

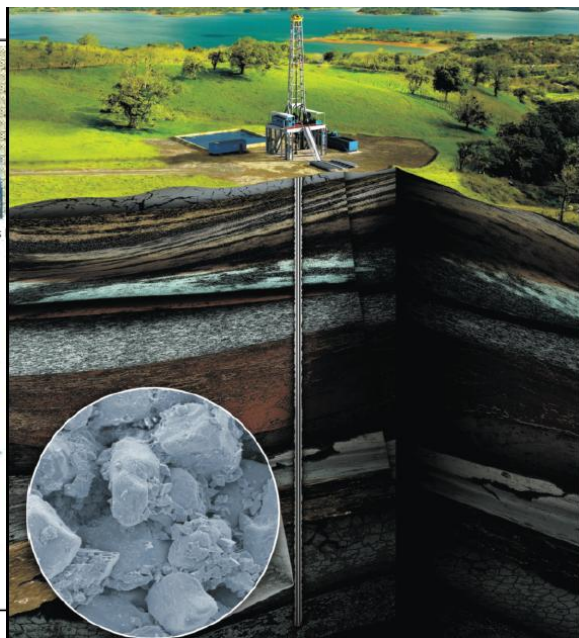
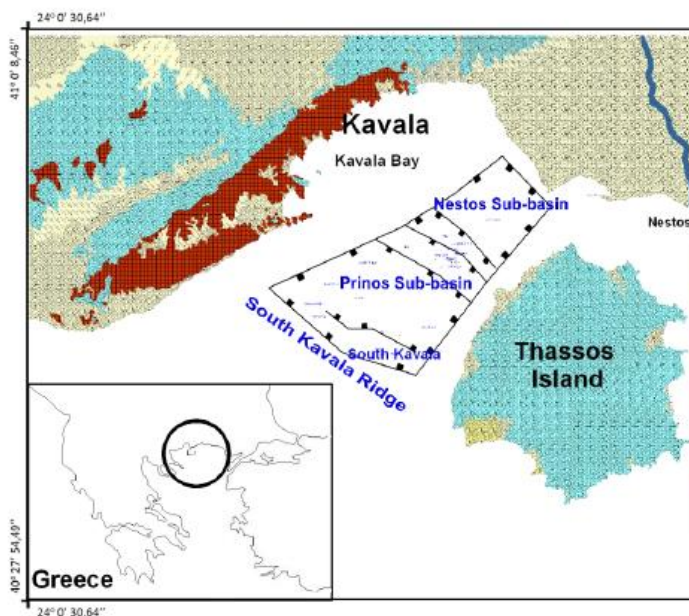


Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης – Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο –
Εθνικό Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο – Δημοκρίτειο Πανεπιστήμιο Θράκης

Διατμηματικό Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών

“Έρευνα και Εκμετάλλευση Υδρογονανθράκων “

Γεωχημικά χαρακτηριστικά ταμιευτήρων υδρογονανθράκων από τη
θαλάσσια περιοχή του Β.Αιγαίου



Διατριβή ειδίκευσης

Πολυξένη Προδρομίδου

Θεσσαλονίκη 2018



Διατμηματικό Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών

“Έρευνα και Εκμετάλλευση Υδρογονανθράκων “



Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης – Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο –
Εθνικό Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο – Δημοκρίτειο Πανεπιστήμιο Θράκης

Πολυξένη Προδρομίδου

Γεωλόγος, ΑΠΘ

Διατριβή ειδίκευσης με τίτλο

**Γεωχημικά χαρακτηριστικά ταμιευτήρων υδρογονανθράκων από τη
θαλάσσια περιοχή του Β.Αιγαίου**

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή της Διατριβής:

1. **Γεωργακόπουλος Ανδρέας, (Επιβλέπων)** Καθηγητής Τμήματος Γεωλογίας Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης
2. **Αλμπανάκης Κωνσταντίνος, (Μέλος),** Αναπληρωτής Καθηγητής Τμήματος Γεωλογίας Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης
3. **Καντηράνης Νικόλαος, (Μέλος),** Επίκουρος Καθηγητής Τμήματος Γεωλογίας Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης

Θεσσαλονίκη, 2018



© Προδρομίδου Πολυξένη, Τμήμα Γεωλογίας, 2018. Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All rights reserved.

Γεωχημικά χαρακτηριστικά ταμιευτήρων υδρογονανθράκων από τη θαλάσσια περιοχή του Β. Αιγαίου

Citation

Προδρομίδου Π. 2018. Γεωχημικά χαρακτηριστικά ταμιευτήρων υδρογονανθράκων από τη θαλάσσια περιοχή του Β. Αιγαίου. Διατριβή Ειδίκευσης, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

Prodromidou P.. 2018. Geochemical characteristics of hydrocarbon reservoirs in the marine region of North Aegean. Master Thesis, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki.

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς τη συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν τη συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.





Περιεχόμενα

Κεφάλαιο 1	11
Εισαγωγή	11
1.1 Διαγένεση – Γενικά	12
1.2 Διαγένεση ψαμμιτών	14
1.3 Διαγένεση πηλόλιθων	16
Κεφάλαιο 2. Γεωλογικά στοιχεία της λεκάνης Καβάλας-Θάσου	19
2.1 Λεκάνη Πρίνου - Καβάλας.....	20
Κεφάλαιο 3. Μέθοδοι έρευνας	26
3.1 Δειγματοληψία	26
3.2 Απώλειας πύρωσης	27
3.3 Ορυκτολογική μελέτη	28
3.4 Χημική σύσταση.....	29
Κεφάλαιο 4. Αποτελέσματα	31
4.1 Απώλεια πύρωσης	31
4.2 Ορυκτολογική ανάλυση	33
4.3 Χημική ανάλυση.....	40
4.4 Χημικές αναλύσεις.....	44
4.4.1 Ταξινόμηση Ψαμμιτών.....	44
4.4.2 Εμπλουτισμός κύριων στοιχείων.....	48
Κεφάλαιο 5. Συμπεράσματα	59
Βιβλιογραφία	62
Παράρτημα	67





Ευχαριστίες

Για την ανάθεση της Διατριβής, την εμπιστοσύνη και την υπομονή του οφείλω να ευχαριστήσω θερμά τον επιβλέποντα καθηγητή κ. Ανδρέα Γεωργακόπουλο. Καθώς και για την συμπαράσταση, την κατανόηση, το ενδιαφέρον, την υλικοτεχνική και ηθική υποστήριξη του

Θερμές ευχαριστίες απευθύνω στον επίκουρο καθηγητή Νικόλαο Καντηράνη για την καθοριστική βοήθεια του κατά τη διάρκεια της εκπόνησης αυτής της εργασίας, ιδιαίτερα στο κομμάτι της παραγωγής και ερμηνείας των περιθλασιογραμμάτων.

Ευχαριστώ θερμά την επίκουρη καθηγήτρια κ. Λαμπρινή Παπαδοπούλου για την καθοδήγηση και την εποπτεία των αναλύσεων, με την μέθοδο της φασματομετρίας φθορισμού ακτινών Χ (XRF).

Τέλος, ευχαριστώ θερμά την γεωλόγο της Energean Oil & Gas κ. Πασχαλιά Κιομουρτζή, για την παραχώρηση των δειγμάτων.



Περίληψη

Στην παρούσα εργασία, μελετήθηκαν γεωχημικά συνολικά 31 δείγματα θρυμμάτων από 4 υπεράκτιες γεωτρήσεις μεγάλου βάθους, από την θαλάσσια περιοχή του Β. Αιγαίου και συγκεκριμένα από το κοίτασμα "Πρίνος" στην θαλάσσια περιοχή της Καβάλας-Θάσου. Τα δείγματα ήταν "πλυμένα", δηλαδή είχαν απαλλαχθεί από τον πολφό διάτρησης, ο οποίος αποτελείται από ένα μίγμα νερού, μπεντονίτη, βαρύτη και διάφορων πρόσθετων κατά περίπτωση. Όπως φάνηκε από τις αναλύσεις, μεγάλη ποσότητα του βαρύτη παρέμεινε στα δείγματα, δίνοντας μεγάλα ποσοστά για το οξειδίο του βαρίου (1-10%). Οι αναλύσεις που πραγματοποιήθηκαν ήταν η περιθλασιμετρία ακτινών Χ και η φασματομετρία φθορισμού ακτινών Χ, ενώ πραγματοποιήθηκε θέρμανση μέρους των δειγμάτων σε υψηλή θερμοκρασία ($1050 \pm 2^\circ\text{C}$) για το υπολογισμό της απώλειας πύρωσης. Κατασκευάστηκαν διαγράμματα μεταβολής της απώλειας πύρωσης σε σχέση με το βάθος. Από τα αποτελέσματα της ορυκτολογικής ανάλυσης, κατασκευάστηκαν πίνακες ορυκτολογικής σύστασης και εξήχθησαν συμπεράσματα όσον αφορά την πηγή τροφοδοσίας των ορυκτών και έγινε αξιολόγηση του συγκολλητικού υλικού. Με βάση την ορυκτολογική σύσταση και τη χημική ανάλυση εκτιμήθηκε η προέλευση των κλαστικών συστατικών και το γεωτεκτονικό καθεστώς που επικρατούσε κατά την απόθεσή τους. Για να διαπιστωθεί οποιοσδήποτε εμπλουτισμός έγινε σύγκριση της χημικής σύστασης κύριων στοιχείων των δειγμάτων με τη μέση σύσταση του ανώτερου ηπειρωτικού φλοιού των ψαμμιτών. Τέλος, σύμφωνα με τα αποτελέσματα, εξήχθησαν συμπεράσματα για την εξέλιξη της διαγένεσης στην λεκάνη, την λιθολογία των δειγμάτων και την αρχική περιεκτικότητα σε οργανική ύλη.



Abstract

The present thesis deals with the geochemical study of 31 cuttings sample from 4 offshore deep wells from the marine region of N. Aegean sea and in particular from "Prinos" field in the marine region of Kavala-Thassos. The samples were "washed", meaning that they were relieved from the drilling mud which consists of water, bentonite, baryte and various other additives. As shown in the analysis, large quantity of baryte remained in the sample giving large barium oxide record (1-10%). The analyzes conducted were X ray diffraction and X ray fluorescence, while heating part of the samples at high temperature ($1050\pm 2^{\circ}\text{C}$) took place in order to calculate the Loss of Ignition (LoI). From the results of the mineralogical analysis, mineralogical composition tables were constructed and conclusions were made, regarding the source of mineral supply and evaluation of the cement material. Based on the mineral composition and the chemical analysis, the origin of the classical components and the geotectonic regime prevailing at their deposition. To determine any enrichment, the chemical composition of the main elements of the samples was compared with the average composition of the upper continental crust of the sandstone. Finally, according to the results, conclusions were extracted for the basin's diagenetic evolution, lithology of the samples and the initial organic matter content.



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1ο

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η ιστορία της λεκάνης Πρίνου-Καβάλας είναι σχετικά σύντομη όσον αφορά τη γεωλογική χρονολογική κλίμακα, αλλά παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον διότι αποτελεί το μοναδικό μορφο-τεκτονικό σχηματισμό με αποδεδειγμένα εκμεταλλεύσιμα κοιτάσματα πετρελαίου και φυσικού αερίου στην Ελλάδα (Lalechos and Savoyat, 1977, Proedrou, 1979). Το έτος 1972 ανακαλύφθηκε το κοιτάσμα φυσικού αερίου της Νότιας Καβάλας σε βάθος 1.720m. Έπειτα, το έτος 1974 το κοιτάσμα πετρελαίου και φυσικού αερίου του Πρίνου σε βάθος 2.500m. Στη συνέχεια, το έτος 1994 ανακαλύφθηκε το κοιτάσμα πετρελαίου του Βόρειου Πρίνου σε βάθος 2.150m και 2,5km βόρεια του Πρίνου. Το 2002 ανακαλύφθηκε ένα νέο κοιτάσμα πετρελαίου στο πεδίο Έψιλον, σε βάθος 2.800m το οποίο βρίσκεται σε φάση ανάπτυξης και προετοιμασίας για παραγωγή στο κοντινό μέλλον (Εικ. 1.1).

Τα δείγματα που θα μελετηθούν στην παρούσα εργασία έχουν ληφθεί κατά το γεωτρητικό πρόγραμμα του κοιτάσματος Πρίνου, το οποίο σήμερα έχει το μεγαλύτερο μερίδιο στην παράγωγή υδρογονανθράκων από την περιοχή. Το κοιτάσμα του Πρίνου είναι η κύρια γεωλογική δομή παγίδευσης υδρογονανθράκων που παρατηρείται από την μέχρι στιγμής έρευνα στην περιοχή της λεκάνης Καβάλας-Θάσου. Περικλείει 6 τετραγωνικά χιλιόμετρα και η στήλη νερού είναι κατά μέσο όρο 31 μέτρα. Σήμερα, 13 πηγάδια χρησιμοποιούνται για παραγωγή πετρελαίου και 4 για εισπίεση νερού για την διατήρηση της πίεσης, ενώ η μέση ημερήσια παραγωγή για το 2016 ήταν 3.177 βαρέλια (<https://www.energean.com/operations/greece/prinos>).

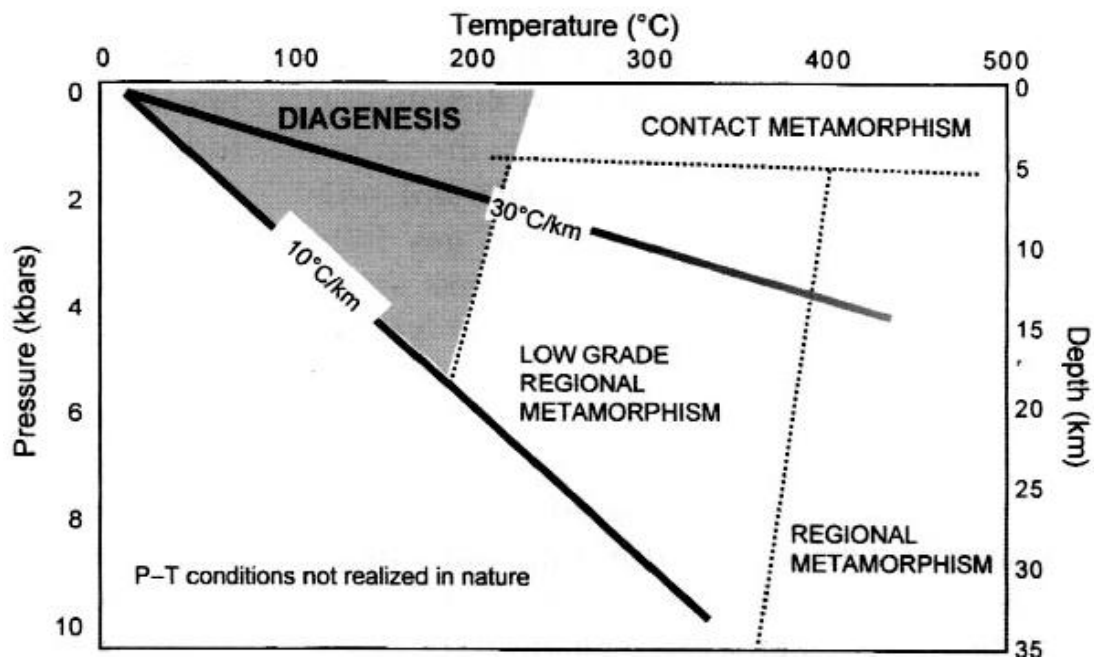


Εικόνα 1.1. Σχηματικός χάρτης των block παραχώρησης και των κοιτασμάτων. Με πράσινο χρώμα είναι κοιτάσματα πετρελαίου ενώ με κόκκινο χρώμα κοιτάσματα φυσικού αερίου (AegeanEnergy, 2009).

1.1 ΔΙΑΓΕΝΕΣΗ

Η διαγένεση περιλαμβάνει ένα ευρύ φάσμα φυσικών, χημικών και βιολογικών μετα-αποθετικών διεργασιών, με τις οποίες τα ιζήματα και τα νερά των πόρων αντιδρούν προσπαθώντας να επιτευχθεί μία μορφολογική και γεωχημική ισορροπία με το περιβάλλον τους (Curtis, 1977, Burley et al., 1985). Αυτές οι διεργασίες είναι συνεχώς ενεργές καθώς το περιβάλλον εξελίσσεται από άποψη θερμοκρασίας, πίεσης και χημείας κατά τη διάρκεια της απόθεσης του ιζήματος μέχρι και το πρώτο στάδιο της μεταμόρφωσής του. Κατά την διαδικασία της διαγένεσης ένα χαλαρό και μη συνεκτικό ίζημα μετατρέπεται σε ένα συμπαγές πέτρωμα. Η διαγένεση είναι μία προοδευτική διαδικασία και διαφοροποιείται από τη μεταμόρφωση με τη χρήση διαφόρων ορυκτών ως δείκτες για την καταγραφή των διαφόρων επεισοδίων διαγένεσης-αγχιμεταμόρφωσης-μεταμόρφωσης. Σε

γενικές γραμμές μια μετάβαση από το θερμοκρασιακό εύρος των 180-250 °C, ανάλογα με τις γεωλογικές συνθήκες, θεωρείται ότι διαχωρίζει τη διαγένεση από τη μεταμόρφωση.



Εικόνα 1.2 Συσχέτιση της διαγένεσης και της μεταμόρφωσης με τη θερμοκρασία – πίεση στο φλοιό της Γης. Η γεωθερμική βαθμίδα των 10° C είναι χαρακτηριστική των κρατόνων, ενώ η γεωθερμική βαθμίδα των 30° C είναι χαρακτηριστική των ρηξιγενών ιζηματογενών λεκανών (Burley and Worden, 2003).

Οι σημαντικότερες διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα κατά τη διαγένεση είναι:

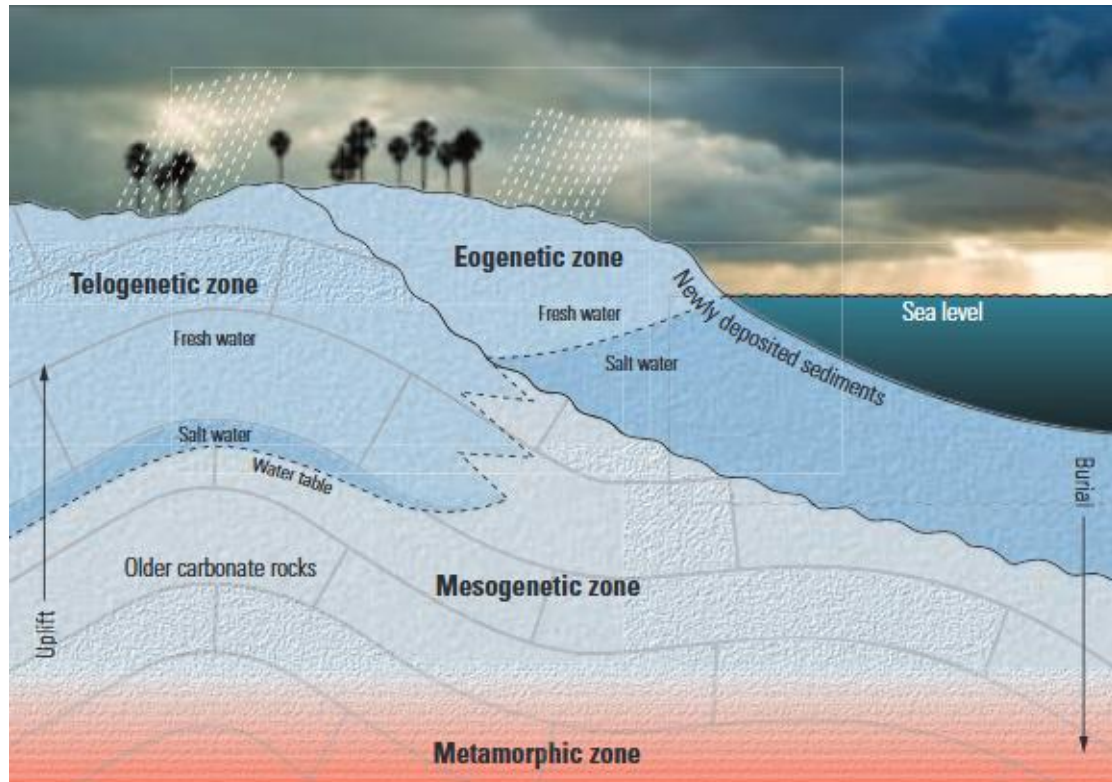
- Συνεκτικοποίηση. Τυπικά περιλαμβάνει μείωση του όγκου ανάμεσα στα διάκενα των κόκκων η οποία προκαλεί μείωση του πάχους του ορίζοντα των ιζημάτων.
- Συγκόλληση. Είναι η διαδικασία με την οποία αποτίθεται συγκολλητικό υλικό ανάμεσα στα διάκενα των κόκκων, με αποτέλεσμα να προκύπτει λιθοποίηση του ιζήματος. Η σύσταση του συγκολλητικού υλικού συνήθως είναι ασβεστίτη (CaCO₃) ή πυριτική (SiO₂). Ως συγκολλητικό υλικό μπορεί να λειτουργεί και ο αιματίτης (Fe₂O₃) ή τα φυλλοπυριτικά ορυκτά όπως τα αργιλικά ορυκτά καολινίτης, ιλλίτης και μοντμοριλλονίτης.

- Ανακρυστάλλωση. Η μεταβολή της κρυσταλλικής μορφής των ορυκτών χωρίς να αλλάξει η ορυκτολογική ή χημική τους σύσταση.
- Αντικατάσταση. Κατά την διάλυση ενός ορυκτού συμβαίνει η ταυτόχρονη απόθεση ενός άλλου, στην ίδια θέση. Χαρακτηριστική περίπτωση είναι η αντικατάσταση κρυστάλλων ασβεστίτη με κρυστάλλους δολομίτη σε μια ασβεστολιθική μάζα.
- Διάλυση. Μετατροπή των ορυκτών σε διαλύματα και απομάκρυνσή τους από τον όγκο του πετρώματος/ιζήματος. Χαρακτηριστική είναι η διάλυση του ασβεστίτη όταν έρθει σε επαφή με νερό πλούσιο σε CO_2 .
- Αυθιγένεση. Χρησιμοποιείται για να περιγράψει την επί τόπου δημιουργία ορυκτών κατά τη διάρκεια ή μετά την απόθεση των ιζημάτων.

1.2 Διαγένεση ψαμμιτών

Η διαγένεση των ψαμμιτών σχετίζεται με την εξέλιξη των ιζηματογενών λεκανών. Το παρακάτω σχήμα (Εικ. 1.3) προτάθηκε από τους Choquette και Pray (1970), πλέον εφαρμόζεται όλο και περισσότερο σε κλαστικές διαδικασίες. Είναι χωρισμένο σε τρία στάδια της Ηωγένεσης, της Μεσογένεσης και της Τελογένεσης.

Ως Ηωγένεση χαρακτηρίζεται το αρχικό στάδιο της διαγένεσης και επηρεάζει τα ιζήματα που είναι κοντά στην επιφάνεια. Το ανώτατο βάθος για την ηωγένεση εκτιμάται από 1 έως 2 km και η θερμοκρασία κυμαίνεται ανάμεσα στους 30° C και 70° C. Η κύρια διαδικασία που λαμβάνει χώρα, είναι η συμπίεση των στρωμάτων που συνοδεύεται από μικρή ή μεγαλύτερη αύξηση της πίεσης των πόρων. Αναπτύσσεται βακτηριακή δραστηριότητα που μπορεί να οδηγήσει σε χαρακτηριστικό σχηματισμό μορφών στις στρώσεις των ιζημάτων (bioturbation) (Boggs, 2014).



Εικόνα 1.3 Διαγενετικά Καθεστώτα (The term “final deposition” refers to deposition immediately preceding final burial of the sediment, in contrast to earlier phases of deposition, erosion, reworking and redeposition. For more: Choquette PW and Pray LC: “Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates,” AAPG Bulletin 54, no. 2 (February 1970): 207–250). (<https://pdfs.semanticscholar.org/9ab8/f6c74b96de7a2ff9870b977b621ec150235b.pdf>)

Η φάση της Μεσογένεσης συχνά αναφέρεται ως “burial diagenesis”, είναι το επόμενο στάδιο μετά την Ηωγένεση και φθάνει σε βάθος μέχρι το σημείο που οι συνθήκες θερμοκρασίας και πίεσης ευνοούν την έναρξη της μεταμόρφωσης. Η συγκόλληση θεωρείται η κύρια διαδικασία που επηρεάζει το πορώδες στη Μεσογενετική ζώνη. Παρατηρείται αυξημένη πίεση των στρωμάτων, συνεπώς μείωση του πορώδους. Εξαιτίας της αυξημένης πίεσης και θερμοκρασίας προκαλείται διάλυση των ασταθών ορυκτών. Στη φάση της Μεσογένεσης η θερμοκρασία μπορεί να φθάσει και πάνω από τους 200°C .

Η Τελογένεση αφορά εκείνες τις διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα σε ήδη θαμμένα ιζημάτα τα οποία για κάποιο λόγο είτε εξαιτίας διάβρωσης είτε εξαιτίας τεκτονικής ανύψωσης συναντώνται σε μικρά βάθη. Η θερμοκρασία και η πίεση μειώνονται και το νερό των πόρων αντικαθιστάται από μετεωρικό νερό. Κάποια ορυκτά διαλύονται διότι είναι ασταθή στις νέες συνθήκες που επικρατούν και κάποια άλλα εξαλλοιώνονται, καθώς προσπαθούν να ισορροπήσουν χημικά στις νέες συνθήκες, π.χ. οι άστριοι εξαλλοιώνονται σε αργιλικά ορυκτά.

1.3 Διαγένεση πηλόλιθων

Οι πηλόλιθοι αποτελούν τα πιο διαδεδομένα ιζηματογενή πετρώματα (Tucker, 2001) και αποτελούνται από αργιλικά ορυκτά (ιλλίτης, σμεκτίτης, καολινίτης, χλωρίτης) και λεπτόκοκκο χαλαζία και αστρίους. Επίσης, περιέχουν ποσότητες άλλων ορυκτών όπως ανθρακικά ορυκτά, σουλφίδια και οξείδια του σιδήρου.

Γενικά, οι πηλόλιθοι που περιέχουν επαρκή ποσότητα οργανικής ύλης, ώστε να παραχθούν υδρογονάνθρακες, ονομάζονται “μητρικά πετρώματα”. Τα “μητρικά πετρώματα” περιέχουν πάνω από 1% οργανική ύλη, ενώ αυτά που καλούνται “πλούσια μητρικά πετρώματα” περιέχουν 5 με 20% οργανική ύλη (Γεωργακόπουλος, 2011).

Η συνεκτικοποίηση αποτελεί την πρώτη διαγενετική διεργασία που παρατηρείται στους πηλολίθους κατά την ταφή των συστατικών τους και συνοδεύεται με αντίστοιχη απομάκρυνση του νερού των πόρων και μείωση του πάχους των στρωμάτων. Σύμφωνα με τους Potter et al. (2005) όσο πιο λεπτόκοκκος είναι ο πηλός, τόσο περισσότερο νερό θα συγκρατείται στους πόρους του, έτσι κατά την αφαίρεση νερού, η ελάττωση του όγκου του θα είναι πολύ μεγαλύτερη. Επίσης, όσο μεγαλύτερη είναι η ποσότητα της οργανικής ύλης που περιέχεται στον πηλό, τόσο πιο έντονη θα είναι η μείωση του πάχους των πηλολιθικών στρωμάτων. Ο βαθμός συνεκτικοποίησης φαίνεται να επηρεάζεται αρνητικά από την “βιοσυσσωμάτωση” των ιζημάτων εξαιτίας της πρώιμης απόθεσης ασβεστιτικής

συγκολλητικής ύλης ή λόγω της ανάμιξης λεπτόκοκκων στρωμάτων με χονδρόκοκκα κλαστικά υλικά (Potteret al. 2005).

Στην πρώτη διαγένεση παρατηρείται ένα σύνολο χημικών αλλαγών που οφείλεται στην δραστηριότητα των βακτηρίων. Τα βακτήρια όταν βρεθούν σε περιβάλλον κυρίως ανοξικό, μπορούν να αποικοδομήσουν την οργανική ύλη, μία διαδικασία που αναφέρεται ως "βιοαποικοδόμηση", απελευθερώνοντας βιογενή αέρια. Ορισμένα αναερόβια βακτήρια όταν βρεθούν σε κατάλληλες συνθήκες, δηλαδή σε ανοξικό περιβάλλον χαμηλής περιεκτικότητας θείου, με θερμοκρασία μεταξύ 35 και 45°C και μέσο ρυθμό ιζηματογένεσης, παράγουν μεγάλες ποσότητες βιογενούς αερίου μεταβολίζοντας σημαντικό μέρος της οργανικής ύλης.

Το φαινόμενο αυτό σε συνδυασμό με την σύσταση των υδάτων των πόρων και με τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας που επικρατούν σε αυτά, έχει ως αποτέλεσμα το σχηματισμό διαφόρων ορυκτών, που αναφέρονται με τον όρο "αυθιγενή ορυκτά". Σε ανοξικές συνθήκες μπορεί να σχηματιστεί σιδηροπυρίτης (FeS_2) και φωσφορικά ορυκτά, ενώ σε οξικές συνθήκες, ανθρακικά άλατα και οξείδια του σιδήρου (π.χ. σιδηρίτης, FeCO_3 και αιματίτης, Fe_2O_3), αλλά και ανθρακικά άλατα του ασβεστίου (π.χ. ασβεστίτης CaCO_3).

Τελική διαγένεση (μεγάλου βάθους)

Φυσικές αλλαγές

Οι ρυθμοί συμπαγοποίησης μειώνονται, ενώ η πίεση και η θερμοκρασία αυξάνονται μέχρι και τα ανώτερα όρια τους (ανώτατα όρια διαγένεσης). Στο νερό των πόρων που απομακρύνεται, βρίσκονται διαλυμένα οξείδιο του πυριτίου, διάφορα ιόντα και οργανικά οξέα. Το νερό μεταναστεύει στο πορώδες γειτονικών ψαμμιτικών όγκων, όπου και αποθέτει το περιεχόμενό του, σχηματίζοντας αλβίτη, ασβεστιτική συγκολλητική ύλη και επαυξήσεις χαλαζία. Η συμπαγοποίηση συνοδεύεται με την παράλληλη ή υποπαράλληλη τοποθέτηση των φυλλόμορφων ορυκτών και συνεπώς το πορώδες μειώνεται σημαντικά, ενώ η διαπερατότητα σχεδόν μηδενίζεται.

Η ομαλή πορεία συμπαγοποίησης του πηλού για το σχηματισμό πηλόλιθου μπορεί να διακοπεί από την διαδικασία μετατροπής του σμεκτίτη σε ιλλίτη η οποία συμβαίνει τυπικά σε βάθος 2-2,5 km και συνοδεύεται από απελευθέρωση νερού (μετατροπή του ενδοστοιβαδιακού νερού σε ελεύθερο). Αν το νερό αυτό μείνει εγκλωβισμένο στους πόρους, μπορεί να οδηγήσει σε υπερπίεση και ρευστοποίηση του ιζήματος. Τα υψηλής πίεσης στρώματα πηλού/πηλόλιθου, αποκτούν μεγάλη πλαστικότητα και με τις κατάλληλες συνθήκες πίεσης ή/και τεκτονισμού, μπορούν να δημιουργήσουν διαπυρρικά σώματα και να διεισδύσουν σε ανώτερους ορίζοντες. Τα διαπυρρικά σώματα αυτά, μπορούν να φτάσουν μέχρι την επιφάνεια της θάλασσας και να σχηματίσουν λασποηφαίστεια.

Ορυκτολογικές/χημικές μεταβολές

Σε συνθήκες προχωρημένης διαγένεσης, συντελούνται αλλαγές στην χημική σύσταση πολλών ορυκτών με σκοπό την χημική τους ισορροπία στις νέες συνθήκες. Ενδεικτικά, παραθέτονται κάποιες χαρακτηριστικές μετατροπές που συντελούνται στα κύρια ορυκτά ενός πηλόλιθου.

