

## Les relations Soleil-Terre -

### 1. Introduction

Frédéric Pitout, Observatoire Midi-Pyrénées  
Institut de Recherche en Astrophysique et Planétologie, Toulouse

*L'auteur nous fait entrer dans les relations intimes entre le Soleil et la Terre. Les aurores polaires ont toujours fasciné les hommes, mais qu'en savons-nous aujourd'hui ?*

#### À l'aube des aurores polaires

Les aurores polaires (figure 1) font partie de ces phénomènes naturels qui ont défié l'entendement de l'Homme pendant des millénaires. Les premières traces d'observations ont été trouvées en Chine et remontent à environ 2600 avant notre ère mais il faudra pourtant attendre le XVII<sup>e</sup> siècle pour commencer à voir émerger des ébauches d'explications « sérieuses » ! Et même à cette époque, des générations de scientifiques de renom comme Galilée, Descartes, Celsius et bien d'autres se cassèrent les dents sur ce phénomène. On soupçonnait bien un rapport avec le Soleil mais via sa lumière. C'est le Français Jean-Jacques Dortous de Mairan qui émit le premier l'hypothèse que les aurores polaires pussent être directement dues non pas à la lumière de notre astre mais à son « atmosphère ». En effet, dans son œuvre pionnière *Traité physique et historique de l'aurore boréale* publiée en 1733, il décrit les aurores polaires comme issues de la rencontre entre l'atmosphère solaire et l'atmosphère terrestre. Au cours du siècle suivant, du milieu du XVIII<sup>e</sup> au milieu du XIX<sup>e</sup>, des successions d'observations permettent de mettre en évidence que le Soleil suit un cycle d'activité de 11 ans environ et qu'autour des maxima solaires des taches sombres apparaissent à sa surface. De plus, l'activité géomagnétique ainsi que l'intensité et la fréquence d'apparition des aurores augmentent pendant ces maxima. Si le lien de cause à effet n'était pas encore établi, la corrélation était flagrante. Henri Becquerel propose en 1878 que des particules électriquement chargées (l'électron sera découvert un peu plus tard) soient émises par le Soleil et guidées par le champ magnétique terrestre jusqu'aux régions polaires où elles interagissent avec l'atmosphère. Cette hypothèse sera vérifiée expérimentalement par le Norvégien Kristian Birkeland à l'orée du XX<sup>e</sup> siècle avec sa terrella, un

dispositif ingénieux avec lequel il bombarde d'électrons une boule en métal magnétisée ; il reproduit des émissions lumineuses ! (Ce simulateur d'aurores a été remis au goût du jour par des chercheurs de l'Institut de Planétologie et d'Astrophysique de Grenoble ; quelques exemplaires sont visibles à Grenoble, Paris et Toulouse).



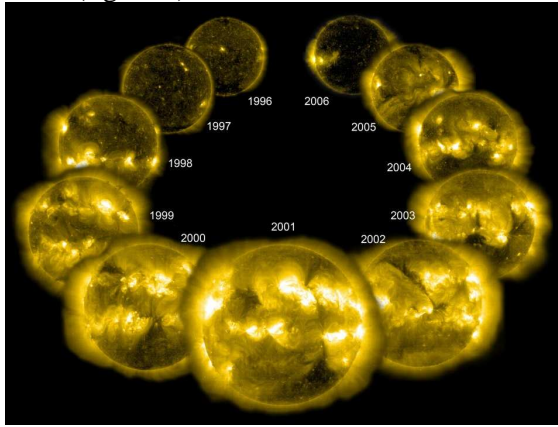
*Fig.1. Aurores polaires rouges et vertes au-dessus du Spitzberg  
(crédit photo: Guillaume Gronoff)*

#### Et le vent solaire fut

Une centaine d'années plus tard, nos connaissances se sont évidemment considérablement précisées et affinées. L'avènement de l'ère spatiale ainsi que les rapides progrès de l'informatique et de la simulation numérique ont naturellement largement contribué à nous faire progresser ; même si d'autres obstacles, souvent théoriques, ont été rencontrés.

