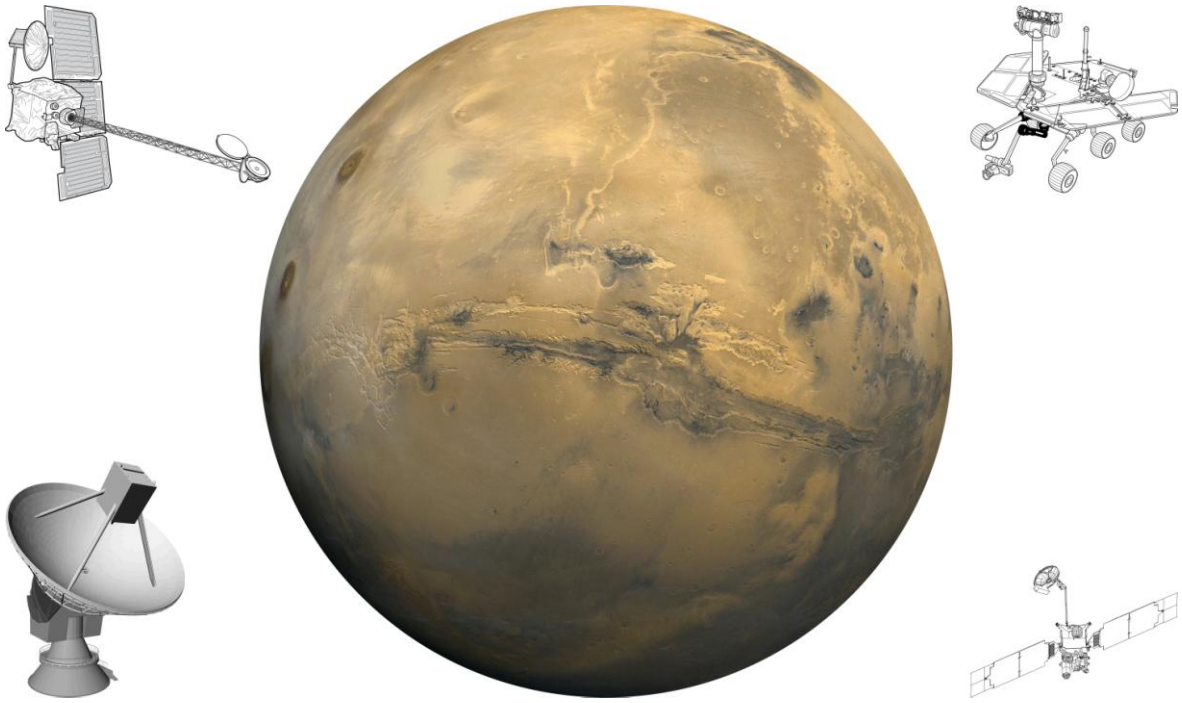
Explorez Mars (2/4)

Document à destination des enseignants de collège



Département éducation – formation
Palais de la découverte
Avenue Franklin Roosevelt
75008 Paris
www.palais-decouverte.fr

2016

Sommaire

Présentation physique de la planète Mars

1	Les planètes telluriques	**3**
2	Première approche de la planète Mars	**3**
3	Pourquoi Mars est-elle « rouge » ?	**4**
4	L'atmosphère de Mars	**10**
5	Les nuages martiens	**15**
6	La température de la surface martienne	**16**
7	La structure interne de Mars	**18**
8	La dichotomie martienne	**19**
9	Les structures remarquables de Mars	**22**
9.1	Le dôme de Tharsis et les volcans géants	**22**
9.2	Valles Marineris	**26**
10	Le champ magnétique martien	**27**
11	Phobos et Déimos, les deux satellites de Mars	**29**
11.1	Phobos	**30**
11.2	Déimos	**31**

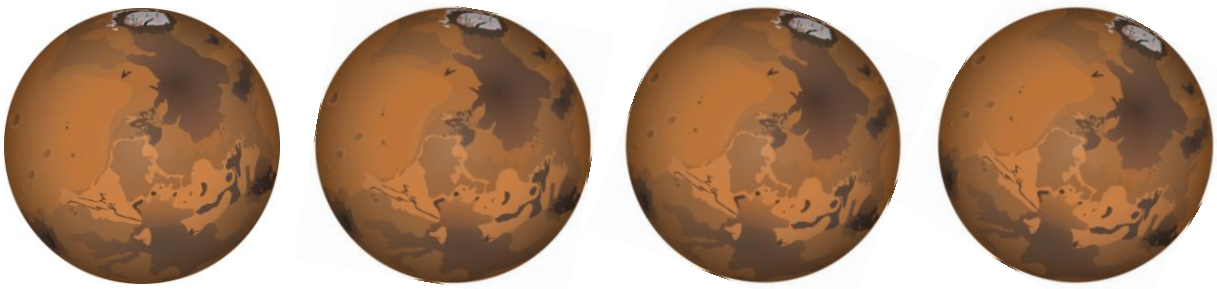
Présentation physique de la planète Mars

1 Les planètes telluriques

Les quatre premières planètes que l'on rencontre en s'éloignant du Soleil sont appelées *planètes telluriques*. Il s'agit, par ordre croissant de distance au Soleil, de Mercure, de Vénus, de la Terre et de Mars. Ce sont des corps solides, de densité élevée (plusieurs fois celle de l'eau), constitués de plusieurs couches concentriques : un noyau central métallique, un manteau rocheux de silicates et une croûte en surface. Les planètes telluriques tournent lentement sur elles-mêmes. Malgré leurs similitudes, elles présentent une grande diversité. Par exemple, Vénus possède une atmosphère très dense alors que Mercure en est dénuée ; la Terre a un satellite, Mars deux. La Terre est la seule de ces planètes à posséder un champ magnétique appréciable.

2 Première approche de la planète Mars

Comme nous venons de le voir, Mars est la quatrième planète par ordre de distance au Soleil. Parfois surnommée la planète Rouge, elle doit sa couleur à l'oxyde ferrique présent dans les minéraux de sa surface. Mars est le siège de phénomènes climatiques de grande ampleur et possède des structures géologiques qui frappent par leur gigantisme : des volcans colossaux côtoient le plus grand canyon du système solaire, des tempêtes de poussières à dimension planétaire obscurcissent d'anciennes vallées de débâcle façonnées par des inondations brutales… Aujourd'hui, Mars est un monde froid et aride mais elle conserve encore les traces d'un passé lointain où l'eau coulait en abondance.



Données physiques et orbitales de Mars — *À titre de comparaison*

Propriétés	Mars	La Terre	Vénus
Demi-grand axe de l'orbite	227,9 millions de km	149,6 millions de km	108,2 millions de km
Distances extrêmes au Soleil	206,6 à 249,2 millions de km	147,1 à 152,1 millions de km	107,5 à 108,2 millions de km
Période de révolution	≈ 687 jours terrestres	≈ 365 jours terrestres	≈ 225 jours terrestres
Durée du jour	24 h 39 min 35 s	24 h	≈ 116 jours terrestres (rétrograde)
Diamètre équatorial	6 794 km	12 756 km	12 104 km
Inclinaison de l'axe de rotation	25° 12'	23° 26'	177° 22'
Masse	$6{,}42.10^{23}$ kg = 0,107 M_{Terre}	$5{,}97.10^{24}$ kg = 1 M_{Terre}	$4{,}87.10^{24}$ kg = 0,815 M_{Terre}
Densité par rapport à l'eau	3,93	5,52	5,20
Gravité en surface	3,71 $m.s^{-2}$ = 0,376 g	9,81 $m.s^{-2}$ = 1 g	8,87 $m.s^{-2}$ = 0,904 g
Pression atmosphérique moyenne	6,1 mbar	1013 mbar	92 000 mbar
Température moyenne	≈ - 60 °C	≈ 15 °C	≈ 460 °C
Températures extrêmes	Min. : - 140 °C, max. : 30 °C	Min. : - 90 °C, max. : 60 °C	Min. : 445 °C, max. : 480 °C

3 Pourquoi Mars est-elle « rouge » ?

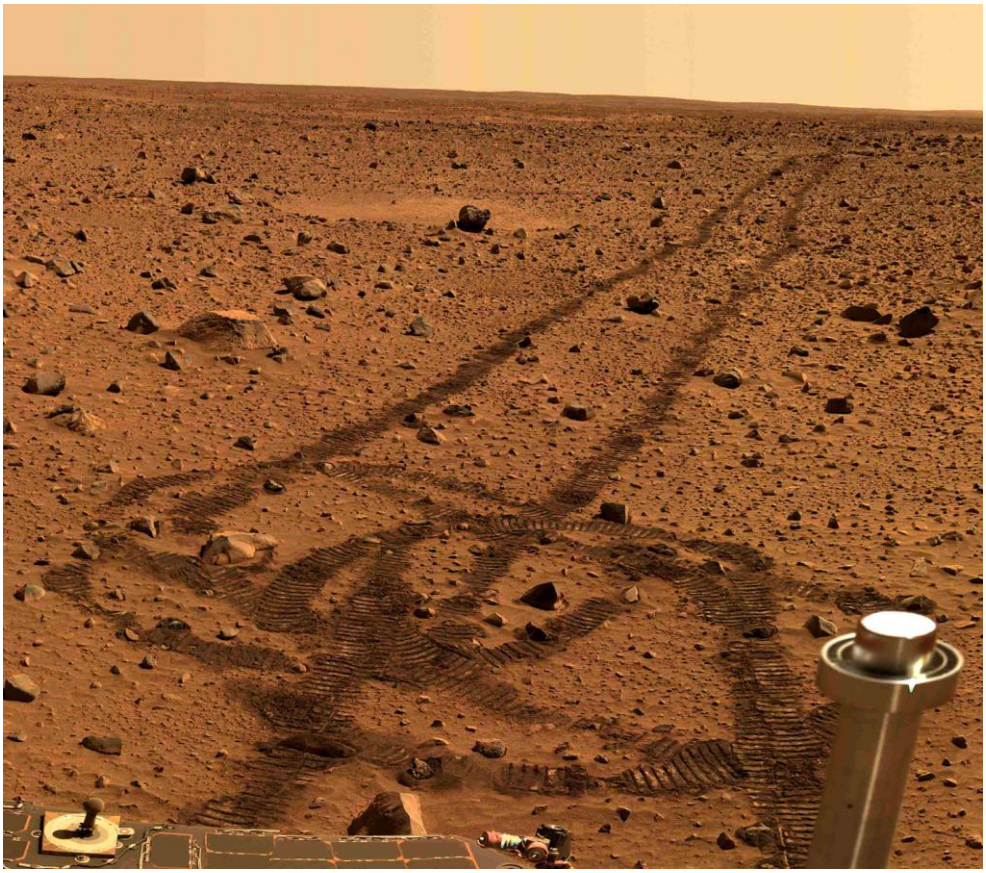
Tout le monde croit savoir que la surface de Mars est rouge… mais l'est-elle vraiment ? À y regarder de plus près, sa couleur est proche du **caramel** et plus précisément, de la couleur d'une confiserie appelée **caramel écossais**. Dans le détail, certains terrains prennent des teintes dorées, brunes, orangées, ocres, voire même verdâtres selon les minéraux qui composent ses roches.

La surface martienne photographiée par l'atterrisseur de la mission *Mars Pathfinder* le 4 juillet 1997.
Crédit : NASA / JPL.

La couleur du sol martien est due à l'omniprésence d'une couche de poussières sur la quasi-totalité de la planète. Formée de particules de très petite taille (quelques millièmes à quelques centièmes de millimètres), elle peut atteindre exceptionnellement jusqu'à deux mètres d'épaisseur. Typiquement, son épaisseur est plutôt de l'ordre du millimètre. **La couleur de ces poussières est le résultat de l'oxydation lente mais continue des silicates ferreux présents à la surface de la planète.** Ce processus, actif depuis plusieurs milliards d'années, est aujourd'hui achevé : la surface martienne est entièrement oxydée. Différentes espèces chimiques peuvent être à l'origine de cette oxydation, en particulier l'atome d'oxygène (O) et la molécule de peroxyde d'hydrogène (H_2O_2).

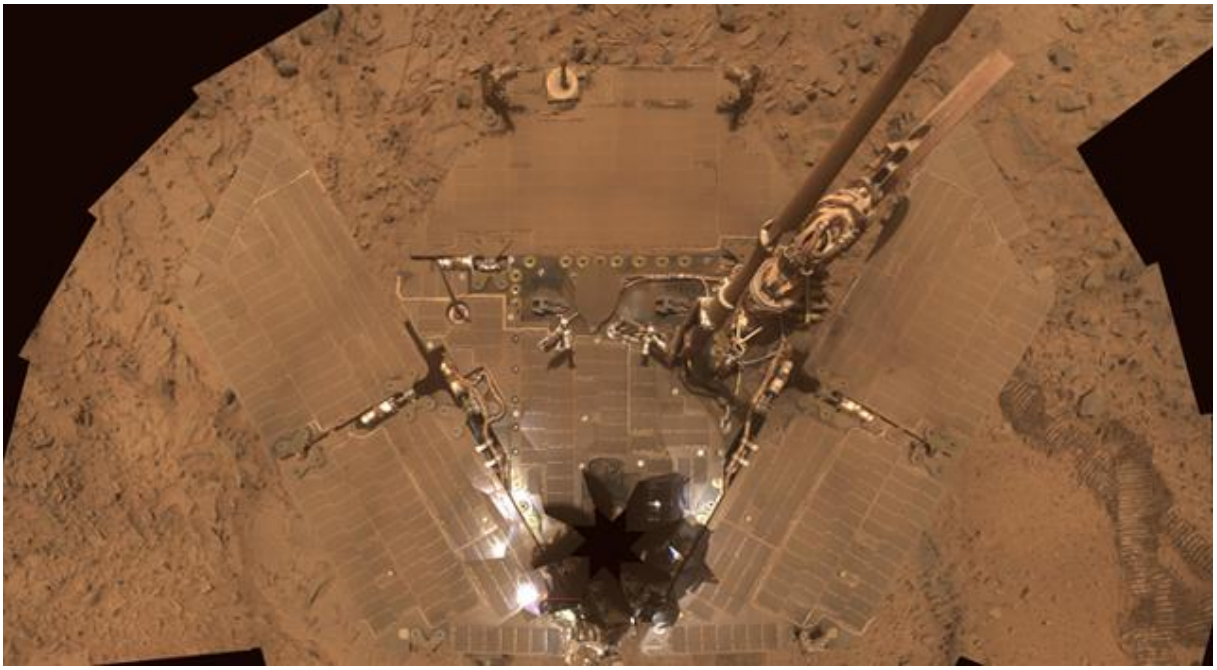
Comme nous le verrons par la suite, le sol de Mars contient une faible quantité d'eau sous trois formes : directement intégrée dans les minéraux (sulfates et phyllosilicates dont les argiles), sous forme de vapeur entre les grains du sol et sous forme de glace lors du dépôt de givre nocturne en hiver. L'atmosphère martienne, très ténue, est quasiment transparente à certaines fenêtres du rayonnement solaire ultraviolet. Aussi, depuis 3,5 milliards d'années, des photons énergétiques arrivent au sol et certains d'entre eux parviennent à briser les molécules d'eau pour former *in situ* du dihydrogène qui s'échappe et de l'oxygène atomique. Très réactif vis-à-vis des silicates ferreux, l'oxygène atomique mène à l'oxydation des oxydes ferreux (contenant donc Fe(II)) présents dans les roches en surface et à la formation d'oxydes de fer(III) anhydres comme l'hématite (Fe_2O_3), de couleur brun à rouge orangé, et d'oxydes de fer(II,III) comme la magnétite (Fe_3O_4), de couleur noir. Bien que présent en quantité très faible dans l'atmosphère, le peroxyde d'hydrogène fait également figure de très bon candidat à l'oxydation du Fer(II). **L'hématite serait donc responsable de la couleur du sol martien.** Il est important de noter que sa lente production lors des derniers 3,5 milliards d'années ne résulte pas directement de l'action de l'eau liquide ni de celle du dioxygène.

