

UNIVERSITÉ TOULOUSE III – PAUL SABATIER

UFR Physique, Chimie, Automatique

THÈSE

pour obtenir LE GRADE DE

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ TOULOUSE III

Discipline : Planétologie

présentée et soutenue

par

Didier VIGNES

le 22 Décembre 2000

Titre :

**ÉTUDE DU CHAMP MAGNÉTIQUE ET DE L'ENVIRONNEMENT IONISÉ DE LA
PLANÈTE MARS À L'AIDE DES DONNÉES DE LA SONDE MARS GLOBAL
SURVEYOR**

Directeurs de thèse :

Henri RÈME et Christian MAZELLE

JURY

| | | | |
|-----|----------------|---|------------|
| MM. | H. RÈME | Professeur à l'Université Paul Sabatier | Président |
| | J.G. TROTIGNON | Directeur de recherche au CNRS | Rapporteur |
| | E. CHASSEFIERE | Chargé de recherche au LMD | Rapporteur |
| | C. MAZELLE | Chargé de recherche au CNRS | Examineur |
| | C. d'USTON | Directeur de recherche au CNRS | Examineur |
| | G. HULOT | Chargé de recherche au CNRS | Examineur |

TABLE DES MATIÈRES

| | |
|---|-----------|
| INTRODUCTION..... | 5 |
| | |
| Chapitre I : Interaction vent solaire – Mars/Vénus..... | 9 |
| I.1 Introduction..... | 9 |
| I.2 Interaction vent solaire – Mars..... | 11 |
| I.2.1 Historique des missions d’explorations..... | 11 |
| I.2.2 Onde de choc..... | 14 |
| I.2.3 Magnétogaine..... | 16 |
| I.2.4 La frontière d’empilement magnétique..... | 17 |
| I.2.5 L’implantation d’ions..... | 19 |
| I.2.6 L’ionosphère..... | 20 |
| I.2.7 La queue magnétique..... | 22 |
| I.3 Interaction vent solaire – Vénus | 23 |
| I.3.1 Historique des missions d’explorations..... | 23 |
| I.3.2 Onde de choc..... | 25 |
| I.3.3 Magnétogaine..... | 30 |
| I.3.4 Barrière magnétique..... | 32 |
| I.3.5 L’implantation d’ions..... | 32 |
| I.3.6 L’ionosphère..... | 33 |
| I.3.7 La queue magnétique..... | 34 |
| I.4 Conclusions..... | 35 |
| | |
| Chapitre II : Descriptions de la mission spatiale Mars Global Surveyor et des instruments de mesure..... | 37 |
| II.1 Description des phases de la mission..... | 37 |
| II.1.1 Phase de croisière..... | 39 |
| II.1.2 Insertion en orbite autour de Mars..... | 39 |
| II.1.3 Freinage dans l’atmosphère martienne..... | 39 |
| II.1.4 Cartographie de la surface martienne..... | 41 |
| II.1.5 Relais satellite..... | 41 |
| II.2 La mission Mars Global Surveyor..... | 41 |
| II.2.1 La sonde..... | 41 |
| II.2.2 Les objectifs scientifiques..... | 42 |
| II.2.3 Les expériences embarquées..... | 43 |
| II.3 Description des instruments de l’expérience MAG/ER..... | 44 |
| II.3.1 Les magnétomètres..... | 44 |

| | |
|--|----|
| II.3.2 Le réflectomètre d'électrons..... | 46 |
| II.4 Conclusions..... | 52 |

Chapitre III : Étude du champ magnétique de la planète.....53

| | |
|---|-----|
| III.1 Introduction..... | 53 |
| III.2 Les premières mesures magnétiques sous l'ionopause..... | 55 |
| III.2.1 Observations..... | 55 |
| III.2.2 Analyse..... | 57 |
| III.2.3 Le champ magnétique global..... | 58 |
| III.2.4 Le champ magnétique crustal..... | 59 |
| III.3 les sources crustales de l'hémisphère Nord..... | 62 |
| III.3.1 La région d'Acidalia Planitia..... | 62 |
| III.3.1.a Observations lors de la phase AB1..... | 62 |
| III.3.1.b Modélisations des observations de la phase AB1..... | 64 |
| III.3.1.b.i Modélisation avec un dipôle..... | 65 |
| III.3.1.b.ii Modélisation avec deux dipôles..... | 68 |
| III.3.1.b.iii Modélisation avec trois dipôles..... | 70 |
| III.3.1.c Observations lors de la phase AB2..... | 76 |
| III.3.1.d Modélisations des observations lors des phases AB1 et AB2 | 77 |
| III.3.1.d.i Modélisation avec un dipôle..... | 78 |
| III.3.1.d.ii Modélisation avec deux dipôles..... | 78 |
| III.3.1.d.iii Modélisation avec trois dipôles..... | 79 |
| III.3.2 La région au Nord de Syrtis Major..... | 83 |
| III.3.2.a Observations..... | 83 |
| III.3.2.b Modélisations des observations au cours de la phase AB1..... | 86 |
| III.3.2.b.i Modélisation avec un dipôle..... | 86 |
| III.3.2.b.ii Modélisation avec deux dipôles..... | 89 |
| III.3.2.b.iii Modélisation avec trois dipôles..... | 90 |
| III.3.2.c Observations lors de la phase AB2..... | 91 |
| III.3.2.d Modélisations des observations lors des phases AB1 et AB2..... | 92 |
| III.3.2.d.i Modélisation avec un dipôle..... | 92 |
| III.3.2.d.ii Modélisation avec deux dipôles..... | 93 |
| III.3.2.d.iii Modélisation avec trois dipôles..... | 94 |
| III.4 Les sources crustales de l'hémisphère Sud..... | 96 |
| III.4.1 La région de Terra Cimmeria..... | 97 |
| III.4.1.a Observations..... | 97 |
| III.4.1.b Modélisations..... | 99 |
| III.4.1.b.i Modélisation avec un dipôle..... | 99 |
| III.4.1.b.ii Modélisation avec deux dipôles..... | 100 |
| III.4.1.b.iii Modélisation avec trois dipôles..... | 101 |
| III.4.2 La région de Terra Sirenum..... | 104 |
| III.4.2.a Observations..... | 104 |
| III.4.2.b Modélisations..... | 105 |

| | |
|---|-----|
| III.4.2.b.i Modélisation avec un dipôle..... | 106 |
| III.4.2.b.ii Modélisation avec deux dipôles..... | 106 |
| III.4.2.b.iii Modélisation avec trois dipôles..... | 107 |
| III.5 Interprétation des modélisations..... | 110 |
| III.5.1 La région d'Acidalia Planitia..... | 111 |
| III.5.2 La région au Nord de Syrtis Major..... | 112 |
| III.5.3 La région de Terra Cimmeria..... | 112 |
| III.5.4 La région de Terra Sirenum..... | 113 |
| III.5.5 Bilan des modélisations..... | 113 |
| III.6 Carte globale des mesures magnétiques, comparaison avec les résultats des autres instruments de la sonde..... | 115 |
| III.6.1 Carte magnétique et interprétations..... | 115 |
| III.6.2 Modèle de Connerney et al. (1999)..... | 117 |
| III.6.3 Comparaisons avec les cartes topographique, gravimétrique et minérale..... | 120 |
| III.7 Conclusions..... | 124 |

Chapitre IV : Étude de l'environnement ionisé de Mars.....127

| | |
|--|-----|
| IV.1 Introduction..... | 127 |
| IV.2 Environnement de Mars observé par MGS..... | 128 |
| IV.2.1 Orbite numéro 486..... | 128 |
| IV.2.2 Orbite numéro 32..... | 132 |
| IV.2.3 Orbite numéro 38..... | 136 |
| IV.2.4 Orbite numéro 403..... | 138 |
| IV.2.5 Orbite numéro 507..... | 140 |
| IV.3 L'onde de choc..... | 142 |
| IV.3.1 Pré-choc..... | 142 |
| IV.3.2 Caractéristiques de l'onde de choc..... | 143 |
| IV.3.3 Ajustement de la position moyenne..... | 147 |
| IV.3.3.a Méthode de Slavin et Holzer..... | 147 |
| IV.3.3.b Méthode des moindres carrés..... | 151 |
| IV.3.4 Comparaison avec les résultats de Phobos 2 et avec la planète Vénus. | 153 |
| IV.3.4.a Comparaison avec les résultats de Phobos 2..... | 153 |
| IV.3.4.b Comparaison avec Vénus..... | 155 |
| IV.3.5 Variabilité des traversées..... | 156 |
| IV.3.5.a Influence des sources crustales..... | 158 |
| IV.3.5.b Influence du champ magnétique interplanétaire..... | 161 |
| IV.3.5.b.i L'angle θ_{bn} | 161 |
| IV.3.5.b.ii L'angle α_{vb} | 163 |
| IV.3.5.b.iii L'angle horaire..... | 165 |
| IV.4 La frontière d'empilement magnétique..... | 166 |
| IV.4.1 Caractéristiques de la frontière d'empilement magnétique..... | 166 |
| IV.4.2 Ajustement de la position moyenne..... | 171 |

| | |
|--|------------|
| IV.4.2.a Méthode de Slavin et Holzer..... | 171 |
| IV.4.2.b Méthode des moindres carrés..... | 173 |
| IV.4.3 Comparaison avec les résultats de Phobos 2..... | 175 |
| IV.4.4 Variabilité des traversées..... | 177 |
| IV.4.4.a Influence des sources crustales..... | 178 |
| IV.4.4.b Corrélation entre l'onde de choc et la MPB..... | 184 |
| IV.4.5 Le modèle de Crider et al..... | 186 |
| IV.5 Conclusions..... | 187 |
| Conclusions et perspectives..... | 191 |
| Annexe..... | 195 |
| Annexe A : Champ magnétique crée par un dipôle..... | 195 |
| Annexe B : Les différents Repères | 196 |
| Le repère MSO..... | 196 |
| Le repère géographique..... | 197 |
| Références bibliographiques..... | 199 |

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Toutes les planètes du système solaire sont immergées dans l'écoulement supersonique du vent solaire. Celui-ci est un plasma, issu de la couronne solaire, de très faible densité qui s'éloigne radialement du soleil à une vitesse, dans le plan de l'écliptique, de l'ordre de 400 km/s. Les corps rencontrés par ce plasma très dynamique constituent un obstacle à son écoulement et interagissent avec lui en formant, entre autre, une onde de choc. Cette onde de choc apparaît comme une structure permanente qui fluctue autour d'une position moyenne dans le cadre de référence du corps. Chaque planète a une combinaison de caractéristiques de type atmosphérique, magnétique (magnitude et orientation du champ magnétique planétaire s'il existe), présence ou non de satellites, qui définit un environnement plasma en quelque sorte unique. Cependant, à l'intérieur du système solaire, les différentes formes d'interaction du vent solaire avec les corps du système solaire sont regroupés sous quatre catégories différentes :

- Dans le cas d'objets isolants faiblement aimantés et sans atmosphère, tels la Lune, le vent solaire interagit directement avec la surface de l'objet. Les particules du vent solaire sont absorbées par la surface.
- Si l'objet est aimanté, comme dans le cas de la Terre, le vent solaire interagit avec le champ magnétique, conduisant à la formation d'une magnétosphère. La limite de cette magnétosphère, appelée magnétopause, étant infranchissable pour le vent solaire, il se crée une onde de choc en amont de la planète.
- Dans le cas d'objets non aimantés, mais possédant une atmosphère, le vent solaire ionise la partie supérieure de celle-ci. Il se crée ainsi une ionosphère, dont la limite, l'ionopause, est infranchissable pour le vent solaire. Cette interaction conduit à une onde de choc détachée, c'est le cas de Vénus.
- Enfin, le vent solaire peut interagir directement avec les gaz neutres par échanges de charges, ou avec les neutres planétaires qui sont photo-ionisés. Les ions ainsi créés alourdissent le vent solaire et le ralentissent. Ce type d'interaction est dominant dans le cas des comètes, mais a été également

INTRODUCTION

observé, à une moindre échelle, dans le cas de Vénus.

Avant les observations de la sonde Mars Global Surveyor, l'une des caractéristiques bien documentée de l'interaction du vent solaire avec Mars, était l'onde de choc qui fut découverte par Mariner 4, et, par la suite observée par les missions Mars 2, 3 et 5 ainsi que Phobos 2. Son existence implique que le vent solaire est fortement dévié autour de Mars. Cependant, en l'absence d'observations à basses altitudes, on ne pouvait déterminer de façon certaine si le vent solaire était arrêté à la magnétopause, par un champ magnétique intrinsèque, ou à l'ionopause, par la pression thermique de l'ionosphère.

La sonde Mars Global Surveyor (MGS), en orbite autour de Mars depuis le 11 septembre 1997, a permis très vite de répondre à la question de l'existence ou non d'un champ magnétique global. Les premiers résultats ont vite montré que la planète ne possédait pas de champ magnétique global mais des sources magnétiques crustales. MGS a été la première sonde à effectuer des mesures magnétiques à des altitudes aussi basses que 120 kilomètres environ, ce qui a permis de détecter la présence de ces sources crustales. L'objectif de cette thèse est d'analyser les données magnétiques et électroniques, transmises par la sonde MGS, qui ont permis de découvrir et d'étudier les sources magnétiques présentes dans la croûte de la planète et étudier aussi l'environnement ionisé de la planète.

Le premier chapitre de ce mémoire est consacré à une présentation des connaissances sur les planètes Mars et Vénus concernant leur environnement ionisé et les modèles d'interaction du vent solaire avec ces deux corps.

Une description générale de la mission et de la sonde MGS ainsi que les instruments embarqués dans cette sonde sera présentée dans le deuxième chapitre. Les moyens expérimentaux utilisés dans le cadre de cette thèse, les magnétomètres et le réflectomètre d'électrons, conçu au CESR, constituant l'expérience MAG/ER embarquée sur la sonde MGS, y sont décrits en détails.

Le troisième chapitre fournit une description des observations effectuées à partir des données magnétiques acquises durant les orbites elliptiques de la sonde, au cours des passages au plus près de la planète. Une cartographie de la localisation

INTRODUCTION

globale des sources crustales, vestiges du champ magnétique qui régnait à l'époque où la planète possédait une dynamo active qui est probablement éteinte aujourd'hui en raison de la faible valeur de la limite supérieure trouvée pour le moment dipolaire magnétique de la planète. Cette carte montre la corrélation qui existe entre ces sources et les terrains anciens très cratérisés. Les modélisations de ces sources crustales par des dipôles seront décrites en détails.

Enfin, le quatrième chapitre est consacré à l'étude de l'environnement ionisé de la planète et plus précisément à deux frontières plasma qui sont l'onde de choc et la frontière d'empilement magnétique. Une étude de la variabilité de ces frontières en fonction de divers paramètres tels que l'orientation du champ magnétique interplanétaire et la position des sources crustales y est présentée. D'autre part des études comparatives avec les résultats des missions précédentes pour Mars (Phobos 2) et pour Vénus (Pioneer) sont détaillées.

INTRODUCTION

CHAPITRE I INTERACTION VENT SOLAIRE – MARS/VÉNUS

I.1 Introduction

Dans le cadre des planètes dites « aimantées », telle la Terre, le vent solaire, super-alfvénique, interagit avec le champ magnétique de la planète lui-même et la région dominée par ce champ magnétique appelée magnétosphère. Une onde de choc se forme en amont de l'obstacle, et la région où le plasma du vent solaire, ralenti par l'onde de choc, a réussi à pénétrer autour de la magnétosphère s'appelle la magnétogaine, délimitée par l'onde de choc et la magnetopause (cf. figure 1). Le plasma de la magnétogaine est plus dense, plus lent et plus chaud que celui du vent solaire. La magnetopause marque la limite d'influence du champ magnétique de la Terre. Elle correspond à l'obstacle que présente la Terre au vent solaire.

Dans le cas d'une planète non aimantée mais possédant une atmosphère, telle Vénus, c'est l'atmosphère qui est ionisée principalement par le rayonnement ultraviolet du Soleil. La couche de gaz ionisée qui se forme, l'ionosphère, est un bon conducteur. Le champ électrique de convection, créé par le mouvement du champ magnétique gelé dans le plasma du vent solaire, génère des courants dont le champ magnétique, généré par ces courants, s'oppose à la pénétration du champ magnétique extérieur. Celui-ci contourne l'obstacle de même que le plasma.

I.1 Introduction

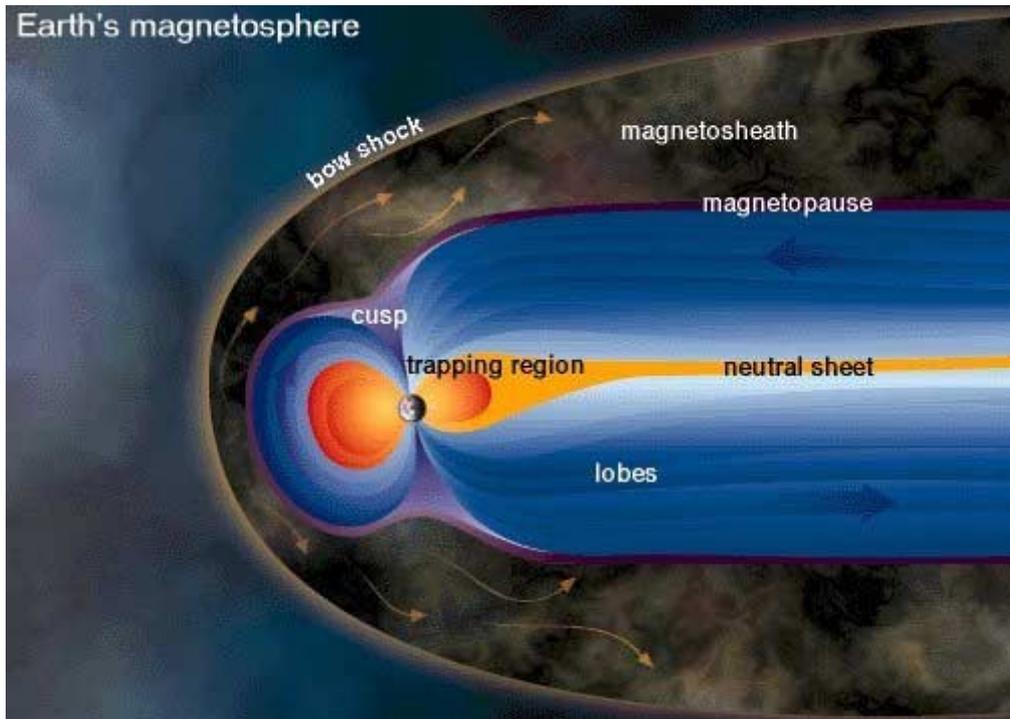


Figure 1 : Vue d'artiste représentant les différentes régions de la magnétosphère terrestre.

En ce qui concerne le cas de Mars, paradoxalement, c'est la planète la plus ressemblant à la Terre mais aussi l'une dont l'interaction avec le vent solaire est la moins bien connue. Ceci pour plusieurs raisons :

- Le manque d'observations faites au voisinage de la planète Mars.
- Le faible nombre de planètes, comme Mars et Vénus, qui ne possèdent pas un champ magnétique global suffisamment intense pour dévier le vent solaire.

Ce chapitre est consacré après un historique des missions spatiales martiennes aux connaissances sur l'interaction du vent solaire avec les planètes non aimantées connues : Mars et Vénus, la description de leurs environnements ionisés, les modèles d'interaction du vent solaire avec ces corps.

I.2 Interaction vent solaire – Mars

I.2.1 Historique des missions d'explorations

C'est au début des années 60 qu'a commencé l'ère de l'exploration de Mars par l'envoi de sondes soviétiques et américaines. Les Soviétiques essuyèrent beaucoup d'échecs avant que les sondes Mars 2 et 3 atteignent Mars au début des années 70. Malheureusement, les résultats obtenus, par les rares sondes Soviétiques à atteindre Mars, seront faibles (Tableau 1). Seules les missions Mars 2, 3, 5 et Phobos 2, parmi les missions soviétiques, peuvent être considérées comme des succès, ou plutôt demi-succès au vue de leurs résultats.

| Nom des sondes | Descriptif |
|-----------------------|-------------------------------------|
| Mars 1960A | 1960, échec de la sonde soviétique |
| Mars 1960B | 1960, échec de la sonde soviétique |
| Mars 1962A | 1962, échec de la sonde soviétique |
| Mars 1 | 1962, échec de la sonde soviétique |
| Mars 1962B | 1962, échec de la sonde soviétique |
| Mariner 3 | 1964, échec de la sonde américaine |
| Mariner 4 | 1964, succès de la sonde américaine |
| Zond 2 | 1964, échec de la sonde soviétique |
| Zond 3 | 1964, échec de la sonde soviétique |
| Mariner 6 | 1969, succès de la sonde américaine |
| Mariner 7 | 1969, succès de la sonde américaine |
| Mars 1969 A | 1969, échec de la sonde soviétique |
| Mars 1969 B | 1969, échec de la sonde soviétique |
| Mariner 8 | 1971, échec de la sonde américaine |
| Kosmos 419 | 1971, échec de la sonde soviétique |
| Mars 2 | 1971, succès de la sonde soviétique |
| Mars 3 | 1971, succès de la sonde soviétique |
| Mariner 9 | 1971, succès de la sonde américaine |
| Mars 4 | 1973, échec de la sonde soviétique |
| Mars 5 | 1973, succès de la sonde soviétique |

I.2.1 Historique des missions d'explorations

| Nom des sondes | Descriptif |
|----------------------|---|
| Mars 6 | 1973, échec de la sonde soviétique |
| Mars 7 | 1973, échec de la sonde soviétique |
| Viking 1 | 1975, succès de la sonde américaine |
| Viking 2 | 1975, succès de la sonde américaine |
| Phobos 1 | 1988, échec de la sonde soviétique |
| Phobos 2 | 1988, succès de la sonde soviétique |
| Mars Observer | 1992, échec de la sonde américaine |
| Mars Global Surveyor | 1996, succès de la sonde américaine |
| Mars 96 | 1996, échec de la sonde russe |
| Mars Pathfinder | 1996, succès de la sonde américaine |
| Planet B / Nozomi | 1998, Sonde japonaise devant arriver autour de Mars fin 2003 début 2004 |
| Mars Climate Orbiter | 1998, échec de la sonde américaine |
| Mars Polar Lander | 1999, échec de la sonde américaine |
| Deep Space 2 | 1999, échec de la sonde américaine |

Tableau 1 : Récapitulatif chronologique des missions d'exploration martienne. (source : http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/chronology_mars.html)

Concernant l'étude de l'environnement de la planète Mars, ce sont les sondes Mariner 4, 6, 7 et 9 qui ont fourni les premières informations sur la position de l'onde de choc de la planète, ainsi que des mesures d'occultation radio de l'ionosphère martienne lors de leurs survols. La traversée du choc par la sonde Mariner 4, lors du premier survol de Mars, à presque 4 rayons martiens, ne fut pas immédiatement interprétée comme telle (*Smith et al.*, 1965). Un doute subsistait quant à la possibilité que la sonde ait traversé une perturbation magnétique du milieu interplanétaire, et ce n'est que quelques années plus tard que la confirmation de l'existence du choc était reconnue (*Smith et al.*, 1969). Puis, au début des années 70, ce sont les mesures effectuées par les sondes soviétiques Mars 2, 3 et 5, insérées en orbite à l'intérieur de la magnétogaine qui ont suggéré la présence d'ions lourds dans cet environnement ainsi que l'existence d'une queue "magnétosphérique" (*Vaisberg et al.*, 1986). Cependant les sondes soviétiques ne se sont pas approchées suffisamment de la planète pour permettre de détecter la présence d'un champ magnétique global. En 1975, les 2 sondes Viking

1.2.1 Historique des missions d'explorations

ont été les premières à atterrir sur le sol de Mars et à mesurer in-situ la composition atmosphérique et ionosphérique ainsi qu'à effectuer des mesures de pression et des profils de densité (*Hanson et al.*, 1977 & 1988). Il a été trouvé que le constituant principal de l'ionosphère est l'ion oxygène : O_2^+ . Les sondes Viking n'étaient pas équipées de magnétomètres pour mesurer le champ magnétique éventuel de la planète.

Après plus de 10 ans sans missions d'exploration, les Soviétiques envoyèrent la sonde Phobos 2 en orbite autour de la planète afin d'étudier en détail son environnement. Phobos 2 fut la première sonde suffisamment équipée pour réaliser des mesures sur les champs électriques, magnétiques et sur les compositions, masses, et énergies des particules. Lors des quatre premières orbites elliptiques de la sonde Phobos 2, celle-ci est descendue à une altitude de 850 km. Puis, pendant 2 mois, la sonde a été en orbite circulaire, à près de 6000 km d'altitude, avant d'être perdue prématurément. Les instruments de la sonde n'ont pas effectué de mesures dans l'ionosphère. Cependant, la sonde a pu mettre en évidence la présence d'une troisième frontière plasma située entre l'onde de choc et l'ionopause, aujourd'hui nommée la frontière d'empilement magnétique mais qui fut appelée planétopause (*Grard et al.*, 1989), frontière de composition ionique (*Breus et al.*, 1991), protonopause (*Sauer et al.*, 1994)...

Cette frontière est similaire à celle détectée dans les environnements des comètes Halley, Grigg-Skjellerup par l'expérience Giotto. (*Neubauer et al.*, 1986 ; *Mazelle et al.*, 1989 ; *Rème et al.*, 1993). A l'époque cette frontière avait été appelée frontière d'empilement magnétique en raison de l'enroulement des lignes de champ autour de l'obstacle de la comète. De plus la sonde Phobos 2 a aussi découvert la forte abondance des ions oxygène à l'intérieur de la cavité magnétosphérique de Mars. La densité de ces ions est 10 fois supérieure à celle des protons (*Lundin et al.*, 1990). Cependant, la sonde soviétique n'a pas pu répondre à la question de l'existence ou non d'un champ magnétique martien intrinsèque faute de ne pas s'être approchée suffisamment près de la planète pour effectuer les mesures.

I.2.2 Onde de choc

I.2.2 Onde de choc

La première traversée de l'onde de choc de Mars a été reportée par la sonde Mariner 4, lors du survol de la planète, à presque 4 rayons planétaire (*Smith et al.*, 1965). Les deux traversées du choc par la sonde Mariner 4 ont eu lieu assez loin du côté nuit ($x' > -2 R_M$). La position du choc dans cette région dépendant davantage des caractéristiques du vent solaire que de la taille de l'obstacle, il n'est pas facile d'estimer convenablement les dimensions de l'obstacle côté jour.

Ensuite, au début des années 70, ce sont les mesures magnétiques effectuées à bord des sondes soviétiques Mars 2 et Mars 3 qui ont confirmé définitivement la présence de l'onde de choc martienne (*Dolginov et al.*, 1973). La localisation de cette onde de choc a été longuement étudiée, puisque, en l'absence de mesures à basses altitudes, elle permet d'estimer la taille et la nature de l'obstacle. C'est ainsi que la position de cette onde de choc a été modélisée en premier lieu à l'aide du modèle de dynamique des gaz de *Spreiter et al.* (1968) afin d'estimer la distance de l'obstacle (*Gringauz et al.*, 1974). La distance de l'obstacle donne la valeur supposée du moment magnétique de la planète; de nombreuses études ont été faites sur la position de l'onde de choc afin d'estimer le moment magnétique de Mars qui restait une inconnue majeure.

L'étude des variations de la position de l'onde de choc de Mars (*Bogdanov et Vaisberg*, 1975) a montré que ces variations étaient similaires à celles observées dans le cas de la Terre, et anti-corrélées avec la pression dynamique exercée en amont. Par la suite, il apparaît que la compressibilité de l'obstacle doit également être similaire. Ceci peut indiquer qu'un champ magnétique soit à l'origine de la déviation du vent solaire. Cependant, *Vaisberg et al.* (1976) ont remarqué que les variations de la position du choc en fonction de la pression sont plus petites que celles induites par un moment magnétique dipolaire. Un tel effet peut cependant se produire si l'on considère une petite magnétosphère. La première raison est la haute conductivité de l'ionosphère, qui soutient les lignes de champ magnétique par des courants induits, comme dans le cas de la magnétosphère de Mercure (*Hood et Schubert*, 1979). La deuxième raison est que la magnétosphère martienne pourrait contenir plus de plasma

1.2.2 Onde de choc

que son homologue terrestre, aux environs de la magnétopause. Ceci serait dû à l'altitude relativement haute de l'ionosphère, et aurait pour conséquence la perte de particules par convection magnétosphérique (*Bauer et Hartle, 1973*).

Verigin et al. (1978), en comparant les cas de Mars et de Vénus, ont associé à la position de l'onde de choc martienne, l'existence d'un champ magnétique intrinsèque permettant de contrebalancer la pression du vent solaire pour une échelle de hauteur supérieure à celle associée à un obstacle ionosphérique. Cet argument fut cependant réfuté par *Slavin et al. (1980)*, qui montra que l'onde de choc de Vénus peut, dans certain cas, se situer à la même hauteur relative que celle de Mars. Cependant, si l'on place la limite subsolaire à relativement haute altitude (au-delà de 400 km), il apparaît alors que l'ionosphère est incapable de produire une pression suffisante pour contrebalancer la pression du vent solaire incident. Les profils de densité d'ions et de température, obtenus par Viking, indiquent que la pression ionosphérique est environ quatre fois trop faible à une altitude de 400 kilomètres. Il a donc été suggéré que la pression supplémentaire nécessaire soit fournie par un champ magnétique intrinsèque, dont la valeur à la surface serait comprise entre 20 et 50 nT.

Si le vent solaire est défléchi au voisinage de Mars par une magnétosphère, alors la position de l'onde de choc devrait être une fonction de la puissance 1/6 de la pression dynamique du vent solaire (e.g. *Spreiter et al., 1966*) : $M_M = (2\pi P_{sw} R_{SD}^6 k/f^2)^{1/2}$ où M_M est le moment magnétique de Mars, P_{sw} est la pression dynamique du vent solaire, R_{SD} est la distance subsolaire de l'onde de choc, k est la moitié du coefficient de traînée de l'obstacle (0,88 pour la Terre) et f est la moitié du facteur d'augmentation de la densité de flux magnétique au point subsolaire (1,22 pour la Terre). Or la position de l'onde de choc varie faiblement en fonction de la pression dynamique du vent solaire (e.g. *Schwingschuh et al., 1992*). Donc, les mesures indirectes de la position de l'onde de choc indiquaient que l'obstacle martien ne semblait pas être de nature magnétosphérique.

La mission Phobos 2 a permis de mieux caractériser cette onde de choc, du fait du plus grand nombre d'orbites et des instruments plus sophistiqués et précis. Les études des données de Phobos 2 montraient déjà que la position de l'onde de choc

I.2.2 Onde de choc

de Mars était très variable (e.g. *Schwingschuh et al.*, 1992). Des études ont été menées pour essayer de déterminer les facteurs responsables de cette variabilité.

D'autre part, *Zhang et al.* (1991) ont mené une étude sur la variabilité de l'onde de choc en fonction de l'orientation du champ magnétique interplanétaire. Des dépendances similaires, entre Mars et Vénus, de la position de l'onde de choc en fonction de l'orientation du champ magnétique interplanétaire ont été trouvées. En comparant la position moyenne du choc obtenue à partir des données de la sonde Phobos 2 avec celle des sondes Mars, *Zhang et al.* (1991) ont trouvé que la position de l'onde de choc varie en fonction de l'activité solaire. L'onde de choc est plus éloignée de Mars en période de maximum d'activité solaire.

De plus, il est important de noter que l'onde de choc a été traversée à des positions inhabituelles par les sondes Mars 2, 3 et Phobos 2 (*Slavin et al.*, 1991). Ceci peut s'expliquer par la présence d'un champ magnétique modeste qui interagit avec le vent solaire lorsque sa pression dynamique est importante. Le doute subsistait toujours, après la mission Phobos 2, quant à la nature de l'obstacle de Mars (voir figure 2).

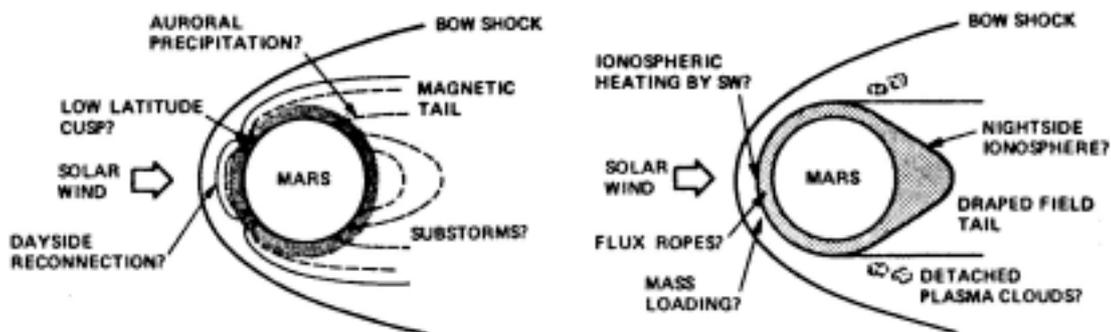


Figure 2 : Vue schématique de l'interaction du vent solaire avec Mars selon que l'obstacle soit de nature magnétosphérique (gauche) ou de nature ionosphérique (droite) d'après *Slavin et al.* (1991).

I.2.3 Magnétogaine

Les premières mesures magnétiques fournies par les magnétomètres des sondes Mars 2 et Mars 3 ont fait apparaître une augmentation du module du champ

I.2.3 Magnétogaine

magnétique jusqu'à 30 nT fournissant une pression suffisante pour stopper la progression du vent solaire (*Dolginov et al.*, 1973). Cette mesure a été interprétée comme la preuve de la présence d'une magnétosphère issue de l'interaction du vent solaire avec un champ magnétique intrinsèque. La magnétogaine est une région où l'activité des ondes plasma s'accroît, ainsi que la turbulence (*Grard et al.*, 1989). Des ions lourds originaires de la planète ont été détectés dans cette région à l'aide des instruments de Phobos 2 (*Lundin et al.*, 1989).

D'autre part, comme le font remarquer *Moses et al.* (1988), pour une vitesse moyenne des particules du vent solaire de 400 km/s, le rayon de giration des ions en amont du choc est de 970 km. Or, l'épaisseur de la magnétogaine est d'environ 1000 km le long de la ligne Mars–Soleil. Cela signifie que les ions les plus énergétiques ne peuvent pas se thermaliser complètement à l'intérieur de la magnétogaine. Les protons du vent solaire sont prépondérants dans la magnétogaine jusqu'à une frontière plasma décrite dans le paragraphe qui suit.

I.2.4 La frontière d'empilement magnétique

A la suite de la mission Phobos, *Riedler et al.* (1989) ont défini, à partir des données magnétiques des expériences MAGMA (magnetic field near Mars) et FGMM (flux–gate magnetometer Mars), un obstacle à la frontière duquel les protons du vent solaire disparaissent. Ils notent que cette frontière est caractérisée aussi par une rotation et une baisse de la turbulence du champ magnétique. Cette frontière a été appelée "planétopause". Des analyses à partir des données collectées par d'autres instruments à bord de Phobos 2 ont, elles aussi, trouvé et baptisé "une frontière plasma". Il s'agit de la même frontière qui a été baptisée de plusieurs noms différents par autant d'auteurs différents. *Lundin et al.* (1990), en présentant les résultats de l'expérience ASPERA ont reporté l'existence de la "Mass Loading Boundary" (MLB). Cette frontière, ainsi dénommée, caractérise la prédominance des protons du vent solaire dans la "magnétogaine", et la prédominance des ions d'origine planétaire à l'intérieur de cette frontière plasma. Elle est plus éloignée de la planète que la frontière d'empilement magnétique et ne correspond pas à la MPB ou planétopause. *Rosenbauer et al.* (1989), à

I.2.4 La frontière d'empilement magnétique

L'aide des données du spectromètre TAUS, embarqué sur Phobos 2, ont identifié une "magnétopause". Ils la définissent comme une frontière étroite séparant la région où dominant les ions lourds de la région contenant du plasma similaire à celui du vent solaire. Comme cette région apparaissait comme la frontière où la densité et la vitesse des particules du vent solaire décroissent fortement et où les ions oxygène deviennent prédominant, *Breus et al.* (1991) ont nommé cette frontière : "Ion-Composition Boundary" (ICB) ou frontière de composition ionique.

Yeroshenko et al. (1990) estiment pour leur part que cette limite ne peut pas être considérée comme un obstacle, c'est à dire comme la frontière où la pression du plasma martien contrebalance la pression du vent solaire, mais plutôt comme une limite chimique séparant des régimes de plasma différents, du fait de l'effet dominant des protons du vent solaire d'un côté et des ions d'origine planétaire de l'autre. La terminologie "planétopause" a été adoptée par analogie avec la frontière chimique, "cométopause" issue d'une mauvaise interprétation des données par *Gringauz et al.* (1986) en amont de la comète P/Halley. Or *Rème et al.* (1993) ont montré que cette frontière chimique n'a été observée par aucun autre instrument et était due à une mauvaise interprétation des données Vega par *Gringauz et al.* (1986). C'est pour cette raison que les différents termes rappelés ci-dessus n'apparaissent pas appropriés pour caractériser la frontière observée. Or cette frontière est similaire à celle détectée dans les environnements des comètes Halley et Grigg-Skjellerup par l'expérience Giotto. (*Mazelle et al.*, 1989, *Rème et al.*, 1993). Cette frontière avait été appelée "Magnetic Pileup Boundary" (MPB) ou frontière d'empilement magnétique en raison de l'enroulement des lignes de champ autour de l'obstacle de la planète. Cette dénomination, frontière d'empilement magnétique, est maintenant admise par la communauté scientifique.

Par la suite, *Zakharov et al.* (1992) ont découvert que l'abondance des ions oxygène à l'intérieur de la cavité magnétosphérique de Mars était très importante, la densité de ces ions étant 10 fois supérieure à celle des protons. Lorsque la MPB a été découverte au voisinage des comètes actives puis de Mars, elle n'était pas prévue par les modèles théoriques, ni par les simulations numériques. *Sauer et al.* (1992) ont proposé

I.2.4 La frontière d'empilement magnétique

un modèle à multiple ions pour expliquer cette frontière lors de l'interaction du vent solaire avec la planète Mars. Puis *Sauer et al.* (1994) ont proposé une description à partir d'un modèle à deux dimensions de plasma fluide avec 2 espèces ioniques sans collision pour modéliser l'interaction du vent solaire avec un environnement cométaire. Dans ce modèle, une frontière de composition ionique, appelée "protonopause", se forme. Elle correspond à la frontière où l'abondance des protons du vent solaire devient minoritaire du fait de l'implantation d'ions d'origine planétaire. Or dans le cas de la comète de Halley, les mesures ioniques de Giotto n'ont pas trouvé de frontière de composition ionique liée à la MPB.

I.2.5 L'implantation d'ions

La haute atmosphère martienne est soumise à deux sources d'excitation et d'ionisation principales : le vent solaire et le rayonnement solaire. L'ionisation des neutres planétaires se fait par les échanges de charge avec les ions du plasma, par les collisions électroniques et par l'absorption des photons solaires. Les échanges de charge sont dominants loin de la planète tandis que les deux autres processus sont importants dans la gaine planétaire. Ces deux sources ionisent une grande partie des atomes neutres d'origine planétaire. Ces ions nouvellement créés sont immédiatement injectés sur une orbite cycloïdale, où ils effectuent un mouvement de giration autour du champ magnétique interplanétaire tout en subissant une dérive perpendiculaire à celui-ci avec la même vitesse, qui est la composante perpendiculaire au champ de la vitesse du vent solaire. L'accélération que subissent ces ions est celle due au champ électrique

$\vec{E} = -\vec{V} \wedge \vec{B}$ de convection du vent solaire (figure 3). Elle est donc perpendiculaire au champ magnétique et la seule vitesse parallèle que les ions peuvent acquérir est sensiblement celle du neutre qui leur a donné naissance. Ces ions sont dits nouvellement implantés. Ce sont les processus d'échange des moments entre le vent solaire et les ions nouvellement créés qui vont produire un ralentissement du vent solaire déjà à une très grande distance de la planète.

Cet effet est particulièrement important entre l'onde de choc et la frontière d'empilement magnétique puisque la densité des neutres peut atteindre 10^4 à

I.2.5 L'implantation d'ions

10^6 cm^{-3} . Ce processus d'implantation change la composition du plasma qui devient différente de celle juste en aval de l'onde de choc.

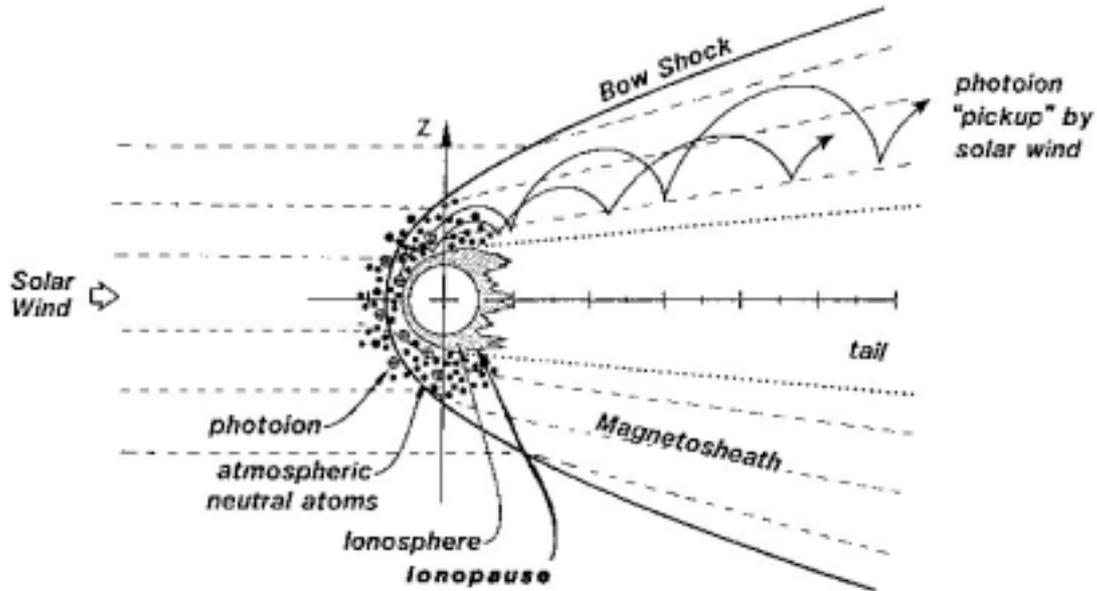


Figure 3 : Ce schéma, issu de *Luhmann et Kozyra (1991)*, montre l'environnement spatial d'une planète non aimantée, avec une onde de choc très proche de la planète, ainsi que les positions des régions telles que la magnétogaine, l'ionosphère ou la queue magnétique. Ce schéma montre aussi la haute atmosphère qui s'étend au delà de l'ionopause ainsi que la production d'ions dans le plasma du vent solaire par un processus de photoionisation. Ces ions effectuent un mouvement de giration autour du champ magnétique; ils peuvent s'échapper dans le sillage de la planète ou rentrer dans l'atmosphère.

I.2.6 L'ionosphère

Les principales observations de l'ionosphère de Mars résident dans les mesures d'analyseurs à potentiels retardés obtenues par les sondes Viking lors de leurs descentes et les profils de densités d'électrons, obtenus lors des occultations radio des sondes Mariner et Mars. L'ionosphère est principalement produite par le flux d'ultraviolet. Elle est essentiellement constituée d'ions O_2^+ qui sont créés par des processus d'échanges de charges tels que :

- $\text{CO}_2^+ + \text{O}_2 \rightarrow \text{O}_2^+ + \text{CO}_2$
- $\text{CO}_2^+ + \text{O} \rightarrow \text{O}_2^+ + \text{CO}$

I.2.6 L'ionosphère

Les descentes des sondes Viking ont révélé une ionosphère complexe, mais la couche de Chapman est clairement définie par le pic de la densité d'électrons, à une altitude de 130 kilomètres environ (*Hanson et al.*, 1977). Les observations d'occultation radio de l'ionosphère de Mars ont été résumées par *Hantsch et Bauer* (1990). Il apparaît que l'altitude du pic de la couche de Chapman varie entre 120 et 170 kilomètres selon qu'elle soit au point subsolaire ou au terminateur, quand à la densité électronique, elle varie de 2.10^5 cm^{-3} à 5.10^3 cm^{-3} . Cependant, la densité d'électrons et l'altitude du pic ionosphérique de Mars varient en fonction de l'angle solaire zénithal (*Zhang et al.*, 1990a). Comme on peut le voir sur la figure 4 issue de *Zhang et al.* (1990a) l'ionosphère de Mars est très faible du côté nuit. L'altitude du pic d'électrons augmente en fonction de l'angle solaire zénithal.

L'ionopause (frontière de l'ionosphère) n'a jamais été observée au cours de ces expériences d'occultation radio, ni lors de la descente des sondes Viking. La question de l'existence d'une ionopause clairement identifiée par une chute brutale dans le profil d'altitude de la densité ionosphérique des électrons serait une preuve que l'obstacle de la planète, présenté au vent solaire, est d'origine ionosphérique au lieu de magnétosphérique. Cependant, il apparaît que la pression du plasma ionosphérique est quatre fois trop faible pour contrebalancer la pression de la magnétogaine (*Hanson et Mantas*, 1988).

I.2.6 L'ionosphère

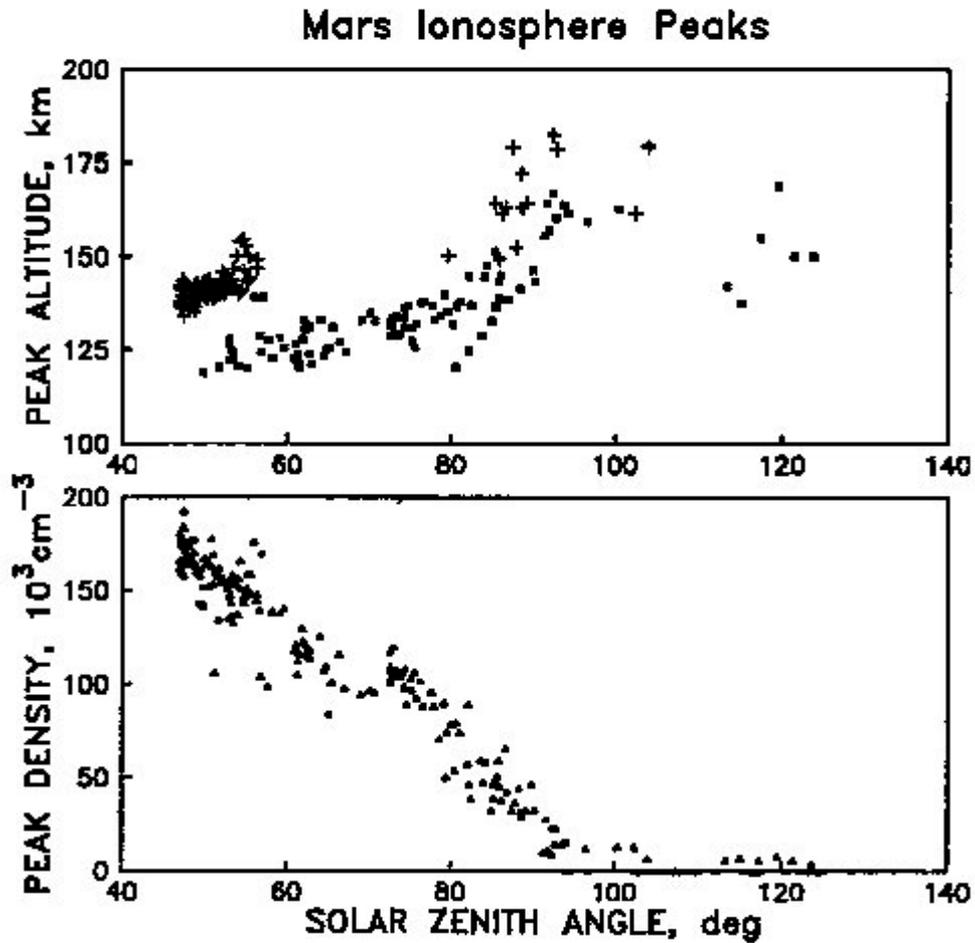


Figure 4 : Variations de l'altitude et de la densité des électrons du pic ionosphérique de Mars en fonction de l'angle solaire zénithal déduites des données d'occultation radio de Mariner 9 et des sondes Viking (Zhang *et al.*, 1990a).

I.2.7 La queue magnétique

Les premières observations de la queue magnétique de Mars proviennent de la sonde Mars 2. Des ondes plasma ont été détectées à partir des données sur les ions de basses énergies allant de 30 à 150 eV. Ces mêmes ondes n'ont pas été observées dans la magnétogaine de Mars (Vaisberg *et Bogdanov*, 1974). La queue magnétique de Mars a quelques similitudes avec celles des comètes. Les critères utilisés pour identifier la

1.2.7 La queue magnétique

queue magnétique de Mars sont : une augmentation de l'amplitude du champ magnétique, une décroissance des fluctuations magnétiques et la disparition du plasma. *Vaisberg et al.* (1976), à l'aide des données de la sonde Mars 5, ont confirmé l'existence de flux d'ions lourds dans la queue magnétique. A partir de l'estimation qui a été faite de la masse des ions, ils en ont déduit qu'il s'agissait d'ions oxygène.

Par la suite, les missions Mars 5 et Phobos 2 ont confirmé l'existence d'une queue magnétique. *Yeroshenko et al.* (1990) ont rapporté que la queue magnétosphérique de Mars était très sensible à la direction du champ magnétique interplanétaire. Leur étude suggérait que Mars avait une queue magnétique induite, comme dans le cas de Vénus, ce qui renforçait l'hypothèse que l'obstacle soit de nature ionosphérique. Mais les observations restent insuffisantes pour déterminer si la queue magnétique martienne est associée à l'existence d'une magnétosphère, ou bien due au drapage des lignes de champ interplanétaire autour de l'ionosphère. Dans le cas d'une queue magnétique martienne associée à une magnétosphère, les lobes de la queue sont situés selon les directions Nord et Sud, tandis que dans le cas d'une interaction de type ionosphérique, les lobes de la queue sont orientés selon les hémisphères matin et soir.

Après la mission Phobos 2, la situation n'a pas grandement évolué, bien qu'il semblait exister des indications en faveur de l'existence d'un champ magnétique intrinsèque. Il apparaissait cependant que la magnétosphère martienne n'était pas due uniquement à un champ intrinsèque, comme évoqué par *Kennel et al.* (1989). Ceci est une conséquence des résultats de l'expérience FGMM-MAGMA qui a montré que la direction du champ de la queue magnétique était fortement influencée par celle du champ interplanétaire, de façon consistante avec un champ purement capturé, similaire au cas des comètes (*Russell et al.*, 1986).

I.3 Interaction vent solaire – Vénus

I.3.1 Historique des missions d'explorations

L'exploration de Vénus a démarré elle aussi au début des années 60, en même temps que pour Mars. C'est la sonde Américaine Mariner 2 qui a effectué le

1.3.1 Historique des missions d'explorations

premier survol de la planète en 1962, à plus de 6 rayons vénusiens (41000 km). L'absence de perturbation sur les mesures du champ magnétique permettait de déduire que la sonde n'avait pas traversé l'onde de choc de la planète (*Smith et al*, 1963 et 1965). En utilisant les prédictions théoriques d'interaction du vent solaire avec un obstacle aimanté de *Spreiter et Jones* (1963), le moment magnétique de Vénus devait être inférieur au trentième de celui de la Terre.

Comme dans le cadre de l'exploration de la planète Mars, beaucoup de sondes ont été perdues. Les nouvelles informations sur Vénus ont été transmises 5 années plus tard, en 1967, par les sondes Venera 4 et Mariner 5. Ces 2 missions ont été les premières à détecter l'onde de choc de la planète à partir de mesures magnétiques et plasma (*Bridge et al.*, 1967; *Dolginov et al.*, 1968 ; *Gringauz et al.*, 1968). A partir des données de Venera 4, *Gringauz et al.* (1968) ont estimé que la position du choc au point subsolaire devait être à environ 2000 km d'altitude. Venera a apporté d'autres découvertes : la faible densité de l'ionosphère du côté nuit (*Gringauz et al.*, 1968), et l'absence de champ magnétique planétaire (*Dolginov et al.*, 1968). Aucune signature sur les données magnétique et plasma de Mariner 5 n'a permis d'établir la présence d'une magnétopause (*Bridge et al.*, 1967). Cependant, la sonde Mariner 5 a permis de mettre en évidence une frontière où la densité des ions décroît fortement. Cette frontière, l'ionosphère, a été découverte lors d'une expérience de radio occultation (*Mariner Standford Group*, 1967).

Les Soviétiques continuèrent leur exploration en envoyant Venera 5 et 6 en 1969, puis Venera 7 en 1970 et Venera 8 en 1972. C'est ensuite qu'ont été lancées des sondes destinées à étudier l'interaction du vent solaire avec la planète. Mariner 10 a effectué un survol en 1974 avant de rejoindre Mercure. La traversée du choc par Mariner 10 a été observée plus près de la planète que celles des précédentes missions. Mariner 10 a effectué des mesures autour de Vénus lors d'une période d'activité solaire minimale tandis que les autres missions (Venera 4, 6 et Mariner 5) ont eu lieu lors de période de maximum d'activité solaire. C'est pourquoi *Slavin et al.* (1979) ont été les premiers à suggérer l'effet de l'activité solaire sur la modulation de la position de l'onde de choc.

I.3.1 Historique des missions d'explorations

Puis en 1975, ce fut le tour des sondes Venera 9 et 10 d'étudier simultanément l'environnement de la planète, ce qui a permis de séparer les effets temporels des effets spatiaux. *Romanov* (1978) et *Romanov et al.* (1978) ont mis en évidence une asymétrie dans la localisation de l'onde de choc. Le choc est trouvé à des altitudes plus basses sous le plan défini par les vecteurs \mathbf{V} (vitesse moyenne du vent solaire) et \mathbf{B} (champ magnétique interplanétaire). Ce résultat traduisant l'effet du processus d'assimilation des ions décrit plus en détails au paragraphe I.3.5 (page 32).

A partir de 1978, les deux sondes Pioneer Venus Orbiter ont fourni pendant plus de dix ans des observations indispensables à la compréhension et à la modélisation de l'interaction du vent solaire avec la planète :

- Description de l'onde de choc (e.g. *Russell et al.*, 1981)
- Description de l'ionopause (e.g. *Knudsen et al.*, 1982)
- Étude de la configuration magnétique de la magnétogaine (*Philipps et al.*, 1986)
- Identification d'ions planétaires dans la magnétogaine (e.g. *Mihalov et Barnes*, 1981)
- Observation de l'exosphère (e.g. *Nagy et al.*, 1981)
- Description de la queue magnétique (e.g. *Saunders et Russell*, 1986)
- Analyse de l'effet du cycle solaire (e.g. *Russell et al.*, 1988)

Par la suite, les missions suivantes : Venera 11 et 12 en 1978; Venera 13 et 14 en 1981 et Venera 15 et 16 en 1983 ainsi que Vega 1 et 2 en 1984 n'apporteront plus de nouvelles connaissances sur l'interaction du vent solaire avec Vénus. Quant à la dernière sonde envoyée en direction de Vénus, Magellan, en 1989, elle fut destinée à la cartographie radar de la surface de la planète.

I.3.2 Onde de choc

La position de l'onde de choc de Vénus a été intensivement mesurée et beaucoup d'analyses et de modélisations ont été consacrées pour expliquer la forme de l'onde de choc ainsi que celle de l'obstacle sous-jacent. Les données les plus nombreuses proviennent des sondes Pioneer. La forme générale du choc, la distance de

I.3.2 Onde de choc

celui-ci le long de l'axe Vénus–Soleil (distance subsolaire) ainsi que sa distance dans le plan du terminateur permettent de mieux estimer la nature de l'obstacle planétaire. *Slavin et al.* (1983) ont comparé la position moyenne des chocs planétaires avec des modèles utilisant la théorie de la dynamique des gaz. L'onde de choc de Vénus est trouvée beaucoup plus proche de la planète que si l'interaction était de nature purement ionosphérique. Ce résultat a été attribué à l'interaction du vent solaire avec l'atmosphère neutre dans les basses couches de l'ionosphère qui n'avait pas été prise en compte par le modèle de *Slavin et al.* (1983). D'autre part, cette étude utilisant la dynamique des gaz ne prend pas en compte l'interaction du vent solaire avec les atomes neutres planétaires de la gaine ionosphérique. Ces neutres interagissent avec le plasma du vent solaire par échanges de charges ou sont ionisés par les photons. Ces ions nouvellement implantés dans le vent solaire "l'alourdissent" et détournent le flux de la planète.

Les données sur les traversées de l'onde de choc près du terminateur ont été examinées avec beaucoup d'intérêt afin d'étudier la dépendance du choc en fonction du cycle d'activité solaire et du flux ultraviolet, des paramètres du vent solaire, de l'orientation du champ magnétique interplanétaire.

A l'aide de ces études, une caractéristique très importante concernant la position de l'onde de choc a pu être mise en évidence (e.g. *Russell et al.*, 1988). Celle-ci dépend fortement de l'activité solaire : en période de minimum d'activité solaire, elle est beaucoup plus proche de la planète qu'en période de maximum d'activité (Figure 5).

Alexander et Russell (1985) ont attribué cet effet à la variation de la hauteur d'échelle de l'atmosphère neutre et au taux d'ions implantés issus de l'ionisation des neutres planétaires par le flux ultraviolet qui ont pour effet d'augmenter la pression interne de l'obstacle planétaire et donc d'éloigner l'onde de choc de la planète. De plus, la position de l'onde de choc dans le plan du terminateur a été trouvée dépendante du nombre de Mach magnéto-sonique (le rapport de la vitesse du vent solaire sur la vitesse des ondes magnéto-soniques) et de la pression dynamique du vent solaire lorsque cette dernière est faible et que le flux ultraviolet est important (voir figure 6).

1.3.2 Onde de choc

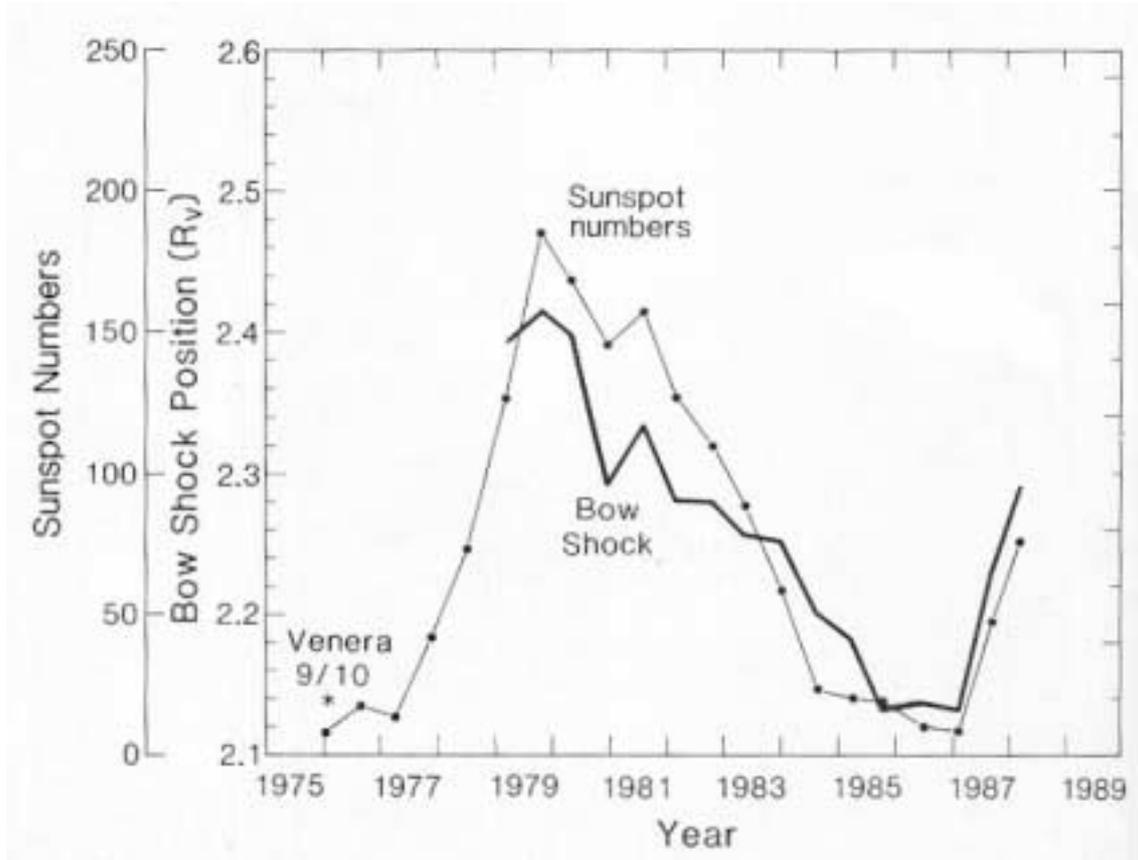


Figure 5 : Évolution de la position de l'onde de choc de Vénus, rapportée dans le plan du terminateur, en fonction du nombre de taches solaires (d'après *Russell et al.*, 1988)

L'effet de l'orientation du champ magnétique sur la position de l'onde de choc a aussi été étudié. *Alexander et al.* (1986) ont trouvé que le choc est en moyenne plus près de la planète lorsque le champ magnétique interplanétaire et la vitesse des particules du vent solaire sont alignés ou lorsque la traversée est faite dans l'hémisphère opposé à celui où le champ électrique de convection $\vec{E} = -\vec{V} \wedge \vec{B}$ est dirigé. Cette étude montre que la forme du choc est asymétrique à cause de l'implantation d'ions d'origines planétaires par le plasma du vent solaire.

Les modèles de position de l'onde de choc, issus de la dynamique des gaz, concordent assez bien avec les observations. Mais, ces modèles prédisent une distance du choc dans le plan du terminateur inférieure à celle des observations (*Tatrallyay et al.*, 1984). D'autre part, selon les mêmes auteurs, ces modèles ne

I.3.2 Onde de choc

reproduisent pas fidèlement les chocs quasi-parallèles lorsque le paramètre β du plasma (rapport entre pression thermique et pression magnétique) est faible. Par la suite, un terme a été rajouté dans les équations fluides de la dynamique des gaz pour représenter les neutres ionisés qui alourdissent le vent solaire. Le principal défaut des modélisations à partir de la dynamique des gaz est que les effets produits par les forces magnétiques ne sont pas pris en compte. La théorie de la dynamique des gaz a une seule onde sonore tandis que l'approximation MHD en a trois : une onde d'Alfvén, et deux ondes magnéto-soniques rapides et lentes; ce qui rend caduque les modélisations faites à partir de la dynamique des gaz.

Des simulations hybrides où les ions sont assimilés à des particules et les électrons à un fluide ont été utilisées dans les études d'interaction. Une des premières études a été faite par *Winske* (1986) qui a étudié les effets de l'alourdissement du vent solaire sur le choc et la gaine lorsque le champ magnétique interplanétaire est dans une configuration quasi-parallèle à la normale au choc. Dans cette approximation hybride, les ions dits "Pickup" affectent les champs magnétique et électrique dans lesquels ces ions et les protons du vent solaire se déplacent. *Moore et al.* (1991) ont effectué une modélisation de l'interaction du vent solaire avec le côté jour de Vénus en utilisant une simulation hybride prenant en compte l'orientation du champ magnétique interplanétaire et l'alourdissement du vent solaire. Ce modèle reproduit une asymétrie du choc qui dépend de l'orientation du champ magnétique interplanétaire. Il reproduit également d'autres caractéristiques telles que : des asymétries dans la position de la "barrière magnétique" et des asymétries sur l'amplitude du champ magnétique à l'intérieur de la magnétogaine.

1.3.2 Onde de choc

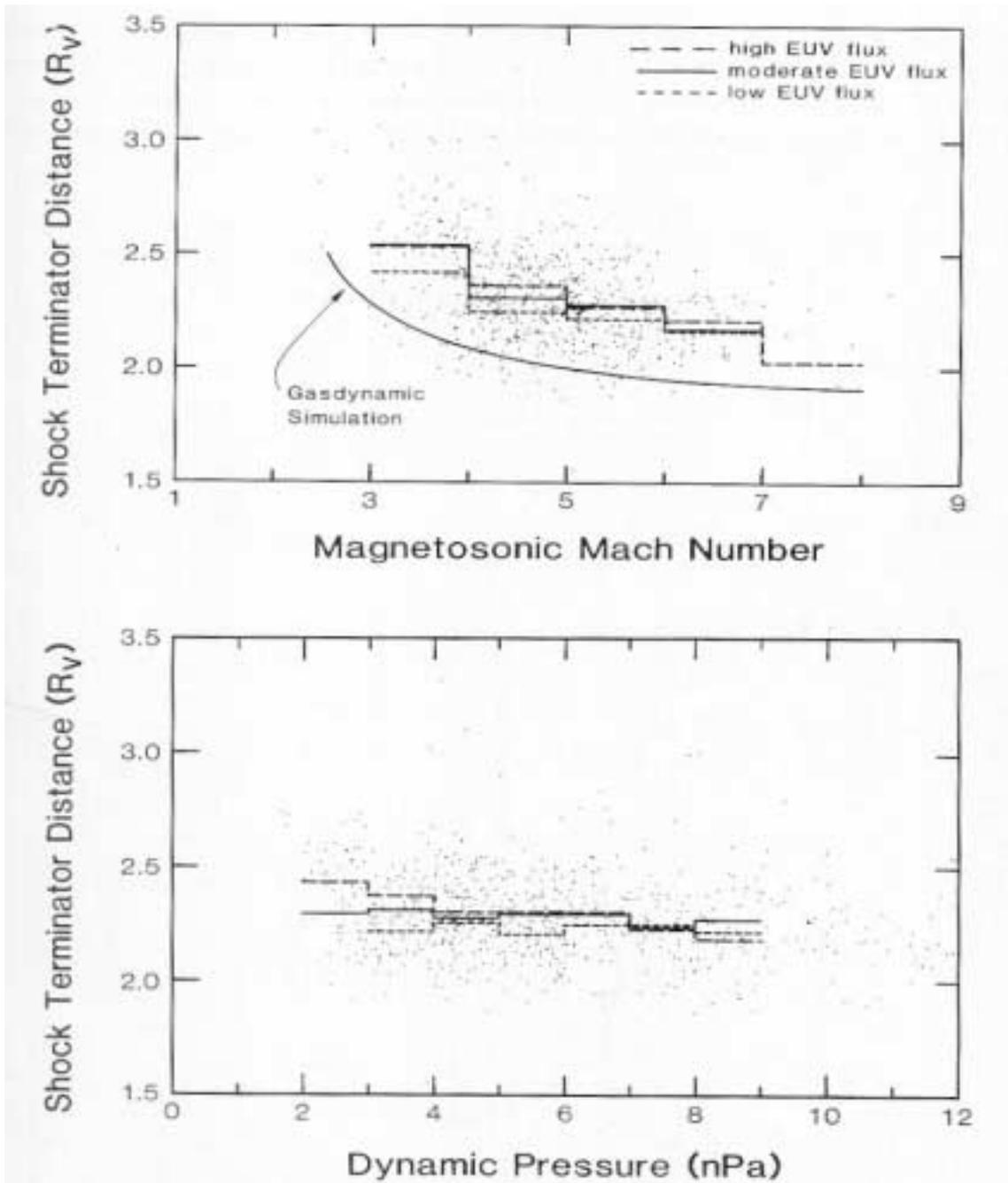


Figure 6 : Position de l'onde de choc de Vénus, normalisée dans le plan du terminateur, en fonction du nombre de Mach magnétosonique (haut) et en fonction de la pression dynamique du vent solaire (bas). Ces dépendances sont analysées pour trois gammes de flux UV (d'après *Russell et al.*, 1988)

I.3.3 Magnétogaine

I.3.3 Magnétogaine

Les premières observations sur les propriétés du plasma et du champ magnétique de la magnétogaine ont été réalisées à l'aide des sondes Venera 9 et 10, puis des sondes Pioneer. La configuration du champ magnétique à l'intérieur de la magnétogaine a été explorée par *Phillips et al.* (1986) en utilisant les données des sondes Pioneer. Leur étude montre que l'amplitude du champ magnétique répond directement à la pression dynamique du vent solaire. De plus, ces mêmes auteurs trouvent que l'amplitude du champ magnétique semble plus importante dans l'hémisphère où est dirigé le champ électrique de convection que dans l'hémisphère opposé. Cette observation a été interprétée comme l'évidence d'un ralentissement plus important de l'écoulement du vent solaire, dans l'hémisphère où est dirigé le champ électrique, du fait d'un plus fort alourdissement par les ions planétaires. De plus, l'enroulement des lignes de champs magnétiques, autour de l'obstacle, a pu être observé confirmant les hypothèses d'une "magnétosphère" induite (e.g. *Russell et al.*, 1979a).

D'autre part, une autre caractéristique importante de cette région est la forte turbulence visible sur les fluctuations du module du champ magnétique. Les premières observations ayant été faites essentiellement dans la région où le champ magnétique interplanétaire est quasi-parallèle à la normale au choc, un doute subsiste quant à la nature de cette turbulence. Plusieurs hypothèses ont été avancées pour expliquer cette turbulence, telle des instabilités dues au processus d'alourdissement du vent solaire. Une cartographie des régions fortement turbulentes a été réalisée à l'aide des observations des sondes Pioneer par *Luhmann et al.* (1983) et *Phillips et al.* (1986). Ces fluctuations sont principalement dues à des ondes hydromagnétiques polarisées gauches, avec des périodes comprises entre 10 et 40 secondes. D'autre part, selon *Luhmann et al.* (1983), ces fluctuations sont générées dans la région de choc quasi-parallèle par des ondes.

La figure 7 représente deux orbites en exemple où l'on aperçoit que les fluctuations du champ magnétique semblent générées dans les régions de chocs quasi-parallèles. Des simulations numériques ont été réalisées par *Winske* (1986) afin de déterminer l'importance relative entre les ondes hydromagnétiques générées lors des

1.3.3 Magnétogaine

chocs quasi-parallèles et le processus d'implantation d'ions nouvellement créés par photo-ionisations ou impacts électroniques. Cette simulation numérique ne montre pas que l'implantation d'ions produit de la turbulence dans le champ magnétique.