Όσον αφορά τα αργιλικά ορυκτά (σμεκτίτη, ιλλίτη, χλωρίτη και καολινίτη), παρατηρείται μείωση του σμεκτίτη και καολινίτη με την αύξηση του γεωλογικού χρόνου, ενώ θεωρείται ότι σε πηλόλιθους παλαιότερους του Λιθανθρακοφόρου, τα δύο αυτά ορυκτά σχεδόν απουσιάζουν και την θέση τους παίρνουν ο ιλλίτης και ο χλωρίτης ως σταθερότερα στις συνθήκες της διαγένεσης μεγάλου βάθους.

Ο σμεκτίτης μετατρέπεται σε ιλλίτη σχηματίζοντας την μικτή φάση ιλλίτη-σμεκτίτη (I/S) και απελευθερώνοντας νερό και H_2SiO_4 . Από το διαλελυμένο H_2SiO_4 προκύπτει χαλαζίας, ο οποίος μπορεί να σχηματιστεί επί τόπου σε κρυστάλλους μεγέθους ιλύος ή να μεταναστεύει με τα νερά των πόρων σε γειτονικά ψαμμιτικά στρώματα και να αποτεθεί ως επαυξήσεις σε ήδη υπάρχοντες κόκκους χαλαζία. Η μελέτη της μικτής φάσης ιλλίτη-σμεκτίτη μπορεί να μας δώσει σημαντικές πληροφορίες για τη διαγενετική ιστορία της λεκάνης εντός της οποίας βρίσκεται, καθώς η σχετική αναλογία των ακραίων μελών στη μικτή φάση εξαρτάται άμεσα από τις συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας στις οποίες έχει βρεθεί η φάση αυτή.

Επίσης, σε λιγότερο συχνές περιπτώσεις που ο σμεκτίτης παρουσιάζεται στην τριοκταεδρική του μορφή, μπορεί να προσροφήσει Mg^{+} από το περιβάλλον και να μετατραπεί σε χλωρίτη σχηματίζοντας τη μικτή φάση ιλλίτη-χλωρίτη (I/C). Η μελέτη της μικτής φάσης ιλλίτη-χλωρίτη μπορεί να μας δώσει και αυτή σημαντικές πληροφορίες για τη διαγενετική ιστορία της λεκάνης εντός της οποίας βρίσκεται.

Ο καολινίτης είναι και αυτός ασταθής σε υψηλότερες θερμοκρασίες και πιέσεις. Σταδιακά λοιπόν -και ιδιαίτερα σε αλατούχα νερά με μεγάλα ποσοστά K^{+} και H^{+} - μετατρέπεται σε ιλλίτη.

Επίσης, η γύψος ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) αφυδατώνεται σε ανυδρίτη σε βάθη μεταξύ 1,5 και 4 km και θερμοκρασία περίπου 50-120°C. Με την αφυδάτωση αυτή, το ορυκτό χάνει το 39% του όγκου του (Jowett et al., 1993), γεγονός που συντελεί στην αύξηση του πορώδους.

Τέλος, τα πλαγιόκλαστα αποβάλλουν σταδιακά όλο το Ca^{+} από την δομή τους και μετατρέπονται σε καθαρό αλβίτη. Το ασβέστιο που απελευθερώνεται μπορεί να συμβάλει στον σχηματισμό ασβεστιτικής συγκολλητικής ύλης και κατά συνέπεια στην μείωση του πορώδους.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2ο

ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Η περιοχή της Καβάλας – Θάσου ανήκει στο νότιο περιθώριο της Μάζας της Ροδόπης. Η μάζα της Ροδόπης εκτείνεται κατά μήκος των Ελληνοβουλγαρικών συνόρων περιλαμβάνοντας στον ελλαδικό χώρο, τη Θράκη, την Α. Μακεδονία και το νησί της Θάσου και αποτελείται κυρίως από κρυσταλλοσχιστώδη και πυριγενή (κυρίως πλουτωνικά) πετρώματα τα οποία αποτελούν και το υπόβαθρο της λεκάνης Πρίνου-Καβάλας.

Όσον αφορά την τεκτονική εξέλιξη της μάζας της Ροδόπης κατά το Κρητιδικό – Παλαιογενές επικρατούσαν συμπιεστικές δυνάμεις παραμόρφωσης οι οποίες μετατράπηκαν σε εφελκυστικές μετά το κλείσιμο του ωκεανού της ζώνης Αξιού κατά το Μέσο Ηώκαινο – Ολιγόκαινο. Πολλά φαινόμενα συνδέονται με το περιβάλλον εφελκυσμού που έδρασε στην περιοχή, όπως ο έντονος μαγματισμός, η γένεση των ιζηματογενών λεκανών και η εκταφή των μεταμορφωμένων πετρωμάτων της Ροδόπης. Η Ροδόπη συνδέθηκε με την τελευταία φάση της Αλπικής ορογένεσης, σύμφωνα με την οποία πραγματοποιήθηκε υποβύθιση της Απουλίας πλάκας κάτω από την Κιμμερική – Ευρασιατική με ταυτόχρονη πάχυνση του φλοιού στο μέτωπο σύγκρουσης και απόθεση των συνορογενετικών ιζημάτων. Η υποβύθιση του ωκεάνιου φλοιού της Τηθύος κάτω από την Κιμμερική – Ευρασιατική πλάκα προκάλεσε ανύψωση και αναθόλωση του φλοιού με ταυτόχρονη μαγματική άνοδο. Η περιοχή αργότερα υπέστη συνθήκες εφελκυσμού που συνοδεύτηκαν από λέπτυνση του ηπειρωτικού φλοιού (Ηώκαινο-Ολιγόκαινο-Μειόκαινο) που είχε πρωτύτερα αποκτήσει μεγάλο πάχος κατά την Αλπική ορογένεση. Στην ανάπτυξη

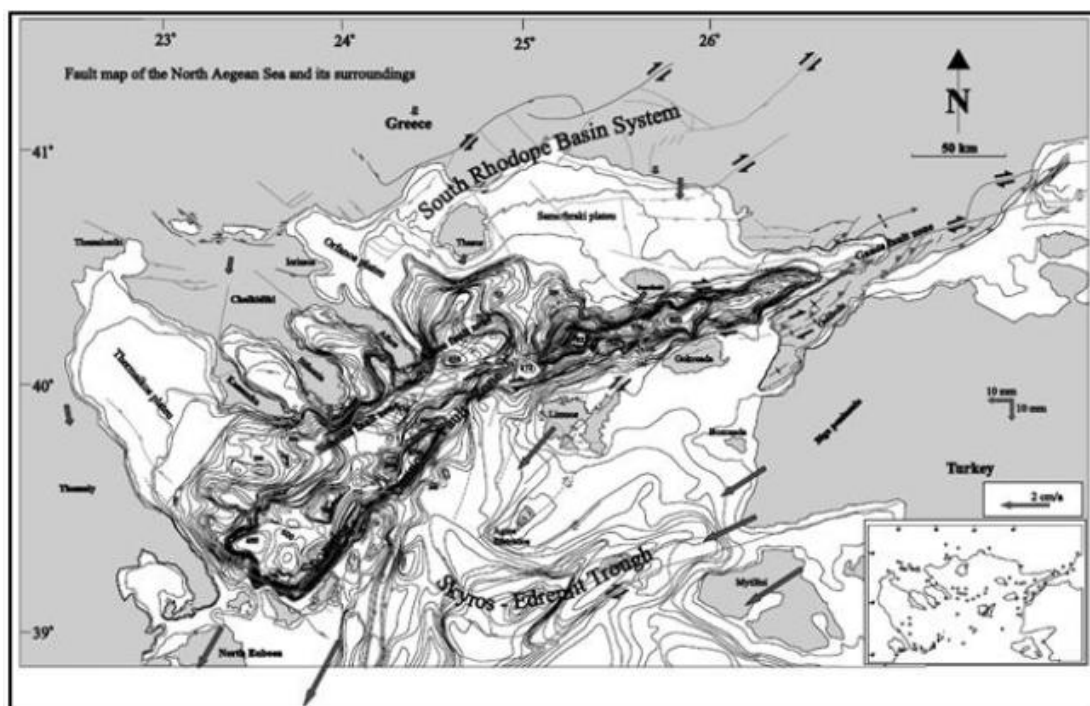
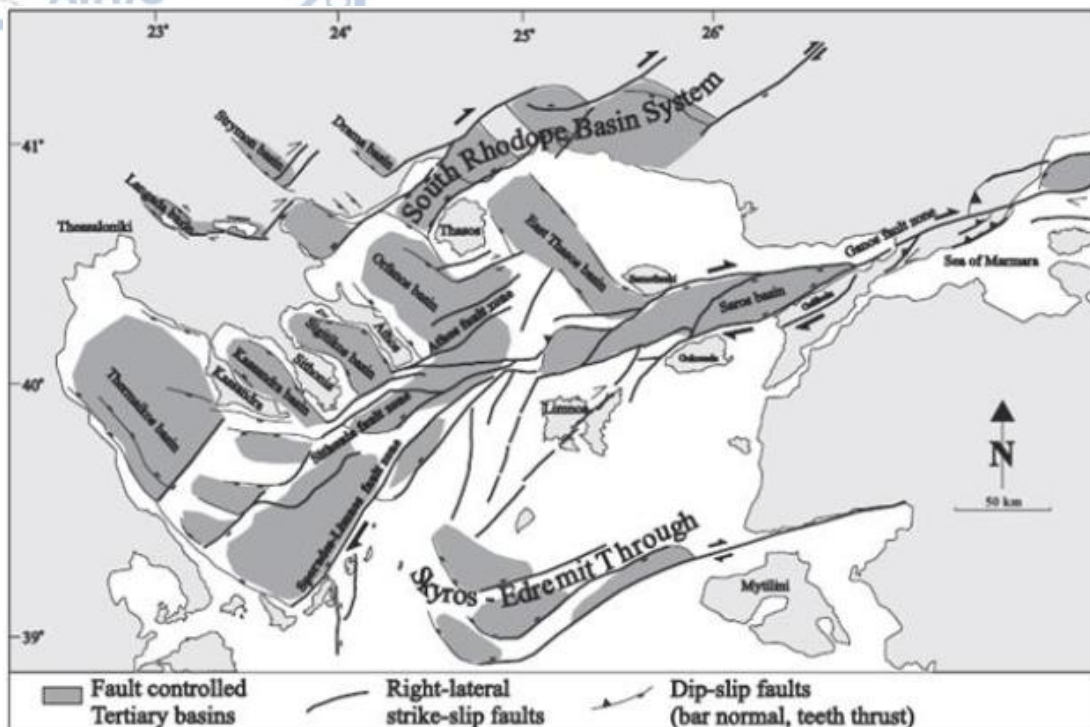
αυτών των εφελκυστικών δυνάμεων οφείλεται ο σχηματισμός των ιζηματογενών λεκανών του Β.Αιγαίου εμπεριέχοντας και τη λεκάνη Πρίνου – Καβάλας.

Η μάζα της Ροδόπης τροφοδοτούσε με ιζήματα τις Νεογενείς λεκάνες του Ορφανού, Πρίνου-Καβάλας, Ανατολικής Θάσου, καθώς και λεκάνες του Παλαιογενούς, όπως και το βόρειο τμήμα της λεκάνης της Θράκης.

Ο κύριος μηχανισμός ιζηματογένεσης στις λεκάνες του Β.Αιγαίου είναι οι μεγάλες εισροές κλαστικών υλικών που προέρχονται από τους ποταμούς Νέστο και Στρυμόνα (Roussakis et al. 2005). Άλλοι σημαντικοί παράγοντες που επιτάχυναν τις διαδικασίες ιζηματογένεσης είναι η ενεργή τεκτονική δραστηριότητα, οι κοντινές πηγές τροφοδοσίας χερσαίων υλικών, η μορφολογία των λεκανών με τα απότομα πρηνή τους και τις μικρές διαστάσεις και οι αλλαγές στη στάθμη της θάλασσας.

Η λεκάνη οριοθετείται από ένα σύστημα μεγάλων ρηγμάτων με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ. Οι Koukouvelas και Aydin (2002) ομαδοποίησαν αυτά τα ρήγματα σε δύο ομάδες (Εικ. 2.1). Η πρώτη ομάδα περιλαμβάνει κανονικά – ανάστροφα ρήγματα διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ, με δεξιόστροφη οριζόντια μετατόπιση τα οποία αποτελούν χαρακτηριστικό γνώρισμα της δυτικής επέκτασης της ζώνης της Β.Ανατολίας. Η δεύτερη ομάδα περιλαμβάνει κανονικά ρήγματα διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ και θεωρείται πως σηματοδοτούν το τέλος της ζώνης της Β.Ανατολίας. Η δράση των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης σε συνδυασμό με την υπάρχουσα τεκτονική προκάλεσε τεκτονικά βυθίσματα από ανατολικά προς δυτικά και τον σχηματισμό διαδοχικά των λεκανών Ξάνθης – Κομοτηνής, Νέστου – Ανατολικής Θάσου, Πρίνου – Καβάλας και Ορφανού (Εικ. 2.1). Τα ρήγματα με τη σειρά τους δημιούργησαν αύλακες μεγάλου βάθους που συνοδεύτηκαν από τη συσσώρευση ιζημάτων μεγάλου πάχους (Lyberis, 1984).

Η δράση των ρηγμάτων προκάλεσε την άνοδο πυριγενών πετρωμάτων, με αποτέλεσμα να αυξηθεί η ροή θερμότητας στις λεκάνες του βορείου Αιγαίου και τα γεωθερμικά ρευστά να μετακινηθούν σε μικρότερα βάθη με αποτέλεσμα να δημιουργηθούν γεωθερμικά πεδία στις λεκάνες αυτές (Kiliyas and Mountrakis, 1998; Papazachos and Scordilis, 1998).



Εικόνα 2.1.Επάνω: Τριτογενείς λεκάνες.Κάτω: Κύρια τεκτονικά στοιχεία Β.Αιγαίου (Κουκουνέλας and Αγδιν, 2002)

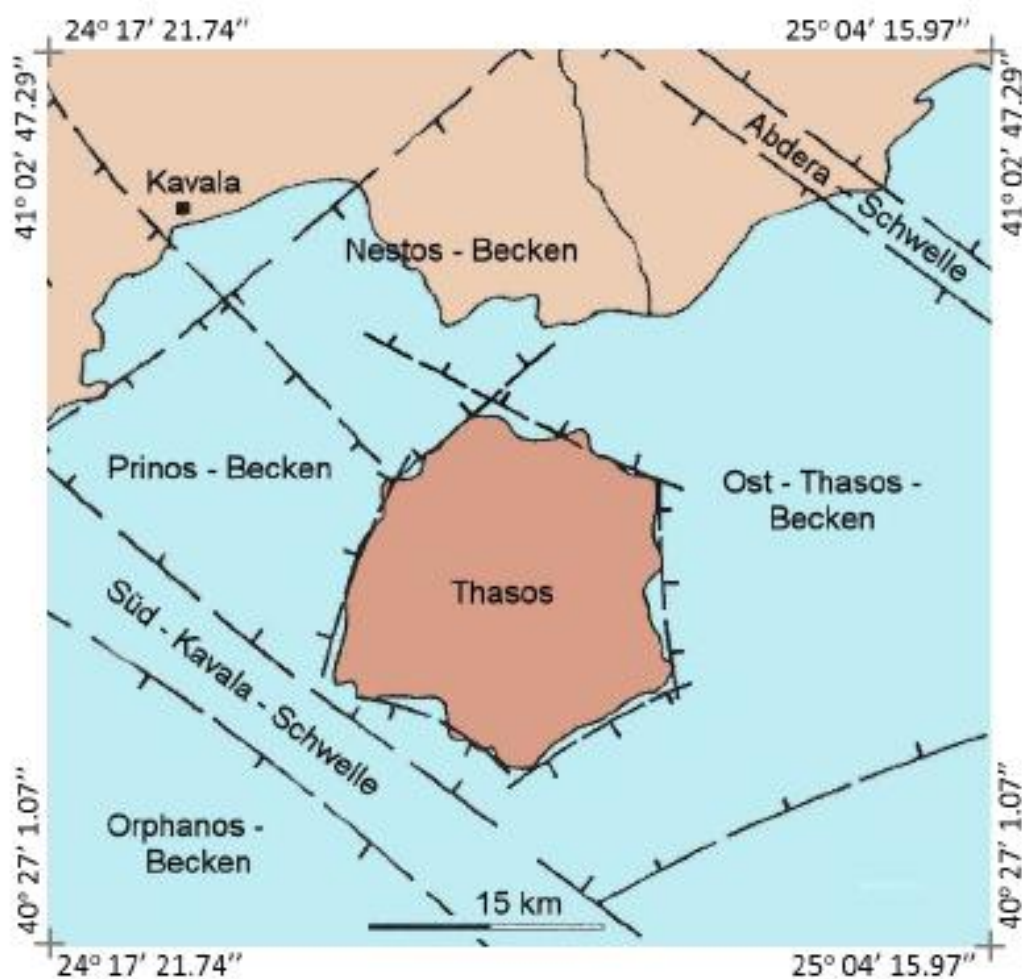
Τα ιζήματα που αποτέθηκαν στις λεκάνες του βορείου Αιγαίου ήταν πλούσια σε οργανικό υλικό και σε συνδυασμό με την “κρίση αλατότητας του Μεσσηνίου”

που έπληξε την Μεσόγειο και το υψηλό γεωθερμικό πεδίο της περιοχής, ήταν υπεύθυνα για τη γένεση υδρογονανθράκων στην λεκάνη Πρίνου – Καβάλας.

Η τάφος του βόρειου Αιγαίου οφείλει την ανάπτυξή της, στη δράση σύγχρονων εφελκυστικών δυνάμεων στην περιοχή αυτή. Καθοριστικό ρόλο έπαιξε το οριζόντιας μετατόπισης ρήγμα της Ανατολίας το οποίο εκτείνεται από την ηπειρωτική Β.Τουρκία μέχρι την περιοχή του Β.Αιγαίου όπου και διακλαδίζεται σε δύο μικρότερα οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα.

ΛΕΚΑΝΗ ΠΡΙΝΟΥ - ΚΑΒΑΛΑΣ

Η λεκάνη Πρίνου-Καβάλας βρίσκεται στο νότιο άκρο της μάζας της Ροδόπης και διαμορφώθηκε κατά τα προηγούμενα στάδια της αλπικής ορογένεσης (Εικ. 2.2).



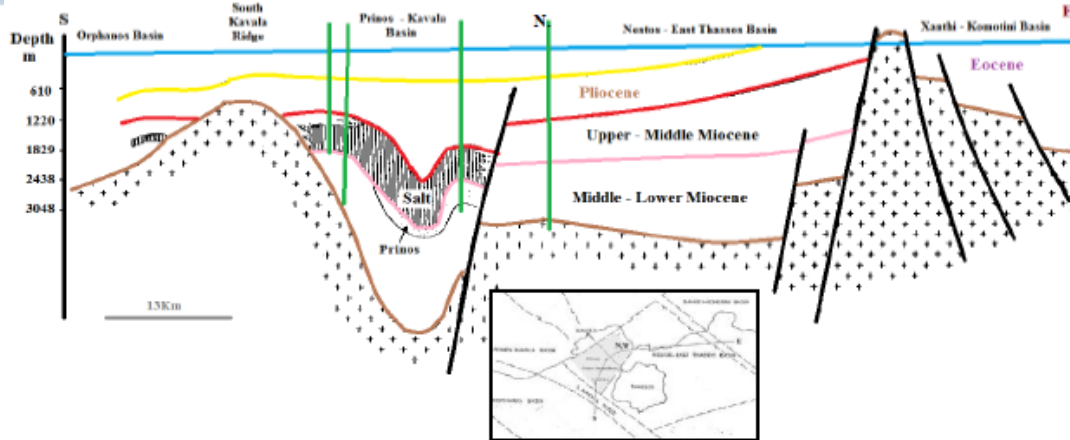
Εικόνα 2.2. Γεωλογική τοποθέτηση Πρίνου - Καβάλας (Haubold, 2007).

Η ταφρογενής αυτή λεκάνη άρχισε να σχηματίζεται στο Κάτω Μειόκαινο με την υποβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρωπαϊκή (Proedrou,1979).

Η λεκάνη Πρίνου – Καβάλας έχει μήκος 38km και πλάτος 20 km και ο κύριος άξονάς της έχει κατεύθυνση ΒΑ – ΝΔ. Ο τεκτονισμός της περιοχής ξεκίνησε στο Κάτω Παλαιογενές. Η λεκάνη υποδιαιρείται σε δύο μικρότερες λεκάνες, την υπολεκάνη του Νέστου που βρίσκεται βόρεια και την υπολεκάνη του Πρίνου νοτιότερα διαχωριζόμενες μεταξύ τους από ένα ύβωμα (Proedrou,1979).

Σύμφωνα με το στρωματογραφικό μοντέλο της λεκάνης Πρίνου-Καβάλας(Pollak, 1979, Proedrou, 1988, 2001, Proedrou and Sidiropoulos, 1992; Γεωργακόπουλος, 1998, Proedrou and Papaconstantinou, 2004) η στρωματογραφική διάρθρωση αποτελείται από τρεις κύριες ενότητες στρωμάτων α)Τους προ-εβαποριτικούς σχηματισμούς, β) Τις εβαποριτικές ακολουθίες και γ) Τους μετα-εβαποριτικούς σχηματισμούς.

Προ-εβαποριτικοί σχηματισμοί: Ιζηματα ηλικίας Κάτω-Μέσου Μειοκαίνου, τα οποία έχουν αποτεθεί πάνω στο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της Ροδοπικής μάζας. Πρόκειται για τους σχηματισμούς εντός των οποίων φιλοξενούνται (κατά τόπους) τα κοιτάσματα υδρογονανθράκων. Θεωρείται ότι οι ιζηματογενείς ακολουθίες αυτές αντιπροσωπεύουν τουρβιδιτικές αποθέσεις του Κάτω-Μέσου Μειόκαινου και το πάχος τους είναι περίπου 2.100 m. Οι πετρελαϊκοί ταμιευτήρες είναι σύνηθες να περιέχουν αργλικές ενστρώσεις, οι οποίες παίζουν τον ρόλο του μητρικού πετρώματος ή του πετρώματος-καλύμματος. Οι αργλικές ενστρώσεις, μαζί με το διαφορετικό πάχος των σχηματισμών κατά τόπους, μας δείχνουν ότι η απόθεση έλαβε χώρα σε διαφορετικές θέσεις στο παλιο-κανάλι. Διακρίνονται 4 πετρελαϊκοί ταμιευτήρες (A1, A2, B και C) οι οποίοι οριοθετούνται από ευδιάκριτα αργλικά στρώματα, τα οποία συσχετίζονται μεταξύ τους κατά την μελέτη των ορυχθέντων γεωτρήσεων. Τέλος, η κοκκομετρία των σχηματισμών ποικίλει από λεπτόκοκκοι ως αρκετά αδρόκοκκοι(Τσιραμπίδης 1983).



Εικόνα 2.3. Γεωλογική τομή AB της ευρύτερης λεκάνης Πρίνου-Καβάλας (Pollak, 1979).

Εβαποριτικοί σχηματισμοί: Συσχετίστηκαν με την Μεσσήνια κρίση αλμυρότητας της Μεσογείου. Στη λεκάνη παρατηρήθηκαν επτά με οκτώ στρώματα αλατιού με ενστρώσεις δολομίτη, ανυδρίτη σε εναλλαγές με κλαστικά ιζήματα, με συνολικό πάχος έως 800m. Οι σχηματισμοί αυτοί αποτελούν το πέτρωμα κάλυμμα για την παγίδευση των υδρογονανθράκων.

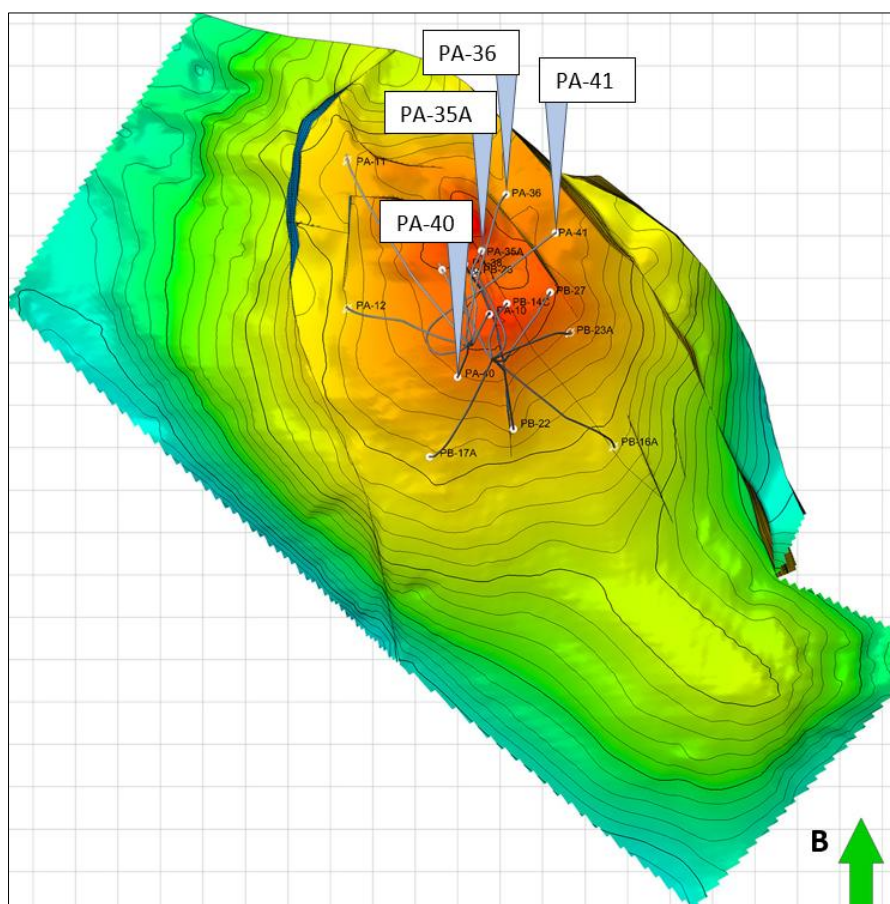
Μετα-εβαποριτικοί σχηματισμοί: Πρόκειται για ιζήματα Πλειο-Πλειστοκαινικά κοκκομετρίας άμμου ως αργίλου, το οποία στις περιοχές μέγιστης ανάπτυξής τους φτάνουν τα 2.700 m πάχος. Κατά το Πλειστόκαινο το αποθετικό περιβάλλον ήταν τύπου λιμνοθάλασσας ή/και ρηχό θαλάσσιο με ποικίλες τιμές αλατότητας, ενώ κατά τόπους έλαβε χώρα ο σχηματισμός λιγνίτη. Τα ιζήματα του Α. Πλειόκαινου έχουν αποτεθεί σε μακρινή απόσταση από την ακτή και σε περιβάλλον βαθιάς θάλασσας. Το γεγονός αυτό επιβεβαιώνει η απουσία βρυόζων και η αυξητική τάση του πληθυσμού των πλαγκτονικών τρηματοφόρων. Τα Κ. Πλειοκαινικά ιζήματα υποδεικνύουν περιβάλλον κλειστής λεκάνης με χαμηλή συγκέντρωση οξυγόνου (Εικ. 2.3).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3ο

ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

3.1 Δειγματοληψία

Στο πλαίσιο της παρούσας διπλωματικής, παραχωρήθηκαν από την Εταιρεία ENERGEANOIL&GAS – KAVALA συνολικά 31 δείγματα από τις γεωτρήσεις PA-35A, PA-36, PA-40 και PA-41 της λεκάνης Πρίνου-Καβάλας (Εικ. 3.1). Τα δείγματα συλλέχθηκαν από τους τέσσερις πετρελαϊκούς ταμιευτήρες A1, A2, B και C, αντίστοιχα, σε βάθη από 2575 έως 3115m. Για το εργαστηριακό μέρος της μελέτης χρησιμοποιήθηκαν δείγματα σε μορφή θρυμμάτων, το καθένα από τα οποία είχε βάρος 100-200g.



Εικόνα 3.1. Τρισδιάστατη αναπαράσταση του κοιτάσματος Prinos και οι γεωτρήσεις που έχουν πραγματοποιηθεί μέχρι στιγμής. Τονίζονται οι γεωτρήσεις από τις οποίες προέρχονται τα μελετώμενα δείγματα. Πηγή: www.energean.com

3.2 Απώλεια Πύρωσης

Αρχικά τα δείγματα κονιοποιούνται σε αχάτινο γουδί μέχρι να πάρουν τη μορφή αναφούς σκόνης, στη συνέχεια τοποθετούνται σε προζυγισμένες κεραμικές κάψες και υπολογίζεται το βάρος τους. Η απομάκρυνση της υγρασίας, της οργανικής ύλης και των πτητικών επιτυγχάνεται με την παραμονή των δειγμάτων σε ειδικό φούρνο (Εικ. 3.2) στη θερμοκρασία των $1050 \pm 2^\circ\text{C}$ για περιορισμένο χρονικό διάστημα (2,5 ώρες).

Με την ολοκλήρωση του χρονικού διαστήματος των 2,5 ωρών στους 1050°C τα δείγματα αφαιρούνται από τον φούρνο και τοποθετούνται άμεσα σε ξηραντήρα προκειμένου να ψυχθούν σε θερμοκρασία περιβάλλοντος χωρίς να απορροφήσουν υγρασία από το περιβάλλον. Ακολούθως μετريέται το νέο βάρος των δειγμάτων και από τη διαφορά υπολογίζεται η απώλεια βάρους του εξεταζόμενου δείγματος. Η διαφορά αυτή εκφρασμένη σε ποσοστό % κ.β. αποτελεί των απώλεια πύρωσης των εξεταζόμενων δειγμάτων.



Εικόνα 3.2. Φούρνος για τη μέτρηση της απώλειας πύρωσης του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Α.Π.Θ.

Η απώλεια πύρωση ενός δείγματος περιλαμβάνει την οργανική ύλη που αυτό περιέχει, την απομάκρυνση του κρυσταλλικού νερού που περιέχουν κυρίως τα

αργιλικά ορυκτά και η γύψος, την αποβολή αερίων (CO_2) από τη θερμική αποικοδόμηση κυρίως των ανθρακικών ορυκτών και τέλος την αφυδροξυλίωση των μαρμαρυγιών σε θερμοκρασίας 900-1000 °C. Όταν ένα δείγμα είναι πλούσιο σε οργανική ύλη και φτωχό στα παραπάνω ανόργανα συστατικά, τότε η απώλεια πύρωσης είναι ένας πολύ καλός δείκτης για την εκτίμηση της περιεκτικότητάς της σε αυτό.

3.3 Ορυκτολογική μελέτη

Η μελέτη της ορυκτολογικής σύστασης των εξεταζόμενων δειγμάτων πραγματοποιήθηκε με τη μέθοδο της περιθλασιμετρίας ακτίνων-Χ (XRD). Συγκεκριμένα, αντιπροσωπευτική ποσότητα από τα εξεταζόμενα κονιοποιήθηκε σε αχάτινο γουδί στο χέρι για την προετοιμασία παρασκευασμάτων τυχαίου προσανατολισμού. Επιβάλλεται η διαδικασία κονιοποίησης με το χέρι χωρίς τη χρήση μηχανικών μέσων για να αποφευχθεί η διαστροφή ή καταστροφή του πλέγματος ευπαθών στην κονιοποίηση ορυκτών, όπως είναι ο ασβεστίτης και τα αργιλικά ορυκτά.

Η ορυκτολογική ανάλυση έγινε με χρήση περιθλασίμετρου τύπου Philips PW 1710, ακτινοβολίας χαλκού με μήκος κύματος $\text{Cu}_{\text{K}\alpha}$ 1,54184 Å, φίλτρο Ni 0,0170mm και βήμα σάρωσης 1,2°/min. Το εύρος σάρωσης ήταν από 3 έως 63° 2θ σε όλα τα παρασκευάσματα, το σύνολο των οποίων ήταν τυχαίου προσανατολισμού. Η προετοιμασία και μέτρηση των παρασκευασμάτων έγιναν στο περιθλασίμετρο του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, του Τμήματος Γεωλογίας, του Α.Π.Θ. Πραγματοποιήθηκε έλεγχος της ευαισθησίας και της ακρίβειας του περιθλασιμέτρου με ειδικό πρότυπο καθαρού πυριτίου, πριν την ακτινογράφιση των δειγμάτων. Ο τρόπος προετοιμασίας των τυχαία προσανατολισμένων παρασκευασμάτων, οι δειγματολήπτες και οι συνθήκες σάρωσης όλων των δειγμάτων ήταν ακριβώς οι ίδιες. Ο ποσοτικός προσδιορισμός των ορυκτολογικών φάσεων στηρίχθηκε στις απ αριθμήσεις συγκεκριμένων ανακλάσεων, που δεν επηρεάζονται από καμία άλλη ανάκλαση και λαμβάνοντας υπόψη την πυκνότητα

και το συντελεστή απορρόφησης μάζας αυτών των ορυκτολογικών φάσεων. Διορθώσεις των ποσοστών των ορυκτών που αναγνωρίστηκαν έγιναν με χρήση εξωτερικών πρότυπων μιγμάτων των περισσότερων ορυκτών που συμμετέχουν στα εξεταζόμενα δείγματα (Καντηράνης κ.ά. 2004).

