



L'échappement atmosphérique Martien : analyses des données MAVEN

Antoine Martinez

► To cite this version:

Antoine Martinez. L'échappement atmosphérique Martien : analyses des données MAVEN. Planétologie. Sorbonne Université, 2020. Français. NNT : 2020SORUS347 . tel-03359625

HAL Id: tel-03359625

<https://theses.hal.science/tel-03359625>

Submitted on 30 Sep 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Sorbonne Université

Ecole doctorale d'Astronomie & d'Astrophysique d'Ile-de-France – ED 127

Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales (LATMOS)/HEPPI

L'échappement atmosphérique martien : Analyse des données MAVEN

Par Antoine MARTINEZ

Thèse de doctorat de planétologie

Présentée et soutenue publiquement le mercredi 24 Juin 2020

Devant un jury composé de :

Philippe SAVOINI	Professeur Sorbonne Université	Président du Jury
Iannis DANDOURAS	Directeur de Recherche	Rapporteur
Cesar BERTUCCI	Directeur de Recherche	Rapporteur
Pierre-Louis BLELLY	Directeur de Recherche	Examineur
Beatriz SANCHEZ-CANO	Chargé de Recherche	Examinatrice
François LEBLANC	Directeur de Recherche	Directeur de thèse
Ronan MODOLO	Maître de conférences	Co-directeur de thèse
Olivier WITASSE	Directeur de Recherche	Encadrant de thèse

25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54

55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76

*« Ils ne savaient pas que c'était impossible,
alors ils l'ont fait. »*

Mark Twain

Remerciements

78 Cette section ne pourra jamais être assez parlante pour exprimer la chance que j'ai eu
79 de pouvoir réaliser mon doctorat au sein de l'équipe du LATMOS. Les écrits, bien que devant
80 rester, ne remplacent pas les actes. Ces trois années de thèse sont pour moi une expérience
81 formidable et enrichissante que je dois à ceux que j'ai rencontré, à ceux avec qui j'ai échangé
82 et à ceux que j'ai côtoyé.

83 Merci à mes directeurs de thèse, François Leblanc et Ronan Modolo, pour avoir eu
84 confiance en moi et m'avoir invité à participer à cette grande aventure de la thèse en
85 planétologie. Bien que s'améliorer soit aussi bien un objectif personnel que professionnel, vous
86 êtes de ceux qui nous encouragent et nous inspirent à nous dépasser et toujours aller plus loin.
87 Votre patience, votre bonne humeur et votre sérieux ont grandement contribué à la sérénité de
88 cette thèse. Merci de m'avoir envoyé en conférence où j'ai pu voir des pays que je ne
89 connaissais pas et faire de belles rencontres et découvertes. François, merci à toi pour ce que tu
90 m'as transmis et que j'espère pouvoir un jour retransmettre à mon tour. Ronan, merci de
91 m'avoir aiguillé et permis de faire des vacances. Ces heures en face d'élèves lors de travaux
92 pratiques ont été profondément motivantes et éclairantes sur la joie que j'ai à partager des
93 connaissances.

94 Merci à Olivier Witasse qui aura suivi ma thèse et me fit découvrir l'ESTEC. Merci à
95 Jean-Yves Chaufray, qui a aussi passé plusieurs heures à m'écouter et dont les réponses m'ont
96 souvent ouvert les yeux.

97 Merci à l'ensemble de l'équipe du LATMOS présent durant ma thèse et avec qui j'ai pu
98 partager de bons moments. La bonne humeur et l'ambiance régnant au sein de ce laboratoire
99 m'ont charmé. Merci à mes collègues de bureau présents et passés : Manuel, Marie, Elisabeth,
100 Léa, Adrian, Norberto. On se souviendra longtemps de la fameuse fenêtre du 405 qui aura mis
101 plus de 3 doctorats pour être réparé. Merci à Lora de la part de Marc-Aurèle (elle comprendra !) pour nos échanges et la bonne humeur qui s'en dégageait. Merci à Cristelle pour nos discussions sur le LATMOS, le Lidar ou encore la RATP/SCNF ! Merci à Irina et à Evelyne pour nos discussions et toute l'aide administrative que vous avez pu m'apporter et les encouragements. Merci à Anni qui, en face de mon bureau, a toujours pris le temps de m'écouter et m'aura donné une vision des situations qui ont éloigné mes doutes. Merci à l'équipe des jeunes planétologues,

107 une équipe rafraichissante dont j'espère qu'elle se maintiendra au travers des générations de
108 doctorants à venir.

109 Merci à Anni Määttanen et à Sébastien Lebonnois d'avoir accepté de faire partie de mon
110 comité de suivi de thèse. Merci à Iannis Dandouras et Cesar Bertucci d'avoir accepté d'être
111 rapporteurs de cette thèse. Merci également à Philippe Savoini, Pierre-Louis Blelly et Beatriz
112 Sanchez-Cano d'avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse pour évaluer mon travail.

113 Merci à l'équipe MAVEN qui m'a accueilli et avec qui j'ai eu le plaisir de travailler. Je
114 les remercie pour leur encouragement, pour les discussions que nous avons eues, pour m'avoir
115 expliqué des phénomènes dont je n'avais pas conscience. Au travers des conférences de
116 MAVEN, j'ai pu me rendre compte ce que « équipe de chercheur d'un projet » signifiait.

117 Merci aussi à François Poulet, de l'Institut d'Astrophysique Spatiale, avec qui j'ai eu la
118 chance de travailler et qui m'a offert mes premiers stages dans la recherche.

119 Je pense aussi beaucoup à ma famille et à mes amis en écrivant ces lignes. Ils savent
120 déjà que leur présence a été pour moi d'un grand soutien et de véritables bouffées d'air frais
121 dans les moments les plus tendus. Vous avez toujours cru en moi. Ma seule tristesse est que ma
122 grand-mère maternelle, arrachée trop tôt en première année de thèse, n'ait pas pu assister à la
123 fin de ma thèse.

124 Vous m'avez tous beaucoup apporté. Et en soi, c'est ce qui me marquera le plus durant
125 cette thèse.

126

127

Table des matières

129	Remerciement	4
130	Table des matières	6
131	Introduction : Evolution de l'atmosphère martienne et de son échappement.....	9
132	A. Les trois âges martiens.....	9
133	B. Les réservoirs actuels d'atmosphère.....	11
134	C. Scénario d'évolution de l'échappement atmosphérique martien.....	14
135	Chapitre I : Mars, interaction avec le vent solaire et échappement atmosphérique	19
136	A. Structure verticale de l'atmosphère martienne	19
137	1. La composante neutre de l'atmosphère martienne	19
138	2. La composante ionisée de l'atmosphère martienne : l'ionosphère	22
139	B. Interaction du vent solaire avec l'atmosphère martienne	26
140	1. Environnement magnétisé de Mars	26
141	2. Processus d'échappement	33
142	3. Les facteurs contrôlant l'échappement atmosphérique	38
143	C. Etude de l'environnement martien jusqu'à MAVEN	41
144	1. Historique des missions Martiennes	41
145	2. MAVEN.....	43
146	Chapitre II : Impact des événements solaires sur les précipitations ioniques martiennes	
147		48
148	A. Les événements solaires dans l'interaction du vent solaire avec l'atmosphère martienne	48
149	B. Détermination du flux précipitant observé par MAVEN	53
150	C. Etude de la variabilité des précipitations ioniques martiennes lors d'événements solaires	
151	54	
152	D. Synthèse.....	88
153	Chapitre III : Impact du rayonnement extrême ultraviolet solaire sur les précipitations	
154	ioniques martiennes.....	90
155	A. Effets du rayonnement extrême ultraviolet sur l'atmosphère martienne	90
156	1. Facteurs influençant le rayonnement EUV reçu sur Mars.....	91
157	2. Effet du rayonnement extrême ultraviolet sur l'environnement martien.....	94
158	B. Observation du flux EUV par MAVEN	99
159	C. Etude des variations du flux EUV sur les précipitations ioniques martiennes	100

160	D. Synthèse.....	121
161	Chapitre IV : Modélisation des précipitations ioniques martiennes et comparaison aux	
162	observations MAVEN	122
163	A. Les modèles décrivant les interactions plasma/objet.....	123
164	1. Les différentes approches pour résoudre les équations régissant les interactions	
165	plasma/objet.....	124
166	2. Le modèle utilisé : « <i>Latmos Hybrid Simulation</i> » (LatHyS)	125
167	B. Influence de la pression dynamique du vent solaire sur les précipitations ioniques	
168	martiennes : résultats de simulation LatHyS et observations MAVEN	126
169	C. Synthèse.....	154
170	Conclusion et perspectives.....	155
171	Acronyme	159
172	Table des illustrations	161
173	Table des tableaux	163
174	Bibliographie.....	164
175	Annexe I	181
176	Résumé	196
177	Abstract	196
178		

179

180

181

182

183

184

185

186

187

Introduction : Evolution de l'atmosphère martienne et de son échappement

De nombreuses observations de la surface martienne suggèrent que l'eau liquide a été stable sur des échelles de temps géologiques à la surface de Mars, il y a plusieurs milliards d'année de cela ([Irwin et al., 2005](#) ; [Bibring et al., 2006](#)). De l'eau liquide stable à la surface de Mars pendant plusieurs centaines de million d'année ne peut s'expliquer que par une atmosphère dense dont la pression était au moins de l'ordre du bar. Aujourd'hui, Mars est une planète froide, aride à l'atmosphère peu dense où l'eau à la surface de Mars ne peut exister de façon stable qu'à l'état solide (glace) ou gazeux ([Bertaux, 2007](#)).

Deux procédés peuvent être à l'origine de la diminution de la pression atmosphérique martienne au cours de son histoire. Le premier est l'absorption ou captation de l'atmosphère (notamment de l'eau et du dioxyde de carbone) par le sol (adsorption ; [Zent et al., 1987](#) ; [Jänchen et al., 2009](#)) et d'éventuels océans ([Kahn et al., 1985](#)). Le second est l'échappement de l'atmosphère vers l'espace, facilitée par la faible gravité martienne ([Chassefière and Leblanc, 2004](#)). La présence d'écoulement aqueux observée par Mars Global Surveyor (MGS ; [Malin et al., 2006](#)), de minéraux hydratés et de calottes glaciaires à la surface de Mars par Mars Express (MEX, [Chicarro et al., 2004](#)) et les mesures d'échappement neutre et ionique par MAVEN (« *Mars Atmosphere and Volatile Evolution* », [Jakosky et al., 2015](#) ; [2018](#)) sont les preuves que ces procédés ont influencé et contribuent encore à l'évolution de l'atmosphère martienne.

Dans ce chapitre introductif, après avoir rapidement rappelé les trois âges martiens dérivés de l'étude des cratères d'impact puis de l'observation des structures minéralogiques, je vais décrire les principaux réservoirs d'atmosphère actuels pour finir sur un scénario possible de l'évolution de l'échappement atmosphérique et de l'atmosphère martienne en fonction des âges.

A. Les trois âges martiens

Au cours des études de la surface martienne, plusieurs chronologies furent proposées afin d'expliquer les différentes structures géologiques et minéralogiques présentes à la surface de Mars. La première datation des structures géologiques martiennes fut obtenue grâce à la

méthode du comptage des cratères qui consiste à déterminer la distribution des cratères en fonction de leur diamètre sur un terrain donné ([Hartmann et Neukum, 2001](#)). La densité d'impact en fonction de la taille de l'impacteur est supposée avoir varié avec le temps, avec une densité d'impacteurs de taille kilométrique et métrique plus grande lors des premières phases du système solaire. Une chronologie du flux d'impacteurs en fonction de leur taille a ainsi pu être établie grâce aux retours d'échantillons de la surface lunaire. Une telle chronologie est supposée représentative du bombardement météoritique pour les planètes telluriques du système solaire interne dont Mars. Ainsi, plus la densité de cratères est élevée pour des tailles de cratères grandes, plus le terrain est estimé ancien. Ces méthodes ont permis d'estimer que les terrains cratérisés de l'hémisphère sud de Mars sont parmi les plus anciens et remontent jusqu'à 4.3 milliards d'années. À partir de cette méthodologie de comptage de cratères, l'histoire martienne a pu être divisée en trois périodes :

- Le Noachien caractérisé par des terrains fortement cratérisés qui se sont formés il y a plus de 3.5 milliards d'années.
- L'Hespérien caractérisé par des plaines moyennement cratérisées, formées entre 3.5 et 2.9 milliards d'années.
- L'Amazonien caractérisé par des terrains légèrement cratérisés entre il y a 3.3 milliards d'années à aujourd'hui.

L'hémisphère sud de Mars est caractérisé par des terrains anciens datant majoritairement du Noachien alors que l'hémisphère nord, jeune et peu cratérisé, date principalement de l'Amazonien. Des études postérieures ([Bibring et al., 2006](#)), réalisées à partir de l'instrument OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité ; [Bibring et al., 2004](#)) de la mission Mars Express, ont permis d'analyser la nature minéralogique de la surface martienne. Ces analyses ont permis d'établir l'histoire géologique de Mars de façon indépendante de la cratérisation de sa surface, selon un système chrono-stratigraphique basé sur trois périodes (voir Figure M.1) :

- Le Phyllosien, caractérisé par la formation de phyllosilicates (argiles).
- Le Theiikien, caractérisé par une période d'activité volcanique accrue ayant relâché de grandes quantités d'eau et de soufre conduisant à la formation de grande quantité de sulfates.

- Le Siderikien, principalement caractérisé par la formation de grandes quantités d'oxyde ferrique anhydres.

B. Les réservoirs actuels d'atmosphère

Il existe actuellement trois grands types de réservoirs d'atmosphère sur Mars : l'atmosphère actuelle proprement dite, les glaces présentes à la surface et toute la cryosphère martienne, c'est-à-dire, l'atmosphère absorbée sous la surface.

- L'atmosphère martienne actuelle

Mars dispose d'une atmosphère de pression moyenne de ~6 mbar à sa surface qui, à titre de comparaison, est 166 fois moins dense que la pression terrestre (1 bar). Elle fut mesurée dès les années 60 par des observations au sol ([Owen, 1966](#)) et par les missions Mariner 4, 6, 7 et 9 ([Kliore et al., 1965](#) ; [Barth, 1974](#)). La composition de l'atmosphère martienne est donnée par le Tableau T.1 et est principalement composée de dioxyde de carbone, d'argon et de diazote. Cette pression peut varier de 4 à 8 mbar selon la saison de l'année martienne. Avec une température moyenne de 210 K (-63 °C), variant selon la saison, l'atmosphère martienne est froide. Lors de l'hiver dans l'hémisphère sud, la température décroît fortement au point que le gaz carbonique présent dans l'atmosphère va pouvoir se condenser aux pôles pour former de la glace carbonique (du dioxyde de carbone à l'état solide), ce qui va diminuer la pression atmosphérique. A l'inverse, la sublimation de ces glaces en été va libérer d'importantes quantités de CO₂ dans l'atmosphère, ce qui fera augmenter la pression ([Buhler et al., 2019](#)). Les deux autres espèces majoritaires (N₂ ; Ar) ne condensant pas, leur quantité relative au sein de l'atmosphère varie donc avec les saisons bien que leur quantité absolue ne varie pas ([Sprague et al., 2004](#)). Cette variation de la pression atmosphérique illustre les mécanismes qui vont relier les différents réservoirs d'atmosphère sur Mars et vont fortement influencer la quantité de matière au sein de l'atmosphère.

Les autres espèces sont des espèces minoritaires de l'atmosphère martienne. La présence du méthane (CH₄) dans l'environnement martien, bien qu'encore sujet à débat, fait l'objet de nombreuses études car elle est interprétée comme indiquant qu'une activité géochimique ou microbienne pourrait, de nos jours, toujours avoir lieu sur Mars. Des observations en 1999 depuis la Terre de Mars avaient suggéré sa présence dans l'atmosphère avec une abondance

autour d'un rapport de mélange en volume de 10 par milliard (ppbv) ([Krasnopolsky et al., 2004](#)). Les instruments « *Thermal Emission Spectrometer* » à bord de la sonde Mars Global Surveyor et « *Planetary Fourier Spectrometer* » à bord de Mars Express ont eux-aussi suggéré la présence de méthane dans l'atmosphère, notamment au cratère Gale ([Forminaso et al., 2004](#)). Une détection confirmée plus tard par l'instrument « *Sample Analysis at Mars* » du rover Mars Science Laboratory Curiosity, qui se trouve au Cratère Gale depuis Août 2012 ([Webster et al., 2015](#) ; [2018](#)) mais à un niveau bien plus faible de 0.69 ppbv, avec des pics inexplicés allant jusqu'à 7.2 ppbv, suggérant que la source du méthane pourrait provenir de sa libération du sol lors d'impact météoritique. Cependant, l'instrument « *Trace Gas Orbiter* » de l'orbiteur ExoMars n'a pas détecté en 2019 de méthane au sein de l'atmosphère martienne malgré une sensibilité accrue ([Korablev et al., 2019](#)), ce qui suggère l'existence d'un mécanisme de destruction inconnue du méthane au sein de l'atmosphère.

Tableau T.1 : Composition moyenne de l'atmosphère martienne d'après [Owen et al., \(1977\)](#).

Espèce	Quantité relative
Dioxyde de carbone (CO_2)	95.32%
Diazote (N_2)	2.7%
Argon (Ar)	1.6%
Oxygène (O_2)	0.13%
Monoxyde de carbone (CO)	0.08%
Vapeur d'eau (H_2O)	0.03% (variable)
Autres	< 0.15%

- Glaces en surface

Actuellement, Mars dispose de deux grandes calottes glaciaires présentes au pôle nord et au pôle sud, majoritairement composées d'eau et de dioxyde de carbone. La glace d'eau a été détectée pour la première fois, in-situ, par l'instrument « *InfraRed Thermal Mapper* » sur l'orbiteur Viking dans la calotte glaciaire nord ([Kieffer et al., 1976](#)). Le radar MARSIS (« *Mars advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding* ») à bord de Mars Express a estimé à 11 mètres GEL (« *Global Equivalent Layer* » : hauteur d'un océan uniformément répartie à la surface de Mars) la quantité d'eau piégée dans les couches gelées du pôle sud ([Plaut et al.,](#)

298 [2007](#)). Selon les travaux de [Carr and Head \(2003\)](#), la quantité de glace contenue dans les calottes
299 glaciaires pourrait représenter jusqu'à 22 m GEL.

300 En parallèle, plus récemment, l'instrument MARSIS à bord de Mars Express a
301 découvert l'existence d'une couche de 20 km de long à environ 1.5 km de profondeur
302 réfléchissant les ondes radio sous la région Planum Australe, assimilé à la présence d'un vaste
303 lac d'eau liquide ([Orosei et al., 2018](#)). L'hypothèse la plus probable serait que l'eau serait restée
304 liquide en raison d'une hyper-salinité, mêlée à la pression de la glace au-dessus, permettant des
305 conditions favorables à la stabilité de l'eau en phase liquide, comme le suggère certains
306 analogues terrestres en Antarctique.

307 Dans le cas de la glace carbonique, il a été très tôt suggéré que les variations de la
308 pression atmosphérique martienne (~26%) pouvaient être dû à des échanges du dioxyde de
309 carbone entre l'atmosphère et les calottes polaires ([Hess et al., 1979](#)), suggérant aussi que les
310 calottes polaires pouvaient contenir des quantités importantes de glace carbonique. Les
311 observations réalisées par l'instrument « *Shallow Radar* » à bord de la sonde spatiale Mars
312 Reconnaissance Orbiter ([Phillips et al., 2011](#)) ont identifié d'important dépôts de glace
313 carbonique sous la calotte polaire sud allant de 9500 à 12500 km³, ce qui augmenterait la
314 pression atmosphérique de 80% si ces glaces étaient injectées totalement dans l'atmosphère.

315

316 - Cryosphère martienne

317 La cryosphère fait normalement référence à l'ensemble des zones d'une planète ou
318 satellite où l'eau reste à l'état solide. Ici, j'étendrai cette notion aux composés de l'atmosphère
319 comme le dioxyde de carbone piégé dans le sol et sous la surface en la distinguant des glaces
320 déjà présentes en surface comme les calottes glacières. La présence d'une cryosphère est une
321 preuve du phénomène de captation puisque le sol est parvenu à piéger une partie des composés
322 présents dans l'atmosphère. Selon certaines estimations ([Carr and Head, 2003](#)), de grandes
323 quantités de glaces d'eau et de glaces carboniques pourraient être mélangées au sol martien,
324 formant une couche de pergélisol (permafrost ; un sous-sol gelé en permanence) à l'instar de ce
325 que l'on peut observer en Sibérie ou au Canada. Certains signes géologiques ont été ainsi
326 interprétés comme des indices de l'existence de pergélisol à hautes latitudes martiennes
327 ([Anderson, 1985](#) ; [Costard et al., 1993](#)). L'atterrisseur Martien « *Phoenix* », dont l'un des buts

328 était de creuser dans le pergélisol pour y rechercher la présence de glace, a mis en évidence leur
329 présence en 2008 ([Mellon et al., 2009](#)).

330 Des études antérieures ont estimé l'épaisseur de la cryosphère martienne entre 2.3 km à
331 l'équateur et à 6.5 km aux pôles ([Clifford, 1993](#)). Les mesures effectuées par l'instrument
332 « *Gamma Ray Spectrometer* » ont permis de confirmer la présence à haute latitudes de
333 réservoirs riches en hydrogène juste au-dessous de la surface ([Boyton et al., 2002](#)). L'eau et le
334 dioxyde de carbone peuvent aussi être absorbés par les grains dans le régolithe martien. [Jakosky](#)
335 [and Edwards \(2018\)](#) estiment d'ailleurs que 40 mbar de CO₂ pourraient être relâchées dans
336 l'atmosphère martienne si on utilisait les 100 premiers mètres de la surface martienne. Le
337 dioxyde de carbone peut être piégé dans des minéraux carbonés comme les carbonates qui sont
338 considérés comme les vestiges d'une atmosphère épaisse en CO₂, certains sont d'ailleurs
339 visibles au niveau de Nili Fossae ([Ehlmann et al., 2008](#)). Mais, contrairement à ce qui était
340 attendu, seul quelques zones de carbonate furent détectées, loin de ce qui aurait dû être si un
341 océan avait recouvert Mars. [Jakosky and Edwards \(2018\)](#) estiment la contribution de ces
342 matériaux à l'atmosphère en dioxyde de carbone de 0.25 à 12 mbar.

343 C. Scénario d'évolution de l'échappement atmosphérique martien

344 Les conditions solaires ont évolué depuis la formation du soleil à nos jours. Le
345 rayonnement ultraviolet solaire était beaucoup plus important à cette époque qu'il ne l'est
346 actuellement, comme on peut l'observer sur des étoiles analogues solaires plus jeune ([Ribas et](#)
347 [al., 2005](#)). En utilisant le satellite Hubble pour observer des analogues solaires, [Wood et al.](#)
348 [\(2002\)](#) ont pu estimer le taux de perte de masse annuel du soleil depuis sa formation et ainsi
349 évaluer que le flux du vent solaire était 1000 fois plus intense il y a 4.6 à 4.5 milliards d'années.
350 [Newkirk \(1980\)](#) propose comme explication que la rotation du Soleil jeune était beaucoup plus
351 rapide, ce qui favorise l'éjection de la matière dans l'espace. Cette rotation a ralenti avec le
352 temps, ce qui explique en partie la diminution de l'intensité du flux solaire. Le vent solaire et
353 ses caractéristiques actuelles seront détaillés [dans la sous-partie 1 de la section B du chapitre I.](#)

354 La détection de phyllosilicates par l'instrument OMEGA à bord de Mars Express
355 ([Bibring et al., 2006](#)) sur les terrains datant du Noachian (de ~4.6 à 3.5 milliards d'années),
356 indique une altération par de l'eau liquide, c'est-à-dire l'existence d'une atmosphère
357 suffisamment dense pour y maintenir de l'eau liquide à l'état stable. Au cours des 100 premiers

millions d'année après la formation de Mars, l'intensité du flux solaire EUV/UV a très probablement induit la dissociation des molécules (dont l'eau) de la haute atmosphère ainsi qu'un intense échappement hydrodynamique, décrit [dans la sous-partie 2 de la section B du chapitre I](#). Cet échappement a dû éroder une partie significative de l'atmosphère primordiale ([Tian et al. 2009](#)), notamment de son eau. En parallèle, au début du Noachien, Mars est soumis à un bombardement météoritique intensif, formant les grands cratères qui sont toujours visibles aujourd'hui, qui eut potentiellement pour effet d'éjecter une grande partie de son atmosphère primitive vers l'espace, une perte pouvant aller de 50 à 90% selon les modélisations de [Brain et Jakosky \(1998\)](#). Ce processus d'échappement, n'ayant pas de fractionnement selon la masse, pourrait expliquer la disparition du CO_2 martien qui, avec sa masse élevée, est davantage retenu par l'attraction gravitationnelle de Mars et s'échappe plus difficilement que les espèces légères. Cependant, [Pham et al., \(2016\)](#) ont modélisé de manière beaucoup plus précise la perte d'atmosphère par le bombardement météoritique et suggéré que les impacts seuls peuvent difficilement expliquer une perte quantité significative de masse atmosphérique depuis le Noachien.

La formation volcanique du massif Tharsis et le grand bombardement tardif (quelques dizaines de millions d'années autour de ~ -3.9 milliards d'années) auraient relâché d'importantes quantités de soufre, de dioxyde de carbone et de vapeur d'eau. Cette période d'activité volcanique intense aurait permis de réalimenter l'atmosphère et d'y maintenir un environnement plus chaud que l'environnement actuel ([Solomon et al., 2005](#)). Cette période (l'ère « Theiikien ») se manifeste par la formation d'important dépôts de sulfate autour des zones volcaniques, observés par l'instrument OMEGA à bord de Mars Express ([Bibring et al., 2006](#)), caractérisant ainsi un milieu rendu acide à la suite des épisodes volcaniques majeurs. On pense donc qu'il y a 3.9 milliards d'années, Mars possédait encore une atmosphère dense, de quelques centaines de mbar au moins à sa surface. Plusieurs mécanismes peuvent expliquer la disparition rapide de l'atmosphère martienne qui existait il y a 3.9 milliards d'années : sa captation sous la surface de Mars comme expliquée précédemment ou sa perte massive vers l'espace.

On sait grâce aux observations de la sonde Mars Global Surveyor qu'il existait une dynamo Martienne importante durant la majeure partie du Noachien ([Acuña et al., 1999](#)). Cette dynamo se serait progressivement arrêtée entre il y a 3.7 à 4.1 milliards d'années ([Lillis et al., 2008](#)). Cette disparition aurait eu pour conséquence une interaction directe entre le vent solaire

et l'atmosphère martienne, ce qui aurait pu faciliter son érosion par ionisation de la haute atmosphère par le flux solaire UV/EUV et entraînement des ions planétaires par le vent solaire. C'est également à cette époque que le criblage de l'atmosphère par ces ions planétaires, décrit en détail [dans la sous-partie 2 de la section B du chapitre I](#), aurait été le plus efficace à induire une érosion significative de l'atmosphère martienne ([Luhmann et al., 1992](#)). En effet, ces ions accélérés par le vent solaire peuvent potentiellement précipiter dans l'atmosphère martienne, transférer une partie de leur énergie dans la haute atmosphère et induire l'éjection et l'échappement des espèces chimiques présentes dans la haute thermosphère.

De la fin de l'Hespérien à l'Amazonien (de ~3.3 milliards d'années à aujourd'hui), la planète Mars a probablement toujours été froide et son atmosphère ténue, la majeure partie de son atmosphère s'étant déjà échappée dans l'espace. Cette période se caractérise par une diminution progressive de l'activité volcanique et hydrologique à la surface, passant de l'environnement acide à celui actuel. La diminution progressive du flux solaire dans l'extrême ultraviolet et de l'intensité du vent solaire auraient également entraîné une diminution de l'érosion de l'atmosphère due à l'interaction avec le vent solaire ([Lillis et al., 2017](#)). Le criblage aurait ainsi perdu en efficacité jusqu'à contribuer de façon très minoritaire à l'échappement atmosphérique total, aujourd'hui dominé par l'échappement photochimique pour l'oxygène et le carbone à travers des réactions de recombinaison dissociative dans l'ionosphère martienne (Figure M.1 ; [Luhmann et al., 1992](#) ; [Lillis et al., 2015](#)) et par l'échappement de Jean pour l'hydrogène ([Chaffin et al., 2014](#) ; [2015](#)). L'étude de [Jakosky et al., \(2018\)](#) sur l'échappement atmosphérique martien actuel et passé suggère que le criblage atmosphérique a contribué de façon minoritaire à l'échappement de 3.5 milliards d'années à aujourd'hui et que l'échappement photochimique est resté le plus important avec une perte actuelle (en atome d'oxygène) de $5 \times 10^{25} \text{ s}^{-1}$ contre $5 - 7 \times 10^{24} \text{ s}^{-1}$ attribué à l'échappement ionique (« *pick-up ion* », Figure M.1) et de moins de $3 \times 10^{24} \text{ s}^{-1}$ dû au criblage. La Figure M.1 montre une évolution des époques martiennes en lien avec les principaux événements martiens et les principales phases d'échappement atmosphérique.

Mars aurait donc perdu très tôt son atmosphère ainsi que les conditions nécessaires à la stabilité de l'eau à l'état liquide à sa surface. Les conditions solaires au début de l'histoire du système solaire tendant à déposer plus d'énergie dans les atmosphères planétaires, l'échappement atmosphérique sur Mars a été très certainement plus intense.

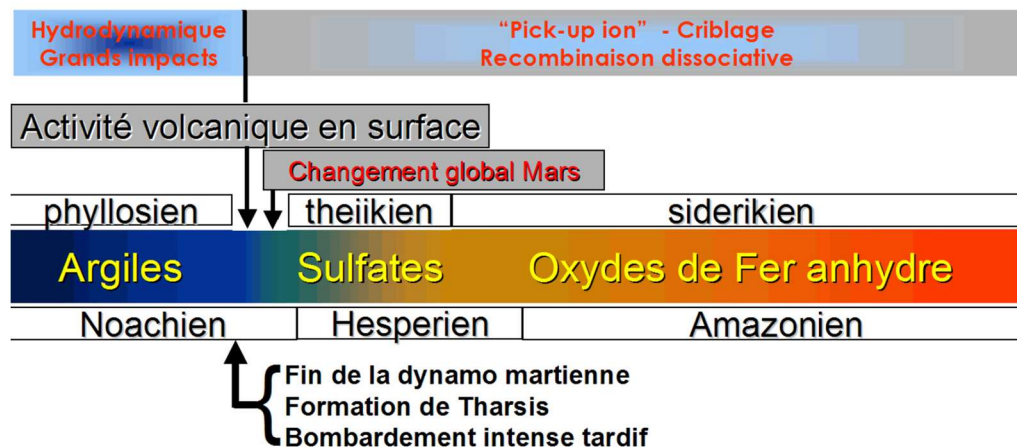


Figure M.1: Evolution de la minéralogie de surface en parallèle avec les principaux événements de l'histoire martienne (après la différenciation de Mars). L'axe horizontal est pour le temps (à partir de 4.5 milliards d'années). La fin de la dynamo martienne a dû se produire il y a ~4.1 milliards d'années (Lillis et al. 2008). Le cadre du haut de cette figure rappelle les différents processus non-thermiques ayant potentiellement donné lieu à une perte massive d'atmosphère (adapté de Bibring et al., 2006 et de Chassefière and Leblanc, 2004).

Une des difficultés pour quantifier l'intensité de cet échappement au cours de l'histoire de Mars est de bien comprendre comment ce dépôt d'énergie solaire est converti en érosion atmosphérique. Pour cela, chaque mécanisme potentiel donnant lieu à cette érosion doit être soigneusement analysé et sa dépendance en fonction des conditions solaires déterminée.

Dans cette thèse, je m'intéresse plus particulièrement au mécanisme de criblage de l'atmosphère car il est pressenti comme étant un des mécanismes majeurs pour l'évolution atmosphérique martienne. La caractérisation du criblage est réalisée essentiellement par la modélisation car les satellites présents autour de Mars ne sont pas en mesure de mesurer directement le flux de particule neutre s'échappant. Cependant, ils peuvent mesurer, depuis l'arrivée de la sonde MAVEN autour de Mars en septembre 2014, les propriétés des particules précipitantes qui sont susceptibles d'induire l'éjection et la perte de l'atmosphère martienne (Leblanc et al., 2015). Contraindre l'influence des paramètres solaires sur l'intensité des précipitations dans l'atmosphère martienne permet donc de quantifier les pertes atmosphériques actuelles induites par le criblage et surtout d'extrapoler l'effet de ce mécanisme aux conditions

444 solaires passées. Ce raisonnement sera explicité dans la section B du chapitre I et dans les
445 chapitres suivants.

446

447 Dans le premier chapitre, je présente l'état des connaissances actuelles sur
448 l'atmosphère de Mars, sur son interaction avec le vent solaire et sur les principaux mécanismes
449 d'échappement atmosphérique actuel dont le criblage atmosphérique. Un bref historique des
450 différentes missions spatiales dédiées à l'étude de l'environnement martien jusqu'à la mission
451 MAVEN conclura ce chapitre. Dans le second chapitre, je présente une étude sur les
452 variabilités des précipitations ioniques martiennes lors des événements solaires intenses de
453 septembre 2017 observées par la sonde spatiale MAVEN. Les différents types d'événements et
454 leurs effets sur l'environnement martien y sont présentés, ainsi que la détermination du flux
455 précipitant ionique par les instruments MAVEN. Dans le troisième chapitre, je présente une
456 étude sur l'influence de l'irradiance ultraviolette extrême solaire sur les précipitations ioniques
457 martiennes. Après avoir introduit les paramètres responsables de la variabilité de l'intensité de
458 l'irradiance solaire EUV, l'étude décrit la méthodologie utilisée pour caractériser la dépendance
459 entre l'intensité des précipitations ioniques et l'intensité du rayonnement ultraviolet extrême.
460 Dans le quatrième et dernier chapitre, je présente une étude sur l'influence de la pression
461 dynamique sur les mécanismes de précipitation et d'accélération des ions en comparant les
462 observations MAVEN aux résultats de simulations issues du modèle LatHyS. Un récapitulatif
463 des différentes approches de simulation de l'environnement planétaire sera présenté ainsi que
464 les principales caractéristiques de LatHyS. De brèves conclusions et perspectives clôtureront
465 ce manuscrit de thèse.

Chapitre I : Mars, interaction avec le vent solaire et échappement atmosphérique

Dans ce chapitre, je vais commencer par présenter en section A la structure verticale de l'atmosphère martienne et ses composantes neutres et ioniques. Je poursuivrai en section B par les caractéristiques de l'interaction atmosphère-vent solaire pour ensuite décrire les mécanismes d'échappement et les facteurs solaires et planétaires les influençant. La dernière section sera dédiée à un résumé des missions martiennes avant la mission MAVEN ainsi que de MAVEN elle-même.

Dans la suite, nous utiliserons un repère dit « *Mars-Centered Solar Orbital* » (MSO). Le système de coordonnées MSO est défini de la manière suivante : l'origine est le centre de Mars, l'axe des abscisses X pointe du centre de Mars vers le centre du Soleil, Y pointe l'opposée de la vitesse angulaire orbitale martienne et Z représente l'axe perpendiculaire à X et Y pour compléter ce système.

A. Structure verticale de l'atmosphère martienne

1. La composante neutre de l'atmosphère martienne

L'atmosphère martienne, par analogie avec l'atmosphère terrestre, peut être divisée en plusieurs couches en fonction des mécanismes physiques impliqués (turbulence, diffusion moléculaire, ionisation et chauffage par l'absorption de photons). Du point de vue collisionnel et neutre, l'atmosphère martienne peut être divisée en deux parties : la barosphère et l'exosphère, caractérisé par leur nombre de Knudsen ; K_n (adimensionné).

$$K_n = \frac{\lambda}{H}$$

$$\lambda = \frac{1}{n \cdot \sigma \cdot \sqrt{2}}$$

$$H = \frac{k_B \cdot T}{M \cdot g}$$

Le libre parcours moyen λ est considéré comme la distance moyenne parcourue par une particule entre deux collisions et peut être défini à partir de sa densité n et la section efficace de collision $\sigma = \pi \cdot r^2$ des particules (de rayon r) dans une atmosphère. La hauteur d'échelle H correspond à la différence d'altitudes entre deux points de l'atmosphère dont le rapport des pressions est égale à e (~ 2.72), k_B , la constante de Boltzmann, T la température du milieu, g l'accélération due à la gravité et M est la masse moléculaire moyenne. Un nombre de Knudsen très grand par rapport à un signifie que la distance parcourue entre deux collisions est plus grande que l'échelle de hauteur et traduit donc un milieu où peu de collision se produisent, à l'inverse, un nombre de Knudsen très faible par rapport à un traduit un milieu fortement collisionnel.

La barosphère est une région caractérisée par un nombre de Knudsen faible ($K_n \ll 1$), signifiant un grand nombre de collisions. Il s'agit de la couche interne de l'atmosphère de plus haute densité, pouvant être elle-même divisée en deux autres couches : l'homosphère et la thermosphère.

L'homosphère est la couche la plus basse, caractérisé par un milieu neutre bien mélangé par les vents et la turbulence dissipative ([Stewart, 1987](#) ; [Bougher et al., 2014](#)). Les proportions relatives des constituants de l'atmosphère restent quasi-constantes, indépendamment de leur masse. L'échelle de hauteur de l'atmosphère dans cette couche est commune à toutes les espèces et basée sur la température et masse moyenne des constituants de l'atmosphère. Elle est séparée de la thermosphère par une frontière nommée l'homopause, située entre 100 et 125 km d'altitude côté jour.

La thermosphère correspond à la région où la diffusion atomique/moléculaire domine. La température au sein de la thermosphère côté jour est proportionnelle au rayonnement ultraviolet reçue ([Bougher et al., 2017](#)). Au-dessus de l'homopause, la température de l'atmosphère va augmenter avec l'altitude en raison de l'absorption par le milieu planétaire du rayonnement ultraviolet extrême solaire ([Fox, 2004](#)). Les espèces individuelles commencent à se séparer en fonction de leur masse et de leur échelle de hauteur. Les espèces de faible masse vont avoir une échelle de hauteur plus grande, les rendant plus abondantes à plus haute altitude par comparaison aux espèces de masses élevées dont la densité décroîtra plus rapidement avec l'altitude. C'est à partir de la thermosphère que la composition relative de l'atmosphère change,

illustré par la Figure M.2, extrait de [Mahaffy et al., \(2015a\)](#), où l'on voit le CO_2 devenir minoritaire par rapport à l'oxygène atomique à partir de 210 km en altitude.

La frontière entre le milieu collisionnel et non-collisionnel est appelé l'exobase ($K_n = 1$) et est estimé entre 220 et 260 km côté jour et entre 180 et 210 km côté nuit ([Fu et al., 2020](#)). Son altitude dépend essentiellement de la température atmosphérique. L'exosphère est une région caractérisée par un nombre de Knudsen important ($K_n \gg 1$), signifiant un très faible nombre de collisions. Il s'agit de la dernière couche de l'atmosphère, peu dense, en interaction avec le milieu interplanétaire et le vent solaire.

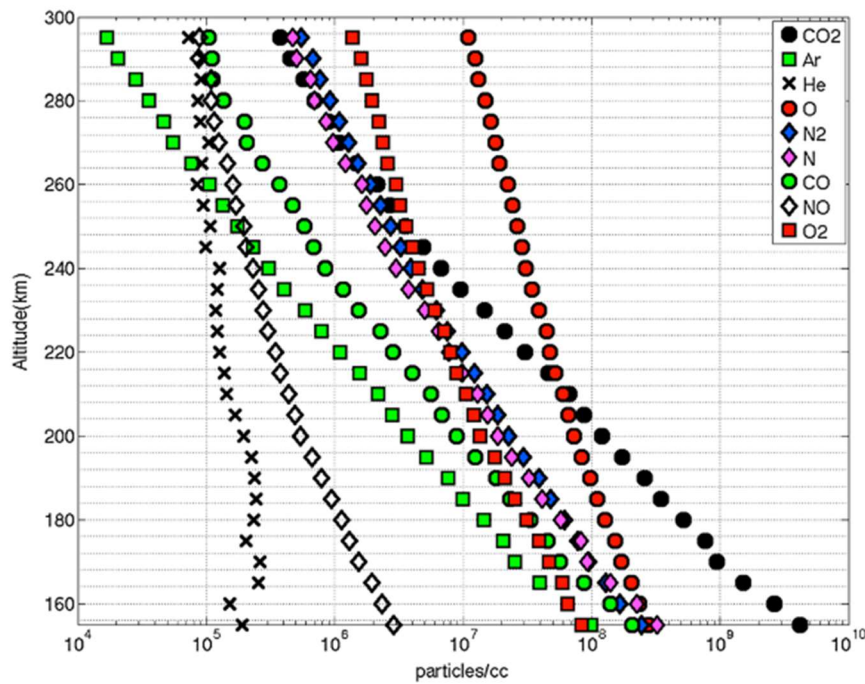


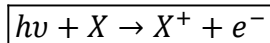
Figure M.2 : Profil vertical moyen sur 9 orbites de la densité d'espèces neutres de l'atmosphère martienne entre 150 et 300 km d'altitude pour un angle zénithal solaire de 45° , extrait de [Mahaffy et al., 2015a](#). La saison martienne de ces données est comprise entre 288 et 326 longitude solaire.

2. La composante ionisée de l'atmosphère martienne : l'ionosphère

L'ionosphère est la partie ionisée de l'atmosphère d'une planète, incluant la thermosphère et l'exosphère. Dans le cas de Mars, celle-ci s'étend de ~100 à ~400 km en altitude ([Bougher et al., 2014](#)). Cette couche ionisée est formée par l'interaction de la haute atmosphère martienne avec les particules du vent solaire et les photons solaires qui ionisent les constituants de l'atmosphère et modifient l'environnement électromagnétique de la planète. Trois processus physiques d'ionisation sont impliqués dans la formation de l'ionosphère.

- La photo-ionisation

Les atomes/molécules d'une espèce X peuvent être ionisés par le rayonnement du Soleil si l'énergie des photons $h\nu$ est supérieure au potentiel d'ionisation de X :



Dans le cas de Mars, les photons solaires interagissent principalement avec l'oxygène et le dioxyde de carbone (principaux composants de l'atmosphère au-dessus de 150 km, voir Figure M.2) qui nécessitent des photons de longueur d'onde inférieure à 91.1 nm et à 89.9 nm respectivement pour être ionisés. Cette gamme de photons solaires correspond aux gammes de longueur d'onde ultraviolette extrême (EUV) et ultraviolette (UV).

Le taux de photo-ionisation d'une espèce X, en un point quelconque r, est le produit de la densité de cette espèce $n_X(r)$ et de la fréquence d'ionisation. Les fréquences de photo-ionisation s'obtiennent en intégrant sur toutes les longueurs d'onde le produit du flux solaire $F_{photo}(\lambda)$, du facteur d'atténuation (τ , l'épaisseur optique de l'atmosphère au point r, dépendant de la longueur d'onde et l'angle solaire zénithal χ), et de la section efficace d'ionisation de l'espèce considérée σ_X .

$$q_X(r) = v_X(r) \cdot n_X(r) \quad ; \quad v_X(r) = \int_0^{\infty} F_{photo}(\lambda) e^{-\tau(r, \chi, \lambda)} \sigma_X(\lambda) d\lambda$$

Dans les cas des atmosphères planétaires, la diminution du flux solaire au-dessus de l'exobase peut être négligée (l'épaisseur optique des exosphères est proche de 0) et la fréquence d'ionisation s'obtient juste en intégrant le produit du flux solaire avec la section efficace de photo-ionisation. En dessous de l'exobase, cette absorption n'est plus négligeable, provoquant une diminution rapide du rayonnement solaire parvenant à plus basse altitude où la densité des neutres est plus importante. On peut alors diviser l'ionosphère en plusieurs couches (appelé couche de Chapman) associées à des pics de production d'ions à des altitudes différentes. Le pic de production intervient lorsque le milieu neutre devient suffisamment dense pour avoir filtré une partie importante du rayonnement solaire mais que le rayonnement solaire reste suffisamment important pour ioniser les espèces neutres.

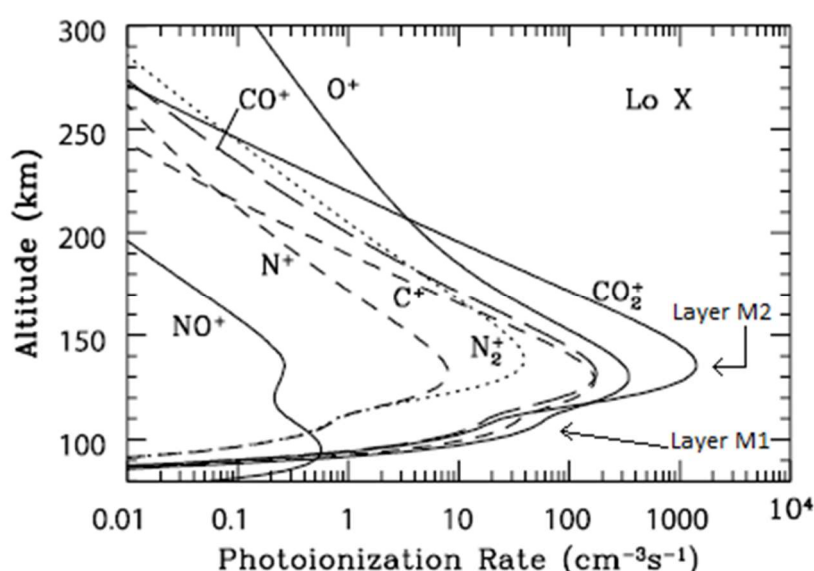


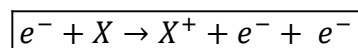
Figure M.3 : Profil vertical du taux de productions de 7 ions par photo-ionisation modélisée dans les conditions du minimum d'activité solaire, côté jour, adapté de [Fox, 2004](#).

Dans le cas de Mars, il existe trois pics de production d'ions par altitude croissante : la couche météoritique, la couche M1 et la couche M2. La couche météoritique est attribuée à l'ablation des météores dans l'atmosphère et à l'échange de charge du magnésium et du fer. Sa présence serait sporadique ([Pätzold et al., 2005](#)). N'étant pas liée à la photo-

ionisation, elle ne sera pas traitée ici. La couche M2 est majoritairement formée par l'ionisation de l'environnement neutre par des rayons ultraviolet extrême ($10\text{ nm} < \lambda < 90\text{ nm}$), et plus minoritairement par l'ionisation provenant des photoélectrons créés lors de la photo-ionisation ([Mendillo et al., 2011](#)). La couche M1 est due à deux processus : la photo-ionisation directe de l'environnement neutre par les rayons X ($1\text{ nm} < \lambda < 10\text{ nm}$), dont la production est augmentée d'un ordre de grandeur par l'ionisation provenant des photoélectrons ([Mendillo et al., 2011](#)). L'altitude des pics de production est propre à chaque espèce et va varier en fonction de l'intensité du rayonnement solaire et de la densité des espèces neutres. La Figure M.3, adapté de [Fox \(2004\)](#), montre le taux de production modélisé de plusieurs espèces ioniques par photo-ionisation au sein de l'atmosphère martienne. Les couches M1 et M2 de l'ionosphère y sont bien discernables. Ces pics sont différents côté nuit.

- L'ionisation par impact électronique

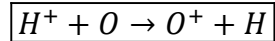
L'ionisation par impact électronique intervient lors de l'interaction d'électrons très énergétiques avec les espèces neutres de l'atmosphère. L'électron va transférer suffisamment d'énergie à l'espèce neutre pour lui arracher un électron. Ce processus est le processus d'ionisation dominant côté nuit. Voici un exemple d'ionisation par impact électronique dans le cas d'une espèce neutre X :



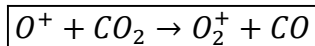
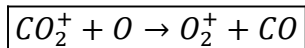
- Les réactions d'échange de charge

Les réactions d'échange de charge interviennent lors de l'interaction d'une espèce ionique avec une espèce neutre. Les ions incidents peuvent capturer un électron d'une espèce neutre, ce qui produit un nouvel ion à l'énergie de la particule neutre et un neutre très énergétique. La section efficace de collision va dépendre de la nature de la réaction. Si elle est résonnante (A^{+} et M sont des espèces chimiques identiques), la section efficace va varier avec la vitesse relative. Si elle est non-résonnante (A^{+} et M sont deux espèces

chimiques différentes), la section efficace est quasiment indépendante de la vitesse relative (Modolo et al., 2005). Dans ce dernier cas de figure, à l'instar de la photo-ionisation, le taux d'ionisation par échange de charge peut s'obtenir en définissant une fréquence d'ionisation, proportionnel au produit de la densité et de la vitesse des ions. Voici un exemple d'ionisation par réaction non-résonante d'échange de charge entre un proton et un oxygène atomique :



La Figure M.4 montre les profils verticaux des principaux ions de l'ionosphère martienne côté jour, tiré de Benna et al. (2015) durant les huit premiers mois de la mission MAVEN d'Octobre 2014 à Mai 2015. La prédominance de l'ion O_2^+ par rapport à l'ion CO_2^+ (qui correspond au neutre prédominant) provient du fait que les ions CO_2^+ et O^+ sont rapidement convertis en ions O_2^+ par les réactions suivantes :



Les CO_2^+ et O^+ sont appelés des « ions primaires » car ils sont produits par la photo-ionisation des composés neutres principaux (voir Figure M.3). Les ions produits par des réactions chimiques entre les ions primaires avec les composés neutres sont appelés « ions secondaires ». L'ion O_2^+ est donc visiblement dominant en dessous de 300 km en altitude, suivis des ions CO_2^+ et O^+ . Au-dessus, sa densité est proche de celle de l'ion O^+ .

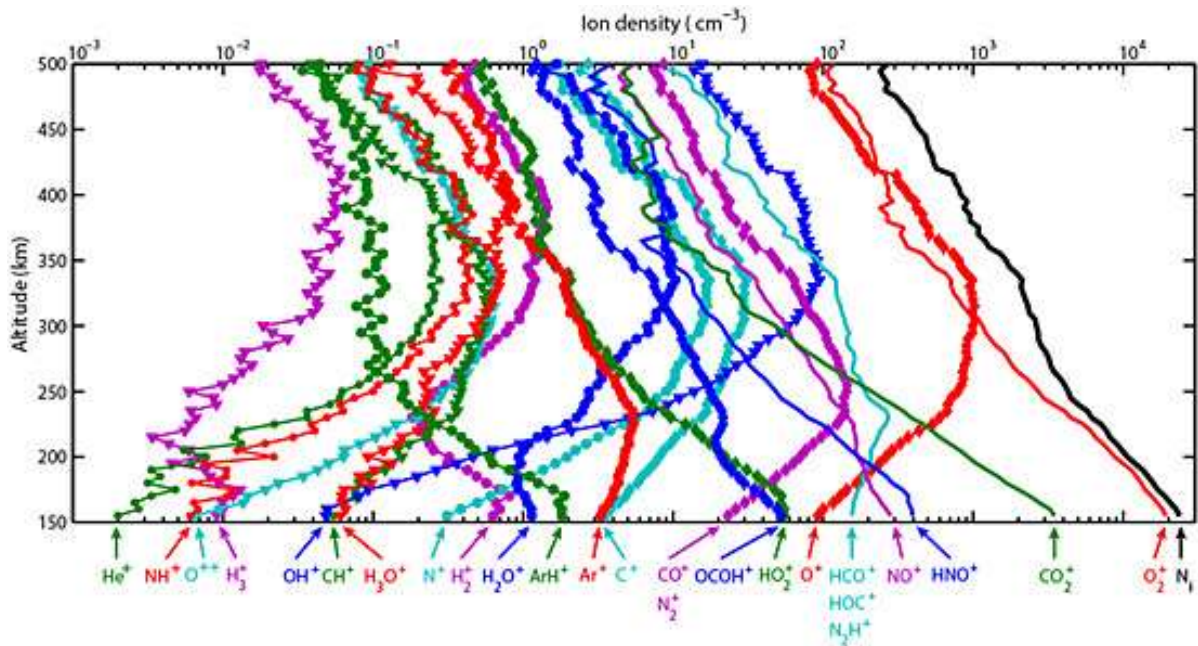


Figure M.4 : Profil vertical des densités moyennes des ions ionosphériques mesurés par l'instrument NGIMS à bord de la sonde spatiale MAVEN. Les mesures ont été réalisées pour un angle solaire zénithal de 60° et à des altitudes comprises entre 150 et 500 km. Le profil vertical de la densité totale des ions est aussi affiché en noir (Benna et al., 2015).

B. Interaction du vent solaire avec l'atmosphère martienne

1. Environnement magnétisé de Mars

Le vent solaire est un flux de plasma, essentiellement constitué de protons, d'électrons et plus minoritairement de particules alpha (atomes d'hélium doublement ionisés dont l'abondance est entre ~4 à 5%), éjecté de la haute atmosphère du Soleil et se propageant dans le milieu interplanétaire. Le vent solaire étant hautement conducteur, la structure du champ magnétique solaire se retrouve « figée » dans le plasma et emportée par son déplacement, formant le champ magnétique interplanétaire (IMF), B_{IMF} (Parker, 1958). Typiquement, au voisinage de Mars, les paramètres du vent solaire et du champ magnétique interplanétaire sont : une densité $n_{SW} = 3.1 \text{ cm}^{-3}$, une vitesse de $V_{SW} = 410 \text{ km.s}^{-1}$, une température de $T_{SW} = 9.4 \times 10^4 \text{ K}$ (soit ~8.1 eV) et un champ magnétique $B_{IMF} = 2.8 \text{ nT}$. Son interaction avec un environnement planétaire va fortement dépendre de la présence ou non d'un champ magnétique globale et d'une atmosphère ou non, ainsi que de la taille de l'obstacle par rapport aux longueurs caractéristiques du vent solaire. Mars ne disposant pas de dynamo magnétique (Acuña et al., 1999), l'atmosphère va directement interagir avec le vent solaire. Cette interaction va former

une magnétosphère induite composée de régions bien spécifiques autour de la planète, représentées dans la Figure M.5.

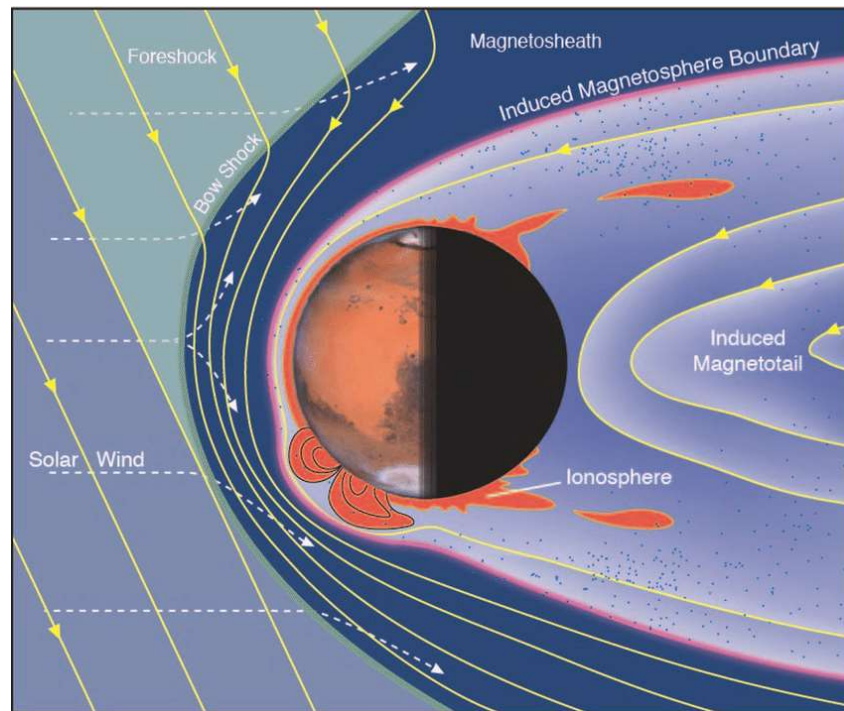


Figure M.5 : Schématisation des principales structures de l'interaction de l'atmosphère martienne avec le vent solaire, issue de [Brain et al., \(2016\)](#).

- L'onde de choc planétaire (« *bow shock* » en anglais)

Quand le vent solaire, dont la vitesse est supersonique et superalfvénique, rencontre l'environnement martien une onde de choc va se former en amont de l'obstacle. L'onde de choc sépare deux milieux : la région en amont, où la densité plasma (proton et particule alpha) et les champs sont faibles et très proches de celles du vent solaire libre, et la magnéto-gaine, caractérisée par une densité et une température plus élevée, ainsi qu'un champ magnétique plus intense (« BS » in Figure M.6). Ce ralentissement du vent solaire au contact de l'environnement martien est principalement dû au mécanisme d'échange de quantité de mouvement entre le plasma incident (le vent solaire) et le plasma planétaire (« *mass-loading* » en anglais). Le plasma du vent solaire va interagir avec les ions de la haute couronne martienne (principalement

des ions H^+ et O^+) et leur conférer une partie de sa quantité de mouvement. Ce transfert va accélérer les ions de la couronne martienne mais ralentir le vent solaire ([Dubinin and Lundin, 1995](#)).

Les mécanismes de dissipation d'énergie déterminent le caractère du choc et dépendent de plusieurs paramètres comme le nombre de Mach du vent solaire correspond au rapport entre la vitesse du vent solaire avec la vitesse d'Alfvén ou la vitesse du son du milieu (voir plus loin [dans la sous-partie 3 de la section B du chapitre I](#)); la pression dynamique du vent solaire $P_{SW} = m_p \cdot n_{SW} \cdot V_{SW}^2$ où m_p est la masse des protons du vent solaire, n_{SW} et V_{SW} sont respectivement la densité et la vitesse du vent solaire ; le rapport de la pression thermique du plasma à la pression magnétique $\beta = \frac{P_{th}}{P_{MAG}} = \frac{nk_B T}{\frac{B^2}{2\mu_0}}$ où μ_0 est la perméabilité du vide, k_B est la constante de Boltzmann, et n et T sont respectivement la densité et température du plasma ; ou l'inclinaison du champ magnétique par rapport à la surface du choc θ_B correspondant à l'angle entre l'orientation du champ magnétique interplanétaire avec l'axe Mars-soleil X. En supposant la un choc symétrique par rapport à l'axe X, la forme et position du choc moyen à Mars ont pu être déterminées grâce aux observations de la mission Phobos 2 ([Trotignon et al., 1991](#) ; [1993](#)) et de la mission Mars Global Surveyor ([Vignes et al., 2000](#)). La position du choc peut être approximée avec l'équation de la section conique :

$$r(\theta) = \frac{L}{1 + e \cdot \cos \theta}$$

En ayant comme origine le foyer, qui se trouve sur l'axe X' à une distance X_0 du centre de la planète. L est le paramètre de mi-distance, e est l'excentricité de la courbe. Les valeurs types sont : $X_0=0.60 R_M$; $e = 1.026$ et $L=2.081 R_M$ ([Trotignon et al., 2006](#)). La position de l'onde de choc au point sub-solaire, définie comme $R_{SS} = X_0 + \frac{L}{1+e}$, varie dans ces études de ~ 1.5 à $\sim 1.65 R_M$. Par la suite, des études ont montré que la position du choc martien présente une asymétrie. Le choc est plus éloigné de la planète dans l'hémisphère où le champ électrique ($\vec{E} = -\vec{V}_{SW} \times \vec{B}_{IMF}$), convecté par le vent solaire, est pointé vers la planète ([Vignes et al., 2002](#) ; [Edberg et al., 2009](#)). Les études de Hall et al. ([2016](#) ; [2019](#)) ont montré, grâce aux observations de la sonde Mars Express et « *Thermosphere, Ionosphere, and Mesosphere Energetics and Dynamics* », les variations de la position moyenne du choc au terminateur en fonction de l'année martienne et

de l'activité solaire (cycle solaire) allant de 2.2 à 2.7 R_M selon l'intensité du rayonnement solaire avec une moyenne de $\sim 2.5 R_M$.