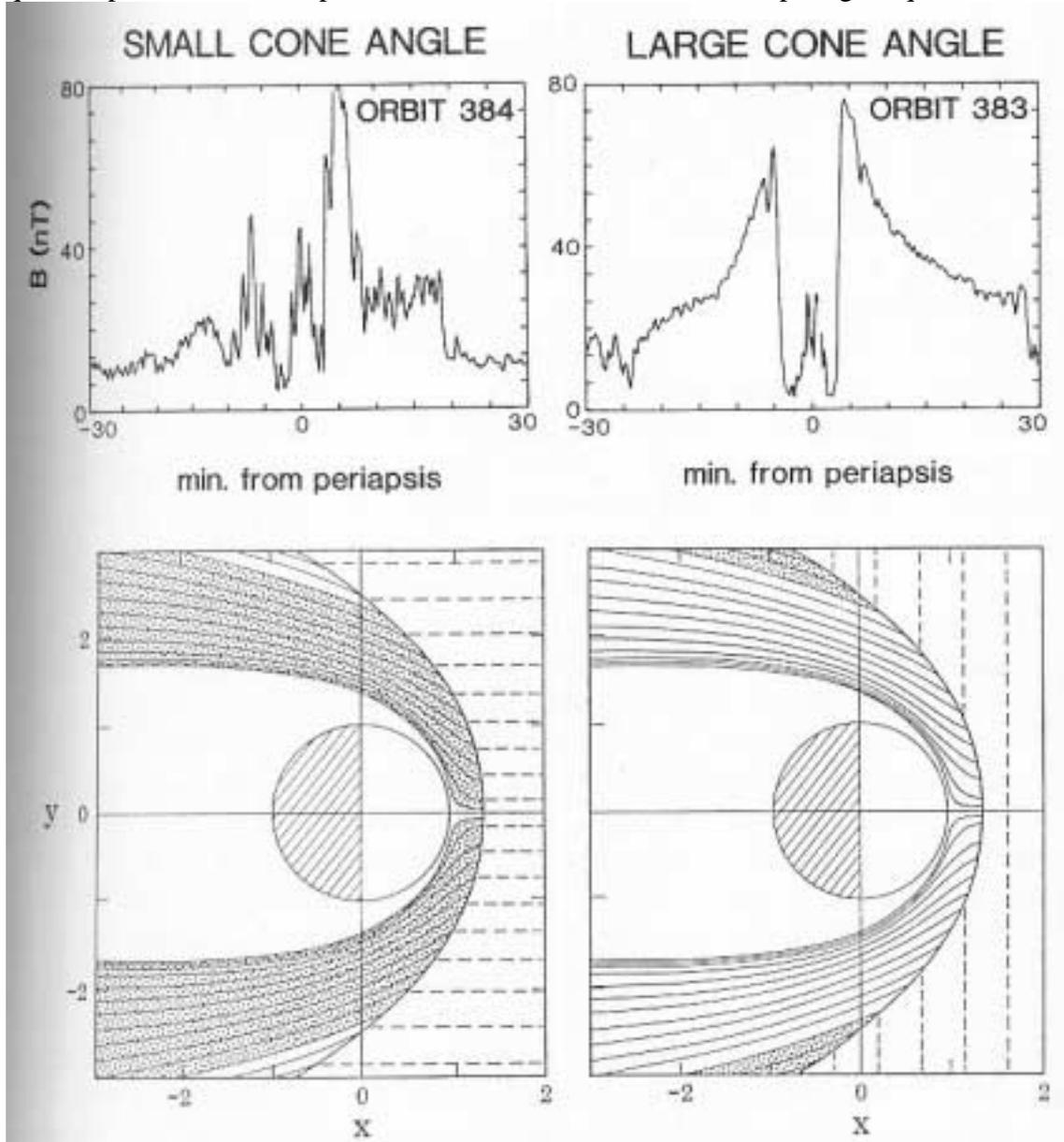


Figure 7 : les panneaux supérieurs représentent l'amplitude du champ magnétique mesuré pour 2 orbites différentes. Le champ magnétique à l'intérieur de la magnétogaine de l'orbite 383 est beaucoup moins turbulent que celui de l'orbite 384. Les fluctuations sont beaucoup plus importantes lorsque l'angle entre la vitesse moyenne des particules du vent solaire et le champ magnétique interplanétaire est faible. Cette tendance est attribuée aux chocs quasi-parallèles représentés en grisé sur les panneaux inférieurs (d'après *Luhmann et al.*, 1987)

I.3.4 Barrière magnétique

I.3.4 Barrière magnétique

Cette région est caractérisée par une frontière abrupte dans l'hémisphère jour, située entre l'onde de choc et l'ionopause, où le champ magnétique croît lorsque l'on traverse la frontière dans le sens d'écoulement du vent solaire. Ainsi, ont été élaborés les premiers modèles dans lesquels la résistance de l'ionosphère, fortement conductrice, au passage du champ magnétique du vent solaire augmente l'intensité du champ au-dessus de l'ionosphère telle que le plasma soit complètement défléchi (Dessler, 1968). D'autre part, une autre caractéristique qui fut observée pour cette frontière, est la décroissance de flux d'électrons d'énergies supérieures à 100 eV lorsque l'on traverse la frontière dans le sens d'écoulement du vent solaire (Zwan et Wolf, 1976).

Dès les premières observations des sondes Pioneer, il est apparu que la pression totale de l'ionopause contrebalance la pression incidente du vent solaire et que l'ionopause est généralement caractérisée par une transition abrupte entre un paramètre β du plasma faible dans la région de barrière magnétique et un paramètre β du plasma important dans l'ionosphère (Brace et al., 1980). Les observations indiquent que la pression du vent solaire est transmise à l'ionosphère à l'intérieur de la barrière magnétique. Lorsque la pression thermique de l'ionosphère excède la pression du vent solaire, l'ionopause se rapproche du cas idéal de discontinuité tangentielle, avec une forte variation du paramètre β .

I.3.5 L'implantation d'ions

L'élargissement de la position du choc dans le plan du terminateur en période d'activité solaire maximale a été interprété comme la conséquence du processus d'assimilation d'ions très prononcé en période de fortes activités solaires (Alexander et al., 1986). L'exosphère neutre composée principalement d'atomes d'hydrogène et d'oxygène est ionisée par les photons du soleil, ou par échanges de charges. Ainsi une particule ionisée est accélérée par les champs électriques et magnétiques de la magnétogaine. Si on ignore les champs électromagnétiques qui fluctuent dans la magnétogaine, le champ électrique de convection est : $\vec{E} = -\vec{V} \wedge \vec{B}$. La trajectoire

I.3.5 L'implantation d'ions

d'un ion nouvellement crée sera une cycloïde.

Le processus d'assimilation d'ions est inefficace lorsque le champ magnétique et la vitesse des particules du vent solaire sont parallèles. Les ions qui sont assimilés dans l'hémisphère de la planète vers lequel le champ électrique est dirigé exécutent des trajectoires cycloïdales ascendantes, tandis que ceux assimilés dans la région où le champ électrique est descendant précipitent dans l'atmosphère. Ce processus d'assimilation constitue un aspect important de l'interaction du vent solaire avec la planète en période d'activité solaire maximale, comme l'indique la variation de la position du choc (*Russell et al.*, 1988).

D'autre part, une étude réalisée par *Philips et al.* (1988) montre que les transferts de moments entre le vent solaire et les ions nouvellement créés est responsable d'une asymétrie dans l'altitude de l'ionopause par rapport à la direction du champ électrique de convection. Cette asymétrie se traduit par une différence d'altitude de 200 à 300 kilomètres dans le plan du terminateur. Cet effet est encore plus prononcé lorsque les vecteurs \mathbf{V} et \mathbf{B} sont perpendiculaires.

Une modélisation hybride de l'interaction du vent solaire avec l'hémisphère jour de Vénus a été réalisée par *Moore et al.* (1991). Le processus d'alourdissement du vent solaire, par photoionisation ou collisions électroniques, est inclus dans le modèle. Ce modèle permet de reproduire de nombreuses observations dont celui de l'échappement asymétrique des ions dans la direction du champ électrique de convection.

I.3.6 L'ionosphère

Initialement, l'ionopause (limite externe de l'ionosphère) était considérée comme une surface impénétrable séparant le plasma du vent solaire dans la magnétogaine et l'ionosphère planétaire partiellement ionisée. Mais les observations d'occultations radios par Mariner 5 (*Mariner Standford Group*, 1967) ont trouvé :

- Une chute abrupte de la densité du plasma au niveau de l'ionopause dans l'hémisphère jour.
- Un plasma de nature "filamentaire" dans l'hémisphère nuit en période de

I.3.6 L'ionosphère

minimum d'activité solaire (*Brace et al.*, 1987).

Si on définit l'ionopause comme la frontière où l'on observe un gradient dans les mesures de la densité de plasma, alors celle-ci apparaît très variable en altitude. En période de maximum d'activité solaire l'altitude minimale est de 300 km près du point subsolaire, et peut atteindre 1000 km au niveau du terminateur. L'altitude de l'ionopause varie en fonction de l'angle solaire zénithal (*Brace et al.*, 1980). L'altitude de l'ionopause dépend aussi de la pression du vent solaire : plus la pression du vent solaire est forte, plus l'altitude de l'ionopause est faible (*Elphic et al.*, 1980). Une étude de *Lhumann et al.* (1987) montre que l'ionopause peut être pratiquement inexistante lorsque la pression dynamique du vent solaire est forte en période de maximum d'activité solaire.

Aucune asymétrie aube-crépuscule n'a été observée concernant la position de l'ionopause, mais une asymétrie liée à l'alourdissement du vent solaire par les ions nouvellement implantés a été observée. En effet, l'altitude de l'ionopause varie en fonction du cycle solaire et donc de l'activité solaire. Une variation de la densité électronique a été mise en évidence en fonction du cycle solaire; cette variation peut atteindre un rapport de 30% (*Kliore and Mullen*, 1989). D'autre part, concernant l'altitude du pic ionosphérique, celle-ci varie généralement pour des angles solaires zénithaux supérieurs à 100 degrés. L'altitude moyenne du pic ionosphérique, côté jour, est très peu variable, 140 kilomètres en moyenne (*Cravens et al.*, 1981).

I.3.7 La queue magnétique

La formation de la queue magnétique de Vénus n'est pas aussi simple que le premier concept d'enroulement des lignes de champ introduit par Alfvén en 1957. L'alourdissement du vent solaire par les ions nouvellement créés ainsi que les courants ionosphériques jouent un rôle lors de l'interaction du vent solaire avec la planète. Le vent solaire défléchi est principalement responsable de la formation de la queue magnétique.

Pour les planètes aimantées, comme la Terre, la direction du champ magnétique à l'intérieur de la queue est déterminée par l'orientation du champ

1.3.7 La queue magnétique

magnétique de la planète. Tandis que pour les planètes non aimantées, comme Vénus, la direction du champ magnétique à l'intérieur de la queue varie en fonction de la direction du champ magnétique interplanétaire (*Slavin et al.*, 1984).

Ce sont les premières observations de la queue faites par les sondes Mariner 10 et Venera 9 et 10 qui ont permis de déterminer la nature de la queue de Vénus : celle-ci est de nature induite, formée par l'enroulement du champ magnétique interplanétaire. La traversée de la queue est caractérisée par :

- Une réduction de l'activité des ondes plasma.
- Une augmentation de la variabilité de l'amplitude du champ magnétique et de son orientation.

A l'intérieur de la queue, lorsque l'on observe une inversion du champ magnétique selon l'axe x qui est corrélée avec une importante chute de l'amplitude du champ magnétique, ces signatures correspondent à une traversée de la couche de courant à l'intérieur de la queue.

I.4 Conclusions

L'interaction du vent solaire avec Vénus a été longuement étudiée, grâce notamment aux missions Pioneer. Ainsi, la description de l'onde de choc et de l'ionopause ont pu être réalisées, tout comme les études de la configuration magnétique de la magnétogaine et de la queue magnétique. La dépendance du choc à l'activité solaire a pu être mise en évidence grâce à une étude réalisée sur un cycle solaire, tout comme les asymétries du choc en fonction de la direction du champ électrique de convection, et de l'orientation du champ magnétique interplanétaire.

En ce qui concerne l'environnement de Mars, celui-ci a été moins étudié que celui de Vénus. La description de l'interaction du vent solaire avec la planète a toujours été difficile en raison de l'absence de certitude concernant la présence d'un champ magnétique global. Les similitudes entre Mars et Vénus concernant les distances de l'onde de choc et de l'ionopause ne permettaient pas avant MGS d'écarter l'hypothèse d'un champ magnétique global ou crustal. C'est dans cette optique, que

I.4 Conclusions

l'expérience MAG/ER a été mise à bord de la sonde MGS, afin de cartographier le champ magnétique de la planète et d'établir la nature de l'interaction du vent solaire avec Mars.

CHAPITRE II DESCRIPTIONS DE LA MISSION SPATIALE MARS GLOBAL SURVEYOR ET DES INSTRUMENTS DE MESURE

II.1 Description des phases de la mission

La sonde Mars Global Surveyor (MGS) a été lancée depuis Cap Canaveral en Floride le 7 novembre 1996 à l'aide d'une fusée Delta II 7925 pour un voyage de 750 millions de kilomètres. La sonde a mis 309 jours pour accomplir son périple au cours duquel elle a subi trois manoeuvres de correction de sa trajectoire. La mission MGS a été décidée en remplacement de la sonde Mars Observer, lancée en septembre 1992, qui a été perdue en août 1993, avec la plupart des instruments de Mars Observer.

La mission Mars Global Surveyor (MGS) se décompose en cinq phases distinctes :

- voyage interplanétaire.
- insertion en orbite autour de Mars.
- freinage dans l'atmosphère martienne.
- cartographie de la surface martienne.
- relais satellite.

II.1 Description des phases de la mission

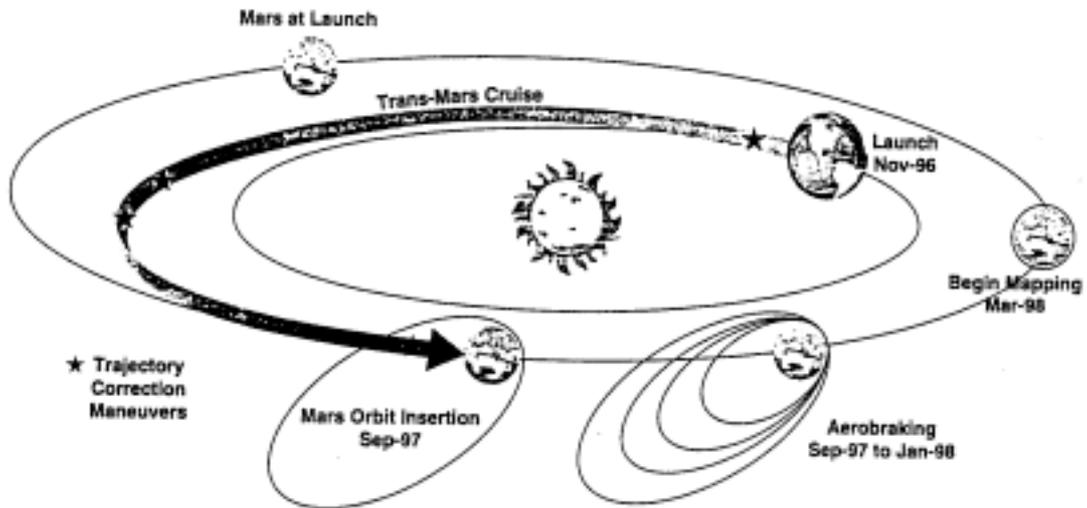


Figure 8 : Diagramme illustrant les cinq phases de la mission MGS initialement prévus.

En raison d'un problème survenu sur l'un des panneaux solaire, qui s'est mal déployé, la phase de freinage de la sonde dans l'atmosphère de la planète a dû être rallongée d'un an (17 mois au lieu de 4).

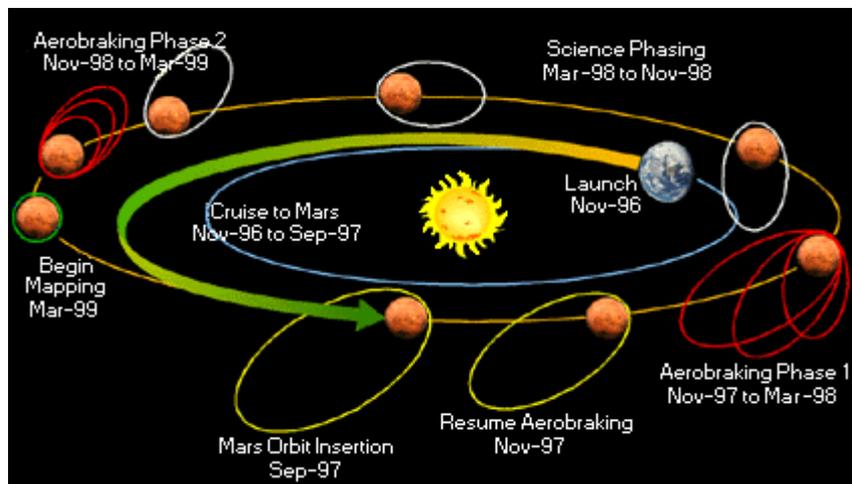


Figure 9 : Schéma illustrant les phases de la mission MGS après modifications en raison des problèmes survenus au panneau solaire.

II.1.1 Phase de croisière

II.1.1 Phase de croisière

La phase de croisière interplanétaire peut être décomposée en une phase de croisière interne (2 mois) et une phase de croisière externe (8 mois). Pendant la phase de croisière interne, toutes les communications de la sonde avec la Terre se font à l'aide d'une antenne à faible gain alors que pendant la phase de croisière externe, les communications se font avec une antenne à grand gain. Ceci est dû à la configuration de la sonde et à la géométrie des panneaux solaires : comme l'antenne à grand gain reste dans une orientation fixe, elle ne peut pointer en direction de la Terre que lorsque l'énergie captée par les panneaux solaires, dépendant de l'angle d'incidence du soleil avec les panneaux, est suffisante. La phase de croisière externe a commencé le 9 janvier 1997 et s'est terminée le 11 septembre 1997, lorsque la sonde est arrivée au voisinage de Mars.

II.1.2 Insertion en orbite autour de Mars

C'est la phase la plus courte, environ 25 minutes, mais aussi la plus périlleuse : la vitesse de la sonde est diminuée par ses propres moteurs, puis par freinage dans l'atmosphère pour que Mars puisse la capturer sur une orbite très elliptique de période 48 heures et de périastre 378 km.

II.1.3 Freinage dans l'atmosphère martienne

Cette phase devait durer initialement 4 mois, de septembre 1997 à janvier 1998. La sonde devait être ralentie à chaque périastre par les frottements occasionnés par l'atmosphère : à chaque passage, la sonde perd une partie de son moment angulaire ce qui a pour effet de diminuer son apoastre (voir figure 10). Plus la sonde sera basse dans l'atmosphère, plus le freinage sera important et donc l'orbite se réduira d'autant plus vite. Cette technique a été utilisée par la sonde Magellan dans l'atmosphère de Vénus. C'est ainsi que la sonde passe d'une orbite très elliptique à une orbite quasi-circulaire ($e=0,007$) de période 118 minutes.

II.1.3 Freinage dans l'atmosphère martienne

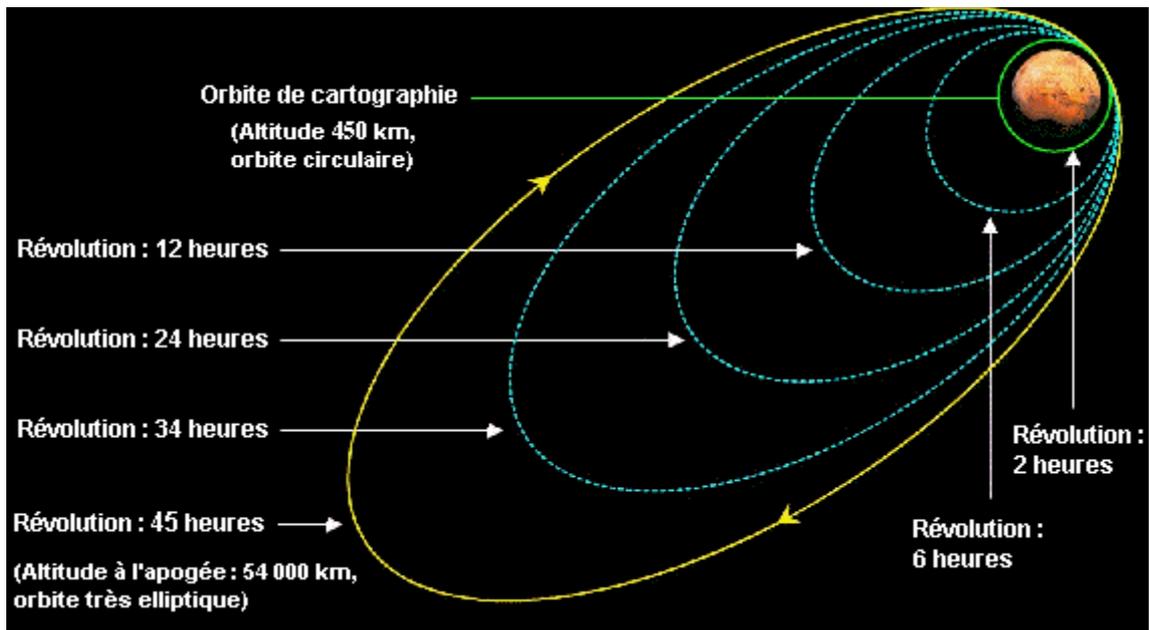


Figure 10 : Schéma décrivant la technique d'aérofreinage, avec une réduction progressive de l'apoastre en vue d'emmener la sonde sur une orbite circulaire pour la phase de cartographie.

Cependant, au passage du périastre de l'orbite 15 du 8 octobre 1997, à 110 km d'altitude, des vibrations ont été détectées à bord de la sonde au cours de mesures instrumentales. L'origine de ces vibrations provient d'un des panneaux solaires qui n'a pas été correctement déployé (Albee *et al.*, 1998). Pendant les 26 jours qui ont suivi la détection de ces vibrations (du 13 octobre au 7 novembre), le périastre de la sonde a été remonté à une altitude de 170 km afin d'évaluer le problème. Il a alors été décidé d'allonger la phase d'aérofreinage d'une année supplémentaire en rehaussant l'altitude du périastre de 10 kilomètres. Ainsi, deux phases d'aérofreinage (AB1 et AB2) ont été entrecoupées d'une phase dite "Science Phasing Orbit" (voir figure 9).

Au cours de cette phase intermédiaire dite "Science Phasing Orbit" (SPO), du 27 mars au 22 septembre 1998, l'altitude du périastre de la sonde a été de nouveau remonté à 170 km. Cette phase a été divisée en 2 sous phase : SPO 1 et SPO 2, en raison d'une période d'occultation de Mars par le Soleil du 28 avril au 28 mai, où la transmission de données était impossible. La deuxième phase de l'aérofreinage s'est arrêtée à la fin du mois de février 1999.

II.1.4 Cartographie de la surface martienne

II.1.4 Cartographie de la surface martienne

Cette phase a débuté en mars 1999 et doit durer deux ans (une année martienne), période pendant laquelle l'orbite de la sonde est circulaire à environ 380 kilomètres d'altitude et une période de rotation de 118 minutes. C'est seulement au mois d'avril 1999 que l'antenne à haut gain a été déployée afin d'assurer auparavant le retour scientifique d'un mois d'observation, grâce à une antenne à plus faible gain, au cas où l'antenne à haut gain aurait été mise hors d'usage au cours du déploiement. La phase de cartographie de la planète est prévue pour durer jusqu'à la fin janvier 2001.

II.1.5 Relais satellite

La sonde devait servir de relais pendant deux ans entre la Terre et les instruments au sol du programme d'exploration de la planète Mars (programme Mars 96). La perte de la sonde russe Mars 96 en novembre 1996 a tout d'abord annulé cette phase. Mais, en raison de la perte de la sonde Mars Climate Observer, qui devait assurer le relais entre les atterrisseurs tels que Mars Polar Lander (elle aussi perdue) et les autres futurs atterrisseurs, c'est la sonde MGS qui assurera cette phase de relais pendant deux années.

II.2 La mission Mars Global Surveyor

II.2.1 La sonde

La sonde est de forme rectangulaire, de dimensions 1,221 x 1,221 x 0,762 mètres. Tous les instruments sont sur une plate-forme instrumentale, exceptés les magnétomètres qui sont disposés sur les deux panneaux solaires longs de 3,53 mètres.

Au cours des orbites elliptiques, la sonde se trouve soit en mode aérofreinage au plus près de la planète, soit en mode ANS ("Array Normal Spin"). Dans cette dernière configuration, la période de spin de la sonde est d'un tour par période de 100 minutes, avec l'axe X de rotation qui pointe en direction de la Terre. Cette axe correspond à celui de l'antenne à haut gain qui dans sa configuration non-déployée en période d'aérofreinage pointe en direction de la Terre pour la transmission des données.

II.2.1 La sonde

Les différentes orientations de la sonde sont schématisées sur la figure 11.

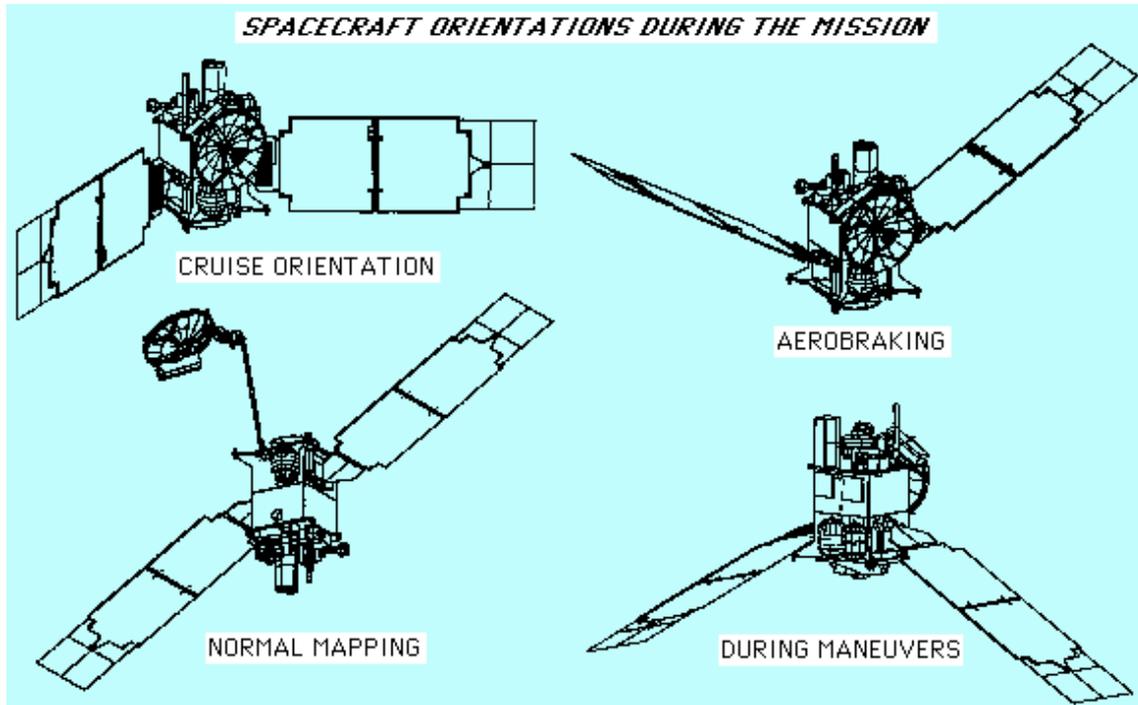


Figure 11 : Les quatre différentes configurations de la sonde. Il est à noter que ces schémas ne prennent pas en compte le déploiement incomplet de l'un des panneaux.

II.2.2 Les objectifs scientifiques

La mission MGS fait partie du programme "Mars Surveyor". Ce programme a pour objectif la compréhension du climat présent et passé de la planète, déterminer si Mars a développé des cellules prébiotiques, ainsi que de déterminer les ressources de la planète qui pourrait être utiles pour l'exploration de l'homme, telles des réservoirs d'eau par exemple.

Concernant la mission MGS, celle ci représente la première composante orbitale de ce programme, dont les objectifs généraux étaient de collecter des informations sur les caractéristiques de la magnétogaine, l'atmosphère, la surface et l'intérieur de la planète sur une échelle globale. Ainsi, les objectifs détaillés sont :

- Caractériser la morphologie de la surface à grande résolution spatiale pour

II.2.2 Les objectifs scientifiques

déterminer les processus géologiques ayant eu lieu sur Mars.

- Déterminer la composition du sol, et tracer la carte de la distribution surfacique des minéraux.
- Déterminer la topographie globale, ainsi que le champ gravitationnel de la planète.
- Établir la nature du champ magnétique de la planète et cartographier ce champ.
- Étudier l'environnement ionisé de la planète.

II.2.3 Les expériences embarquées

Pour réaliser ces objectifs scientifiques la sonde MGS emporte à son bord 5 instruments (voir figure 12) :

- Une caméra (Mars Orbiter Camera) destinée à cartographier, à très hautes résolutions, la surface de la planète. La résolution de la caméra pourra atteindre 1,4 mètres par pixel lors de la phase de cartographie, en orbite circulaire (*Malin et al.*, 1992).
- Un laser altimètre (Mars Orbiter Laser Altimeter) dont l'objectif principal est de déterminer la topographie de la planète (*Zuber et al.*, 1992)
- Un spectromètre d'émission thermique (Thermal Emission Spectrometer) destiné à étudier la surface et l'atmosphère de la planète en utilisant la spectroscopie infrarouge (*Christensen et al.*, 1992).
- Un magnétomètre (MAG) et un réflectomètre d'électrons (ER) composant l'expérience MAG/ER. Ces instruments servent à mesurer le champ magnétique ambiant ainsi que la fonction de distribution locale des électrons entre 10 eV et 20 keV (*Acuña et al.*, 1992). Ces instruments, utilisés dans le cadre de cette thèse, sont décrits plus en détails dans les paragraphes suivants.

II.2.3 Les expériences embarquées

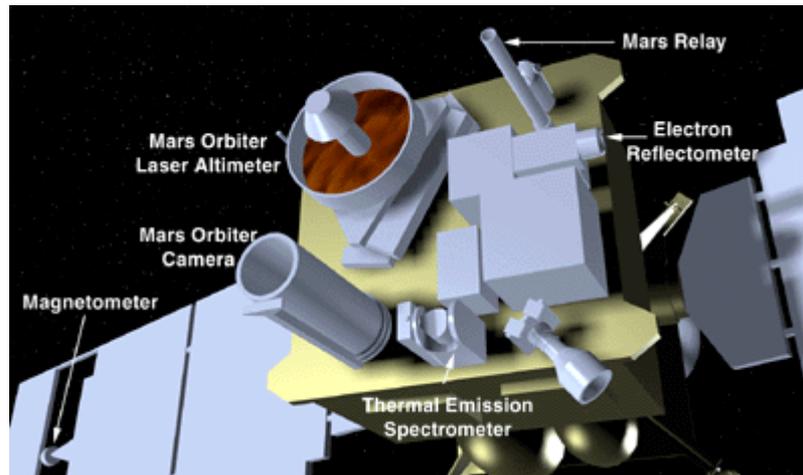


Figure 12 : la plate forme instrumentale de la sonde.

II.3 Description des instruments de l'expérience MAG/ER

II.3.1 Les magnétomètres

La sonde est équipée de deux magnétomètres sur chacun des panneaux solaires afin d'assurer de la redondance. Les deux magnétomètres triaxiaux permettent de déterminer le champ magnétique ambiant. Les magnétomètres de MGS sont des instruments similaires à ceux des missions Voyager, Giotto et Mars Observer.

Les mesures des magnétomètres sont, en premier lieu, traitées par leur sous-système électronique analogique respectif, puis envoyées à l'unité digitale de traitement. Cette dernière incorpore un convertisseur analogique/digital 12 bits opérant sous le contrôle d'un microprocesseur. Suivant le mode de télémessure de la sonde, les différentes résolutions temporelles sont déterminées à partir des mesures de base. Ce sous-système fournit également, au microprocesseur de l'expérience, l'information nécessaire pour sélectionner automatiquement les gammes de mesure. Si l'amplitude de la composante mesurée dépasse ou non le seuil présélectionné, le facteur d'échelle de chaque magnétomètre est incrémenté ou décrétementé, de façon à maintenir une résolution optimale. La stratégie de balayage des gammes de mesure est illustrée par la figure 13.

II.3.1 Les magnétomètres

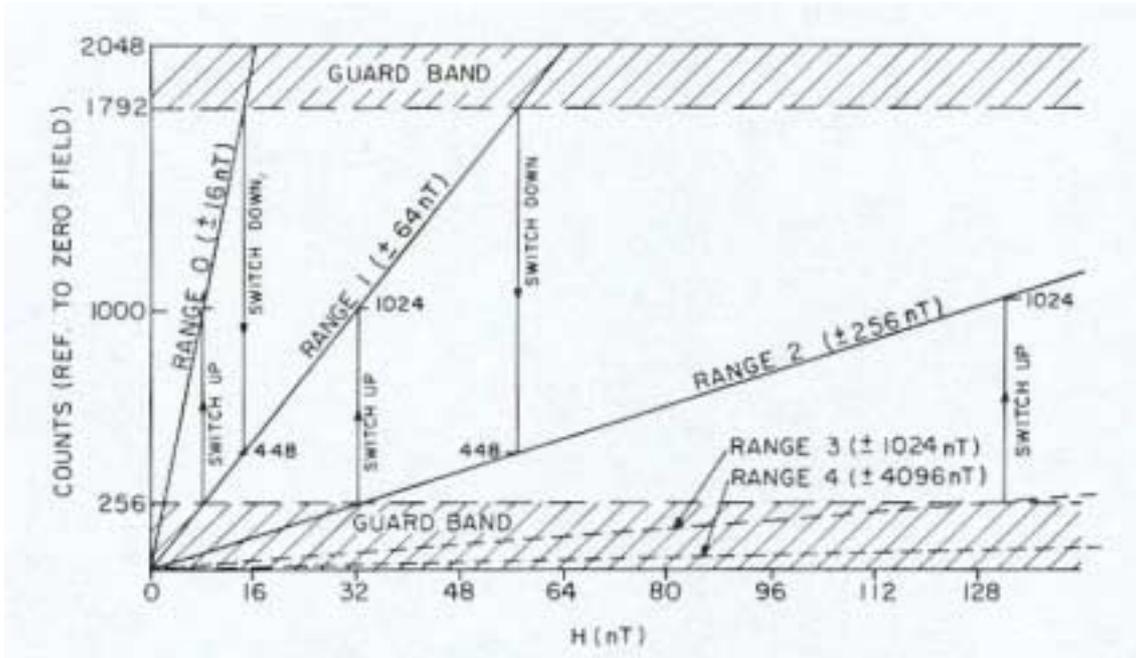


Figure 13 : Schéma représentant la stratégie de balayage des gammes de mesures des magnétomètres (Acuña *et al.*, 1992).

Les deux magnétomètres effectuent les mesures à raison de 32 échantillons par seconde, à l'aide d'un système d'horloge interne. Ces échantillons bruts sont ensuite moyennés suivant le mode de télémesure (voir le tableau 2). Ce mode dépend de la distance Terre – Mars et du type d'antenne utilisé.

| Télémesure bits/s | Taux d'échantillonnage des magnétomètres |
|-------------------|--|
| 324 | 8 |
| 648 | 16 |
| 1296 | 32 |

Tableau 2 : Fréquence d'échantillonnage des magnétomètres.

Les mesures des vecteurs de champ magnétique correspondent aux données digitales alors que les données complémentaires, telles que l'échelle de mesure, le mode de fonctionnement ou encore l'état de la sonde, sont stockées dans des mémoires tampons. Ceci permet d'accéder à un tampon pendant qu'un autre enregistre des mesures, donnant ainsi un maximum de souplesse. Les magnétomètres peuvent opérer sur une large échelle, allant de ± 4 à ± 65536 nT, selon huit gammes

II.3.1 Les magnétomètres

présélectionnées, avec les résolutions indiquées dans le tableau 3.

| Gamme | Champ Maximal, nT | Résolution (12-bits), nT |
|-------|-------------------|--------------------------|
| 0 | 4 | $\pm 0,002$ |
| 1 | 16 | $\pm 0,008$ |
| 2 | 64 | $\pm 0,032$ |
| 3 | 256 | $\pm 0,128$ |
| 4 | 1024 | $\pm 0,512$ |
| 5 | 4096 | $\pm 2,048$ |
| 6 | 16384 | $\pm 8,192$ |
| 7 | 65536 | $\pm 32,768$ |

Tableau 3 : Gammes de mesure et résolution des magnétomètres.

II.3.2 Le réflectomètre d'électrons

Le concept de cet instrument est fondé sur les propriétés des analyseurs électrostatiques à symétrie hémisphérique. Le champ de vue de cet analyseur couvre un plan de 360 degrés avec un angle d'ouverture de $\pm 7^\circ$. Les particules, pénétrant dans l'analyseur, sont focalisées sur un détecteur qui fournit une résolution angulaire fine. En orbite autour de Mars, le plan du champ de vue de l'analyseur est orienté de manière à inclure le nadir et à être perpendiculaire à la vitesse orbitale de la sonde. Comme l'analyseur couvre un plan de 360° , tous les angles d'attaque des particules allant de $90^\circ - D$ à $90^\circ + D$, où D est l'angle du champ magnétique avec le plan de l'analyseur, sont échantillonnés. Cette situation est idéale, puisque le maximum de sensibilité est obtenu pour des angles d'attaque proches de 90° .

Pour mesurer le champ magnétique planétaire avec un réflectomètre, le champ ambiant doit pointer vers la surface de la planète. Si la direction du champ ambiant était complètement arbitraire, les lignes de champ intercepteraient la limite d'absorption des électrons dans l'atmosphère de Mars (≥ 120 km) environ 65% du temps. Pour une configuration de type dipôle central, le champ intercepterait la planète avec un pourcentage encore plus élevé. Le réflectomètre d'électrons initialement à bord de la sonde Mars Observer devait permettre de compléter le champ magnétique à 360° .

II.3.2 Le réflectomètre d'électrons

km d'altitude, puisque la mission Mars Observer ne comportait pas d'aérofreinage. Avec MGS, la réflectométrie est moins utile pour les mesures du champ magnétique pendant la phase d'aérofreinage qui a duré 18 mois.

Chaque seconde, par un balayage des tensions appliquées aux plaques de l'analyseur, est réalisée l'analyse, divisée en 32 paliers, des électrons dans la gamme d'énergie allant de 10 eV à 20 keV. Les directions d'arrivée des particules sont déterminées grâce à une galette de micro-canaux, permettant une résolution angulaire de $1,4^\circ$ dans le plan du champ de vue.

Les électrons détectés sont classés par un codeur de position, comptabilisés dans des secteurs d'angle d'attaque et stockés dans la banque de comptage. Avant chaque balayage d'énergie, les secteurs d'angles d'attaque sont calculés et mis à jour par l'unité de traitement des données, en utilisant la direction du champ magnétique local, mesuré par les magnétomètres.

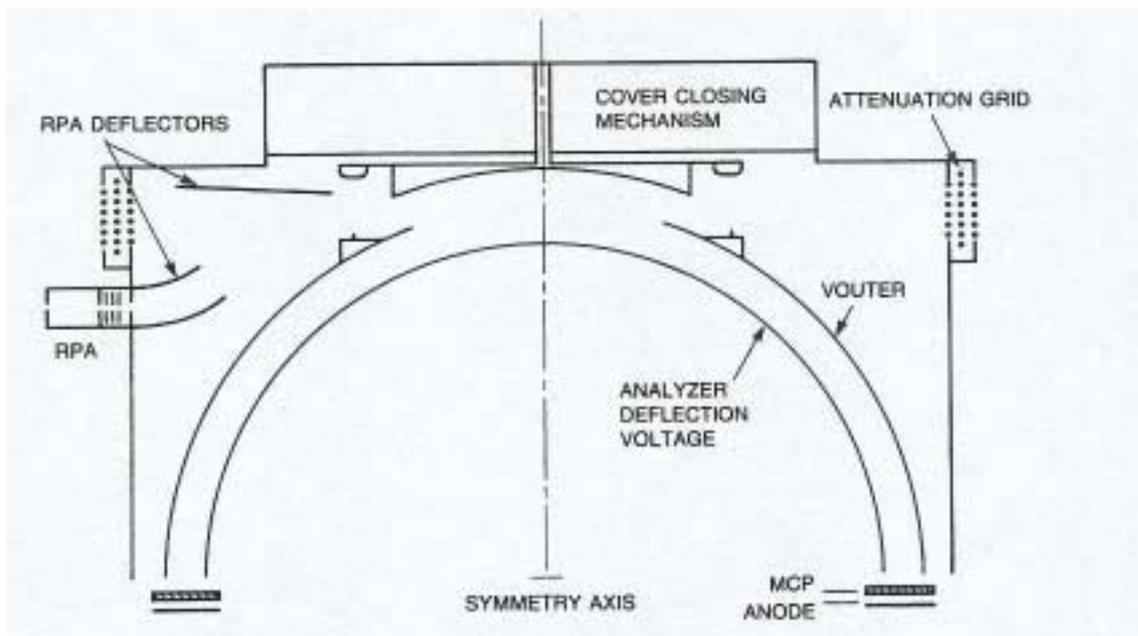


Figure 14 : Schéma de principe du réflectomètre d'électrons (Acuña *et al.*, 1992).

Après, pour chaque palier d'énergie, le contenu des compteurs est verrouillé et lu par l'unité de traitement des données. Le volume de données acquises par le réflectomètre étant trop important pour être transmis, l'une des tâches principales

II.3.2 Le réflectomètre d'électrons

de l'unité de traitement est de réduire ces données aux paramètres significatifs (angles du cône de perte, spectres en énergie, distributions moyennes) et de les formater en vue de les transmettre ultérieurement. L'unité de traitement moyenne et ajuste les données pour en extraire le maximum d'informations. D'autre part, l'instrument incorpore également plusieurs aménagements nécessaires pour mesurer les flux intenses des électrons ionosphériques ou des photo-électrons de basses énergies. La gamme de flux d'électrons s'étend sur 11 décades en amplitude et sur 4 en énergie. Le taux de comptage du détecteur est proportionnel au flux d'énergie, et couvre 7 décades. Pour maintenir une bonne sensibilité à haute énergie sans pour autant saturer à basse énergie, l'analyseur est équipé d'un atténuateur basculable qui peut réduire le facteur géométrique par 40 pour les énergies inférieures à une centaine d'électronvolts. Cette technique consiste à appliquer une tension sur une grille de la fenêtre d'entrée de l'analyseur, permettant de repousser une partie des électrons de basses énergies tout en maintenant une résolution angulaire de $1,4^\circ$.

| | |
|-----------------------|---|
| Gamme d'énergie | 10 eV à 20 keV |
| Résolution en énergie | $\Delta E/E = 0,25$ |
| Champ de vue | $360^\circ \times 14^\circ$ |
| Résolution angulaire | $1,4^\circ \times 14^\circ$ |
| Facteur de géométrie | 0,02 E (keV) $\text{cm}^2 \text{sr keV}$ au-dessus de 200eV $5 \cdot 10^{-4}$ en-dessous de 200 eV |

Tableau 4 : Performance du réflectomètre d'électrons.

La réflexion d'électrons est une technique pour détecter à distance les champs magnétiques planétaires, avec une meilleure sensibilité et une meilleure résolution spatiale que lorsque la magnétométrie seule est utilisée. Cette technique se fonde sur le fait que les particules chargées tendent à être réfléchies par effet miroir, par les régions où le champ magnétique augmente.

Dans un champ magnétique constant et uniforme, une particule chargée suit une trajectoire hélicoïdale, avec un angle d'attaque α , où α est défini comme étant l'angle entre le vecteur vitesse \mathbf{v} et le champ magnétique local \mathbf{B} , un rayon $R_c = m v \sin(\alpha) / qB$, une vitesse constante dirigée suivant le champ magnétique, et un mouvement

II.3.2 Le réflectomètre d'électrons

perpendiculaire circulaire. L'équation du mouvement d'une particule de charge q , de masse m , et de vitesse \mathbf{v} plongée dans un champ magnétique \mathbf{B} est donnée par :

- $m \, d^2\mathbf{r}/dt^2 = q \, \mathbf{v} \times \mathbf{B}$ où r est la position de la particule.

Sans champ planétaire, les particules peuvent être absorbées par la surface de la planète à l'exception de 5% qui sont rétro-diffusées de façon coulombienne. Cependant si la planète est aimantée, le champ magnétique vu par la particule est augmenté lorsqu'elle se rapproche de la surface. La composante dirigée suivant le champ de la vitesse de la particule tend à diminuer, sous l'action de la force de Lorentz. Ainsi, pour une certaine valeur limite du champ B_m (point miroir dépendant de l'angle d'attaque), la particule sera réfléchi.

Les électrons d'énergies comprises entre quelques eV et 20 keV sont souvent présents dans les environnements ionisés planétaires. Ces électrons sont les particules idéales pour la réflectométrie, car elles se déplacent à grandes vitesses (plusieurs milliers de kilomètres par seconde) avec de faibles rayons de giration (typiquement de 1 à 100 kilomètres). Ceci permet de négliger les réflexions non adiabatiques de particules (cas où les variations spatiales du champ total sont comparables ou inférieures au rayon de giration). On montre alors que : $\sin^2(\alpha)/B$ est constant. Donc, une particule avec un angle d'attaque α_1 , sera réfléchi à un endroit où le champ vaut $B_m = B_1 / \sin^2(\alpha_1)$, et reviendra au point initial avec un angle d'attaque $\pi - \alpha_1$. S'il existe une région d'absorption sous le point miroir, alors les particules d'angle d'attaque initial $\alpha < \alpha_1$ frapperont cette région et seront perdues, tandis que les autres seront réfléchies suivant leur trajectoire initiale (voir les figures 15 et 16).

II.3.2 Le réflectomètre d'électrons

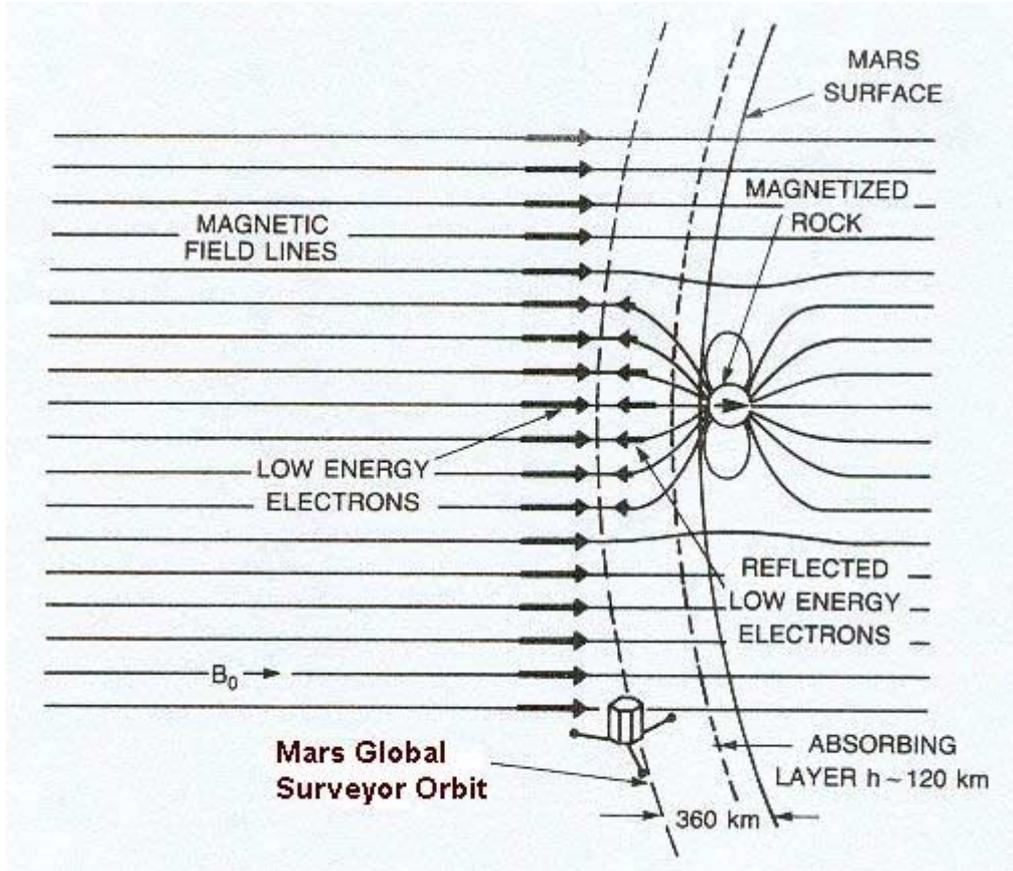


Figure 15 : Méthode de réflexion des électrons.

Il est donc impossible d'observer des particules réfléchies avec des angles d'attaque supérieurs à l'angle d'attaque limite $\alpha_c = \alpha - \alpha_1$, sauf la fraction de particules rétro-diffusées de façon coulombienne. Ce trou dans la distribution en angle d'attaque est appelé le cône de pertes. La réflexion d'électrons est fondée sur la mesure de la taille de ce cône de pertes, qui, connaissant le champ magnétique local B_1 , permet de déterminer la valeur du champ à l'altitude d'absorption suivant : $B_s = B_1 / \sin^2(\alpha_c)$. Les électrons étant absorbés, par la haute atmosphère (120 à 200 km d'altitude), à des hauteurs différentes suivant leur énergie, cela permet de déterminer le champ magnétique à différentes altitudes, en phase d'orbite circulaire à 360 km. La réflectométrie permet donc des mesures à distance du champ magnétique.

La fonction magnétométrie du réflectomètre d'électrons n'a pas été prise en compte dans ce travail de thèse concernant les données acquises en phases

II.3.2 Le réflectomètre d'électrons

d'aérofreinage. En effet, pendant cette période, les magnétomètres ont permis de mesurer le champ magnétique à ces altitudes comprises entre 120 et 200 kilomètres pendant 18 mois. De plus, au cours de cette période, l'antenne à grand gain masquait trois secteurs du champ de vue du détecteur, soit 75 degrés. Enfin, lorsque le détecteur se trouve dans l'hémisphère éclairée par le soleil, les photoélectrons pénètrent dans le détecteur produisant une signature qui dépend de l'illumination et de la rotation de la sonde. Cependant, les mesures d'électrons ne sont pas contaminées pendant la demi-période où le détecteur se trouve dans l'ombre de la sonde.

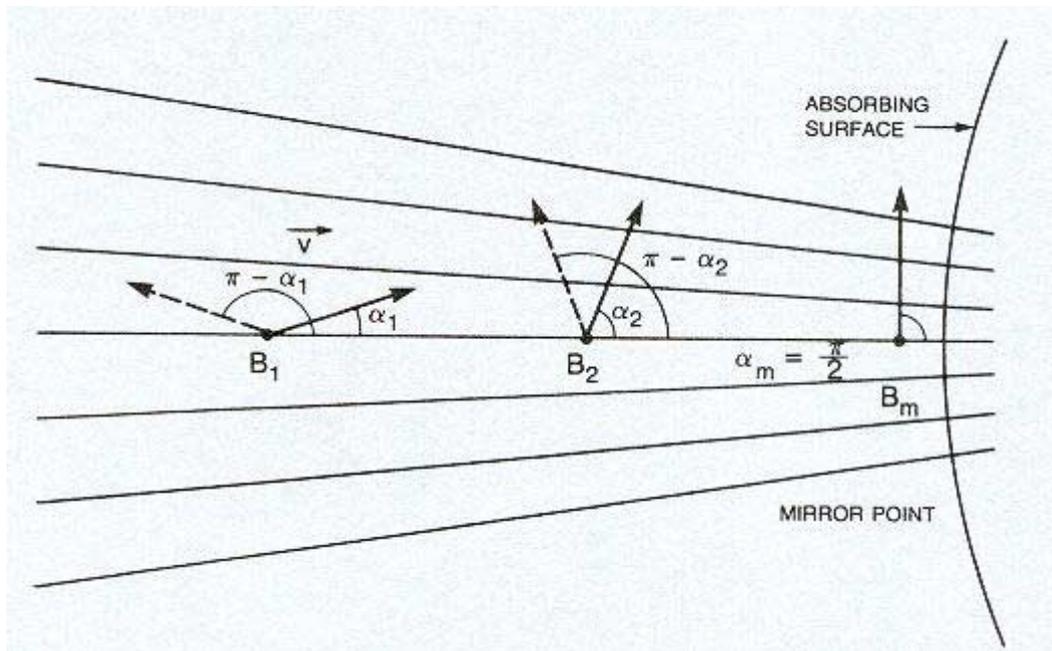


Figure 16 : Réflexion des électrons au point miroir.

II.4 Conclusions

L'expérience MAG/ER, embarquée à bord de MGS, fournit des mesures importantes sur le plasma de l'environnement ionisé de la planète Mars avec une grande résolution temporelle. Les mesures effectuées à basses altitudes lors de la phase d'aérofreinage permettent de cartographier pour la première fois le champ magnétique de la planète. Quant au réflectomètre d'électrons, celui-ci s'avère être un complément idéal des magnétomètres pour identifier les différentes régions de plasma traversées.

Les problèmes rencontrés sur l'un des panneaux solaires ont eu pour conséquence de rallonger la phase d'aérofreinage d'une année supplémentaire. Cet "incident" a permis à la sonde de passer au plus près de la planète dans l'hémisphère Sud, et apporter ainsi des résultats essentiels et inattendus. D'autre part, le rallongement de cette phase a également permis de constituer une base de données, sur les traversées des deux frontières plasma étudiées, beaucoup plus importante que prévue. De plus le réflectomètre d'électrons s'est avéré être un instrument complémentaire essentiel pour l'identification de ces frontières.

CHAPITRE III ÉTUDE DU CHAMP MAGNÉTIQUE DE LA PLANÈTE

III.1 Introduction

Avant les observations de la sonde Mars Global Surveyor, en raison de l'absence d'observation à basses altitudes, on ne pouvait déterminer si le vent solaire était arrêté à la magnétopause, par un champ magnétique intrinsèque (*Verigin et al.*, 1978), ou à l'ionopause, par la pression thermique de l'ionosphère (*Slavin et al.*, 1980). L'existence d'un champ magnétique intrinsèque de Mars, restait, malgré les dernières observations de la mission Phobos, une question fortement débattue. De nombreux arguments ont été avancés, tant en faveur qu'en défaveur de l'existence d'un champ magnétique intrinsèque.

Beaucoup d'études sur la position de l'onde de choc ont été réalisées, puisque la distance de l'obstacle donne la valeur supposée du moment magnétique de la planète. En effet, dans le cadre d'une interaction de type magnétosphérique, les conditions d'équilibre des pressions entre un dipôle magnétique et le vent solaire permettent de calculer le moment magnétique de la planète :

$$M_M = \sqrt{(2 \pi P_{SW} R_{SD} k / f^2)}$$
 où M_M est le moment magnétique de Mars, P_{SW} est la pression dynamique du vent solaire, R_{SD} est la distance subsolaire de l'onde de choc, k est la moitié du coefficient de traînée de l'obstacle (0,88 pour la Terre) et f est la moitié du facteur d'augmentation de la densité de flux magnétique au point subsolaire (1,22 pour la Terre). L'ensemble des estimations du moment magnétique de Mars qui ont été faites au cours des missions Mariner 4, Mars 2, 3 et 5 ainsi que Phobos 2 sont résumées dans le tableau 5.

III.1 Introduction

| SONDE | MOMENT MAGNÉTIQUE (10^{22} G.cm³ ou 10^{12} T.m³) | RÉFÉRENCES |
|--------------------------|--|--|
| Mariner 4 | < 8 | <i>Van Allen et al. (1965)</i> |
| Mariner 4 | < 8 | <i>O'Gallagher et Simpson (1965)</i> |
| Mariner 4 | < 2,4 | <i>Smith et al. (1965)</i> |
| Mariner 4 | < 8 | <i>Lazarus et al (1967)</i> |
| Mariner 4 | 1,7 | <i>Dryer et Heckman (1967)</i> |
| Mariner 4 | 0,8 | <i>Smith (1969)</i> |
| Mariner 4 | < 1,7 | <i>Spreiter et Rizzi (1972)</i> |
| Mars 2 et Mars 3 | 2,4 | <i>Dolginov et al. (1973)</i> |
| Mars 2 et Mars 3 | 2,4 | <i>Gringauz et al. (1974)</i> |
| Mars 2, Mars 3 et Mars 5 | $2,55 \pm 0,36$ | <i>Dolginov et al. (1975)</i> |
| Mars 2, Mars 3 et Mars 5 | 2 | <i>Gringauz et al (1977)</i> |
| Mars 2, Mars 3 et Mars 5 | < 0,9 | <i>Russell (1977)</i> |
| Mars 2, Mars 3 et Mars 5 | < 0,2 | <i>Russell (1978a, b)</i> |
| Mars 2, Mars 3 et Mars 5 | 1,7 à 2,5 | <i>Dolginov (1978a, b)</i> |
| Mars 2, Mars 3 et Mars 5 | 1,2 | <i>Smirnov et al (1981)</i> |
| Mars 2, Mars 3 et Mars 5 | 0,8 | <i>Intriligator et Smith (1979)</i> |
| Mars 2, Mars 3 et Mars 5 | $1,4 \pm 0,6$ | <i>Slavin et Holzer (1982)</i> |
| Phobos 2 | 1.22 | <i>Dolginov et Zhuzgov (1991)</i> |
| Phobos 2 | 0.7 | <i>Grafe (1992)</i> |
| Phobos 2 | < 2,2 | <i>Trotignon et al (1993)</i> |
| Phobos 2 | 1,01 | <i>Trotignon et al (1996a)</i> |

Tableau 5 : Récapitulatif de l'ensemble des études menées sur la détermination du moment magnétique de Mars. L'estimation de la valeur du moment magnétique supposé de la planète tend à diminuer au cours du temps.

L'existence et les caractéristiques d'un champ magnétique intrinsèque martien restait encore une question ouverte. Les quelques mesures disponibles ont seulement établi que le moment magnétique de Mars, s'il existait, était faible par

III.1 Introduction

rapport à celui de la Terre ($M_T = 8.10^{15} \text{ T.m}^3$), et au plus comparable à celui de Mercure, soit une limite supérieure de 2.10^{12} T.m^3 .

Ainsi, au départ de la mission MGS, les objectifs fondamentaux, auxquels l'expérience MAG/ER devait répondre, étaient :

- Établir la nature du champ magnétique de Mars
- Cartographier le champ magnétique à l'altitude de la sonde
- Développer des modèles appropriés pour la représentation de ce champ.

Le but de ce troisième chapitre est de répondre à ces objectifs.

III.2 Les premières mesures magnétiques sous l'ionopause

III.2.1 Observations

La sonde est arrivée au voisinage de Mars le 11 septembre 1997. Les instruments de MAG/ER n'ont pas fonctionné durant les 2 premières orbites elliptiques de l'aérofreinage. Ce n'est que le 15 septembre, lors de l'orbite numéro 3 que les instruments de la sonde ont été mis en fonctionnement, mais celle-ci n'est pas descendue sous l'ionopause. Le module du champ magnétique, pour les premières orbites pour lesquelles des mesures magnétiques ont été effectuées sous l'ionopause, est représentée sur la figure 17.

III.2.1 Observations

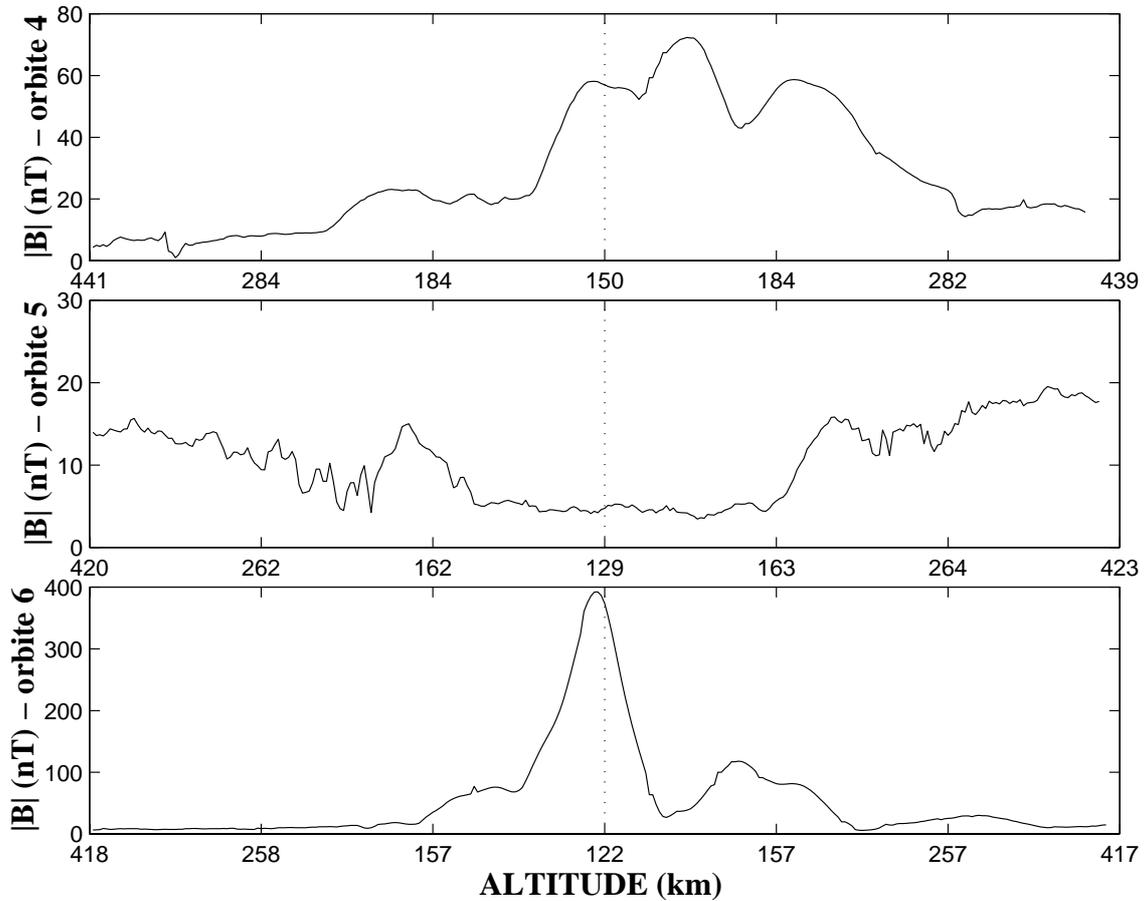


Figure 17 : Profil du module du champ magnétique mesuré par les magnétomètres lors des trois premières orbites de MGS avec des mesures complètes. Le périastre de chaque orbite est matérialisé par une ligne pointillée.

Le panneau du haut de la figure 17 représente l'évolution du module du champ magnétique en fonction de l'altitude de la sonde lors de la quatrième orbite. Celle-ci correspond à la date du 17 septembre. On voit très nettement que l'amplitude du champ magnétique est relativement constante jusqu'à une altitude de 250 – 280 km de part et d'autre du périastre matérialisé par le trait en pointillé. Puis le champ magnétique augmente au fur et à mesure que la sonde se rapproche de la planète. L'amplitude maximale du champ magnétique (75 nT) n'est pas mesurée au moment du passage au plus près de la planète. Si Mars possédait un moment magnétique dipolaire, on devrait trouver l'amplitude maximale du champ au plus près de la planète. Cependant, à ces mesures faites à relativement hautes altitudes (150 à 200 km), peuvent se rajouter des contributions de champ magnétique de type ionosphérique, induit par les

III.2.1 Observations

courants qui règnent dans cette région, ou des contributions de champ issues "d'anomalies" magnétiques.

Le panneau suivant représentant l'amplitude du champ en fonction de l'altitude de la sonde pour l'orbite 5 du 19 septembre, est différent du premier panneau. L'échelle de l'amplitude du champ magnétique est bien moins grande. Le champ magnétique est relativement faible dans l'ionosphère, compris entre 10 et 20 nT pour des altitudes supérieures à ~160 km. Puis, au passage au plus près de la planète, l'amplitude maximale du champ n'excède pas 5 nT. Quant à la troisième orbite, la numéro 6 du 21 septembre, on constate que l'amplitude est maximale très près du moment du passage au plus près de la planète, avec une valeur de 400 nT.

III.2.2 Analyse

Ces 3 orbites sont caractéristiques de l'ensemble des mesures du module du champ magnétique obtenues lors des orbites elliptiques de la sonde. Près du périastre de chaque orbite, on trouve les 3 configurations suivantes :

- Une amplitude du champ magnétique qui augmente brusquement avec des valeurs supérieures à 100 ou 200 nT (orbite 6).
- Une amplitude du champ magnétique qui n'excède pas quelques dizaines de nanoteslas à une altitude allant de 100 à 150 km (orbite 5).
- Une amplitude du champ magnétique qui augmente moins brusquement que celle de l'orbite 6 et qui n'excède pas 100 nT (orbite 4).

Une caractéristique commune que l'on retrouve pour ces trois orbites, et l'ensemble des orbites de la sonde, est l'augmentation de l'intensité du champ magnétique à l'intérieur de l'ionosphère (altitudes comprises entre 150 et 250 km pour les 3 orbites de la figure 17). Cette augmentation correspond à l'intensité du champ magnétique générée par les champs électriques induits dans l'ionosphère.

Pour l'orbite numéro 5, la décroissance du module du champ magnétique, sous l'ionosphère, à une altitude ~160 km, et le pic du module du champ magnétique situé à 180 km d'altitude environ, de part et d'autre du périastre, juste au dessus de la frontière inférieure de l'ionosphère, sont des caractéristiques typiques de

III.2.2 Analyse

l'interaction du vent solaire avec Vénus. La faible valeur de l'amplitude du champ magnétique sous l'ionopause exclue la possibilité que la planète possède un champ magnétique global dipolaire fournissant un obstacle de type magnétosphérique. L'orbite 5 est un exemple parmi beaucoup d'autres orbites à différentes longitudes, illustrant une faible valeur du module du champ magnétique global sous l'ionosphère de la planète (~5 nT). Ces faibles valeurs représentent une limite supérieure à la valeur du moment magnétique dipolaire de la planète, s'il existe, de $2 \cdot 10^{21}$ G.cm³ ou $2 \cdot 10^{11}$ T.m³ (Acuña *et al.*, 1998). Cela représente presque un ordre de grandeur de moins que les précédentes estimations (c.f. Tableau 5).

En ce qui concerne les mesures de l'orbite numéro 6, des mesures similaires ont été obtenues lors d'autres survols de cette même région, traduisant une magnétisation locale de la croûte. Ces signatures magnétiques très localisées ont été considérées tout d'abord comme des "anomalies magnétiques". Par la suite, nous verrons que ce terme "d'anomalies magnétiques" n'est pas approprié.

Pour l'orbite numéro 4, il est difficile de déterminer si la composante dominante du champ magnétique qui est mesurée près du périastre est générée par des courants ionosphériques ou si elle est due à d'autres anomalies. Seul d'autres survols de cette région permettent de répondre, puisque le champ magnétique induit par les courants ionosphériques peut être très variable d'une orbite à l'autre. Effectivement, l'orbite numéro 96 a survolé également cette région et a mesuré une augmentation de l'intensité du champ magnétique comparable celle de l'orbite 4, confirmant qu'il s'agit d'une "anomalie magnétique".

III.2.3 Le champ magnétique global

Au vue de la figure 17, comme énoncé dans le paragraphe III.2.2, la limite supérieure de la valeur du moment magnétique dipolaire de la planète, s'il existe, est de $2 \cdot 10^{21}$ G.cm³ (ou $2 \cdot 10^{11}$ T.m³). La précision sur cette limite supérieure du moment magnétique est limitée par la connaissance incomplète des effets du champ magnétique créés par la sonde en configuration d'aérofreinage. Cependant, ce résultat reste très important dans la mesure où l'interaction du vent solaire avec la planète ne peut pas être

III.2.3 Le champ magnétique global

influencée par ce champ magnétique global qui est trop faible, s'il existe. Une explication possible pour cette absence de champ magnétique planétaire est l'arrêt de la dynamo interne. Ce champ magnétique est une conséquence des mouvements rapides de la matière à l'intérieur du noyau. Le métal liquide compris entre la gaine et le manteau terrestre subit une dynamique fortement influencée par la rotation de la Terre. (Force de Coriolis) et par la présence du champ magnétique (force de Laplace). L'effet dynamo correspond à l'auto-entretien d'un champ magnétique par des écoulements de ce métal liquide tels que des tourbillons, des zones de cisaillement...(Cardin P., RST 2000)

La genèse d'une dynamo à l'intérieur de Mars requière des mouvements de convection d'un fluide conducteur électrique à l'intérieur de la planète ainsi qu'un noyau solide. Or si Mars ne possède pas actuellement de champ magnétique global, soit le noyau liquide s'est complètement refroidi, soit le coeur de la planète contient trop de soufre, ce qui aurait empêché la formation d'un noyau dur (*Schubert and Spohn, 1990*).

III.2.4 Le champ magnétique crustal

En ce qui concerne l'aimantation locale de la croûte, comme visible sur l'orbite 6 de la figure 17, cette aimantation n'est pas distribuée aléatoirement sur la planète. Au cours de la première année de la mission MGS, les périastres de la sonde ont toujours été localisés à des latitudes Nord, supérieures à 30 degrés. Lorsque l'on dresse une carte montrant la localisation des régions où des mesures d'amplitude du champ magnétique ont été supérieures à plus de 100 nT (cf figure 18), on observe deux régions fortement magnétisées : Acidalia Planitia (~ 30° Latitude Nord et ~ -20° Longitude Est) et une région au Nord de Syrtis Major (~ 35° Latitude Nord et ~ 75° Longitude Est). Ces deux régions ont fait l'objet d'une étude décrite plus en détail dans les paragraphes suivants.