La couleur caramel de Mars est superficielle et ne reflète en aucun cas la nature de la zone se trouvant sous la surface. Pour s'en convaincre, il suffit d'examiner les photographies des traces laissées par les roues des rovers de la NASA, qui laissent apparaître un matériau sombre dont l'analyse a montré qu'il contient du pyroxène et de l'olivine non altérés, typiques de roches d'origine magmatique.



Traces laissées sur le passage du rover *Spirit* montrant le matériau sombre et non altéré présent sous la fine couche de poussière. Crédit : NASA / JPL.

L'atmosphère de Mars est saturée en poussières, dont les tailles sont en moyenne de trois millièmes de millimètre. Omniprésente, cette poussière finit toujours par recouvrir les robots qui se déplacent sur Mars, faisant chuter dangereusement l'efficacité des panneaux solaires qu'utilisent certains d'entre eux pour s'alimenter en énergie.

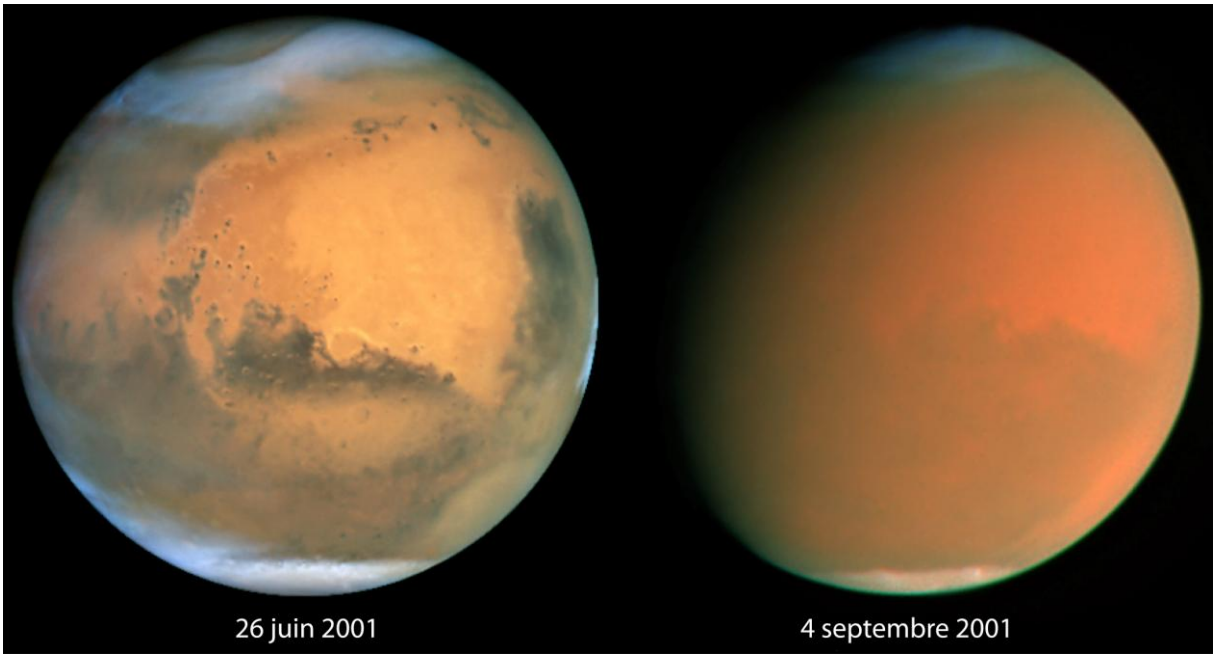


Autoportrait réalisé par le rover *Spirit* en octobre 2007. Ses panneaux solaires sont couverts de poussière.
Crédit : NASA / JPL-Caltech / Cornell.

La composition chimique des poussières atmosphériques est très proche de celle des poussières couvrant le sol de la planète. On peut donc penser que de la poussière, présente en surface, est constamment injectée dans l'atmosphère. Le mécanisme à la source de ce renouvellement fait intervenir des tourbillons connus en anglais sous le nom de *dust devils*. Nombre d'entre eux ont été photographiés depuis le sol par des atterrisseurs et des rovers, ainsi que depuis l'espace, grâce à des sondes en orbite autour de Mars, munies de d'un télescope. Curieusement, les tourbillons se sont montrés très bénéfiques aux rovers, en ôtant régulièrement la poussière présente sur leurs panneaux solaires et en prolongeant ainsi leur vie. À titre d'exemple, durant la nuit du 9 au 10 mars 2005, le rover *Spirit* a vu l'efficacité de ses panneaux passer de 60 % à 93 % suite au passage salutaire de l'un de ces tourbillons.

En mars 2012, la caméra HiRISE (pour High Resolution Imaging Science Experiment) embarquée à bord de la sonde spatiale *Mars Reconnaissance Orbiter* a surpris un tourbillon de poussière d'une vingtaine de kilomètres de hauteur. Crédit : NASA / JPL-Caltech / UA.

Malgré le caractère impressionnant des tourbillons, la masse de poussière qu'ils soulèvent est relativement modeste. En raison de la faiblesse de la gravité martienne et de la ténuité de l'atmosphère, les poussières en suspension peuvent le demeurer presque indéfiniment sous l'effet de vents, même très faibles. De plus, l'aridité de l'atmosphère empêche celle-ci d'être régulièrement nettoyée par la pluie, comme elle l'est sur Terre. Il arrive même parfois, sans que l'on n'en comprenne encore bien les raisons, que des tempêtes de poussière locales s'étendent à l'ensemble de la planète. Les détails visibles habituellement depuis la Terre sont alors gommés.

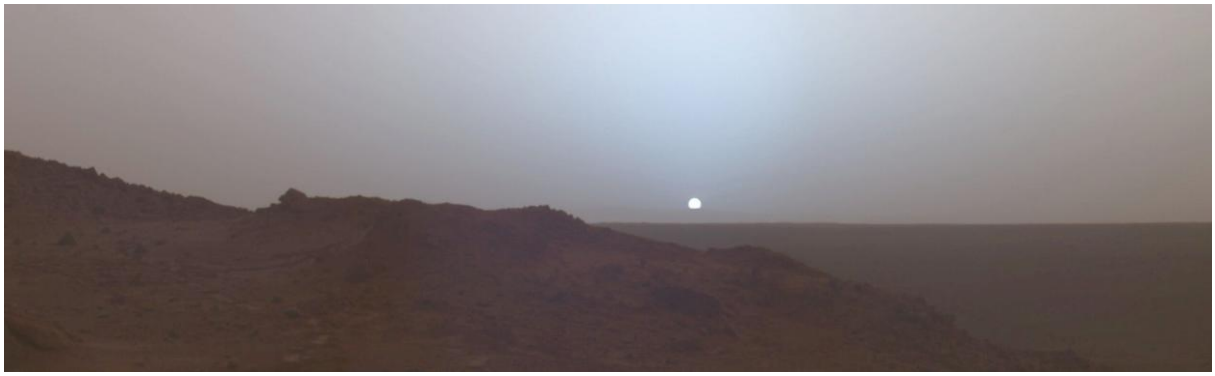


Le 26 juin 2001, la planète Mars se dévoile sous l'œil de cyclope du télescope spatial *Hubble* et de son instrument WFPC2 (pour Wide Field and Planetary Camera 2). Moins de trois mois plus tard, une tempête de poussière globale enveloppe la planète. Crédit : NASA / J. Bell / M. Wolff / The Hubble Heritage Team.

On estime que la masse de poussières soulevées par la tempête globale de 2001 (image ci-dessus) s'élevait à un peu moins de un milliard de tonnes. Si elles s'étaient déposées uniformément à la surface de la planète, la couche résultante n'aurait qu'une épaisseur d'environ 2,5 millièmes de millimètres. Les vents les plus violents que l'on ait mesurés sur Mars atteignent une centaine de kilomètres par heure. Ils n'auraient toutefois aucune chance de faire ployer un éventuel astronaute gambadant au sol, compte tenu de la très faible pression atmosphérique. Celui-ci ressentirait, au pire, une légère brise. Le danger proviendrait de la poussière, qui s'insinuerait partout.

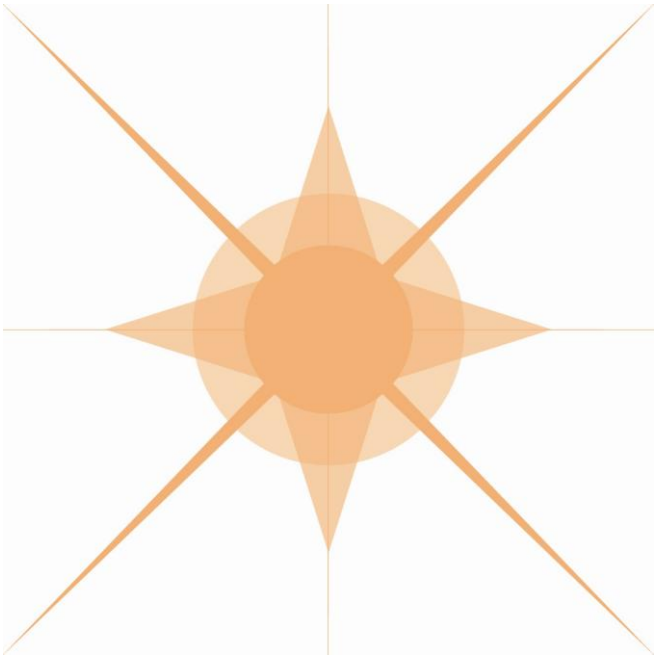
Vu depuis le sol martien, le ciel possède une couleur qui varie en journée de l'orange au brun en passant par le saumon et la couleur rouille. Les grains de poussière en suspension dans l'atmosphère, qui absorbent le rayonnement solaire visible aux courtes longueurs d'onde (entre 400 et 600 nanomètres), pourraient être à l'origine de ces couleurs. Lors d'une tempête de poussière, le ciel s'assombrit sensiblement.

Le ciel de Mars photographiée en journée par l'atterrisseur de la mission *Mars Pathfinder*. Crédit : NASA / JPL.



Coucher de soleil photographié par le rover *Spirit* sur les bords du cratère Gusev le 19 mai 2005. Le diamètre apparent de notre étoile n'est ici que de 20', soit les deux tiers de son diamètre apparent sur Terre.
Crédit : NASA / JPL / Texas A&M / Cornell.

Sur la photographie ci-dessus, le bleu du ciel au voisinage du Soleil à son coucher peut surprendre. Il semble que, là aussi, les poussières soient responsables de cette teinte. Leur taille moyenne d'environ 0,003 mm étant comparable à celle de la longueur d'onde de la lumière visible, c'est alors la théorie de la diffusion de Mie (du nom de Gustav Mie, 1868 – 1957) qui s'impose. Grâce à elle, on montre que les poussières diffusent le rayonnement de grande longueur d'onde (rouge) plus uniformément que le rayonnement de petite longueur d'onde (bleu). De la lumière blanche privée de ses composantes colorées de grande longueur d'onde – c'est-à-dire plutôt bleue – arrive donc préférentiellement à l'œil de l'observateur : à son coucher, le Soleil s'entoure d'un halo bleu. Ce phénomène s'observe lorsque la lumière solaire traverse une épaisseur maximale d'atmosphère (au lever et au coucher du Soleil) ou lorsque la densité en poussière est très grande, comme par exemple, lors d'une tempête.



4 L'atmosphère de Mars

Comme nous venons de la voir, Mars est entourée d'une atmosphère ténue, totalement irrespirable pour l'être humain. Le tableau suivant détaille sa composition.

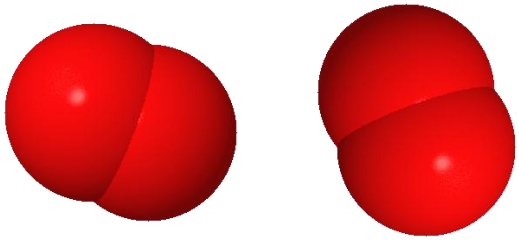
Espèce chimique	Pourcentage volumétrique
Dioxyde de carbone (CO_2)	**95,3 %**
Diazote (N_2)	2,7 %
Argon (Ar)	1,6 %
Dioxygène (O_2)	0,13 %
Monoxyde de carbone (CO)	0,07 %
Vapeur d'eau (H_2O)	< 0,03 % (variable)

D'autres espèces ont été identifiées à l'état de traces : le monoxyde d'azote (NO), le dihydrogène (H_2), le néon (Ne), la vapeur d'eau « lourde » (HDO), le krypton (Kr), le méthanal (CH_2O, aussi appelé formaldéhyde), le xénon (Xe), le peroxyde d'hydrogène (H_2O_2, aussi appelé eau oxygénée lorsqu'il est en solution aqueuse,) et le méthane (CH_4).

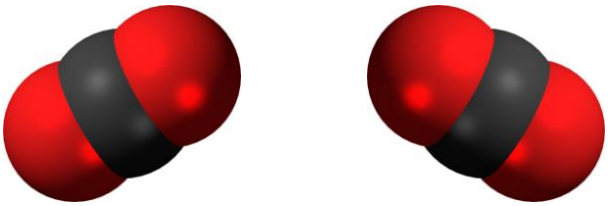
Ces données amènent quelques remarques.