Από τη μορφολογική εξέταση του περιθλασιογράμματος μπορούμε να αντιληφθούμε την παρουσία άμορφου υλικού ως μια ή περισσότερες πλατιές ανακλάσεις (αναθόλωση του υποβάθρου) μεταξύ $10-50^\circ 2\theta$ (Guinier 1963), αλλά πιο συχνά ως μια κύρια πλατιά ανάκλαση μεταξύ $10-18^\circ 2\theta$ (Kantiranis et al. 1999). Η ποσοτική εκτίμηση του συνολικού ποσοστού του άμορφου υλικού που περιέχουν τα εξεταζόμενα δείγματα επιτεύχθηκε με τη σύγκριση του εμβαδού κάθε πλατιάς ανάκλασης, που αντιπροσώπευε το άμορφο υλικό σε κάθε δείγμα, με την ανάλογη περιοχή πρότυπων μιγμάτων ορυκτών και διαφορετικών ποσοστών φυσικού άμορφου υλικού (Καντηράνης κ.ά. 2004, Δρακούλης κ.ά. 2005). Σύμφωνα με τους Καντηράνης κ.ά. (2004) και Kantiranis et al. (2006) το όριο ανίχνευσης της μεθόδου είναι $\pm 1\%$ κ.β. για τα ορυκτά και $\pm 3\%$ κ.β. για το άμορφο υλικό.

3.3 Χημική σύσταση

Η χημική σύσταση των εξεταζόμενων δειγμάτων, όσον αφορά τα κύρια στοιχεία, υπολογίστηκε με τη μέθοδο της φασματομετρίας ακτίνων-Χ φθορισμού (XRF).

Στην παρούσα διατριβή μετρήθηκαν τα κύρια στοιχεία SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , MnO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , SO_3 , SrO και BaO σε δείγματα ολικού πετρώματος. Για το σκοπό αυτό τα εξεταζόμενα δείγματα, αφού κονιοποιήθηκαν, παρασκευάστηκαν υαλοποιημένα δισκία με αναλογία δείγματος/υλικό τήξης = $1/8$ σε θερμοκρασία $T = 1.200^\circ\text{C}$. Ως υλικό τήξης χρησιμοποιήθηκε μίγμα μεταβορικού λιθίου (LiBO_2) 66% και τετραβορικού λιθίου ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) 34%. Η υαλοποίηση γίνεται σε συσκευή τήξης τύπου Vulcan (FLUXANA). Αρχικά τοποθετούμε σε κάψα πλατίνας τέσσερα γραμμάρια μίγματος μεταβορικού-τετραβορικού λιθίου ($\text{LiBO}_2\text{-Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$). Έπειτα προσθέτουμε ένα γραμμάριο του δείγματος που πρόκειται να αναλυθεί και

άλλα τέσσερα γραμμάτια του βορικού μίγματος για να σκεπασθεί πλήρως το δείγμα. Στο μίγμα αυτό προσθέτουμε τέσσερις με πέντε σταγόνες ιωδιούχο λίθιο (LiI) και τοποθετείται στο αυτόματο μηχάνημα τήξεως όπου θερμαίνεται περίπου στους 1000° C. Σε αυτή τη θερμοκρασία, βοριούχο μίγμα με το δείγμα τήκονται και διαλύονται πλήρως ώστε να σχηματίσει μια τελείως ομοιογενή μάζα. Το τηγμένο υλικό αποχύνεται μηχανικά σε ειδικά σκεύη για να σχηματιστεί έναν γυάλινο δισκίο. Στη συνέχεια μεταφέρεται στο φασματόμετρο φθορισμού ακτίνων-X (XRF) για τη μέτρηση των παραπάνω οξειδίων.

Οι αναλύσεις έγιναν σε φασματόμετρο φθορισμού ακτίνων-X τύπου S4-Pioneer (Bruker-AMS, Deutschland) που διαθέτει το Διατμηματικό Εργαστήριο Ηλεκτρικής Μικροσκοπίας της Σχολής Θετικών Επιστημών του Α.Π.Θ. Το φασματόμετρο διαθέτει μια λυχνία Rh, ένα σύστημα 5 κρυστάλλων: LIF200, LIF220, LIF420, XS-55 και PET και δύο ανιχνευτές: έναν ανιχνευτή ροής αερίου και έναν ανιχνευτή σπινθήρων. Ο ανιχνευτής αερίου χρησιμοποιεί αέριο P10 που είναι μίγμα αερίων 90% αργό και 10% μεθάνιο. Τα κύρια στοιχεία υπό μορφή οξειδίων αναλύθηκαν στα υαλοποιημένα δισκία σε συνθήκες λειτουργίας 60kV και 45mA. Για τη βαθμονόμηση του φασματόμετρου χρησιμοποιήθηκαν τα παρακάτω πρότυπα: GSN (γρανίτης), MAN (γρανίτης), JG-2 (γρανίτης), RGM-1 (ρυόλιθος), JR-1 (ρυόλιθος), JG-3 (γρανοδιοριτίτης), ACE (γρανίτης), G2 (γρανίτης).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4ο

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ

4.1 Απώλεια πύρωσης

Τα αποτελέσματα της απώλειας πύρωσης παρουσιάζονται στους πίνακες 4.1 έως 4.4. Η απώλεια πύρωσης αποτελεί το ποσοστό % της απώλειας βάρους του δείγματος επί του αρχικού ξηρού βάρους μετά από την πύρωση του δείγματος στους 1050°C για 2,5 ώρες. Όταν απουσιάζουν τα ένυδρα ή ανθρακικά ορυκτά, η απώλεια πύρωσης δείχνει απευθείας το ποσοστό της οργανικής ύλης που εμπεριέχεται σε ένα δείγμα.

Πίνακας 4.1. Απώλεια πύρωσης (% κ.β.) των δειγμάτων της γεώτρησης PA_35A.

Δείγμα	Απώλεια πύρωσης (% κ.β.)
PA 35A_2650	17,9
PA 35A_2700	10,7
PA 35A_2780	17,7
PA 35A_2815	9,1
PA 35A_2835	9,4
PA 35A_2870	9,6
PA 35A_2905	5,2
PA 35A_2925	8,8

Πίνακας 4.2. Απώλεια πύρωσης (% κ.β.) των δειγμάτων της γεώτρησης PA_36.

Δείγμα	Απώλεια πύρωσης (% κ.β.)
PA 36_2735	25,6
PA 36_2800	13,8
PA 36_2830	20,4
PA 36_2870	17,5
PA 36_2910	15,7
PA 36_2955	17,6
PA 36_2960	25,7

Όπως διαπιστώνεται από τους Πίν. 4.1-4.4 η απώλεια πύρωσης κυμαίνεται μεταξύ 5,2 (PA 35A_2905 και PA 40_2820) και 26,6% κ.β. (PA 41_2850). Τη μεγαλύτερη απώλεια πύρωσης γενικά παρουσιάζουν τα δείγματα της γεώτρησης PA_36.

Πίνακας 4.3. Απώλεια πύρωσης (% κ.β.) των δειγμάτων της γεώτρησης PA_40.

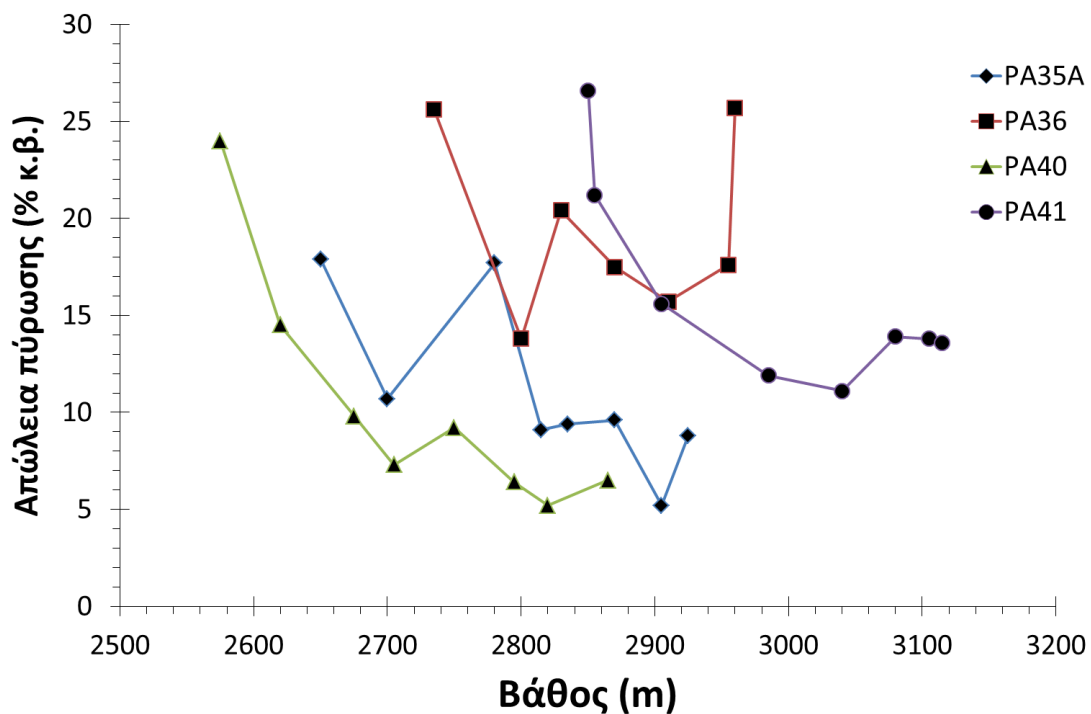
Δείγμα	Απώλεια πύρωσης (% κ.β.)
PA 40_2575	24,0
PA 40_2620	14,5
PA 40_2675	9,8
PA 40_2705	7,3
PA 40_2750	9,2
PA 40_2795	6,4
PA 40_2820	5,2
PA 40_2865	6,5

Πίνακας 4.4. Απώλεια πύρωσης (% κ.β.) των δειγμάτων της γεώτρησης PA_41.

Δείγμα	Απώλεια πύρωσης (% κ.β.)
PA 41_2850	26,6
PA 41_2855	21,2
PA 41_2905	15,6
PA 41_2985	11,9
PA 41_3040	11,1
PA 41_3080	13,9
PA 41_3105	13,8
PA 41_3115	13,6

Στο διάγραμμα 4.1 παρουσιάζεται η μεταβολή της απώλειας πύρωσης (% κ.β.) με το βάθος (m) για όλα τα δείγματα ανά γεώτρηση. Όπως φαίνεται, εμφανίζεται μία κοινή τάση μεταβολής της απώλειας πύρωσης στα 2750 ± 20 m, στα 2850 ± 20 m και στα 2950 ± 20 m. Οι γεωτρήσεις PA35A και PA40 έχουν παραπλήσια συμπεριφορά, ενώ οι γεωτρήσεις PA36 και PA41 δείχνουν μία σταδιακή μετατόπιση των στρωμάτων με τις μεγαλύτερες τιμές απώλειας πύρωσης προς μεγαλύτερα

βάθη. Πιθανόν αυτό να οφείλεται σε τεκτονικά αίτια από τη δράση κανονικών ρηγμάτων εντός της λεκάνης.



Διάγραμμα 4.1. Μεταβολή της απώλεια πύρωσης (%κ.β.) με το βάθος (m).

4.2 Ορυκτολογική ανάλυση

Τα αποτελέσματα της ορυκτολογικής ανάλυσης των εξεταζόμενων δειγμάτων παρουσιάζονται στους πίνακες 4.5-4.8. Ο διαχωρισμός έγινε σε ορυκτά ή ομάδες ορυκτών που περιλαμβάνει τα εξής: το χαλαζία, τους αστρίους (πλαγιόκλαστα, καλιούχους αστρίους), τους μαρμαρυγίες, τα ανθρακικά ορυκτά (ασβεστίτης, δολομίτης), τον αλίτη, την γύψο, το χλωρίτη, το σιδηροπυρίτη και το άμορφο υλικό.

Ο χαλαζίας και οι άστριοι (Κ-ούχοι και πλαγιόκλαστα) είναι οι κύριες ορυκτολογικές φάσεις των κλαστικών υλικών των εξεταζόμενων δειγμάτων. Συγκεκριμένα, ο χαλαζίας κυμαίνεται μεταξύ 19 (PA41_3080m) και 66% κ.β. (PA40_2820 m). Σύμφωνα με τον Ιωακειμίδη (2015) και με βάση την γεωλογία της υδρολογικής λεκάνης του ποταμού Νέστου, οι πυριγενείς όγκοι, οι γνεύσιοι και οι

σχιστόλιθοι που κυριαρχούν στην περιοχή, είναι εκείνα τα πετρώματα που τροφοδότησαν τη θαλάσσια λεκάνη Πρίνου-Καβάλας με χαλαζία. Η συνολική έκταση τροφοδοσίας των πλούσιων σε χαλαζία πετρωμάτων καλύπτει μία περιοχή περίπου 1.529 km² ή 71,9% της συνολικής υδρολογικής λεκάνης του Νέστου.

Πίνακας 4.5. Ορυκτολογική σύσταση (% κ.β.) των δειγμάτων της γεώτρησης PA_35A.

Βάθος(m)	Qz	Cal	Dol	KFs	Pl	Mic	Ha	Gyp	Chl	Pyr	Άμορφο
2650	21	11	6	36	6	3	4	1	-	1	11
2700	19	2	2	43	16	1	2	2	-	-	13
2780	33	19	2	9	13	3	3	2	2	1	13
2815	45	19	2	8	11	2	1	3	-	-	9
2835	33	2	2	31	15	3	3	2	2	-	7
2870	41	15	2	17	8	3	1	2	2	-	9
2905	30	3	-	45	9	3	-	4	-	-	8
2925	51	5	3	-	16	-	5	5	3	1	11

Qz: Χαλαζίας, Cal: Ασβεστίτης, Dol: Δολομίτης, KFs: Καλιούχος Άστριος, Pl: Πλαγιόκλαστο, Mic: Μαρμαρυγίες, Ha: Αλίτης, Gyp: Γύψος, Chl: Χλωρίτης, Pyr: Σιδηροπυρίτης. Συντομογραφίες των κύριων φάσεων σύμφωνα με Whitney&Evans (2010).-: Δεν αναγνωρίστηκε.

Πίνακας 4.6. Ορυκτολογική σύσταση (% κ.β.) των δειγμάτων της γεώτρησης PA_36.

Βάθος(m)	Qz	Cal	Dol	KFs	Pl	Mic	Ha	Gyp	Chl	Pyr	Άμορφο
2735	39	5	8	-	7	15	4	3	-	1	18
2800	28	2	6	10	12	13	6	2	5	1	15
2830	26	2	7	18	13	3	2	2	6	1	20
2870	35	1	7	15	14	7	3	3	4	1	10
2910	36	1	7	15	13	6	3	3	4	1	11
2955	32	-	7	21	17	6	3	-	3	1	10
2960	26	8	-	20	-	-	21	-	13	1	13

Qz: Χαλαζίας, Cal: Ασβεστίτης, Dol: Δολομίτης, KFs: Καλιούχος Άστριος, Pl: Πλαγιόκλαστο, Mic: Μαρμαρυγίες, Ha: Αλίτης, Gyp: Γύψος, Chl: Χλωρίτης, Pyr: Σιδηροπυρίτης. Συντομογραφίες των κύριων φάσεων σύμφωνα με Whitney&Evans (2010).-: Δεν αναγνωρίστηκε.

Οι Κ-ούχοι άστριοι κυμαίνονται μεταξύ 6 (PA40_2820 m) και 51% κ.β (PA41_3080 m) και τα πλαγιόκλαστα μεταξύ 7 (PA35A_2650 m) και 23% κ.β. (PA40_2675 m και PA41_3115 m). Οι Κ-ούχοι άστριοι διαπιστώνουμε πως είναι σταθερότεροι και ανθεκτικότεροι συγκριτικά με τα πλαγιόκλαστα, καθώς είναι

αφθονότεροι από τα πλαγιόκλαστα (Tucker, 2001). Σύμφωνα με τον Ιωακειμίδα (2015) η πηγή τροφοδοσίας των αστρίων, κυρίως των καλιούχων είναι γρανίτες, οφθαλμογενεύσιοι, γνεύσιοι και σχιστόλιθοι της υδρολογικής λεκάνης του ποταμού Νέστου.

Πίνακας 4.7. Ορυκτολογική σύσταση (% κ.β.) των δειγμάτων της γεώτρησης PA_40.

Βάθος (m)	Qz	Cal	Dol	KFs	Pl	Mic	Ha	Gyp	Chl	Pyr	Άμορφο
2575	18	33	4	16	8	5	4	2	-	-	8
2620	31	14	1	17	19	2	2	2	-	-	12
2675	26	2	2	31	21	2	3	2	-	-	11
2705	26	2	2	38	16	2	2	3	-	-	9
2750	36	3	3	22	12	2	4	3	-	-	15
2795	35	1	2	31	14	3	2	2	-	-	10
2820	60	2	2	6	15	1	1	4	-	-	9
2865	51	1	4	9	19	2	1	4	-	-	9

Qz: Χαλαζίας, Cal: Ασβεστίτης, Dol: Δολομίτης, KFs: Καλιούχος Άστριος, Pl: Πλαγιόκλαστο, Mic: Μαρμαρυγίες, Ha: Αλίτης, Gyp: Γύψος, Chl: Χλωρίτης, Pyr: Πυρίτης. Συντομογραφίες των κύριων φάσεων σύμφωνα με Whitney&Evans (2010).-: Δεν αναγνωρίστηκε.

Πίνακας 4.8. . Ορυκτολογική σύσταση (% κ.β.) των δειγμάτων της γεώτρησης PA_41.

Βάθος (m)	Qz	Cal	Dol	KFs	Pl	Mic	Ha	Gyp	Chl	Pyr	Άμορφο
2850	35	6	4	17	-	-	6	9	7	-	16
2855	31	1	4	29	17	4	2	-	2	1	9
2905	26	3	2	26	16	7	2	2	2	1	13
2985	47	2	2	21	10	2	2	2	2	-	10
3040	28	1	4	30	16	4	2	3	2	-	10
3080	17	1	2	46	14	5	1	2	2	-	10
3105	26	1	2	29	15	4	2	2	2	1	16
3115	34	1	6	12	21	6	3	3	3	1	10

Qz: Χαλαζίας, Cal: Ασβεστίτης, Dol: Δολομίτης, KFs: Καλιούχος Άστριος, Pl: Πλαγιόκλαστο, Mic: Μαρμαρυγίες, Ha: Αλίτης, Gyp: Γύψος, Chl: Χλωρίτης, Pyr: Σιδηροπυρίτης. Συντομογραφίες των κύριων φάσεων σύμφωνα με Whitney&Evans (2010).-: Δεν αναγνωρίστηκε.

Ο ασβεστίτης κυμαίνεται μεταξύ 1 (PA35A_2650 m PA41_2855m, PA41_3040) και 33% κ.β. (PA40_2575 m). Ενώ δεν υπάρχει καθόλου παρουσία ασβεστίτη στη PA36_2955 m.

Ο δολομίτης κυμαίνεται μεταξύ 1 (PA40_2620 m) και 8% κ.β. (PA36_2735 m). Ενώ δεν υπάρχει καθόλου παρουσία δολομίτη στη PA36_2905 m και 2905 m.

Οι μαρμαρυγίες κυμαίνονται μεταξύ 1 (PA40_2820 m και PA35A_2700 m) και 16% κ.β (PA35A_2700 m και 2925 m). Ενώ δεν υπάρχει καθόλου παρουσία μαρμαρυγιών στη PA35A_2925 m PA36_2960 m και PA41_2850 m.

Ο αλίτης κυμαίνεται μεταξύ 1 (PA35A_2815 m, 2870 m, PA40_2820, 2865 m και PA41_3080 m) και 21% κ.β. (PA36_2960 m). Ενώ δεν υπάρχει καθόλου παρουσία αλίτη στη PA35A_2905 m.

Ο γύψος κυμαίνεται μεταξύ 1 (PA35A_2650 m) και 9% κ.β. (PA41_2850 m). Ενώ δεν υπάρχει καθόλου παρουσία γύψου στη PA36_2955 m, 2960 m και στη PA41_2855 m.

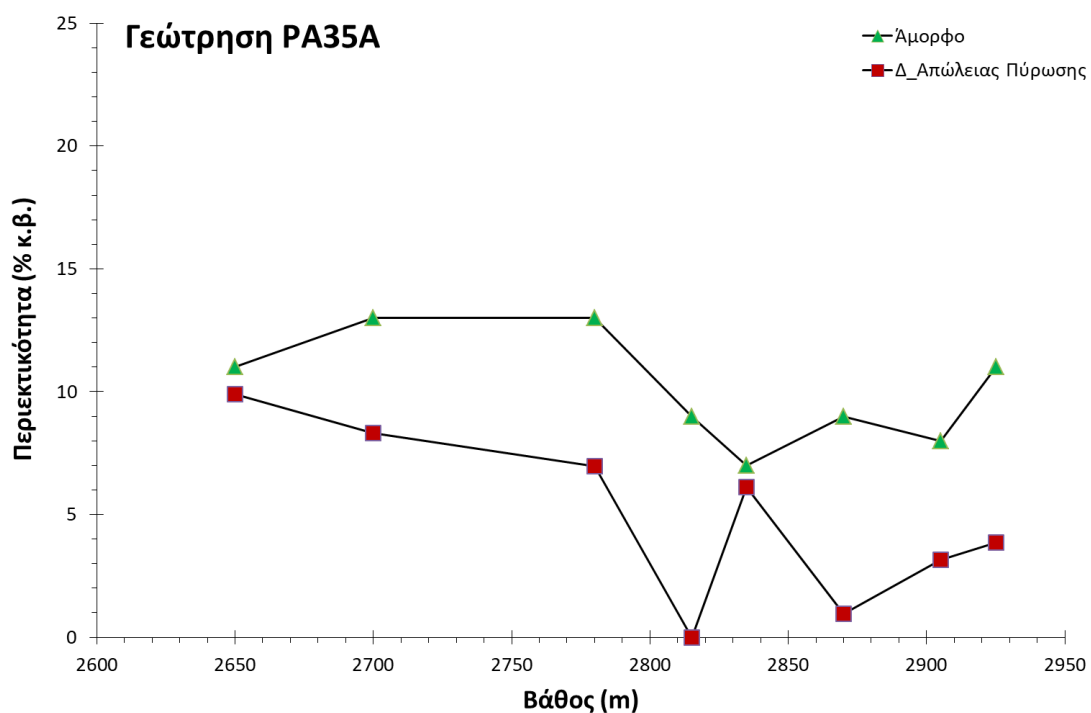
Ο χλωρίτης κυμαίνεται μεταξύ 1 (PA35A_2870 m) και 13% κ.β. (PA36_2960 m). Ενώ δεν υπάρχει καθόλου παρουσία αλίτη στη PA35A_2650 m, 2700 m, 2815 m και 2905 m στη PA36_2735 m όπως και σε όλα τα βάθη της PA_40.

Ο σιδηροπυρίτης έχει τιμή 1% κ.β. (PA35A_2650 m, 2780 m, 2925 m, PA41_2855, 2905 m, 3105 m, 3115 m). Ο σιδηροπυρίτης δεν έχει καθόλου παρουσία στη PA35_2700 m, 2815 m, 2835 m, 2870 m και 2905 m, στην PA41_2850 m, 2985 m, 3040 m και 3080 m και σε όλα τα βάθη της PA40.

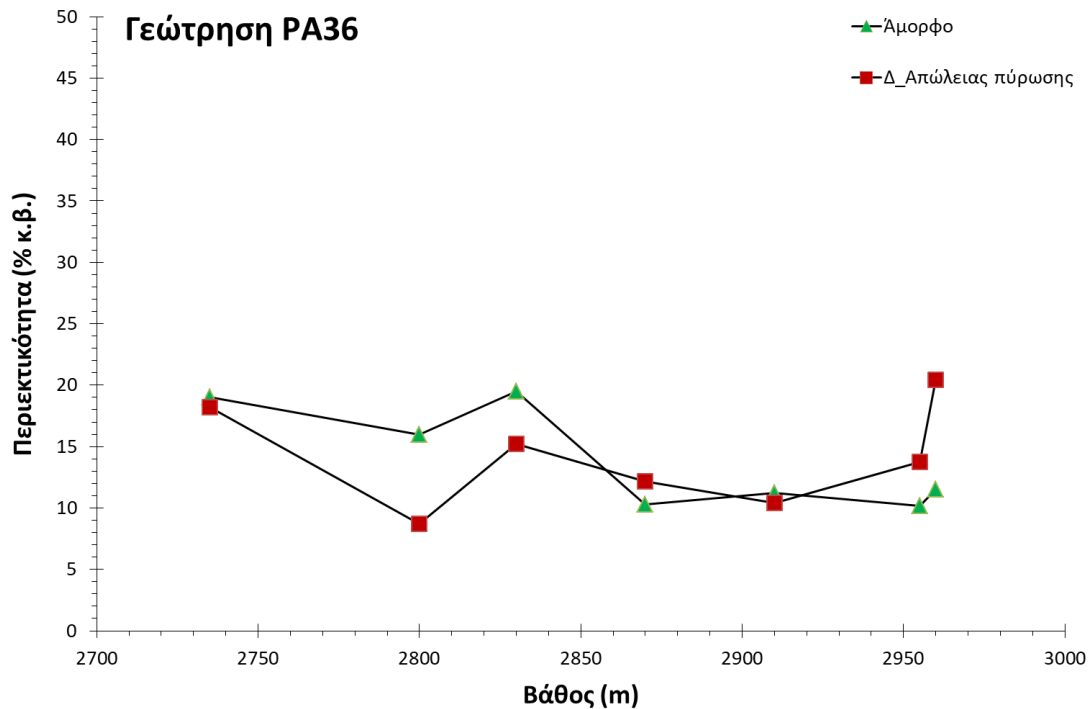
Τέλος το άμορφο υλικό κυμαίνεται μεταξύ 7 (PA35A_2870 m) και 20% κ.β. (PA36_2830).

Σύμφωνα με τους Kantiranis et al. (2004) σε δείγματα πλούσια σε οργανικό υλικό, ο υπολογισμός του άμορφου υλικού με τη μέθοδο της περιθλασιμετρίας ακτίνων-Χ είναι ένα πολύ χρήσιμο και ακριβές εργαλείο για το υπολογισμό του ποσοστού του οργανικού υλικού αρκεί να λαμβάνεται υπόψη και να αφαιρείται η συνεισφορά των ένυδρων ή/και ανθρακικών ορυκτών.

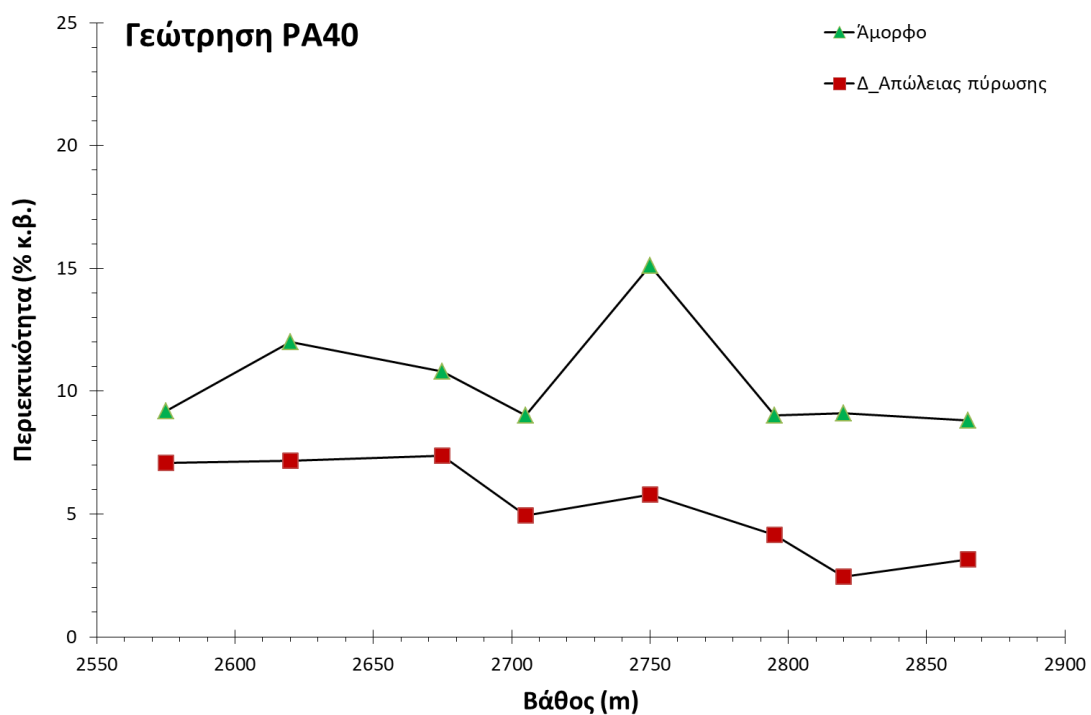
Στα διαγράμματα 4.2-4.5 παρουσιάζεται η διακύμανση με το βάθος του ποσοστού του άμορφου υλικού, όπως υπολογίστηκε (Πίν. 4.5-4.8) από τα περιθλασιογράμματα των ακτίνων-Χ και της διαφοράς της πραγματικής απώλειας πύρωσης (Πίν. 4.1-4.4) με την θεωρητική απώλεια πύρωσης που υπολογίστηκε λαμβάνοντας υπόψη τα δεδομένα της ορυκτολογικής σύστασης (Πίν. 4.5-4.8). Η παρουσία υψηλών θετικών τιμών της διαφοράς της απώλειας πύρωσης καταδεικνύει την παρουσία οργανικής ύλης. Παράλληλα, όταν η διαφορά αυτή συνμεταβάλλεται με το ποσοστό του άμορφου υλικού φανερώνει την κοινή τους προέλευση, ενώ σε αντίθετη περίπτωση αναδεικνύεται η παρουσία συγκολλητικού υλικού.



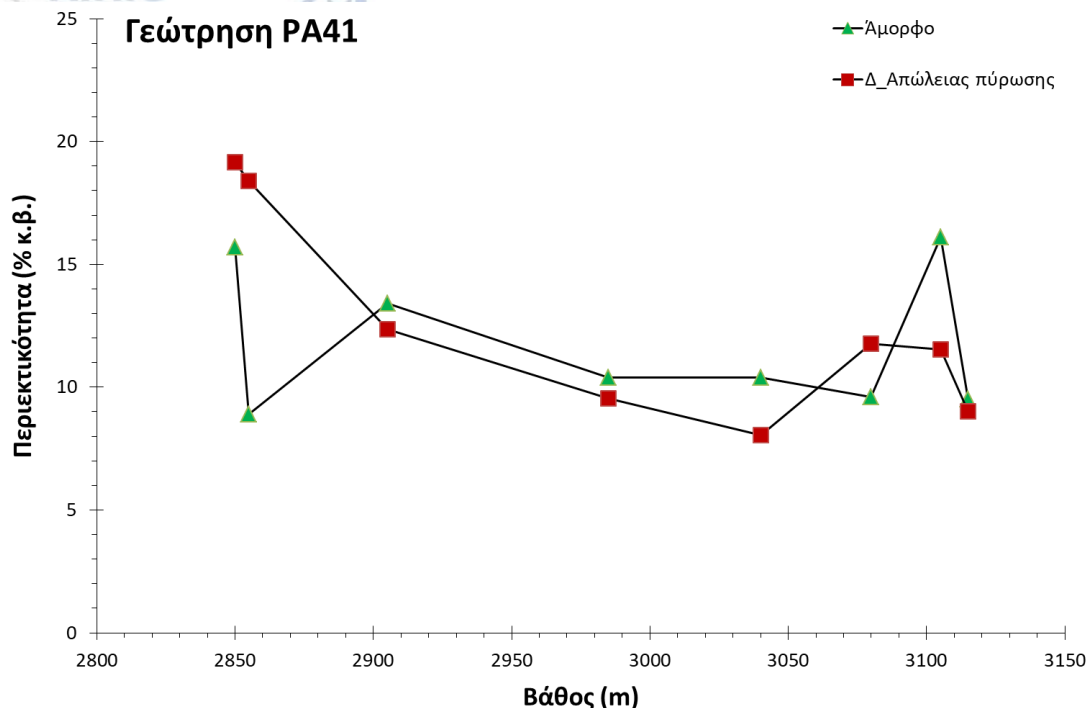
Διάγραμμα 4.2. Διακύμανση της διαφοράς της απώλειας πύρωσης και του άμορφου υλικού με το βάθος για τη γεώτρηση PA_35A.



