

ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΕΔΑΦΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΧΗΜΕΙΑΣ

ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ: ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΤΗΣ ΓΕΩΠΛΗΡΟΦΟΡΙΚΗΣ ΣΤΟΥΣ ΦΥΣΙΚΟΥΣ
ΠΟΡΟΥΣ

«ΧΩΡΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΚΑΙ ΧΩΡΙΚΗ ΠΑΡΕΜΒΟΛΗ ΕΔΑΦΟΛΟΓΙΚΩΝ
ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΠΕΔΙΝΩΝ ΕΚΤΑΣΕΩΝ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΜΒΡΑΚΙΚΟΥ
ΚΟΛΠΟΥ»

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΒΟΥΛΓΑΡΗΣ Ι. ΓΡΗΓΟΡΙΟΣ

Επιβλέπων

Καλύβας Διονύσιος, Γεωπόνος - Εδαφολόγος Γ.Π.Α.

Αναπληρωτής καθηγητής του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών

ΑΘΗΝΑ 2013

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**«ΧΩΡΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΚΑΙ ΧΩΡΙΚΗ ΠΑΡΕΜΒΟΛΗ ΕΔΑΦΟΛΟΓΙΚΩΝ
ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΠΕΔΙΝΩΝ ΕΚΤΑΣΕΩΝ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΜΒΡΑΚΙΚΟΥ
ΚΟΛΠΟΥ»**

ΤΟΥ

ΒΟΥΛΓΑΡΗ Ι. ΓΡΗΓΟΡΙΟΥ

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΚΑΙ ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ:

Αναπληρωτής Καθηγητής, Καλύβας Διονύσιος

Καθηγητής, Μουστάκας Νικόλαος

Καθηγητής, Κοσμάς Κωνσταντίνος

ΑΘΗΝΑ 2013

Πρόλογος

Η παρούσα διπλωματική μελέτη εκπονήθηκε στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Προγράμματος «Εφαρμογές της Γεωπληροφορικής στους Φυσικούς Πόρους» του τμήματος Αξιοποίησης Φυσικών Πόρων και Γεωργικής Μηχανικής στην Ερευνητική Μονάδα Γεωγραφικών Πληροφοριακών Συστημάτων του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών.

Αντικείμενο της μελέτης αποτέλεσε η εφαρμογή ορισμένων γεωστατιστικών μεθόδων στην εκτίμηση εδαφικών ιδιοτήτων σε μια ευρύτερη περιοχή που βρίσκεται στις πεδινές εκτάσεις του βόρειου Αμβρακικού κόλπου με τη χρήση Γεωγραφικών Πληροφοριακών Συστημάτων.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω ιδιαίτερα ορισμένους ανθρώπους που με βοήθησαν και μου συμπαραστάθηκαν σε αυτή τη διαδικασία. Τον καθηγητή μου στις προπτυχιακές και μεταπτυχιακές σπουδές κ. Καλύβα Διονύσιο, για την καθοδήγηση και την κατανόηση που έδειξε, όπως επίσης και την καθηγήτριά μου κα. Κόλλια – Κουσουρή Βασιλική. Ευχαριστώ θερμά την συναδέλφο Παρασκευή Δήμου για τη βοήθεια της και τη μετάδοση της οργανωτικότητάς της στην εκπόνηση της παρούσας μελέτης. Τους συμφοιτητές μου στο μεταπτυχιακό πρόγραμμα Κολοβό Χρόνη, Ζάγκλη Γεώργιο, Ελπίδα Φανουρίου και Πέτρο Καρούτσο. Επίσης ευχαριστώ ιδιαίτερα τα μέλη της τριμελούς εξεταστικής επιτροπής κα. Κόλλια – Κουσουρή Βασιλική, Καθηγήτρια Γ.Π.Α. και τον κ. Κοσμά Κωνσταντίνο, Καθηγητή Γ.Π.Α.

Ευχαριστώ επίσης τους συναδέλφους Αποστόλη Βουλγαράκη και Αικατερίνη Γκριτζάπη για τη γενικότερη συμβολή τους στην ενασχόλησή μου με το αντικείμενο των Γ.Π.Σ. Ακόμα θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μου και τους φίλους μου για τη συμπαράσταση και κατανόηση καθ' όλη τη διάρκεια των μεταπτυχιακών σπουδών μου.

Βούλγαρης Γρηγόριος

Αθήνα, Ιούλιος 2013

Περιεχόμενα

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	2
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	6
ABSTRACT	7
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ	8
1.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ – ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑΣ	8
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ	17
2.1. ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ	17
2.1.1. <i>Μέθοδοι – Θεωρία</i>	17
2.1.1.1. Στατιστικές Επεξεργασίες – Μη Χωρική Επεξεργασία Δεδομένων.....	17
2.1.1.2. Χωρική Επεξεργασία Δεδομένων.....	23
2.1.1.3. Γεωστατιστική – Χωρική Παρεμβολή.....	25
Μέθοδοι Τοπικών Εκτιμήσεων	26
Γενικές μέθοδοι χωρικής παρεμβολής	27
Γεωστατιστικές μέθοδοι παρεμβολής	27
Σφαιρικό Μοντέλο	36
Εκθετικό Μοντέλο.....	37
Gaussian.....	38
Γραμμικό Μοντέλο.....	39
2.1.1.4. Παρεμβολή Kriging - Μεθοδολογία	40
Ordinary Kriging (OK)	41
Cokriging (CK).....	46
Isotropic cokriging (Ισοτοπικό cokriging - ICK)	48
Heterotopic cokriging (Ετεροτοπικό cokriging – HCK)	48
Πολλαπλή Παλινδρόμηση και kriging - Μοντέλο Τύπου Α (ΠΠΚ Α)	49
Πολλαπλή Παλινδρόμηση και kriging - Μοντέλο Τύπου Β (ΠΠΚ Β) / Πολλαπλή Παλινδρόμηση και kriging - Μοντέλο Τύπου Γ (ΠΠΚ Γ)	50
Inverse Distance Weighting (IDW)	50
Εκτίμηση σφάλματος – Αξιολόγηση πρόβλεψης	52
2.1.1.5. Τοπογραφικές – Μορφολογικές Ιδιότητες.....	55
Κλίση (slope)	55
Έκθεση – Προσανατολισμός (aspect)	56
2.1.2. <i>Περιοχή Μελέτης – Δεδομένα</i>	56
2.1.2.1. Χρησιμοποιηθέν Υλικό	56

2.1.2.2.	Περιοχή Μελέτης	57
2.1.2.3.	Δειγματοληψία Εδαφών	60
2.1.2.4.	Αναλύσεις Εδαφών	66
2.1.2.5.	Γεωγραφική Βάση Δεδομένων.....	68
2.1.2.6.	Δεδομένα Αναγλύφου	69
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ		70
3.1.	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ – ΣΥΖΗΤΗΣΗ	70
3.1.1.	Γεωγραφική Ανάλυση.....	70
3.1.2.	Εφαρμογή Μεθοδολογίας.....	73
3.1.2.1.	Άργιλος %.....	74
	Inverse Distance Weighting	78
	Ordinary Kriging	79
3.1.2.2.	Ίλύς (%).....	82
	Inverse Distance Weighting	85
	Kriging – Cokriging	86
	Πολλαπλή Παλινδρόμηση και kriging.....	90
3.1.2.3.	Άμμος (%).....	95
	Inverse Distance Weighting	98
	Kriging - Cokriging	99
	Μοντέλα Πολλαπλής Παλινδρόμησης και kriging	103
3.1.2.4.	Οργανική Ουσία (%).....	108
	Inverse Distance Weighting	111
	Ordinary Kriging	112
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....		115
4.1.	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	115
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ		120

Η χρήση μεθόδων χωρικής παρεμβολής αλλά και ιδιαίτερα η εφαρμογή της γεωστατιστικής θεωρίας για τη βελτίωση της χαρτογράφησης εδαφικών ιδιοτήτων έχει εφαρμοσθεί σε αρκετές περιπτώσεις της εδαφολογικής έρευνας. Από πλευράς διαθεσιμότητας πληροφοριών, ο συμβατικός εδαφολογικός χάρτης περιορίζεται στην εμφάνιση μόνο των πληροφοριών που είναι απαραίτητες για τη διάκριση των χαρτογραφικών μονάδων και δεν έχει τη δυνατότητα αποτύπωσης της διακύμανσης των τιμών μιας εδαφικής ιδιότητας. Στόχος της εργασίας είναι η σύγκριση μεθόδων χωρικής παρεμβολής για την πρόβλεψη των τιμών των εδαφικών ιδιοτήτων σε θέσεις που δεν έχουμε λάβει δείγματα, βασιζόμενοι σε ήδη μετρημένες τιμές των εδαφικών ιδιοτήτων στις θέσεις δειγματοληψίας, καθώς και σε τοπογραφικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης.

Στην παρούσα εργασία, σε πεδινές εκτάσεις του βόρειου Αμβρακικού κόλπου, μετά από προκαταρκτική χωρική ανάλυση των δεδομένων της εδαφολογικής μελέτης της περιοχής, εφαρμόστηκαν γεωστατικές μέθοδοι για την πρόβλεψη των τιμών εδαφικών ιδιοτήτων σε κάθε θέση. Μερικές από τις γεωστατιστικές μεθόδους που εφαρμόστηκαν είναι το ordinary kriging, isotopic cokriging, heterotopic cokriging, τρεις παραλλαγές της μεθόδου regression-kriging (model I, model II, model III) κ.α. Στις περισσότερες μεθόδους εισήχθησαν τοπογραφικές ιδιότητες που ελήφθησαν από το Ψηφιακό Μοντέλο Ύψομέτρου (Digital Elevation Model) της περιοχής. Η αξιολόγηση των μεθόδων και ο έλεγχος της ακρίβειας αυτών στηρίχθηκε στη χρήση δεικτών αξιολόγησης ο υπολογισμός των οποίων στηρίζεται στις διαφορές εκτιμώμενων και πραγματικών τιμών τόσο στα σημεία που συμμετέχουν στη χωρική παρεμβολή (μέθοδος jack-knifing) όσο και σε ένα σύνολο σημείων που δεν χρησιμοποιήθηκαν στις μεθόδους χωρικής παρεμβολής.

Λέξεις - κλειδιά: Χωρική παρεμβολή, Γεωστατιστική, kriging, cokriging, πολλαπλή παλινδρόμηση και kriging, Ψηφιακό Μοντέλο Ύψομέτρου, τοπογραφικές ιδιότητες.

Abstract

The spatial interpolation methods, including geostatistical methods, have been developed to improve the mapping of soil properties and have been applied many times in the field of soil science. When it comes to available data, a conventional soil map only reveals the information necessary for the distinction of soil units and cannot depict the value fluctuation of a soil property. The purpose of this paper is the comparison of several spatial interpolation methods for the prediction of values of soil properties in other locations, based on the already known values of soil properties in sampling sites and the topography of the study area.

For the needs of this paper we have applied certain geostatistical methods in the plains of northern Amvrakikos gulf to predict the values of soil properties in any given location, after analyzing data taken from the soil study of this area. Some of the applied methods include ordinary kriging, isotopic cokriging, heterotopic cokriging and three variations of regression-kriging (model I, model II, model III). Most of these methods also include terrain attributes derived from the Digital Elevation Model of the area. The effectiveness of the methods was compared using the cross-validation method as well as using an independent set of points. The Root Mean Square Error and Mean Error pointers were calculated, according to which the accuracy of the results produced was calculated.

Keywords: Interpolation, geoststistical methods, kriging, cokriging, regression-kriging, Data Elevation Model, terrain attributes.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: Βιβλιογραφική Ανασκόπηση

1.1. Εισαγωγή – Ανασκόπηση Βιβλιογραφίας

Η εξαιρετικά μεγάλη δυσκολία που παρουσιάζει η σύλληψη της πολυδιάστατης έννοιας του εδάφους και οι διαφορετικές οπτικές θεώρησης του από επιστημονικούς τομείς των οποίων τα ερευνητικά πεδία έχουν σχέση με αυτό, καθιστούν ιδιαίτερα προβληματική τη διατύπωση ενός ορισμού για το έδαφος που να είναι αποδεκτός από τη διεθνή επιστημονική κοινότητα. Η επιστήμη της Εδαφολογίας εξάλλου, που είναι η πλέον αρμόδια για τον καθορισμό της έννοιας του εδάφους, εμφανίστηκε στην επιστημονική σκηνή σχετικά πρόσφατα, μόλις στις αρχές του 19ου αιώνα.

Μερικοί από τους ορισμούς που έχουν δοθεί κατά καιρούς για το έδαφος είναι οι εξής:

«Έδαφος είναι το ανώτερο, αποσαθρωμένο στρώμα του στερεού φλοιού της Γης» (Ramann, 1911).

«Έδαφος είναι το ψαθυρό υλικό από το οποίο τα φυτά αντλούν θρεπτικά στοιχεία και βρίσκουν κατάλληλες συνθήκες για την ανάπτυξη τους» (Hilgard, 1914).

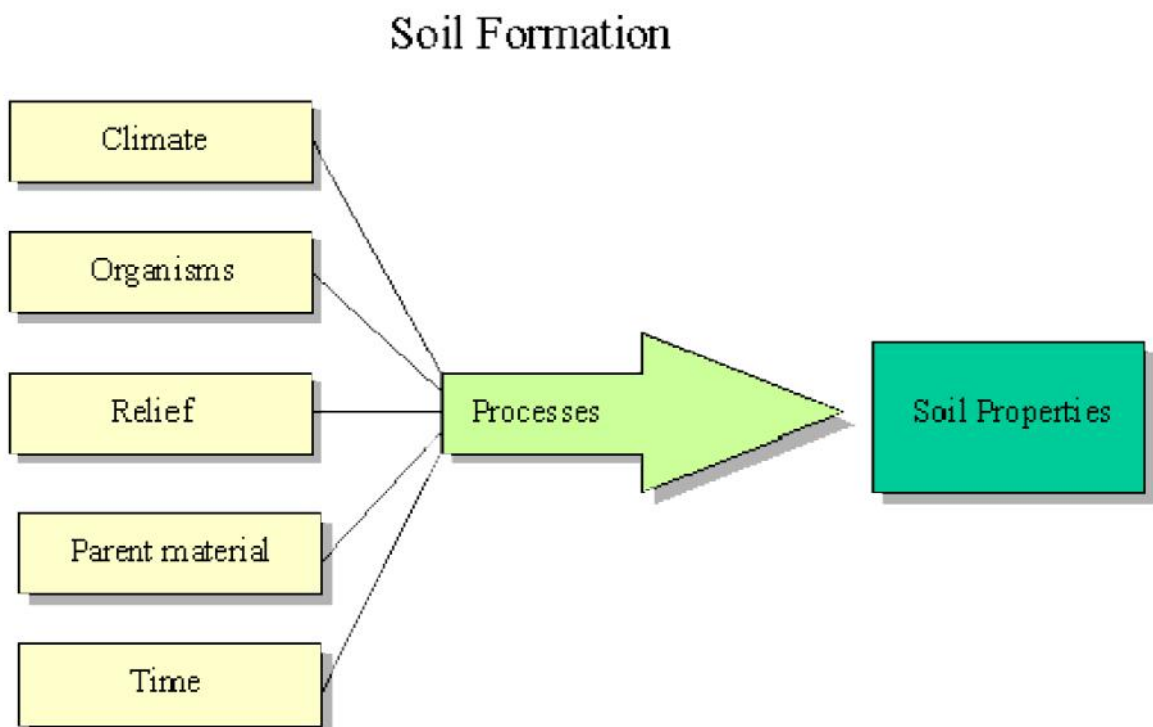
«Έδαφος είναι ένα ανοιχτό φυσικό σύστημα» (Jenny, 1941). Φυσικό σε αντιδιαστολή με τα λογικά συστήματα και ανοιχτό αφού διάφορα συστατικά αφαιρούνται από αυτό ή προσθέτονται σε αυτό. Το έδαφος επομένως ως ανοιχτό σύστημα δέχεται τις επιδράσεις του περιβάλλοντος, στο οποίο και ασκεί επιδράσεις.

Ο τελευταίος διατύπωσε τη γνωστή εξίσωση (Jenny, 1941) που συγκεντρώνει τους πέντε σημαντικούς εδαφογενετικούς παράγοντες του εδαφολογικού σχηματισμού, δηλαδή το κλίμα (Climate), τους οργανισμούς (Organisms), το ανάγλυφο (Relief), το μητρικό υλικό (Parentmaterial) και τον χρόνο (Time):

$$S = f(CL, O, R, P, T) \quad (1)$$

Οι πέντε αυτοί παράγοντες περιγράφονται πιο αναλυτικά παρακάτω:

- το κλίμα, το οποίο επιδρά στη βλάστηση με τη θερμοκρασία και τις βροχοπτώσεις, αλλά και σε άλλους παράγοντες εδαφογένεσης
- οι ζώντες οργανισμοί, δηλαδή φυτικοί οργανισμοί, μικροοργανισμοί, μεγάλοι οργανισμοί και άνθρωποι που χρησιμοποιούν τη γη για αγροτικές, δασικές, κτηνοτροφικές, οικιστικές και βιομηχανικές δραστηριότητες
- η τοπογραφία – ανάγλυφο της περιοχής, δηλαδή η μορφή της επιφάνειας της γης
- το μητρικό υλικό, το οποίο είναι σχετικά χαλαρό υλικό, το προερχόμενο από την αποσάθρωση των πετρωμάτων και από το οποίο σχηματίζεται το έδαφος με την επίδραση και των άλλων παραγόντων της εδαφογένεσης και
- ο χρόνος, δηλαδή η διάρκεια διαδικασίας σχηματισμού του εδάφους που είναι πολύ μεγάλη.



Εικόνα 1.1. Παράγοντες Εδαφογένεσης.

Επίσης, σύμφωνα με νεότερες απόψεις, το έδαφος αποτελεί μια εκδήλωση της δράσης της εδαφογενετικής διεργασίας, η οποία δεν τελειώνει ποτέ και όχι ένα αποτέλεσμα αυτής. Το έδαφος επομένως είναι ένα δυναμικό σύστημα, το οποίο εάν αποκοπεί από το περιβάλλον του θα καταλήξει σε μια μάζα αποσαθρωμένου υλικού (White, 1971).

Το έδαφος σχηματίζεται με φυσικό τρόπο από την αποσάθρωση των επιφανειακών πετρωμάτων της γης που συντελείται με την επίδραση ορισμένων παραγόντων όπως οι συνεχείς μεταβολές της θερμοκρασίας, η βροχή, ο παγετός, ο άνεμος, οι μικροοργανισμοί, τα ανώτερα φυτά και οι ζωικοί οργανισμοί, δηλαδή χάρις σε φυσικές, χημικές και βιολογικές διεργασίες.

Το έδαφος αποτελεί έναν από τους πιο βασικούς φυσικούς πόρους. Αν τα εδάφη είναι γόνιμα, χρησιμεύουν για την αγροτική και την κτηνοτροφική παραγωγή, από τις οποίες προκύπτουν πολλές πρώτες ύλες, που επίσης αποτελούν φυσικούς πόρους, ενώ τα συστατικά του εδάφους είναι άμεσα οικονομικά αξιοποιήσιμα.

Κάλυψη γης είναι η πραγματική κάλυψη της επιφάνειας της γης είτε ανθρωπογενής, είτε φυσική. Οι χρήσεις γης αναφέρονται στη χρήση της κάλυψης από τον άνθρωπο και αφορούν μία σειρά από δραστηριότητες που λαμβάνουν χώρα για την παραγωγή αγαθών και υπηρεσιών. Μία χρήση γης μπορεί να λαμβάνει χώρα σε περισσότερα του ενός τμήματα γης(κάλυψη), ενώ πολλές χρήσεις γης μπορεί να λαμβάνουν χώρα σε μία κάλυψη. Η Ευρωπαϊκή Επιτροπή στην ανακοίνωσή της «Προς μια θεματική στρατηγική για την προστασία του εδάφους», COM(2006)231, προσδιόρισε τις οκτώ βασικές απειλές που αντιμετωπίζουν τα εδάφη της Ευρωπαϊκής Ένωσης (ΕΕ). Πρόκειται για τη διάβρωση, τη μείωση οργανικών υλών, τη ρύπανση, την αλάτωση, τη συμπίκνωση (συμπύεση), την απώλεια εδαφικής βιοποικιλότητας, τη σφράγιση (στεγανοποίηση), τις κατολισθήσεις και τις πλημμύρες.

Επομένως είναι απαραίτητη μια ορθολογική εκμετάλλευση του εδάφους, ειδικά όσον αφορά τις γεωργικές πρακτικές, που θα εξασφαλίζει την αειφορία στη χρήση των εδαφικών πόρων και την αντιμετώπιση των παραπάνω απειλών. Για να επιτευχθεί ο στόχος αυτός, απαραίτητες προϋποθέσεις είναι η λεπτομερής γνώση της ποιότητας, της έκτασης και της γεωγραφικής κατανομής των εδαφών κάθε περιοχής.

Η αποτελεσματική διαχείριση του εδάφους εξαρτάται από τη γνώση της χωρικής κατανομής των ιδιοτήτων του εδάφους. Παραδοσιακά, αυτή η γνώση απεικονίζεται

σε εδαφολογικούς χάρτες που ακολουθούν το διακριτό μοντέλο της χωρικής διακύμανσης (Discrete Model of Spatial Variation - DMSV) και απεικονίζουν πολύγωνα εντός των οποίων τα εδάφη θεωρούνται ομογενή και οριοθετούν τις αλλαγές στις ιδιότητες του εδάφους όπου θεωρείται ότι είναι απότομες. Η διακύμανση των εδαφικών ιδιοτήτων και στις τρεις διαστάσεις του χώρου αποτελεί αποτέλεσμα της επίδρασης όλων των παραγόντων που επιδρούν στην εδαφογένεση (Heuvelink G.B.M., Webster R., 2001). Οι διαφορές αυτές δυνητικά μπορεί να είναι πολύ μεγάλες ακόμη και σε κοντινές αποστάσεις. Η ακριβής χαρτογράφηση των ιδιοτήτων του εδάφους μιας περιοχής είναι σημαντική για τη διαχείριση των φυσικών πόρων (Lin et al., 2005) καθώς και για την εφαρμογή της Γεωργίας Ακριβείας (Precision Agriculture ή Precision Farming) που αναπτύσσεται τα τελευταία χρόνια σε πολλές καλλιέργειες όπως π.χ. τις αμπελοκαλλιέργειες.

Όπως γίνεται εύκολα αντιληπτό, η δειγματοληψία σε ένα έδαφος δεν μπορεί παρά να είναι πεπερασμένη. Ο περιορισμένος αριθμός θέσεων δεν μπορεί να οδηγήσει σε ολοκληρωμένη απεικόνιση της υφιστάμενης κατάστασης των εδαφικών συνθηκών, ειδικά εάν λάβουμε υπόψη ότι οι εδαφικές ιδιότητες διαφέρουν από σημείο σε σημείο (Webster and Burgess, 1983). Μάλιστα, όσο περισσότερες είναι οι θέσεις δειγματοληψίας, τόσο πιο υψηλό είναι το κόστος και ο χρόνος που απαιτείται για τη συλλογή δειγμάτων και την ανάλυση των εδαφικών ιδιοτήτων. Οι παραπάνω περιοριστικοί παράγοντες οδηγούν στην ανάγκη πρόβλεψης των εδαφικών ιδιοτήτων σε άγνωστες θέσεις. Με τον όρο πρόβλεψη εννοούμε την οποιαδήποτε υπόθεση σχετικά με τις τιμές των εδαφικών ιδιοτήτων σε άλλες θέσεις πέραν των γνωστών.

Το έδαφος και το περιβάλλον στο οποίο εντάσσεται ακολουθούν μια παράλληλη πορεία εξέλιξης και μεταξύ τους αναπτύσσεται μια πολύ στενή σχέση (Wysocki et al., 2000). Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα να παρατηρούνται παρόμοιοι εδαφικοί σχηματισμοί εντός παρόμοιων τοπίων. Ενώ οι συσχετισμοί μεταξύ εδάφους και τοπολογίας έχουν μελετηθεί εκτενώς, δεν είναι ακόμη πλήρως κατανοητοί λόγω της πολυπλοκότητάς τους. Πολλοί ποιοτικοί και υποκειμενικοί κανόνες που καθορίζουν τη σχέση μεταξύ των εδαφών και του ανάγλυφου έχουν διατυπωθεί και χρησιμοποιηθεί από εδαφολόγους. Δυστυχώς, οι ποιοτικοί αυτοί κανόνες είναι δύσκολο να καταγραφούν και να μεταφερθούν στους ειδικούς. Η μετατροπή αυτών των κανόνων σε ποσοτικές μορφές και ακριβείς εξισώσεις, βοηθά τη διάδοση αυτής

της γνώσης σε ένα ευρύτερο κοινό. Κάτω από τη σύγχρονη επιστημονική αντίληψη είναι αποδεκτό ότι οι θεμελιώδεις φυσικοχημικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα κατά την εδαφογένεση είναι τόσο περίπλοκες ώστε να είναι αδύνατη η προσέγγισή τους με μαθηματικά μοντέλα, τα οποία να μην εμπεριέχουν αβεβαιότητα στην εξαγωγή των συμπερασμάτων. Για την πρόβλεψη ιδιοτήτων του εδάφους απαιτείται η δημιουργία μοντέλων που να προσομοιώνουν την πραγματική κατάσταση του εδάφους.

Η πρόβλεψη των εδαφικών ιδιοτήτων σε περιοχές που δεν υπάρχουν μετρήσεις με τη χρήση γεωγραφικών ή αυστηρά χωρικών προσεγγίσεων έχει εφαρμοσθεί από τα τέλη της δεκαετίας του '60 (McBratney et al., 2003). Οι προβλέψεις αυτές ωστόσο περιλαμβάνουν μια αβεβαιότητα που οφείλεται στη φυσική μεταβλητότητα του εδάφους και τα περιορισμένα δεδομένα από τα εδαφικά δείγματα (Batjes, 1996, Post et al., 1990, Wang et al., 2004). Με τη διάδοση των Γεωγραφικών Πληροφοριακών Συστημάτων (G.I.S.) και την τηλεπισκόπηση, μπορούν να παραχθούν πιο εύκολα υψηλής ανάλυσης κλιματικοί, τοπογραφικοί, εδαφολογικοί χάρτες, χάρτες χρήσεων γης και άλλοι.

Πολλές ιδιότητες του εδάφους μπορούν να αποτυπωθούν καλύτερα με τη χρήση ενός συνεχούς μοντέλου χωρικής διακύμανσης (Continuous Model of Spatial Variation - CMSV), στο οποίο οι ιδιότητες μεταβάλλονται συνεχώς στο χώρο. Η πρόσφατη ραγδαία ανάπτυξη της πληροφορικής σε συνδυασμό με τη διαθεσιμότητα των νέου τύπου βοηθητικών δεδομένων (π.χ. το Ψηφιακό Μοντέλο Ύψομέτρου - Digital Elevation Model - και οι δορυφορικές εικόνες) επιτρέπουν μια περισσότερο ποσοτική προσέγγιση στην εδαφολογική έρευνα καθώς παράγουν συνεχείς επιφάνειες με βάση τους παράγοντες που επιδρούν στην εδαφογένεση. Επιπλέον, αυτές οι μέθοδοι δίνουν χωρικές εκτιμήσεις της αβεβαιότητας των προβλέψεων. Αυτές οι μέθοδοι «πρόγνωσης» (Scull et al., 2003) ή «ψηφιακής» χαρτογράφησης εδάφους (McBratney et al., 2003) χρησιμοποιούν τις σχέσεις μεταξύ των ιδιοτήτων του εδάφους και των βοηθητικών δεδομένων στα σημεία δειγματοληψίας για την τελική πρόβλεψη σε μια ολόκληρη περιοχή μελέτης. Οι τεχνικές ψηφιακής χαρτογράφησης του εδάφους (Digital Soil Mapping - DSM) έχουν εφαρμοστεί με επιτυχία σε μελέτες σε επίπεδο αγρού όπου η διαφοροποιήσεις στις εδαφικές ιδιότητες οφείλονται σε μεγάλο βαθμό στην επίδραση της τοπογραφίας στους παράγοντες εδαφογένεσης (Florinsky et al.,

2002). Ως εκ τούτου μεγάλο ποσοστό της επιτυχίας της πρόβλεψης οφείλεται στον συνυπολογισμό των ιδιοτήτων του ανάγλυφου ως βοηθητικά δεδομένα.

Στην διάρκεια των τριών περασμένων δεκαετιών, η ανάπτυξη της πληροφορικής έχει ενθαρρύνει τη χρήση αριθμητικών μεθόδων για την επεξεργασία του τεράστιου όγκου εδαφικών δεδομένων που συλλέγονται σε ολόκληρο τον κόσμο. Ένα σημαντικό χαρακτηριστικό των πληροφοριών για το έδαφος είναι πως κάθε παρατήρηση αντιστοιχεί σε μια συγκεκριμένη θέση στον χώρο και τον χρόνο. Η γνώση της τιμής μιας ιδιότητας δεν έχει μεγάλο ενδιαφέρον αν δεν είναι γνωστή η θέση ή η χρονική στιγμή της μέτρησης ή και οι δύο μαζί ώστε να ληφθούν υπόψη στην ανάλυση. Η Γεωστατιστική προσφέρει μια σειρά από στατιστικά εργαλεία ώστε να ενσωματώνονται οι χωρικές ή/και οι χρονικές συντεταγμένες των παρατηρήσεων στην επεξεργασία των δεδομένων (Goovaerts, 1999).

Η Γεωστατιστική εισήχθη στην επιστήμη της εδαφολογίας στις αρχές της δεκαετίας '80 ως εναλλακτική διαδικασία της εδαφολογικής ταξινόμησης για την αποτύπωση της εδαφικής διακύμανσης. Μέχρι τα τέλη του 1980, η Γεωστατιστική κυρίως θεωρούνταν ένα μέσο για την περιγραφή της χωρικής διακύμανσης μέσω ημιβαριογραμμάτων και για την πρόβλεψη των τιμών των εδαφικών ιδιοτήτων σε περιοχές που δεν υπήρχε δειγματοληψία μέσω μεθόδων όπως πχ. η μέθοδος Kriging. Οι Burgess και Webster (1980) ήταν οι πρώτοι που χρησιμοποίησαν πρακτικά τη μέθοδο Kriging στην εδαφολογία. Το παράδειγμά τους ακολούθησαν στην πορεία αρκετοί άλλοι (Vieira et al., 1983, Trangmar et al., 1985, Warrick et al., 1986, Webster and Oliver, 2001).

Οι μέθοδοι χωρικής παρεμβολής έχουν αναπτυχθεί για συγκεκριμένους τύπους δεδομένων η για μια συγκεκριμένη μεταβλητή. Τα κύρια χαρακτηριστικά των πιο κοινών μεθόδων έχουν συγκριθεί από τους Li και Heap (2008). Η χωρική παρεμβολή έχει εφαρμοσθεί σε διάφορους κλάδους όπως η μεταλλευτική (Journel and Huijbregts, 1978) και οι περιβαλλοντικές επιστήμες (Goovaerts, 1997, Burrough and

McDonnell, 1998, Webster and Oliver, 2001). Μια ανασκόπηση της βιβλιογραφίας (Zhou et al., 2007) έδειξε πως τα δέκα κυριότερα πεδία εφαρμογής γεωστατιστικών μεθόδων είναι 1) οι γεωεπιστήμες, 2) οι υδάτινοι πόροι, 3) οι περιβαλλοντικές επιστήμες, 4) η γεωργία και η εδαφολογία, 5) τα μαθηματικά, 6) η στατιστική και οι

πιθανότητες, 7) η οικολογία, 8) η μελέτη και κατασκευή έργων, 9) η εξόρυξη πετρελαίου και 10) η λιμνολογία. Πολλοί είναι οι παράγοντες που επηρεάζουν την αποτελεσματικότητα των μεθόδων της χωρικής παρεμβολής. Σε αυτούς περιλαμβάνονται: η πυκνότητα των δειγμάτων (Isaaks and Srivastava, 1989, Englund et al., 1992, Burrough and McDonnell, 1998, Dirks et al., 1998, Hartkamp et al., 1999, Stahl et al., 2006), η χωρική κατανομή των δειγμάτων (Collins and Bolstad, 1996), η ομαδοποίηση των δειγμάτων (Isaaks and Srivastava, 1989, Laslett, 1994, Zimmerman et al., 1999), ο τύπος της επιφάνειας (MacEachren and Davidson, 1987, Stein et al., 1988, Voltz and Webster, 1990, Zimmerman et al., 1999), η ποικιλία των δεδομένων (Collins and Bolstad, 1996, Martínez-Cob, 1996, Schloeder et al., 2001), η κανονικότητα των δεδομένων (Rossi et al., 1992, Weber and Englund, 1992, Cressie, 1993, Wu et al., 2006), η ποιότητα των βοηθητικών πληροφοριών (Ahmed and De Marsily, 1987, Collins and Bolstad, 1996, Martínez-Cob, 1996, Goovaerts, 1997, Juang and Lee, 1998, Goovaerts, 2000, Bishop and McBratney, 2001, Wang et al., 2005, Hernandez-Stefanoni and Ponce-Hernandez, 2006, Hengl, 2007), η στρωμάτωση (Brus et al., 1996, Voltz and Webster, 1990) και το μέγεθος και η ανάλυση του πλέγματος (Hengl, 2007). Μπορεί επίσης να υπάρχουν αλληλεπιδράσεις μεταξύ των διαφόρων παραγόντων (Zimmerman et al., 1999). Η πηγές των λαθών σε χωρικά συνεχή δεδομένα και οι παράγοντες που επηρεάζουν την αξιοπιστία τους έχουν μελετηθεί από τους Burrough και McDonnell (1998), αλλά δεν έχει βρεθεί συνέπεια στο αποτέλεσμα της επίδρασης του κάθε παράγοντα. Οι μέθοδοι Inverse distance weighting (IDW), ordinary kriging (OK), and ordinary co-kriging (OCK) είναι αυτές που χρησιμοποιούνται πιο συχνά. Η ποικιλομορφία των δεδομένων είναι ένας κυρίαρχος παράγοντας επίδρασης και επηρεάζει σημαντικά την αποτελεσματικότητα των μοντέλων. Όσο η ποικιλία των τιμών αυξάνεται, η ακρίβεια όλων των μεθόδων μειώνεται και το ποσοστό της μείωσης αυτής εξαρτάται από τη μέθοδο. Η δειγματοληψία σε ακανόνιστες διάσπαρτες θέσεις ενδέχεται να βελτιώσει την ακρίβεια των εκτιμήσεων. Η επίδραση της πυκνότητας των δειγμάτων στην επίδοση των μεθόδων δεν είναι τόσο σημαντική (Li and Hear, 2011).

Kriging ονομάζεται η μέθοδος χωρικής παρεμβολής με γεωστατιστικές μεθόδους. Στη γεωστατιστική μέθοδο kriging λαμβάνεται υπόψη μόνο η χωρική αυτοσυσχέτιση της εξεταζόμενης παραμέτρου για την πρόβλεψη των τιμών της σε μη μετρημένες θέσεις

(Li et al., 2006). Στη μέθοδο co-kriging εξετάζεται εκτός από τη χωρική αυτοσυσχέτιση και η συσχέτιση της εξεταζόμενης μεταβλητής με άλλες μεταβλητές.

Οι σχέσεις των τοπογραφικών μεταβλητών και των ιδιοτήτων του εδάφους έχουν εξεταστεί από πολλούς ερευνητές και έχουν χρησιμοποιηθεί για την πρόβλεψη εδαφικών ιδιοτήτων σε σημεία στα οποία δεν υπάρχουν μετρήσεις (Odeh et al., 1994, 1995, Knotters et al., 1995, McKenzie et al., 1999, Thompson et al., 2001). Συνήθης πηγή για τοπογραφικές μεταβλητές είναι τα ψηφιακά μοντέλα υψόμετρου (Digital Elevation Model = DEM) της περιοχής, τα οποία χρησιμοποιούνται για την ποσοτική εκτίμηση της επίδρασης των εδαφογενετικών παραγόντων στη διαμόρφωση των εδαφικών ιδιοτήτων. Όσον αφορά τον Ελλαδικό χώρο, έχουν γίνει παρόμοιες προσπάθειες εφαρμογής της μεθόδου co-kriging για την εκτίμηση των μηχανικών

κλασμάτων χρησιμοποιώντας ως βοηθητική μεταβλητή το υψόμετρο σε μικρής έκτασης περιοχή με ομοιόμορφο μητρικό υλικό (Καλύβας κ.α., 2000) ή την απόσταση από γειτονικό ποτάμι το οποίο συνέβαλε μέσω των πλημμυρών στη διαμόρφωση της μηχανικής σύστασης των γειτονικών εδαφών (Kalivas et al. 2002).

Το ενδιαφέρον για τη χρήση μεθόδων χωρικής παρεμβολής που συνδυάζουν δύο διαφορετικές προσεγγίσεις για τη μοντελοποίηση και χαρτογράφηση της χωρικής μεταβλητότητας έχει αυξηθεί τα τελευταία χρόνια. Οι δύο αυτές προσεγγίσεις είναι: (α) παρεμβολή στις μετρημένες τιμές των σημείων παρατήρησης και (β) παρεμβολή σε τιμές που έχουν προκύψει από παλινδρόμηση με βοηθητικές ιδιότητες. Αρκετές μελέτες έχουν αποδείξει ότι οι μέθοδοι αυτές μπορούν να δώσουν καλύτερες προβλέψεις (Knotters et al., 1995, Bishop and McBratney, 2001, Bourennane and King, 2003, Lloyd, 2005, Yemefack et al., 2005).

Στόχος της εργασίας είναι η σύγκριση ορισμένων μεθόδων χωρικής παρεμβολής για την πρόβλεψη των τιμών των εδαφικών ιδιοτήτων σε θέσεις που δεν έχουμε λάβει δείγματα, βασιζόμενοι σε ήδη μετρημένες τιμές των εδαφικών ιδιοτήτων στις θέσεις δειγματοληψίας, καθώς και σε τοπογραφικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης.

Στην παρούσα εργασία, σε πεδινές εκτάσεις του βόρειου Αμβρακικού κόλπου, συγκεκριμένα σε περιοχές των νομών Άρτας και Πρέβεζας, μετά από προκαταρκτική χωρική ανάλυση των δεδομένων της εδαφολογικής μελέτης της περιοχής, εφαρμόστηκαν γεωστατικές μέθοδοι για την πρόβλεψη των τιμών εδαφικών

ιδιοτήτων σε κάθε θέση. Μερικές από τις γεωστατιστικές μεθόδους που εφαρμόστηκαν είναι το ordinary kriging, isotopic cokriging, τρεις παραλλαγές της μεθόδου regression-kriging (model I, model II, model III) κ.α. Στις περισσότερες μεθόδους εισήχθησαν τοπογραφικές ιδιότητες που ελήφθησαν από το Ψηφιακό Μοντέλο Ύψομέτρου (Digital Elevation Model) της περιοχής. Η αξιολόγηση των μεθόδων και ο έλεγχος της ακρίβειας αυτών στηρίχθηκε στη χρήση δεικτών αξιολόγησης ο υπολογισμός των οποίων στηρίζεται στις διαφορές εκτιμώμενων και πραγματικών τιμών τόσο στα σημεία που συμμετέχουν στη χωρική παρεμβολή (μέθοδος jack-knifing) όσο και σε ένα σύνολο σημείων που δεν χρησιμοποιήθηκαν στις μεθόδους χωρικής παρεμβολής.

Κεφάλαιο 2: Υλικά και Μέθοδοι

2.1. Υλικά Και Μέθοδοι

2.1.1. Μέθοδοι – Θεωρία

2.1.1.1. Στατιστικές Επεξεργασίες – Μη Χωρική Επεξεργασία Δεδομένων

Η γεωστατιστική βασίζεται σε κάποιες βασικές παραδοχές μια εκ των οποίων είναι ότι τα δεδομένα προέρχονται από έναν ομοιογενή πληθυσμό. Πριν την εφαρμογή της χωρικής παρεμβολής επομένως θα πρέπει να γίνει η απαραίτητη στατιστική επεξεργασία, η οποία έχει ως σκοπό να μας παρέχει ένα ακριβή και συστηματικό τρόπο για την περιγραφή των βασικών χαρακτηριστικών των δεδομένων μας. Με τον όρο χαρακτηριστικά ενός συνόλου δεδομένων εννοούμε την κεντρική τάση, τη διασπορά και το σχήμα της κατανομής των συχνοτήτων (Κόλλια – Κουσουρή Β., 2006).

Μια από τις πρώτες ενέργειες που μπορούν να γίνουν είναι μια οπτική ανάλυση με μια παράλληλη διαλογή των τιμών των δεδομένων κατά την οποία θα αναγνωριστούν λανθασμένες πληροφορίες για τις συντεταγμένες και ενδεχόμενα μη λογικά σημεία με δεδομένα. Η οπτικοποίηση χρησιμοποιείται επίσης ως μια πρώτη γρήγορη αναγνώριση της παρουσίας ή απουσίας χωρικής αυτοσυσχέτισης.

Η περιγραφή των χαρακτηριστικών των δεδομένων επιτυγχάνεται μέσω βασικών μεθόδων περιγραφικής στατιστικής, συμπεριλαμβανομένων του μέσου όρου, της μέσης τιμής, της διακύμανσης, της κύρτωσης (kurtosis) και της ασυμμετρίας (skewness). Περεταίρω ανάλυση μπορεί να γίνει μέσω ιστογραμμάτων, box-plots και normal plots. Για να βρεθεί μια αντιπροσωπευτική τιμή ενός δείγματος θα πρέπει να γίνουν μετρήσεις της κεντρικής τάσης. Για τη διερεύνηση της κεντρικής

τάσης σε όλα τα δεδομένα υπολογίσθηκαν μονομεταβλητά μεγέθη όπως ο μέσος όρος, η μέγιστη και η ελάχιστη τιμή. Η διασπορά των δεδομένων ελέγχθηκε με τον

υπολογισμό της διακύμανσης, της τυπικής απόκλισης και του συντελεστή παραλλακτικότητας (Coefficient of variation).

Σχεδόν σε όλες τις μελέτες, ο μέσος όρος έχει εξέχουσα σημασία. Δεδομένου ότι η δειγματοληψία έχει γίνει ορθώς με τυχαίο τρόπο, ο μέσος όρος ενός σετ n δεδομένων z_1, z_2, \dots, z_n δίνεται από τη σχέση:

$$\bar{z} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n z_i = \frac{1}{n} (z_1 + \dots + z_n) \quad (2)$$

όπου, z_i η i παρατήρηση και n το πλήθος των παρατηρήσεων.

Όλα αυτά τα εργαλεία είναι χρήσιμα για τη μελέτη των ακραίων τιμών οι οποίες είναι επιζήμιες στη χωρική πρόβλεψη. Μια μη χωρική ακραία τιμή (non-spatial outlier) είναι μία τιμή που διαφέρει σημαντικά από την κύρια τάση των παρατηρήσεων και έχει σημαντικό αντίκτυπο στον υπολογισμό του βαριόγραμματος και κατά συνέπεια, την εκτίμηση (R. Kerry and M.A. Oliver, 2007). Το βαριόγραμμα ειδικά είναι ιδιαίτερα ευαίσθητο στις ακραίες τιμές καθώς βασίζεται στα τετράγωνα των διαφορών μεταξύ των δεδομένων (Lark, 2000a). Τη χειρότερη επίδραση έχουν ακραίες τιμές που βρίσκονται κοντά στο κέντρο της περιοχής μελέτης, καθώς συμμετέχουν στο μέσο όρο πολλές φορές για κάθε lag. Εάν η δειγματοληψία έχει γίνει από ακανόνιστες θέσεις, όπως στη παρούσα μελέτη, η σχετική συνεισφορά των ακραίων τιμών είναι ακόμα περισσότερο απρόβλεπτη δίνοντάς μας ένα ασταθές βαριόγραμμα (Webster and Oliver, 2001).

Επομένως, είναι πολύ σημαντική η εύρεση μη χωρικών ακραίων τιμών. Η κανονική κατανομή είναι συμμετρική και μεσόκυρτη κατανομή, άρα ισχύει ότι η διάμεσος, η επικρατούσα τιμή και η μέση της τιμή ταυτίζονται. Η εύρεση μη χωρικών ακραίων τιμών βασίστηκε στο γεγονός ότι στην κανονική κατανομή: το 68% περίπου των παρατηρήσεων βρίσκεται στο διάστημα $(\mu - \sigma, \mu + \sigma)$, το 95% περίπου των παρατηρήσεων βρίσκεται στο διάστημα $(\mu - 2\sigma, \mu + 2\sigma)$ και το 99,7% περίπου των παρατηρήσεων βρίσκεται στο διάστημα $(\mu - 3\sigma, \mu + 3\sigma)$, όπου μ ο μέσος όρος και σ η τυπική απόκλιση (Εικόνα 2.1). Επομένως, κάθε τιμή που είναι εκτός του ορίου $(\mu - 3\sigma, \mu + 3\sigma)$ μπορεί να χαρακτηριστεί ως μη χωρική ακραία τιμή.

Αν διαπιστωθεί ακραία παρατήρηση, πρέπει πρώτα να ερευνηθεί αν οφείλεται σε λανθασμένη μέτρηση, αν αυτό συμβαίνει, πρέπει να παραληφθεί από το δείγμα. Η γενική αρχή που πρέπει να τηρούμε είναι ότι ποτέ δεν απορρίπτουμε μια ακραία παρατήρηση αν δεν είμαστε βέβαιοι ότι πρόκειται για λάθος. Έγκυρες ακραίες παρατηρήσεις μπορεί να αποδειχθούν ότι οφείλονται πιθανόν σε ιδιαίτερες συνθήκες που επικρατούν στο συγκεκριμένο σημείο.