III.2.4 Le champ magnétique crustal

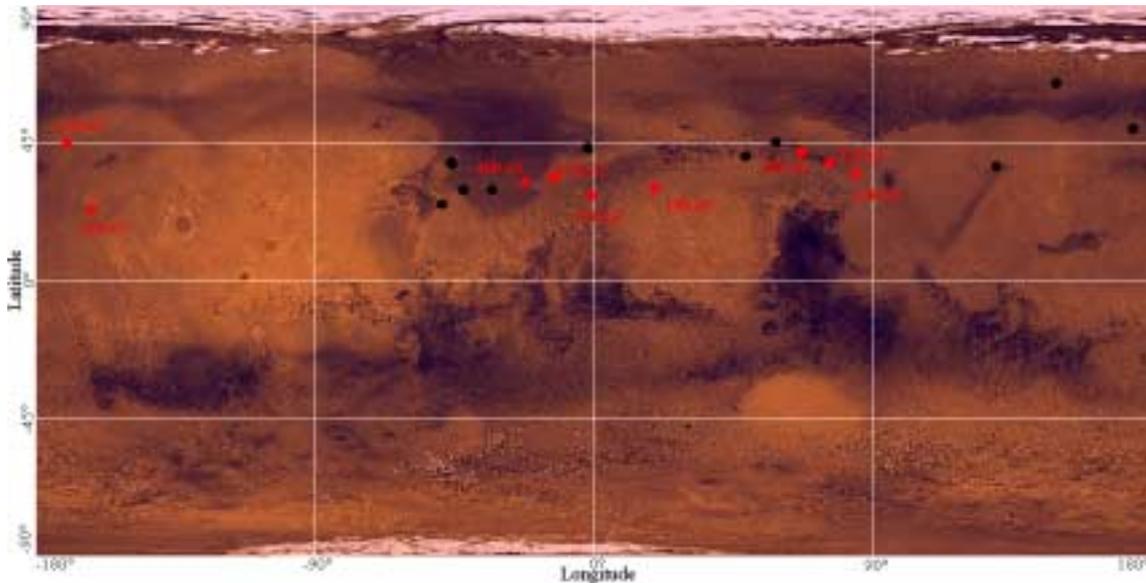


Figure 18 : Carte préliminaire, obtenue lors de la première phase d'aérofreinage de Septembre 1997 à fin Mars 1998, montrant la distribution des régions où le module du champ magnétique est supérieur à 100 nT. Deux régions fortement aimantées apparaissent : Acidalia Planitia avec un maximum de 400 nT et une région au Nord de Syrtis Major avec un maximum de 220 nT.

Cette carte (figure 18) montre que la majorité de ces régions aimantées de l'hémisphère Nord est située à des longitudes comprises entre -30° Est à 90° Ouest. Cette localisation semble correspondre avec les terrains de l'hémisphère Nord les plus anciens et les plus cratérisés. D'autre part, on constate que, pour le Mont Olympe, aucune "anomalie magnétique" n'est détectée alors que beaucoup d'études précédentes supposaient que cette région volcanique de Tharsis, de -130° Est à -90° Est dans l'hémisphère Nord, abriterait d'importantes anomalies magnétiques (e.g. *Hood et al.*, 1997).

Lors de la phase SPO (Science Phasing Orbit), les périastres de la sonde étaient situés près du pôle Nord. Les mesures effectuées au-dessus de ce pôle ont permis de mettre en évidence plusieurs régions faiblement aimantées. Ces régions sont représentées sur la figure 19. La figure de gauche représente la composante radiale du champ magnétique qui est mesurée tandis que l'image de droite représente la surface de la planète correspondant à la figure de gauche. Les altitudes élevées des périastres lors de cette phase SPO n'ont pas permis de réaliser une étude plus approfondie des ces sources concernant leur localisation et leur intensité.

III.2.4 Le champ magnétique crustal

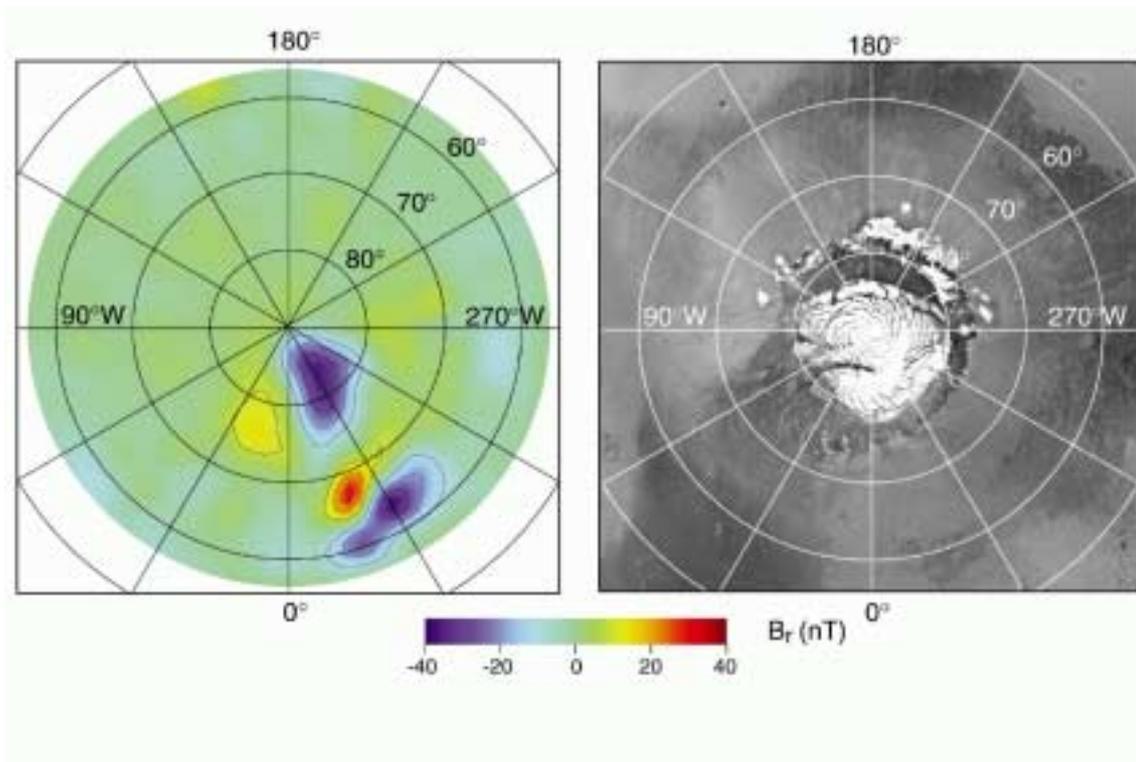


Figure 19 : Cette figure montre l'intensité du champ magnétique radial, mesuré au dessus du pôle Nord (à gauche), ainsi que la topographie correspondante (à droite). Les données magnétiques sont prises entre 170 et 200 km d'altitude, puis elles ont été moyennées par secteurs de 100 km de coté avant d'être interpolé (Acuña *et al.*, 1999).

Les résultats préliminaires montrent que ces "anomalies magnétiques" semblent associées aux régions anciennes, et non pas aux régions les plus récentes et volcaniques. Une explication plausible sur l'origine de ces "anomalies magnétiques" est qu'elles sont des sources crustales d'origine thermo-rémanente. Ces sources se seraient formées lors du refroidissement du magma de la planète riche en fer en présence d'un champ magnétique global. Ces champs paléomagnétiques proviendraient du résultat de la fin d'une époque où la planète possédait une dynamo active, aujourd'hui probablement éteinte. Dans cette hypothèse de sources crustales, les deux principales régions de l'hémisphère Nord qui sont magnétisées, ont été étudiées. Cette étude est décrite dans les paragraphes suivants.

III.3 les sources crustales de l'hémisphère Nord

III.3.1 La région d'Acidalia Planitia

III.3.1.a Observations lors de la phase AB1

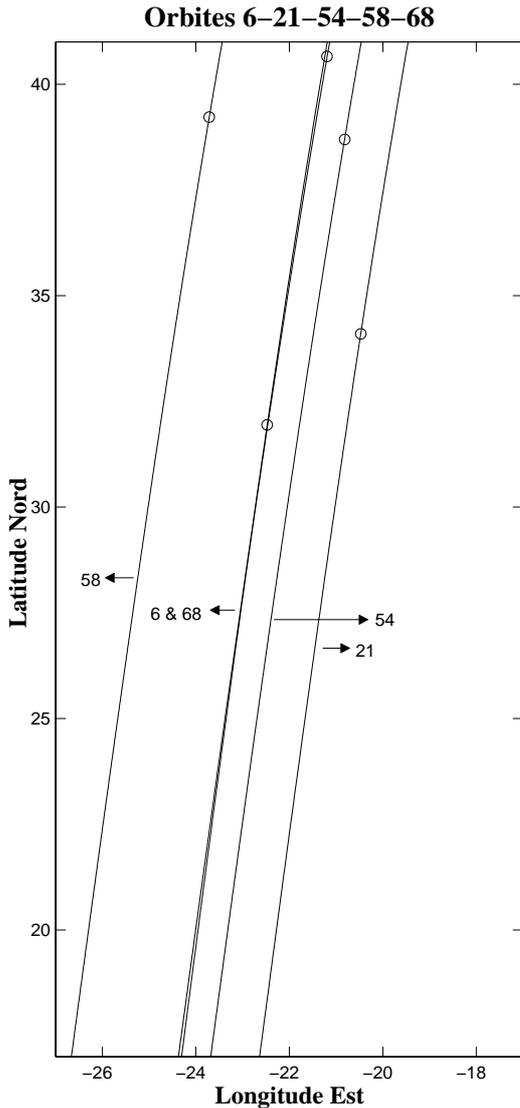


Figure 20 : Projection des trajectoires des 5 orbites passant au-dessus de la région d'Acidalia Planitia au cours de la première phase de l'aérofreinage. Les positions des périastes des orbites sont matérialisées par des cercles.

Lors de la première phase de l'aérofreinage (AB1), de Septembre 1997 à fin Mars 1998 (cf figure 9), MGS lors de plusieurs orbites elliptiques a survolé la région appelée Acidalia Planitia ($\sim 30^\circ$ Nord et $\sim -20^\circ$ Est). Cinq survols de cette région ont été répertoriés (voir figure 20) :

- L'orbite numéro 6 (jour 264 de l'année 1997) qui a mesuré l'intensité maximale du champ magnétique lors de cette première phase d'aérofreinage avec 392 nT. En prenant comme rayon moyen de Mars, celui estimé par le Laser MOLA de MGS (3389,5 km), l'altitude du périastre de l'orbite est de 120 km.
- L'orbite numéro 21 (jour 289), qui a survolé la région à une altitude assez élevée puisque le périastre de cette orbite était de 171 km.
- L'orbite numéro 54 (jour 336) avec un périastre de 129 km.
- L'orbite numéro 58 (jour 336) qui est passée plus à l'Est que les autres orbites, avec un périastre de 129 km.

III.3.1.a Observations lors de la phase AB1

- L'orbite numéro 68 (jour 353) qui a survolé la même région que l'orbite numéro 6, mais à une altitude différente et une altitude au périastre de 121 km.

Les profils du module du champ magnétique pour chaque orbite sont représentés sur la figure 21. On constate, pour ces 5 orbites, que l'intensité du champ magnétique est maximale lorsque la sonde survole la région comprise entre 32 et 35° de latitude Nord. On remarque également que les échelles d'intensités du champ magnétique ne sont pas les mêmes. Les intensités du champ magnétique mesurées pour les orbites 6, 54 et 68 sont plus intenses que pour les orbites 58 et 21. Ces profils nous donnent des renseignements concernant les sources magnétiques. Tout d'abord, comme on vient de l'énoncer, les sources sont très localisées en latitude. D'autre part, au vue de l'intensité du champ magnétique mesurée lors de l'orbite 58 qui est la plus à l'Ouest, on devine également que la source ne s'étend pas au delà de longitudes supérieures à celles de l'orbite 58. Enfin, les mesures effectuées par l'orbite 21, à plus haute altitude permettent, en première approximation, de supposer que ces sources sont relativement peu profondes.

D'autre part, les profils du module du champ magnétique sur la figure 21, mettent en évidence une région entre 20 et 25° Nord où l'intensité du module s'accroît pour toutes les orbites. Il s'agit d'une source magnétique différente de celle située plus au Nord et probablement moins intense ou plus profonde.

III.3.1.a Observations lors de la phase AB1

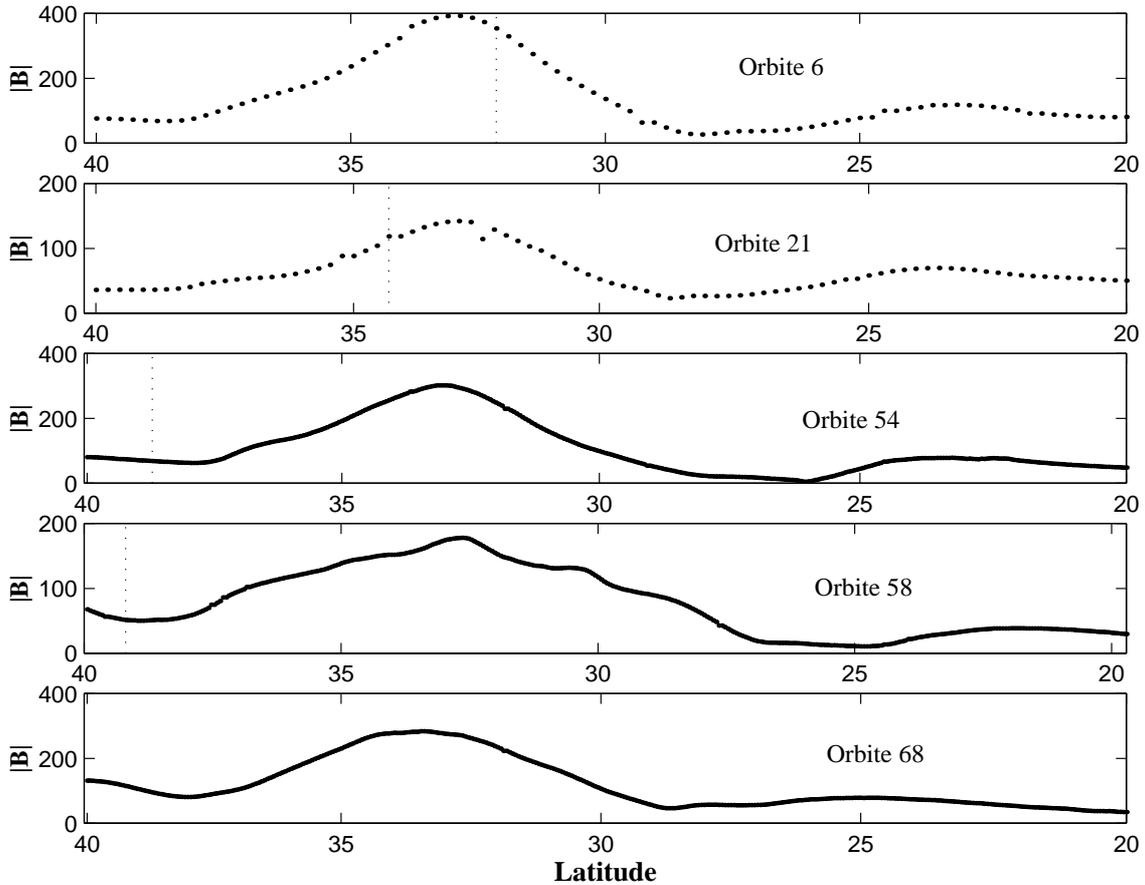


Figure 21 : Profils des intensités du champ magnétique (en nT) mesuré lors des orbites qui ont survolé Acidalia Planitia, pour des latitudes comprises entre 20 et 40° Nord. Les périastres de chaque orbite sont représentés par des lignes verticales en traits pointillés.

III.3.1.b Modélisations des observations de la phase AB1

Une méthode d'analyse de ces sources magnétiques consiste à les représenter par des dipôles magnétiques dont le moment, l'orientation et la position doivent être déterminés. D'autre part, on considère que pour ces mesures de l'intensité du champ magnétique, les contributions provenant de sources d'origines externes telles que les courants ionosphériques sont négligeables. En effet, les champs d'origines ionosphériques ont des intensités de l'ordre de 10 à 20 nT pour les orbites 4 et 5 de la figure 17, ces intensités sont donc négligeables comparées aux 400 nT de l'orbite 6. Les 6 paramètres décrivant le dipôle (profondeur, latitude, longitude, intensité, inclinaison et déclinaison) sont déterminés en minimisant par la méthode des moindres carrés la

III.3.1.b Modélisations des observations de la phase AB1

différence entre les composantes du vecteur champ magnétique mesuré et les composantes du vecteur champ magnétique du dipôle considéré. Pour cela, on utilise les formules donnant les composantes du vecteur champ magnétique issu d'un dipôle qui sont rappelées en Annexe.

Ainsi, pour chaque dipôle considéré, on fait varier simultanément sa position et ses composantes du vecteur aimantation, en vue de minimiser le critère quadratique : RMS.

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=x,y,z} (B_i^{mesuré} - B_i^{modèle})^2}{(3 * \text{Nombre de vecteurs})}}$$

Le nombre de vecteurs qui est utilisé dépend du nombre d'orbites considérées pour la modélisation, mais aussi de la résolution temporelle des données qui peut varier d'une orbite à l'autre.

III.3.1.b.i Modélisation avec un dipôle

La figure 22 représente le profil des composantes du vecteur champ magnétique, mesurées lors de l'orbite numéro 6, ainsi que les composantes magnétiques produites par un dipôle, dont les caractéristiques sont données dans le tableau 6, le long de la trajectoire de la sonde. Cet ajustement a été réalisé à l'aide des données disponibles par l'ensemble des 5 orbites qui ont survolé la région d'Acidalia Planitia, pour des latitudes comprises entre 17 et 41° Nord. Le nombre de vecteurs utilisés est de 1143. Le RMS global, pour toutes les composantes des vecteurs utilisés, est de 36 nT. Sur la figure 22, on constate que le dipôle ajuste relativement bien la région où le champ magnétique est maximal afin de minimiser au mieux le RMS, sauf pour la composante B_y .

III.3.1.b.i Modélisation avec un dipôle

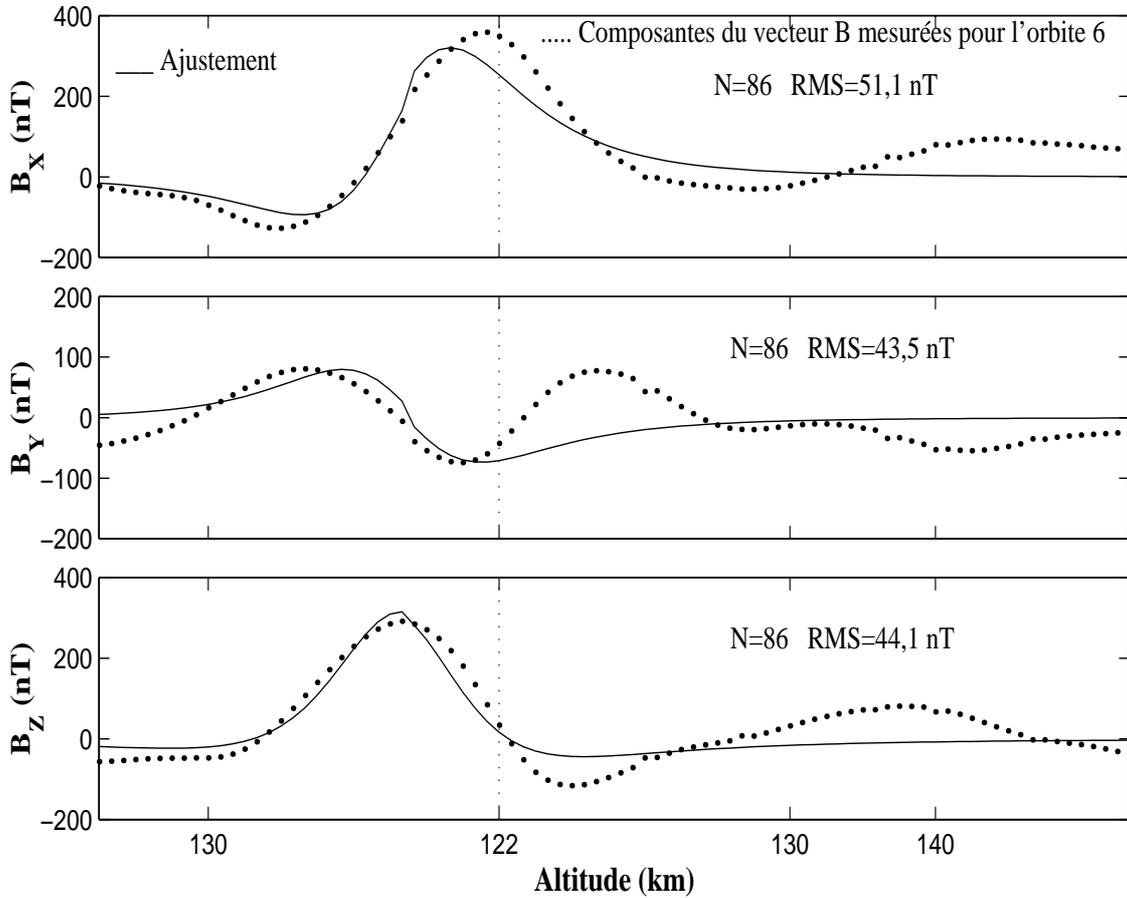


Figure 22 : Évolution des composantes du champ magnétique mesurées au cours de l'orbite 6, en gros pointillés, pour des latitudes comprises entre 17 et 41° Nord, en fonction de l'altitude de la sonde. La ligne continue représente l'évolution des composantes du dipôle dont les caractéristiques sont récapitulées dans le tableau 6. La ligne pointillée verticale représente la position du périastre.

| Caractéristiques | 1 ^{er} Dipôle |
|-------------------|---------------------------------------|
| Profondeur (km) | 55 |
| Latitude | 34° Nord |
| Longitude | -22°6 Est |
| Moment Magnétique | 1,34x10 ⁹ T.m ³ |
| Inclinaison | -41° |
| Déclinaison | -170° |

Tableau 6 : Récapitulatif des caractéristiques du dipôle utilisé pour modéliser les orbites 6, 21, 54, 58 et 68 d'Acidalia Planitia (voir l'annexe pour la définition des angles inclinaison et déclinaison).

III.3.1.b.i Modélisation avec un dipôle

Une modélisation de cette région a aussi été réalisée par *Ness et al.* (1999), en utilisant les données de trois orbites (6, 54 et 68). Le RMS global de la modélisation pour ces 3 orbites est également de 36 nT. Le dipôle trouvé a sensiblement les mêmes caractéristiques, une profondeur de 62 km en supposant que Mars a un rayon de 3397 km, soit 54,5 km de profondeur selon nos hypothèses. La localisation du dipôle est légèrement déplacée vers l'Ouest de 0,6 degrés, quant à l'intensité du dipôle, elle est 10% plus importante : $1,5 \times 10^{16}$ A.m² ou $1,5 \times 10^9$ T.m³. Les orientations des dipôles sont très comparables, les inclinaisons sont identiques.

Si on suppose un volume cubique magnétisé, de dimension 110 km (centré sur la position du dipôle), cela correspond à une aimantation volumique de : 10 A.m⁻¹. Ce taux d'aimantation est comparable à la plupart des matériaux aimantés trouvés dans la croûte terrestre. Mais ce taux d'aimantation est aussi comparable à celui des poussières martiennes déduit des expériences de Mars Pathfinder (*Hviid et al.*, 1997).

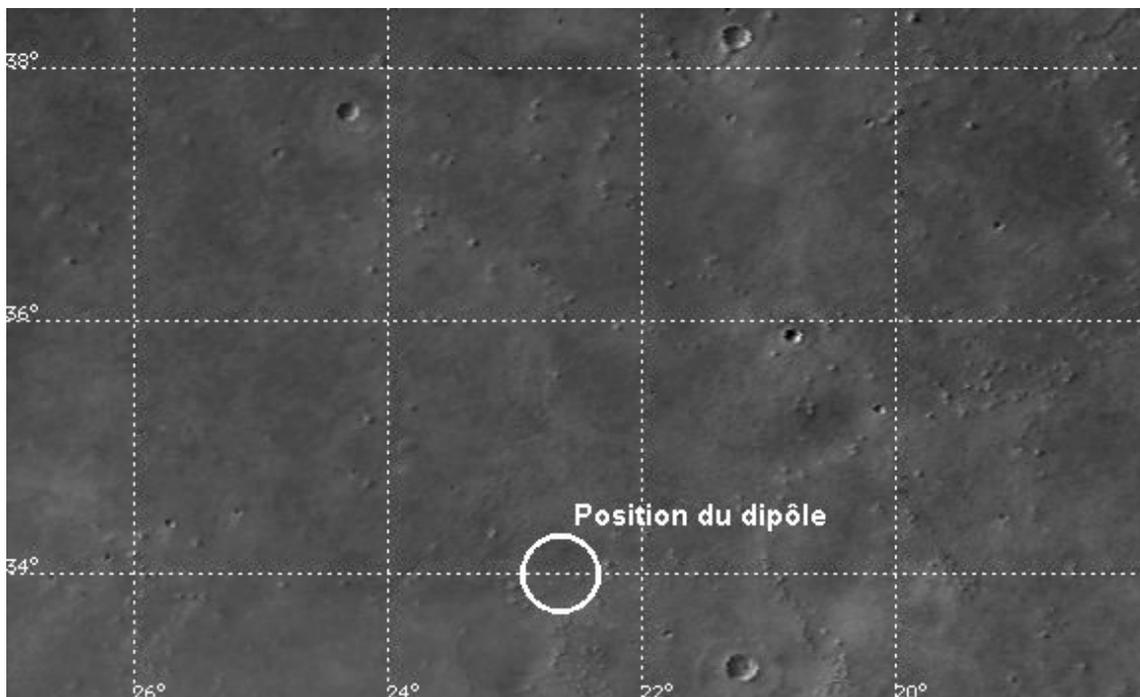


Figure 23 : Image de Viking de la région considérée. Seuls quelques petits cratères d'impact, de quelques km de diamètres, apparaissent à la surface. Mais aucune corrélation entre la topographie et la position du dipôle n'apparaît (source : <http://cmex.arc.nasa.gov/>).

III.3.1.b.i Modélisation avec un dipôle

Une étude de la surface qui surplombe la position des sources magnétiques a été réalisée afin de les associer éventuellement à des caractéristiques topographiques. La figure est une image de la surface qui couvre la région de la source principale située à 34° Nord. Cette région apparaît comme un plateau désertique avec quelques petits cratères. On ne constate aucune corrélation entre un élément topographique de la surface et la position du dipôle considéré au tableau 6. Cependant, il est important de noter que la profondeur trouvée pour le dipôle est inférieure à la profondeur de Curie. La profondeur (température) de Curie est la limite au-dessus (au-dessous) de laquelle les matériaux ferromagnétiques retrouvent leurs propriétés d'aimantation. La profondeur de l'isotherme de Curie, d'après les deux modèles d'évolution thermique de Mars pris en compte par *Leweling et Spohn* (1997) varie entre 100 et 200 km.

Les étapes suivantes consistent à rajouter progressivement des dipôles jusqu'à ce que le RMS global de l'ensemble des 5 orbites ne diminue plus significativement.

III.3.1.b.ii Modélisation avec deux dipôles

La figure 24 représente les mêmes composantes du champ magnétique que celles de la figure 22, mais avec un dipôle supplémentaire utilisé pour la modélisation. Les caractéristiques des 2 dipôles sont exprimées dans le tableau 7.

Le RMS global, de l'ensemble des vecteurs utilisés, est de 27 nT avec ces deux dipôles. L'ajustement est bien meilleur qu'avec un dipôle où le RMS était de 36 nT. La figure 24 confirme que les composantes du champ magnétique sont mieux ajustées. D'autre part, on constate que les composantes x et z sont mieux ajustées que la composante y du champ magnétique. En effet, la composante y varie de -75 nT à 80 nT et le RMS sur cette composante est de 30,7 nT, alors que pour la composante x, par exemple, celle-ci varie de -127 nT à 359 nT. Le RMS de la composante x de l'orbite 6 est comparable à celui de la composante y, mais l'amplitude de variation des 2 composantes n'est pas la même (150 nT pour la composante y et 500 nT pour la composante x). C'est pourquoi l'ajustement de la composante x est bien meilleur que celui de la composante y, relativement à l'amplitude de variation des composantes.

III.3.1.b.ii Modélisation avec deux dipôles

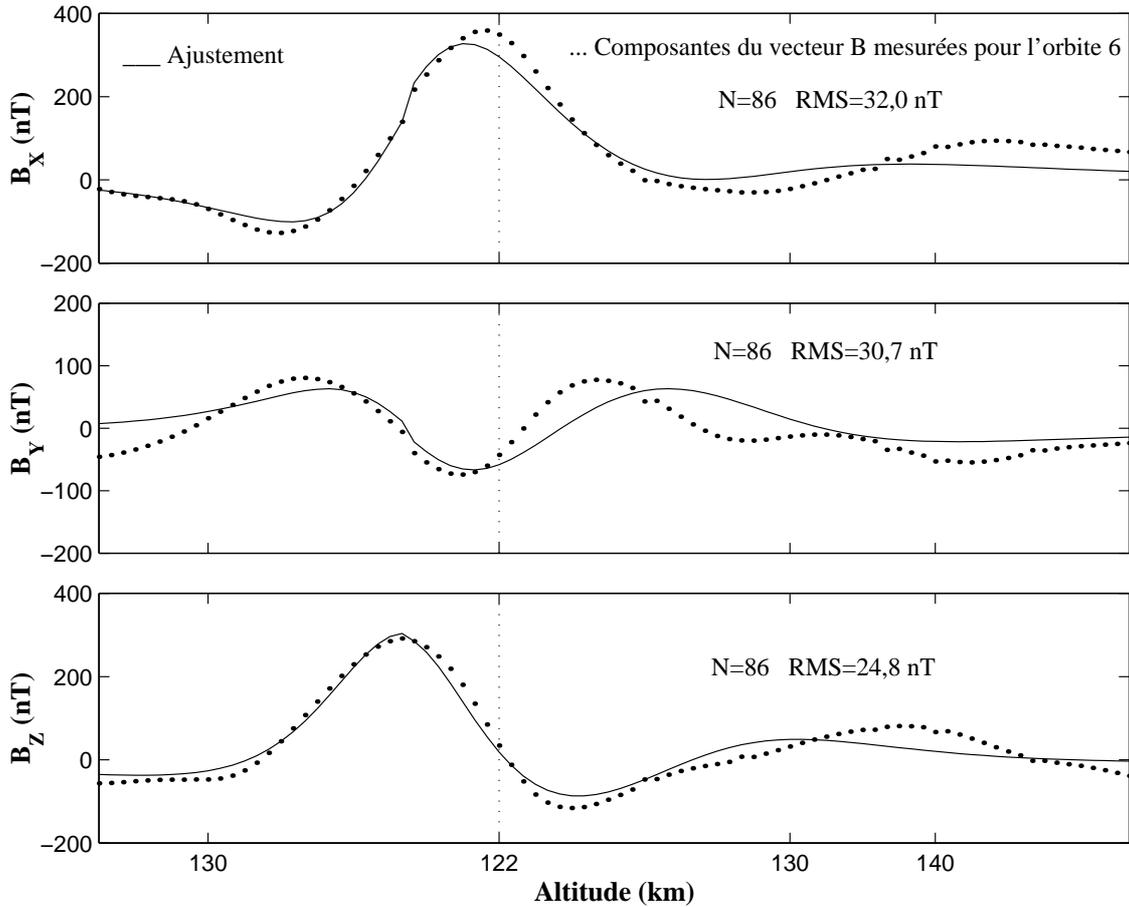


Figure 24 : Évolution des composantes du champ magnétique mesurées au cours de l'orbite 6, en fonction de l'altitude de la sonde. La ligne continue représente l'évolution des composantes du dipôle dont les caractéristiques sont récapitulées dans le tableau 7.

| Caractéristiques | 1 ^{er} Dipôle | 2 ^{ème} Dipôle |
|-------------------|----------------------------------|----------------------------------|
| Profondeur (km) | 92 | 188 |
| Latitude | 33°8 Nord | 28° Nord |
| Longitude | -22°7 Est | -20°4 Est |
| Moment Magnétique | $2,58 \times 10^9 \text{ T.m}^3$ | $3,82 \times 10^9 \text{ T.m}^3$ |
| Inclinaison | -43° | 27° |
| Déclinaison | 174° | -164° |

Tableau 7 : Récapitulatif des caractéristiques des deux dipôles utilisés pour modéliser les orbites 6, 21, 54, 58 et 68 d'Acidalia Planitia.

En ce qui concerne les caractéristiques des dipôles utilisés, on constate que le dipôle principal, situé à une latitude de 34° Nord, a très peu varié au niveau de sa

III.3.1.b.ii Modélisation avec deux dipôles

position et de son orientation par rapport à la modélisation à un seul dipôle. Cependant, sa profondeur et son intensité ont varié, le dipôle se trouve plus profond, et donc plus intense. En ce qui concerne le deuxième dipôle, celui-ci se trouve plus au Sud que le dipôle principal, avec une profondeur et une intensité plus importantes.

III.3.1.b.iii Modélisation avec trois dipôles

Lorsque l'on rajoute un troisième dipôle, on trouve un RMS de 22 nT pour les 1143 vecteurs utilisés pour la modélisation. Comme précédemment, la figure 25 représente les composantes du champ magnétique mesurées et modélisées. L'ajustement des composantes x et z est toujours bien meilleur que celui de la composante y. Dans le cadre de la modélisation par des dipôles, les contributions provenant de sources d'origines externes telles que les courants ionosphériques ne sont pas prises en compte. Ceci peut expliquer, en partie, les problèmes rencontrés pour l'ajustement des composantes du champ magnétique.

Les caractéristiques des trois dipôles utilisés pour la modélisation de la figure 27 sont rappelées dans le tableau 8. On constate que l'inclinaison du dipôle situé à une latitude de 35° a varié du fait de la présence d'un nouveau dipôle situé quelques degrés plus au Sud, à 31° , avec une profondeur moins importante et une intensité équivalente. Le troisième dipôle est placé beaucoup plus au Sud que les deux premiers. On constate que les trois dipôles ont des profondeurs et des intensités comparables. En revanche, seuls les dipôles numéro 2 et 3 ont des orientations comparables.

III.3.1.b.iii Modélisation avec trois dipôles

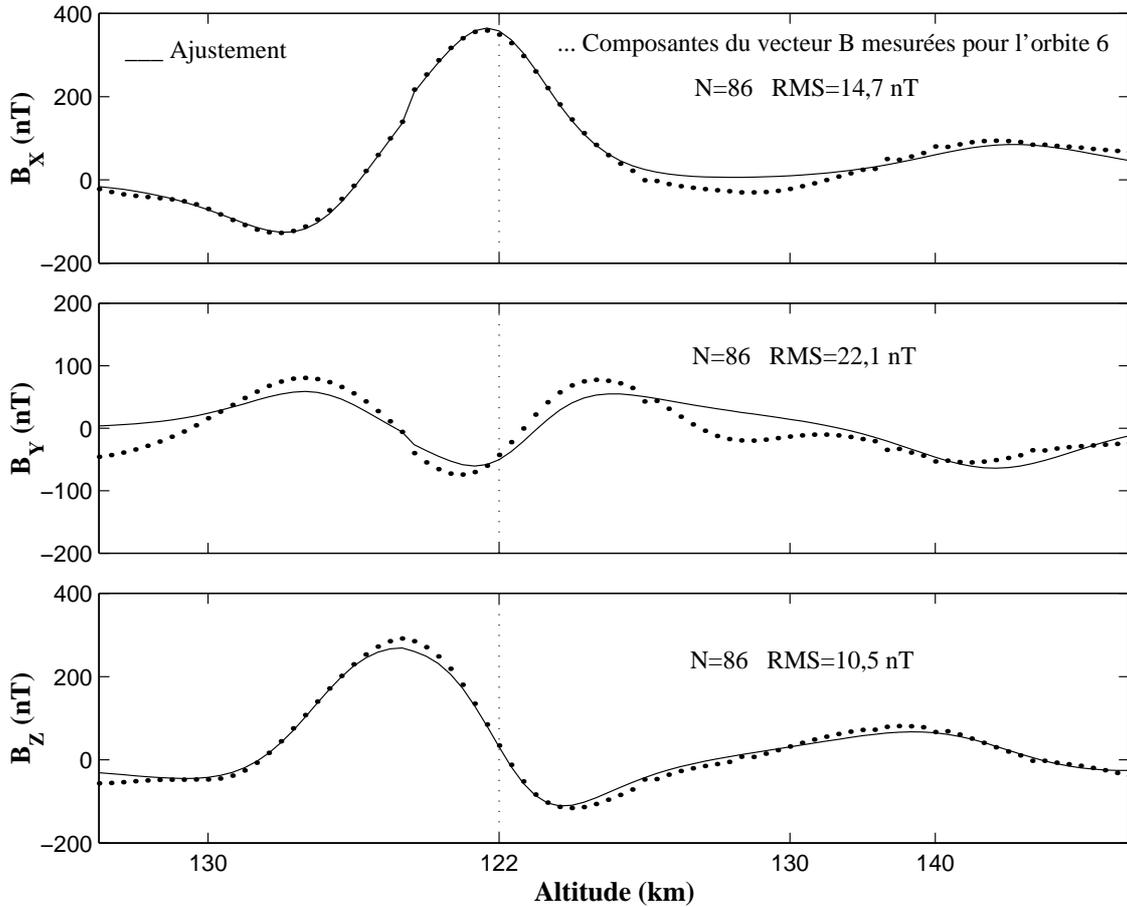


Figure 25 : Évolution des composantes du champ magnétique mesurées au cours de l'orbite 6, en fonction de l'altitude de la sonde, à l'aide de trois dipôles.

| Caractéristiques | 1 ^{er} Dipôle | 2 ^{ème} Dipôle | 3 ^{ème} Dipôle |
|-------------------|---------------------------------|---------------------------------|----------------------------------|
| Profondeur (km) | 68 | 37 | 41 |
| Latitude | 35°3 Nord | 31°8 Nord | 21°8 Nord |
| Longitude | -22°1 Est | -21°9 Est | -20°9 Est |
| Moment Magnétique | $9,9 \times 10^8 \text{ T.m}^3$ | $9,2 \times 10^8 \text{ T.m}^3$ | $1,04 \times 10^9 \text{ T.m}^3$ |
| Inclinaison | 1° | -18° | -3° |
| Déclinaison | 175° | -45° | -66° |

Tableau 8 : Récapitulatif des caractéristiques des trois dipôles utilisés pour modéliser les orbites 6, 21, 54, 58 et 68 d'Acidalia Planitia.

La figure 26 représente les courbes d'isointensité du module du champ magnétique au niveau de la surface extrapolées à partir du modèle à 3 dipôles. Les cinq

III.3.1.b.iii Modélisation avec trois dipôles

orbites utilisées sont projetées radialement en longitude–latitude sur la carte, ainsi que les positions des dipôles matérialisées par des croix rouges. D’après le modèle utilisé, le champ magnétique à la surface peut atteindre 20 000 nT (~30 000 nT pour la Terre). On constate que ces sources sont très localisées et très intenses. A titre indicatif, un degré à la surface de Mars représente 60 kilomètres.

Courbes d’isointensité de $|B|$ ($R=3389.5$ km)

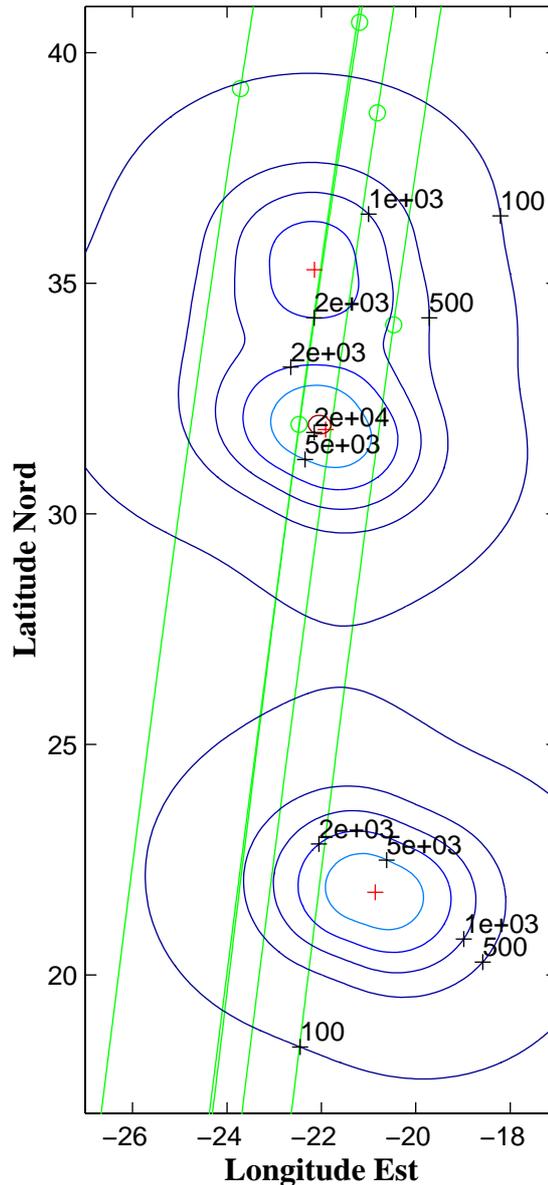


Figure 26 : Courbes d’isointensités du module du champ magnétique modélisées à partir des 3 dipôles issus du tableau 8. Les positions des dipôles sont matérialisées par des croix rouges.

III.3.1.b.iii Modélisation avec trois dipôles

En se référant à la figure 26, on constate que l'orbite numéro 58 se trouve beaucoup plus à l'Est que les autres orbites. Effectivement, lorsque l'on observe la figure 27, qui représente les composantes du champ magnétique de l'orbite 58 avec les composantes modélisées à partir des trois dipôles considérés, on constate que l'ajustement est très médiocre. Il est possible que d'autres sources magnétiques se trouvent plus à l'Est de l'orbite et leurs effets se rajoutent, ou que les perturbations magnétiques d'origines ionosphériques soient plus intenses pour cette orbite.

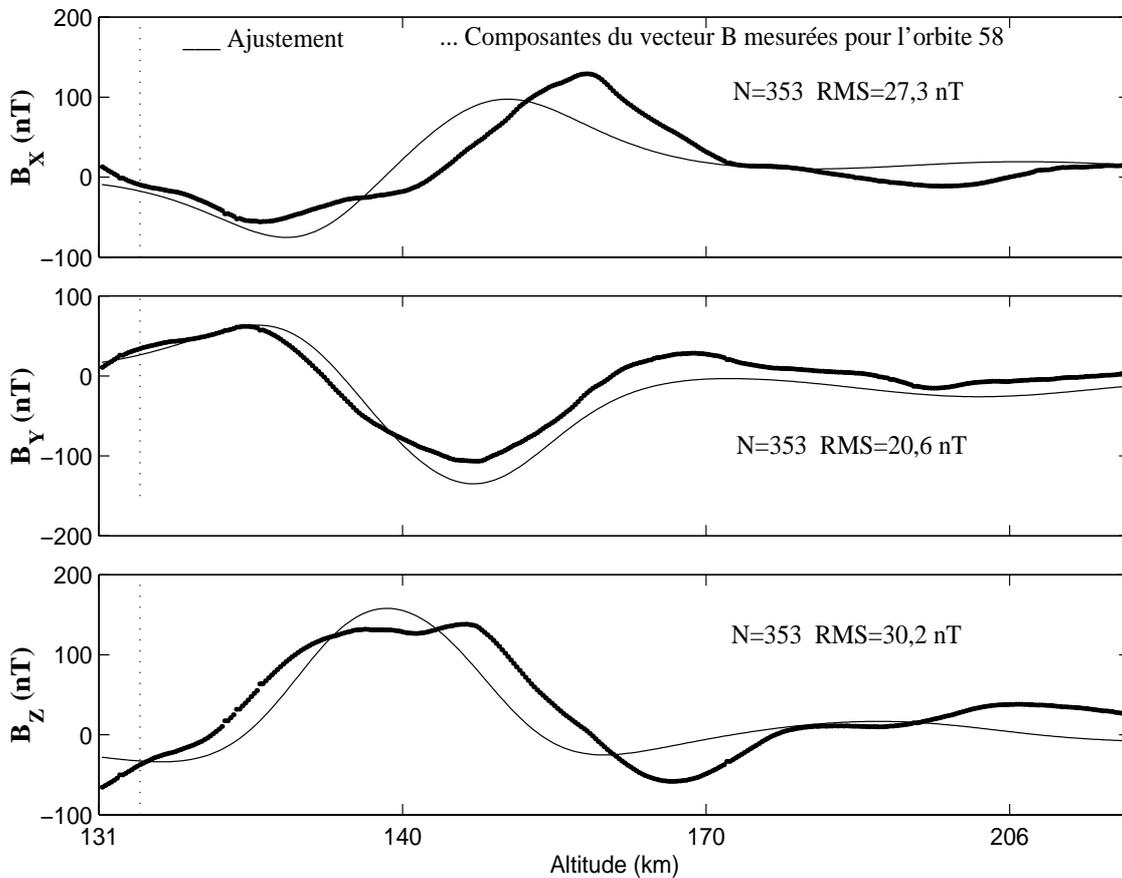


Figure 27 : Évolution des composantes du champ magnétique pour l'orbite 58. L'ajustement des composantes, à l'aide des trois dipôles, est très médiocre probablement en raison de la présence d'autres sources crustales ou de champs magnétiques d'origine ionosphérique très intenses.

Afin de minimiser les sources magnétiques extérieures à la région qui nous concerne, l'orbite numéro 58 a été retirée de la base de données. Les modélisations

III.3.1.b.iii Modélisation avec trois dipôles

des composantes du champ magnétique le long des orbites 6, 21 54 et 68 ont été de nouveau effectuées en utilisant trois dipôles. Le RMS global pour l'ensemble des composantes du champ magnétique est de 20 nT. En prenant en exemple l'ajustement des composantes du champ magnétique pour l'orbite numéro 6, on constate que le RMS des composantes x et z est légèrement plus faible (figure 28), tandis que la composante y est toujours moins bien ajustée en raison de la contribution des sources magnétiques d'origines externes, telles les sources ionosphériques. Les caractéristiques des dipôles sont énoncées dans le tableau 9.

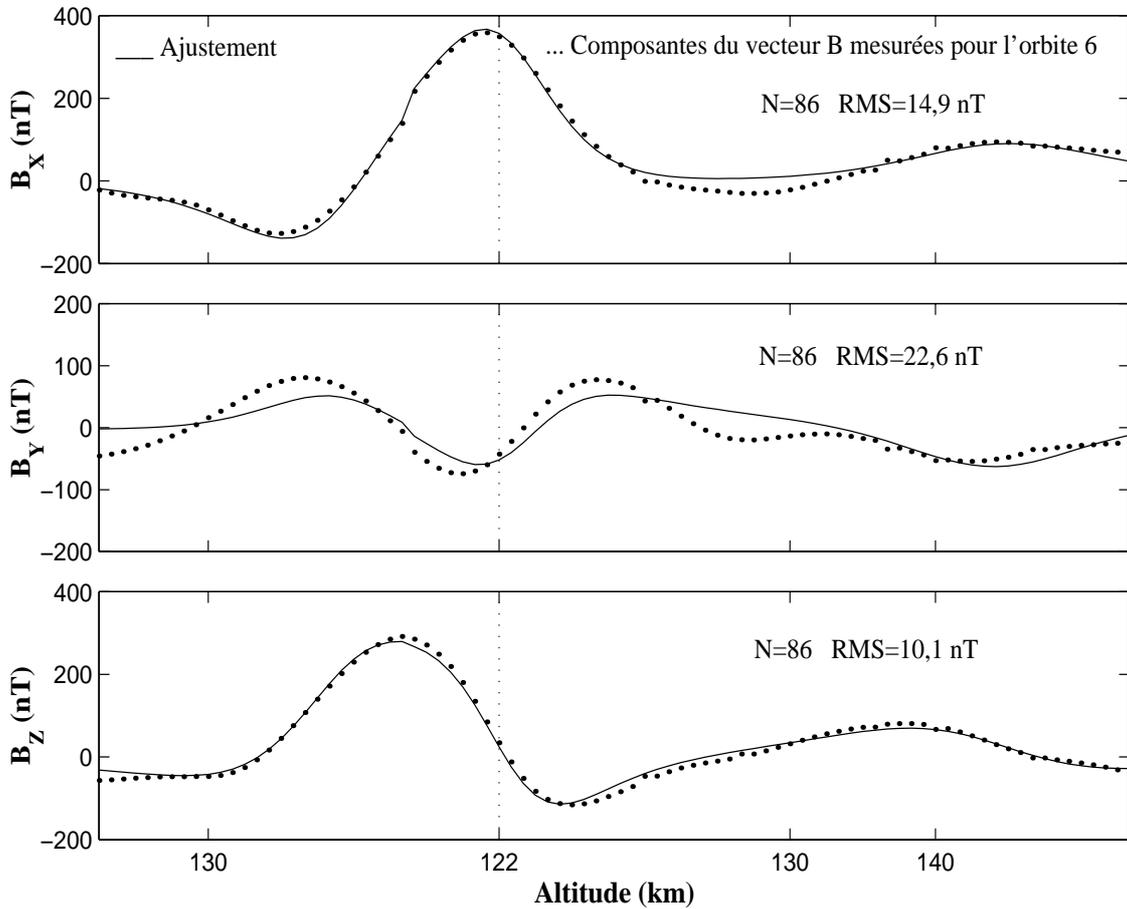


Figure 28 : Ajustement des composantes de l'orbite 6, en prenant un modèle avec trois dipôles issus des orbites 6, 21, 54 et 68. L'ajustement se trouve légèrement amélioré par rapport à la figure 25 qui utilise l'orbite 58.

III.3.1.b.iii Modélisation avec trois dipôles

| Caractéristiques | 1 ^{er} Dipôle | 2 ^{ème} Dipôle | 3 ^{ème} Dipôle |
|-------------------|---------------------------------------|--------------------------------------|---------------------------------------|
| Profondeur (km) | 64 | 34 | 57 |
| Latitude | 35°3 Nord | 31°8 Nord | 21°8 Nord |
| Longitude | -22°9 Est | -21°9 Est | -21°0 Est |
| Moment Magnétique | 1.09x10 ⁹ T.m ³ | 8,2x10 ⁸ T.m ³ | 1,14x10 ⁹ T.m ³ |
| Inclinaison | 1° | -20° | -9° |
| Déclinaison | 177° | -40° | -64° |

Tableau 9 : Récapitulatif des caractéristiques des trois dipôles utilisés pour modéliser les orbites 6, 21, 54 et 68 d'Acidalia Planitia.

Lorsque l'on compare les positions des nouveaux dipôles (tableau 9) avec ceux du tableau 8 qui prenait en compte l'orbite 58, on constate que le dipôle le plus au Nord (le premier) s'est déplacé de un degré environ vers l'Ouest . Les profondeurs et les intensités des dipôles ont légèrement évolué, mais les orientations des dipôles sont restées presque identiques. En définitive, bien que l'orbite 58 ait été relativement mal ajustée, la solution trouvée, avec trois dipôles, ne semble pas être trop affectée par cette orbite puisque le modèle trouvé est resté stable sans cette orbite.

En comparant les courbes d'isointensité du module du champ magnétique à la surface de la planète entre ce modèle avec trois dipôles (figure 29) et celui de la figure 26, on constate que les courbes d'isointensité ont très peu varié. Seul le dipôle le plus au Nord s'est déplacé vers l'Ouest .

Une modélisation a été réalisée en utilisant 4 dipôles. Le temps de calcul pour trouver les caractéristiques des 4 dipôles (24 paramètres au total) se trouve considérablement allongé. D'autre part, le RMS global de cette modélisation est de 18 nT, soit légèrement mieux que celle avec 3 dipôles. De plus, cette modélisation fait apparaître un dipôle dans l'atmosphère de Mars. Effectivement, le programme n'astreint pas d'altitude limite pour les dipôles. La modélisation avec trois dipôles correspond à la limite ultime de ce genre de méthode dans le cas présent.

III.3.1.b.iii Modélisation avec trois dipôles

Courbes d'isointensité de $|B|$ ($R=3389.5$ km)

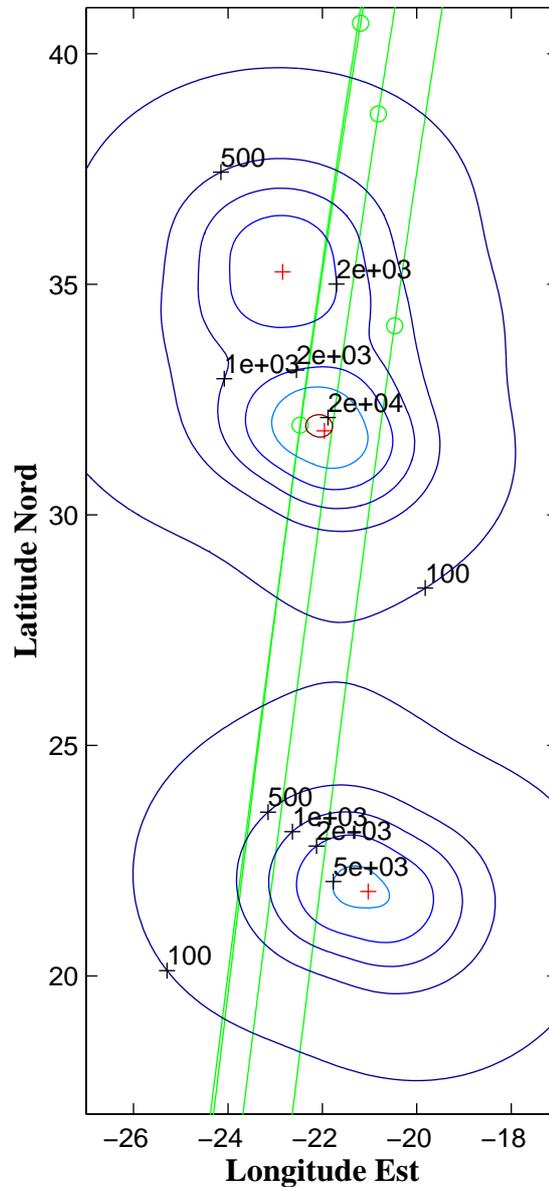


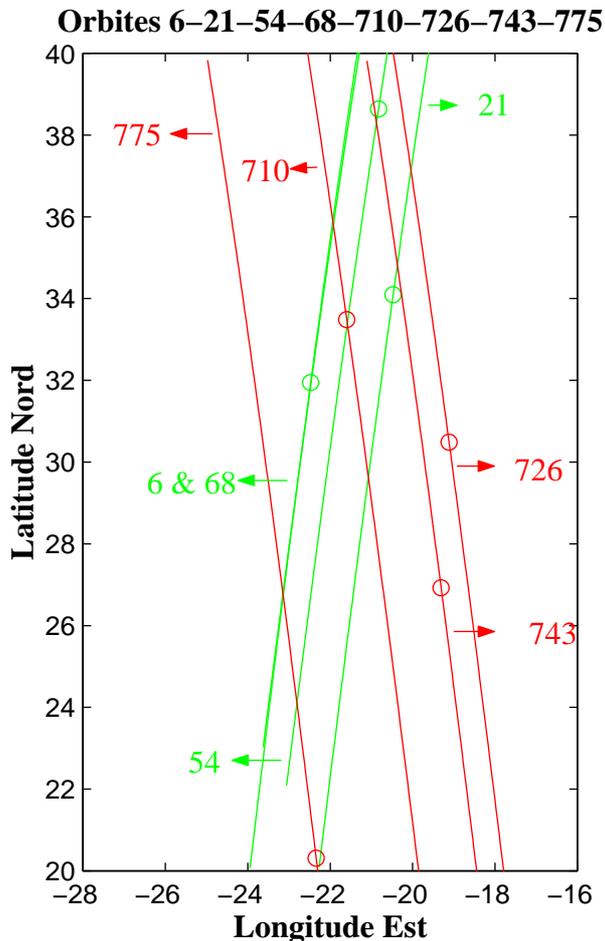
Figure 29 : Courbes d'isointensités du module du champ magnétique obtenue à partir de la modélisation faite sur les orbites 6, 21, 54 et 68 à l'aide de 3 dipôles.

III.3.1.c Observations lors de la phase AB2

Lors de la deuxième phase d'aérofreinage, de septembre 1998 à février 1999, la sonde a de nouveau survolé la région d'Acidalia Planitia. Les survols de la

III.3.1.c Observations lors de la phase AB2

région ne s'effectuent plus du Nord vers le Sud, mais du Sud vers le Nord. Les 4 orbites supplémentaires (710, 726, 743 et 775) sont représentées sur la figure 30, avec les orbites de la première phase d'aérofreinage.



La modélisation des sources crustales de cette région en prenant en compte ces nouvelles orbites est décrite dans le paragraphe suivant.

Figure 30 : Trajectoires des 8 orbites ayant survolé la région d'Acidalia Planitia au cours des deux phases d'aérofreinage. En vert, sont représentées les orbites de la phase AB1, et en rouge celles de la phase AB2.

III.3.1.d Modélisations des observations lors des phases AB1 et AB2

La méthode de modélisation est la même que précédemment, seul le nombre de vecteurs utilisés est plus important dû aux orbites supplémentaires. Cette fois-ci la modélisation comporte 1580 vecteurs (données des phases AB1 et AB2). On se limite volontairement entre les latitudes comprises entre 20 et 40° Nord, et à des

III.3.1.d Modélisations des observations lors des phases AB1 et AB2

altitudes inférieures à 200 kilomètres afin, encore une fois, de minimiser les vecteurs perturbés par les sources magnétiques d'origines ionosphériques.

III.3.1.d.i Modélisation avec un dipôle

Lors de la modélisation avec un dipôle, on constate que les caractéristiques du dipôle (voir Tableau 10) sont très comparables à celles obtenues pour la modélisation lors de la phase AB1 (voir Tableau 6). Seules la profondeur et l'intensité du moment magnétique ont varié, le dipôle est moins profond et moins intense, on retrouve bien la dépendance en $1/r^3$. Quant à la position et l'orientation du dipôle, elles sont restées très stables. Mais le RMS total de l'ajustement des 8 orbites est de 48 nT, l'ajustement est beaucoup moins bon à cause du plus grand nombre de vecteurs utilisés pour la modélisation.

| Caractéristiques | 1 ^{er} Dipôle |
|-------------------|---------------------------------------|
| Profondeur (km) | 46 |
| Latitude | 34°1 Nord |
| Longitude | -22°8 Est |
| Moment Magnétique | 1,23x10 ⁹ T.m ³ |
| Inclinaison | -42° |
| Déclinaison | -177° |

Tableau 10 : Récapitulatif des caractéristiques du dipôle utilisé pour modéliser les orbites 6, 21, 54, 68, 710, 726, 743 et 775 d'Acidalia Planitia.

III.3.1.d.ii Modélisation avec deux dipôles

Lorsque l'on modélise cette région avec deux dipôles (voir tableau 11), on constate que le premier dipôle est presque inchangé par rapport à celui de la modélisation avec un dipôle. En revanche, le deuxième dipôle est beaucoup plus profond que le premier, avec un moment magnétique comparable. Le RMS total de cette modélisation est de 40 nT. Lorsque l'on compare ces résultats avec ceux des orbites 6, 21, 54 et 68, on constate que les dipôles sont localisés moins profondément, et donc moins intenses. Quant au deuxième dipôle, il se trouve plus au Sud, avec une

III.3.1.d.ii Modélisation avec deux dipôles

orientation légèrement modifiée.

| Caractéristiques | 1 ^{er} Dipôle | 2 ^{ème} Dipôle |
|-------------------|---------------------------------------|--------------------------------------|
| Profondeur (km) | 45 | 95 |
| Latitude | 34°1 Nord | 23°9 Nord |
| Longitude | -22°8 Est | -20° Est |
| Moment Magnétique | 1,23x10 ⁹ T.m ³ | 1,4x10 ⁹ T.m ³ |
| Inclinaison | -42° | -4° |
| Déclinaison | 178° | -120° |

Tableau 11 : Caractéristiques des deux dipôles utilisés pour modéliser les orbites 6, 21, 54, 68, 710, 726, 743 et 775 d'Acidalia Planitia.

III.3.1.d.iii Modélisation avec trois dipôles

Lorsque un troisième dipôle est rajouté, la modélisation est bien meilleure, puisque le RMS total vaut 28 nT. Si l'on regarde les ajustements des composantes du champ magnétique de l'orbite numéro 6 et que l'on compare avec la modélisation précédente concernant les orbites de AB1, on constate, que la modélisation est moins bonne. Les caractéristiques des dipôles sont données dans le tableau 12. Ces caractéristiques sont très différentes de celles du tableau 8. Les positions et orientations des dipôles ont beaucoup varié.

III.3.1.d.iii Modélisation avec trois dipôles

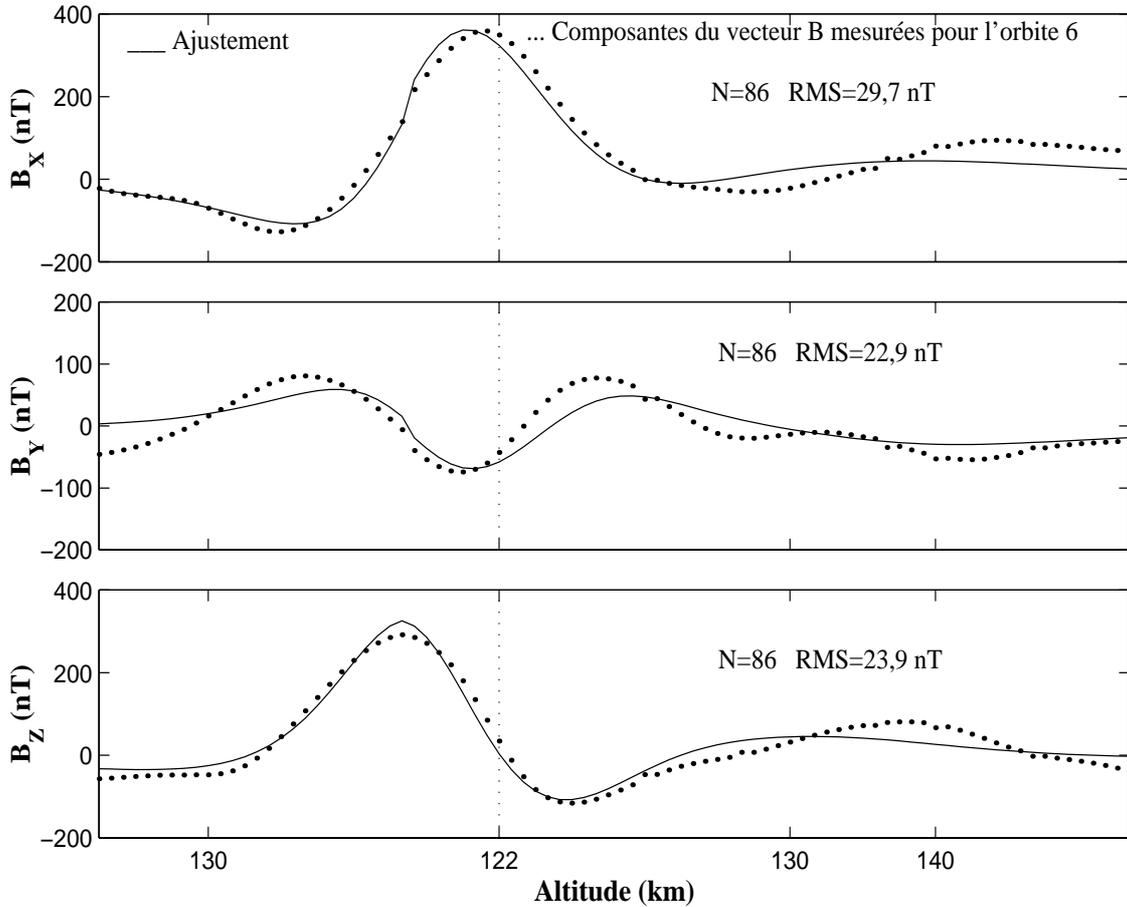


Figure 31 : Ajustement des composantes du champ magnétique de l'orbite numéro 6 à l'aide du modèle avec trois dipôles issu des 8 orbites.

| Caractéristiques | 1 ^{er} Dipôle | 2 ^{ème} Dipôle | 3 ^{ème} Dipôle |
|-------------------|----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|
| Profondeur (km) | 88 | 91 | 120 |
| Latitude | 33°6 Nord | 29°5 Nord | 25°1 Nord |
| Longitude | -22°8 Est | -19°5 Est | -18°7 Est |
| Moment Magnétique | $2,77 \times 10^9 \text{ T.m}^3$ | $2,32 \times 10^9 \text{ T.m}^3$ | $2,75 \times 10^9 \text{ T.m}^3$ |
| Inclinaison | -46° | 2° | 35° |
| Déclinaison | 173° | 130° | -119° |

Tableau 12 : Caractéristiques des 3 dipôles utilisés pour modéliser les 8 orbites d'Acidalia Planitia.

Lorsque l'on compare les courbes d'isointensité du module du champ magnétique, à la surface de la planète, pour les deux modélisations (figures 29 et 32), on constate que la position des dipôles (matérialisés par des croix), les plus au Sud, ce

III.3.1.d.iii Modélisation avec trois dipôles

sont déplacés vers l'Ouest . Les courbes d'isocontours sont, elles aussi, différentes. L'intensité du champ magnétique à la surface n'excède pas 6000 nT contre 20000 nT pour la figure 29. L'utilisation de nouvelles données change donc les caractéristiques des dipôles qui modélisent la région.

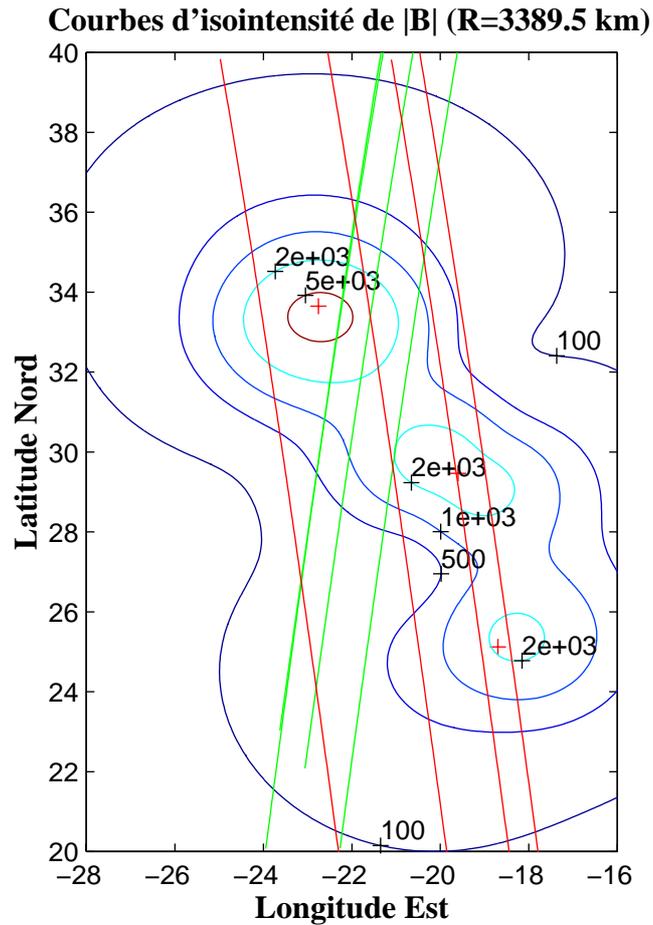


Figure 32 : Courbes d'isointensités du module du champ magnétique extrapolé à partir de la modélisation avec trois dipôles.

III.3.1.d.iii Modélisation avec trois dipôles

L'analyse des données magnétiques de MGS est limitée par le fait qu'elle requiert une méthode d'inversion mathématique par laquelle il est impossible d'obtenir une solution unique sur la distribution et les caractéristiques des sources crustales. En effet, selon le théorème d'unicité de la solution, étant donnée une région de l'espace limitée par une surface fermée, alors :

- si l'on connaît le potentiel partout sur cette surface,
- ou si l'on connaît la dérivée normale du potentiel partout sur cette surface,
- ou si on a une combinaison indépendante des 2 conditions suivantes,

alors la solution à l'équation de Poisson est unique à l'intérieur de la région considérée. En l'absence de densité de courant \vec{J} et de densité de charges ρ , et en régime permanent, les équations de Maxwell se réduisent à :

- $\vec{\nabla} \wedge \vec{B} = \vec{0}$ (\vec{B} dérive d'un potentiel scalaire : $\vec{B} = -\vec{\nabla} \phi(r, \vartheta, z)$)
- $\vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0$

On obtient alors l'équation de Laplace : $\nabla^2 \phi(r, \vartheta, z) = 0$

Le champ magnétique qui dérive d'un potentiel scalaire doit donc satisfaire l'équation de Laplace. Ainsi, sans contraintes additionnelles sur les caractéristiques des sources magnétiques crustales, il ne sera pas possible de déterminer une solution unique à ce problème (Ness *et al.*, 1999).

Une étude pour mettre en évidence la qualité des ajustements a été entreprise. Pour cela des ajustements ont été réalisés avec un seul dipôle, en fixant soit la profondeur soit son intensité. Les résultats sont indiqués dans le tableau 13. Ces calculs ont été réalisés à l'aide des orbites 6, 21, 54 et 68 qui ont survolé la région d'Acidalia Planitia. Les caractéristiques des dipôles diffèrent très peu en ce qui concerne leurs orientations ou leurs localisations en latitude et longitude. On constate que la qualité de l'ajustement se dégrade très vite en fonction de la profondeur du dipôle. En ce qui concerne l'intensité du dipôle, la qualité de l'ajustement apparaît moins sensible à ce paramètre.