Διάγραμμα 4.3. Διακύμανση της διαφοράς της απώλειας πύρωσης και του άμορφου υλικού με το βάθος για τη γεώτρηση PA_36.



Διάγραμμα 4.4. Διακύμανση της διαφοράς της απώλειας πύρωσης και του άμορφου υλικού με το βάθος για τη γεώτρηση PA_40.

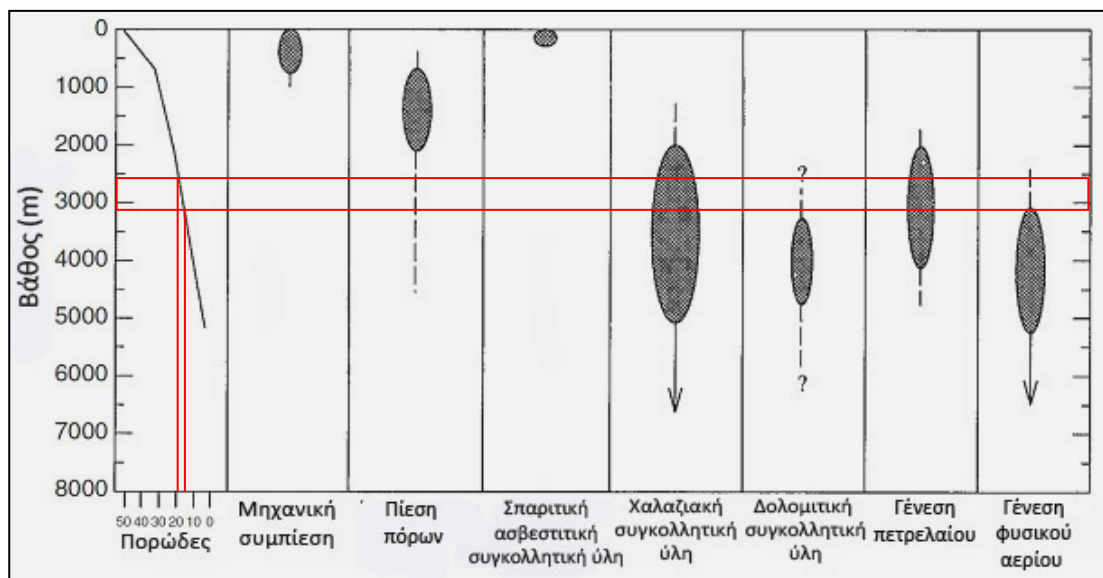


Διάγραμμα 4.5. Διακύμανση της διαφοράς της απώλειας πύρωσης και του άμορφου υλικού με το βάθος για τη γεώτρηση ΡΑ_41.

Όπως προκύπτει από τα παραπάνω διαγράμματα, σημαντική παρουσία οργανικού υλικού (διαφορά απώλειας πύρωσης $>10\%$ κ.β.) παρατηρείται κυρίως στα δείγματα των γεωτρήσεων ΡΑ36 και ΡΑ41. Αντίθετα, σημαντική φαίνεται να είναι η παρουσία συγκολλητικού υλικού στα δείγματα των γεωτρήσεων ΡΑ35Α και ΡΑ40. Το συγκολλητικό υλικό πιθανόν είναι πυριτικής σύστασης, καθώς όλα τα άλλα συγκολλητικά υλικά που είναι δυνατόν να συναντηθούν σε ιζηματογενή πετρώματα (ανθρακικά άλατα, οργανικά και υδροξείδια του σιδήρου) συμπεριλαμβάνονται στη μέτρηση της απώλειας πύρωσης.

Λαμβάνοντας υπόψη το βάθος των εξεταζόμενων δειγμάτων (2575-3115 m), αλλά και την αξιολόγηση του συγκολλητικού υλικού στα δείγματα αυτά το οποίο διαπιστώθηκε ότι είναι κυρίως πυριτικής σύστασης, οι αλλαγές που συνέβησαν στα εξεταζόμενα δείγματα κατά τη διαγένεση συνάδουν με τις συνθήκες γένεσης πετρελαίου (Εικ.4.1). Επίσης, όλες οι διαγενετικές διεργασίες που συνέβησαν και είχαν επίδραση στα ιστολογικά, ορυκτολογικά και χημικά χαρακτηριστικά των εξεταζόμενων κλαστικών ιζηματογενών πετρωμάτων επηρεάζουν το πορώδες και

την περατότητα, παράμετροι ιδιαίτερα σημαντικές όταν ένας σχηματισμός λειτουργεί ως ταμιευτήρας υδρογονανθράκων. Στη συγκεκριμένη περίπτωση διαπιστώνεται (Εικ.4.1) ότι το πορώδες των σχηματισμών που εξετάζονται πρέπει να κυμαίνεται μεταξύ 15-20%.



Εικόνα 4.1. Συνοπτικό διάγραμμα απεικόνισης της επίδρασης του βάθους στο πορώδες, στη μηχανική συμπίεση, στην πίεση των πόρων, καθώς και στην παρουσία διαφορετικών συγκολλητικών υλών στα κλαστικά ιζηματογενή πετρώματα. Επίσης, παρουσιάζεται η συσχέτιση του βάθους με τη γένεση του πετρελαίου, αλλά και του φυσικού αερίου (Boggs, 2009).

4.3 Χημική ανάλυση

Στους πίνακες 4.9-4.12 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των χημικών αναλύσεων των εξεταζόμενων δειγμάτων από τις γεωτρήσεις PA_35A, PA_36, PA_40 και PA_41, αντίστοιχα.

Στις αναλύσεις παρατηρείται μεγάλη ποσότητα βαρίου το οποίο οφείλεται στο ορυκτό βαρύτης. Η παρουσία του αποδίδεται στο γεγονός ότι ο βαρύτης χρησιμοποιείται στις γεωτρήσεις πετρελαίου. Συγκεκριμένα, προστίθεται για να αυξηθεί το βάρος του πολφού διάτρησης έτσι ώστε σε περιπτώσεις ύπαρξης υψηλών πιέσεων να εμποδίζεται η εκτίναξη των αερίων της γεώτρησης. Επιπλέον, ο πολφός αυτός κυκλοφορεί στο εσωτερικό της γεώτρησης και αφενός μεν ψύχει το τέμνον άκρον του γεωτρήπανου, αφετέρου δε επικαλύπτει και στεγανοποιεί τα

εσωτερικά τοιχώματα της γεώτρησης, έτσι ώστε να μην αποκολλούνται και πέφτουν κομμάτια από τα περιβάλλοντα πετρώματα μέσα στη γεώτρηση.

Πίνακας 4.9. Χημική ανάλυση (% κ.β.) των δειγμάτων της γεώτρησης PA_35A.

Οξείδια/Βάθος	2650 m	2780 m	2815 m	2835 m	2870 m	2905 m	2925 m
SiO ₂	37,51	46,87	65,07	62,44	63,88	73,18	64,05
TiO ₂	0,23	0,14	0,09	0,10	0,10	0,09	0,12
Al ₂ O ₃	6,80	7,27	8,09	6,95	7,82	8,23	7,65
Fe ₂ O _{3t}	2,70	1,25	0,73	2,12	0,83	0,69	1,18
MnO	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02
MgO	4,83	2,24	1,76	1,70	1,89	1,14	1,60
CaO	12,92	14,34	7,55	7,11	8,63	4,25	6,37
Na ₂ O	2,69	2,46	2,45	2,55	2,24	2,36	3,23
K ₂ O	1,94	1,96	2,98	2,96	2,88	3,59	3,25
P ₂ O ₅	0,11	0,05	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03
SO ₃	6,27	3,07	1,16	2,15	1,23	0,69	2,04
SrO	0,21	0,01	0,05	0,09	0,05	0,05	0,08
BaO	5,75	2,37	0,89	2,35	0,69	0,48	1,83
LOI*	17,9	17,7	9,1	9,4	9,6	5,2	8,8
Σύνολο	99,89	99,75	99,96	99,98	99,90	99,98	100,25

*LOI: απώλεια πύρωσης (1050°C / 2h).

Στη γεώτρηση PA_35A το SiO₂ κυμαίνεται από 37,51(2650 m) έως 73,18% κ.β.(2905 m). Το TiO₂ κυμαίνεται από 0,09(2815 και 2905 m) έως 0,23% κ.β.(2650 m). Το Al₂O₃ κυμαίνεται από 6,80 (2650 m) έως 8,23% κ.β. (2905 m). Το Fe₂O_{3t} κυμαίνεται από 0,69 (2905 m)έως 2,70% κ.β. (2650 m). Το MnO κυμαίνεται από 0,01 (2815 και 2905 m) έως 0,03% κ.β. (2650 m). Το MgO κυμαίνεται από 1,14 (2905 m) έως 4,83% κ.β. (2650 m). Το CaO κυμαίνεται από 4,25 (2905 m) έως 14,34% κ.β. (2780 m). Το Na₂O κυμαίνεται από 2,24 (2870 m) έως 3,23% κ.β. (2925 m). Το K₂O κυμαίνεται από 1,94 (2650 m) έως 3,59% κ.β. (2905 m). Το P₂O₅ κυμαίνεται από 0,02 (2905 m) έως 0,11% κ.β.(2650 m). Το SO₃ κυμαίνεται από 0,69 (2905 m) έως 6,27% κ.β. (2650 m). Το SrO κυμαίνεται από 0,01(2780 m) έως 0,21% κ.β. (2650 m). Τέλος, το BaO κυμαίνεται από 0,69 (2870 m) έως 5,75% κ.β. (2650 m).

Πίνακας 4.10. Χημική ανάλυση (% κ.β.) των δειγμάτων της γεώτρησης PA_36.

Οξείδια/Βάθος	2735 m	2830 m	2870 m	2910 m	2955 m	2960 m
SiO ₂	36,55	48,86	51,82	51,87	50,73	20,59
TiO ₂	0,14	0,31	0,28	0,29	0,31	0,09
Al ₂ O ₃	5,67	11,00	10,37	10,52	10,94	2,93
Fe ₂ O _{3t}	2,46	3,25	2,47	2,90	3,25	5,22
MnO	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04
MgO	1,64	3,78	4,22	4,88	3,86	1,65
CaO	22,24	5,29	5,30	5,30	5,35	26,09
Na ₂ O	1,16	2,36	2,34	2,52	2,45	1,72
K ₂ O	1,10	2,89	3,04	3,23	3,23	0,19
P ₂ O ₅	0,06	0,10	0,08	0,09	0,09	0,08
SO ₃	1,62	0,91	1,20	1,41	1,00	5,94
SrO	0,11	0,07	0,08	0,08	0,09	0,28
BaO	1,71	0,81	1,13	1,11	0,95	9,59
LOI*	25,6	20,4	17,5	15,7	17,6	25,7
Σύνολο	100,10	100,07	99,87	99,95	99,89	100,11

*LOI: απώλεια πύρωσης (1050°C / 2h).

Στη γεώτρηση PA_36 το SiO₂ κυμαίνεται από 20,59 (2960 m) έως 51,87% κ.β. (2910 m). Το TiO₂ κυμαίνεται από 0,09 (2960 m) έως 0,31% κ.β. (2830 και 2955 m). Το Al₂O₃ κυμαίνεται από 2,93 (2960 m) έως 11,00% κ.β. (2830 m). Το Fe₂O_{3t} κυμαίνεται από 2,46 (2735 m) έως 5,22% κ.β. (2960 m). Το MnO μετρήθηκε σε όλα τα δείγματα 0,04% κ.β. εκτός τους δείγματος 2910 m (0,05% κ.β.). Το MgO κυμαίνεται από 1,64 (2735 m) έως 4,88% κ.β. (2910 m). Το CaO κυμαίνεται από 5,29 (2830 m) έως 26,09% κ.β. (2960 m). Το Na₂O κυμαίνεται από 1,16 (2735 m) έως 2,52% κ.β. (2910 m). Το K₂O κυμαίνεται από 0,19 (2960 m) έως 3,23% κ.β. (2910 και 2955 m). Το P₂O₅ κυμαίνεται από 0,06 (2735 m) έως 0,10% κ.β. (2830 m). Το SO₃ κυμαίνεται από 0,91 (2830 m) έως 5,94% κ.β. (2960 m). Το SrO κυμαίνεται από 0,07 (2830 m) έως 0,28% κ.β. (2960 m). Τέλος, το BaO κυμαίνεται από 0,81 (2830 m) έως 9,59% κ.β. (2960 m).

Στη γεώτρηση PA_40 το SiO₂ κυμαίνεται από 34,22 (2575 m) έως 70,47% κ.β. (2820 m). Το TiO₂ κυμαίνεται από 0,07 (2820 m) έως 0,12% κ.β. (2575, 2750 και

2865m). Το Al_2O_3 κυμαίνεται από 5,60 (2575 m) έως 8,75% κ.β. (2865 m). Το $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{t}}$ κυμαίνεται από 1,38 (2620 m) έως 2,19% κ.β. (2750 m). Το MnO κυμαίνεται μεταξύ 0,01 και 0,02% κ.β. σε όλα τα δείγματα. Το MgO κυμαίνεται από 1,17 (2820 m) έως 2,45% κ.β. (2575 m). Το CaO κυμαίνεται από 3,29 (2820 m) έως 21,79 % κ.β. (2575 m). Το Na_2O κυμαίνεται από 1,74 (2575 m) έως 3,02% κ.β.(2750 m). Το K_2O κυμαίνεται από 1,02 (2575 m) έως 3,43% κ.β. (2820 m). Το P_2O_5 κυμαίνεται από 0,03 (2820 m) έως 0,06% κ.β. (2575 m). Το SO_3 κυμαίνεται από 0,58 (2865 m) έως 3,45% κ.β. (2575 m). Το SrO κυμαίνεται από 0,07 (2620, 2750 και 2865 m) έως 0,12% κ.β. (2575 m). Τέλος, το BaO κυμαίνεται από 1,77 (2865 m) έως 3,60% κ.β. (2575 m).

Πίνακας 4.11. Χημική ανάλυση (% κ.β.) των δειγμάτων της γεώτρησης PA_40.

Οξείδια /Βάθος	2575 m	2620 m	2750 m	2820 m	2865 m
SiO_2	34,22	54,92	64,90	70,47	68,54
TiO_2	0,12	0,09	0,12	0,07	0,12
Al_2O_3	5,60	6,37	7,76	7,14	8,75
$\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{t}}$	1,71	1,38	2,19	1,97	1,92
MnO	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02
MgO	2,45	1,46	1,98	1,17	1,46
CaO	21,79	13,36	4,33	3,29	4,13
Na_2O	1,74	2,57	3,02	2,79	2,84
K_2O	1,02	2,01	3,17	3,43	3,15
P_2O_5	0,06	0,04	0,04	0,03	0,04
SO_3	3,45	1,34	1,15	1,36	0,58
SrO	0,12	0,07	0,07	0,10	0,07
BaO	3,60	1,81	1,96	2,84	1,77
LOI*	24,0	14,5	9,2	5,2	6,5
Σύνολο	99,90	99,93	99,91	99,87	99,89

*LOI: απώλεια πύρωσης (1050°C / 2h).

Στη γεώτρηση PA_41 το SiO_2 κυμαίνεται από 30,32 (2850 m) έως 63,94% κ.β. (3040 m). Το TiO_2 κυμαίνεται από 0,12 (2850 m) έως 0,30% κ.β. (3115 m). Το Al_2O_3 κυμαίνεται από 2,68 (2850 m) έως 10,45% κ.β. (3105 m). Το $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{t}}$ κυμαίνεται από 1,62 (3040 m) έως 2,92% κ.β. (3115 m). Το MnO κυμαίνεται από 0,02 (2905 και 2985 m) έως 0,05% κ.β. (2850 m). Το MgO κυμαίνεται από 0,77 (2850 m) έως 3,19%

κ.β.(3105 m). Το CaO κυμαίνεται από 3,68 (3040 m) έως 31,45% κ.β.(2850 m). Το Na₂O κυμαίνεται από 0,85 (2850 m) έως 3,18% κ.β. (3105 m). Το K₂O κυμαίνεται από 0,42 (2850 m) έως 3,50% κ.β. (3040 m). Το P₂O₅ κυμαίνεται από 0,07 (3040 m) έως 0,10% κ.β. (2850 m). Το SO₃ κυμαίνεται από 0,60 (3040 m) έως 2,34% κ.β. (2850 m). Το SrO κυμαίνεται από 0,04(3040 m) έως 0,12% κ.β. (2850 m). Τέλος, το BaO κυμαίνεται από 0,58 (3040 m) έως 2,41% κ.β. (2905 m).

Πίνακας 4.12. Χημική ανάλυση (% κ.β.) των δειγμάτων της γεώτρησης PA_41.

Οξείδια /Βάθος	2850 m	2855 m	2905 m	2985 m	3040m	3105 m	3115 m
SiO ₂	30,32	49,30	53,44	61,51	63,94	56,73	58,37
TiO ₂	0,12	0,22	0,14	0,16	0,18	0,29	0,30
Al ₂ O ₃	2,68	8,38	7,36	8,45	9,20	10,45	10,07
Fe ₂ O _{3t}	2,56	2,32	1,98	1,67	1,62	2,76	2,92
MnO	0,05	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04
MgO	0,77	2,85	1,79	2,34	2,68	3,19	3,16
CaO	31,45	6,87	9,32	4,58	3,68	4,56	4,48
Na ₂ O	0,85	2,74	2,70	3,11	2,75	3,18	2,61
K ₂ O	0,42	2,59	2,77	3,13	3,50	3,01	3,06
P ₂ O ₅	0,10	0,09	0,19	0,08	0,07	0,09	0,08
SO ₃	2,34	2,27	2,07	1,16	0,60	0,87	0,67
SrO	0,12	0,06	0,09	0,07	0,04	0,06	0,05
BaO	1,56	1,11	2,41	1,75	0,58	0,89	0,61
LOI*	26,6	21,2	15,6	11,9	11,1	13,8	13,6
Σύνολο	99,94	100,03	99,88	99,93	99,97	99,92	100,02

*LOI: απώλεια πύρωσης (1050°C / 2h).

Από τη σύγκριση της ορυκτολογικής (Πίν. 4.4-4.8) και χημικής σύστασης (4.9-4.12) διαπιστώνεται η ύπαρξη καλής συσχέτισης μεταξύ των κύριων ορυκτών (χαλαζιάς και άστριοι) και της περιεκτικότητας των κύριων οξειδίων (SiO₂, Al₂O₃, Na₂O και K₂O).

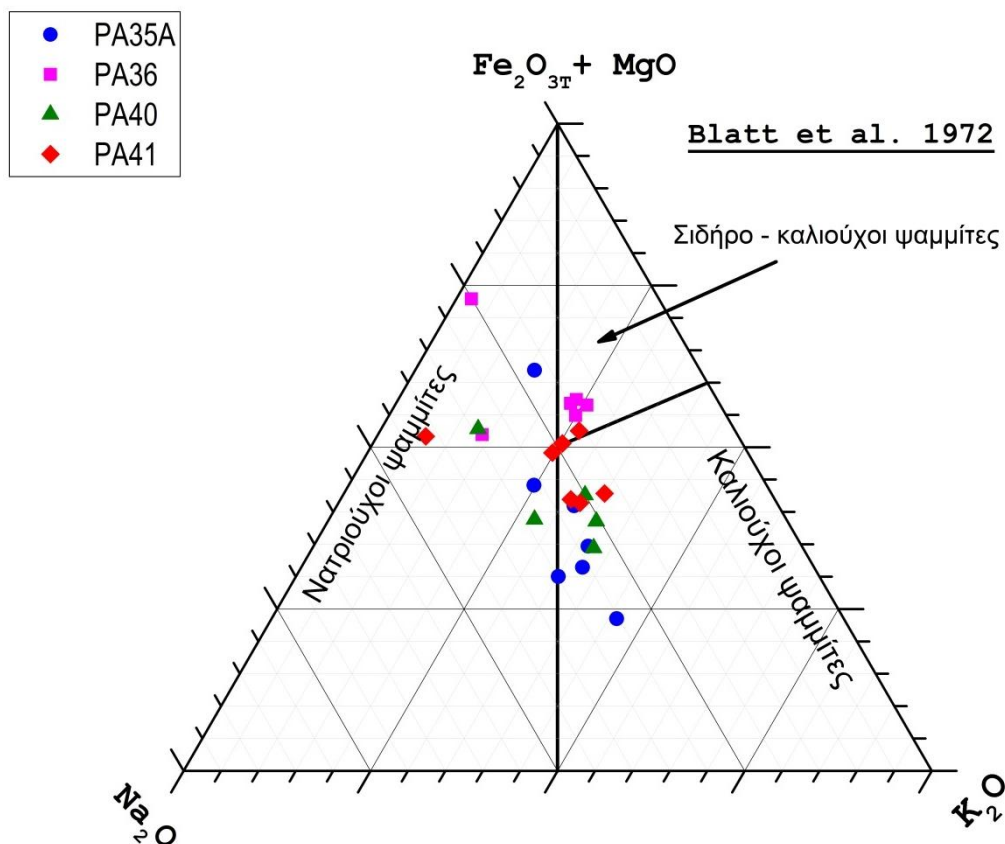
4.4 Χημικές αναλύσεις

4.4.1. Ταξινόμηση ψαμμιτών

Η χημική ταξινόμηση των ψαμμιτών μπορεί να επιτευχθεί με τη χρήση αναλύσεων των κύριων στοιχείων τους. Η χημική σύσταση ενός ψαμμίτη εξαρτάται

από την ορυκτολογική του σύσταση, η οποία αντανakλά τις ιζηματογενείς διεργασίες που έλαβαν χώρα για α) το σχηματισμό του συγκεκριμένου πετρώματος β) τη σύσταση του/των πρωτόλιθου/ων και γ) το γεωτεκτονικό καθεστώς στο οποίο συνέβησαν όλες αυτές οι διεργασίες. Έτσι, είναι δυνατόν να παρατηρείται μία ευρεία διακύμανση στην αναλογία των κύριων στοιχείων στη χημική σύσταση ενός ψαμμίτη και ανάλογα με την προέλευση του κλαστικού υλικού και το γεωτεκτονικό περιβάλλον να διακρίνονται πλούσιοι ή φτωχοί σε SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O ή K_2O ψαμμίτες (Pettijohn et al., 1973).

Μία πρώτη προσπάθεια γεωχημικής ταξινόμησης των ψαμμιτών έγινε από τους Blatt et al. (1972) λαμβάνοντας υπόψη, σε ένα τριγωνικό διάγραμμα, την αναλογία $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$, Na_2O και K_2O στις τρεις κορυφές αντίστοιχα. Με αυτή την ταξινόμηση οι ψαμμίτες ομαδοποιούνται σε σιδηρομαγνησιούχους – καλιούχους, νατριούχους και καλιούχους, όπως φαίνεται στο διάγραμμα 4.6.



Διάγραμμα 4.6. Χημική ταξινόμηση των εξεταζόμενων ψαμμιτών κατά Blatt et al. (1972).

Λαμβάνοντας λοιπόν υπόψη τα δεδομένα των πινάκων 4.9-4.12 και σύμφωνα με την προβολή των δειγμάτων στο τριγωνικό διάγραμμα (Διάγραμμα 4.6), τα εξεταζόμενα δείγματα ταξινομούνται κυρίως ως καλιούχοι-σιδηροκαλιούχοι ψαμμίτες (17 δείγματα) και μερικώς ως νατριούχοι ψαμμίτες (8 δείγματα) γεγονός που δείχνει αφενός την επικράτηση των καλιούχων ορυκτών (κυρίως Κ-άστριοι) και αφετέρου τη σημαντική κατά περιπτώσεις παρουσία και νατριούχων ορυκτών (κυρίως πλαγιόκλαστα). Η σχετική αναλογία των ορυκτών φάσεων που συμμετέχουν ως κλαστικά συστατικά στα εξεταζόμενα δείγματα ψαμμιτών και επηρεάζουν τη χημική τους ταξινόμηση αποτυπώνουν και τις διεργασίες αποσάθρωσης που λαμβάνουν χώρα στη χέρσο εντός της υδρολογικής λεκάνης του Νέστου.

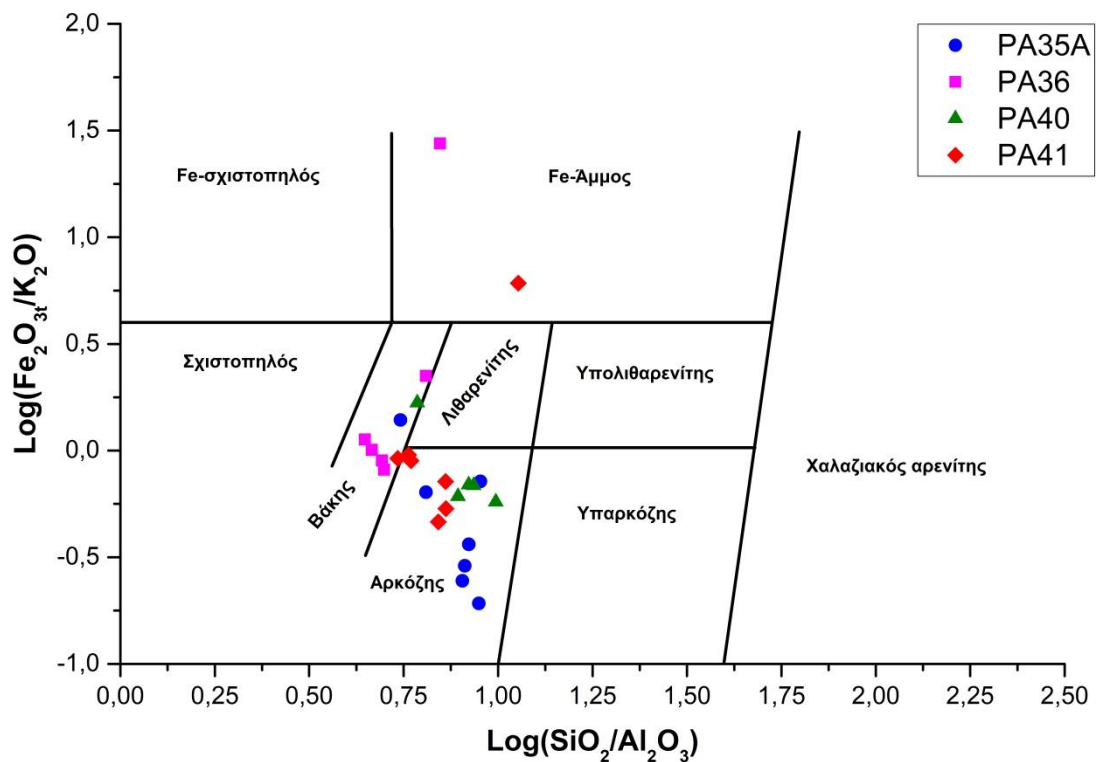
Η αξιολόγηση της ορυκτολογικής ωριμότητας ενός ψαμμίτη επιτυγχάνεται με τον λόγο $\text{Si}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ που μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως δείκτης (Pettijohn et al., 1973), ενώ σύμφωνα με τον Herron (1988), ο λόγος $\text{Fe}_2\text{O}_{3t}/\text{K}_2\text{O}$ μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως δείκτης για τη διάκριση μεταξύ σταθερών και ασταθών ορυκτών. Συγκεκριμένα, χαμηλές αναλογίες Fe_2O_{3t} δηλώνουν παρουσία σταθερών ορυκτών, ενώ αντίθετα υψηλές αναλογίες φανερώνουν την ύπαρξη ασταθών ορυκτών στη σύσταση ενός ψαμμίτη, που συνεπάγεται μικρή απόσταση μεταφοράς του κλαστικού υλικού και σημαντική συμμετοχή θραυσμάτων στη σύστασή του.

Με βάση αυτούς τους δύο λόγους, $\text{Si}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ και $\text{Fe}_2\text{O}_{3t}/\text{K}_2\text{O}$, ο Herron (1988) ταξινόμησε χημικά τους ψαμμίτες σύμφωνα με το διάγραμμα 4.7. Λαμβάνοντας υπόψη τα δεδομένα των πινάκων 4.9-4.12 και το διάγραμμα 4.7 από τα 25 δείγματα για τα οποία έγιναν χημικές αναλύσεις τα 15 ταξινομούνται ως αρκόζες (κυρίως τα δείγματα των γεωτρήσεων PA34A, PA40 και PA41), τα 8 ως βάκες (κυρίως της γεώτρησης PA36) και 2 ως Fe-ούχοι άμμοι.

Σύμφωνα με τους Τσιραμπίδη (2008) και Ιωακειμίδη (2015) οι αρκόζες είναι ψαμμίτες ηπειρωτικής προέλευσης, οι οποίοι απαντώνται σε πολύ παχιά και σφηνοειδή στρώματα περιορισμένων περιοχών όπως σε ρηξιγενείς λεκάνες. Οι αρκόζες χαρακτηρίζουν ένα περιβάλλον έντονου αναγλύφου και ισχυρής αποσάθρωσης πετρωμάτων των οποίων οι άστριοι δεν υποβλήθηκαν σε

παρατεταμένη αποσάθρωση ή δε μεταφέρθηκαν σε μεγάλες αποστάσεις πριν από την ταφή τους.

Οι βάκες βρίσκονται συνήθως σε παχιές και εκτεταμένες αποθέσεις με αδιάκριτες στρώσεις. Φανερώνουν περιβάλλον, όπου οι διαδικασίες της αποσάθρωσης, της μεταφοράς, της απόθεσης και της ταφής έγιναν τόσο ραγδαία που δεν πρόλαβε να συμβεί χημική αποσάθρωση. Οι γραουβάκες είναι γενικά θαλάσσιας προέλευσης, εναλλάσσονται συνήθως με πηλόλιθους και έχουν αποτεθεί από υποθαλάσσια τυρβώδη ρεύματα.



Διάγραμμα 4.7. Χημική ταξινόμηση των εξεταζόμενων ψαμμιτών κατά Herron (1988).

Σύμφωνα με τους Pollak (1979) και Proedrou & Papaconstantinou (2004), οι ταμειυτήρες της λεκάνης Πρίνου – Καβάλας σχηματίστηκαν από τη δράση τουρβιδιτικών ρευμάτων τα οποία μετέφεραν τα υλικά που είχαν αποτεθεί στις παρυφές της λεκάνης κάτω από δελταϊκές – παραθαλάσσιες συνθήκες, στο κέντρο της λεκάνης.

4.4.2. Εμπλουτισμός κύριων στοιχείων

Στα διαγράμματα 4.8 έως 4.16 παρουσιάζεται η περιεκτικότητα των κύριων στοιχείων των εξεταζόμενων δειγμάτων κανονικοποιημένη ως προς την παγκόσμια μέση σύσταση των ψαμμιτών (Turekian & Wedepohl, 1961) και τη μέση σύσταση του ανώτερου ηπειρωτικού φλοιού (Taylor & McLennan, 1985, Wedepohl, 1995). Σύμφωνα με τον Håkanson (1980), οι τιμές του εμπλουτισμού μετά την κανονικοποίηση σύμφωνα με τα παραπάνω διαχωρίζονται στις εξής τάξεις: <1 πτωχευμένο δείγμα, 1-3 μέτρια εμπλουτισμένο δείγμα, 3-6 σημαντικά εμπλουτισμένο και >6 πολύ εμπλουτισμένο δείγμα.