1. Notons tout d'abord la présence d'**une faible quantité de dioxygène**, à hauteur de 0,13 %. Sur Terre, ce gaz qui constitue 21 % de l'atmosphère est produit presque exclusivement par la vie. Cela implique-t-il l'existence d'une vie martienne fondée sur la photosynthèse oxygénique ? Non. On peut parfaitement expliquer l'existence du dioxygène martien par des processus purement abiotiques. En fait, les molécules de dioxyde de carbone, composant majoritaire de l'atmosphère, sont photodissociées à haute altitude par le rayonnement ultraviolet du Soleil. Il en résulte la formation de molécules de monoxyde de carbone (CO) et d'atomes d'oxygène (O) qui se combinent pour former du dioxygène (O_2).

Les modèles photochimiques nous enseignent que dans une atmosphère pure de dioxyde de carbone, la photodissociation de cette espèce mènerait à une concentration de 8 % en monoxyde de carbone et de 4 % en dioxygène. S'il n'y a pas autant de CO et de O_2 dans l'atmosphère réelle de Mars aujourd'hui, dans un rapport 2/1, c'est parce qu'elle contient un peu de vapeur d'eau (H_2O). Comme le CO_2, la vapeur d'eau est photodissociée à haute altitude et produit, entre autres, le radical hydroxyle OH à l'origine du recyclage de CO en CO_2 à travers la réaction $CO + OH \rightarrow CO_2 + H$.

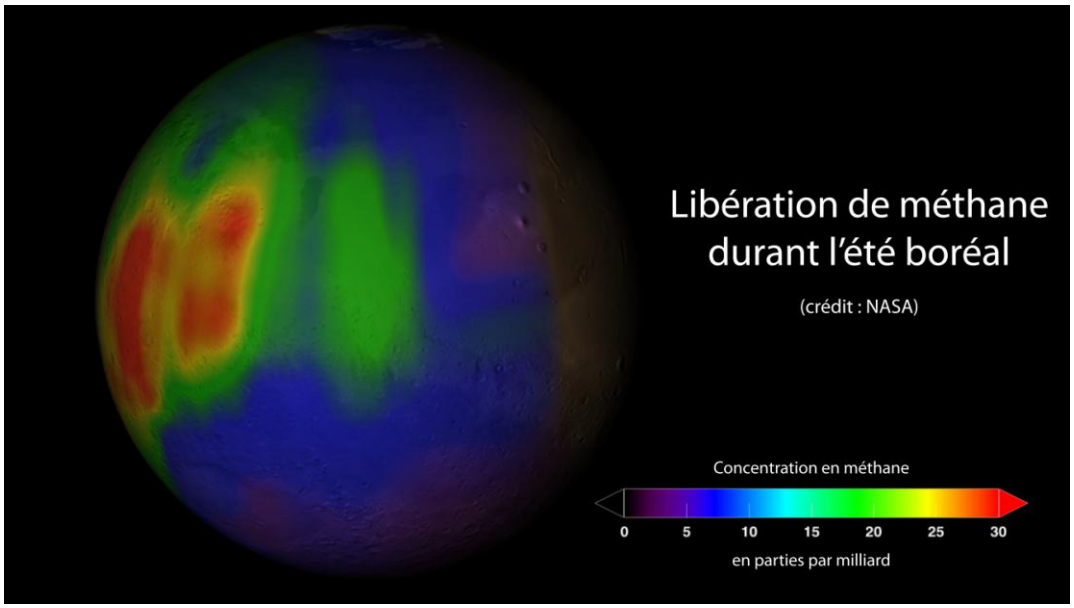


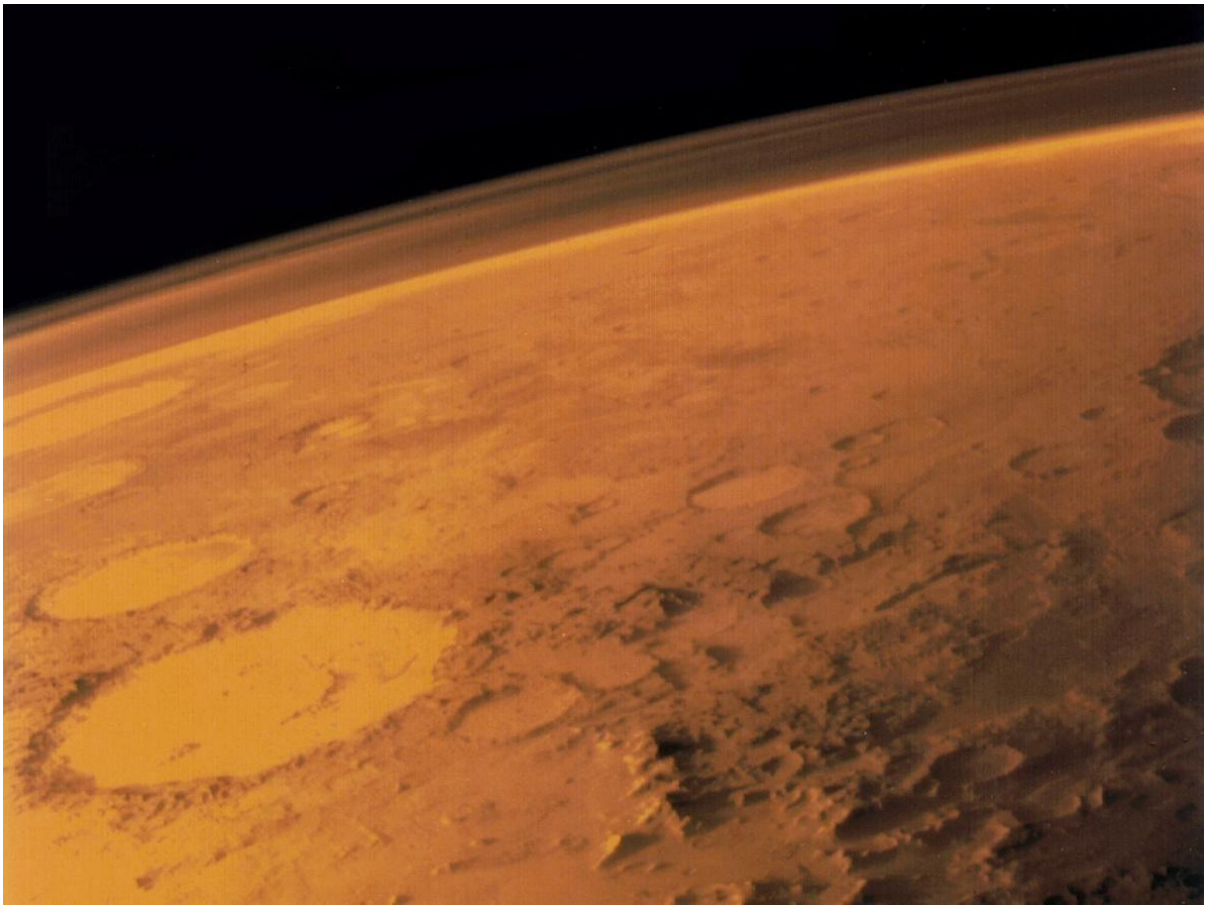
2. Comme dans l'atmosphère de Vénus, le **dioxyde de carbone est, de loin, le composé majoritaire**. Pourquoi alors est-il minoritaire dans l'atmosphère terrestre (0,04 %), bien que les trois planètes se ressemblent beaucoup et se soient formées dans des conditions assez similaires ? Peu après la formation de la Terre, la vapeur d'eau a condensé en pluies. Le CO_2 étant partiellement soluble dans l'eau, il fut absorbé par les océans et transformé par les premiers êtres vivants en carbonate de calcium $CaCO_3$. Si tout le dioxyde de carbone piégé dans les carbonates était libéré, la Terre serait entourée d'une atmosphère aussi massive et dense que celle de Vénus, avec une pression proche de 100 bars en surface !



3. La présence de **méthane gazeux** autour de Mars est connue depuis une dizaine d'années seulement. Les quantités impliquées sont minuscules, de l'ordre de quelques molécules de méthane par milliard de molécules atmosphériques. Sa distribution n'est pas homogène et semble se concentrer au-dessus de quelques zones de production bien définies, selon un cycle saisonnier. Le méthane est un gaz très réactif et très sensible au rayonnement ultraviolet du Soleil. Sa présence dans l'atmosphère martienne est donc étonnante ; elle implique l'existence d'une source qui le régénérerait continuellement. De plus, les modèles photochimiques ne parviennent pas à expliquer la brutalité de sa variabilité.

Plusieurs hypothèses, toujours débattues à l'heure actuelle, ont été émises pour expliquer l'origine potentielle de ce méthane. **La plus exotique** fait appel à des colonies de **bactéries** méthanogènes enfouies dans le sous-sol de la planète. **L'hypothèse rencontrant la faveur de plus grand nombre** est celle d'un **processus géochimique et purement abiotique appelé *serpentinisation***. Il s'agit d'une altération des roches contenant Fe^{2+} (comme les péridotites, constituées principalement de cristaux d'olivine et de pyroxène) par l'action d'une eau à haute température chargée en dioxyde de carbone. La serpentinisation se traduit par l'oxydation du fer en magnétite (Fe_3O_4), par le piégeage de radicaux OH provenant de la molécule d'eau dans la serpentine (une famille de minéraux silicatés dont la formule chimique est $(Mg, Fe)_3Si_2O_5(OH)_4$) et s'accompagne d'un dégagement de méthane ainsi que de dihydrogène. Ce processus de production abiotique de méthane a, semble-t-il, pu être très efficace sur Mars il y a plus de 4 milliards d'années, époque à laquelle le flux de chaleur interne de la planète était beaucoup plus grand qu'aujourd'hui. La circulation hydrothermale était alors intense, comme en témoigne les très nombreux lits de cours d'eau asséchés que l'on trouve sur les sols les plus anciens. L'atmosphère martienne a pu ainsi contenir une fraction non négligeable de méthane, supérieure à 1 %. Le rapport $[CH_4]/[CO_2]$ a ensuite diminué avec l'activité interne, jusqu'à ce que la concentration en méthane, puissant gaz à effet de serre, ne soit plus suffisante pour maintenir la température au-dessus de 0 °C et donc l'eau à l'état liquide en surface. Une couche toujours plus épaisse de pergélisol (sous-sol gelé en permanence) a pu séquestrer une partie de ce méthane et le libérer épisodiquement, jusqu'à aujourd'hui. Il est d'ailleurs possible que le méthane ait été stocké sous forme de *clathrates*, des solides cristallins dans lesquels les molécules d'eau forment des cages encapsulant des molécules de méthane. Leurs propriétés sont assez semblables à celles de la glace. On pense que plusieurs milliers de milliards de tonnes de clathrates de méthane sont stockées au fond des océans terrestres et dans le pergélisol canadien et russe. Sachant que 1 cm^3 de ce clathrate est susceptible de libérer en moyenne 168 cm^3 de méthane, certains voient en lui une vaste ressource énergétique encore inexploitée sur Terre. Le caractère saisonnier des dégagements de méthane sur Mars suggère qu'il pourrait trouver son origine dans la déstabilisation de clathrates par les températures « clémentes » de l'été. Affaire à suivre…



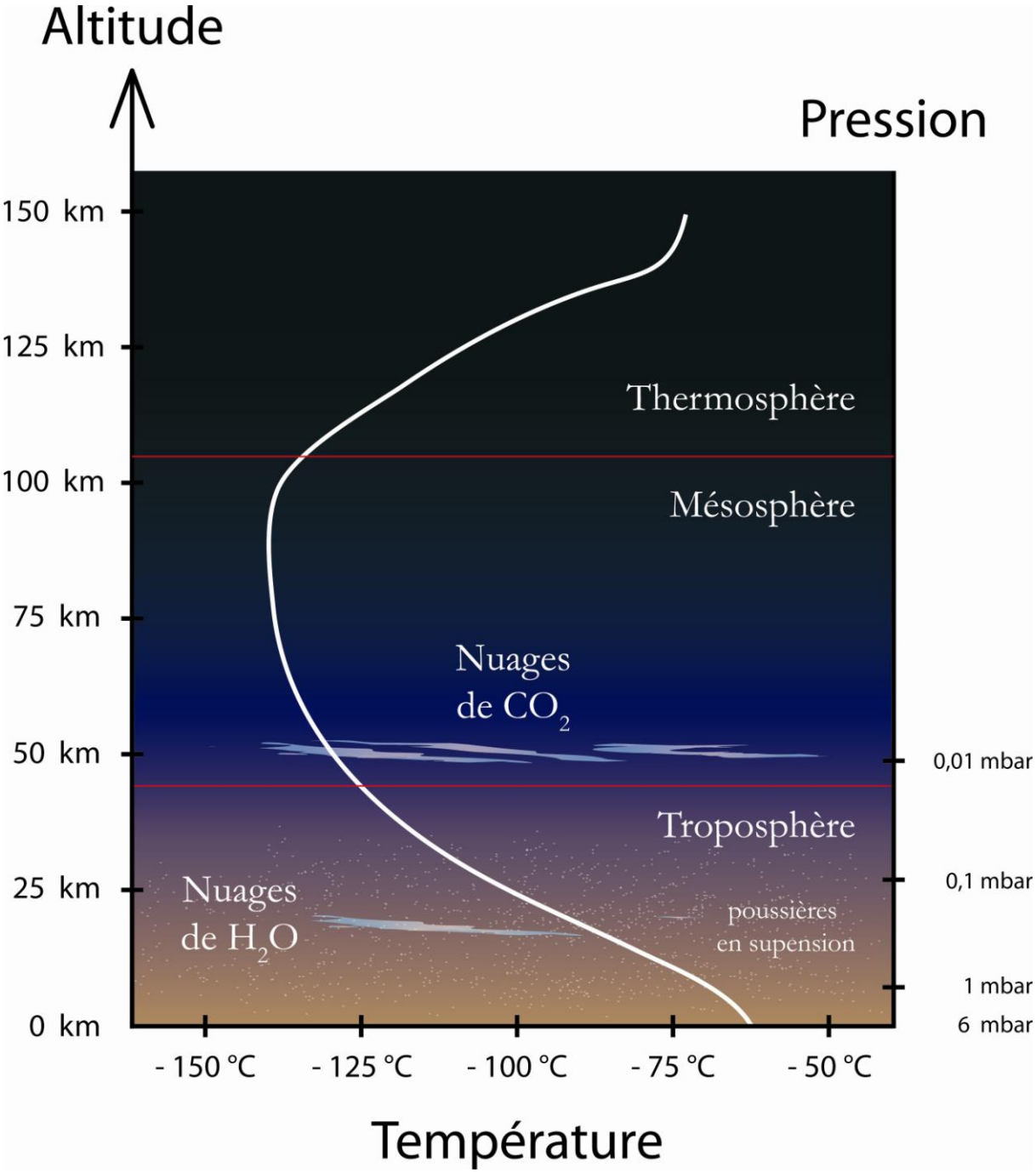


La fine atmosphère martienne photographiée par l'un deux des deux orbiteurs *Viking* en 1976. Crédit : NASA.