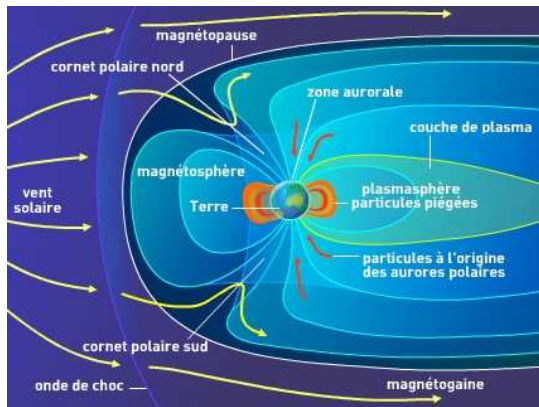
On sait aujourd'hui que lors des maxima solaires, tous les 11 ans en moyenne, la polarité du champ magnétique du Soleil s'inverse : le pôle magnétique nord devenant un pôle magnétique sud et vice-versa. Les taches sombres qui apparaissent alors à la surface du Soleil (la photosphère) semblent jouer un rôle essentiel dans ce renversement (les taches paraissent sombres car elles sont moins chaudes que la photosphère environnante : 4000-4500 K contre

6000 K environ ; et donc moins lumineuses). Au cours des cycles solaires, la luminosité du Soleil dans le domaine visible ne varie que très peu : de l'ordre de 0,1 %. En revanche, les flux de rayonnement ionisant UV et X peuvent varier de 100 % ! (figure 2).



**Fig.2.** Cycle solaire No 23 vu année après année en extrême UV (284nm de longueur d'onde) par l'instrument EIT à bord du satellite SOHO. On voit là toute la variabilité de la luminosité du Soleil dans ce domaine de longueur d'onde. Remarque : la variation de diamètre apparent n'est qu'esthétique.  
(crédit photo : NASA/ESA)

Par ailleurs, les mises en évidence du vent solaire, cette émission continue de particules chargées (un plasma essentiellement constitué de protons, d'électrons, et noyaux d'hélium mais aussi de traces d'ions plus lourds ionisées à divers degrés), ainsi que de l'environnement ionisé terrestre furent des étapes décisives.



**Fig.3.** Coupe transversale de la magnétosphère terrestre dans le plan midi-minuit. Sont montrés entre autres sur ce schéma le vent solaire provenant du Soleil (à gauche), le choc d'étrave qui se produit en avant de la magnétosphère et la magnétopause (l'interface entre le vent solaire comprimé par le choc d'étrave et la magnétosphère).

Le champ magnétique terrestre constitue un obstacle à l'écoulement supersonique (350 km/s pour 5 particules/cm<sup>3</sup> environ) du vent solaire. Dans ce cas, il se forme un choc devant l'obstacle pour décélérer l'écoulement à une vitesse subsonique. Ce

choc d'étrave, qui est l'équivalent du choc se produisant devant les avions supersoniques et qui crée le « bang », ralenti donc le vent solaire et le comprime. En effet, le flux de matière doit se conserver à la traversée du choc donc le gaz se comprime d'autant qu'il est ralenti. Au niveau du choc d'étrave terrestre, le facteur de compression est d'environ 3 en moyenne : le plasma de la magnétogaine (la région entre le choc et la magnétosphère) est trois fois plus lent et trois fois plus dense que le vent solaire.

Il est établi que le vent solaire déforme le champ magnétique terrestre pour former une cavité bien moins dense en plasma, la magnétosphère. Cette magnétosphère (figure 3), comprimée côté Soleil et étirée en une queue côté nuit, nous protège du vent solaire en le déviant de part et d'autre (dans le système solaire, outre la Terre, Mercure et les quatre planètes gazeuses Jupiter, Saturne, Uranus et Neptune ont une magnétosphère).

