

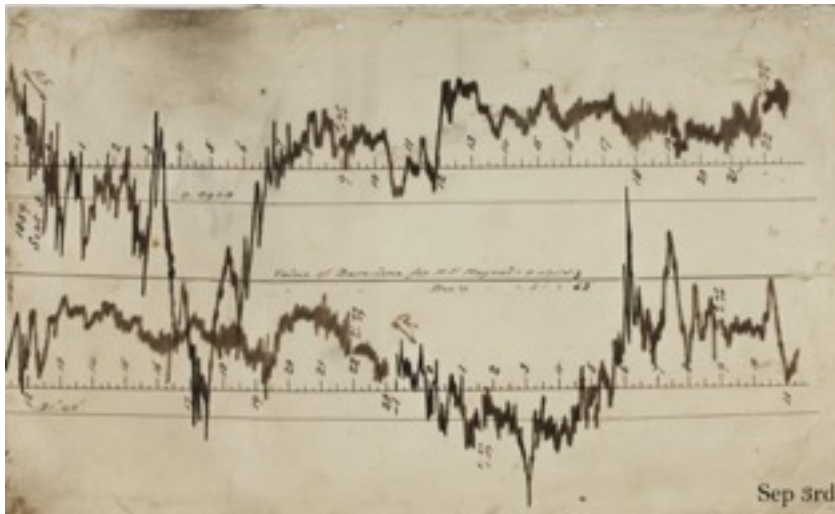


ΕΘΝΙΚΟ & ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ  
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ  
Τμήμα Φυσικής

Εργαστήριο Κατεύθυνσης Αστροφυσικής

## Άσκηση 2

**Ζώνες Van Allen: Ηλεκτρομαγνητικές ταλαντώσεις χαμηλής συχνότητας**



*Επιμέλεια άσκησης:*

Ι.Α. Δαγκλής, Κ. Παπαδημητρίου, Μ. Γεωργίου, Σ. Δημητρακούδης, Γ. Μπαλάσης

Αθήνα 2021



# Περιεχόμενα

<b>1</b>	<b>Σκοπός της άσκησης</b>	<b>5</b>
<b>2</b>	<b>Βασικά στοιχεία θεωρίας</b>	<b>7</b>
1.	Το μαγνητικό πεδίο και η μαγνητόσφαιρα της Γης . . . . .	7
2.	Ηλεκτρομαγνητικές ταλαντώσεις . . . . .	10
3.	Κύματα πολύ χαμηλής συχνότητας και γεωμαγνητική δραστηριότητα . . . . .	12
4.	Αλληλεπίδραση κυμάτων–σωματιδίων . . . . .	13
<b>3</b>	<b>Μετρήσεις του μαγνητικού πεδίου της Γης</b>	<b>14</b>
1.	Μετρήσεις του μαγνητικού πεδίου της Γης . . . . .	14
2.	Επίγεια δίκτυα μαγνητικών σταθμών . . . . .	14
<b>4</b>	<b>Φασματική ανάλυση μετρήσεων του γεωμαγνητικού πεδίου</b>	<b>16</b>
1.	Ένα απλό παράδειγμα . . . . .	16
2.	Ανάλυση σε σειρές Fourier . . . . .	17
3.	Οι σειρές Fourier στην πράξη . . . . .	19
4.	Φάσμα ισχύος περιοδικών φαινομένων . . . . .	19
<b>5</b>	<b>Βήματα της Άσκησης</b>	<b>21</b>
1.	Προσδιορισμός γεωμαγνητικών διαταραχών μέσω του δείκτη Dst . . . . .	21
2.	Αναζήτηση της πηγής των γεωμαγνητικών διαταραχών στον ηλιακό άνεμο . . . . .	21
3.	Φασματική ανάλυση των γεωμαγνητικών ταλαντώσεων κατά τη διάρκεια της γεωμαγνητικής διαταραχής . . . . .	22
4.	Διακυμάνσεις των γεωμαγνητικών ταλαντώσεων κατά τη διάρκεια της μαγνητικής καταιγίδας . . . . .	22
<b>6</b>	<b>Παράρτημα</b>	<b>24</b>
1.	Μαθηματική περιγραφή του μαγνητικού πεδίου της Γης . . . . .	24
2.	Κύματα Alfvén . . . . .	25

3.	Λύσεις των μαγνητοϋδροδυναμικών κυματικών εξισώσεων . . . . .	27
4.	Εξωγενείς πηγές κυμάτων χαμηλής συχνότητας . . . . .	28
5.	Μαγνητόμετρο τύπου fluxgate . . . . .	31

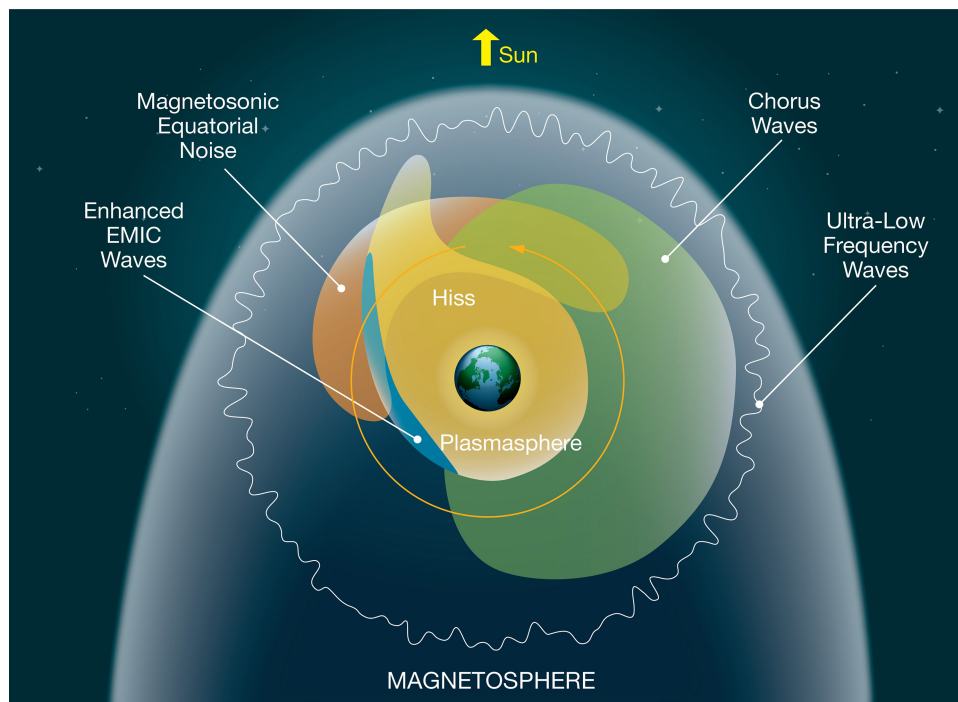


# Κεφάλαιο 1

## Σκοπός της άσκησης

Ο σκοπός της άσκησης είναι:

1. Η γνωριμία με τη μαγνητόσφαιρα της Γης και με περιοδικές μεταβολές του μαγνητικού πεδίου στο εσωτερικό της
2. Η γνωριμία με μεθόδους μέτρησης του γεωμαγνητικού πεδίου
3. Η εισαγωγή σε επιλεγμένα στοιχεία φασματικής ανάλυσης περιοδικών σημάτων
4. Η εισαγωγή σε επιλεγμένα στοιχεία στατιστικής ανάλυσης χρονοσειρών
5. Η επεξεργασία γεωμαγνητικών μετρήσεων με το πακέτο λογισμικού MATLAB.

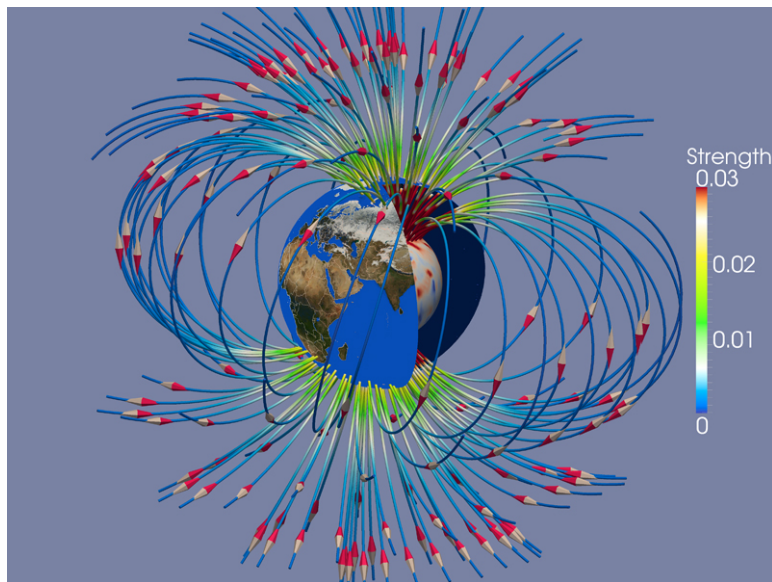


Σχήμα 1.1: Διαφορετικοί τύποι κυμάτων πλάσματος που αναπτύσσονται μέσα στη μαγνητόσφαιρα της Γης [NASA Goddard Space Flight Center]

# Κεφάλαιο 2

## Βασικά στοιχεία θεωρίας

### 1. Το μαγνητικό πεδίο και η μαγνητόσφαιρα της Γης



Σχήμα 2.1: Το ενδογενές διπολικό μαγνητικό πεδίο της Γης, το οποίο παράγεται στον μεταλλικό πυρήνα του πλανήτη μας (αποτέλεσμα προσομοίωσης με τον υπερυπολογιστή 'Monte Rosa' στο Swiss National Supercomputing Centre).

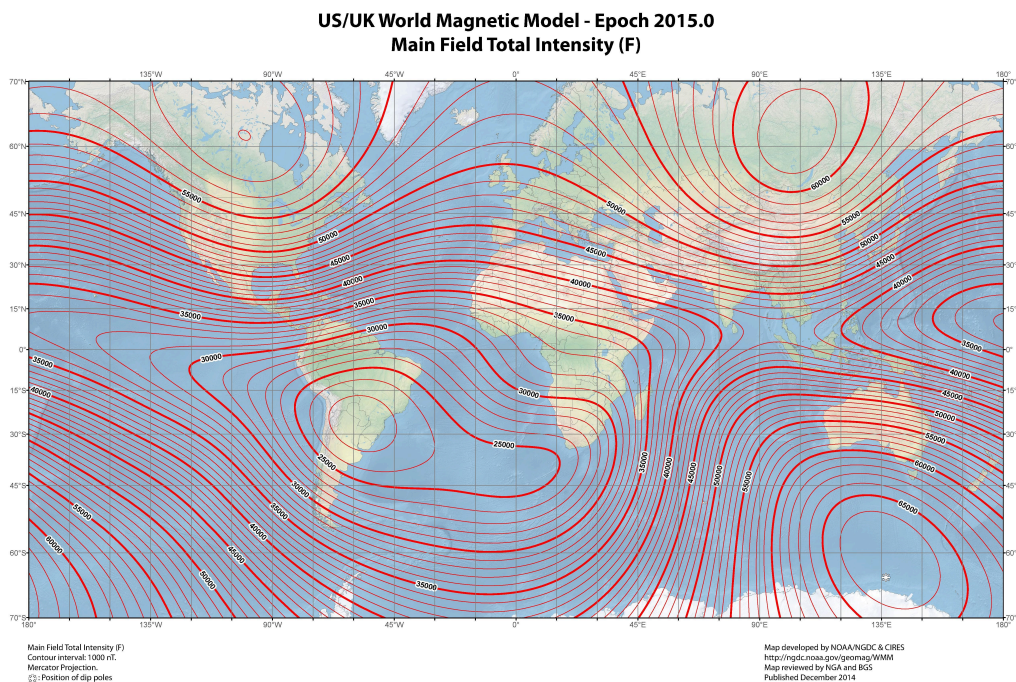
Η μαγνητόσφαιρα είναι η νοητή κοιλότητα γύρω από τη Γη μέσα στην οποία επικρατεί το μαγνητικό πεδίο του πλανήτη μας. Το γεωμαγνητικό πεδίο και το σύστημα ρευμάτων γύρω από τη Γη δημιουργούνται ως αποτέλεσμα φυσικών διεργασιών και πηγών που εκτείνονται από τον πυρήνα της Γης μέχρι το όριο του διαστημικού περιβάλλοντος τη Γης και διαμορφώνονται μέσω της αλληλεπίδρασης της μαγνητόσφαιρας με τον ηλιακό άνεμο (για περισσότερες λεπτομέρειες δείτε [[Kallenrode \(1998\)](#)] και [[Kivelson and Russell \(1995\)](#)]).

Στο εσωτερικό της μαγνητόσφαιρας, το μαγνητικό πεδίο είναι το άθροισμα δύο επιμέρους συνιστωσών, του ενδογενούς μαγνητικού πεδίου της Γης που παράγεται στον μεταλλικό πυρήνα του πλανήτη και μίας δεύτερης συνιστώσας η οποία διαμορφώνεται από πηγές στο κοντινό διαστημικό περιβάλλον του πλανήτη.



Ο πυρήνας της Γης άρχισε να δημιουργείται όταν ο νεαρός πλανήτης βρισκόταν ακόμα σε διάπυρη, ρευστή κατάσταση. Βαριά στοιχεία όπως ο σίδηρος βυθίστηκαν προς το κέντρο του, ενώ ελαφρύτερα παρέμειναν στο φλοιό. Ο πυρήνας πιστεύεται ότι χωρίζεται σήμερα σε δύο στρώματα: ο εσωτερικός πυρήνας είναι στερεός και ο εξωτερικός πυρήνας που τον περιβάλλει αποτελείται από ρευστό λιωμένο σίδηρο και νικέλιο με ίχνη από ελαφρύτερα στοιχεία. Το υλικό αυτό κυκλοφορεί ως αποτέλεσμα της περιστροφικής κίνησης της Γης και ρευμάτων μεταφοράς θερμότητας με κατεύθυνση προς τον υπερκείμενο μανδύα και δημιουργεί το γήινο μαγνητικό πεδίο της μέσω της διεργασίας του γεωδυναμίου.

