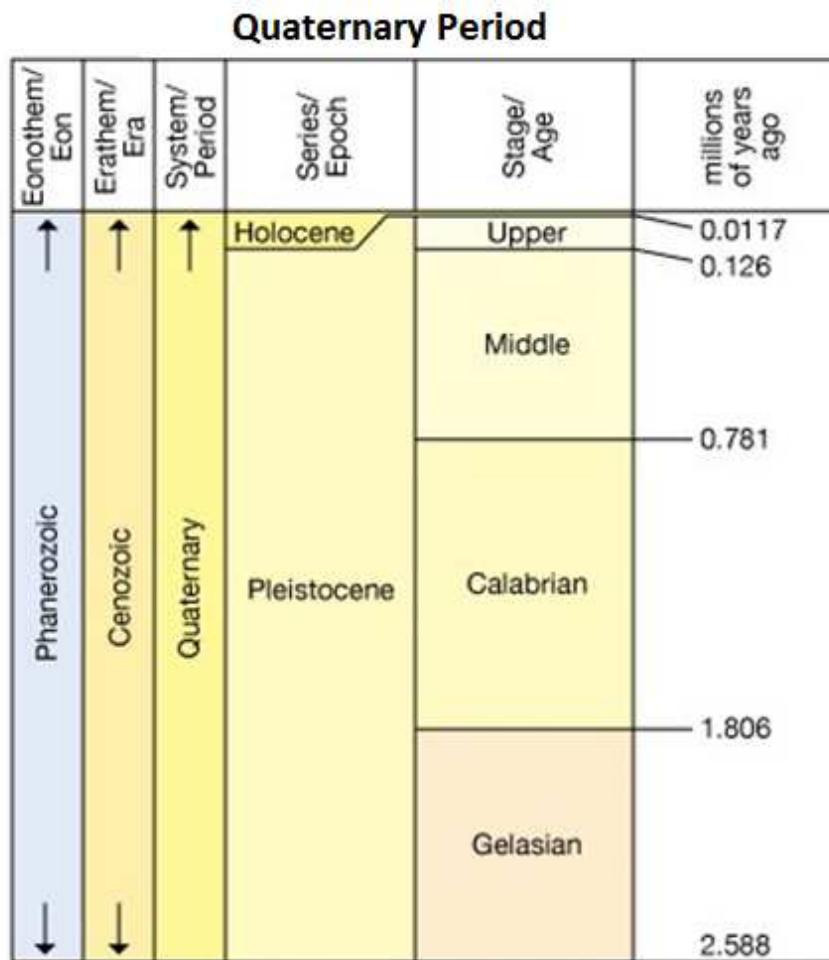


Εικόνα 3. 10: Απολιθώματα (κελύφη διθύρων) ως βιολογικοί δείκτες του επιπέδου της θαλάσσιας στάθμης.

Προκειμένου να διερευνηθεί η μεταβολή της θαλάσσιας στάθμης, πραγματοποιείται χρονολόγηση των ανωτέρων δεικτών με διάφορες μεθόδους. Στο σημείο αυτό, πρέπει να τονιστεί το γεγονός ότι όταν πρόκειται για αρχαιολογικά ευρήματα ή ιστορικές καταγραφές, διερευνάται η περίοδος στην οποία ανήκουν χρονικά και η χρονολόγησή τους ταυτίζεται με την περίοδο αυτή. Όταν όμως πρόκειται για γεωλογικά δεδομένα πραγματοποιείται κατά βάση εργαστηριακός προσδιορισμός της σχετικής ή και απόλυτης ηλικίας τους (Haslett and Curr, 1998). Από τις κυριότερες μεθόδους που χρησιμοποιούνται για χρονολόγηση είναι η ραδιοχρονολόγηση με ^{14}C εφόσον τα ευρήματα περιέχουν εξανθρακωμένα συστατικά και για ηλικίες μέχρι ~ 50.000 ka.

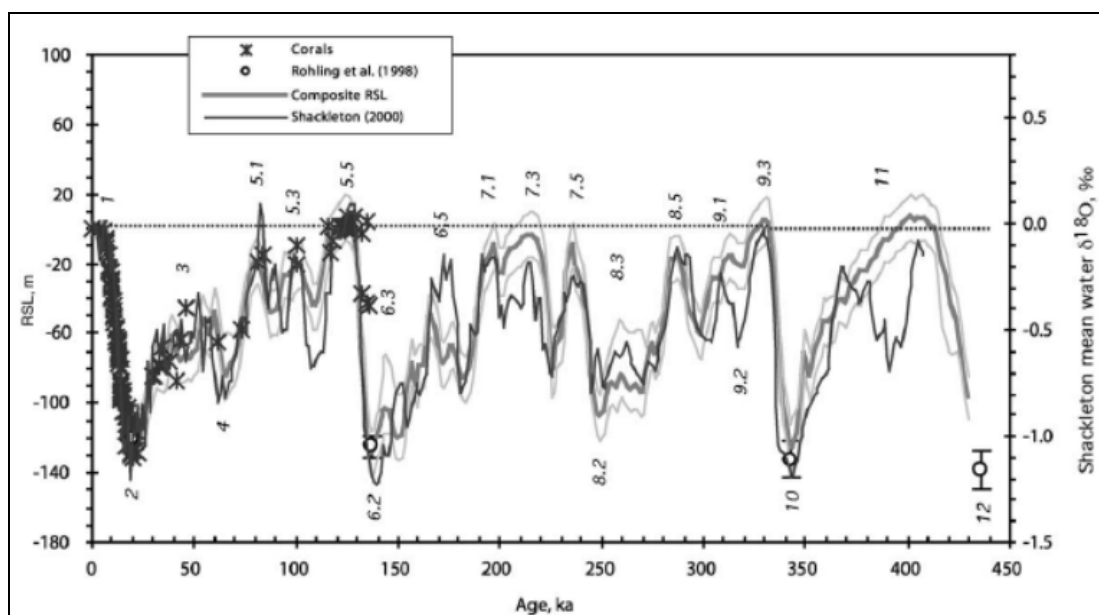
3.3 Μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης κατά το Τεταρτογενές

Όπως είναι ήδη γνωστό, η μορφολογία της γης άλλαξε αρκετά στο πέρασμα του χρόνου μέχρι που έλαβε τη σημερινή της μορφή, η οποία και αυτή συνεχώς εξελίσσεται. Προκειμένου να μελετηθεί η παράκτια γεωμορφολογία διαφόρων περιοχών, είναι απαραίτητο να διερευνηθούν αρχικά, τα πιο πρόσφατα γεωλογικά γεγονότα τα οποία συνέβησαν κατά την περίοδο του Τεταρτογενούς.



Εικόνα 3. 11: Γεωλογική διαίρεση της Τεταρτογενούς περιόδου (Πηγή: 2012 International Stratigraphic Chart produced by the ICS, <http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale>).

Το Τεταρτογενές (εικόνα 3.11) είναι η περίοδος εμφάνισης του ανθρώπου στη γη και χαρακτηρίζεται από παγετώδεις (ψυχρές) και μεσοπαγετώδεις (θερμές) περιόδους των οποίων η εναλλαγή δημιούργησε έντονες ευστατικές μεταβολές (Παυλόπουλος, 2011). Η διάρκειά του είναι 2.5 εκατομμύρια χρόνια και αποτελείται από το Πλειστόκαινο (Κατώτερο-Μέσο-Ανώτερο) και το Ολόκαινο των οποίων η χρονική διάρκεια είναι 2.400.000-11.700 χρόνια πριν και 11.700 έως σήμερα (Cohen et al., 2013).



Εικόνα 3. 12: Παγκόσμια ευστατική καμπύλη που αναπαριστά τη θαλάσσια στάθμη κατά τα τελευταία 450.000 χρόνια (Waelbroeck et al., 2002).

Σύμφωνα με τους Bowen and Inman (1969) και Rohling et al., (2010) κατά τη διάρκεια της μεσοπαγετώδους περιόδου των 400 ka (θαλάσσιο Ιστοπικό Στάδιο-MIS 11) καθώς και των 320 ka (MIS 9c), 237 ka (MIS 7e) και 197 ka (MIS 7a) σύμφωνα με τους Siddall et al. (2003) και Rabineau et al. (2006), η παγκόσμια στάθμη της θάλασσας υπολογιζόταν περίπου στα επίπεδα της σημερινής (εικόνα 3.12). Κατά το ιστοπικό στάδιο 5 (MIS 5, 120–125 ka), παρατηρήθηκε άνοδος (4–9 m) της θαλάσσιας στάθμης (Εικόνα 3.12) σε σχέση με τη σημερινή (Stirling et al., 1998; McCulloch and Esat, 2000; Kopp et al., 2009), όπως επίσης κατά το ιστοπικό στάδιο 3 (MIS 3, 60-25 ka) (Rohling et al., 2010) και 11 (MIS 11) (Siddall et al., 2008) καθώς και κατά τη

διάρκεια της σημερινής περιόδου (πριν από τα 6.000 χρόνια). Κατά την άνοδο αυτή της θαλάσσιας στάθμης, παρατηρείται αύξηση με ρυθμό 1.0–1.6 m/100 γ (16 mm/year) (Rohling et al., 2008).

Σύμφωνα με τους Shackleton (2000); Waelbroeck et al. (2002); Siddall et al. (2003); Peltier and Fairbanks (2006), παρατηρείται άνοδος (120 m) της θαλάσσιας στάθμης κατά τη χρονική περίοδο 21 ka (τελευταία παγετώδης περίοδος) έως τη χρονική περίοδο 2–3 ka (μέγιστη στάθμη της ολοκαινικής θερμής περιόδου). Από τα 14 ka έως τα 7 ka, κατά τον Bard et al. (1996), παρατηρήθηκε ρυθμός αύξησης της θαλάσσιας στάθμης 11 mm/γ, ενώ κατά το χρονικό διάστημα 6 ka έως 2–3 ka, παρατηρείται πτώση της θαλάσσιας στάθμης κατά 1 mm/γ (Lambeck, 1995). Τέλος, από τη χρονική περίοδο αυτή έως σήμερα η θαλάσσια στάθμη εμφάνισε μικρές μεταβολές.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Bird E.C.F. 1984: An introduction to Coastal Geomorphology, 3rd Edition, Ed. B. Blackwell, New York.

Bowen A.J. and Inman D.L. 1969: Rip currents, Laboratory and field observations, Journal of Geophysical Research, 74(2), 5468-5478.

Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L. and Fan J.-X. 2013: The ICS International Chronostratigraphic Chart, Episodes 36: 199-204.

Davidson-Arnott R.G.D., 2010: *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*, Cambridge University Press, Cambridge, England, 442.

Emery K.O. and Milliman J.D., 1978: Suspended matter in surface waters: influence of river discharge and upwelling, *Sedimentology*, 25, 125-140.

Fine I.V., Rabinovich A.B., Bornhold B.D., Thomson R.E. and Kulikov E.A., 2004: The Grand Banks landslide-generated tsunami of November 18, 1929: preliminary analysis and numerical modeling, *Marine Geology*, 215, 45-57.

Fujii Y. and Satake K., 2007: Tsunami source of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake inferred from tide gauge and satellite data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97.

Haslett K. and Simon K., 2000: Coastal Systems, Tidally-dominated coastal systems, *Routledge Introductions to the Environment*, 73- 83.

Haslett S.K. and Curr R.H.F. 1998: Coastal rock platforms and Quaternary sea-levels in the Baie d'Audierne, Brittany, France, *Zeitschrift fuer Geomorphologie N.F.*, 42, 507-515.

Kopp R.E., Simons F.J., Mitrovica J.X., Maloof A.C., Oppenheimer M. 2009: Probabilistic assessment of sea level during the last interglacial stage, *Nature*, 462, 863-867.

Lambeck K. 1995: Late-Pleistocene and Holocene sea-level change in Greece and south-western Turkey: a separation of eustatic, isostatic and tectonic contributions, *Geophysical Journal International*, 122, 1022-1044.

Maramai, A., Graziani L. and Tinti S., 2005: Tsunamis in the Aeolian Islands (southern Italy): a review, *Marine Geology*, 21(5), 11-21.

McCulloch-Malcolm T. and Esat T. 2000: The coral record of last interglacial sea levels and sea surface temperatures, *Chemical Geology*, 169, 107-129.

Peltier W.R. and Fairbanks R.G. 2006: Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record, *Quaternary Science Reviews*, 25, 3322-3337.

Pethic J. 1984: An introduction to coastal geomorphology, Editions: E. Arnold, London, 260.

Rabineau M., Berné S., Olivet J.L., Aslanian D., Joseph P., Guillocheau F. 2006: Paleosea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500.000 yr), *Earth and Planetary Science Letters*, 252 (1-2), 119-137.

Rohling E.J., Braun K., Grant K., Kucera M., Roberts A.P., Siddall M., Trommer. G. 2010: Comparison between Holocene and Marine Isotope Stage-11 sea-level histories, *Earth and Planetary Science Letters*, 291, 97-105.

Rohling E.J., Grant K., Hemleben C., Kucera M., Roberts A.P., Schmeltzer I., Schulz H., Siccha M., Siddall M., Trommer G. 2008: New constraints on the timing of sea level fluctuations during early to middle marine isotope stage 3, *Paleoceanography*, 23, 3219.

Shackleton N.J. 2000: The 100,000-Year Ice-Age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide and orbital eccentricity, *Science*, 289, 1897–1902.

Siddall M., Rohling E.J., Almogi-Labin A., Hemleben Ch., Meischner D., Schmelzer I., Smeed D.A. 2003: Sea-level fluctuations during the last glacial cycle, *Nature*, 423, 853-858.

Siddall M., Rohling E.J., Thompson W.G., Waelbroeck C. 2008: MIS 3 Sea-level fluctuations: data synthesis and new outlook, *Reviews of Geophysics*, 46, 4003.

Stirling G.R., Nicol J.M., Reay F. 1998: Advisory services for nematodes pests - operational guide, Rural Industries Research and Development Corporation Publication, Canberra, 99(41), 120.

Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J.C., McManus J.F., Lambeck K., Balbon E., Labracherie M. 2002: Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records, Quaternary Science Reviews, 21, 295-305.

Αλμπανάκης Κ. 1999: Μαθήματα Ωκεανογραφίας, Εκδόσεις University Studio Press, Θεσσαλονίκη.

Ζαφειρόπουλος Δ. 2001: Ο Γαλάζιος Πλανήτης Εισαγωγή στην Ωκεανογραφία, Εκδόσεις Leader Books, Αθήνα.

Καρύμπαλης Ε. 2004: Σημειώσεις Παράκτιας Γεωμορφολογίας, τμήμα Γεωγραφίας - Χαροκόπειο Πανεπιστήμιο, Αθήνα.

Καρύμπαλης Ε. 2010: Παράκτια Γεωμορφολογία, Εκδόσεις Ίων, 242.

Παυλόπουλος Κ. 2011: Γεωμορφολογία: Εφαρμογές στις Γεωεπιστήμες, Εκδόσεις Ίων, Αθήνα.

Διαδουκτιακοί Ιστότοποι

<http://archiveblog.sanibelseaschool.org/2011/03/14/tsunami-the-ocean-takes-a-dly-shape/>

[\(http://coolweb.gr/giati-simbainei-palirroia-ampoti-thalassa-aitia/\)](http://coolweb.gr/giati-simbainei-palirroia-ampoti-thalassa-aitia/)

<http://mvuescience.weebly.com/ekmans-transport-lab.html>

<http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale>

4. ΓΕΩΧΡΟΝΟΛΟΓΗΣΗ ΙΖΗΜΑΤΩΝ ΜΕ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ ΤΗΣ ΦΩΤΑΥΓΕΙΑΣ

4.1 Εισαγωγή

Φωταύγεια καλείται το φαινόμενο που αναφέρεται στην εκπομπή φωτός από κρυσταλλικά υλικά, έπειτα από την έκθεσή τους στη φυσική ιονίζουσα ακτινοβολία και αποτελεί το φυσικό αίτιο το οποίο αξιοποιείται για την ανάπτυξη και εφαρμογή μιας ευρέως διαδεδομένης μεθόδου χρονολόγησης, τόσο στον κλάδο της αρχαιολογίας όσο και στην επιστήμη της γεωλογίας (Duller, 2008). Η αρχή λειτουργίας, της βασίζεται στην εκπομπή φωτός από ορυκτά όπως είναι ο άστριος και ο χαλαζίας. Η μέθοδος βρίσκει εφαρμογή αφενός μεν σε αρχαιολογικά ευρήματα, όπως τα κεραμικά, οι καμένοι πυριτόλιθοι, οι μεταλλουργικές κάμινοι κ.ά., όπου χρονολογείται το διάστημα που ακολούθησε από τη στιγμή της τελευταίας θέρμανσής τους και αφετέρου σε κλαστικά ιζήματα, που περιέχουν τα ανωτέρω ορυκτά, όπου χρονολογείται το διάστημα που ακολούθησε από τη στιγμή της τελευταίας έκθεσής τους στο ηλιακό φως. Είναι μία ευρέως διαδεδομένη σύγχρονη και εξελισσόμενη τεχνική απόλυτης χρονολόγησης, καλύπτοντας ένα εύρος ηλικιών που κυμαίνεται μεταξύ 100 ετών (ή και λιγότερο) έως 1 εκατομμύριο έτη. Από το 1960, οπότε ξεκίνησαν οι πρώτες εφαρμογές της μεθόδου έως και σήμερα, υπήρξε μεγάλη πρόοδος στην κατανόηση των τεχνικών της φωταύγειας, καθώς επίσης και στις μεθόδους μέτρησής της τόσο στην Ελλάδα όσο και στο εξωτερικό.

Η φυσική ραδιενέργεια βρίσκεται οπουδήποτε στο φύση. Κάποια ορυκτά όπως ο άστριος και ο χαλαζίας δρουν ως δοσίμετρα, καταγράφοντας στην κρυσταλλική τους δομή μέρος της ραδιενέργειας στην οποία εκτίθενται (Duller, 2004). Η ενέργεια αυτή συσσωρεύεται κατά το χρονικό διάστημα απόθεσής τους και κάποια στιγμή απελευθερώνεται υπό τη μορφή φωτός (φωταύγεια). Η μέθοδος της φωταύγειας εκμεταλλεύεται την παρουσία ραδιενεργών ισοτόπων στοιχείων όπως είναι το ουράνιο (U), το θόριο (Th) και το κάλιο (K) που συνήθως περιέχονται σε κοινά πετρώματα για τη χρονολόγησή τους (Aitken, 1998).

Η αποθηκευμένη αυτή ενέργεια των ορυκτών είναι αντιπροσωπευτική της ηλικίας τους και μπορεί να μηδενιστεί με δύο τρόπους: είτε με θέρμανση του δείγματος σε μεγάλη, σχετικά, θερμοκρασία ($>300\text{ }^{\circ}\text{C}$), είτε με έκθεση στο ηλιακό φως, το οποίο θα μπορούσε να συμβεί κατά τις διαδικασίες της διάβρωσης και μεταφοράς των ιζημάτων (Duller, 1996). Ουσιαστικά και οι δύο αυτές διαδικασίες απεγκλωβίζουν οποιαδήποτε προϋπάρχουσα αποθηκευμένη ενέργεια θέτοντας “το ρολόι” της ηλικίας των ιζημάτων στο μηδέν. Συνεπώς, κατά τη χρονολόγηση με φωταύγεια το γεγονός που στην ουσία χρονολογείται είναι αυτός ο “μηδενισμός”.

Προκειμένου να υπολογιστεί η ηλικία ενός ιζήματος, είναι απαραίτητο να υπολογιστεί αφενός η συνολική συσσωρευμένη ραδιενέργεια στην οποία το ίζημα εκτέθηκε κατά το χρονικό διάστημα που ήταν αποθεθειμένο στο έδαφος, αφ’ ετέρου η ετήσια ραδιενέργεια στην οποία εκτίθεται το ίζημα (Aitken, 1998).

4.2 Ορυκτά κατάλληλα για χρονολόγηση

Ορυκτά κατάλληλα για χρονολόγηση (εικόνα 4.1) με φωταύγεια είναι ο χαλαζίας, (διοξείδιο του πυριτίου, SiO_2) ο οποίος αποτελεί και το δεύτερο πιο διαδεδομένο ορυκτό στη φύση, καθώς και κάποιες ποικιλίες αστρίων (τηκτοπυριτικά ορυκτά).

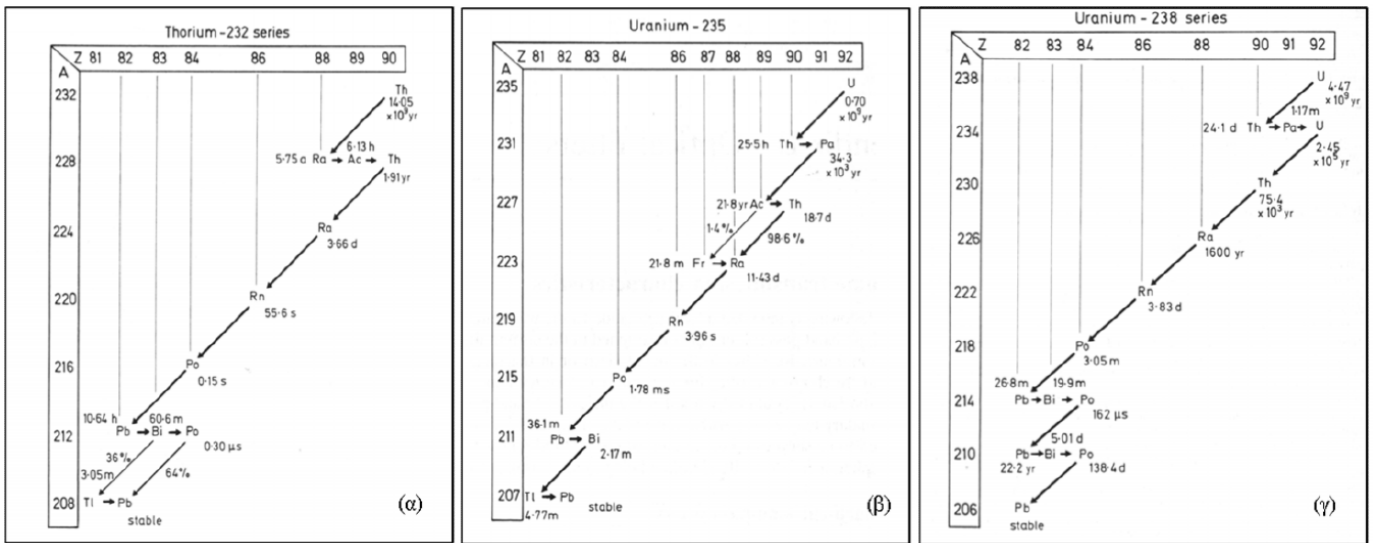


Εικόνα 4. 1: a) άστριος, b) χαλαζίας

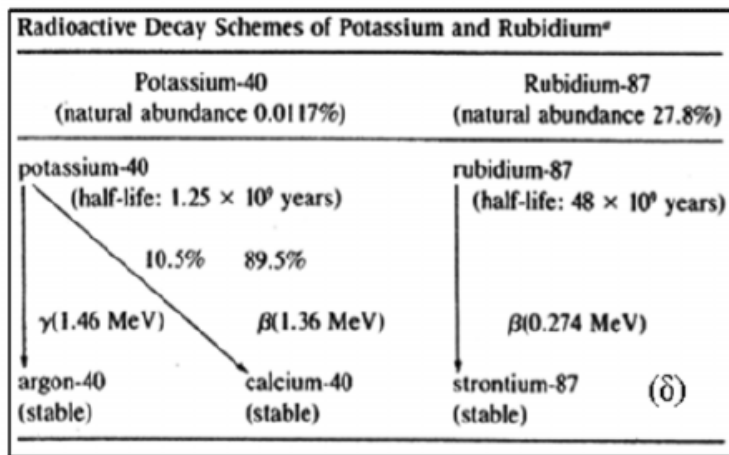
Τα ορυκτά αυτά απαντώνται στους περισσότερους ιζηματογενείς γεωλογικούς σχηματισμούς και περιέχουν σταθερά στο γεωλογικό χρόνο κέντρα, τα οποία είναι ικανά να παγιδεύουν ηλεκτρόνια, παράγοντας σήματα φωταύγειας έπειτα από διέγερσή τους. Ο άστριος και ο χαλαζίας συχνά αποκαλούνται ως “δοσίμετρα” καθώς καταγράφουν, στην κρυσταλλική δομή τους, μέρος της φυσικής ιονίζουσας ακτινοβολίας στην οποία εκτίθενται.

4.3 Η Φυσική ραδιενέργεια

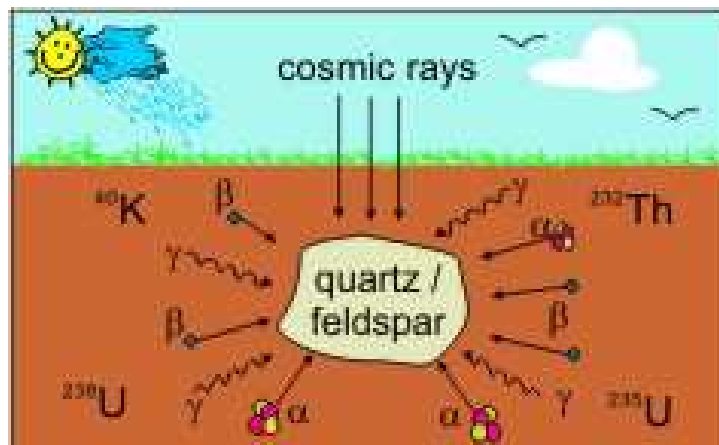
Η φυσική ιονίζουσα ακτινοβολία προέρχεται από τη διάσπαση των ραδιενεργών ισοτόπων του Ουρανίου (^{235}U και ^{238}U), του Θορίου (^{232}Th), και του Καλίου (^{40}K) το οποίο μπορεί βρίσκεται τόσο στον κρύσταλλο του κόκκου όσο και στο περιβάλλον ίζημα καθώς και την κοσμική ακτινοβολία, η οποία πρέπει εξίσου να λαμβάνεται υπόψη στον υπολογισμό του συνολικού ρυθμού δόσης (Aitken, 1998). Τα ραδιενεργά αυτά ισότοπα συνίστανται από ασταθείς πυρήνες και μέσω μιας σειράς “θυγατρικών” στοιχείων, μετατρέπονται σε σταθερά στοιχεία. Εδώ σημειώνεται ότι, τα ραδιενεργά ισότοπα του U και του Th υφίστανται μία σειρά ραδιενεργών διασπάσεων υπό τη μορφή αλυσίδων (εικόνα 4.2).



Εικόνα 4. 2: Σειρές ραδιενεργού διάσπασης ^{232}Th (α), ^{235}U (β), ^{238}U (γ). Σε κάθε στοιχείο δίδονται οι χρόνοι ημιζωής. Τα μεγάλη βέλη αντιστοιχούν σε εκπομπή σωματιδίων α ενώ τα μικρά σε εκπομπή β. (τροποποιημένο από Aitken, 1998).



Εικόνα 4. 3: Κατά τη διάσπαση του ^{40}K εκπέμπεται ακτινοβολία β και γ και παράγονται τα σταθερά ισότοπα ^{40}Ca και ^{40}Ar . Το ^{87}Rb αποτελεί το 27.8% του συνολικού Ρουβίδιου στα πετρώματα. Κατά τη διάσπασή του εκπέμπει σωματίδια β και ακτινοβολία γ (τροποποιημένο από Aitken, 1998).



Εικόνα 4. 4: Η συνεισφορά των α,β,γ ακτινοβολιών στο συνολικό ρυθμό δόσης (Gy/ka), ο οποίος αποτελεί το άθροισμα της εξωτερικής δόσης από ακτινοβολία άλφα (U, Th), βήτα (U, Th, K) και γάμμα (U, Th, K), καθώς και της εσωτερικής, ως προς τον κρύσταλλο ακτινοβολίας ίδιας προέλευσης. Επίσης, συνεισφορά υπάρχει και από την κοσμική ακτινοβολία (Huntley and Lian, 2003). Στο ρυθμό δόσης το 'α' αντιστοιχεί σε έτη (y) (R. Luminescence, πηγή: http://www.r-luminescence.de/en/lumi_en.html).

Όσον αφορά το ραδιενεργό ισότοπο του ^{40}K , αυτό υφίσταται απλή διάσπαση κι όχι υπό τη μορφή αλυσίδας, σχηματίζοντας τα σταθερά στοιχεία ^{40}Ca ή ^{40}Ar (εικόνα 4.3). Τα U, Th και K εκπέμπουν τρεις τύπους ακτινοβολίας, κατά τη μετατροπή τους από το αρχικό στο θυγατρικό στοιχείο. Οι ακτινοβολίες αυτές είναι οι: α, β και γ (εικόνα 4.4), οι οποίες αναλύονται παρακάτω.

4.3.1. Οι ακτινοβολίες α, β, γ και η κοσμική ακτινοβολία

➤ Ακτινοβολία α

Η ακτινοβολία α συνδέεται με τα σωματίδια άλφα, τα οποία αποτελούνται από δυο πρωτόνια συνδυασμένα με δυο νετρόνια και εκπέμπονται κατά τη ραδιενεργό διάσπαση των αλυσίδων του U και Th (Aitken, 1998). Οι ακτίνες α είναι ισχυρά ιονίζουσες με βάθος διείσδυσης μόνο τα πρώτα 0.03 mm του ιζήματος από την πηγή που τα εκπέμπει. Επιπλέον, η ενέργειά τους χάνεται απότομα κατά την πρόσπτωσή τους σε στερεά υλικά.

➤ Ακτινοβολία β

Η ακτινοβολία β αποτελείται από ηλεκτρόνια τα οποία εκλύονται από ασταθείς πυρήνες και προκύπτουν από τη μετατροπή των νετρονίων σε πρωτόνια (Aitken, 1998). Οι ακτίνες β έχουν βάθος διείσδυσης έως και 3 mm στα ιζηματογενή πετρώματα και εδάφη και εκπέμπονται από τις αλυσίδες διάσπασης του U, Th και K.

➤ Ακτινοβολία γ

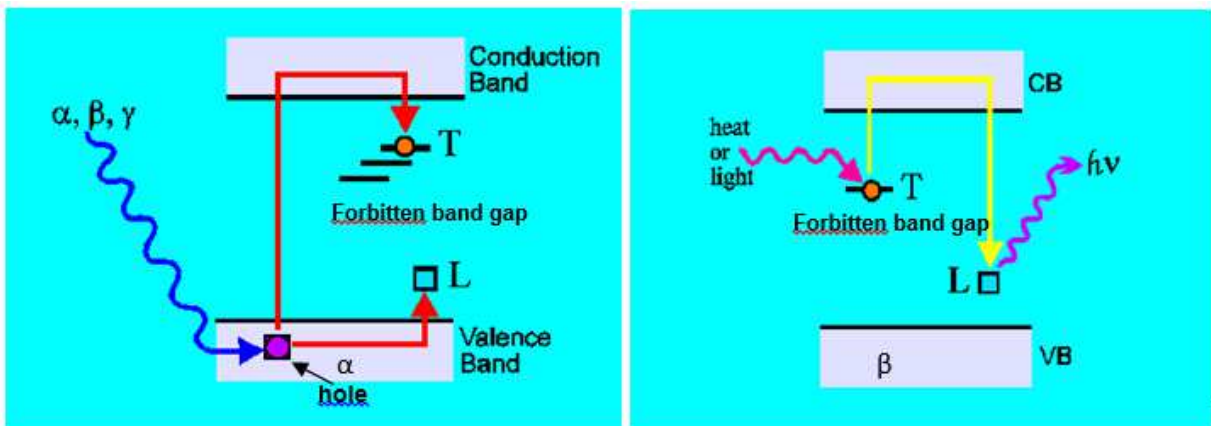
Οι ακτινοβολία γ έχει ηλεκτρομαγνητικές ιδιότητες και εκπέμπεται από τη διάσπαση των ασταθών πυρήνων του U, Th και K (Prescott and Hutton, 1988; Aitken, 1998), έχοντας βάθος διείσδυσης ~30cm, αρκετά μεγαλύτερο από την ακτινοβολία α και β.

➤ Κοσμική ακτινοβολία

Η κοσμική ακτινοβολία που προσπίπτει στην επιφάνεια της Γης, αποτελείται κυρίως από ηλεκτρόνια, ακτίνες γάμα και μείονια και είναι πολύ διεισδυτική (Prescott and Hutton, 1988). Το βάθος διείσδυσής της φτάνει μέχρι ~25 m σε κοινά πετρώματα όπως ανθρακικά, αργιλο-πυριτικά κ.α. και η έντασή της ποικίλει αναλόγως των γεωγραφικών συντεταγμένων, του υψομέτρου, και του χρόνου.

4.4 Αρχή του φαινομένου της φωταύγειας

Για την κατανόηση του φαινομένου της φωταύγειας αλλά και πως αυτή προκύπτει έπειτα από την έκθεση των κρυσταλλικών υλικών στη φυσική ιονίζουσα ακτινοβολία, πρωτίστως θα πρέπει να κατανοηθεί που βασίζεται η αρχή λειτουργία της. Ξεκινώντας απ' την κρυσταλλική δομή των ορυκτών, αυτή αποτελείται από δύο ενεργειακές ζώνες, τη "ζώνη σθένους"(valence band) και τη "ζώνη αγωγιμότητας"(conduction band) (εικόνα 4.5), οι οποίες ενδιάμεσα χωρίζονται από μία περιοχή η οποία είναι γνωστή ως "ενεργειακό χάσμα"(forbitten band gap) (Duller, 1994).



Εικόνα 4. 5: Ενεργειακό διάγραμμα απεικόνισης της ζώνης σθένους (conduction band), της ζώνης αγωγιμότητας (valence band) καθώς και του ενεργειακού χάσματος (forbitten band gap). (University of Gaziantep, Optically and Thermally stimulated luminescence Laboratory, πηγή: <http://www1.gantep.edu.tr/~yazici/tl1.html>).

Υπό κανονικές συνθήκες, τα άτομα βρίσκονται στην χαμηλότερη πιθανή ενεργειακή διάταξη με όλα τους τα ηλεκτρόνια να βρίσκονται στη ζώνη σθένους (valence band). Τα ηλεκτρόνια αυτά, υπό την επίδραση εξωτερικής ενέργειας στο σύστημα (ακτινοβολία α, β, γ), όπως την επίδραση ραδιενεργού πηγής, μεταβαίνουν στη ζώνη αγωγιμότητας (conduction band), δημιουργώντας μία “οπή” (hole) στη ζώνη σθένους. Ανάμεσα στη ζώνη σθένους και τη ζώνη αγωγιμότητας, όπως αναφέρθηκε, παρεμβάλλεται το ενεργειακό χάσμα (forbitten band gap) το οποίο αποτελείται από κάποιες παγίδες (T). Οι παγίδες αυτές ουσιαστικά είναι κάποιες ασυνέχειες στην κρυσταλλική δομή των ορυκτών (ασταθείς περιοχές) καθώς κανένα φυσικό ορυκτό δεν έχει τέλεια κρυσταλλική δομή. Συνεπώς, τα ηλεκτρόνια κατά τη μετάβασή τους από τη ζώνη σθένους στη ζώνη αγωγιμότητας ή και αντίστροφα είναι δυνατόν να παγιδευτούν (εικόνα 4.5α).

Η απελευθέρωση των ηλεκτρονίων από τις παγίδες επιτυγχάνεται είτε με θέρμανση είτε με φωτισμό (heat or light). Επειδή όμως κάθε άτομο τείνει να επιστρέφει στην αρχική του ενεργειακή διάταξη (χαμηλή ενεργειακή διάταξη), τα ηλεκτρόνια που παγιδεύονται κατά την έκθεση των υλικών στη θέρμανση ή το ηλιακό φως, παραμένουν για απειροελάχιστο χρόνο στις παγίδες και στη συνέχεια επιστρέφουν στη ζώνη σθένους (εικόνα 4.5β). Εκεί, παγιδεύονται εκ νέου σε κάποια “οπή”, απελευθερώνοντας, υπό μορφή φωτονίων (L), την ενέργεια που δέχθηκαν για τη μετάβασή τους στη ζώνη αγωγιμότητας (McKeever, 1985).

Το ηλιακό φως εισέρχεται μέχρι τα 1-3 mm στο έδαφος, συνεπώς κατά το χρονικό διάστημα της απόθεσης, οι κρυσταλλικοί κόκκοι παύουν να εκτίθενται σε αυτό. Επιπλέον, λόγω των χαμηλών τιμών θερμοκρασιών που επικρατούν στα κοινά ιζηματογενή περιβάλλοντα, η συνεχής έκθεση των κρυσταλλικών κόκκων στη φυσική ιονίζουσα ακτινοβολία έχει ως αποτέλεσμα τη διαρκή συσσώρευση ηλεκτρονίων στις παγίδες της κρυσταλλικής δομής τους, των οποίων η αποδέσμευση επιτυγχάνεται με θέρμανση ή έκθεση σε τεχνητό φως στο εργαστήριο ακολουθώντας τη διαδικασία που περιγράφηκε παραπάνω (εικόνα 4.5α, 4.5β). στην ουσία, αυτή η συσσωρευμένη ενέργεια που απελευθερώνεται με τη μορφή φωτός είναι η αποκαλούμενη φωταύγεια.

4.5 Εξίσωση ηλικίας

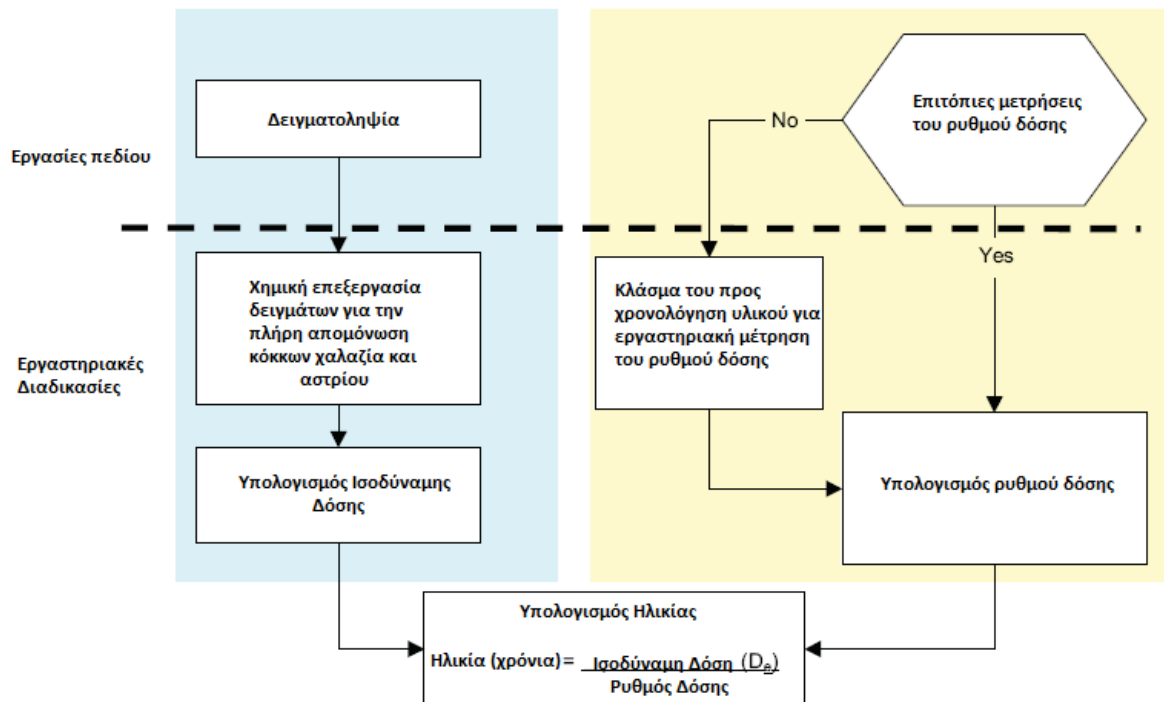
Η ηλικία ενός δείγματος υπολογίζεται από την ακόλουθη εξίσωση (Aitken, 1985):

$$\text{Ηλικία (ky)} = \frac{\text{Ισοδύναμη δόση (Gy)}}{\text{Ρυθμός δόσης (Gy/ky)}}$$

Η ισοδύναμη δόση (equivalent dose), αποτελεί τη συνολική συσσωρευμένη ραδιενέργεια στην οποία το ίζημα εκτέθηκε κατά το χρονικό διάστημα που ήταν αποθεμένο και εργαστηριακά ονομάζεται Παλαιοδόση (De) (Aitken, 1985). Η μονάδα μέτρησης της απορροφούμενης ραδιενέργειας στο Διεθνές Σύστημα Μονάδων (S.I) είναι το Gray (Gy) => 1 Gy= 1 Joule/kg.

Ο ρυθμός δόσης (Dose Rate), είναι ο ρυθμός με τον οποίο η φυσική ραδιενέργεια απορροφάται από τους κρυσταλλικούς κόκκους ανά έτος (Aitken, 1985). Υπολογίζεται συνήθως σε Gy/ky στο Διεθνές Σύστημα Μονάδων (S.I.) ή στην περίπτωση που αναφέρεται ως ετήσια δόση εκφράζεται σε μGy/y.

Στην παρακάτω εικόνα απεικονίζονται σχηματικά τα στάδια επεξεργασίας για τον υπολογισμό της ηλικίας ενός δείγματος.



Εικόνα 4. 6: Σχηματική απεικόνιση της διαδικασίας μέτρησης της Ισοδύναμης Δόσης (D_e) και του Ρυθμού Δόσης (Dose Rate) για τον υπολογισμό της ηλικίας ενός δείγματος με τη μέθοδο της φωταύγειας (τροποποιημένο από Duller, 2008).

4.6 Περιβάλλοντα κατάλληλα για χρονολόγηση με τη μέθοδο της Φωταύγειας

Περιβάλλοντα πλούσια σε παράκτια και αιολικά ιζήματα (Murray and Clemmensen, 2001), loess και θίνες (Roberts et al., 2001) έχουν αποδειχθεί κατάλληλα υλικά για χρονολόγηση με τη μέθοδο της οπτικά διεγερμένης φωταύγειας, καθώς έχουν εκτεθεί επαρκώς στο ηλιακό φως πριν την απόθεσή τους. Όμως, σε άλλου είδους ιζηματογενή περιβάλλοντα όπου υπάρχουν αμφιβολίες για την επαρκή έκθεσή τους στο ηλιακό φως, απαιτείται διερεύνηση του «μηδενισμού» του αρχικού σήματος φωταύγειας.

Ύστερα από σχετικά πρόσφατες εφαρμογές των τεχνικών της φωταύγειας σε ποικίλα ιζηματογενή περιβάλλοντα (π.χ. Kitis et al., 2010) όπως αλλουβιακά και κολλουβιακά ιζήματα, παγετώδεις και περιπαγετώδεις αποθέσεις (Duller et al., 1995), ποταμοχειμάρεια ιζήματα (Jain et al., 2004), ιζήματα που σχετίζονται με ρήγματα και σεισμικότητα (Porat et al., 1996; Bowman et al., 2004) καθώς και υλικά αναβαθμίδων (Choi et al., 2003), αποδείχθηκαν αυτές

αρκετά αξιόπιστες, καθώς ελήφθησαν ηλικίες οι οποίες ήταν σε χρονολογική συμφωνία με ήδη υπάρχουσες αναφορές.

4.7 Μέθοδος Δειγματοληψίας και Εξοπλισμός

Η κατάλληλη συλλογή των δειγμάτων που προορίζονται για χρονολόγηση πραγματοποιείται στο ύπαιθρο ανάλογα με τη σύσταση των υλικών. Αν πρόκειται για συμπαγές υλικό αποσπάται μπλοκ (εικόνα 4.7) από το μητρικό πέτρωμα (βάρους ~ 2 Kg) με τη χρήση γεωλογικού σφυριού.



Εικόνα 4. 7: Δειγματοληψία από συμπαγές υλικό ως μπλοκ πετρώματος με τη χρήση γεωλογικού σφυριού (Δειγματοληψία υπαίθρου, Μάϊος 2011).

Ενώ, αν πρόκειται για χαλαρά ιζήματα γίνεται εξαγωγή μικρών πυρήνων, εισχωρώντας κάθετα στη γεωλογική τομή, φωτοστεγείς σωλήνες από ντουραλουμίνιο ή και χαλύβδινους (εικόνα 4.8) συνηθέστερα μήκους 40 cm και διαμέτρου 7-10 cm.



Εικόνα 4. 8: Δειγματοληψία με πυρήνα (Alexanderson, 2008).

4.8 Μεθοδολογία Υπολογισμού της ηλικίας των ιζημάτων

Προκειμένου να υπολογιστεί η ηλικία των ιζημάτων, είναι απαραίτητος ο υπολογισμός της Ισοδύναμης Δόσης (Equivalent Dose) καθώς και ο Ρυθμός Δόσης (Dose Rate) όπως ήδη έχει αναφερθεί.

4.8.1 Προετοιμασία δείγματος για τον υπολογισμό της Ισοδύναμης δόσης (Equivalent Dose)

Έπειτα από κατάλληλη δειγματοληψία (εικόνα 4.7, 4.8), τα υλικά εισέρχονται σε παρασκευαστήριο, πλήρως απομονωμένο από το ηλιακό φως, προκειμένου να υποστούν κατάλληλη χημική επεξεργασία για την πλήρη απομόνωση κόκκων αστρίου και χαλαζία, οι οποίοι θα χρησιμοποιηθούν για τον υπολογισμό της Ισοδύναμης Δόσης (De). Η χημική επεξεργασία πραγματοποιείται υπό συνθήκες ασθενούς κιτρινέρυθρου φωτισμού, προερχόμενου από λαμπτήρες νατρίου (Srooper et al., 2000), για την αποφυγή μηδενισμού του φυσικού σήματος που είναι αποθηκευμένο στα ορυκτά.

4.8.2 Διέγερση ηλεκτρικού φορτίου

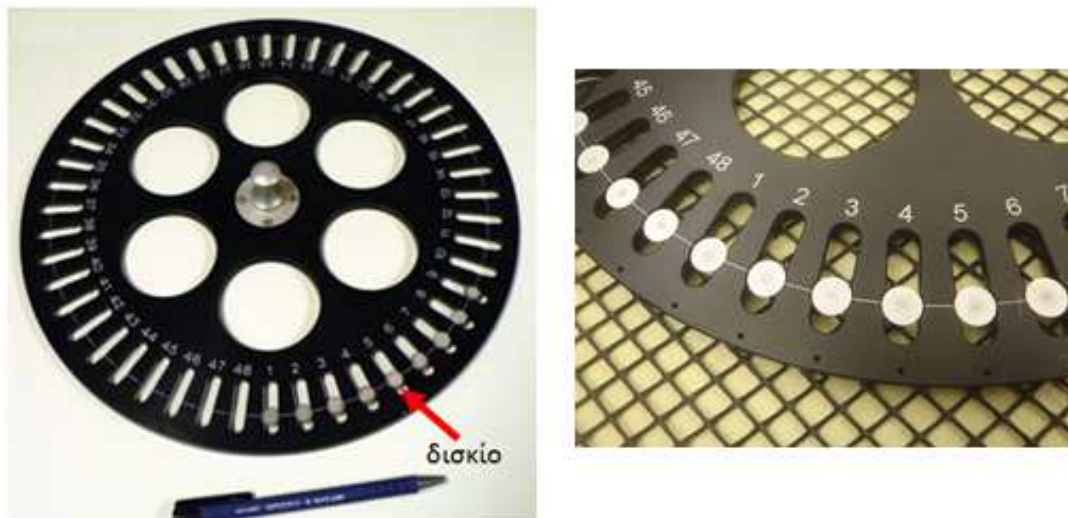
Η διέγερση των συσσωρευμένων ηλεκτρονίων τα οποία απελευθερώνονται με τη μορφή φωτονίων γίνεται είτε οπτικά είτε θερμικά, λόγω των δυο διαφορετικών τύπων έκλυσης

ηλεκτρονίων. Η ένταση αυτού του σήματος μπορεί να καταγραφεί με τη διάταξη TL/OSL RISØ (εικόνα 4.9) η οποία κατασκευάστηκε απ' το Εθνικό Κέντρο RISØ στο Roskilde της Δανίας (Duller, 1996). Η συσκευή αυτή χρησιμοποιεί και τους δύο προαναφερθέντες τύπους διέγερσης: την Θερμοφωταύγεια (TL) και την Οπτικά διεγερμένη φωταύγεια (OSL).



Εικόνα 4. 9: Διάταξη του μοντέλου Risø TL/OSL-DA-15 Luminescence Reader (Ε.Κ.Ε.Φ.Ε. «Δημόκριτος», Εργαστήριο Αρχαιομετρίας).

Για τη μέτρηση των κόκκων χαλαζία ή αστρίου η συσκευή διαθέτει έναν δειγματολήπτη 48 θέσεων (carousel) στον οποίο τοποθετούνται αντιστοίχως 48 ατσάλινα ή αλουμινένια δισκία (εικόνα 4.10), τα οποία προσκολλώνται με ειδικό έλαιο σιλικόνης. Η πηγή ακτίνων που χρησιμοποιείται για την ακτινοβόληση των δειγμάτων είναι $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$.



Εικόνα 4. 10: Ο δειγματολήπτης (carousel) με τα αλουμινένια δισκία πάνω στα οποία προκολλάται το προς μέτρηση υλικό (Alexanderson et al., 2008, Desert Research Institute, διαθέσιμο από: <http://www.dri.edu/luminescence-capabilities>).

4.9 Τεχνικές μέτρησης της φωταύγειας

4.9.1 Η Θερμοφωταύγεια (Thermoluminescence-TL)

Η Θερμοφωταύγεια είναι μία απόλυτη μέθοδος χρονολόγησης (Λυριτζής, 1994) διότι δεν απαιτεί υλικά γνωστής ηλικίας για βαθμονόμηση (calibration) και ανήκει στις έμμεσες ραδιενεργές μεθόδους χρονολόγησης, όπου μετράται το αποτέλεσμα της ακτινοβολίας, το μέγεθος της οποίας αυξάνεται συναρτήσει του χρόνου, σε αντίθεση με άλλες περιπτώσεις (π.χ. χρονολόγηση με C-14) όπου μετράται η συνεχώς μειούμενη ραδιενέργεια με την πάροδο του χρόνου. Συνεπώς, για τη Θερμοφωταύγεια δεν υπάρχει κάποιο χρονολογικό όριο αν και υπάρχουν άλλοι παράγοντες (όπως π.χ. ο χρόνος ημιζωής των παγίδων) που συμβάλλουν στον περιορισμό της χρονικής κλίμακας των διαφόρων υλικών. Στα υλικά που χρησιμοποιούνται στη χρονολόγηση με Θερμοφωταύγεια περιλαμβάνονται καμένες πέτρες, ψημένος πηλός (κεραμικά αντικείμενα), τοιχώματα κλιβάνων (κεραμικής και μετάλλων), πετρώματα ηφαιστειογενούς προέλευσης κ.ά.

Η αρχή λειτουργίας της βασίζεται στην απελευθέρωση της ενέργειας που συσώρευσε (υπό τη μορφή φωτός) το υλικό από τη στιγμή της τελευταίας θέρμανσής του σε υψηλή θερμοκρασία.

Η Θερμοφωταύγεια προκαλείται έπειτα από θέρμανση του υλικού σε υψηλή θερμοκρασία (π.χ. 500 °C) και το σήμα της ονομάζεται Θερμοφωταύγεια (Thermoluminescence-TL) (Duller, 1996).

Η πρώτη χρήση της μεθόδου έγινε στις αρχές της δεκαετίας του 1960 (Aitken, 1985) προκειμένου να χρονολογηθούν αρχαιολογικά υλικά τα οποία είχαν υποστεί θέρμανση όπως καμένο χώμα, κεραμικά και λοιπά ευρήματα/αντικείμενα που είχαν εκτεθεί σε υψηλές θερμοκρασίες για διάφορους λόγους όπως ηφαιστειακή δράση, πυρκαγιές κ.α. ή είχαν υποστεί όπτηση. Αποτέλεσμα αυτής της θέρμανσης ήταν ο μηδενισμός στο “ρολόι” της φωταύγειας. Έπειτα, η Θερμοφωταύγεια βρήκε εφαρμογή και σε ιζηματογενή περιβάλλοντα αλλά και ηφαιστειακά πετρώματα. Μέχρι το 1985, η μέτρηση των σημάτων φωταύγειας γινόταν με τη χρήση της τεχνικής της Θερμοφωταύγειας (TL) όμως, με την πάροδο των τελευταίων χρόνων αναπτύχθηκαν νέες τεχνικές φωταύγειας στις οποίες η διέγερση του συσσωρευμένου ηλεκτρικού φορτίου το οποίο εκλύεται με τη μορφή φωτονίων γίνεται οπτικά (Wintle and Huntley, 1980) με τη λεγόμενη Οπτικά Διεγερμένη Φωταύγεια (Optically Stimulated Luminescence-OSL).

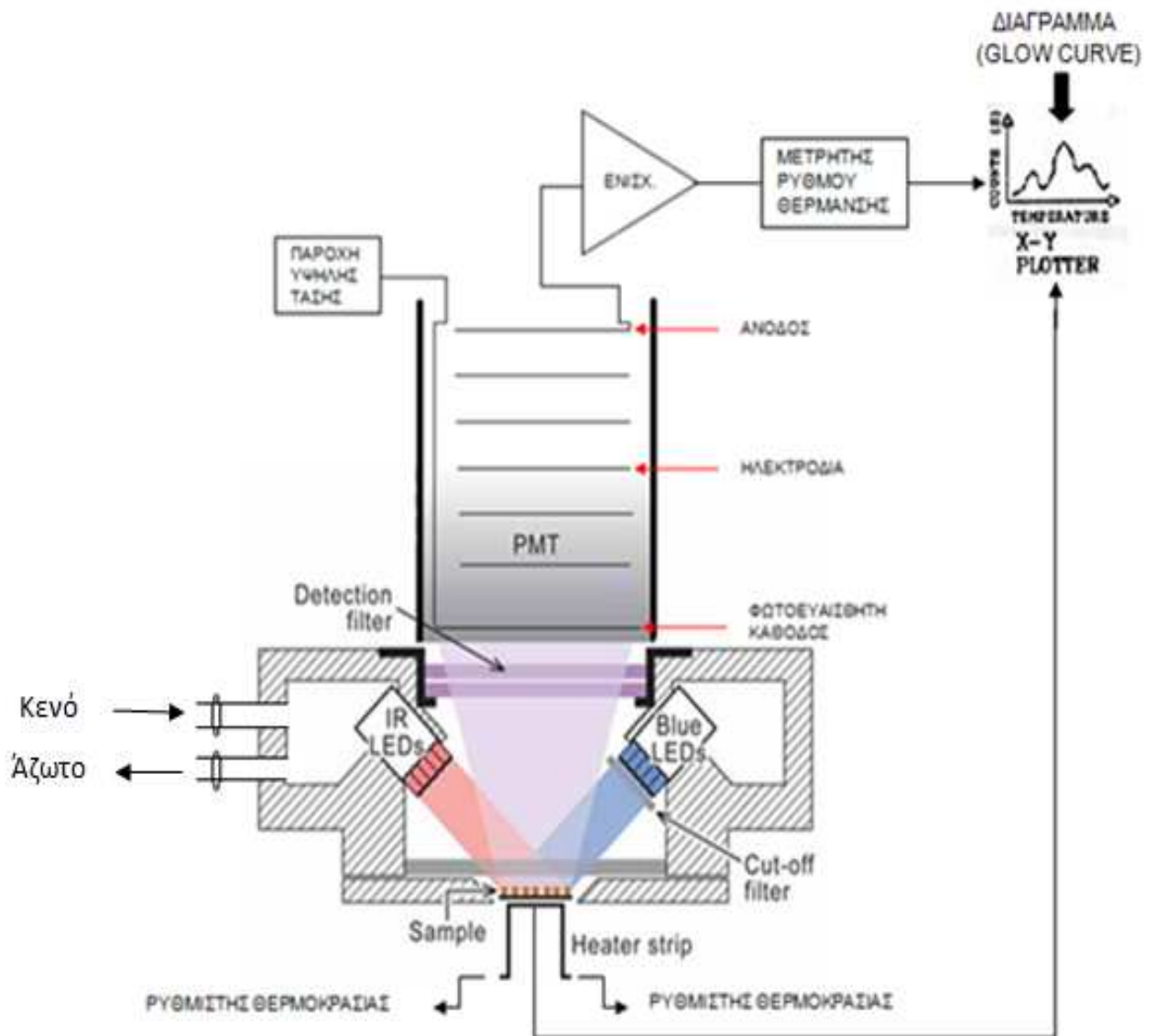
Μέτρηση σήματος θερμοφωταύγειας

Αρχικά γίνεται η τοποθέτηση των αλουμινένιων δισκίων, που περιλαμβάνουν το προς μέτρηση υλικό, στο δειγματολήπτη (carousel) (εικόνα 4.10) της διάταξης RISØ-DA-15 (TL/OSL) και στη συνέχεια το δείγμα τοποθετείται σε θερμαινόμενη εστία (heater strip) (εικόνα 4.11), όπου ο ρυθμός θέρμανσης παραμένει σταθερός. Όπως φαίνεται στην εικόνα 4.11, πάνω από το δείγμα βρίσκονται δύο μπλε φωτός (BLUE LED's) και υπέρυθρου (IR LED's) οι οποίες χρησιμοποιούνται μόνο για μετρήσεις με οπτικά διεγερμένη φωταύγεια κι όχι για Θερμοφωταύγεια. Πάνω απ' τις διόδους βρίσκεται ένα φίλτρο (Detection filter) ο ρόλος του οποίου είναι να εμποδίζει το σήμα που προέρχεται από τη θέρμανση του θερμοστοιχείου και του δείγματος σε υψηλές θερμοκρασίες (ακτινοβολία). Ακριβώς πάνω από το φίλτρο βρίσκεται ο φωτοπολλαπλασιαστής (photomultiplier-PMT) ο οποίος λειτουργεί υπό συνθήκες κενού και αποτελεί το βασικότερο εξάρτημα μίας συσκευής TL-OSL. Ο φωτοπολλαπλασιαστής

περιλαμβάνει έναν αριθμό ηλεκτρονοπολλαπλασιαστικών ηλεκτροδίων, αποτελούμενων από μια φωτο-ευαίσθητη κάθοδο και μια άνοδο.

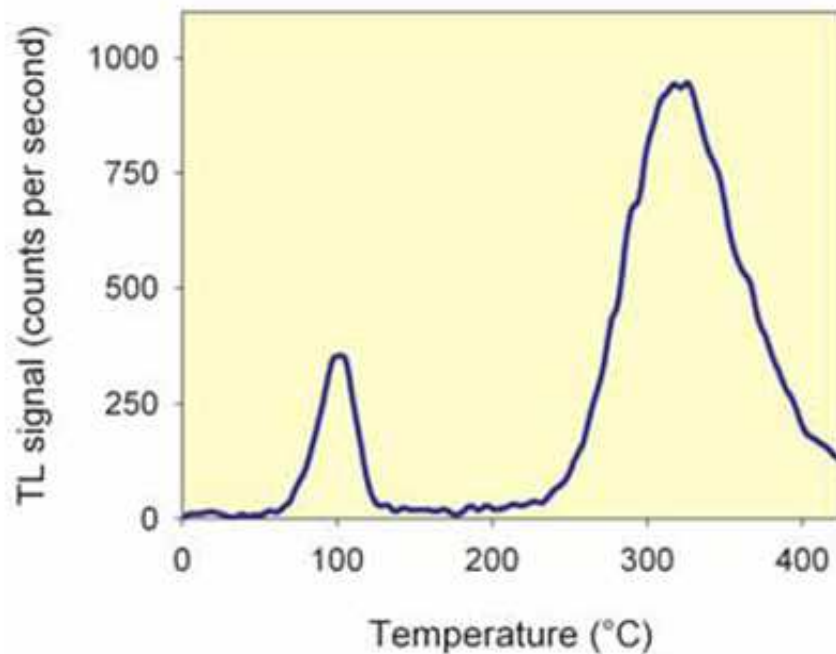
➤ Λειτουργία φωτοπολλαπλασιαστή

Κατά την πρόσπτωση των φωτονίων στην κάθοδο (εικόνα 4.11) εκλύονται ηλεκτρόνια ανά κρούση και στη συνέχεια έλκονται από την επόμενη κάθοδο, καταλήγοντας έτσι σε πολλά εκατομμύρια ηλεκτρόνια ανά ηλεκτρόνιο που κρούει την άνοδο (Αθανασάς, 2010). Η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται, προκειμένου να ενισχυθεί καταλλήλως το αρχικό σήμα και να μετατραπεί σε ηλεκτρικό παλμό στην άνοδο. Στη συνέχεια, το τελικό αυτό σήμα επεξεργάζεται μέσω ενός λογισμικού και αναπαρίσταται γραφικά συναρτήσει της θερμοκρασίας και των κρούσεων των ηλεκτρονίων ανά δευτερόλεπτο (Bøtter-Jensen, 2000).



Εικόνα 4. 11: Σχηματική αναπαράσταση ενός συστήματος Θερμοφωταύγειας (TL) (Duller, 2008).

Μετά την πραγματοποίηση της ανωτέρω διαδικασίας, όπου αρχικά έγινε θέρμανση του δείγματος μέχρι τους 400-450 °C με σταθερό ρυθμό (°C/sec) κι έπειτα απελευθέρωση των ηλεκτρονίων από τις παγίδες τους υπό τη μορφή φωτονίων, παράγεται το σήμα της Θερμοφωταύγειας (Aitken, 1985; Duller 1996). Από την αναπαράσταση της έντασης αυτού του σήματος συναρτήσει της αντίστοιχης θερμοκρασίας, προκύπτει το διάγραμμα της εικόνας 4.12 το οποίο χαρακτηρίζεται ως "φωτοκαμπύλη" (glow curve).



Εικόνα 4. 12: Ένταση σήματος Θερμοφωταύγειας ως συνάρτηση της αντίστοιχης θερμοκρασίας-φωτοκαμπύλη (glow curve). Οι ανεξάρτητες κορυφές αντιστοιχούν σε διαφορετικές παγίδες εντός του κρυστάλλου (Duller, 2008).

Παρατηρώντας την παραπάνω φωτοκαμπύλη γίνονται ευδιάκριτες κάποιες κορυφές, οι οποίες αντιστοιχούν σε διαφορετικές παγίδες μέσα στον κρύσταλλο. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, για την απελευθέρωση των παγιδευμένων ηλεκτρονίων απαιτείται ενέργεια. Όσο πιο βαθιές είναι οι παγίδες (υψηλές κορυφές στο διάγραμμα), τόσο περισσότερη ενέργεια απαιτείται για την απελευθέρωση των ηλεκτρονίων και τόσο πιο σταθερές στο γεωλογικό χρόνο είναι σε σχέση με τις πιο “ρηχές” άρα και καταλληλότερες για χρονολόγηση. Η μέτρηση των σημάτων της Θερμοφωταύγειας σε διαφορετικές θερμοκρασίες δίνει τη δυνατότητα διερεύνησης παγίδων με διαφορετικούς γεωλογικούς χρόνους ημιζωής (Duller, 2008).

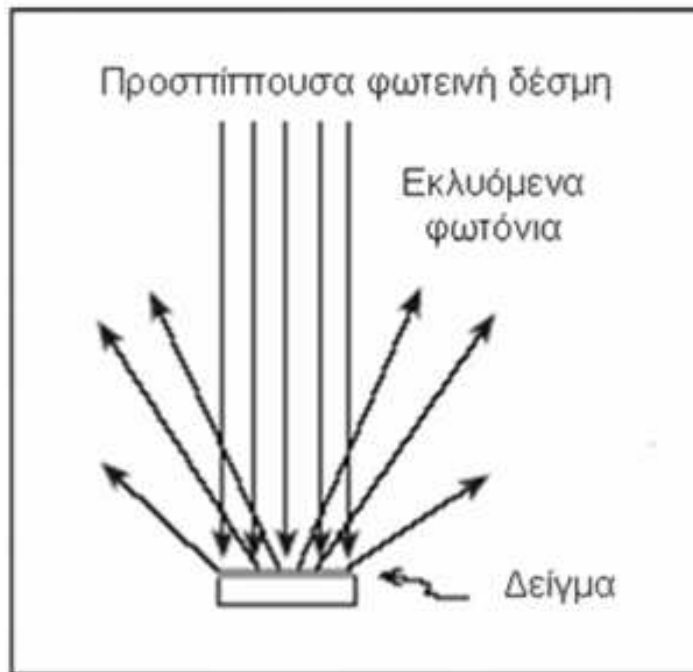
4.9.2 Οπτικά Διεγερόμενη Φωταύγεια (OSL)

Στην Οπτικά Διεγερόμενη Φωταύγεια (Optically Stimulated Luminescence – OSL) αντί της θέρμανσης του υλικού πραγματοποιείται οπτική διέγερσή του, χρησιμοποιώντας μία ισχυρή τεχνητής πηγής φωτός, η οποία ρίχνοντας φως στο υλικό δίνει την απαιτούμενη ενέργεια στα ηλεκτρόνια προκειμένου να επαναδιεγερθούν και να παράγουν φωταύγεια (Duller, 1996).

Η μέθοδος αυτή αναπτύχθηκε τη δεκαετία του 1980 (Aitken, 1985) ακολουθώντας τη Θερμοφωταύγεια και χρησιμοποιήθηκε τόσο για φυσικά υλικά όπως ο χαλαζίας (quartz) και οι άστριοι (feldspars) όσο και για συνθετικά υλικά όπως η πορσελάνη.

Μέτρηση σήματος Οπτικά Διεγερμένης Φωταύγειας

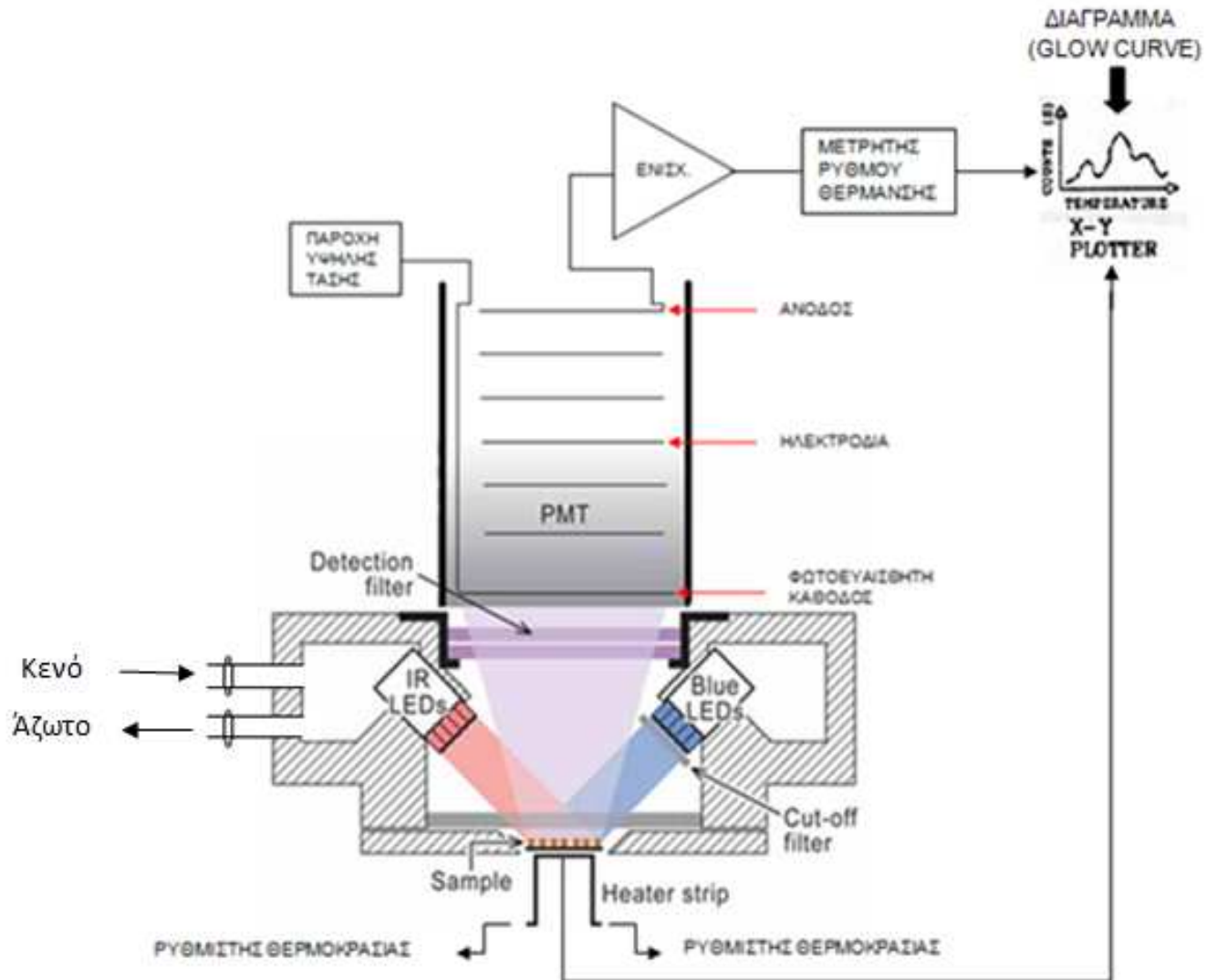
Στην Οπτικά Διεγερμένη Φωταύγεια (OSL) πραγματοποιείται οπτική διέγερση του υλικού με τεχνητό φως συγκεκριμένου μήκους κύματος (Duller, 1996) π.χ. λυχνίες ειδικών φίλτρων, lasers, δίοδοι εκπομπής φωτός, επιλέγοντας από ένα μεγάλο εύρος μήκους κυμάτων 400 nm (υπεριώδες)-1000 nm (υπέρυθρο), με αποτέλεσμα τη διέγερση του σήματος της Οπτικής φωταύγειας από παγίδες ευαίσθητες στο φως και την έκλυση φωτός υπό τη μορφή φωτονίων (Huntley and Lian, 2003) (εικόνα 4.13). Στην Οπτικά Διεγερμένη Φωταύγεια, στην ουσία αυτό που μετράται είναι το χρονικό διάστημα που έχει διέλθει από την τελευταία έκθεση του υλικού στο ηλιακό φως, σε αντίθεση με τη Θερμοφωταύγεια όπου υπολογίζεται το χρονικό διάστημα που έχει διέλθει από τη στιγμή της τελευταίας θέρμανσης του υλικού.



Εικόνα 4. 13: Μηχανισμός διέγερσης της OSL. Απεικονίζεται σχηματικά μια δέσμη τεχνητού φωτός η οποία προσπίπτει πάνω σε ένα δείγμα προκαλώντας την έκλυση δευτερογενούς φωτός από το δείγμα σε διαφορετικό μήκος κύματος (Αθανασάς, 2010 αναφορά στον Huntley and Lian, 2003).

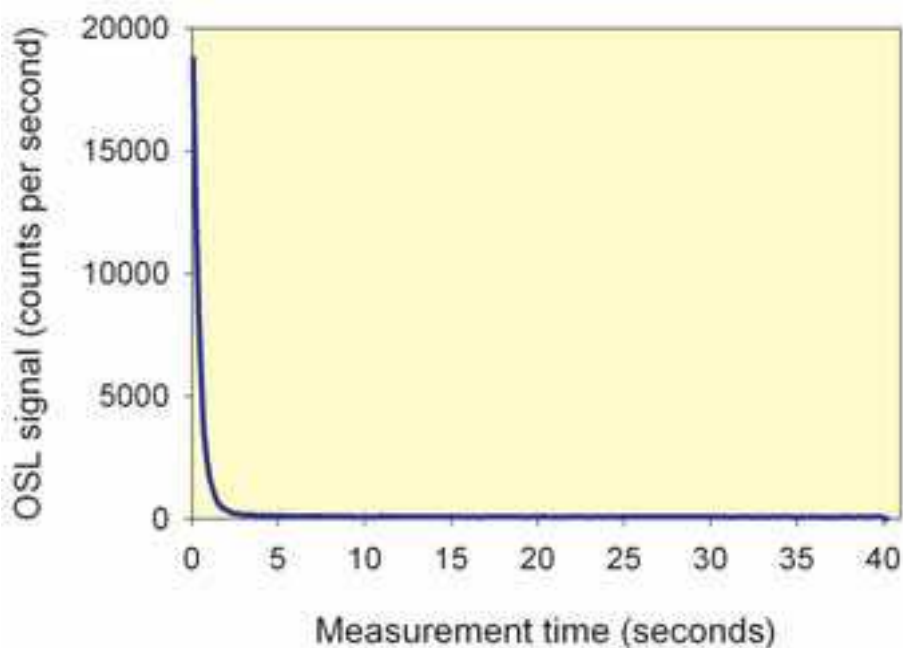
Όπως και στη Θερμοφωταύγεια, γίνεται η τοποθέτηση των αλουμινένιων δισκίων, που περιλαμβάνουν το προς μέτρηση υλικό στο δειγματολήπτη (carousel) της διάταξης RISØ-DA-15 (TL/OSL) και εν συνεχεία τοποθέτησή του σε θερμαινόμενη εστία -heater strip-(Bøtter-Jensen, 2000). Η τοποθέτηση του δείγματος στην εστία είναι απαραίτητη για την απελευθέρωση των ηλεκτρονίων από τις ενεργειακά ασταθείς παγίδες (ρηχές παγίδες) θερμαίνοντάς το σε συγκεκριμένη θερμοκρασία ή για να παραμένει σταθερή η θερμοκρασία που χρησιμοποιείται για τη θέρμανση του προς μέτρηση δείγματος. Έπειτα, γίνεται διέγερση του δείγματος από εξωτερική τεχνητή πηγή διόδων μπλε φωτός (BLUE LED's) ή υπέρυθρου (IR LED's). Πιο συγκεκριμένα, η οπτικά διεγερμένη φωταύγεια με υπέρυθρο (800-1000nm) ονομάζεται υπέρυθρη OSL ή Infrared Stimulated Luminescence και χρησιμοποιείται για τη μέτρηση σημάτων φωταύγειας από άστριο ενώ η OSL διόδων μπλε φωτός, χρησιμοποιείται για τη μέτρηση σημάτων φωταύγειας από χαλαζία (εικόνα 4.14). Μετά τη διέγερση, ακολουθείται η

ίδια διαδικασία με τη Θερμοφωταύγεια για την παραγωγή του τελικού σήματος, το οποίο έπειτα από επεξεργασία αναπαρίσταται γραφικά συναρτήσεϊ του χρόνου αποδιέγερσης.



Εικόνα 4. 14: Σχηματική αναπαράσταση ενός συστήματος OSL. Οπτική διέγερση με δίοδους μπλε φωτός και υπέρυθρου (Bøtter-Jensen, 2000).

Από την αναπαράσταση της έντασης αυτού του σήματος συναρτήσεϊ του χρόνου αποδιέγερσης, προκύπτει το διάγραμμα της εικόνας 4.15 το οποίο χαρακτηρίζεται ως “καμπύλη αποδιέγερσης” (decay curve).

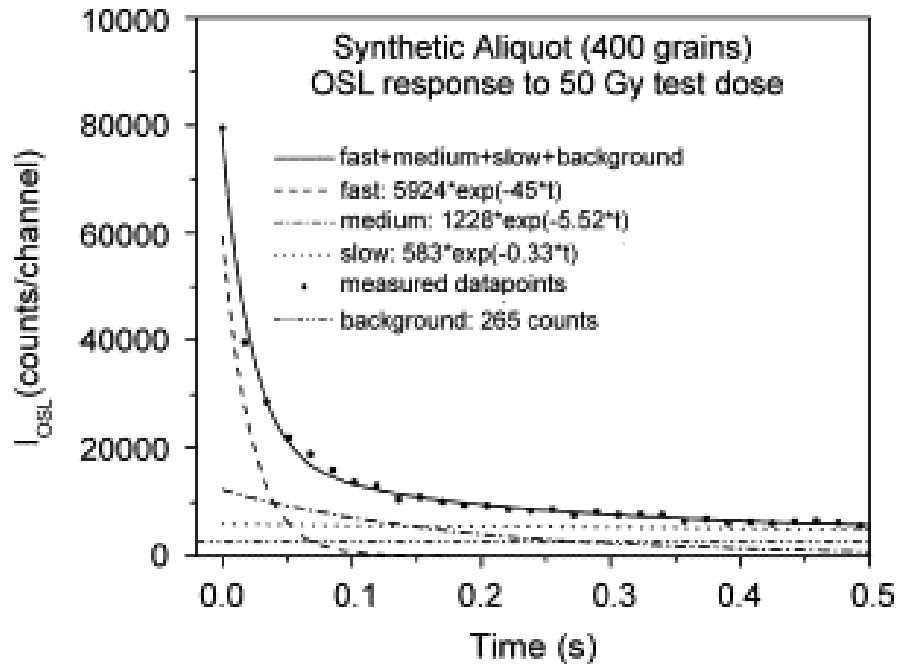


Εικόνα 4. 15: Καμπύλη αποδιέγερσης (decay curve) έντασης σήματος Οπτικά Διεγερμένης φωταύγειας-OSL (Duller, 2008).

Παρατηρώντας την καμπύλη αποδιέγερσης, γίνεται αντιληπτό ότι η μέγιστη αποδιέγερση της έντασης του OSL σήματος συμβαίνει συνήθως στα πρώτα 5 sec της μέτρησης και το OSL σήμα μειώνεται ασυμπτωτικά με το χρόνο (Duller 1996).