- La magnéto-gaine (« *magnetosheath* » en anglais)

La magnéto-gaine est la région comprise entre le choc et la barrière d'empilement magnétique. En traversant la surface de l'onde de choc, le vent solaire est chauffé, dévié et ralenti jusqu'à devenir subsonique. Le plasma est majoritairement composé par celui du vent solaire mais s'enrichit en se rapprochant de la planète par des ions lourds planétaires d'origine exosphérique (Lundin et al., 1990). La Figure M.6 montre l'évolution du champ magnétique autour de Mars lors de la traversée des différentes régions et frontières au sein de la magnétosphère induite martienne.

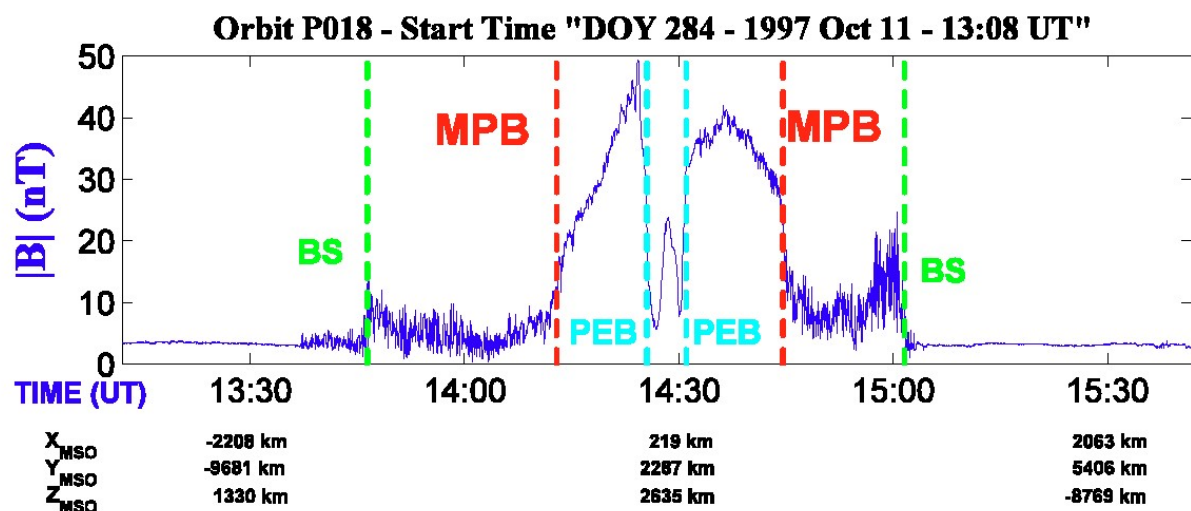


Figure M.6 : Mesure du champ magnétique par Mars Global Surveyor le long d'une orbite. Les signatures magnétiques des frontières plasma sont indiquées par des pointillées. La figure est tirée de Mazelle et al., (2002). BS : bow shock, MPB : Magnetic Pile-Up Boundary, PEB : Photon-electron Boundary.

- La barrière d'empilement magnétique (ou frontière de la magnétosphère induite – « *Induced Magnetosphere Boundary* » en anglais).

Comme dit précédemment, le champ magnétique interplanétaire est gelé dans le plasma du vent solaire. Le ralentissement et l'augmentation de la densité ionique dans la magnéto-gaine va compresser les lignes de champs magnétiques. A l'approche de l'obstacle effectif (l'ionosphère), ces lignes vont s'enrouler autour de l'obstacle et s'empiler, ce qui va augmenter l'intensité du champ magnétique sur une courte distance (une centaine de kilomètres, Figure M.6). Ce drapé des lignes de champ magnétique est illustré par la Figure M.7. La pression magnétique devient suffisamment forte au niveau de cette barrière pour s'opposer à la pression dynamique, déviant le plasma du vent solaire autour de la planète.

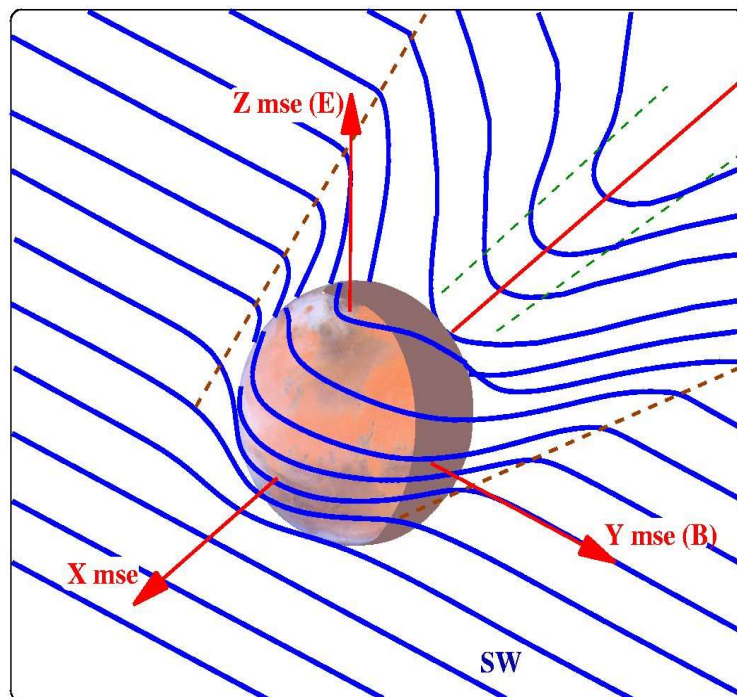


Figure M.7 : Illustration du drapé des lignes de champ magnétique autour de Mars, tirée de [Mazelle et al., \(2002\)](#).

La barrière d'empilement magnétique est une frontière controversée ayant plusieurs appellations : la frontière de la magnétosphère induite, la magneto-pause induite, la planéto-pause ou encore la frontière de composition ionique. Ces appellations dépendent principalement des paramètres utilisées pour déterminer sa position. Je choisis dans ce manuscrit de manière arbitraire le terme de barrière d'empilement magnétique.

La barrière d'empilement magnétique sépare distinctement deux régions : la magnétogaine, avec un champ magnétique de faible amplitude et turbulent avec la région d'empilement magnétique qui se drape autour de l'ionosphère. La région d'empilement magnétique marque la transition entre un plasma dominé par les ions du vent solaire (principalement protons et particules alpha) avec un plasma dominé par les ions d'origine planétaire (principalement O^+ et O_2^+) mais également entre un plasma dominé par des électrons de type solaires (avec des températures de l'ordre de 10^5 K) à des électrons de type planétaires (beaucoup plus froid, définissant la PEB, voir Figure M.6 ; [Mitchell et al., 2001](#)). Comme l'onde de choc planétaire, la frontière d'empilement magnétique peut être approximée par une parabole centrée sur l'axe Mars-Soleil. Les différentes observations ([Trotignon et al., 2006](#) ; [Edberg et al., 2009](#) ; [Ramstad et al., 2017](#)) de la frontière d'empilement magnétique semblent la situer en moyenne à ~ 1.25 - $1.30 R_M$ d'altitude près du point sub-solaire et à ~ 1.4 - $1.5 R_M$ d'altitude près du terminateur, variant selon les conditions du vent solaire et d'irradiance solaire.

- Les régions de champs crustaux

Les données du magnétomètre de la sonde MGS ont montré l'absence de dipôle magnétique martien mais ont aussi souligné la présence d'une importante magnétisation de la croûte martienne (appelé champ crustal) particulièrement lorsque le satellite survolait les terrains les plus anciens ([Acuña et al., 1999](#)). Issue de [Connerney et al., \(2005\)](#), la Figure M.8 montre la carte du champ magnétique de Mars observé par MGS pour une altitude de 400 km. La principale structure crustale martienne se situe dans l'hémisphère sud, centrée la longitude 180° .

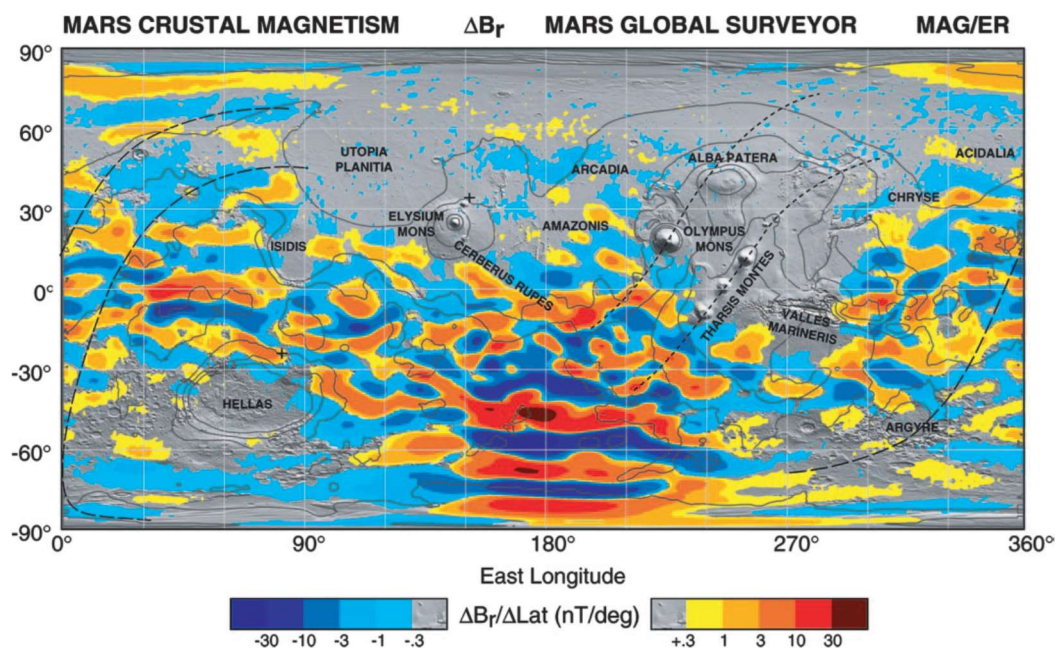


Figure M.8 : Carte du champ magnétique de Mars observé par le satellite MGS à une altitude nominale de 400 km. Chaque pixel est coloré selon la valeur médiane de la composante radiale filtrée du champ magnétique observée dans la plage de $1^\circ \times 1^\circ$ de latitude-longitude représentée par le pixel. Les couleurs sont attribuées en 12 étapes couvrant deux ordres de variation de magnitude. La carte est issue de [Connerney et al., \(2005\)](#).

Répartis de façon inhomogène ($\sim 1/3$ de l'hémisphère sud), les champs crustaux vont interagir avec le vent solaire de façon périodique. Les champs crustaux introduisent une pression magnétique intrinsèque qui, quand orienté côté jour, va localement repousser la barrière d'empilement magnétique, en modifiant la balance entre la pression dynamique du vent solaire et la pression magnétique ([Edberg et al., 2009](#)).

Les lignes de champ magnétique des champs crustaux ont des répercussions sur l'environnement plasma. [Mitchell et al., \(2001\)](#) ont mis en évidence, avec les données du réflectomètre électronique de la sonde MGS, la présence côté nuit de régions vides de plasma, coïncidant avec la présence d'un important champ crustal, suggérant que le vent solaire est exclu des lignes fermées de champ crustaux. Cette étude fut élargie dans [Steckiewicz et al., \(2017\)](#) aux observations par les sondes Mars Express et MAVEN et montra qu'aux altitudes supérieures à 170 km, la distribution des appauvrissements en électrons est fortement différente dans les deux hémisphères, avec une chance bien plus grande d'observer un appauvrissement en électrons dans l'hémisphère sud, où se trouvent les sources magnétiques crustales les plus

fortes. Le déplacement des ions étant influencé par les lignes de champ magnétique, les champs crustaux vont également influencer localement les précipitations ioniques. [Hara et al., \(2017a\)](#) ont ainsi observé avec les spectromètres ioniques de MAVEN que les précipitations ioniques pouvaient décroître d'un facteur deux lorsque les lignes de champ magnétique étaient fermées et que les ions d'énergie inférieures à quelques keV étaient très influencés par les lignes de champ crustaux. [Leblanc et al., \(2017\)](#) ont cependant mis en évidence que les précipitations ioniques pouvaient augmenter de plusieurs ordres de grandeur lorsque les lignes de champ magnétique crustaux forment des structures similaires aux zones aurorales polaires sur Terre tendant à concentrer localement le plasma incident.

- La queue magnétique induite (« *Induced magnetotail* » en anglais)

Les premières mesures de cette région ont été réalisées par le programme spatiale soviétique Mars en 1973 ([Gringauz et al., 1973](#)) mais ce sont les observations de l'environnement martien de la sonde Phobos-2 qui ont permis de comprendre sa structure ([Yeroshenko et al., 1990](#)), composée de deux lobes magnétiques de direction opposée et dont la polarité dépend de la composante du champ interplanétaire orthogonale à l'écoulement du plasma. Sa formation résulte du drapé des lignes de champs magnétiques autour de la planète et est commune aux objets planétaires avec une ionosphère suffisamment conductrice. Cette région est majoritairement peuplée par des ions lourds d'origine planétaire avec des énergies pouvant aller de la dizaines d'eV à plusieurs keV.

2. Processus d'échappement

Nous avons vu dans la section B et C de l'introduction que la disparition de l'atmosphère martienne pouvait provenir de deux phénomènes : le piégeage de l'atmosphère dans la surface et l'échappement de l'atmosphère vers l'espace. Les processus impliqués dans ces deux phénomènes sont fondamentalement différents, le piégeage s'opère par des réactions chimiques entre les particules atmosphériques et le régolithe, tandis que l'échappement vers l'espace requiert l'accélération des composants de l'atmosphère au-delà de la vitesse d'échappement. Avec sa gravité plus faible que sur la Terre (38% de la gravité terrestre), Mars n'est pas en mesure de retenir efficacement son atmosphère contrairement à Venus (planète possédant une atmosphère dense mais dont la masse est équivalente à celle terrestre) et la Terre. Cette section

808 va présenter les différents mécanismes et réactions impliqués dans l'échappement
809 atmosphérique sous deux formes : l'échappement neutre et l'échappement ionique.

810 Contrairement aux espèces neutres, les particules ionisées peuvent être accélérées par
811 les forces électromagnétiques induites par l'interaction avec le vent solaire. La principale source
812 d'énergie provient de l'accélération par le champ électrique $\vec{E}$. Une version simplifiée de la loi
813 d'Ohm permet de décrire les principaux termes influençant le mouvement des ions (Dubinin et
814 al, 2011) :

$$\vec{E} = -\vec{V} \times \vec{B} + \frac{1}{n_e e} \vec{J} \times \vec{B} - \frac{1}{n_e e} \vec{\nabla} p_e \quad (1)$$

816

817 où $\vec{J}$ est le courant électrique, $\vec{B}$ le champ magnétique, $\vec{\nabla} p_e$ le gradient de pression électronique,
818 e correspond à la charge d'un électron, $\vec{V}$ la vitesse d'ensemble du plasma et n_e est la densité
819 électronique. La contribution des différentes composantes de l'équation (1) va dépendre de la
820 région (ionosphère, vent solaire et/ou magnéto-gaine). Les trois principaux mécanismes
821 d'échappement ioniques sont :

- 822 - **La formation d'ions planétaires (« ions pickup »)**: lorsque les composés neutres de
823 l'atmosphère sont ionisés, au-dessus de l'exobase, ces ions nouvellement formés sont
824 accélérés par le champ électrique de convection du vent solaire ($\vec{E} = -\vec{V}_{SW} \times \vec{B}_{IMF}$).
825 L'échappement de ces ions dépend de la position de production des ions ([voir la sous-](#)
826 [partie 2 de la section A du chapitre I](#)). L'étude réalisée par [Dong et al., \(2015\)](#) et [Brain](#)
827 [et al., \(2016\)](#), avec les observations des instruments du satellite MAVEN, a permis de
828 caractériser en détails ce mécanisme d'échappement. A noter que ces ions lorsqu'ils
829 sont accélérés vers la planète ont une chance de précipiter dans l'atmosphère et d'y
830 induire le mécanisme d'échappement dit de criblage (voir ci-dessous).
- 831 - **L'échappement ionosphérique (« Ion outflow »)** correspond à l'accélération des ions
832 ionosphériques de basse énergie ([Andersson et al., 2010](#)). Bien connu sur Terre
833 ([Engwall et al., 2009](#)), il a été suggéré comme également potentiellement important pour
834 Mars ([Andersson and Ergun, 2012](#)).

- **L'échappement dû à la déstabilisation des frontières magnétosphériques** (« *Bulk plasma escape* » en anglais) implique la formation de bulle de plasma ionosphérique accélérée par le vent solaire ou suivant le sillage de la planète, provoquant leur échappement à la suite de déstabilisation des frontières magnétosphériques ([Halekas et al., 2016](#)).

Les mécanismes d'échappement des espèces neutres comprennent l'ensemble des processus qui vont octroyer aux espèces neutres (par collision, chauffage, ...) l'énergie suffisante à leur échappement. Cinq principaux mécanismes d'échappement des espèces neutres ont été identifiés :

- **L'échappement par impact météoritique** : Il s'agit de l'échappement provoqué par l'impact de météorite. L'énergie apportée par les météorites est relâchée lors de l'impact et permet l'accélération d'une partie de l'atmosphère et donc de son échappement. Le taux d'impact étant beaucoup plus faible aujourd'hui que durant le Noachien, ce mécanisme n'a plus qu'une influence négligeable de nos jours mais elle fut potentiellement lors du Noachien l'un des principaux mécanismes d'échappement de l'atmosphère martienne ([Brain and Jakosky, 1998](#)). Plus récemment, [Pham et al., \(2016\)](#) ont modélisé de manière beaucoup plus précise la perte d'atmosphère par le bombardement météoritique et suggéré que les impacts seuls peuvent difficilement expliquer une perte quantité significative de masse atmosphérique depuis le Noachien.
- **L'échappement photochimique** est défini comme un processus par lequel une réaction exothermique va produire une particule neutre dont la vitesse peut dépasser la vitesse d'échappement. La réaction de recombinaison dissociative de l'espèce dominante dans l'ionosphère O_2^+ avec un électron peut produire deux atomes d'oxygènes énergétiques avec une vitesse de $\sim 6.5 \text{ km.s}^{-1}$, dépassant la vitesse de libération martienne ($\sim 4.9 \text{ km/s}$ à 200 km d'altitude, soit $\sim 0.124 \text{ eV/amu}$). Des processus similaires se produisent pour la production d'atomes énergétique O, N et C venant de la recombinaison dissociative des ions CO_2^+ , N_2^+ et CO^+ . L'observation systématique par MAVEN/IUVS d'une population d'oxygène neutre énergétique au-dessus de 500 km est très certainement la signature directe de ce mécanisme ([Deighan et al., 2015](#)).

Récemment, [Lillis et al. \(2017\)](#) ont utilisé les mesures in-situ par MAVEN de la température des électrons et de la densité de l'ion O_2^+ pour en dériver le taux de production d'oxygène atomique chaud et, à partir de la probabilité d'échappement par un modèle de Monte-Carlo de transport, obtenir un taux d'échappement de 1.2 à $5.5 \times 10^{25} s^{-1}$ pour la période de février 2015 à juillet 2016.

- **L'échappement de Jeans** : dans une atmosphère collisionnelle, la distribution des vitesses peut être décrite par une distribution de Maxwell-Boltzmann :

$$f(n, v, m, T) = n \left(\frac{m}{2\pi k_B T} \right)^{\frac{3}{2}} \times e^{-\frac{mv^2}{2k_B T}}$$

où n est la densité, k_B est la constante de Boltzmann, T est la température, m est la masse et v est la vitesse. Les particules à l'exobase ayant une vitesse supérieure à la vitesse d'échappement et dirigé vers le haut peuvent s'échapper vers le milieu interplanétaire. Ce mécanisme d'échappement est appelé l'échappement de Jeans. A l'exobase, à partir des températures et densités, il est possible de déterminer le taux d'échappement de Jeans de chaque espèce selon la théorie de Chamberlain ([Chamberlain, 1963](#)) :

$$F_{Jeans} = \frac{n_{exo} u_{th}}{2\sqrt{\pi}} (1 + \lambda_{exo}) e^{-\lambda_{exo}}$$

Où $\lambda_{exo} = \frac{G \cdot M \cdot m}{k_B \cdot T_{exo} \cdot r_{exo}}$ est le paramètre d'échappement, n_{exo} est la densité à l'exobase et

$u_{th} = \sqrt{\frac{2k_B \cdot T_{exo}}{m}}$ est la vitesse la plus probable. M est la masse de la planète, m est la masse de l'espèce considérée, r_{exo} est la distance par rapport au centre de Mars, T_{exo} est la température à l'exobase et G est la constante gravitationnelle.

- **L'échappement hydrodynamique** a été initialement développé par [Hunten \(1973\)](#) et intervient lorsque le paramètre d'échappement λ_{exo} est proche de 1 ([Volkov et al., 2011](#)), c'est-à-dire que la vitesse thermique du gaz se rapproche de la vitesse d'échappement. Lors d'un échappement hydrodynamique, les composés les plus massifs peuvent être entraînés dans le flux des composés plus légers comme l'hydrogène. Les collisions du flot d'hydrogène permettent alors à des espèces lourdes comme l'oxygène de se retrouver à haute altitude.
- **Le criblage atmosphérique** (« *atmospheric sputtering* » en anglais) est le processus décrivant le bombardement d'une atmosphère ou d'une surface par des particules incidentes énergétiques. Par collision, ces particules incidentes transfèrent une partie de leur énergie aux particules bombardées et peuvent donner lieu à l'éjection d'une partie

de ces particules atmosphériques. Une portion de ces éjectas peut également posséder suffisamment d'énergie pour échapper l'attraction gravitationnelle de l'objet bombardé. L'efficacité de ce processus est caractérisée par son rendement Y (« *yield* » en anglais), correspondant au rapport entre les nombres (ou fluxes) de particules éjectées et incidentes :

$$Y = \frac{N_{\text{éjectés}}}{N_{\text{incidentes}}} = \frac{F_{\text{échappement}}}{F_{\text{précipitant}}}$$

D'abord utilisé principalement dans l'industrie sur des milieux cibles solides notamment pour la fabrication des semi-conducteurs, la description théorique du criblage et son application aux environnements planétaires doit beaucoup aux travaux de R.E. Johnson (Johnson 1990 ; 1994 ; 1998 ; 2000). Le criblage atmosphérique martien est causé par les ions du vent solaire (Watson et al., 1980), des particules neutres énergétiques (Kallio and Barabash, 2001) ou les ions planétaires (Leblanc and Johnson, 2001). Ces particules incidentes génèrent une cascade collisionnelle, pouvant provoquer un réchauffement du milieu impacté, son ionisation ou produire des particules neutres atmosphériques suprathermiques. Dans le cas de Mars, le rendement peut s'écrire analytiquement comme (Johnson et al., 1990 ; 2000) :

$$Y(\theta_i) \simeq \frac{\alpha\beta}{2U_{esc}\sigma_D(E_{esc})\cos(\theta_i)} \cdot S_n(E_O) \quad (2)$$

Où E_O est l'énergie de la particule incidente, θ_i est l'angle d'impact de la particule incidente par rapport à la normale à la surface ou l'exobase, U_{esc} est l'énergie nécessaire à la particule pour s'échapper, E_{esc} est l'énergie de la particule transférée par la particule incidente à l'exobase, devant être supérieure à U_{esc} . Le facteur α est le coefficient de transport de l'énergie déposée à l'exobase et le facteur β est le coefficient décrivant le spectre d'énergie de la cascade collisionnelle. La quantité σ_D est la section efficace de collision moyenne. S_n est appelé section efficace de perte d'énergie par collisions élastiques. Elle s'exprime comme : $S_n(E_O) = (\frac{\gamma E_O}{2}) \cdot \sigma_d(E_O)$ où γ est un facteur de masse dépendant de la masse de l'impacteur et de l'impacté.

Pour obtenir le taux d'échappement par criblage atmosphérique à l'exobase, il faut multiplier cette expression par le flux précipitant d'ion à l'exobase ($F_{\text{ions précipitants}}$ en

$s^{-1}.cm^{-2}$) et la surface de l'exobase ($S_{exobase} = 4 \cdot \pi \cdot r_{exobase}^2$ en cm^2 où $r_{exobase}$ est la distance entre le centre de Mars et la position de l'exobase). Sur Mars, les particules criblant l'atmosphère sont essentiellement les ions O^+ et H^+ ainsi que les atomes neutres énergétiques O et H, et les principales espèces qui s'échapperont suite au criblage sont les espèces majoritaires à l'exobase essentiellement O, CO_2 mais aussi N_2 et Ar (Jakosky et al., 1994) et leur produit de dissociation. En terme de rendement, l'éjection due au criblage par les ions H^+ est faible comparé à celle due au criblage par les ions O^+ (Johnson et al., 2000 ; Leblanc and Johnson, 2001 ; 2002 ; Chaufray et al., 2007 ; Cipriani et al., 2007 ; Wang et al., 2014 ; 2015).

Le taux d'échappement par criblage atmosphérique est difficile à mesurer directement et les estimations actuelles reposent donc sur l'utilisation de modèles analytiques comme l'équation (2) ou numériques. Les résultats numériques obtenus varient significativement d'un modèle à l'autre. Il existe en effet un certain nombre d'incertitudes qui impactent l'estimation du criblage actuel. En premier lieu, le flux de particules impactant l'atmosphère, sa distribution en énergie et sa dépendance en fonction des conditions solaires restent très mal connus. Contraindre l'influence des paramètres solaires sur l'intensité des précipitations dans l'atmosphère martienne permet donc de quantifier les pertes atmosphériques actuelles induites par le criblage.

3. Les facteurs contrôlant l'échappement atmosphérique

De nombreux facteurs peuvent contrôler les processus d'échappement atmosphérique martien. Ces facteurs sont divisibles en deux catégories : les facteurs solaires (indépendant de la planète) et les facteurs planétaires (indépendant de l'environnement interplanétaire). Le but de cette section est de les répertorier. Leurs effets seront explicités en détails dans les chapitres suivant.

Facteurs solaires :

- **La pression dynamique du vent solaire** $P_{SW} = m_p \cdot n_{SW} \cdot V_{SW}^2$ est la pression induite par le flux de particule du vent solaire sur l'environnement martien. m_p est la masse des protons du vent solaire et où n_{SW} et V_{SW} sont respectivement la densité et la vitesse du

vent solaire. Ce paramètre a notamment une influence sur la position des frontières plasma autour de Mars ([Ramstad et al., 2017](#)).

- **Les nombres de mach Alfvénique et sonique** influencent la position des frontières plasma autour de Mars ([Edberg et al., 2010](#)). Le nombre de Mach Alfvénique est défini comme le quotient de la vitesse du vent solaire V_{SW} par la vitesse d'Alfven $V_A = \frac{B_{IMF}}{\sqrt{\mu_0 \cdot \rho_{SW}}}$ où μ_0 est la perméabilité du vide et ρ_{SW} est la densité de masse du vent solaire. Le nombre de mach sonique est défini comme le quotient de la vitesse du vent solaire V_{SW} par la vitesse du son du milieu considéré $c_s = \sqrt{\frac{\gamma P}{\rho_{SW}}}$ où $\gamma = 5/3$.
- **Le champ électrique de convection** $\vec{E} = -\vec{V}_{SW} \times \vec{B}_{IMF}$ est le champ électrique induit par le déplacement du vent solaire et le champ magnétique interplanétaire par rapport à Mars. Au-dessus de l'ionosphère, les particules ionisées planétaires sont accéléré par ce champ électrique ([Luhmann and Kozyra, 1991](#)). Plus le champ électrique est important, plus l'énergie que peut atteindre les ions sera importante. L'orientation du champ électrique dans le repère martien a une grande influence sur la probabilité d'échappement et de précipitation des ions.
- **Le flux de particule du vent solaire** $F_{SW} = n_{SW} \cdot V_{SW}$. La fréquence d'ionisation des atomes planétaires par échange de charge étant proportionnel au flux de particule pour les réactions non-résonante (voir l'échange de charge dans la [sous-partie 2 de la section A du chapitre I](#)), ce paramètre permet de déterminer, avec la densité des neutres planétaires, le taux de production d'ion par échange de charge.

Il existe deux autres paramètres solaires :

- **L'irradiance ultraviolette extrême solaire** F_{EUV} correspond au spectre d'émission solaire dans la gamme de l'ultraviolet et des rayons X (<200 nm). Le flux radiatif solaire chauffe l'atmosphère et est la principale source d'ion dans l'ionosphère côté jour. Les variations de son intensité ont une influence sur les propriétés de l'environnement martien et sur la production d'ions planétaires pouvant s'échapper ou bien précipiter.
- **Le flux de particule de très haute énergie solaire** F_{SEP} correspond au flux de particule produit par le Soleil d'énergie supérieure à 100-200 keV. En raison de leur énergie plus importante, ces ions et électrons vont pouvoir pénétrer plus profondément dans

l'atmosphère martienne, ce qui va avoir pour effet un dépôt d'énergie dans l'atmosphère sous forme d'ionisation ou de transfert d'énergie cinétique par collision ([Jolitz et al., 2017](#)). Selon l'étude de [Lillis et al. \(2012\)](#), les protons ayant une énergie de 100 keV peuvent atteindre une altitude de 145 km contre 125 et 95 pour des protons ayant une énergie de 1 et 10 MeV respectivement.

Facteurs planétaires :

Les trois principaux paramètres planétaires pouvant contrôler l'échappement atmosphérique sont les suivants :

- **L'angle solaire zénithal** correspond à l'angle entre le vecteur position d'un point dans un repère centré sur Mars et la direction entre le centre de Mars et le centre du Soleil. L'angle solaire zénithal (SZA) varie entre 0° et 180° et est défini par : $SZA[^\circ] = \arccos\left(\frac{X_{MSO}}{r}\right) * \frac{180^\circ}{\pi}$
où r est la distance radiale entre la position du point et le centre de Mars et X_{MSO} est la valeur projection de la position du point sur l'axe Mars-Soleil. Plus un angle solaire zénithal est important, plus la couche d'atmosphère que le rayonnement solaire devra traverser pour atteindre une certaine altitude sera importante, ce qui provoque une diminution du rayonnement reçue par l'atmosphère pour une altitude donnée. Cela va avoir une influence sur le contrôle de l'échappement local. Au-delà de 90° en SZA commence la nuit sur Mars.
- **Les champ crustaux martiens**, présent sur près d'un tiers de la surface de son hémisphère sud, va agir comme une mini-magnétosphère autour des régions concernées, altérant l'interaction avec le plasma du vent solaire.
- **Les saisons martiennes** : la distance de Mars par rapport au centre du Soleil. En raison de l'excentricité de Mars, cette distance varie de près de 25% durant l'année martienne, ce qui affectera l'intensité de l'irradiance solaire reçue à la surface de Mars. De plus l'inclinaison de Mars, très proche de celle de la Terre, induit des effets saisonniers sur Mars donc des variations importantes des températures de l'atmosphère suivant les saisons. Les saisons ont notamment potentiellement un rôle sur la circulation de l'eau dans l'atmosphère martienne et sur son échappement ([Fedorova et al., 2020](#)).

C. Etude de l'environnement martien jusqu'à MAVEN

Si Mars a pu être observé dès le XVII^{ème} siècles grâce à la lunette astronomique et aux télescopes, il faudra pourtant attendre les années 1960 et l'avènement de l'ingénierie spatiale pour que les premières missions de télédétection voient le jour, les études étant jusqu'alors restreintes aux paramètres orbitaux de Mars et à la détermination sommaire des caractéristiques de son atmosphère.

1. Historique des missions Martiennes

Dans le contexte de course à l'espace des années 60 et 70, la planète rouge est la cible d'un important engouement de la part des soviétiques et des américains. De nombreuses sondes sont lancées pour prendre des photographies de sa surface et caractériser son atmosphère mais peu y réussissent dans un premier temps. En réalisant un survol de Mars en juillet 1965, la mission Mariner 4 a été la première mission spatiale réussie dédiée en partie à l'exploration de Mars et de son environnement. Elle mit en évidence une atmosphère froide et ténue sans champ magnétique, révélant que le vent solaire peut avoir une interaction directe avec l'atmosphère martienne. Le programme Mariner se poursuivit jusqu'en 1972 avec les sondes Mariner 6, 7 et 9 qui détectèrent l'onde de choc planétaire et la magnéto-gaine et réalisèrent les premiers profils de densité ionosphérique. En juillet et septembre 1976, les sondes Viking 1 et 2 mesurent les profils thermosphériques de températures lors de leur descente vers la surface martienne et donnent une première composition détaillée de l'atmosphère martienne ([Nier et Mc Elroy, 1977](#)). Il faudra ensuite attendre près de 20 ans pour qu'une nouvelle sonde américaine atteigne l'orbite martienne.

Entre-temps, la seule sonde à étudier l'environnement de Mars est l'orbiteur Phobos-2 du programme soviétique Phobos, arrivé en orbite autour de Mars le 29 janvier 1989 mais cessant d'émettre quelques mois plus tard le 27 mars 1989. Bien que sa durée d'activité fut courte, l'instrument plasma à son bord « *Automatic Space Plasma Experiment with a Rotating Analyzer* » (ASPERA), comprenant un spectromètre électronique et un spectromètre de masse ionique, permit de caractériser la structure de l'onde de choc planétaire martien (Trotignon et al., [1991](#) ; [1993](#)) ainsi que de faire les premières observations de l'échappement ionique planétaire ([Lundin et al., 1990](#)). C'est notamment les nombreuses traversées de la sonde Phobos-2 dans la queue magnétique qui ont montré qu'elle était composée de deux lobes

magnétiques de direction opposée, la polarité étant reliée à la composante du champ magnétique interplanétaire orthogonale à l'écoulement ([Yeroshenko et al., 1990](#)).

Lancée en novembre 1996, Mars Global Surveyor est la première mission du programme Mars Surveyor de la NASA visant à comprendre le climat actuel et passé de Mars ainsi que son évolution géologique et géophysique. Ses objectifs étaient principalement dédiés à l'étude du sol et de l'atmosphère par spectrométrie et cartographie. Une des importantes contributions de MGS à l'interaction atmosphère-vent solaire est la découverte de l'existence des champs crustaux dans l'hémisphère sud de Mars et l'absence de dynamo interne ([Acuña et al., 1999](#)). Leur présence sur les terrains les plus anciens de Mars sont la preuve que la planète a, un jour, été dotée d'un champ magnétique global ([Connerney et al., 2004](#)). MGS est aussi impliquée dans la caractérisation des frontières de la magnétosphère induite de Mars ([Vignes et al., 2000](#) ; [Trotignon et al., 2006](#)). Finalement, en novembre 2006, MGS est victime d'une défaillance suite à une opération de routine et cesse de fonctionner.

La mission spatiale Mars Express de l'Agence Spatiale Européenne a été décidée à en novembre 1998. La sonde fut lancée presque cinq années plus tard en juin 2003 pour s'insérer en orbite autour de Mars en décembre 2003. Elle doit son nom à la rapidité de sa conception. La mission regroupait à l'origine un orbiteur et un atterrisseur, Beagle 2, qui échoua, supposément, à cause d'une défaillance durant le déploiement d'un panneau solaire. L'orbiteur est toujours en 2020 en activité et continue de réaliser des observations scientifiques de l'environnement martien. Les principaux objectifs scientifiques de Mars Express sont :

- Cartographier l'ensemble de la planète avec une résolution de ~10m/pixel avec des zones de super-résolution (2m/pixel).
- Cartographier le spectre infrarouge minéralogique de la surface avec une résolution de 100m/pixel.
- Sonder la structure sous-terrain du permafrost martien à l'aide d'un radar.
- Cartographier la composition atmosphérique et déterminer sa circulation globale.
- Etudier l'interaction plasma de Mars avec le vent solaire.

La très longue période d'activité de Mars Express et de ses instruments plasma a permis d'obtenir une grande quantité de mesure de l'environnement plasma de Mars au cours d'un

cycle solaire et demi de 2003 à 2020. Cependant, l'absence de magnétomètre sur Mars Express a limité l'interprétation de ces données, faute de pouvoir simultanément caractériser les propriétés électromagnétiques de l'environnement martien. La Figure M.9 donne la couverture temporelle des orbiteurs de Mars avec l'évolution mensuelle du nombre de tâche solaire de janvier 1991 à janvier 2020. Une des principales contributions de Mars Express à la climatologie martienne actuelle est passée est l'identification par l'instrument OMEGA de minéraux hydratés à sa surface, de la composition des calottes polaires martienne et la découverte d'aurores dans l'UV par l'instrument « *Spectroscopy for the Investigation of the Characteristics of the Atmosphere of Mars* » (SPICAM).

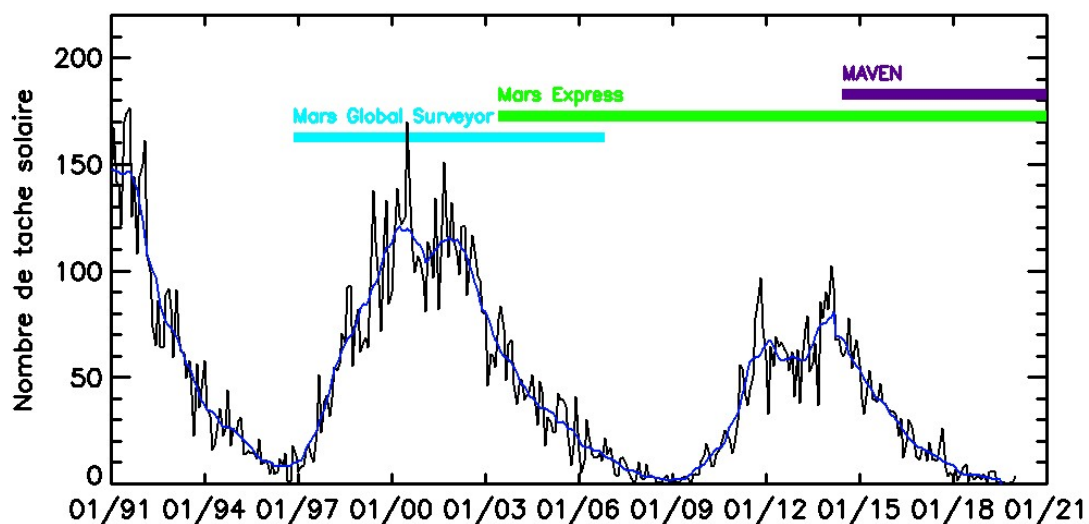


Figure M.9: Couverture temporelle des orbiteurs de Mars équipé d'instrument plasma ou/et magnétomètre avec l'évolution mensuelle (en noir) du nombre de tâche solaire de janvier 1991 à janvier 2020 (les cycles solaires # 22-#24). En bleu foncé, les valeurs moyennées sur ± 6 mois. Mars express a été opérationnelle autour de Mars plus d'un cycle solaire. A partir de fin 2014, MAVEN débute l'étude de l'environnement plasma.

2. MAVEN

La mission MAVEN a été conçue afin de caractériser et mesurer la structure, composition et variabilité de la haute atmosphère martienne et de son interaction avec le Soleil

1095 et le vent solaire avec pour objectif principal de déterminer la perte d'atmosphère dans l'espace
1096 ([Jakosky et al., 2015](#)). Ces principaux objectifs sont :

- 1097 - Mesurer la composition et la structure de la haute atmosphère et de l'ionosphère
1098 actuelle, et déterminer les processus physiques qui en contrôle la composition,
1099 température et structure.
- 1100 - Mesurer le taux de perte de l'atmosphère vers l'espace et déterminer les principaux
1101 processus le contrôlant.
- 1102 - Déterminer les propriétés et les caractéristiques qui permettront d'extrapoler à rebours
1103 dans le temps la perte intégrée sur les quatre dernier milliards d'années de l'histoire
1104 martienne.

1105

1106 En orbite depuis septembre 2014 autour de Mars, la sonde spatiale MAVEN possède
1107 une orbite proche-polaire d'inclination 75°, un périhélie de 6250 km d'altitude, un périégée de
1108 160 km d'altitude pour 4.5 heures de période orbitale. Cette orbite permet de couvrir les
1109 différentes structures de l'interaction avec le vent solaire depuis la thermosphère jusqu'au vent
1110 solaire. L'orbite de MAVEN est progressivement changée depuis 2019 afin que MAVEN
1111 puisse servir de relai de télémétrie pour les prochaines missions de surface du programme de la
1112 NASA.

1113

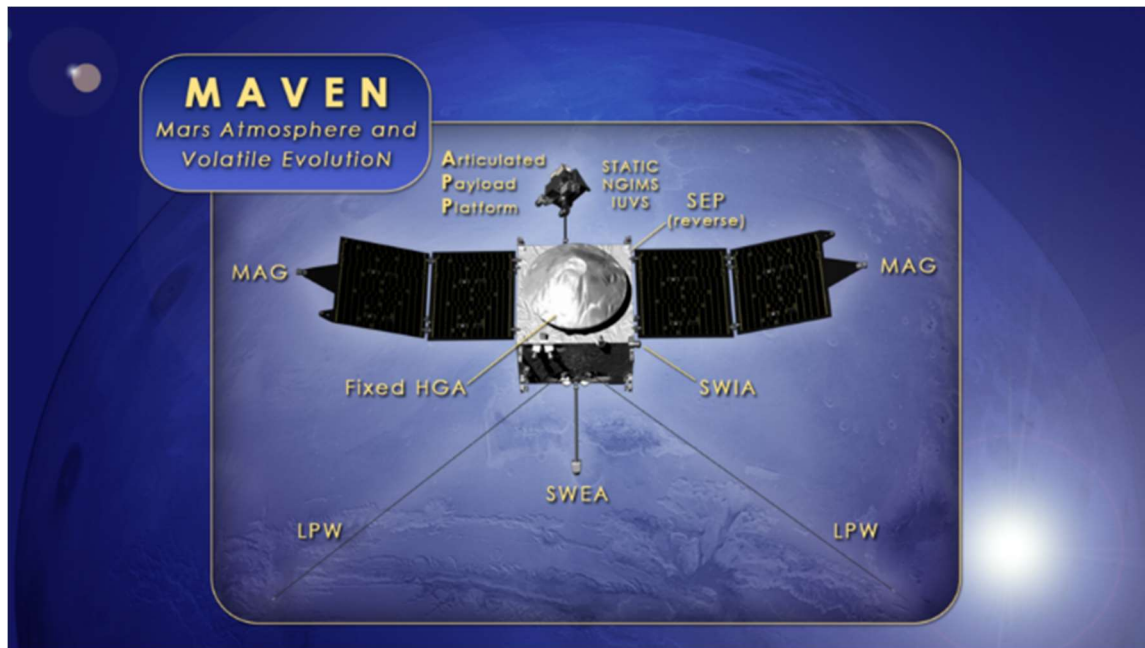


Figure M.10 : Illustration présentant les positions des différents instruments à bord de la sonde spatiale MAVEN. Crédits : NASA's Goddard Space Flight Center.

La sonde MAVEN dispose d'une série de neuf instruments permettant de caractériser les environnements neutre et ionisé de Mars. La Figure M.10 donne la position des différents instruments présents sur la sonde MAVEN.

- Le photomètre « *Extreme UltraViolet Monitor* » (MAVEN/EUVM ; [Eparvier et al., 2015](#)) capable de mesurer l'irradiance ultraviolette solaire dans trois bandes spectrales allant des rayons X à l'ultraviolet de haute énergie (0.1-7 nm, 17-22 nm et 121-122 nm) avec une résolution temporelle de 1s. Cette observation continue s'effectue tant que MAVEN reste éclairé par le rayonnement solaire ([Lillis et al., 2015](#)).
- Un spectro-imageur ultraviolet « *Imaging UltraViolet Spectrometer* » (MAVEN/IUVS ; [McClintock et al., 2015](#)) mesure le spectre ultraviolet de l'atmosphère.
- La sonde de Langmuir « *Langmuir Probe and Waves* » (MAVEN/LPW ; [Andersson et al., 2015](#)) mesure la densité et température des électrons, ainsi que les ondes du champ électrique dans l'environnement Martien avec une résolution temporelle de 4 secondes. Elle est optimisée pour mesurer la densité des électrons entre $\sim 100 \text{ cm}^{-3}$ et 10^6 cm^{-3} et la température entre 500 à 50 000 K.

- Le magnétomètre « *Magnetometer* » (MAVEN/MAG ; [Connerney et al., 2015](#)) est un ensemble de deux magnétomètres à vanne de flux (« fluxgate ») triaxiaux identiques qui mesurent l'intensité et la direction du champ magnétique de ± 0.06 à ± 65536 nT avec une résolution de 0.008 nT et une fréquence de mesure de 32 Hz.
- Le spectromètre « *Neutral Gas and Ion Mass Spectrometer* » (MAVEN/NGIMS ; [Mahaffy et al., 2015b](#)) réalise des mesures in-situ de la composition des neutres de l'atmosphère, des rapports isotopiques et de l'échelle de hauteurs des espèces majoritaires et des ions thermiques entre 125 et 500 km d'altitude. MAVEN/NGIMS possède un intervalle une couverture en masse de 2 à 150 amu et une résolution pouvant aller jusqu'à 0.1 amu.
- Le spectromètre « *Solar Energetic Particle* » (MAVEN/SEP ; [Larson et al., 2015](#)) mesure la distribution angulaire et en énergie des électrons (30 keV à 1 MeV) et ions (30 keV à 12 MeV) solaires énergétiques.
- Le spectromètre « *SupraThermal and Thermal Ion Composition* » (MAVEN/STATIC ; [McFadden et al., 2015](#)) permet de mesurer l'énergie par charge, la direction et la vitesse des ions selon un champ de vue de $360^\circ \times 90^\circ$ avec 64 intervalles angulaires de résolution 22.5° . En supposant que le degré d'ionisation est connu (presque tous les ions de Mars n'ont qu'une charge, à l'exception des particules alpha qui en ont deux), ces mesures conduisent à la distribution en masse, en énergie et angulaire des ions sur un intervalle en énergie de 0.1 à 35 keV, espacé logarithmiquement avec une résolution temporelle de base de 4 secondes. MAVEN/STATIC dispose de plusieurs modes de fonctionnement, dépendant de la région ou du phénomène d'intérêt. Ces modes diffèrent principalement par leur résolution temporelle, le nombre de canaux en énergie et l'angle de vue. Dans cette thèse, j'utiliserai principalement le produit « D1 » (résolution temporelle de 4 secondes, 64 intervalles angulaires, 32 canaux en énergie et 8 canaux en masse) qui permet de réaliser une différenciation des espèces lourdes ($O^+ - 16 \text{ amu}$; $O_2^+ - 32 \text{ amu}$; $CO_2^+ - 44 \text{ amu}$) et légères ($H^+ - 1 \text{ amu}$; $He^{++} - 4 \text{ amu}$).
- Le spectromètre « *Solar Wind Electron Analyzer* » (MAVEN/SWEA ; [Mitchell et al., 2016](#)) mesurant la distribution en énergie et angulaire des électrons de la magnéto-gaine et du vent solaire ainsi que les photoélectrons ionosphériques. Il peut mesurer des électrons d'énergies comprises entre 3 eV à 4600 eV, avec une résolution en énergie de 17%, et un champ de vue de $360^\circ \times 120^\circ$ avec une résolution de 22.5° . Sa résolution temporelle est au mieux de 2 secondes.

- Le spectromètre « *Solar Wind Ion Analyser* » (MAVEN/SWIA ; [Halekas et al., 2015](#)) mesurant la distribution en énergie et angulaire des ions du vent solaire et magnétosphérique. Elle dispose de plusieurs produits mais seul le produit « *coarse survey* », qui a été créé pour l'étude des flux de la magnetosphere martienne ainsi que les ions « pickup », sera utilisé dans cette thèse. Le produit « *coarse survey* » couvre une énergie par charge comprise entre 23eV/q et 25keV/q divisé en 48 intervalles en énergie espacé logarithmiquement avec un champ de vue de 360°×90° répartis en 64 intervalles angulaires de résolution 22.5°, et disposant d'une résolution temporelle de 4 secondes. Cette gamme en énergie correspond typiquement à la magnéto-gaine et au vent solaire.

Dans le cadre de ma thèse, les principaux instruments utilisés sont les spectromètres MAVEN/SWIA, MAVEN/STATIC et MAVEN/SEP, le magnétomètre MAVEN/MAG et le photomètre MAVEN/EUVM. Ceux-ci me permettent de caractériser les conditions solaires ainsi que les précipitations ioniques.

Chapitre II : Impact des événements solaires sur les précipitations ioniques martiennes

Nous avons mis en évidence dans le chapitre précédent la nécessité, dans les conditions solaires actuelles, d'étudier le flux précipitant ionique pour contraindre le criblage atmosphérique sur Mars. Dans le cadre de l'étude de l'évolution et la dépendance de l'érosion atmosphérique en fonction des conditions solaires, nous présentons dans ce chapitre la dépendance du flux précipitant ionique aux conditions solaires durant les événements solaires de septembre 2017. Dans un premier temps, dans la section A, nous verrons comment l'étude des événements solaires peut contribuer à améliorer nos connaissances sur l'échappement atmosphérique et les précipitations ioniques actuels et passés via l'influence des facteurs externes (IMF, conditions du vent solaire, flux EUV) sur l'environnement martien. Les différents types d'événements solaires et leurs effets sur l'environnement martien seront présentés.

Après avoir défini le flux précipitant observé par la sonde MAVEN en section B, je présenterai mes résultats sur l'étude de la variabilité des précipitations ioniques martiennes lors d'événements solaires dans la section C.

A. Les événements solaires dans l'interaction du vent solaire avec l'atmosphère martienne

Comme mentionné [dans le chapitre I](#), les caractéristiques du vent solaire ont une influence majeure sur l'environnement martien, ainsi que sur de nombreux processus d'érosion de l'atmosphère martienne, et varient en fonction des phases d'activité du cycle solaire. **Les variations les plus extrêmes sont généralement associées aux passages d'événements plasma comme les éjections de masse coronal (CME) ou de régions d'interaction de co-rotation (CIR) durant lesquels, les caractéristiques du vent solaire comme l'intensité de l'IMF, la densité du plasma et la pression dynamique peuvent augmenter jusqu'à plus d'un ordre de grandeur ([Hara et al., 2011](#) ; [Fang et al., 2013](#) ; [Romanelli et al., 2018](#)). De telles variations, comme lors des ICMEs (I pour interplanétaire, quand elles parviennent aux orbites planétaires), peuvent considérablement augmenter l'échappement atmosphérique martien au point de pouvoir induire une perte d'atmosphère équivalente à plusieurs mois dans des conditions nominales du**

1210 vent solaire ([Lillis et al., 2015](#) ; [Jakosky et al., 2018](#)), leur donnant une contribution significative
1211 bien qu'elles soient peu fréquentes.

1212 La caractérisation de ces variations et leurs impacts sur l'atmosphère martienne est
1213 réalisable grâce aux nombreux instruments à bord de la sonde MAVEN (que nous avons
1214 présenté [dans la sous-partie 2 de la section C du chapitre I](#)) qui couvrent la majeure partie des
1215 propriétés de ces phénomènes ([Lee et al., 2017](#)). On peut déjà classer les événements solaires
1216 en deux types : les événements plasmas et les événements radiatifs (voir Tableau T.2).

1217 Les événements radiatifs ou éruptions solaires, nommés flares en anglais, sont
1218 des émissions brèves mais intenses de photons dans la gamme spectrale X et ultraviolet
1219 (EUV essentiellement). Ils peuvent durer de quelques dizaines de minute à plusieurs
1220 heures, et parviennent au niveau de l'orbite martienne en une quinzaine de minutes.
1221 L'augmentation du flux X/EUV va avoir pour effet de chauffer et d'ioniser l'atmosphère
1222 martienne, augmentant ainsi la température des neutres et la densité des ions planétaires
1223 comme observé lors de l'éruption solaire du 10 septembre 2017 ([Lee et al., 2018](#)). Il est
1224 attendu que cette augmentation de la densité ionique à haute altitude provoque en
1225 conséquence une augmentation de l'échappement atmosphérique comme observé dans
1226 [Dong et al., \(2017\)](#) ainsi que du flux précipitant ionique.

1227 Les événements plasma sont principalement composés des ICMEs, CIRs et des
1228 événements de particules solaires de très haute énergie (SEP). Les deux premiers
1229 événements plasma vont principalement affecter le champ magnétique dans le vent
1230 solaire, la densité, la composition, la température et la vitesse du vent solaire. Lors du
1231 passage de ces événements, la vitesse et la densité du plasma vont augmenter,
1232 provoquant ainsi une importante augmentation de la pression dynamique. Les effets du
1233 passage d'une ICME ([Gosling et al., 1972](#) ; [Lillis et al., 2015](#) ; [Masías-Meza et al., 2016](#))
1234 sur les propriétés du vent solaire sont illustrés dans la Figure M.11, issue de [Masías-](#)
1235 [Meza et al., \(2016\)](#). Cette augmentation va avoir pour effet de compresser le milieu
1236 ionisé martien, rapprochant le choc planétaire et la frontière de la magnétosphère induite
1237 de la planète. Ce rapprochement aura plusieurs effets : il va permettre à des ions
1238 planétaires qui se trouvaient à plus basse altitude d'être accélérés par le champ
1239 électrique de convection, augmentant ainsi le nombre d'ions accélérés. Ensuite, avec
1240 l'augmentation de la vitesse du vent solaire, l'accélération de ces ions sera plus
1241 importante, ce qui leur conférera plus d'énergie. Le drapé du champ magnétique peut

aussi atteindre des altitudes plus basses l'atmosphère martienne, amplifiant l'interaction de l'atmosphère avec le vent solaire (Hall et al., 2016 ; Xu et al., 2018 ; Lee et al., 2018). Les événements SEP vont plus simplement augmenter la quantité de particules (principalement des protons et des électrons) de très haute énergie (>100 keV) impactant l'atmosphère martienne. A ces énergies, les particules sont moins affectées par l'environnement magnétisé martien et atteignent plus facilement l'atmosphère qu'ils pourront chauffer et ioniser (Lillis et al., 2012).

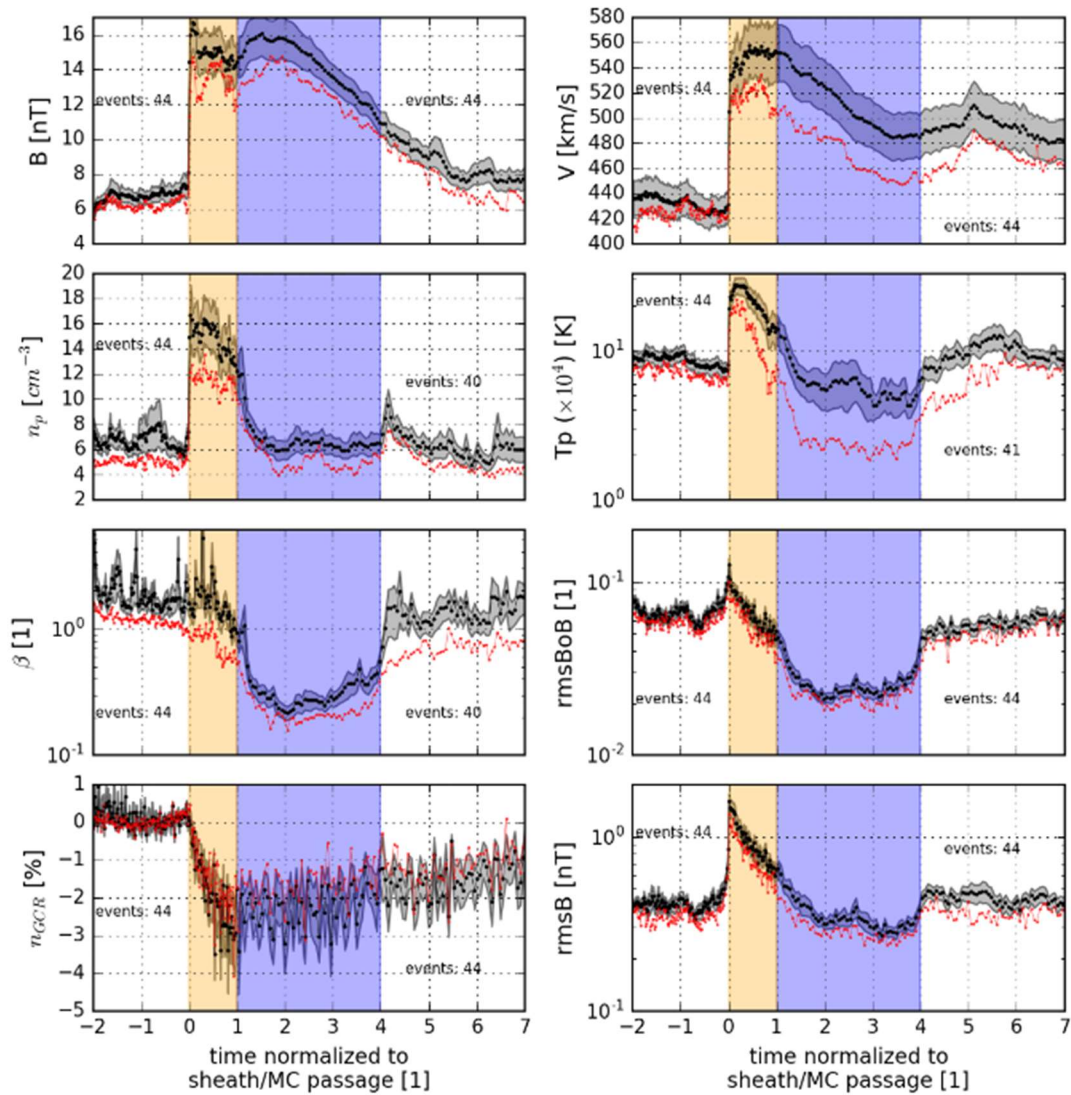


Figure M.11 : Evolution moyenne de plusieurs paramètres solaires lors du passage d'ICMEs. En orange, le passage de l'onde de choc et en violet le passage du nuage magnétique. (Crédit : Masías-Meza, J. J. et al., (2016)).

Tableau T.2 : Liste des différents évènements solaires et des conditions solaires nominales.