III.3.1.d.iii Modélisation avec trois dipôles

| Profondeur | RMS | Intensité | RMS |
|------------|-------|---------------------------------|---------|
| 300 km | 61 nT | 10^9 T.m^3 | 38 nT |
| 250 km | 57 nT | $1,25 \cdot 10^9 \text{ T.m}^3$ | 37 nT |
| 200 km | 52 nT | $1,5 \cdot 10^9 \text{ T.m}^3$ | 36,7 nT |
| 150 km | 46 nT | $1,75 \cdot 10^9 \text{ T.m}^3$ | 36,8 nT |
| 100 km | 40 nT | $2 \cdot 10^9 \text{ T.m}^3$ | 37,2 nT |
| 50 km | 37 nT | $3 \cdot 10^9 \text{ T.m}^3$ | 40,1 nT |

Tableau 13 : Sensibilité du critère quadratique par rapport à la profondeur de la source et par rapport à son intensité

Lors de la première phase de l'aérofreinage, une autre région fortement aimantée a été mise en évidence lors des survols de la sonde. Cette région se trouve au Nord de Syrtis Major.

III.3.2 La région au Nord de Syrtis Major

III.3.2.a Observations

Sur la figure 18, on peut voir une région, située au Nord de Syrtis Major, où l'intensité du champ magnétique a été mesurée avec des valeurs supérieures à 200 nT. Cette région est située entre 25 et 45° de latitude Nord, et entre 70 et 80° de longitude Est. Au cours de la première phase d'aérofreinage, six orbites ont survolé cette région (figure 33).

III.3.2.a Observations

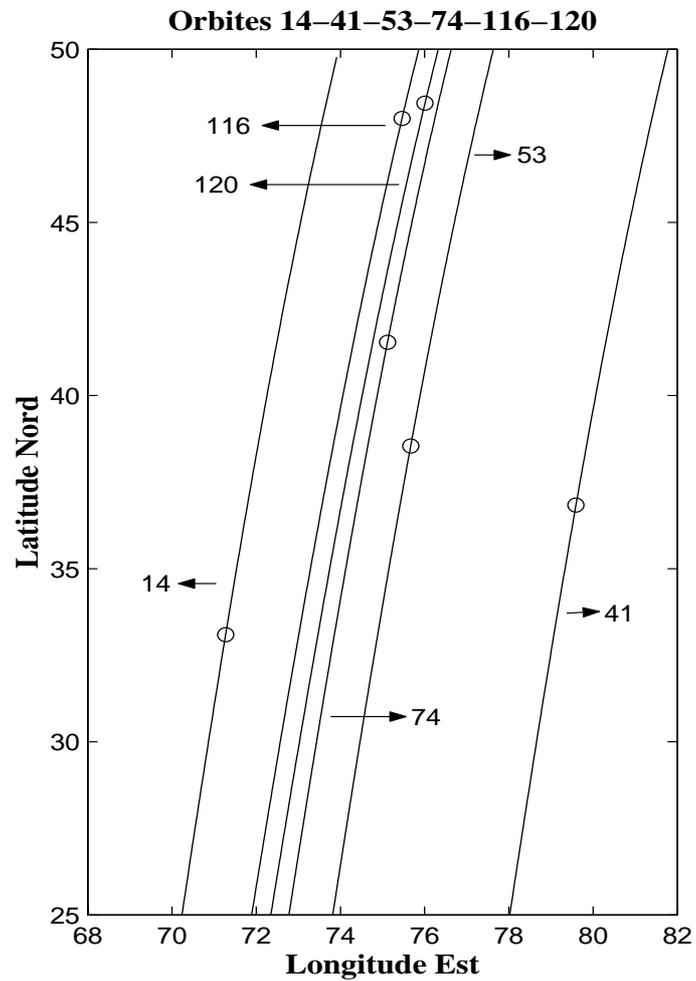


Figure 33 : Projection des 6 trajectoires qui ont survolées la région située au Nord de Syrtis Major lors de la première phase de l'aérofreinage.

Si l'on compare cette région à celle d'Acidalia Planitia, on constate que la région est beaucoup plus étendue en longitude. Ce sont les orbites 53 et 74 qui ont mesuré l'intensité du champ la plus intense, supérieure à 200 nT.

III.3.2.a Observations

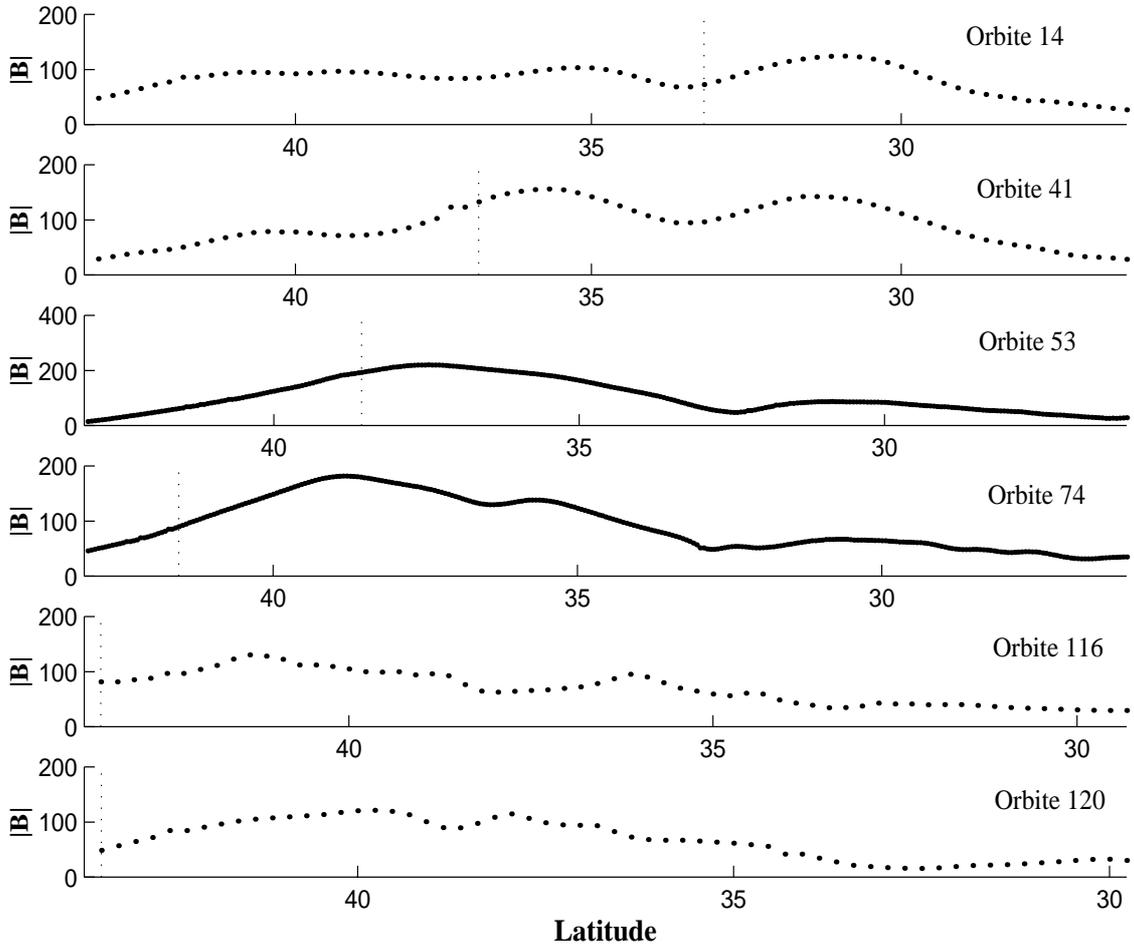


Figure 34 : Profils des intensités du champ magnétique mesuré lors des orbites qui ont survolé la région au Nord de Syrtis Major, pour des latitudes comprises entre 26 et 43° Nord et pour des altitudes inférieures à 200 km. Les périastres de chaque orbite sont représentés par des lignes verticales en traits pointillés.

On constate que les profils du module du champ magnétique pour ces 6 orbites semblent être moins bien similaires entre eux que ceux obtenus lors des survols de la région d'Acidalia Planitia où des pics sont clairement identifiés aux mêmes latitudes. Seules les orbites 53 et 74 où l'on a mesuré l'intensité maximale du champ magnétique au dessus de cette région semblent être comparables. Les survols 116, 120 et 74 sont très proches en longitude, c'est pourquoi les profils du champ magnétique sont assez comparables en fonction de leur évolution en latitude. Cependant, les intensités du champ magnétique des orbites 116 et 120 sont inférieures à celle de l'orbite 74. Ceci est dû aux hautes altitudes des survols des orbites 116 et 120. Quant

III.3.2.a Observations

aux orbites 14 et 41, elles semblent être trop loin de la région principale où se trouve les sources crustales, près des orbites 53 et 74. Toutefois, nous avons vu lors de la modélisation par des dipôles du champ magnétique de la région d'Acidalia Planitia que l'utilisation d'orbites éloignées n'influençaient pas significativement les caractéristiques des dipôles trouvés.

III.3.2.b Modélisations des observations au cours de la phase AB1

III.3.2.b.i Modélisation avec un dipôle

Pour la modélisation des observations par des dipôles, on applique la même démarche que celle utilisée pour Acidalia Planitia. Pour l'ajustement des 6 orbites de cette nouvelle région magnétisée, ce sont 867 vecteurs qui ont été utilisés, pour des latitudes comprises entre 26 et 43° de latitude Nord.

La figure 35 représente le profil des composantes du vecteur champ magnétique, mesurées lors de l'orbite numéro 53, ainsi que les composantes magnétiques produites par un dipôle, dont les caractéristiques sont données dans le tableau 14.

Cet ajustement a été réalisé à l'aide des données disponibles par l'ensemble des 6 orbites qui ont survolé la région au Nord de Syrtis Major, pour des latitudes comprises entre 26 et 43° Nord et des longitudes comprises entre 70 et 80° Est. Le nombre de vecteurs utilisés est de 1143, dont 297 proviennent de l'orbite numéro 53. Le RMS global de l'ajustement, pour tous les vecteurs utilisés, est de 36 nT.

III.3.2.b.i Modélisation avec un dipôle

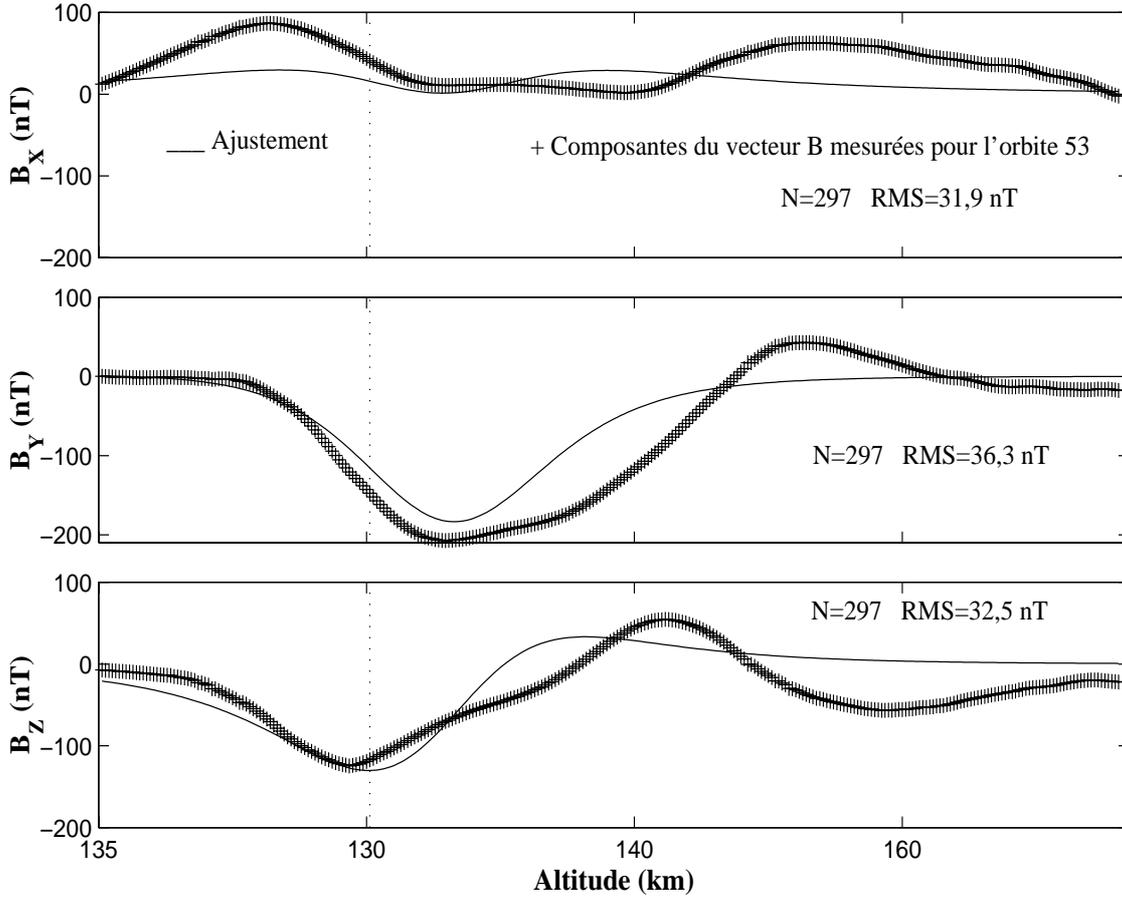


Figure 35 : Modélisation à l'aide d'un dipôle (ligne continue) des composantes du champ magnétique mesurées (+) au cours de l'orbite 53, pour des latitudes comprises entre 26 et 43° Nord.

| Caractéristiques | 1 ^{er} Dipôle |
|-------------------|----------------------------------|
| Profondeur (km) | 64 |
| Latitude | 37°1 Nord |
| Longitude | 77°6 Est |
| Moment Magnétique | $1,29 \times 10^9 \text{ T.m}^3$ |
| Inclinaison | 13° |
| Déclinaison | 114° |

Tableau 14 : Récapitulatif des caractéristiques du dipôle utilisé pour modéliser les orbites 14, 41, 53, 74, 116 et 120 de Syrtis Major.

Les composantes du champ magnétique de l'orbite 53 sont assez mal ajustées avec un dipôle, le RMS de chaque composante est supérieur à 30 nT alors que

III.3.2.b.i Modélisation avec un dipôle

les amplitudes des composantes du champ magnétique n'excède pas 200 nT.

Concernant les caractéristiques du dipôle, on le trouve à une profondeur raisonnable par rapport à la profondeur de Curie avec une intensité comparable aux dipôles trouvés pour Acidalia Planitia.

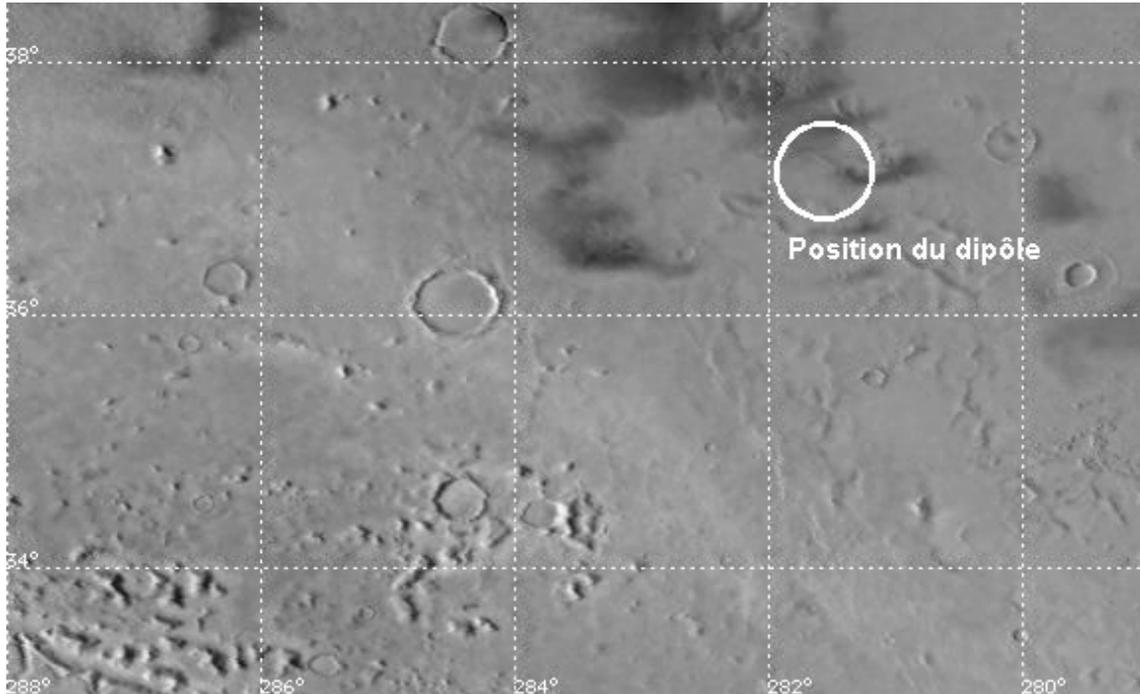


Figure 36 : Image de Viking de la région de Syrtis Major considérée. Cette région apparaît comme étant à l'interface d'une région cratérisée au Sud et une région recouverte de laves au Nord (source : <http://cmex.arc.nasa.gov/>).

Une étude de la surface qui surplombe la position du dipôle magnétique a été réalisée afin éventuellement de l'associer à des caractéristiques topographiques. La figure 36 représente une image de la surface qui couvre la région de la source magnétique principale située à 37°1 Nord et 77°6 Est . On constate que le dipôle considéré au tableau 14, se trouve à l'interface de deux régions géologiques différentes, l'une cratérisée au Sud et l'autre recouverte de laves au Nord. Le dipôle trouvé se situe à 64 km de profondeur, il est peu probable qu'il soit corrélé avec les coulées de laves situées en surface.

III.3.2.b.ii Modélisation avec deux dipôles

III.3.2.b.ii Modélisation avec deux dipôles

Lorsque l'on rajoute un deuxième dipôle, le RMS global de l'ensemble des vecteurs est de 26 nT. L'ajustement apparaît nettement meilleur. Cependant, lorsque qu'on regarde les caractéristiques des dipôles trouvés (voir tableau 15), on constate que les profondeurs et les intensités des dipôles ont considérablement changé.

La profondeur du deuxième dipôle (250 km), est plus importante que la profondeur de l'isotherme de Curie qui varie entre 150 et 200 km (*Leweling et Spohn, 1997*). La profondeur importante trouvée pour le dipôle provient peut être de l'extension en longitude des orbites qui couvrent une région large de 8 degrés, soit 500 km.

| Caractéristiques | 1 ^{er} Dipôle | 2 ^{ème} Dipôle |
|-------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|
| Profondeur (km) | 148 | 243 |
| Latitude | 36°7 Nord | 33° Nord |
| Longitude | 76°8 Est | 70°9 Est |
| Moment Magnétique | 4,41x10 ⁹ T.m ³ | 5,96x10 ⁹ T.m ³ |
| Inclinaison | 22° | -28° |
| Déclinaison | 101° | 29° |

Tableau 15 : Récapitulatif des caractéristiques des deux dipôles utilisés pour modéliser les orbites 14, 41, 53, 74, 116 et 120 de Syrtis Major.

En ce qui concerne les caractéristiques des dipôles utilisés, on constate que le premier dipôle situé le plus au Nord, a très peu varié au niveau de sa position et de son orientation, l'inclinaison et la déclinaison ont varié de 10 degrés. Cependant, sa profondeur et son intensité ont considérablement changé, le dipôle se trouve plus profond, et donc plus intense. En ce qui concerne le deuxième dipôle, celui-ci se trouve plus au Sud que le dipôle principal, avec une profondeur et une intensité plus importante que le premier dipôle. Ce sont les mêmes caractéristiques qui avaient été obtenues lors de la modélisation de la région d'Acidalia Planitia (tableau 7).

III.3.2.b.iii Modélisation avec trois dipôles

III.3.2.b.iii Modélisation avec trois dipôles

Lorsque l'on rajoute un troisième dipôle, on trouve un RMS de 22 nT pour les 867 vecteurs utilisés pour la modélisation. La figure 37 représente les composantes du champ magnétique mesurées et modélisées. L'ajustement des composantes x et z apparaît meilleur que celui de la composante y. Or, la composante y est celle qui a la plus grande amplitude de variation : de -200 nT à +50 nT. En fait les modélisations sont comparables pour les trois composantes du champ magnétique. C'est la composante x qui devrait être la plus affectée par les champs d'origine ionosphérique puisqu'à cette longitude (75° Est), la direction x est presque tangente à la surface de la planète.

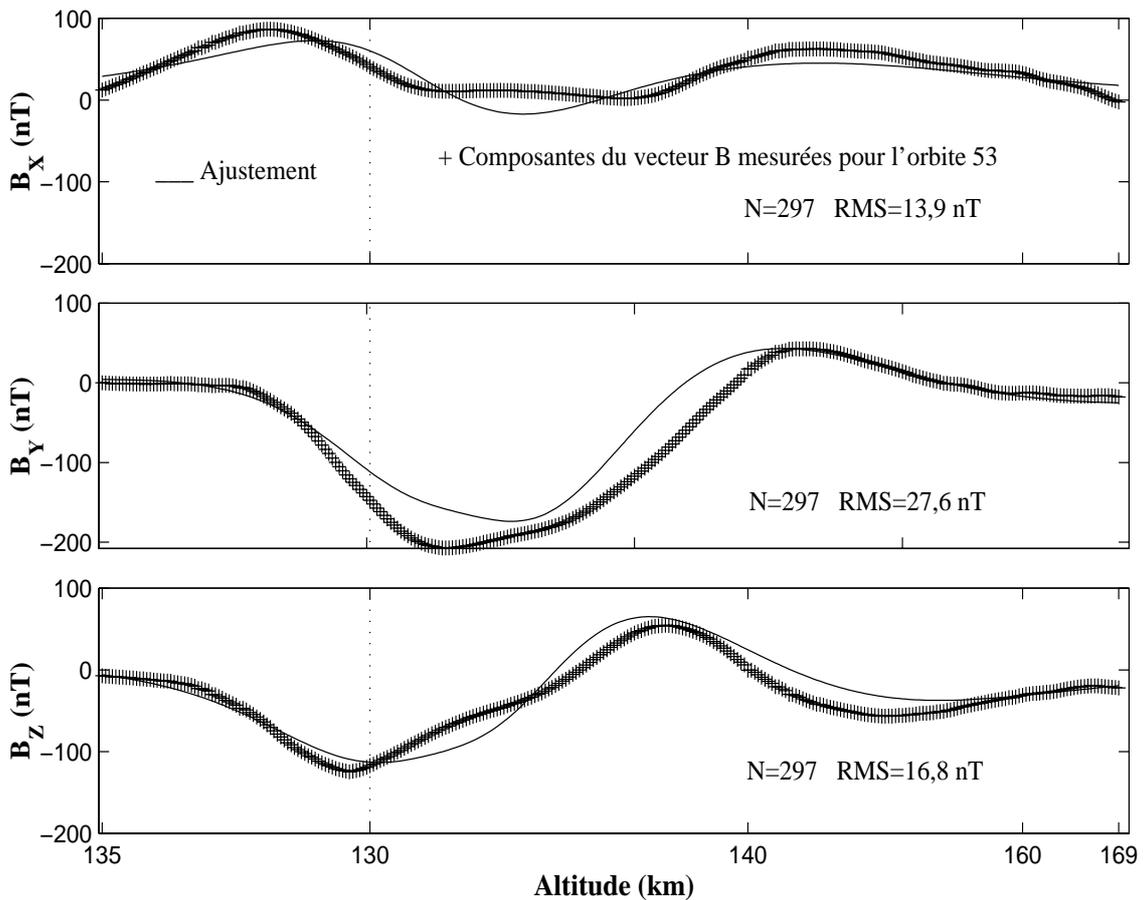


Figure 37 : Modélisation à l'aide de trois dipôles (ligne continue) des composantes du champ magnétique mesurées (+) au cours de l'orbite 53, pour des latitudes comprises entre 26 et 43° Nord.

III.3.2.b.iii Modélisation avec trois dipôles

| Caractéristiques | 1 ^{er} Dipôle | 2 ^{ème} Dipôle | 3 ^{ème} Dipôle |
|-------------------|--------------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|
| Profondeur (km) | 50 | 96 | 258 |
| Latitude | 37°3 Nord | 36°4 Nord | 32° Nord |
| Longitude | 74°1 Est | 76° Est | 71°8 Est |
| Moment Magnétique | 9,4x10 ⁸ T.m ³ | 3,37x10 ⁹ T.m ³ | 5,91x10 ⁹ T.m ³ |
| Inclinaison | -32° | 37° | -18° |
| Déclinaison | -169° | 90° | 24° |

Tableau 16 : Récapitulatif des caractéristiques des trois dipôles utilisés pour modéliser les orbites 14, 41, 53, 74, 116 et 120 de Syrtis Major.

Les trois dipôles considérés (tableau 16) ont des caractéristiques très différentes en ce qui concerne leurs profondeurs et leurs intensités. En comparaison avec la modélisation avec 2 dipôles, on constate, que le troisième dipôle se rajoute légèrement plus au Nord que les autres dipôles qui eux restent quasiment inchangés. Seul le premier dipôle du tableau 15 voit sa profondeur et son intensité varier, tandis que les orientations des deux dipôles restent stables et varient très peu.

La principale difficulté de cette modélisation est d'obtenir une solution unique sur la distribution et les caractéristiques des sources crustales; pour cela, il faut arriver à déterminer le couple de paramètres profondeur-intensité du dipôle. Ces deux paramètres sont liés par manque d'information sur ces sources crustales.

III.3.2.c Observations lors de la phase AB2

De septembre 1998 à février 1999, lors de la deuxième phase d'aérofreinage, la sonde a de nouveau survolé la région située au Nord de Syrtis Major. Les survols de cette région ne s'effectuent plus du Nord vers le Sud, mais du Sud vers le Nord. Les 4 orbites supplémentaires (589, 694, 709 et 769) sont représentées sur la figure 38.

L'orbite 589 a été volontairement limitée aux latitudes supérieures à 36 ° Nord, puisque, en dessous de cette latitude, l'altitude de la sonde est supérieure à 200 km. C'est approximativement au-dessus de cette altitude que les courants d'origines ionosphériques génèrent des champs magnétiques qui brulent les mesures magnétiques des sources crustales (*Bauer et Hantsch, 1989; Ness et al., 2000*). De plus les orbites

III.3.2.c Observations lors de la phase AB2

709 et 694 se trouvent très à l'Est de la région où se trouvent les sources crustales. Seules les orbites 589 et 769 semblent être relativement proches, en altitude, de la région aimantée.

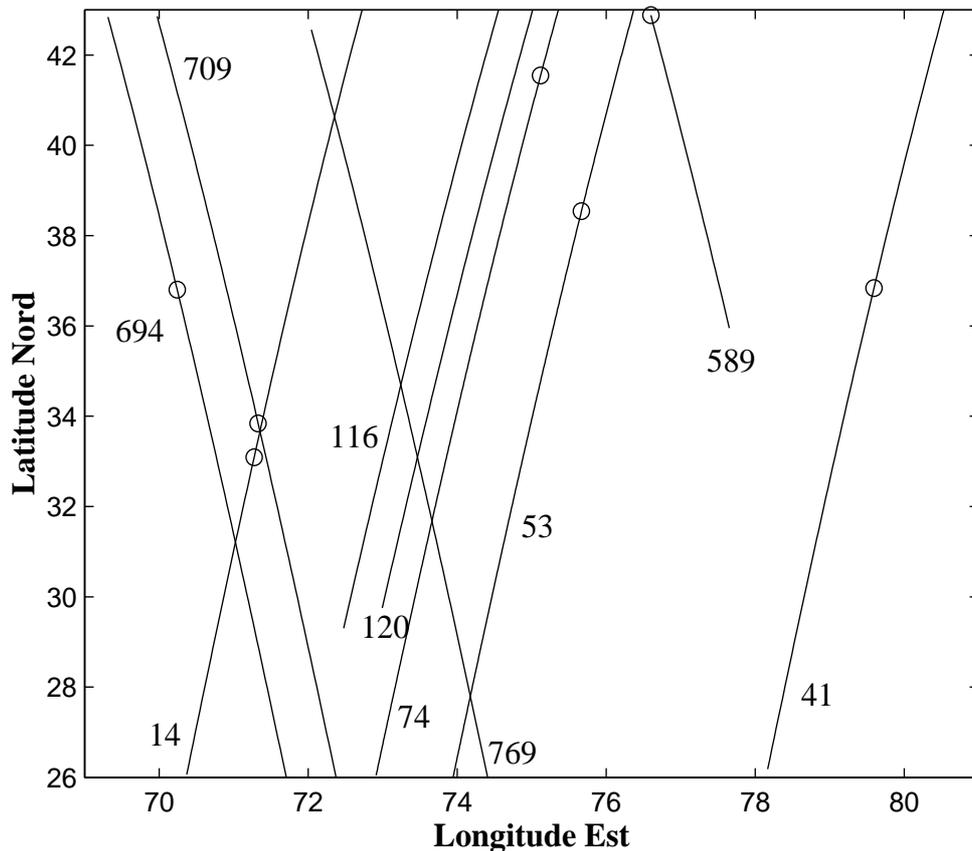


Figure 38 : Projection des trajectoires des 10 orbites ayant survolé la région située au Nord de Syrtis Major.

III.3.2.d Modélisations des observations lors des phases AB1 et AB2

Le nombre de vecteurs utilisés pour la modélisation est plus important dû aux orbites supplémentaires, la modélisation comporte 1142 vecteurs. On se limite volontairement entre les latitudes comprises entre 26 et 43° Nord, et à des altitudes inférieures à 200 kilomètres.

III.3.2.d.i Modélisation avec un dipôle

Lors de la modélisation avec un dipôle, on constate que les

III.3.2.d.i Modélisation avec un dipôle

caractéristiques du dipôle (voir tableau 17) sont très comparables à celles obtenues pour la modélisation lors de la phase AB1 (voir tableau 14). Seules la profondeur et l'intensité du moment magnétique ont légèrement varié, le dipôle est moins profond et moins intense. Quant à la position et l'orientation du dipôle, elles ont très peu varié. Le RMS total de l'ajustement des 10 orbites est de 37 nT, l'ajustement est tout à fait comparable alors que le nombre de vecteurs utilisés pour la modélisation est plus important.

| Caractéristiques | 1 ^{er} Dipôle |
|-------------------|--------------------------------------|
| Profondeur (km) | 52 |
| Latitude | 37°2 Nord |
| Longitude | 76°9 Est |
| Moment Magnétique | 1,1x10 ⁹ T.m ³ |
| Inclinaison | 15° |
| Déclinaison | 117° |

Tableau 17 : Récapitulatif des caractéristiques du dipôle utilisé pour modéliser les orbites 14, 41, 53, 74, 116, 120, 589, 694, 709 et 769 de Syrtis Major.

III.3.2.d.ii Modélisation avec deux dipôles

Lorsque l'on modélise cette région avec deux dipôles (voir tableau 18), les deux dipôles trouvés ont les mêmes caractéristiques que ceux de la modélisation faite au cours de la phase AB1 (voir tableau 15). Il semble que les nouvelles orbites de la deuxième phase de l'aérofreinage n'influencent pas les caractéristiques des dipôles trouvés au cours de la première phase.

| Caractéristiques | 1 ^{er} Dipôle | 2 ^{ème} Dipôle |
|-------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|
| Profondeur (km) | 151 | 244 |
| Latitude | 36°7 Nord | 32°8 Nord |
| Longitude | 76°9 Est | 71° Est |
| Moment Magnétique | 4,59x10 ⁹ T.m ³ | 6,06x10 ⁹ T.m ³ |
| Inclinaison | 22° | -27° |
| Déclinaison | 101° | 26° |

Tableau 18 : Récapitulatif des caractéristiques des deux dipôles utilisés pour modéliser les orbites 14, 41, 53, 74, 116, 120, 589, 694, 709 et 769 de Syrtis Major.

III.3.2.d.iii Modélisation avec trois dipôles

III.3.2.d.iii Modélisation avec trois dipôles

Lorsque un troisième dipôle est rajouté, la modélisation est légèrement meilleure, puisque le RMS total vaut 21 nT. Si l'on regarde les ajustements des composantes du champ magnétique de l'orbite numéro 53 (figure 39) et que l'on compare avec la modélisation précédente concernant les orbites de AB1, on constate, que la modélisation est identique. Les caractéristiques des dipôles utilisés sont données dans le tableau 19. Ces caractéristiques sont très peu différentes de celles du tableau 16.

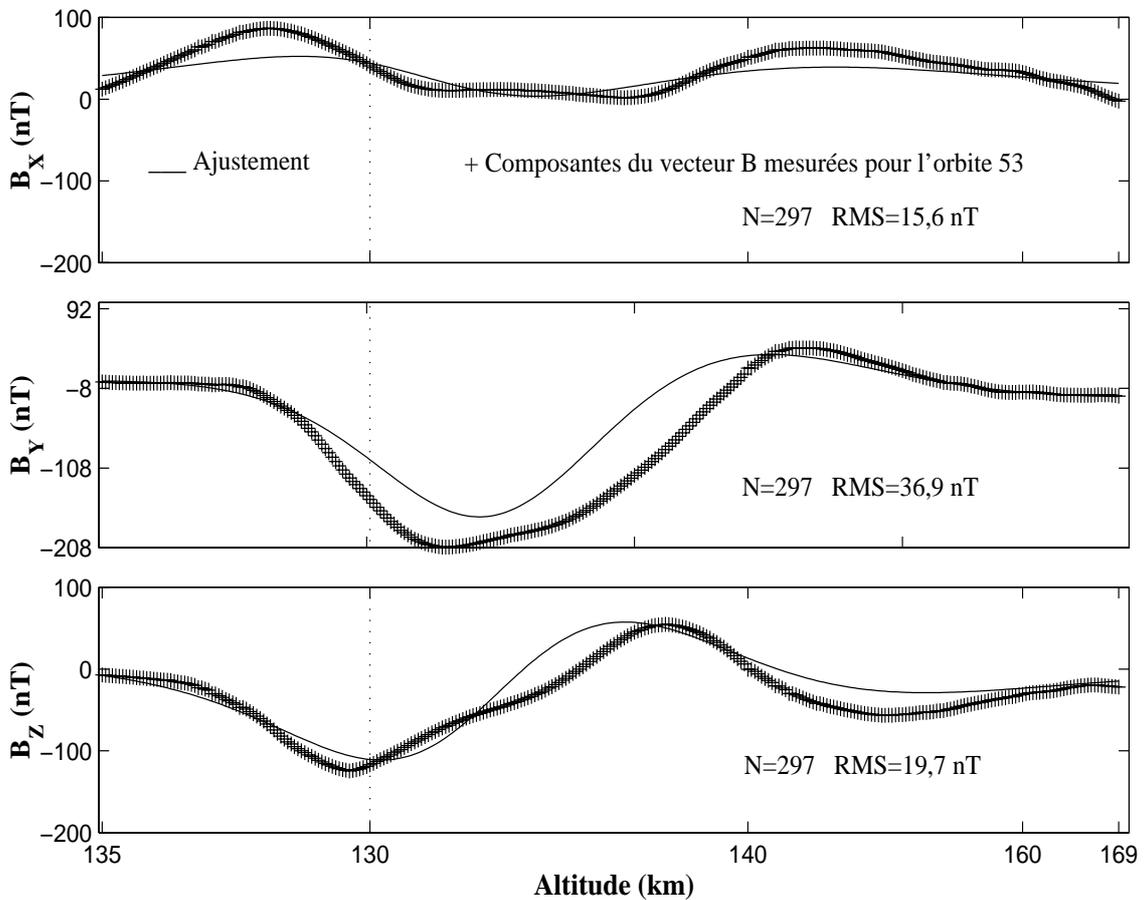


Figure 39 : Modélisation à l'aide de trois dipôles (ligne continue) des composantes du champ magnétique mesurées (+) au cours de l'orbite 53, pour des latitudes comprises entre 26 et 43° Nord.

III.3.2.d.iii Modélisation avec trois dipôles

| Caractéristiques | 1 ^{er} Dipôle | 2 ^{ème} Dipôle | 3 ^{ème} Dipôle |
|-------------------|--------------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|
| Profondeur (km) | 49 | 95 | 248 |
| Latitude | 37°4 Nord | 36°4 Nord | 32°2 Nord |
| Longitude | 74°3 Est | 76° Est | 71°4 Est |
| Moment Magnétique | 9,7x10 ⁸ T.m ³ | 3,47x10 ⁹ T.m ³ | 5,82x10 ⁹ T.m ³ |
| Inclinaison | -31° | 38° | -19° |
| Déclinaison | -169° | 89° | 25° |

Tableau 19 : Récapitulatif des caractéristiques des trois dipôles utilisés pour modéliser les orbites 14, 41, 53, 74, 116, 120, 589, 694, 709 et 769 de Syrtis Major.

Étant donné que le système de trois dipôles trouvé est presque identique à celui obtenu lors de la première phase de l'aérofreinage, on s'attend à trouver les mêmes courbes d'isointensités du champ magnétique à la surface de la planète. L'intensité du champ magnétique à la surface n'excède pas 9000 nT pour la figure 40.

En fait, seules les orbites 694 et 709 passent relativement près du troisième dipôle qui est le plus au Sud et le plus à l'Est. Les orbites 589 et 769 sont assez éloignées des deux autres dipôles matérialisés par des croix sur la figure 40. Les orbites qui ont survolé cette région ne permettent pas d'obtenir une cartographie magnétique suffisamment bonne de la région.

III.3.2.d.iii Modélisation avec trois dipôles

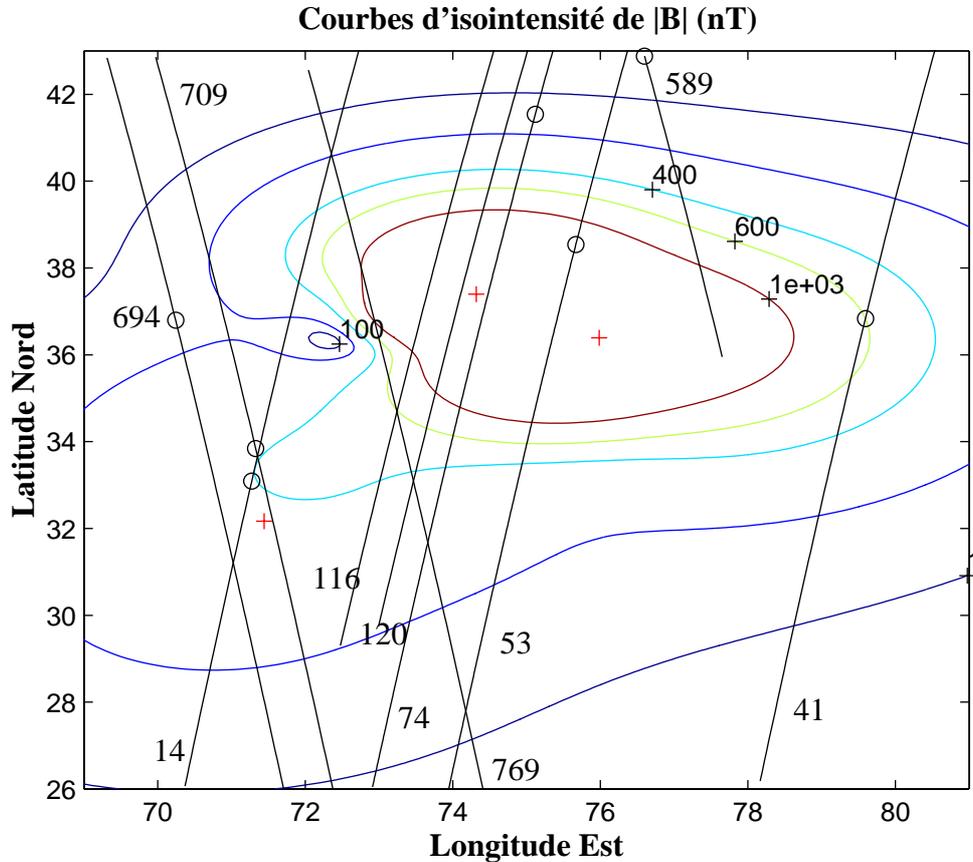


Figure 40 : Courbes d'isointensités du module du champ magnétique obtenue à partir de la modélisation faite sur les orbites 14, 41, 53, 74, 116, 120, 589, 694, 709 et 769 à l'aide de 3 dipôles.

III.4 Les sources crustales de l'hémisphère Sud

Au cours de la deuxième phase de l'aérofreinage de la sonde (octobre 1998 à février 1999), les périastres des orbites se sont déplacés en direction de l'hémisphère Sud. C'est ainsi qu'à partir du début du mois de décembre 1998, la sonde a survolé des régions très aimantées, telles les régions de Terra Cimmeria et Terra Sirenum. La figure 41 représente la topographie de la planète avec les localisations des différentes régions étudiées. On constate que les régions aimantées se trouvent dans les régions très cratérisées de l'hémisphère Sud ou à l'interface de ces régions avec les plaines volcaniques de l'hémisphère Nord.

III.4 Les sources crustales de l'hémisphère Sud

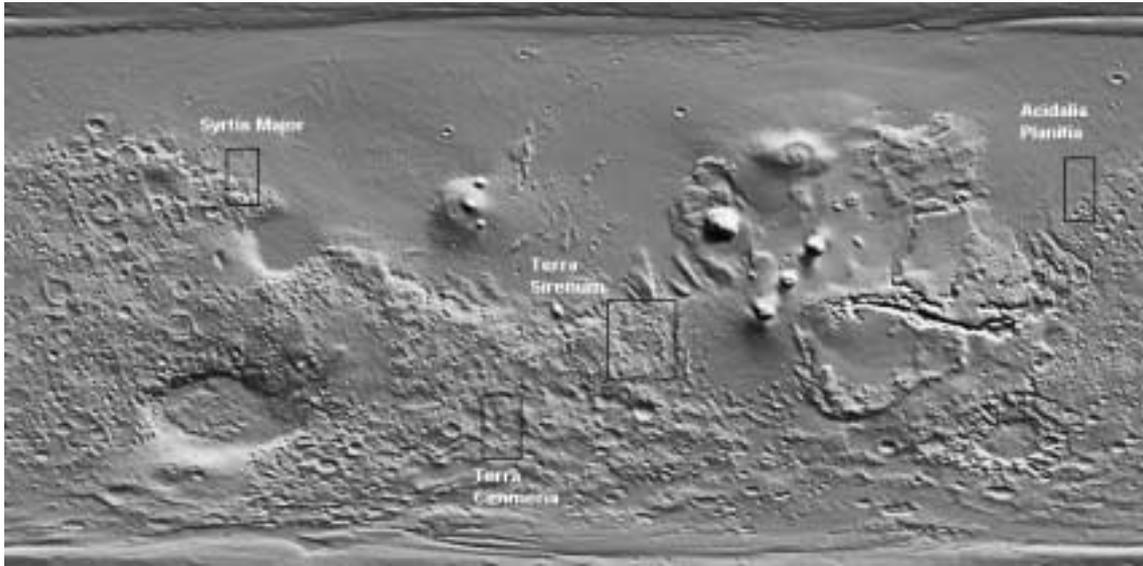


Figure 41 : Carte topographique de Mars avec en encadré les régions étudiées dans l'hémisphère Nord (Acidalia Planitia et Syrtis Major) et dans l'hémisphère Sud (Terra Sirenum et Terra Cimmeria). (Source : <http://ltpwww.gsfc.nasa.gov/tharsis/mola.html>)

III.4.1 La région de Terra Cimmeria

III.4.1.a Observations

Lors de la deuxième phase de l'aérofreinage, quatre orbites ont survolé la région de Terra Cimmeria à moins de 200 kilomètres d'altitude. Ces orbites sont représentées sur la figure 42 . On voit nettement sur cette figure que les positions des périastres, matérialisées par des ronds, descendent rapidement vers le Sud lorsque les numéros d'orbites croissent.

III.4.1.a Observations

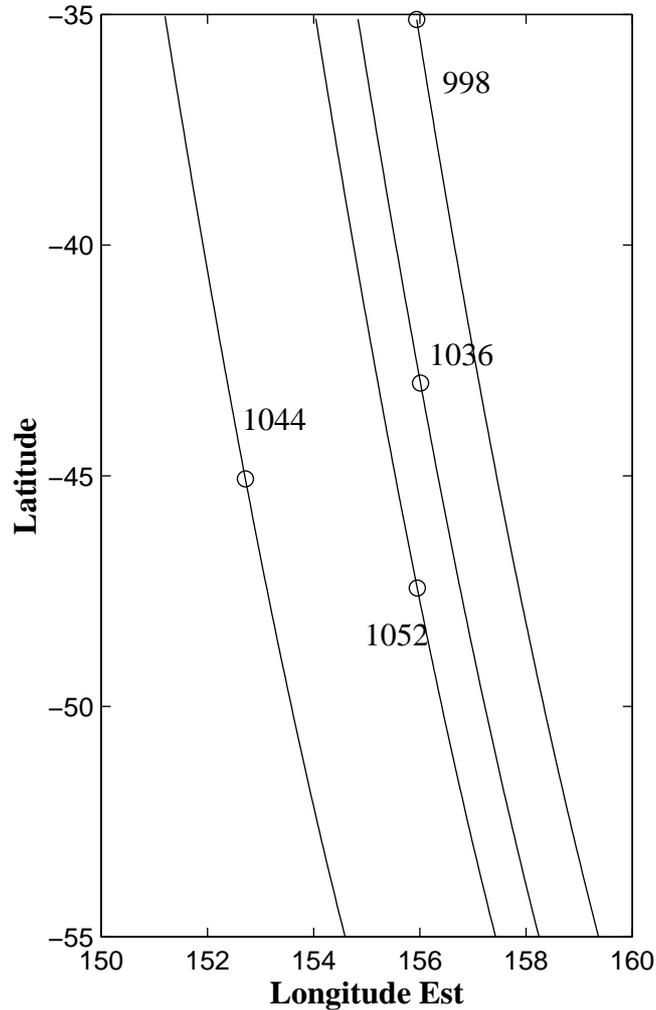


Figure 42 : Trajectoires des 4 orbites (998, 1036, 1044 et 1052) ayant survolé la région de Terra Cimmeria.

Les profils des intensités du champ magnétique, mesurés lors de ces quatre orbites, sont représentés sur la figure 43. Ces profils sont tracés pour des latitudes variant de -35 et -55° Nord. On constate que les intensités du champ magnétique des orbites 998, 1036 et 1052 semblent être bien corrélées entre elles, avec un maximum de ~ 1200 nT près du périastre de l'orbite 1036, soit à une latitude de -43° Nord. D'autre part, avec ces trois orbites, on voit également apparaître une deuxième région avec un extremum mesuré sur le module du champ. Cette région se trouve à une latitude de -50° Nord. Quant à l'orbite 1044, on mesure moins distinctement le premier

III.4.1.a Observations

extremum et un autre extremum apparaît près du premier. Sur la figure 42, on constate que cette orbite est la plus à l'Ouest; les mesures sont probablement perturbées par d'autres sources crustales. La modélisation des sources crustales de cette région par des dipôles est présentée dans les paragraphes qui suivent.

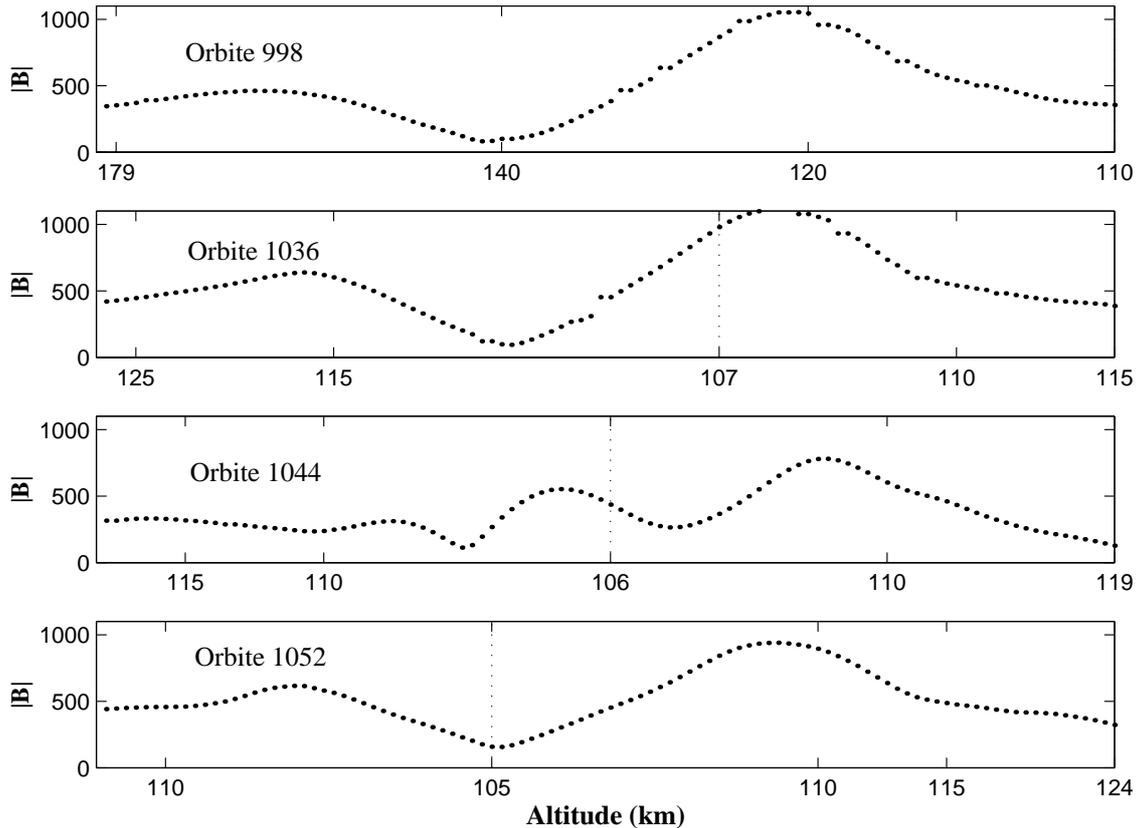


Figure 43 : Profils des intensités du champ magnétique obtenus lors des orbites qui ont survolé la région de Terra Cimmeria, pour des latitudes comprises entre -55° (à gauche) et -35° Nord (à droite) et pour des altitudes inférieures à 200 km. Les périastres de chaque orbite sont représentés par des lignes verticales en traits pointillés.

III.4.1.b Modélisations

Pour l'ajustement des quatre orbites de cette région aimantée, ce sont 412 vecteurs qui ont été utilisés, pour des latitudes comprises entre -35 et -55° Nord et pour des altitudes inférieures à 200 km.

III.4.1.b.i Modélisation avec un dipôle

III.4.1.b.i Modélisation avec un dipôle

Lors de la modélisation avec un dipôle, on trouve celui-ci situé à la latitude où se trouvait l'extremum des intensités des champ magnétiques des orbites 998, 1036 et 1052 (voir tableau 20). Pour cet ajustement, on trouve un RMS total de 198 nT pour les 412 vecteurs utilisés. Cet ajustement est très médiocre, bien que l'intensité du champ magnétique soit très élevée. Quant aux caractéristiques du dipôle considéré, on constate que l'on trouve une intensité beaucoup plus importante que celles des dipôles utilisés pour modéliser les régions d'Acidalia Planitia et de Syrtis Major et une profondeur compatible avec la profondeur de Curie.

| Caractéristiques | 1 ^{er} Dipôle |
|-------------------|---------------------------------------|
| Profondeur (km) | 78 |
| Latitude | -42°3 Nord |
| Longitude | 156°5 Est |
| Moment Magnétique | 5,65x10 ⁹ T.m ³ |
| Inclinaison | 39° |
| Déclinaison | -146° |

Tableau 20 : Récapitulatif des caractéristiques du dipôle utilisé pour modéliser les orbites 998, 1036, 1044 et 1052 de Terra Cimmeria.

III.4.1.b.ii Modélisation avec deux dipôles

Lorsque l'on rajoute un dipôle supplémentaire à l'ajustement, on trouve un RMS global est de 148 nT pour les 412 vecteurs utilisés pour la modélisation. La modélisation apparaît médiocre; en fait c'est essentiellement l'orbite 1044 qui est la plus éloignée qui contribue le plus fortement à ce RMS.

Concernant les dipôles, on constate que le dipôle issu de la modélisation précédente a peu évolué tandis que le deuxième dipôle se trouve sous la région où le module du champ magnétique atteignait un extremum secondaire, repéré sur la figure 43, soit à une latitude de -50° Nord. Les deux dipôles trouvés ont des profondeurs et des intensités comparables (voir tableau 21).

III.4.1.b.ii Modélisation avec deux dipôles

| Caractéristiques | 1 ^{er} Dipôle | 2 ^{ème} Dipôle |
|-------------------|---------------------------------------|--------------------------------------|
| Profondeur (km) | 77 | 65 |
| Latitude | -42°5 Nord | -50°7 Nord |
| Longitude | 156°5 Est | 159°3 Est |
| Moment Magnétique | 5,94x10 ⁹ T.m ³ | 3,5x10 ⁹ T.m ³ |
| Inclinaison | 31° | -38° |
| Déclinaison | -149° | 169° |

Tableau 21 : Récapitulatif des caractéristiques des deux dipôles utilisés pour modéliser les orbites 998, 1036, 1044 et 1052 de Terra Cimmeria.

III.4.1.b.iii Modélisation avec trois dipôles

Lorsque l'on rajoute un troisième dipôle, le RMS global est de 110 nT pour les 412 vecteurs utilisés pour la modélisation. L'ajustement se trouve amélioré. Sur la figure 44 sont représentées les composantes du champ magnétique mesurées lors de l'orbite 1036 ainsi que les composantes du champ issues du modèle à trois dipôles. L'ajustement de cette orbite n'est pas si mauvais, le RMS est compris entre 60 et 100 nT pour les trois composantes, mais le champ magnétique pour cette orbite est très intense. Ce sont essentiellement les basses latitudes qui sont moins bien ajustées (< -50° Nord).

Concernant les dipôles, on constate que les deux premiers dipôles ont peu évolué tandis que le troisième dipôle se trouve près de la région où le module du champ magnétique était le plus intense, avec une profondeur et une intensité plus faibles que les deux autres dipôles (voir tableau 22). Les trois dipôles trouvés ont des inclinaisons et des déclinaisons différentes.

III.4.1.b.iii Modélisation avec trois dipôles

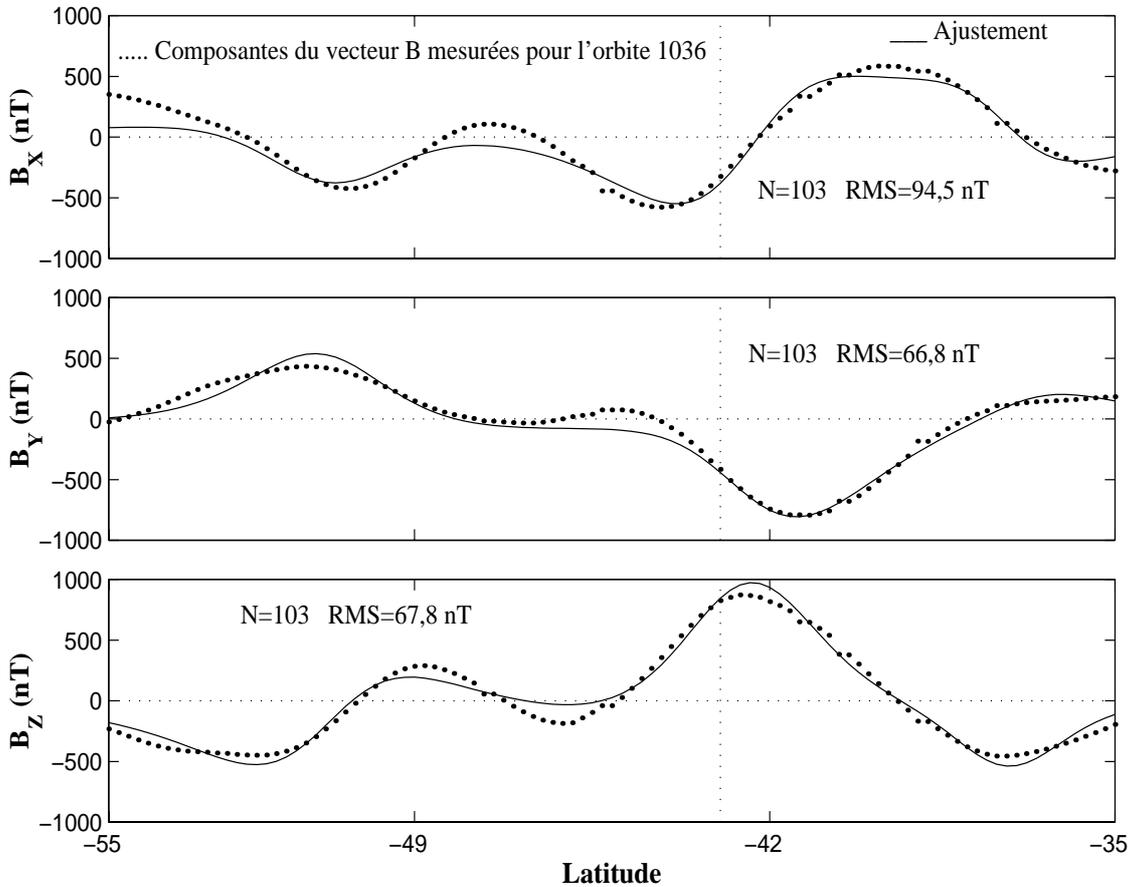


Figure 44 : Modélisation à l'aide de trois dipôles (ligne continue) des composantes du champ magnétique mesurées (.) au cours de l'orbite 1036, pour des latitudes comprises entre -35 et -55° Nord.

| Caractéristiques | 1 ^{er} Dipôle | 2 ^{ème} Dipôle | 3 ^{ème} Dipôle |
|-------------------|----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|
| Profondeur (km) | 40 | 86 | 63 |
| Latitude | $-37^\circ 3$ Nord | $-42^\circ 4$ Nord | $-50^\circ 8$ Nord |
| Longitude | $154^\circ 3$ Est | $156^\circ 5$ Est | $159^\circ 3$ Est |
| Moment Magnétique | $1,85 \times 10^9 \text{ T.m}^3$ | $6,78 \times 10^9 \text{ T.m}^3$ | $3,31 \times 10^9 \text{ T.m}^3$ |
| Inclinaison | -6° | 30° | -43° |
| Déclinaison | 50° | -140° | 168° |

Tableau 22 : Récapitulatif des caractéristiques des trois dipôles utilisés pour modéliser les orbites 998, 1036, 1044 et 1052 de Terra Cimmeria.

III.4.1.b.iii Modélisation avec trois dipôles

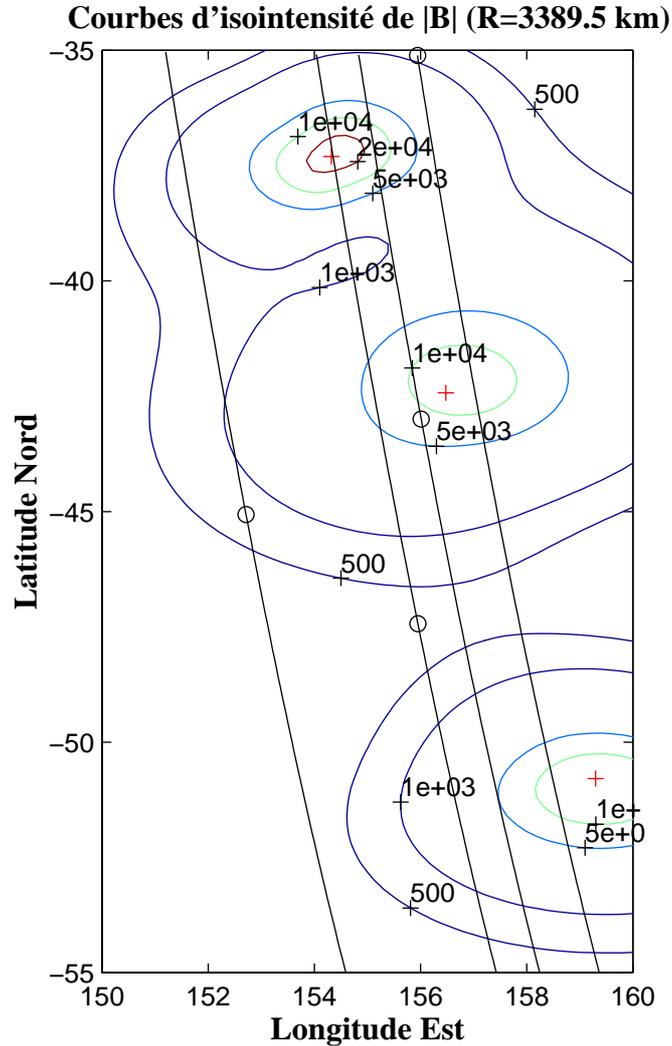


Figure 45 : Courbes d'isointensités du module du champ magnétique extrapolées à partir de la modélisation avec trois dipôles au dessus de la région de Terra Cimmeria.

La figure 45 représente les courbes d'isointensité du module du champ magnétique au niveau de la surface extrapolées à partir du modèle à 3 dipôles. Les quatre orbites utilisées sont projetées radialement en longitude–latitude sur la carte, ainsi que les positions des dipôles matérialisées par des croix rouges. D'après le modèle utilisé, le champ magnétique à la surface peut atteindre les 27 000 nT. On constate que ces sources sont très localisées et très intenses. On retrouve l'orbite 1044 qui est la plus à l'Ouest et qui est mal ajustée par les trois dipôles.

III.4.2 La région de Terra Sirenum

III.4.2 La région de Terra Sirenum

III.4.2.a Observations

La région de Terra Sirenum (voir figure 41) a été survolée quatre fois, à moins de 200 kilomètres d'altitude, par la sonde au cours de la deuxième phase de l'aérofreinage. Ces orbites sont représentées sur la figure 46. On constate que les quatre orbites sont très éloignées en longitude comparativement aux trois autres régions étudiées précédemment. Les positions des périastres de chaque orbite sont matérialisés par des ronds.

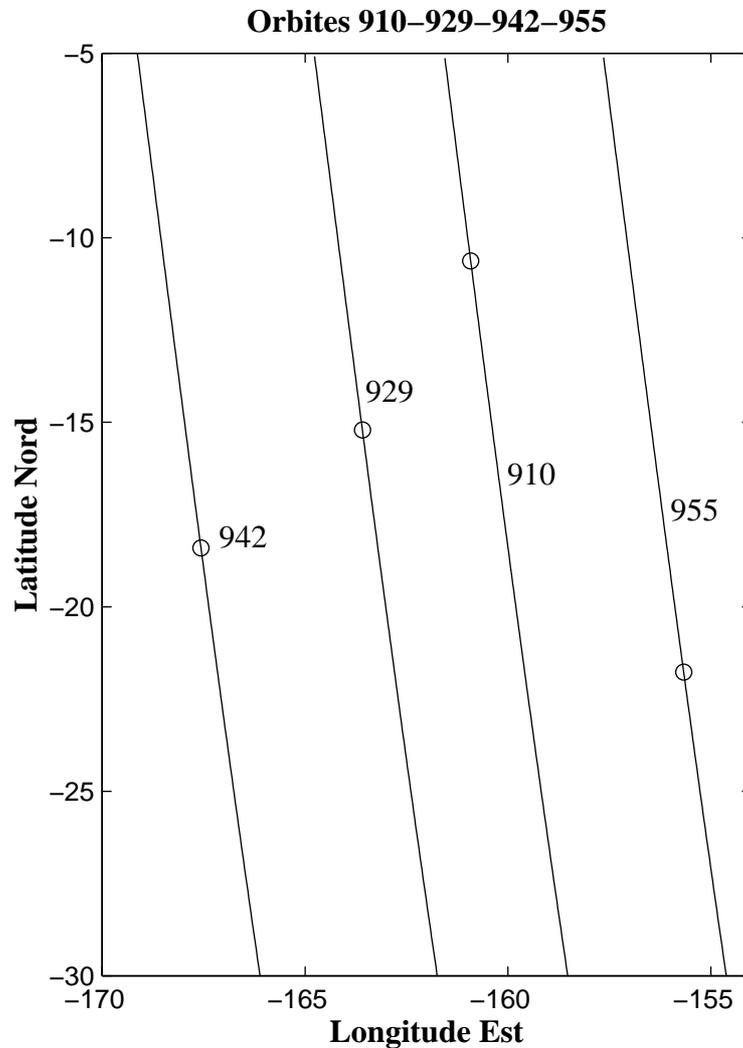


Figure 46 : Trajectoires des 4 orbites (910, 929, 942 et 955) ayant survolé la région de Terra Sirenum.

III.4.2.a Observations

Les profils des intensités du champ magnétique, mesurées lors de ces quatre orbites, sont représentés sur la figure 47.

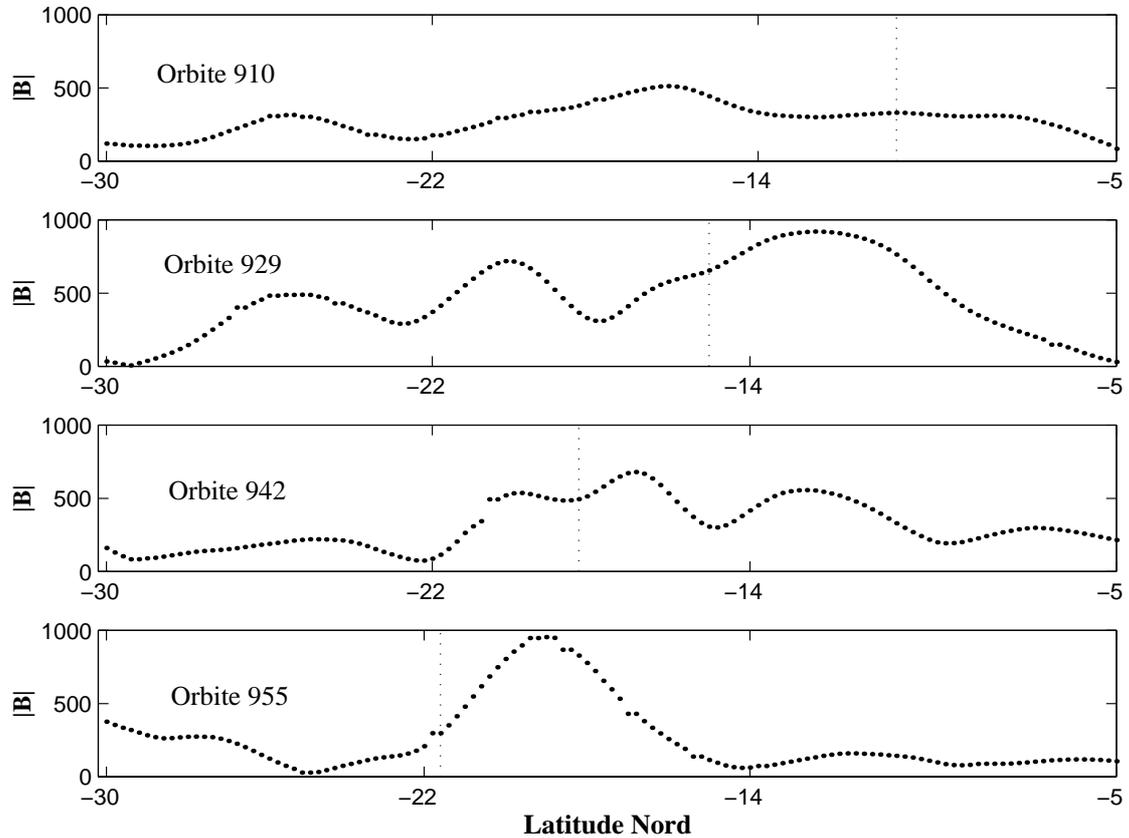


Figure 47 : Profils des intensités du champ magnétique mesuré lors des orbites qui ont survolé la région de Terra Sirenum, pour des latitudes comprises entre -5 et -30° Nord et pour des altitudes inférieures à 200 km. Les périastres de chaque orbite sont représentés par des lignes verticales en traits pointillés.

On constate que les intensités du champ magnétique mesurées pour ces quatre orbites ne sont pas corrélées entre elles, les extremums ne se trouvent pas aux mêmes latitudes.

III.4.2.b Modélisations

Pour l'ajustement des quatre orbites de cette région aimantée, 500 vecteurs ont été utilisés, pour des latitudes comprises entre -5 et -30° Nord et pour des altitudes inférieures à 200 km.

III.4.2.b.i Modélisation avec un dipôle

III.4.2.b.i Modélisation avec un dipôle

Lors de la modélisation avec un dipôle, on trouve celui-ci situé entre les deux orbites (929 et 955) où se trouvaient les extremums les plus forts (voir tableau 23). Pour cet ajustement, on trouve un RMS total de 166 nT pour les 500 vecteurs utilisés, ce qui constitue un ajustement aussi médiocre que celui de la région de Terra Cimmeria avec un dipôle. Quant aux caractéristiques du dipôle considéré, on constate que l'on trouve une intensité et une profondeur très importantes.

| Caractéristiques | 1 ^{er} Dipôle |
|-------------------|-------------------------------------|
| Profondeur (km) | 217 |
| Latitude | -15° Nord |
| Longitude | -162°2 Est |
| Moment Magnétique | $2,18 \times 10^{10} \text{ T.m}^3$ |
| Inclinaison | -23° |
| Déclinaison | -76° |

Tableau 23 : Récapitulatif des caractéristiques du dipôle utilisé pour modéliser les orbites 910, 929, 942 et 955 de Terra Sirenum.

III.4.2.b.ii Modélisation avec deux dipôles

Lorsque l'on rajoute un dipôle supplémentaire à l'ajustement, on trouve un RMS global de 134 nT pour les 500 vecteurs utilisés pour la modélisation. Celle-ci apparaît médiocre; en fait c'est essentiellement l'orbite 1044 qui est la plus éloignée qui contribue le plus fortement à ce RMS.

Concernant les dipôles, on constate que les deux dipôles n'ont aucun lien avec le dipôle de la modélisation précédente. En fait, les deux dipôles trouvés ajustent les deux orbites (929 et 955) où le champ magnétique est le plus intense puisque les dipôles sont situés près des extremums des mesures de l'intensité du champ magnétique. D'autre part, les profondeurs et les intensités des dipôles sont moins importantes que celles de la modélisation précédente.