Στην OSL, οι πιο κατάλληλες παγίδες για μέτρηση είναι οι θερμικά σταθερότερες (η παγίδα των 325°C) ενώ συγχρόνως μπορούν να υποστούν “λευκανση” (μηδενισμό του αποθηκευμένου σήματος) με ευκολία (Murray and Wintle, 2000). Η TL παγίδα των 325°C έχει τη μεγαλύτερη συνεισφορά στο συνολικό σήμα της OSL, ωστόσο υπάρχει μικρή συνεισφορά και από άλλες γεωλογικά σταθερές παγίδες. Το σήμα OSL μιας καμπύλης αποδιέγερσης αποτελείται από 3 συνιστώσες (components) (εικόνα 4.16): τη “ραγδαίως φθίνουσα” συνιστώσα (fast component), τη “μετρίως φθίνουσα” συνιστώσα (medium component) και τη “βραδέως φθίνουσα” συνιστώσα (slow component) (Bailey et al., 1997; Jain et al., 2003). Η “ραγδαίως φθίνουσα” συνιστώσα προκύπτει από τη γεωλογικά σταθερή TL παγίδα των 325 °C, ενώ οι άλλες δύο από λιγότερο γεωλογικά σταθερές παγίδες. Ωστόσο, είναι απαραίτητο να τονιστεί ότι η θερμική σταθερότητα των παγίδων εξαρτάται κι από άλλα φαινόμενα, όπως τη

“φωτο-μεταφορά” (photo-transfer) και τη “θερμική μεταφορά” (thermal transfer) (Wang et al., 2006 a,b).



Εικόνα 4. 16: Καμπύλη αποδιέγερσης (decay curve) έντασης σήματος OSL (κρούσεις ανά δευτερόλεπτο) συναρτήσει του χρόνου. Συνεισφορά των τριών συστασιών: η “ραγδαίως φθίνουσα” συστασία (fast component), η “μετρίως φθίνουσα” συστασία (medium component) και η “βραδέως φθίνουσα” συστασία (slow component) (Wang et al., 2006).

4.9.3 Φωτομεταφερόμενη φωταύγεια (Photo-Transfer)

Το φαινόμενο αυτό παρατηρείται κατά την οπτική θέρμανση ενός δείγματος όπου τη στιγμή της διέγερσης παρατηρείται μεταφορά των εκλυόμενων ηλεκτρονίων σε παγίδες οι οποίες ήταν άδειες πριν τη διέγερση, κάτι το οποίο οδηγεί στη δημιουργία δευτερογενών σημάτων φωταύγειας (Smith and Rhodes, 1994). Σύμφωνα με διάφορες μελέτες, η TL παγίδα των 110 °C συνήθως είναι εκείνη που παγιδεύει τα περισσότερα ηλεκτρόνια, γι’ αυτό το λόγο η θερμοκρασία διατηρείται σταθερή στους 125 °C προκειμένου η παγίδα να παραμένει άδεια (Smith and Rhodes, 1994; Murray and Wintle, 2000).

4.9.4 Θερμική μεταφορά (Thermal Transfer)

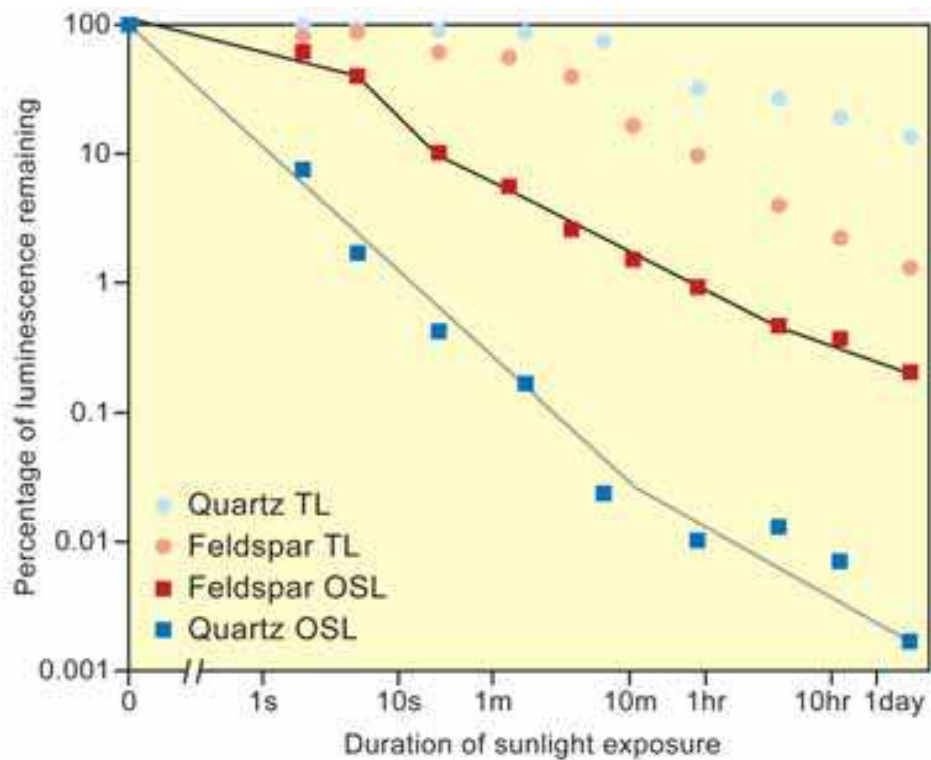
Κατά τη θέρμανση ενός δείγματος σε θερμοκρασίες έως 260°C, είναι πιθανή η παγίδευση ηλεκτρονίων από βαθύτερες και θερμικά σταθερότερες παγίδες (βλέπε Θερμικώς Μεταφερόμενη Οπτική Φωταύγεια/TT-OSL).

4.9.5 Διαφορές Θερμοφωταύγειας (TL) και Οπτικά Διεγερμένης Φωταύγειας (OSL)

Παρά το γεγονός ότι το σήμα της OSL και της TL μετράται με παρόμοιο τρόπο, εντούτοις οι δύο μέθοδοι παρουσιάζουν ορισμένες σημαντικές διαφορές.

- Όταν γίνεται η μέτρηση της TL, η διέγερση των ηλεκτρονίων πραγματοποιείται με τη θέρμανση του δείγματος σε συγκριτικά πολύ υψηλότερες θερμοκρασίες, το οποίο οδηγεί στην άμεση και μαζική απελευθέρωση των παγιδευμένων ηλεκτρονίων με αποτέλεσμα την έκλυση όλου του αποθηκευμένου σήματος σε μόνο μία μέτρηση, αποκλείοντας τη δυνατότητα επανάληψης των μετρήσεων. Αντιθέτως, κατά τη μέτρηση της OSL δίνεται η δυνατότητα επαναλαμβανόμενων μετρήσεων καθώς γίνεται μερική διέγερση του αρχικού σήματος χωρίς να έχει την παραμικρή επίδραση στο δείγμα.

- Στην OSL, γίνεται η μέτρηση μόνο των σημάτων τα οποία είναι ευαίσθητα στο φως ενώ στην TL μετράται ένα μεγάλο εύρος σημάτων φωταύγειας κάποια από τα οποία είναι ευαίσθητα στο φως και κάποια τα οποία δεν είναι (Duller, 1996). Στην πραγματικότητα, το σήμα της TL δε μηδενίζεται ποτέ, ακόμη κι αν μείνει για παρατεταμένο χρονικό διάστημα εκτεθειμένο στο ηλιακό φως, λόγω του ότι δεν είναι φωτοευαίσθητο. Το γεγονός αυτό δημιουργεί αβεβαιότητα στην εκτίμηση της Ισοδύναμης δόσης καθώς απαιτείται ο εργαστηριακός υπολογισμός του «υπολειμματικού» σήματος, όπως αυτό αποκαλείται, ώστε να αποφευχθεί οποιαδήποτε ανακρίβεια στην εκτίμηση της Ισοδύναμης δόσης. Αντιθέτως, στην OSL ένα πολύ μεγαλύτερο μέρος του σήματος μηδενίζεται (σχεδόν εξ'ολοκλήρου), όπως φαίνεται και στο διάγραμμα της παρακάτω εικόνας, ύστερα από έκθεση του υλικού στο ηλιακό φως.



Εικόνα 4. 17: Καμπύλες ρυθμού μείωσης των σημάτων TL και OSL έπειτα από έκθεσή τους στο ηλιακό φως για διαφορετικά χρονικά διαστήματα (Duller, 2008).

Από το παραπάνω διάγραμμα (εικόνα 4.17) γίνεται αντιληπτό ότι το σήμα της OSL ελαττώνεται με μεγαλύτερη ταχύτητα σε σχέση με το σήμα της TL.

4.10 Υπολογισμός της Ισοδύναμης Δόσης (D_e)

Προκειμένου να γίνει ο υπολογισμός της Ισοδύναμης Δόσης απαιτούνται εργαστηριακές μετρήσεις σε τουλάχιστον 24 δισκία ανά δείγμα (Duller, 1996). Η Ισοδύναμη δόση μετριέται σε “Gray” στο S.I. όπου $1\text{Gy} = 1\text{ joule/kg}$ και ο εργαστηριακός υπολογισμός της γίνεται είτε με την προσθετική δόση (additive dose) είτε με την αναγεννώμενη (regenerative), η οποία είναι και η πιο συχνά χρησιμοποιούμενη.

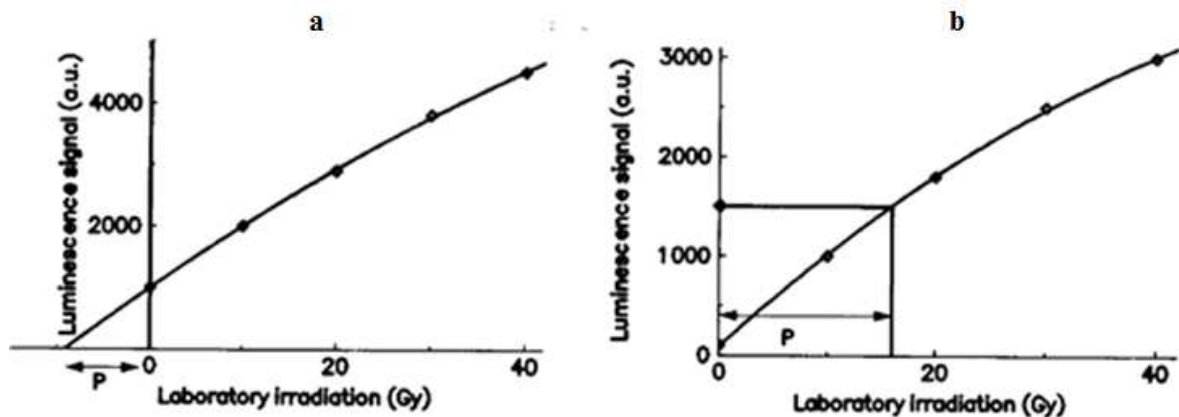
4.10.1 Αναγεννώμενη δόση (regenerative dose)

Στην αναγεννώμενη δόση το αρχικό σήμα της φωταύγειας προέρχεται από τη μέτρηση του φυσικού σήματος, ενώ όλα τα υπόλοιπα προκύπτουν απ' το μηδενισμό του αρχικού σήματος της φωταύγειας, έπειτα από έκθεση ενός αριθμού δισκίων του ίδιου δείγματος στο ηλιακό φως ή σε τεχνητό φως στο εργαστήριο (Duller, 2008). Έπειτα, δίνονται στο δείγμα γνωστές εργαστηριακές δόσεις των οποίων το σήμα φωταύγειας μετράται. Έτσι κατασκευάζεται μία καμπύλη (εικόνα 4.18a) η οποία αναπαριστά την αύξηση του σήματος της φωταύγειας ως συνάρτηση της εργαστηριακής δόσης, γνωστή και ως αυξητική καμπύλη (growth curve). Με τον τρόπο αυτό, προσπαθεί να επιτευχθεί ο υπολογισμός της εργαστηριακής δόσης που δημιουργεί ένα σήμα φωταύγειας, το οποίο συμπίπτει με την ένταση του φυσικού σήματος.

Το σήμα της φωταύγειας αυξάνεται γραμμικά συναρτήσει της εργαστηριακής δόσης, όταν η τιμή τους είναι μικρή. Όμως, όταν πρόκειται για μεγαλύτερες εργαστηριακές δόσεις το σήμα της φωταύγειας τείνει ασυμπτωτικά προς ένα μέγιστο συναρτήσει της εργαστηριακής δόσης. Η αύξηση της έντασης του σήματος της φωταύγειας (I) συναρτήσει τη εργαστηριακής δόσης (D) δίδεται από την ακόλουθη εξίσωση:

$$I = I_0 + I_{\max} \times (1 - e^{-D/D_0})$$

Από την εξίσωση αυτή προκύπτει ότι καθώς αυξάνεται η δόση (D) στην οποία εκτίθεται ένα χαλαζιακό χρονολογήσιμο δείγμα, μειώνεται ο ρυθμός αύξησης του σήματος της φωταύγειας λόγω της ελάττωσης του ρυθμού με τον οποίο τα ηλεκτρόνια παγιδεύονται. Αυτό αποδίδεται στον κορεσμό των ενεργειακών παγίδων, δηλαδή στο γεγονός ότι δε μπορούν να συσσωρεύσουν άλλα ηλεκτρόνια εξαιτίας της χωρητικότητάς τους, η οποία διαφοροποιείται μεταξύ χαλαζιακών κόκκων σχηματισμένων κάτω από την επίδραση διαφορετικών γεωλογικών συνθηκών. Το D_0 συμβολίζει την ταχύτητα με την οποία ο κρύσταλλος πλησιάζει τον κορεσμό για συγκεκριμένο ρυθμό δόσης και ποικίλει από δείγμα σε δείγμα. Ο παράγοντας I_0 δείχνει την αρχική απόκλιση του σήματος φωταύγειας από το μηδέν. Η Ισοδύναμη δόση προκύπτει από την προβολή του φυσικού σήματος στον άξονα των x (Roberts and Duller, 2004).



Εικόνα 4. 18: η αυξητική καμπύλη (growth curve) α) της προσθετικής δόσης και β) της αναγεννώμενης δόσης αντίστοιχα (Duller, 1996).

4.10.2 Προσθετική δόση (additive dose)

Στην προσθετική δόση, πριν τη μέτρηση του φυσικού σήματος, το δείγμα υποβάλλεται σε τεχνητή ακτινοβόληση (Duller, 1995). Στη συνέχεια, ακτινοβολείται εκ νέου χρησιμοποιώντας τεχνητές δόσεις καθεμία από τις οποίες έχει μεγαλύτερη τιμή από την προηγούμενη και καταγράφονται τα παραγόμενα σήματα φωταύγειας. Έπειτα, κάθε σήμα αναπαρίσταται γραφικά συναρτήσει της αντίστοιχης δόσης κατασκευάζοντας έτσι μία αυξητική καμπύλη (εικόνα 4.18b). Η ισοδύναμη δόση προκύπτει από την προβολή της αυξητικής καμπύλης στον άξονα των x.

4.10.3 Πρωτόκολλα-“μονού δισκίου”(single aliquot) και πολλαπλών δισκίων (multiple aliquots)

Στο παρελθόν, ο υπολογισμός της Ισοδύναμης δόσης γινόταν με τη μέθοδο των “πολλαπλών δισκίων”, με την οποία ήταν απαραίτητη η μέτρηση πολλών υπο-δειγμάτων (aliquots) του ίδιου δείγματος, των οποίων αρχικά καταγραφόταν η ένταση του φυσικού σήματος και στη συνέχεια κάθε ένα υποβαλλόταν σε διαφορετική εργαστηριακή ακτινοβόληση (Aitken, 1998). Η αυξητική καμπύλη κατασκευαζόταν από το σύνθεση όλων των σημάτων. Όμως πλέον, ο υπολογισμός της Ισοδύναμης δόσης γίνεται με τη μέθοδο του “μονού δισκίου” (single aliquot) τόσο για κόκκους αστρίου (Duller, 1991; 1995) όσο και για χαλαζιακούς κόκκους (Murray and

Roberts, 1998; Murray and Wintle, 2000), με την οποία το δείγμα διαιρείται σε “υπο-δείγματα” τα οποία τοποθετούνται σε μεμονωμένα αλουμινένια δισκία και κάθε ένα υποβάλλεται σε τεχνητές ακτινοβολήσεις, με αποτέλεσμα την κατασκευή της αυξητικής καμπύλης αποκλειστικά από ένα δισκίο κι όχι από το συνδυασμό πολλών όπως στη μέθοδο των “πολλαπλών δισκίων”. Ενδεικτικά, αναφέρεται ότι κάθε δισκίο στο οποίο προσκολλώνται χαλαζιακοί κόκκοι 200 μm περιέχει περίπου 500-1000 κόκκους συνολικού βάρους 8mg (Αθανασάς, 2010).

Πλεονεκτήματα πρωτοκόλλων “μονού δισκίου”(single aliquot)

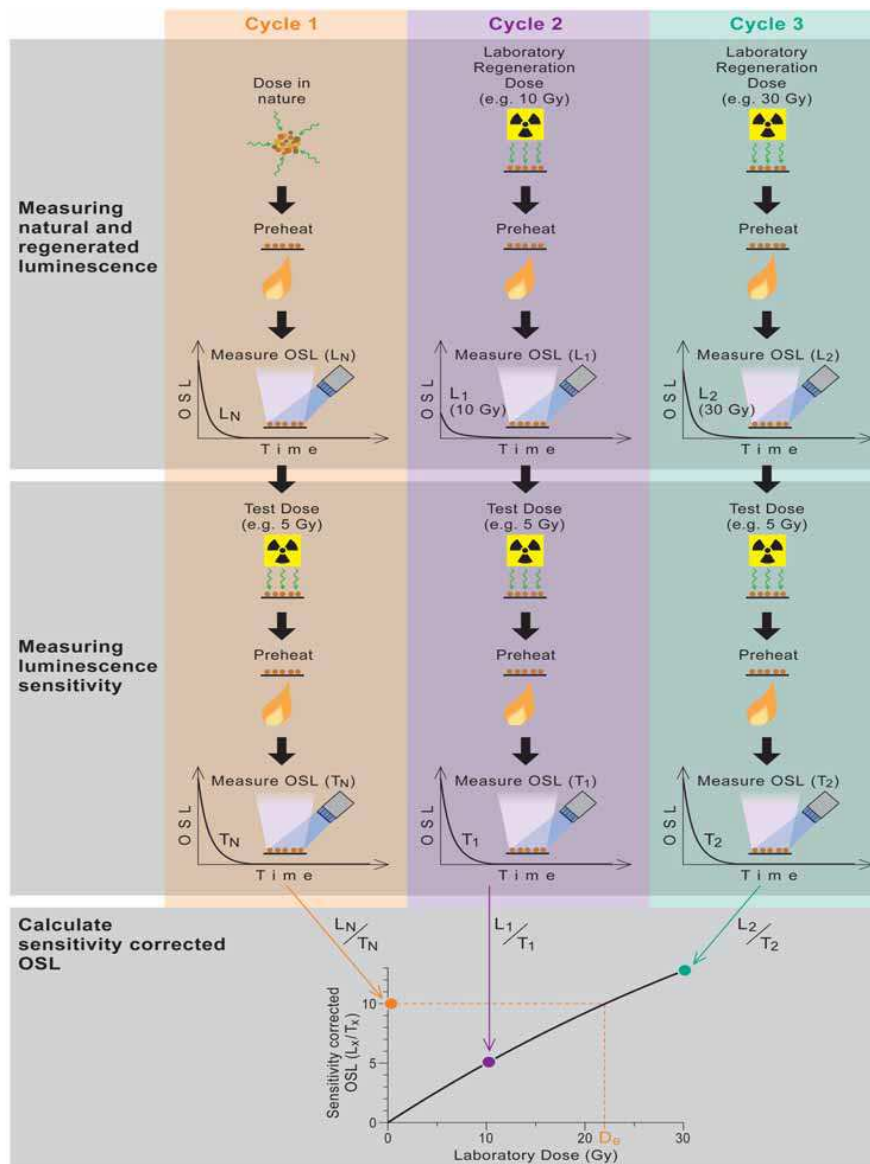
Τα πρωτόκολλα αυτά πλεονεκτούν των πρωτοκόλλων των “πολλαπλών δισκίων” (multiple aliquots) στο ότι παρέχουν τη δυνατότητα πραγματοποίησης πανομοιότυπων μετρήσεων σε πολλά δισκία με αποτέλεσμα την παραγωγή πολλών αυξητικών καμπυλών και την εκτίμηση πολλών ισοδύναμων δόσεων για κάθε δείγμα (Αθανασάς, 2010). Με αυτό τον τρόπο μπορεί να γίνει η εκτίμηση της Ισοδύναμης δόσης (D_e) χρησιμοποιώντας 10 με 20 δισκία, αριθμός ικανός προκειμένου η εκτίμηση να είναι αντιπροσωπευτική. Έτσι, δίνεται η δυνατότητα εκτίμησης της διακύμανσης που εμφανίζει η Ισοδύναμη δόση η οποία οφείλεται στις διαφορετικές τιμές Ισοδύναμων δόσεων των κρυσταλλικών κόκκων. Έτσι λοιπόν, τα πρωτόκολλα του “μονού δισκίου” θεωρούνται πολύ χρήσιμα όταν πρόκειται για τη χρονολόγηση ιζηματογενών περιβαλλόντων όπου υπάρχει αμφιβολία σχετικά με τον πλήρη μηδενισμό του σήματος της φωταύγειας από το ηλιακό φως κατά το χρονικό διάστημα απόθεσής τους. Πέραν αυτού, δεν απαιτούνται διορθώσεις όπως στις μεθόδους των “πολλαπλών δισκίων”, οι οποίες είναι απαραίτητες καθώς τα δισκία περιλαμβάνουν έναν διαφορετικό αριθμό ορυκτών κόκκων μεταξύ τους και συνεπώς διαφορετικές τιμές Ισοδύναμης δόσης (D_e), εισάγοντας επιπλέον σφάλματα στην εκτίμηση της Ισοδύναμης δόσης (Huntley and Burger, 1995).

Πρωτόκολλο “Αναγεννώμενης Δόσης Μονού Δισκίου”(Single Aliquot Regenerative protocol-SAR)

Το πρωτόκολλο αυτό βασίζεται στη μέθοδο της αναγεννώμενης δόσης, εφαρμόζεται μόνο σε χαλαζιακούς κόκκους και πλεονεκτεί έναντι όλων των άλλων πρωτοκόλλων στο ότι λαμβάνει

υπόψη τις μεταβολές “ευαισθησίας” του χαλαζία, δηλαδή το ποσό της ενέργειας που μπορεί να συσσωρεύσει ο κρύσταλλος κατά την απόθεσή του καθώς και την ικανότητα με την οποία η αποθηκευμένη ενέργειά του μπορεί να μετατραπεί σε σήμα φωταύγειας και τις διορθώνει (Murray and Wintle, 2000). Η ευαισθησία του χαλαζία επηρεάζεται από: την προθέρμανση, την οπτική διέγερση και την ακτινοβολία.

Στην εικόνα 4.19 παρουσιάζεται σχηματικά η διαδικασία που ακολουθείται για την εφαρμογή του πρωτοκόλλου SAR (Duller, 2008):



Εικόνα 4. 19: Διαδικασία εφαρμογής του πρωτοκόλλου “Μονού Δισκίου Αναγεννώμενης Δόσης”- “Single Aliquot Regeneration Dose”(SAR) σε κόκκους χαλαζία (Duller, 2008).

Στον πρώτο κύκλο, γίνεται προθέρμανση (Preheat) του δείγματος (συνήθως μεταξύ 160°C και 300°C) κρατώντας το για μικρό χρονικό διάστημα σε αυτή τη θερμοκρασία και έπειτα μετράται το φυσικό σήμα OSL (L_N) το οποίο προέρχεται από τη δόση ραδιενέργειας στην οποία είχε εκτεθεί το υλικό κατά τη διάρκεια της παραμονής του στο ύπαιθρο (εικόνα 4.19, cycle 1). Στο δεύτερο κύκλο, το δείγμα υποβάλλεται σε τεχνητή πηγή ακτινοβολήσης στο εργαστήριο και

μετράται το σήμα OSL το οποίο είναι και το πρώτο εργαστηριακό αναγεννώμενο σήμα (L_1) (εικόνα 4.19, cycle 2). Οι κύκλοι που ακολουθούν μετρούν αναγεννώμενα σήματα OSL (L_2, L_3, \dots, L_x) ανάλογα με τις διαφορετικές αναγεννώμενες δόσεις που δίνονται στο δείγμα (π.χ. 10 Gy, 20 Gy, 30 Gy κλπ.). Με αυτή τη διαδικασία απομακρύνονται τα ασταθή ηλεκτρόνια από τις ρηχές παγίδες έτσι ώστε το σήμα της OSL να προέρχεται μόνο από ηλεκτρόνια βαθιών παγίδων (σταθερών παγίδων).

Η διαδικασία που ακολουθείται στο δεύτερο μισό των ανωτέρω κύκλων χρησιμοποιείται για τη διόρθωση της ευαισθησίας του χαλαζία. Η ευαισθησία του χαλαζία μετράται δίνοντας μία συγκεκριμένη δόση σε όλους τους κύκλους γνωστή ως δοκιμαστική δόση-Test Dose (T_D) (εικόνα 4.19) κι έπειτα μετράται η ανταπόκριση του σήματος OSL ($T_N, T_1, T_2, \dots, T_x$). Προβάλλοντας όλους τους λόγους $L_N / T_N, L_1 / T_1, L_2 / T_2, \dots, L_x / T_x$ (sensitivity corrected OSL) συναρτήσει της αντίστοιχης αναγεννώμενης δόσης (Laboratory Dose), προκύπτει μία αυξητική καμπύλη (growth curve) διορθωμένη ως προς τις μεταβολές ευαισθησίας. Η προβολή του λόγου L_N / T_N στον άξονα των x, καθορίζει την ισοδύναμη δόση (D_e).

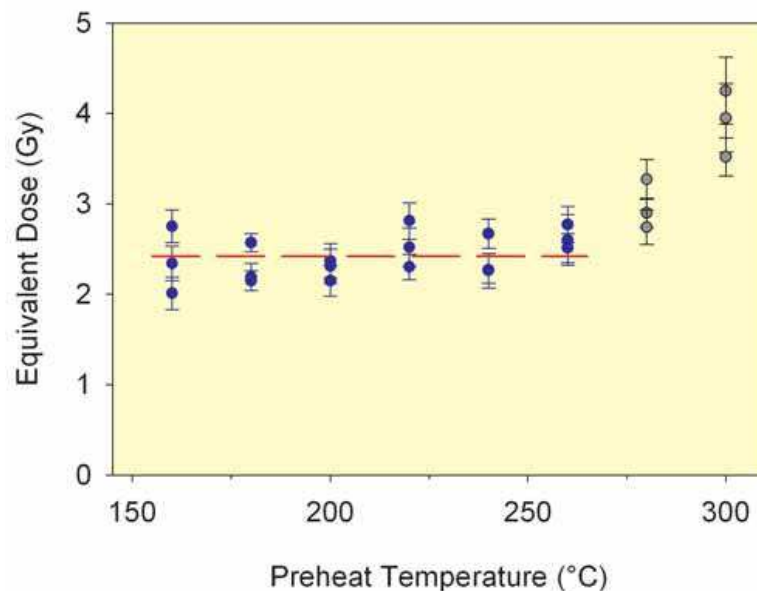
Για την εκτίμηση μίας αξιόπιστης τιμής Ισοδύναμης δόσης, απαιτείται έλεγχος της αξιοπιστίας και της εφαρμοσιμότητας του πρωτοκόλλου SAR ο οποίος περιλαμβάνει έναν αριθμό επαναλήψεων των εργαστηριακών μετρήσεων, έλεγχο του κατά πόσο παραμένει σταθερή η Ισοδύναμη δόση συναρτήσει της θερμοκρασίας προθέρμανσης, έλεγχο του αν μεταβάλλεται ή όχι η ευαισθησία του χαλαζία, και αν ναι κατά πόσο αυτή μεταβάλλεται κατά τη διάρκεια των κύκλων μέτρησης καθώς και έλεγχο της ορυκτολογικής καθαρότητας του χαλαζία που μετράται (Duller, 2003). Το πρωτόκολλο SAR εφαρμόζεται σε ένα μεγάλο ποσοστό χαλαζιακών υλικών, ωστόσο από μελέτες έχει αποδειχθεί ότι σε κάποιες περιπτώσεις ο χαλαζίας δεν πληροί τις απαραίτητες προϋποθέσεις του πρωτοκόλλου SAR, το οποίο όμως αντιμετωπίστηκε επιτυχώς έπειτα από κάποιες αλλαγές στις χρησιμοποιούμενες παραμέτρους (π.χ. χρήση πιο υψηλών θερμοκρασιών cut-heat) (Choi et al., 2003).

4.11 Τεστ ελέγχου αξιοπιστίας και εφαρμοσιμότητας πρωτοκόλλου SAR

Τα τεστ που χρησιμοποιούνται για τον έλεγχο του SAR είναι το τεστ προθέρμανσης, το τεστ ανάκτησης δόσης, οι λόγοι ανακύκλωσης, οι λόγοι ανάκτησης και οι Λόγοι Εξασθένησης “IR-OSL”.

4.11.1 Τεστ Προθέρμανσης (Preheat Test)

Επτά (7) ομάδες των τεσσάρων (4) δισκίων προθερμαίνονται για 60sec σε ένα εύρος θερμοκρασιών 240-360°C (Murray and Olley, 1999; Roberts et al., 1999; Murray and Wintle, 2000). Έπειτα, υπολογίζονται οι ισοδύναμες δόσεις (D_{es}) και αναπαρίστανται γραφικά συναρτήσει των θερμοκρασιών (εικόνα 4.20) ώστε να ελεγχθεί αν παρουσιάζεται συγκεκριμένο διάστημα (πλατό) θερμοκρασιών μεταξύ του οποίου οι D_{es} δεν μεταβάλλονται. Με τον τρόπο αυτό, εκτιμάται η κατάλληλη θερμοκρασία προθέρμανσης, η οποία θα προέρχεται από το πλατό και θα χρησιμοποιηθεί για τις μετρήσεις. Συνεπώς το πρωτόκολλο που εφαρμόζεται θα μπορεί να διορθώνει επαρκώς τις αλλαγές ευαισθησίας που προκαλούνται από τις υψηλές θερμοκρασίες.

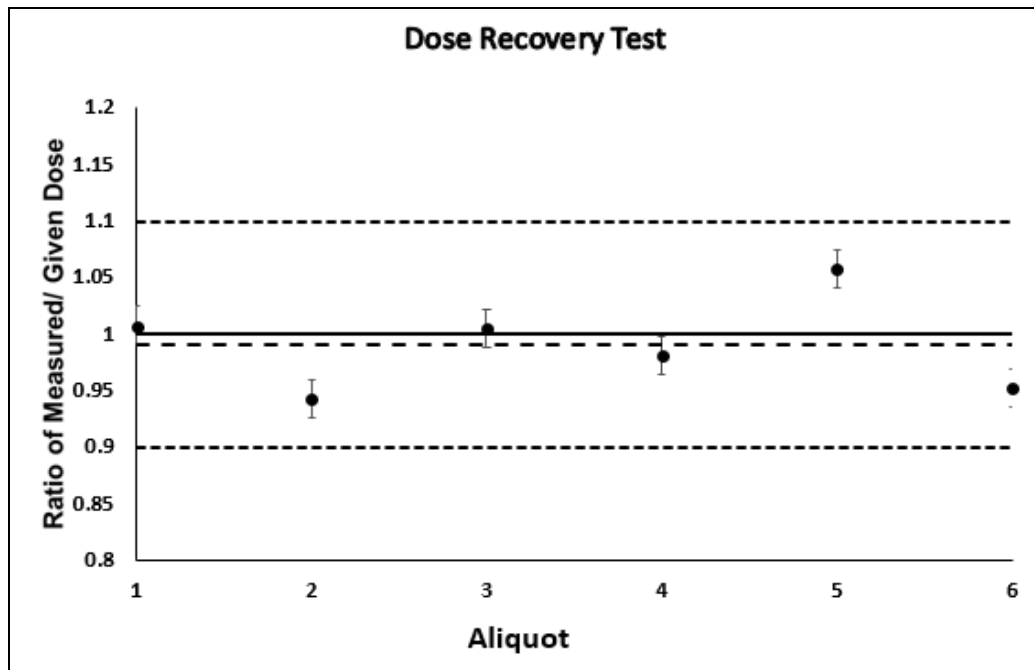


Εικόνα 4. 20: Οι ισοδύναμες δόσεις (D_{es}) συναρτήσει των θερμοκρασιών προθέρμανσης (24 δισκία χαλαζία σύνολο-3 δισκία ανά θερμοκρασία) (Roberts and Plater 2005; 2007; Duller 2008).

Στο παραπάνω διάγραμμα παρουσιάζεται το αποτέλεσμα του τεστ προθέρμανσης (Preheat test) ενός δείγματος, με τη μέτρηση της ισοδύναμης δόσης (Equivalent Dose) για 24 δισκία: ανά 3 δισκία προθερμάνθηκαν στους 160°C, 180°C, 200°C, 220°C, 240°C, 260°C και 300°C αντίστοιχα. Από τη διαδικασία αυτή προκύπτει ότι λαμβάνεται η ίδια τιμή D_e για θερμοκρασίες που κυμαίνονται μεταξύ 160 °C και 260°C ενώ για μεγαλύτερες θερμοκρασίες, η D_e αυξάνεται, κάτι το οποίο πιθανότατα οφείλεται σε θερμική μεταφορά (thermal transfer). Λαμβάνοντας υπόψη τις παρατηρήσεις αυτές, προθερμάνσεις γύρω στους 220°C κρίνονται ασφαλείς για τη μέτρηση της ισοδύναμης δόσης. Συνεπώς είναι απαραίτητο να προηγείται ένα τεστ προθέρμανσης προκειμένου να καθοριστεί το κατάλληλο εύρος θερμοκρασιών μέσα από το οποίο θα επιλεγεί η θερμοκρασία που θα χρησιμοποιηθεί στην τελική μέτρηση της D_e .

4.11.2 Τεστ Ανάκτησης Δόσης (Dose Recovery Test)

Στο τεστ Ανάκτησης Δόσης (εικόνα 4.21) απαιτούνται έξι (6) έως δέκα (10) δισκία από κάθε δείγμα, των οποίων αρχικά μηδενίζεται το σήμα (λεύκανση) που επιτυγχάνεται με δύο OSL διεγέρσεις (μπλε LED's) για 40sec στους 125°C στη συσκευή RISØ κι έπειτα ακτινοβολούνται με γνωστή τιμή τεχνητής δόσης (Murray and Wintle, 2003). Η τιμή αυτή θεωρείται άγνωστη προκειμένου να διερευνηθεί το κατά πόσο λαμβάνεται η ίδια τιμή (με μία μικρή απόκλιση εντός του 10% της αρχικής) εφαρμόζοντας το πρωτόκολλο SAR.

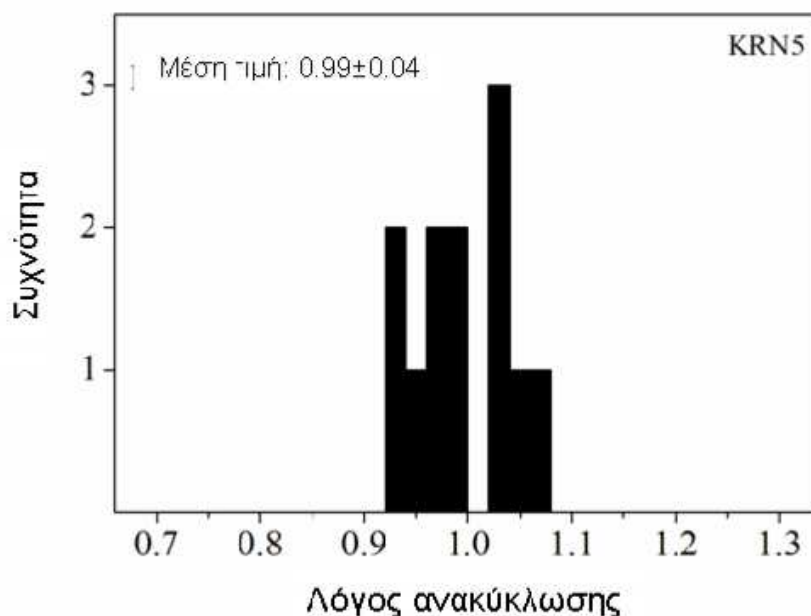


Εικόνα 4. 21: Τεστ ανάκτησης δόσης έξι (6) δισκίων. Το αποδεκτό εύρος βρίσκεται μεταξύ 0.9 και 1.1 (διακεκομμένες γραμμές) (Ε.Κ.Ε.Φ.Ε. «Δημόκριτος», εργαστήριο Αρχαιομετρίας).

Ο λόγος ανάκτησης (Measured dose/Given dose) θεωρείται ικανοποιητικός αν βρίσκεται μεταξύ των τιμών 0.9 και 1.1 (Murray and Wintle, 2003). Στο παραπάνω διάγραμμα είναι ευδιάκριτο ότι οι λόγοι ανάκτησης βρίσκονται εντός του 2 σ-level (0.9-1.1) το οποίο αποδεικνύει ότι το πρωτόκολλο SAR είναι αξιόπιστο.

4.11.3 Ανακύκλωση δόσεων-Λόγος Ανακύκλωσης (Recycling Ratio)

Η ανακύκλωση δόσεων χρησιμοποιείται για τον έλεγχο της επαναληψιμότητας των μετρήσεων κατά την εφαρμογή του πρωτοκόλλου SAR (Murray and Wintle, 2000). Πιο συγκεκριμένα, το κανονικοποιημένο σήμα OSL (L_x / T_x) μίας δόσης μετράται και στον πρώτο κύκλο όπου μετράται το φυσικό σήμα φωταύγειας και στον τελευταίο κύκλο του SAR, ο λόγος των οποίων είναι ο λόγος ανακύκλωσης (Recycling Ratio-RR). Με τον τρόπο αυτό, ελέγχεται το κατά πόσο έχει μεταβληθεί η ευαισθησία του χαλαζία κατά την εφαρμογή του πρωτοκόλλου SAR. Ως αποδεκτοί λόγοι θεωρούνται αυτοί που κυμαίνονται μεταξύ 0.9 και 1.1 (Murray and Wintle, 2000), ενώ αντιθέτως οι υπόλοιποι απορρίπτονται.

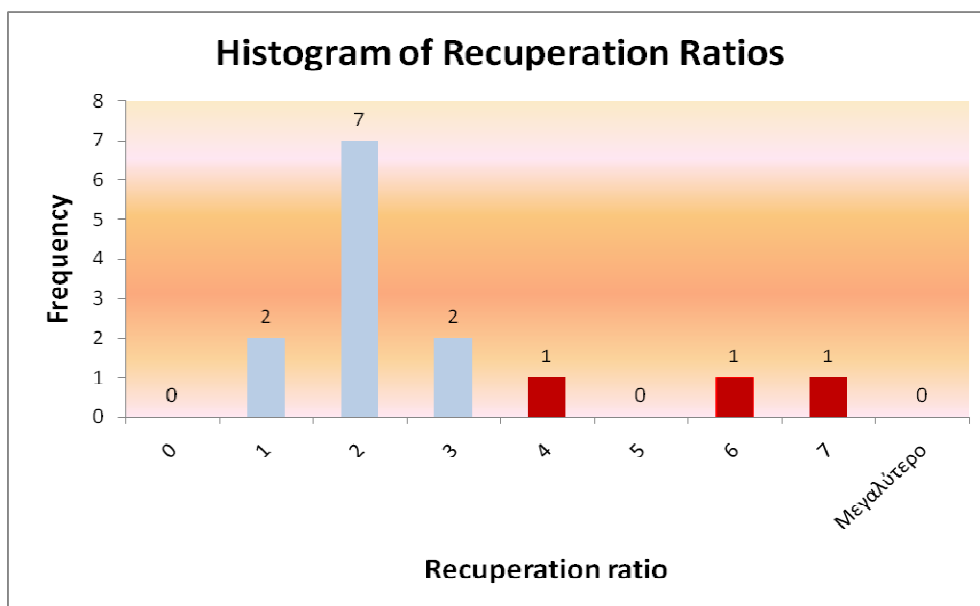


Εικόνα 4. 22: Λόγοι ανακύκλωσης για 12 δισκία χαλαζία. Όλα τα δισκία έδωσαν αποδεκτούς λόγους ανακύκλωσης (Αθανασάς, 2010).

Οι λόγοι ανακύκλωσης (Recycling Ratios) του παραπάνω δείγματος (εικόνα 4.22) είναι όλοι αποδεκτοί διότι βρίσκονται εντός του διαστήματος τιμών 0.9-1.1, το οποίο υποδηλώνει ότι το πρωτόκολλο SAR διορθώνει επαρκώς τις αλλαγές ευαισθησίας του χαλαζία.

4.11.4 Λόγοι Ανάκτησης (Recuperation Ratio)

Οι λόγοι ανάκτησης (εικόνα 4.23) δίνουν τη δυνατότητα ελέγχου πιθανής θερμικής μεταφοράς ηλεκτρονίων από σχετικά θερμικά ασταθείς παγίδες σε αυτές της OSL, κατά την προθέρμανση του δείγματος καθώς και φωτο-μεταφοράς κατά τη διάρκεια της λεύκανσης (bleaching) (Wang et al., 2006). Ως λόγος ανακύκλωσης καλείται ο λόγος $(L_0 / L_N) * 100$, όπου L_0 είναι το σήμα που λαμβάνεται στη μηδενική δόση και L_N το σήμα που λαμβάνεται κατά τη μέτρηση της φυσικής δόσης. Ως αποδεκτοί λόγοι θεωρούνται αυτοί που δεν ξεπερνούν το 3% (Murray and Wintle, 2000), ενώ όλοι οι υπόλοιποι απορρίπτονται.



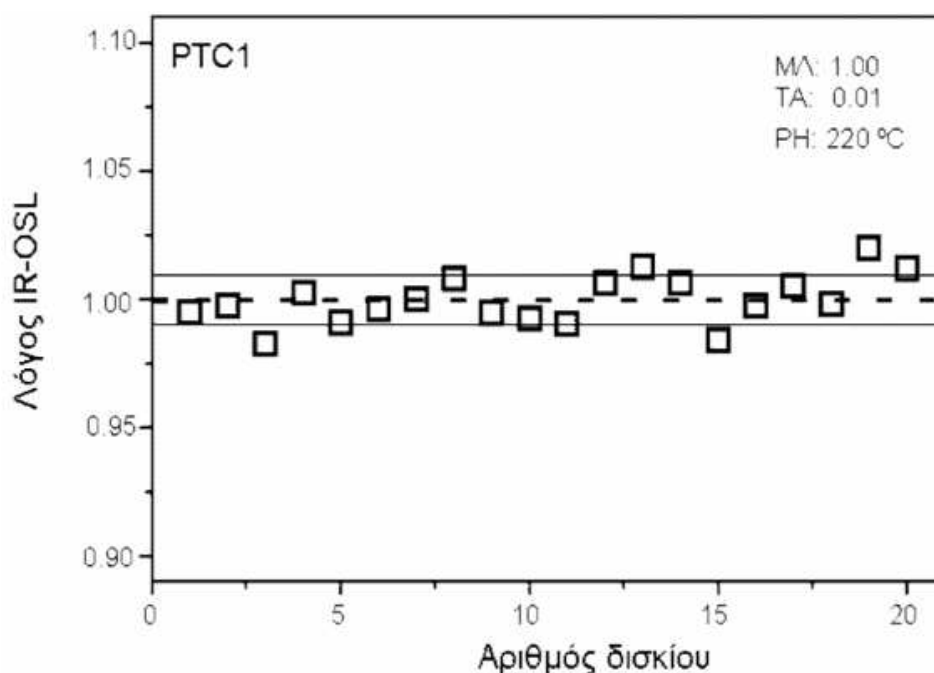
Εικόνα 4. 23: Ιστόγραμμα λόγων ανάκτησης για 14 δισκία του δείγματος RK2. Τα έντεκα (11) δισκία έδωσαν αποδεκτούς λόγους ανακύκλωσης σε αντίθεση με τα υπόλοιπα τρία (3) (Ε.Κ.Ε.Φ.Ε. «Δημόκριτος», Εργαστήριο Αρχαιομετρίας).

Σύμφωνα με το παραπάνω ιστόγραμμα (εικόνα 4.23) το μεγαλύτερο ποσοστό του δείγματος δίνει αποδεκτούς λόγους ανάκτησης (Recuperation Ratios) <3%, το οποίο αποδεικνύει την αξιοπιστία στην εφαρμογή του πρωτοκόλλου SAR.

4.11.5 Έλεγχος μόλυνσης του σήματος από αστρίους-Λόγοι "IR-OSL" (IR-Depletion Ratios)

Ο έλεγχος αυτός πραγματοποιείται σε δείγματα χαλαζία προκειμένου να ελεγχθεί πιθανή «μόλυνση» του σήματος από αστρίους, οι οποίοι εκπέμπουν σήματα OSL όταν ακτινοβολούνται με μπλε φωτοδιόδους, αντιθέτως με το χαλαζία όταν ακτινοβολείται με υπέρυθρο (IR), γεγονός που έχει σαν αποτέλεσμα τη συνεισφορά και των δύο στον υπολογισμό της D_e και συνεπώς στην λανθασμένη εκτίμησή της (Srooper, 1994 a,b). Ο έλεγχος αυτός επιτυγχάνεται με την εισαγωγή ενός ακόμη κύκλου στην τυπική ακολουθία του πρωτοκόλλου SAR, όπου πραγματοποιείται ακτινοβολήση με υπέρυθρο φως (IR) πριν τη μέτρηση του σήματος φωταύγειας της προηγούμενης δόσης (Duller, 2003 a).

Ο υπολογισμός του λόγου IR-OSL (IR-Depletion Ratio) γίνεται διαιρώντας το λόγο L_x/T_x του κύκλου που χρησιμοποιήθηκε η ακτινοβόληση με υπέρυθρο φως προς το λόγο L_x/T_x ενός προηγούμενου κύκλου στον οποίο η ακτινοβόληση είχε πραγματοποιηθεί με την ίδια τεχνητή δόση και χωρίς όμως την ακτινοβόληση με υπέρυθρο φως. Αποδεκτοί θεωρούνται οι λόγοι που κυμαίνονται μεταξύ του εύρους τιμών 0.9 και 1.1 (Duller, 2003 a).



Εικόνα 4. 24: Λόγοι IR-OSL για 20 δισκία ενός δείγματος χαλαζία. Όλα τα δισκία βρίσκονται εντός του αποδεκτού εύρους τιμών 0.9 και 1.1 υποδηλώνοντας αμελητέα μόλυνση του δείγματος από άστριο (Ε.Κ.Ε.Φ.Ε. «Δημόκριτος», Εργαστήριο Αρχαιομετρίας).

Στο παραπάνω διάγραμμα (εικόνα 4.24) είναι ευδιάκριτο ότι όλα τα δισκία δεν έχουν μολυνθεί από τον άστριο, επομένως η συνεισφορά του είναι αμελητέα.

4.12 Εύρος χρονολογήσεων

Η μέθοδος της φωταύγειας καλύπτει ένα μεγάλο εύρος ηλικιών που εξαρτάται σημαντικά από το ρυθμό δόσης, ο οποίος παίζει καθοριστικό ρόλο στο ρυθμό με τον οποίο τα ηλεκτρόνια

συσσωρεύονται στις παγίδες αλλά και τότε αυτές θα κορεστούν. Ο ρυθμός δόσης διαφέρει από περιοχή σε περιοχή και σε μεγάλο βαθμό εξαρτάται από τη γεωχημική σύσταση (περιεκτικότητα σε ραδιοϊσότοπα - U, Th, K) των σχηματισμών που εντοπίζονται στην κάθε περιοχή. Επομένως, δείγματα τα οποία προέρχονται από περιοχές με χαμηλή περιεκτικότητα σε ραδιενεργά ισότοπα (π.χ. τα ανθρακικά πετρώματα), εμφανίζουν χαμηλούς ρυθμούς δόσης ο κορεσμός των παγίδων τους να γίνει με αργό ρυθμό, γεγονός που υποδηλώνει τη δυνατότητα υπολογισμού μεγάλων ηλικιών. Αντιθέτως, δείγματα που προέρχονται από περιοχές με υψηλό ρυθμό δόσης, (π.χ. γρανιτικά πετρώματα), θα επέλθει κορεσμός πολύ γρηγορότερα με αποτέλεσμα τη δυνατότητα υπολογισμού μόνο μικρών ηλικιών.

Γενικά, η μέθοδος της φωταύγειας μπορεί να καλύψει αξιόπιστα ηλικίες μέχρι τα 150 ka (Stokes, 1999; Olley and Murray, 2000), καθώς πριν από αυτή την ηλικία τα σήματα των δειγμάτων πλησιάζουν στον κορεσμό, με αποτέλεσμα να μειώνεται η αξιοπιστία των αποτελεσμάτων των Ισοδύναμων δόσεων (D_{es}). Οι Huntley et al. (1993) έχουν καταφέρει να χρονολογήσουν με αξιοπιστία δείγματα χαλαζία μέχρι και 800ka. Βασιζόμενοι σε πρόσφατες έρευνες και μελέτες έγιναν προσπάθειες επέκτασης του εύρους χρονολογήσεων κατά την τελευταία δεκαετία, κάτι το οποίο επέφερε επιθυμητά αποτελέσματα στο πλαίσιο της παρούσας μελέτης.

4.13 Εναλλακτικές μέθοδοι φωταύγειας- επέκταση εύρους χρονολογήσεων

4.13.1 Βραδέως φθίνουσα συνιστώσα (Slow Component)

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η βραδέως φθίνουσα συνιστώσα (Slow Component) προκύπτει από γεωλογικώς λιγότερο σταθερές παγίδες (Singarayer et al., 2000). Η συνιστώσα αυτή θεωρείται θερμικά σταθερή και σε υψηλές δόσεις πλησιάζει στον κορεσμό, δίνοντας τη δυνατότητα επέκτασης του εύρους ηλικιών μέχρι και αρκετές χιλιάδες χρόνια (ka). Όμως, το βασικό μειονέκτημά της είναι ότι απαραίτητη προϋπόθεση για το μηδενισμό του σήματος της φωταύγειας αποτελεί η έκθεση του δείγματος στο ηλιακό φως για αρκετές ώρες, καθώς έχει αργή απόκριση σ' αυτό. Αυτό λοιπόν παραπέμπει κυρίως σε αιολικά ιζήματα, τα οποία είναι

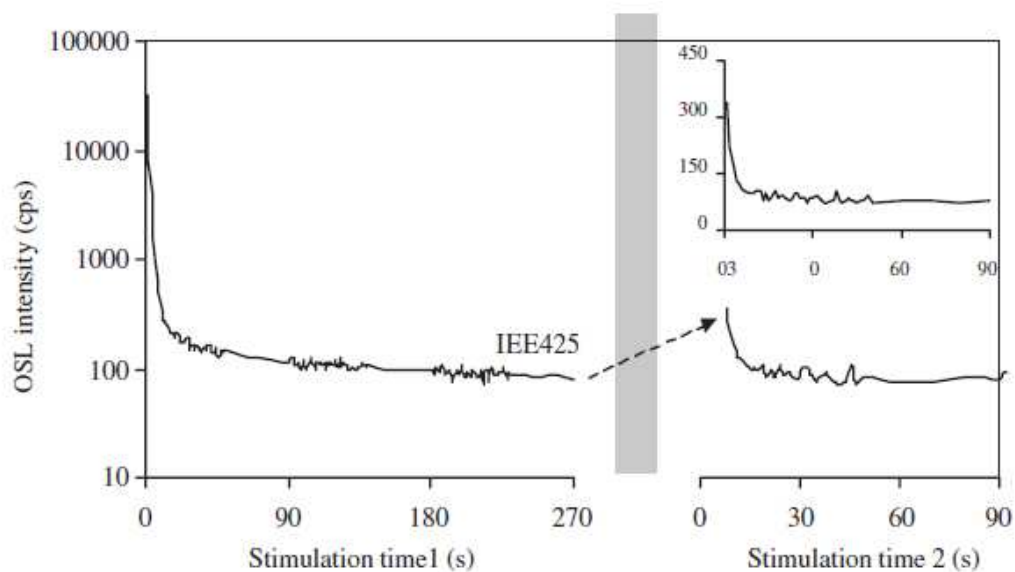
αρκετά λεπτόκοκκα και έχουν εκτεθεί επαρκώς στο ηλιακό φως κατά το χρονικό διάστημα της μεταφοράς τους και μέχρι την απόθεσή τους.

4.13.2 Θερμικώς Μεταφερόμενη Οπτική Φωταύγεια (Thermal Transferred Optical luminescence dating /TT- OSL)

Η Θερμικώς Μεταφερόμενη Οπτικά Διεγερμένη Φωταύγεια προκύπτει απ' τη συνεισφορά δύο τύπων θερμικής μεταφοράς, την ανάκτηση (recuperation) και τη βασική μεταφορά (basic transfer).

Ανάκτηση (Recuperation)

Κατά τη διάρκεια της θέρμανσης κι έπειτα από "λεύκανση" (bleaching) ενός δείγματος παρατηρείται το φαινόμενο της "ανάκτησης" (εικόνα 4.25), όπου πραγματοποιείται θερμική μεταφορά των ηλεκτρονίων από σχετικά θερμικά ασταθείς παγίδες σε αυτές της OSL (Huntley et al., 1985; Smith et al., 1986). Συχνά παρατηρείται το φαινόμενο της "φωτο-μεταφοράς" (photo-transfer) σε χαλαζιακούς κόκκους, όταν τα ηλεκτρόνια από τις OSL παγίδες έχουν πρώτα ανακατανομηθεί σε άλλες παγίδες, έπειτα από οπτική διέγερση. Έτσι, η ανάκτηση σχετίζεται άμεσα με τα ηλεκτρόνια των παγίδων OSL κατά την έναρξη της εργαστηριακής "λεύκανσης" (Aitken and Smith, 1988; Rhodes, 1988). Κάποια απ' αυτά παγιδεύονται σε σχετικά μη φωτο-ευαίσθητες παγίδες μέχρι το πέρας της "λεύκανσης" κι έπειτα από δεύτερη προθέρμανση μεταφέρονται πίσω στις παγίδες OSL. Συνεπώς, η "ανάκτηση" είναι αποτέλεσμα διπλής μεταφοράς (Aitken, 1998; Aitken and Smith, 1988), τόσο φωτο-μεταφοράς κατά τη διάρκεια της λεύκανσης όσο και θερμικής μεταφοράς κατά τη διάρκεια της προθέρμανσης.



Εικόνα 4. 25: Σχηματική απεικόνιση της Θερμώς Μεταφερόμενης Οπτικά Διεγερμένης Φωταύγειας (TT-OSL) (Wang et al., 2006).

Στην εικόνα 4.25 φαίνεται οπτική διέγερση, όπου το σήμα OSL υφίσταται ραγδαία μείωση κατά τα 5 πρώτα sec (Wang et al., 2006). Έπειτα από οπτική διέγερση στους 125°C για 270 sec, το δείγμα θερμαίνεται στους 260 °C για 10sec (stimulation 1). Στη συνέχεια ψύχεται στους 125°C και ξεκινάει εκ νέου οπτική διέγερση. Αποτέλεσμα αυτής της διαδικασίας είναι μία νέα απότομη μείωση του σήματος OSL όπου το νέο σήμα που καταγράφεται έχει ένταση μικρότερη του αρχικού (stimulation 2).

Στην εικόνα 4.26 εμφανίζεται το πρωτόκολλο SAR, το οποίο χρησιμοποιείται για την ανακτώμενη OSL (Re-OSL) και περιλαμβάνει δύο σκέλη μετρήσεων (Wang et al., 2006): το πρώτο σκέλος αφορά τον υπολογισμό της έντασης του σήματος TT-OSL ενώ το δεύτερο αφορά τον υπολογισμό της έντασης του σήματος BT-OSL. Και στα δύο γίνεται κανονικοποίηση ως προς μία σταθερή δοκιμαστική δόση. Η διαφορά των διορθωμένων εντάσεων των δύο σημάτων αποτελεί την κανονικοποιημένη Re-OSL, η ένταση της οποίας χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της ισοδύναμης δόσης.

Recuperated OSL dating protocol for each disc

Step	Experimental treatment	Result	Note
<i>Part 1. Detection of thermal-transferred OSL signal</i>			
1-1	Dose, D_i	—	For natural samples, $D_i = 0$ Gy
1-2	Preheating at 260 °C for 10 s	—	Removing electrons in unstable TL traps
1-3	Blue stimulation at 125 °C for 270 s	—	Bleaching OSL signals
1-4	Preheating at 260 °C for 10 s	—	Thermally inducing thermal-transferred OSL signals
1-5	Blue stimulation at 125 °C for 90 s	L_{TTOSL}	Detecting thermal-transferred OSL signals
1-6	Give test dose, D_t	—	Monitoring the OSL production in quartz
1-7	Preheating at 220 °C for 20 s	—	Removing electrons in unstable TL traps
1-8	Blue stimulation at 125 °C for 90 s	T_{TTOSL}	Measuring the test dose OSL response
<i>Part 2. Detection of basic-transferred OSL signal</i>			
2-1	Annealing to 300 °C for 10 s	—	Thermally inducing remnant recuperated OSL signals
2-2	Blue stimulation at 125 °C for 90 s	—	Removing remnant recuperated OSL signals
2-3	Preheating at 260 °C for 10 s	—	Thermally inducing basic-transferred OSL signals
2-4	Blue stimulation at 125 °C for 90 s	L_{BTOSL}	Measuring basic-transferred OSL intensity
2-5	Give test dose, D_t	—	Monitoring the OSL production in quartz
2-6	Preheating at 220 °C for 20 s	—	Removing electrons in unstable TL traps
2-7	Blue stimulation at 125 °C for 90 s	T_{BTOSL}	Measuring the test dose OSL response

Εικόνα 4. 26: SAR πρωτόκολλο για την ανακτώμενη OSL (Re-OSL) (Wang et al., 2006).

Βασική μεταφορά (Basic Transfer)

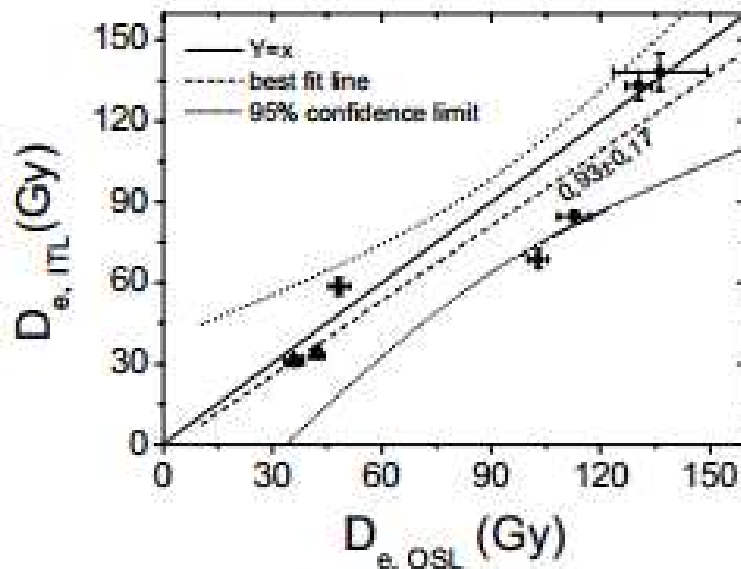
Η βασική μεταφορά διαφέρει από την ανάκτηση στο γεγονός ότι προέρχεται από ηλεκτρόνια τα οποία παγιδεύτηκαν σε μη φωτοευαίσθητες παγίδες πριν τη “λεύκανση” της απόθεσης και σε μικρότερο βαθμό κατά την απόθεση (Rhodes, 1988; Aitken and Smith, 1988). Τα ηλεκτρόνια αυτά παρέμειναν έως ότου κάποια απ’ αυτά μεταφερθούν στις παγίδες OSL, έπειτα από προθέρμανση. Οι μη φωτοευαίσθητες παγίδες, που είναι υπεύθυνες για τη βασική μεταφορά, χαρακτηρίζονται από μεγαλύτερη θερμική σταθερότητα και μεγαλύτερους χρόνους ημιζωής από αυτές τις OSL. Εξαιτίας των μεγάλων χρόνων ημιζωής των παγίδων αυτών, συγκεντρώνεται μεγάλος αριθμός ηλεκτρικού φορτίου πριν την απόθεση και συνεχίζει να συσσωρεύεται μετά από αυτή. Αν και οι παγίδες αυτές είναι βαθιές, κάποια απ’ τα ηλεκτρόνια απελευθερώνονται υπό συνθήκες υψηλής θερμοκρασίας προθέρμανσης (260°C για 10sec) και παγιδεύονται στις παγίδες OSL, όπου έπειτα από οπτική διέγερση προκαλούν το βασικό σήμα TT-OSL.

Από πειράματα των Wang et al. (2006) παρατηρήθηκε ότι έπειτα από σύγκριση των σημάτων της συμβατικής OSL με την TT-OSL, τα σήματα της τελευταίας έχουν υψηλότερα σημεία κορεσμού σε δόσεις αρκετά μεγαλύτερες απ’ ότι η συμβατική OSL. Αυτό αποτέλεσε και το έναυσμα για τη χρήση της TT-OSL για τη χρονολόγηση δειγμάτων με ηλικίες πολύ μεγαλύτερες (έως και 800ka). Συνεπώς, για γεωλογικά συμβάντα του Μέσου και Κατώτερου Πλειστοκαίνου

η πλέον καταλληλότερη μέθοδος θεωρείται η Θερμικώς Μεταφερόμενη Οπτικά Διεγερμένη Φωταύγεια (TT-OSL).

4.13.3 Ισοθερμική Φωταύγεια (Isothermal luminescence-ITL)

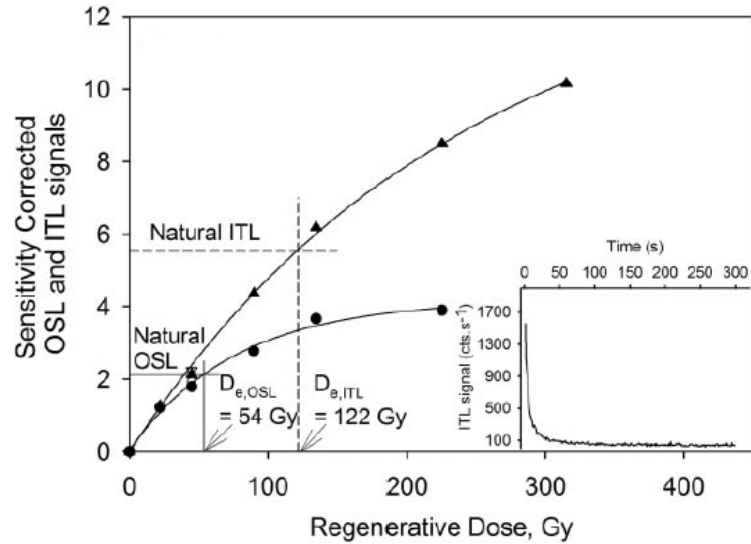
Από πειράματα των Jain et al (2005) βρέθηκε ότι η χρήση της Ισοθερμικής Φωταύγειας (ITL) δίνει τη δυνατότητα επέκτασης του εύρους χρονολογήσεων. ITL σήματα χαλαζιακών κόκκων στους 320°C (εικόνα 4.27) έδειξαν υψηλά επίπεδα κορεσμού (Athanassas, 2011) σε πολύ μεγαλύτερες δόσεις (της τάξης των 1400Gy) σε σχέση με τη συμβατική OSL.



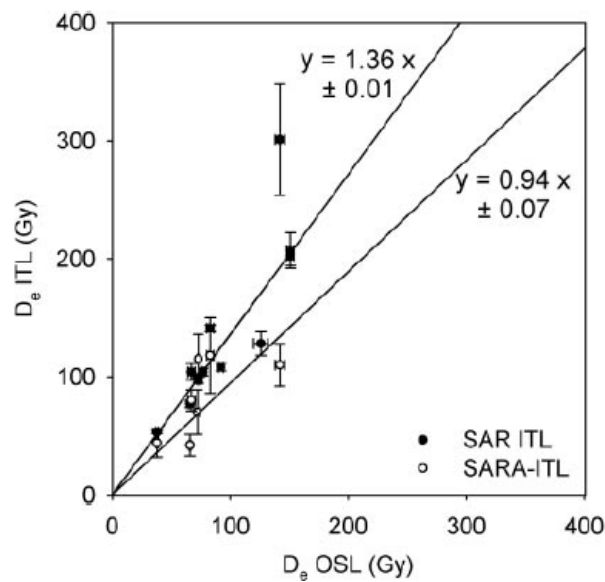
Εικόνα 4. 27: Σύγκριση OSL και ITL σημάτων στους 320 °C (Jain et al., 2005).

Ένα μειονέκτημα της μεθόδου είναι ότι εμφανίζονται μεταβολές στην ευαισθησία του χαλαζία, οι οποίες οφείλονται στις συνεχόμενες θερμάνσεις του, με αποτέλεσμα τη μείωση της αξιοπιστίας των αποτελεσμάτων χρησιμοποιώντας μεγάλες δόσεις (εικόνα 4.28). Εδώ συμβάλλει συμπληρωματικά το πρωτόκολλο ITL-SARA το οποίο αποδεικνύεται αξιόπιστο για

τον υπολογισμό μεγαλύτερων Ισοδύναμων δόσεων (D_{es}) (Buylaert et al., 2006; Huot et al., 2006).



Εικόνα 4. 28: Γραφική απεικόνιση αυξητικής καμπύλης (growth curve) της OSL (κύκλοι) και ITL (τρίγωνα). Η αυξητική καμπύλη της ITL δίνει αρκετά υπερεκτιμημένες ισοδύναμες δόσεις συγκριτικά με αυτή της OSL (Buylaert et al., 2006).



Εικόνα 4. 29: Απεικόνιση ισοδύναμων δόσεων των πρωτοκόλλων SAR-ITL (κλειστοί κύκλοι) και SARA-ITL (ανοιχτοί κύκλοι) συγκριτικά με αυτές του πρωτοκόλλου SAR-OSL (Buylaert et al., 2006).

Από την παραπάνω εικόνα συμπεραίνουμε ότι οι τιμές των D_{es} του πρωτοκόλλου SARA-ITL παρουσιάζονται αρκετά χαμηλότερες από εκείνες του SAR-ITL, αλλά συμπίπτουν απολύτως με τα αποτελέσματα των D_{es} της OSL. Συνεπώς γίνεται αντιληπτό ότι διορθώνονται επιτυχώς οι αλλαγές στην ευαισθησία του χαλαζία (Buylaert et al., 2006).

4.13.4 Υπέρυθρη Οπτικά Διεγερμένη Φωταύγεια (Infrared Stimulated Luminescence-IRSL)

Η Υπέρυθρη Οπτική φωταύγεια μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τη χρονολόγηση παλαιότερων δειγμάτων απ' ό,τι η συμβατική (OSL) και καταγράφει σήματα φωταύγειας από άστριο. Σε αντίθεση με το χαλαζία, ο άστριος παρουσιάζει υψηλότερα επίπεδα κορεσμού (Aitken, 1998) και συνεπώς ενδείκνυται για τη χρονολόγηση δειγμάτων κορεσμένων σε χαλαζία. Όμως, κατά την εφαρμογή της Υπέρυθρης φωταύγειας (IRSL) παρατηρείται το φαινόμενο της “ανώμαλης εξασθένησης” (anomalous fading) (Spooner, 1994).

Ως “ανώμαλη εξασθένηση” (anomalous fading) καλείται η μείωση του σήματος IRSL με πολύ πιο γρήγορο ρυθμό απ' ό,τι αναμένεται από τις μετρήσεις θερμικής σταθερότητας, με αποτέλεσμα οι ηλικίες να παρουσιάζονται υποεκτιμημένες. Ο ρυθμός “εξασθένησης” (Wintle, 1973) εκφράζεται ως απώλεια σήματος σε ποσοστό %/δεκαετία και είναι γνωστός ως “g-value” (Aitken, 1985). Οι Huntley and Lamothe (2001) και Lamothe et al (2003) μέσω εργαστηριακών μετρήσεων έκαναν προσπάθειες για τη διόρθωσή της, οι οποίες κατέληξαν σε μείωση του φαινομένου. Αργότερα οι Thomsen et al., (2008b) και οι Buylaert et al. (2009) εφάρμοσαν ένα πρωτόκολλο SAR για IRSL μετρήσεις. Το 2011 η Thiel, έπειτα από εργαστηριακές μετρήσεις που αποσκοπούσαν σε περαιτέρω μείωση της “ανώμαλης εξασθένησης”, εφάρμοσε ένα νέο πρωτόκολλο, γνωστό ως p-IR IRSL protocol, βασισμένο στο προηγούμενο αλλά τροποποιημένο (εικόνα 4.30).

Όπως συμβαίνει στις μετρήσεις με τη συμβατική OSL έτσι κι εδώ πραγματοποιούνται τα τεστ αξιοπιστίας πριν τον υπολογισμό της Ισοδύναμης δόσης (Murray and Wintle, 2000; 2003; Klasen et al., 2006). Δηλαδή το Τεστ Προθέρμανσης (Preheat Test) για την επιλογή της κατάλληλης θερμοκρασίας προθέρμανσης, το Τεστ Ανάκτησης Δόσης (Dose Recovery Test) για τον έλεγχο της φύσης του υλικού (αν είναι κατάλληλο για χρονολόγηση), το τεστ μηδενισμού

του σήματος απ' το ηλιακό φως (Bleaching test) για να ελεγχθεί αν το σήμα είχε σβήσει εντελώς κατά την τελευταία έκθεση του υλικού στο ηλιακό φως, οι Λόγοι Ανάκτησης (Recuperation Ratios) για τον έλεγχο θερμικής μεταφοράς κατά την προθέρμανση ή φωτο-μεταφοράς κατά την λεύκανση καθώς και οι Λόγοι Ανακύκλωσης (Recycling Ratios) για τον έλεγχο της επαναληψιμότητας των μετρήσεων κατά την εφαρμογή του πρωτοκόλλου SAR.

Step	Treatment	Observed
1	Give dose, D_T	
2	Preheat, 320°C, 60 s	
3	IR stimulation, 200 s at 50°C	L_x
4	IR stimulation, 200 s at 290°C	L_x
5	Give test dose, D_T	
6	Preheat, 320°C, 60 s	
7	IR stimulation, 200 s at 50°C	T_x
8	IR stimulation, 200 s at 290°C	T_x
9	IR stimulation, 40 s at 325°C	
10	Return to 1	

Εικόνα 4. 30: Πρωτόκολλο p-IR IRSL (Thiel, 2011).

Ωστόσο, απαιτείται να συμπεριληφθεί και ένα τεστ “εξασθένησης” αστρίου (fading test), για να ελεγχθεί αν εξασθενεί και κατά πόσο το σήμα του αστρίου κατά το χρονικό διάστημα απόθεσης του υλικού, προκειμένου να αποφευχθεί η υποεκτίμηση των Ισοδύναμων δόσεων (Huntley and Lamothe, 2001).

Στο τεστ “εξασθένησης” αστρίου (Fading test), τέσσερα (4) τεχνητά “λευκασμένα” δισκία (2 IRSL διεγέρσεις για 40 sec στους 325 °C) του ίδιου δείγματος, ακτινοβολούνται με τεχνητή δόση και έπειτα εκτίθενται για μικρά χρονικά διαστήματα (3,30,90,300min) στο ηλιακό φως κατά τους Huntley and Lamothe (2001). Στη συνέχεια γίνεται η μέτρηση της Ισοδύναμης δόσης εφαρμόζοντας το πρωτόκολλο p-IRIR SAR της Thiel et al. (2011) και υπολογίζεται η g-value για τους 290°C. Η g-value (Buylaert et al., 2011) κάθε δισκίου υπολογίζεται από την αναπαράσταση

του σήματος συναρτήσει του λογαριθμικά κανονικοποιημένου χρόνου που έχει επέλθει μετά την ακτινοβολήση. Στην περίπτωση που ο άστριος εμφανίζει εξασθένιση κατά το χρονικό διάστημα απόθεσής του, οι τιμές των Ισοδύναμων δόσεων θα πρέπει να διορθωθούν ώστε να αποφευχθεί η υποεκτίμηση των ηλικιών.

Ωστόσο τα τελευταία χρόνια, έχουν γίνει προσπάθειες για τη χρήση διαφορετικών υλικών πέραν του αστρίου και του χαλαζία όπως σε ζιρκόνιο, ανθρακικό ασβέστιο, αραγονίτη ασβεσίτη, βαρύτη, απατίτη (Kitis et al., 2010; Kitis et al., 2013; Polymeris et al., 2006) καθώς και σημάτων προερχόμενα από βαθιές ενεργειακές παγίδες χαλαζία (Kitis et al., 2010) οι οποίες σε αρκετές περιπτώσεις έχουν επιφέρει αρκετά επιθυμητά αποτελέσματα.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Aitken M.J. 1985: Thermoluminescence dating, Academic Press: London.

Aitken M.J. and Smith B.W. 1988: Optical dating: recuperation after bleaching. *Quaternary Science Reviews*, 7, 387-394.

Alexanderson H., Johnsen T., Wohlfarth B., Näslund J.O., Stroeven A. 2008: Applying the optically stimulated luminescence (OSL) technique to date the Weichselian glacial history of south and central Sweden, Reports from the Department of Physical Geography and Quaternary Geology, Stockholm University.

Athanassas C. 2011: Constraints on the precision of SAR in equivalent dose estimations close to saturation in Quartz, *Geochronometria*, 38, 413-423.

Bailey R.M., Smith B.W., Rhodes E.J. 1997: Partial bleaching and the decay form characteristics of quartz OSL, *Radiation Measurements*, 27(2), 123-136.

Ballarini M., Wallinga J., Wintle A.G., Bos A.J.J. 2006: A modified SAR protocol for optical dating of individual grains from young quartz samples, *Radiation Measurements*, 42(3), 360-369.

Bøtter-Jensen L., Bulur E., Duller G.A.T., Murray A.S. 2000: Advances in

Bowman D., Korjenkov A., Porat N. 2004: Late-Pleistocene seismites from Lake Issyk-Kul, the Tien Shan ranges, Kyrgyzstan, *Sedimentary Geology*, 163, 211-228.

Buylaert J.P., Murray A.S., Huot S., Vriend M.G.A., Vandenberghe D., De Corte F., Van den haute P. 2006: A Comparison of quartz OSL and Isothermal TL measurements on chinese loess, *Radiation Protection Dosimetry*, 119(1-4), 474-478.

Buylaert J.P., Murray A.S., Thomson K.J., Jain M. 2009: Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar, *Radiation Measurements*, 44, 560-565.

Buylaert J.P., Thiel C., Murray A., Vandenberghe D., Yi S. and Lu H. 2011: IRSL and post-IR IRSL residual doses recorded in modern dust samples from the Chinese Loess Plateau, *Geochronometria* 38, 432-440.

Choi J.H., Murray A.S., Cheong C.S., Hong D.G., Chang H.W. 2003: The resolution of stratigraphic inconsistency in the luminescence ages of marine terrace sediments from Korea, *Quaternary Science Reviews*, 22, 1201-1206.

Duller G.A.T. 1991: Equivalent dose determination using single aliquots, *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 18, 371-38.

Duller G.A.T. 1994: Luminescence dating using single aliquots: new procedures, *Quaternary Geochronology (Quaternary Science Reviews)*, 13, 149-156.

Duller G.A.T. 1995: Luminescence dating using single aliquots: methods and applications, *Radiation Measurements*, 24, 217-226.

Duller G.A.T. 1996: Recent developments in luminescence dating of Quaternary sediments, *Progress in Physical Geography*, 20, 127-145.

Duller G.A.T. 2003: Distinguishing quartz and feldspar in single grain luminescence measurements, *Radiation Measurements*, 37, 161-165.

Duller G.A.T. 2004: Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances, *Journal of Quaternary Science*, 19, 183–192.

Duller G.A.T. 2008: Single-grain optical dating of Quaternary sediments: why aliquot size matters in luminescence dating, *Boreas*, 37, 589-612.

Duller G.A.T., Wintle A.G. and HALL A.M. 1995: Luminescence dating and its application to key pre-Late Devensian sites in Scotland, *Quaternary Science Reviews*, 14, 495–519.

Huntley D.J. and Lamothe M. 2001: Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correct, *Canadian Journal of Earth Science*, 38 (7), 1093-1106.

Huntley D.J. and Lian O.B. 2003: Determining when a sediment was last exposed to sunlight by optical dating, In: Lemmen D.S. and Vance R.E. (Eds.), *Holocene Climate and Environmental Changes in the Palliser Triangle, Southern Canadian Prairies*, Geological Survey of Canada Bulletin, 1-23.

Huntley D.J., Godfrey-Smith D.I., Thewalt M.L.W. 1985: Optical dating of sediments, *Nature*, 313, 105-107.

Huntley D.J., Hutton J.T., Prescott J.R. 1993: The stranded beach-dune sequences of south-east South Australia: A test of thermoluminescence dating, 0-800 ka, *Quaternary Science Reviews*, 12, 1-20.

Huntley, D.J., Berger, G.W. 1995: Scatter in luminescence data for optical dating-some models, *Ancient TL*, 13, 5-9.

Huot S., Buylaert J.P., Murray A.S. 2006: Isothermal thermoluminescence signals from quartz, *Radiation Measurements*, 41(7-8), 796-802.

Jain M., Bøtter-Jensen L., Murray A.S., Denby P.M., Tsukamoto S., Gibling M.R. 2005: Revisiting TL: Dose measurement beyond the OSL range using SAR, *Ancient TL*, 23, 9-23.

Jain M., Murray A.S., Bøtter-Jensen L. 2003: Characterisation of bluelight stimulated luminescence components in different quartz samples: implications for dose measurement, *Radiation Measurements*, 37(4-5), 441-449.

Jain M., Murray A.S., Bøtter-Jensen L. 2004: Optically stimulated luminescence dating: How significant is incomplete light exposure in fluvial environments, *Quaternaire*, 15, 143-157.

Kitis G., Kiyak N. and Polymeris G. 2010: Thermoluminescence and optically stimulated luminescence properties of natural barytes, *Applied Radiation and Isotopes*, 68, 2409-2415.