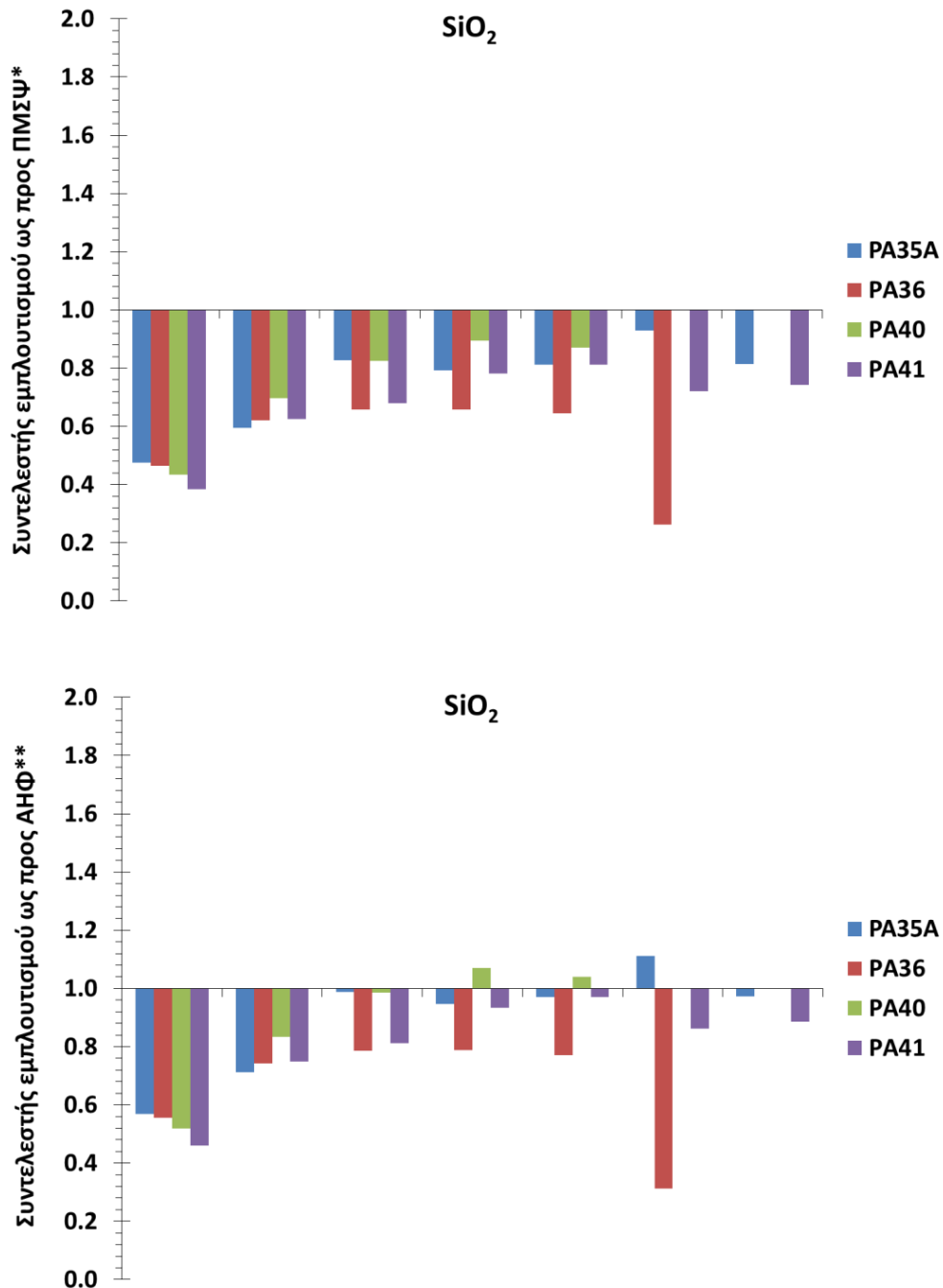
Όπως προκύπτει από το διάγραμμα 4.8 το SiO_2 είναι σε όλα τα δείγματα πτωχευμένο σε σύγκριση με την παγκόσμια μέση σύσταση των ψαμμιτών και πτωχευμένο σε 22/25 δείγματα σε σύγκριση με τον άνω ηπειρωτικό φλοιό, ενώ στα υπόλοιπα 3/25 δείγματα είναι μέτρια εμπλουτισμένο.

Το TiO_2 σύμφωνα με το διάγραμμα 4.9 είναι σε 19/25 δείγματα πτωχευμένο και σε 6/25 δείγματα μέτρια εμπλουτισμένο σε σύγκριση με την παγκόσμια μέση σύσταση των ψαμμιτών και πτωχευμένο σε όλα τα δείγματα σε σύγκριση με τον άνω ηπειρωτικό φλοιό.

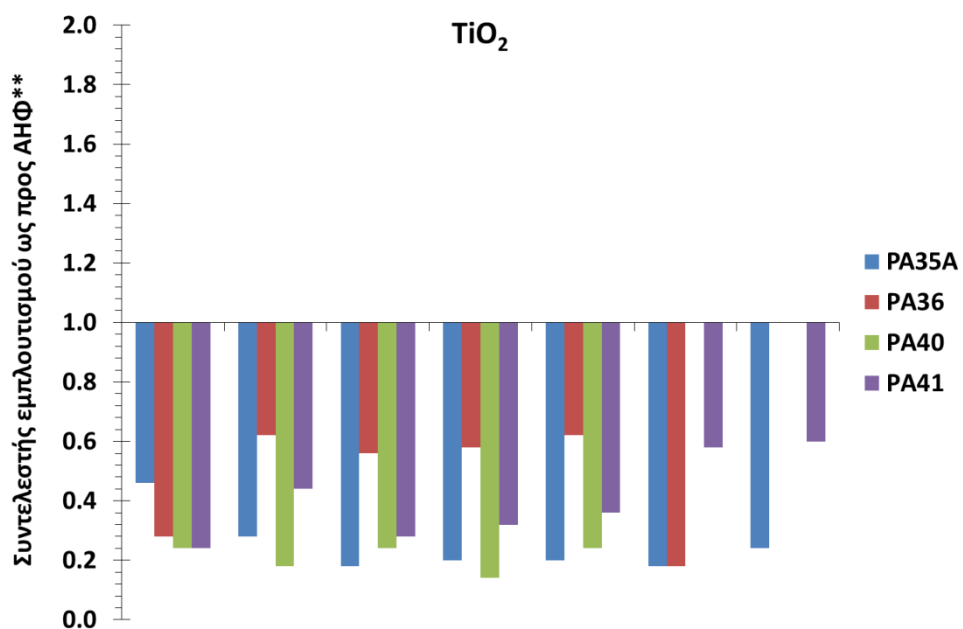
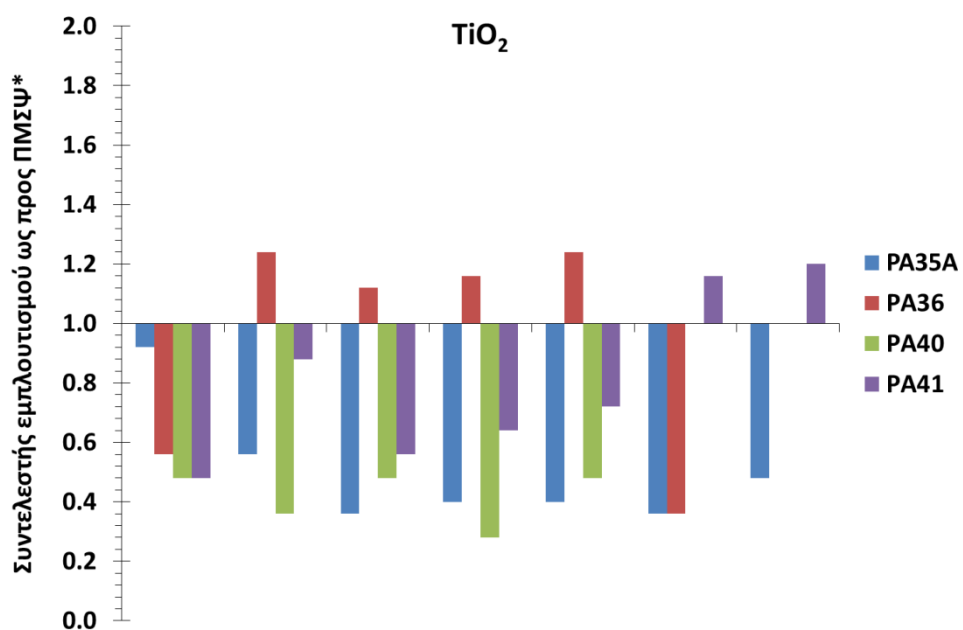
Όπως προκύπτει από το διάγραμμα 4.10 το Al_2O_3 είναι μέτρια εμπλουτισμένο σε 23/25 δείγματα και πτωχευμένο στα υπόλοιπα 3/25 δείγματα σε σύγκριση με την παγκόσμια μέση σύσταση των ψαμμιτών και πτωχευμένο σε όλα τα δείγματα σε σύγκριση με τον άνω ηπειρωτικό φλοιό. Η συμπεριφορά αυτή του Al_2O_3 ως προς την παγκόσμια μέση σύσταση των ψαμμιτών αποδίδεται στην σημαντική παρουσία των αστρίων (Πίν. 4.5-4.8) στα εξεταζόμενα δείγματα.

Το Fe_2O_{3t} σύμφωνα με το διάγραμμα 4.11 είναι μέτρια εμπλουτισμένο σε 18/25 δείγματα, πτωχευμένο σε 6/25 δείγματα και σημαντικά εμπλουτισμένο σε ένα δείγμα σε σύγκριση με την παγκόσμια μέση σύσταση των ψαμμιτών και πτωχευμένο σε όλα τα δείγματα σε σύγκριση με τον άνω ηπειρωτικό φλοιό. Ο παραπάνω εμπλουτισμός του Fe_2O_{3t} αποδίδεται στην παρουσία σιδηρούχων ορυκτών όπως οι μαρμαρυγίες, ο χλωρίτης και σε ορισμένες περιπτώσεις ο σιδηροπυρίτης (Πίν. 4.5-4.8). Σύμφωνα με τον Weller (1960) η σημαντική παρουσία

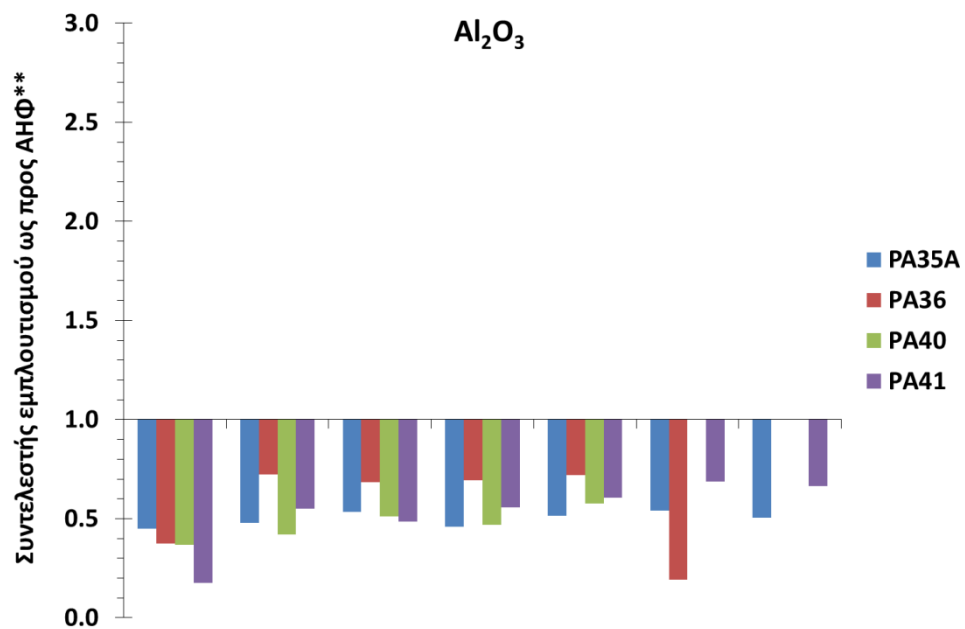
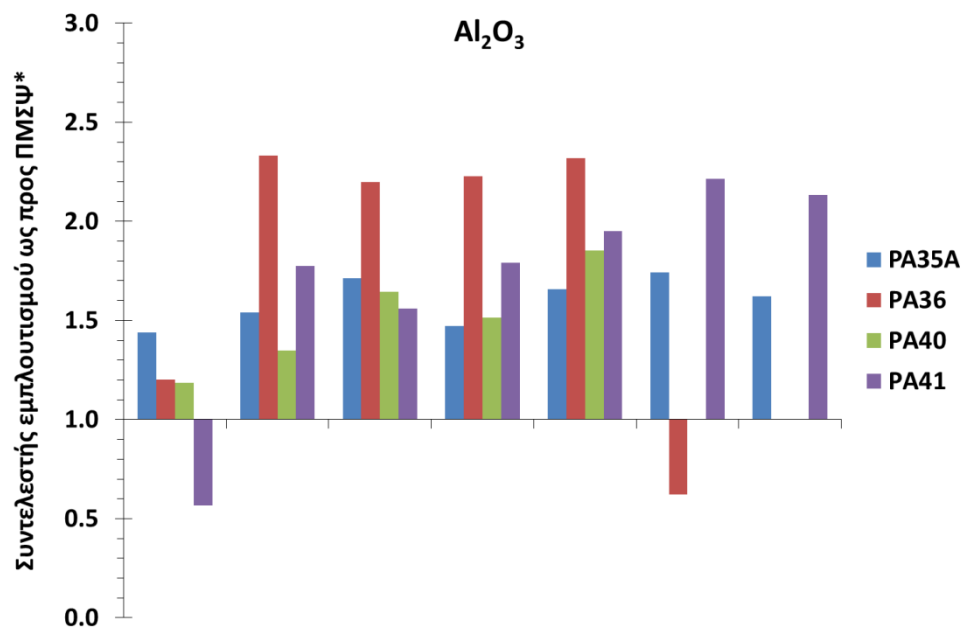
των ορυκτών αυτών και συνεπώς η υψηλή περιεκτικότητα σε Fe_2O_3 δείχνουν ότι τα εξεταζόμενα δείγματα είναι ορυκτολογικά ανώριμα, παρατήρηση που συνάδει με την ταχεία μεταφορά, απόθεση και ενταφιασμό που προϋποθέτει η σχηματισμός και διατήρηση των εξεταζόμενων πετρωμάτων (αρκόζες και βάκες, διάγραμμα 4.7).



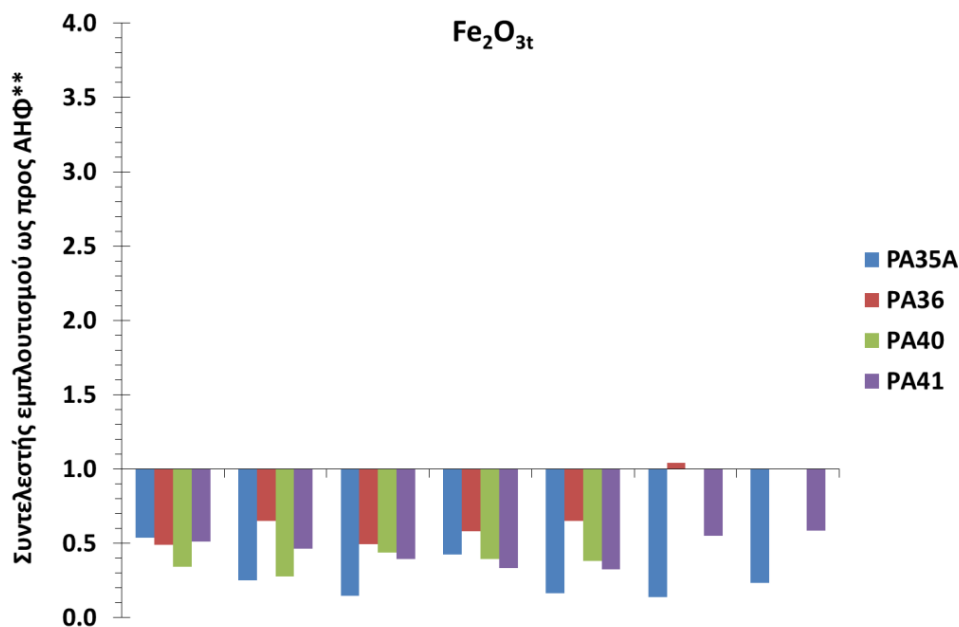
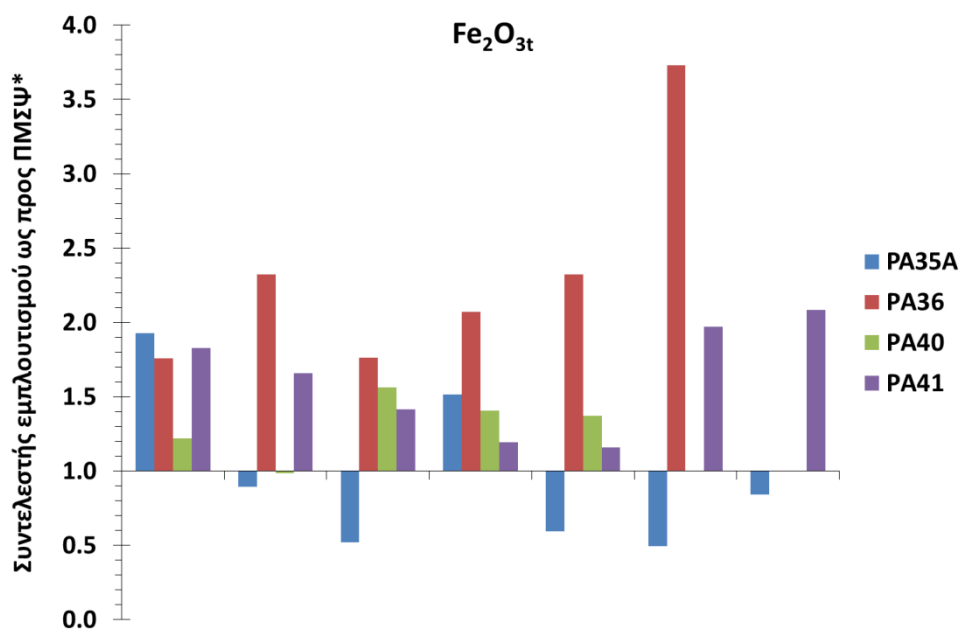
Διάγραμμα 4.8. Περιεκτικότητα SiO_2 κανονικοποιημένη ως προς την Παγκόσμια Μέση Σύσταση των Ψαμμιτών (*Turekian & Wedepohl, 1961) και τον ΆνωΗπειρωτικό Φλοιό (**Taylor&McLennan, 1985 και Wedepohl, 1995).



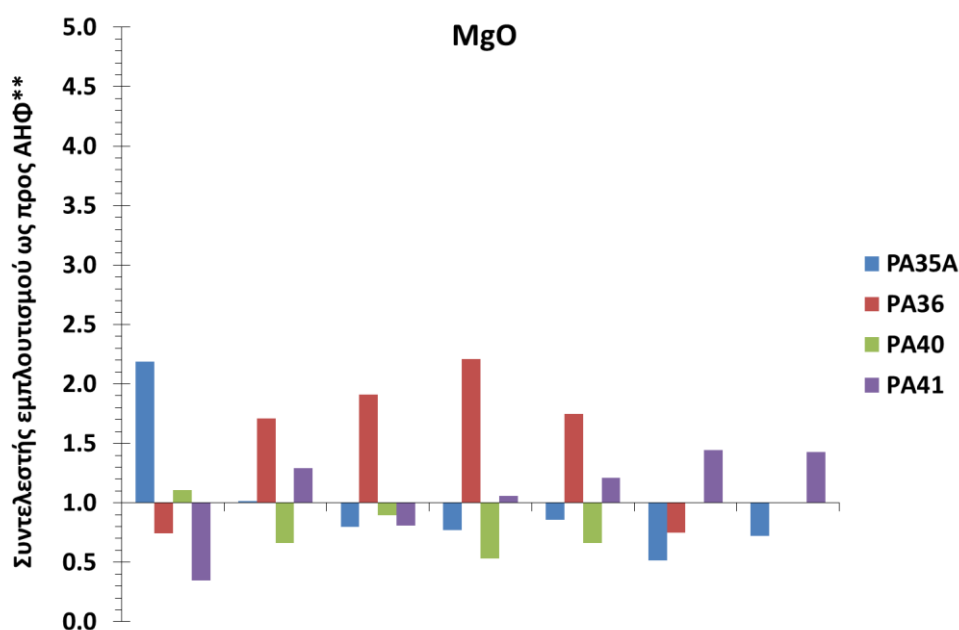
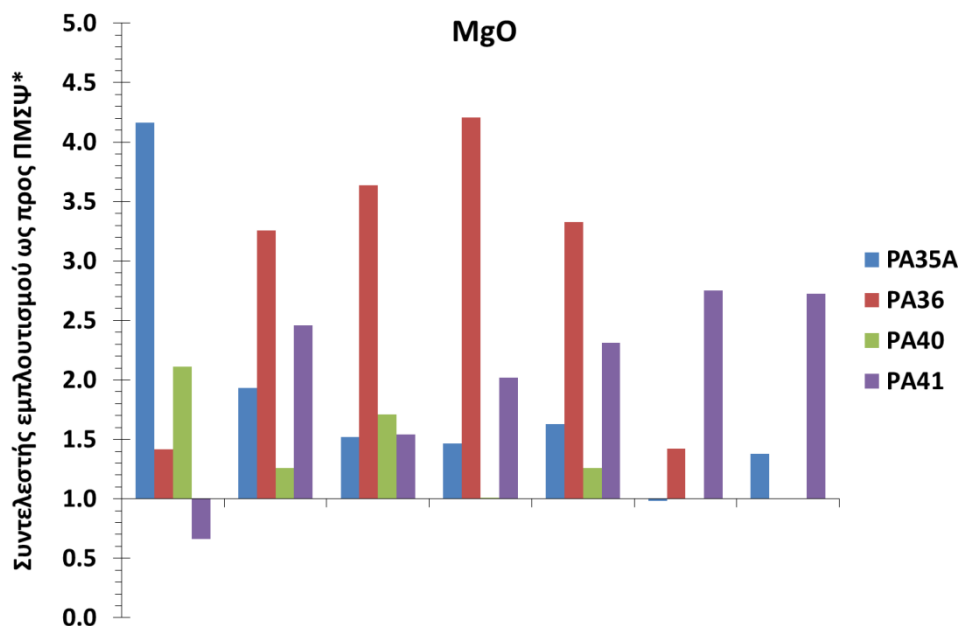
Διάγραμμα 4.9. Περιεκτικότητα TiO_2 κανονικοποιημένη ως προς την Παγκόσμια Μέση Σύσταση των Ψαμμιτών (*Turekian & Wedepohl, 1961) και τον Άνω Ηπειρωτικό Φλοιό (**Taylor&McLennan, 1985 και Wedepohl, 1995).



Διάγραμμα 4.10. Περιεκτικότητα Al_2O_3 κανονικοποιημένη ως προς την Παγκόσμια Μέση Σύσταση των Ψαμμιτών (*Turekian & Wedepohl, 1961) και τον Άνω Ηπειρωτικό Φλοιό (**Taylor&McLennan, 1985 και Wedepohl, 1995).



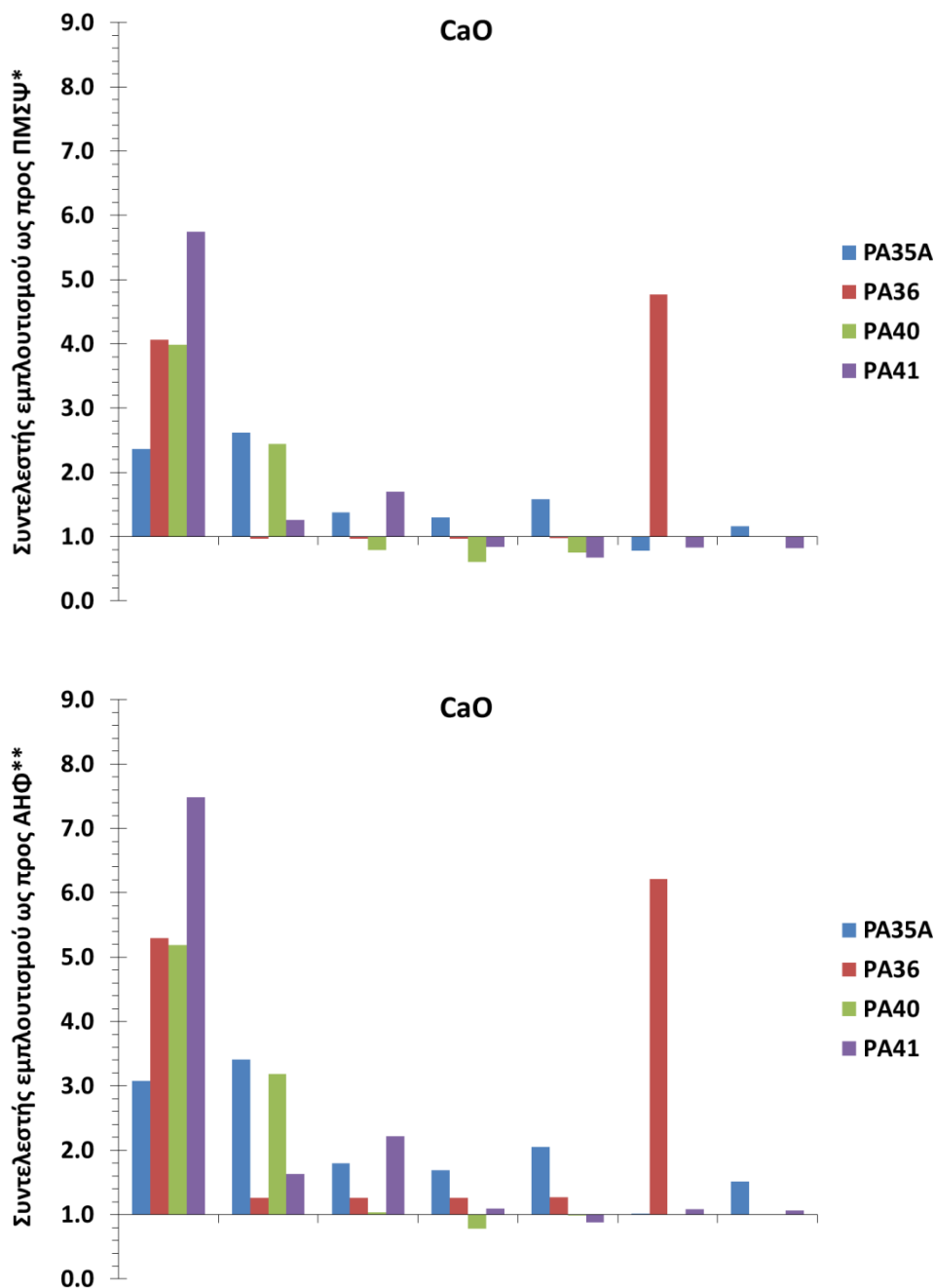
Διάγραμμα 4.11. Περιεκτικότητα Fe_2O_{3t} κανονικοποιημένη ως προς την Παγκόσμια Μέση Σύσταση των Ψαμμιτών (*Turekian & Wedepohl, 1961) και τον Άνω Ηπειρωτικό Φλοιό (**Taylor&McLennan, 1985 και Wedepohl, 1995).



Διάγραμμα 4.12. Περιεκτικότητα MgO κανονικοποιημένη ως προς την Παγκόσμια Μέση Σύσταση των Ψαμμιτών (*Turekian & Wedepohl, 1961) και τον Άνω Ηπειρωτικό Φλοιό (**Taylor&McLennan, 1985 και Wedepohl, 1995).

Όπως προκύπτει από το διάγραμμα 4.12 το MgO είναι μέτρια εμπλουτισμένο σε 16/25 δείγματα, σημαντικά εμπλουτισμένο σε 5/25 δείγματα και πτωχευμένο σε

ένα δείγμα σε σύγκριση με την παγκόσμια μέση σύσταση των ψαμμιτών, ενώ είναι μέτρια εμπλουτισμένο σε 12/25 δείγμα και πτωχευμένο στα υπόλοιπα 13/25 δείγματα σε σύγκριση με τον άνω ηπειρωτικό φλοιό. Η συμπεριφορά αυτή του MgO αποδίδεται στην παρουσία του δολομίτη στα εξεταζόμενα δείγματα (Πίν. 4.5-4.8).



Διάγραμμα 4.13. Περιεκτικότητα CaO κανονικοποιημένη ως προς την Παγκόσμια Μέση Σύσταση των Ψαμμιτών (*Turekian & Wedepohl, 1961) και τον Άνω Ηπειρωτικό Φλοιό (**Taylor&McLennan, 1985 και Wedepohl, 1995).

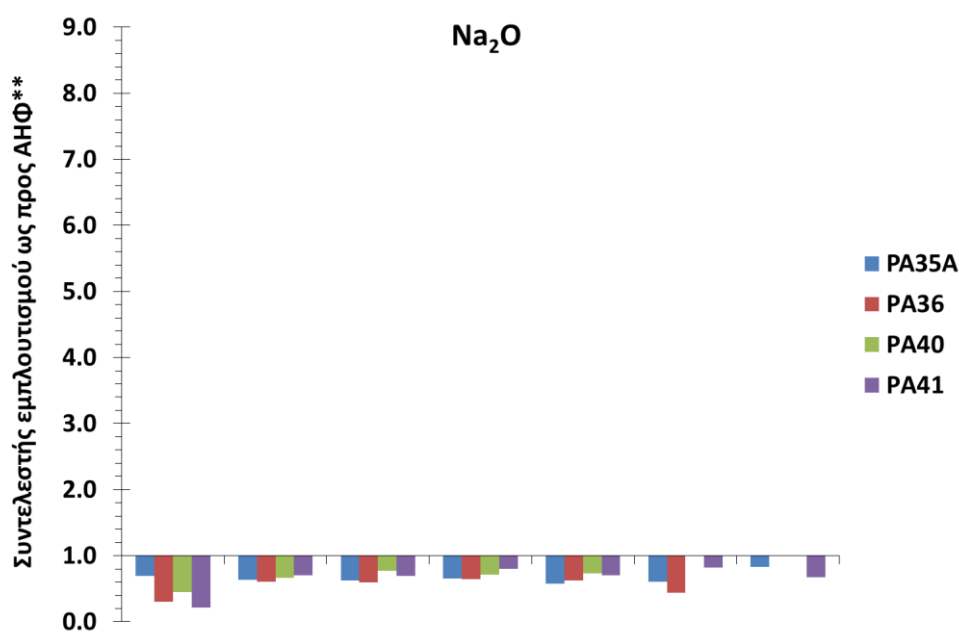
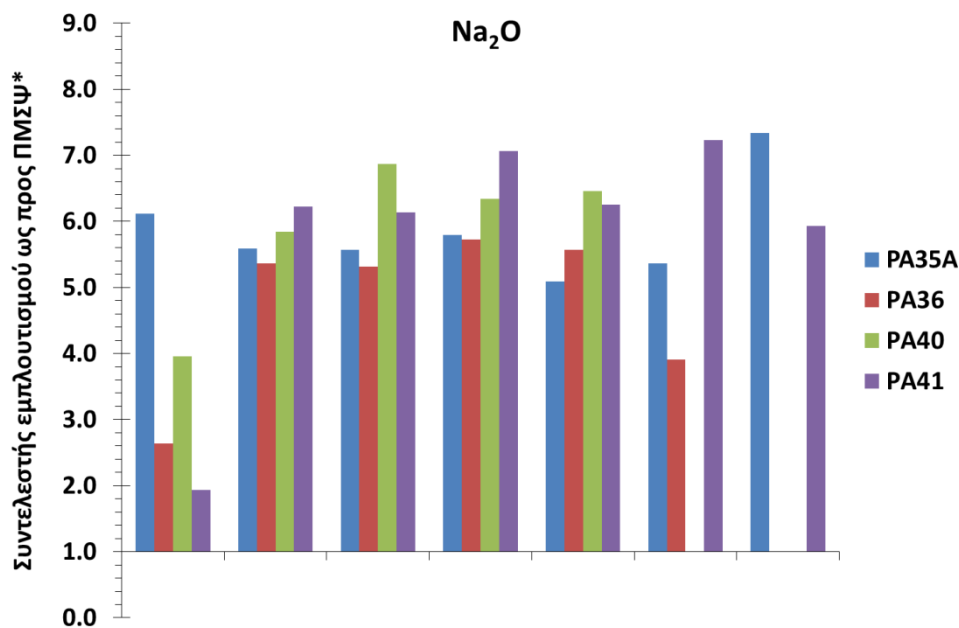
Το CaO όπως εμφανίζεται διάγραμμα 4.13 είναι μέτρια εμπλουτισμένο σε 9/25 δείγματα, σημαντικά εμπλουτισμένο σε 4/25 δείγματα και πτωχευμένο σε 12/25 δείγματα σε σύγκριση με την παγκόσμια μέση σύσταση των ψαμμιτών, ενώ είναι μέτρια εμπλουτισμένο σε 12/25 δείγμα και πτωχευμένο στα υπόλοιπα 13/25 δείγματα σε σύγκριση με τον άνω ηπειρωτικό φλοιό. Η συμπεριφορά αυτή του MgO αποδίδεται στην παρουσία του δολομίτη στα εξεταζόμενα δείγματα (Πίν. 4.5-4.8).

