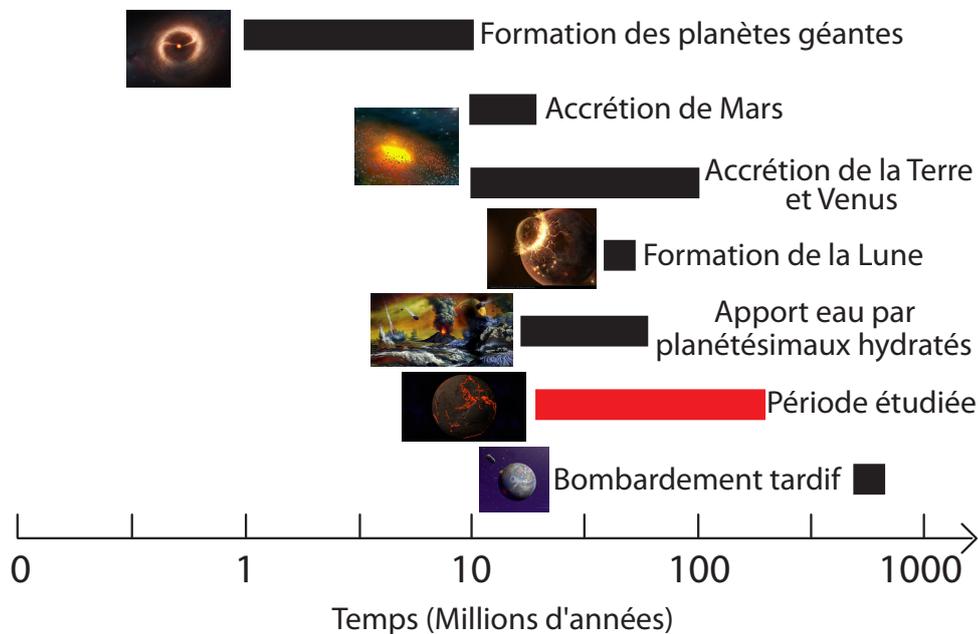


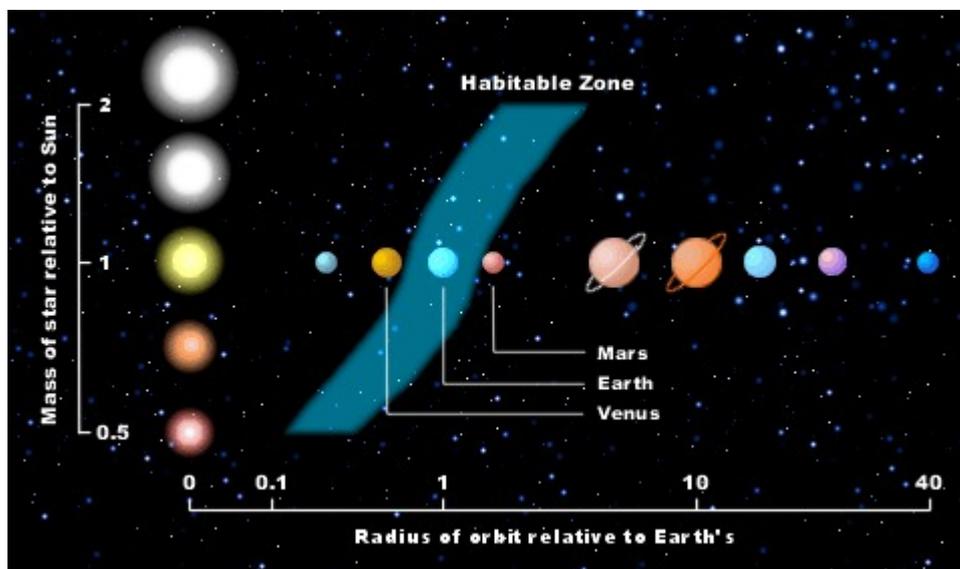
Cette thèse va s'intéresser à la période charnière qui s'étend de la fin de l'accrétion aux premiers âges des planètes telluriques. Cette période joue, en effet, un rôle essentiel dans l'évolution d'une planète car elle va déterminer son devenir et en particulier si les conditions sont favorables à l'apparition de la vie. La figure 1.1 replace la période concernée par notre étude sur l'échelle des temps de la formation du système solaire.



**Figure 1.1.:** *Echelle temporelle de la formation des planètes du système solaire d'après [Chambers, 2005]. Toutes ces périodes ne sont qu'indicatives et en particulier celle de l'apport d'eau sur les planètes telluriques. Les différentes hypothèses concernant les sources de provenance possibles de l'eau sont détaillées dans les sections suivantes*

La recherche de formes de vie sur les autres planètes et plus généralement dans l'univers est une quête passionnante qui a motivé de nombreuses études au cours des dernières décennies (e.g. [Huang, 1959, 1960; Dole, 1964; Shkouvskii and Sagan, 1966; Hart, 1978, 1979; Kasting et al., 1993; Zahnle et al., 2007; Lammer et al., 2009; Javaux and Dehant, 2010; Dehant et al., 2012]). C'est dans ce but que

différents critères ont été établis pour déterminer la zone dans laquelle une planète est susceptible d'abriter la vie. Par définition (e.g. [Huang, 1959, 1960; Rasool and de Bergh, 1970; Hart, 1978, 1979; Kasting et al., 1993; Javaux and Dehant, 2010]), cette zone, appelée par les astronomes la zone habitable (HZ), est la région dans un système stellaire, centrée sur une étoile, où une planète semblable à la Terre (dans les mêmes conditions de pression atmosphérique) peut maintenir l'eau liquide à sa surface et donc abriter une vie de type terrestre (à base de carbone). Ces conditions vont dépendre de la température de surface de la planète, qui dépend elle-même de la distance à l'étoile mère [Kasting et al., 1993]. La figure 1.2 montre la HZ définie classiquement pour différentes masses / luminosités de l'étoile pour les planètes de notre système solaire. On constate qu'aujourd'hui, la HZ commence juste à l'extérieur de l'orbite de Vénus (à 0.8-0.9 UA) et se termine juste à l'intérieur de l'orbite de Mars (à 1.3-1.4 UA), de sorte que seule la Terre s'y situe.



**Figure 1.2.:** Schéma de la zone d'habitabilité appliquée à notre système solaire [http://www.astrobio.net]

Avant de définir de manière plus précise les conditions d'habitabilité, observons déjà certains corps de notre système solaire qui, bien qu'extérieurs à la zone d'habitabilité, possèdent des traces d'écoulement d'eau liquide. Des images de la surface de Mars montrent que les conditions primitives régnant sur Mars ont dû être différentes de ce qu'elles sont aujourd'hui, en apportant des preuves évidentes que de l'eau liquide s'est écoulée sur cette planète (e.g. [Carr, 1996; Craddock and Howard, 2002; Poulet et al., 2005]). En effet, la présence de nombreuses morphologies témoignant d'écoulements anciens à la surface de Mars comme les réseaux de vallée ou les vallées de débâcle, témoignent de conditions plus chaudes et plus humides sur Mars au cours du Noachien [Zolotov, 2007]. Les réseaux de

vallées, contrairement aux vallées de débâcle, sont plus petits en taille et présentent une grande variété de morphologies. Plus de 1000 réseaux de vallées individuels ont été observés sur Mars, et leur similitude avec les réseaux dendritiques terrestres implique qu'ils ont été formés par l'eau [Helbert and Hauber, 2007]. Ils sont la preuve la plus frappante que l'eau a déjà coulé sur la surface martienne. Presque tous les réseaux de vallées sont situés dans les hautes terres de l'hémisphère sud très cratérisées, ce qui conduit à l'hypothèse selon laquelle ils ont été formés tôt dans l'histoire martienne [Helbert and Hauber, 2007; Werner, 2008; Carr and Head, 2010; Fassett and Head, 2011]. Les vallées de débâcle sont les exemples les plus spectaculaires des morphologies de la surface martienne dues au pouvoir érosif de l'eau. Leurs dimensions sont beaucoup plus grandes que celles des autres reliefs fluviaux sur Mars comme les réseaux de vallées. Les vallées de débâcle les plus grandes peuvent atteindre des longueurs de plusieurs milliers de kilomètres, des largeurs de dizaines à des centaines de kilomètres, et des profondeurs de plus de 1 km [Helbert and Hauber, 2007]. Elles se sont formées épisodiquement, en plusieurs étapes, sur une partie importante de l'histoire géologique de Mars, à partir de la fin du Noachien [Helbert and Hauber, 2007]. L'activité principale semble s'être déroulée durant la période de l'Hesperien et de manière plus discontinue durant la période de l'Amazonien [Clifford and Parker, 2001; Neukum and Hiller, 1981; Scott and Tanaka, 1986; Greeley and Guest, 1987; Lanz, 2004; Werner, 2006]. Les vallées de débâcle constituent des témoins importants d'au moins deux aspects de l'histoire martienne : premièrement, leurs tailles gigantesques par rapport à leurs équivalents terrestres indiquent clairement que de grandes quantités d'eau liquide ou de glace d'eau ont déjà été actives à la surface de Mars [Helbert and Hauber, 2007; Costard et al., 1999]. Deuxièmement, elles auraient constitué les voies les plus évidentes de l'eau qui a pu remplir les basses terres du nord pour former un ancien océan martien [Baker et al., 1991; Helbert and Hauber, 2007]. Tous ces éléments mettent en lumière le fait qu'une planète pourrait être habitable seulement pendant une fraction de son évolution. La planète Mars a peut-être été habitable à ses débuts, comme la géomorphologie et la minéralogie semblent le suggérer [Bibring et al., 2005, 2006]. Mais très tôt (il y a environ 4 Ga), Mars a perdu sa magnétosphère et une partie de son atmosphère, empêchant ainsi la présence d'eau liquide à la surface de la planète [Javaux and Dehant, 2010]. Actuellement, la Terre est habitable (et habitée), mais il n'en sera pas toujours ainsi car lorsque le Soleil évoluera vers une géante rouge la Terre ne sera plus dans la zone habitable.