Kitis G., Kiyak N., Polymeris G. and Pagonis V. 2010: Investigation of the OSL signal from very deep traps in quartz. *Mediterranean Archaeology & Archaeometry*, 10(4), 93-98.

Kitis G., Kiyak N., Polymeris G. and Tsirliganis N. 2010: The correlation of fast OSL component with the TL peak at 325oC in quartz of various origins, *Journal of Luminescence*, 130, 298-303.

Kitis G., Polymeris G.S., Pagonis V. and Tsirliganis N.C. 2013: Anomalous fading of OSL signals originating from very deep traps in Durango apatite, *Radiation Measurements* 49, 73–81.

Klasen N., Fiebig M., Preusser F., Radtke U. 2006: Luminescence properties of glaciofluvial sediments from the Bavarian Alpine Foreland, *Radiation Measurements*, 41, 866-870.

Lamothe M., Auclair M., Hamzaoui C., Huot, S. 2003: Towards a prediction of longterm anomalous fading of feldspar IRSL, *Radiation Measurement*, 37, 493-498. Luminescence instrument systems, *Radiation Measurements*, 32, 523-528.

McKeever S.W.S. 1985: *Thermoluminescence of Solids*, Cambridge Solids State Science Series, New York, Cambridge University Press.

Murray A.S. and Clemmensen L.B. 2001: Luminescence dating of Holocene Aeolian sand movement, Thy, Denmark, *Quaternary Science Reviews*, 20, 751-754.

Murray A.S. and Olley J.M. 1999: Determining sedimentation rates using luminescence dating. In: Bruns P. and Hass H.C., (Eds.), *Determination of Sediment Accumulation Rates*, GeoResearch Forum, Trans Tech Publications, Switzerland, 121-144.

Murray A.S. and Olley J.M. 2002: Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: A status review, *Geochronometria*, 21, 1-16.

Murray A.S. and Wintle A.G. 2000: Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol, *Radiation Measurements* 32, 57-73.

Murray A.S. and Wintle A.G. 2003: The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability, *Radiation Measurements* 37, 377-381.

Polymeris G.S., Tsirliganis N., Loukou CZ. and Kitis G. 2006: A comparative study of the anomalous fading effects of TL and OSL signals of Durango apatite. *Physica Status Solidi A*, 203(3), 578-590.

Porat N., Wintle A.G., Amit R., Enzel Y. 1996: Late Quaternary earthquake chronology from luminescence dating of colluvial and alluvial deposits of the Arava valley, Israel, *Quaternary Research*, 46, 107-117.

Prescott J.R. and Hutton J.T. 1988: Cosmic ray and gamma ray dosimetry for TL and ESR, *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 14, 223-227.

Rhodes E.J. 1988: Methodological considerations in the optical dating of quartz, *Quaternary Science Reviews*, 7, 395-400.

Roberts H.M. and Duller, G.A.T. 2004: Standardised growth curves for optical dating of sediment using multiple-grain aliquots, *Radiation Measurements*, 38, 241-252.

Roberts H.M. and Plater A.J. 2005: Optically stimulated luminescence (OSL) dating of sands underlying the gravel beach ridges of Dungeness and Camber, Southeast England, UK, Centre for Archaeology Report, English Heritage, 84.

Roberts H.M. and Plater A.J. 2007: Reconstruction of Holocene foreland progradation using optically stimulated luminescence (OSL) dating: an example from Dungeness, UK, *The Holocene*, 17, 495–505.

Roberts H.M., Wintle A.G., Maher B.A., Hu M. 2001, Holocene sediment accumulation rates in the western Loess Plateau, China, and a 2,500 year record of agricultural activity, revealed by OSL dating, *The Holocene*, 11, 477-483.

Roberts R.G., Galbraith R.F., Olley J.M., Yoshida H., Laslett G.M. 1999: Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: Part II, results and implications, *Archaeometry*, 41, 365-395.

Singarayer J.S., Bailey R.M., Rhodes E.J. 2000: Age determination using the slow component of quartz optically stimulated luminescence, *Radiation Measurements*, 32, 873-880.

Smith B.W., Aitken M.J., Rhodes E.J., Robinson P.D., Geldard D.M. 1986: Optical dating: methodological aspects, *Radiation Protection Dosimetry*, 17, 229-233.

Spooner N.A. 1994a: The anomalous fading of infrared-stimulated luminescence from feldspars, *Radiation Measurements*, 23, 625-632.

Spooner N.A. 1994b. On the optical dating signal from quartz. *Radiation Measurements*, 23, 593-600.

Spooner N.A. and Questiaux D.G. 2000: Kinetics of red, blue and UV thermoluminescence and optically stimulated luminescence from quartz, *Radiation Measurements*, 32, 659-666.

Stokes S. 1999: Luminescence dating applications in geomorphological research, *Geomorphology*, 29, 153-171.

Thiel C. 2011: On the applicability of post-IR IRSL dating to different environments, in Thiel C. Ph.D Thesis, Free University, Berlin.

Thiel C., Buylaert J.P., Murray A.S., Terhorst B., Hofer I., Tsukamoto S., Frechen M. 2011: Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) - Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol, *Quaternary International*, 234(1-2), 23-31.

Thomsen K.J., Murray A.S., Jain M., Bøtter-Jensen L. 2008 b: Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldsparrich sediment extracts, *Radiation Measurements*, 43, 1474-1486.

Wang X.L., Lu Y.C. and Wintle A.G. 2006: Recuperated OSL dating of fine-grained quartz in Chinese loess, *Quaternary Geochronology*, 1, 89-100.

Wang X.L., Wintle A.G., Lu Y.C. 2006a: Thermally transferred luminescence in fine-grained quartz from Chinese loess: basic observations, *Radiation Measurements*, 41, 649-658.

Wang X.L., Wintle A.G., Lu Y.C. 2006b: Recuperated OSL dating of finegrained quartz in Chinese loess, *Quaternary Geochronology*, 1, 89-100.

Wintle A.G. 1973: Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples, *Nature*, 245, 143-144.

Wintle A.G. and Huntley D.J. 1980: Thermoluminescence dating of ocean sediments, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17, 348-360.

Αθανασάς Κ. 2010: Νεοτεκτονική εξέλιξη της Δυτικής Μεσσηνίας κατά το Ανώτερο Τεταρτογενές, βασισμένη σε γεωχρονολογήσεις με τη μέθοδο της Φωταύγειας- συμβολή στην Αρχαιομετρία, Διδακτορική Διατριβή, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών.

Λυριτζής Γ. 1994: Αρχαιομετρία. Μέθοδοι Χρονολόγησης στην Αρχαιολογία, Εκδόσεις Καρδαμίτσα, Αθήνα.

Διαδικτυακοί ιστότοποι

<http://www1.gantep.edu.tr/~yazici/tl1.html>

5. ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

5.1 Εισαγωγή

Στο πλαίσιο της παρούσας διδακτορικής διατριβής, αρχικά πραγματοποιήθηκε έρευνα πεδίου προκειμένου να εντοπιστούν γεωλογικοί σχηματισμοί που αντιπροσωπεύουν διαφορετικά περιβάλλοντα και οι οποίοι αποτελούν χρήσιμο εργαλείο για την ερμηνεία της παλαιογεωγραφικής εξέλιξης του Ευβοϊκού κόλπου, καθώς λειτουργούν ως δείκτες των περιβαλλοντικών μεταβολών του παρελθόντος. Βασιζόμενοι στο γεγονός αυτό, τόσο μέσω επιτόπιων μελετών κατά μήκος της παράκτιας ζώνης του Ευβοϊκού κόλπου, όσο και από επισκόπηση της περιοχής μέσω γεωλογικών χαρτών, εντοπίσαμε υφάλμυρες αποθέσεις καθώς και παλαιοεδάφη ενδεικνυόμενα προς δειγματοληψία και περαιτέρω μελέτη, στις ακόλουθες περιοχές: Θεολόγος, Αλυκές, Δροσιά, Άγιος Μηνάς, Λιανή Άμμος, Αρτάκη, Ψαχνά, Βασιλικό, Λευκαντί (εικόνα 5.1). Συνολικά πραγματοποιήθηκαν τέσσερις (4) δειγματοληψίες κατά μήκος της παράκτιας ζώνης του Ευβοϊκού κόλπου και συνολικά συλλέχθηκαν 25 δείγματα, τα οποία προέρχονται κυρίως από ψαμμίτες, μάργες, κροκαλοπαγή, beachrocks και παλαιοεδάφη.

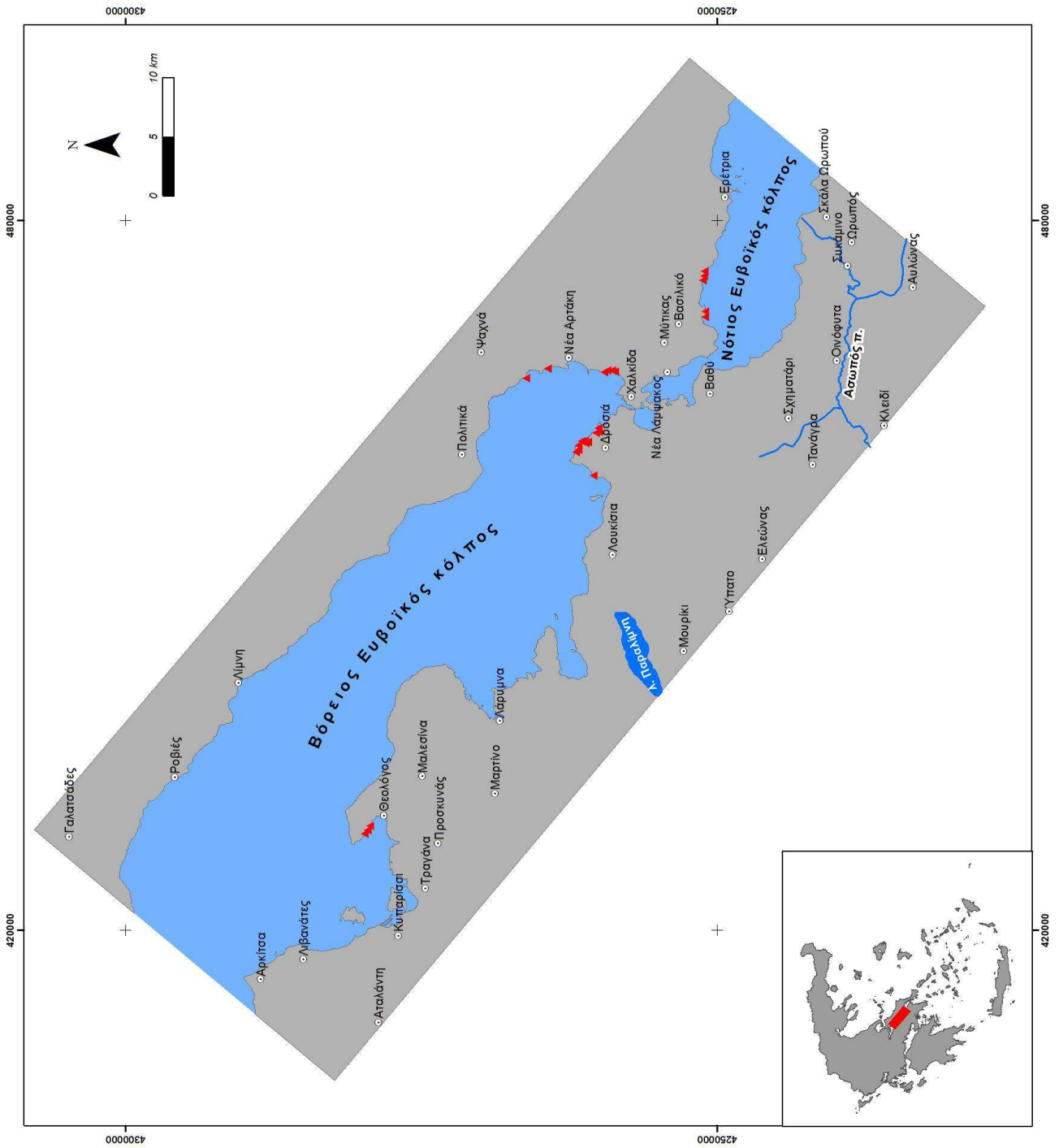
Οι ψαμμίτες είναι συμπαγή πετρώματα ανοιχτού τεφρού χρώματος, κιτρινωπού ή ευθροκάστανου, έχουν τραχιά και κοκκώδη υφή και δημιουργούνται από τη διαγένεση της άμμου. Μπορεί να είναι χερσαία, λιμναία, ποτάμια ή θαλάσσια ιζήματα -παράκτια, αβαθών θαλασσών και υφαλώδη ή και βαθιών θαλασσών (Γιαννοπούλου, 2011). Οι ψαμμίτες διακρίνονται σε διάφορες κατηγορίες ανάλογα με τη συγκολλητική ύλη που εκάστοτε επικρατεί. Στην περιοχή μελέτης οι εμφανίσεις ψαμμιτών ανήκουν στους χαλαζιακούς ψαμμίτες.

Οι μάργες σχηματίζονται κυρίως σε αβαθείς ή βαθιές θάλασσες ή και λίμνες νεογενούς κυρίως ηλικίας αλλά και τεταρτογενούς. Οι μάργες των αβαθών θαλασσών είναι συνήθως κίτρινου χρώματος, ενώ αυτές των βαθιών θαλασσών καθώς και οι λιμναίες είναι κυανές έως πρασινωπές – φαιές. Τα δείγματα που συλλέχθηκαν στο πλαίσιο της παρούσας έρευνας ανήκουν σε ασβεστιτικές μάργες.

Τα κροκαλοπαγή δημιουργούνται από την επίκλυση ή απόσυρση της θάλασσας. Αποτελούν συμπαγή πετρώματα τα οποία προέρχονται από τη συγκόλληση κροκαλών και έχουν ως συνδετικό υλικό ασβεστίτη ή χαλαζία.

Τα beachrocks είναι ψαμμιτικοί σχηματισμοί θαλάσσιας απόθεσης αποτελούμενοι από άμμους και κροκάλες με συνδετικό υλικό ανθρακικό ασβέστιο και ανθρακικό μαγνήσιο. Είναι σχηματισμοί θαλάσσιας απόθεσης καθώς το υλικό τους προέρχεται από τις αποθέσεις του αιγιαλού το οποίο έγινε συνεκτικό και περιλαμβάνουν θραύσματα απολιθωμάτων και αρχαιολογικών οστράκων. Αποτελούν δείκτες της θαλάσσιας στάθμης κατά το παρελθόν και χρησιμοποιούνται για τον καθορισμό των παλαιών ακτογραμμών.

Τα παλαιοεδάφη είναι σχηματισμοί με έντονα ερυθρώπα ή καστανά χρώματα, όπου στο ανώτερο τμήμα τους εντοπίζονται φυτικά υπολείμματα και το κατώτερο τμήμα μπορεί να είναι πλούσιο σε άργιλο. Μπορούν να θεωρηθούν ως απολιθωμένα εδάφη, τα οποία αντιστοιχούν σε παλαιοεπιφάνειες που παρέμειναν κατά το παρελθόν αμετάβλητες για μεγάλο χρονικό διάστημα, έχοντας υποστεί συνήθως, διαγένεση.



Εικόνα 5. 1: Θέσεις δειγματοληψίας κατά μήκος της παράκτιας ζώνης του Ευβοϊκού κόλπου.

Έπειτα, τα δείγματα υποβλήθηκαν σε χημική επεξεργασία και μετρήσεις προκειμένου να γίνει η εκτίμηση της ηλικίας τους. Πριν το στάδιο των μετρήσεων, μελετήθηκαν ενδεικτικά στο οπτικό πολωτικό μικροσκόπιο τα μητρικά πετρώματα ορισμένων δειγμάτων τα οποία περιείχαν και χαλαζιακούς κόκκους και κόκκους αστρίου, προκειμένου να διερευνηθεί το κατά πόσον ταυτίζονται οι διαθέσιμες ποσότητες χαλαζία και αστρίου με τα αποτελέσματα της χημικής επεξεργασίας. Όπως είναι ήδη γνωστό, το οπτικό πολωτικό μικροσκόπιο είναι ένα χρήσιμο εργαλείο, το οποίο παρέχει τη δυνατότητα παρατήρησης αντικειμένων υπό μεγέθυνση με τη χρήση φωτός. Χρησιμοποιεί είτε διερχόμενο είτε ανακλώμενο φως και έχει ευρεία εφαρμογή τόσο στη γεωλογία όσο και σε άλλες επιστήμες όπως στη χημεία, τη βιολογία κ.α. Στο οπτικό πολωτικό μικροσκόπιο μελετώνται τα ορυκτά σε λεπτές και σε στιλπνές τομές. Με τις λεπτές τομές εξετάζονται τα διαφανή ή ημιδιαφανή ορυκτά και λοιπές κρυσταλλικές ή μη φάσεις ενώ με τις στιλπνές μελετώνται τα αδιαφανή ορυκτά. Στην παρούσα έρευνα χρησιμοποιήθηκαν λεπτές τομές για την παρατήρηση χαλαζιακών κόκκων και κόκκων αστρίου καθώς αυτά αποτελούν διαφανή ορυκτά.

Ταυτόχρονα, πραγματοποιήθηκε ψηφιακή αποτύπωση της γεωλογίας της περιοχής μελέτης (εικόνα 5.3) η οποία προέκυψε από:

- την ψηφιοποίηση των γεωλογικών φύλλων ΑΤΑΛΑΝΤΗ (Μαρνέλλης, Γαλέος, Δρανδάκη, 1986), ΑΘΗΝΑΙ-ΕΛΕΥΣΙΣ (Κατσικάτσος, Μέττος, Βιδάκης, Δούνας, 1986), ΕΛΑΤΕΙΑ (Μαράτος, 1967), ΕΡΕΤΡΙΑ (Κατσικάτσος, 1993), ΙΣΤΙΑΙΑ (Κατσικάτσος, Μέττος, Βιδάκης, 1984), ΛΑΜΙΑ (Μαρίνος, Αναστόπουλος, Μαράτος, Μελιδώνης, Ανδρονόπουλος, Παπασταματίου, Τάταρης, Βετούλης, Μπορνόβας, Κατσικάτσος, Μαραγκουδάκης, Λαλεχός, 1967), ΛΑΡΥΜΝΑ (Κατσικάτσος, Κούκης, Μέττος, Αλμπαντάκης, 1978), ΛΙΜΝΗ (Κατσικάτσος, Κούνης, Φυτίκας, Μέττος, Βιδάκης, 1980), ΨΑΧΝΑ-ΠΗΛΙΟΝ (Κατσικάτσος, Κούνης, Φυτίκας, Αναστόπουλος, Κανάρης, 1981), ΘΗΒΑΙ (Τάταρης, Κούνης, Μαραγκουδάκης, Χριστοδούλου, 1970), κλίμακας 1:50000 του ΙΓΜΕ,
- Τεκτονικά στοιχεία από το νεοτεκτονικό φύλλο ΧΑΛΚΙΣ, κλίμακας 1:100000 του ΙΓΜΕ,
- Υποθαλάσσια ρήγματα (Van Andel and Perissoratis, 2006; Sakellariou et al., 2007),
- Συμπλήρωση ή διόρθωση των υπαρχόντων στοιχείων με βάση τις παρατηρήσεις υπαίθρου (Θεολόγος, Δροσιά),

Η γεωαναφορά όλων των γεωλογικών φύλλων πραγματοποιήθηκε στο προβολικό σύστημα ΕΓΣΑ '87 (Ελληνικό Γεωδαιτικό Σύστημα Αναφοράς του 1987). Για τη σύνταξη του χάρτη χρησιμοποιήθηκαν επίσης τεκτονικά στοιχεία από το νεοτεκτονικό χάρτη «Χαλκίδα» κλίμακας 1:100.000, ενώ σε ορισμένες θέσεις συμπληρώθηκαν στοιχεία σύμφωνα με τις παρατηρήσεις υπαίθρου που πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή.

Στη συνέχεια ακολούθησε η μέτρηση των δειγμάτων με τη μέθοδο της Φωταύγειας, η εκτίμηση της ηλικίας τους καθώς και η ερμηνεία των αποτελεσμάτων.

5.1.1 Περιγραφή θέσεων δειγματοληψίας

Τα δείγματα που συλλέχθηκαν, χρονολογήθηκαν με τη μέθοδο της Φωταύγειας προκειμένου να γίνει η εκτίμηση των ηλικιών τους, η οποία θα βοηθήσει στη διαμόρφωση και αποσαφήνιση του χρονολογικού πλαισίου δημιουργίας και εξέλιξης του κόλπου. Έχουν αναπτυχθεί πολλές τεχνικές χρονολόγησης, ωστόσο σε πολλές απ' αυτές εντοπίζονται αρκετοί περιορισμοί και μειονεκτήματα, που συχνότερα συνδέονται με τη φύση του υλικού που πρόκειται να χρονολογηθεί. Στην παρούσα έρευνα χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος της φωταύγειας της οποίας οι πρώτες εφαρμογές ξεκίνησαν το 1960, διότι χρονολογεί το γεγονός απόθεσης, είναι μέθοδος απόλυτης χρονολόγησης, έχει ευρεία εφαρμογή και θεωρείται απ' τις πιο αξιόπιστες μεθόδους χρονολόγησης διαφορετικών ιζηματογενών περιβαλλόντων. Επιπλέον, καλύπτει ένα μεγάλο εύρος ηλικιών που κυμαίνεται μεταξύ 100 ετών (ή και λιγότερο) έως 1 εκατομμύριο έτη και έχει υπάρξει μεγάλη πρόοδος στην κατανόηση των τεχνικών της φωταύγειας καθώς επίσης και στις μεθόδους μέτρησής της τόσο στην Ελλάδα όσο και στο εξωτερικό.

Συγκεκριμένα συλλέχθηκαν, από το Βόρειο Ευβοϊκό κόλπο: τρία (3) δείγματα από την περιοχή του Θεολόγου (εικόνα 5.3), τρία (3) απ' την περιοχή του Αγίου Μηνά (εικόνα 5.4), επτά (7) από την περιοχή της Δροσιάς (εικόνα 5.5 και 5.6), ένα (1) απ' τις Αλυκές Ευβοίας (εικόνα 5.7), τέσσερα (4) απ' τη Λιανή Άμμο (εικόνα 5.8), ένα (1) απ' την Αρτάκη (εικόνα 5.9) και ένα (1) απ' τα Ψαχνά Ευβοίας (εικόνα 5.10), καθώς και από το Νότιο Ευβοϊκό: δύο (2) από το Λευκαντί (εικόνα 5.11) και τρία (3) από την Ερέτρια (εικόνα 5.12) όπως φαίνονται και στο γεωλογικό

χάρτη της εικόνας 5.2. Πιο αναλυτικά οι θέσεις δειγματοληψίας και οι αντίστοιχες λιθολογίες φαίνονται στον πίνακα 5.1.



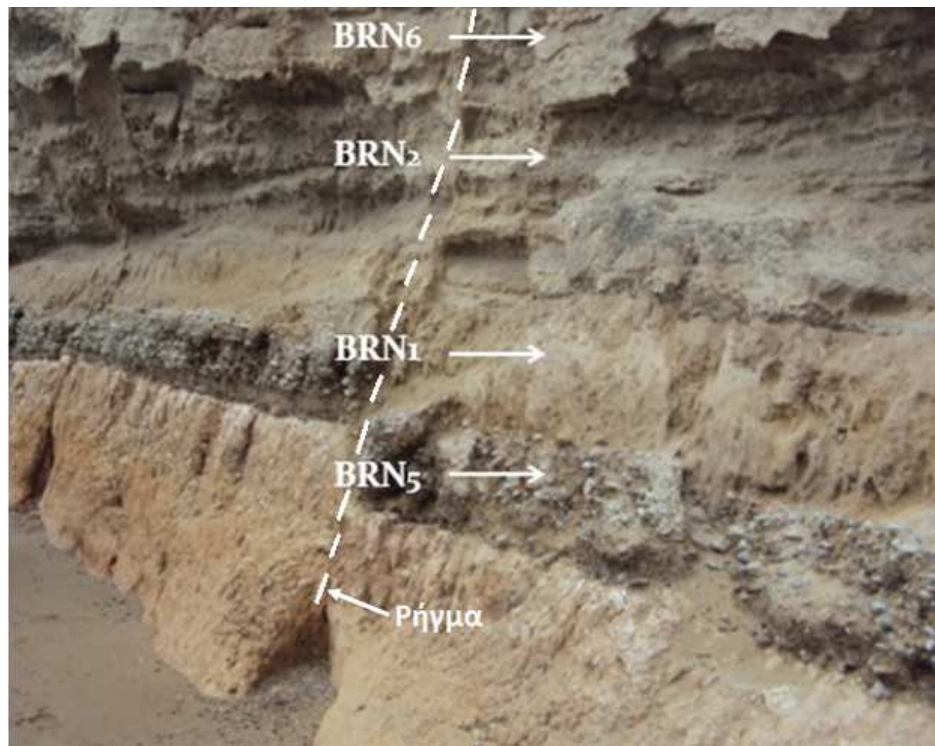
Εικόνα 5. 3: Θέση δειγματοληψίας στην περιοχή του Θεολόγου Φθιώτιδας.

Απ' την περιοχή του Θεολόγου, στο Βόρειο Ευβοϊκό κόλπο, συλλέχθηκαν τα δείγματα THE1, THE2 και THE3 τα οποία βρίσκονται σε στρωματογραφική αλληλουχία μεταξύ τους όπως φαίνονται στην εικόνα 5.3.



Εικόνα 5. 4: Θέση δειγματοληψίας από την περιοχή του Αγίου Μηνά Βοιωτίας.

Απ' την περιοχή του Αγίου Μηνά, στο Βόρειο Ευβοϊκό κόλπο, συλλέχθηκαν τα δείγματα AGM1, AGM2 και AGM3 τα οποία βρίσκονται σε στρωματογραφική αλληλουχία μεταξύ τους όπως φαίνονται στην εικόνα 5.4.



Εικόνα 5. 5: Θέση 1 δειγματοληψίας από την περιοχή Δροσιά Βοιωτίας.

Απ' την περιοχή της Δροσιάς-θέση 1, στο Βόρειο Ευβοϊκό κόλπο, συλλέχθηκαν τα δείγματα BRN6, BRN2, BRN1 και BRN5 τα οποία βρίσκονται σε στρωματογραφική αλληλουχία μεταξύ τους όπως φαίνονται στην εικόνα 5.5.



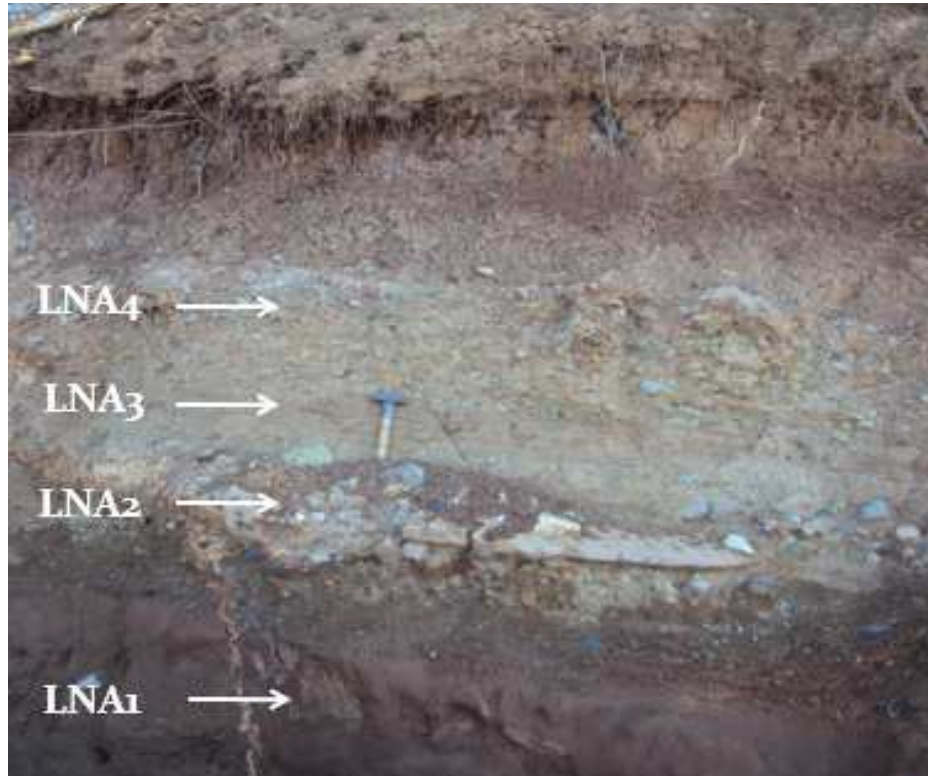
Εικόνα 5. 6: Θέση 2 δειγματοληψίας από την περιοχή Δροσιά Βοιωτίας (500 m ανατολικότερα απ'τη θέση 1).

Απ'την περιοχή της Δροσιάς-θέση 2, στο Βόρειο Ευβοϊκό κόλπο, συλλέχθηκαν τα δείγματα BRN7, BRN3, BRN4 τα οποία βρίσκονται σε στρωματογραφική αλληλουχία μεταξύ τους όπως φαίνονται στην εικόνα 5.6.



Εικόνα 5. 7: Θέση δειγματοληψίας από την περιοχή Αλυκές Βοιωτίας.

Από την περιοχή των Αλυκών, στο Βόρειο Ευβοϊκό κόλπο, συλλέχθηκε το δείγμα ALK BR όπως φαίνεται στην εικόνα 5.7.



Εικόνα 5. 8: Θέση δειγματοληψίας από την περιοχή Λιανή Άμμος Ευβοίας.

Από την περιοχή της Λιανής Άμμου, στο Βόρειο Ευβοϊκό κόλπο, συλλέχθηκαν τα δείγματα LNA4, LNA3, LNA2 και LNA1 τα οποία βρίσκονται σε στρωματογραφική αλληλουχία μεταξύ τους όπως φαίνονται στην εικόνα 5.8.



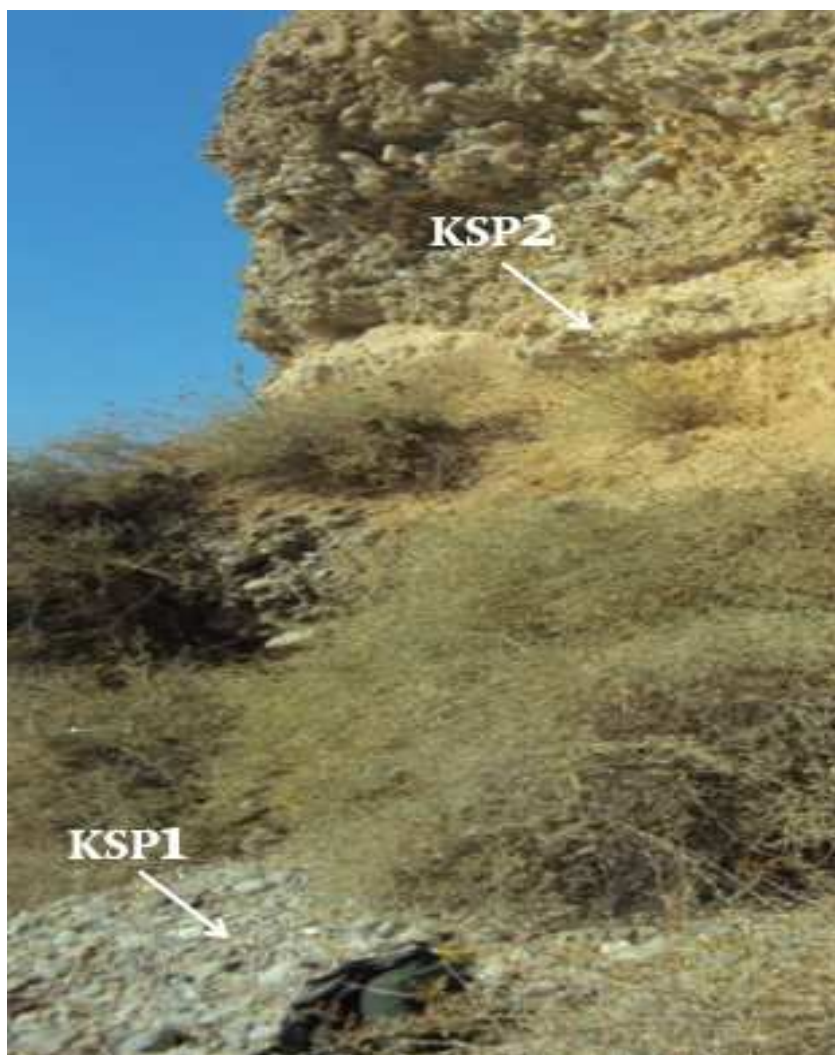
Εικόνα 5. 9: Θέση δειγματοληψίας από την περιοχή Αρτάκη Ευβοίας.

Από την περιοχή της Αρτάκης, στο Βόρειο Ευβοϊκό κόλπο, συλλέχθηκε το δείγμα ART όπως φαίνεται στην εικόνα 5.9.



Εικόνα 5. 10: Θέση δειγματοληψίας από την περιοχή Ψαχνά Ευβοίας.

Από την περιοχή των Ψαχνών, στο Βόρειο Ευβοϊκό κόλπο, συλλέχθηκε το δείγμα PSH όπως φαίνεται στην εικόνα 5.10.



Εικόνα 5. 11: Θέση δειγματοληψίας από την περιοχή Βασιλικό.

Από την περιοχή του Λευκαντί, στο Νότιο Ευβοϊκό κόλπο, συλλέχθηκαν τα δείγματα KSP1 και KSP2 όπως φαίνονται στην εικόνα 5.11.



Εικόνα 5. 12: Θέση δειγματοληψίας από την περιοχή Ερέτρια.

Από την περιοχή της Ερέτριας, στο Νότιο Ευβοϊκό κόλπο, συλλέχθηκαν τα δείγματα ETR3, ETR2 και ETR1 τα οποία βρίσκονται σε στρωματογραφική αλληλουχία μεταξύ τους όπως φαίνονται στην εικόνα 5.12.

Πίνακας 5. 1: Δείγματα που συλλέχθηκαν ανά περιοχή στην παράκτια ζώνη του Ευβοϊκού κόλπου

ΠΕΡΙΟΧΗ	ΟΝΟΜΑΣΙΑ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΛΙΘΟΛΟΓΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ
ΑΓΙΟΣ ΜΗΝΑΣ	AGM1	ΠΑΛΑΙΟΕΔΑΦΟΣ
ΑΓΙΟΣ ΜΗΝΑΣ	AGM2	ΜΑΡΓΑ
ΑΓΙΟΣ ΜΗΝΑΣ	AGM3	ΜΑΡΓΑ
ΔΡΟΣΙΑ	BRN1	ΨΑΜΜΙΤΗΣ
ΔΡΟΣΙΑ	BRN2	ΨΑΜΜΙΤΗΣ
ΔΡΟΣΙΑ	BRN3	ΨΑΜΜΙΤΗΣ (ΜΕ ΔΙΑΣΤΑΥΡΟΥΜΕΝΗ ΣΤΡΩΣΗ)
ΔΡΟΣΙΑ	BRN4	ΨΑΜΜΙΤΗΣ
ΔΡΟΣΙΑ	BRN5	ΚΡΟΚΑΛΟΠΑΓΕΣ
ΔΡΟΣΙΑ	BRN6	ΨΑΜΜΙΤΗΣ
ΔΡΟΣΙΑ	BRN7	ΨΑΜΜΙΤΗΣ
ΘΕΟΛΟΓΟΣ	THE1	ΙΛΥΣ
ΘΕΟΛΟΓΟΣ	THE2	ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΙΚΗ ΜΑΡΓΑ
ΘΕΟΛΟΓΟΣ	THE3	ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΙΚΗ ΜΑΡΓΑ
ΑΛΥΚΕΣ	ALK BR	BEACHROCK
ΛΙΑΝΗ ΑΜΜΟΣ	LNA1	ΠΑΛΑΙΟΕΔΑΦΟΣ
ΛΙΑΝΗ ΑΜΜΟΣ	LNA2	ΚΡΟΚΑΛΟΠΑΓΕΣ
ΛΙΑΝΗ ΑΜΜΟΣ	LNA3	ΠΑΛΑΙΟΕΔΑΦΟΣ
ΛΙΑΝΗ ΑΜΜΟΣ	LNA4	ΜΑΡΓΑ
ΑΡΤΑΚΗ	ART BR	BEACHROCK
ΨΑΝΧΑ	PSH	BEACHROCK
ΛΕΥΚΑΝΤΙ	KSP1	ΚΡΟΚΑΛΟΠΑΓΕΣ
ΛΕΥΚΑΝΤΙ	KSP2	ΨΑΜΜΙΤΗΣ
ΕΡΕΤΡΙΑ	ETR1	BEACH ROCK
ΕΡΕΤΡΙΑ	ETR2	ΠΑΛΑΙΟΕΔΑΦΟΣ
ΕΡΕΤΡΙΑ	ETR3	ΚΡΟΚΑΛΟΠΑΓΕΣ

Τα δείγματα υποβλήθηκαν σε χημική επεξεργασία στο εργαστήριο Φωταύγειας του τμήματος Αρχαιομετρίας, του Ινστιτούτου Νανοεπιστήμης και Νανοτεχνολογίας (INN), στο Εθνικό Κέντρο Έρευνας και Φυσικών Επιστημών (Ε.Κ.Ε.Φ.Ε.) «Δημόκριτος» και έπειτα σε μετρήσεις με τη μέθοδο της Φωταύγειας προκειμένου να υπολογισθεί η ηλικία τους. Η μέθοδος έχει ήδη ευρεία εφαρμογή σε γεωλογικούς σχηματισμούς τόσο στην Ελλάδα όσο και στο εξωτερικό. Στην Ελλάδα έχουν πραγματοποιηθεί μελέτες χρονολόγησης γεωλογικών σχηματισμών με τη μέθοδο της Φωταύγειας, στην Ήπειρο (Zhou et al., 2000), στη ΝΑ Πελοπόννησο (Fuchs and Lang, 2001), στην Ιθάκη (Lyritzis et al., 2007), στη Μακεδονία (Zacharias et al., 2008), στην Κρήτη

(Theodorakoroulou, 2009), στη ΝΔ Πελοπόννησο (Athanasas, 2010), στην Πύλο (Polymeris et al., 2011) κλπ. Στην περιοχή μελέτης της παρούσας διατριβής, δεν έχει πραγματοποιηθεί χρονολόγηση με τη μέθοδο της Φωταύγειας, γεγονός το οποίο θα αποτελέσει καινοτομία για την περιοχή, εισάγοντας νέα δεδομένα για τον Ευβοϊκό κόλπο.

5.2 Χημική επεξεργασία δειγμάτων

Όπως ήδη αναφέρθηκε στο κεφάλαιο «Γεωχρονολόγηση με τη μέθοδο της Φωταύγειας», η δειγματοληψία υπαίθρου μπορεί να πραγματοποιηθεί με συλλογή δειγμάτων από την κατάλληλη θέση, είτε με σωλήνα είτε σαν τέμαχος (μπλοκ πετρώματος). Στην παρούσα διατριβή, η δειγματοληψία πραγματοποιήθηκε και με τους δύο τρόπους και έπειτα τα δείγματα μεταφέρθηκαν στο εργαστήριο προκειμένου να επεξεργαστούν χημικά και στη συνέχεια να μετρηθούν.

- **Στις περιπτώσεις που η δειγματοληψία έγινε με σωλήνα**, αφαιρούμε τμήμα του δείγματος πάχους 1-2 cm από κάθε πλευρά του σωλήνα. Το υλικό που έχει παραμείνει στο σωλήνα αδειάζεται σε ένα δοχείο ζέσεως προκειμένου να ξεκινήσει η χημική του επεξεργασία.
- **Στις περιπτώσεις που το δείγμα ήταν τέμαχος γεωυλικού**, αφαιρέθηκε 1-2 cm από την επιφάνειά του με τη χρήση γεωλογικού σφυριού και καλεμιού κι έπειτα τεμαχίστηκε το πέτρωμα και τοποθετήθηκε σε ένα δοχείο ζέσεως προκειμένου να ξεκινήσει η χημική του επεξεργασία.

Η χημική επεξεργασία των δειγμάτων πραγματοποιήθηκε σε εργαστήριο (εικόνα 5.13) απόλυτα μονωμένο από το εξωτερικό φως, υπό συνθήκες ασθενούς κιτρινέρυθρου φωτισμού προερχόμενου από λαμπτήρες νατρίου (Srooner et al, 2000). Η χρήση του συγκεκριμένου φωτισμού απαιτείται για τη διασφάλιση της σταθερότητας του φωτοευαίσθητου σήματος της Οπτικά Διεγερμένης Φωταύγειας (OSL). Η χημική επεξεργασία των δειγμάτων ξεκινάει με την

προσθήκη υδροχλωρικού οξέος (HCL), έπειτα ακολουθεί η προσθήκη υπεροξειδίου του υδρογόνου (H₂O₂) και τέλος η προσθήκη υδροφθορικού οξέος (HF) (Preusser et al., 2008).



Εικόνα 5. 13: Χημική επεξεργασία δειγμάτων υπό συνθήκες ασθενούς κιτρινέρυθρου φωτισμού.

Αναλυτικότερα:

Προσθήκη 10% υδροχλωρικού οξέος (HCL)

Αρχικά όλα τα δείγματα υπέστησαν κατεργασία με υδροχλωρικό οξύ (HCl) 10% κ.ο. και όχι πυκνότερο διότι η αντίδραση είναι εξώθερμη, γεγονός που σημαίνει ότι μία αύξηση της θερμοκρασίας θα μπορούσε να επηρεάσει τη θερμική σταθερότητα των παγίδων του κρυστάλλου του χαλαζία και του αστρίου. Η προσθήκη του HCl χρησιμοποιείται για την απομάκρυνση των ανθρακικών-ασβεστιτικών αλάτων και του συγκολλητικού υλικού. Με τη διαδικασία αυτή αποσυμπαγοποιείται το δείγμα και μετατρέπεται σε χαλαρό ίζημα, διαδικασία αρκετά χρονοβόρα, καθώς διαρκεί 2-3 εβδομάδες περίπου για το κάθε δείγμα. Για την απομάκρυνση των παραπροϊόντων της αντίδρασης, πραγματοποιήθηκαν 7 εκπλύσεις με

απεσταγμένο νερό σε κάθε δείγμα. Στη συνέχεια, το κάθε δείγμα τοποθετήθηκε στο φούρνο για 24 ώρες σε θερμοκρασία 50°C προκειμένου να στεγνώσει. Για τη γρηγορότερη ξήρανσή του και την αποφυγή στερεοποίησης ή δημιουργίας επιφανειακής κρούστας που θα καθυστερούσε την ξήρανση, αναδευόταν κατά τακτά χρονικά διαστήματα.

Το επόμενο βήμα ήταν η κοσκίνιση του υλικού αναλόγως με τη φύση και την κοκκομετρία του (Ψιλοβίκος, 2010):

➤ **Για τα χονδρόκοκκα υλικά**

Ξηρό κοσκίνισμα

Έγινε ξηρό κοσκίνισμα για τη λήψη κοκκομετρίας 80-125μm με τη συσκευή κοσκίνισης που παρέχεται στο εργαστήριο.

➤ **Για τα λεπτόκοκκα και χονδρόκοκκα υλικά**

Υγρό κοσκίνισμα

Χρησιμοποιήθηκε Υγρό κοσκίνισμα για τη λήψη κλάσματος 80-125μm στην περίπτωση που μέσα στο δείγμα υπήρχαν κόκκοι μεγάλου μεγέθους στους οποίους είχαν προσκολληθεί μικρότεροι κόκκοι. Η διαδικασία που ακολουθήθηκε ήταν παρόμοια με αυτή του ξηρού κοσκινίσματος, με τη διαφορά ότι πραγματοποιήθηκε κάτω από τη βρύση, με ήρεμη ροή νερού. Με τον τρόπο αυτό συμπαρασύρθηκαν τα λεπτότερα σωματίδια και η ικανότητα διαχωρισμού των μικρότερων διαμέτρων αυξήθηκε. Στο τέλος της διαδικασίας του υγρού κοσκινίσματος αφαιρέθηκε από το κάθε κόσκινο το υλικό και ξηράνθηκε στο φούρνο μέχρι να στεγνώσει εντελώς.

➤ **Για τα λεπτόκοκκα υλικά**

Μέθοδος καθίζησης (fine grain)

Χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος καθίζησης για τη λήψη κλάσματος 4-11μm. Στην περίπτωση αυτή δεν χρειάζεται ξήρανση στο φούρνο, οπότε η όλη διαδικασία πραγματοποιήθηκε μέσω της καθίζησης του υλικού χρησιμοποιώντας συγκεκριμένους χρόνους καθίζησης σύμφωνα με τον παρακάτω πίνακα:

Πίνακας 5. 2: Χρόνοι καθίζησης ιζημάτων για τις αντίστοιχες κοκκομετρίες (τροποποιημένο από Ψιλοβίκος, 2010)

Διάμετρος κόκκων (μm)	Χρόνος καθίζησης
63	25sec
11	13min 19sec
4	1h 46min 2sec
2	7h 26min 46sec

Προσθήκη 10% υπεροξειδίου του υδρογόνου (H₂O₂)

Αφού επιλέχθηκε η κατάλληλη κοκκομετρία, τα δείγματα επεξεργάσθηκαν χημικά με υπεροξείδιο του υδρογόνου (H₂O₂), το οποίο χρησιμοποιείται για την απομάκρυνση της περιεχόμενων προσμίξεων οργανικής ύλης (υπολείμματα ριζών κλπ). Τα δείγματα παρέμειναν στο H₂O₂ για περίπου 5 ημέρες και στη συνέχεια πραγματοποιήθηκαν 4 εκπλύσεις με απεσταγμένο νερό για την απομάκρυνση των παραπροϊόντων της αντίδρασης καθώς και ξήρανση στο φούρνο για περίπου 24 ώρες.

Διαχωρισμός πυκνότητας

Το επόμενο στάδιο της επεξεργασίας ήταν ο διαχωρισμός πυκνότητας (Mejdahl, 1985) και για τη διαδικασία αυτή χρησιμοποιήθηκε «βαρύ υγρό» το οποίο έχει συγκεκριμένη πυκνότητα. Συνεπώς, ο διαχωρισμός έγινε με βάση την πυκνότητα του βαρέως υγρού και των κόκκων χαλαζία και αστρίου. Ο χαλαζίας έχει πυκνότητα από $\rho = 2,63\text{g/cm}^3$ έως $\rho = 2,7\text{g/cm}^3$ ενώ τα υπόλοιπα ορυκτά π.χ οι άστριοι έχουν ελαφρά μικρότερες τιμές, και οι μαγνητίτες, όπως και άλλα σκοτεινόχρωμα ορυκτά, μεγαλύτερες.

Το βαρύ υγρό είναι ένα άλας το οποίο έχει μεγάλη πυκνότητα όπως είναι το sodium polytung state. Η ιδιότητά του είναι να απορροφά μόρια H₂O κι έτσι να αυξάνει την πυκνότητα. Προκειμένου να αραιώσει το διάλυμα, προστίθεται απεσταγμένο νερό.

- Για το διαχωρισμό αστρίου από χαλαζία κατασκευάστηκε διάλυμα $\rho=2,63\text{g}/\text{cm}^3$ προκειμένου να κατακαθίσει ο χαλαζίας.
- Για το διαχωρισμό από τα άλλα βαριά ορυκτά κατασκευάστηκε διάλυμα $\rho=2,7\text{g}/\text{cm}^3$ ώστε να κατακαθίσουν τα βαριά ορυκτά και να αιωρηθεί ο χαλαζίας.

Προσθήκη υδροφθορικού οξέος (HF)

Τέλος, πραγματοποιήθηκε επιφανειακή διάβρωση των χαλαζιακών κόκκων και των κόκκων αστρίου με υδροφθορικό οξύ (HF) 40% κ.ο. και 10% κ.ο. αντίστοιχα, (Preusser et al., 2008) το οποίο χρησιμοποιείται για (Preusser et al., 2008):

- (α) την απομάκρυνση της εξωτερικής επιφάνειας (πάχους $\sim 10 \mu\text{m}$) των χαλαζιακών κόκκων για 90min και κόκκων αστρίου για 45min, η οποία είχε δεχθεί την επίδραση των σωματιδίων 'α', με αποτέλεσμα την απαλλαγή από τη συνεισφορά της ακτινοβολίας α, η οποία υπολογίζεται δύσκολα και συνήθως εισάγει επιπλέον σφάλματα στον υπολογισμό της ηλικίας και
- (β) την αύξηση της καθαρότητας του χαλαζία καθώς διαλύει οποιαδήποτε υπολείμματα αστρίων.

Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκαν επτά (7) εκπλύσεις για την απομάκρυνση των παραπροϊόντων της αντίδρασης και για την απομάκρυνση των δευτερογενών πυριτικών ορυκτών, χρησιμοποιήθηκε υδροχλωρικό οξύ (HCL) για διάστημα 15min. Ακολούθησαν οκτώ (8) εκπλύσεις και ξήρανση στο φούρνο.

Πίνακας 5. 3: Αποτελέσματα χημικής επεξεργασίας για τα 25 δείγματα.

ΟΝΟΜΑΣΙΑ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑ ΧΗΜΙΚΗΣ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ	
	ΠΟΣΟΣΤΗΤΑ ΧΑΛΑΖΙΑ	ΠΟΣΟΣΤΗΤΑ ΑΣΤΡΙΟΥ
AGM1	ΑΡΚΕΤΗ	ΑΝΕΠΑΡΚΗΣ
AGM2	ΑΝΕΠΑΡΚΗΣ	ΑΝΕΠΑΡΚΗΣ
AGM3	ΑΝΕΠΑΡΚΗΣ	ΑΝΕΠΑΡΚΗΣ
BRN1	ΑΦΘΟΝΗ	ΑΦΘΟΝΗ
BRN2	ΑΦΘΟΝΗ	ΑΦΘΟΝΗ
BRN3	ΑΦΘΟΝΗ	ΑΦΘΟΝΗ
BRN4	ΑΦΘΟΝΗ	ΑΦΘΟΝΗ
BRN5	ΑΦΘΟΝΗ	ΑΦΘΟΝΗ
BRN6	ΑΦΘΟΝΗ	ΑΦΘΟΝΗ
BRN7	ΑΦΘΟΝΗ	ΑΦΘΟΝΗ
THE1	ΑΝΕΠΑΡΚΗΣ	ΕΠΑΡΚΗΣ
THE2	ΛΙΓΗ	ΑΝΕΠΑΡΚΗΣ
THE3	ΑΝΕΠΑΡΚΗΣ	ΕΠΑΡΚΗΣ
ALK BR	ΕΠΑΡΚΗΣ	ΛΙΓΗ
LNA1	ΑΝΕΠΑΡΚΗΣ	ΑΝΕΠΑΡΚΗΣ
LNA2	ΛΙΓΗ	ΑΝΕΠΑΡΚΗΣ
LNA3	ΑΝΕΠΑΡΚΗΣ	ΑΝΕΠΑΡΚΗΣ
LNA4	ΑΝΕΠΑΡΚΗΣ	ΑΝΕΠΑΡΚΗΣ
ART BR	ΑΦΘΟΝΗ	ΑΝΕΠΑΡΚΗΣ
PSH	ΑΦΘΟΝΗ	ΑΝΕΠΑΡΚΗΣ
KSP1	ΕΠΑΡΚΗΣ	ΑΝΕΠΑΡΚΗΣ
KSP2	ΕΠΑΡΚΗΣ	ΑΝΕΠΑΡΚΗΣ
ETR1	ΕΠΑΡΚΗΣ	ΑΝΕΠΑΡΚΗΣ
ETR2	ΕΠΑΡΚΗΣ	ΑΝΕΠΑΡΚΗΣ
ETR3	ΕΠΑΡΚΗΣ	ΑΝΕΠΑΡΚΗΣ

Ουσιαστικά, απώτερος σκοπός της χημικής επεξεργασίας ήταν να προκύψουν δύο υποδείγματα από κάθε δείγμα, αποτελούμενα το ένα από πλήρως απομονωμένους χαλαζιακούς κόκκους και το άλλο από πλήρως απομονωμένους κόκκους αστρίου. Από τη χημική επεξεργασία, όπως φάνηκε, κάποια δείγματα στερούνται τόσο κατάλληλης προς χρονολόγηση ορυκτολογίας (απουσία επαρκούς ποσότητας χαλαζία είτε αστρίου), όσο και κατάλληλης κοκκομετρίας. Συνεπώς αποκλείστηκε η περαιτέρω μελέτη τους επειδή χαρακτηρίζονται ως μη χρονολογήσιμα με την τεχνική OSL. Συνοπτικά αναφέρονται στον πίνακα 5.3 τα αποτελέσματα

της χημικής επεξεργασίας σχετικά με την ποσότητα χαλαζία και αστρίου που βρέθηκε στα συλλεχθέντα δείγματα.

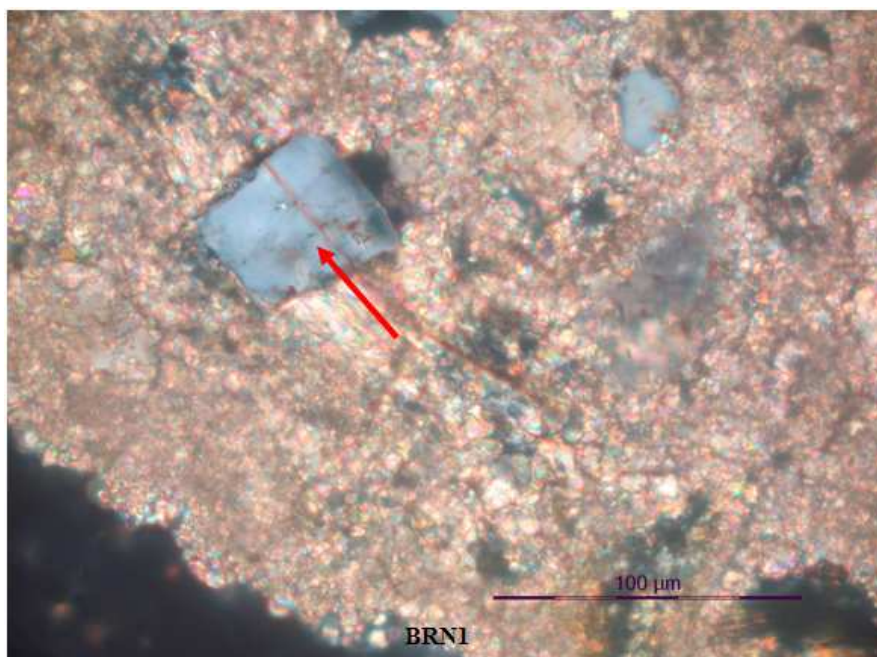
Λαμβάνοντας υπόψιν τα αποτελέσματα της χημικής επεξεργασίας όπως αυτά εμφανίζονται στον πίνακα 2, παρατηρούμε ότι τα εννιά από τα 25 δείγματα περιείχαν μόνο χαλαζία, τα δύο περιείχαν μόνο άστριο, οκτώ περιείχαν και χαλαζία και άστριο ενώ σε πέντε δεν απέμεινε μετά την επεξεργασία υλικό διαθέσιμο για μετρήσεις. Κατά συνέπεια εφαρμόστηκαν και οι αντίστοιχες τεχνικές της Φωταύγειας, όπως αναλύονται παρακάτω, προκειμένου να πραγματοποιηθεί ο προσδιορισμός της ηλικίας των δειγμάτων.

5.3 Παρατηρήσεις στο οπτικό πολωτικό μικροσκόπιο

Πριν το στάδιο των μετρήσεων, μελετήθηκαν ενδεικτικά τα δείγματα: BRN1, BRN2, BRN4, BRN5, BRN7 και THE2, προκειμένου να διερευνηθεί το κατά πόσον οι διαθέσιμες ποσότητες χαλαζία και αστρίου που περιέχουν, ταυτίζονται με τις ποσότητες χαλαζία και αστρίου που προέκυψαν από τα αποτελέσματα της χημικής επεξεργασίας. Παρακάτω παρατίθενται οι εικόνες από το οπτικό μικροσκόπιο για καθένα ξεχωριστά.

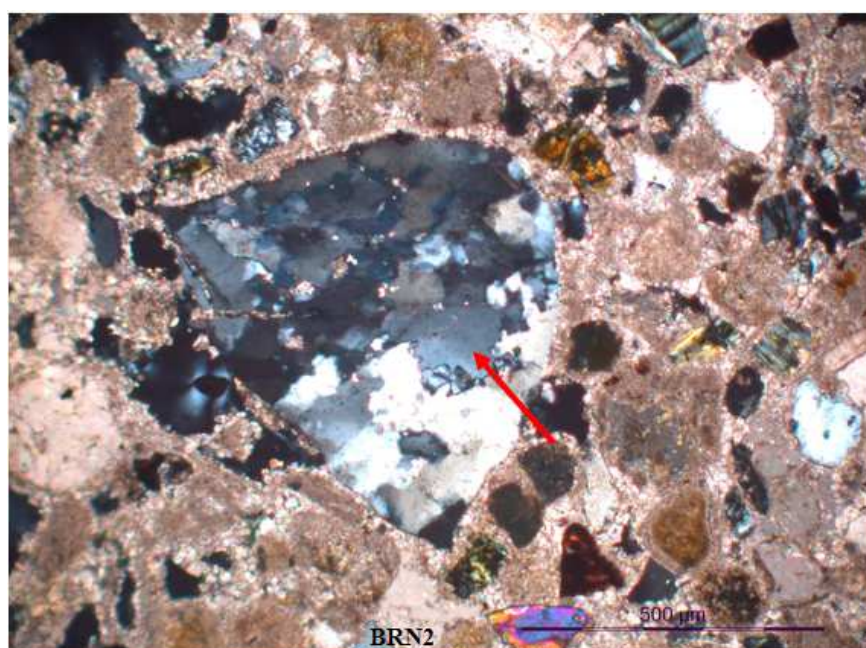


Εικόνα 5. 14: Χαλαζιακός κόκκος του δείγματος BRN1.

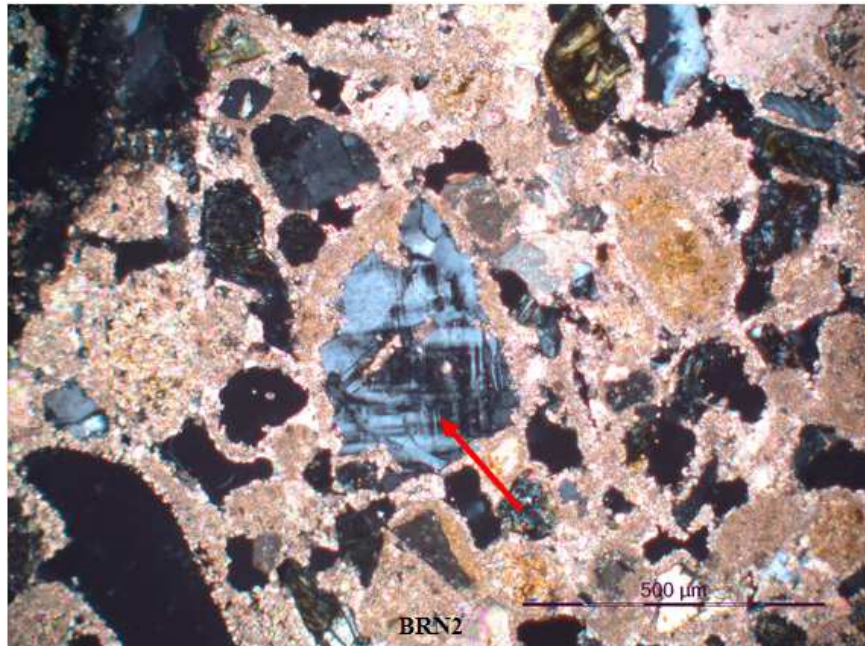


Εικόνα 5. 15: Κόκκος αστρίου του δείγματος BRN1.

Το δείγμα BRN1 είναι χαλαζιακός ψαμμίτης με συνδετικό υλικό ασβεσίτη και περιέχει θραύσματα σερπεντίνη, χλωρίτη και βιοτίτη. Παρουσιάζει μικρή ποσότητα χαλαζία (εικόνα 5.14) και αστρίου (εικόνα 5.15) με το χαλαζία να υπερτερεί.

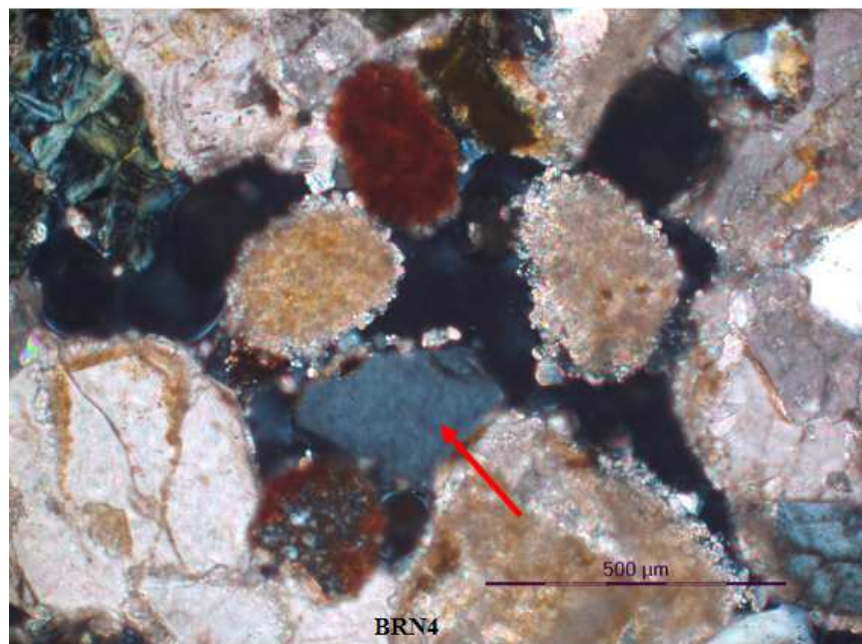


Εικόνα 5. 16: Χαλαζιακός κόκκος του δείγματος BRN2.

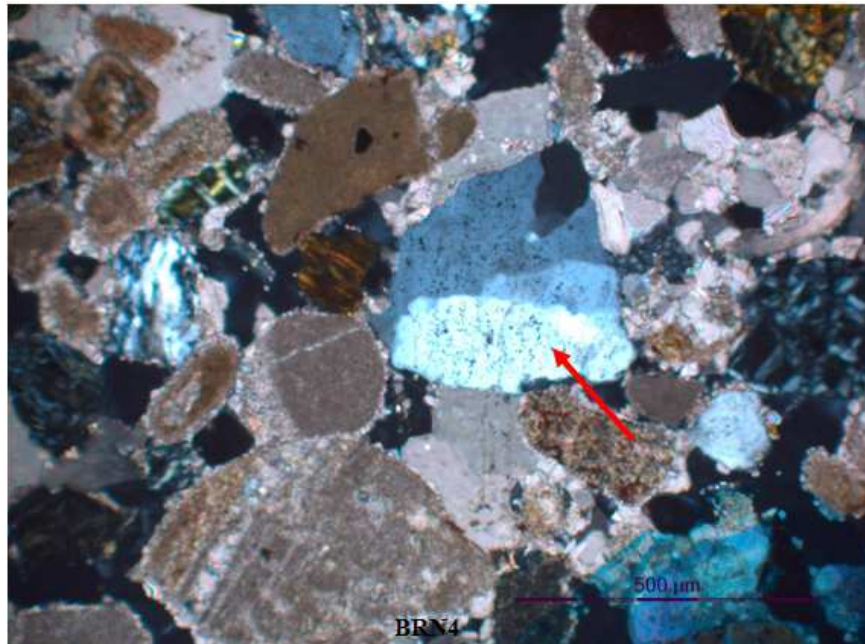


Εικόνα 5. 17: Κόκκος αστρίου του δείγματος BRN2.

Το δείγμα BRN2 είναι χαλαζιακός ψαμμίτης ο οποίος περιέχει αρκετή ποσότητα ασβεσίτη, και αρκετή ποσότητα χαλαζία (εικόνα 5.16) ο οποίος παρουσιάζει κυματοειδή κατάσβεση και φαίνεται να υπερτερεί των υπόλοιπων. Επιπλέον περιέχει καλιούχους αστρίους οι οποίοι είναι ευδιάκριτοι από την δικτυόμορφη δομή τους (εικόνα 5.17).

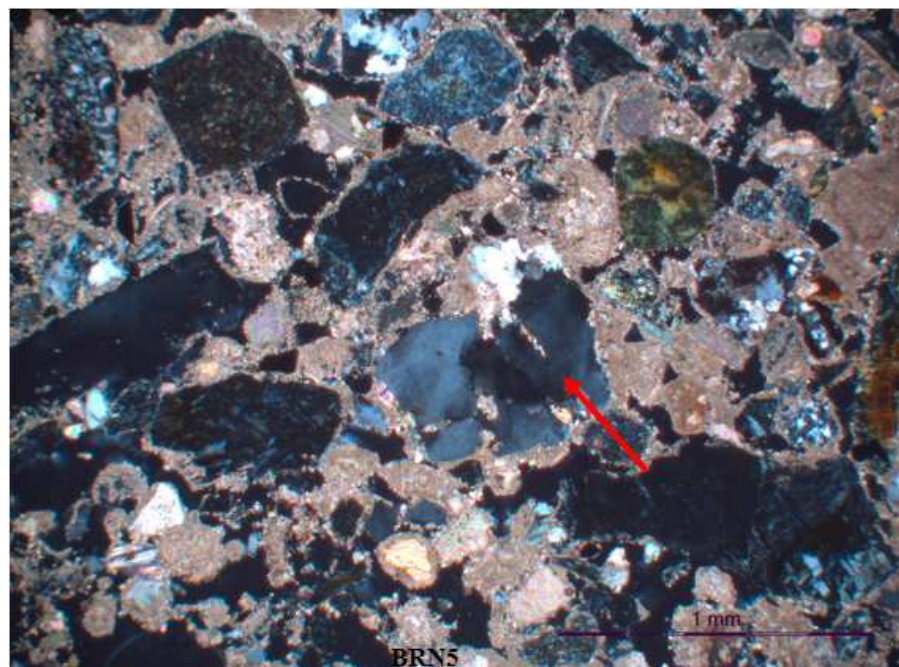


Εικόνα 5. 18: Κόκκος αστρίου του δείγματος BRN4.

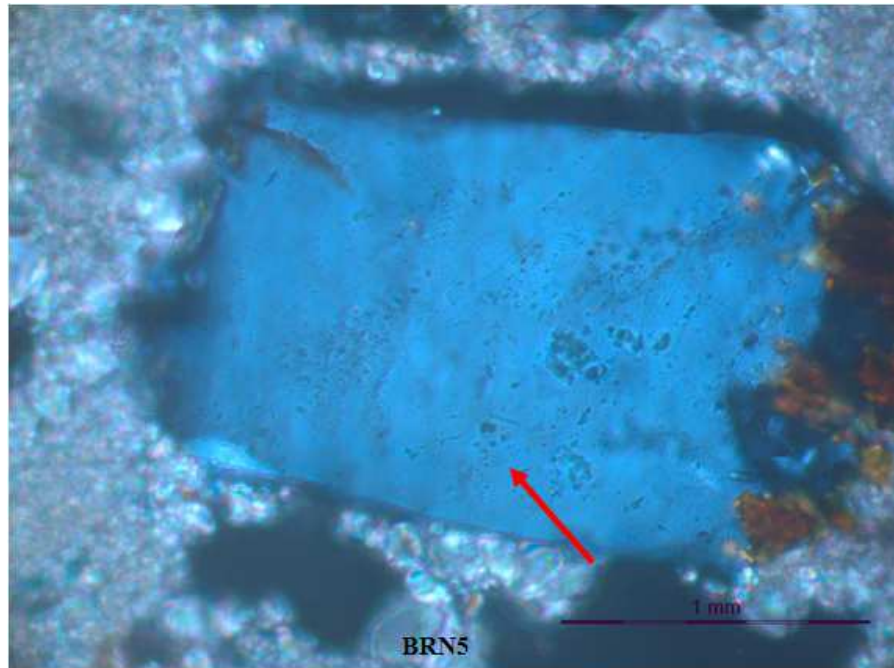


Εικόνα 5. 19: Χαλαζιακός κόκκος του δείγματος BRN4.

Το δείγμα BRN4 είναι ψαμμίτης ο οποίος περιέχει θραύσματα σερπεντινωμένων πετρωμάτων, αρκετή ποσότητα ασβεσίτη, χαλαζία (εικόνα 5.18) καθώς και καλιούχων αστρίων (εικόνα 5.19).

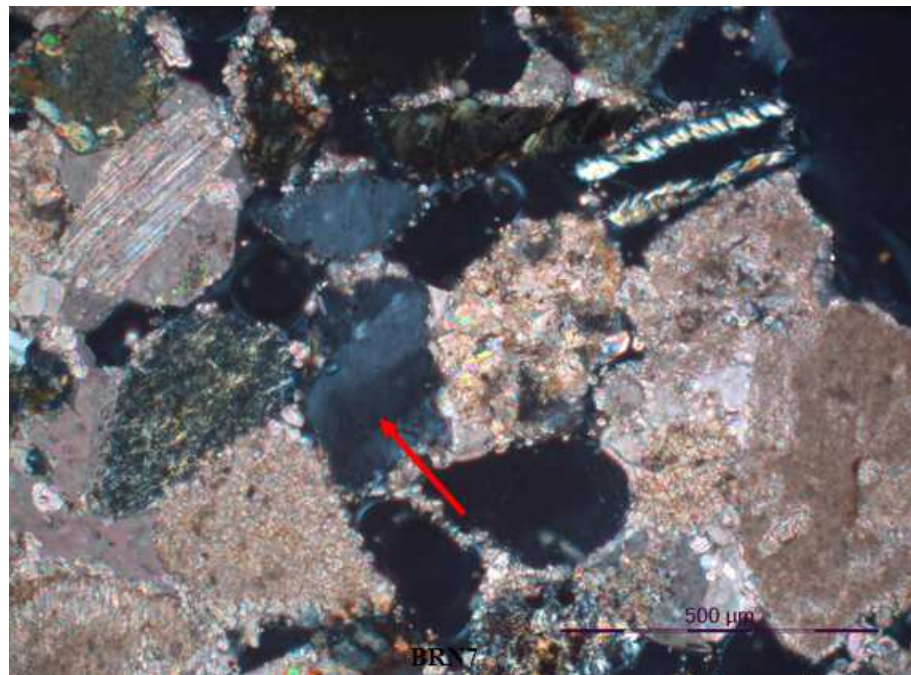


Εικόνα 5. 20: Χαλαζιακός κόκκος του δείγματος BRN5.

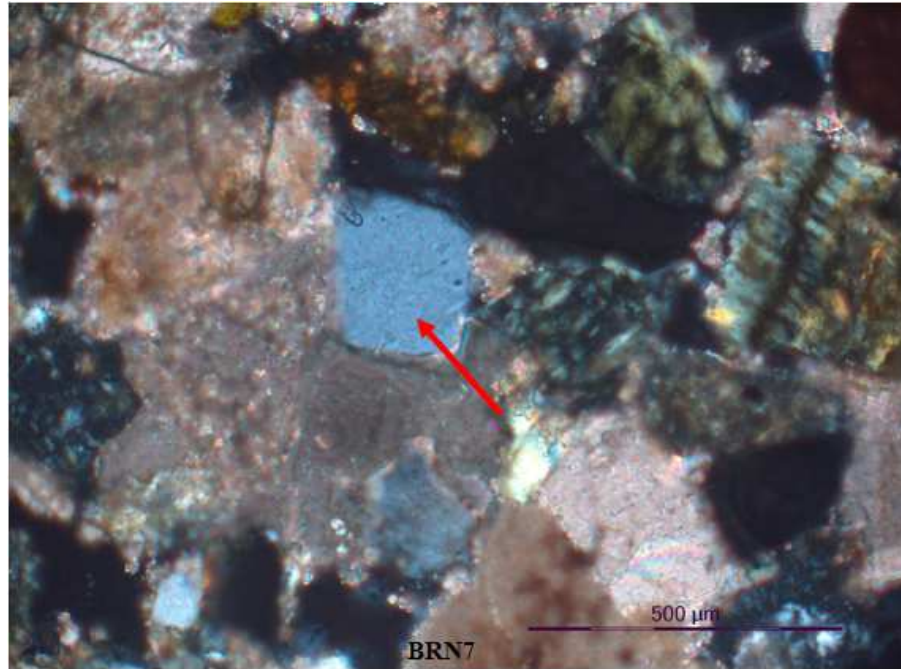


Εικόνα 5. 21: Κόκκος αστρίου του δείγματος BRN5.

Το δείγμα BRN5 είναι κροκαλοπαγές με ασβεστιτικές κροκάλες το οποίο περιέχει υπερβασικά πετρώματα καθώς και καλιούχο άστριο (εικόνα 5.20) και συσσωματώματα χαλαζία (εικόνα 5.21).

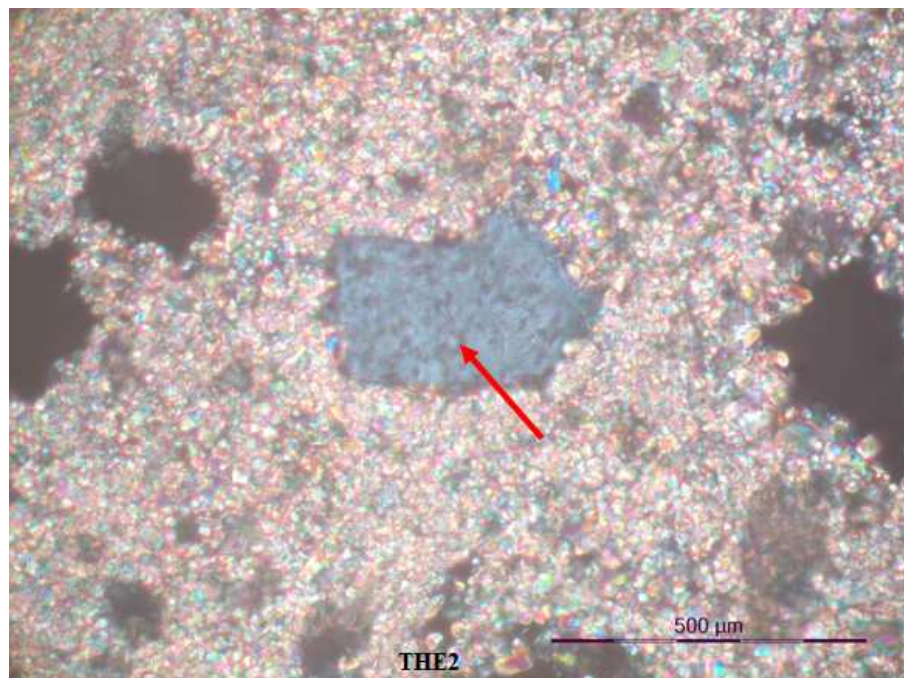


Εικόνα 5. 22: Χαλαζιακός κόκκος του δείγματος BRN7.

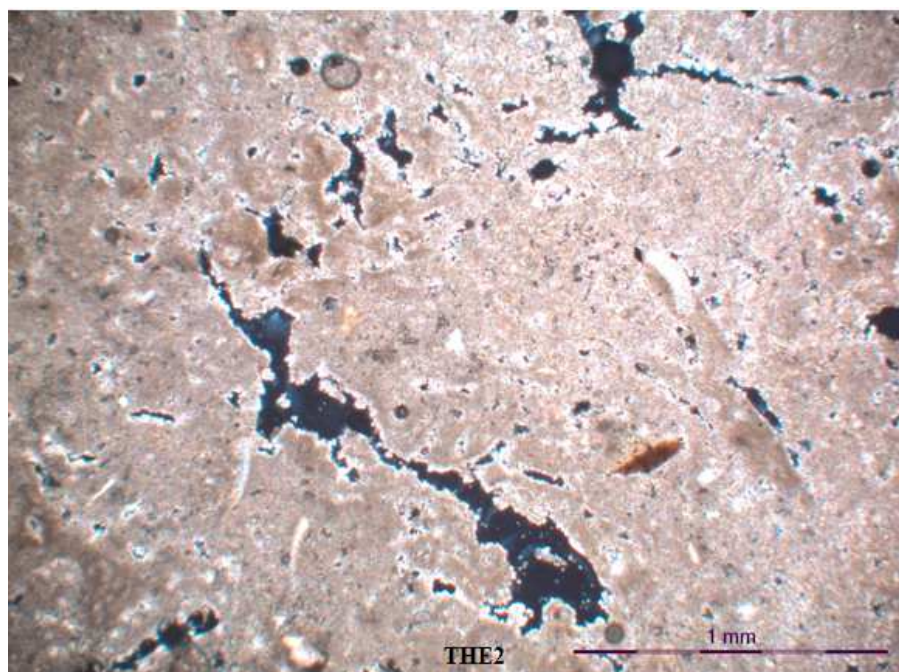


Εικόνα 5. 23: Κόκκος αστρίου του δείγματος BRN7.

Το δείγμα BRN7 είναι ψαμμίτης με πολύ ασβεστιτικό υλικό ο οποίος περιέχει αρκετή ποσότητα χαλαζία (εικόνα 5.22) και αστρίου (χωρίς να παρουσιάζει διδυμία) με τον πρώτο να υπερτερεί (εικόνα 5.23).



Εικόνα 5. 24: Χαλαζιακός κόκκος του δείγματος THE2.



Εικόνα 5. 25: Απουσία κόκκων αστρίου του δείγματος THE2.

Το δείγμα THE2 φαίνεται να είναι ασβεστιτική μάργα η οποία περιέχει θραύσματα φυτικών απολιθωμάτων (φύκια) και αρκετή ποσότητα χαλαζία (εικόνα 5.24), ενώ διαπιστώνεται απουσία κόκκων αστρίου (εικόνα 5.25).