La **pression atmosphérique moyenne au sol** est voisine de **6,1 millibars ou 610 pascals** (Pa). Mars ne possédant pas d'océan, il est impossible de se référer à un hypothétique « niveau de la mer », comme sur Terre. **Aussi définit-on, par convention, l'altitude 0 comme étant l'altitude pour laquelle la pression atmosphérique moyenne s'élève justement à 6,1 mbar**. Sur Terre, on ne rencontre cette pression qu'à une altitude de 35 000 m. Au sommet du plus haut volcan martien, Olympus Mons, à 21 229 mètres au-dessus du niveau 0, la pression n'est que de 30 Pa en moyenne. Au plus profond de l'immense bassin d'impact Hellas Planitia, à 8 200 mètres sous le niveau 0, on a relevé une pression de 1 155 mbar.

L'illustration de la page suivante donne le profil vertical de la température dans l'atmosphère martienne, c'est-à-dire sa variation en fonction de l'altitude. En partant de la surface, on trouve d'abord une région où la température diminue lorsque l'on s'élève, jusqu'à une quarantaine de kilomètres de hauteur : la **troposphère**. Dans cette région, le sol, chauffé par le Soleil, joue le rôle de source de chaleur puisque l'atmosphère absorbe très peu le rayonnement solaire incident. Plus on monte, plus on s'éloigne de la source de chaleur et donc plus il fait froid. On montre que, dans une atmosphère sèche dominée par la convection comme l'est la troposphère martienne, la température décroît avec une pente s'élevant approximativement à $-\frac{g}{C_p}$, où g est la valeur de la pesanteur en surface (≈ 3,7 m.s^{-2}) et C_p est la capacité thermique massique de l'air à pression constante, qu'on peut ici identifier à la capacité thermique massique du dioxyde de carbone (≈ 830 J.K^{-1}.kg^{-1}).

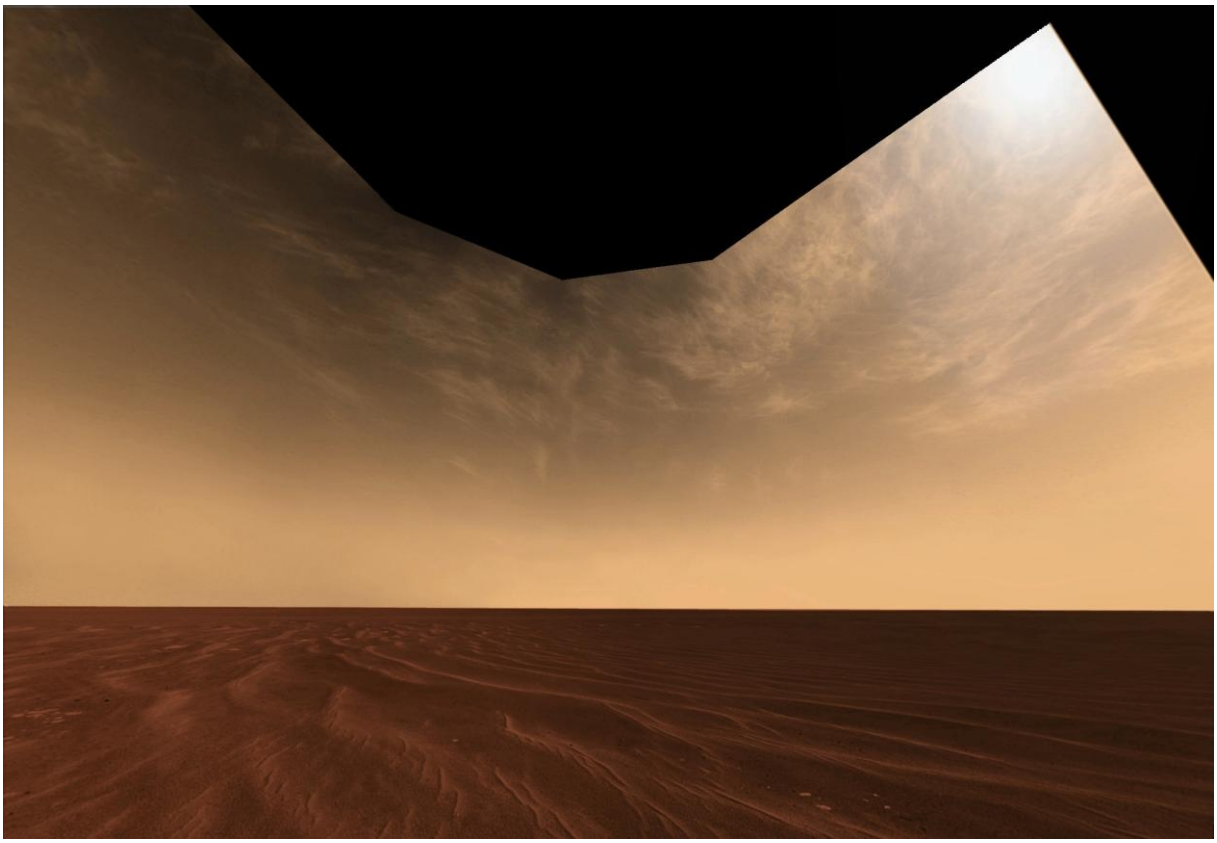
Cette dernière représente la quantité d'énergie qu'il faut fournir à 1 kg de CO_2 gazeux pour augmenter sa température de 1 K. L'application numérique donne une pente de -4,5 $K.km^{-1}$. Les mesures, elles, conduisent à une pente moyenne moins abrupte, d'environ -1,6 $K.km^{-1}$. C'est donc que nous avons omis une source de chaleur additionnelle et fondamentale. Il s'agit de la poussière. Présente en grande quantité dans l'atmosphère, elle absorbe efficacement le rayonnement solaire incident qu'elle réémet dans le domaine infrarouge thermique. Cela a pour effet de chauffer l'atmosphère environnante.



Sur Terre, la troposphère est surmontée d'une zone où la température remonte avec l'altitude : la stratosphère. Mars en est dénuée. La raison de cette absence réside dans le fait que l'atmosphère martienne ne contient pas assez d'ozone pour produire un réchauffement sensible. Sur Mars, la troposphère est donc directement surmontée par la **mésosphère**, une région où la température est presque constante. La remontée de la température à partir de 110 km d'altitude définit la base d'une nouvelle zone, la **thermosphère**, chauffée par le rayonnement ultraviolet du Soleil. La température y est très fluctuante et varie en fonction du rythme jour/nuit, des saisons et de l'activité solaire.

5 Les nuages martiens

Des nuages parsèment parfois le ciel de Mars. Comme sur Terre, certains nuages sont constitués d'eau et plus exactement de glace d'eau. Ils se forment dans la troposphère. La condensation de la vapeur d'eau se produit initialement sur les poussières omniprésentes dans l'atmosphère. En l'absence de ces noyaux de nucléation privilégiés, il n'y aurait pas de nuage sur Mars.



Des nuages dans le ciel de Mars. Crédit : Mars Exploration Rover Mission / Cornell / JPL / NASA. Traitement de l'image : M. Howard, T. Öner, D, Bouic & M. Di Lorenzo pour www.unmannedspaceflight.com.

Il fait si froid à haute altitude qu'il arrive que le dioxyde de carbone condense pour former des nuages de glace de CO_2. Ce phénomène, totalement inconnu sur Terre, se produit dans la mésosphère martienne.

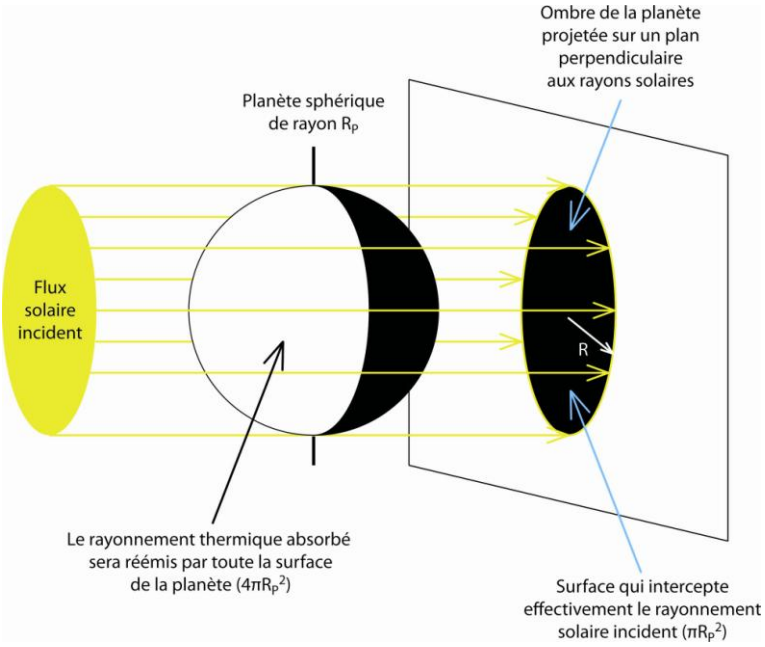
6 La température de la surface martienne

En 1879, le physicien slovène Joseph Stefan (1835 – 1893) montre expérimentalement que la puissance rayonnée par un corps noir (un corps idéalisé qui absorbe tout le rayonnement électromagnétique qui lui parvient) par unité de surface dans le demi-espace libre est proportionnelle à la puissance quatrième de sa température, exprimée en kelvin. À l'aide de la thermodynamique, son étudiant en thèse Ludwig Boltzmann (1844 – 1906) fournit des fondations théoriques à cette loi qui porte désormais le nom de **loi de Stefan-Boltzmann**. Elle s'exprime sous la forme $P^* = \sigma T^4$ où σ est la constante de Stefan qui s'élève à $5{,}67.10^{-8}$ $W.m^{-2}.K^{-4}$. Il semble paradoxal d'assimiler étoiles et planètes à des corps noirs. Pourtant, ces astres se comportent bien ainsi… en première approximation.

• Calculons donc, en premier lieu, la puissance P_S émise par la surface du Soleil, de rayon R_S et de température T_S : $P_S = \sigma T_S^4 \times 4\pi R_S^2$. Sachant que T_S = 5 778 K et R_S = 696 000 km, il vient P_S = $3{,}85.10^{26}$ W. Notons déjà qu'en une seconde, le Soleil émet plus de 800 000 fois la production énergétique mondiale annuelle !

• Calculons ensuite la puissance solaire S reçue par unité de surface au niveau de l'orbite d'une planète. On note d la distance Soleil-planète. Le rayonnement du Soleil étant isotrope (il présente les mêmes caractéristiques dans toutes les directions), la puissance rayonnée se conserve au fur et à mesure qu'elle chemine dans l'espace : des sphères concentriques successives reçoivent la même puissance. Au niveau de l'orbite de la planète, chaque plaque de un mètre carré exposée perpendiculairement aux rayons solaires reçoit $S = \frac{P_S}{4\pi d^2}$. C'est ce qu'on appelle la *constante solaire*. Au niveau de la Terre, elle vaut 1367 $W.m^{-2}$. En gardant l'expression littérale, on obtient, après simplification : $S = \sigma T_S^4 \times (\frac{R_S}{d})^2$.

• La puissance solaire incidente reçue par la planète de rayon R_P est assimilable à celle interceptée par un disque de rayon R_P.



La planète reçoit donc $P_{reçue} = S \times \pi R_P^2 = \sigma T_S^4 \times (\frac{R_S}{d})^2 \times \pi R_P^2$.

• La planète n'absorbe pas totalement l'énergie qu'elle reçoit, car sa surface, son atmosphère et les nuages réfléchissent une partie de l'énergie solaire incidente. On modélise cette réflexion à l'aide d'un paramètre *A* appelé l'**albédo**, compris entre 0 et 1. Un albédo de 1 signifie que le rayonnement incident est intégralement réfléchi ; un albédo de 0 que le rayonnement incident est entièrement absorbé. Voici l'albédo de quelques types de surface sur Terre :

- Mers : 0,05 à 0,15 ;
- Désert de sable : 0,40 ;
- Glace : 0,60 ;
- Neige fraîche : 0,80 à 0,90.

La planète absorbe donc effectivement $P_{absorbée} = (1-A) \times P_{reçue} = (1-A) \times \sigma T_S^4 \times (\frac{R_S}{d})^2 \times \pi R_P^2$.

• L'hypothèse selon laquelle la planète est à l'équilibre radiatif implique qu'elle réémet (dans l'infrarouge thermique) tout ce qu'elle absorbe dans le visible et l'infrarouge proche. En l'assimilant là aussi à un corps noir, on montre qu'elle réémet $P_{réémise} = \sigma T_P^4 \times 4\pi R_P^2$ où T_P est sa température. En égalant la puissance absorbée et réémise par la planète, le rayon de celle-ci disparaît des équations et n'apparaît pas dans le résultat. Après simplification, on obtient $T_P = (\frac{1-A}{4})^{\frac{1}{4}} T_S \sqrt{\frac{R_S}{d}}$.

• Comparons les températures calculées et mesurées pour Vénus, la Terre et Mars.

→ Vénus : d = $108{,}2.10^6$ km et A = 0,75 (la planète est entourée par une épaisse couche de nuages très réfléchissants composés de gouttelettes d'acide sulfurique). T_p = - 41 °C. Or, les sondes spatiales qui se sont posées à la surface de l'étoile du Berger ont révélé des températures de 460 °C. La différence, énorme, provient de l'effet de serre colossal dû au dioxyde de carbone qui constitue plus de 95 % de l'atmosphère très dense et épaisse de Vénus.

→ la Terre : d = $149{,}6.10^6$ km et A = 0,31. T_p = - 19 °C. Or, la température moyenne de la Terre est proche de 15 °C. Là aussi, il faut incriminer l'effet de serre, dû à 60 % à la vapeur d'eau, à 26 % au dioxyde de carbone, à 8 % à l'ozone et à 6 % au méthane et au protoxyde d'azote (N_2O). Sans cet effet de serre bénéfique, nous ne serions sans doute pas là pour en parler.

→ Mars : d = $227{,}9.10^6$ km et A = 0,25. T_p = - 63 °C. La température moyenne sur Mars est voisine de – 60 °C. Il existe donc un effet de serre sur Mars (dû au dioxyde de carbone) mais il est faible, en raison de la ténuité de l'atmosphère.