Η Γεωστατιστική ανάλυση πραγματοποιείται καλύτερα σε Gaussian κατανομές. Συχνά υπάρχει η ανάγκη για μετασχηματισμό των δεδομένων με τη χρήση των τετραγωνικών ριζών τους ή τη λογαρίθμηση τους, ή με άλλους ακόμα πιο εξεζητημένους τρόπους. Ένας λόγος για τους υπολογισμούς αυτούς είναι η δημιουργία νέων μεταβλητών που θα προσεγγίζουν κάποια γνωστή κατανομή, κατά προτίμηση την κανονική, ώστε να μπορέσουν να εφαρμοσθούν τα συνήθη παραμετρικά τεστ σημαντικότητας. Η ασυμμετρία (skewness) είναι ο πιο κοινός τρόπος περιγραφής της απόκλισης από την κανονικότητα. Επίσης, ο έλεγχος της κανονικότητας των τιμών περιλαμβάνει και τον υπολογισμό της κύρτωσης (kurtosis) καθώς και μελέτη των ιστογραμμάτων και σύγκριση αυτών με το διάγραμμα της κανονικής κατανομής καθώς και με εφαρμογή του Kolmogorov–Smirnov ελέγχου (K-S test).

Η κανονική κατανομή είναι συμμετρική, ο μέσος όρος βρίσκεται στο κέντρο της και μέσω αυτού γίνεται εκτίμηση της κεντρικής τιμής χωρίς ασάφειες. Ο μέσος όρος των δεδομένων μιας ασύμμετρης κατανομής, όπως άλλωστε και η μέση τιμή της, δεν προσεγγίζουν το κέντρο της. Έτσι οι στατιστικές αναλύσεις αποκτούν μεγάλο βαθμό ασάφειας. Ένα ακόμη χαρακτηριστικό των μη κανονικών δεδομένων είναι ότι οι διακυμάνσεις των υποσυνόλων εξαρτώνται από τους μέσους όρους τους. Εάν τα δεδομένα παρουσιάζουν για παράδειγμα θετική ασυμμετρία, τότε οι διακυμάνσεις αυξάνονται όσο αυξάνεται ο μέσος όρος. Αυτό είναι ένα ανεπιθύμητο αποτέλεσμα όταν γίνονται συγκρίσεις. Τέλος, οι εκτιμήσεις δεν δίνουν έγκυρα αποτελέσματα όταν τα δεδομένα παρουσιάζουν ασυμμετρία. Πρακτικά αυτό σημαίνει ότι τα σφάλματα είναι μεγαλύτερα από το επιτρεπτό καθώς απαιτείται πολύ μεγαλύτερος αριθμός δεδομένων για να επιτευχθεί η ακρίβεια που θα υπήρχε εάν η κατανομή μας ήταν κανονική (R. Webster, 2005).

Η ασυμμετρία (skewness) μετρά το βαθμό στον οποίο ο κύριος όγκος των

μετρήσεων σε μια κατανομή τείνει να διασπαρθεί προς το ένα ή το άλλο μέρος του μέσου όρου. Εάν οι τιμές είναι μικρότερες από το μέσο όρο λέμε ότι έχει θετική ασυμμετρία και στην αντίθετη περίπτωση αρνητική. Η ασυμμετρία υπολογίζεται από την εξίσωση:

$$skewness = \frac{\sum(x - \bar{x})^3}{n\sigma^3} \quad (3)$$

όπου, \bar{x} ο μέσος όρος, σ η τυπική απόκλιση και n ο αριθμός των παρατηρήσεων.

Ο βαθμός skewness σε μια κανονική κατανομή έχει τιμή που κυμαίνεται κοντά στο μηδέν, ενώ το σχήμα του παρουσιάζει μία συμμετρία ως προς την κεντρική τιμή. Τιμές του βαθμού skewness μεγαλύτερες του μηδέν υποδεικνύουν θετική ασυμμετρία, δηλαδή ο όγκος των δεδομένων επεκτείνεται κυρίως προς το ανώτερο άκρο της κατανομής και ο μέσος όρος ξεπερνάει τη μέση τιμή. Αρνητικές τιμές του βαθμού skewness υποδεικνύουν αρνητική ασυμμετρία, η οποία όμως παρουσιάζεται αρκετά πιο σπάνια. Εάν ο βαθμός skewness έχει θετική τιμή και μικρότερη από 0,5 τότε δεν υπάρχει ανάγκη μετατροπής των δεδομένων. Εάν η τιμή του κυμαίνεται μεταξύ του 0,5 και του 1, ενδεχομένως να είναι επιθυμητή μια μετατροπή με τη χρήση των τετραγώνων των ριζών των τιμών των δεδομένων, ενώ εάν η τιμή του ξεπερνά το 1 η λογαρίθμηση των τιμών των δεδομένων πιθανώς να δώσει μια εικόνα που θα προσεγγίζει αρκετά την κανονικότητα.

Με την κύρτωση (kyrtosis) μπορεί να υπολογισθεί το κατά πόσον οι τιμές των δεδομένων συγκεντρώνονται σε μια κατηγορία μιας κατανομής συχνοτήτων. Εάν μια ομάδα από γειτονικές κατηγορίες σε μια κατανομή συχνοτήτων περιέχει ένα μεγάλο ποσοστό των τιμών τότε λέμε ότι η κατανομή έχει μεγάλο βαθμό κύρτωσης. Η μέτρηση της κύρτωσης δίνεται από τον τύπο:

$$kyrtosis = \frac{\sum(x - \bar{x})^4}{n\sigma^4} \quad (4)$$

όπου, \bar{x} ο μέσος όρος, σ η τυπική απόκλιση και n ο αριθμός των παρατηρήσεων.

Σε μια κανονική κατανομή η κύρτωση είναι 0. Αρνητικές τιμές σημαίνουν ότι η κατανομή είναι πλατύκυρτη ενώ θετικές τιμές ότι είναι λεπτόκυρτη. Πολλές

γεωγραφικές μεταβλητές έχουν μεγάλο βαθμό κύρτωσης που σημαίνει ότι δεν προέρχονται από έναν κανονικά κατανομημένο πληθυσμό.

Υπάρχουν αρκετά τεστ ελέγχου της κανονικότητας μια κατανομής δεδομένων, ωστόσο η πλέον διαδεδομένη τεχνική είναι ο μη παραμετρικός έλεγχος Kolmogorov-Smirnov (K-S test). Η διαδικασία βασίζεται στη σύγκριση της αθροιστικής κατανομής του δείγματος με την υποθετική (κανονική) αθροιστική κατανομή. Το K-S test εξετάζει εάν οι τιμές κάθε ιδιότητας προέρχονται από κανονική κατανομή με μέσο όρο και τυπική απόκλιση που υπολογίζονται από το δείγμα. Ο έλεγχος των αποτελεσμάτων γίνεται από την υπολογιζόμενη τιμή Z του τεστ και από το επίπεδο σημαντικότητας (2-tailed P test). Το επίπεδο στατιστικής σημαντικότητας πρέπει να είναι μεγαλύτερο του 0.05 ή έστω μεγαλύτερο τουλάχιστον του 0.01. Να σημειωθεί πως ο έλεγχος έχει ως στόχο για να διαπιστωθεί η απόκλιση από την κανονικότητα και αυτό σημαίνει πως μικρές τιμές του ρυποδεικνύουν πως πιθανώς αυτή η απόκλιση υπάρχει. Στόχος είναι οι όσο το δυνατόν μεγαλύτερες τιμές του p . Εάν το επίπεδο σημαντικότητας είναι μεγαλύτερο του 0,05 τότε ότι η κατανομή των δεδομένων δεν διαφέρει σημαντικά από την κανονική.

Η συσχέτιση μετρά το βαθμό συνάφειας- αλληλεπίδρασης ανάμεσα σε δύο ή περισσότερες μεταβλητές. Πρακτικά σημαίνει, ότι από την τιμή ενός δείκτη(συντελεστή συσχέτισης) κατανοούμε πόσο έντονη ή χαλαρή είναι η συσχέτιση δύο μεταβλητών. Η διαδικασία συσχέτισης παρουσιάζεται όχι μόνο σε ποσοτικές μεταβλητές (συντελεστής Pearson) αλλά και σε ποιοτικές ή κατηγορικές μεταβλητές. Θα πρέπει να διακρίνουμε μία διαφορά. Το γεγονός της ύπαρξης ή μη έντονης συνάφειας-συσχέτισης ανάμεσα σε δύο μεταβλητές, δεν συνεπάγεται

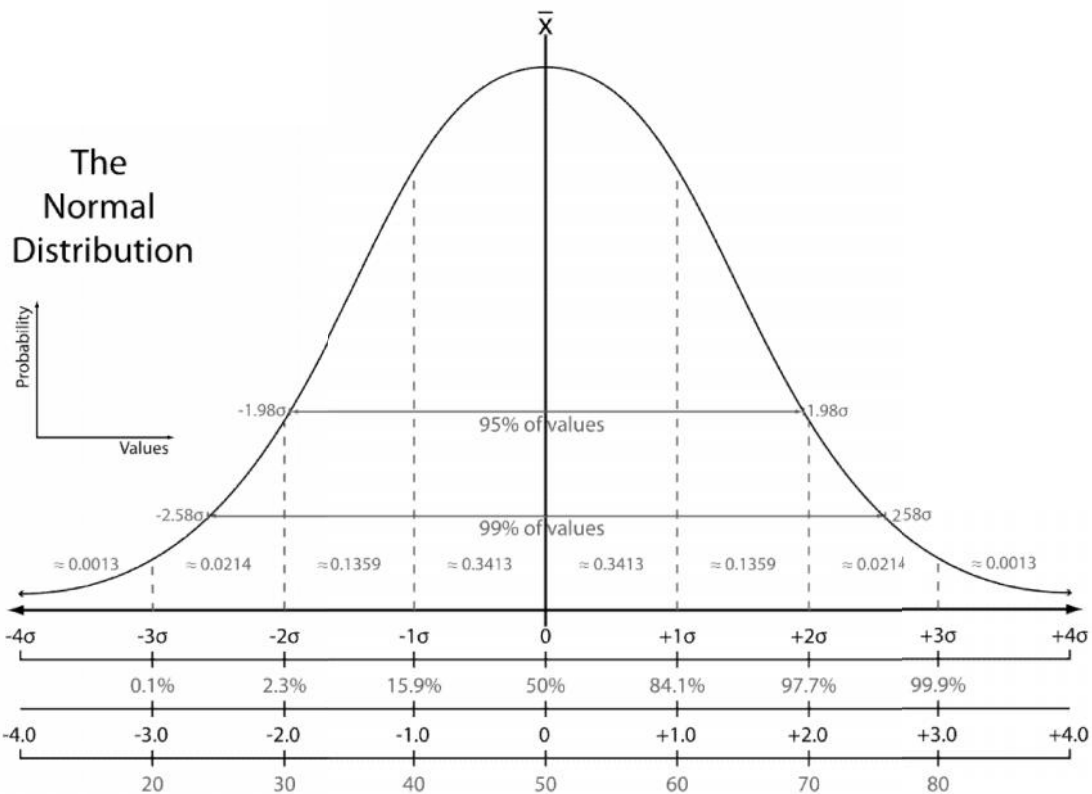
απαραίτητα και την ύπαρξη μίας συναρτησιακής σχέσης αυτών. Ο συντελεστής γραμμικής συσχέτισης δύο ποσοτικών μεταβλητών ορίζεται από τον τύπο:

$$r = \frac{cov_{xy}}{\sigma_x \sigma_y} = \frac{\sum(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{(N - 1)\sigma_x \sigma_y} \quad (5)$$

όπου, cov_{xy} είναι η συνδιακύμανση των μεταβλητών x και y , \bar{x} ο μέσος όρος, x_i οι τιμές της μεταβλητής x , \bar{y} ο μέσος όρος, y_i οι τιμές της μεταβλητής y αντίστοιχα, N ο

αριθμός των παρατηρήσεων και σ_x , σ_y οι τυπικές αποκλίσεις (standard deviation) αυτών.

Ο συντελεστής γραμμικής συσχέτισης r δίνει ένα μέτρο του μεγέθους της γραμμικής συσχέτισης μεταξύ δύο μεταβλητών και παίρνει τιμές στο κλειστό διάστημα $[-1, 1]$. Η εύρεση της συσχέτισης στα δεδομένα έγινε με τον υπολογισμό του συντελεστή συσχέτισης. Ο συντελεστής γραμμικής συσχέτισης είναι καθαρός αριθμός και δεν έχει μονάδες μέτρησης. Όταν ο r παίρνει την τιμή -1 , σημαίνει ότι υπάρχει πλήρης (τέλεια) συσχέτιση και μάλιστα οι τιμές της μιας μεταβλητής αυξάνουν, ενώ οι τιμές της άλλης μεταβλητής μειώνονται. Ομοίως η τιμή $+1$ σημαίνει πλήρης (τέλεια) συσχέτιση των δύο μεταβλητών και μάλιστα οι τιμές και των δύο βαίνουν αύξουσες ή φθίνουσες. Και στις δύο αυτές ακραίες τιμές του συντελεστή γραμμικής συσχέτισης ισχύει ανάμεσα στις δύο μεταβλητές x και y η ποσοτική (συναρτησιακή, μαθηματική) σχέση $y = a + \beta x$. Αντίστροφα, όταν οι μεταβλητές x και y συνδέονται με τη σχέση $y = a + \beta x$, τότε $r = -1$ αν $\beta > 0$ και $r = 1$ αν $\beta < 0$. Αν $r = 0$ τότε οι μεταβλητές x και y λέγονται ασυσχέτιστες.



Εικόνα 2.1. Κανονική κατανομή.

Όλες οι παραπάνω στατιστικές επεξεργασίες πραγματοποιήθηκαν με τη βοήθεια του στατιστικού πακέτου SPSS 18.0.

2.1.1.2. Χωρική Επεξεργασία Δεδομένων

Η χωρική αυτοσυσχέτιση μελετάει τον βαθμό στον οποίο η τιμή μιας μεταβλητής σε κάποια θέση είναι παρόμοια με τις τιμές των μεταβλητών που βρίσκονται γεωγραφικά κοντά της (Goodchild, 1987). Η συσχέτιση αυτή επομένως μας δείχνει τον βαθμό εξάρτησης μεταξύ των τιμών μιας συγκεκριμένης μεταβλητής σε κοντινές περιοχές. Σύμφωνα με τον πρώτο νόμο της γεωγραφίας του καθηγητή Waldo Tobler, «τα πάντα σχετίζονται μεταξύ τους αλλά τα κοντινά πράγματα σχετίζονται περισσότερο μεταξύ τους από ότι τα απομακρυσμένα» (Tobler, 1970).

Οι δείκτες μέτρησης της χωρικής αυτοσυσχέτισης είναι ολικοί (global) και τοπικοί (local). Η ολική μέτρηση της χωρικής αυτό-συσχέτισης είναι μια μοναδική μέτρηση για ολόκληρη την περιοχή. Οι τοπικοί δείκτες μέτρησης της χωρικής αυτο-συσχέτισης προσπαθούν να εντοπίσουν τοπικές μεταβολές μέσα σε σχηματισμούς χωρικής εξάρτησης και είναι χρήσιμοι διότι αποκαλύπτουν χωρικές σχέσεις που σε άλλη περίπτωση δεν θα μπορούσαν να γίνουν αντιληπτές (Anselin, 1995).

Για τον υπολογισμό του βαθμού χωρικής αυτοσυσχέτισης μιας μεταβλητής υπάρχουν διάφορες τεχνικές και οι αντίστοιχοι δείκτες που υπολογίζονται. Στην εργασία μας χρησιμοποιήθηκε ο δείκτης Moran's I, ο οποίος χρησιμοποιείται για τη μελέτη των χωρικών σχηματισμών της χωρικής συσχέτισης, δηλαδή την εύρεση τοπικών αμάδων (clusters) και χωρικά ακραίων τιμών (spatial outliers). Ο τοπικός Moran's I δίδεται από την παρακάτω εξίσωση:

$$I = \frac{X_i - \bar{X}}{S_i^2} \sum_{j \neq i, j=1}^n W_{i,j} (X_j - \bar{X}) \quad (6)$$

όπου, S_i^2 η τυπική απόκλιση της μεταβλητής x , \bar{X} ο μέσος όρος της εδαφικής ιδιότητας και W_{ij} ο συντελεστής βαρύτητας ανάλογος της απόστασης μεταξύ των θέσεων i και j . Για τον υπολογισμό των βαρών χρησιμοποιείται συνήθως η συνάρτηση αντίστροφης απόστασης των θέσεων.

Όταν η τιμή του δείκτη είναι θετική υπάρχει θετική χωρική αυτοσυσχέτιση, άρα οι τιμές που λαμβάνει η εξεταζόμενη μεταβλητή παρουσιάζουν συγκέντρωση στο χώρο. Μία μεγάλη θετική τιμή του τοπικού Moran's I σημαίνει ότι η εξεταζόμενη θέση έχει παρόμοια τιμή (χαμηλή ή υψηλή) με τα γειτονικά της σημεία (clusters).

Όταν η τιμή του δείκτη είναι αρνητική, αντίστοιχα υπάρχει αρνητική χωρική αυτοσυσχέτιση. Αυτό σημαίνει ότι μεγάλες τιμές της εξεταζόμενης μεταβλητής γειτνιάζουν με μικρές τιμές. Μία μεγάλη αρνητική τιμή σημαίνει ότι η τιμή στο σημείο που μελετάμε διαφέρει σημαντικά από τις τιμές των γειτονικών σημείων και αποτελεί μία χωρική ακραία τιμή (spatial outlier) (Lalor and Zhang, 2001). Η ύπαρξη αρνητικής χωρικής αυτοσυσχέτισης υποδεικνύει την ύπαρξη περιοχών που

διακόπτουν τη συνέχεια ενός φαινομένου οι οποίες είτε υπερτερούν, είτε υστερούν από την ευρύτερη περιοχή.

Όταν η τιμή του τοπικού Moran's I είναι μηδενική, δεν υπάρχει καμία χωρική αυτοσυσχέτιση και φαίνεται πως υπάρχει κάποιο τυχαίο πρότυπο. Εάν τα δεδομένα ακολουθούν την κανονική κατανομή τότε ο τοπικός δείκτης Moran's I μπορεί να τυποποιηθεί σε ένα Z-score (Anselin, 1995, Levine, 2004). Το στατιστικό Z-score έχει κανονική κατανομή με μέσο όρο μηδέν και τυπική απόκλιση ίση με ένα ($\mu=0$, $\sigma^2=1$). Ως κρίσιμη τιμή του Z-score ορίζεται το 1,96 με επίπεδο σημαντικότητας p ίσο με 0,05. Επομένως με επίπεδο σημαντικότητας 0,05 (95% βεβαιότητα), εάν η Z-score τιμή του τοπικού Moran's I είναι μικρότερη από -1,96 τότε το σημείο θεωρείται χωρικά ακραία τιμή. Αντίστοιχα εάν η Z-score είναι μεγαλύτερη από +1,96 τότε το εξεταζόμενο σημείο ομαδοποιείται με τα γειτονικά του σε επίπεδο σημαντικότητας 0,05.

Η διερεύνηση της ύπαρξης χωρικά ακραίων τιμών (spatial outliers), μπορεί να οδηγήσει στην εξαίρεση ορισμένων τιμών από τον πληθυσμό των δειγμάτων, συμβάλλοντας έτσι σε μία σαφέστερη εικόνα για την ύπαρξη ή όχι χωρικής συσχέτισης στις εδαφικές ιδιότητες που εξετάζονται. Οι χωρικά ακραίες τιμές είναι αυτές που αντιβαίνουν στη βασική υπόθεση της γεωστατιστικής προσέγγισης, με αποτέλεσμα να προκύπτουν μεγάλες μεταβολές στις εδαφικές ιδιότητες σε μικρές όμως παρατηρούμενες αποστάσεις.

2.1.1.3. Γεωστατιστική – Χωρική Παρεμβολή

Η χωρική παρεμβολή (interpolation) είναι η διαδικασία με την οποία μπορεί να γίνει πρόβλεψη για τις τιμές συγκεκριμένων χαρακτηριστικών σε θέσεις στις οποίες δεν έχει πραγματοποιηθεί δειγματοληψία, χρησιμοποιώντας τιμές των χαρακτηριστικών αυτών σε σημεία στα οποία υπάρχουν δεδομένα. Η χωρική παρεμβολή διαφέρει από τις κλασικές προσεγγίσεις με μοντέλα, καθώς ενσωματώνει πληροφορίες σχετικά με τη γεωγραφική θέση των σημείων δειγματοληψίας (Isaaks and Srivastava, 1990, Schloeder et al., 2001).

Ο στόχος της ανάλυσης είναι να εξαχθούν συμπεράσματα για τη χωρική διαφοροποίηση του χαρακτηριστικού σε ολόκληρη την περιοχή μελέτης, με βάση τις τιμές στις γνωστές θέσεις δειγματοληψίας. Με τη διαδικασία της χωρικής παρεμβολής ο σκοπός είναι η μοντελοποίηση του προτύπου της μεταβλητότητας των τιμών του υπό εξέταση χαρακτηριστικού, έτσι απαιτείται η χρήση μοντέλων προκειμένου να επιτύχουμε καλές εκτιμήσεις για την τιμή που παίρνει το χαρακτηριστικό σε σημεία τα οποία δεν ανήκουν στο αρχικό δείγμα.

Δυο βασικές υποθέσεις στηρίζουν τη διαδικασία της χωρικής παρεμβολής. Πρώτον, ότι η επιφάνεια που εκφράζει το υπό εξέταση χαρακτηριστικό είναι συνεχής και, επομένως, η τιμή σε κάθε θέση μπορεί να υπολογιστεί αν υπάρχουν ικανοποιητικά στοιχεία για την επιφάνεια αυτή. Η σαφής αυτή υπόθεση είναι εκείνη που επιτρέπει τη δημιουργία των μεθόδων παρεμβολής. Η δεύτερη υπόθεση είναι έμμεση, αφού αναφέρεται στη χωρική εξάρτηση των τιμών του υπό εξέταση χαρακτηριστικού, αλλά είναι ιδιαίτερα σημαντική γιατί επιτρέπει την τεκμηρίωση των μεθόδων αυτών.

Όσον αφορά τις μεθόδους χωρικής παρεμβολής, αυτές μπορούν να διαφοροποιηθούν σε τρεις κατηγορίες: τις μεθόδους τοπικών εκτιμήσεων (local estimation), τις μεθόδους γενικευμένων προσεγγίσεων (global approximation) και τις γεωστατιστικές μεθόδους χωρικής συσχέτισης (kriging). Οι δυο πρώτες μέθοδοι είναι σχετικά απλές και απαιτούν τη γνώση στοιχειωδών αιτιοκρατών ή στατιστικών μεθόδων. Στη γενική χωρική παρεμβολή για την πρόβλεψη της τιμής σε ένα σημείο χρησιμοποιούνται όλες οι τιμές των υπαρχόντων δεδομένων της περιοχής. Στην τοπική, η πρόβλεψη της τιμής της μεταβλητής προκύπτει από τα υπάρχοντα δεδομένα των γειτονικών σημείων. Τέλος η τρίτη κατηγορία απαιτεί μια καλή αντίληψη της έννοιας της χωρικής συσχέτισης και γι' αυτό εξετάζεται ως διαφορετική κατηγορία.

Μέθοδοι Τοπικών Εκτιμήσεων

Οι μέθοδοι αυτοί αναφέρονται στην εκτίμηση της τιμής ενός χαρακτηριστικού σε μια συγκεκριμένη θέση, με βάση στοιχεία τα οποία προέρχονται από σημεία που βρίσκονται στην άμεση γειτονική περιοχή του. Ένα βασικό πλεονέκτημα αυτών των προσεγγίσεων είναι ότι η εκτίμηση βασίζεται σε πληροφορίες που αφορούν περιοχές κοντά στο υπό εκτίμηση σημείο και επομένως αντανakλούν διαφοροποιήσεις στη

γειτονιά του. Από την άλλη μεριά, βέβαια, βασικό μειονέκτημα αποτελεί η ανάγκη καθορισμού αυτής της περιοχής εκτίμησης που θεωρείται ως γειτονιά.

Γενικές μέθοδοι χωρικής παρεμβολής

Όταν η μεταβολή ενός χαρακτηριστικού σε μια περιοχή γίνεται ομοιόμορφα, είναι πιθανό οι τιμές του να μπορούν να μοντελοποιηθούν μέσω μιας ομαλής μαθηματικής επιφάνειας. Υπάρχουν πολλοί τρόποι για να γίνει κάτι τέτοιο αλλά όλοι σχεδόν προσαρμόζουν κάποιο είδος πολυωνυμικής εξίσωσης στις παρατηρήσεις των σημείων δειγματοληψίας, έτσι ώστε οι τιμές σε θέσεις που δεν υπάρχουν δεδομένα να μπορούν να υπολογιστούν από τις συντεταγμένες τους.

Γεωστατιστικές μέθοδοι παρεμβολής

Η Γεωστατιστική προσφέρει μια ευρεία και ευέλικτη ποικιλία εργαλείων για την εκτίμηση των τιμών των ιδιοτήτων σε σημεία που δεν υπάρχουν δείγματα. Γενικότερα γνωστές ως τεχνικές «Kriging», εκτιμούν τις τιμές υπολογίζοντας ένα σταθμισμένο γραμμικό μέσο όρο των διαθέσιμων δειγμάτων, σε αντίθεση με την πολλαπλή γραμμική παλινδρόμηση. Ο όρος Kriging αποδίδεται στον Matheron (1965), ο οποίος έδωσε αυτή την ονομασία προς τιμήν του Danie Krige, ο οποίος ήταν ο πρώτος που σχεδίασε και εφάρμοσε αυτή την μέθοδο παρεμβολής το 1951. Το Kriging μπορεί να εφαρμοστεί τόσο σε ονομαστικές όσο και συνεχείς μεταβλητές και έτσι είναι κατάλληλο για την εκτίμηση δυαδικών μεταβλητών. Όπως όλες οι παραδοσιακές μέθοδοι παρεμβολής που βασίζονται σε σημεία, το Kriging μπορεί να παρέχει εκτιμήσεις για συγκεκριμένες περιοχές, ενώ επίσης μπορεί να υπολογίσει τη μέση τιμή μιας ιδιότητας σε μια ευρύτερη περιοχή.

Η μέθοδος Kriging διαφοροποιείται από τις κλασικές μεθόδους καθώς παρέχει και εκτιμήσεις που είναι είτε μικρότερες είτε μεγαλύτερες από τις τιμές των δειγμάτων. Οι παραδοσιακές τεχνικές περιορίζονται στο εύρος των τιμών της δειγματοληψίας. Δεύτερον, εκεί που οι παραδοσιακές μέθοδοι χρησιμοποιούν την Ευκλείδεια γεωμετρία για να υπολογίσουν τα βάρη των διαθέσιμων δειγμάτων, το Kriging εκμεταλλεύεται τόσο την απόσταση όσο και τη γεωμετρία (πχ. τις σχέσεις

ανισοτροπίας) μεταξύ των δειγμάτων. Τρίτον, σε αντίθεση με τις κλασικές μεθόδους, το Kriging επιχειρεί να ελαχιστοποιήσει τη διακύμανση του αναμενόμενου σφάλματος. Το σφάλμα είναι η διαφορά μεταξύ της πραγματικής και της εκτιμώμενης τιμής. Είναι προφανές βεβαίως πως η πραγματική τιμή δεν μπορεί να είναι κυριολεκτικά γνωστή, έτσι το Kriging εφαρμόζει ένα πιθανολογικό τυχαίο μοντέλο λειτουργίας των πραγματικών τιμών (Isaaks and Srivastava, 1989).

Οι μη γεωστατιστικές μέθοδοι χωρικής παρεμβολής δεν μπορούν να μας δώσουν απευθείας εκτιμήσεις για την ποιότητα της πρόβλεψης, καθώς επίσης και για το αν η επιλογή των τιμών των παραμέτρων είναι η καλύτερη δυνατή ή αν το μέγεθος της περιοχής αναζήτησης είναι το κατάλληλο. Ένα πολύ σημαντικό στοιχείο είναι ασφαλώς πως οι μη γεωστατιστικές μέθοδοι χωρικής παρεμβολής δεν λαμβάνουν υπ' όψη τους τη χωρική εξάρτηση των τιμών των μεταβλητών.

Επιπλέον, καμία μέθοδος από αυτές που αναφέρθηκαν δεν παρέχει πρακτικές πληροφορίες για:

- Τον αριθμό των σημείων που χρειάζονται για να υπολογίσουμε τον τοπικό μέσο όρο.
- Το μέγεθος, τον προσανατολισμό και το σχήμα των γειτονικών σημείων από τα οποία έχουν υπολογιστεί.
- Την ύπαρξη καλύτερων τρόπων εκτίμησης των βαρών από μια απλή συνάρτηση της απόστασης.
- Τα λάθη που σχετίζονται με τις τιμές που υπολογίστηκαν με την παρεμβολή.

Με τη χρήση των γεωστατιστικών μεθόδων χωρικής παρεμβολής μπορούν να αντιμετωπιστούν οι περιορισμοί και τα μειονεκτήματα των προηγούμενων μεθόδων χωρικής παρεμβολής επιτυγχάνοντας τις βέλτιστες δυνατές προβλέψεις τιμών σε θέσεις που δεν υπάρχουν μετρήσεις. Βασίζονται στις έννοιες των χωρικών μεταβλητών, των τυχαίων συναρτήσεων και της σταθερότητας (Stationary).

Ας θεωρήσουμε μια εδαφική ιδιότητα ως μία χωρική μεταβλητή $Z(s)$, $s \in A$ και Z_i , $i=1, \dots, n$ το σύνολο των παρατηρήσεων για μια ιδιότητα οι οποίες έχουν καταγραφεί σε συγκεκριμένες θέσεις s στην περιοχή μελέτης A . Εάν θεωρηθούν όλες οι τιμές της Z_i σε όλες τις θέσεις μέσα στην περιοχή, δημιουργείται ένα άπειρο σύνολο τυχαίων μεταβλητών $Z(s)$ της περιοχής, υποδεικνύοντας μια διαδικασία η οποία μεταβάλλεται

συνεχώς στην περιοχή **A**. Ένα τέτοιο σύνολο καλείται τυχαία κατανομή γιατί συνδέει μία τυχαία μεταβλητή Z με κάθε θέση x (Huizbregts, 1975).

Πλέον η περιφερειακή μεταβλητή z_i υπολογίζεται ως μία έκφραση της τυχαίας κατανομής $Z(s)$, κάτι που έχει πρακτική σημασία μόνο όταν αναφέρεται σε όλο ή σε μέρος του νόμου πιθανότητας που αποκλειστικά καθορίζει την τυχαία συνάρτηση (Journel and Huijbregts, 1978). Ενώ η υπόθεση αυτή φαίνεται λογική, είναι προφανής η αδυναμία καθορισμού του νόμου πιθανότητας από μία μόνο έκφραση της τυχαίας κατανομής $Z(s)$. Απαιτούνται λοιπόν πολλές $Z_1(i), Z_2(i), \dots, Z_k(i)$ της τυχαίας κατανομής $Z(s)$. Πρακτικά, μόνο ένα σύνολο τιμών $z(x_i)$ στις θέσεις x_i είναι διαθέσιμο, επομένως δημιουργείται ένα εμπόδιο που αντιμετωπίζεται με μερικές αναγκαίες υποθέσεις. Χάρης σε αυτές ο χώρος αποκτάει κάποιους βαθμούς ομοιογένειας και έτσι σχηματίζεται η γενική υπόθεση της εσωτερικής σταθερότητας (intrinsic stationary) η οποία αποτελείται από δυο επιμέρους τάξεις, την πρώτη και τη δεύτερη τάξη σταθερότητας (first and second order stationary). Η υπόθεση αυτή εφαρμόζεται ευρέως σε ότι αναφορά τοέδαφος (Burgess T.M., Webster R., 1980). Μία τυχαία συνάρτηση $Z(x)$ καλείται σταθερά πρώτης τάξης (first order stationary) εάν η αναμενόμενη τιμή της είναι η ίδια για όλες τις θέσεις της υπό εξέτασης περιοχής.

$$E[Z(x)] = m \quad (7)$$

όπου, m είναι ο μέσος όρος της κλασσικής στατιστικής.

Επομένως και η αναμενόμενη διαφορά μεταξύ οποιονδήποτε δύο θέσεων x και $x+h$ που απέχουν ένα διάστημα απόστασης h θα είναι μηδενική.

$$E[Z(x) - Z(x + h)] = 0 \quad (8)$$

όπου, $Z(x)$ και $Z(x+h)$ είναι οι τιμές της τυχαίας μεταβλητής Z στις θέσεις x και $x+h$. Μία τυχαία συνάρτηση $Z(x)$ καλείται σταθερά δεύτερης τάξης (second order stationary) εάν η διακύμανση των τιμών της Z εξαρτάται από το h και όχι από το x ,

δηλαδή από τις μεταξύ τους αποστάσεις και όχι από τη θέση τους στο χώρο, και δίνεται από την εξίσωση:

$$\text{var}[Z(x) - Z(x + h)] = E[\{Z(x) - Z(x + h)\}^2] = 2\gamma(h) \quad (9)$$

όπου $2\gamma(h)$ καλείται βαριόγραμμα (variogram).

Η ποσότητα $\gamma(h)$ στη γεωστατιστική καλείται ημιδιακύμανση (semi-variance) και δίνεται από τη σχέση:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N} \sum_{i=1}^N [z(x_i) - z(x_i + h)]^2 \quad (10)$$

όπου, N είναι ο αριθμός των ζευγών των σημείων δειγματοληψίας της μεταβλητής Z που απέχουν μεταξύ τους απόσταση h , η οποία είναι γνωστή και ως χωρικό βήμα (lagdistance). Η ημιδιακύμανση μεταξύ δύο θέσεων εξαρτάται μόνο από την απόσταση και τη διεύθυνση και όχι από τη γεωγραφική τους θέση.

Η γραφική παράσταση της $\gamma(h)$ ως προς το h καλείται πειραματικό βαριόγραμμα (experimental variogram). Το πειραματικό βαριόγραμμα (Εικόνα 2.2) είναι το πρώτο βήμα για την ποσοτική περιγραφή της χωρικής μεταβολής (Olea. R.A., 2006).

Το πρώτο βήμα στις γεωστατιστικές μεθόδους παρεμβολής είναι η κατασκευή του βαριογράμματος από τα σημεία στα οποία υπάρχουν τιμές. Υπολογίζονται δύο βαριογράμματα (α) το πειραματικό και (β) το θεωρητικό. Το πειραματικό βαριόγραμμα είναι ένα διάγραμμα που σχετίζει τη διακύμανση των διαφορών των τιμών, ζευγαριών σημείων που απέχουν μεταξύ τους μια δεδομένη απόσταση. Το θεωρητικό βαριόγραμμα είναι μια μαθηματική συνάρτηση που μοντελοποιεί την τάση μεταβολής της διακύμανσης συναρτήσει της απόστασης. Το συν-βαριόγραμμα χρησιμοποιείται για να περιγράψει τη συσχέτιση δύο διαφορετικών μεταβλητών στο χώρο.

Το βαριόγραμμα είναι το βασικό διαγνωστικό εργαλείο για το χωρικό χαρακτηρισμό μιας μεταβλητής και παρέχει πληροφορίες σχετικά με τη συσχέτιση μεταξύ των τιμών μίας τυχαίας συνάρτησης και των μεταξύ τους αποστάσεων στο χώρο. Εάν αυτή η συσχέτιση υφίσταται, μπορούμε να εφαρμόσουμε το θεωρητικό μοντέλο στο πειραματικό ημιβαριόγραμμα με μία συνάρτηση αυτό-συσχέτισης. Το βαριόγραμμα μιας εσωτερικής τυχαίας συνάρτησης ορίζεται ως εξής:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \text{Var} [Z(x+h) - Z(x)] \quad (11)$$

Με την υπόθεση εσωτερικής σταθερότητας (παραπάνω) το βαριόγραμμα μπορεί να οριστεί ως:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E [\{Z(x+h) - Z(x)\}^2] \quad (12)$$

Πρακτικά χρησιμοποιείται η παρακάτω εξίσωση για τον υπολογισμό του πειραματικού βαριογράμματος από τα διαθέσιμα δεδομένα:

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2N} \sum_{i=1}^N [\{z(x_i) - z(x_i+h)\}^2] \quad (13)$$

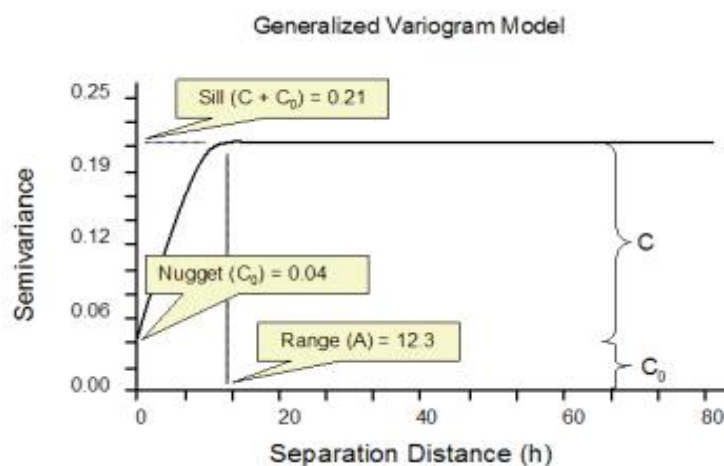
Έτσι έχουμε N ζεύγη δεδομένων.

Τα κύρια Χαρακτηριστικά που παρουσιάζει το γράφημα του $\gamma(h)$ είναι:

- Το $\gamma(h)$ είναι μια μη-αρνητική συνάρτηση, δηλαδή $\gamma(h) \geq 0$
- Ξεκινά στο 0 για $h=0$
- Γενικά αυξάνει με το h
- Το $\gamma(h)$ μπορεί να αυξάνει μέχρι μια ορισμένη τιμή του h , ένα ανώτερο όριο που ονομάζεται κατώφλι (*sill*) οπότε λαμβάνει τη μέγιστη τιμή της σε μια απόσταση που ορίζει τη ζώνη επιρροής (*range*), η οποία με τη σειρά της καθορίζει το χώρο εντός του οποίου οι μεταξύ των σημείων διαφοροποιήσεις είναι χωρικά εξαρτημένες

- μετά οριζοντιώνεται – σταθεροποιείται.
- Εναλλακτικά το $\gamma(h)$ μπορεί να συνεχίσει να αυξάνει για αυξανόμενα διαστήματα h .

Ο ρυθμός αύξησης του βαριογράμματος με την αύξηση του h είναι ενδεικτικός του πόσο γρήγορα μειώνεται η ‘επιρροή’ των δειγμάτων με την απόσταση. Το $\gamma(h)$ δίνει μια ακριβή σημασία στην συμβατική ιδέα της "ζώνης επιρροής" μιας τιμής. Το σχήμα του πειραματικού βαριογράμματος μπορεί να πάρει διάφορες μορφές που εξαρτώνται από τα δεδομένα και την απόσταση δειγματοληψίας.



Εικόνα 2.2. Τυπικό πειραματικό βαριόγραμμα.

Το ημιβαριόγραμμα αποκαλύπτει πολύ σημαντικές πληροφορίες όπως:

Η παράμετρος nugget (C_0) είναι η χωρική διακύμανση που οφείλεται στο συστηματικό λάθος μέτρησης και δειγματοληψίας, σε μικρομεταβολές δηλαδή της ιδιότητας που δεν μπορούν να ανιχνευθούν στην κλίμακα δειγματοληψίας ή σε άλλες ανεξήγητες πηγές. Η παράμετρος (C) ονομάζεται structural variance και αποτελεί τη χωρική δομή της διακύμανσης που οφείλεται στη διαφοροποίηση της τυχαίας συνάρτησης Z στο χώρο, έτσι όπως καταγράφηκε από τις παρατηρήσεις. Το άθροισμα των (C_0+C) ονομάζεται όριο (sill), και θεωρητικά ισούται με τη διακύμανση του πληθυσμού των δειγμάτων σε μεγάλες αποστάσεις διαχωρισμού εάν απουσιάζουν τοπικές τάσεις. Πρακτικά εισάγει τη σκέψη ότι σε μεγάλες αποστάσεις η

συμπεριφορά της εξεταζόμενης μεταβλητής είναι τυχαία και δεν υπάρχει εξάρτηση - σχέση της τιμής σε μια θέση από την τιμή που εμφανίζεται σε κάποιο άλλο σημείο.

Αν το nugget είναι περίπου ίδιο με το sill, αυτό σημαίνει την απουσία χωρικής συσχέτισης και την τυχαία διακύμανση της Z , φαινόμενο γνωστό και ως nugget effect (Cressie N.A.C., 1993). Η διαφορά ανάμεσα στο sill και nugget φανερώνει το μέγεθος της χωρικής διακύμανσης (Isaaks και Srivastava, 1989), την οποία μπορούμε εύκολα να αξιολογήσουμε υπολογίζοντας το λόγο τους (nugget/sill \times 100). Εάν ο λόγος παίρνει τιμές μικρότερες ή ίσες με 25% τότε υπάρχει ισχυρή χωρική εξάρτηση, 26-75% σχετική χωρική εξάρτηση και τέλος πάνω από 75% ασθενή χωρική συσχέτιση (Cambardella C A. et al., 1994, Chien et al., 1997).

Η παράμετρος a , ονομάζεται εύρος (range) της χωρικής συσχέτισης, και είναι το τμήμα του ημιβαριογράμματος που δείχνει συνεχή αύξηση της ημιδιακυμάνσεως αυξανόμενης της απόστασης της δειγματοληψίας h . Το εύρος προσδιορίζει τη ζώνη επίδρασης ενός δείγματος, δηλαδή σημεία που απέχουν μεταξύ τους απόσταση μεγαλύτερη από αυτήν, δεν παρουσιάζουν καμία χωρική συσχέτιση, κάτι που μπορεί να έχει μεγάλη σημασία στο σχεδιασμό δειγματοληπτικών μεθόδων (Lark R.M., 2000, Groenigen J.W., 2000). Μέσα στα όρια του εύρους οι κοντινές μεταξύ τους θέσεις είναι οι πιο όμοιες, δηλαδή χωρικά εξαρτημένες, ενώ σημεία που τα χωρίζουν αποστάσεις μεγαλύτερες από το εύρος δεν είναι χωρικά εξαρτημένα γιατί η ημιδιακύμανση ισούται με s^2 που συνεπάγεται τυχαία μεταβολή. Το εύρος ορίζει τη μεγαλύτερη ακτίνα από την οποία γειτονικά δείγματα λαμβάνονται για τη χωρική παρεμβολή. Προφανώς αν η απόσταση που χωρίζει ένα μη μετρημένο σημείο από ένα σημείο δεδομένων είναι μεγαλύτερη από το εύρος τότε η συνεισφορά του σημείου δεδομένων δεν είναι σημαντική γιατί είναι πολύ μακριά. Το εύρος των βαριογραμμμάτων εξαρτάται από την κλίμακα παρατήρησης και τις χωρικές αλληλεπιδράσεις των εδαφικών διεργασιών που επηρεάζουν κάθε εδαφική ιδιότητα στην κλίμακα δειγματοληψίας που χρησιμοποιείται. Μετά από τον υπολογισμό των πειραματικών βαριογραμμμάτων απαιτείται η προσαρμογή κατάλληλων μαθηματικών μοντέλων που να περιγράφουν με τη μεγαλύτερη δυνατή σαφήνεια τη χωρική διακύμανση της εδαφικής ιδιότητας που εξετάζεται. Η επιλογή του πιο κατάλληλου μοντέλου στηρίζεται σε πλήρως αυτοματοποιημένες αριθμητικές μεθόδους, έως την υποκειμενική εφαρμογή συναρτήσεων στα πειραματικά ημιβαριογράμματα, με

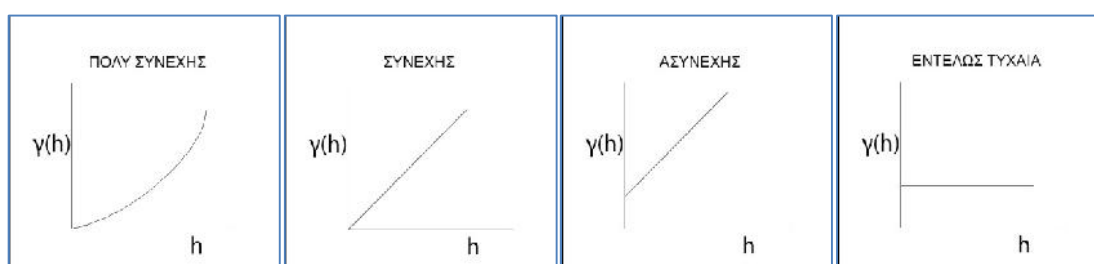
γραφικό τρόπο. Στην ουσία ο σκοπός της όλης προσπάθειας είναι η δημιουργία ενός μοντέλου που να προσεγγίζει με τη μεγαλύτερη δυνατή ακρίβεια τη χωρική διακύμανση των εξεταζόμενων εδαφικών ιδιοτήτων.