Από τις παρατηρήσεις των δειγμάτων στο οπτικό μικροσκόπιο συμπεραίνουμε ότι τα αποτελέσματα υποστηρίζουν και συμφωνούν με αυτά της χημικής επεξεργασίας σε ότι αφορά τις διαθέσιμες ποσότητες χαλαζία και αστρίου.

5.4 Προετοιμασία δειγμάτων για μετρήσεις

Οι απομονωμένοι κόκκοι χαλαζία και αστρίου προσκολλήθηκαν με έλαιο σιλικόνης σε μεμονωμένα αλουμινένια δισκία, καλύπτοντας κυκλική επιφάνεια 5mm ανά δισκίο και μετρήθηκαν με τη διάταξη RISØ TL/OSL, η οποία φέρει εγκατεστημένα ένα φωτοπολλαπλασιαστή και φίλτρα για τις μετρήσεις χαλαζιακών κόκκων (7.5mm Hoya U-340 filter) στα 470nm και κόκκων αστρίου (Schott BG39/Corning 7-59 filter) στα 870nm. Για τις οπτικές διεγέρσεις χρησιμοποιήθηκαν φωτο-δίοδοι εκπομπής μπλε φωτός (LEDs - 470nm) με

σταθερή ένταση για τη μέτρηση χαλαζιακών κόκκων Murray and Wintle (2003) και φωτο-δίοδοι εκπομπής υπέρυθρου φωτός για τη μέτρηση κόκκων αστρίου (Thiel et al., 2011).

Για τον περιορισμό της επίδρασης της μικρού μήκους κύματος εκπομπής από τα LED χρησιμοποιήθηκαν τα φίλτρα Schott GG420. Επιπλέον η διάταξη διαθέτει μία ραδιενεργό πηγή σωματιδίων 'β' ($^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$) γνωστής ενεργότητας για την πραγματοποίηση αυτόματων ακτινοβολήσεων. Για την εκτέλεση των εντολών (θέρμανση, ακτινοβολήση, οπτική διέγερση), χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό Sequence Editor software (version 3.21) και τα σήματα φωταύγειας μετρήθηκαν εντός 250-2000 καναλιών διάρκειας 0.16 sec το κάθε ένα. Η επεξεργασία των δεδομένων των μετρήσεων έγινε με το πρόγραμμα Analyst, version 3.05b (Duller, 2001), από το οποίο ελήφθησαν οι ισοδύναμες δόσεις καθώς και οι αντίστοιχες γραφικές απεικονίσεις.

5.5 Μετρήσεις δειγμάτων με τη μέθοδο της Φωταύγειας

Για τον υπολογισμό των ηλικιών (κεφάλαιο «Γεωχρονολόγηση με τη μέθοδο της Φωταύγειας») των συλλεγέντων δειγμάτων υπολογίστηκαν αφενός μεν η Ισοδύναμη Δόση (D_e) αφετέρου δε ο Ρυθμός Δόσης (Dose Rate). Παρακάτω περιγράφονται αναλυτικά οι τεχνικές που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό τους.

5.5.1 Υπολογισμός Ισοδύναμης Δόσης

Εφαρμογή της Οπτικά Διεγερμένης Φωταύγειας (Optically Stimulated Luminescence - OSL)

Η μέθοδος αυτή εφαρμόστηκε σε 12 δείγματα, τα οποία μετρήθηκαν με την τεχνική της Οπτικά Διεγερμένης Φωταύγειας (OSL) χρησιμοποιώντας πλήρως απομονωμένους χαλαζιακούς κόκκους, εφαρμόζοντας το πρωτόκολλο Single-Aliquot Regenerative-dose (SAR) protocol (Murray and Wintle 2000; 2003; Duller 2003; Wintle and Murray, 2006).

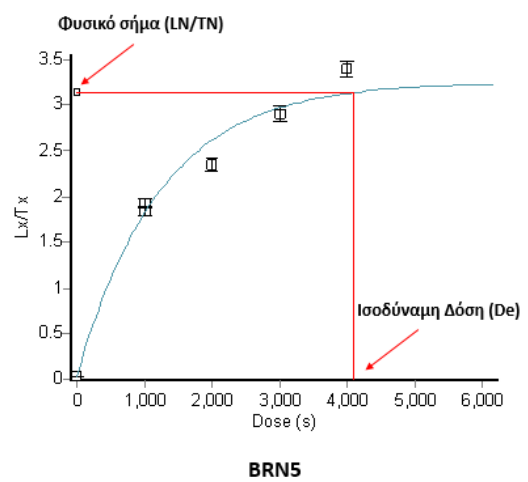
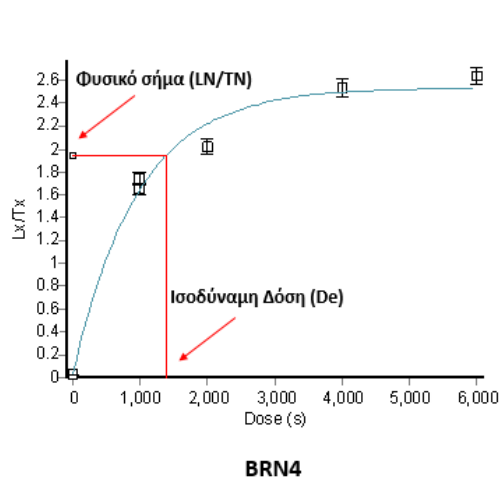
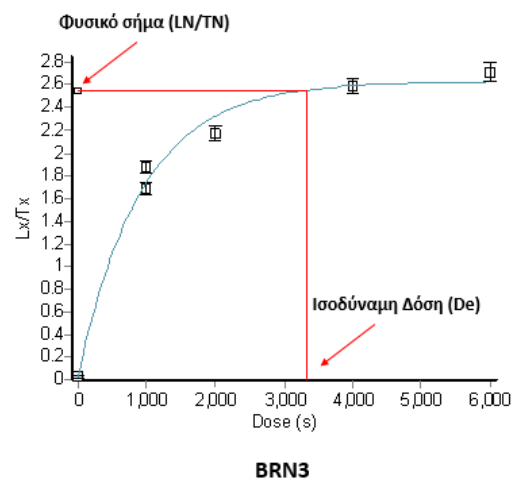
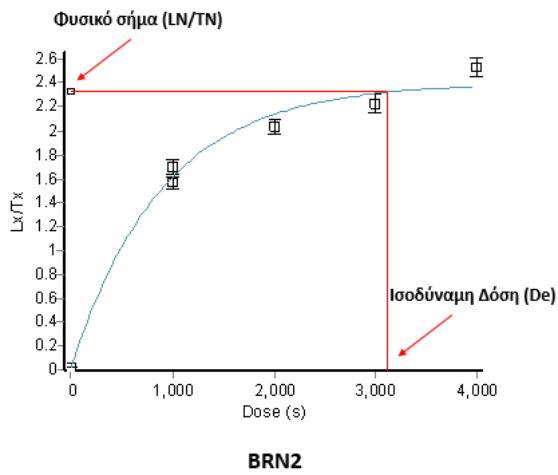
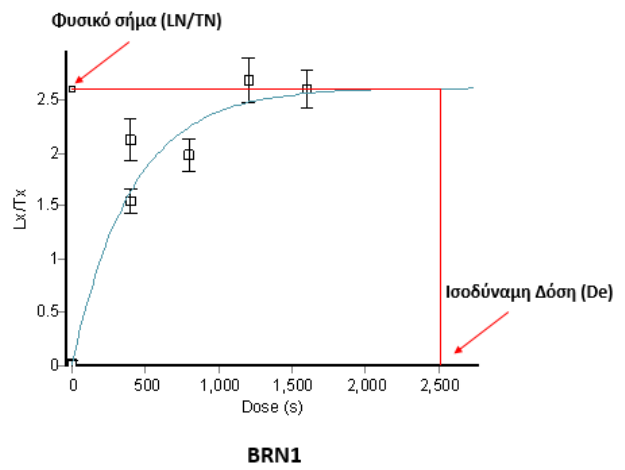
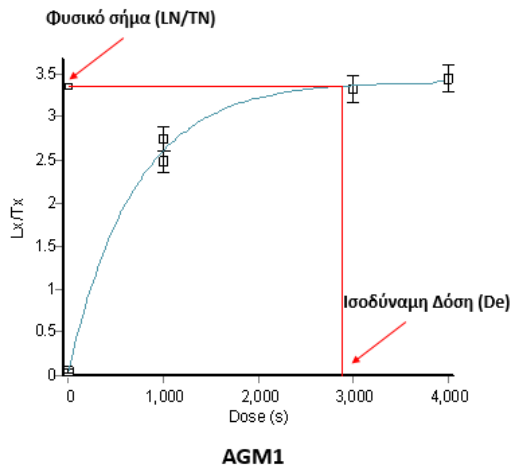
Με το πρωτόκολλο αυτό (Πίνακας 5.4) καθορίζεται η ραδιενεργός δόση που λήφθηκε από τους χαλαζιακούς κόκκους από την πρώτη στιγμή που εκτέθηκαν στο ηλιακό φως, κατά την εναπόθεσή τους, έως σήμερα.

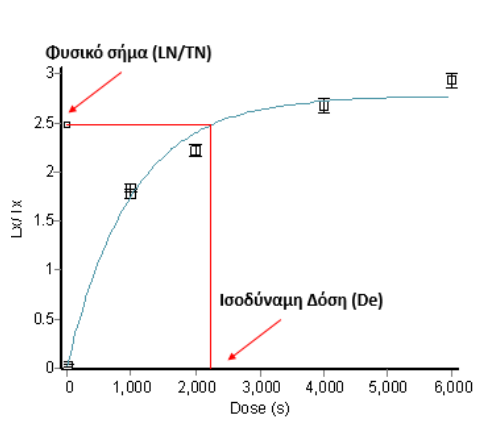
Πίνακας 5. 4: Πρωτόκολλο Single-Aliquot Regenerative-dose (SAR). (Murray and Wintle 2000; 2003; Duller 2003; Wintle and Murray, 2006).

Step	Treatment	Observed
1	Give Dose, D_i	-
2	Preheat (160-300 °C for 10 s)	-
3	Stimulate for 100 s at 125 °C	L_i
4	Give test dose, D_t	-
5	Heat to 160 °C	-
6	Stimulate for 100 s at 125 °C	T_i
7	Return to 1	-

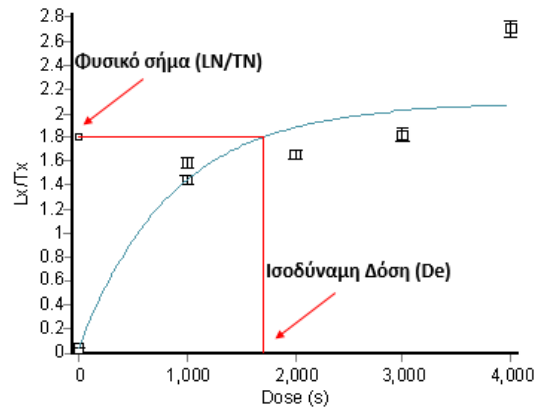
Για τις μετρήσεις χρησιμοποιήθηκαν πέντε (5) δισκία χαλαζιακών κόκκων από τα δείγματα AGM1, BRN1, BRN2, BRN3, BRN4, BRN5, BRN6, BRN7, ALK BR, LNA2, ART, PSH, THE2, KSP1, KSP2, ETR1, ETR2 και ETR3 (80-125 μ m), προκειμένου να γίνει μία πρώτη εκτίμηση σχετικά με την εφαρμοσιμότητα της συγκεκριμένης τεχνικής στα δείγματα αυτά.

Παρακάτω παρατίθενται οι αυξητικές καμπύλες (εικόνα 5.26), οι οποίες μας δείχνουν με την κόκκινη γραμμή την ανταπόκριση του φυσικού σήματος για τα δείγματα, η οποία αντιστοιχεί στην Ισοδύναμη δόση (D_e), όπως αυτή προέκυψε από τις μετρήσεις:

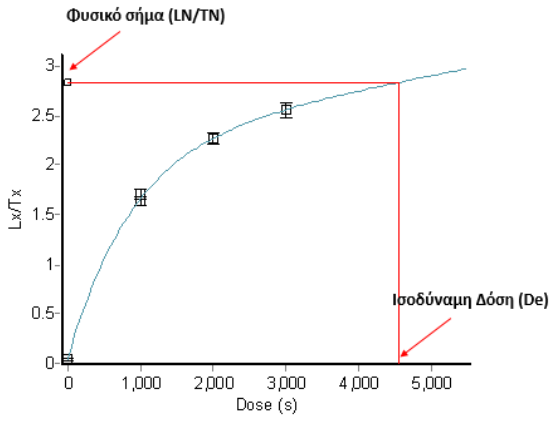




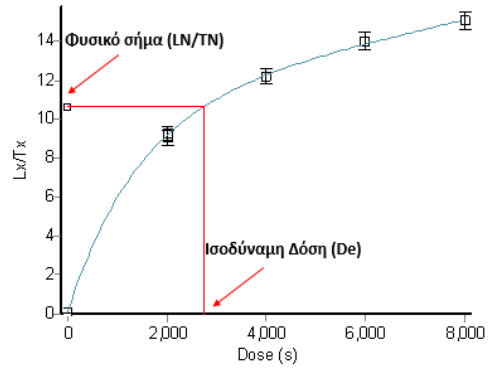
BRN6



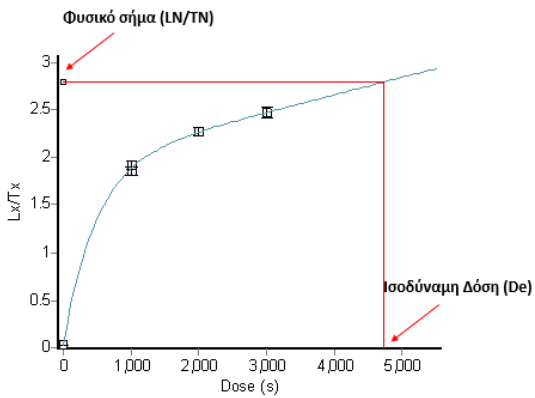
BRN7



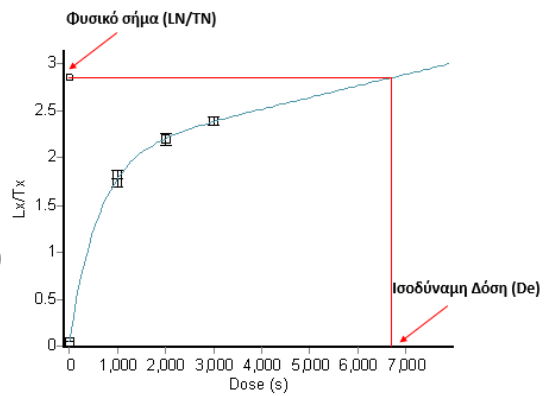
ETR2



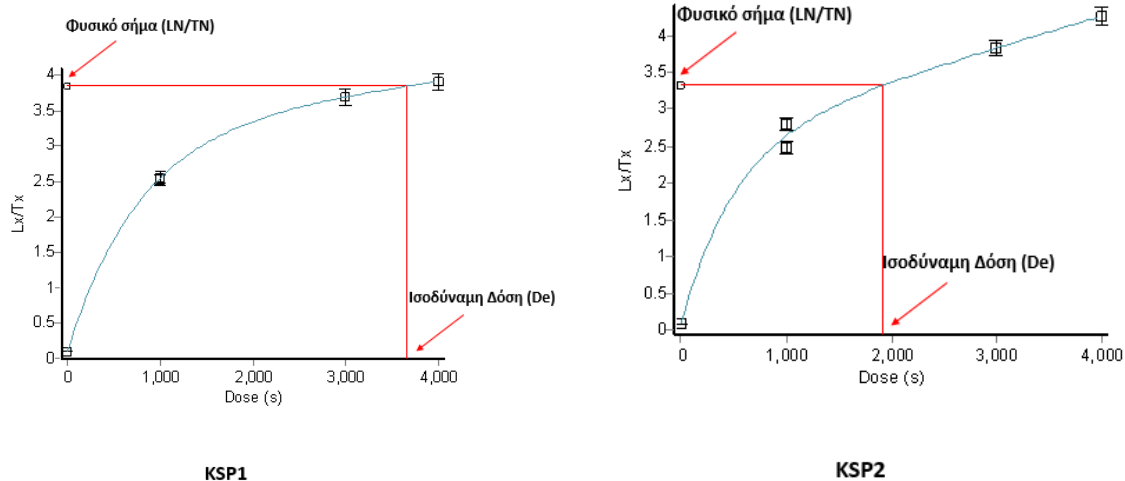
THE2



ETR3

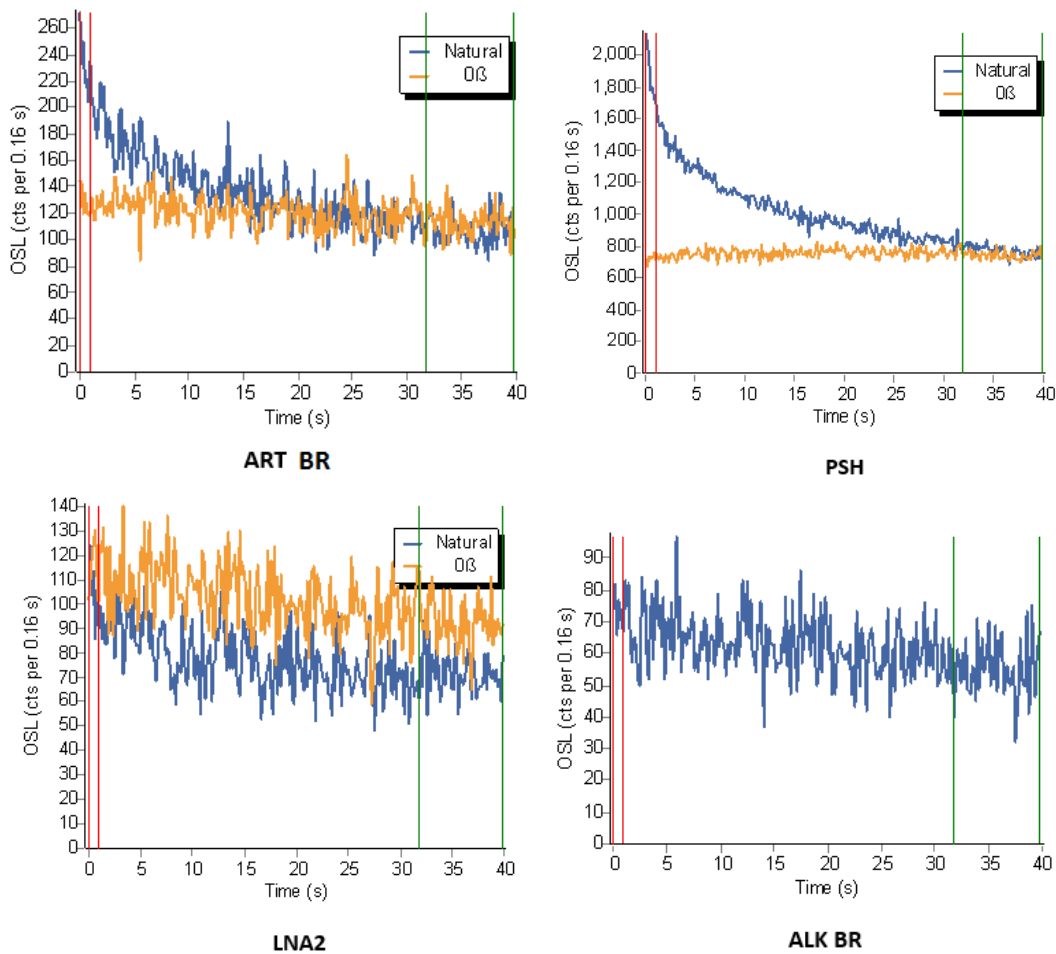


ETR1



Εικόνα 5. 26: Απεικόνιση των αυξητικών καμπυλών (growth curves) OSL, αντιπροσωπευτικών για κάθε δείγμα.

Παρατηρώντας τις παραπάνω αυξητικές καμπύλες γίνεται αντιληπτό ότι στα δείγματα AGM1, BRN1, BRN2, BRN3, BRN4, BRN5, BRN6, BRN7, KSP1, KSP2, ETR1, ETR2 και ETR3 ο χαλαζίας είναι κορεσμένος, γεγονός το οποίο μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι τα δείγματα είναι παλαιότερα από τα όρια των ηλικιών που μπορούμε να φτάσουμε με τη χρήση της τεχνικής της Οπτικά Διεγερμένης Φωταύγειας (OSL). Πιο συγκεκριμένα, παρατηρούμε ότι η αυξητική καμπύλη τείνει να γίνεται παράλληλη προς τον άξονα των τεχνητών δόσεων, γεγονός που οδηγεί στο συμπέρασμα ότι αφενός όση τεχνητή δόση κι αν δοθεί στο δείγμα η ανταπόκριση του σήματος θα παραμένει η ίδια και αφετέρου, η ισοδύναμη δόση που προκύπτει (D_e) δεν ακολουθεί τη σχέση $D_e < 2D_0$ (όπου D_0 , είναι ο παράγοντας που αντιπροσωπεύει την ταχύτητα με την οποία ο κρύσταλλος πλησιάζει τον κορεσμό) (Athanassas, 2011), αλλά αντιθέτως είναι μεγαλύτερη, οδηγώντας στον κορεσμό, με αποτέλεσμα τη λήψη εσφαλμένων τιμών Ισοδύναμων Δόσεων (D_{es}). Συνεπώς, μία ακριβής εκτίμηση ηλικιών δε θα μπορούσε να επιτευχθεί με τη συμβατική OSL, οπότε οδηγούμαστε στην προσπάθεια εφαρμογής άλλων τεχνικών Φωταύγειας, με τις οποίες θα μπορούσαν να επιτευχθούν μη εσφαλμένες τιμές Ισοδύναμων Δόσεων (D_{es}).



Εικόνα 5. 27: Απεικόνιση καμπυλών αποδιέγερσης (decay curves) OSL αντιπροσωπευτικών για κάθε δείγμα.

Για τα δείγματα ALK BR, LNA2, ART BR, ART και PSH δεν μπορούν να παρατεθούν οι αντίστοιχες αυξητικές καμπύλες διότι τα σήματα του χαλαζία είναι πολύ ασθενή και μη τυπικά σήματα φωταύγειας (υψηλός θόρυβος σήματος). Αυτό είναι εμφανές από τις καμπύλες αποδιέγερσης (decay curves) (εικόνα 5.27) όπου αναπαρίσταται το φθίνον σήμα των χαλαζιακών κόκκων συναρτήσει του χρόνου καθώς αυτοί διεγείρονται με τεχνητό φως. Ένα τυπικό σήμα φωταύγειας κατά τη διάρκεια της οπτικής διέγερσης εξασθενεί ασυμπτωτικά συναρτήσει του χρόνου, κάτι το οποίο δεν παρατηρούμε να συμβαίνει στα παραπάνω διαγράμματα. Αντιθέτως παραμένει σταθερό, εμφανίζοντας πολύ ασθενή σήματα, οδηγώντας στη διαπίστωση ότι ο χαλαζίας είναι χαμηλής ευαισθησίας, είτε λόγω της φύσης του, είτε λόγω του γεγονότος ότι

είναι αρκετά νέος μη έχοντας προλάβει να συλλέξει την απαραίτητη χρονολογική πληροφορία. Αυτό δημιουργεί δυσκολία στη διάκριση του σήματος OSL από το θόρυβο, με αποτέλεσμα το αντίστοιχο δείγμα να θεωρηθεί ακατάλληλο προς χρονολόγηση.

Δεν ισχύει όμως το ίδιο για το δείγμα THE2, το οποίο παρουσιάζει τυπική αυξητική καμπύλη OSL και πληροί όλα τα κριτήρια του κορεσμού. Επομένως, τα δείγματα αυτά μπορούν να χρησιμοποιηθούν για χρονολόγηση.

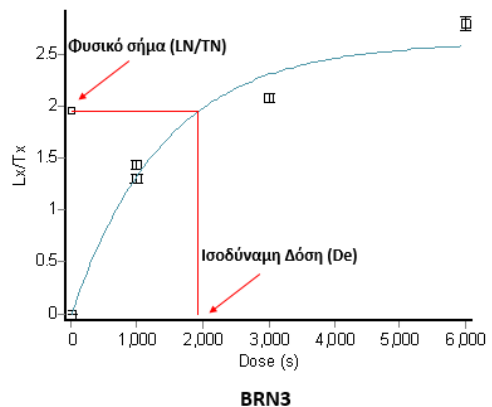
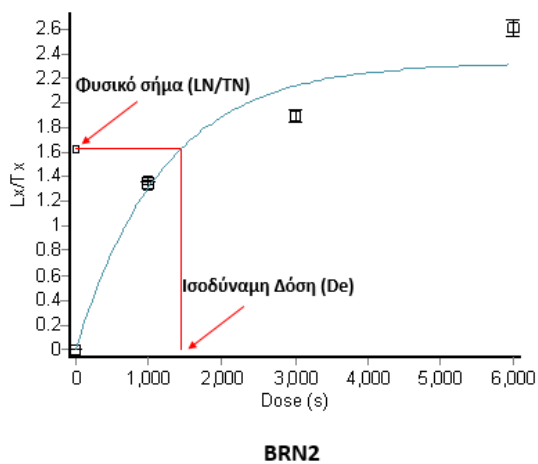
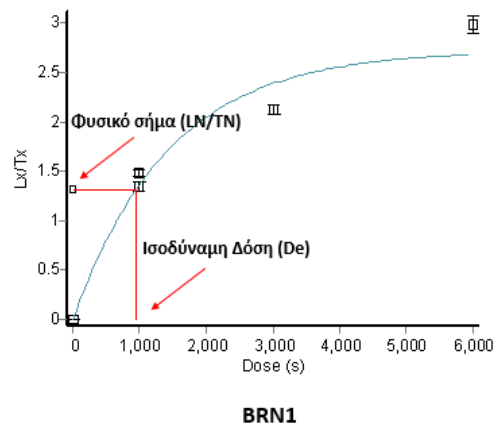
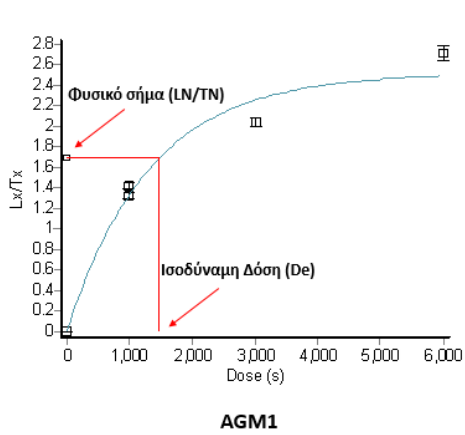
Σύμφωνα με τα παραπάνω καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι από τα δώδεκα (12) δείγματα που μετρήθηκαν με τη μέθοδο OSL, μόνο το THE2 χρονολογείται. Τα ALK BR, LNA2, ART και PSH δεν μπορούν να χρονολογηθούν με χαλαζία, συνεπώς πρέπει να εφαρμοσθεί η μέθοδος της Υπέρυθρης Οπτικά Διεγερμένης Φωταύγειας (IRSL) η οποία αξιοποιεί ως χρονολογήσιμο ορυκτολογικό συστατικό, τον περιεχόμενο στα δείγματα αυτά, άστριο. Όσον αφορά τα κορεσμένα δείγματα AGM1, BRN1, BRN2, BRN3, BRN4, BRN5, BRN6 και BRN7 θα πρέπει να εφαρμοσθεί άλλη τεχνική της φωταύγειας, η οποία να παρουσιάζει υψηλότερα επίπεδα κορεσμού σε χαλαζιακούς κόκκους.

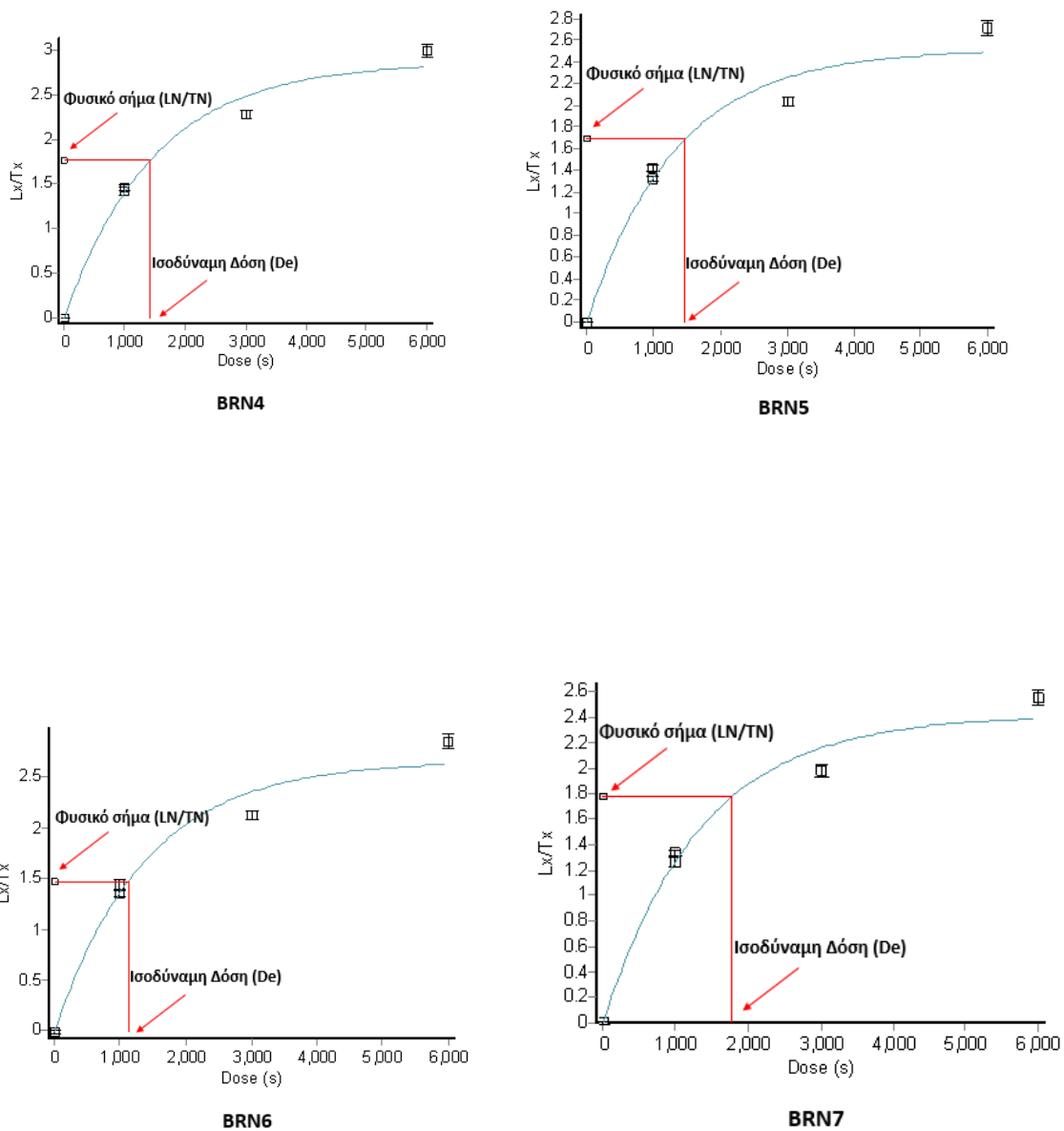
Εφαρμογή της Ισοθερμικής Φωταύγειας (Isothermal Thermoluminescence - ITL)

Μετά τη συμβατική OSL χρησιμοποιήθηκε μία άλλη τεχνική Φωταύγειας γνωστή ως Ισοθερμική Φωταύγεια (ITL). Στα δείγματα AGM1, BRN1, BRN2, BRN3, BRN4, BRN5, BRN6 και BRN7 (5 δισκία χαλαζία/δείγμα) εφαρμόσθηκε το πρωτόκολλο ITL SAR (Πίνακας 5.5) κατά τους Buylaert et al. (2006). Η επιλογή της συγκεκριμένης μεθόδου έγινε με βάση πειραματικά δεδομένα εφαρμογής της σε χαλαζιακούς κόκκους (Buylaert et al., 2006; Huot et al., 2006) τα οποία έχουν αποδείξει ότι η ITL παρουσιάζει υψηλότερα επίπεδα κορεσμού από τη συμβατική OSL (Athanasas, 2011).

Πίνακας 5. 5: Πρωτόκολλο ITL SAR. (Buylaert et al., 2006)

Step	Treatment	Observed
1	Give Dose, D_i	-
2	Heat (310 °C for 300 s)	L_i
3	Give test dose, D_t	-
4	Heat (310 °C for 300 s)	T_i
5	Return to <u>step 1</u>	





Εικόνα 5. 28: Απεικόνιση των αυξητικών καμπυλών (growth curves) ITL αντιπροσωπευτικών για κάθε δείγμα.

Από τις αυξητικές καμπύλες της εικόνας 5.28 φαίνεται ότι τα δείγματα ήταν όντως κορεσμένα, διότι δεν εκπληρώνεται η προϋπόθεση να ισχύει η σχέση $D_e < 2D_0$, συνεπώς τα δείγματα είναι ακόμη παλαιότερης ηλικίας, με αποτέλεσμα να κριθεί απαραίτητη η προσφυγή στην εφαρμογή άλλης τεχνικής Φωταύγειας με τη χρήση δειγμάτων με κόκκους αστρίου.

Εφαρμογή της Υπέρουθρης Οπτικά Διεγερμένης Φωταύγειας (post - Infrared Stimulated Luminescence – p-IR IRSL)

Συνολικά έγινε προσπάθεια μέτρησης όλων των δειγμάτων που είχαν επαρκή ποσότητα αστρίου με την p-IR IRSL, η οποία είναι πιο εξελιγμένη από τη συμβατική IRSL και παρουσιάζει αρκετά υψηλότερα σημεία κορεσμού από τις δύο προηγούμενες τεχνικές.

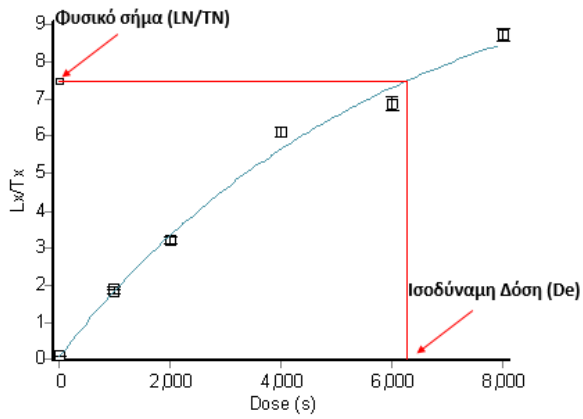
Έτσι, εφαρμόστηκε το πρωτόκολλο p-IRIR SAR (Πίνακας 5.6) στα δείγματα BRN1, BRN2, BRN3, BRN4, BRN5, BRN6 και BRN7, THE1, THE3 και ALK BR χρησιμοποιώντας ενδεικτικά πέντε (5) δισκία ανά δείγμα.

Πίνακας 5. 6: Πρωτόκολλο p-IRIR SAR. (Thiel et al., 2011)

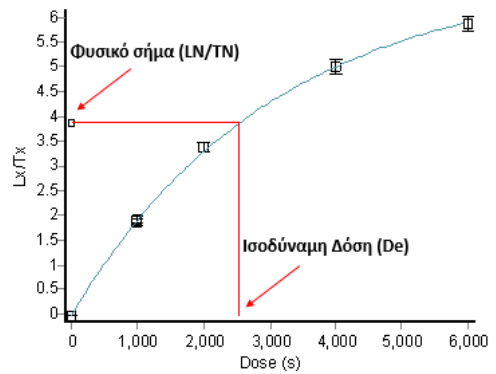
Step	Treatment	Observed
1	Give Dose, D_i	-
2	Preheat (320 °C for 60 s)	-
3	IR Stimulation for 200 s at 50 °C	L_x
4	IR Stimulation for 200 s at 290 °C	L_x
5	Give test dose, D_t	-
6	Preheat (320 °C for 60 s)	
7	IR Stimulation for 200 s at 50 °C	T_x
8	IR Stimulation for 200 s at 290 °C	T_x
9	IR Stimulation for 40 s at 325 °C	-
10	Return to 1	-

Τα αποτελέσματα των μετρήσεων για τα BRN1, BRN2, BRN3, BRN4, BRN5, BRN6 και BRN7, THE1 και THE3 φάνηκαν ενθαρρυντικά, διότι παρατηρώντας τις αυξητικές καμπύλες (growth curves) (εικόνα 5.29), δεν παρουσιάζεται κορεσμός των δειγμάτων. Συνεπώς, αυτή θα μπορούσε να θεωρηθεί μία αξιόπιστη τεχνική σχετικά με τα όρια της ηλικίας. Για τη διασφάλιση όμως αξιόπιστων αποτελεσμάτων, απαιτείται η πραγματοποίηση ορισμένων τεστ αξιοπιστίας (validation tests) κατά τους Murray and Wintle (2000), τα οποία εφαρμόζονται σε

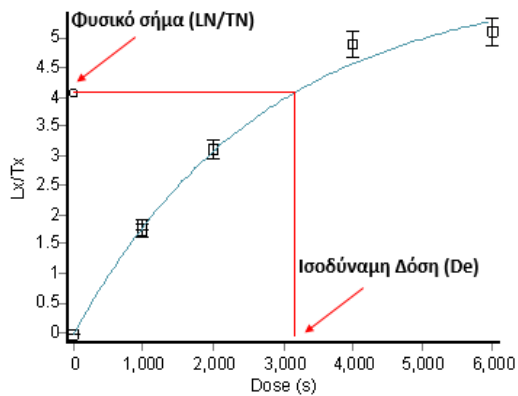
κάθε δείγμα όπως έχει ήδη αναφερθεί στο θεωρητικό κεφάλαιο της Γεωχρονολόγησης με τη μέθοδο της Φωταύγειας.



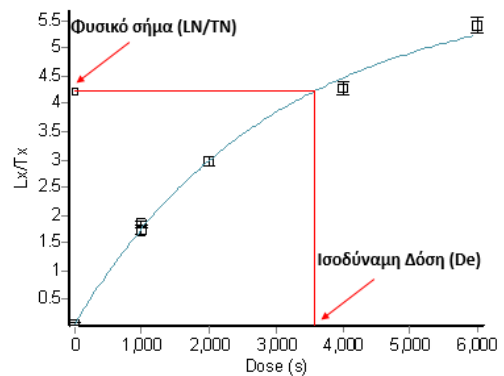
THE1



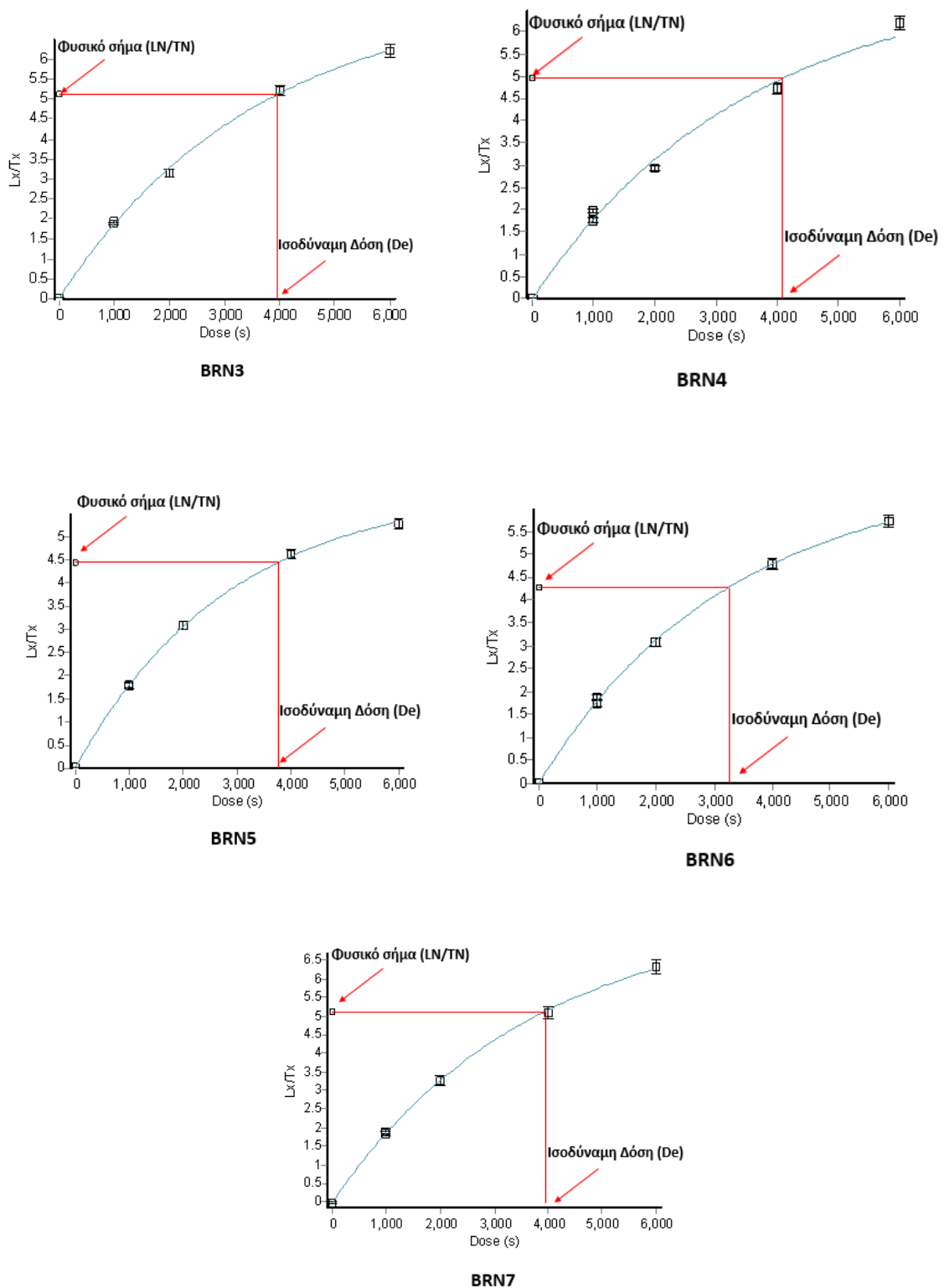
THE3



BRN1

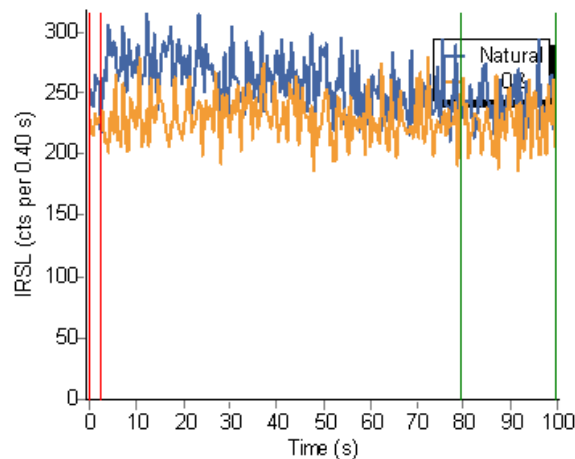


BRN2



Εικόνα 5. 29: Απεικόνιση των αυξητικών καμπυλών (growth curves) p-IRIR SAR (Thiel et al., 2011) αντιπροσωπευτικών για κάθε δείγμα.

Αντίστοιχες αυξητικές καμπύλες δεν μπορούν να παρατεθούν για το δείγμα ALK BR, διότι τα σήματα του αστρίου είναι πολύ ασθενή, μη τυπικά και παρουσιάζουν αρκετό θόρυβο. Αυτό είναι εμφανές από την καμπύλη αποδιέγερσης (decay curve), όπως συμβαίνει και στην περίπτωση του χαλαζία, όπου αναπαρίσταται το φθίνον σήμα των κόκκων αστρίου συναρτήσει του χρόνου καθώς αυτοί διεγείρονται με τεχνητό φως. Ένα τυπικό σήμα φωταύγειας κατά τη διάρκεια της υπέρυθρης οπτικής διέγερσης, εξασθενεί ασυμπτωτικά συναρτήσει του χρόνου, κάτι το οποίο δεν παρατηρούμε να συμβαίνει στο παρακάτω διάγραμμα (εικόνα 5.30) με αποτέλεσμα το συγκεκριμένο δείγμα να κριθεί ακατάλληλο για χρονολόγηση.



ALK BR

Εικόνα 5. 30: Απεικόνιση καμπυλών αποδιέγερσης (decay curves) p-IRIR SAR (Thiel et al., 2011) αντιπροσωπευτικών για κάθε δείγμα.

Μετά από τις παραπάνω διαπιστώσεις, τα δείγματα που χρονολογούνται και θα χρησιμοποιηθούν για τον προσδιορισμό της ηλικίας των γεωλογικών σχηματισμών της περιοχής έρευνας χρονολογούνται στην πλειονότητά τους με τη μέθοδο της Υπέρυθρης Οπτικά Διεγερμένης Φωταύγειας και προέρχονται από το Βόρειο Ευβοϊκό κόλπο, όπως παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα:

Πίνακας 5. 7: Τα προς χρονολόγηση δείγματα καθώς και η αντίστοιχη τεχνική φωταύγειας.

Δείγματα	Τεχνική Χρονολόγησης με Φωταύγεια
BRN1	Υπέρυθρη Οπτικά διεγερμένη Φωταύγεια (p-IRIRSL)
BRN2	Υπέρυθρη Οπτικά διεγερμένη Φωταύγεια (p-IRIRSL)
BRN3	Υπέρυθρη Οπτικά διεγερμένη Φωταύγεια (p-IRIRSL)
BRN4	Υπέρυθρη Οπτικά διεγερμένη Φωταύγεια (p-IRIRSL)
BRN5	Υπέρυθρη Οπτικά διεγερμένη Φωταύγεια (p-IRIRSL)
BRN6	Υπέρυθρη Οπτικά διεγερμένη Φωταύγεια (p-IRIRSL)
BRN7	Υπέρυθρη Οπτικά διεγερμένη Φωταύγεια (p-IRIRSL)
THE1	Υπέρυθρη Οπτικά διεγερμένη Φωταύγεια (p-IRIRSL)
THE2	Οπτικά Διεγερμένη Φωταύγεια (OSL)
THE3	Υπέρυθρη Οπτικά διεγερμένη Φωταύγεια (p-IRIRSL)

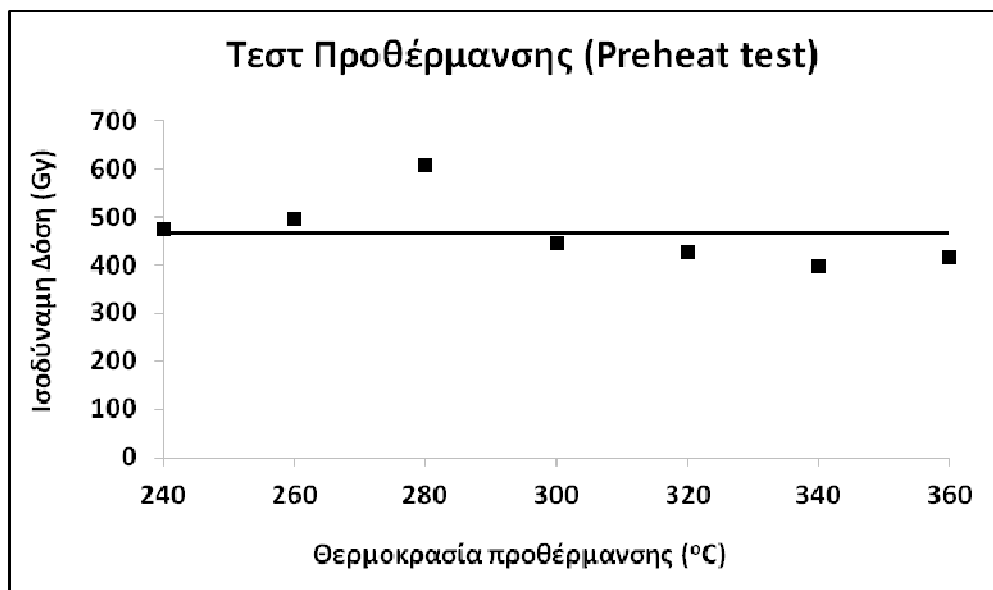
5.5.2 Τεστ αξιοπιστίας (Validation tests)

Πραγματοποιήθηκαν τα τεστ αξιοπιστίας για όλα τα δείγματα που χρονολογήθηκαν, τελικά, με άστρο (πίνακας 5.7) και παρακάτω παρατίθενται καθένα ξεχωριστά, με διαγράμματα από το δείγμα BRN3 το οποίο θεωρείται το πιο αντιπροσωπευτικό από όλα.

➤ Τεστ προθέρμανσης (Preheat test)

Επτά (7) ομάδες των τεσσάρων (4) δισκίων του δείγματος BRN3 προθερμάνθηκαν για 60sec σε ένα εύρος θερμοκρασιών 240-360°C (Murray and Olley, 1999; Roberts et al., 1999; Murray and Wintle, 2000).

Οι ισοδύναμες δόσεις (D_{es}) αναπαραστάθηκαν γραφικά συναρτήσει των θερμοκρασιών (εικόνα 5.31) ώστε να ελεγχθεί αν παρουσιάζεται συγκεκριμένο διάστημα (πλατώ) θερμοκρασιών μεταξύ του οποίου οι D_{es} δεν μεταβάλλονται. Αυτό χρησιμεύει στον προσδιορισμό της κατάλληλης θερμοκρασίας προθέρμανσης, η οποία θα προέρχεται από το πλατώ και θα χρησιμοποιηθεί για τις μετρήσεις. Έτσι το πρωτόκολλο p-IR IRSL θα μπορέσει να διορθώνει επαρκώς τις αλλαγές ευαισθησίας που προκαλούνται απ' τις υψηλές θερμοκρασίες.



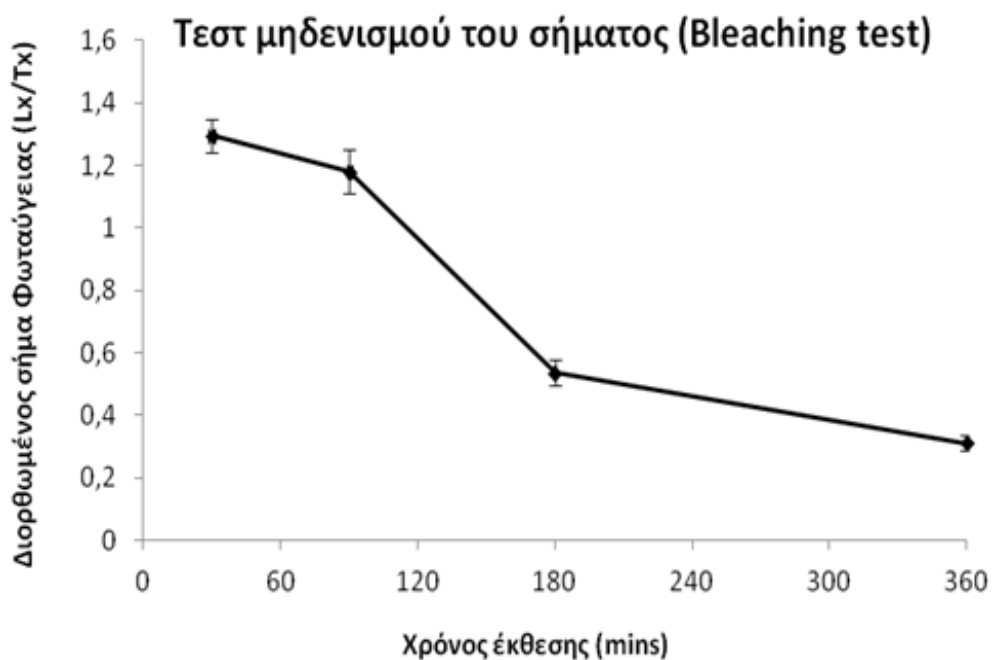
Εικόνα 5. 31: Οι ισοδύναμες δόσεις (D_{es}) συναρτήσει των θερμοκρασιών προθέρμανσης για το BRN3. Για κάθε δείγμα, μετρήθηκαν 7 ομάδες δισκίων αστρίου (4 δισκία/ομάδα) χρησιμοποιώντας ένα εύρος θερμοκρασιών 240-360°C.

Παρατηρώντας το παραπάνω διάγραμμα, διαπιστώνουμε ότι διαμορφώνεται ένα πλατώ θερμοκρασιών μεταξύ 300 °C και 360 °C. Συνεπώς, προθέρμανση στους 320 °C θα μπορούσε να θεωρηθεί ασφαλής θερμοκρασία για τις μετρήσεις.

➤ Τεστ μηδενισμού του σήματος απ' το ηλιακό φως (Bleaching test)

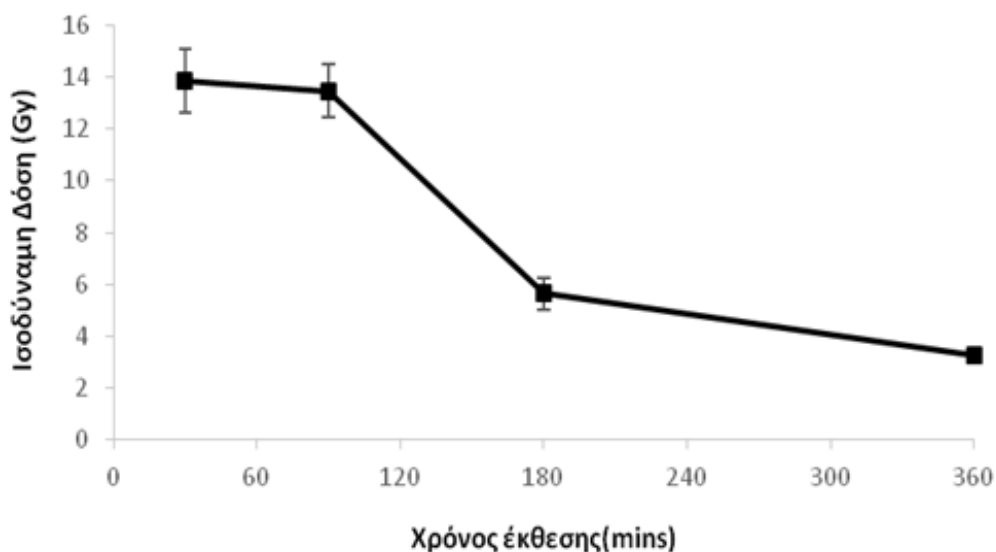
Με το τεστ αυτό ελέγχεται το κατά πόσον είναι επαρκής ο μηδενισμός του σήματος της Φωταύγειας κατά το χρονικό διάστημα απόθεσης του ιζήματος, διότι σύμφωνα με τους Godfrey-Smith et al. (1988) και Klasen et al. (2006) έχει αποδειχθεί ότι στον άστριο παραμένει ένα μέρος του σήματος σε σχέση με τους χαλαζιακούς κόκκους, οδηγώντας σε υπερεκτίμηση των πραγματικών ηλικιών.

Για το λόγο αυτό, οι ισοδύναμες δόσεις τεσσάρων (4) ομάδων των πέντε (5) δισκίων για κάθε δείγμα μετρήθηκαν, έχοντας προηγουμένως εκτεθεί στο ηλιακό φως σε διαφορετικούς χρόνους (30, 90, 180, 360min).



Εικόνα 5. 32: Διορθωμένο σήμα φωταύγειας συναρτήσει των χρόνων έκθεσης (30, 90, 180, 360min) στο ηλιακό φως για το δείγμα BRN3.

Τεστ μηδενισμού του σήματος (Bleaching test)

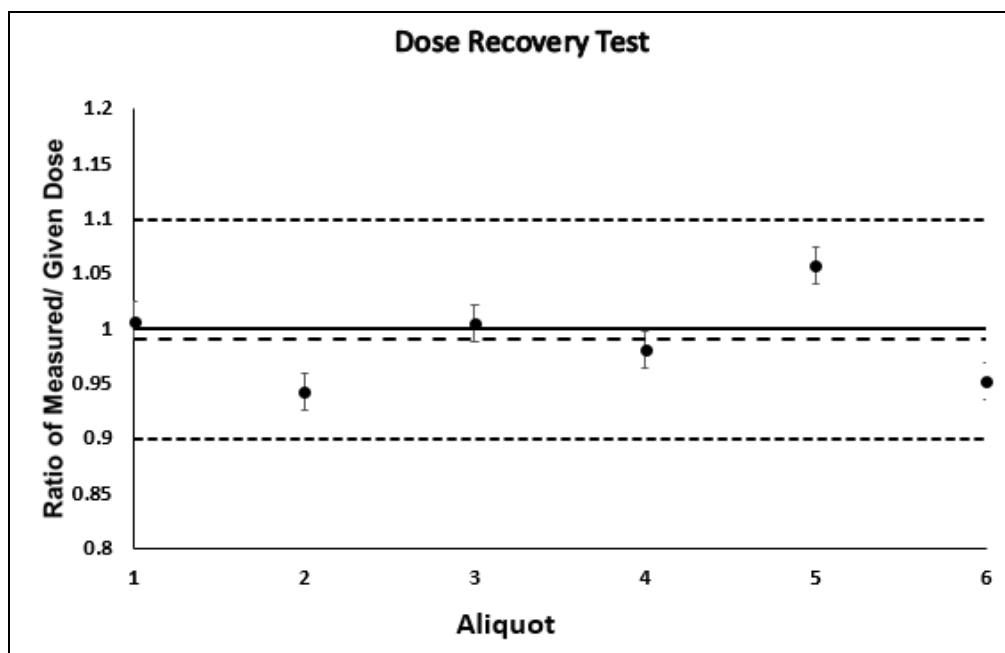


Εικόνα 5. 33: Οι ισοδύναμες δόσεις (D_{es}) συναρτήσει των χρόνων έκθεσης (30, 90, 180, 360min) στο ηλιακό φως για το δείγμα BRN3.

Από τα διαγράμματα παρατηρούμε ότι έπειτα από 180min έκθεσης στο ηλιακό φως, το σήμα μειώνεται σε αρκετά χαμηλά επίπεδα (εικόνα 5.32) και συγκρατεί περίπου 5,6Gy (εικόνα 5.33). Προκειμένου η ηλικία που θα προσδιοριστεί να μην είναι υπερεκτιμημένη, θα πρέπει να ελεγχθεί κατά πόσο η τιμή αυτή επηρεάζει την ηλικία του δείγματος, γεγονός που θα γίνει μόλις υπολογισθεί η ισοδύναμη του δόση (D_e).

➤ Τεστ Ανάκτησης Δόσης (Dose Recovery Test)

Για το τεστ Ανάκτησης Δόσης (Murray and Wintle, 2003) χρειάστηκαν έξι (6) δισκία από κάθε δείγμα, τα οποία αρχικά υπέστησαν λεύκανση (bleaching) (2 IRSL διεγέρσεις για 40sec στους 325°C) με την οποία επιτυγχάνεται ο μηδενισμός της ακτινοβολίας που είχαν αποθηκεύσει κατά τη διάρκεια απόθεσής τους κι έπειτα ακτινοβολήθηκαν με γνωστή τιμή εργαστηριακής δόσης (100Gy). Η τιμή αυτή θεωρήθηκε άγνωστη προκειμένου να διερευνηθεί το κατά πόσο λαμβάνεται η ίδια τιμή (με μία μικρή απόκλιση εντός του 10% της αρχικής) εφαρμόζοντας το πρωτόκολλο p-IRIR SAR. Ο λόγος ανάκτησης (Measured dose/Given dose) θεωρείται ικανοποιητικός αν βρίσκεται μεταξύ των τιμών 0.9 και 1.1 (Murray and Wintle, 2003).



Εικόνα 5. 34: Τεστ ανάκτησης δόσης (Dose recovery test) έξι (6) δισκίων του δείγματος BRN3. Οι μαύρες κουκίδες δείχνουν τη μετρούμενη προς τη δοσμένη δόση, υπολογισμένη για κάθε δισκίο. Η διακεκομμένη μαύρη γραμμή απεικονίζει το μέσο λόγο μετρούμενης δόσης προς τη δοσμένη δόση. Το αποδεκτό εύρος βρίσκεται μεταξύ 0.9 και 1.1 (διακεκομμένες γραμμές).

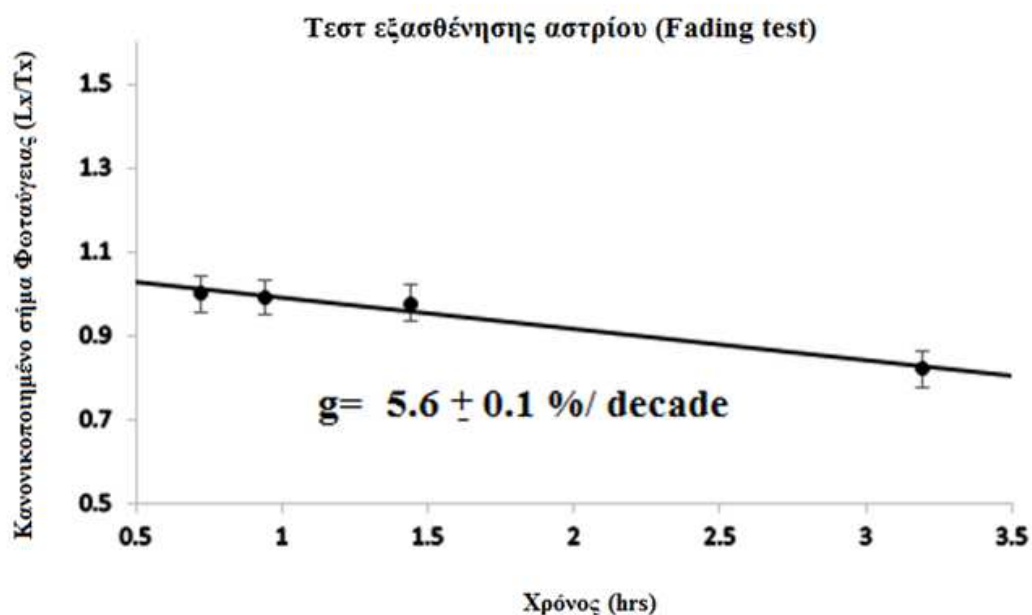
Από το διάγραμμα που προέκυψε έπειτα από το τεστ ανάκτησης δόσης, παρατηρούμε ότι οι λόγοι ανάκτησης βρίσκονται εντός του 2 σ -level (0.9-1.1) (εικόνα 5.34). Ο μέσος λόγος της μετρούμενης δόσης προς τη “δεδομένη” δόση είναι 0.99 ± 0.059 , ο οποίος εξασφαλίζει ότι οι Ισοδύναμες δόσεις (D_{es}) που λαμβάνονται από την εφαρμογή του πρωτοκόλλου p-IRIR SAR (Thiel et al., 2011) είναι ακριβείς και αξιόπιστες.

➤ Τέστ εξασθένισης (Fading test)

Στην περίπτωση του αστρίου, όπως έχει ήδη αναφερθεί, υπάρχει το φαινόμενο της “ανώμαλης εξασθένισης” (Anomalous Fading), όπου ο άστριος χάνει μέρος του σήματός του κατά το χρονικό διάστημα απόθεσής του (Wintle, 1973). Επομένως, είναι απαραίτητο να διερευνηθεί το ποσοστό του σήματος που έχει χαθεί, ώστε να διορθωθεί, προκειμένου να αποφευχθεί η υποεκτίμηση των ηλικιών. Υπάρχουν διάφορες μέθοδοι (e.g., Huntley and Lamothé, 2001;

Auclair et al., 2003) οι οποίες έχουν χρησιμοποιηθεί για τη μέτρηση της απώλειας του σήματος της Φωταύγειας ανά δεκαετία (g-value).

Τέσσερα (4) δισκία του δείγματος BRN3, αφού υπέστησαν λεύκανση (bleaching) (2 IRSL διεγέρσεις για 40sec στους 325°C), υποβλήθηκαν σε τεχνητή δόση 573Gy και έπειτα εκτέθηκαν για μικρά χρονικά διαστήματα (3, 30, 90, 300min) στο ηλιακό φως κατά τους Huntley and Lamothé (2001). Στη συνέχεια, μετρήθηκαν εφαρμόζοντας το πρωτόκολλο p-IRIR SAR της Thiel et al. (2011) και υπολογίστηκε η g-value για τους 290°C (εικόνα 5.35). Η g-value κάθε δισκίου υπολογίστηκε από την αναπαράσταση του σήματος συναρτήσει του λογαριθμικά κανονικοποιημένου χρόνου που έχει επέλθει μετά την ακτινοβολήση (Buylaert et al., 2011) (εικόνα 5.36). Σημειώθηκε μία μέση τιμή g-value της τάξης του 5.6 ± 0.1 , ποσοστό το οποίο πρέπει να ληφθεί υπόψη στον τελικό υπολογισμό των ηλικιών, ώστε αυτές να μην προκύψουν υποεκτιμημένες.



Εικόνα 5. 35: Υπολογισμός της μέσης τιμής g-value για το δείγμα BRN3. Τα κανονικοποιημένα p-IRIR₂₉₀ σήματα αναπαρίστανται συναρτήσει του χρόνου που έχει επέλθει μετά την ακτινοβολήση. Η g-value ανταποκρίνεται στο ποσοστό εξασθένησης του σήματος ανά δεκαετία.

Έπειτα από την πραγματοποίηση όλων των τεστ αξιοπιστίας, καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι η εφαρμογή τόσο του πρωτοκόλλου OSL SAR στο δείγμα THE2, στο οποίο ακολουθήθηκε η

ίδια διαδικασία με τον άστριο (με εξαίρεση το τεστ εξασθένησης το οποίο δεν εφαρμόζεται για το χαλαζία) όσο και του πρωτοκόλλου p-IRIR SAR στα δείγματα BRN1, BRN2, BRN3, BRN4, BRN5, BRN6 και BRN7, THE1 και THE3, δίνει αξιόπιστες και ακριβείς τιμές Ισοδύναμων δόσεων (D_{es}), οι οποίες θα οδηγήσουν στην ορθή εκτίμηση των ηλικιών των δειγμάτων που συλλέχθηκαν από την παράκτια ζώνη του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου.

5.5.3 Υπολογισμός Ηλικιών

Όπως ήδη έχει αναφερθεί, ο υπολογισμός των ηλικιών προέρχεται από το λόγο των Ισοδύναμων δόσεων (D_{es}) προς το Ρυθμό δόσεων (D_{Rs}).

➤ Υπολογισμός Ισοδύναμων δόσεων (D_{es})

Για τον υπολογισμό των Ισοδύναμων δόσεων (D_{es}), χρησιμοποιήθηκε το πρωτόκολλο OSL SAR (Duller 2003; Murray and Wintle 2000; 2003, Wintle and Murray 2006) (πίνακας 5.3) για το δείγμα THE2 και το πρωτόκολλο p-IRIR SAR (Thiel et al., 2011) (πίνακας 5.5) για τα δείγματα BRN1, BRN2, BRN3, BRN4, BRN5, BRN6, BRN7, THE1 και THE3.

Πίνακας 5. 8: Οι ισοδύναμες δόσεις που προέκυψαν από την εφαρμογή των πρωτοκόλλων OSL SAR (Duller 2003; Murray and Wintle 2000; 2003, Wintle & Murray 2006) p-IRIR SAR (Thiel et al., 2011).

Δείγματα	Ισοδύναμη δόση-De (Gy)
BRN1	445.84 ± 18.75
BRN2	360.88 ± 18.51
BRN3	499.25 ± 23.45
BRN4	442.92 ± 18.25
BRN5	520.03 ± 28.41
BRN6	398.65 ± 17.04
BRN7	464.09 ± 22.85
THE1	762.15 ± 38.57
THE2	514.57 ± 66.37
THE3	325.4 ± 15.94

Από κάθε δείγμα μετρήθηκαν δώδεκα (12) δισκία σύμφωνα με τα πρωτόκολλα των Duller (2003), Murray and Wintle (2000; 2003), Wintle and Murray (2006) και Thiel et al. (2011). Για κάθε δισκίο ξεχωριστά ελέγχθηκαν οι εξής παράμετροι: Λόγοι Ανακύκλωσης (Recycling Ratios) οι οποίοι πρέπει να είναι εντός του εύρους τιμών 0.9-1.1, Λόγοι Ανάκτησης (Recuperation Ratios) οι οποίοι πρέπει να είναι <3% (Aitken, 1998; Aitken and Smith, 1988; Rhodes, 1988) καθώς και η ταχύτητα κορεσμού(D_0) (Athanasas, 2011) όπου πρέπει να ισχύει η σχέση $D_e < 2D_0$.

Οι παράμετροι αυτοί καθορίζουν την επιλογή των κατάλληλων δισκίων τα οποία μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την εκτίμηση ασφαλών και αξιόπιστων αποτελεσμάτων D_{es} . Στον πίνακα 5.8 φαίνονται τα αποτελέσματα των D_{es} για κάθε δείγμα.

➤ Υπολογισμός ρυθμών Δόσης (Dose Rate)

Για τον υπολογισμό των ρυθμών δόσης απαιτείται ο προσδιορισμός του μεγέθους των κόκκων, του ποσοστού υγρασίας που έχει συγκρατήσει το δείγμα, η συνεισφορά της ακτινοβολίας α , β , γ , (U, Th, K) (Aitken, 1985) καθώς και της κοσμικής ακτινοβολίας στο δείγμα, της οποίας η ένταση διαφοροποιείται αναλόγως με το γεωγραφικό μήκος και πλάτος, το χρόνο, το βάθος, το υψόμετρο της περιοχής δειγματοληψίας (Prescott and Hutton, 1982; 1988; 1994) καθώς και το πάχος της επιφάνειας των κόκκων που αφαιρέθηκε με την προσθήκη του υδροφθορίου (Aitken, 1985).

Στην παρούσα διατριβή, ο υπολογισμός των εξωτερικών ρυθμών δόσης έγινε χρησιμοποιώντας τις χημικές αναλύσεις των στοιχείων U, Th, K και Rb οι οποίες προέκυψαν από τη μέθοδο Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS; ACME laboratories, Canada). Στην περίπτωση όμως του αστρίου υπάρχει και συνεισφορά από το εσωτερικό των κόκκων, ο λεγόμενος εσωτερικός ρυθμός δόσης, ο οποίος καθορίστηκε χρησιμοποιώντας τη χημική ανάλυση (U, Th, K, Rb) απομονωμένων κόκκων αστρίου με τη μέθοδο ICP-MS και τη μέτρηση της περιεκτικότητας του εσωτερικού K με το Ηλεκτρονικό Μικροσκόπιο Σάρωσης (SEM), το οποίο είναι εξοπλισμένο με διάταξη Energy Dispersive Spectrometer (EDS) micro-analysis. Επιπλέον, ένας εσωτερικός α ρυθμός δόσης 0,1Gy/ka προερχόμενος από U και Th περιλαμβάνεται επίσης στο συνολικό ρυθμό δόσης όπως προτείνεται από τη Mejdahl, (1987). Η περιεκτικότητα σε νερό βασίστηκε στις σημερινές τιμές υγρασίας (με απόκλιση $\pm 5\%$) που θεωρήθηκε ότι παραμένουν σταθερές κατά το χρονικό διάστημα απόθεσής τους. Η μείωση του ρυθμού δόσης λόγω της περιεκτικότητας σε νερό, διορθώθηκε χρησιμοποιώντας τους συντελεστές που προτείνονται από τον Zimmerman (1971).

Το πρόγραμμα που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό των συνολικών ρυθμών δόσης (Total Dose rates) είναι το "The Dose Rate calculator (DRc)" (Tsakalos et al., 2015) στο οποίο εισήχθησαν όλα τα απαραίτητα δεδομένα (πίνακας 5.9).

Πίνακας 5. 9: Κωδικοί δειγμάτων, χημικές αναλύσεις U, Th, K, Rb, βάθη, υγρασία, μεγέθη κόκκων, υψόμετρα, γεωγραφικές συντεταγμένες.

ΔΕΙΓΜΑ	U (ppm) INT	U (ppm) EXT	Th (ppm) INT	Th (ppm) EXT	Th (ppm) EXT	K (%) INT	K (%) EXT	Rb (ppm) INT	Rb (ppm) EXT	ΥΓΡΑΣΙΑ (%)	ΒΑΘΟΣ (m)	ΥΨΟ ΜΕΤ ΡΟ (m)	ΜΕΓΕΘΟΣ ΚΟΚΚΩΝ (μ m)	ΓΕΩΓΡ. ΜΗΚΟΣ	ΓΕΩΓΡ. ΠΛΑΤΟΣ
BRN1	0.13 \pm 0.04	0.3 \pm 0.06	1.12 \pm 0.15	1.1 \pm 0.16	7.2 \pm 1.14	4.1 \pm 0.64	0.18 \pm 0.02	12.11 \pm 2.56	12.11 \pm 1.14	5.25 \pm 0.26	3.5	2.1	80-125	461339.69	4261345.15
BRN2	0.1 \pm 0.01	0.3 \pm 0.04	0.11 \pm 0.01	1.2 \pm 0.18	5.7 \pm 0.85	4.0 \pm 0.6	0.13 \pm 0.02	16.9 \pm 2.53	5.7 \pm 0.85	0.92 \pm 0.04	3	2.3	80-125	461339.69	4261345.15
BRN3	0.34 \pm 0.04	0.33 \pm 0.03	1.12 \pm 0.16	0.83 \pm 0.12	28 \pm 1.96	4.13 \pm 0.6	0.32 \pm 0.04	30 \pm 2.56	28 \pm 1.96	1.59 \pm 0.07	6	1.9	80-125	460978.17	4261716.78
BRN4	0.2 \pm 0.03	0.9 \pm 0.13	0.11 \pm 0.01	0.9 \pm 0.13	6.1 \pm 0.91	6.0 \pm 0.9	0.14 \pm 0.02	17.2 \pm 2.58	6.1 \pm 0.91	1.04 \pm 0.05	6.5	1.4	80-125	460978.17	4261716.78
BRN5	0.2 \pm 0.04	0.4 \pm 0.06	1.02 \pm 0.17	0.8 \pm 0.12	6.9 \pm 1.03	4.1 \pm 0.72	0.21 \pm 0.03	12.15 \pm 2.57	6.9 \pm 1.03	2.73 \pm 0.07	3.9	1.7	80-125	461339.69	4261345.15
BRN6	0.2 \pm 0.03	0.3 \pm 0.04	1.11 \pm 0.16	0.9 \pm 0.13	5.9 \pm 0.88	4.2 \pm 0.63	0.15 \pm 0.02	17.11 \pm 2.56	5.9 \pm 0.88	0.69 \pm 0.03	2.9	2.7	80-125	461339.69	4261345.15
BRN7	0.2 \pm 0.03	1 \pm 0.15	1.11 \pm 0.16	1.1 \pm 0.16	7.5 \pm 1.12	6.1 \pm 0.91	0.18 \pm 0.02	17.11 \pm 2.56	7.5 \pm 1.12	0.63 \pm 0.03	4.9	3	80-125	460978.17	4261716.78
THE1	0.33 \pm 0.04	1.1 \pm 0.16	1.09 \pm 0.16	2.4 \pm 0.36	30.9 \pm 1.63	7.4 \pm 1.11	0.6 \pm 0.09	16.8 \pm 2.52	30.9 \pm 1.63	2.93 \pm 0.14	5.4	0.4	80-125	429030.52	4278211.46
THE2	0.38 \pm 0.05	0.6 \pm 0.09	1.15 \pm 0.17	1.4 \pm 0.22	8.5 \pm 1.27	6.5 \pm 0.97	0.15 \pm 0.02	16.3 \pm 2.44	8.5 \pm 1.27	0.68 \pm 0.03	4.6	1.2	4-11	429030.52	4278211.46
THE3	0.36 \pm 0.05	0.4 \pm 0.06	1.17 \pm 0.17	0.6 \pm 0.09	3.5 \pm 0.52	6.3 \pm 0.94	0.05 \pm 0.01	16.7 \pm 2.50	3.5 \pm 0.52	0.15 \pm 0.01	3.9	1.9	80-125	429030.52	4278211.46

Στον παρακάτω πίνακα παρατίθενται οι ρυθμοί δόσης, όπως αυτοί υπολογίστηκαν από το πρόγραμμα DRc. Σημειώνεται ότι, ο εσωτερικός ρυθμός δόσης του χαλαζιακού δείγματος THE2 δεν υπολογίστηκε διότι, η συνεισφορά του στο συνολικό ρυθμό δόσης, θεωρείται αμελητέα (Preusser et al., 2008).

Πίνακας 5. 10: Ρυθμοί δόσης (DR).

ΔΕΙΓΜΑ	ΕΣΩΤΕΡΙΚΟΣ ΡΥΘΜΟΣ ΔΟΣΗΣ (Gy/ka)	ΕΞΩΤΕΡΙΚΟΣ ΡΥΘΜΟΣ ΔΟΣΗΣ (Gy/ka)	ΡΥΘΜΟΣ ΔΟΣΗΣ (Gy/ka)
BRN1	0.23±0.04	0.43±0.03	0.66±0.04
BRN2	0.15±0.03	0.42±0.03	0.57±0.04
BRN3	0.29±0.04	0.56±0.04	0.85±0.04
BRN4	0.24±0.05	0.5±0.03	0.74±0.06
BRN5	0.23±0.04	0.46±0.03	0.69±0.11
BRN6	0.25±0.04	0.42±0.02	0.67±0.04
BRN7	0.3±0.05	0.61±0.04	0.91±0.06
THE1	0.35±0.06	1.1±0.08	1.45±0.1
THE2	-	0.49±0.03	0.49±0.03
THE3	0.36±0.06	0.3±0.02	0.66±0.09

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Aitken M.J. 1985: Thermoluminescence dating, Academic Press: London.