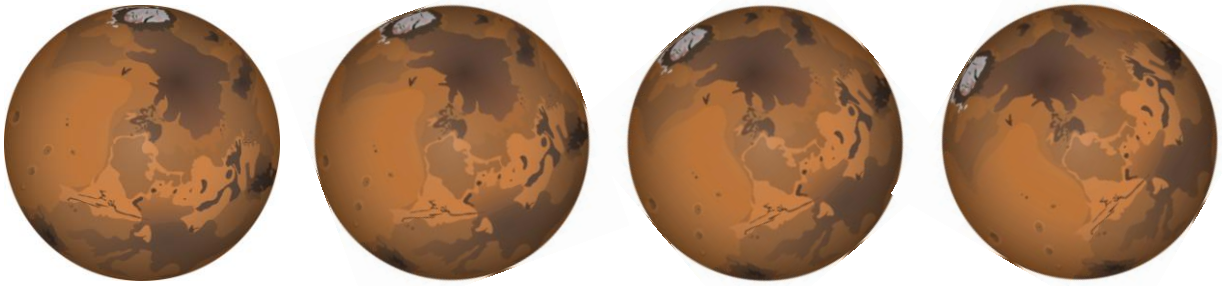
7 La structure interne de Mars

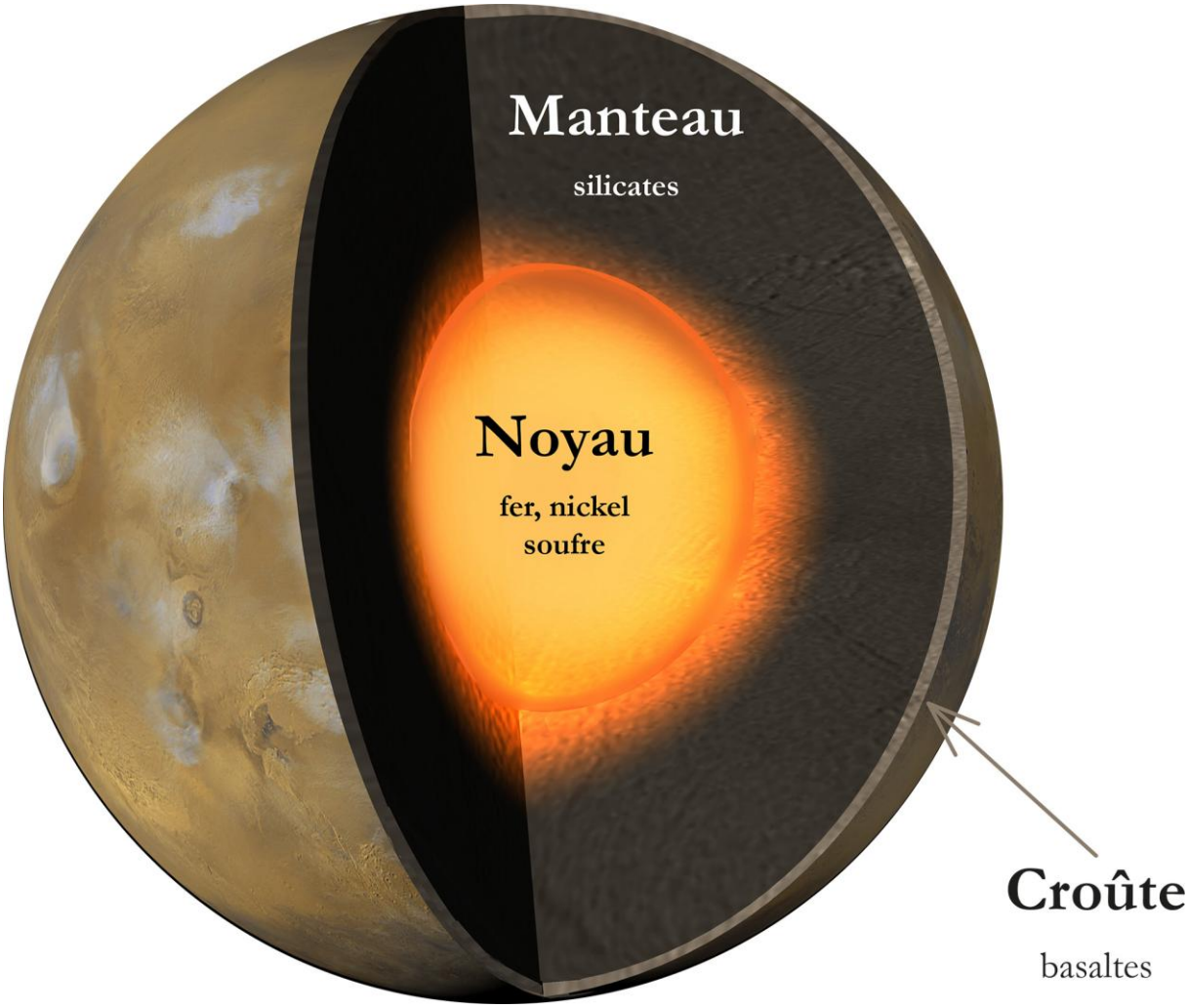
La structure interne de Mars n'est pas connue avec précision, puisqu'aucune station sismique n'a encore été établie à sa surface. L'atterrisseur américain *InSight* (pour **In**terior Exploration using **S**eismic **I**nvestigations, **G**eodesy and **H**eat **T**ransport), dont le lancement est prévu au plus tôt pour 2018, sera le premier à être équipé d'un sismomètre. Nous en saurons alors beaucoup plus. D'ici là, seules des données indirectes (densité moyenne de la planète, structure de son champ de gravité, moment d'inertie – qui caractérise sa résistance à un changement de vitesse de sa rotation autour de son axe) permettent d'élaborer un modèle de la structure interne de Mars.

Comme les trois autres planètes telluriques, la planète Rouge est **différenciée**. Elle présente un **noyau métallique** surmonté de couches de matériaux moins denses. Les modèles les plus récents donnent à ce noyau de fer et de nickel un rayon d'environ 1 500 km. L'analyse fine du mouvement de sondes spatiales en orbite autour de la planète a permis de montrer qu'il était certainement liquide dans sa plus grande partie, si ce n'est entièrement. Pourtant, avec une température centrale estimée inférieure à 2 000 °C, il devrait être solide. Les astronomes résolu le paradoxe en supposant que le noyau de Mars devait contenir une grande quantité d'éléments légers (15 à 17 % en masse), le soufre étant le candidat le plus prometteur. Abaissant le point de fusion du mélange fer-nickel, il permettrait au noyau de demeurer liquide.

Un **manteau** solide de silicates riches en fer entourerait le noyau de Mars. Aujourd'hui inactif semble-t-il, il a formé, par le passé, les structures tectoniques et volcaniques qui ont modelé la surface de la planète. Enfin, le manteau martien est surmonté par une **croûte** épaisse de 45 km en moyenne, faite surtout de roches magmatiques basaltiques composées principalement de feldspaths et de pyroxènes. La surface martienne est le témoin de l'altération mécanique et chimique de cette croûte par l'activité hydrothermale et le transport de débris de roches par des processus d'érosion fluviatile, lacustre et éolienne.

La vie d'artiste présentée en page suivante propose un modèle de structure interne de Mars.





Modèle possible de la structure interne de Mars. Crédit : NASA.

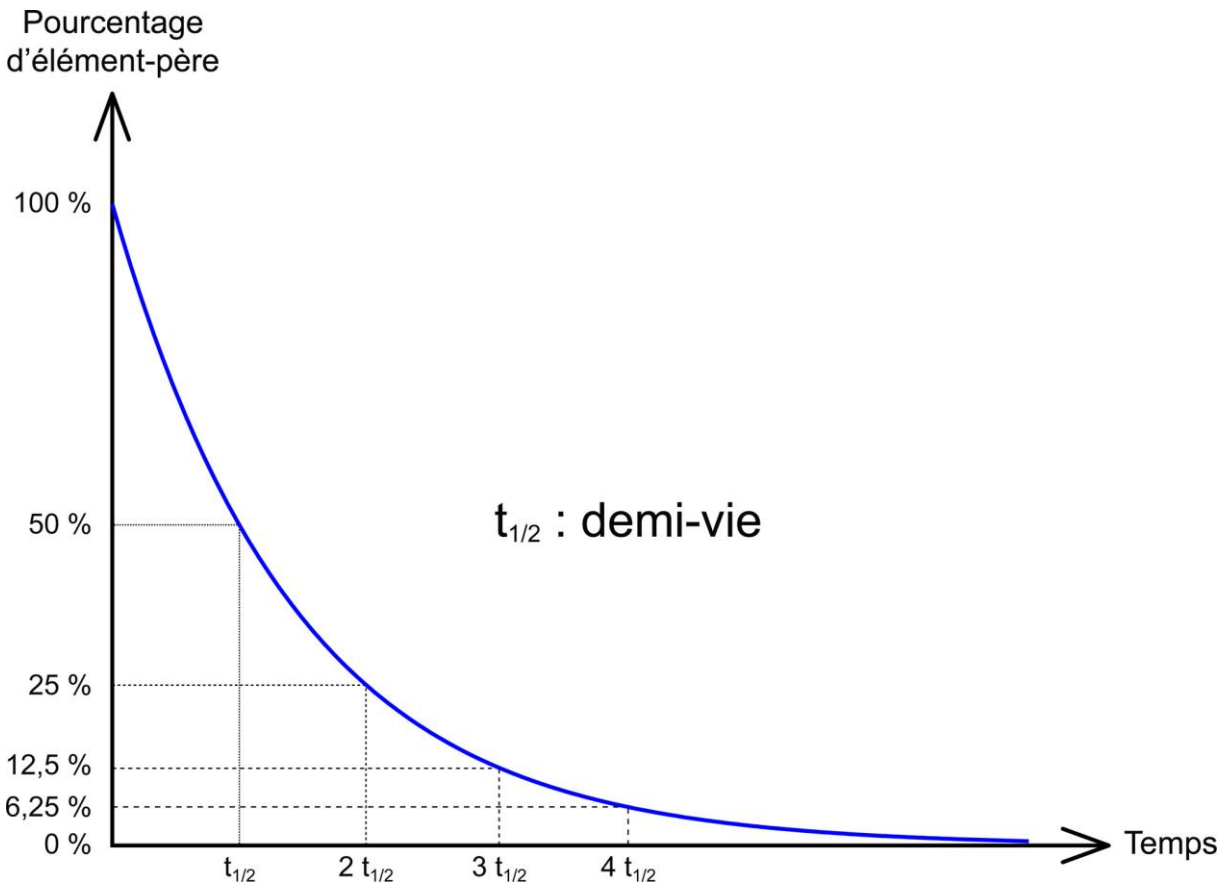
8 La dichotomie martienne

Il existe une profonde différence entre la croûte de l'hémisphère sud, épaisse d'environ 60 km et celle de l'hémisphère nord, plus fine d'une trentaine de kilomètres. Cette **dichotomie** se retrouve dans la topographie de la planète et se traduit par une différence d'altitude moyenne proche de 5 km. Deux tiers de la surface de Mars, situés principalement dans l'hémisphère sud, sont constitués de hauts plateaux anciens, accidentés et couverts de cratères. Le dernier tiers, dans l'hémisphère nord, est formé d'une vaste plaine sans relief notable, plus récente et faiblement cratérisée. La dichotomie est très ancienne et remonte aux âges les plus reculés de la planète, il y a plus de quatre milliards d'années.

Comment mesurer l'âge d'une roche ou d'un terrain ?

Datation absolue par désintégrations radioactives

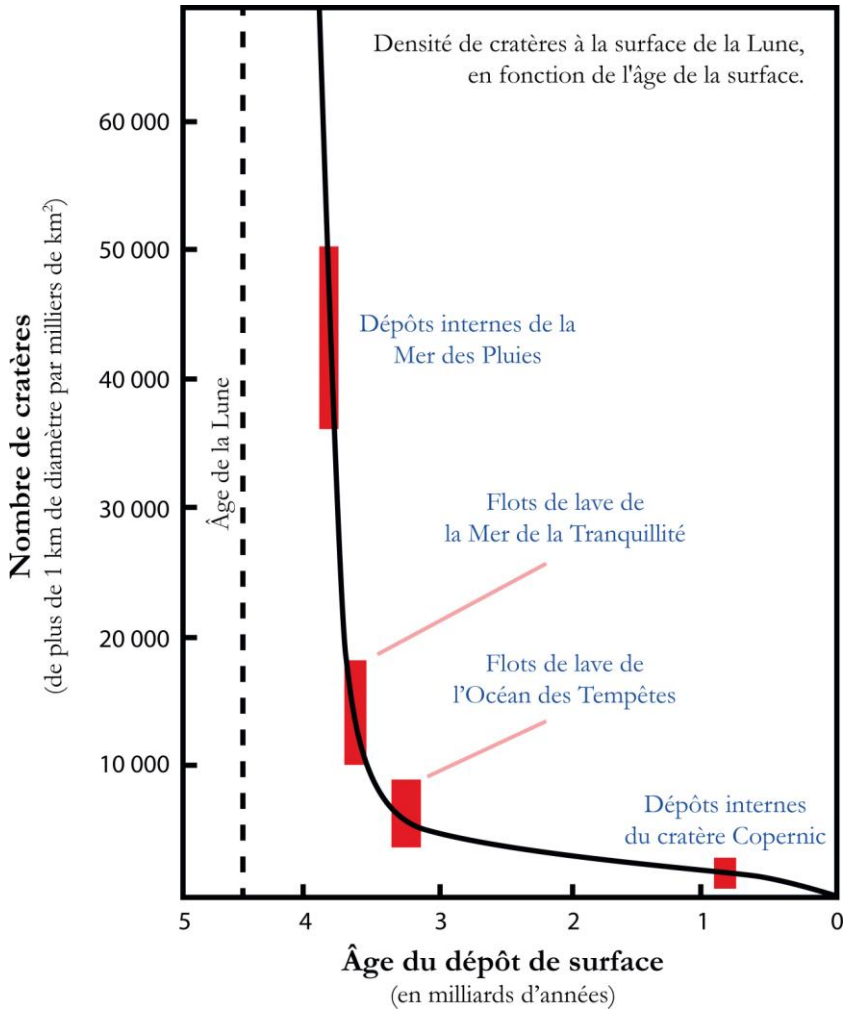
Certains éléments sont naturellement radioactifs. Instables, ils se désintègrent spontanément. Un élément « parent » se transforme en un élément « fils », qui peut être un nouvel élément, plus léger, ou bien un isotope du parent. Cette réaction de désintégration se produit selon une constante de temps caractéristique, indépendante des facteurs extérieurs. Ainsi, en mesurant la concentration en éléments parents et fils dans une roche, on peut calculer depuis combien de temps la réaction est active, et donc l'âge absolu de formation des minéraux de cette roche. Pour étudier les roches terrestres, les échantillons lunaires, les météorites et les quelques météorites martiennes dont nous disposons, les géologues utilisent principalement les couples uranium/plomb ($^{238}U/^{206}Pb$), rubidium/strontium ($^{87}Rb/^{87}Sr$) et potassium/argon ($^{40}K/^{40}Ar$).