Από τους ευρέως γνωστούς τρόπους αξιολόγησης της προσαρμογής των βαριογραμμάτων είναι η μείωση του αθροίσματος των τετραγώνων των υπολοίπων (R) καθώς και η χρήση του κριτηρίου AIC (Akaike Information Criterion). Το AIC κριτήριο είναι ένας ικανοποιητικός τρόπος αξιολόγησης της προσαρμογής ενός μοντέλου και δίνεται από τον τύπο:

$$A = n \ln R + 2p \quad (14)$$

όπου, n είναι ο αριθμός των πειραματικών σημείων στο βαριόγραμμα, R είναι το άθροισμα των τετραγώνων των υπολοίπων και p είναι ο αριθμός των παραμέτρων που ενσωματώνονται στο μοντέλο. Το μοντέλο που έχει τη μικρότερη τιμή A είναι και το μοντέλο με την καλύτερη προσαρμογή στα δεδομένα μας (Webster R. And McBratney B., 1989). Είναι προφανές ότι εάν όλα τα μοντέλα έχουν τον ίδιο αριθμό παραμέτρων τότε το κριτήριο AIC δεν διαφέρει σε τίποτα από την ελαχιστοποίηση του R .

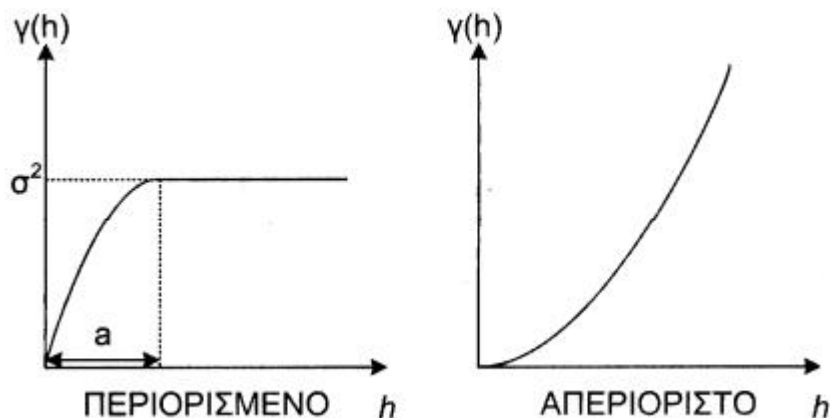
Ιδιαίτερη σημασία έχει η συμπεριφορά του πειραματικού βαριογράμματος κοντά στην αρχή (Πολύ συνεχής, Συνεχής, Ασυνεχής, Τυχαία Συμπεριφορά).



Εικόνα 2.3. Συμπεριφορά του βαριογράμματος κοντά στην αρχή.

Πολύ συνεχής μπορεί να είναι μια παραβολική συμπεριφορά κοντά στην αρχή. Στην περίπτωση αυτή περιμένουμε οι κοντινές τιμές να είναι, κατά μέσο όρο, πολύ, όμοιες και έτσι εμφανίζεται το παραβολικό σχήμα.

Συνεχής – Η γραμμική συμπεριφορά του $\gamma(h)$ κοντά στην αρχή είναι ενδεικτική μέτριας συνέχειας μικρού εύρους. Η συνέχεια είναι έντονα μικρότερη από την παραβολική συμπεριφορά. Μερικά κοιτάσματα βασικών μετάλλων εμφανίζουν αυτόν το τύπο βαριογράμματος.



Εικόνα 2.4. Περιορισμένα και απεριόριστα ή μεταβατικά και μη-μεταβατικά βαριογράμματα.

Ασυνεχής - Όταν το $\gamma(h)$ δεν τείνει στο μηδέν όταν το h τείνει στο μηδέν. Η ασυνεχής συμπεριφορά κοντά στην αρχή δείχνει μια ιδιαίτερα ασυνεχή συμπεριφορά της χωρομεταβλητής σε μικρές αποστάσεις.

Τυχαία συμπεριφορά - Το οριζόντιο γράφημα του $\gamma(h)$ δείχνει ακραία ασυνέχεια της χωρομεταβλητής. Αυτό δείχνει πλήρη τυχαιότητα – “λευκός θόρυβος”.

Τεσσάρων ειδών είναι τα θεωρητικά μοντέλα που εφαρμόζονται συνήθως στις εδαφικές μεταβλητές, το σφαιρικό (spherical), το εκθετικό (exponential), το γραμμικό και το Gaussian.

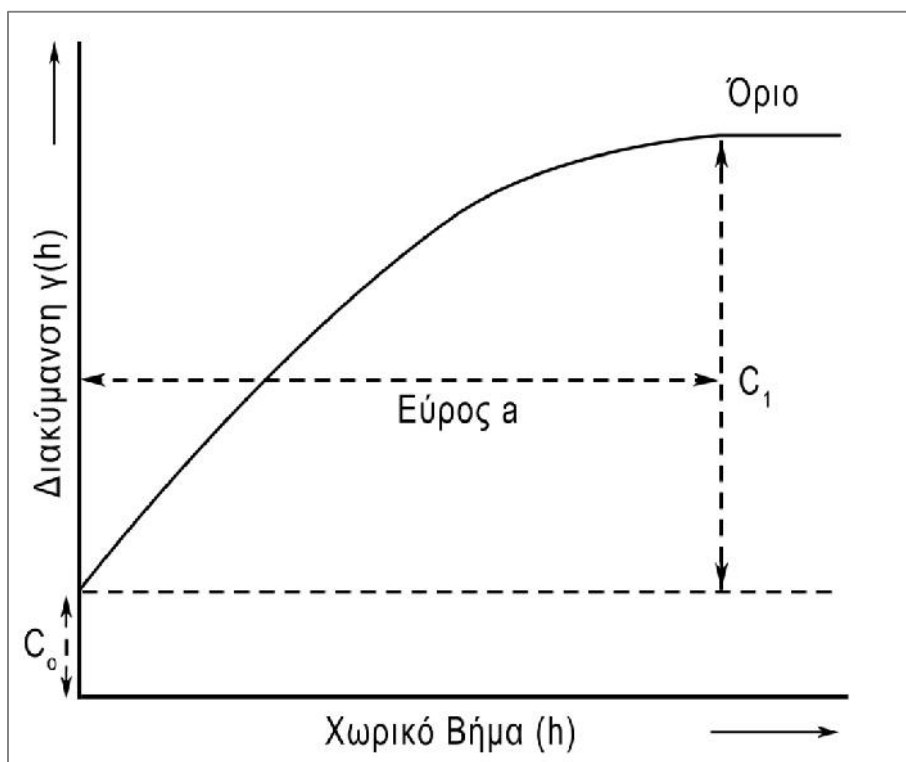
Σφαιρικό Μοντέλο

Το σφαιρικό μοντέλο είναι το πιο κοινά χρησιμοποιούμενο μοντέλο βαριογράμματος, και συχνά προσαρμόζεται μαζί με ένα μοντέλο φαινόμενου κόκκου. Το σφαιρικό μοντέλο έχει μια απλή πολυωνυμική έκφραση και ορίζεται ως εξής:

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left[1,5 \frac{|h|}{a} - 0,5 \left(\frac{|h|}{a} \right)^3 \right] \quad \text{για } 0 < |h| < a \quad (15)$$

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \quad \text{για } |h| > a$$

$$\gamma(h) = 0$$



Εικόνα 2.5. Σφαιρικό μοντέλο.

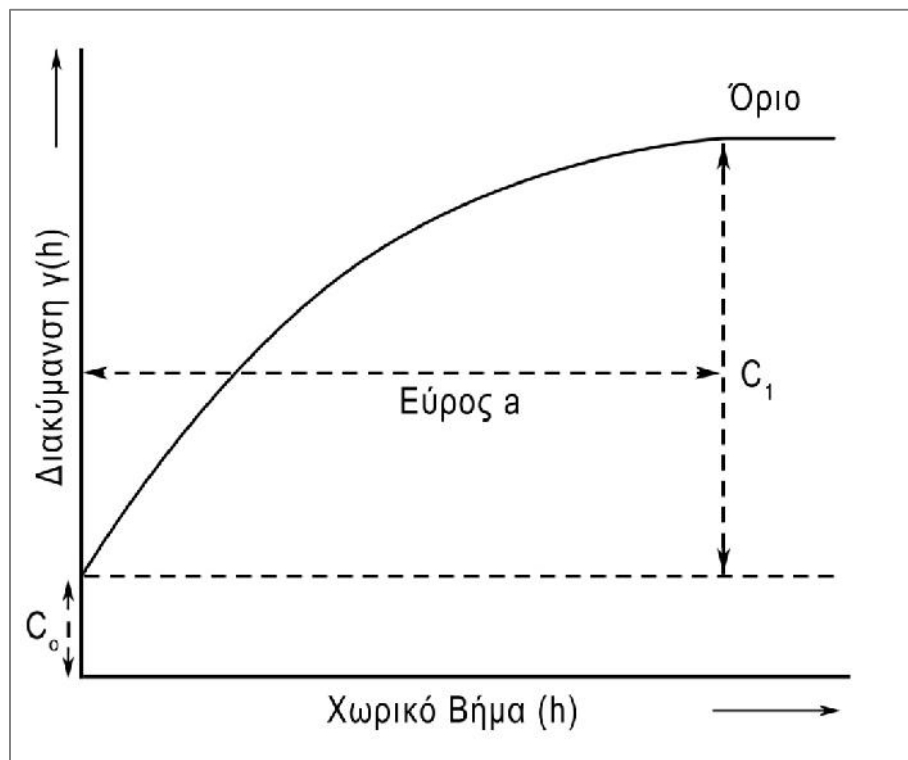
Όπου, $\gamma(h)$ είναι η ημιδιακύμανση, h είναι το lag, C_0 η nugget διακύμανση και $(C_0 + C_1)$ είναι το όριο και a είναι η παράμετρος που ορίζει το εύρος της χωρικής εξάρτησης. Είναι το μοντέλο που ανταποκρίνεται περισσότερο στα ημιβαριογράμματα των περισσότερων εδαφολογικών ιδιοτήτων.

Εκθετικό Μοντέλο

Το εκθετικό μοντέλο έχει την εξής μορφή:

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left[1 - e^{-\frac{|h|}{a}} \right] \quad \text{για } |h| > 0 \quad (16)$$

$$\gamma(h) = 0$$



Εικόνα 2.6. Εκθετικό μοντέλο.

Όπου, $\gamma(h)$ είναι η ημιδιακύμανση, h είναι το lag, C_0 η nugget διακύμανση και $(C_0 + C_1)$ είναι το sill και προσεγγίζεται ασυμπτωτικά από το παραπάνω ομοίωμα. Το r είναι μια παράμετρος απόστασης που ελέγχει την ακτίνα ή το εύρος της χωρικής διακύμανσης. Εφόσον το εκθετικό μοντέλο πλησιάζει ασυμπτωτικά την οριακή τιμή,

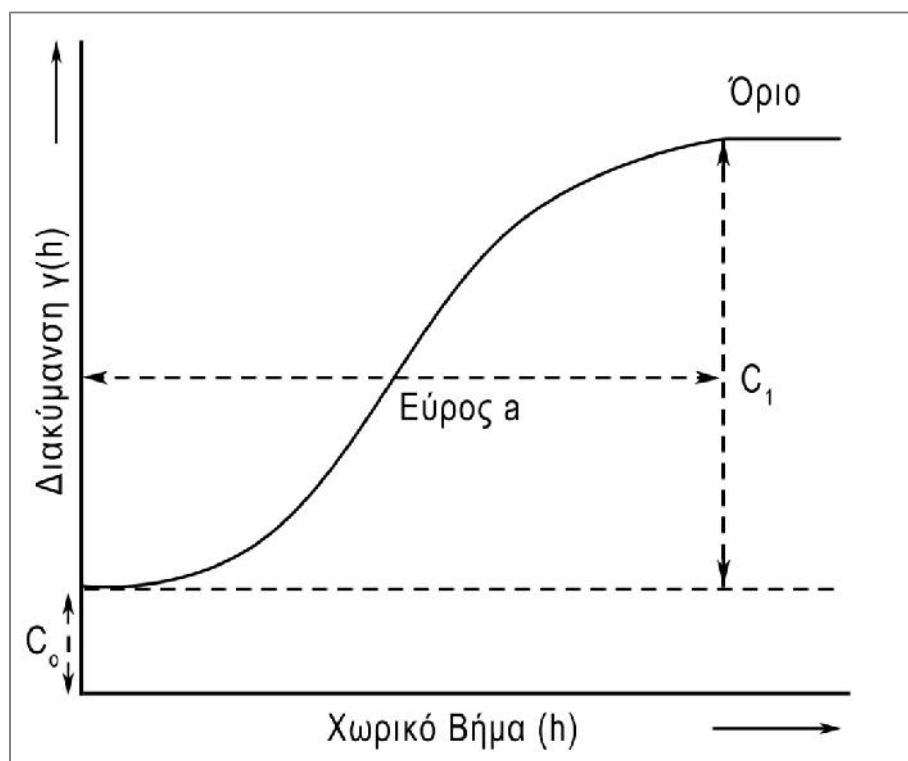
το ‘δραστικό’ εύρος (effective range) ορίζεται συμβατικά να είναι $a=3r$ και είναι η απόσταση αυτή για την οποία το όριο (sill) προσεγγίζει την τιμή $C_0+0.95C_1$, για την περίπτωση του εκθετικού ομοιώματος (το βαριόγραμμα είναι στο 95% της οριακής τιμής σε αυτήν την απόσταση). Το εκθετικό μοντέλο κατέχει ξεχωριστή θέση στη γεωστατιστική διότι παριστά την έννοια της τυχειότητας στο χώρο, και έχει αποδειχτεί ότι περιγράφει βαριογράμματα για ένα πλήθος εδαφολογικών ιδιοτήτων (Oliver, 1984).

Gaussian

Το μοντέλο του Gauss εφαρμόζεται μερικές φορές στο γεωστατιστικό λογισμικό. Η μορφή του είναι η εξής:

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left[1 - e^{-\frac{|h|^2}{r^2}} \right] \quad (17)$$

$$\gamma(0) = 0$$

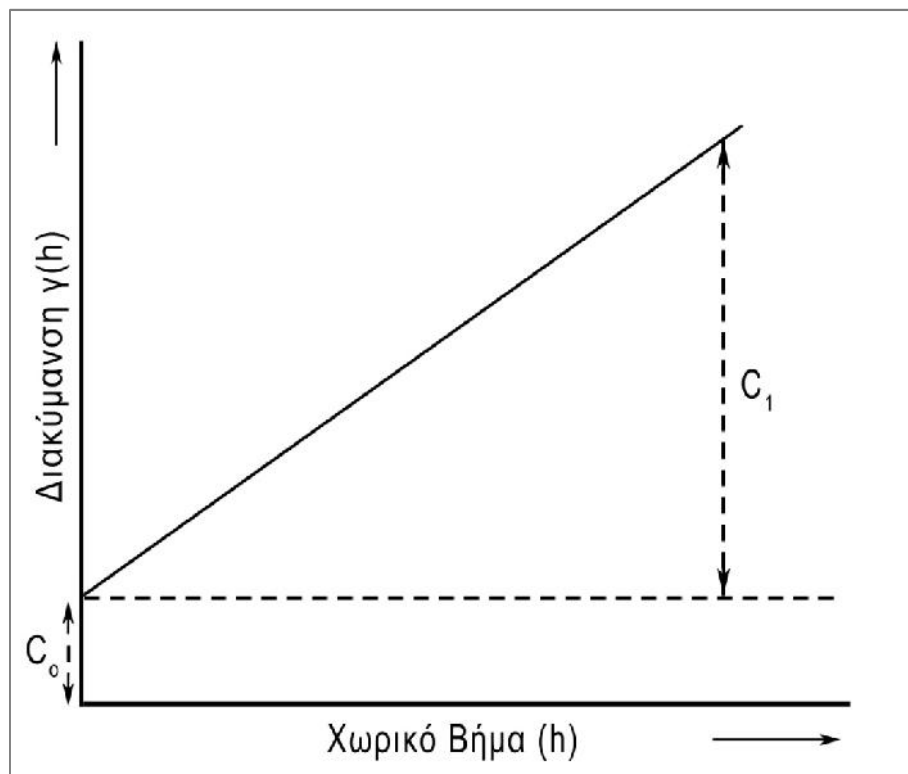


Εικόνα 2.7. Gaussian μοντέλο.

Όπου, $\gamma(h)$ είναι η ημιδιακύμανση, h είναι το lag, C_0 η nugget διακύμανση και $(C_0 + C_1)$ είναι το όριο και προσεγγίζεται ασυμπτωτικά από το παραπάνω ομοίωμα ,όπως και με το εκθετικό μοντέλο το τ είναι μια παράμετρος απόστασης που ελέγχει την ακτίνα ή το εύρος της χωρικής διακύμανσης. Το effective range για το μοντέλο Gaussian είναι $a=1.73\tau$ και είναι πάλι η απόσταση αυτή στην οποία το μοντέλο φτάνει το 95% της οριακής τιμής. Το Gaussian αντιπροσωπεύει υπερβολικά συνεχή συμπεριφορά στην αρχή. Στην πράξη ένα τέτοιο βαριόγραμμα είναι ακατάλληλο για μια μεταβλητή περιεκτικότητας. Η μόνη του εφαρμογή είναι για πολύ ομαλές, συνεχείς μεταβλητές όπως η τοπογραφία. Μερικές γεωλογικές επιφάνειες επίσης μπορεί να μοντελοποιηθούν επαρκώς από ένα Gaussian βαριόγραμμα.

Γραμμικό Μοντέλο

$$\gamma(h) = C_0 + bh \quad (18)$$



Εικόνα 2.8. Γραμμικό μοντέλο.

Όπου, $\gamma(h)$ είναι η ημιδιακύμανση, h είναι το lag, C_0 η nugget διακύμανση και b είναι η κλίση της καμπύλης.

2.1.1.4. Παρεμβολή Kriging - Μεθοδολογία

Kriging είναι όπως είπαμε και προηγουμένως η χωρική παρεμβολή με γεωστατιστικές μεθόδους. Πρόκειται για μια μέθοδο γεωστατιστικής εκτίμησης των τιμών ενός τυχαίου χαρακτηριστικού σε θέσεις όπου δεν υπάρχουν παρατηρήσεις με τη βοήθεια τιμών συγκεκριμένων δειγμάτων.

Η μέθοδος Kriging βασίζεται στην γενική ιδέα πως η τιμή μιας ιδιότητας σε ένα άγνωστο σημείο θα πρέπει να προκύπτει από τον μέσο όρο των γνωστών τιμών σε γειτονικά του σημεία, με συνυπολογισμό των βαρών των αποστάσεών τους από αυτό. Η μέθοδος αυτή από μαθηματικής απόψεως μοιάζει με την παλινδρόμηση, καθώς και οι δύο θεωρίες παράγουν τη βέλτιστη γραμμική αμερόληπτη εκτίμηση βασιζόμενες σε υποθέσεις σχετικές με τις συνδιακυμάνσεις. Επίσης αξιοποιούν το θεώρημα Gauss - Markov για να αποδείξουν την ανεξαρτησία των εκτιμήσεων και των σφαλμάτων, χρησιμοποιώντας μια αρκετά παρόμοια φιλοσοφία. Ωστόσο καθεμία είναι χρήσιμη σε διαφορετικά πλαίσια εργασίας: το Kriging πραγματοποιείται για την εκτίμηση ενός ενιαίου συμπεράσματος σε ένα τυχαίο χώρο, ενώ τα μοντέλα παλινδρόμησης βασίζονται σε πολλαπλές παρατηρήσεις ενός πολυπαραγοντικού συνόλου δεδομένων. Το ακρωνύμιο BLUE (Best Linear Unbiased Estimator), δηλαδή βέλτιστος γραμμικός αμερόληπτος εκτιμητής, περιγράφει περιληπτικά τις ιδιότητες του kriging. Η έννοια 'βέλτιστος' υποδηλώνει πως το kriging παρουσιάζει το ελάχιστο μέσο τετραγωνισμένο σφάλμα. Πρακτικά αυτό σημαίνει ότι η αναμενόμενη τετραγωνισμένη διαφορά μεταξύ της εκτίμησης $Z^*(x_0)$ και της πραγματικής τιμής $Z(x_0)$ στη θέση x_0 :

$$E[Z^*(x_0) - Z(x_0)]^2 \quad (19)$$

είναι η ελάχιστη για όλους τους πιθανούς γραμμικούς εκτιμητές.

Το kriging είναι γραμμικός εκτιμητής καθώς ανήκει σε εκείνους που σχηματίζονται με γραμμική ζύγιση των διαθέσιμων δειγμάτων, δηλαδή:

$$Z^*(x_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i Z(x_i) \quad (20)$$

Όπου τα λ_i είναι τα βάρη, και η εκτίμηση $Z^*(x_0)$ είναι ένα ζυγισμένο άθροισμα όλων των δεδομένων τιμών $Z(x_i)$ σε κάθε σημείο x .

Σημαντικό είναι ακόμη να πούμε πως το kriging είναι αμερόληπτος εκτιμητής αφού ισχύει η συνθήκη αμεροληψίας η οποία καθορίζει ότι το αναμενόμενο σφάλμα $E[Z^*(x_0) - Z(x_0)]$ είναι ίσο με μηδέν.

Τέλος, με το kriging έχουμε έναν βέλτιστο γραμμικό αμερόληπτο εκτιμητή για μια ποσότητα που θέλουμε να εκτιμήσουμε σε ένα άγνωστο σημείο που δεν έχουμε πραγματική εικόνα. Το kriging προσδίνει στα δείγματα που συμμετέχουν στην εκτίμηση ανάλογα βάρη, σχεδιασμένα έτσι ώστε να υπολογίζεται μια εκτίμηση με το ελάχιστο μέσο τετραγωνισμένο σφάλμα. Η μέθοδος αυτή διαφέρει από τους άλλους εκτιμητές καθώς στηρίζεται σταθερά στο μοντέλο βαριογράμματος ως συνάρτηση βάρους. Εξαιτίας αυτού, τα βάρη του Kriging αποδίδονται κατά τρόπο που να αντικατοπτρίζουν το χωρικό συσχετισμό των ίδιων των δειγμάτων.

Ordinary Kriging (OK)

Η κανονική μέθοδος Kriging (Ordinary Kriging - OK), βασίζεται στη χωρική συνάρτηση:

$$Z(x) = \mu + \delta(x) \quad (21)$$

όπου, μ ο μέσος όρος και $Z(x)$ τυχαία συνάρτηση με τα χαρακτηριστικά της εσωτερικής σταθερότητας (intrinsic stationarity) και βαριόγραμμα:

$$2\gamma(h) = \text{var}[z(x) - z(x + h)] \quad (22)$$

Σύμφωνα με τη θεωρία των περιφερειακών μεταβλητών, η τιμή μιας συνεχούς χωρικής μεταβλητής δίνεται από το άθροισμα δυο συνισταμένων πρώτης και δεύτερης τάξης. Ας θεωρήσουμε ότι η συνισταμένη πρώτης τάξης είναι ο γενικευμένος (για ολόκληρη την περιοχή ενδιαφέροντος) μέσος όρος $\mu(x)$, ο οποίος είναι σταθερός και δεν χρειάζεται να εκτιμηθεί από τις παρατηρηθείσες τιμές (μια τέτοια παραδοχή είναι απόλυτα αποδεκτή στατιστικά, Cressie, 1991). Τότε αν η τιμή

αυτή αφαιρεθεί από τις παρατηρούμενες τιμές σε κάθε σημείο του δείγματος τα υπόλοιπα δίνουν τις τιμές $V(x)$ με γνωστή διακύμανση σ^2 .

Αν εργαστούμε βασιζόμενοι στους κανόνες της στατιστικής, μπορεί να θεωρηθεί ότι οι παραπάνω εκτιμήσεις αποτελούν ένα γραμμικό, με βάρη, συνδυασμό των παρατηρούμενων τιμών των περιφερειακών μεταβλητών (υπόλοιπα), που παίρνει τη μορφή:

$$V^*(x_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i V(x_i) \quad (23)$$

όπου, $V(x_0)$ η εκτιμηθείσα τιμή στη θέση x_0 , $V(x_i)$ η παρατηρηθείσα τιμή στο σημείο x_i , λ_i είναι τα βάρη που αντιστοιχούν σε κάθε σημείο του δείγματος x_i , δηλαδή εξαρτώνται από τη θέση τους σε σχέση με την υπό εκτίμηση θέση x_0 .

Τα βάρη λ_i επιλέγονται έτσι ώστε η εκτίμηση $V(x_0)$ να τηρεί τον όρο της μη-προκατάληψης (αμεροληψίας - unbiased) και η εκτιμηθείσα διακύμανση να είναι μικρότερη από κάθε άλλο γραμμικό συνδυασμό των παρατηρούμενων τιμών.

Η συνθήκη της αμεροληψίας συνεπάγεται ότι:

$$E[V^*(x_0) - V(x_0)] = 0 \quad (24)$$

$$E \left[\left\{ \sum_{i=1}^N \lambda_i V(x_i) \right\} - V(x_0) \right] = 0 \quad (25)$$

Εάν η $V(x)$ είναι στάσιμη, η προσδοκία για το $V(x)$ είναι ίση με το μέσο:

$$E[V(x_i)] = \mu \quad (26)$$

Και επίσης η προσδοκία για την πραγματική περιεκτικότητα $V(x_0)$ είναι ίση με το μέσο:

$$E[V(x_0)] = \mu \quad (27)$$

Έτσι, εάν η $V(x)$ είναι στάσιμη οι αναμενόμενες τιμές για την πραγματική τιμή και κάθε τιμή μετρημένου δείγματος είναι ίσες και οι δυο με το μέσο, και μπορούμε να γράψουμε τη συνθήκη της αμεροληψίας ως εξής:

$$\begin{aligned} E\left[\sum_{i=1}^N \lambda_i V(x_i)\right] - V(x_0) &= 0 \\ E\left[\sum_{i=1}^N \lambda_i V(x_i)\right] - E[V(x_0)] &= 0 \\ \sum_{i=1}^N \lambda_i \mu - \mu &= 0 \end{aligned} \quad (28)$$

Λαμβάνοντας την τιμή μ ως κοινό παράγοντα, μπορούμε να παραγοντοποιήσουμε την τελευταία έκφραση:

$$\mu \left(\sum_{i=1}^N \lambda_i - 1 \right) = 0$$

Διαιρώντας και τις δυο πλευρές δια μ έχουμε:

$$\sum_{i=1}^N \lambda_i - 1 = 0 \quad (29)$$

$$\sum_{i=1}^N \lambda_i = 1 \quad (30)$$

Με βάση τα παραπάνω, η απαίτηση για βέλτιστη πρόβλεψη οδηγεί στην ελαχιστοποίηση της ποσότητας Q (η αναμενόμενη εις το τετράγωνο διαφορά μεταξύ εκτιμούμενης και πραγματικής τιμής) ως εξής:

$$Q = E[\{(V(x_0) - V^*(x_0))\}^2] = E\left[\left(V(x_0) - \sum_{i=1}^N V(x_i)\right)^2\right] \quad (31)$$

Που μπορεί να πάρει τη μορφή:

$$Q = E\left[\left\{(V(x_0) - \mu) - \sum_{i=1}^N \lambda_i (V(x_i) - \mu)\right\}^2\right] \quad (32)$$

Με ύψωση στο τετράγωνο η σχέση γίνεται:

$$Q = E[(V(x_0) - \mu)^2 - \left\{\sum_{i=1}^N \lambda_i (V(x_i) - \mu)\right\}^2 - 2 \sum_{i=1}^N \lambda_i (V(x_i) - \mu)(V(x_0) - \mu)] \quad (33)$$

Ο μεσαίος όρος της παραπάνω σχέσης μπορεί να γραφεί:

$$\begin{aligned} \left\{\sum_{i=1}^N \lambda_i (V(x_i) - \mu)\right\}^2 &= \left\{\sum_{i=1}^N \lambda_i (V(x_i) - \mu)\right\} \left\{\sum_{j=1}^N \lambda_j (V(x_j) - \mu)\right\} \\ &= \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \lambda_i \lambda_j (V(x_i) - \mu)(V(x_j) - \mu) \end{aligned} \quad (34)$$

Με βάση την παραπάνω εξίσωση η (31) γίνεται:

$$Q = E[(V(x_0) - \mu)^2] + \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \lambda_i \lambda_j E[(V(x_i) - \mu)(V(x_j) - \mu)] - 2 \sum_{i=1}^N \lambda_i (V(x_i) - \mu)(V(x_0) - \mu)$$

Από τους τρεις όρους, ο πρώτος είναι η διασπορά της τυχαίας συνάρτησης δηλαδή $C(x_0, x_0)$, στο μεσαίο όρο η αναμενόμενη ποσότητα είναι η συνδιασπορά των μεταβλητών στις θέσεις x_i, x_j , δηλαδή $C(x_i, x_j)$, ενώ στον τρίτο όρο η αναμενόμενη ποσότητα είναι η συνδιασπορά της μεταβλητής που θέλουμε να προβλεφθεί και της μεταβλητής στη θέση x_i , δηλαδή $C(x_i, x_0)$, επομένως:

$$Q = C(x_0, x_0) + \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \lambda_i \lambda_j C(x_i, x_j) - 2 \sum_{i=1}^N \lambda_i C(x_i, x_0) \quad (35)$$

$$= \gamma(x_0, x_0) + \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \lambda_i \lambda_j \gamma(x_i, x_j) - 2 \sum_{i=1}^N \lambda_i \gamma(x_i, x_0) \quad (36)$$

Σύμφωνα με τη θεωρία για την ελαχιστοποίηση της τιμής μιας συνάρτησης (Q) από λ_i χρειάζεται να θέσουμε τις μερικές παραγώγους ως προς τα λ_i να είναι μηδέν. Όταν υπάρχει σταθερά (C=0) η αρχή Lagrange αναφέρει ότι πρέπει να ελαχιστοποιηθεί η $\Phi = Q + 2gC$, όπου g είναι ο συντελεστής Lagrange.

Με βάση τις εξισώσεις (29) και (36) η Φ παίρνει τη μορφή:

$$\Phi = \gamma(x_0, x_0) + \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \lambda_i \lambda_j \gamma(x_i, x_j) - 2 \sum_{i=1}^N \lambda_i \gamma(x_i, x_0) + 2g \left(\sum_{i=1}^N \lambda_i - 1 \right) \quad (37)$$

Οι βέλτιστοι παράμετροι που ελαχιστοποιούν τη Q προκύπτουν από το μηδενισμό των μερικών πρώτων παραγώγων της Φ ως προς λ και g, επομένως:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda_j} = 0 \Rightarrow \sum_{j=1}^N \lambda_j \gamma(x_i, x_j) + g = \gamma(x_0, x_i) \quad j = 1, 2, 3, \dots, N$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial g} = 0 \Rightarrow \sum_{i=1}^N \lambda_i = 1 \quad i = 1, 2, 3, \dots, N$$

Οι παραπάνω αποτελούν και το σύστημα εξισώσεων της κανονικής μεθόδου kriging (Ordinary Kriging – OK), η επίλυση του οποίου μας δίνει τους βέλτιστους σταθμικούς συντελεστές για την πρόβλεψη $z^*(x_0)$. Γράφοντας το σύστημα ως

$$A X = B \text{ ή } X=B/A$$

Όπου,

$$[X] = \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \vdots \\ \lambda_N \\ 1 \end{bmatrix}, [B] = \begin{bmatrix} \gamma(x_0, x_1) \\ \gamma(x_0, x_2) \\ \vdots \\ \gamma(x_0, x_N) \\ 1 \end{bmatrix}, [A] = \begin{bmatrix} 0 & \gamma(x_1, x_2) & \dots & \gamma(x_1, x_N) & 1 \\ \gamma(x_2, x_1) & 0 & \dots & \gamma(x_2, x_N) & 1 \\ \gamma(x_3, x_1) & \gamma(x_3, x_2) & \dots & \gamma(x_3, x_N) & 1 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \gamma(x_N, x_1) & \gamma(x_N, x_2) & \dots & 0 & 1 \\ 1 & 1 & \dots & 1 & 0 \end{bmatrix}$$

Αφού υπολογιστούν οι συντελεστές λ υπολογίζεται η Q ενώ από την (23) προσδιορίζεται η ζητούμενη τιμή $V^*(x_0)$.

Cokriging (CK)

Υπάρχουν πολλές περιπτώσεις όπου έχουμε δύο μεταβλητές που παρουσιάζουν χωρική εξάρτηση στις τιμές τους και καλούνται συνχωρικές (co-regionalized) (McBratney and Webster, 1983). Εδώ εισέρχεται η μέθοδος cokriging η οποία αξιοποιεί την αρχή της καλύτερης εκτίμησης μέσω της θεωρίας των περιφερειακών μεταβλητών (regionalized variables). Στο cokriging μπορούν να γίνουν εκτιμήσεις για τις τιμές μια ιδιότητας και το πώς μεταβάλλονται στο χώρο, ακόμα και όταν έχουμε μικρό αριθμό δεδομένων για αυτή, καθώς λαμβάνεται παράλληλα υπόψη η χωρική μεταβολή μιας συ-μεταβλητής της για την οποία υπάρχουν επαρκή δεδομένα. Βέβαια θα πρέπει να ισχύει μια βασική προϋπόθεση, η οποία είναι πως πρέπει να υπάρχει στατιστικά σημαντική συσχέτιση μεταξύ των δύο μεταβλητών.

Έστω δύο σύνολα τιμών Y και V χωρικά εξαρτημένων. Εάν χρησιμοποιήσουμε πληροφορίες για τη χωρική διακύμανση της V μπορούμε να βελτιώσουμε την πρόβλεψη της Y . Η cokriging τιμή της μεταβλητής Y υπολογίζεται ως η σταθμισμένη μέση τιμή των τιμών από γνωστές θέσεις μεταβλητών Y και V , μέσω κατάλληλων συντελεστών. Μόνο οι τιμές που υπάρχουν μέσα σε προκαθορισμένη απόσταση από το εκτιμώμενο σημείο συνυπολογίζονται στην εκτίμηση. Εάν υπάρχουν n μεταβλητές $v=1,2,\dots,V$ και κάθε μια έχει μετρηθεί σε n_v θέσεις $x_{ik}=1,2,\dots,n_k$, τότε η τιμή της μεταβλητής Y στο x_0 εκτιμάται ως:

$$z_Y^*(x_0) = \sum_{k=1}^V \sum_{i=1}^{n_v} \lambda_{ik} z(x_{ik}) \quad (38) \quad \text{για όλα τα } V_k$$

Για να αποφύγουμε τα λάθη και να έχουμε όσο το δυνατόν πιο ικανοποιητικές εκτιμήσεις πρέπει οι σταθμικοί συντελεστές να ικανοποιούν τις παρακάτω συνθήκες:

$$\sum_{i=1}^{n_v} \lambda_{ik} = 1 \quad \text{για } Y = V$$

και

$$\sum_{i=1}^{n_v} \lambda_{ik} = 0 \quad \text{για } Y \neq V$$

Για κάθε συνδυασμό θέσης δειγματοληψίας και μεταβλητής υπάρχει μία εξίσωση. Για τον υπολογισμό της τιμής της μεταβλητής j στη θέση x_0 η εξίσωση για τη g θέση δειγματοληψίας της k μεταβλητής είναι:

$$\sum_{j=1}^V \sum_{i=1}^{n_v} \lambda_{ij} \gamma_{ij}(x_{ij}, x_{gk}) + m_k = \gamma_{YV}(x_0, x_{gk}) \quad (39)$$

Για όλα τα g από 1 έως n_V και για όλα τα k από το 1 έως το V , όπου m_k είναι ο συντελεστής Lagrange.

Στη μέθοδο cokriging εισέρχεται το συν-βαριογράμμα (cross-variogram), μέσω του γίνεται η μελέτη της ύπαρξης της χωρικής εξάρτησης και υπολογίζεται από τα δεδομένα σύμφωνα με τον τύπο:

$$\gamma_{YV}(h) = \frac{1}{2n(h)} \sum_{i=1}^{n(h)} [z_Y(x_i) - z_Y(x_i + h)][z_V(x_i) - z_V(x_i + h)] \quad (40)$$

όπου, $n(h)$ ο αριθμός των ζευγών δεδομένων στις θέσεις x_i και x_i+h σε δεδομένη απόσταση και διεύθυνση h .

Isotopic cokriging (Ισοτοπικό cokriging - ICK)

Το ισοτοπικό cokriging είναι μια γεωστατιστική μέθοδος στην οποία χρησιμοποιούνται οι τιμές της εδαφικής ιδιότητας στα σημεία δειγματοληψίας σε συνδυασμό με την υπολογισμένη στα ίδια σημεία τοπογραφική ιδιότητα με την ισχυρότερη συσχέτιση (Wackernagel H., 1994, Odeh et al, 1995). Αξίζει να σημειωθεί ότι η μέθοδος ICK δίνει σχετικά ίδια αποτελέσματα με την OK αφού στην ουσία χρησιμοποιείται ο ίδιος αριθμός σημείων (Burrough and Mc Donell, 1998).

Heterotopic cokriging (Ετεροτοπικό cokriging – HCK)

Στη γεωστατιστική μέθοδο του ετεροτοπικού cokriging κατά αντιστοιχία με το ισοτοπικό cokriging χρησιμοποιούνται οι τιμές της μεταβλητής στα σημεία δειγματοληψίας καθώς επίσης και η τοπογραφική ιδιότητα (με την ισχυρότερη συσχέτιση) της οποίας όμως τιμές υπάρχουν και σε άλλα σημεία εκτός των θέσεων δειγματοληψίας. (Wackernagel H., 1994, Odeh et al, 1995).

Πολλαπλή Παλινδρόμηση και kriging - Μοντέλο Τύπου A (ΠΠΚ A)

Η Πολλαπλή Παλινδρόμηση και kriging είναι μια τεχνική χωρικής παρεμβολής που μας δίνει προβλέψεις συνδυάζοντας την κλασική παλινδρόμηση της εξαρτημένης μεταβλητής με ορισμένες βοηθητικές μεταβλητές (για παράδειγμα παραμέτρους που προκύπτουν από το Ψηφιακό Μοντέλο Υψομέτρου, από εικόνες τηλεπισκόπισης ή θεματικούς χάρτες) που ακολουθείται από ordinary kriging των εκτιμώμενων, βάσει των εξισώσεων-μοντέλων παλινδρόμησης, τιμών (Hengl et al, 2007).

Η μέθοδος Πολλαπλής Παλινδρόμησης και kriging βασίζεται στη χωρική εξίσωση:

$$Z(x) = \mu(x) + \delta(x)$$

όπου,

$$\mu(x) = \sum_{k=0}^K \alpha_k f_k(x) \quad (41)$$

ο μέσος όρος δεν είναι πλέον σταθερός όπως στο ordinary kriging αλλά αποτελεί συνάρτηση π.χ. των συντεταγμένων των χωρικών σημείων $x(\chi, \psi)$, ή χωρική τάση, συνήθως πολυωνμική 1^{ου} ή 2^{ου} βαθμού, όπως η:

$$\mu(x) = \mu(\chi, \psi) = \alpha_0 + \alpha_1 \chi + \alpha_2 \psi + \alpha_3 \chi^2 + \alpha_4 \psi^2 + \alpha_5 \chi \psi \quad (42)$$

η οποία είναι αποτέλεσμα της γενικής μορφής:

$$\mu(x) = \sum_k^K \alpha_k f_k(x)$$

με $f_0 = 1, f_1 = \chi, f_2 = \psi, f_3 = \chi^2, f_4 = \psi^2, f_5 = \chi\psi, k = 0, 1, \dots, 5$

Σε γενικές γραμμές η έκφραση του μέσου όρου $\mu(x)$ εδώ μπορεί να είναι συνάρτηση όχι μόνο των συντεταγμένων των χωρικών σημείων $x(\chi, \psi)$, αλλά και οποιασδήποτε βοηθητικής μεταβλητής όπως στην παρούσα μελέτη οι τοπογραφικές ιδιότητες, και

υπολογίζεται από το μοντέλο παλινδρόμησης, ενώ μέσω της μεθόδου OK εκτιμάται από το σύστημα εξισώσεων η υπολειμματική διακύμανση $\delta(x)$. Τελικά το άθροισμα των δύο εκτιμήσεων $Z(x) = \mu(x) + \delta(x)$ μας δίνει της εκτίμηση της υπό εξέταση εδαφικής μεταβλητής. Οι Odeh και McBratney (1995) απέδειξαν την ανωτερότητα της μεθόδου Kriging σε συνδυασμό με παλινδρόμηση (ΠΠΚ) έναντι άλλων μεθόδων Kriging, και της πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης.

Πολλαπλή Παλινδρόμηση και kriging - Μοντέλο Τύπου Β (ΠΠΚ Β) / Πολλαπλή Παλινδρόμηση και kriging - Μοντέλο Τύπου Γ (ΠΠΚ Γ)

Τα δύο αυτά μοντέλα στηρίζονται (όπως και η προηγούμενη μέθοδος model I) στην πολλαπλή παλινδρόμηση που ακολουθείται από ordinary kriging στις εκτιμούμενες από την παλινδρόμηση τιμές. Επιπρόσθετα, στο model II πραγματοποιείται ordinary kriging και στα υπόλοιπα της παλινδρόμησης, ενώ στο model III εκτελείται παλινδρόμηση σε σημεία που γνωρίζουμε μόνο τις τοπογραφικές ιδιότητες ακολουθούμενη από ordinary kriging στα υπόλοιπα αυτής (Odeh et al, 1995). Η εφαρμογή OK στα υπόλοιπα της παλινδρόμησης και στα δύο μοντέλα αποτελεί ουσιαστικά μια προσπάθεια να μειωθεί η αβεβαιότητα της πρόβλεψης. Συμπερασματικά, στην Πολλαπλή Παλινδρόμηση και kriging - Μοντέλο Τύπου Β μελετάται η δυνατότητα βελτίωσης Μοντέλου Α, ενώ με την Πολλαπλή Παλινδρόμηση και kriging - Μοντέλο Τύπου Γ γίνεται προσπάθεια εφαρμογής της παλινδρόμησης σε ολόκληρη την περιοχή μελέτης και όχι μόνο στα σημεία δειγματοληψίας. Αυτό επιτυγχάνεται από την εφαρμογή των συντελεστών του μοντέλου παλινδρόμησης σε σημεία της περιοχής που είναι γνωστά τα τοπογραφικά δεδομένα, έτσι η ακρίβεια πρόβλεψης εξαρτάται και από την προσαρμογή του μοντέλου παλινδρόμησης.

Inverse Distance Weighting (IDW)

Η μέθοδος Inverse distance weighting είναι μια από τις πιο συχνά χρησιμοποιούμενες ντετερμινιστικές μεθόδους χωρικής παρεμβολής. Η IDW λαμβάνει ρητά υπόψη την υπόθεση ότι τα πράγματα που είναι πιο κοντά το ένα στο άλλο έχουν περισσότερες

ομοιότητες από αυτά που είναι απομακρυσμένα. Η γενική παραδοχή είναι ότι οι τιμές των ιδιοτήτων κάθε δεδομένου ζεύγους σημείων σχετίζονται μεταξύ τους, αλλά η ομοιότητά τους είναι αντιστρόφως ανάλογη της απόστασης μεταξύ των σημείων αυτών. Για την πρόβλεψη της τιμής μια ιδιότητας σε κάθε σημείο που δεν υπάρχει μέτρηση, το IDW χρησιμοποιεί τις τιμές που περιβάλλουν την περιοχή για την οποία θέλουμε να κάνουμε την πρόβλεψη. Οι γνωστές από τις μετρήσεις τιμές που βρίσκονται πιο κοντά στο σημείο που θέλουμε να προβλέψουμε έχουν μεγαλύτερη επίδραση στην εκτιμώμενη τιμή από τις πιο απομακρυσμένες. Το μοντέλο αυτό υποθέτει ότι κάθε μετρημένο σημείο ασκεί μια τοπική επιρροή η οποία φθίνει με την απόσταση και προσδίδει μεγαλύτερα βάρη στα σημεία που είναι πιο κοντά. Τα βάρη αυτά μειώνονται με την απόσταση.

Ωστόσο, πολλές μελέτες, ειδικά στη βιβλιογραφία σχετικά με τη χωρική αλληλεπίδραση, έχουν δείξει ότι η μείωση της χωρικής συσχέτισης μεταξύ δύο οποιονδήποτε σημείων δεν είναι απλά ανάλογη της απόστασης (π.χ. Fotheringham and O'Kelly, 1989). Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα να χρησιμοποιούνται συχνά δυνάμεις ή εκθετικές συναρτήσεις για να τροποποιηθεί το βάρος της απόστασης κατά τη μοντελοποίηση της χωρικής αλληλεπίδρασης μεταξύ των σημείων. Εφαρμόζοντας τη μέθοδο IDW, αυτοί οι υπολογισμοί είναι συχνά απαραίτητοι στη προσπάθεια να γίνει πρόβλεψη των αγνώστων τιμών των μεταβλητών σε συγκεκριμένες τοποθεσίες. Για παράδειγμα, οι Bekele et al. (2003) χρησιμοποίησαν αντίστροφα βάρη της απόστασης με δυνάμεις του 1 του 2 και του 3 για τη χαρτογράφηση του εδαφικού καλίου.

Παρόλο που είναι αρκετά δημοφιλές, το IDW παρουσιάζει ορισμένους περιορισμούς, όπως το ότι οι παράμετροι των βαρών επιλέγονται *a priori* και όχι με έναν εμπειρικό τρόπο. Επίσης, το IDW αδυνατεί να εκτιμήσει τις διακυμάνσεις των εκτιμώμενων τιμών στα σημεία που δεν υπάρχουν μετρήσεις σε αντίθεση με τις γεωστατιστικές μεθόδους όπως το kriging (Burrough and McDonnell, 1998). Ένας ακόμα περιορισμός της μεθόδου είναι ότι η παράμετρος της αντίστροφης σχέσης με την απόσταση εφαρμόζεται ομοιόμορφα σε ολόκληρη τη περιοχή μελέτης χωρίς να λαμβάνεται υπόψη η κατανομή των δεδομένων μέσα σε αυτήν. Με άλλα λόγια, μια τυπική εφαρμογή του IDW υποθέτει ότι υπάρχει μια σταθερή αντίστροφη σχέση ομοιότητας τιμών - απόστασης στον χώρο, παρόλο που κάτι τέτοιο μπορεί να μην υφίσταται. Αυτός είναι ένας λόγος για τον οποίο η συγκεκριμένη μέθοδος δεν παρέχει

τόσο ακριβείς προβλέψεις σε σχέση με άλλες μεθόδους παρεμβολής (Goonaerts, 2000, Lloyd, 2005).