Στο ενδογενές μαγνητικό πεδίο συνεισφέρει κατά ένα μικρό ποσοστό ο φλοιός της Γης. Το μαγνητικό πεδίο του φλοιού παραμορφώνει τοπικά το γεωμαγνητικό πεδίο. Προέρχεται από εναπομείνουσα μαγνήτιση σιδηρομαγνητικών υλικών, δηλαδή πετρωμάτων πλούσιων σε σίδηρο, κοβάλτιο, μαγγάνιο και νικέλιο που είναι ικανά να μαγνητισθούν από το γεωμαγνητικό πεδίο και η επαγόμενη μαγνήτιση να παραμείνει ακόμα και εάν έπαυε να εφαρμόζεται το μαγνητικό πεδίο της Γης.



Σχήμα 2.2: Κατανομή της έντασης του ενδογενούς μαγνητικού πεδίου της Γης σύμφωνα με το World Magnetic Model, όπου διαδοχικές ισοδυναμικές γραμμές διαφέρουν κατά  $1000nT$  (NOAA National Centers for Environmental information).

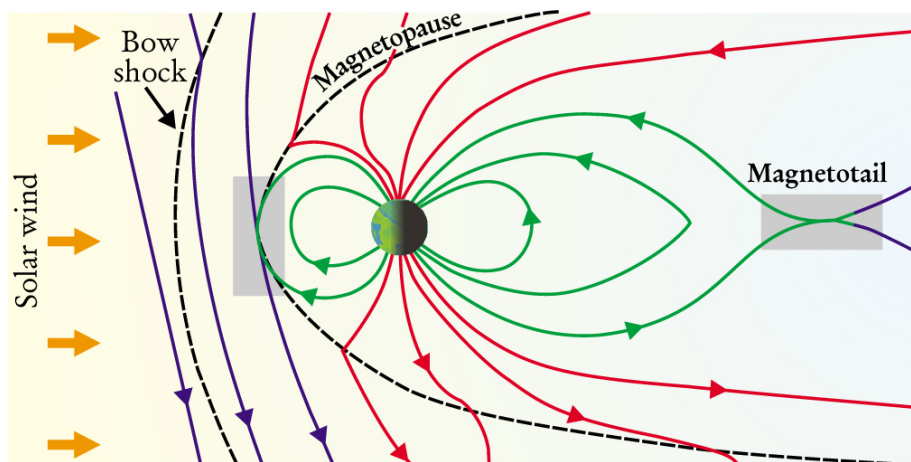
Το μαγνητικό πεδίο της Γης μπορεί να θεωρηθεί σε πρώτη προσέγγιση διπολικό (δείτε το Σχήμα 2.1). Μία καλύτερη προσέγγιση της γεωμετρίας του επιτυγχάνεται με τη θεώρηση ενός διπολικού μαγνητικού πεδίου του οποίου ο άξονας συμμετρίας δεν συμπίπτει με τον άξονα περιστροφής της Γης (αλλά σχηματίζει γωνία περίπου  $11.5^\circ$ ), και το κέντρο του είναι μετατοπισμένο ως προς το κέντρο της Γης. Ο άξονας τέμνει την επιφάνεια της Γης σε δύο σημεία, το νότιο πόλο με συντεταγμένες  $80.4^\circ S$  και  $107.4^\circ E$  στην Ανταρκτική, και το βόρειο πόλο με συντεταγμένες  $80.4^\circ N$  και  $72.6^\circ W$ , βόρεια της Γροιλανδίας.

Η ένταση του πεδίου στους μαγνητικούς πόλους φτάνει τα  $60.000 nT$  (δείτε το Σχήμα ??) και το διάνυσμά του είναι κάθετο στην επιφάνεια της Γης. Κοντά στον μαγνητικό ισημερινό του πλανήτη

είναι κατά μέσο όρο 30.000 nT και το διάνυσμά του τείνει να είναι παράλληλο στην επιφάνεια του πλανήτη μας. Είναι ένα εξαιρετικά ασθενές μαγνητικό πεδίο, εάν λάβουμε υπόψη ότι η ένταση του πεδίου από ένα διακοσμητικό μαγνητάκι ψυγείου είναι περίπου 5.000.000 nT.

Το μαγνητικό πεδίο γύρω από τον πλανήτη προσεγγίζεται ικανοποιητικά από ένα διπολικό μαγνητικό πεδίο σε αποστάσεις οι οποίες φτάνουν τις 5 - 6  $R_E$ . Σε μεγαλύτερες αποστάσεις, εξωτερικά μαγνητικά πεδία αρχίζουν σταδιακά να γίνονται σημαντικά. Με τον όρο εξωτερικά μαγνητικά πεδία περιγράφονται πεδία που μεταφέρει ο ηλιακός άνεμος, όσο και πεδία που επάγονται από το πολύπλοκο σύστημα ηλεκτρικών ρευμάτων που αναπτύσσεται στο εσωτερικό της μαγνητόσφαιρας της Γης.

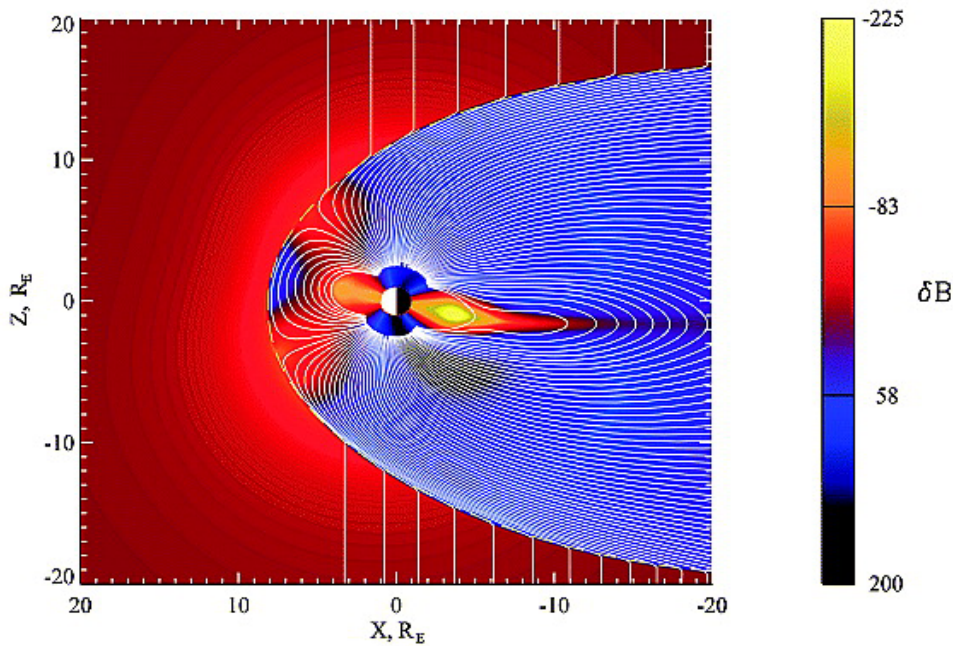
Την επίδραση του ηλιακού ανέμου στην εσωτερική δομή της μαγνητόσφαιρας της Γης έχουν επιβεβαιώσει επίγειες παρατηρήσεις, σε συνδυασμό με παρατηρήσεις από δορυφόρους. Ειδικότερα, διακυμάνσεις του μαγνητικού πεδίου στο μεσοπλανητικό χώρο παρατηρούνται να διαδίδονται στο εσωτερικό της γήινης μαγνητόσφαιρας. Το βάθος μέχρι το οποίο παρατηρούνται διαταραχές του μαγνητικού πεδίου της Γης εξαρτάται κυρίως από τον προσανατολισμό του διαπλανητικού μαγνητικού πεδίου. Η συνιστώσα του μαγνητικού πεδίου με κατεύθυνση προς νότο είναι αυτή που καθορίζει την ενέργεια που μεταφέρεται από τον ηλιακό άνεμο στο εσωτερικό της μαγνητόσφαιρας της Γης [Russell (2007)].



Σχήμα 2.3: Μαγνητική επανασύνδεση παρατηρείται στην προσήλια μαγνητόπαυση της Γης όταν το μαγνητικό πεδίο στον ηλιακό άνεμο έχει κατεύθυνση προς νότο [Day (2001)].

Η πολικότητα του μαγνητικού πεδίου στον Ήλιο αλλάζει κάθε 11 χρόνια. Ωστόσο, ο ηλιακός άνεμος που ρέει μέχρι τις παρυφές της γήινης μαγνητόσφαιρας μεταφέρει σύνθετες δομές με μαγνητικό πεδίο που μεταβάλλεται σε μικρότερες χρονικές κλίμακες, όπως οι στεμματικές εκτινάξεις μάζας (coronal mass ejections ή CMEs). Όταν στη μαγνητόπαυση της Γης το μαγνητικό πεδίο που μεταφέρει ο ηλιακός άνεμος έχει κατεύθυνση προς νότο, οι ανοιχτές δυναμικές γραμμές του συγκολλούνται με τις κλειστές δυναμικές γραμμές του μαγνητικού πεδίου της Γης δημιουργώντας μία νέα τοπολογία. Δηλαδή, μαγνητική επανασύνδεση παρατηρείται όταν η πολικότητα των δύο μαγνητικών πεδίων είναι αντίθετη (δείτε το Σχήμα 2.3). Στην περίπτωση που το μαγνητικό πεδίο στον ηλιακό άνεμο διατηρήσει την κατεύθυνση προς νότο για διάστημα μεγαλύτερο από 30 min, αναμένεται η εκδήλωση μαγνητικής υποκαταιγίδας.

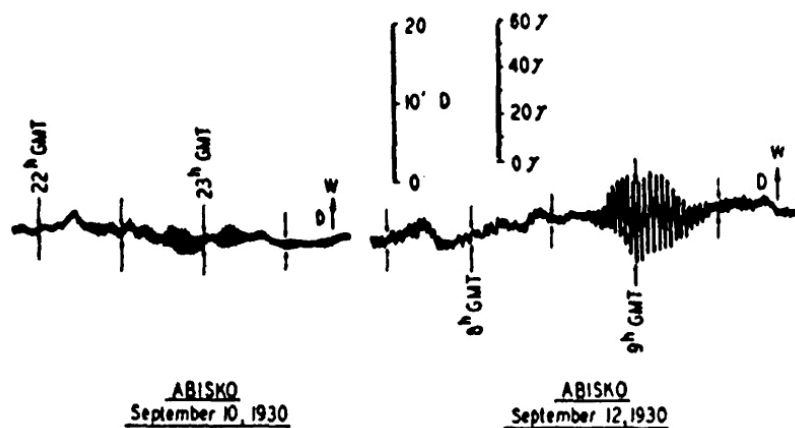
Για την περιγραφή της συνιστώσας του μαγνητικού πεδίου γύρω από τη Γη, η οποία διαμορφώνεται από το σύνολο των εξωτερικών μαγνητικών πεδίων, έχουν αναπτυχθεί μία πληθώρα λεπτομερών μοντέλων, μεταξύ των οποίων και το εμπειρικό μοντέλο του [Tsyganenko (2002)]. Ένα



Σχήμα 2.4: Η χωρική κατανομή της διαφοράς μεταξύ της έντασης του μαγνητικού πεδίου γύρω από τη Γη όπως περιγράφεται από το εμπειρικό μοντέλο του Tsyganenko και του διπολικού μαγνητικού πεδίου για τη μαγνητική καταιγίδα που εκδηλώθηκε στις 10 Οκτωβρίου 1990 [Tsyganenko (2002)].

παράδειγμα φαίνεται στο Σχήμα 2.4. (Για την ακριβή μαθηματική περιγραφή του διπολικού μαγνητικού πεδίου μπορείτε να ανατρέξετε στο Παράρτημα, και ειδικότερα στην Ενότητα 6.1).

## 2. Ηλεκτρομαγνητικές ταλαντώσεις



Σχήμα 2.5: Ταλαντώσεις του γεωμαγνητικού πεδίου που καταγράφηκαν με τη βελόνα μιας πυξίδας στη βόρεια Σουηδία. Το κυματοπακέτο που παρατηρήθηκε περίπου στις 09:00 UT (Universal Time) στις 10 Σεπτεμβρίου 1930 χαρακτηρίζεται ως «γιγάντια ταλάντωση» (giant pulsation) [Chapman & Bartels (1940)].

Οι πρώτες καταγραφές ταλαντώσεων εξαιρετικά χαμηλής συχνότητας του μαγνητικού πεδίου της Γης χρονολογούνται από το 1857 [Chapman & Bartels (1940)]. Ένα παράδειγμα τέτοιων "μαγνητικών μικροταλαντώσεων" (magnetic micropulsations) φαίνεται στο Σχήμα 2.5, όπου το πλάτος τους είναι περίπου 40 nT και η περίοδός τους περίπου 2 min. Με το πέρασμα του χρόνου, η ονομασία τους άλλαξε σε μαγνητικές ταλαντώσεις, ενώ ο όρος που έχει επικρατήσει σήμερα είναι κύματα εξαιρετικά χαμηλής συχνότητας (ultra-low frequency ή ULF waves).