III.4.2.b.ii Modélisation avec deux dipôles

| Caractéristiques | 1 ^{er} Dipôle | 2 ^{ème} Dipôle |
|-------------------|--|--|
| Profondeur (km) | 172 | 165 |
| Latitude | -12°2 Nord | -19°9 Nord |
| Longitude | -165°2 Est | -158°8 Est |
| Moment Magnétique | 1,34x10 ¹⁰ T.m ³ | 1,18x10 ¹⁰ T.m ³ |
| Inclinaison | -49° | 25° |
| Déclinaison | 153° | -131° |

Tableau 24 : Récapitulatif des caractéristiques des deux dipôles utilisés pour modéliser les orbites 910, 929, 942 et 955 de Terra Sirenum.

III.4.2.b.iii Modélisation avec trois dipôles

Lorsque l'on rajoute un troisième dipôle, le RMS global est de 110 nT. L'ajustement se trouve amélioré. Sur la figure 48 sont représentées les composantes du champ magnétique mesurées lors de l'orbite 929 ainsi que les composantes du champ issues du modèle à trois dipôles. L'ajustement de cette orbite est médiocre, le RMS des trois composantes est compris entre 80 et 130 nT, alors que le champ magnétique pour cette orbite ne dépasse pas 500 nT. En fait, on se rend compte que pour des latitudes inférieures à -10° Nord, l'ajustement est mauvais, les variations des composantes du champ magnétique à petite échelle ne sont pas reproduites par le modèle à trois dipôles. Cependant, pour des latitudes supérieures à -10° Nord, les composantes sont mieux ajustées.

Concernant les dipôles, on constate que le premier dipôle (le plus au Nord) a peu évolué, par rapport à la modélisation avec 2 dipôles, tandis que les deux autres dipôles ont des caractéristiques très surprenantes. On constate que leurs orientations (inclinaison et déclinaison) sont à peu près identiques à quelques degrés près alors que leurs profondeurs et intensités sont très différentes. Ces deux dipôles sont à peu près à la même latitude mais à des longitudes différentes. Ces deux dipôles apparaissent être liés, comme s'ils étaient issus d'une même source étendue selon la direction longitudinale.

III.4.2.b.iii Modélisation avec trois dipôles

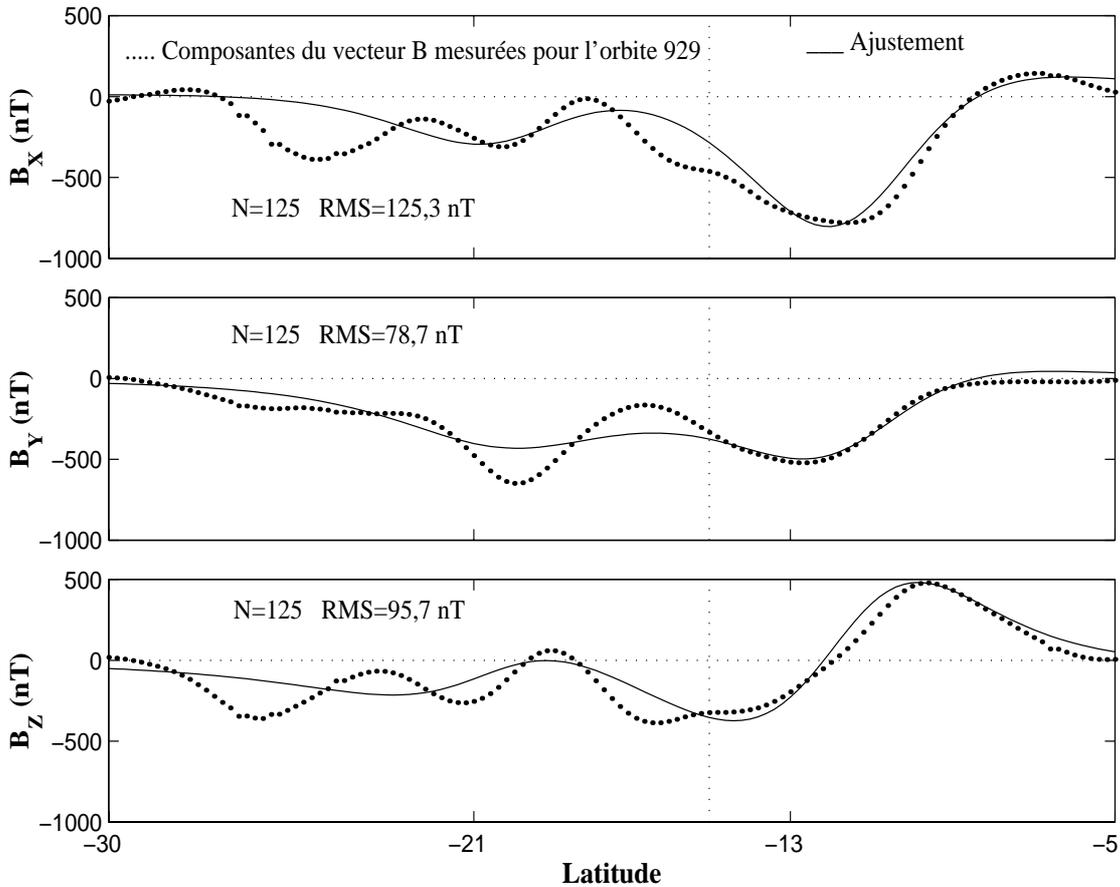


Figure 48 : Modélisation à l'aide de trois dipôles (ligne continue) des composantes du champ magnétique mesurées (.) au cours de l'orbite 929, pour des latitudes comprises entre -5 et -30° Nord.

| Caractéristiques | 1 ^{er} Dipôle | 2 ^{ème} Dipôle | 3 ^{ème} Dipôle |
|-------------------|--|------------------------------------|------------------------------------|
| Profondeur (km) | 167 | 128 | 15 |
| Latitude | $-12^{\circ}2$ Nord | $-19^{\circ}6$ Nord | $-19^{\circ}8$ Nord |
| Longitude | $-164^{\circ}9$ Est | $-161^{\circ}3$ Est | $-156^{\circ}6$ Est |
| Moment Magnétique | $1,27 \times 10^{10}$ T.m ³ | $7,2 \times 10^9$ T.m ³ | $1,4 \times 10^9$ T.m ³ |
| Inclinaison | -53° | 9° | 24° |
| Déclinaison | 160° | -119° | -131° |

Tableau 25 : Récapitulatif des caractéristiques des trois dipôles utilisés pour modéliser les orbites 910, 929, 942 et 955 de Terra Sirenum.

La figure 49 représente les courbes d'isointensité du module du champ magnétique au niveau de la surface extrapolées à partir du modèle à 3 dipôles. Les

III.4.2.b.iii Modélisation avec trois dipôles

quatre orbites utilisées sont projetées radialement en longitude–latitude sur la carte, ainsi que les positions des dipôles matérialisées par des croix rouges. Ces sources apparaissent très localisées et très intenses. On retrouve les deux dipôles les plus au Sud qui possèdent des caractéristiques communes et qui pourraient être issus de la même source. D’autre part, les principales difficultés rencontrées au cours de la modélisation sont dues aux éloignements des orbites entre elles. Ces orbites s’étendent sur une région de plus de 10° en longitude.

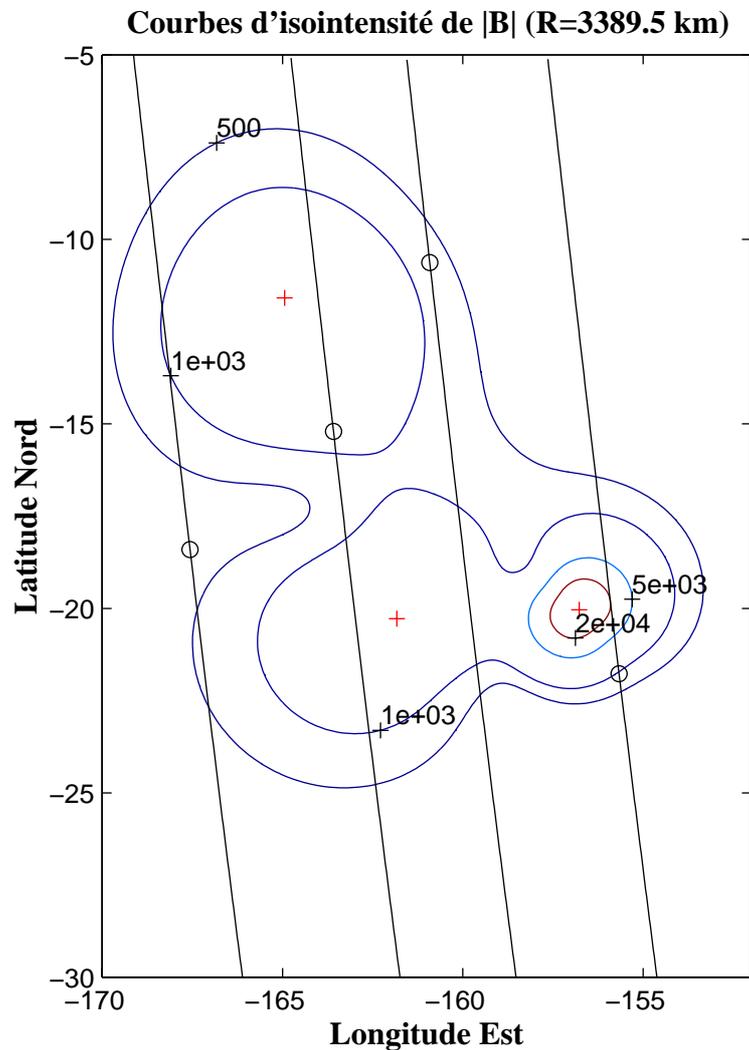


Figure 49 : Courbes d’isointensités du module du champ magnétique extrapolé à partir de la modélisation avec trois dipôles au dessus de la région de Terra Sirenum.

III.5 Interprétation des modélisations

Une explication plausible sur l'origine des ces "anomalies magnétiques" est qu'elles sont des sources magnétiques crustales d'origine thermo-rémanente (Lewelling and Spohn, 1997). Ces sources se seraient formées lors du refroidissement du magma de la planète riche en fer en présence d'un champ magnétique global. Les corps ferromagnétiques retiennent le magnétisme ambiant en se refroidissant au-dessous de la température de Curie. Si le corps est chauffé au-dessus de cette température, le corps perd sa propriété de rétention magnétique et se démagnétise. Au contraire, s'il est refroidi au-dessous de cette température, il conserve les renseignements concernant l'orientation du champ magnétique et son intensité au moment de son refroidissement. Ces champs paléomagnétiques proviendraient du résultat de la fin d'une époque où la planète possédait une dynamo active, aujourd'hui éteinte.

Si l'on prend en compte cette hypothèse que ces sources crustales sont d'origine thermo-rémanente et que le moment magnétique de Mars, à l'époque de la formation de ces régions aimantées, était aligné selon l'axe z de la planète (direction Nord, comme dans le cas de la Terre), alors on peut essayer de valider cette hypothèse à partir des renseignements fournis par les modélisations.

Le potentiel vecteur décrivant le champ magnétique global de la planète à l'époque où il existait peut être écrit de la forme :

- $$V = \frac{\vec{M} \cdot \vec{r}}{r^3} = M \frac{\vec{z} \cdot \vec{r}}{r^3}$$
 où M est le moment magnétique global de la planète supposé être selon la direction z.

Le champ magnétique qui dérive de ce potentiel vecteur en un point P quelconque peut être écrit de la forme suivante :

- $$B_r = \frac{(\partial V)}{(\partial r)} = 2M \frac{(\cos \vartheta)}{r^3}$$

III.5 Interprétation des modélisations

- $$B_{\vartheta} = \frac{1}{r} \frac{(\partial V)}{(\partial \vartheta)} = -M \frac{(\sin \vartheta)}{r^3}$$

C'est ce champ magnétique mesuré en un point M dans la croûte de Mars qui va laisser son empreinte dans la roche ferromagnétique et laisser une aimantation de même orientation et même intensité. Ainsi, en se référant à la figure 50, l'inclinaison de l'aimantation et la colatitude du lieu où se trouve la roche aimantée sont reliées par une relation simple :

- $$\tan(I) = \frac{B_r}{B_{\vartheta}} = \frac{(\partial V / \partial r)}{\{1/r \times \partial V / \partial \vartheta\}}$$

soit $\tan(I) \times \tan(\vartheta) = -2$ (1)

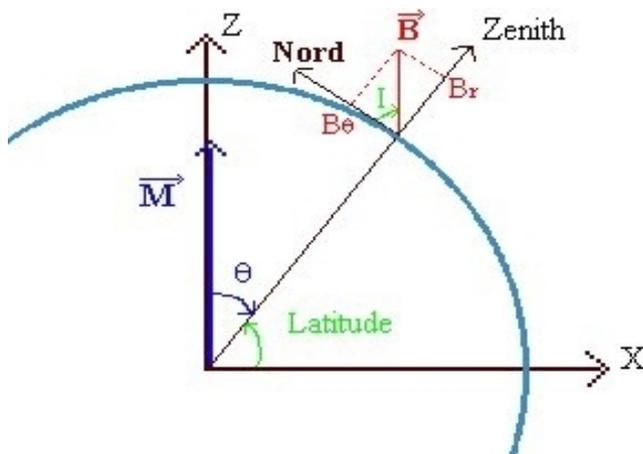


Figure 50 : Schéma représentant l'inclinaison du champ magnétique mesuré en un point à la surface de la planète.

III.5.1 La région d'Acidalia Planitia

On utilise les caractéristiques des dipôles qui sont énoncés dans le tableau 12 (page 80) trouvés pour la modélisation avec huit orbites ayant survolé la région. Lorsqu'on applique la formule (1), on voit que l'on n'obtient pas le résultat attendu. Pour les trois dipôles, on trouve que le produit des tangentes est égal respectivement à : -1,56 ; 0,09 et 1,5. Il se peut que depuis la formation de ces régions

III.5.1 La région d'Acidalia Planitia

aimantés, celles-ci se soient déplacées par mouvement de tectonique des plaques. C'est dans cette hypothèse que l'intérêt d'utiliser une description des orientations des dipôles en fonction de l'inclinaison est importante. Effectivement, dans ce repère, les inclinaisons des dipôles restent identiques lors de déplacement de plaques.

On peut essayer de retrouver la latitude des trois dipôles de telle manière que la formule (1) soit vérifiée, et ensuite déterminer quelle a été la variation de latitude pour ces trois dipôles et voir si cette variation est identique pour les trois dipôles. Pour les trois dipôles considérés, on trouve des variations de latitudes de 6°, 30° et 45° respectivement. Ces variations ne permettent pas de valider l'hypothèse que ces sources crustales aient été déplacées depuis leur formation par des événements géologiques et plus globalement que les sources magnétiques crustales soient d'origine thermo-rémanente et que le moment magnétique de Mars était aligné selon l'axe Z.

III.5.2 La région au Nord de Syrtis Major

On utilise la modélisation faite à partir des 10 orbites qui ont survolé la région de Syrtis Major. Les caractéristiques des dipôles sont récapitulées dans le tableau 19 (page 95). Comme pour la région d'Acidalia Planitia, la formule (1) ne donne pas les résultats attendus puisque le produit des tangentes est égal à : -0,78 ; 1,05. et -0,56 respectivement pour les trois dipôles. Tandis que si on regarde les écarts des latitudes des sources crustales pour que la formule (1) soit vérifiée, on trouve : 15°, 53° et 22°. Les dipôles 1 et 3 semblent avoir les mêmes déplacements en latitude. Ces régions pourraient avoir été formée par thermo-rémanence. Ces résultats pourraient valider aussi l'hypothèse d'un moment magnétique global aligné selon l'axe Z et valider l'idée de déplacement de la croûte. Seulement le deuxième dipôle n'a pas un déplacement en latitude comparable aux 2 autres dipôles.

III.5.3 La région de Terra Cimmeria

On utilise la modélisation faite à partir des 4 orbites qui ont survolé la région de Terra Cimmeria. Les caractéristiques des dipôles sont récapitulées dans le tableau 22 (page 102). Comme pour les deux régions précédentes, le produit des

III.5.3 La région de Terra Cimmeria

tangentes de la formule (1) ne donne pas les résultats attendus puisque l'on trouve : 0,15 ; -0,64. et 0,77 respectivement. Tandis que si on regarde les écarts des latitudes des sources crustales pour que la formule (1) soit vérifiée, on trouve : -40° , -26° et -76° respectivement. Comme dans le cas des dipôles trouvés pour la région d'Acidalia Planitia, les écarts de variations des latitudes sont trop importants pour permettre de valider les hypothèses.

III.5.4 La région de Terra Sirenum

On utilise la modélisation faite à partir des 4 orbites qui ont survolé la région de Terra Cimmeria. Les caractéristiques des dipôles sont récapitulées dans le tableau 25 (page 108). Les résultats du produit des tangentes de la formule (1) donnent les résultats suivants pour les trois dipôles : 6,11 ; -0,44. et -1,22. En appliquant la même démarche que précédemment, on détermine le déplacement en latitude des sources pour que la formule soit vérifiée. On trouve pour les trois dipôles respectivement : -45° , -15° et -7° . Ces résultats sont la aussi différents exceptés pour le deuxième et le troisième dipôle qui ont à peu près la même latitude et la même orientation.

III.5.5 Bilan des modélisations

Les résultats des modélisations n'ont pas permis de valider l'hypothèse selon laquelle ces sources magnétiques crustales soient d'origine thermo-rémanente, et qu'elles se soient formées par un moment magnétique global aligné selon l'axe Z. Cependant ces modélisations ne permettent pas d'infirmer ces hypothèses pour deux raisons essentielles :

- Les modélisations des régions de l'hémisphère Sud sont très difficiles à cause du faible nombre de survols des régions étudiées. Comme on l'a vu dans le cas d'Acidalia Planitia, selon que l'on prend en compte 4 ou 8 orbites, les caractéristiques des dipôles peuvent être très différentes.
- La difficulté d'obtenir une solution unique sur la distribution et les caractéristiques des sources crustales par manque de contraintes additionnelles

III.5.5 Bilan des modélisations

sur ces sources magnétiques.

Cependant, ces modélisations ont été riches en renseignements. Le premier résultat important est que ces sources sont d'origine crustale; bien qu'il soit difficile d'estimer convenablement leur profondeur et leur intensité qui apparaissent comme deux paramètres liés. Dans la majorité des cas, les profondeurs trouvées se situent entre 15 et 250 kilomètres, soit à des profondeurs qui se situent, pour la majorité des dipôles considérés, en deçà de la profondeur de Curie (*Leweling et Spohn, 1997*).

Un autre résultat important apporté par ces modélisations concerne l'intensité de ces sources. Ces sources apparaissent très intenses, puisque d'après les modèles considérés, le champ magnétique à la surface de Mars est de l'ordre de grandeur de celui de la Terre, soit 30 000 nT environ. Ces résultats sont confirmés par le fait que sur Terre l'effet des anomalies magnétiques est de quelques nanoteslas à une altitude de 400 km, alors que dans le cas de Mars, cet effet est 100 fois plus important. L'intensité des dipôles trouvés est loin d'être négligeable, puisqu'elle peut atteindre 10^{10} T.m³ dans les régions aimantées de l'hémisphère Sud. Cette intensité est un ordre de grandeur inférieur à la limite supérieure trouvée à la valeur du moment magnétique dipolaire de la planète s'il existe (*Acuña et al., 1998*).

Ces modélisations ont également permis de mettre en évidence que la composante orthoradiale était la plus affectée par les champs d'origines ionosphériques. En effet, dans le cas de la région d'Acidalia Planitia, située à -20° de longitude Est, c'est la composante y, essentiellement orthoradiale, qui est difficilement ajustée. Lors de l'interaction du vent solaire avec la planète, le champ électrique, créé par le mouvement du champ magnétique gelé dans le plasma du vent solaire, produit des courants dont le champ magnétique, généré par ces courants, s'oppose à la pénétration du champ magnétique extérieur. Ce champ généré par les courants est essentiellement tangentiel et perturbe les mesures faites à hautes altitudes.

III.6 Carte globale des mesures magnétiques, comparaison avec les résultats des autres instruments de la sonde

III.6 Carte globale des mesures magnétiques, comparaison avec les résultats des autres instruments de la sonde

III.6.1 Carte magnétique et interprétations

La carte de la figure 51, montrant la composante radiale du champ magnétique lors des survols de MGS à des altitudes inférieures à 200 km, aide à illustrer les positions et les intensités relatives des sources magnétiques. Chaque passage à moins de 200 kilomètres d'altitude fournit des mesures sur environ 25° en latitude. D'autre part, il est important de noter que des orbites adjacentes peuvent apparaître différentes même lorsqu'elles survolent la même structure en raison des différences d'altitudes. C'est le cas pour les orbites 6 et 68 d'Acidalia Planitia par exemple.

On constate que la grande majorité des sources magnétiques crustales se trouvent sur les terrains très cratérisés des hauts plateaux de l'hémisphère Sud, près de la frontière de la dichotomie qui marque la séparation entre les terres hautes très cratérisées au Sud et les plaines relativement jeunes et peu épaisses au Nord. Il existe une corrélation étroite entre l'emplacement des sources et les densités de cratère. La majorité de ces sources est associée aux terrains les plus cratérisés par impact, donc les plus anciens. Les sources magnétiques ne sont pas directement reliées à des cratères d'impact comme nous avons pu le voir dans le cas d'Acidalia Planitia et Syrtis Major. De plus, aucune signature magnétique n'est associée à Tharsis, Elysium, Valles Marineris ou avec tous les ensembles volcaniques majeurs de Mars, comme Olympus Mons, ni avec les grands impacts des bassins Hellas et Argyre dans l'hémisphère Sud.

III.6.1 Carte magnétique et interprétations

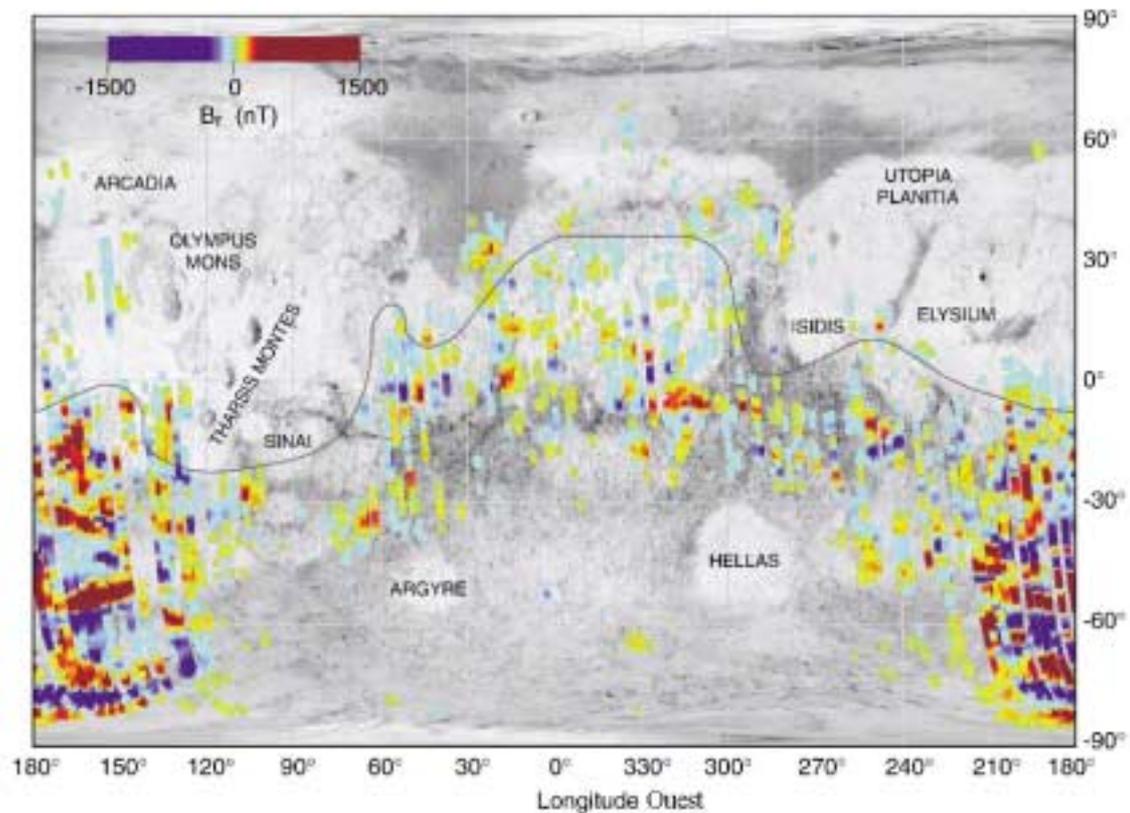


Figure 51 : Carte montrant les positions et les intensités des sources magnétiques crustales (Acuña et al., 1999). La composante radiale du champ magnétique est représentée pour toutes les orbites elliptiques où la sonde s'est approchée à moins de 200 km de Mars. La frontière de la dichotomie est représentée par une ligne continue.

L'absence de magnétisme dans ces bassins et leur environnement proche suggère que la dynamo martienne avait sans doute déjà cessé d'exister quand ces bassins d'impacts ont été formés, il y a environ 3,9 milliards d'années, au début de l'époque naochienne. En effet, tout processus de réchauffement de la croûte au-dessus de la température de Curie telle que le volcanisme, les impacts météoritiques, les flots de magma provoque un effacement de l'aimantation crustale. Les minéraux de la croûte peuvent en se refroidissant piéger de nouveau le champ magnétique ambiant à condition que la dynamo soit toujours active, ce qui n'a pas été le cas pour les bassins Hellas et Argyre. Ce résultat suggère que Mars s'est rapidement refroidie après son accréation (Acuña et al., 1999). La dynamo aurait fonctionné quelques centaines de millions d'années permettant, durant cette période, aux terrains anciens de l'hémisphère Sud de

III.6.1 Carte magnétique et interprétations

se refroidir en dessous de la température de Curie.

L'origine de la dichotomie reste une inconnue majeure de la planète. Cependant, la carte permet de déduire que cette frontière s'est formée après l'arrêt de la dynamo. En effet, les coulées de laves et les grands volcans de l'hémisphère Nord ne sont pas magnétisés car à l'époque du refroidissement des basses terres, la dynamo de Mars avait cessé de fonctionner.

Ces résultats importants permettent de contraindre les modèles d'évolution de la planète ainsi que sa composition interne. En effet la composition en soufre du noyau liquide détermine la rapidité de solidification de celui-ci. Ainsi la datation de l'extinction de la dynamo martienne permettrait la détermination du pourcentage de soufre présent dans le noyau martien au moment de sa formation.

D'autre part, au vue de la courte période où la dynamo a fonctionné, le vent solaire a, très tôt dans l'histoire de Mars, interagi avec l'exosphère de la planète. Cette interaction ionise les atomes neutres planétaires (hydrogène et oxygène), qui se trouvent transportés par les lignes du champ magnétique du vent solaire. Cette perte d'ions oxygène et hydrogène due à l'interaction du vent solaire avec l'atmosphère de la planète, qui aurait duré 4 milliards d'années, aurait pu contribuer à la désertification actuelle de la planète. D'autre part, la figure 51 fait apparaître une région dans l'hémisphère Sud où les régions aimantées sont divisées en bandes alternées de polarités différentes. L'étude de cette région est présentée dans le paragraphe suivant.

III.6.2 Modèle de Connerney et al. (1999)

Cette modélisation concerne la région de l'hémisphère Sud qui englobe les régions de Terra Sirenum et Terra Cimmeria. Cette région centrée sur le méridien 180° s'étend sur une largeur en longitude de 120°. Les bandes de couleur du champ magnétique radial sont alignées selon la direction Est-Ouest sur plus de 1000 km. La résolution en pixel de la carte est de 0,5° (30 km).

III.6.2 Modèle de Connerney et al. (1999)

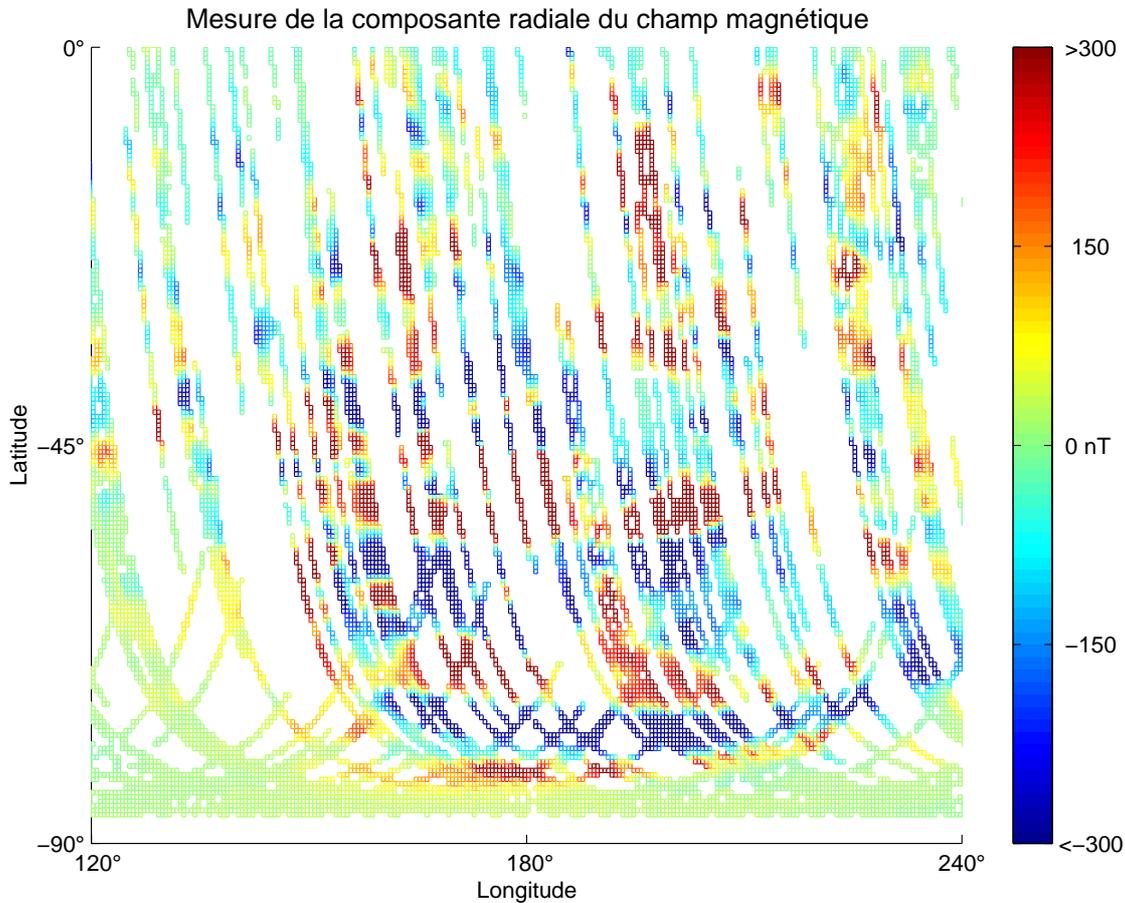


Figure 52 : Carte centrée sur le méridien 180°, dans l'hémisphère Sud, montrant les positions et les intensités des sources magnétiques crustales. La composante radiale du champ magnétique est représentée pour toutes les orbites elliptiques où la sonde s'est approchée à moins de 200 km de Mars. On distingue clairement les bandes alternées de polarités différentes.

Les bandes de couleur où le champ radial positif est très intense sont alternées avec les bandes où le champ radial est négatif et très intense. Ces observations suggèrent qu'il s'agit de bandes de magnétisation rémanente de signes alternés. *Connerney et al.* (1999) ont effectué une modélisation de ces sources par un groupe de 20 bandes uniformément aimantées de 200 km de large, 30 km de profondeur et infinies selon la direction Est-Ouest. La largeur des bandes est compatible avec la résolution spatiale obtenue à l'altitude de la sonde. Pour effectuer cette modélisation *Connerney et al.* ajustent les composantes x et z du champ magnétique grâce aux paramètres d'aimantation volumique J_x et J_y de chacune des 20 bandes. Une méthode inverse a été utilisée pour minimiser par la méthode des moindres carrés le résidu de la différence

III.6.2 Modèle de Connerney et al. (1999)

entre le champ observé et le champ calculé.

Connerney et al. trouvent que les observations sont compatibles avec un modèle de croûte magnétisée, composée de bandes quasi-parallèles large de 200 km avec une aimantation volumique de ± 20 A/m. Si on prend une largeur de bande de 2000 km, on trouve un moment dipolaire associé à la plus forte source crustale de Mars de $2,4 \cdot 10^{17}$ A.m² ($2,4 \cdot 10^{10}$ T.m³), soit un ordre de grandeur supérieure à la plus grande anomalie magnétique trouvée sur Terre.

La croûte de Mars a dû être aimantée par aimantation thermo-rémanente qui est un mécanisme efficace pour produire de telles sources aussi intenses à partir d'une dynamo active. L'aimantation de la croûte dépend de deux paramètres, la composition minéralogique et l'intensité du champ magnétique ambiant. Les minéraux susceptibles de reproduire des aimantations de la croûte aussi intenses sont l'hématite, la magnétite, et la pyrrhotite (*Kletetschka et al.*, 2000). L'aimantation rémanente des grains décroît rapidement lorsque leur taille augmente (*Dunlop et Ozdemir*, 1997). Cependant, dans le cas de l'hématite, la thermorémanence augmente avec la taille du grain, en raison de la faible influence de l'auto démagnétisation. D'autre part, la magnétite est le minéral qui a la température de Curie la plus élevée, entre 500°C et 670°C (*Kletetschka et al.*, 2000). Le taux d'aimantation de la croûte est compatible avec la forte abondance en fer trouvé dans le Sud de Mars par Pathfinder (*Riedler et al.*, 1997) et dans les météorites martiennes (*McSween*, 1985).

Ce sont des bandes similaires qui apparaissent dans la région d'Acidalia Planitia sur Mars. Sur la Terre, de telles bandes de polarité alternée ont été trouvées au niveau des dorsales océaniques, en liaison avec les épanchements magmatiques au fond des océans. Au niveau des dorsales, un magma provenant des profondeurs de la Terre arrive en surface et se solidifie pour former la croûte océanique, en figeant en même temps la direction du champ magnétique ambiant. Ainsi, au cours de l'évolution de la Terre et des inversions de son champ dipolaire, une série de bandes similaires d'aimantation alternée se forme.

Par analogie avec ce phénomène *Connerney et al.* ont proposé d'expliquer la formation de ces bandes magnétiques par le même processus. Ces bandes

III.6.2 Modèle de Connerney et al. (1999)

magnétiques se seraient formées très tôt dans l'histoire de la planète par une forme de tectonique des plaques et l'épanchement magmatique associé. Les hautes terres de Mars pourraient alors constituer les restes de la croûte océanique primitive modifiée par des impacts majeurs postérieurs et des événements thermiques.

Les largeurs des bandes magnétiques observées sur Mars (environ 200 km) sont plus importantes que celles détectées sur Terre; plusieurs facteurs peuvent en être responsable :

- La formation de la croûte martienne peut avoir été plus rapide que son homologue terrestre en raison de la plus faible gravité. Dans ce cas, la croûte aurait parcouru une distance plus importante avant le renversement du dipôle martien.
- Le renversement du dipôle peut s'être effectué moins fréquemment que sur Terre, laissant plus de temps à la croûte pour s'aimanter.

D'autres processus ont été avancés pour expliquer la formation de ces sources crustales alignées selon la direction Est–Ouest :

L'aimantation chimique rémanente résultant de l'altération hydrothermique de la lithosphère des hautes terres de la planète a été proposée. La formation de minéraux aimantés dans un environnement liquide a été suggérée comme moyen d'augmenter l'aimantation de la croûte (*Raymond et al.*, 2000).

Ruzicka A. (2000) est parti du constat que sur Terre, les bandes de la croûte océanique s'étendent sur quelques kilomètres seulement de profondeurs, soit un ordre de grandeur de moins que dans la modélisation faite par *Connerney et al.* (1999). Il a étudié la possibilité que ces bandes se soient formées par déposition de grains à la surface de la planète. Cette déposition serait d'origine éolienne. Nous savons déjà que des grains aimantés sont très répandus à la surface de la planète. D'autre part, dans l'hémisphère Sud, les vents soufflent d'Est en Ouest, soit selon le sens de la longueur des sources crustales.

III.6.3 Comparaisons avec les cartes topographique, gravimétrique et minérale

Durant la phase de cartographie de la planète commencée début mars

III.6.3 Comparaisons avec les cartes topographique, gravimétrique et minérale

1999, les instruments MOLA et TES ont permis d'obtenir des résultats très importants concernant l'histoire de Mars, sa composition surfacique, mais aussi des renseignements concernant la croûte de la planète grâce aux mesures de gravité.

Le laser altimètre MOLA a permis d'établir une carte de la topographie de Mars très détaillée avec une résolution de 13 mètres (figure 53 A). La caractéristique la plus frappante de cette carte est la différence d'élévation entre les deux hémisphères qui atteint environ 5 km. La frontière de dichotomie ne sépare pas seulement l'hémisphère Sud très ancienne et très cratérisée de l'hémisphère Nord plus jeune et moins cratérisée, c'est aussi une frontière qui marque un important dénivelé. On distingue également sur cette carte le cratère d'impact Hellas (45° S, 70° E) avec un diamètre de 2300 km et une amplitude topographique de 9 km.

Sur le panneau B de la même figure sont représentées les anomalies de gravité déduites des orbites de la sonde. On observe des anomalies positives très intenses dans la régions des grands volcans, ainsi que dans les grands bassins d'impact tels Hellas, Argyre (50° S, 320° E), Utopia (45° N, 110° E) et Isidis (12° N, 88° E). On observe également des anomalies de gravité négatives (déficit de masse) dans la région du canyon Valles Marineris.

A partir des mesures gravimétriques et topographiques, une carte de l'épaisseur de la croûte a pu être dressée (figure 53 C). La ligne en trait continue représente la frontière de dichotomie. A première vue, l'épaisseur de la croûte semble être bien corrélée avec la topographie de Mars : la croûte est beaucoup moins épaisse dans l'hémisphère Nord que dans l'hémisphère Sud. Cependant, on observe deux zones distinctes qui ne sont pas corrélées avec cette frontière : (1) une partie des hautes terres de l'hémisphère Sud ainsi que la région de Tharsis des grands volcans et (2) une partie des basses terres de l'hémisphère Nord ainsi que la région d'Arabia Terra (10° N, 10° E).

III.6.3 Comparaisons avec les cartes topographique, gravimétrique et minérale

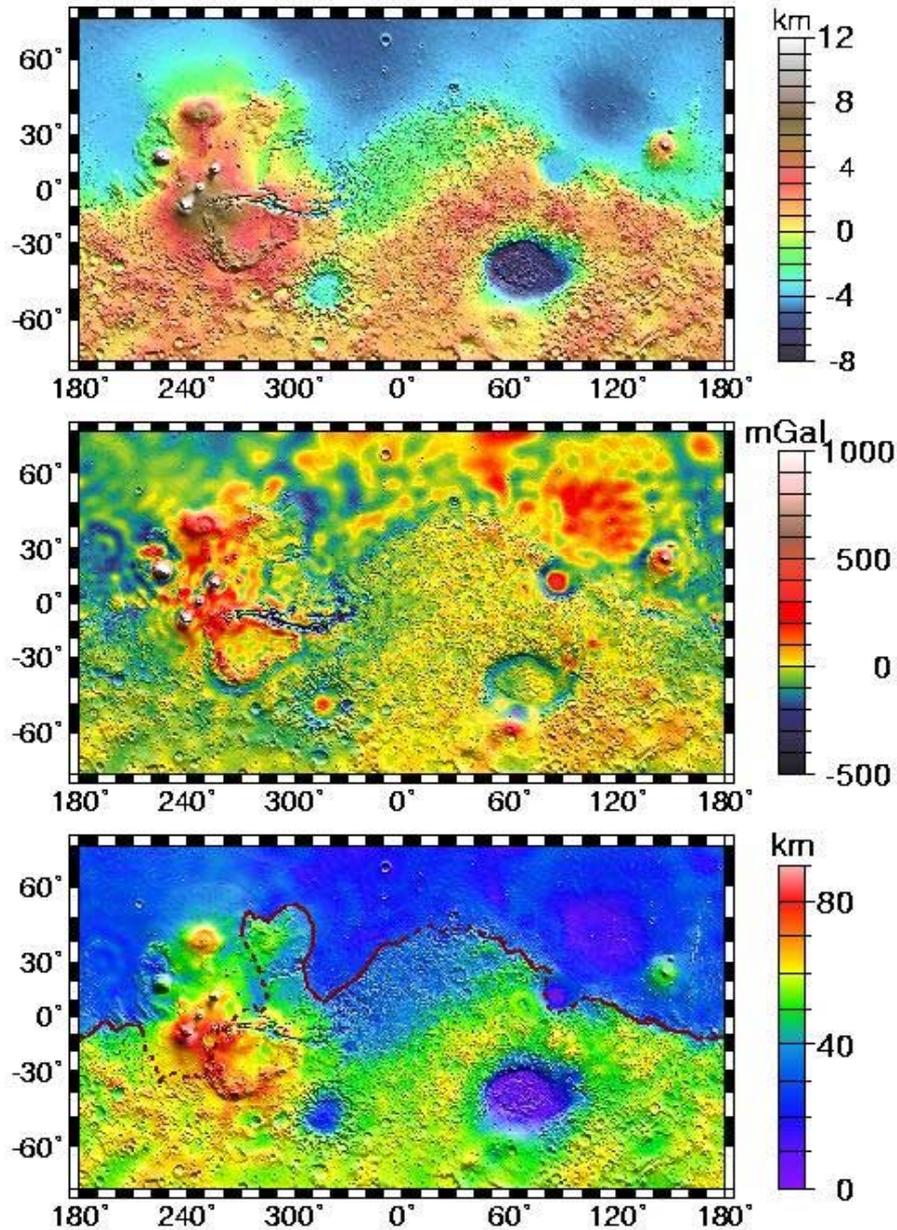


Figure 53 : Cartes globales de (A) la topographie, (B) la gravimétrie et (C) l'épaisseur de la croûte, d'après Zuber *et al.* (2000). La ligne continue du panneau (C) représente la frontière de dichotomie.

D'autres résultats importants concernant la composition et la distribution de la surface de Mars ont été apportés par les mesures du spectromètre d'émissions

III.6.3 Comparaisons avec les cartes topographique, gravimétrique et minérale

thermique. Sur la figure 54 sont représentées les compositions et distributions en basaltes et andésites à la surface de la planète.

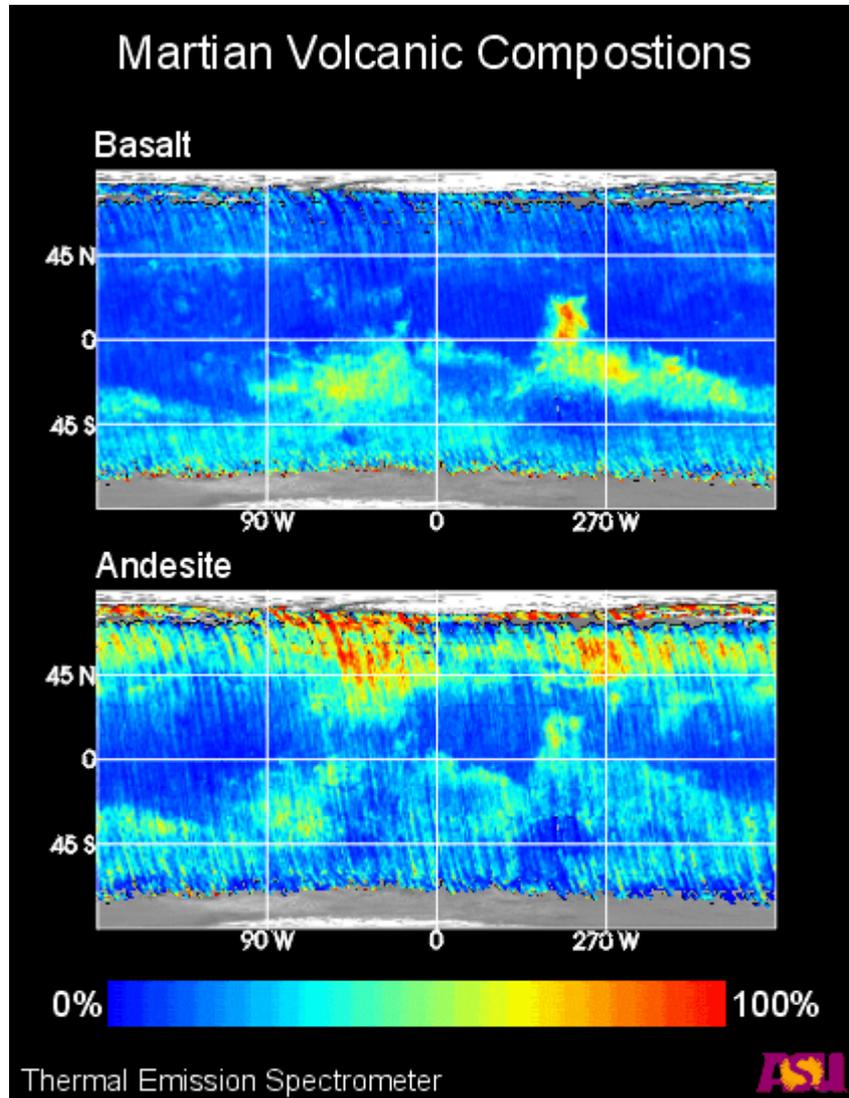


Figure 54 : Carte globale de la concentration en Basaltes et andésites de la croûte de Mars d'après *Bandfield et al.* (2000).

On remarque deux choses importantes au vue de cette carte globale :

- On trouve de fortes abondances de basaltes dans l'hémisphère Sud, et de fortes abondances d'andésites (silices) dans l'hémisphère Nord.
- La division au niveau des compositions se situe à peu près le long de la

III.6.3 Comparaisons avec les cartes topographique, gravimétrique et minérale

frontière de dichotomie.

Ces observations suggèrent qu'un volcanisme de type basaltique a laissé la place à un volcanisme de type andésitique puisque le basalte est localisé dans les régions anciennes. La formation de la dichotomie martienne pourrait avoir un lien avec l'évolution du volcanisme martien.

De plus nous savons que les basaltes sont des roches très répandues à la surface des planètes telluriques et qui se forment par fusion partielle du manteau tandis que les laves andésitiques, sur Terre, sont étroitement liées à la tectonique des plaques, au niveau des zones de subduction. Les photographies prises par la camera à bord de la sonde MGS montrent clairement que de l'eau a coulé sur Mars dans un passé très récent (*Malin et al.*, 2000) et, d'autre part, les résultats du laser altimètre suggèrent que l'hémisphère Nord aurait pu accueillir un océan (*Head et al.*, 1999). Tous ces résultats concourent à dire que Mars a pu être dans son passé une planète comparable à la Terre.

III.7 Conclusions

La mission MAG/ER a permis, d'une part, de répondre à la question de l'existence du champ magnétique martien qui a été fortement débattue pendant des années. Une limite supérieure à la valeur du moment magnétique dipolaire de la planète a pu être fixée à 2.10^{21} G.cm³ (ou 2.10^{11} T.m³). Cela représente presque un ordre de grandeur de moins que les précédentes estimations. D'autre part, la mission a permis de mettre en évidence la présence de sources magnétiques très intenses. La modélisation de ces sources par des dipôles a confirmé que ces sources étaient localisées près de la surface de la planète, à des profondeurs compatibles avec la profondeur de Curie. L'origine la plus probable de ces sources est l'aimantation de minéraux tels que l'hématite par thermo-rémanence. Les modélisations des sources crustales ne permettent pas de vérifier l'hypothèse de création par thermo-rémanence en raison de la non-unicité de la solution.

La sonde a mesuré, pendant les 6 derniers mois de la période de l'aérofreinage (septembre 98 à février 99), le champ magnétique à basses altitudes dans

III.7 Conclusions

l'hémisphère Sud de la planète. Lors de la visualisation du champ magnétique radial, la composante la moins affectée par les champs d'origines ionosphérique, il est apparu que les sources se trouvaient au Sud de la frontière appelée dichotomie. Grâce à cette carte, et à la datation des impacts qui ont effacé toutes traces de magnétisme rémanent à la surface de Mars, la date d'arrêt de la dynamo martienne a pu être estimée à environ 3,9 milliards d'années. Ce résultat tient une place très importante dans l'élaboration des modèles d'évolution de la planète; en effet, l'interaction du vent solaire avec l'exosphère de la planète a débuté très tôt dans l'histoire de Mars. Cette interaction a probablement joué un rôle non négligeable dans la désertification de la planète en ionisant et dissipant dans l'espace les atomes neutres d'oxygène et d'hydrogène.

De plus, cette carte du champ paléomagnétique a mis en évidence des bandes aimantées de polarisations alternées dans l'hémisphère Sud qui s'apparentent aux dorsales océaniques, en liaison avec les épanchements magmatiques au fond des océans terrestre. Ces bandes pourraient être des vestiges de tectonique des plaques. Les observations récentes du sol de Mars, grâce à la caméra embarquée, montrent que de l'eau liquide a coulé à la surface de la planète, et les études minéralogiques du spectromètre d'émission thermique montrent la présence d'andésites qui est associée sur Terre aux zones de subduction, soit à la tectonique des plaques.

D'autre part, les observations faites par l'expérience MAG/ER, ainsi que le laser altimètre, et le spectromètre d'émission thermique ont permis de recueillir des informations qui permettent d'éclaircir un peu mieux la nature de la dichotomie, qui est une frontière dont l'origine reste à découvrir. Les nouveaux renseignements concernant cette frontière sont nombreux :

- L'étude du champ paléomagnétique montre que la formation de la frontière de dichotomie s'est faite après l'arrêt de la dynamo, à cause de la très nette différenciation magnétique visible de part et d'autre de cette frontière.
- Les études topographiques réalisées grâce au laser altimètre montrent que la dichotomie est aussi une frontière géologique en élévation et en surface. Elle différencie les basses terres de l'hémisphère Nord, peu cratérisées (donc jeunes) avec les hautes terres très cratérisées de l'hémisphère Sud, donc plus anciennes.

III.7 Conclusions

On trouve en moyenne une différence d'altitude de 5 km entre les deux hémisphères.

- La combinaison des données topographiques avec les données gravimétrique a permis de dresser une carte précise de l'épaisseur de la croûte de la planète. Il apparaît que cette épaisseur est moins bien corrélée avec cette dichotomie pour deux régions : Arabia Terra et la région de Tharsis des grands volcans.
- Enfin, le spectromètre d'émission thermique a identifié une différenciation dans la composition minéralogique du sol qui correspond avec la dichotomie. L'origine de la dichotomie pourrait être liée au volcanisme de la planète.

CHAPITRE IV ÉTUDE DE L'ENVIRONNEMENT IONISÉ DE MARS

IV.1 Introduction

On a pu voir dans le chapitre précédent que Mars ne possédait pas de champ magnétique global suffisamment intense pour interagir avec le vent solaire. Ainsi, une interaction de type ionosphérique est attendue entre le vent solaire et la planète Mars, comme dans le cas de Vénus. Toutefois, il ne faut pas exclure un effet indirect des sources magnétiques crustales qui contribuent à augmenter la pression magnétique sous l'ionosphère.

Un moyen d'étudier l'importance relative de la pression du vent solaire et celle des sources crustales, est d'analyser la variabilité de deux frontières plasma : l'onde de choc et la frontière d'empilement magnétique. Si les mécanismes conduisant à la formation de l'onde de choc sont bien connus, ceux conduisant à la formation de la frontière d'empilement magnétique ne sont pas encore bien établis. Nous savons que l'onde de choc produite lors de l'interaction du vent solaire avec l'obstacle de nature ionosphérique ou magnétosphérique correspond à l'endroit où le vent solaire est fortement défléchi. Nous avons vu au premier chapitre que différents modèles numériques et théoriques permettaient de rendre compte de cette frontière. La frontière d'empilement magnétique, elle, n'était pas prévue par les modèles théoriques, ni les simulations numériques.

Les caractéristiques permettant d'identifier ces frontières sont au contraire bien définies : variation d'amplitude du champ magnétique, réduction des fluctuations magnétiques, et variation de flux de particules.

Dans une première partie de ce chapitre seront présentées diverses

IV.1 Introduction

observations effectuées par la sonde MGS, lors des orbites elliptiques, dans l'environnement ionisé de la planète. Les données utilisées proviennent de l'expérience MAG pour les mesures du champ magnétique et ER pour les mesures d'électrons. Une seconde partie sera consacrée à l'étude détaillée des deux frontières plasma qui sont : l'onde de choc et la frontière d'empilement magnétique.

IV.2 Environnement de Mars observé par MGS

IV.2.1 Orbite numéro 486

La figure 55 montre une vue générale des observations du magnétomètre de l'expérience MAG (élévation, azimut et amplitude du champ magnétique) ainsi que des observations du réflectomètre d'électrons, pour 4 gammes d'énergies différentes, lors d'une orbite elliptique de la sonde du 12 août 1998. Les traversées des frontières qui font l'objet de cette étude sont indiquées par des fonds jaunes. Elles sont identifiées également par les symboles "BS", "MPB" et "I" pour "Bow Shock", "Magnetic Pile-up Boundary" et "Ionopause". D'autre part, les symboles "i" et "o" servent à indiquer si les frontières sont traversées en s'approchant de Mars ("inbound") ou en s'éloignant de Mars ("outbound") respectivement.

Les flux d'électrons présentés dans ce mémoire correspondent aux flux intégrés de 13 secteurs du réflectomètre d'électrons parmi les 16. En effet, au cours de la phase d'aérofreinage, 3 secteurs du détecteur sont masqués par l'antenne à grand gain en configuration non déployée. Ces 3 secteurs n'ont pas été pris en compte.

Une première constatation que suggère cette figure est une bonne symétrie entre l'aval et l'amont de la rencontre. Effectivement, si l'on trace la trajectoire de la sonde dans un repère axisymétrique par rapport à l'axe X dans le repère MSO, on constate que l'orbite est très proche du plan du terminateur (voir figure 56). Les positions des traversées des différentes frontières qui nous intéressent sont annotées sur la courbe de la trajectoire de la sonde.

Orbite P486– 12 Août 1998

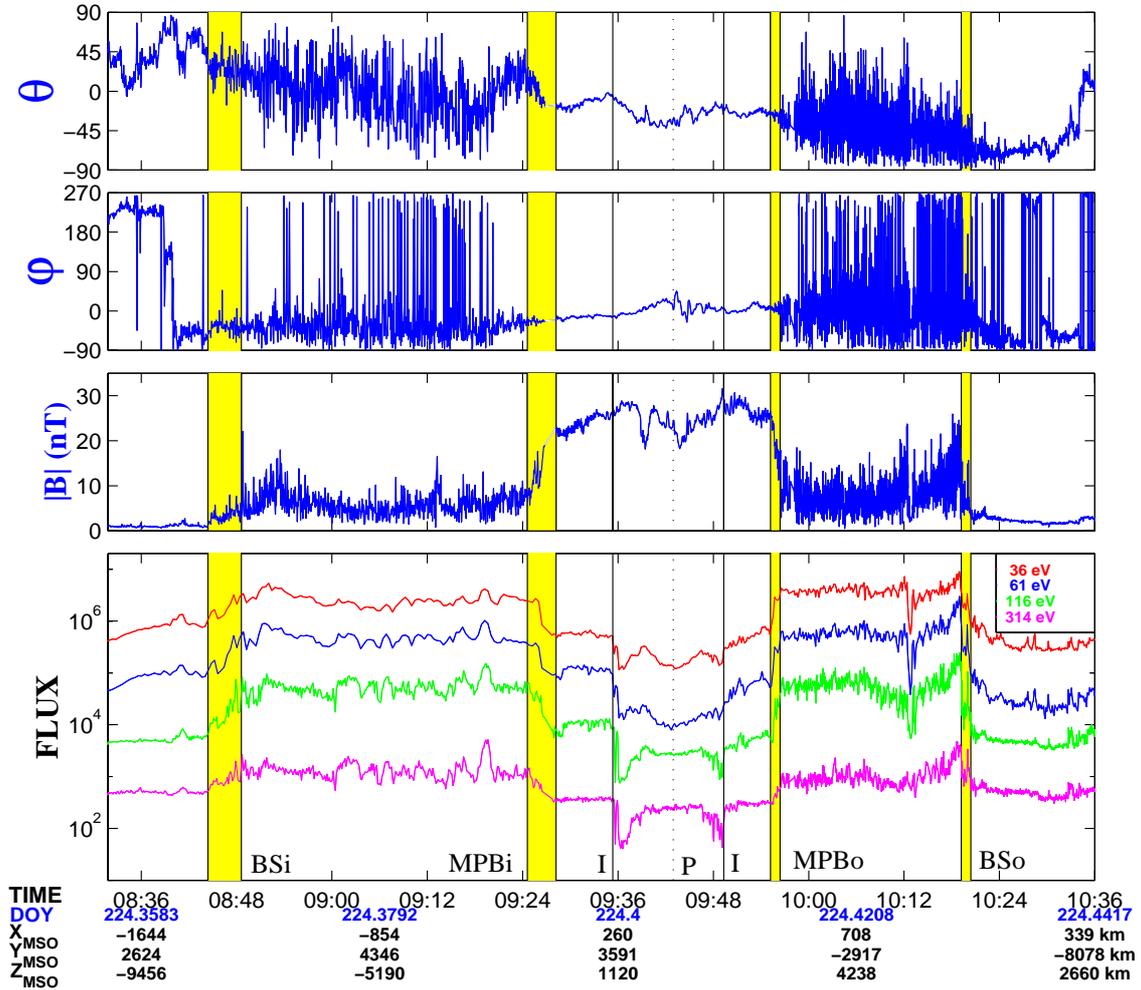


Figure 55 : Profil temporel du champ magnétique et des flux d'électrons mesurés à bord de la sonde MGS, par l'expérience MAG/ER. De haut en bas : élévation, azimuth, intensité du champ magnétique et flux d'électrons pour 4 gammes d'énergies.

D'autre part, les positions moyennes de l'onde de choc et de la frontière d'empilement magnétique sont également représentées afin de donner une idée des positions relatives des traversées. Les informations concernant les positions moyennes de ces 2 frontières seront données ultérieurement dans ce chapitre. La partie de la trajectoire où la sonde s'approche de Mars ("inbound") est légèrement plus éloignée du plan du terminateur que sa contrepartie ("outbound"). Cela se traduit, sur la figure de représentation générale des données (figure 55), par une partie "inbound" légèrement plus étirée dans le temps que sa contrepartie.

IV.2.1 Orbite numéro 486

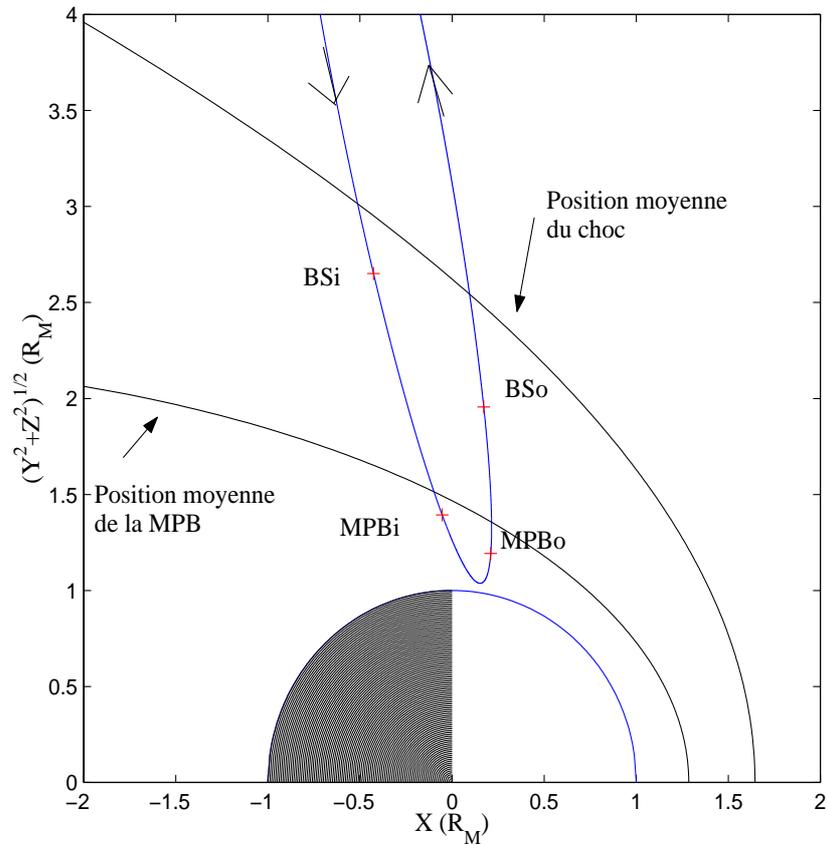


Figure 56 : Profil de la trajectoire de MGS, lors de l'orbite 486, dans un repère axisymétrique. Les traversées des frontières sont identifiées par les symboles BS et MPB pour Bow Shock et Magnetic Pile-up Boundary. D'autre part, les symboles i et o servent à indiquer si les frontières sont traversées en s'approchant de Mars (inbound) ou en s'éloignant de Mars (outbound) respectivement.

Lorsque la sonde s'approche de Mars, celle-ci traverse le choc entre 08h45 TU et 08h48 TU (marqué BSi sur la figure 55). La traversée du choc est très bien définie, correspondant à des modifications très nettes des composantes du champ magnétique ainsi que des paramètres du plasma du vent solaire. En effet, une forte discontinuité apparaît sur les flux d'électrons pour les 4 gammes d'énergies représentées. Cette discontinuité sur les flux d'électrons est très bien corrélée avec celle visible sur le champ magnétique. L'intensité du champ magnétique augmente brusquement passant de 2 nT environ à près de 10 nT. D'autre part, la traversée du choc s'accompagne par des fluctuations du vecteur champ magnétique visibles sur les angles

IV.2.1 Orbite numéro 486

élévation (θ) et azimut (ϕ).

Après avoir traversé le choc, la sonde se trouve dans une région appelée "magnétogaine", cette région, entre 8h50 TU et 9h24 TU, apparaît fortement turbulente sur les données magnétiques. On observe également des variations de flux d'électrons pour les 4 gammes d'énergies représentées. Dans cette région, l'amplitude moyenne du champ magnétique est de 5,8 nT avec une erreur des moindres carrés normalisée $\varepsilon = \{ \sum_{i=x,y,z} \sum_k [\langle (B_i(k) - \langle B_i \rangle)^2 \rangle / \langle B_i \rangle^2] \}^{1/2}$ supérieure à 110 % (l'indice k décrit le temps de 8h50 à 9h24 TU). Les fluctuations rapides du champ magnétique ainsi que sa forte variabilité sont des signes de la forte turbulence qui règne dans cette région.

A 09h24 TU, le 12 août, la sonde traverse une autre frontière : la frontière d'empilement magnétique. Cette frontière est aisément identifiable, présentant simultanément une augmentation de l'amplitude du champ magnétique, une réduction des fluctuations du champ magnétique ainsi qu'une décroissance importante des flux d'électrons. Cette frontière marque l'entrée dans une région d'accroissement de la pression magnétique dû au phénomène d'enroulement des lignes de champ magnétique.

Après la traversée de cette frontière, la sonde traverse une région appelée barrière magnétique où le champ magnétique augmente légèrement et graduellement. On constate que dans cette région, le champ magnétique n'est plus turbulent. De même on observe que les flux d'électrons pour cette région sont très stables, jusqu'à 09h36, où on observe une décroissance importante des flux d'électrons pour les 4 gammes d'énergies. On observe également un début de lente rotation du champ magnétique visible sur l'élévation, mais aucune signature n'est visible sur l'amplitude du champ magnétique. Cette frontière identifiée par un trait vertical noir représente l'ionopause. L'altitude de la sonde au moment de la traversée de cette frontière est de 390 km, alors que quelques instants plus tard, à 09h49, la sonde retransverse cette frontière à une altitude de 310 km alors que l'angle solaire zénithal a très peu varié entre ces deux traversées (80 et 86 degrés respectivement). On constate, d'une part, que l'altitude de l'ionopause varie considérablement et, d'autre part, cette frontière n'est identifiable qu'à partir des données du réflectomètre d'électrons puisque aucune signature n'apparaît clairement sur les données magnétiques.

IV.2.1 Orbite numéro 486

Lorsque la sonde s'éloigne de la planète, on retrouve les mêmes frontières et régions avec rigoureusement les mêmes signatures et caractéristiques. Ainsi, entre 09h50 et 09h55, le champ magnétique diminue graduellement au fur et à mesure que la sonde s'éloigne de Mars. Puis elle traverse la MPB, avec une augmentation importante des flux d'électrons, une décroissance de l'amplitude du champ magnétique et une augmentation des fluctuations du champ magnétique au fur et à mesure que la sonde pénètre dans la "magnétogaine". L'amplitude moyenne du champ magnétique est de 7,7 nT avec une erreur des moindres carrés normalisée de l'ordre de 100 %.

Enfin, la sonde quitte la "magnétogaine" et traverse l'onde de choc, entre 10h19 et 10h20, identifiable grâce à une décroissance des flux d'électrons simultanée à une décroissance de l'amplitude du champ magnétique. Cette orbite est très caractéristique des orbites se situant près du plan du terminateur avec des frontières qui sont clairement identifiables.

IV.2.2 Orbite numéro 32

La figure 57 montre une vue générale des observations du magnétomètre ainsi que des observations du réflectomètre d'électrons, lors d'une orbite elliptique de la sonde du 1^{er} novembre 1997. Les traversées des frontières, qui font l'objet de cette étude, sont indiquées par des fonds jaunes. Les mesures des instruments commencent directement dans la région "magnétogaine" parce que ceux-ci n'étaient pas en mode opérationnel lorsque la sonde a traversé l'onde de choc en s'approchant de la planète. On constate néanmoins que la partie de cette région apparaît très turbulente, exactement comme pour l'orbite 486. L'erreur des moindres carrés normalisée du module du champ magnétique, entre 05h42 et 06h00, est de 60 %.

A 06h00 TU, on observe une chute des flux d'électrons de basses énergies, typiquement entre 30 et 100 eV. A cette chute brusque des flux d'électrons est associée une augmentation graduelle du module du champ magnétique, ainsi qu'une forte décroissance des fluctuations du vecteur champ magnétique visible sur les angles élévation et azimut. Cette frontière correspond à la frontière d'empilement magnétique.

IV.2.2 Orbite numéro 32

Puis la sonde traverse une région où le champ magnétique augmente légèrement et graduellement, il s'agit de la barrière magnétique. Dans cette région, le champ magnétique n'est plus turbulent. De même on observe que les flux d'électrons pour cette région sont très stables, jusqu'à 06h15, où on observe une décroissance importante des flux d'électrons pour les 4 gammes d'énergies. Aucune signature n'est associée sur les mesures magnétiques. Cette frontière, identifiée par un trait vertical noir, représente l'ionopause. L'altitude de la sonde au moment de la traversée de cette frontière est de 510 km. La contrepartie de l'ionopause est traversée à 06h29, à une altitude de 330 km. L'angle solaire zénithal a très peu varié entre les deux traversées, 82 et 74 degrés respectivement. Comme pour l'orbite 486, on constate que l'altitude de l'ionopause varie considérablement. Il semblerait que la variabilité de la position de l'ionopause de Mars augmente lorsque l'angle solaire zénithal augmente aussi, exactement comme dans le cas de Vénus (*Phillips et al.*, 1988).

Lorsque la sonde quitte l'ionosphère, celle-ci traverse une région où l'on observe d'importantes fluctuations des flux d'électrons qui sont associées à des variations d'amplitude et des rotations du champ magnétique. Ces caractéristiques sont similaires à celles observées du côté jour de Vénus (*Law et Cloutier*, 1995). Ces rotations du champ magnétique sont associées à des "nuages" d'ions; l'absence de détecteurs de particules sur MGS empêche d'observer ces nuages d'ions. Au cours de ces rotations, le champ magnétique s'aligne avec le flux radial ionosphérique allant de l'hémisphère jour à l'hémisphère nuit. Selon ces mêmes auteurs, la rotation du champ magnétique lorsqu'il pénètre l'ionosphère côté jour est dû à l'alourdissement des lignes de champ qui s'enfoncent au delà de l'ionopause.

La frontière d'empilement magnétique apparaît très clairement sur les données. On constate même que la discontinuité au niveau des flux d'électrons apparaît dépendre des énergies. Les électrons de basses énergies décroissent à l'intérieur de la MPB plus nettement que ceux de hautes énergies, il y a aussi un décalage en temps fonction de l'énergie. Entre la MPB et le choc, la magnétogaine apparaît beaucoup moins turbulente que sa contrepartie. Effectivement, l'erreur des moindres carrés normalisée du module du champ magnétique, entre 06h44 et 07h06, est de 13 %, alors

IV.2.2 Orbite numéro 32

qu'elle était de 60% côté "inbound".