Cependant, la magnétopause (la limite externe de la magnétosphère) n'est pas totalement étanche et une petite partie du vent solaire parvient à entrer dans la magnétosphère. Ceci a posé (et pose toujours dans une certaine mesure) un gros problème théorique. Pour plus de détails, voir *Les relations Soleil-Terre – 2. Plasma et reconnexion magnétique*, Cahiers Clairaut n°142.

Une fois dans la magnétosphère, le mouvement des particules chargées est fortement contraint par le champ magnétique terrestre : elles suivent les lignes de champ magnétique en spiralant autour avec un rayon qui dépend de leur énergie et de l'intensité du champ magnétique ambiant. Ces particules peuplent ainsi toute la magnétosphère terrestre même si elles ont tendances à s'accumuler dans certaines régions comme les cornets polaires nord et sud (zones d'entrée directe du vent solaire) et la couche de plasma dans la queue magnétosphérique (figure 3).

Il est important de comprendre que puisque les particules chargées suivent en quelque sorte les lignes de champ magnétique et que ces dernières convergent vers les zones polaires, les particules de la magnétosphère vont avoir tendance à venir se déverser dans la haute atmosphère des zones polaires. Pas toutes cependant : les particules dont la vitesse n'est pas suffisamment orientée le long du champ magnétique (angle d'attaque trop grand) vont subir un effet de rebond quand le champ magnétique, qui augmente au fur et à mesure qu'elles se rapprochent de la Terre, sera trop intense (notion de miroir magnétique). Il existe ainsi des populations de particules piégées dans le champ

magnétique terrestre. On peut citer la ceinture de radiation, ou ceinture de Van Allen, qui se trouve dans la magnétosphère interne et qui est peuplée de particules de très hautes énergies (provenant entre autre du rayonnement cosmique).

## Les couplages magnétosphère-ionosphère

L'ionosphère est la composante ionisée de la haute atmosphère, au-dessus de 70 km d'altitude environ. Elle est essentiellement créée par ionisation des atomes et molécules neutres par le rayonnement solaire (photo-ionisation). Rappelons que l'énergie de première ionisation des composants principaux de la haute atmosphère (oxygène, azote, hydrogène) se situe autour des 12-14 eV. Donc pour ioniser ces atomes, il faut un rayonnement électromagnétique qui possède au moins cette énergie. L'énergie  $E$  d'un rayonnement électromagnétique de longueur d'onde  $\lambda$  s'écrit :

$$E = h.c / \lambda$$

avec  $h$  la constante de Planck et  $c$  la vitesse de la lumière.

Un rapide calcul montre que 12-14 eV correspondent à des longueurs d'onde d'environ 100 nm, soit du rayonnement ultraviolet. L'ionosphère est donc créée par le rayonnement UV solaire (d'où l'extrême importance de sa variabilité durant les cycles solaires). C'est l'ionosphère, couche électriquement conductrice, qui est utilisée pour la réflexion des ondes radioélectriques et leur propagation sur de longues distances.

Mais l'ionisation de l'atmosphère peut aussi se faire dans les régions polaires par l'apport – on parle de précipitation – de particules de la magnétosphère ou du vent solaire. Le tout se faisant avec un « produit dérivé » : des émissions lumineuses. Les électrons principalement (et dans une moindre mesure les protons) présents dans la magnétosphère ont accès suivant leur énergie à la haute atmosphère polaire terrestre. Ils y interagissent avec les atomes ou molécules présents en les excitant, c.-à-d. en leur cédant tout ou partie de leur énergie. Les atomes et molécules qui accèdent alors à un niveau d'énergie supérieur qui est généralement instable, doivent céder cet excédent d'énergie au milieu extérieur et ceci se fait par l'émission de photons, c'est l'aurore polaire.

Les couleurs que nous observons le plus couramment sont le rouge (raie à 630 nm) et le vert (raie à 557,7 nm), correspondant toutes deux à deux transitions de l'oxygène atomique, espèce dominante de la haute atmosphère au-dessus

d'environ 200 km d'altitude. Des raies de l'azote peuvent aussi être observées dans certaines conditions, donnant une couleur pourpre caractéristique.