Λόγω της ευκολίας της μεθόδου πολλοί χρήστες G.I.S. χωρίς μεγάλο υπόβαθρο πάνω στη γεωστατιστική χρησιμοποιούν το IDW ως μια βασική μέθοδο για τη δημιουργία επιφανειών όπου οι τιμές των μεταβλητών προκύπτουν αποκλειστικά από τα σημεία δειγματοληψίας. Η υπόθεση που ισχύει εδώ είναι ότι η τιμή μιας μεταβλητής z σε ένα σημείο στο οποίο δεν έχει προηγηθεί μέτρηση της μεταβλητής είναι ένας μέσος όρος των σημείων που έχουν μετρήσεις και υπάρχουν εντός της γειτονίας του μετρημένου σημείου.

Αυτός ο μέσος όρος έχει υπολογιστεί από έναν αλγόριθμο ο οποίος δίνει συντελεστές βαρύτητας στα σημεία των δεδομένων με βάση την απόστασή τους από το μη μετρούμενο.

$$\bar{z}(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i z(x_i) \quad \text{με} \quad \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \quad (43)$$

Όπου τα **βάρη** λ_i δίνονται από τον τύπο:

$$\lambda_i = \frac{d_i^{-2}}{\sum_{i=1}^n d_i^{-2}}$$

Εκτίμηση σφάλματος - Αξιολόγηση πρόβλεψης

Οι γεωστατιστικές μέθοδοι που περιγράψαμε παραπάνω παρουσιάζουν ένα βασικό πλεονέκτημα σε σχέση με άλλες μεθόδους. Αυτό είναι ότι εμπεριέχουν τον παράγοντα της αβεβαιότητας στις προβλέψεις των ιδιοτήτων και επιδιώκουν την ελαχιστοποίησή της. Ωστόσο, δεν θα μπορούσαν να μην εισάγονται διάφορα σφάλματα στους υπολογισμούς. Αν και υπολογίζεται τελικά ένα σφάλμα πρόβλεψης από τις εξισώσεις kriging, δεν αρκεί αυτό για να αξιολογηθεί συνολικά η μέθοδος.

Εδώ εισέρχεται ένας άλλος τρόπος προσδιορισμού του σφάλματος, που είναι η μέθοδος Jack-knifing ή Cross Validation (διασταύρωση επαλήθευσης). Η μέθοδος αυτή είναι ευρέως διαδεδομένη στην αξιολόγηση της ακρίβειας των διαφόρων γεωστατιστικών μεθόδων (Voltz and Webster, 1990, Webster and Oliver, 2001). Το

Cross-validation είναι μια τεχνική αξιολόγησης ενός μοντέλου κατά την οποία γίνεται εκτίμηση του πώς τα αποτελέσματα μιας στατιστικής ανάλυσης μπορούν να γενικευθούν σε ένα ανεξάρτητο σύνολο δεδομένων. Κυρίως χρησιμοποιείται σε διεργασίες όπου ο στόχος είναι η πρόβλεψη και θέλουμε να εκτιμήσουμε τον βαθμό ακρίβειας στον οποίο θα λειτουργήσει το μοντέλο πρόβλεψης στην πράξη. Το ένα κομμάτι του Cross Validation περιλαμβάνει τον διαχωρισμό ενός δείγματος από τα δεδομένα σε συμπληρωματικά υποσύνολα. Οι αναλύσεις και οι επεξεργασίες γίνονται στο ένα από τα δύο υποσύνολα το οποίο και καλείται training set, ενώ η αξιολόγηση της ανάλυσης πραγματοποιείται με τη βοήθεια του άλλου υποσυνόλου, το οποίο ονομάζεται validation set ή testing set. Για να ελαττωθεί η μεταβλητότητα, πραγματοποιούνται πολλές διεργασίες Cross Validation με τη χρήση διαφορετικών υποσυνόλων και τα αποτελέσματα της αξιολόγησης προκύπτουν ως μέσος όρος αυτών.

Το Cross Validation είναι ιδιαίτερος χρήσιμο για τη συγκριτική αξιολόγηση διαφορετικών μεθόδων. Μέθοδοι με μικρότερο σφάλμα στα γνωστά σημεία, μπορεί να θεωρηθεί ότι αποδίδουν καλύτερα παντού, έτσι με βάση τη Cross Validation μπορεί να επιλεγεί το μοντέλο βαριογράμματος με τη μεγαλύτερη ακρίβεια πρόβλεψης. Επιπλέον, όμως, μπορούν να εξαχθούν χρήσιμα συμπεράσματα για την ακρίβεια των αρχικών παραδοχών και την ποιότητα των δεδομένων. Εφαρμογή της Cross Validation πραγματοποιείται με υπολογισμό διάφορων δεικτών από τις πραγματικές και εκτιμούμενες τιμές. Οι δείκτες αυτοί περιγράφονται αναλυτικά παρακάτω:

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [z(x_i) - z^*(x_i)] \quad (44)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [z^*(x_i) - z(x_i)]^2} \quad (45)$$

$$ASE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \sigma^2(x_i)} \quad (46)$$

$$MSPE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{ME}{\sigma^2(x_i)} \quad (47)$$

$$RMSS = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{ME}{\sigma^2(x_i)} \right)^2} \quad (48)$$

όπου, n είναι ο αριθμός των σημείων δειγματοληψίας, $z^*(x_i)$ είναι η εκτιμώμενη τιμή στο σημείο x_i και $z(x_i)$ είναι η μετρημένη τιμή στο σημείο x_i και $\sigma^2(x_i)$ είναι το τυπικό σφάλμα της πρόβλεψης στο σημείο x_i (Kravchenko and Bullock, 1999, Johnston et al., 2001, Webster and Oliver, 2001).

Εάν η μέθοδος παρεμβολής είναι αμερόληπτη τότε το μέσο σφάλμα Mean Error - ME (40) πρέπει να είναι μηδέν. Ο δείκτης ME αν και μετρά την ακρίβεια πρόβλεψης δεν αποτελεί γενικά ένα ισχυρό διαγνωστικό μέσο για την αξιολόγηση της πρόβλεψης γιατί είναι ευαίσθητος στα σφάλματα του βαριογράμματος. Αν διαιρέσουμε το ME με το $\sigma^2(x_i)$ τότε προκύπτει ο δείκτης Mean Standardized Predicted Error – MSPE (43). Μία μέθοδος χαρακτηρίζεται ακριβής αν ο δείκτης MSPE είναι κοντά στη μονάδα. Επίσης αξιόπιστη θεωρείται μια μέθοδος όταν ο δείκτης Root Mean Squared Error – RMSE (41) (παίρνει όσο το δυνατόν μικρότερες τιμές) είναι ίσος με το $\sigma^2(x_i)$, άρα και ο δείκτης Root Mean Square Standardized Prediction Error – RMSS (44) που προκύπτει από το λόγο τους πρέπει να είναι ίσο με 1. Εάν ο RMSS είναι μεγαλύτερος από 1, τότε έχουμε υποεκτιμήσει τις τιμές της μεταβλητής που μας ενδιαφέρει, και αντίστροφα. Επιπλέον ο δείκτης Average Standardized Error – ASE (42) που εκφράζεται από το λόγο της εκτιμώμενης προς την πραγματική διακύμανση πρέπει να είναι κοντά στη μονάδα, εάν είναι μικρότερος από τον RMSP τότε έχουμε επίσης υποεκτιμήσει τις τιμές των μεταβλητών που μας ενδιαφέρουν, και αντίστροφα (Wackernagel, 1995, Johnston et al., 2001, Webster and Oliver, 2001).

Εκτός από τη μέθοδο Cross Validation προτείνεται από αρκετούς ερευνητών (Burgess T.M. and Webster R., 1980, Goovaerts P., 1998, Robinson and Metternicht, 2005) η δημιουργία ενός ανεξάρτητου συνόλου δεδομένων από το σύνολο των σημείων που θα παραμείνει εκτός της διαδικασίας πρόβλεψης και θα αποτελέσει ένα ακόμα μέτρο αξιολόγησης της απόδοσης των μεθόδων πρόβλεψης. Ο δείκτης Root Mean Square

Error RMSE (41) υπολογίστηκε για όλες τις μεθόδους και αποτέλεσε το μέτρο σύγκρισης αυτών. Η χρήση ανεξάρτητου συνόλου σημείων αποτελεί ίσως το μοναδικό αμερόληπτο τρόπο ελέγχου των αποτελεσμάτων όλων των μεθόδων αφού όπως προαναφέρθηκε τα σημεία επαλήθευσης (validation points) δεν έλαβαν μέρος στην αρχική χωρική εκτίμηση.

2.1.1.5. Τοπογραφικές - Μορφολογικές Ιδιότητες

Σε όλες τις μεθόδους χωρικής παρεμβολής εκτός από τη ordinary kriging, λαμβάνεται υπόψη, παράλληλα με τη χωρική αυτοσυσχέτιση, και η συσχέτιση της εξεταζόμενης μεταβλητής με άλλες μεταβλητές. Αρκετοί ερευνητές έχουν μελετήσει τις σχέσεις των τοπογραφικών μεταβλητών και του εδάφους και τις έχουν χρησιμοποιήσει για την πρόβλεψη εδαφικών ιδιοτήτων σε σημεία στα οποία δεν υπάρχουν μετρήσεις (Odeh κ.α, 1994, 1995; Knotters κ.α, 1995, McKenzie κ.α, 1999, Thompson κ.α., 2001). Συνήθης πηγή για τοπογραφικές μεταβλητές είναι τα ψηφιακά μοντέλα υψομέτρου (Digital Elevation Model = DEM) της περιοχής. Το DEM αποτελεί μια τρισδιάστατη απεικόνιση της επιφάνειας ενός εδάφους, το οποίο δημιουργείται από τα υψομετρικά δεδομένα. Τα στοιχεία που εξάγαμε από το DEM της περιοχής μελέτης είναι εκτός από το υψόμετρο, τα επίπεδα της κλίσης (slope) και της έκθεσης (aspect) ως προς τον ορίζοντα.

Κλίση (slope)

Η κλίση των σημείων του αναγλύφου εκφράζει το βαθμό αλλαγής του υψομέτρου και επηρεάζει άμεσα την ταχύτητα κίνησης του επιφανειακού νερού. Επηρεάζει με τον τρόπο αυτό την απορροή των επιφανειακών υδάτων, όπως επίσης τη μεταφορά ίζημάτων, τη συνεκτικότητα των εδαφικών οριζόντων καθώς επίσης και χαρακτηριστικά της φυτοκάλυψης. Μετράται τόσο σε μοίρες (degrees) όσο και σε εκατοστιαίο ποσοστό (%).

Έκθεση – Προσανατολισμός (aspect)

Σε συνδυασμό με το βαθμό αλλαγής του υψομέτρου, ο προσανατολισμός των κλίσεων του αναγλύφου επηρεάζει την έκθεση στην ηλιακή ακτινοβολία και κατ' επέκταση και την εξατμισοδιαπνοή. Η έκθεση εκφράζει τον προσανατολισμό της επιφάνειας του εδάφους ως προς τα τέσσερα σημεία του ορίζοντα, πρακτικά προς ποιο σημείο του ορίζοντα θα «βλέπει» η επιφάνεια του εδάφους. Για το λόγο αυτό επηρεάζει την κατανομή της εδαφικής υγρασίας στο ανάγλυφο, άρα και εδαφικές ιδιότητες όπως η συνεκτικότητα των οριζόντων, καθώς και ιδιότητες των φυτών. Η έκθεση είναι κυκλική μεταβλητή και μετράται δεξιόστροφα από το βορρά προς μία συγκεκριμένη διεύθυνση σε μοίρες (φ) και παίρνει τιμές από 0 έως 360. Εκθέσεις π.χ. βορειανατολικές σημαίνει ότι η επιφάνεια του εδάφους έχει προσανατολισμό βορειοανατολικά.

2.1.2. Περιοχή Μελέτης – Δεδομένα

2.1.2.1. Χρησιμοποιηθέν Υλικό

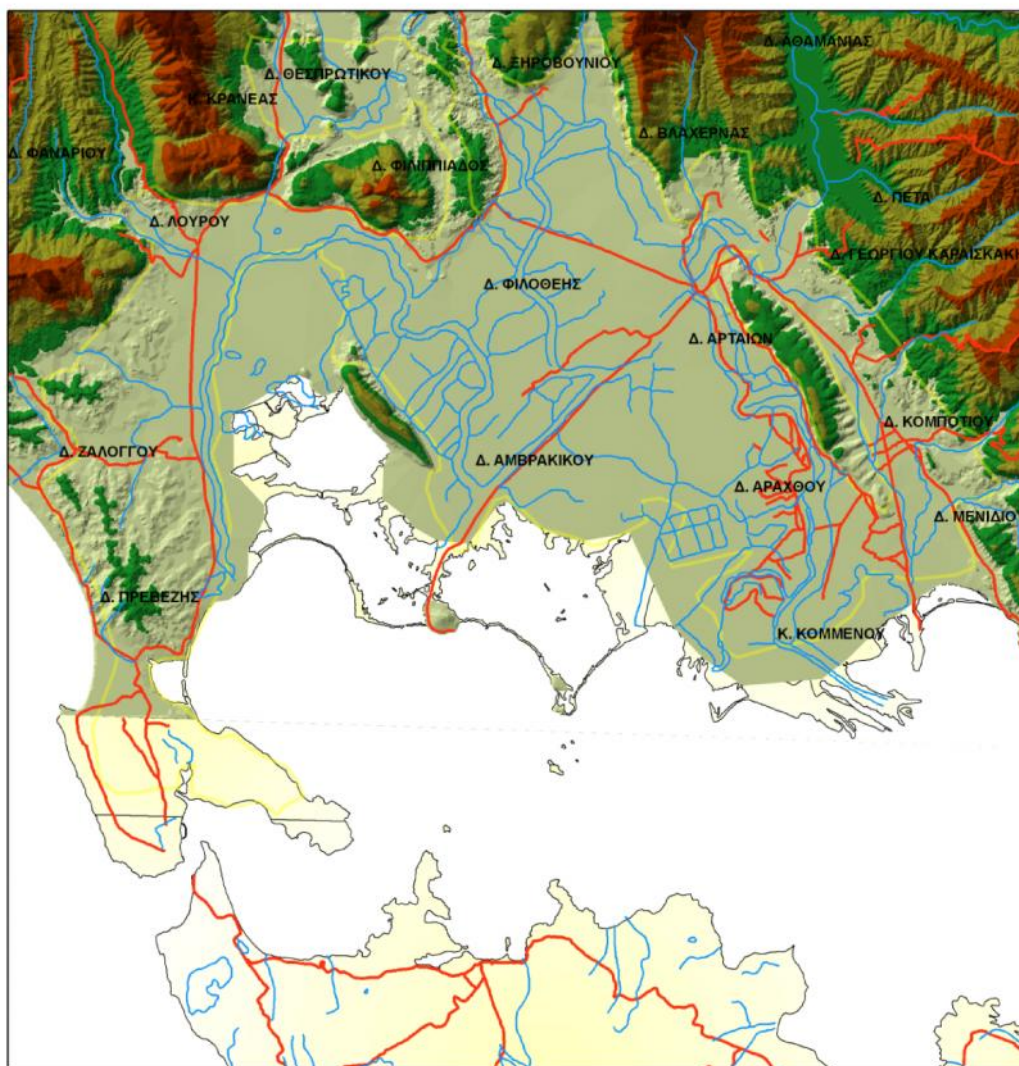
Για τις ανάγκες της παρούσας μελέτης χρησιμοποιήθηκε το εξής χαρτογραφικό υλικό, α/φ, μελέτες και δεδομένα, το οποίο προμηθευτήκαμε από τις αρμόδιες υπηρεσίες:

1. Τοπογραφικός χάρτης της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού (ΓΥΣ) κλίμακας 1: 50000.
2. Τοπογραφικός χάρτης (αρ. 7234/8) της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού (ΓΥΣ) κλίμακας 1: 5000. Αποτελέσει τη βασική πηγή υψομέτρου για την ευρύτερη περιοχή μελέτης.
3. Δορυφορική εικόνα λήψης της περιοχής μελέτης
4. Ορθοφωτοχάρτες της περιοχής Άρτας-Πρέβεζας κλίμακας 1:5.000.

2.1.2.2. Περιοχή Μελέτης

Η περιοχή μελέτης (Εικόνα 2.9.) βρίσκεται στο γεωγραφικό διαμέρισμα Ηπείρου και συγκεκριμένα καταλαμβάνει περιοχές των νομών Άρτας και Πρέβεζας. Πιο αναλυτικά μπορούμε να αναφέρουμε ότι η περιοχή μελέτης καταλαμβάνει περίπου το 22% της συνολικής έκτασης του νομού Άρτας και συγκεκριμένα εκτάσεις των δήμων: Αμβρακικού, Αράχθου, Αρταίων, Βλαχέρνας, Γεωργίου Καραϊσκάκη, Κομποτίου, Ξηροβουνίου, Πέτα και Φιλοθέης καθώς εκτάσεις της κοινότητας Κοιμμένου. Αντίστοιχα για το νομό Πρέβεζας η περιοχή μελέτης καταλαμβάνει περίπου το 16% της συνολικής έκτασης του νομού και συγκεκριμένα εκτάσεις των δήμων: Ζαλόγγου, Θεσπρωτικού, Κρανέας, Λούρου, Πρεβέζης και Φιλιππιάδος.

Τα κυριότερα όρη του Ν. Άρτας είναι τα Αθαμανικά Όρη ή Τζουμέρκα (2.469 μ.), και τα Όρη του Βάλτου (1.782 μ.). ενώ τα αντίστοιχα σημαντικότερα βουνά του Ν. Πρέβεζας είναι τα Όρη Ζαλόγγου (772 μ.) τα οποία βρίσκονται βόρεια της Πρέβεζας, το Ξεροβούνι (1.607 μ.) και τα Θεσπρωτικά Όρη (1.274 μ.) που αποτελούν τον σημαντικότερο ορεινό όγκο του νομού. Στο νότιο μέρος της περιοχής μελέτης, δεσπόζει η παρουσία του Αμβρακικού κόλπου. Ο Αμβρακικός κόλπος αποτελεί έναν από τους πιο σημαντικούς προστατευόμενους υδροβιότοπους της χώρας και εισχωρεί σε μεγάλο τμήμα της ξηράς καταλαμβάνοντας μια έκταση περίπου 405 τ.χλμ. Οι βασικοί δημιουργοί του τεράστιου υγρότοπου του Αμβρακικού είναι οι δύο μεγάλοι ποταμοί που εκβάλλουν στον κόλπο, ο Άραχθος και ο Λούρος, ενώ σε αυτόν περιλαμβάνονται 20 τουλάχιστον ακέραιες λιμνοθάλασσες, αριθμός που δεν συναντάται σε κανένα μέρος της Ελλάδας. Η συνολική έκταση τους ξεπερνάει τα 70 τ.χλμ. Οι τρεις μεγαλύτερες λιμνοθάλασσες του Αμβρακικού, κάθε μια με τις δικές της ιδιαιτερότητες, είναι η "Λογαρού" με έκταση 25,75 τ. χλμ, το "Τσουκαλιό" με 16,5 τ.χλμ και η "Ροδιά" με 13,5 τ.χλμ αντίστοιχα. Ένα βασικό χαρακτηριστικό των λιμνοθαλασσών του Αμβρακικού είναι η μεγάλη τους βιολογική παραγωγικότητα. Με τις ιδιαιτερότητες της διαμόρφωσής τους λειτουργούν ως φυσικά εκτροφεία ψαριών και καρκινοειδών με αποτέλεσμα να παράγουν μεγάλους αριθμούς ψαριών αλλά και πολλών άλλων ζωντανών οργανισμών.



**ΧΑΡΤΗΣ
ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΟΣ
ΠΕΡΙΟΧΗΣ
ΜΕΛΕΤΗΣ**



1:200.000

ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΗ ΜΟΝΑΔΑ GIS
ΓΕΩΠΟΝΙΚΟΥ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟΥ ΑΘΗΝΩΝ

ΥΠΟΜΝΗΜΑ

- ΥΔΡΟΓΡΑΦΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ
- ΔΡΟΜΟΙ
- ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

ΥΨΟΜΕΤΡΟ

- 800 - 1000
- 600 - 800
- 400 - 600
- 200 - 400
- 100 - 200
- 0 - 100

Εικόνα 2.9. Περιοχή μελέτης.

Ο Αμβρακικός κόλπος αποτελεί τον βορειότερο μεγάλο κόλπο της Δ. Ελλάδος. Η περιοχή του Αμβρακικού κόλπου είναι μια σχεδόν κλειστή και κατά συνέπεια προστατευόμενη θαλάσσια έκταση, που επικοινωνεί με τις λιμνοθάλασσες μέσω ελεγχόμενων στομιών. Οι χαμηλές εκτάσεις που περιβάλλουν τον κόλπο και τις λιμνοθάλασσες στα βόρεια, συνίσταται από αλατούχα εδάφη πέρα από τα οποία εκτείνονται γεωργικές εκτάσεις εντατικά καλλιεργούμενες. Ο Άραχθος και ο Λούρος, με την προαιώνια δράση των νερών τους συμβάλλουν στο σχηματισμό ενός εξαιρετικά περίπλοκου όσο και μοναδικού για τα Ελληνικά δεδομένα υδροτοπικού συστήματος που περιλαμβάνει μεγάλες και μικρές λιμνοθάλασσες, μακρόστενες χαμηλές λουρονησίδες που χωρίζουν τις λιμνοθάλασσες από τη θάλασσα, παραποτάμιες ζώνες, εκβολές ποταμών, αλμυρόβαλτους και γλυκόβαλτους, απέραντους καλαμιώνες, υγρολίβαδα και αλίπεδα. Είναι μία θαυμαστή ποικιλία οικοτόπων, που εναλλάσσονται διαρκώς ξεδιπλώνοντας μια συνολική εικόνα σπάνιας ομορφιάς.

Το κλίμα της περιοχής μελέτης μπορεί να χαρακτηριστεί ως ένας μεταβατικός ή ενδιάμεσος τύπος ανάμεσα στο μεσογειακό και το μεσευρωπαϊκό. Αυτό οφείλεται στην εναλλαγή και ποικιλομορφία του ανάγλυφου της περιοχής. Στις ακτές του Ιονίου Πελάγους το κλίμα κλείνει προς το θαλάσσιο, καθώς το ομαλό ανάγλυφο ευνοεί την ευεργετική επίδραση της θάλασσας. Προχωρώντας όμως, προς το βόρειο και βορειοανατολικό τμήμα της περιοχής το κλίμα γίνεται ηπειρωτικό, εξ' αιτίας των μεγάλων ορεινών όγκων. Στην παράκτια ζώνη ο χειμώνας είναι ήπιος. Η θερμοκρασία το χειμώνα κατεβαίνει συνέχεια, για να φτάσει σε αρνητικές τιμές όσο προχωράμε στις βόρειες και ανατολικές περιοχές της περιοχής. Γενικά, ο χειμώνας είναι σχετικά βραχύς. Αρχίζει συνήθως κατά τα μέσα Δεκεμβρίου και διαρκεί μέχρι τα τέλη του Φεβρουαρίου. Η θερμοκρασία δεν είναι πολύ χαμηλή και ο χειμώνας χαρακτηρίζεται ήπιος, με άφθονες βροχοπτώσεις. Την καλοκαιρινή περίοδο η μέση θερμοκρασία ανεβαίνει σε μεγάλα επίπεδα.

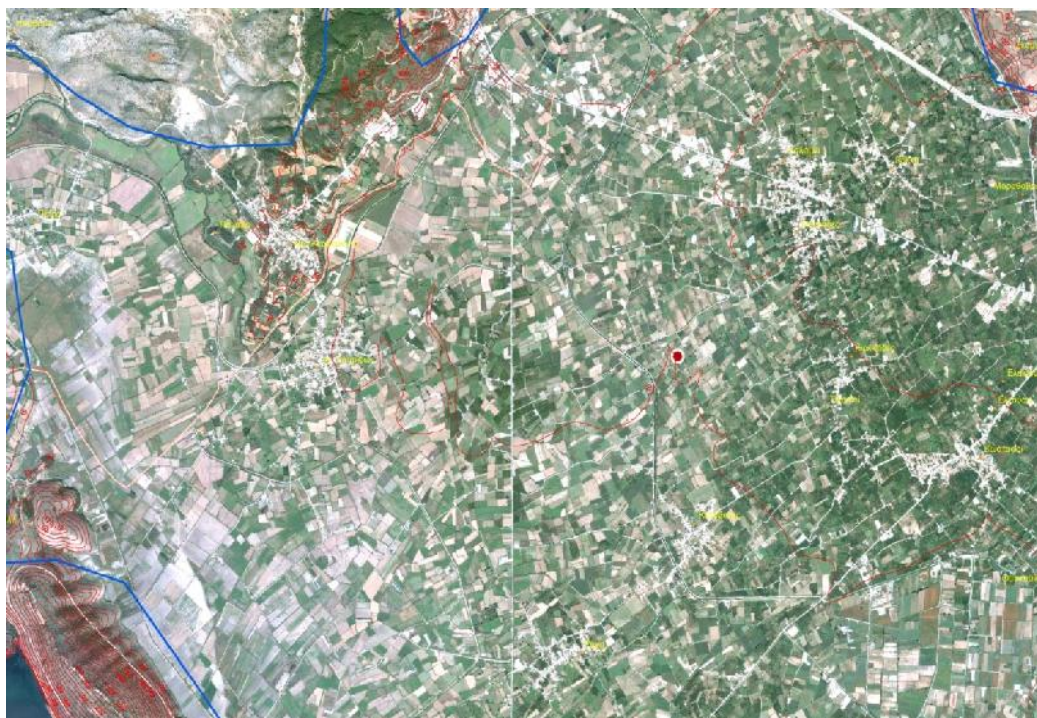
Συγκεκριμένα η μέση ετήσια θερμοκρασία του αέρα είναι 17,2 °C ενώ η μέση θερμοκρασία του ψυχρότερου μήνα (Ιανουάριος) είναι 8,7 °C ενώ του θερμότερου (Ιούλιος, Αύγουστος) ανέρχεται στους 26,5 °C. Αξίζει να αναφέρουμε ορισμένες ακραίες θερμοκρασίες που παρατηρήθηκαν κατά την περίοδο 1961-1995 και είναι: η

απολύτως ελάχιστη $-7,2^{\circ}\text{C}$ τον μήνα Ιανουάριο και η απολύτως μέγιστη 41°C τους μήνες Ιούλιο και Αύγουστο.

Το ύψος της βροχής είναι σημαντικά υψηλό (κυρίως κατά τη διάρκεια της περιόδου Οκτωβρίου - Απριλίου). Υπάρχει μεγάλη υγρασία και μάλιστα με μια σχετική ομοιομορφία σε όλους τους μήνες, ακόμη και τους θερινούς, λόγω επίδρασης της θάλασσας που την περιβάλλει. Οι συνολικές μέσες ετήσιες βροχοπτώσεις ανέρχονται σε 1.084,6 χιλιοστά ενώ οι βροχοπτώσεις του χειμώνα είναι μεγαλύτερες και φτάνουν τα 454,3 χιλιοστά. Άλλο χαρακτηριστικό της περιοχής μελέτης είναι ότι σημειώνονται βροχές μεγαλύτερης διάρκειας στο βορειοανατολικό τμήμα και οι νεφοσκεπείς ημέρες ως επί το πλείστον διαδέχονται η μια την άλλη με άμεσο αποτέλεσμα τον περιορισμό της ηλιοφάνειας που ανέρχεται συνολικά σε 2658 ώρες.

2.1.2.3. Δειγματοληψία Εδαφών

Η συνήθης διαδικασία κατά τη μελέτη των εδαφικών ιδιοτήτων σε μια δεδομένη περιοχή μελέτης ξεκινάει με τις πρώτες διερευνητικές διεργασίες. Γενικά η λεπτομερής περιγραφή των εδαφικών συνθηκών μιας περιοχής περιλαμβάνει σειρά συνδυασμένων εργασιών υπαίθρου και εργαστηρίου. Οι προκαταρκτικές αναγνωριστικές επισκέψεις στην περιοχή συνδυάζονται με τη μελέτη των χαρτών και τις εργασίες τηλεπισκόπησης που περιλαμβάνουν μελέτη ορθοφωτοχαρτών και δορυφορικών εικόνων με σκοπό να οδηγηθούμε στη δειγματοληψία βάσει συγκεκριμένου σχεδίου. Όλες οι διεργασίες αυτές που προηγούνται της βασικής δειγματοληψίας έχουν ως σκοπό μια πρώτη διάκριση φυσιογραφικών μονάδων και γενικά περιοχών ομοιόμορφων από άποψη εδαφογενετικών συνθηκών ώστε τελικά να οδηγηθούμε στο σχεδιασμό μιας σωστής δειγματοληψίας. Η έννοια της σωστής δειγματοληψίας αφορά τη μείωση του κόστους σε συνδυασμό με μια όσο το δυνατόν πιο αντιπροσωπευτική εικόνα των εδαφών από τα αποτελέσματα των αναλύσεων των εδαφικών δειγμάτων.

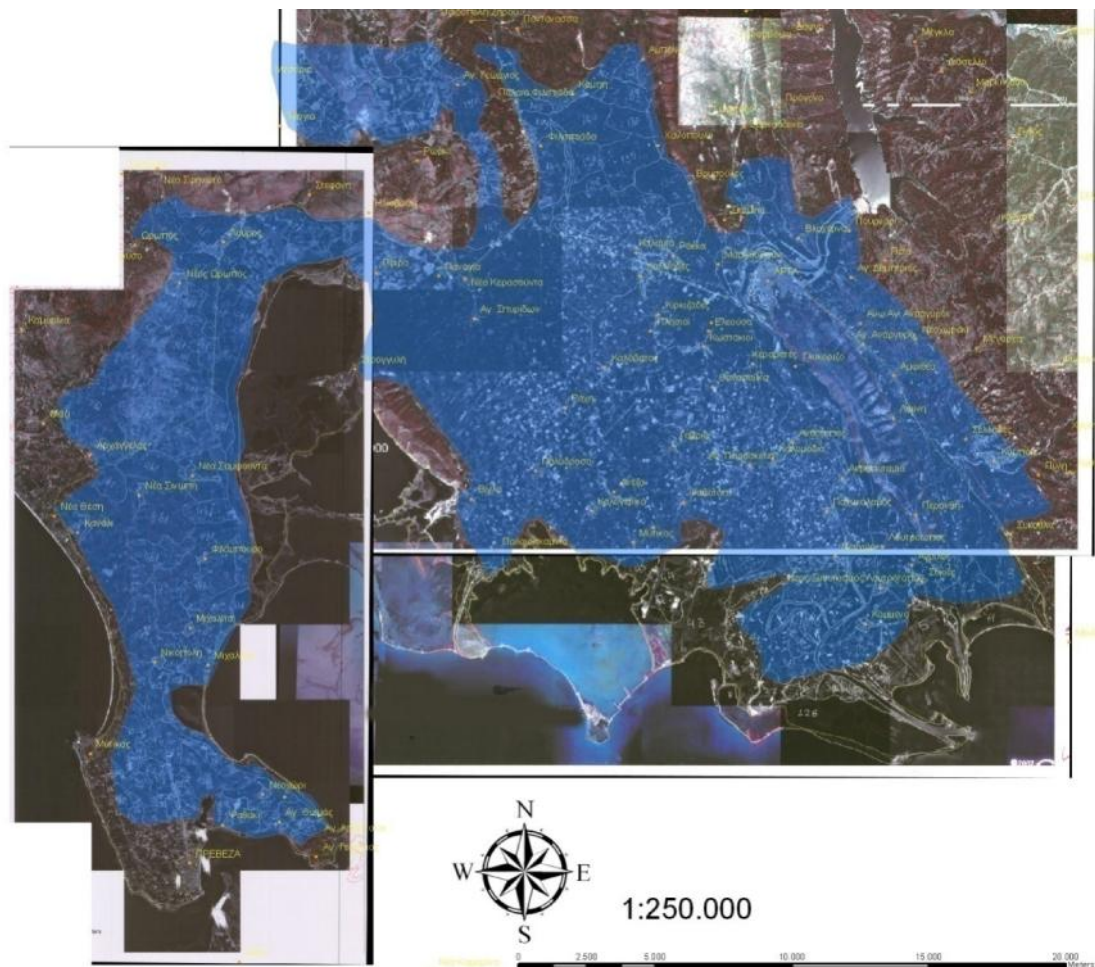


Εικόνα 2.10. Τμήμα δορυφορικής εικόνας της περιοχής μελέτης.

Στο πρώτο στάδιο της μελέτης πραγματοποιήθηκε η αναγνωριστική μελέτη των εδαφών σε χάρτη κλίμακας 1:100.000 στον οποίο αναγνωρίστηκαν οι μεγάλες ομάδες των εδαφών (soil associations) της περιοχής. Ακολούθησε η ημι-λεπτομερής χαρτογράφηση των εδαφών με ορθο-φωτοχάρτες κλίμακας 1:30.000 και λεπτομερείς τοπογραφικούς χάρτες με βάση το σύστημα Yassoglou – Henrard (Yassoglou et. al., 1982) το οποίο έχει καθορισθεί ως το σύστημα χαρτογράφησης των εδαφών της Χώρας. Επίσης χρησιμοποιήθηκαν και δορυφορικές εικόνες υψηλής ανάλυσης (Εικόνα 2.10). Τα στάδια ανάλυσης των ορθο-φωτοχαρτών περιελάμβαναν: (α) την προκαταρκτική φωτοερμηνευτική αναγνώριση και (β) τη συστηματική φωτοερμηνεία. Κατά την προκαταρκτική διαδικασία έγινε μια γρήγορη και πολύ γενική αναγνώριση αγρού έτσι ώστε να προκαθορισθεί το τοπικό επίπεδο αναφοράς, ειδικά για τη συσχέτιση ανάμεσα στα εδάφη της περιοχής και τα στοιχεία που μπορεί να αναγνωριστούν στην αεροφωτογραφία. Για αυτή τη διαδικασία έγιναν δύο επισκέψεις στην περιοχή μελέτης της Άρτας όπου η ολική επιφάνεια των δειγματοληπτικών περιοχών κάλυψε το 10% της ολικής έκτασης χαρτογράφησης. Τα χαρακτηριστικά που αναγνωρίστηκαν ήταν:

- Οι μορφές γης
- Οι τύποι διάβρωσης και οι διαβρωμένες περιοχές
- Οι τύποι χρήσης γης και όρια των χρήσεων γης
- Οι υγρές περιοχές, συμπεριλαμβανομένων και λιμνών
- Τα επιφανειακά χαρακτηριστικά αλατούχων εδαφών
- Τα μητρικά πετρώματα που αποκαλύπτονται στην επιφάνεια
- Οι τόνοι χρώματος (αλλαγές στο χρώμα) που αντικατοπτρίζουν εδαφικές διαφορές και πιθανή θέση των ορίων των χαρτογραφικών εδαφικών μονάδων (XEMς).

Στη συνέχεια έγινε συστηματική ανάλυση των αεροφωτογραφιών για την προκαταρκτική οριοθέτηση των χαρτογραφικών εδαφικών μονάδων (XEM) με βάση την ανάλυση του τόνου της εικόνας χρησιμοποιώντας το πρόγραμμα ανάλυσης εικόνας ERDAS. Επίσης χρησιμοποιήθηκαν βοηθητικά οι γεωλογικοί, τοπογραφικοί χάρτες και χάρτες βλάστησης. Τελικά έγινε ομαδοποίηση XEM με βάση την προσδιοριζόμενη κλίμακα του εδαφολογικού χάρτη 1:25000. Από τη διαδικασία αυτή προέκυψαν οι Χαρτογραφικές Εδαφικές Μονάδες (XEM) που αποτελούν τη βάση για τη χαρτογράφηση της περιοχής μελέτης. Επίσης πρέπει να αναφερθεί ότι εντός των ορίων κάθε XEM διακρίνονται η κύρια XEM και σε ορισμένες περιπτώσεις μία ή δυο δευτερεύουσες μονάδες που μπορεί να καλύπτουν συνολικά έκταση μικρότερη από 30% της συνολικής έκτασης της συγκεκριμένης μονάδος.



Εικόνα 2.11. Φωτομωσαϊκό ορθοφωτογραφιών με το όριο της περιοχής μελέτης.

Στη συνέχεια οι ορθοφωτοχάρτες σε ηλεκτρονική μορφή (Εικόνα 2.11), οι ψηφιακές δορυφορικές εικόνες καθώς και το πολυγωνικό ψηφιακό αρχείο των ΧΕΜ εισήχθησαν σε συσκευή συστήματος εντοπισμού θέσης τύπου Magellan Mobile Mapper CX προκειμένου να χρησιμοποιηθούν κατά την επιτόπια αναγνώριση των μονάδων και το καθορισμό των εδαφικών ιδιοτήτων στον αγρό. Στη συσκευή επίσης είναι εγκατεστημένο και λογισμικό φορητού Γεωγραφικού Συστήματος Πληροφοριών (ArcPad). Ακολούθησε η αναγνώριση των εδαφικών ιδιοτήτων των ΧΕΜς στον αγρό. Σε ορισμένες περιπτώσεις έγινε προσαρμογή των ορίων των ΧΕΜς και έτσι θα προκύψει ο τελικός εδαφολογικός χάρτης ως προς τις ιδιότητες και τα κριτήρια που ορίζεται από το σύστημα χαρτογράφησης των εδαφών. Μετά την ανάλυση των εικόνων καθορίστηκαν οι ΧΕΜς οι οποίες ψηφιοποιήθηκαν και

εισήχθησαν στο Γεωγραφικό Σύστημα Πληροφοριών που δημιουργήθηκε για το σκοπό της μελέτης (Εικόνα 2.12).

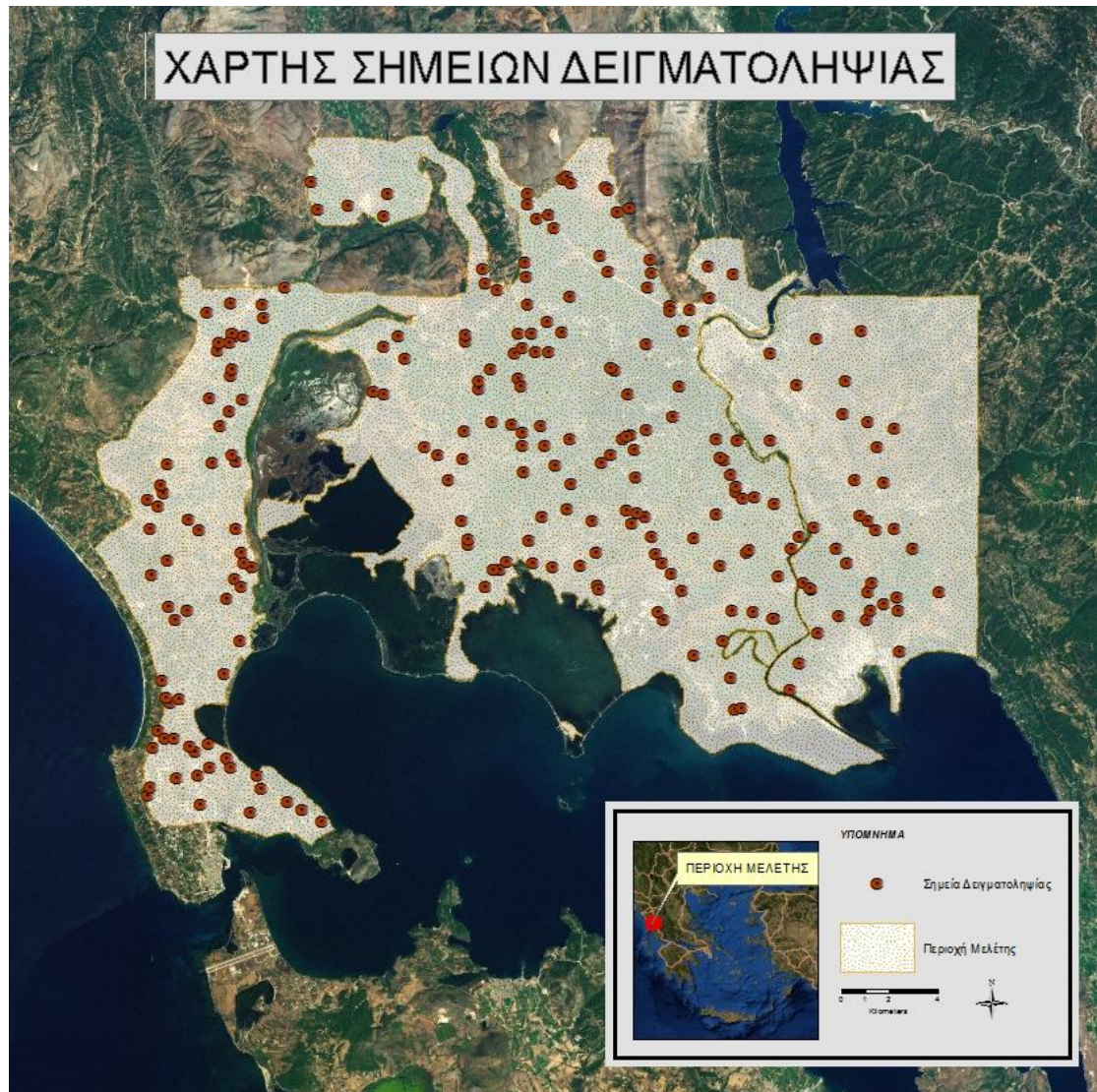


Εικόνα 2.12. Οριοθέτηση χαρτογραφικών εδαφικών μονάδων που καλύπτουν την περιοχή μελέτης.

Σε κάθε ΧΕΜ προστέθηκαν τα πεδία των προς διερεύνηση ιδιοτήτων των εδαφών με σκοπό τη δημιουργία ειδικής γεωβάσης, σε ArcGIS περιβάλλον, που απαιτείται για τη χαρτογράφηση των εδαφών.

Η δειγματοληψία των εδαφικών δειγμάτων πραγματοποιήθηκε το έτος 2009, στα πλαίσια του ερευνητικού προγράμματος με τίτλο «Δράση 2: Δημιουργία εδαφολογικών χαρτών και έλεγχος της ποιότητας των εδαφών των πεδινών εκτάσεων του Βορείου Αμβρακικού». Η δειγματοληψία έγινε σε 243 θέσεις, σε τρία βάθη: 0-30 εκατοστά, 30-75 και 75-150 εκατοστά. Η μέση απόσταση δειγματοληψίας ήταν 400 μέτρα περίπου. Τα εδαφικά δείγματα συσκευάστηκαν προσεκτικά σε πλαστικές σακούλες, τοποθετήθηκε κάρτα αναγνώρισης (καλά προστατευμένη) μέσα στη σακούλα και αναγράφηκε ο αριθμός και επί της πλαστικής σακούλας. Τα δείγματα μεταφέρθηκαν το γρηγορότερο στο εργαστήριο για τον προσδιορισμό των νιτρικών και αμμωνιακών ιόντων και στη συνέχεια αεροξηράθηκαν και λειοτριβήθηκαν και

προσδιορίστηκε η κοκκομετρική σύσταση, (μέθοδος Βουγιούκου), η οργανική ουσία (μέθοδος Walkley-Black), το ισοδύναμο ανθρακικό ασβέστιο (μέθοδος Bernard), το pH (αναλογία εδάφους:νερού 1:2.5) και η Ικανότητα Ανταλλαγής Κατιόντων (μέθοδος οξικού αμμωνίου).



Εικόνα 2.13. Χάρτης θέσεων δειγματοληψίας.

2.1.2.4. Αναλύσεις Εδαφών

Το έδαφος αποτελεί προϊόν της φυσικής αποσάθρωσης των πετρωμάτων που δημιουργεί μηχανικά κλάσματα βράχων διαφόρων διαστάσεων. Με τον όρο αποσάθρωση εννοούμε την προοδευτική αποσύνθεση των υλικών των εδαφών, των πετρωμάτων, της λάσπης αλλά και τεχνητών υλικών με την πάροδο του χρόνου υπό την επίδραση παραγόντων του περιβάλλοντος, όπως του ανέμου, του νερού, του πάγου ή ακόμη και των ζωντανών οργανισμών (βιοδιάβρωση), αλλά και τη διάβρωση. Οι φυσικές ιδιότητες του εδάφους όπως είναι η στράγγιση, η ικανότητα του εδάφους να συγκρατεί νερό για τις ανάγκες των φυτών και η ευκολία με την οποία το έδαφος μπορεί να υποστεί κατεργασία εξαρτώνται από το μέγεθος των μηχανικών θραυσμάτων. Η επίδραση ωστόσο είναι φανερή και στις χημικές ιδιότητες του εδάφους εξαιτίας των ιδιοτήτων που χαρακτηρίζουν τις επιφάνειες των μικρών εδαφικών σωματιδίων. Οι κατηγορίες των εδαφικών κλασμάτων φαίνονται στον Πίνακα 2.1.