Ταλαντώσεις του μαγνητικού πεδίου της Γης με κατά προσέγγιση ημιτονοειδή κυματομορφή κατηγοριοποιούνται ως continuous pulsations (Pc), ενώ όταν η κυματομορφή τους είναι ακαθόριστη ως irregular pulsations (Pi). Σε κάθε μία από τις δύο αυτές κύριες κατηγορίες των χαμηλής συχνότητας ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων διακρίνονται επιμέρους είδη ταλαντώσεων με βάση την περιοχή συχνοτήτων την οποία καλύπτουν (δείτε τον Πίνακα 2.1). Ωστόσο, διαφορετικές φυσικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα μέσα στη μαγνητόσφαιρα της Γης μπορούν να παράγουν κύματα στην ίδια περιοχή συχνοτήτων, με αποτέλεσμα τα όρια που έχουν προταθεί από τους [Jacobs (1964)] να μην είναι αυστηρά καθορισμένα.

Irregular pulsations		
Κατηγορία	Κάτω όριο συχνότητας	Άνω όριο συχνότητας
Pi2	2 mHz	25 mHz
Pi1	0.025 mHz	1 Hz

Continuous pulsations		
Κατηγορία	Κάτω όριο συχνότητας	Άνω όριο συχνότητας
Pc5	2 mHz	7 mHz
Pc4	7 mHz	22 mHz
Pc3	22 mHz	100 mHz
Pc2	0.1 Hz	0.2 Hz
Pc1	0.2 Hz	0.5 Hz

Πίνακας 2.1: Οι ταλαντώσεις του μαγνητικού πεδίου της Γης διακρίνονται σε δύο κατηγορίες ανάλογα με τη μορφή τους (ημιτονοειδή ή ακαθόριστη), και η κάθε κατηγορία σε επιμέρους ζώνες συχνοτήτων.

Οι ταλαντώσεις αυτές είναι το αποτέλεσμα στάσιμων κυμάτων Alfvén που διαδίδονται κατά μήκος των δυναμικών γραμμών του μαγνητικού πεδίου της Γης, και ονομάζονται field line resonances (FLRs). Η λεπτομερής μελέτη των λύσεων των εξισώσεων του Maxwell, σε συνδυασμό με τις εξισώσεις της υδροδυναμικής, οδήγησε στο διαχωρισμό των κυμάτων σε toroidal και poloidal field line resonances. Οι toroidal field line resonances χαρακτηρίζονται από διακυμάνσεις του μαγνητικού πεδίου κατά την αζιμουθιακή διεύθυνση και ηλεκτρικό πεδίο κατά την ακτινική διεύθυνση, ενώ αντίθετα, οι poloidal field line resonances από ταλαντώσεις του μαγνητικού πεδίου κατά την ακτινική διεύθυνση και ηλεκτρικό πεδίο με αζιμουθιακή συνιστώσα μόνο. Κατά συνέπεια, οι toroidal field line resonances μπορούν να ανιχνευθούν στην επιφάνεια της Γης από τη μεταβολή της συνιστώσας του τοπικού μαγνητικού πεδίου στη διεύθυνση βορά-νότου. Τις ακριβείς λύσεις των εξισώσεων του Maxwell, σε συνδυασμό με τις εξισώσεις της υδροδυναμικής μπορείτε να βρείτε στην Ενότητα 3. του Παραρτήματος.

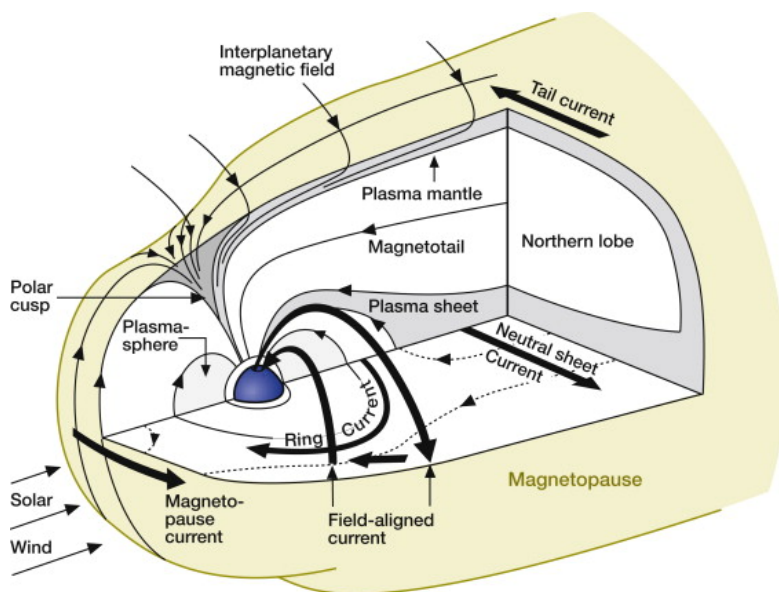
Το είδος των ταλαντώσεων που παρατηρούνται στη μαγνητόσφαιρα καθορίζεται τόσο από μεταβολές στη διεύθυνση και την ένταση του διαπλανητικού μαγνητικού πεδίου  $B$ , όσο και στην

ταχύτητα και τη δυναμική πίεση του ηλιακού ανέμου. Τα χαρακτηριστικά των ταλαντώσεων του μαγνητικού πεδίου της Γης όσο και των τοπικών ηλεκτρικών πεδίων, οι οποίες αναπτύσσονται στη διάρκεια μαγνητικών καταιγίδων και υποκαταιγίδων, πέρα από πληροφορίες για τις φυσικές διεργασίες μέσα από τις οποίες δημιουργήθηκαν, μεταφέρουν επίσης πληροφορίες για τις περιοχές της μαγνητόσφαιρας όπου διαδίδονται πριν φτάσουν στον παρατηρητή.

Συγκεκριμένα, ο ηλιακός άνεμος, το κρουστικό κύμα της Γης και η μαγνητόπαυση αποτελούν εξωτερικές πηγές ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων, τα οποία καθώς διαδίδονται μέσα στη μαγνητόσφαιρα μέχρι την επιφάνεια της Γης αλληλεπιδρούν με τις δυναμικές γραμμές του γήινου μαγνητικού πεδίου (λεπτομέρειες μπορείτε να βρείτε στην Ενότητα 4. του Παραρτήματος).

### 3. Κύματα πολύ χαμηλής συχνότητας και γεωμαγνητική δραστηριότητα

Η αιφνίδια έναρξη των μαγνητικών καταιγίδων (sudden storm commencement ή SSC) συμπίπτει με την άφιξη ενός διαπλανητικού κρουστικού κύματος στη διαστημική γειτονιά της Γης. Λόγω της αυξημένης δυναμικής πίεσης του ηλιακού ανέμου, που οφείλεται σε αυξημένη πυκνότητα πλάσματος ή/και ταχύτητα του ηλιακού ανέμου μεγαλύτερη από τη συνηθισμένη τιμή της, η μαγνητόπαυση μετατοπίζεται προς το εσωτερικό της μαγνητόσφαιρας, ενώ οι δυναμικές γραμμές του μαγνητικού πεδίου της Γης ταλαντώνονται παράγοντας το κυματοπακέτο που συνιστά την SSC.



Σχήμα 2.6: Το πολύπλοκο σύστημα ρευμάτων που αναπτύσσονται στη διάρκεια μιας μαγνητικής καταιγίδας στο εσωτερικό της γήινης μαγνητόσφαιρας (Rice University).

Την αρχική φάση της καταιγίδας διαδέχεται η ταχύτερη μείωση της έντασης του μαγνητικού πεδίου στην επιφάνεια της Γης καθώς ενισχύεται ο πληθυσμός των ηλεκτρικά φορτισμένων σωματιδίων που απαρτίζουν το δακτυλιοειδές ρεύμα (ring current). Ιόντα, μεταξύ των οποίων πρωτόνια, ιόντα ηλίου και οξυγόνου, ολισθαίνουν γύρω από τη Γη με κατεύθυνση από το νυχτερινό τμήμα της μαγνητόσφαιρας προς τη δύση και το ημερήσιο τμήμα της [Daglis (2006)].

Στο ημερήσιο τμήμα της μαγνητόσφαιρας, μέσα από τη μαγνητική επανασύνδεση των δυναμικών

γραμμών του διαπλανητικού μαγνητικού πεδίου με τις δυναμικές γραμμές του μαγνητικού πεδίου της Γης, ενέργεια από τον ηλιακό άνεμο μεταφέρεται στο εσωτερικό της μαγνητόσφαιρας, όπου ενισχύεται η μεταφορική κίνηση του πλάσματος. Ένα μεγάλο μέρος των ιόντων που απαρτίζουν το δακτυλιοειδές ρεύμα ολισθαίνουν κατά μήκος ανοιχτών μαγνητικών γραμμών, οι οποίες διαπερνούν το ημερήσιο τμήμα της μαγνητόπαυσης και τελικά διαφεύγουν στο διαπλανητικό χώρο.

Στη διάρκεια της τελευταίας φάσης της μαγνητικής καταιγίδας (recovery phase), καθώς το δακτυλιοειδές ρεύμα σταδιακά εξασθενεί, ιόντα που φτάνουν από τη μαγνητοουρά ακολουθούν κλειστές μαγνητικές γραμμές. Η απώλεια ιόντων οφείλεται, τότε, στην ανταλλαγή φορτίου με ουδέτερα άτομα της εξώσφαιρας. Ως αποτέλεσμα της ενίσχυσης και στη συνέχεια της εξασθένησης του δακτυλιοειδούς ρεύματος αναπτύσσονται διάφορα είδη ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων στο εσωτερικό της μαγνητόσφαιρας κατά τη διάρκεια μαγνητικών καταιγίδων.

#### 4. Αλληλεπίδραση κυμάτων–σωματιδίων

Παρατηρήσεις υποδεικνύουν ότι η ενίσχυση της ροής σχετικιστικών ηλεκτρονίων που παρατηρείται στις ζώνες ακτινοβολίας σχετίζεται με την εμφάνιση κυμάτων εξαιρετικά χαμηλής συχνότητας σχετίζεται. Ειδικότερα, μεγάλης χρονικής διάρκειας ηλεκτρομαγνητικές ταλαντώσεις των οποίων η συχνότητα κυμαίνεται μεταξύ 2 και 7 mHz προηγείται της ενίσχυσης της ροής ηλεκτρονίων στη φάση της ύφεσης των περισσότερων μαγνητικών καταιγίδων

Οι συχνότητες των κυμάτων Pc5 συμπίπτουν με τη συχνότητα ολίσθησης των ηλεκτρονίων γύρω από τη Γη (drift motion), ενώ είναι τάξεις μεγέθους μικρότερες από τις αντίστοιχες χρονικές κλίμακες της περιστροφικής κίνησής τους γύρω από τις δυναμικές γραμμές του μαγνητικού πεδίου καθώς και της παλινδρομικής τους κίνησης μεταξύ των σημείων ανάκλασης τους στο βόρειο και νότιο ημισφαίριο. Σε συνδυασμό με τις παρατηρήσεις, προτάθηκε ο μηχανισμός της ακτινικής διάχυσης των ηλεκτρονίων.

Μέσα από την αλληλεπίδρασή τους με κύματα Pc5, ηλεκτρόνια διαχέονται κατά την ακτινική διεύθυνση παραβιάζοντας την τρίτη αδιαβατική αναλλοίωτη (drift-resonant interaction) της κίνησής τους. Η μετακίνησή τους προς τη Γη σε περιοχές της μαγνητόσφαιρας με μεγαλύτερης έντασης μαγνητικό πεδίο, ενώ διατηρούνται η πρώτη και δεύτερη αδιαβατική αναλλοίωτη, συνοδεύεται από την αύξηση της ενέργειάς τους.

## Κεφάλαιο 3

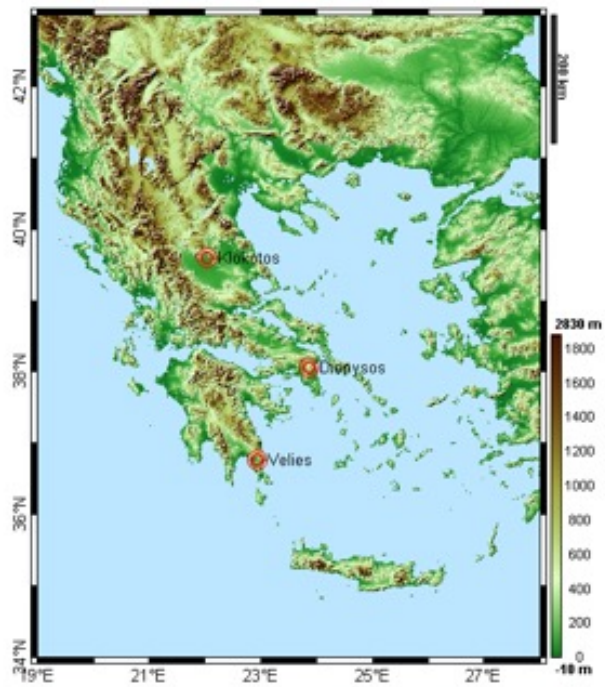
# Μετρήσεις του μαγνητικού πεδίου της Γης

### 1. Μετρήσεις του μαγνητικού πεδίου της Γης

Στο πλαίσιο της παρούσας εργαστηριακής άσκησης, θα χρησιμοποιήσετε μετρήσεις του μαγνητικού πεδίου της Γης από επίγεια μαγνητόμετρα τύπου fluxgate. Με τον όρο μαγνητόμετρο αναφερόμαστε σε αισθητήρες που χρησιμοποιούνται για τη μέτρηση μαγνητικών πεδίων, των οποίων η ένταση δεν ξεπερνάει την ένταση του μαγνητικού πεδίου της Γης. Βασίζονται σε διάφορες τεχνικές μέτρησης της έντασης μαγνητικών πεδίων, ενώ η διακριτική ικανότητα τους κυμαίνεται από 1 mTesla έως 1 pTesla (την αρχή λειτουργίας μαγνητομέτρων τύπου fluxgate μπορείτε να βρείτε στην Ενότητα 6.5 του Παραρτήματος).