Aitken M.J. 1998: An introduction to optical dating. The dating of Quaternary sediments by the use of photon – stimulated luminescence, Oxford University Press, 267.

Aitken M.J. and Smith B.W. 1988: Optical dating: recuperation after bleaching. Quaternary Science Reviews, 7, 387-394.

Athanassas C. 2011: Constraints on the precision of SAR in equivalent dose estimations close to saturation in Quartz, Geochronometria, 38, 413-423.

Auclair M., Lamothe M., Huot S. 2003: Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR, Radiation Measurements, 37(4-5), 487-492.

Buylaert J.P., Murray A.S., Huot S., Vriend M.G.A., Vandenberghe D., De Corte F., Van den haute P. 2006: A Comparison of quartz OSL and Isothermal TL measurements on chinese loess, Radiation Protection Dosimetry, 119(1-4), 474–478.

Buylaert J.P., Thiel C., Murray A., Vandenberghe D., Yi S., Lu H. 2011: IRSL and post-IR IRSL residual doses recorded in modern dust samples from the Chinese Loess Plateau, Geochronometria 38, 432-440.

Duller G.A.T. 2001: Analyst manual, 36.

Duller G.A.T. 2003: Distinguishing quartz and feldspar in single grain luminescence measurements, Radiation Measurements, 37, 161-165.

Fuchs M. and Lang A. 2001: OSL dating of coarse-grain fluvial quartz using single-aliquot protocols on sediments from NE Peloponnese, Greece, Quaternary Science Reviews, 783-787.

Godfrey-Smith D.I., Huntley D.J., Chen W.H. 1988: Optical Dating Studies of Quartz and Feldspar Sediment Extracts, Quaternary Science Reviews 7, 373-380.

Huntley D.J. and Lamothe M. 2001: Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correct, Canadian Journal of Earth Science, 38 (7), 1093-1106.

Klasen N., Fiebig M., Preusser F., Radtke U. 2006: Luminescence properties of glaciofluvial sediments from the Bavarian Alpine Foreland, *Radiation Measurements*, 41, 866-870.

Liritzis I., Kitis G., Galloway R.B., Vafiadou A., Tsirliganis N.C., Polymeris N.C. 2008: Probing luminescence dating of archaeologically significant carved rock types, *Mediterranean Archaeology and Archaeometry*, 61-79.

Mejdahl V. 1985: Thermoluminescence dating based on feldspars, *Nuclear Tracks*

Mejdahl V. 1987: Internal radioactivity in quartz and feldspar grains, *Ancient TL*, 5, 10-17.

Murray A.S. and Olley J.M. 1999: Determining sedimentation rates using luminescence dating. In: Bruns P. and Hass H.C., (Eds.), *Determination of Sediment Accumulation Rates*, GeoResearch Forum, Trans Tech Publications, Switzerland, 121-144.

Murray A.S. and Wintle A.G. 2000: Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol, *Radiation Measurements* 32, 57-73.

Murray A.S. and Wintle A.G. 2003: The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability, *Radiation Measurements* 37, 377-381.

Polymeris G.S., Kitis G. 2011: IRSL dating of a deep water core from Pylos, Greece; comparison to post IR- blue OSL and TL dating results, *Mediterranean Archaeology and Archaeometry*, 107-120.

Prescott J.R. and Hutton J.T. 1988: Cosmic ray and gamma ray dosimetry for TL and ESR, *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 14, 223-227.

Prescott J.R. and Hutton J.T. 1994: Cosmic ray contribution to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations, *Radiation Measurements*, 23(2-3), 497-500.

Preusser F., Degering D., Fuchs M., Hilgers A., Kadereit A., Klasen N., Krbetschek M., Richter, D., Spencer J.Q.G. 2008: Luminescence dating: basics, methods and applications, *Journal of Quaternary Science*, 57, 95-149.

Rhodes E.J. 1988: Methodological considerations in the optical dating of quartz, *Quaternary Science Reviews*, 7, 395-400.

Roberts R.G., Galbraith R.F., Olley J.M., Yoshida H., Laslett G.M. 1999: Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: Part II, results and implications, *Archaeometry*, 41, 365-395.

Roberts S. and Jackson J.A. 1991: Active normal faulting in central Greece: An overview, *The Geometry of Normal Faults*, In: Roberts A. M., Yielding G. and Freeman B. (Eds), Blackwell Scientific Publications, Oxford, Geological Society London Special Publications, Volume 56, 125-142.

Spooner N.A. and Questiaux D.G. 2000: Kinetics of red, blue and UV thermoluminescence and optically stimulated luminescence from quartz, *Radiation Measurements*, 32, 659-666.

Thiel C., Buylaert J.P., Murray A.S., Terhorst B., Hofer I., Tsukamoto S., Frechen M. 2011, Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) - Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol, *Quaternary International* 234(1-2), 23-31.

Tsakalos E., Christodoulakis J., Charalambous L. 2015: Dose Rate calculator (DRc) for luminescence and ESR dating - A Java application for dose rate and age determination, *Archaeometry*.

Wintle A.G. 1973: Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples, *Nature*, 245, 143-144.

Wintle A.G. and Murray A.S. 2006: A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols, *Radiation Measurements*, 41, 369-391.

Zacharias N., Kabourolou E., Bassiakos Y., Michael C.T. 2008: Dating and analysis of speleosediments from Aridaia at Macedonia, Greece, *Radiation Measurements*, 791-796.

Zhou L.P., Van Andel T.H. Lang A, 2000: A Luminescence Dating Study of Open-Air Palaeolithic Sites in Western Epirus, Greece, *Journal of Archaeological Science*, 609-620.

Zimmerman D.W. 1971: Thermoluminescence Dating Using Fine Grains from Pottery, *Archaeometry*, 13, 29-52.

Αθανασάς Κ, 2010: Νεοτεκτονική εξέλιξη της Δυτικής Μεσσηνίας κατά το Ανώτερο Τεταρτογενές, βασισμένη σε γεωχρονολογήσεις με τη μέθοδο της Φωταύγειας-συμβολή στην Αρχαιομετρία, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών - Σχολή Θετικών Επιστημών - Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος - Τομέας Δυναμικής, Τεκτονικής και Εφαρμοσμένης Γεωλογίας, Αθήνα.

Δούνας Α., Παγούνης Μ. και Γκατζογιάννης Α. 1987: Γεωλογικό φύλλο ΘΗΒΑΙ, κλίμακα 1:50000, ΙΓΜΕ.

Θεοδωρακοπούλου Α.Π. 2009: Η επίδραση των περιβαλλοντολογικών συνθηκών στην παλαιογεωγραφική εξέλιξη αρχαιολογικών θέσεων και στη διατήρηση των καταλοίπων αυτών, Διδακτορική διατριβή, Χαροκόπειο Πανεπιστήμιο - Τομέας Γεωγραφίας, Αθήνα.

Κατσικάτσος Γ., 1993: Γεωλογικό φύλλο ΕΡΕΤΡΙΑ, κλίμακα 1:50000, ΙΓΜΕ.

Κατσικάτσος Γ., Κούκης Γ., Μέττος Α. και Αλμπαντάκης Ν. 1978: Γεωλογικό φύλλο ΛΑΡΥΜΝΑ, κλίμακα 1:50000, ΙΓΜΕ.

Κατσικάτσος Γ., Κούνης Γ., Φυτίκας Μ., Αναστόπουλος Ι. και Κανάρης Ι. 1981: Γεωλογικό φύλλο ΨΑΧΝΑ-ΠΗΛΙΟΝ, κλίμακα 1:50000, ΙΓΜΕ.

Κατσικάτσος Γ., Μέττος Α. και Βιδάκης Μ. 1984: Γεωλογικό φύλλο ΙΣΤΙΑΙΑ, κλίμακα 1:50000, ΙΓΜΕ.

Κατσικάτσος Γ., Μέττος Α., Βιδάκης Μ. και Δούνας Α. 1986: Γεωλογικό φύλλο ΑΘΗΝΑΙ-ΕΛΕΥΣΙΣ, κλίμακα 1:50000, ΙΓΜΕ.

Μαράτος Γ., 1967: Γεωλογικό φύλλο ΕΛΑΤΕΙΑ, κλίμακα 1:50000, ΙΓΜΕ.

Μαράτος Γ., Ρηγόπουλος Κ. και Αθανασίου Α. 1965: Γεωλογικό φύλλο ΑΤΑΛΑΝΤΗ, κλίμακα 1:50000, ΙΓΜΕ.

Μαρίνος Γ., Αναστόπουλος Ι., Μαράτος Γ., Μελιδώνης Ν., Ανδρονόπουλος Β., Παπασταματίου Ι., Τάταρης Α., Βετούλης Δ., Μπορνόβας Ι., Κατσικάτσος Γ., Μαραγκουδάκης Ν. και Λαλεχός Ν. 1967: Γεωλογικό φύλλο ΛΑΜΙΑ, κλίμακα 1:50000, ΙΓΜΕ.

Μέττος Α., Ροντογιάννη Θ., Γεωργίου Χ. και Ιωακείμ Χ. 2011: Γεωλογικό φύλλο ΧΑΛΚΙΣ, κλίμακα 1:100000, ΙΓΜΕ.

Φωτιάδης Α. και Καρράς Ν. 2003: Γεωλογικό φύλλο ΣΤΕΝΗ-ΔΙΡΦΥΣ, κλίμακα 1:50000, ΙΓΜΕ.

Ψιλοβίκος Α. 2010: Ιζηματολογία, Εκδόσεις Τζιόλα.

6. ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΗΛΙΚΙΑΣ ΚΑΙ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ – ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Έχοντας υπολογίσει τις Ισοδύναμες δόσεις (D_{es}) και τους ρυθμούς δόσης (DR_s) μπορούμε να υπολογίσουμε την ηλικία του κάθε δείγματος, και προφανώς την ηλικία του γεωλογικού σχηματισμού από τον οποίο προέρχεται, χρησιμοποιώντας την εξίσωση της ηλικίας (πίνακας 6.1). Ο ακόλουθος πίνακας δείχνει τις εκτιμήσεις των ηλικιών, συμπεριλαμβανομένων των διορθώσεων για την εξασθένηση του αστρίου (anomalous fading, βλ. τεστ εξασθένησης αστρίου), για τις περιοχές της Δροσιάς και του Θεολόγου.

Πίνακας 6. 1: Εκτιμώμενες ηλικίες (σε χιλιάδες χρόνια) για 10 από τα δείγματα που συλλέχθηκαν από την παράκτια ζώνη του Βόρειου Εβοϊκού κόλπου (περιοχές Δροσιάς-Μπουρνώντα και Θεολόγου) καθώς και τα αντίστοιχα σφάλματά τους.

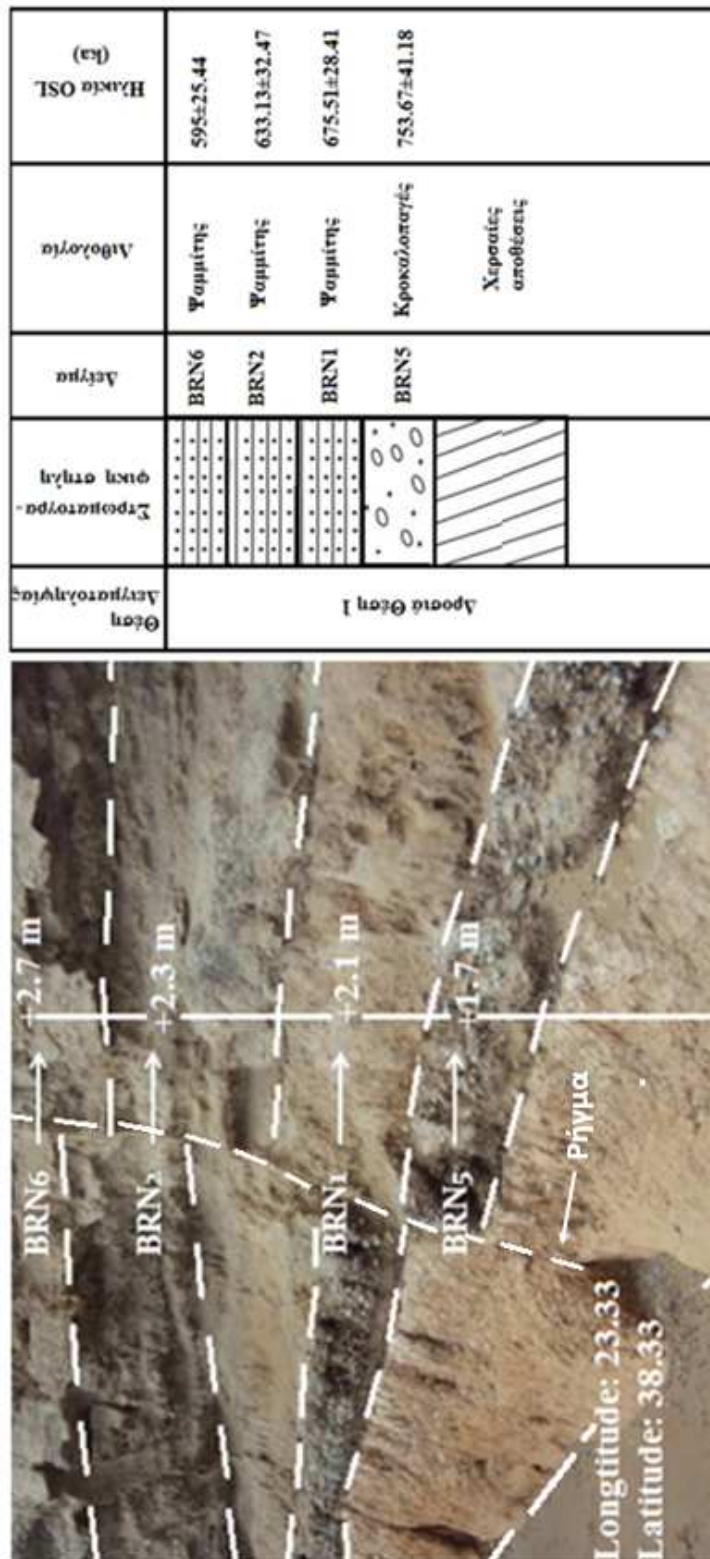
ΔΕΙΓΜΑ	ΙΣΟΔΥΝΑΜΗ ΔΟΣΗ (Gy)	ΡΥΘΜΟΣ ΔΟΣΗΣ (Gy/ka)	ΗΛΙΚΙΑ (ka)
BRN1	445.84 ± 18.75	0.66±0.04	675.51±28.41
BRN2	360.88 ± 18.51	0.57±0.04	633.13±32.47
BRN3	499.25 ± 23.45	0.85±0.04	587.38±28
BRN4	442.92 ± 18.25	0.74±0.06	598.55±24.67
BRN5	520.03 ± 28.41	0.69±0.11	753.67±41.18
BRN6	398.65 ± 17.04	0.67±0.04	595±25.44
BRN7	464.09 ± 22.85	0.91±0.06	509.99±25.11
THE1	762.15 ± 38.57	1.45±0.1	525.62±26.6
THE2	514.57 ± 66.37	0.49±0.03	514.57±66.37
THE3	325.4 ± 15.94	0.66±0.09	493.03±24.16

Στο σημείο αυτό, αξίζει να τονιστεί ότι από το τεστ έκθεσης στο ηλιακό φως είχε αποδειχθεί ότι υπάρχει ένα εναπομένον σήμα της τάξης των $\sim 5.6\text{Gy}$ (εικόνα 5.32) το οποίο αντιστοιχεί στο 1,5% περίπου της Ισοδύναμης δόσης ($D_e=472.53\text{Gy}$) του δείγματος, γεγονός το οποίο αποδεικνύει ότι είναι επαρκής ο μηδενισμός του σήματος κατά την απόθεση του ιζήματος, αφού το ποσοστό θεωρείται αμελητέο και επομένως δε θα υπολογισθούν υπερεκτιμημένες τιμές ηλικιών.

Παράκτια ζώνη Δροσιάς

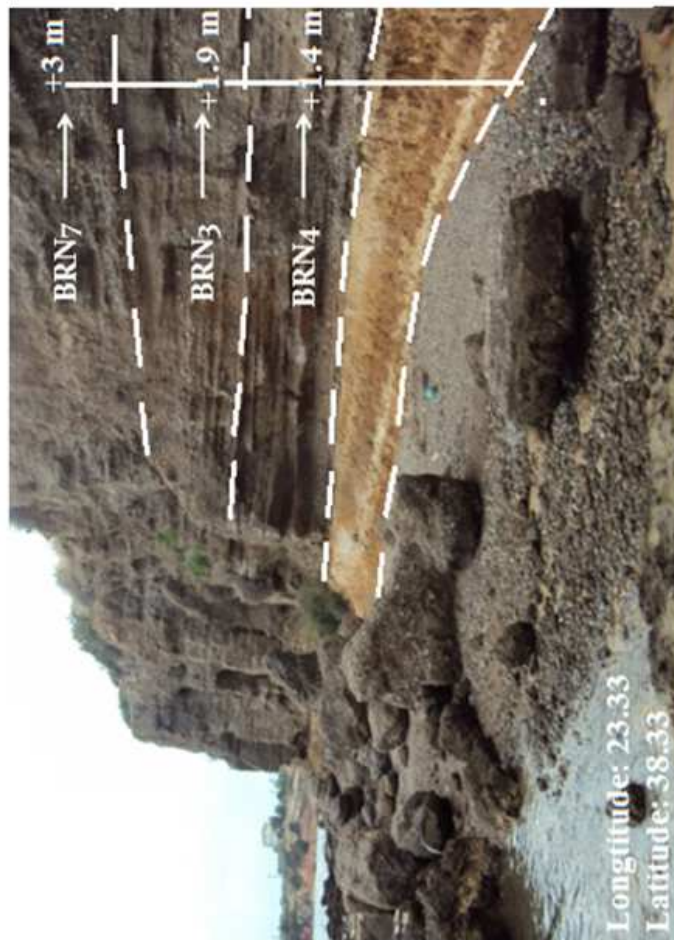
Από την παράκτια ζώνη της Δροσιάς (περιοχή Μπουρνώντας) τα δείγματα που χρονολογήθηκαν ανήκουν σε δύο διαφορετικές τομές. Στην θέση 1, τα δείγματα από το κατώτερο προς το ανώτερο έχουν ως εξής: Το δείγμα BRN5 είναι κροκαλοπαγές, με κοκκώδες/ασβεστούχο συνδετικό υλικό, το οποίο υποδεικνύει συνεισφορά από ποταμοχειμμάριο περιβάλλον και δημιουργία από ένα αρκετά σύντομο γεγονός υψηλής ενέργειας. Η ηλικία του προσδιορίστηκε στα 753.67 ± 41.18 χιλιάδες χρόνια. Τα δείγματα BRN1, BRN2 και BRN6 είναι ψαμμίτες υπόλευκοι, οι οποίοι περιέχουν θραύσματα απολιθωμάτων υφάλμυρου περιβάλλοντος (όπως π.χ. *Adelina elegans* – γίνεται σχετική αναφορά στην βιβλιογραφική ανασκόπηση σχετικά με τους γεωλογικούς σχηματισμούς της περιοχής). Τα δείγματα αυτά έδωσαν αντίστοιχα ηλικίες 675.51 ± 28.41 , 633.13 ± 32.47 και 595 ± 25.44 χιλιάδες χρόνια (εικόνα 6.1). Σύμφωνα με τη στρωματογραφική στήλη στη θέση της Θέσης 1 στη Δροσιά, ο ψαμμίτης-BRN6 υπέρκειται του ψαμμίτη-BRN2, ο οποίος υπέρκειται του ψαμμίτη-BRN1 και αυτός με τη σειρά του υπέρκειται του κροκαλοπαγούς (BRN5).

Παρόμοιας λιθολογίας είναι και τα δείγματα BRN3 και BRN4 της θέσης 2 στη Δροσιά. Πρόκειται για ψαμμίτες γκρίζου ανοιχτού χρώματος, που περικλείουν πολυάριθμα θραύσματα απολιθωμάτων και έχουν ηλικία αντίστοιχα 587.38 ± 28 και 598.55 ± 24.67 χιλιάδες χρόνια. Το δείγμα BRN7 είναι επίσης ψαμμίτης ανοικτού γκρίζου χρώματος, χωρίς απολιθώματα και η ηλικία του προσδιορίστηκε στα 509.99 ± 25.11 χιλιάδες χρόνια (εικόνα 6.2). Σύμφωνα επίσης με τη στρωματογραφική στήλη στη Θέση 1 της Δροσιάς, ο ψαμμίτης-BRN7 υπέρκειται του ψαμμίτη-BRN3, ο οποίος υπέρκειται του ψαμμίτη-BRN4.



Εικόνα 6. 1: Η στρωματογραφική στήλη της Θέσης 1 της παράκτιας ζώνης της Δροσιάς με τις αντίστοιχες απόλυτες ηλικίες όπως αυτές προέκυψαν με τη μέθοδο της φωταύγειας.

Θέση Δεγματοληψίας	Στρωματογραφική στήλη	Δείγμα	Διόλυση	Ηλικία OSL (ka)
Θέση 02η Δροσιά		BRN7	Ψαμίτης	509.99±25.11
		BRN3	Ψαμίτης	587.38±28
		BRN4	Χερσαίος αποθέσεις	598.55±24.67



Εικόνα 6. 2: Η στρωματογραφική στήλη της Θέσης 2 της παράκτιας ζώνης της Δροσιάς με τις αντίστοιχες απόλυτες ηλικίες όπως αυτές προέκυψαν με τη μέθοδο της φωταύγειας.

Παράκτια ζώνη Θεολόγου

Τα δείγματα που χρονολογήθηκαν προέρχονται από τις υφάλμυρες αποθέσεις που εμφανίζονται στην παράκτια ζώνη της περιοχής, και από το παλαιότερο προς το νεότερο, είναι τα εξής: Το δείγμα THE1 είναι μάργα η οποία περιέχει ενδιαστρώσεις κόκκινου αργιλο-υλιώδους υλικού, και η ηλικία της προσδιορίστηκε στα 525.62 ± 26.6 χιλιάδες χρόνια. Το δείγμα THE2 είναι ασβεστιτική μάργα λευκοκίτρινου χρώματος, συνεκτική, με λατύπες και παρουσία θαλάσσιων απολιθωμάτων-φυκών (που αναγνωρίζονται στο μικροσκόπιο) και ηλικία που φθάνει τα 514.57 ± 66.37 χιλιάδες χρόνια. Το δείγμα THE3 είναι ασβεστιτική μάργα, συνεκτική, με λατύπες όπου υπάρχει άφθονη παρουσία πολλών θραυσμάτων θαλάσσιων απολιθωμάτων και ηλικία που προσδιορίστηκε στα 493.03 ± 24.16 χιλιάδες χρόνια (εικόνα 6.3).

Θεση Δειγματοληψίας	Στρωματογραφική στήλη	Δείγμα	Λιθολογία	Ηλικία OSL (ka)
Θεολόγος		THE3	Κροκαλοπαγές Αββεστική Μίγμα με λατούρες και θαλάσσια στολιθώματα	493.03 ± 24.16
		THE2	Κροκαλοπαγές Αββεστική Μίγμα με λατούρες και θαλάσσια στολιθώματα	514.57 ± 66.37
		THE1	Μίγμα με κόκκινες αργιλο-λιγδείς ενδιαστρώσεις	525.62 ± 26.6



Εικόνα 6. 3: Η στρωματογραφική στήλη της παράκτιας ζώνης Θεολόγου με τις αντίστοιχες απόλυτες ηλικίες όπως αυτές προέκυψαν με τη μέθοδο της φωταύγειας.

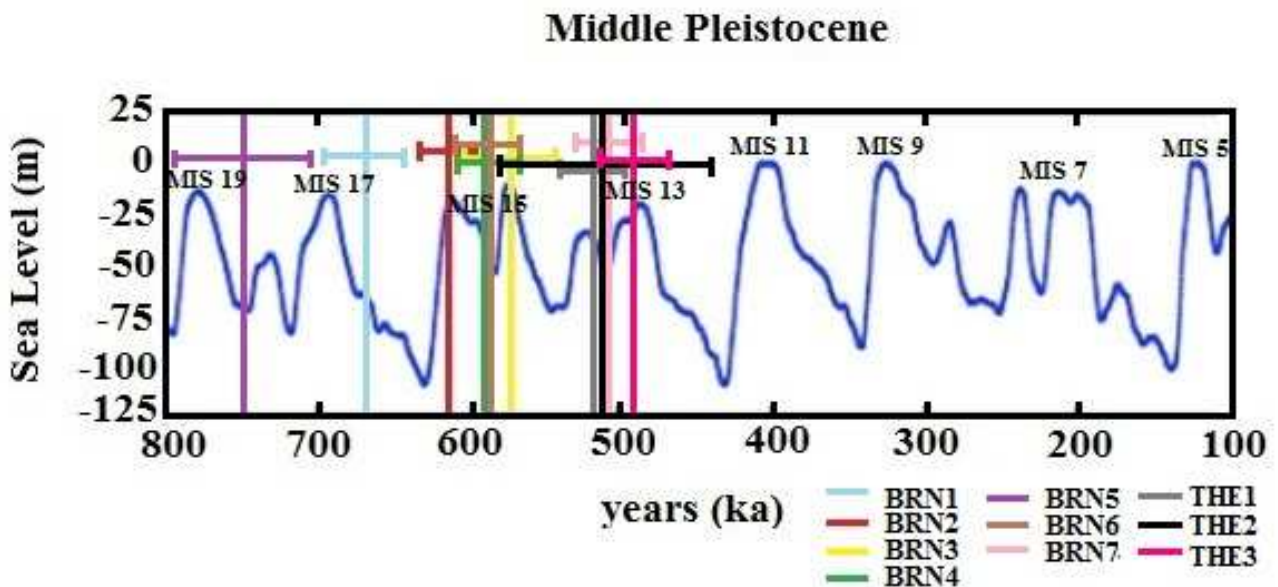
Σύμφωνα με τη στρωματογραφική στήλη στη θέση του Θεολόγου, η ασβεστιτική μάργα-THE3 υπέρκειται της ασβεστιτικής μάργας-THE2 και αυτή με τη σειρά της υπέρκειται της μάργας (THE1) με τις ηλικίες να βρίσκονται επίσης σε κανονική αλληλουχία. Σημειώνεται ότι το δείγμα THE1 εμφανίζει χαρακτήρες υφάλμυρης ιζηματογένεσης, ενώ τα υπερκείμενα δείγματα χαρακτήρες καθαρά θαλάσσιου περιβάλλοντος.

Συζήτηση και ερμηνεία των αποτελεσμάτων

Οι ευστατικές μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης αποτελούν έναν απ' τους σημαντικότερους συντελεστές που καθορίζουν το καθεστώς της απόθεσης των παράκτιων και υφάλμυρων σχηματισμών. Έχουν συνταχθεί από διάφορους ερευνητές αρκετές ευστατικές καμπύλες, οι οποίες δείχνουν τις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης κατά το Τεταρτογενές, το οποίο χαρακτηρίζεται από την εναλλαγή παγετωδών και μεσοπαγετωδών περιόδων, και οι οποίες θα μπορούσαν να χρησιμοποιηθούν για το συσχέτισμό των ηλικιών με τα διάφορα Θαλάσσια Ιστοτοπικά Στάδια (MIS). Στην παρούσα διατριβή θα χρησιμοποιηθεί η ευστατική καμπύλη των Bintanja et al. (2005), η οποία κατασκευάστηκε βάσει δεδομένων πυρήνων ιζημάτων συλλεγμένων από διάφορες περιοχές και θεωρείται αντιπροσωπευτική και για τις μεταβολές της στάθμης της θάλασσας στην περιοχή της Μεσογείου, προκειμένου να αναπαραστήσουμε τις ηλικίες που ελήφθησαν σε σχέση με τη στάθμη της θάλασσας στο παρελθόν, κατά τη διάρκεια, βέβαια, του Τεταρτογενούς.

Όπως φαίνεται και από την εικόνα 6.4, όπου στην ευστατική καμπύλη προστέθηκαν οι ηλικίες των γεωλογικών σχηματισμών που προσδιορίστηκαν στην παρούσα διατριβή, οι τιμές τους συγκεντρώνονται για μεν την περιοχή του Θεολόγου στο Θαλάσσιο Ιστοτοπικό στάδιο (MIS) 12,13,14,15, για τη Θέση 1 της περιοχής της Δροσιάς στο Θαλάσσιο Ιστοτοπικό στάδιο (MIS) 15,16,17,18,19, και για τη Θέση 2 επίσης της περιοχής της Δροσιάς στο Θαλάσσιο Ιστοτοπικό στάδιο (MIS) 13,14,15. Έτσι, με βάση την απόλυτη χρονολόγηση των δειγμάτων που ελήφθησαν από τις παράκτιες αποθέσεις της περιοχής Θεολόγου και Δροσιάς του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου προκύπτει ότι αυτές μπορούν να αποδοθούν στο Μέσο Πλειστόκαινο. Η ηλικία αυτή παραμένει ακόμη και αν ληφθεί υπόψη το μέγιστο των σφαλμάτων των χρονολογήσεων.

Σύμφωνα με τα δεδομένα παλαιότερων ερευνών χρονολόγησης των ίδιων σχηματισμών, με βάση όμως παλαιοντολογικούς προσδιορισμούς (γαστερόποδων, ελασματοβραγχίων και οστρακωδών), στους συγκεκριμένους σχηματισμούς έχει αποδοθεί ηλικία είτε Ανώτερο Πλειόκαινο – Κατώτερο Πλειστόκαινο (Μαυρίδης et al., 2006) είτε Κατώτερο-Μέσο Πλειστόκαινο (Κουμαντάκης, 1969; Keraudren, 1970-1972; 1975; Phillip, 1974; Lemeille, 1977; Rondoyanni-Tsiambaou, 1984; Genre 1999). Με βάση τα αποτελέσματα της παρούσας έρευνας, προσδιορίζονται ακριβέστερα οι ηλικίες σχηματισμών που χρονολογούνταν μέσα σε ευρέα πλαίσια βάσει βιοστρωματογραφικών κριτηρίων και τοποθετούνται με μεγαλύτερη βεβαιότητα στο Μέσο Πλειστόκαινο.



Εικόνα 6. 4: Σύγκριση ρ -IRIRSL ηλικιών της περιοχής μελέτης με τις μεταβολές της θαλάσσιας στάθμης κατά το Μέσο Πλειστόκαινο (τροποποιημένο από Bintanja et al., 2005).

Λαμβάνοντας υπόψη τα αποτελέσματα των γεωχρονολογήσεων μπορούμε να συμπεράνουμε ότι η πρώτη είσοδος της θάλασσας στον Βόρειο Ευβοϊκό κόλπο ξεκίνησε στις αρχές του Μέσου Πλειστόκαινου. Εδώ σημειώνεται, ότι η είσοδος της θάλασσας θεωρείται ως η πρώτη είσοδος στον Ευβοϊκό, λόγω του γεγονότος ότι οι υφάλμυροι τεταρτογενείς γεωλογικοί σχηματισμοί του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου, είναι οι πρώτοι που εμφανίζονται στη μελετηθείσα περιοχή με χαρακτηριστικές υφάλμυρης και ρηχής θαλάσσιας ιζηματογένεσης, μετά από εκτεταμένη

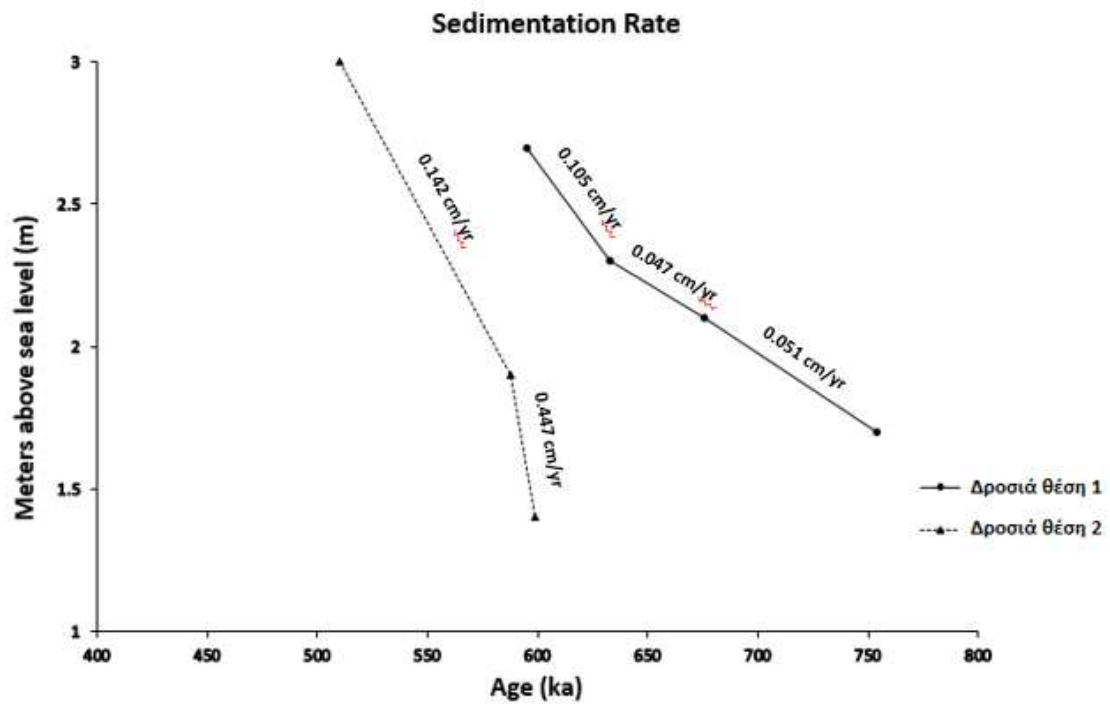
ηπειρωτική (λιμναία κυρίως και χερσαία) ιζηματογένεση. Παρατηρώντας την ευστατική καμπύλη, γίνεται αντιληπτό ότι στην παράκτια ζώνη του Θεολόγου οι ηλικίες των δειγμάτων THE1, THE2 και THE3 συμπεριλαμβανομένων και των σφαλμάτων τους, υποδηλώνουν ότι τα στρώματα αυτά σχηματίστηκαν είτε σε θερμές περιόδους ανόδου της θαλάσσιας στάθμης (MIS 13,15) όπου η στάθμη της θάλασσας βρισκόταν σε υψηλά επίπεδα αλλά χαμηλότερα από τη σημερινή (Bintanja et al., 2005) είτε σε ψυχρές περιόδους πτώσης της θαλάσσιας στάθμης (MIS 12, 14) σε αρκετά χαμηλότερα επίπεδα απ' τη σημερινή. Θα έπρεπε συνεπώς σήμερα τα ιζήματα αυτά να βρίσκονται βυθισμένα κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας, γεγονός που δεν συμβαίνει λόγω της τεκτονικής δραστηριότητας που παρουσιάζει η περιοχή. Παρόμοια εικόνα διαπιστώνεται και για τις Θέσεις 1 και 2 των αποθέσεων της Δροσιάς οι οποίες φαίνεται να σχηματίστηκαν κατά τα Ισοτοπικά στάδια MIS 15,16,17,18,19 και MIS 13,14,15 (εικόνα 6.4). Αντίστοιχα και οι αποθέσεις αυτές θα έπρεπε να εντοπιστούν είτε βυθισμένες αρκετά μέτρα (ψυχρό στάδιο πτώσης της θαλάσσιας στάθμης) κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας, είτε κοντά στη σημερινή στάθμη της θάλασσας (θερμό στάδιο ανόδου της θαλάσσιας στάθμης). Αντιθέτως όπως και στο Θεολόγο, βρίσκονται έως 3 m πάνω από τη σημερινή θαλάσσια στάθμη, γεγονός που θα μπορούσε και πάλι να εξηγηθεί ως σχετική ανύψωση της χέρσου λόγω νεοτεκτονικής δραστηριότητας (Παλυβός, 2001).

Στην περιοχή του Θεολόγου, αρχικά δημιουργήθηκε το στρώμα της μάργας με τις κόκκινες αργιλο-ιλυώδεις ενδιαστρώσεις (THE1) το οποίο είναι και το παλαιότερο (525 ± 26 ka) στη συνέχεια αποτέθηκε το στρώμα της ασβεστιτικής μάργας -THE2 (514 ± 66 ka) στο MIS 13, σε στάδιο ανόδου της θάλασσας σε υψηλότερα επίπεδα απ' ότι το προηγούμενο στρώμα. Τελευταίο, δημιουργήθηκε το στρώμα της ασβεστιτικής μάργας-THE3 (493 ± 24) το οποίο είναι το νεότερο και πιθανότατα δημιουργήθηκε σε στάδιο ανόδου της θαλάσσιας στάθμης ανώτερο απ' το προηγούμενο (συμπεριλαμβανομένων των σφαλμάτων). Θα μπορούσαμε δηλαδή να θεωρήσουμε ότι οι υφάλμυρες αποθέσεις του Θεολόγου σχηματίστηκαν περίπου ~ 30 m κάτω από τη σημερινή θαλάσσια στάθμη. Λαμβάνοντας υπόψη ότι αυτοί βρίσκονται πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας και όχι σε βάθος περίπου 30 m κάτω απ' τη σημερινή στάθμη, είναι εύλογο οι αποκλίσεις αυτές να αποδοθούν όχι μόνο στον ευστατισμό αλλά και σε τεκτονισμό.

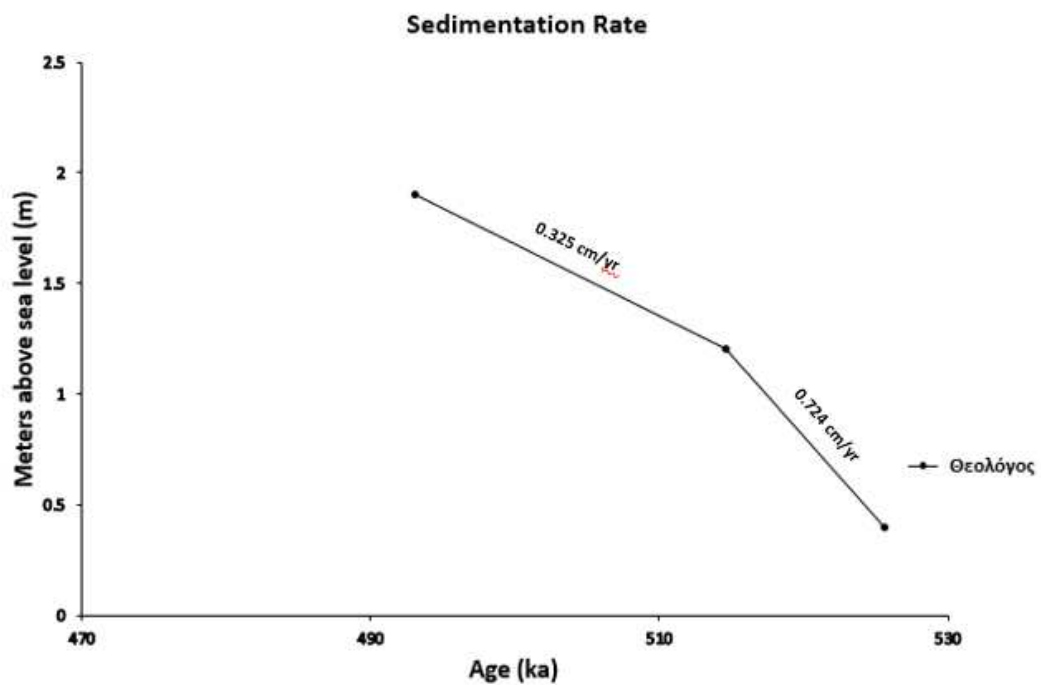
Στη θέση 1 της περιοχής της Δροσιάς αρχικά δημιουργήθηκε το στρώμα του κροκαλοπαγούς (BRN5) το οποίο είναι και το παλαιότερο (753 ± 41 ka) από ποταμοχειμμάρια υλικά μεταφερόμενα από τη χέρσο και αποτιθέμενα σε πολύ ρηχό θαλάσσιο περιβάλλον. Στη συνέχεια δημιουργήθηκε τα στρώματα των ψαμμιτών BRN1 (675 ± 28 ka) και BRN2 (633 ± 32 ka) και τέλος, δημιουργήθηκε το στρώμα του ψαμμίτη-BRN6 (595 ± 25) το οποίο είναι το νεότερο στρωματογραφικά.

Η ίδια λιθοστρωματογραφία παρατηρείται και στη θέση 2 της Δροσιάς, όπου αρχικά δημιουργήθηκε το στρώμα του ψαμμίτη-BRN4 (598 ± 24 ka), στη συνέχεια δημιουργήθηκε το στρώμα του ψαμμίτη-BRN3 (587 ± 35 ka) και τελευταίο, το στρώμα του ψαμμίτη-BRN7 (509 ± 25) το οποίο είναι και το νεότερο.

Οι ηλικίες που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου της φωταύγειας στην παρούσα διατριβή, μπορούν να βοηθήσουν στην εκτίμηση του ρυθμού απόθεσης των σχηματισμών που μελετήθηκαν, καθώς και τους ρυθμούς ανύψωσης των παράκτιων περιοχών του νότιου τμήματος του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου. Σε ότι αφορά τους ρυθμούς ιζηματογένεσης, αυτοί εμφανίζονται σχετικά μικροί. Συγκεκριμένα, στη θέση 1 της Δροσιάς, για το χρονικό διάστημα 675-753 ka υπολογίστηκε ρυθμός της τάξης των 0.051 cm/yr, για το χρονικό διάστημα 633-675 ka 0.047 cm/yr και για το χρονικό διάστημα 595-633 ka 0.105 cm/yr (εικόνα 6.5). Στη θέση 2 της Δροσιάς, για το χρονικό διάστημα 587-598 ka ο ρυθμός ιζηματογένεσης φθάνει τα 0.447 cm/yr και για το χρονικό διάστημα 509-587 ka 0.142 cm/yr (εικόνα 6.5). Στην περιοχή του Θεολόγου για το χρονικό διάστημα 514-525 ka ο ρυθμός ιζηματογένεσης είναι της τάξης των 0.724 cm/yr και για το χρονικό διάστημα 493-514 ka 0.325 cm/yr (εικόνα 6.6).



Εικόνα 6. 5: Ρυθμοί ιζηματογένεσης για τη θέση 1 και 2 της περιοχής της Δροσιάς.



Εικόνα 6. 6: Ρυθμός ιζηματογένεσης για την περιοχή του Θεολόγου.

Σύμφωνα με την βιβλιογραφία (Καμπέρη και Σακελλαρίου, 2006) μετρήσεις σε διάφορα σημεία του κόλπου έχουν δώσει τιμές ρυθμών ιζηματογένεσης, σε νεότερους όμως γεωλογικούς σχηματισμούς, που κυμαίνονται από 0.26 – 0.33 cm/yr. Παρατηρούμε λοιπόν πως οι ρυθμοί ιζηματογένεσης που υπολογίσαμε είναι σε καλή συμφωνία με τις εκτιμήσεις προηγούμενων ερευνών.

Σε ό,τι αφορά τους ρυθμούς ανύψωσης, εκτιμώντας την ηλικία των αποθέσεων, ο μέσος πιθανός ρυθμός ανύψωσης που προκύπτει κυμαίνεται από 0.11 έως 0.15 mm/yr. Ένας πιθανός ρυθμός ανύψωσης που βρέθηκε για την περιοχή του Θεολόγου είναι της τάξης των 0.15 mm/y περίπου και για τη περιοχή της Δροσιάς, παρόμοιος ρυθμός, περί τα 0.11 mm/y, για τις θέσεις 1 και 2. Παρατηρούμε, ότι και στις τρεις θέσεις υπάρχει ένας ρυθμός ανύψωσης περίπου ίδιος, επομένως θα μπορούσαμε να τον χρησιμοποιήσουμε ως έναν πιθανό ρυθμό ανύψωσης της παράκτιας ζώνης του νότιου τμήματος του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου από το Μέσο Πλειστόκαινο έως σήμερα.

Αναλύοντας τα αποτελέσματα της παρούσας έρευνας, τόσο των παρατηρήσεων υπαίθρου όσο και των εργαστηριακών αποτελεσμάτων, προκύπτουν ορισμένες διαπιστώσεις αλλά και ερωτήματα για την εξέλιξη της περιοχής και συγκεκριμένα:

Οι υφάλμυροι τεταρτογενείς σχηματισμοί που εμφανίζονται στην περιοχή της Δροσιάς και του Θεολόγου, στις δυτικές ακτές του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου, αποτελούν προφανώς υπολείμματα αποθέσεων που είχαν αποτεθεί και σε άλλες θέσεις κατά μήκος του κόλπου. Η σημερινή απουσία τους οφείλεται σε φαινόμενα διάβρωσης ή και κυρίως διαφορικών κατακόρυφων κινήσεων κατά μήκος του κόλπου λόγω τεκτονισμού, ο οποίος έδρασε μετά την απόθεσή τους.

Οι αποθέσεις της περιοχής της Δροσιάς είναι παλαιότερες από αυτές του Θεολόγου. Η είσοδος της θάλασσας έγινε από την περιοχή του καναλιού των Ωρεών ή από την περιοχή της Χαλκίδας και του Νότιου Ευβοϊκού κόλπου?

Οι ρυθμοί ιζηματογένεσης και των δύο περιοχών είναι σχετικά μικροί κάτι το οποίο υποδηλώνει ήρεμο περιβάλλον απόθεσης χωρίς έντονες κλιματικές αλλαγές. Συγκεκριμένα, παρατηρείται αύξηση του ρυθμού ιζηματογένεσης από τα κατώτερα προς τα ανώτερα

στρώματα στη θέση 1 της Δροσιάς ενώ το αντίθετο παρατηρείται να συμβαίνει στη θέση 2 της Δροσιάς καθώς και στην περιοχή του Θεολόγου όπου ο ρυθμός ιζηματογένεσης εμφανίζεται και αρκετά πιο αυξημένος. Οι αυξομειώσεις του ρυθμού ιζηματογένεσης που παρατηρούνται, θα μπορούσαν να ερμηνευθούν από τη μορφολογία του κόλπου και την ετερογένεια των κατακόρυφων κινήσεων νεοτεκτονικής αιτιολογίας, ακόμη και μεταξύ περιοχών που δεν απέχουν πολύ μεταξύ τους. Ο Ευβοϊκός Κόλπος είναι μια βαθιά ασύμμετρη τεκτονική λεκάνη η οποία οριοθετείται προς Νότο από ένα σύστημα πολλών υποθαλάσσιων ρηγμάτων (εικόνα 6.7), τα οποία είναι περίπου παράλληλα προς τις ακτές του Κόλπου και διατάσσονται κλιμακωτά κατά μήκος αυτού (Sakellariou et al., 2007). Η αυξημένη σεισμικότητα της περιοχής προκαλεί συχνά υποθαλάσσιες κατολισθήσεις και τσουνάμι κάτι το οποίο μπορεί να έχει μεγάλη επίδραση στη μεταφορά και απόθεση παράκτιων και υφάλμυρων ιζημάτων αλλά και στην σημερινή εικόνα της κατανομής τους, με αποτέλεσμα να επηρεάζει αρκετά τις τιμές των μετρούμενων ρυθμών ιζηματογένεσης (Αλεβίζος et al., 2009).



Εικόνα 6. 7: Απεικόνιση των υποθαλάσσιων ρηγμάτων του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου (Sakellariou et al., 2007).

Σε ότι αφορά τα ιζήματα που μελετήθηκαν, η διαφορά στο ρυθμό ιζηματογένεσης θεωρούμε πιθανότερο να οφείλεται κυρίως στην ύπαρξη ρηγμάτων και μικρορηγμάτων που επιδρούσαν κατά τη διάρκεια της ιζηματογένεσης (όπως εμφανίζονται στο γεωλογικό χάρτη της περιοχής και στις φωτογραφίες των εικόνων 6.8 και 6.9).

Σε ό,τι αφορά τη νεοτεκτονική δραστηριότητα του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου, αυτή εκδηλώνεται με τη δημιουργία ή ανάδραση πολυάριθμων ρηγμάτων και αντίστοιχη ισχυρή σεισμικότητα (Mercier et al., 1972; Philip, 1976; Lemeille, 1977; Rondoyanni-Tsiambaou, 1984, Ganas et al., 1997; 2006) (εικόνα 6.5, 6.6). Πολλά από τα ρήγματα αυτά είναι παράκτια, οπότε συνδέονται με καταβυθιστικές κινήσεις και δεν θα μπορούσαν να δικαιολογήσουν την ανύψωση της χέρσου. Από έρευνες όμως των Schneider., 1968, 1972; Ganas, 1997; Sakellariou et al., 2006; Alexander et al., 2015) διαπιστώθηκε ένας τοπικός ρυθμός ανύψωσης της τάξης των 0.2-0.5 mm/yr στην περιοχή, λόγω παρουσίας υποθαλάσσιων ρηγμάτων.



Εικόνα 6. 8: Νεοτεκτονική δραστηριότητα στην περιοχή του Θεολόγου (τροποποιημένο από Palynov et al., 2006, συμπεριλαμβάνονται ρήγματα των Philip, 1974; Lemeille, 1977; Katsikatsos et al., 1978; 1980; 1981; 1984; Rondogianni, 1984; Mettos et al., 1991; Ganas, 1997; Galanakis et al., 1998 και Lekkas et al., 1998).



Εικόνα 6. 9: Νεοτεκτονική δραστηριότητα στην περιοχή της Δροσιάς (τροποποιημένο από Rondoyanni et al., 2007).

Μια αντίστοιχη ερμηνεία θα μπορούσε να αποδοθεί και για την σημερινή κατανομή κατά μήκος του κόλπου των αποθέσεων που μελετήθηκαν, μικρό τμήμα των οποίων βρίσκεται πάνω από το σημερινό επίπεδο της θάλασσας. Μικρότερες εμφανίσεις παρόμοιων σχηματισμών εμφανίζονται και στην περιοχή μελέτης σύμφωνα με τους Κουμαντάκη (1969, 1973), Lemeille (1977), Rondoyanni (1984) στην Ανθηδώνα, στα Λουκίσια και στη νήσο Γραμμούσα.

Στο σημείο αυτό, αξίζει να σημειωθεί ότι με βάση τις μεταβολές της ευστατικής καμπύλης κατά τη διάρκεια του Μέσου Πλειστοκαίνου και λαμβάνοντας υπόψη το γεγονός ότι το μέγιστο βάθος του στενών των Λιχάδων δεν ξεπερνά τα 65-70 m, γίνεται αντιληπτό ότι ο Βόρειος Ευβοϊκός κόλπος ανά διαστήματα απομονωνόταν από το Αιγαίο και δρούσε ως λίμνη ενώ περιοδικά κατακλυζόταν πάλι από το θαλασσινό νερό και δρούσε ως λιμνοθάλασσα. Αυτό επιβεβαιώνεται και από την παρουσία της πανίδας των μαλακίων που έχει βρεθεί στις συγκεκριμένες αποθέσεις και έχει προσδιοριστεί από άλλους ερευνητές όπως προαναφέρθηκε, πανίδας παρόμοιας με αντίστοιχης ηλικίας της Κασπίας και Μαύρης

θάλασσας που αποδεικνύουν τη σύνδεση του κόλπου με τον Εύξεινο Πόντο και την Κασπία μέσω της θάλασσας του Μαρμαρά και του στενού των Δαρδανελίων τα οποία θεωρείται ότι αντιστοιχούν σε μεσοπαγετώδη υψηλή στάθμη θάλασσας (Ganas, 1997).

Σε ό,τι αφορά τις δυνατότητες της γεωχρονολόγησης με τη μέθοδο της φωταύγειας, διαπιστώθηκε περιορισμός στις χρονολογήσεις κάποιων δειγμάτων που συλλέχθηκαν από την παράκτια ζώνη του κόλπου, γεγονός που οφείλεται αφενός μεν στη φύση του υλικού (ανεπαρκής ποσότητα μετά τη χημική επεξεργασία ή μη τυπικά σήματα φωταύγειας) σε κάποια απ' αυτά και αφετέρου στον κορεσμό των σημάτων οπτικής φωταύγειας των χαλαζιακών κόκκων σε κάποια άλλα. Βέβαια, στην παρούσα διδακτορική διατριβή, το πρόβλημα του κορεσμού ξεπεράστηκε με τη χρήση κόκκων αστρίου, όπου αυτός ήταν επαρκής, χρησιμοποιώντας την τεχνική της Υπέρυθρης Οπτικά Διεγερμένης Φωταύγειας (IRSL) εκτός από ένα δείγμα το οποίο χρονολογήθηκε με την Οπτικά Διεγερμένη Φωταύγεια (OSL). Είναι ωστόσο, επιστημονικά ορθό να προσδιορίζονται όχι μόνο οι δυνατότητες αλλά και οι περιορισμοί καθεμιάς ακολουθούμενης μελετητικής μεθοδολογίας, ιδιαιτέρως εάν αυτή ευρίσκεται στο στάδιο της αναπτύξεώς της όπως συμβαίνει με τις μεθόδους χρονολόγησης που σχετίζονται με τις τεχνικές έρευνας της φωταύγειας.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Alexander C., Whittaker A.C., Walker S. 2015: Geomorphic constraints on fault throw rates and linkage times: Examples from the Northern Gulf of Evia, Greece, *Journal of Geophysical Research*, 120(1), 137-158.

Bintanja R., R.S.W. van de Wal, Oerlemans J. 2005: Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years, *Nature* 437, 125-128.

Galanakis, D., Pavlides, S., Moundrakis, D., 1998. Recent brittle tectonic in AlmyrosPagasiticos, Maliakos, N. Euboea and Pilio. *Bulletin of the Geological Society of Greece* 32, 263–273 (In Greek).

Ganas A., Sokos A., Agalos A., Leontakianakos G., Pavlides S. 2006: Coulomb stress triggering of earthquakes along the Atalanti fault, central Greece: Two April 1894 M6 + events and stress change patterns, *Tectonophysics*, 420, 357-369.

Ganas A., White K., Wadge G. 1997: SPOT DEM Analysis for fault segment mapping in the Lokris region, central Greece, *EARSel Advances in Remote Sensing Yearbook*, Volume 5, 46-53.

Genre C. 1999: Neotectonics and Late Holocene terraces. The example of Euboea (Central Eastern Greece), *Geomorphologie: relief, processus, environnement*, 2, 143-158.

Katsikatsos G., De Bruijn H., Van Der Meulen A.J. 1981: The Neogene of the island of Euboea, a review, *Geol. Mijnbouw, Amsterdam* 60, 509-516.

Katsikatsos G., Koukis G., Mettos A., Albandakis N. 1978: Geological map of Greece at 1 : 50,000 : Larymna sheet. Institute of Geological and Mineral Exploration, Athens.

Katsikatsos G., Kounis G., Fytikas M., Mettos A., Vidakis M. 1980: Geological map of Greece in 1 : 50,000: Limni sheet. Institute of Geological and Mineral Exploration, Athens.

Katsikatsos G., Mettos A., Vidakis M., 1984 : Geological map of Greece in 1 : 50,000 : Istiea sheet. Institute of Geological and Mineral Exploration, Athens.

Keraudren B. 1970 : Les Formations Quaternaires Marines de la Grèce (Première partie), Bulletin du Musée d' Anthropologie Préhistorique de Monaco, 16, 148.

Keraudren B. 1972 : Les Formations Quaternaires Marines de la Grèce, Bulletin du Musée d' Anthropologie Préhistorique de Monaco, 18, 233-277.

Keraudren B. 1975: Essai de stratigraphie et de paleogeographie du Plio-Pleistocene egeen, Bulletin de la Société géologique de France, Paris, VII (17), 1110-1120.

Lambeck K. 1996: Sea-level change and shore-line evolution in Aegean Greece since Upper Palaeolithic time, *Antiquity*, 70, 588-611.

Lekkas S., Alexopoulos A., Karotsieris Z., Lozios S., Kranis H., Skourtsos E., Kapourani E., Katsa O. 1998: Hydrogeological study of the watersheds of Nileas and Kireas Rivers (Evia) Univ. of Athens, Dpt. of Dynamic, Tectonic and Applied Geology, Programme Report (A) (in Greek).

Lemeille F. 1977: Etudes neotectoniques en Grece centrale nord-orientale (Eubee centrale, Attique, Beotie, Locride), Thèse Doctorat - de 3eme cycle, Université de Paris, XI, 173.

Mavrides A. 2006: Geological map of Greece scale 1:50.000, Chalkida sheet, IGME, Athens.

Mercier J.I., Bousquet B., Delibasis N., Drakopoulos I., Keraudren B., Lemeille F., Sorel D. 1972: Deformations en Compression dans le Quaternaire des Rivages Ioniennes (Cephalonie, Grece), *Donnees Neotectoniques et Seismiques, Academie de Sciences Comptes Rendus*, 275, 2307– 2310.

Mettos A., Rondogianni Th., Papadakis I., Paschos P., Georgiou Ch., 1991: New data on the geology of the Neogene deposits of N. Evia, *Bulletin of the Geological Society of Greece XXV* (3), 71–83 (in Greek).

Palyvos N., Bantekas I., Kranis H. 2006: Transverse fault zones of subtle geomorphic signature in northern Evia island (central Greece extensional province): An introduction to the Quaternary Nileas graben, *Geomorphology*, 76, 363-374.

Philip H. 1974: Etude néotectonique des rivages égéens en Locride et en Eubée nord orientale, Thèse de 3eme cycle, Académie de Montpellier.

Philip H. 1976: Une episode de deformation en compression a la base du Quaternaire en Grece centrale (Locris et Eubée nord-occidentale), Bulletin de la Société géologique de France, (7), XVIII (2), 287-292.

Rondoyanni Th., Galanakis D., Georgiou Ch., Baskoutas I. 2007: Identifying fault activity in the Central Evoikos Gulf (Greece), 11th International Congress, Athens.

Rondoyanni-Tsiambaou Th. 1984: Etude néotectonique des rivages occidentaux du canal d' Atalandi (Grèce Centrale), Thèse Doctorat, Université de Paris sud Centre d' Orsay.

Sakellariou D.G., Rousakis H., Kaberi V., Kapsimalis P., Georgiou T., Kanellopoulos and Lykousis V. 2007: Tectono-sedimentary structure and late quaternary evolution of the North Evia Gulf Basin, Central Greece: Preliminary results, Bulletin of Geological Society Greece, Proceedings of the 11th International Congress Athens, 37(1), 451–462.

Schneider E.D. 1972: Sedimentary evolution of rifted continental margins, Geological Society of America Memoirs, 132, 109-118.

Schneider H. 1968: Zur Quartargeologischen entwicklungsgeschichte Thessaliens (Griechenland), These Doctorate, Rud. Hab. Bonn.

Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J.C., McManus J.F., Lambeck K., Balbon E., Labracherie M. 2002: Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records, Quaternary Science Reviews, 21, 295-305.

Αλεβίζος Ε., Αναγνώστου Χ. και Χρόνης Γ. 2009: Συμβολή στη μελέτη της συνιζηματογενούς τεκτονικής στο Βόρειο Ευβοϊκό κόλπο βάσει στοιχείων λιθοσεισμικής διασκόπησης, 9^ο Πανελλήνιο Συμπόσιο Ωκεανογραφίας και Αλιείας 2009, Αθήνα, Πρακτικά, Τόμος Ι.

Καμπέρη Ε. και Σακελλαρίου Δ., 2006: Ενεργοί ρυθμοί ιζηματογένεσης στο Β. Ευβοϊκό και στον κόλπο των Αλκυονίδων. Σύγκριση με τη μέθοδο του Pb-210, 8ο Πανελλήνιο Συμπόσιο Ωκεανογραφίας & Αλιείας, Ελληνικό Κέντρο Θαλασσιών Ερευνών, Θεσσαλονίκη.

Καρύμπαλης Ε. 2004: Σημειώσεις Παράκτιας Γεωμορφολογίας, τμήμα Γεωγραφίας-Χαροκόπειο Πανεπιστήμιο, Αθήνα.

Κουμαντάκης Ι. 1969: Η γεωλογία της νήσου Γραμμούσας (Β. Ευβοϊκός κόλπος), *Annales Géologique des Pays Helléniques*, 22, 295-299.

Παλυβός Ν. 2001: Γεωμορφολογική μελέτη της ευρύτερης περιοχής Αταλάντης Φθιώτιδος, Διδακτορική Διατριβή, Αθήνα.

7. ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ ΕΞΕΛΙΞΗΣ ΤΩΝ ΤΕΧΝΙΚΩΝ ΤΗΣ ΦΩΤΑΥΓΕΙΑΣ

Στο πλαίσιο της παρούσας διδακτορικής διατριβής έγινε προσπάθεια εφαρμογής και εξέλιξης των τεχνικών της φωταύγειας στο πεδίο της Σεισμοτεκτονικής, υπό την έννοια του χρονολογικού προσδιορισμού της δράσης (ή επανάδρασης) των ρηγμάτων. Είναι ευνόητο ότι η αντισεισμική προστασία είναι ένα κρίσιμο θέμα για τις ανθρώπινες κοινωνίες που ζουν σε περιοχές με ισχυρούς και συχνούς σεισμούς και η γνώση της ηλικίας και κατά συνέπεια των χρονικών διαστημάτων που μεσολαβούν μεταξύ ενδεχόμενων διαδοχικών ενεργοποιήσεων των ρηγμάτων συμβάλει στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας. Απώτερος στόχος της έρευνας ήταν η εργαστηριακή διερεύνηση της δυνατότητας χρονολόγησης με οπτικώς διεγερόμενη Φωταύγεια (Optically Stimulated Luminescence, OSL) των τεκτονικώς καταπονημένων μέχρι κατωφλίου θραύσεως -και πέραν αυτού- ορυκτολογικών συστατικών των πετρωμάτων τα οποία υποβάλλονται σε τεκτονικές τάσεις μέσα στις ενεργές τεκτονικά ζώνες του γήινου φλοιού, και τελικώς διαρρηγνύονται με συνακόλουθο φαινόμενο και τη γένεση σεισμών.

Η απόλυτη χρονολόγηση των ρηξιγενών φαινομένων έχει απασχολήσει αρκετούς ερευνητές σε διεθνή κλίμακα τις τελευταίες δεκαετίες (Rink et al., 1999; Takeuchi et al., 2006; Toyoda, 2000). Οι σχετικές έρευνες έχουν εστιασθεί κυρίως σε “ενεργειακές παγίδες” ή πλεγματικές ατέλειες ορυκτών, όπως είναι ο ασβεστίτης ή ο χαλαζίας, οι οποίες δύνανται να συσσωρεύσουν χρονολογικές πληροφορίες σχετιζόμενες με τεκτονικές παραμορφώσεις ή/και διαρρήξεις πετρωμάτων, και έχουν μελετηθεί με τις “ραδιομετρικές” χρονολογικές τεχνικές του Παραμαγνητικού Συντονισμού του Spin (EPR ή ESR) και της Φωταύγειας (TL και OSL). Ωστόσο, η μέχρι σήμερα γνώση επί του θέματος, δεν είναι επαρκής ώστε να επιτρέπει την απόλυτη χρονολόγηση τεχνικώς ενεργών ρηγμάτων. Παλαιότερα, είχαν γίνει προσπάθειες απ’ ευθείας χρονολόγησης της κίνησης τέτοιων ρηγμάτων με τη μέθοδο του “Ηλεκτρονικού Παραμαγνητικού Συντονισμού” (Electron Spin Resonance-ESR) αλλά υπήρχαν αμφιβολίες σχετικά με το εάν ο μηχανισμός μηδενισμού των σημάτων ESR ήταν αποτέλεσμα μηχανικής διάτμησης ή αποτέλεσμα θέρμανσης εξαιτίας τριβής. Οι Μπασιάκος και Μανιάτης (1992) χρονολόγησαν στην Ελλάδα με την τεχνική ESR ασβεστιτικές επιφλοιώσεις ρηγμάτων, γένεσης

αναμφίβολα μεταγενέστερης του ιδίου του τεκτονικού συμβάντος. Επιπλέον, οι Kundu et al. (2005) πραγματοποίησαν παρεμφερείς μελέτες για ασβεστίτες ρηγμάτων, πάλι με την τεχνική ESR και για ελληνικό υλικό. Προς το παρόν δεν υπάρχουν επαρκή πορίσματα, από μελέτες που έχουν γίνει στο εξωτερικό, αλλά τα προκαταρκτικά αποτελέσματα είναι αρκετά ενθαρρυντικά.

Η χρονολόγηση της κίνησης των ρηγμάτων με την τεχνική της Θερμοφωταύγειας, προϋποθέτει την επανεκκίνηση του σήματος της Φωταύγειας λόγω της τριβής θέρμανσης κατά τη διάρκεια εκδήλωσης της διάρρηξης. Μία προσπάθεια εξέτασης της επανεκκίνησης του σήματος της Θερμοφωταύγειας πραγματοποιήθηκε από τους Takeuchi et al., (2006) οι οποίοι υπέβαλλαν χαλαζιακούς κόκκους σε τριβή στο εργαστήριο, εξομοιώνοντας κατ' αυτόν τον τρόπο την κίνηση των ρηξιτεμάχων κατά μήκος μιας ρηξιγενούς επιφάνειας. Αυτό που παρατήρησαν ήταν ότι η ένταση της Θερμοφωταύγειας ελαττώθηκε στην επιφάνεια των κόκκων και για ένα μικρό πάχος (~500 nm) κάτω από αυτή. Το λεπτό αυτό στρώμα μείωσης της Θερμοφωταύγειας συμπίπτει με την επιφάνεια του διαταραγμένου στρώματος, το οποίο υπέστη έντονη μηχανική παραμόρφωση κατά το στάδιο της τριβής. Συνεπώς, τα αποτελέσματα σχετικά με την ελάττωση της Θερμοφωταύγειας μέσω τριβής φαίνονται ενθαρρυντικά. Ωστόσο, στην περίπτωση της μελέτης της συμπεριφοράς της Θερμοφωταύγειας σε ρήγματα όπου το πέτρωμα υφίσταται έντονη τριβή προκαλώντας την “άλεση” του και το σχηματισμό μυλωνίτη (τεκτονικού μικρολατυποπαγούς) η γνώση είναι ελλιπή. Σε αυτή την κατεύθυνση εστιάστηκε η παρούσα έρευνα, σε πρωταρχικό στάδιο, κάνοντας μία προσπάθεια χρονολόγησης “μυλωνιτών” ορισμένων ρηγμάτων.

Η εκδήλωση ενός σεισμού συνδέεται με τη θραύση και μετατόπιση των πετρωμάτων λόγω των γεωδυναμικών διεργασιών και της σταδιακής συσσώρευσης τάσεων στο πέτρωμα. Η βαθμιαία αυτή συγκέντρωση τάσεων προκαλεί την παραμόρφωσή του πετρώματος και συνεπώς και του κρυσταλλικού πλέγματος των ορυκτών που περιέχονται σε αυτό. Η ευαισθησία του σήματος της οπτικά διεγερμένης Φωταύγειας από τον χαλαζία, αυξάνεται με τη θέρμανση που προκαλεί η τριβή. Αυτή η θερμική ενεργοποίηση της Οπτικής Φωταύγειας (Optically Stimulated Luminescence-OSL) στο χαλαζία, θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί ως “γεωθερμόμετρο” προκειμένου να ελέγξει αν οι κόκκοι χαλαζία πετρωμάτων που τέμνονται από μια ρηξιγενή

ζώνη, είχαν στο παρελθόν θερμανθεί εξαιτίας της κίνησης των ρηξιτεμαχών κατά μήκος της επιφάνειας του ρήγματος.

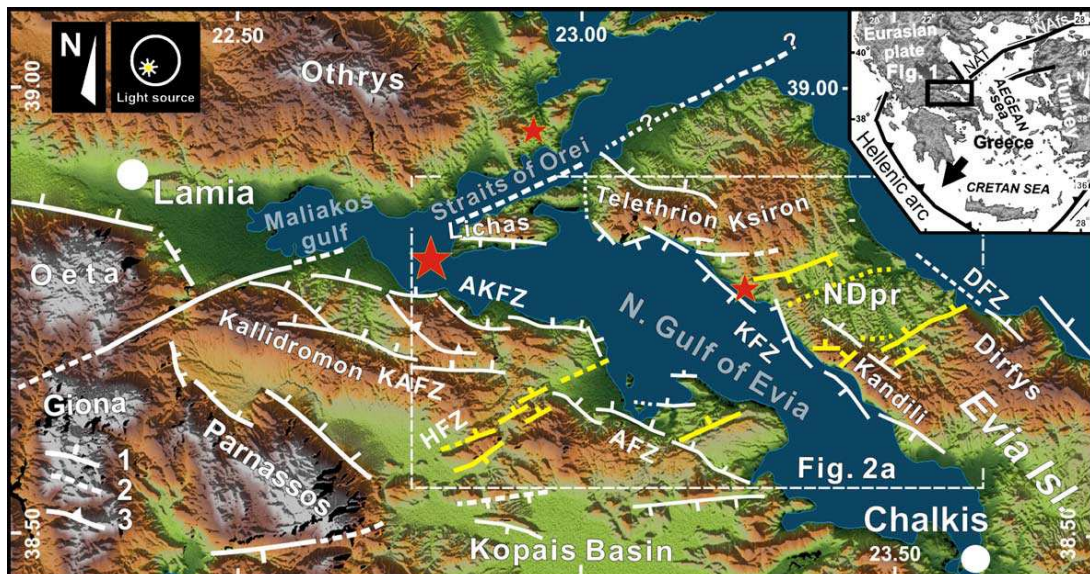
Η βασική ιδέα στηρίχθηκε στην άποψη ότι το σήμα της Οπτικής Φωταύγειας που εμπεριέχεται στο κρυσταλλικό πλέγμα μπορεί να επηρεαστεί και ακόμα να μηδενιστεί όταν ο κρύσταλλος υποστεί θέρμανση ή φωτισμό. Ωστόσο δεν έχει διερευνηθεί έως σήμερα εάν η ένταση του σήματος της Οπτικής Φωταύγειας μπορεί να μεταβληθεί όταν το κρυσταλλικό πλέγμα βρεθεί υπό την επίδραση ενός πεδίου τάσεων ή υπό την επίδραση της τριβής εξαιτίας της σχετικής κίνησης των ρηξιτεμαχών. Ο τεκτονικός “μηδενισμός” του σήματος Οπτικής Φωταύγειας θα αποτελούσε “χρονόμετρο” της τελευταίας καταπόνησης-σεισμικής δραστηριοποίησης ενός τεκτονικά ενεργού χώρου. Στην προκειμένη περίπτωση, θα μπορούσε να προσδιορισθεί η τελευταία δραστηριοποίηση ενός ρήγματος χρονολογώντας άμεσα το καταπονημένο πέτρωμα της «κατοπτρικής» του επιφάνειας, παρά εμμέσως, χρονολογώντας δηλαδή την τεμνόμενη στρωματογραφία, όπως γίνεται σήμερα.

Οι Toyoda et al. (2000) υπέβαλλαν δοκίμια χαλαζία σε υψηλές πιέσεις, εξομοιώνοντας κατ’ αυτόν τον τρόπο τη δράση ενός ανάστροφου ρήγματος και διαπίστωσαν πως η υψηλή συμπίεση ήταν σε θέση να μηδενίσει ορισμένες συνιστώσες του σήματος της Θερμοφωταύγειας. Επειδή όμως αφενός απουσιάζουν πειράματα τα οποία να διερευνούν την συμπεριφορά του σήματος της Φωταύγειας (τόσο Οπτικής όσο και Θερμικής) σε καθεστώς εφελκυσμού ή διάτμησης, και αφετέρου τέτοια εντατικά πεδία είναι αυτά που χαρακτηρίζουν το σεισμοτεκτονικό καθεστώς του ελληνικού χώρου, η παρούσα έρευνα εστιάστηκε προς αυτή την κατεύθυνση.

7.1 Περιοχή μελέτης

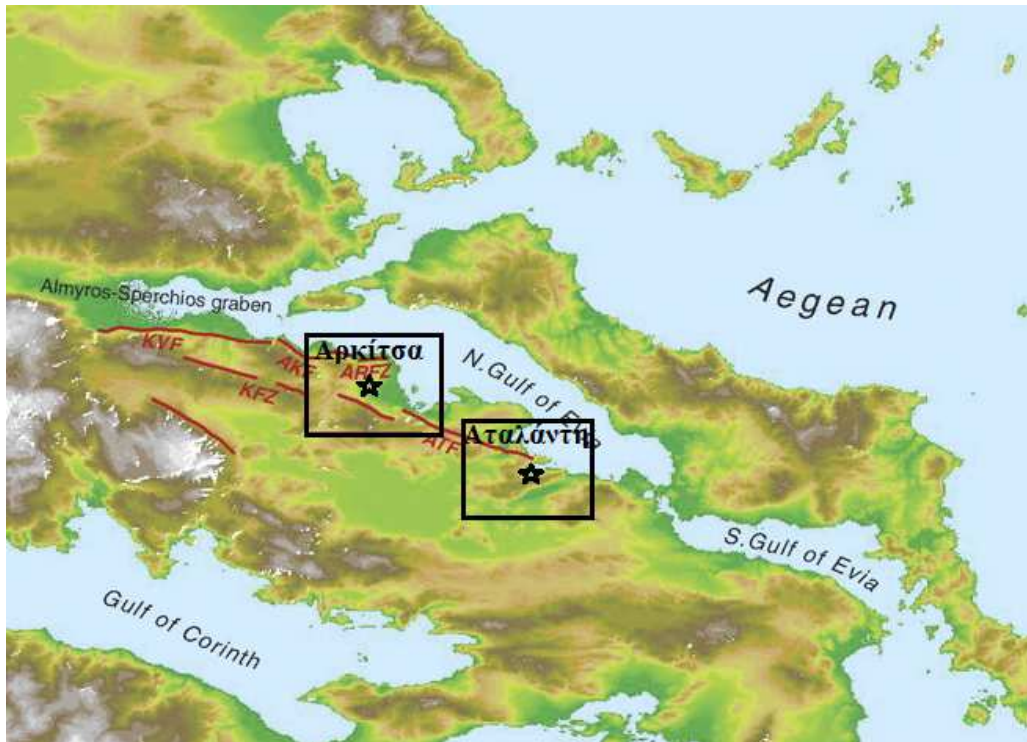
Τα ρήγματα που μελετήθηκαν εμφανίζονται στην περιοχή του Ευβοϊκού κόλπου, στην οποία αφορά και η παρούσα έρευνα. Όπως ήδη είναι γνωστό, η δημιουργία και σημερινή μορφολογία της ευρύτερης περιοχής του Β. Ευβοϊκού κόλπου συνδέεται με τη δράση πολλών και ιδιαίτερης σημασίας ρηγμάτων (εικόνα 7.1). Είναι επίσης μια περιοχή που έχει επηρεαστεί

από μεγάλους ιστορικούς και πρόσφατους καταστροφικούς σεισμούς, οι οποίοι συνδέονται και με επιφανειακές εκδηλώσεις των ρηγμάτων, οπότε και η χρονολόγησή τους μπορεί να συμβάλει στην αξιολόγησή τους από την άποψη της αντισεισμικής προστασίας.



Εικόνα 7. 1: Νεοτεκτονική δραστηριότητα του Β. Ευβοϊκού κόλπου, NAFs: North Anatolian fault system, NAT: North Aegean Trough, Μαύρο βέλος: the relative motion of the Aegean and S. Greece with respect to a stable Eurasia. Κύριες νεοτεκτονικές ζώνες: με κίτρινο χρώμα τα ABA-DNA σύστημα ρηγμάτων, AKFZ: ρηξιγενής ζώνη Αρκίτας-Καμμένων Βούρλων, AFZ: ρηξιγενής ζώνη Αταλάντης, DFZ: ρηξιγενής ζώνη Δίρφους, HFZ: ρηξιγενής ζώνη Υάμπολης, KAFZ: ρηξιγενής ζώνη Καλλίδρομου, KFZ: ρηξιγενής ζώνη Κανδηλίου, NDpr: τεκτονικό βύθισμα Νηλέα, 1: κανονικό ρήγμα, 2: πιθανό ρήγμα, 3: ανάστροφο ρήγμα (Palyvos et al., 2005).

Στην παρούσα μελέτη, πραγματοποιήθηκε αρχικά δειγματοληψία στις θέσεις των ρηγμάτων που φαίνονται στην εικόνα 7.2 και στη συνέχεια έγιναν μετρήσεις σημάτων φωταύγειας, ύστερα από την ενδεικνυόμενη χημική επεξεργασία, με την εφαρμογή διεθνώς ακολουθούμενων εργαστηριακών πρωτοκόλλων όσον αφορά στις χρονολογήσεις με OSL.



Εικόνα 7. 2: Θέσεις δειγματοληψίας, στα ρήγματα Αρκίτσας και Αταλάντης.

Από την περιοχή του Μαρτίνου συλλέχθηκε ένα δείγμα (1) από την κατοπτρική επιφάνεια του ρήγματος της Αταλάντης (εικόνες 7.3 και 7.4) και από τη ρηξιγενή ζώνη της Αρκίτσας τρία (3) δείγματα (εικόνες 7.5 και 7.6) από την κατοπτρική επιφάνεια του ρήγματος, τα οποία και υπέστησαν την τυπική χημική επεξεργασία που ακολουθείται για τη μέτρηση δειγμάτων με τις τεχνικές της Φωταύγειας.



Εικόνα 7. 3: Επιφανειακή έκφραση του σεισμικού ρήγματος της Αταλάντης.



Εικόνα 7. 4: Η επιφάνεια του ρήγματος της Αταλάντης στην περιοχή του Μαρτίνου με το τεκτονικό λατυποπαγές στο οποίο έγινε η δειγματοληψία.



Εικόνα 7. 5: Ρηξιγενής ζώνη Αρκίτσας.