L'observation des aurores n'est pas uniquement contemplative, elle est précieuse à plus d'un titre. Leur forme donne des indications sur la dynamique des couches magnétosphériques d'où les particules précipitantes sont issues. Leur couleur est un indicateur de l'énergie de ces mêmes particules précipitantes. Les aurores vertes par exemple sont créées par des particules d'une énergie plus élevées que celles qui créent des aurores rouges. Notons au passage qu'une particule d'énergie plus élevée aura tendance à pénétrer plus profondément dans l'atmosphère, ce qui explique que les aurores vertes se produisent à des altitudes ( $\approx 150$  km) plus basses que les rouges ( $\approx 250$  km). Enfin, leur intensité lumineuse donne accès au flux de particules précipitantes.

## Les moyens instrumentaux

Les boussoles (aussi sensibles fussent-elles) utilisées par nos prédécesseurs pour observer les variations magnétiques au sol et les lunettes astronomiques qui ont permis (sans filtres adaptés...) les premières observations du Soleil ont laissé place à des instruments toujours plus sophistiqués et performants. Nous utilisons aujourd'hui des sondes spatiales pour imager le Soleil, analyser les propriétés du vent solaire et du milieu magnétosphérique. Nous avons à disposition des capteurs ultra sensibles pour scruter l'activité aurorale à différentes longueurs d'ondes et des radars pour sonder l'ionosphère.

Pour l'observation de l'activité solaire, citons SOHO (Solar Heliosphere Observatory) et ACE (Advanced Composition Explorer) tous deux orbitant autour du point de Lagrange L1 entre le Soleil et la Terre.

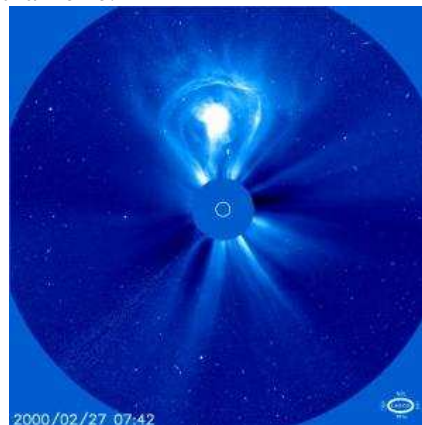


Fig.4. Éjection coronale de masse vue par le coronographe LASCO à bord de la sonde SOHO (crédit photo : NASA/ESA)



La figure 4 montre une éjection coronale de masse, phénomène éruptif violent, observée par le coronographe LASCO (qui crée artificiellement une éclipse en obstruant le disque solaire pour observer sa couronne) à bord de SOHO.

Des missions satellitaires sont aussi lancées pour faire des mesures *in situ* des milieux magnétosphériques terrestre et planétaires. La figure 5 montre les orbites de trois missions spatiales pour l'étude de l'environnement spatial terrestre :

- la mission Cluster (en rouge) composée de quatre sondes qui orbitent en configuration tétraédrique pour reconstruire en 3D les mouvements des couches ou structures traversées ;
- les deux satellites Double Star (en vert) dont un est en orbite équatoriale, l'autre en orbite polaire ;
- les 5 sondes de la mission Themis (en bleu) dont le but principal est l'étude multipoint de la queue magnétosphérique et des sous-orages magnétiques (reconnexion impulsive du côté nuit donnant lieu aux plus belles aurores) qui s'y produisent.