Πίνακας 2.1. Κατηγορίες εδαφικών κλασμάτων.

Κατηγορία μηχανικών κλασμάτων	Σχετική διάμετρος (mm)
Βράχοι	: > 600
Λίθοι	: 600 -200
Πέτρες	: 200 - 75
Χαλίκια	: 75 -2
Άμμος	: 2 - 0,02 (2000 - μm)
Ϊλύς	: 0,002 - 0,002 (20 - 2 μm)
Αργίλος	: < 0,002 (< 2 μm)

Οι αναλύσεις των εδαφικών δειγμάτων έγιναν με βάση τις διεθνώς αποδεκτές μεθοδολογίες. Αρχικά πραγματοποιήθηκαν οι συνήθεις διεργασίες της αναγκαίας προετοιμασίας (αεροζήρανση, λειοτρίβιση, κοσκίνισμα) και στη συνέχεια προσδιορισμός επί τοις εκατό του ποσοστού της άμμου, της ιλύος και της αργίλου με

τη μέθοδο Βουγιούκου. Για την ανάλυση της μηχανικής σύστασης έγινε κορεσμός με Na (Calgon) και στη συνέχεια διασπορά των εδαφικών κολλοειδών. Στη συνέχεια μετρήθηκε η πυκνότητα του αιωρήματος εδάφους-νερού, σε δυο προκαθορισμένα χρονικά διαστήματα από το ειδικό υδρόμετρο Βουγιούκου που δίνει απ' ευθείας την εκατοστιαία αναλογία των ευρισκομένων σε αιώρηση στερεών εδαφικών κόκκων. Επειδή, σύμφωνα με το νόμο του Stokes, τα χονδρόκοκκα υλικά καθιζάνουν γρηγορότερα από τα λεπτόκοκκα, οι χρόνοι μέτρησης της πυκνότητας αντιστοιχούν ο πρώτος στην καθίζηση της άμμου και ο δεύτερος στην καθίζηση της άμμου και της ιλύος. Τα αποτελέσματα ανάγονται τελικά επί τοις εκατό, ενώ με τη χρήση του ειδικού τριγώνου μηχανικής ανάλυσης το κάθε δείγμα χαρακτηρίζεται και εντάσσεται, με βάση την επί τοις εκατό αναλογία σε άργιλο, άμμο και ιλύ, σε μία από τις ακόλουθες 12 κλάσεις μηχανικής σύστασης (Πίνακας 2.2).

Πίνακας 2.2. Κλάσεις κοκκομετρικής σύστασης εδάφους.

ΚΛΑΣΕΙΣ ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΚΗΣ ΣΥΣΤΑΣΗΣ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ

1. Αμμώδης	S	Sand	χονδρόκοκκα
2. Πηλοαμμώδης	LS	Loamy Sand	

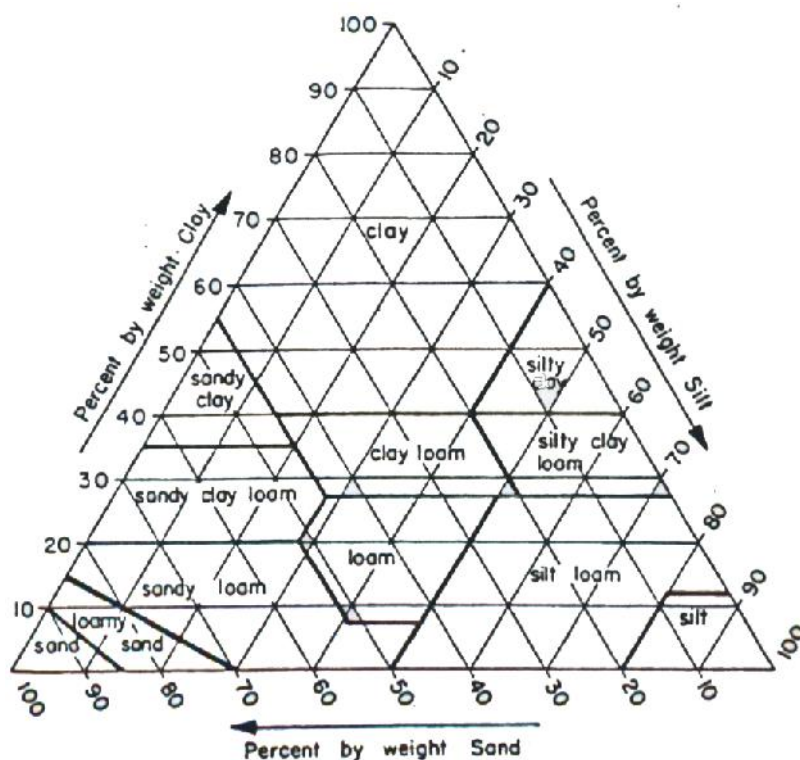
3. Αμμοπηλώδης	SL	Sandy Loam	μετρίως χονδρόκοκκα

4. Πηλώδης	L	Loam	
5. Ιλοπηλώδης	SiL	Silty Loam	μέσα
6. Ιλώδης	Si	Silt	

7. Αμμοαργιλοπηλώδης	SCL	Sandy Clay Loam	
8. Αργιλοπηλώδης	CL	Clay Loam	μετρίως λεπτόκοκκα
9. Ιλοαργιλοπηλώδης	SiCL	Silty Clay Loam	

10. Αμμοαργιλώδης	SC	Sandy Clay	
11. Ιλοαργιλώδης	SiC	Silty Clay	λεπτόκοκκα
12. Αργιλώδης	C	Clay	

Οι 12 αυτές κλάσεις εδαφών καταλαμβάνουν ορισμένη θέση και χώρο σε ένα ισόπλευρο τρίγωνο το οποίο ονομάζεται τρίγωνο μηχανικής σύστασης εδαφών (Εικόνα 2.13). Οι πλευρές των τριγώνων μηχανικής ανάλυσης φέρουν διαιρέσεις σε ποσοστά από 1- 100 % που αντιστοιχούν στα τρία μηχανικά κλάσματα (άμμος, ιλύς, άργιλος).



Εικόνα 2.14. Τρίγωνο Μηχανικής Ανάλυσης.

2.1.2.5. Γεωγραφική Βάση Δεδομένων

Η παρούσα μελέτη έγινε σε περιβάλλον ArcGIS 10. Για τις ανάγκες της μελέτης αναπτύχθηκε συγκεκριμένο Γεωγραφικό Σύστημα Πληροφοριών με τη χρήση του παραπάνω λογισμικού, στο οποίο εισήχθησαν μέσω ψηφιοποίησης και γεωαναφοράς και αποθηκεύθηκαν πληροφορίες από τους χάρτες και τη δορυφορική εικόνα. Συγκεκριμένα καταχωρήθηκαν δεδομένα όπως: θέσεις δειγματοληψίας, ισοϋψείς, αγροτικοί δρόμοι, υδρογραφικό δίκτυο καθώς επίσης και τα αποτελέσματα των αναλύσεων των εδαφικών δειγμάτων. Ψηφιακά δεδομένα όπως βασικό οδικό δίκτυο, θέσεις οικισμών, θέσεις μετεωρολογικών σταθμών και όρια διοικητικών διαιρέσεων

παραχωρήθηκαν από την Ερευνητική Μονάδα Γεωγραφικών Πληροφοριακών Συστημάτων του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών.

2.1.2.6. Δεδομένα Αναγλύφου

Το Γεωγραφικό Σύστημα Πληροφοριών ArcGIS 10, που χρησιμοποιήθηκε για όλες τις χωρικές αναλύσεις, επέτρεψε, μέσω ειδικών επεξεργασιών, τη δημιουργία νέων επιπέδων πληροφοριών όπως του Ψηφιακού Μοντέλου Υψομέτρου (DEM), στο οποίο έχει υπολογισθεί το υψόμετρο σε κάθε σημείο της επιφάνειας του εδάφους. Η δημιουργία του DEM έγινε από το ψηφιακό αρχείο των ισοϋψών γραμμικής τοπολογίας. Οι ισοϋψείς της περιοχής ψηφιοποιήθηκαν από αναλογικά τοπογραφικά διαγράμματα κλίμακας 1:5000, ισοδιάστασης 4μ., της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού. Από το DEM δημιουργήθηκαν τα επίπεδα της κλίσης (slope), της έκθεσης (aspect) ως προς τον ορίζοντα. Η δημιουργία ενός ρεαλιστικού μοντέλου αναγλύφου είναι ουσιαστικής σημασίας για την ενσωμάτωση τοπογραφικών πληροφοριών στην πρόβλεψη εδαφικών ιδιοτήτων με μεθόδους παρεμβολής.

Κεφάλαιο 3: Αποτελέσματα

3.1. Αποτελέσματα – Συζήτηση

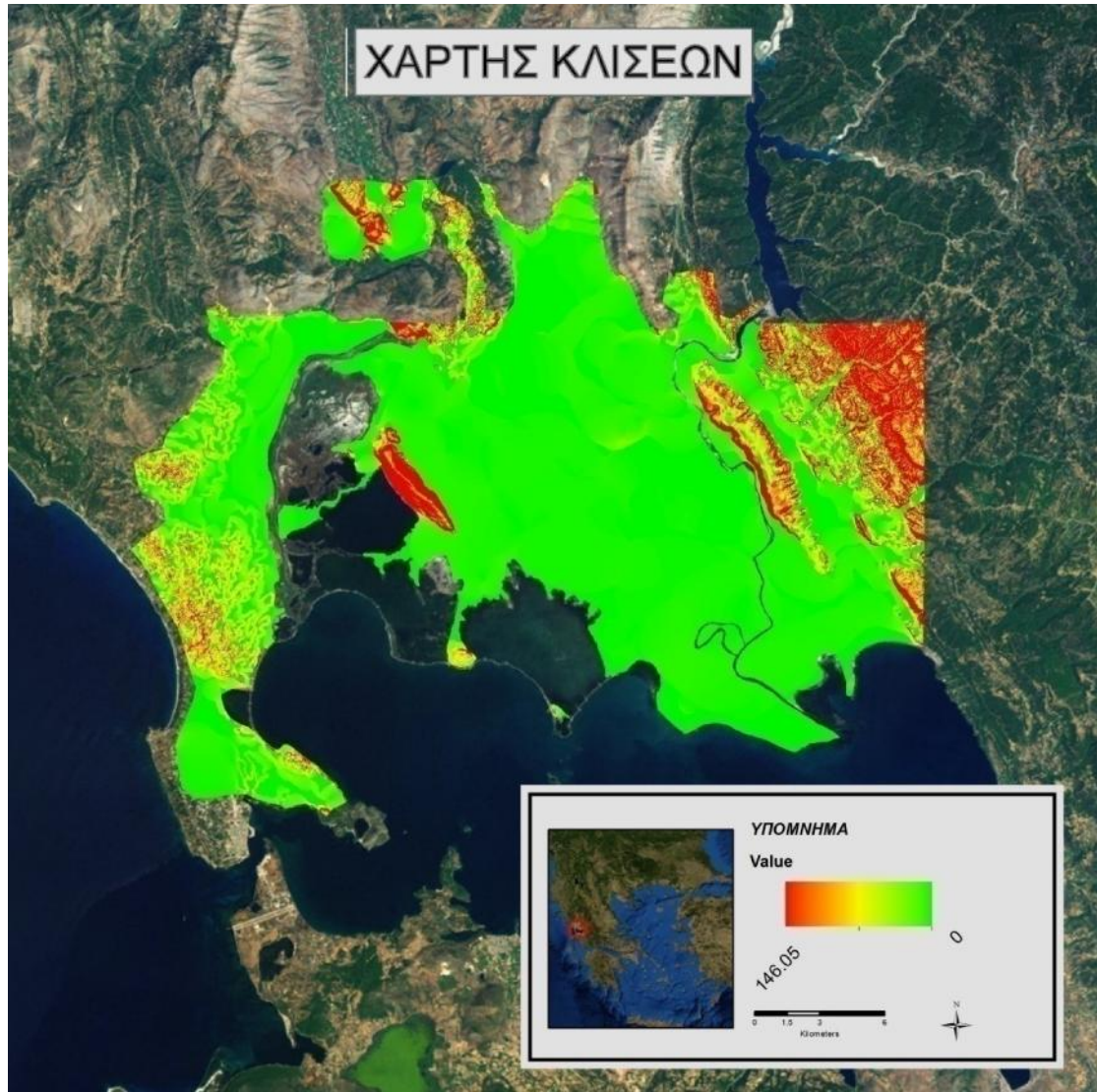
3.1.1. Γεωγραφική Ανάλυση

Η περιοχή μελέτης παρουσιάζει υψόμετρο που κυμαίνεται από 0 έως 540 μ., με το μεγαλύτερο ποσοστό της έκτασης (ιδιαίτερα στο κέντρο της περιοχής) να παρουσιάζει αρκετά χαμηλές τιμές υψομέτρου, αφού όπως αναφέραμε και παραπάνω, τον κόλπο και τις λιμνοθάλασσες περιβάλλουν χαμηλές εκτάσεις. Τα μεγαλύτερα υψόμετρα σημειώνονται σε γενικές γραμμές στα άκρα της περιοχής, συγκεκριμένα υπάρχει έντονη διαφοροποίηση υψομέτρου στα ανατολικά και σε κάποιες περιοχές στα βόρεια και τα δυτικά. Στον νότο φυσικά δεσπόζει ο Αμβρακικός. Στην Εικόνα 3.1 παρουσιάζεται αναλυτικά ο χάρτης υψομέτρου της περιοχής μελέτης.

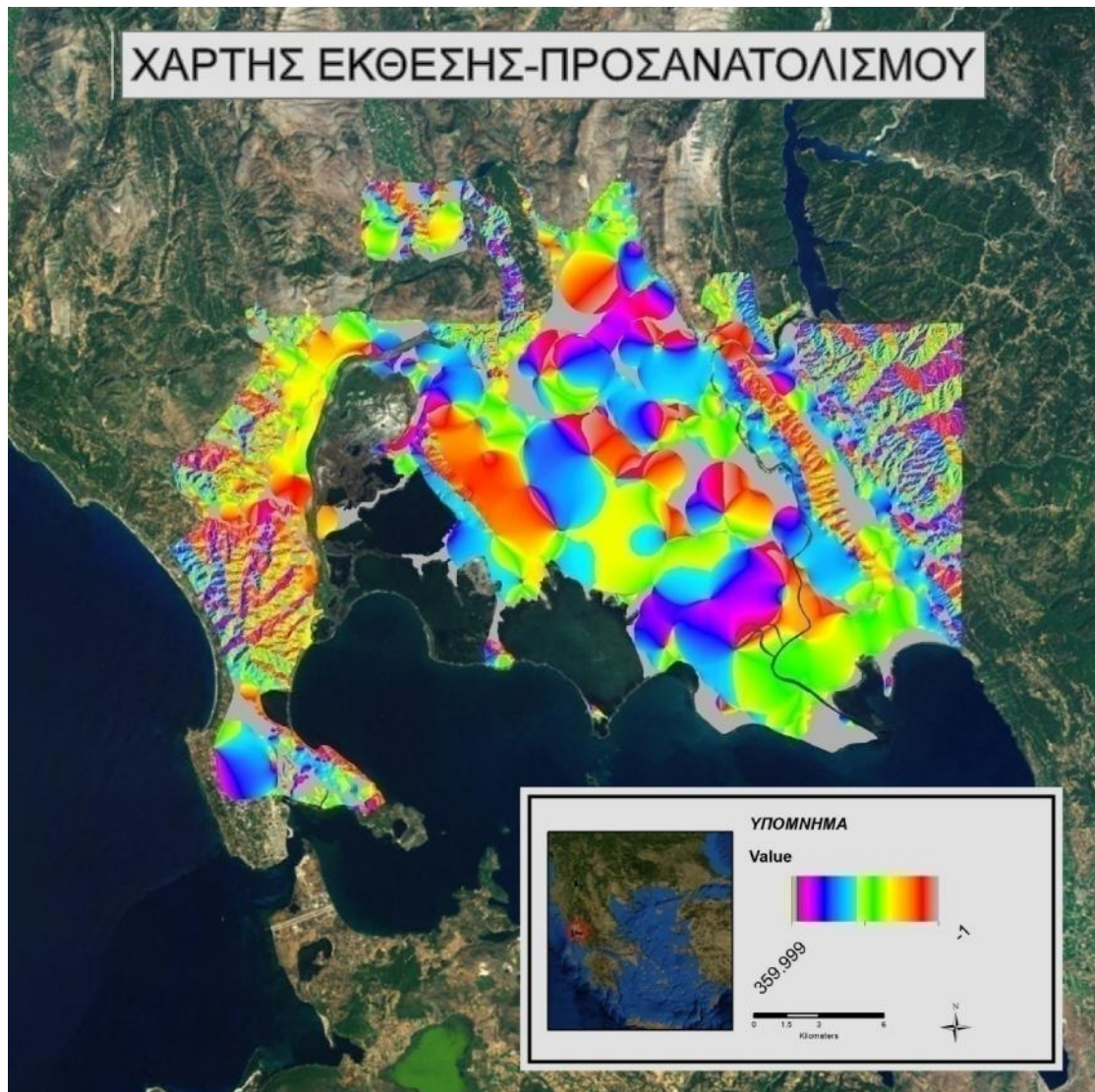


Εικόνα 3.1. Χάρτης υψομέτρου περιοχής μελέτης.

Ακολουθούν οι χάρτες των κλίσεων (%) (Εικόνα 3.2.) και της έκθεσης - προσανατολισμού (Εικόνα 3.3) της περιοχής μελέτης. Τα δεδομένα για τη δημιουργία των χαρτών αυτών εξήχθησαν από το Ψηφιακό Μοντέλο Υψομέτρου (DEM) και χρησιμοποιήθηκαν επίσης στις διεργασίες της γεωστατιστικής και της χωρικής παρεμβολής.



Εικόνα 3.2. Χάρτης κλίσεων της περιοχής μελέτης.



Εικόνα 3.3. Χάρτης έκθεσης – προσανατολισμού της περιοχής μελέτης.

3.1.2. Εφαρμογή Μεθοδολογίας

Ξεκινάμε με τις αρχικές επεξεργασίες εξετάζοντας για κάθε μία από τις υπό μελέτη εδαφικές ιδιότητες την κατανομή των συχνοτήτων, όπως και την ύπαρξη μη χωρικών και χωρικών ακραίων τιμών. Όπου βρέθηκαν τέτοιες τιμές εξαιρέθηκαν από το σύνολο των σημείων.

Για λόγους που θα μας βοηθήσουν στην τελική αξιολόγηση των προβλέψεών μας με τις μεθόδους χωρικής παρεμβολής, δημιουργούμε ένα ανεξάρτητο σύνολο σημείων από τα γνωστά σημεία δειγματοληψίας. Το σύνολο αυτό προκύπτει μετά από ένα

έναν τυχαίο διαχωρισμό. Για την παραπάνω διεργασία χρησιμοποιείται το εργαλείο Create Subset του Geostatistical Analyst σε περιβάλλον ArcMap. Για να είναι αξιόπιστη η μέθοδος αυτή της αξιολόγησης των αποτελεσμάτων θα πρέπει το ανεξάρτητο σύνολο δεδομένων να προέρχεται από τον ίδιο πληθυσμό με το εξαρτημένο σύνολο. Αυτό επιτυγχάνεται με τη σύγκριση των μέσων όρων των δύο υποσυνόλων.

Στη συνέχεια περνάμε στις μη χωρικές επεξεργασίες που όπως έχουμε προαναφέρει πραγματοποιούνται με τη χρήση του στατιστικού πακέτου SPSS. Εδώ πραγματοποιείται μελέτη μεγεθών όπως η κεντρική τάση και η διασπορά. Στον ίδιο κύκλο εργασιών διερευνούμε την πιθανή συσχέτιση των υπό μελέτη ιδιοτήτων με τις τοπογραφικές παραμέτρους του ανάγλυφου που εξήχθησαν από το Ψηφιακό Μοντέλο Υψομέτρου (DEM), δηλαδή το υψόμετρο, την κλίση (slope) και την έκθεση (aspect) ως προς τον ορίζοντα.

Τέλος εφαρμόζονται στις υπό μελέτη ιδιότητες η μέθοδος Inverse Distance Weighting και οι έξι γεωστατιστικές μέθοδοι χωρικής παρεμβολής (Ordinary Kriging, Isotopic Co-kriging, Heterotopic Co-kriging, και οι τρεις παραλλαγές της Πολλαπλής Παλινδρόμησης και kriging). Για την εφαρμογή των μεθόδων χρησιμοποιήθηκε σε περιβάλλον ArcMap το Geostatistical Wizard του εργαλείου Geostatistical Analyst. Η σύγκριση των αποτελεσμάτων έγινε με τη χρήση των σχετικών δεικτών αξιολόγησης αξιοποιώντας τα δύο υποσύνολα των σημείων που αναφέραμε παραπάνω, δηλαδή τα σημεία που συμμετέχουν στη χωρική παρεμβολή όσο και τα σημεία επαλήθευσης.

3.1.2.1. Αργίλος %

Η κατανομή των τιμών αργίλου (%) στα σημεία δειγματοληψίας της περιοχής μελέτης παρουσιάζονται στην Εικόνα 3.4.



Εικόνα 3.4. Τιμές αργίλου (%) σημείων δειγματοληψίας.

Για τις τιμές του επί τοις εκατό ποσοστού της αργίλου δεν έγινε εξαίρεση των μη χωρικά ακραίων σημείων που βρέθηκαν καθώς ακόμη και δίχως αυτά δεν βελτιώθηκε η κανονικότητα. Χρησιμοποιώντας το πλήρες σετ των σημείων (μετά τις διεργασίες της περιγραφικής στατιστικής), υπολογίσαμε με τη χρήση του στατιστικού πακέτου SPSS την τετραγωνική ρίζα κάθε τιμής των δεδομένων μας για να τα μετασχηματίσουμε ώστε να ακολουθούν την κανονική κατανομή. Το test Kolmogorov-Smirnov αλλά και το Shapiro-Wilk έδωσαν ικανοποιητικά αποτελέσματα όσον αφορά την κανονική κατανομή των δεδομένων. Στη συνέχεια περάσαμε σε περιβάλλον GIS και στις διεργασίες εύρεσης αρχικά των χωρικά ακραίων τιμών με τη χρήση του

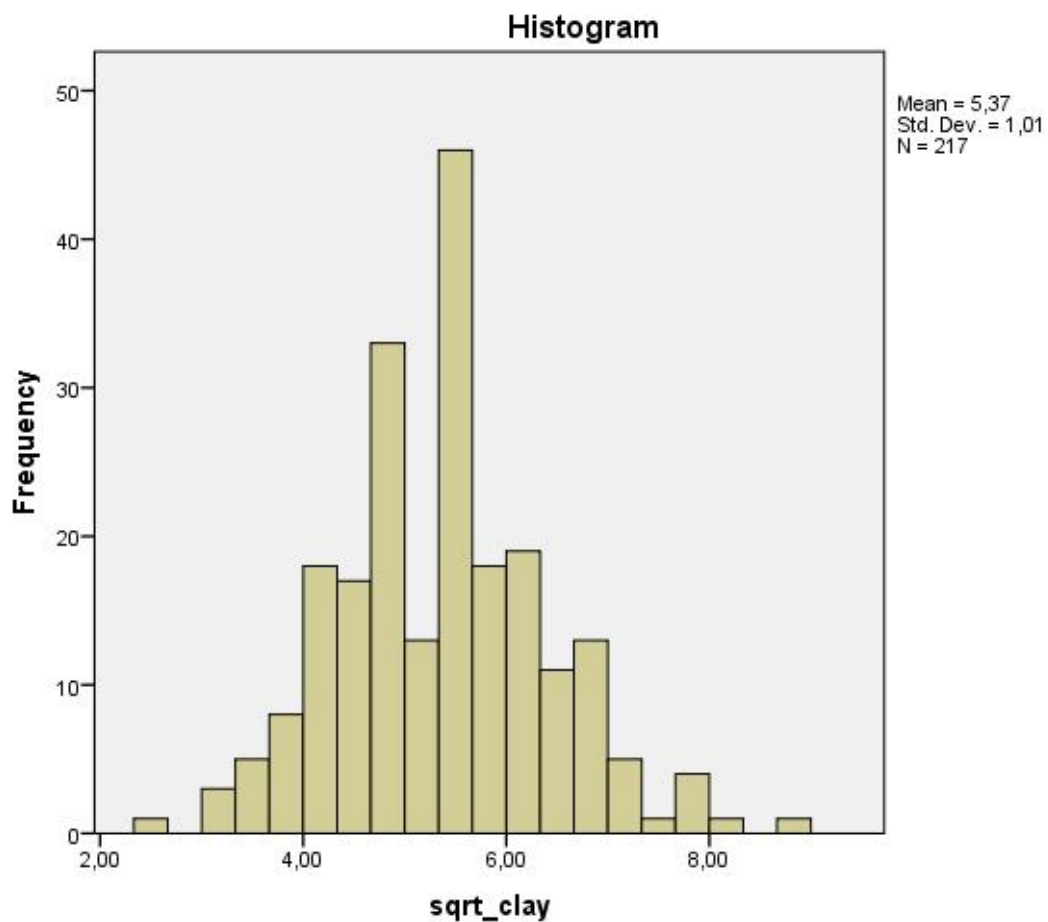
δείκτη Local Moran's I. Οι υπολογισμοί, όπως και όλες οι μετέπειτα διεργασίες, αλλά και οι συγκρίσεις των αποτελεσμάτων έγιναν πάνω στις κανονικοποιημένες τιμές.

Οι 2 χωρικά ακραίες τιμές (Local Moran's I) που βρέθηκαν αφαιρέθηκαν από το σύνολο των σημείων δειγματοληψίας. Από τα εναπομείναντα 241 σημεία αφαιρέθηκαν με τυχαίο τρόπο 24 σημεία δειγματοληψίας (test_points) που χρησιμοποιήθηκαν για την εκτίμηση της αποτελεσματικότητας των μεθόδων πρόβλεψης. Τα βασικά στατιστικά μεγέθη της αργίλου % των 217 (training_points) και των 24 (test_points) σημείων που χρησιμοποιήθηκαν στις μεθόδους παρεμβολής καθώς και στον έλεγχο των αποτελεσμάτων, αντίστοιχα, δίνονται στον Πίνακα 3.1.

Πίνακας 3.1. Στατιστικά μεγέθη Αργίλου (%).

Αργίλος %	training_points	test_points
N (πλήθος δειγμάτων)	217	24
Ελάχιστη τιμή	2,59	2,95
Μέγιστη τιμή	8,76	7,7
Μέσος όρος	5,37	5,36
Τυπική απόκλιση	1,01	0,93
Διακύμανση	1,02	0,87
Συντελεστής παραλλακτικότητας (CV %)	18,8	17,35

Στα 217 σημεία δειγματοληψίας ο έλεγχος της κατανομής των συχνοτήτων των τιμών της αργίλου % πραγματοποιήθηκε με τη μελέτη του ιστογράμματος (Εικόνα 3.5) και με τον υπολογισμό των συντελεστών κύρτωσης και ασυμμετρίας (Πίνακας 3.2). Τα αποτελέσματα των παραπάνω επιβεβαιώθηκαν με εφαρμογή του παραμετρικού Kolmogorov – Smirnov τεστ (Πίνακας 3.2). Όλες οι παραπάνω παράμετροι δηλώνουν ότι η κατανομή των τιμών της αργίλου (%) δεν διαφέρει σημαντικά από την κανονική.



Εικόνα 3.5. Ιστόγραμμα Αργίλου (%).

Πίνακας 3.2. Έλεγχος κανονικότητας Αργίλου (%).

Έλεγχος κανονικότητας Αργίλου %	
Συντελεστής ασυμμετρίας (skewness)	0,33
Συντελεστής κύρτωσης (kurtosis)	0,41
Kolmogorov - Smirnov Z	0,07
Asymp. Sig. (2-tailed)	0,175

Για να έχει νόημα να προχωρήσουμε και στις μεθόδους Co-kriging και στα τρία μοντέλα της Πολλαπλής Παλινδρόμησης και Kriging, έπρεπε να ελέγξουμε τους συντελεστές συσχέτισης μεταξύ των τιμών της αργίλου και των τοπογραφικών ιδιοτήτων, οι τιμές του οποίου παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.3.

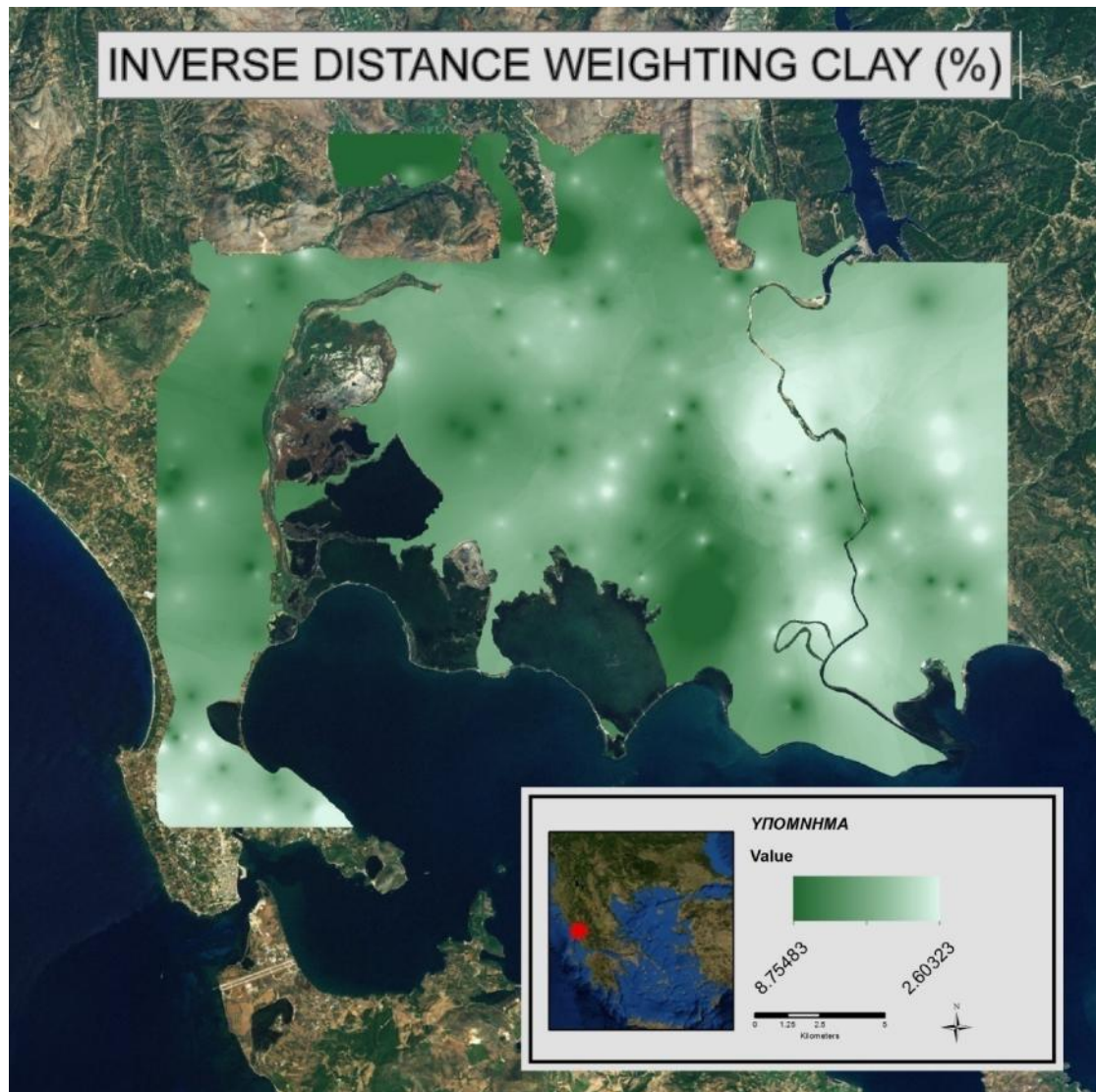
Πίνακας 3.3. Συντελεστές συσχέτισης Αργίλου (%) και τοπογραφικών ιδιοτήτων.

	Υψόμετρο	Κλίση	Έκθεση
Συντ. Συσχ. (pearson)	-0,016	0,1	0,02
p-value	0,82	0,144	0,767

Όσον αφορά την άργιλο παρατηρούμε ότι οι συντελεστές συσχέτισης είναι αρκετά μικροί (κοντά στο 0), επομένως θεωρήσαμε ότι δεν υπάρχει ιδιαίτερη σχέση ανάμεσα στις μεταβλητές και τις τοπογραφικές ιδιότητες. Συνεπώς, εφαρμόσαμε μόνο τις δύο πρώτες μεθόδους χωρικής αυτοσυσχέτισης inverse distance weighting και ordinary kriging, εφόσον θεωρήσαμε ότι δεν θα έχουμε καλύτερα αποτελέσματα αν λάβουμε υπόψη και τα τοπογραφικά δεδομένα.

Inverse Distance Weighting

Η μέθοδος Inverse Distance Weighting πραγματοποιήθηκε, όπως και όλες οι επόμενες, σε περιβάλλον ArcMap και συγκεκριμένα μέσα από την επιλογή Geostatistical Wizard του εργαλείου Geostatistical Analyst. Πειραματικά, η επιλογή Optimize Model μας έδωσε τα καλύτερα δυνατά αποτελέσματα στους δείκτες ME και RMSE, οπότε και επιλέχθηκε. Στην παρακάτω εικόνα (Εικόνα 3.6) παρατίθεται η επιφάνεια που προέκυψε.



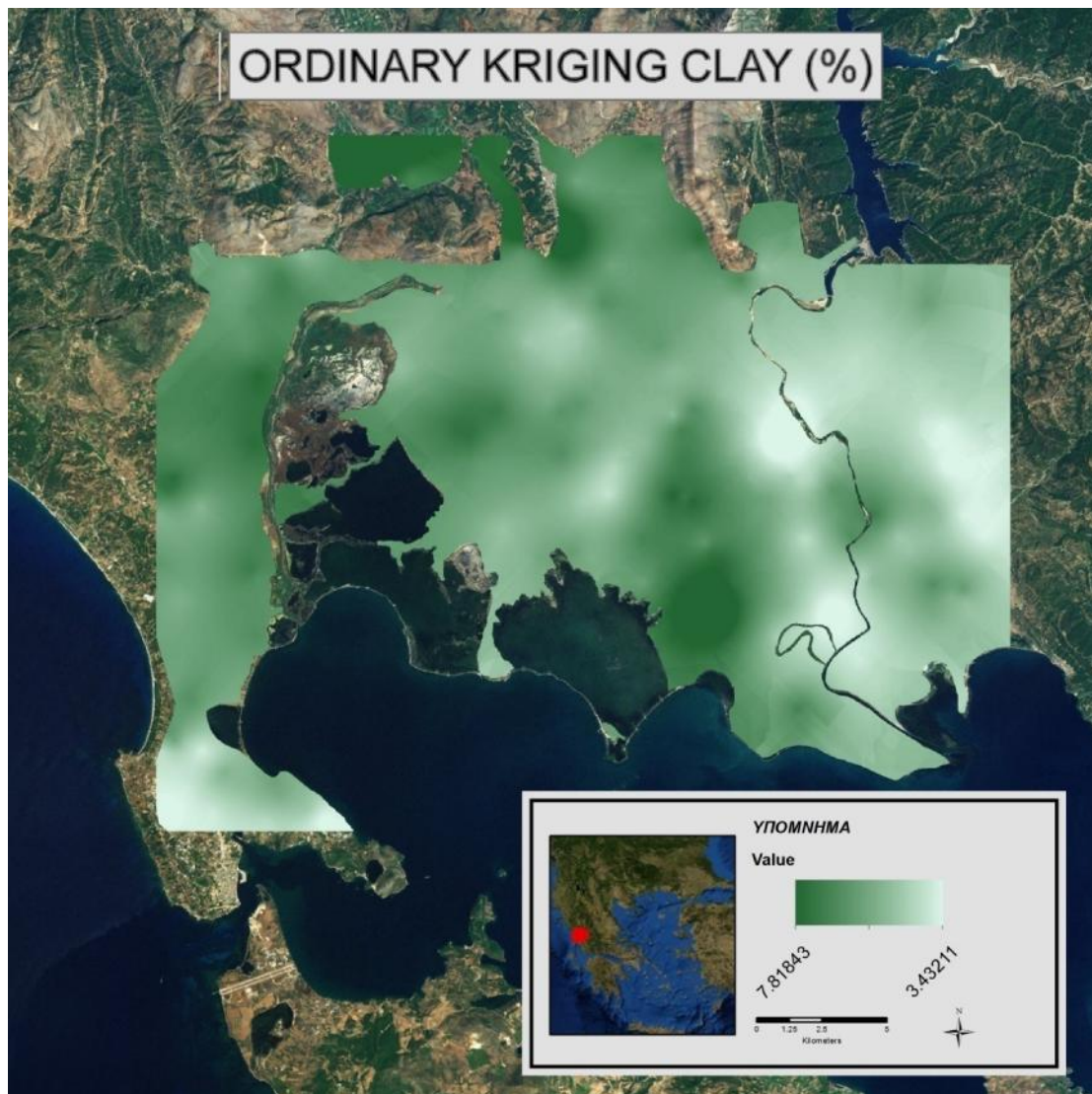
Εικόνα 3.6. Επιφάνεια πρόβλεψης της IDW μεθόδου της Αργίλου (%).

Ordinary Kriging

Στη μέθοδο του Ordinary Kriging χρησιμοποιήθηκαν για την πρόβλεψη της τιμής σε κάθε σημείο οι τιμές 15 μέχρι 20 γειτονικών σημείων. Στη συνέχεια παρατίθενται συγκεντρωτικά οι παράμετροι του βαριογράμματος της αργίλου (Πίνακας 3.4) και η επιφάνεια πρόβλεψης της μεθόδου OK (Εικόνα 3.7).

Πίνακας 3.4. Παράμετροι θεωρητικού βαριογράμματος της Αργίλου (%)

	Θεωρητικό Μοντέλο	Nugget	Όριο (Sill)	Έυρος (Range)	(Nugget/Sill)*100
OK	Exponential	0,33	1,07	6205,9	30,84



Εικόνα 3.7. Επιφάνεια πρόβλεψης της OK μεθόδου της Αργίλου (%).

Παρατηρώντας τις δύο επιφάνειες βλέπουμε ξεκάθαρα τη διαφορά της μίας μεθόδου από την άλλη. Η IDW δημιουργεί ευδιάκριτες μικρές περιοχές "γειτνίασης" με τα σημεία δειγματοληψίας και υπάρχουν πολλές περιοχές που ταυτίζονται με αυτά. Ενώ αυτό το φαινόμενο παρατηρείται και στην επιφάνεια του ordinary kriging (το γεγονός αυτό είναι αναμενόμενο και επιβεβαιώνει το χαρακτηρισμό του ordinary kriging ως έναν ακριβή εκτιμητή με την έννοια ότι οι εκτιμημένες τιμές συμπίπτουν με τις τιμές των σημείων δεδομένων), είναι ξεκάθαρα πιο περιορισμένο και ουσιαστικά η μέθοδος έχει δημιουργήσει πιο ομαλές επιφάνειες, μια εικόνα που θα μπορούσαμε να πούμε πως είναι πιο κοντά στη φυσική κατάσταση ενός εδάφους.

Οι Πίνακες 3.5 και 3.6 παρουσιάζουν τα αποτελέσματα της σύγκρισης των μεθόδων παρεμβολής για την άργιλο με το δείκτη RMSE που εφαρμόστηκε στα ίδια σημεία (cross-validation μέθοδο – training_RMSE) καθώς και στο ανεξάρτητο σύνολο σημείων (test_RMSE).

Πίνακας 3.5. Τιμές του δείκτη Root Mean Square Error (clay).

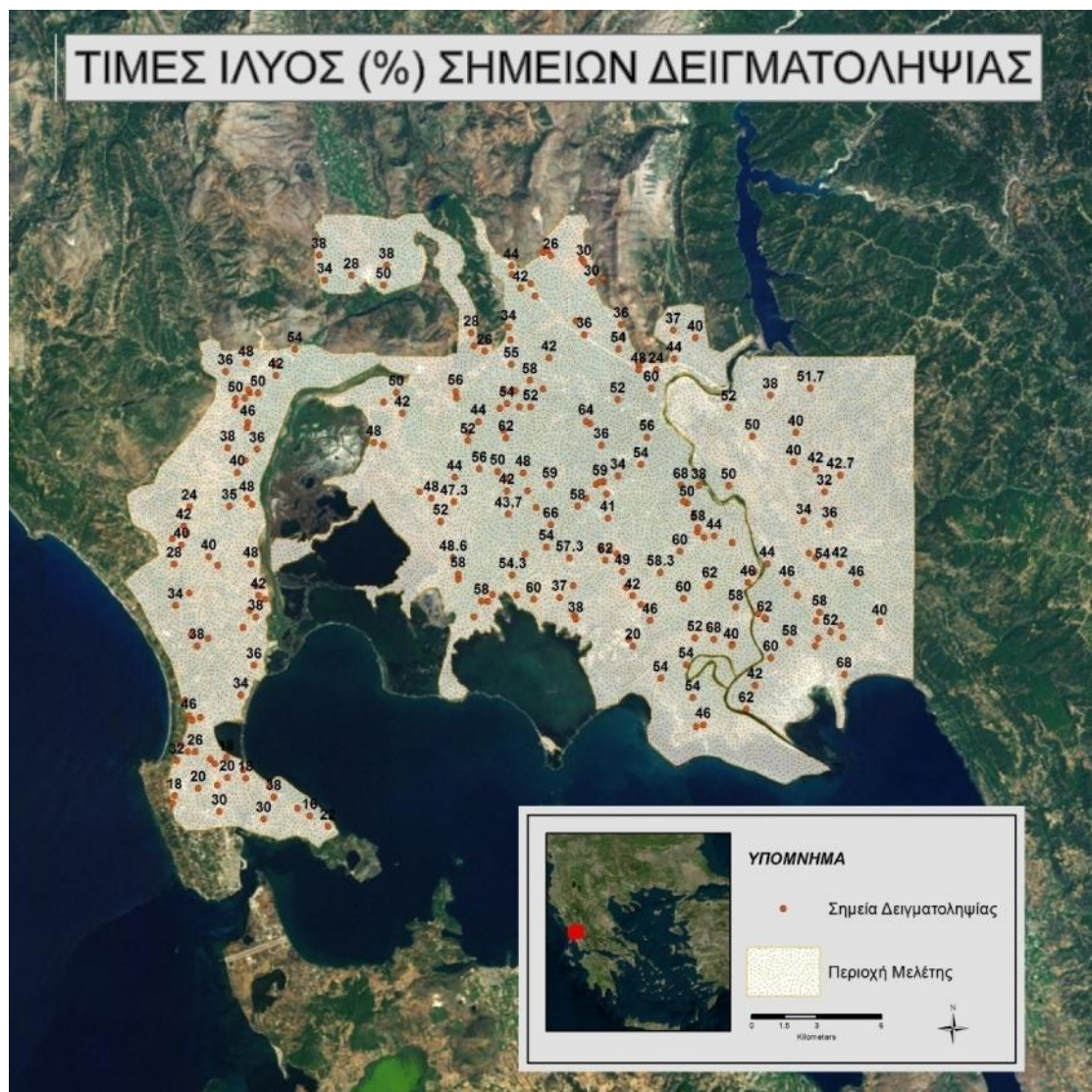
	IDW	OK
Cross-Validation	0,8	0,8
Independent Set	0,94	0,91

Πίνακας 3.6. Τιμές του δείκτη Mean Error (clay).

	IDW	OK
Cross-Validation	-0,02	-0,003
Independent Set	0,07	0,08

3.1.2.2. Ίλύς (%)

Η κατανομή των τιμών ίλύος (%) στα σημεία δειγματοληψίας της περιοχής μελέτης παρουσιάζονται στην Εικόνα 3.8.



Εικόνα 3.8. Τιμές ίλύος (%) σημείων δειγματοληψίας.