D'autre part, des résultats récents (e.g. [Schubert et al., 2004; Lammer et al., 2009; Javaux and Dehant, 2010]) semblent indiquer que certains satellites des planètes géantes (Europa, Ganymède, Callisto, Encelade, Titan) pourraient être habitable sur une portion de leurs intérieurs, même s'ils sont en dehors de la zone d'habitabilité. En effet, sur certains grands satellites de géantes gazeuses situées sur des orbites au-delà de la "snow line" (distance au soleil limite au delà de laquelle l'eau est sous forme de glace) comme Ganymède, Callisto, Encelade, Titan et Europa, la présence d'océans d'eau en leurs seins est avérée.

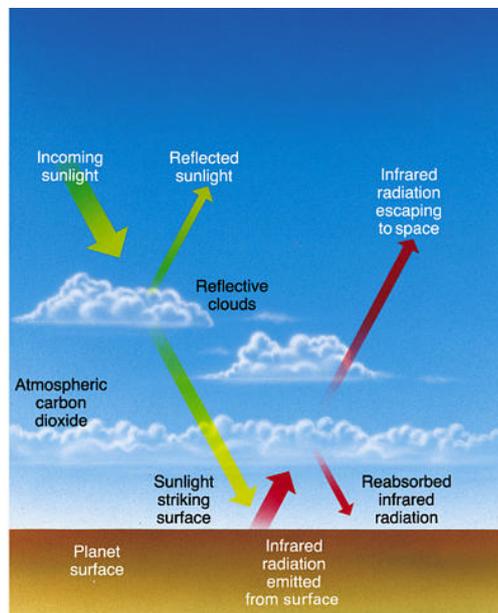
La plus grande de ces lunes glacées est composée de près de 45 wt% d'eau et la plus petite d'environ 10 wt% d'eau [Lammer et al., 2009]. Une grande partie de cette eau est susceptible de former un océan de subsurface piégé sous une épaisse couche de glace [Schubert et al., 2004; Lammer et al., 2009] (de 100 km d'épaisseur pour Europa à 600 km d'épaisseur pour Ganymède, Callisto et Titan [Lammer et al., 2009]). Sur Europa, il pourrait être très proche de la surface (1-2 km) ou beaucoup plus profond (20 km ou plus) [Lammer et al., 2009]. De plus, l'océan pourrait également être en contact avec la lithosphère et, associé au chauffage par effet de marée, provoquant une activité volcanique fournissant de l'énergie et des nutriments [Javaux and Dehant, 2010], on pourrait alors imaginer la présence de sources hydrothermales comme sur Terre, ce qui permettrait le développement de micro-organismes. Inversement, la Lune qui est pourtant dans la zone d'habitabilité, n'est pas habitable et ne l'a probablement jamais été car elle est dénuée d'atmosphère. Ces exemples montrent que la prise en compte de la seule distance à l'étoile ne suffit pas pour savoir si une planète peut abriter la vie.

Le but de cette thèse est de coupler un modèle interne d'océan de magma avec un modèle récent d'atmosphère dense incluant un traitement nouveau du transfert radiatif. Ceci afin de tester la possibilité ou non de condenser la vapeur d'eau en surface après une phase d'océan de magma. Cette phase peut être unique, après un très gros impact, ou séquentielle, correspondant à plusieurs impacts majeurs. C'est pourquoi il est intéressant de replacer mes travaux dans le cadre des critères d'habitabilité à l'établissement desquels ce travail pourra sans doute contribuer. C'est ce qui est présenté dans la partie introductive qui suit.

## 1.1. Conditions d'habitabilité

L'habitabilité telle que définie ci-dessus implique l'existence d'eau liquide sur une planète semblable à la Terre et dépend donc de l'intensité du rayonnement de l'étoile mère (liée au type de l'étoile, sa grandeur et sa masse) et de la distance de la planète à l'étoile mère qui conditionne sa température de surface [Javaux and Dehant, 2010]. Cela a été reconnu il y a longtemps, mais ce n'est que dans les dernières décennies, lorsque les exo planètes ont été découvertes, que les astronomes ont commencé à définir les HZs. Le concept de HZ a été introduit par Huang [1959, 1960] et a été affiné par Dole [1964], Shklovskii and Sagan [1966], et Hart [1979] qui ont pris en compte la masse planétaire, la rotation, l'obliquité, les variations d'insolation, la dynamique atmosphérique (par exemple, la convection et les nuages) et les processus de transfert de rayonnement. Les limites de la zone varient également temporellement avec l'évolution de l'émission de l'étoile mère. Ainsi, la HZ a été présentée comme une zone qui reste habitable autour d'une étoile pendant une période de temps donnée [Hart, 1978]. La limite interne de la HZ est définie comme étant la distance à l'étoile mère en deçà de laquelle l'effet de serre divergent vaporise la totalité de l'eau présente dans l'océan et induit en conséquence la pho-

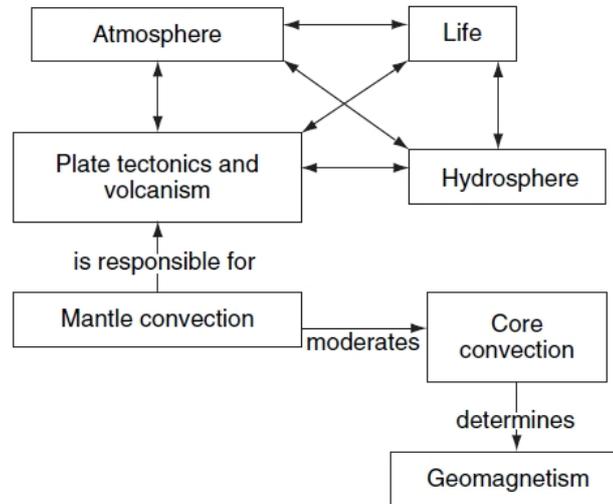
la dissociation de la vapeur d'eau et la perte de l'hydrogène vers l'espace [McKay and Stoker, 1989; Kulikov et al., 2007; Lammer et al., 2008; Tian et al., 2008]. La limite externe de la HZ est définie comme étant la distance à l'étoile mère au delà de laquelle l'effet de serre ne parvient pas à maintenir la température de surface de la planète au-dessus du point de congélation [Kasting et al., 1993]. L'effet de serre est causé par des composés qui absorbent très efficacement le rayonnement dans l'infrarouge, mais pas dans le visible. En effet, lorsque le rayonnement solaire atteint l'atmosphère ou la surface d'une planète, une partie est directement réfléchi et renvoyée vers l'espace. Cette réflexion du rayonnement solaire dépend de l'albédo de la surface réfléchissante. Plus cette surface est claire, plus son albédo est élevé et la part du rayonnement solaire réfléchi en surface importante. Ainsi, les nuages blancs et les surfaces claires d'une planète (comme les régions polaires sur Terre) sont les principaux responsables de la réflexion partielle du rayonnement solaire. Le reste du rayonnement solaire est absorbé par la surface planétaire (dans des régions où l'albédo est faible). Ce rayonnement absorbé apporte de l'énergie sous forme de chaleur à la planète, qu'elle réémet sous la forme de rayonnement infrarouge vers l'atmosphère : c'est un rayonnement de type corps noir. Une partie de ce rayonnement infrarouge est absorbée par les gaz à effet de serre de l'atmosphère (principalement  $H_2O$ ,  $CO_2$  et  $CH_4$ ), tandis que l'autre partie est émise vers l'espace. Selon leurs quantités présentes dans l'atmosphère, les gaz à effet de serre vont réémettre une partie plus ou moins significative de ce rayonnement infrarouge vers la surface, le reste étant réémis vers l'espace. La figure 1.3 résume schématiquement ce mécanisme.



**Figure 1.3.:** Schéma de l'effet de serre sur une planète de type terrestre [http://www.odysseespace.fr]

Le dioxyde de carbone ( $CO_2$ ), le méthane ( $CH_4$ ) et l'eau ( $H_2O$ ) sont les principaux gaz à effet de serre sur Terre. Ils augmentent en moyenne la température de la surface de la Terre de  $15^\circ C$ , la maintenant au-dessus du point de congélation. Une planète doit donc contenir assez de volatils au cours de sa formation pour avoir une atmosphère et d'autre part, être suffisamment massive pour que cette atmosphère ne se dissipe pas par échappement [Lammer *et al.*, 2009]. La quantité initiale de volatils accumulée par une planète au cours de son accréation ainsi que sa masse finale sont donc des critères supplémentaires nécessaires au développement de la vie.

L'eau et le dioxyde de carbone jouent également sur les propriétés mécaniques de la lithosphère, permettant la mise en place de mécanismes de subduction et participent donc au démarrage de la tectonique des plaques [Javaux and Dehant, 2010]. La présence d'eau liquide sur Terre est probablement une condition nécessaire à l'apparition et au maintien de la tectonique des plaques. Le dégazage par le volcanisme du  $CO_2$  subducté entretient probablement un certain effet de serre qui maintient la température de surface suffisamment élevée pour que l'eau reste liquide, et donc contribue aux conditions favorables au régime de tectonique des plaques [Bercovici, 2007] (voir Fig. 1.4). Ainsi, la tectonique des plaques joue également un rôle dans le maintien de la température de surface de la Terre à une valeur permettant la présence d'eau liquide (inférieure à 647 K) et donc à la tectonique des plaques de persister [Ward and Brownlee, 2000]. La présence de volatils dans le manteau affecte la circulation convective et donc à la fois l'évolution thermique et chimique du manteau. Ceci est dû principalement aux effets induits par l'eau sur la rhéologie du manteau (ce qui tend à rendre les roches plus ductiles), ainsi qu'à faciliter la fusion partielle et donc le fractionnement chimique et isotopique [Bercovici, 2007]. La tectonique des plaques permet également de favoriser les échanges de volatils entre le manteau et l'atmosphère, contrôlant ainsi l'évolution de l'atmosphère et éventuellement des océans, à la fois du point de vue de leur taille (ou de masse) de leur composition (les différents volatils sont susceptibles d'être entraînés et stockés différemment) [Bercovici, 2007]. Toutes ces interactions entre les différents réservoirs (noyau, manteau, croûte et atmosphère) sont schématisées sur la figure 1.4.