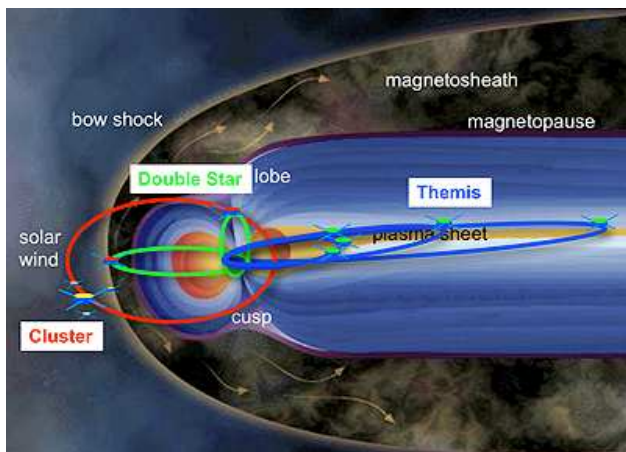


Fig.5. Coupe transversale de la magnétosphère terrestre dans le plan midi-minuit montrant les orbites des missions Cluster (rouge), Double Star (vert) et Themis (bleu).

Toutes ces sondes embarquent à leur bord une instrumentation scientifique dédiée à la mesure des propriétés du plasma (concentrations, énergies, flux, fonctions de distribution) et des champs électrique et magnétique (composantes continues et ondes).

En ce qui concerne les instruments au sol, outre les observations optiques des émissions aurorales, les techniques de télédétection et les propriétés de propagation des ondes radio sont avantageusement mises à contribution pour sonder l'ionosphère. Le premier fut l'ionosonde qui utilise la propriété qu'a un plasma de réfléchir une onde radio. Cette réflexion se produit quand la fréquence de l'onde égale la fréquence d'oscillation naturelle des charges électriques constituant le plasma, la fréquence plasma  $f_p$ :

$$f_p = 1/2\pi \cdot (ne^2/m \cdot \epsilon_0)^{1/2}$$

où  $n$  est la concentration en électrons,  $e$  est la charge élémentaire,  $m$  la masse d'un électron, et  $\epsilon_0$  la constante diélectrique.

On constate que la fréquence plasma ne dépend que de la concentration électronique du milieu ; on peut donc déterminer la concentration électronique de la couche qui réfléchit l'onde émise dont on connaît la fréquence. Grâce au temps de propagation (laquelle se fait à la vitesse de la lumière  $c$ ) entre l'émission et la réception  $\Delta t$  on déduit l'altitude  $h$  de cette couche :

$$h \approx c \cdot \Delta t / 2$$

En faisant varier la fréquence émise (quelques Mhz typiquement), on peut ainsi sonder l'ionosphère jusqu'au maximum de concentration électronique qui se situe vers 250-300 km d'altitude. Au-delà de la fréquence appelée  $foF_2$ , l'onde EM ne sera plus réfléchi car sa fréquence est trop grande et ne correspond à aucune fréquence plasma du plasma ambiant (figure 6).

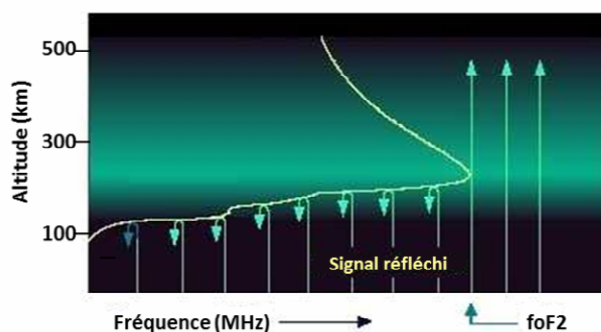


Fig.6. Schéma illustrant le principe de fonctionnement d'une ionosonde. La courbe blanche montre l'évolution de la fréquence plasma (c.-à-d. de la concentration électronique) avec l'altitude. L'onde radio émise (flèches verticales) est réfléchi tant que sa fréquence est inférieure à la fréquence plasma  $foF_2$  de la région, dite  $F_2$ , la plus dense de l'ionosphère.