Μετά από τον έλεγχο κανονικότητας προέκυψε ότι οι τιμές της ίλύος ακολουθούν κανονική κατανομή. Δε βρέθηκαν μη χωρικά ακραίες τιμές, ενώ για οι 3 χωρικά

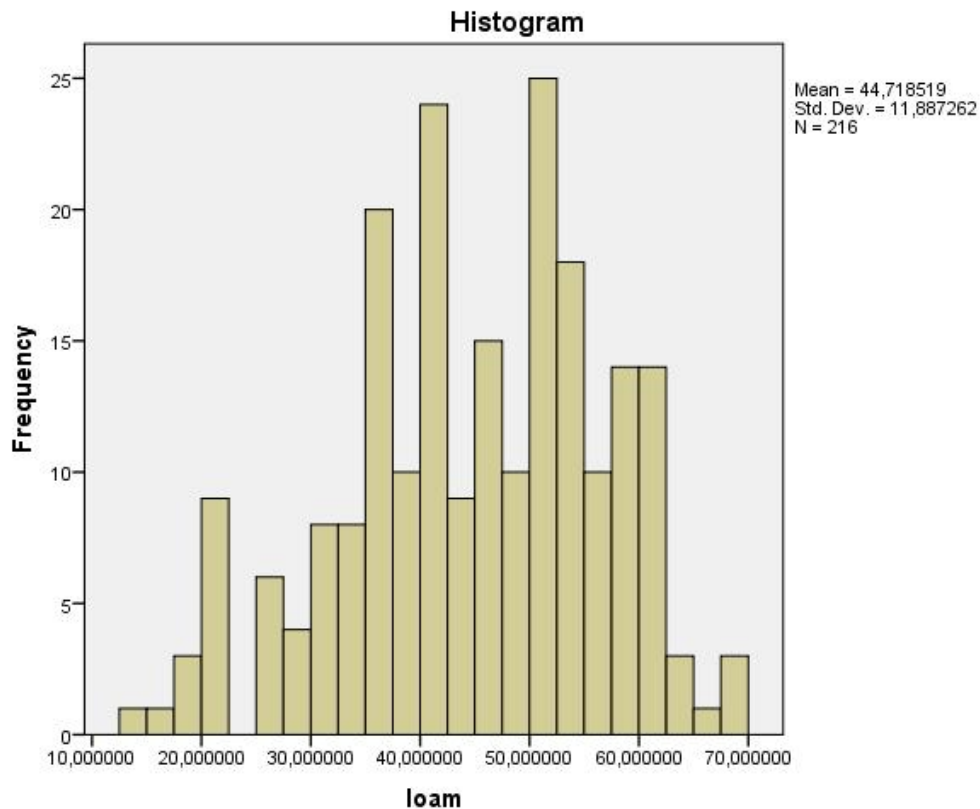
ακραίες τιμές που βρέθηκαν με τον υπολογισμό του τοπικού δείκτη Local Moran's I αφαιρέθηκαν από το σύνολο των σημείων δειγματοληψίας. Από τα εναπομείναντα 240 σημεία αφαιρέθηκαν με τυχαίο τρόπο 24 σημεία δειγματοληψίας (test_points) που χρησιμοποιήθηκαν για την εκτίμηση της αποτελεσματικότητας των μεθόδων πρόβλεψης. Ο έλεγχος της προϋπόθεσης ότι τα δύο σύνολα δεδομένων που προκύπτουν πρέπει να ανήκουν στον ίδιο πληθυσμό, έγινε με τη χρήση του στατιστικού πακέτου SPSS και συγκεκριμένα με την επεξεργασία Compare Means.

Τα βασικά στατιστικά μεγέθη της επιφανειακής ιλύος των 216 training_points και των 24 test_points που χρησιμοποιήθηκαν στις μεθόδους παρεμβολής καθώς και στον έλεγχο των αποτελεσμάτων, αντίστοιχα, δίνονται στον Πίνακα 3.7.

Πίνακας 3.7. Στατιστικά μεγέθη Ιλύος (%).

Ιλύς %	training_points	test_points
N (πλήθος δειγμάτων)	216	24
Ελάχιστη τιμή	14	24
Μέγιστη τιμή	68	62
Μέσος όρος	44,718	43,26
Τυπική απόκλιση	11,88	10,44
Διακύμανση	141,3	109,05
Συντελεστής παραλλακτικότητας (CV %)	26,56	24,13

Στα 216 σημεία δειγματοληψίας ο έλεγχος της κατανομής των συχνοτήτων των τιμών της ιλύος (%) πραγματοποιήθηκε με τη μελέτη του ιστογράμματος (Εικόνα 3.9) και με τον υπολογισμό των συντελεστών κύρτωσης και ασυμμετρίας (Πίνακας 3.8). Τα αποτελέσματα των παραπάνω επιβεβαιώθηκαν με εφαρμογή του παραμετρικού Kolmogorov – Smirnov τεστ (Πίνακας 3.8).



Εικόνα 3.9. Ιστόγραμμα Ιλύος (%).

Παρατηρούμε ότι και το ιστόγραμμα πιστοποιεί το γεγονός πως οι τιμές της ιλύος % δεν φαίνεται να διαφέρουν αρκετά από την κανονική κατανομή. Ο υπολογισμός της κύρτωσης και ασυμμετρίας ενδυναμώνει αυτή μας την υπόθεση αφού και οι τιμές των δυο αυτών συντελεστών φανερώουν την κανονική κατανομή των τιμών. Τέλος η σχετικά μεγάλη τιμή σημαντικότητας δηλώνει ότι η κατανομή των τιμών της ιλύος (%) δεν διαφέρει σημαντικά από την κανονική.

Πίνακας 3.8. Έλεγχος κανονικότητας Ιλύος (%).

Έλεγχος κανονικότητας Ιλύος %	
Συντελεστής ασυμμετρίας (skewness)	-0,38
Συντελεστής κύρτωσης (kurtosis)	-0,43
Kolmogorov - Smirnov Z	0,79
Asymp. Sig. (2-tailed)	0,13

Για την εφαρμογή των δυο παραλλαγών της μεθόδου Co-kriging αρχικά προσδιορίστηκε ο συντελεστής συσχέτισης μεταξύ των τιμών της ιλύος και των τοπογραφικών ιδιοτήτων, οι τιμές του οποίου παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.9.

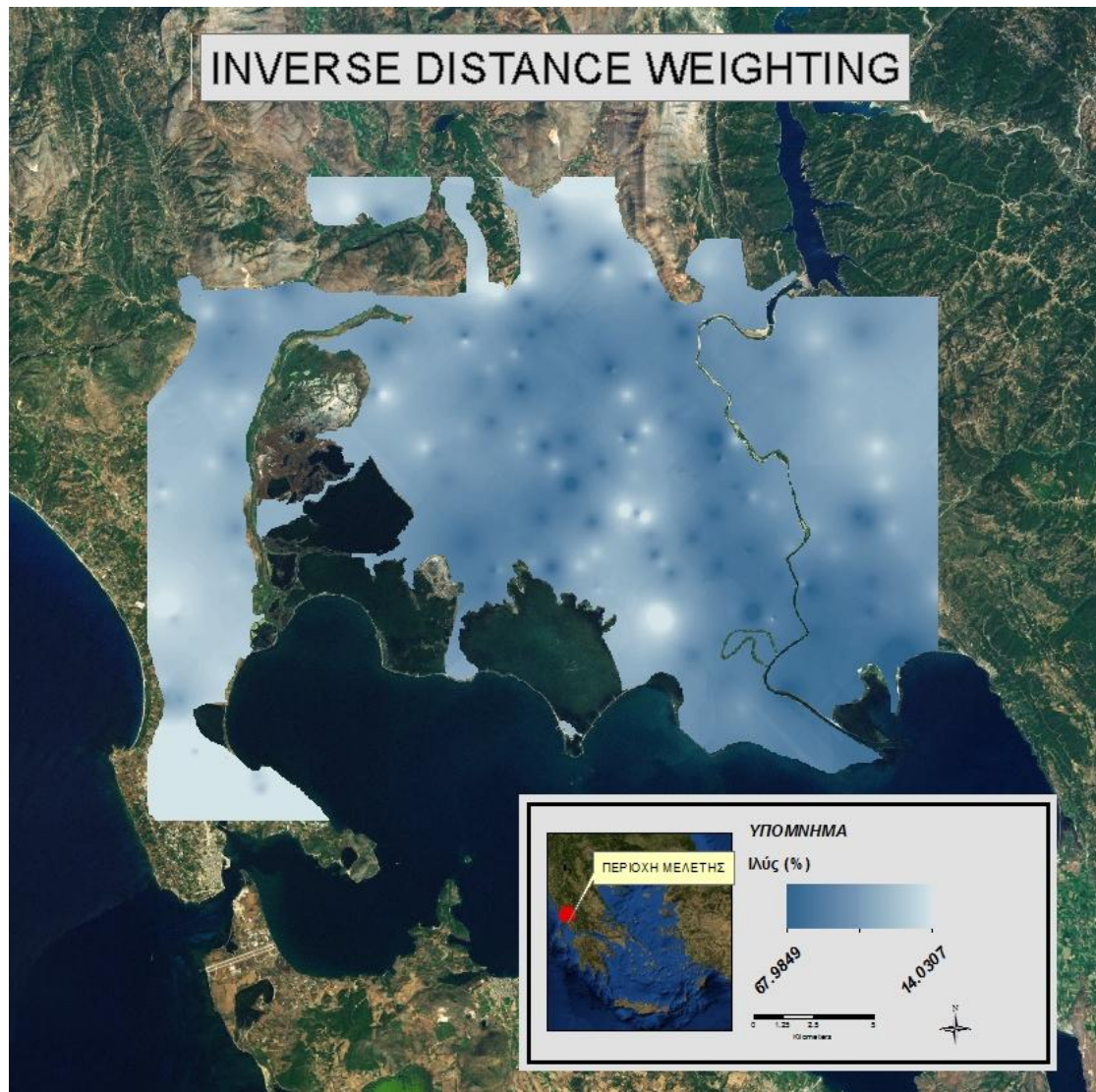
Πίνακας 3.9. Συντελεστές συσχέτισης ιλύος (%) και τοπογραφικών ιδιοτήτων.

	Υψόμετρο	Κλίση	Έκθεση
Συντ. Συσχ. (pearson)	-0,245	-0,211	0,026
p-value	0	0,001	0,69

Παρατηρούμε πως παρά το γεγονός ότι οι συντελεστές συσχέτισης δεν είναι αρκετά μεγάλοι ώστε να φανερώνουν ξεκάθαρα την ύπαρξη μιας ισχυρής σχέσης μεταξύ των μεταβλητών θεωρήσαμε ότι μπορεί να υπάρξει βελτίωση της πρόβλεψη με τη χρήση των πληροφοριών υψόμετρου και κλίσης (τοπογραφικές ιδιότητες με τη μεγαλύτερη συσχέτιση με την ιλύ) στις μεθόδους χωρικής παρεμβολής.

Inverse Distance Weighting

Η μέθοδος Inverse Distance Weighting πραγματοποιήθηκε, όπως και προηγουμένως, σε περιβάλλον ArcMap και συγκεκριμένα μέσα από την επιλογή Geostatistical Wizard του εργαλείου Geostatistical Analyst. Στην παρακάτω εικόνα (Εικόνα 3.10) παρατίθεται η επιφάνεια που προέκυψε.



Εικόνα 3.10. Επιφάνεια πρόβλεψης της IDW μεθόδου της Ιλύος (%).

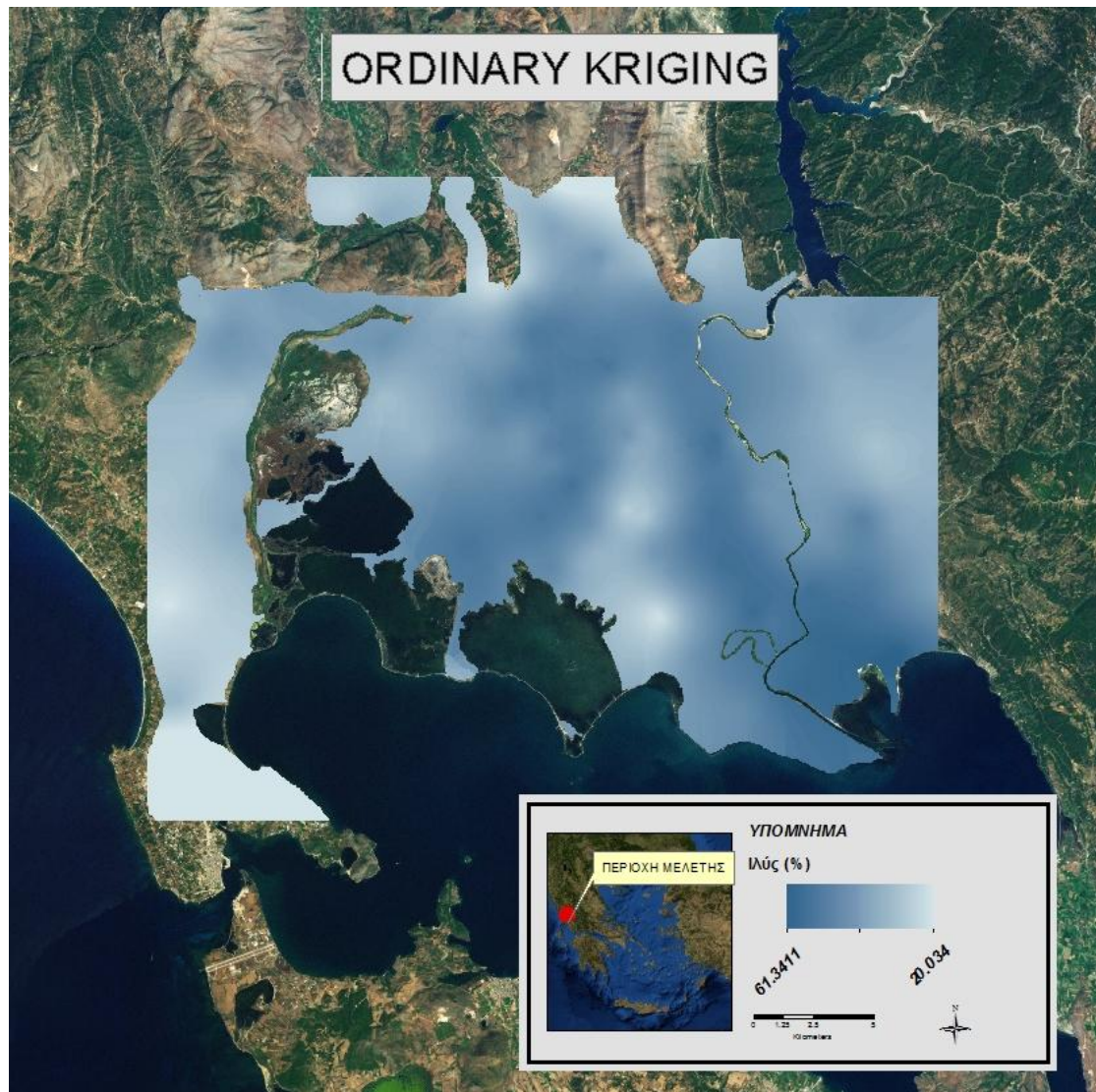
Kriging – Cokriging

Στη μέθοδο του Ordinary Kriging και των δυο παραλλαγών του Cokriging χρησιμοποιήθηκαν για την πρόβλεψη της τιμής σε κάθε σημείο οι τιμές 10 μέχρι 20 γειτονικών σημείων. Στη μέθοδο ICK και HCK χρησιμοποιήθηκαν επίσης σαν βοηθητική τοπογραφική ιδιότητα το υψόμετρο. Στη συνέχεια παρουσιάζονται οι παράμετροι όλων των βαριογραμμμάτων που προσαρμόστηκαν στις γεωστατιστικές μεθόδους (Πίνακας 3.10) καθώς και οι επιφάνειες πρόβλεψης της μεθόδου OK (Εικόνα 3.11), ICK (Εικόνα 3.12) και HCK (Εικόνα 3.13) αντίστοιχα.

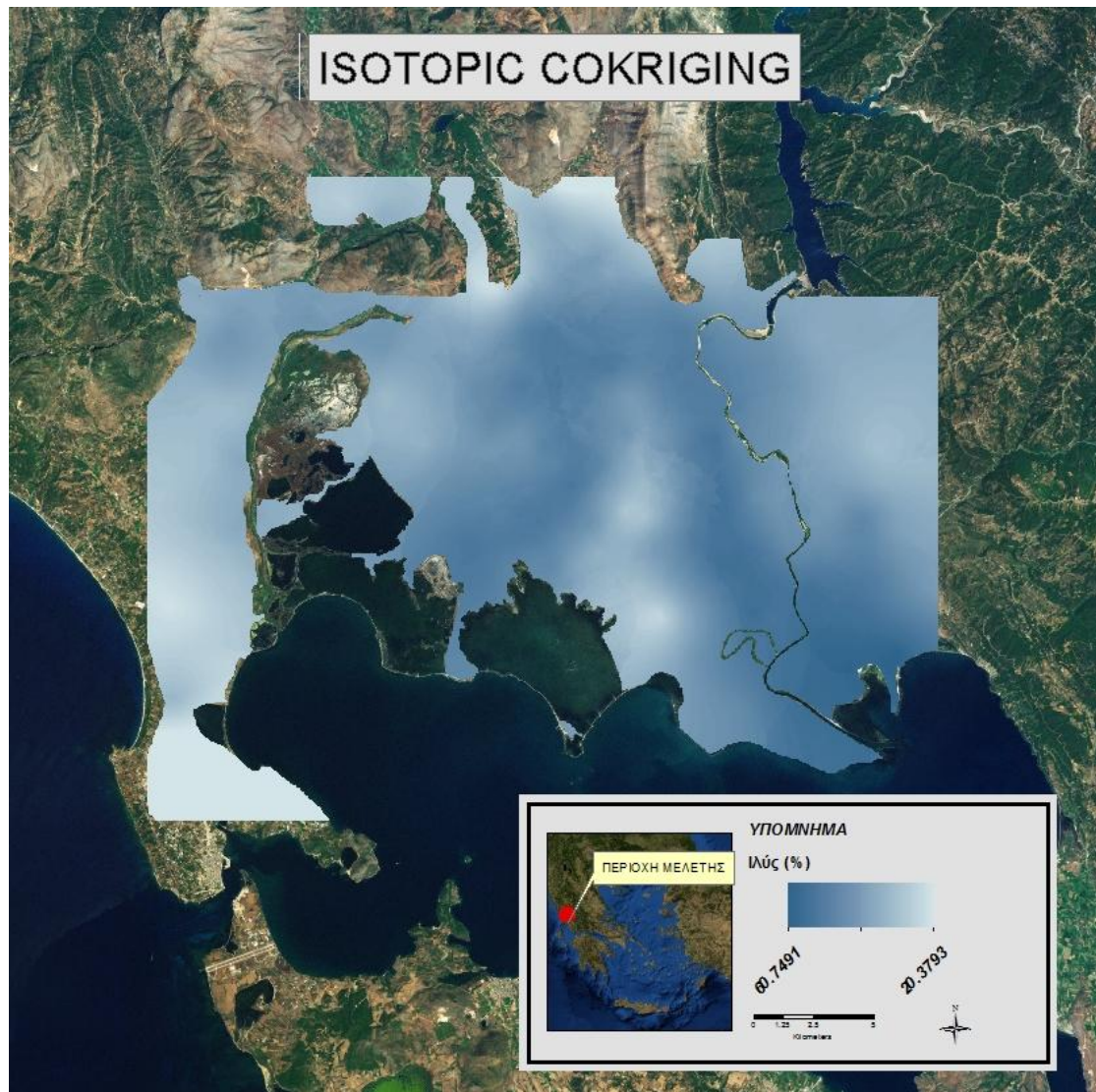
Πίνακας 3.10. Παράμετροι θεωρητικών βαριογραμμμάτων της Ιλύος (%).

	Θεωρητικό Μοντέλο	Nugget	Όριο (Sill)	Εύρος (Range)	Nugget/Sill x100
OK	Exponential	42,779	155.582	16710,551	26,6
ICK	Exponential	48,118	171,439	24344,31	28,0
HCK	Gaussian	50,11	103,79	3554,63	48,3
RK-I / II (regressed values)	Spherical	0,32	8,22	10896,85	3,87
RK-II / III (residuals)	Exponential	36,57	108,58	5497,91	33,68

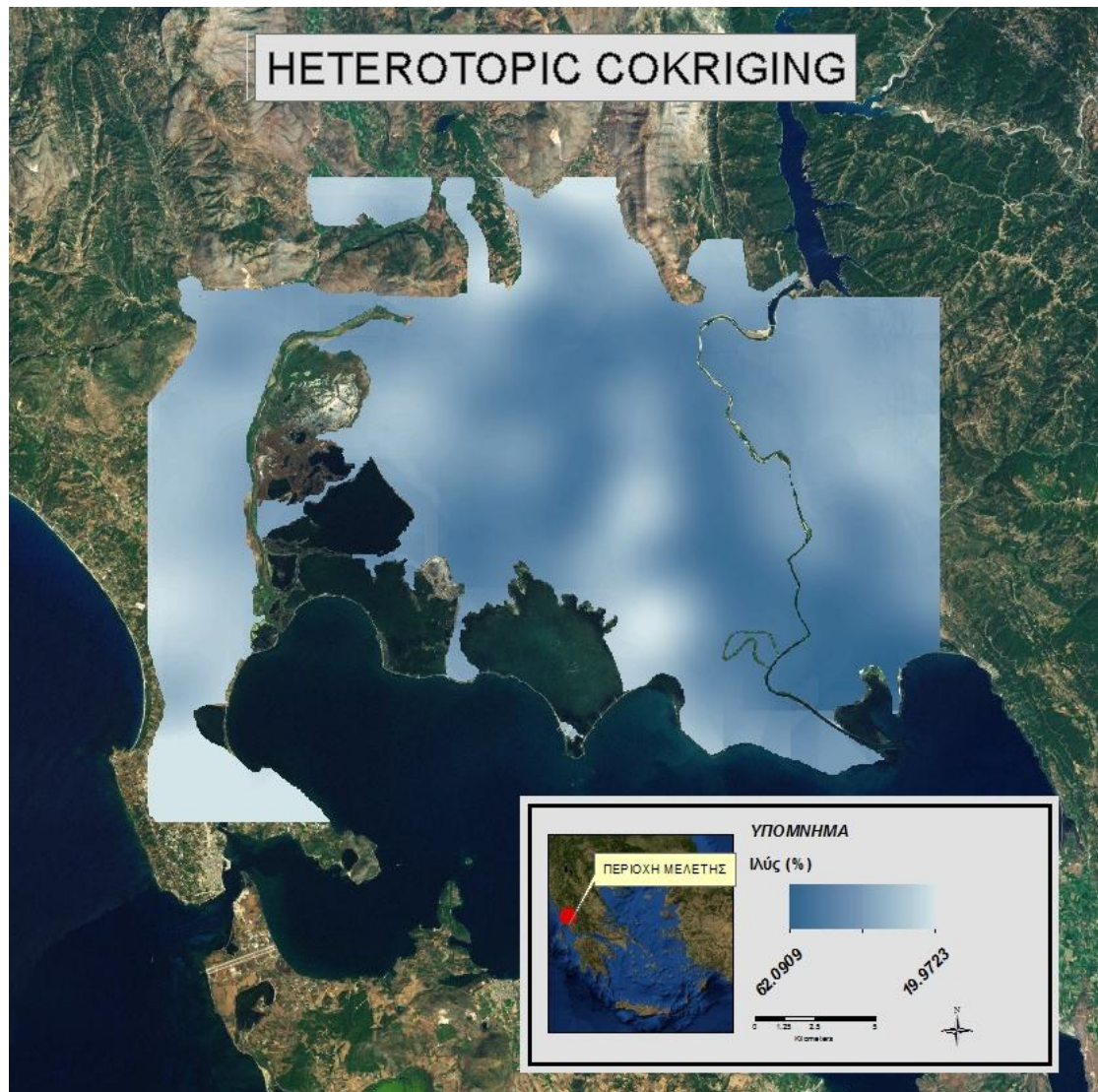
Η διαφορά ανάμεσα στο sill και nugget φανερώνει το μέγεθος της χωρικής διακύμανσης (Isaaks και Srivastava, 1989), την οποία μπορούμε εύκολα να αξιολογήσουμε υπολογίζοντας το λόγο τους (nugget/sill). Εάν ο λόγος παίρνει τιμές μικρότερες ή ίσες με 25% τότε υπάρχει ισχυρή χωρική εξάρτηση, 26-75% σχετική χωρική εξάρτηση και τέλος πάνω από 75% ασθενή χωρική συσχέτιση (Cambardella C A. K.α., 1994, Chien κ.α., 1997). Στον Πίνακα 3.10 παρατηρούμε ότι σε όλα τα βαριογράμματα ο λόγος nugget/sill κυμαίνεται από 3,87% έως 48,3%, γεγονός που αποδεικνύει την ισχυρή έως μέτρια χωρική εξάρτηση της εξεταζόμενης ιδιότητας.



Εικόνα 3.11. Επιφάνεια πρόβλεψης της OK μεθόδου της Ιλύος (%).



Εικόνα 3.12. Επιφάνεια πρόβλεψης της ICK μεθόδου της Ιλύος (‰).

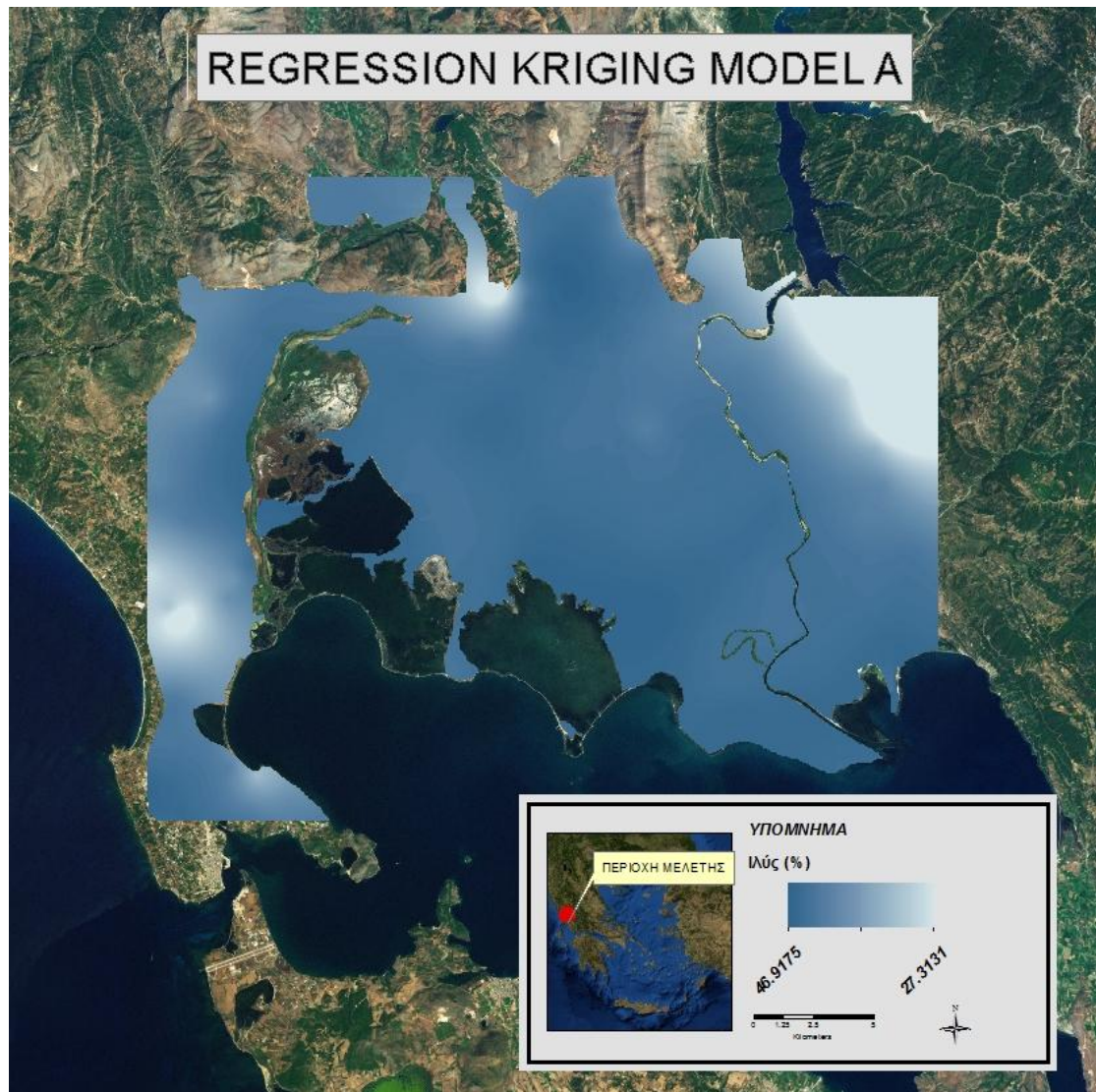


Εικόνα 3.13. Επιφάνεια πρόβλεψης της HCK μεθόδου της Ιλύος (%).

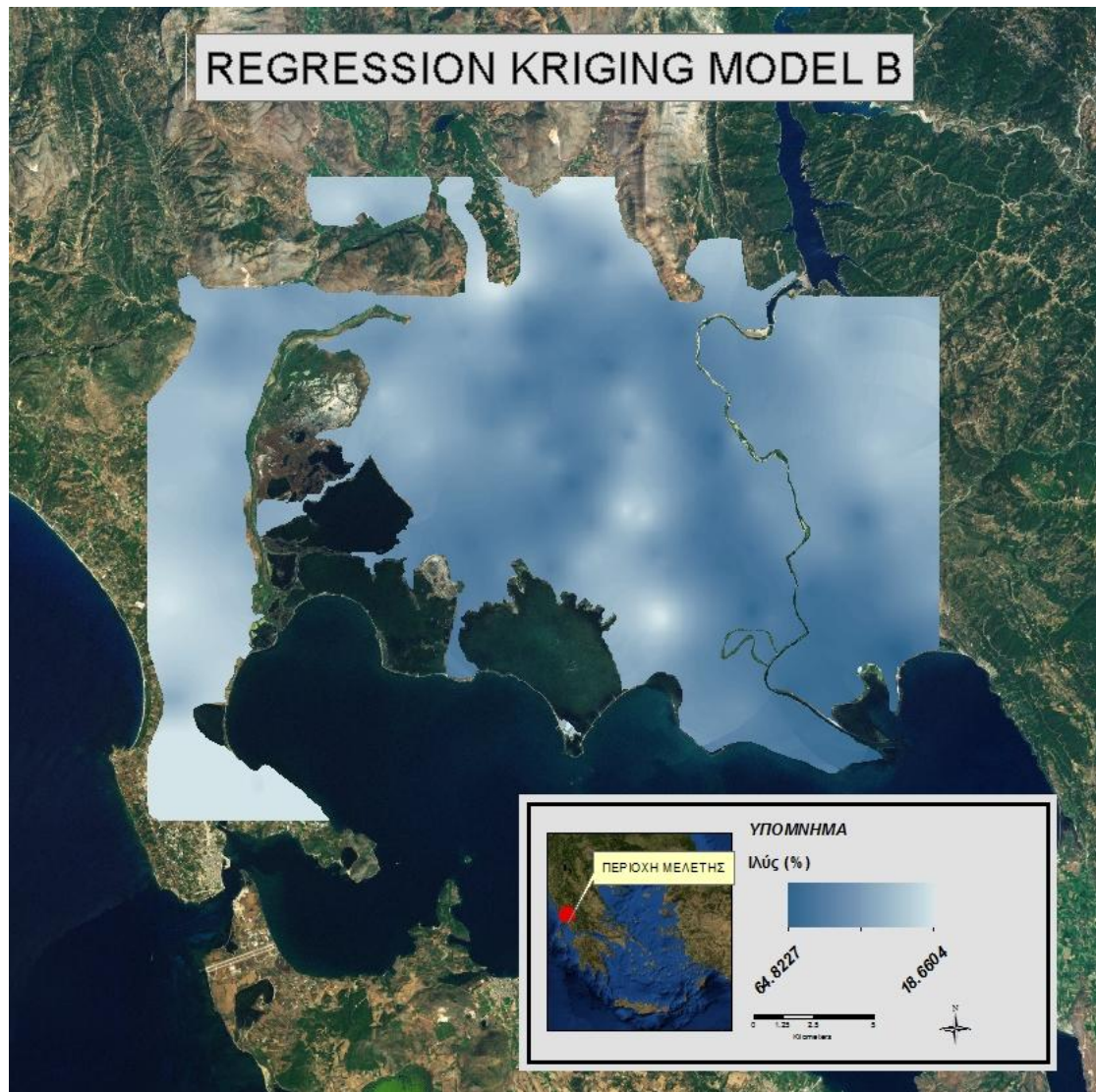
Πολλαπλή Παλινδρόμηση και kriging

Στη μέθοδο Πολλαπλής Παλινδρόμησης και kriging - Μοντέλο Τύπου Α πραγματοποιήθηκε ordinary kriging των εκτιμώμενων, βάσει των εξισώσεων-μοντέλων παλινδρόμησης, τιμών. Στη μέθοδο Πολλαπλής Παλινδρόμησης και kriging - Μοντέλο Τύπου Β πραγματοποιήθηκε ordinary kriging στις εκτιμώμενες από την παλινδρόμηση τιμές καθώς και στα υπόλοιπα αυτής. Οι δύο επιφάνειες που προκύψαν από τις παραπάνω μεθόδους προσθέτονται με το εργαλείο Raster Calculator στο περιβάλλον ArcMap. Τέλος στη μέθοδο Πολλαπλής Παλινδρόμησης και kriging - Μοντέλο Τύπου Γ με το εργαλείο Raster Calculator στο περιβάλλον ArcMap εφαρμόστηκαν οι συντελεστές που προέκυψαν από το μοντέλο της παλινδρόμησης σε

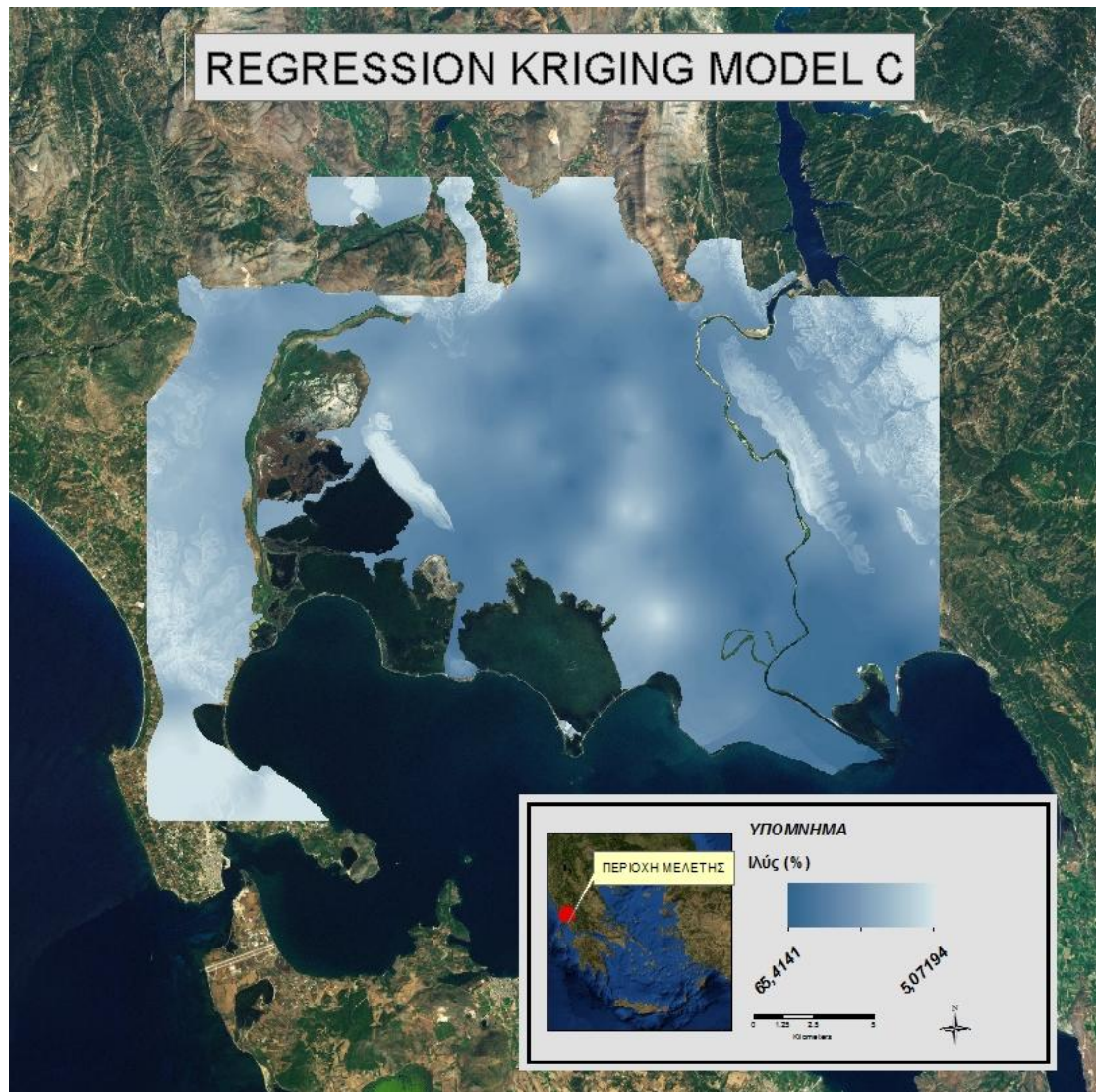
θέσεις της περιοχής μελέτης που δεν υπήρχαν μετρήσεις εδαφικών ιδιοτήτων. Οι επιφάνειες πρόβλεψης των μεθόδων Πολλαπλής Παλινδρόμησης και kriging - Μοντέλα Τύπου Α, Β και Γ παρουσιάζονται στις Εικόνες 3.14, 3.15 και 3.16 αντίστοιχα.



Εικόνα 3.14. Επιφάνεια πρόβλεψης της ΠΠΚ-Α μεθόδου της Ιλύος (%).



Εικόνα 3.15. Επιφάνεια πρόβλεψης της ΠΠΚ-Β μεθόδου της Ιλύος (%).



Εικόνα 3.16. Επιφάνεια πρόβλεψης της ΠΠΚ-Γ μεθόδου της Ιλύος (%).

Συγκρίνοντας όλες τις επιφάνειες που προέκυψαν μπορούμε να βγάλουμε ορισμένα πρώτα συμπεράσματα. Στην επιφάνεια του Inverse Distance Weighting παρουσιάζονται πολλές περιοχές που ταυτίζονται με σημεία δειγματοληψίας. Στην επιφάνεια του ordinary kriging παρουσιάζονται κάποιες μικρές περιοχές που ταυτίζονται με σημεία δειγματοληψίας, ενώ υπάρχει μια σαφής εικόνα σχετικά με τη διακύμανση της περιεκτικότητας της ιλύος σε όλη τη περιοχή. Συγκρίνοντας τις επιφάνειες του cokriging (isotopic και heterotopic) παρατηρούμε ότι είναι παρόμοιες, με μια γενικότερη κατανομή στο χώρο που συναντούμε σε όλες τις μεθόδους. Στην επιφάνεια του ετεροτοπικού cokriging παρατηρούμε ότι υπάρχουν πιο έντονες

διαφοροποιήσεις τιμών και αυτό γιατί στη μέθοδο αυτή χρησιμοποιήθηκαν τοπογραφικά δεδομένα από περισσότερα σημεία. Τέλος μελετώντας τις επιφάνειες από τις τρεις παραλλαγές της Πολλαπλής Παλινδρόμησης και kriging παρατηρούμε ότι υπάρχει αρκετή διαφοροποίηση μεταξύ τους η οποία βασίζεται στις αντίστοιχες διαφορές των μεθοδολογιών. Στην επιφάνεια όμως της ΠΠΚ-Α παρατηρούμε πιο μικρές διαφοροποιήσεις στη διασπορά των τιμών στο χώρο, με υψηλότερες τιμές να καταλαμβάνουν μεγάλο μέρος της περιοχής. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι η μέθοδος περιελάμβανε ordinary kriging μόνο στις εκτιμώμενες από την παλινδρόμηση τιμές και όχι και στα υπόλοιπα αυτής. Η επιφάνεια ΠΠΚ-Β εμφανίζει μεγαλύτερη λεπτομέρεια και ομαλή κατανομή των τιμών στην περιοχή μελέτης και αυτό γιατί στη μέθοδο αυτή έχει μειωθεί η αβεβαιότητα πρόβλεψης με τη διαδικασία του Ο.Κ. στα υπόλοιπα της παλινδρόμησης. Τέλος στην επιφάνεια της τρίτης παραλλαγής Πολλαπλής Παλινδρόμησης και kriging (Μοντέλο Τύπου Γ) η χωρική κατανομή των τιμών της επιφανειακής ιλύος έχει επηρεασθεί έντονα από τις τοπογραφικές παραμέτρους.

Οι Πίνακες 3.11 και 3.12 παρουσιάζουν τα αποτελέσματα της σύγκρισης των μεθόδων παρεμβολής για την ιλύ με το δείκτη RMSE που εφαρμόστηκε στα ίδια σημεία (cross-validation μέθοδο – training_RMSE) καθώς και στο ανεξάρτητο σύνολο σημείων (test_RMSE).

Πίνακας 3.11. Τιμές του δείκτη Root Mean Square Error (loam).

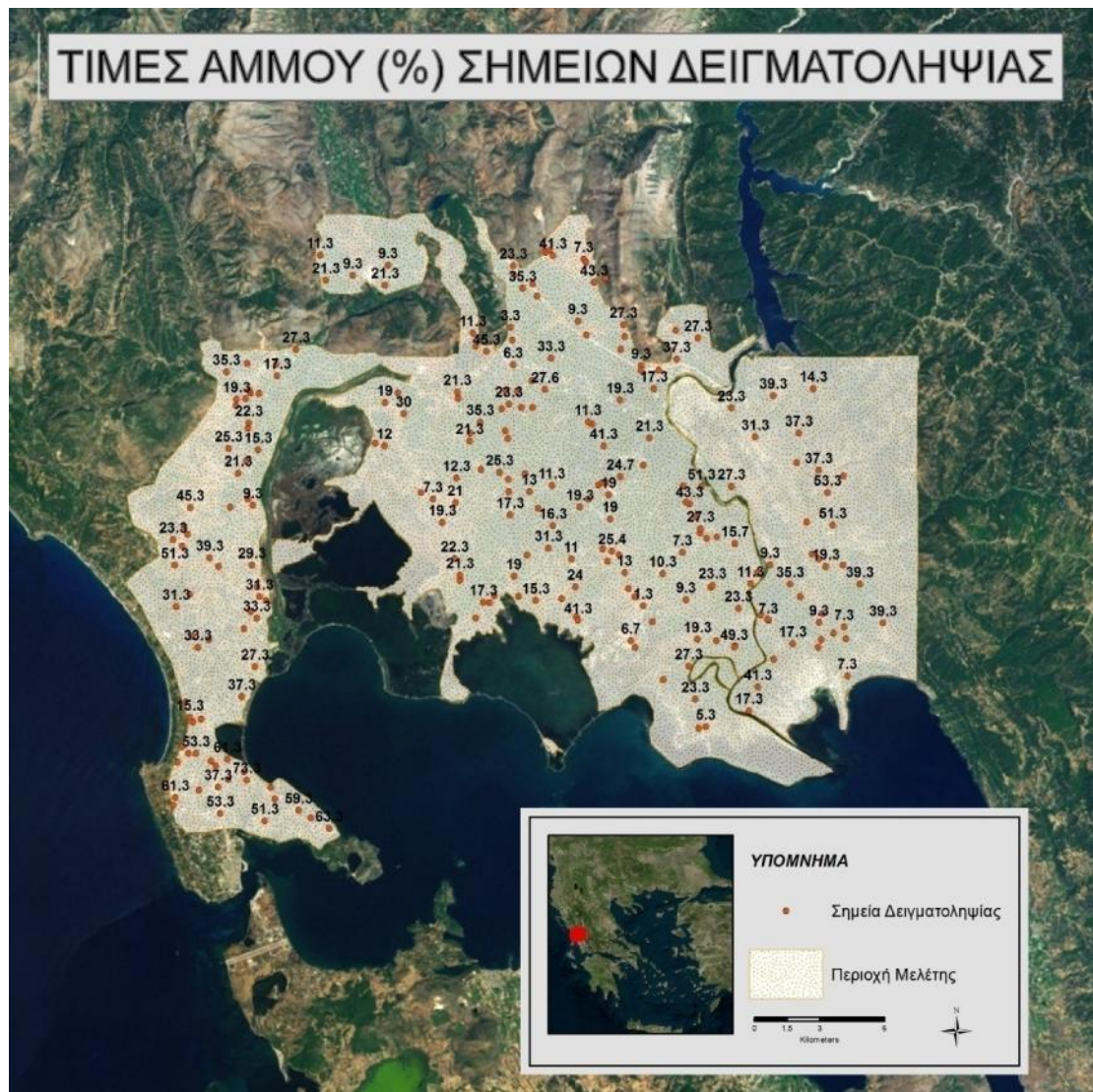
	IDW	OK	ICK	HCK	ΠΠΚ-Α	ΠΠΚ-Β	ΠΠΚ-Γ
Cross-Validation	8,43	8,33	8,41	8,35	11,49	4,31	4,38
Independent Set	8,9	8,86	8,69	8,57	9,6	8,79	8,7

Πίνακας 3.12. Τιμές του δείκτη Mean Error (Ioam).

	IDW	OK	ICK	HCK	ΠΠΚ-A	ΠΠΚ-B	ΠΠΚ-
Cross-Validation	0,23	0,005	0,01	0,049	0,001	0,02	0,09
Independent Set		1,2	1,08	1,1	1,12	1,31	0,9

3.1.2.3. Άμμος (%)

Η κατανομή των τιμών άμμου (%) στα σημεία δειγματοληψίας της περιοχής μελέτης παρουσιάζονται στην Εικόνα 3.17.



Εικόνα 3.17. Τιμές άμμου (%) σημείων δειγματοληψίας.