Evènements solaires (type)	Description	Paramètre(s) influencé(s) et valeur(s) typiques(s)
éruption solaire (radiatif)	Emissions brèves mais intenses de photons dans la gamme spectrale de l'ultraviolet et X à la surface du soleil. Elles peuvent durer d'une dizaine de minutes à plusieurs heures.	Le flux EUV
ICMEs (plasma)	Eruptions de masse coronal à la surface du soleil se propageant dans le milieu interplanétaire. Un plasma et champ magnétique sont éjectés à des vitesses parfois supérieures au vent solaire dans le milieu interplanétaire. Dans le cas des plus importantes, leur arrivée provoque un choc, augmentant rapidement la densité et la vitesse du vent solaire, suivis ensuite d'une décroissance de la densité avec une vitesse importante. Son passage peut durer plusieurs jours en fonction de sa vitesse et est suivi d'un nuage magnétique. La Figure M.11, issue de Masías-Meza et al., (2016) , illustre schématiquement le passage d'une ICME et son influence sur les propriétés plasma.	Densité et vitesse du vent solaire, direction et intensité de l'IMF.
CIRs (plasma)	Lorsque le vent solaire rapide rattrape le vent solaire lent, il se crée à l'interface de ces deux courants une zone de surdensité ionique. Son passage dans le milieu interplanétaire va lentement compresser le vent solaire lent en amont pour former une onde de surdensité. Son arrivée est plus progressive que pour une ICME, caractérisé par une phase d'augmentation de la densité puis de la vitesse du vent solaire. Elle peut durer de quelques heures à quelques jours. Le passage de l'onde de choc va vider le milieu interplanétaire, ce qui va provoquer une diminution de la densité du plasma après son passage à un niveau inférieur à celui d'avant l'onde de choc, mais avec une vitesse plus importante.	Densité et vitesse du vent solaire, direction et intensité de l'IMF.
Evènements SEP (plasma)	Eruptions brèves mais intenses de particules de très hautes énergies (>100keV) à la surface du Soleil. Elles parviennent en moins de quelques heures au niveau de l'orbite martienne et sont peu affectés par l'environnement magnétisé martien.	Flux de particule ionisant de très haute énergie.
Conditions solaires nominales	Ce sont les gammes de mesure dans lequel les conditions solaires se situent en absence d'évènements solaires. Ces conditions varient en fonction de la phase d'activité du cycle solaire. (Lillis et al., 2015)	$N_{SW} = 3 \text{ cm}^{-3}$ $V_{SW} = 300 - 500 \text{ km.s}^{-1}$ $B_{IMF} = 3 \text{ nT}$ $F_{10.7\text{cm}} = 70 - 200$

Dans le cadre de mon étude, les événements solaires ont un intérêt majeur. Ils permettent d'élargir la gamme des conditions solaires observées bien au-delà des conditions nominales. **La couverture d'un intervalle large de paramètres est nécessaire pour mieux contraindre l'évolution et la dépendance de l'érosion atmosphérique en fonction des conditions solaires. De plus, la compréhension des mécanismes physiques impliqués lors de ces événements nous permet de mieux contraindre ceux-ci et en particulier ceux jouant sur l'échappement atmosphérique martien et plus spécifiquement dans cette thèse les paramètres solaires influençant les précipitations ioniques.**

D'autre part, les événements solaires sont souvent présentés comme représentatif des conditions de vent solaire passé, lors des premières phases du système solaire ([Krauss et al., 2012](#)), pendant lesquelles l'atmosphère martienne a sensiblement évolué, sans doute en partie à cause d'une période d'échappement atmosphérique particulièrement intense. **Etudier l'échappement atmosphérique martien pendant des événements solaires reviendrait alors à se plonger dans le passé de Mars, à un âge où Mars avait encore une atmosphère dense et riche en eau, mais toujours sans champ magnétique global.** En effet, grâce aux observations réalisées sur des jeunes étoiles analogues à ce qu'était le soleil dans le passé, il a pu être déterminé que le taux de perte de masse de notre étoile était bien plus intense qu'actuellement ([Newkirk, 1980](#) ; [Lundin et al., 2007](#)), tout comme le flux EUV ([Zahnle and Walker, 1982](#) ; [Ribas et al., 2005](#)).

Notons cependant que la fréquence et l'intensité de ces événements sont plus importantes lorsque le Soleil se situe dans sa phase d'activité maximale de son cycle. En effet, selon [Chi et al. \(2016\)](#), le nombre d'ICME, ainsi que leur propriété à l'exception de la densité, est corrélé à la phase d'activité solaire, caractérisé par le nombre de tâche solaire à sa surface. Le nombre d'ICME par an peut varier jusqu'à un ordre de grandeur entre le maximum d'activité et le minimum d'activité. Or, durant ma thèse et lors du début des observations de la sonde MAVEN, le Soleil se trouvait dans sa phase décroissante, caractérisée par une diminution de son activité et du nombre d'événements solaires. C'est pour cette raison que les événements de septembre 2017 ont été remarquables, de par leur intensité extrême ainsi que de par leur nombre sur une période relativement restreinte de quelques semaines. Ils ont permis pour la première fois, aux équipes de MAVEN, d'étudier la réaction de l'environnement martien à leur passage ([Lee et al., 2018](#) ; [Xu et al., 2018](#) ; [Romanelli et al., 2018](#) ; [Ma et al., 2018](#) ; [Guo et al., 2018](#)).

B. Détermination du flux précipitant observé par MAVEN

Pour pouvoir reconstruire le flux précipitant pénétrant l'atmosphère martienne à partir des instruments de MAVEN, nous sélectionnons un intervalle d'altitude compris entre 200 et 350 km. Le criblage atmosphérique étant un processus collisionnel, le flux précipitant devrait être idéalement calculé proche de l'exobase qui se situe typiquement autour de 200km d'altitude sur Mars. En effet, en dessous de cette limite théorique, nous supposons que toute particule chargée y pénétrant devrait impacter l'atmosphère et devrait compter comme une source potentielle du criblage de l'atmosphère. Cependant les collisions entre neutres et ions restent assez probables au-dessus de l'exobase ([Chaufray et al., 2007](#)) et se restreindre à un intervalle d'altitude trop proche de l'exobase pourrait donc conduire à une sous-estimation de la quantité d'énergie des ions déposée dans l'atmosphère, dont une partie des particules aurait déjà été neutralisée et thermalisée. A l'inverse, avoir un intervalle d'altitude plus éloigné de Mars pourrait surestimer le nombre de particules impactant véritablement l'atmosphère.

Nous avons alors explicitement supposé que tout ion mesuré entre 200 et 350 km d'altitude avec une vitesse dirigée vers Mars et orientée dans un cône d'angle 75° centré sur la direction radiale aura un impact sur l'atmosphère de Mars (illustré par la Figure M.12). MAVEN met environ 5 minutes pour se déplacer sur cette gamme en altitude, qui, avec la résolution temporelle de MAVEN/STATIC et MAVEN/SWIA (4s), correspond à 75 mesures individuelles. Dans cette période, nous sommes, à chaque pas de temps et pour chaque intervalle en énergie, tous les coups mesurés sur les anodes dont le champ de vue se situe dans les 75° du cône de la direction zénithale.

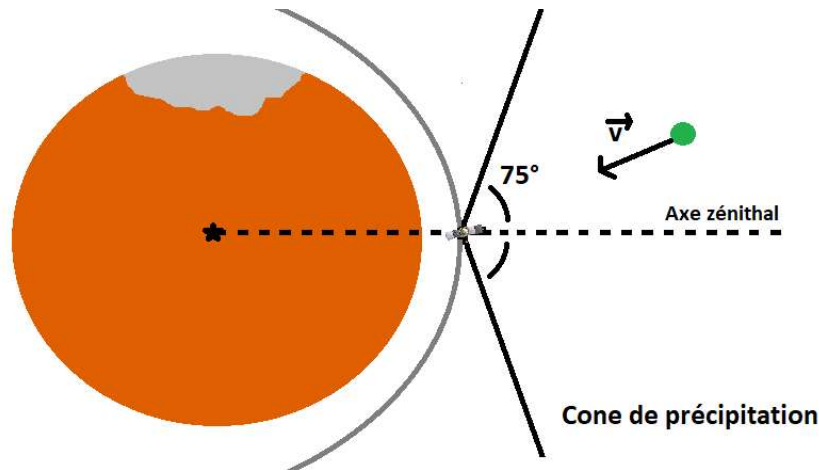


Figure M.12 : Illustration du cône de mesure des précipitations de 75° centré sur l'axe zénithal (ou radial). Les particules (vertes) dont la vitesse est orientée dans l'angle solide défini sont comptabilisées.

C. Etude de la variabilité des précipitations ioniques martiennes lors d'évènements solaires

Alors qu'en septembre 2017, le cycle solaire se trouvait dans une phase décroissante vers son minimum d'activité depuis 2014, Mars fut impacté par une série de plusieurs évènements solaires extrêmes en l'espace de quelques semaines. **L'observation de ces évènements a permis de mener des recherches sur l'influence des paramètres du vent solaire et du flux EUV sur les précipitations ioniques martiennes et de mieux contraindre leur variabilité lors du passage de tels évènements.**

Dans cette section, les résultats que nous avons obtenus avec les observations de ces évènements par les instruments de la sonde MAVEN sont présentés sous la forme d'un article qui a été publié dans la revue scientifique « *Journal of Geophysical Research* » le 4 janvier 2019.

Variability of precipitating ion fluxes during the September 2017 event at Mars.

Martinez A.¹, Leblanc F.¹, Chaufray J.Y.^{1,2}, Modolo R.², Romanelli N.², Curry S.³, Luhmann J.³, Lillis R.³, Hara T.³, McFadden J.³, Halekas J.⁴, Eparvier F.⁵, Larson D.³, J. Connerney⁶, Y. Ma⁷, M. Holmström⁸, Witasse O.⁹ and B. Jakosky⁵.

¹ LATMOS/IPSL Sorbonne Université, UVSQ, CNRS, Paris, France

² LATMOS/IPSL, UVSQ Université Paris-Saclay, Sorbonne Université, CNRS, Guyancourt, France

³ Space Science Laboratory, University of California, Berkeley, CA, USA

⁴ Department of Physics and Astronomy, University of Iowa, IA, USA

⁵ Laboratory for Atmospheric and Space Physics, University of Colorado, Boulder, CO, USA

⁶ NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, USA

⁷ Department of Earth Planetary and Space Sciences, UCL, Los Angeles, CA, USA

⁸ Swedish Institute of Space Physics, Kiruna, Sweden.

⁹ ESTEC, European Space Agency, Noordwijk, Netherlands

How to cite:

Martinez, A., Leblanc, F., Chaufray, J. Y., Modolo, R., Romanelli, N., Curry, S., et al. (2019). Variability of precipitating ion fluxes during the September 2017 event at Mars. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 124, 420– 432. <https://doi.org/10.1029/2018JA026123>

Abstract

In this work, we study the influence of the September 2017 solar event on the precipitating heavy ion fluxes towards Mars' atmosphere as seen by MAVEN/SWIA, an energy and angular ion spectrometer and by MAVEN/STATIC, an energy, mass and angular ion spectrometer. After a careful reconstruction of the background induced by the Solar Energetic Particle (SEP) event in the MAVEN/SWIA spectrometer, we investigate the precipitating ion flux responses to the space weather events that took place in September 2017. This period is a unique opportunity to analyze the respective role of various possible drivers of heavy ion precipitation into Mars' atmosphere with a wide range of different space weather events occurring during the same month. This study shows an increase in the precipitation flux by more than one order of magnitude during the arrival of the September Interplanetary Coronal Mass Ejection (ICME) compared to the average flux during quiet solar conditions. We also showed that among the possible solar drivers, the solar wind dynamic pressure is the most significant during September 2017.

I Introduction

Since September 2014, the Mars Atmosphere and Volatile EvolutionN (MAVEN) mission has been dedicated to the study and the characterization of Mars' present atmospheric escape (Jakosky et al., 2015). To fulfill such objectives, MAVEN is composed of several instruments that allow us to characterize the different physical processes leading to Mars' current atmospheric escape (Lillis et al., 2015).

Atmospheric sputtering by planetary pick-up ions is among the processes which may have contributed significantly to Mars' atmospheric evolution. Indeed, new ions created by the ionization of planetary neutral particles in the exosphere can be accelerated by the motional solar wind convective electric field. Depending on their location with respect to both Mars and the electric field direction, these pick-up ions can impact Mars' atmosphere. Some of the energy from these ions can then be transferred by collisions to the atmospheric particles, leading to their ejection from the exosphere and the erosion of Mars' atmosphere (Johnson and al., 1994; Luhmann and Koyzra, 1991).

Heavy planetary ion (which we define as having mass larger or equal to the mass of carbon atom) precipitation is the primary driver of atmospheric sputtering. The first evidence of heavy ion precipitation during quiet solar wind conditions has been reported by Leblanc et al. (2015), suggesting that atmospheric sputtering must occur almost continuously at Mars. In addition, Hara et al. (2017a) showed that the precipitating flux can be organized with respect to the orientation of the solar wind convective electric field. Lillis et al. (2015) and Edberg et al. (2009) also suggested that the precipitating flux should be dependent on other upstream solar wind conditions, such as the solar UV/EUV and the Solar Energetic Particle (SEP) flux, the dynamic pressure, etc. According to these articles, the EUV and SEPs flux can heat and ionize the Martian upper atmosphere, potentially increasing the supply of ion that may precipitate. Moreover, the dynamic pressure compresses Mars' magnetosphere and favors the acceleration and precipitation of the planetary picked-up ions. Also, the presence of crustal magnetic fields (e.g. Acuña et al., 1999) can also influence locally the precipitating flux as shown by Hara et al. (2017b).

Although atmospheric sputtering is a minor contributor to the atmospheric escape today, it is thought to have been much more important four billion years ago (Luhmann and al., 1992; Chassefière and Leblanc, 2004; Chaufray et al., 2007). The early Sun is thought to have been a much stronger emitter of both EUV and solar wind fluxes than today leading to much more intense heavy ion precipitation (Leblanc and Johnson, 2001; Leblanc and Johnson, 2002). Moreover, the early Sun is also expected to have been much more active, with generally more intense solar energetic events interacting with Mars much more frequently than today. In this context, the series of solar events that took place in September 2017 (Lee et al., 2018; Xu et al., 2018; Romanelli et al., 2018; Ma et al., 2018; Guo et al., 2018) is a unique opportunity to observe the effects on the heavy precipitating ion flux of an unusually high EUV flux (during the strong flare event on the 09/11 as an example), but also of an Interplanetary Coronal Mass Ejection (ICME) (during the 09/13 encounter) and of a Corotating Interaction Region (CIR) or of a Stream Interaction Region (SIR) (during the 09/21 encounter).

In the present work, we describe the potential influence of the September solar events on the precipitating ion flux. In section 2, we first describe the different instruments used in this study as well as the method used to estimate and remove the background on SWIA measurements

induced by the Solar Energetic Particle (SEP) events, as well as the method used to estimate the solar wind parameters. In section 3, we present the temporal variability of the precipitating ion flux during September 2017 solar events. We compare these results with those obtained during quiet solar conditions period and discuss on the possible dependency of this precipitation with respect to solar conditions. In section 4, we conclude with a discussion and a summary of the main results of this study.

II Data and Method

II.1.Instruments and Data

In this study, we used data from two ion spectrometers aboard the MAVEN spacecraft, namely the Suprathermal and Thermal Ion Composition instrument (STATIC) (McFadden et al., 2015) and the Solar Wind Ion Analyzer (SWIA) (Halekas et al., 2015). STATIC is an energy, mass, and angular ion spectrometer operating in the range of 0.1eV/q-30keV/q, with a field of view (FOV) of 360°x90° and a mass range from 1 to 70 amu/q. For this study, we used exclusively the product d1 of STATIC measurements with 4 s time resolution corresponding to 32 bins in energy, 4 bins along the polar direction, 16 bins in azimuth and 8 bins in mass. Unfortunately, during September 2017 period, STATIC was in an ionospheric mode below 500 km in altitude, and did not perform measurements above 650 eV. SWIA is an energy, and angular ion spectrometer covering an energy range between 5eV/q and 25keV/q with 48 logarithmically spaced energy steps and a FOV of 360°x90° on 64 anodes.

In order to reconstruct the precipitating flux, we used the method developed by Leblanc et al. (2015) and (2017; 2018). We focused on a range in altitude between 200 and 350 km, close enough to the Martian exobase so that any ion within this range of altitude with velocity at least than 75° with direction respect to the local nadir direction has a very large probability to impact Mars' atmosphere. We therefore summed all measurements performed within this range of altitude if this measurement corresponded to an anode which FOV was at less than 75° from the local zenith direction. In order to exclude from our analysis reconstructed precipitating flux with a poor coverage, we kept only measurements during which the average FOV covered by each instrument was more than 65% of the 75° solid angle cone centered on the zenith direction.

1437

1438 Additionally, in order to characterize the solar wind and solar UV/EUV flux conditions (main
1439 sources of variabilities of the precipitating ion flux), this study used measurements of three
1440 other instruments: the Magnetometer (MAG) instrument (Connerney et al., 2015), the EUV
1441 monitor (Eparvier et al., 2015) which measures the solar irradiance in three bands from the soft
1442 X-ray to the extreme ultraviolet range (in three spectral bands 0.1-7 nm, 17-22 nm and 121-122
1443 nm) with a temporal resolution of 1 second and the Solar Energetic Particle (SEP) instrument
1444 (Larson et al., 2015) which measures electrons and ions with high energies (between 30 and
1445 1000 keV and 30 and 12000 keV respectively).

1446

1447 **II.2. Methodology of background reconstruction for SWIA data**

1448 High-energy particles ($> \sim 2$ MeV electrons and ~ 20 MeV protons) can induce false counts on
1449 ion and electron spectrometers (Frahm et al., 2013) equivalent to an energy independent signal
1450 (Delory et al., 2012). During the solar event between September 11th and September 23rd 2017,
1451 SEPs induced a significant background in SWIA measurements for several days with a count
1452 rate peak of $1.3^{+0.1}_{-0.1} \times 10^2 \text{ count.s}^{-1}$ (equivalent to an energy differential flux of $3.0^{+2.0}_{-0.5} \times$
1453 $10^5 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s eV sr})$) which occurred on September 12th. In comparison, at the beginning and
1454 the end of September, the SEP background was estimated as being equal to $2.2^{+0.4}_{-0.4} \text{ count.s}^{-1}$
1455 (equivalent to an energy differential flux of $6.5^{+1.5}_{-1.5} \times 10^3 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s eV sr})$). Compared to
1456 MAVEN/SWIA, MAVEN/STATIC is less sensitive to SEPs because its measurements
1457 technique is based on double coincidence (McFadden et al., 2015). Moreover, in case of intense
1458 SEP events, STATIC measurements with poor quality were flagged and excluded from our
1459 analysis.

1460 To reconstruct the precipitating flux during the September 2017 solar events, a systematic
1461 estimate of the SEP induced background in SWIA measurements was therefore needed. As
1462 already written, the SEP induced background is characterized by a flat spectrum of the count
1463 rate (*in* count.s^{-1}). Because at energy larger than 5 keV, the expected ion count rate is very
1464 unlikely flat, we chose to use this energy range to estimate the SEP induced background
1465 intensity. We defined three energy ranges: [25, 100] eV, [100, 5000] eV and [5000, 25000] eV
1466 (10, 26 and 11 energy bins respectively) and followed 4 steps:

1467

1. Reconstruction of the count rate measured by each anode of SWIA on 10 minutes' interval (144 intervals per day). For each time interval and each anode, if the count rate above 5 keV is constant and its intensity is significantly below the count rate measured within the two other energy ranges, we considered this flux as essentially induced by SEPs. In order to determinate if the count rate spectrum is constant, we first performed a linear fit of the energy flux in the [5-25] keV energy range. We then calculated the minimum and maximum count rate from the fitted function on the 25 eV - 25 keV range. If the ratio between the maximum and minimum count rates is larger than two, we considered that the measured count rate within this energy range cannot be considered as constant. We added a second criteria to check the quality of the linear fit by calculating the root mean-square (RMS) between the fitted function and the measurements. If the RMS was larger than 0.1 (a value empirically determined), we then considered that the quality of the fit was not good enough to be used and excluded the measurements from our analysis.
2. For each 10 minutes' interval t_i , we averaged all the values of reconstructed background derived from the 64 anodes in a parameter $\overline{BKG}[t_i]$ and estimated its standard deviation.
3. The set of reconstructed average background values 40 min before and after MAVEN path between 200 and 350 km in altitude was then used to estimate the background, $BKG[t]$ for each time step t within this altitude range following the equation:

$$BKG[t] = \frac{\sum_{i=1}^N c_i[t] * \overline{BKG}[t_i]}{\sum_{i=1}^N c_i[t]} \quad (1)$$

where t_i is the mean time of each 10 min interval, t is the time of MAVEN's path between 200 and 350 km in altitude, N is the number of reconstructed average background values (less than 9), and $c_i[t]$ is the weight of each reconstructed background $\overline{BKG}[t_i]$, which is equal to $\frac{1}{(t_i-t)^2} = c_i[t]$. This quadratic dependency was chosen to favor the time interval close to t .

4. For each time step t within 200 and 350 km in altitude, we then subtracted the value of $BKG[t]$ from the SWIA data and converted the corrected count rate into particle flux.

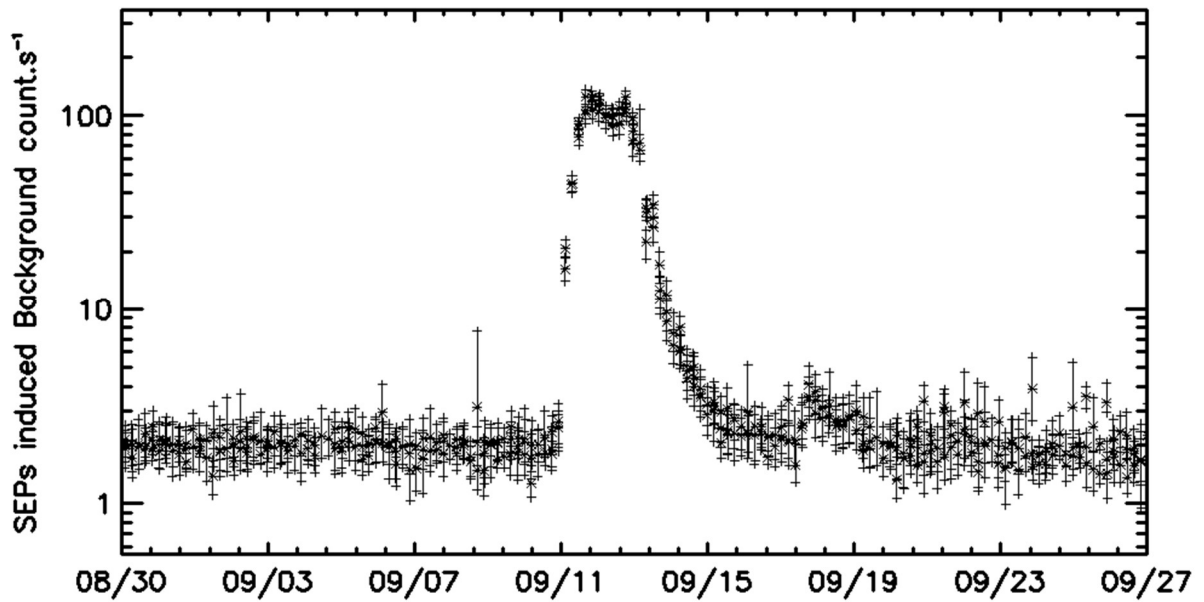


Figure 1: SWIA background estimate (with 1-sigma uncertainty) in count rate between 200 and 350 km in altitude.

II.3.Reconstruction of the solar conditions during MAVEN periapsis path

Unfortunately, during September 2017, the MAVEN orbit was entirely inside the Martian magnetosphere, and therefore no direct measurements of the upstream solar wind conditions were available. Ma et al. (2018) therefore developed a method to derive the upstream solar wind conditions based on MAVEN measurements in the magnetosheath. These authors considered

the following approaches and assumptions: the upstream IMF MSO B_x component was assumed equal to zero and the solar wind flow to be only along the X direction (that is along the Sun-Mars axis). Ma et al. (2018) simulated Mars' electromagnetic plasma environment for nominal solar wind and radiation conditions using a multispecies single MHD model. Then, they compared the simulated plasma parameters (the solar wind speed $\vec{V}$, the interplanetary magnetic field $\vec{B}$, the solar wind density n and the solar wind temperature T) along MAVEN's trajectory in the magnetosheath with MAVEN measurements. For each of these solar wind parameters, Ma et al. (2018) calculated the corresponding scaling factor defined as the ratio between the simulated variables and the measured ones, and applied these scaling factors to the upstream solar wind parameters.

This method still cannot provide an estimate of the solar wind parameters when MAVEN was in the Martian induced magnetosphere, that is, during periods when we reconstructed the precipitating ion flux. We therefore interpolated the solar wind parameters from their reconstructed values when MAVEN was inside the magnetosheath before and after MAVEN's periapsis. We assume that the evolution of the solar wind parameters changed linearly between these two times (typically separated by 90 minutes or more):

1. Each time, MAVEN was in the magnetosheath, we made an average of the reconstructed ion density n , the IMF $\vec{B} = (B_x, B_y, B_z)$, the solar wind speed $\vec{V} = (V_x, V_y, V_z)$ and the temperature T , over 10 minutes' interval. In the following, $\overline{Var}_0$ is the average solar parameters at a time t_0 before the periapsis and $\overline{Var}_1$ is the average solar parameters at a time t_1 after the periapsis.
2. We then linearly interpolated the reconstructed solar wind parameters from $\overline{Var}_0$ and $\overline{Var}_1$ to the time t when we reconstructed the precipitating ion flux (as in section II. 2) using the following relation:

$$\text{Var} = \overline{Var}_0 + (\overline{Var}_1 - \overline{Var}_0) * \frac{t-t_0}{t_1-t_0} \quad (2)$$

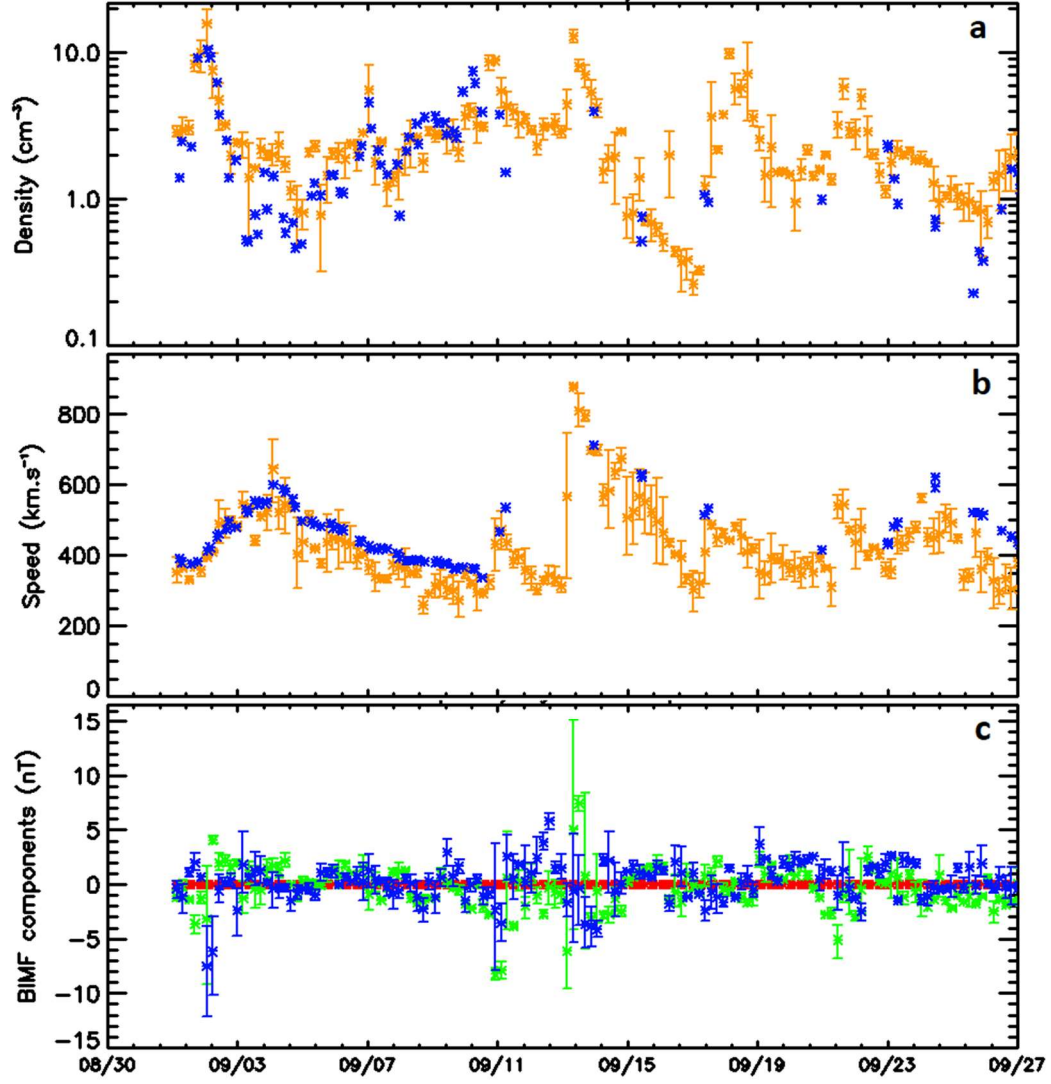


Figure 2: Comparison between the reconstructed solar wind parameters used in this paper (orange stars) and the solar wind parameters measured by MEX ASPERA3 (blue stars) during September 2017 period. **(a)** Solar wind density. **(b)** Solar wind speed. **(c):** Reconstructed Magnetic Interplanetary Field (IMF) components. Red stars: B_x (set to zero by assumption). Green stars: B_y . Blue Stars: B_z .

In order to estimate an uncertainty for these reconstructed solar wind parameters, we considered the dispersion of the reconstructed solar wind values at t_0 and t_1 . To verify the validity of our methods, we also compared these results with Mars Express measurements of the density and speed of the solar wind using ASPERA-3 (Barabash et al., 2006, Ramstad et al., 2018). In Figure 2, we displayed our interpolated solar wind parameters (in orange) and the Mars express

measured values (in blue): the solar wind density (panel a) and the solar wind speed (panel b). This comparison shows that our interpolation method provides a satisfying good reconstruction of these two solar wind parameters.

In the following, we will calculate the norm of the solar wind convective electric field, the dynamic solar pressure and the coordinate of MAVEN in the Mars Solar Electric frame (MSE) when MAVEN was between 200 and 350km in altitudes from the reconstructed upstream solar wind parameters n , $\vec{B}$ and $\vec{V}$.

III Results

In Figure 3, we show in panel a the precipitating ion flux at low energy (30-650 eV) using both SWIA and STATIC measurements (for masses larger than 8 amu in the case of STATIC measurement) and high energy (650eV-25keV) using only SWIA measurements, in panel b as well as the EUV flux measured by the MAVEN/EUV instrument in panel c, the $|\vec{V} \times \vec{B}|$ from the reconstructed solar wind parameters, (panel d), the dynamic pressure of the solar wind from the reconstructed solar wind parameters, (panel e), and the SEP flux in panels f (ion flux) and g (electron flux) as measured by the MAVEN/SEP instrument. The choice of the energy ranges was motivated by MAVEN/STATIC energy range during September 2017 measurements, namely, 0.1-650 eV. Moreover, MAVEN/SWIA did not perform measurements below 25 eV. We therefore define the low energy interval in order to compare the MAVEN/STATIC measurements with those of MAVEN/SWIA. For the high energy range, we were limited by MAVEN/SWIA because it did not perform measurements above 25 keV.

According to Leblanc et al. (2017), the precipitating ion flux is highly dependent on the solar zenith angle (SZA), on the position of the most intense crustal magnetic field structures as well as on the orientation of the convective electric field. Indeed, Hara et al. (2017a) showed that the intensity of the precipitating ion flux peaked on the hemisphere towards which the E_{sw} field pointed (the $-E_{sw}$ hemisphere). In order to restrict the range of SZA covered by our sampling, we therefore chose to show only reconstructed precipitating ion flux obtained close to the MSO equator, between -10° and 15° in latitude, that is, corresponding to time intervals when MAVEN is located between 200 and 350km in altitude during the inbound part of its orbit. The SZA

1585 range covered by the selected set of measurements is between 49.0° and 78.5° , the MSO
1586 longitude range between 48° and 78° which corresponds to the local time varying between
1587 15.2h and 17.2h. We also checked that MAVEN was far from any major crustal field structures
1588 during these time intervals. We will also discuss the potential role of MAVEN MSE position.

1589

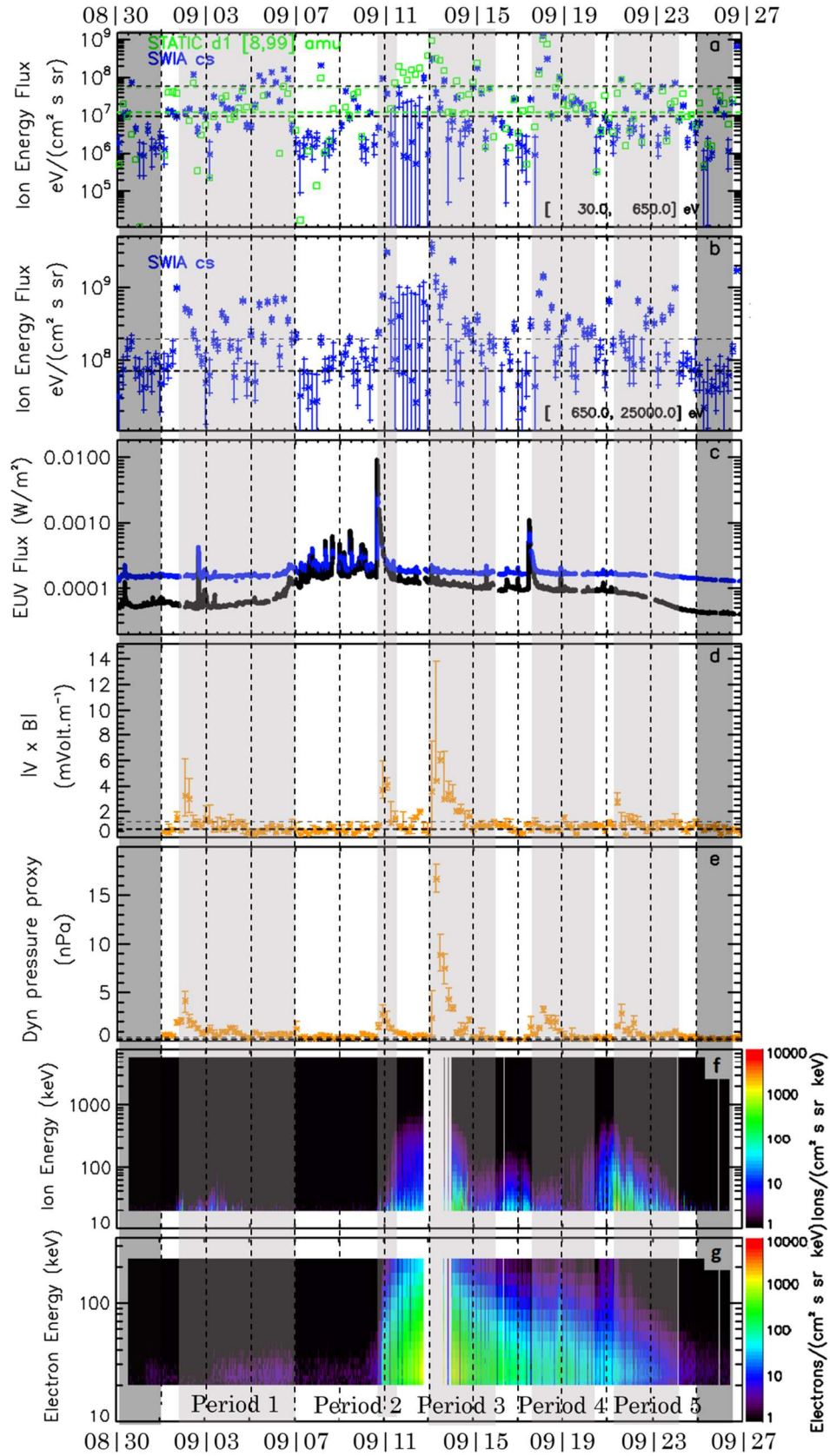


Figure 3: Measured SWIA integrated precipitating ion flux and few potential drivers of the precipitating ion flux during September 2017 period. Integrated precipitating ion flux within

(a) 30 and 650 eV energy range, **(b)** 650 eV and 25 keV energy range. Green squares: STATIC d1 8-99 amu mass range. Blue stars: SWIA cs (coarse survey) product. The horizontal black (green) thick dashed line corresponds to the average value of SWIA (STATIC d1) precipitating ion flux during the two periods encompassing September 2017 event (in dark grey, see text for further explanation). The thin dashed horizontal line corresponds to the average value plus 3 times the corresponding standard deviation. Errors bars on panels a and b correspond to 1 sigma deviation of the reconstructed background. **(c)** Values of the EUV photon flux as measured by MAVEN/EUV instrument, blue line: 17-22 nm range and black line 0.1-7 nm range. **(d)** Magnitude of $|\vec{V} \times \vec{B}|$ calculated from the reconstructed solar wind parameters when the penetrating ion flux was measured (see section II. 3). **(e)** Dynamic pressure calculated from the reconstructed solar wind parameters when the penetrating ion flux was measured (see section II. 3). Errors bars on panels d and e correspond to the dispersion of the corresponding interpolated value. **(f)** Ion flux measured by MAVEN/SEP F1 detector between 20 keV and 70 MeV. **(g)** Electron flux measured by MAVEN/SEP F1 detector between 20 keV and 300 keV.

Period	Date begin	Date end
Nominal period 0	30/08 02h09m09s	31/08 22h34m45s
Period 1	01/09 02h56m44s	06/09 20h30m24s
Period 2	10/09 17h33m33s	11/09 20h13m49s
Period 3	13/09 03h11m56s	15/09 21h45m54s
Period 4	17/09 00h18m49s	20/09 21h34m15s
Period 5	21/09 01h56m07s	24/09 00h59m33s
Nominal period 6	25/09 03h33m00s	26/09 15h07m40s

Table 1: Time interval of each September 2017 Period.

In addition, we selected two periods before and after September 2017 solar events during which the solar wind and radiation were nominal (Nominal 0 and Nominal 6). During Nominal period 0 and Nominal Period 6 (see Table 1), the measured solar parameters (EUV and SEP fluxes, as well as the reconstructed proxy of the solar wind parameters) suggested that the solar wind

condition was “quiet” (dark grey bands in Figure 3). During these two periods, the average precipitating ion energy flux (based on 20 measurements) was $9.5 \pm 16.4 \times 10^6 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s sr})$ for the low energy range and $7.2 \pm 4.2 \times 10^7 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s sr})$ for the high energy range.

Based on this nominal precipitating ion flux and its one sigma dispersion, we focused on periods during which the measured precipitating ion flux exceeded by more than 3-sigma (grey and green dashed line in Figure 3a, b) this nominal precipitating flux on both low and high energy ranges. We identified five periods in September 2017 as displayed in Figure 3 and in Table 1. In Figure 4, we display the average differential energy spectrum of the precipitating ion flux, measured by MAVEN/SWIA, for each selected period (in color) with the ion flux measured during the nominal period in black. The shape of the flux is very similar from one period to another one. The flux is usually maximum at low energy (below few keV) then displays a plateau up to 1 to 3 keV and then decrease down to 10 keV (with the exception of the second and third periods where the plateau extends up to almost 10 keV). The typical dispersion of each period is rather large because MAVEN sampling is stable in MSO during these periods but not in Mars Solar Electric (MSE) frame (its position with respect to the -Esw hemisphere). The nominal period flux is at all energies clearly below the flux measured during these five periods.

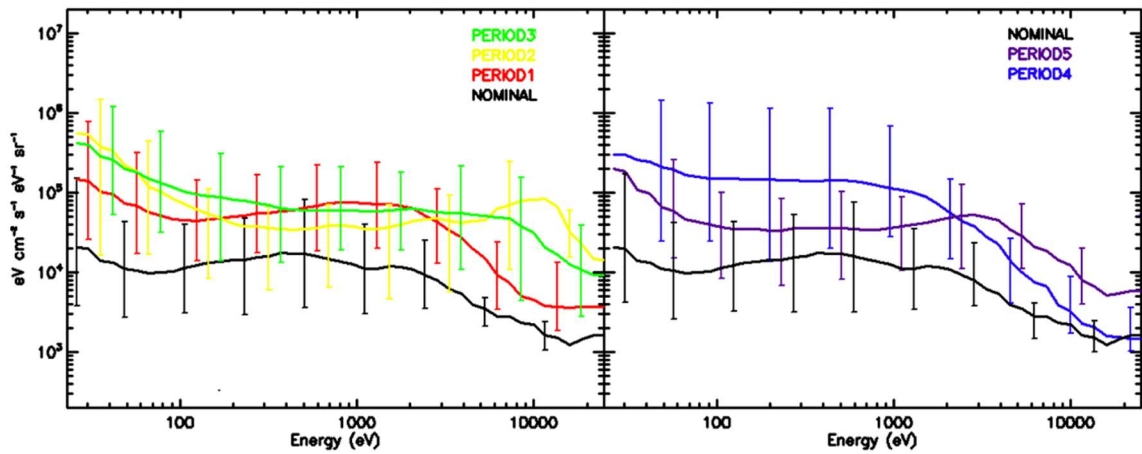


Figure 4: Precipitating ion differential energy spectrum as measured by MAVEN/SWIA for each period displayed in Figure 1. (a) Black, red, yellow and green lines correspond to the nominal period, first, second and third period respectively. (b) Black, blue and purple lines

correspond to the nominal, fourth and fifth period respectively. Error bars are for 1 sigma dispersion calculated from the precipitating ion energy fluxes measured during each period.

III.1. Period 1 – Large solar wind dynamic pressure and slow increase of the 0.1-7 nm EUV flux.

In Figure 5, we display, from September 1st to 7th, the precipitating ion flux at low energy (30-650 eV) using both SWIA and STATIC measurements (for masses larger than 8 amu), in panel a, and high energy (650eV-25keV) using only SWIA measurements, in panel b, energy as well as the EUV flux in panel c, $|\vec{V} \times \vec{B}|$ calculated from the reconstructed solar wind parameters (panel d), the dynamic pressure (panel e), and the SEP flux in panels f (electron flux) and the MSE longitude and latitude of MAVEN when MAVEN was between 200 and 350km in altitudes (panel g). In Figure 5, we can see that this first period corresponds to a significant increase of the proxies of the convective electric field and dynamic pressure (panel d and e, Figure 5) and to a gradual increase of the EUV flux in the 0.1-7 nm range with a flare occurring at the end of September 2nd (panel c, Figure 5) with some weak SEP fluxes of electron measured during this period (panels f, Figure 5). The fifth orbit of September 1st is not displayed because it did not fulfill the FOV threshold (see section II. 1). During this period, the average precipitating ion energy fluxes (based on 31 measurements) is equal to $3.7 \pm 4.4 \times 10^7 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s sr})$ at low energy and $2.9 \pm 2.4 \times 10^8 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s sr})$ at high energy, which are approximately 4 times larger than during the nominal period.

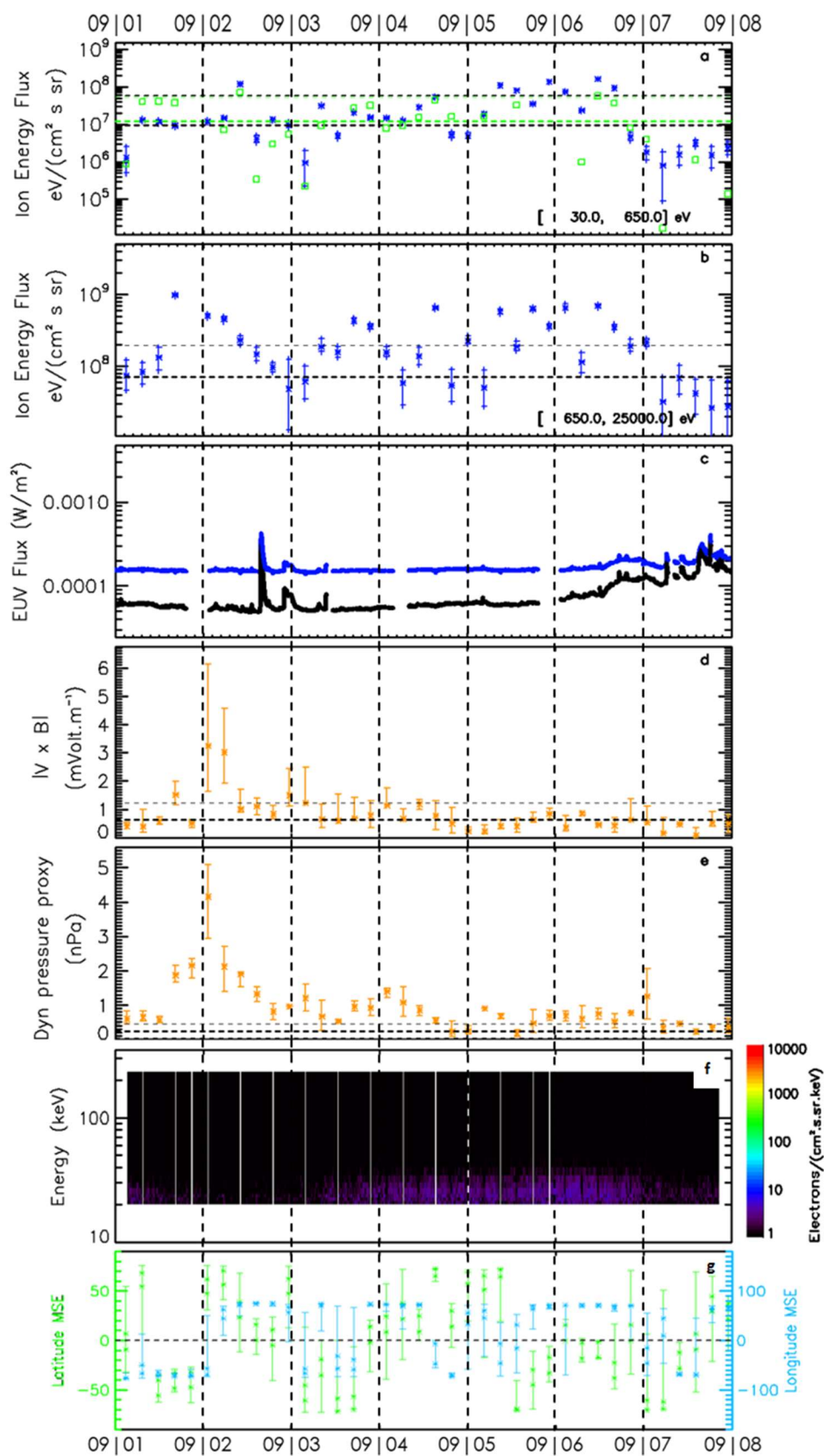


Figure 5: Measured SWIA integrated precipitating ion flux and few potential drivers of the precipitating ion flux between September 1st and September 7th (period 1). Integrated precipitating ion flux within (a) 30 and 650 eV energy range, (b) 650 eV and 25 keV energy range. Green squares: STATIC d1 8-99 amu mass range. Blue stars: SWIA cs (coarse survey) product. The horizontal black (green) thick dashed line corresponds to the average value of SWIA (STATIC d1) precipitating ion flux during the two periods encompassing September 2017 event (see text for further explanation). The thin dashed horizontal line corresponds to the average value plus 3 times the corresponding standard deviation. Errors bars on panels a and b correspond to 1 sigma deviation of the reconstructed background. (c) Values of the EUV photon flux as measured by MAVEN/EUV instrument, blue line: 17-22 nm range and black line 0.1-7 nm range. (d) Magnitude of $|\vec{V} \times \vec{B}|$ calculated from the reconstructed solar wind parameters when the penetrating ion flux was measured (see section II. 3). (e) Dynamic pressure calculated from the reconstructed solar wind parameters when the penetrating ion flux was measured. Errors bars on panels d and e correspond to the dispersion of the corresponding interpolated value (see section II. 3). (f) Electron flux measured by MAVEN/SEP F1 detector between 20 keV and 300 keV. (g) Estimated MSE latitude (green) and longitude (blue) position of MAVEN when the penetrating ion flux was measured. Errors bars on panel g correspond to the dispersion of the corresponding interpolated value (see section II. 3).

A gradual increase of the low energy precipitating flux (panel a) occurred from September 5th up to September 6th in an apparent de-correlation with the increase of the 0.1-7 nm flux. The high energy flux (panel b) displayed a plateau from September 4th noon up to the end of this period. It is not clearly correlated with either a plateau of the convective electric field nor of the dynamic pressure. Moreover, the end of September 2nd and 7th correspond to very low precipitating ion flux whereas the 0.1-7 nm EUV flux increased significantly. According to panel g, these low flux cannot be explained by the MAVEN MSE position. According to Edberg et al. (2009), an increase of the EUV flux might lead to push the Induced Magnetospheric Boundary (IMB) away from the planet. The simultaneous decrease of the dynamic pressure and increase of the EUV flux from September 6th could induce an IMB further from the planet. Such change of position of the IMB would push away from the atmosphere the region where picked up ions are accelerated leading potentially to a decrease of the precipitating ion flux also

consistent with the much lower flux at high energy. What seems to control the precipitating flux on September 1st and 2nd is actually the association of several solar drivers, the peak of precipitating occurring when both proxies of the convective electric field and dynamic pressure reached significant large intensity. However, the very large high energy fluxes measured between September 5th and September 7th are difficult to associate with any significant variation of the solar wind parameters displayed in Figure 5 beside a relatively moderate increase of the solar wind dynamic pressure and of the SEP electron flux.

III.2. Period 2 – X-Flare, SEP event and increase of the solar wind convective electric field and dynamic pressure

The second period of September 2017 that shows a significant increase of the precipitating ion flux corresponds to a combination of a X-Flare occurring on September 10th at 15h45 (panel c of Figure 3), of an ion and electron SEP event starting on September 10th at 19h00 (panels f and g of Figure 3) and a significant increase of the solar wind convective electric field and dynamic pressure as suggested by the reconstructed proxy in panels d and e of Figure 3. As explained in the introduction, the association between a peak in EUV flux leading to an increase of ionization with a peak of convective electric field and dynamic pressure are expected to be very favorable to the production, acceleration and precipitation of planetary ions. The increase of the precipitating ion flux at low energies seems to follow closely the X flare occurrence whereas the high energy flux increases significantly few hours later when the solar electric field increased. In fact, the SEP ion flux increase displayed in panel f of Figure 3 seems correlated with the late increase of the precipitating ion flux at high energy (that is, slightly delayed with respect to the X flare) suggesting that the ions observed by the SEP instrument are partly planetary heavy picked up ion accelerated during this solar event. The average differential energy flux during the second period is displayed in yellow in Figure 4. We can clearly see that the precipitating ion flux displays a peak around 12-15 keV strongly suggesting that the measured precipitating ion flux is mainly composed of heavy ions and most probably of O⁺ (Rahmati et al., 2015; 2017). The sharp increase of the electron SEP flux at the beginning of period 2 might have also contributed to increase the ionization rate and by consequence the precipitating flux. However, SEP electron flux appear not to be a key driver despite its continuous increase up to September 13th, because the high energy precipitating flux seems not

to follow the SEP electron flux variation (contrary to the low energy precipitating flux). Actually, the high energy precipitating flux seems rather to follow the variation of the electric field and dynamic pressure displayed in panels d and e of Figure 3. According to Lee et al. (2018), such brief but significant increase of the electric field (panel d, Figure 3) and dynamic pressure (panel e, Figure 3) on September 11th is a consequence of a SIR encounter. The evolution of the precipitating ion flux is consistent at low energy with the simulations of Wang et al. (2015) which simulated the spectra of the precipitating O⁺ ion flux for maximum and minimum solar conditions as well as for quiet and active conditions. Our nominal period can be compared to their dayside modelling of the minimum solar activity. Differences between our measured energy distribution and the ones simulated by Wang et al. (2015) at high energy and for the case of a ICME are probably partially due to our limited spatial sampling. Fang et al. (2013) showed that the precipitating flux could vary by an order of magnitude depending on the position in MSO.

III.3. Period 3 – ICME arrival, large SEP fluxes and slow decay of the EUV flux

Period 3 is characterized by the ICME arrival on the 13th of September at 02h50 (according to MSL/RAD, Guo and al., 2018), which was responsible for the strong increase in the solar wind dynamic pressure, shown in panel e of Figure 3 and panel d of Figure 6. This increase took place from the end of September 12th up to September 14th, leading to a significant compression of Mars' magnetosphere and favoring the acceleration and precipitation of planetary picked-up ions (Romanelli et al., 2018), a phenomenon also observed during Mars encounter with an ICME on March 8th 2015 (Curry et al., 2015). The responses of the Martian magnetosphere to the ICME on September 13th 2017 are described by Romanelli et al. (2018) using MAVEN data and the multi-species Latmos Hybrid Simulation model (LatHyS) described in Modolo et al. (2016). This study was carried out by analyzing the ICME passage by means of three stationary simulations (before the passage, during the impact, after the impact) and comparing the predicted responses and evolution of the magnetosphere with MAVEN magnetic field and plasma data along its trajectory. In Romanelli et al. (2018), the ICME encounter was characterized by an increase in dynamic pressure causing a compression of the magnetosheath and of the bow shock, followed few hours later by a change in direction of the IMF, also suggested in Ma et al. (2018).

In Figure 6, we provided a zoom into period 3 with the low energy range precipitating flux (panel a) and the high energy flux (panel b), with the proxy of the convective electric field when the penetrating ion flux was measured (panel c), the proxy of the dynamic pressure when the penetrating flux was measured (panel d), the MSE angle (panel e) and the MSE longitude and latitude position of MAVEN when the penetrating flux was measured (Panel f). The MSE angle corresponds to the anticlockwise angle between the vector formed by the latitude and the longitude in MSE of MAVEN during its measurements of the precipitating ion flux and the East MSE direction (MSE longitude equal to $+180^\circ$ and latitude equal to 0°). According to Hara et al. (2017a), the precipitating ion flux should reach a maximum around a MSE angle of 270° (axe $-E$). Indeed, planetary picked up ions should precipitate towards the southern hemisphere ($-E$) because of the acceleration of the electric field of convection towards this hemisphere. Extreme solar events can significantly increase precipitation flux in the northern hemisphere. It is the case for this period where the solar is disturbed by the ICME impact.

As shown in Figure 6, during the fifth orbit after the arrival of the ICME (on September 13th at 21h), the measured precipitating ion flux at low energy is particularly small with respect to the nominal. The very significant difference between STATIC and SWIA fluxes at the beginning of the period can be explained by the important SEP flux inducing a significant background on SWIA data. The remaining SWIA flux is therefore not known with a signal/noise ratio larger than one. We can see a relationship between the increase of the dynamic pressure and the sharp increase of the precipitating ion flux at low energy (Figure 6, panel a) and in SWIA measurements at high energy (Figure 6, panel b). the average precipitating energy fluxes (based on 16 measurements respectively) at low energy is $5.1 \pm 7.9 \times 10^7 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s sr})$ and at high energy $6.5 \pm 9.7 \times 10^8 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s sr})$, which are approximately 5 and 9 times more important than during the nominal period.

The precipitating ion flux decreases just after the arrival of the ICME but remains significantly larger during more than 48 hours after this time. The minimum of the high energetic flux at noon on September 13th seems to be associated to a significant change of MAVEN in the MSE frame as illustrated in panel e of Figure 6. As displayed in Figure 4, the average differential energy flux during this period displayed a peak around 10 keV that is probably due to planetary picked up ions (Rahmati et al., 2015). As suggested by STATIC d1 measurements at low energy (panel a, Figure 6), the passage of the ICME also causes a strong increase of the planetary heavy pick-up ions at low energy range. After the middle of September 14th, the measured

precipitating ion fluxes at low and high energies do not display significant intensity with the exception of the beginning of September 15th which corresponds to a minimum in MSE latitude (panel f of Figure 6).

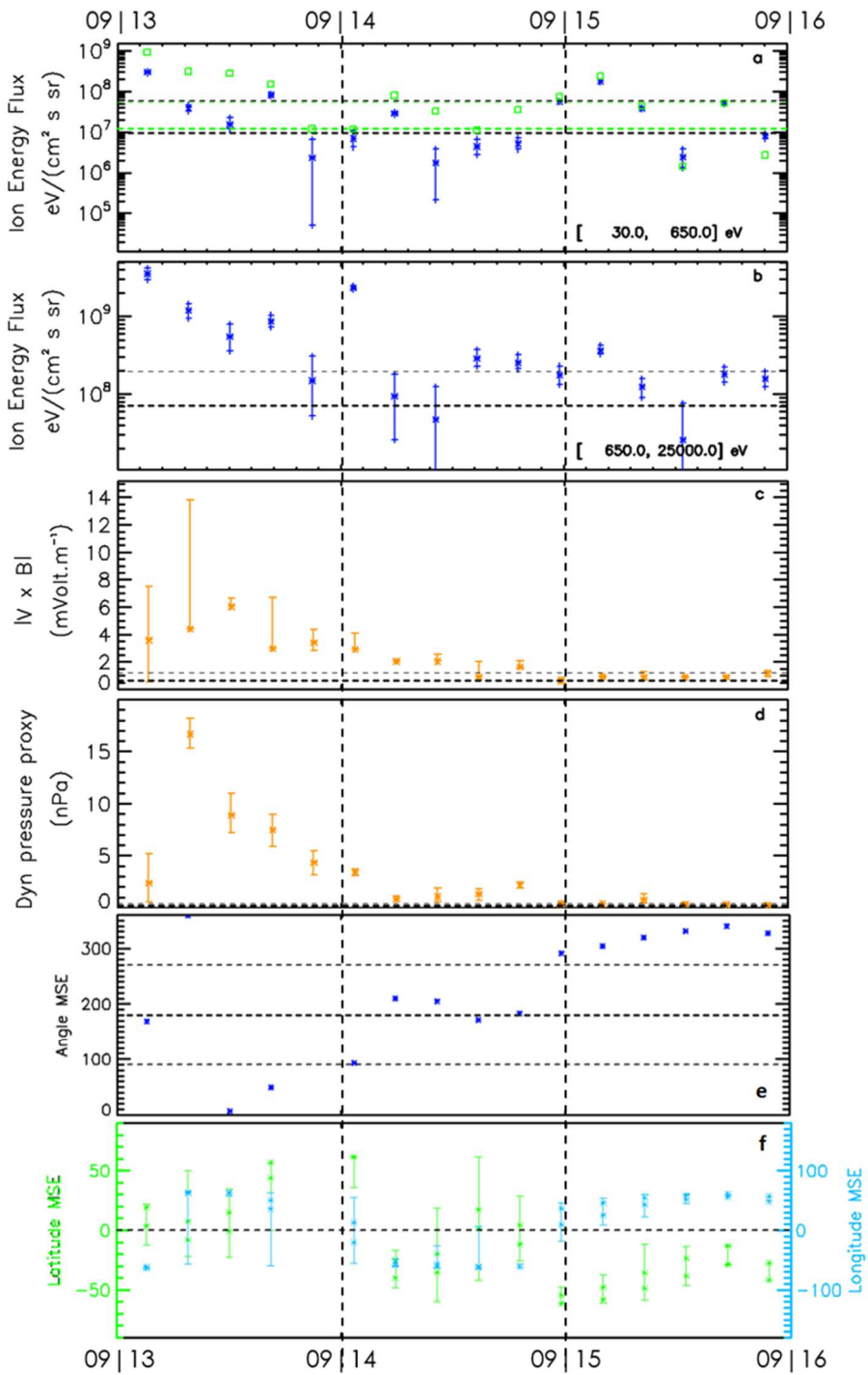


Figure 6: Measured SWIA integrated precipitating ion flux and few potential drivers of the precipitating ion flux between September 13th and September 15th (period 3). Integrated precipitating ion flux within (a) 30 and 650 eV energy range, (b) 650 eV and 25 keV energy range. Green squares: STATIC d1 8-99 amu mass range. Blue stars: SWIA cs (coarse survey) product. The horizontal black (green) thick dashed line corresponds to the average value of SWIA (STATIC d1) precipitating ion flux during the two periods encompassing September 2017 event (see text for further explanation). The thin dashed horizontal line corresponds to the average value plus 3 times the corresponding standard deviation. Errors bars on panels a and b correspond to 1 sigma deviation of the reconstructed background. (c) Magnitude of $|\vec{V} \times \vec{B}|$ calculated from the reconstructed solar wind parameters when the penetrating ion flux was measured (see section II. 3). (d) Dynamic pressure calculated from the reconstructed solar wind parameters when the penetrating ion flux was measured (see section II. 3). (e) The MSE angle of MAVEN when the precipitating ion flux was measured. The horizontal black lines correspond to 90°, 180° and 270° values. (f) Estimated MSE latitude (green) and longitude (blue) position of MAVEN when the penetrating ion flux was measured. Errors bars on panels c, d and f correspond to the dispersion of the corresponding interpolated value (see section II. 3).