**Figure 1.4.:** Schéma simplifié des processus géodynamiques de la Terre d'après [Stevenson, 2007]

Actuellement, sur Terre, les échanges de volatils entre le manteau et l'atmosphère se font principalement au niveau des zones de subduction [Peacock, 1990; Hirschmann, 2006]. Le stockage des volatils dans le manteau est l'objet de nombreux débats. Bien que les roches solides ne puissent pas contenir des volatils en grandes concentrations, la masse du manteau est si grande qu'il pourrait éventuellement contenir plusieurs dizaines de fois la masse océanique [Bercovici, 2007]. Les volatils ont tendance à réduire la viscosité du manteau et améliorer l'efficacité de la convection, mais le fait de faciliter la dissolution ou le dégazage de l'eau n'est pas entièrement avéré et des modèles similaires peuvent conduire à des conclusions différentes [Bercovici, 2007; Bercovici and Ricard, 2012]. La tectonique des plaques est un style de convection, et il est difficile de définir quand la tectonique des plaques modernes a commencé. Plusieurs preuves semblent suggérer que ce processus était actif très tôt dans l'histoire de la Terre [Martin et al., 2006b; Shirey et al., 2008]. Cependant, des études récentes semblent montrer que la mise en place de la tectonique des plaques pourrait s'être effectuée plus récemment, il y a environ 3 Ga, ou même plus récemment encore [Shirey and Richardson, 2011; Stern, 2008]. A cause des processus de recyclage de la croûte terrestre, nous ne pouvons plus observer de traces de la croûte originelle de la Terre [Sleep, 2007]. Cependant, des cristaux de zircon détritiques de quartzites de l'Archéen et du Protérozoïque en Australie (e.g : [Cavosie et al., 2004; Dunn et al., 2005]) datés à 4,4 Ga, contiennent des éléments rares, des signatures d'Hafnium (Hf) isotopiques et des inclusions minérales indiquant leur cristallisation dans des roches granitiques et donc la présence d'une croûte continentale [Martin et al., 2006a]. Les études isotopiques de zircons datant de 4,01 à 4,37 Ga fournissent la preuve d'une ancienne séparation de l'élément Lu parent de l'élément Hf fille à l'intérieur

de la Terre. Quelques millions d'années après l'impact formant la lune, une croûte de type continental avec un rapport Lu / Hf élevé aurait couvert une partie de la surface de la Terre [Harrison *et al.*, 2005]. Son complément à petit rapport Lu/Hf appauvri représente un réservoir mantellique significatif. Ces données impliquent une certaine forme d'overtorn crustale analogue à la subduction moderne [Sleep, 2007]. On n'observe également aucune preuve indiquant que la Terre ait été une planète monoplaque comme Mars. Selon Sleep [2007], sur Terre, il y aurait tout d'abord eu un océan magmatique "mush" (proche de la solidification) avec des régions étendues de croûte continentale et une lithosphère, puis la mise en place d'une tectonique des plaques avec une lithosphère solide au-dessus d'un manteau solide. Il suppose que la transition entre ces deux modes peut avoir été progressive et avoir commencé de manière régionale. De plus, Sleep [2007] suppose également que cette transition a pu être prolongée dans le temps et que par conséquent divers aspects de la tectonique des plaques modernes ont pu commencé à se mettre en place à des moments différents.

L'effet dynamo dans une planète terrestre dépend de l'efficacité de la convection dans le manteau, de la composition du noyau, et des diagrammes de phase associés [Spohn, 2007]. La tectonique des plaques est très efficace pour refroidir l'intérieur profond de la planète. En effet, les plaques froides et denses "coulent" à travers le manteau, ce qui refroidit efficacement le manteau profond et le noyau. Il est donc concevable que le noyau de la Terre ait été refroidi à une température inférieure au liquidus de son noyau [Spohn, 2007]. Ce mécanisme de refroidissement efficace ne semble pas avoir existé sur Vénus. En effet, Vénus semble plutôt avoir connu un refroidissement par convection sous une plaque stagnante (stagnant lid) [Spohn, 2007]. Par conséquent, le flux de chaleur à l'interface noyau-manteau est sous-critique et au cours de l'évolution de la planète le noyau n'a pas été suffisamment refroidi pour atteindre les températures du liquidus [Spohn, 2007]. De ce fait, avec le déclin général de l'efficacité de la convection du manteau, le noyau s'est stratifié de manière stable, et une possible dynamo précoce a cessé d'opérer [Spohn, 2007]. Un scénario similaire est probable pour Mars. Une tectonique des plaques précoce peut avoir contribué à générer un champ magnétique précoce qui a depuis longtemps disparu, mais qui est enregistré dans des régions magnétisées rémanentes de la croûte [Breuer and Moore, 2007]. L'atmosphère produite par le dégazage des volatils du manteau est protégée du vent solaire par le champ magnétique. En effet, au cours de l'évolution d'une planète, tout ou partie de son atmosphère peut s'échapper vers l'espace par un processus d'érosion généré par le vent solaire. Ce dernier est suffisamment puissant pour arracher des atomes légers comme l'hydrogène à l'atmosphère d'une planète. Les impacts météoritiques peuvent également jouer un rôle important dans la perte et/ou l'accroissement de l'atmosphère [Pham *et al.*, 2009b]. En effet, la puissance d'un impact important altère l'atmosphère. Plus l'impact est important et plus la planète perd d'atmosphère. Le taux de perte de volatils atmosphériques par ces processus va également dépendre de la force de gravité, et donc aussi de la taille de la planète. En effet,

plus la gravité sera faible (et donc la planète petite), plus la planète aura des difficultés à retenir ses volatils atmosphériques, comme ce fut certainement le cas sur Mars. Le champ magnétique représente alors un autre critère d’habitabilité lié à l’importance de la présence d’une atmosphère et plus particulièrement d’une hydrosphère pour l’apparition et le développement de la vie. La rotation planétaire peut également être un critère pertinent pour l’habitabilité car dans certains modèles, elle influe sur la génération d’un champ magnétique (il faut un taux de rotation minimal pour générer un champ magnétique) et affecte la variation de température jour-nuit [*Javaux and Dehant, 2010*].

En résumé, le concept d’habitabilité tient compte de nombreux autres facteurs que simplement la distance planète-étoile. Ces facteurs comprennent la rotation planétaire, avec des conséquences sur le climat et la génération d’un champ magnétique, les relations entre la planète et l’atmosphère, le rôle des volatils dans l’atmosphère et la tectonique des plaques. Ils ont donc des répercussions sur l’apparition de la vie et son évolution.

Dans notre système solaire, seule la Terre répond à ces critères et abrite la vie. Alors que Venus possède des caractéristiques géométriques quasi-identiques à celles de la Terre, et que Mars a eu très certainement de l’eau liquide à sa surface peu après sa formation, pourquoi la Terre est-elle la seule planète tellurique à contenir de l’eau liquide en abondance ? Pour tenter d’apporter des éléments de réponse à cette question, il est nécessaire d’établir un état des lieux des connaissances actuelles concernant les conditions initiales (e.g : rayon, masse, volatils, dynamique de la convection, composition chimique) lors de la formation des planètes.

## 1.2. Formation des planètes telluriques

La compréhension de la formation des planètes telluriques est un préalable important dans la cadre de cette thèse, puisqu’elle permet, à la fois de situer l’étude dans le contexte de l’accrétion planétaire, mais aussi de mieux cerner les contraintes physico-chimiques liées à la formation des planètes.

La formation de notre soleil a eu lieu il y a environ 4.6 Ga lors de l’effondrement sur lui-même d’une partie du nuage protosolaire. Très vite, un disque protoplanétaire s’est formé autour de la toute jeune étoile où les grains de poussières se sont regroupés. Au cours du temps, les grains de poussière se sont agglomérés par des mécanismes encore peu connus, jusqu’à atteindre une taille de l’ordre du kilomètre pour former des planétésimaux. Par la suite, l’attraction gravitationnelle entre les planétésimaux a entraîné des collisions entre eux générant une nouvelle dynamique d’accrétion. Certains planétésimaux ont alors grossi jusqu’à une taille de plusieurs centaines de kilomètres pour former des embryons planétaires. Cette phase est appelée la phase “Runaway growth”. Enfin, lorsque les masses des embryons planétaires sont devenues importantes et que les perturbations qu’ils génèrent ont commencé à gouverner la dynamique d’accrétion, les planétésimaux restant n’ont quasiment plus participé qu’à l’accroissement des embryons planétaires jusqu’à une taille de

plusieurs milliers de kilomètres pour former une planète. Cette phase est appelée la phase “Oligarchic growth”.

De manière synthétique, l’accrétion des planètes telluriques s’effectue en trois étapes : (i) formation de planétésimaux, puis (ii) formation d’embryons planétaires et enfin (iii) formation des planètes.

L’apport de l’eau sur les planètes telluriques est un sujet encore débattu aujourd’hui. Il existe différentes sources possibles telles que l’origine nébulaire, le bombardement cométaire ou encore l’accrétion de planétésimaux provenant du système solaire extérieur [Ikoma and Genda, 2006; Delsemme, 1992, 1999; Morbidelli et al., 2000; Raymond et al., 2004, 2005, 2006, 2007; O’Brien et al., 2006; Lunine et al., 2007]. Il semblerait cependant que l’eau ait été apportée sur les planètes telluriques en grande partie au cours de leur accrétion [O’Brien et al., 2010; Morbidelli et al., 2012] (Voir Fig. 1.1).