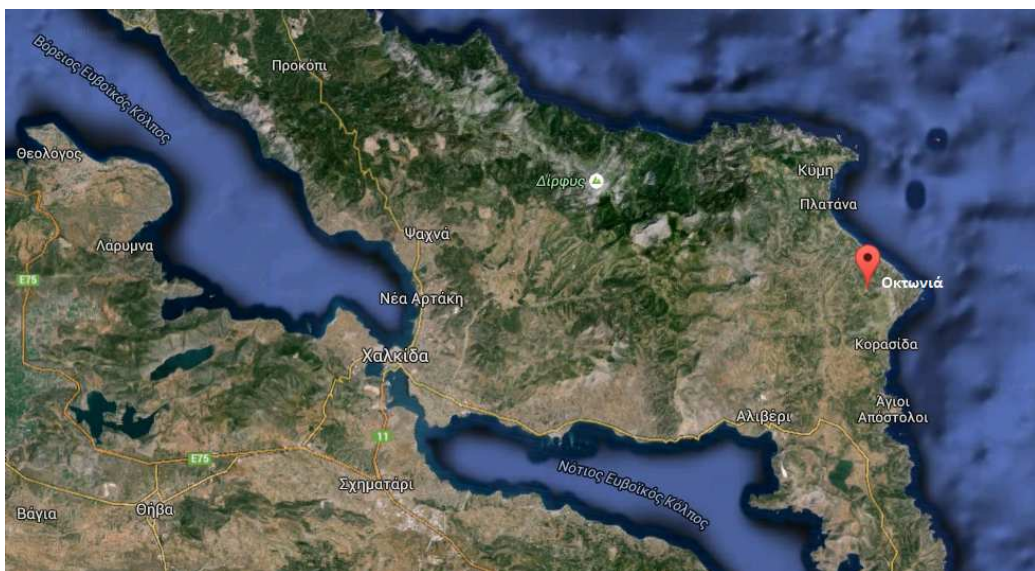
Εικόνα 7. 6: Τμήμα της κατοπτρικής επιφάνειας του ρήγματος της Αρκίτσας.

Μεθοδολογία

Η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε, ήταν η εξής:

- Συλλογή των δειγμάτων από την επιφάνεια των ρηγμάτων
- Επιτόπου μετρήσεις φυσικής ραδιενέργειας για τον υπολογισμό του ρυθμού δόσης
- Χημική επεξεργασία των δειγμάτων στο εργαστήριο προκειμένου να μετρηθούν

Μετά το πέρας της χημικής επεξεργασίας διαπιστώθηκε όμως ότι η φύση των δειγμάτων εμπόδιζε τη διαδικασία των μετρήσεων διότι το υλικό ήταν ασβεστολιθικό, με αποτέλεσμα την ανεπαρκή ποσότητα (ή και πλήρη έλλειψη) χαλαζία για τη σχετική μέτρηση. Λαμβάνοντας υπόψη τη διαπίστωση αυτή, θεωρούμε ότι η μέθοδος της Φωταύγειας δεν ενδείκνυται για την απευθείας χρονολόγηση των επιφανειών των ρηγμάτων στην περίπτωση που αυτά επηρεάζουν ασβεστολιθικά πετρώματα, οπότε πρέπει να αναζητηθεί άλλη μέθοδος για αρκετά από τα ενεργά ρήγματα του ελληνικού χώρου, ενώ η προσπάθεια χρονολόγησης θα μπορούσε να προσανατολισθεί σε ρήγματα που διατέμνουν πετρώματα με επαρκή ποσότητα χαλαζία (μεταμορφωμένα, πυριγενή).



Εικόνα 7. 7: Θέση δειγματοληψίας στην περιοχή της Οικτωινιάς Ευβοίας.

Στο πλαίσιο μιας συνεργασίας με τον κ. Χ. Γεωργίου, γεωλόγο από το Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (ΙΓΜΕ), μελετήθηκε ένα άλλο πολύ μεγάλο ρήγμα στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα της Εύβοιας στην περιοχή της Οκτωνιάς (εικόνα 7.7), απ' όπου ελήφθησαν 3 δείγματα (εικόνα 7.8).



Εικόνα 7. 8: Καθρέπτης του ρήγματος της Οκτωνιάς.

Από τη χημική επεξεργασία των δειγμάτων προέκυψε διαθέσιμο υλικό για χρονολόγηση μόνο από τα πλευρικά κορήματα που βρίσκονται μπροστά από την επιφάνεια του ρήγματος και τα οποία έχουν επηρεαστεί επίσης από αυτό. Το υλικό μετά την επεξεργασία του μετρήθηκε στη συσκευή Φωταύγειας TL/OSL RISØ με τη μέθοδο της Θερμοφωταύγειας (TL) και έδωσε αρκετά διεσπαρμένες τιμές ηλικιών, οι οποίες ίσως θα μπορούσαν να δείξουν πιθανή ενεργοποίηση του. Συνεπώς τα πρώτα αποτελέσματα θα μπορούσαν να θεωρηθούν ενθαρρυντικά για την εφαρμογή της μεθόδου, αλλά απαιτείται μία πιο συστηματική δειγματοληψία, για την παραγωγή αξιόπιστων αποτελεσμάτων. Περισσότερα δείγματα θα πρέπει να συλλεχθούν και

να χρονολογηθούν, προκειμένου τα αποτελέσματα της φωταύγειας να είναι συγκρίσιμα με μία σειρά από παλαιότερες δραστηριοποιήσεις του ρήγματος.

Ωστόσο, επειδή η επίδραση της τεκτονικής παραμόρφωσης στην OSL είναι αδιερεύνητη έως τώρα, για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκε η τεχνική της θερμοφωταύγειας (TL) για την οποία υπάρχουν ασαφείς ενδείξεις για μερική επανεκκίνηση του σήματος. Για να είναι δυνατή όμως μία αξιόπιστη εκτίμηση της ηλικίας είναι απαραίτητο να πραγματοποιηθεί ένα σύνολο εργαστηριακών δοκιμών, παρατηρήσεων και μικροτεκτονικών μετρήσεων πεδίου, ώστε να αποδειχθεί σε πειραματικό στάδιο κατά πόσον επιβεβαιώνεται η θεωρία ότι, το σήμα της Οπτικής Φωταύγειας αλλά και Θερμοφωταύγειας που εμπεριέχεται στο κρυσταλλικό πλέγμα μπορεί να επηρεαστεί και ακόμα να μηδενιστεί όταν ο κρύσταλλος υποστεί θέρμανση ή φωτισμό. Έτσι ο τεκτονικός “μηδενισμός” του σήματος της Οπτικής Φωταύγειας και θερμοφωταύγειας θα μπορούσε να αποτελέσει “χρονόμετρο” της τελευταίας καταπόνησης - σεισμικής δραστηριοποίησης ενός τεκτονικά ενεργού χώρου.

Επιπλέον, η παραμένουσα υπολειμματική δόση που εντοπίστηκε στα δείγματα της Οκτωνιάς κατά τη διάρκεια των εργαστηριακών μετρήσεων φωταύγειας, σε συνδυασμό με τον εξαιρετικά χαμηλό ρυθμό φυσικής ραδιενεργού δόσης όπως προέκυψε από μετρήσεις περιεκτικότητας ραδιοϊσοτόπων στο ίδιο το δείγμα, εμποδίζει τη διακριτική ικανότητα της τεχνικής κάτω απ’ τα 10 ka, δηλαδή το χρονικό διάστημα που αντιστοιχεί στην περίοδο του Ολοκαίνου, και συνεπώς στις πιο πρόσφατες αναδράσεις των ρηγμάτων.

Η παρούσα έρευνα πρέπει να συνεχιστεί με στόχευση την επαναληψιμότητα σεισμικών φαινομένων, εφαρμοστέα και σε γεωγραφικές περιοχές για τις οποίες δεν υφίστανται πληροφορίες από ιστορικές πηγές, αρχεία ή σεισμολογικές παρατηρήσεις καθώς συνιστά μια καινοτόμο έρευνα με ελάχιστες παγκοσμίως σχετικές αναφορές.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Ganas A., Sokos A., Agalos A., Leontakianakos G., Pavlides S. 2006: Coulomb stress triggering of earthquakes along the Atalanti fault, central Greece: Two April 1894 M6 + events and stress change patterns, *Tectonophysics*, 420, 357-369.

Kundu H.K., Sato H., Ganas A., Ikeya M. 2005: ESR studies on calcite encrustation on Fili neotectonic fault, Greece, *Applied Magnetic Resonance*, 29(2), 185-194.

Palyvos N., Bantekas I. and Kranis H., 2005: Transverse fault zones of subtle geomorphic signature in northern Evia island (central Greece extensional province): An introduction to the Quaternary Nileas graben, article in press, Elsevier, *Geomorphology*.

Rink W.J., Toyoda S., Rees-Jones J., Schwarcz H.P. 1999: Thermal activation of OSL as a geothermometer for quartz grain heating during fault movements, *Radiation Measurements*, 30(1), 97-105.

Takeuchi A., Nagahama H., Hashimoto T. 2006: Surface resetting of thermoluminescence in milled quartz grains, *Radiation Measurements*, 41(7-8), 826-830.

Toyoda S., Rink W.J., Schwarcz H.P., ReeseJones J. 2000: Crushing effects on TL and OSL on quartz: relevance to fault dating, *Radiation Measurements*, 32, 667-672.

Μπασιάκος Ι. και Μανιάτης Ι. 1992: Δυνατότητα χρονολόγησης ασβεστίτη ρηγμάτων με φασματοσκοπία ESR. Πρακτικά Α΄ Επιστημονικού Συνεδρίου Γεωφυσικής, Αθήνα, 74-87.

8. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην παρούσα διδακτορική διατριβή, έγινε μία διερεύνηση των μεθόδων απόλυτης χρονολόγησης με φωταύγεια και εφαρμογή της σε γεωλογικά και τεκτονικά θέματα, με τη μελέτη των τεταρτογενών αποθέσεων και ρηγμάτων της παράκτιας ζώνης του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου, ο οποίος παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον, καθώς χαρακτηρίζεται από έντονο ευστατισμό και τεκτονισμό κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς. Για την επίτευξη του σκοπού αυτού, και μετά τον προσδιορισμό κατά μήκος του κόλπου των θέσεων εμφάνισης των ιζημάτων ενδιαφέροντος, συλλέχθηκαν εικοσιπέντε (25) δείγματα γεωλογικών σχηματισμών από δέκα (10) διαφορετικές θέσεις κατά μήκος της παράκτιας ζώνης, καθώς και τέσσερα (4) δείγματα από τεκτονικά λατυποπαγή των δύο κυριότερων ρηγμάτων της περιοχής, τα οποία υποβλήθηκαν σε εργαστηριακές μετρήσεις με τις τεχνικές της Οπτικά Διεγερμένης Φωταύγειας (OSL), της Ισοθερμικής Θερμοφωταύγειας (ITL) και της Υπέρυθρης Οπτικά Διεγερμένης Φωταύγειας (IRSL).

Στο εργαστήριο το διαθέσιμο υλικό ήταν ικανό για τη χρονολόγηση δέκα (10) δειγμάτων, λόγω περιορισμών που αφορούσαν τη φύση του υλικού, την ανεπάρκεια χρονολογήσιμου υλικού μετά την επεξεργασία των δειγμάτων, καθώς και τον κορεσμό του σήματος του χαλαζία σε πολλά από τα δείγματα. Από τα δείγματα αυτά, τα εννέα (9) χρονολογήθηκαν με την τεχνική της Υπέρυθρης Οπτικά Διεγερμένης Φωταύγειας (IRSL) και το ένα (1) με την τεχνική Οπτικά Διεγερμένης Φωταύγειας (OSL).

Τα αποτελέσματα της απόλυτης χρονολόγησης τοποθετούν την ηλικία των δειγμάτων στο Μέσο Πλειστόκαινο ενώ ένα μόνο απ' αυτά τοποθετείται στο ανώτατο τμήμα του Κατώτερου Πλειστοκαίνου. Σύμφωνα με τα δεδομένα παλαιότερων ερευνών χρονολόγησης των ίδιων σχηματισμών, βάσει όμως παλαιοντολογικών προσδιορισμών, έχει αποδοθεί ηλικία είτε Ανώτερο Πλειόκαινο – Κατώτερο Πλειστόκαινο, είτε Κατώτερο-Μέσο Πλειστόκαινο. Ωστόσο, με βάση τα αποτελέσματα της παρούσας έρευνας, προσδιορίζονται ακριβέστερα οι ηλικίες σχηματισμών που χρονολογούνταν μέσα σε ευρέα πλαίσια βάσει βιοστρωματογραφικών κριτηρίων και τοποθετούνται με μεγαλύτερη βεβαιότητα στο Μέσο Πλειστόκαινο ενώ

ταυτόχρονα αποδεικνύουν την αξιοπιστία της μεθόδου αλλά και τη ακρίβειά της ως μέθοδο απόλυτης χρονολόγησης.

Τονίζεται επιπλέον η συμβολή της παρούσας έρευνας στη χρονολόγηση αποθέσεων των γεωλογικών σχηματισμών της περιοχής μελέτης, διότι αφενός μεν οι περισσότεροι προσδιορισμοί σε ραδιομετρικές ηλικίες αφορούν θαλάσσιες αποθέσεις ενώ λίγες μόνο έχουν γίνει σε υφάλμυρα και ηπειρωτικά ιζήματα και αφετέρου, είναι η πρώτη φορά που σε ελληνικές αποθέσεις προκύπτουν με τη μέθοδο της Φωταύγειας ηλικίες Μέσου Πλειστοκαίνου, καθόσον μέχρι τώρα οι ηλικίες που προσδιορίζονταν δεν ξεπερνούσαν το όριο των 150.000-200.000 ετών.

Πιο συγκεκριμένα, οι ηλικίες που προέκυψαν από την περιοχή του Θεολόγου Φθιώτιδας και της Δροσιάς Χαλκίδας, οδηγούν στο συμπέρασμα ότι οι μαργαϊκές αποθέσεις του Θεολόγου αποτελούν υφάλμυρες μεσο-πλειστοκαινικές αποθέσεις οι οποίες σχηματίστηκαν αρκετά κοντά στη στάθμη που βρισκόταν η θάλασσα την περίοδο εκείνη ενώ οι ψαμμιτικές αποθέσεις της Δροσιάς αποτελούν υφάλμυρες αποθέσεις οι οποίες δημιουργήθηκαν στην παράκτια ζώνη της περιόδου εκείνης. Ο ρυθμός ιζηματογένεσης του των περιοχών αυτών του Κόλπου βρέθηκε σχετικά χαμηλός και κυμαίνεται από 0.1 έως 0.7 cm/yr, υποδηλώνοντας ένα ήρεμο περιβάλλον απόθεσης χωρίς έντονες κλιματικές αλλαγές. Οι μικρές αυξομειώσεις του ρυθμού ιζηματογένεσης που παρατηρούνται θα μπορούσαν να ερμηνευθούν από τη μορφολογία του κόλπου, τη σεισμικότητα και τη σχετιζόμενη έντονη νεοτεκτονική δραστηριότητα της περιοχής.

Οι απόλυτες ηλικίες των σχηματισμών είναι αντιπροσωπευτικές των μεταβολών της θαλάσσιας στάθμης, καθώς συνδέονται άμεσα με τις ευστατικές μεταβολές του Μέσου Πλειστοκαίνου. Ωστόσο, οι παρατηρούμενες αποκλίσεις από την ευστατική καμπύλη, οφείλονται πιθανότατα, και πάλι, στη νεοτεκτονική δραστηριότητα της περιοχής, λόγω του υφιστάμενου ρυθμού ανύψωσης. Ένας πιθανός ρυθμός ανύψωσης βρέθηκε ότι κυμαίνεται από 0.11 έως 0.15 mm/yr.

Στο σημείο αυτό αξίζει να σημειωθεί ότι ο Βόρειος Ευβοϊκός κόλπος κατά τη διάρκεια του Μέσου Πλειστοκαίνου, μεταπίπτει ανά διαστήματα από θάλασσα σε λίμνη, όταν η χαμηλή στάθμη της θάλασσας πέφτει κάτω από το οριακό βάθος του στενού των Λιχάδων (60 - 67 m),

με αποτέλεσμα ο κόλπος να απομονώνεται από την ανοικτή θάλασσα και να λειτουργεί ως απομονωμένη λιμνοθάλασσα. Σύμφωνα με αυτό, ο κόλπος δρούσε ανά διαστήματα σαν αυτόνομο σύστημα και το καθεστώς αυτό συνεχίστηκε μέχρι τουλάχιστον και τα 500.000 χρόνια περίπου. Οι ευστατικές μεταβολές της στάθμης της θάλασσας στο Μέσο Πλειστόκαινο σε συνδυασμό με τη δράση των ρηγμάτων του Κόλπου, είχαν ως αποτέλεσμα την ανύψωση και έκθεση στην επιφάνεια διαδοχικών σειρών υφάλμυρων αναβαθμίδων.

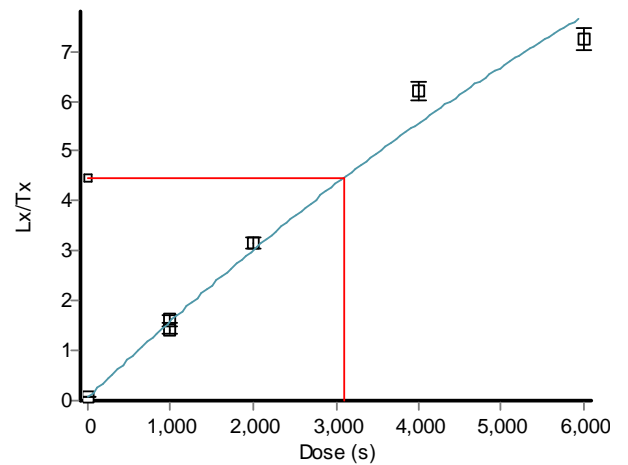
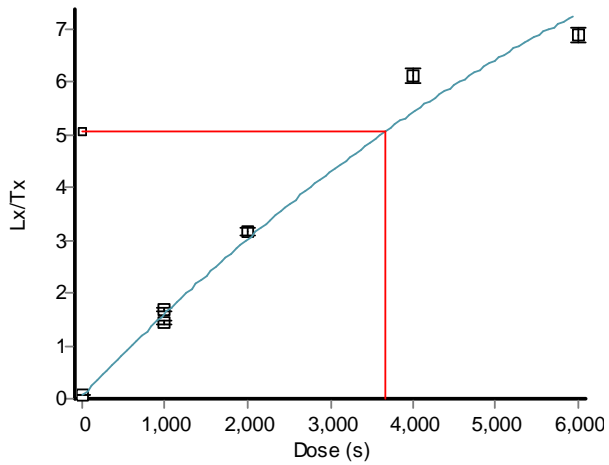
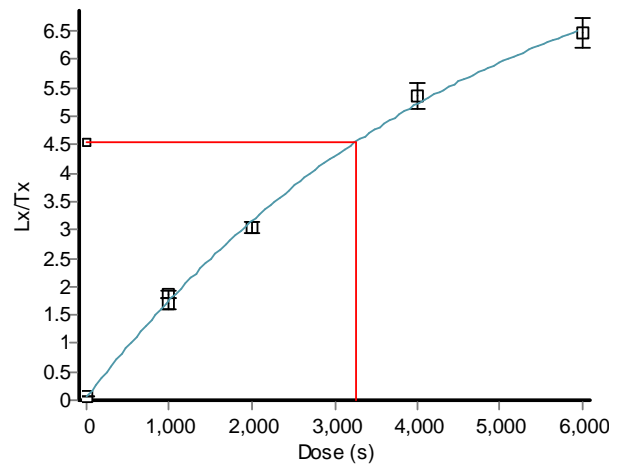
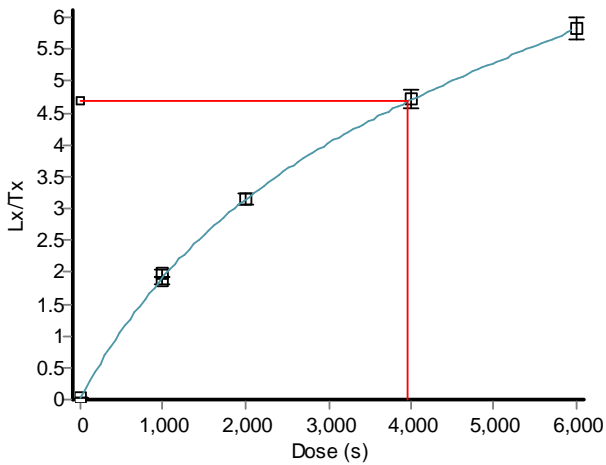
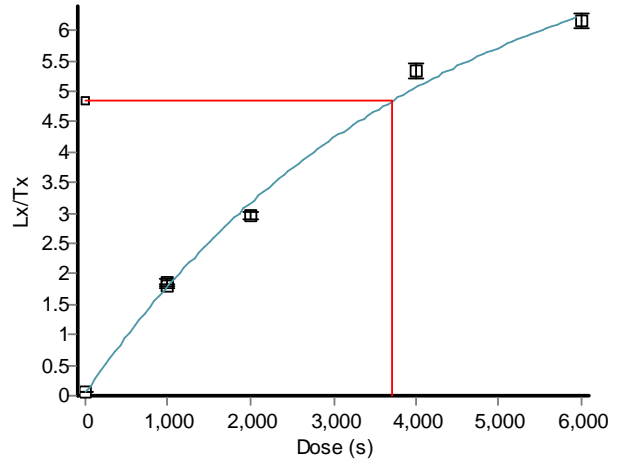
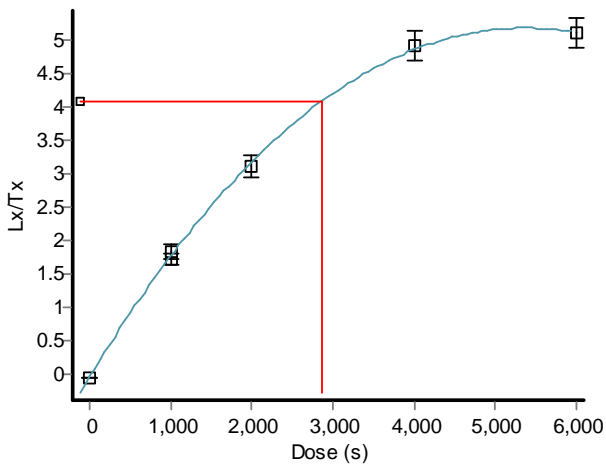
Επιπλέον, στα πλαίσια της παρούσας έρευνας, έγινε προσπάθεια χρονολόγησης ρηγμάτων από δύο θέσεις της παράκτιας ζώνης του Βόρειου Ευβοϊκού κόλπου και από μία θέση στην Ανατολική πλευρά της Εύβοιας με την τεχνική της Θερμοφωταύγειας. Απώτερος σκοπός ήταν η εκτίμηση ενός ρυθμού επαναληψιμότητας των ρηξιγενών αυτών ζωνών γεγονός σημαντικού ενδιαφέροντος για τον τομέα της Σεισμοτεκτονικής. Σημειώνεται ότι, αν και η τεχνική της φωταύγειας δε φαίνεται να ενδείκνυται για τα ρήγματα του ελληνικού χώρου που επηρεάζονται -επικρατούντα από πλευράς γεωγραφικής εξάπλωσης- ασβεστολιθικά πετρώματα (λόγω απώλειας υλικού κατά την επεξεργασία των δειγμάτων), ωστόσο τα αποτελέσματα εμφανίζονται ενθαρρυντικά για μη ασβεστολιθικά πετρώματα. Και αυτό λόγω του γεγονότος ότι υπάρχουν ασαφείς ενδείξεις για την επανεκκίνηση του σήματος της Θερμοφωταύγειας (TL), αλλά απαιτείται ένα σύνολο εργαστηριακών δοκιμών, παρατηρήσεων και μικροτεκτονικών μετρήσεων πεδίου, ώστε να αποδειχθεί σε πειραματικό στάδιο κατά πόσον επιβεβαιώνεται η θεωρία του μηδενισμού.

Συμπερασματικά, η παρούσα έρευνα δημιούργησε νέα αξιόπιστα χρονολογικά δεδομένα για τον Βόρειο Ευβοϊκό κόλπο, βασισμένα στη μέθοδο γεωχρονολόγησης με φωταύγεια. Παρότι δεν ήταν σε θέση να επιλύσει πλήρως θέματα που άπτονται της σεισμοτεκτονικής, έδωσε όμως ενθαρρυντικά αποτελέσματα σε πειραματικό στάδιο που ανοίγουν το δρόμο για μελλοντικές προεκτάσεις.

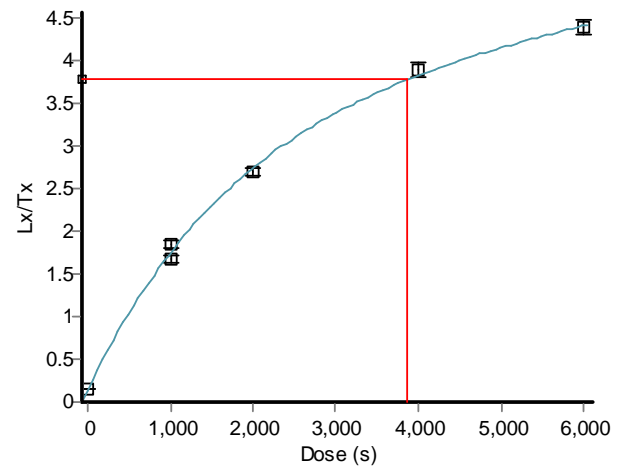
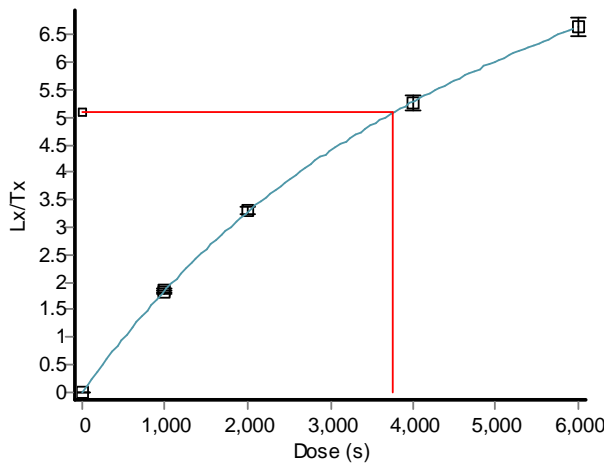
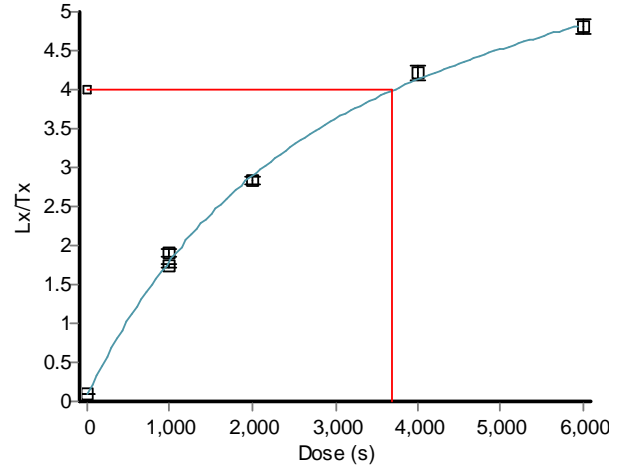
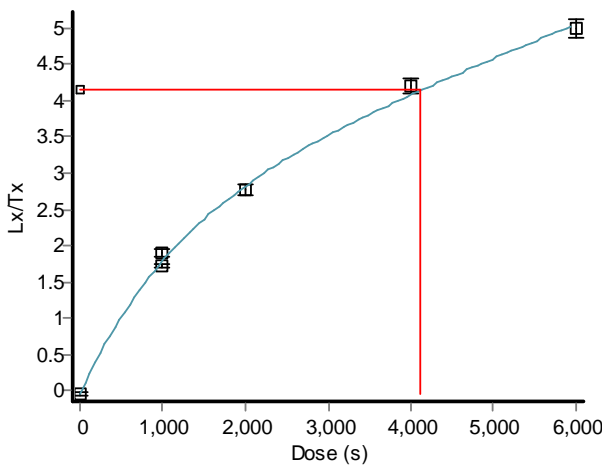
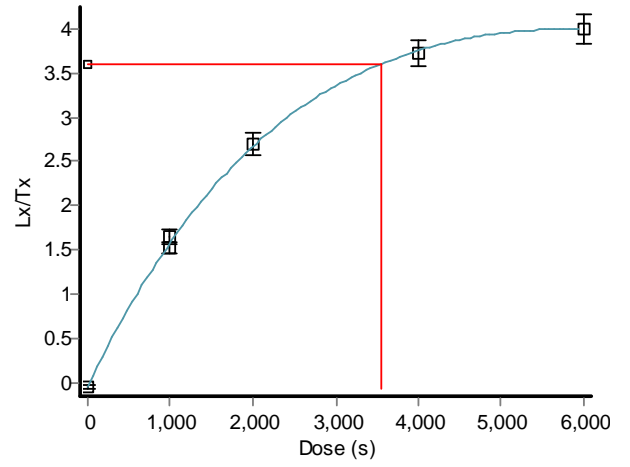
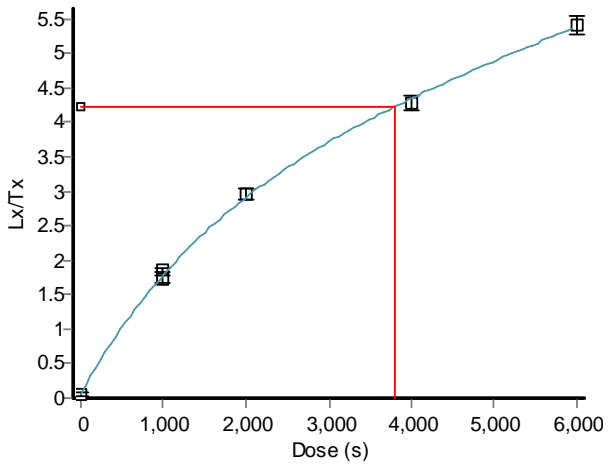
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι

ΕΝΔΕΙΚΤΙΚΕΣ ΑΥΞΗΤΙΚΕΣ ΚΑΜΠΥΛΕΣ (GROWTH CURVES) ΤΩΝ ΔΕΙΓΜΑΤΩΝ ΠΟΥ ΧΡΟΝΟΛΟΓΗΘΗΚΑΝ.

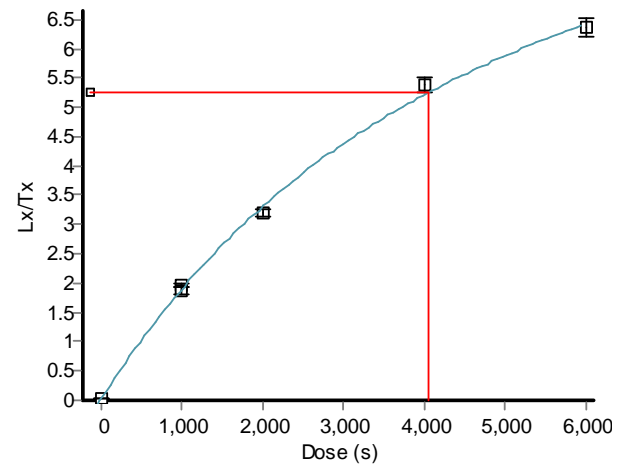
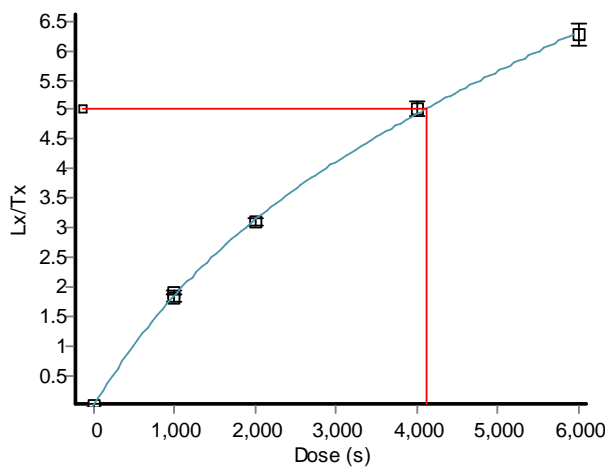
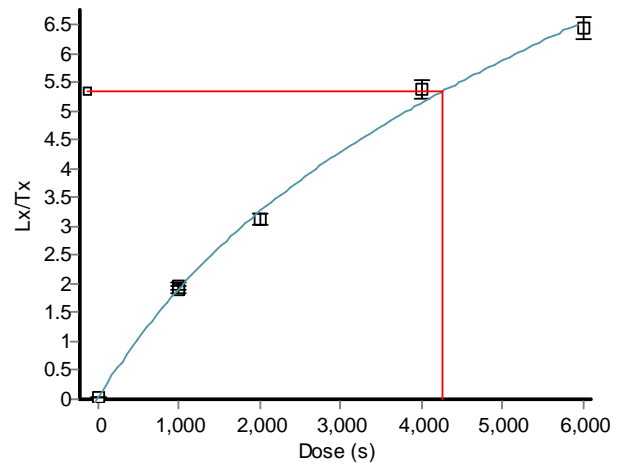
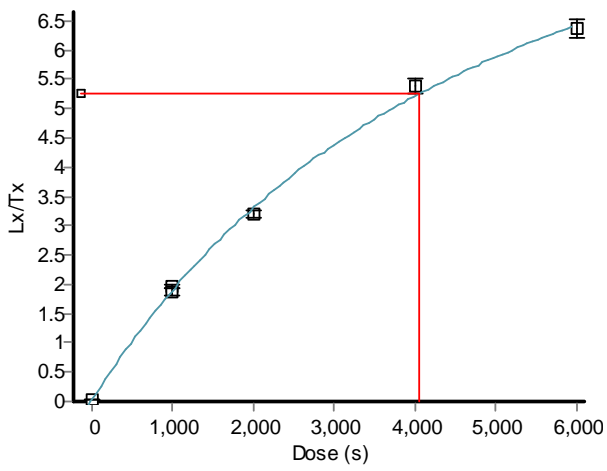
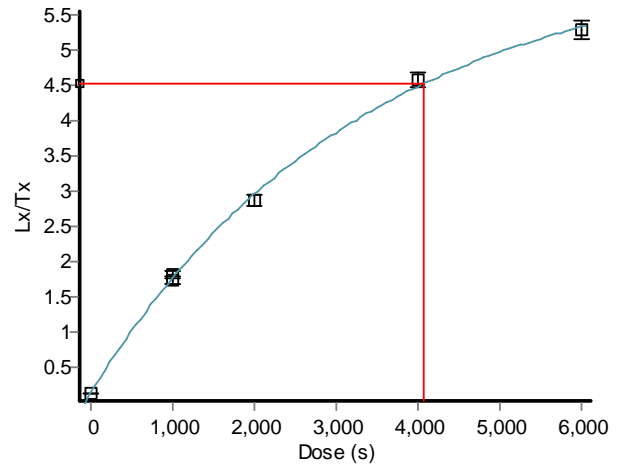
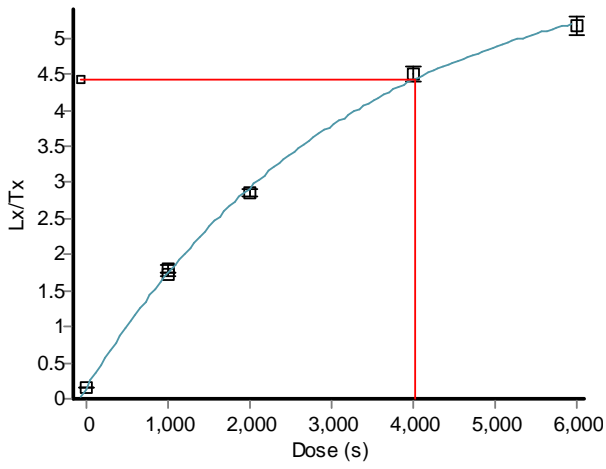
ΔΕΙΓΜΑ BRN1



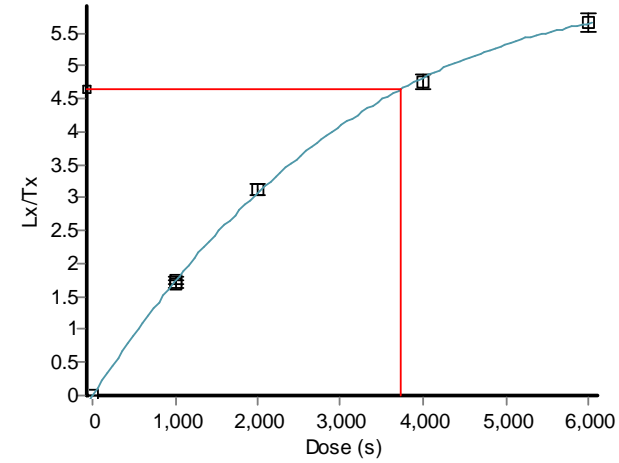
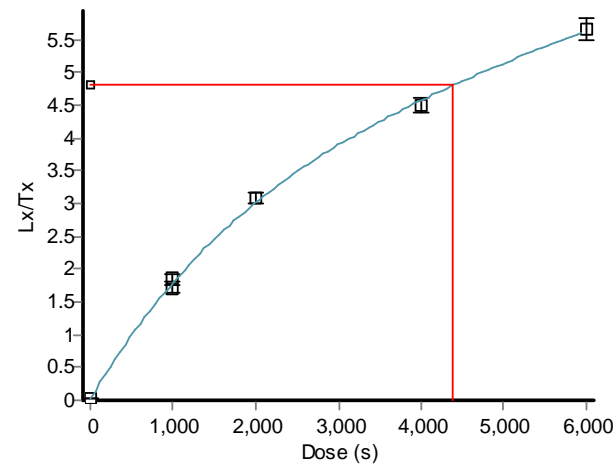
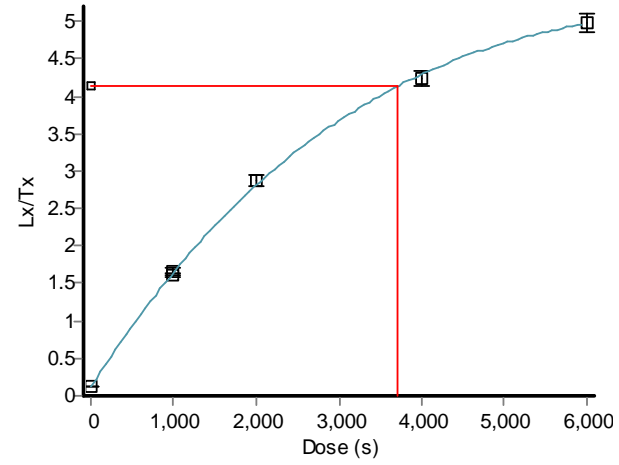
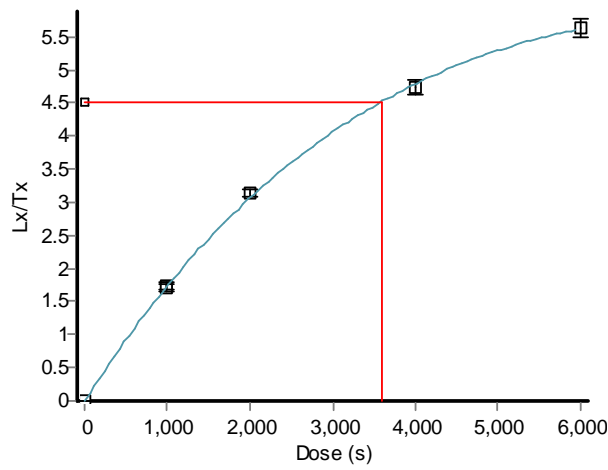
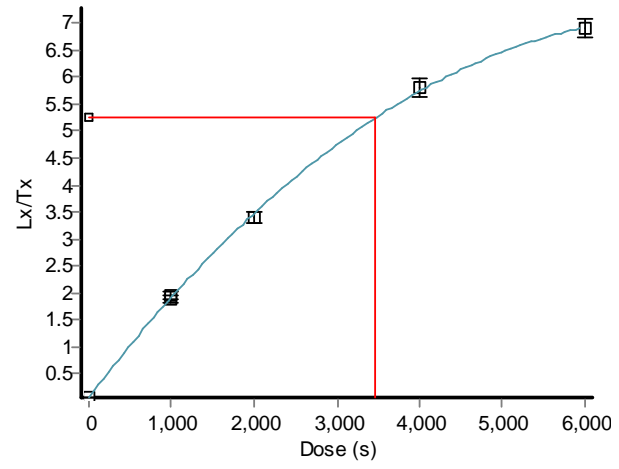
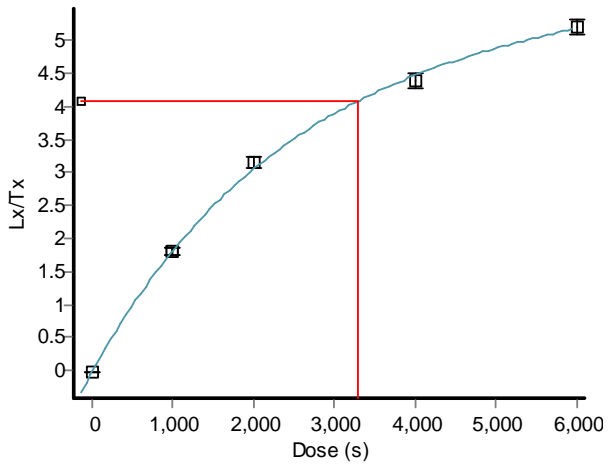
ΔΕΙΓΜΑ BRN2



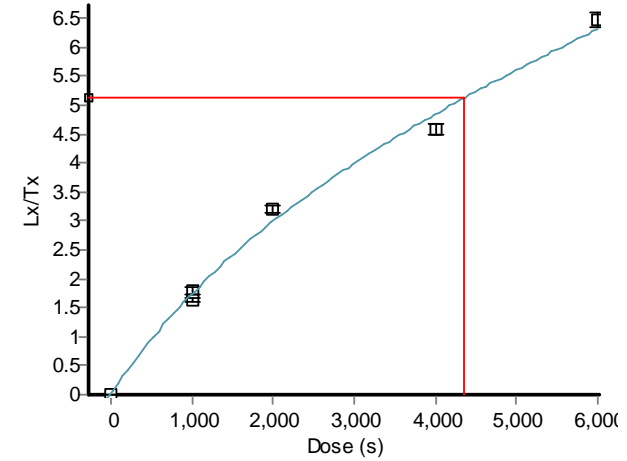
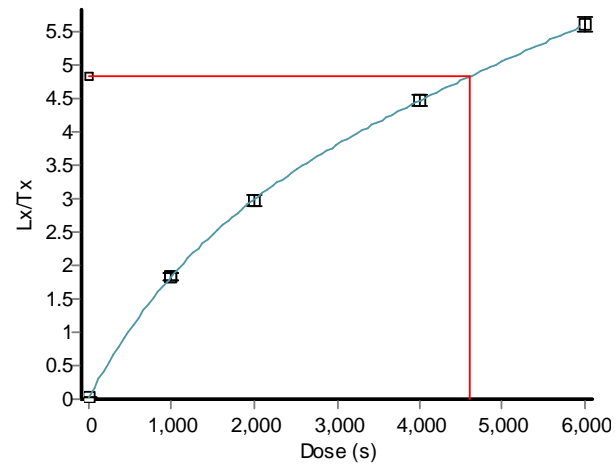
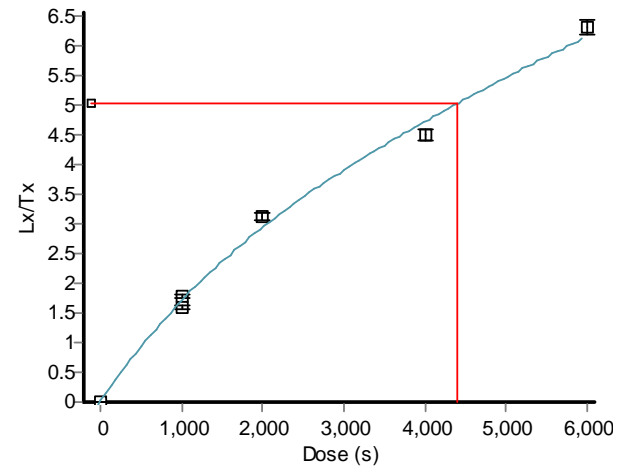
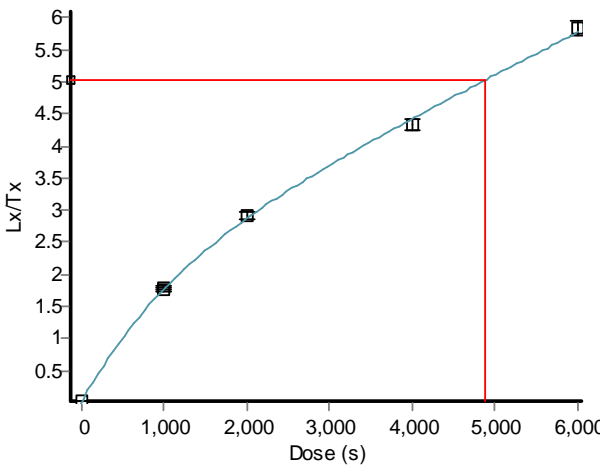
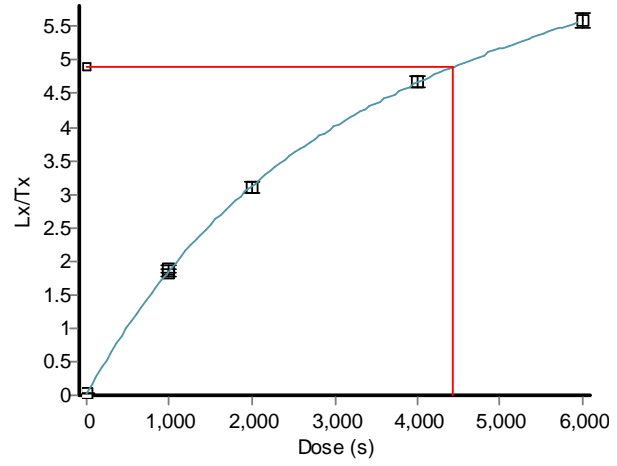
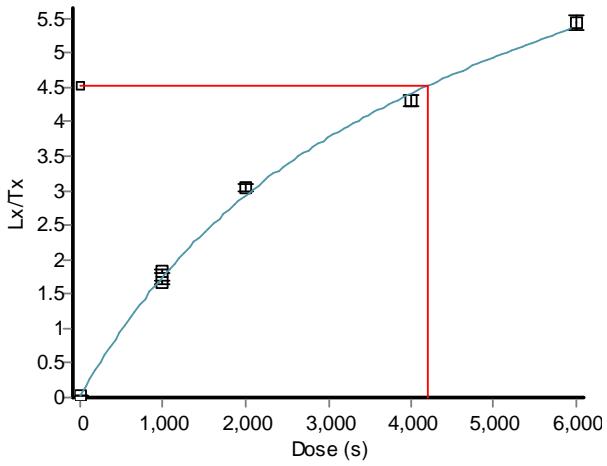
ΔΕΙΓΜΑ BRN3



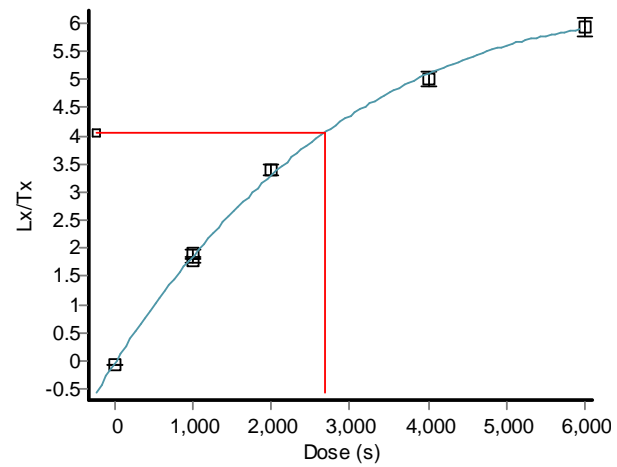
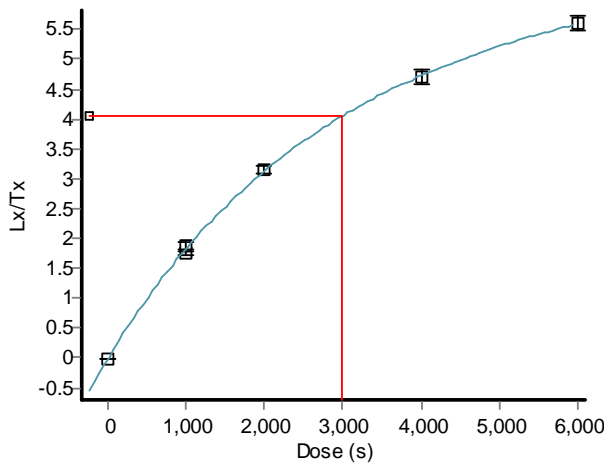
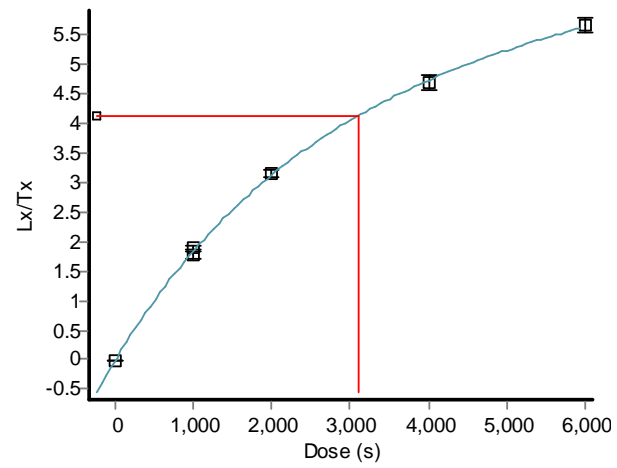
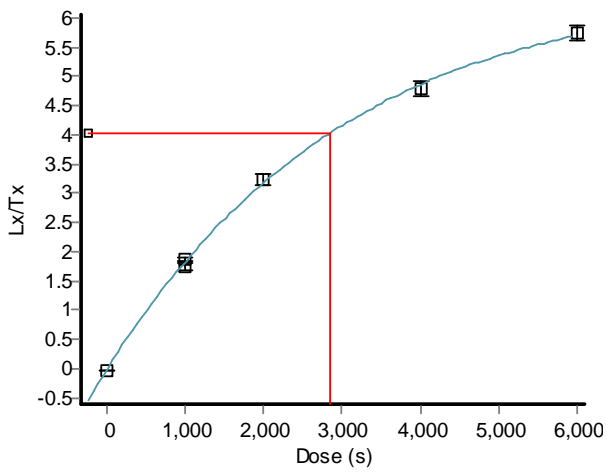
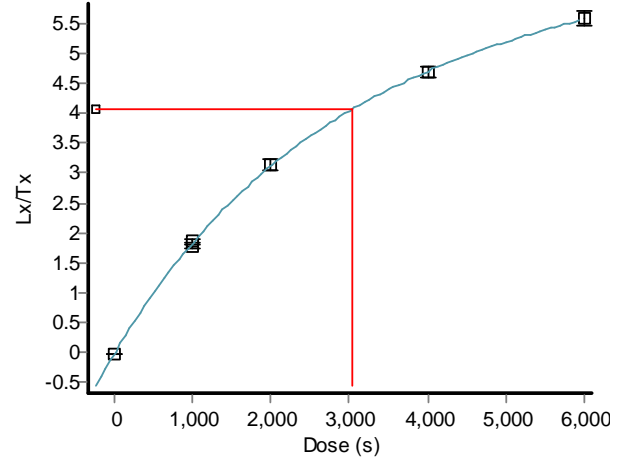
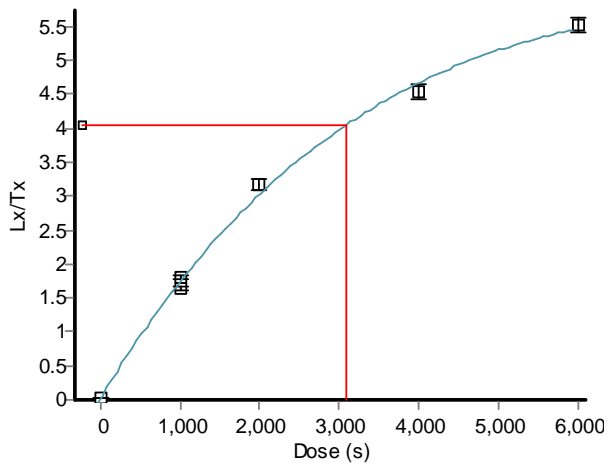
ΔΕΙΓΜΑ BRN4



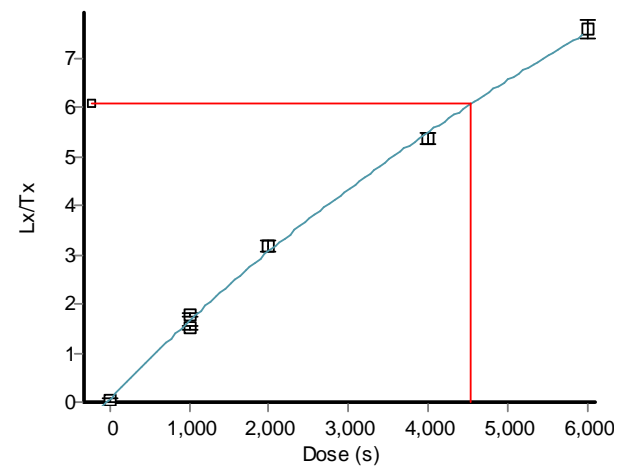
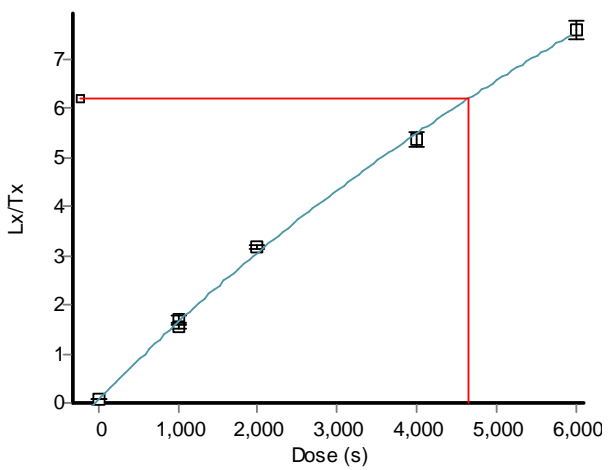
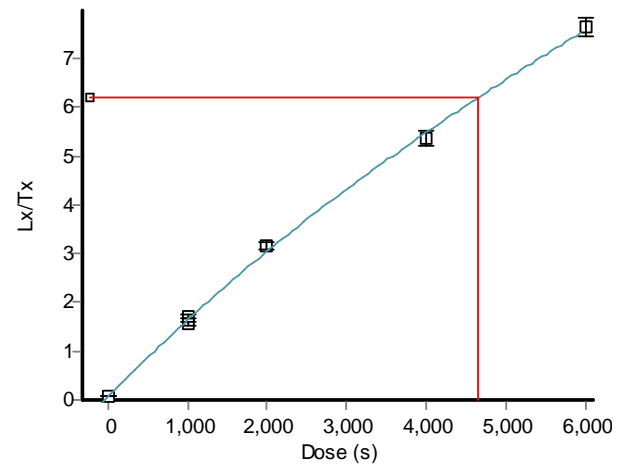
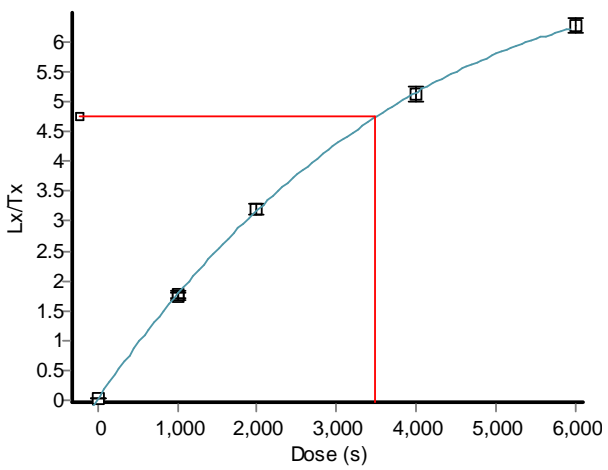
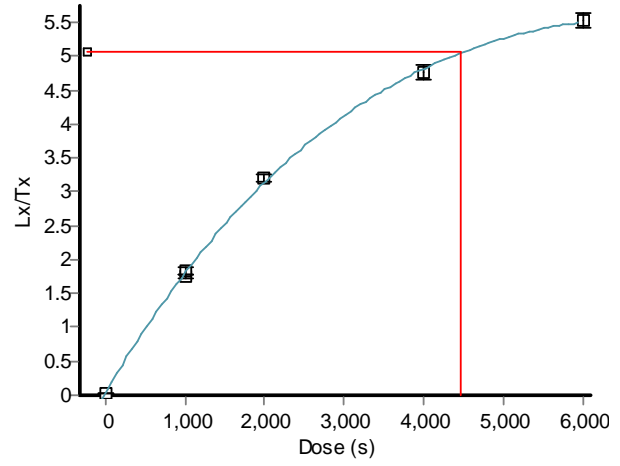
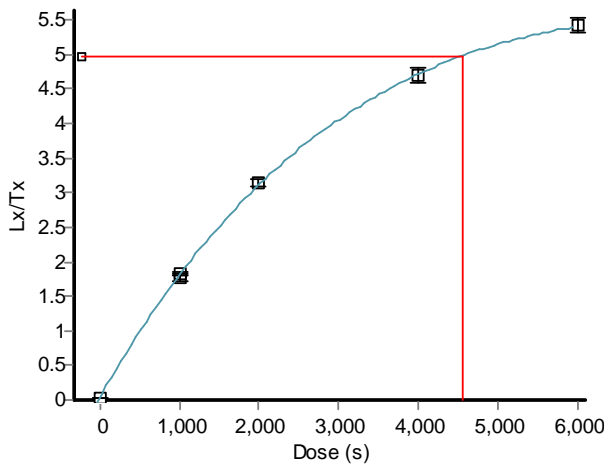
ΔΕΙΓΜΑ BRN5



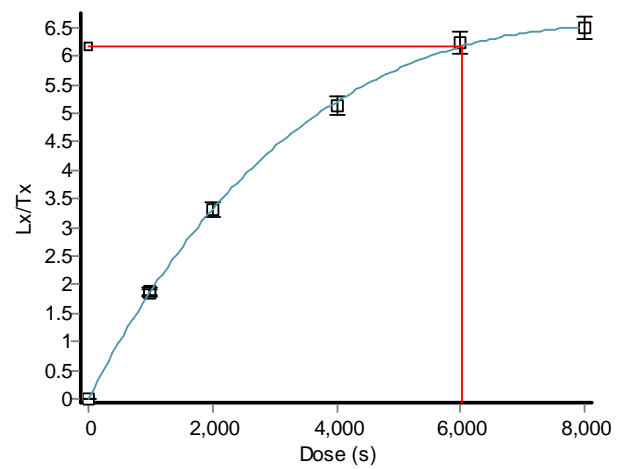
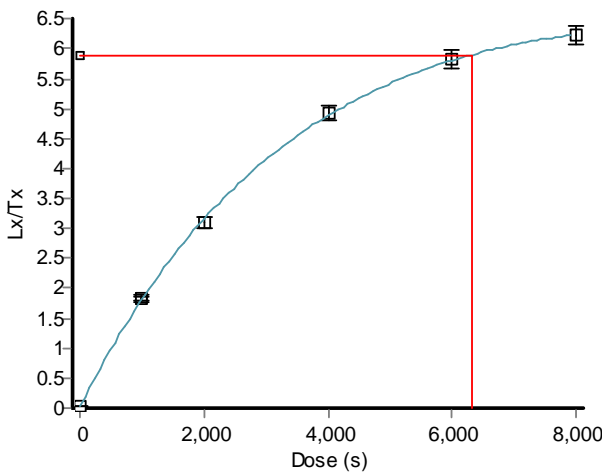
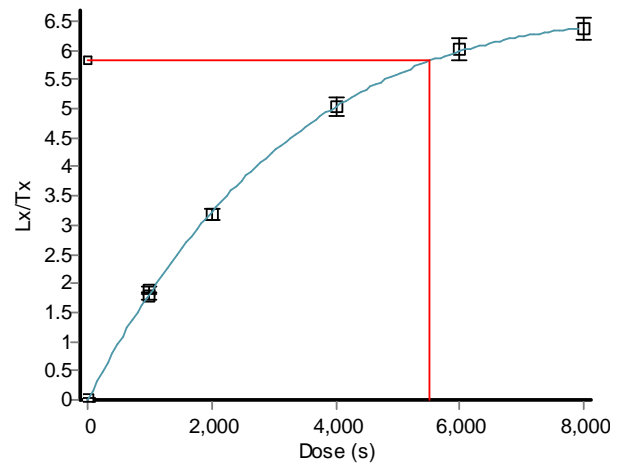
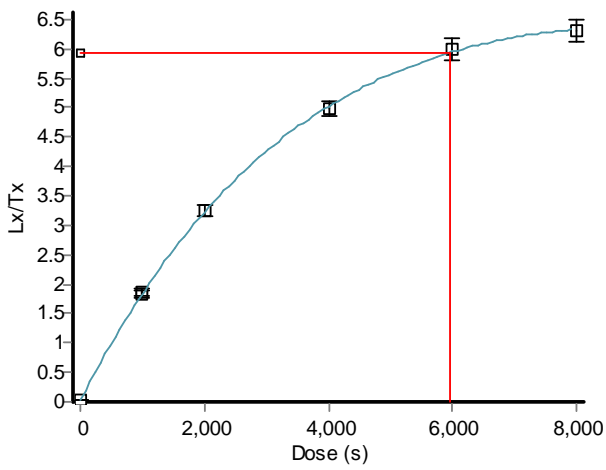
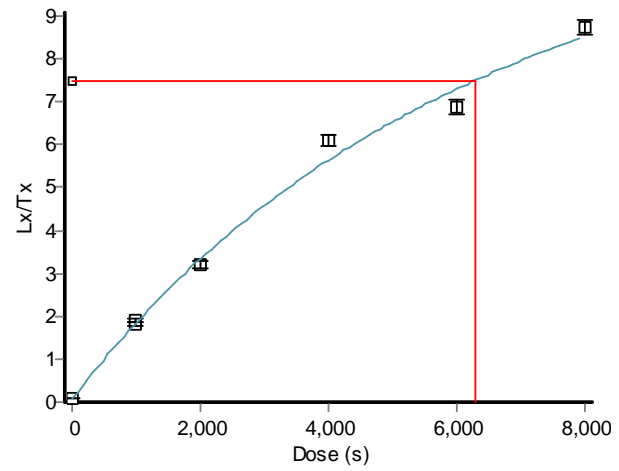
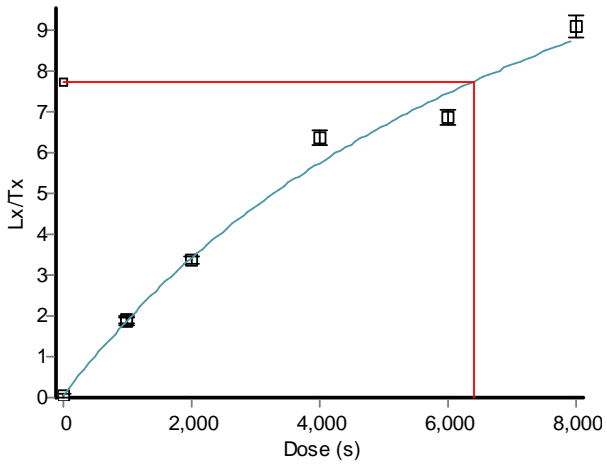
ΔΕΙΓΜΑ BRN6



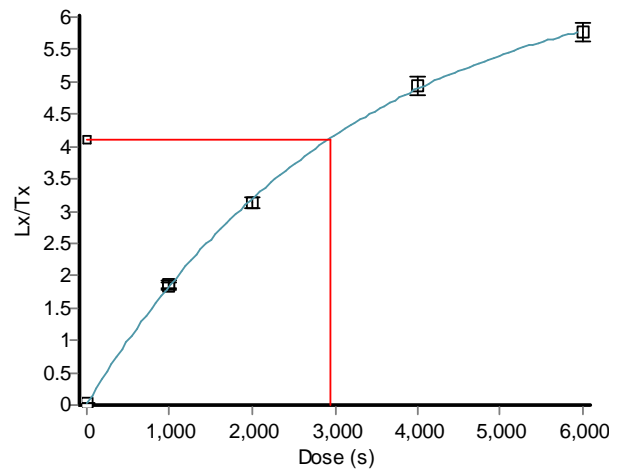
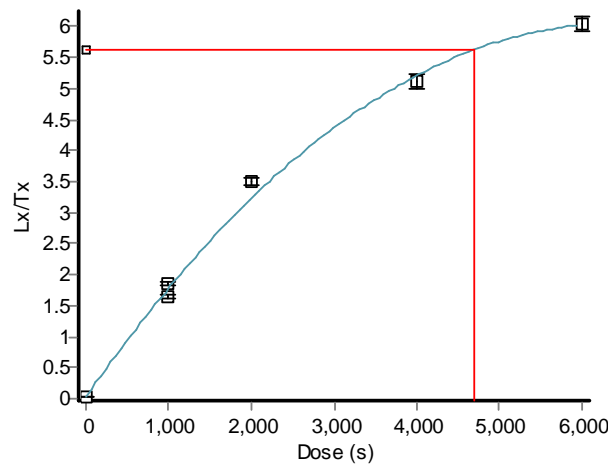
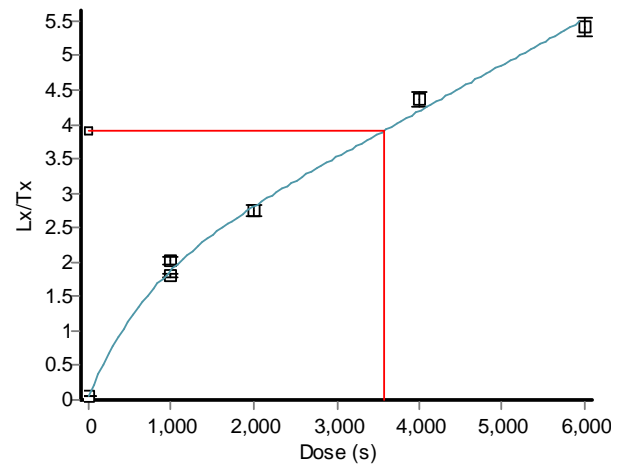
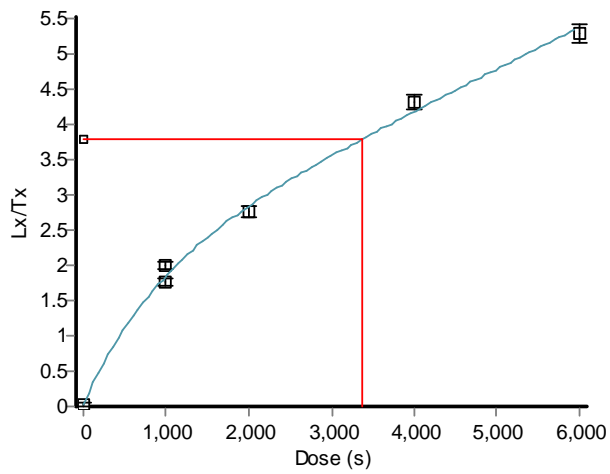
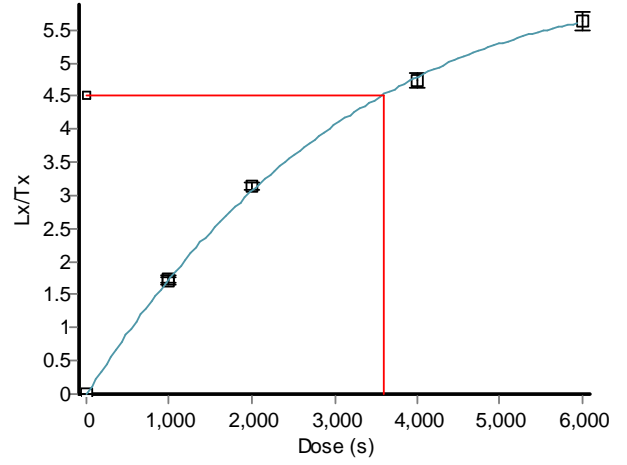
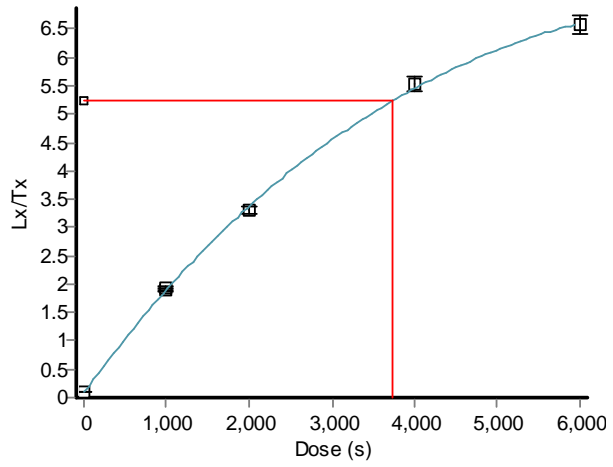
ΔΕΙΓΜΑ BRN7



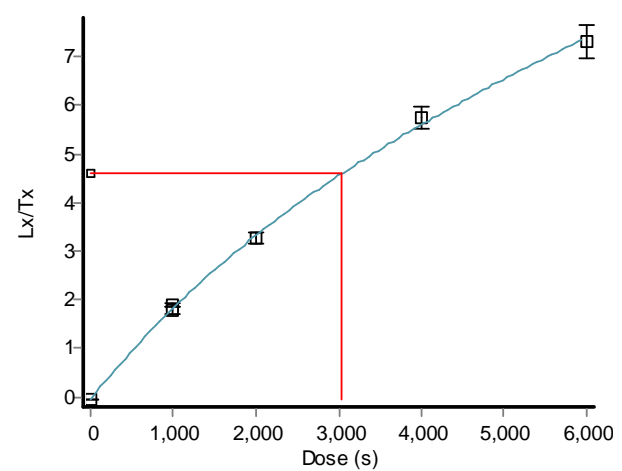
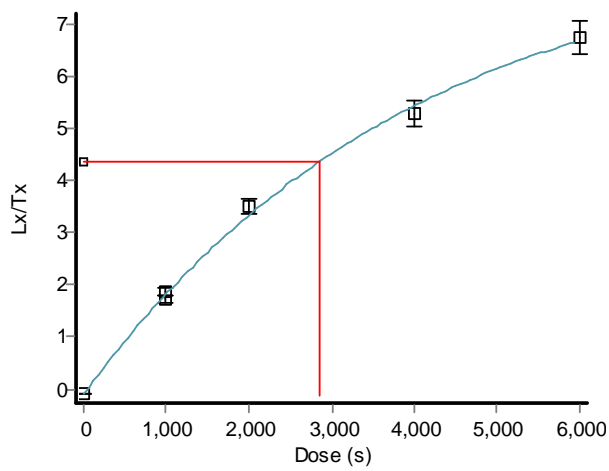
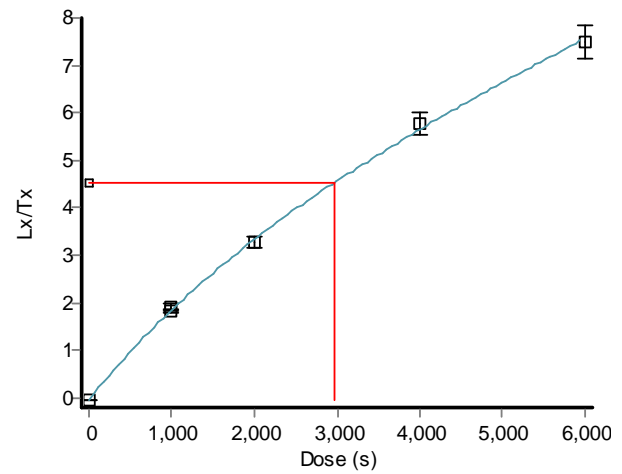
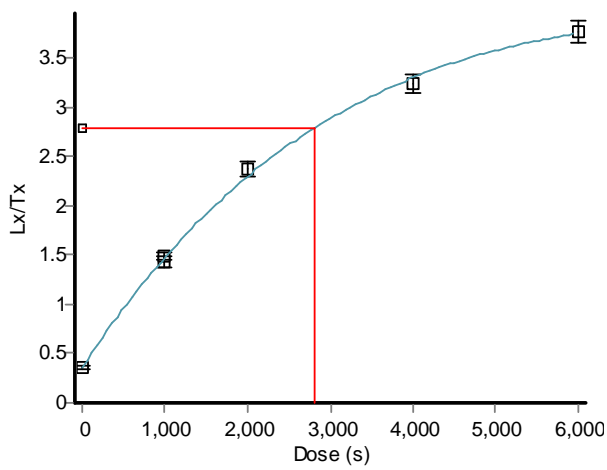
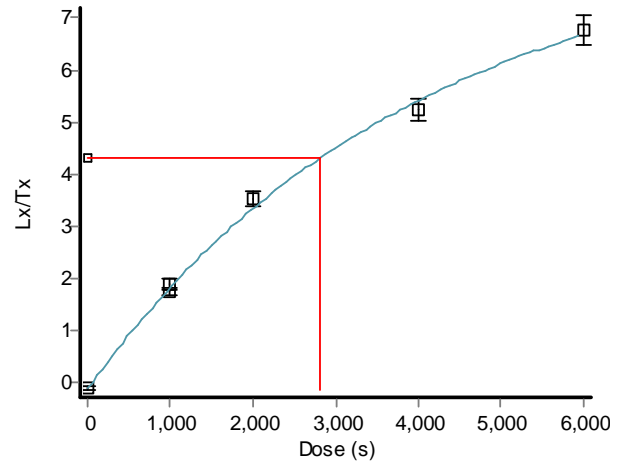
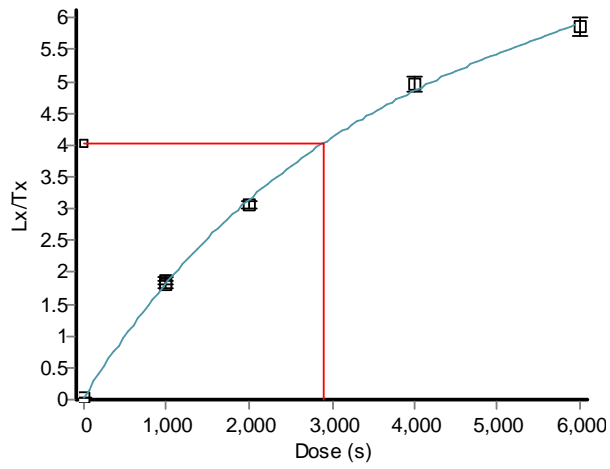
ΔΕΙΓΜΑ THE1



ΔΕΙΓΜΑ THE2



ΔΕΙΓΜΑ THE3



ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙ

ΔΗΜΟΣΙΕΥΣΕΙΣ ΚΑΙ ΣΥΜΜΕΤΟΧΗ ΣΕ ΣΥΝΕΔΡΙΑ ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΑΡΟΥΣΑ ΕΡΕΥΝΑ

Chapter 30

Luminescence dating of Quaternary coastal deposits of Evoikos gulf (Central Greece).

M. Kazantzaki^{1,2}, C. Athanassas¹, Y. Bassiakos¹, E. Tsakalos¹

¹Laboratory of Archaeometry, I.N.N., N.C.S.R. "Demokritos", 153 10, Athens, Greece

²School of Mining and Metallurgical Engineering, National Technical University of Athens,
157 80, Zografou, Greece

Corresponding author: kazantzaki.mar@gmail.com

Abstract

Evoikos gulf in central Greece has undergone substantial neotectonic and volcanic activity as well as sea level changes since at least the Early Quaternary. Hence, the establishment of a chronological framework during which environmental events took place is essential not only for understanding the geodynamic evolution of the area but also useful for forecasting impacts on vulnerable shorelines. Littoral sediments frequently encode coastal palaeoenvironmental changes, be it tectonic or eustatic. The ultimate purpose of this research is the investigation of the palaeoenvironmental events that affected the coasts of Evoikos gulf during the Quaternary by taking advantage of luminescence dating. Here, we present preliminary results from a range of luminescence dating techniques, namely conventional Optically Stimulated Luminescence (OSL), Isothermal Thermoluminescence (ITL) from quartz and post-Infrared Infrared Stimulated Luminescence (p-IRIRSL) from feldspars. Despite the abundance of quartz found in samples collected, natural luminescence signals using both OSL and ITL were found to be close to saturation while the obtained Equivalent Dose (D_e) values be broadly scattered, thus perplexing the accurate calculation of luminescence ages. Conversely, the use of p-IRIRSL at 290°C (pIRIR₂₉₀) from feldspars, as an alternative to quartz luminescence dating, was proven more suitable as it demonstrated much higher saturation levels. Strikingly, the pIRIR₂₉₀ methodology produced ages that go back to the Middle Pleistocene. It is to be noted here, that it is the first time that such old luminescence ages have been reported for Greek coastal sediments. This paper presents preliminary luminescence dating results with special focus on the performance of the pIRIR₂₉₀ methodology. Palaeoenvironmental implications of the obtained pIRIR₂₉₀ ages are also discussed.