III.4. Period 4 –Flare event, large SEP flux and large solar wind dynamic pressure

Figure 7 is a zoom of period 4 displaying the precipitating ion flux at low (panel a) and high energy (panel b) with the values of the EUV photon flux as measured by MAVEN/EUV instrument (panel c), the proxy of the convective electric field when the penetrating ion flux was measured (panel d), the reconstructed dynamic pressure when the penetrating ion flux was measured (panel e) and the MSE longitude and latitude position of MAVEN when the penetrating ion flux was measured (panel f). Period 4 is characterized by the occurrence of a M-Flare mid-September 17th (Figure 7, panel c). During this period, the SEPs flux was decreasing with respect to periods 2 and 3 (panels f and g, Figure 3) but remained significantly higher than the SEP flux during the nominal period. We also notice a moderate increase of the dynamic pressure at the beginning of September 18th (panel e, Figure 7) with respect to the third period but still significantly higher than the dynamic pressure during the nominal period.

1820 The average precipitating ion energy fluxes (based on 22 measurements) at low energy is $9.2 \pm$
1821 $26.3 \times 10^7 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s sr})$ and at high energy $2.7 \pm 3.2 \times 10^8 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s sr})$, which is
1822 almost 10 and 4 times larger than the fluxes measured during the nominal period. As shown in
1823 Figure 4, this is the largest average precipitating ion flux of the five September periods, in
1824 particular at low energy. Actually, this large flux at low energy is dominated by September 18th
1825 flux and is associated with the peak of solar dynamic pressure and the decay of the flare. As
1826 displayed in Figure 4, the average differential energy flux during this period displayed a peak
1827 around 1-3 keV that is probably due to planetary picked up ions, as suggested by STATIC d1
1828 measurements at low energy (panel a, Figure 7).

1829 From the fifth orbit of the period, there is a gradual increase in dynamic pressure until the
1830 beginning of September 18th. The dynamic pressure then decreased until September 19th.
1831 During this decrease, the evolution of the precipitating ion flux seems to follow this trend, but
1832 is also influenced, at high energy, by the variation of the intensity of the electric field. We found
1833 a linear correlation coefficient of 0.69 on 21 SWIA measurements and 0.72 on 19 STATIC d1
1834 measurements at low energy between the precipitating ion flux and the dynamic pressure.

1835

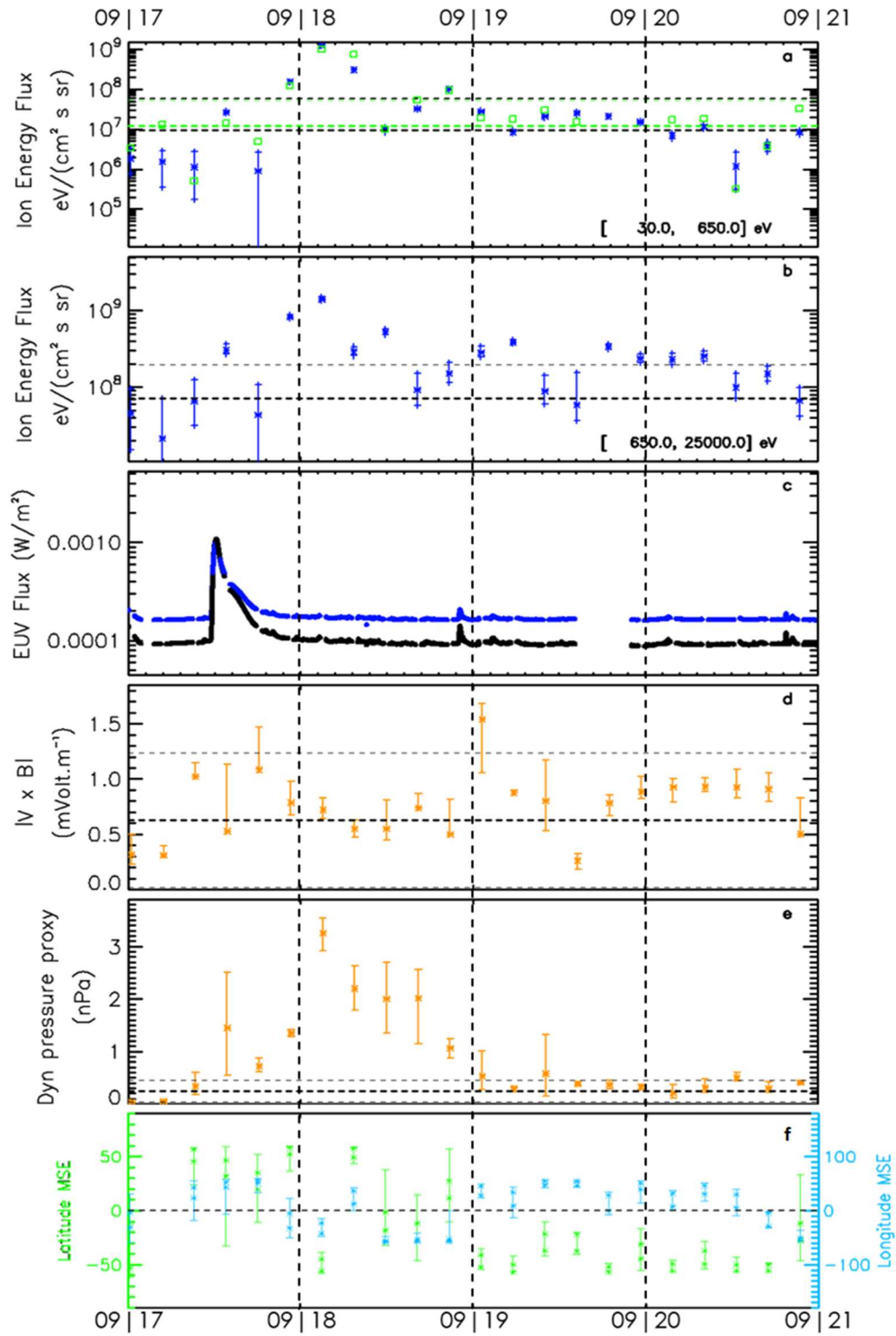


Figure 7: Measured SWIA integrated precipitating ion flux and few potential drivers of the precipitating ion flux between September 17th and September 20th (period 4). Integrated precipitating ion flux within (a) 30 and 650 eV energy range, (b) 650 eV and 25 keV energy range. Green squares: STATIC d1 8-99 amu mass range. Blue stars: SWIA cs (coarse survey) product. The horizontal black (green) thick dashed line corresponds to the average value of

SWIA (STATIC d1) precipitating ion flux during the two periods encompassing September 2017 event (see text for further explanation). The thin dashed horizontal line corresponds to the average value plus 3 times the corresponding standard deviation. Errors bars on panels a and b correspond to 1 sigma deviation of the reconstructed background. (c) Values of the EUV photon flux as measured by MAVEN/EUV instrument, blue line: 17-22 nm range and black line 0.1-7 nm range. (d) Magnitude of $|\vec{V} \times \vec{B}|$ calculated from the reconstructed solar wind parameters when the penetrating ion flux was measured (see section II. 3). (e) Dynamic pressure calculated from the reconstructed solar wind parameters when the penetrating ion flux was measured (see section II. 3). (f) Estimated MSE latitude (green) and longitude (blue) position of MAVEN when the penetrating ion flux was measured. Errors bars on panels d, e and f correspond to the dispersion of the corresponding interpolated value (see section II. 3).

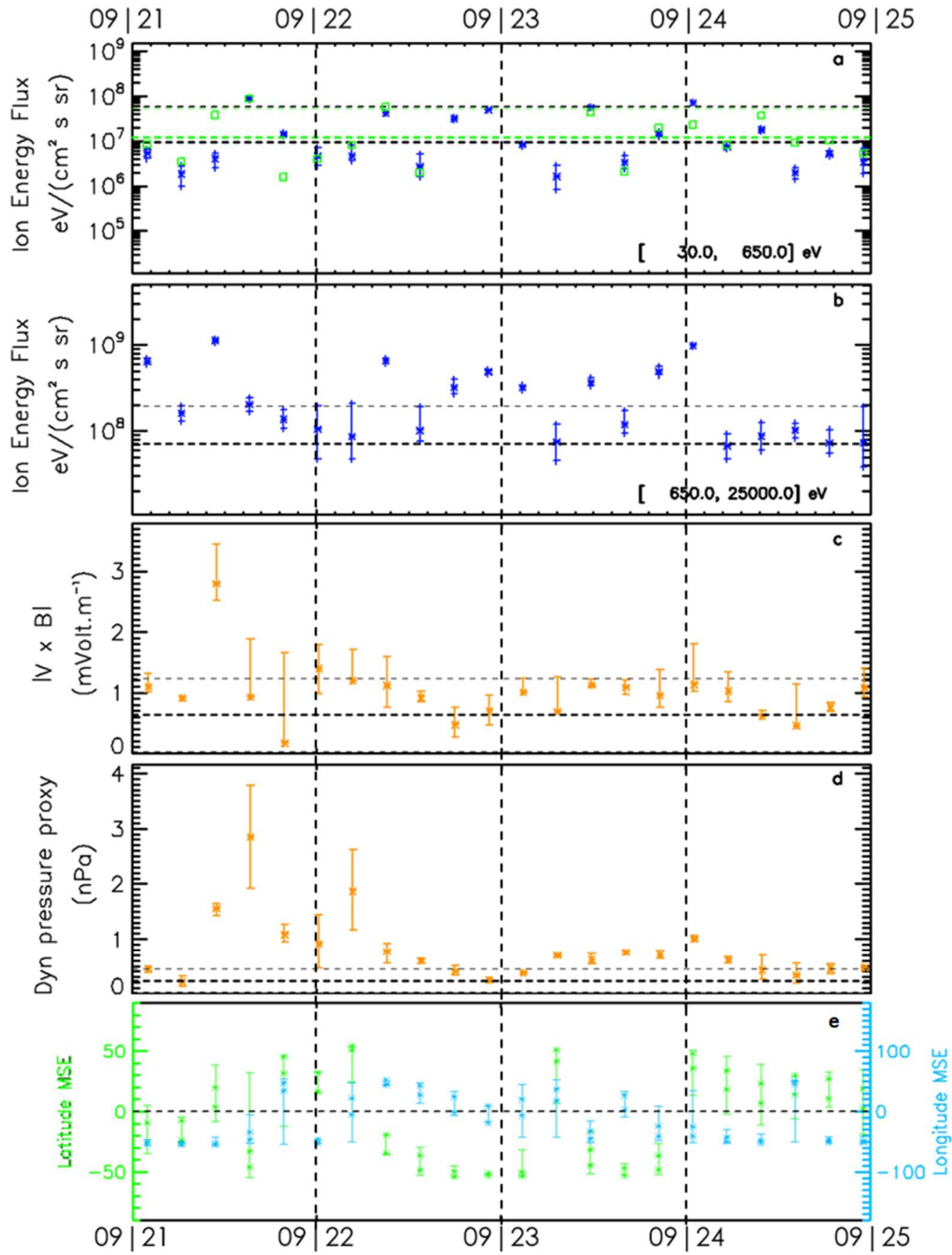
III.5. Period 5 – Large electric field intensity and solar wind dynamic pressure

The last significant increase of the precipitating ion flux during September 2017 occurred from September 21st up to September 24th with an average flux (based on 17 measurements) of $2.4 \pm 2.8 \times 10^7 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s sr})$ for the low energy range and $4.0 \pm 3.4 \times 10^8 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s sr})$ for the high energy range. This period corresponds very probably to the encounter of Mars with a CIR or a SIR. This CIR/SIR induced an increase of the dynamic pressure and an increase of the energetic particles (Lee et al., 2018; 2017), which can be seen in panels f and g in Figure 3, a phenomenon also observed in several other CIR/SIR encounters (Lee et al., 2017; Hara et al., 2011). The measured increase of the SEP ions seems to be associated with the arrival of this solar wind perturbation and are therefore most probably energetic picked-up ions accelerated by the intense convective electric field (see panel e, Figure 3). Panel c in Figure 3 shows that the EUV flux decreased and was smaller than during the other periods.

Figure 8 is a zoom of the fifth period displaying the precipitating ion flux at low (panel a) and high energy (panel b) with the proxy of the convective electric field at MAVEN periapsis (panel c), the reconstructed dynamic pressure at MAVEN periapsis (panel d) and the MSE longitude and latitude position of MAVEN when the penetrating ion flux was measured (panel e). With

the panel e of Figure 8, it is noticeable that we observe a dichotomy of the intensity of the precipitating ion flux at high energy between the hemisphere +E and the hemisphere -E, with an intensity of precipitating ion flux stronger in the hemisphere -E than the hemisphere +E, which is a behavior that has been suggested in Hara et al. (2017a). We compared the average precipitating ion flux from 21th to 24th September in the northern (+E) and southern (-E) hemisphere with, on the high energy range, $1.8 \pm 3.0 \times 10^8 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s sr})$ (9 measurements) and $3.6 \pm 1.9 \times 10^8 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s sr})$ (7 measurements) respectively. The precipitating ion flux is twice as high in the Southern hemisphere with respect to the flux in the Northern hemisphere but due to the relatively limited number of point, this difference remains within the dispersion. Over the whole period, we also note that the evolution of the precipitating ion flux at low and high energy (panels a and b, Figure 8) is similar, except for the third and fourth orbits.

During the third orbit, there is a significant precipitating ion flux at high energy. This coincides with the increase of the dynamic pressure few hours before the measurement of the precipitating flux. During the fourth orbit, an important precipitating ion flux at low energy is observed (panel a, Figure 8) but not at high energy which can be explained by the low intensity of the convective electric field. As we can be seen in panel e of Figure 8, the precipitating ion flux is generally greater in the southern hemisphere than in the northern hemisphere. The evolution of the precipitating ion flux during September 23rd and 24th (in particular at high energy) can be explained by the solar wind dynamic pressure and the electric field peaking beginning of September 24th. After the first orbit of September 24th, the EUV flux, the SEP ion flux, the solar wind dynamic pressure and electric field became nominal in association with the precipitating ion flux.



1894

1895 **Figure 8:** Measured SWIA integrated precipitating ion flux and few potential drivers of the
 1896 precipitating ion flux between September 21st and September 24th (period 5). Integrated
 1897 precipitating ion flux within (a) 30 and 650 eV energy range, (b) 650 eV and 25 keV energy
 1898 range. Green squares: STATIC d1 8-99 amu mass range. Blue stars: SWIA cs (coarse survey)
 1899 product. The horizontal black (green) thick dashed line corresponds to the average value of
 1900 SWIA (STATIC d1) precipitating ion flux during the two periods encompassing September 2017
 1901 event (see text for further explanation). The thin dashed horizontal line corresponds to the

average value plus 3 times the corresponding standard deviation. Errors bars on panels a and b correspond to 1 sigma deviation of the reconstructed background. (c) Magnitude of $|\vec{V} \times \vec{B}|$ calculated from the reconstructed solar wind parameters when the penetrating ion flux was measured (see section II. 3). (d) Dynamic pressure calculated from the reconstructed solar wind parameters when the penetrating ion flux was measured (see section II. 3). (e) Estimated MSE latitude (green) and longitude (blue) position of MAVEN when the penetrating ion flux was measured. Errors bars on panels c, d and e correspond to the dispersion of the corresponding interpolated value (see section II. 3).

IV Discussion and Conclusion

On September 13th 2017, the most intense solar event observed by MAVEN propagated past Mars (Lee et al., 2018). Such an encounter was a unique opportunity to study the influence of various potential solar drivers on the heavy ion precipitation. As a matter of fact, the whole month of September 2017 displayed interesting and dynamic changes in the solar wind. In this study, we therefore focused on 5 periods in September 2017, during which the solar conditions significantly changed, as well as, the precipitating ion flux intensity.

In a first step, we developed a reconstruction method of the background induced by the SEPs event on MAVEN/SWIA spectrometer (Halekas et al., 2015) and used the solar wind proxies constructed by Ma et al. (2018) to estimate the solar wind conditions. Such developments allowed us to investigate the precipitating ion flux responses to the solar energetic events of September 2017. For each period, during which the precipitating ion flux significantly increased, we discussed the different solar drivers that might explain the observed variations of the intensity of the precipitating flux.

We found a clear correlation between the arrival of a CIR/SIR or ICME and the increase of the precipitating ion flux. An increase of the solar wind dynamic pressure seems to lead to an increase of the precipitating ion flux. This result is consistent with studies modelling precipitating ion flux as a function of solar wind parameters (Fang et al., 2013; Wang et al., 2015). However, we also observed periods of low dynamic pressure associated with strong precipitating ion flux (on September 6th, as an example). As a matter of fact, there is no

systematic correlation between the intensity of the dynamic pressure and the intensity of the measured precipitating ion flux for this month of observations. Actually, each period described in this work is influenced by various solar parameters (Chaufray et al., 2007; Lillis et al., 2015; Edberg et al., 2009) and most of the time by the concomitant variations of few of them. During one of these period, we found a significant linear correlation (correlation coefficient of 0.69) between the dynamic pressure and the precipitating ion flux based on 21 measurements, from September 17th to September 20th. But, clearly, solar dynamic pressure is not the only driver for ion precipitation during most of September 2017. As discussed in this paper, the measured precipitating ion flux seems also to be correlated with the orientation of the convective electric field (as an example during the period of September 21st to September 24th and also shown in Hara et al., 2017a). *Another potential solar driver is the SEP flux which seems to favor the increase of the precipitating ion flux. According to Lillis et al. (2015) and Edberg et al. (2009), the EUV and SEPs flux can heat and ionize the Martian upper atmosphere, potentially increasing the precipitating ion flux. But it is also necessary to distinguish the high energy ion planetary and the ion and electron SEPs. For instance, from 21st September to 24th September, the measured increase of the ion and electron SEP fluxes is a consequence of the SIR arrival which must have caused a significant acceleration of the planetary picked up ions.*

At last, between September 7th and September 10th, the EUV flux in the 0.1-7 nm range was from two to three times higher than the EUV flux during the nominal period whereas the measured precipitating ion flux did not show any significant increase. During this period, the solar dynamic pressure and convective electric field were also essentially nominal. Therefore, the EUV flux seems not to be a key driver for the precipitating ion flux during this particular period. This conclusion is not in agreement with several past studies (Lillis et al., 2015; Edberg et al., 2009; Chaufray et al. 2007). As an example, according to Chaufray et al. (2007), ion precipitation should be favored by the solar EUV/UV flux. However, this work also highlighted that a higher EUV/UV flux might lead to a higher ionization rate in the Martian corona leading to a higher mass loading of the solar wind acting as a more efficient shielding of the Martian atmosphere. This conclusion regarding the possible role of the EUV flux on the precipitating flux should however be considered with cautious, the one-month sample used in this study being far from statistically significant.

1962

1963 **Acknowledgements**

1964 This work was supported by the DIM ACAV and the ESA/ESTEC faculty. This work was also
1965 supported by CNES “Système Solaire” program and by the “Programme National de
1966 Planétologie” and “Programme National Soleil-Terre”. This work is also part of HELIOSARES
1967 Project supported by the ANR (ANR-09-BLAN-0223) and ANR MARMITE (ANR-13-BS05-
1968 0012-02). All data used in this paper are archived and available in the Planetary Data System
1969 Archive.

1970

1971 **References**

- 1972 Acuña, M. H., et al. (1999), Global distribution of crustal magnetization discovered by the Mars
1973 Global Surveyor MAG/ER Experiment, *Science*, 284, 790-793,
1974 doi:10.1126/science.284.5415.790.
- 1975 Barabash, S., Lundin, R., Andersson, H. et al. *Space Sci Rev* (2006) 126: 113.
1976 <https://doi.org/10.1007/s11214-006-9124-8>
- 1977 Chassefière, E., and F., Leblanc (2004), Mars atmospheric escape and evolution; interaction
1978 with the solar wind, *Planet. Space Sci.*, 52, 1039-1058, doi: 10.1016/j.pss.2004.07.002
- 1979 Chaufray, J. Y., R. Modolo, F. Leblanc, G. Chanteur, R. E. Johnson, and J. G. Luhmann (2007),
1980 Mars solar wind interaction: Formation of the Martian corona and atmospheric loss to space, *J.*
1981 *Geophys. Res.*, 112, E09009, doi: 10.1029/2007JE002915.
- 1982 Connerney, J.E.P., Espley, J., Lawton, P. et al., The MAVEN Magnetic Field Investigation,
1983 *Space Sci Rev* (2015) 195 : 257., <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0169-4>
- 1984 S. M. Curry, J. G. Luhmann, and al. (2015), Response of Mars 0+ pickup ions to the 8 March
1985 2015 ICME: Inferences from MAVEN data-based models., *Geophys. Res. Lett.*, 42, 9095-9102,
1986 doi: 10.1002/2015GL06304.
- 1987 R. Delory, G. T., J. G. Luhmann, D. Brain, R. J. Lillis, D. L. Mitchell, R. A. Mewaldt, and T.
1988 V. Falkenberg (2012), Energetic particles detected by the Electron Reflectometer instrument on
1989 the Mars Global Surveyor 1999–2006, *Space Weather*, 10, S06003,
1990 doi:10.1029/2012SW000781.

1991 Edberg, N., D. A. Brain, M. Lester, S. W. H. Cowley, R. Modolo, M. Franz, and S. Barabash
 1992 (2009), « Plasmas boundary variability at Mars as observed by Mars Global Surveyor and Mars
 1993 Express », *Ann. Geophys.*, 27, 3537-3550, doi:10.5194/angeo-27-3537-2009.

1994 Eparvier, F.G., Chamberlin, P.C., Woods, T.N. et al., The Solar Extreme Ultraviolet Monitor
 1995 for MAVEN, *Space Sci Rev* (2015) 195 : 293., <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0195-2>

1996 Fang, X., S. W. Bougher, R. E. Johnson, J. G. Luhmann, Y. Ma, Y.-C. Wang, and M. W.
 1997 Liemohn (2013), The importance of pickup oxygen ion precipitation to the Mars upper
 1998 atmosphere under extreme solar wind conditions, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1922–1927, doi:
 1999 10.1002/grl.50415.

2000 R. A. Frahm, J. R. Sharber, J. D. Winningham, H. A. Elliott, T. A. Howard et al., Solar energetic
 2001 particle arrival at Mars due to the 27 January 2012 solar storm, *AIP Conf. Proc.* 1539, 394
 2002 (2013); doi: 10.1063/1.4811066

2003 Guo, J., Dumbović, M., Wimmer-Schweingruber, R. F., Temmer, M., Lohf, H., Wang, Y., et
 2004 al. (2018). Modeling the evolution and propagation of September 2017 CMEs and SEPs
 2005 arriving at Mars constrained by remote sensing and in situ measurement. *Space Weather*, 16.
 2006 <https://doi.org/10.1029/2018SW001973>

2007 Halekas, J.S., Taylor, E.R., Dalton, G. et al., The Solar Wind Ion Analyzer for MAVEN, *Space*
 2008 *Sci Rev* (2015) 195 : 125., <https://doi.org/10.1007/s11214-013-0029-z>

2009 T. Hara, K. Seki, Y. Futaana, M. Yamauchi, M. Yagi, Y. Matsumoto, M. Tokumaru, A.
 2010 Fedorov, and S. Barabash (2011), Heavy-ion flux enhancement in the vicinity of the Martian
 2011 Ionosphere during CIR passage: Mars Express ASPERA-3 observations, *JOURNAL OF*
 2012 *GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 116, A02309, doi:10.1029/2010JA015778, 2011

2013 Hara, T., et al. (2017a), MAVEN observations on a hemispheric asymmetry of precipitating
 2014 ions toward the Martian upper atmosphere according to the upstream solar wind electric field,
 2015 *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 1083–1101, doi: 10.1002/2016JA023348

2016 Hara T. et al., (2017b), Evidence for crustal magnetic field control of ions precipitating into the
 2017 upper atmosphere of Mars, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, doi: 10.1029/2017JA024798.

2018 Jakosky, B.M., Lin, R.P., Grebowsky, J.M. et al., The Mars Atmosphere and Volatile Evolution
 2019 (MAVEN) Mission, *Space Sci Rev* (2015) 195 : 3. <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0139-x>

2020 Johnson, R.E., Plasma-induced sputtering of an atmosphere, *Space Sci Rev* (1994) 69: 215.
 2021 <https://doi.org/10.1007/BF02101697>

2022 Larson, D.E., Lillis, R.J., Lee, C.O. et al., The MAVEN Solar Energetic Particle Investigation,
 2023 Space Sci Rev (2015) 195 : 153., <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0218-z>

2024 Leblanc, F. and R.E Johnson (2001), Sputtering of the Martian atmosphere by solar wind pick-
 2025 up ions, *Planet. Space Sci.*, 49, 645-656, 2001, doi:10.1016/S0032-0633(01)00003-4.

2026 Leblanc F. and R.E. Johnson (2002), Role of molecules in pick-up ion sputtering of the Martian
 2027 atmosphere, *J. Geophys. Res.*, <https://doi.org/10.1029/2000JE001473>

2028 Leblanc F., R. Modolo and al. (2015), Mars heavy ion precipitating flux as measured by Mars
 2029 Atmosphere and Volatile EvolutionN, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 9135-9141, doi:
 2030 10.1002/2015GL066170.

2031 Leblanc F., Chaufray, J. Y., Modolo, R., Leclercq, L., Curry, S., Luhmann, J., ... Jakosky, B.
 2032 (2017). On the origins of Mars' exospheric nonthermal oxygen component as observed by
 2033 MAVEN and modeled by HELIOSARES. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 122,
 2034 2401–2428. <https://doi.org/10.1002/2017JE005336>

2035 Leblanc, F. and al., (2018). On Mars' Atmospheric Sputtering after MAVEN first Martian year
 2036 of Measurements. *Geophysical Research Letters*. doi:10.1002/2018GL077199.

2037 Lee, C. O., et al. (2017), MAVEN observations of the solar cycle 24 space weather conditions
 2038 at Mars, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 2768–2794, doi: 10.1002/2016JA023495.

2039 Lee, C. O., Jakosky, B. M., Luhmann, J. G., Brain, D. A., Mays, M. L., Hassler, D. M., et al.
 2040 (2018). Observations and impacts of the 10 September 2017 solar events at Mars: An overview
 2041 and synthesis of the initial results. *Geophysical Research Letters*, 45.
 2042 <https://doi.org/10.1029/2018GL079162>

2043 Lillis, R.J., Brain, D.A., Bougher, S.W. et al., Characterizing Atmospheric Escape from Mars
 2044 Today and Through Time, with MAVEN, *Space Sci Rev* (2015) 195 : 357.
 2045 <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0165-8>

2046 Luhmann, J. G., and J. U. Kozyra (1991), Dayside pickup oxygen ion precipitation at Venus
 2047 and Mars: Spatial distributions, energy deposition and consequences, *J. Geophys. Res.*, 96(A4),
 2048 5457–5467, doi: 10.1029/90JA01753.

2049 Luhmann, J. G., R. E. Johnson, M. H. G. Zhang, Evolutionary impact of sputtering of the
 2050 Martian atmosphere by O⁺ pickup ions, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 2151–2154, 1992.
 2051 <https://doi.org/10.1029/92GL02485>

2052 Lundin, R., Lammer, H., and Ribas, I. (2007) Planetary magnetic fields and solar forcing:
 2053 implications for atmospheric evolution. *Space Sci. Rev.* 129:245–278.
 2054 <https://doi.org/10.1007/s11214-007-9176-4>

2055 Ma, Y., Fang, X., Halekas, J. S., Xu, S., Russell, C. T., Luhmann, J. G. et al (2018). The Impact
 2056 and Solar Wind Proxy of the 2017 September ICME Event at Mars. *Geophysical Research*
 2057 *Letters*, doi:10.1029/2018GL077707

2058 McFadden, J.P., Kortmann, O., Curtis, D. et al., MAVEN SupraThermal and Thermal Ion
 2059 Composition (STATIC) Instrument, *Space Sci Rev* (2015) 195 : 199.,
 2060 <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0175-6>

2061 Modolo, R., et al. (2016), Mars-solar wind interaction: LatHyS, an improved parallel 3-D
 2062 multispecies hybrid model, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 121, 6378–6399, doi:
 2063 10.1002/2015JA022324.

2064 Rahmati, D. E. Larson, T. E. Cravens et al., MAVEN insights into oxygen pickup ions at Mars,
 2065 *Geophysical Research Letters*, 42, 21, (8870-8876), (2015).
 2066 <https://doi.org/10.1002/2015GL065262>

2067 Rahmati, A., et al. (2017), MAVEN measured oxygen and hydrogen pickup ions: Probing the
 2068 Martian exosphere and neutral escape, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 3689–3706,
 2069 doi:10.1002/2016JA023371.

2070 Ramstad, R., Holmström, M., Futaana, Y., Lee, C. O., Rahmati, A., Dunn, P., et al. (2018). The
 2071 September 2017 SEP event in context with the current solar cycle: Mars Express ASPERA-
 2072 3/IMA and MAVEN/SEP observations. *Geophysical Research Letters*, 45, 7306–7311.
 2073 <https://doi.org/10.1029/2018GL077842>

2074 Romanelli, N. and al. (2018). Responses of the Martian magnetosphere to an interplanetary
 2075 coronal mass ejection: MAVEN observations and LatHyS results: RESPONSE OF MARS TO
 2076 A CME. *Geophysical Research Letters*. Doi:10.1029/2018GL077714.

2077 Wang, Y.-C., J. G. Luhmann, X. Fang, F. Leblanc, R. E. Johnson, Y. Ma, and W.-H. Ip (2015),
 2078 Statistical studies on Mars atmospheric sputtering by precipitating pickup O⁺: Preparation for
 2079 the MAVEN mission, *J. Geophys. Res. Planets*, 120, 34–50, doi: 10.1002/2014JE004660.

2080 Xu S. et al., (2018), Investigation of Martian magnetic topology response to 2017 September
 2081 ICME, *Geophys. Res. Lett.*, 45, doi: 10.1029/2018GL077708.

2082

D. Synthèse

Dans ce chapitre, après avoir mis en évidence l'intérêt des événements solaires dans l'étude de l'échappement atmosphérique martien, j'ai présenté mon étude de l'impact des événements solaires de septembre 2017 sur la variabilité des précipitations ioniques martiennes menée à l'aide des instruments de la sonde MAVEN. De nouvelle méthode de reconstruction puis soustraction du bruit de fond ont dû être mis en place afin de nettoyer les mesures perturbées par l'intensité de l'évènement SEP. Contraindre les paramètres planétaires comme la présence des champs crustaux et l'angle solaire zénithal a permis de réduire le nombre de paramètres impliqués dans l'évolution des précipitations ioniques et d'affiner la recherche de dépendance. Plusieurs événements ont ainsi été étudiés en lien avec la variabilité des précipitations ioniques : les CIRs, les ICMEs et les flares. Les principaux résultats obtenus sont :

1. **Une corrélation entre le passage des événements plasma (CIRs, ICME) et l'augmentation du flux précipitant ionique.** Durant ces événements, la pression dynamique du vent solaire est le paramètre le plus représentatif et important.
2. **L'augmentation de la pression dynamique du vent solaire semble mener à une augmentation du flux précipitant ionique, allant jusqu'à plus d'un ordre de grandeur, mais pas de corrélation systématique entre l'intensité de la pression dynamique et celle des précipitations n'a été trouvé.**
3. Les précipitations ioniques semblent influencées par la direction du champ électrique de convection, avec des précipitations plus importantes dans l'hémisphère –E (zones où le champ électrique de convection est dirigé en direction de Mars), comme suggéré dans [Hara et al., 2017b](#).
4. Le flux EUV ne serait pas un paramètre influençant les précipitations durant septembre 2017. Aucune corrélation claire entre l'intensité du flux EUV et celle des précipitations n'a été trouvée, ce qui va à l'encontre des attentes ([Chaufray et al., 2007](#) ; [Lillis et al., 2015](#)). Cependant avec un faible nombre de spectre, l'échantillonnage reste trop faible pour être statistiquement significatif.

A l'avenir, il serait intéressant de reproduire la méthodologie de notre étude sur d'autres événements solaires similaires. Une fois un nombre suffisant d'évènement étudié, il sera possible de traiter l'influence de la position géographique des observations sur les précipitations

2114 ioniques mesurées lors de ces évènements. Dans le cadre de cette thèse, l'absence inattendue
2115 de relation entre intensité du flux précipitant ionique et flux EUV nous a fait nous interroger
2116 sur cette relation, mais qu'une telle réflexion nécessite un nombre de données plus importantes
2117 sur une plus longue période d'observation.

Chapitre III : Impact du rayonnement extrême ultraviolet solaire sur les précipitations ioniques martiennes

Dans le chapitre précédent, nous avons pu observer les précipitations ioniques martiennes durant des événements solaires en septembre 2017. Cependant, cette étude n'a pas permis de déterminer de liens clairs entre l'intensité du flux EUV et celle du flux précipitant ionique, un résultat quelque peu inattendu étant donné son importance dans la production d'ion planétaire. Mais cette absence de relation apparente pouvait en partie être dû aux variations des autres conditions solaires durant la période du mois de septembre 2017. De plus, avec seulement deux ou trois points de mesures du flux précipitant ionique par éruption solaire, l'échantillonnage restait trop faible pour pouvoir être statistiquement significatif. C'est pourquoi, afin de déterminer une dépendance entre le flux EUV et les précipitations ioniques, l'étude présentée dans ce chapitre utilise des observations sur une période bien plus grande, de décembre 2014 à juillet 2018. Cette couverture temporelle nous a permis de définir trois périodes de flux EUV d'intensité significativement différente avec des conditions de vent solaire analogues et pour lesquelles un nombre statistiquement significatif de mesures de flux ionique précipitant a pu être extrait.

Dans un premier temps, dans la section A., je présente l'influence du flux EUV sur l'environnement martien. Les principaux facteurs influençant l'irradiance solaire au niveau de l'orbite martienne y seront synthétisés. Je poursuivrai dans la section B. avec les observations du flux EUV observé par MAVEN pour conclure avec les résultats de l'étude en section C. Ce résultat original permet pour la première fois de caractériser les précipitations ioniques dans l'atmosphère et sa dépendance avec l'irradiance EUV/UV solaire.

A. Effets du rayonnement extrême ultraviolet sur l'atmosphère martienne

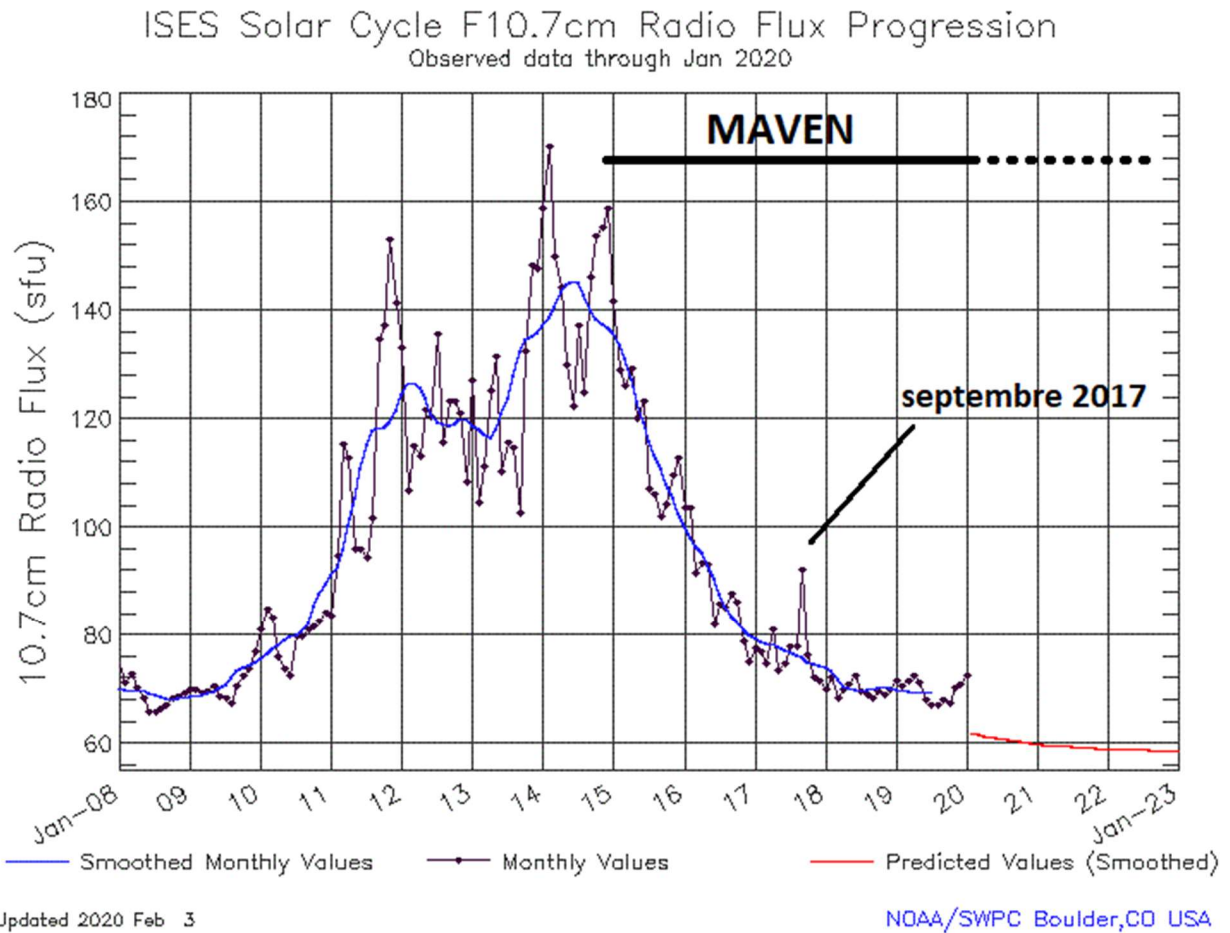
Le rayonnement extrême ultraviolet joue un rôle clef dans les mécanismes atmosphériques martiens ([Lillis et al., 2015](#)). Comme énoncé dans [la sous-partie 2 de la section A du chapitre I.](#), d'une part, il va chauffer la haute atmosphère martienne et être un paramètre clef pour comprendre la température des neutres de la thermosphère et de l'exosphère et par conséquent pour définir la position de l'exobase. D'autre part, la photo-ionisation des neutres

planétaires, étant la première source d'ions dans l'environnement martien devant l'échange de charge et l'impact électronique ([sous-partie 2 de la section A du chapitre I](#)), le flux EUV solaire va contrôler la production des ions planétaires. Plusieurs travaux théoriques ont d'ailleurs prédit qu'une augmentation du flux EUV devait provoquer une augmentation des précipitations ioniques en raison de l'augmentation de la fréquence d'ionisation mais également de l'augmentation de la densité des neutres dans l'exosphère ([Johnson and Luhmann, 1998](#)).

1. Facteurs influençant le rayonnement EUV reçu sur Mars

Le rayonnement extrême ultraviolet solaire varie au cours du cycle solaire de 11 ans et en fonction de la rotation solaire de 27 jours quand une région solaire active rentre et sort de l'angle de vue de Mars. Il peut également varier sur des échelles de quelques minutes à plusieurs heures lors d'une éruption solaire. La Figure M.13 montre l'évolution de l'indice d'émission F10.7 cm en fonction du temps entre 2008 et début 2020, soit le 24^{ième} cycle solaire. Il s'agit d'un indice de mesure de l'intensité des émissions radio dans une bande de 100 Mhz centrée sur 2800 MHz (10.7 cm de longueur d'onde) moyennée sur une heure ([Tapping, 2013](#)). Cet indice caractérise les émissions de la chromosphère du soleil et dans la basse couronne et est donc particulièrement sensible à l'intensité du flux solaire dans l'UV/EUV. Le rayonnement solaire EUV/UV est plus intense autour de sa phase de haute activité (de fin 2011 à fin 2014) que dans sa phase de basse activité (depuis fin 2016) en raison de l'occurrence des taches à la surface du soleil lors des périodes de fortes activités. Ces tâches correspondent aux zones où les lignes du champ magnétique rentrent et sortent du Soleil, le champ magnétique y est plus intense qu'ailleurs. Ce champ magnétique va entraîner la matière (électron, proton) de la surface du soleil le long des lignes de champ magnétique. Or des particules qui accélèrent ainsi dans un champ magnétique émettent du rayonnement électromagnétique qu'on appelle le rayonnement synchrotron. L'intensité du champ magnétique va faire que les électrons vont émettre intensément dans la gamme spectrale X/EUV durant leur accélération ([Kruse et al., 1956](#)).

Le pic de l'indice radiatif F10.7 de septembre 2017 visible sur la Figure M.13 a été provoqué par un regain ponctuel de l'activité solaire, manifesté par un nombre important d'éruptions solaires de haute intensité et de longue durée, comme expliqué [dans la section C du chapitre II](#).



Updated 2020 Feb 3

Figure M.13 : Evolution de 2008 à 2020 (abscisse) de l'indice du flux radio solaire F10.7 cm qui mesure l'intensité du flux radio à 10.7 cm à 1 U.A (ordonnée). Il s'agit d'un indice de l'activité solaire en unité de flux solaire (sfu) où $1 \text{ sfu} = 10^{-22} \text{ W m}^{-2} \text{ Hz}^{-1}$ (figure adapté des données de l'organisation scientifique « National Oceanic and Atmospheric Administration »). Le pic de l'indice F10.7 cm de 2017 correspond aux évènements solaires de septembre 2017. Le trait noir horizontal correspond à la période pendant laquelle la sonde MAVEN a réalisé des mesures de l'environnement martien.

Depuis les années 1970, les éruptions solaires sont classifiées selon leur pic d'intensité d'émission intégrée entre 1 et 8 Å mesuré par les satellites orbitant autour de la Terre tel que les « Geostationary Operational Environmental Satellite ». Leur intensité est classée de A à X selon une échelle logarithmique, ainsi la classe X est dix fois plus intense que la classe M, lui-même dix fois plus intense que la classe C et ainsi de suite.

Selon l'étude statistique réalisée par [Aschwanden and Freeland \(2012\)](#) sur les éruptions solaires durant plus de trois cycles solaires (1975-2012), le nombre d'éruptions solaires produite

et leur intensité sont dépendants de l'intensité du cycle solaire et de sa phase d'activité. En effet, il a été montré que le nombre total d'éruption solaire pouvait différer de plus d'un ordre de grandeur entre le maximum et le minimum d'activité du cycle solaire. A titre d'illustration, [Aschwanden and Freeland \(2012\)](#) ont comparé le temps d'attente moyen entre deux éruptions solaires consécutifs (toute intensité confondue) entre une année de minimum d'activité (2008 ; $N_{FLARE} = 186$) et maximum d'activité solaire (1979 ; $N_{FLARE} = 18797$). Il passe ainsi de 28 minutes d'attente en 1979 à presque 2 jours en 2008. Il faut cependant noter que la majorité de ces éruptions solaires sont de classe inférieure à C, dont l'apport en énergie par rapport aux conditions solaires nominales est de l'ordre de quelques dizaines de pourcent supplémentaire. Concernant leur intensité, selon [Aschwanden and Freeland \(2012\)](#) et [Veronig et al. \(2002\)](#), le nombre d'éruption solaire diminue d'un ordre de grandeur pour chaque augmentation de classe. Et les éruptions les plus intenses (les classes M et X) sont principalement produites lors de la phase de haute activité solaire (2.5 ans autour du pic d'activité) et sont presque absentes durant le minimum d'activité (2.5 ans autour du minimum d'activité). De plus, selon l'étude statistique de [Veronig et al. \(2002\)](#), la durée d'une éruption solaire augmente avec son intensité. Ainsi, la durée médiane d'une éruption solaire de classe C est de 12 minutes contre 24 et 30 pour les classes M et X respectivement.

Le cycle solaire a donc un double effet sur l'évolution du rayonnement EUV solaire. D'une part, l'augmentation de l'activité solaire va avoir pour conséquence d'augmenter le flux EUV moyen reçu par la planète (hors éruptions solaires). D'autre part, l'augmentation de l'activité solaire va augmenter le nombre d'évènement radiatif intense ainsi que leur intensité

De plus, le rayonnement solaire à Mars varie tout au long de l'année martienne (1.88 année terrestre) en raison de l'importante excentricité de l'orbite martienne. La distance héliocentrique de Mars évolue davantage que la Terre ou Vénus, passant de 1.38 U.A à 1.67 U.A. L'intensité du rayonnement reçu étant inversement proportionnelle au carré de la distance, le rayonnement solaire reçu par Mars à la distance d_{Sun} du Soleil va varier d'un facteur $(\frac{d_{Sun}}{1.67})^{-2}$ par rapport à l'aphélie, pouvant aller jusqu'à un facteur ~ 1.45 quand l'orbite de Mars se situe à son périhélie, pour un rayonnement émis similaire. On peut aussi noter que plusieurs études observationnelles ([Chaffin et al., 2014](#) ; [Bhattacharyya et al., 2015](#) ; [Halekas, 2017](#)) mentionnent un impact des saisons martiennes sur la densité des neutres planétaires, notamment

l'hydrogène. La densité de l'hydrogène exosphérique serait ainsi plus importante lors de l'hiver boréal que durant l'hiver austral. Une augmentation de la densité des neutres à de plus hautes altitudes peut favoriser la production d'ion pouvant être accéléré par le vent solaire et peut avoir aussi un impact sur l'interaction du vent solaire avec Mars.

2. Effet du rayonnement extrême ultraviolet sur l'environnement martien

Comme j'ai pu le présenter dans [le chapitre I](#), le rayonnement EUV a pour principal effet de chauffer et ioniser la très haute atmosphère martienne, provoquant des variations dans la température des neutres et dans la densité des ions planétaires en fonction de son intensité ([Fox, 2004](#)). Par exemple, il a été observé lors de l'éruption solaire du 10 septembre 2017 ([Lee et al., 2018](#)) une augmentation du flux EUV (0.1-7nm) au niveau de Mars de 0.1 à 1.0 mW.m⁻² associée avec une augmentation de la température à l'exobase de 200 à 260K. Je vais détailler ici comment le flux EUV, par ces deux effets, influence l'environnement martien.

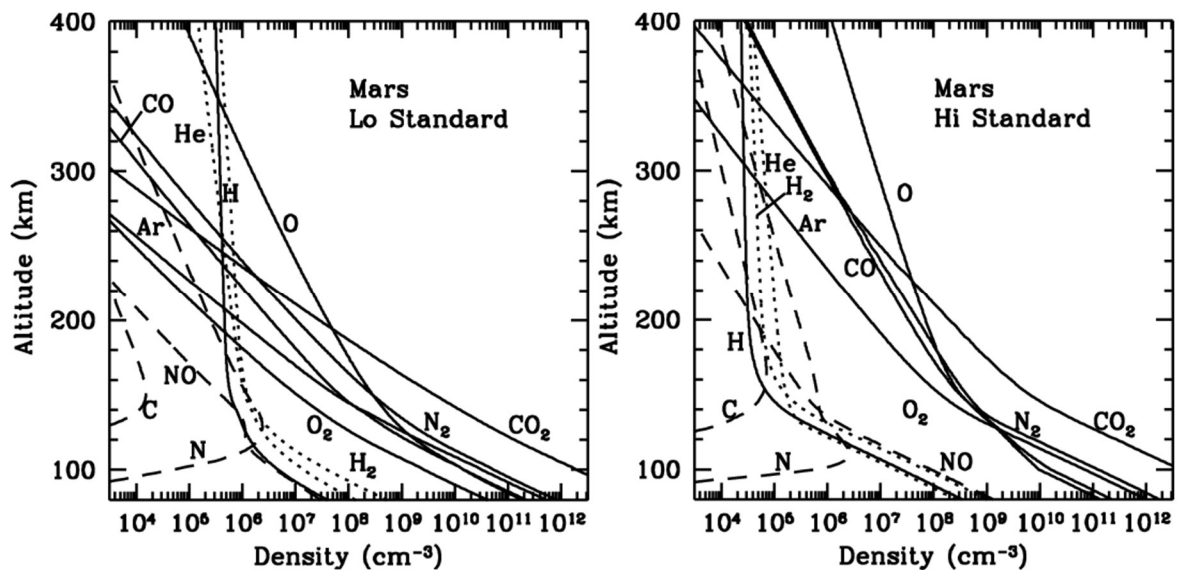


Figure M.14 : Profil de densité des composés neutres de l'atmosphère martienne modélisé en fonction de l'altitude dans le cas du minimum d'activité solaire (gauche) et maximum d'activité solaire (droite) (Crédit : [Fox, 2004](#)).

L'augmentation de la température des neutres au sein de la thermosphère-ionosphère va avoir des effets importants sur l'évolution du profil de densité des composés neutres de la haute

2243 atmosphère martienne. On peut caractériser la décroissance de la densité d'un gaz en fonction
2244 de l'altitude par l'échelle de hauteur H notée :

2245
$$H = \frac{R*T}{M*g}$$

2246 Où R est la constante des gaz parfait, T est la température du gaz, M est la masse molaire du
2247 gaz et g est l'intensité locale de la pesanteur. Par définition, l'échelle de hauteur est la distance
2248 qu'il faut gravir en altitude dans une atmosphère pour que sa densité décroisse d'un facteur 1/e.
2249 Une échelle de hauteur plus importante signifie que la densité du gaz va diminuer plus
2250 lentement avec l'altitude. L'augmentation de la température des neutres par le flux EUV va
2251 avoir pour effet de dilater l'atmosphère, et d'augmenter la densité des neutres planétaires pour
2252 une altitude donnée comme on peut le voir sur la Figure M.14, tiré de [Fox \(2004\)](#), où la
2253 température de l'exobase en période de basse activité solaire (gauche) est de 200 K contre 300
2254 K en période de forte activité solaire (droite). La densité des atomes d'oxygène à 400 km
2255 d'altitude augmente d'un facteur 10 par rapport à la période de basse activité solaire tandis que
2256 celle du dioxyde de carbone à 300 km d'altitude augmente presque de deux ordres de grandeur.

2257 En fonction de l'activité solaire, la composition de la haute atmosphère va changer et le
2258 changement de l'espèce dominante s'effectue à différentes altitudes. En effet, d'après [Chaufray
2259 et al., \(2007\)](#), en période de forte activité solaire, l'oxygène est l'espèce dominante jusqu'à 800
2260 km d'altitude, remplacé ensuite par l'hydrogène, alors qu'en basse période d'activité
2261 l'hydrogène remplace l'oxygène comme espèce dominante dès 350 km d'altitude. Ce
2262 changement de composition de l'exosphère va se répercuter sur le type d'ion créé (oxygène,
2263 hydrogène) à haute altitude susceptible d'être accéléré par le champ électrique de convection
2264 du vent solaire.

2265 En parallèle, la fréquence d'ionisation des atomes et molécules de la haute atmosphère
2266 martienne va varier en fonction de l'activité solaire. Le Tableau T.3, tiré de [Schunk and Nagy
2267 \(2000\)](#), résume les fréquences d'ionisation de certaines espèces chimiques en fonction du flux
2268 EUV lors des minimum (F10.7 = 70) et maximum (F10.7 = 220) d'activité solaire à 1 U.A.
2269 Ainsi, l'on voit qu'une augmentation de l'irradiance EUV d'un facteur trois augmente la
2270 fréquence d'ionisation d'un facteur compris entre 2 et 3.

2271

2272 **Tableau T.3 : Fréquence d'ionisation (en s^{-1}) à 1 U.A, adapté de [Schunk and Nagy \(2000\)](#).**
2273 * correspond à l'irradiance solaire F74133. ** correspond à l'irradiance solaire F79050N.

Espèce	Minimum d'activité solaire*	Maximum d'activité solaire**
CH_4	5.753×10^{-7}	1.708×10^{-6}
CO	4.245×10^{-7}	1.127×10^{-6}
CO_2	6.696×10^{-7}	1.695×10^{-6}
H_2	7.46×10^{-8}	1.407×10^{-7}
H_2O	4.286×10^{-7}	1.184×10^{-6}
N_2	3.35×10^{-7}	9.476×10^{-6}
O	2.44×10^{-7}	6.346×10^{-7}
O_2	4.90×10^{-7}	1.594×10^{-6}

2274

2275 Cette modification de la densité et température des neutres et de la fréquence
2276 d'ionisation, va aussi se répercuter sur le taux de production d'ion par photo-ionisation au sein
2277 de l'ionosphère et de l'exosphère. En effet, comme développé dans [la sous-section 2 du section](#)
2278 [A du chapitre I](#), dans le cas d'un milieu peu dense et donc optiquement mince (ce qui est le cas
2279 au-dessus de l'exobase), le taux de production d'ion peut s'écrire de la façon suivante :

2280
$$q_M(\vec{r}) = v_{photo,M} \cdot n_M(\vec{r})$$

2281 Avec $\vec{r}$, un point quelconque de l'atmosphère, $v_{photo,M}$ la fréquence d'ionisation (s^{-1}) de
2282 l'espèce neutre M, n_M la densité (cm^{-3}) de l'espèce neutre M et q_M le taux de production d'ion
2283 ($cm^{-3}.s^{-1}$) de l'espèce M. L'augmentation de la fréquence d'ionisation et l'évolution de la
2284 température (qui va modifier le profil de densité des neutres planétaires) par le flux EUV vont
2285 avoir un effet cumulatif sur le taux de production d'ion planétaire et la densité ionique. [Dubinin](#)
2286 [et al. \(2017\)](#) ont observé que la densité des ions O^+ et O_2^+ dans la haute ionosphère (200-300
2287 km d'altitude) augmentait d'un facteur 1.5 à 2 lorsque l'irradiance solaire EUV (intégrée entre

2288 0.1-50 nm) augmente d'un facteur 2. De plus, [Fox \(2004\)](#) montre par la modélisation que
2289 l'altitude du pic de production d'ions par photo-ionisation dans l'ionosphère va évoluer
2290 légèrement avec l'activité solaire. En basse activité solaire, elle se situe entre 110-140 km
2291 d'altitude, elle augmentera de quelques kilomètres en période de haute activité.

2292 En se basant sur les valeurs du Tableau T.3, on peut obtenir les gammes de fréquence
2293 d'ionisation de l'espèce oxygène en fonction de la distance héliocentrique (qui évolue pour
2294 Mars entre l'aphélie-périhélie : 1.381-1.666 U.A). En période de basse activité solaire, la
2295 fréquence d'ionisation de l'oxygène varie entre $8.79 \times 10^{-8} s^{-1}$ et $12.8 \times 10^{-8} s^{-1}$. En
2296 période de haute activité solaire, la fréquence d'ionisation de l'oxygène varie entre $22.9 \times$
2297 $10^{-8} s^{-1}$ et $33.3 \times 10^{-8} s^{-1}$. L'écart maximum de la fréquence d'ionisation entre le maximum
2298 et le minimum d'activité solaire, en prenant en compte la saison martienne (la distance
2299 héliocentrique), est donc proche de 4.

2300

2301 Selon les études observationnelles de [Hall et al., \(2016\)](#) et [Ramstad et al., \(2017\)](#), les
2302 variations du flux EUV peuvent provoquer un déplacement de la position des frontières plasma.
2303 En effet, selon [Ramstad et al., \(2017\)](#) qui utilisait les observations plasma de la sonde Mars
2304 Express, la position du choc planétaire au terminateur passe de 2.3 rayon martien pour un flux
2305 EUV (intégré entre 10-120 nm) de 3 mW.m^{-2} à 2.8 rayon martien pour un flux EUV de 6 mW.m^{-2} .
2306 Ceci est expliqué par le fait que l'augmentation de l'ionisation va augmenter la densité des
2307 ions planétaires et donc leur interaction avec le vent solaire qui va leur transférer une part plus
2308 importante de sa quantité de mouvement. Ce transfert va dévier et ralentir le vent solaire dans
2309 la magnétosphère induite qui se dilatera. Le choc planétaire aura ainsi tendance à s'éloigner de
2310 la planète en présence d'un flux EUV plus important et à l'inverse de se rapprocher en cas de
2311 diminution de l'irradiance solaire. L'influence du flux EUV sur la position de la frontière de la
2312 magnétosphère induite reste encore débattu à ce jour ([Edberg et al., 2009](#) ; [Ramstad et al., 2017](#))
2313 mais les observations de [Chu et al., \(2019\)](#) à partir du radar basse-fréquence MARSIS de Mars
2314 Express montrent que l'altitude de l'ionopause, qu'il définit comme la zone où la pression
2315 thermique ionosphérique est contrebalancée par la pression magnétique de la magnétosphère
2316 induite, est une fonction du flux EUV, passant de 330 à 380 km d'altitude en moyenne pour un
2317 flux EUV (intégré entre 0.5-91.2 nm) de 0.8 à 1.6 mW.m^{-2} . L'augmentation du flux EUV a
2318 donc un impact sur la densité et la pression thermique de l'ionosphère, donc sur l'expansion de

2319 l'exosphère ce qui crée un obstacle effectif plus important, modifiant ainsi la position des
2320 frontières de la magnétosphère induite.

2321 Il convient de rappeler, qu'en première approximation, des frontières plasmas plus
2322 proche de Mars favoriseraient des précipitations ioniques. En effet, les ions planétaires créés
2323 près de ces frontières pourraient alors être accélérés par un champ électrique de convection plus
2324 intense et précipiteraient potentiellement dans l'atmosphère planétaire avec des énergies plus
2325 importantes. Autrement dit, bien qu'un flux EUV plus important devrait induire une formation
2326 plus grande d'ion planétaire, il est aussi susceptible d'éloigner les frontières de la
2327 magnétosphère induite de Mars, éloignant la zone d'interaction avec le vent solaire et donc
2328 d'accélération de ces ions. L'existence d'une telle boucle de rétroaction pouvant affecter les
2329 précipitations a été proposée dans les années 90 par [Johnson and Luhmann, \(1998\)](#), mais avec
2330 l'idée que les ions précipitant pouvaient éjecter des particules atmosphériques dans l'exosphère
2331 par criblage, particules elles-mêmes pouvant être ionisées et pouvant alors précipitées dans
2332 l'atmosphère, induisant un effet rétroactif positif sur le criblage atmosphérique. Cet effet a plus
2333 tard été modélisé plus finement par [Chaufray et al. \(2007\)](#) qui a montré que l'effet rétroactif
2334 n'était pas si intense que théoriquement prédit par [Johnson and Luhmann \(1998\)](#).