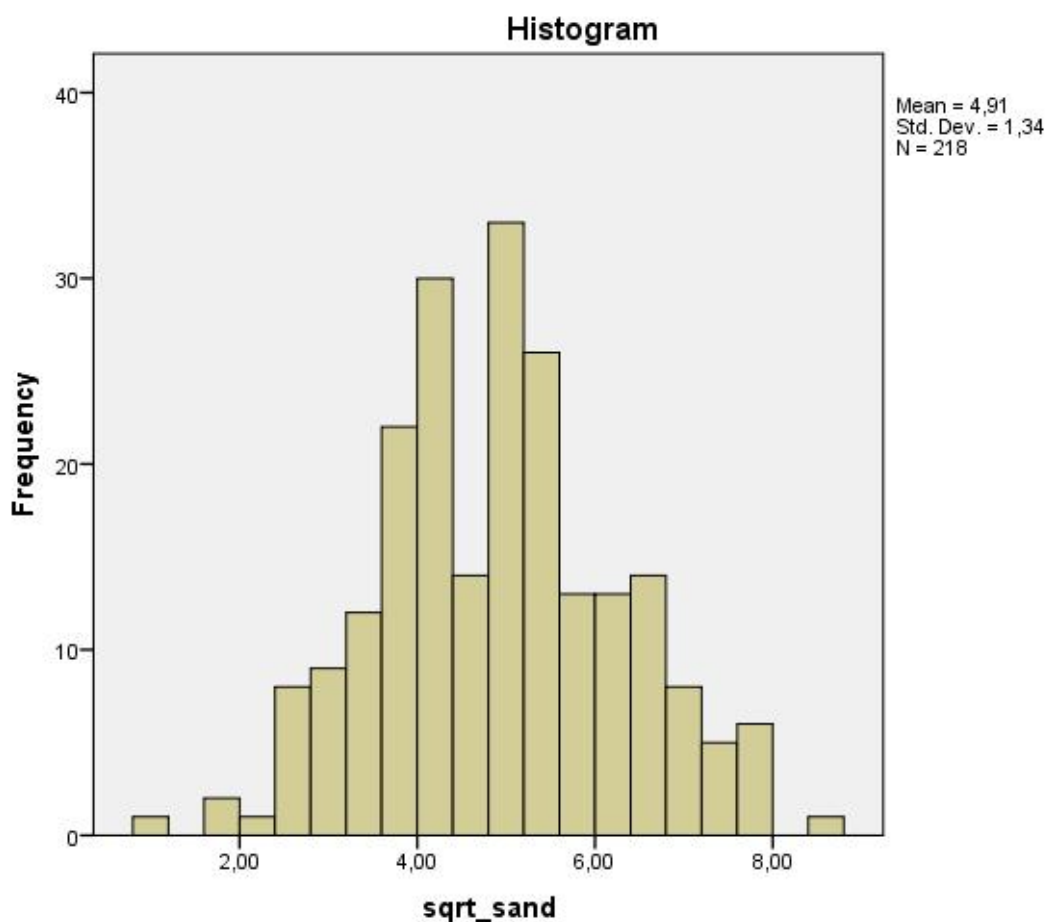
Στην άμμο όπως και στην άργιλο δεν έγινε εξαίρεση των μη χωρικά ακραίων σημείων που βρέθηκαν καθώς δεν βελτιώθηκε η κανονικότητα. Χρησιμοποιώντας το πλήρες σετ σημείων για την ιδιότητα αυτή υπολογίσαμε επίσης την τετραγωνική ρίζα της κάθε τιμής των δεδομένων μας για να τα μετασχηματίσουμε ώστε να ακολουθούν την κανονική κατανομή. Τα test Kolmogorov-Smirnov αλλά και Shapiro-Wilk έδωσαν ικανοποιητικά αποτελέσματα όσον αφορά την κανονική κατανομή των δεδομένων. Στη συνέχεια περάσαμε και πάλι σε περιβάλλον GIS όπου αρχίσαμε τις διεργασίες εύρεσης αρχικά των χωρικά ακραίων τιμών με τη χρήση του δείκτη Local Moran's I. Οι υπολογισμοί εδώ, όπως και στην άργιλο και πάλι, έγιναν με βάση τις κανονικοποιημένες τιμές, δηλαδή τις τετραγωνικές ρίζες που υπολογίσαμε στο SPSS.

Για τη sand 1 χωρικά ακραία τιμή (Local Moran's I) που βρέθηκε αφαιρέθηκε από το σύνολο των σημείων δειγματοληψίας. Από τα εναπομείναντα 242 σημεία αφαιρέθηκαν με τυχαίο τρόπο 24 σημεία δειγματοληψίας (test_points) που χρησιμοποιήθηκαν για την εκτίμηση της αποτελεσματικότητας των μεθόδων πρόβλεψης. Τα βασικά στατιστικά μεγέθη της άμμου % των 218 (training_points) και των 24 (test_points) σημείων που χρησιμοποιήθηκαν στις μεθόδους παρεμβολής καθώς και στον έλεγχο των αποτελεσμάτων, αντίστοιχα, δίνονται στον Πίνακα 3.13.

Πίνακας 3.13. Στατιστικά μεγέθη Άμμου (%).

Άμμος %	training_points	test_points
N (πλήθος δειγμάτων)	218	24
Ελάχιστη τιμή	1,14	3,36
Μέγιστη τιμή	8,44	8,56
Μέσος όρος	4,91	4,85
Τυπική απόκλιση	1,34	1,22
Διακύμανση	1,79	1,49
Συντελεστής παραλ/κτικότητας(CV %)	27,29	25,15

Στα 218 σημεία δειγματοληψίας ο έλεγχος της κατανομής των συχνοτήτων των τιμών της άμμου (%) πραγματοποιήθηκε με τη μελέτη του ιστογράμματος (Εικόνα 3.18) και με τον υπολογισμό των συντελεστών κύρτωσης και ασυμμετρίας (Πίνακας 3.14). Τα αποτελέσματα των παραπάνω επιβεβαιώθηκαν με εφαρμογή του παραμετρικού Kolmogorov – Smirnov τεστ (Πίνακας 3.14).



Εικόνα 3.18. Ιστόγραμμα Άμμου (%).

Από την Εικόνα 3.18 του ιστογράμματος παρατηρούμε ότι οι τιμές της άμμου % δεν φαίνεται να διαφέρουν αρκετά από την κανονική κατανομή, ενώ και οι τιμές της κύρτωσης και ασυμμετρίας φανερόνουν την κανονική κατανομή των τιμών. Τέλος, αν και η τιμή της σημαντικότητας του Kolmogorov-Smirnov τεστ δεν είναι αρκετά μεγάλη είναι ικανή όμως να τεκμηριώσει ότι η κατανομή των τιμών της άμμου (%) δεν διαφέρει σημαντικά από την κανονική.

Πίνακας 3.14. Έλεγχος κανονικότητας Άμμου (%).

Έλεγχος κανονικότητας Άμμου %	
Συντελεστής ασυμμετρίας (skewness)	0,15
Συντελεστής κύρτωσης (kurtosis)	-0,17
Kolmogorov - Smirnov Z	0,07
Asymp. Sig. (2-tailed)	0,22

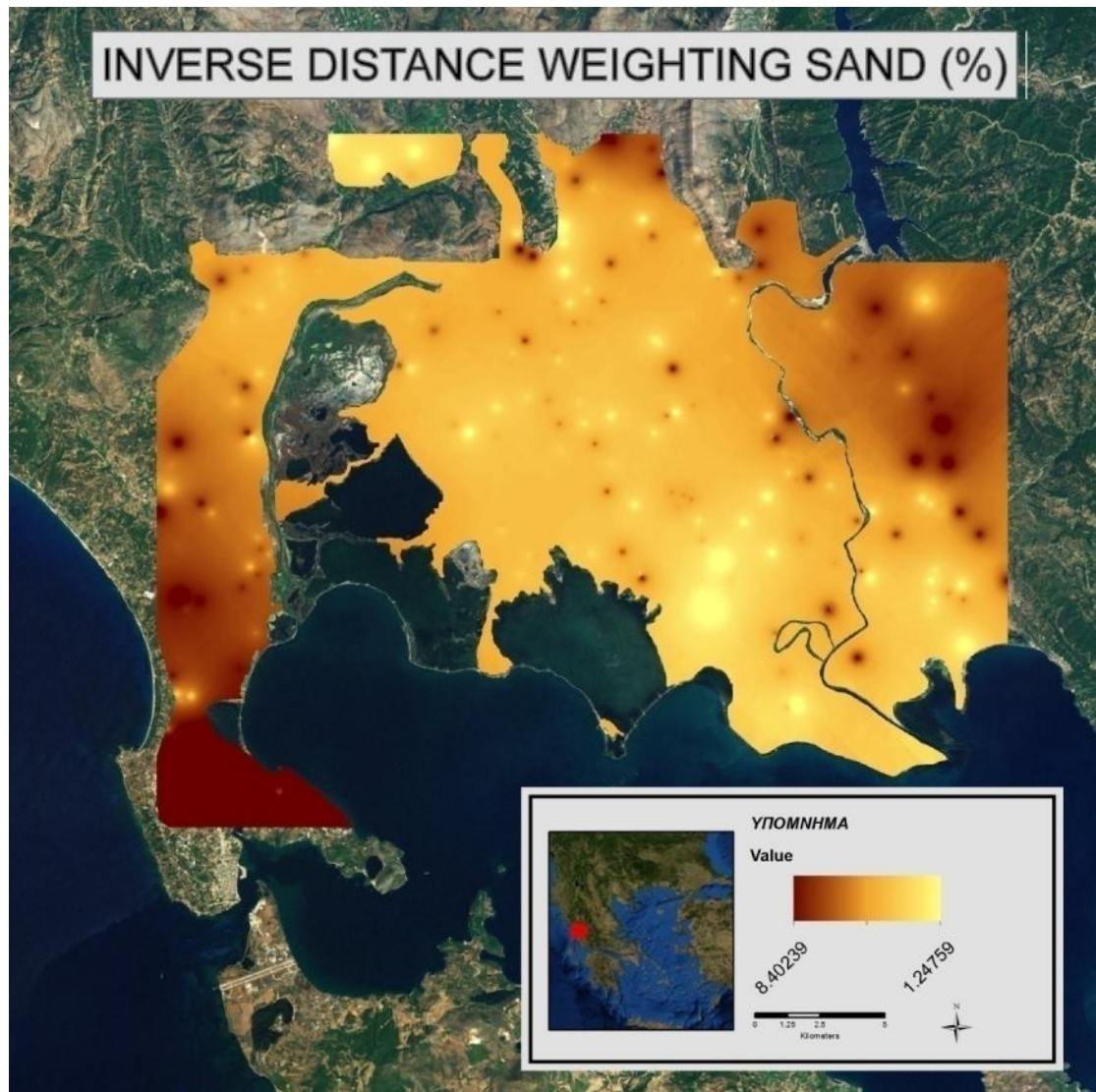
Πίνακας 3.15. Συντελεστές συσχέτισης άμμου (%) και τοπογραφικών ιδιοτήτων

	Υψόμετρο	Κλίση	Έκθεση
Συντ. Συσχ. (pearson)	-0,22	-0,126	0,006
p-value	0,01	0,064	0,927

Παρατηρούμε πως ο συντελεστής συσχέτισης της άμμου είναι μεγαλύτερος για το υψόμετρο, ενώ είναι πολύ μικρός για την έκθεση. Παρά το γεγονός ότι οι συντελεστές συσχέτισης δεν είναι αρκετά μεγάλοι ώστε να φανερώνουν ξεκάθαρα την ύπαρξη μιας ισχυρής σχέσης μεταξύ των μεταβλητών, θα χρησιμοποιήσουμε τις πληροφορίες του υψομέτρου και της κλίσης στις γεωστατιστικές μεθόδους χωρικής παρεμβολής Isotopic Co-kriging, Heterotopic Co-krigng και στο μοντέλο Πολλαπλής Παλινδρόμησης και kriging, καθώς μπορούμε πολύ οριακά να θεωρήσουμε πως υπάρχει κάποιος συσχετισμός.

Inverse Distance Weighting

Η μέθοδος Inverse Distance Weighting πραγματοποιήθηκε και πάλι σε περιβάλλον ArcMap και συγκεκριμένα μέσα από την επιλογή Geostatistical Wizard του εργαλείου Geostatistical Analyst. Στην παρακάτω εικόνα (Εικόνα 3.19) παρατίθεται η επιφάνεια που προέκυψε.



Εικόνα 3.19. Επιφάνεια πρόβλεψης της IDW μεθόδου της Άμμου (%).

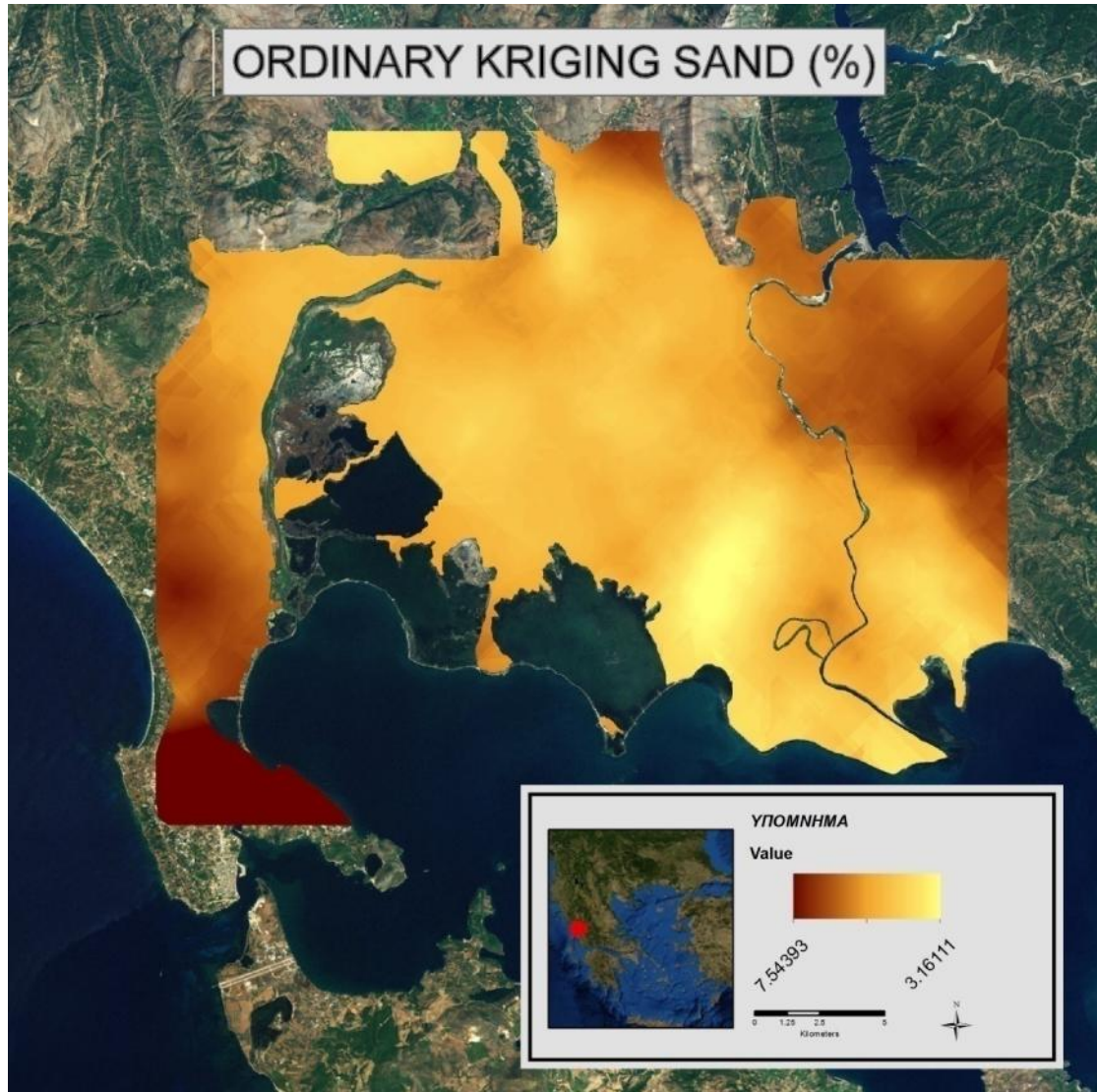
Kriging - Cokriging

Στη μέθοδο του Ordinary Kriging και των δυο παραλλαγών του Cokriging χρησιμοποιήθηκαν για την πρόβλεψη της τιμής σε κάθε σημείο οι τιμές 10 μέχρι 20 γειτονικών σημείων. Στη μέθοδο ICK και HCK χρησιμοποιήθηκαν επίσης σαν βοηθητικές τοπογραφικές ιδιότητες το υψόμετρο και η κλίση. Στη συνέχεια παρουσιάζονται οι παράμετροι όλων των βαριογραμμμάτων που προσαρμόστηκαν στις γεωστατιστικές μεθόδους (Πίνακας 3.16) καθώς και οι επιφάνειες πρόβλεψης της μεθόδου OK (Εικόνα 3.20), ICK (Εικόνα 3.21) και HCK (Εικόνα 3.22) αντίστοιχα.

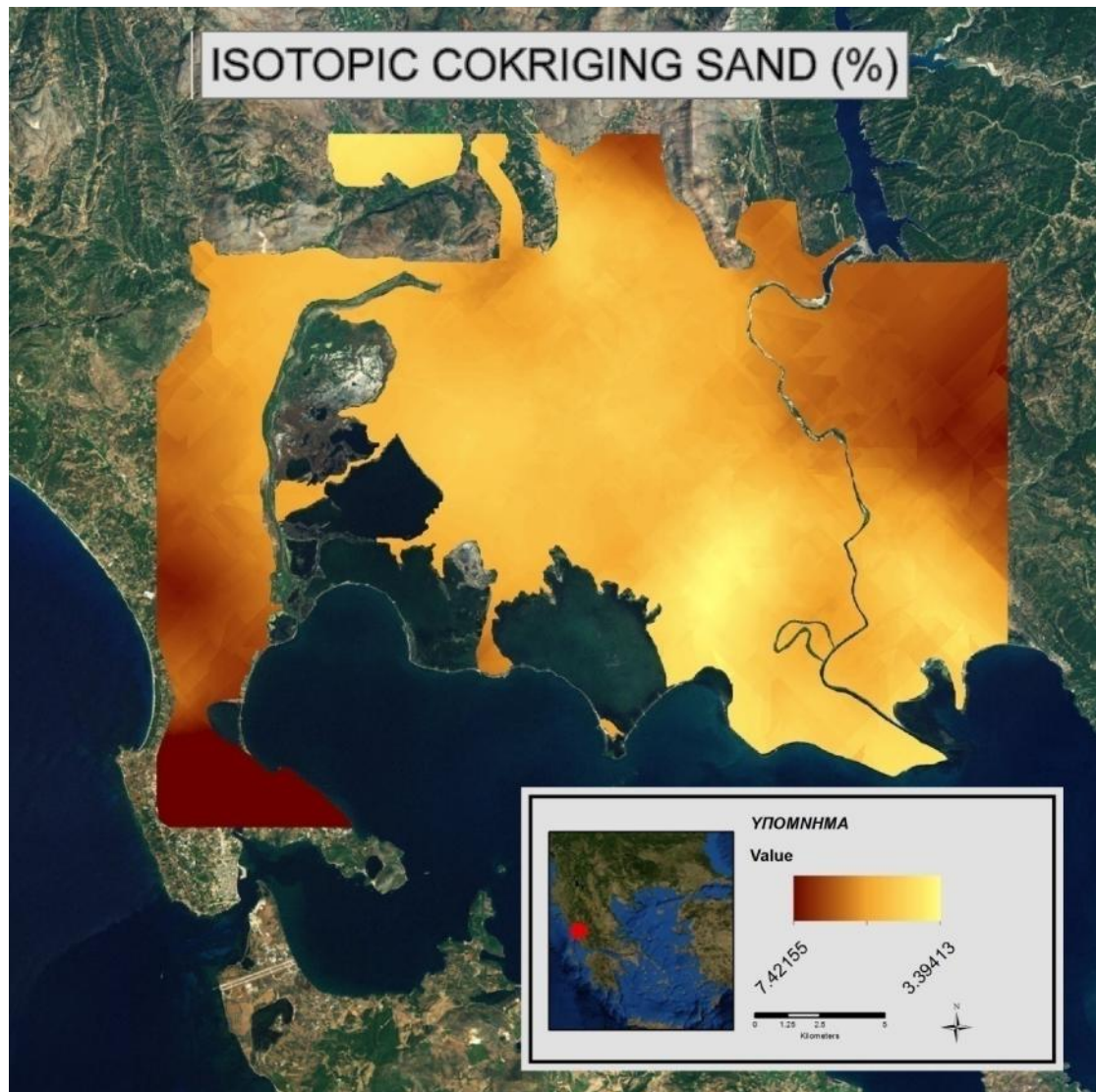
Πίνακας 3.16. Παράμετροι θεωρητικών βαριογραμμάτων της Άμμου (%).

	Θεωρητικό Μοντέλο	Nugget	Όριο (Sill)	Εύρος (Range)	Nugget/Sill x100
OK	Exponential	0,84	1,64	12869,73	51,21
ICK	Spherical	0,906	2,006	18342	44,86
HCK	Spherical	0,9	2,64	40228,4	34,09
RK-I / II (regressed values)	Exponential	0,01	0,11	15944,53	9,09
RK-II / III (residuals)	Spherical	0,91	1,86	18342	48,38

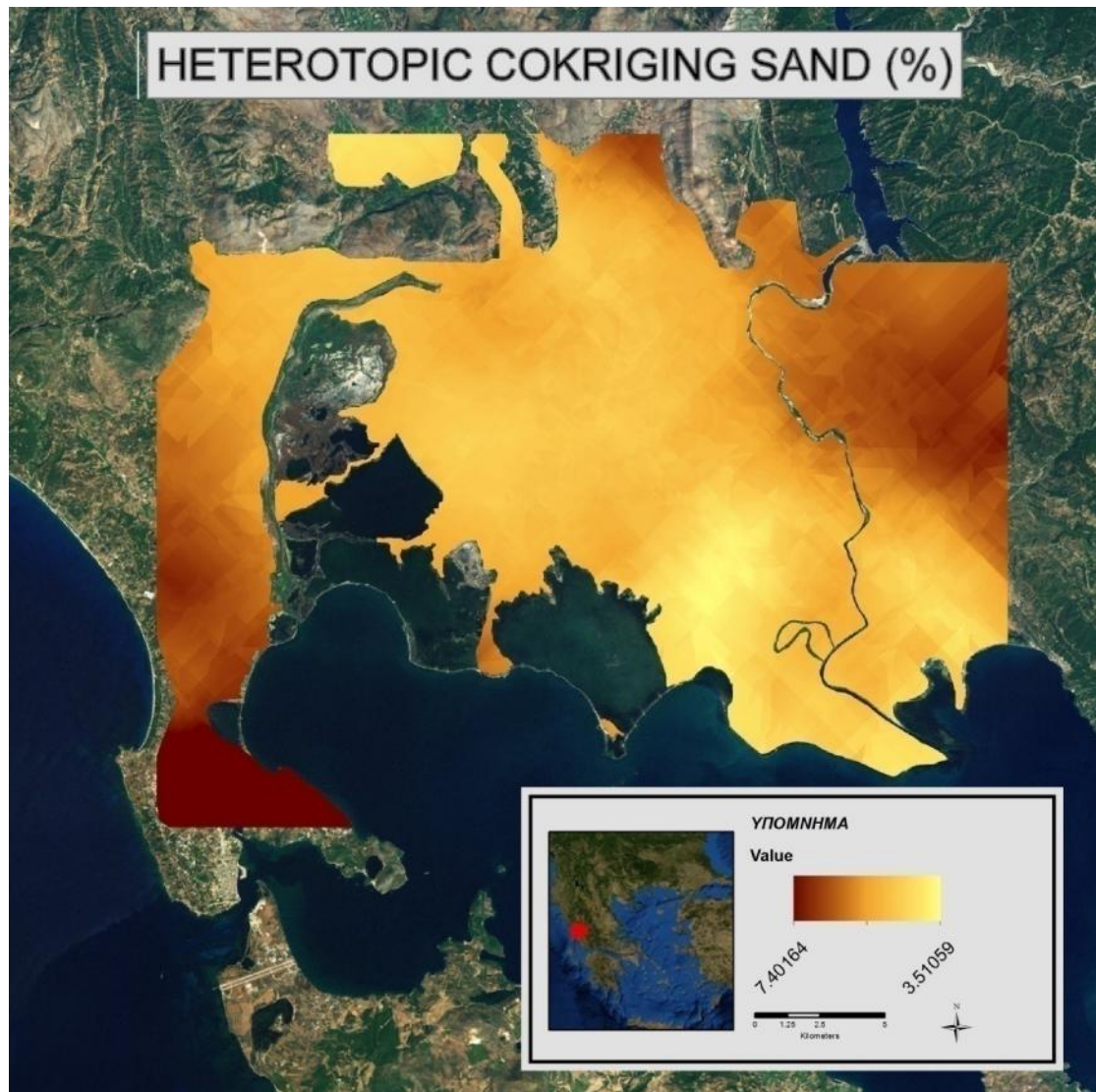
Στον Πίνακα 3.16 παρατηρούμε ότι σε όλα τα βαριογράμματα ο λόγος nugget/sill κυμαίνεται από 9,09% έως 51,21%, γεγονός που αποδεικνύει την ισχυρή έως μέτρια χωρική εξάρτηση της εξεταζόμενης ιδιότητας.



Εικόνα 3.20. Επιφάνεια πρόβλεψης της OK μεθόδου της Άμμου (%).



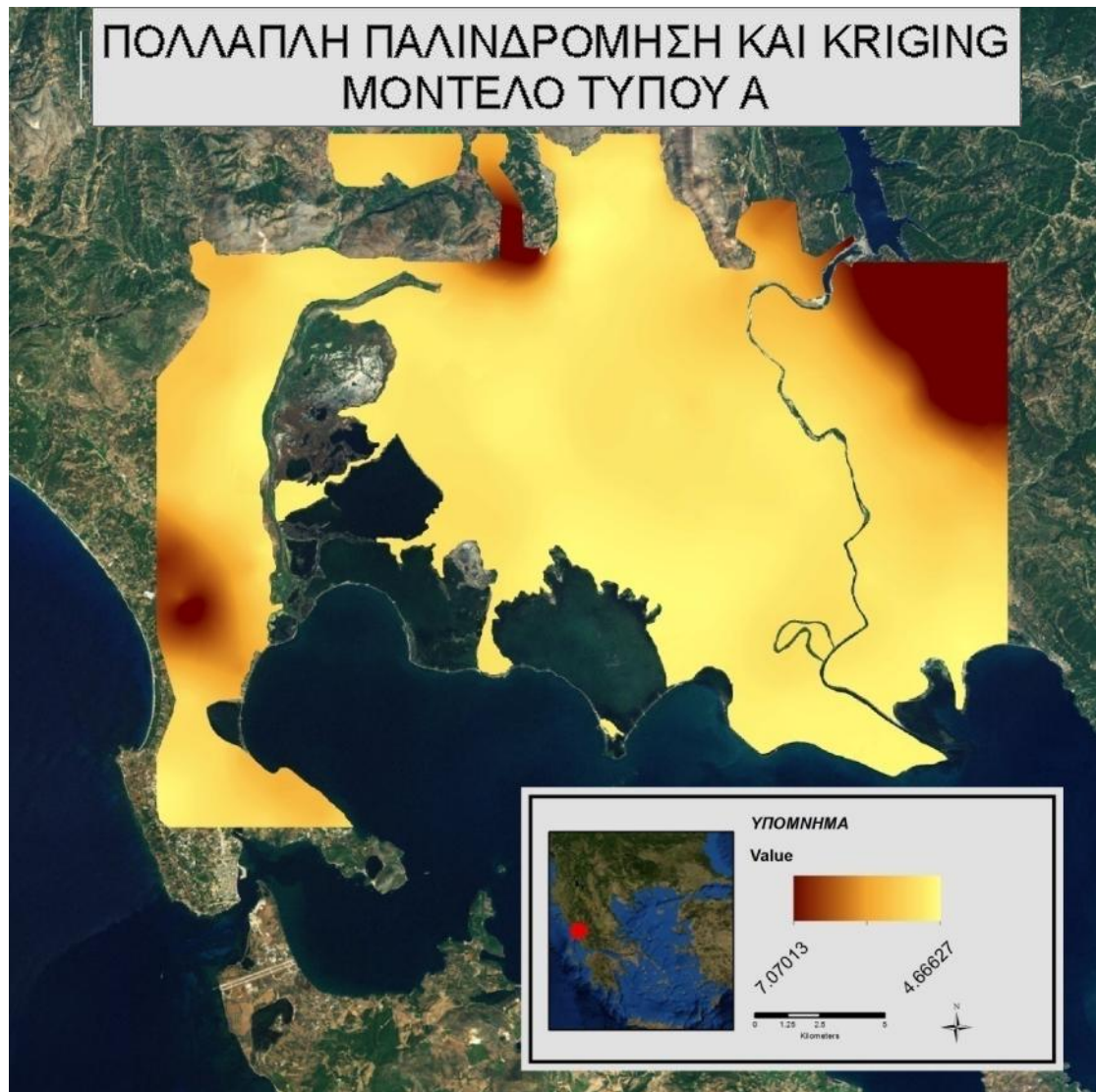
Εικόνα 3.21. Επιφάνεια πρόβλεψης της ICK μεθόδου της Άμμου (%).



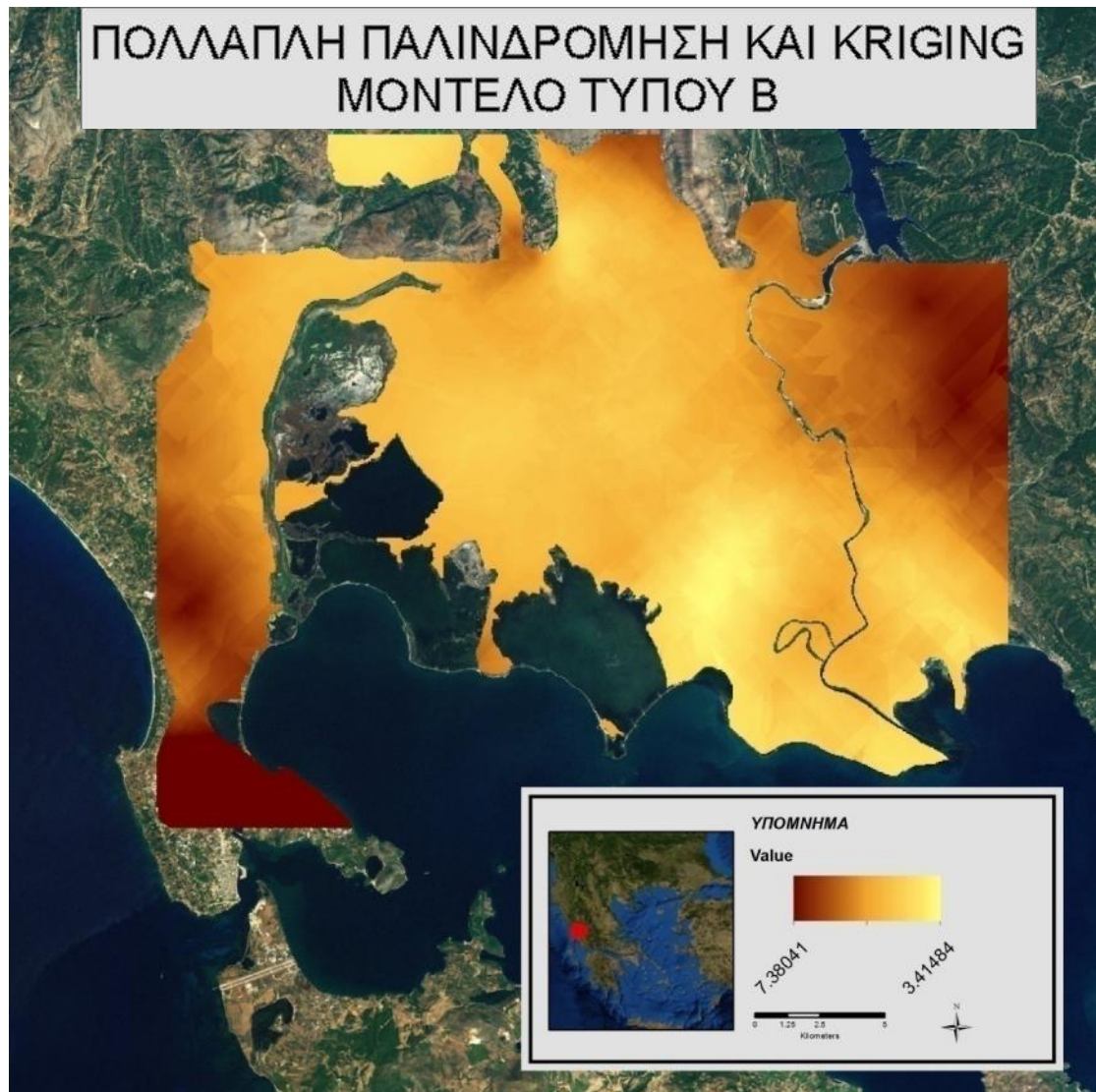
Εικόνα 3.22. Επιφάνεια πρόβλεψης της ΗΚΚ μεθόδου της Άμμου (%).

Μοντέλα Πολλαπλής Παλινδρόμησης και kriging

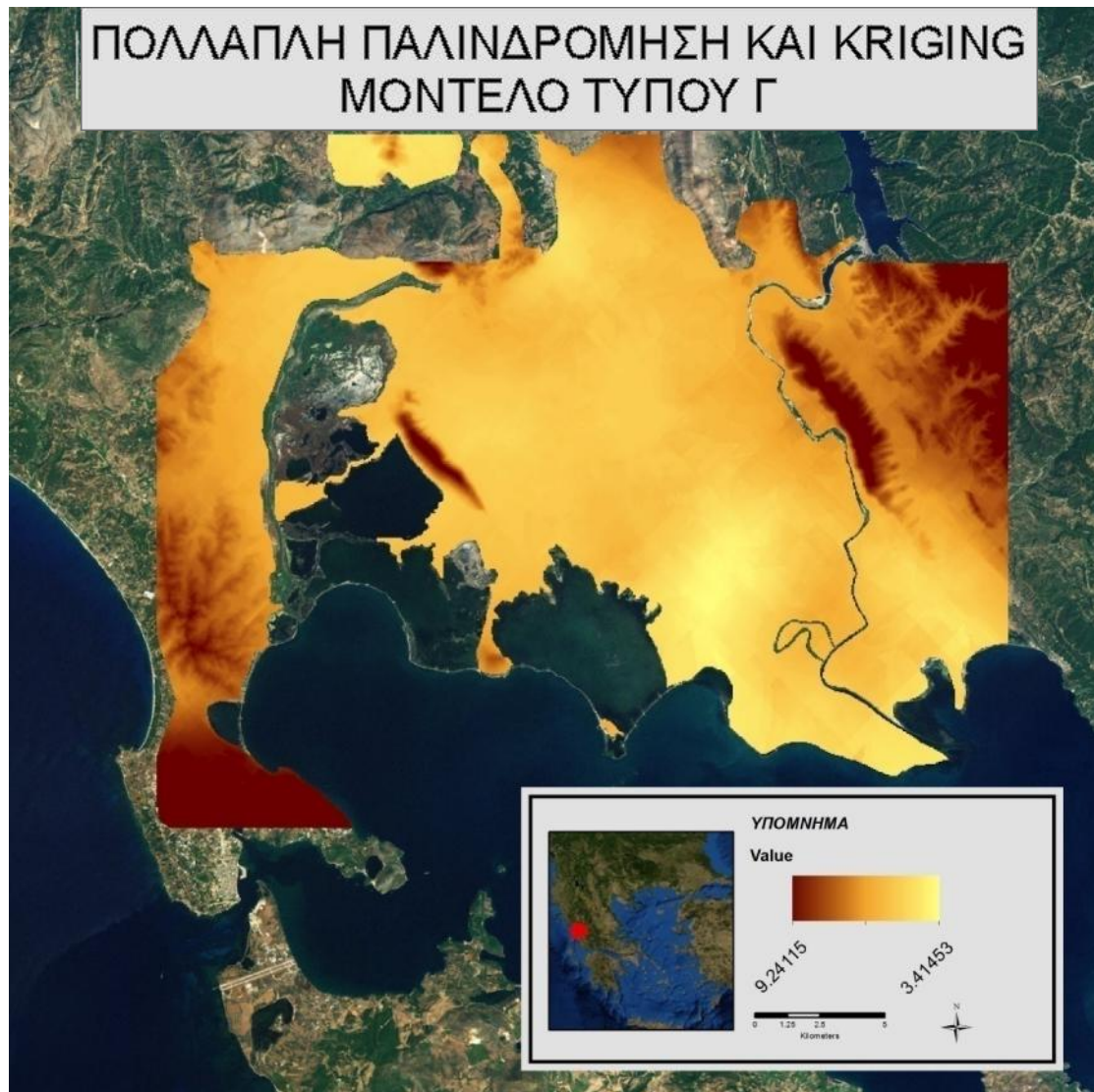
Οι επιφάνειες πρόβλεψης των μεθόδων Πολλαπλής Παλινδρόμησης και kriging – Μοντέλα Τύπου Α, Β και Γ παρουσιάζονται στις Εικόνες 3.23, 3.24 και 3.25 αντίστοιχα.



Εικόνα 3.23. Επιφάνεια πρόβλεψης της ΠΠΚ-Α μεθόδου της Άμμου (%).



Εικόνα 3.24. Επιφάνεια πρόβλεψης της ΠΠΚ-Β μεθόδου της Άμμου (%).



Εικόνα 3.25. Επιφάνεια πρόβλεψης της ΠΠΚ-Γ μεθόδου της Άμμου (%).

Στην επιφάνεια του Inverse Distance Weighting φαίνονται πιο καθαρά και πάλι πολλές περιοχές που ταυτίζονται με σημεία δειγματοληψίας. Στην επιφάνεια του ordinary kriging χωρίς να υπάρχουν τα ξεκάθαρα σημεία της IDW, είναι ευδιάκριτες στο χώρο οι περιοχές που τείνουν να ταυτιστούν με τα σημεία δειγματοληψίας, με υψηλές τιμές και χαμηλές τιμές άμμου (%). Συγκρίνοντας τις επιφάνειες του cokriging (isotopic και heterotopic) παρατηρούμε ότι παρουσιάζουν τεράστια ομοιότητα όσον αφορά τη χωρική κατανομή των τιμών της άμμου (%), γεγονός που ενδεχομένως δικαιολογείται από τις μικρές τιμές των συντελεστών συσχέτισης με τις τοπογραφικές ιδιότητες. Σε γενικές γραμμές, αν εξαιρέσουμε τις δύο περιορισμένες περιοχές βορειοανατολικά και δυτικά όπου άμμος και υψόμετρο παρουσιάζουν

αυξημένες τιμές, υπάρχουν πολλά σημεία που υποδεικνύουν πως στο σύνολο της περιοχής οι συγκεντρώσεις της άμμου δεν έχουν μεγάλη συσχέτιση με τις τοπογραφικές ιδιότητες. Μελετώντας τις επιφάνειες των τριών παραλλαγών της μεθόδου Πολλαπλής Παλινδρόμησης και kriging παρατηρούμε ότι υπάρχει αρκετά μεγάλη διαφοροποίηση μεταξύ τους η οποία βασίζεται στις αντίστοιχες διαφορές των μεθοδολογιών. Στην επιφάνεια της ΠΠΚ-Α υπάρχει μια ομαλοποίηση των τιμών με μόλις δύο-τρεις "ακραίες" περιοχές, πράγμα λογικό καθώς το εύρος των τιμών της άμμου (%) στην επιφάνεια είναι μικρό σε σχέση με τις υπόλοιπες μεθόδους λόγω παλινδρόμησης τους. Η επιφάνεια ΠΠΚ-Β εμφανίζει και εδώ μεγαλύτερη λεπτομέρεια και η διαφορά που παρατηρείται στο εύρος των τιμών της άμμου (%) οφείλεται στο ότι σε τούτη τη μέθοδο πραγματοποιήθηκε OK στα υπόλοιπα της παλινδρόμησης. Ωστόσο, οι μικρές τιμές των συντελεστών συσχέτισης και των συντελεστών στην παλινδρόμηση των τοπογραφικών, έχουν εμφανίσει μια εικόνα αρκετά όμοια με τις μεθόδους isotopic και heterotopic cokriging. Τέλος, στην επιφάνεια της τρίτης παραλλαγής Πολλαπλής Παλινδρόμησης και kriging (Μοντέλο Τύπου Γ) παρουσιάζεται η μεγαλύτερη λεπτομέρεια και η χωρική κατανομή των τιμών της επιφανειακής άμμου έχει επηρεασθεί από τις τοπογραφικές παραμέτρους, αλλά και πάλι όχι σε τόσο μεγάλο βαθμό που να ξεχωρίζει.

Οι Πίνακες 3.17 και 3.18 παρουσιάζουν τα αποτελέσματα της σύγκρισης των μεθόδων παρεμβολής για την ιλύ με το δείκτη RMSE που εφαρμόστηκε στα ίδια σημεία (cross-validation μέθοδο – training_RMSE) καθώς και στο ανεξάρτητο σύνολο σημείων (test_RMSE).

Πίνακας 3.17. Τιμές του δείκτη Root Mean Square Error (sand).

	IDW	OK	ICK	HCK	ΠΠΚ-Α	ΠΠΚ-Β	ΠΠΚ-Γ
Cross-Validation	1,09	1,1	1,1	1,11	1,3	0,92	0,92
Independent Set	2,05	0,8	0,8	0,79	1,16	0,8	0,8

Πίνακας 3.18. Τιμές του δείκτη Mean Error (sand).

	IDW	OK	ICK	HCK	ΠΠΚ-Α	ΠΠΚ-Β	ΠΠΚ-Γ
Cross-Validation	-0,03	-0,007	-0,005	-0,007	-0,001	0,006	0,005
Independent Set	-0,71	-0,03	-0,003	0,01	0,005	0,002	0,02

3.1.2.4. Οργανική Ουσία (%)

Η κατανομή των τιμών της οργανικής ουσίας (%) στα σημεία δειγματοληψίας της περιοχής μελέτης παρουσιάζεται στην Εικόνα 3.26.



Εικόνα 3.26. Τιμές οργανικής ουσίας (%) σημείων δειγματοληψίας.

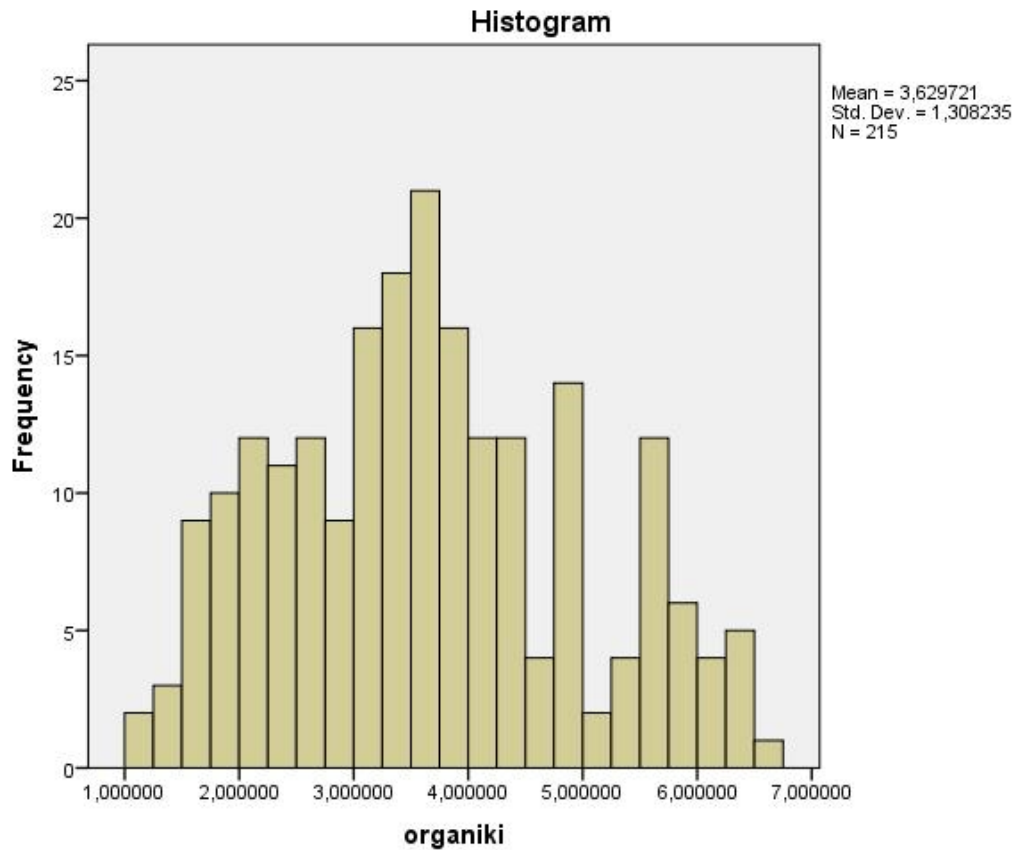
Μετά από τον έλεγχο κανονικότητας προέκυψε ότι οι τιμές της οργανικής ουσίας ακολουθούν κανονική κατανομή. Δε βρέθηκαν μη χωρικά ακραίες τιμές, ενώ οι 2 χωρικά ακραίες τιμές που βρέθηκαν με τον υπολογισμό του τοπικού δείκτη Local Moran's I αφαιρέθηκαν από το σύνολο των σημείων δειγματοληψίας. Από τα εναπομείναντα 241 σημεία αφαιρέθηκαν με τυχαίο τρόπο 24 σημεία δειγματοληψίας (test_points) που χρησιμοποιήθηκαν για την εκτίμηση της αποτελεσματικότητας των μεθόδων πρόβλεψης. Ο έλεγχος της προϋπόθεσης ότι τα δύο σύνολα δεδομένων που προκύπτουν πρέπει να ανήκουν στον ίδιο πληθυσμό, έγινε με τη χρήση του στατιστικού πακέτου SPSS και συγκεκριμένα με την επεξεργασία Compare Means.

Τα βασικά στατιστικά μεγέθη της οργανικής ουσίας των training_points και των test_points που χρησιμοποιήθηκαν στις μεθόδους παρεμβολής καθώς και στον έλεγχο των αποτελεσμάτων, αντίστοιχα, δίνονται στον Πίνακα 3.19.