La réaction de désintégration d'un élément radioactif suit une courbe décroissante en exponentielle. La mesure de la proportion élément parent/élément fils dans un minéral permet de le positionner sur cette courbe et de déduire l'âge de sa formation.

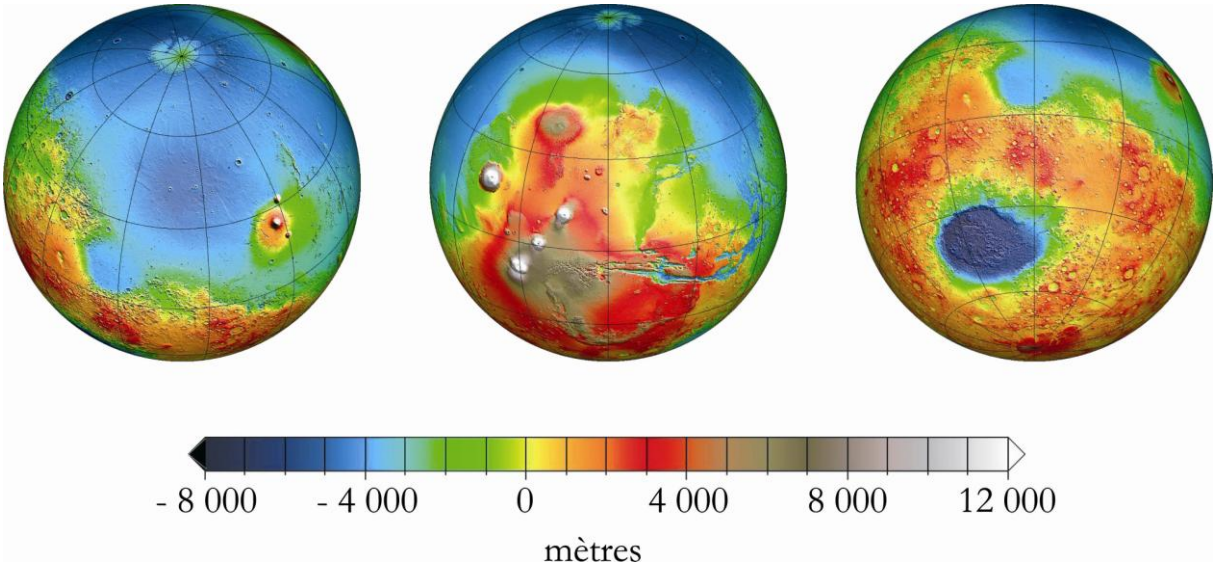
Datation relative

Les cratères sont de bons indicateurs de l'âge d'une surface planétaire. En effet, depuis les missions *Apollo* et les datations absolues des échantillons lunaires rapportés sur Terre, on sait que plus une surface présente de cratères d'impact, plus elle est vieille et que plus les cratères sont gros, plus ils sont vieux. On peut ainsi essayer de dater la surface des planètes telluriques et des satellites par étude de leur cratérisation.



D'après *Le système solaire*, EDP Sciences, coll. Savoirs Actuels, 2003.

Toutefois, l'activité géologique et l'érosion rendent les datations hautement incertaines car elles peuvent remodeler profondément les surfaces et effacer les traces du passé. **De ce fait, l'étude des cratères ne suffit plus dans le cas de Mars : pour définir la chronologie précise de son histoire, il faudra attendre un retour d'échantillons de roches martiennes afin de calibrer les datations de manière absolue.**



L'altimètre laser MOLA embarqué à bord de la sonde *Mars Global Surveyor* (NASA) a permis de dresser une carte extrêmement précise de la planète Mars. L'asymétrie entre les hauts plateaux de l'hémisphère sud et la plaine de l'hémisphère nord est clairement visible, comme le dôme de Tharsis et ses volcans géants, en rouge et en brun sur la carte centrale. Crédit : Équipe scientifique de l'instrument MOLA.

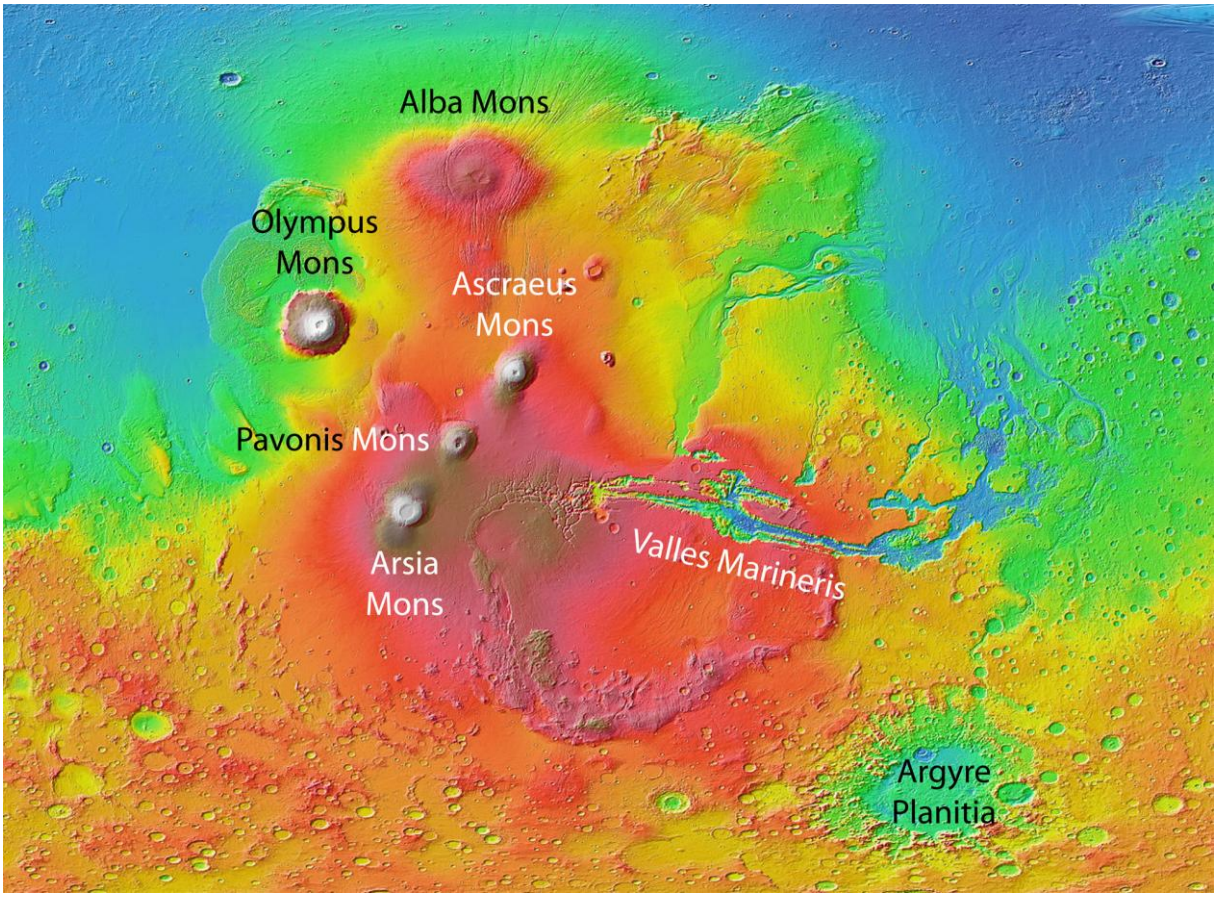
On ne connaît pas encore l'origine de la dichotomie. Deux familles de scénarios ont été proposées. Les premiers invoquent une cause externe avec la chute d'un ou de plusieurs grands astéroïdes qui auraient entraîné la fusion de la croûte martienne dans l'hémisphère nord. Les secondes mettent en avant une cause interne, avec par exemple, une ébauche de tectonique des plaques qui aurait aminci la croûte de l'hémisphère nord. Un phénomène tout à fait similaire se manifeste sur Terre aux frontières entre plaques divergentes.

9 Les structures remarquables de Mars

9.1 Le dôme de Tharsis et les volcans géants

Le dôme de Tharsis est un renflement volcanique de 5 500 km de largeur qui porte les plus grands volcans du système solaire. Presque centré sur l'équateur de la planète, il s'élève en moyenne à 5 km au-dessus du niveau de référence. Son soulèvement a débuté il y a près de quatre milliards d'années.

Tharsis serait situé au-dessus d'un point chaud, causé par un panache de matériaux chauds, solides mais de basse densité, qui remonteraient des profondeurs du manteau. Comme la chute de pression consécutive à l'arrivée près de la surface mène à la fusion partielle des roches constituant le panache, de grandes quantités de magma auraient ainsi été injectées à la base de la croûte et libérées en surface sous la forme de lave basaltique très fluide. En fait, l'existence d'une structure gigantesque comme Tharsis résulte de l'absence d'une tectonique des plaques semblable à celle observée sur Terre. Alors que sur notre planète, les volcans qui naissent au-dessus de points chauds arrêtent leur croissance avec les déplacements de la lithosphère, sur Mars ils peuvent grandir tant que ces points chauds subsistent. Le facteur *temps* ne comptant plus, la lave est en mesure de bâtir d'énormes édifices volcaniques, d'autant plus facilement que la gravité est près de trois fois plus faible que sur Terre.



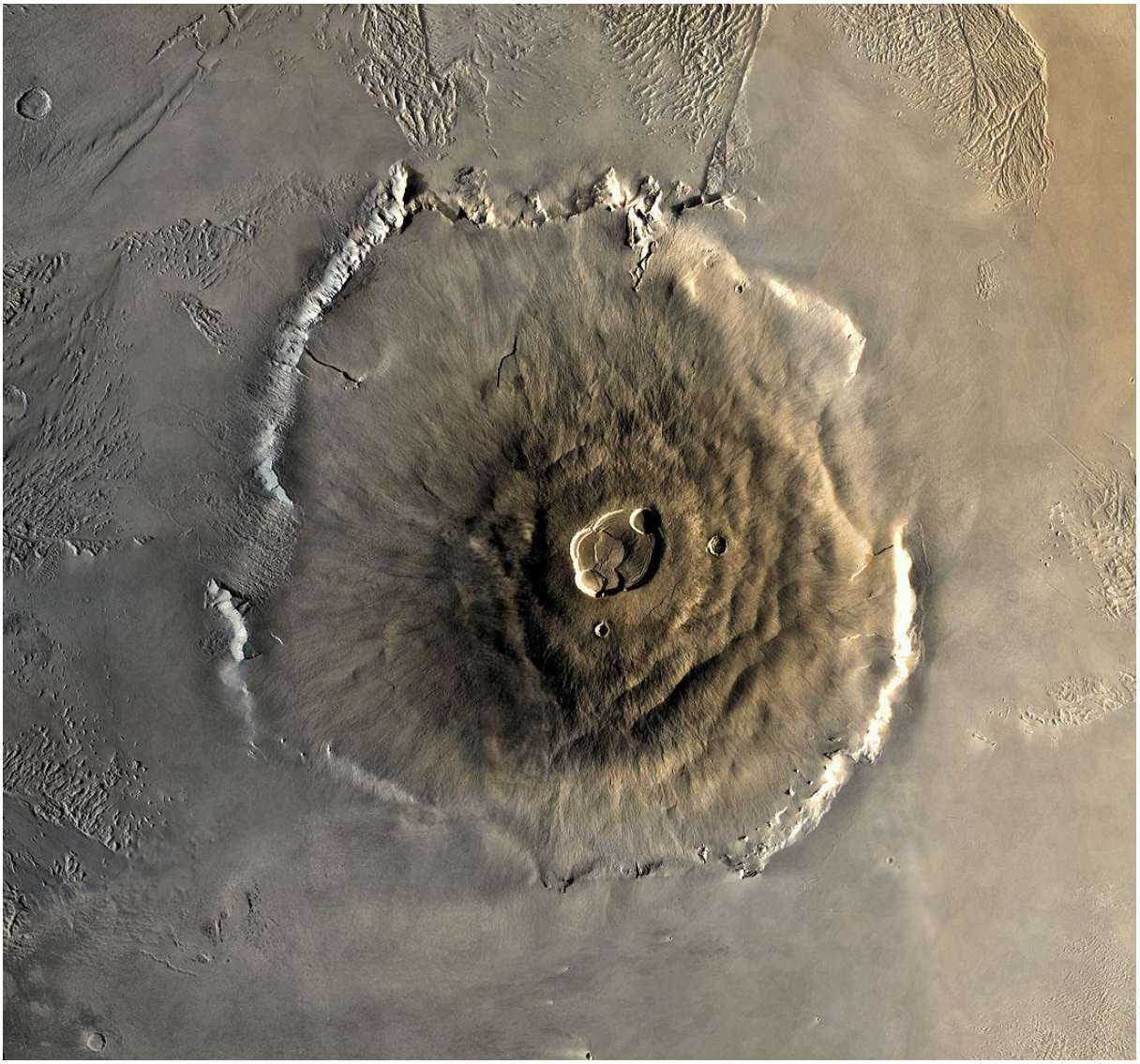
Carte topographique de l'hémisphère occidental de Mars établie par l'altimètre laser MOLA embarqué à bord de la sonde *Mars Global Surveyor*. Le dôme de Tharsis correspond à la zone rouge et brune. Le sommet de ses volcans géants apparaît en blanc. Valles Marineris est la balafre bleue-verte qui entaille la partie orientale de Tharsis. Crédit : NASA / JPL-Caltech / Arizona State University.

La lave impliquée est fluide et peut parcourir plusieurs kilomètres avant de se figer. Aussi, les grands volcans martiens possèdent des diamètres bien supérieurs à leur hauteur : ce sont des **volcans boucliers**. Leurs pentes sont très douces et ils présentent en leur cœur de vastes dépressions circulaires à fond plat appelées **caldeiras**. Elles apparaissent lors de l'affaissement de la partie centrale des volcans consécutive à l'effondrement de la chambre magmatique qui s'est vidée pendant les éruptions.