La période traitée dans cette thèse se situe vers la fin de l’accrétion des planètes, lors de la phase “Oligarchic growth”. Bien que les deux premières étapes ne soient pas incluses dans la période de temps étudiée dans cette thèse, elles restent cependant importante pour introduire et comprendre la formation des planètes telluriques. En effet, les caractéristiques physiques et surtout chimiques des planètes telluriques (en particuliers leur composition en eau) sont déterminées principalement lors de ces deux premières étapes. Les sections qui suivent s’appuient fortement sur les travaux effectués par Morbidelli et al. [2012] sur la dynamique d’accrétion des planètes telluriques du système solaire.

### 1.2.1. Formation des planétésimaux

A l’origine, à la place de ce qui deviendra le système solaire, il y a un nuage protosolaire constitué de gaz et de poussières. Au cours du temps, des instabilités gravitationnelles s’y développent localement, entraînant l’effondrement partiel de ce nuage sur lui-même et la formation d’une étoile, ici notre soleil. A la suite de cet effondrement un disque proto-planétaire se forme autour de la toute jeune étoile dû à la conservation du moment angulaire de la matière qui le constitue (e.g. [McCaughrean and O’dell, 1996; Kenyon and Hartmann, 1995]). Dans ce disque, les grains de poussière sédimentent en une couche fine au niveau du plan médian du disque [Weidenschilling, 1980]. Le passage de ces grains de poussière à des planétésimaux de taille kilométrique reste mal connu. En effet, on pourrait penser que le fait de se concentrer vers le plan médian collerait les grains entre eux pour former des objets de plus en plus grands à travers un processus d’accroissement ordonné. Mais les particules de taille centimétrique sont trop petites pour entrer en collision entre elles par gravitation et trop grosses pour se coller ensemble à travers des forces électrostatiques. De plus les grains sont entraînés vers l’étoile par le gaz [Weidenschilling, 1977]. Leur vitesse de dérive, qui dépend de leur taille, serait si grande (plusieurs cm/s) que les collisions entre des particules de tailles différentes ne les agglomérerait pas mais les briserait [Wettlaufer, 2010]. Une alternative au processus d’accroissement ordonné est la formation de planétésimaux

due à la gravité collective des essaims de particules de poussière concentrés dans certaines zones tourbillonnaires [Johansen et al., 2007; Cuzzi et al., 2008]. Ces modèles “gravitoturbulent” [Morbidelli et al., 2012] peuvent expliquer la formation de planétésimaux de taille d’environ 100 km ou plus sans avoir à passer par des tailles intermédiaire, contournant ainsi le problème énoncé précédemment. La distribution en taille des objets dans la ceinture astéroïdale et de Kuiper, dont la plupart de la masse est concentrée dans des objets d’environ 100 km, vient en appui à ce scénario. Bien qu’il reste encore quelques points à éclaircir sur ce sujet, cela fournit malgré tout une première réponse au mystère de la formation des planétésimaux à partir des grains de poussière. Une fois qu’il y a suffisamment de particules concentrées dans une région du disque, le temps de formation des planétésimaux est très court [Johansen et al., 2007; Cuzzi et al., 2008]. Cependant, la formation de ces poches (essaims) de particules concentrées s’effectue de manière sporadique [Cuzzi et al., 2010; Chambers, 2010] et de fait la formation des planétésimaux peut s’étendre sur une longue période.

### 1.2.2. Les embryons planétaires

Une fois que suffisamment de planétésimaux sont présents dans le disque proto-planétaire et que les dynamiques d’accrétion sont dominées par l’effet d’attraction gravitationnelle entre eux, la seconde étape peut commencer. Durant cette phase d’accrétion appelée “Runaway growth”, les gros corps grossissent plus vite que les petits et leur différence de masse augmente. Au début, il n’y a que peu de gros corps et la dynamique d’impact est gouvernée par les petits corps. L’accroissement de la masse d’un corps est la condition pour le “Runaway growth”. Ce dernier s’effectue sur des échelles de temps qui dépendent du temps Képlérien (c’est-à-dire le temps pour que les orbites de deux corps se rencontrent), de la taille des planétésimaux et de la densité locale de matériaux solides disponibles qui déterminera à la fin de cette phase la taille maximale des embryons. Pour une densité locale de matériaux solides disponibles raisonnable, Morbidelli et al. [2012] ont déterminé que ce processus peut former des embryons planétaires dont la masse va de celle de la Lune à celle de Mars, à une distance au soleil de 1 UA et sont séparés entre eux par une distance d’environ 0.01 UA, en 100 000 ans à 1 Ma.

Le “Runaway growth” s’achève lorsque les masses des gros corps deviennent importantes [Ida and Makino, 1993] et les perturbations générées par les gros corps commencent à gouverner la dynamique d’accrétion [Morbidelli et al., 2012]. A ce stade les petits corps restants ne collisionnent plus que très rarement entre eux et participent plutôt à l’accroissement des embryons planétaires : on appelle cela la phase “Oligarchic growth” [Kokubo, 1998; Kokubo and Ida, 2000; Chambers, 2006]. En résumé, l’accroissement des planétésimaux en embryons planétaires s’effectue sur un temps très court impliquant de ce fait une dynamique d’impacts rapide et efficace.

### 1.2.3. Les planètes terrestres

Au début de la phase “Oligarchic growth” le système solaire avait la structure suivante :

- Dans la partie interne, un disque de planétésimaux et d’embryons planétaires
- Dans la partie centrale, un système pleinement formé de planètes géantes qui se sont formées rapidement (mécanisme encore peu connu).
- Au-delà de l’orbite de ces dernières, un autre disque de planétésimaux.

Lors de la dissipation du gaz du disque proto-planétaire, les excentricités des planétésimaux et des embryons planétaires se sont accrues rapidement, menant à des intersections entre leurs orbites et donc à des collisions [*Chambers and Wetherill*, 1998]. En effet, le gaz a un effet de stabilisation sur les orbites des planétésimaux et des embryons car il amortit leur excentricité. Mais une fois dissipée, l’excentricité peut prendre des valeurs plus élevées et ainsi augmenter la probabilité de collision entre les corps. Plusieurs simulations numériques ont montré que la dynamique d’évolution est différente entre la région des planètes telluriques et la ceinture d’astéroïdes [*Chambers and Wetherill*, 2001; *Raymond et al.*, 2004, 2005; *O’Brien et al.*, 2006]. En effet, dans la région des planètes terrestres, les perturbations gravitationnelles exercées par Jupiter sont faibles et par conséquent les excentricités des embryons restent petites. Ainsi, les embryons collisionnent entre eux à des vitesses suffisamment faibles pour ne pas s’éjecter mutuellement de leur orbite. En revanche, la ceinture astéroïdale est soumise à de multiples résonances gravitationnelles puissantes exercées par Jupiter et qui déstabilisent de manière importante l’excentricité des objets résonants. Certains de ces objets peuvent alors disparaître, soit en entrant en collision avec le soleil ou Jupiter elle-même, soit en adoptant une excentricité hyperbolique qui les expulse du système solaire. D’autres participeront à l’accrétion des planètes telluriques ou resteront dans la ceinture astéroïdale. Le résultat de cette phase hautement chaotique est l’élimination de tous les embryons originaires de la ceinture astéroïdale et la formation d’un petit nombre de planètes telluriques allant jusqu’à une masse maximale équivalente à celle de la Terre entre 0.5 et 2 UA sur plusieurs dizaines de millions d’années (e.g. [*Chambers and Wetherill*, 2001; *Raymond et al.*, 2004, 2005; *O’Brien et al.*, 2006]). Bien que ces simulations aient réussi à reproduire la formation de la Terre et de Venus, il n’en est pas de même pour Mars. En effet, les simulations montrent que la taille de la planète située à la distance de Mars est toujours trop grosse par rapport à sa taille actuelle [*Wetherill*, 1991; *Chambers*, 2001; *Raymond et al.*, 2009]. De plus, son temps d’accrétion est aussi plus court (quelques millions d’années) que celui des astéroïdes et donc beaucoup plus rapide que pour la Terre [*Dauphas and Pourmand*, 2011]. *Hansen* [2009] a montré que le paramètre clé pour obtenir une petite Mars résidait dans la distribution radiale des matériaux solides dans le disque. En effet, il a montré qu’en l’absence de matériaux

solides au-delà de 1 UA, on obtenait la formation d'une petite Mars avec une grosse Terre quelque soit l'orbite des planètes géantes. Pour expliquer ce phénomène, *Walsh et al.* [2011] ont envisagé le scénario suivant qu'ils ont appelé "The Grand Tack" : premièrement, Jupiter migre vers l'intérieur du système solaire pendant que Saturne continue de grossir. Puis lorsque Saturne atteint une masse proche de celle d'aujourd'hui, elle migre à son tour vers l'intérieur du système solaire. Sa migration étant plus rapide que celle de Jupiter, elle finit par capturer cette dernière dans la résonance 3 :2 (c'est une synchronisation des révolutions autour du soleil des deux planètes par interaction gravitationnelle : lorsque Jupiter effectue 3 révolutions autour du soleil, Saturne en effectue exactement 2) [*Masset and Snellgrove*, 2001; *Pierens and Nelson*, 2008]. Pour finir, les deux planètes migrent vers l'extérieur du système solaire jusqu'à la dissipation totale du gaz du disque. Ainsi, le premier passage de Jupiter vers l'intérieur du système solaire aurait dépeuplé la ceinture astéroïdale. Puis, lors de son deuxième passage, cette fois ci vers l'extérieur du système solaire, une partie de la ceinture se serait recomposée, mais avec des astéroïdes provenant de la région des planètes géantes ou d'au delà. Bien que les preuves de ce scénario ne soient pas établies du fait du manque de connaissance détaillée sur la formation des planètes géantes, il pourrait expliquer pourquoi il peut y avoir une absence totale de matériaux solides au-delà de 1 UA et permettre ainsi la formation d'une petite Mars. Il pourrait également expliquer pourquoi la ceinture astéroïdale est composée de différents types d'astéroïdes et pourquoi les échelles de temps d'accrétion de Mars et des astéroïdes sont comparables. En effet, lors du premier passage de Jupiter, l'éjection des astéroïdes a vidé toute la zone située au-delà de 1 UA. De ce fait, l'absence de matière solide dans cette zone a stoppé l'accrétion de Mars. De plus, le fait qu'une partie de la ceinture se soit recomposée avec des astéroïdes provenant d'entre les planètes géantes ou au delà après le deuxième passage de Jupiter, peut expliquer la provenance de l'eau sur les planètes telluriques. En effet, si les planétésimaux dans le disque interne étaient secs et pauvres en volatils [*Albarède*, 2009], alors l'eau n'a que 3 sources potentielles pour son origine :

### 1- Origine nébulaire [*Ikoma and Genda*, 2006]

La planète aurait capturé une atmosphère riche en hydrogène à partir de l'hydrogène du disque protoplanétaire jusqu'à une masse de  $10^{21}$  kg. Puis l'hydrogène atmosphérique se serait oxydé, peut être par FeO dans l'océan de magma pour produire de l'eau. Cependant, le ratio initial D/H de l'eau serait alors solaire et les échelles de temps correspondant aux observations via l'échappement hydrodynamique seraient trop longues.