Πίνακας 3.19. Στατιστικά μεγέθη οργανικής ουσίας (%).

Οργανική Ουσία %	training_points	test_points
N (πλήθος δειγμάτων)	215	24
Ελάχιστη τιμή	1,2	1,4
Μέγιστη τιμή	6,6	6,4
Μέσος όρος	3,62	4,17
Τυπική απόκλιση	1,3	1,25
Διακύμανση	1,71	1,57
Συντελεστής παραλλακτικότητας (CV %)	35,91	29,97

Στα 215 σημεία δειγματοληψίας ο έλεγχος της κατανομής των συχνοτήτων των τιμών της οργανικής ουσίας (%) πραγματοποιήθηκε με τη μελέτη του ιστογράμματος (Εικόνα 3.27) και με τον υπολογισμό των συντελεστών κύρτωσης και ασυμμετρίας (Πίνακας 3.20). Τα αποτελέσματα των παραπάνω επιβεβαιώθηκαν με εφαρμογή του παραμετρικού Kolmogorov – Smirnov τεστ (Πίνακας 3.20).



Εικόνα 3.27. Ιστόγραμμα οργανικής ουσίας (%).

Μπορεί να μην είναι τόσο ξεκάθαρη η εικόνα όμως το ιστόγραμμα δείχνει σε κάποιο ποσοστό ότι οι τιμές της οργανικής ουσίας % ακολουθούν την κανονική κατανομή, όπως και οι τιμές όμως της κύρτωσης και ασυμμετρίας. Τέλος, η τιμή της σημαντικότητας του Kolmogorov-Smirnov τεστ είναι ικανή να τεκμηριώσει ότι η κατανομή των τιμών της άμμου (%) δεν διαφέρει σημαντικά από την κανονική.

Πίνακας 3.20. Έλεγχος κανονικότητας οργανικής ουσίας (%).

Έλεγχος κανονικότητας Οργανικής Ουσίας %	
Συντελεστής ασυμμετρίας (skewness)	0,27
Συντελεστής κύρτωσης (kurtosis)	-0,64
Kolmogorov - Smirnov Z	0,06
Asymp. Sig. (2-tailed)	0,33

Για την εφαρμογή των δυο παραλλαγών της μεθόδου Co-kriging αρχικά προσδιορίστηκε ο συντελεστής συσχέτισης μεταξύ των τιμών της οργανικής ουσίας και των τοπογραφικών ιδιοτήτων, οι τιμές του οποίου παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.21.

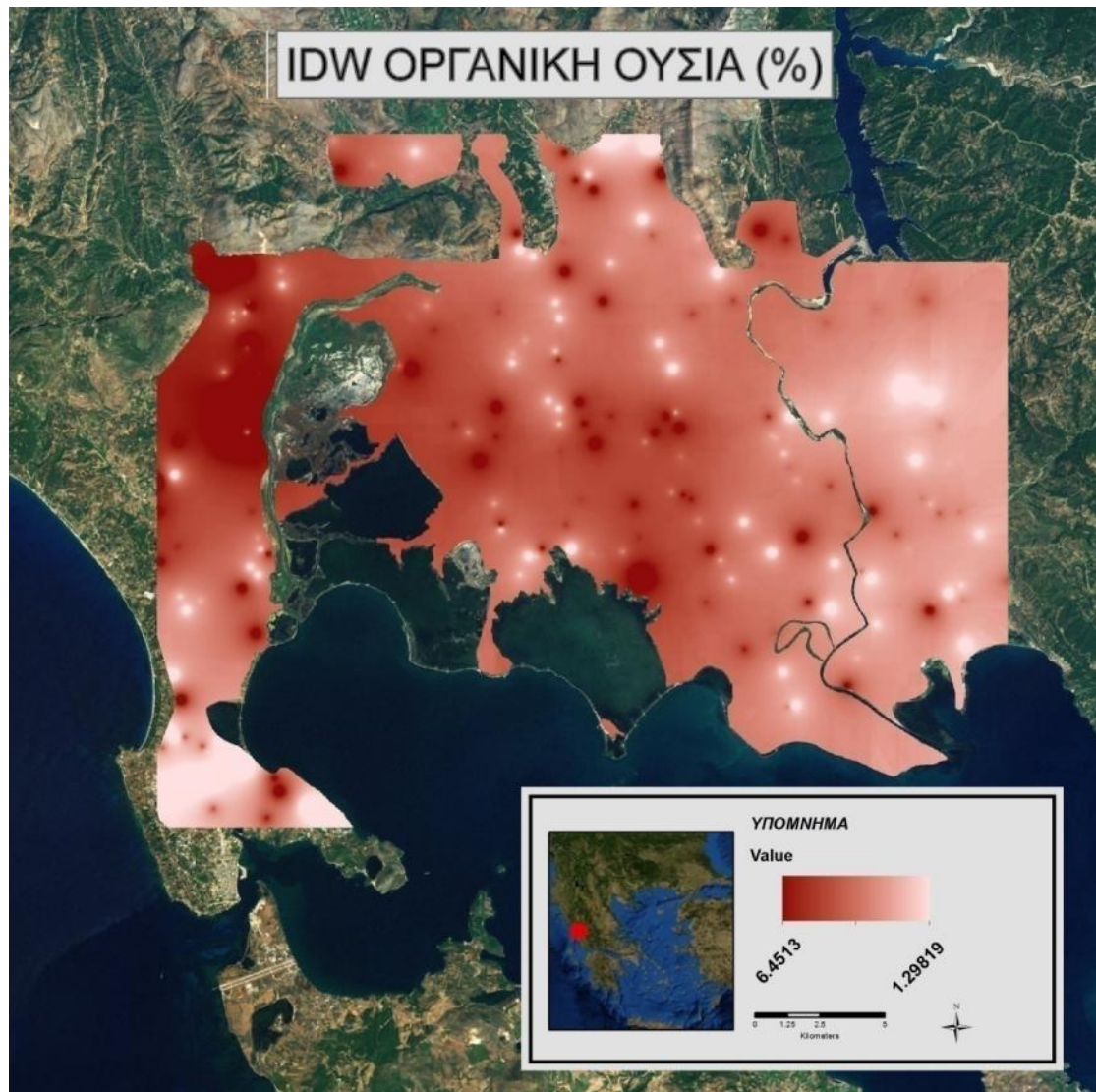
Πίνακας 3.21. Συντελεστές συσχέτισης οργανικής ουσίας (%) και τοπογραφικών ιδιοτήτων.

	Υψόμετρο	Κλίση	Έκθεση
Συντ. Συσχ. (pearson)	-0,029	-0,011	0,012
p-value	0,655	0,868	0,854

Όσον αφορά την οργανική ουσία παρατηρούμε ότι οι συντελεστές συσχέτισης είναι αρκετά μικροί (κοντά στο 0), επομένως θεωρήσαμε ότι δεν υπάρχει ιδιαίτερη σχέση ανάμεσα στις μεταβλητές και τις τοπογραφικές ιδιότητες. Συνεπώς, εφαρμόσαμε μόνο τις δύο πρώτες μεθόδους inverse distance weighting και ordinary kriging, εφόσον θεωρήσαμε ότι δεν θα έχουμε καλύτερα αποτελέσματα αν λάβουμε υπόψη και τα τοπογραφικά δεδομένα.

Inverse Distance Weighting

Η μέθοδος Inverse Distance Weighting πραγματοποιήθηκε σε περιβάλλον ArcMap και συγκεκριμένα μέσα από την επιλογή Geostatistical Wizard του εργαλείου Geostatistical Analyst. Πειραματικά, ξανά η επιλογή Optimize Model μας έδωσε τα καλύτερα δυνατά αποτελέσματα στους δείκτες ME και RMSE, οπότε και επιλέχθηκε. Στην παρακάτω εικόνα (Εικόνα 3.28) παρατίθεται η επιφάνεια που προέκυψε.



Εικόνα 3.28. Επιφάνεια πρόβλεψης της IDW μεθόδου της Οργανικής Ουσίας (%).

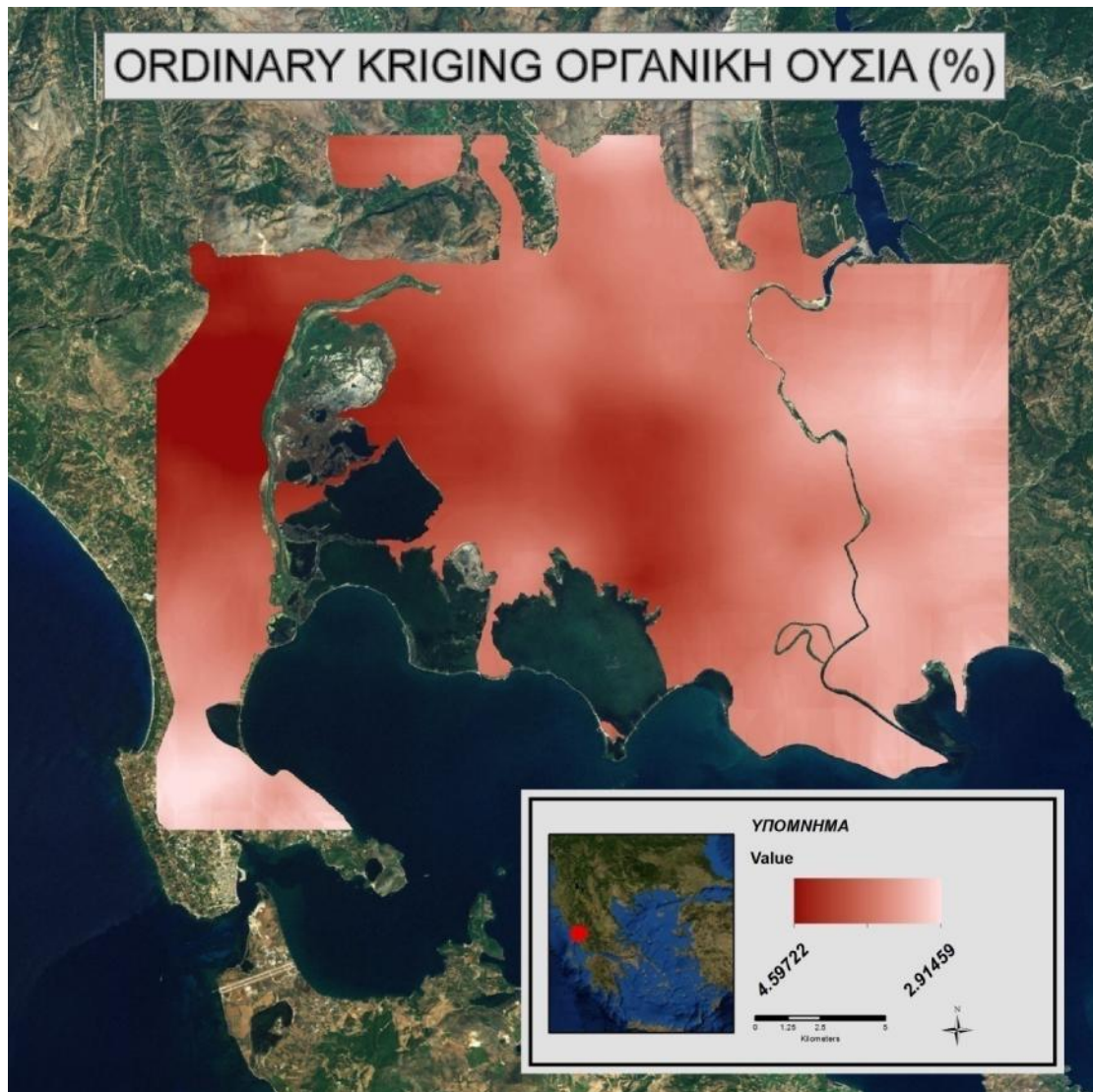
Ordinary Kriging

Στη μέθοδο του Ordinary Kriging χρησιμοποιήθηκαν για την πρόβλεψη της τιμής σε κάθε σημείο οι τιμές 15 μέχρι 20 γειτονικών σημείων. Στη συνέχεια παρατίθενται συγκεντρωτικά οι παράμετροι του βαριογράμματος της οργανικής ουσίας (Πίνακας 3.22) και η επιφάνεια πρόβλεψης της μεθόδου OK (Εικόνα 3.29).

Πίνακας 3.22. Παράμετροι θεωρητικού βαριογράμματος της οργανικής ουσίας.

	Θεωρητικό Μοντέλο	Nugget	Όριο (Sill)	Έυρος (Range)	(Nugget/Sill)*100
OK	Exponential	1,42	1,7	14183,14	81,8

Εδώ παρατηρούμε ότι ο λόγος παίρνει τιμή πάνω από 75%, επομένως υπάρχει ασθενής χωρική συσχέτιση.



Εικόνα 3.29. Επιφάνεια πρόβλεψης της OK μεθόδου της Οργανικής Ουσίας (%).

Παρατηρούμε ξανά στην επιφάνεια του Inverse Distance Weighting πολλές περιοχές που ταυτίζονται με σημεία δειγματοληψίας, ενώ υπάρχει μια πιο ομαλή εικόνα στην επιφάνεια του ordinary kriging.

Οι Πίνακες 3.23 και 3.24 παρουσιάζουν τα αποτελέσματα της σύγκρισης των μεθόδων παρεμβολής για την οργανική ουσία με το δείκτη RMSE που εφαρμόστηκε στα ίδια σημεία (cross-validation μέθοδο – training_RMSE) καθώς και στο ανεξάρτητο σύνολο σημείων (test_RMSE).

Πίνακας 3.23. Τιμές του δείκτη Root Mean Square Error (οργανική ουσία).

	IDW	OK
Cross-Validation	1,24	1,28
Independent Set	1,3	1,37

Πίνακας 3.24. Τιμές του δείκτη Mean Error (οργανική ουσία).

	IDW	OK
Cross-Validation	-0,02	0,008
Independent Set	-0,7	-0,7

Κεφάλαιο 4: Συμπεράσματα

4.1. Συμπεράσματα

Η εφαρμογή της γεωστατιστικής ανάλυσης για την πρόβλεψη των επιλεγμένων εδαφικών ιδιοτήτων στην περιοχή μελέτης, μας αποκάλυψε σημαντικές πληροφορίες τόσο για τη χωρική διακύμανση των ιδιοτήτων του εδάφους, όσο και για τις μεθόδους Kriging. Στους πίνακες 4.1 και 4.2 παρουσιάζονται συγκεντρωτικά οι δείκτες RMSE και ME όλων των μεθόδων των ανεξάρτητων σετ δεδομένων και για τις τέσσερις εξεταζόμενες εδαφικές ιδιότητες.

Πίνακας 4.1. Συγκεντρωτικά αποτελέσματα RMSE των test set.

RMSE	IDW	OK	ICK	HCK	ΠΠΚ-Α	ΠΠΚ-Β	ΠΠΚ-Γ
Άργιλος (%)	0,94	0,91					
Ίλύς (%)	8,9	8,86	8,69	8,57	9,6	8,79	8,7
Άμμος (%)	2,05	0,8	0,8	0,79	1,16	0,8	0,8
Οργανική Ουσία (%)	1,3	1,37					

Πίνακας 4.1. Συγκεντρωτικά αποτελέσματα ME των test set.

ME	IDW	OK	ICK	HCK	ΠΠΚ-Α	ΠΠΚ-Β	ΠΠΚ-Γ
Άργιλος (%)	0,07	0,08					
Ίλύς (%)	1,41	1,2	1,08	1,1	1,12	1,31	0,9
Άμμος (%)	-0,71	-0,03	-0,003	0,01	0,005	0,002	0,02
Οργανική Ουσία (%)	-0,7	-0,7					

Με μια γρήγορη ματιά στους παραπάνω πίνακες μπορούμε να πούμε ότι όσον αφορά τις γεωστατιστικές μεθόδους δεν υπάρχει κάποιο μοντέλο χωρικής παρεμβολής που να έδωσε επί μονίμου βάσεως τα βέλτιστα αποτελέσματα και σε πολύ μεγαλύτερο βαθμό από τα υπόλοιπα, ειδικά εφόσον το σετ δεδομένων μας δεν προέκυψε από μια δειγματοληψία που είχε κάποια συγκεκριμένη μέθοδο κατά νου. Σε γενικές γραμμές, όλες οι μέθοδοι, με μερικές εξαιρέσεις, έδωσαν παρόμοιες τιμές RMSE και ME για κάθε ιδιότητα στο ανεξάρτητο σετ δεδομένων. Στην απλή αξιολόγηση των training set είχαμε μια πιο σαφή εικόνα όμως και πάλι οι διαφοροποιήσεις δεν ήταν τεράστιες. Επίσης, με βάση τις τιμές του RMSE του πίνακα 4.1. μπορούμε να πούμε ότι η ακρίβεια πρόβλεψης με την χρήση των τριών μοντέλων της Πολλαπλής Παλινδρόμησης και kriging μεθόδου δεν αυξήθηκε εντυπωσιακά με την χρήση των βοηθητικών τοπογραφικών πληροφοριών. Αυτό προφανώς έχει να κάνει με τους βαθμούς συσχέτισης των εδαφικών ιδιοτήτων με το υψόμετρο, την κλίση και την έκθεση που είδαμε πως δεν είναι ιδιαίτερα μεγάλοι. Ωστόσο, ένας βαθμός βελτίωσης υπήρξε, ειδικά εφόσον λάβουμε υπόψη τα RMSE και ME από την αξιολόγηση των training set.

Όπως είδαμε παραπάνω οι δύο μέθοδοι Πολλαπλής Παλινδρόμησης και kriging (Μοντέλο Τύπου Β και Μοντέλο Τύπου Γ) έχουν το μικρότερο δείκτη RMSE στο σετ training, ενώ η model III έχει και τον μικρότερο δείκτη μεταξύ των δύο μεθόδων στο σετ δεδομένων test. Τα αποτελέσματα που βρέθηκαν από τη γεωστατιστική ανάλυση των δεδομένων δικαιολογούνται από την αναμενόμενη επίδραση των τοπογραφικών ιδιοτήτων του ανάγλυφου σε εδαφικές ιδιότητες όπως η κοκκομετρική σύσταση. Η σχετικά παρόμοια εικόνα που δίνουν όλες οι υπόλοιπες μέθοδοι, όπως το σχετικά μεγάλο RMSE στο σετ training για τη μέθοδο Πολλαπλής Παλινδρόμησης και kriging – Μοντέλο Τύπου Α οφείλεται στο γεγονός ότι όπως είδαμε εξαρχής δεν υπάρχει ξεκάθαρα ισχυρή συσχέτιση μεταξύ της περιεκτικότητας της ιλύος και των τοπογραφικών ιδιοτήτων. Ωστόσο μπορούμε να θεωρήσουμε πως υπήρξε βελτίωση με τα δύο τελευταία μοντέλα. Ας δούμε όμως λίγο πιο αναλυτικά τι συμβαίνει σε καθεμία από τις μεθόδους.

Όπως φαίνεται και στον Πίνακα 4.1 η μέθοδος Inverse Distance Weighting δίνει σε γενικές γραμμές σταθερά χειρότερα αποτελέσματα από τις μεθόδους kriging, με μόνη

εξαίρεση το μοντέλο Πολλαπλής Παλινδρόμησης και kriging – Μοντέλο Τύπου A στην ιλύ. Ωστόσο οι διαφορές δεν είναι τόσο μεγάλες και ειδικά στις δύο ιδιότητες (άργιλος και οργανική ουσία) που δεν βρήκαμε συσχέτιση των εδαφικών ιδιοτήτων με τα τοπογραφικά χαρακτηριστικά, η ακρίβεια και η προσαρμογή των δύο μεθόδων όσον αφορά τους δείκτες RMSE και ME του cross-validation είναι αρκετά παρόμοια. Η περιοχή μελέτης μας είναι μια έκταση που όπως είδαμε είναι στο μεγαλύτερο ποσοστό μια πεδιάδα με χαμηλά υψόμετρα και έτσι είναι ενδεχομένως λογικό οι τοπογραφικές ιδιότητες να μην παίζουν τόσο σημαντικό ρόλο στην διακύμανση των εδαφικών ιδιοτήτων επιτρέποντας σε μια μέθοδο όπως η IDW που λαμβάνει υπόψη αποκλειστικά τα γειτονικά σημεία να δίνει συγκριτικά καλά αποτελέσματα.

Τόσο η κανονική μέθοδος OK όσο και η RK παρουσιάζουν ορισμένα μειονεκτήματα τα οποία χαρακτηρίζουν γενικότερα τις μεθόδους παρεμβολής Kriging. Η τοπική διακύμανση της υπό μελέτη εδαφικής ιδιότητας φαίνεται να ομαλοποιείται κατά τέτοιο τρόπο ώστε οι μικρότερες τιμές να υπερ-εκτιμούνται και οι μεγαλύτερες τιμές να υπο- εκτιμούνται. Κρίσιμο παράγοντα για την ομαλοποίηση αυτή, αποτελεί η εφαρμογή μοντέλων στη διακύμανση τοπικά, ή αλλιώς η ακρίβεια του θεωρητικού ημιβαριογράμματος στις μικρότερες αποστάσεις του διανύσματος h . Παράλληλα το φαινόμενο αυτό της ομαλοποίησης εξαρτάται από την τοπική κατανομή των δειγματοληπτικών θέσεων στο χώρο (Laslett G.M. et al., 1987, Goovaerts P., 2000). Έτσι είναι μικρότερο στις πλησιέστερες των δειγματοληψιών θέσεις πρόβλεψης, ενώ αυξάνεται όσο η θέση πρόβλεψης απομακρύνεται από τις θέσεις των δεδομένων. Αυτή η ανισοκατανομή στο φαινόμενο της ομαλοποίησης οδηγεί στην εμφάνιση περιοχών με μικρότερη διακύμανση εκεί όπου η πυκνότητα της δειγματοληψίας είναι μικρή, από ότι στις περιοχές όπου τα δείγματα είναι πιο πυκνά διατεταγμένα στο χώρο. Ως εκ τούτου, δεν εκπλήσσει το γεγονός ότι ένα από τα μοντέλα της ΠΠΚ ήταν αυτό που είχε την καλύτερη απόδοση στην πρόβλεψη των δύο εδαφικών ιδιοτήτων. Οι μέθοδοι RK λαμβάνουν υπόψη την αβεβαιότητα λόγω της παλινδρόμησης καθώς και το σφάλμα της μέτρησης.

Η OK είναι μια τυπική μέθοδος που βασίζεται στις παρατηρήσεις των μεταβλητών- στις αντίστοιχες χωρικές τους θέσεις. Η ακρίβεια της εξαρτάται από τη χωρική εξάρτηση που εκφράστηκε από το μοντέλο του βαριογράμματος. Η μέθοδος CK χρησιμοποιεί τις τοπογραφικές ιδιότητες σαν βοηθητικές πληροφορίες και όπως

παρατηρούμε στους πίνακες 4.1 και 4.2 τόσο το ICK όσο και το HCK βελτιώνουν την πρόβλεψη σε σχέση με την OK μέθοδο. Διαπιστώνουμε επίσης ότι η ακρίβεια των μεθόδων CK βελτιώνεται καθώς αυξάνεται ο συντελεστής συσχέτισης της εδαφικής με την τοπογραφική ιδιότητα. Συγκεκριμένα στην ιλύ (%) που παρουσιάζει το μεγαλύτερο συντελεστή συσχέτισης με το υψόμετρο παρατηρούμε μεγαλύτερη βελτίωση της πρόβλεψης των μεθόδων ICK και HCK σε σχέση με την OK. Η βελτίωση είναι μικρή πάντως, γεγονός που και πάλι δικαιολογείται από το μικρό ποσοστό συμβολής των τοπογραφικών μεταβλητών στις εδαφικές ιδιότητες. Οι τιμές του RMSE του HCK στην ιλύ είναι μικρότερες σε σχέση με του ICK λόγω των περισσότερων πληροφοριών που χρησιμοποιεί στην παρεμβολή το πρώτο ενώ στην άμμο των μικρών συσχετίσεων είναι σχεδόν παρόμοιες.

Η ακρίβεια της πρόβλεψης της ΠΠΚ εξαρτάται από την προσαρμογή του μοντέλου παλινδρόμησης. Όπως αποκαλύπτεται από τον Πίνακα 4.1 το RMSE της RKI της ιλύος και της άμμου ήταν μεγαλύτερο σε σχέση με τις άλλες δύο μεθόδους (RK II και RK III) διότι το μοντέλο παλινδρόμησης παρουσίαζε μικρή προσαρμογή. Ενδεχομένως αν τα μοντέλα παλινδρόμησης παρουσίαζαν καλύτερη προσαρμογή τότε η μέθοδος RKI θα εμφάνιζε καλύτερα αποτελέσματα στην πρόβλεψη των ιδιοτήτων.

Η σύγκριση της ΠΠΚ-B σε σχέση με τα άλλα μοντέλα στο RMSE των training points όμως δείχνει μια σημαντική βελτίωση της πρόβλεψης του συνόλου των εξεταζόμενων εδαφικών ιδιοτήτων. Αυτό θα μπορούσε να εξηγηθεί από το γεγονός ότι η πρόβλεψη της εδαφικής ιδιότητας προκύπτει σαν άθροισμα των εκτιμώμενων (Kriged) από την παλινδρόμηση τιμών και των εκτιμώμενων (Kriged) υπολοίπων αυτής (τα οποία θεωρούνται ως αβεβαιότητες). Το πλεονέκτημα της ΠΠΚ-B βασίζεται στη δυνατότητα να επεκτείνει τη μέθοδο του kriging σε ένα ευρύτερο φάσμα, αυτών των τεχνικών παλινδρόμησης, και να επιτρέπει τη χωριστή ερμηνεία των δύο συνιστωσών τις οποίες παρεμβάλλει. Η ΠΠΚ-B, συνδυάζοντας αυτές τις δύο προσεγγίσεις καταφέρνει, με την παλινδρόμηση να ενσωματώσει την αιτία της διακύμανσης των εδαφικών τιμών που οφείλεται στις τοπογραφικές ιδιότητες και με το Ordinary kriging να ενσωματώσει τα υπόλοιπα, δηλαδή την ανεξήγητη διακύμανση των εδαφικών τιμών (Hengl et al., 2004).

Τέλος η μέθοδος ΠΠΚ-Γ παρουσιάζει ελάχιστα καλύτερα αποτελέσματα από ότι η ΠΠΚ-Β αφού χρησιμοποιεί περισσότερες τοπογραφικές πληροφορίες, αλλά δεν υπάρχει μεγάλη βελτίωση λόγω και πάλι της μέτρια σχετικά προσαρμογής των μοντέλων παλινδρόμησης.

Όπως είδαμε η γενική εικόνα που πήραμε από τις επτά αυτές μεθόδους ήταν σχετικά παρόμοια, με πιο βελτιωμένη -αν και οριακά- την εικόνα που έδωσαν οι μέθοδοι που λαμβάνουν υπόψη τα τοπογραφικά. Πιθανώς να είχαμε ακόμη καλύτερα αποτελέσματα και μεγαλύτερη ακρίβεια αν υπήρχε μεγαλύτερη συσχέτιση μεταξύ εδαφικών και τοπογραφικών ιδιοτήτων. Το σίγουρο είναι πως δεν υπάρχει κάποια *de facto* καλύτερη μέθοδος για όλες τις μεταβλητές παρά μονάχα ορισμένες ενδείξεις που μπορούν να μας καθοδηγήσουν στην μελέτη όλων των δεδομένων και στις δοκιμές για την εύρεση της βέλτιστης μεθοδολογίας για κάθε περίπτωση.

ΕΛΛΗΝΙΚΗ

Βουλγαράκης Α., Βούλγαρης Γ., Γκριτζάπη Α., Δήμου Π., Καΐρης Ο., Καλύβας Δ., Κολοβός Χ., Κοσμάς Κ., Κουναλάκη Α., 2009. Δράση 2: Δημιουργία Εδαφολογικών Χαρτών και έλεγχος της Ποιότητας των Εδαφών των Πεδινών Εκτάσεων του Βορείου Αμβρακικού. Γεωπονικό Πανεπιστήμιο Αθηνών.

Δήμου Π., 2010. Εφαρμογή Γεωστατιστικών μεθόδων στην εκτίμηση Εδαφικών ιδιοτήτων γεωργικών εδαφών με τη χρήση Γεωγραφικών Πληροφοριακών Συστημάτων, Μεταπτυχιακή διατριβή. Αθήνα.

Καλύβας, Δ., 1989. Μελέτη μεταβλητότητας εδαφολογικών ιδιοτήτων με τη βοήθεια της Γεωστατιστικής στην περιοχή Καρδίτσας, Μεταπτυχιακή διατριβή. Αθήνα.

Καλύβας, Δ., Τριαντακωνσταντής, Δ., Κόλλια Β. Χρησιμοποίηση Γεωμορφολογικών Δεδομένων για τη Βελτίωση της Χαρτογράφησης Εδαφικών Παραμέτρων. σελ. 167-177. 8^ο Πανελ. Εδαφολ. Συν., Καβάλα, 21-23 Σεπτεμβρίου 2000.

Κόλλια – Κουσουρή Β, 2006. Γεωγραφικά Πληροφοριακά. Σημειώσεις διδασκαλίας. Γεωπονικό Πανεπιστήμιο Αθηνών.

Κόλλια – Κουσουρή Β., 2006. Σύγχρονες τεχνικές στην απογραφή των εδαφικών πόρων με χρήση Η/Υ. Σημειώσεις διδασκαλίας. Γεωπονικό Πανεπιστήμιο Αθηνών.

ΞΕΝΟΓΛΩΣΣΗ

Ahmed, S. and De Marsily, G. (1987), Comparison of geostatistical methods for estimating transmission data on transmissivity and specific capacity, *Water Resour. Res.* 23, 1717-1737.

Akaike, H., 1969. Fitting autoregressive models for prediction. *Annals of the Institute of Statistical Mathematics.* 21: 243-247.

Akaike, H., 1973. Information theory and an extension of maximum likelihood principle. In *Second International Symposium on Information Theory* (Editors B.N. Petrov & F. Csaki), pp. 267-281. Akademia Kiado, Budapest.

- Anselin, L., 1995. Local indicators of spatial association-LISA. *Geographical Anal.* 27: 93–115.
- Batjes, N.H., 1996. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science* 47 (2), 151–163.
- Bekele, A., R.G. Downer, M.C. Wolcott, W.H. Hudnall, S.H. Moore, 2003. Comparative evaluation of spatial prediction methods in a field experiment for mapping soil potassium. *Soil Sci.*, 168: 15-28.
- Bishop, T., McBratney, A., 2001. A comparison of prediction methods for the creation of field-extent soil property maps. *Geoderma*. 103 (1– 2):149–160.
- Bourenane, H., King, D., 2003. Using multiple external drifts to estimate a soil variable. *Geoderma*. 114: 1– 18.
- Brus, D.J., de Gruijter, J.J., Marsman, B.A., Visschers, B.A., Bregt, A.K., Breeuwsma, A., 1996. The performance of spatial interpolation methods and choropleth maps to estimate properties at points: a soil survey case study. *Environmetrics* 7, 1–16.
- Burgess, T.M., Webster, R., 1980. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. I The semi-variogram and punctual kriging. *Journal of Soil Science*. 31: 334–341.
- Burrough, P.H., McDonnell, R.A., 1998. Principles of Geographical Information Systems. Oxford University Press.
- Cambule, A.H., Rossiter, D.G., Stoorvogel, J.J., 2013. A methodology for digital soil mapping in poorly-accessible areas. *Geoderma* 192, 341–353.
- Cambardella, C.A., Moorman, T.B., Novak, J.M., Parkin, T.B., Karlen, D.K., Turco, R.F., Konopka, A.E., 1994. Field-scale variability of soil properties in central Iowa soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58: 1501–1511.
- Cavazzi, S., Corstanje, R., Mayr, T., Hannam, J., Fealy, R., 2013. Are fine resolution digital elevation models always the best choice in digital soil mapping? *Geoderma* 195–196, 111–121.

- Chaplot, V., Darboux, F., Bourennane, H., Leguedois, S., Silvera, N., Phachomphon, K., 2006. Accuracy of interpolation techniques for the derivation of digital elevation models in relation to landform types and data density. *Geomorphology* 77, 126–141.
- Chien, Y.L., Lee, D.Y., Guo, H.Y., Houg, K.H., 1997. Geostatistical analysis of soil properties of mid-west Taiwan soils. *Soil Science*. 162: 291–297.
- Collins, F.C., Bolstad, P.V., 1996. A comparison of spatial interpolation techniques in temperature estimation. Proceedings, Third International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling, Santa Fe, NM. National Center for Geographic Information and Analysis, Santa Barbara, Santa Barbara, CA.
- Dirks, K.N., Hay, J.E., Stow, C.D., Harris, D., 1998. High-resolution studies of rainfall on Norfolk Island Part II: interpolation of rainfall data. *Journal of Hydrology* 208, 187–193.
- Englund, E., Weber, D., Leviant, N., 1992. The effects of sampling design parameters on block selection. *Mathematical Geology* 24, 329–343.
- Florinsky, I.V., Eilers, R.G., Manning, G.R., Fuller, L.G., 2002. Prediction of soil properties by digital terrain modelling. *Environmental Modelling and Software* 17 (3), 295–311.
- Fotheringham, A.S., O’Kelly, M.E., 1989. Spatial interaction models : formulations and applications, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht
- Goodchild, M.F., Mark, D.M., 1987. The fractal nature of geographic phenomena. *Annals of the Association of American Geographers* 77, 265–278.
- Goovaerts, P., 1997. *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. Oxford Univ. Press, New York.
- Goovaerts, P., 1998. Geostatistical tools for characterizing the spatial variability of microbiological and physico-chemical soil properties. *Biol. Fertl. Soils*. 27: 315-334.
- Goovaerts, P., 1999a. Geostatistics in soil science: state-of-the-art and perspectives. *Geoderma*. 89 (1–2): 1 – 45.
- Goovaerts, P., 1999b. Using elevation to aid the geostatistical mapping of rainfall erosivity. *Catena*. 34 (3–4): 227– 242.

- Goovaerts, P., 2000. Estimation or simulation of soil properties? An optimization problem with conflicting criteria. *Geoderma*. 97: 165-186.
- Goovaerts, P., 2001. Geostatistical modelling of uncertainty in soil science. *Geoderma*. 103: 3-26.
- Cressie, N.A., 1993. *Statistics for Spatial Data*. John Wiley & Sons, Inc., New York, p. 900.
- Groenigen, J.W., 2000. The influence of variogram parameters on optimal sampling schemes for mapping by kriging. *Geoderma*. 97: 223-236
- Hartkamp, A.D., De Beurs, K., Stein, A., White, J.W., 1999. *Interpolation Techniques for Climate Variables*. CIMMYT, Mexico, D.F.
- Heritage, G.L., Milan, D.J., Large, A.R.G., Fuller, I., 2009. Influence of survey strategy and interpolation model on DEM quality. *Geomorphology* 112, 334–344.
- Hengl, T., Heuvelink, G.B.M., Rossiter, D.G., 2007. About regression-kriging: from equations to case studies. *Computers & Geosciences* 33 (10), 1301–1315.
- Hernandez-Stefanoni, J.L., Ponce-Hernandez, R., 2006. Mapping the spatial variability of plant diversity in a tropical forest: comparison of spatial interpolation methods. *Environmental Monitoring and Assessment* 117, 307–334.
- Heuvelink, G.B.M., Webster R., 2001. Modelling soil variation: past, present, and future. *Geoderma*. 100: 269–301.
- Hilgard, E. W., 1914, *Soils*: The Macmillan Company, New York.
- Huijbregts, C.J., 1975. Regionalized variables and quantitative analysis of spatial data. In: J.C. Davis and M.J. McCullagh, Editors, *Display and analysis of spatial data*, John Wiley. Pp 38-53
- Isaacs, E.H., Srivastava R.M., 1989. *An Introduction to Applied Geostatistics*. Oxford University Press, New York, pp 561.
- Jenny, H. 1941. *Factors of Soil Formation*. McGraw-Hill, New York. 109p.
- Johnston, K., Ver Hoef, J.M., Krivoruchko, K., Lucas N., 2001. *Using ArcGIS Geostatistical Analyst*. Environmental Systems Research, Redlands, USA.

- Journel, A.G., Huijbregts, C.J., 1978. Mining Geostatistics. Academic Press (London).
- Juang, K.W., Lee, D.Y., 1998. A comparison of three kriging methods using auxiliary variables in heavy-metal contaminated soils. *Journal of Environmental Quality* 27, 355–363.
- Kalivas, D.P., Triantakostas, D.P., Kollias, V.J., 2002. Spatial prediction of two soil properties using topographic information. *Global Nest*. 4: 41-49.
- Kerry, R., Oliver, M.A., 2007. Determining the effect of asymmetric data on the variogram. II. Outliers. *Computers & Geosciences*. 33, 1233-1260.
- Knotters, M., Brus, D.J., Oude Voshaar, J.H., 1995. A comparison of kriging, cokriging and kriging combined with regression for spatial interpolation of horizon depth with censored observations. *Geoderma*. 67: 227-246.
- Kravchenko, A.N., Bullock, D.G., 1999. A comparative study of interpolation methods for mapping soil properties. *J. Agronomy*. 91: 393–400.
- Kumar, S., Lal, R., Liu, D., 2012. A geographically weighted regression kriging approach for mapping soil organic carbon stock. *Geoderma* 189–190, 627–634.
- Lalor, G., Zhang, C.S., 2001. Multivariate outlier detection and remediation in geochemical databases. *Science of the Total Environment*. 281: 99-109.
- Lark, R.M., 2000. Designing sampling grids from imprecise information on soil variability, an approach based on fuzzy kriging variance. *Geoderma*. 98: 35-39.
- Laslett, G.M., 1994. Kriging and splines: an empirical comparison of their predictive performance in some applications. *Journal of the American Statistical Association* 89, 391–400.
- Levine, N., 2004. CrimeStat III: a spatial statistics program for the analysis of crime incident locations. Ned Levine & Associates, Houston, TX, and the National Institute of Justice, Washington, DC.
- Li, B.G., Cao, J., Liu, W.X., Shen, W.R., Wang, X.J., Tao, S., 2006. Geostatistical analysis and kriging of Hexachlorocyclohexane residues in topsoil from Tianjin, China. *Environmental Pollution*. 142: 567-575.

- Li, J., Heap, A., 2008. A Review of Spatial Interpolation Methods for Environmental Scientists No. Record 2008/23. Geoscience Australia, Canberra.
- Li, J., Heap, A.D., 2011. A review of comparative studies of spatial interpolation methods in environmental sciences: Performance and impact factors. *Ecological Informatics* 6, 228–241.
- Lin, H.S., Wheeler, D., Bell, J., Wilding, L., 2005. Assessment of soil spatial variability at multiple scales. *Ecol.Model.* 182: 271–290.
- Lloyd, C.D., 2005. Assessing the effect of integrating elevation data into the estimation of monthly precipitation in Greatn Britain. *Journal of Hydrology* 308 (1–4): 128–150.
- Martínez-Cob, A., 1996. Multivariate geostatistical analysis of evapotranspiration and precipitation in mountainous terrain. *Journal of Hydrology* 174, 9–35.
- McBratney, A.B., Santos, M.L.M., Minasny, B., 2003. On digital soil mapping. *Geoderma* 117 (1–2): 3–52.
- MacEachren, A.M., Davidson, J.V., 1987. Sampling and isometric mapping of continuous geographic surfaces. *The American Cartographer* 14, 299–320.
- McKenzie, N.J., Ryan, P.J., 1999. Spatial prediction of soil properties using environmental correlation. *Geoderma.* 89: 67-94.
- Najafian, A., Dayani, M., Motaghian, H.R., Nadian, H., 2012. Geostatistical Assessment of the Spatial Distribution of Some Chemical Properties in Calcareous Soils. *Journal of Integrative Agriculture* 11(10): 1729-1737.
- Odeh, I.O.A., McBratney, A.B., Chittleborough, D.J., 1994. Spatial prediction of soil properties from landform attributes derived from digital elevation model. *Geoderma.* 63: 197-214.
- Odeh, I.O.A., McBratney, A.B., Chittleborough, D.J., 1995. Further results on prediction of soil properties from terrain attributes: heterotopic co-kriging and regresion kriging. *Geoderma.* 67: 215-226.
- Olea, R.A., 2006. A six-step practical approach to semivariogram modeling. *Stoch Environ Res Risk Assess.* 20: 307-318.

- Oliver, M.A., 1984. Soil Variation in the Wyre Forest: its Elucidation and Measurement. PhD Thesis, University of Birmingham.
- Post, W. M., T. H. Peng, W. R. Emanuel, A. W. King, V. H. Dale, and D. L. DeAngelis, 1990. The global carbon cycle, *Am. Sci.*, 78, 310 – 326.
- Ramann, E., 1911, *Bodenkunde.*, J. Springer, Berlin
- Robinson, T.P., Metternicht, G.I., 2005. Comparing the performance of techniques to improve the quality of yield maps. *Agricultural System* 85: 19–41.
- Rossi, R.E., Mulla, D.J., Journel, A.G., Franz, E.H., 1992. Geostatistical tools for modeling and interpreting ecological spatial dependence. *Ecological Monographs* 62, 277–314.
- Scull, P., Franklin, J., Chadwick, O.A., McArthur, D., 2003. Predictive soil mapping: a review. *Progress in Physical Geography* 27, 171.
- Schloeder, C.A., Zimmerman, N.E., Jacobs, M.J., 2001. Comparison of methods for interpolating soil properties using limited data. *Soil Science Society of American Journal* 65, 470–479.
- Stahl, K., Moore, R.D., Floyer, J.A., Asplin, M.G., McKendry, I.G., 2006. Comparison of approaches for spatial interpolation of daily air temperature in a large region with complex topography and highly variable station density. *Agricultural and Forest Meteorology* 139, 224–236.
- Stein, A., Hoogerwerf, M., Bouma, J., 1988. Use of soil map delineations to improve (co-) kriging of point data on moisture deficits. *Geoderma* 43, 163–177.
- Thompson, J.A., Bell, J.C., Butler, C.A., 2001. Digital elevation model resolution: effects on terrain attribute calculation and quantitative soil– landscape modeling. *Geoderma* 100: 67–89.
- Trangmar, B.B., Yost, R.S., Uehara, G., 1985. Application of geostatistics to spatial studies of soil properties. *Advances in Agronomy* 38, 45–94.
- Vieira, S.R., Hatfield, J.L., Nielsen, D.R., Biggar, J.W., 1983. Geostatistical theory and application to variability of some agronomical properties. *Hilgardia* 51, 1–75.

- Voltz, M., Webster, R., 1990. A comparison of kriging, cubic splines and classification for predicting soil properties from sample information. *Journal of Soil Science*. 41: 473–490
- Wackernagel, H., 1994. Cokriging versus kriging in regionalized multivariate data analysis. *Geoderma*. 62: 83-92.
- Wang, H., Liu, G., Gong, P., 2005. Use of cokriging to improve estimates of soil salt solute spatial distribution in the Yellow River delta. *Acta Geographica Sinica* 60, 511–518.
- Wang, S., Huang, M., Shao, X., Mickler, R.A., Li, K., Ji, J., 2004. Vertical distribution of soil organic carbon in China. *Environmental Management* 33, 200–209.
- Warrick, A.W., Myers, D.E., Nielsen, D.R., 1986. Geostatistical methods applied to soil science. In: *Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods*. Agronomy Monograph no. 9, 2nd edn., pp. 53–82.
- Weber, D., Englund, E., 1992. Evaluation and comparison of spatial interpolators. *Mathematical Geology* 24, 381–391.
- Webster, R., Burgess, T.M., 1983. Spatial variation in soil and the role of kriging. *Agricultural Water Management*. 6: 111—122
- Webster R., McBratney, A.B., 1989. On the Akaike Information Criterion for choosing models for variograms of soil properties. *Journal of Soil Science*. 40: 493-496.
- Webster, R., Oliver, M.A., 2001. *Geostatistics for Environmental Scientists*. John Wiley and Sons, Brisbane, Australia.
- Webster, R., Oliver, M.A., 2001. *Geostatistics for Environmental Scientists*. John Wiley and Sons, Brisbane, Australia.
- White, J. L. (1971). Interpretation of infrared spectra of soil minerals. *Soil Science*, 112:22–31.
- Wise, S., 2011. Cross-validation as a means of investigating DEM interpolation error. *Computers & Geosciences* 37, 978–991.

- Wu, C.H., Wood, T.K., Mulchandani, A., Chen, W., 2006. Engineering plant–microbe symbiosis for rhizoremediation of heavy metals. *Appl. Environ. Microbiol.* 72, 1129–1134.
- Wysocki, D. A., Schoeneberger, P. J., LaGarry, H. E. 2000. Geomorphology of soil landscapes. In M. E. Summer (Ed.), *Handbook of soil science* (pp. e-5 – E-39). Boca Raton: CRC Press.
- Yemefack, M., Rossiter, D.G., Njomgang, R., 2005. Multi-scale characterization of soil variability within an agricultural landscape mosaic system in southern Cameroon. *Geoderma*. 125 (1–2): 117–143.
- Zhou, F., Guo, H.-C., Ho, Y.-S., Wu, C.-Z., 2007. Scientometric analysis of geostatistics using multivariate methods. *Scientometrics* 73, 265–279.
- Zhu, Q., Lin, H.S., 2010. Comparing Ordinary Kriging and Regression Kriging for Soil Properties in Contrasting Landscapes. *Pedosphere* 20(5): 594–606.
- Zimmerman, D., Pavlik, C., Ruggles, A., Armstrong, M., 1999. An experimental comparison of ordinary and universal kriging and inverse distance weighting. *Mathematical Geology* 31, 375–390.