Keywords: geochronology; luminescence; geodynamic; palaeoenvironment,

Introduction

The Quaternary, the most recent period in the earth's geological time scale, spans from the Early Pleistocene to the Late Holocene. This period is characterized by a series of glaciations as well as the appearance and expansion of the anatomically modern humans. It is evident that events of characteristic climate and sea level changes that took place during and between glacial periods were able to cause great environmental alterations in a global scale. Coastal sediments are thought to be formed at a high sea level during interglacial stages and can be correlated to Marine Isotope Stages (MIS). Sea level fluctuations can be used as an indicator of former climate changes, producing a number of

distinctive sedimentary formations which are encoded on current shorelines (Woodroffe and Murray-Wallace 2012). In many areas, marine terrace sequences have been formed as a result of both eustatic and tectonic action (Barreto et al 2002). Understanding the formation and evolution of coastlines and establishing their geochronological framework, could be used as a tool for deciphering the wider palaeoenvironmental regime of the surrounding area (Jacobs 2008). Thus, the geochronology of Quaternary coastal deposits could provide a precise time-frame of events and rates of past change. Numerous techniques have been developed to date coastal sediments (Walker 2005); however many of them come with a range of

limitations and drawbacks, more commonly associated with the nature of the material to be dated. Luminescence dating methodology can nowadays be considered as one of the most reliable to be applied for dating several different sedimentary environments (Aitken et al 1964; Zimmerman 1967; Liritzis et al 2013) and also archaeological artefacts (Jacobs 2008). Luminescence dating has been widely applied during the last five decades (Thiel 2011) and its principals are based on light emission by common minerals such as quartz and feldspar. These minerals have the ability to store energy (in the form of electrons) in their crystal lattice during burial and release this energy as "luminescence" by artificially stimulating the minerals with light or heat. An age is given by the ratio of the equivalent dose (D_e) accumulated to environmental dose rate (Duller 2004).

The main objectives of this paper are; the presentation of the geological setting of North Evoikos gulf, the luminescence dating of the coastal sediments of the area and the evaluation of its depositional environment. Since the Early Quaternary, the Gulf has experienced substantial neotectonic and volcanic activity as well as sea level changes, leading to great geological and tectonic changes (Sakellariou et al 2006). Little is known however regarding these changes, as research conducted in the area is limited, mainly based on the chronology of coastal formations using relative dating methods (Katsikatsos et al 1981; Katsikatsos 1999; Mavrides 2006; Rondoyanni 1984; Rondoyanni et al 2007; Voutsinou-Taliadouri and Varnavas 1992).

Preliminary luminescence dating results of three samples collected from the littoral zone of an area in N. Evoikos gulf are presented here. In order to get meaningful and reliable results, a number of different luminescence dating techniques were employed; the conventional Optically Stimulated Luminescence (OSL) of quartz (Murray and Wintle 2000; 2003; Duller 2003), the Infrared Optically Stimulated Luminescence (IRSL) of feldspar (Thiel et al 2011) and the Isothermal Thermoluminescence (ITL) (Huot et al 2006). Despite the area's abundance in quartz, IRSL of feldspar was finally proven to be the most suitable method for our samples. The significance of this study relies on the fact that it is the first time that luminescence dating was applied in the area, producing absolute ages which are comparable to the relative dating results of previous studies. Our luminescence results revealed that ages are in good agreement with former dating results in the area and go back to the Middle Pleistocene.

Study area

North Evoikos gulf is a semi-closed basin which is located in central Greece with its northern part being connected with the Aegean Sea and its southern part the Euripus channel. It is characterized by intense seismicity in the north part and milder toward the south (Rondoyanni et al 2007; Van Andel and Perissoratis 2006). Drossia coastal region, our study area, is located in the southern part of North Evoikos gulf in the wider region of the city of Chalkis (Fig. 1). Geologically, the Gulf consists of a variety of sedimentary, magmatic and metamorphic rocks, peridotites, schists, ophiolites, Upper Miocene brown-reddish loams and sands with sandstone and conglomerate intercalations (Metos 1992), Triassic limestones and dolomites, Jurassic and Cretaceous limestones and andesitic outcropping. Furthermore, Neogene formations have been found in areas surrounding the Gulf, including Upper Miocene-Pliocene marls, marly limestones, travertines (Katsikatsos 1999) and clastic sediments which are of Middle-Upper Pleistocene age, as well as Lower Pleistocene brackish deposits (Mavrides 2006; Rondoyanni et al 2007; Voutsinou-Taliadouri and Varnavas 1992).

Drossia area is covered by coastal formations of Lower Pleistocene (Katsikatsos et al 1981; Katsikatsos 1999; Rondoyanni 1984) and Middle-Upper Pleistocene age (Genre 1999). The Pleistocene age of these formations was also noted by Mavrides (2006), after dating some ostracodes founded in the area. Fluvio-terrestrial deposits (mainly sands and clays) of Holocene age and Late Holocene deltaic deposits (Genre 1999) are also present in the area (Maroukian and Gaki-Papanastassiou 2002).

Methodology

Three sandstone samples were collected from the littoral zone of Drossia area (Fig. 2) and were used for luminescence measurements in the laboratory of archaeometry at N.C.S.R "Demokritos". Samples were handled under red light conditions, ensuring no bleaching of the natural signal stored in the constituent minerals. Samples were chemically treated with hydrochloric acid (10%) to remove carbonate cements and hydrogen peroxide (10%) to remove the organic content (Buylaert et al 2011). Samples were then wet sieved to obtain a particular size range (80-125 μm) of grains. Pure quartz was obtained by after chemical treatment with hydrofluoric acid (40% concentrated). Feldspar minerals were also isolated from quartz and heavy minerals by density separation using a heavy liquid (sodium polytungstate). Further, feldspar fractions were treated with 10% hydrofluoric acid to avoid

contribution of the alpha-irradiated outer part of the mineral (Preusser et al 2008). Both quartz and feldspar samples were adhered to stainless steel discs with silicone oil and measured in a Risø TL-DA 15 reader device which uses a calibrated $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ β source. Measurements were based on the Single-Aliquot Regenerative-dose (SAR) protocol (after Duller 2003; Murray and Wintle 2000; 2003) for quartz and the p-IRIRSL protocol (after Thiel et al 2011) for feldspar. For quartz, a 7.5 mm Hoya U-340 filter was used for measuring the equivalent doses, while stimulation was by blue LED's (light emitting diodes) at 470 nm. Feldspar was stimulated by IR diodes at 870 nm and the signal produced was subject to the use of a filter combination (Schott BG39/Corning 7-59) known as filter pack (Starnberger et al 2013).

Dose rate relevant elements (external as well as internal for feldspar) of the three samples were determined by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS) and using the conversion factors of Guérin (2011). An internal alpha dose rate of 0.1 Gy/ka was also included in our calculations as suggested by Mejdahl (1987). Sediments moisture content was determined using present sediment moisture with an error of $\pm 5\%$ and considered to remain constant during burial. The contribution from cosmic rays (Prescott and Hutton 1994; Prescott and Stephan 1982) to the total dose rate was calculated using present day depth. The final dose rates were obtained by correcting for etching of the grains and the grain size. The dose rates were calculated using the "The Dose Rate calculator (DRc)" (Tsakalos et al 2015) and are listed in Table 1.

Luminescence measurements

Optically Stimulated Luminescence (OSL)

Due to the abundance of quartz extracts found after chemical treatment of the samples, the most common luminescence dating methodology was initially employed. Many studies have reported ages of up to several hundred thousand years (Thiel 2011) using OSL. Five aliquots (sub-samples) of each sample were measured by applying the p-IROSL protocol of quartz (after Banerjee et al 2001) however, most of the luminescence signals derived were found to be close to saturation, leading to unrealistic equivalent dose values. Consequently, the accurate evaluation of the D_e values and the calculation of ages were not possible using OSL, thus different luminescence dating methods were attempted.

Isothermal Thermoluminescence (ITL)

Further, the ITL dating method (Buylaert et al 2006; Huot et al 2006) was applied to quartz grains, as it has been proven to have higher saturation levels than that of OSL (Athanasas 2011). However, ITL dating was unable to provide accurate D_e values as the natural signal was again found to be on the non-linear (saturated) part of the growth curve.

Infrared Stimulated Luminescence (IRSL)

Finally, we attempted to date our samples using a more recent luminescence dating method, which is an advancement of the common OSL, known as post Infrared-Infrared Stimulated Luminescence (p-IRIRSL) of feldspar. p-IRIRSL which takes advantage of feldspar, has much higher age limits than the two previous mentioned luminescence dating methods of quartz. Prior to standard dating of the three samples using the p-IRIRSL-SAR procedure, validation of the protocol parameters was verified by a pre-heat plateau test (Murray and Wintle, 2000) using different temperatures and a dose recovery test (Murray and Wintle, 2003) (Fig. 3). The pre-heat plateau test confirmed an appropriate pre-heat temperature at 320 °C, while the dose recovery test showed that the measured to given dose ratios were within 2 σ -level (0.9-1.1), indicating that the applied protocol is working as it should. A test to investigate the bleachability (Klasen et al 2006) of the pIRIR₂₀₀ signal by natural light was further performed in one sample (BRN3). After 180 minutes of sun exposure the sample retained ~5.6 Gy as a residual of the pIRIR₂₀₀ signal, which is in general ~1.5 % (a negligible value) of the D_e value (472.53 Gy) of the sample. A fading test was also performed in one sample (Huntley and Lamothe, 2001). A mean g -value of $-5.6\% \pm 0.1\%$ was obtained indicating that feldspar experiences some loss of signal. This loss of signal, was taken into account in the calculation of the final ages.

Conversely, the p-IRIRSL dating method was proven to be the most suitable for dating the deposits of N. Evoikos gulf. Feldspar extracts (5 aliquots) of each of the three samples were measured using the p-IRIRSL protocol after Thiel et al (2011) (Fig. 4a). D_e values obtained, corrected properly for sensitivity changes (Murray and Wintle 2000), since 93% of the recycling ratios were within the accepted limits (0.9-1.1) and without recuperation observed (0%). Much higher saturation levels were observed using the p-IRIRSL signals at 290 °C (Fig. 4b,4c,4d), with D_e values of all three samples falling in the area of the growth curve which can be confidently used (unsaturated part).

Preliminary results and discussion

Using the age equation (Eq.1) for luminescence dating, the p-IRIRSL of feldspar was proven the most suitable method for dating the coastal deposits of Evoikos gulf giving ages that go back to the Middle Pleistocene.

$$\text{Age (ka)} = \frac{\text{Equivalent Dose} - \text{DE (Gy)}}{\text{Dose Rate (Gy/ka)}} \quad \text{Eq.1}$$

All samples gave similar ages of around 0.6 Ma (Table 2), something that is expected as they are found (collected) at about the same elevation and possibly representing a single depositional event. Sample BRN4 which is underlying BRN3, gave an age of 0.59 Ma while the sample BRN3 gave an age of 0.58 Ma, signifying that our samples are in stratigraphic order.

The dated coastal sediments of Drossia area were deposited between 0.59 to 0.63 Ma during the Middle Pleistocene (Fig. 5). Even when associated errors are taken into account, sediments remain in the Middle Pleistocene. Since our samples collected at some meters higher than the current sea level, it would be expected that the sea level during the time of their formation would be similar to the present one (or some meters higher) or that they were deposited at a lower sea level and tectonic activity have acted as an uplifting force which resulted in the tectonically raised coastal formations seen today.

Conclusions

This study presents preliminary results of OSL, ITL and IRSL dating methods on raised coastal sediments from North Evoikos gulf in an attempt to establish a chronological framework of the palaeoenvironmental events that took place during the Quaternary. OSL and ITL methods were found to be unsuitable for dating the coastal sediments collected, as the natural signals obtained were close to saturation giving broadly scattered D_e values. On the other hand, p-IRIRSL demonstrated less scattered equivalent doses with much higher saturation levels, producing ages ranging from 0.59 to 0.63 Ma. This is of great importance for the performance of the pIRIR₂₀₀ methodology. Such ages have never been noted on Greek coastal sediments before using this method. Given the optimism generated by such unprecedented old ages obtained by luminescence dating, some experiments for further investigation are needed.

References

- Athanassas C, 2011, Constraints on the precision of SAR in equivalent dose estimations close to saturation in Quartz, *Geochronometria* 38, 413-423.
- Aitken MJ, 1985, Thermoluminescence dating, *Academic Press*: London.
- Aitken MJ, Reid J, Tite MS, 1964, Thermoluminescence dating of ancient ceramics, *Nature* 202, 1032.
- Banerjee D, Murray AS, Botter-Jensen L and Lang A, 2001, Equivalent dose estimation using a single aliquot of polymineral fine grains, *Radiation Measurements* 33, 73-94.
- Barreto AMF, Bezerra FHR, Suguio K, Tatumi SH, Yee M, Paiva RP and Munita CS, 2002, Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 179, 57-69.
- Bintanja R, Van de Wal RSW, Oerlemans J, 2005, Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years, *Nature* 437, 125-128.
- Buylaert JP, Murray AS, Huot S, Vriend MGA, Vandenberghe D, De Corte F and Van den haute P, 2006, A Comparison of quartz OSL and Isothermal TL measurements on chinese loess, *Radiation Protection Dosimetry* 119 (1-4), 474-478.
- Buylaert JP, Thiel C, Murray A, Vandenberghe D, Yi S, Lu H, 2011, IRSL and post-IR IRSL residual doses recorded in modern dust samples from the Chinese Loess Plateau, *Geochronometria* 38, 432-440.
- Duller GAT, 2003, Distinguishing quartz and feldspar in single grain luminescence measurements: *Radiation Measurements* 37, 161-165.
- Duller GAT, 2004, Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances, *Journal of Quaternary Science* 19, 183-192.
- Genre C, 1999, Neotectonics and Late Holocene terraces, The example of Euboia (Central Eastern Greece), *Geomorphologie: relief, processus, environnement* 2, 143-158.
- Guérin G, Mercier N, Adamiec G, 2011, Dose-rate conversion factors: update, *Ancient TL* 29, 5-8.

- Huntley DJ and Hancock RGV, 2001, The Rb contents of the K-feldspar grains being measured in optical dating, *Ancient TL* 19, 43-46.
- Huntley DJ, Lamothe M, 2001, Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correct, *Canadian Journal of Earth Science* 38 (7), 1093-1106.
- Huot S, Buylaert JP and Murray AS, 2006, Isothermal thermoluminescence signals from quartz. *Radiation Measurements* 41(7-8), 796-802.
- Jacobs Z, 2008, Luminescence chronologies for coastal and marine sediments, *Boreas* 37, 508-535
- Katsikatos G, 1999, Geological map of Greece scale 1:50.000, *Eretria sheet*, IGME, Athens.
- Katsikatos, G, De Bruijn H and Van Der Meulen AJ, 1981, The Neogene of the island of Euboea, a review, *Geol. Mijnbouw*, Amsterdam 60, 509-516.
- Klasen N, Fiebig M, Preusser F, Radtke U, 2006, Luminescence properties of glaciofluvial sediments from the Bavarian Alpine Foreland, *Radiation Measurements* 41, 866-870.
- Liritzis I, Singhvi AK, Feathers JK, Wagner GA, Kadereit A, Zacharias N and Li SH, 2013, Luminescence Dating in Archaeology, Anthropology and Geoarchaeology: An Overview, *Springer Briefs in Earth System Sciences*.
- Mavrides A, 2006, Geological map of Greece scale 1:50.000, *Chalkida sheet*, IGME, Athens.
- Maroukian H and Gaki-Papanastassiou K, 2002, in preparation, Palaeogeographic evolution of the broader area of Lilas river in Central Evia during the Quaternary.
- Mejdahl V, 1987, Internal radioactivity in quartz and feldspar grains, *Ancient TL* 5, 10-17.
- Mettos A, 1992, Geological and palaeogeographical study of Neogene and Quaternary continental deposits of NE Attica - SE Beotia, Greece, in *A Mettos Ph.D. Thesis*, University of Athens, 258 (in Greek).
- Murray AS, Funder S, 2003, Optically stimulated luminescence dating of a Danish Eemian coastal marine deposit: a test of accuracy, *Quaternary Science Reviews* 22, 1177-1183.
- Murray AS, Wintle AG, 2000, Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol, *Radiation Measurements* 32, 57-73.
- Murray AS, Wintle AG, 2003, The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability, *Radiation Measurements* 37, 377-381.
- Prescott JR, Stephan LG, 1982, The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescence dating, Latitude, altitude and depth dependencies, *Journal of the European Study Group on Physical, Chemical and Mathematical Techniques Applied to Archaeology* 6, 17-25.
- Prescott JR and Hutton JT, 1994, Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term variations, *Radiation Measurements* 23, 497-500.
- Preusser F, Degering D, Fuchs M, Hilgers A, Kadereit A, Klasen N, Krbetschek M, Richter D, Spencer JQG, 2008, Luminescence dating: basics, methods and applications, *Journal of Quaternary Science* 57, 95-149.
- Rondoyanni Th, 1984, Etude neotectonique des rivages occidentaux du canal d' Atalanti (Grece centrale), in *Th Rondoyanni Ph.D Thesis 3e cycle*, Universite de Paris - Sud, 190.
- Rondoyanni Th, Galanakis D, Georgiou Ch and Baskoutas I, 2007, in preparation, Identifying fault activity in the Central Evoikos Gulf (Greece).
- Sakellariou D, Kapsimalis V, Roussakis G, Georgiou P, Kaberi H, Kanellopoulos T, Lykousis V, Papoulia I, 2006, in preparation, Paleogeographic evolution of the North Evia Gulf in Late Quaternary.
- Starnberger R, Drescher-Schneider R, Reitner JM, Rodnight H, Reimer PJ, Spötl Ch, 2013, Late Pleistocene climate change and landscape dynamics in the Eastern Alps: the inner-alpine Unterangerberg record (Austria), *Quaternary Science reviews* 68, 17-42.
- Thiel C, 2011, On the applicability of post-IR IRSL dating to different environments, in *C Thiel Ph.D Thesis*, Free University, Berlin.
- Thiel C, Buylaert JP, Murray AS, Terhorst B, Hofer I, Tsukamoto S, Frechen M, 2011, Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) - Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol, *Quaternary International* 234(1-2), 23-31.

Tsakalos E, Christodoulakis J, Charalambous L, 2015, Dose Rate calculator (DRc) for luminescence and ESR dating - A Java application for dose rate and age determination, *Archaeometry* (in press)

Van Andel TH, Perissoratis C, 2006, Late Quaternary depositional history of the North Evoikos Gulf, Aegean Sea, Greece, *Marine Geology* 232, 157–172.

Voutsinou-Taliadouri F and Varnavas SP, 1992, *Marine Geology* 110, 93-114.

Walker MJC, 2005, Quaternary dating methods, in *John Wiley & Sons Ltd*, Chichester, England.

Woodroffe CD and Murray-Wallace CV, 2012, Sea-level rise and coastal change: the past as a guide to the future, *Quaternary Science Reviews* 54, 4-11.

Zimmerman DW, 1967, Thermoluminescence from fine grains from ancient pottery, *Archaeometry* 10, 26-28.

Acknowledgements

This study was supported by the National Technical University of Athens, faculty of Geological sciences, School of Mining and Metallurgical Engineering. I would like to express my sincere thanks to Prof. Rondoyanni Theodora for her helpful guidances and support.

Sample	U (ppm)		Th (ppm)		K (wt %)		Alpha dose rate (Gy/ka)	Cosmic rays	Depth (cm)	Water (wt %)	Elevation (m)	Total dose rate (Gy/ka)
	External	Internal	External	Internal	External	Internal	Internal					
BRN2	0.3	0.1	1.2	0.1	0.13	4.0	0.1	0.12	300	0.92±0.04	2.3	0.57±0.04
BRN3	0.3	0.3	0.8	1.1	0.32	4.1	0.1	0.08	600	1.59±0.07	1.9	0.85 ±0.04
BRN4	0.9	0.2	0.9	0.1	0.14	6.0	0.1	0.07	650	1.04±0.05	1.4	0.74±0.06

Table 1. Samples' codes, radioelement contents, cosmic rays radiation, depths, water concentrations, elevation and calculated total dose rates. The grain size is 80-125 μ m.

Sample	Formation	Elevation (m)	Equivalent Dose- D_e (Gy)	Dose Rate (Gy/ka)	Age (ka)
BRN2	Sandstone	2.30	360.88±18.5	0.57±0.04	633.13±32.47
BRN3	Sandstone	1.9	499.25±23.45	0.85 ±0.04	587.38±28
BRN4	Sandstone	1.4	442.92±18.25	0.74±0.06	598.55±24.67

Table 2. Age estimation of the three littoral sediments with their calculated D_e values, dose rates and associated elevations.

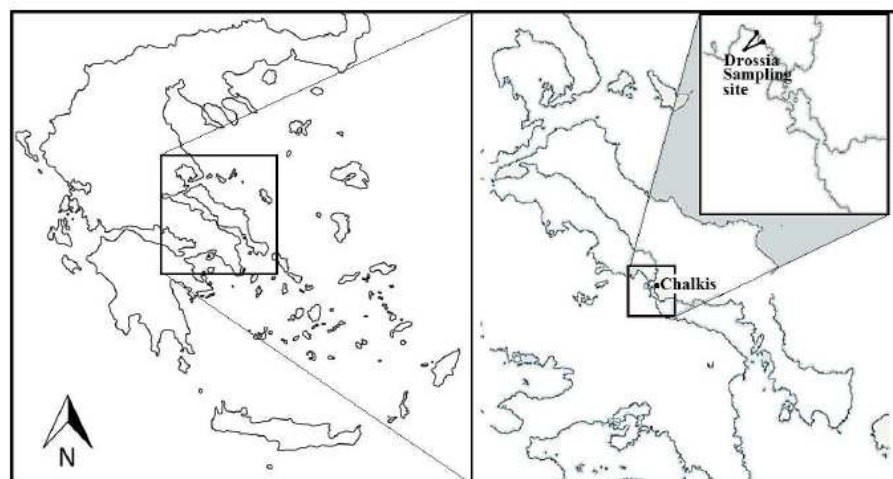


Figure 1. Sampling sites of the study area.

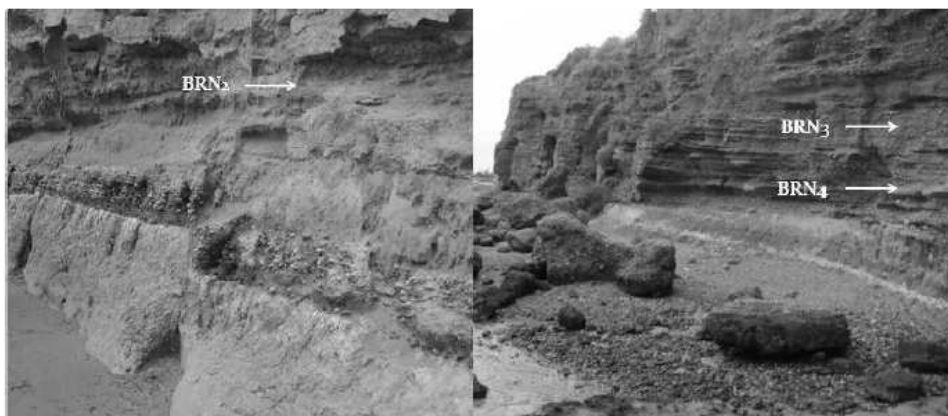


Figure 2. Sampling sites of Drossia littoral zone showing samples collected.

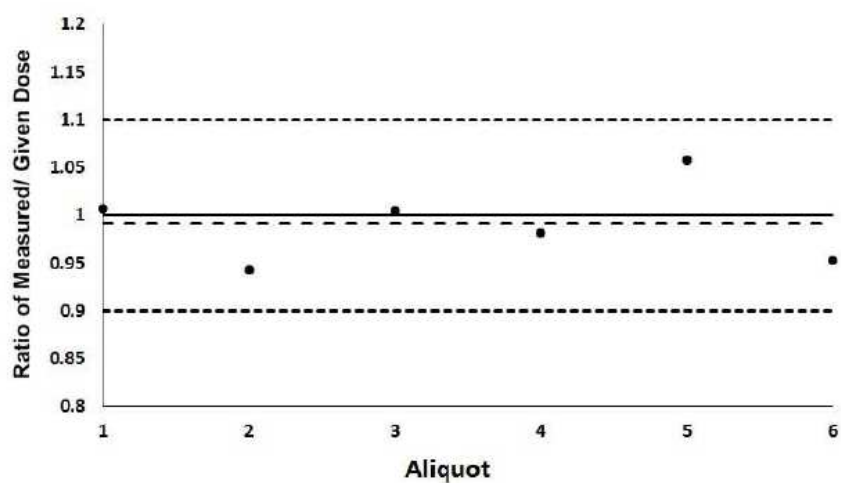


Figure 3. Dose recovery test of six (6) aliquots of sample BRN3. Black dots indicate the measured/given ratio calculated for each aliquot. The target value is unity (black line). Dashed line shows mean. The range of acceptability is between 0.9 and 1.1 (dotted lines).

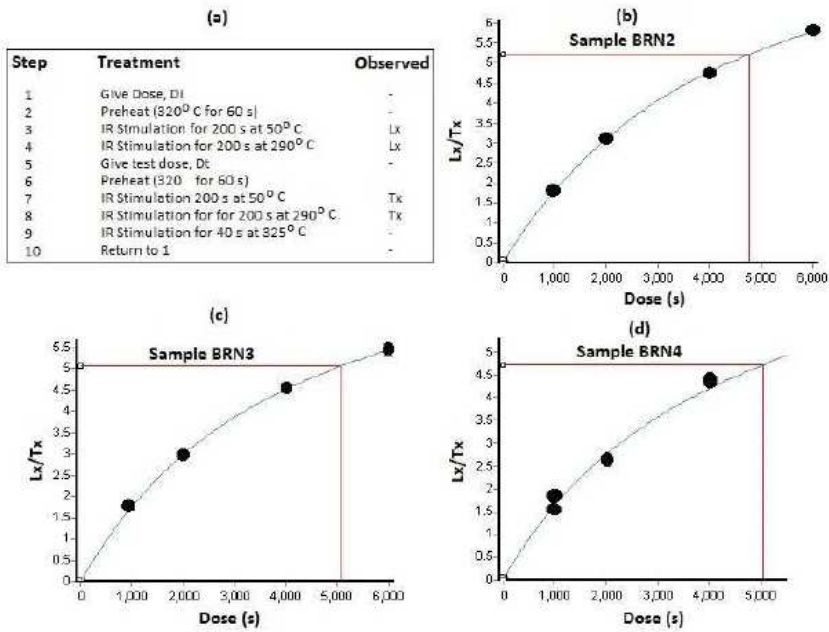


Figure 4. a) *p*-IRIRSL protocol after Thiel et al 2011. b) *p*-IRIRSL growth curve of sample BRN2, c) BRN3, d) BRN4.

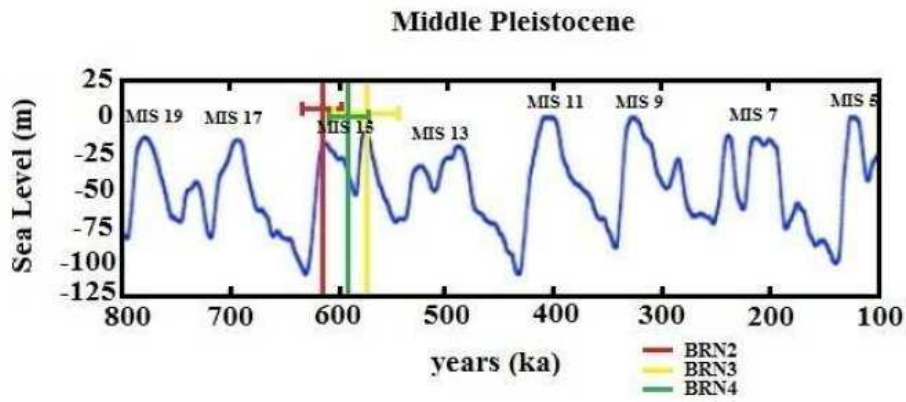


Figure 5. Comparison of the *p*-IRIRSL ages of the study area with Middle Pleistocene relative sea level stands (modified after Bintanja et al., 2005).

Testing Optically Stimulated Luminescence dating of sand-sized quartz and feldspar sediments from an archaeological site in Petroto – Trikala, Greece.

Kazantzaki Maria ⁽¹⁾, Filippaki Eleni ⁽¹⁾, Vaiopoulou Maria ⁽²⁾, Tsakalos Evangelos ⁽¹⁾, Mastrotheodoros Georgios⁽¹⁾, Christodoulakis John ⁽¹⁾

(1) Laboratory of Archaeometry, INN, NCSR "Demokritos", Aghia Paraskevi, Attiki, 15310.

(2) Ephorate of Antiquities of Karditsa, Karditsa, 43100.

Abstract:

We present results of Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating of quartz and feldspar derived from geological samples collected from an archaeological site in Petroto – Trikala, Greece. We showed that using the single aliquot regenerative protocol (SAR), the derived quartz OSL ages are in fair agreement with IR-OSL ages however, feldspar ages are slightly overestimated and scattered compared to quartz ages, something that may be due to incomplete bleaching of feldspar.

Luminescence dating yielded ages ranging from 5.3 ± 0.6 ka to 5.9 ± 0.8 ka, indicating a depositional period during the Late up to Final Neolithic period when extensive pedogenetic processes were taking places in mainland Greece. While independent chronometric control is missing, the results are within the expected age range while the agreement of calculated ages using both quartz and feldspar provided evidence on the applicability of both minerals in establishing accurate ages. However, when feldspar is the mineral of choice, problems associated with incomplete bleaching may lead to age overestimation. In such cases statistical treatment may help choose the most representative palaeodose and thus provide reliable ages.

The application of luminescence dating techniques on paleoseismology

Kazantzaki Maria (1), (2)

(1) Laboratory of Archaeometry, INN, NCSR "Demokritos", Aghia Paraskevi, Attiki, 15310.

(2) School of Mining and Metallurgical Engineering, National Technical University of Athens, 157 80, Zografou, Greece.

Tel.: +306934101613, e-mail: kazantzaki.mar@gmail.com

Abstract:

The aim of this presentation is focused on the application of the luminescence dating techniques in palaeoseismology. Nowadays, luminescence dating techniques, have undergone extensive developments both to geology and archaeology. The main idea of luminescence dating techniques is based on the fact that the luminescence signal enclosed in minerals crystal lattice can be affected and even zeroed when minerals are exposed to sunlight or intense heat. The same effect could be observed in the case of an earthquake, as the influence of friction caused by the relative motion of an active fault could reset the "clock" of the seismic event to zero, giving us the opportunity to use luminescence dating techniques as a chronometer for the previous seismic activity of a tectonically active area.

Luminescence chronology of Quaternary coastal deposits of North Evoikos Gulf (Central Greece)

Kazantzaki Maria ^{(1), (2)}, Yannis Bassiakos ⁽¹⁾, Theodora Rondoyanni ⁽²⁾, Evangelos Tsakalos ⁽¹⁾ and John Christodoulakis ⁽¹⁾

(1) Laboratory of Archaeometry, INN, NCSR "Demokritos", Aghia Paraskevi, Attiki, 15310.

(2) School of Mining and Metallurgical Engineering, National Technical University of Athens, 157 80, Zografou, Greece. Tel.: +306934101613, e-mail: kazantzaki.mar@gmail.com

Abstract:

North Evoikos Gulf represents an extended basin characterized by intense seismicity and significant climate changes that took place during Quaternary period. The coastal zone of the Gulf has not only been affected by tectonic activity, but also repeated sea-level changes and volcanic activity, the traces of which have been encoded on the coastal sediments of the area. The ultimate purpose of the research is the reconstruction of the different paleoenvironmental phases of the Quaternary period and their relation to the geodynamics of the coastal areas of Evoikos Gulf. The main idea, is based on the fact that luminescence dating techniques, provide a means to examine sedimentary environments. This is achieved by the minerals found in sediments which act as "dosimeters" and used to determine the time that particular events of the past took place. Dating results derived for the coastal deposits of North Evoikos Gulf using a number of Luminescence dating techniques, namely; Optically Stimulated Luminescence (OSL), Isothermal Thermoluminescence (ITL) from quartz and post-Infrared Infrared Stimulated Luminescence (p-IR-IRSL) from feldspars. Ages obtained suggest that the main depositional processes in the area took place during the Early Pleistocene. The proposed research is based on an interdisciplinary approach which is innovative for the study area, the significance of which lies on the fact that little literature is available so far.

Paleoenvironmental Reconstruction of Quaternary Coastal Deposits of North Evoikos Gulf (Greece) using Luminescence Dating Techniques

Maria Kazantzaki^{1,2,*}, Theodora Rondoyanni², Yannis Bassiakos¹, Tsakalos Evangelos¹, Christodoulakis John¹

¹Laboratory of Archaeometry, I.M.S., N.C.S.R. "Demokritos", 153 10, Athens, Greece

²School of Mining and Metallurgical Engineering, National Technical University of Athens, 15780, Zografou, Greece

Abstract:

North Evoikos, an extended basin, is located in central Greece and is a Gulf of great geomorphological interest. The evolution of coastal areas of North Evoikos Gulf during the Quaternary period was the result of continuous changes in paleoenvironmental conditions that prevailed in the area. The littoral zone of the Gulf has been affected not only by great sea level fluctuations but also intense seismicity and volcanic activity, leaving behind traces which have been encoded on the coastal deposits of the area. Despite the great number of geomorphological studies conducted in the area, little work has been done regarding the geochronology of the different sedimentary formations found on the littoral zone of the Gulf, mainly based on relative dating which bears a number of limitations. It is the first time that absolute dating of the Gulf's coastal sediments, based on luminescence dating techniques is used in this study, as an attempt to reconstruct the different episodes /phases of environmental change.

Preliminary dating results of Evoikos Gulf coastal deposits using a number of Luminescence dating techniques namely, Optically Stimulated Luminescence (OSL), Isothermal Thermoluminescence (ITL) from quartz and post-Infrared Infrared Stimulated Luminescence (p-IR-IRSL) from feldspars are presented here. Three samples from central Evoikos Gulf (Drossia area) were collected and measured. Despite the plenty of quartz found in our samples, problems associated with quartz weak signals and low saturation levels (dating limits of the technique) led to the use of the p-IR-IRSL signal from feldspar which was proven a reliable alternative. In general, ages obtained suggest that the depositional processes in the area took place during the Lower Pleistocene, at around 1,2 Ma. Such old ages have never been published for coastal sediments in Greece using luminescence, which provide evidence that the method has the potential to be used in sedimentary environments of very old age.

Geochronology of Quaternary coastal deposits of Evoikos Gulf/ Greece by means of luminescence dating

Maria Kazantzaki^{1,2,*}, Constantin Athanassas¹, Theodora Rondoyanni², Yannis Bassiakos¹

¹Laboratory of Archaeometry, I.M.S., N.C.S.R. "Demokritos", 153 10, Athens, Greece

²School of Mining and Metallurgical Engineering, National Technical University of Athens, 15780, Zografou, Greece

Keywords: *geochronology, luminescence, geodynamic, paleoenvironment, Evoikos Gulf*

Abstract:

Evoikos Gulf is an active tectonic graben in central Greece that presents great geological and tectonic interest. It has undergone intense neotectonic and volcanic activity and also has experienced sea level changes since at least the Early Quaternary. However, investigations regarding the geochronology of the various sedimentary formations outcropping along the coastal zones are very limited. The establishment of a geochronological framework of the depositional processes during the Quaternary period would greatly contribute to a better understanding of the geodynamic and paleoenvironmental evolution of the area which could be used as a tool for forecasting impacts on vulnerable shorelines. The sediments that have been deposited into this graben are influenced by a multiphase tectonic activity and consequently their thickness varies both temporally and spatially. Three main sedimentary units have been distinguished, affected by numerous fault-zones as well as subsidence and synsedimentary slumping phenomena.

During the Last Glacial period, North Evoikos Gulf became a lake as the northwestern end of the gulf was possibly a subaerial barrier, which prohibited Aegean Sea from entering into the present day gulf. The shallow area surrounding the paleo-lake was exposed to subaerial and fluvial processes. During the last rise of the sea level, seawater entered into the gulf and fine-grained sediments covered older deposits and the pre-neogene basement. In parallel, the neotectonic activity continued to deform the Late Quaternary

and Holocene age upper sedimentary sequence controlling the geomorphology of the gulf.

The ultimate purpose of this research is the reconstruction of the successive paleoenvironmental phases and their relation to the geodynamic evolution of the coastal area of Evoikos Gulf during the Early Quaternary period, by taking advantage of luminescence dating. The main idea is based on the fact that luminescence dating techniques provide a tool to examine sedimentary environments through their constituents' minerals, which act as "timers" to determine particular events of the geological past. Chronologies derived will be correlated with eustatic curves (either published or primary) so that Marine Isotope Stages (MIS) representing distinctive paleoenvironmental events might be identified. Moreover, the compilation of thematic maps in a Geographical Information Systems (GIS) environment will lead to the representation/reconstruction of the paleogeography of the greater area. This work presents preliminary results of an attempt to date the coastal deposits of the North Evoikos Gulf using a range of luminescence dating methods. Optically Stimulated Luminescence (OSL), Isothermal Thermoluminescence (ITL) from quartz and post-Infrared Infrared Stimulated Luminescence (p-IR-IRSL) from feldspars were employed on a number of potentially datable geological samples. ITL and conventional OSL methods were proven unsuitable for dating using quartz extracts of the North Evoikos Gulf, due to high saturation levels which yielded broadly scattered apparent equivalent doses, thus leading to inaccurate ages. Conversely, feldspar extracts measured by p-IR-IRSL method at 290°C (pIRIR₂₉₀) found to be more suitable for dating with much higher saturation levels and minimal rates of anomalous fading.

The proposed research is based on an interdisciplinary approach which is innovative for the study area and its significance lies on the fact that no similar scientific data by any means are available for the area. Ages of 1.2 Ma were produced by the p-IR IRSL methodology, something unprecedented for luminescence dating methods, since such old luminescence ages have never been noted on Greek sediments before.

Luminescence dating of Quaternary Coastal deposits of Evoikos Gulf.

M. Kazantzaki^{1,2}, C. Athanassas¹ and Th. Rondoyanni²

¹ Laboratory of Archaeometry, I.M.S., N.C.S.R. "Demokritos", 153 10, Athens, Greece

² School of Mining and Metallurgical Engineering, National Technical University of Athens, 15780, Zografou, Greece

Keywords: *geochronology, luminescence, geodynamic, paleoenvironment*

Abstract:

It is generally known that Evoikos Gulf has undergone substantial neotectonic and volcanic activity as well as sea level changes since at least the Early Quaternary. Hence, the establishment of a chronological framework in which environmental events occurred is crucial for understanding the geodynamic evolution of the area and useful for forecasting impacts on vulnerable shorelines. Littoral sediments frequently encode coastal paleoenvironmental changes, be it tectonic or eustatic. The ultimate purpose of this research is the geochronology of paleoenvironmental events that occurred on the coasts of Evoikos Gulf during the Quaternary by taking advantage of luminescence dating. Here, we present results from a range of luminescence dating methods namely conventional optically stimulated luminescence (OSL), thermally- transferred OSL (TT-OSL), isothermal thermoluminescence (ITL) from quartz and post-infrared infrared stimulated luminescence (p-IR-IRSL) from feldspars. Despite the abundance of quartz, natural OSL signals were found to be close to saturation, yielding broadly scattered apparent equivalent doses and thus perplexing the evaluation of the paleodose accurately. Conversely, p-IR- IRSL at 290 o C (pIRIR 290) from feldspars was proven more suitable as it demonstrated much higher saturation levels and, at the same time, minimal rates of anomalous fading. Strikingly, the pIRIR 290 methodology produced ages as far back as the later part of the Early Pleistocene, around 1.2 Ma. It is to be noted that this is the oldest chronology ever reported in luminescence studies on Greek sediments. This paper presents preliminary luminescence results from all above mentioned approaches, with special focus on the performance of the pIRIR 290 methodology. Paleoenvironmental implications of the obtained pIRIR 290 ages are also discussed.

ΑΛΛΕΣ ΣΧΕΤΙΚΕΣ ΔΗΜΟΣΙΕΥΣΕΙΣ ΚΑΙ ΣΥΜΜΕΤΟΧΗ ΣΕ ΣΥΝΕΔΡΙΑ

Luminescence geochronology and paleoenvironmental implications of coastal deposits of southeast Cyprus

Evangelos Tsakalos^{1,2} · Constantin Athanassas¹ · Polychronis Tsipas³ ·
Maria Triantaphyllou⁴ · Maria Geraga² · George Papatheodorou² ·
Eleni Filippaki¹ · John Christodoulakis¹ · Maria Kazantzaki¹

Received: 18 September 2015 / Accepted: 25 April 2016
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2016

Abstract Quaternary stratigraphy and sea level changes have been extensively investigated in many areas of the Mediterranean. However, numerical dating of coastal deposits and the associated paleoenvironmental information are limited for the coasts of Cyprus, principally based on radiometric and radiation-exposure geochronological techniques on fossils which bear a range of limitations and uncertainties. As such, optically stimulated luminescence (OSL) dating techniques are deemed to be the most suitable in direct dating of the coastal sediments of Cyprus. In the southeastern Cyprus, coastal dunes (aeolianites) now forming elongated ridges appear as morphological features running parallel to the current shoreline presenting an indicator of sea level and climate changes of great paleoenvironmental significance. We present our first chronological results for the exposed aeolianites and underlying littoral deposits formed along the southeastern coastal Cyprus ranging from 78.4 ± 9.9 to 56.2 ± 7.4 ka. The post-infrared–infrared stimulated luminescence (pIR-

IRSL) revealed that dune formation took place during the marine isotope stages (MISs) 3, 4, and possibly 5a. Late Holocene reworking is proposed for a distinctively isolated dune with an age of ~1.3 ka ago. This study also showed that pIR-IRSL dating of feldspars may be a reliable alternative to quartz OSL dating when the quartz luminescence characteristics are unsuitable.

Keywords Cyprus paleoenvironment · Sea level change · Coastal deposits · Luminescence dating · IRSL

Introduction

Cyprus occupies a strategic position in untangling sea level changes in the Eastern Mediterranean as well as in resolving the neotectonic and paleoenvironmental evolution of the northern Levant in the Quaternary.

Following major secular oceanic sea level trends in response to Quaternary polar ice buildup and decay (e.g., Imbrie et al. 1984; Lea et al. 2002; Shackleton et al. 1984; Shackleton 1987), recurring Pleistocene and Holocene sea level fluctuations in the Eastern Mediterranean (e.g., Lambeck 1996; Lambeck and Purcell 2005; Pavlopoulos et al. 2006; Pirazzoli 2005; Vouvalidis et al. 2005) have produced a range of coastal landforms and sedimentary sequences on the uplifting shores of Cyprus, which are expressed as raised marine terraces and beachrocks draped by backshore dune calcarenites (Bagnall 1960; Kinnaird 2008; Moseley 1976; Pantazis 1967; Turner 1971a; Poole 1992; Poole and Robertson 1991, 1998; Tsiolakis and Zomeni 2008; Zomeni 2012). Over and above, Cyprus's position at the doorstep of the arid landscapes of Anatolia and the Syro-Palestine that is a key in regional paleoenvironmental reconstructions as sedimentological, paleontological, and occasionally paleoanthropological indicators

✉ Evangelos Tsakalos
e.tsakalos@inn.demokritos.gr

¹ Laboratory of Archaeometry, Institute of Nanoscience and Nanotechnology, National Centre for Scientific Research, N.C.S.R. "Demokritos", 15310 Athens, Greece

² Laboratory of Marine Geology and Physical Oceanography, Department of Geology, University of Patras, 26504 Rio, Greece

³ Laboratory of Molecular Beam Epitaxy (MBE), Institute for Nanoscience and Nanotechnology, National Centre for Scientific Research, N.C.S.R. "Demokritos", 15310 Athens, Greece

⁴ Faculty of Geology and Geoenvironment, Department of Historical Geology-Palaeontology, University of Athens, Panepistimiopolis, 15784 Athens, Greece

(Ammerman et al. 2006, 2008) could potentially reflect on the paleoenvironmental qualities of the island and the neighboring areas during the geologically recent past. For instance, archaeological recent studies have revealed human presence on several coastal sites of the island, with Akrotiri Aetokremmos, Nissi Beach, and Akamas Aspros being dated to the late Epipaleolithic (ca. 11,000–10,000 cal BC) (Ammerman 2010; Knapp 2010) and considered as the oldest evidence for seagoing in the Eastern Mediterranean.

Several studies have used dating methods to establish the time framework of aeolianites and beachrock formation and assess their connection with sea level changes (e.g., Bateman et al. 2004; Jacobs et al. 2003, 2006; Mauz et al. 2009, 2012, 2013). These studies have demonstrated that the time of formation of the major aeolian deposits around the world is similar at several locations (Brooke 2001). However, there are cases where deposition during Quaternary has varied between regions.

Aeolianites are mainly thought to be deposited around the world at sea level highstands (e.g., Hearty and Kindler 1997; Murray-Wallace et al. 1998, 2010). However, there is some evidence indicating that dune formation has also taken place during the Last Glacial (Engelmann et al. 2001; Frechen et al. 2001; Kendrick et al. 1991; Porat and Wintle 1995; Price et al. 2001) at lowered sea level.

Furthermore, there are instances where last interglacial aeolianites are not matched in thickness and spatial distribution by comparable Holocene aeolianites (e.g., Woodroffe et al. 1995). Differences in the timing of deposition and morphology of aeolian dunes during major sea level changes (highstands, lowstands) among regions appear to be dependent on the interactions caused by minor-secondary sea level changes, local climatic conditions, sediment availability, and differences in the inland-near-shore topography (e.g., Vacher et al. 1995).

Correlation of aeolian deposits among the East Mediterranean and the establishment of a common time framework for their development, linking climatic events to paleosea levels, should be made with great caution. In the Mediterranean, aeolianites are common features mainly appearing as topographic heights sitting on middle to late Quaternary marine terraces. In the coastal Mallorca region in Spain for instance, carbonate dunes have been dated as marine isotope stages (MISs) 10 and 8 (Nielsen et al. 2004). Other chronological studies in the region of Balears Islands of Mallorca (Fornós et al. 2009; Hillaire-Marcel et al. 1996) have also pointed out that aeolian and marine units were deposited during high sea levels of isotope stage 5.

In the Eastern Mediterranean, sand dunes have been mainly studied along the coasts of Israel and Lebanon. On northern Israel, shallow marine and dune units composed of quartz and bioclastic grains shape a Pleistocene sequence up to 40 m thick (Sivan and Porat 2004). Sivan and Porat (2004) have assigned

the Camel (northern coastal plain of Israel) coastal deposits within the late Pleistocene, during several episodes in the time interval of ~100–35 ka, a period of dramatically changing sea levels. Furthermore, early studies on aeolianites rich in quartz and feldspars, found in the central coast of Israel, have assigned the development of the aeolian dunes during an interglacial age, from oxygen isotope stage 5 to 11 (Gavish and Friedman 1969). Lately however, luminescence dating results of feldspars in the area (Engelmann et al. 2001; Frechen et al. 2001, 2002; Porat and Wintle 1995; Porat et al. 2004) disagree with the previous study and suggest that the four aeolian ridges near Netanya and Tel Aviv were deposited during the last 65 ka, mainly during the oxygen isotope stages 3 and 4 at a lower sea level than previously suggested. Particularly, Porat et al. (2004) applied a single-aliquot additive dose (SAAD) infrared stimulated luminescence (IRSL) protocol and found that units of the western kurkar ridge had an age of 65 ka, which confirmed the previous multiple-aliquot additive dose (MAAD) IRSL and thermoluminescence (TL) age estimates (Engelmann et al. 2001; Frechen et al. 2002).

On the north coastal Egypt, studies using a variety of chronological methods (U/Th, ^{14}C , AAR, electron spin resonance (ESR), and optically stimulated luminescence (OSL)) on coastal ridges made of beach, paleosol, and aeolianite deposits have revealed ages ranging from Holocene for the ridge nearest to the coast, followed by a last interglacial and an oxygen isotope stage 7 dune unit as moving toward the inner ridges (El-Asmar 1994; El-Asmar and Wood 2000).

Moving to the west, on the Tunisian coast, Paskoff and Sanlaville (1986) assigned two dune formations to the late Pleistocene, which sit on a last interglacial beach unit. Additionally, OSL ages of aeolianites obtained in a study in Cap Bon peninsula (northeastern Tunisia) (Elmejdoub et al. 2011) revealed ages clustering around the last interglacial period (125–75 ka), implying that the former stratigraphic allocation of these dunes (Oueslati 1994; Paskoff and Sanlaville 1983) was inaccurate. Further, sand dune systems in Sardinia have been dated as MIS 5 (Pascucci et al. 2014; Thiel et al. 2010; Andreucci et al. 2010), while Mauz et al. (1997) reported TL results for the northwest coast of Sicily with ages suggesting a MIS 5e deposition. A luminescence dating study was conducted in the Calabrian coast of southern Italy; coastal deposits were also dated at the last interglacial (Balescu et al. 1997).

Our knowledge however on the chronological framework of coastal deposits in the coasts of the Aegean is limited. Early studies on sedimentary deposits found on raised marine terraces along the coasts of Crete have revealed the existence of characteristic Pleistocene marine fauna (e.g., *Strombus bubonius*, *Patella safina*, *Conus testudinarius*) (Boekschoten 1963; Dermitzakis 1973; Dermitzakis and De Vos 1986; Hogrel 1974; Kelletat 1979; Mercier et al. 1974; Mourtzas 1990; Mourtzas and Fytrolakis 1988; Peters 1985; Psarianos

1961; Symeonides 1967). Furthermore, U/Th dating has also confirmed the existence of a late Pleistocene age for the sediments found on the lower terraces with ages suggesting a MIS 5 deposition for the south and a MIS 4 for the north coastal areas of Crete (Angelier 1979).

More recently, in a TL dating study (Polymeris et al. 2012) of aeolianites in the coasts of Tenedos (Bozcaada) Island, in North Aegean Sea, ages revealed that deposition and cementation of these sediments took place between the early stage of MIS 2 and the very late phase of MIS 3. Furthermore, Athanassas and Zacharias (2010) provided a chronological framework for raised marine sequences in the southwest coast of Greece during the Upper Quaternary, by employing recuperated-OSL (re-OSL) dating. An aeolianite sample was dated 68 ± 9 ka which corresponds to MIS 4. Lately, Athanassas et al. (2012) explored the paleogeographic conditions at two Paleolithic sites found on a fossilized dune field in the coastal plain of Navarino in southwest Greece. The aeolianites on the site were dated to a MIS 3 period.

The necessity to quantify geodynamic and earth-surface processes in the coastal sectors of Cyprus had been acknowledged by several authors since long time (e.g., Birot and De Vaumas 1962). However, it was no earlier than the 1990s when researchers came to apply numeric dating to Quaternary coastal deposits of Cyprus (Poole 1992; Schellmann and Kelletat 2001; Schellmann et al. 2008) and lately Zomeni (2012) by employing well-established techniques such as uranium-series (Th/U) and ESR dating on molluscan fauna incorporated in the deposits themselves. Despite the maturity of radiometric and radiation-exposure geochronological techniques in fossil dating, there have been circumstances where chronologies based on the fossil content were questioned (e.g., Goy et al. 2003). As such, OSL dating techniques are deemed to be more promising in direct dating of the coastal sediments of Cyprus.

Despite the plenty of quartz found in the coastal deposits of Cyprus, data shown later indicate that quartz's OSL signals are insensitive and affected by unstable underlying components, resulting in highly scattered paleodose estimates. Difficulties induced in dating by problematic luminescence behavior of quartz can be overcome by employing IRSL of feldspar (Steffen et al. 2009).

Recent efforts have facilitated the use of feldspars in the luminescence dating of Quaternary sediments. Specifically, the "post-infrared infrared stimulated luminescence," known as pIRIR, retains all benefits of feldspar dating, such as intense signals under laboratory stimulation and considerably higher saturation levels, and additionally deals with the problem of anomalous fading (Spooner 1994; Wintle 1973). The pIRIR procedure is based on elevated temperature IRSL stimulations on feldspars carried out immediately after conventional 50 °C IR readings, giving rise to signals with lower fading rates (Thomsen et al. 2008). Particularly, fading rates associated

to pIRIR signals at 290 °C (pIRIR₂₉₀) are negligible (Thiel et al. 2010; Thomsen et al. 2011). On this background, the single-aliquot regenerated (pIRIR₂₉₀-SAR) procedure introduced by Thiel et al. (2011a) is now widely applied (Buylaert et al. 2011, 2012; Lowick et al. 2012; Roskosch et al. 2012; Schatz et al. 2012; Stevens et al. 2011; Thiel et al. 2011a, b, 2012; Vasiliniuc et al. 2012).

The purpose of this paper is to reexamine the chronology of coastal deposits of southeast Cyprus by employing up-to-date luminescence methods to wit the pIRIR signals at 290 °C from feldspar. In this work, special focus is given to the deposits of the southeast coast, between Ayia Napa and Cape Greco (Fig. 1). New radiometric ages from the same sites have recently been published (Zomeni 2012). In this regard, available radiometric ages put additional strain on the effectiveness of pIRIR₂₉₀ dating, as independent age control on the latter remains scarce in literature to date.

Description of sample sites and sampled outcrops

The formations that concern our work comprise the youngest members of the Cenozoic "circum-Troodos sedimentary succession" that envelopes the ultramafic basement of Troodos mountains (Fig. 1 and Table 1).

They consist of coastal deposits arranged in a more or less monotonous stratigraphy, as seen from the coastal cliffs, that stretches all along the south coast of Cyprus (Fig. 2), shallow marine to beach sediments covered by calcite-cemented aeolian sediments, with the latter dominating in both thickness and spatial extent (Poole 1992).

Numerous sites along the Cypriot coastal sequence have been the subject of former geochronological studies. In the earliest of these works (e.g., Birot and De Vaumas 1962; Ducloz 1964, 1968; Horowitz 1965; Moshkovitz 1963; Pantazis 1966a, b, c, 1967; Turner 1971a, b), discovery of characteristic fauna (e.g., *Strombus bubonius*) indicated a late interglacial age for these deposits. Initial assessments were further backed by subsequent radiometric and relative dating (Galili et al. 2009, 2011; Noller 2009; Poole 1992; Schellmann and Kelletat 2001; Schellmann et al. 2008; Theodorou 2005; Zomeni 2012) in most cases, confirming the findings of the former studies which were based on paleontological observations (Table 1).

Many published absolute ages for the coastal sediment succession of Cyprus seem to cluster around the following two distinct Quaternary stages: the last and the penultimate interglacial, meaning the MIS 5 and 7, respectively. MIS 5 littoral sediments have been ascertained for the entire south coast, almost uninterruptedly from Cape Greco to the east through Paphos to Akamas to the west, while MIS 7 sites are fewer, mainly outcropping at Larnaca, Petounda, Coral Bay, and Cape Geronisos (Galili et al. 2009, 2011; Poole 1992;

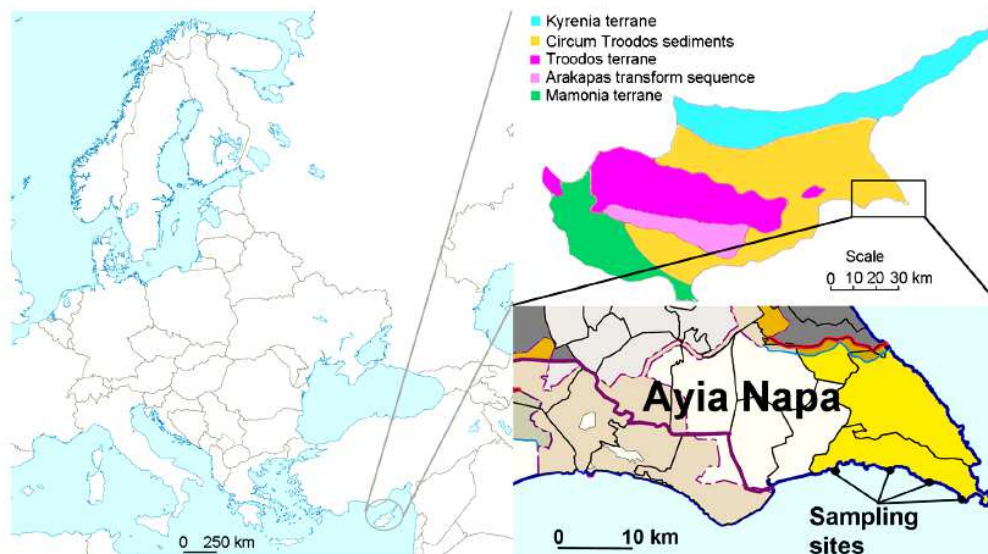


Fig. 1 Study area and sampling site of the studied aeolianites and littoral deposits

Schellmann and Kelletat 2001; Schellmann et al. 2008; Theodorou 2005). There are cases however where U/Th results on *Cladocora caespitosa* are assigned to MIS 6 (Poole et al. 1990; Zomeni 2012). Marine deposits of both MISs 5 and 7 occur at elevations ranging from 5 to 15 m asl approximately, and this variability is attributed to differential uplift owing to faults activating between sites. Of particular significance to our study are two published aeolianite OSL ages from Ayia Napa (Noller 2009), which indicated that aeolianites formation took place during the MISs 3 and 4.

The aeolianites and the underlying marine sediments that are preserved at Cape Greco and the greater area of Ayia Napa are investigated in this study (Fig. 1). The aeolianites form a hummocky relief above erosion surfaces, more commonly appearing as individual topographic highs or backing up over paleoclimbs. The aeolianites, which run parallel to the coast, have their crest right at the current coastline (Fig. 3). The upper top of the dunes contain pillar-like structures, namely, rhizoliths (McLaren 1995; Mount and Cohen 1984) with evident morphological micrite tube features (calcified root systems) formed through the interaction of root-induced organic and inorganic processes (Klappa 1980).

The depositional character of the coastal sandstones encountered in the study area presupposed sufficient exposure to daylight prior to deposition, and for this reason, both the aeolianites and the shallow marine sediments are most suitable for luminescence analysis. Due to the cemented nature of the deposits, sampling involved extraction of rectangular blocks from spots of interest (seen in Fig. 1). Altogether, nine samples were taken for luminescence dating (seven aeolianites and two littoral deposits).

Luminescence dating

Sample preparation and measurement facilities

Following conventional laboratory practices (e.g., Preusser et al. 2008), quartz and feldspar coarse grains were prepared using the procedure of chemical treatment with 10 % hydrochloric acid to remove carbonate cements and 10 % hydrogen peroxide to remove organic content, drying, and sieving. Fractions were treated with hydrofluoric acid (40 and 10 % for quartz and feldspar, respectively) to avoid contribution of the alpha-irradiated outer part of the mineral, followed by a rinse with 10 % HCl (to remove fluorosilicate by-products), and a final sieving to separate traces of any remnant by-products. Purified quartz (treated with 40 % hydrofluoric acid for 90 min to remove all other minerals) and feldspar (heavy liquid separation) fractions mainly fell in the range of 80–125 μm . Single-aliquot measurements consisted of a monolayer of quartz or feldspar grains mounted on stainless steel disks of 10 mm diameter using silicone oil as an adhesive. Grains covered the central 5-mm-diameter portion of each disk, corresponding to several hundred grains per aliquot.

Measurements were carried out on a Risø TL-DA 15 luminescence reader fitted with a Thorn EMI photomultiplier tube. Irradiation was from a calibrated $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ β source. For feldspar, stimulation was by infrared light diodes emitting at 870 nm at 90 % power and detecting the luminescence signal in the blue-violet region (320–460 nm) with a Schott BG39/Corning 7–59 filter combination (known as filter pack). Infrared light stimulation was at 290 °C, right after a 50 °C stimulation for 100 s, which has shown insignificant

Table 1 Radiometric and relative dating of Quaternary coastal deposits of Cyprus

Location	Dating method	Material dated	Elevation (asl in meters)	Numerical or relative age (years BP)	Error (years BP)	Reference
Cape Greco	U/Th	<i>Cladocora caespitosa</i>	8	141,000	4,000	Poole (1992)
Cape Greco	U/Th	<i>Cladocora caespitosa</i>	8	219,000	16,000	Poole (1992)
Agia Napa	U/Th	<i>Cladocora caespitosa</i>	Not reported	143,400	9,300	Zomeni (2012)
Agia Napa	U/Th	<i>Cladocora caespitosa</i>	Not reported	152,000	7,600	Zomeni (2012)
Cape Greco	ESR	<i>Glycymeris</i> sp.	9.5	134,000	10,000	Schellmann and Kellest (2001); Schellmann et al. (2008)
Cape Greco	ESR	<i>Glycymeris</i> sp.	9	137,000	24,000	Schellmann and Kellest (2001); Schellmann et al. (2008)
Cape Greco	ESR	<i>Glycymeris</i> sp.	3.5	153,000	15,000	Schellmann and Kellest (2001); Schellmann et al. (2008)
Cape Greco	ESR	<i>Glycymeris</i> sp.	3	130,000	14,000	Schellmann and Kellest (2001); Schellmann et al. (2008)
Cape Greco	ESR	<i>Glycymeris</i> sp.	3	157,000	19,000	Schellmann and Kellest (2001); Schellmann et al. (2008)
Cape Greco	ESR	<i>Glycymeris</i> sp.	3	204,000	22,000	Schellmann and Kellest (2001); Schellmann et al. (2008)
Cape Greco	ESR	<i>Helix</i> sp. in <i>aeolianite</i>	14.5	72,000	5,000	Schellmann and Kellest (2001); Schellmann et al. (2008)
Cape Greco	ESR	<i>Helix</i> sp. in <i>aeolianite</i>	14.5	67,000	6,000	Schellmann and Kellest (2001); Schellmann et al. (2008)
Cape Greco	ESR	<i>Helix</i> sp. in <i>aeolianite</i>	11.5	88,000	10,000	Schellmann and Kellest (2001); Schellmann et al. (2008)
Cape Greco	ESR	<i>Helix</i> sp. in <i>aeolianite</i>	11.5	66,000	4,000	Schellmann and Kellest (2001); Schellmann et al. (2008)
Cape Greco	ESR	<i>Helix</i> sp. in <i>aeolianite</i>	11	70,000	7,000	Schellmann and Kellest (2001); Schellmann et al. (2008)
Cape Greco	ESR	<i>Helix</i> sp. in <i>aeolianite</i>	11	71,000	6,000	Schellmann and Kellest (2001); Schellmann et al. (2008)
Cape Greco	ESR	<i>Helix</i> sp. in <i>aeolianite</i>	12	6800	Not reported	Schellmann and Kellest (2001); Schellmann et al. (2008)
Agia Napa	ESR	<i>Helix</i> sp. in <i>aeolianite</i>	12	84,000	6,000	Schellmann and Kellest (2001); Schellmann et al. (2008)
Agia Napa	ESR	<i>Helix</i> sp. in <i>aeolianite</i>	12	95,000	7,000	Schellmann and Kellest (2001); Schellmann et al. (2008)
Agia Napa	OSL	<i>aeolianite</i>	6	60,900	4,400	Noller (2009)
Agia Napa	OSL	<i>aeolianite</i>	16	57,900	5,200	Noller (2009)
Cape Greco	Paleontology	<i>Strombus hubonius</i> LMK	Not reported	125,000	Not reported	Theodorou (2005)
Cape Greco	Paleontology	<i>Strombus hubonius</i> LMK	Not reported	125,000	Not reported	Theodorou (2005)
Cape Greco	Paleontology	<i>Strombus hubonius</i> LMK	Not reported	125,000	Not reported	Theodorou (2005)
Keryneia	Paleontology	<i>Strombus hubonius</i> LMK	15–17	125,000	Not reported	Gailili et al. (2009, 2011)

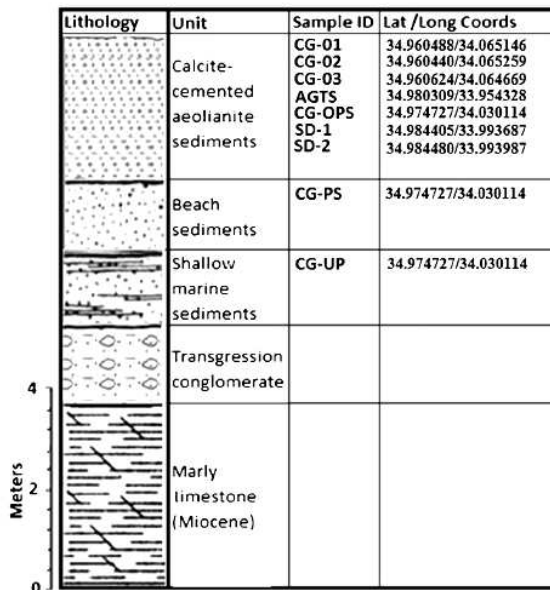


Fig. 2 A typical schematic composite stratigraphic column exposed in cliffs along SE Cyprus. Samples collected for luminescence dating are shown next to the column (CG-01, CG-02, etc)

anomalous fading (Thiel et al. 2011b). For two aeolian samples which gave young ages (~1.3 ka), infrared light stimulation was at 225 °C right after 50 °C, ensuring non-fading and minimum residual signal (Thiel et al. 2011b).

For quartz OSL, blue LEDs (470 nm) were used for stimulating the aliquots and a 7.5-mm Hoya U-340 filter was the signal detection filter mounted in front of the photomultiplier tube. The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol after Murray and Wintle (2003) was applied for D_e measurements of quartz.

Dose rate determination

Dose rate relevant elements of the nine samples were determined individually. The calculation of the dose rates (U, Th, K) was based on analytical data obtained by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS; ACME

Laboratories, Canada). After chemical treatment to isolate K-feldspar, a scanning electron microscope (SEM) coupled with energy dispersive spectrometer (EDS) was used to confirm that the grains derived are indeed K-feldspar. For the nine samples, internal dose rates were also determined using both ICP-MS. Internal and external dose rates were calculated using the “The Dose Rate calculator (DRc)” software developed by Tsakalos et al. (2015). DRc uses the conversion factors proposed by Guérin et al. (2011) and the attenuation factors (due to water content) for alpha radiation by Aitken (1985), beta by Nathan and Mauz (2008), and gamma by Guérin and Mercier (2012). DRc also calculates the cosmic ray contribution to the total dose rate according to Prescott and Stephan (1982) and Prescott and Hutton (1988, 1994) using the altitude and latitude of the sampling sites, present-day depth, and the density of the overburden. Water contents (%) were based on “as-found” values with an error of $\pm 5\%$ and considered to remain constant during burial. The calculated dose rates are listed in Table 2. The final dose rates are obtained by correcting for etching of the grains and the grain size. To avoid potential problems related to an inhomogeneous gamma radiation field, samples were taken from thick lithological homogeneous sediment layers and far from lithological boundaries.

Additionally, in situ measurements were also carried out at all sampling spots using a calibrated handheld “Saphymo-SRAT S.P.P.2 NF γ Scintillometer” to test the reliability of the calculated gamma dose rate. SRAT is based on a 50-cm³ sodium iodine scintillation detector enabling measuring of both cosmic and gamma radiations and allowing very high sensitivity (accuracy $\pm 10\%$). The SRAT’s unit of measurement is counts per second (cps). The operation range for gamma radiation is 0.02 to 30 microsieverts per hour ($\mu\text{Sv/h}$), convertible to Gy/ka using conversion factors.

Readings were obtained in 4π geometry, by placing the scintillator probe into the spots/hasms from which samples for luminescence dating were taken (10 repeated measurements for each spot, 100 s per reading). Systematic measurements were also performed at intervals of ~30 cm, covering a distance of at least 2 m from each sampling spot. However, assuring 4π geometry in each measurement, particularly when dealing with solidified and hard carbonaceous sediments, is

Fig. 3 a Typical appearance of the aeolianite formation in the sampling site of Cape Greco. b A close-up of the surface of the aeolianites



Table 2 Samples codes, radioelement contents, and other parameters utilized in dose rate calculations

Sample ID	U (ppm)		Th (ppm)		K (wt%)		Water (wt%)	Elevation (m)	Depth (cm)	Cosmic	Dose rate (Gy/ka)			Total	
	Extrinsic	Intrinsic	Extrinsic	Intrinsic	Extrinsic	Intrinsic					ICP-MS				
							α	β	γ						
CG-01	1.5	0.5	0.4	2.5	0.06	11	4.5 ± 0.23	18	30	0.27	0.29	0.68	0.19	0.19	1.44 ± 0.1
CG-02	1.1	0.4	0.5	1	0.06	10.5	4.3 ± 0.22	18	10	0.27	0.17	0.61	0.15	0.16	1.2 ± 0.1
CG-03	1.2	0.5	0.5	1.2	0.05	10.4	5.1 ± 0.26	12	20	0.27	0.21	0.61	0.16	0.16	1.25 ± 0.1
AGTS	1.3	0.2	0.5	0.7	0.06	9.8	4 ± 0.2	10	15	0.27	0.11	0.60	0.18	0.17	1.15 ± 0.1
CG-OPS	1.2	0.4	0.6	1.2	0.09	10.1	5.2 ± 0.26	17	10	0.27	0.19	0.63	0.17	0.17	1.25 ± 0.1
CG-PS	1.2	0.4	1.7	1.2	0.41	10.4	5.6 ± 0.28	16	100	0.16	0.19	0.89	0.30	0.30	1.54 ± 0.1
CG-UP	2.2	0.5	0.2	2.1	0.06	11	4.3 ± 0.22	15	200	0.14	0.28	0.76	0.26	0.27	1.43 ± 0.1
SD-1	2.3	0.9	0.9	3	1.04	10.5	3.6 ± 0.18	18	60	0.27	0.43	1.72	0.54	0.55	2.955 ± 0.2
SD-2	2.3	0.9	1	3	1.04	10.5	3.8 ± 0.19	18	10	0.27	0.43	1.72	0.54	0.55	2.96 ± 0.2

not always easy. In such cases, when 4π geometry cannot be confirmed, uncertainties are introduced. Nevertheless, ICP-MS analysis on the bulk sediment confirmed that 4π geometry was achieved as gamma dose rates derived using both ICP-MS and in situ measurements are in fair agreement; thus, extra confidence on the reliability of the derived dose rates is introduced.

It should be noted that the assessment of the dose rate for our samples is based on the infinite matrix assumptions (Aitken 1985; Roesch and Attix 1968). However, their relevance is only applicable to specific cases, mainly when the studied geological formation (in our case aeolianites being the predominating sediment) is homogeneous, the radiation is distributed uniformly, and there is material surrounding the dated mineral comparable to the range of the radiations (Nathan and Mauz 2008). Further, the state of (dis)equilibrium was not explored in this study, assuming radioactive equilibrium in the uranium decay series. Possible disequilibrium of uranium would have an effect on the calculated dose rate, something that has been documented in many studies (e.g., Krbetschek et al. 1994; Olley et al. 1996). However, the use of alkali feldspar grains will partially compensate for the uncertainties associated with disequilibrium of uranium and its effect on the total dose rate. The significant contribution of internal potassium to the total dose rate minimizes the effect of the possible disequilibrium of uranium in the calculation of the external dose rate (Li et al. 2008). Further, disequilibrium seems to be no critical in our study, since U concentrations of bulk sediment are systematically very low (in most cases between 1.1 and 1.5 ppm). Furthermore, in situ scintillometer measurements revealed (a) low natural radioactivity which is expected for the carbonaceous formations (aeolianites), (b) uniformly distributed radiation, and (c) absence of any factor that might cause disturbance in the natural radiation homogeneity (e.g., stratigraphic detachment, volcanic body intrusion, faulting or relevant tectonic unsettlement).

The grain size is 80–125 μm for all samples, except for SD-1 and SD-2, for which it is 125–200 μm

Luminescence measurements

Quartz OSL

When measuring quartz samples from the sample sites, it was revealed that OSL ages were unexpectedly low, greatly deviating from the expected paleoenvironmental framework, and highly scattered, even though the standard validation tests (preheat, bleaching, and dose recovery tests) were in most cases successful. Such age inconsistencies are sometimes interpreted as the result of differential bleaching of the quartz grains (Godfrey-Smith et al. 1988). Bailey et al. (2003) made use of the decay rate difference by plotting the equivalent dose (D_e) against stimulation time ($D_e(t)$ plot) to examine

incomplete bleached samples. A $D_e(t)$ plot of a fully bleached sample should reveal a steady value of D_e with increasing stimulation time, while a rising D_e should be the case of an incompletely bleached sample. For our samples here, the $D_e(t)$ plots showed a falling value of D_e with increasing integration time (Fig. 4), which has been interpreted (Bailey 2003; Bailey et al. 2003; Li and Li 2006; Rittenour et al. 2005; Shen and Mauz 2009) as being the consequence of thermal instability of one of the medium or slow OSL components. Therefore, for our samples concerned here, we concluded that differential bleaching is not the cause of such inconsistencies, but it is actually an uncommon behavior (thermal instability) of the signal components that gives inaccurate results.

In most cases, to obtain the D_e value using the SAR protocol, the bulk initial signal (e.g., the first 0.5 s) of the decay curve is integrated. The fast component which is usually dominant in the initial bulk signal (e.g., Jain et al. 2003) sometimes appeared to be weak. In such cases, the medium or the slow components of the decay curve may contribute significantly to the initial bulk signal, commonly leading to problematic D_e values. Particularly, erroneous D_e values have been observed when the ratio between the fast and medium components changes through the course of the SAR protocol, something that has been attributed to thermal instability or recuperation of the medium/slow components (Jain et al. 2003; Li and Li 2006).

Deconvolution of the continuous wave (CW)-OSL signals can further confirm such problematic cases (Bailey et al. 1997; Bulur et al. 2000; Choi et al. 2003; Jain et al. 2003; Murray and Wintle 2003). This can be done by fitting the CW-OSL curve to the three components of the decay curve (McKeever and Chen 1997, pp. 653). Figure 5 depicts the different proportions that each of the three components takes in the bulk signal from sample CG-OPS.

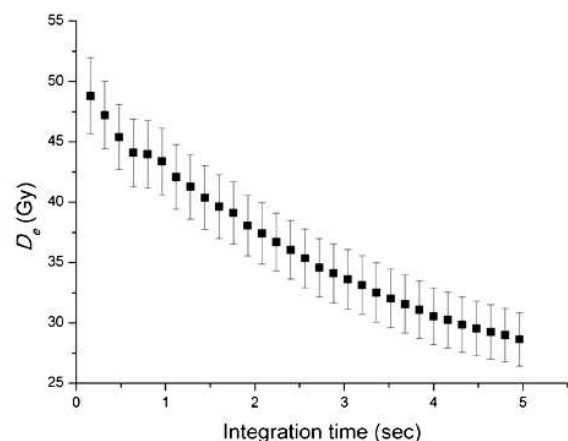


Fig. 4 $D_e(t)$ plot for the natural signal of sample CG-OPS. Stimulation was by blue diode (470 ± 30 nm) at 90 % power. The D_e values were measured at successive intervals of 0.16 s. $D_e(t)$ plot shows a continuous decrease of D_e with increasing integration time

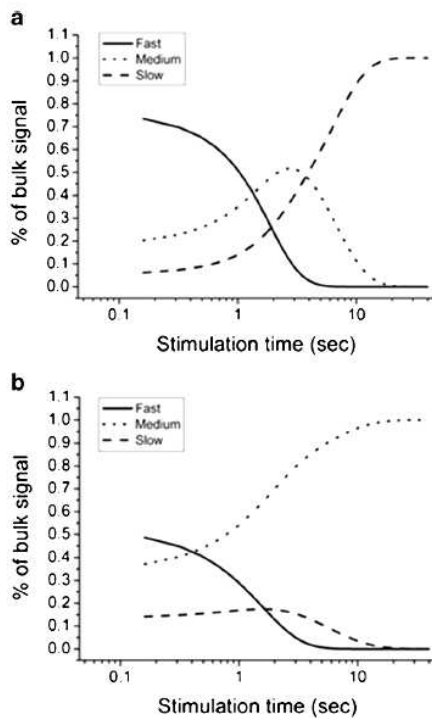


Fig. 5 Deconvoluted CW-OSL signal of CG-OPS sample. **a** Contribution of the components in natural bulk signal and **b** in the bulk-regenerated signal (after 108.78-Gy beta irradiation)

The “double-SAR” (“post-IR blue”) protocol outlined by Roberts and Wintle (2001) and Banerjee et al. (2001) with a preheat at 240 °C for 10 s, and a cutheat at 160 °C for 10 s, was used for D_e determination.

It is easily observed that the fast component dominates the natural OSL signal (Fig. 5a), while in the subsequent regenerated dose (Fig. 5b), its relative contribution is comparable to a very strong medium component, something that is probably due to the thermal instability of the medium component (Li and Li 2006; Shen and Mauz 2009; Steffen et al. 2009), which is not observed in the natural signal as it has been faded through time. The derived D_e value calculated from the bulk initial signal would therefore be underestimated as a result of thermally unstable components underlying the initial bulk signal. We therefore decided to use feldspar grains to obtain D_e values that could be used to estimate accurate ages.

IRSL measurements

Single-aliquot equivalent dose measurements were derived using the post-IR IRSL (pIRIR) protocol after Thiel et al. (2011a) shown schematically in Table 3. For two samples which gave very young ages, we used a modified pIRIR protocol (Buylaert et al. 2009; Schmidt et al. 2011) which has

Table 3 pIRIR SAR protocol for coarse-grained feldspar measurements (after Thiel et al. 2011a)

Step	Treatment
1	Give dose
2	Preheat, 60 s at 320 °C
3	IR stimulation, 100 s at 50 °C
4	IR stimulation, 100 s at 290 °C
5	Give test dose
6	Cutheat, 60 s at 320 °C
7	IR stimulation, 100 s at 50 °C
8	IR stimulation, 100 s at 290 °C
9	IR stimulation, 40 s at 325 °C
10	Return to step 1

been found to minimize the effect of anomalous fading and residual dose for young samples. This protocol measures a conventional IRSL signal at 50 °C (IRSL₅₀) and subsequently a pIRIR signal at 225 °C.

D_e values of the pIRIR signal at 290 and 225 °C were derived by integrating the signal of the initial 2 s from the decay curve, after subtracting the last 20 s as a background and fit the produced growth curves with an exponential plus linear term. The dose-response curve and the decay curve of one aliquot for IRSL₅₀ and pIRIR₂₉₀ are shown in Fig. 6a, b. The curves are representative for all the other samples measured. It is clear from Fig. 6 that stimulation at 50 °C gives rise to a natural IRSL signal that is weaker than the natural post-IRIR signal at 290 °C, by about 80 %. For pIRIR₂₉₀, L_x/T_x is well fitted to an exponential plus linear term. The IRSL₅₀ does not fit to an exponential plus linear term; thus, linear fitting was used for the representation of this signal. Recycling ratios for this aliquot were 0.93 ± 0.01 for the IRSL₅₀ and 1.03 ± 0.02 for pIRIR₂₉₀. Recuperation is absent at both stimulation temperatures, as no signal is detected at the zero (0) dose.