### 2- Bombardement cométaire [*Delsemme*, 1992, 1999]

Bien que cette hypothèse ait été longtemps privilégiée par les chercheurs, ces derniers ont cependant soulevé deux problèmes majeurs :

- 1er problème : le rapport D/H de la vapeur d'eau relâchée par les comètes est égal à 2 fois celui observé sur la Terre ( $1.59 \times 10^{-4}$  pour la Terre [*Lecuyer et al.*, 1998])

contre  $2.96 \times 10^{-4}$  en moyenne pour les comètes [*Delsemme, 1992*]) et il n'existe aucun processus terrestre connu qui pourrait diminuer ce ratio originel de l'eau. Néanmoins, de récentes études sembleraient indiquer que des comètes provenant de la ceinture de Kuiper auraient un ratio D/H similaire à celui de la Terre (e.g :  $1.61 \times 10^{-4}$  [*Hartogh et al., 2011*]).

- 2ème problème : la probabilité de collision d'une planète tellurique avec une comète est très petite [*Morbidelli et al., 2000*].

De plus, à partir des mesures du ratio glace/poussière dans les comètes, il a été démontré que moins de la moitié de la masse de la comète est sous forme de glace d'eau. De ce fait, seulement  $2.5 \times 10^{-5}$  masse terrestre serait délivrée par le bombardement cométaire (et en négligeant la perte due à l'impact), soit 10% de l'eau crustale (océan+atmosphère).

3- Accrétion de l'eau provenant de planétésimaux et/ou d'embryons planétaires de la ceinture d'astéroïdes extérieure [*Morbidelli et al., 2000; Raymond et al., 2004, 2005, 2006, 2007; O'Brien et al., 2006; Lunine et al., 2007*].

D'un point de vue isotopique, cette hypothèse serait la plus probable car le ratio moyen D/H de l'eau dans les chondrites carbonées est presque identique à celui de la Terre ( $1.5 \times 10^{-4}$ ; [*Dauphas et al., 2000*]). Selon le scénario classique, si Jupiter avait eu une orbite de départ comparable à l'actuelle, voire plus étendue, peu de matériel aurait été accrété à partir de la ceinture astéroïdale extérieure et les planètes terrestres auraient été presque complètement sèches [*O'Brien et al., 2006; Raymond et al., 2009*]. En revanche, selon le scénario "The Grand Tack" de *Walsh et al.* [2011], pour chaque planétésimal primitif implanté dans la ceinture astéroïdale extérieure, 10 à 30 planétésimaux ont fini sur des orbites qui ont croisé la région de formation des planètes terrestres pour un total de  $3 \times 10^{-2}$  à  $11 \times 10^{-2}$  masses terrestres. *O'Brien et al.* [2010] ont montré que dans cette situation la Terre aurait accrété environs 0.5% à 2% de sa masse à partir de ces objets, ce qui est suffisant pour apporter la quantité actuelle d'eau sur Terre (pour des planétésimaux primitifs contenant 5-10 wt% d'eau). Il est à noter que dans les deux simulations, les embryons planétaires ne sont pas pris en compte, ce qui sous-estime le résultat précédent. Selon les deux scénarios, l'eau est accrétée au cours de la formation de la planète et pas à la fin. En conséquence, l'accrétion de l'eau n'est pas uniforme à travers l'accrétion de la planète; par exemple, elle s'accélère vers la fin de l'accrétion de la planète [*Morbidelli et al., 2012*].

Le temps requis pour qu'un embryon planétaire atteigne la taille définitive d'une planète est de l'ordre de plusieurs millions d'années. Le flux d'impact devait donc être plus faible que lors de la phase "Runaway growth" mais a dû apporter une plus grande quantité de matière par impact. Selon *Stevenson* [2007], ces impacts géants ont certainement créé de grandes zones de fusion sur les protoplanètes et au moins un océan de magma transitoire. Il considère cette hypothèse raisonnable en raison du temps disponible limité pour dissiper la chaleur due aux impacts, et celle plus élevée produite par les éléments radioactifs de cette époque. *Stevenson* [2007] pense également qu'il est possible qu'il y ait eu un océan de magma durable, même

durant les longs intervalles de temps (10 Ma) entre les impacts géants. En effet, cet océan de magma aurait été couvert d'une atmosphère de vapeur générant un effet de serre et soutenue par une "pluie" de petits corps dont la chaleur aurait chauffée la base. Néanmoins, selon *Stevenson* [2007], ce type d'océan de magma est moins sûr que l'océan transitoire qui est présent immédiatement après l'impact géant.

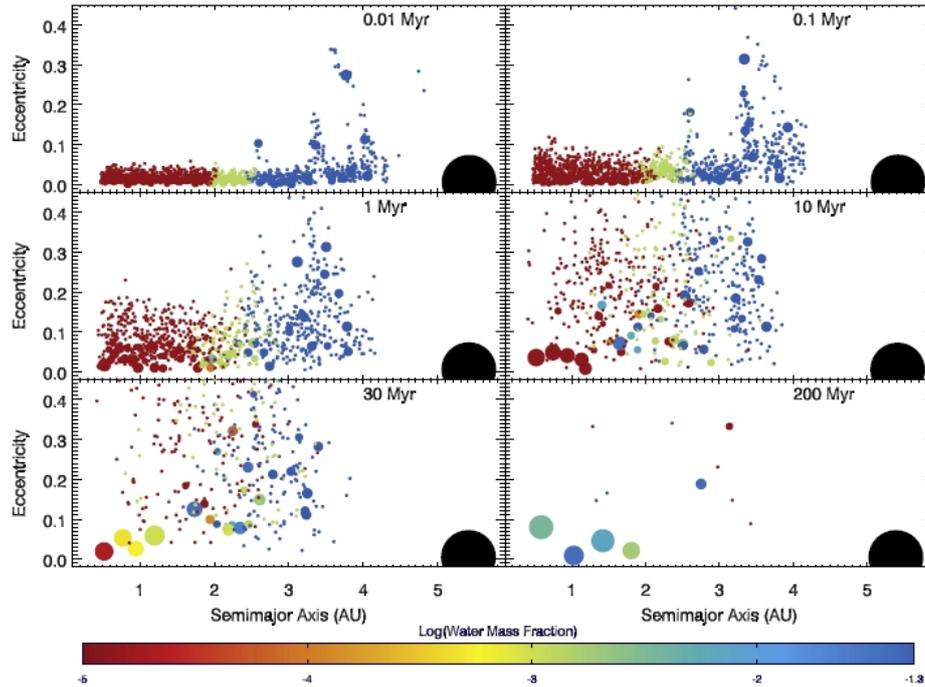
L'origine de l'apport de l'eau est expliquée de manière convaincante par le scénario de *Walsh et al.* [2011]. En effet, les rapports D/H semblent corroborer le fait que la majorité de l'eau proviendrait d'astéroïdes situés entre ou au-delà des planètes géantes. Durant l'accrétion des planètes telluriques, les planétésimaux auraient apporté une quantité d'eau de l'ordre de 0.05-0.1wt% [*Morbidelli et al.*, 2000] à 20 wt% [*Wood*, 2005]. D'autres part, cela serait aussi compatible avec les rapports isotopiques de l'eau, compatible avec une comparaison de chondrites à Enstatites [*Javoy et al.*, 2010]

Les travaux de cette thèse se situent lors de la phase terminale de l'accrétion des planètes telluriques, au début du refroidissement des océans de magma formés par les multiples impacts. Les impacts étant de moins en moins fréquents et de plus en plus gros à la fin de la phase "Oligarchic growth", l'océan de magma est considéré dans cette étude comme très profond (profondeur du manteau) et formé à la suite d'un unique gros impact. Les quantités initiales de volatils apportées par les planétésimaux dans cette étude correspondent pour l'eau à la quantité totale actuellement présente sur Terre (manteau+croûte+atmosphère) ( $4 \times 10^{-2}$  wt%) et pour le  $CO_2$  à la quantité atmosphérique actuellement présente sur Venus ( $1 \times 10^{-2}$  wt%). Ces quantités sont équivalentes à des pressions partielles atmosphériques de 300 bars et 100 bars respectivement pour l'eau et le  $CO_2$ . Le modèle atmosphérique auquel est couplé le modèle d'océan de magma n'est cependant pas en mesure de représenter avec précision une pression partielle totale supérieure à 1000 bars, bien que la quantité d'eau maximale apportée par les planétésimaux soit estimée à 20 wt% par *Wood* [2005].