2335

2336 En parallèle, les études observationnelles réalisées par [Lundin et al. \(2008\)](#) et [Dong et](#)
2337 [al. \(2017\)](#) sur plusieurs saisons martiennes ont aussi permis de mettre en évidence que
2338 l'échappement atmosphérique des ions lourds évoluait de façon linéaire avec l'augmentation
2339 du flux EUV, expliquée d'une part par l'augmentation de la densité ionique dans l'exosphère
2340 et d'autre part par l'augmentation de la section effective de la magnétosphère induite martienne.
2341 [Lundin et al. \(2008\)](#) ont ainsi trouvé qu'une décroissance du flux EUV d'un facteur 2.5
2342 entraînait une décroissance du flux d'ion d'énergie inférieure à 800 eV d'un facteur 2.5.
2343 Cependant l'étude de [Lundin et al. \(2013\)](#) durant la phase croissante du cycle solaire (2007-
2344 2013), à partir des observations de Mars Express, suggère une relation entre flux ionique
2345 s'échappant et l'indice F10.7 en puissance de ce dernier avec un exposant proche de 1. Le flux
2346 d'échappement d'ions O^+ serait de $2 \times 10^{23} \text{ ions.s}^{-1}$ pour $F10.7 = \sim 70 \text{ sfu}$ et de $3 \times$
2347 $10^{25} \text{ ions.s}^{-1}$ pour $F10.7 = \sim 220 \text{ sfu}$. Ces valeurs sont à contraster avec les données [Dubinin](#)
2348 [et al. \(2017\)](#), qui étudie l'échappement atmosphère martien via les effets de l'irradiance EUV
2349 solaire sur l'ionosphère, trouvant quant à lui une évolution du flux d'échappement de O^+ et O_2^+

2350 allant de $1.8 \times 10^{24} \text{ ions.s}^{-1}$ (pour un flux EUV intégré sur 0.1-50nm de 0.04 W.m^{-2}) à $1.8 \times$
2351 $10^{25} \text{ ions.s}^{-1}$ (pour un flux EUV de 0.1 W.m^{-2}). Ces différentes estimations du flux ionique
2352 s'échappant de l'atmosphère martienne montrent la difficulté d'estimer un tel flux à partir d'un
2353 seul satellite, limité intrinsèquement en termes de couvertures spatiales et temporelles.

2354 **B. Observation du flux EUV par MAVEN**

2355 Le rayonnement solaire de longueur d'onde inférieure à 91nm (soit une énergie de 13.6
2356 eV) dispose d'une énergie suffisante pour ioniser les atomes d'hydrogène, de carbone, d'azote
2357 et d'oxygène qui composent en majorité la haute atmosphère martienne. La bande Lyman alpha
2358 (121-122 nm soit une énergie autour de 10 eV) est trop faible en énergie pour ioniser
2359 l'atmosphère et va donc principalement influencer la température des neutres de la haute
2360 atmosphère martienne (exosphère et thermosphère) dont les effets ont été décrits en section A.2
2361 de ce chapitre.

2362 La sonde MAVEN possède un photomètre (MAVEN/EUVM ; [Eparvier et al., 2015](#))
2363 capable de mesurer l'irradiance ultraviolette solaire. Pour cela, il dispose de trois bandes
2364 spectrales allant des rayons X à l'ultraviolet de haute énergie (0.1-7 nm, 17-22 nm et 121-122
2365 nm) avec une résolution temporelle de 1s. Afin de caractériser le flux EUV pour ses propriétés
2366 ionisantes, j'ai choisi d'utiliser la bande spectrale de 17-22 nm de MAVEN/EUVM. Ce choix
2367 s'explique par l'efficacité d'ionisation (caractérisée par les sections efficaces des réactions
2368 d'ionisation) des composées neutres de l'atmosphère qui dépend de l'énergie des photons
2369 incidents. En effet, bien que les photons de longueur d'onde comprise entre 0.1 et 7 nm soit
2370 plus énergétique que ceux compris entre 17 et 22 nm, il s'avère que les sections efficaces de
2371 photo-ionisation des réactions donnant l'ion O^+ , selon [Schunk and Nagy \(2000\)](#), sont plus
2372 grandes pour les longueurs d'onde supérieures à 10 nm par rapport aux longueurs d'onde
2373 inférieures à 10 nm. La bande 17-22 nm est donc la plus adaptée pour caractériser le flux
2374 ionisant les composés neutres de l'atmosphère martienne.

2375 Comme illustré par la Figure M.13 dans la section A. de ce chapitre, l'étude du flux
2376 EUV par les observations MAVEN est restreinte à une portion du cycle solaire en cours. Il
2377 s'agit du 24^{ième} cycle solaire, ayant débuté en janvier 2008, avec un pic d'activité début 2014 et
2378 qui depuis tend vers son minimum d'activité, attendu vers avril 2020. Ce dernier est considéré
2379 comme un cycle solaire de faible intensité en raison de la baisse d'activité significative par

rapport aux précédents cycles. En orbite depuis Octobre 2014, c'est-à-dire dans la phase déclinante du cycle, MAVEN a observé une gamme de valeurs du flux EUV relativement limitée (voir Figure M.13). Pour élargir cette gamme, il sera nécessaire d'attendre le maximum du prochain cycle solaire qui devrait arriver vers 2025. Dans l'étude qui suit, je n'utilise que les données MAVEN de décembre 2014 à Juillet 2018, ce qui correspond, pour la bande 17-22 nm de MAVEN/EUVM, à une variation du flux de 0.42 mW.m⁻² début 2015 à 0.13 mW.m⁻² début 2018.

C. Etude des variations du flux EUV sur les précipitations ioniques martiennes

Contrairement à l'étude sur les événements solaires de septembre 2017, décrite dans [la section C. du chapitre II](#), qui visait à identifier les paramètres solaires impactant possiblement les précipitations ioniques, l'étude décrite ci-dessous implique de contraindre tous les paramètres autre que le flux EUV qui sont susceptibles d'influencer ces précipitations.

De nombreuses études ont été réalisées afin de mieux comprendre les effets des conditions solaire sur l'environnement martien ([Edberg et al., 2009](#) ; [2010](#) ; [Halekas, 2017](#) ; [Lillis et al., 2015](#)). On peut citer en exemple la pression dynamique, détaillée [dans la section A. du chapitre II](#), et le nombre de mach ([Edberg et al., 2010](#)) qui vont jouer un rôle similaire à celui du flux EUV sur la position des frontières plasma, notamment du choc planétaire comme montré dans [Hall et al., \(2016\)](#) et [Ramstad et al., \(2017\)](#). Par conséquent, contraindre les conditions solaires pendant les périodes d'étude du flux EUV est primordiale si nous voulons mettre en évidence la dépendance des précipitations en fonction du flux EUV uniquement. Dans la même logique, il a été nécessaire de contraindre les paramètres planétaires pouvant influencer ces précipitations comme la position du champ crustal et la couverture en angle zénithal solaire de chaque période étudiée.

Dans cette section, les résultats que nous avons obtenus avec les instruments de la sonde MAVEN sur la relation flux précipitation-flux EUV sont présentés sous la forme d'un article qui a été publié dans la revue scientifique « *Geophysical Research Letters* » le 1er juillet 2019.

**Influence of Extreme Ultraviolet irradiance variations on the
precipitating ion flux from MAVEN observations.**

A. Martinez¹, F. Leblanc¹, J. Y. Chaufray^{1,2}, R. Modolo², O. Witasse³, Y. Dong⁴, T. Hara⁵, J.
Halekas⁶, R. Lillis⁵, J. McFadden⁵, F. Eparvier⁶, L. Leclercq⁷, J. Luhmann⁵, S. Curry⁵, D.
Titov³ and B. Jakosky⁶.

¹ LATMOS/IPSL Sorbonne Université, UVSQ, CNRS, Paris, France

² LATMOS/IPSL, UVSQ Université Paris-Saclay, Sorbonne Université, CNRS, Guyancourt,
France

³ESTEC, European Space Agency, Noordwijk, Netherlands

⁴Laboratory for Atmospheric and Space Physics, University of Colorado, Boulder, CO, USA

⁵Space Science Laboratory, University of California, Berkeley, CA, USA

⁶Department of Physics and Astronomy, University of Iowa, IA, USA

⁷University of Virginia, Charlottesville, VA 22904, USA.

How to cite:

Martinez, A., Leblanc, F., Chaufray, J. Y., Modolo, R., Witasse, O., Dong, Y., et al. (2019).
Influence of extreme ultraviolet irradiance variations on the precipitating ion flux from
MAVEN observations. Geophysical Research Letters, 46.
<https://doi.org/10.1029/2019GL083595>

2429 **Abstract:**

2430 We study the influence of the solar EUV flux intensity on the precipitating ion fluxes as seen
2431 by MAVEN/SWIA, an energy and angular ion spectrometer. We defined three periods with
2432 significantly different EUV flux intensity (1.6 and 3.2 times the lowest EUV intensity) and
2433 compare the precipitating ion flux measured by MAVEN/SWIA during each period. At low
2434 energy [30-650] eV, we find that the median (average) precipitating ion flux during the medium
2435 and low EUV periods are respectively 1.7 (2.1) and 3 (3.5) times more intense than the flux
2436 during the high EUV period. At high energy [650-25000] eV, a similar trend in the intensity of
2437 the precipitating ion flux is observed but with an increase by 50% (46%) and 70% (79%)
2438 respectively. A larger EUV flux does therefore not seem to favour heavy ion precipitation into
2439 Mars' atmosphere, contrary to modelling prediction and overall expectations.

2440

2441

2442 **I Introduction**

2443 Mars' upper atmosphere is constantly bombarded by energetic ions from either the solar wind
2444 or from Mars' exosphere (planetary pickup ions) (Lillis et al. 2015). Planetary ions created by
2445 the ionization of exospheric neutral particles can be accelerated by the motional solar wind
2446 electric field. Some of these ions escape (Brain et al. 2016), but a significant portion can impact
2447 Mars' atmosphere, leading to collisional cascade in Mars' thermosphere and to the ejection of
2448 atmospheric particles into the exosphere (Luhmann and Kozyra, 1991). This process, named
2449 “atmospheric sputtering” (Johnson, 1994), could have induced a significant atmospheric loss
2450 along Mars' history (Luhmann et al., 1992; Leblanc, and Johnson, 2001 and 2002).

2451 Atmospheric escape induced by sputtering at present epoch is expected to be small compared
2452 to other mechanisms (Leblanc et al. 2017) and so difficult to measure. However, since the main
2453 driver of sputtering is ion precipitation (Johnson et al, 2000; Wang et al, 2014;2015), it is crucial
2454 to constrain the dependence of the precipitating ion flux on present solar wind conditions. While
2455 many studies have been carried out on the influence of the Extreme-Ultraviolet/Ultraviolet
2456 (EUV/UV) flux on the Martian environment as well as on ion escape (Modolo et al., 2005; Ma
2457 and Nagy, 2007; Terada et al. 2009; Edberg et al., 2009; Lundin et al, 2008,2013; Ramstad et

al., 2015; Dong et al., 2017), the relation between ion precipitation and EUV flux has only been studied in theoretical works (Chaufray et al., 2007; Leblanc and Johnson, 2002; Wang et al., 2014,2015) and briefly discussed in Nilsson et al., 2012. We therefore describe here the first empirical study on the influence of the EUV flux on ion precipitation by analyzing MAVEN measurements (Jakosky et al. 2015). In section II, we describe the set of data used in this work. In section III, we carefully analyzed the various potential solar wind drivers to extract three sets of measurements obtained during different EUV flux intensity but for similar solar wind conditions and geographical coverage. In section IV, we summarize and discuss the main results of this study and conclude in section V.

II Data set used for this analysis

We use measurements performed by the Solar Wind Ion Analyzer (SWIA) (Halekas et al., 2015), the Magnetometer (MAG) (Connerney et al., 2015a; 2015b) and the Solar Extreme Ultraviolet Monitor (EUVM) (Eparvier et al., 2015). The MAVEN/SWIA is an energy and angular ion spectrometer covering an energy range between 25eV/q and 25keV/q with 48 energy steps logarithmically spaced, a field of view (FOV) of 360°x90° on 64 angular bins and 4s time resolution. We based our study on MAVEN/SWIA despite the lack of mass resolution because MAVEN/STATIC (which has mass resolution) has much more restricted coverage of the precipitating flux. The MAVEN/EUVM measures the solar irradiance in three bands from the soft X-ray to the EUV range (in three spectral bands 0.1-7 nm, 17-22 nm and 121-122 nm) with a temporal resolution of 1s. The solar wind density, speed, and IMF vector are measured by MAVEN/SWIA and MAVEN/MAG and averaged on an orbit-by-orbit basis in order to characterize the solar wind conditions (Halekas et al., 2017). We then reconstruct the Mars Solar Electric (MSE) coordinate system in which the X-axis is toward the Sun, the Z-axis points along the solar wind motional electric field and the Y-axis completing the right hand system (Fedorov et al., 2006).

In order to reconstruct the precipitating ion flux, we follow the method described in Leblanc et al. (2015) and Martinez et al (2019). We select all MAVEN measurements performed between 200 and 350 km. Within such altitude range, any ion which velocity direction is at less than 75°

2488 with respect to the local nadir direction has a very large probability to impact Mars' atmosphere.
2489 Therefore, to reconstruct the precipitating flux, we sum all measurements of SWIA anodes
2490 which FOV is at less than 75° from the local zenith direction. Moreover, in order to exclude
2491 reconstructed precipitating flux with poor coverage, we only consider measurements during
2492 which the total FOV of SWIA anodes is more than 65% of the 75° solid angle cone centered on
2493 the zenith direction.

2494 In this study, to characterize the EUV flux during the declining solar cycle from medium to
2495 minimum activity, we use the MAVEN/EUVM channel A which measures solar irradiance
2496 between 17 and 22 nm. We sort the MAVEN data from December 2014 to July 2018 into three
2497 periods: high EUV (From 2 December 2014 to 10 March 2015) with an average EUV flux of
2498 0.42 mW.m^{-2} , medium EUV (From 4 June 2015 to 22 October 2015, from 23 December 2015
2499 to 1 June 2016, and from 4 December 2016 to 20 July 2017) with an average EUV flux of 0.21
2500 mW.m^{-2} and low EUV (from 28 November 2017 to 31 July 2018) with an average EUV flux of
2501 0.13 mW.m^{-2} . These three intervals represent several different Mars seasons. Table 1
2502 summarizes the main characteristics of each period.

2503

	High	Medium	Low
[Date begin- Date End] (dd/mm/yyyy)	[02/12/2014- 10/03/2015]	[04/06/2015-22/10/2015] [23/12/2015-01/06/2016] [04/12/2016-30/07/2017]	[28/11/2017 31/07/2018]
Heliocentric distance (AU)	[1.38-1.43]	[1.54-1.66] [1.49-1.66] [1.39-1.63]	[1.40-1.65]
Solar Longitude (LS) °	[244.3°-305.2°] (northern hemisphere winter)	[352.5°-57.9°] [85.1°-161.5°] [273.5°-35.7°] (one Martian year)	[93.4°-221.1°] (northern hemisphere summer and autumn)
Mean EUV flux ($mW.m^{-2}$) from channel A of MAVEN/EUVM	0.42	0.21	0.13
Average Precipitating ion flux ($eV.cm^{-2}.sr^{-1}.s^{-1}$) [30,650] eV	$1.18 (\pm 0.11) \times 10^7$	$2.49 (\pm 0.12) \times 10^7$	$4.05 (\pm 0.33) \times 10^7$
Median Precipitating ion flux ($eV.cm^{-2}.sr^{-1}.s^{-1}$) [30,650] eV	0.62×10^7	1.07×10^7	1.83×10^7
Average Precipitating ion flux ($eV.cm^{-2}.sr^{-1}.s^{-1}$) [650,25000] eV	$15.9 (\pm 0.7) \times 10^7$	$23.9 (\pm 0.7) \times 10^7$	$26.9 (\pm 1.1) \times 10^7$
Median Precipitating ion flux ($eV.cm^{-2}.sr^{-1}.s^{-1}$) [650,25000] eV	11.0×10^7	16.1×10^7	19.7×10^7
Number of measurements	425	1205	374

Table 1: Summary of each period of our study. In brackets, the 1-sigma standard deviation (uncertainty) of the precipitating ion flux values.

III Upstream solar wind conditions and planetary coverage

To investigate the Solar EUV dependence of the precipitating ion flux, we first need to reconstruct the solar wind parameters. Lillis et al. (2015), Edberg et al. (2009) and Ramstad et al., (2017) suggested that the dynamic pressure compresses Mars' magnetosphere and favors

the acceleration and precipitation of the planetary pickup ions. Martinez et al. (2019) and Hara et al. (2017a) showed that the precipitating ion flux can be organized with respect to the orientation of the solar wind convective electric field. Also, the presence of crustal magnetic fields (Acuña et al., 1999; Connerney et al., 2005) can also influence locally the precipitating ion flux, as shown by Hara et al. (2017b). For each orbit, during which the precipitating flux was measured, we therefore used the part of MAVEN orbit in the solar wind to infer the solar wind. We use such solar wind measurements prior to our precipitating flux measurement if the time difference between the two measurements is less than 4 hours and 30 minutes (the MAVEN orbital period). We assume that the solar wind conditions do not change significantly between MAVEN measurements of the solar wind and MAVEN measurements of the precipitating flux (in average 2 hours and 20 minutes).

In order to verify the validity of this assumption, we compare the solar wind density and speed measurements from Mars Express(MEX)/ASPERA-3 (Barabash et al., 2006) with those measured by MAVEN. Starting from $n_{MAVEN/SW}$ and $V_{MAVEN/SW}$ the solar wind density and speed as measured by MAVEN/SWIA before a measurement of the precipitating flux below 350 km, we determine $n_{MEX/SW}$ and $V_{MEX/SW}$, as measured by MEX/ASPERA-3 (Barabash et al., 2006) when MAVEN's altitude was within the time interval during which SWIA measured the precipitating flux. We only consider ASPERA-3 measurements if the measured density was larger than 0.01 cm^{-3} and the quality flag larger than 0.6.

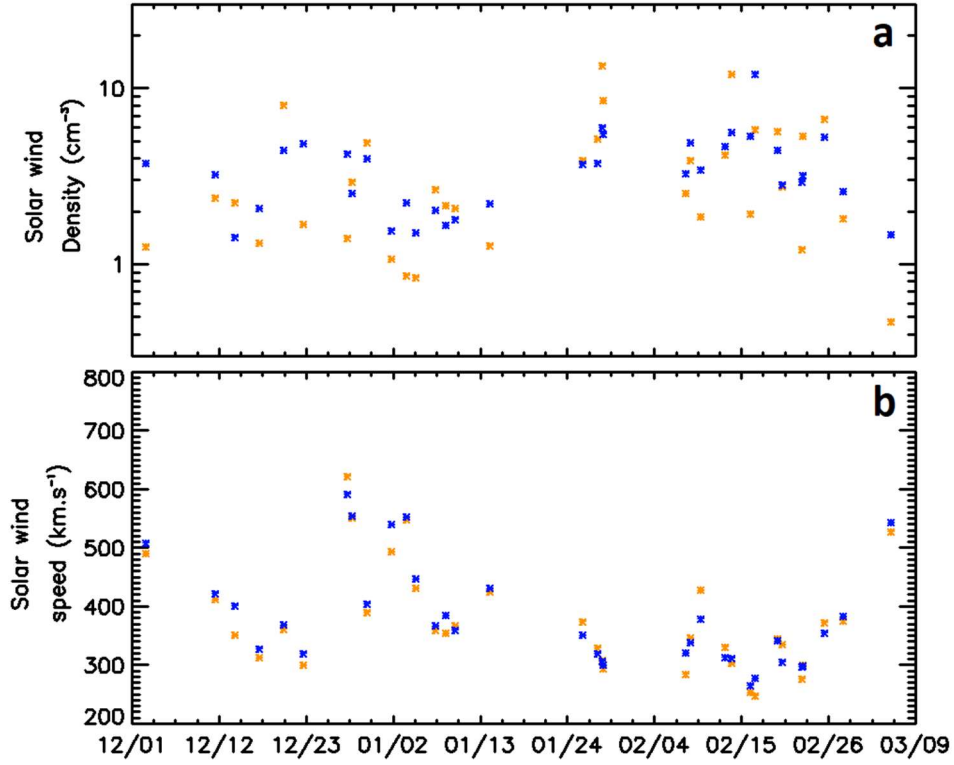


Figure 1: Comparison between the measured solar wind parameters by MAVEN/SWIA (blue) and MEX/ASPERA-3 (orange) for the high EUV period (from December 2014 to March 2015): **(a)** the solar wind density, **(b)** Solar wind speed.

The approach to select the set of measurements used for our study follows the method developed in Dong et al. (2017). As in Dong et al. (2017), we restrict the set of precipitating measurements to those obtained during solar wind conditions with dynamic pressure $P_{dyn} = m_p n_{SW} V_{SW}^2$, (where m_p is the mass of the proton, n_{SW} and V_{SW} the solar wind density and velocity) between 0.3 and 2.6 nPa (moderate solar wind dynamic pressure) and with IMF strength between 2.2 and 6.7 nT. We also restrict our sample of precipitation measurements to those obtained in an SZA interval between 70° and 130°. Furthermore, in order to avoid the potential influence of the crustal fields (Leblanc et al. 2017; Hara et al. 2017b), we also only consider measurements performed when the average magnetic field between 200 and 350km is less than 60nT. For each set of solar wind parameters, we calculate the solar wind dynamic pressure, the norm of the solar wind motional electric field defined as $E = |\vec{V}_{SW} \times \vec{B}_{IMF}|$ where B_{IMF} is the interplanetary magnetic field (IMF), the Alfvén Mach number $M_A = V_{SW}/V_A$ where

V_A is the Alfvén speed, the solar wind flux defined as $F_{SW} = n_{SW}V_{SW}$ and the pickup O^+ gyroradius in the solar wind $R_g = \frac{m_O V_{SW} \sin \theta_{cone}}{q B_{IMF}}$ where m_O is the mass of an O^+ ion, θ_{cone} is the angle between the IMF direction and the MSO X-axis and q is the electron charge value. We also define the MSE angle as the anticlockwise angle between the vector formed by the latitude and the longitude in MSE of the position where the ion precipitation is being measured and the East MSE direction (MSE longitude equal to $+180^\circ$ and latitude equal to 0°) (Martinez et al., 2019).

In order to demonstrate that the selected sets of measurement for the three EUV periods are similar in terms of solar wind conditions and planetary geographic coverage (MSO and MSE frames, see also the supplementary materials, Figures S.1 and S.2), we calculate for each parameter, the area (green part in Figure 2.e and 2.f) common to the three distributions. The ratio between this common area and each of the three areas provides a measure of the overlap between the three sets of measurement for a given solar wind parameter. In Table 2, for 10 solar parameters, we provide the minimum percentage of the distribution areas in common to the three periods as well as the first and third quartile, the mean and 1-sigma standard deviation of each parameter.

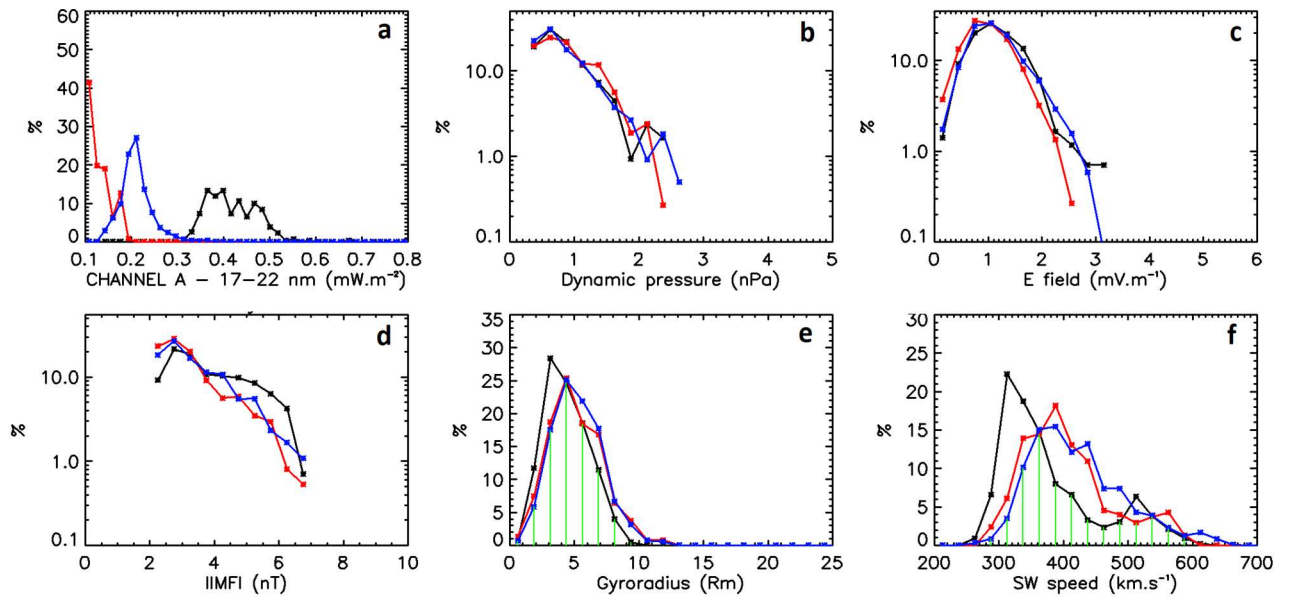


Figure 2: Distribution of the set of measured solar wind parameters for the high EUV period (black), the medium EUV period (dark blue) and the low EUV period (red): (a) Values of the EUV photon flux as measured by MAVEN/EUVM instrument, (b) Solar wind dynamic

2570 *pressure, (c) Solar wind convective electric field, (d) Interplanetary Magnetic Field as*
2571 *measured by MAVEN/MAG, (e) pickup 0^+ ion gyroradius calculated in the solar wind and*
2572 *(f) solar wind speed determined by MAVEN/SWIA. The green zone in 2.e and 2.f correspond*
2573 *to the portion of the distribution common to the three periods.*

2574

2575 Figure 2 displays the distribution of the values of each of these parameters for the three EUV
2576 periods and illustrates our method to determine the similarity between these sets of
2577 measurement. As an example, in the case of the gyroradius (Figure 2.e), at least 83% of each
2578 sets of measurement were performed for similar values of this parameter. This percentage
2579 decreases to 62% for the solar wind speed (Figure 2.f). On the other hand, the three EUV periods
2580 are clearly distinct (Figure 2.a) and correspond to a null common area (Table 2).

2581 If we now only consider the medium and low periods, for all parameters listed in Table 2, the
2582 distribution area in common to these two sets of measurement represents more than 75% of
2583 each distribution. According to these percentages, we conclude that the three sets of
2584 precipitating ion measurements were obtained under similar solar wind conditions.

2585

		High	Medium	Low	Common coverage (%)
EUV Flux $mW.m^{-2}$	$\mu \pm \sigma$	0.42 ± 0.08	0.21 ± 0.04	0.13 ± 0.02	0.0
	Q25	0.37	0.19	0.11	
	Q75	0.46	0.22	0.14	
Dynamic pressure nPa	$\mu \pm \sigma$	0.87 ± 0.44	0.85 ± 0.46	0.90 ± 0.43	86.0
	Q25	0.56	0.52	0.56	
	Q75	1.08	1.05	1.14	
Electric field $mV.m^{-1}$	$\mu \pm \sigma$	1.18 ± 0.50	1.15 ± 0.51	1.00 ± 0.43	85.4
	Q25	0.83	0.80	0.74	
	Q75	1.48	1.42	1.27	
IMF nT	$\mu \pm \sigma$	3.84 ± 1.16	3.43 ± 1.04	3.25 ± 0.98	74.5
	Q25	2.89	2.59	2.52	
	Q75	4.74	4.06	3.67	
Gyroradius R_g R_{Mars}	$\mu \pm \sigma$	4.36 ± 1.72	5.22 ± 1.94	5.08 ± 2.02	83.2
	Q25	2.87	3.80	3.61	
	Q75	5.51	6.54	6.41	
Alfvén Mach number	$\mu \pm \sigma$	8.89 ± 2.71	9.68 ± 2.71	10.6 ± 3.0	74.2
	Q25	6.87	7.88	8.40	
	Q75	10.1	11.3	12.3	
Speed $km.s^{-1}$	$\mu \pm \sigma$	378 ± 78	422 ± 74	406 ± 70	61.6
	Q25	317	369	353	
	Q75	413	464	443	
Density cm^{-3}	$\mu \pm \sigma$	4.00 ± 2.60	3.02 ± 1.86	3.63 ± 2.25	76.5
	Q25	2.21	1.67	1.89	
	Q75	4.89	3.70	4.99	
Angle MSE (°)	$\mu \pm \sigma$	185 ± 112	202 ± 111	172 ± 115	67.1
	Q25	143	149	38.8	
	Q75	306	326	208	
Solar wind flux $10^8 s^{-1}cm^{-2}$	$\mu \pm \sigma$	1.42 ± 0.77	1.21 ± 0.67	1.38 ± 0.73	79.0
	Q25	0.88	0.72	0.81	
	Q75	1.70	1.50	1.80	

2587 **Table 2:** Mean μ , standard deviation σ , first quartile Q25 and third quartile Q75 of each solar
2588 parameter distribution for the three sets of precipitating flux measurement. The last column
2589 provides the percentage of the area in common between the 3 distributions.

To further demonstrate this conclusion, considering the solar wind speed parameter with the less similar distributions between the three periods, we reduce each sample so that the solar wind speed measured during each period was restricted to values between 370 and 500 km/s. In that case, the percentage increases to 81%. We then calculate the values of the precipitating ion flux with these reduced samples (see also the supplementary material, Table S.2) and found that all measured precipitating flux values are equivalent for the two different samples except during the medium period when the flux values differ slightly more than one sigma. In another words, the reduction of the sampling improves the similarity between the three sets of measurement and does not change significantly the measured precipitating ion flux

IV Results and Analysis

Our results show that the average ion precipitation decreases when the EUV flux increases (see Table 1 and Figure 3). The energy dependence of the differential flux is similar from one period to the other, but we can note that the increase in precipitating ion flux is more significant for energies below 1 to 3 keV than above. This conclusion is not consistent with studies modelling the precipitating ion flux for different solar EUV fluxes (Chaufray et al., 2007) which showed that the flux of O^+ which re-impacts the atmosphere should be smaller at solar minimum than at solar maximum. However, they also concluded that the differences between the two periods were smaller than predicted by Luhmann et al. (1992) using simple gas dynamic description of Mars' interaction with the solar wind. These authors explained this difference by the deceleration of the solar wind due to the mass-loading (Dubinin and Lundin, 1995) which happens further away from Mars at high solar activity and reduces therefore the probability of accelerated pickup ions to re-impact Mars' atmosphere.

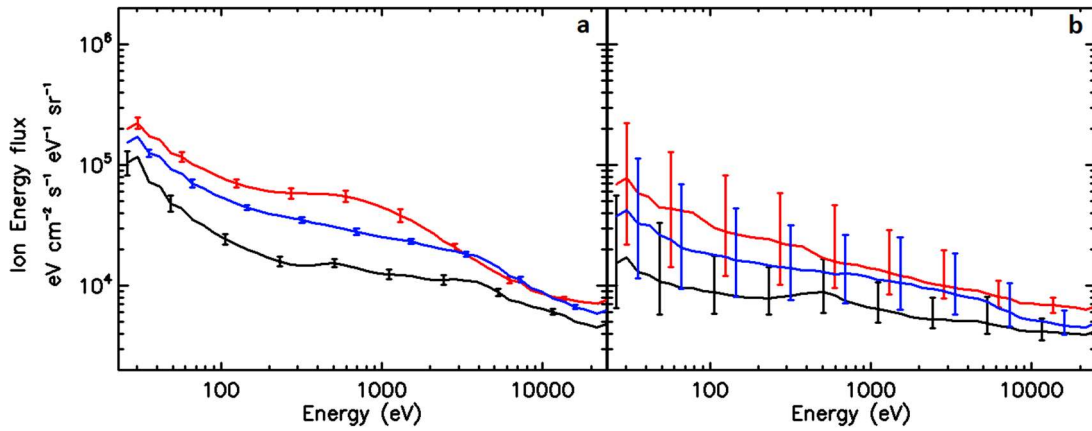
Mass-loading depends to first order on the ionization rate of the Martian exosphere. The exospheric density at a given altitude also depends on the EUV/UV flux which heats the Martian thermosphere whereas the ionization rate directly depends on the solar radiation flux in the wavelength range below 91nm. Forbes et al. (2008) found a very good correlation (0.96) between the long-term EUV flux (proxy F10.7) and the Martian exospheric density at 390km in altitude. Seasonal variations of the exosphere might also significantly impact the density at

a given altitude as studied in Bhattacharyya et al, (2015) and Chaufray et al, (2015), as well as the position of the bow shock (Halekas et al, 2017). A peak of exospheric hydrogen density during the Martian dust season was reported by Chaffin et al. (2014), Bhattacharyya et al, (2015) and Halekas (2017) between $L_s=200^\circ$ and 300° . Therefore, an increase in mass-loading of the solar wind might be related to this seasonal variability but would only explain the decrease of the precipitating flux during the high EUV period. During the low and medium periods, there are no significant change in season so that the difference in precipitating flux cannot be associated to seasonal variability.

As originally suggested by Johnson & Luhmann (1998), an increase of the EUV/UV flux should increase the number of pickup exospheric ions but might also load more efficiently the solar wind and reduce the percentage of these ions able to re-impact the atmosphere. What our study seems to suggest is that this effect might be much more efficient than shown in Chaufray et al. (2007), perhaps due to the limited spatial resolution of their simulation at this time (~ 300 km).

Another potential effect is the MSO latitude of the crustal magnetic fields which is solar dependent. Brain et al. (2005) showed that the Magnetic Pile-Up Boundary altitude changes significantly with season because of the latitude variation of the main crustal field structure (centered at 180° GEO East longitude and -50° GEO latitude) along one Martian year. Such effect might be actually due to an increase exospheric hydrogen density rather due to the crustal fields latitudes according to Chaufray et al. (2015). Actually, Hall et al. (2016) shows that an increase in the EUV flux is associated with a position of the bow shock further from Mars, suggesting also an influence of the exosphere on the induced magnetosphere. In any case, we cannot exclude that part of the variation in precipitating flux described here might be due to the crustal field, as actually shown by Hara et al. (2017b). We calculate the average position of the main crustal field structure for the three sets of measurements and found $-47 \pm 17^\circ$, $-45 \pm 16^\circ$, and $-46 \pm 17^\circ$ latitude MSO and $27 \pm 106^\circ$, $-20 \pm 107^\circ$ and $-3 \pm 84^\circ$ longitude MSO for the low, medium and high EUV periods. Therefore, the relative variation of the precipitating ion flux between the three periods selected in our paper might be also related to the variation of the crustal field latitudinal positions. In order to test this possibility, we further reduce our set of measurements in order to only use measurements of the precipitating ion flux performed when the main crustal field structure was at a SZA larger than 120° . The reconstructed differential precipitating ion fluxes display very similar relative variation showing, here again, that the main driver for this variation should be the EUV flux.

2653



2654

2655 **Figure 3:** Precipitating ion differential energy spectra as measured by MAVEN/SWIA during
 2656 high EUV (black), medium EUV (dark blue) and low EUV periods (red): **(a)** Average value
 2657 (with 1-sigma standard deviation) and **(b)** Median value (with first and third quarter).

2658

2659 Dong et al. (2017) found that the total escape rate of oxygen ions with $E_i \geq 6$ eV increases by
 2660 1.5 when the EUV flux increases by a similar factor. Our analysis suggested that an increased
 2661 EUV flux induces a decrease of the ion precipitation. In the case of the high EUV period (similar
 2662 to that in Dong et al (2017)), for the ions with $E_i \geq 25$ eV, we have an integrated precipitating
 2663 flux equal to $1.3 \times 10^{22} \text{ particles} \cdot \text{s}^{-1}$ which should be compared to the estimate by Dong et
 2664 al. (2017) of an escape rate of $1.8 \times 10^{24} \text{ particles} \cdot \text{s}^{-1}$ at $0.2 R_{\text{Mars}}$ in altitude. Therefore, the
 2665 precipitating flux represents only 1% of the escaping flux in the energy range considered in this
 2666 paper.

2667 **V Summary and Conclusion**

2668 We study the precipitating ion flux from MAVEN instruments over more than three years of
 2669 data divided into three intervals of solar EUV/UV intensity: between 2 December 2014 and 10
 2670 March 2015 (Ls from 244.3° to 305.2°), between 4 June 2015 and 1 June 2017 (two Ls periods:
 2671 from 273.5° to 57.9° and from 85.1° to 161.5°) and between 28 November 2017 and 31 July
 2672 2018 (Ls from 93.4° to 221.1°). By constraining the solar wind conditions, we show that these

2673 three samples were obtained under similar solar wind conditions and cover similar regions in a
2674 MSE frame.

2675 We reconstruct the measured precipitating ion flux by MAVEN/SWIA. The increase of the
2676 EUV flux intensity from 0.13 to 0.42 mW.m⁻² is clearly associated with a decrease of the
2677 precipitating ion flux from 18.3 to 6.2×10^6 eV.cm⁻².sr⁻¹.s⁻¹ (by almost a factor 3) for the
2678 energy range between 30 and 650 eV and a decrease by 18% to 44% at higher energies ([650-
2679 25000] eV).

2680 This somewhat surprising result, in contradiction with previous theoretical studies (Chaufray et
2681 al., 2007), might illustrate the complex relation between the variations of the exosphere as
2682 induced by the solar EUV/UV flux and the solar wind interaction with Mars. Dong et al. (2017)
2683 reported an almost linear dependence of the ion escape on the EUV/UV flux, whereas we have
2684 found an almost linear anti-correlation between the EUV flux and the precipitating ion flux. In
2685 others words, even if the EUV flux increase the ionization rate in the exosphere, the probability
2686 of a pickup ion to escape or to precipitate into the atmosphere should also be changed,
2687 illustrating a much more complex dependence of the fate of Mars' planetary ions on the solar
2688 conditions than anticipated.

2689

2690 **Acknowledgements**

2691 This work was supported by the DIM ACAV and the ESA/ESTEC faculty. This work was also
2692 supported by CNES “Système Solaire” program and by the “Programme National de
2693 Planétologie” and “Programme National Soleil-Terre”. This work is also part of HELIOSARES
2694 Project supported by the ANR (ANR-09-BLAN-0223), ANR MARMITE (ANR-13-BS05-
2695 0012-02) and ANR TEMPETE (ANR-17-CE31-0016). Data analysis was performed with the
2696 AMDA science analysis system provided by the Centre de Données de la Physique des Plasmas
2697 (CDPP) supported by CNRS, CNES, Observatoire de Paris and Université Paul Sabatier,
2698 Toulouse. All data used in this paper are archived and available in the Planetary Data System
2699 Archive.

2700

2701 **References**

- 2702 Acuña, M. H., et al. (1999), Global distribution of crustal magnetization discovered by the Mars
2703 Global Surveyor MAG/ER Experiment, *Science*, 284, 790-793,
2704 doi:10.1126/science.284.5415.790.
- 2705 Barabash, S., Lundin, R., Andersson, H. et al. *Space Sci Rev* (2006) 126: 113.
2706 <https://doi.org/10.1007/s11214-006-9124-8>
- 2707 Bhattacharyya, D., Clarke, J. T., Bertaux, J.-L., Chaufray, J.-Y., and Mayyasi, M. (2015), A
2708 strong seasonal dependence in the Martian hydrogen exosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 8678–
2709 8685, doi:[10.1002/2015GL065804](https://doi.org/10.1002/2015GL065804).
- 2710 Brain D. A., J. S. Halekas, R. Lillis, D. L. Mitchell, and R. P. Lin, Variability of the altitude of
2711 the Martian sheath, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18203, doi:10.1029/2005GL023126, 2005
- 2712 Brain, D. A., F. Bagenal, Y.-J. Ma, H. Nilsson, and G. Stenberg Wieser (2016), Atmospheric
2713 escape from unmagnetized bodies, *J. Geophys. Res. Planets*, 121, 2364–2385,
2714 doi:[10.1002/2016JE005162](https://doi.org/10.1002/2016JE005162)
- 2715 Chaffin, M. S., Chaufray, J.-Y., Stewart, I., Montmessin, F., Schneider, N. M., and Bertaux, J.-
2716 L. (2014), Unexpected variability of Martian hydrogen escape, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 314–
2717 320, doi:[10.1002/2013GL058578](https://doi.org/10.1002/2013GL058578).
- 2718 Chassefière, E., and F., Leblanc (2004), Mars atmospheric escape and evolution; interaction
2719 with the solar wind, *Planet. Space Sci.*, 52, 1039-1058, doi: 10.1016/j.pss.2004.07.002
- 2720 Chaufray, J. Y., R. Modolo, F. Leblanc, G. Chanteur, R. E. Johnson, and J. G. Luhmann (2007),
2721 Mars solar wind interaction: Formation of the Martian corona and atmospheric loss to space, *J.*
2722 *Geophys. Res.*, 112, E09009, doi:10.1029/2007JE002915.
- 2723 J.-Y. Chaufray, F. Gonzalez-Galindo, F. Forget, M.A. Lopez-Valverde, F. Leblanc, R. Modolo,
2724 S. Hess (2015), Variability of the hydrogen in the martian upper atmosphere as simulated by a
2725 3D atmosphere–exosphere coupling, *Icarus*, Volume 245, 2015, Pages 282-294, ISSN 0019-
2726 1035, <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2014.08.038>.
- 2727 Connerney, J.E.P., Acuña, M.H., Ness, N.F., Kletetschka, G., Mitchell, D., Lin, R.P., & Reme,
2728 H. (2005). Tectonic implications of Mars crustal magnetism. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, Vol. 102,
2729 (42), 14970-14975, doi:10.1073/pnas.0507469102.
- 2730 Connerney, J.E.P., Espley, J., Lawton, P. et al., The MAVEN Magnetic Field Investigation,
2731 *Space Sci Rev* (2015a) 195 : 257., <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0169-4>

2732 Connerney, J.E.P., Espley, J.R., DiBraccio, G.A., et. al. (2015b). First results of the MAVEN
 2733 magnetic field investigation. *Geophys. Res. Lett.*, 42, 8819–8827, doi:10.1002/2015GL065366.
 2734 Dong, Y., X. Fang, D. A. Brain, J. P. McFadden, J. S. Halekas, J. E. P. Connerney, F. Eparvier,
 2735 L. Andersson, D. Mitchell, and B. M. Jakosky (2017), Seasonal variability of Martian ion
 2736 escape through the plume and tail from MAVEN observations, *J. Geophys. Res. Space Physics*,
 2737 122, 4009–4022, doi:10.1002/2016JA023517
 2738 Dubinin E., Lundin R., Mass-loading near Mars, *Advances in Space Research*, Volume 16,
 2739 Issue 4, 1995, Pages 75-79, ISSN 0273-1177, [https://doi.org/10.1016/0273-1177\(95\)00211-V](https://doi.org/10.1016/0273-1177(95)00211-V).
 2740 Edberg, N., D. A. Brain, M. Lester, S. W. H. Cowley, R. Modolo, M. Franz, and S. Barabash
 2741 (2009), « Plasmas boundary variability at Mars as observed by Mars Global Surveyor and Mars
 2742 Express », *Ann. Geophys.*, 27, 3537-3550, doi:10.5194/angeo-27-3537-2009.
 2743 Eparvier, F.G., Chamberlin, P.C., Woods, T.N. et al., The Solar Extreme Ultraviolet Monitor
 2744 for MAVEN, *Space Sci Rev* (2015) 195 : 293., <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0195-2>
 2745 Fang, X., S. W. Bougher, R. E. Johnson, J. G. Luhmann, Y. Ma, Y.-C. Wang, and M. W.
 2746 Liemohn (2013), The importance of pickup oxygen ion precipitation to the Mars upper
 2747 atmosphere under extreme solar wind conditions, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1922–1927, doi:
 2748 10.1002/grl.50415.
 2749 A. Fedorov, E. Budnik, J.-A. Sauvaud, C. Mazelle, S. Barabash, R. Lundin, M. Acuña, M.
 2750 Holmström, A. Grigoriev, M. Yamauchi, H. Andersson, J.-J. Thocaven, D. Winningham, R.
 2751 Frahm, J.R. Sharber, J. Scherrer, A.J. Coates, D.R. Linder, D.O. Kataria, E. Kallio, H.
 2752 Koskinen, T. Säles, P. Riihelä, W. Schmidt, J. Kozyra, J. Luhmann, E. Roelof, D. Williams, S.
 2753 Livi, C.C. Curtis, K.C. Hsieh, B.R. Sandel, M. Grande, M. Carter, S. McKenna-Lawler, S.
 2754 Orsini, R. Cerulli-Irelli, M. Maggi, P. Wurz, P. Bochsler, N. Krupp, J. Woch, M. Fränz, K.
 2755 Asamura, C. Dierker, Structure of the Martian wake, *Icarus*, Volume 182, Issue 2, 2006, Pages
 2756 329-336, ISSN 0019-1035, <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2005.09.021>.
 2757 Forbes, J. M., F. G. Lemoine, S. L. Bruinsma, M. D. Smith, and X. Zhang (2008), Solar flux
 2758 variability of Mars' exosphere densities and temperatures, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L01201,
 2759 doi:[10.1029/2007GL031904](https://doi.org/10.1029/2007GL031904).
 2760 Halekas, J. S. (2017), Seasonal variability of the hydrogen exosphere of Mars, *J. Geophys. Res.*
 2761 *Planets*, 122, 901– 911, doi:[10.1002/2017JE005306](https://doi.org/10.1002/2017JE005306).
 2762 Halekas, J.S., Taylor, E.R., Dalton, G. et al., The Solar Wind Ion Analyzer for MAVEN, *Space*
 2763 *Sci Rev* (2015) 195 : 125., <https://doi.org/10.1007/s11214-013-0029-z>

2764 Halekas, J. S., et al. (2017), Structure, dynamics, and seasonal variability of the Mars-solar
 2765 wind interaction: MAVEN Solar Wind Ion Analyzer in-flight performance and science results,
 2766 *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 547–578, doi: 10.1002/2016JA023167.

2767 Hall, B. E. S., et al. (2016), Annual variations in the Martian bow shock location as observed
 2768 by the Mars Express mission, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 121, 11,474–
 2769 11,494, doi:10.1002/2016JA023316.

2770 T. Hara, K. Seki, Y. Futaana, M. Yamauchi, M. Yagi, Y. Matsumoto, M. Tokumaru, A.
 2771 Fedorov, and S. Barabash (2011), Heavy-ion flux enhancement in the vicinity of the Martian
 2772 Ionosphere during CIR passage: Mars Express ASPERA-3 observations, *JOURNAL OF*
 2773 *GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 116, A02309, doi:10.1029/2010JA015778, 2011

2774 Hara, T., et al. (2017a), MAVEN observations on a hemispheric asymmetry of precipitating
 2775 ions toward the Martian upper atmosphere according to the upstream solar wind electric field,
 2776 *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 1083–1101, doi: 10.1002/2016JA023348

2777 Hara T. et al., (2017b), Evidence for crustal magnetic field control of ions precipitating into the
 2778 upper atmosphere of Mars, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, doi: 10.1029/2017JA024798.

2779 Jakosky, B.M., Lin, R.P., Grebowsky, J.M. et al., The Mars Atmosphere and Volatile Evolution
 2780 (MAVEN) Mission, *Space Sci Rev* (2015) 195 : 3. <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0139-x>

2781 Johnson, R.E., Plasma-induced sputtering of an atmosphere, *Space Sci Rev* (1994) 69: 215.
 2782 <https://doi.org/10.1007/BF02101697>

2783 Johnson, R. E., and J. G. Luhmann (1998), Sputter contribution to the atmospheric corona on
 2784 Mars, *J. Geophys. Res.*, 103(E2), 3649–3653, doi: 10.1029/97JE03266.

2785 Johnson, R. E., D. Schnellenberger, and M. C. Wong (2000), The sputtering of an oxygen
 2786 thermosphere by energetic O^+ , *J. Geophys. Res.*, 105(E1), 1659–1670, doi:
 2787 10.1029/1999JE001058

2788 Leblanc, F. and R.E Johnson (2001), Sputtering of the Martian atmosphere by solar wind pick-
 2789 up ions, *Planet. Space Sci.*, 49, 645-656, 2001, doi:10.1016/S0032-0633(01)00003-4.

2790 Leblanc F. and R.E. Johnson (2002), Role of molecules in pick-up ion sputtering of the Martian
 2791 atmosphere, *J. Geophys. Res.*, <https://doi.org/10.1029/2000JE001473>

2792 Leblanc F., R. Modolo and al. (2015), Mars heavy ion precipitating flux as measured by Mars
 2793 Atmosphere and Volatile EvolutionN, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 9135-9141, doi:
 2794 10.1002/2015GL066170.

2795 Leblanc F., Chaufray, J. Y., Modolo, R., Leclercq, L., Curry, S., Luhmann, J., ... Jakosky, B.
 2796 (2017). On the origins of Mars' exospheric nonthermal oxygen component as observed by
 2797 MAVEN and modeled by HELIOSARES. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 122,
 2798 2401–2428. <https://doi.org/10.1002/2017JE005336>
 2799 Leblanc, F. and al., (2018). On Mars' Atmospheric Sputtering after MAVEN first Martian year
 2800 of Measurements. *Geophysical Research Letters*. doi:10.1002/2018GL077199.
 2801 Lee, C. O., et al. (2017), MAVEN observations of the solar cycle 24 space weather conditions
 2802 at Mars, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 2768–2794, doi: 10.1002/2016JA023495.
 2803 Lee, C. O., Jakosky, B. M., Luhmann, J. G., Brain, D. A., Mays, M. L., Hassler, D. M., et al.
 2804 (2018). Observations and impacts of the 10 September 2017 solar events at Mars: An overview
 2805 and synthesis of the initial results. *Geophysical Research Letters*, 45.
 2806 <https://doi.org/10.1029/2018GL079162>
 2807 Lillis, R.J., Brain, D.A., Bougher, S.W. et al., Characterizing Atmospheric Escape from Mars
 2808 Today and Through Time, with MAVEN, *Space Sci Rev* (2015) 195: 357.
 2809 <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0165-8>
 2810 Luhmann, J. G., and J. U. Kozyra (1991), Dayside pickup oxygen ion precipitation at Venus
 2811 and Mars: Spatial distributions, energy deposition and consequences, *J. Geophys. Res.*, 96(A4),
 2812 5457–5467, doi: 10.1029/90JA01753.
 2813 Luhmann, J. G., R. E. Johnson, M. H. G. Zhang, Evolutionary impact of sputtering of the
 2814 Martian atmosphere by O⁺ pickup ions, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 2151–2154, 1992.
 2815 <https://doi.org/10.1029/92GL02485>
 2816 Lundin, R., Barabash, S., Fedorov, A., Holmström, M., Nilsson, H., Sauvaud, J.-A., &
 2817 Yamauchi, M. (2008), Solar forcing and planetary ion escape from Mars, *Geophysical Research*
 2818 *Letters*, 35, L09203, doi: 10.1029/2007GL032884.
 2819 Lundin, R., S. Barabash, M. Holmström, H. Nilsson, Y. Futaana, R. Ramstad, M. Yamauchi,
 2820 E. Dubinin, and M. Fraenz (2013), Solar cycle effects on the ion escape from Mars, *Geophys.*
 2821 *Res. Lett.*, 40, 6028–6032, doi: 10.1002/2013GL058154.
 2822 Ma, Y.-J., and A. F. Nagy (2007), Ion escape fluxes from Mars, *Geophys. Res. Lett.*, 34,
 2823 L08201, doi: 10.1029/2006GL029208.
 2824 Martinez, A., Leblanc, F., Chaufray, J. Y., Modolo, R., Romanelli, N., Curry, S., et al (2019).
 2825 Variability of precipitating ion fluxes during the September 2017 event at Mars. *Journal of*
 2826 *Geophysical Research: Space Physics*, 124. <https://doi.org/10.1029/2018JA026123>

2827 McFadden, J.P., Kortmann, O., Curtis, D. et al., MAVEN SupraThermal and Thermal Ion
 2828 Composition (STATIC) Instrument, *Space Sci Rev* (2015) 195 : 199.,
 2829 <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0175-6>
 2830 Modolo, R., et al. (2016), Mars-solar wind interaction: LatHyS, an improved parallel 3-D
 2831 multispecies hybrid model, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 121, 6378–6399, doi:
 2832 10.1002/2015JA022324.Ramstad,
 2833 Nilsson, H., G. Stenberg, S. Futaana, M. Holmstrom, S. Barabash, R. Lundin, N. Edberg, and
 2834 A. Fedorov (2012), Ion distributions in the vicinity of Mars: Signatures of heating and
 2835 acceleration processes, *Earth Planets Space*, 64(2), 135–148, doi:[10.5047/eps.2011.04.011](https://doi.org/10.5047/eps.2011.04.011).
 2836 R., S. Barabash, Y. Futaana, H. Nilsson, X.-D. Wang, and M. Holmström (2015), The Martian
 2837 atmospheric ion escape rate dependence on solar wind and solar EUV conditions: 1. Seven
 2838 years of Mars Express observations, *J. Geophys. Res. Planets*, 120, 1298–1309, doi:
 2839 10.1002/2015JE004816.
 2840 Ramstad, R., S. Barabash, F. Yoshifumi, and M. Holmström (2017), Solar wind- and EUV-
 2841 dependent models for the shapes of the Martian plasma boundaries based on Mars Express
 2842 measurements, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 7279–7290, doi:10.1002/2017JA024098.
 2843 Ronan Modolo, Gérard M. Chanteur, E. Dubinin, A. P. Matthews. Influence of the solar EUV
 2844 flux on the Martian plasma environment. *Annales Geophysicae*, European Geosciences Union,
 2845 2005, 23 (2), pp.433-444. <hal-00329361>
 2846 Terada, N., Y. N. Kulikov, H. Lammer, H. I. M. Lichtenegger, T. Tanaka, H. Shinagawa, and
 2847 T. Zhang (2009), Atmosphere and water loss from early Mars under extreme solar wind and
 2848 extreme ultraviolet conditions, *Astrobiology*, 9(1), 55–70, doi:[10.1089/ast.2008.0250](https://doi.org/10.1089/ast.2008.0250).
 2849 Wang, Y.-C., J. G. Luhmann, F. Leblanc, X. Fang, R. E. Johnson, Y. Ma, W.-H. Ip, and L. Li
 2850 (2014), Modeling of the O⁺ pickup ion sputtering efficiency dependence on solar wind
 2851 conditions for the Martian atmosphere, *J. Geophys. Res. Planets*, 119, 93–108, doi:
 2852 10.1002/2013JE004413.
 2853 Wang, Y.-C., J. G. Luhmann, X. Fang, F. Leblanc, R. E. Johnson, Y. Ma, and W.-H. Ip (2015),
 2854 Statistical studies on Mars atmospheric sputtering by precipitating pickup O⁺: Preparation for
 2855 the MAVEN mission, *J. Geophys. Res. Planets*, 120, 34–50, doi: 10.1002/2014JE004660.
 2856 Xu S. et al., (2018), Investigation of Martian magnetic topology response to 2017 September
 2857 ICME, *Geophys. Res. Lett.*, 45, doi: 10.1029/2018GL077708.
 2858

D. Synthèse

Dans ce chapitre, j'ai présenté mon étude de la relation entre l'intensité du flux EUV et l'intensité des précipitations ioniques martiennes à partir des observations et mesures de la sonde MAVEN. Il a été nécessaire de créer une méthodologie pour contraindre les conditions solaires de façon à obtenir trois périodes d'intensité du flux EUV significativement différentes mais avec toutes les autres conditions solaires similaires, tout comme avec la même couverture spatiale.

Les principaux résultats obtenus sont

1. **Une anti-corrélation entre l'intensité du flux EUV et l'intensité des précipitations. Nous trouvons qu'une croissance du flux EUV provoque une diminution du flux précipitant ionique martien.**
2. **Cette anti-corrélation s'expliquerait par un taux d'ionisation moins important pour un flux EUV plus faible, induisant une pénétration plus efficace du vent solaire et par conséquent une région d'accélération plus proche de la planète. La proportion d'ions planétaires ré-impactant l'atmosphère serait alors plus importante que lors du maximum d'activité. Ce que montre ce travail est que cet effet est plus efficace que la simple augmentation du taux d'ionisation induit par l'augmentation du flux EUV.**

L'étude ici présente reste cependant limitée à la phase du cycle solaire couverte par MAVEN pour l'instant. A cela s'ajoute que le cycle solaire actuel est d'une faible amplitude. Compte tenu du caractère inattendu des résultats de cette étude et de la complexité d'extraire une dépendance uniquement en fonction du flux EUV, il est essentiel d'étendre ce travail à la phase croissante du prochain cycle solaire jusqu'en 2025.

Chapitre IV : Modélisation des précipitations ioniques martiennes et comparaison aux observations MAVEN

Dans les chapitres précédents, j'ai présenté mes travaux sur les précipitations ioniques martiennes réalisés à partir des observations de l'environnement martien par les instruments de la sonde MAVEN. Ces études statistiques et observationnelles ont permis de mettre en évidence des dépendances entre les conditions solaires et les précipitations ioniques. Cependant les observations par satellite présentent des limites temporelles et spatiales. Leur période de rotation autour de Mars, de l'ordre de quelques heures (~ 2 heures pour MGS, ~ 4.5 heures pour MAVEN et ~ 6.7 heures pour MEX) est importante et rend difficile le suivi temporel d'évènements ou phénomènes physiques impactant l'environnement martien, comme dans le cas d'éruptions solaires (voir [le chapitre III](#)). De plus, en l'absence d'une constellation de satellites orbitant en permanence autour d'une planète, les observations réalisées par un satellite sont locales et ne permettent d'accéder simultanément aux conditions externes et internes à la magnétosphère. L'orbite de MAVEN va ainsi progressivement se rapprocher de la planète, l'empêchant d'observer directement les paramètres plasma du vent solaire. Il deviendra donc de plus en plus complexe d'étudier les influences des conditions plasma du vent solaire sur l'environnement martien. Troisièmement, dans le cas où plusieurs processus physiques influencent le même paramètre observationnel ou interagissent ensemble, il peut être difficile de différencier leur contribution respective sans s'appuyer sur de longues séries temporelles d'observation souvent limitées par la durée des missions spatiales.

La modélisation numérique offre la possibilité de remédier en partie aux limites intrinsèques de l'observation satellitaire. Les modèles peuvent être utilisés afin de reproduire des observations et approfondir les analyses qui peuvent en être faites. Ils donnent notamment un contexte tridimensionnel aux observations mais également, et cela de plus en plus grâce aux développements de modèle non stationnaire, un contexte temporel.

Dans ce chapitre, nous présentons le résultat d'une étude d'observations par le satellite MAVEN s'appuyant sur une comparaison avec le modèle magnétosphérique hydride LatHyS pour « *Latmos Hybrid Simulation* » (Modolo et al., [2005](#) ; [2016](#)). Nous avons tout particulièrement étudié l'influence de la pression dynamique du vent solaire sur les mécanismes d'accélération, d'ionisation et de précipitation. Dans un premier temps, dans la section A., je

2914 présenterai brièvement les différents types de modèles décrivant les interactions plasma/objet
 2915 avant de donner les principales caractéristiques du modèle utilisé : LatHyS. Je poursuivrai dans
 2916 la section B avec les observations du flux EUV observé par MAVEN pour conclure avec les
 2917 résultats de l'étude en section C.

2918 **A. Les modèles décrivant les interactions plasma/objet**

2919 Dans un plasma, les particules d'une espèce « i », de masse m_i et de charge q_i , sont
 2920 caractérisées par une fonction de distribution $f_i(\vec{x}, \vec{v}, t)$ où $\vec{x}$ et $\vec{v}$ représentent les vecteurs
 2921 positions et vitesse et où t désigne le temps. L'évolution temporelle de la fonction f_i est régie
 2922 par l'équation de Vlasov sans collisions ci-dessous :

$$2923 \quad \frac{\partial f_i}{\partial t} + \vec{v} \cdot \frac{\partial f_i}{\partial \vec{x}} + \frac{q_i}{m_i} (\vec{E} + \vec{v} \times \vec{B}) \cdot \frac{\partial f_i}{\partial \vec{v}} = 0$$

2924 $\vec{E}$ et $\vec{B}$ désignent les champs électrique et magnétique, qui sont déterminés à partir des équations
 2925 de Maxwell :

$$2926 \quad \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = -\vec{\nabla} \times \vec{E} \quad \text{Equation de Maxwell-Faraday}$$

$$2927 \quad \vec{\nabla} \times \vec{B} = \mu_0 \vec{J} + \mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad \text{Equation de Maxwell-Ampère}$$

$$2928 \quad \vec{\nabla} \cdot \vec{E} = \frac{\rho_c}{\epsilon_0} \quad \text{Equation de Maxwell-Gauss}$$

$$2929 \quad \vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0 \quad \text{Equation de conservation du flux magnétique}$$

2930 $\vec{J}$ et ρ_c désignant la densité de courant et la densité de charge, μ_0 et ϵ_0 sont la perméabilité et la
 2931 permittivité du vide.