Trois volcans boucliers sont directement situés sur le dôme de Tharsis. Du nord au sud, Il s'agit de :

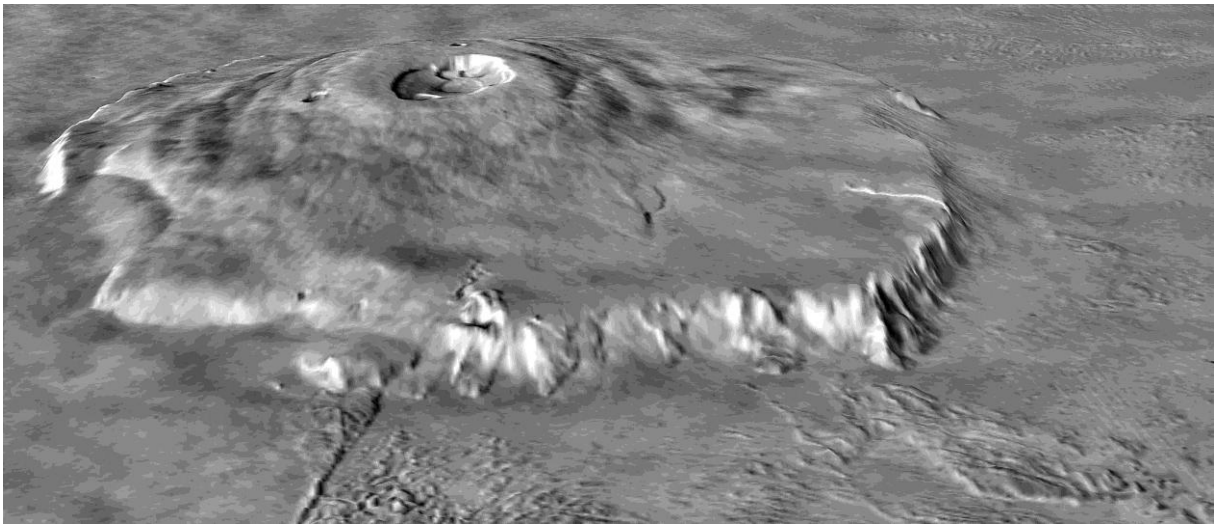
- **Ascraeus Mons**, qui culmine à 18 225 m au-dessus du niveau de référence (Ascra est une ancienne cité grecque située au pied du Mont Hélicon) ;
- **Pavonis Mons** et ses 14 058 m (la montagne du Paon) ;
- **Arsia Mons** et ses 17 761 m (d'après la forêt légendaire romaine d'Arsia Silva).

Culminant à 21 229 m au-dessus du niveau du niveau de référence de la planète, **Olympus Mons** (le Mont Olympe) est le plus grand édifice volcanique du système solaire. On l'associe souvent avec le dôme de Tharsis mais en toute rigueur, il se trouve au large de la bordure occidentale du plateau.



Olympus Mons, le plus grand volcan et la plus haute montagne du système solaire. Mosaïque réalisée par l'orbiteur de la mission *Viking 1* le 22 juin 1978. Crédit : NASA.

Même selon les critères martiens, Olympus Mons est gigantesque. Il recouvre une surface d'environ 300 000 km^2, ce qui représente plus de la moitié du territoire de la France métropolitaine. Pas moins de six caldeiras se nichent au sommet du volcan et forment une dépression irrégulière large de 60 à 80 km et profonde de 3 km. L'escarpement qui entoure la base d'Olympus Mons fait jusqu'à 8 km de hauteur mais en certains endroits, il est caché par d'épaisses coulées de lave solidifiée.



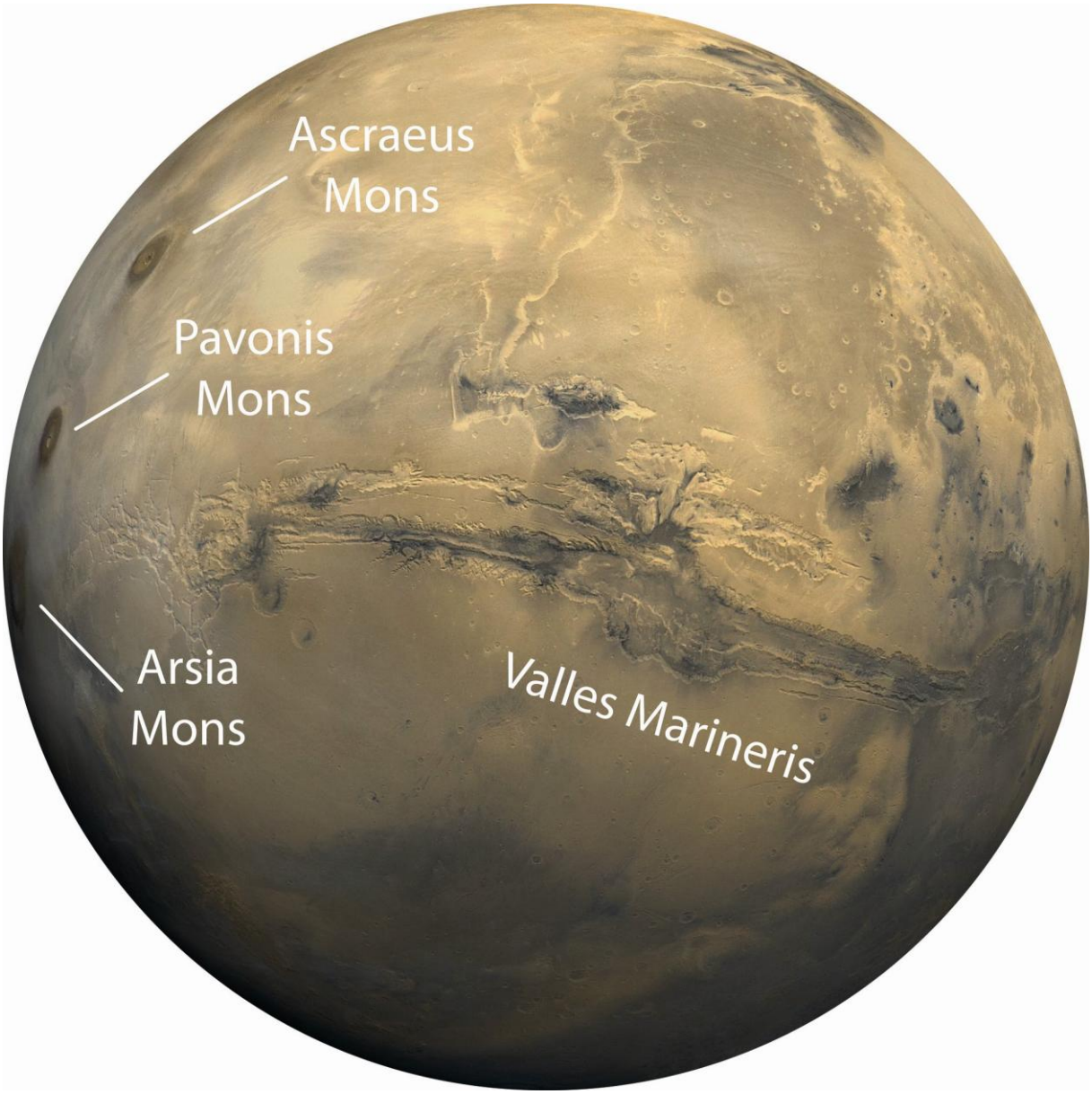
Cette vue d'Olympus Mons a été conçue à partir d'une mosaïque réalisée par l'orbiteur de la mission *Viking 1* sur laquelle on a greffé les données topographiques obtenues par l'altimètre laser de l'instrument MOLA embarqué à bord de la sonde *Mars Global Surveyor*. Les reliefs ont été exagérés d'un facteur 10. Crédit : NASA.

Olympus Mons pourrait-il entrer en éruption aujourd'hui ? Le dénombrement des cratères sur des images à haute résolution envoyées par la sonde européenne *Mars Express* en 2004 a permis de montrer que l'âge des coulées de lave sur le flanc nord-occidental du volcan s'étalait entre 115 et 2 millions d'années. Une pacotille à l'échelle géologique ! Un travail similaire a été réalisé sur la distribution en taille des cratères présents sur le plancher des caldeiras, avec comme résultat des âges compris entre 350 et 150 millions d'années. Aussi, il n'est pas certain qu'Olympus Mons soit éteint. Il n'est peut-être qu'en sommeil.

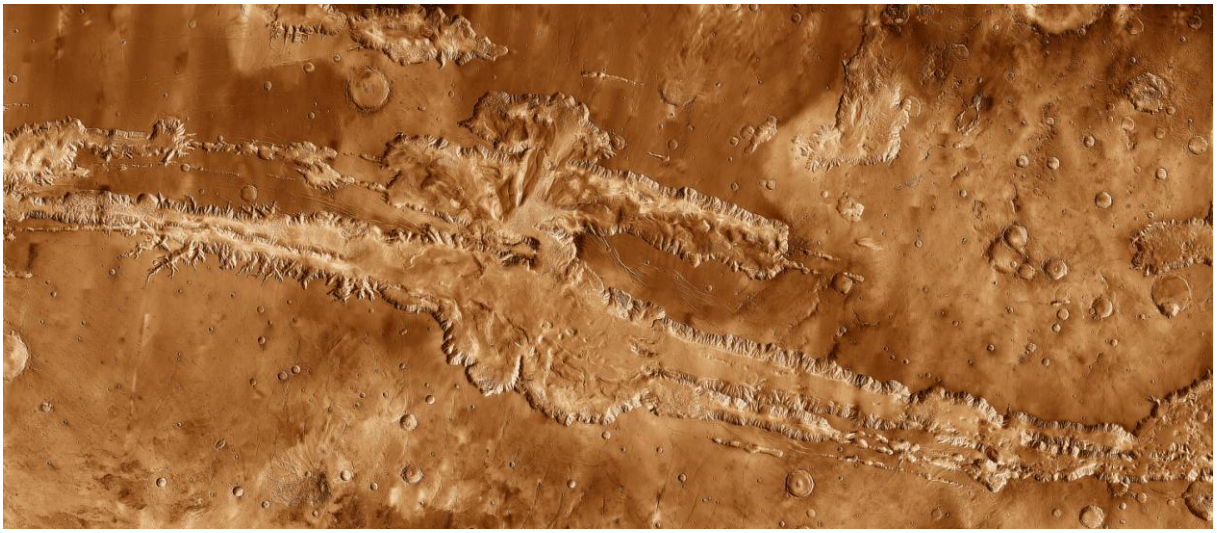
Olympus Mons est presque aussi grand que la France.

9.2 Valles Marineris

Valles Marineris est un vaste réseau de canyons long de 3 500 km et parfois large de 600 km. Les hauts plateaux qu'il traverse se trouvent en moyenne 5 km au-dessus du niveau de référence. Avec un plancher situé en moyenne à 5 km sous ce même niveau, il n'est pas rare de trouver des dénivelés de 10 000 m entre deux points établis à quelques dizaines de kilomètres l'un de l'autre. L'origine de Valles Marineris est certainement liée au soulèvement du plateau de Tharsis, situé plus à l'ouest, par extension de la croûte martienne. Son nom est un hommage à l'équipe scientifique de la mission *Mariner 9* qui, en 1972, permis la découverte de cet énorme fossé d'effondrement élargi par l'érosion fluviale.



Mosaïque réalisée à partir de 102 photographies prises par l'orbiteur de la mission *Viking 1* le 22 février 1980.
Crédit : NASA.

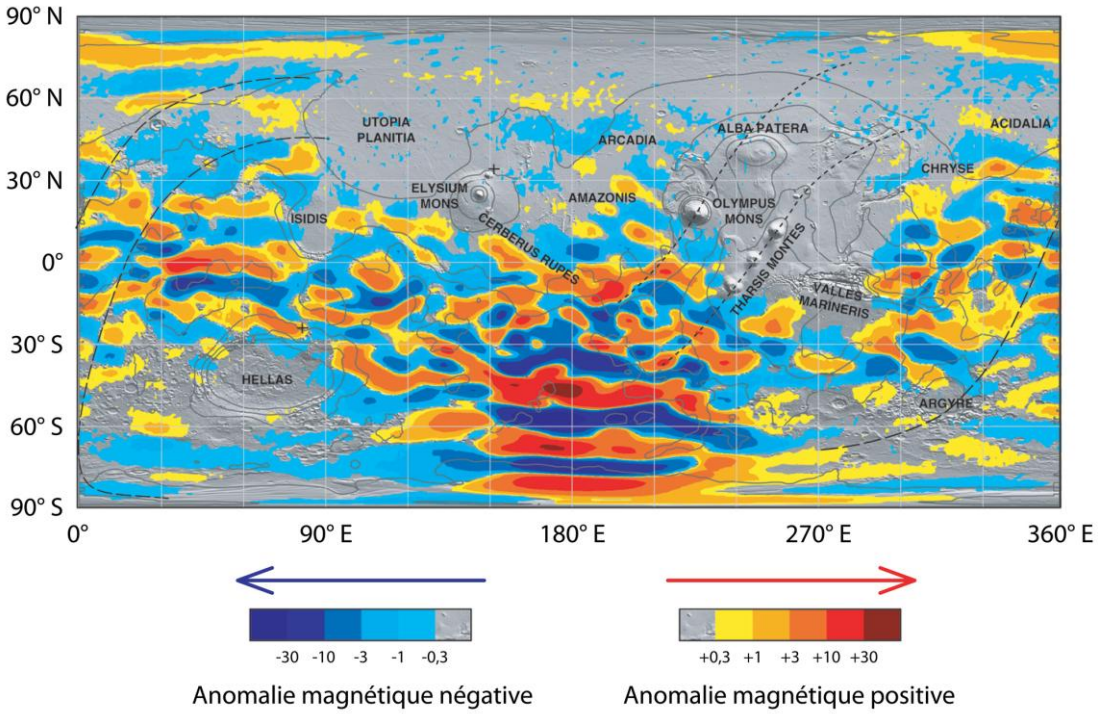


Mosaïque de Valles Marineris réalisée à partir de plus de 500 photographies prises dans l'infrarouge par l'instrument THEMIS (pour THermal EMission Imaging System) embarqué à bord de la sonde américaine *Mars Odyssey* en 2005. Crédit : NASA / JPL-Caltech / Arizona State University.