### 1.2.4. Contraintes sur les contenus en volatils

Les planétésimaux sont formés sur différentes échelles de temps et en différents endroits du disque. En effet, une concentration suffisante de particules pour former des planétésimaux est possible seulement si le ratio solide/gaz est plus grand qu'une certaine valeur seuil [*Johansen et al.*, 2009]. En principe, ce ratio augmente au cours du temps avec la dissipation du gaz du disque proto-planétaire [*Throop and Bally*, 2005], réduisant ainsi le temps de formation des planétésimaux. Au cours de leur formation, les planétésimaux (ou astéroïdes) sont distribués de manière radiale par rapport au soleil : (i) les astéroïdes de type E prédominant dans la région de Hungaria à 1.8 UA [*Fornasier et al.*, 2008], les astéroïdes de type S prédominant dans la ceinture interne (2.1-2.8 UA) [*Binzel et al.*, 1996] et les astéroïdes de type C prédominant dans la ceinture externe (au-delà de 2.8 UA) [*Burbine et al.*, 2000]. Leur composition, en particulier leur contenu en eau, dépend de leur distance au soleil (Fig. 1.5). En effet, l'eau est abondante dans les astéroïdes de type C, intermé-

diaire dans les astéroïdes de type S et absente dans les astéroïdes de type E [Robert, 2003]. Les planétésimaux dans le disque interne (de la ceinture astéroïdale interne jusqu'aux régions des planètes telluriques) semblent avoir été secs et pauvres en volatils. Ce point est confirmé par Albarède [2009] qui dit que les gaz de la nébuleuse solaire se sont probablement dissipés avant que la température ne diminue suffisamment pour permettre aux volatils de condenser dans le système solaire interne. Ceci expliquerait le manque d'objets proches des planètes telluriques riches en volatils.



**Figure 1.5.:** Simulation de l'accrétion des planètes telluriques du système solaire avec Jupiter et Saturne capturées dans la résonance 3 :2 obtenue à partir de Raymond et al. [2009]. La taille de chaque corps est proportionnelle à sa masse<sup>1/3</sup>. La couleur de chaque corps correspond à son contenu en eau par masse, à partir du rouge (sec) au bleu (5 wt%). Jupiter est représentée par un gros point noir mais Saturne n'est pas représentée.

La distribution radiale des planétésimaux par rapport au soleil nous donne également une première idée sur les origines de l'eau sur les planètes telluriques. En effet, de récentes études ont établi que, plus un objet est proche du soleil, plus son rapport D/H est bas [Drouart et al., 1999; Mousis et al., 2000; Mousis, 2004; Horner et al., 2007, 2008]. Le rapport entre le deuterium et l'hydrogène dans l'eau est un outil important dans l'étude de la formation des planètes telluriques et en particulier leur composition en eau [Horner et al., 2009]. Nous connaissons bien les rapports actuels, mais pas ceux à l'origine. De nombreuses études ont été menées sur ce sujet (e.g : [Donahue, 1999; Lecuyer et al., 2000; Solomon, 2005]) mais des

phénomènes tel que l'échappement hydrodynamique rendent les calculs beaucoup plus complexes. C'est pourquoi, dans le but de simplifier ces calculs, certains auteurs ont supposé que les 3 planètes telluriques avaient le même rapport D/H à l'origine [Krasnopolsky et al., 1998; Lecuyer et al., 2000; Gurwell, 1995]. Cependant cette supposition, bien qu'utile pour la simplification des calculs pour l'étude du rapport D/H sur les planètes telluriques, n'est pas du tout réaliste [Horner et al., 2009]. En effet, la nature des collisions entre planétésimaux étant chaotique, il serait fort peu probable qu'à la fin de l'accrétion des trois planètes telluriques, celles-ci aient eu le même rapport D/H. De plus, *Levison et al.* [2001] et *Lunine et al.* [2003] suggèrent que Mars aurait subi plus d'impacts provenant de la région de Neptune et Uranus au cours de son histoire que les deux autres planètes telluriques. Ils en concluent alors que Mars a dû recevoir une quantité d'eau différente par rapport aux deux autres planètes, du fait que la majorité de cet apport proviendrait de régions différentes. Suite à de nombreuses simulations, *Horner et al.* [2009] concluent également que Mars a dû subir plus d'impacts d'astéroïdes que les deux autres planètes et que Vénus a subi plus d'impacts cométaires, la Terre se trouvant entre les deux. Ainsi, Venus représenterait plus le système solaire externe que Mars. De ce fait, étant donnée la différence de provenance de l'eau pour les trois planètes telluriques, *Horner et al.* [2009] en déduisent que Mars, la Terre et Venus ont dû avoir trois rapports D/H différents à l'origine.

D'après les rapports D/H actuels sur Terre, l'apport cométaire en eau ne dépasserait pas 12% de la quantité d'eau totale apportée [Horner et al., 2009]. Cependant, cette estimation ne prend pas en compte l'apport en eau des comètes provenant de la ceinture de Kuiper (e.g : [Hartogh et al., 2011]). La quantité en eau apportée par les comètes pourrait donc être plus importante. Toutefois, la probabilité de collision d'une comète avec la Terre restant faible, il est probable que la quantité totale d'eau apportée par les comètes n'a pas due être beaucoup plus importante. Ce serait plutôt l'accrétion de chondrites carbonées (5-10 wt% d'eau) qui aurait le plus apporté d'eau sur les planètes telluriques [Horner et al., 2009; Morbidelli et al., 2012]. La table 1.1 résume les différents contenu initiaux en eau considérés sur les trois planètes et principalement sur Terre. Les simulations numériques de *Raymond et al.* [2009] donnent des estimations sur les contenus initiaux en eau sur les trois planètes telluriques. Ainsi, dans une des simulations, ils estiment que les trois planètes contenaient initialement à la fin de leur accrétion environ la même quantité d'eau (table 1.1). Alors que dans une deuxième simulation, ils estiment que les trois planètes avaient un contenu initial en eau assez différent à la fin de leur accrétion (table 1.1). D'autre part, *Morbidelli et al.* [2000] considèrent un contenu initial en eau sur Terre deux fois plus important qu'actuellement (table 1.1), alors qu'*Abe et al.* [2000] estiment que la Terre aurait pu contenir jusqu'à 50 fois la masse d'eau actuelle des océans. Dans le cas de cette thèse, nous considérons que les 3 planètes ont le même contenu initial en eau de l'ordre de  $10^{-2}$  wt%.

**Table 1.1.:** Contenus initiaux en eau estimés sur Venus, Terre et Mars

Auteurs	Venus	Terre	Mars
[ <i>Raymond et al.</i> , 2009] (contenus identiques)	$10^{-1}$ wt%	$10^{-1}$ wt%	$10^{-1}$ wt%
[ <i>Raymond et al.</i> , 2009] (contenus différents)	$10^{-3}$ wt%	$10^{-2}$ wt%	1 wt%
[ <i>Morbidelli et al.</i> , 2000]		$10^{-3}$ wt%	

### 1.3. Contraintes actuelles sur l’histoire primitive des planètes telluriques : Mars, Terre et Vénus

La section précédente a permis d’établir des contraintes sur l’évolution des planètes par rapport à leur passé, à leur formation. Cependant, les contraintes liées à l’observation des planètes actuelles sont également importantes à prendre en compte. En effet, Mars, la Terre et Vénus possèdent encore toutes les trois des traces plus ou moins visibles de l’histoire de leur évolution. Ainsi, sur Mars on peut observer des réseaux de vallées pouvant indiquer un passé plus humide et plus chaud [*Helbert and Hauber*, 2007; *Werner*, 2008; *Carr and Head*, 2010; *Fassett and Head*, 2011]. Sur Terre, malgré l’important recyclage dû à la tectonique des plaques, des roches et des minéraux suffisamment bien conservés donnent des informations sur son histoire [*Wilde et al.*, 2001; *Javaux and Dehant*, 2010; *Strasdeit*, 2010; *Tarduno et al.*, 2010; *Jaupart and Mareschal*, 2011]. Sur Vénus, malgré l’important resurfacement magmatique qui a dû effacer toutes traces de la présence passée d’eau à sa surface, le rapport D/H mesuré dans l’atmosphère indique une quantité plus importante d’eau dans son passé [*Donahue et al.*, 1982, 1997]. Cette section va donc établir les contraintes actuelles observables sur l’histoire des planètes Mars, la Terre et Vénus.

#### 1.3.1. Vénus

La taille de Vénus est presque identique à celle de la Terre (95% du rayon terrestre) et sa masse est équivalente à quatre cinquième de celle de la Terre. La pression à sa surface est d’environ 90 bars et sa température de surface est d’environ 480°C. Vénus possède une atmosphère très épaisse composée essentiellement de  $CO_2$  (96.5%) et d’azote (3.5%) avec seulement une petite quantité d’eau (30 ppm [*de Bergh et al.*, 1995; *Fegley et al.*, 1997]). Des indications suggèrent que Vénus aurait eu plus d’eau dans son passé. Elles sont basées sur le rapport élevé deutérium/hydrogène (D/H) dont la valeur est d’environ  $2.5 \times 10^{-2}$  dans la vapeur d’eau atmosphérique de Venus [*Donahue et al.*, 1997]. Ce ratio est environ 160 fois plus élevé que le rapport D/H dans les océans sur Terre, dont la valeur est de  $1.56 \times 10^{-4}$  [*Fegley*, 2003].