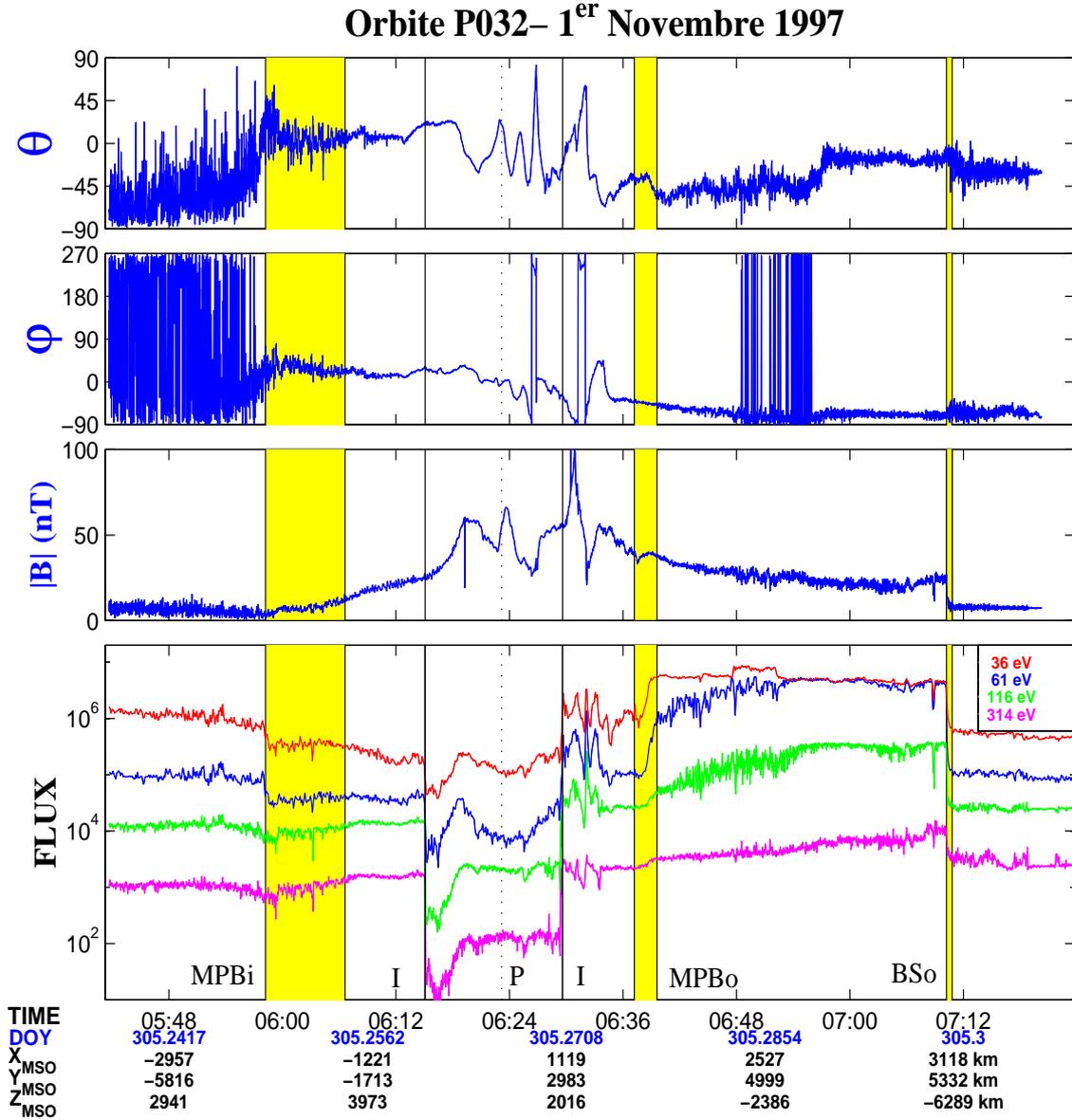


Figure 57 : Profil temporel du champ magnétique et des flux d'électrons mesurés à bord de la sonde MGS le 1^{er} novembre 1997.

D'autre part, on constate aussi que la rampe du choc, qui est traversé à 07h11, apparaît très abrupte. L'étude de la direction du champ magnétique interplanétaire, mesuré juste après le choc, indique que l'angle entre le champ

IV.2.2 Orbite numéro 32

magnétique et la normale au choc (θ_{BN}) est de 80 degrés. Les chocs où l'angle θ_{BN} est inférieur à 45 degrés sont dits quasi-parallèles, tandis que ceux où θ_{BN} est supérieur à 45 degrés sont dits quasi-perpendiculaires. Ici, nous sommes dans un cas de choc quasi-perpendiculaire. Il se caractérise par une discontinuité très abrupte à la fois sur le champ magnétique et sur les flux d'électrons. On constate également que le champ magnétique en amont du choc quasi-perpendiculaire, dans la magnétogaine, apparaît moins turbulent qu'entre 5h42 et 6h00 TU.

L'étude des positions des traversées sont indiquées sur la figure 58. La trajectoire de la sonde n'était pas, dans ce cas, proche du terminateur, ainsi les traversées des frontières, côté nuit, sont relativement tangentes à la trajectoire de la sonde. C'est pour cette raison que les intervalles d'identification des frontières dans l'hémisphère nuit apparaissent plus élargies que dans l'hémisphère jour.

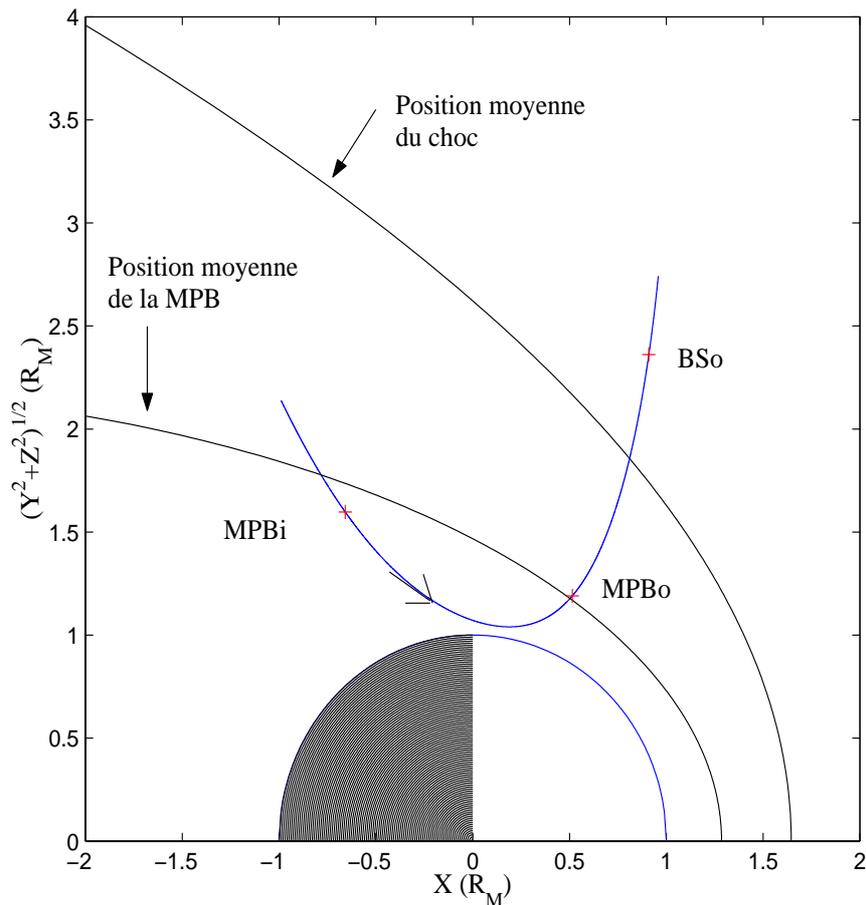


Figure 58 : Profil de la trajectoire de la sonde lors de l'orbite 32.

IV.2.2 Orbite numéro 32

D'autre part, on constate que l'onde de choc est traversée relativement loin de la planète et de la position moyenne de cette frontière représentée sur la figure 58. L'intensité du champ magnétique dans le milieu interplanétaire est très élevée. Sur un intervalle de quelques minutes, la moyenne du module est de 7,7 nT alors que dans des conditions normales, celui-ci est d'environ 3 nT. La traversée de l'onde de choc s'est faite dans des conditions particulières, peu ordinaires. On entrevoit ici un exemple où le champ magnétique interplanétaire semble influencer la position de l'onde de choc. Nous reviendrons ultérieurement sur les divers paramètres pouvant influencer cette frontière.

IV.2.3 Orbite numéro 38

L'orbite 38 suit dans le temps, à quelques jours près, l'orbite précédente numéro 32, la forme de la trajectoire est donc à peu près similaire. Les données mesurées par les instruments de l'expérience MAG/ER sont représentées sur la figure 59.

Tout d'abord la position de l'onde de choc lorsque la sonde s'approche de Mars n'a pu être déterminée, les mesures des instruments ont commencé probablement juste après avoir traversé la frontière. Ensuite, on constate que les données du réflectomètre d'électron sont manquantes lors du passage au plus près de la planète, entre 02h40 et 03h00 TU. Il s'agit d'une orbite de la phase d'aérofreinage où le détecteur n'est pas mis en marche afin de ne pas altérer l'instrument au cours de la descente de la sonde à des altitudes aussi basses que 110 km.

Le champ magnétique de la gaine, dans l'hémisphère nuit ($X_{MSO} < 0$), apparaît beaucoup plus turbulent que sa contrepartie dans l'hémisphère jour. Le champ magnétique de la magnétogaine de l'hémisphère jour apparaît même très peu turbulent. Les positions des frontières d'empilement magnétique sont bien définies à partir de leurs caractéristiques.

Orbite P038– 10 Novembre 1997

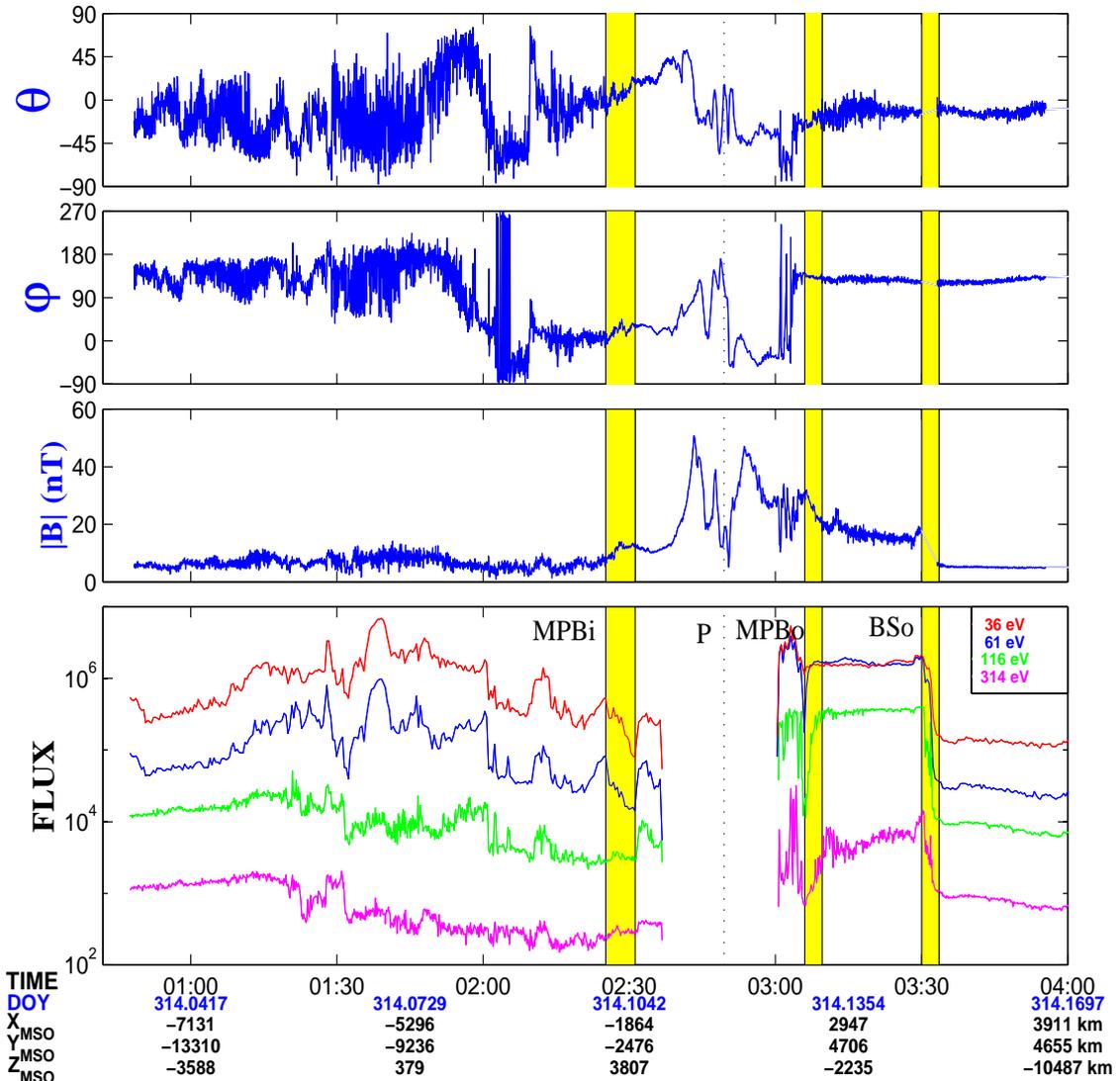


Figure 59 : Profil temporel du champ magnétique et des flux d'électrons mesurés à bord de la sonde MGS le 10 novembre 1997.

Avant que la sonde traverse la MPB, celle-ci traverse une région, juste après 03h00, où l'on observe d'importantes fluctuations des flux d'électrons qui sont associées à des variations d'amplitude et des rotations du champ magnétique. Il s'agit d'un nuage d'ions, comme celui détecté pour l'orbite 32. Une étude de la rotation du champ magnétique montre que celui-ci tourne de 90 degrés de manière très abrupte lorsque la sonde traverse cette régions appelée "nuage" d'ions.

IV.2.3 Orbite numéro 38

Il est important de noter que sur la totalité des orbites pendant la période d'aérofreinage, aucune mesure d'électrons n'a été effectuée lors du passage au plus près. On constate sur cette orbite qu'il est impossible de déterminer où se trouve l'ionopause uniquement à partir des données magnétiques.

En ce qui concerne la traversée de l'onde de choc, une absence de mesures du magnétomètre a lieu au moment de la traversée. Cependant, cette frontière reste clairement identifiable grâce aux mesures de flux d'électrons. De plus, on observe tout de même les deux paliers sur les données magnétiques, avant et après la traversée du choc : la valeur moyenne du champ magnétique passe de 16,8 nT à 5,1 nT.

Cette orbite est très similaire à l'orbite 32, puisque concernant le choc, celui-ci est traversé à une distance assez éloignée de la planète dans des conditions où l'amplitude du champ magnétique du vent solaire est plus important que d'ordinaire. De plus, il s'agit la aussi d'un choc quasi-perpendiculaire, puisque l'angle θ_{BN} est de 88 degrés. Enfin, le champ magnétique de la magnétogaine apparaît très peu turbulent.

IV.2.4 Orbite numéro 403

L'orbite 403 se trouve à peu près dans le plan 07h – 19h, en heure locale, soit très près du plan du terminateur (06h – 18h). Sur les mesures des instruments, présentées figure 60, les traversées de frontières sont représentées selon la terminologie utilisées précédemment.

La traversée de l'onde de choc apparaît beaucoup plus claire lorsque la sonde s'approche de Mars (BSi) que lorsqu'elle s'en éloigne (BSo). Les mesures des angles θ_{BN} indiquent que les deux chocs sont quasi-perpendiculaires; on trouve θ_{BN} égal à 60 et 80 degrés pour les traversées "inbound" et "outbound" respectivement. Dans ces deux cas de chocs quasi-perpendiculaires, le champ magnétique dans la magnétogaine apparaît fortement turbulent. Les chocs quasi-perpendiculaires ne sont donc pas toujours associés à des sauts abrupts du champ magnétique (voir la traversée BSo), ni à des champs peu turbulents en amont dans la magnétogaine.

Orbite P403 – 3 Juillet 1998

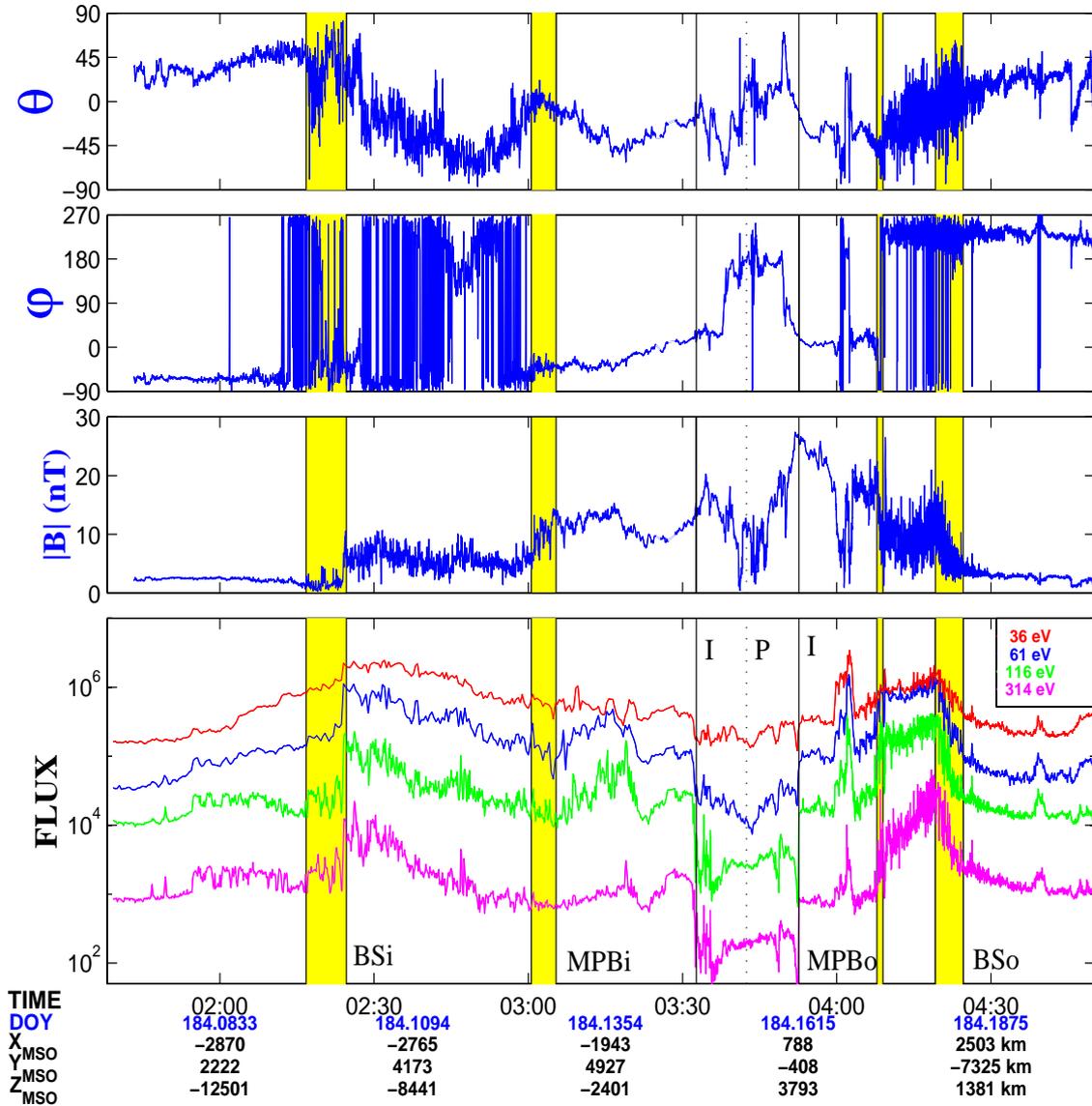


Figure 60 : Profil temporel du champ magnétique et des flux d'électrons mesurés à bord de la sonde MGS le 3 juillet 1998.

Concernant la MPB, les traversées sont très nettes, on constate que la détermination de la traversée de la MPB se trouvant du côté nuit (MPBi), sur les flux d'électrons, apparaît toujours moins nette que sa contrepartie se trouvant dans l'hémisphère jour.

A 04h00 TU, la sonde traverse un "nuage" d'ions où l'on observe

IV.2.4 Orbite numéro 403

d'importantes variations d'amplitude et des rotations du champ magnétique qui sont associées à des fluctuations des flux d'électrons. Ces nuages d'ions apparaissent assez fréquemment au dessus de l'ionopause de Mars.

IV.2.5 Orbite numéro 507

Les mesures des instruments de MAG/ER pour l'orbite 507 sont représentées sur la figure 61. Cette orbite est très proche du plan du terminateur, c'est pourquoi les données de cette orbite apparaissent symétriques. Les traversées du choc et de la MPB sont identifiées par des cadres jaunes. Cette orbite révèle deux caractéristiques importantes concernant l'environnement de Mars. La première caractéristique importante concerne la traversée de l'onde de choc lorsque la sonde s'éloigne de la planète (BSO). Les données magnétiques (amplitude et orientation du champ magnétique) sont très variables, ainsi que les flux d'électrons. Lors de la traversée du choc, on n'observe pas de rampe étroite sur l'amplitude du champ magnétique ou les flux d'électrons comme dans les cas précédents de chocs quasi-perpendiculaires. En fait, dans le cas présent, il s'agit d'un choc quasi-parallèle : l'angle θ_{BN} est égal à 30 degrés. Les traversées des chocs quasi-parallèles sont difficilement identifiables à cause des fluctuations importantes du champ magnétique. Cependant les mesures de flux d'électrons permettent de déterminer cette frontière.

La deuxième caractéristique de cette orbite est que l'ionopause n'est pas identifiable sur les flux d'électrons contrairement aux orbites précédentes. Aucune chute brusque des flux d'électrons ne permet d'indiquer que la sonde ait traversé l'ionopause. En fait lorsque la sonde s'approche au plus près de Mars, entre 13h56 et 14h11 TU, l'altitude de la sonde est comprise entre 500 km et 150 km. Quant à l'angle solaire zénithal, il varie de 83 à 78 degrés. Durant cet intervalle de temps, on observe d'importantes fluctuations du module du champ magnétique ainsi que des rotations de ces vecteurs, visibles sur les angles φ et θ . Cependant aucune fluctuation n'est visible sur les flux d'électrons.

Orbite P507 – 22 Août 1998

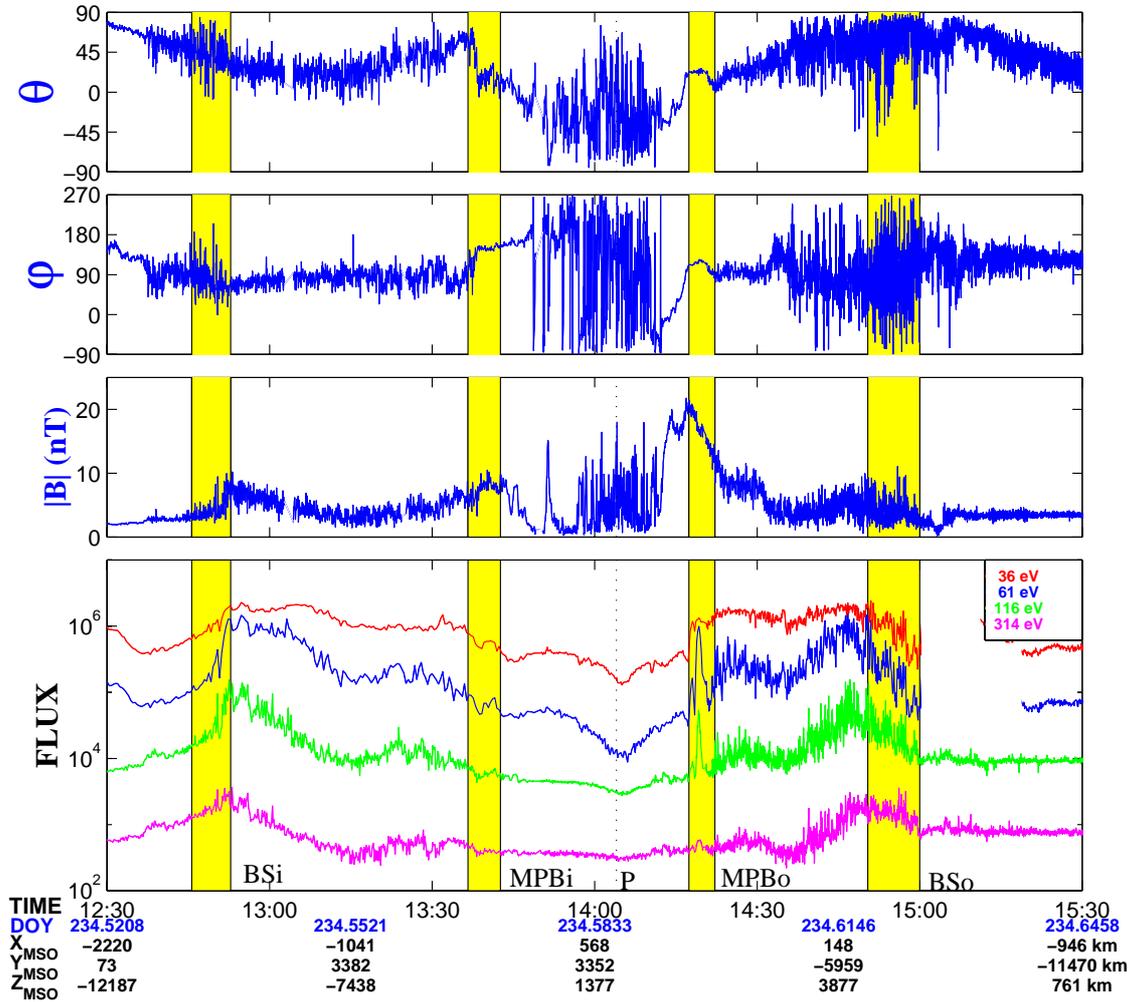


Figure 61 : Profil temporel du champ magnétique et des flux d'électrons mesurés à bord de la sonde MGS le 22 août 1998.

Ces fluctuations du champ magnétique de quelques nanoteslas typiquement, en comparaison des champs de plusieurs dizaines de nanoteslas qui règnent dans l'ionosphère sont caractéristiques de ce qui est communément appelé cordes de flux. Dans le cas de Vénus, les sondes Pioneer ont observé que le champ magnétique interplanétaire pouvait forcer la barrière ionosphérique conductrice. En effet, des îlots de champ magnétique, appelés cordes de flux, sont créés et ont été observés au niveau de l'ionopause dans l'hémisphère jour (e.g. *Russell et Elphic, 1979b*). Le champ magnétique est de nature hélicoïdale; ainsi, la structure ressemble à

IV.2.5 *Orbite numéro 507*

une corde composée de tubes de flux magnétique enroulés. Le champ magnétique est axial, et l'amplitude maximale du champ magnétique se trouve au centre du tube de flux. C'est pourquoi sur la figure on observe des régions de pics d'intensités élevées entourées de pics d'intensités plus faibles.

Ces signatures particulières sur les mesures du champ magnétique se retrouvent sur d'autres orbites de la sonde. Ces orbites ont la particularité de ne pas survoler de régions à proximité de sources magnétiques crustales. L'amplitude du champ magnétique à l'intérieur des cordes de flux n'excède pas 20 nT. Il est important de noter que l'absence de signature concernant l'ionopause sur les flux d'électrons est indépendante de la présence des cordes de flux. En effet, sur les autres orbites de la sonde où ces cordes de flux ont été détectées, les flux d'électrons permettent d'identifier clairement l'ionopause.

IV.3 L'onde de choc

IV.3.1 Pré-choc

La région du pré-choc est située juste en amont du choc. Or un choc dans un plasma sans collisions est caractérisé par la présence, en amont du choc, de particules énergétiques, réfléchies par l'onde de choc, et se propageant vers le soleil. Ces particules sont des précurseurs du choc pour le vent solaire et élargissent la région transitoire en amont de l'onde de choc. La forte anisotropie de la distribution englobant le vent solaire et les particules énergétiques déclenche des instabilités électromagnétiques qui en interagissant avec le plasma ambiant changent les paramètres du vent solaire loin en amont de l'onde de choc. La signature du choc dépend fortement du nombre de Mach Alfvénique (rapport de la vitesse du vent solaire et la vitesse d'Alfvén) et du paramètre β du plasma (rapport entre la pression thermique et la pression magnétique).

L'augmentation de l'amplitude du champ magnétique visible en amont du choc apparaît être le pied du choc associé aux ions réfléchis. C'est ce que l'on observe par exemple sur l'orbite 32 (figure 57), après la traversée du choc, des

IV.3.1 Pré-choc

fluctuations sur les mesures magnétiques et les flux d'électrons énergétiques. Ces fluctuations sont corrélées entre les données magnétiques et les données électroniques et s'étendent sur 1500 kilomètres le long de la trajectoire de la sonde. Toutefois, il apparaît difficile de déterminer avec précision les limites de la frontière du pré-choc électronique, dans la mesure, où celui-ci est caractérisé par une forte décroissance de la vitesse d'écoulement du plasma. Or les instruments de la sonde ne permettent pas d'avoir ce renseignement. Cependant on constate que plus l'angle entre le champ magnétique interplanétaire et la normale au choc devient faible (choc quasi-parallèle), plus la région du pré-choc est grande. Par exemple, pour les traversées des orbites 32, 507 (inbound) et 403 (inbound), les fluctuations du champ magnétique et des flux d'électrons s'étendent respectivement sur 1500, 1600 et 2500 kilomètres pour des angles θ_{BN} égaux à 80, 56 et 57 degrés. En fait, les électrons du pré-choc remontent les lignes du champ magnétique interplanétaire, connectées au choc, avec des rayons de giration de l'ordre de quelques kilomètres. C'est pourquoi le pré-choc électronique est pratiquement tangent au choc dans la région de choc quasi-perpendiculaire.

En revanche concernant le pré-choc ionique, celui-ci est dû aux ions réfléchis par l'onde de choc qui effectue un mouvement de giration s'ils n'ont pas suffisamment d'énergie pour traverser la barrière de potentiel électrostatique du choc. Une étude réalisée par *Gosling et Thomsen* (1985) montre que l'épaisseur du pré-choc ionique est reliée à l'angle θ_{BN} . La distance à laquelle les ions sont réfléchis vers le choc est : $d = (0,68 V_{\perp}/\Omega) \sin^2\theta_{BN}$ où $\Omega = eB/m_p$ est la gyrofréquence des protons et V_{\perp} est la composante normale de la vitesse incidente des particules.

IV.3.2 Caractéristiques de l'onde de choc

L'onde de choc est facilement identifiée sur les orbites de MGS, correspondant à des modifications très nettes des composantes du champ magnétique ainsi que des paramètres du plasma du vent solaire. Cette onde de choc est produite parce que Mars (et les planètes en général) représente un obstacle qui défléchit le vent solaire supersonique. Cette frontière révèle donc la présence d'un obstacle au flux du vent solaire, elle chauffe et défléchit ce flux. Il est intéressant de noter les similitudes et

IV.3.2 Caractéristiques de l'onde de choc

les différences entre le choc de Mars et celui de Vénus. En effet, puisque les 2 planètes ne possèdent pas de champ magnétique intrinsèque, on s'attend à trouver de nombreuses similitudes. On peut comparer les dimensions des ondes de choc pour ces 2 planètes; pour cela, on calcule une position moyenne. Nous savons déjà, par les missions précédentes, qu'elles sont du même ordre de grandeur, par rapport aux dimensions des planètes, et qu'elles représentent un dixième environ de la taille de celle de la Terre qui est d'origine magnétosphérique. On peut étudier la variation d'amplitude du champ magnétique lorsque la sonde traverse l'onde de choc, la dépendance de l'onde de choc en fonction des caractéristiques du plasma.

Pour réaliser ces différentes études sur l'onde de choc, il est apparu indispensable de réaliser une base de données concernant toutes les traversées de cette frontière. Ainsi, pour chaque orbite, les positions des traversées des frontières ont été répertoriées, ainsi que les amplitudes du champ magnétique lors des traversées et les caractéristiques du champ magnétique interplanétaire.

Dans certains cas, la détermination de la position de l'onde de choc est difficile à déterminer dans des conditions où le champ magnétique est normal à la surface de l'onde de choc, soit pour un angle θ_{BN} faible. Dans ces cas de configuration quasi-parallèle, l'élargissement de la région où le plasma est "choqué" ainsi que l'augmentation de la turbulence en amont et en aval de la traversée empêchent de déterminer convenablement les traversées. La figure 62 illustre ce cas de configuration. La traversée du choc lorsque la sonde s'éloigne de la planète n'apparaît pas nettement.

Cependant, entre 15h30 et 16h30, on observe une baisse des flux d'électrons, ainsi que de l'intensité du champ magnétique, mais la persistance des turbulences en amont et surtout en aval de la traversée du choc ne permet pas d'identifier de manière certaine la position du choc. Cet exemple de traversée ne peut pas être pris en compte lors de l'étude de l'onde de choc. Dans ce cas précis, si on suppose que le choc est traversé à 15h45, la normale du choc à cet endroit avec le vecteur champ magnétique interplanétaire fait un angle de 20 degrés environ. Il s'agit bien d'un choc quasi-parallèle.

IV.3.2 Caractéristiques de l'onde de choc

Orbite P371 – 17 Juin 1998

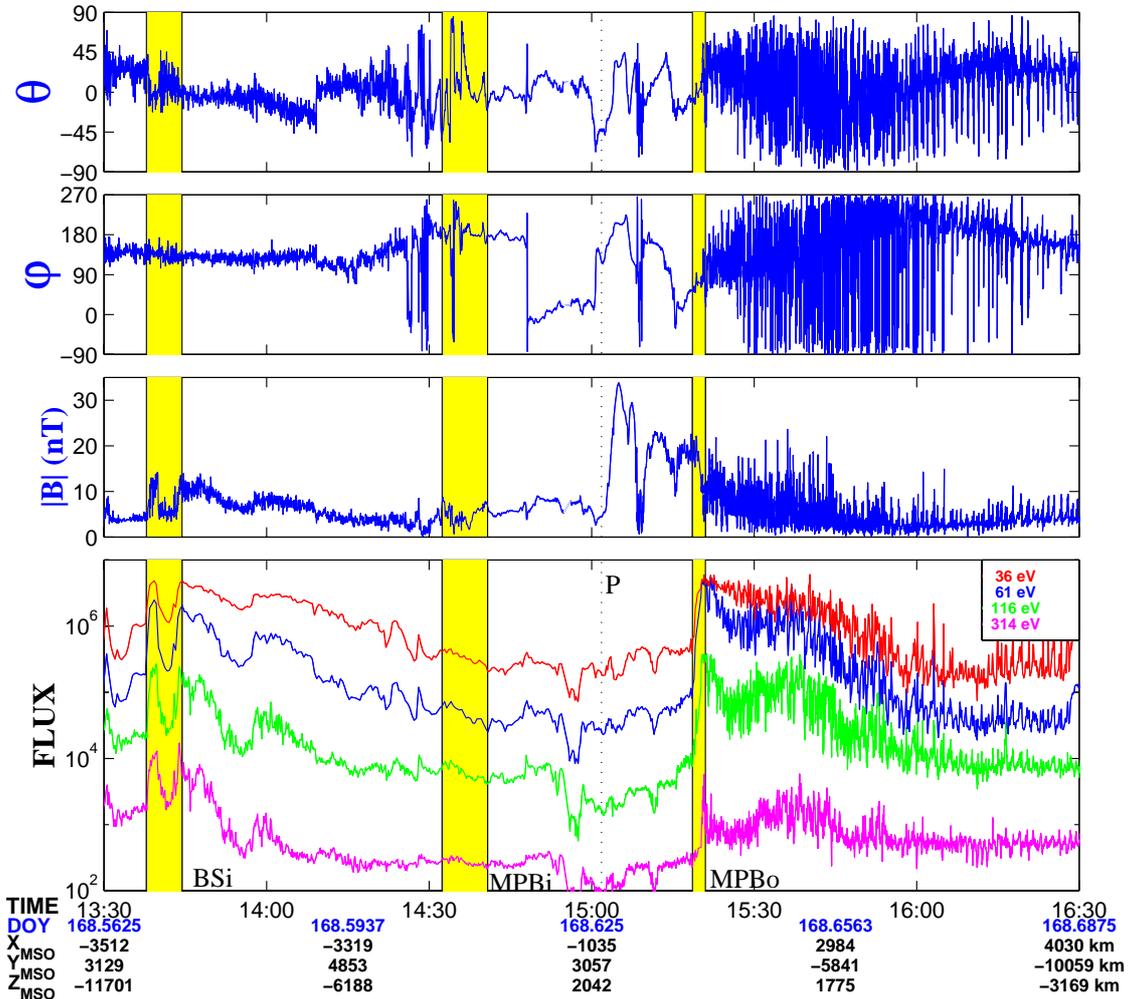


Figure 62 : Profil temporel du champ magnétique et des flux d'électrons mesurés à bord de la sonde MGS le 17 juin 1998.

Une étude statistique de l'onde de choc a été réalisée, à l'aide de 553 traversées lors de la première année de la mission MGS. Celle-ci indique que le rapport moyen de l'intensité du champ magnétique, entre le post-choc et le pied du choc, est de 3,8 avec un écart quadratique de 2,6. Cette étude indique aussi que l'amplitude maximale du champ magnétique, lors de la traversée de cette frontière est en moyenne de 15,1 nT avec un écart quadratique de 8,6 nT tandis que l'intensité moyenne du champ magnétique au pied de la frontière est de 4,5 nT avec un écart quadratique de 2,5 nT. La variation d'intensité du champ magnétique d'un facteur 3 environ est donc une

IV.3.2 Caractéristiques de l'onde de choc

caractéristique très forte de cette frontière.

La figure 63 représente l'intensité maximale du champ magnétique lors de la traversée de cette frontière en fonction de l'angle solaire zénithal. Ces points sont ajustés par une droite de régression linéaire, dont le coefficient de corrélation vaut 0,47. On observe que plus les traversées s'effectuent loin dans l'hémisphère nuit, plus l'intensité du champ magnétique, lorsque la sonde traverse la frontière, a tendance à diminuer.

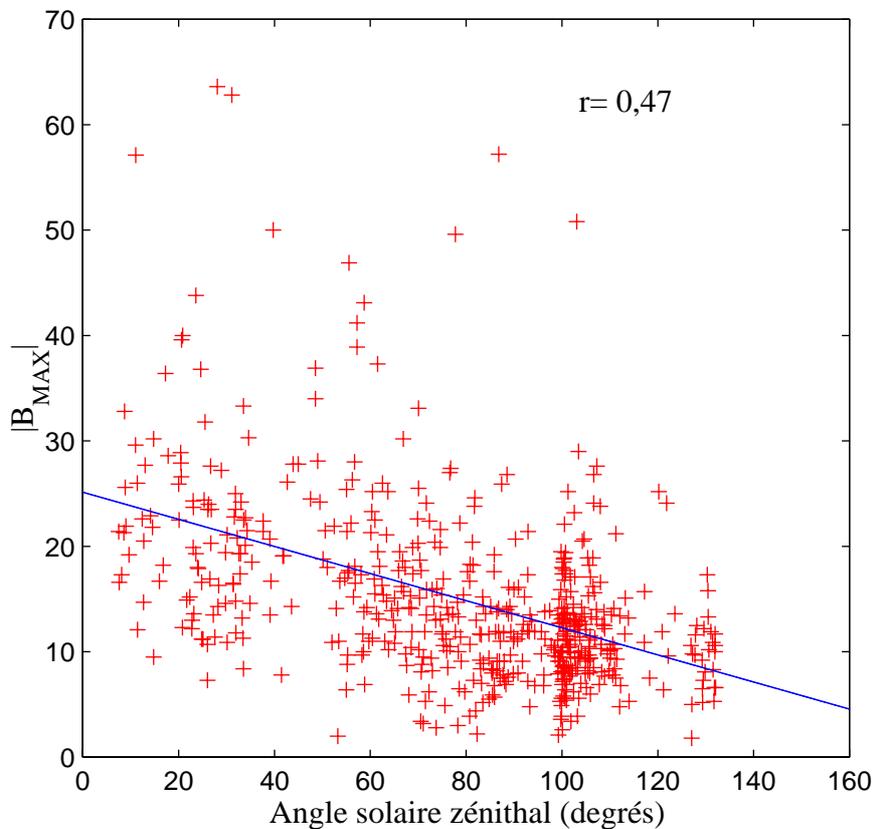


Figure 63 : Corrélation entre l'intensité maximale du champ magnétique, lorsque la sonde traverse l'onde de choc, avec l'angle solaire zénithal. Le coefficient de corrélation de la droite de régression linéaire vaut 0,47.

Une autre étude a été réalisée sur l'épaisseur de la frontière. Cette étude a été réalisée à l'aide des 553 mêmes traversées d'onde de choc. Il apparaît que l'épaisseur moyenne du choc est de 800 km le long de la trajectoire, avec un écart

IV.3.2 Caractéristiques de l'onde de choc

quadratique de 400 km. Cependant, si l'on regarde la dépendance de cette épaisseur en fonction de l'angle solaire zénithal, le coefficient de corrélation entre ces 2 paramètres est proche de zéro. Ces deux paramètres semblent donc linéairement indépendants.

IV.3.3 Ajustement de la position moyenne

IV.3.3.a Méthode de Slavin et Holzer

La position de l'onde de choc varie en fonction de l'activité du vent solaire, le modèle ne peut que représenter la géométrie moyenne qui dépend des données statistiques que l'on utilise pour le construire. Ces données statistiques sont composées de toutes les identifications des traversées du choc telles celles présentées sur les figures 55, 57...

Concernant cette base de données, dans les cas où la trajectoire de la sonde est tangente au choc, et la détermination de la frontière n'apparaît pas évidente; ces traversées ne sont pas prises en compte dans la statistique. De plus, dans certains cas, la sonde traverse à plusieurs reprises l'onde de choc; c'est le cas par exemple pour l'orbite 371 (figure 62). Dans ces conditions, on ne prend pas en compte toutes les multiples traversées du choc parce qu'elles ne sont pas statistiquement indépendantes les unes des autres. C'est la position moyenne de la sonde entre ces multiples traversées qui est considérée dans la base de données.

Avant de modéliser la position moyenne de la frontière, il est important de bien définir le repère physique dans lequel celle-ci sera modélisée et représentée. Le repère couramment utilisé pour déterminer les positions des traversées est le repère MSO (voir Annexe B). Mais pour la modélisation et la représentation de l'onde de choc, il faut prendre en compte l'effet de l'aberration dû au mouvement orbital de la planète. En effet, le mouvement orbital de chaque planète donne l'impression que, dans le repère lié à la planète, la direction apparente de la vitesse moyenne du vent solaire dévie de quelques degrés de la direction antisolaire. Cependant la vitesse du vent solaire est très variable, même au voisinage de Mars. Les instruments de l'expérience MAG/ER ne permettent pas de déterminer la vitesse des particules du vent solaire. Cependant, au voisinage de Mars, la vitesse moyenne du vent solaire peut être estimée de l'ordre de

IV.3.3.a Méthode de Slavin et Holzer

350 km/h. Ainsi, en prenant cette vitesse moyenne, l'effet de l'aberration peut être minimisé en représentant les traversées dans un repère corrigé de cette aberration. Ce repère est obtenu en faisant une rotation le long de l'axe Z de : $\arctan(V_M/V_{VS}) \approx 4^\circ$ où $V_M=24 \text{ km.s}^{-1}$ est la vitesse orbitale de Mars et V_{VS} est la vitesse moyenne des particules du vent solaire.

La méthode la plus répandue pour ajuster la position moyenne de l'onde de choc est celle des "trois paramètres : X_0, L, ε " décrite par Slavin et Holzer (1981). Dans cette méthode, la position et la forme du choc sont modélisées par une courbe du second ordre. Mais à l'aide des hypothèses de symétrie considérées par Slavin et Holzer, ceux-ci montrent que la méthode revient à ajuster le choc par les trois paramètres d'une conique.

Slavin et Holzer ont introduit une symétrie axiale, selon l'axe X' (l'axe X qui prend en compte l'aberration). La raison pour laquelle cette symétrie a été introduite est d'augmenter la densité de points en raison du faible nombre de traversées. Ainsi, le choc est modélisé dans le demi plan lié aux axes X' et $(Y'^2+Z'^2)^{1/2}$. D'autre part, l'hypothèse de symétrie permet également d'avoir une couverture plus uniforme dans le demi-plan. C'est pour ces raisons que l'hypothèse de symétrie apparaît très appropriée dans ces études où l'on dispose de peu de traversées.

La méthode des "trois paramètres" consiste à ajuster la position moyenne de la frontière dans ce repère axisymétrique à l'aide d'une conique dont le foyer est susceptible de bouger le long de l'axe X' (en raison de la symétrie) afin de trouver le meilleur ajustement possible. L'équation de la conique dans le repère ayant pour origine la position du foyer (X_0) est : $r=L/(1+\varepsilon \cos \theta)$ où ε est l'excentricité de la conique, r est la distance du foyer à un point de la conique qui fait un angle θ avec l'axe X' et L est le paramètre de la conique (voir figure 64).

IV.3.3.a Méthode de Slavin et Holzer

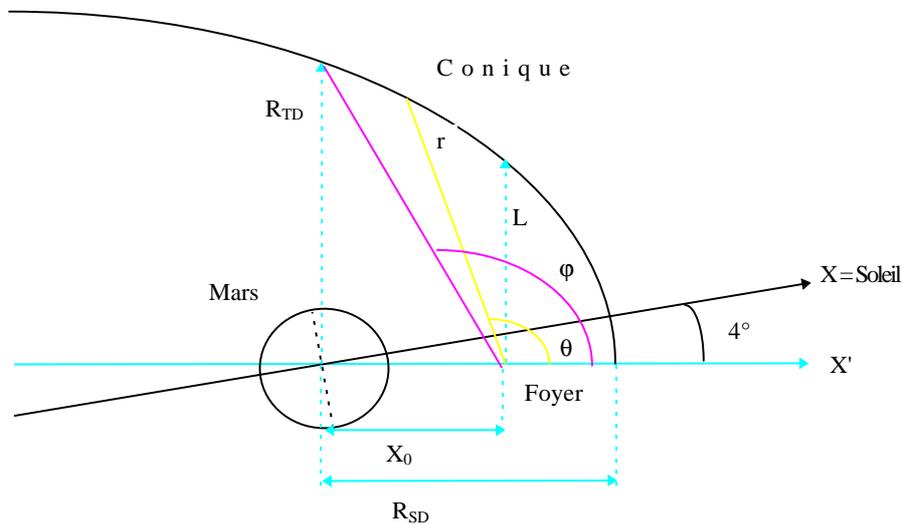


Figure 64 : Schéma représentant les paramètres utilisés pour décrire la conique.

L'ajustement consiste donc en une série de régressions linéaires dans l'espace $(1/r, \cos \theta)$ pour déterminer l'ajustement qui minimise au mieux la déviation normale des moindres carrés à la conique en faisant varier la position du foyer. La droite de régression linéaire obtenue pour l'ajustement de la position moyenne de l'onde de choc à l'aide de la méthode de Slavin et Holzer est présentée sur la figure 65. Le coefficient de corrélation obtenue est de 0,95.

Les paramètres de la conique trouvée sont : $\varepsilon = 1,02$; $L = 1,95 R_M$ et $X_0 = 0,70 R_M$ (avec $R_M = 3388$ km). Ainsi, il est possible de représenter, dans le repère axisymétrique corrigé de l'aberration, les positions des traversées ainsi que la position moyenne trouvée qui est définie par les paramètres de la conique trouvée.

IV.3.3.a Méthode de Slavin et Holzer

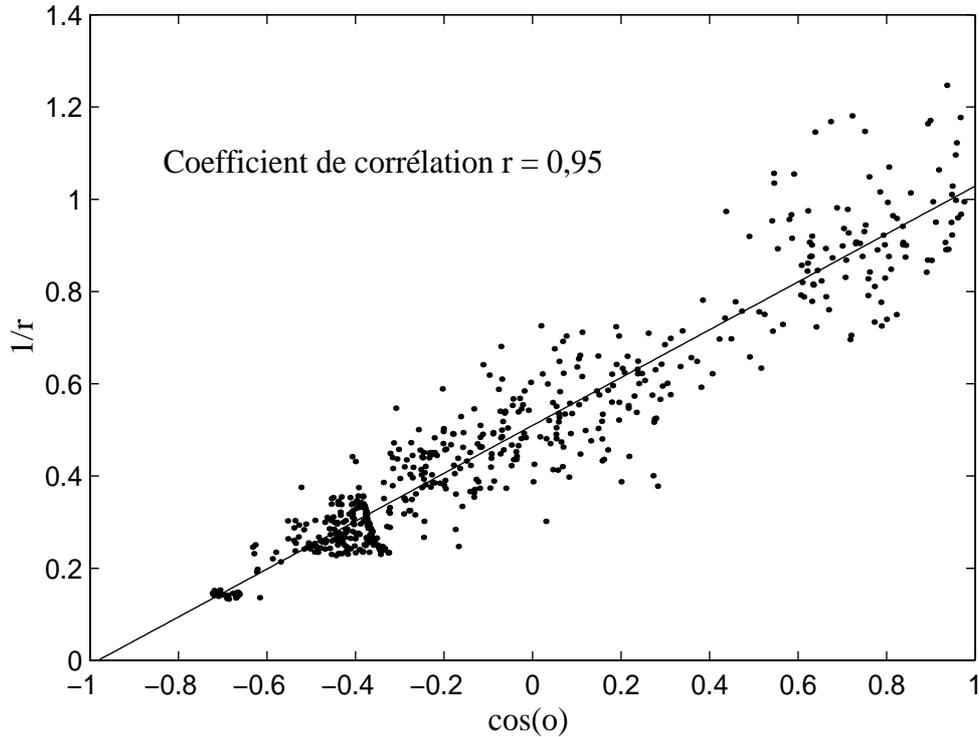


Figure 65 : Droite de régression linéaire obtenue pour l'ajustement des traversées du choc dans le plan $1/r - \cos \theta$.

La figure 66 représente l'ajustement obtenu. Le nombre de traversées de choc considéré pour l'ajustement est de 553. La densité des traversées n'est pas uniforme le long de la conique. On trouve une région, pour X' compris entre 2 et 4 rayons martiens, où la densité de points est très faible. Cette absence de traversées s'explique essentiellement par une période d'occultation de Mars par le Soleil du 28 avril au 28 mai et par une période sans données transmises entre le 16 février et le 27 mars au cours de l'année 1998. Il existe aussi des cas où les instruments n'étaient pas en fonctionnement lorsque la sonde traversait la frontière, comme dans le cas de l'orbite 32 (figure 58) où les instruments n'étaient pas opérationnels avant 05h30 TU.

IV.3.3.a Méthode de Slavin et Holzer

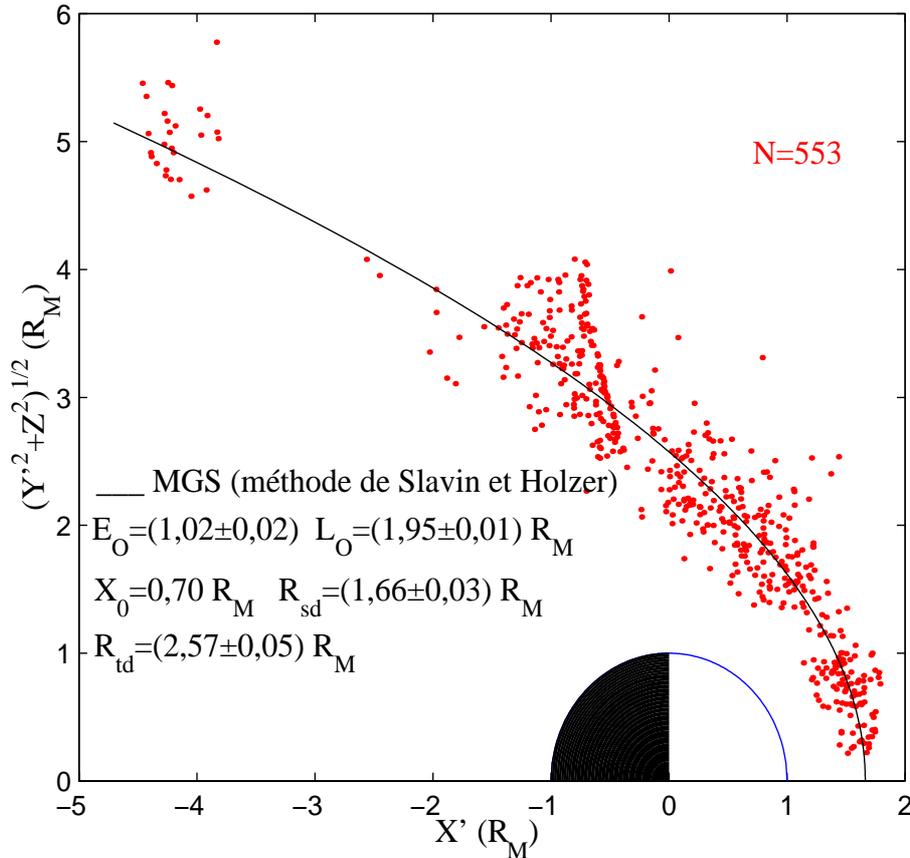


Figure 66 : Ajustement de la position moyenne de l'onde de choc à l'aide des données de MGS et de la méthode de Slavin et Holzer.

Deux paramètres supplémentaires ont été calculés à l'aide des paramètres de la conique : R_{SD} et R_{TD} . Ces paramètres correspondent respectivement à la distance de la conique au centre de Mars selon l'axe X' , et à la distance de la conique au centre de Mars dans le plan du terminateur (voir figure 64). Ces paramètres permettent de caractériser les dimensions de la conique et de la comparer à d'autres ajustements :

$$R_{SD} = X_0 + \frac{L}{(1 + \epsilon)} \quad \text{et} \quad R_{TD} = \sin(\phi) \frac{L}{(1 + \epsilon \cos(\phi))} \quad \text{où l'angle } \Phi \text{ est}$$

la coordonnée polaire du point de la conique se trouvant dans le plan du terminateur.

IV.3.3.b Méthode des moindres carrés

L'inconvénient de la méthode d'ajustement de Slavin et Holzer provient de la régression linéaire dans l'espace $(1/r, \cos \theta)$. Lorsque les traversées du choc

IV.3.3.b Méthode des moindres carrés

s'effectuent loin de Mars, à des distances supérieures à quelques rayons martiens du foyer de la conique, alors, dans l'espace $(1/r, \cos \theta)$, ces points se retrouvent très rapprochés. Ainsi, l'ajustement par la droite de régression linéaire accorde moins d'importance à ces points et beaucoup plus d'importance pour les points se trouvant près du foyer de la conique. C'est ce que l'on constate sur la droite de régression de la figure 65; les traversées proches du foyer sont beaucoup plus dispersées dans ce repère. La méthode de Slavin et Holzer permet d'ajuster correctement les traversées se situant dans l'hémisphère jour et celles situées relativement près du plan du terminateur dans l'hémisphère nuit.

Afin de palier à cet inconvénient, une méthode d'ajustement plus directe est utilisée. Tout d'abord, on considère que la position d'une traversée se trouve de manière aléatoire sur l'intervalle de temps où la sonde traverse la frontière, et ceci pour chaque traversées du choc. Cet intervalle de temps correspond à l'épaisseur apparente de la frontière déterminée lors des analyses d'orbites. De plus, pour cette nouvelle méthode, les trois paramètres de la conique varient simultanément, afin de trouver le jeu de paramètres qui minimisent au mieux par la méthode des moindres carrés (*Vignes et al.*, 2000). Le meilleur ajustement étant celui avec le plus faible rms. Ainsi, en répétant un grand nombre de fois ces ajustements, on obtient une distribution statistique des paramètres qui ajustent au mieux les traversées.

La conique obtenue par cette méthode et représentée sur la figure 67, avec l'ajustement par la méthode de Slavin et Holzer. Les deux ajustements sont très comparables dans l'hémisphère côté jour; en revanche, pour l'hémisphère côté nuit, la différence se situe essentiellement pour les traversées éloignées qui apparaissent mieux ajustées. La forte coïncidence des ajustements côté jour valide la méthode d'ajustement par la méthode des moindres carrés. Les paramètres de ces deux coniques sont rappelés dans le tableau 26. L'excentricité de la conique a peu varié, seul les paramètres L et X_0 ont varié, mais les paramètres R_{SD} et R_{TD} , qui dépendent des paramètres de la conique, ont peut varié. Les barres d'erreurs indiquées dans le tableau correspondent aux incertitudes sur la forme moyenne de la discontinuité. Elles ne sont nullement représentatives de la variabilité du choc.

IV.3.3.b Méthode des moindres carrés

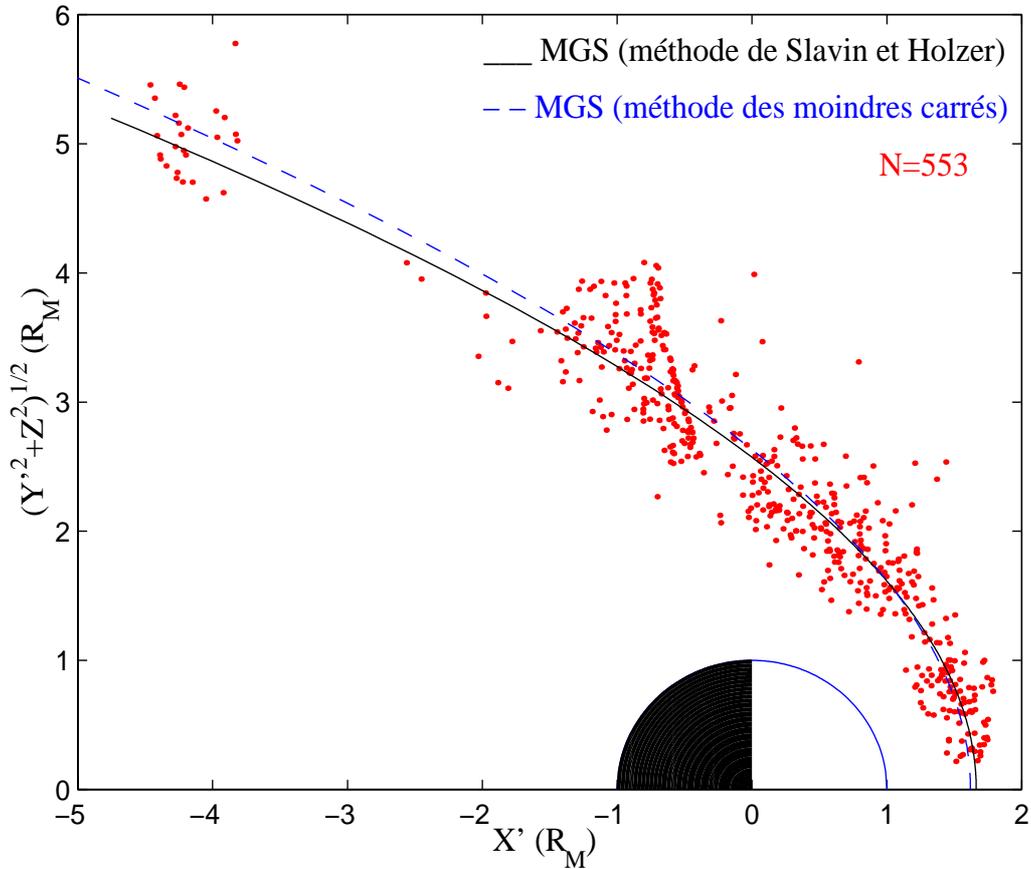


Figure 67 : Ajustement de la position moyenne de l'onde de choc à l'aide de la méthode des moindres carrés et de la méthode de *Slavin et Holzer* (1981).

| | X_0 (R_M) | ϵ | L (R_M) | R_{SD} (R_M) | R_{TD} (R_M) |
|-----------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|--------------------|--------------------|
| Méthode de Slavin et Holzer | 0,7 | $1,02 \pm 0,02$ | $1,95 \pm 0,01$ | $1,66 \pm 0,03$ | $2,57 \pm 0,05$ |
| Méthode des moindres carrés | $0,59 \pm 0,02$ | $1,03 \pm 0,01$ | $2,09 \pm 0,02$ | $1,62 \pm 0,08$ | $2,63 \pm 0,08$ |

Tableau 26 : Récapitulatif des paramètres des coniques qui ajustent les 553 traversées de l'onde de choc.

IV.3.4 Comparaison avec les résultats de Phobos 2 et avec la planète Vénus

IV.3.4.a Comparaison avec les résultats de Phobos 2

Avant la sonde MGS, des positions du choc avaient été déterminées par les sondes Mariner IV, Mars 2, 3 et 5, ainsi que par la sonde Phobos 2. Les sondes Mars

IV.3.4.a Comparaison avec les résultats de Phobos 2

et Mariner ont permis de répertorier très peu de traversées (24), tandis que Phobos 2, au cours de ces 3 mois d'observations, a permis d'identifier plus d'une centaine de traversées (124). La figure 68 représente les ajustements réalisés, à partir des mesures de Phobos 2, par *Slavin et al.* (1991) et *Trotignon et al.* (1993), ainsi que les ajustements obtenus à partir des données de MGS.

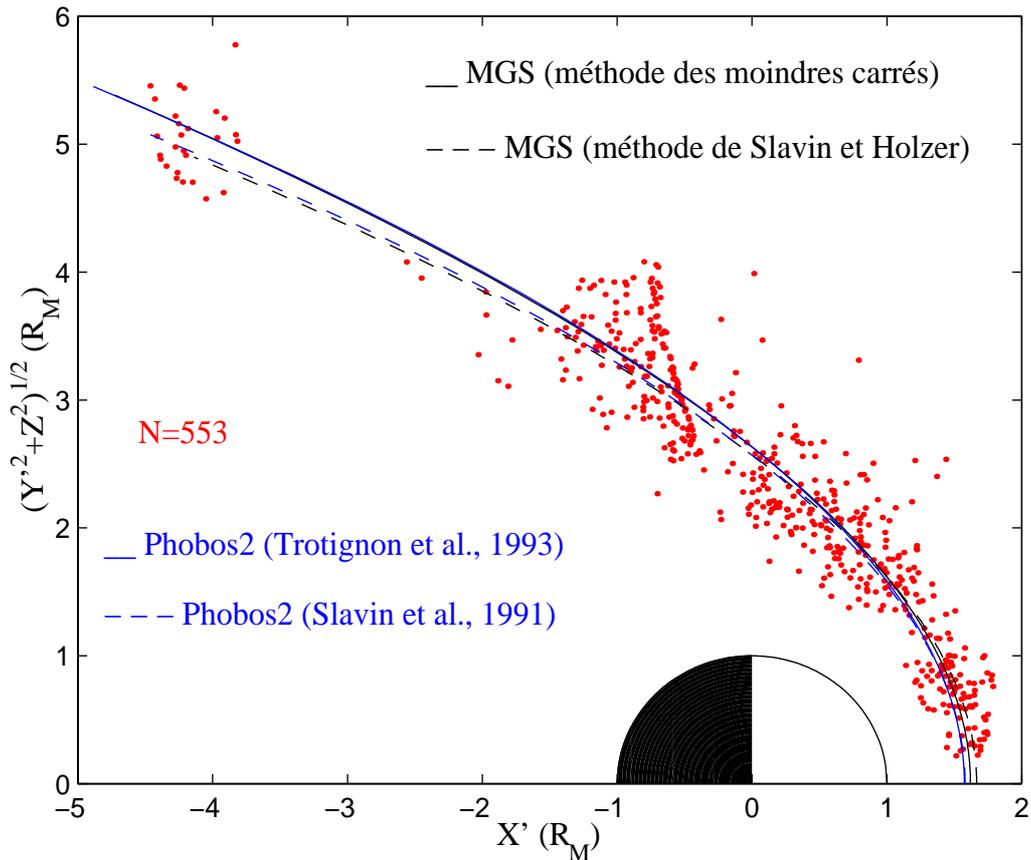


Figure 68 : Comparaison des ajustements de l'onde de choc à partir des données de MGS et de Phobos 2 dans le repère MSO.

On trouve une distance subsolaire légèrement plus importante avec les données de la sonde MGS (voir tableau 27); cependant les ajustements sont très comparables. MGS confirme les résultats précédents de la sonde Phobos 2 avec une plus grande statistique. D'autre part, comme nous l'avons mentionné précédemment, l'onde de choc est très variable, et malgré cette variabilité, sa position moyenne reste

IV.3.4.a Comparaison avec les résultats de Phobos 2

inchangée. Or, les mesures de MGS durant la première année de la mission se sont déroulées en période d'activité solaire bien plus faible que durant la période la mission Phobos 2. Le nombre de taches solaire pendant la mission de Phobos 2 était compris entre 140 et 180 tandis que pour MGS, il était compris entre 30 et 90. Le cycle solaire n'est donc pas la cause principale de la forte variabilité des positions des traversées de l'onde de choc (Vignes *et al.*, 2000).

| | Slavin <i>et al.</i> (1991) | Trotignon <i>et al.</i> (1993) | MGS (méthode de Slavin et Holzer) | MGS (méthode direct) |
|-------------------------|--------------------------------|-----------------------------------|--------------------------------------|-------------------------|
| X_0 (R_M) | 0,55 | 0,5 | 0,7 | 0,59±0,02 |
| ϵ | 1,01 | 1,02 | 1,02±0,02 | 1,03±0,01 |
| L (R_M) | 2,07 | 2,17 | 1,95±0,01 | 2,09±0,02 |
| R_{SD} (R_M) | 1,58 | 1,57±0,03 | 1,66±0,03 | 1,62±0,08 |
| R_{TD} (R_M) | 2,57 | 2,63 | 2,57±0,05 | 2,63±0,08 |
| Aberration | 3,2° | 4° | 4° | |
| Nombre de traversées | 94 | 126 | 553 | |

Tableau 27 : Récapitulatif des paramètres des coniques obtenus lors des ajustements des données de MGS et Phobos 2 pour l'onde de choc.

IV.3.4.b Comparaison avec Vénus

La planète Vénus a été longuement étudiée par les sondes Pioneer; ainsi, la position de l'onde de choc a pu être étudiée sur plus d'un cycle solaire. Une étude réalisée par Zhang *et al.* (1990b) montre que la position de l'onde de choc de Vénus varie en fonction de l'activité solaire. Au cours d'un cycle solaire de 11 ans, la position de l'onde de choc, dans le plan du terminateur, varie de 2,4 à 2,1 R_V . De même la position du point subsolaire varie de 1,27 à 1,37 R_V .

Une étude similaire a été réalisée par Slavin *et al.* (1991), à l'aide des données de Phobos 2 (en période de maximum d'activité solaire) et des données des sondes Mariner IV, Mars 2, 3 et 5 (en période de minimum d'activité solaire). L'étude réalisée à l'aide des sondes Mariner et Mars comporte seulement 24 traversées de l'onde de choc. Mais la distance subsolaire avait été trouvée peu variable, de 1,55 à 1,58 R_M . Les données de MGS indiquent que la distance subsolaire du choc, en période de

IV.3.4.b Comparaison avec Vénus

minimum d'activité solaire, est légèrement plus importante qu'en période de maximum d'activité solaire pour Mars, avec une meilleure statistique que l'étude réalisée à partir des données des sondes Mariner et Mars. La distance subsolaire du choc varie de 1,57 à 1,62, soit 3% (voir tableau 27) pour Mars au cours d'un cycle solaire. Mais la variation est contraire à celle de Vénus : pour Vénus la distance subsolaire est plus éloignée en période de maximum d'activité solaire. Toutefois, la distance du point subsolaire est moins fiable que celle du terminateur, en raison du nombre de traversées situées dans ces deux régions.

D'autre part, concernant, la distance du choc dans le plan du terminateur, nous savons que, pour Vénus, cette distance varie beaucoup en fonction de l'activité solaire de 2,1 à 2,4 R_V . Or, pour Mars, cette distance semble invariante en moyenne au cours d'un cycle solaire. En période de maximum d'activité solaire, la position du choc de Vénus dans le plan du terminateur est de 2,39 R_M avec une déviation standard de 0,21 R_M (9%). A titre de comparaison, à la même période pour Mars, la position du choc dans le plan du terminateur est de 2,66 R_M avec une déviation standard de 0,49 R_M (18%). En période de minimum d'activité solaire, MGS trouve une distance de 2,63 R_M avec une déviation standard de 0,34 R_M (13%). Dans le plan du terminateur, la position du choc martien est donc beaucoup plus variable, autour de sa position moyenne, que celle de Vénus, mais aussi beaucoup plus éloignée, lorsque l'on ramène les distances à des échelles de rayon planétaire.

L'activité solaire ne semble pas être le facteur responsable de la forte variabilité du choc dans le plan du terminateur. Cependant, la distance subsolaire du choc semble, quant à elle, varier légèrement en fonction de l'activité solaire. Une étude à plus grande échelle temporelle permettrait de confirmer ces résultats.

IV.3.5 Variabilité des traversées

Afin d'étudier la variabilité de la position de l'onde de choc et de comparer les résultats de MGS avec les études précédentes, chaque traversée identifiée est extrapolée dans le plan du terminateur en utilisant la même excentricité et le même foyer que la position moyenne qui a été trouvée pour le choc ($\epsilon = 1,03$ et $X_0 = 0,59 R_M$).

IV.3.5 Variabilité des traversées

Sur la figure 69, les distances des traversées de l'onde de choc par rapport à sa position moyenne sont représentées en fonction des numéros d'orbites. On constate que la position du choc est très variable d'une orbite à l'autre. La différenciation des traversées ayant lieu de part et d'autre du terminateur permet d'observer une variabilité plus importante du choc dans l'hémisphère nuit. La déviation standard des distances des traversées à la position moyenne est de $0,29 R_M$ pour l'hémisphère nuit, et de $0,22 R_M$ pour l'hémisphère jour. Les facteurs pouvant expliquer cette variabilité sont : les sources magnétiques crustales, l'orientation du champ magnétique interplanétaire, les paramètres du vent solaire.