Όπως παρουσιάζεται στο διάγραμμα 4.14 το Na_2O είναι σημαντικά εμπλουτισμένο σε 23/25 δείγματα και μέτρια εμπλουτισμένο σε 2/25 δείγματα σε σύγκριση με την παγκόσμια μέση σύσταση των ψαμμιτών, ενώ είναι πτωχευμένο σε όλα τα δείγματα σε σύγκριση με τον άνω ηπειρωτικό φλοιό. Ο σημαντικός εμπλουτισμός των εξεταζόμενων δειγμάτων σε Na_2O μπορεί να αποδοθεί στην αυξημένη παρουσία που παρουσιάζουν τα δείγματα αυτά (Πιν. 4.5-4.9) σε πλαγιόκλαστα.

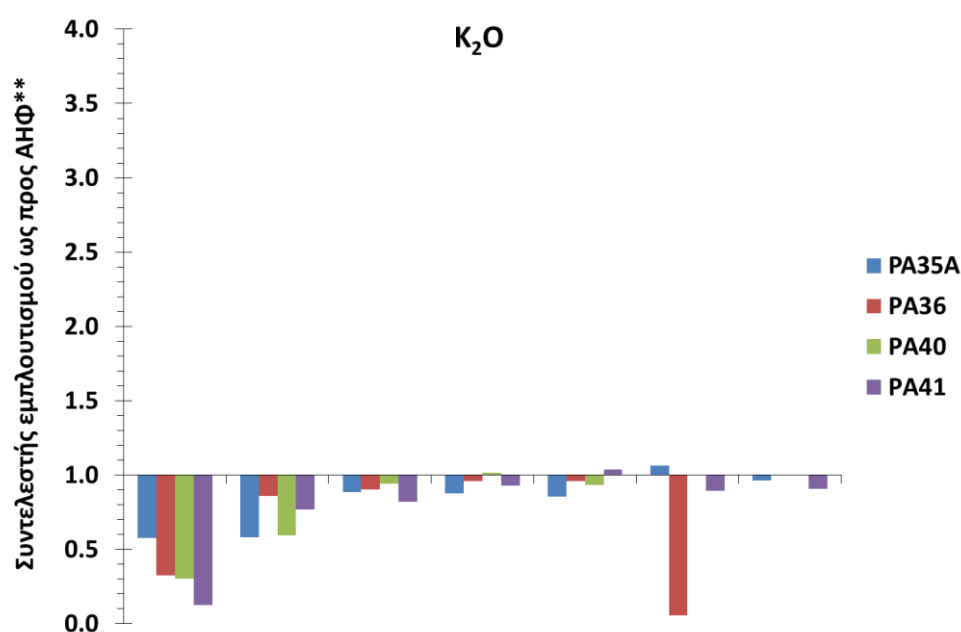
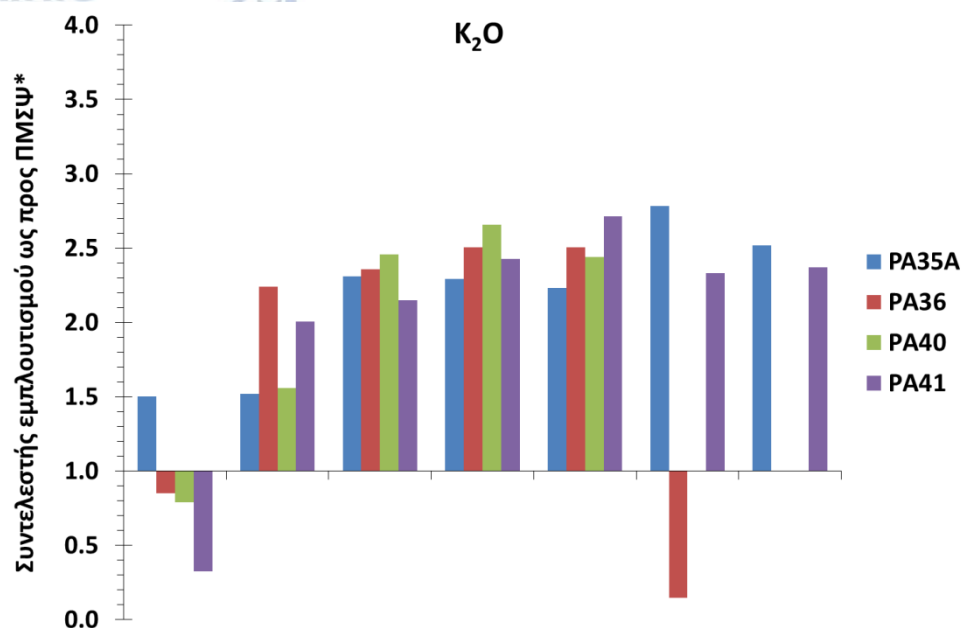
Το K_2O σύμφωνα με το διάγραμμα 4.15 είναι μέτρια εμπλουτισμένο σε 21/25 δείγματα και πτωχευμένο στα υπόλοιπα 4/25 δείγματα σε σύγκριση με την παγκόσμια μέση σύσταση των ψαμμιτών, ενώ είναι οριακά μέτρια εμπλουτισμένο σε 3/25 δείγματα και πτωχευμένο στα υπόλοιπα 22/25 δείγματα σε σύγκριση με τον άνω ηπειρωτικό φλοιό.

Τα παραπάνω αποτελέσματα που αφορούν τον εμπλουτισμό του Al_2O_3 , του Na_2O και του K_2O είναι σε πολύ καλή συμφωνία με τη χημική ταξινόμηση των εξεταζόμενων δειγμάτων που τα κατατάσσει κυρίως ως αρκόζες και βάκες.

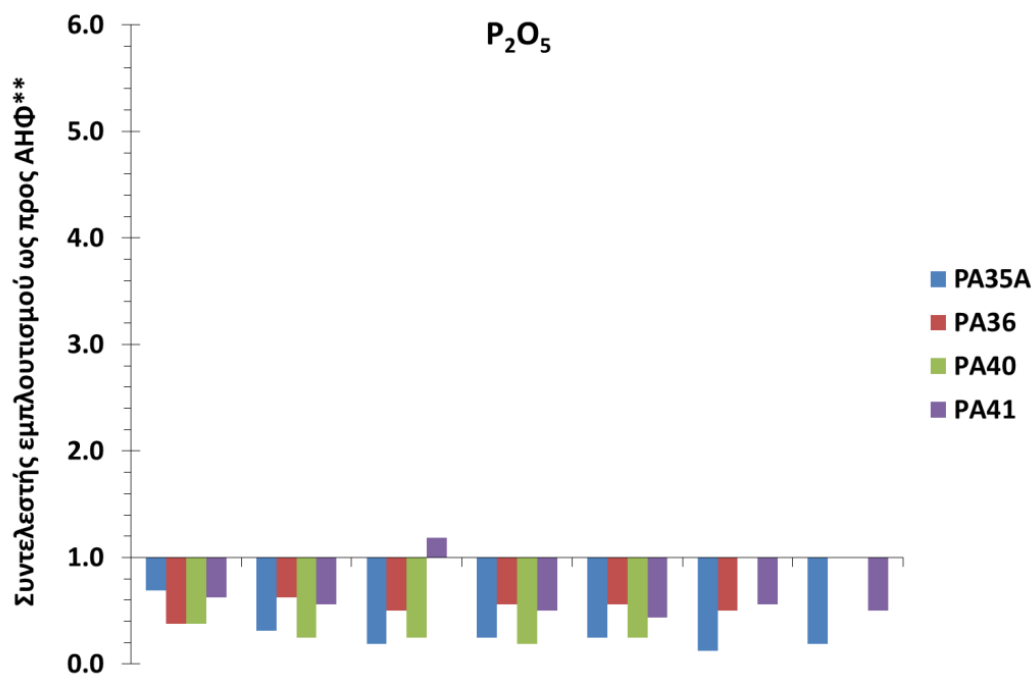
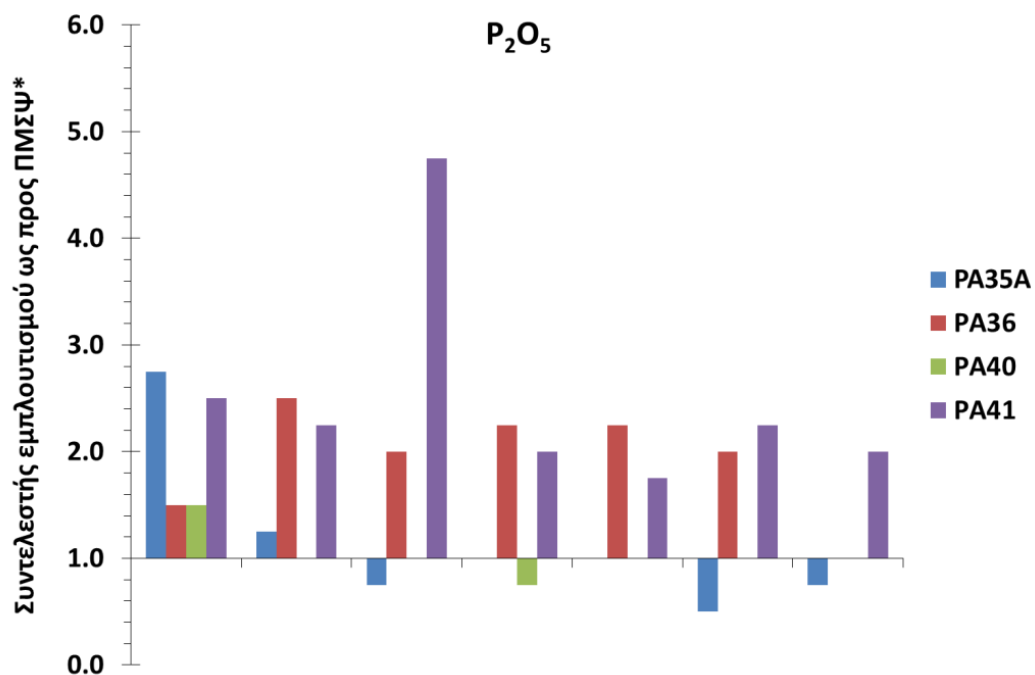
Τέλος, όπως παρουσιάζεται στο διάγραμμα 4.16 το P_2O_5 είναι μέτρια εμπλουτισμένο σε 15/25 δείγματα, πτωχευμένο σε 9/25 δείγματα και σημαντικά εμπλουτισμένο σε ένα δείγμα σε σύγκριση με την παγκόσμια μέση σύσταση των ψαμμιτών, ενώ είναι πτωχευμένο σε 24/25 δείγματα και μέτρια εμπλουτισμένο σε ένα δείγμα σε σύγκριση με τον άνω ηπειρωτικό φλοιό. Ο σημαντικός εμπλουτισμός των εξεταζόμενων δειγμάτων σε P_2O_5 μπορεί να αποδοθεί στην παρουσία οργανικής ύλης δεδομένου ότι τα εξεταζόμενα δείγματα προέρχονται από ψαμμιτικά στρώματα της λεκάνης Πρίνου-Καβάλας που λειτουργούν στην πράξη ως ταμειυτήρες πετρελαίου.



Διάγραμμα 4.14. Περιεκτικότητα Na₂O κανονικοποιημένη ως προς την Παγκόσμια Μέση Σύσταση των Ψαμμιτών (*Turekian & Wedepohl, 1961) και τον Άνω Ηπειρωτικό Φλοιό (**Taylor&McLennan, 1985 και Wedepohl, 1995).



Διάγραμμα 4.15. Περιεκτικότητα K_2O κανονικοποιημένη ως προς την Παγκόσμια Μέση Σύσταση των Ψαμμιτών (*Turekian & Wedepohl, 1961) και τον Άνω Ηπειρωτικό Φλοιό (**Taylor&McLennan, 1985 και Wedepohl, 1995).



Διάγραμμα 4.16. Περιεκτικότητα P_2O_5 κανονικοποιημένη ως προς την Παγκόσμια Μέση Σύσταση των Ψαμμιτών (*Turekian & Wedepohl, 1961) και τον Άνω Ηπειρωτικό Φλοιό (**Taylor&McLennan, 1985 και Wedepohl, 1995).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5ο

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Συνολικά 31 δείγματα από τις γεωτρήσεις PA-35A, PA-36, PA-40 και PA-41 της λεκάνης Πρίνου–Καβάλας παραχωρήθηκαν από την Εταιρεία ENERGEAN OIL & GAS-KAVALA για ορυκτολογική και γεωχημική μελέτη στα πλαίσια της παρούσας μεταπτυχιακής διπλωματικής εργασίας. Τα δείγματα προέρχονται από τους τέσσερεις πετρελαϊκούς ταμιευτήρες A1, A2, B και C σε βάθη από 2575 έως 3115 m.

Υπολογίστηκε η απώλειες πύρωσης επί ξηρού αρχικού βάρους ως εργαλείο για την εκτίμηση του ποσοστού της οργανικής ύλης που εμπεριέχεται σε ένα δείγμα αφού αφαιρεθεί η επίδραση των ένυδρων και ανθρακικών ορυκτών. Διαπιστώθηκε ότι οι γεωτρήσεις PA35A και PA40 έχουν παραπλήσια συμπεριφορά, ενώ οι γεωτρήσεις PA36 και PA41 δείχνουν μία σταδιακή μετατόπιση των στρωμάτων με τις μεγαλύτερες τιμές απώλειας πύρωσης προς μεγαλύτερα βάθη. Πιθανόν αυτό να οφείλεται σε τεκτονικά αίτια από τη δράση κανονικών ρηγμάτων στο ΒΔ τμήμα της λεκάνης εντός του πετρελαϊκού πεδίου.

Από την ορυκτολογική μελέτη προέκυψε ότι ο χαλαζίας και οι άστριοι (καλιούχοι και πλαγιόκλαστα) είναι οι κύριες ορυκτολογικές φάσεις που περιέχουν τα εξεταζόμενα δείγματα, με τα ανθρακικά ορυκτά (ασβεστίτης και δολομίτης) να ακολουθούν σε μικρότερα ποσοστά. Μαρμαρυγίες και χλωρίτης, αλίτης και γύψος, σιδηροπυρίτης σε ορισμένα δείγματα και άμορφο υλικό συμπληρώνουν την ορυκτολογική σύσταση.

Υπολογίστηκε το άμορφο υλικό από τα περιθλασιογράμματα ακτίνων-Χ, το οποίο, αφού αφαιρέθηκε η επίδραση της οργανικής ύλης, χρησιμοποιήθηκε ως εργαλείο για την αξιολόγηση του είδους του συγκολλητικού υλικού που περιέχουν τα εξεταζόμενα δείγματα ψαμμιτών. Διαπιστώθηκε ότι το συγκολλητικό υλικό είναι κυρίως πυριτικής σύστασης. Λαμβάνοντας υπόψη το βάθος των εξεταζόμενων δειγμάτων (2575-3115 m), αλλά και την παρουσία πυριτικής σύστασης συγκολλητικού υλικού διαπιστώνεται οι αλλαγές που συνέβησαν στα εξεταζόμενα δείγματα κατά τη διάρκεια της διαγένεσης συνάδουν με τις συνθήκες γένεσης

πετρελαίου. Επίσης, όλες οι διαγενετικές διεργασίες που συνέβησαν είχαν επίδραση στα ιστολογικά, ορυκτολογικά και χημικά χαρακτηριστικά των εξεταζόμενων ιζηματογενών πετρωμάτων επηρεάζοντας το πορώδες το οποίο εκτιμήθηκε σε τιμές μεταξύ 15-20%.

Με βάση την αναλογία $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{t}} + \text{MgO}$, Na_2O και K_2O οι εξεταζόμενοι ψαμμίτες ταξινομούνται κυρίως ως καλιούχοι-σιδηροκαλιούχοι ψαμμίτες (17 δείγματα) και μερικώς ως νατριούχοι ψαμμίτες (8 δείγματα) γεγονός που δείχνει αφενός την επικράτηση των καλιούχων ορυκτών (κυρίως Κ-άστριοι) και αφετέρου τη σημαντική κατά περιπτώσεις παρουσία και νατριούχων ορυκτών (κυρίως πλαγιόκλαστα). Η ιδιαίτερα υψηλή παρουσία χαλαζία και αστρίων αποδίδεται στη μεγάλη έκταση (περίπου 1.529 km^2 ή 71,9%) που καταλαμβάνουν πετρώματα πλούσια σε αυτά τα ορυκτά (πυριγενείς όγκοι, γνεύσιοι και σχιστόλιθοι) στο σύνολο της υδρολογικής λεκάνης του Νέστου.

Λαμβάνοντας υπόψη τους λογαριθμικούς λόγους $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ και $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{t}}/\text{K}_2\text{O}$ από τα 25 δείγματα για τα οποία έγιναν χημικές αναλύσεις τα 15 ταξινομούνται ως αρκώζες (κυρίως τα δείγματα των γεωτρήσεων PA35A, PA40 και PA41), τα 8 ως βάκες (κυρίως της γεώτρησης PA36) και 2 ως Fe-ούχοι άμμοι. Η ταξινόμηση αυτή φανερώνει ένα θαλάσσιο περιβάλλον απόθεσης με έντονη τροφοδοσία κλαστικού υλικού από τη χέρσο, μεγάλες κλίσεις εντός της λεκάνης και τουρβιδικά ρεύματα τα οποία μετέφεραν τα υλικά που είχαν αποτεθεί στις άκρες της λεκάνης Πρίνου-Καβάλας κάτω από τις δελταϊκές-παραθαλάσσιες συνθήκες του ποταμού Νέστου στο κέντρο της λεκάνης.

Τέλος, όσον αφορά τον εμπλουτισμό των οξειδίων των κύριων στοιχείων ως προς την παγκόσμια μέση σύσταση των ψαμμιτών και τον άνω ηπειρωτικό φλοιό, διαπιστώθηκε το SiO_2 και το TiO_2 είναι γενικά πτωχευμένα στα εξεταζόμενα δείγματα. Το Al_2O_3 , το Na_2O και το K_2O είναι μέτρια εμπλουτισμένα σε σημαντικό αριθμό δειγμάτων σε σύγκριση με την παγκόσμια μέση σύσταση των ψαμμιτών και πτωχευμένα σε όλα τα δείγματα σε σύγκριση με τον άνω ηπειρωτικό φλοιό. Η συμπεριφορά των οξειδίων αυτών ως προς την παγκόσμια μέση σύσταση των ψαμμιτών αποδίδεται στην σημαντική παρουσία των αστρίων στα εξεταζόμενα



δείγματα. Το Fe_2O_3 είναι μέτρια εμπλουτισμένο σε σημαντικό αριθμό δειγμάτων σε σύγκριση με την παγκόσμια μέση σύσταση των ψαμμιτών και πτωχευμένο σε όλα τα δείγματα σε σύγκριση με τον άνω ηπειρωτικό φλοιό. Αυτή η τάση αποδίδεται στην παρουσία σιδηρούχων ορυκτών όπως οι μαρμαρυγίες, ο χλωρίτης και σε ορισμένες περιπτώσεις ο σιδηροπυρίτης. Η σημαντική παρουσία των ορυκτών αυτών συνεπάγεται ορυκτολογική ανωριμότητα για τα εξεταζόμενα δείγματα, παρατήρηση που συνάδει με την ταχεία μεταφορά, απόθεση και ενταφιασμό που προϋποθέτει ο σχηματισμός και διατήρηση των εξεταζόμενων πετρωμάτων. Η συμπεριφορά του MgO και του CaO ελέγχεται κυρίως από την παρουσία του δολομίτη και του ασβεστίτη, ενώ το P_2O_5 είναι μέτρια εμπλουτισμένο σε σημαντικό αριθμό δειγμάτων σε σύγκριση με την παγκόσμια μέση σύσταση των ψαμμιτών και πτωχευμένο σε σύγκριση με τον άνω ηπειρωτικό φλοιό. Ο εμπλουτισμός των εξεταζόμενων δειγμάτων σε P_2O_5 μπορεί να αποδοθεί στην παρουσία οργανικής ύλης δεδομένου ότι τα εξεταζόμενα δείγματα προέρχονται από ψαμμιτικά στρώματα της λεκάνης Πρίνου-Καβάλας που λειτουργούν ως ταμιευτήρες πετρελαίου.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Allen, P. and Allen, J. (2013). *Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment, 3rd edition*. John Wiley & Sons, p. 54-71, 98-104, 111-112, 118-120.

Blatt, H., Middleton, G. and Murray, R., 1972. *Origin of sedimentary rocks*. Prentice – Hall, Inc, N. Jersey. 634 p.

Boggs, S.Jr. 2009. *Petrology of Sedimentary Rocks, Second Edition*, University of Oregon. 600 p.

Boggs S. Jr. (2014). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. 5th edition. London: Pearson Education Limited, p. 122-129.

Brun, J.-P., Faccenna, C., Gueydan, F., Sokoutis, D., Philippon, M., Kydonakis, K., & Gorini, C. (2016). The two-stage Aegean extension, from localized to distributed, a result of slab rollback acceleration. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 53(11), 1142–1157.

Brun, Jean-Pierre; Faccenna Sokoutis, Dimitrios;;Philippon, Mélody;Kydonakis , Konstantinos ; Gorini, Christian; (cjes-2015-0203.R1) «The two stage Aegeanextension, from localized to distributed, a result of slab rollback acceleration» Journal: *Canadian Journal of Earth Sciences*

Burley, S. and Worden, R. (2009). *Sandstone Diagenesis: The Evolution of Sand to Stone*. Chichester: John Wiley & Sons, p. 17-30, 33-35.

Georgakopoulos A. 1998. *Lithology and Stratigraphy of the Neogene Prinos-Kavala Basin, Northern Greece*. Geological Society of Greece, Special Publications, No 9.79-84.2000.

GuinierA., 1963. *X-Ray diffraction in crystals, imperfect crystals and amorphous bodies*, San Francisco, Freeman H.W. and Company, 378 p

Håkanson L., 1980. Ecological risk index for aquatic pollution control. A sedimentological approach. *Water Research*, 14(8), 975-1001.

Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 820-829.

Jolivet, L., and Brun, J.-P., 2008, Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean: *International Journal of Earth Sciences*, v. 99, p. 109–138, doi: 10.1007/s00531-008-0366-4.

Jowett E. C., Lawrence M. Ca (1993). *Predicting Depths of Gypsum Dehydration in Evaporitic Sedimentary Basins*. AAPG Bulletin, 77.

Kantiranis N., Chrissafis C., Filippidis A. & Paraskevopoulos K., 2006b. Thermal distinction of HEU-type mineral phases contained in Greek zeolite-rich volcanoclastic tuffs. *European J. Mineralogy*, 18, 509-516.

Kantiranis N., Georgakopoulos A., Filippidis A. and Drakoulis A. (2004). Mineralogy and organic matter content of bottom ash samples from AgiosDimitrios power plant, Greece. Bulletin of the Geological Society of Greece, 35, 320-326.

Kantiranis N., Tsirambides A., Filippidis A. & Christaras B., 1999. Technological characteristics of the calcined limestone from AgiosPanteleimonas, Macedonia, Greece. Materials and Structures, 32, 546-551

Lalechos, N., and E. Savoyat, (1977). La sedimentation Neogene dans le Fosse Nord Egeen, in paper presented at 6th Colloquium on the Geology of the Aegean Region, Athens, Inst. Geol. Miner. Explor.

Pettijohn, E.J., Potter, P.E. and Siever, R. 1973. Sand and Sandstone. Springer-Verlag, Berlin. 618 p.

Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. (2004). *The Biomarker Guide, Volume 2: Biomarkers and Isotopes in the Petroleum Exploration and Earth History*. Cambridge University Press.

Pollak, W.H. 1979. Structural and lithological development of the Prinos-Kavala basin, Sea of Thrace, Greece. Annex Geologique Pays Hellenic tome hors serie, fasc II, p. 1003-1011, VIth International Congress on Mediterranean Neogene, Athens.

Potter, P., Maynard, J. and Depetris, P. (2010). *Mud and mudstones: Introduction and Overview*. Berlin: Springer, p. 129-147.

Proedrou, P. and Papaconstantinou, C.M., 2004. Prinos basin - a model for oil exploration. Bulletin of the Geological Society of Greece, 36, 327-333.

Smith, G. A. (1988). *Intra-arc basins* (No. CONF-880301-). American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK.

Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust, its composition and evolution, an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Blackwell, Oxford, 312 p.

Tucker M. (2001). *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. 3rd edition. Blackwell Science, p. 55-65, 97-103, 207-210.

Turekian, K.K. and Wedepohl, K.H., 1961. Distribution of the Elements in some major units of the Earth's crust. Geological Society of America Bulletin, 72, 175-192.

Pittman, E. & Lewan, M. (1994). *Organic acids in geological processes*. Berlin: Springer-Verlag, chapter 3.

Wedepohl K.H., 1995. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(7), 1217-1232.

Weller J.M. 1960. *Stratigraphic principles and practices*. Harper & Row, N. York, 757 p

Wilkinson M., Darby D., Hasze R. S. (1997). *Secondary Porosity Generation During Deep Burial Associated with Overpressure Leak-Off: Fulmar Formation, United Kingdom Central Graben*. AAPG Bulletin, 81.

Worden, R. and Morad, S. (2009). *Clay Mineral Cements in Sandstones*. Chichester: John Wiley & Sons.

Pollak, W. H. (1979). Structural and lithological development of the Prinos-Kavala basin, sea of Thrace, Greece. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, Tome hors serie II, 1003-1011.

Proedrou P. and Papaconstantinou. C.M. (2004). *Prinos Basin - A Model For Oil Exploration*. Bulletin of the Geological Society of Greece, vol. XXXVI.

Γεωργακόπουλος Α. (1998). *Μελέτη μητρικών πετρωμάτων της πετρελαιοφόρου λεκάνης Πρίνου-Καβάλας με μεθόδους οργανικής γεωχημείας*. Bulletin of the Geological Society of Greece, vol. XXXII/3, p. 325-333.

Γεωργακόπουλος Α. (2011). *Κοιτασματολογία Πετρελαίου*. Ηλεκτρονικές σημειώσεις μαθήματος "Κοιτασματολογία Πετρελαίου", Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. σελ. 38-39, 49-55.

Ιωακειμίδης Ι., 2015. *Μελέτη διαγενετικών διεργασιών εντός των ταμιευτήρων της πετρελαιοφόρου λεκάνης Πρίνου – Καβάλας*. Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., 145 σ.

Δρακούλης Α., Καντηράνης Ν., Φιλιππίδης Α. & Στεργίου Α., 2005. Δεσμευτική ικανότητα πλούσιων σε άμορφες φάσεις βιομηχανικών υλικών της νήσου Μήλου. 2ο Συνέδριο Επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας, Ορυκτολογίας & Γεωχημείας ΕΓΕ, Θεσσαλονίκη, 55-63.

Καντηράνης Ν., Στεργίου Χ.Α., Φιλιππίδης Α. και Δρακούλης Α., 2004. Υπολογισμός του ποσοστού του άμορφου υλικού με τη χρήση περιθλασιογραμμάτων ακτίνων-Χ. 10ο Διεθνές Συνέδριο Ε.Γ.Ε., Θεσσαλονίκη, Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής. Εταιρίας, 36/1: 446-453.

Κίλιας Α. (2009) *Εισαγωγή στην Τεκτονική Γεωλογία*. Εκδόσεις "ΟΛΥΜΠΟΣ", p. 58-63, 85-88.

Κορωναίος Α. (1996). *Σημειώσεις Πετρογένεσης Πυριγενών Πετρωμάτων*. Πανεπιστημιακό Τυπογραφείο Α.Π.Θ., p. 51-56.

Μουντράκης Δ., Μ. (2010). *Γεωλογία και Γεωτεκτονική Εξέλιξη της Ελλάδας*. Θεσσαλονίκη: UNIVERSITY STUDIO PRESS, σελ. 318-335, 352-354.

Παπαζάχος Κ. Β. και Παπαζάχος Β. Κ. (2008). *Εισαγωγή στη Γεωφυσική*. Εκδόσεις Ζήτη, κεφάλαιο 7.

Πασαδάκης Ν., Κουτσοθεοδώρου Ε., Μανούτσογλου Ε., Παπακωνσταντίνου Κ., Κιομουρτζή Π., Ζεληλίδης Α. (2005). *Συγκριτική Αξιολόγηση Πετρελαίων Της Λεκάνης Πρίνου-Καβάλας Με Χρήση Βιοδεικτών*. Θεσσαλονίκη: 2^ο Συνέδριο της Επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας, Ορυκτολογίας & Γεωχημείας, σελ. 309-317.

Περιβάλλοντα Ιζηματογένεσης και πιθανά πεδία υδρογονανθράκων στο Βόρειο Αιγαίο', Διδακτορική Διατριβή, Πασχαλιά Κιομουρτζή, 2016, Πανεπιστήμιο Πάτρας.

Προέδρου Π. (1988). *Επαναπροσδιορισμός της ηλικίας της λεκάνης του Πρίνου*. Bulletin of the Geological Society of Greece, vol. XX/2, p. 141-147.

Τσιραμπίδης, Α.Ε., 2008. Ιζηματογενή πετρώματα, Εκδόσεις Γιαχούδη, Θεσσαλονίκη, 317 σ.

Χιώτης Ε. (1990). Εκτίμηση της θερμικής κατάστασης και του πάχους της λιθόσφαιρας στο Αιγαίο. Congress of the Geological Society of Greece (5th : May 24-27, 1990 : Thessaloniki).

Χιώτης Ε. (1992). *Μελέτη Μηχανισμού Γένεσης της Λεκάνης Νέστου-Πρίνου. Νέες Προοπτικές Ερευνών για Υδρογονάνθρακες*. Αθήνα: Bulletin of the Geological Society of Greece, 1993, vol. XXXVIII/2, p. 525-534.

Ψιλιβίκος Α., Ψιλιβίκος Α. (2010). Ιζηματολογία. Εκδόσεις Τζιόλα, p. 177-179, 215-221.