1. Les différentes approches pour résoudre les équations régissant les interactions plasma/objet

Plusieurs approches permettent de décrire la dynamique des plasmas en interaction avec un objet planétaire. La première d'entre elles consiste à décrire la trajectoire des ions et des électrons en résolvant le système d'équation Vlasov-Maxwell. Leur mouvement est régi par le champ électromagnétique, lui-même influencé par le déplacement des particules chargées, induisant des courants électriques, que l'on peut résoudre par les équations de Maxwell. Il s'agit de l'approche cinétique. Le courant est calculé selon l'équation :

$$\vec{J} = \sum_i (q_i n_i \vec{V}_i) - e n_e \vec{V}_e$$

Où « i » désigne l'espèce ionique de charge q_i , de densité n_i et de vitesse $\vec{V}_i$, avec « e » désignant ceux des électrons ([Kallio et al., 2011](#)). n_i et $\vec{V}_i$ sont reconstruits à partir de la connaissance des vitesses et positions d'un très grand nombre de particules tests décrivant chacune des espèces présentes dans le domaine de simulation. Le principal avantage de l'approche cinétique est la description des échelles électroniques, mais elle est en contrepartie très contraignante et très coûteuse d'un point de vue numérique puisqu'elle nécessite de résoudre les équations du mouvement pour chaque ion, et chaque électron en raison des très petites échelles spatiale et temporelle imposées par la description cinétique des électrons.

La seconde approche possible est celle de la description fluide ou magnétohydrodynamique (MHD) qui décrit l'évolution spatiale et temporelle de quantités macroscopiques telles que la densité, la pression ou la vitesse fluide. Les équations employées sont obtenues à partir des principes de conservation (masse, quantité de mouvement, énergie) et sont complétées par les équations de Maxwell. Cette approche est privilégiée lorsqu'on s'intéresse à des phénomènes physiques où la description du mouvement cinétique des particules peut être approximée par la description des quantités macroscopiques, c'est-à-dire, lorsque les échelles spatiales et temporelles considérées sont plus grandes que les échelles physiques caractéristiques (comme la longueur de Debye) et le temps caractéristique du plasma (fréquence cyclotron). Contrairement à l'approche cinétique, l'approche fluide est peu coûteuse

numériquement, mais ne permet pas de décrire les très petites échelles spatiales notamment celles des ions. Une description détaillée des approches MHD est donnée dans [Ledvina et al. \(2008\)](#) et [Kallio et al. \(2011\)](#).

La dernière approche est celle du formalisme hybride, consistant à décrire les ions de manière cinétique, c'est-à-dire de décrire chaque espèce ionique comme un ensemble de particules numériques (surnommé macro-particules ou test-particules) de poids ajustable, et de traiter les électrons comme un fluide sans inertie pour assurer la quasi-neutralité de charge du plasma. Elle repose sur plusieurs hypothèses. Premièrement, elle doit se baser sur des échelles spatiales et temporelles grandes devant les grandeurs caractéristiques du plasma (rayon de giration, fréquence cyclotron...). Deuxièmement, le fluide électronique décrit doit se trouver proche de l'équilibre thermodynamique, et est donc représenté par une fonction de distribution Maxwellienne. Enfin, seuls les modes basse fréquence sont modélisés ($\omega \ll \omega_p$ où ω_p est la fréquence du plasma), ce qui permet de négliger le courant de déplacement dans l'équation de Maxwell-Ampère. L'algorithme du modèle hybride repose sur la méthode « *Current Advance Method and Cyclic leapfrog* » de [Matthews \(1994\)](#). Son extension en 3D a été réalisée dans le cadre de la thèse de [Modolo \(2004\)](#). Le formalisme hybride et ses limitations sont décrites en détails dans [Ledvina et al. \(2008\)](#) et [Kallio et al. \(2011\)](#).

2. Le modèle utilisé : « *Latmos Hybrid Simulation* » (LatHyS)

Dans le cadre de cette étude, j'utilise le modèle hybride LatHyS. (Modolo et al., [2005](#) ; [2016](#)) qui fut conçu initialement pour décrire l'environnement planétaire de Mars. Il fut par la suite adapté pour décrire les environnements de Titan ([Modolo et al., 2007](#) ; [Modolo and Chanteur, 2008](#)), Mercure ([Richer et al., 2012](#)) et Ganymède ([Leclercq et al., 2016](#)). L'évolution temporelle des champs électromagnétiques et du mouvement des particules chargées y est implémentée. Ce modèle de simulation décrit la dynamique et la structure de l'environnement ionisé au voisinage de ces corps et caractérise l'échappement atmosphérique en distinguant les processus qui en sont responsables.

Le modèle hybride LatHyS dispose des avantages suivants :

- C'est un modèle multi-objet parallélisé.

- 2989 • Il dispose d’une description multi-espèce du plasma, permettant de décrire la dynamique
2990 de plusieurs espèces ioniques à la fois pour le plasma incident (vent solaire) et le plasma
2991 planétaire. Chaque espèce dispose de leur propre identité chimique mais aussi de leur
2992 propre caractéristique (densité, température, vitesse...).
- 2993 • Il prend en charge de nombreux processus physiques comme la conductivité
2994 ionosphérique, les collisions ion-atome, les productions d’espèce ionique locale...
- 2995 • Il prend en compte l’interaction d’échange de charge entre atomes et ions.

2996

2997 Le modèle utilise comme entrées une description de la densité en 3-D des espèces H, O
2998 et CO₂ représentant la thermosphère et l'exosphère. La description des espèces neutres est
2999 modélisée à partir du modèle « LMD – *Global Circulation Model* » ([Forget et al., 1999](#) ;
3000 [Chaufray et al., 2014](#)) et du modèle « *Exospheric Global Model* » ([Yagi et al., 2012](#) ; [Leblanc](#)
3001 [et al., 2017](#)).

3002 **B. Influence de la pression dynamique du vent solaire sur les** 3003 **précipitations ioniques martiennes : résultats de simulation LatHyS et** 3004 **observations MAVEN**

3005 Afin d’étudier et d’isoler les mécanismes d’accélération des ions et les processus de
3006 production dans des conditions de pression dynamique différentes, nous avons choisi d’utiliser
3007 un modèle de simulation d’environnement planétaire en lien avec les observations des
3008 instruments à bord du satellite MAVEN. Les effets et tendances de la pression dynamique sur
3009 l’environnement martien ont déjà fait l’objet dans ma thèse de plusieurs descriptions dans [la](#)
3010 [section A du chapitre II](#) et dans [la sous-partie 3 de la section B du chapitre I](#).

3011 L’objectif de cette étude est d’étudier l’évolution de la dépendance des précipitations
3012 ionique en fonction de la pression dynamique. Dans cette section, nous présentons les résultats
3013 que nous avons obtenus en comparant les observations par les instruments du satellite MAVEN
3014 avec la modélisation par LatHyS. Ci-dessous est reproduit l’article soumis à la revue « *Journal*
3015 *of Geophysical Research* ».

3016

**Influence of the solar wind dynamic pressure on the ion
precipitation: MAVEN observations and simulation
results.**

A. Martinez¹, R. Modolo², F. Leblanc¹, J. Y. Chaufray^{1,2}, N. Romanelli³, O. Witasse⁴, Y.
Dong⁵, T. Hara⁶, J. Halekas⁷, R. Lillis⁶, J. McFadden⁶, F. Eparvier⁷, L. Leclercq⁸, J.
Luhmann⁶, S. Curry⁶ and B. Jakosky⁷.

¹ LATMOS/IPSL Sorbonne Université, UVSQ, CNRS, Paris, France

² LATMOS/IPSL, UVSQ Université Paris-Saclay, Sorbonne Université, CNRS, Guyancourt,
France

³ Solar System Exploration Division, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD,
USA. CRESST II, University of Maryland, Baltimore County, Baltimore, MD, USA.

⁴ ESTEC, European Space Agency, Noordwijk, Netherlands

⁵ Laboratory for Atmospheric and Space Physics, University of Colorado, Boulder, CO, USA

⁶ Space Science Laboratory, University of California, Berkeley, CA, USA

⁷ Department of Physics and Astronomy, University of Iowa, IA, USA

⁸ University of Virginia, Charlottesville, VA 22904, USA.

3036 **Abstract:**

3037 Using the data from the SWIA and STATIC instruments on board Mars Atmosphere and
3038 Volatile EvolutionN (MAVEN) and LatHyS (Latmos Hybrid Simulation) simulations, we
3039 investigate the heavy ion precipitation into the Martian atmosphere. We discuss the influence
3040 of the solar wind dynamic pressure on the ion precipitation using observations performed by
3041 MAVEN from 04 June 2014 to 20 July 2017. The increase of the dynamic pressure from 0.63
3042 to 1.44 nPa is clearly associated with an increase of the same order of magnitude of the
3043 precipitating oxygen ion energy flux measured by MAVEN/STATIC from 9.9 to
3044 $20.6 \times 10^6 \text{ eV} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ at low energy (from 30 to 650 eV). In the same way, from 650
3045 eV to 25000 eV, MAVEN/SWIA (all species) observed an increase from 22.4 to $42.8 \times$
3046 $10^7 \text{ eV} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ of the precipitating ion energy flux.

3047 Performing two simulations using the average solar wind conditions for both solar dynamic
3048 pressure regimes observed by MAVEN as input in the LatHyS model, we reproduce some of
3049 the key characteristics of the observed oxygen ion precipitation. We characterize the oxygen
3050 ions simulated by LatHyS by their energy and time of impact, their time of injection in the
3051 simulation and initial position and the mechanism by which these ions were created. The model
3052 suggests that the main cause of the increase of the heavy ion precipitation during an increase of
3053 the solar dynamic pressure is the increase of the ion production by charge exchange,
3054 proportional to the increase of the solar wind flux, which becomes the main contribution to the
3055 ion precipitation at high energy.

3056

3057

I Introduction

In the absence of a global magnetic field, Mars' upper atmosphere interacts directly with the solar wind. Planetary neutral species (mainly carbon dioxide molecules, hydrogen and oxygen atoms) are ionized by photoionization, electronic impact or charge exchange and are accelerated by the motional electric field of the solar wind. These charged particles can precipitate into Mars' atmosphere with energy up to several keV and induce a cascade of collisions, transferring enough energy to atmospheric particles to exceed the Martian escape velocity (Luhmann and Kozyra, 1991; Johnson, 1994). While this process, named atmospheric sputtering, may have led to significant atmospheric escape in its early history, as suggested by Luhmann et al. (1992), its contribution is nowadays minor compared to other neutral escape processes like Jeans escape (Anderson and Hord, 1971; Krasnopolsky and Feldman, 2001) and photochemical escape (Lillis et al., 2015; 2017), or ion escape process like pick-up ions (Luhmann, 1990; Fang et al., 2010; Dong et al., 2017) and ion outflow (Lundin et al., 1990 ; Andersson et al., 2010).

Atmospheric escape induced by sputtering at the present epoch is expected to be small compared to other mechanisms (Leblanc et al. 2017) and therefore difficult to quantify from direct measurements. However, since heavy planetary ion precipitation (which we define as having mass larger or equal to the mass of carbon atom) is the primary driver of atmospheric sputtering (Johnson et al, 2000; Wang et al, 2014; 2015), it is essential to constrain the dependence of the precipitating ion flux on present solar wind conditions in order to, potentially, extrapolate the effect of this mechanism, over the Martian history. In situ measurements of precipitating ions began with Mars Express (MEX) spacecraft, in orbit around Mars since December 2003, (e.g., Chicarro et al., 2004; Barabash et al., 2006). Hara et al. (2011) reported that MEX observed enhancements of precipitating heavy ions (e.g. O^+ and O_2^+) during the passage of Corotating Interaction Region (CIR) solar wind structures. This observation suggests that heavy ion precipitation is highly variable and depends on the upstream solar wind conditions at Mars. Thanks to Mars Atmosphere and Volatile Evolution (MAVEN) measurements, observations of heavy ion precipitation during quiet solar wind conditions have been reported by Leblanc et al. (2015), suggesting that atmospheric sputtering occurs almost continuously at Mars.

Several investigations, either from observational or modeling studies, have highlighted the influence of the plasma properties on the Martian environment. Edberg et al. (2009), Hall et al.

(2016), Halekas et al. (2017) and Ramstad et al. (2017) have shown that the solar EUV irradiance and the solar wind dynamic pressure have an influence on the position of plasma boundaries such as the Magnetic Pile-up Boundary (MPB) and the Bow Shock (BS). Indeed, the newly created exospheric ions can act to slow the solar wind flux, which can move the bow shock position away from the planet (Hall et al, 2016). Moreover, Lundin et al. (2008) also showed that the size of the Martian obstacle (estimated as proportional to the BS position) influences the ion atmospheric escape rate.

The statistical study by Hara et al. (2017a) has showed that precipitating ion fluxes observed by MAVEN (Jakosky et al., 2015) vary at least by an order of magnitude (typically between $10^4 \text{ cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} \text{sr}^{-1}$ and $10^6 \text{ cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} \text{sr}^{-1}$ for ions with energies higher than 25 eV) depending on the upstream solar wind conditions such as the dynamic pressure, the magnitude of the interplanetary magnetic field, and the motional electric field direction $\vec{E} = -\vec{V}_{\text{SW}} \times \vec{B}_{\text{SW}}$ with $\vec{V}_{\text{SW}}$ the solar wind velocity and $\vec{B}_{\text{SW}}$ the interplanetary magnetic field vector. Indeed, it has been shown by several theoretical studies (Luhmann and Kozyra 1991; Chaufray et al. 2007; Curry et al. 2015) that the orientation of the motional electric field may influence the energy and intensity of ion precipitation on Mars. These studies suggested that the integrated total precipitating ion fluxes are globally larger in the $-\vec{E}$ hemisphere than in the $+\vec{E}$ hemisphere. Pickup oxygen ions formed in the $-\vec{E}$ hemisphere are accelerated towards Mars and can precipitate while oxygen ions formed in the $+\vec{E}$ hemisphere are accelerated away from Mars and can escape. Such results have been observed by Martinez et al. (2019a) and Hara et al. (2017a) thanks to MAVEN.

Curry et al. (2015) have studied the response of Mars O^+ pickup ions to an ICME (March 8th, 2015) with a test-particle approach and found that the oxygen ion precipitation depends on the phase of the ICME with a maximum of precipitation during the shock. After the passage of the ICME shock, the precipitating flux of the ejecta phase decreases but still remains greater than the precipitating flux during the pre-ICME phase. Based on a similar approach, Fang et al. (2013) have shown that oxygen ion precipitation can vary by at least one order of magnitude due to the variation in dynamic pressure during ICME or CIR solar wind events. Similar conclusions have been reported by Hara et al. (2011) with Mars Express observation or by Martinez et al. (2019a) with MAVEN observations during the September 2017 solar events (Lee et al. 2018).

Complementary to observations, models can provide an extended set of information to better characterize the physical processes under investigations. By being able to take into account a wide variety of physical processes in time and space, models can be used to reproduce observations and investigate the resulting mechanisms. They provide a three-dimensional context for the observations. At the beginning of Martian exploration, with Mariner 4 or Phobos 2, computer simulations have been found very useful for investigating the physic mechanisms of the atmospheric escape (Luhmann and Kozyra, 1991; Luhmann, Jonhson & Zhang, 1992; Johnson, 1994; Leblanc & Johnson, 2001; 2002; Dubinin & Lundin, 1995; Fang et al., 2010). Some studies also make it possible to model the present and past contributions of these mechanisms to atmospheric escape (Chassefière & Leblanc, 2004). Combining MEX observations and sophisticated global model simulations, Diéval et al. (2012) have shown that the precipitating protons originate from both the solar wind and the planetary exosphere. Here, we use model to simulate the potential effects of the solar dynamic pressure on the ion precipitation.

In this paper, we further analyze the role of the solar dynamic pressure on the ion precipitation by performing a detailed analysis of MAVEN measurements combined with the simulation of its potential effects. The LATMOS Hybrid Simulation (LatHyS) model (Modolo et al, 2016) is used to constrain the processes that may control the ion precipitation. The instruments and data used to perform this analysis, as well as the methodology developed are described in section II. The model is described in section III whereas section IV present the main results and lessons derived from the simulation/measurement comparisons and section V the conclusions.

II MAVEN measurements of the solar wind conditions and precipitating ion flux

II.1. Instruments and Data

The large set of MAVEN instruments (Jakosky et al. 2015) allows us to characterize the precipitating ion flux as well as the upstream solar wind conditions and also to constrain the atmospheric and plasma properties of the Martian environment. In this study, we use measurements performed by the Solar Wind Ion Analyzer (SWIA; Halekas et al., 2015), the SupraThermal and Thermal Ion Composition (STATIC; McFadden et al., 2015), the Magnetometer (MAG; Connerney et al., 2015a; 2015b) and the Solar Extreme Ultraviolet

Monitor (EUVM; Eparvier et al., 2015). The MAVEN/SWIA instrument is an energy and angular ion spectrometer. In this work, we use the SWIA coarse survey data product, covering an energy range between 25eV/q and 25keV/q with 48 energy steps logarithmically spaced, a field of view (FOV) of 360°x90° with 64 angular bins and 4s time resolution. The MAVEN/STATIC instrument is an energy, mass and angular ion spectrometer. We used the STATIC “D1” data product, covering an energy range between 0.1eV/q and 35keV/q with 32 energy steps logarithmically spaced, a field of view (FOV) of 360°x90° on 64 angular bins and 8 mass bins covering a mass range from 1 amu to 80 amu with a 4s time resolution.

We mainly based our study on MAVEN/SWIA despite the lack of mass resolution because MAVEN/STATIC operates mostly in conic mode (McFadden et al. 2015) below 350 km in altitude leading to a limited coverage for ions with energy larger than 650 eV. In the following, we use MAVEN/STATIC to refine our analysis for energies below 650 eV. Moreover, in order to avoid any potential bias in the measurement due to spacecraft charging, we only consider precipitating ions with energies larger than 30 eV. Although MAVEN/SWIA does not have mass resolution, it can be used to estimate the evolution of heavy ion precipitation for the high energy range. Pickup ions can be accelerated by the motional electric field up to a maximum energy limit (Jarvinen and Kallio, 2014; Rahmati et al., 2015) which is:

$$E_{max}(M^+) = 4 * m_M * U_{SW}^2 * \sin^2(\theta_{UB}) = 4 * E_{SW} * \left(\frac{m_M}{m_p}\right) * \sin^2(\theta_{UB}) \quad (1)$$

Where M^+ is the species with a mass m_M and θ_{UB} is the angle between the solar wind velocity and the interplanetary magnetic field, m_p is the proton mass and E_{SW} is the energy of the solar wind proton. The maximum energy is 4 times that of the solar wind, that is, typically around four times 800 eV to 1 keV for nominal conditions for planetary protons and four times 2.4 keV to 4 keV for planetary helium ions. Therefore, any ions precipitating with energy larger than few keV are most probably planetary ions with masses larger than the proton and helium masses.

The MAVEN/EUVM measures the solar irradiance in three bands from the soft X-ray to the EUV range (in three spectral bands 0.1-7nm, 17-22nm and 121-122nm) with a temporal resolution of 1s. To characterize the solar EUV irradiance, we use MAVEN/EUVM channel A which measures solar irradiance between 17 and 22nm.

The solar wind density, solar wind velocity, and Interplanetary Magnetic Field (IMF) vectors are measured by MAVEN/SWIA and MAVEN/MAG and averaged on an orbit-by-orbit basis while MAVEN is in the pristine solar wind (Halekas et al., 2017). In this work, we use the Mars Solar Electric (MSE) coordinate system in which the X-axis points toward the Sun, the Z-axis is aligned with the solar wind motional electric field and the Y-axis completes the right hand system (Fedorov et al., 2006).

II.2. Upstream and planetary conditions

To investigate the dependence of the precipitating ion flux with respect to the solar wind dynamic pressure, we used the method developed by Dong et al. (2017) and Martinez et al. (2019b). In absence of permanent solar wind monitoring, we assume that the averaged solar wind parameters, measured by MAVEN when inside the solar wind, are constant during the whole orbit as explained in Martinez et al. (2019b). Solar wind parameters on an orbit-by-orbit basis, when MAVEN was in the solar wind, are then used to determine the average solar wind parameters for a given set of measurements.

We organize MAVEN data into two sets of measurements corresponding to two different solar wind dynamic pressure conditions: a low dynamic pressure case with values between 0.3 and 1.0 nPa and a high dynamic pressure case with values between 1.0 and 2.6 nPa. The IMF strength (B_{IMF}) is also imposed between 2.2 and 6.7 nT. The solar wind dynamic pressure is defined as $P_{dyn} = m_p n_{SW} V_{SW}^2$, where m_p is the mass of the proton, n_{SW} and V_{SW} the solar wind density and velocity. For both sets of measurements, we determine the mean solar wind conditions and calculate the norm of the solar wind motional electric field defined as $E = |\vec{V}_{SW} \times \vec{B}_{IMF}|$, the solar wind particle flux defined as $F_{SW} = n_{SW} V_{SW}$, the Alfvén Mach number defined as $M_A = \frac{V_{SW}}{V_A}$ (with the V_A the Alfvén speed), the magneto-sonic Mach number M_{MS} as defined in Edberg et al., (2010) and the MSE angle as defined in Martinez et al., (2019a). The MSE angle corresponds to the anticlockwise angle between the MAVEN's location in MSE coordinates during its measurements of the precipitating ion flux and the East MSE direction (MSE longitude equal to $+180^\circ$ and latitude equal to 0°).

		High Pdyn [1.0,2.6] nPa	Low Pdyn [0.3,1.0] nPa	Common coverage (%)
EUV Flux ($mW.m^{-2}$)	$\mu \pm \sigma$	0.22 ± 0.04	0.22 ± 0.03	85.5
	Q25	0.19	0.20	
	Q75	0.24	0.23	
Dynamic pressure (nPa)	$\mu \pm \sigma$	1.44 ± 0.41	0.63 ± 0.19	0.0
	Q25	1.13	0.46	
	Q75	1.63	0.79	
Solar Zenith Angle (°)	$\mu \pm \sigma$	96 ± 28	96 ± 28	89.7
	Q25	80	77	
	Q75	115	118	
Electric field ($mV.m^{-1}$)	$\mu \pm \sigma$	1.44 ± 0.55	1.04 ± 0.45	68.6
	Q25	1.00	0.74	
	Q75	1.77	1.20	
IMF (nT)	$\mu \pm \sigma$	3.90 ± 1.12	3.23 ± 0.95	69.1
	Q25	2.92	2.50	
	Q75	4.52	3.60	
Speed ($km.s^{-1}$)	$\mu \pm \sigma$	448 ± 80	423 ± 78	80.1
	Q25	376	370	
	Q75	495	467	
Density (cm^{-3})	$\mu \pm \sigma$	4.67 ± 1.93	2.25 ± 0.97	40.9
	Q25	3.28	1.49	
	Q75	5.69	2.78	
MSE angle(°)	$\mu \pm \sigma$	178 ± 110	203 ± 110	86.2
	Q25	94.7	153	
	Q75	263	322	
Alfven Mach number	$\mu \pm \sigma$	11.5 ± 3.0	9.1 ± 2.5	68.9
	Q25	9.3	7.3	
	Q75	13.1	10.8	
Magnetosonic Mach number	$\mu \pm \sigma$	7.76 ± 1.36	7.10 ± 1.38	86.4
	Q25	6.83	6.10	
	Q75	8.58	8.07	
Solar wind flux ($10^8 cm^{-2}s^{-1}$)	$\mu \pm \sigma$	1.98 ± 0.62	0.91 ± 0.29	23.5
	Q25	1.57	0.68	
	Q75	2.36	1.09	

Table 1: Mean μ , standard deviation σ , first quartile Q_{25} and third quartile Q_{75} of the solar zenith angle and each solar planetary parameter distribution for the two sets of precipitating flux measurement. The last column provides the percentage of the area in common between the two distributions.

These parameters are displayed in Table 1. The last column of Table 1 presents the coverage distribution, as defined in Martinez et al, (2019b), showing the percentage of common distribution for a given parameter between the two dynamic pressure groups. Except for the solar wind density and flux, and obviously for the dynamic pressure, all solar wind properties show similar variations with about 70%, or more, of the distribution of each of these parameters in common. In other words, the EUV irradiance, IMF intensity, Alfvén and magnetosonic Mach numbers, solar wind speed and MSE angle are similar during these two set of measurements. The spatial coverage of the ion precipitation measurements, characterized by the MSE angle and the solar zenith angle, is also similar during these two set of measurements.

The presence of crustal magnetic fields (Acuña et al., 1999; Connerney et al., 2005) can influence locally the precipitating ion flux, as shown by Hara et al. (2017b). In order to limit the potential influence of the crustal fields (Leblanc et al. 2017; Hara et al. 2017b), we also only consider measurements performed when the average magnetic field between 200 and 350 km was less than 60 nT. Moreover, to further limit the potential role of the crustal fields on the precipitation, we also consider only MAVEN measurements performed when the main crustal field region (centered at 180° GEO East longitude and -50° GEO latitude) was in the nightside, meaning when the subsolar point has a GEO longitude from -60° to 60°.

II.3. MAVEN's ion precipitation measurements

In order to reconstruct the precipitating ion energy flux, we use the method developed by Leblanc et al. (2015) and Martinez et al (2019a). We use MAVEN observations of the two sets of measurements performed between 200 and 350km. Within such altitude range, any ions

moving toward the planet in a cone of less than 75° with respect to the local nadir direction has a very large probability to impact Mars' atmosphere. Therefore, to reconstruct the precipitating flux, we sum all measurements of SWIA (and STATIC) anodes with a FOV corresponding to a cone of less than 75° from the local zenith direction. Moreover, in order to exclude the reconstructed precipitating flux with poor coverage, we only consider measurements during which the total FOV of SWIA (and STATIC) anodes covers more than 65% of the 75° solid angle cone centered on the zenith direction. In the case of MAVEN/SWIA measurements, which has a low signal-to-noise ratio at high energy, we adapted the method from Martinez et al. (2019a) to remove an average background induced by Solar Energetic Particles (SEP).

Compared to MAVEN/SWIA, MAVEN/STATIC is less sensitive to SEPs because its measurements technique is based on double coincidence (McFadden et al., 2015). In case of intense SEP events or background level, STATIC measurements with poor quality were flagged and systematically excluded from our analysis. So, the background level of MAVEN/STATIC is assumed to be negligible.

In this study, MAVEN observations obtained from June 4th, 2015 to July 20th, 2017 have been categorized into two groups with similar spatial coverage: high dynamic pressure with 1.44 nPa averaged on 226 ion precipitation spectra by MAVEN/SWIA, and low dynamic pressure with 0.63 nPa averaged on 454 ion precipitation spectra by MAVEN/SWIA.

III LatHyS Model

In order to simulate the Martian environment and the precipitating heavy ion flux, we choose to use the hybrid approach which describes ions with a kinetic approach while the electrons are treated as a fluid (Modolo et al. 2016). The hybrid model called LatHyS is a 3-D multispecies parallelized model that simulates the interaction of the solar wind plasma with the neutral environment of the planet, characterizing all plasma regions in the vicinity of the planet. A detailed description of the LatHyS model can be found in Modolo et al. (2005 and 2016). The model uses as inputs a 3-D density description of H, O and CO₂ representing the thermosphere and exosphere. The neutral species description is modeled from the LMD - Global Circulation

Model (Forget et al, 1999; Chaufray et al. 2014) and the Exospheric Global Model (Yagi et al, 2012; Leblanc et al, 2017). The state of the neutral environment corresponds to solar longitude $L_s=270^\circ$. The spatial resolution of the LatHyS results presented in this paper is $\Delta x = 57$ km, and a mean solar activity is assumed for all the models (LatHyS, EGM, LMD-GCM) and for the two solar wind dynamic pressure cases.

Simulations are set up with typical solar wind parameters based on the orbit-by-orbit average solar wind parameters for the two groups of solar wind dynamic pressure, from Table 1. To facilitate the interpretation of the simulated precipitation fluxes, the interplanetary magnetic field is taken with only a B_y component. For the period of high dynamic pressure we have: $n_{SW} = 4.7 \text{ cm}^{-3}$, $V_{SW} = 450 \text{ km.s}^{-1}$ and $B_y = 4.0 \text{ nT}$. For the period of low dynamic pressure we have: $n_{SW} = 2.2 \text{ cm}^{-3}$, $V_{SW} = 424 \text{ km.s}^{-1}$ and $B_y = 3.2 \text{ nT}$. Simulations are performed with a sub-solar longitude at 0° and a subsolar latitude at -23° , meaning that the main crustal field region is located in the nightside. To further analyze simulation results, for each particle we record the information of the injection position, the ionization mechanism of the particle, the injection time, the precipitation time and its precipitating energy. Three main sources of ions are implemented in the simulation model. A simplified set of ionospheric chemistry equations is included (below 350 km) and particles created in this region are labeled as ionospheric particles. Particles can also be produced by photo-ionization above 350 km, where the optical depth is negligible, or undergo charge exchange reactions. Information concerning the ionization processes are detailed in Modolo et al. (2016).

In this study, we consider only oxygen ions. Heavier ions (such as Ar^+ , O_2^+ and CO_2^+) are not considered because of their much lower density at high altitude according to Fox (2004) so that their contribution to atmospheric sputtering should be very limited in intensity. Once a steady state of the simulation is achieved, O^+ ion precipitating ($V_r < 0$) below 250 km in altitude are recorded in order to construct an energy flux map on a $4.5^\circ \times 4.5^\circ$ longitude-by-latitude grid. To have meaningful statistics on the precipitating O^+ ions, the accumulation is performed over 100 solar wind proton gyro-periods (about 6-7 transit times of the simulation box). Each energy spectra corresponding to the impacting O^+ flux is computed with an energy resolution of $\frac{dE}{E} =$

~17% for energy larger than 2 eV. With more than one million precipitating numerical particles for each simulation, the modelled sample is large enough to be statistically significant. The stationarity of the solution has been checked by comparing energy spectra at each grid point of the map for various accumulation intervals. We found a temporal standard deviation of 15-20% indicating that the simulation converged to a stable solution.

In order to compare simulation and observation, a similar methodology to reconstruct the simulated precipitation as for MAVEN measurements have been used:

- For each sequence of observation, the portion of MAVEN trajectory during which the precipitating flux was measured (between 200km and 350km in altitude) is reconstructed in the simulated MSE reference frame.
- The simulated energy spectra of the precipitating flux along each of these portions of MAVEN trajectory are then reconstructed and averaged. If, for a given energy bin, the simulated flux is lower than the threshold corresponding to MAVEN/SWIA background, the simulated precipitated ion energy flux, for this energy bin, is not considered to calculate the average.

IV LatHyS simulated precipitation and MAVEN precipitating measurements

IV.1. Comparison between MAVEN observation of the precipitating flux and LatHyS simulated flux

Figure 1 shows the comparison of the spectrum of the average precipitating ion energy flux for MAVEN/SWIA, MAVEN/STATIC and as simulated for the two dynamic pressure cases. The energy dependence of the differential flux is similar from one solar wind dynamic pressure case to the other for both instruments. For both dynamic pressure cases, the low-energy component of the precipitating oxygen ion energy flux measured by MAVEN/STATIC and simulated follow similar dependency with higher fluxes for larger dynamic pressure. Below 50 eV, we notice an increasing discrepancy between observation and simulation. This difference can be, in part, explained by the limited resolution of the simulations (57 km). At low energy, the main component of the oxygen ion precipitation comes from the ionospheric region (below 350 km

in altitude) where the spatial resolution of the simulation remains several times higher than the thermospheric height scale (11-20 km). Because of this, ion production in the ionosphere (below 350 km in altitude) is probably poorly described, making it less sensitive to any external variations.

For energy larger than a few keVs, as explained in section II.A, MAVEN/SWIA observed ion precipitation should be in large proportion composed of O^+ ions. Above 3 to 4 keV, there is a clear increase of the measured and simulated precipitating fluxes from the low dynamic pressure case to the high dynamic pressure case. The gap between the MAVEN/SWIA curves (all species) and those of the model (only oxygen ions) between 300 eV and 3-4keV can be explained by the contribution of other species in the observed ion precipitation (mainly protons, in particular around the solar wind energy, probably produced in the hydrogen corona).

Table 2 shows the integrated precipitating ion energy flux for each dynamic pressure case and two energy ranges: low energy [30-650] eV) and high energy [650-25000] eV. The ion precipitation increases when the dynamic pressure of the solar wind increases, as previously observed by Hara et al. (2017a) with MAVEN/SWIA and MAVEN/STATIC measurements. It increases by a factor between 1.7 and 2.0 at low energy and by factor 1.9 to 2.1 at high energy. Both simulation and observation agree relatively well when comparing the two dynamic pressure cases, even if the simulation predicts a systematic factor ~ 4 lower integrated flux with respect to SWIA observed precipitation for both solar dynamic pressure cases and energy ranges. At high energy, this factor can be partially explained by the fact that the modelled precipitating ion energy flux becomes lower than the MAVEN/SWIA background and so, the energy ion flux is not considerate, which slightly underestimate the modelled ion precipitation. In other words, even if the simulation did not perfectly reproduce the absolute intensity of the observed precipitation, the simulated variation of the precipitating flux with increasing pressure might be driven by a similar mechanism to the one controlling the dependency of this flux in MAVEN observations.

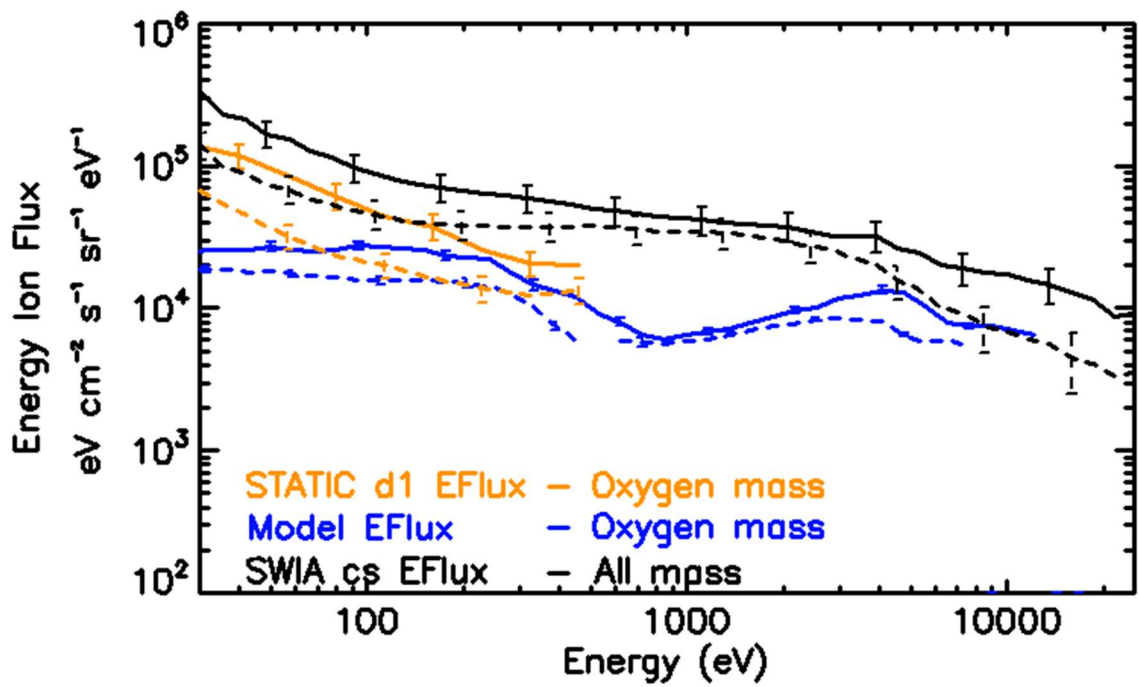


Figure 1: Average precipitating ion differential energy spectra as measured by MAVEN/SWIA (black – all species), MAVEN/STATIC (orange – oxygen mass) and simulated (blue – oxygen mass) during high pressure period (line) and low pressure period (dashed line). The verticals lines correspond to the standard error of the average flux.

		Integrated precipitating ion energy flux	
		Low energy [30-650] eV	High energy [650-25000] eV
High pressure period	SWIA (all species)	$4.27 (\pm 0.93) \times 10^7$	$42.8 (\pm 11.1) \times 10^7$
	STATIC	$2.06 (\pm 0.41) \times 10^7$	
	Model	$1.03 (\pm 0.08) \times 10^7$	$10.8 (\pm 0.6) \times 10^7$
Low pressure period	SWIA (all species)	$2.57 (\pm 0.58) \times 10^7$	$22.4 (\pm 7.2) \times 10^7$

	STATIC	$9.89 (\pm 1.98) \times 10^6$	
	Model	$6.07 (\pm 0.04) \times 10^6$	$5.10 (\pm 0.15) \times 10^7$
Ratio HPDYN/LPDYN	SWIA (all species)	1.66	1.91
	STATIC	2.08	
	Model	1.70	2.12

Table 2: Integrated precipitating ion energy flux as measured by MAVEN/STATIC (only oxygen ion) and MAVEN/SWIA (all species) and modelled by LatHyS (only oxygen ion) for each period. The last three line correspond to the ratio between the high pressure period values and the low pressure period values for each instrument. In brackets, the 1-sigma standard deviation (uncertainty) of the precipitating ion energy flux values. The integrated ion precipitation unit is in $\text{eV} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \text{s}^{-1}$.

IV.2. Origins and parameters controlling the simulated precipitating fluxes

Figure 2 displays the impact energy of the precipitating oxygen ions (of ionospheric origin, created by photo-ionization or by charge exchange) as a function of their injection (creation) position in the (X, ρ) coordinate system with $\rho = \sqrt{Y^2 + Z^2}$, for the low pressure case. The negative values of ρ correspond to the Southern Hemisphere MSE ($Z < 0$) while positive values indicate the Northern Hemisphere ($Z > 0$). The lack of injected particles behind Mars is explained by the shadow of the planet, preventing photo-ionizations. The precipitating ions with energy higher than the solar wind (800 eV - 1 keV) are formed in the southern hemisphere MSE and their final energy depends on their altitude of creation (by ionization). This energy-altitude injection relation is consistent with Jarvinen et al. (2018) and can be explained by the time spent by an ion in the high electric field regions (essentially the solar wind and the magnetosheath). In the northern hemisphere, it can also be seen that precipitating ions are mainly formed within or downstream of the pile-up magnetic region. The high-energy ions precipitate mainly in the Southern hemisphere and on the Martian dayside (not shown) as simulated in Luhmann and Kozyra (1991). This distribution of the origin position of precipitating ions and their impact

3378 energy can be explained by the intensity of the electric field and its direction (Chaufray et al.,
3379 2007; Curry et al., 2015). In the upstream solar wind and the magnetosheath, the newly born
3380 ions will be accelerated in the direction of the convective electric field. Ions formed in the
3381 northern hemisphere MSE will be moved away Mars, while ions formed in the southern
3382 hemisphere MSE will be accelerated toward Mars, as observed in Hara et al. (2017a). This is
3383 why for high $X > 0$ and $\rho > -0.5$ in Figure 2, there are almost no precipitating ions formed
3384 upstream the bow shock. The ions formed inside the magnetosheath will see a disturbed electric
3385 field direction which may lead them to precipitate. To summarize, this result indicates that
3386 oxygen ions created above the ionosphere in the $-E$ hemisphere can more easily precipitate
3387 toward the planet rather than those created in the $+E$ hemisphere, in good agreement with
3388 previous numerical simulations (Chaufray et al., 2007; Fang et al., 2010; Curry et al., 2015).

3389

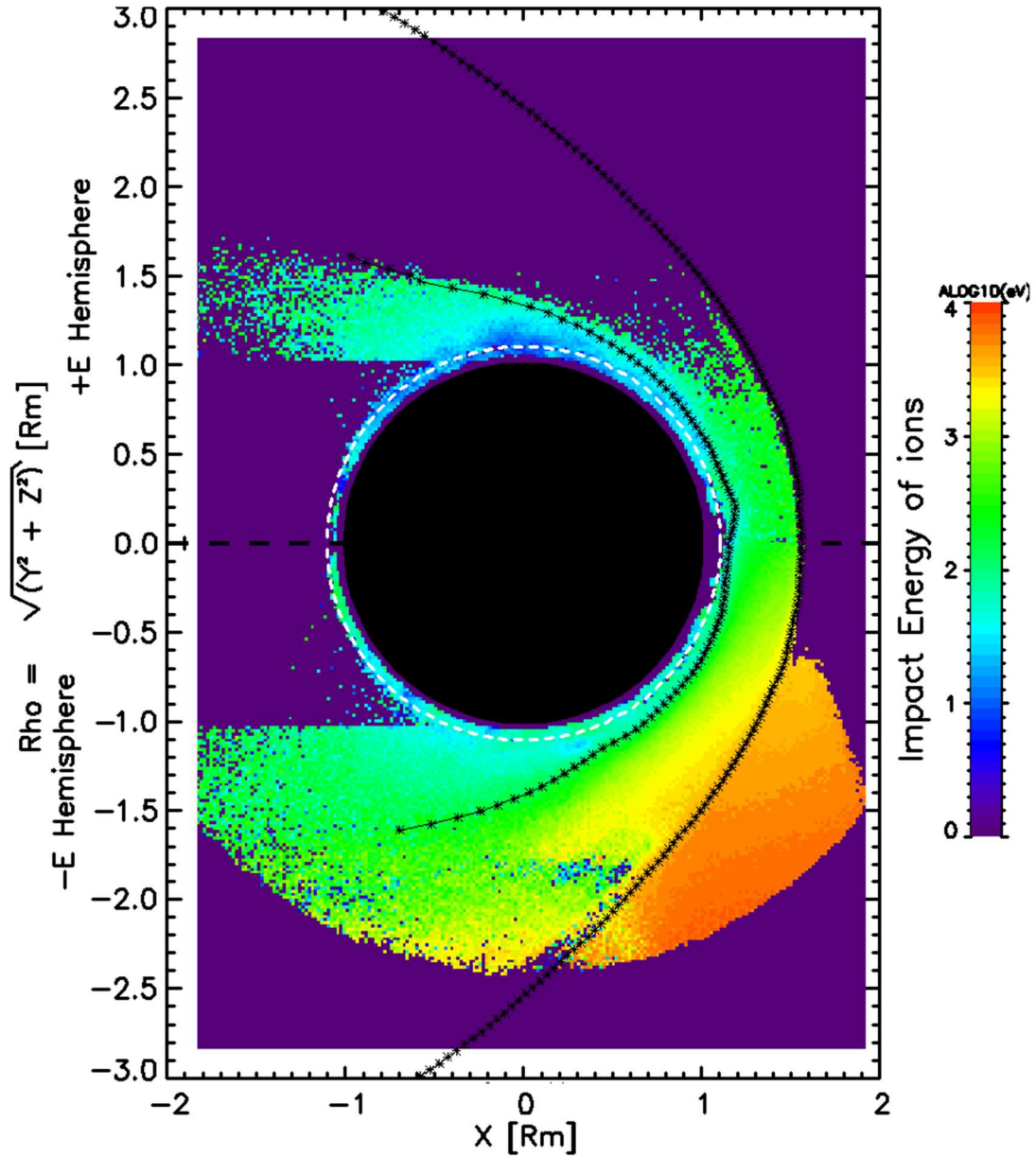


Figure 2: Map of the origin position of the precipitating ions produced either in the ionosphere (below 350 km in altitude), by photo-ionization or by charge exchange for the low pressure period. The impact energy of the modelled ions is shown in color. The black lines correspond to the ion magnetopause boundary (closest to Mars) and bow shock (farthest from Mars) location. The dashed white circle corresponds to the upper limit of the ionosphere (350 km in altitude).

Figure 3 displays the energy distribution of the simulated precipitating oxygen ion energy flux averaged over the whole oxygen ion precipitation map (without removing the background value of MAVEN/SWIA). In the high dynamic pressure case, the maximum energy of the ions impacting the atmosphere reaches 14 keV whereas in the low dynamic pressure case only 10 keV. This illustrates the fact that ions created at the same position see a stronger electric field intensity in the case of high pressure ($E = 1.44 \text{ mV} \cdot \text{m}^{-1}$ upstream of the bow shock) than in the case of the low pressure ($E = 1.04 \text{ mV} \cdot \text{m}^{-1}$ upstream of the bow shock)

As a matter of fact, the main difference between the two modelled dynamic pressure cases can be described as a global shift in energy, associated with a change in the local electric field intensity, and an increase of the intensity of the precipitating ions. As an example, in the case of the ionospheric ions (red lines in Figure 3), there is a significant increase of the precipitating flux with increasing dynamic pressure above 50 eV, as observed by the MAVEN/STATIC. In the same way, in the case of the ions produced by photoionization Figure 3, there is globally an increase in energy of the precipitating ions due to the increase of the electric field close to Mars when increasing the dynamic pressure.

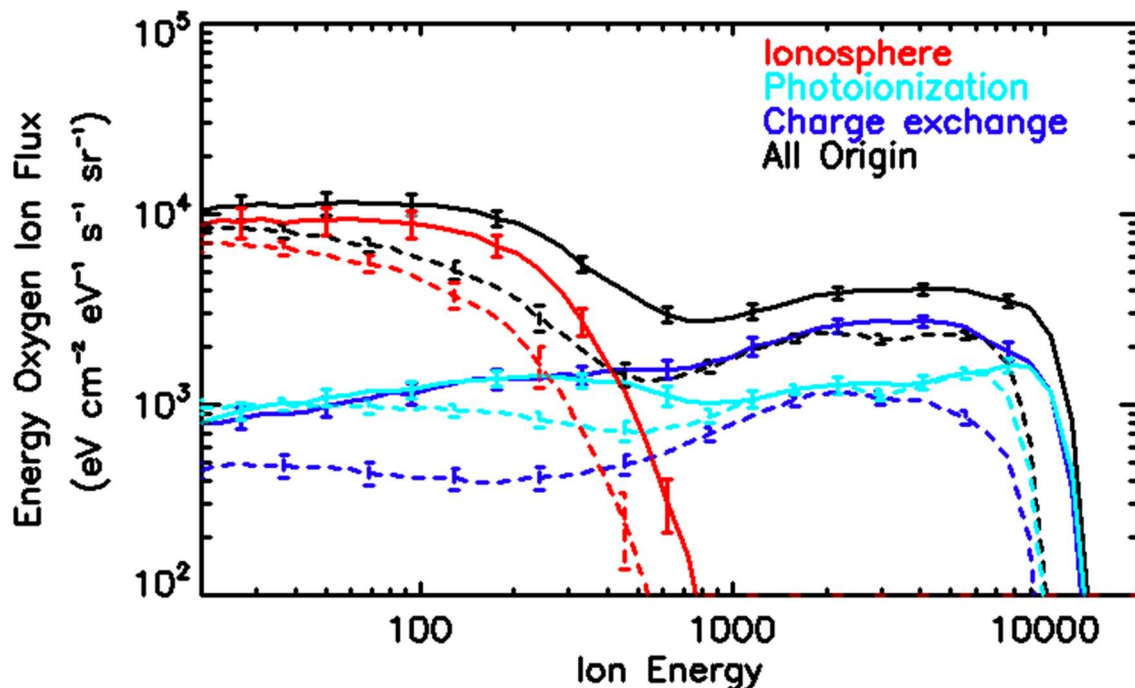


Figure 3: Simulated precipitating oxygen ion differential energy spectra. Solid line: high dynamic pressure case. Dashed line: low dynamic pressure case. Red lines: oxygen ionospheric

ions. Dark blue lines: oxygen ions produced by charge exchange. Light blue lines: oxygen ions produced by photo-ionization. Black lines: total precipitating oxygen ions flux. Vertical lines: standard deviation of the flux estimated by performing several snapshots during the simulation.

However, in the case of the ion produced by charge exchange, a higher dynamic pressure induces not only a gain of energy of the precipitating particle but also an increase in the charge exchange ionization rate between solar wind protons and O atmospheric neutral particles which should be proportional to the solar wind particle flux $\sim n_{SW} V_{SW}$. The ionization rate by charge exchange should increase by a factor ~ 2.3 which is the ratio between the solar wind flux in the high dynamic pressure case to the solar wind flux in the low dynamic pressure case. This ratio is very close to the ratio of the precipitating fluxes of the ions produced by charge exchange between the high and low dynamic pressure cases (equal to ~ 2.7). On the other hand, the production rates of ion in the ionosphere or by photo-ionization are not or only in a limited way influenced by the change of the solar wind dynamic pressure. As shown in Figure 3 in the case of the high dynamic pressure (dark blue line), the precipitating flux is dominated by ions produced by charge exchange above 1 keV. In the low dynamic pressure case, charge exchange and photo-ionization produces roughly the same amount of ions according to the simulation.

The main lessons from the simulation are:

- An increase of the dynamic pressure should lead to a global increase of the energy of the ion precipitating in the atmosphere, roughly proportionally with the change of the motional electric field in the undisturbed solar wind.
- An increase of the dynamic pressure should lead to an increase of the charge exchange rate in a proportion roughly equivalent to the increase in solar wind flux. This effect should be observable at high energy, above typically 1 keV, where the contribution of the charge exchange mechanism on the production of the precipitating ion starts to dominate.
- Below 1 keV, the precipitating ion energy flux should be dominated by the ionospheric ions which are poorly described by LatHyS due to a limitation in spatial resolution.

We also evaluated the impact of the dynamic pressure on the plasma boundaries (essentially on the bow shock position) by comparing the precipitating flux of oxygen ions produced by photo-ionization upstream of the bow shock for both cases. With a small difference between the two cases, we concluded that the precipitating ion flux is only weakly influenced by the compression of the bow shock with increasing solar dynamic pressure (see supplementary document).

V Summary and Conclusion

Solar wind observations around Mars from the MAVEN spacecraft from 04 June 2015 to 20 July 2017 are organized into two sets of measurements corresponding to two periods of significantly different solar dynamic pressure. Beside different solar wind conditions, all other parameters that could potentially influence the state of Mars' atmosphere and magnetosphere are carefully estimated in order to be equivalent in both samples (by selecting only observations with the same solar conditions and geographic coverage). From these two periods, we then use MAVEN portions of orbit between 350 and 200 km in altitude to reconstruct the precipitating ion energy fluxes from SWIA (Halekas et al. 2015) and STATIC (McFadden et al. 2015) measurements following the method developed in Leblanc et al. (2015) and Martinez et al. (2019a).

The average solar conditions of each period are then used to simulate Mars' environment using LatHyS hybrid model (Modolo et al. 2016). These two simulations are realized for the same solar extreme ultra-violet conditions, the same season of the Martian atmosphere (LS = 270°), with the same orientation of the Interplanetary Magnetic Field and the main crustal field placed in the nightside. A method is also developed in order to reconstruct the oxygen ion precipitation from both simulations using the same approach as when analyzing MAVEN measurements.

The precipitating ion energy flux measured by MAVEN/STATIC and MAVEN/SWIA increases with the increase of the solar wind dynamic pressure, which is consistent with previous studies (Hara et al., 2017a). The increase of the dynamic pressure from 0.63 to 1.44 nPa is clearly associated with an increase at the same order of the precipitating oxygen ion energy flux measured by MAVEN/STATIC from 9.9 to $20.6 \times 10^6 \text{ eV} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ (a ratio of ~2.1) for the low energy range (from 30 to 650 eV). From 650 eV to 25000 eV, observations

by MAVEN/SWIA show an increase from 22.4 to $42.8 \times 10^7 \text{ eV} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ (a ratio of ~ 1.9) with a similar order as the increase in solar wind dynamic pressure.

Such increase can be explained, according to the simulation results by several mechanisms. The increase of the dynamic pressure leads to a global increase of the energy and intensity of the ion precipitating into the atmosphere. In terms of energy differential precipitating flux, this is equivalent to a shift in energy of the flux proportional to the increase of the solar wind convective electric field intensity upstream to Mars, and an increase of the intensity of the energy differential precipitating flux, proportional to the increase of the solar wind flux because an increase of the solar wind flux also implies a change of the charge exchange rate between the incident solar wind ions and the planetary exosphere. Such effect is particularly observable above 1 keV in the simulated precipitating ion energy flux where the flux is in a large proportion composed of planetary oxygen ions formed by charge exchange.

Acknowledgements

This work was supported by the DIM ACAV and the ESA/ESTEC faculty. This work was also supported by CNES “Système Solaire” program and by the “Programme National de Planétologie” and “Programme National Soleil-Terre”. This work is also part of HELIOSARES Project supported by the ANR (ANR-09-BLAN-0223), ANR MARMITE (ANR-13-BS05-0012-02) and ANR TEMPETE (ANR-17-CE31-0016). All data used in this paper are archived and available in the Planetary Data System Archive.

References

- Acuña, M. H., et al. (1999), Global distribution of crustal magnetization discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER Experiment, *Science*, 284, 790-793, doi:10.1126/science.284.5415.790.
- Anderson D.E and C.W. Hord, Multidimensional radiative transfer: Applications to planetary coronae, *Planetary and Space Science*, Volume 25, Issue 6, 1977, Pages 563-571, ISSN 0032-0633, [https://doi.org/10.1016/0032-0633\(77\)90063-0](https://doi.org/10.1016/0032-0633(77)90063-0).

3502 Andersson, L., R. E. Ergun, and A. I. F. Stewart (2010), The Combined Atmospheric
 3503 Photochemistry and Ion Tracing code: reproducing the Viking Lander results and initial outflow
 3504 results, *Icarus*, 206(1), 120–129, <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2009.07.009>.
 3505 Barabash, S., Lundin, R., Andersson, H. et al. (2006), The analyzer of space plasmas and
 3506 energetic atoms (ASPERA-3) for the Mars Express mission, *Space. Sci. Rev.*, 126, 113–164,
 3507 <https://doi.org/10.1007/s11214-006-9124-8>
 3508 Brain, D. A., F. Bagenal, Y.-J. Ma, H. Nilsson, and G. Stenberg Wieser (2016), Atmospheric
 3509 escape from unmagnetized bodies, *J. Geophys. Res. Planets*, 121, 2364–2385,
 3510 doi:[10.1002/2016JE005162](https://doi.org/10.1002/2016JE005162).
 3511 Chassefière, E., and F., Leblanc (2004), Mars atmospheric escape and evolution; interaction
 3512 with the solar wind, *Planet. Space Sci.*, 52, 1039–1058, doi: 10.1016/j.pss.2004.07.002
 3513 Chaufray, J. Y., R. Modolo, F. Leblanc, G. Chanteur, R. E. Johnson, and J. G. Luhmann (2007),
 3514 Mars solar wind interaction: Formation of the Martian corona and atmospheric loss to space, *J.*
 3515 *Geophys. Res.*, 112, E09009, doi:10.1029/2007JE002915.
 3516 Chaufray, J.-Y., Gonzalez-Galindo, F., Forget, F., Lopez-Valverde, M., Leblanc, F., Modolo,
 3517 R., Hess, S., Yagi, M., Blelly, P.-L., and Witasse, O. (2014), Three-dimensional Martian
 3518 ionosphere model: II. Effect of transport processes due to pressure gradients, *J. Geophys. Res.*
 3519 *Planets*, 119, 1614–1636, doi:[10.1002/2013JE004551](https://doi.org/10.1002/2013JE004551).
 3520 Chicarro, A., P. Martin, and R. Trautner (2004), The Mars Express mission: An overview, in
 3521 *Mars Express: A European Mission to the Red Planet*, *Eur. Space Agency Spec. Publ.*, ESA SP-
 3522 1240, edited by A. Wilson and A. Chicarro, pp. 3–16, ESA Publ. Div., ESTEC, Noordwijk,
 3523 Netherlands.
 3524 Connerney, J.E.P., Espley, J., Lawton, P. et al., The MAVEN Magnetic Field Investigation,
 3525 *Space Sci Rev* (2015a) 195 : 257., <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0169-4>
 3526 Connerney, J.E.P., Espley, J.R., DiBraccio, G.A., et. al. (2015b). First results of the MAVEN
 3527 magnetic field investigation. *Geophys. Res. Lett.*, 42, 8819–8827, doi:10.1002/2015GL065366.
 3528 Curry S. M., Luhmann J. G., and al. (2015), Response of Mars 0+ pickup ions to the 8 March
 3529 2015 ICME: Inferences from MAVEN data-based models., *Geophys. Res. Lett.*, 42, 9095–9102,
 3530 doi:10.1002/2015GL06304.
 3531 Diéval, C., et al. (2012), A case study of proton precipitation at Mars: Mars Express
 3532 observations and hybrid simulations, *J. Geophys. Res.*, 117, A06222,
 3533 doi:[10.1029/2012JA017537](https://doi.org/10.1029/2012JA017537).

3534 Dong, Y., Fang, X., Brain, D. A., McFadden, J. P., Halekas, J. S., Connerney, J. E. P., Eparvier,
 3535 F., Andersson, L., Mitchell, D., and Jakosky, B. M. (2017), Seasonal variability of Martian ion
 3536 escape through the plume and tail from MAVEN observations, *J. Geophys. Res. Space Physics*,
 3537 122, 4009–4022, doi:10.1002/2016JA023517.

3538 Edberg, N., Brain, D. A., Lester, M., Cowley, S. W. H., Modolo, R., Franz, M., and Barabash
 3539 S. (2009), « Plasmas boundary variability at Mars as observed by Mars Global Surveyor and
 3540 Mars Express », *Ann. Geophys.*, 27, 3537-3550, doi:10.5194/angeo-27-3537-2009.

3541 Edberg, N. J. T., Lester, M., Cowley, S. W. H., Brain, D. A., Fränz, M., and Barabash, S. (2010),
 3542 Magnetosonic Mach number effect of the position of the bow shock at Mars in comparison to
 3543 Venus, *J. Geophys. Res.*, 115, A07203, doi:[10.1029/2009JA014998](https://doi.org/10.1029/2009JA014998).

3544 Eparvier, F.G., Chamberlin, P.C., Woods, T.N. et al., The Solar Extreme Ultraviolet Monitor
 3545 for MAVEN, *Space Sci Rev* (2015) 195 : 293., <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0195-2>

3546 Fang, X., Liemohn, M. W., Nagy, A. F., Luhmann, J. G., and Ma, Y. (2010), Escape probability
 3547 of Martian atmospheric ions: Controlling effects of the electromagnetic fields, *J. Geophys. Res.*,
 3548 115, A04308, doi:[10.1029/2009JA014929](https://doi.org/10.1029/2009JA014929).

3549 Fang, X., S. W. Bougher, R. E. Johnson, J. G. Luhmann, Y. Ma, Y.-C. Wang, and M. W.
 3550 Liemohn (2013), The importance of pickup oxygen ion precipitation to the Mars upper
 3551 atmosphere under extreme solar wind conditions, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1922–1927,
 3552 doi:10.1002/grl.50415.