**Figure 1.6.:** Photo de Venus [<http://lesdebrouillards.tv>]

L'étude du rapport D/H par *Donahue et al.* [1982, 1997] a conclu que Vénus a dû avoir à un moment de son histoire l'équivalent d'au moins un océan global de 4 m de profondeur et peut-être même un océan global allant jusqu'à 530 m de profondeur. Cette interprétation du ratio D/H peut-être tempérée par le fait que certaines particules de poussières interplanétaires, météorites et comètes ont également un rapport D/H élevé [*Irvine et al.*, 2000]. De ce fait, Vénus pourrait avoir été accrété à partir de matériaux ayant un rapport D/H différent que pour la Terre. Bien que l'activité volcanique extrême de Vénus ait probablement effacé toutes les traces morphologiques d'une activité passée de l'eau, il peut tout de même y avoir encore des traces de minéraux hydratés indiquant un passé riche en eau [*Johnson and Fegley*, 2000]. Si Vénus avait une quantité d'eau initiale similaire à celle de la Terre, cette eau a été convertie en vapeur en raison des hautes températures de surface de la planète. Il reste une question ouverte à savoir si Vénus a perdu son eau à cause d'un "Runaway greenhouse" [*Ingersoll*, 1969; *Rasool and de Bergh*, 1970; *Walker et al.*, 1970] ou d'un "moist greenhouse" [*Kasting*, 1988, 1992] et par des processus d'échappements thermiques et non thermiques déclenchés par le Soleil

jeune [Kulikov *et al.*, 2006, 2007; Lammer *et al.*, 2008]. Le “Runaway greenhouse” se produit lorsque la vapeur d’eau augmente l’effet de serre. Cela va alors augmenter la température de surface, conduisant à l’initiation de plus de vapeur d’eau, qui va contribuer à son tour à réchauffer l’atmosphère. La perte de l’eau dans le cas du “moist greenhouse” se produit lorsque la stratosphère devient humide. Cependant, contrairement au cas précédent, la plupart de l’eau de la planète reste liquide durant le processus. Dans les deux cas, la perte d’eau se produit très haut dans l’atmosphère, où l’eau est photolysée en dihydrogène et en oxygène. Le dihydrogène s’échappe ensuite vers l’espace via des processus d’échappement thermique tandis que l’oxygène réagit avec la croûte planétaire ou s’échappe vers l’espace grâce à des processus d’échappement non thermiques [Kulikov *et al.*, 2006, 2007].

D’autre part, Vénus n’a pas développé de tectonique des plaques semblable à celle de la Terre. Un facteur explicatif pourrait être la température de surface élevée qui affaiblit le flux de chaleur et ralentit la convection [Valencia *et al.*, 2007]. Dans tous les cas, la tectonique des plaques a dû très probablement s’arrêter après que Vénus ait perdu la quasi-totalité de son eau [Nelson, 2004]. Le paysage actuel de Vénus est dominé par des coulées de lave et d’autres morphologies liées à d’autres processus (e.g : coronae). La forte pente de Ishtar Terra à l’ouest et celle beaucoup plus douce à l’Est pourrait représenter une zone de subduction dans l’Ouest causée par la tectonique des plaques [Ansan *et al.*, 1996; Lenardic *et al.*, 1991; Vorder Bruegge and Head, 1990; Janle and Jannsen, 1984]. Dans d’autres régions des panaches peuvent former de grandes provinces ignées (LIP), assurant un transfert de chaleur et produisant des structures de surface comme des plateaux et des volcans (hot spots) [Nijman and Vries, 2004].

Les théories sur la génération d’une dynamo suggèrent qu’il pourrait y avoir eu un moment magnétique sur Vénus du même ordre que celui de la Terre actuelle dans le premier milliard d’années qui a suivi la formation de la planète [Stevenson *et al.*, 1983]. Durant cette période, la convection thermique générée à partir de la chaleur apportée durant l’accrétion pourrait avoir entretenu la dynamo. Par la suite, cette source d’énergie a diminué et aucune autre source ne l’a remplacée. La cristallisation du noyau solide dans l’intérieur de la Terre conserve sa dynamo jusqu’à ce jour grâce aux mouvements de la couche liquide qui l’entoure (noyau liquide). En effet, l’entretien de cette dynamo réside très probablement dans la chaleur latente de cristallisation de la graine. Vénus pourrait être dépourvue d’un noyau solide, soit parce qu’elle ne possède pas les ingrédients internes chimiques ou physiques nécessaires pour la formation d’un noyau solide, soit parce que ces processus se sont peut-être arrêtés à une date antérieure [Stevenson *et al.*, 1983]. Le fait que le refroidissement du noyau de Vénus n’ait pas atteint le point de solidification laisse penser que cette planète serait probablement dans une phase de pré-dynamo [Russel, 1993]. Vénus est donc actuellement une planète sèche et chaude, dépourvue de tectonique des plaques et de champ magnétique. Cependant, il semblerait que pendant le premier milliard d’années, Vénus ait connu des conditions similaires à celles de la Terre actuelle. La disparition de son eau par des mécanismes encore débattus semble être le principal responsable des conditions actuelles de Vénus. En

### 1.3 Contraintes actuelles sur l'histoire primitive des planètes telluriques : Mars, Terre et Vénus

---

effet, l'eau est essentielle pour maintenir active la majeure partie des mécanismes géophysiques dans le temps. De plus, il est également probable que la disparition de l'eau liquide à la surface de Vénus ait empêché le  $CO_2$  de précipiter et donc d'être stocké sous forme de carbonates, contribuant ainsi au maintien du  $CO_2$  en grande quantité dans l'atmosphère. La compréhension de cette grande différence d'évolution entre la Terre et Venus, tant au niveau des processus physiques que chimiques est un des objectifs de cette thèse. En effet, en partant du principe que ces deux planètes, dont les tailles sont quasi-identiques, ont été dotées de la même quantité initiale de volatils (en particulier d'eau), nous allons examiner à travers une étude paramétrique, les causes potentielles de cette différence.

#### 1.3.2. La Terre



**Figure 1.7.:** Photo de la Terre [<http://www.futura-sciences.com>]

L'atmosphère de la Terre est composée essentiellement d'azote (78%) et de dioxygène (20%). Contrairement aux atmosphères de Vénus et de Mars, l'atmosphère de la Terre n'est composée que de très peu de  $CO_2$  (moins de 0.1%). Le dioxyde de carbone ( $CO_2$ ), le méthane ( $CH_4$ ) et l'eau ( $H_2O$ ) sont les principaux gaz à effet de serre sur la Terre. Ces volatils permettent d'augmenter la température de la surface de la Terre à une moyenne de  $15^\circ C$ , soit au-dessus du point de congélation [Lammer *et al.*, 2009]. L'océan terrestre représente une fraction de  $2.8 \times 10^{-4}$  de la masse totale de la Terre et l'eau contenue dans le manteau une fraction de  $0.8 \times 10^{-4}$  à  $8 \times 10^{-4}$  de la masse terrestre [Lecuyer *et al.*, 1998]. Soit, pour l'eau terrestre, une fraction totale de l'ordre de  $5 \times 10^{-4}$  à  $10^{-3}$  masse terrestre. Cependant une plus grande quantité d'eau a pu résider sur la Terre primitive avant d'être perdue

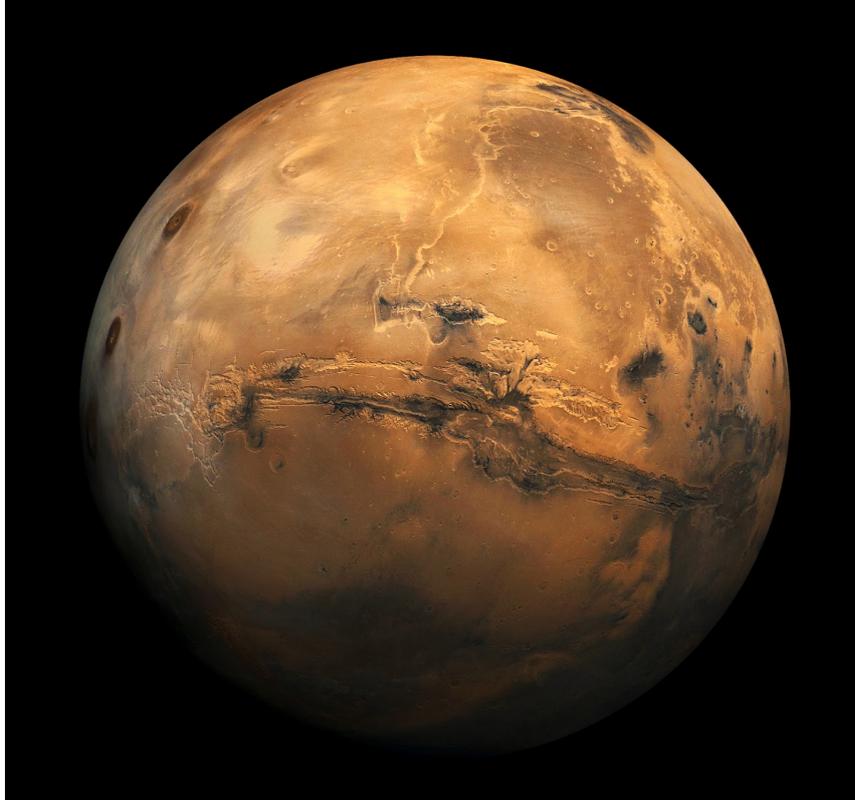
pendant la formation du noyau ou par érosion par impact.

L'événement qui a permis la formation de la lune, quelques millions d'années après la formation du système solaire, a probablement entraîné un dégazage drastique du proto-manteau et la perte de l'atmosphère primitive. Si l'eau était arrivée tôt sur Terre, l'impact aurait vaporisé l'océan précoce et produit une épaisse atmosphère riche en  $H_2O-CO_2$ . Cette atmosphère aurait ensuite condensé et précipité sur une proto-croûte en fusion, formant un océan primitif chaud et salin (165-400 Ma après la formation du système solaire). Par conséquent, en plus d'une contribution de la nébuleuse solaire, dont le reste se trouve dans le manteau profond, une source externe d'eau a été apportée par des météorites après l'impact qui a entraîné la formation de la Lune. Ceci est confirmé par la signature isotopique D/H [*Martin et al.*, 2006a], dont la valeur actuelle dans le manteau et les océans est  $5 \times 10^{-4}$  [*Lecuyer et al.*, 1998].