ΗΛΕΚΤΡΟΝΙΚΕΣ ΠΗΓΕΣ

<https://www.greekhydrocarbons.gr/>

<http://pages.geo.wvu.edu/~lang/Geol285/Pet15SsDiagen-outline.pdf>

<https://raregeologybooks.files.wordpress.com/2015/03/principles-of-sedimentology-and-stratigraphy-by-sam-jr-boggs.pdf>

<http://www.sediment.uni-goettingen.de/staff/dunkl/edu/diag-2016-Worden-Burley-2003-Sandstone-Diagenesis.pdf>

<https://www.energean.com/operations/greece/prinos>

<https://energypress.gr/>

<http://www.iea.org/>

http://www.eo-miners.eu/earth_observation/eo_eof_eom_mineralogical.htm

<https://pubs.usgs.gov/of/2001/of01-041/html/docs/xrpd.htm>

<https://pdfs.semanticscholar.org/9ab8/f6c74b96de7a2ff9870b977b621ec150235b.pdf>

<https://ikee.lib.auth.gr/record/298674/files/GRI-2018-21917.pdf>

https://issuu.com/amarkoul/docs/20150615_press_conference_kavala

https://www.materials.uoc.gr/el/undergrad/courses/ETY248/2011/notes/2011/lecture_6.pdf

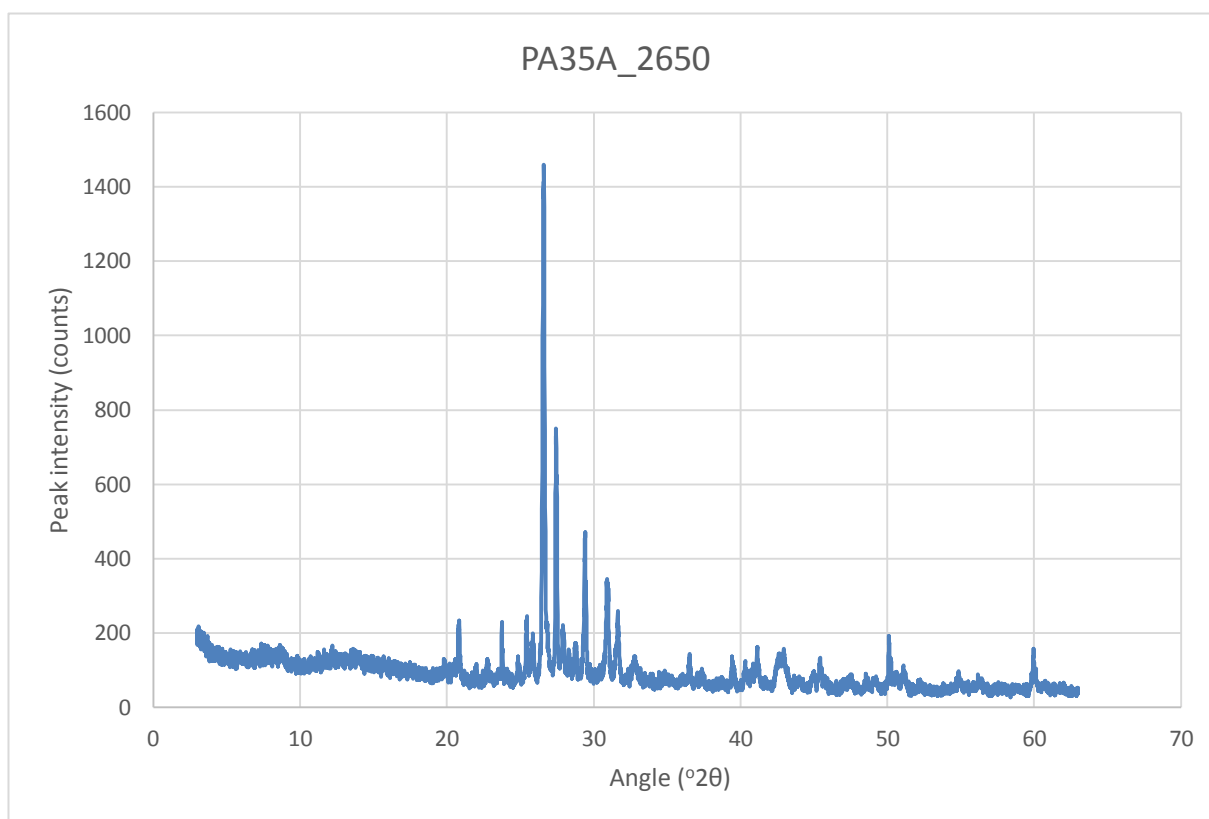
<https://doi.org/10.1139/cjes-2015-0203>

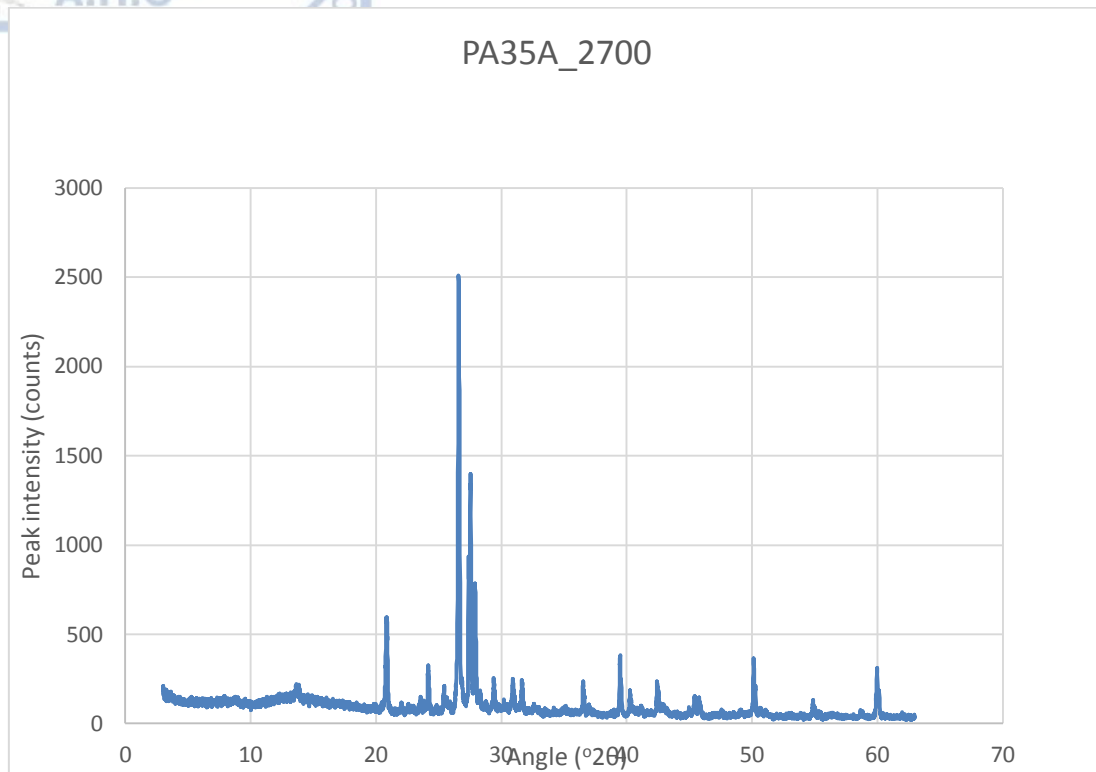
https://www.materials.uoc.gr/el/undergrad/courses/ETY248/2011/notes/2011/lecture_6.pdf

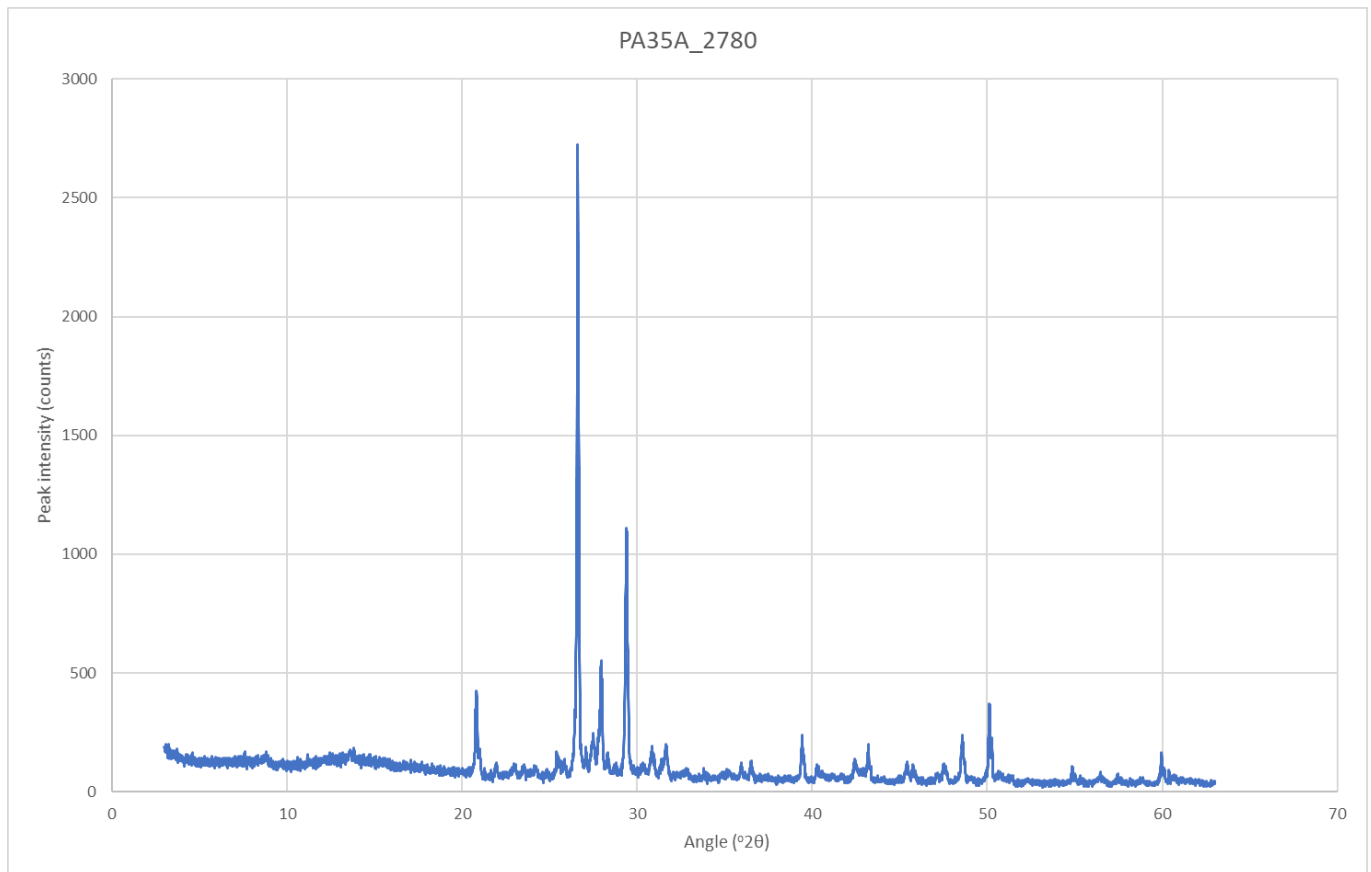


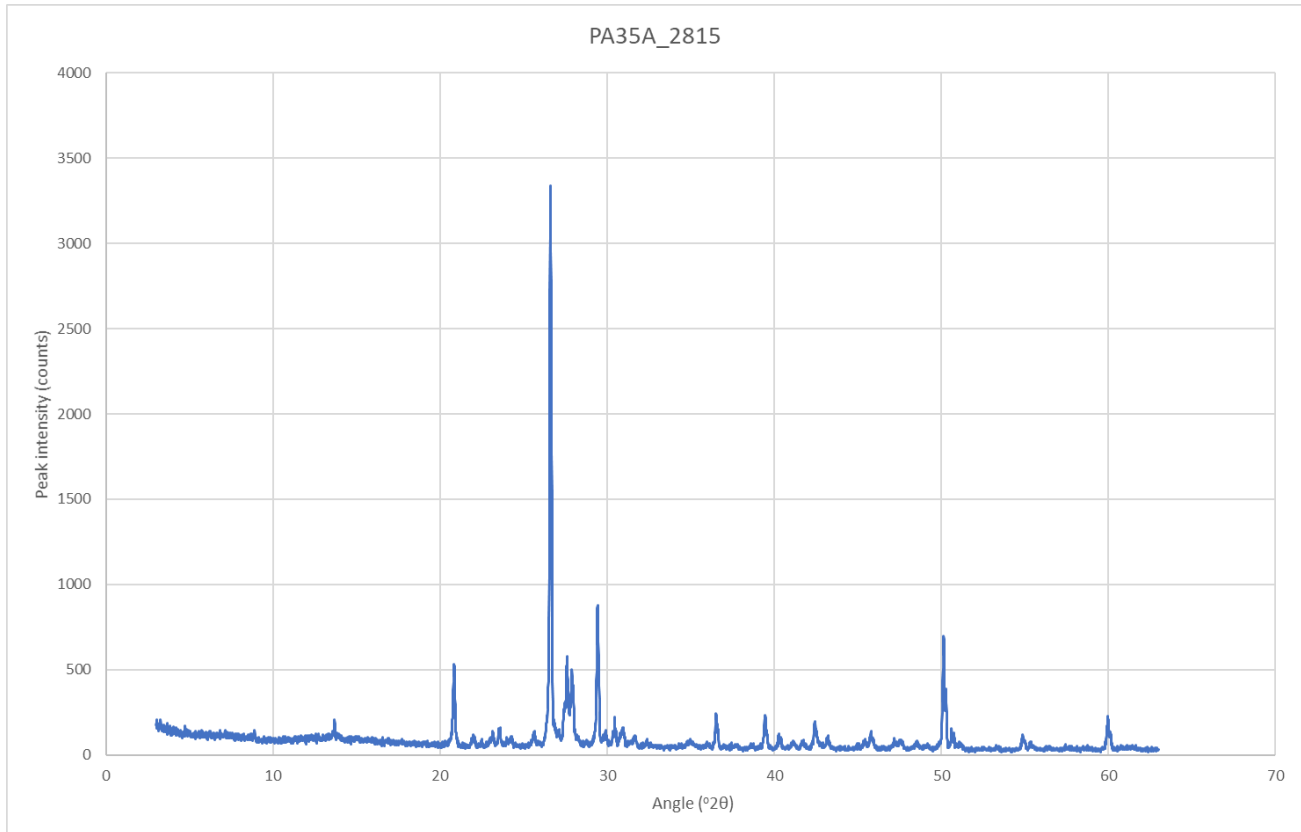
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

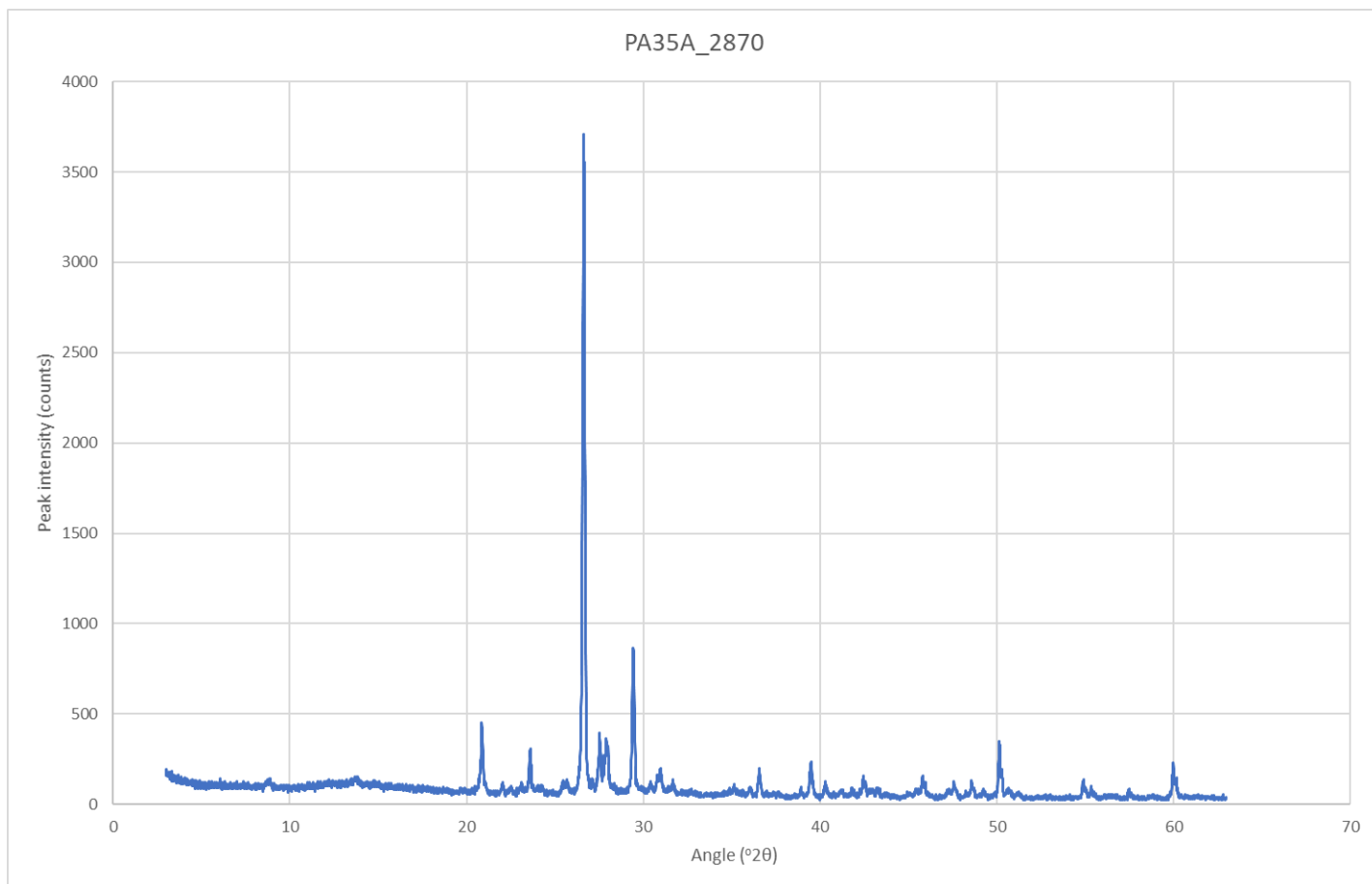
Ακτινογραφήματα (XRD)