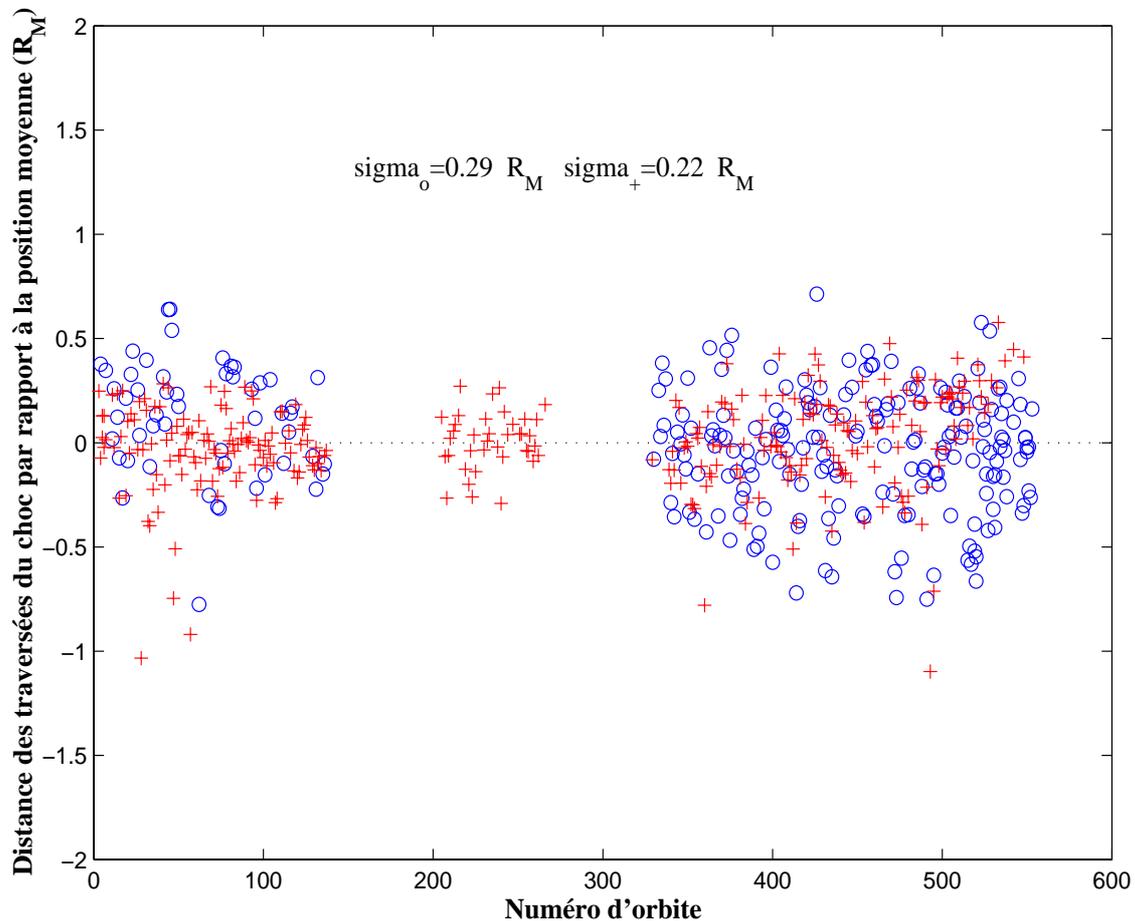


Figure 69 : Variabilité des traversées de l'onde de choc (côté jour [+]) et côté nuit [o]) par rapport à la position moyenne du choc en fonction des orbites de la sonde MGS.

IV.3.5.a Influence des sources crustales

IV.3.5.a Influence des sources crustales

Sur la figure 70 sont représentées les positions des traversées du choc extrapolées dans le plan du terminateur en fonction de la longitude du point subsolaire au moment de chacune des traversées. Les magnétomètres de MGS ont révélé l'existence de sources magnétiques crustales surtout dans l'hémisphère sud de la planète, pour des longitudes comprises entre 140° et 240° Est. La ligne en trait pointillé représente la distance moyenne du choc dans le plan du terminateur. Quant aux barres horizontales, elles représentent les distances moyennes de ces traversées par intervalle de 20°.

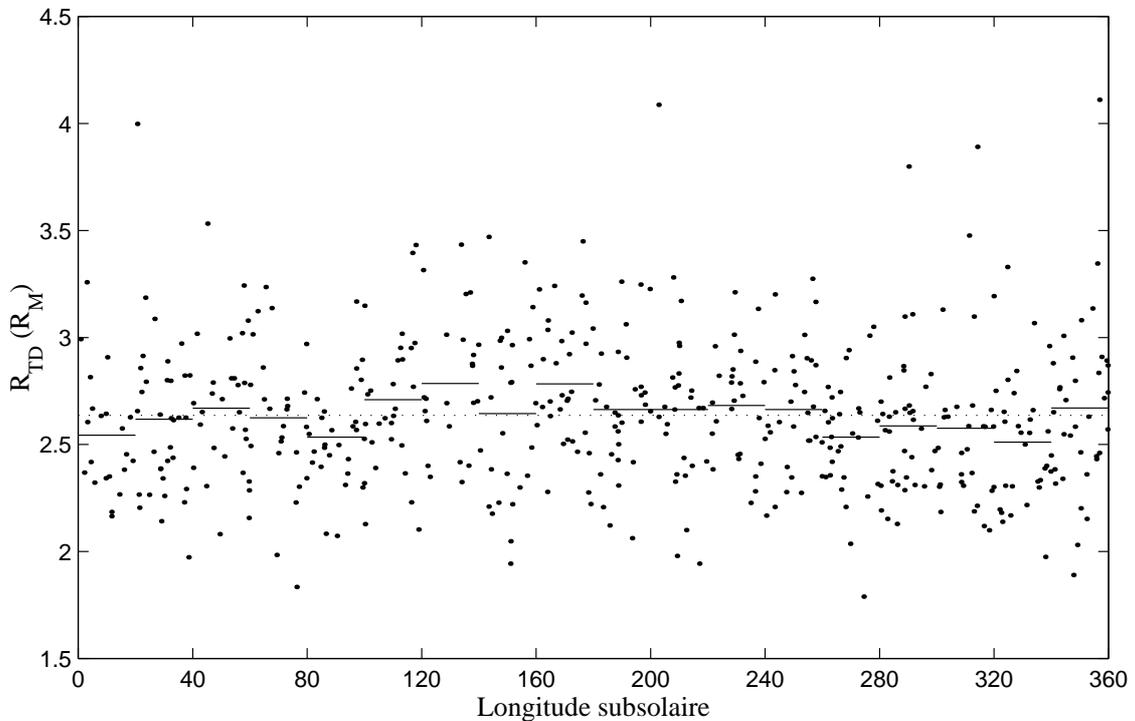


Figure 70 : Corrélation entre la distance des traversées du choc, extrapolées dans le plan du terminateur, en fonction de la longitude subsolaire, au moment de ces traversées.

A première vue, la variabilité des positions du choc ne semble pas corrélée avec la région fortement aimantée de l'hémisphère Sud. La distance moyenne du choc, extrapolée dans le plan du terminateur, lorsque la sonde survole la région de Terra Sirenum (140° à 240° Est.), est de 2,69 R_M avec une déviation standard de 0,34

IV.3.5.a Influence des sources crustales

R_M , tandis que, hors de cette région, la distance moyenne vaut $2,62 R_M$ avec une déviation standard de $0,33 R_M$. La différence de 3%, pour la distance du choc moyennée au-dessus des deux régions prises en compte, n'apparaît pas significative, d'autant plus que la variabilité des traversées, visible sur les déviations standards, ne change pas.

Étant donné que la région fortement aimantée se trouve dans l'hémisphère Sud, une distinction entre les deux hémisphères est faite sur la figure 71. Les points rouges représentent les traversées du choc ayant lieu dans l'hémisphère Sud, tandis que les points bleus, celles dans l'hémisphère Nord. Pour la majorité des paliers de 20° en longitude, les traversées dans l'hémisphère sud sont plus éloignées, en moyenne, que celles dans l'hémisphère Nord. Les données concernant les valeurs moyennes des traversées au dessus de la région aimantée et du reste de la surface de la planète sont indiquées dans le tableau 28.

Lorsque toutes les traversées sont prises en compte, sans sélection concernant l'angle solaire zénithal, on remarque que les traversées dans l'hémisphère Sud sont 4 à 5% plus éloignées que celles de l'hémisphère Nord. De plus, comme énoncé précédemment, les traversées au dessus de la région aimantée sont plus éloignées (3%) que les traversées survolant les autres régions de la planète. Quant à la déviation standard, elle est plus importante dans l'hémisphère Sud, au dessus de la région aimantée. L'autre moitié du tableau est consacrée aux traversées ayant lieu près du plan du terminateur ($60^\circ < ASZ < 120^\circ$). Si on ne différencie pas les hémisphères Nord et Sud, il y a très peu de différence entre la région aimantée, et celle qui ne l'est pas. Cependant, dès que l'on différencie les traversées en fonction des hémisphères, la distance moyenne du choc dans l'hémisphère sud est 10% plus importante que dans l'hémisphère Nord, pour les deux régions (aimantée et non aimantée). On constate également, au vue des déviations standards, que la variabilité des traversées est plus importante dans l'hémisphère Sud.

IV.3.5.a Influence des sources crustales

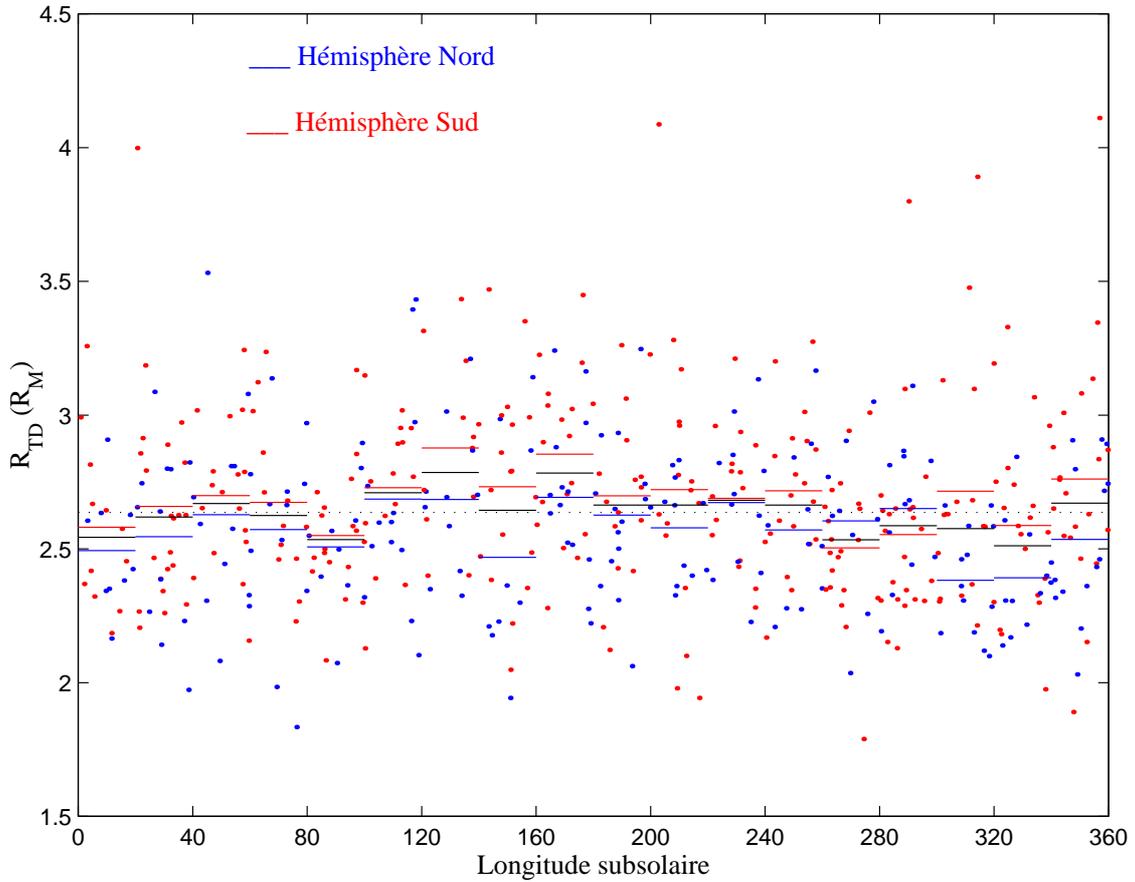


Figure 71 : Corrélation entre la distance des traversées du choc en fonction de la longitude subsolaire. Les distances moyennes sont calculées pour les traversées ayant lieu dans les hémisphères Nord et Sud.

| | Hémisphères | Tous les angles solaires zénithaux (ASZ) | | 60 < ASZ < 120 | |
|-----------------------------------|-------------|--|----------|--------------------|----------|
| | | <R _{TD} > | σ | <R _{TD} > | σ |
| Région aimantée (140° à 240° Est) | Nord | 2,62 | 0,29 | 2,46 | 0,3 |
| | Sud | 2,74 | 0,36 | 2,71 | 0,4 |
| | Nord + Sud | 2,69 | 0,34 | 2,64 | 0,4 |
| Région non aimantée | Nord | 2,56 | 0,3 | 2,42 | 0,26 |
| | Sud | 2,65 | 0,34 | 2,65 | 0,34 |
| | Nord + Sud | 2,62 | 0,33 | 2,56 | 0,34 |

Tableau 28 : Valeurs moyennes et déviations standards des distances du choc en fonction des hémisphères, des régions aimantées et des angles solaires zénithaux.

Les sources crustales semblent ne pas agir directement sur la position du

IV.3.5.a Influence des sources crustales

choc. La distance moyenne du choc, lors des survols de la région fortement aimantée, n'apparaît pas plus éloignée que lorsque la sonde survole la région non aimantée. Cependant, si on différencie les traversées en fonction des hémisphères où elles se trouvent, on observe des différences de l'ordre de 10 % pour les valeurs de R_{TD} . Les sources crustales peuvent être à l'origine des distances plus importantes du choc dans l'hémisphère Sud, mais en revanche, la variabilité du choc ne semble pas dépendre fortement des sources crustales. Deux études similaires (*Slavin et al.*, (1991) ; *Schwingenschuh et al.*, (1992)) réalisées à partir des données de Phobos 2 n'avaient pas trouvé de dépendance directe entre la distance subsolaire du choc et la longitude subsolaire.

IV.3.5.b Influence du champ magnétique interplanétaire

Afin d'étudier l'influence du champ magnétique interplanétaire, il est nécessaire de déterminer la direction de ce champ en amont de chaque traversée. Pour cela, on calcule la direction moyenne du champ sur un intervalle de temps relativement calme tel que la somme des erreurs de moindre carrés normalisés pour chacune des composantes, et celle pour l'intensité du champ soient inférieures à 10%. Ainsi, à l'aide de la direction du champ magnétique interplanétaire, il est possible d'étudier la variabilité de la frontière en fonction de trois angles : θ_{bn} , α_{vb} et l'angle horaire.

IV.3.5.b.i L'angle θ_{bn}

Il s'agit de l'angle que fait le champ magnétique interplanétaire avec la normale au choc, localement au point de traversée. La figure 72 représente la distance du choc extrapolée dans le plan du terminateur en fonction de l'angle θ_{bn} calculé lors de chaque traversées. La position moyenne du choc dans le plan du terminateur est représentée par la ligne en pointillé. La position du choc est donnée par pas de 10° . Davantage de traversées sont déterminées avec un angle important en raison de la difficulté de déterminer la position de certain choc quasi-parallèle ($\theta_{bn} < 45^\circ$, voir figure 62).

La position moyenne du choc apparaît plus proche de la planète dans les cas de choc quasi-parallèle. L'étude statistique à partir des données de MGS indique

IV.3.5.b.i L'angle q_{bn}

que la position moyenne du choc, pour $\theta_{bn} < 45^\circ$, est $2,51 R_M$, avec une déviation standard de $0,31 R_M$. Tandis que pour la partie correspondant aux chocs quasi-perpendiculaires, la position moyenne du choc est $2,66 R_M$, avec une déviation standard de $0,33 R_M$. Les déviations standard indiquent que la variabilité du choc est aussi importante pour les chocs quasi-parallèles que les chocs quasi-perpendiculaires.

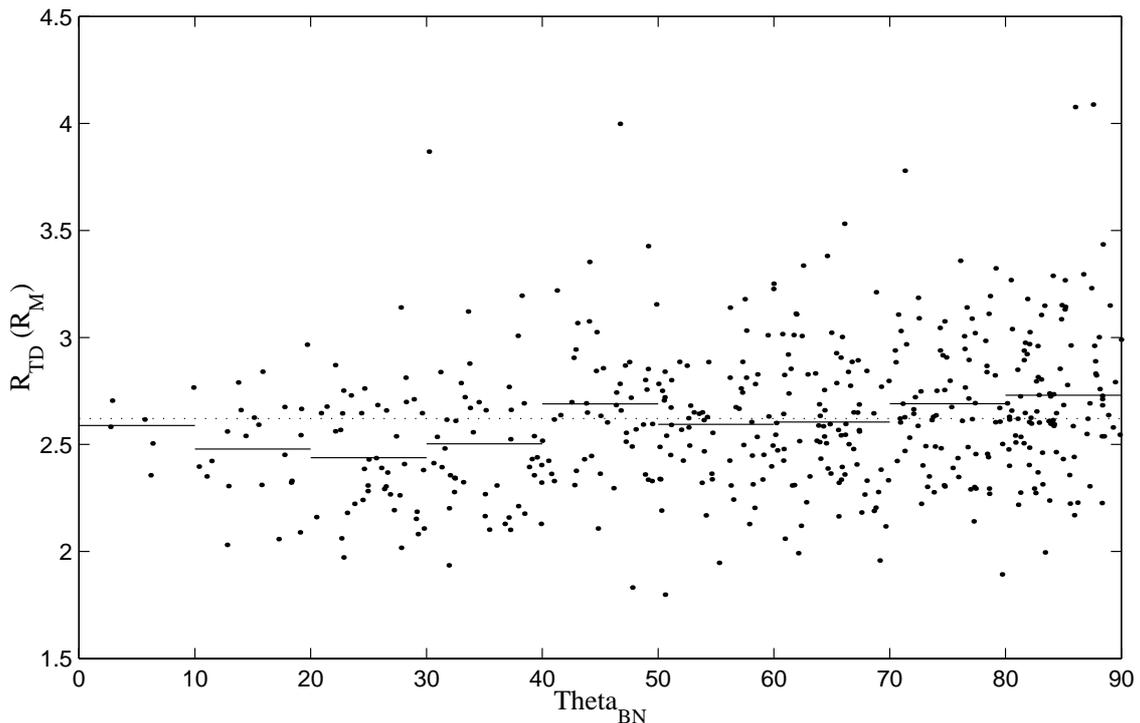


Figure 72 : Corrélation entre la position du choc extrapolée dans le plan du terminateur et l'angle θ_{bn} . Les positions moyennes du choc sont données par pas de 10° .

Une étude similaire sur la dépendance du choc en fonction de θ_{bn} a été réalisée par *Zhang et al.* (1991a) à l'aide des données de Phobos 2. A l'aide de 97 traversées identifiées, il apparaît une différence de $0,2 R_M$ entre les positions moyennes des chocs quasi-perpendiculaires et quasi-parallèles. La différence est légèrement plus importante que celle trouvée avec MGS ($0,15 R_M$). La même étude de *Zhang et al.* montre que, pour Vénus, l'asymétrie est de $0,1 R_V$ ($R_{TD} = 2,21 R_V$ pour $\theta_{bn} < 45^\circ$; et $R_{TD} = 2,31 R_V$ pour $\theta_{bn} > 45^\circ$). Cette asymétrie apparaît plus importante dans le cadre de Mars

IV.3.5.b.i L'angle qbn

que de Vénus. Selon une étude réalisée par *Thomas et Winske* (1990), cette asymétrie décroît lorsque le rapport de la distance du choc au rayon de giration des protons augmente. Or, le rayon de giration des protons est, environ, de 1000 km pour Mars, et 300 km pour Vénus. Les observations sont en accord avec les simulations réalisées par *Thomas et Winske* (1990).

IV.3.5.b.ii L'angle α_{vb}

L'angle α_{vb} correspond à l'angle que fait le vecteur champ magnétique interplanétaire avec la direction du flux de particules du vent solaire. Comme MGS ne peut pas déterminer la direction des particules du vent solaire, on suppose qu'il s'agit de la direction radiale. Cet angle est très important pour permettre de caractériser l'effet du champ électrique de convection à l'intérieur de la "magnétogaine" ($\vec{E} = -\vec{V} \wedge \vec{B}$). Les ions planétaires, nouvellement créés par photoionisation ou par collision, sont immédiatement injectés sur une orbite cycloïdale par ce champ électrique de convection. Ainsi, ce mécanisme, dit de "pick up", est à son effet maximum lorsque l'angle entre la vitesse des particules et le champ magnétique est proche de 90° .

La figure 73 représente les positions des traversées du choc en fonction de l'angle α_{vb} . Les points rouges correspondent aux traversées effectuées dans l'hémisphère Sud et les points bleus aux traversées dans l'hémisphère Nord. La position moyenne du choc dans le plan du terminateur est représentée pour $\cos(\alpha_{vb})$ supérieur ou inférieur à 0,5.

La position du choc est plus éloignée de Mars lorsque l'angle α_{vb} est supérieur à 60° , même si l'on différencie les orbites en fonction de l'hémisphère pour évaluer la contribution des sources crustales de l'hémisphère Sud. Pour α_{vb} supérieur à 60° , on trouve une distance du choc de $2,67 R_M$ avec une déviation standard de $0,35 R_M$, tandis que pour α_{vb} inférieur à 60° , on trouve une distance du choc de $2,56 R_M$ avec une déviation standard de $0,29 R_M$. On trouve une différence de $0,11 R_M$, soit 4% qui est respectée si l'on différencie l'hémisphère Nord et l'hémisphère Sud. D'autre part, la variabilité de la frontière est plus importante lorsque α_{vb} est supérieur à 60° .

IV.3.5.b.ii L'angle α_{vb}

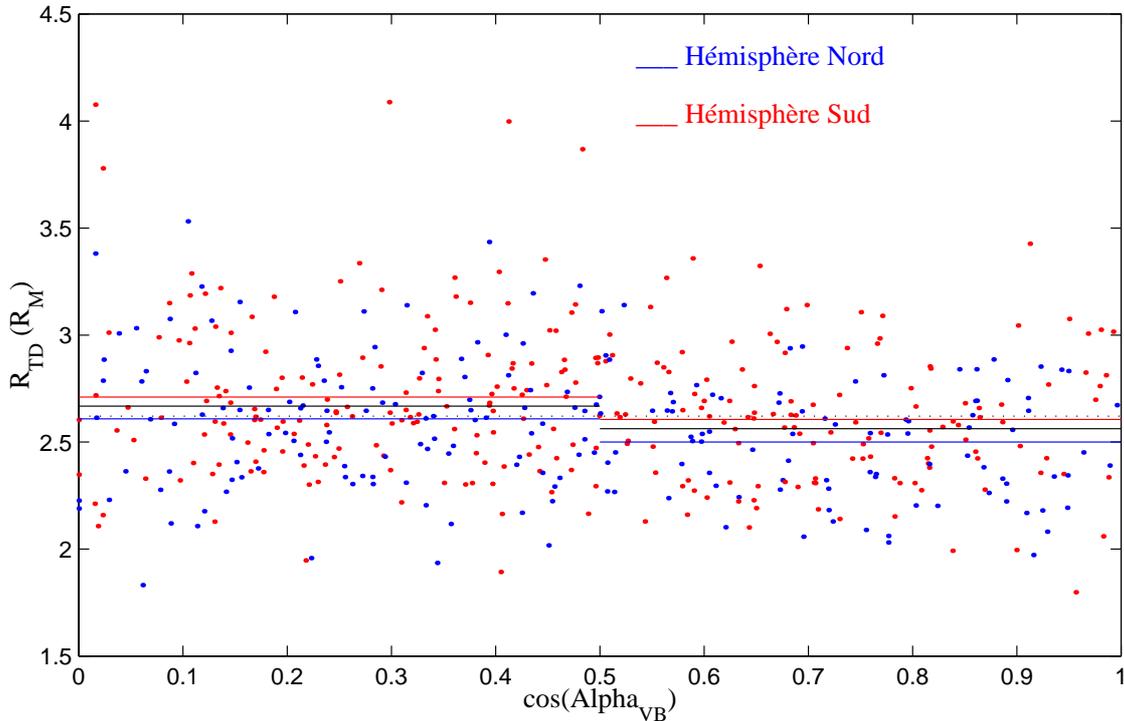


Figure 73 : Corrélation entre la position du choc extrapolée dans le plan du terminateur et l'angle α_{vb} .

L'implantation d'ions joue donc un rôle dans la localisation de l'onde de choc. La contribution de ces ions est supposée être plus importante en période de maximum d'activité solaire. En effet, en période de maximum d'activité solaire le flux d'ultra violet augmente, ce qui a pour effet d'augmenter la photo-ionisation des particules, et donc l'implantation d'ions. Une étude similaire a été réalisée par *Zhang et al.* (1991b) à partir des données de Phobos 2. Toutefois leur étude utilise seulement 27 traversées de cette frontière. La statistique utilisée pour cette étude est trop faible pour comparer correctement les deux études; néanmoins, la position moyenne du choc apparaît plus éloignée de Mars lorsque α_{vb} devient important.

Dans le cadre de la planète Vénus, le dépendance du choc par rapport à l'angle α_{vb} , selon l'activité solaire, a été étudiée par *Alexander et al.* (1986). En période de maximum d'activité solaire, la position du choc varie de $2,23 R_V$ à $2,74 R_V$ en fonction de l'angle α_{vb} , tandis qu'en période de minimum d'activité solaire, la position

IV.3.5.b.ii L'angle α_{vb}

du choc varie de $2,19 R_V$ à $2,35 R_V$. *Alexander et al.* (1986) trouvent une différence de 7% dans la position du choc en période de minimum d'activité solaire en fonction de l'angle α_{vb} . Si on détermine la position du choc de la même manière que celle de *Alexander et al.* (1986), par une droite de régression linéaire, on obtient pour Mars une distance qui varie de $2,52 R_M$ à $2,71 R_M$, soit 7% aussi. On trouve donc un très bon accord entre les résultats de Vénus et ceux de Mars en période de minimum d'activité solaire.

IV.3.5.b.iii L'angle horaire

Un autre moyen existe pour caractériser l'effet des ions planétaires, nouvellement créés, qui sont injectés sur une orbite cycloïdale par le champ électrique de convection à l'intérieur de la "magnétogaine". Il s'agit d'étudier l'angle entre la position de la traversée du choc avec la direction du champ magnétique projeté dans le plan du terminateur. Cet angle est appelé angle horaire, relativement à la direction du champ magnétique. Ce champ électrique de convection est supposé créer une asymétrie entre l'hémisphère Nord, par rapport à la direction du champ magnétique, et l'hémisphère Sud. En effet, la plupart des ions situés dans l'hémisphère Sud précipitent rapidement dans l'atmosphère, tandis que ceux de l'hémisphère Nord sont injectés sur une orbite cycloïdale qui les mènent dans le flux de la "magnétogaine". Le rayon de giration des ions est suffisamment important dans l'environnement de Mars pour permettre à ces ions de s'échapper (*Luhmann et al.*, 1991b).

Ainsi, l'angle horaire permet de quantifier l'effet du champ électrique de convection sur la position du choc, et de visualiser cette asymétrie entre les deux hémisphères, synonyme d'alourdissement du vent solaire. La figure 74 représente la position du choc extrapolée dans le plan du terminateur en fonction de cet angle horaire. Les moyennes sont représentées par pas de 35° , excepté pour les régions dites polaires. Le "pôle Nord" pour les angles horaires compris entre 70° et 110° ; et le "pôle Sud" pour des angles compris entre 250° et 290° sont moyennés par pas de 40° .

La variabilité du choc apparaît aussi importante dans l'hémisphère Nord (angle horaire inférieur à 180°) que dans l'hémisphère Sud. D'autre part, l'asymétrie entre le "pôle Nord" et le "pôle Sud" apparaît très faible. La position moyenne du choc

IV.3.5.b.iii L'angle horaire

est de $2,67 R_M$ au pôle Nord, et $2,59 R_M$ au pôle Sud, soit 3% de différence. Or en période de maximum d'activité solaire, une étude réalisée par *Zhang et al.* (1991b), sur les données de Phobos 2 avait mise en évidence une différence de position de 8% entre les deux hémisphères. Cependant la statistique utilisée pour cette étude était faible.

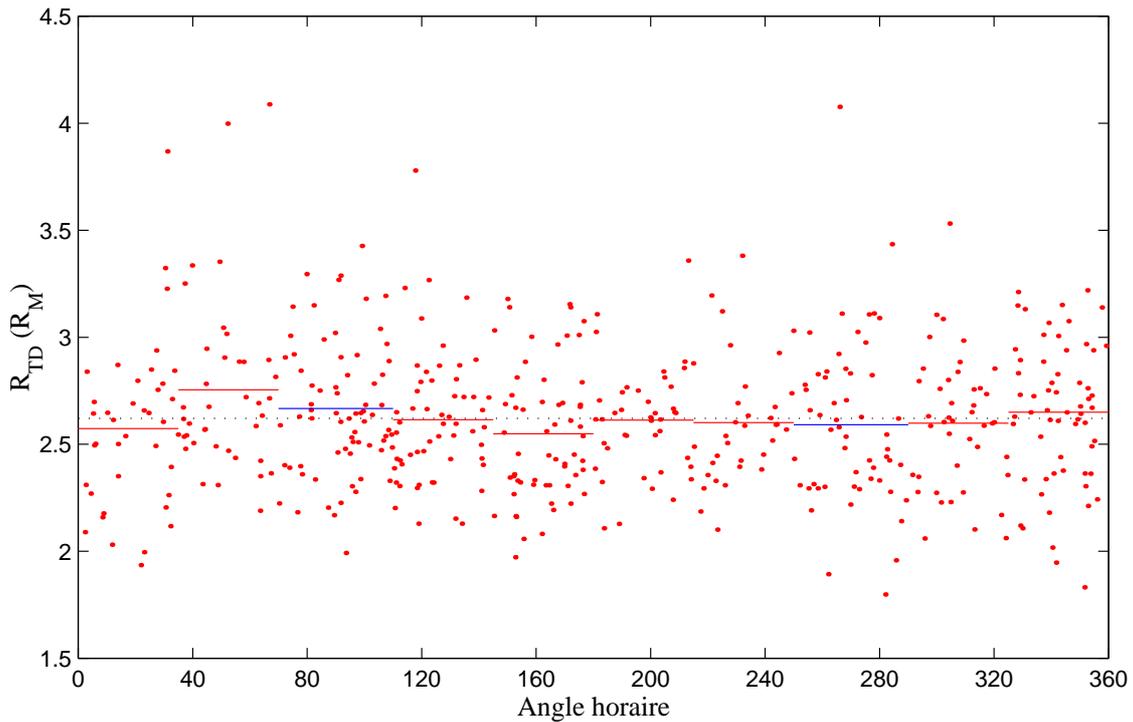


Figure 74 : Corrélation entre la position du choc extrapolée dans le plan du terminateur et l'angle horaire. Les positions moyennes sont indiquées par pas de 35° ou 40° .

Les résultats obtenus pour Mars sont tout à fait comparable à l'étude réalisée par *Alexander et al.* (1986) pour Vénus. En effet, pour Vénus, en période de maximum d'activité solaire, la différence de position moyenne pour les deux pôles est de 8%, tandis qu'en période de minimum d'activité, la différence est de 1%.

IV.4 La frontière d'empilement magnétique

IV.4.1 Caractéristiques de la frontière d'empilement magnétique

La frontière d'empilement magnétique est caractérisée par une très forte

IV.4.1 Caractéristiques de la frontière d'empilement magnétique

discontinuité à la fois sur le champ magnétique et les flux d'électrons dans l'hémisphère jour. Cette frontière marque l'entrée dans une région d'accroissement de la pression magnétique dû à l'enroulement des lignes de champs autour de l'obstacle. En ce qui concerne les traversées situées dans l'hémisphère nuit, celles-ci sont généralement caractérisées par des discontinuités moins prononcées.

La frontière d'empilement magnétique, précédemment appelée "planétopause" par *Riedler et al.* (1989), était définie par une chute brusque de la densité de protons du vent solaire ainsi que par une rotation et une réduction de la turbulence du champ magnétique. D'autre part, *Trotignon et al.* (1996) ont identifié cette même frontière avec d'un détecteur d'onde (PWS) à bord de la sonde Phobos 2. Cette frontière a été caractérisée par :

- Une forte augmentation de la densité d'électrons lorsque la sonde entre dans la "planétogaine".
- Une augmentation de l'intensité du champ électrique.
- Une turbulence du champ électrique qui décroît régulièrement depuis le choc jusqu'à la "planétopause", et qui augmente brusquement dans une région restreinte juste après avoir franchi la discontinuité.

Ces caractéristiques sont très similaires à celles observées par les instruments MAG/ER de la sonde MGS. En effet, la frontière d'empilement magnétique est identifiée par :

- Une forte réduction des flux d'électrons lorsque la sonde s'approche de Mars, soit une baisse de la densité d'électrons lorsque la sonde quitte la MPB ou planétopause. C'est exactement ce qui est observé sur les données de PWS.
- Une augmentation de l'intensité du champ magnétique, comparable à l'augmentation de l'intensité du champ électrique vu par PWS sur Phobos 2 et tout à fait similaire aux observations faites par *Riedler et al.*(1989).
- Une réduction des fluctuations du champ magnétique lorsque la sonde traverse la frontière. Ceci s'apparente à la réduction graduelle des fluctuations du champ électrique mesuré par PWS. Quant à la reprise soudaine de la turbulence juste après que la sonde ait traversé la frontière, celle-ci pourrait être due à des

IV.4.1 Caractéristiques de la frontière d'empilement magnétique

nuages d'ions au dessus de l'ionopause de Mars. Ces nuages d'ions sont caractérisés par d'importantes variations d'amplitude du champ magnétique ainsi que des rotations de celui-ci. Il se pourrait que les brusques augmentations des fluctuations du champ électrique visibles sur les données PWS de Phobos 2 soient dues à la présence de ces nuages moléculaires entre la MPB et l'ionopause.

Or cette frontière est également similaire à celle détectée dans les environnements des comètes Halley et Grigg-Skjellerup par l'expérience Giotto. (Neubauer et al., 1986; Mazelle et al., 1989; Rème et al., 1993). Cette frontière qui avait été appelée "Magnetic Pileup Boundary" (MPB) ou frontière d'empilement magnétique possède les mêmes caractéristiques que la "planétopause" identifiée autour de Mars lors des premiers résultats de la sonde Phobos 2 (Riedler et al., 1989). le terme Magnetic Pileup Boundary est plus général car il peut s'appliquer aux comètes et traduit mieux l'effet physique impliqué. C'est pour cela qu'il a été définitivement choisi.

Sur la figure 75, un zoom de l'orbite 236 est représenté lorsque la sonde traverse la frontière d'empilement magnétique en s'éloignant de Mars. Les panneaux représentent de haut en bas l'élévation, l'azimut, l'amplitude du champ magnétique et les flux d'électrons pour des gammes d'énergies allant de 10 à 500 eV. Les différentes régions traversées sont identifiées par des traits noirs verticaux. L'ionopause est identifiée par une décroissance des flux d'électrons d'énergies supérieures à 80 eV.

En ce qui concerne la MPB, celle-ci est traversée, dans l'hémisphère située côté jour, entre 03h14 et 03h17 TU, soit une largeur de 600 km. On observe l'accroissement de l'amplitude du champ magnétique, qui passe de 19,2 nT à 30,2 nT; ainsi que la diminution des fluctuations du champ magnétique visible sur les angles azimut et élévation. De plus, on observe une forte décroissance des flux d'électrons, notamment pour des énergies comprises entre 30 et 100 eV. La décroissance pour les gammes d'énergies inférieures à 30 eV est plus lente et moins abrupte (un facteur 3 à 4 de décroissance) que pour les gammes d'énergies comprises entre 30 et 50 eV qui, elles, décroissent tardivement d'un ordre de grandeur, de manière très abrupte. En revanche pour les énergies comprises entre 50 eV et 300 eV, la décroissance des flux d'électrons

IV.4.1 Caractéristiques de la frontière d'empilement magnétique

commence dès que la sonde pénètre dans la MPB, cette décroissance est graduelle, sur presque un ordre de grandeur. Pour les très hautes énergies, au delà de 500 eV, les signatures sont beaucoup moins importantes.

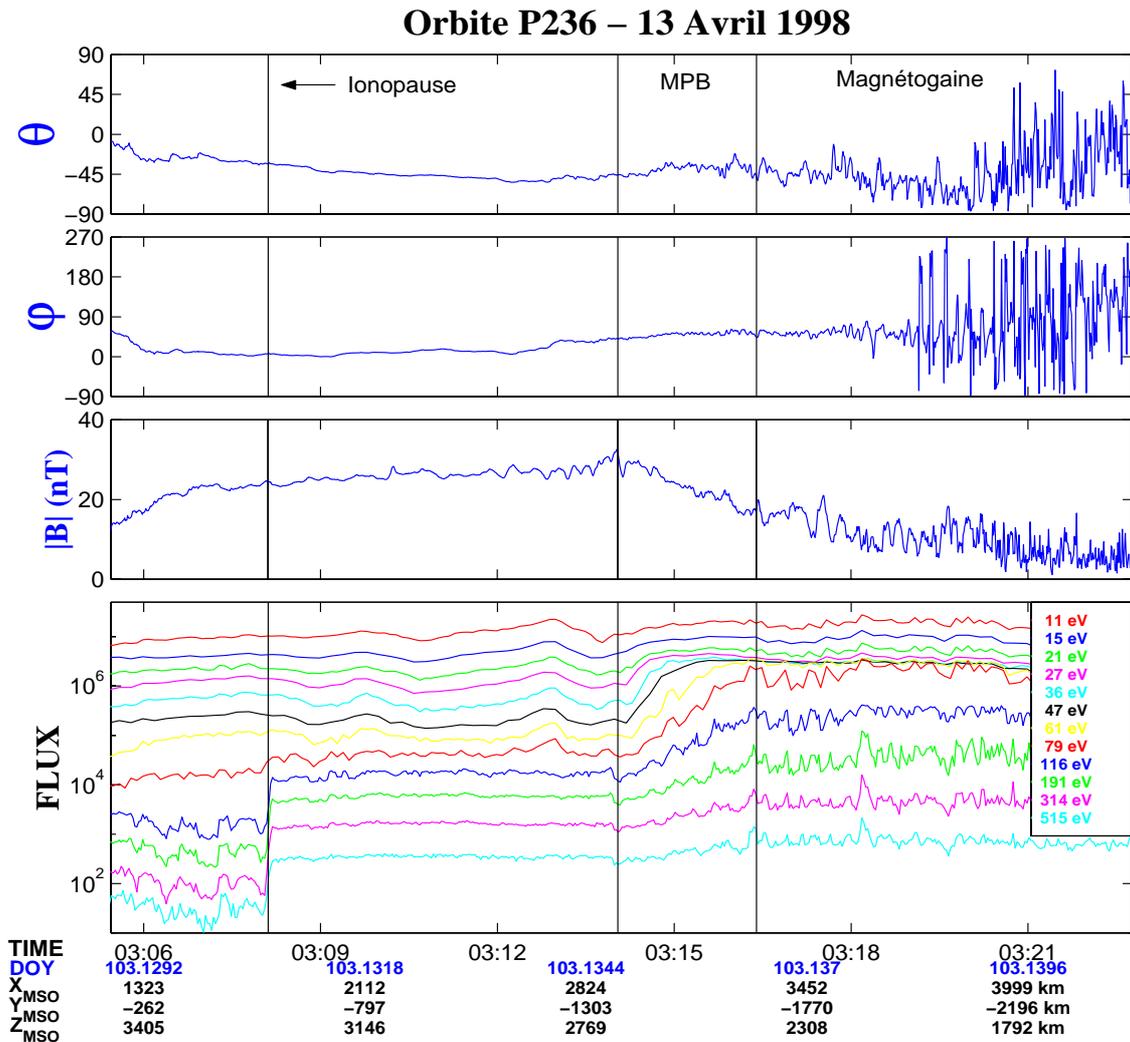


Figure 75 : Exemple d'évolution du champ magnétique et des flux d'électrons lorsque la sonde traverse la frontière d'empilement magnétique.

Après la traversée de la frontière, les flux d'électrons retrouvent un niveau à peu près constant, exactement comme dans la région comprise entre le choc et la MPB. Ces caractéristiques sur les électrons sont typiques lors des traversées de cette frontière. La discontinuité sur les flux d'électrons dépend de leurs énergies puisque les électrons de hautes énergies (supérieur à 60 eV) commencent à décroître plus tôt que

IV.4.1 Caractéristiques de la frontière d'empilement magnétique

ceux d'énergies comprises entre 20 eV et 50 eV. Ces caractéristiques se trouvent moins prononcées pour toutes les traversées ayant lieu dans l'hémisphère situé côté nuit. Cependant cette frontière est permanente dans l'environnement de Mars, au même titre que l'onde de choc ou l'ionopause.

Une étude statistique de la MPB, réalisée à l'aide de 823 traversées, indique que le rapport moyen de l'intensité du champ magnétique, avant et après que la sonde traverse cette frontière, est de 2,2 avec un écart quadratique de 2. Cette étude indique aussi que l'amplitude maximale du champ magnétique, lors de la traversée de cette frontière est en moyenne de 25,1 nT avec un écart quadratique de 14 nT tandis que l'intensité moyenne du champ magnétique au pied de la frontière est de 14,4 nT avec un écart quadratique de 9,7 nT. La variation d'intensité du champ magnétique d'un facteur 2 environ est donc une caractéristique très forte lors de la détermination de cette frontière.

La figure 76 représente l'intensité maximale du champ magnétique lors de la traversée de cette frontière en fonction de l'angle solaire zénithal au moment de la traversée. Ces 823 traversées sont ajustés par une droite de régression linéaire, dont le coefficient de corrélation vaut 0,67. On observe que plus les traversées s'effectuent loin dans la l'hémisphère nuit, plus l'intensité du champ magnétique, lorsque la sonde traverse la frontière, a tendance à diminuer.

En ce qui concerne l'épaisseur de la frontière, il apparaît difficile de calculer son épaisseur réelle en raison de la trajectoire de la sonde. Toutefois, une étude statistique, réalisée grâce aux 823 traversées de cette frontière, montre que l'épaisseur moyenne de cette frontière, le long de la trajectoire de la sonde, est de 980 km avec une déviation standard de 400 km. Le coefficient de corrélation ($r=0,4$) obtenu lors de l'ajustement linéaire entre la largeur de cette frontière de l'angle solaire zénithal n'est pas suffisamment significatif pour identifier un lien entre ces deux paramètres.

IV.4.1 Caractéristiques de la frontière d'empilement magnétique

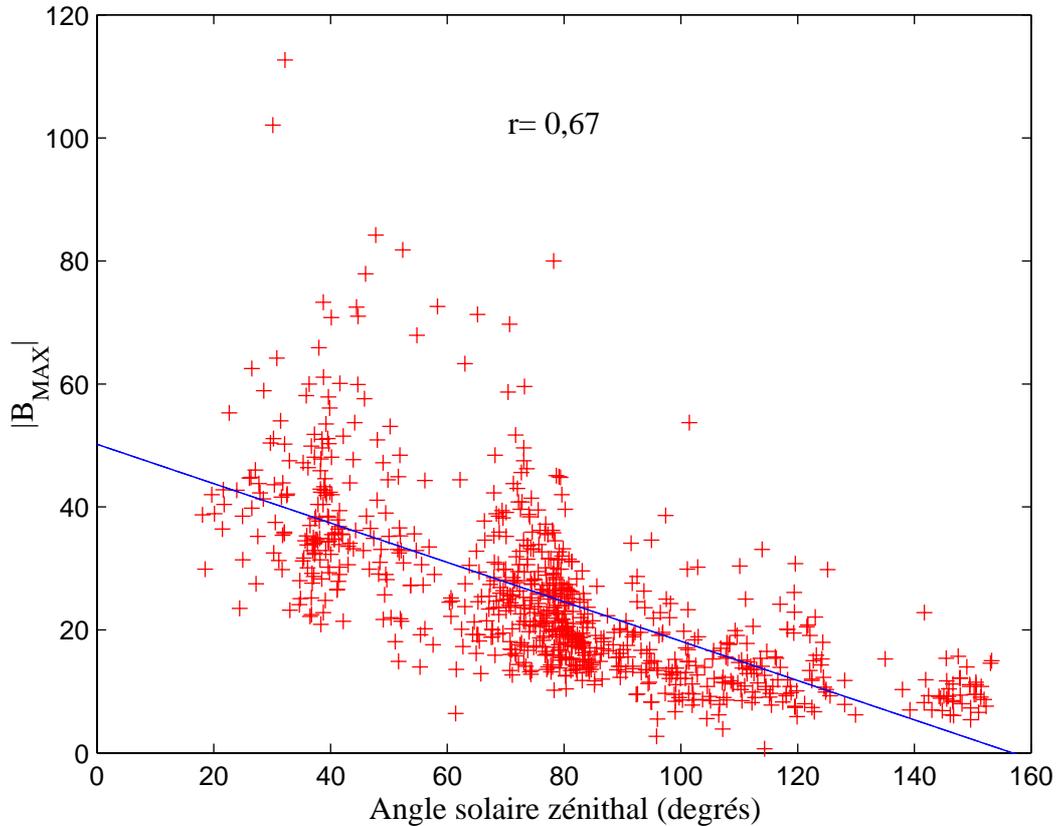


Figure 76 : Corrélation entre l'intensité maximale du champ magnétique, lorsque la sonde traverse la MPB, avec l'angle solaire zénithal. Le coefficient de corrélation de la droite de régression linéaire vaut 0,67.

IV.4.2 Ajustement de la position moyenne

IV.4.2.a Méthode de Slavin et Holzer

Il s'agit de représenter la géométrie moyenne de la frontière d'empilement magnétique en utilisant la méthode de Slavin et Holzer (1981) qui a été énoncée lors de l'ajustement de l'onde de choc. Seules les traversées de la frontière qui apparaissent évidentes ont été prises en compte. Comme pour le choc, un angle d'aberration de 4° a été pris en compte. La représentation de la frontière se fait dans le même repère, avec la même hypothèse de symétrie selon l'axe X' corrigé de l'aberration.

IV.4.2.a Méthode de Slavin et Holzer

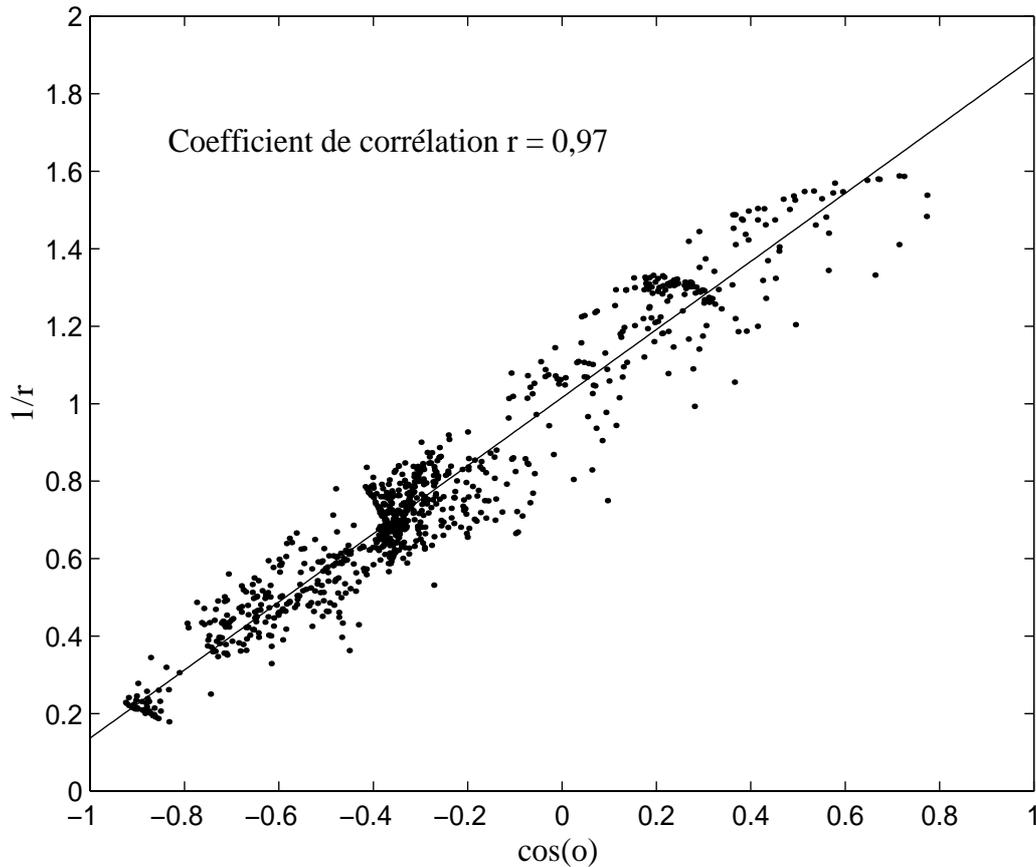


Figure 77 : Droite de régression linéaire obtenue pour l'ajustement des traversées de la MPB dans le plan $1/r - \cos \theta$.

La droite de corrélation obtenue lors de l'ajustement des 823 traversées de la MPB dans le plan $(1/r - \cos \theta)$ est représentée sur la figure 77. Le coefficient de corrélation obtenu pour cet ajustement est de 0,97. Les paramètres obtenus pour la conique sont : $\varepsilon = 0,87$; $L = 0,98 R_M$ et $X_0 = 0,75 R_M$. Ainsi, il est possible de représenter, dans le repère axisymétrique corrigé de l'aberration, les positions des traversées ainsi que la position moyenne trouvée qui est définie par les paramètres de la conique trouvée.

IV.4.2.a Méthode de Slavin et Holzer

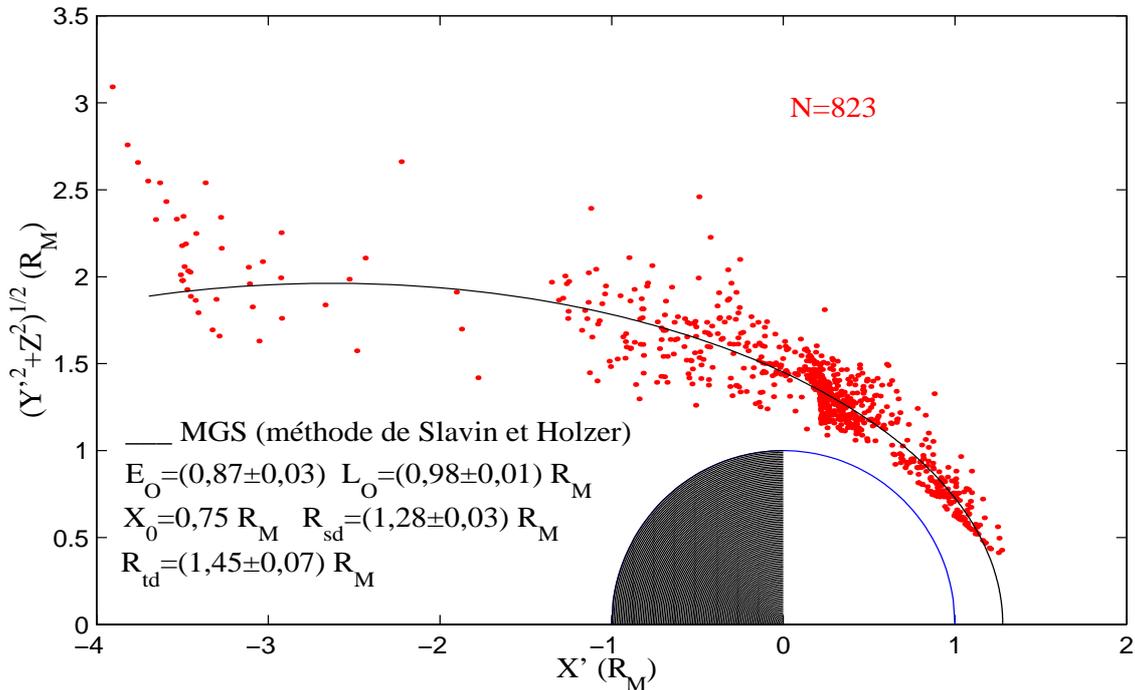


Figure 78 : Ajustement de la position moyenne de la MPB à l'aide des données de la sonde MGS et de la méthode de Slavin et Holzer.

La figure 78 représente le résultat de l'ajustement de cette frontière dans le repère MSO axisymétrique corrigé de l'aberration. On constate que les traversées qui se trouvent loin dans l'hémisphère nuit ont des positions très variables. De plus l'ajustement ne minimise pas la variabilité de ces points par la méthode des moindres carrés, c'est pourquoi l'ajustement semble ne pas les prendre en compte sur la figure. C'est l'inconvénient de la méthode de Slavin et Holzer, qui accorde moins d'importance, lors de l'ajustement, aux points situés à "r" très grand.

D'autre part, en ce qui concerne les positions des traversées de cette frontière, on observe que dans l'hémisphère situé côté jour, elles apparaissent très peu variables. Et, au delà du terminateur, côté nuit, les traversées deviennent plus variables.

IV.4.2.b Méthode des moindres carrés

On utilise la même méthode, d'ajustement direct des moindres carrés, que précédemment pour le choc. On fait varier les trois paramètres simultanément, en rajoutant une condition supplémentaire lors de la sélection du meilleur ajustement avec

IV.4.2.b Méthode des moindres carrés

le rms minimal. On impose à la distance subsolaire d'être la distance de la conique la plus proche à la planète. Cette condition supplémentaire provient du manque de traversées pour des angles solaires zénithaux inférieurs à 30 degrés. L'ajustement de la position moyenne de la MPB, près du point subsolaire, n'est qu'une prolongation de la conique qui ajuste les traversées situées à des angles zénithaux plus importants. Ainsi, en répétant un grand nombre de fois ces ajustements, on obtient une distribution statistique des paramètres de la conique qui ajuste au mieux cette frontière. Cette conique est représentée sur la figure 79 avec l'ajustement obtenu par la méthode de Slavin et Holzer.

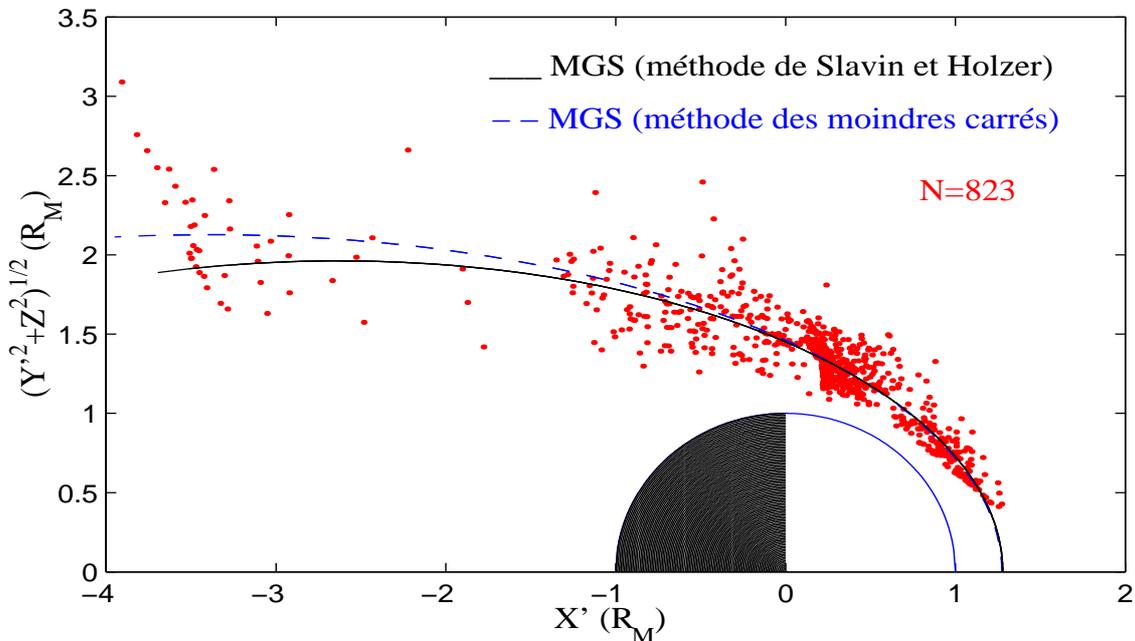


Figure 79 : Ajustement de la MPB à l'aide de la méthode des moindres carrés et de la méthode de Slavin et Holzer.

Les ajustements obtenus par les deux méthodes sont identiques dans l'hémisphère situé côté jour, en revanche, côté nuit, l'ajustement par les moindres carrés est le plus éloigné de l'axe Mars-Soleil. Les paramètres de ces deux coniques sont récapitulés dans le tableau 29. Les paramètres obtenus par les deux méthodes sont très peu différents; cependant l'allure de l'ajustement côté nuit est très différent. Cette

IV.4.2.b Méthode des moindres carrés

différence provient essentiellement de la valeur de l'excentricité. Les paramètres R_{SD} et R_{TD} donnant la distance de la conique à Mars selon l'axe X' et dans le plan du terminateur sont très peu différents.

| | $X_0 (R_M)$ | ϵ | $L (R_M)$ | $R_{SD} (R_M)$ | $R_{TD} (R_M)$ |
|-----------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
| Méthode de Slavin et Holzer | 0,75 | $0,87 \pm 0,03$ | $0,98 \pm 0,01$ | $1,28 \pm 0,03$ | $1,45 \pm 0,07$ |
| Méthode des moindres carrés | $0,76 \pm 0,01$ | $0,89 \pm 0,01$ | $0,97 \pm 0,01$ | $1,27 \pm 0,04$ | $1,46 \pm 0,07$ |

Tableau 29 : Récapitulatif des paramètres des coniques qui ajustent les 823 traversées de la frontière d'empilement magnétique.

IV.4.3 Comparaison avec les résultats de Phobos 2

Avant MGS, seule la sonde Phobos 2 s'est approchée suffisamment près de la planète pour détecter la frontière d'empilement magnétique. La seule étude sur la position de cette frontière, à partir des données de Phobos 2, a été réalisée par *Trotignon et al.* (1996a). Mais la sonde Phobos 2 a effectué seulement 4 orbites elliptiques qui ont permis de traverser la MPB située dans l'hémisphère côté jour, la majeure partie des traversées de la MPB ayant été déterminées dans l'hémisphère nuit. En raison de la faible densité de points côté jour, *Trotignon et al.* (1996a) ont ajusté cette frontière à l'aide de 2 coniques de part et d'autres du terminateur, en imposant des conditions de continuité des coniques et de leurs dérivées premières. La figure 80 représente l'ajustement réalisé par *Trotignon et al.* (1996a); ainsi que les ajustements obtenus à partir des données de MGS. Les paramètres de ces coniques sont donnés dans le tableau 30.

IV.4.3 Comparaison avec les résultats de Phobos 2

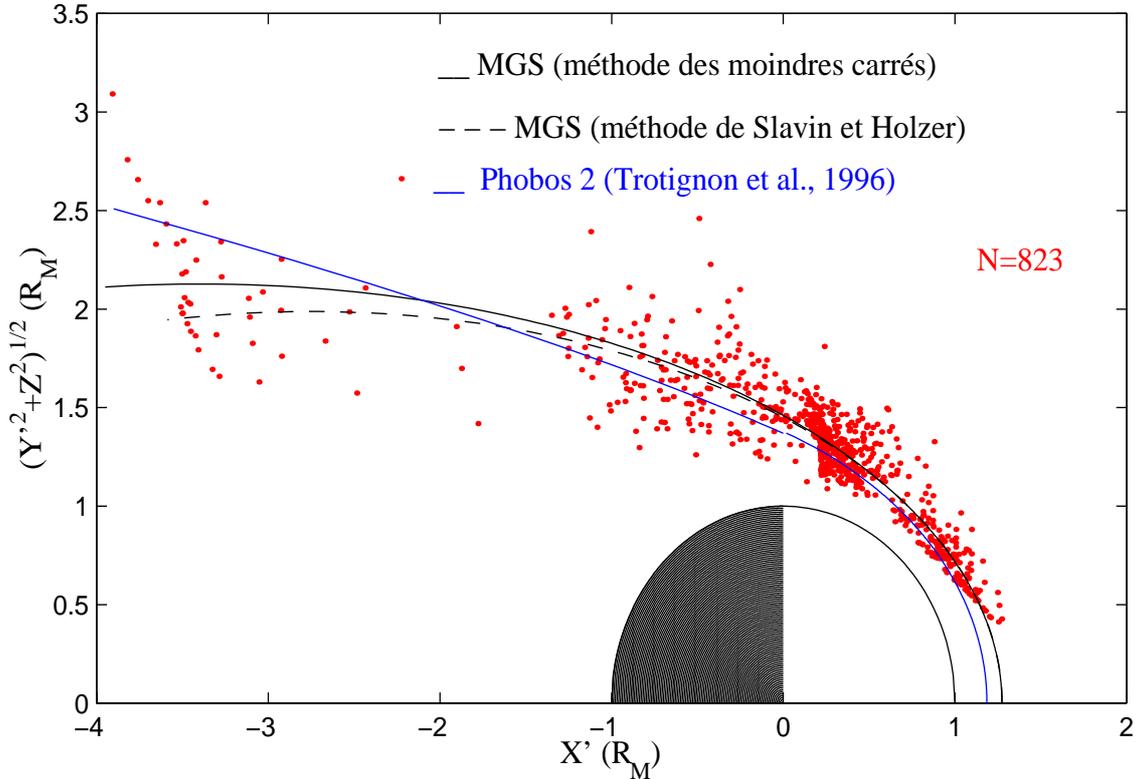


Figure 80 : Comparaison des ajustements de la MPB à partir des données de MGS et Phobos 2 dans le repère MSO.

| | Trotignon et al. (1996) (côté jour – côté nuit) | | MGS (méthode de Slavin et Holzer) | MGS (méthode direct) |
|-------------------------|--|------|--------------------------------------|-------------------------|
| X_0 (R_M) | 0,58 | 1,6 | 0,75 | $0,76 \pm 0,02$ |
| ϵ | 0,75 | 1,01 | $0,87 \pm 0,02$ | $0,89 \pm 0,01$ |
| L (R_M) | 1,06 | 0,49 | $0,98 \pm 0,01$ | $0,97 \pm 0,02$ |
| R_{SD} (R_M) | 1,19 | | $1,28 \pm 0,03$ | $1,27 \pm 0,04$ |
| R_{TD} (R_M) | 1,37 | | $1,45 \pm 0,07$ | $1,46 \pm 0,07$ |
| Aberration | 4° | | 4° | |
| Nombre de traversées | 45 | | 823 | |

Tableau 30 : Récapitulatif des paramètres des coniques obtenus lors des ajustements des données de MGS et Phobos 2 pour la MPB.

Sur la figure 80, on observe que les ajustements sont assez comparables; ceux de la sonde MGS sont légèrement plus éloignés de Mars, dans l'hémisphère jour,

IV.4.3 Comparaison avec les résultats de Phobos 2

que celui réalisé à l'aide des données de Phobos 2. On retrouve ce résultat sur les paramètres R_{SD} et R_{TD} , qui sont légèrement plus importants, environ 300 kilomètres de différences. Toutefois, l'ajustement de Phobos 2 a été réalisé avec seulement 4 traversées identifiées dans l'hémisphère jour. D'autre part, dans l'hémisphère nuit, on remarque que l'ajustement de *Trotignon et al.* (1996a) s'éloigne davantage de l'axe X' . Cela provient des 4 traversées de la frontière, lors des orbites elliptiques, situées à plus de 8 rayons martiens. On constate également que l'on obtient un assez bon accord des ajustements dans la région $X' \approx -2 R_M$, qui correspond à la région où la grande majorité des traversées de cette frontière a été réalisée par la sonde Phobos 2.

IV.4.4 Variabilité des traversées

Afin d'étudier la variabilité de la position de la MPB, chaque traversée identifiée est extrapolée dans le plan du terminateur en utilisant la même excentricité et le même foyer que la position moyenne qui a été trouvée pour la MPB ($\varepsilon = 0,89$ et $X_0 = 0,76 R_M$). Sur la figure 81 les distances des traversées de la MPB par rapport à sa position moyenne sont représentées en fonction des numéros d'orbites. Une distinction est apportée selon que les traversées ont lieu dans l'hémisphère jour ou nuit.

On constate que la frontière d'empilement magnétique est très variable d'une orbite à l'autre. La différenciation des traversées ayant lieu de part et d'autre du terminateur permet d'observer une variabilité plus importante de la MPB dans l'hémisphère nuit. La déviation standard des distances des traversées à la position moyenne est de $0,22 R_M$ pour l'hémisphère nuit, et de $0,09 R_M$ pour l'hémisphère jour. Nous allons voir si les sources crustales permettent d'expliquer cette forte variabilité de la MPB, ainsi que les dépendances entre la MPB et le choc.

IV.4.4 Variabilité des traversées

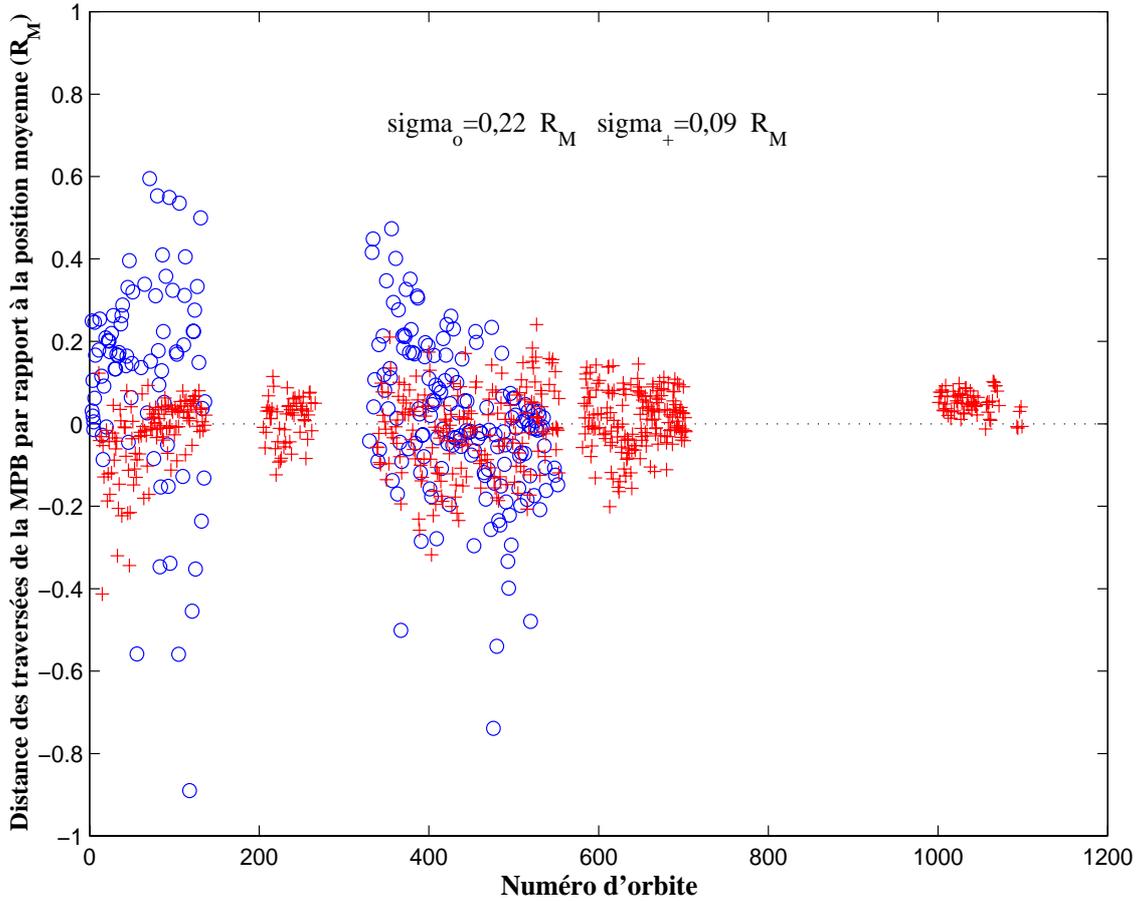


Figure 81 : Variabilité des traversées de la MPB, de part et d'autre du terminateur, par rapport à sa position moyenne en fonction des orbites de la sonde MGS.

IV.4.4.a Influence des sources crustales

Les positions des traversées de la MPB extrapolées dans le plan du terminateur en fonction de la longitude du point subsolaire au moment de chacune des traversées sont représentées sur la figure 82. La ligne en trait pointillé représente la distance moyenne de la MPB dans le plan du terminateur. Quant aux barres horizontales, elles représentent les distances moyennes de ces traversées par intervalle de 20° .

IV.4.4.a Influence des sources crustales

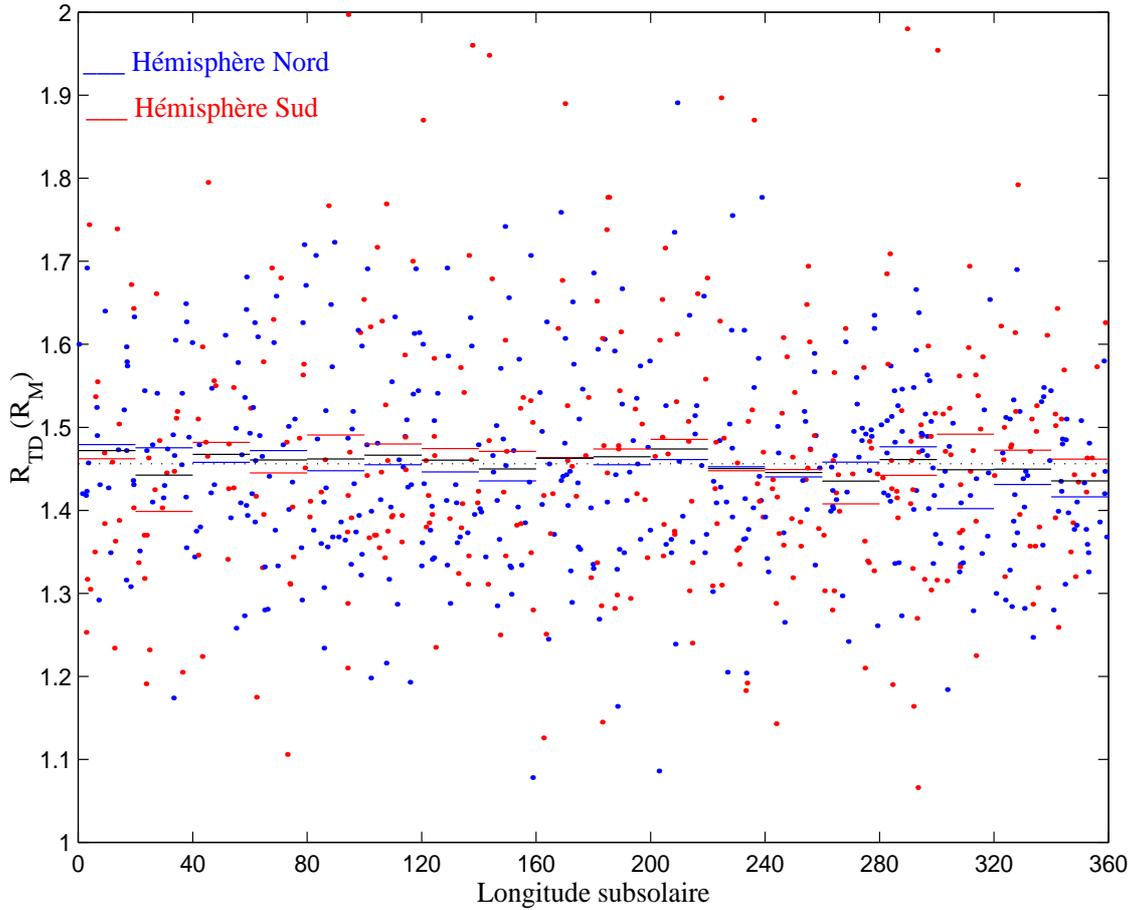


Figure 82 : Corrélation entre la distance des traversées de la MPB, extrapolées dans le plan du terminateur, en fonction de la longitude subsolaire. Les distances moyennes sont calculées pour les traversées ayant lieu dans les hémisphères Nord et Sud.