### 2. Επίγεια δίκτυα μαγνητικών σταθμών

Ηλεκτρομαγνητικές ταλαντώσεις παρατηρούνται στην επιφάνεια της Γης κυρίως σε μεγάλα γεωμαγνητικά πλάτη, στο εσωτερικό της περιοχής που καλύπτει ο ελλειψοειδής σχηματισμός του πολικού σέλαος. Σε χαμηλά γεωμαγνητικά πλάτη, κύματα Pc5 παρατηρούνται στη διάρκεια ισχυρών μαγνητικών καταιγίδων. Στο πλαίσιο της παρούσας εργαστηριακής άσκησης, θα αναλύσετε μετρήσεις από επίγεια μαγνητόμετρα του Hellenic Geomagnetic Array (ENIGMA) που βρίσκονται σε χαμηλά γεωμαγνητικά πλάτη σε τέσσερις διαφορετικές περιοχές της Ελλάδας, όπως απεικονίζονται στο Σχήμα 3.1 [Daglis *et al.* (2010)]. Ένας από τους κύριους επιστημονικούς σκοπούς του δικτύου μαγνητομέτρων ENIGMA είναι η συγκριτική μελέτη παρατηρήσεων ηλεκτρομαγνητικών ταλαντώσεων από την επιφάνεια της Γης σε χαμηλά και μεσαία γεωμαγνητικά πλάτη και από διαστημικές αποστολές του Ευρωπαϊκού Οργανισμού Διαστήματος (European Space Agency ή ESA) και συγκεκριμένα, τις αποστολές Cluster και Swarm. Για περισσότερες πληροφορίες, μπορείτε να επισκεφθείτε την επίσημη σελίδα του δικτύου ENIGMA: <http://enigma.space.noa.gr/>.



Σχήμα 3.1: Η θέση των μαγνητομέτρων που απαρτίζουν το δίκτυο ENIGMA στην Ελλάδα. Ο χάρτης βασίζεται σε δεδομένα της Shuttle Radar Tomography Mission (SRTM) της National Aeronautics and Space Administration (NASA).



## Κεφάλαιο 4

# Φασματική ανάλυση μετρήσεων του γεωμαγνητικού πεδίου

Η φασματική ανάλυση μας επιτρέπει να δούμε το σήμα  $x(t)$  που καταγράφουν μαγνητόμετρα από μία διαφορετική οπτική γωνία, δηλαδή ως συνάρτηση του χρόνου στο χώρο των συχνοτήτων. Ειδικότερα, το σήμα αναλύεται σε ένα άθροισμα κυμάτων με συγκεκριμένες συχνότητες τα οποία παριστάνονται με συνημίτονα και ημίτονα. Χάρη στις ιδιότητες των τριγωνομετρικών αυτών συναρτήσεων, το πλάτος κάθε κύματος στη σειρά Fourier μπορεί να υπολογιστεί με ένα ολοκλήρωμα.

Χρησιμοποιούμε τους τύπους του Euler,

$$\cos\theta = \frac{e^{j\theta} + e^{-j\theta}}{2}, \sin\theta = \frac{e^{j\theta} - e^{-j\theta}}{2} \quad (4.1)$$

για να γράψουμε τη σειρά Fourier σαν άθροισμα κυμάτων  $e^{j2f_o t}$ , απλοποιώντας με τον τρόπο αυτό πολλές από τις σχέσεις που περιλαμβάνει η φασματική ανάλυση. Αντικαθιστώντας τα συνημίτονα και τα ημίτονα σαν μιγαδικά εκθετικά έχει σαν αποτέλεσμα οι συντελεστές Fourier που θα υπολογίσουμε να είναι μιγαδικοί αριθμοί. Με τη βοήθειά τους, ωστόσο, υπολογίζουμε το πλάτος κάθε κύματος όσο και τη φάση του.

### 1. Ένα απλό παράδειγμα

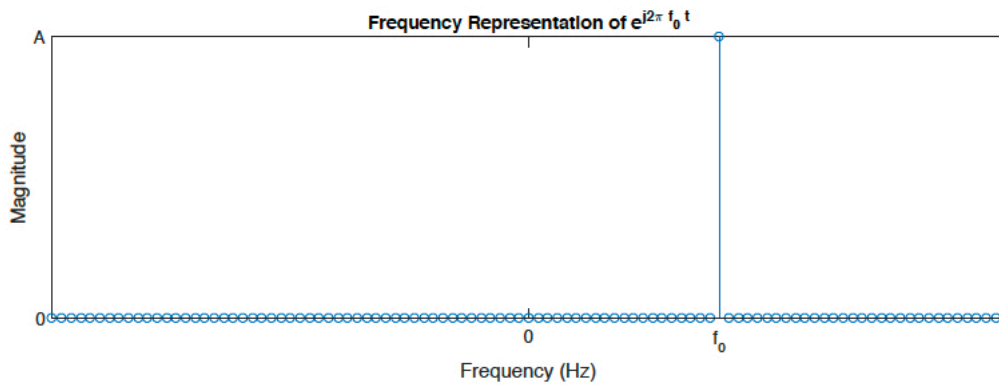
Το μιγαδικό εκθετικό συχνότητας  $f$  είναι η πιο απλή μαθηματική αναπαράσταση ενός περιοδικού σήματος

$$x(t) = Ae^{j2\pi f_o t} \quad (4.2)$$

Είναι ένα σήμα που ορίζεται στο χρόνο, με πλάτος και συχνότητα  $f_o$ , η οποία είναι σταθερή. Γι' αυτό το σήμα, το διάγραμμα στο χώρο των συχνοτήτων θα είναι όπως το Σχήμα 4.1.

Για ένα πραγματικό σήμα, όπως το

$$x(t) = A\cos(2f_o t) \quad (4.3)$$

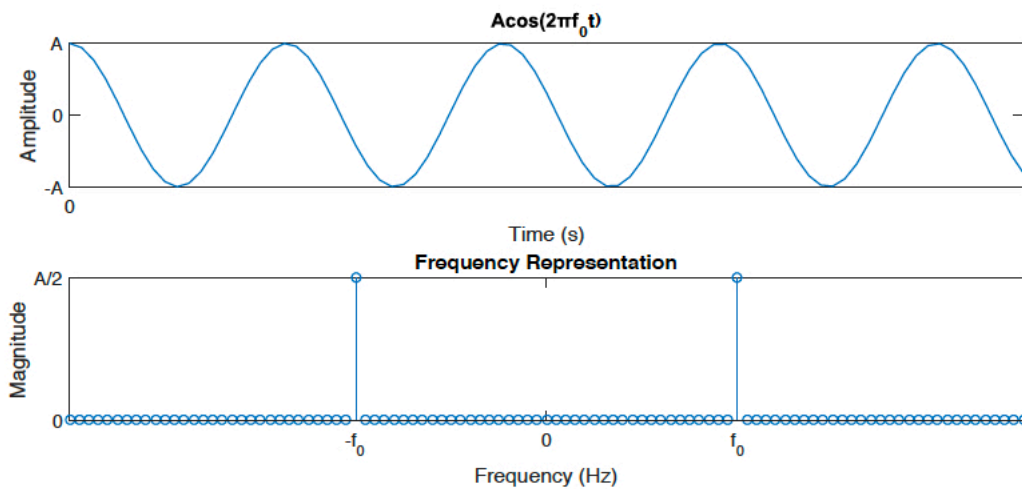


Σχήμα 4.1: Παράδειγμα συχνοτικής ανάλυσης.

γνωρίζουμε ότι σύμφωνα με τους τύπους του Euler

$$x(t) = A \cos(2f_0 t) = \frac{A}{2} e^{j2f_0 t} + \frac{A}{2} e^{-j2f_0 t} \quad (4.4)$$

το σήμα γράφεται σαν ένα άθροισμα από δύο εκθετικά και η γραφική αναπαράσταση στο χώρο των συχνοτήτων θα παρουσιάζει δύο χαρακτηριστικές συχνότητες  $-f_0$  και  $+f_0$ , που κάθε μία αντιστοιχεί σε πλάτος  $A/2$  (Σχήμα 4.2).



Σχήμα 4.2: Παράδειγμα ανάλυσης σήματος στο χώρο του χρόνου και των συχνοτήτων.

## 2. Ανάλυση σε σειρές Fourier

Η ανάλυση σε σειρές Fourier είναι το βασικότερο εργαλείο ανάλυσης σήματος, το οποίο μας δίνει πληροφορίες για το ποιες συχνότητες υπάρχουν στο σήμα. Αυτό πρακτικά σημαίνει ότι μας δίνει πληροφορίες για το πόσα και ποια διαφορετικά συνημίτονα πρέπει να προσθέσουμε μεταξύ τους για να πάρουμε το σήμα που αναλύουμε. Ένα παράδειγμα φαίνεται στο Σχήμα 4.3.

Ένα περιοδικό σήμα με περίοδο αναλύεται σε σειρά Fourier σύμφωνα με τις σχέσεις:

$$x(t) = X_o + \sum_{k=-\infty}^{+\infty} X_k e^{jk\omega_o t} \quad (4.5)$$

όπου  $X_k$  οι συντελεστές Fourier

$$X_k = \frac{1}{T_o} \int_0^{T_o} x(t) e^{-jk\omega_o t} dt \quad (4.6)$$

με  $\omega_o = \frac{2\pi}{T_o}$  και  $\omega_o = 2\pi f_o$  η θεμελιώδη συχνότητα, ακέραια πολλαπλάσια της οποίας είναι οι συχνότητες που εμφανίζονται στην εξίσωση 4.5.

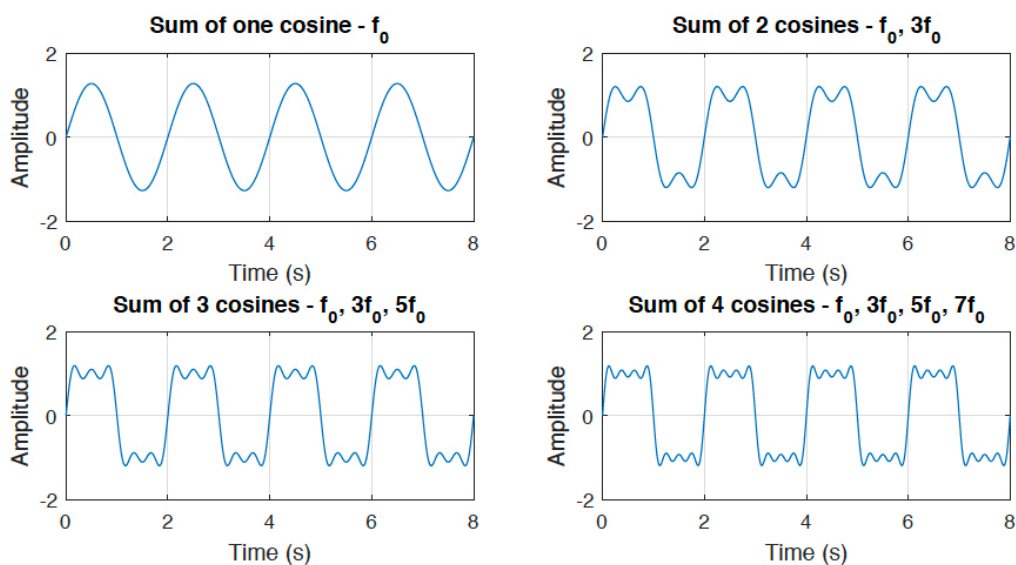
Το ολοκλήρωμα δηλώνει ότι για να βρούμε τους συντελεστές Fourier κάθε εκθετικού πρέπει να πολλαπλασιάσουμε το σήμα  $x(t)$  με τις συναρτήσεις βάσης  $e^{-jk\omega_o t}$  και να ολοκληρώσουμε το αποτέλεσμα σε μια περίοδο, σε μια οποιαδήποτε περίοδο του σήματος. Για πραγματικά σήματα, το  $X_o$  είναι εξ ορισμού το εμβαδόν μιας περιόδου του σήματος και πραγματικός αριθμός. Το ίδιο δεν ισχύει για τους συντελεστές  $X_k$ .

Υπάρχουν δύο βασικές συνθήκες για την ύπαρξη της σειράς Fourier:

1. Οι συντελεστές  $X_k$  πρέπει να έχουν πεπερασμένο μέτρο, δηλαδή  $|X_k| < \infty$ . Αυτό αποδεικνύεται ότι συμβαίνει μόνο όταν

$$\int_0^{T_o} |x(t)| dt < \infty. \quad (4.7)$$

Η σχέση 4.7 ονομάζεται ασθενής συνθήκη Dirichlet. Αν το σήμα  $x(t)$  ικανοποιεί την ασθενή συνθήκη Dirichlet, η ύπαρξη της σειράς Fourier είναι εγγυημένη, αλλά μπορεί η σειρά να μην συγκλίνει σε κάθε σημείο. Για παράδειγμα, αν ένα σήμα  $x(t)$  απειρίζεται σε κάποιο σημείο, τότε προφανώς κανένα άθροισμα συνημιτόνων δεν μπορεί να αναπαραστήσει την περιοχή αυτή, οπότε η σειρά που θα αναπαριστά το σήμα θα είναι "προβληματική" σε αυτή την περιοχή, δηλαδή δεν θα συγκλίνει.