3553 Forget, F., Hourdin, F., Fournier, R., Hourdin, C., Talagrand, O., Collins, M., ... Huot, J.-P.
 3554 (1999). Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to
 3555 above 80 km. *Journal of Geophysical Research*, 104(E10), 24,155–24,175.
 3556 <https://doi.org/10.1029/1999JE001025>

3557 Fedorov A., Budnik E., Sauvaud J.-A., Mazelle C., Barabash S., Lundin R., Acuña M.,
 3558 Holmström M., Grigoriev A., Yamauchi A., Andersson H., Thocaven J.-J., Wingham D.,
 3559 Frahm R., Sharber J.R., Scherrer J., Coates A.J., Linder D.R., Kataria D.O., Kallio E., Koskinen
 3560 H., Säles T., Riihelä P., Schmidt W., Kozyra J., Luhmann J., Roelof E., Williams D., Livi S.,
 3561 Curtis C.C., Hsieh K.C., Sandel B.R., Grande M., Carter M., McKenna-Lawler S., Orsini S.,
 3562 Cerulli-Irelli S., Maggi M., Wurz P., Bochsler P., Krupp N., Woch J., Fränz M., Asamura K.,
 3563 Dierker C., Structure of the Martian wake, *Icarus*, Volume 182, Issue 2, 2006, Pages 329-336,
 3564 ISSN 0019-1035, <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2005.09.021>.

3565 Fox, J.. (2004). Response of the Martian thermosphere/ionosphere to enhanced fluxes of solar
 3566 soft X rays. *Journal of Geophysical Research*. 109. Doi:10.1029/2004JA010380.

3567 Halekas, J.S., Taylor, E.R., Dalton, G. et al., The Solar Wind Ion Analyzer for MAVEN, *Space*
 3568 *Sci Rev* (2015) 195 : 125., <https://doi.org/10.1007/s11214-013-0029-z>

3569 Halekas, J. S., et al. (2017), Structure, dynamics, and seasonal variability of the Mars-solar
 3570 wind interaction: MAVEN Solar Wind Ion Analyzer in-flight performance and science results,
 3571 *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 547–578, doi: 10.1002/2016JA023167.

3572 Hall, B. E. S., et al. (2016), Annual variations in the Martian bow shock location as observed
 3573 by the Mars Express mission, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 121, 11,474–
 3574 11,494, doi:[10.1002/2016JA023316](https://doi.org/10.1002/2016JA023316).

3575 Hara, T., K. Seki, Y. Futaana, M. Yamauchi, M. Yagi, Y. Matsumoto, M. Tokumaru, A.
 3576 Fedorov, and S. Barabash (2011), Heavy-ion flux enhancement in the vicinity of the Martian
 3577 Ionosphere during CIR passage: Mars Express ASPERA-3 observations, *Journal of*
 3578 *Geophysical Research*, vol. 116, A02309, doi:10.1029/2010JA015778, 2011.

3579 Hara, T., et al. (2017a), MAVEN observations on a hemispheric asymmetry of precipitating
 3580 ions toward the Martian upper atmosphere according to the upstream solar wind electric field,
 3581 *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 1083–1101, doi: 10.1002/2016JA023348

3582 Hara T. et al., (2017b), Evidence for crustal magnetic field control of ions precipitating into the
 3583 upper atmosphere of Mars, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, doi: 10.1029/2017JA024798.

3584 Jakosky, B.M., Lin, R.P., Grebowsky, J.M. et al., The Mars Atmosphere and Volatile Evolution
 3585 (MAVEN) Mission, *Space Sci Rev* (2015) 195 : 3. <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0139-x>

3586 Jarvinen, R., and Kallio, E. (2014), Energization of planetary pickup ions in the solar system,
 3587 *J. Geophys. Res. Planets*, 119, 219– 236, doi:[10.1002/2013JE004534](https://doi.org/10.1002/2013JE004534).

3588 Jarvinen, R., Brain, D. A., Modolo, R., Fedorov, A., & Holmström, M. (2018). Oxygen ion
 3589 energization at Mars: Comparison of MAVEN and Mars express observations to global hybrid
 3590 simulation. *Journal of geophysical research: Space physics*, 123(2), 1678-1689.
 3591 <https://doi.org/10.1002/2017JA024884>

3592 Johnson, R.E., Plasma-induced sputtering of an atmosphere, *Space Sci Rev* (1994) 69: 215.
 3593 <https://doi.org/10.1007/BF02101697>

3594 Johnson, R. E., D. Schnellenberger, and M. C. Wong (2000), The sputtering of an oxygen
 3595 thermosphere by energetic O^+ , *J. Geophys. Res.*, 105(E1), 1659–1670,
 3596 doi:10.1029/1999JE001058.

3597 Krasnopolsky, V. A., and P. D. Feldman (2001). Detection of molecular hydrogen in the
 3598 atmosphere of Mars. *Science*, 294, 1914–1917.

3599 Leblanc, F. and R.E Johnson, Sputtering of the Martian atmosphere by solar wind pick-up ions,
 3600 *Planet. Space Sci.*, 49, 645–656, 2001, doi:10.1016/S0032-0633(01)00003-4.

3601 Leblanc F. and R.E. Johnson (2002), Role of molecules in pick-up ion sputtering of the Martian
 3602 atmosphere, *J. Geophys. Res.*, <https://doi.org/10.1029/2000JE001473>

3603 Leblanc F., R. Modolo and al. (2015), Mars heavy ion precipitating flux as measured by Mars
 3604 Atmosphere and Volatile EvolutionN, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 9135–9141, doi:
 3605 10.1002/2015GL066170.

3606 Leblanc, F., Chaufray, J. Y., Modolo, R., Leclercq, L., Curry, S., Luhmann, J., ... Jakosky, B.
 3607 (2017). On the origins of Mars' exospheric nonthermal oxygen component as observed by
 3608 MAVEN and modeled by HELIOSARES. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 122,
 3609 2401–2428. <https://doi.org/10.1002/2017JE005336>

3610 Lillis, R.J., Brain, D.A., Bougher, S.W. et al., Characterizing Atmospheric Escape from Mars
 3611 Today and Through Time, with MAVEN, *Space Sci Rev* (2015) 195: 357.
 3612 <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0165-8>

3613 Lillis, R. J., et al. (2017), Photochemical escape of oxygen from Mars: First results from
 3614 MAVEN in situ data, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 3815–3836,
 3615 doi:10.1002/2016JA023525.

3616 Luhmann, J. G. (1990), A model of the ion wake of Mars, *Geophysical Research Letters*, 17,
 3617 869–872, <https://doi.org/10.1029/GL017i006p00869>

3618 Luhmann, J. G., and J. U. Kozyra (1991), Dayside pick-up oxygen ion precipitation at Venus
 3619 and Mars: Spatial distributions, energy deposition and consequences, *J. Geophys. Res.*, 96(A4),
 3620 5457–5467, doi: 10.1029/90JA01753.

3621 Luhmann, J. G., R. E. Johnson, M. H. G. Zhang, Evolutionary impact of sputtering of the
 3622 Martian atmosphere by O^+ pickup ions, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 2151–2154, 1992.
 3623 <https://doi.org/10.1029/92GL02485>

3624 Lundin, R., A. Zakharov, R. Pellinen, et al. (1990), ASPERA/ Phobos measurements of the ion
 3625 outflow from the Martian ionosphere, *Geophysical Research Letters*, 17, 873–876,
 3626 <https://doi.org/10.1029/GL017i006p00873>
 3627 Lundin, R., Barabash, S., Fedorov, A., Holmström, M., Nilsson, H., Sauvaud, J.-A., &
 3628 Yamauchi, M. (2008), Solar forcing and planetary ion escape from Mars, *Geophysical Research*
 3629 *Letters*, 35, L09203, doi: 10.1029/2007GL032884.
 3630 Martinez, A., Leblanc, F., Chaufray, J. Y., Modolo, R., Romanelli, N., Curry, S., et al (2019a).
 3631 Variability of precipitating ion fluxes during the September 2017 event at Mars. *Journal of*
 3632 *Geophysical Research: Space Physics*, 124. <https://doi.org/10.1029/2018JA026123>
 3633 Martinez, A., Leblanc, F., Chaufray, J. Y., Modolo, R., Witasse, O., Dong, Y., et al. (2019b).
 3634 Influence of extreme ultraviolet irradiance variations on the precipitating ion flux from
 3635 MAVEN observations. *Geophysical Research Letters*, 46.
 3636 <https://doi.org/10.1029/2019GL083595>
 3637 Masunaga, K., et al. (2017), Statistical analysis of the reflection of incident O⁺ pickup ions at
 3638 Mars: MAVEN observations, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 4089–4101,
 3639 doi:10.1002/2016JA023516.
 3640 Modolo R., G. M. Chanteur, E. Dubinin and A. P. Matthews (2005), Influence of the solar EUV
 3641 flux on the Martian plasma environment, *Ann. Geophys.*, 23, 433–444, doi:[10.5194/angeo-23-](https://doi.org/10.5194/angeo-23-433-2005)
 3642 [433-2005](https://doi.org/10.5194/angeo-23-433-2005).
 3643 Modolo, R., et al. (2016), Mars-solar wind interaction: LatHyS, an improved parallel 3-D
 3644 multispecies hybrid model, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 121, 6378–6399, doi:
 3645 10.1002/2015JA022324.
 3646 Ramstad, R., S. Barabash, F. Yoshifumi, and M. Holmström (2017), Solar wind- and EUV-
 3647 dependent models for the shapes of the Martian plasma boundaries based on Mars Express
 3648 measurements, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 7279–7290, doi:[10.1002/2017JA024098](https://doi.org/10.1002/2017JA024098).
 3649 Rahmati, D. E. Larson, T. E. Cravens et al., MAVEN insights into oxygen pickup ions at Mars,
 3650 *Geophysical Research Letters*, 42, 21, (8870-8876), (2015).
 3651 <https://doi.org/10.1002/2015GL065262>
 3652 Romanelli, N., Modolo, R., Leblanc, F., Chaufray, J.-Y., Martinez, A., Ma, Y., et al. (2018).
 3653 Responses of the Martian magnetosphere to an interplanetary coronal mass ejection: MAVEN
 3654 observations and LatHyS results. *Geophysical Research Letters*, 45, 7891– 7900.
 3655 <https://doi.org/10.1029/2018GL077714>

3656 Trotignon, J. G., Mazelle C., Bertucci C., and Acuna M. H. (2006), Martian shock and magnetic
 3657 pile-up boundary positions and shapes determined from the Phobos 2 and Mars Global Surveyor
 3658 data sets, *Planet. Space Sci.*, 54, 357-369, doi:10.1016/j.pss.2006.01.003.

3659 Wang, Y.-C., J. G. Luhmann, F. Leblanc, X. Fang, R. E. Johnson, Y. Ma, W.-H. Ip, and L. Li
 3660 (2014), Modeling of the O^+ pickup ion sputtering efficiency dependence on solar wind
 3661 conditions for the Martian atmosphere, *J. Geophys. Res. Planets*, 119, 93–108, doi:
 3662 10.1002/2013JE004413.

3663 Wang, Y.-C., J. G. Luhmann, X. Fang, F. Leblanc, R. E. Johnson, Y. Ma, and W.-H. Ip (2015),
 3664 Statistical studies on Mars atmospheric sputtering by precipitating pickup O^+ : Preparation for
 3665 the MAVEN mission, *J. Geophys. Res. Planets*, 120, 34–50, doi: 10.1002/2014JE004660

3666 Yagi, M., Leblanc, F., Chaufray, J. Y., Gonzalez-Galindo, F., Hess, S., & Modolo, R. (2012).
 3667 Mars exospheric thermal and non-thermal components: Seasonal and local variations. *Icarus*,
 3668 221(2), 682–693. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2012.07.022>

3669

C. Synthèse

Dans ce chapitre, j'ai étudié l'influence de la pression dynamique sur les précipitations ioniques martiennes en utilisant les données d'observation des instruments MAVEN/SWIA et MAVEN/STATIC et les résultats de simulation issues du modèle LatHyS.

Les principaux résultats de l'étude sont :

- Les **observations par MAVEN/SWIA et MAVEN/STATIC montrent que l'augmentation de la pression dynamique conduit à une augmentation des précipitations ioniques martiennes**, ce qui est en accord avec les observations de [Hara et al. \(2017b\)](#).
- L'analyse des populations d'ions précipitant par les simulations issues de LatHyS montre que **l'augmentation de la pression dynamique conduit à une augmentation du taux d'échange de charge**, équivalent à l'augmentation du flux de particule du vent solaire. Cet effet est particulièrement observable au-dessus de 1 keV, énergie au-delà de laquelle le mécanisme d'échange de charge domine la production des ions précipitants.
- **L'augmentation de la pression dynamique conduit à une augmentation de l'énergie des ions précipitant dans l'atmosphère.** Cette augmentation est proportionnelle à celle du champ électrique de convection du vent solaire.
- En dessous de 1 keV, les ions ionosphériques sont la principale source de précipitation ionique. Pour cette population d'ion, le modèle LatHyS n'est sans doute pas assez précis à cause de la résolution spatiale peu adaptée à la description de l'ionosphère par ce modèle.
- La compression de l'onde de choc planétaire induite par l'augmentation de la pression dynamique du vent solaire semble très faiblement influencer le flux d'ion précipitant.

Conclusion et perspectives

Cette thèse, effectuée au LATMOS, a eu pour objectif principal de déterminer les dépendances des précipitations ioniques martiennes en fonction des conditions solaires et planétaires à partir des données des instruments de la mission MAVEN. Les précipitations ioniques sont à l'origine du criblage atmosphérique qui est potentiellement l'un des mécanismes d'échappement de l'atmosphère martienne. Le taux d'échappement par criblage étant difficile à mesurer directement, son estimation repose principalement sur l'utilisation de modèles analytiques ou numériques. Mais tous ces modèles dépendent en premier lieu d'une estimation précise du flux de particules impactant l'atmosphère et surtout de sa dépendance en fonction des conditions solaires.

Contraindre la dépendance des précipitations ioniques dans l'atmosphère martienne en fonction des conditions solaires peut donc permettre de quantifier les pertes atmosphériques actuelles induites par le criblage mais surtout permet d'extrapoler l'effet de ce mécanisme aux conditions solaires passées. En s'intéressant à l'un des mécanismes potentiellement à l'origine de la perte atmosphérique de Mars, cette thèse répond donc à l'un des objectifs de la mission MAVEN, mission dédiée à l'étude et la caractérisation de l'échappement martien actuel et passé. Le travail effectué dans cette thèse s'est articulé autour de l'analyse des données des instruments de la sonde spatiale MAVEN, en orbite autour de Mars depuis septembre 2014 afin d'étudier le rôle des conditions solaires et planétaires sur les précipitations ioniques martiennes.

Ma première étude s'est focalisée sur les facteurs influençant les précipitations ioniques martiennes durant les événements solaires intenses de septembre 2017. Une corrélation a ainsi été mise en évidence entre le passage d'un événement énergétique solaire produit par une éjection de masse coronale et l'augmentation du flux précipitant ionique. Ces augmentations ont été principalement associées à l'accroissement de la pression dynamique du vent solaire, mais sans qu'une corrélation systématique entre les deux intensités n'ait pu être déterminée. L'étude a aussi montré l'influence de la direction du champ électrique de convection induit par le vent solaire sur l'intensité du flux précipitant, celle-ci étant plus importante dans l'hémisphère vers lequel le champ électrique pointe. Cependant, aucune dépendance entre l'intensité du flux EUV et du flux précipitant ionique n'a pu être mise en évidence durant cette période.

3725

3726 Cette absence de dépendance m'a conduit à réaliser une étude dédiée (chapitre III). La
3727 photo-ionisation étant l'une des principales sources d'ions, il était attendu que l'augmentation
3728 de l'intensité du flux EUV impliquerait une augmentation des précipitations ioniques. Au
3729 contraire, l'analyse détaillée des observations des instruments de la sonde MAVEN a mis en
3730 évidence que l'intensité des précipitations ioniques décroît de façon linéaire lorsque l'intensité
3731 du flux EUV croît. Cette anti-corrélation pourrait être partiellement expliquée par le mécanisme
3732 d'échange de quantité de mouvement entre le plasma incident (le vent solaire) et le plasma
3733 planétaire (« *mass-loading* »). En effet, ce mécanisme est d'autant plus efficace que la densité
3734 ionique de l'exosphère est importante et modifie les conditions d'accélération des ions
3735 planétaires ainsi que leur probabilité d'impacter l'atmosphère martienne.

3736

3737 La dernière étude, présenté en chapitre IV, traite du rôle de la pression dynamique dans
3738 les mécanismes de précipitation. Les observations du vent solaire par MAVEN ont été utilisées
3739 pour organiser les mesures en deux périodes ayant une intensité de pression dynamique
3740 significativement différente. Ces observations ont ensuite été moyennées afin de pouvoir
3741 initialiser deux simulations du modèle LatHyS. La comparaison entre mesures de la sonde
3742 MAVEN et les résultats de ces simulations nous a permis de mettre en évidence que
3743 l'augmentation de la pression dynamique induit une augmentation du flux d'ion O^+ précipitant,
3744 proportionnelle à l'augmentation du flux de particule du vent solaire. Cette proportionnalité est
3745 due au processus d'ionisation d'échange de charge entre les protons solaires et l'oxygène
3746 planétaire dont la fréquence d'ionisation est proportionnelle au flux de particule du vent solaire.
3747 Cet effet est particulièrement observable au-dessus de 1 keV, énergie au-delà de laquelle le
3748 mécanisme d'échange de charge domine la production des ions précipitants.

3749

3750 L'utilisation du modèle LatHyS pour l'étude des précipitations ioniques a fait ses
3751 preuves dans le chapitre IV en reproduisant le flux précipitant d'ion oxygène. Une analyse
3752 complémentaire serait nécessaire afin de poursuivre l'étude en rajoutant d'autres espèces
3753 ioniques majoritaires de l'environnement martien comme par exemple les ions hydrogènes ou
3754 des masses plus lourdes comme l'ion dioxygène. Cela permettrait de les comparer aux mesures

3755 de MAVEN/STATIC et d'observer le comportement des ions à basse énergie. De manière
3756 générale, l'utilisation de modèle semble selon moi s'avérer nécessaire pour comprendre et
3757 contraindre les mécanismes à l'origine des dépendances entre paramètres solaires et
3758 précipitations ioniques. Des études récentes obtenues par modélisation ([Leblanc et al., 2018](#) ;
3759 [Leblanc et al., 2019](#)) ont suggéré que le seul endroit où l'augmentation de la densité
3760 exosphérique causée par criblage atmosphérique pouvait être observée se trouve dans
3761 l'exosphère côté nuit pour les espèces les plus lourdes de l'atmosphère martienne (notamment
3762 l'Ar espèce la plus facilement mesurable par NGIMS/MAVEN). Il faut pour cela identifier les
3763 signatures du criblage pour différentes intensités du flux précipitant martien.

3764

3765 Un certain nombre de questions, restées sans réponse alors que se termine mon doctorat,
3766 devraient trouver une réponse en poursuivant l'analyse des données qui continuent d'être
3767 mesurées par MAVEN sur les précipitations ioniques et les conditions plasma de
3768 l'environnement martien. En ayant contraint l'évolution des précipitations ioniques sur trois
3769 paramètres solaires majeurs comme le flux EUV, la pression dynamique et de manière moins
3770 systématique la direction du champ électrique, il est désormais possible de déduire une
3771 expression empirique des flux précipitant martien et de l'utiliser pour l'intégrer le long de
3772 l'histoire martienne, ce qui était jusqu'à présent impossible car aucune étude ne donnait de
3773 dépendance entre le flux EUV et le flux précipitant. Cependant, de nouveaux travaux seront
3774 nécessaires pour étendre les études réalisées durant ma thèse. Je pense plus particulièrement au
3775 flux EUV dont l'analyse, au chapitre III, contrainte à la période de faible activité solaire,
3776 gagnerait à être étendue aux périodes de fortes activités solaires en raison de son effet inattendu
3777 sur les précipitations ioniques. Son prolongement à la période de haute activité du cycle solaire,
3778 courant 2023-2025, permettrait de mieux comprendre l'influence des variations de l'irradiance
3779 solaire lors du cycle solaire sur les précipitations ioniques. L'utilisation des données de la sonde
3780 Mars Express simultanément avec celle de MAVEN est à explorer. J'ai notamment analysé les
3781 situations pendant lesquelles ces deux missions sont complémentaires (voir [en annexe](#)) et
3782 peuvent permettre d'affiner les études de dépendance de l'environnement martien en fonction
3783 des conditions solaires. Enfin, il reste à étudier l'influence de paramètres solaires que je n'ai
3784 pas eu le temps de regarder au cours de cette thèse. Je pense notamment au flux de particule de
3785 vent solaire qui influence la production d'ion à haute altitude.

3786

3787 L'étude des précipitations ioniques sur d'autres corps du système solaire comme pour Vénus et
3788 Titan (satellite de Saturne) qui disposent d'une atmosphère importante en l'absence de champ
3789 magnétique pourrait permettre d'étendre le criblage atmosphérique à d'autres conditions de
3790 masses et de plasma interplanétaires. Les données obtenues lors de la mission Venus Express,
3791 contemporaine à Mars Express et disposant d'instruments plasmas similaires ainsi qu'un
3792 magnétomètre, devraient être utilisées. Dans le cas de Titan, en l'absence de sonde spatiale,
3793 l'utilisation du modèle LatHyS sous différentes conditions solaires serait obligatoire.

3794

Acronyme

3795	
3796	ASPERA – Analyser of Space Plasmas and Energetic Ions
3797	BS – onde de choc planétaire (« <i>Bow Shock</i> » en anglais)
3798	CIR – Région d’interaction co-rotative
3799	EUV – Photon ultra-violet de très haute énergie
3800	EUVM – Extrem Ultraviolet Monitor (MAVEN)
3801	GEL – couche équivalente globale (« Global Equivalent Layer » en anglais)
3802	(I)CME – Ejection de masse coronale (interplanétaire)
3803	IMF – Champ magnétique interplanétaire
3804	LatHyS – Latmos Hybrid Simulation
3805	LATMOS – Laboratoire, Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales
3806	MARSIS – Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding (MEX)
3807	MAVEN – Mars Atmosphere and Volatile Evolution
3808	MEX – Mars Express
3809	MGS – Mars Global Surveyor
3810	MPB – barrière d’empilement magnétique (« <i>Magnetic Pile-Up Boundary</i> » en anglais)
3811	MSO – système de coordonnée martienne centrée (« <i>Mars-Centered Solar Orbital</i> » en anglais)
3812	NASA – National Aeronautics and Space Administration
3813	NGIMS – Neutral Gas and Ion Mass Spectrometer (MAVEN)
3814	OMEGA – Observatoire pour la Minéralogie, l’Eau, les Glaces et l’Activité (MEX)
3815	PEB – frontière photo-électronique (« <i>Photo-electron Boundary</i> » en anglais)
3816	SEP – particules solaires de très haute énergie (selon le contexte, il peut s’agir de l’instrument
3817	à bord de MAVEN ou des particules solaires)
3818	SPICAM – Studying the Global Structure and Composition of the Martian Atmosphere (MEX)
3819	STATIC – SupraThermal and Thermal Ion Composition (MAVEN)
3820	SWEA – Solar Wind Electron Analyzer (MAVEN)
3821	SWIA – Solar Wind Ion Analyzer (MAVEN)
3822	SZA – Angle solaire zénithal (« <i>Solar Zenithal Angle</i> » en anglais)

3823 U.A – Unité astronomique

3824 UV – Ultraviolet

3826	Figure M.1 : Evolution de la minéralogie de surface en parallèle avec les principaux événements de	
3827	l'histoire martienne (après la différenciation de Mars). L'axe horizontal est pour le temps (à partir de	
3828	4.5 milliards d'années). La fin de la dynamo martienne a dû se produire il y a ~4.1 milliards d'années	
3829	(Lillis et al. 2008). Le cadre du haut de cette figure rappelle les différents processus non-thermiques	
3830	ayant potentiellement donné lieu à une perte massive d'atmosphère (adapté de Bibring et al., 2006 et	
3831	de Chassefière and Leblanc, 2004).	17
3832	Figure M.2 : Profil vertical moyenné sur 9 orbites de la densité d'espèces neutres de l'atmosphère	
3833	martienne entre 150 et 300 km d'altitude pour un angle zénithal solaire de 45°, extrait de Mahaffy et	
3834	al., 2015a. La saison martienne de ces données est comprise entre 288 et 326 longitude solaire.	21
3835	Figure M.3 : Profil vertical du taux de productions de 7 ions par photo-ionisation modélisée dans les	
3836	conditions du minimum d'activité solaire, côté jour, adapté de Fox, 2004.	23
3837	Figure M.4 : Profil vertical des densités moyennes des ions ionosphériques mesurés par l'instrument	
3838	NGIMS à bord de la sonde spatiale MAVEN. Les mesures ont été réalisées pour un angle solaire zénithal	
3839	de 60° et à des altitudes comprises entre 150 et 500 km. Le profil vertical de la densité totale des ions	
3840	est aussi affiché en noir (Benna et al., 2015).	26
3841	Figure M.5 : Schématisation des principales structures de l'interaction de l'atmosphère martienne avec	
3842	le vent solaire, issue de Brain et al., (2016).	27
3843	Figure M.6 : Mesure du champ magnétique par Mars Global Surveyor le long d'une orbite. Les	
3844	signatures magnétiques des frontières plasma sont indiquées par des pointillées. La figure est tirée de	
3845	Mazelle et al., (2002). BS : bow shock, MPB : Magnetic Pile-Up Boundary, PEB : Photon-electron	
3846	Boundary.	29
3847	Figure M.7 : Illustration du drapé des lignes de champ magnétique autour de Mars, tirée de Mazelle	
3848	et al., (2002).	30
3849	Figure M.8 : Carte du champ magnétique de Mars observé par le satellite MGS à une altitude nominale	
3850	de 400 km. Chaque pixel est coloré selon la valeur médiane de la composante radiale filtrée du champ	
3851	magnétique observée dans la plage de 1°×1° de latitude-longitude représentée par le pixel. Les couleurs	
3852	sont attribuées en 12 étapes couvrant deux ordres de variation de magnitude. La carte est issue de	
3853	Connerney et al., (2005).	32
3854	Figure M.9 : Couverture temporelle des orbiteurs de Mars équipé d'instrument plasma ou/et	
3855	magnétomètre avec l'évolution mensuelle (en noir) du nombre de tâche solaire de janvier 1991 à janvier	
3856	2020 (les cycles solaires # 22-#24). En bleu foncé, les valeurs moyennées sur ±6 mois. Mars express a	
3857	été opérationnelle autour de Mars plus d'un cycle solaire. A partir de fin 2014, MAVEN débute l'étude	
3858	de l'environnement plasma.	43
3859	Figure M.10 : Illustration présentant les positions des différents instruments à bord de la sonde spatiale	
3860	MAVEN. Crédits : NASA's Goddard Space Flight Center.	45
3861	Figure M.11 : Evolution moyen de plusieurs paramètres solaires lors du passage d'ICMEs. En orange,	
3862	le passage de l'onde de choc et en violet le passage du nuage magnétique. (Crédit : Masías-Meza, J. J.	
3863	et al., (2016)).	50
3864	Figure M.12 : Illustration du cône de mesure des précipitations de 75° centré sur l'axe zénithal (ou	
3865	radial). Les particules (vertes) dont la vitesse est orientée dans l'angle solide défini sont comptabilisées.	
3866		54
3867	Figure M.13 : Evolution de 2008 à 2020 (abscisse) de l'indice du flux radio solaire F10.7 cm qui	
3868	mesure l'intensité du flux radio à 10.7 cm à 1 U.A (ordonnée). Il s'agit d'un indice de l'activité solaire	
3869	en unité de flux solaire (sfu) où 1 sfu = 10 ⁻²² W.m ⁻² .Hz ⁻¹ (figure adapté des données de	
3870	l'organisation scientifique « National Oceanic and Atmospheric Administration »). Le pic de l'indice	
3871	F10.7 cm de 2017 correspond aux événements solaires de septembre 2017. Le trait noir horizontal	

3872	<i>correspond à la période pendant laquelle la sonde MAVEN a réalisé des mesures de l'environnement</i>	
3873	<i>martien.</i>	92
3874	Figure M.14 : <i>Profil de densité des composés neutres de l'atmosphère martienne modélisé en fonction</i>	
3875	<i>de l'altitude dans le cas du minimum d'activité solaire (gauche) et maximum d'activité solaire (droite)</i>	
3876	<i>(Crédit : Fox, 2004).</i>	94
3877		

Table des tableaux

3879	Tableau T.1 : <i>Composition moyenne de l'atmosphère martienne d'après Owen et al., (1977).</i> 12
3880	Tableau T.2 : <i>Liste des différents événements solaires et des conditions solaires nominales.</i> 51
3881	Tableau T.3 : <i>Fréquence d'ionisation (en s^{-1}) à 1 U.A, adapté de Schunk and Nagy (2000). *</i>
3882	<i>correspond à l'irradiance solaire F74133. ** correspond à l'irradiance solaire F79050N.</i> 96
3883	

Bibliographie

- Acuña, M. H., et al. (1999), Global distribution of crustal magnetization discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER Experiment, *Science*, 284, 790-793, doi:10.1126/science.284.5415.790.
- Anderson D.M. (1985) Subsurface Ice and Permafrost on Mars. In: Klinger J., Benest D., Dollfus A., Smoluchowski R. (eds) *Ices in the Solar System*. NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences), vol 156. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-009-5418-2_38
- Andersson, L., R. E. Ergun, and A. I. F. Stewart (2010), The Combined Atmospheric Photochemistry and Ion Tracing code: reproducing the Viking Lander results and initial outflow results, *Icarus*, 206(1), 120– 129, <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2009.07.009>.
- Andersson, L., Ergun, R.E. Neutral wind effects on ion outflow at Mars. *Earth Planet Sp* **64**, 6 (2012). <https://doi.org/10.5047/eps.2011.06.047>
- Andersson, L., Ergun, R.E., Delory, G.T. et al., (2015). The Langmuir Probe and Waves (LPW) Instrument for MAVEN. *Space Sci Rev* **195**, 173–198 (2015). <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0194-3>
- Aschwanden M. J. and Freeland S. L. (2012), Automated solar flare statistics in soft x-rays over 37 years of *goes* observations: the invariance of self-organized criticality during three solar cycle, *ApJ* 754 112, <https://doi.org/10.1088/0004-637X/754/2/112>
- Barth C.A. (1974), The atmosphere of Mars, *Annu. Rev. Earth Pl. Sc.*, 2, 333
- Benna, M., Mahaffy, P. R., Grebowsky, J. M., Fox, J. L., Yelle, R. V., and Jakosky, B. M. (2015), First measurements of composition and dynamics of the Martian ionosphere by MAVEN's Neutral Gas and Ion Mass Spectrometer, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 8958– 8965, doi:[10.1002/2015GL066146](https://doi.org/10.1002/2015GL066146).
- Bertaux J.L. (2007) Solar Variability and Climate Impact on Terrestrial Planets. In: Calisesi Y., Bonnet R.M., Gray L., Langen J., Lockwood M. (eds) *Solar Variability and Planetary Climates*. Space Sciences Series of ISSI, vol 23. Springer, New York, NY.
- Bhattacharyya, D., Clarke, J. T., Bertaux, J.-L., Chaufray, J.-Y., and Mayyasi, M. (2015), A strong seasonal dependence in the Martian hydrogen exosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 8678– 8685, doi:[10.1002/2015GL065804](https://doi.org/10.1002/2015GL065804).

3914 Bibring, J.-P. and OMEGA team (2004), OMEGA: Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau,
 3915 les Glaces et l'Activité, In: Mars Express: the scientific payload. Ed. By Andrew Wilson,
 3916 scientific coordination: Augustin Chicarro. ESA SP-1240, Noordwijk, Netherlands: ESA
 3917 Publications divisions, p. 37 – 49.

3918 Bibring, J.-P., Y. Langevin, J.F. Mustard, F. Poulet, R. Arvidson, A. Gendrin, B. Gondet, N.
 3919 Mangold, P. Pinet, F. Forget and OMEGA team (2006), Global Mineralogy and Aqueous Mars
 3920 History derived from OMEGA/Mars Express data, *Science*, 312, 400.

3921 Bougher, S W., Brain, D. A., Fox, J. L., Gonzalez-Galindo, F., Simon-Wedlund, C., and
 3922 Withers, P. G. (2014), Upper Neutral Atmosphere and Ionosphere, in Mars Book II (Cambridge
 3923 University Press, Cambridge, 2014), Chap. 14.

3924 Bougher, S. W., et al. (2017), The structure and variability of Mars dayside thermosphere from
 3925 MAVEN NGIMS and IUVS measurements: Seasonal and solar activity trends in scale heights
 3926 and temperatures, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 1296–
 3927 1313, doi:[10.1002/2016JA023454](https://doi.org/10.1002/2016JA023454).

3928 Boynton, W.V., W.C. Feldman, S.W. Squyres, T.H. Prettyman, J. Brückner, L.G. Evans, R.C.
 3929 Reedy, R. Starr, J.R. Arnold, D.M. Drake and 15 coauthors (2002), Distribution of hydrogen in
 3930 the near surface of Mars: evidence for subsurface ice deposits, *Science*, 297, 81.

3931 Brain, D. A., and Jakosky, B. M. (1998), Atmospheric loss since the onset of the Martian
 3932 geologic record: Combined role of impact erosion and sputtering, *J. Geophys. Res.*, 103 (E10),
 3933 22689– 22694, doi:[10.1029/98JE02074](https://doi.org/10.1029/98JE02074).

3934 Brain, D. A., F. Bagenal, Y.-J. Ma, H. Nilsson, and G. Stenberg Wieser (2016), Atmospheric
 3935 escape from unmagnetized bodies, *J. Geophys. Res. Planets*, 121, 2364–2385,
 3936 doi:[10.1002/2016JE005162](https://doi.org/10.1002/2016JE005162).

3937 Buhler, P.B., Ingersoll, A.P., Piqueux, S. *et al.* Coevolution of Mars's atmosphere and massive
 3938 south polar CO₂ ice deposit. *Nat Astron* (2019). <https://doi.org/10.1038/s41550-019-0976-8>

3939 Carr, M. H. and J. W. Head (2003), Oceans on Mars: An assessment of the observational
 3940 evidence and possible fate, *J. Geophys. Res.*, 108, doi:10.1029/2002JE001963

3941 Chaffin, M. S., Chaufray, J.-Y., Stewart, I., Montmessin, F., Schneider, N. M., and Bertaux, J.-
 3942 L. (2014), Unexpected variability of Martian hydrogen escape, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 314–
 3943 320, doi:[10.1002/2013GL058578](https://doi.org/10.1002/2013GL058578).

3944 Chaffin, M. S., Chaufray, J. Y., Deighan, J., Schneider, N. M., McClintock, W. E., Stewart, A.
 3945 I. F., Thiemann, E., Clarke, J. T., Holsclaw, G. M., Jain, S. K., et al. (2015), Three-dimensional

3946 structure in the Mars H corona revealed by IUVS on MAVEN, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 9001–
 3947 9008, doi:[10.1002/2015GL065287](https://doi.org/10.1002/2015GL065287).

3948 Chamberlain, J.W. (1963), Planetary coronae and atmospheric evaporation, *Planet. Space Sci.*,
 3949 **11**, 901.

3950 Chassefière, E., and Leblanc, F., (2004), Mars atmospheric escape and evolution; interaction
 3951 with the solar wind, *Planet. Space Sci.*, 52, 1039-1058, doi:10.1016/j.pss.2004.07.002

3952 Chaufray, J. Y., R. Modolo, F. Leblanc, G. Chanteur, R. E. Johnson, and J. G. Luhmann (2007),
 3953 Mars solar wind interaction: Formation of the Martian corona and atmospheric loss to space, *J.*
 3954 *Geophys. Res.*, 112, E09009, doi:10.1029/2007JE002915.

3955 Chaufray, J.-Y., Gonzalez-Galindo, F., Forget, F., Lopez-Valverde, M., Leblanc, F., Modolo,
 3956 R., Hess, S., Yagi, M., Blelly, P.-L., and Witasse, O. (2014), Three-dimensional Martian
 3957 ionosphere model: II. Effect of transport processes due to pressure gradients, *J. Geophys. Res.*
 3958 *Planets*, 119, 1614– 1636, doi:[10.1002/2013JE004551](https://doi.org/10.1002/2013JE004551).

3959 Chi, Y., Shen, C., Wang, Y. et al. (2016), Statistical Study of the Interplanetary Coronal Mass
 3960 Ejections from 1995 to 2015, *Solar Physics*, 291: 2419. [https://doi.org/10.1007/s11207-016-](https://doi.org/10.1007/s11207-016-0971-5)
 3961 [0971-5](https://doi.org/10.1007/s11207-016-0971-5)

3962 Chicarro, A. & Martin, Patrick & Trautner, Roland. (2004). The Mars Express mission: An
 3963 overview. In: Mars Express: the scientific payload. Ed. by Andrew Wilson, scientific
 3964 coordination: Agustin Chicarro. ESA SP-1240, Noordwijk, Netherlands: ESA Publications
 3965 Division, ISBN 92-9092-556-6, 2004, p. 3 – 13.

3966 Chu, F., Girazian, Z., Gurnett, D. A., Morgan, D. D., Halekas, J., Kopf, A. J., et al. (2019). The
 3967 effects of crustal magnetic fields and solar EUV flux on ionopause formation at Mars.
 3968 *Geophysical Research Letters*, 46, 10257– 10266. <https://doi.org/10.1029/2019GL083499>

3969 Cipriani, F., Leblanc, F., and Berthelier, J. J. (2007), Martian corona: Nonthermal sources of
 3970 hot heavy species, *J. Geophys. Res.*, 112, E07001, doi:[10.1029/2006JE002818](https://doi.org/10.1029/2006JE002818).

3971 Clifford, S.M., (1993) A model for the hydrologic and climatic behaviour of water on Mars, *J.*
 3972 *Geophys. Res.*, 95, 21, 282.

3973 Connerney, J., Acuña, M., Ness, N. et al. Mars Crustal Magnetism. *Space Science Reviews* **111**,
 3974 1–32 (2004). <https://doi.org/10.1023/B:SPAC.0000032719.40094.1d>

3975 Connerney, J.E.P., Açuna, M.H., Ness, N.F., Kletetschka, G., Mitchell, D., Lin, R.P., & Reme,
 3976 H. (2005). Tectonic implications of Mars crustal magnetism. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, Vol. 102,
 3977 (42), 14970-14975, doi: 10.1073/pnas.0507469102.

3978 Connerney, J.E.P., Espley, J., Lawton, P. et al., The MAVEN Magnetic Field Investigation,
 3979 *Space Sci Rev* (2015) 195 : 257., <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0169-4>

3980 Costard F., Le pergélisol martien: Martian permafrost, *International Journal of Refrigeration*,
 3981 Volume 16, Issue 2, 1993, Pages 91-100, ISSN 0140-7007, [https://doi.org/10.1016/0140-](https://doi.org/10.1016/0140-7007(93)90065-G)
 3982 [7007\(93\)90065-G](https://doi.org/10.1016/0140-7007(93)90065-G).

3983 Deighan, J., Chaffin, M. S., Chaufray, J.-Y., Stewart, A. I. F., Schneider, N. M., Jain, S. K.,
 3984 Stiepen, A., Crismani, M., McClintock, W. E., Clarke, J. T., et al. (2015), MAVEN IUVS
 3985 observation of the hot oxygen corona at Mars, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 9009– 9014,
 3986 doi:[10.1002/2015GL065487](https://doi.org/10.1002/2015GL065487).

3987 Dong, Y., Fang, X., Brain, D. A., McFadden, J. P., Halekas, J. S., Connerney, J. E. P., Eparvier,
 3988 F., Andersson, L., Mitchell, D., and Jakosky, B. M. (2017), Seasonal variability of Martian ion
 3989 escape through the plume and tail from MAVEN observations, *J. Geophys. Res. Space Physics*,
 3990 122, 4009–4022, doi:10.1002/2016JA023517

3991 Dubinin E. and Lundin R., Mass-loading near Mars, *Advances in Space Research*, Volume 16,
 3992 Issue 4, 1995, Pages 75-79, ISSN 0273-1177, [https://doi.org/10.1016/0273-1177\(95\)00211-V](https://doi.org/10.1016/0273-1177(95)00211-V).

3993 Dubinin, E., Fraenz, M., Fedorov, A. et al., (2011). Ion Energization and Escape on Mars and
 3994 Venus. *Space Sci Rev* **162**, 173–211 (2011). <https://doi.org/10.1007/s11214-011-9831-7>

3995 Dubinin, E., et al. (2017), Effects of solar irradiance on the upper ionosphere and oxygen ion
 3996 escape at Mars: MAVEN observations, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 7142– 7152,
 3997 doi:[10.1002/2017JA024126](https://doi.org/10.1002/2017JA024126).

3998 Edberg, N., Brain, D. A., Lester, M., Cowley, S. W. H., Modolo, R., Franz, M., and Barabash
 3999 S. (2009), « Plasmas boundary variability at Mars as observed by Mars Global Surveyor and
 4000 Mars Express », *Ann. Geophys.*, 27, 3537-3550, doi:10.5194/angeo-27-3537-2009.

4001 Edberg, N. J. T., Lester, M., Cowley, S. W. H., Brain, D. A., Fränz, M., and Barabash, S. (2010),
 4002 Magnetosonic Mach number effect of the position of the bow shock at Mars in comparison to
 4003 Venus, *J. Geophys. Res.*, 115, A07203, doi:[10.1029/2009JA014998](https://doi.org/10.1029/2009JA014998).

4004 Ehlmann, Bethany L., et al. “Orbital Identification of Carbonate-Bearing Rocks on Mars.”
 4005 *Science*, vol. 322, no. 5909, 2008, pp. 1828–1832. *JSTOR*, www.jstor.org/stable/20177071.
 4006 [Accessed 25 Feb. 2020](https://www.jstor.org/stable/20177071).

Engwall, E. & Eriksson, A. & Cully, C. & André, M. & Torbert, R. & Vaith, H.. (2009). Earth's ionospheric outflow dominated by hidden cold plasma. *Nature Geoscience*. 2. 24-27. doi:10.1038/ngeo387.

Eparvier, F.G., Chamberlin, P.C., Woods, T.N. et al., The Solar Extreme Ultraviolet Monitor for MAVEN, *Space Sci Rev* (2015) 195 : 293., <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0195-2>

Fang, X., S. W. Bougher, R. E. Johnson, J. G. Luhmann, Y. Ma, Y.-C. Wang, and M. W. Liemohn (2013), The importance of pickup oxygen ion precipitation to the Mars upper atmosphere under extreme solar wind conditions, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1922–1927, doi:10.1002/grl.50415.

Fedorova, A., Montmessin, F., Korablev, O., Luginin, M., Trokhimovskiy, A., Belyaev, D., Ignatiev, N., Lefèvre, F., Alday, J., Irwin, P., Olsen, K., Bertaux, J., Millour, E., Määttänen, A., Shakun, A., Grigoriev, A., Patrakeev, A., Korsä, S., Kokonkov, N., Wilson, C. (2020). Stormy water on Mars: The distribution and saturation of atmospheric water during the dusty season. *Science*. 367. <https://doi.org/10.1126/science.aay9522>

Forget, F., Hourdin, F., Fournier, R., Hourdin, C., Talagrand, O., Collins, M., ... Huot, J.-P. (1999). Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km. *Journal of Geophysical Research*, 104(E10), 24,155–24,175. <https://doi.org/10.1029/1999JE001025>

Formisano, V., Atreya, S., Encrenaz, T., Ignatiev, N., et Giuranna M., (2004) « *Detection of Methane in the Atmosphere of Mars* », *Science*, vol. 306, n° 5702, 3 December 2004, p. 1758–1761, doi:[10.1126/science.1101732](https://doi.org/10.1126/science.1101732)

Fox, J. (2004). Response of the Martian thermosphere/ionosphere to enhanced fluxes of solar soft X rays. *Journal of Geophysical Research*, 109. doi:10.1029/2004JA010380.

Fu, M. H., Cui, J., Wu, X. S., Wu, Z. P., and Li, J. (2020). The variations of the Martian exobase altitude. *Earth Planet. Phys.*, 4(1), 4–10. doi:10.26464/epp2020010

Gosling, J. T., Hundhausen, A. J., Pizzo, V., & Asbridge, J. R. (1972). Compressions and rarefactions in the solar wind: Vela 3. *Journal of Geophysical Research*, 77, 5442– 5454. <https://doi.org/10.1029/JA077i028p05442>

Gringauz, K.I., Bezrikikh V.V., Volkov, G.I, Breus, T.K., Musatov, I.S., Havkin, L.P and Sloutchonkov, G.P (1973). Preliminary results on plasma electrons from Mars-2 and Mars-3, *Icarus*, 18, 54. [https://doi.org/10.1016/0019-1035\(73\)90171-1](https://doi.org/10.1016/0019-1035(73)90171-1)

4038 Guo, J., Dumbović, M., Wimmer-Schweingruber, R. F., Temmer, M., Lohf, H., Wang, Y., et
 4039 al. (2018). Modeling the evolution and propagation of September 2017 CMEs and SEPs
 4040 arriving at Mars constrained by remote sensing and in situ measurement. *Space Weather*, 16.
 4041 <https://doi.org/10.1029/2018SW001973>
 4042 Halekas, J.S., Taylor, E.R., Dalton, G. et al., The Solar Wind Ion Analyzer for MAVEN, *Space*
 4043 *Sci Rev* (2015) 195 : 125., <https://doi.org/10.1007/s11214-013-0029-z>
 4044 Halekas, J. S., Brain, D. A., Ruhunusiri, S., McFadden, J. P., Mitchell, D. L., Mazelle, C.,
 4045 Connerney, J. E. P., Harada, Y., Hara, T., Espley, J. R., et al. (2016), Plasma clouds and
 4046 snowplows: Bulk plasma escape from Mars observed by MAVEN, *Geophys. Res. Lett.*, 43,
 4047 1426– 1434, doi:[10.1002/2016GL067752](https://doi.org/10.1002/2016GL067752).
 4048 Halekas, J. S. (2017), Seasonal variability of the hydrogen exosphere of Mars, *J. Geophys. Res.*
 4049 *Planets*, 122, 901– 911, doi:[10.1002/2017JE005306](https://doi.org/10.1002/2017JE005306).
 4050 Hall, B. E. S., et al. (2016), Annual variations in the Martian bow shock location as observed
 4051 by the Mars Express mission, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 121, 11,474–
 4052 11,494, doi:[10.1002/2016JA023316](https://doi.org/10.1002/2016JA023316).
 4053 Hall, B. E. S., Sánchez-Cano, B., Wild, J. A., Lester, M., & Holmstrom, M. (2019). The Martian
 4054 bow shock over solar cycle 23–24 as observed by the Mars Express mission. *Journal of*
 4055 *Geophysical Research: Space Physics*, 124, 4761– 4772.
 4056 <https://doi.org/10.1029/2018JA026404>
 4057 Hara T., K. Seki, Y. Futaana, M. Yamauchi, M. Yagi, Y. Matsumoto, M. Tokumaru, A.
 4058 Fedorov, and S. Barabash (2011), Heavy-ion flux enhancement in the vicinity of the Martian
 4059 Ionosphere during CIR passage: Mars Express ASPERA-3 observations, *JOURNAL OF*
 4060 *GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 116, A02309, doi:10.1029/2010JA015778, 2011
 4061 Hara T. et al., (2017a), Evidence for crustal magnetic field control of ions precipitating into the
 4062 upper atmosphere of Mars, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, doi: 10.1029/2017JA024798.
 4063 Hara, T., et al. (2017b), MAVEN observations on a hemispheric asymmetry of precipitating
 4064 ions toward the Martian upper atmosphere according to the upstream solar wind electric field,
 4065 *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 1083–1101, doi: 10.1002/2016JA023348
 4066 Hartmann, W.K., Neukum, G. Cratering Chronology and the Evolution of Mars. *Space Science*
 4067 *Reviews* **96**, 165–194 (2001). <https://doi.org/10.1023/A:1011945222010>

4068 Hess, S. L., Henry, R. M., and Tillman, J. E. (1979), The seasonal variation of atmospheric
 4069 pressure on Mars as affected by the south polar cap, *J. Geophys. Res.*, 84(B6), 2923– 2927,
 4070 doi:[10.1029/JB084iB06p02923](https://doi.org/10.1029/JB084iB06p02923).

4071 Hunten, D.M. (1973), The escape of light gases from planetary atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **30**,
 4072 1481.

4073 Irwin, R. P., Howard, A. D., Craddock, R. A., and Moore, J. M. (2005), An intense terminal
 4074 epoch of widespread fluvial activity on early Mars: 2. Increased runoff and paleolake
 4075 development, *J. Geophys. Res.*, 110, E12S15, doi:[10.1029/2005JE002460](https://doi.org/10.1029/2005JE002460).

4076 Jakosky, B.M., Pepin, R.O., Johnson, R.E. and Fox, J.L. (1994) Mars Atmospheric Loss and
 4077 Isotopic Fractionation by Solar-Wind-Induced Sputtering and Photochemical Escape. *Icarus*,
 4078 Volume 111, Issue 2, 1994, Pages 271-288, ISSN 0019-1035,
 4079 <https://doi.org/10.1006/icar.1994.1145>.

4080 Jakosky, B.M., Lin, R.P., Grebowsky, J.M. et al., The Mars Atmosphere and Volatile Evolution
 4081 (MAVEN) Mission, *Space Sci Rev* (2015) 195 : 3. <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0139-x>

4082 Jakosky, B.M. and Edwards, C.S. Inventory of CO₂ available for terraforming Mars. *Nat Astron*
 4083 **2**, 634–639 (2018). <https://doi.org/10.1038/s41550-018-0529-6>

4084 B.M. Jakosky, D. Brain, M. Chaffin, S. Curry, J. Deighan, J. Grebowsky, J. Halekas, F. Leblanc,
 4085 R. Lillis, J.G. Luhmann, L. Andersson, N. Andre, D. Andrews, D. Baird, D. Baker, J. Bell, M.
 4086 Benna, D. Bhattacharyya, S. Bougher, C. Bowers, P. Chamberlin, J.-Y. Chaufray, J. Clarke, G.
 4087 Collinson, M. Combi, J. Connerney, K. Connour, J. Correira, K. Crabb, F. Crary, T. Cravens,
 4088 M. Crismani, G. Delory, R. Dewey, G. DiBraccio, C. Dong, Y. Dong, P. Dunn, H. Egan, M.
 4089 Elrod, S. England, F. Eparvier, R. Ergun, A. Eriksson, T. Esman, J. Espley, S. Evans, K.
 4090 Fallows, X. Fang, M. Fillingim, C. Flynn, A. Fogle, C. Fowler, J. Fox, M. Fujimoto, P. Garnier,
 4091 Z. Girazian, H. Groeller, J. Gruesbeck, O. Hamil, K.G. Hanley, T. Hara, Y. Harada, J. Hermann,
 4092 M. Holmberg, G. Holsclaw, S. Houston, S. Inui, S. Jain, R. Jolitz, A. Kotova, T. Kuroda, D.
 4093 Larson, Y. Lee, C. Lee, F. Lefevre, C. Lentz, D. Lo, R. Lugo, Y.-J. Ma, P. Mahaffy, M.L.
 4094 Marquette, Y. Matsumoto, M. Mayyasi, C. Mazelle, W. McClintock, J. McFadden, A.
 4095 Medvedev, M. Mendillo, K. Meziane, Z. Milby, D. Mitchell, R. Modolo, F. Montmessin, A.
 4096 Nagy, H. Nakagawa, C. Narvaez, K. Olsen, D. Pawlowski, W. Peterson, A. Rahmati, K. Roeten,
 4097 N. Romanelli, S. Ruhunusiri, C. Russell, S. Sakai, N. Schneider, K. Seki, R. Sharrar, S. Shaver,
 4098 D.E. Siskind, M. Slipski, Y. Soobiah, M. Steckiewicz, M.H. Stevens, I. Stewart, A. Stiepen, S.
 4099 Stone, V. Tenishev, N. Terada, K. Terada, E. Thiemann, R. Tolson, G. Toth, J. Trovato, M.

4100 Vogt, T. Weber, P. Withers, S. Xu, R. Yelle, E. Yiğit, R. Zurek, Loss of the Martian atmosphere
 4101 to space: Present-day loss rates determined from MAVEN observations and integrated loss
 4102 through time, *Icarus*, Volume 315, 2018, Pages 146-157, ISSN 0019-1035,
 4103 <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2018.05.030>.
 4104 Jänchen, J., Morris, R. V., Bish, D. L., Janssen, M. & Hellwig, U., 2009. The H₂O and CO₂
 4105 adsorption properties of phyllosilicate-poor palagonitic dust and smectites under martian
 4106 environmental conditions. *Icarus* **200**, 463–467 (2009).
 4107 <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2008.12.006>
 4108 Johnson, R.E. (1990), Energetic charged particle with atmospheres and surfaces, New York,
 4109 Springer, <https://doi.org/10.1007/978-3-642-48375-2>
 4110 Johnson, R.E., Plasma-induced sputtering of an atmosphere, *Space Sci Rev* (1994) 69: 215.
 4111 <https://doi.org/10.1007/BF02101697>
 4112 Johnson, R. E., and Luhmann, J. G. (1998), Sputter contribution to the atmospheric corona on
 4113 Mars, *J. Geophys. Res.*, 103(E2), 3649–3653, doi:10.1029/97JE03266.
 4114 Johnson, R. E., D. Schnellenberger, and M. C. Wong (2000), The sputtering of an oxygen
 4115 thermosphere by energetic O⁺, *J. Geophys. Res.*, 105(E1), 1659–1670,
 4116 doi:10.1029/1999JE001058.
 4117 Jolitz, R. D., Dong, C. F., Lee, C. O., Lillis, R. J., Brain, D. A., Curry, S. M., Bougher, S.,
 4118 Parkinson, C. D., and Jakosky, B. M. (2017), A Monte Carlo model of crustal field influences
 4119 on solar energetic particle precipitation into the Martian atmosphere, *J. Geophys. Res. Space*
 4120 *Physics*, 122, 5653– 5669, doi:[10.1002/2016JA023781](https://doi.org/10.1002/2016JA023781).
 4121 Kahn, R. The evolution of CO₂ on Mars. *Icarus* 62, 175–190 (1985).
 4122 [https://doi.org/10.1016/0019-1035\(85\)90116-2](https://doi.org/10.1016/0019-1035(85)90116-2)
 4123 Kallio, E., and Barabash, S. (2001), Atmospheric effects of precipitating energetic hydrogen
 4124 atoms on the Martian atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 106 (A1), 165–177,
 4125 doi:[10.1029/2000JA002003](https://doi.org/10.1029/2000JA002003).
 4126 Kallio, E., Chaufray, J., Modolo, R. et al. Modeling of Venus, Mars, and Titan. *Space Sci Rev*
 4127 **162**, 267–307 (2011). <https://doi.org/10.1007/s11214-011-9814-8>
 4128 Kieffer, H. H., Martin T. Z., Chase S. C. Jr, Miner E. D., and Palluconi F. D. (1976), Martian
 4129 north pole summer temperatures – Dirty water ice, *Science*, **194**, 1341.

4130 Kliore, A., D.L. Cain, G.S. Levy, Von R. Eshleman, G. Fjeldbo and F.D. Drake (1965),
 4131 Occultation experiment: Results of the first direct measurements of Mars's atmosphere and
 4132 ionosphere, *Science*, **149**, 1243.

4133 Korablev, O., Vandaele, A.C., Montmessin, F. *et al.* No detection of methane on Mars from
 4134 early ExoMars Trace Gas Orbiter observations. *Nature* 568, 517–520 (2019).
 4135 <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1096-4>

4136 Krasnopolsky V. A., Maillard J. P. and Owen T. C. (2004). Detection of methane in the martian
 4137 atmosphere: evidence for life, *Icarus* 172, 537–547, doi:[10.1016/j.icarus.2004.07.004](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2004.07.004)

4138 Krauss, S., Fichtinger, B., Lammer, H., Hausleitner, W., Kulikov, Yu. N., Ribas, I.,
 4139 Shematovich, V. I., Bisikalo, D., Lichtenegger, H. I. M., Zaqarashvili, T. V., Khodachenko, M.
 4140 L., and Hanslmeier, A.: Solar flares as proxy for the young Sun: satellite observed thermosphere
 4141 response to an X17.2 flare of Earth's upper atmosphere, *Ann. Geophys.*, 30, 1129–1141,
 4142 <https://doi.org/10.5194/angeo-30-1129-2012>, 2012.

4143 Kruse, U. E., Marshall, L., Platt, J. R (1956), Synchrotron Radiation in the Sun's Radio
 4144 Spectrum. *The Astrophysical Journal* 124, 601.

4145 Larson, D.E., Lillis, R.J., Lee, C.O. et al., The MAVEN Solar Energetic Particle Investigation,
 4146 *Space Sci Rev* (2015) 195 : 153., <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0218-z>

4147 Leblanc, F. and R.E Johnson (2001), Sputtering of the Martian atmosphere by solar wind pick-
 4148 up ions, *Planet. Space Sci.*, 49, 645-656, 2001, doi:10.1016/S0032-0633(01)00003-4.

4149 Leblanc, F. and R.E. Johnson (2002), Role of molecules in pick-up ion sputtering of the Martian
 4150 atmosphere, *J. Geophys. Res.*, <https://doi.org/10.1029/2000JE001473>

4151 Leblanc F., Modolo R. et al. (2015), Mars heavy ion precipitating flux as measured by Mars
 4152 Atmosphere and Volatile EvolutionN, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 9135-9141,
 4153 doi:10.1002/2015GL066170.

4154 Leblanc, F., Chaufray, J. Y., Modolo, R., Leclercq, L., Curry, S., Luhmann, J., ... Jakosky, B.
 4155 (2017). On the origins of Mars' exospheric nonthermal oxygen component as observed by
 4156 MAVEN and modeled by HELIOSARES. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 122,
 4157 2401–2428. <https://doi.org/10.1002/2017JE005336>

4158 Leblanc, F., Martinez, A., Chaufray, J. Y., Modolo, R., Hara, T., Luhmann, J., et al (2018). On
 4159 Mars's atmospheric sputtering after MAVEN's first Martian year of measurements. *Geophysical*
 4160 *Research Letters*, 45, 4685–4691. <https://doi.org/10.1002/2018GL077199>

4161 Leblanc, F., Benna, M., Chaufray, J. Y., Martinez, A., Lillis, R., Curry, S., et al. (2019). First
 4162 in situ evidence of Mars nonthermal exosphere. *Geophysical Research Letters*, 46, 4144–4150.
 4163 <https://doi.org/10.1029/2019GL082192>
 4164 Leclercq L., Modolo R., Leblanc F., Hess S., and Mancini M., (2016). 3D magnetospheric
 4165 parallel hybrid multi-grid method applied to planet–plasma interactions, *Journal of*
 4166 *Computational Physics*, Volume 309, 2016, Pages 295-313, ISSN 0021-9991,
 4167 <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2016.01.005>.
 4168 Ledvina, S.A., Ma, Y. & Kallio, E. Modeling and Simulating Flowing Plasmas and Related
 4169 Phenomena. *Space Sci Rev* **139**, 143–189 (2008). <https://doi.org/10.1007/s11214-008-9384-6>
 4170 Lee, C. O., et al. (2017), MAVEN observations of the solar cycle 24 space weather conditions
 4171 at Mars, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 2768–2794, doi: 10.1002/2016JA023495.
 4172 Lee, C. O., Jakosky, B. M., Luhmann, J. G., Brain, D. A., Mays, M. L., Hassler, D. M., et al.
 4173 (2018). Observations and impacts of the 10 September 2017 solar events at Mars: An overview
 4174 and synthesis of the initial results. *Geophysical Research Letters*, 45.
 4175 <https://doi.org/10.1029/2018GL079162>
 4176 Lillis, R. J., Frey, H. V., and Manga, M. (2008), Rapid decrease in Martian crustal
 4177 magnetization in the Noachian era: Implications for the dynamo and climate of early Mars,
 4178 *Geophys. Res. Lett.*, 35, L14203, doi:[10.1029/2008GL034338](https://doi.org/10.1029/2008GL034338).
 4179 Lillis, R. J., Brain, D. A., Delory, G. T., Mitchell, D. L., Luhmann, J. G., and Lin, R. P. (2012),
 4180 Evidence for superthermal secondary electrons produced by SEP ionization in the Martian
 4181 atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 117, E03004, doi:[10.1029/2011JE003932](https://doi.org/10.1029/2011JE003932).
 4182 Lillis, R.J., Brain, D.A., Bougher, S.W. et al., Characterizing Atmospheric Escape from Mars
 4183 Today and Through Time, with MAVEN, *Space Sci Rev* (2015) 195: 357.
 4184 <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0165-8>
 4185 Lillis, R. J., et al. (2017), Photochemical escape of oxygen from Mars: First results from
 4186 MAVEN in situ data, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 3815–3836,
 4187 doi:[10.1002/2016JA023525](https://doi.org/10.1002/2016JA023525).
 4188 Luhmann, J. G., and J. U. Kozyra (1991), Dayside pick-up oxygen ion precipitation at Venus
 4189 and Mars: Spatial distributions, energy deposition and consequences, *J. Geophys. Res.*, 96(A4),
 4190 5457–5467, doi:10.1029/90JA01753.