A première vue, la variabilité des positions de la MPB ne semble pas corrélée avec la région fortement aimantée de l'hémisphère Sud. La distance moyenne de la MPB, extrapolée dans le plan du terminateur, lorsque la sonde survole la région de Terra Sirenum (140° à 240° Est.), est de 1,46 R_M avec une déviation standard de 0,15 R_M , tandis que, hors de cette gamme de longitude, la distance moyenne vaut 1,45 R_M avec une déviation standard de 0,13 R_M . La différence de distance de la MPB, moyennée au-dessus des deux régions, est insignifiante, d'autant plus que les déviations standards sont comparables. Comme pour l'étude de la variabilité du choc, une distinction entre les hémisphères Nord et Sud est faite sur la figure 82. Les points rouges représentent les traversées du choc ayant lieu dans l'hémisphère Sud, tandis que

IV.4.4.a Influence des sources crustales

les points bleus, celles dans l'hémisphère Nord. Pour la majorité des paliers de 20° en longitude, les traversées dans l'hémisphère sud sont légèrement plus éloignées, en moyenne, que celles dans l'hémisphère Nord. Les données concernant les valeurs moyennes des traversées au dessus de la région aimantée et du reste de la surface de la planète sont indiquées dans le tableau 31.

| | Hémisphères | Tous les angles solaires zénithaux (ASZ) | | 60° < ASZ < 120° | |
|-----------------------------------|-------------|--|------|--------------------|------|
| | | <R _{TD} > | σ | <R _{TD} > | σ |
| Région aimantée (140° à 240° Est) | Nord | 1,45 | 0,14 | 1,43 | 0,13 |
| | Sud | 1,47 | 0,16 | 1,51 | 0,14 |
| | Nord + Sud | 1,46 | 0,15 | 1,46 | 0,15 |
| Région non aimantée | Nord | 1,45 | 0,11 | 1,45 | 0,12 |
| | Sud | 1,46 | 0,15 | 1,52 | 0,11 |
| | Nord + Sud | 1,45 | 0,13 | 1,48 | 0,13 |

Tableau 31 : Valeurs moyennes et déviations standards des distances du choc en fonction des hémisphères, des régions aimantées et des angles solaires zénithaux.

Lorsque toutes les traversées sont prises en compte, sans sélection concernant l'angle solaire zénithal, on ne remarque aucune différence entre les traversées dans l'hémisphère Sud et celles de l'hémisphère Nord, ni entre les régions aimantées et non-aimantées. Quant à la déviation standard, elle est légèrement plus importante dans l'hémisphère Sud, au dessus de la région aimantée. L'autre partie du tableau, consacrée aux traversées ayant lieu près du plan du terminateur (60° < ASZ < 120°), montre quelques différences notables. Si on ne différencie pas les hémisphères Nord et Sud, il y a très peu de différence entre la région aimantée et celle qui ne l'est pas. Cependant, dès que l'on différencie les traversées en fonction des hémisphères Nord et Sud, la distance moyenne du choc dans l'hémisphère sud est 5% plus importante que dans l'hémisphère Nord, pour les deux régions (aimantée et non aimantée). Ces sont exactement les mêmes caractéristiques qui ont été trouvées pour le choc. Dans le cas de l'onde de choc, la différence était plus importante, de l'ordre de

IV.4.4.a Influence des sources crustales

10%. On constate également, au vue des déviations standards, que la variabilité des traversées n'est pas plus importante dans l'hémisphère Sud.

Une étude similaire vient d'être réalisée à l'aide des données de Phobos 2 par *Verigin et al.* (2000). Cette étude montre que les sources magnétiques crustales influencent fortement la position de ce que les auteurs appellent la "magnétopause" et qui correspond à la frontière d'empilement magnétique. Quatre régions ont été traversées à des angles solaires zénithaux élevés, au cours des orbites circulaires, correspondant aux régions les plus magnétisées près de l'équateur. Les positions des traversées semblent aussi dépendre de la pression dynamique du vent solaire. MGS ne possède pas de détecteurs d'ions pouvant permettre de déterminer la pression dynamique du vent solaire. Toutefois, *Verigin et al.* (2000) utilisent seulement 62 traversées de la MPB dans leur étude, ce qui peut paraître faible pour étudier leurs dépendances vis à vis de la longitude subsolaire.

D'autre part l'amplitude du champ magnétique des sources crustales décroît rapidement avec l'altitude. La figure 83 montre les valeurs moyennes et déviations standards du module du champ magnétique ($|B|$), du champ magnétique radial (B_r) et horizontal (B_h), ainsi que de l'angle entre B_r et B_h en fonction de l'altitude au cours de deux périodes différentes. La première période, du 17 décembre au 19 janvier 1998, provient de la première phase d'aérofreinage, où les périastres des 28 orbites considérées se situent près du pôle Nord, avec les orbites de la sonde situées approximativement dans le plan 3h – 15h en heure locale. La deuxième période, du 31 décembre au 28 janvier 1999, provient de la deuxième phase de l'aérofreinage. Cette fois ci, les périastres des 218 orbites considérées se situent près du pôle Sud, avec des orbites situées dans un plan, proche de celui de l'orbite circulaire, 02h – 14h en temps local. Les mesures du champ magnétique ont été moyennées, au cours de ces deux périodes, par pas de 10 km en altitude. Les différences sont considérables entre les deux périodes. Les tracés en bleu (rouge) correspondent aux mesures effectuées dans l'hémisphère nuit (jour).

Pour la première période, au dessus de l'hémisphère Nord, on constate que l'amplitude du champ magnétique est plus important dans l'hémisphère jour que

IV.4.4.a Influence des sources crustales

dans l'hémisphère nuit, jusqu'à une altitude de 300 kilomètres. L'amplitude du champ magnétique n'apparaît pas très variable, la déviation standard n'excède pas 10 nT. En dessous de 300 kilomètres, l'amplitude du champ devient de plus en plus variable, dû à la présence de champ d'origine ionosphérique et de quelques sources magnétiques crustales de l'hémisphère nord mesurables à des altitudes inférieures à 200 km. Le panneau suivant indique que la composante radiale du champ magnétique fluctue autour de zéro, excepté lorsque la sonde s'approche de la planète. En fait, la majorité de l'amplitude du champ magnétique près de la planète est horizontal (3^{ème} panneau) dû à l'enroulement des lignes de champ magnétique autour de l'ionosphère de la planète. La forte composante radiale, mesurée près de la planète, est issue des sources magnétiques crustales.

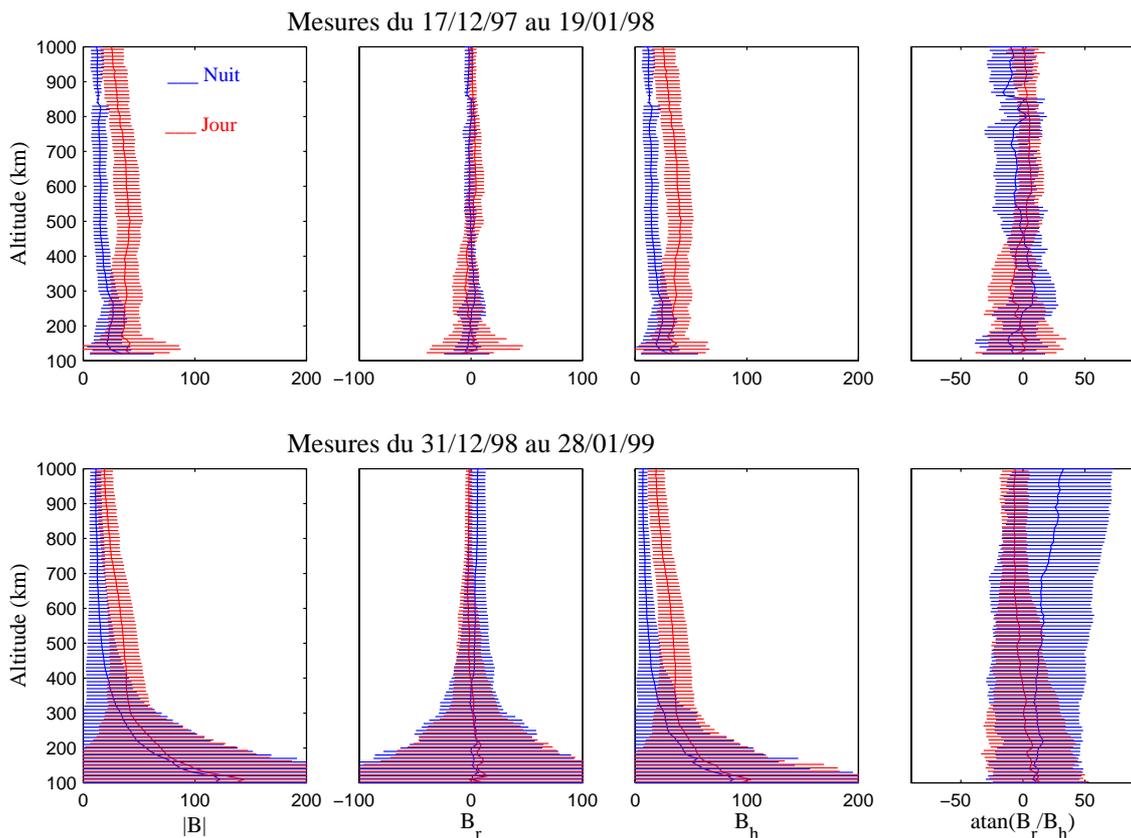


Figure 83 : Valeurs moyennes et déviations standards du module du champ magnétique, du champ magnétique radial et horizontal, ainsi que de l'angle entre B_r et B_h en fonction de l'altitude pour deux périodes d'un mois.

IV.4.4.a Influence des sources crustales

Le dernier panneau permet de déterminer l'importance relative de la composante radiale par rapport à la composante horizontale. Lorsque l'angle est égal à zéro, cela correspond à un champ horizontal, tandis qu'un angle égal à 90° correspond à un champ radial. Dans l'hémisphère jour, le champ est essentiellement horizontal, avec des fluctuations plus importante lorsque la sonde s'approche de l'ionosphère en dessous de 400 km d'altitude. Dans l'hémisphère nuit, cet angle varie davantage à haute altitude, signe que les lignes de champ magnétique sont moins horizontales.

La deuxième période, où la sonde survole l'hémisphère Sud est totalement différente. Tout d'abord, sur le premier panneau, on observe une forte augmentation de l'amplitude du champ magnétique à très basse altitude, tant dans l'hémisphère jour que nuit. C'est la présence des sources magnétiques crustales qui est détectée en dessous de 400 kilomètres d'altitude. L'intensité moyenne du champ magnétique dépasse les 100 nT avec une déviation standard de plus de 100 nT, signe que la variabilité est considérable selon que l'on survole ou non des sources magnétiques crustales. Au delà de 400 km, les profils du module du champ magnétique sont comparables pour les deux périodes. Les panneaux suivants, concernant les composantes radiales et horizontales, confirment qu'il s'agit bien des sources magnétiques crustales qui sont détectées à la fois radialement et horizontalement. Plus la sonde s'approche de la planète, plus l'intensité des composantes est importante, et plus la variabilité augmente. La différence entre les deux périodes est considérable, soulignant la dichotomie des environnements entre les deux hémisphères de la planète.

IV.4.4.a Influence des sources crustales

Le dernier panneau, indiquant le profil de l'angle entre les composantes radiales et horizontales est lui aussi différent de celui obtenu dans l'hémisphère Nord. Concernant les données dans l'hémisphère jour, on constate que le champ est en moyenne horizontal avec d'importantes fluctuations pour des altitudes inférieures à 500 km. Cependant le profil de l'angle dans l'hémisphère nuit est totalement différent. A haute altitude, dans l'hémisphère nuit, le champ n'est pas horizontal, la composante radiale est presque aussi importante que la composante horizontale en moyenne, avec d'importantes fluctuations. Ces fluctuations sont dues à la présence des sources magnétiques crustales; bien que le champ magnétique radial soit faible à haute altitude, il reste du même ordre de grandeur que la composante horizontale.

Cette figure montre la différence qui existe dans l'environnement martien selon l'hémisphère dans lequel on se trouve. Dans l'hémisphère Sud, localement au dessus des régions aimantées, les sources crustales contrôlent le champ magnétique jusqu'à des altitudes de 400 km, ainsi que la diffusion du plasma ionosphérique. Toutefois les sources crustales ne semblent pas agir directement sur la variabilité de la MPB lors de l'analyse des données de MGS. L'effet des sources crustales dans l'hémisphère Sud, coté nuit, n'est pas négligeable à haute altitude sur l'orientation du champ magnétique. Ce résultat pourrait expliquer ceux obtenus par Phobos 2 dans le plan de l'équateur, où la position de la MPB semble dépendre des sources crustales et de la pression dynamique du vent solaire.

IV.4.4.b Corrélation entre l'onde de choc et la MPB

Il est intéressant d'étudier la variabilité du choc et de la MPB, pour chaque orbite où il est possible de déterminer les positions des traversées des deux frontières. La distance de ces traversées au fit moyen de leur frontière respective est ensuite reportée sur la figure 84.

IV.4.4.b Corrélation entre l'onde de choc et la MPB

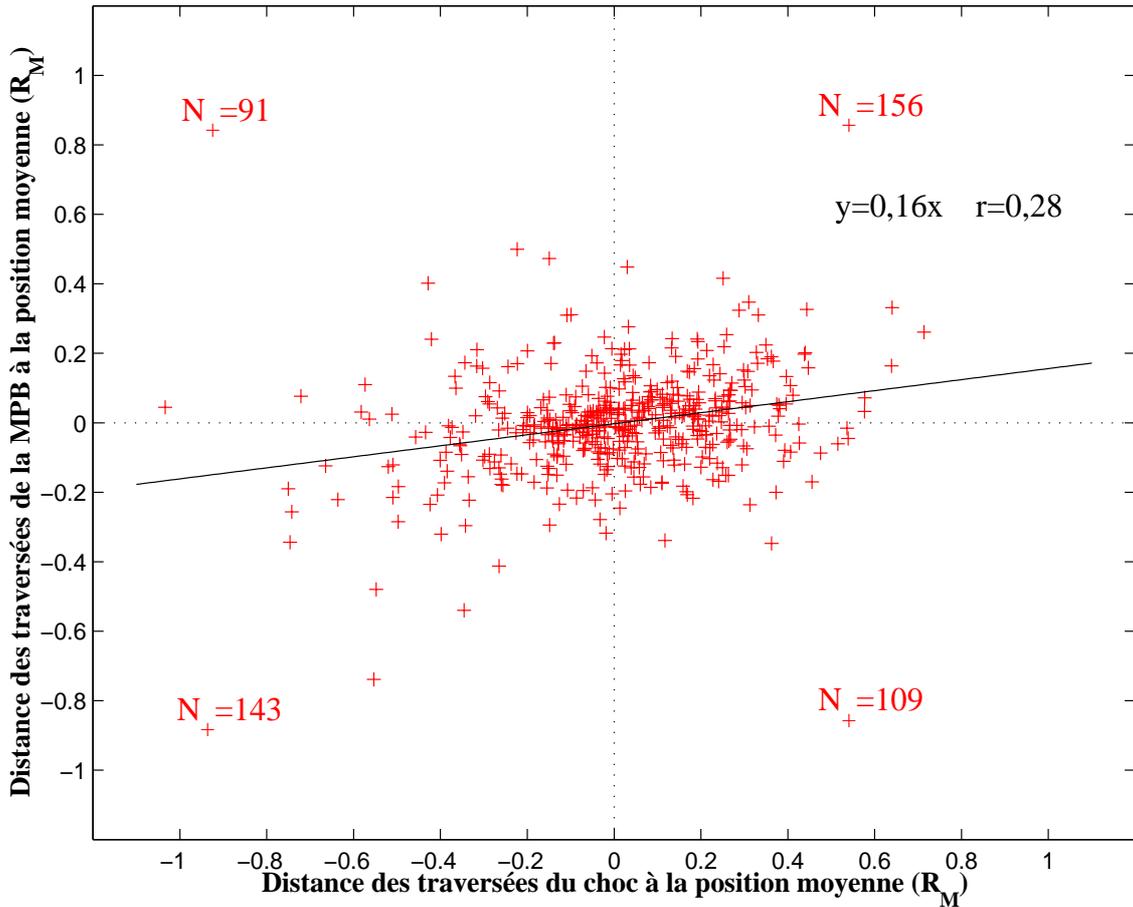


Figure 84 : Corrélation entre les distances des traversées du choc et de la MPB par rapport à leur position moyenne.

Le coefficient de corrélation de la droite de régression linéaire obtenu est faible (0,28). Toutefois, la majorité des traversées du choc et de la MPB (60%) ont lieu dans les deux quadrants correspondant à des traversées simultanées en amont ou en aval des positions moyennes des deux frontières. La corrélation des variabilités des deux frontières est assez moyenne. Cependant, entre la traversée du choc et la traversée de la MPB au cours d'une même orbite, un intervalle de temps de deux ou trois heures peut s'écouler. Pendant ce laps de temps, les paramètres pouvant influencer les positions des frontières sont susceptibles d'évoluer selon qu'ils s'agissent du vent solaire ou des sources crustales.

IV.4.5 Le modèle de Crider et al.

IV.4.5 Le modèle de Crider et al.

Afin de reproduire le spectre d'évolution des flux d'électrons, une modélisation des effets d'ionisation par impacts d'électrons, sur la fonction de distribution de ces électrons, a été réalisée, comme si le flux rencontre l'atmosphère neutre (Crider et al., 2000). L'atténuation du flux est reproduite à l'aide des observations des fonctions de distribution observées en amont du choc. Dans ce modèle, le processus d'impact par ionisation est supposé être le seul processus affectant le spectre des électrons, aucun effet magnéto-hydrodynamique n'est considéré.

Nous avons vu, pour la figure 75, que les flux d'électrons pour des énergies comprises entre 30 et 100 eV étaient fortement atténués. Cette gamme d'énergie correspond aux énergies pour lesquelles les sections efficaces d'ionisation par impact des atomes d'hydrogène et d'oxygène sont élevées (Shah et al., 1987; Thompson et al., 1995). Lors des collisions successives, les électrons perdent de leur énergie cinétique ce qui se traduit par une décroissance rapide des flux d'électrons de hautes énergies vers ceux de plus basses énergies. C'est ce qui est observé sur la figure 75 où les flux d'électrons de très hautes énergies (supérieures à 200 eV) décroissent très vite, tandis que ceux d'énergies intermédiaires (60 à 100 eV) décroissent plus lentement. Quant aux électrons d'énergies comprises entre 20 et 50 eV, leurs flux chutent plus tardivement en raison de l'apport d'électrons provenant des collisions d'électrons de plus hautes énergies.

Ce modèle simplifié d'ionisation par impact d'électrons permet de reproduire les observations faites sur les flux d'électrons en utilisant le modèle d'exosphère de Kim et al. (1998) et le modèle d'atmosphère de Shinigawa et Cravens (1989). D'autre part ces collisions électroniques ionisent une grande partie des atomes neutres d'origine planétaire. Ces ions nouvellement créés sont immédiatement injectés sur une orbite cycloïdale. L'accélération que subit ces ions est celle due au champ électrique $\vec{E} = -\vec{V} \wedge \vec{B}$ de convection du vent solaire. Ainsi, une grande partie de ces ions, O^+ en majorité, sont perdus avec un taux estimés de 10^{25} ions/s (Crider et al., 2000).

IV.5 Conclusions

Les observations menées par la sonde Mars Global Surveyor, pendant la phase d'aérofreinage, ont permis d'observer l'environnement ionisé de la planète grâce à plus de 1000 orbites elliptiques. Ainsi, il a été possible de réaliser la plus grande étude statistique sur la position et la variabilité de deux frontières plasma jamais réalisée : l'onde de choc et la frontière d'empilement magnétique.

Concernant l'onde de choc, les 553 traversées identifiées ont permis de réaliser un ajustement de la position moyenne de cette frontière et de la comparer aux études précédentes réalisées à partir des données de Phobos 2. Il apparaît que la position moyenne du choc ne varie pas en fonction de l'activité solaire contrairement à ce qu'avait suggéré les études précédentes. D'autre part, la frontière apparaît, elle aussi, très variable autour de sa position moyenne et ce, quelle que soit la période d'activité solaire.

La forte variabilité spatiale et temporelle du choc n'est pas corrélée directement avec la position des sources crustales. Mais, les traversées, extrapolées dans le plan du terminateur, qui sont effectuées dans l'hémisphère Sud sont plus éloignées en moyenne que celles de l'hémisphère Nord. De plus, la variabilité des traversées est plus importante dans l'hémisphère Sud.

Les sources crustales ne sont pas les seuls paramètres à contrôler la position du choc. Le choc est également sensible à la direction du champ magnétique interplanétaire :

- Les choc quasi-parallèles sont plus près de Mars, en moyenne, que les chocs quasi-perpendiculaires, comme cela a été observé pour Vénus.
- La position du choc est également sensible à l'angle α_{vb} qui caractérise l'effet du champ électrique de convection : $\vec{E} = -\vec{V} \wedge \vec{B}$. De plus la variabilité du choc est plus importante lorsque l'angle est supérieur à 60° , soit lorsque le champ électrique est à son amplitude maximale.
- L'étude de l'angle horaire, par rapport à la direction du champ magnétique, montre une faible asymétrie entre l'hémisphère Nord et l'hémisphère Sud.

IV.5 Conclusions

Toutefois, cette faible asymétrie due aux trajectoires cycloïdales des ions planétaires, nouvellement créés, est comparable à celle observée pour Vénus, pendant la même période d'activité solaire.

Les études précédentes, faites à partir des données de Phobos 2, trouvent une faible dépendance entre la position du choc et la pression dynamique du vent solaire (*Schwingschuh et al.*, 1992). Mais cette étude a été réalisée sans regarder au préalable la longitude du point subsolaire au moment des traversées, ni l'effet éventuel de l'orientation du champ magnétique. MGS ne permet pas d'obtenir les informations concernant la pression dynamique du vent solaire. Toutefois, une étude récente de *Verigin et al.* (2000) montre que la position de la MPB dépend de la pression dynamique du vent solaire et de la position des sources magnétiques crustales. Une étude plus complète de la variabilité de la position de l'onde de choc en fonction de la pression dynamique du vent solaire, de la position des sources crustales lors de la traversée et de l'orientation du champ magnétique est nécessaire. Il est possible que ces paramètres dominant tour à tour la variabilité du choc. Cependant dans le cas de MGS, rien ne permet d'exclure la possibilité que la pression dynamique du vent solaire soit majoritairement responsable de la variabilité de l'onde de choc.

Concernant la frontière d'empilement magnétique, celle-ci marque l'entrée dans une région d'accroissement de la pression magnétique dû au phénomène d'enroulement des lignes de champ magnétique. Elle est identifiable grâce à une augmentation de l'amplitude du champ magnétique, une réduction des fluctuations du champ magnétique ainsi qu'une décroissance importante des flux d'électrons. Cette frontière tire son nom de la même frontière identifiée autour des noyaux cométaires.

Les 823 traversées ont permis de réaliser un ajustement de la position moyenne de cette frontière et de la comparer à une étude précédente beaucoup plus succinctes, réalisée à partir des données de Phobos 2. Il apparaît que sa position moyenne ne varie pas en fonction de l'activité solaire. D'autre part, la frontière apparaît, elle aussi, très variable autour de sa position moyenne. Cette forte variabilité spatiale et temporelle ne semble pas, comme dans le cas du choc, directement reliée à la position des sources crustales, en ce qui concerne les données de MGS. Cependant, comme dans

IV.5 Conclusions

le cas du choc, les traversées effectuées dans l'hémisphère Sud sont plus éloignées et plus variables en moyenne que celles de l'hémisphère Nord.

Dans l'hémisphère Sud, localement au dessus des régions aimantées, les sources crustales contrôlent l'orientation du champ magnétique jusqu'à des altitudes de 500 km, ainsi que la diffusion du plasma ionosphérique. Toutefois, les sources crustales ne semblent pas agir directement sur la variabilité de la MPB. L'effet des sources crustales, dans l'hémisphère Sud, coté nuit, n'est pas négligeable à haute altitude (500 km) sur l'orientation du champ magnétique. Ce résultat pourrait expliquer ceux obtenus par Phobos 2 dans le plan de l'équateur, où la position de la MPB semble dépendre des sources crustales et de la pression dynamique du vent solaire (*Verigin et al.* 2000).

Une étude concernant la variabilité des deux frontières montrent qu'elles sont faiblement corrélées : 60% des traversées du choc et de la MPB ont lieu simultanément en amont ou en aval des positions moyennes des deux frontières. Cependant, au cours d'une même orbite, les paramètres pouvant influencer les positions des frontières sont susceptibles d'évoluer selon qu'ils s'agissent du vent solaire ou des sources crustales.

IV.5 Conclusions

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

L'étude détaillée, dans le cas de la planète Mars, des sources magnétiques crustales et l'étude statistique de la position et de la variabilité de l'onde de choc et de la frontière d'empilement magnétique sont présentées dans ce mémoire. Ce travail est une contribution à la connaissance de l'environnement ionisé de Mars et à la connaissance de son aimantation. Il a été réalisé essentiellement grâce aux données des magnétomètres et du réflectomètre d'électrons de l'expérience MAG/ER, embarquée à bord de la sonde MGS.

Cette étude a tout d'abord consisté à répondre à la question de l'existence ou non d'un champ magnétique intrinsèque martien. Une limite supérieure à la valeur du moment magnétique dipolaire de la planète a pu être fixée à 2.10^{11} T.m³, soit 10 fois inférieure aux estimations précédentes. D'autre part, cette étude a permis de mettre en évidence la présence de sources magnétiques crustales très intenses. La modélisation de ces sources par des dipôles a confirmé que ces sources étaient localisées près de la surface de la planète, à des profondeurs compatibles avec la profondeur de Curie. Les modélisations des sources crustales ne permettent pas de vérifier l'hypothèse de création par thermo-rémanence en raison de la non-unicité de la solution.

La cartographie du champ magnétique, mesuré lors des orbites elliptiques à basses altitudes, a permis de corrélérer la grande majorité de ces sources avec les terrains anciens très cratérisés se trouvant au Sud de la frontière appelée dichotomie. Grâce à l'étude de cette carte, la date d'arrêt de la dynamo martienne a pu être estimée à environ 3,9 milliards d'années. D'autre part, cette carte du champ paléomagnétique a permis de mettre en évidence des bandes aimantées de polarisations alternées dans l'hémisphère Sud. Ces bandes pourraient être des vestiges de tectonique des plaques par analogie aux épanchements magmatiques trouvés près des dorsales médio-océaniques.

D'autre part, les observations faites par l'expérience MAG/ER, ainsi que le laser altimètre, et le spectromètre d'émission thermique ont permis de recueillir des informations qui permettent d'éclaircir un peu mieux la nature de la dichotomie dont

Conclusions et perspectives

l'origine reste à découvrir. Les études topographiques montrent que la dichotomie est une frontière géologique en élévation et en surface. Elle différencie les basses terres de l'hémisphère Nord, peu cratérisées avec les hautes terres très cratérisées de l'hémisphère Sud. Il apparaît également que l'épaisseur de la croûte de la planète est assez bien corrélée avec cette dichotomie. Enfin, une différenciation dans la composition minéralogique du sol a été identifiée correspondant avec la dichotomie. L'origine de la dichotomie pourrait être liée au volcanisme de la planète.

Concernant l'autre aspect de ce travail, l'analyse des données du réflectomètre d'électrons et des données magnétiques, lors des orbites elliptiques, a permis de réaliser la plus grande étude statistique sur la position et la variabilité de l'onde de choc et de la frontière d'empilement magnétique jamais réalisée. Concernant l'onde de choc, celle-ci n'apparaît pas varier en fonction de l'activité solaire comme l'avait suggéré les études précédentes. La forte variabilité de l'onde de choc apparaît être reliée aux sources magnétiques crustales, de manière indirecte, et à la direction du champ magnétique interplanétaire. Les traversées effectuées dans l'hémisphère Sud sont plus éloignées, en moyenne que celle de l'hémisphère Nord et la variabilité du choc est sensible :

- à la direction du champ électrique de convection,
- à l'angle entre le champ magnétique interplanétaire et la normale à l'onde de choc,
- à l'angle entre le vecteur champ magnétique interplanétaire et la direction de flux de particules du vent solaire.

Concernant la frontière d'empilement magnétique, elle apparaît, elle aussi, très variable autour de sa position moyenne. Cette forte variabilité pourrait être en partie due à la présence des sources crustales lors des traversées effectuées dans l'hémisphère Sud. Bien que les sources crustales contrôlent l'orientation du champ magnétique à des altitudes supérieures à 500 km, dans l'hémisphère Sud, la frontière d'empilement magnétique, détectée par MGS, ne semble pas varier en fonction de la position des sources crustales.

Les deux configurations d'interaction (atmosphérique et

Conclusions et perspectives

magnétosphérique) pourraient exister, dominant tour à tour, suivant les caractéristiques du vent solaire, du champ magnétique interplanétaire, et de la présence des sources crustales. Il existe également une autre particularité de l'interaction du vent solaire avec Mars. En effet, les environnements de plasma des autres planètes sont correctement décrits par les équations de la magnétohydrodynamique, dans lesquelles, les mouvements de toutes les particules sont considérés comme un écoulement fluide. Or l'épaisseur de la couche magnétique martienne côté jour est comparable au rayon de giration des ions (environ 1000 kilomètres pour les ions lourds d'origine atmosphérique). Dans un tel cas, il devient impossible d'utiliser l'approximation magnétohydrodynamique lors des modélisations. De plus, les théories actuelles ne permettent pas d'expliquer la présence de la frontière d'empilement magnétique à la fois pour les planètes non aimantées, ainsi que pour les comètes.

La description de l'interaction vent solaire avec Mars reste compliquée dans la mesure où la sonde MGS ne possède pas de détecteurs d'ions capable d'étudier l'interaction des protons du vent solaire avec l'atmosphère martienne. De plus, les mesures ioniques permettraient de déterminer des paramètres fondamentaux, comme la pression dynamique du vent solaire, qui selon les études réalisées à partir des données Phobos 2, pourraient jouer un rôle non négligeable sur la variabilité de l'onde de choc et de la frontière d'empilement magnétique.

Dans ce cadre, la sonde Nozomi, lancée en juillet 1998, devrait arriver au voisinage de Mars à la fin de l'année 2003, équipée d'un détecteur d'ions, afin d'étudier les mouvements et la structure de la haute atmosphère. Les objectifs scientifiques de cette sonde sont :

- Étudier la composition et la structure de l'atmosphère, à une échelle globale.
- Analyser la composition, la structure, la température et les ondes plasma à l'intérieur de l'ionosphère.

Cette sonde devrait permettre d'étudier les mouvements ionosphériques du plasma, à l'intérieur de l'ionosphère, et étudier également les particules qui s'échappent de Mars. C'est également à cette question de l'échappement de l'eau sur Mars que doit répondre la sonde Mars Express qui devrait arriver au voisinage de la

Conclusions et perspectives

planète à la même période que la sonde japonaise. L'expérience ASPERA, embarquée à bord de Mars Express, doit détecter les atomes neutres énergétiques. Ainsi, il sera possible de cartographier la région de la haute atmosphère qui interagit avec le plasma du vent solaire. De plus cette expérience comportera un détecteur d'ions et d'électrons. Les objectifs des sondes Nozomi et Mars Express sont très similaires, en fait leur mesures seront complémentaires puisque Nozomi aura une orbite équatoriale tandis que Mars Express aura une orbite polaire. Les sondes Nozomi et Mars Express constituent donc l'étape ultérieure d'observation de l'environnement de Mars, en observant directement l'interaction des particules du vent solaire avec l'atmosphère de Mars.

Les données des sondes Nozomi et Mars Express permettront d'enrichir celles obtenues par la sonde MGS. Ainsi, il sera possible d'analyser la variabilité de l'onde de choc et de la frontière d'empilement magnétique sur une période temporelle beaucoup plus grande afin de quantifier les importances relatives des différents facteurs. De plus, les orbites équatoriales et polaires des deux sondes permettront de mettre en évidence d'éventuelle asymétries dans la position de ces frontières, et aussi de corrélérer les observations d'ions dits "Pickup" avec les positions des frontières. Enfin, ces résultats pourront être reliés aux observations de la sonde Dynamo dédiée à la cartographie complète du champ magnétique et à l'étude des processus chimiques et dynamique contrôlant la haute atmosphère. La position de l'ionopause pourraient être étudiées en fonction du champ magnétique crustal afin de rechercher d'éventuelles asymétries.

ANNEXE

ANNEXE A : CHAMP MAGNÉTIQUE CRÉÉ PAR UN DIPÔLE

La figure 85 représente un dipôle magnétique d'aimantation \vec{m} et le champ magnétique produit par ce dipôle en un point M situé à une distance \vec{r} du dipôle.

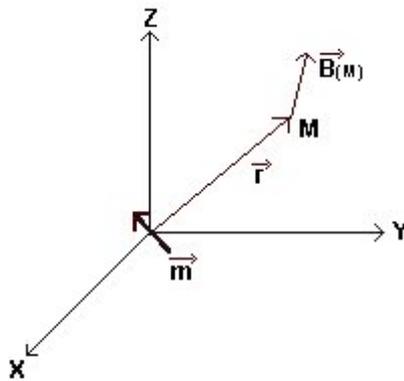


Figure 85 : Schéma descriptif du champ magnétique créé par un dipôle magnétique.

L'expression vectorielle du champ magnétique créée au point M situé à une distance \vec{r} d'un dipôle magnétique \vec{m} est :

$$\bullet \quad \vec{B}(M) = \frac{\mu_0}{(4\pi)} \frac{\{3(\vec{m} \cdot \vec{r})\vec{r} - r^2\vec{m}\}}{r^5}$$

Les composantes B_x , B_y et B_z du champ créée en M sont :

Annexe

$$\begin{aligned}
 \bullet \quad B_X(M) &= \frac{\mu_0}{(4\pi)} \frac{\{3(\vec{m} \cdot \vec{r})r_X - r^2 m_X\}}{r^5} \\
 \bullet \quad B_Y(M) &= \frac{\mu_0}{(4\pi)} \frac{\{3(\vec{m} \cdot \vec{r})r_Y - r^2 m_Y\}}{r^5} \\
 \bullet \quad B_Z(M) &= \frac{\mu_0}{(4\pi)} \frac{\{3(\vec{m} \cdot \vec{r})r_Z - r^2 m_Z\}}{r^5}
 \end{aligned}$$

ANNEXE B : LES DIFFÉRENTS REPÈRES

Le repère MSO

La figure 86 définit le repère MSO (Mars-centered Solar Orbital) Le centre du repère est défini par le centre de Mars. Dans ce repère, l'axe X_{MSO} est dirigé vers le soleil, l'axe Z_{MSO} est normal au plan de l'orbite de Mars, avec une direction positive dirigée vers le Nord. L'axe Y_{MSO} est de telle manière que le trièdre formé par ces trois axes est direct, c'est à dire la direction opposée au vecteur vitesse de la planète sur son orbite. Dans ce référentiel, un vecteur \vec{r} sera représenté par son azimut ϕ qui varie entre 0° et 360° ($\phi=0^\circ$ dans la direction du Soleil) et par son élévation θ qui varie entre -180° et $+180^\circ$.

Lorsque les coordonnées du repère MSO sont marquées par des apostrophes (X' , Y' , Z), cela signifie que les axes X et Y ont subi une rotation de 4° par rapport à l'axe Z. Ainsi, l'axe X' se trouve dans la direction opposée à la direction moyenne du flux du vent solaire dans le repère lié à Mars. Cet angle de 4° correspond à l'aberration due au mouvement orbital de la planète. En effet, le mouvement orbital de chaque planète donne l'impression que, dans le repère lié à la planète, la direction apparente de la vitesse moyenne du vent solaire dévie de quelques degrés de la direction

antisolaire.

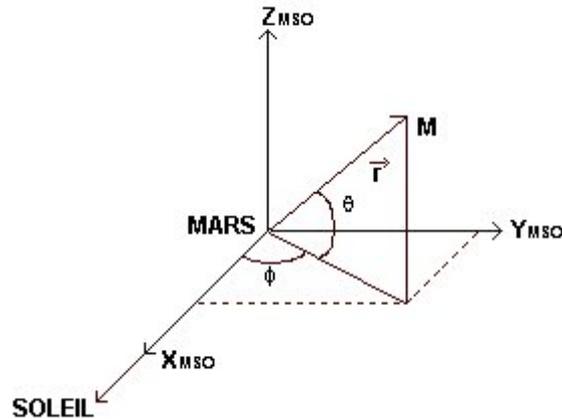


Figure 86 : Schéma représentant le repère MSO et les angles (azimut ϕ et élévation θ) qui permettent de repérer un vecteur dans ce référentiel.

Le repère géographique

La figure 87 définit le repère dit géographique. Ce repère donne l'orientation d'un vecteur (champ magnétique, aimantation, ...) en fonction des quatre points cardinaux où il se trouve. Les axes de ce repère sont définis tels que :

- L'axe X pointe en direction de l'hémisphère Nord.
- L'axe Y pointe en direction de l'Est.
- L'axe Z pointe vers le Nadir.

On définit la composante horizontale (H) comme la projection d'un vecteur \vec{B} dans le plan (X, Y) de ce repère :

$$\bullet \quad H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} .$$

Ainsi on peut définir les angles déclinaison et inclinaison qui permettent de repérer un vecteur dans ce référentiel. L'inclinaison est l'angle que fait le vecteur \vec{B} avec le plan horizontal; il est mesuré positivement en direction du Nadir :

Annexe

- $Inclinaison = \arctan\left(\frac{B_z}{H}\right)$

La déclinaison est l'angle que fait la projection du vecteur \vec{B} dans le plan horizontal avec la direction du Nord :

- $Déclinaison = \arctan\left(\frac{B_y}{B_x}\right)$

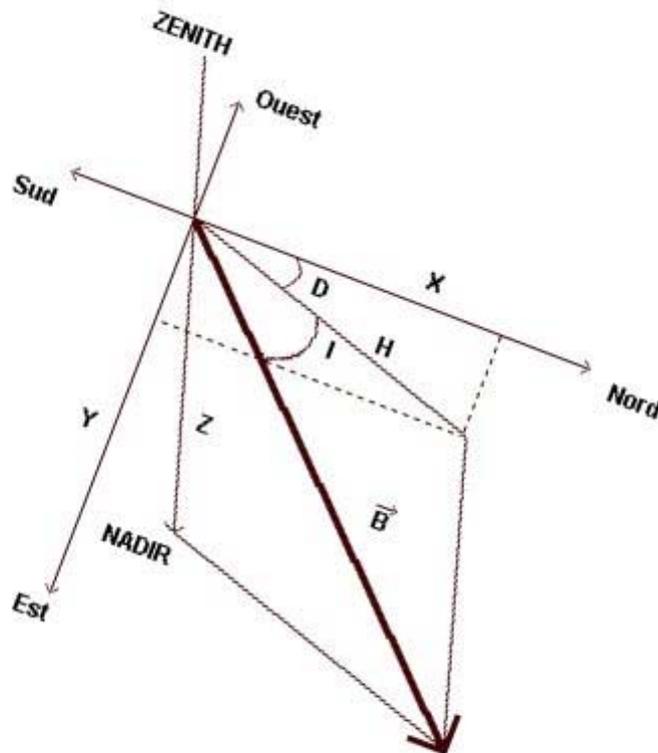


Figure 87 : Schéma descriptif du repère géographique et des angles (déclinaison D et inclinaison I) qui permettent de repérer un vecteur dans ce référentiel.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Acuña M.H., J.E.P. Connerney, P. Wasilewski, R.P. Lin, C.W. Carlson, J. McFadden, K.A. Anderson, D.W. Curtis, H. Rème, J.A. Sauvaud, C. d'Uston, A. Cros, J.L. Medale, S.J. Bauer, P.A. Cloutier, M. Mayhew, D. Winterhalter et N.F. Ness, **Mars Observer Magnetic Fields Investigation**, *J. Geophys. Res.*, 97, 7799–7814, 1992.

Acuña M.H., J.E.P. Connerney, P. Wasilewski, R.P. Lin, D.L. Mitchell, C.W. Carlson, J. McFadden, K.A. Anderson, D.W. Curtis, H. Rème, C. Mazelle, J.A. Sauvaud, C. d'Uston, A. Cros, J.L. Medale, S.J. Bauer, P.A. Cloutier, M. Mayhew, D. Winterhalter et N.F. Ness, **Magnetic field and plasma observations at Mars : preliminary results of the Mars Global Surveyor mission**, *Science*, 279, 1676–1680, 1998.

Acuña M.H., J.E.P. Connerney, P. Wasilewski, N.F. Ness, R.P. Lin, D.L. Mitchell, C.W. Carlson, J. McFadden, K.A. Anderson, H. Rème, C. Mazelle, D. Vignes et P.A. Cloutier, **The Hidden History of Mars: Global Distribution of Crustal Magnetism discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER Experiment**, *Science*, 284, 790–793, 1999.

Albee A.L., F.D. Palluconi et R.E. Arvidson (1998), **Mars Global Surveyor mission: overview and status**, *Science*, 279, 1671–1672.

Alexander C.J. et C.T. Russell, **Solar cycle dependence of the location of the Venus bow shock**, *Geophys. Res. Lett.*, 12, 369, 1985.

Alexander C.J., J.G. Luhmann et C.T. Russell, **Interplanetary field control of the Venus bow shock : évidence for comet-like ion pickup**, *Geophys. Res. Lett.*, 13, 917, 1986.

Bandfield J.L., V.E. Hamilton et P.R. Christensen, **A global view of martian surface compositions from MGS–TES**, *Science*, 287, 1626, 2000.

Bauer S.J. et R.E. Hartle, **On the extend on the Martian ionosphere**, *J. Geophys. Res.*, 78, 3169, 1973.

Bauer S.J. et M.H. Hantsch, **Solar cycle variation of the upper thermosphere of Mars**, *Geophys. Res. Lett.*, 16, 373, 1989.

Bogdanov A.V. et O.L. Vaisberg, **Structure and variations of the solar wind–Mars interaction region**, *J. Geophys. Res.*, 80, 487, 1975.

Références bibliographiques

Brace L.H., R.F. Theis, W.R. Hoegy, J.H. Wolfe, J.D. Mihalov, C.T. Russell, R.C. Elphic et A.F. Nagy, **The dynamic behavior of the Venus ionosphere in response to solar wind interactions**, *J. Geophys. Res.*, 85, 7663, 1980.

Brace L.H., W.T. Kasprzak, H.A. Taylor, R.F. Theis, C.T. Russell, A. Barnes, J.D. Mihalov et D.M. Hunten, **The ionotail of Venus: its configuration and evidence for ion escapes**, *J. Geophys. Res.*, 92, 15, 1987.

Breus T.K., A.M. Krymskii, R. Lundin, E.M. Dubinin, J.G. Lhumann, Y.G. Yeroshenko, S.V. Barabash, V.Y. Mitnitskii, N.F. Pissarenko et V.A. Styahkin, **The solar wind interaction with Mars: Consideration of Phobos 2 mission observations of a Ion composition boundary on the dayside**, *J. Geophys. Res.*, 96, 11165, 1991.

Bridge H.S., A.J. Lazarus, C.W. Snyder, E.J. Smith, L. Davis, P.J. Coleman, et D.E. Jones, **Mariner V : Plasma and magnetic fields observed near Venus**, *Science*, 158, 1669, 1967.

Cloutier P.A., Y. Chen, D. H. Crider, C. C. Law, P. W. Walker, M. H. Acuña, J. E. P. Connerney, R. P. Lin, K. A. Anderson, D. L. Mitchell, H. Rème, C. Mazelle, J. A. Sauvaud, C. d'Uston, D. Vignes, S. J. Bauer, et N. F. Ness, **Venus-like interaction of the solar wind with Mars**, *Geophys. Res. Lett.*, No 17, 2685, 1999.

Connerney J.E.P., M.H. Acuña, P. Wasilewski, N.F. Ness, H. Rème, C. Mazelle, D. Vignes, R.P. Lin, D.L. Mitchell et P.A. Cloutier, **Magnetic Lineations in the Ancient Crust of Mars**, *Science*, 284, 794–798, 1999.

Cravens T.E., A.J. Kliore, J.U. Kozyra et A.F. Nagy, **The ionospheric peak on the Venus dayside**, *J. Geophys. Res.*, 86, 11323, 1981.

Crider D.H., P.A. Cloutier, C.C. Law, P.W. Walker, Y. Chen, M.H. Acuña, J.E.P. Connerney, D.L. Mitchell, R.P. Lin, K. Anderson, C.W. Carlson, J. McFadden, H. Rème, C. Mazelle, J.A. Sauvaud, C. d'Uston, D. Vignes, D.A. Brain, et N.F. Ness, **Evidence of electron impact ionization in the magnetic pileup boundary at Mars**, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 45, 2000.

Christensen, P. R., D. L. Anderson, J. S. C. Chase, R. N. Clark, H. H. Kieffer, M. C. Malin, J. J. C. Pearl, J. Carpenter, N. Bandiera, F. G. Brown, et S. Silverman, **Thermal Emission Spectrometer experiment: Mars Observer mission**, *J. Geophys. Res.*, 97, 7719, 1992.

Dessler A.J., **Ionizing plasma flux in the martian upper atmospheres, The atmosphere of Venus and Mars**, *Gordon and Breach*, New York, 241, 1968.

Dolginov S.S., Y.G. Yerochenko, et D.N. Zhugov, **Magnetic field investigation with interplanetary station Venera 4**, *Kosmich. Issled.*, 6, 561, 1968.

Références bibliographiques

Dolginov S.S., Y.G. Yeroshenko et D.N. Zhuzgov, **Magnetic field in the very close neighborhood of Mars according to data from the Mars 2 and 3 spacecraft**, *J. Geophys. Res.*, 78, 4779–4786, 1973.

Dolginov S.S., E.G. Eroshenko, et D.N. Zhuzgov, **Magnetic field of Mars from data of Mars 3 and Mars 5**, *Cosmic. Res.*, 13, 108, 1975.

Dolginov S.S., **On the magnetic field of Mars: Mars 2 and 3 evidence**, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 89, 1978a.

Dolginov S.S., **On the magnetic field of Mars: Mars 5 evidence**, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 93, 1978b.

Dolginov S.S. et D.N. Zhuzgov, **The magnetic field and the magnetosphere of the planet Mars**, *Planet. Space Sci.*, 39, 1493–1510, 1991.

Dunlop D.J. et O. Ozdemir, **Rock Magnetism**, p 129, *Cambr. Univ. Press*, UK, 1997.

Elphic R.C., C.T. Russell, J.A. Slavin et L.H. Brace, **Observations of the dayside of the ionopause and ionosphere of Venus**, *J. Geophys. Res.*, 85, 7679, 1980.

Gosling J.T. et M.F. Thomsen, **Specularly reflected ions, shock foot thicknesses, and shock velocity determinations in space**, *J. Geophys. Res.*, 90, 9893, 1985.

Grafe A., **Intensity and position of the Martian magnetic dipôle calculated from the observations of the satellite Phobos 2**, *Planet. Space Sci.*, 40, 719–730, 1992.

Grard R., A. Pedersen, S. Klimov, S. Savin, A. Skalsky, J.G. Trotignon et C. Kennel, **First measurements of plasma wave near Mars**, *Nature*, 341, 607–609, 1989.

Gringauz K.I., V.V. Bezrukhikh, T.K. Breus, T. Gombosi, A.P. Remizov, M.I. Verigin et G.I. Volkov, **Plasma measurements in the vicinity of Venus by the space vehicle Venera 4**, *Kosmich. Issled.*, 6, 411, 1968.

Gringauz K.I., V.V. Bezrukhikh, T.K. Breus, M.I. Verigin, G.I. Volkov et A.V. Dyachkov, **Study of solar plasma near Mars and on the Earth–Mars route using charged–particle traps on soviet spacecraft in 1971–1973. II Characteristics of electrons along orbits of artificial Mars satellites Mars 2 and Mars 3**, *Cosmic Res.*, 12, 535–546, 1974.

Gringauz K.I., V.V. Bezrukhikh, T.K. Breus, M.I. Verigin et A.P. Remizov, **The magnetic field of Mars estimated from the data of plasma measurements by Soviet artificial satellites of Mars**, *The Soviet–American Conference on Cosmochemistry of the Moon and Planets*, 859–863, ed. Pomeroy J.H. and Hubbard N.J., NASA SP–370, 1977.

Références bibliographiques

Gringauz K.I. et al., **Detection of a new chemical boundary at comet Halley**, *Geophys. Res. Lett.*, 13, 613, 1986.

Hanson W.B. et G.P. Mantas, **The Martian ionosphere as observed by the Viking retarding potential analysers**, *J. Geophys. Res.*, 82, 4351, 1977.

Hanson W.B. et G.P. Mantas, **Viking electrons temperature measurements : evidence for a magnetic field in the Martian ionosphere**, *J. Geophys. Res.*, 93, 7538, 1988.

Hanson W.B. et G.P. Mantas, **Viking electron temperature measurements: Evidence for a magnetic field in the martian ionosphere**, *J. Geophys. Res.*, 93, 7538, 1988.

Hantsch M.H. et S.J. Bauer, **Solar control of the Mars ionosphere**, *Planet. Space Sci.*, 38, 539, 1990.

Head J.W., H. Hiesinger, M.A. Ivanov, M.A. Kreslavsky, S. Pratt et B.J. Thomson, **Possible ancient ocean on Mars : evidence from Mars orbiter laser altimeter data**, *Science*, 286, 2134, 2000.

Hood L.L. et G. Schubert, **Inhibition of solar wind impingement on Mercury by planetary induction currents**, *J. Geophys. Res.*, 84, 2641, 1979.

Hood L.L. et K. Hartdegen, **A crustal magnetization model for the magnetic field of Mars : A preliminary study of the Tharsis region**, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 727, 1997.

Hviid S.F. et al., **Magnetic properties experiments on the Mars Pathfinder Lander : Preliminary results**, *Science*, 278, 1768, 1997.

Intrilligator D.S. et E.J. Smith, **Mars in the solar wind**, *J. Geophys. Res.*, 84, 8427, 1979.

Kennel C.F. et al., **Dynamic of Mars magnetosphere**, *Geophys. Res. Lett.*, 16, 915, 1989.

Kletetschka G., P.J. Wasilewski, A. Borosio et R.T. Taylor, **Origin of magnetic linear pattern on Mars**, *Lunar and planetary Science XXXI*, 1348, 2000.

Kim J., A.F. Nagy, J.L. Fox et T.E. Cravens, **Solar cycle variability of hot oxygen atoms at Mars**, *J. Geophys. Res.*, 103, 29339, 1998.

Kliore A.J. et L. Mullen, **The long-term behavior of the main peak of the dayside ionosphere of Venus during solar cycle 21 and its implications on the effect of the solar cycle upon the electron temperature in the main peak region**, *J. Geophys.*

Références bibliographiques

Res., 94, 13339, 1989.

Knudsen W.C., K.L. Miller et K. Spenner, **Improved Venus ionopause altitude calculation and comparison with measurements**, *J. Geophys. Res.*, 87, 2246, 1982.

Law C.C. et P.A. Cloutier, **Observations of magnetic structure at the dayside ionopause of Venus**, *J. Geophys. Res.*, 100, 23973, 1995.

Lazarus A.J., H.S. Bridge, J.M. Davis et C.W. Snyder, **Initial results from the Mariner 4 solar plasma experiment**, *Space Res.*, 7, 1296, 1967.

Lewelling M. et T. Spohn, **Mars : a magnetic field due to remanence ?**, *Panet. Space Sci.*, 45, 1389, 1997.

Luhmann J.G., M. Tatrallyay, C.T. Russell et D. Winterhalter, **Magnetic fields fluctuations in the Venus magnetosheath**, *Geophys. Res. Lett.*, 10, 655, 1983.

Luhmann J.G., C.T. Russell, F.L. Scarf, L.H. Brace et C.W. Knudsen, **Characteristics of the Marslike limit of the Venus–solar wind interaction**, *J. Geophys. Res.*, 92, 8545, 1987.

Luhmann J.G. et J.U. Kozyra, **Dayside pickup oxygene ion precipitation at Venus and Mars: Spatial distributions, energy deposition, and consequences**, *J. Geophys. Res.*, 96, 5457, 1991a.

Luhmann J.G. et L.H. Brace, **Near Mars space**, *Reviews of Geophysics*, 121, 1991b.

Lundin R., A. Zakharov, R. Pellinen, H. Borg, B. Hultqvist, N. Pissarenko, E.M. Dubinin, S.W. Barabash, I. Liede et H. Koskinen, **First measurements of the ionospheric plasma escape from Mars**, *Nature*, 341, 609–612, 1989.

Lundin R., A. Zakharov, R. Pellinen, H. Borg, B. Hultqvist, N. Pissarenko, E.M. Dubinin, S.W. Barabash, I. Liede et H. Koskinen, **Plasma composition measurements of the Martian magnetosphere morphology**, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 877, 1990.

Malin M.C., G.E. Danielson, A.P. Ingersoll, H. Masursky, J. Veverka, M.A. Ravine, et T.A. Soulanille, **Mars Observer Camera**, *J. Geophys. Res.*, 97, 7699, 1992.

Malin M.C. et K.S. Edgett, **Evidence for recent groundwater seepage and surface runoff on Mars**, *Science*, 288, 2330, 2000.

Mariner Standford Group, **Ionosphere and atmosphere as measured by dual frequency radio occultation of Mariner V**, *Science*, 158, 1678, 1967.

Mazelle C., H. Rème, J.A. Sauvaud, C.d'Uston, C.W. Carlson, K.A. Anderson,

Références bibliographiques

D.W.Curtis, R.P Lin, A. Korth, D.A. Mendis, F.M. Neubauer, K.H. Glassmeier et J. Raeder, **Analysis of suprathermal electrons properties at the magnetic pile-up boundary of comet P/Halley**, *Geophys. Res. Lett.*, 16, 1035, 1989.

Mazelle C., H. Rème, F.M. Neubauer et K.H. Glassmeier, **Comparison of the main magnetic and plasma features in the environments of comets Grigg-Skjellerup and Halley**, *Adv. Space Res.*, 16, (4)415, 1995.

McSween H.Y., *Rev. Geophys.*, 23, 391, 1985.

Mihalov J.D. et A. Barnes, **Evidence for the acceleration of ionospheric O⁺ in the magnetosheath of Venus**, *Geophys. Res. Lett.*, 8, 1277, 1981.

Moore K.R., V.A. Thomas et D.J. McComas, **Global hybrid simulation of the solar wind interaction with the dayside of Venus**, *J. Geophys. Res.*, 96, 7779, 1991.

Moses S.L., F.V. Coronoti et F.L. Scarf, **Expectations for the microphysics of the Mars-solar wind interaction**, *Geophys. Res. Lett.*, 15, 429, 1988.

Nagy A.F., T.E. Cravens, J.H. Yee et A.I.F. Stewart, **Hot oxygen atoms in the upper atmospheres of Venus**, *Geophys. Res. Lett.*, 8, 629, 1981.

Ness N.F., M.H. Acuña, J.E.P. Connerney, P. Wasilewski, C. Mazelle, J.A. Sauvaud, D. Vignes, H. Rème, C. d'Uston, R.P. Lin, D.L. Mitchell, J. McFadden, D.W. Curtis P.A. Cloutier, et S.J. Bauer, **MGS Magnetic Fields and Electron Reflectometer Investigation : Discovery of paleomagnetic fields due to Crustal Remnance**, *Adv. Space Res.*, 1879, 1999.

Ness N.F., M.H. Acuña, J.E.P. Connerney, A.J. Kliore, T.K. Breus, A.M. Krymskii, P.A. Cloutier et S.J. Bauer, **Effects of magnetic anomalies discovered at Mars on the structure of the Martian ionosphere and solar wind interaction as follows from radio occultation experiments**, *J. Geophys. Res.*, 105, 15991, 2000.

Neubauer F.M., K.H. Glassmeier, M. Pohl, J. Raeder, M.H. Acuña, L.F. Burlaga, N.F. Ness, G. Musmann, F. Mariani, M.K. Wallis, E. Ungstrup et H.U Schmidt, **First results from the Giotto magnetometer experiment at comet Halley**, *Nature*, 321, 352, 1986.

O'Gallagher J.J. et J.A. Simpson, **Search for trapped electrons and a magnetic moment at Mars by Mariner 4**, *Science*, 149, 1233, 1965.

Phillips J.L., J.G. Luhmann et C.T. Russell, **Magnetic configuration of the Venus magnetosheath**, *J. Geophys. Res.*, 91, 7931, 1986.

Phillips J.L., J.G. Lhumann, W.C. Knudsen et L.H. Brace, **Asymmetries in the**

Références bibliographiques

- location of the Venus ionopause**, *J. Geophys. Res.*, 93, 3927, 1988.
- Raymond C.A., S.E. Smrekar et E.R. Stofan, **Source of magnetic anomalies on Mars and their implications**, *Lunar and planetary Science XXXI*, 2062, 2000.
- Rème H., C. Mazelle, J.A. Sauvaud, C. D'Uston, F. Froment, R.P. Lin, K.A. Anderson, C.W. Carlson, D.E. Larson, A. Korth, P. Chaizy, et D.A. Mendis, **Electron plasma environment at comet Grigg–Skjellerup : General observations and comparison with the environment at comet Halley**, *J. Geophys. Res.*, 98, 20965, 1993.
- Riedler W., D. Möhlmann, D.N. Oraevsky et al., **Magnetic fields near Mars : First results**, *Nature*, 341, 604, 1989.
- Riedler W. et al., *Science*, 278, 1771, 1997.
- Romanov S.A., **Asymmetry of the region of interaction of the solar wind with Venus according to the data of the Venera 9 and Venera 10 spacecraft**, *Kosmich. Issled.*, 16, 318, 1978a.
- Romanov S.A., V.N. Smirnov et O. Vaisberg, **Interaction of the solar wind with Venus**, *Kosmich. Issled.*, 16, 746, 1978b.
- Rosenbauer H., N. Shutte, I. Apáthy et al., **Ions of martian origin and plasma sheet in the martian magnetosphere: initial results of the TAUS experiment**, *Nature*, 341, 612, 1989.
- Russell C.T., **On the relative location of the bow shocks of the terrestrial planets**, *Geophys. Res. Lett.*, 4, 387, 1977.
- Russell C.T., **The magnetic field of Mars: Mars 3 evidence re-examined**, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 81, 1978a.
- Russell C.T., **The magnetic field of Mars: Mars 5 evidence re-examined**, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 81, 1978b.
- Russell C.T., R.C. Elphic et J.A. Slavin, **Initial Pioneer Venus magnetic field results: nightside observations**, *Science*, 205, 114, 1979a.
- Russell C.T. et R.C. Elphic, **Observations of magnetic flux ropes in the Venus ionosphere**, *Nature*, 279, 616, 1979b.
- Russell C.T., J.G. Luhmann, R.C. Elphic et F.L. Scarf, **The distant bow shock and magnetotail of Venus: Magnetic field and plasma wave observations**, *Geophys. Res. Lett.*, 8, 843, 1981.

Références bibliographiques

- Russell C.T., **reply**, *J. Geophys. Res.*, 91, 12149, 1986.
- Russell C.T., E. Chou, J.G. Luhmann, P. Gazis, L.H. Brace et W.R. Hoegy, **Solar and interplanetary control of the location of Venus bow shock**, *J. Geophys. Res.*, 93, 5461, 1988.
- Ruzicka A., **Magnetic lineations on Mars : évidence for plate tectonics or for magnetic eolian deposits**, *Lunar and planetary Science XXXI*, 1575, 2000.
- Sauer K., T. Roatsch, U. Motschmann, K. Schwingenschuh, R. Lundin, H. Rosenbauer et S. Livi, **Observation of plasma boundaries and phenomena around Mars with Phobos 2**, *J. Geophys. Res.*, 97, 6227, 1992.
- Sauer K., A. Bogdanov et K. Baumgärtel, **Evidence of an ion composition boundary (protonopause) in bi-ion fluid simulations of solar wind mass loading**, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2255, 1994.
- Saunders M.A. et C.T. Russell, **Average dimension and magnetic structure of the distant Venus magnetotail**, *J. Geophys. Res.*, 91, 5589, 1986.
- Schubert G. et T. Spohn, **Thermal history of Mars and the sulfure content of its core**, *J. Geophys. Res.*, 95, 14095, 1990.
- Schwingenschuh K., W. Riedler, T.L. Zhang et al., **The Martian magnetic field environment : induced or dominated by an intrinsic magnetic field ?**, *Adv. Space Res.*, 12, (9)213–(9)219, 1992.
- Shah M.B., D.S. Elliot et H.B. Gilbody, **Pulsed cross-beam study of the ionisation of atomic hydrogen by electron impact**, *J. Phys. B*, 20, 3501–3514, 1987.
- Shinigawa H. et T.E. Cravens, **A one dimensional multispecies magnetohydrodynamic model of the dayside ionosphere of Mars**, *J. Geophys. Res.*, 94, 6506, 1989.
- Slavin J.A., R.C. Elphic et C.T. Russell, **A comparison of Pioneer Venus and venera bow shock observations: evidence for a solar variation**, *Geophys. Res. Lett.*, 6, 905, 1979.
- Slavin J.A., R.C. Elphic, C.T. Russell, F.L. Scarf, J.H. Wolfe, J.D. Mihalov, D.S. Intriligator, F.H. Brace, H.A. Taylor et R.E. Daniell, **The solar wind interaction with Venus : Pioneer Venus observations of bow shock location and structure**, *J. Geophys. Res.*, 85, 7625, 1980.
- Slavin J.A. et R.E. Holzer, **Solar wind flow about the Terrestrial planets 1.**

Références bibliographiques

Modeling bow shock position and shape, *J. Geophys. Res.*, 86, 11401–11418, 1981.

Slavin J.A. et R.E. Holzer, **The solar wind interaction with Mars revisited**, *J. Geophys. Res.*, 87, 10285–10296, 1982.

Slavin J.A., R.E. Holzer, J.R. Spreiter, S.S. Stahara, et D.S. Chaussee, **Solar wind flow about the terrestrial planets 2. Comparison with gas dynamic theory and implications for solar–planetary interactions**, *J. Geophys. Res.*, 88, 19–35, 1983.

Slavin J.A., E.J. Smith et D.S. Intriligator, **A comparative study of distant magnetotail structure at Venus and Earth**, *Geophys. Res. Lett.*, 11, 1074, 1984.

Slavin J.A., K. Schwingenschuh, W. Riedler et Y. Yeroshenko, **The solar wind interaction with Mars: Mariner 4, Mars 2, Mars 3, Mars 5, and Phobos 2 observations of bow shock position and shape**, *J. Geophys. Res.*, 96, 11235, 1991.

Smith E.J., L. Davis, P.J. Coleman et C.P. Sonett, **Mariner II: Preliminary reports on measurements of Venus magnetic field**, *Science*, 139, 909, 1963.

Smith E.J., L. Davis, P.J. Coleman et C.P. Sonett, **Magnetic measurements near Venus**, *J. Geophys. Res.*, 70, 1571, 1965.

Smith E.J., L. Davis, P.J. Coleman et D.E. Jones, **Magnetic field measurements near Mars**, *Science*, 149, 1241, 1965.

Smith E.J., **Planetary Magnetic field experiments**, *Advanced Space experiments*, American Astronomical Society, 1969.

Smirnov V.N., A.N. Omel'chenko et O.L. Vaisberg, **Possible discovery of cusps near Mars**, *Cosmic Res.*, 688, 1978.

Spreiter J.R. et D.E. Jones, **On the effect of a weak interplanetary magnetic field on the interaction between the solar wind and the geomagnetic field**, *J. Geophys. Res.*, 68, 3555, 1963.

Spreiter J.R., A.L. Summers et A.Y. Alksne, **Hydromagnetic flow around the magnetosphere**, *Planet Space Sci.*, 14, 223, 1966.

Spreiter J.R., A.Y. Alksne et A.L. Summers, **External aerodynamics of the magnetosphere**, *Physics of the magnetosphere*, ed. R.L. Carovillano, J.F. McClay and M. Radoski, Reidel, Dordrecht 1968, p 301.

Spreiter J.R. et A.W. Rizzi, **The martian bow wave—Theory and observation**, *Planet. Space Sci.*, 20, 205, 1972.

Références bibliographiques

- Tatrallyay M., Russell C.T., J.G. Luhmann, A. Barnes, et J.D. Mihalov, **On the proper mach number and ratio of specific heats for modeling the Venus bow shock**, *J. Geophys. Res.*, 89, 7381, 1984.
- Thomas V.A. et D. Winske, **Two dimensional hybrid simulation of a curved bow shock**, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1247, 1990.
- Thompson W.R., M.B. Shah et H.B. Gilbody, **Single and double ionization of atomic oxygen by electron impact**, *J. Phys. B*, 28, 1321–1330, 1995.
- Trotignon J.G., R. Grard et A. Skalsky, **Position and shape of the Martian bow shock: the Phobos 2 plasma wave system observations**, *Planet. Space Sci.*, 41, 189–198, 1993.
- Trotignon J.G., E. Dubinin, R. Grard, S. Barabash et R. Lundin, **Martian planetopause as seen by the plasma wave system onboard Phobos 2**, *Planet. Space Sci.*, 44, 117, 1996a.
- Trotignon J.G., R. Grard, S. Barabash, R. Lundin et E. Dubinin, **Solar wind measurements near Mars and their implication in the red plasma environment**, *J. Geophys. Res.*, 101, 24965, 1996b.
- Vaisberg O.L. et A.V. Bogdanov, **Flow of the solar wind around the Mars and Venus – general principles**, *Cosmic Res.*, 12, 253, 1974.
- Vaisberg O.L., **Mars–plasma environment, Physics of solar Planetary environments**, vol. 1, ed. by D.J. Williams, 854–871, 1976.
- Vaisberg O.L. et V.N. Smirnov, **The Martian magnetotail**, *Adv. Space Res.*, 6, 301, 1986.
- Van Allen J.A., L.A. Frank, S.M. Krimigis, et H.K. Hills, **Absence of Martian Radiation belts and implications thereof**, *Science*, 149, 1228, 1965.
- Verigin M.I., K.I. Gringauz, T. Gombosi, T.K. Breus, V.V. Bezrukikh, A.P. Remizov et G.I. Volkov, **Plasma near Venus from the Venera 9 and 10 wideangle plasma analyzer data**, *J. Geophys. Res.*, 83, 3721, 1978.
- Verigin M.I., G.A. Kotova, A.P. Remizov, K. Szegö, M. Tátrallyay, J. Slavin, H. Rosenbauer, S. Livi, W. Riedler, K. Schwingenschuh et T.L. Zhang, **Evidence of the influence of equatorial martian crustal magnetization on the position of the planetary magnetotail boundary by phobos 2 data**, *Adv. Space Res.*, à paraître, 2000.

Références bibliographiques

Vignes D., C. Mazelle, H. Rème, M.H. Acuña, J.E.P. Connerney, R.P. Lin, D.L. Mitchell, P. Cloutier, D.H. Crider et N.F. Ness, **The solar wind interaction with Mars: Locations and shapes of the Bow Shock and the Magnetic Pile-up Boundary from the observations of the MAG/ER experiment onboard Mars Global Surveyor**, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 49, 2000.

Winske D., **Origin of large magnetic fluctuations in the magnetosheath of Venus**, *J. Geophys. Res.*, 91, 11951, 1986.

Yeroshenko Y., W. Riedler, K. Schwingenschuh, J.G. Luhmann, M. Ong et C.T. Russell, **The magnetotail of Mars : Phobos observations**, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 885, 1990.

Zakharov A.V., **The Plasma environnement of Mars: Phobos mission results. A 1990 Satus**, *Adv. Space Res.*, 12, (9)169, 1992.

Zhang M.H.G., J.G. Luhmann et A.J. Kliore, **An observational study of the nightside ionospheres of Mars and Venus with radio occultation methods**, *J. Geophys. Res.*, 17, 17095–17102, 1990a.

Zhang T.L., J.G. Luhmann et C.T. Russell, **The solar cycle dependence of the Venus bow shock**, *J. Geophys. Res.*, 95, 14961–14967, 1990b.

Zhang T.L., K. Schwingenschuh, C.T. Russell et J.G. Luhmann, **Asymmetries in the location of the Venus and Mars bow shock**, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 127–129, 1991a.

Zhang T.L., K. Schwingenschuh, H. Lichtenegger, W. Riedler, C.T. Russell et J.G. Luhmann, **Interplanetary magnetic field control of the Mars bow shock: evidence for Venus like interaction**, *J. Geophys. Res.*, 96, 11265–11269, 1991b.

Zuber M.T., D.E. Smith, S.C. Solomon, D.O. Muhleman, J.W. Head, J.B. Garvin, J.B. Abshire et J.L. Bufton, **The Mars Observer Laser Altimeter investigation**, *J. Geophys. Res.*, 97, 7781, 1992.

Zuber M.T., Solomom S.C., Phillips R.J. et al., **Internal structure and early thermal evolution of Mars Global Surveyor topography and gravity**, *Science*, 287, 1788, 2000.

Zwan B.J. et R.A. Wolf, **Depletion of solar wind plasma near a planetary boundary**, *J. Geophys. Res.*, 81, 1636, 1976.