Σχήμα 4.3: Ανάλυση σήματος σε άθροισμα ημιτόνων.

Το σήμα  $x(t)$  πρέπει να έχει πεπερασμένο αριθμό μεγίστων και ελαχίστων σε μια περίοδο, καθώς και πεπερασμένο αριθμό ασυνεχειών. Αυτές οι δύο συνθήκες λέγονται ισχυρές συνθήκες Dirichlet. Αξίζει να σημειωθεί ότι οποιοδήποτε σήμα επεξεργαστούμε στο εργαστήριο ικανοποιεί τις συνθήκες αυτές, και άρα έχει σειρά Fourier που συγκλίνει.

### 3. Οι σειρές Fourier στην πράξη

Καθώς μετρήσεις της έντασης του μαγνητικού πεδίου της Γης λαμβάνονται κατά τακτά χρονικά διαστήματα διάρκειας  $\Delta t = 1s$ , ή διαφορετικά με συχνότητα  $f_x = 1Hz$  το ολοκλήρωμα των συντελεστών Fourier διακριτικοποιείται και προσεγγίζεται από το άθροισμα

$$X_k = \Delta t \sum_{j=0}^{N-1} x_j e^{-2ift_j} \quad (4.8)$$

όπου  $t_j = j\Delta t$ ,  $x_j = x(t_j) = x(j\Delta t)$ ,  $\Delta t = \frac{T}{N}$ ,  $j = 0, 1, 2, \dots, N$ .

Ο διακριτός μετασχηματισμός Fourier επιτρέπει τον υπολογισμό του αθροίσματος της εξίσωσης 4.8 σε συγκεκριμένες συχνότητες και ορίζεται ως εξής

$$\kappa = \sum_{j=0}^{N-1} x_j e^{-2\pi i f_k t_j} \quad (4.9)$$

με  $\kappa = 0, 1, 2, \dots, N-1$  και  $f_k = \kappa/N\Delta t = \kappa/T$ . Οι τιμές που λαμβάνει ο δείκτης είναι

$$M = \begin{cases} \frac{N}{2}, & \text{για } N \text{ άρτιο ακέραιο} \\ \frac{N+1}{2}, & \text{για } N \text{ περιττό ακέραιο.} \end{cases} \quad (4.10)$$

αντιπροσωπεύουν τον περιορισμό των επιτρεπών συχνοτήτων σε μία συγκεκριμένη περιοχή. Η μέγιστη επιτρεπτή συχνότητα είναι η συχνότητα Nyquist, η οποία εξαρτάται από το χρονικό διάστημα που μεσολαβεί μεταξύ διαδοχικών μετρήσεων της έντασης του γεωμαγνητικού πεδίου, δηλαδή

$$f_{Nyq} = \frac{1}{2\Delta t} \quad (4.11)$$

και η χαμηλότερη επιτρεπτή συχνότητα από το συνολικό μήκος της χρονοσειράς μετρήσεων του γεωμαγνητικού πεδίου,  $T = N\Delta t$ , δηλαδή

$$f_{min} = \frac{1}{N\Delta t} = \frac{1}{T} \quad (4.12)$$

### 4. Φάσμα ισχύος περιοδικών φαινομένων

Για τον υπολογισμό της ισχύος του σήματος  $x(t)$  ισχύει:

$$P = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} x(t)^2 dt \quad (4.13)$$

$$= \int_{-\infty}^{\infty} S_x(f) df \quad (4.14)$$

όπου  $S_x(f)$  η πυκνότητα φάσματος ισχύος (power spectral density ή PSD). Για ένα σήμα διακριτού χρόνου που προκύπτει για παράδειγμα από τη μέτρηση του μαγνητικού πεδίου κατά τακτά χρονικά διαστήματα διάρκεια  $\Delta t$  ή διαφορετικά με συχνότητα  $f_x = 1Hz$ , η σχέση για τον υπολογισμό της ισχύος γίνεται

$$P = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{1}{2N + 1} \sum_{n=-N}^N x^2(n) \quad (4.15)$$

Ένας απλός τρόπος να εκτιμηθεί η ισχύς είναι να υπολογιστεί ο διακριτός μετασχηματισμός Fourier του σήματος και στη συνέχεια να υψωθεί το μέτρο του αποτελέσματος στο τετράγωνο. Ο συγκεκριμένος υπολογισμός καταλήγει στο περιοδογράμμο (periodogram) και γίνεται ως εξής

$$P(\kappa) = \frac{|X_k(f/f_x)|^2}{(f_x \kappa)} \quad (4.16)$$

όπου  $X_k$  ο διακριτός μετασχηματισμός Fourier του σήματος. Ο προσδιορισμός του περιοδογράμματος σε περιορισμένο πλήθος συχνοτήτων  $\kappa f_x / N$  με  $\kappa = 0, 1, \dots, N$  δίνει την ισχύ του σήματος

$$P = \frac{1}{T} \sum_{\kappa=0}^{N-1} |X_k|^2 \quad (4.17)$$

Ένα σήμα στο οποίο επικρατεί κάποια συγκεκριμένη συχνότητα, αυτή εμφανίζεται σαν μία κορυφή στο φάσμα ισχύος του. Όσο πιο περιοδικό είναι, δηλαδή το σήμα εξελίσσεται χρονικά σαν ένα καθαρό ημίτονο (ή συνημίτονο), τόσο πιο στενή είναι η κορυφή στο φάσμα ισχύος.

# Κεφάλαιο 5

## Βήματα της Άσκησης

### 1. Προσδιορισμός γεωμαγνητικών διαταραχών μέσω του δείκτη Dst

Το αρχείο GEOMAG.mat περιέχει όλες τις μετρήσεις που θα χρησιμοποιήσετε για τη διεξαγωγή της Άσκησης. Για το βήμα αυτό, θα χρειαστείτε τις ωριαίες μετρήσεις του γεωμαγνητικού δείκτη Dst σε μονάδες nanoTesla (nT) για τη χρονική περίοδο από 1 Μαρτίου 2013 μέχρι 30 Απριλίου 2013. Ο χρόνος που του αντιστοιχεί Dst\_time είναι σε μορφή datenum (δηλαδή ένας αύξοντας αριθμός ημερών με εκκίνηση το έτος μηδέν).

1. Κατασκευάστε τη γραφική παράσταση του χρονικού προφίλ του δείκτη Dst για όλο το δεδομένο χρονικό διάστημα.

Υπόδειξη Χρησιμοποιώντας την εντολή load, φορτώστε το αρχείο Indices.mat. Κατασκευάστε τις γραφικές παραστάσεις του δείκτη γεωμαγνητικής δραστηριότητας που περιλαμβάνει χρησιμοποιώντας την έτοιμη συνάρτηση plotTimeSeries.m.

2. Αναγνωρίστε τις γεωμαγνητικές καταιγίδες που εμφανίζονται.

### 2. Αναζήτηση της πηγής των γεωμαγνητικών διαταραχών στον ηλιακό άνεμο

Από το αρχείο GEOMAG.mat, για το βήμα αυτό, θα χρειαστείτε τις ωριαίες τιμές των παραμέτρων του ηλιακού ανέμου μαζί με τον αντίστοιχο χρόνο τους και συγκεκριμένα:

- της z συνιστώσας του διανύσματος του διαπλανητικού μαγνητικού πεδίου ( $B_z$  (nT),  $B_z\_time$ )
- της ταχύτητας ροής του ηλιακού ανέμου ( $V_{sw}$  (km/s),  $V_{sw\_time}$ )
- της δυναμικής πίεσης του ηλιακού ανέμου ( $P_{sw}$  (nPa),  $P_{sw\_time}$ )

1. Κατασκευάστε τη γραφική παράσταση του χρονικού προφίλ του μαζί με το δείκτη Dst και των ηλιακών παραμέτρων  $B_z$ ,  $V_{sw}$ ,  $P_{sw}$  για όλο το δεδομένο χρονικό διάστημα.

Υπόδειξη: Χρησιμοποιήστε την έτοιμη συνάρτηση plotTimeSeries.m

2. Αναγνωρίστε το διαπλανητικό κρουστικό κύμα, η άφιξη του οποίου στη Γη σηματοδοτεί την έναρξη της ισχυρότερης γεωμαγνητικής καταιγίδας.
3. Αναζητήστε και προσδιορίστε χρονικά τουλάχιστον μια περίοδο κατά την οποία παρατηρήθηκε σημαντική αύξηση της ταχύτητας και της δυναμικής πίεσης του ηλιακού ανέμου χωρίς να εκδηλωθεί γεωμαγνητική καταιγίδα. Εξηγήστε για ποιο λόγο παρόμοιες συνθήκες στον ηλιακό άνεμο έχουν διαφορετικό γεωαποτέλεσμα.

### 3. Φασματική ανάλυση των γεωμαγνητικών ταλαντώσεων κατά τη διάρκεια της γεωμαγνητικής διαταραχής

Από το αρχείο GEOMAG.mat, για το βήμα αυτό θα χρειαστείτε τις μετρήσεις του γήινου μαγνητικού πεδίου που προέρχονται από τον σταθμό του Διονύσου Αττικής, του ελληνικού δικτύου μαγνητομέτρων ENIGMA,  $B_{gr}$  (nT) μαζί με το χρόνο τους  $B_{gr\_time}$  (μετρήσεις ανά δευτερόλεπτο.)

1. Κατασκευάστε τη γραφική παράσταση του χρονικού προφίλ του δείκτη Dst και της έντασης του μαγνητικού πεδίου όπως καταγράφηκε από το συγκεκριμένο σταθμό του ENIGMA, για όλο το δεδομένο χρονικό διάστημα.

**Υπόδειξη:** Χρησιμοποιήστε την έτοιμη συνάρτηση `plotTimeSeries.m`

2. Σχολιάστε τη μορφή των δυο παραστάσεων.
3. Μελετήστε τις ταλαντώσεις του μαγνητικού πεδίου στην περιοχή συχνοτήτων των κυμάτων Pc5 (δείτε τον Πίνακα 2.1), ακολουθώντας τα εξής βήματα:

- Ορίστε την αρχή και το τέλος ενός συγκεκριμένου χρονικού διαστήματος διάρκειας μιας ώρας, το οποίο να βρίσκεται μέσα στην κύρια φάση της ισχυρότερης καταιγίδας.
- Ορίστε τη χαμηλότερη και υψηλότερη συχνότητα που αντιστοιχεί στα κύματα Pc5.
- Εφαρμόστε fast Fourier transform (fft) στη χρονοσειρά των δεδομένων του ENIGMA, για το παραπάνω χρονικό διάστημα, για να υπολογίσετε την ισχύ των κυμάτων Pc5 και να σχεδιάσετε τη γραφική παράσταση του φάσματος της ισχύος συναρτήσει της συχνότητας.

**Υπόδειξη:** Χρησιμοποιήστε την έτοιμη συνάρτηση `fourierSpectrum.m` για να εφαρμόσετε τον `fft`.

- Υπολογίστε τη μέση ισχύ των κυμάτων Pc5 για το παραπάνω χρονικό διάστημα.

**Υπόδειξη:** Χρησιμοποιήστε τη συνάρτηση `mean` της MATLAB. Εφαρμόστε τη στα δεδομένα της ισχύος που αποκομίσατε από τον `fft`.

### 4. Διακυμάνσεις των γεωμαγνητικών ταλαντώσεων κατά τη διάρκεια της μαγνητικής καταιγίδας

1. **Για το σπίτι:** Ακολουθήστε όλα τα βήματα της Ενότητας 3. και ειδικότερα του βήματος 3 για κάθε επιμέρους ώρα της αρχικής χρονοσειράς. Δηλαδή:

- Ορίστε την αρχή και το τέλος του συνολικού χρονικού διαστήματος στο οποίο θα εστιάσετε την ανάλυση σας και διαμερίστε τη χρονοσειρά σε μη αλληλεπικαλυπτόμενα παράθυρα με διάρκεια μιας ώρας.
- Ορίστε τη χαμηλότερη και υψηλότερη συχνότητα που αντιστοιχεί στα κύματα Pc5.
- Εφαρμόστε fft για τον υπολογισμό της ισχύος των κυμάτων Pc5 σε κάθε χρονικό παράθυρο, και
- υπολογίστε τη μέση ισχύ σε κάθε παράθυρο, και σχεδιάστε τη γραφική παράσταση του χρονικού προφίλ της μέσης ισχύος, μαζί με εκείνο του δείκτη Dst.

**Υπόδειξη:** Αυτή τη φορά χρησιμοποιήστε την έτοιμη συνάρτηση `fourierPower.m`.

2. **Για το σπίτι:** Σχολιάστε τη διακύμανση της ισχύος των κυμάτων Pc5 με βάση τα θεωρητικά στοιχεία που διαθέτετε για την πηγή μιας γεωμαγνητικής καταιγίδας και τις διαφορετικές μορφές της απόκρισης της μαγνητόσφαιρας της Γης.



# Κεφάλαιο 6

## Παράρτημα

### 1. Μαθηματική περιγραφή του μαγνητικού πεδίου της Γης

Το βαθμωτό δυναμικό του μαγνητικού πεδίου της Γης περιγράφεται από ένα ανάπτυγμα σειρών των σφαιρικών αρμονικών συντελεστών του Gauss,

$$\nabla^2 V = 0 \Rightarrow \tag{6.1}$$
$$V = a \sum_{n=1}^N \sum_{m=1}^N \left( \frac{R_E}{r} \right)^{n+1} [g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi] p_n^m \cos \theta$$

το οποίο είναι μία λύση της εξίσωσης Laplace. Το γεωγραφικό πλάτος και μήκος έχουν σημειωθεί με  $\phi$  και  $\theta$ ,  $R_E$  είναι η ακτίνα της Γης,  $r$  η απόσταση από το κέντρο της Γης και  $p_n^m$  τα πολυώνυμα Legendre. Για τιμή της ποσότητας  $n$  ίση με 1, το ανάπτυγμα περιγράφει ένα διπολικό μαγνητικό πεδίο:

$$V(\vec{r}) = \frac{1}{4\pi r^3} \vec{m} \cdot \vec{r} \Rightarrow \tag{6.2}$$

$$= \frac{mr \cos \theta}{4\pi r^3} = \frac{m \cos \theta}{4\pi r^2} \tag{6.3}$$

όπου η μαγνητική ροπή του διπόλου εκτιμάται ίση με  $7,94 \cdot 10^{22} \text{m}^2$ .