Aucune autre planète dans le système solaire ne semble avoir développé un style de convection de type "tectonique des plaques". La tectonique des plaques "régule" la composition de l'atmosphère terrestre au travers des cycles de volatils tels  $CO_2$  et  $H_2O$ , ainsi que la température de surface par effet de serre permettant la présence d'eau liquide en surface. C'est l'absence de ce mécanisme de recyclage du  $CO_2$  par la tectonique des plaques qui a contribué fortement à l'établissement de la composition actuelle des atmosphères vénusienne et martienne. Ainsi, comme mentionné dans les paragraphes précédents, la tectonique des plaques semble cruciale dans le maintien des conditions d'habitabilité sur de longues échelles de temps géologiques. Les plus vieilles roches préservées sur Terre, localisées au Canada et au Groenland, fournissent entre autres des preuves de l'existence de processus sédimentaires démontrant la présence d'une hydrosphère et de continents émergés il y a environ 3.87 Ga [*Javaux and Dehant*, 2010]. Les plus vieux zircons observés (voir section 1.1) indiquent même qu'une croûte et un océan d'eau aurait pu se former plus tôt sur Terre, au cours de l'Hadéen [*Martin et al.*, 2006a]. Ainsi, il semble qu'un océan d'eau ait été présent sur Terre, ainsi qu'une croûte continentale, durant l'Hadéen (4,56 à 4.0Ga) [*Wilde et al.*, 2001; *Javaux and Dehant*, 2010], rendant la Terre habitable très tôt dans son histoire géologique [*Strasdeit*, 2010]. Cette hypothèse semble être corroborée par l'analyse d'isotopes éteints dans de très vieux gneiss [*Jaupart and Mareschal*, 2011]. De plus, des roches datant de 3,4-3.45 Ga situées en Afrique du Sud ont enregistré les signaux fossilisés d'un champ magnétique, d'une intensité équivalente à 50-70% de la valeur actuelle. Cela indique donc qu'une magnétosphère a dû protéger (au moins partiellement) l'atmosphère primitive de la Terre de l'érosion par le vent solaire [*Tarduno et al.*, 2010].

Comparée aux deux autres planètes telluriques du système solaire dotées d'une atmosphère, la Terre semble bien être une exception. Sa différence, en particulier avec Venus, semble surtout s'appuyer sur le fait qu'elle est la seule planète à avoir conservé son eau. C'est ce facteur essentiel qui a sans doute permis à la Terre de réunir toutes les conditions nécessaires à l'apparition et au développement de la vie. Un comparatif de l'évolution de ces trois planètes telluriques lors des tout premiers millions d'années après leur formation sera étudié dans cette thèse.

### 1.3.3. Mars



**Figure 1.8.:** *Photo de Mars [Http ://www.sur-mars.com]*

Aujourd'hui, la planète Mars est un endroit sec qui ne peut pas abriter la vie à sa surface. L'atmosphère martienne, composée actuellement de  $CO_2$  (95%) et d'azote (3%), s'est échappée en grande partie et est devenue trop mince pour réchauffer la surface de la planète par l'effet de serre mentionné plus haut. La perte de son atmosphère est considérée comme le principal facteur de la faible probabilité de l'existence de la vie à la surface de Mars. L'échappement de l'atmosphère martienne est probablement dû à une combinaison de processus thermiques et non thermiques [Lammer et al., 2003], ainsi qu'à des impacts d'astéroïdes ou de comètes [Pham et al., 2009b]. Il y a 4 à 4,5 Ga, Mars a pu avoir une atmosphère assez épaisse pour maintenir l'eau liquide à la surface (e.g. [Kulikov et al., 2007]) et ainsi favoriser l'apparition et le développement de la vie. En effet, on sait que l'eau liquide devait être abondante sur Mars dans les tout premiers millions d'années après sa formation, car l'étude minéralogique de la surface de la planète a révélé la présence significative de phyllosilicates dans les terrains remontant à cette époque [Bibring et al., 2005], et ils sont de bons indicateurs de l'altération de roches ignées en milieu humide. Mars a donc dû connaître des conditions favorables à la présence d'eau liquide et au développement de la vie avant que cela ne se produise sur la

Terre, et potentiellement Vénus. Une modélisation récente de *Tian et al.* [2009] suggère un début de période noachienne froid et une atmosphère instable de  $CO_2$  soumis à l'échappement thermique. Du milieu à la fin du Noachien (après 4.1Ga), le flux solaire aurait augmenté suffisamment pour permettre au  $CO_2$  volcanique de s'accumuler et former une atmosphère épaisse. De plus, cela aurait également permis à l'eau liquide d'être stable à la surface pour quelques centaines de millions d'années. Ces calculs suggèrent que Mars et la Terre étaient dissemblables dans leur histoire primitive, et soulignent l'importance de la masse de la planète pour conserver son atmosphère et maintenir l'habitabilité [*Tian et al.*, 2009]. Une taille minimale pour une planète terrestre semble donc être un facteur déterminant pour un habitat terrestre analogue à la Terre. En effet, la faible gravité de Mars n'était pas en mesure de retenir l'atmosphère, ni les gaz s'échappant des panaches chauds créés par les impacteurs [*Melosh and Vickery*, 1989; *Manning et al.*, 2006; *Pham et al.*, 2009a].

Les études du système  $^{182}Hf/^{182}W$  dans les météorites de Mars, ont révélé que le noyau de Mars se serait formé plus rapidement que ceux de Vénus et la Terre (environ 30 millions d'années sur Mars, contre plus de 50 millions d'années sur la Terre) [*Lee and Halliday*, 1997]. Contrairement à Vénus, Mars se trouve dans une phase de post-dynamo. En effet, actuellement Mars n'a pas de champ magnétique global détectable [*Acuña et al.*, 1998, 2001; *Connerney et al.*, 2001]. Cependant, la croûte martienne possède encore du magnétisme résiduel et est environ 10 fois plus magnétisée que celle de la Terre [*Connerney et al.*, 2004]. Cela donne donc à penser que Mars avait autrefois une dynamo active. *Acuña et al.* [2001] a proposé que la dynamo magnétique de Mars a cessé de fonctionner relativement tôt dans l'évolution de la planète à l'époque Noachienne, ce qui est en accord avec le modèle de *Breuer and Spohn* [2003]. Les modèles de l'évolution du noyau (e.g : [*Breuer and Spohn*, 2003; *Schubert et al.*, 2000; *Breuer et al.*, 1997; *Lillis et al.*, 2006]) sont compatibles avec un champ magnétique, soit précoce, soit tardif [*Connerney et al.*, 2004; *Lillis et al.*, 2006].

Comme sur Vénus, le style convectif de Mars est de type "monoplaque". La présence probable d'eau sur Mars durant le Noachien et la forte probabilité de la présence d'un champ magnétique généré par la dynamo dans le noyau par le passé semble permettre de supposer que Mars a dû très certainement connaître une tectonique des plaques dans les tout premiers millions d'années qui ont suivi sa formation.

Mars est environ deux fois plus petite que la Terre et Vénus. De part sa petite taille, elle a dû subir un arrêt précoce de sa dynamo et une perte massive de son atmosphère. Dans le cas de Mars, il semblerait que ce soit sa taille qui soit le facteur responsable de la perte de ses conditions probablement favorable à la vie peu après sa formation. L'impact de ce facteur sur l'évolution de Mars sera étudié dans cette thèse.

Dans ce chapitre, nous avons pu voir que plusieurs paramètres, souvent liés entre eux, définissent l'habitabilité d'une planète. La distance de la planète au soleil a été établie comme le premier critère d'habitabilité car elle agit sur la

possibilité de condenser ou pas l'eau. L'eau est d'ailleurs elle-même un paramètre important car elle va contribuer à augmenter l'efficacité de la convection mantellique et permettre la mise en place d'une tectonique des plaques. La grande efficacité de la convection du manteau va alors avoir une influence sur la dynamo du noyau, qui à son tour va permettre la génération d'un champ magnétique. Ce champ magnétique est un paramètre également très important car il permet de protéger l'atmosphère primitive de la planète de l'action d'érosion du vent solaire. La protection de l'atmosphère primitive d'une planète est importante car c'est sa présence qui va déterminer, en relation avec la distance au soleil, la température de surface de la planète et donc la possibilité pour l'eau de condenser et former des océans.

Bien que l'existence de l'eau dans le système solaire semble être bien établie, nous ne savons toujours pas pourquoi la Terre est la seule planète tellurique du système solaire à avoir maintenu de l'eau liquide, surtout dans l'hypothèse où chaque planète a reçu à peu près la même quantité d'eau initialement (voir chapitre 1.2.4). Comprendre l'évolution thermique de chaque planète vers la fin de leur accréation est donc un maillon dynamique essentiel dans la progression vers cette connaissance. À cette période, des océans de magma globaux permanents ou séquentiels pouvaient être générés par les multiples impacts et l'énergie gravitationnelle dégagée. Je m'intéresserai à la question de la possibilité de l'existence d'un océan d'eau à travers une approche paramétrée. C'est à cette fin que j'ai conçu un modèle d'océan de magma couplé avec un modèle atmosphérique développé par *Marcq* [2012]. Nous verrons dans un premier temps les différents modèles qui ont été précédemment développés et sur lesquels je me suis appuyé. Puis dans un second temps, je détaillerai le modèle d'océan de magma et, dans une moindre mesure, celui de l'atmosphère ainsi que leur couplage. Dans un troisième temps, nous verrons les résultats de l'étude paramétrique que j'ai effectuée sur ce couplage et ce qu'ils apportent en plus par rapport aux résultats précédents. Enfin, je discuterai les résultats obtenus et énoncerai les perspectives envisageables pour améliorer la précision et le réalisme de ce modèle couplé. Cette question nécessite également de traiter l'échappement hydrodynamique et des scénarios d'impacts qui seront abordés dans les chapitres suivants.