4191 Luhmann, J. G., Johnson, R. E., Zhang, M. H. G., Evolutionary impact of sputtering of the
 4192 Martian atmosphere by O^+ pickup ions, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 2151–2154, 1992.
 4193 <https://doi.org/10.1029/92GL02485>
 4194 Lundin, R., A. Zakharov, R. Pellinen, et al. (1990), ASPERA/ Phobos measurements of the ion
 4195 outflow from the Martian ionosphere, *Geophysical Research Letters*, 17, 873–876,
 4196 <https://doi.org/10.1029/GL017i006p00873>
 4197 Lundin, R., Lammer, H., and Ribas, I. (2007) Planetary magnetic fields and solar forcing:
 4198 implications for atmospheric evolution. *Space Sci. Rev.* 129:245–278.
 4199 <https://doi.org/10.1007/s11214-007-9176-4>
 4200 Lundin, R., Barabash, S., Fedorov, A., Holmström, M., Nilsson, H., Sauvaud, J.-A., &
 4201 Yamauchi, M. (2008), Solar forcing and planetary ion escape from Mars, *Geophysical Research*
 4202 *Letters*, 35, L09203, doi:10.1029/2007GL032884.
 4203 Lundin, R., S. Barabash, M. Holmström, H. Nilsson, Y. Futaana, R. Ramstad, M. Yamauchi,
 4204 E. Dubinin, and M. Fraenz (2013), Solar cycle effects on the ion escape from Mars, *Geophys.*
 4205 *Res. Lett.*, 40, 6028–6032, doi:10.1002/2013GL058154.
 4206 Ma, Y., Fang, X., Halekas, J. S., Xu, S., Russell, C. T., Luhmann, J. G. et al (2018). The Impact
 4207 and Solar Wind Proxy of the 2017 September ICME Event at Mars. *Geophysical Research*
 4208 *Letters*, doi:10.1029/2018GL077707
 4209 Mahaffy, P. R., Benna, M., Elrod, M., Yelle, R. V., Bougher, S. W., Stone, S. W., and Jakosky,
 4210 B. M. (2015a), Structure and composition of the neutral upper atmosphere of Mars from the
 4211 MAVEN NGIMS investigation, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 8951– 8957,
 4212 doi:[10.1002/2015GL065329](https://doi.org/10.1002/2015GL065329).
 4213 Mahaffy, P.R., Benna, M., King, T. et al. (2015b). The Neutral Gas and Ion Mass Spectrometer
 4214 on the Mars Atmosphere and Volatile Evolution Mission. *Space Sci Rev* **195**, 49–73 (2015).
 4215 <https://doi.org/10.1007/s11214-014-0091-1>
 4216 Malin, M.C., et al., (2006). Present-Day Impact Cratering Rate and Contemporary Gully
 4217 Activity on Mars. *Science*, 314, 1573 (2006), <https://doi.org/10.1126/science.1135156>
 4218 Masías-Meza, J. J. et al., (2016), Superposed epoch study of ICME sub-structures near Earth
 4219 and their effects on Galactic cosmic rays, *A&A* 592, 2016, [https://doi.org/10.1051/0004-](https://doi.org/10.1051/0004-6361/201628571)
 4220 [6361/201628571](https://doi.org/10.1051/0004-6361/201628571)

4221 Matthews, A.P., (1994). Current Advance Method and Cyclic Leapfrog for 2d Multispecies:
 4222 Hybrid Plasma Simulations. *Journal of Computational Physics*, 112(1) :102-116. ISSN
 4223 00219991. doi:10.1006/jcph.1994.1084.

4224 Mazelle, C. et al., 2002. Nonlinear coherent waves at the proton cyclotron frequency at Mars
 4225 from MGS observations. 34th COSPAR Scientific Assembly, The Second World Space
 4226 Congress, held 10-19 October, 2002 in Houston, TX, USA., meeting abstract, id.2727

4227 McClintock, W.E., Schneider, N.M., Holsclaw, G.M. et al., (2015). The Imaging Ultraviolet
 4228 Spectrograph (IUVS) for the MAVEN Mission. *Space Sci Rev* **195**, 75–124 (2015).
 4229 <https://doi.org/10.1007/s11214-014-0098-7>

4230 McFadden, J.P., Kortmann, O., Curtis, D. et al., MAVEN SupraThermal and Thermal Ion
 4231 Composition (STATIC) Instrument, *Space Sci Rev* (2015) 195 : 199.,
 4232 <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0175-6>

4233 Mellon, M. T., et al. (2009), Ground ice at the Phoenix Landing Site: Stability state and origin,
 4234 *J. Geophys. Res.*, 114, E00E07, doi:[10.1029/2009JE003417](https://doi.org/10.1029/2009JE003417).

4235 Mendillo, M., Lollo, A., Withers, P., Matta, M., Pätzold, M., and Tellmann, S. (2011), Modeling
 4236 Mars' ionosphere with constraints from same-day observations by Mars Global Surveyor and
 4237 Mars Express, *J. Geophys. Res.*, 116, A11303, doi:[10.1029/2011JA016865](https://doi.org/10.1029/2011JA016865).

4238 Mitchell, D. L., Lin, R. P., Mazelle, C., Rème, H., Cloutier, P. A., Connerney, J. E. P., Acuña,
 4239 M. H., and Ness, N. F. (2001), Probing Mars' crustal magnetic field and ionosphere with the
 4240 MGS Electron Reflectometer, *J. Geophys. Res.*, 106 (E10), 23419– 23427,
 4241 doi:[10.1029/2000JE001435](https://doi.org/10.1029/2000JE001435).

4242 Mitchell, D.L., Mazelle, C., Sauvaud, J. et al., (2016). The MAVEN Solar Wind Electron
 4243 Analyzer. *Space Sci Rev* **200**, 495–528 (2016). <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0232-1>

4244 Modolo R. Modélisation de l'interaction du vent solaire ou du plasma Kronien, avec les
 4245 environnements neutres de Mars et de Titan. PhD thesis, Université de Versailles Saint-Quentin
 4246 en Yvelines (UVSQ), 2004.

4247 Modolo, R., Chanteur, G. M., Dubinin, E., & Matthews, A. P., (2005). Influence of the solar
 4248 EUV flux on the Martian plasma environment. *Annales Geophysicae*, 23(2), 433–444. <hal-
 4249 00329361>.

4250 Modolo, R., Chanteur, G. M., Wahlund, J.-E., Canu, P., Kurth, W. S., Gurnett, D., Matthews,
 4251 A. P., and Bertucci, C. (2007), Plasma environment in the wake of Titan from hybrid
 4252 simulation: A case study, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L24S07, doi:[10.1029/2007GL030489](https://doi.org/10.1029/2007GL030489).

4253 Modolo, R., and Chanteur, G. M. (2008), A global hybrid model for Titan's interaction with the
 4254 Kronian plasma: Application to the Cassini Ta flyby, *J. Geophys. Res.*, 113, A01317,
 4255 doi:[10.1029/2007JA012453](https://doi.org/10.1029/2007JA012453).

4256 Modolo, R., et al. (2016), Mars-solar wind interaction: LatHyS, an improved parallel 3-D
 4257 multispecies hybrid model, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 121, 6378–6399,
 4258 doi:10.1002/2015JA022324.

4259 Newkirk, G., Jr. (1980) Solar variability on time scales of 10^5 years to $10^{9.6}$ years. In *The*
 4260 *Ancient Sun: Fossil Record in the Earth, Moon and Meteorites, Geochimica et Cosmochimica*
 4261 *Acta Supplement*, Vol. 13, edited by R.O. Pepin, J.A. Eddy, and R.B. Merrill, Elsevier,
 4262 Amsterdam, pp 293–320.

4263 Nier, A. O., and McElroy, M. B. (1977), Composition and structure of Mars' Upper atmosphere:
 4264 Results from the neutral mass spectrometers on Viking 1 and 2, *J. Geophys. Res.*, 82 (28), 4341–
 4265 4349, doi:[10.1029/JS082i028p04341](https://doi.org/10.1029/JS082i028p04341).

4266 Orosei R., Lauro S. E., Pettinelli E., Cicchetti A., Coradini M., Cosciotti B., Di Paolo F.,
 4267 Flamini E., Mattei E., Pajola M., Soldovieri F., Cartacci M., Cassenti F., Frigeri A., Giuppi S.,
 4268 Martufi R., Masdea A., Mitri G., Nenna C., Noschese R., Restano M. et Seu R. (2018), Radar
 4269 evidence of subglacial liquid water on Mars, *Science*, 361 (6401), 490-493,
 4270 doi:10.1126/science.aar7268

4271 Owen T. (1966), The composition and surface pressure of the Martian atmosphere: Results
 4272 from the 1965 opposition, *Astrophys. J.*, 146, 257.

4273 Owen, T., Biemann, K., Rushneck, D. R., Biller, J. E., Howarth, D. W., and Lafleur, A. L.
 4274 (1977). The composition of the atmosphere at the surface of Mars, *J. Geophys. Res.*, 82 (28),
 4275 4635– 4639, doi:[10.1029/JS082i028p04635](https://doi.org/10.1029/JS082i028p04635).

4276 Parker, E. N. (1958), Dynamics of the interplanetary gas and magnetic fields, *Astrophys. J.*,
 4277 128, 664–676, doi:10.1086/146579.

4278 Pätzold, M. & Tellmann, S. & Häusler, B. & Hinson, D. & Schaa, R. & Tyler, G. (2005). A
 4279 Sporadic Third Layer in the Ionosphere of Mars. *Science* (New York, N.Y.). 310. 837-9.
 4280 <https://doi.org/10.1126/science.1117755>

4281 Pham, L.B.S. and Karatekin, Ö. (2016). Scenarios of atmospheric mass evolution on Mars
 4282 influenced by asteroid and comet impacts since the late Noachian. *Planetary and Space Science*.
 4283 125. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2015.09.022>

4284 Phillips, R. J. et al. Massive CO₂ ice deposits sequestered in the south polar layered deposits of
 4285 Mars. *Science*, **332**, 838–841 (2011).

4286 Plaut, J., Picardi, G., Safaeinili, A., Ivanov, A., Milkovich, S., Cicchetti, A., Kofman, W.,
 4287 Mouginot, J., Farrell, W., Phillips, R., Clifford, S., Frigeri, A., Orosei, R., Federico, C.,
 4288 Williams, I., Gurnett, D., Nielsen, E., Hagfors, T., Heggy, E., Edenhofer, P. (2007). Subsurface
 4289 Radar Sounding of the South Polar Layered Deposits of Mars. *Science* (New York, N.Y.). 316.
 4290 92-5. Doi:10.1126/science.1139672.

4291 Ramstad, R., Barabash, S., Yoshifumi, F., and Holmström, M. (2017), Solar wind- and EUV-
 4292 dependent models for the shapes of the Martian plasma boundaries based on Mars Express
 4293 measurements, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 7279–7290, doi:[10.1002/2017JA024098](https://doi.org/10.1002/2017JA024098).

4294 Ribas, I., Guinan, E.F., Gudel, M. and Audard, M., Evolution of the solar activity over time and
 4295 effects on planetary atmospheres. I. High-energy irradiances (1-1700 Å), *Astrophys. J.*, 622
 4296 (2005), pp. 680-694, <https://doi.org/10.1086/427977>

4297 Richer, E., Modolo, R., Chanteur, G. M., Hess, S., and Leblanc, F. (2012), A global hybrid
 4298 model for Mercury's interaction with the solar wind: Case study of the dipole representation, *J.*
 4299 *Geophys. Res.*, 117, A10228, doi:[10.1029/2012JA017898](https://doi.org/10.1029/2012JA017898).

4300 Romanelli, N. and al. (2018). Responses of the Martian magnetosphere to an interplanetary
 4301 coronal mass ejection: MAVEN observations and LatHyS results: RESPONSE OF MARS TO
 4302 A CME. *Geophysical Research Letters*. doi:10.1029/2018GL077714.

4303 Schunk, R., & Nagy, A. (2000). Ionization and Energy Exchange Processes. In *Ionospheres:*
 4304 *Physics, Plasma Physics, and Chemistry* (Cambridge Atmospheric and Space Science Series,
 4305 pp. 237-268). Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511551772.009

4306 Solomon, S.C., O. aharonson, J.M Aurnou, W.B. Banerdt, M.H. Carr, A.J. Dombard, H.V Frey,
 4307 M.P. Golombek, S.A. Hauck, J.W Head, and 7 coauthors (2005), new perspective on ancient
 4308 Mars, *Science*, **307**, 1214

4309 Sprague A.L. et al. (2004), Mars South Polar Ar Enhancement: A Tracer for South Polar
 4310 Seasonal Meridional Mixing, *Science*, <https://doi.org/10.1126/science.1098496>

4311 Steckiewicz, M., et al. (2017), Comparative study of the Martian suprathermal electron
 4312 depletions based on Mars Global Surveyor, Mars Express, and Mars Atmosphere and Volatile
 4313 Evolution mission observations, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 857– 873,
 4314 doi:[10.1002/2016JA023205](https://doi.org/10.1002/2016JA023205).

4315 Stewart, A.I.F (1987). Revised time dependent model of the Martian atmosphere for use in orbit
 4316 lifetime and sustenance studies, LASP-JPL Internal Report, NQ-802429, Jet Propulsion Lab,
 4317 Pasadena, California.

4318 Tapping, K. F. (2013), The 10.7 cm solar radio flux ($F_{10.7}$), *Space Weather*, 11, 394– 406,
 4319 doi:[10.1002/swe.20064](https://doi.org/10.1002/swe.20064).

4320 Tian, F., Kasting, J. F., and Solomon, S. C. (2009), Thermal escape of carbon from the early
 4321 Martian atmosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L02205, doi:[10.1029/2008GL036513](https://doi.org/10.1029/2008GL036513).

4322 Trotignon, J. G., Grard, R., and Savin, S. (1991), Plasma wave system measurements of the
 4323 Martian bow shock from the Phobos 2 spacecraft, *J. Geophys. Res.*, 96 (A7), 11253– 11264,
 4324 doi:[10.1029/91JA00502](https://doi.org/10.1029/91JA00502).

4325 Trotignon, J. G., et al., (1993). Position and shape of the martian bow shock: The Phobos 2
 4326 plasma wave system observations, *Planet. Space Sci.*, 41, 189–198, 1993.
 4327 [https://doi.org/10.1016/0032-0633\(93\)90058-A](https://doi.org/10.1016/0032-0633(93)90058-A)

4328 Trotignon, J. G., Mazelle C., Bertucci C., and Acuna M. H. (2006), Martian shock and magnetic
 4329 pile-up boundary positions and shapes determined from the Phobos 2 and Mars Global Surveyor
 4330 data sets, *Planet. Space Sci.*, 54, 357-369, doi:10.1016/j.pss.2006.01.003.

4331 Veronig A., Temmer M., Hanslmeier A., Otruba W., Messerotti M., Temporal aspects and
 4332 frequency distributions of solar soft X-ray flares, *A&A* 382 (3) 1070-1080 (2002).
 4333 doi:10.1051/0004-6361:20011694

4334 Vignes, D., et al., (2000). The Solar Wind interaction with Mars: Locations and shapes of the
 4335 Bow Shock and the Magnetic Pile-up Boundary from the observations of the MAG/ER
 4336 experiment onboard Mars Global Surveyor, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 49–52, 2000.
 4337 <https://doi.org/10.1029/1999GL010703>

4338 Vignes, D., Acuña, M. H., Connerney, J. E. P., Crider, D. H., Reme, H., and Mazelle, C., (2002).
 4339 Factors controlling the location of the Bow Shock at Mars, *Geophys. Res. Lett.*, 29 (9),
 4340 doi:[10.1029/2001GL014513](https://doi.org/10.1029/2001GL014513), 2002.

4341 Volkov A.N. et al., (2011). Thermally Driven Atmospheric Escape: Transition From
 4342 Hydrodynamic To Jeans Escape. *ApJL*, 729, L24. [https://doi.org/10.1088/2041-](https://doi.org/10.1088/2041-8205/729/2/L24)
 4343 [8205/729/2/L24](https://doi.org/10.1088/2041-8205/729/2/L24)

4344 Wang, Y.-C., J. G. Luhmann, F. Leblanc, X. Fang, R. E. Johnson, Y. Ma, W.-H. Ip, and L. Li
 4345 (2014), Modeling of the O^+ pickup ion sputtering efficiency dependence on solar wind

conditions for the Martian atmosphere, *J. Geophys. Res. Planets*, 119, 93–108, doi:10.1002/2013JE004413.

Wang, Y.-C., J. G. Luhmann, X. Fang, F. Leblanc, R. E. Johnson, Y. Ma, and W.-H. Ip (2015), Statistical studies on Mars atmospheric sputtering by precipitating pickup O^+ : Preparation for the MAVEN mission, *J. Geophys. Res. Planets*, 120, 34–50, doi:10.1002/2014JE004660.

Watson, C. C., Haff, P. K., & Tombrello, T. A., 1980. Solar wind sputtering effects in the atmospheres of Mars and Venus, In: Lunar and Planetary Science Conference, 11th, Houston, TX, March 17-21, 1980, Proceedings. Volume 3. (A82-22351 09-91) New York, Pergamon Press, 1980, p. 2479-2502.

Webster, C. R. et al. Mars methane detection and variability at Gale crater. *Science* 347, 415–417 (2015), doi:10.1126/science.1261713

Webster, Christopher & Mahaffy, P. & Sudhir, Atreya & Moores, John E. & Flesch, Gregory & Malespin, Charles & McKay, Christopher & Martinez, German M. & Smith, Christina & Martín-Torres, F. J. & Gómez, Felipe & Zorzano, María-Paz & Wong, Michael & Trainer, Melissa & Steele, Andrew & Archer, Doug & Sutter, Brad & Coll, Patrice & Freissinet, Caroline & Vasavada, Ashwin. (2018). Background levels of methane in Mars' atmosphere show strong seasonal variations. *Science*, **360**, 1093-1096. Doi:10.1126/science.aaq0131.

Wood, B.-E., Müller, H.-R., Zank, G.-P., Linsky, J.-L. (2002). Measured Mass-Loss Rates of Solar-like Stars as a Function of Age and Activity. *The Astrophysical Journal*, **574**, 412.

Xu S. et al., (2018), Investigation of Martian magnetic topology response to 2017 September ICME, *Geophysical Research Letters*, 45, doi:10.1029/2018GL077708.

Yagi, M., Leblanc, F., Chaufray, J. Y., Gonzalez-Galindo, F., Hess, S., & Modolo, R. (2012). Mars exospheric thermal and non-thermal components: Seasonal and local variations. *Icarus*, 221(2), 682–693. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2012.07.022>

Yeroshenko, Y., Riedler, W., Schwingenschuh, K., Luhmann, J. G., Ong, M., & Russell, C. T. (1990). The magnetotail of Mars: Phobos observation. *Geophysical Research Letters*, 17, 885–888. <https://doi.org/10.1029/GL017i006p00885>

Yung, Y. L. et al. (2018). Methane on Mars and habitability: challenges and responses, *Astrobiology* 18, <https://doi.org/10.1089/ast.2018.1917>.

Zahnle, K. J., and J. C. G. Walker (1982), The evolution of solar ultraviolet luminosity, *Rev. Geophys.*, 20(2), 280–292, doi:10.1029/RG020i002p00280.

4377 Zent, A. P., Fanale, F. P. & Postawko, S. E., 1987. Carbon dioxide: Adsorption on palagonite
4378 and partitioning in the Martian regolith. *Icarus* **71**,241–249 (1987).
4379 [https://doi.org/10.1016/0019-1035\(87\)90149-7](https://doi.org/10.1016/0019-1035(87)90149-7)

Annexe

**"Combined study of the Martian upper
atmosphere using MEX and MAVEN data"
ESA RFP/3-15339/18/NL/IB/gg**

4391

PROJECT: Combined Study of the Martian upper atmosphere using MEX and MAVEN data PHASE: 1	WP: 1
WP Title: Production of timetables of orbits Company: LATMOS/CNRS, Sorbonne Université WP Manager: R. Modolo Start Event: Planned Date: 09/18/2018 End Event: Planned Date: 10/20/2018	
Inputs: Trajectories of the MEX and MAVEN spacecraft Tasks: Production of a timetable of orbits (and time intervals) when MEX is monitoring the solar wind and MAVEN is exploring (a) the plasma sheet, (b) the polar 'plume' region and (c) the upper ionosphere. Reciprocally, production of a second timetable when MAVEN acts as solar wind monitor and MEX explores regions (a) to (c). Visualisation of spacecraft trajectories with the 3Dview software, for the period of interest: 12/2014 to 12/2016. This WP will be taken in charge by R. Modolo (50%) and A. Martinez (50%). Outputs: Report, timetables in ASCII files, and animations of spacecraft trajectories for a selection of cases.	

4392

4393 To achieve this WP and associated deliverable, a first mandatory step is to determine the time
4394 intervals when one spacecraft is monitoring the solar wind, independently of the position of the
4395 second spacecraft.

4396 The Time Tables providing the periods when MAVEN was in the Solar Wind without MEX
4397 being in the pristine solar wind (and vice versa) were constructed for the period between the
4398 2014/12/01 and the 2016/12/01. The data mining functionality from the AMDA software
4399 (<http://amda.irap.omp.eu/>) has been used to retrieve the corresponding time tables. All time
4400 tables are produced in VOTABLE format which is easily handled by AMDA software.

4401 The determination of the solar wind region is based on a geometrical aspect. The conic function
4402 characterizing the Bow Shock position has been used. The following conditions have been used
4403 to identify the time when MAVEN or MEX were in the solar wind:

4404
$$d_{BS} > 0.5 R_M \text{ and } \epsilon \times \frac{x_S / c_{MSO}}{r} > -0.95 \quad (\text{Eq 1})$$

4405 where d_{BS} is the distance between the spacecraft and the Bow Shock, ϵ is the eccentricity of
 4406 the conic, x_S / c_{MSO} is the X coordinate of the considered spacecraft in Mars Sun Orbital (MSO)
 4407 coordinate system, R_M is the Martian radius and r is the distance between the spacecraft and the
 4408 origin of the coordinate system. The MSO coordinate system is defined as follow:

- 4409 - The X axis points from the planet toward the Sun
- 4410 - The Y axis is opposite to the orbital velocity of the planet
- 4411 - Z axis completes the right handed system

4412 Distance between the spacecraft and Mars' center is defined as:

4413
$$r = \sqrt{x_{MSO}^2 + y_{MSO}^2 + z_{MSO}^2} \quad (\text{Eq. 2})$$

4414 The distance between the spacecraft and the Bow shock (BS) is:

4415

4416
$$d_{BS} = r - \left(x_0 + \frac{L}{1 + \epsilon * \frac{x_{MSO}}{r}} \right) \quad (\text{Eq. 3})$$

4417 We chose to use Edberg et al [2008] to define the bow shock position and expressed them in
 4418 MSO coordinates and assuming a cylindrical symmetry around the X axis

4419
$$x_0 = 0.55 R_M, \quad L = 2.10 R_M, \quad \epsilon = 1.05$$

4420 The first criteria of Eq 1, specifies that the spacecraft is upstream of the Bow Shock. The second
 4421 criteria avoid a null or negative dominator. It avoids having the spacecraft position in the optical
 4422 shadow, and therefore not in the solar wind region.

4423 This method has been checked with the selection of random time intervals, verifying that the
 4424 measurement was consistent with a spacecraft in the solar wind.

For instance, for MAVEN, we looked at the energy flux and the temperature (observed by SWIA) as well as at the position of the spacecraft and its distance with respect to the Bow Shock (Fig1).

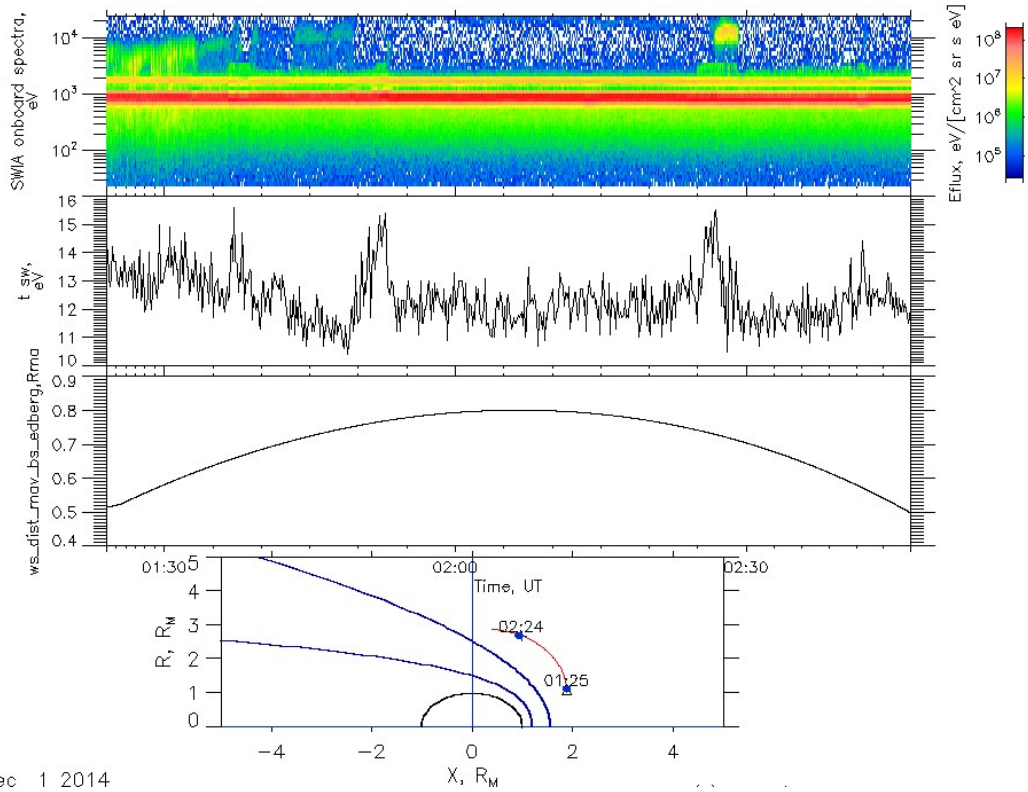


Figure 1: energy-time spectrogram from SWIA, temperature from SWIA moments, distance between the BS and the MAVEN during one of the time table.

Comments:

- 2 energy “bands” can be observed on the energy spectrum (one for the proton at about 800 eV and one for the Helium at about 1.6-2keV)
- the temperature is of the order of 10 eV (which corresponds to expected values in the Solar Wind)
- the distance between Maven and the average Bow shock fulfill the criteria
- on the last plot we can see that the spacecraft is in the Solar Wind

4440 • Similar work has been performed on Mars Express.

4441 We can search for time interval when each spacecraft in the pristine solar wind (independently
4442 of the location of the second spacecraft).

4443 The time tables are:

4444 • MAVEN in the pristine solar wind (TT_mav_sw_12_2014_12_2016.xml without any
4445 restriction on the SWIA quality moments, and
4446 TT_mav_sw_qual_select_12_2014_12_2016.xml with an additional criterion on the
4447 quality factor above 0.7 of SWIA moments).

4448 Quality flag (0 = bad, 1 = good) indicates whether the distribution is well-measured and
4449 decommutation parameters are definite. All SWIA Key Parameters are derived from
4450 onboard-computed moments [Halekas et al, 2015].

4451 • MEX in the pristine solar wind (TT_mex_sw_12_2014_12_2016.xml without any
4452 restriction on the ASPERA3/IMA quality moments, and
4453 TT_mex_sw_qual_select_12_2014_12_2016.xml with an additional criterion on the
4454 quality factor above 0.7 of ASPERA3/IMA moments).

4455 IMA ion moments are calculated in IRAP using Andrei Fedorov procedure (IRAP). Density
4456 quality flag values:

4457 • 0.0: Undefined (2 elevation angles mode)
4458 • 0.0 - 0.6: Poor
4459 • 0.6 - 0.8: Acceptable
4460 • 0.8 - 0.9: Good
4461 • 0.9 - 1.0: Excellent

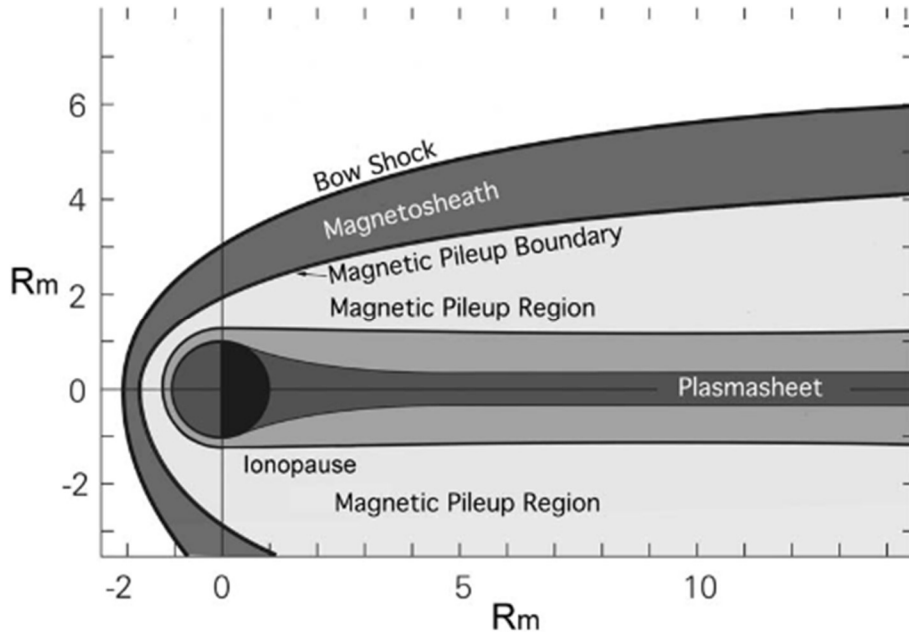
4462 MEX IMA protons and heavy ions number density could be considered reliable only in the case
4463 when corresponding quality flag (*moments_quality_factor*) is greater than 0.6 and density
4464 values themselves are greater than 0.01 cm⁻³ (reference AMDA IMA Ion moments). The Time
4465 Tables are delivered in a XML file, it contains a self-describing file with a header and the start
4466 and stop time associated for each interval in ISO 9601 standard.

4467

4468 I. MAVEN is the SW monitor

4469 I.1 MEX in the plasma sheet

4470 The plasma sheet is the region in the central part of the Martian wake, as illustrated on figure
4471 2.



4472

4473 Figure 2: A sketch of the structure of the Martian plasma environment, depicting the major
4474 boundaries and regions in the equatorial plane. The scales R_M are Mars radii [Nagy et al,
4475 SSR, 2004]

4476

4477 To determine the time intervals when MEX is in the plasma sheet, while MAVEN acts as a SW
4478 monitor, a purely geometrical condition is used. In addition, due to the absence on a
4479 magnetometer onboard MEX, it is difficult to look for current sheet locations.

4480 The conditions for the data mining are:

4481
$$x_{MSO} < -1 \text{ and } \sqrt{y_{MSO}^2 + z_{MSO}^2} < 0.5R_M \quad (\text{Eq 4})$$

The data mining is applied on the time interval when MAVEN is located in the solar wind region (TT_mav_sw_12_2014_12_2016.xml). The resulting time table is TT_mex_ps_maven_sw_12_2014_12_2016.xml.

Figure 3 gives an example of MAVEN and MEX observations for such case. The SWIA measurements (top panel), indicates that MAVEN is in the SW while MEX (middle panel) show the presence of heavy ions (black curve) in the plasma sheet. The bottom panel is the trajectory of MEX for a time interval of the time table.

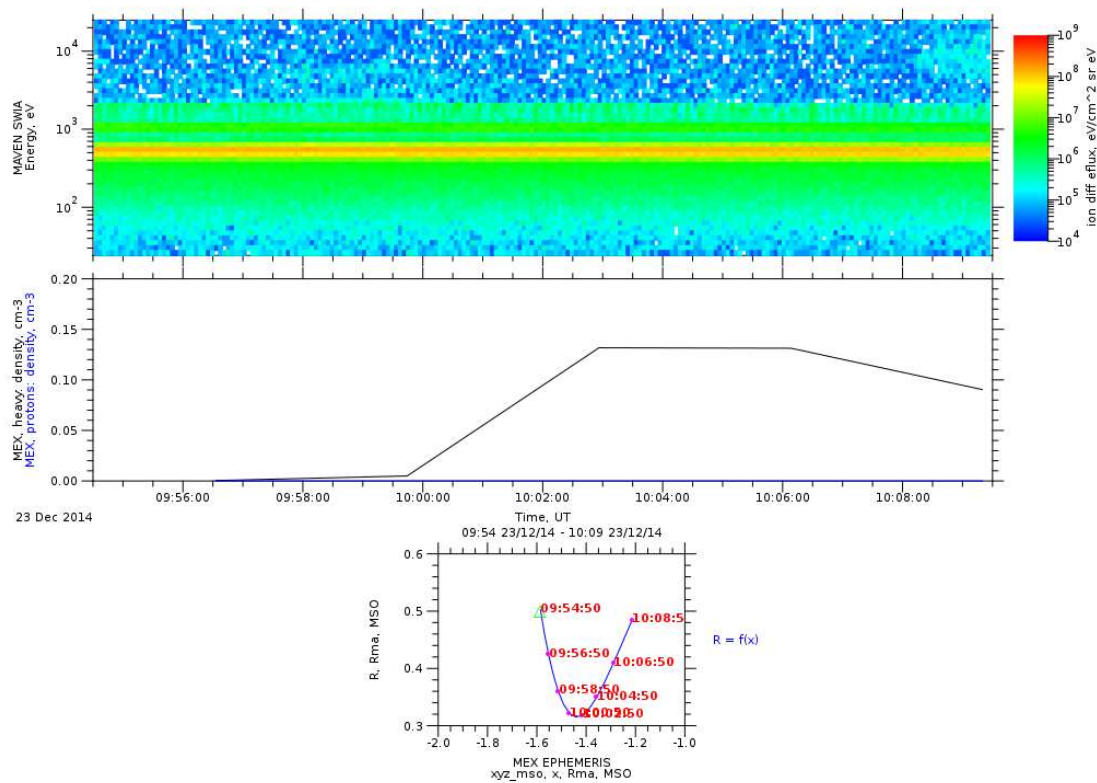


Figure 3: MAVEN in the solar wind and MEX in the plasma sheet. Top panel indicates the SWIA data, the middle panel shows the heavy and protons fluxes, the bottom panel presents the MEX trajectory.

I.2 MEX in the “plume”

4496 To determine the time intervals when MEX is in the potential plume region while MAVEN is
 4497 in the SW region, we first determined the locations of MEX on a purely geometrical condition.
 4498 We define the plume region as a cone of 45° aperture with respect to the Z_MSE axis. The MSE
 4499 coordinate system is the Mars Solar Electric coordinate system. In absence of specific
 4500 information on the Z_MSE direction (meaning motional electric field direction), we assumed a
 4501 cylindrical symmetry around the X axis. The mathematical criterion is therefore

$$4502 \quad \left| \frac{x_{MSO}}{r} \right| > \cos(\pi/4) \text{ \& } r > 1.35 R_m \quad \text{Eq(5)}$$

4503 The time interval generated is TT_mex_plume_mav_sw_12_2014_12_2016.xml. In addition,
 4504 we look for ion pickup signatures on the IMA data. Therefore, we completed the Eq5 criteria
 4505 with a velocity of heavy ions larger than 40 km/s. The resulting time table is
 4506 TT_mex_plume_mav_sw_with_pickup_signature_12_2014_12_2016.xml. Figure 4 presents
 4507 an example of high energy of heavy ions. The MAVEN spacecraft trajectory can be seen on the
 4508 bottom left part of the figure with arrows indicating the solar wind speed and direction starting
 4509 from the trajectory. The MEX trajectory is displayed on the right part of the figure (fine white
 4510 line). From this line a ribbon has been drawn showing the time (converted in S/C location)-
 4511 energy spectrogram of the IMA/ASPERA-3 sensor. The color code indicates the ion flux.
 4512 Higher energy are closer to the trajectory (more on the right) while lower energy are away from
 4513 the trajectory (more on the left part of the spectrogram).

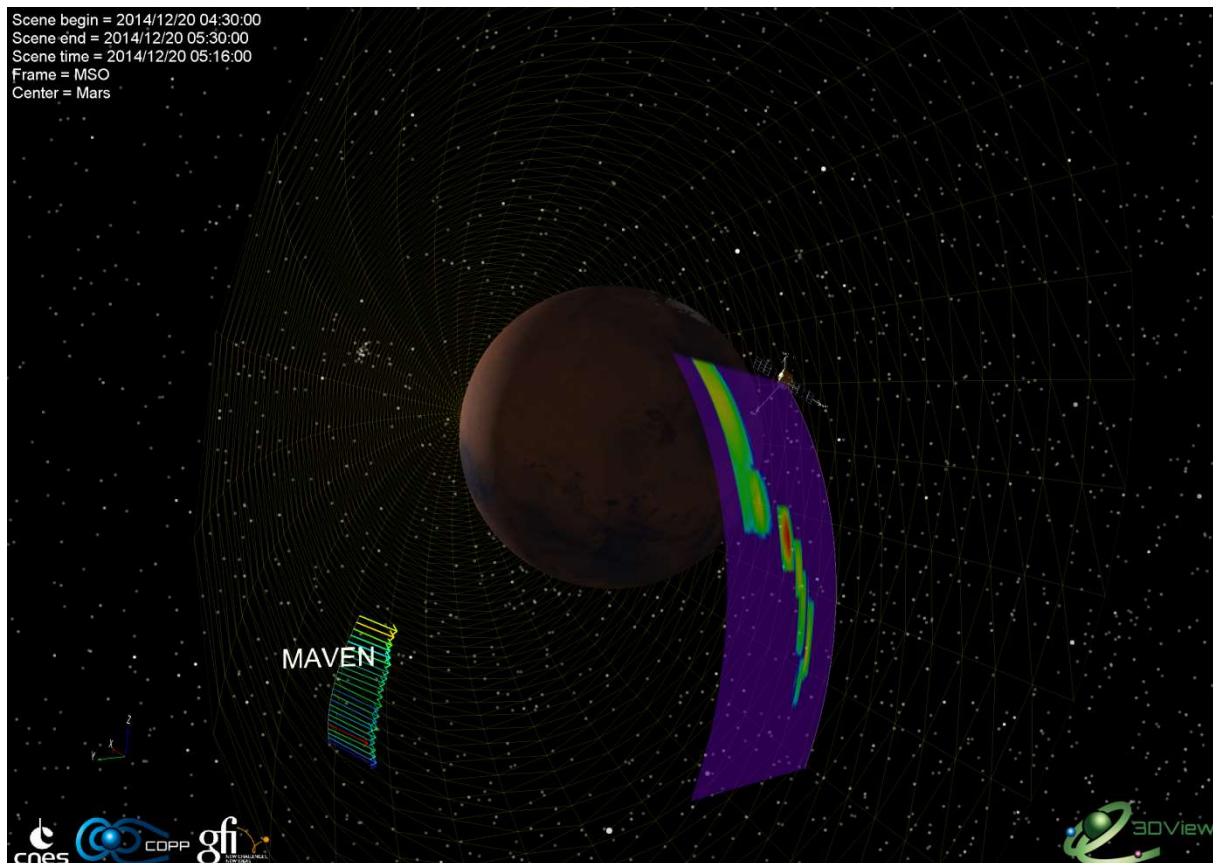


Figure 4: heavy ion spectrogram observed by IMA ASPERA-3 onboard MEX and solar wind velocity measured by MAVEN.

I.3 MEX in the upper ionosphere

We determine that MEX is in the upper ionosphere when the spacecraft is located below 400 km.

$$r < 1.11 R_M \text{ (Eq 6)}$$

With r defined by equation (2). Like for task a and b, the data mining has been restricted to the time interval when MAVEN is in the SW. The resulting time intervals for MEX in the ionosphere are summarized in the time table TT_mex_iono_maven_sw_12_2014_12_2016.xml.

II. MEX is the SW monitor

II.1 MAVEN in the plasma sheet

Similarly to 1a, we used a purely geometrical condition to determine the location of MAVEN in the plasma sheet. The same conditions, (Eq 4), have been used and the data mining has been performed on the time interval when MEX is in the SW (TT_mex_sw_12_2014_12_2016.xml).

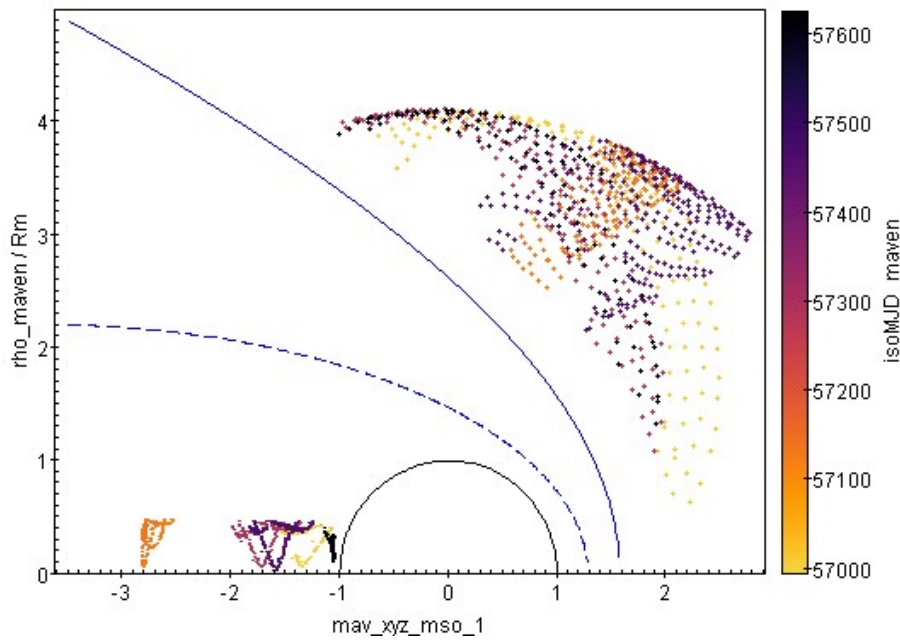


Figure 3 presents the location of MAVEN (circle) when MEX is in the SW region (cross). The color code indicates the time from 2014/12/01 to 2016/12/31.

Figure 5 : MAVEN location in the plasma sheet while MEX is monitoring the SW. The Y axis corresponds to the distance to the X_MSO axis. The full blue line corresponds to the average location of the Bow Shock while the dashed blue indicates the average position of the MPB (from Edberg et al 2008).

Figure 6a and 6b presents one of these intervals with MEX IMA data in the SW and MAVEN data (STATIC and MAG) in the plasma sheet. The reversal of the Bx component in the wake indicates that MAVEN has crossed the current sheet. The STATIC data show acceleration (higher energy) of the charged particles as expected while the spacecraft is crossing the current sheet.

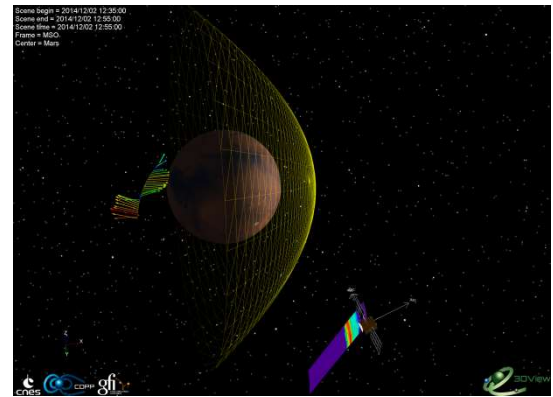
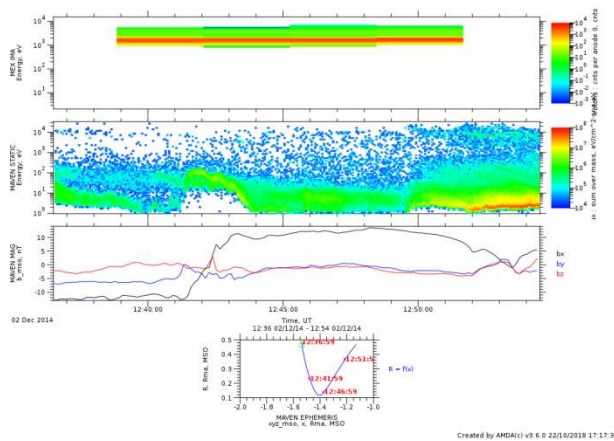


Figure 6 a : Top panel : MEX IMA observation in the solar wind. Second panel shows the STATIC observations in the Martian plasma sheet. The third panel presents the magnetic field measured by MAVEN in the plasma sheet and the bottom panel illustrates the trajectory of MAVEN.

Figure 6b : 3Dview illustration of MAVEN in the plasma sheet (with the reversal of the Bx component) and MEX in the SW. The yellow meshing indicates the average location of the BS from Edberg et al [2008]

II.2 MAVEN in the “plume”

Similarly to 1.c, the identification of MAVEN in the plume region used the same criteria (Eq 5). In addition, we look for ion pickup signatures on the MAVEN STATIC data. When the sum of the energy flux is in the range of 10keV to 30keV is above $1e6 \text{ eV/cm}^2 \cdot \text{s} \cdot \text{sr} \cdot \text{eV}$ (for all masses). The corresponding time table is TT_mav_plume_mex_sw_with_pickup_signature_12_2014_12_2016.xml. Figure 7 represents the locations when MAVEN was sampling the plume with pickup ion signatures while MEX is in the solar wind region.

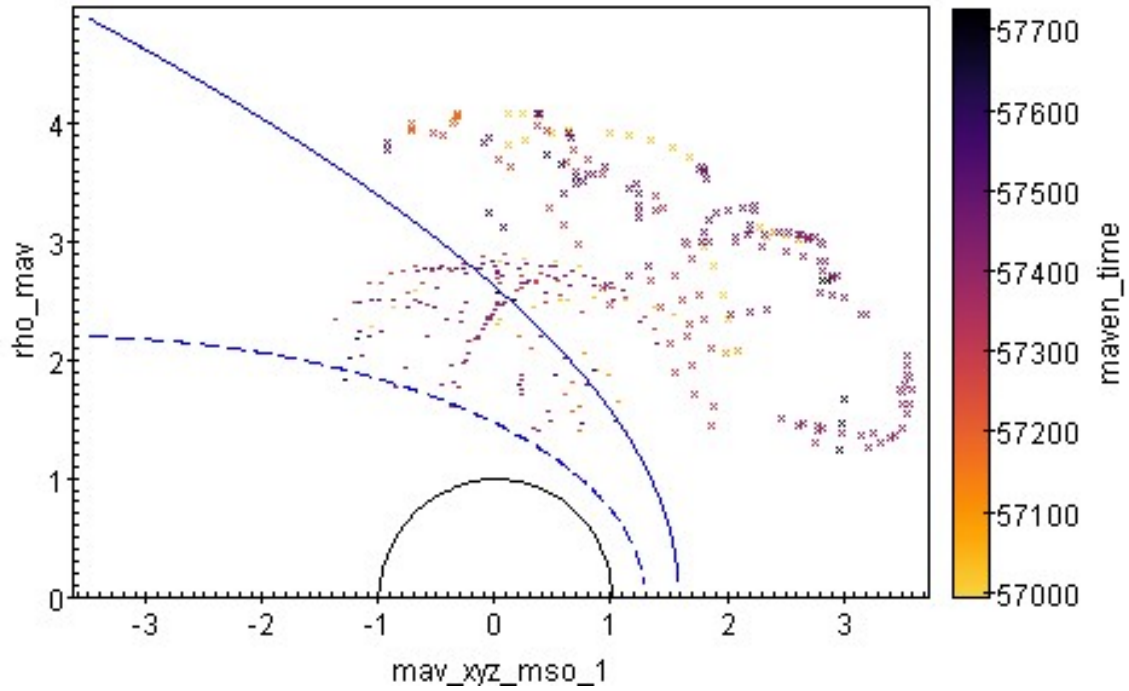


Figure 7: MAVEN and MEX locations according to the TT_mave_plume_mex_sw_with_pick_signatures_12_2014_12_2016.xml time table. MEX (crosses), MAVEN (circles).

II.3 MAVEN in the upper ionosphere

Similarly to 1.c, a data mining has been performed according to criteria (Eq 6) when MEX is in the SW. The resulting time intervals are summarized in the time tables TT_maven_iono_mex_sw_12_2014_12_2016.xml.

Figure 8 illustrates the configuration of MAVEN in the ionosphere and MEX in the Solar wind region.

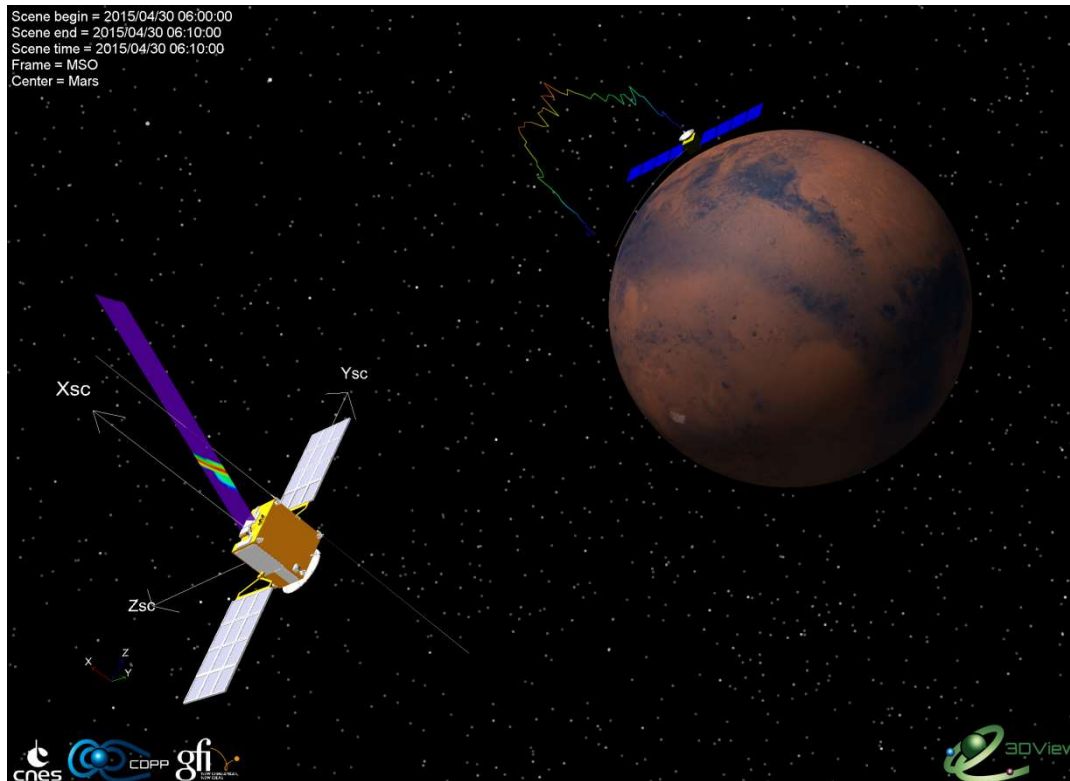


Figure 8: MEX is located in the SW region while MAVEN is sampling the ionosphere. The electron density profile derived from LPW observations is overplotted along the MAVEN trajectory.

Delivered Time Tables

Solar Wind monitor:

- TT_maven_sw_12_2014_12_2016.xml – MAVEN located in the Solar Wind region
- TT_maven_sw_qual_select_12_2014_12_2016.xml – MAVEN located in the Solar Wind region with a good quality of SWIA moments (above 0.7).
- TT_mex_sw_12_2014_12_2016.xml – MEX located in the Solar Wind region
- TT_mex_sw_qual_select_12_2014_12_2016.xml – MEX located in the Solar Wind region with a good quality of IMA moments (above 0.7).

MAVEN in the SW:

- 4573 • TT_mex_ps_maven_sw_12_2014_12_2016 – MEX located in the Plasma Sheet region
- 4574 and MAVEN in the Solar Wind
- 4575 • TT_mex_plume_maven_sw_12_2014_12_2016 – MEX located in the plume region
- 4576 and MAVEN in the solar wind
- 4577 • TT_mex_plume_maven_sw_with_pickup_signature_12_2014_12_2016 – subset of the
- 4578 previous TT when MEX IMA shows heavy pickup ion signature.
- 4579 • TT_mex_iono_maven_sw_12_2014_12_2016 – MEX located in the ionosphere region
- 4580 and MAVEN in the Solar Wind

4581 MEX in the SW:

- 4582 • TT_maven_ps_mex_sw_12_2014_12_2016 – MAVEN located in the Plasma Sheet
- 4583 region and MEX in the Solar Wind
- 4584 • TT_maven_plume_mex_sw_12_2014_12_2016 – MAVEN located in the plume region
- 4585 and MEX in the solar wind
- 4586 • TT_maven_plume_mex_with_pickup_signature_12_2014_12_2016 – subset of the
- 4587 previous TT when MAVEN STATIC shows heavy pickup ion signature.
- 4588 • TT_maven_iono_mex_sw_12_2014_12_2016 – MAVEN located in the ionosphere
- 4589 region and MEX in the Solar Wind

4590 Delivered 3Dview scenes:

- 4591 • MAVEN_iono_MEX_SW_2014_12_01.3dv
- 4592 • MAVEN_iono_MEX_SW_2015_01_04.3dv
- 4593 • MAVEN_iono_MEX_SW_2015_04_30.3dv
- 4594 • MAVEN_plume_MEX_SW_2014_12_04.3dv
- 4595 • MAVEN_plume_MEX_SW_2015_09_23.3dv
- 4596 • MAVEN_plume_MEX_SW_2016_03_21.3dv
- 4597 • MAVEN_PS_MEX_SW_2014_12_02.3dv
- 4598 • MAVEN_PS_MEX_SW_2015_04_15.3dv
- 4599 • MAVEN_PS_MEX_SW_2016_03_22.3dv
- 4600 • MEX_iono_MAVEN_SW_2015_07_13.3dv
- 4601 • MEX_iono_MAVEN_SW_2015_08_10.3dv

- 4602 • MEX_iono_MAVEN_SW_2016_02_03.3dv
- 4603 • MEX_plume_MAVEN_SW_2014_12_20.3dv
- 4604 • MEX_plume_MAVEN_SW_2016_08_13.3dv
- 4605 • MEX_plume_MAVEN_SW_2016_09_08.3dv
- 4606 • MEX_PS_MAVEN_SW_2014_12_17.3dv
- 4607 • MEX_PS_MAVEN_SW_2015_01_16.3dv
- 4608 • MEX_PS_MAVEN_SW_2016_09_03.3dv

4609

4610 **References:**

- 4611 Edberg, N. J. T., Lester, M., Cowley, S. W. H., and Eriksson, A. I.: Statistical analysis of the
4612 location of the Martian magnetic pileup boundary and bow shock and the influence of crustal
4613 magnetic fields, J. Geophys. Res., 113, A08206, doi:10.1029/2008JA013096, 2008
- 4614 Halekas, J.S., Taylor, E.R., Dalton, G. et al. Space Sci Rev (2015) 195: 125.
4615 <https://doi.org/10.1007/s11214-013-0029-z>
- 4616 Nagy, A., et al., The plasma environment of Mars, Space Sci. Rev., 111 ,33 – 114, 2004

4617

4618

4620 **Résumé**

4621 **Titre : L'échappement atmosphérique martien : Analyse des données MAVEN**

4622
4623 Différentes observations de l'atmosphère martienne font état de son échappement vers l'espace. Parmi
4624 les mécanismes d'échappement identifiés comme potentiellement à l'origine de cet échappement, le
4625 criblage atmosphérique est considéré comme un processus minoritaire de nos jours. Le taux
4626 d'échappement par criblage étant difficilement directement mesurable, les estimations actuelles reposent
4627 essentiellement sur l'utilisation de modèles analytiques ou numériques mais varient fortement d'un
4628 modèle à l'autre en raison de l'absence d'une mesure précise du flux de particules impactant
4629 l'atmosphère et à l'origine du criblage atmosphérique.

4630 Le but principal de ma thèse a été d'étudier les données obtenues par les instruments du satellite « *Mars*
4631 *Atmosphere and Volatile EvolutioN* » (MAVEN) pour mieux comprendre les mécanismes à l'origine
4632 des précipitations ioniques dans l'atmosphère martienne ainsi que leur dépendance en fonction des
4633 paramètres solaires (vent solaire et flux radiatif). Ainsi, j'ai pu étudier l'influence des événements
4634 solaires sur les précipitations ioniques et en isoler les paramètres clefs : la pression dynamique et le
4635 champ électrique. J'ai ensuite réalisé la première étude établissant une dépendance anti-corrélée entre
4636 les précipitations d'ions et le flux EUV. J'ai ensuite étudié l'influence de la pression dynamique sur les
4637 précipitations d'ions en comparant les résultats d'observations de MAVEN aux résultats de simulations
4638 LatHyS.

4639
4640 Mots-clefs : Mars, atmosphère, échappement, MAVEN, interaction vent solaire-Mars
4641

4642 **Abstract**

4643 **Title: Martian atmospheric escape: MAVEN data Analysis**

4644
4645 Various observations suggest that Mars permanently loses its atmosphere into space. Several
4646 mechanisms have been identified among which atmospheric sputtering is considered a minor process
4647 nowadays. A direct measurement of sputtering signature being not accessible with the actual
4648 instruments, most of the estimates of its present efficiency are based on analytical or numerical models.
4649 They all depend on an accurate knowledge of the ion flux and energy distribution precipitating into
4650 Mars' atmosphere and at the origin of Mars' atmospheric sputtering. flux. Constraining this precipitating
4651 ion flux is therefore a key information to better understand if Mars' atmospheric sputtering could have
4652 been a significant mechanism of atmospheric escape into space.

4653 The main goal of my PhD has been to study the measurements obtained by the instruments of the Mars
4654 Atmosphere and Volatile EvolutioN (MAVEN) spacecraft to better understand the mechanisms at the
4655 origin of the ion precipitation into the Martian atmosphere as well as their dependence on the solar wind
4656 and radiation conditions. Thus, I was able to study the influence of solar events on ion precipitation and
4657 to isolate its key parameters: the dynamic pressure and the electric field. I then carried out the first study
4658 establishing an anti-correlated dependency between ion precipitation and EUV flux. I then studied the
4659 influence of dynamic pressure on ion precipitation by comparing the results of MAVEN observations
4660 with the results of LatHyS simulations.

4661
4662 Keywords: Mars, atmosphere, escape, MAVEN, Mars' solar wind interaction