Η βαθμίδα του βαθμωτού δυναμικού

$$\vec{B} = -\mu_o \nabla V(\vec{r}) \tag{6.4}$$

προσδιορίζει τις τρεις συνιστώσες της έντασης του μαγνητικού πεδίου της Γης, όπου  $\mu_o$  η μαγνητική διαπερατότητα του ελεύθερου χώρου (magnetic permeability of free space) είναι ίση με  $4\pi \cdot 10^{-7} \text{kgm} \cdot \text{A}^{-2} \cdot \text{s}^{-2}$ . Συγκεκριμένα, οι τρεις συνιστώσες του μαγνητικού πεδίου είναι:

$$\begin{aligned}
B_r(r, \theta, \phi) &= -\frac{2\mu_o m \cos \theta}{4r^3} \\
B_\theta(r, \theta, \phi) &= -\frac{2\mu_o m \sin \theta}{4\pi r^3} \\
B_\phi(r, \theta, \phi) &= 0
\end{aligned} \tag{6.5}$$

και το μέτρο του μαγνητικού πεδίου

$$\begin{aligned}
B(r, \theta, \phi) &= \sqrt{B_r^2 + B_\theta^2 + B_\phi^2} \\
&= \frac{\mu_o m}{4\pi r^3} \sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta}.
\end{aligned} \tag{6.6}$$

Στο βόρειο μαγνητικό πόλο, οι συνιστώσες του πεδίου είναι:

$$\begin{aligned}
B_r(r, 0, \phi) &= -\frac{\mu_o m}{2^3} \\
B_\theta(r, 0, \phi) &= 0
\end{aligned} \tag{6.7}$$

δηλαδή, το διάνυσμα έχει συνιστώσα μονάχα κατά την ακτινική διεύθυνση, κάθετα στην επιφάνεια της Γης. Αντίθετα, στο μαγνητικό ισημερινό:

$$B_r(r, 90, \phi) = 0 \tag{6.8}$$

$$B_\theta(r, 90, \phi) = -\frac{\mu_o m}{4\pi r^3} \tag{6.9}$$

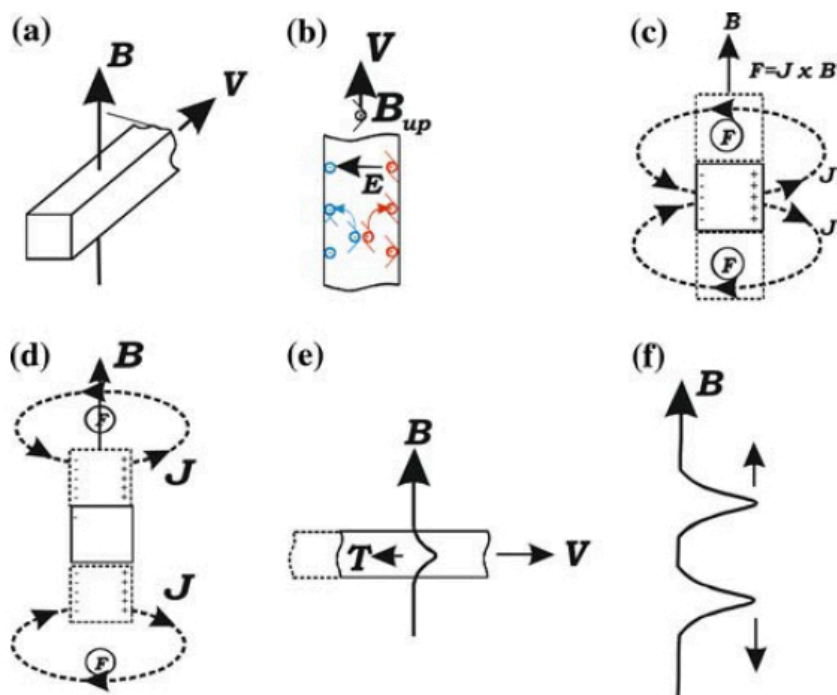
η ακτινική συνιστώσα του μαγνητικού πεδίου είναι μηδενική και το διάνυσμα έχει συνιστώσα μονάχα κατά την αζιμουθιακή διεύθυνση, παράλληλα στην επιφάνεια της Γης.

## 2. Κύματα Alfvén

Κύματα πολύ χαμηλής συχνότητας δημιουργούνται στο πλάσμα μέσα από ένα πλήθος φυσικών διεργασιών. Η φυσική διεργασία μέσα από την οποία αναπτύσσονται κύματα Alfvén απεικονίζεται στο Σχήμα 6.1.

Όταν οι συγκρούσεις σε ένα ψυχρό πλάσμα μπορούν να θεωρηθούν αμελητέες, τότε μπορούμε να υποθέσουμε ότι τα φορτισμένα σωματίδια του περιστρέφονται γύρω από τις δυναμικές γραμμές του μαγνητικού πεδίου, και υπό την επίδραση εξωτερικών δυνάμεων, τις παρασύρουν στην κίνησή τους. Υπό αυτές τις συνθήκες, το πλάσμα είναι *frozen in* στο μαγνητικό πεδίο.

Εάν η εξωτερική δύναμη ασκείται κάθετα στη διεύθυνση της πυκνότητας ροής του μαγνητικού πεδίου,  $\vec{B}$  και θέτει σε κίνηση έναν στοιχειώδη όγκο του πλάσματος (δείτε το Σχήμα 6.1, διάγραμμα (a)), τα θετικά και αρνητικά φορτισμένα σωματίδια στο εσωτερικό του κινούνται προς αντίθετες κατευθύνσεις (διάγραμμα (b)). Κατά την κίνησή τους αυτή, δέχονται τη δύναμη Lorentz:



Σχήμα 6.1: Πως αναπτύσσεται ένα κύμα Alfvén μέσα από την παλινδρομική κίνηση ενός στοιχειώδους όγκου πλάσματος [McPherron (2005)].

$$\vec{F} = q(\vec{V} \times \vec{B}) \quad (6.10)$$

και έχει σαν αποτέλεσμα την εμφάνιση ενός ηλεκτρικού πεδίου,  $E$ , κάθετα στη διεύθυνση κίνησης του στοιχειώδους όγκου πλάσματος, και του μαγνητικού πεδίου,  $B$ . Η κίνηση των φορτισμένων σωματιδίων στον περιβάλλοντα χώρο, η οποία τείνει να εξουδετερώσει το διαχωρισμό του ηλεκτρικού φορτίου στην επιφάνεια του στοιχειώδους όγκου πλάσματος, παράγει ένα ηλεκτρικό ρεύμα,  $J$  (διάγραμμα (c))

Καθώς το ηλεκτρικό ρεύμα ρέει κάθετα στη διεύθυνση του μαγνητικού πεδίου, αναπτύσσεται δύναμη:

$$\vec{F} = \vec{J} \times \vec{B} \quad (6.11)$$

η οποία έχει τη διεύθυνση της αρχικής ταχύτητας. Υπό την επίδρασή της, στοιχειώδεις όγκοι πλάσματος, τόσο επάνω όσο και κάτω από τον αρχικό όγκο πλάσματος, τίθενται σε κίνηση και η αρχική διαταραχή διαδίδεται σταδιακά κατά μήκος του μαγνητικού πεδίου (διάγραμμα (d)).

Η μετακίνηση κάθε στοιχειώδους όγκου πλάσματος παραμορφώνει μεμονωμένο τμήμα των δυναμικών γραμμών του μαγνητικού πεδίου, το οποίο είναι "frozen together" με το πλάσμα (διάγραμμα (e)). Η μαγνητική τάση,  $B^2/2\mu_0$ , που αναπτύσσεται σαν αποτέλεσμα της παραμόρφωσης του μαγνητικού πεδίου δρα σαν μία δύναμη επαναφοράς σε κάθε στοιχειώδη όγκο, ο οποίος επιστρέφει τελικά στην αρχική του θέση. Οι εγκάρσιοι παλμοί που διαδίδονται κατά μήκος του μαγνητικού πεδίου αποτελούν τα κύματα Alfvén (διάγραμμα (f)).

### 3. Λύσεις των μαγνητοϋδροδυναμικών κυματικών εξισώσεων

Τα κύματα Alfven αποτελούν ένα είδος από τα πολλά διαφορετικά κύματα που διαδίδονται μέσα σε ένα πλάσμα. Οι βασικές εξισώσεις της μαγνητοϋδροδυναμικής περιλαμβάνουν τις εξισώσεις του Maxwell για το ηλεκτρικό και το μαγνητικό πεδίο:

$$\begin{aligned}\nabla \vec{E} &= \frac{\rho}{\epsilon_0} & (6.12) \\ \nabla \times \vec{E} &= -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \\ \nabla \vec{B} &= 0 \\ \nabla \times \vec{B} &= \mu_0 \vec{J} + \epsilon_0 \mu_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}\end{aligned}$$

όπου  $\vec{E}$  και  $\vec{B}$  το ηλεκτρικό και μαγνητικό πεδίο,  $\epsilon_0$  και  $\mu_0$  η ηλεκτρική αγωγιμότητα και η μαγνητική διαπερατότητα του κενού. Σε αυτές θα πρέπει να προστεθούν η εξίσωση συνέχειας και η εξίσωση κίνησης, καθώς και η καταστατική εξίσωση που περιγράφουν το πλάσμα, το οποίο υποθέτουμε ότι συμπεριφέρεται αδιαβατικά, σαν να αποτελείται από πολλά ρευστά, ένα για κάθε είδος σωματιδίων:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla(\rho \vec{V}) &= 0 & (6.13) \\ \frac{\partial \vec{V}}{\partial t} &= -\nabla p + \vec{J} \times \vec{B} \\ \frac{p}{\rho^\gamma} &= \text{constant}\end{aligned}$$

Στις παραπάνω εξισώσεις  $\rho$ ,  $p$ ,  $\gamma$  ο λόγος των ειδικών θερμοτήτων. Θα πρέπει να προστεθεί ακόμα ο νόμος του Ohm, ο οποίος στο σύστημα αναφοράς όπου προσδιορίζεται η ταχύτητα του πλάσματος γράφεται:

$$\vec{J} = \sigma (\vec{E} + \vec{V} \times \vec{B}) \quad (6.14)$$

όπου  $\sigma$  η ειδική αγωγιμότητα του πλάσματος.

Στη μελέτη των πολύ χαμηλής συχνότητας κυμάτων σε ένα ομογενές και ακίνητο πλάσμα, υποθέτουμε ότι η ταχύτητα και το μαγνητικό πεδίο μπορούν να γραφούν ως άθροισμα ενός πεδίου υποβάθρου και μίας πρόσθετης διαταραχής,  $\vec{V} = 0 + \vec{V}'$  και  $\vec{B} = B_0 + \vec{B}'$ . Όμοια, η πίεση και η πυκνότητα του πλάσματος μπορούν να θεωρηθούν ως μικρές διαταραχές που προστίθενται στην αντίστοιχη τιμή του υποβάθρου,  $p = p_0 + p'$  και  $\rho = \rho_0 + \rho'$ . Οι βασικές εξισώσεις της μαγνητοϋδροδυναμικής προσέγγισης, αγνοώντας τους όρους ανώτερης τάξης, με τη θεώρηση αυτή των μικρών διαταραχών λαμβάνουν τη μορφή:

$$\begin{aligned}
\rho \frac{\partial \vec{V}'}{\partial t} &= -\nabla p + \frac{1}{\mu_o} [(\nabla \times \vec{B}') \times \vec{B}_o] \\
\nabla p &= \nabla \rho = \gamma \frac{p_o}{\rho_o} \nabla \rho' \\
\frac{\partial \rho'}{\partial t} + \rho (\nabla \vec{V}') &= 0 \\
\frac{\partial \vec{B}'}{\partial t} &= (\vec{B}_o \cdot \nabla) \vec{V}' = \vec{B}_o (\nabla u')
\end{aligned} \tag{6.15}$$

Στη συνέχεια μπορούμε να υποθέσουμε ότι κάθε μία παράμετρος μεταβάλλεται ανάλογα με την ποσότητα  $e^{i(\vec{r}-\omega x)}$ , όπου  $k$  είναι ο κυματαριθμός και  $\omega$  η γωνιακή συχνότητα του κύματος. Η εξίσωση για την μεταβολή του διανύσματος της ταχύτητας του πλάσματος λαμβάνει τότε τη μορφή:

$$\left( \frac{\omega^2}{2} - V_A^2 \cos^2 \theta \right) \vec{V}' - \left[ (s^2 + V_A^2) (\hat{V}') - V_A^2 (\hat{n} \cdot \hat{z}) \hat{z} \cdot \vec{V}' \right] \hat{z} = 0 \tag{6.16}$$