For both pIRIR₂₉₀ and pIRIR₂₂₅ signals, equivalent doses (D_e values) were chosen for further analysis if they had (i) recycling ratios within 10 % of unity and (ii) thermal transfer <3 % of the natural signal. Collectively, these selection criteria led to the exclusion of <10 % of the total measured aliquots.

Preheat tests As shown in the steps of the SAR protocol (Table 3), a high temperature is applied before the IRSL measurement (step 2 in Table 3). This is necessary so that electrons accumulated in any thermally unstable traps will be thermally stimulated and released, preventing their unwanted contribution to the stable IRSL signal that will be measured after. If an unwanted signal contributes to the IRSL signal, that would result in an increased D_e and therefore in a wrong overestimated age. In the “preheat test,” a number of D_e values are determined using different temperatures which are plotted

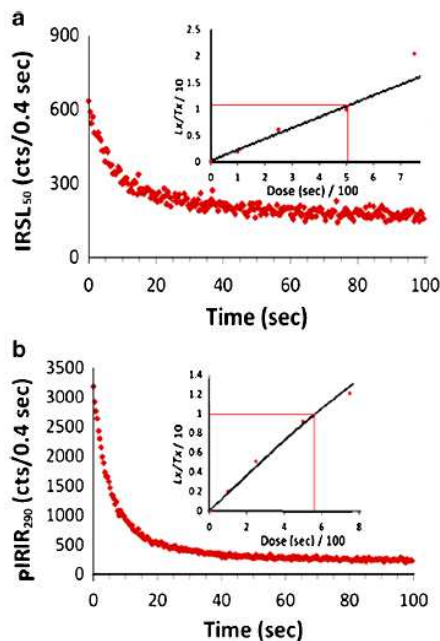


Fig. 6 Decay and dose-response curves for an aliquot of sample CG-OPS showing the $IRSL_{50}$ (a) and $pIRIR_{290}$ (b) signals from coarse-grained (80–125- μ m) feldspars

against preheat temperatures (Murray and Olley 1999; Murray and Wintle 2000; Roberts et al. 1999). The preheat temperature which is taken for measurement should be in a plateau.

An appropriate preheat temperature of 320 °C was used after a preheat plateau test had been carried out on two samples (Fig. 7a, b). The test showed that D_e values become relatively stable at temperatures above 300 °C.

Bleachability of $pIRIR_{290}$ by natural light To test for sufficient signal resetting at the time of deposition, a bleaching test was performed. Studies have shown that signal zeroing in feldspar grains is slower compared to that of quartz (e.g., Godfrey-Smith et al. 1988; Klasen et al. 2006) which can contribute to the retention of some residual signal in the measurements, leading to an overestimation of the true age. Sixteen aliquots of sample CG-OPS were measured in groups of four having first been exposed at different times to sunlight. After 90 min of sun exposure, the sample retained ~3 Gy as residual for $pIRIR_{290}$ signal, which is in general ~4 % of the D_e value (73.2 Gy) of the sample as seen below (Fig. 8a, b).

Dose recovery To test the applicability of the $pIRIR$ protocol using a stimulation temperature of 290 °C, the dose recovery test was applied (Murray and Wintle 2003). In the absence of independent dating, a dose recovery experiment could be used to examine where the SAR protocol can obtain the correct

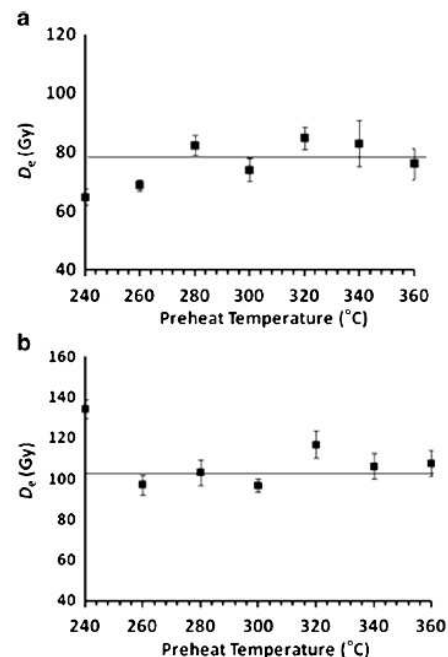


Fig. 7 a D_e as a function of preheat temperature for CG-OPS (aeolianite) and b CG-UP (shallow marine) samples. Aliquots were measured in groups of three (squares show means) using seven different preheat temperatures from 240 up to 360 °C (held for 60 s each). Six regeneration cycles were measured using the following doses for beta irradiation: 0, 34.4, 68.7, 114.5, 171.8, 0, and 34.4 Gy (test dose 11.5 Gy). The results were checked for sensitivity changes

equivalent dose. Normally, the natural signal of the sample is zeroed with sunlight or in solar stimulator and then irradiated in the lab with a dose close to the natural D_e . Then, the given dose is measured using the SAR protocol to test if it can be recovered as a D_e . For a well-performing SAR protocol, the ratio between the given and measured dose should be close to unity (Murray and Wintle 2003), at least in the range between 0.9 and 1.1.

Six aliquots of CG-OPS sample were bleached by sun exposure for 6 h and then given a 80.15-Gy dose. The SAR protocol was then applied to test if the 80.15 Gy could be recovered.

The test showed that recovery ratios were within the 2σ level (0.9–1.1; Fig. 9a, b). The mean ratio ($N=6$) of the given dose to recovered D_e was 0.96 ± 0.03 , signifying that the SAR protocol generates a good D_e accuracy and precision. The average by the central age model (Galbraith et al. 1999) was 81.1 ± 2 (after residual subtraction), again within the 2σ level of the given dose of 80.15 Gy, indicating that the applied protocol is working as it should. Furthermore, all “recycling ratio” values for the same aliquots were within 5 % of unity (mean ratio 0.96 ± 0.05). We are thus confident that D_e estimates derived by the $pIRIR_{290}$ -SAR protocol are accurately calculated.

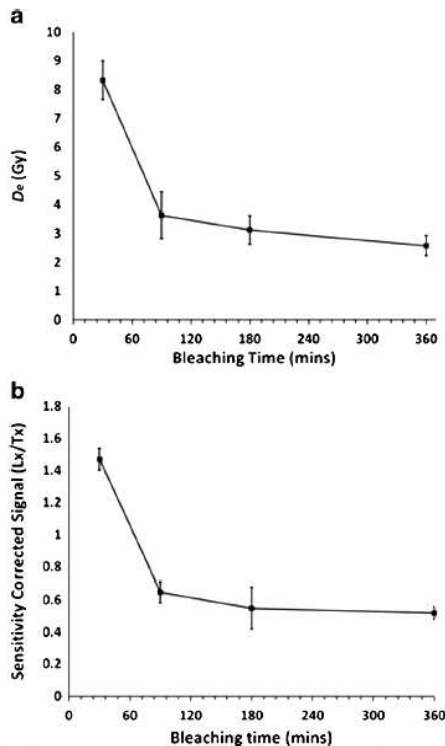


Fig. 8 Results of solar bleaching of the pIRIR₂₉₀ signal of sample CG-OPS for a D_e and b sensitivity-corrected signal shown as a function of bleaching time

Fading rate assessment Laboratory experiments have provided evidence that electrons from deep traps in feldspars are less stable than in quartz, something that is attributed to the tunneling of electrons out of otherwise stable traps. This means that there is a loss of the luminescence signal (Wintle 1973). It is therefore necessary to determine the rate of signal loss and then apply some forms of mathematical correction.

Different methods have been proposed to measure the loss of luminescence per decade of time (g value) (e.g., Auclair et al. 2003; Huntley and Lamothe 2001). In this study, the method developed by Huntley and Lamothe (2001) was applied, in which bleached aliquots are given a dose once and are short shined following increasing time delays.

The pIRIR protocol of Thiel et al. (2011a) described in “IRSL measurements” section above (Table 3) was used to determine the g values for the pIRIR at 290 °C using one aliquot for each sample. The g value of each aliquot was obtained by fitting a linear regression line to the sensitivity-corrected pIRIR signals as a function of logarithmic normalized elapsed time. For the pIRIR₂₉₀ signal, results obtained (Fig. 10) yield a mean g value of -2.34% (considered as zero) with a standard deviation of ca. $\pm 0.4\%$, signifying that using this protocol, feldspar experiences no loss of signal (mean recuperation was 0.8%).

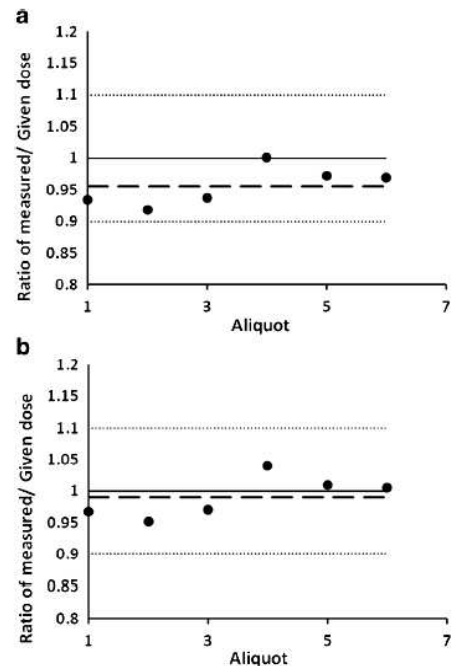


Fig. 9 Dose recovery test for CG-OPS sample a without residual subtraction and b with residual subtraction. *Black dots* indicate the measured/given ratio calculated for each aliquot. The target value is unity (*black line*). *Dashed line* shows the mean. The range of acceptability is between 0.9 and 1.1 (*dotted lines*)

Determination of the equivalent dose (D_e)

The establishment of the SAR protocol has revealed that different aliquots of the same sample give different equivalent doses. This has brought up the matter of how an equivalent dose distribution of a sample is to be depicted in order to get a meaningful and reliable representation and thus extract the necessary information for age calculations. A simple way of getting a first impression of how the equivalent doses of a sample are distributed is to produce a probability density function (PDF) (Fig. 11). However, the influence that an individual D_e value has upon the overall distribution cannot be seen and examined in a single probability density function.

To avoid the uncertainty inherent in PDFs, Galbraith et al. (1999) developed the “radial plot” for the presentation of single-aliquot data. Aliquots of a sample are depicted in a radial plot in Fig. 12. Here, the equivalent dose of each aliquot is displayed along with its associated measured uncertainty.

The variety in D_e distributions can indicate that a sample has been subjected to diverse bleaching conditions (Arnold et al. 2007; Olley et al. 1999; Rodnight et al. 2006) and post-depositional processes and/or millimeter-scale differences in the beta dose rate to individual grains (Jacobs and Roberts 2007) or even intrinsic differences in the luminescence sensitivity of the aliquots measured.

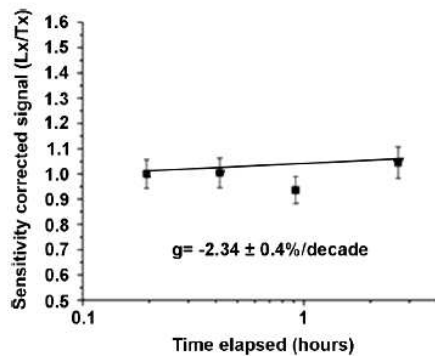


Fig. 10 Measurements of the mean g value for CG-OPS sample. The normalized pIRIR₂₉₀ intensities are plotted against the log of time elapsed since the end of the irradiation. The g value corresponds to the percentage fading loss per decade of time, hence to the slope of the weighted linear regression. A dose of 114.5 Gy was given

A number of different methodologies are available that can assist in obtaining the best estimate of D_e (e.g., Lepper and McKeever 2002; Olley et al. 1998; Stokes et al. 2001), and of these, the most widely used are those of Galbraith et al. (1999). Many studies have used overdispersion values as the only diagnostic criterion for the choice of the most appropriate methodology (e.g., Olley et al. 2004a). This value gives an estimate of the relative standard deviation of the true D_e values, remaining after the measurement error of each aliquot has been taken into account; if the measurement error was the only reason for the variation observed in D_e , then the overdispersion would be zero. For well-bleached and homogeneous aeolianites, an overdispersion value close to zero would be expected.

However, in a study testing the accuracy of various statistical models, Bailey and Arnold (2006) concluded that the selection of the most appropriate age model based only on a single descriptor for the D_e distribution (such as the degree of overdispersion) is not possible, and that no single method of analysis is applicable to all samples (depositional environments), and proposed that the decision process should include a series of criteria which describe the shape of the equivalent

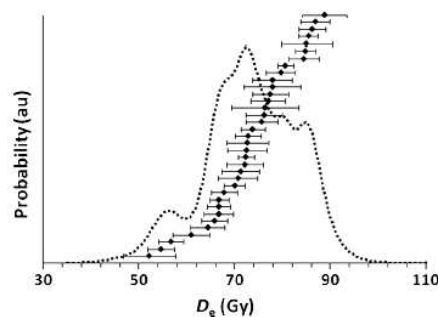


Fig. 11 Probability density function of CG-OPS (dotted line). The individual D_e values (shown with associated errors as bars) are plotted in rank order

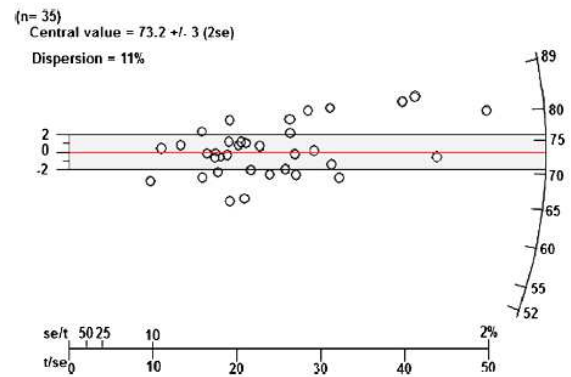


Fig. 12 Radial plot for CG-OPS sample. The shaded area represents the values that fall within two standard deviations of the weighted mean (an equivalent dose value of 73.2 Gy). D_e values are shown together with their associated precision. Values plotted on the left are those measured with low precision, while moving to the right, precision is higher. An additional feature of great interest in radial plots is that a radial line drawn from the origin passes through points that have equal D_e values but different precision. Data points that fall outside the two standard deviations of the weighted mean can be used to determine the degree of overdispersion (e.g., 0 % overdispersion means that 95 % of all dose estimates lie within ± 2 standard deviations of a “common true value” (Galbraith et al. 1999; Galbraith and Roberts 2012), in this case ± 2 standard deviations of the weighted mean). In this instance, the data are overdispersed by 11 %

dose distribution (skewness, kurtosis, overdispersion, and the presence of negative D_e values). Bailey and Arnold (2006) also developed a decision process guide (Bailey and Arnold 2006, pp. 2500) that can be used to help choose the most suitable model on a case-by-case basis.

In our study, the D_e distributions of the measured aliquots show some scatter with values of skewness ranging from 0.1 to 1.4 and kurtosis 0.1 to 3.1. The overdispersion values ranged between 4 and 20 %. Based on these suggestions, the central age model (CAM) by Galbraith et al. (1999) was used for eight samples which show tight distributions approaching normality (Table 4) and low scatter (skewness, kurtosis, and overdispersion). For the D_e distribution of sample CG-02 which exhibits a broader spread, we applied the minimum age model (MAM) to determine the appropriate D_e value. The CAM calculates the weighted mean taking into account additional dispersion that comes from measurement uncertainties (Galbraith et al. 1999). The MAM can be used for heterogeneous bleached samples and identifies the well-bleached aliquots by applying a truncated normal distribution to the log D_e values (Galbraith and Laslett 1993; Galbraith et al. 1999). The width of this minimum D_e population is derived from statistical measurement errors of each D_e value and the overdispersion.

Table 4 contains the descriptive statistics which facilitated the age model decision procedures based on Bailey and Arnold (2006) and the range of pIRIR D_e values derived. Table 4 also compares the D_e values derived using the CAM

Table 4 Determination of the most likely equivalent dose using numerical parameters

Sample	D_e distribution characteristics			D_e (Gy)		Model selection	
	Overdispersion	Skewness	Kurtosis	Mean	Weighted mean ^a	Model	D_e (Gy)
CG-OPS	11 %	-0.4	-0.1	73.4 ± 9.2	73.5 ± 1.7	CAM	73.2 ± 1.5
CG-UP	17 %	-0.1	-1.6	118.9 ± 22.7	116.4 ± 8.6	CAM	116.8 ± 6.1
CG-PS	20 %	0.5	-0.9	97.7 ± 20.3	94.9 ± 6.5	CAM	95.9 ± 5.2
CG-01	19 %	-0.3	-0.2	94 ± 18.2	93.4 ± 8	CAM	92.4 ± 5.2
CG-02	16 %	1.4	3.1	86.7 ± 15.3	84.5 ± 6.1	MAM	86.9 ± 7.5
CG-03	21 %	0.6	0.6	99 ± 21.7	94.8 ± 8.1	CAM	96.9 ± 5.8
AGTS	9 %	0.1	-1.5	80.3 ± 7.8	78.2 ± 2.6	CAM	79.8 ± 2.2
SD-01	4 %	0.7	1.4	4.1 ± 0.5	3.9 ± 0.2	CAM	3.9 ± 0.1
SD-02	18 %	0.8	1.6	3.9 ± 0.9	3.8 ± 0.3	CAM	3.9 ± 0.3

^a For the weighted mean, each value was weighted by $1/\sigma D_e$

and MAM with the mean and the weighted mean. Data indicates that skewness, kurtosis, and overdispersion values do not greatly affect feldspar dose distributions, as the dose estimates using the two age models do not differ significantly compared to mean and weighted mean. However, using the age models, the associated D_e errors are reduced considerably compared with the mean D_e errors.

Scattered D_e values as a result of incomplete/diverse bleaching of the luminescence signal is mainly a concern for sediments that have been exposed to sunlight only for a short period of time such as fluvial deposits (Arnold et al. 2007, 2009; Olley et al. 1999). However, many studies have shown samples that had been well bleached (aeolian deposits) at the time of burial, experiencing significant spread and overdispersion (e.g., up to 20 %) in their equivalent dose values (e.g., Jacobs et al. 2003; Olley et al. 2004b; Roberts et al. 2000). Duller (2008) argued that this overdispersion is the additional scatter in the data that cannot be explained by the calculated uncertainties, most probably the result of a combination of remaining intrinsic factors that cannot be suitably accounted for (e.g., Thomsen et al. 2003) and extrinsic factors such as microdosimetry. Close proximity of feldspar grains to radioactive heavy minerals, such as zircons, would contribute to a higher beta dose (Roberts et al. 1999). Dark-colored minerals (indicative of some heavy minerals) were found after chemical treatment in many of the samples used in this study.

Based on the successful recovery of the artificially induced dose (dose recovery test) and taking into account that the samples were deposited under conditions which allowed for sufficient and uniform signal resetting, we suppose that the reasons for the slightly scattered dose distributions observed are based predominantly on post-depositional processes (grains displaced by groundwater percolation and by small-scale activities of fauna) and millimeter-scale differences in the beta dose rate to individual grains (presence of heavy

minerals) (Jacobs and Roberts 2007; Roberts et al. 1999) and secondarily on diverse bleaching conditions.

Age estimates and discussion

The age estimates of this study (Table 5) are given with the 1σ uncertainty and after a residual dose of 4 % had been subtracted from the D_e values, except for D_e values of the pIRIR signal at 225 °C of the two young samples as the level of the residual signal at that temperature is usually low. For both pIRIR at 290 and 225 °C, the test dose measurements corrected properly for sensitivity changes, since the average recycling ratio of 95 % of the aliquots was within the accepted 0.9 to 1.10. For the pIRIR₂₉₀ signal, the mean g value was -2.34 ± 0.04 % per decade and mean recuperation was 0.6 %.

In general, feldspar ages are in chronostratigraphic order (Fig. 13) and indicate a late Pleistocene deposition; pIRIR₂₉₀ dating estimations revealed ages of 56.2 ± 4.7 ka for the uppermost aeolianites overlying the beach calcarenite

Table 5 Calculated ages using the appropriate statistical model

Sample	Condition	Model selection	
		Model	Age (ka)
CG-OPS	Aeolian	CAM	56.2 ± 4.7
CG-PS	Beach calcarenite	CAM	59.8 ± 5.1
CG-UP	Shallow marine	CAM	78.4 ± 6.9
CG-01	Aeolian	CAM	61.6 ± 5.6
CG-02	Aeolian	MAM	69.5 ± 8.5
CG-03	Aeolian	CAM	74.4 ± 7.5
AGTS	Aeolian	CAM	66.6 ± 6.1
SD-01	Young aeolian	CAM	1.3 ± 0.03
SD-02	Young aeolian	CAM	1.3 ± 0.1

(59.8 ± 5.1 ka) and shallow marine deposits (78.4 ± 6.9 ka) matching the MIS 3, MIS 4, and possibly the end of MIS 5a which are characterized by a prolonged sea level low transition from a high sea level. For the young aeolianites, the pIRIR₂₂₅ gave an age of 1.3 ± 0.2 ka, providing evidence for sand movement and extensive reworking.

There are a number of different curves for Quaternary sea level changes that could be used for associating the ages derived with the MIS timescales. In this study, we used both Waelbroeck et al. (2002) to compare our dating results with results obtained in other studies using a number of different dating techniques (Fig. 14) and Lambeck's (1996) modeled sea level data which refer to the last interglacial-glacial cycle (Fig. 13).

pIRIR ages obtained for our beach calcarenite and shallow marine samples resulted in age estimates of 59.8 ± 5.1 and 78.4 ± 6.9 ka, respectively. Shallow marine and beach calcarenite deposits present direct evidence of a relatively high sea level at MIS 5 (e.g., Lambeck 1996; Waelbroeck et al. 2002). At one of our sampling points between Ayia Napa and Cape Greco, an exposed stratigraphic column shows that an aeolianite formation (CG-OPS) conformably superimposes the beach calcarenite (CG-PS) which in turn overlies the shallow marine deposits (CG-UP) with pIRIR ages being in

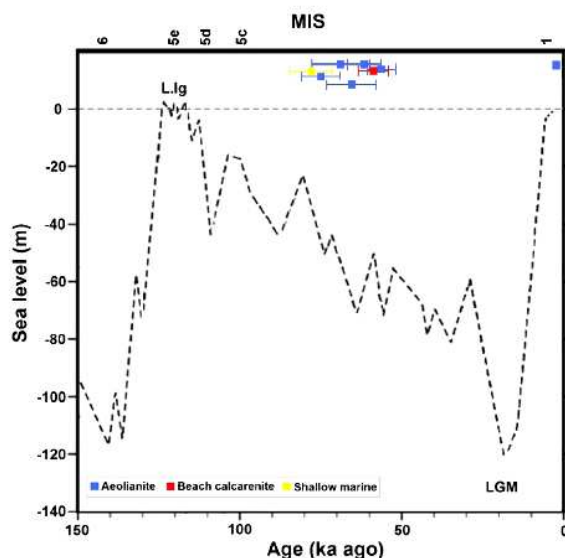


Fig. 13 Comparison of the pIRIR ages of the study area with late Quaternary relative sea level stands of Paros Island located in the central Aegean Sea (after Lambeck 1996). The graph shows that deposits are in stratigraphic order with aeolian deposits overlying the littoral (when errors are not considered) except one aeolianite that has an age very close to the dated shallow marine sample. The oldest pIRIR age (CG-UP) obtained from a shallow marine sample underlying a beach calcarenite (CG-PS) and the aeolianites was dated at 78.4 ± 6.9 ka. Based on MIS records (Lambeck 1996), this age suggests the beginning of coastal deposits formation between MISs 5a and 4

stratigraphic order, thus confirming their marine-aeolian association. Our luminescence dating results of the shallow marine sediments (CG-UP) can help provide a rough estimate for the uplift rate of the southeast coastal area Cyprus. An uplift rate of ca. 0.2 mm/year is indicated.

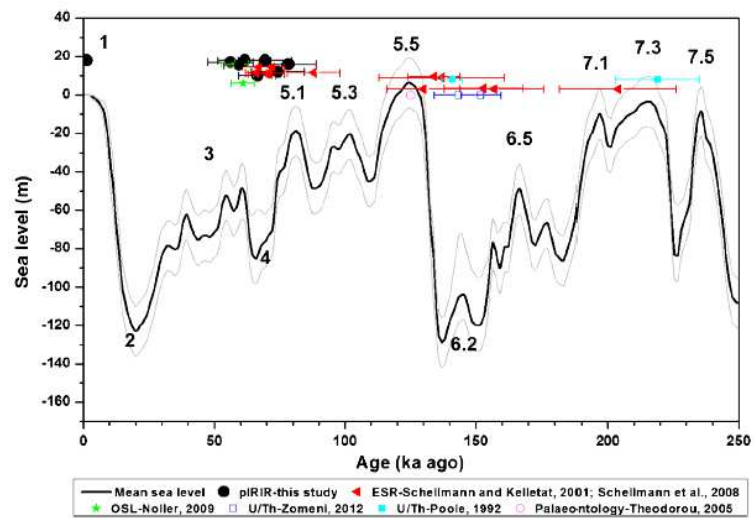
Investigation of the factors favoring aeolianite formation has shown that the connection of the aeolianite ridges with the different climatic phases of the Quaternary is not necessarily uniform among different localities (Yallon 1967). For instance, the aeolianites and underlying sediments and soils of the coastal plain of Israel were developed under climatic phases of wet and dry conditions. However, local factors and disturbances were found to be the main driving force for their formation, indicating that the sedimentary cycles of the coastal plain did not necessarily follow the same major cyclic events of the Quaternary (Yallon 1967) which have created distinctive sedimentary coastal formations in other Mediterranean regions. Another instance points out that the local constraints for coastal dunes development exist in the Galilee coastal plain in Israel, where a complete and detailed chronostratigraphic sequence showed that the last glacial period left no sedimentary record (Sivan et al. 1999), as a contrast to many other studies nearby (Netanya and Tel Aviv) (Engelmann et al. 2001; Frechen et al. 2001, 2002; Porat and Wintle 1995; Porat et al. 2004), where aeolian dunes were dated to MIS 3.

It would be expected that the general pattern of our ages should cluster around the last few interglacial episodes, similar to what has been observed elsewhere, further east for example, on the coast of Israel (e.g., Frechen et al. 2004; Mauz et al. 2013) where beachrocks were found to be formed during MIS 5. Indeed, our ages are in fair agreement with these studies but also in a common geochronological framework with the results obtained in studies conducted in southeast coastal Cyprus (e.g., Schellmann and Kelleat 2001) (Fig. 14).

Poole's (1992) ages of 141 ± 4 and 219 ± 16 ka (MISs 6 and 7) as well as Zomeni's (2012) ages of 143 ± 9 and 152 ± 8 ka (MIS 6; Fig. 14 and Table 1), where fauna suitable for uranium-series dating (*Cladocora caespitosa*) was used, indicate that our dated aeolianites (MISs 3, 4, and possibly 5) were deposited in an event later than the littoral deposits of these studies, pointing out that aeolianite formation was most probably initiated at a sea level lower than that of the littoral, just after sea level started falling and the unconsolidated sediments of the last interglacial seafloor were exposed to the dominant winds, favoring their redeposition in the form of sand dunes on the newly exposed shelf. However, there exist an extensive "time lag" between our aeolianite ages and some of the U/Th dating results of other studies in the area (Poole 1992; Zomeni 2012) which is not expected.

Of particular interest to our luminescence studies are two aeolianite OSL age estimates of 60.9 ± 4.4 and 57.9 ± 5.2 ka (Noller 2009), which were found to be in agreement with our dated aeolianites, providing additional evidence for aeolian

Fig. 14 Comparison of our pIRIR ages with other dating studies conducted in the same area plotted on Waelbroeck et al. (2002) relative sea level stands derived by benthic foraminifer oxygen isotopic ratios from the North Atlantic and equatorial Pacific Ocean. From the graph, it is clear that our pIRIR results (black dots) represent a later event than that of the U/Th dating on littoral deposits (post-dating the littoral deposits) (Poole 1992; Zomeni 2012)



depositional events in SE Cyprus mainly after the MIS 5a when the sea level started falling.

The deposition of the aeolianites is more commonly associated with a prevailing wind regime. For the aeolianites of our study area, it is believed that west-southwest winds transported the exposed littoral sediments landward. This is supported by the presence of reworked skeletal fragments of marine organisms in our aeolian samples and also by other paleowind studies in the Eastern Mediterranean region. The luminescence-dated (65 ka) aeolianites in the Palestine (kurkar ridges) at the Levant (Frechen et al. 2002) have been interpreted as representing typical dunes formed simultaneously along the coastline by a perpendicular (southwest) to the shoreline wind direction. Field observations in another study from Gaza (Zaineldeen 2010) also showed that cross-beds within the kurkar layers were deposited by a westerly and southwesterly paleowind. The same conclusion regarding wind directions was drawn by Yallon and Laronne (1971) at an aeolianite coastal ridge a few tens of kilometers northern, suggesting a dominant westerly and southwesterly wind regime for the area in the past.

Conclusions

This paper presented a suite of ages for the aeolianites and underlying beach calcarenite and shallow marine deposits found along the coast of Ayia Napa and Cape Greco, in SE coast of Cyprus revealing the occurrence of aeolian activity during MISs 3, 4, and possibly late 5. In general, dune-forming activity ceased along the SE coast of Cyprus at around 60 ka, with dune building commencing about 75 ka most probably under a dominant southwesterly wind regime.

A recent reworking and depositional activity of the late Holocene (MIS 1) is also evident.

The comparison of our coastal deposit ages with other absolute dating studies in the area showed that not all the coastal deposits along SE Cyprus were formed at MISs 3, 4, and 5. However, the underlying mechanisms that could explain such variety are not fully understood. A clear case is the U/Th littoral deposits dated at a sea level lowstand at MIS 6 (e.g., Poole 1992; Zomeni 2012).

Our analyses suggest that the pIRIR SAR protocol on feldspars produced reliable equivalent dose values. Performance tests such as preheat plateau, dose recovery, and residual bleaching checks were carried out to confirm the suitability of our SAR protocol. Some variety of the numerical parameters that were observed in D_e value distributions were effectively treated by making use of D_e distribution analysis and selecting the appropriate statistical models which led to accurate and precise D_e values with considerable reduction in associated age errors.

Even though our luminescence dating approach seems to produce reliable results, there exists a source of uncertainty in the calculated ages. The environmental dose rates of the dated deposits have been subject to changes since their initial deposition due to the infiltration of CaCO_3 forming the carbonate cement. For the dose rate calculations in this study, cementation was assumed to be instantaneous. Further, the state of (dis)equilibrium was not investigated in this study, and hence, its effect on dose rate has not been accounted for. Thus, it is important ages obtained here to be considered with some caution. Despite that, we believe that even if these parameters had been taken into account, changes in the final ages would have been insignificant, keeping ages in the same paleoenvironmental framework.

This study suggests that luminescence dating offers excellent potential for unraveling the geomorphic history of this

region. For the first time, absolute dating information based on luminescence dating of feldspar of coastal deposits was obtained from a coastal area of southeast Cyprus.

Acknowledgments This research has been supported by the EU project “New Archaeological Research Network for Integrating Approaches to ancient material studies” (NARNIA), from the FP7, Marie Curie Action-ITN by the European Commission under contract number 265010. We are thankful to Dr. Pieter Vermeesch, University College London, for his assistance and information provided in the use of the “RadialPlotter” application.

References

- Aitken MJ (1985) Thermoluminescence dating. Academic Press, London
- Ammerman AJ (2010) The first argonauts: towards the study of the earliest seafaring in the Mediterranean. In: Anderson A, Barrett J, Boyle K (eds) The global origins and development of seafaring. McDonald Institute for Archaeological Research, Cambridge, pp. 81–92
- Ammerman AJ, Flourentzos P, McCartney C, Noller J, Sorabji D (2006) Two new early sites on Cyprus. Report of the Department of Antiquities, Department of Antiquities, Cyprus, pp. 1–22
- Ammerman AJ, Flourentzos P, Gabrielle R, McCartney C, Noller J, Peloso D, Sorabji D (2008) More on the new early sites on Cyprus. Report of the Department of Antiquities, Department of Antiquities, Cyprus, pp. 1–23
- Andreucci S, Clemmensen LB, Murray A, Pascucci V (2010) Middle to late Pleistocene coastal deposits of Alghero, Northwest Sardinia (Italy): chronology and evolution. *Quat Int* 222:3–16
- Angelier J (1979) Neotectonique de l’arc Egéen. These d’etat, Université de Paris, Paris
- Arnold LJ, Bailey RM, Tucker GE (2007) Statistical treatment of fluvial dose distributions from southern Colorado arroyo deposits. *Quat Geochronol* 2:162–167
- Arnold LJ, Roberts RF, Galbraith SB, DeLong SB (2009) A revised burial dose estimation procedure for optical dating of young and modern-age sediments. *Quat Geochronol* 4(4):306–325
- Athanassas C, Zacharias N (2010) Recuperated-OSL dating of quartz from Aegean (south Greek) raised Pleistocene marine sediments: current results. *Quat Geochronol* 5:65–75
- Athanassas C, Bassiakos Y, Wagner GA, Timpson ME (2012) Exploring paleogeographic conditions at two Paleolithic sites in Navarino, Southwest Greece, dated by optically stimulated luminescence. *Geoarchaeology* 27:237–258
- Auclair M, Lamothe M, Huot S (2003) Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. *Radiat Meas* 37(4–5):487–492
- Bagnall PS (1960) The geology and mineral resources of the Pano Lefkara-Lamaca area. Geological Survey Department of Cyprus, Cyprus Memoir No. 5
- Bailey RM (2003) Paper I—the use of measurement-time dependent single-aliquot equivalent-dose estimates from quartz in the identification of incomplete signal resetting. *Radiat Meas* 37(4–5):511–518
- Bailey RM, Arnold LJ (2006) Statistical modelling of single grain quartz D_e distributions and an assessment of procedures for estimating burial dose. *Quat Sci Rev* 25:2475–2502
- Bailey RM, Smith BW, Rhodes EJ (1997) Partial bleaching and the decay form characteristics of quartz OSL. *Radiat Meas* 27(2):123–136
- Bailey RM, Singarayer JS, Ward S, Stokes S (2003) Identification of partial resetting using d_e as a function of illumination time. *Radiat Meas* 37(4–5):511–518
- Balescu S, Dumas B, Gueremy P, Lamothe M, Lhenaff R, Raffy J (1997) Thermoluminescence dating tests of Pleistocene sediments from uplifted shorelines along the southwest coastline of the Calabrian peninsula (southern Italy). *Palaeogeogr Palaeoclimatol* 130:25–41
- Banerjee D, Murray AS, Botter-Jensen L, Lang A (2001) Equivalent dose estimation using a single aliquot of polymineral fine grains. *Radiat Meas* 33:73–94
- Bateman MD, Holmes PJ, Carr AS, Horton BP, Jaiswal MK (2004) Aeolianite and barrier-dune construction during the last two glacial-interglacial cycles from the southern Cape coast, South Africa. *Quat Sci Rev* 23:1681–1698
- Biro P and De Vaumas E (1962) A description of geomorphological sections in Cyprus. The Geological Survey Department of Cyprus, Annual Report 1961, Report chapter, Cyprus, pp 36–38
- Boekschoten GJ (1963) Beachrock at Limani, Chersonisos, Crete. *Geol Mijnb* 41:3–7
- Brooke B (2001) The distribution of carbonate eolianites. *Earth-Sci Rev* 55:135–164
- Bulur E, Botter-Jensen L, Murray AS (2000) Optically stimulated luminescence from quartz measured using the linear modulation technique. *Radiat Meas* 32(5–6):407–411
- Buylaert J-P, Murray AS, Thomson KJ, Jain M (2009) Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar. *Radiat Meas* 44:560–565
- Buylaert J-P, Thiel C, Murray A, Vandenberghe D, Yi S, Lu H (2011) IRSL and post-IR IRSL residual doses recorded in modern dust samples from the Chinese loess plateau. *Geochronometria* 38: 432–440
- Buylaert J-P, Jain M, Murray AS, Thomsen KJ, Thiel C, Sohbati R (2012) A robust feldspar luminescence dating method for middle and late Pleistocene sediments. *Boreas* 41:435–451
- Choi JH, Murray AS, Cheong CS, Hong DG, Chang HW (2003) The resolution of stratigraphic inconsistency in the luminescence ages of marine terrace sediments from Korea. *Quat Sci Rev* 22:1201–1206
- Demitzakis MD (1973) The occurrences of Pleistocene deposits in SE Sitia district (E Crete). *Bull Geol Soc Greece* 10:180–222
- Demitzakis MD, De Vos J (1986) Evolution and succession of mammal fauna in the Pleistocene environment of island of Crete (in Greek). *Ann Géol Pays Hellén* 18:407–420
- Ducloz C (1964) Notes on the geology of the Kyrenia range. Geological Survey Department of Cyprus, Annual Report for the year 1963, Cyprus, pp 57–66
- Ducloz C (1968) Les formations Quaternaires de la région de Klepini (Chypre) et leur place dans la chronologie du Quaternaire Méditerranéen (the Quaternary formations of the region Klepini (Cyprus) and their place in the chronology of the Quaternary Mediterranean). Société de Physique et d’Histoire Naturelle de Genève, Geneva, Switzerland, Arch Sci 20(2):123–198
- Duller GAT (2008) Single-grain optical dating of Quaternary sediments: why aliquot size matters in luminescence dating. *Boreas* 37:589–612
- El-Asmar HM (1994) Aeolianite sedimentation along the north-western coast of Egypt: evidence for middle to late Quaternary aridity. *Quat Sci Rev* 13:699–708
- El-Asmar HM, Wood P (2000) Quaternary shoreline development: the northwestern coast of Egypt. *Quat Sci Rev* 19:1137–1149
- Elmejdoub N, Mauz B, Jedoui Y (2011) Sea-level and climatic controls on late Pleistocene coastal aeolianites in the Cap Bon peninsula, northeastern Tunisia. *Boreas* 40:198–207
- Engelmann A, Neber A, Frechen M, Boenigk W, Ronen A (2001) Luminescence chronology of Upper Pleistocene and Holocene eolianites from Netanya South—Sharon Coastal Plain, Israel. *Quat Sci Rev* 20:799–804
- Fornós JJ, Clemmensen LB, Gómez-Pujol L, Murray AS (2009) Late Pleistocene carbonate aeolianites on Mallorca, western Mediterranean: a luminescence chronology. *Quat Sci Rev* 28(25–26):2697–2709

- Frechen M, Dermann B, Boenigk W, Ronen A (2001) Luminescence chronology of aeolianites from the section at Givat Olga-coastal plain of Israel. *Quat Sci Rev* 20:805–809
- Frechen M, Neber A, Dermann B, Tsatskin A, Boenigk W, Ronen A (2002) Chronostratigraphy of aeolianites from the Sharon coastal plain of Israel. *Quat Int* 89:31–44
- Frechen M, Neber A, Tsatskin A, Boenigk W, Ronen A (2004) Chronology of Pleistocene sedimentary cycles in the Carmel coastal plain of Israel. *Quat Int* 121(1):41–52
- Galbraith RF, Laslett GM (1993) Statistical models for mixed fission track ages. *Nucl Tracks Rad Meas* 21(4):459–470
- Galbraith RF, Roberts RG (2012) Statistical aspects of equivalent dose and error calculation and display in OSL dating: an overview and some recommendations. *Quat Geochronol* 11:1–27
- Galbraith RF, Roberts RG, Laslett GM, Yoshida H, Olley JM (1999) Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jimmum rock shelter, northern Australia: part I, experimental design and statistical models. *Archaeometry* 41:339–364
- Galili E, Sevketoglu M, Salamon A, Zviely D, Mienis HK, Rosen B and Moshkovitz S (2009) Quaternary beach deposits, coastal morphology, tectonics and sea-level changes, on the coast of northern Cyprus, and their possible implications on Neolithic colonization. In: Sagy A, Bookman S, Hamiel Y, Mushkin A, Nahmias Y, Medvedev B and Heimann A (eds) *Israel Geological Society (2009)*, Abstracts, 51
- Galili E, Sevketoglu M, Salamon A, Zviely D, Mienis HK, Rosen B and Moshkovitz S (2011) Late Quaternary morphology, beach deposits, sea-level changes, and uplift along the coast of Cyprus and its possible implications on early colonists. In: INQUA 501 Seventh Plenary Meeting and Field trip: Odessa, Ukraine (2011), pp 21–28
- Gavish E, Friedman GM (1969) Progressive diagenesis in Quaternary to late tertiary carbonate sediments. *J Sediment Petrol* 39:980–1006
- Godfrey-Smith DI, Huntley DJ, Chen WH (1988) Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts. *Quat Sci Rev* 7:373–380
- Goy JL, Hillaire-Marcel C, Zazo C, Ghaleb B, Dabrio CJ, González A, Bardaji T and Civis J (2003) U-series ages of coral-bearing littoral deposits with *Strombus bubonius* of MIS 7 from La Marina (Alicante, SE Spain). A reappraisal of the Thyrrenian chronostratigraphy in the Mediterranean Sea. In: Mastronuzzi G and Sansò P (eds) *Project IGCP 437—coastal environmental change during sea-level highstands: a global synthesis with implication for management of future coastal change*, Puglia (2003) final conference. Quaternary coastal morphology and sea-level changes GI²S coast, Research publication, Puglia, 4:109–11.
- Guérin G, Mercier N (2012) Preliminary insight into dose deposition processes in sedimentary media on a scale of single grains: Monte Carlo modelling of the effect of water on the gamma dose rate. *Radiat Meas* 47:541–547
- Guérin G, Mercier N, Adamiec G (2011) Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL* 29:5–8
- Hearty PJ, Kindler P (1997) The stratigraphy and surficial geology of new providence and surrounding islands, Bahamas. *J Coast Res* 13(3): 798–812
- Hillaire-Marcel C, Garipey C, Ghaleb B, Goy JL, Zazo C, Barcelo JC (1996) U-series measurements in Tyrrhenian deposits from Mallorca—further evidence for two last-interglacial high sea levels in the Balearic Islands. *Quat Sci Rev* 15:53–62
- Hogrel MT (1974) Contribution a l' etude de faunes quaternaires merines en Mediterranee orientale (Crete, Karpathos) (Contribution to the study of marine Quaternary fauna in the Eastern Mediterranean (Crete, Karpathos)). PhD Thesis, Université d'Orleans, France.
- Horowitz M (1965) The geology of the Koma tou Yialou—Cape Andreas area (East Karpas Peninsula). Cyprus Geological Survey, Published report, Cyprus
- Huntley DJ, Lamothe M (2001) Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correct. *Can J Earth Sci* 38(7): 1093–1106
- Imbrie J, Hays JD, Martinson DG, McIntyre A, Mix AC, Morley JJ, Pisias NG, Prell WL, Shackleton NJ (1984) The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berge AL, Imbrie J, Hays J, Kukla G, Saltzman B (eds) *Milankovitch and climate, part 1: dreidel*. Norwell, Mass, pp. 269–305
- Jacobs Z, Roberts RG (2007) Advances in optically stimulated luminescence (OSL) dating of individual grains of quartz from archaeological deposits. *Evol Anthropol* 16:210–223
- Jacobs Z, Duller GAT, Wintle AG (2003) Optical dating of dune sand from Blombos cave, South Africa: II—single grain data. *J Hum Evol* 44:613–625
- Jacobs Z, Dulle GAT, Wintle AG, Henshilwood CS (2006) Extending the chronology of deposits at Blombos cave, South Africa, back to 140 ka using optical dating of single and multiple grains of quartz. *J Hum Evol* 51:255–273
- Jain M, Murray AS, Bøtter-Jensen L (2003) Characterisation of blue-light stimulated luminescence components in different quartz samples: implications for dose measurement. *Radiat Meas* 37(4–5):441–449
- Kellett D (1979) Geomorphologische studien an den Kusten Kretas (Geomorphological studies on the coasts of Crete). Göttingen, *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften* 32:1–105 (in Deutsch)
- Kendrick GW, Wyrwoll KH, Szabo BJ (1991) Pliocene-Pleistocene coastal events and history along the western margin of Australia. *Quat Sci Rev* 10:419–439
- Kinnaird T (2008) Tectonic and sedimentology response to diachronous continental collision in the easternmost Mediterranean, Cyprus. Ph.D. Thesis, University of Edinburgh, Edinburgh, Scotland
- Klappa CF (1980) Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology* 27:613–629
- Klasen N, Fiebig M, Preusser F, Radtke U (2006) Luminescence properties of glaciofluvial sediments from the Bavarian alpine foreland. *Radiat Meas* 41:866–870
- Knapp AB (2010) Cyprus' earliest prehistory: seafarers, foragers and settlers. *J World Prehist* 23:79–120
- Krbetschek MR, Rieser U, Zöller L, Heinicke J (1994) Radioactive disequilibria in palaeodosimetric dating of sediments. *Radiat Meas* 23: 485–489
- Lambeck K (1996) Sea level change and shoreline evolution in Aegean Greece since upper Paleolithic time. *Antiquity* 70:588–610
- Lambeck K, Purcell A (2005) Sea-level change in the Mediterranean Sea since the LGM: model predictions for tectonically stable areas. *Quat Sci Rev* 24:1969–1988
- Lea DW, Martin PA, Pak DK, Spero HJ (2002) Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos ridge core. *Quat Sci Rev* 21:283–293
- Lepper K, McKeever SWS (2002) An objective methodology for dose distribution analysis. *Radiat Prot Dosim* 101:349–352
- Li S, Li B (2006) Dose measurement using the fast component of LM-OSL signals from quartz. *Radiat Meas* 41(5):534–541
- Li B, Li S, Wintle AG (2008) Overcoming environmental dose rate changes in luminescence dating of waterlain deposits. *Geochronometria* 30:33–40
- Lowick SE, Trauerstein M, Preusser F (2012) Testing the application of post-IR-IRSL dating to fine grain waterlain sediments. *Quat Geochronol* 8(1):33–40
- Mauz B, Buccheri G, Zoller L, Greco A (1997) Middle to upper Pleistocene morphostructural evolution of the NW-coast of Sicily: thermoluminescence dating and palaeontological-stratigraphical evaluations of littoral deposits. *Palaeogeogr Palaeoclimatol* 128:269–285

- Mauz B, Elmejdoub N, Nathan R, Jedoui Y (2009) Last interglacial coastal environments in the Mediterranean–Saharan transition zone. *Palaeogeogr Palaeoclimatol* 279:137–146
- Mauz B, Fanelli F, Elmejdoub N, Barbieri R (2012) Coastal response to climate change: Mediterranean shorelines during the last interglacial (MIS 5). *Quat Sci Rev* 54:89–98
- Mauz B, Hijma M, Amorosi A, Porat N, Galili E, Bloemendal J (2013) Aeolian beach ridges and their significance for climate and sea level: concept and insight from the Levant coast (East Mediterranean). *Earth-Sci Rev* 121:31–54
- McKeever SWS, Chen R (1997) Luminescence models. *Radiat Meas* 27:625–661
- McLaren SJ (1995) Early carbonate diagenetic fabrics in the rhizosphere of late Pleistocene aeolian sediments. *J Geol Soc* 152:173–181
- Mercier J, Angelier J, Delibassis N, Gerard P, Kerdiles Y (1974) Les déformations Plio-Quaternaires en extension en Crète meridionale (Ierapetra, Grèce) (The Pliocene-Quaternary deformations in southern Crete (Ierapetra, Greece)). Reunion annuelle des Sciences de la Terre: Pont-a-Mousson 285 (in French)
- Moseley F (1976) The Neogene and Quaternary of Akrotiri, Cyprus determined by means of a rapid ground reconnaissance assisted by stereo-line-overlap photographs. *Mercian Geol* 6:49–58
- Moshkovitz S (1963) Palaeontological notes. The Geological Survey Department, Annual Report for the year 1962, Report chapter pp 6–8
- Mount JF, Cohen AS (1984) Petrology and geochemistry of rhizoliths from Plio-Pleistocene fluvial and marginal lacustrine deposits, East Lake Turkana. *J Sediment Petrol* 54:263–275
- Mourtzas N (1990) Tectonic movements in east coasts of Crete during the Quaternary. PhD thesis, Hellenic National Technical University, Athens, Greece (in Greek)
- Moutzas N, Fytrolakis N (1988) Neotectonic movements in Trachoulas Cape in south coasts of Heraklion prefecture of Crete. *Bull Geol Soc Greece* 20:237–250 (in Greek)
- Murray AS, Olley JM (1999) Determining sedimentation rates using luminescence dating. In: Bruns P, Hass HC (eds) Determination of sediment accumulation rates. *Trans Tech Publications, Switzerland, GeoResearch Forum*, pp. 121–144
- Murray AS, Wintle AG (2000) Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiat Meas* 32:57–73
- Murray AS, Wintle AG (2003) The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiat Meas* 37:377–381
- Murray-Wallace CV, Belperio AP, Cann JH (1998) Quaternary neotectonism and intra-plate volcanism: the Coorong to Mount Gambier coastal plain, southeastern Australia: a review. In: Vita Finzi C, Stewart C (eds) Coastal tectonics. Geological Society, London, pp. 255–267
- Murray-Wallace CV, Bourman RP, Prescott JR, Williams F, Price DM, Belperio AP (2010) Aminostratigraphy and thermoluminescence dating of coastal aeolianites and the later Quaternary history of a failed delta: the river Murray mouth region, South Australia. *Quat Geochronol* 5:28–49
- Nathan P, Mauz B (2008) On the dose-rate estimate of carbonate-rich sediments for trapped charge dating. *Radiat Meas* 43:14–25
- Nielsen KA, Clemmensen LB, Fornos JJ (2004) Middle Pleistocene magnetostratigraphy: data from a carbonate aeolian system, Mallorca, western Mediterranean. *Quat Sci Rev* 23:1733–1756
- Noller J (2009) The geomorphology of Cyprus. Cyprus Geological Survey, Open File Report
- Olley JM, Murray A, Roberts RG (1996) The effects of disequilibria in the uranium and thorium decay chains on burial dose rates in fluvial sediments. *Quat Sci Rev* 15:751–760
- Olley J, Caitcheon G, Murray A (1998) The distribution of apparent dose as determined by optically stimulated luminescence in small aliquots of fluvial quartz: implications for dating young sediments. *Quat Sci Rev* 17:1033–1040
- Olley JM, Caitcheon G, Roberts RG (1999) The origin of dose distribution in fluvial sediments, and the prospect of dating single grains from fluvial deposits using optically stimulated luminescence. *Radiat Meas* 30:207–217
- Olley JM, De Deckker P, Roberts RG, Fifield LK, Yoshida H, Hancock G (2004a) Optical dating of deep-sea sediments using single grains of quartz: a comparison with radiocarbon. *Sediment Geol* 169:175–189
- Olley JM, Pietsch T, Roberts RG (2004b) Optical dating of Holocene sediments from a variety of geomorphic settings using single grains of quartz. *Geomorphology* 60:337–358
- Oueslati A (1994) Les côtes de la Tunisie, recherches Sur leur evolution au quaternaire (The coasts of Tunisia, research on their evolution during the quaternary). Publication de la Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis 35:402
- Pantazis TM (1966a) Tyrrhenian terraces of Lamaka area of southeastern Cyprus. Cyprus Geological Survey Department, annual report for the year (1966), report chapter, pp 29–34
- Pantazis TM (1966b) Tyrrhenian deposits of the Karpas peninsula, Cyprus Geological Survey Department, annual report for the year (1966)
- Pantazis TM (1966c) Tyrrhenian terraces of Lamaka area of southeastern Cyprus, Cyprus Geological Survey Department, annual report for the year (1966)
- Pantazis TM (1967) The geology and mineral resources of the Pharmakas-Kalavassos area. Cyprus Geological Survey Department, Memoir No.8
- Pascucci V, Sechi D, Andreucci S (2014) Middle Pleistocene to Holocene coastal evolution of NW Sardinia (Mediterranean Sea, Italy). *Quat Int* 328:3–20
- Paskoff R and Sanlaville P (1983) Les côtes de la Tunisie: variation du niveau marin depuis le Tyrrhénien (The coasts of Tunisia: variation in sea level since the Tyrrhenian). Collection de la maison de l'orient méditerranéen, série géographique et préhistorique 14:189 in French
- Paskoff R, Sanlaville P (1986) Oscillations climatiques en Tunisie littorale depuis le dernier interglaciaire jusqu'au début de l'Holocène (Coastal climate oscillations in Tunisia since the last interglacial to the early Holocene). Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire 23:78–83 in French
- Pavlopoulos K, Karkanas P, Triantaphyllou M, Karyballis E, Tsourou T, Palyvos N (2006) Palaeoenvironmental evolution of the coastal plain of Marathon, Greece, during the late Holocene: depositional environment, climate, and sea level changes. *J Coast Res* 22(2):424–438
- Peters JM (1985) Neogene and Quaternary vertical tectonics in the south Hellenic arc and their effect on concurrent sedimentation processes. PhD Thesis, Universiteit van Amsterdam, Amsterdam, The Netherlands
- Pirazzoli PA (2005) A review of possible eustatic, isostatic and tectonic contributions in eight late-Holocene relative sea-level histories from the Mediterranean area. *Quat Sci Rev* 24:1989–2001
- Polymeris GS, Erginal AE, Kiyak NG (2012) A comparative morphological, compositional and TL study of Tenedos (Bozcaada) and Şile aeolianites, Turkey. *Mediterr Archaeol* 12(2):129–132
- Poole AJ (1992) Sedimentology, neotectonics and geomorphology related to tectonic uplift and sea-level change: Quaternary of Cyprus. PhD Thesis, University of Edinburgh, Edinburgh, Scotland
- Poole AJ, Robertson AHF (1991) Quaternary uplift and sea-level changes at active plate boundary, Cyprus. *J Geol Soc* 148:909–921
- Poole AJ and Robertson AHF (1998) Pleistocene fanglomerate deposition related to uplift of the Troodos ophiolite, Cyprus. In: Robertson AHF, Emeis K., Richter C and Camerlenghi A (eds) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 160:545–566

- Poole AJ, Robertson AHF, Shimmield G (1990) Late Quaternary uplift of the Troodos ophiolite, Cyprus; uranium-series dating of Pleistocene coral. *Geology* 18:894–897
- Porat N, Wintle AG (1995) IRSL dating of aeolianites from the late Pleistocene kurkar ridge, Israel. *INQUA XIV*, Berlin
- Porat N, Wintle AG, Ritte M (2004) Mode and timing of kurkar and hamra formation, Central Coastal Plain, Israel. *Isr J Earth Sci* 53: 13–25
- Prescott JR, Hutton JT (1988) Cosmic ray and gamma ray dosimetry for TL and ESR. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nucl Tracks Radiat Meas* 14:223–227
- Prescott JR, Hutton JT (1994) Cosmic ray contribution to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiat Meas* 23(2–3):497–500
- Prescott JR, Stephan LG (1982) The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescence dating, latitude, altitude and depth dependencies. *J Eur Stud Group Phys Chem Math Tech Appl Archaeol* 6:17–25
- Preusser F, Degering D, Fuchs M, Hilgers A, Kadereit A, Klasen N, Krbetschek M, Richte D, Spencer JQG (2008) Luminescence dating: basics, methods and applications. *J Quat Sci* 57:95–149
- Price DM, Brooke BP, Woodroffe CD (2001) Thermoluminescence dating of aeolianites from Lord Howe Island and south-west Western Australia. *Quat Sci Rev* 20:841–846
- Psarianos P (1961) Tyrrhenian deposits of South Crete. *Ann Géol Pays Hellén* 12:12–17 (in Greek)
- Rittenour TM, Goble RJ, Blum MD (2005) Development of an OSL chronology for late Pleistocene channel belts in the lower Mississippi valley. *Quat Sci Rev* 24:2539–2554
- Roberts HM, Wintle AG (2001) Equivalent dose determination for polymineral fine-grains using the SAR protocol: application to a Holocene sequence of the Chinese loess plateau. *Quat Sci Rev* 20: 859–863
- Roberts RG, Galbraith RF, Olley JM, Yoshida H, Laslett GM (1999) Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinnium rock shelter, northern Australia: part II, results and implications. *Archaeometry* 41:365–395
- Roberts RG, Galbraith RF, Yoshida H, Laslett GM, Olley JM (2000) Distinguishing dose populations in sediment mixtures: a test of single-grain optical dating procedures using mixtures of laboratory dosed quartz. *Radiat Meas* 32:459–465
- Rodnight H, Duller GAT, Wintle AG, Tooth S (2006) Assessing the reproducibility and accuracy of optical dating of fluvial deposits. *Quat Geochronol* 1:109–120
- Roesch WC, Attix FH (1968) Basic concepts of dosimetry. In: Attix FH, Roesch WC (eds) *Radiation dosimetry, volume I: fundamentals*. Academic Press, New York and London
- Roskosch J, Tsukamoto S, Meinsen J, Frechen M, Winsemann J (2012) Luminescence dating of an upper Pleistocene alluvial fan and aeolian sandsheet complex: the Senne in the Münsterland embayment, NW Germany. *Quat Geochronol* 10:94–101
- Schatz A, Buylaert J-P, Murray A, Stevens T, Scholten T (2012) Establishing a luminescence chronology for a palaeosol-loess profile at Tokaj (Hungary): a comparison of quartz OSL and polymineral IRSL signals. *Quat Geochronol* 10:68–74
- Schellmann G, Kellert D (2001) Chronostratigraphische Untersuchungen litoraler und äolischer Formen und Ablagerungen an der Südküste von Zypern mittels ESR Altersbestimmungen an Mollusken- und Landschneckenresten (Chronostratigraphic studies of littoral and aeolian forms and deposits on the southern coast of Cyprus by ESR age determinations on Mollusken and land snail shells). *Essener Geographische Arbeiten* 32:75–98 (in Deutsch)
- Schellmann G, Beerten K, Radtke U (2008) Electron spin resonance (ESR) dating of Quaternary materials. *Quat Sci J (Eiszeitalter und Gegenwart)* 57:150–178
- Schmidt ED, Murray AS, Sirocko F, Tsukamoto S, Frechen M (2011) IRSL signals from Maar Lake sediments stimulated at various temperatures. *E&G Quat Sci J* 60:105–115
- Shackleton NJ (1987) Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quat Sci Rev* 6:183–190
- Shackleton NJ, Backman J, Zimmerman H, Kent DV, Hall MA (1984) Oxygen isotope calibration of the onset of ice rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. *Nature* 307:620–623
- Shen Z, Mauz B (2009) D_e determination of quartz samples showing falling $D_e(t)$ plots. *Radiat Meas* 44:566–570
- Sivan D, Porat N (2004) Evidence from luminescence for late Pleistocene formation of calcareous aeolianite (kurkar) and palaeosol (hamra) in the Carmel coast, Israel. *Palaeogeogr Palaeoclimatol* 211:95–106
- Sivan D, Gvirtzman G, Sass E (1999) Quaternary stratigraphy and paleogeography of the Galilee Coastal Plain, Israel. *Qual Res* 51:280–294
- Spooner NA (1994) The anomalous fading of infra-red stimulated luminescence from feldspars. *Radiat Meas* 2:625–632
- Steffen D, Preusser F, Schlunegger F (2009) OSL quartz age underestimation due to unstable signal components. *Quat Geochronol* 4(5): 353–362
- Stevens T, Markovic SB, Zech M, Hambach U, Sümegei P (2011) Dust deposition and climate in the Carpathian Basin over an independently dated last glacial-interglacial cycle. *Quat Sci Rev* 30:662–681
- Stokes S, Bray HE, Blum MD (2001) Optical resetting in large drainage basins: tests of zeroing assumptions using single-aliquot procedures. *Quat Sci Rev* 20:879–885
- Symeonides N (1967) Pleistocene sequences in south-east Crete and the nearby islands of Chrysi, Strogilo, Koufonisi. *Ann Géol Pays Hellén* 18:407–420 in Greek
- Theodorou G (2005) Paleontological study of Cyprus. Special report of the University of Athens in Greek
- Thiel C, Coltorti M, Tsukamoto S, Frechen M (2010) Geochronology for some key sites along the coast of Sardinia (Italy). *Quat Int* 222:36–47
- Thiel C, Buylaert JP, Murray AS, Terhorst B, Hofer I, Tsukamoto S, Frechen M (2011a) Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria)—testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. *Quat Int* 234(1–2):23–31
- Thiel C, Terhorst B, Jaburová I, Buylaert JP, Murray AS, Fladerer FA, Damm B, Frechen M, Ottner F (2011b) Sedimentation and erosion processes in middle to late Pleistocene sequences exposed in the brickyard of Langenlois/Lower Austria. *Geomorphology* 135(3–4):295–307
- Thiel C, Buylaert J-P, Murray AS, Elmejdoub N, Jedoui Y (2012) A comparison of TT-OSL and post-IR IRSL dating of coastal deposits on Cap Bon peninsula, north-eastern Tunisia. *Quat Geochronol* 10: 209–217
- Thomsen KJ, Jain M, Bøtter-Jensen L, Murray AS, Jungner H (2003) Variation with depth of dose distributions in single grains of quartz extracted from an irradiated concrete block. *Radiat Meas* 37:315–321
- Thomsen KJ, Murray AS, Jain M, Bøtter-Jensen L (2008) Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiat Meas* 43:1474–1486
- Thomsen KJ, Murray AS, Jain M (2011) Stability of IRSL signals from sedimentary K-feldspar samples. *Geochronometria* 38:1–13
- Tsakalos E, Christodoulakis J, Charalambous L (2015) The dose rate calculator (DRc)—a Java application for dose rate and age determination based on luminescence and ESR dating. *Archaeometry*. doi: 10.1111/arcm.12162
- Tsiolakis E and Zomeni Z (2008) Geological map of the Pafos–Kallepeia area, sheets 16 III and IV, scale 1:25,000. Cyprus Geological Survey
- Tumer WM (1971a) Geology of the Polis-Kathikas area, Cyprus. PhD Thesis, University of New Mexico, Albuquerque, NM, United States

- Turner WM (1971b) Quaternary sea levels of western Cyprus. *Quaternaria* 15:197–202
- Vacher HL, Hearty PJ and Rowe MP (1995) Stratigraphy of Bermuda: nomenclature, concepts, and status of multiple systems of classification. In: Curran HA and White B (eds) *Terrestrial and shallow marine geology of the Bahamas and Bermuda*. Geological Society of America Special Paper 300, Geological Society of America, Boulder: CO, pp 271–294
- Vasiliuic S, Vandenberghe DAG, Timar-Gabor A, Panaiotu C, Cosma C, van den Haute P (2012) Testing the potential of elevated temperature post-IR IRSL signals for dating Romanian loess. *Quat Geochronol* 10:75–80
- Vouvalidis KG, Syrides GE and Albanakis KS (2005) Holocene morphology of the Thessaloniki Bay: impact of sea level rise. *Zeitschrift für Geomorphologie*
- Waelbroeck C, Labeyrie L, Michel E, Duplessy JC, McManus JF, Lambeck K, Balbon E, Labracherie M (2002) Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quat Sci Rev* 21:295–305
- Wintle AG (1973) Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples. *Nature* 245(5421):143–144
- Woodroffe CD, Murray-Wallace CV, Bryan EA, Brooke BP, Price DM, Heijnis H (1995) Late Quaternary sea-level highstands from the Tasman Sea: evidence from Lord Howe Island. *Mar Geol* 125:61–72
- Yallon DH (1967) Factors affecting the lithification of eolianite and interpretation of its environmental significance in the coastal plain of Israel. *J Sediment Petrol* 37:1189–1199
- Yallon DH, Laronne J (1971) Internal structures in aeolianites and palaeowinds, Mediterranean coast, Israel. *J Sediment Petrol* 41:1059–1064
- Zaineldeen U (2010) Palaeowind estimation of cross-bedding within the aeolian kurkar layers of the Gaza formation, Gaza strip, Palestine. *Geol Croat* 63(1):55–65
- Zomeni Z (2012) Quaternary marine terraces on Cyprus: constraints on uplift and pedogenesis, and the geoarchaeology of Palaipafos. PhD Thesis, Oregon State University, Oregon, United States

Luminescence dating of deltaic deposits from Sperchios delta plain, Greece

Evangelos Tsakalos^(1,2) Elias Dimitriou⁽¹⁾, Maria Kazantzaki⁽²⁾ and Christos Anagnostou⁽³⁾

⁽¹⁾*Hellenic Centre for Marine Research, Institute of Inland Waters, Anavissos, Greece*

⁽²⁾*Laboratory of Archaeometry, Institute of Nanoscience and Nanotechnology, National Centre for Scientific Research, N.C.S.R. "Demokritos", Athens, Greece*

⁽³⁾*Hellenic Centre of Marine Research, Institute of Oceanography, Anavissos, Greece*

Abstract:

During the last few decades, many studies have been conducted regarding the Holocene stratigraphic configuration of several deltaic successions around the Mediterranean. The majority of the research is confined to seismic profile interpretations, geochemical-sedimentological studies, and tectonics and geodynamics.

The Sperchios delta plain is located in central Greece and covers an area of 121.5 km². Previous studies in the area have mainly been conducted regarding the palaeogeography of the battle terrain in ancient Thermopylae, particularly concerning the reconstruction of the shoreline position at the time of the battle [1]. More recently, the palaeogeography of the late Holocene Sperchios delta plain has been outlined by Pechlivanidou et al., (2014), who used sedimentological, palaeontological, geochemical, and mineral magnetic properties approaches to detect the palaeoenvironmental signal of Sperchios deltaic deposits [2]. However, little effort has been made so far to reconstruct the comprehensive and sequential history of the upper part of the delta plain based on numerical ages, with the available ages mainly based on archaeological and radiocarbon dates which bear a range of limitations and uncertainties. Previous chronological studies in the delta remain limited in literature [2,3]. Thus, a systematic application of dating techniques is required, which would provide an insight into the Holocene geomorphologic history of the study area by establishing the chronology of the region.

This study reports on the first investigations into the potential of luminescence dating to establish a chronological framework for the depositional sequences of the Sperchios delta plain. Here we present a new chronology for the delta and provide sedimentation rates of its depositional sequences during the Holocene.

A series of three boreholes, up to 20 m deep, and two shallow cores, up to 4 m deep, from across the delta plain, were extracted and samples were collected for luminescence dating. The luminescence ages of sand-sized quartz grains were obtained from small aliquots of quartz, using the single aliquot regenerative (SAR) protocol. Taking into account that limited light exposure prior to deposition and burial of the quartz grains may result in incomplete resetting of the OSL signal, equivalent dose (De) determination included a series of tests and the employment of statistical approaches for obtaining reliable De estimates.

[1] K. Vouvalidis, G. Syrides, K. Pavlopoulos, S. Pechlivanidou, P. Tsourlos, M-F. Papakonstantinou, Palaeogeographical reconstruction of the battle terrain in Ancient Thermopylae, Greece, *Geodinamica Acta* 23(5-6), 241-253, 2010a.

[2] S. Pechlivanidou, K. Vouvalidis, R. Løvlie, A. Nesje, K. Albanakis, C. Pennos, G. Syrides, P. Cowie, R. Gawthorpe, A multi-proxy approach to reconstructing sedimentary environments from the Sperchios delta, Greece, *The Holocene* 24, 1825-1839, 2014.

[3] K. Vouvalidis, G. Syrides, K. Pavlopoulos, M. Papakonstantinou, P. Tsourlos, Holocene palaeoenvironmental changes in Agia Paraskevi prehistoric settlement, Lamia, Greece, *Quaternary International* 216, 64-74, 2010b.

This work has been funded by GSRT through KRIPIS project: 'Development of an integrated management framework of river basins and associated coastal and marine zone', ESPA 2007-2013.

Conservation of archaeological iron objects using plasma surface cleaning and chemical methods: A multi analytical evaluation.

Eleni Filippaki ⁽¹⁾, Michel Rongebucke ⁽²⁾, Dionysios Mourelatos⁽²⁾, Evangelos Tsakalos ⁽¹⁾, Maria Kazantzaki ⁽¹⁾, Georgios P. Mastrotheodoros ⁽¹⁾, Constantine Xaplanteris⁽¹⁾, Georgia Kokkorou-Aletras⁽²⁾, Sophia Kalopissi-Verti ⁽²⁾, and Maria Panayotidi-Kesisoglou ⁽²⁾

⁽¹⁾ Laboratory of Archaeometry, INN, NCSR "Demokritos", Aghia Paraskevi, Attiki, 15310

⁽²⁾ Department of Archaeology & History of Art, University of Athens

Tel.:+30-210-6503-801/Fax.:+30-210-6519-430, e-mail: e.filippaki@inn.demokritos.gr

Abstract:

In the frame of the project entitled "The Apollo Sanctuary and the Late Roman Settlement in Halasarna (Kos)-the history of an ancient sanctuary, its decline and its final transformation into a Late Roman/Early Christian settlement", a collection of archaeological iron corroded objects (nails and tools) found during the excavation of an Early Christian settlement located in Kardamaina area on the island of Kos, Greece, has been restored using different conservation methods. The majority of the objects were found to be covered by a thick layer of iron oxides along with earthy material. The cleaning and the stabilization of iron objects bearing a partially mineralized bulk of metal is a challenging task. In order to provide tailored conservation strategies for cleaning and protecting valuable archaeological and historical artifacts, a combination of methods was employed. Two cleaning and stabilization methods were applied and evaluated; the "plasma surface cleaning" was either used alone, as the only method of conservation (comparing treatments using different parameters), or in combination with "alkaline sulfite treatment" using sodium hydroxide. The aim was to exploit the existing methodology and knowledge of the advantages and disadvantages of these methods and develop a conservation strategy on a case by case basis, according to the type, severity and extent of damage.

The characterization of the surface of the treated objects was examined at every stage of treatment (before, between and after the cleaning and the stabilization procedures) using Optical Microscopy, Scanning Electron Microscopy (equipped with an attached Energy Dispersive Spectrometer) and X-ray diffraction. Emphasis was given on the chloride content which is the main problem in the corrosion process. "Before and after" examination on the chloride content was performed at every stage of each treatment thus allowing to check and monitor both the rate and the subsequent elimination of the chloride content.

Two post-Byzantine, wall painted monuments from Epirus: materials and techniques

Georgios P. Mastrotheodoros^(1, 2), Eleni Filippaki⁽¹⁾, Varvara Papadopoulou⁽³⁾, Konstantinos G. Beltsios⁽²⁾, John Christodoulakis⁽¹⁾, Maria Kazantzaki⁽¹⁾ and Evangelos Tsakalos⁽¹⁾

(1) *Laboratory of Archaeometry, INN, NCSR 'Demokritos', Aghia Paraskevi, Attiki, 15310.*

(2) *Department of Materials Science and Engineering, University of Ioannina, Ioannina, 45110.*

(3) *Ephorate of Antiquities of Arta, Arta, 47100.*

Abstract:

In the lake of Ioannina (SW Greece) lays a small island which used to be a monastic centre during the late Byzantine and post-Byzantine period. During the 16th century the monastic life on this islet flourished, mainly due to the simultaneous development of the nearby town of Ioannina [1]. The churches of the monasteries were then (re-)embellished with high quality wall paintings, many of which survive till today.

Recently the wall paintings of the Eleousa and Filanthropinon monasteries (both on the Ioannina island) underwent conservation treatment. In this framework, several mortar and painting microsamples were collected from the various painting phases of the aforementioned monuments. The samples were subjected to examination/analyses by Optical Microscopy (OM), Scanning Electron Microscopy (SEM-EDX), X-ray Diffraction (XRD) and Fourier-Transform IR spectroscopy (FTIR) in order to investigate the materials and techniques of the wall painting decorations.

Results showed that prior to the application of the paint layers, walls had been prepared by applying three successive, differentiated by means of composition, mortars. A more or less limited pigment palette has been used in all the painting phases, while restricted use of gold leaves was also investigated. Nevertheless, differences among the various paint-phases do exist, especially as regards the gold leaves' mordants and the green painted areas. Moreover, analytical data indicate that a mixed-painting technique has been used: preparatory sketches and large areas (such as backgrounds) have been mostly painted by applying pigments on wet plaster. Subsequent paint layers have been painted by mixing the pigments with lime (and possibly organic mediums) while in a few instances final (uppermost) paint layers consist of pigments mixed solely with organic binders. Findings are more or less in agreement with the results obtained by previous studies of Greek post-Byzantine wall paintings [2, 3].

[1] V. N. Papadopoulou, *The monasteries of the Island of Ioannina, Holy Monastery of Eleousa, Ioannina, 2004.*

[2] Sr. Daniilia E. Minopoulou, K. S. Andrikopoulos, A. Tsakalof, K. Bairachtari, *From Byzantine to post-Byzantine art: the painting technique of St Stephen's wall paintings at Meteora, Greece, Journal of Archaeological Science* 35, 2474-2485, 2008.

[3] A. Iordanidis, J. Garcia-Guinea, A. Strati, A. Gkimourtzina, *A comparative study of pigments from the wall paintings of two Greek byzantine churches, Analytical Letters* 47, 2708-2721, 2014.

Unraveling the Palaeoenvironmental Framework of Southeast Cyprus over the Late Quaternary –
Luminescence Geochronology and Quartz Grains-Shape
Examination

Evangelos Tsakalos¹, Yannis Bassiakos¹, Maria Kazantzaki^{1,2} and John Christodoulakis¹

1. *Laboratory of Archaeometry, I.M.S., N.C.S.R. "Demokritos", 153 10, Athens, Greece.*

2. *School of Mining and Metallurgical Engineering, National Technical University of Athens, 157 80, Zografou, Greece.*

Cyprus occupies a key position in understanding the palaeoenvironmental, neotectonic and eustatic evolution of the Levant during the Late Quaternary. Despite the numerous palaeoenvironmental studies conducted in eastern Mediterranean, limited is our knowledge on the chronological framework of the Cypriot coastal deposits. Numeric dating is of great importance in resolving the sequence of palaeoenvironmental events that occurred on the shores of southeast Cyprus during the Quaternary, however many challenges remain in dating near shore sedimentary deposits and surface exposures. Previous studies concerning the age of the coastal deposits of Cyprus were principally based on radiometric and radiation exposure geochronological techniques on fossils which bear a range of limitations and uncertainties. Luminescence dating is widely used for sediments that have undergone sufficient exposure to daylight prior to deposition. This requirement is met for the majority of coastal deposits found on the shores of Cyprus. Thus, luminescence dating is considered to be one of the most suitable techniques for the direct dating of the coastal sediments of Cyprus.

Further, the study of irregularities on quartz grains using Scanning Electron Microscopy (SEM) techniques has developed into a method used for understanding the role of processes during grains transportation and deposition and thus extracting information on sediments palaeoenvironmental-depositional history. This paper negotiates palaeoenvironmental and relative sea-level connotations of the coastal deposits of southeast Cyprus and provides preliminary comments on the Late Quaternary environmental change by employing up-to-date luminescence dating and quartz grain surface features analysis. The results of this study from south east Cyprus are considered on the basis of a wider geographical framework, including the Late Quaternary littoral formations of resembling creation and evolution that appear along the coasts of the eastern Mediterranean. Our luminescence dating estimations assign the formation of the studied coastal deposits during the last 100 ka when the sea-level was lower than its present position, while quartz surface analysis indicated that the coastal Quaternary deposits of the area are the result of cycles of transportation and deposition through different environments, most probably a combination of marine deposition and subaerial exposure. This research has been supported by the EU project "New Archaeological Research Network for Integrating Approaches to ancient material

studies" (NARNIA), from the FP7, Marie Curie Action-ITN by the European Commission under contract number, 265010.

Dating results of new palaeoenvironmental studies conducted in South Peloponnesus, Greece

Christodoulakis John^{1,2}, Bassiakos Yannis¹, Tsakalos Evangellos¹ and Kazantzaki Maria¹

¹ Section of Materials Science, IAMFPNM, National Center for Scientific Research “Demokritos”, Aghia Paraskevi, 15310, Greece.

² Climate Research Group, Division of Environmental Physics and Meteorology, Faculty of Physics, University of Athens, Panepistimiopoli-Zografou, 15784, Greece.

Abstract:

It is well established in the literature that palaeoenvironmental studies can produce reliable results concerning past environmental changes but they can also be useful, where possible, in forecasting future trends in the environment. South Peloponnesus, and specifically Mani peninsula, located at southwestern Greece is considered among the most challenging areas for studying past environmental changes, especially during Upper Quaternary, because of its long and complex coastal zone, its active local tectonic regime, as well as its nodal position between three continents. Rich sequences of terrestrial and marine sediments classified by the stratigraphic sense are found in the area. These sedimentary deposits, fluvial or coastal, are an excellent repository of environmental changes that have occurred during the past 120,000 years at least, thus offering the possibility of extensive and in-depth study of these changes. It is worth noticing that Mani is also significant by a palaeoanthropological point of view due to the important findings that have been revealed through excavations at the area. Recent publications suggest that Neanderthal man inhabited at the area and was active for a long time period. Here, we present dating results obtained by employing optically stimulated luminescence (OSL) dating technique, combined with the single-aliquot regenerative dose (SAR) protocol. These results concern samples collected by a fluvial deposit, situated at an area called Diros where known caves are lying. Specifically, four layers of this stratigraphic deposit were dated and they revealed ages extended from 58,000 to 120,000 years ago. An unforeseen result was that these ages do not follow the stratigraphy of the deposit. Instead, a type of reversion is revealed. In the literature are suggested some mechanisms which could interpret those findings. The transfer of big parts of layers situated initially at a higher place and the reversion during the transportation could be one of them. Another mechanism which could interpret those findings is the mixing of the layers due to the high energy of the flow in the river which is capable for even reversing big parts of layers. The research on this issue is still ongoing. This study is funded by the NARNIA/FP7 Marie Curie Initial Training Network project.