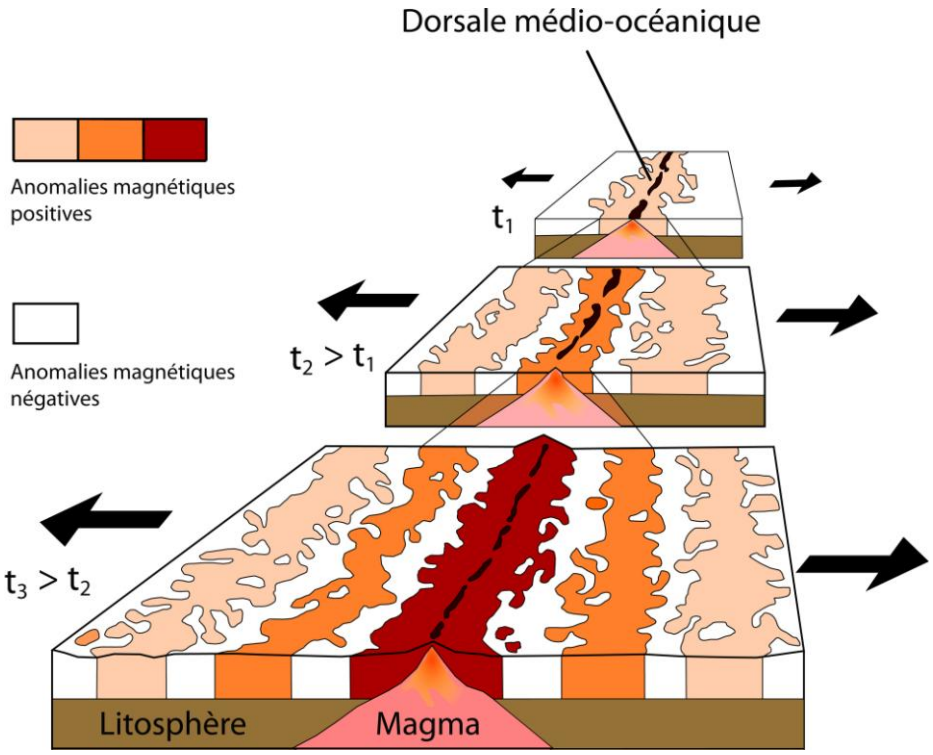
10 Le champ magnétique martien

A la différence de Mercure, de la Terre et des quatre planètes géantes, **Mars ne possède pas de champ magnétique global et structuré**. En revanche, le magnétomètre MAG/ER embarqué à bord de la sonde américaine *Mars Global Surveyor* a détecté en 1997 de nombreux champs locaux et intenses au-dessus de certaines zones anciennes de l'hémisphère austral. Il s'agit d'un **magnétisme rémanent provenant des roches de la croûte martienne**, dont les minéraux ont vraisemblablement enregistré l'orientation d'un champ global contemporain de leur refroidissement, il y a quatre milliards d'années. Il est très intéressant de noter que l'aimantation des roches se structure en bande parallèles de polarité opposée (cf. page suivante, image du haut). Sur Terre, ce phénomène se rencontre au fond des océans : créé au niveau des dorsales médio-océaniques, le plancher océanique cristallise de part et d'autre de celles-ci en conservant l'orientation du champ magnétique de notre planète au moment de sa solidification. Il est ensuite repoussé par du matériau nouvellement créé et le cycle se poursuit. Ainsi, chaque inversion du champ magnétique terrestre est inscrite dans les roches du plancher océanique ; leur aimantation est symétrique par rapport à la dorsale (cf. page suivante, image du bas).

Mars a-t-elle donc connu, dans sa prime jeunesse, une tectonique des plaques ? Ce n'est pas impossible, mais cela reste à prouver. Nous y reviendrons un peu plus loin, dans le chapitre dédié à un scénario possible de l'histoire de la planète.



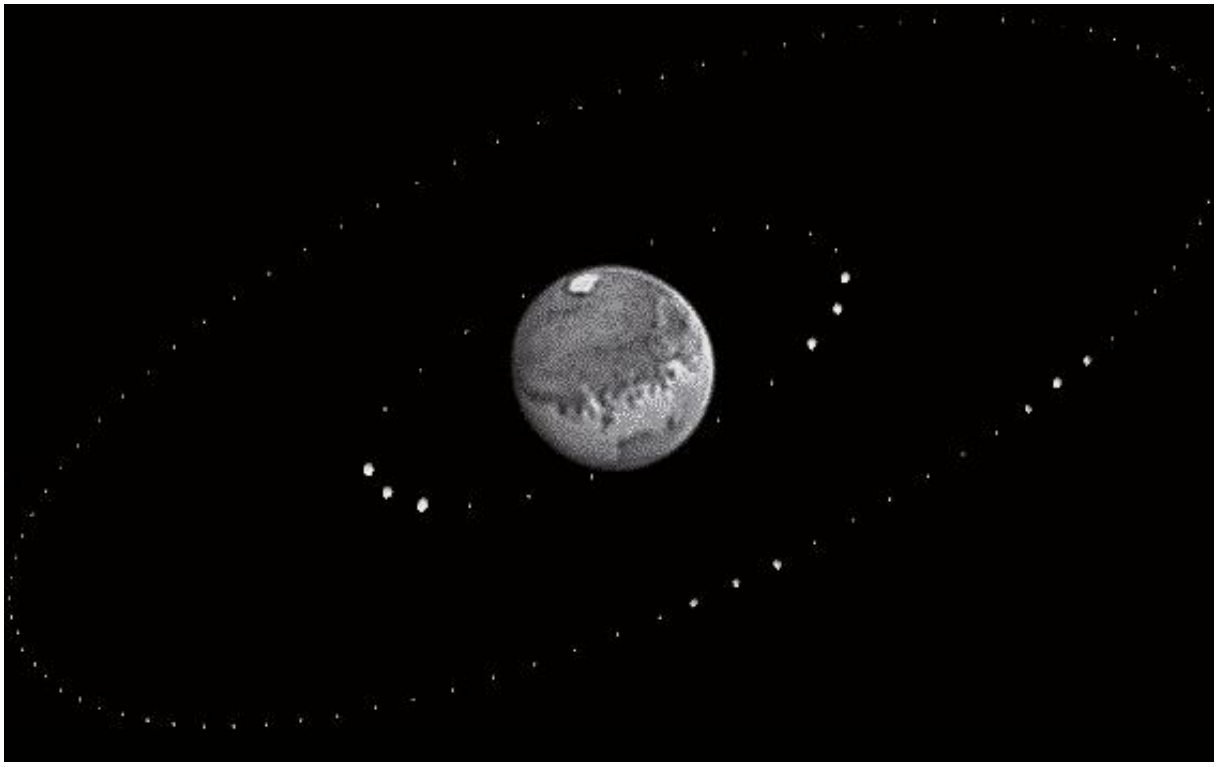
Carte du magnétisme de la planète Mars mesuré depuis une altitude de 400 km par la sonde *Mars Global Surveyor*. Les bandes de polarité opposée sont évidentes. Crédit : NASA.



Sur Terre, les dorsales médio-océaniques se développent à la frontière entre deux plaques lithosphériques divergentes. De part et d'autre de ces dorsales, on trouve des bandes symétriques d'aimantation opposée qui conservent la mémoire des inversions du champ magnétique global de notre planète. Crédit : USGS.

11 Phobos et Déimos, les deux satellites de Mars

La planète Mars possède deux petits satellites de forme irrégulière, **Phobos** et **Déimos** (« Peur » et « Terreur » en grec ancien). Ils ont été découverts par Asaph Hall (1829 – 1907) en août 1877, à l'aide de la lunette astronomique de 66 cm de diamètre de l'observatoire naval des États-Unis. Les effets de marées provoqués par Mars ont stabilisé leur mouvement en rotation synchrone : ils présentent toujours la même face à la planète. Ces mêmes forces imposent à Phobos un lent mais inexorable rapprochement de la surface martienne. D'ici quelques dizaines de millions d'années, il devrait se briser et former un anneau planétaire. L'origine de Phobos et de Déimos est encore incertaine mais leur composition laisse penser que ce sont des astéroïdes capturés par Mars.



Phobos et Déimos photographiés toutes les 20 minutes dans leur périple autour de Mars depuis l'observatoire astronomique du Pic du Midi de Bigorre (Hautes-Pyrénées). Crédit : F. Colas / Pic du Midi / IMCCE / CNRS.

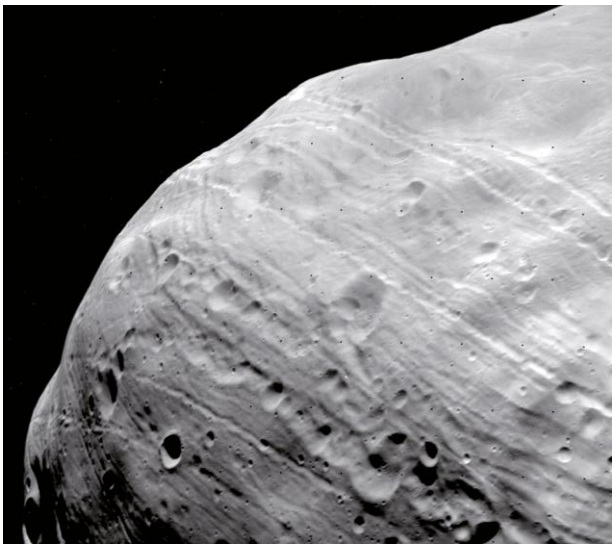
Données physiques et orbitales — *À titre de comparaison*

Propriétés	Phobos	Déimos	La Lune
Demi-grand axe de l'orbite	9 376 km (2,76 rayons martiens)	23 463 km (6,92 rayons martiens)	-
Distances extrêmes à Mars	9 234 km à 9 518 km	23 455 km à 23 471 km	-
Période de révolution	7 h 39 min	30 h 19 min	-
Période de rotation	7 h 39 min	30 h 19 min	27 j 8 h
Taille	26,8 km × 22,4 km × 18,4 km	15,0 km × 12,0 km × 10,4 km	3 476 km
Masse	$1{,}07.10^{16}$ kg	$1{,}48.10^{15}$ kg	$7{,}34.10^{22}$ kg
Densité par rapport à l'eau	1,87	1,47	3,34

11.1 Phobos

De très nombreux cratères d'impact sont visibles à la surface de Phobos. Situé sur la droite de l'image, Stickney est le plus grand d'entre eux, avec un diamètre de 9 km. L'orbite de Phobos est si proche de la planète que ce satellite tourne plus vite que Mars ne le fait sur elle-même. Pour un hypothétique observateur martien, il semblerait se lever à l'ouest et se coucher à l'est.

Photographie de Phobos prise par l'instrument HiRISE (pour High Resolution Imaging Science Experiment) embarqué à bord de la sonde américaine *Mars Reconnaissance Orbiter* le 23 mars 2008, depuis une distance de 6 800 km. Crédit : NASA / JPL-Caltech / University of Arizona.

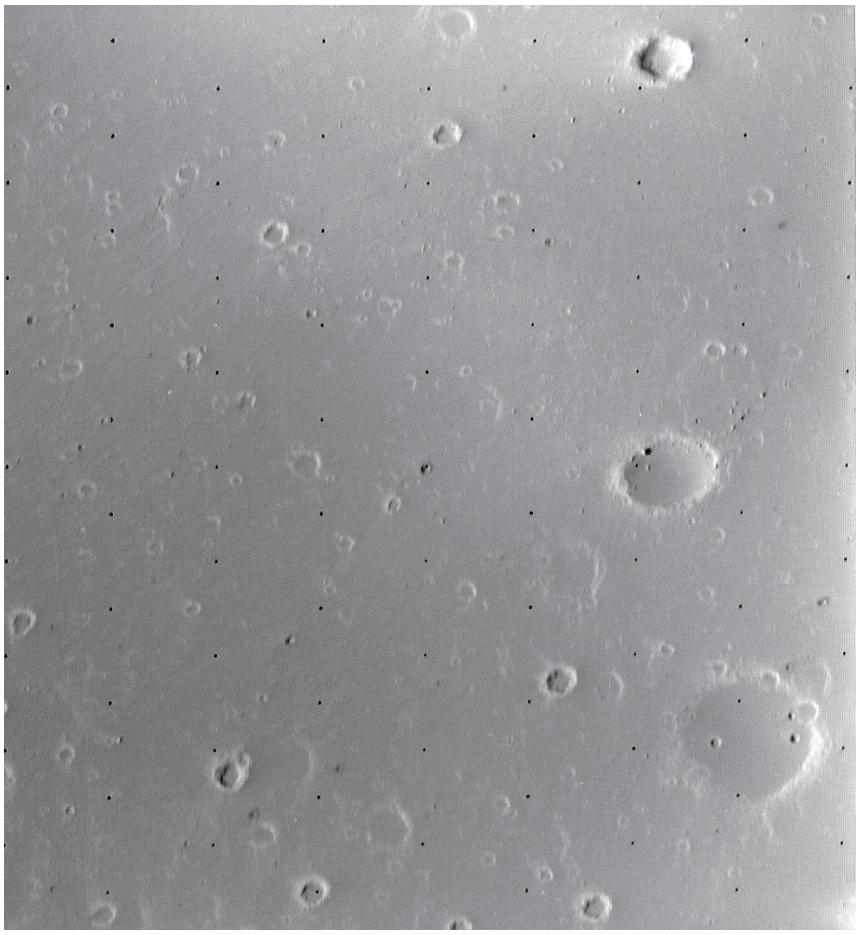


Les structures linéaires et les chaînes de cratères ci-dessus seraient le résultat de l'impact à l'origine du cratère Stickney situé hors du champ de l'image. Crédit : NASA.

11.2 Déimos

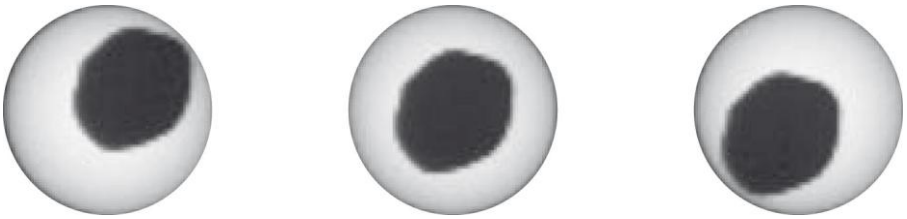
Déimos est un petit corps possédant une surface apparemment plus lisse que celle de Phobos. De nombreux cratères sont couverts par du régolite, une couche de roches finement brisées sous l'action incessante des impacts météoritiques.

Photographie de Déimos prise par l'orbiteur de la mission *Viking 2* le 20 octobre 1977 depuis une distance de 500 km. Crédit : NASA.



La surface de Déimos dévoile des cratères et des stries. Les stries présentées ici sur la gauche de l'image ont pu être formées par le souffle d'un gros impact. Crédit : NASA.

Des rovers martiens ont réussi à photographier le passage de Phobos et de Déimos devant le disque du Soleil. On préfère parler de **transit** plutôt que d'éclipse. Le transit de Phobos présenté ici, photographié par le rover *Curiosity* le 20 août 2013, n'a duré qu'une trentaine de secondes.



Crédit : NASA / JPL-Caltech / Malin Space Science Systems / Texas A&M University.