όπου  $s^2 = \gamma (p_o/\rho_o)$  το τετράγωνο της ταχύτητας του ήχου και  $V_A^2 = B_o^2/\mu\rho_o$  το τετράγωνο της ταχύτητας Alfven. Το άνυσμα του μαγνητικού πεδίου,  $\vec{B}$ , βρίσκεται στη διεύθυνση του άξονα των  $z$ , ενώ το κυμαάνυσμα  $\vec{k} = k\hat{n}$  με διεύθυνση  $\hat{n}$  της διάδοσης του κύματος επάνω στο επίπεδο  $y-z$ , σχηματίζοντας γωνία  $\theta$  με τον άξονα των  $z$ . Η διανυσματική εξίσωση των τριών συνιστωσών της ταχύτητας του πλάσματος  $\vec{V}$ , αφού γραφεί με τη βοήθεια πινάκων ως εξής:

Δηλαδή, αντιστοιχεί σε ένα σύστημα ομογενών εξισώσεων με τρεις λύσεις, κάθε μία από τις οποίες αντιστοιχεί σε έναν από τους τρεις διαφορετικούς τύπους μαγνητοϋδροδυναμικών κυμάτων. Ανάλογα με την ταχύτητά τους κατά μήκος του μαγνητικού πεδίου, τα μαγνητοϋδροδυναμικά αυτά κύματα διακρίνονται σε γρήγορα (fast waves) και αργά κύματα (slow waves), με ταχύτητα μεγαλύτερη από την ταχύτητα των κυμάτων Alfven ή αντίστοιχα μικρότερη. Τα γρήγορα μαγνητοϋδροδυναμικά κύματα χαρακτηρίζονται από διακυμάνσεις της πίεσης και του πεδίου, σε αντίθεση με τα αργά που προσεγγίζουν περισσότερο τα συνήθη ακουστικά κύματα.

$$\begin{pmatrix}
(\omega^2/k^2 - V_A^2 \cos^2 \theta) & 0 & 0 \\
0 & (\omega^2/k^2 - s^2 \sin^2 \theta - V_A^2) & -s^2 \sin \theta \cos \theta \\
0 & -s^2 \sin \theta \cos \theta & (2\omega^2 - s^2 \cos^2 \theta)
\end{pmatrix}
\begin{pmatrix}
V'_x \\
V'_y \\
V'_z
\end{pmatrix} = 0$$

Τα κύματα χαμηλής συχνότητας, τα οποία παρατηρούνται στην επιφάνεια της Γης ως ταλαντώσεις του γεωμαγνητικού πεδίου, προέρχονται από τον διαπλανητικό χώρο διαδίδονται κατά μήκος ή κάθετα στο μαγνητικό πεδίο της Γης ως αργά ή γρήγορα κύματα και μετατρέπονται μέσω των ηλεκτρικών ρευμάτων στο εσωτερικό της ιονόσφαιρας σε ηλεκτρομαγνητικά κύματα, τα οποία εκπέμπονται στη συνέχεια στην ουδέτερη ατμόσφαιρα της Γης.

#### 4. Εξωγενείς πηγές κυμάτων χαμηλής συχνότητας

##### **Ο ηλιακός άνεμος**

Ο ηλιακός άνεμος μεταφέρει ηλεκτρομαγνητικά κύματα πολύ χαμηλής συχνότητας, της τάξης του  $1mHz$ , τα οποία έχουν την πηγή τους στον Ήλιο και διαδίδονται μέχρι τις παρυφές της γήινης μαγνητόσφαιρας. Οι διακυμάνσεις των συνιστωσών του μαγνητικού πεδίου και της ταχύτητας του ηλιακού ανέμου έχουν συνήθως ακανόνιστη μορφή. Αντίθετα, το πλάτος του μαγνητικού πεδίου και η πυκνότητα πλάσματος παραμένουν σταθερές, υποδεικνύοντας ότι πρόκειται για διακυμάνσεις που οφείλονται σε κύματα Alfvén.

Από την άλλη, περιοδικές μεταβολές της πυκνότητας και κατ' επέκταση της δυναμικής πίεσης του ηλιακού ανέμου μεταβάλλουν σταδιακά το μέγεθος της μαγνητοσφαιρικής κοιλότητας. Το μαγνητικό πεδίο της Γης αυξάνεται και μειώνεται καθώς η μαγνητόπαυση πλησιάζει και απομακρύνεται από τη Γη. Οι [Kepko (2002)] παρατήρησαν ότι το φάσμα της δυναμικής πίεσης παρουσιάζει πολλαπλά μέγιστα στις συχνότητες  $f = 0.4, 0.7, 1.0$  και  $1.3mHz$ . Οι συγγραφείς της εργασίας εικάζουν ότι τα κύματα αυτά έχουν δημιουργηθεί στον Ήλιο σαν αποτέλεσμα της κοκκίασης (granulation) στη φωτόσφαιρα.

### ***Το κρουστικό κύμα***

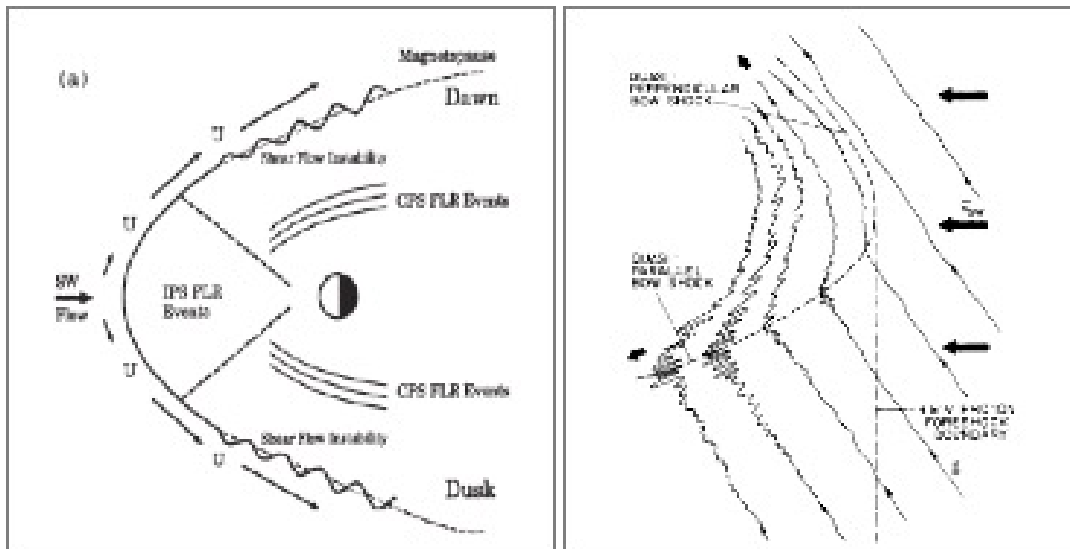
Ιόντα, τα οποία κινούνται κατά μήκος των δυναμικών γραμμών του διαπλανητικού μαγνητικού πεδίου που εφάπτονται στο κρουστικό κύμα (bow shock) της Γης, δημιουργούν ένα πρόδρομο κρουστικό κύμα ιόντων (ion foreshock). Εκτός από τα ιόντα, ηλεκτρόνια τα οποία ανακλώνται στο κρουστικό κύμα της Γης κινούνται στη συνέχεια με κατεύθυνση προς τον Ήλιο, ολισθαίνοντας κατά μήκος του ηλεκτρικού πεδίου του ηλιακού ανέμου, και δημιουργούν ένα πρόδρομο κρουστικό κύμα ηλεκτρονίων (electron foreshock). Κατά την αλληλεπίδρασή τους με τον ηλιακό άνεμο, αυτά τα φορτισμένα σωματίδια παράγουν μία πληθώρα κυμάτων ως αποτέλεσμα ασταθειών ion cyclotron [Menk (2011)] (δείτε το διάγραμμα του Σχήματος 6.2 στα δεξιά). Κοντά στο ion foreshock, δέσμες ιόντων παράλληλες στις δυναμικές γραμμές του μαγνητικού πεδίου του ηλιακού ανέμου παράγουν μικρής έντασης κύματα με συχνότητες της τάξης του 1 Hz. Σε μεγαλύτερες γωνίες ως προς τις μαγνητικές γραμμές, όπου η κατανομή των ιόντων έχει μειωθεί, εμφανίζονται κύματα σχετικά μεγάλης έντασης αλλά μικρότερης συχνότητας. Σε ακόμα μεγαλύτερες γωνίες, τα παραγόμενα κύματα έχουν τη μορφή μικροσκοπικών διαταραχών.

Ανάλογα με τη γωνία που σχηματίζει το μαγνητικό πεδίο του ηλιακού ανέμου με τη διεύθυνση Γης-Ήλιου, τα κύματα που φέρει ο ηλιακός άνεμος όπως και τα κύματα που δημιουργούνται στο κρουστικό κύμα της Γης μπορούν να εισχωρήσουν στο εσωτερικό της μαγνητόσφαιρας. Συνήθως, λόγω της σπειροειδούς γεωμετρίας του ηλιακού ανέμου, το μαγνητικό πεδίο σχηματίζει γωνία  $45^\circ$ . Κύματα αναπτύσσονται τότε γύρω από το ion και electron foreshock που βρίσκονται στην περιοχή της ανατολής και εισέρχονται στη μαγνητοθήκη μέσα από τις γραμμές ροής του ηλιακού ανέμου.

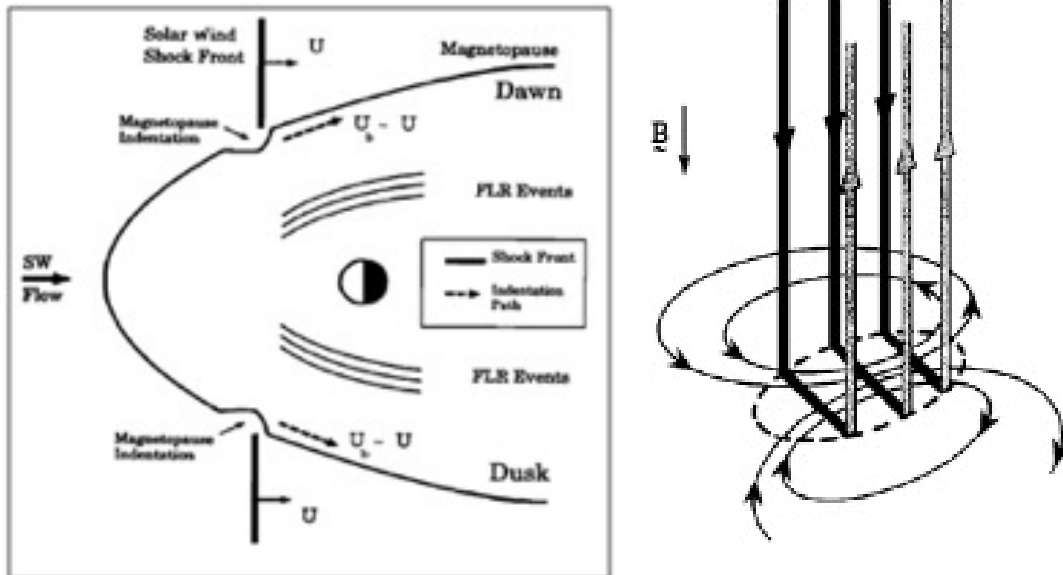
### ***Η μαγνητόπαυση***

Διαταραχές στη μαγνητόπαυση της Γης μπορεί να είναι αποτέλεσμα της αστάθειας Kelvin-Helmholtz, η οποία εμφανίζεται όταν η διαφορά ταχύτητας μεταξύ του ηλιακού πλάσματος και του πλάσματος στο εσωτερικό της μαγνητοθήκης γίνει μεγαλύτερη από μία κρίσιμη τιμή (δείτε το διάγραμμα του Σχήματος 6.2 στα δεξιά). Τα επιφανειακά κύματα που αναπτύσσονται, όπως οι κυματισμοί στην επιφάνεια της θάλασσας όταν φυσάει αέρας, διαδίδονται στο εσωτερικό της μαγνητόσφαιρας προκαλώντας την ανάπτυξη FLRs. Ειδικότερα, σε περιόδους όπου το διαπλανητικό μαγνητικό πεδίο στρέφεται προς βορά, παρατηρούνται ταλαντώσεις με ασυνήθιστα μεγάλο μήκος κύματος στις πλευρές (flanks) της μαγνητόσφαιρας προς την ανατολή και τη δύση.

Κύματα πολύ χαμηλής συχνότητας μπορεί να έχουν επίσης την πηγή τους σε μία απότομη μεταβολή της δυναμικής πίεσης του ηλιακού ανέμου που θα παραμορφώσει τοπικά τη μαγνητόπαυση



Σχήμα 6.2: Κύματα πολύ χαμηλής συχνότητας που παρατηρούμε στο εσωτερικό της γήινης μαγνητόσφαιρας σχετίζονται με κύματα που αναπτύσσονται ως αποτέλεσμα της αστάθειας Kelvin-Helmholtz στη μαγνητόπαυση αριστερά) [Mathie & Mann (2000a)], ή ως αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης του πρόδρομου κρουστικού κύματος με τον ηλιακό άνεμο (δεξιά) [Jacobs (1991)], ή λόγω της επίδρασης αυξομειώσεων της δυναμικής πίεσης του ηλιακού ανέμου στην προσήλια μαγνητόπαυση (Σχήμα 6.3 και [McPherron (2005)]).