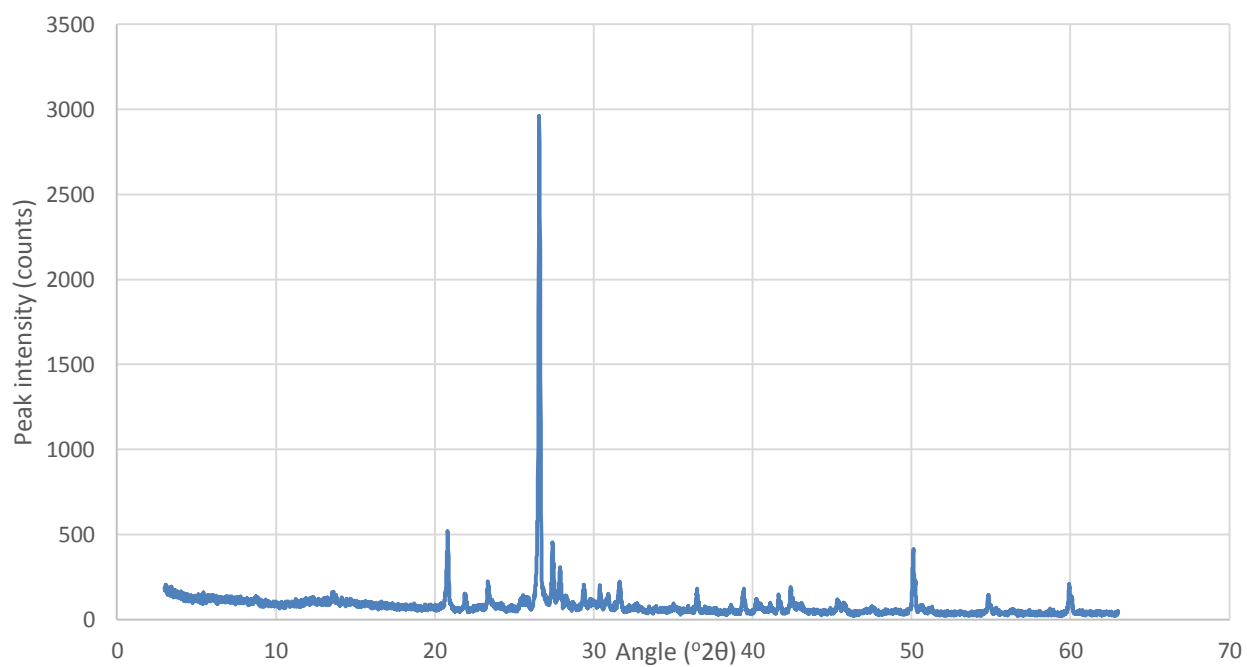


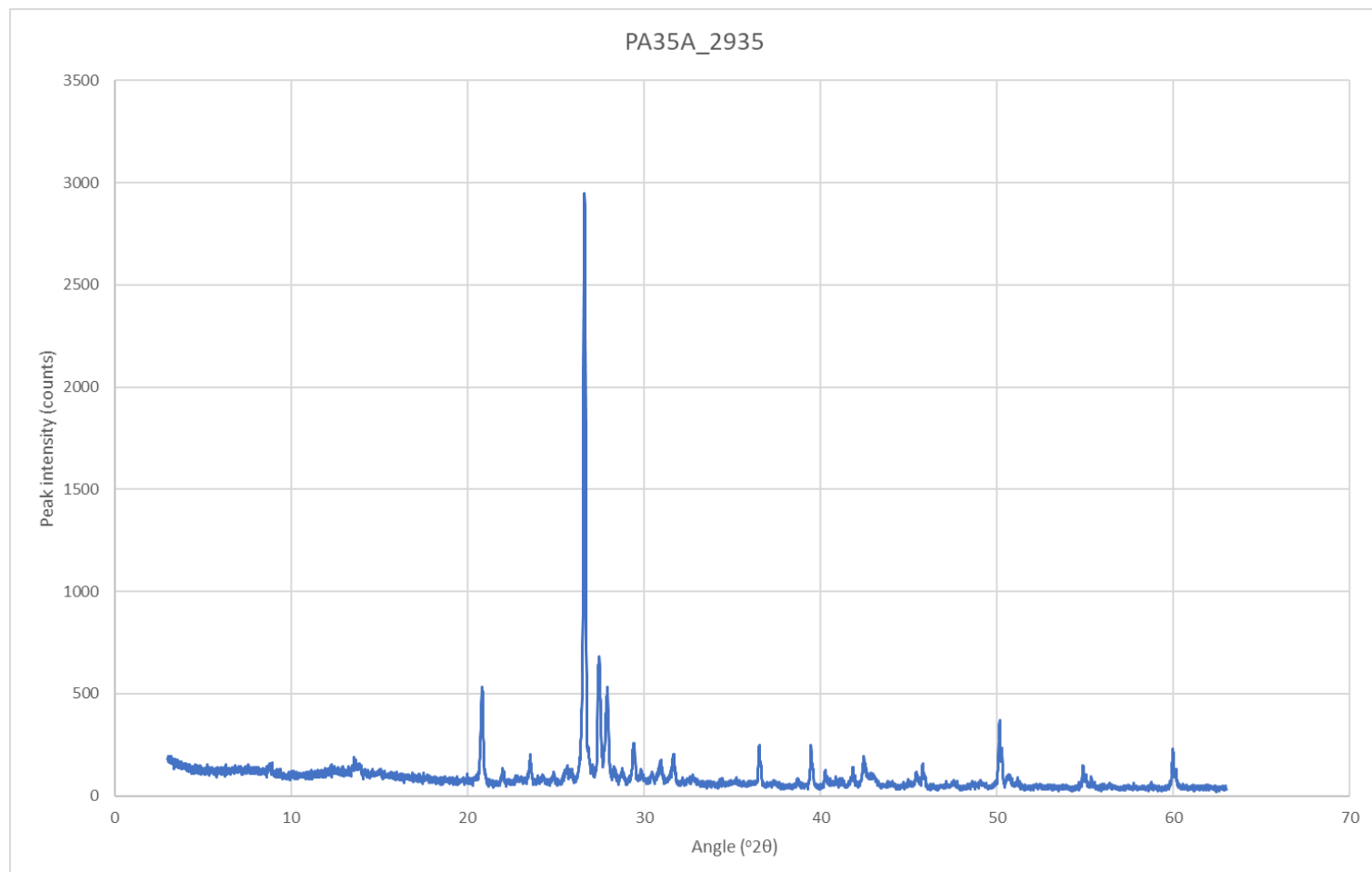


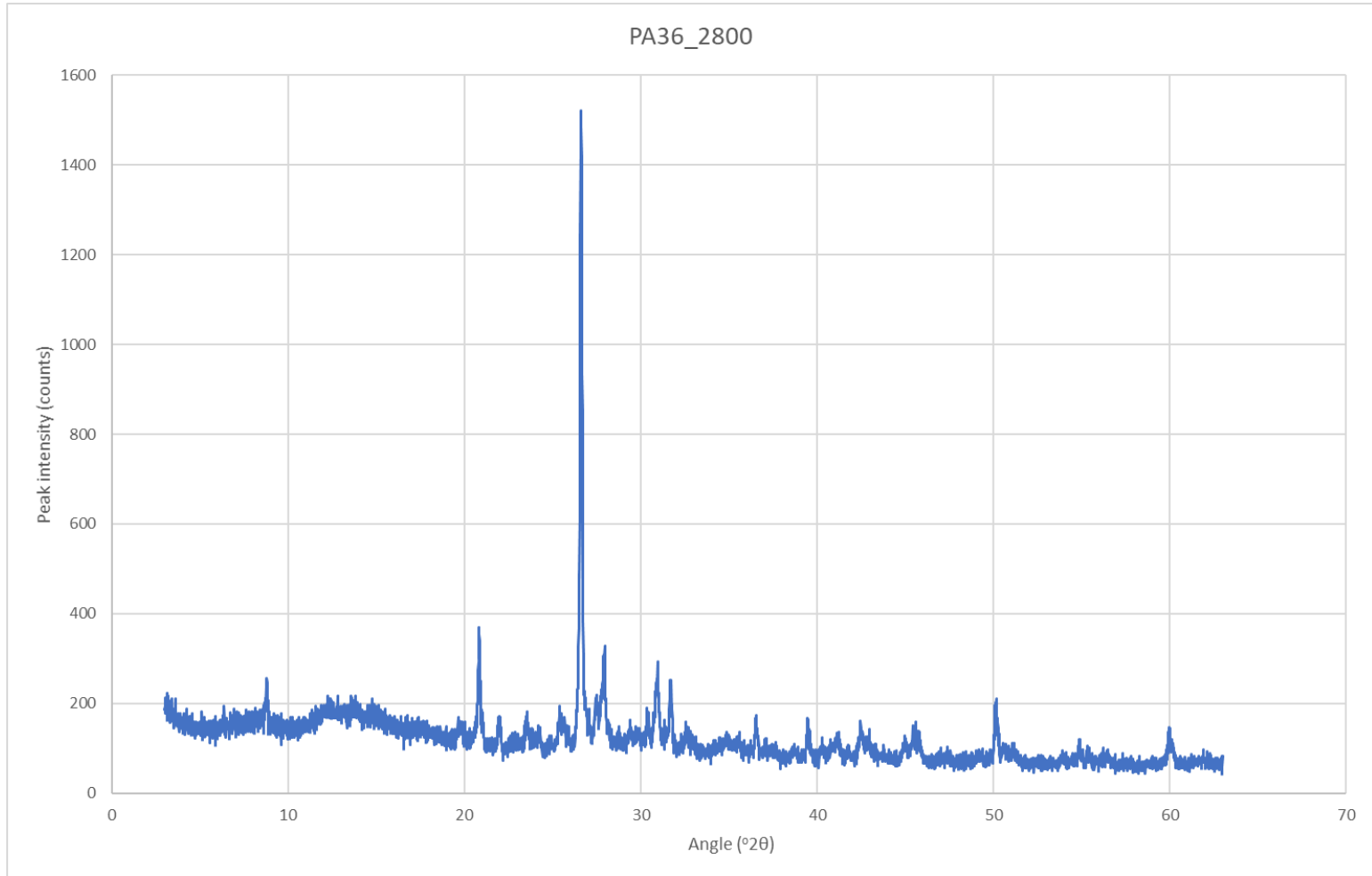


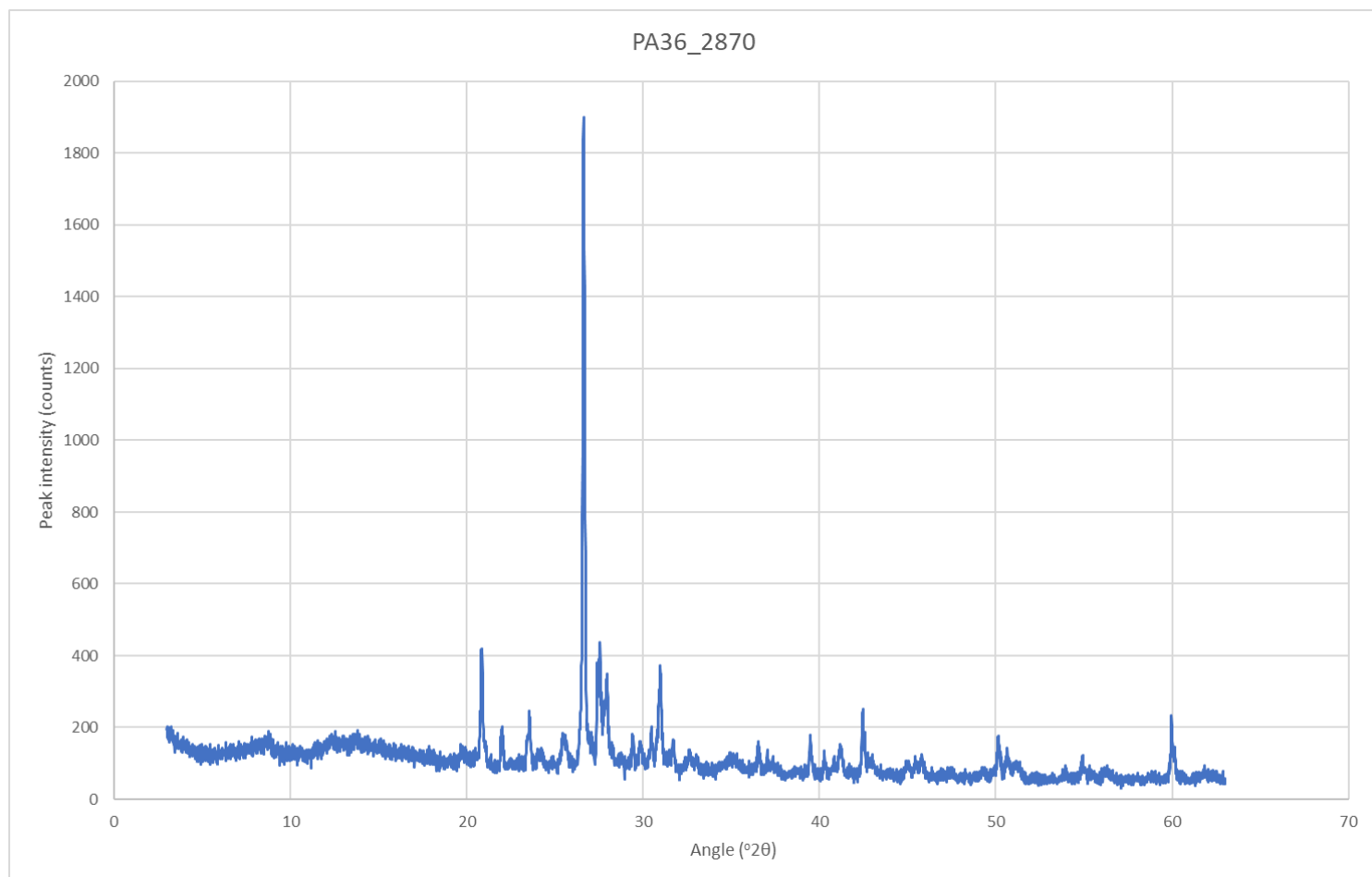


PA35A_2925

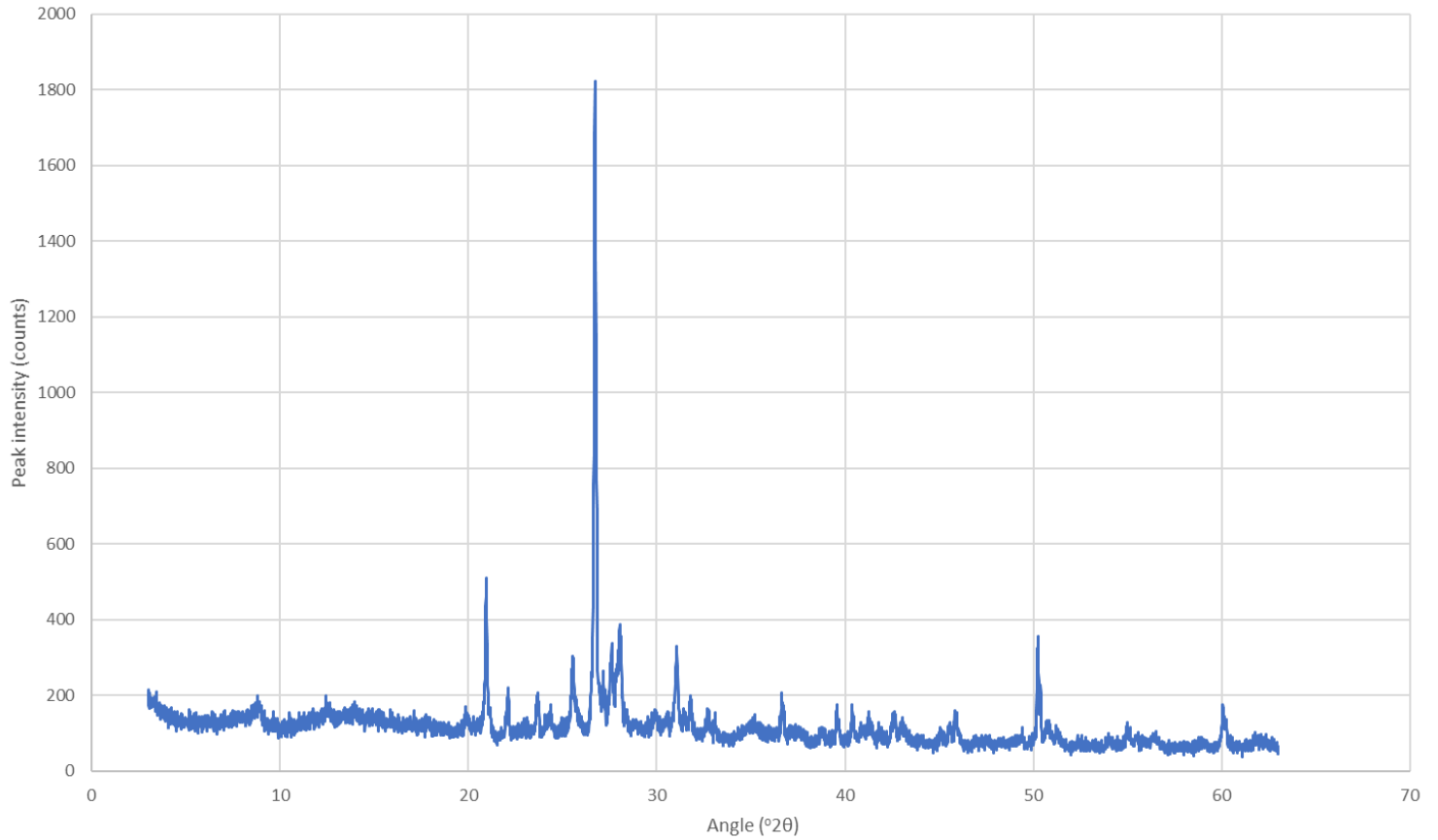




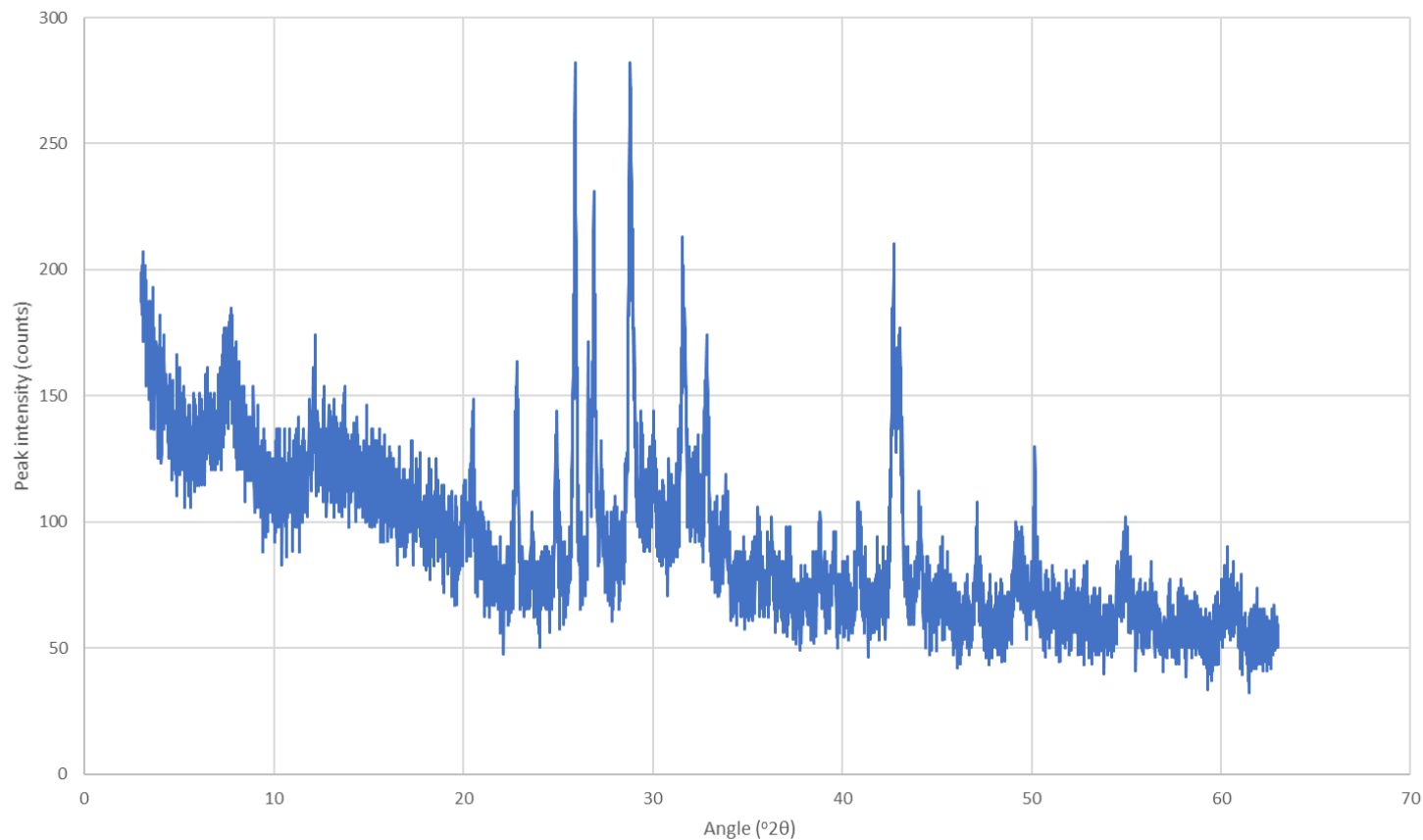




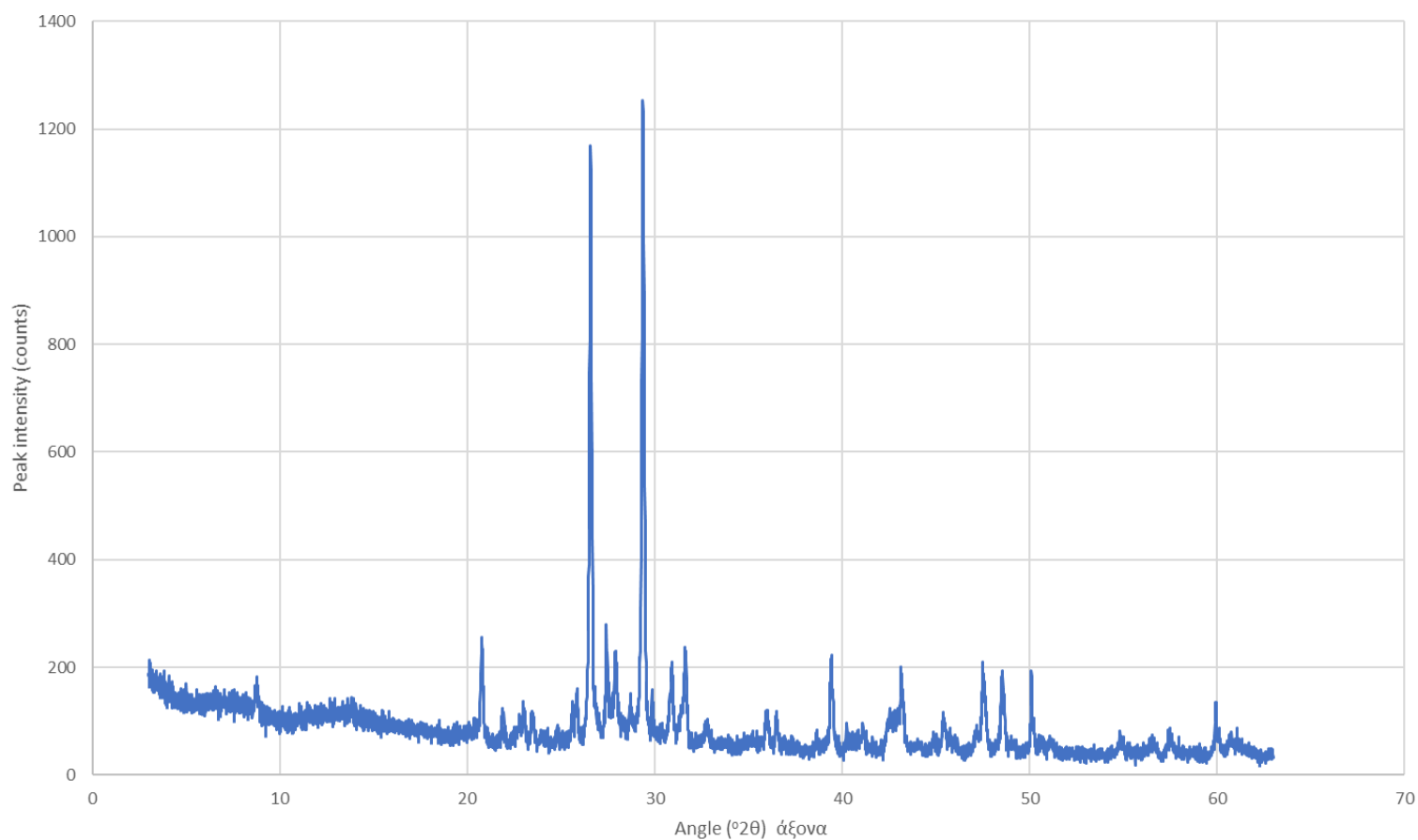
PA36_2955



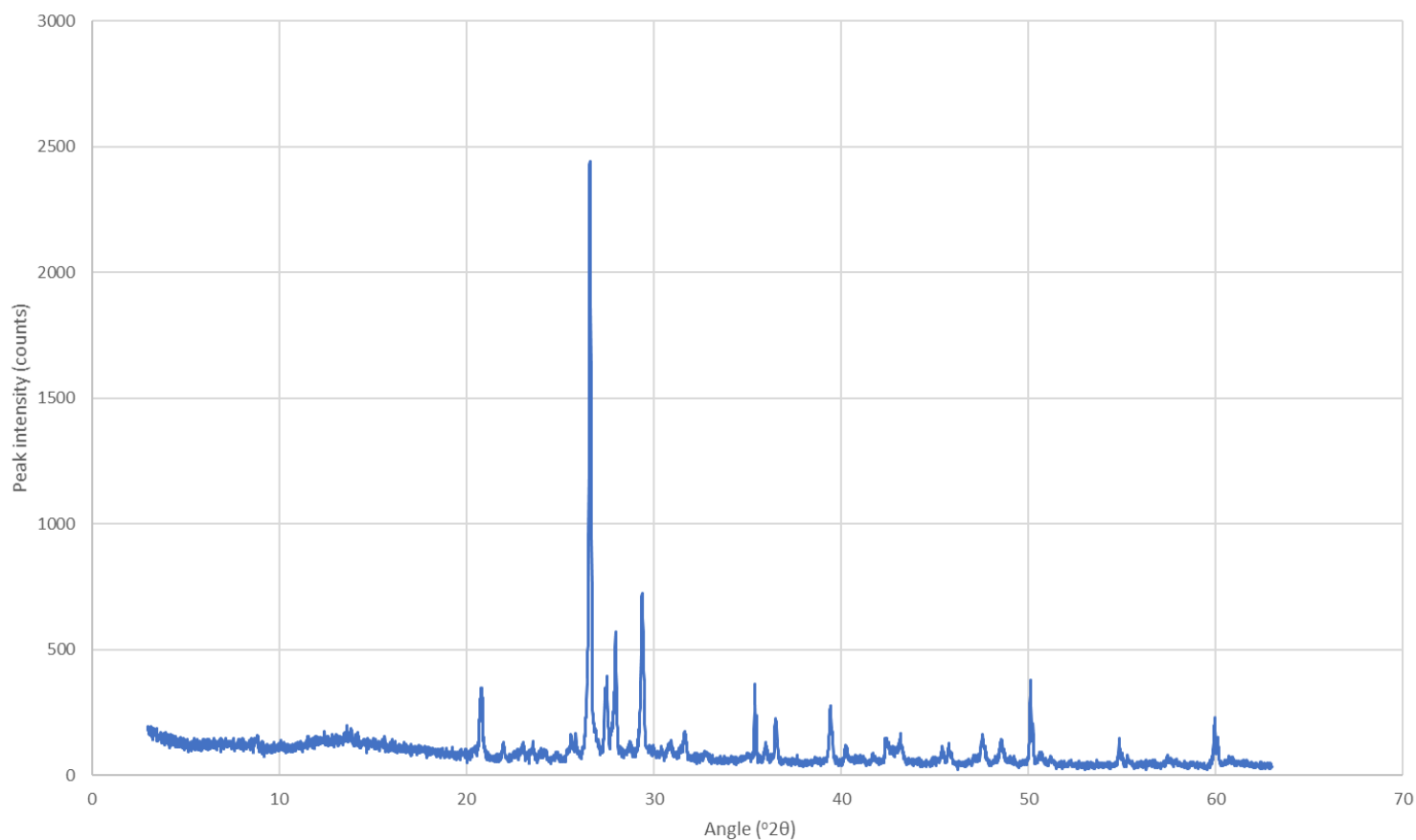
PA36_2960



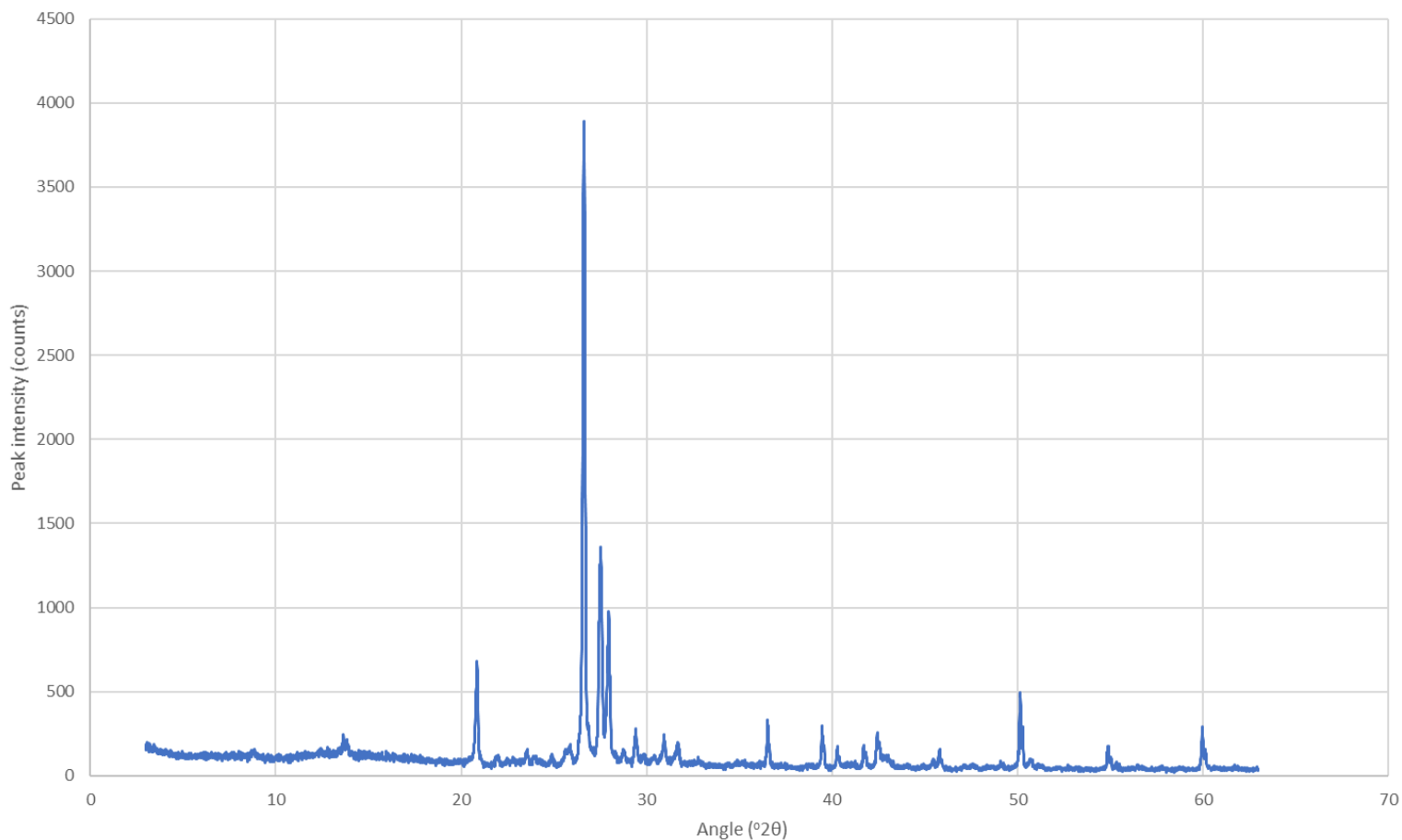
PA40_2575



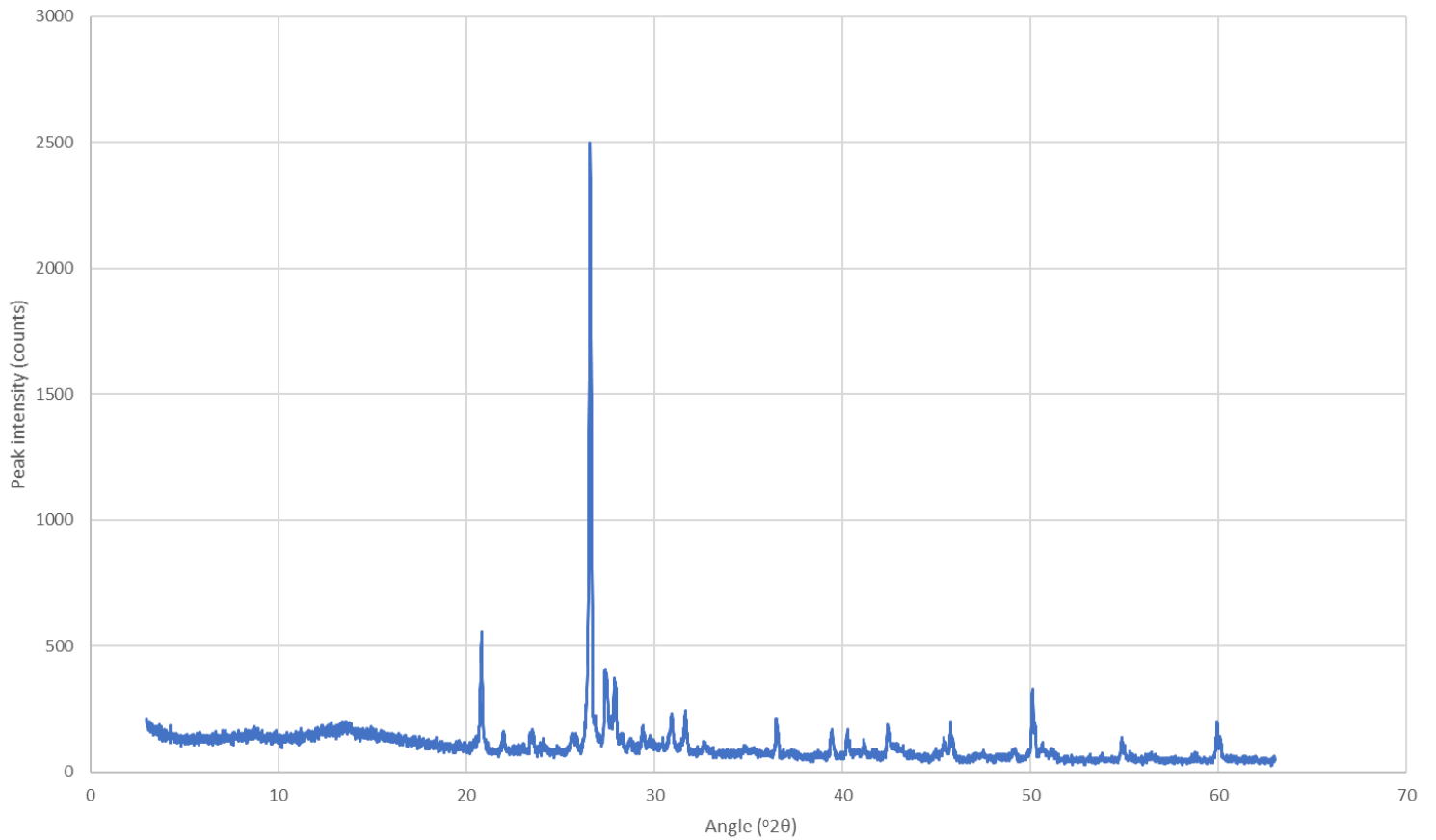
PA40_2620

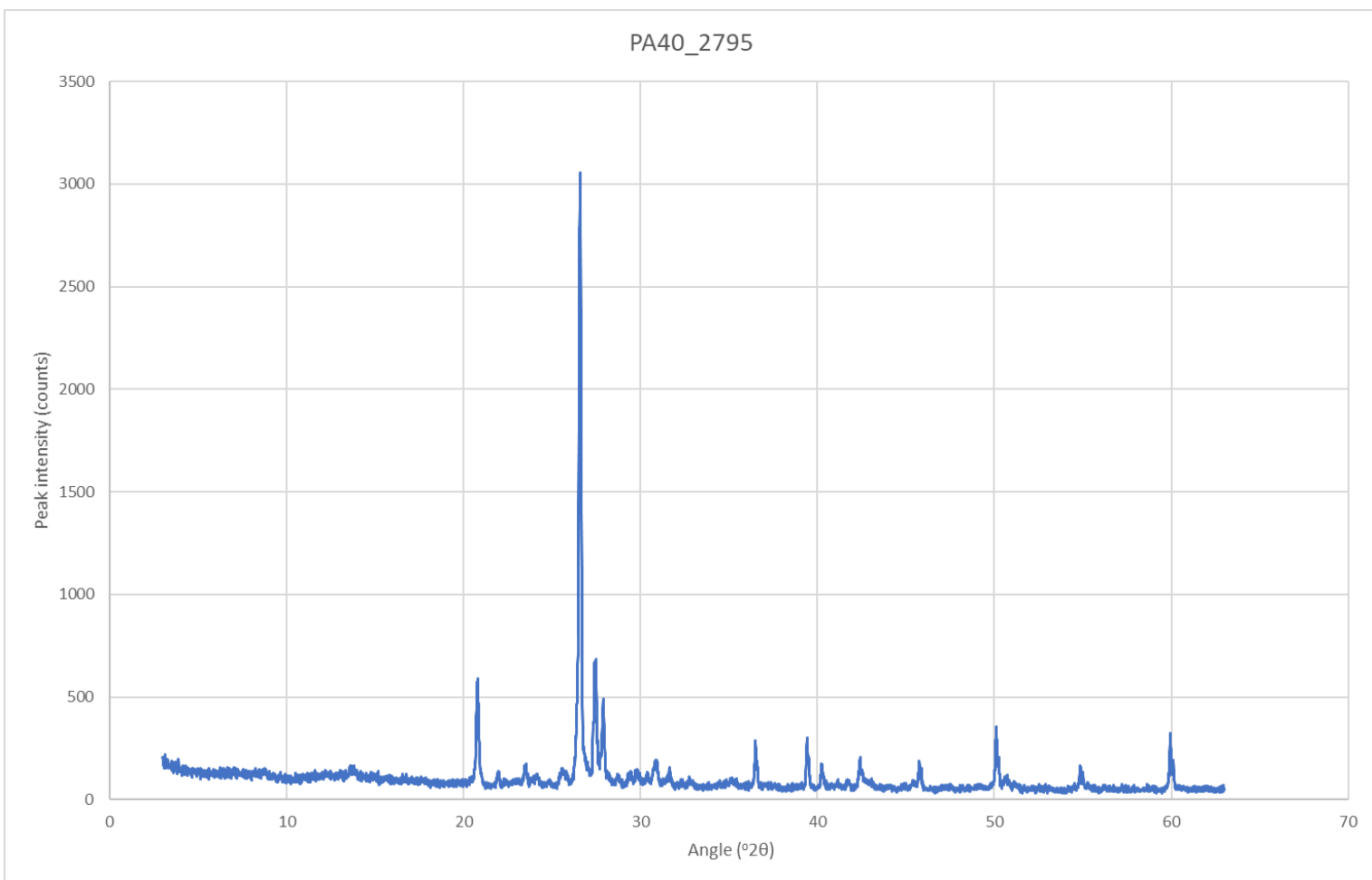


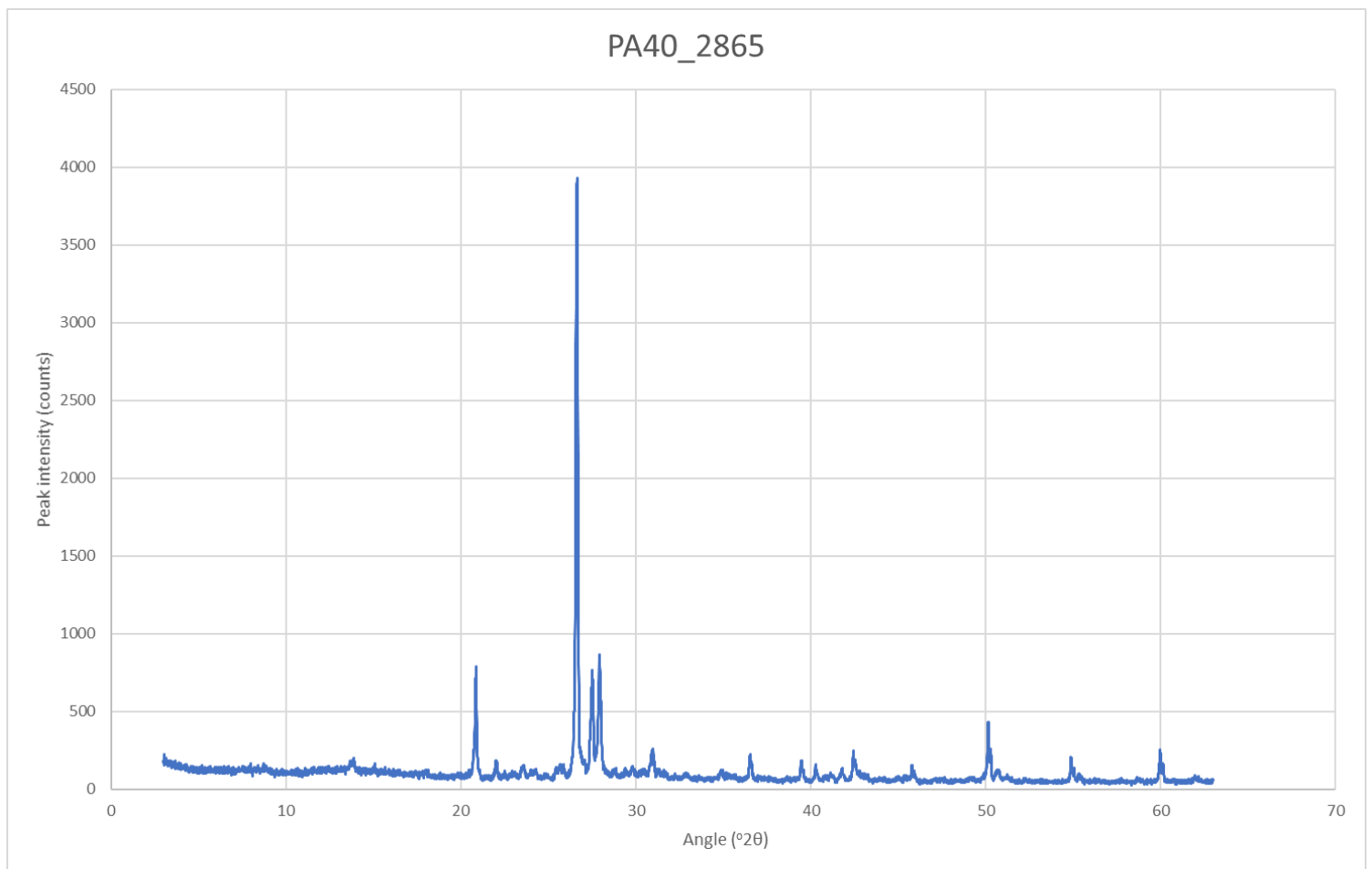
PA40_2705

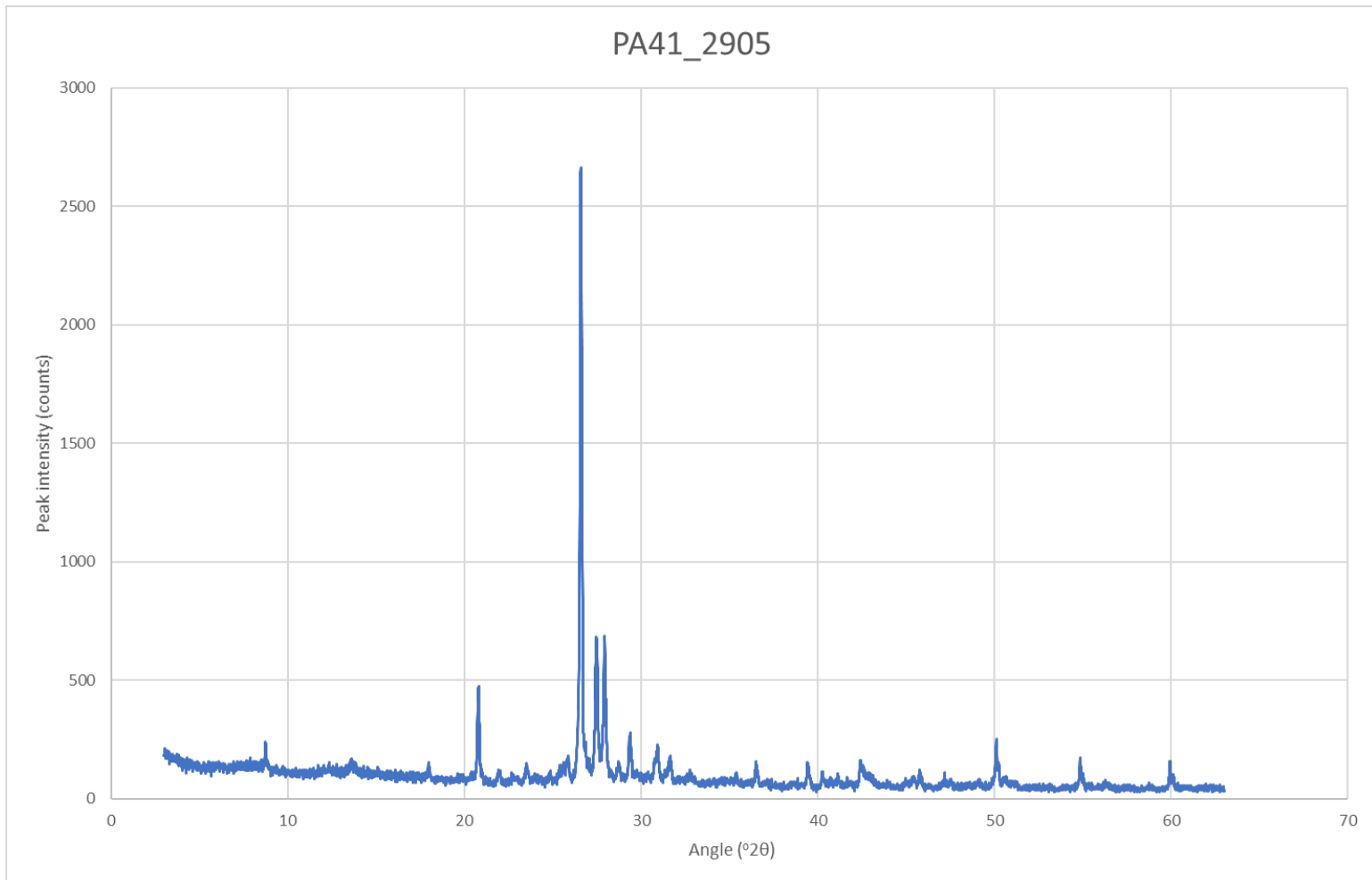


PA40_2750









PA41_2985