Les instruments les plus récents pour sonder l'ionosphère sont les radars à diffusion incohérente. Ces instruments émettent une onde radio de très haute fréquence (500-1 000 MHz) vers l'ionosphère et cette onde est rétrodiffusée (diffusion de Thomson) en première approximation par les électrons libres du milieu mais aussi par des ondes, telles que les ondes acoustiques ioniques. Le signal rétrodiffusé, capté par le même radar ou d'autres antennes réceptrices, a des propriétés bien particulières. À partir de ces propriétés (décalage Doppler-Fizeau, étalement spectral), on déduit des paramètres physiques comme la concentration électronique, les températures électronique et ionique (qui ne sont pas nécessairement les mêmes car le milieu est très peu collisionnel et les électrons

sont bien plus légers et donc mobiles que les ions) et la vitesse ionique le long de la ligne de visée. La portée de cette technique dépend de la puissance émise qui est typiquement de l'ordre du MW cependant que la puissance de signal rétrodiffusée est de l'ordre de  $10^{-22}$  W ! Autant dire qu'il faut de grandes « oreilles » ! Avec cette technique, on peut raisonnablement sonder entre 80 et 1000 km

d'altitude. La figure 7 est une photo des deux radars de l'association scientifique EISCAT situés sur l'île du Spitzberg. L'antenne mobile à gauche a un diamètre de 32 mètres ; celle de droite, qui est fixe et orientée le long du champ géomagnétique local, est un peu plus grande : 42 mètres de diamètre. EISCAT dispose de quatre autres antennes en Norvège, Suède et Finlande.



Fig.7. Les deux radars à diffusion incohérente de l'association scientifique EISCAT implantés sur l'île arctique du Spitzberg : l'antenne mobile de 32 m de diamètre à gauche, et l'antenne fixe de 42 m de diamètre à droite.

## Les défis d'aujourd'hui et de demain

La recherche dans le domaine des relations Soleil-Terre a balbutié pendant plusieurs siècles pour s'accélérer au cours du XX<sup>e</sup> siècle. Les possibilités d'observations *in situ* et les efforts de simulations numériques ont révolutionné notre façon d'appréhender les problématiques scientifiques. Pourtant, des domaines demeurent à approfondir, voire à défricher.

La prévision de l'activité solaire et de ses conséquences sur notre environnement spatial font partie des grands défis. Cet aspect est au cœur de ce qu'on appelle la météorologie de l'espace.

Nous pouvons aussi mentionner l'étude des environnements spatiaux des autres planètes du système solaire mais aussi des planètes extrasolaires et la caractérisation des couplages entre ces dernières et leur étoile.

Enfin, s'il semble indiscutable que les activités humaines jouent un rôle important dans le réchauffement climatique, nous savons que des périodes de glaciations correspondent à de longs minima d'activité solaire. Les effets du Soleil sur la haute atmosphère terrestre et surtout les couplages entre différentes couches ionosphériques et

atmosphériques ne sont pas encore suffisamment compris et constituent un réel — et urgent — défi.

## Bibliographie

### Pour tous :

Lilensten, J. et J. Bornarel, *Sous les feux du Soleil, vers une météorologie de l'espace*, Collection Grenoble Sciences, 2001.

Savage, C., *Les aurores boréales ou les lumières mystérieuses*, édition Trécarré, 2002 (malheureusement indisponible à la vente dans sa version française ; trouvable en bibliothèque ou à la vente en version originale : *Aurora, the mysterious northern lights*).

### Pour les férus d'histoire des sciences :

Dortous de Mairan, J.-J., *Traité physique et historique de l'aurore boréale*, Imprimerie Royale, 1733 (la version scannée de la seconde édition de 1754 est disponible dans les archives numériques de la BnF : <http://gallica.bnf.fr/ark:/12148/bpt6k3586v/>)

Legrand, J.P. , M. Legoff, C. Mazaudier, W. Schröder, *L'activité solaire et l'activité aurorale au XVII<sup>e</sup> siècle*, La vie des Sciences, Comptes rendus de l'Académie des Sciences, tome 8, No 3 1991.

### Pour approfondir :

Lilensten, J. et P.-L. Blelly, *Du Soleil à la Terre, aéronomie et météorologie de l'espace*, Grenoble Sciences, Presses Universitaires de Grenoble, 1999.