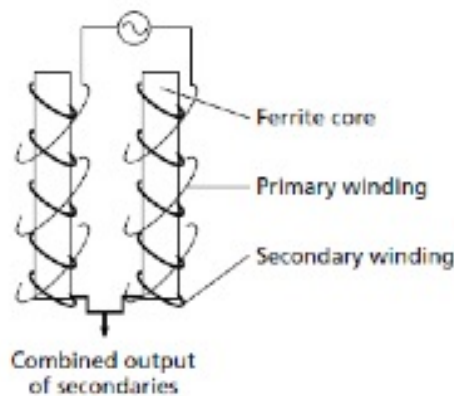


Σχήμα 6.3: Κύματα πολύ χαμηλής συχνότητας αναπτύσσονται ως αποτέλεσμα της άφιξης ενός διαπλανητικού κρουστικού κύματος [Mathie & Mann (2000a)]. Τα FACs αντίθετης κατεύθυνσης που αναπτύσσονται σαν αποτέλεσμα της βαθμίδας πίεσης στη μαγνητόπαυση συνδέονται στο εσωτερικό της μαγνητόσφαιρας μέσω ρευμάτων Pedersen (κατακόρυφες γραμμές στην επιφάνεια της Γης) και δημιουργούν ρεύματα Hall (καμπύλες γραμμές στην επιφάνεια της Γης) [Southwood & Kivelson (1990)].

[Southwood & Kivelson (1990)]. Στη συνέχεια, η παραμόρφωση της μαγνητόπαυσης μεταδίδεται με τη ροή του πλάσματος στη μαγνητοθήκη προς τη μαγνητοουρά (δείτε το διάγραμμα του Σχήματος 6.3 στα αριστερά). Οι δίνες που αναπτύσσονται σαν αποτέλεσμα της παραμόρφωσης αυτής παράγουν ένα ζεύγος αντίθετης κατεύθυνσης ηλεκτρικών ρευμάτων κατά μήκος των δυναμικών γραμμών του μαγνητικού πεδίου (field-aligned currents ή FACs) που κλείνουν στην ιονόσφαιρα σαν οριζόντια ρεύματα Pedersen (δείτε το διάγραμμα του Σχήματος 6.3 στα δεξιά). Πέρα από μία πηγή ηλεκτρικών πεδίων στην ιονόσφαιρα, τα FACs διαμορφώνουν τη μορφή με την οποία παρατηρούνται οι διαταραχές του μαγνητικού πεδίου στην επιφάνεια της Γης. Διακυμάνσεις των FACs με το χρόνο αντικατοπτρίζουν την αντίστοιχη μεταβολή με το χρόνο της αρχικής διαταραχής.

## 5. Μαγνητόμετρο τύπου fluxgate

Ο αισθητήρας ρυθμιζόμενης μαγνητικής ροής (ή μαγνητόμετρο τύπου fluxgate) σχεδιάστηκε και αναπτύχθηκε κατά τη διάρκεια του Δεύτερου Παγκόσμιου Πολέμου για την ανίχνευση υποβρυχίων από αεροσκάφη. Σήμερα χρησιμοποιείται για τη διεξαγωγή μαγνητικών επισκοπήσεων (magnetic surveys) από την επιφάνεια του εδάφους, με αεροσκάφη, δορυφόρους σε τροχιά γύρω από τη Γη και διαστημόπλοια.



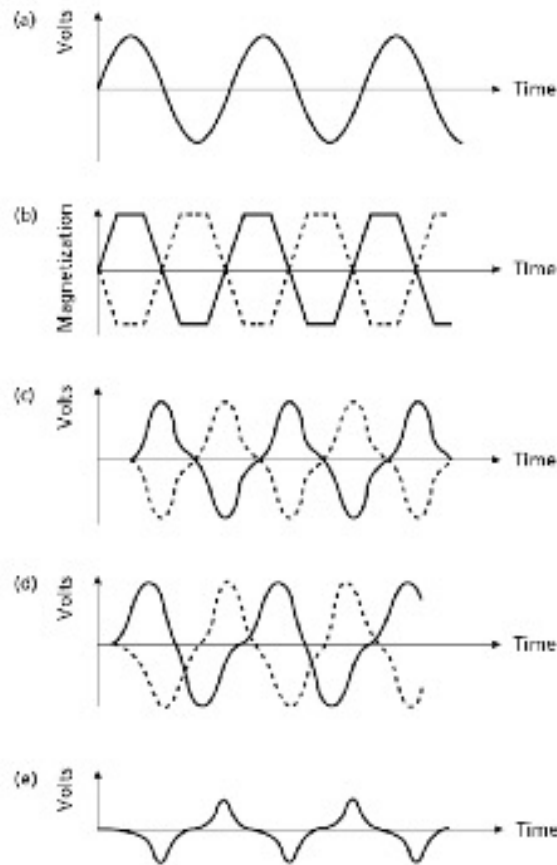
Σχήμα 6.4: Η βασική διάταξη του μαγνητομέτρου τύπου fluxgate [Kearey (2002)].

Το μαγνητόμετρο τύπου fluxgate βασίζεται στην χαρακτηριστική ιδιότητα των υλικών μεγάλης μαγνητικής επιδεκτικότητας να λαμβάνει η μαγνήτισή τους τη μέγιστη τιμή της κάτω από την επίδραση και ενός σχετικά ασθενούς μαγνητικού πεδίου. Η τιμή αυτή ονομάζεται μαγνήτιση κόρου.

Αποτελείται από δύο ράβδους κατασκευασμένες από υλικό μεγάλης μαγνητικής επιδεκτικότητας, καθένα από τα οποία περιβάλλεται από ένα πρωτεύον πηνίο (δείτε το Σχήμα 6.4). Συγκεκριμένα, η μαγνητική επιδεκτικότητα των δύο ράβδων είναι τέτοια ώστε το σχετικά ασθενές μαγνητικό πεδίο της Γης να μπορεί να παράγει μαγνητικό κορεσμό.

Η διεύθυνση με την οποία έχει τυλιχθεί το πηνίο γύρω τις δύο ράβδους είναι αντίστροφη. Το ίδιο το πηνίο διαρρέεται από εναλλασσόμενο ρεύμα το οποίο δημιουργεί επαγόμενα μαγνητικά πεδία στους δύο πυρήνες με την ίδια ένταση αλλά με αντίθετη κατεύθυνση μεταξύ τους. Απουσία εξωτερικού μαγνητικού πεδίου, η μαγνήτιση της κάθε ράβδου μειώνεται και λαμβάνει τη μέγιστη τιμή της με δύο φορές στη διάρκεια μίας περιόδου (δείτε το διάγραμμα (b) του Σχήματος 6.5).





Σχήμα 6.5: Η αρχή λειτουργία του μαγνητομέτρου τύπου fluxgate. Οι συνεχείς και διακεκομμένες γραμμές στα διαγράμματα (b), (c) και (d) αντιπροσωπεύουν την απόκριση των δύο πυρήνων του μαγνητομέτρου.

Ένα δευτερεύον πηνίο περιβάλλει τους δύο σιδηρομαγνητικούς πυρήνες και το πρωτεύον πηνίο. Τα μαγνητικά πεδία που επάγονται στους πυρήνες από το πρωτεύον πηνίο παράγουν μια διαφορά δυναμικού στο δευτερεύον πηνίο, η οποία γίνεται μέγιστη όταν η μεταβολή των μαγνητικών πεδίων στους πυρήνες είναι ταχύτερη (δείτε το διάγραμμα (c) του Σχήματος 6.5).

Εάν απουσίαζε το εξωτερικό μαγνητικό πεδίο, η διαφορά τάσης του δευτερεύοντος πηνίου και για τους δύο πυρήνες μαζί είναι μηδέν επειδή η φορά των πηνίων είναι αντίστροφη. Συγκεκριμένα, τα μαγνητικά πεδία που παράγονται στους δύο πυρήνες έχουν την ίδια ένταση αλλά αντίθετες διευθύνσεις και τα αποτελέσματά τους στο δευτερεύον πηνίο αλληλοακυρώνονται.

Εάν οι δύο πυρήνες είναι ευθυγραμμισμένοι παράλληλα σε μία συνιστώσα του εξωτερικού μαγνητικού πεδίου, ένας πυρήνας θα παράγει μαγνητικό πεδίο με διεύθυνση ίδια με του εξωτερικού πεδίου, το οποίο θα ενισχύεται. Το μαγνητικό πεδίο στον άλλο πυρήνα θα έχει διεύθυνση αντίθεση με το εξωτερικό πεδίο και θα υστερεί σε σύγκριση με το μαγνητικό πεδίο του πρώτου πυρήνα. Καθώς η μαγνήτιση στους δύο πυρήνες θα λαμβάνει τη μέγιστη τιμή της στους δύο πυρήνες με χρονική διαφορά, η τάση στα άκρα τους θα παρουσιάζει διαφορά φάσης (δείτε το διάγραμμα (d) του Σχήματος 6.5).

Η διαφορά μεταξύ τους είναι αρκετή για να επάγει μία μετρήσιμη διαφορά δυναμικού στο δευτερεύον πηνίο, η οποία είναι ανάλογη της έντασης του μαγνητικού πεδίου στη διεύθυνση των πυ-

ρήνων (δείτε το διάγραμμα (e) του Σχήματος 6.5).

# Βιβλιογραφία

- [Chapman & Bartels (1940)] Chapman, S., Bartels, J. (1940), **Geomagnetism Vol. I: Geomagnetic and Related Phenomena**, *Oxford University Press London*.
- [Daglis *et al.* (2010)] Daglis, I.A., Balasis, G., Anastasiadis, A., Ganas, A., Melis, N., Baumjohann, W., Magnes, W., Manda, M., Lesur, V., Korte, M. (2010), **Initial operation of the Hellenic GeoMagnetic Array (ENIGMA), a new magnetometer array in South-Eastern Europe**. *European Planetary Science Congress Abstracts* **5**, 375
- [Daglis (2006)] Daglis, I.A. (2010), **Ring current dynamics**. *Space Science Reviews* **124**, 183–202. doi:[10.1007/s11214-006-9104-z](https://doi.org/10.1007/s11214-006-9104-z).
- [Day (2001)] Day, D. (2001), **Spacecraft probes the site of magnetic reconnection in Earth's magnetotail**. *Physics Today* **54**, 16–17. doi:[10.1063/1.1420541](https://doi.org/10.1063/1.1420541).
- [Jacobs (1964)] Jacobs, J.A., Kato, Y., Matsuhita, S., Troitskaya, V.A. (1964), **Classification of Geomagnetic Micropulsations**. *Journal of Geophysical Research* **69**, 180–181. doi:[10.1029/JZ069i001p00180](https://doi.org/10.1029/JZ069i001p00180) .
- [Jacobs (1991)] Jacobs, J.A. (1991), **Geomagnetism Vol.4**, *Academic Press London*, ISBN:0-12-378674-6.
- [Kallenrode (1998)] Kallenrode, M.B. (1998), **Space physics : An introduction to plasmas and particles in the heliosphere and magnetospheres**, *Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York*.
- [Kearey (2002)] Kearey, P., Brooks, M., Hill, I. (2002), **An Introduction to Geophysical Exploration, 3rd Edition**, *WILEY Blackwell*, ISBN: 978-0-632-04929-5.
- [Kepko (2002)] Kepko, L., Spence, H.E., Singer, H.J. (2002), **ULF waves in the solar wind as direct drivers of magnetospheric pulsations**. *Geophysical Research Letters* **29**, 39-1–39-4. doi:[10.1029/2001GL014405](https://doi.org/10.1029/2001GL014405) .
- [Kivelson and Russell (1995)] Kivelson, M.G., Russell, C.T. (1995), **Introduction to Space Physics**, *Cambridge University Press*, ISBN 0521451043.
- [Mathie & Mann (2000a)] Mathie, R.A., Mann, I.R. (2002), **Observations of Pc5 field line resonance azimuthal phase speeds: A diagnostic of their excitation mechanism**. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 10,713–10,728. doi:[10.1029/1999JA000174](https://doi.org/10.1029/1999JA000174).

- [Mathie & Mann (2000b)] Mathie, R.A., Mann, I.R. (2002), **A correlation between extended intervals of Ulf wave power and storm-time geosynchronous relativistic electron flux enhancements.** *Geophysical Research Letters*, **27**, 3261–3264. doi:[10.1029/2000GL003822](https://doi.org/10.1029/2000GL003822).
- [McPherron (2005)] McPherron, R.L. (2005), **Magnetic pulsations: Their sources and relation to solar wind and geomagnetic activity.** *Surveys in Geophysics*, **26**, 545–592. doi:[10.1007/s10712-005-1758-7](https://doi.org/10.1007/s10712-005-1758-7).
- [Menk (2011)] Menk, F.W. (2011), **Magnetospheric ULF waves: A review**, in **The Dynamic Magnetosphere**, edited by W. Liu and M. Fujimoto, *AGA Special Sopron Book Series*, **3**, 223–256. doi:[10.1007/978-94-007-0501-2\\_3](https://doi.org/10.1007/978-94-007-0501-2_3).
- [Russell (2007)] Russell, C.T. (2007), **The coupling of the solar wind to the Earth's magnetosphere**, in **Space weather: Physics and effects**, edited by V. Bothmer and I.A. Daglis, *Springer Praxis Books*, 103–130. doi:[10.1007/978-3-540-34578-7\\_4](https://doi.org/10.1007/978-3-540-34578-7_4).
- [Southwood & Kivelson (1990)] Southwood, D.J., Kivelson, M.G. (1990), **The magnetohydrodynamic response of the magnetospheric cavity to changes in solar wind pressure.** *Journal of Geophysical Research*, **95**, 2301–2309. doi:[10.1029/JA095iA03p02301](https://doi.org/10.1029/JA095iA03p02301).
- [Tsyganenko (2002)] Tsyganenko, N.A. (2002), **A model of the near magnetosphere with a dawn-dusk asymmetry 2. Parameterization and fitting to observations.** *Journal of Geophysical Research*, **107**, SMP 10-1–SMP 10-17. doi:[10.1029/2001JA000220](https://doi.org/10.1029/2001JA000220).